

博士論文

相似地震を用いた東北日本沈み込み
プレート境界での準静的すべりの推定

内田 直希

平成 15 年

謝辞

本研究を進めるにあたり、終始熱心なご指導と激励をくださった長谷川昭教授に感謝いたします。長谷川教授によりアスペリティモデルについて紹介していただいたことが本研究の端緒となりました。東京大学地震研究所の松澤暢助教授には、日頃から多くの議論をしていただくと共に、本研究を進める上で生じた様々な問題点の解決法について相談にのって頂きました。感謝いたします。

浜口博之名誉教授、藤本博巳教授、海野徳仁教授、五十嵐丈二教授には、多くの貴重なご教示を頂き本研究を行う上で非常に有益でした。長濱裕幸助教授、山本清彦助教授、日野亮太助教授、三浦哲助教授、三品正明助教授、岡田知己博士、矢部康男博士、中島淳一博士には多くのご助言、ご議論を頂きました。心より御礼申し上げます。大竹政和名誉教授、佐藤春夫教授、西村太志助教授、横浜市立大学の吉本和生助教授に著者の修士課程在学中より頂いたご教示も、本研究の随所に反映されています。

本研究で用いた解析プログラムの一部は、東京大学地震研究所の五十嵐俊博博士に提供していただいたものを修正して用いました。五十嵐博士には、研究の初期から多くの有益な助言やご議論を頂きました。また、東京大学地震研究所の加藤尚之助教授と山中佳子博士には資料を提供していただいた上に、貴重なご助言をいただきました。

波形データは東北大学微小地震観測網により得られたものを使用しました。長期間の良質な観測を維持・管理されているスタッフの皆様に感謝いたします。また、観測点の一部には、リアルタイムデータ交換システムにより提供されている北海道大学、弘前大学、東京大学の観測点も使用しました。地震の震源データは、東北大学地震・噴火予知研究観測センターと気象庁の地震カタログを使用させていただきました。記して感謝いたします。

地震・噴火予知研究観測センターならびに固体地球地球物理学講座の諸先輩や学生の皆様には充実した研究生生活を送る上でお世話になりました。防災科学技術研究所の浅野陽一博士には日頃から多岐にわたりお世話になりました。図の作成にあたっては、Paul Wessel 博士

と Walter H.F. Smith 博士による GMT を使用しました.

本研究を支えてくださった皆様に深く感謝致します.

概要

東北日本の下には、太平洋プレートが約 8cm/year の速度で沈み込んでいる。その相対変位の多くの部分は、プレート境界地震の発生する深さ約 60km 以浅の領域においても、準静的なすべりによりまかなわれていると考えられており、そのようなすべりを捉え、その時間発展を追うことは、プレート境界で発生する多様な地震活動のメカニズムを理解する上で非常に重要である。本研究では、プレート境界面の準静的すべり領域に存在する小さなアスペリティが繰り返し破壊することにより生じると考えられる相似地震を用いて、準静的すべりの時空間分布を推定することを試みた。

用いたデータは、1984年7月から2003年4月の20年近くの期間における東北大学微小地震観測網によるデジタル波形データである。同一観測点のP波、S波を含む40秒間の波形について、相互相関係数を計算し、その値が0.95以上となる観測点が2つ以上ある地震を相似地震として選び出した。選ばれた相似地震は、マグニチュードが3前後の地震が多数を占め、大きく分けて1ヶ月程度以内に活動が終了してしまうグループと、3年程度以上の長期にわたって活動するグループとに分けられる。そのうち、後者は、プレート境界において持続的にすべりが進行している領域内の孤立したアスペリティが繰り返し破壊することにより発生していると考えられる。

長期にわたって活動するグループは、Igarashi et al. (2001) により求められた、低角逆断層型地震の発生の西縁近くの領域や海溝近くの領域に多く見られた。このような領域は、準静的すべりが卓越する場所と考えられる。空間分布を細かく見ると、地震性すべり領域と考えられる大地震のアスペリティと相補的な分布を示すことが分かった。また、海溝軸近傍では、相似地震の分布域が、構造探査から比較的厚い堆積層の存在が推定されている場所や津波地震の発生域と対応していることが分かった。一方、相似地震が周囲の準静的すべりに追いつくように発生していると考えられることに基づいて、その積算すべりから、相似地震を発生させるアスペリティの周囲の準静的なすべりの積算量を見積もることができる。

積算すべり（準静的すべり量）は、低角逆断層型地震の発生の西縁付近では、ほぼ一定の割合で増えていくのに対し、海溝に近い領域では、地震を伴った間欠的なすべりの加速が見られた。また、これまで知られていなかった M6 以上のプレート境界地震の多くが余効すべりを伴うことや、大規模な群発地震活動の発生時期と対応した準静的すべりの加速が見られることもわかった。

さらに、このような準静的すべりの加速が見られた大地震の発生前後や群発的な地震活動時の準静的すべりについて詳細に調べることにより、以下のような知見が得られた。余震や群発的な地震活動中には、数多くの相似地震が見出され、本震や最大地震など大きなアスペリティの破壊後に、その周囲で準静的すべりが加速し、それが伝播する様子が捉えられた。準静的すべりは、アスペリティの大きさに比べ、かなり広い範囲に広がる。また、それは、本震や最大地震のアスペリティの近くではその破壊直後から急激に始まるが、離れた場所では、すべりの開始が遅れたり、立ち上がりが鈍かったりする。そして、時には、まったく地震を起こさずに伝播する場合もある。このような特徴は、速度-状態依存摩擦構成則によるシミュレーションの結果とも整合する。

以上の結果は、東北日本沈み込みプレート境界における余震活動や群発的な地震活動の発生において、準静的すべりが重要な役割を果たしていることを示す。大小のアスペリティと準静的すべり域の相互作用によって、これらの多様な地震活動を統一的に説明できる可能性がある。

また、本研究で得られた準静的すべりの時間変化が、大・中規模のアスペリティの破壊に影響を与えていると考えられる事例も見つかった。1989 年三陸沖地震 (Mj7.1)、1992 年三陸沖地震 (Mj6.9)、1994 年三陸はるか沖地震 (Mj7.6)、2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8)の前には、震源の近くで準静的すべりの加速が推定された。ここで見つかったすべりは、分解能の関係からアスペリティと準静的すべりの位置関係が明確ではない 1992 年の地震を除いて、本震アスペリティの破壊の開始点側で発生しており、地震前の準静的すべりが地震の発生を促進した可能性が考えられる。

また、1992年三陸沖地震 (Mj6.9)を含む群発地震活動の後、準静的すべりの加速が、その陸側にあたる、釜石沖まで伝播したことが推定された。この釜石沖には、ほぼ5年間隔で $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震を繰り返し発生していると推定される約1km程度の拡がりのアスペリティがある。準静的すべりの加速の到達後、Mj4.8の地震が平均繰り返し間隔より短い時間間隔で発生しており、相似地震から見積もられた準静的すべりの加速がアスペリティの破壊に影響を与えたと推定される1例であるといえる。

本研究では、相似地震活動の解析から、プレート境界に広く準静的すべり領域が分布していること、そこでのすべりがプレート境界での多様な地震活動と関係していることを明らかにした。本研究によりその一部が解明された、プレート境界における準静的すべり領域のふるまいは、プレート境界地震の発生過程に準静的すべりが大きく関与していることを示している。今後、さらに多くの事例を積み重ね、その物理過程の理解を深めることによって、プレート境界地震の発生過程がより明らかになっていくものと期待される。

目次

謝辞	i
概要	iii
目次	vi
第 1 章 序論	1
1.1 東北日本太平洋下の地震活動とプレート境界のアスペリティ	1
1.2 非地震性すべりに関する過去の研究.....	3
1.3 本研究の目的.....	4
第 2 章 相似地震解析	6
2.1 相似地震と準静的すべり	6
2.2 相似地震の抽出	7
2.3 結果.....	10
2.4 考察.....	12
第 3 章 準静的すべりの時空間分布	27
3.1 すべり量の見積もり	27
3.2 過去約 20 年間の準静的すべりの時空間分布.....	28
3.3 議論.....	32

第 4 章 プレート間大地震前後での準静的すべり	50
4.1 1989 年三陸沖地震 (Mj7.1).....	51
4.2 1992 年三陸沖地震 (Mj6.9).....	53
4.3 1994 年三陸沖はるか沖地震 (Mj7.6).....	55
4.4 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8)	57
4.5 まとめ.....	59
第 5 章 岩手県釜石沖の固有地震的地震活動と準静的すべり	78
5.1 準静的すべりの伝播と 1995 年 Mj4.8 の釜石沖の地震	79
5.2 過去の釜石沖の地震の再来間隔と準静的すべり	81
5.3 考察	84
第 6 章 議論	93
6.1 プレート境界での多様なすべり様式.....	93
6.2 大規模な地震前後のすべり	98
6.3 準静的すべりとアスペリティの破壊.....	102
第 7 章 結論	117
参考文献	120

第1章 序論

1.1 東北日本太平洋下の地震活動とプレート境界のアスペリティ

東北日本の下 (36.5° N \sim 41.5° N) には、太平洋プレートが日本海溝から約 8 \sim 9cm/yr の速度で沈み込んでいる [DeMets et al. (1990, 1994)]. 沈み込む太平洋プレートは日本海溝から約 100km までは 10° 程度と非常に低角で陸の地殻に接しており、それより西では約 30° とやや高角になり陸のマントルと接していると推定されている [Umino et al. (1995), Hino et al. (2000)].

この沈み込みに伴って東北日本太平洋下のプレート境界付近では多様な地震活動が見られる。海溝のごく近傍はサイスミシティは低く、それより少し陸側は低周波地震 [松澤・他 (1992)], 巨大な津波地震 [Tanioka and Satake (1996)], 群発地震の発生域として知られる。この領域には、プレート境界付近に未固結の堆積物が推定されており、その分布により固着が小さいと考えられる [Tsuru et al. (2002)]. 海溝から西 (陸側) に 80 \sim 160km 程度の範囲では、過去のプレート境界大地震の破壊域が多く分布する [Yamanaka and Kikuchi (2003)]. この領域は、GPS (全地球測位システム) のデータを用いたインバージョンからも、すべり欠損 (バックスリップ) が大きな場所として推定されており [Suwa et al. (2003)], プレート境界での固着が比較的強いと考えられる。さらに海溝から西に 180 \sim 230km 付近 (東北日本の太平洋沿岸付近に相当; 深さで約 50 \sim 60km) に達すると低角逆断層型地震の分布の西縁が存在し [Igarashi et al. (2001)], これより深部ではプレート境界の固着は小さいと考えられる。

近年、主に大地震の破壊過程の研究からプレート境界には永続的に存在するアスペリティとそうでない領域が存在し、アスペリティ領域が繰り返し破壊し、地震が発生することが分かってきた。永井・他 (2001) は、1968 年十勝沖地震 (Mj7.9; Mj = 気象庁マグニチュード, 2003 年 9 月 25 日に気象庁は過去にさかのぼってマグニチュードの改訂を行ったが、本研究

では、古い論文との整合性を保つため、2003年9月25日より前の地震については改訂前のマグニチュードを用い、それ以降は新しいマグニチュードを用いる)と1994年三陸はるか沖地震(Mj7.6)のすべり分布を同一の手法で解析し、1968年十勝沖地震で破壊した2つのアスペリティのうちの1つが1994年三陸はるか沖地震で再び破壊したことを示した。彼女らはまた、1994年に破壊したアスペリティのサイスミックカップリングは100%に近いことも示している。Yamanaka and Kikuchi (2003)は、1989年三陸沖地震(Mj7.1)と1960年三陸沖地震(Mj7.2)のアスペリティが同一であることを示した。中規模の地震についても、岩手県釜石沖で繰り返し発生している $Mj4.8\pm 0.1$ の地震[Matsuzawa et al. (2002)]について、1995年と2001年の地震が同じアスペリティの破壊であることが確かめられている[Okada et al. (2003)]。Igarashi et al. (2003)はM3-4程度の小さな地震について波形の相関から相似地震を抽出し、プレート境界に繰り返し破壊を起こす小さなアスペリティが多数存在することを示した。このようにプレート境界には様々な大きさのアスペリティが存在しそれらが繰り返し破壊することが考えられる。

松澤(2001)やIgarashi et al. (2003)は、東北日本下のプレート境界について、プレート境界には地震性すべりが卓越している領域(アスペリティ)と非地震性すべりが卓越している領域(準静的すべり域)が棲み分けしているというモデルを提唱した。ここで、大きなアスペリティは大地震を起こし、中小のアスペリティは中規模の繰り返し地震や相似地震を発生させる。また、地震ごとに破壊するアスペリティに組み合わせが変わることも考えられる。上記のような地震性すべり領域と非地震性すべり領域の棲み分けは、八木(2001)やYagi and Kikuchi (2003)によってGPSデータ等により日向灘と三陸沖で発生した地震に対して推定されている。

一方、過去の大地震から推定されたこの地域のプレートのカップリング率はおおよそ10~40%と推定されており[Pacheco et al. (1993), Peterson and Seno (1984)]、プレートの相対変位の多くの部分が非地震性すべりによりまかなわれていると考えられる。アスペリティと非地震性すべり域が棲み分けしているとすると、非地震性すべり域でのすべりとアスペリテ

ィでの地震性すべりが相互作用して、様々な地震活動を起こしていることが考えられる。すなわち非地震性すべり領域でのすべりはアスペリティに応力集中をもたらし、やがてアスペリティが破壊したときにプレート境界地震となる。さらにそのすべりは周りの準静的すべり領域に影響を与える。したがって、プレート境界での応力の集中解放過程を理解し、地震の発生予測を行うためには、アスペリティの推定やすべり量とともに、準静的すべり領域を特定しそこでのすべりの時空間変化を知ることが非常に重要である。

1.2 非地震性すべりについての過去の研究

これまで非地震性すべりに関して多くの観測例がある。地震に関係しない非地震性すべりの観測例として、カリフォルニアのサンアンドレアス断層系で見られる断層クリープがよく調べられている [例えば, Steinbrugge and Zacher (1960), Tocher (1960), Whitten and Claire (1960), Evans et al. (1981)]. これらの研究は、クリープが断層の比較的浅い領域でエピソード的に起きていること、それが伝播することを示した。一方、カスケード沈み込み帯 [Dragert et al. (2001)] や、フィリピン海プレートが駿河トラフから沈み込んでいる東海地方 [小沢・他 (2002), Kimata et al. (2002)] においては、プレート境界深部で地震と関係しない間欠的な非地震性すべりが起きたことが推定されている。

地震と関係して非地震的なすべりが観測された例も数多く報告されている。沈み込み帯で発生した大地震の後に見られた非地震性すべり（余効すべり）の例として、Mw8.0 南海道地震 [Fitch and Scholz (1971)], Mw9.5 チリ地震 [Barrientos et al. (1992)], Mw9.2 アラスカ地震 [Brown et al. (1977), Cohen et al. (1995)] などがある。このような余効すべりは、アスペリティの地震性すべりにより、地震性すべりをおこしにくい安定すべり領域に急激な応力集中が生じたとき、それを解消するように発生すると考えられる。一方、Mj7.9 東南海地震 [Mogi (1984)] や Mw 9.5 チリ地震 [Kanamori and Anderson (1975)] の前には、それぞれ水準測量と地球自由振動の解析から、前兆的非地震性すべり（プレスリップ）が推定さ

れている。プレスリップは短期地震予知の要とされるが [Mogi (1984)], 未だ信頼性の高い観測事例は少ない。

東北日本沈み込み帯においては、近年、GPS 観測などによる精密な地殻変動の記録から、プレート境界上におけるすべりが把握できるようになってきた。例えば、西村 (2000), Nishimura et al. (2000) や諏訪 (2002), Suwa et al. (2003) は 1994 年度より始まった GPS 連続観測記録を用いて、プレート境界でのすべり速度の分布を求めている。これらの解析結果から、プレートが完全に固着している領域の存在、アサイスミックフロントよりも深部でのプレート間カップリングの存在、プレート間カップリングの時間変化、1994 年三陸はるか沖地震後の大規模な余効すべりなどの多くの知見が得られた。しかし、GPS 観測点は陸上にしかないため空間分解能があらく特に海溝に近い領域でのプレート間すべりの時間発展を高い空間分解能で推定することは困難であった。また、GPS データを利用できる期間は最近の数年間に限られており、それより昔にさかのぼることができない。五十嵐 (2000) 及び Igarashi et al. (2003) は、サンアンドレアス断層のクリープセグメントのデータを用いて、Nadeau and Johnson (1998) や Nadeau and McEvilly (1999) などが開発した、相似地震活動のデータから断層面上の準静的すべりを求める方法を東北日本プレート境界域に適用した。その結果、東北日本太平洋下に見出された多数の相似地震により準静的すべりの分布が推定できることを示した。この方法では、プレート境界で発生していると考えられる相似地震を用いることにより、GPS 観測などによる地殻変動データとは独立に、近代的な地震観測データを利用できる長期間について、高い空間分解能で各地点の準静的すべりの時間発展をとらえることができる。

1.3 本研究の目的

本研究ではまず、準静的すべり領域内に分布すると考えられる相似地震の分布を得るために、過去約 20 年間にわたる東北大学微小地震観測網による波形データを用い、高い精度で

相似地震を抽出する。その際、相似地震を抽出するだけでなく波形を用いた解析に適さないデータの割合を評価し、解析の信頼度のめやすにする。次に、得られた相似地震を用いて準静的すべりの時間発展を推定する。準静的すべりの発生位置、時間発展、空間変化の詳細な検討から、プレート境界での準静的すべりの発生様式を調べる。また、大地震の発生前後の期間や、岩手県釜石沖の特徴的な地震活動との関係に注目することにより、プレート境界のアスペリティ破壊と準静的すべりの関係を明らかにする。

第2章 相似地震解析

2.1 相似地震と準静的すべり

相似地震は一般にはきわめてよく似た波形を持つ地震群のことを指す。このような相似地震はほぼ同じ場所で発生した、ほぼ同一のメカニズム解を持つ地震群であると考えられている。特にカリフォルニアのストーン・キャニオン [Ellsworth (1995)], パークフィールド [Nadeau et al. (1995), Nadeau and McEvilly (1997)] においては、波形の相似性が非常に高く、ほぼ同じ大きさの小規模の相似地震が、長期間にわたって準周期的に発生していることが知られており、これらの相似地震は **small repeating earthquake** (小繰り返し地震) と呼ばれている。このような小繰り返し地震が発生する原因は、孤立した小さなアスペリティに、その周囲の非地震性すべりによって応力が集中し、繰り返し同じ場所で地震を起こすためと考えられる。逆に言えば、小繰り返し地震の発生は、その地震のアスペリティのまわりに非地震性すべり域が存在することを示しており、その活動度は、非地震性すべりのレートについての情報をもたらすと期待される [Ellsworth (1995), Nadeau and McEvilly (1999)] (すべりレートの推定については 3.1 節で詳述)。小繰り返し地震を発生させるアスペリティは、そのまわりの領域の変位 (非地震性すべり) を、相似な地震波という信号で伝えてくれる、いわばプレート境界に埋め込まれたクリープメータのような働きをすることになる。ここで小繰り返し地震の活動は、アスペリティ周囲の非地震性すべりを反映すると考えられるが、その地震自体は、そのすべりにつられて小さなアスペリティが“地震的”にすべったものであるため、ここでは混乱を避けるために、小繰り返し地震から推定されるすべりを指す場合には“非地震性”すべりではなく、準静的すべりという用語を用いることにする。また、以降、本論文では「相似地震」と呼ぶときは、上で述べたような波形の相似性の非常に高い小繰り返し地震の事を指すことにする。

東北日本沈み込み帯においても、多数の相似地震が発生していることが知られている

[Igarashi et al., (2003), Uchida et al. (2003), Uchida et al. (2004)]. 図 2.1 に東北日本太平洋下で推定されている様々な大きさのアスペリティの繰り返し破壊 [Matsuzawa et al. (2002), Okada et al. (2003), Yamanaka and Kikuchi (2003), Igarashi et al. (2003), Uchida et al. (2003), Uchida et al. (2004)] と低いカップリング率 [Pacheco et al. (1993), Peterson and Seno (1984)] から考えられる, プレート境界でのアスペリティ分布の概念図を示す. プレート境界型地震の発生領域においてもその大部分は非地震性すべり域が覆い, その中に大小さまざまな大きさのアスペリティが島のように分布する. ここで, 相似地震は, 大アスペリティ周囲の非地震性すべり領域内に位置する小アスペリティで発生し, 相似地震を用いて推定されるすべりは, そのような場所の準静的すべりであると考えられる.

2.2 相似地震の抽出

本研究では地震波形間の相互相関係数を計算することにより, 相似性の高い地震のグループを抽出する. 方法は Igarashi et al. (2003), Uchida et al. (2003), Uchida et al. (2004) と同様であり, 以下に述べる手順に従う.

- (1) 東北大学のルーチン震源のリストから, 震源決定の精度を考慮して, 震央間距離が 30km 以内の地震の組み合わせを選ぶ. 深さの違いは考慮しない.
- (2) 上下動成分の波形に 1~4 Hz のバンドパスフィルターを施す.
- (3) P 波読み取り時から, S 波到達時を含む 40 秒間のウィンドウを設定する.
- (4) (1) の地震の組み合わせについて, それぞれの観測点で, ルーチンの P 波到達読み取り時を基準に 1 サンプルずつ波形をずらしながら相互相関係数を計算し, 最大となるラグタイムでの相互相関係数をその地震の組での値とする.
- (5) 2 観測点以上で相互相関係数が 0.95 以上のものを相似地震のペア (グループ) として選定する.
- (6) 異なるグループで同じ地震を共有する場合は, それらを 1 つの相似地震グループとし

て扱う。

(7) 異なるグループ間で同じ地震が含まれなくなるまで (6) を繰り返す。

ただし、計算時間の短縮のため、P 波到達時後の 5 秒間のウィンドウで相互相関係数が 0.65 以下のものは、40 秒のウィンドウで相互相関係数を計算しても 0.95 以上となることは見込めないため、(3) 以降の解析は行わなかった。同じく計算時間の短縮のため、(2) でフィルターを施した後、S/N 比 (P 波到達時の 6 秒前から 2 秒前と、P 波到達時の 1 秒前から 3 秒後のそれぞれ 4 秒間のウィンドウでの振幅の絶対値の最大値の比で定義) が 3 以下の波形も、(3) 以降の解析は行わなかった。この基準を用いると、振幅の小さな相似地震は検出されにくくなるが、観測点のノイズレベルの小さな変化の影響を受けない、安定した相似地震グループを抽出できると考えられる。また、波形の飽和しているものも解析に用いていない。

今回、相互相関係数の計算には、1~4 Hz のバンドパスフィルターを施した波形を用いた。この周波数帯域は、解析に用いた地震 (後述; M2.5~5 程度) の波形の卓越周期よりも低周波側になるが、目的である同じアスペリティの繰り返し破壊を抽出する上では、破壊の進展過程の微妙な違いや、高周波のノイズに影響されにくい、低周波側を用いることが妥当であると考えられる。たとえば、M3 の地震の震源サイズは、0.5km [宇津 (1984)] あるいは、0.1km [Nadeau and Johnson (1998)] 程度であると考えられるが、4Hz での S 波の波長は約 1km であり、1/4 波長では約 0.25km となる。同じアスペリティが破壊しても破壊の開始点の位置は 0.1~0.5km 程度地震によって異なっている可能性があるため、4Hz 以上の高周波を含めると、同じアスペリティの破壊であるにもかかわらず、波形の相関係数は低くなってしまふ危険性がある。一方、脈動の影響をさけるため、フィルターの低周波側のカットオフ周波数を 1Hz とした。また媒質の不均質性が小さく入射角がほぼ等しい場合、P 波初動部分の波形は地震応答と震源時間関数のみで規定されてしまい、相関係数が高く見積もられてしまふ危険があるため、本研究では P 波、S 波を含む 40 秒間の波形で相互相関係数の計算を行った。このことにより、S-P 時間が違えば、あるいは発震機構解が違えば相関係数が低

くなると期待される。波形の違いには媒質の不均質性の程度も関係すると考えられるが、解析周波数帯域の高周波側の 4Hz (周期 0.25s) の波を考え、1/4 波長以上波形がずれると相関係数が低下すると考えると、発震機構解が同じでも 0.06s 以上の P-S 時間の差があると分離できると考えられる。この P-S 時間差は震源間の距離にして約 0.5km に相当する。ここで、M3 の地震の震源サイズは、前述のように 0.1~0.5km 程度であり、上で述べた分解できる震源間の距離を考えると、もし、2つの小さなアスペリティが隣接している場合その2つを分離できない可能性がある。ただし、2観測点以上で相互相関係数 0.95 以上という波形の相似性に関するきびしい基準を用いることにより、このことはある程度防ぐことができると考えられる。

データは、1984年7月から2003年4月までの、約20年間の東北大学微小地震観測網によるデジタル波形記録を用いた。ただし、一部の解析では、2003年11月8日まで延長したデータを扱う。東北日本太平洋下において、本観測網はこの期間内においては他にない高い検知能力を有する。1981年から1997年の期間では、1989年以前の日本海溝近くで、検知可能な地震がM3程度以上(Mは東北大のルーチン震源決定によるマグニチュード)であるのをのぞいて、全域ではほぼM2.5以上の地震について検知できていると考えられる [Wyss et al. (1999)]。図 2.2 に解析対象とする地震の震央分布を示す。36.5° N~41.5° N, 141.0° E~144.5° E の範囲について、観測点の分布する陸地に近く、比較的地震の検知能力が高い黒線より陸側の領域については M2.5 以上、観測点から遠く、比較的検知能力が低い黒線より海溝側の領域については M3 以上のものを選定した。またプレート境界の地震を対象とするため、震源の深さ 60km 以浅のものを選んだ。解析対象となる地震の数は 23,458 個となる (図 2.2, 図 2.3a)。用いる観測点は、地域的に比較的均質になるように 20 点を選び出した (図 2.2 +印, 表 2.1)。データのサンプリング周波数は 100Hz で、短周期 (主に固有周期 1Hz) 速度型地震計の上下動成分の記録を用いる。

2.3 結果

2.2 節で述べた解析対象の地震（約 2 万個）について、相互相関係数を計算し、相似地震の抽出を行った。使用した地震波形は、約 22 万個、組み合わせは約 1900 万個に達する。解析の結果、725 個のグループ、2640 個の相似地震を抽出することができた。図 2.4 に得られた相似地震の波形例を示す。HMK 観測点（表 2.1, 図 2.5）で得られた、岩手県沖のそれぞれ、震央距離約 110km (a), 180km (b), の相似地震グループ（図 2.5）の上下動成分の速度波形記録について、相互相関係数の計算に用いたのと同じ、1~4Hz のバンドパスフィルターを施した。また、図の左側に、相似地震の発生時をあわせて示した。これらの相似地震グループでは、きわめてよく似た波形を持つ、同じような大きさの地震が繰り返し発生していることがわかる。図 2.5 に得られた相似地震の震央分布を示す。同じグループとなる相似地震同士は、線で結んである。相似地震は、ほぼ同じ場所で発生していると考えられるが、海溝近くのグループで東西に線の長いものが多い。これは、ほとんどの観測点が震源から見て西側の陸地に分布し、東西方向の震源決定精度が悪いためと考えられる。相似地震はそのほとんどが、海溝軸と Igarashi et al. (2001) による低角逆断層型地震の西縁の間の領域に分布するが、一部、陸域にも分布する。図 2.3 に得られた相似地震グループの平均マグニチュード、活動期間（グループ内の最後の地震と最初の地震の時間差で定義）、平均再来間隔の度数分布を示す。得られた相似地震は M3.0~3.5 のものが多い（図 2.3a 左）、解析対象地震と比べると、M3.0 以下や M4.0 以上の地震で相似地震数が少ない（図 2.3a 右）。ここで小さい地震では、S/N 比の低下、大きな地震では、波形の飽和により、相似地震解析に適さない地震が多いことに注意が必要である。相似地震グループの活動期間は、18.8 年の解析期間のうち、1 年以内（その多くは 1 ヶ月以内）に活動を終了してしまうものと、3 年~18 年という長期にわたって活動しているものがあることがわかる（図 2.3b）。平均再来間隔（繰り返し間隔）について見てみると、1 ヶ月以内に 1 つのピークがある一方、1 年~4 年に多数の相似地震グループが存在する。3 年以上活動しているグループ（図 2.3b; 黒色の棒）では、平均再来間

隔は 0.5 年以上のものがほとんどである (図 2.3c; 黒色の棒). 図 2.6 に, 得られた相似地震のうち, 活動期間が 3 年以上という条件を満たす相似地震グループの位置 (グループに含まれる地震の震央の重心) を示す. この条件を満たす相似地震は 490 グループ, 地震数で 2132 個で, 全部の相似地震数の 80% を占める. このような長期にわたって活動している相似地震グループは, プレート境界の, 持続的にすべりが進行している領域内で発生していると考えられる. その分布は, 海溝軸と Igarashi et al. (2001) による低角逆断層型地震の西縁の間の領域に限られる. 図 2.7 に 3 年以上の活動期間をもつ相似地震グループの位置と, Yamanaka and Kikuchi (2003), 室谷・他 (2003) による大地震のモーメント解放量分布を重ねて示す. 色で塗りつぶされている部分や, コンターの中心部分はアスペリティに対応すると考えられる. 相似地震グループはアスペリティの中には少なく, その周囲に分布する傾向があることがわかる. 図 2.8 は全解析期間について $0.3 \times 0.3^\circ$ のウインドウを 0.1° ずつずらしながら解析対象地震に対する相似地震の割合を示したものである. ここで相似地震の割合は, 10 個以上の解析対象地震が存在するウインドウのみについて, カラーパターンで示した. 海溝軸付近や低角逆断層型地震発生の西縁付近に相似地震の発生割合が多い場所が存在し, 宮城県沖や青森県東方沖では相似地震の発生割合は少ない. この特徴は, 活動期間が 3 年以下のグループに属する相似地震を取り除いても, 内陸で割合が 0 になる他はほとんど変わらない. 図 2.9 に, Suwa et al. (2003) による, 1997~2001 年のバックスリップの空間分布に, 同期間の解析対象地震に対する相似地震の割合を重ねて示す. ここで, 相似地震は 3 年以上の活動期間を持つグループに属するもののみを用いた. 割合の分布のパターンは, 全期間のものほとんど変わらない. 相似地震は, プレート境界の固着が強いと考えられるバックスリップの大きい場所には少なく, 逆に固着が小さいと考えられるバックスリップが小さい場所で発生割合が高いことがわかる.

相似地震解析による相似地震抽出の信頼性の目やすにするため, 解析に適切に用いることができた地震の割合を見積もった. 波形の相関から相似地震を抽出するために必要な, 2 観測点以上で良好な波形が保存されている地震の, 東北大学のルーチンの震源リストに対する

割合は、全体の期間で約 72%であった。ここでは振幅が飽和せず、S/N 比（2.2 節で定義）が 3 以上のものを良好な波形とした。従って、全期間では波形の問題から相似地震解析に用いることができなかった地震が、3 割程度あることになる。その原因として、システムのダイナミックレンジの不足に伴う波形の飽和、天候不良などによる S/N 比の劣化、収録システムのトラブルによる波形の欠損などがあると思われる。場所による違いを調べるため、 $0.3 \times 0.3^\circ$ のウインドウを 0.1° ずつずらしながら、解析対象地震に対する良好な波形が保存されている地震の割合を計算したものを、図 2.10 に示す。その分布は、宮城県沖の沿岸近くに若干値が小さい場所があるほかは、場所によらず、同程度の値を示し、用いた観測点が領域全体の地震をうまくカバーしていることが分かる。時間変化を見るため、2 年ごとに良好な波形を用いることができた地震の割合を計算したものを図 2.11 に示す。その割合は最近になるほど、全体的に高くなっており、1987 年以降はほとんどの場所で 7 割以上、1995 年以降は 8 割以上の地震が適切に解析に用いられていると考えられる。この時間変化の主な原因は、収録の高ダイナミックレンジ化、収録システムの安定化が考えられる。また、2001 年から 2002 年にかけて、宮城県沖などで若干割合の低下が見られるのは、99 年 10 月に岩手県、2002 年 10 月に福島県の 2 つの観測点で観測が終了した(表 2.1 参照)影響の可能性がある。

2.4 考察

東北日本太平洋下で発生する地震に対して、多くの相似地震を抽出した。その分布は、海溝と低角逆断層型地震の西縁に挟まれた部分にほとんどが集中し、特に 3 年以上の繰り返し間隔をもつグループでは顕著である。このことは相似地震が、プレート境界の準静的すべり領域に存在する小アスペリティの繰り返し破壊であるという考えと調和的である。また、再決定震源や発震機構解の調査に基づいて、いくつかの相似地震が実際にプレート境界で発生していることを支持する結果が得られている [Igarashi et al. (2003), 迫田 (2003)]。相似地震グループの分布と、大地震のモーメント解放量分布との比較から、相似地震は主に大地震

のアスペリティをさけるように分布することがわかった。また、最近の GPS データから推定された固着が小さいと考えられる領域と、相似地震の割合が高い領域がよく一致することがわかった。相似地震の分布域は、準静的すべりが卓越する領域を示していると考えられる。逆に考えると、相似地震が分布しない領域は、地震を起こす可能性がある未知の大きなアスペリティを含んでいる可能性がある。実際 2003 年 10 月 31 日に福島県沖で発生した Mj6.8 のプレート境界型の地震のアスペリティは、1936 年宮城県沖 (Mj 7.4), 1981 年宮城県沖 (Mj 7.0), 1938 年福島県沖 (Mj 7.3) の 3 つの地震のアスペリティ (図 2.7 でそれぞれ橙色, 緑色, 青色のコンターで示す) に囲まれた, 相似地震の分布しない領域に位置した [東京大学地震研究所地震予知情報センター (2003)]。ただし, 海溝と低角逆断層型地震の西縁に挟まれた領域の中で, 相似地震が発生していない領域のすべてが大きなアスペリティである訳ではない。小さなアスペリティすらまったく存在せず, 完全に非地震的にすべっている領域もあると考えられる。プレート境界の地震波反射係数などの構造の情報から, そのような違いを分離できる可能性がある [たとえば, Fujie et al. (2002)] が, 本論文では, 相似地震から推定される準静的すべりの時空間変化の特徴をもとに, 完全に非地震的にすべる領域でのすべりが推測された例を 4.2 節で示す。

相似地震のマグニチュードの分布は, M3~3.5 にピークを持ち, それより小さな地震や, 大きな地震は, 比較的少なかった。2.3 節で述べた波形の問題も考えられるが, 波形が相似になる地震のマグニチュードに, 下限や上限があることも考えられる。たとえば, 同じアスペリティが破壊しても, 大きなアスペリティ (大きな地震) の場合では, 破壊過程が複雑になるため, 波形が相似にならない可能性がある。一方, 小さいアスペリティは, プレート境界の摩擦パラメタによっては, その大きさが臨界断層長より小さくなり, 地震性すべりを起こすことができないため存在せず, 相似地震のマグニチュードに下限があることも考えられる。

活動期間, 再来間隔の分布から, 相似地震の中には, 約 1 ヶ月以内の短期間にバースト的に発生するものと, 長期にわたって活動するものがあることが分かった。バースト的に発生

するものは、余震活動の中に多く見られ、マグニチュードの小さなものが多い。また、内陸の浅部にも存在する。このようなバースト型の相似地震が発生する原因の1つとして、大きなアスペリティのごく近傍に、小さなアスペリティが存在し、普段はほとんどすべることが出来ず、大地震の余効すべりの時期にだけ短期間に繰り返しすべることが考えられる。一方、2.2節で述べたように、隣り合う小さなアスペリティが相次いで破壊したものである可能性もある。また、内陸でも見られることから、プレート内部で発生している可能性も考えられる。長期にわたって活動するものについては、非常に近接したアスペリティが長い時間において順番に壊れることは考えにくいので、持続的に変位が進行する、プレート境界の孤立したアスペリティの繰り返し破壊とみて、ほぼ間違いないと考えられる。

相似地震の抽出結果を評価するため、相似地震解析に耐えうる地震の割合を見積もった。その割合は、全体で72%で、空間的にはそれほど違いは見られなかった。ただし、相似地震解析に耐えうる地震の条件が時間的に変化すると、相似地震が安定して抽出できない可能性がある。そこで、相似地震解析に耐えうる地震の割合の時間変化を調べた。その結果、その割合に若干の時間変化があることが分かった。相似地震の活動度から、準静的すべりレートの時間変化やその積算量を議論する上では、このことに留意する必要がある。

表 2.1 地震観測点のリスト

観測点名	緯度 (°N)	経度(°E)	高さ (m)	地震計	備考
ERM	42.0150	143.1571	40	短周期	北海道大学観測点
ESH	41.8842	141.0112	40	短周期	北海道大学観測点
FUT	40.1466	140.2156	80	PK-110	
GKK	40.8208	140.9050	120	短周期	02.10.01 観測終了
GND	37.3772	140.2211	545	短周期	02.10.01 観測終了
HAT	41.3006	140.9633	200	短周期	02.10.01 観測終了
HIT	36.6180	140.5870	600	短周期	東京大学観測点
HMK	39.8480	141.2430	650	PK-110	99.12.10 地震計を STS-2 に変更
HOJ	39.3398	140.1741	140	PK-110	
HSK	40.4120	141.5830	355	PK-110	99.12.09 地震計を STS-2 に変更
KGJ	39.3863	141.5652	375	PK-110	
KNK	38.2727	141.5841	70	PK-110	01.03.16 地震計を STS-2 に変更
KNY	37.4001	139.5588	390	PK-110	
KTA	37.6936	140.8954	160	PK-110	
KWT	38.7530	140.7600	260	PK-110	96.08.22 地震計を JC-V200 に変更
MHD	37.4711	140.8631	240	短周期	02.10.01 観測終了
SBT	37.9656	139.4538	160	PK-110	00.06.08 地震計を STS-2 に変更
SNR	39.1058	141.7604	520	PK-110	99.10.14 観測終了
SWU	39.4861	140.7924	445	L-4C	99.04.26 L-22D, 01.10.16 STS-2 に地震計を変更
YMZ	36.9241	140.2479	555	PK-110	

注：PK-110 は勝島製作所製の固有周期 1 秒の地震計，L-4C はマークプロダクツ社製の固有周期 1 秒の地震計，STS-2 はストレックアイゼン社製の周期 120 秒から 0.02 秒で速度応答が平坦な広帯域地震計．JC-V200 はマークランド社製の固有周期 20 秒の地震計．

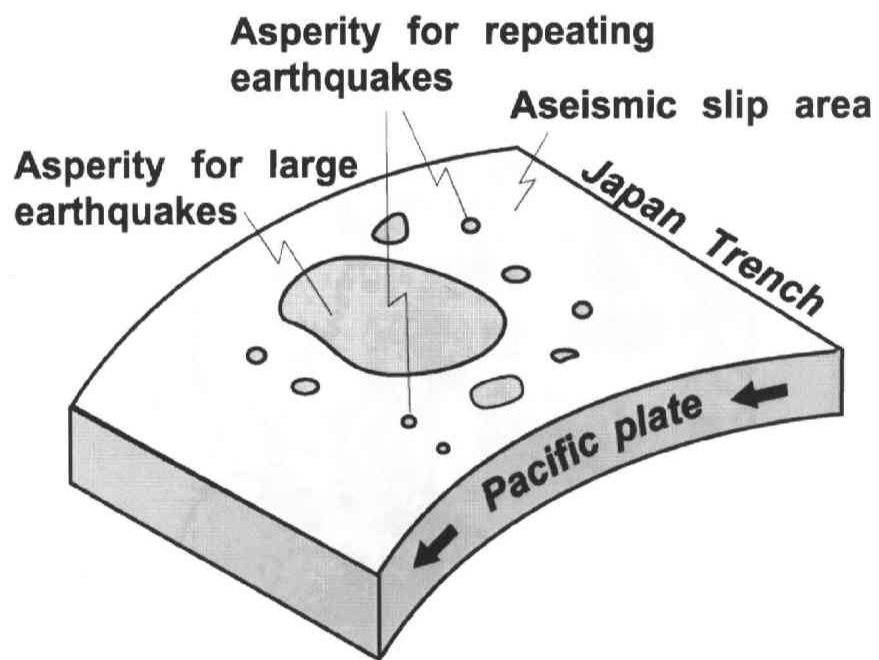


図 2.1 東北日本太平洋下のプレート境界のアスペリティ分布の概念図。

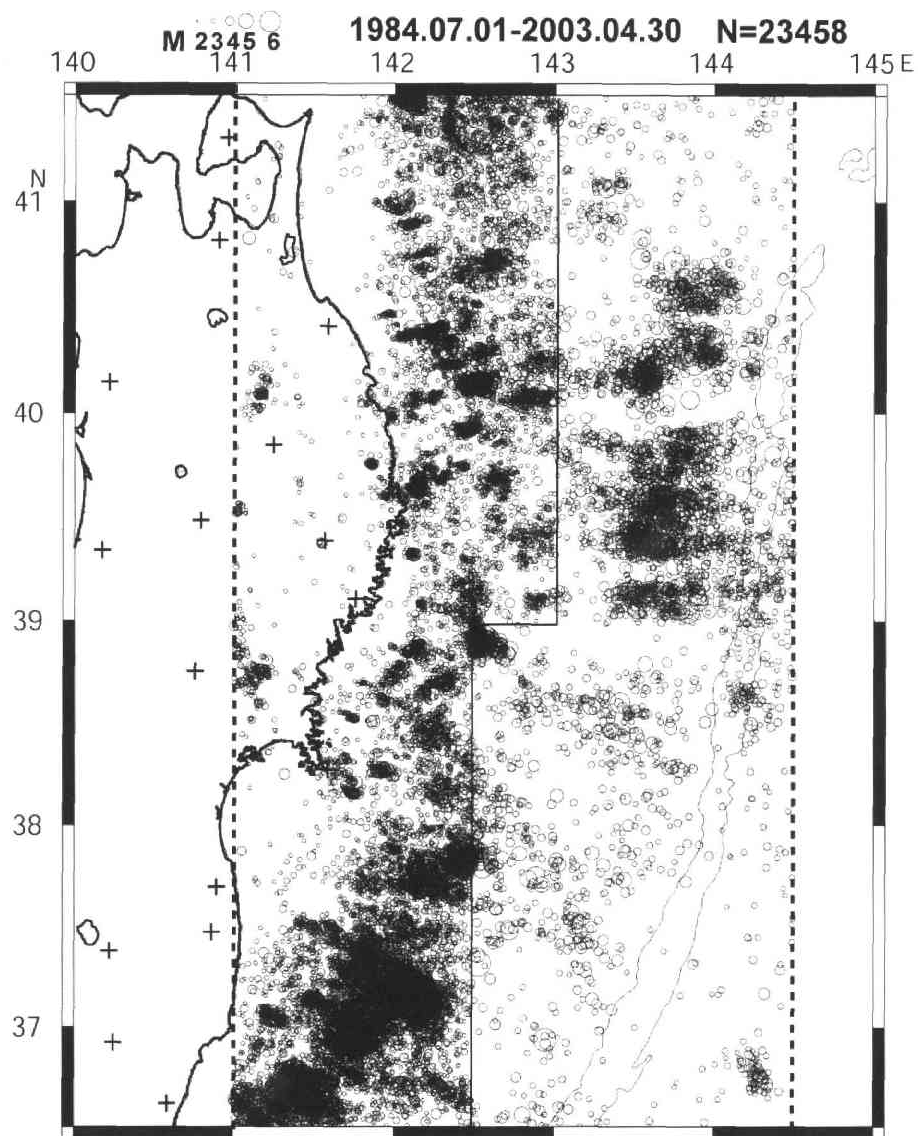


図 2.2 解析対象とする地震の震央分布 (東北大学ルーチン震源決定による). 36.5° N ~ 41.5° N, 141.0° E ~ 144.5° E の範囲について, 震源の深さ 60km 以浅の地震の震央を○印で示す. マグニチュードは東西を分ける黒線より西側は M2.5 以上, 東側は M3 以上のものを選定した. +印は本解析で使用した観測点.

