

学位論文

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

平成 13 年 12 月博士（理学）申請
東京大学大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻
八木勇治

要旨

Global Positioning System (GPS) 連続観測網の整備に伴い、プレート境界における非地震性滑りが時間変化することが明らかになってきた。本論文では、非定常的な非地震性滑りを「間欠的なゆっくり滑り」と呼ぶ。間欠的なゆっくり滑りの時定数は、数時間から数ヶ月で、通常の地震に比べて非常にゆっくりとした断層滑りである。また、アセノスフェアにおける粘性緩和の時定数（約数年から数十年）より有意に短い。大規模な間欠的なゆっくり滑りは、地震発生領域における応力の再配分をもたらすため、大地震の応力蓄積過程を考える上で重要である。しかし、地震時滑り領域と間欠的なゆっくり滑り領域とがどのような空間的な関係にあるのかは、必ずしも明らかになっていない。本論文では、「地震時滑り領域と非地震性滑り領域（特に、間欠的なゆっくり滑り領域）が、重なるのか否か？」を明らかにすることを目的に、日向灘地域と三陸沖地域で発生した地震時滑り領域と非地震性滑り領域を同定した。二つの領域では、大地震の発生間隔が短く、大規模な間欠的なゆっくり滑りが観測されている。

日向灘における非地震性滑りの解析には、国土地理院によって観測された 900 日間の GPS 連続記録を使用した。三陸沖における地震時滑りと非地震性滑りの解析には、国土地理院と弘前大学で観測された 100 日間の GPS 連続記録を使用した。本論文では、GPS 連続記録から直接プレート境界面における滑りの時空間変化を求めるために、境界面における滑りの時空間分布を未知数として、一次のスプライン関数で基底関数展開した。ここで、地震時滑りについては、滑り時間関数をステップ関数で近似した。また、地震時滑りと非地震性滑りを分離するために、地震波解析から得られた地震時滑り分布を先験的な情報として採用した。

日向灘における解析の結果、同地域で発生した最大規模の地震である 1968 年日向灘地震 (M_w 7.5) における地震時滑り量が大きい領域（アスペリティ）は常に固着していること、アスペリティ・間欠的なゆっくり滑り領域・定常的な滑り領域はそれぞれ相補的な関係にあることが明らかになった。

三陸沖地域における解析の結果、1994 年三陸はるか沖地震 (M_w 7.7) のアスペリティとそれに伴う間欠的なゆっくり滑り領域（余効滑り領域）は、互いに相補的な関係にあることが明らかになった。最大余震は、余効滑り領域の縁に位置しており、余効滑りによって誘発されたことが示唆される。これらの結果は、それぞれの領域が異なる滑り特性を持つことを示す。

間欠的なゆっくり滑りの深さ範囲は、日向灘で 15~40km、三陸沖で 20~50km の範囲であり、プレート間地震発生領域の深さ範囲（日向灘：10~20km、三陸沖：10~50km）と重なる。間欠的なゆっくり滑りの深さ範囲は、温度の効果のみで説明できず、蛇紋岩化等の物性の変化を考える必要がある。

三陸沖の地震カップリング率は、地域全体の平均で 30%と低い値を持つ。しかし、細かく見ると、地震カップリング率がほぼ 100%で地震時滑りにより歪みを解放する領域と、地震カップリング率がほぼ 0%で間欠的なゆっくり滑りもしくは定常的なゆっくり滑りにより歪みを解放する領域に分けることができる。

目次

要旨		i
目次		iii
1-	はじめに	1
1-1.	背景と動機	1
1-2.	解析領域	3
1-3.	本研究の目的	4
2-	日向灘における地震時滑り領域と非地震性滑り領域の関係	5
2-1 .	観測データ	5
2-2 .	解析手法	7
2-3 .	結果と議論	14
3-	1994年三陸はるか沖地震と余効滑りの関係	17
3-1 .	観測データ	17
3-2 .	解析手法	18
3-3 .	結果と議論	19
4-	議論	21
4-1 .	相補的滑り摩擦特性	21
4-2 .	深さ分布	22
4-3 .	非地震性滑りと地震活動の関係	23
5-	結論	25
謝辞		26
参考文献		27
図一覧		32
図		34
著者業績一覧		57

Chapter 1.