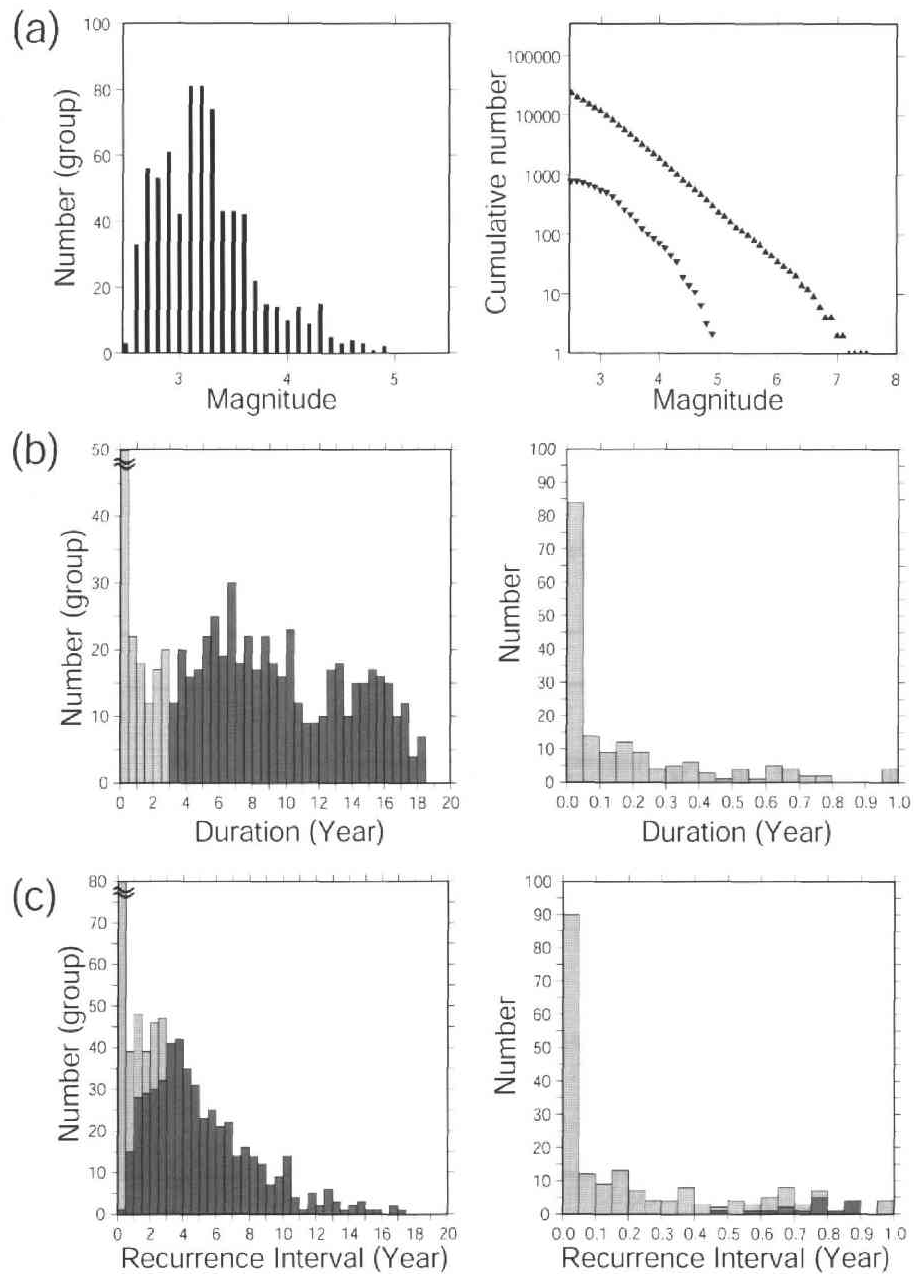


図 2.3 (a) 相似地震グループの平均マグニチュードの度数分布 (左) と積算度数 (右の逆三角). 積算度数のグラフで三角のシンボルは解析対象地震の積算度数を示す. (b) 相似地震グループの活動期間 (本文参照) の度数分布 (左). 右図は左図の 1 年以内の活動期間についての拡大. (c) 相似地震の平均再来間隔 (繰り返し間隔) の度数分布 (左). 右図は左図の 1 年以内の平均再来間隔についての拡大. 黒は (b) で活動期間が 3 年以上のもの.

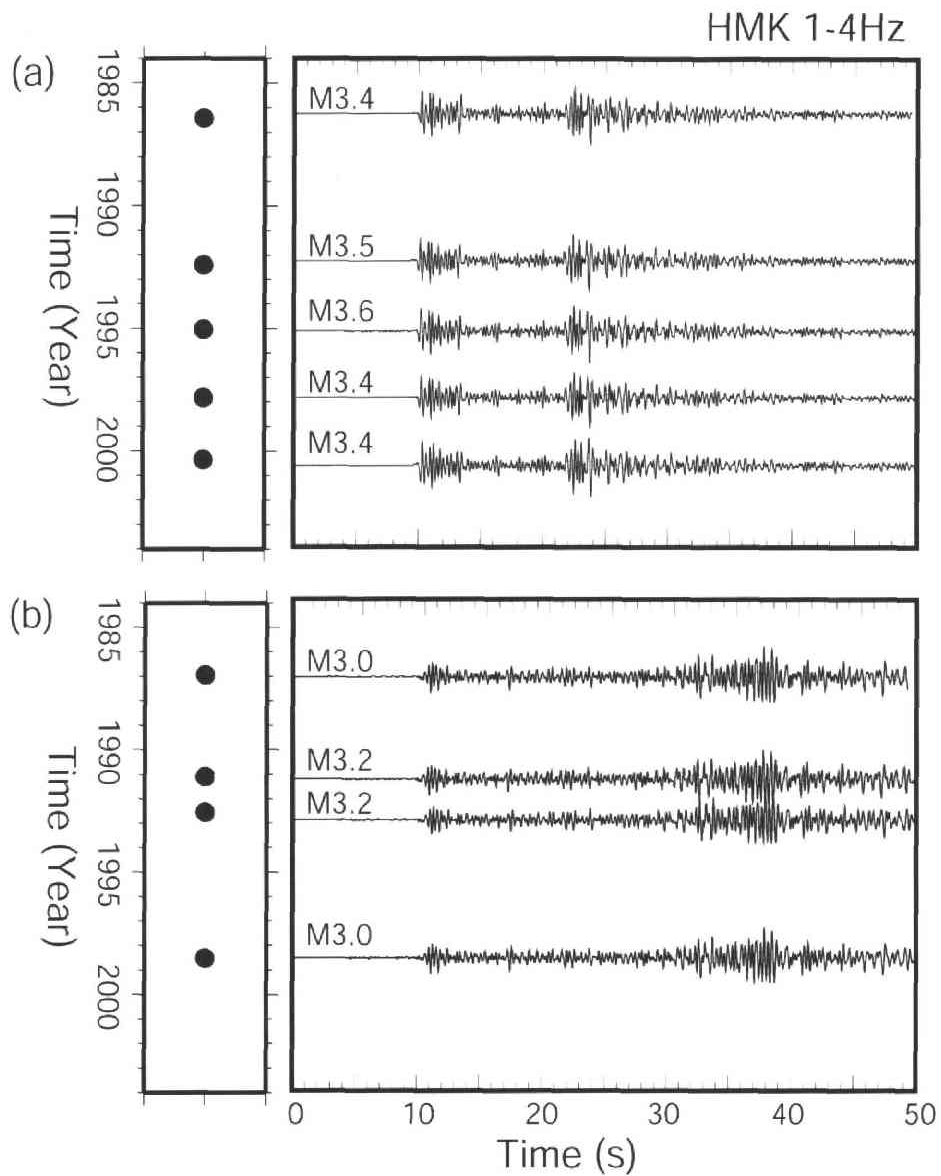


図 2.4 相似地震の波形例. HMK 観測点 (図 2.5 参照) で得られた, 上下動の速度波形記録に, 1~4Hz のバンドパスフィルターを施したものを示す. 波形の振幅は最大値で規格化してある. それぞれの図の黒丸は相似地震の発生時を示す.

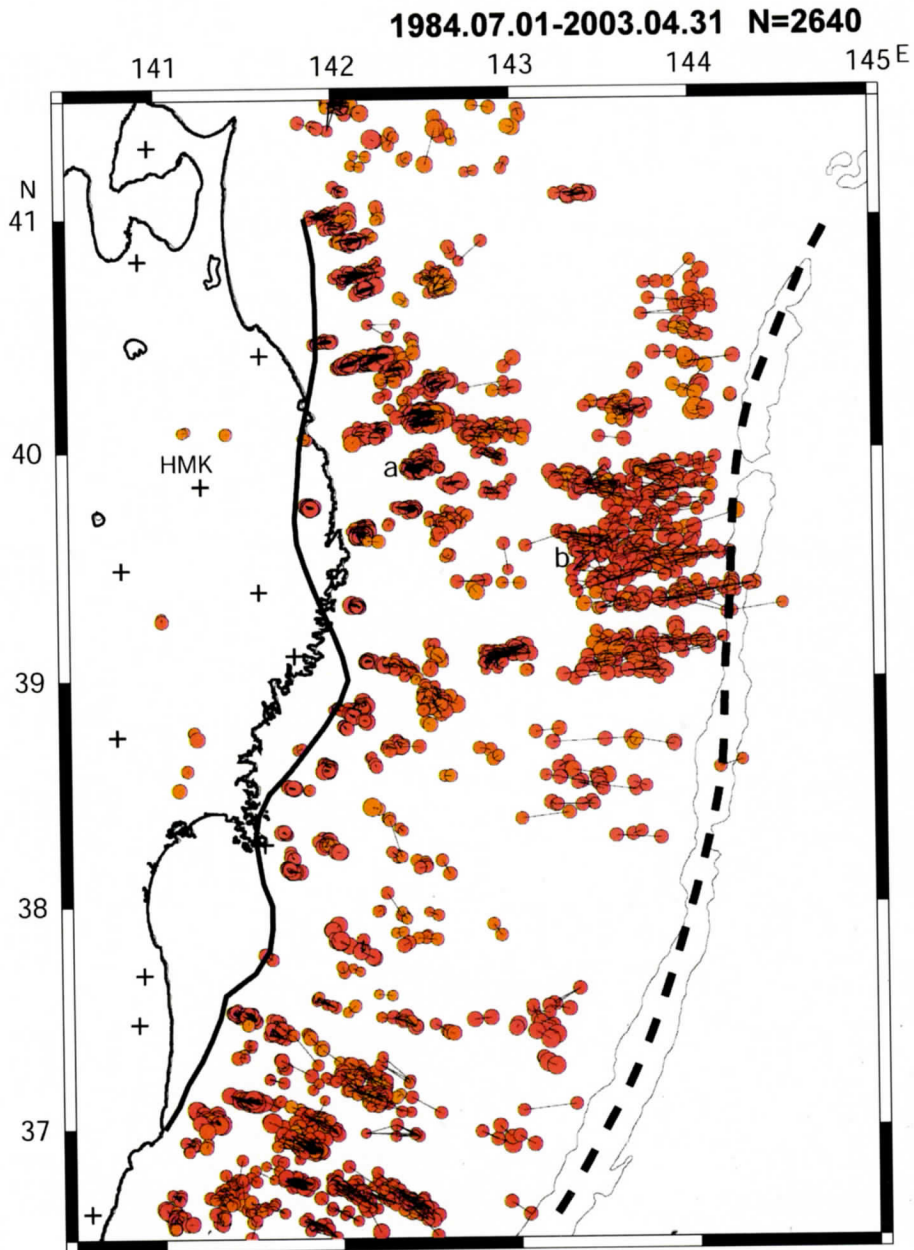


図 2.5 1984 年 7 月～2003 年 4 月の相似地震の震央分布. 同じグループとなる相似地震同士は線で結んである. 破線は日本海溝, 黒太線は Igarashi et al. (2001) による低角逆断層型地震分布域の西縁. a, b は図 2.4 で波形を示した相似地震のおおよその位置.

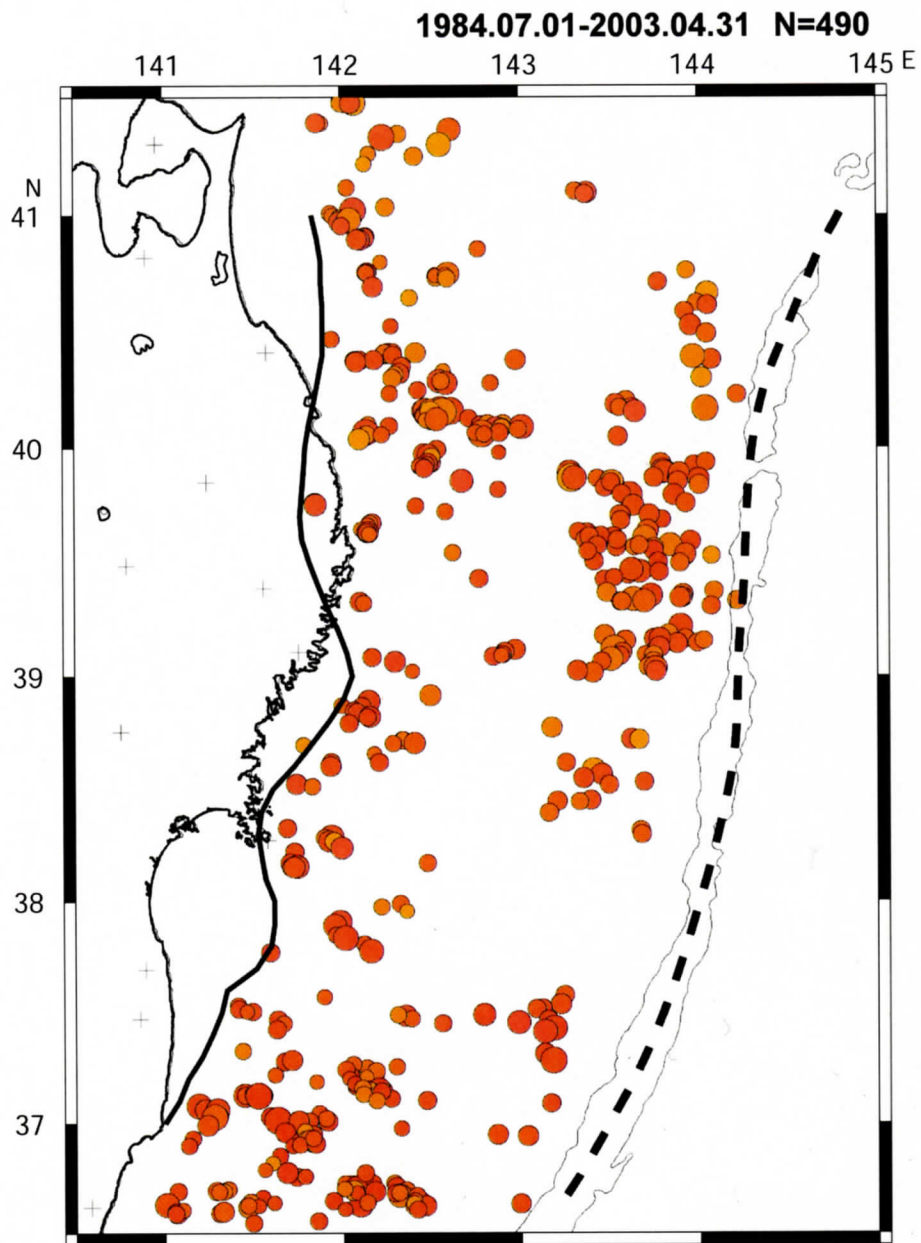


図 2.6 1984 年 7 月～2003 年 4 月の解析による相似地震グループの分布. 3 年以上の活動期間を持つグループに属する相似地震の震央の重心がプロットしてある.

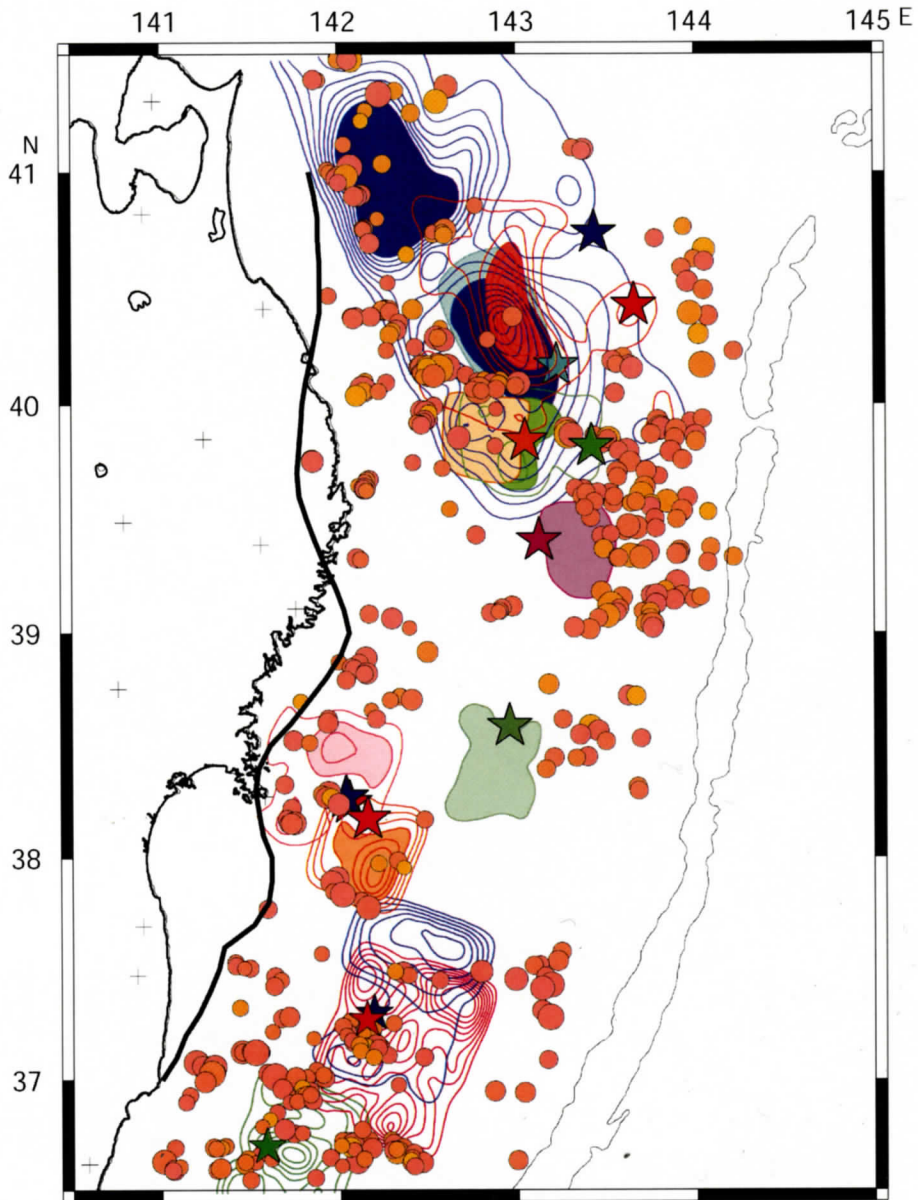


図 2.7 1984 年 7 月～2003 年 4 月の解析による相似地震グループの分布と大地震のアスベリ
 ティ [Yamanaka and Kikuchi (2003), 室谷・他 (2003)] の比較. 星はそれぞれの地
 震の震央の位置を示す.

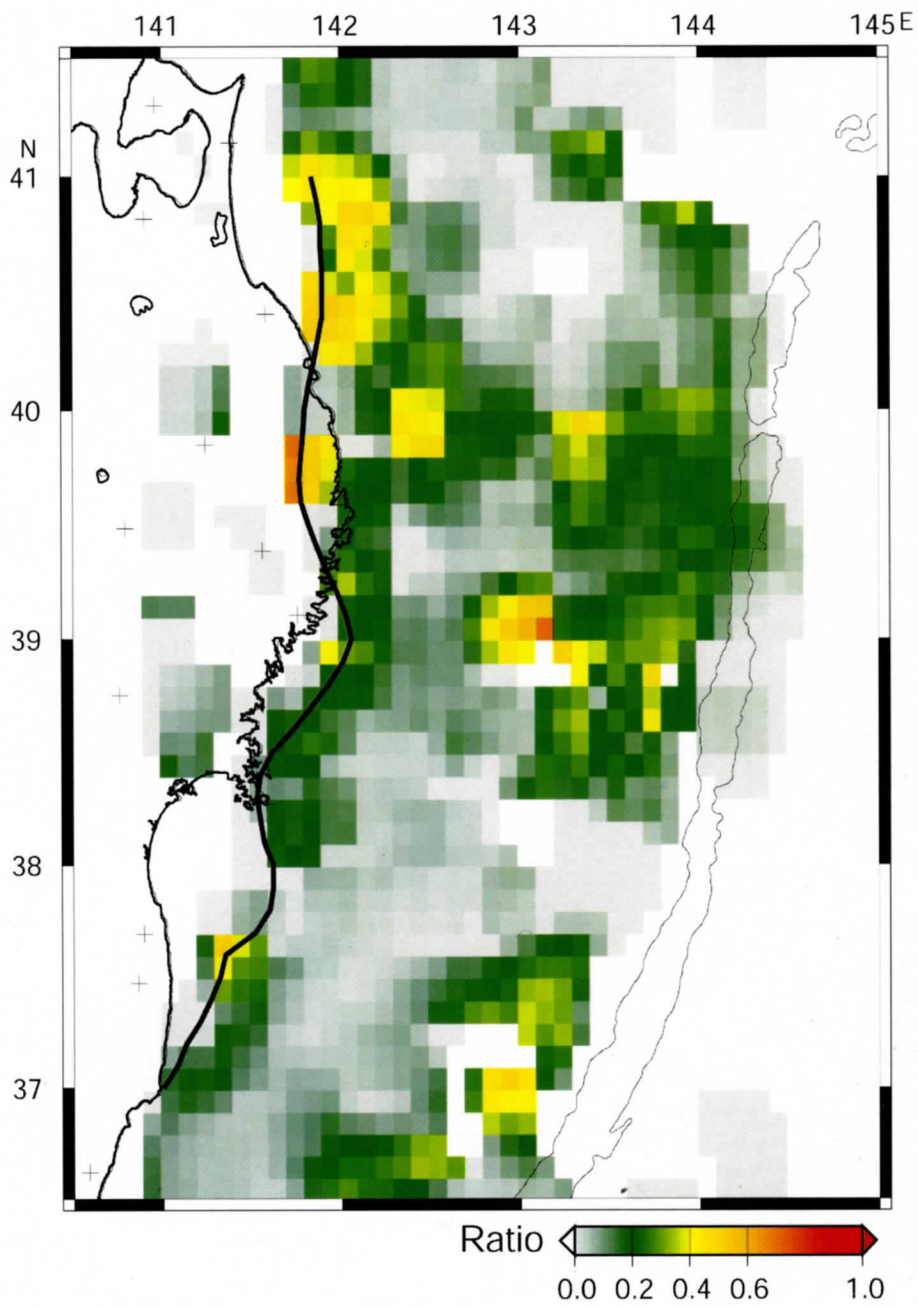


図 2.8 1984 年 7 月～2003 年 4 月の相似地震の割合の分布. $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ のウインドウを 0.1° ずつずらし, 解析対象の地震数が 10 個以上のウインドウのみについてカラーパターンで割合を示した.

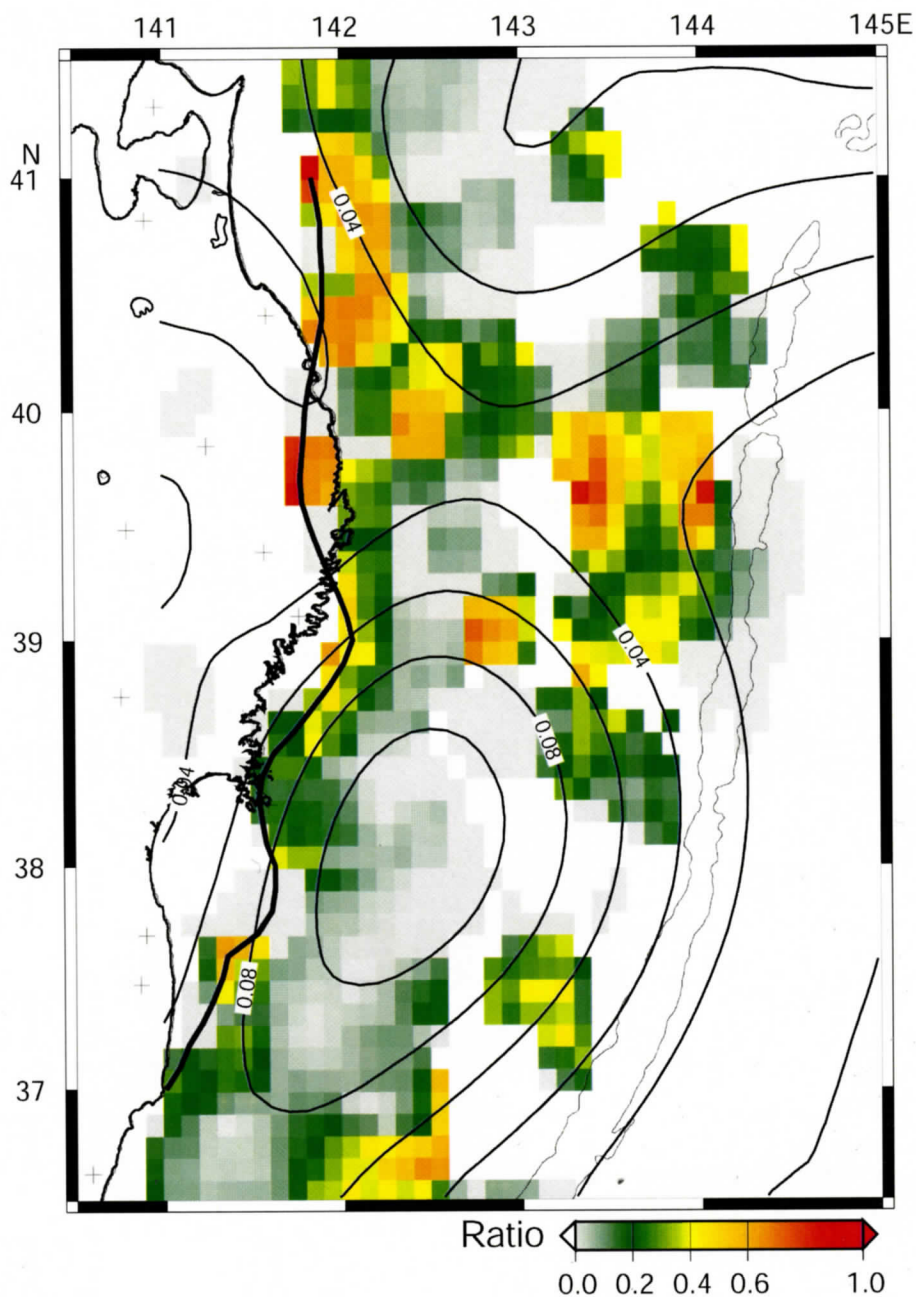


図 2.9 1997 年～2001 年の相似地震の割合の分布と同期間の GPS データから推定されたバックスリップ量分布 [Suwa et al. (2003)] の比較. コンターはバックスリップ量の等値線を示し, 間隔は 2cm/yr. 相似地震は, 3 年以上の活動期間をもつグループに属するもののみを用いた.

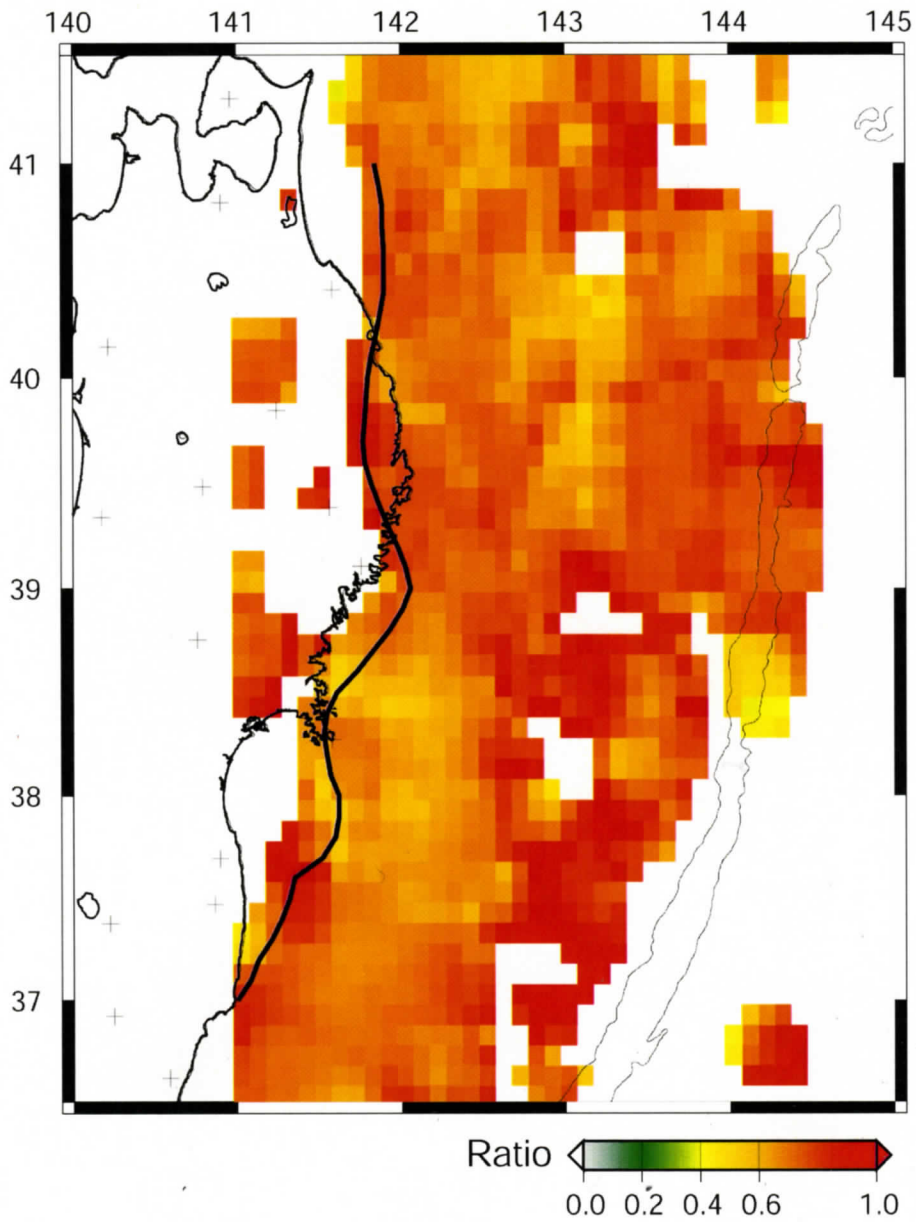


図 2.10 1984 年 7 月～2003 年 4 月の解析対象地震に対する良好な波形が保存されている地震の割合の分布. $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ のウインドウを 0.1° ずつずらし, 解析対象の地震数が 11 個以上存在するウインドウのみについて, カラーパターンで割合を示した.

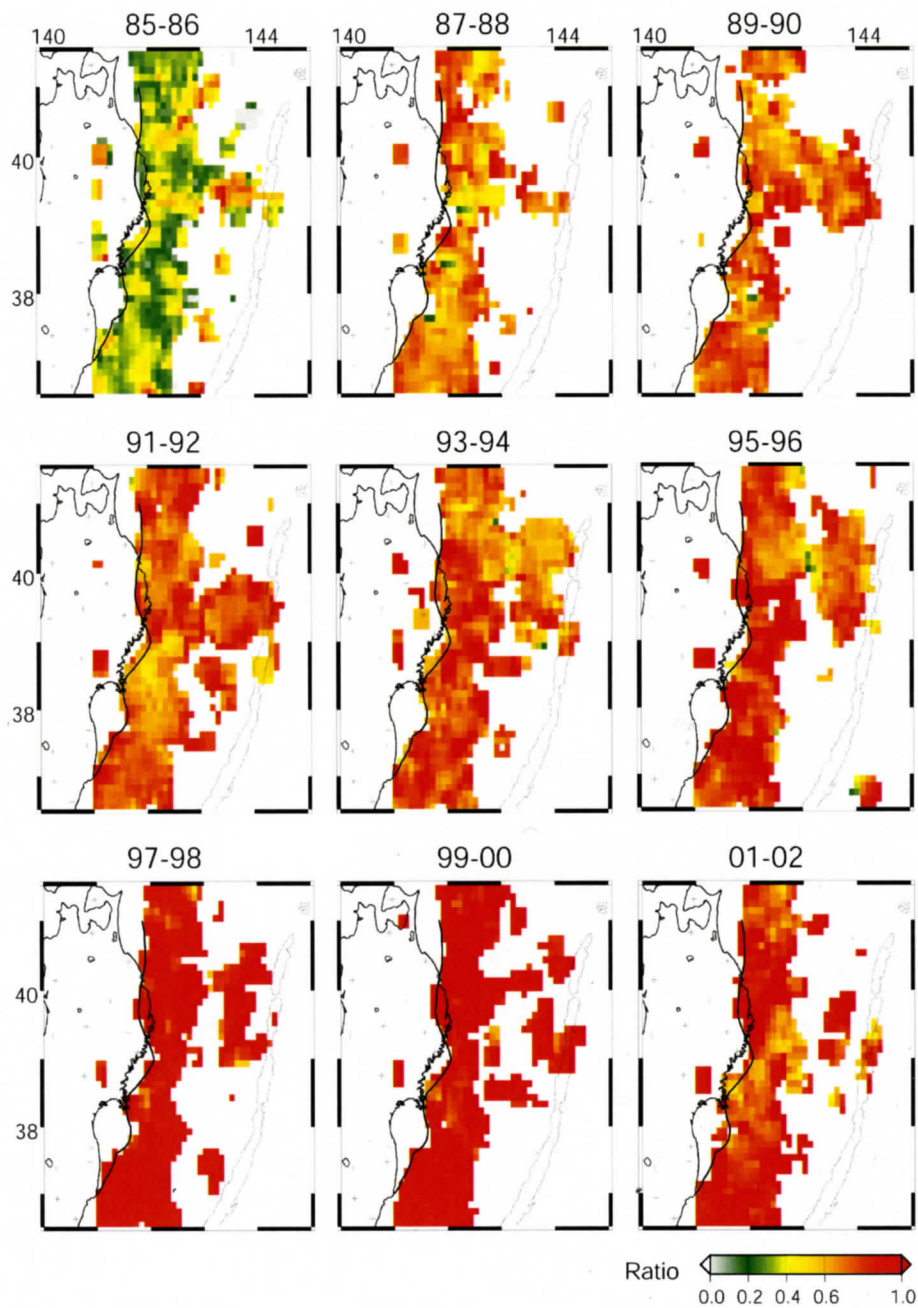


図 2.11 2 年ごとの、解析対象地震に対する良好な波形が保存されている地震の割合の分布。期間はそれぞれの図の上を示す。解析対象の地震数が 5 個以上存在するウィンドウのみについて、カラーパターンで割合を示した。

第3章 準静的すべりの時空間分布

3.1 すべり量の見積もり

2.1 節で述べたように、プレート境界上の小アスペリティではその周りの準静的すべりにより応力が蓄積し、それが繰り返し破壊することによって相似地震が発生すると考えられる。このことを逆に利用すると、アスペリティの繰り返し破壊から、準静的すべり領域でのすべりの時間変化を推定することができる。アスペリティ部分のすべりは、同じプレート境界面上の隣接する準静的すべり領域のすべりに追いつくように生じると考えられる (図 3.1)。したがって、同じ場所の繰り返し地震 (相似地震) の積算すべりから、プレート境界での準静的すべり領域のすべりの時間変化を推定することができる [Nadeau and McEvilly (1999), Nadeau and Johnson (1998)]。ここで個々の相似地震のすべり量の見積もりが問題になるが、本研究では、下式の Nadeau and Johnson (1998) が求めた地震モーメント (M_0 ; dyne.cm) とすべり量 (d ; cm) の間のスケーリング則を用いて求めた。

$$\log(d) = -2.36 + 0.17 \log(M_0). \quad (1)$$

この関係式は、カリフォルニアのパークフィールドにおけるマグニチュード $-0.7 \sim 1.4$ の相似地震を用いて、相似地震のモーメント及び発生間隔と実際に測定されたクリープ速度との比較から、地震を起こすアスペリティの面積が時間的に変化しないと仮定して、経験的に求められたものである。ここですべり量は、その積算のレートがクリープ速度に合うように決められており、相似地震を発生させるアスペリティそのもので、非地震的すべり (例えば、余効すべりなど) があつたとしても、それを含んだすべり量を見積もっていることとなる [Nadeau and Johnson (1998)]。Igarashi et al. (2003)、五十嵐 (2000) は東北日本沈み込み帯の深部 (深さ $30 \sim 50$ km) で繰り返し発生していると考えられる宮城県沖の Mj7.4、釜石沖の Mj4.8、Mj3.5 の地震においても、 8 cm/yr のすべりレートを仮定するとこの関係が成り立つことを示している (図 3.2)。深さや場所による違いはある可能性はあるが、本研究

では、すべての相似地震に対してこの関係式が成り立つと仮定してすべり量の見積もりを行う。地震モーメント(M_0 ; dyne.cm)は、東北大学のルーチン震源決定によるマグニチュード(M)から、次式 [Hanks and Kanamori (1979)] を用いて求めた。

$$\log(M_0) = 1.5M + 16.1. \quad (2)$$

図 3.3 に積算すべりの例を示す。これらの積算すべりは、それぞれの相似地震グループの周囲の準静的すべり領域におけるすべりを表していると考えられる。ここで、相似地震はその周りの領域の準静的すべりがある程度の量 (式(1), (2)から、たとえば M3 では 16cm) にならないとすべりを起こさないで、1つ1つのグループの積算すべりでは、分解能の高い準静的すべりの時間変化を得ることはできない。また、2.3 節で述べたような、欠測や S/N 比などの条件の違いによる波形の変化より、すべての相似地震が抽出できていない可能性や、逆に、2.2 節で述べたような、隣接した、繰り返し破壊でない地震も取り込んでしまっている可能性もある。そこで、今後の解析では、ある領域ごとに平均化した積算すべりを用いる (図 3.3)。領域内の相似地震グループの積算すべりは、ほぼ同じ準静的すべりを表していると考え、このような平均化の操作をすることで、信頼度のより高い準静的すべりの時空間変化を得ることができると考えられる。

3.2 過去約 20 年間の準静的すべりの時空間分布

図 3.4 に相似地震グループから見積もられた、平均のすべりレートを示す。ここですべりレートは各々の相似地震グループについて、積算すべり量を活動期間で除することによって推定した。すべりレートの大きさは、それぞれのグループの位置にカラーパターンで示してある。東北日本下に太平洋プレートが沈み込む速度は 8cm/year 程度なので、緑色で示されているグループは、プレートの沈み込み速度にほぼ等しい平均すべりレートを示していることになる。低角逆断層型地震の発生域西縁 (黒太線) 付近で比較的高いすべりレートが見られ、中でも $39.3^\circ \text{ N} \sim 40.8^\circ \text{ N}$ の付近のすべりレートが高い。海溝付近のグループは全体的

に、プレートの沈み込み速度かそれ以下のすべりレートを示している。宮城県沖や福島県沖では、海溝と低角逆断層型地震の西縁との中間付近にすべりレートが低い領域が存在する。表 3.1 に図 3.4 で示したウインドウごとの相似地震グループ数、相似地震数、すべりレートを示す。すべりレートは、平均化した積算すべり量を解析期間である 18.8 年で除することにより求めた。各ウインドウには、平均 9.3 個の相似地震グループ、41 個の相似地震が含まれる。すべりレートは 20cm/year に達するウインドウもあるが、ほとんどがプレート間の相対速度の 8cm/year 以下である。図 3.4 で示したウインドウごとに平均化した積算すべりを図 3.5 に示す。ここで、1994 年以前（特に 1986 年以前）は解析に耐えうる地震の割合が低い。すべりレートが小さめに見積もられている可能性があることに注意が必要である。低角逆断層型地震の西縁に近い領域（以下、深部領域）に存在する、1~16 のウインドウでは、比較的すべりレートが高く、その中でも岩手県沿岸に近い、ウインドウ 3, 4, 6, 7, 8 では特に高いすべりレートを示す。また、全体的にすべりレートの時間変化が比較的小さく、特にウインドウ 1, 2, 8, 11, 13 では、ほぼ一定のすべりレートが見られる。このうち、1, 2 や 11 は 1968 年十勝沖地震の大きく分けて南北 2 つに見えるうちの北側のアスペリティや、1978 年宮城沖地震のアスペリティの陸側にあたり（図 2.7 参照）、近年大きな地震が近くで起きていない場所に対応している。ウインドウ 6 で、1993 年以降しか相似地震が存在しないのは、古い地震の震源の深さが深めに決まっていた、解析対象外となってしまったためと考えられる。低角逆断層型地震の西縁と海溝軸との中間付近の領域（以下、中間領域）のウインドウ 17~35 では、比較的すべりレートは小さい。宮城県沖から福島県沖にかけてのウインドウ 25~35 では、特に低いレートを持つグループが卓越している。青森県沖から岩手県沖のウインドウ 17~24 では、エピソードなすべり速度の増加が見られる。海溝軸に近い領域（以下、浅部領域）のウインドウ 36~51 でも比較的すべりレートは小さく、どこでも同じくらいのすべりレートを持つ。一定のすべりレートが見られる場所はなく、エピソードなすべりが見られる。表 3.2 に解析期間中に発生した M6 以上の地震の震源リストを示す。この時期に発生した地震は、1996 年 2 月に発生した地震がプレート内部の地震と考え

られる [東北大学理学部 (1996)] ほかは、プレート境界の地震と考えてよい低角逆断層型の震源メカニズムを持つ。比較的大きな地震の発生時とすべりレートの関連を見ると、1987年2月～4月に最大Mj6.7の群発地震が発生した福島県沖では、深部領域のウインドウ 14, 中間領域のウインドウ 31, 32, 34 で、この時期に高いすべりレートが見られる。同時期に浅部領域のウインドウ 51 でも、ステップ的なすべりレートの変化が見られる。1989年10月～11月に最大Mj7.1の群発地震が発生した三陸沖では、その時期に中間領域のウインドウ 20, 22, 23, 浅部領域のウインドウ 38～44, 47 で明瞭なすべりレートの変化が見られる。同じく三陸沖で1992年7月に発生した、最大Mj6.9の群発地震前後では、中間領域のウインドウ 23, 24, 浅部領域のウインドウ 42～49, 1994年12月に発生した三陸はるか沖地震 (Mj7.6) 前後には、深部領域の、ウインドウ 2, 3, 4, 中間領域のウインドウ 19, 20, 21, 22, 浅部領域のウインドウ 38, 39, 40, 41, 43 にすべりレートの変化が見られる。

図 3.6 に 2 年ごとのすべりレートの時空間変化を示す。ただし、図 3.6e と図 3.6f で示した期間は、三陸はるか沖地震の発生した 1994 年 12 月 28 日で区切った。すべり量は、 $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ のウインドウを 0.1° ずつずらしながら推定してある。その特徴を時間順に見ていくと、1985～1986 年は、低角逆断層型地震の西縁付近に $5 \sim 15 \text{cm/year}$ のすべりが見られる (図 3.6a)。この低角逆断層型地震の西縁付近のすべりは図 3.5 の積算すべりでも見られたように、全解析期間に見られるもので、これ以降すべての期間で見られる。青森県沖、宮城県沖、福島県沖の 3ヶ所に M6 以上の地震が発生しているが、その周囲に目立ったすべりは見られない。1987 年～1988 年には、低角逆断層型地震の西縁付近のすべりに加え、福島県沖で高いすべりレートが広域に見られる (図 3.6b)。そこには、M6 以上の地震の震央が多数存在し、群発的に地震活動があった場所の周囲の広い範囲で準静的なすべりが生じていたことが示唆される。1989 年～1990 年にかけては、三陸沖の沿岸から海溝付近まで、広い範囲で高い準静的すべりレートが見積もられている (図 3.6c)。その範囲は、M5～M6 の地震が群発的に起きた領域とほぼ重なっている。図 3.5 で見たようにすべりレートの高い時期は群発的な地震活動があった時期と対応している。1991 年～1992 年には、三陸沖南部の海溝近

くを中心に、広い範囲で高いすべりレートが推定されている (図 3.6d)。海溝付近でのすべりレート分布は、1989 年～1990 年と相補的に見える。1993 年～1994 年 12 月 27 日には、それまでほとんどすべりが見られていなかった 40.5° N, 144.0° E 付近にすべりが見られ、M6.6 の地震の震央がその付近に位置する (図 3.6e)。このすべりは、図 3.5 のウインドウ 37 でも見られる。宮城県沖や福島県沖には 2 つの M6.0 の地震が発生しているが、これに対応したすべりレートの変化は見られない。この 2 つの地震は、表 3.2 で示したように、どちらも Mw が 6 未満であり、かつ近くに相似地震グループが少ないために、すべりレートの変化が検知できなかつたと考えられる。1994 年 12 月 28 日～1996 年にかけては、三陸沖の海溝側から沿岸近くまでの広い範囲で大きなすべりレートが見られる (図 3.6f)。この時期には三陸沖で Mj7.6 の三陸はるか沖地震のほか、M5～7 の多数の余震が発生している。図 3.6f では、福島県沖で 1996 年 2 月 12 日に発生した M6.6 の地震の震央 (36.316° N, 142.523° E; 図 3.6f 赤い星) 付近でもすべりレートの変化があったように見えるが、この変化は図 3.5 のウインドウ 29 で示したように 1995 年に生じたものであり、この地震に伴った変化ではない。なお、この地震はプレート内部で発生した地震と考えられている。1997 年～1998 年には、三陸沖海溝近くの 39.0° N, 144.0° E 付近で高いすべりレートが見られ、M6.1 の地震がこの領域内に発生している (図 3.6g)。この高いすべりレートは図 3.5 のウインドウ 46, 47 でも見ることができる。1999 年～2000 年には、目立った地震活動はなく、全体のすべりレートが高いほかは、1985 年～1986 年とよく似ている (図 3.6h)。海溝付近で見られるすべりレートのやや高い領域は、M5 程度の地震の発生域に対応しているようにも見える。2001 年～2002 年のパターンも低角逆断層型地震の西縁付近にすべりが見られるほかは、大きなすべりレートは見られない (図 3.6i)。この時期には青森県沖で M6.2 の地震、宮城県沖で M6.1 の地震が発生している。青森県沖の地震の近傍には相似地震活動がないため、この地震に伴ってすべりレートが変化したかどうかは不明である。宮城沖の地震に関しては、図 3.5 のウインドウ 10 で発生後わずかにすべりレートが高くなっているようにも見えるがこの領域はもともと背景のすべりレートが高いため、この変化が有意かどうかは分からない。

図 3.7 に、1997 年～2001 年について相似地震解析から得られたすべりレートの分布と、Suwa et al. (2003) によるバックスリップレートの分布を重ねて示す。バックスリップレートは、その場所の固着度の違いを表しており、バックスリップ量が 8cm/year の場所は完全に固着、0cm/year の場所は、約 8cm/year のレートですべったことを示す。青森県沖や岩手県沖のバックスリップレートが大きくすべりがあまり発生しなかったと考えられる場所は、もともと相似地震があまり分布しない傾向があるが、相似地震があつてすべりが見積もられている場所では、比較的小さな値が得られている。一方、バックスリップレートが小さく、この期間にすべりがあつたと考えられる岩手県沖や、福島県沖の領域は、相似地震解析からも比較的高いすべりレートが得られている。

3.3 議論

相似地震を用いたすべり量の時空間変化の推定を行った。その結果以下のようなことが明らかになった。

- 1) M6 程度以上のプレート境界型地震に伴って、震源域の周囲の領域ですべりレートの増加が見られた。
- 2) 低角逆断層型地震発生の西縁付近では、比較的すべりレートが高く、定常的な準静的すべりが見られる。
- 3) 低角逆断層型地震発生の西縁と海溝との中間付近では、平均してすべりレートが小さい。ただし、大きな地震の発生に伴い、高いすべりレートが見られる時期もある。
- 4) 海溝付近では、準静的すべりレートが高い時期がエピソードに存在する。その時期は、群発地震活動や $M \geq 6$ の地震の発生時と対応している。
- 5) 群発地震活動や余震活動などで、 $M5 \sim 6$ の地震が多数起きた時期には、広い範囲で大きな準静的すべりが見られる。
- 6) 1997 年～2001 年の期間について、GPS データから推定されたすべりレートと、相似

地震から見積もられた準静的すべりのレートは、相互におおむね一致する。

これまで三陸沖では、1989年三陸沖地震 (Mj7.1)、1992年三陸沖地震 (Mj6.9)、1994年三陸沖地震 (Mj7.6) 後に余効すべりがあったことが推定されている [Miura et al. (1994), Kawasaki et al. (1995, 2001), Heki et al. (1997), Nishimura et al. (2000)]. 今回、1) で述べたように、上記3地震に加え、これまで検知されなかった M6 程度以上の地震でも、それらに対応した余効すべりが見られることが分かった [Uchida et al. (2003)]. 特に、海溝側では小さめの地震でも準静的すべりレートの変化が見られる。一方、1994年8月の宮城県沖、福島県沖の地震 (共に M6.0, 図 3.5e) や 2001年8月の青森県沖の地震 (M6.2, 図 3.5i) のように、対応して特に顕著なすべりが見られない地震もある。このような違いは、地震を起こしたアスペリティの周囲のより小さなアスペリティの分布や、準静的すべり領域の性質の違いにより生じている可能性も考えられるが、これらの地震の近傍で相似地震が少ないため、有意な違いがあるかどうかは現状では不明である。

プレート境界の深部では、高温のため地震性すべりを起こすことができず、ゆっくりとしたすべりが常に進行していると考えられる。2) で述べた、低角逆断層型地震発生の西縁付近の、準定常的なすべりは、そのような完全に非地震的にすべる領域と地震性すべりを起こすアスペリティが存在する領域の遷移域付近での挙動を表していると考えられる。そのすべりレートは 3~20cm/year と幅広いが、プレート間の相対速度の約 8cm/year に近いものも多く、時間的にレートがあまり変化しない特徴をもつ。ただし、空間的に細かく見ると、系統的な違いも見られる。Igarashi et al. (2003)、五十嵐 (2000) では、1992年~2001年7月の期間の相似地震解析から、青森県沖、岩手県沖 (北緯 39.3° ~40.8° 付近) の低角逆断層型地震の西縁付近に、プレート間の相対速度と比較して、高いすべりレートを示す相似地震グループが分布することを指摘している。彼らの解析期間は、1994年三陸はるか沖地震 (Mj7.6) が発生した時期を含むが、それより長期 (1984年7月~2003年4月) について解析した本研究でも、この付近の相似地震グループから推定されるすべりレートは高いことが分かった。ただし、使用した地震モーメントとすべり量のスケールリング則に場所による違い

があったり、相似地震のグループ化に問題がある可能性もあるので、このことについては 6.1 節で詳しく議論する。

3) で述べた、低角逆断層型地震発生の西縁と海溝との中間付近は比較的多くの大アスペリティが存在する領域である。そのような場所に近い準静的すべり領域では、普段はあまり大きなレートですべることができないと考えられる。GPS データの解析結果 (図 3.7) によると、1997 年~2001 年では、青森県沖と宮城県沖の中間領域に特に高いバックスリップレートが見積もられており、この期間に相似地震解析から得られたすべりレートとほぼ一致している。4) で述べた海溝近くで見られる準静的すべりのステップ的な変化と、群発地震的な地震活動との時間的対応は、エピソードな準静的すべりが群発地震に大きくかかわっていることを示している。たとえば、準静的すべり領域内に中~小規模のアスペリティ (最大 M6 程度を起こすアスペリティ) が分布し、それらが準静的すべりを介して連動破壊するというメカニズムで群発地震の発生が説明できる可能性がある。群発地震と準静的すべりの関係については、6.3 節で詳しく議論する。また、海溝近くの領域では、全体的にすべりレートが小さい傾向が見られた (表 3.1)。実際に解析期間中のすべりレートが小さかったことも考えられるが、この領域では、すべり量の推定に用いた地震モーメントとすべり量のスケールリング則が深部領域と違っている可能性も考えられる。

5) で述べたように余震活動や群発地震活動などで、M5~6 の地震の活動があった時期には広い範囲で大きな準静的すべりレートが見積もられており、地震時のすべり領域 (アスペリティ) と比較して広範囲ですべりがあったことが分かった。このようなすべりが、プレート境界でのすべり欠損の解消に大きな役割を果たしていることが考えられる。

相似地震解析から得られたすべりレート、GPS データの解析から推定したすべりレートの比較を行った。6) で述べたようにその結果は岩手県沖の海溝近くで、若干対応が弱いように見えるほかは、よく一致した結果が得られた。ここで GPS データの解析からは、地震時すべり、準静的すべりの両方を含めたすべりが推定されるに対し、相似地震解析から得られるのは、準静的すべりのみである。それにもかかわらず両者がよく一致しているのは、この

期間については、準静的すべりがプレート間のすべりの大部分を担っていたためと考えられる。実際、この期間に M6 以上の地震は、1998 年岩手県沖 (M6.3), 2001 年宮城県沖 (M6.2) の 2 つしか発生していない。

今回、広域に大きな準静的すべりの加速が見られた、三陸沖の 3 つのイベント (1989 年最大 Mj7.1 の群発地震, 1992 年最大 Mj6.9 の群発地震, 1994 年 Mj7.6 の地震) 前後の準静的すべりについては、4 章で詳しく調べることとする。

表 3.1 設定したウインドウと含まれる相似地震グループ数, 相似地震数, すべりレート

ウインドウ	緯度範囲 (° N)		経度範囲 (° E)		グループ数	地震数	すべりレート (cm/yr)
1	41.30	41.50	141.70	142.18	12	61	4.3
2	40.85	41.15	141.85	142.35	15	86	5.1
3	40.60	40.85	142.05	142.30	5	58	9.2
4	40.30	40.55	141.84	142.22	5	111	20.3
5	39.95	40.17	142.00	142.35	6	27	4.1
6	39.68	39.85	141.73	141.98	5	56	10.8
7	39.55	39.75	142.00	142.32	9	78	7.5
8	39.22	39.42	142.00	142.25	2	23	9.6
9	39.00	39.15	142.10	142.45	3	18	5.5
10	38.70	38.95	141.90	142.22	8	44	5.0
11	38.45	38.70	141.60	142.00	5	31	5.5
12	38.10	38.40	141.55	141.80	6	26	4.4
13	37.38	37.60	141.28	141.75	7	48	5.1
14	37.08	37.38	141.40	141.78	9	42	4.5
15	36.85	37.20	141.00	141.40	8	27	4.2
16	36.50	36.78	140.90	141.22	5	17	3.2
17	41.15	41.40	142.00	142.70	7	14	2.1
18	40.65	40.92	142.45	142.82	7	15	1.6
19	40.20	40.50	142.22	142.50	19	126	5.8
20	40.05	40.35	142.40	142.70	26	154	5.8
21	39.95	40.20	142.70	143.15	15	42	2.6
22	39.87	40.05	142.35	142.60	13	131	7.1
23	39.40	39.87	142.35	142.95	8	48	4.5
24	39.00	39.20	142.75	143.10	5	38	6.6
25	38.58	38.75	142.18	142.55	6	18	2.2
26	38.15	38.40	141.80	142.05	6	16	2.8
27	37.90	38.23	142.16	142.55	4	10	1.8
28	37.68	37.97	141.87	142.25	6	18	3.4
29	37.38	37.60	142.22	142.63	4	10	2.1
30	37.06	37.33	141.97	142.35	24	59	1.8

表 3.1 続き

ウインドウ	緯度範囲 (° N)		経度範囲 (° E)		グループ数	地震数	すべりレート (cm/yr)
31	36.86	37.08	141.50	142.00	23	70	2.5
32	36.71	36.86	141.48	141.90	6	26	3.4
33	36.55	36.80	141.90	142.25	15	44	2.5
34	36.55	36.80	142.25	142.58	13	48	2.9
35	36.50	36.71	141.22	141.70	13	30	1.7
36	41.00	41.20	143.20	143.48	3	11	3.6
37	40.45	40.82	143.65	144.18	8	19	2.2
38	40.10	40.45	143.90	144.30	5	13	3.5
39	40.00	40.27	143.45	143.75	6	18	2.9
40	39.72	40.00	143.17	143.70	10	40	4.9
41	39.72	40.00	143.70	144.15	14	42	3.0
42	39.50	39.72	143.25	143.60	13	46	3.1
43	39.50	39.72	143.60	144.10	16	42	2.6
44	39.25	39.50	143.40	143.85	13	36	2.8
45	39.25	39.45	143.85	144.30	6	16	2.4
46	38.92	39.25	143.20	143.65	9	24	2.9
47	38.92	39.25	143.65	144.10	16	47	2.9
48	38.50	38.80	143.05	143.80	9	24	2.7
49	38.20	38.50	143.05	143.80	6	12	1.7
50	37.20	37.70	142.75	143.41	11	23	2.4
51	36.55	37.15	142.75	143.35	4	9	2.2

表 3.2 解析期間中に発生した 36.5° N~41.5° N, 141.0° E~144.5° E, 深さ 60km 以浅, $M \geq 6$ の地震の震源リスト (東北大学ルーチン震源決定による). モーメントマグニチュード (M_w), メカニズム解の strike, dip, rake はハーバード大学による.

年	月	日	時	分	秒	緯度 (° N)	経度 (° E)	深さ (km)	M	M_w	strike (度)	dip (度)	rake (度)
85	4	29	11	19	59.47	41.462	142.095	53.9	6.2	5.8	203	25	86
85	8	12	12	49	17.07	37.676	141.917	33.1	6.4	6.4	215	21	101
86	3	2	16	9	25.04	38.445	142.416	19.3	6.1	5.8	194	14	15
87	2	6	21	23	43.59	36.931	141.841	0.1	6.4	6.4	200	24	84
87	2	6	22	16	13.13	36.929	141.891	0.1	6.7	6.7	209	25	99
87	4	7	9	40	41.84	37.263	141.904	6.8	6.6	6.6	203	16	88
87	4	17	4	23	20.73	36.996	141.710	1.2	6.0	6.0	203	24	94
87	4	23	5	13	22.91	37.067	141.639	15.7	6.5	6.6	199	16	84
87	7	11	22	31	38.73	36.937	142.946	0.1	6.3	5.6	220	16	110
89	10	27	2	6	43.58	39.803	143.783	37.8	6.2	6.0	174	26	58
89	10	27	10	45	56.61	39.850	143.877	32.4	6.1	6.3	200	6	99
89	10	29	12	9	12.29	39.597	143.700	51.7	6.0	5.8	179	27	70
89	10	29	14	25	38.98	39.523	143.669	39.0	6.5	6.4	182	19	61
89	11	2	3	25	31.41	39.815	143.076	0.1	7.1	7.4	183	14	69
92	7	12	20	8	56.04	41.459	142.126	52.1	6.3	6.2	206	27	92
92	7	16	9	0	39.39	39.340	143.588	37.5	6.1	5.9	187	16	70
92	7	18	17	36	56.50	39.356	143.685	30.9	6.9	6.9	183	11	70
92	7	18	19	20	8.32	39.387	143.388	0.1	6.3	6.4	221	12	127
92	7	18	22	56	50.98	39.395	143.274	0.1	6.1	6.0	203	16	93
92	7	25	11	53	24.71	38.603	143.411	0.1	6.0	5.9	173	11	62
92	7	29	13	30	47.28	39.570	143.659	23.1	6.2	6.2	191	8	83
94	4	8	10	10	41.83	40.559	143.923	42.5	6.6	6.4	176	11	62
94	8	14	18	6	51.58	38.681	142.360	23.8	6.0	5.9	186	18	73
94	8	16	19	9	31.19	37.791	142.561	1.3	6.0	5.7	203	35	106
94	12	28	21	19	21.65	40.438	143.748	33.1	7.5	7.7	179	12	67
94	12	29	5	52	25.25	40.087	142.908	0.1	6.3	6.1	174	22	57
94	12	29	7	37	49.08	40.241	143.873	52.1	6.5	6.2	194	9	81
95	1	1	15	59	55.67	40.632	143.904	56.6	6.7	6.4	181	8	67
95	1	7	7	37	37.41	40.230	142.374	29.2	6.9	6.9	179	21	69
95	7	8	14	42	52.99	39.596	143.822	40.5	6.0	5.9	171	13	58
95	12	30	21	11	5.70	40.718	143.745	30.9	6.3	6.3	180	18	67
96	2	17	0	22	59.38	37.316	142.532	55.4	6.6	6.7	139	18	-2
98	5	31	3	18	9.58	39.044	143.839	0.1	6.3	6.1	204	13	95
01	8	14	5	11	23.14	41.021	142.494	2.7	6.2	6.4	185	22	70
02	11	3	12	37	43.82	38.874	142.166	41.2	6.1	6.4	191	19	76

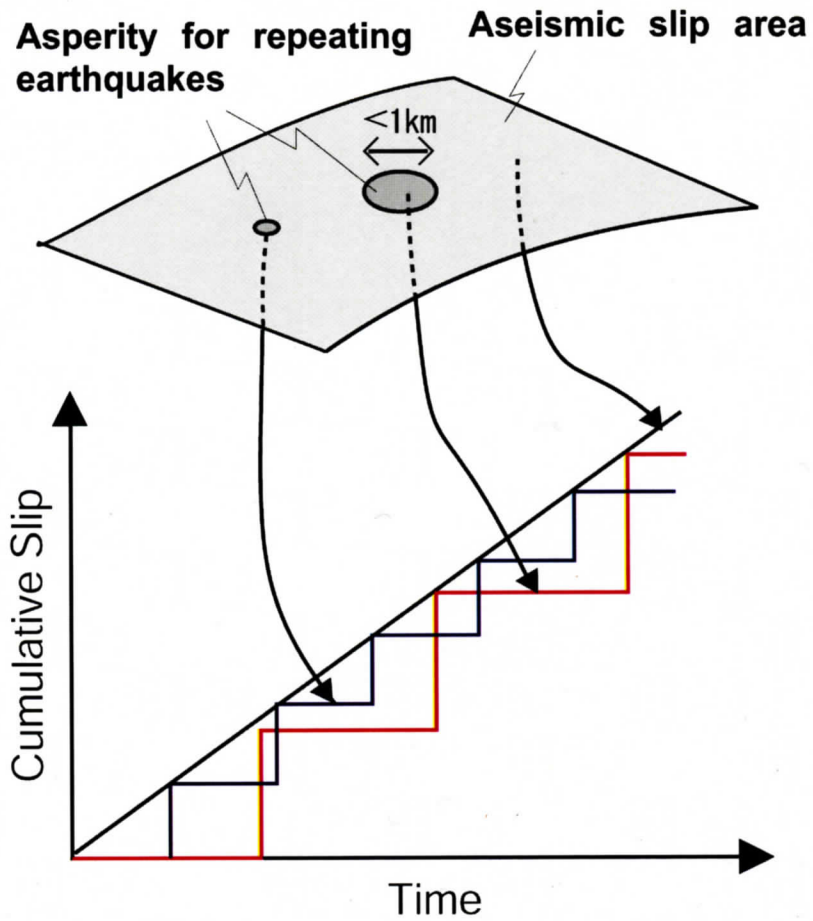


図 3.1 アスぺリティでのすべりと非地震性すべり領域でのすべりの関係の概念図。上図はプレート境界面を表し、そこに非地震性すべり域とアスぺリティが分布する。下図は2つのアスぺリティでのすべり（赤と青の線）と、非地震性すべり領域でのすべり（黒線）を表す。

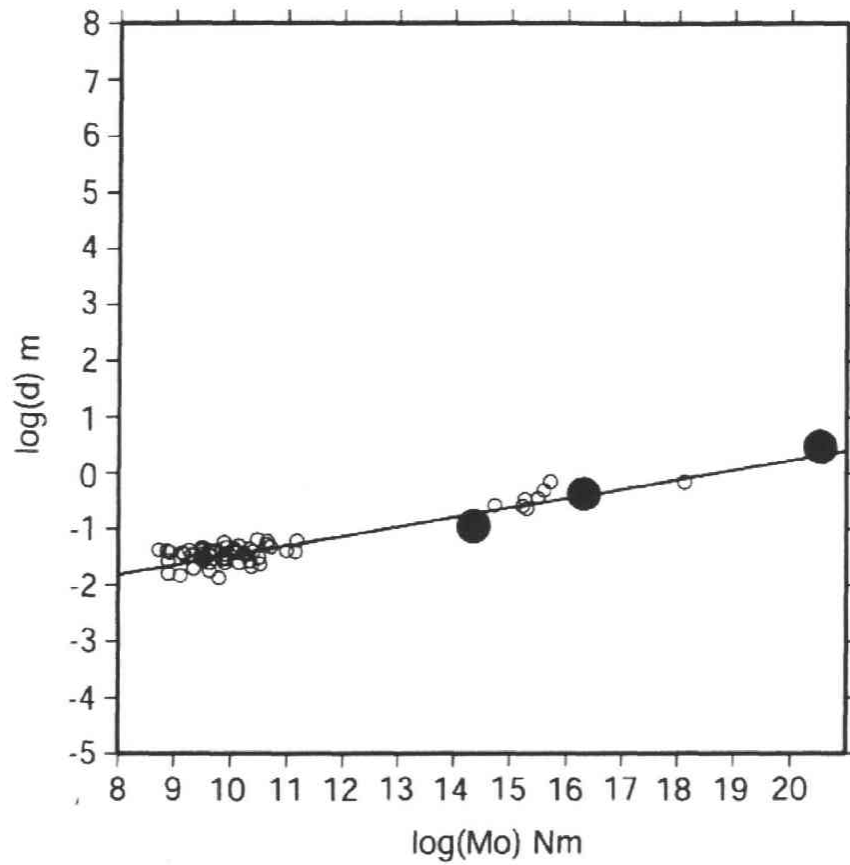


図 3.2 すべり量とモーメントの関係 [Igarashi et al. (2003)]. 白丸と回帰直線は Nadeau and Johnson (1998) による。黒丸は地震モーメントの大きい方から順に、宮城沖地震 (Mj 7.4), 釜石沖の主震群 (Mj 4.8), 釜石沖のサブクラスター (Mj 3.5) を表す。

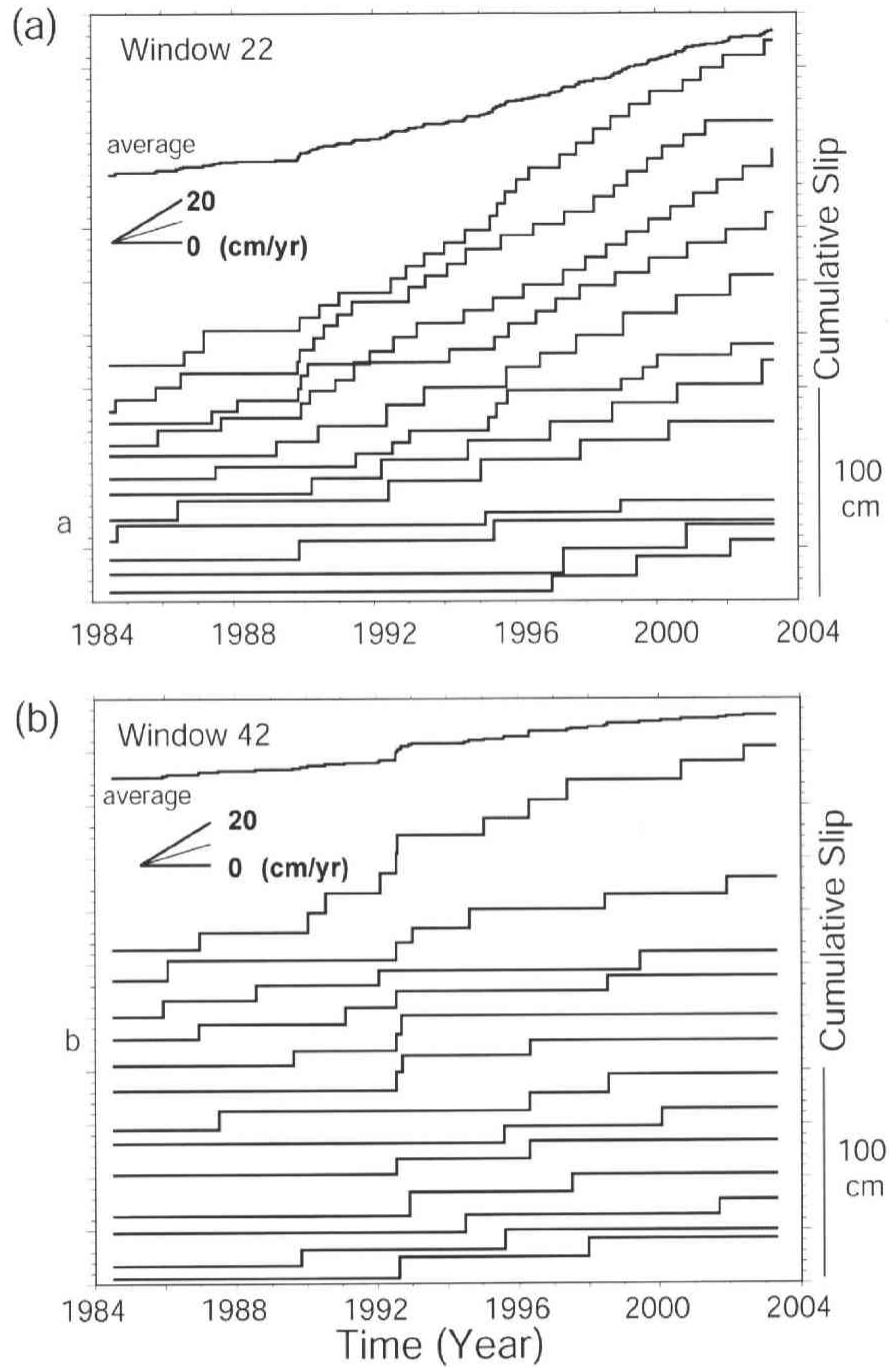


図 3.3 グループごとの積算すべりと平均化の例. ウィンドウ 22 (a) と 42 (b) (位置は図 3.4 参照) について, 積算すべりの平均 (最上段) と個々の相似地震グループの積算すべり (それより下の段) を示す. 記号 a と b はそれぞれ, 図 2.4a と図 2.4b で波形を示した相似地震グループ.

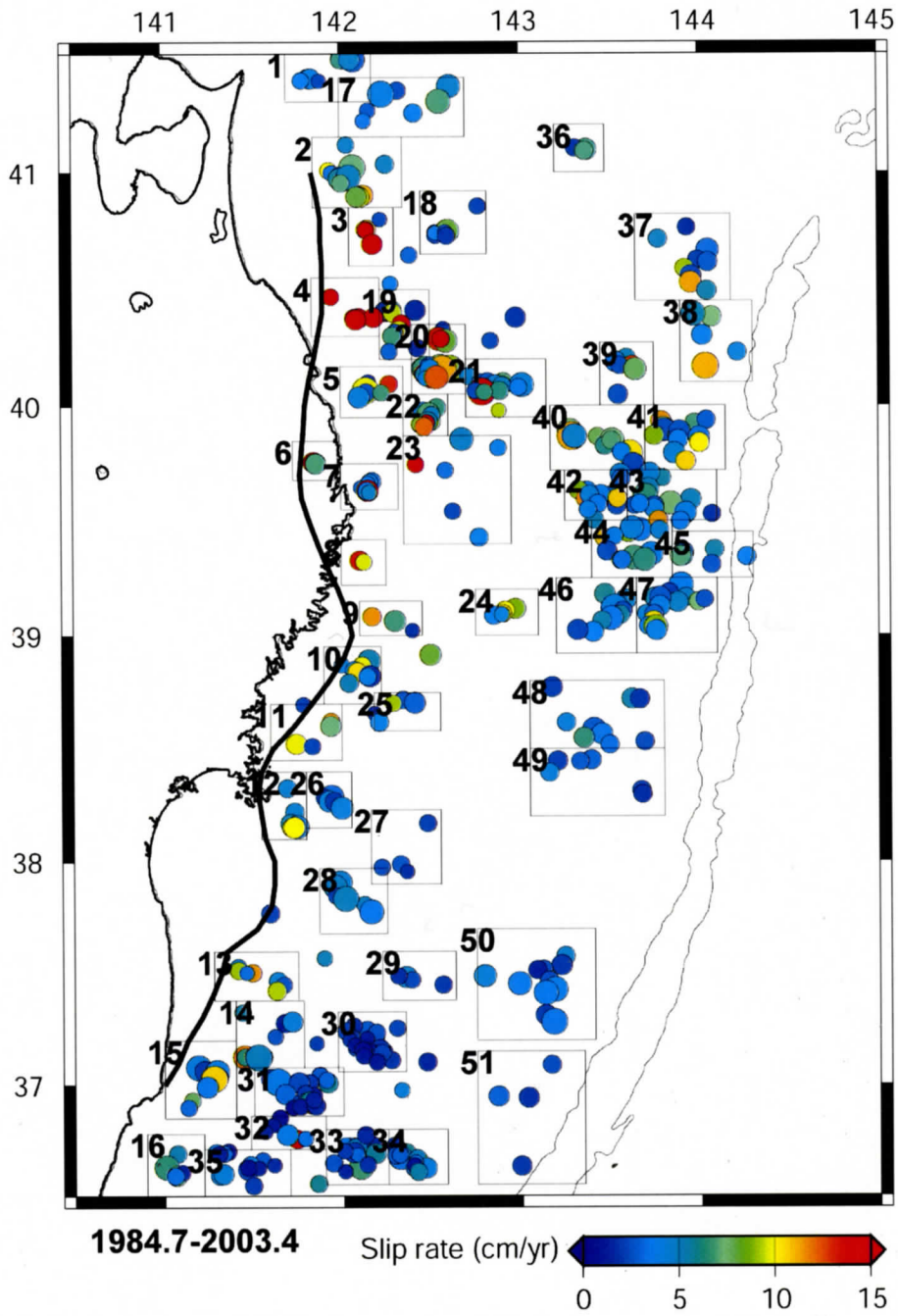


図 3.4 相似地震グループごとのすべりレート. すべりレートは各々の相似地震グループの位置にカラーパターンで示す. 1~51の矩形は図 3.5 で用いるウインドウ.

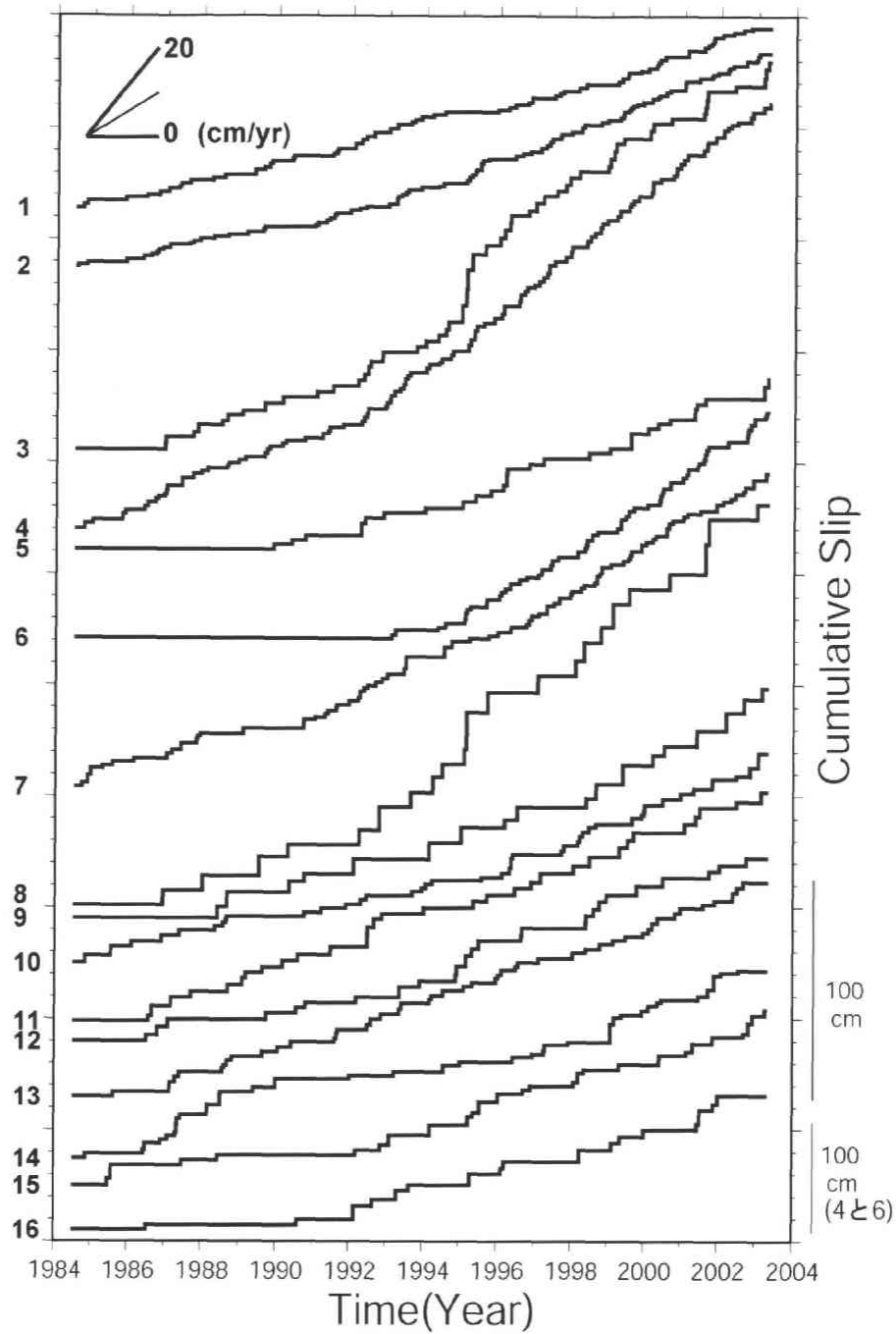


図 3.5 図 3.4 で示した 1~51 のウインドウにおいて平均化した相似地震の積算すべり. 4 と 6 のウインドウについては, 積算すべりのスケールを他の半分にしてある (右下スケール).

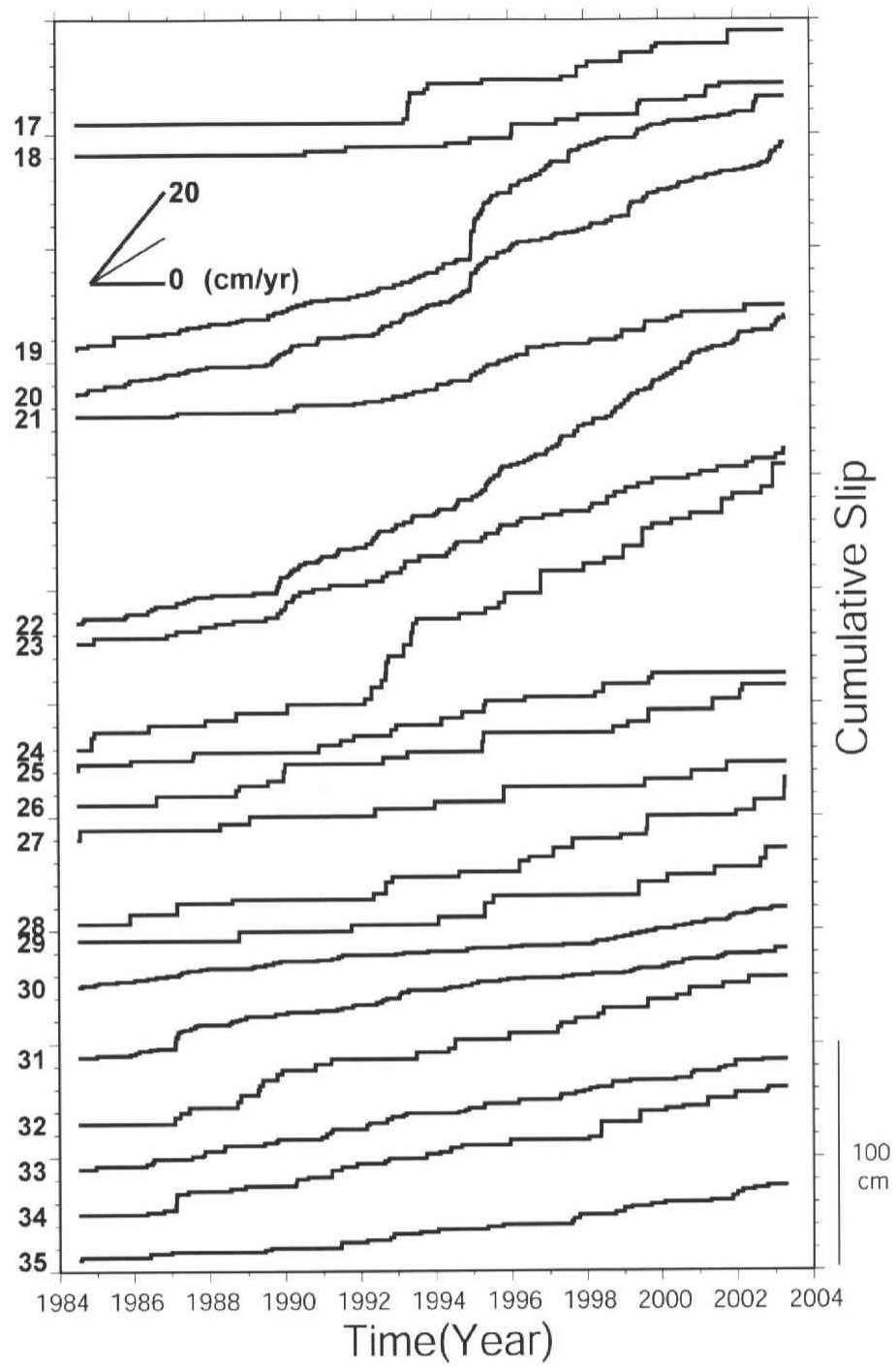


図 3.5 続き.

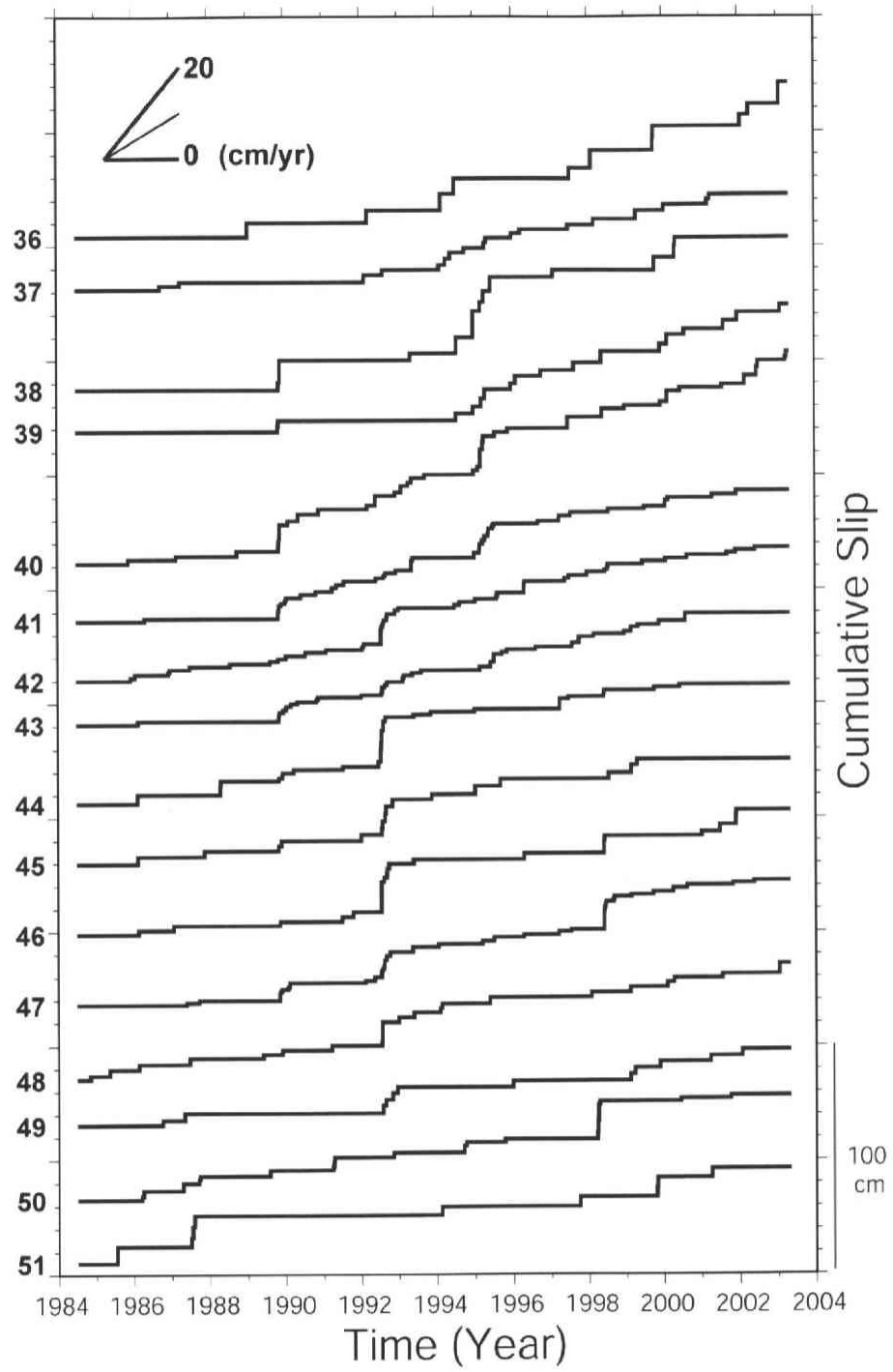


図 3.5 続き.

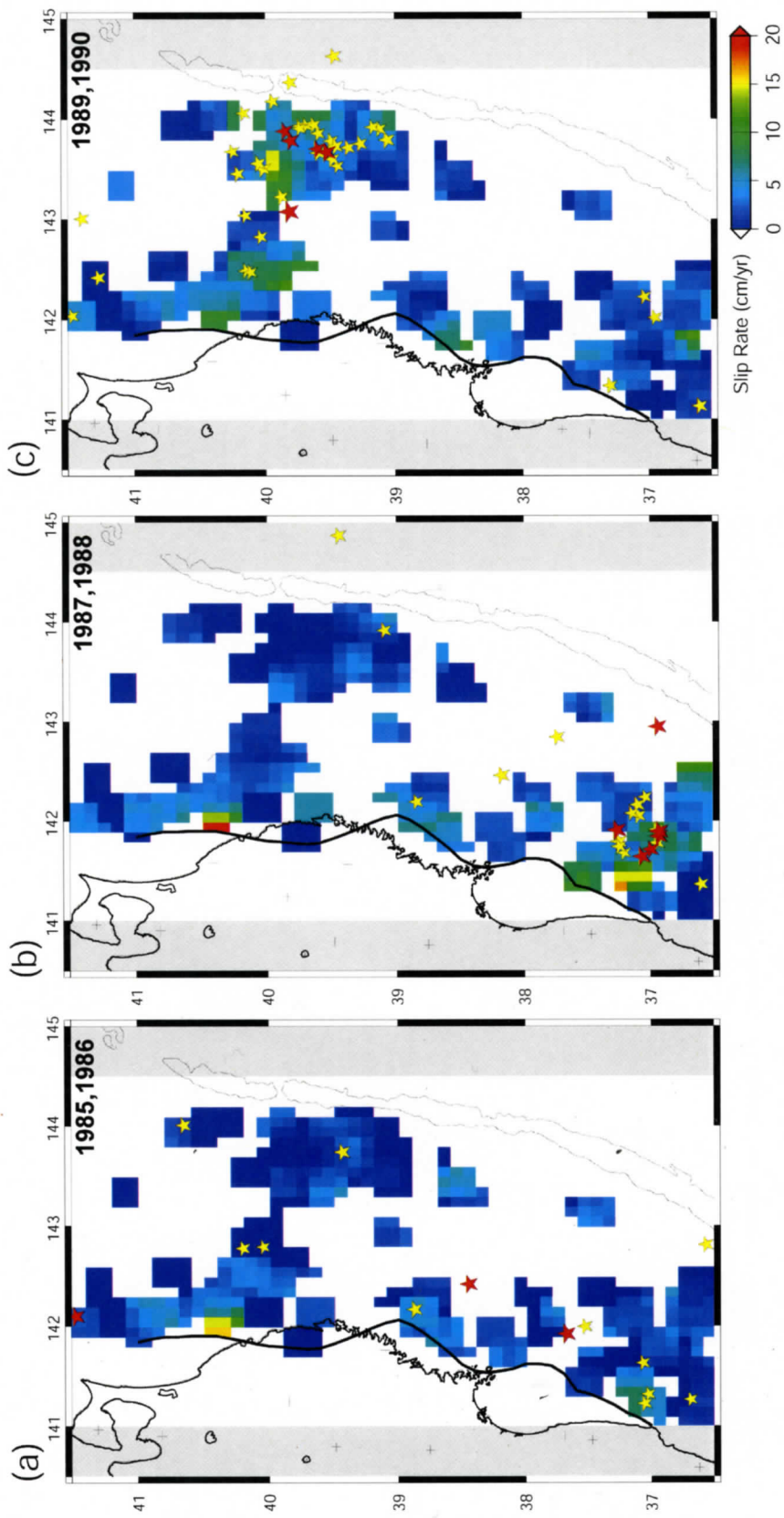


図 3.6 2年ごとのすべりレートの分布。ただし、(e) と (f) の期間は三陸はるか沖地震が発生した 1994 年 12 月 28 日
 で区切った。すべりレートは相似地震グループを 3 つ以上含む $0.3 \times 0.3^\circ$ のウインドウごとに、カラーパターン
 で示す。赤い星、黄色い星はそれぞれ、M6 以上、M5 以上 M6 未満の地震の震央。

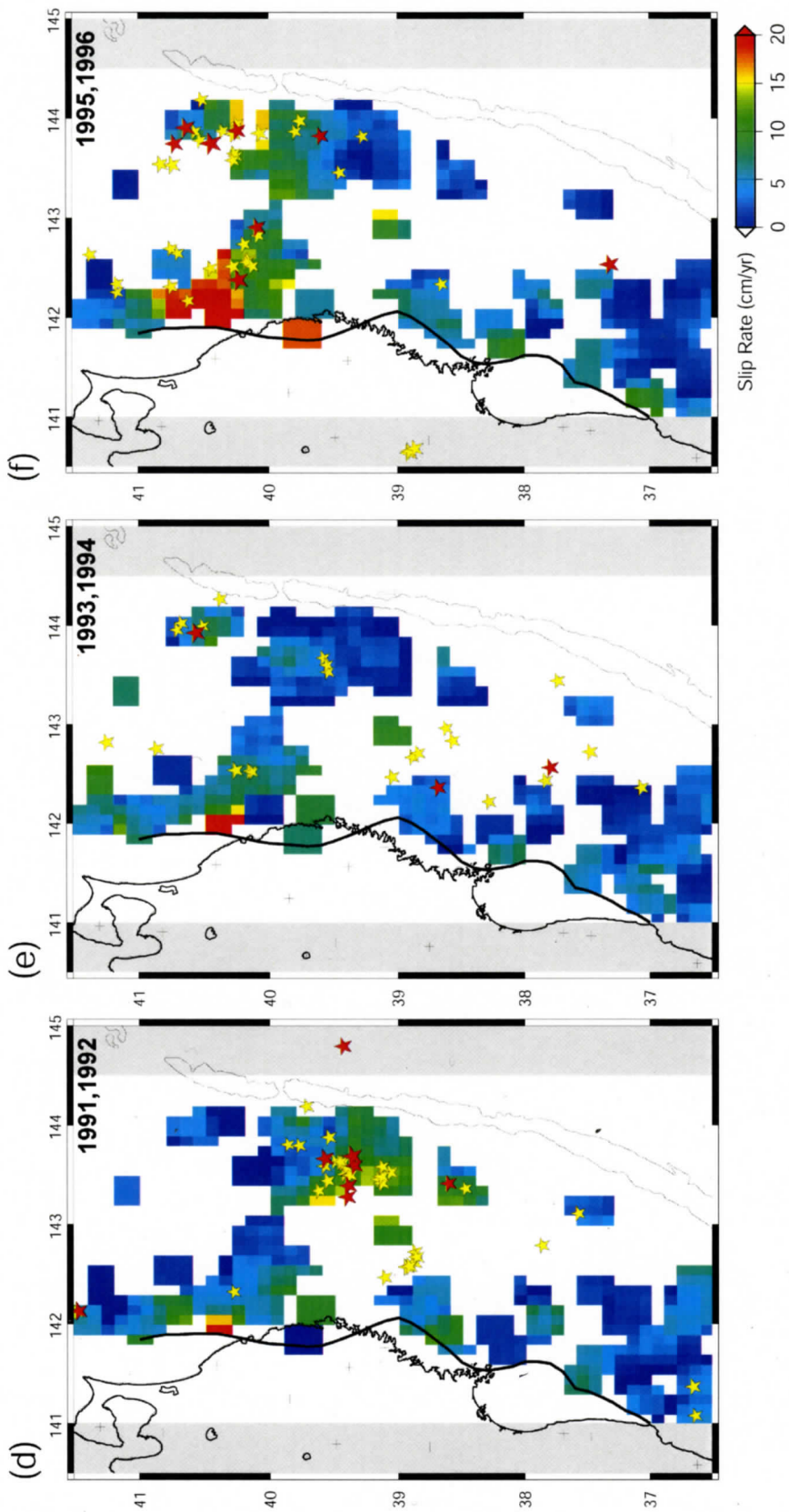


図 3.6 続き.