はじめに

1-1. 背景と動機

地震とは、地殻またはマントル内に蓄積された歪みエネルギーを瞬時に解放する自然現象である。大地震は瞬時に巨大なエネルギーを解放するために、人間活動に甚大な被害をもたらす。地震災害を軽減する上でも、地震というダイナミックな自然現象を研究してゆくことは重要である。沈み込み帯で発生するプレート間大地震は、繰り返し間隔が短いため、多くの地震学的・測地学的なデータが蓄積されている。特に近年の観測網の整備に伴い、時間・空間に対して分解能の高いデータが得られている。本論文では、これらのデータを使用して、沈み込み帯におけるプレート間滑りの運動学的なモデルの構築を試みる。

沈み込み帯におけるプレート間滑りとして、地震時の動的な滑り（地震時滑り）と地震動を伴わない非地震性滑りがあることが指摘されてきた（例えば、Lay *et al.*, 1982; Peterson and Seno, 1984）。近年の時間分解能のある測地観測により、沈み込み帯における非地震性滑りに揺らぎが存在することが明らかになってきた。例えば、Kimata (1992)は、東海地域において海洋プレートの沈み込み方向とほぼ平行な測線で光学測距を行い、プレートの沈み込みに伴う辺長変化は一定速度で進行するのではなく時間的に揺らいでいることを指摘している。

1990年代に入り、Global Positioning System (GPS) 連続観測網の整備に伴い、連続した地殻変動がミリメートルの精度で決定されるようになった。この高精度かつ連続した地殻変動データより、沈み込み帯において非地震性滑りが時間変化することが明らかになった（例えば、Heki *et al.*, 1997; Hirose *et al.*, 1999; Bürgmann *et al.*, 2001; Yagi *et al.*, 2001; Dragert *et al.*, 2001）。本論文では、非定常的な非地震性滑りを「間欠的なゆっくり滑り」と呼ぶ。間欠的なゆっくり滑りの時定数は、数時間から数ヶ月であり、通常地震の時定数（秒スケール）に比べて非常に長い。また、アセノスフェアにおける粘性緩和の時定数である数年から数十年(Thatcher *et al.*, 1980)より有意に短い。間欠的なゆっくり滑りには、地震に伴って発生する場合（例えば、Heki *et al.*, 1997; Yagi *et al.*, 2001; Bürgmann *et al.*, 2001）と、独立して発生する場合（例えば、Hirose *et al.*, 1999; Gao *et al.*, 2000; Dragert *et al.*, 2001）がある。

地震に伴う間欠的なゆっくり滑りは、主に大地震後に観測され、After-slip（余効滑り）と呼ばれている（Scholz 1990）。余効滑りは、観測点が密に存在するサンアンドレアス断層沿いで数多く観測されており、安定滑り領域における地震後の応力緩和現象で説明されてい

場合が多い(例えば, Wesson, 1987; Marone *et al.*, 1991; Rilinger *et al.*, 2000). 沈み込み帯における余効滑りが十分に時間分解能のある GPS 観測網で観測されたのは, 1994 年三陸はるか沖地震が初めてである. この余効滑りは 1 年間でモーメントマグニチュード (M_w) にして 7.7 のモーメントを解放している (Heki *et al.*, 1997). このように短期間で M7 クラスの地震モーメントを解放する余効滑りは, 1996 年の日向灘地震や 1997 年のカムチャツカ地震の際にも観測されている (Yagi *et al.*, 2001, Bürgmann *et al.*, 2001). 余効滑りに対して, 地震前に観測される滑りはプレスリップと呼ばれており, 地震予知の鍵になると注目されている (例えば, Linde *et al.*, 1996). しかし, その特徴を定量的に明らかにしたケースは少ない.

沈み込み帯における地震活動と独立に発生する間欠的なゆっくり滑りは, 東京湾 (広瀬・他, 2000), 房総半島沖 (多田・他, 1997; 原田・他, 2000), 日向灘 (Hirose *et al.*, 1999; Ozawa *et al.*, 2001; Yagi *et al.*, 2001), カスケード地域 (Dragert *et al.*, 2001), 北海道地域 (藤井・他, 2001) など多くの場所で観測されている. これらの間欠的なゆっくり滑りは, いずれもプレート境界面で発生していると考えられる. 規模は M_w 5~7 であり, 時定数は数時間~数ヶ月程度である. カスケードで発生した間欠的なゆっくり滑りでは, 滑り領域が時間と共に移動することが指摘されている (Dragert *et al.*, 2001).