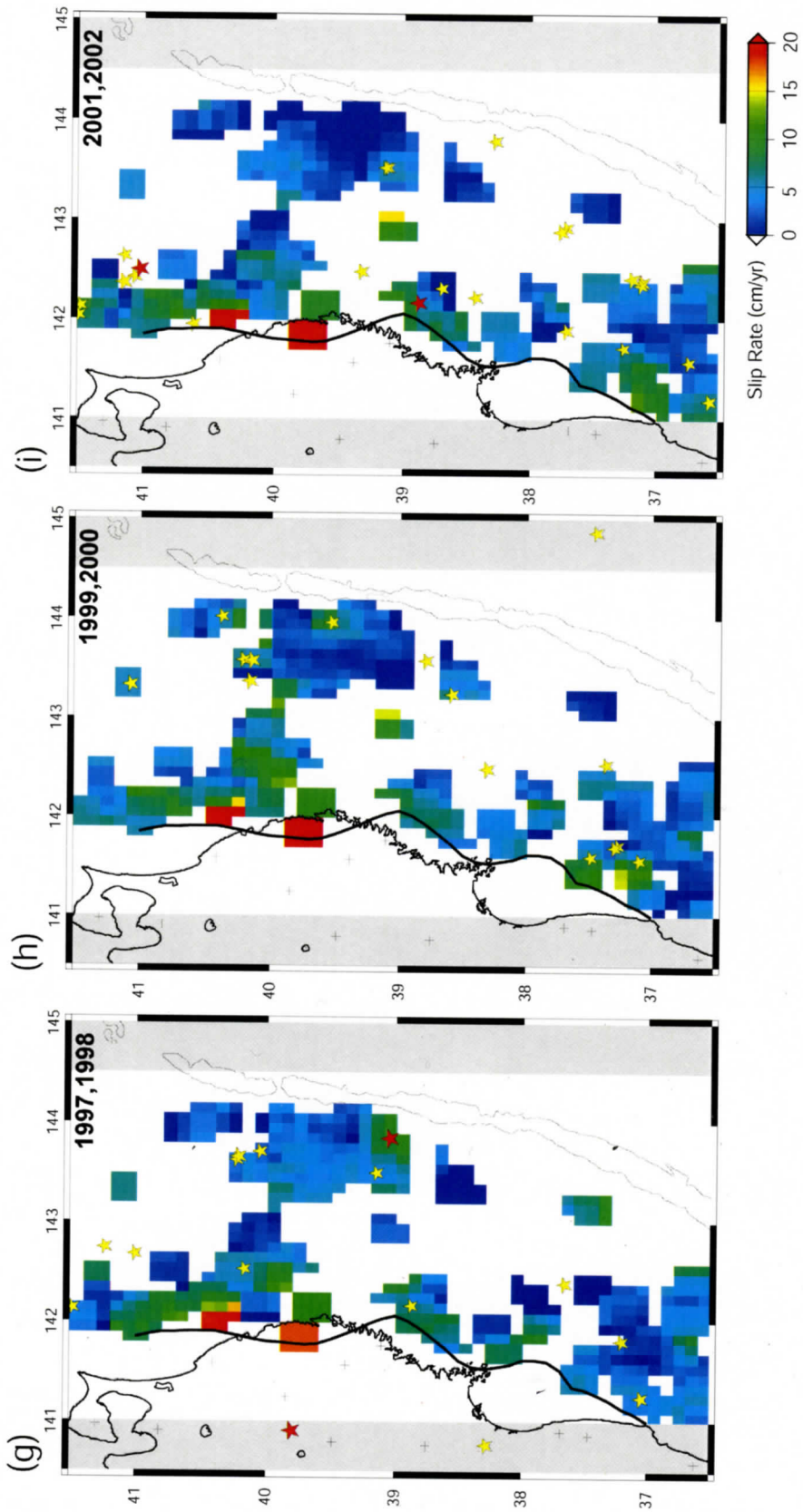


図 3.6 続き.

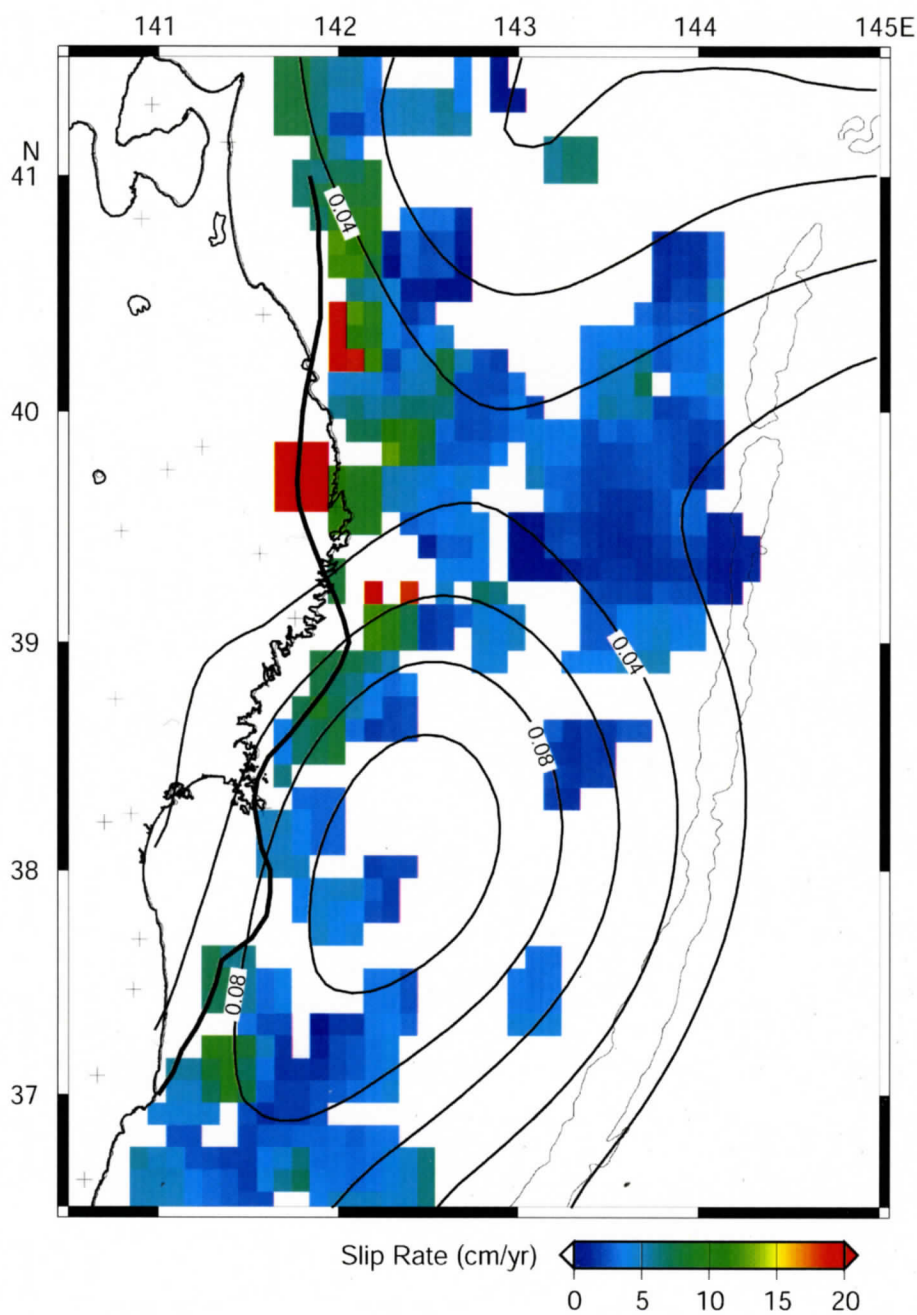


図 3.7 1997~2001 年のすべりレート分布 (カラーパターン) と同期間について GPS データから見積もられたバックスリップ量分布 [Suwa et al. (2003), コンター]. コンター間隔は 2cm/year.

第4章 プレート間大地震前後での準静的すべり

三陸沖のプレート境界では、本研究の解析期間である、1984年7月～2003年4月の間に1989年三陸沖の地震 (Mj 7.1), 1992年三陸沖の地震 (Mj 6.9), 1994年三陸はるか沖地震 (Mj 7.6)の3つの大きな地震が発生した (表 3.2)。図 4.1 に、これら3つの地震の震央及びアスベリティを M2.5 以上の地震の震央分布に重ねて示す。これらの地震については、地殻変動記録の解析から顕著な余効すべりが生じたことが知られている。1989年三陸沖地震は、この地域において最初に余効すべりが推定された地震である。三浦・他 (1993) と Kawasaki et al. (2001) は、宮古と江刺のひずみ計の記録から、この地震の後に時定数が約10日のひずみの変化があったことを明らかにした。Kawasaki et al. (2001) は、余効すべりの生じた領域が、本震のすべり域と同じであると仮定して、地震後に地震時とほぼ同じモーメントが非地震的に解放されたと推定している。1992年三陸沖地震についても、宮古と江刺のひずみ計で1～2日の時定数のひずみ変化がみられ、地震後の余効変動を含めると、地震時の10倍のモーメントが解放されたと推定されている [Kawasaki et al. (1995, 2001)]。ただし、これら2つの地震については、ひずみ変化が得られた観測点が2点しかないため、余効すべりの空間分布については良くわかっていない。1994年三陸はるか沖地震は、この地域でGPS観測により初めて余効変動がとらえられた地震である。複数のGPS観測点の変位データから、余効すべりの空間分布が推定された [Heki et al. (1997), Nishimura et al. (2000), Kawasaki et al. (2001)]。Nishimura et al. (2000) は、1年以上続いた余効変動を解析し、余効すべりのすべり量分布とその時間変化を得た。彼らは、地震時のモーメント解放量の約80%にあたる量が地震後に解放されたと推定している。また、彼らは余効すべりが時間とともに南部や深部に拡大したことを示した。本研究では、第3章で述べたように、相似地震解析からこれらの地震が発生した時期に広域で大きな準静的すべりがあったことを明らかにした。この章では、これらの3つの地震に加え、2003年10月31日に発生した福島県沖の地震 (Mj6.8) に対して、これらの地震発生前後の準静的すべりについて詳しい解析を行う。

4.1 1989 年三陸沖地震 (Mj 7.1)

1989 年 11 月 2 日 3 時 25 分 (JST) に Mj 7.1 の地震が発生した。以下この地震を「1989 年三陸沖地震」と呼ぶことにする。この地震では、東北地方の太平洋側を中心に広い範囲で有感 (最大震度 4) となり (図 4.2a 参照), 小規模の津波も観測された (宮古で最大 56cm) [仙台管区気象台 (1990)]. この地震は、群発的な地震活動の中で発生した (図 4.3). Mj7.1 の地震の約 6 日前から、震源の海溝側で M6 以上の低角逆断層型地震を 4 つ含む群発地震活動があり (図 4.3a~f), Mj7.1 の地震後、地震活動は、アスペリティの陸側及び海溝側の広い範囲に広がった (図 4.3g~p). 図 4.3 では、この時期に発生した相似地震のうち、3 年以上の活動期間を持つものを橙色の丸、3 年未満の活動期間のものを水色の丸で示す。群発地震活動の中に多くの相似地震が含まれていることが分かる。図 4.4a に Mj7.1 の地震発生の 10 日前から 100 日後までに発生した地震の震央分布を示す。橙色のコンターで示す Mj7.1 の地震のアスペリティに比べ広い範囲に、多くの地震が分布する。この期間に活動があった 3 年以上の活動期間を持つ相似地震グループの位置 (図 4.4b) をみると、余震域に重なる広い範囲の相似地震グループがこの時期に活動したことがわかる。このような短期間で多くの相似地震グループの活動は、プレート境界における準静的すべりの加速により、小さなアスペリティの多くがこの時期に破壊したことを示唆する。

図 4.4c に、Mj7.1 の地震前の 10 日間について見積もられた準静的すべりの分布を示す。図 3.6 と同様に、3 年以上の活動期間を持つ相似地震グループについて、 $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ のウインドウごとにすべり量を見積もった。すべり量はカラーパターンで示す。白い領域は 3 個以上の相似地震グループが存在しない場所を示し、濃い青の領域はすべり量が 0 かとても小さい場所、水色から赤は大きな準静的すべりが発生した場所に相当する。Mj7.1 の地震のアスペリティの海溝側の領域で広域に準静的すべりがみられ、そのなかでもアスペリティの東側では最大 10cm 程度のすべりがみられる。この時期には 4 つの $M \geq 6$ の地震が発生しており、このすべりは、それらの地震の余効すべりとも解釈できる。図 4.4d に Mj7.1 の地震後

100 日間のすべり量の分布を示す。地震後にはアスペリティの陸側や海側の海溝近傍の広い範囲にすべりが拡大したことが分かる。すべりの分布は特に海溝沿いに南北に伸びているように見える。すべり量の大きい場所は、Mj7.1 の地震のアスペリティのすぐ東の領域、海溝沿いの北緯 39.0° と 40.2° 付近に存在する。

Mj7.1 の地震の前後について図 4.4b で示すウインドウごとのすべり量の時間変化を図 4.5 に示す。ここで示した積算すべりは、18.8 年間の積算すべり（図 3.5）でこの時期に明瞭な変化があったもの（図 4.4b）について、時間軸を拡大したものである。Mj7.1 を含む 4 年間（図 4.5a）について見ると、M7.1 の地震前後から準静的すべりが加速し、それが次第に減速していく様子が見える。その時定数は 1 年程度に見える。ウインドウ 20 では、Mj7.1 の地震の数ヶ月前からすべりレートが増加しているように見える。しかしこのような変化はウインドウ 20 のみでしか見られず、単なるすべりレートのゆらぎなのか、Mj7.1 の地震の発生とかかわりのある現象なのかは分からない。Mj7.1 前後の 70 日間（図 4.5b）について見ると、アスペリティの海溝側に位置するウインドウ 39, 41, 42, 43, 44, 45 で最大地震 (Mj7.1) の発生前からすべりの加速が見られる。これは図 4.4c の空間分布でも見られたもので、そのはじまりは、最初の M6 以上の地震が発生した、ウインドウ 41 で一番早い。相似地震の数が少ないためはっきりとは分からないが、その後、北西、南西、南のウインドウ 39, 42, 43, 45 に広がったように見える。図 4.4a と図 4.5b の結果から、複数の M6 クラスのアスペリティの破壊と、大規模な準静的すべりの加速が Mj7.1 の地震前にそのアスペリティの海溝側で発生していたと考えられる。この準静的すべりの加速が、Mj7.1 の地震のアスペリティに応力を集中させ、この地震の発生をトリガした可能性がある。Mj7.1 の地震の震源（破壊の開始点）が、アスペリティの海溝側に位置していることもこの考えを支持する。アスペリティの陸側のウインドウ 20, 22 にも Mj7.1 の地震前に小さなすべりが見られるが、これらの場所は普段からすべりレートが早いため（図 3.5 参照）、Mj7.1 の地震の発生と関係あるのかわかりは良くわからない。

Mj7.1 の地震後の期間には、図 4.4d で見たように、広い範囲で準静的すべりが加速してお

り、多くのウインドウで大きなすべり量が推定されている。Mj7.1の地震のアスぺリティに近く、各々その浅部と深部に位置するウインドウ 22 や 40 で、地震後にはじまる速いすべりが見られる。これは、Mj7.1のアスぺリティの周囲で発生した余効すべりと解釈できる。海溝に近い場所ではウインドウ 38~47 まで、南北に広い領域ですべりが見られ、最も北と南のウインドウ 38, 47 では、すべりの開始が若干遅れているように見える。

4.2 1992 年三陸沖地震 (Mj 6.9)

1992 年 7 月 18 日 17 時 36 分 (JST) に Mj 6.9 の地震が発生した。以下この地震を「1992 年三陸沖地震」と呼ぶことにする。この地震では、最大震度 3 が観測された (図 4.2b 参照)。この地震も 1989 年の地震と同様、群発的な地震活動の中で発生した (図 4.6)。Mj6.9 の地震の約 2 日前に M6.1 の地震が発生し (図 4.6a)、Mj6.9 の地震後、さらに 5 つの M6 以上の地震が発生した (図 4.6c~n)。橙色の丸 (活動期間 3 年以上)、水色の丸 (活動期間 3 年未満) で示す相似地震は、最初の M6.1 の地震後その周りで発生し始め、Mj6.9 の地震後、さらにその南北の広い範囲で発生するようになった。Mj6.9 の地震の震央から約 100km 南方の 38.5° N, 143.4° E 付近では、7 月 19 日と 22 日に相似地震が発生したあと、7 月 25 日には、M6.0 の地震が発生し、地震活動が活発化した。図 4.7a に Mj6.9 の地震発生の日から 100 日後までに発生した地震の分布を示す。橙色のコンターで示す Mj6.9 の地震のアスぺリティ [山中・菊地 (2001)] の周囲に、多くの地震が分布するほか、Mj6.9 の震源から南側に 100km 程度離れた北緯 38.5° 付近の領域にも地震活動がある。ここでは、図 4.6c で見たように、Mj6.9 の地震から約 1 週間後に地震活動が活発化した。震源とこの離れた活動域の間の領域は、図 4.1 に示すように長期にわたって地震活動がほとんど見られない場所 (地震空白域) で、Fujie et al. (2002) によると、反射法地震探査によりプレート境界からの強い反射波が見ついている場所である。前述の期間に活動があった、3 年以上の活動期間を持つ相似地震グループの位置 (図 4.7b) をみると、Mj6.9 の地震のアスぺリティの周囲

やその南側の広い範囲の相似地震グループが、この時期に活動したことがわかる。陸に近い側で発生した相似地震グループは、そのうちの少数がこの期間に活発化したもので、後に述べるこの時期のすべり量分布や、全体の期間での積算すべり（図 3.5）で見ると、この期間に特にすべり量が多いというわけではない。図 4.7c に、Mj6.9 の地震前の 10 日間について見積もられた準静的すべりのすべり量分布を示す。最初に発生した M6.1 の地震の震源周囲に 10cm 程度のすべりが見られる。その位置は、Mj6.9 の地震の震源やアスペリティに近い場所で、1992 年の Mj6.9 地震に関しても、その発生前に近くで準静的すべりが加速していたことが分かる。ただし、ここで、地震前に準静的すべりが加速した領域は、その一部が Mj6.9 の地震のアスペリティと重なり、図 2.1 で示したような、大アスペリティと相似地震が発生する準静的すべり域の分布の関係が成り立っていないように見える。この付近は観測点から遠く、震源決定精度が良くないため、相似地震と Mj6.9 の震源位置の相対位置に誤差がある可能性や、Mj6.9 の地震のアスペリティが単一ではなく、複数のアスペリティから成っていて、それが空間的に分解できていない可能性も考えられる。図 4.7d に Mj6.9 の地震後の 100 日間の準静的すべりの分布を示す。この期間には Mj6.9 のアスペリティに比べ広範囲で 10cm 以上の準静的すべりが推定された。その範囲は、南北に 130km、東西に 100km にも達する。準静的すべりが大きい領域中に、多数の M5~6 の地震の震央も存在する。

図 4.7b のウインドウのうち、Mj6.9 に対応した積算すべりの時間変化がみられた海溝側（ウインドウ 41~49）について地震前後の積算すべりを拡大ものが、図 4.8 である。Mj6.9 を含む 4 年間（図 4.8a）について見ると、地震発生時付近を境にすべりレートが増加し、しだいにもとに戻っていく様子がわかる。その時定数は、半年程度に見える。さらに細かく、Mj6.9 前後の 70 日間（図 4.8b）について見ると、アスペリティ近くの海溝側に位置するウインドウ 44, 47 で Mj6.9 の地震前からすべりレートの増加が見られる。地震後には、他のすべてのウインドウで変化が見え、そのうち、アスペリティに近く、その北と南に位置するウインドウ 42, 46 では地震直後から急激なすべりレートの増加が見られる。一方、アスペリティから比較的離れた、ウインドウ 41, 43, 48, 49 では、急激なすべりレートの増加は見られず、緩

やかに増加しているように見える。このような違いは、準静的すべりの伝播の性質をあらわしていると考えられる。地震空白域の南では図 4.6d~i で見たように、地震の翌日から相似地震が発生し始め、M6.0 の地震後さらに多くの相似地震が発生した。積算すべりでもウインドウ 48 で積算すべりの増加が若干遅れて始まり、Mj6.9 の地震の 1 週間後に発生した M6.0 の地震が発生してから、急激にすべりレートが増加していることがわかる。このことは、準静的すべりが、Mj6.9 のアスペリティ付近から南にほとんど地震を起こさずに（非地震的に）伝播し、ウインドウ 48 付近に達して、M6.0 の地震をトリガしたことを示していると考えられる。さらに、この M6.0 の地震を起こしたアスペリティが壊れたあとは、余効すべりが発生してすべりレートが増加したと考えることができる。

4.3 1994 年三陸はるか沖地震 (Mj7.6)

1994 年 12 月 28 日 21 時 19 分 (JST) に Mj 7.6 の 1994 年三陸はるか沖地震が発生した。この地震では、八戸で震度 6 を記録し (図 4.2c 参照)、死者 3 名、負傷者 784 名を含む多くの人的・物的被害が発生した。また、小規模の津波も観測された。この地震の震源メカニズムはよく調べられている [例えば、Nakayama and Takeo (1997)、加藤・武村 (1996)、Hartog and Schwartz (1996)、Sato et al. (1996)、永井・他 (2001)]。破壊の開始点である震源は図 4.1 に示すように、海溝近くに位置する。破壊は低速で陸側に進み、大きなモーメントを解放したサブイベントは、初期破壊の 26s 後に余震域の中心付近で発生した [Sato et al. (1996)]。大きなモーメントを解放した領域 (アスペリティ) は震源から西に約 30km の地点に推定されている [永井・他 (2001)]。図 4.9 に Mj7.6 の地震後の地震活動を示す。地震活動は本震-余震型の推移を示し、余震は海溝近くから、太平洋沿岸近くまで東西約 150km の領域に広がった [図 4.9、松澤・他 (1995)]。最大余震は本震から 10 日後に発生した Mj7.2 の地震であった (図 4.9k)。この地震は岩手県沿岸に近い場所で、全体の余震域を南西側に拡大するように発生している。海溝近くの領域でも顕著な余震域の拡大が見られる (図 4.9a

～p).

図 4.9 では、この時期に発生した相似地震のうち、3 年以上の活動期間を持つグループに属する地震を橙色の丸、3 年未満の活動期間のものを水色の丸で示す。余震活動中に多くの相似地震が含まれていることが分かる。図 4.10a に Mj7.6 の地震発生後の 100 日間に発生した地震の分布を示す。橙色のコンターで示す Mj7.6 の地震のアスペリティ [永井・他 (2001)] と本震震源との間やその北側で地震活動が低い。この期間に活動があった 3 年以上の活動期間を持つ相似地震グループの位置 (図 4.10b) は、余震域に重なる相似地震グループと、岩手県沿岸の定常的にすべりレートが速い領域 (ウインドウ 2~9) に発生しているグループに分けられる。南側のウインドウ 6~9 では、この時期に顕著なすべりレートの変化は見られない (図 3.5 参照)。図 4.10c に Mj7.6 の地震の前 1 年間の準静的すべり量の分布を示す。Mj7.6 の破壊の開始点 (震源) の海溝側では M6.6 の地震 (赤い星) が 4 月に発生し、その周辺ですべり量が大きくなっているのがわかる。図 3.5 でみると、それまで見られなかった高いすべりレートが、この時期から始まっていることがわかる。このすべりが、Mj7.6 の地震の破壊の開始点付近に応力を集中させ、地震の発生を促進した可能性がある。

図 4.10d~f に Mj7.6 の地震後 100 日ごとの準静的すべり量の分布を示す。地震後の 100 日間ではアスペリティの西側に 20cm を超すすべり量を示す領域 (赤色) が存在する。ここでの最大すべり量は、38.4cm と求められている。その陸側ではこの領域から離れるにつれてすべり量がしだいに小さくなっていくように見える。海溝側にも 20cm を超すすべり量が推定された領域が存在し、すべりは主に震源より南側に広がっているように見える。海溝に最も近い領域では、海溝に沿って $39.0^{\circ} \sim 40.0^{\circ} \text{ N}$ に大きなすべりが見積もられており、1989 年の Mj7.1 の地震前後の期間にも海溝に近い場所に沿ってすべりが伝播したように見えた (図 4.4d) こととあわせて興味深い。地震後の 100~200 日 (図 4.10e) には、陸側で前の期間にすべりが大きかった場所のすべりが小さくなったのに対し、周辺部では逆に 10cm 程度のすべり量を示す場所が北と南にのびている。海溝近くでも南側の 39.6° N 、 143.8° E 付近にレートの速い準静的すべりが拡大し、この場所に M6.0 の地震も発生してい

る(表 3.2 参照). 北側でも準静的すべりの若干の拡大が見られる. 地震後の 200~300 日(図 4.10f) ではすべりはしだいに小さくなってきているように見えるが, プレート間の相対変位レートから推定される, 100 日間での相対変位量(約 2.3cm) を超える場所が依然存在する.

図 4.11 に図 3.5 で Mj7.6 の地震前後にすべりレートの変化が見られたウインドウ(図 4.10b で示したもののうち, ウインドウ 6~9 を除くすべて) について, 地震前後の 465 日の積算すべりを示す. ウインドウ 3, 19, 20, 38 で地震直後から速いレートのすべりが見られる. これらの場所は, Mj7.6 のアスペリティに近く, その東側や西側に位置する. 18.8 年間の積算すべり(図 3.5) でみるとその時定数は, 1.5 年程度に見える. これらよりもアスペリティから遠い領域やアスペリティの南側のウインドウ, 2, 4, 5, 21, 22, 39~47 での積算すべり量は, 立ち上がりは鈍いか, あるいは Mj7.6 の地震から時間が経ってからはじまる増加が見られる.

4.4 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8)

2003 年 10 月 31 日 10 時 6 分 (JST) に Mj 6.8 の地震が福島県沖で発生した. この地震では, 最大震度 4 を記録し(図 4.2d 参照), 小規模の津波も観測された(鮎川で最大 30cm) [気象庁 (2003)]. 図 4.12 に 2003 年 10 月 1 日~11 月 4 日の地震活動の推移を示す. Mj6.8 の地震の約 20 日前に, その震源の南東約 30km で Mj5.0 の地震が発生していることがわかる(図 4.12a). 10 月 31 日に発生した Mj6.8 の地震のモーメント解放量分布 [東京大学地震研究所地震予知情報センター (2003)] は, 解放量が大きい場所(アスペリティ) が 3 つに分かれ, 破壊の開始点はその一番南のアスペリティに位置する(図 4.12d). Mj6.8 の地震後, 最初は本震の近くに地震活動は固まっていたが, 本震の約 14 時間後からは, 南側の 37.5° N, 142.9° E 付近にも拡大した(図 4.12e). その後, 本震の東側で 11 月 1 日と 2 日に M5 以上の地震が 3 つ発生したが, 余震活動はしだいに減衰していった.

2 章で述べた相似地震解析を, この領域について 2003 年 11 月 8 日まで延長して行った. その結果得られた相似地震の分布を, 色付きの丸で示す(橙色の丸は活動期間 1 年以上, 青

い丸は活動期間 1 年未満)。ただし、延長した 2003 年 5 月以降の震源の位置、マグニチュードについては気象庁の一元化震源カタログの値を用いた。図 4.12b を見ると、10 月 8 日の Mj5.0 の地震の震源近くに相似地震の発生が見られる。この領域では上述のように、Mj6.8 の地震の約 14 時間後からも再び地震活動が活発化したが、このとき相似地震も再び発生した(図 4.12e, f)。図 4.13a に Mj6.8 の地震の約 1 ヶ月前から約 1 週間後までの地震の震央分布を示す。ほとんど地震が存在しない領域が 3 つのアスペリティ群と、その南側の Mj6.8 の地震の約 14 時間後から地震活動が活発化した領域との間に存在する。この期間に相似地震が発生したグループの位置を図 4.13b に示す。本震の南側のウインドウ 50 で活動が見られたほかには、相似地震の発生はなかった。図 4.13c, 図 4.13d にそれぞれ Mj6.8 の地震前、地震後の準静的すべりの分布を示す。地震前の約 1 ヶ月間に Mj6.8 のアスペリティの南東の震源に近い場所にすべりが推定されている(図 4.13c)。Mj6.8 の地震後(図 4.13d)も同じ場所ですべりが見られる。ただし、すべりが見られる領域は少し南側まで拡大しているように見える。Mj6.8 の地震のアスペリティの近くには、相似地震発生領域があまり存在しないので詳しいことは分からないが、この地震のアスペリティの南東側では少なくとも地震後に準静的すべり(余効すべり)があったと考えられる。

図 4.14 にウインドウ 50 での積算すべりを示す。2003 年 10 月 31 日の地震前後のすべりが約 20 年間の積算すべり(図 4.14a)の最後に見ることができる。図 4.14b の 2003 年 10 月 1 日~2003 年 11 月 8 日の 39 日間の期間を見ると、約 20 日前に小さなすべりがあった後、Mj6.8 の地震が発生している。その後、1 日程度の時間をおいて急激な積算すべりの増加が見られる。このウインドウ 50 での Mj6.8 の地震後のすべりは、Mj6.8 の地震のアスペリティとウインドウ 50 の間に準静的すべり域が存在し、そこをすべりが非地震的に伝播してきたことを示すと考えられる。約 20 年間の積算すべり(図 4.14a)では、1998 年や 1986 年~1996 年にも積算すべりの増加が見られるが、上述のように、Mj6.8 の地震のアスペリティとウインドウ 50 の間に準静的すべり域が存在するとすると、Mj6.8 の地震の 20 日前に見られた小さなすべりが Mj6.8 の地震のアスペリティ周辺まで達し、最後のひと押しとなって地

震をトリガしたのかもしれない。アスペリティの破壊の開始点が3つのアスペリティのうちウインドウ 50に近い南側のアスペリティに存在することはこの考えを支持する。

4.5 まとめ

本章では、1984年以降に東北日本太平洋下のプレート境界で発生した4つの大きな地震について、その前後の準静的すべりを調べた。その結果をまとめると以下のようになる。

- 1) 1989年 (Mj7.1), 1992年 (Mj6.9), 1994年 (Mj7.6), 2003年 (Mj6.8) の地震を含む、地震前後の期間に大きな準静的すべりの加速が検出された。
- 2) 1989年 (Mj7.1), 1992年 (Mj6.9), 1994年 (Mj7.6) 後の準静的すべり (余効すべり) の時定数はそれぞれ、1年, 0.5年, 1.5年程度と見積もられた。
- 3) 上記4つの地震前に、最大地震の震源やアスペリティの近くで準静的すべりが加速していた。
- 4) 1989年 (Mj7.1), 1994年 (Mj7.6), 2003年 (Mj6.8)の地震については、本震前に準静的すべりが加速した場所がアスペリティの破壊の開始点側に位置する。
- 5) 準静的すべりの時間変化は、本震時に破壊したアスペリティに近い場所では、本震直後から速いすべりレートが見られるのに対し、アスペリティから離れると、鈍い立ち上がりや、時間遅れを伴ったすべりの開始が見られた。
- 6) 1992年 (Mj6.9)と2003年 (Mj6.8)の地震では、ほとんど地震を起こさなかった場所をまたいで準静的すべりの加速の発生がみられた。

1) で述べた、4つの地震 (最大地震) を含む、それぞれのが発生した群発地震的な活動中、及びその後の余震活動中に準静的すべりが見られたことは、準静的すべりが群発地震、余震の発生に大きな役割を果たしていることを示唆する。2) で述べた1989年 (Mj7.1), 1992年 (Mj6.9) の地震後の余効すべりの時定数は、ひずみ計のデータから得られたもの [1989年; 約10日, 1992年; 1~2日, Kawasaki et al. (2001)] に比べて有意に大きい。一方、1994年の地震については、GPSデータの余効変動の期間 (1年程度) とそれほど変わらな

い値である。1989年、1992年の時定数については、長期間に安定した相似地震解析により、時定数の長い変動をとらえることができたと考えられる。3)については、これらの準静的すべりが最大地震のアスペリティに応力を集中させ、最後のひと押しとなって地震をトリガした可能性が考えられる。4)で述べたアスペリティ、本震の震源及び地震前に準静的すべりの加速が見られた領域の位置的対応も、このことを支持する。5)で述べた、準静的すべりの時間変化は、準静的すべりの伝播を示していると考えられる。このような準静的すべりの時間変化及びその場所による違いについては、6.3節で議論する。6)については、まったく地震を起こさずに準静的すべりが伝播する場合があることを示している。

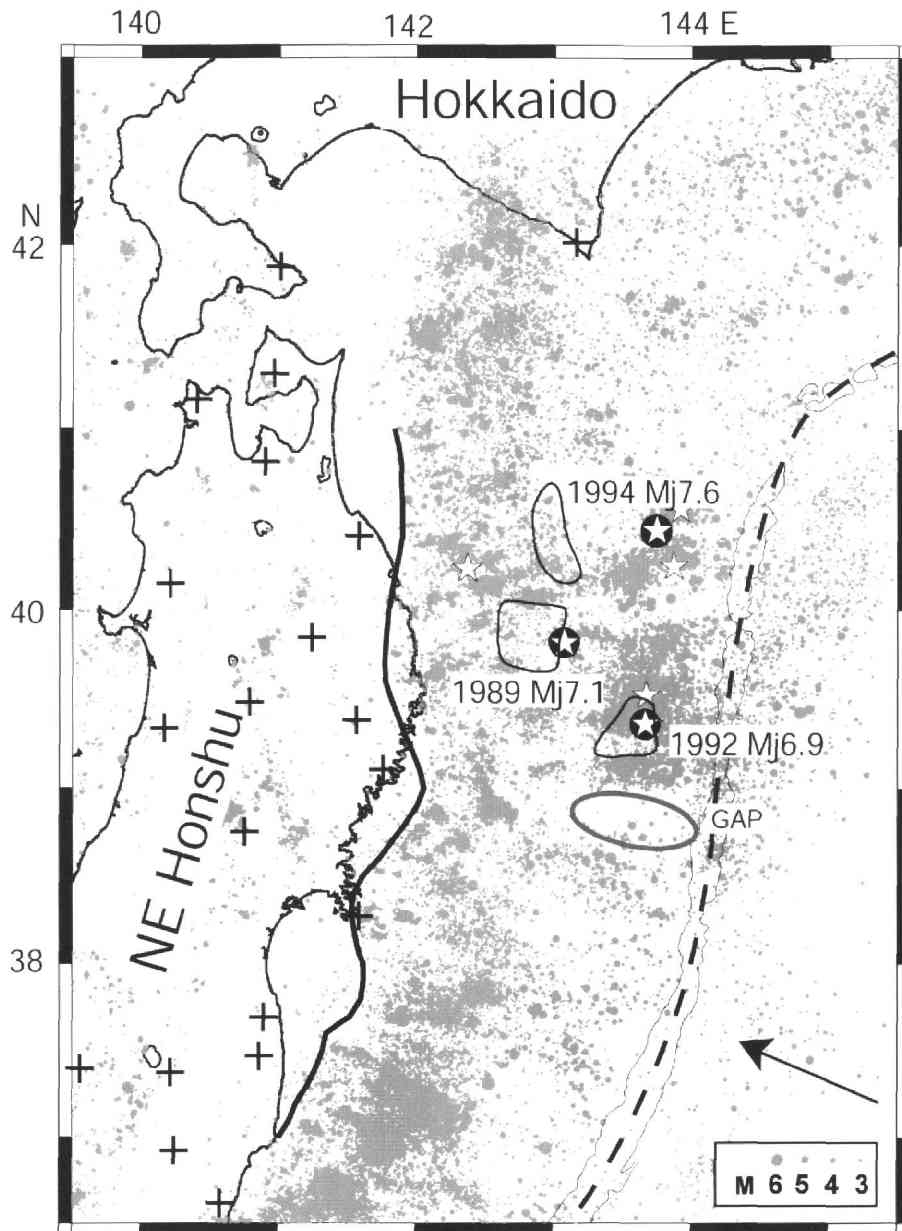


図 4.1 1984 年 7 月～2003 年 4 月のサイスマシティ (灰色丸) と 3 つの大地震の震央 (黒丸で囲まれた星) 及びアスペリティの位置 (コンター). サイスマシティは東北大学ルーチン震源決定による, 60km 以浅の M2.5 以上の地震 (総地震数 35,729 個). 3 つの地震の震央及びアスペリティは永井・他 (2001) [1994 年 Mj7.6], Yamanaka and Kikuchi (2003) [1989 年 Mj7.1], 山中・菊地 (2001) [1992 年 Mj6.9]による. +印は相似地震解析に使用した観測点. 矢印は太平洋プレートの沈み込み方向, GAP はサイスマシティの低い場所.

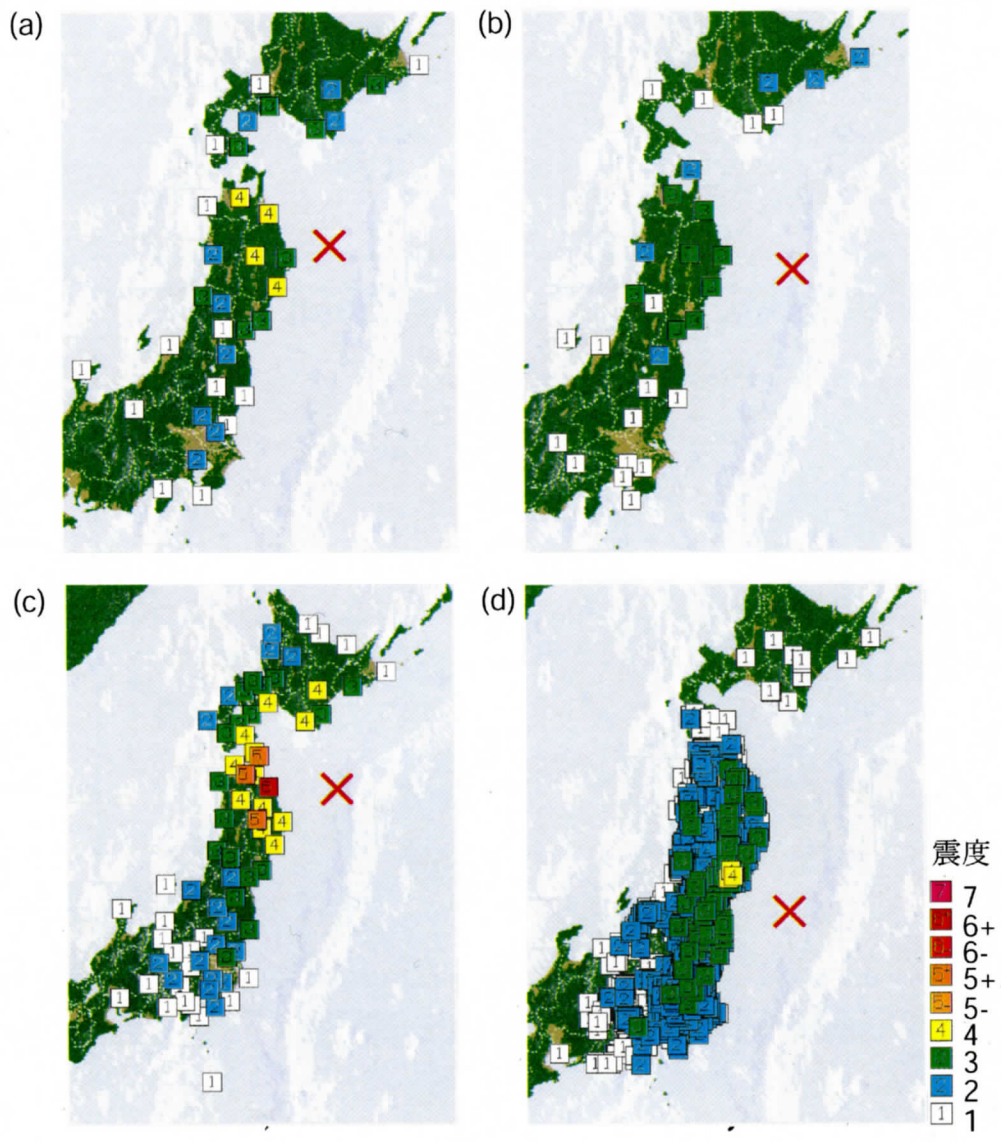


図 4.2 (a) 1989 年三陸沖地震 (Mj7.1), (b) 1992 年三陸沖地震 (Mj6.9), (c) 1994 年三陸はるか沖地震 (Mj7.6), (d) 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8) の震度分布 (気象庁ホームページ; http://www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/index.html より転載). クロス印はそれぞれの地震の震央を示す.

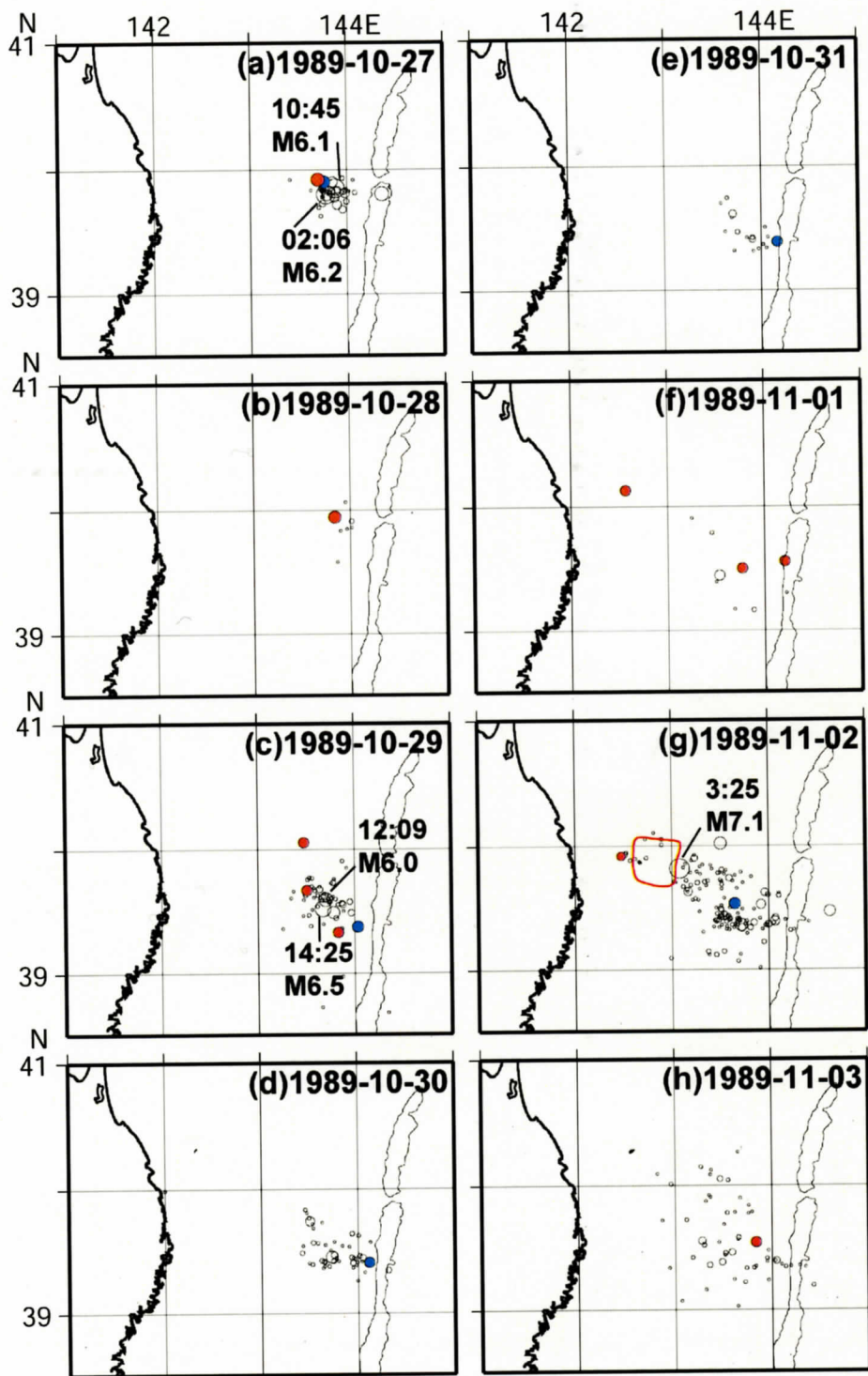


図 4.3 1989 年 10 月 27 日～11 月 11 日の 1 日ごとの震央分布 (白丸)。東北大学ルーチン震源決定による 60km 以浅の M2.5 以上の地震を示す。丸の大きさは地震の規模を示す。橙色の丸と水色の丸はそれぞれ活動期間 3 年以上, 3 年未満の相似地震 (ただし, シンボルの大きさは相似地震でない地震より大きく表示してある)。コンターは, Yamanaka and Kikuchi (2003) による 1989 年三陸沖地震のアスペリティ。

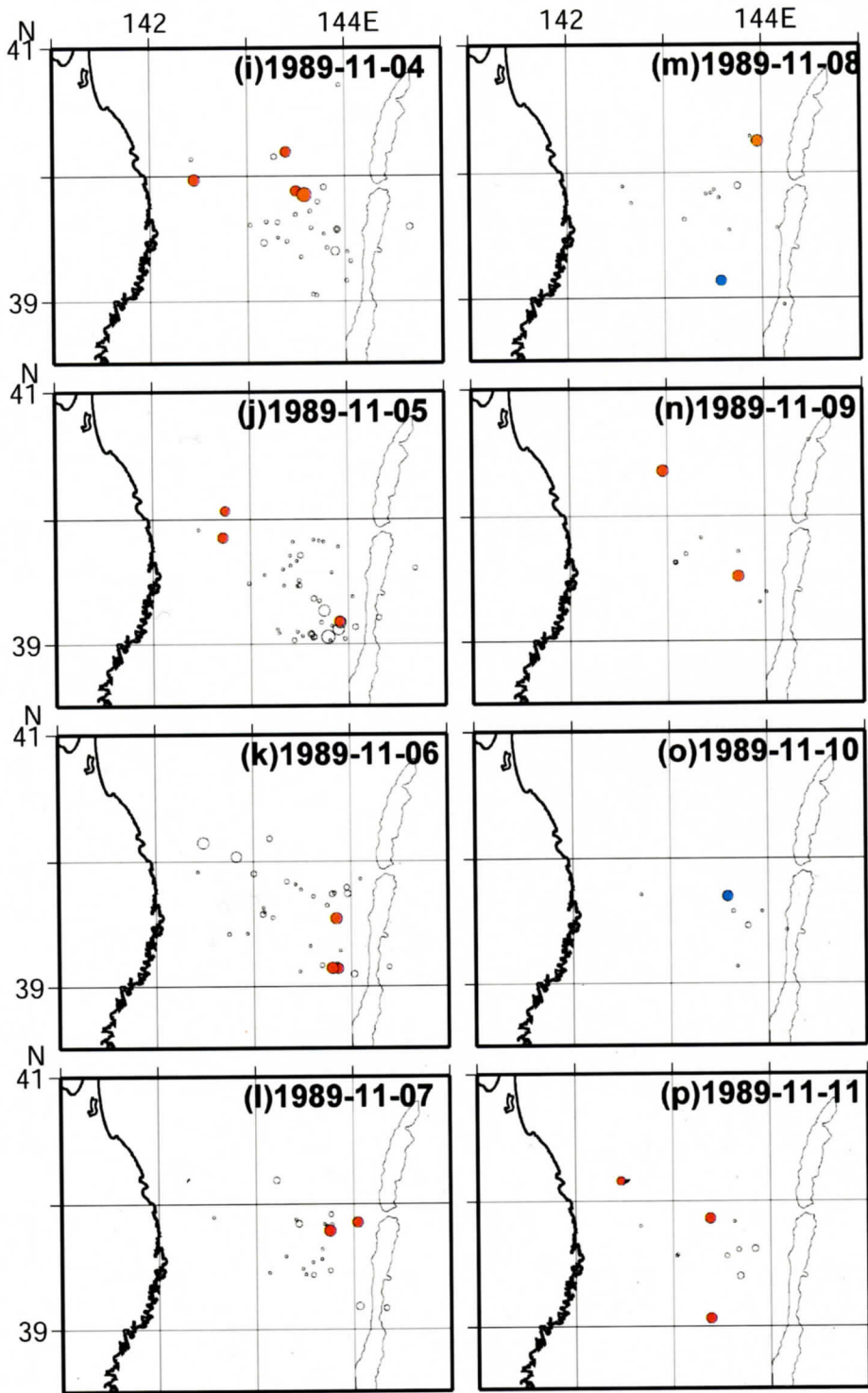


図 4.3 続き.

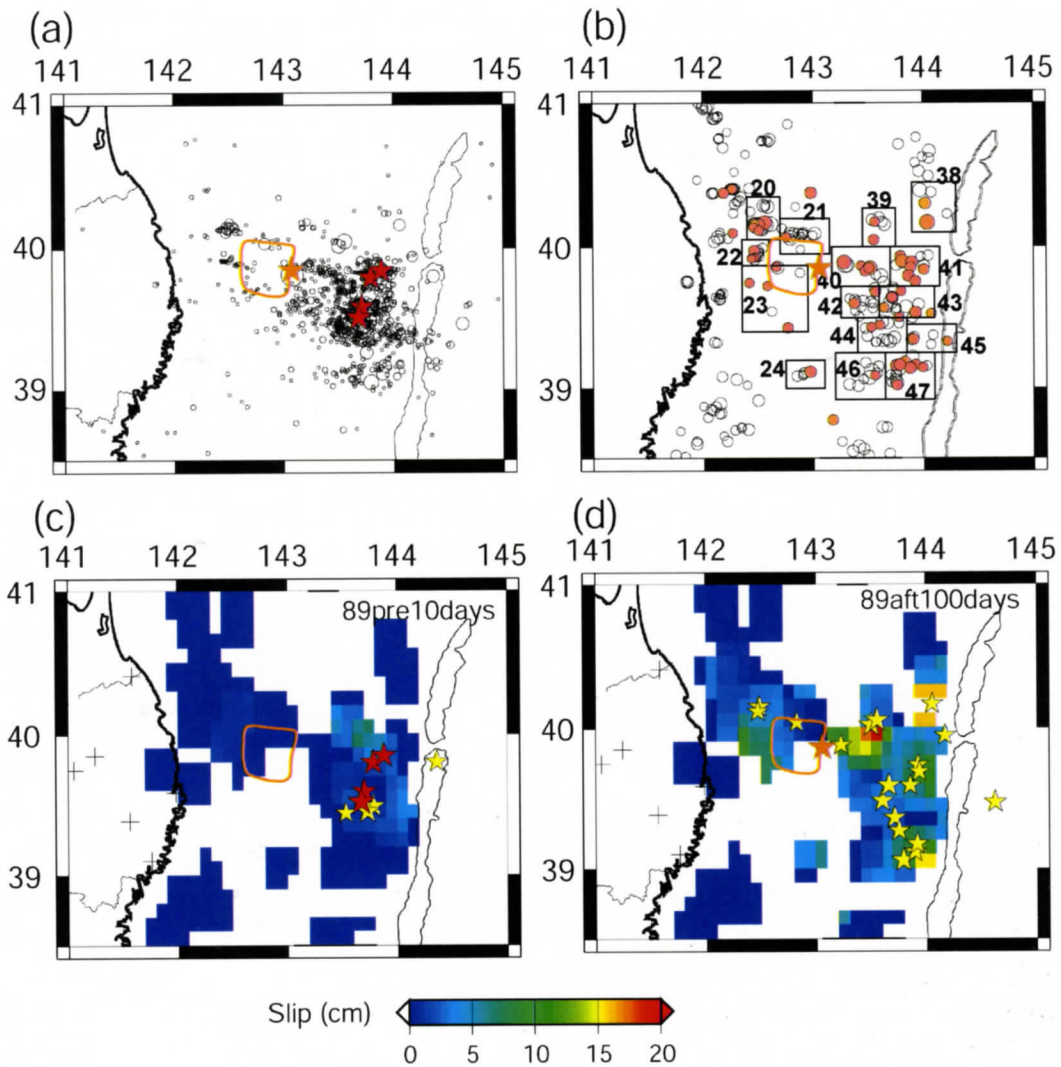


図 4.4 (a) 1989 年三陸沖地震の 10 日前 (1989 年 10 月 23 日) から 100 日後 (1990 年 2 月 10 日) までの地震の震央分布 (東北大学震源カタログによる). (b) 相似地震のグループの位置 (白丸) と, 上記期間に地震を起こした相似地震グループ (橙色丸). (c) 1989 年三陸沖地震前 10 日間の準静的すべりの分布. (d) 1989 年三陸沖地震後 100 日間の準静的すべりの分布. 赤い星は $M \geq 6$, 黄色い星は $6 > M \geq 5$ の地震の震央. コンターと橙色の星は, Yamanaka and Kikuchi (2003) による 1989 年三陸沖地震のアスぺリティと震央.

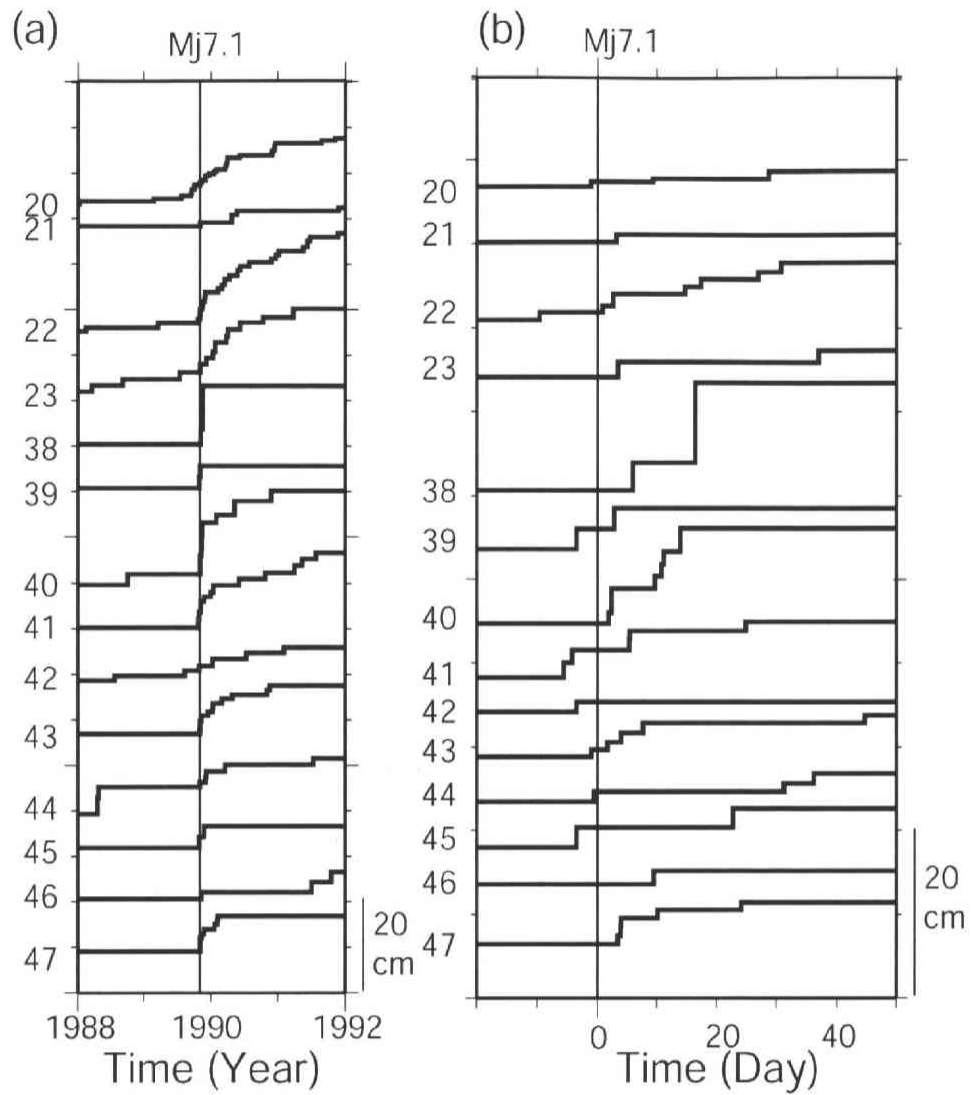


図 4.5 1989 年三陸沖地震 (Mj7.1) 前後の相似地震の積算すべり. 図 3.5 ですべりレートの変化がみられたウインドウ (図 4.4b 参照) について, (a) 1988~1991 年の 4 年間, (b) 1989.10.13~1989.12.17 の 70 日間について Mj7.1 の地震発生前後を拡大して示す. 3 年以上の活動期間を持つ相似地震データのみを用いて推定した結果を示す.

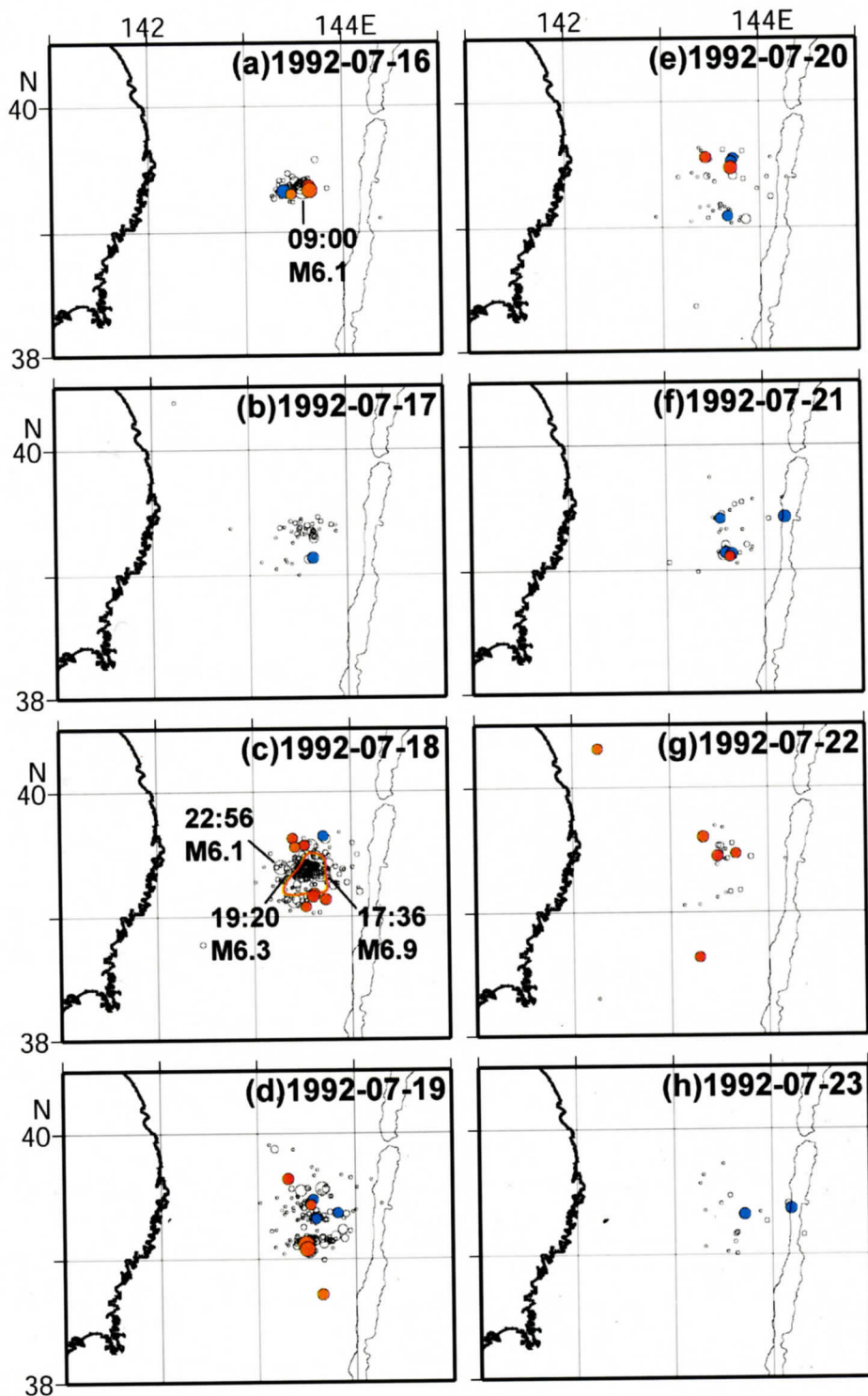


図 4.6 1992 年 7 月 16 日～7 月 31 日の 1 日ごとの震央分布 (白丸). 東北大学ルーチン震源決定による 60km 以浅の M2.5 以上の地震を示す. 丸の大きさは地震の規模を示す. 橙色の丸と水色の丸はそれぞれ活動期間 3 年以上, 3 年未満の相似地震 (ただし, シンボルの大きさは相似地震でない地震より大きく表示してある). コンターは, 山中・菊地 (2001) による 1992 年三陸沖地震のアスペリティ.

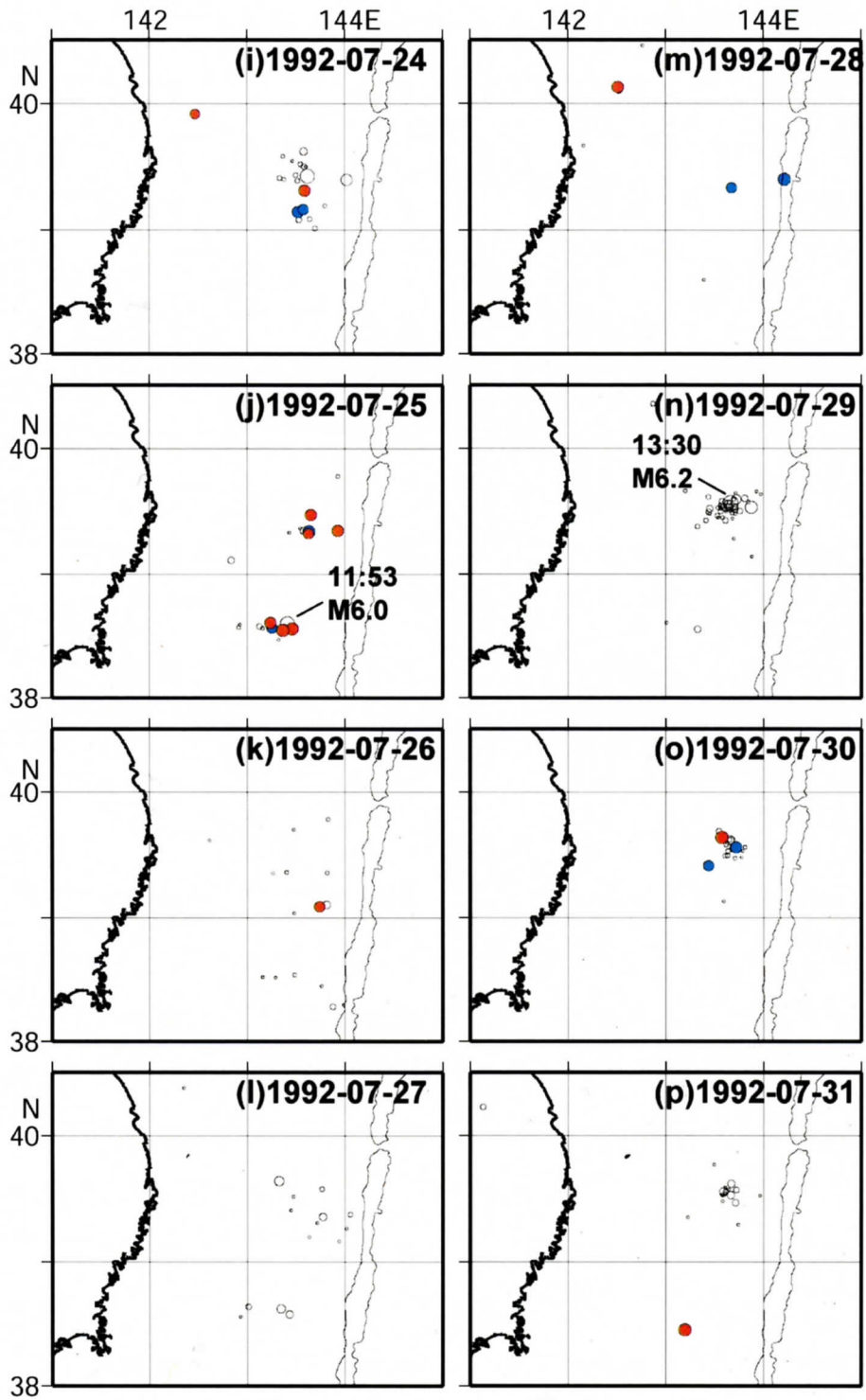


図 4.6 続き.

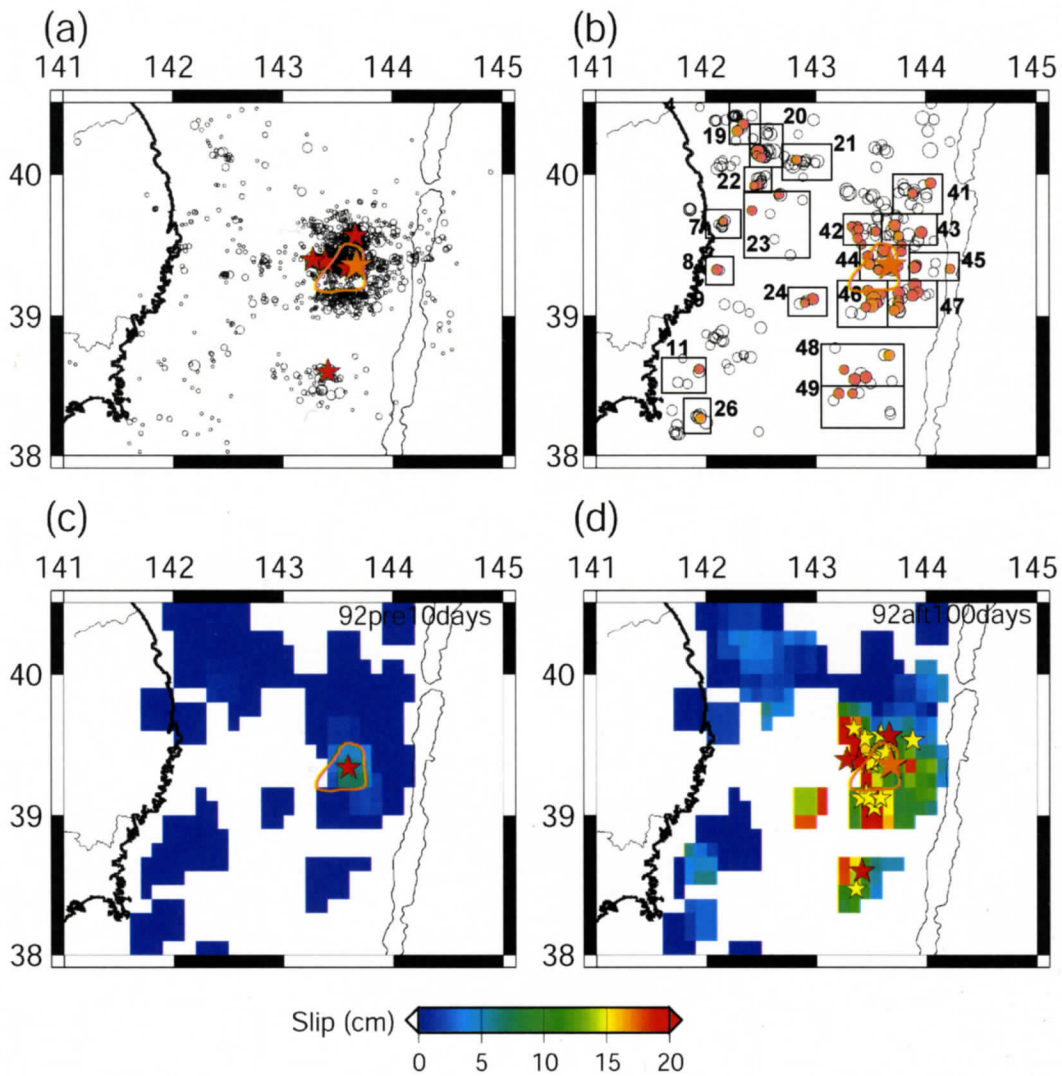


図 4.7 (a) 1992 年三陸沖地震の 10 日前 (1992 年 7 月 8 日) から 100 日後 (1992 年 10 月 26 日) までの地震の震央分布 (東北大学震源カタログによる). (b) 相似地震のグループの位置 (白丸) と, 上記期間に地震を起こした相似地震グループ (橙色丸). (c) 1992 年三陸沖地震前 10 日間の準静的すべりの分布. (d) 1992 年三陸沖地震後 100 日間の準静的すべりの分布. 赤い星は $M \geq 6$, 黄色い星は $6 > M \geq 5$ の地震の震央. コンターと橙色の星は, 山中・菊地 (2001) による 1992 年三陸沖地震のアスベリティと震央.

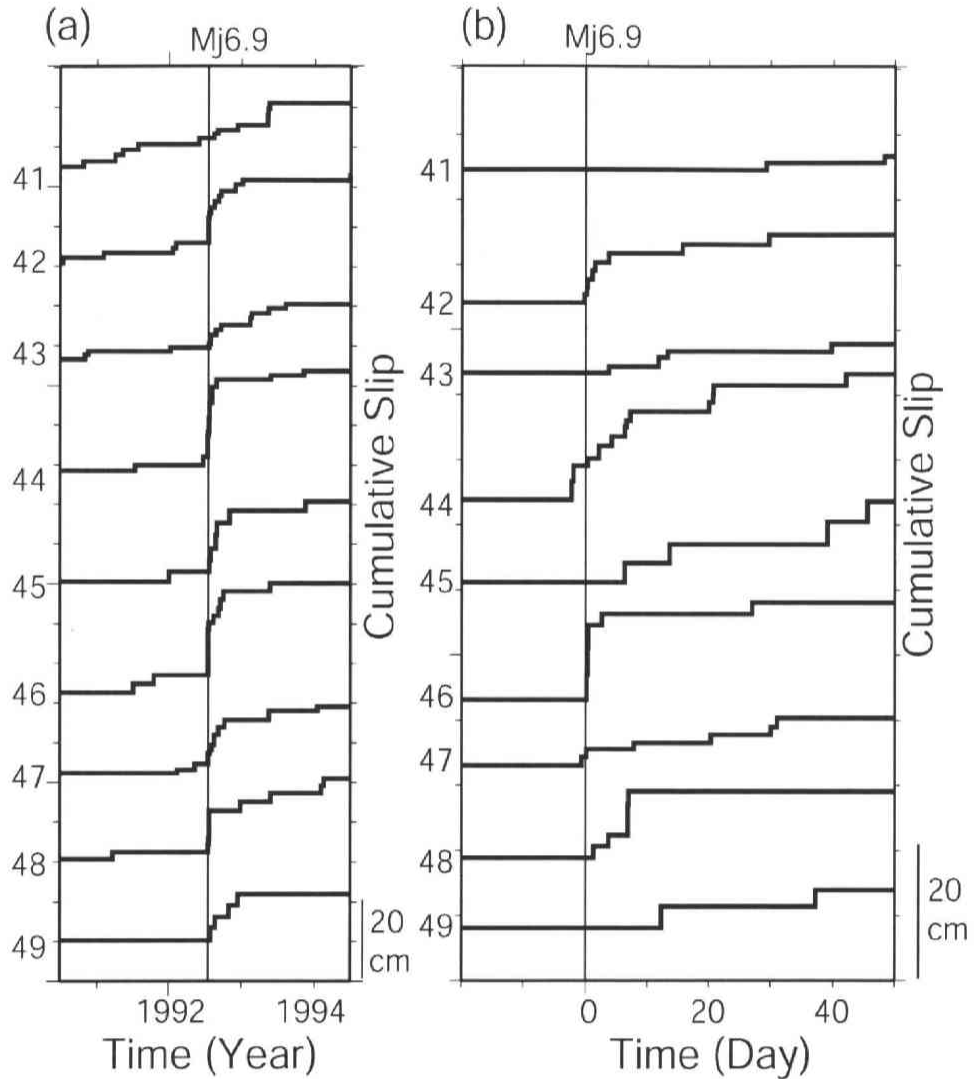


図 4.8 1992 年三陸沖地震 (Mj6.9) 前後の相似地震の積算すべり. 図 3.5 ですべりレートの変化がみられたウィンドウ (図 4.7b 参照) について, (a) 1990 年 7 月~1994 年 7 月の 4 年間, (b) 1992 年 6 月 28 日~1992 年 9 月 6 日の 70 日間について Mj6.9 の地震発生前後を拡大して示す. 3 年以上の活動期間をもつ相似地震グループのデータのみを用いて推定された結果を示す.

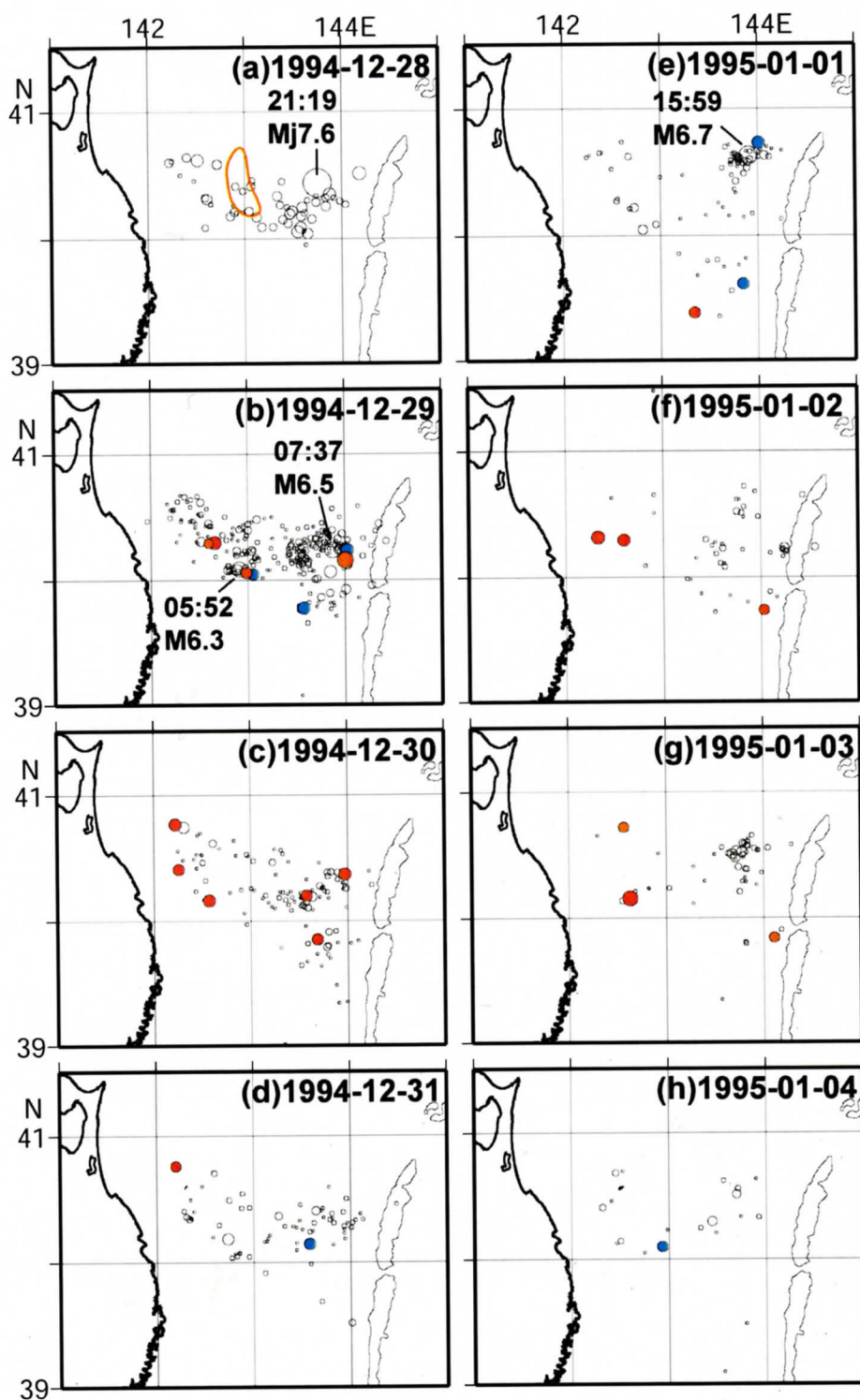


図 4.9 1994 年 12 月 28 日～1995 年 1 月 8 日の 1 日ごと (a～l), 1995 年 1 月 9 日～31 日(m), 1995 年 2 月～4 月 (n～o) の 1 ヶ月ごとの震央分布 (白丸). 東北大学ルーチン震源決定による 60km 以浅の M2.5 以上の地震を示す. 丸の大きさは地震の規模を示す. 橙色の丸と水色の丸はそれぞれ活動期間 3 年以上, 3 年未満の相似地震 (ただし, シンボルの大きさは相似地震でない地震より大きく表示してある). コンターは, 永井・他 (2001) による 1994 年三陸沖地震のアスペリティ.

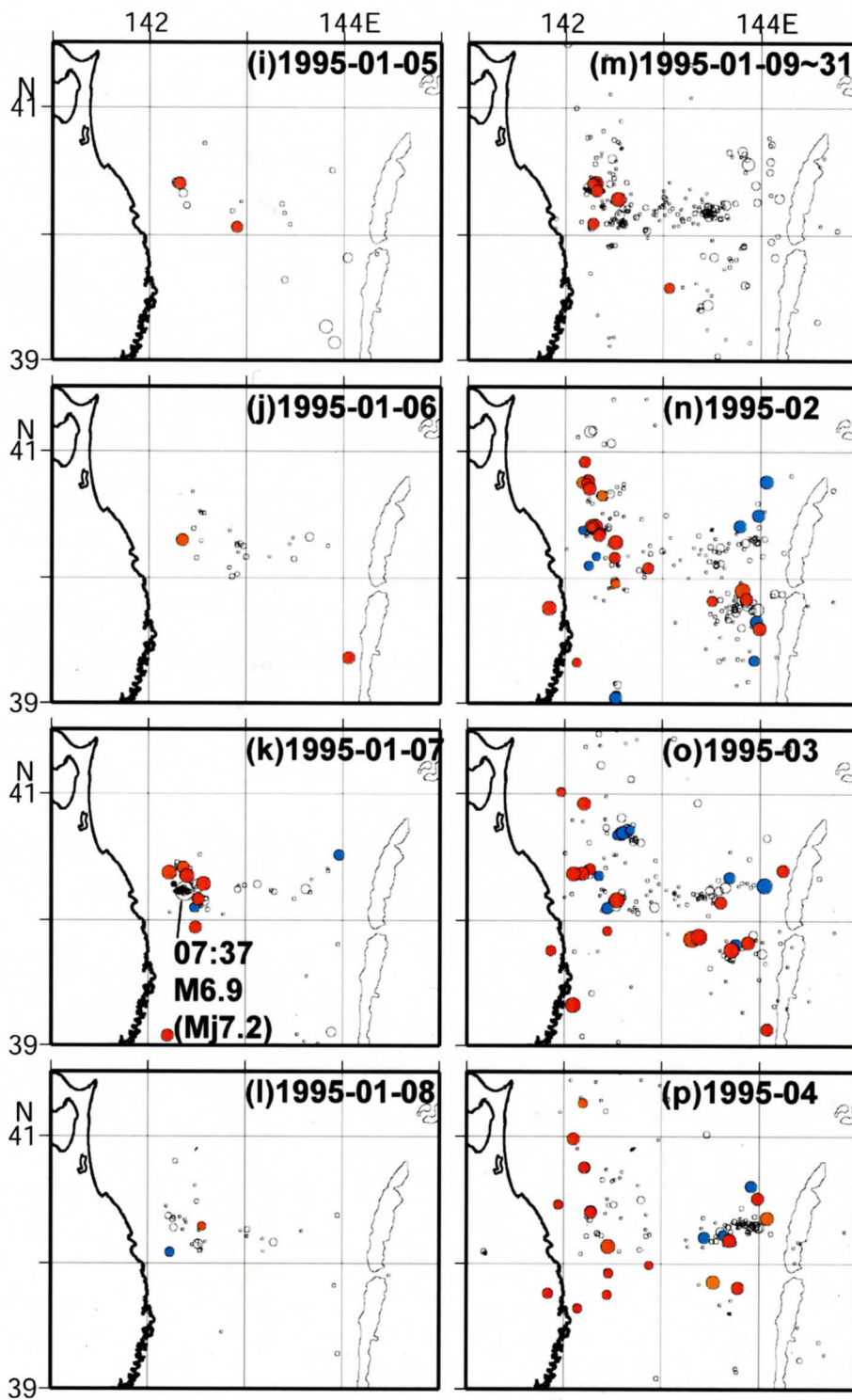


図 4.9 続き.

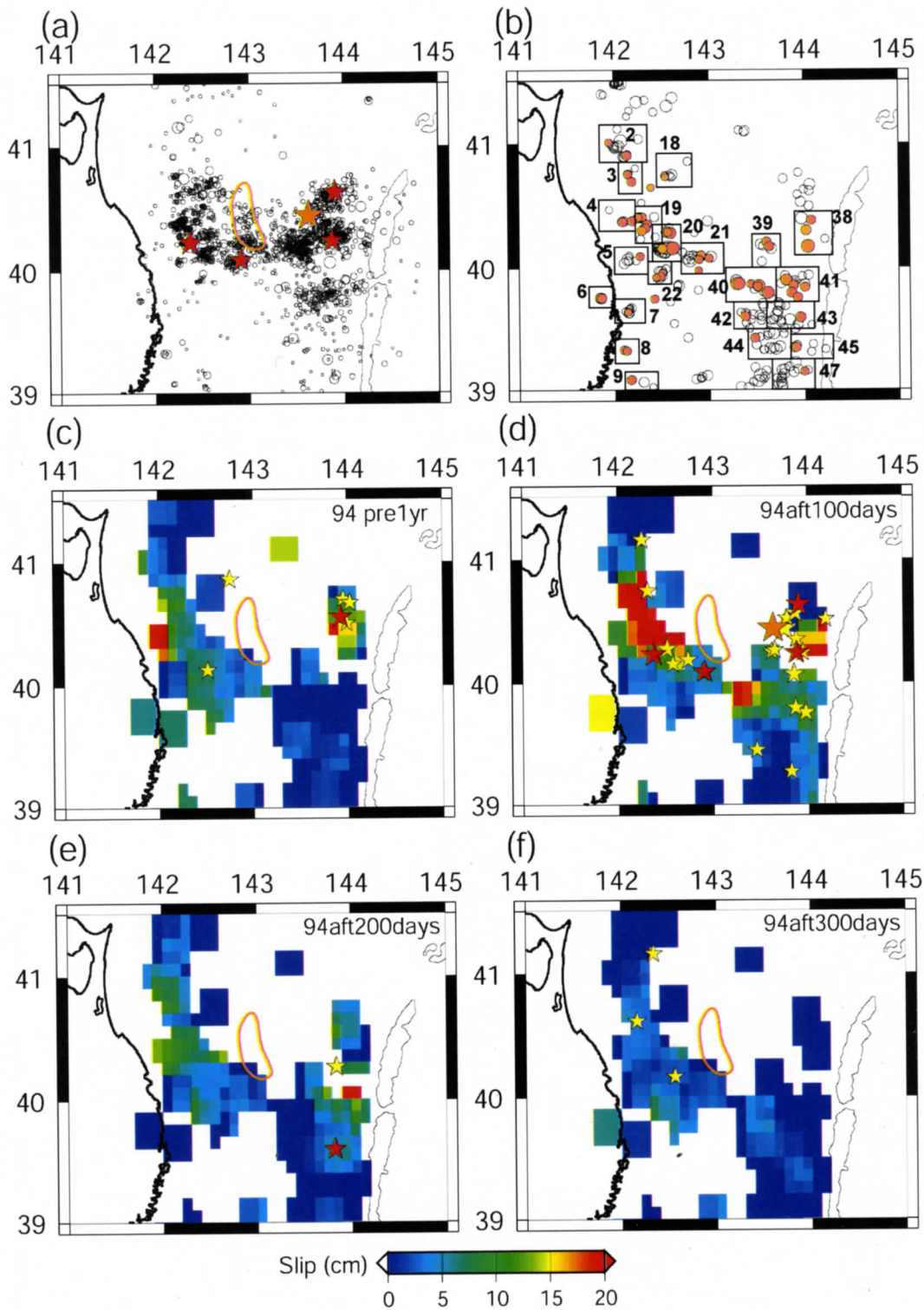


図 4.10 (a) 1994 年三陸はるか沖地震後 100 日間の地震の震央分布 (東北大学震源カタログによる). (b) 相似地震のグループの位置 (白丸) と, 上記期間に地震を起こした相似地震グループ (橙色丸). (c) 1994 年三陸はるか沖地震前 1 年間の準静的すべりの分布. (d)~(f) 1994 年三陸はるか沖地震後 100 日間ごとの準静的すべりの分布. 赤い星は $M \geq 6$, 黄色い星は $6 > M \geq 5$ の地震の震央. コンターと橙色の星は, 永井・他 (2001) による 1994 年三陸はるか沖地震のアスペリティと震央.