上で述べたように, 沈み込み帯における大規模な間欠的なゆっくり滑りは, M7 クラスのモーメントを解放すること, 滑り領域が時間変化することが指摘されてきた. このような間欠的なゆっくり滑りは, 地震発生領域における応力の再配分をもたらす. 従って, 間欠的なゆっくり滑りと近傍における地震活動の関係を理解することは, 今後の地震活動を予測する上で重要である. しかし, 地震時滑りと間欠的なゆっくり滑りがどのような関係にあるのかは, 必ずしも明らかになっていない. 二つの場合が考えられる. 一つは, 地震時滑り領域と間欠的なゆっくり滑り領域が重なっている場合, もう一つは, 地震時滑り領域と間欠的なゆっくり滑り領域が空間的に相補的な関係にある場合である. 二つのモデルのいずれかを選択することで, 大地震の応力蓄積過程の解釈は大きく異なる. 前者の場合には, 間欠的なゆっくり滑りが地震時滑り領域の応力を解放する. 後者の場合では, 間欠的なゆっくり滑りにより地震時滑り領域に応力が付加される. 従って, 仮想震源領域がどのような状態にあるのか理解する上で, 両者の関係を明らかにすることは重要である. この問題に答えを出すためには, 大地震の地震時滑り分布と, 間欠的なゆっくり滑り分布を比較することがもっとも直接的である.

大中規模のプレート間地震の活動が活発で, 間欠的なゆっくり滑りが観測されている地域として, 日向灘と三陸沖がある. 同地域で発生した地震は, アメリカによって設置された世界標準地震計観測網 (WWSSN: World-Wide Standardized Seismograph Network), 日本の気象庁が設置した低倍率の強震計観測網等によって観測されており, 長期間の地震波形データが保存されている. これらの記録は大地震の破壊過程 (震源過程) の情報を有しており, 最新の震源インバージョン法を適用することにより, 2 世代に渡る大地震の震源過程を

求めることが可能となっている。本論文では、この二つの地域に着目して解析を行う。

1-2. 解析領域

日向灘地域

日向灘は、フィリピン海プレートがユーラシアプレートもしくはアムールプレートの下に約 50 ~ 65 [mm/year] の速度で沈み込んでいる (Seno, 1993; 小竹・他 1998; Heki *et al.*, 1999)。この沈み込みに伴い、低角逆断層型の地震が卓越している (図 1-1)。同地域の大地震の多くは典型的な海溝沿いのプレート間地震である (Shiono, 1980)。

南海トラフ沿いでは、1944 年東南海地震 ($M_{JMA}7.9$) や 1946 年南海道地震 ($M_{JMA}8.0$) のように M8 クラスの巨大地震が発生するのに対して、日向灘における地震の最大規模は 1968 年日向灘地震の $M_{JMA}7.5$ で、M8 クラスの巨大地震は観測されていない (石原・吉田, 1992; Utsu, 1974)。また同地域では M7 クラスの地震が 10 ~ 30 年の短い間隔で繰り返し発生しており (Utsu, 1974)、これらの大地震の震源域が重なっているか、もしくは相補的になっているかは、同地域のカップリングや地震活動を理解する上で重要である。

八木・他 (1998) は、1968 年日向灘地震とその周辺で発生した大中地震の震源領域を求めて、プレートの断裂帯や、プレートの沈み込み角度の変化領域で、動的な破壊伝搬が停止していることを明らかにした。この動的な破壊伝搬を抑制した領域 (バリア) は、プレート運動に伴う歪みをどのようにして解放するのか調べる必要がある。

三陸沖地域

三陸沖では、太平洋プレートが北米プレートの下に約 80 [mm/year] の速度で沈み込んでいる (Demets *et al.*, 1990, 1994)。この沈み込みに伴い、低角逆断層の地震活動が卓越している (図 1-2)。ここでは、1968 年十勝沖地震 ($M_{JMA}7.9$) のように M8 クラスの巨大地震が発生する。この地震は、低角逆断層型のプレート間地震であり、複数の滑り量が大きな領域 (アスペリティ) から構成されていることが分かっている (Kikuchi and Fukao, 1985)。1853 年の地震は震度や津波の分布が 1968 年十勝沖地震と似ていることが指摘されている (羽鳥, 1973)。この地震の前に 1677, 1763 年にも同様の大地震があったので、この地域は M8 クラスの巨大地震が約 100 年間隔で繰り返し発生している可能性がある (Utsu, 1974; Hatori, 1975)。その一方で、1901 年, 1931 年, 1994 年と M7.5 クラスの地震が、不規則な時間間隔で発生する。M8 クラスの巨大地震と、M7.5 クラスの大地震の関係をどのように解釈するかは、同地域の地震活動を理解する上で重要である。これに関連して、良質な地震記録と測地記録がある 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震との関係について調べられている。1994 年三陸はるか沖地震の余震領域は、1968 年十勝沖地震の余震領域の南半分と