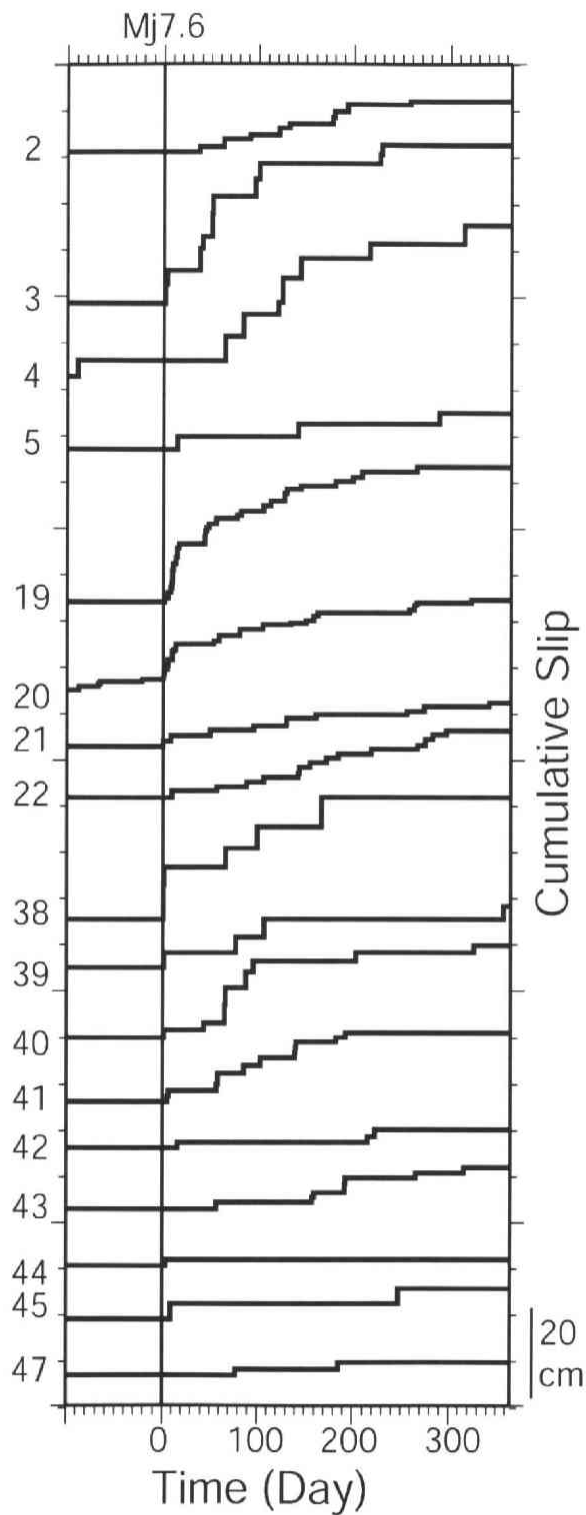


図 4.11 1994 年三陸はるか沖地震 (Mj7.6) 前後の相似地震の積算すべり. 3 年以上の活動期間を持つ相似地震グループのデータのみを用いて推定された結果を示す.

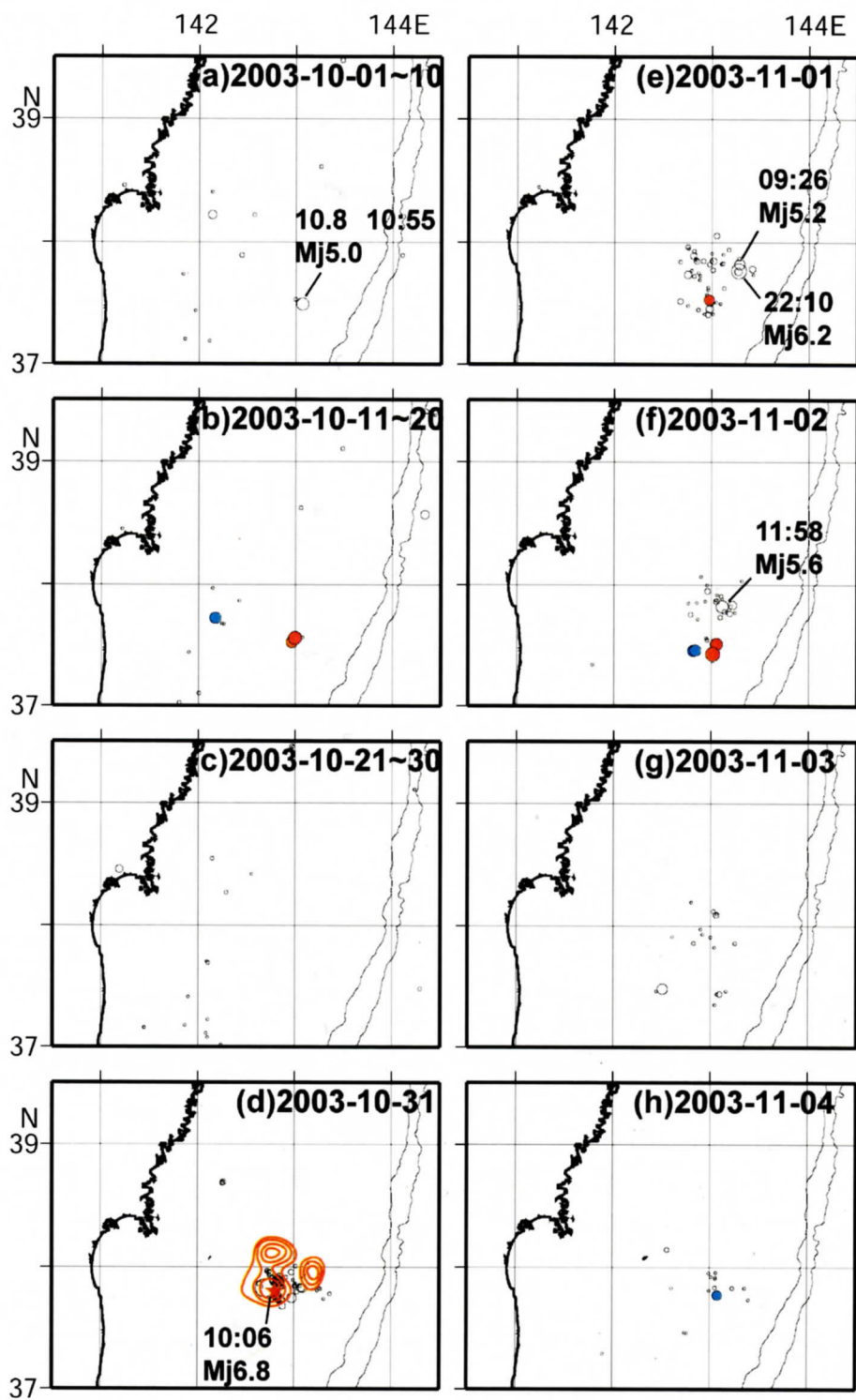


図 4.12 2003 年 10 月 1 日～10 月 30 日の 10 日ごと (a～c), 2003 年 10 月 31 日～2003 年 11 月 4 日の 1 日ごと (d～h) の地震の震央分布 (白丸). 気象庁一元化震源決定による 60km 以浅の M2.5 以上の地震を示す. 丸の大きさは地震の規模を示す. 橙色の丸と水色の丸はそれぞれ活動期間 3 年以上, 3 年未満の相似地震 (ただし, シンボルの大きさは相似地震でない地震より大きく表示してある). 星印とコンターは, 東京大学地震研究所地震予知情報センター (2003) による 2003 年 10 月 31 日福島県沖の震源と地震のモーメント解放量分布.

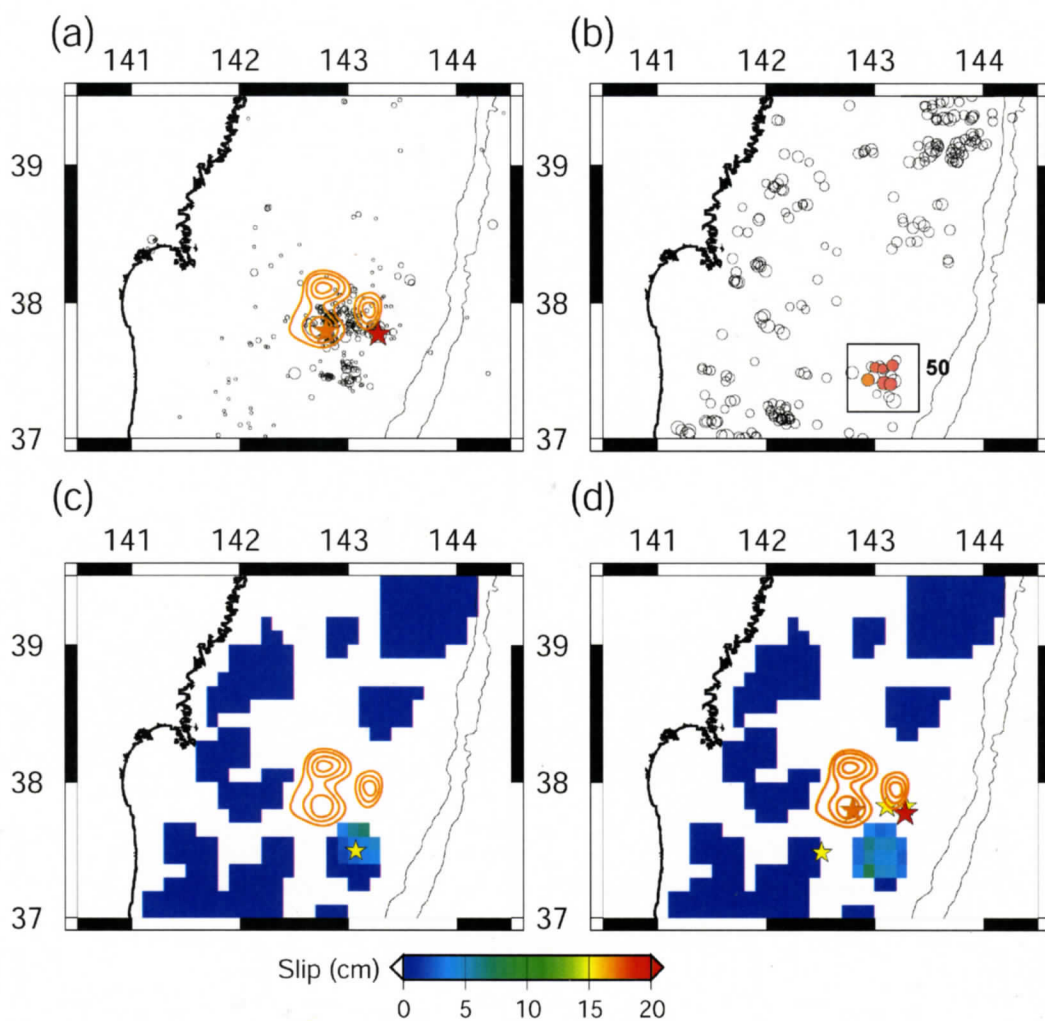


図 4.13 (a) 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8) の約 1 ヶ月前 (2003 年 10 月 1 日) から約 1 週間後 (2003 年 11 月 8 日) までの地震の震央分布 (気象庁一元化震源カタログによる). (b) 相似地震のグループの位置 (白丸) と, 上記期間に地震を起こした相似地震グループ (橙色丸). (c) 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震前 30 日間の準静的すべりの分布. (d) 2003 年 10 月 31 日の地震後 8 日間の準静的すべりの分布. 赤い星は $M \geq 6$, 黄色い星は $6 > M \geq 5$ の地震の震央. コンターと橙色の星は, 東京大学地震研究所地震予知情報センター (2003) による 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震のアスペリティと震央.

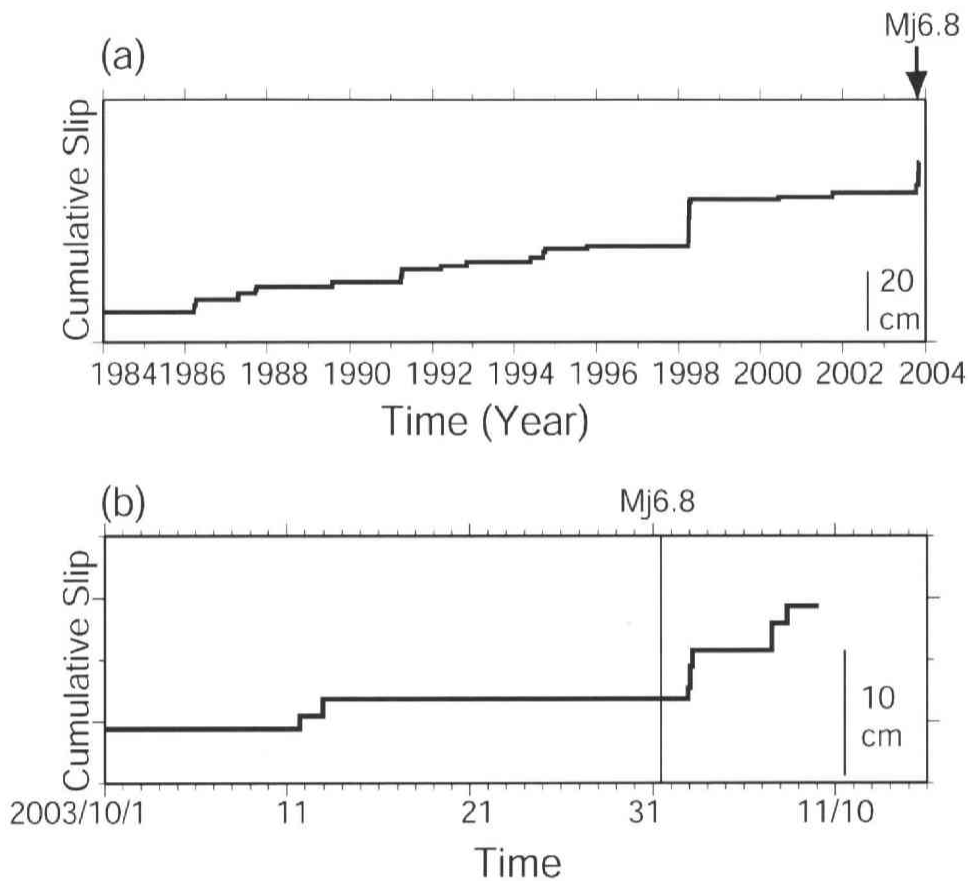


図 4.14 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8) 前後の積算すべり. (a) 1984 年 7 月 ~2003 年 11 月 8 日 (b) 2003 年 10 月 1 日~2003 年 11 月 8 日の期間について, 1 年以上の活動期間を持つ相似地震グループのデータのみを用いて推定されたウインドウ 50 (図 3.4, 図 4.13 参照) における積算すべりを示す.

第5章 岩手県釜石沖の固有地震的地震活動と準静的すべり

岩手県釜石市の海岸線から約 10km 沖合の深さ約 45km のプレート境界で、 $M_j4.8\pm0.1$ の地震が繰り返し発生していることが知られている [五十嵐 (2000), Matsuzawa et al. (2002)]. 図 5.1a~c にこれらの地震群の発生位置 (矢印) を示す. 図 5.1a に示すように, この $M_j4.8\pm0.1$ の地震は, 近くに M6 以上の地震の発生がない場所で, かつ低角逆断層型地震の発生域の西縁 (黒太線) 付近に位置する. 一方, 微小地震は, この付近にたくさん発生している (図 5.1b). 図 5.1c の矩形領域内の地震の M-T 図を図 5.2a に示す. 他の地震と比べ明らかに大きく, 規模のほぼ等しい ($M_j4.8\pm0.1$) 地震が, ほぼ同じ時間間隔で固有地震的に発生していることが分かる. これらの地震は, これまで準静的すべりの推定に用いてきた M3 程度の相似地震と同様に, 準静的すべり領域に存在するアスペリティが, 繰り返し破壊しているものと考えられる. 実際, 1995 年と 2001 年に発生した地震は, そのすべり域がほぼ重なっていることが確認されている [Okada et al. (2003)]. アスペリティの周囲の準静的すべり領域が, 定常的にほぼ同じ速さですべっていることが, このような周期的な地震の発生の原因となっていることが考えられる. 図 5.1a で見たように, 準静的すべりの速度にゆらぎを与えると考えられる大きな地震が近くに発生していないことも, この考えを支持する.

図 5.2b に $M_j4.8\pm0.1$ の地震の発生間隔を示す. Matsuzawa et al. (1999) は, 上記のような考えから, 1995 年までの $M_j4.8\pm0.1$ の地震の平均発生間隔とその標準偏差から, 2001 年 11 月末までに 99% の確率で $M_j4.8\pm0.1$ の地震が発生することを予測していた. 実際, 予測されていた地震が 2001 年 11 月 13 日に発生した [Matsuzawa et al. (2002)]. 2001 年の地震は予測範囲内の期間に起きたが, 図 5.2 に示すようにこれまでと比べて一番長い再来間隔で発生している. また, その他の期間について見ても発生間隔に若干の長短がある. このような地震の繰り返し間隔の小さな違いは, $M_j4.8\pm0.1$ の地震を発生させるアスペリティ周囲の準静的すべり速度のゆらぎによるものである可能性がある. 本章では, この可能性を検

討するために、相似地震データを用いて釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震のアスペリティ周囲の準静的すべりの時間変化と、釜石沖の地震の発生間隔の関係について調べる。

5.1 準静的すべりの伝播と 1995 年 $Mj4.8$ の釜石沖の地震

これまで知られている釜石沖の $Mj4.8$ の地震の発生間隔のうち、1995 年の地震は最も短い 4.65 年という発生間隔で起こった。この地震は、比較的最近に発生したため、その周囲の準静的すべりの時間発展を相似地震解析により推定することができる。1995 年の釜石沖 $Mj4.8$ の地震のアスペリティは、図 3.4 のウインドウ 8 に含まれる。ただし、 $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震自体は 2 章で述べた相似地震解析では抽出されていない。その理由は、これらの地震の波形の相似性はよいが、陸地に近い比較的大きな地震なので、微小地震観測網の観測点の波形がほとんど飽和してしまっているためである。釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震の位置から少し離れた場所には、ウインドウ 7, 9, 23, 24 などが存在する (図 3.4)。

図 3.5 で示したこれらのウインドウでの積算すべりの時間変化を図 5.3b にまとめて示す。 $Mj4.8$ の地震アスペリティが含まれるウインドウ 8 では、1995 年、2001 年にすべりレートの加速が見られる。これらの加速の時期はそれぞれ、1995 年 ($M4.8$)、2001 年 ($M4.7$) の地震の発生時 (縦の線) の直前にあたる。このウインドウに含まれる相似地震は $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震のアスペリティのすぐ近くに位置する 2 つのグループに属するもので、図 5.2a で見られた、 $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震の前に活発化している小地震群に含まれる。したがって、アスペリティのごく近傍で、地震の直前にすべりの加速があったことを示す。このことは、アスペリティの破壊過程を考える上で大変興味深い。ただし、釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震のアスペリティ周辺の広域のすべりを見る上では、これらの相似地震グループは $Mj4.8$ のアスペリティにあまりに近く、その影響を受けている可能性があり、あまり適していないかもしれない。また、ウインドウに含まれる相似地震グループが 2 つしか存在しないため、他のウインドウに比べると準静的すべり推定の信頼性が若干乏しい。そこで以下では少し離れたウイン

ドウについて見てみることにする。

ウインドウ 7 では、ほぼ一定のすべりレートが見られるが、1992 年から 1995 年に若干すべりレートが高いように見える。図 5.3a に示した解析に耐えうる地震の割合の時間変化を見ると、この領域では 1996 年以前（特に 1989 年以前）は解析に耐えうる地震の割合がそれ以降よりも少ない。従って、1984 年～1990 年の低いすべりレートは、みかけのものである可能性がある。しかし、1992 年から 1995 年はそれ以降よりもすべりレートが高く、この変化は有意であると考えられる。ウインドウ 9 では 1994 年～1996 年にかけて、それまでと比べて若干すべりレートが高いように見えるが、相似地震グループ数が少ないこともあり、有意な変化かどうかは分からない。ウインドウ 23 では、1990 年および 1993 年～1996 年の 2 つの期間ですべりレートが高いように見える。ウインドウ 24 では、1992 年から 1993 年にかけて明瞭に高いすべりレートが見られる。

以上のように、 $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震アスペリティの周囲のウインドウにおいては、全体的には、ほぼ一定のすべりレートが見られるが、これまでで最も短い再来間隔で発生した 1995 年の釜石沖の地震とその前の 1990 年の地震の間の期間にすべりレートが大きいと推定される場所がいくつか見られた。そこで、活動期間が 3 年未満、1 ヶ月以上の相似地震グループも加えることにより、相似地震グループの数を増やして準静的すべりを推定することとした。活動期間が短い相似地震の中には、2.4 章で述べたようにプレート境界の活動でないものや近接したアスペリティの破壊を含む可能性もあるが、短期間にしか起こらなかったすべりの情報も含まれていると推定される。また、3 年未満の活動期間を持つグループは中でも 1 ヶ月未満の期間に集中しており（図 2.3b）、これを除去するだけでも上記のような疑わしいグループはかなり除去できると考えられる。図 5.4 に 1 ヶ月以上の活動期間を持つ相似地震グループの位置と、解析に耐えうる地震の割合が比較的高い 1990 年以降の地震の震央分布を示す。この時期には、4.2 節で述べたように、釜石のはるか沖の海溝近くで 1992 年に最大 $M_j6.9$ の群発地震活動があり、大規模な準静的すべりが推定された（図 4.7d）。 $143.3^\circ \text{ E} \sim 143.8^\circ \text{ E}$ に見える地震活動の多くはこの時期に発生している。釜石沖に発生する相似地震グ

ループについて、図 5.4a では、これまでのウインドウ 7, 9, 24 に加え、ウインドウ 23 の南の部分を別のウインドウ 52 とし、さらに新たにウインドウ 53 を設定した（矩形領域）。図 5.4b にこれらのウインドウ内の相似地震グループについて、平均化した積算すべりを示す。各々の積算すべり曲線の開始位置は、ウインドウのおおよその経度の位置に対応する。ウインドウ 24 には、1992 年をはじめから準静的すべりレートの加速が見られる。これは、1992 年の群発地震活動（1992 年 7 月）よりも早く始まっているように見えるが、このことについては、6.2 節で議論する。ウインドウ 24 では 1992 年の群発地震活動後さらにすべりが加速している。

ウインドウを東から西に見ていくと、ウインドウ 52, 53, 9 においても、1992 年から 1994 年にかけてすべりレートの加速が見られ、それは、1992 年の群発地震活動があった場所に近い、東側が早く、西側が遅れているように見える。またウインドウ 7 でも 1993 年～1995 年頃、若干すべりレートが高い。このことは、1992 年の群発地震域における大規模な準静的すべりの後、すべり速度の加速が西に向かって伝播してきたことを示唆する。そのすべりが釜石沖のアスペリティ近くに達するまでには、2 年程度の時間を要しているように見える。1994 年前後にそのすべりの加速が釜石沖に達したため、1995 年の釜石沖 Mj4.8 の地震の発生が早められ、平均よりも短い繰り返し間隔で地震が発生したと推測される。一方、2001 年の釜石沖 Mj4.7 の地震の前や、1990 年の Mj4.8 の地震の前（図 5.3b）にはこのような特異なすべりレートの加速は見られない。

5.2 過去の釜石沖の地震の再来間隔と準静的すべり

前節と 4.2 節の結果から、これまで最も短い間隔で発生した 1995 年 Mj4.8 の釜石沖地震の前には、まず 1992 年に海溝側で群発地震活動を伴った大規模な準静的すべりが発生し、それが約 2 年かけて釜石沖の $M4.8 \pm 0.1$ の地震を発生させるアスペリティの近くまで伝播してきたことが推定された。本節ではこのようなすべりの伝播が過去にもなかったかどうかを

調べる。図 5.5a に、相似地震解析から推定された 1992 年三陸沖地震 (Mj6.9) の前後、110 日間の準静的すべり量を示す。ただし、ここでは、前節と同様に 1 ヶ月以上の活動期間を持つ相似地震データを用いた。すべり量分布は Mj6.9 の地震後の 100 日間について、3 年以上の活動期間を持つ相似地震データを用いて推定した、図 4.7d とほとんど変わらない (カラースケールの違いに注意)。小さい矩形は、図 5.4a と同じものである。釜石沖の Mj4.8±0.1 の地震の位置 (+印) の東~南東の海溝近くを中心にして、大きなすべりが推定されていることがわかる。M5 以上の地震の震央 (星印) を見ると、それらは大きな準静的すべりが推定されている場所にたくさん発生している。ここで、準静的すべりの量が大きい場所にウインドウ (破線で囲まれた領域) を設定した。このウインドウ内で発生した、1 年ごとの M5 以上の地震の数を図 5.5c で示す。なお、図 5.5a で大きな準静的すべりが見られた領域のうち北側に隣接する領域を中心として、1989 年三陸沖地震 (Mj7.1) の地震の前後でも多数の地震が発生している。この付近は陸から離れているために震源決定精度があまり良くないので、ここでは 1989 年の活動の影響を過大評価しないようにするためにウインドウの北端をやや南にとっている。

図 5.5c を見ると、1992 年のほか、1960 年、1968 年にも多数の地震が発生していることがわかる。3.2 節で述べたように、この地域では、おおよそ M6 以上の地震に対応して、準静的すべり (余効すべり) が見られることが分かっており、中でも M6 以上の地震を多数含む地震活動には、大規模な準静的すべりが介在している可能性が高い。図 5.5b に釜石沖の M4.8±0.1 の地震についての M-T 図と発生間隔の順位 (昇順) を示す。1992 年の海溝近くでの活動時には、5.1 節で示したように、海溝側での活動の後、2 年程度経ってから釜石沖の領域に準静的すべりが到達しているように見えた。このことに注目して、図 5.5c で多数の地震の発生が見られた 1960 年、1968 年についても、その 2 年後の時刻を黒丸で図 5.5b に示してある。これらの黒丸は、それぞれ 2 番目、3 番目に発生間隔が短かった、1962 年 (Mj4.9)、1973 年 (Mj4.8) の釜石沖の地震の前に位置する。このことから、1960 年と 1968 年の海溝近くでの地震活動の時にも、その周囲で大規模な準静的すべりの加速が生じ、さらにそれが

釜石沖の $M_j4.8$ のアスペリティの周囲にも伝播して、1962年 ($M_j4.9$)、1973年 ($M_j4.8$) の釜石沖の地震の発生を早めた可能性が考えられる。

震央分布のパターンを確認するために、図 5.6 に釜石沖で $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震周辺の $M_j \geq 5$ の地震の震央分布を示す。図 5.5c で示したように、多数の地震が発生した 1960 年を含む 1956 年～1960 年 (図 5.6a) の期間の地震の震央は、1992 年の群発地震活動を含む 1989 年～1992 年 (図 5.6g) とよく似た空間分布を示す。矩形で示したウインドウの南側では 1958 年に最大 $M_j6.7$ の地震を含む多数の地震が発生しており、北側では、1960 年に最大 $M_j7.2$ の地震を含む群発地震活動がある。ウインドウ (矩形領域) の真ん中よりも少し南西には、2.2 節で注目した地震空白域が存在し、ここでは、この期間にも地震が発生していない。この部分は 2.2 節で述べたように、非地震的すべり域であると推定されており、1958 年～1960 年の間にこの空白域を含め、海溝近くの広い領域で準静的すべりの加速があったのではないかと推測される。図 5.5c で示したように、多数の地震が発生した 1968 年を含む 1967～1971 年 (図 5.6c) の地震の震央分布も 1989～1992 年 (図 5.6g) とよく似ている。1968 年に、ウインドウの北部で最大 $M_j7.2$ の地震を含む多数の地震があったことに加え、その南側でも地震活動がある。この期間にもウインドウの真ん中よりも少し南西の地震空白域を含め、広い範囲で準静的すべりがあった可能性がある。その他の期間では、1978 年～1983 年の期間に多くの地震の発生が見られるが、震央分布は南に偏っており、ウインドウの北部にはあまり地震が発生しなかった。この時期には、釜石沖の $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震アスペリティに影響を与えるような準静的すべりの加速は、なかったのではないかと推測される。

以上のことから、2 番目と 3 番目に短い間隔で発生した 1962 年 ($M_j4.9$)、1973 年 ($M_j4.8$) の釜石沖の地震の前にも、1992 年と同様に大規模な準静的すべりが海溝に近い領域で発生して、それが釜石沖の $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震のアスペリティ付近にも伝播して来て、その結果アスペリティの破壊を早めた可能性が考えられる。

5.3 考察

相似地震解析によって推定された準静的すべりの時間変化から、1992年の三陸沖の大規模な群発地震活動時に海溝付近で発生した大規模な準静的すべりが、数年かけて釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震のアスペリティの付近まで伝播してきたことが示唆された。そのようなすべり速度の増加により、1995年の釜石沖の地震の発生が早められた可能性がある。また、過去の地震活動の推移から、準静的すべりを伴ったと推定される大規模な群発的な地震活動が、2番目と3番目に短い発生間隔で起きた1962年の釜石沖の地震 ($Mj4.9$)、1973年の釜石沖の地震 ($Mj4.8$) の前にも起きていたことが分かった。したがってこれらの釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震の前にも、すべり速度の加速が海溝近くから伝播してきていた可能性がある。

一方、前回の地震からの発生間隔が、最も長い地震 (2001年) は、最も短い地震 (1995年) の後、二番目に長い地震 (1968年) は二番目に短い地震 (1962年) の後に発生している (図 5.5b)。言いかえるならば、釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震群の再来間隔は、詳しくみると、Matsuzawa et al. (2002) が仮定したような更新過程に従うのではなく、過去の履歴に依存しているように見える。図 5.7 の模式図に示すように、すべり速度が増加した後は、長期的にもとのレートに戻るように、すべり速度の減少がその後に引き続いて起こると考えれば、このような発生間隔のパターンを説明できる。

つまり、1957年、1990年の地震の後、繰り返しサイクルの終わりのあたりにすべり速度の増加が到達し、次の1962年、1995年の地震は早められる。一方、その後続く、1968年、2001年の地震は、低いすべりレートが繰り返しサイクルの初期に存在するため、遅れて発生する。1968年の地震の後には、すべり速度の増加が繰り返しサイクルの前半に到達するが、その後の低いすべりレートの時期も含まれるため、1962年、1995年の地震ほど1973年の地震は早められない。1973年の地震後は、すべりレートの変化はほぼおさまっており、1979年の地震はほぼ平均的な発生間隔で起きる。

このようなモデルで説明できるのは、図5.7で模式的に示したすべりレート変化の時定数が、

再来間隔と同程度となっているためである。もし、この時定数が再来間隔よりはるかに長ければ、隣り合う再来間隔は図5.2bのように負の相関を持つのではなく、正の相関を持つはずである。逆にはるかに短ければ再来間隔が揺らぐ可能性は低くなる。たとえば、もし、レートの増加・減少が2年程度で完了してしまえば、図5.7で1973年の地震の発生は早められることはなくなる。

本章の結果は、相似地震解析から見積もられたプレート境界の準静的すべりの時間変化は、アスペリティの破壊（今回の場合、釜石沖の $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震）の発生時期に影響を与えている可能性があるという事例を示したものと見える。別の言い方をすると、釜石沖の $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震も、準静的すべりの推定に用いたそれより小さい $M3$ 程度の相似地震も、準静的すべり領域に存在する孤立したアスペリティとして、同じ性質を持ち、ほぼ同様に準静的すべりに支配されて発生していると考えられることができる。

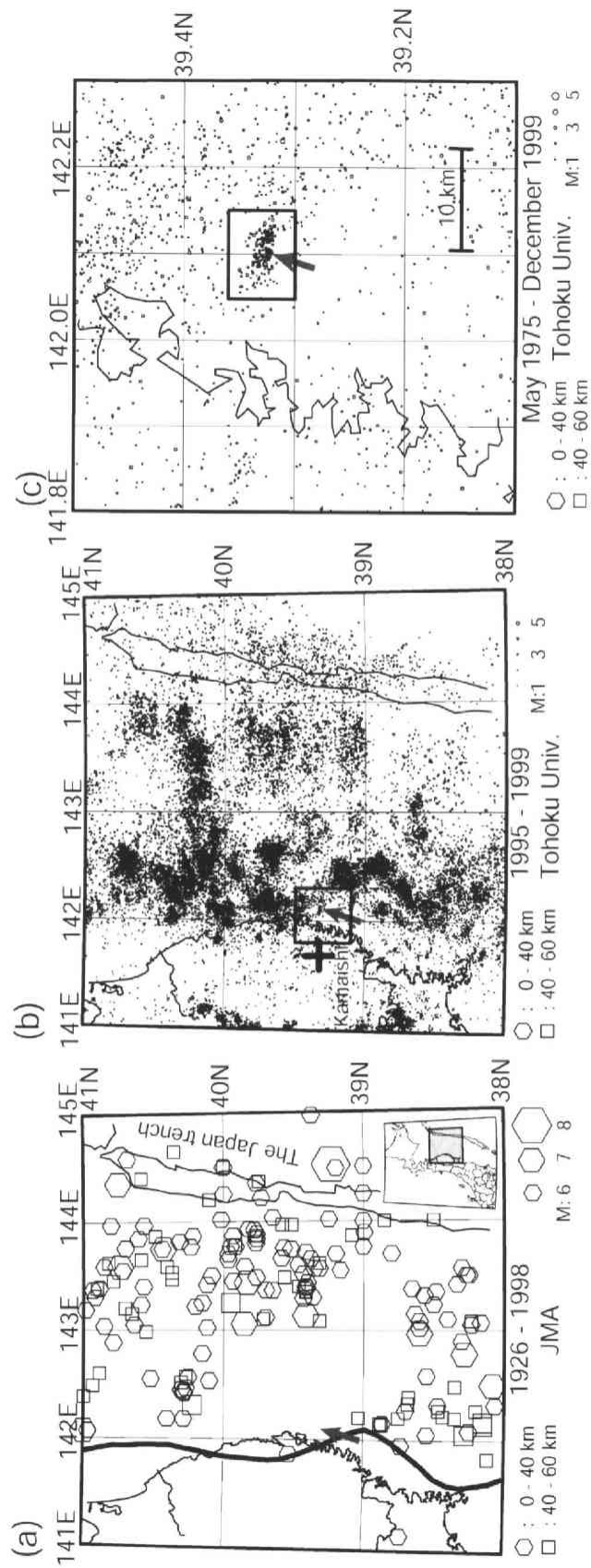


図 5.1 釜石沖の $M4.8 \pm 0.1$ の地震の周囲に発生した 60km 以内の地震の震央分布 [Matsuzawa et al. (2002)]. (a) 1926 年～1998 年の気象庁による $Mj6$ 以上の地震の震央, 黒太線は Igarashi et al. (2001) による低角逆断層型地震発生西縁を示す. (b) 1995 年～1999 年の東北大学による微小地震分布. (c) 図 5.1b で示した矩形領域内の 1975 年～1999 年の震央分布. 釜石沖 $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震が発生しているクラスターの位置を矢印で示す.

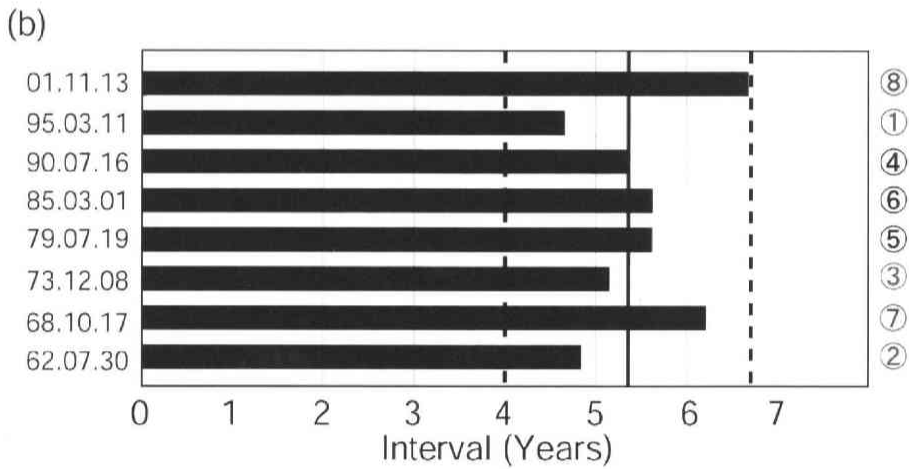
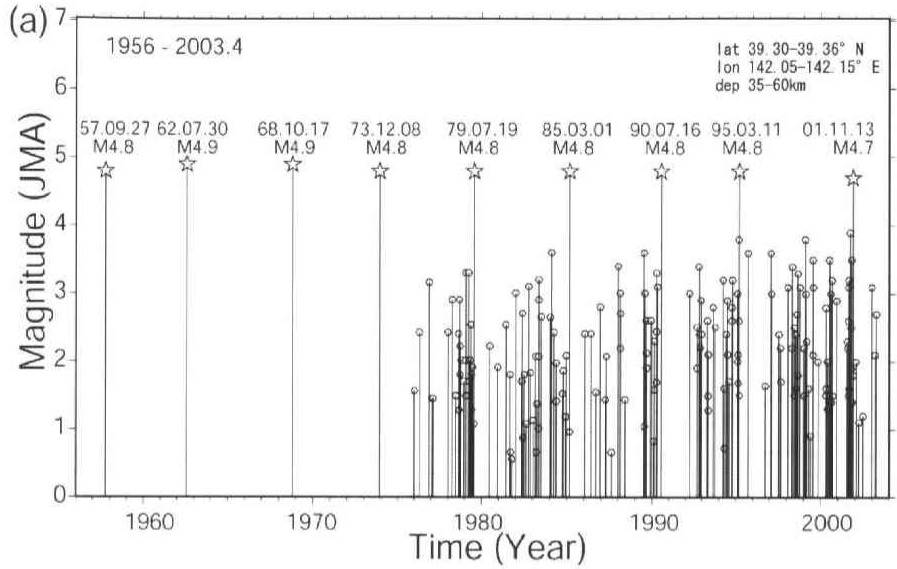


図 5.2 (a) 図 5.1c の矩形領域内の深さ 35km~60km の地震の M-T 図。地震の震源位置は東北大学の震源カタログによるものであるが、マグニチュードは気象庁の値を用いた。また、1973 年以前の地震は、Matsuzawa et al. (2002) によって気象庁の読み取り値を用いて震源再決定されたものである。(b) Mj4.8±0.1 の地震の発生間隔。それぞれの地震について、前の地震からの発生間隔の長さを棒で表す。また、発生間隔が短い順に番号で示す。黒実線は 1995 年の地震までの発生間隔の平均値、2つの破線は 1995 年までの発生間隔が正規分布に従っていると仮定して求めた確率分布の 99% の範囲を示す。

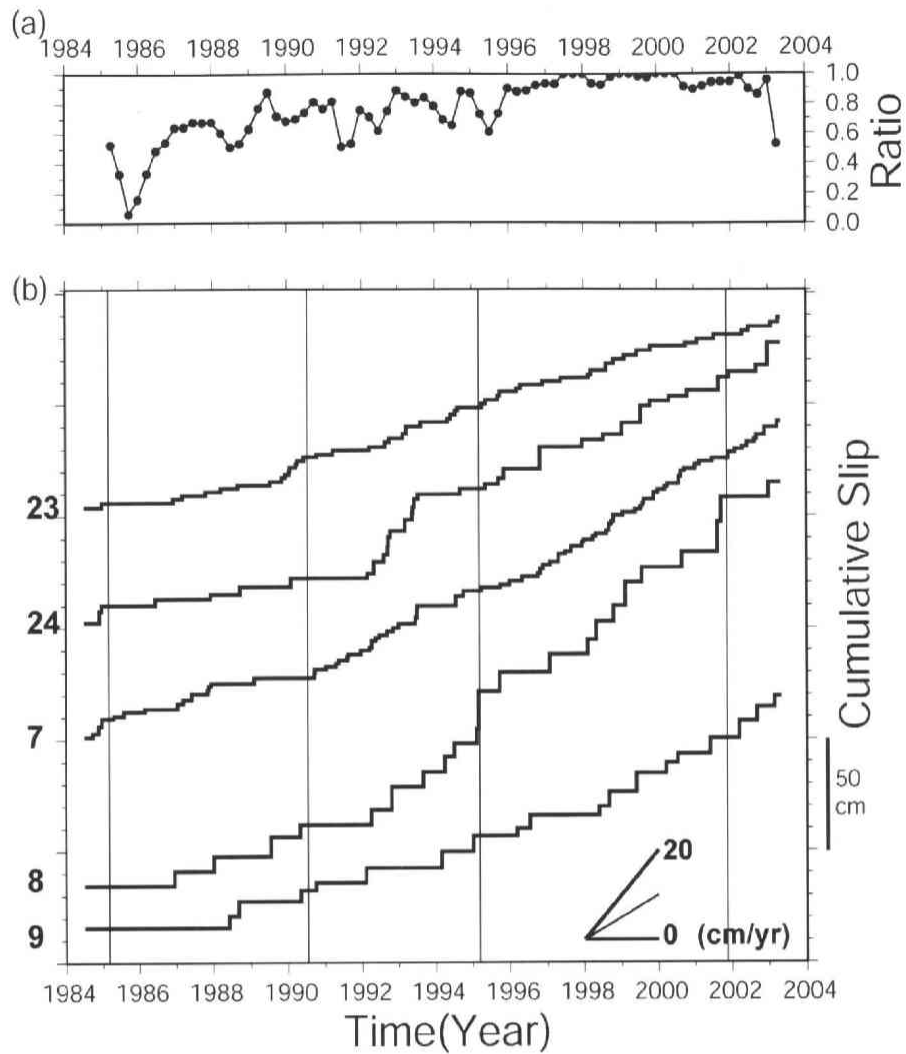


図 5.3 (a) 釜石沖の $39.0^{\circ} \sim 40.0^{\circ} \text{ N}$, $142.0^{\circ} \sim 143.0^{\circ} \text{ E}$ の範囲における解析対象の地震のうち、解析に耐えうる地震の割合の時間変化. 0.5 年のウィンドウを 0.25 年ずつ動かしながら割合を計算した. 値はウィンドウの終わりの位置に黒丸で示してある. (b) 図 3.5 の積算すべりのうち、釜石沖の $M_j 4.8 \pm 0.1$ の地震アスペリティに近いウィンドウでの積算すべり. 縦の線は、1985 年 ($M_j 4.8$), 1990 年 ($M_j 4.8$), 1995 年 ($M_j 4.8$), 2001 年 ($M_j 4.7$) の釜石沖の地震の発生時.

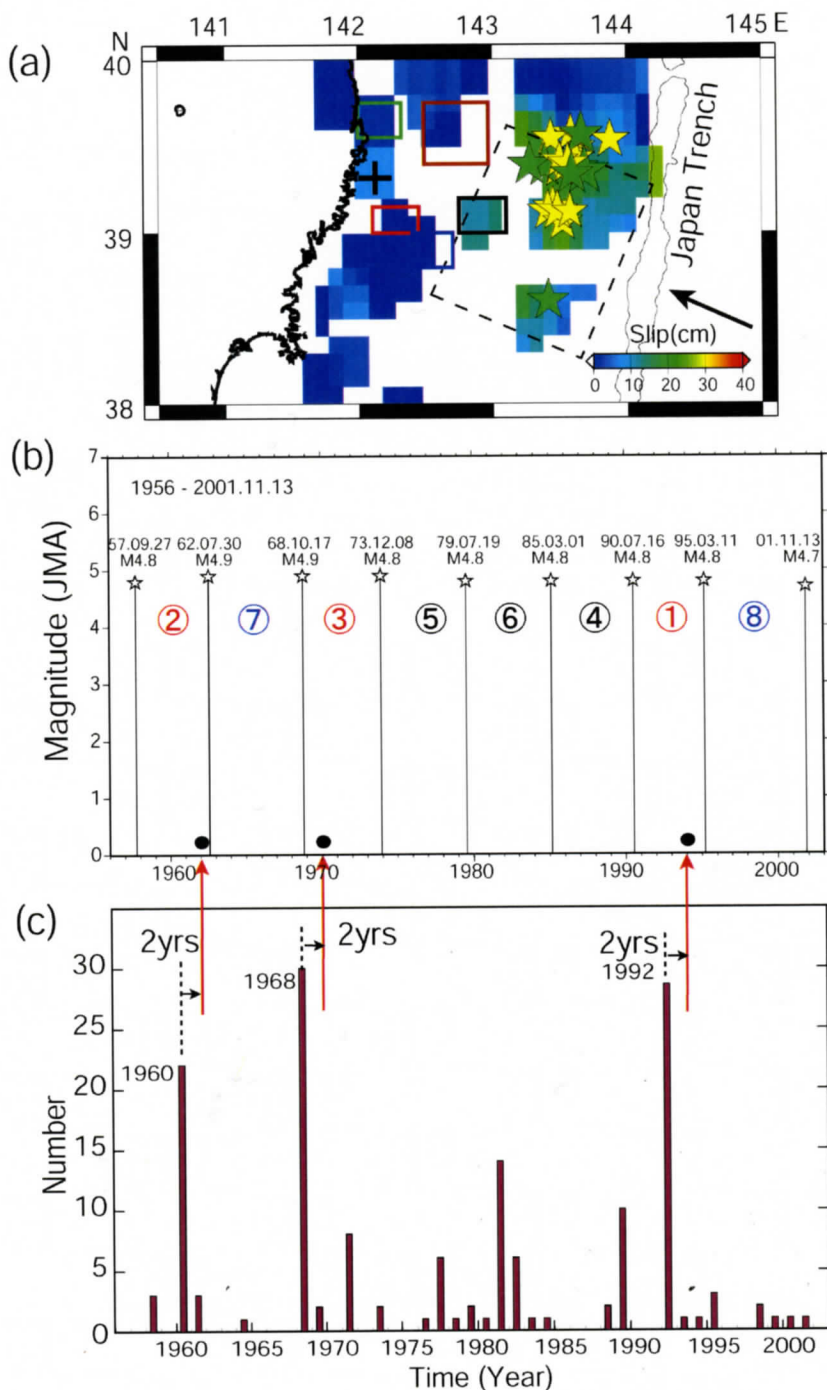


図 5.5 (a) 1992 年三陸地震の 10 日前から 110 日間の準静的すべり量分布. 緑色の星, 黄色の星はそれぞれ, 東北大学による $M \geq 6$, $6 > M \geq 5$ の地震の震央を示す. +印は釜石沖 $M_j 4.8 \pm 0.1$ の地震の位置, 矢印はプレートの沈み込み方向. 小さい矩形は図 5.4 で示したものと同一. (b) 図 5.1c の矩形領域内の深さ $35\text{km} \sim 60\text{km}$ の地震の M-T 図. ただし, $M_j 4.5$ 以上のもののみを示す. 図中の数字は, 発生間隔が短い順の番号. (c) 図 5.5a の破線で囲まれた領域内の $M_j 5$ 以上の地震の 1 年ごとの度数分布 (気象庁一元化震源リストによる). 20 個以上の地震の地震が発生した年の 2 年後を図 5.5b に黒丸で示す.

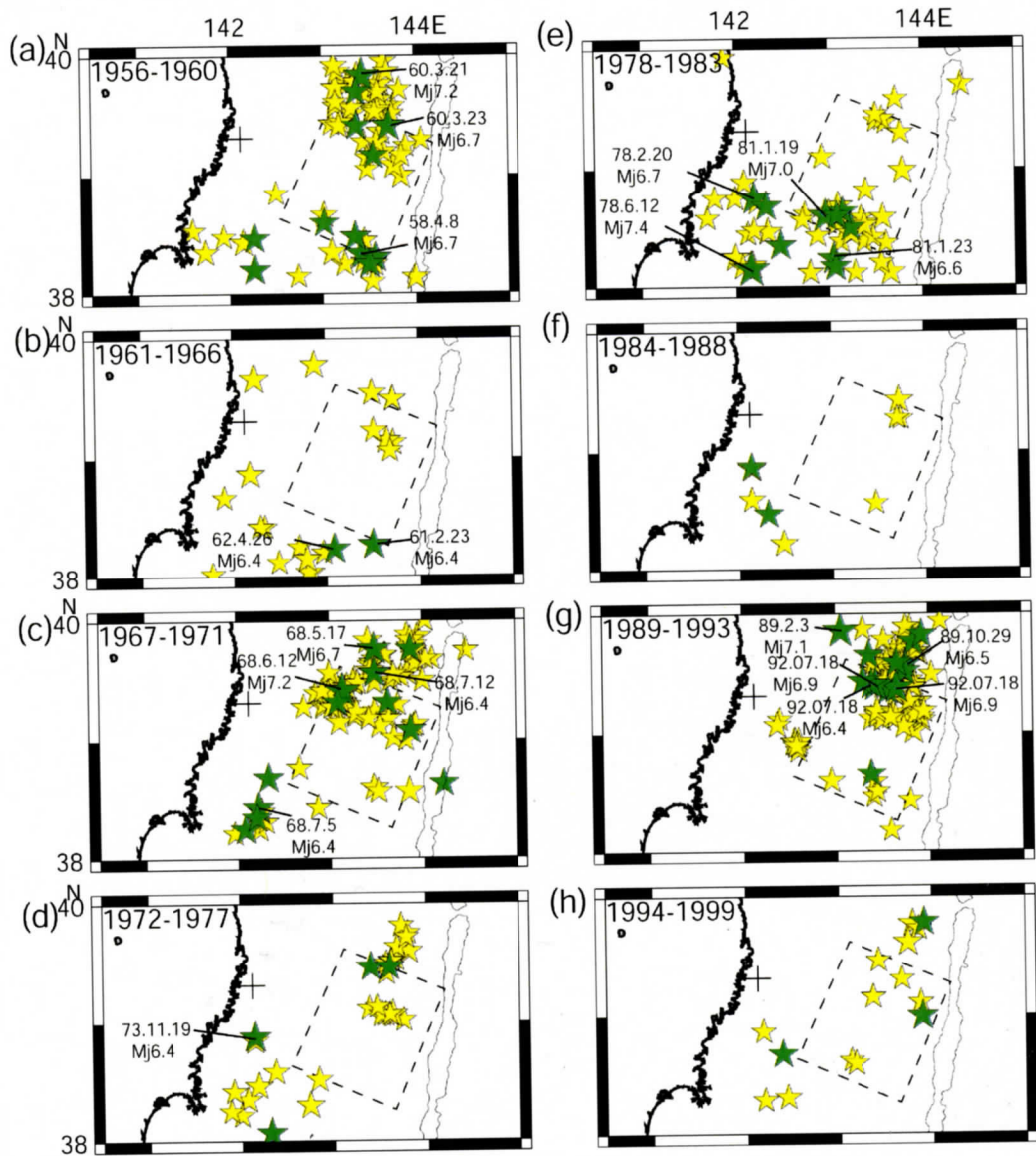


図 5.6 釜石沖の $Mj4.8 \pm 0.1$ の地震周辺の $M \geq 5$ の地震の震央分布 (気象庁一元化震源カタログによる). (a) 1956~1960 年, (b) 1961~1966 年, (c) 1967~1971 年, (d) 1972~1977 年, (e) 1978~1983 年, (f) 1984~1988 年, (g) 1989~1993 年, (h) 1994~1999 年の 60km 以浅の地震について示す. 緑色の星, 黄色の星はそれぞれ, $M \geq 6$, $6 > M \geq 5$ の地震を示す. +印は $Mj4.6 \pm 0.1$ の地震の位置, 破線で示した矩形は図 5.5a で示したものと同一.

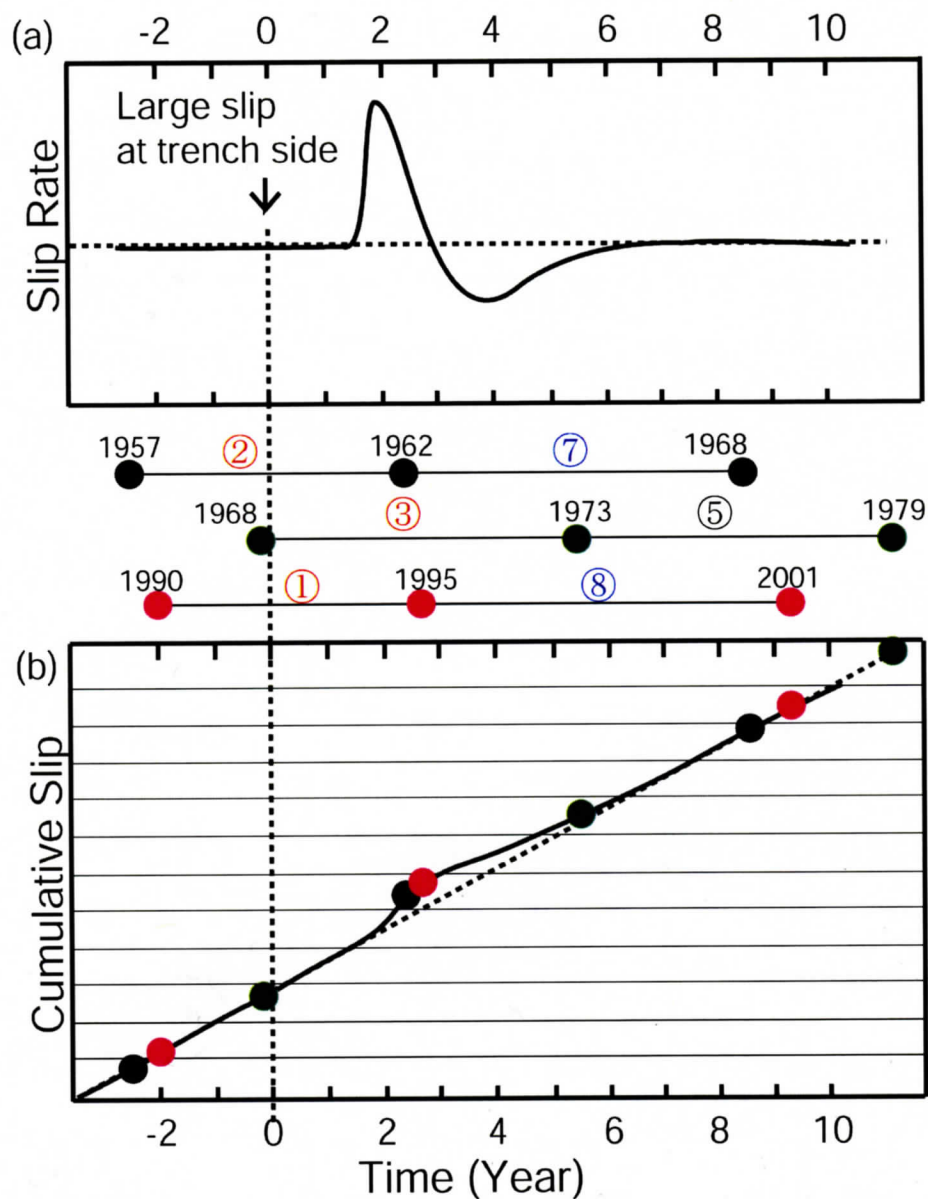


図 5.7 釜石沖の $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震の発生間隔から推定した $M_j4.8 \pm 0.1$ のアスペリティの近くでの準静的すべりの (a) すべりレート, (b) 積算すべりの時間変化の模式図. 時刻は, 海溝近くの領域での大規模な準静的すべりの加速の発生時を 0 とした相対的な値を示す. 丸印は, 1960 年 3 月, 1968 年 7 月, 1992 年 7 月に海溝近くの領域で大規模な準静的すべりがあったとした場合の, 釜石沖での $M_j4.8 \pm 0.1$ の地震の発生時, 数字は, 図 5.5b と同様の発生間隔が短い順の番号を示す. 釜石沖の $M_j4.8 \pm 0.1$ のアスペリティの周辺では, すべりの加速が海溝側の活動の約 2 年後に到達し, その後逆に減速する. 約 6 年後には, ほぼ一定のすべりレートにもどる. 積算すべりの変化は, すべり速度の加速に伴って, 長期のトレンドからはずれ, そのあと減速することにより, もとのトレンドにもどる.

第6章 議論

6.1 プレート境界での多様なすべり様式

相似地震は、大局的に見ると、海溝に近い領域と、低角逆断層型地震の発生域の西縁付近にその数や発生割合が多く、かつ相似地震データから推定されたすべりレートも平均的にはこれらの領域で相対的に高い値を示した。したがって、これらの領域で準静的すべりが卓越していることが推定される。そこでのすべりは、海溝近くではエピソードに発生することが多いのに対し、低角逆断層型地震の発生域の西縁付近では大きなすべりレート変動はまれで、定常的な時間変化を示す傾向がある。また、細かく見ると、大地震のアスペリティ以外の領域や、GPS データから見積もられた固着の弱い領域に対応して相似地震が数多く発生していることが分かった。

ただし、準静的すべりレートの絶対値については、その信頼性に不安が残る。まず、本研究で用いた地震モーメントとすべり量の関係がほぼ成り立つことが確認されているのは、釜石沖の地震と、宮城県沖の地震についてであり、これらは、いずれもプレート境界の深部に位置する [Igarashi et al. (2003)]。この関係が東北日本太平洋下のすべての相似地震について適用できるかどうかは、今のところ確認されておらず、今後検討していくことが必要である。

また、相似地震の同定の段階においても、誤りが含まれている可能性がある。今回の解析では、すべての地震について、1~4Hz のバンドパスフィルターを施した波形について、相互相関係数 0.95 をしきい値として、相似地震の同定を行った。しきい値が小さいと同じアスペリティの破壊でないものを相似地震と同定してしまい、逆に大きいと、同じアスペリティの破壊でも、ノイズや破壊の進展の微妙な違いなどの影響により、相似地震として同定できない可能性もある。今後、高周波成分も波形の相関の計算に用いることや、アスペリティの大きさの推定、相対震源決定などを行うことにより、この問題の影響を見積もることが必要

であろう。

本節では、このような現在の相似地震解析の限界にも留意しながら、プレート境界でのすべりについて、領域ごとに、これまでの他の研究結果を交えて議論する。

青森県東方沖，岩手県沖

北緯 39.8° ～ 40.8° 付近の低角逆断層型地震の西縁近くには、長期間にわたってすべりレート高いグループがいくつか見つかった (図 3.4)。この付近では、低角逆断層地震の西縁からやや離れて大きなアスペリティが存在する。一方、すべりレートが比較的小さい青森県東方沖や、宮城県沖では、低角逆断層地震の西縁に比較的近い場所に最近破壊していない大きなアスペリティが存在する (図 2.7)。このような、大きなアスペリティの分布や、解析期間より長い繰り返し間隔を持つアスペリティでの固着状態の時間変化が、すべりレートの違いに影響していることが考えられる。一方、1968 年十勝沖地震の余効すべりの影響が現在でも続いていることによる可能性もある。なお、これらのうちの一部は、異なるアスペリティの破壊を分離できていないことによる、すべりレートの過大評価の可能性も完全には否定できないが、この領域のすべてのグループについて、同じようにすべりレートを過大評価している可能性は低いと考えられる。

北緯 40.2° ～ 41.2° の少し沖合の東経 142.5° ～ 143.5° 付近には相似地震がほとんど分布していない (図 2.6)。ここには、1968 年十勝沖地震、1994 年三陸はるか沖地震のアスペリティが位置しており (図 2.7)、広く地震性すべり領域が存在していることが考えられる。1994 年三陸はるか沖地震後の余効すべりは、北側にはほとんど広がらず (図 4.10)、1968 年十勝沖地震の北側アスペリティの西側に分布する相似地震群 (図 3.4, 3.5 ウィンドウ 2) でもこのときほとんどすべりレートに変化がみられない。このことは、1968 年十勝沖地震の北側のアスペリティが強く固着していたことを示していると考えられる。

北緯 39.0° ～ 40.2° 付近は、海岸線近くから海溝軸近くまでの、東西にわたる広い領域で相似地震の割合が多く、近年の GPS データの解析結果からも、この領域では固着が弱いと

推定されている (図 2.9). 図 5.1 で示したように, この領域の東経 143° よりも西側では, $M6$ を超えるような大きな地震はほとんど発生していない. また, ケーブル式海底地震計データを用いた高精度の震源決定により, 釜石沖の領域では, プレート境界と考えられる位置に, 相似地震クラスター以外の地震活動がほとんど見られないことが分かってきた [迫田 (2003)]. 5 章では, この領域の海溝側で生じた群発地震時に発生した準静的すべりが, 低角逆断層型地震の発生する西縁付近に存在する釜石沖の $Mj4.8$ の地震群の位置までゆっくりと伝播してきたことが推定された. 海溝近くの群発地震の発生域の西端 (東経 143° 付近) と, 低角逆断層型地震の発生する西縁付近の間には大きなアスペリティが存在せず, 広く準静的すべりが卓越する領域が広がっていることが考えられる.

海溝近くでは, 北緯 $39.0^{\circ} \sim 41.0^{\circ}$ 付近に, 相似地震が多く分布している (図 2.6). 1989 年三陸沖地震 ($Mj7.1$), 1992 年三陸沖地震 ($Mj6.9$), 1994 年三陸はるか沖地震 ($Mj7.6$) の際には, この領域で, 複数の $M6$ クラスの地震の発生と準静的すべりの加速が見られた. ここには $M7$ の地震を発生させるような, 大きなアスペリティは存在せず, 準静的すべり領域の中に中小のアスペリティが分布しているのではないかと推測される.

図 6.1 にマルチチャンネル反射法地震探査によって得られた, 海溝軸付近の低速度堆積層の分布 [Tsuru et al. (2002)] と, 相似地震の発生割合を重ねて示す. 低速度堆積層の分布は, 北緯 38° 以北の領域では, くさび状の形をしており, 海溝軸に沿って連続的に分布していることが推定されている (図 6.1 測線 1~7). このくさび状の低速度の堆積層の分布域に沿って, 海溝近くの相似地震の発生割合が高い場所が分布しているように見える. またその厚さが厚く, 海溝軸からの幅が広い場所で, 相似地震の割合も海溝から西に離れた場所まで高くなっているように見える. したがって, 少なくとも海溝近傍においては, プレート境界の堆積物の分布が準静的すべり域の分布を定めているのかもしれない.

この付近は, 1896 年に発生した大規模な津波地震 [$Ms7.2$; Abe (1994)] の震源域としても知られている [Tanioka and Satake (1996)]. 図 6.2 に相似地震グループの分布と津波地震の震源域 (矩形) をあわせて示す. 1896 年津波地震の震源域はちょうど相似地震グループが多

く分布する領域に対応している。1989年三陸沖地震（4.1節；図4.2c,d）、1994年三陸はるか沖地震（4.3節；図4.10d）後には、海溝沿いに南北方向にすべりが伝播したように見え、この領域ではすべりが南北に伝播しやすい（ほぼ同じ時期にすべる）性質をもっている可能性が考えられる。そのようなすべりが、上で述べた複数のM6クラスのアスペリティに同時に応力を集中させ、連動破壊を生じた場合に、津波地震を発生させるのかもしれない〔松澤・内田（2003）〕。

宮城県、福島県沖

北緯 36.5° ～ 39.0° にかけての低角逆断層型地震の西縁に沿って、定常的なすべりが見られる。比較的信頼性の高い、1997年～2001年の結果を見ると、ここでは、おおよそ、5～10cm/yearのすべりレートが見られる（図3.7）。

M7クラスの地震が繰り返し発生しており、その再来が予想されている宮城県沖の領域では、2001年末から比較的大きな地震が続いている。宮城県沖の領域について、これらの地震の発生時までを含めた相似地震の積算すべりを図6.3に示す。1978年宮城県沖地震のアスペリティのすぐ西側に、すべりレートが高いグループが見られる（図6.3 A, B, C 領域）。また、2003年の地震で破壊した領域と、1936年、1978年のアスペリティの間には、すべりレートが小さい相似地震グループが分布し（図6.3 G, H 領域）、準静的すべりが卓越する領域が存在すると考えられる。準静的すべりが卓越する領域は速度強化の摩擦特性を持つと考えられ、そのような速度強化域が「バリア」となって、海溝側と陸側での地震性すべりを分離している可能性がある。ただし、1793年の宮城県沖の地震時には、陸側と海溝側の領域が連動して破壊した可能性が高く〔地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）〕、時にはこの「バリア」を乗り越えて地震性すべりが伝わることもありうると思われる。

2001年11月3日（Mj6.3）の地震の周辺、2003年3月3日（Mj5.9）の地震の北側では、図6.3bに示すようにそれらの地震の後、準静的すべりレートの小さな変化が見られる。2003年10月31日の地震では、4.4節で述べたように、この地震のアスペリティの南東の領域（図

6.3 J 領域) ですべりが見られた。これらは、1936 年や、1978 年宮城県沖地震のアスペリティ周囲のすべりが加速してきていることを示しているかもしれない。

福島県沖の北緯 36.5° ~ 37.5° には、比較的相似地震グループの数が多い (図 2.7) この領域は、微小地震活動が非常に高く (図 2.2)、1997 年から 2001 年の期間では、固着は比較的弱いと考えられる [Suwa et al. (2003)]. ここでは 3 つの M7 クラスのプレート境界型の地震が 1938 年に発生している [Abe (1977), 室谷・他 (2003)]. しかし、歴史上、この 1938 年の地震以外 M7 以上の地震は知られていない。図 2.7 の室谷・他 (2003) によるモーメント解放量分布と相似地震グループの分布を比べると、モーメント解放量の分布は複雑であるが、それが大きい場所は相似地震の分布域を避けているようにも見える。相似地震の分布している領域は準静的すべり領域であり、地震時にバリアとして働くとすると、1938 年の 3 つの地震は、普段は一度に破壊しない複数のアスペリティが何らかの原因で連動破壊したものなのかもしれない。

海溝近くでは、北緯 37.6° ~ 38.5° 付近に相似地震が存在しない領域がある (図 2.7)。この領域だけ相似地震が分布しない原因は、相似地震を発生させる小さなアスペリティさえ存在せず、完全に非地震的にすべっていることも考えられるが、この付近は、GPS データから推定された宮城県沖の固着が最も強い場所の海溝側にあたり (図 2.9)、海溝近くまで比較的固着が強いという可能性も現時点では否定できない。

図 6.1 に示すプレート境界付近の低速度堆積層の分布は、 38.0° 以南では、それ以北と異なり、溝形の低速度層が所々でプレート境界の比較的深い場所まで存在していることが推定されている [Tsuru et al. (2002)]. たとえば、測線 8 や 10,12,13 の低速度堆積層は薄いですが、測線 9, 11, 14 では低速度層がプレート境界の比較的深い場所まで存在している。測線の数が十分でないので、海溝軸に沿った方向で堆積層の厚さと相似地震の発生割合に対応した変化があるかどうかは明確には分からないが、低速度層がプレート境界の比較的深い場所まで存在する測線 9 や 11 のあたりで、相似地震の割合が高い領域が海溝近くから比較的陸に近い側まで分布しているように見える。また、上で述べた宮城県沖の、北緯 37.6° ~ 38.5° 付近

の領域も堆積物が薄い領域に相当するようにも見える。

6.2 大規模な地震前後のすべり

本研究では、相似地震の積算すべりを見積もることにより、プレート境界での準静的すべりの推移を、約 20 年間というこれまでにない長期にわたって、連続的に推定することができた。その中で発生した、4 つのプレート境界型の大きな地震（1989 年三陸沖地震、1992 年三陸沖地震、1994 年三陸はるか沖地震、2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震；以下本震）については、その前後にすべりがあったことが推定された。プレート境界面の相似地震の分布は一様でないため、相似地震解析ですべての準静的すべり領域のすべりを推定できているとは考えにくく、すべり量についても、6.1 節で述べたように不確実性があるが、解析により得られた準静的すべり量の大きさを評価するために、準静的すべりによるモーメント解放量の時間変化を見積もった（図 6.4）。剛性率は、 $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ を用い、 $1^\circ \times 1^\circ$ の領域について、0.25 年のタイムウインドウごとに値を棒で示してある。ここで、準静的すべりが発生した面積の見積もりが問題となるが、図 3.6 と同様に、 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ のウインドウ内に 3 個以上の相似地震グループが存在するウインドウについてのみ求めたすべり量を、その中心の $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ のパッチに与えた。すなわち、すべり量を与えたのは、図 3.6 で色をつけた領域と同様である。ここでも、1989 年三陸沖地震、1992 年三陸沖地震、1994 年三陸はるか沖地震の発生時（縦の棒）の前後に準静的すべりにより多くのモーメントが解放されていることが分かる。

地震発生前の準静的すべり

4 章で述べたように、1989 年三陸沖地震、1992 年三陸沖地震、1994 年三陸はるか沖地震、2003 年福島県沖の地震については、本震に先立って、アスぺリティや震源の近くで準静的すべりが生じていたことが分かった。これら 3 つの地震については、本震後の余効すべりがあったことは知られているが、本震前のすべりについては明らかになっていなかった。表 6.1

に4つの地震の前に、準静的に解放されたモーメントの量を示す。

1989年11月2日の三陸沖地震 (Mj7.2) では約1週間前から、海溝側で大規模な群発地震活動があり、その後、本震が発生した。本震前の10日間に地震的、非地震的に解放されたモーメントはそれぞれ、約 1.4×10^{19} Nm、約 5.1×10^{18} Nmと推定される。図6.4のe, f領域を見ると、この10日間の準静的すべりによるモーメント解放量は、それまでの0.25年ごとの値と比べると、かなり大きいものであることがわかる。図4.4cで示したように、この準静的すべりの加速は、本震のアスぺリティにかなり近い場所にも推定されている。

1992年7月18日の三陸沖地震 (Mj6.9) では、2日前から始まる群発地震に伴って、本震前の10日間に、 3.1×10^{18} Nmのモーメント解放量が推定されている(表6.1)。1992年の震源が含まれる領域fの0.25年ごとのモーメント解放量の時間変化を見ると、この量はそれほど大きな値ではないが、本震前の地震性すべりによるモーメント解放量より大きな値となっている。4.2節で述べたように、準静的すべりが加速した領域と本震のアスぺリティの位置関係ははっきりと分らないが、震源近くで本震直前に準静的すべりがあったことは確かであろう。ただし、さらにその前から見ると、この海溝付近の領域は、1989年の三陸沖地震前後にも準静的すべりの加速が発生している。ただし、このときの1992年の地震アスぺリティ付近のすべり量は比較的小さく(図4.4d)、1989年の時点では、このアスぺリティは強く固着していて、その周りのみがすべったのではないかと考えられる。その後、1992年の地震の約半年前からは、1992年の地震アスぺリティの西側ですべりの加速が見られ(図3.4, 3.5 ウィンドウ24)、2日前から始まる直前の震源近くでの準静的すべりに至った。

1994年12月28日の三陸はるか沖地震前には、そのアスぺリティの海溝側で、それまで見られなかった大きな準静的すべりが、地震の約8ヶ月前のM6.6の地震の後から始まった。図6.4のc領域では、1994年のはじめころから、準静的すべりによるモーメント解放量が急増していることがわかる。ここで、1989年に見られる小さなモーメント解放量のピークは、1989年三陸沖地震の影響によるもので、領域の南部だけに限られる。すべりレートの時間変化(図3.4, 3.5 ウィンドウ37)を見ると、本震震源の海溝側では、この時期と本震後を除い

て顕著な準静的すべりは見られない。このアスペリティの海溝側の領域のすべりは、本震アスペリティに応力を集中させたと推測される。

2003年10月31日の福島県沖の地震(Mj6.8)では、本震の約20日前に準静的すべりの加速が見られた後、本震が発生した。このときの本震前の地震は最大Mj5.0で、地震の積算のモーメント解放量は小さいが、本震前の準静的すべりによるモーメント解放量は大きく、 1.6×10^{18} Nmと見積もられる(表6.1)。このことは、この時期に準静的すべりのエピソード的な加速が生じていた可能性を示している。図6.4のkの領域を見ると、準静的すべりが見積もられている領域が小さいため、はっきりとは分からないが、このようなすべりは、数年に一度エピソードに発生している可能性がある。

以上のように、相似地震の発生から、準静的すべりの加速が、4つの地震の前に生じていたことが分かった。そのモーメント解放量は、GPSなどでも捉えられた、地震後の準静的すべり(余効すべり)と比べると、1/5から、1/20程度の値であるが(表6.1)、それほど頻繁に起こっている現象ではない。また、1989年、1994年、2003年の地震に関しては、アスペリティに対して、震源(破壊の開始点)と本震前の準静的すべりの加速域が同じ側に位置する(図6.5a~c)。図6.5cにその位置関係を模式的に示す。

アスペリティの応力状態に擾乱が与えられた場合に、それが破壊するかどうかは、そのアスペリティのもともとの応力状態と強度に依存すると考えられる。臨界状態にあるアスペリティでは、小さな応力の増加であっても地震をトリガすることが考えられ、これらの大きな地震の震源近くで発生した準静的すべりの加速が、本震アスペリティに応力を集中させ地震をトリガした可能性は十分考えられる。

地震発生後の準静的すべり

4章で述べた4つの大規模な地震の後には、大きな準静的すべりが検出された。本震後に準静的すべりにより解放されたモーメントを表6.1に示す。モーメント解放量は、1989年三陸沖地震は本震後の1年間について 5.5×10^{19} Nm、1992年三陸沖地震は本震後の半年間に

ついて 6.5×10^{19} Nm, 1994 年三陸はるか沖地震は本震後の 1 年間について 1.2×10^{20} Nm, 2003 年福島県沖の地震については, 本震後の 8 日間について, 5.7×10^{18} Nm という値が求まった. ひずみ計のデータから推定された 1989, 1992 年の地震, GPS データから見積もられた 2003 年の地震後のモーメント解放量と相似地震から求まった値を比べると, 相似地震から求まった値はいずれも小さめに求まっている. これら 3 つの地震について, 本研究の結果では, 本震時のモーメント解放量に対する, 地震後の準静的すべり (余効すべり) により解放されたモーメントの割合は, 1989 年の地震で約 1/2, 1992 年の地震で約 3 倍, 1994 年の地震で 1/4~1/5, 2003 年の地震で約 1/7 となる. ただし, 2003 年の地震は, 周りに相似地震グループが少なく, また, 地震後の解析期間が短いため, すべての余効すべりが捉えられていない可能性が高い. 図 2.9 で示した, 1997 年~2001 年のバックスリップ量を見ると, 1989 年, 1992 年, 1994 年の地震が起きた領域は, 1994 年の地震の発生した場所, 1989 年の地震が発生した場所, 1992 年の地震が発生した場所の順, つまり北から南に向かって固着が弱くなるように見える. 本震時のモーメント解放量に対する, 地震後の準静的すべりによるモーメント解放量の割合は, 固着の強い北で発生した地震の方が小さい傾向がある.

図 6.6 に GPS データから見積もられた 1994 年三陸はるか沖地震の余効すべりと, 相似地震解析から得られた結果を比較して示す. 八木 (2001) による GPS データの解析結果 (図 6.6a) では, 40.5° N, 142.5° E 付近にすべり量のピークを持ち, 最大すべり量は 1.4m 程度である. 西村 (2000) による結果 (図 6.6c) では, 本震後 1~12 日は 40.5° N, 142.7° E 付近を中心にすべり域が集中して見えるが, その後の期間では海溝近くまで広がってすべりが分布している. 最大すべり量は, 両期間の合計で 40cm 程度である.

一方, 相似地震解析による結果では, 本震アスぺリティ [橙色のコンター; 永井・他 (2001)] の西側のピークは, 八木 (2001) の結果や西村 (2000) の本震後 1~12 日の結果とおおよそ同じ位置にある. ただし, 経度方向には, 142.5° より少し東側の相似地震群が存在していない領域でも 2 つの GPS データの結果からはすべりが推定されている. 相似地震解析から

推定された最大すべり量は、約 40cm で、西村 (2000) の結果に近い。

本震アスペリティの東側でも、本研究では、大きな余効すべりが推定された。西村 (2000) では、本震後 13~94 日後に海溝側まですべりが見られるが、GPS データの解析は観測点から遠い、海溝付近のすべり量の分解能は低い。本研究により、アスペリティの海溝側でも顕著な余効すべりがあったことが明確に示された。

6.3 準静的すべりとアスペリティの破壊

三陸沖の余震活動、群発地震活動における準静的すべりの役割

1989 年、1992 年三陸沖地震を含む群発地震活動、1994 年三陸はるか沖地震の余震活動中に相似地震が数多く発見され、準静的すべりが大規模に発生していたことが推定された。

相似地震解析から推定された準静的すべりの存在とその時間変化の特徴から考えられる、三陸沖の群発的な地震の発生機構を図 6.7 に模式的に示す。図 6.7a はプレート境界を真上から見たものである。非地震性すべり領域の中に大小のアスペリティ (灰色の丸) が分布する。そのうちの小さなアスペリティは、相似地震を発生させる。矢印は非地震性すべりの速度を示す。非地震性すべりはアスペリティに応力を集中させる。図 6.7b で示すように大きめのアスペリティの 1 つが破壊すると、その周囲の領域で余効すべりが発生する。その余効すべりのため、周囲の小さなアスペリティが破壊し、相似地震が発生する。また、余効すべりは大きめのアスペリティにも応力を集中させ、このアスペリティも破壊する (図 6.7c)。このアスペリティの破壊も余効すべりを生じ、さらに次のアスペリティの破壊を誘発する (図 6.7d)。群発地震中に存在する相似地震やそれによって見積もられた準静的すべりの加速は、このようなメカニズムで活動が推移していると考えられ、理解することができる。

6.2 節で述べた、1989 年の三陸沖地震や、1992 年の三陸沖地震の前に見られた準静的すべりの加速は、上記のような準静的すべりを介した地震の連鎖の一部と考えることができよう。また、1994 年三陸はるか沖地震後に見られたような余震活動についても同じように、準

静的すべりが、アスペリティの破壊を促進し、短い間に多くの地震を起こすという考えで説明することができる。

このような活動の特性を規定しているものは、準静的すべり領域の性質やアスペリティの空間分布やサイズの分布によると考えられる。それらは時間的にそれほど変化することは考えにくい。三陸沖では、表 6.2 に示すように、数日～1 ヶ月以上にわたって、大規模な地震が群発的に生じる現象が何度も発生していることが知られており、準静的すべりを介したアスペリティの連動破壊が繰り返し発生してきた可能性がある。

準静的すべり領域のふるまい

4 章で調べた、大地震後の準静的すべりには、本震アスペリティから離れるほど、すべりの立ち上がりが鈍かったり、すべりの開始が遅れたりするような特徴が見られた。また、1992 年三陸沖地震や、2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震の際には、地震空白域を準静的すべりが伝播する場合があることが示された。このような性質はプレート境界の準静的すべり領域の摩擦特性により決められていると考えられる。

一方、地震性すべり、非地震性すべりを含めた多様なすべりの発生は、岩石実験の結果から得られた、すべり速度状態依存摩擦法則を用いた地震サイクルのシミュレーションによっても再現されている【例えば、Tse and Rice (1986), Kato and Hirasawa (1999)】。加藤 (2004) は、三陸沖を対象に 1968 年に破壊したと考えられる 2 つのアスペリティ【永井・他 (2001)】を想定して、プレート境界面の摩擦パラメタを推定するためにシミュレーションを行った。

図 6.8 に、その解析領域を示す。図 6.8 b, c のような摩擦パラメタを与えることにより、2 つのパッチが同時に破壊する地震（1968 年十勝沖地震に相当；約 100 年間隔）とパッチ 1 のみ破壊する地震（1994 年三陸はるか沖地震に相当；1968 年の地震の 26 年後）が交互に周期的に発生する結果が得られている。パッチ 1 のみが破壊した場合（1994 年三陸はるか沖地震に相当）の図 6.8b の白い点でのすべりを図 6.9a に示す。その特徴は以下のような

る。すべり弱化領域から少し離れたところ（点 5, 7, 8）で顕著な余効すべりが発生し、地震が発生した領域から遠いところほど、余効すべりの開始が遅れる。2 つの速度強化パッチの間（点 2）とすべり弱化パッチの縁（点 4）では、地震性すべりも生じるが、余効すべりも生じる。

図 6.9b に図 6.8a, b に示した相似地震グループが存在するウインドウについて、1994 年の三陸はるか沖地震の前後の積算すべりを示す。このうち、ウインドウ 3 は、加藤 (2004) の点 6 の近く、ウインドウ 4 は、点 8 の近く、ウインドウ 19 は点 5 と 8 の間、ウインドウ 20 は点 5 と 7 の間、ウインドウ 21 は点 4 の近く、ウインドウ 22 は点 7 の近く、ウインドウ 18 は点 2 の近く、ウインドウ 36, 37 はパッチ 1 から点 9 の距離と同程度の場所にある。

ウインドウ 3 では、地震直後から速いすべりが見られ、加藤 (2004) による点 6 での、地震から少し経ってからのすべりの加速とは異なっている。むしろ地震性すべり域からもう少し離れた、ウインドウ 2 が点 6 とよく似ている。ウインドウ 4 では、地震から 50 日程度経ってからのすべりが加速しているように見え、シミュレーションの点 8 ととてもよく似た変化を示す。ウインドウ 19, 20 では、地震直後から比較的速いすべりが見積もられており、それぞれ、点 5 と 8 の中間的な形、点 5 と 7 の中間的な形をしている。ウインドウ 21 では、本震直後を除けば点 4 の変化とよく似た時間変化を示す。領域 22 では、立ち上がりが鈍くだらだらとした変化を示す。その変化はその近くに存在する点 7 とはかなり様子が異なり、ウインドウ 22 のすぐ近くに、加藤 (2004) のシミュレーションでは取り入れられていない、1989 年の地震で破壊したアスペリティが存在する（図 4.4b）ためかもしれない。ウインドウ 36, 37 では、図 3.5 で示すように、地震直後にはおおきなすべりレートの変化は見られない点があるが、点 9 の時間変化とよく似ている。ウインドウ 39, 40 では、時間おくれがあってからすべりの加速が見られ、点 7, 8 同様に地震性すべり域から少し離れた場所の変化を示しているのかも知れない。

以上から、相似地震解析で見られた、本震アスペリティから離れた場所でのすべりレートの鈍い立ち上がりや、開始の遅れは、速度強化領域での準静的すべりの伝播の特性によるも

のである可能性が高い。ただし、近くに存在する他のやや小さなアスペリティも、その立ち上がりの挙動に影響を及ぼしていると考えられる。

表 6.1 1989 年三陸沖地震, 1992 年三陸沖地震, 1994 年三陸はるか沖地震, 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震についての, 本震前, 本震時, 本震後のすべりによるモーメント解放量 (単位は 10^{19} Nm). 本震前, 本震後の地震の積算のモーメントは, M4 以上の地震について, 式 2 を用いて求めた. 相似地震解析から求めた準静的すべりにより解放されたモーメントは, 図 6.4 と同様の方法で求めた. 領域は, 1989 年, 1992 年, 1994 年, 2003 年の地震についてそれぞれ, 図 4.4, 4.7, 4.10, 4.13 で示したものと同一範囲とした. ただし, 1994 年三陸はるか沖地震前の期間については, アスペリティの東側の 40.0° N~ 41.0° N, 143.5° E~ 144.5° E の範囲とした.

時期	本震前		本震時		本震後		
	地震性	準静的	地震性		地震性	準静的	
すべりの種類	地震積算	相似地震	地震波	その他	地震積算	地殻変動	相似地震
1989 年 三陸沖地震	1.4 (c)(1) 1.4 (c)(2)	0.51 (c)	14 (6)	---	0.47 (g)(1) 0.98 (g)(2)	14 (c)(8) 3.4 (c)(12)	5.5 (g)
1992 年 三陸沖地震	0.19 (c)(1) 0.19 (c)(2)	0.31 (c)	2.7 (6)	---	1.7 (f)(1) 2.1 (f)(2)	10-40 (a)(9) 5 (a)(13)	6.5 (f)
1994 年 三陸はるか沖 地震	1.0 (g)(1) 0.73 (g)(2)	0.84 (g)	49 (6) 44 (10)	37 (5) 31 (3)	6.0 (g)(1) 11 (g)(2)	18 (e)(7) 42 (g)(4) 28 (g)(5)	6.5 (e) 12 (g)
2003 年 福島県沖の地 震	0.0041 (d)(2)	0.16 (d)	3.7 (6) 3.3 (11)	---	0.32 (b)(2)	---	0.57 (b)

(a) 2 日間前後

(b) 8 日間

(c) 10 日間及び 10 日間前後

(d) 1 ヶ月間

(e) 100 日間

(f) 半年間

(g) 1 年間

(1) 東北大学震源カタログをもとに算出

(2) 気象庁震源カタログをもとに算出

(3) Tanioka et al. (1996); 津波

(4) Heki et al. (1997); GPS

(5) Nishimura et al. (2000); GPS

(6) Harvard 大学 CMT 解

(7) 八木 (2001); GPS

(8) Kawasaki et al. (2001); ひずみ計

(9) Kawasaki et al. (1995); ひずみ計

(10) 永井・他 (2001)

(11) 東京大学地震研究所地震予知情報センター (2003)

(12) 三浦・他 (1993); ひずみ計

(13) Miura et al. (1994); ひずみ計

表 6.2 1901～1995 年の青森・岩手・宮城県沖の地震群 [宇津 (1999)]. 最大と次に大きい地震の M の差が 0.6 以内で最大地震 (太字) が M6.5 以上の地震群の表. 各地震群について M6.0 以上の地震のマグニチュードを示す.

年	月	地震 (M)
1901	8～9	7.2 7.4 6.3 6.0 6.3 6.9 6.2
1902	1～2	6.1 6.5 6.6 6.7
1913	10	6.1 6.9 6.6
1915	10	6.8 6.2 6.1 6.3 6.0 6.1
1915	11	7.5 6.7 7.0 6.2 6.4 6.5
1917	3～4	6.9 6.3
1920	9	6.5 6.1
1928	5～8	7.0 6.7 6.5 6.0 6.1
1933	1	6.1 6.8 6.3
1935	10	6.9 6.4 6.5 7.1 6.5 6.3
1936	3	6.8 6.3
1939	10	7.0 6.4
1943	6	7.1 6.4 6.4 6.3 6.1 6.7
1945	2	7.1 6.1 6.2 6.6
1952	10	6.1 6.4 6.4 6.5 6.4 6.3 6.4 6.4
1958	4	6.7 6.2 6.2 6.3
1960	3	7.2 6.0 6.7 6.1 6.0
1968	5～6	7.9 7.5 6.7 7.2 (M \geq 6.5 のみ掲載)
1981	1	6.1 6.1 7.0 6.0 6.6 6.2
1989	10～11	6.2 6.1 6.0 6.0 6.5 7.1 6.3
1992	7	6.1 6.9 6.9 6.4 6.2 6.0 6.3
1994	12～1	7.5 6.5 7.2

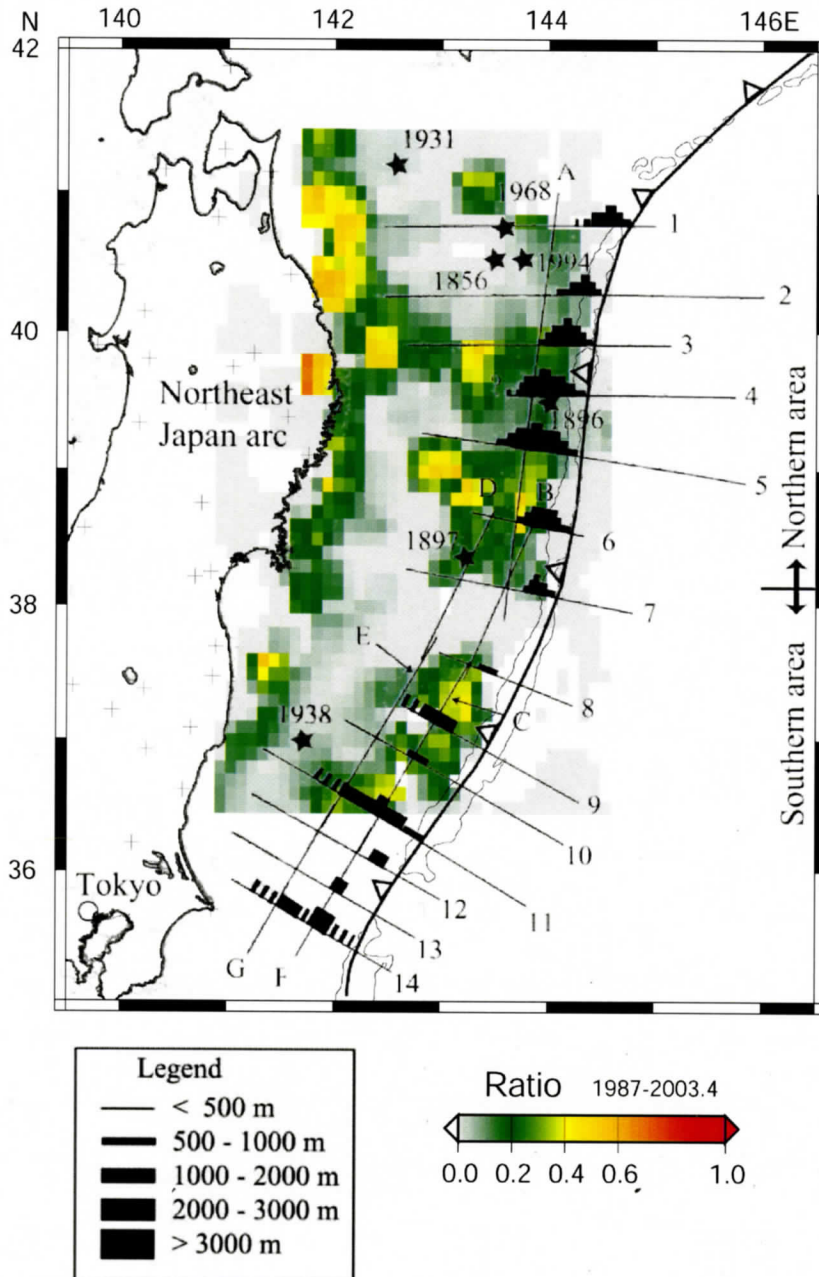


図 6.1 1987 年～2003 年 4 月における相似地震の割合の分布 (カラーパターン) と Tsuru et al. (2002) による低速度堆積層の分布 (黒太線) の比較. 細い線で示すマルチチャンネル反射法地震探査の測線に沿って堆積層の厚さが示されている. 相似地震の割合は, 3 年以上の活動期間を持つグループに属するものについて, $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ のウィンドウごとに, 5 個以上の地震が発生しているウィンドウのみについて推定した.