一致する．三陸沖における巨大地震と大地震の関係を理解する上で，この2つのプレート間地震のアスペリティが重なっているかどうかは重要である．

1994年三陸はるか沖地震のアスペリティは，1968年十勝沖地震の滑りが小さかった領域であるという報告があるが (Tanioka *et al.*, 1996; Schwartz, 1999)，重なるアスペリティと重ならないアスペリティがあるという報告 (Nakayama and Takeo, 1997) もあり，最近まで討論されてきた．永井・他 (2001) は，この問題に決着をつけるために，二つの地震の震源過程を同一の手法で明らかにし，1994年三陸はるか沖地震のアスペリティは，1968年十勝地震のアスペリティの一つと一致することを示した．

三陸沖で発生する地震に付随して，大規模な余効滑りが観測されているケースが多い．1992年三陸沖地震 (M_{JMA} 6.9) に続いて，東北地域の地殻変動観測所の伸縮計に時定数が0.5～2日の非定常的な変動が観測された．この記録より，M7以上の規模の余効滑りが発生した可能性が指摘されている (Kawasaki *et al.*, 1995)．前節で述べたように，1994年三陸はるか沖地震に伴い大規模な余効滑りが観測されている．これらの余効滑りとアスペリティがどのような関係にあるのか調べることは，同領域の大地震の地震活動を理解する上で重要である．

1-3. 本研究の目的

近年の国土地理院による GPS 観測網の整備にともない，空間的に高密度な地殻変動の連続記録が精度よく求められている (多田・他, 1997)．これらの GPS 連続記録は，地震時滑り分布，プレート間の固着の影響であるバックスリップ分布 (Savage, 1983)，間欠的なゆっくり滑りの時空間変化の情報を有している．従って，GPS 連続記録にインバージョン法を適用することにより，地震時滑り分布・非地震性滑りの時空間変化を求めることができる．本論文では，GPS 連続記録から直接プレート境界面における滑りの時空間変化を求めるプログラムを開発する．ここで，地震時滑りと非地震性滑りを分離するために，地震波形から得られた地震時滑り分布を先験的な情報として採用することを試みる．開発した手法を日向灘と三陸沖で発生したイベントに適用して，地震時滑り領域・間欠的なゆっくり滑り領域・定常的な滑り領域の関係を明らかにする．

Chapter 2.

日向灘における地震時滑り領域と非地震性滑り領域の関係

2-1. 観測データ

GPS 連続観測が行われるようになり，時間分解能のある地殻変動がミリメートルスケールの精度で決定できるようになった．日本列島では，1993 年から国土地理院によって GPS 連続観測網の整備が開始され，1997 年までに全国で約 900 箇所にのぼる連続観測点が設置されている（多田・他，1997）．これらの観測点では，毎日 24 時間，原則として 30 秒間隔の GPS 衛星が発信する二つの周波数帯の位相データを記録している．24 時間分の全点の位相データを同時処理することで，各点の正確な座標が推定されている．

西南日本と九州で観測された 1996 年から 1999 年までの定常的な変位速度を図 2-1 に示す．四国や九州の北側では，海洋プレートと大陸プレートが固着している影響であるバックスリップ（Savage, 1983）による北西方向へのベクトル場が顕著なのに対して，南に行くに従い東向き，すなわち大陸から離れる方向に運動している．この東向きの運動は琉球諸島において一層顕著になることが指摘されている（例えば，鷲谷・他，1999）．この東向きの運動は，西南日本がユーラシアプレートとは別のアムールプレートに属するという考え（Heki *et al.*, 1999）や，東シナ海の下における熱い物質の湧き出しによるという考え（Seno, 2001）など諸説がある．

1996 年から 1998 年にかけて，非定常的な変動が国土地理院の GPS 観測網によってとらえられた．図 2-2 に 1996 年から 1999 年にかけて日向灘周辺で観測された GPS 連続記録を示す．1996 年 10 月，12 月の日向灘地震の震源領域にもっとも近い観測点では，地震時滑り伴うステップ的な変位と，余効滑りに伴うゆっくりとした地殻変動が観測されている．それに対して，北側の観測点では，10 月，12 月の日向灘地震のステップ的な地殻変動は見られないが，12 月の地震の後，ゆっくりとした地殻変動が見える．この地殻変動は，12 月の地震の余効滑り領域より十分に離れていること，足摺岬近傍の狭い範囲で観測されていることを考慮すると，1996 年の日向灘地震における一連の地殻変動とは独立した変動である可能性が高い．このゆっくりとした変動は，時間と共に豊後水道近傍の観測点に伝搬しているように見える．