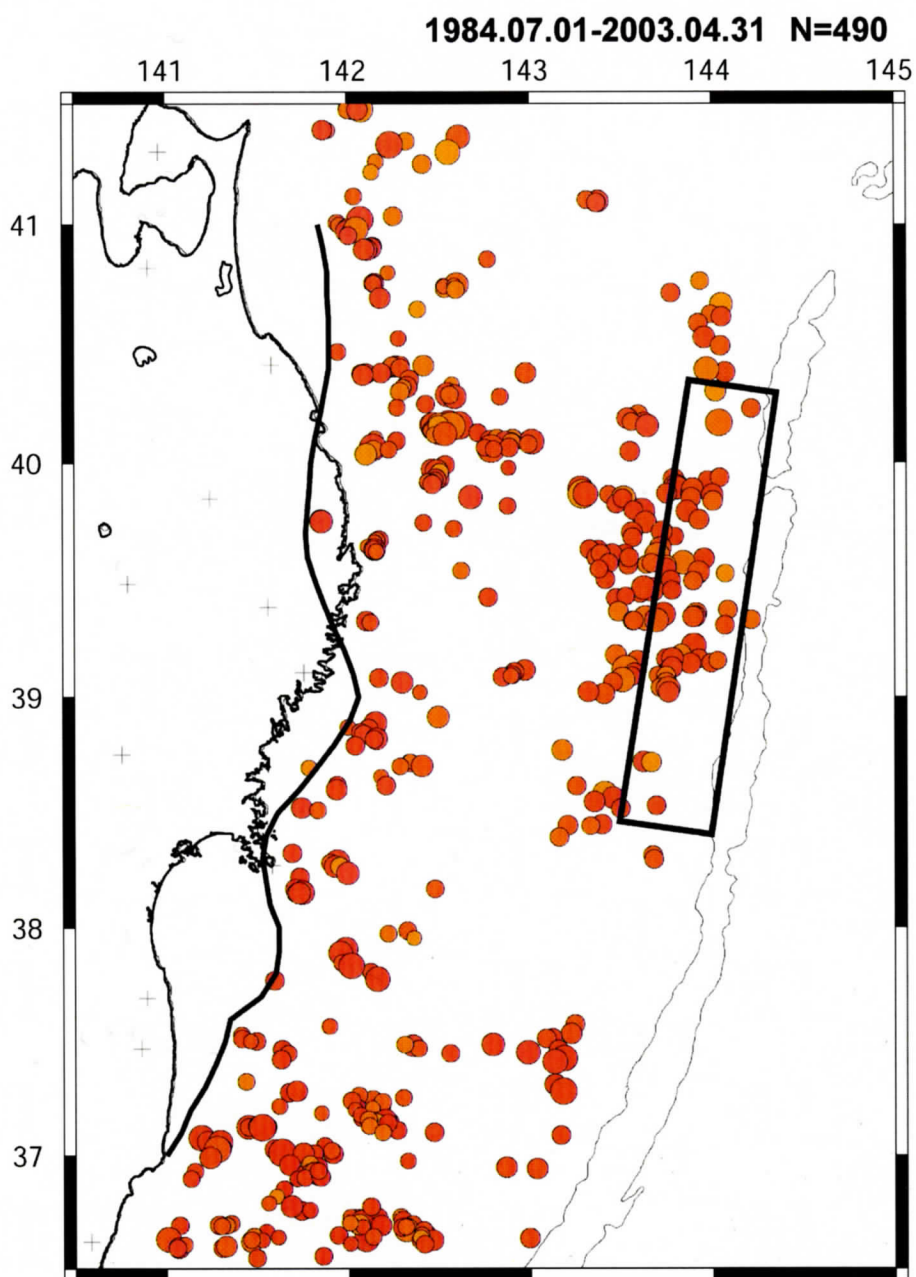


図 6.2 1984 年 7 月～2003 年 4 月について得られた相似地震グループの分布と Tanioka and Satake (1996) による、1896 年の津波地震の震源域 (矩形) の比較. 津波地震の震源域以外は、図 2.6 と同じ.

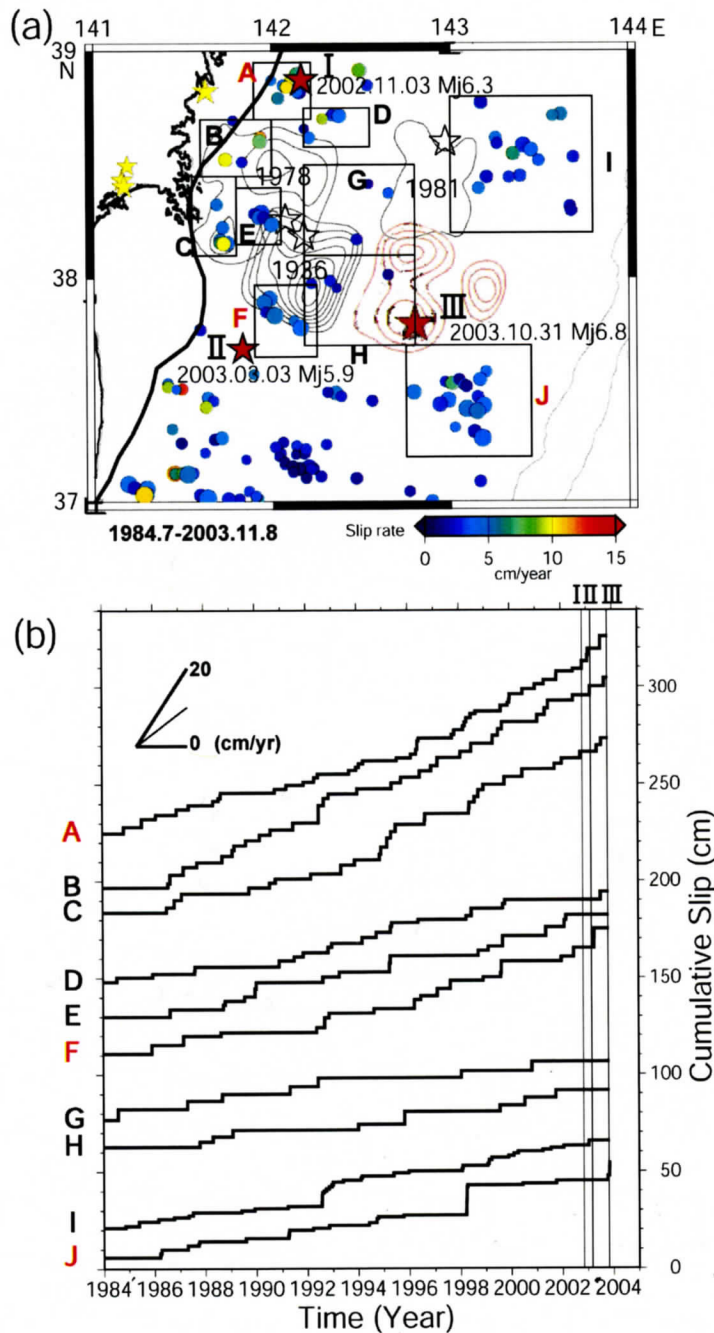


図 6.3 宮城県沖の 1984 年 7 月～2003 年 11 月 8 日の準静的すべりの時空間変化。(a) 相似地震グループの分布と最近のプレート境界での地震活動。1 年以上の活動期間を持つグループについて、全期間での平均のすべりレートをそれぞれの相似地震グループの位置にカラスケールで示す。赤い星は、2002 年 11 月 3 日 (Mj6.3) [イベント I]、2003 年 3 月 3 日 (Mj5.9) (イベント II)、2003 年 10 月 31 日 (Mj6.8) [イベント III] の地震の震央、黒いコンターは Yamanaka and Kikuchi (2003) による 1936 年、1978 年、1981 年の宮城県沖地震のアスペリティ、赤いコンターは東京大学地震研究所地震予知情報センター(2003) による 2003 年 10 月 31 日の地震のアスペリティを示す。(b) 図 6.3a ウィンドウ A-J において平均化した相似地震の積算すべりの時系列。縦棒は、イベント I、II、III の発生時を示す。

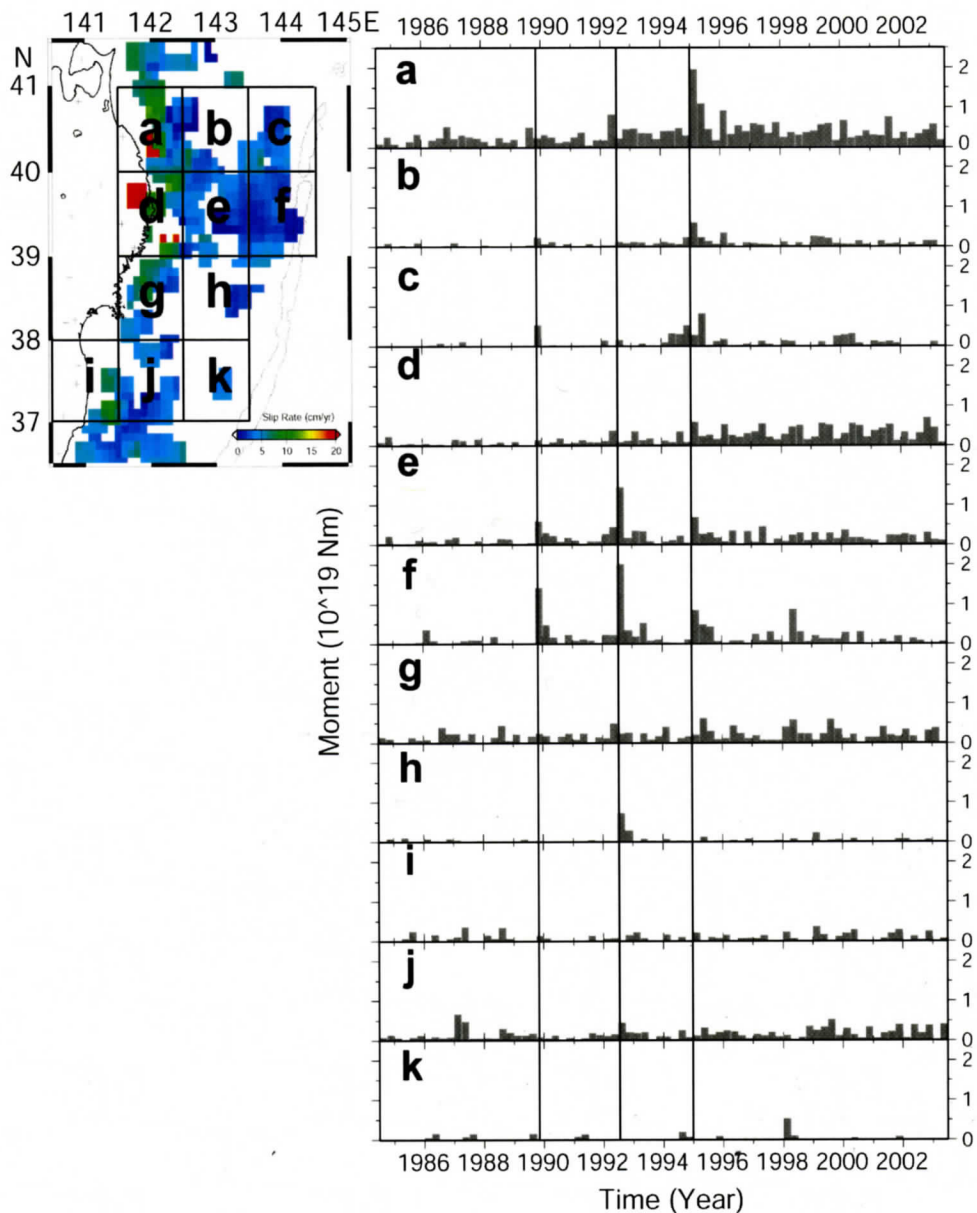


図 6.4 準静的すべりにより解放されたモーメントの時間変化. 左上挿入図 (図 3.7 と同様) に示す a~k の $1^\circ \times 1^\circ$ のウインドウについて, 各年の 1 月 1 日を始点とした 0.25 年ごとに見積もってある. すべり量は挿入図で色がつけてある部分 ($0.3^\circ \times 0.3^\circ$ のウインドウ内に 3 年以上活動している相似地震グループが 3 つ以上存在するウインドウの中心の $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ のパッチ) のみに与えた. 縦の線は 1989 年三陸沖地震, 1992 年三陸沖地震, 1994 年三陸はるか沖地震の発生時を示す.

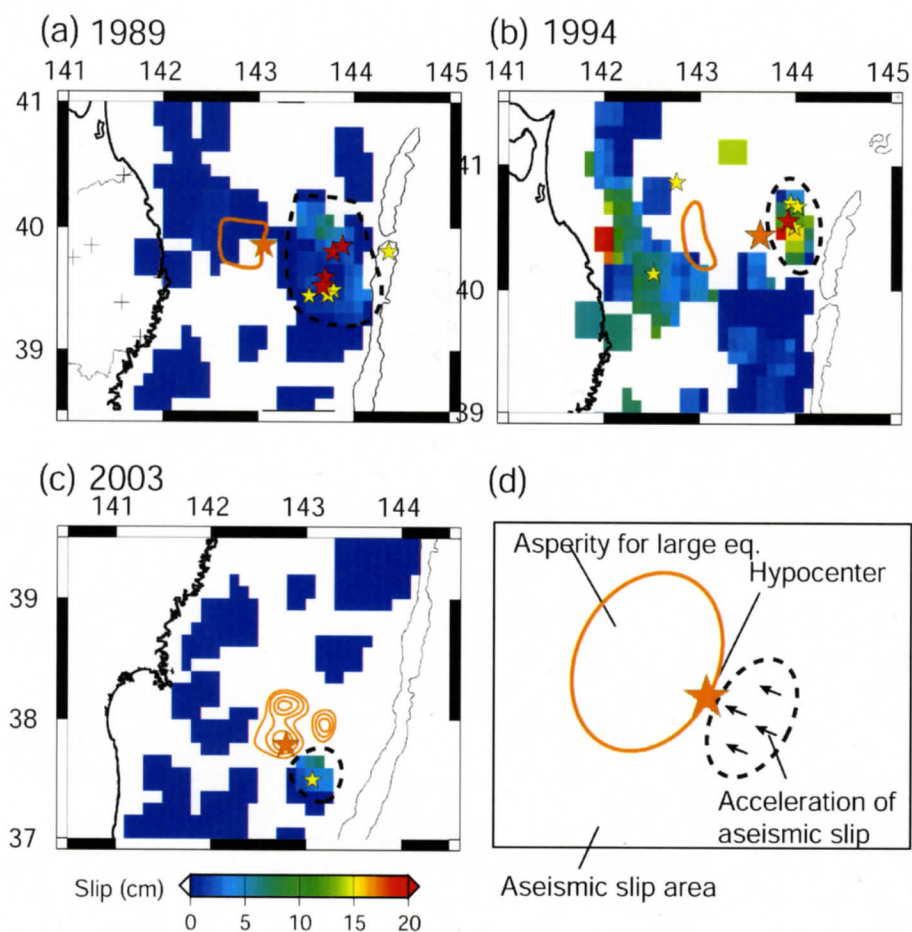


図 6.5 本震前の準静的すべりの加速とアスペリティの位置関係、(a) 1989 年三陸沖地震の前 10 日間 (図 4.4c に加筆)、(b) 1994 年三陸はるか沖地震の前 1 年間 (図 4.10c に加筆)、(c) 2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震の前 1 ヶ月 (図 4.13c に加筆) について示す。本震前にすべり速度の加速が見られたおおよその領域を破線で囲んで示す。(d) 準静的すべりの加速域、アスペリティ、震源の位置関係の模式図。

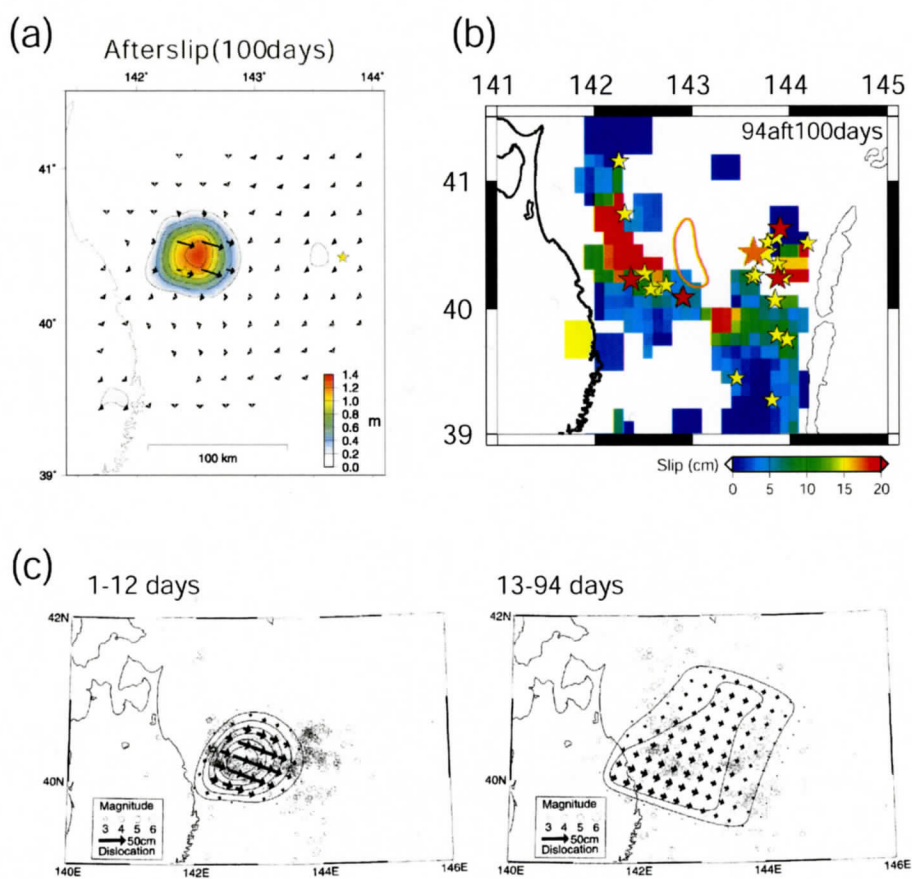


図 6.6 1994 年三陸はるか沖地震後の余効すべり. (a) 八木 (2001) による本震後 100 日間の結果. (b) 相似地震解析により得られた結果. 図 4.10d と同じ. (c) 西村 (2000) による, 本震後 1~12 日 (左) と 13~94 日 (右) の結果.

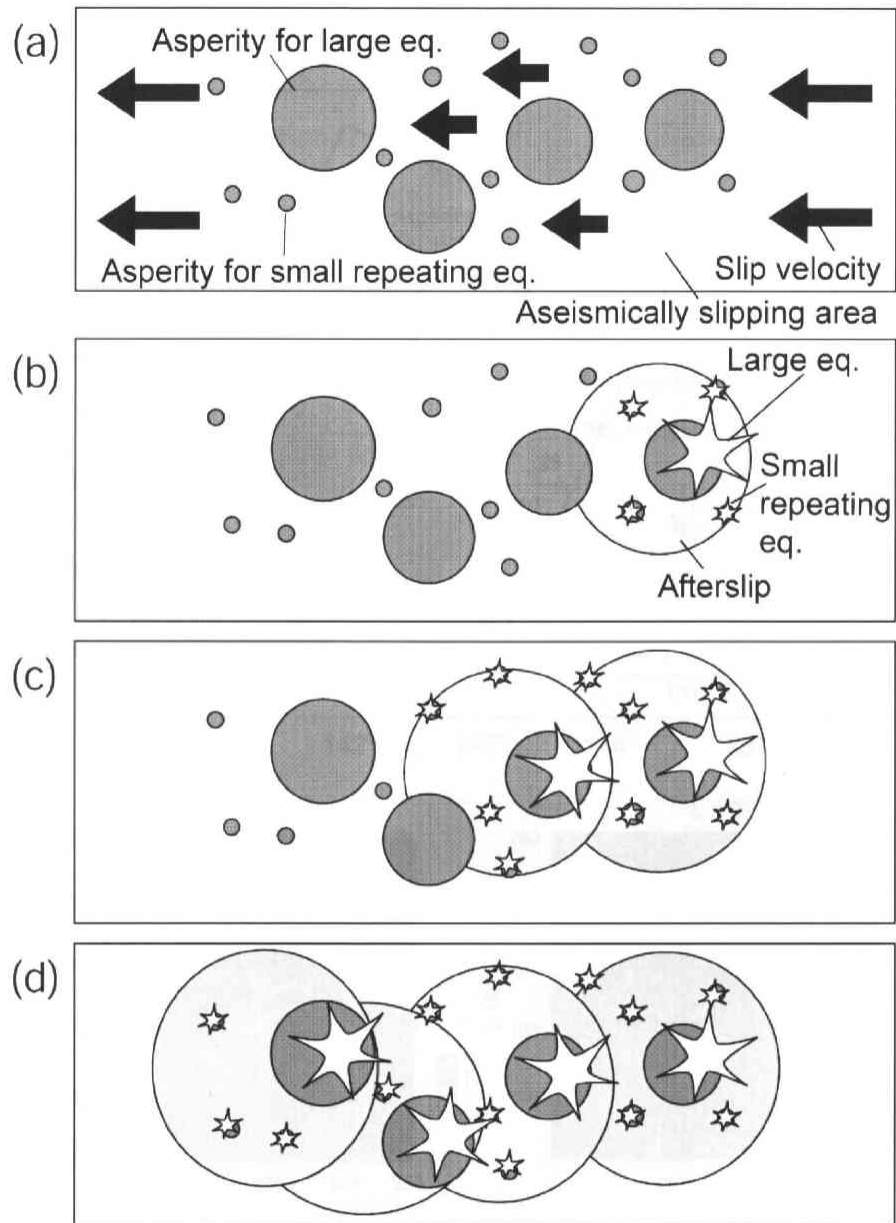


図 6.7 群発地震活動の推移と、相似地震解析から推定された三陸沖の群発地震の発生メカニズムの模式図。準静的すべり領域中に存在するアスペリティが準静的すべりを介して連鎖的に破壊する。

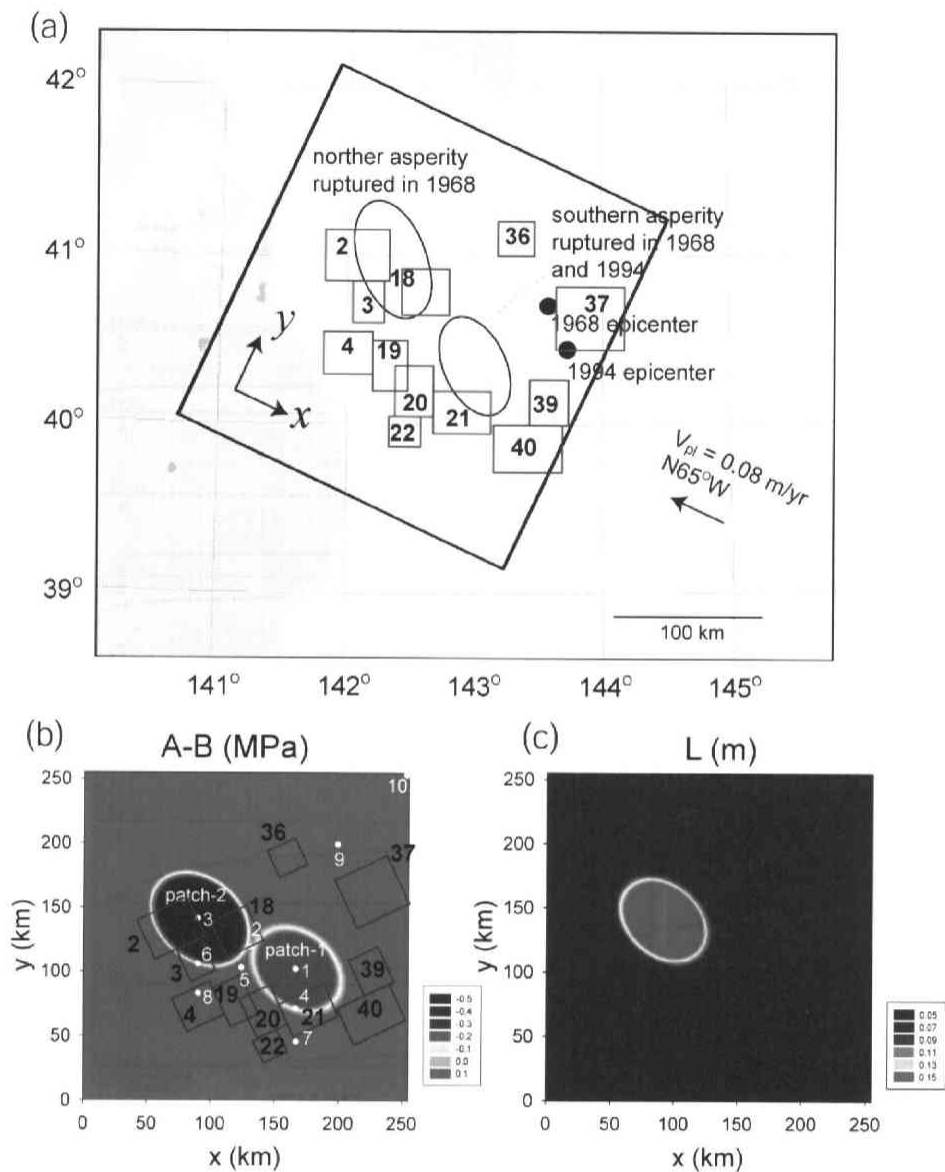


図 6.8 加藤 (2004) によるシミュレーション. (a) 解析対象領域 (黒線矩形) と, 1968 年十勝沖と 1994 年三陸はるか沖地震のアスペリティ. 本研究で相似地震から準静的すべりを推定するのに用いたウインドウ (青い矩形) を加筆した. (b) モデル断層面上の A-B の空間分布. 同じくウインドウの位置を加筆した. (c) モデル断層面上の特徴的すべり量 L の空間分布.

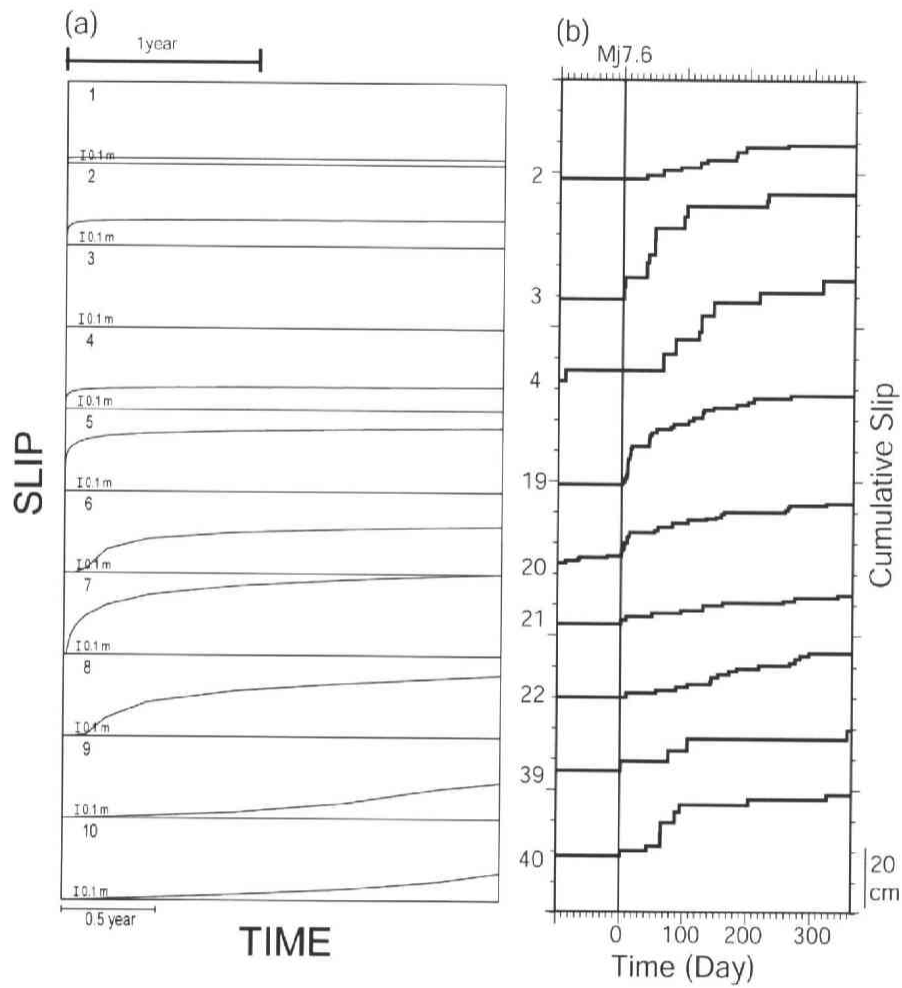


図 6.9 (a) 図 6.8b のパッチ 1 のみを壊した場合 (1994 年三陸はるか沖地震に相当) の余効すべり [加藤 (2004)]. 数字は, 図 6.8b で白い数字と点で示した場所に対応. (b) 本研究で求めた, 1994 年三陸はるか沖地震の 100 日前から 1 年後までの準静的すべりの時間変化. 数字は, 図 6.8 の青いウインドウに対応.

第7章 結論

本研究では、相似地震解析により、東北日本沈み込みプレート境界における準静的すべりの分布域と、そこでのすべりの時間発展の推定を行った。具体的には、2 つ以上の観測点で波形の相互相関係数が 0.95 以上となる、非常に波形の相似性が高い相似地震群を抽出し、それらはプレート境界に位置する小さなアスペリティが、周囲の準静的すべりにより繰り返し破壊することにより発生すると考えて、準静的すべり領域の分布を推定した。さらに、相似地震の積算すべりを求めることにより、最近約 20 年間について、準静的すべりの時間、空間変化を見積もった。

本研究により得られた主な結果は以下の通りである。

- 準静的すべりが卓越する領域が低角逆断層型地震の西縁や、海溝近くの領域に広く分布している。より詳細に見ると、このような領域は地震性すべり領域であるアスペリティと相補的な分布を示す。
- 準静的すべりの時間変化についてみると、プレート境界の深い側にあたる低角逆断層型地震の西縁付近では、ほぼ定常的であるのに対し、海溝近くの領域では、エピソード的なすべりレートの加速が見られる。
- 大きなすべりレートの加速は、大きなプレート境界地震の発生と関連して起きている。これらは、余効すべりと考えられる。
- これまで知られていなかった M6 程度の地震でも余効すべりが見られる。
- 解析期間中に発生した 1989 年三陸沖地震 (Mj7.1)、1992 年三陸沖地震 (Mj6.9)、1994 年三陸はるか沖地震 (Mj7.6)、2003 年 10 月 31 日福島県沖の地震 (Mj6.8) の前に、これらの地震の震源近くで準静的すべりの加速が推定された。このようなすべりが、これらの地震の発生をトリガした可能性がある。
- 1994 年三陸はるか沖地震後に見られた余効すべりや、1997 年～2001 年の準静的すべりのレートは、GPS データの解析結果とおおよそ一致する。

- 大きな地震後には、その地震のアスペリティの近くで積算すべりの立ち上がりが急峻で、離れるにしたがって立ち上がりが鈍い、または、時間遅れが生じる特徴が見られた。これは、準静的すべりの伝播過程を示していると考えられ、このような特徴は、速度-状態依存摩擦構成則によるシミュレーションの結果とも整合する。
- 群発地震や余震期間中に見られた準静的すべりの加速やその伝播は、それらが、群発地震や余震活動の発生の主要なメカニズムの一部となっていることを示す。
- 海溝近くの相似地震の割合が多い領域や、1992年三陸沖地震後、まったく地震を起こさずに準静的すべりが伝播したことが推定された領域は、プレート境界あるいはその付近の構造と関係している可能性がある。

本研究では、これまで地震学的手法では推定することが難しかった準静的なすべりを、相似地震という特徴的な地震を選び出すことによって推定した。沈み込みプレート境界のこれほど広い領域で、約20年という長期間にわたる準静的すべりの時間発展を推定したのは本研究がはじめてである。

準静的すべりについて、最近では、GPSデータのインバージョンによる推定が行われるようになってきたが、本研究ではそれとは全く独立に推定した。相似地震解析は、GPSデータの解析と比べると、陸地から離れた海溝近くでも比較的高い空間分解能を持つこと、GPSデータの解析可能な期間をさらに10年以上さかのぼることができるという利点をもつ。これにより、1989年、1992年の三陸沖地震後の準静的すべりの詳細、大きな地震に先行した準静的すべりの加速をはじめ、多くの新しい知見を得ることができた。

一方、推定された準静的すべりには、GPSデータの解析結果と比較するとおおむね一致するが、量的には合わない部分もある。今後、相似地震グループの同定の高精度化や、すべり量の推定に用いた、地震モーメントとすべり量のスケールリング則の見なおしなどを行っていくことによって、手法、解析のさらなる精緻化をはかる必要がある。また、準静的すべり領域のふるまいについてさらに多くの事例を積み重ねることや、数値シミュレーションの結果などを参考にその物理過程の理解を深めることも必要である。このような取り組みを進めて

いくことによって、プレート境界地震の発生機構の解明やその発生予測の高精度化に貢献できると期待される。

参考文献

- Abe, K., Tectonic implications of the large Shioya-oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289, 1977
- Abe, K., Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892 to 1898, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 415-425, 1994.
- Barrientos, S.E., G. Plafker, E. Lorca, Postseismic coastal uplift in southern Chile, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 701-704, 1992.
- Brown, L.D., R.E. Reilinger, S.R. Holdahl, and E.I. Balazs, Postseismic crustal uplift near Anchorage, Alaska, *J. Geophys. Res.* **82**, 3369-3378, 1977.
- Cohen, S., S. Holdahl, D. Caprette, S. Hilla, R. Safford, and D. Schultz, Uplift of the Kenai Peninsula, Alaska, since the 1964 Prince William Sound earthquake. *J. Geophys. Res.* **100**, 2031-2038, 1995.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophys. J. Int.* **101**, 425-478, 1990.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimation of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.* **21**, 2191-2194, 1994.
- Dragert, H., K. Wang, and T.S. James, A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, **292**, 1525-1528, 2001
- Ellsworth, W. L., Characteristic earthquake and long-term earthquake forecasts: Implications of central California seismicity, in *Urban Disaster Mitigation: The Role of Science and Technology*, edited by F. Y. Cheng and M. S. Sheu, Elsevier, Oxford, 1995
- Evans, K. F., R. O. Burford, and G.C. P. King, Propagating episodic creep and aseismic slip behavior of the Calaveras fault north of Hollister, California, *J. Geophys. Res.*, **86**, 3721-3735, 1981.
- Fitch, T.J., and C.H. Scholz, Mechanism of underthrusting in southwest Japan: A model of convergent plate interactions. *J. Geophys. Res.* **76**, 7260-7292, 1971.

- Fujie, G., J. Kasahara, R. Hino, T. Sato, M. Shinohara, and K. Suyehiro, A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the Japan trench region, *Geophys. Res. Lett.* **29**, 10.1029/2001GL013764, 2002.
- Hanks, T. C., and H. Kanamori, A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348–2350, 1979.
- Hartog, J. R., S. Y. Schwartz, Directivity analysis of the December 28, Sanriku-oki earthquake (Mw=7.7), Japan, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 2037-2040, 1996.
- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595–598, 1997
- Hino, R., S. Ito, H. Shiobara, H. Shimamura, T. Sato, T. Kanazawa, J. Kasahara, and A. Hasegawa, Aftershock distribution of the 1994 Sanriku-oki earthquake (Mw 7.7) revealed by ocean bottom seismographic observation, *J. Geophys. Res.*, **105**, 21,697–21,710, 2000
- 五十嵐俊博, 東北日本弧におけるプレート沈み込み過程—小地震データ解析に基づく研究—, 東北大学博士論文, 116pp., 2000.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, A. Hasegawa, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **108**, 10.1029/2002JB001920, 2003.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, A. Hasegawa, Spacial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquake associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, **106**, 2177–2191, 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 宮城県沖地震の長期評価, 2000
- Kanamori, H., and D. L. Anderson, Amplitude of the earth's free oscillations and long-period characteristics of the earthquake source, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1075–1078, 1975.
- 加藤研一・武村雅之, 強震記録の継続時間から推定される1994年三陸はるか沖地震の破壊伝播特性, *地震*, **49**, 75-83, 1996.

- Kato, N., and T. Hirasawa, Nonuniform and unsteady sliding of a plate boundary in a great earthquake cycle: A numerical simulation using a laboratory-derived friction law, *PAGEOPH*, **155**, 93-118, 1999.
- 加藤尚之, プレート境界面の摩擦パラメーターの推定について —三陸沖のアスペリティを例として—, 地学雑誌, 112, No.6, 印刷中.
- 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.
- Kawasaki, I., Y. Asai, and Y. Tamura, Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench, *Tectonophysics*, **330**, 267-283, 2001.
- Kimata, F., K. Hirahara, and N. Fujii, Interplate coupling changes in the Tokai region, Japan, estimated from the vertical movements by leveling and tide gauge during 1960-2002, *EOS. Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl., Abstract G61A-0978, 2002
- 気象庁, 福島県沖の地震活動, 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 2003年11月の地震活動の評価, 2003
- 松澤暢・仁田交市・河野俊夫・長谷川昭, 広帯域地震計で捉えられた三陸はるか沖の低周波地震, 日本地震学会予稿集, **1992 No.2**, 83, 1992.
- 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, 平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)成果報告書, 1995
- Matsuzawa, T., T. Igarashi, and A. Hasegawa, Characteristic small earthquake sequence off Sanriku, Japan, *Eos Trans. AGU*, 80, no. 46, F724, 1999.
- 松澤暢, 地震予知の戦略と展望, 地学雑誌, **110**, 771-783, 2001.
- 松澤暢・内田直希, 地震観測から見た東北地方太平洋下における津波地震発生の可能性, 月刊地球, **287**, 368-373, 2003

- Matsuzawa, T., T. Igarashi, and A. Hasegawa, Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL014632, 2002
- Miura, S., K. Tachibana, T. Sato, K. Hashimoto, M. Mishina, N. Kato, and T. Hirasawa, Postseismic slip events following interplate thrust earthquakes occurring in subduction zone, Proceedings of CRCM '93, 83-84, 1994.
- 三浦哲・立花憲司・佐藤俊也・橋本恵一・三品正明・平澤朋郎, 沈み込み帯プレート境界に発生する低角逆断層型地震に伴ったポストサイスミックスリップ, 日本地震学会予稿集, **1993 No.2**, 126, 1993.
- Mogi, K., Temporal variation of crustal deformation during the days preceding a thrust-type great earthquake – The 1944 Tonankai earthquake of magnitude 8.1, Japan, *PAGEOPH* **122**, 765-780, 1984.
- 室谷智子・菊地正幸・山中佳子, 1938年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程, 惑星科学関連学会 2003年合同大会, S052-003, 2003.
- Nadeau, R. M., W. Foxall, and T. V. McEvelly, Clustering and periodic recurrence of microearthquake on the San Andreas fault at Parkfield, California, *Science*, **267**, 503-507, 1995
- Nadeau, R. M., and T. V. McEvelly, Seismological studies at Parkfield V: Characteristic microearthquake sequences as fault-zone drilling targets, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **87**, 1463–1472, 1997.
- Nadeau, R. M., and L. R. Johnson, Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 790–814, 1998.
- Nadeau, R. M., and T. V. McEvelly, Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes, *Science*, **285**, 718–721, 1999.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究 – 1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較 –, *地震*, **54**, 267-280, 2001.

- Nakayama, W., 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.
- 西村卓也, 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, 東北大学博士論文, 123pp., 2000.
- 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 northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217-238, 2000.
- Okada, T., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, Comparison of source areas of M4.8+/- 0.1 earthquakes off Kamaishi, NE Japan – Are asperities persistent features?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **213**, 361-374, 2003
- 小沢慎三郎・村上亮・海津優・畑中雄樹・鷺谷威・矢来博司・西村卓也, 東海地方の異常地殻変動の最近の状況, 日本地震学会予稿集, P200, 2002.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes, and C. H. Scholz, Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14,133-14,159, 1993.
- Peterson, E. T., and T. Seno, Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10,233-10,248, 1984.
- Sato, T., K. Imanishi, and M. Kosuga, Three-stage rupture process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 33-36, 1996.
- 仙台管区气象台, 三陸はるか沖の地震活動 (1989年10月27日~11月18日), 地震予知連絡会会報, 43, 38-48, 1990.
- Steinbrugge, K. V., and E. G. Zacher, Fault creep and property damage, *Bull Seismol. Soc. Am.* **50**, 389-396, 1960.
- 迫田浩司, 三陸沖プレート間カップリング遷移域の地震活動特性の研究, 東北大学修士論文, 2003.

- 諏訪謡子, 3次元変位速度場から推定した東北日本のプレート間カップリングの時空間変化, 東北大学修士論文, 82pp., 2002.
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana, Inter-plate coupling beneath the NE Japan arc inferred from 3 dimensional crustal deformation, IUGG, JSG01/08P/D-002, 2003.
- Tanioka, Y., L. Ruff, and K. Satake, The Sanriku-oki, Japan, earthquake of December 28, 1994 (Mw 7.7): Rupture of a different asperity from a previous earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1465-1468, 1996.
- Tanioka, Y., and K. Satake, Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1549-1552, 1996.
- Tocher, D., Creep rate and related measurements at vineyard, California, *Bull Seismol. Soc. Am.* **50**, 396-404, 1960.
- 東北大学理学部, 東北地方およびその周辺の微小地震活動 (1995年11月~1996年4月), 地震予知連絡会会報, 56, 50-73, 1996
- 東京大学地震研究所地震予知情報センター, 10月31日福島県沖地震 (Mj6.8), EIC地震学ノート, 141, 2003.
- Tse, S. T., and J. R., Rice, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9,452-9,472, 1986.
- Tsuru, T., J.-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kido, and T. Hayashi, Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JB001664, 2002.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 10.1029/2003GL017452, 2003.

- Uchida, N., T. Matsuzawa, T. Igarashi, and A. Hasegawa, Pre- and post-seismic slip on the plate boundary off Sanriku, NE Japan associated with three interplate earthquakes as estimated from small repeating earthquake data, submitted to *Tectonophysics*, 2004.
- 宇津徳治, 地震学, 第2版, 310pp., 1984.
- 宇津徳治, 地震活動総説, 876pp., 1999.
- 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.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, New version of the generic mapping tools released, *Eos Trans. AGU*, **76**, 329, 1995
- Whitten, C. A., and C. N. Claire, Analysis of geodetic measurements along the San Andreas fault, *Bull Seismol. Soc. Am.* **50**, 404-415, 1960.
- Wyss, M., A. Hasegawa, S. Wiemer, and N. Umino, Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989, M7.1 off-Sanriku earthquake, Japan, *Annali Di Geofisica*, **45**, 851-869, 1999.
- 八木勇治, 日向灘と三陸沖における地震時滑りと非地震性滑りの相補関係, 東京大学博士論文, 57pp, 2001.
- Yagi, Y., and M. Kikuchi, Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan., *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 10.1029/2002GL015664, 2003.
- 山中佳子・菊地正幸, 日本付近のアスペリティマップ 東北編, 地球惑星科学関連学会 2001年合同大会, Sy-005, 2001.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, submitted to *J. Geophys. Res.*, 2003.

参考論文

1.

Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Toshihiro Igarashi and Akira Hasegawa, Interplate quasi-static slip off Sanriku, NE Japan, estimated from repeating earthquakes, Geophys. Res. Lett., 30, 10.1029/2003GL017452, 2003.

2.

Naoki Uchida, Toshihiro Igarashi, Toru Matsuzawa, and Akira Hasegawa, Interplate quasi-static slip estimated from repeating earthquake analyses in the Northeastern Japan subduction zone, Tohoku Geophys. Journ., 36, 531-534, 2003.(Extended abstract)

3.

松澤暢・内田直希, 地震観測から見た東北地方太平洋下における津波地震発生の可能性, 月刊地球, No.25, 368-373, 2003.

4.

内田直希・西村太志・吉本和生・中原恒・佐藤春夫・大竹政和・田中聡・浜口博之, 1998年岩手県内陸北部地震前後の地震波速度変化, 地震 2, 55, 193-206, 2002

5.

Takeshi Nishimura, Naoki Uchida, Haruo Sato, Masakazu Ohtake, Satoru Tanaka and Hiroyuki Hamaguchi, Temporal changes of the crustal structure associated with the M6.1 earthquake on September 3, 1998, and the volcanic activity of Mount Iwate, Japan, Geophys. Res. Lett., 27, 269-272, 2000.

6.

吉本和生・内田直希・佐藤春夫・大竹政和・平田直・小原一成, 長町-利府断層(宮城県中部)近傍の微小地震活動, 地震 2, 52, 407-416, 2000.