プレート境界における非地震性滑りの時空間変化を求めるために，1996 年 6 月から 900 日間の GPS 連続記録を解析に使用した．解析には，非定常的な変動が観測された豊後水道近辺を大きく囲むように，国土地理院の GPS 観測点 58 点の上下水平動 3 成分を使用した（図

2-2). ここで、できるだけ背弧拡大運動の影響を避けるため、南九州の観測点は使用しなかった。固定点は、プレート境界から十分に遠い対馬の観測点とした。観測点の設置時期は各観測点によって異なる。そのため、22 点の観測点では、観測が始められた 1997 年 4 月からの GPS 連続記録を解析に使用した。

国土地理院の GPS 連続観測点には複数のアンテナ機種が混在している。そこで、国土地理院の定常解析では、機種ごとに観測網 (Trimble 観測網, Ashtech 観測網, Leica 観測網) を構築して観測点の位置を決定している (宮崎・畑中, 1998)。各観測点の GPS 連続記録には、固定点の観測誤差によるバイアス、各観測網固有のバイアスが含まれている。これらのバイアスは日本全国の観測記録に含まれるため、スタックすることにより見積もることが可能である。本論文では、Yagi *et al.*, (2001)と同様にして、以下の手順でバイアスを取り除いた。

j 観測点の時刻 t における変位 $G_j(t)$ には、初期の位置: O_j , 定常的な変位: $V_j t$, 断層滑りによる変位: $S_j(t)$, Local benchmark motion: $LB_j(t)$, 観測誤差の成分が含まれている。ここで、Local benchmark motion はブラウン運動に似た空間に対して無相関な変動で、 $[\text{mm}/\text{year}^{0.5}]$ のスケールで時間と共に分散量が大きくなる (Wyatt, 1982, 1989; Langbein and Johnson, 1997)。観測誤差は、観測点固有で分散の誤差: $e_j(t)$, i 観測網におけるバイアス: $E_i(t)$ に分割することができる。従って、変位 $G_j(t)$ は、

$$G_j(t) = O_j + V_j t + S_j(t) + LB_j(t) + e_j(t) + E_i(t) \quad (2-1)$$

と書くことができる。 i 観測網における日本中の変位記録を足し合わせると、(式 2-1)より、以下の式が得られる。

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N G_j(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (O_j + V_j t) + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N S_j(t) + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [LB_j(t) + e_j(t)] + E_i(t) \quad (2-2)$$

ここで、断層滑りによる変位 $S_j(t)$ は局所的に観測されていること、右辺の第 3 項の $LB_j(t) + e_j(t)$ は空間的にに対して無相関であることに着目すると、右辺の第 2 項と第 3 項は無視できる。

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (S_j(t) + LB_j(t) + e_j(t)) \approx 0 \quad (2-3)$$

従って、(式 2-2)は次式のように近似することができる。

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N G_j(t) \approx \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N O_j + \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N V_j t + E_i(t) \quad (2-4)$$

右辺の第1項と第2項は直線近似することにより取り除くことができるので、 i 観測網におけるバイアス $E_i(t)$ を推定することができる。本研究では、求められたバイアスを取り除いた変位 $G_j^c(t) = G_j(t) - E_i(t)$ を解析に使用した。図 2-3 に対馬の観測点を固定点とした変位 $G_j(t)$ とバイアスを取り除いた後の変位 $G_j^c(t)$ を示す。 $G_j^c(t)$ は $G_j(t)$ と比べて分散が2倍程度小さくなっている。GPS 連続記録のサンプリング間隔は1日である。本論文では、安定に解を求めるため、5日間の移動平均を取り、5日間隔でサンプリングしたデータセットを作成し、インバージョン解析に使用した。

2-2. 解析手法

バックスリップモデル

沈み込み帯では、海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込んでおり、プレート境界面で地震時滑り、非地震性滑りが発生している。長期間の平均を見ると、プレート境界面ではプレート間の相対運動に対応する量の滑りが生じていると考えられている。短い時間スケールで考えると、プレート間の摩擦により、境界面の一部は固着して滑りが生じない領域が存在する。この固着領域で歪みが蓄積され、それが限界値を越えると地震時滑りもしくは間欠的なゆっくり滑りにより歪みを解放することが期待される。海洋プレートと大陸プレートが固着していることによる地殻変動をモデル化するのに用いられる概念として、Savage (1983) によって提唱されたバックスリップモデルがある。

バックスリップモデルの概念を図 2-4 に示す。プレート境界面の一部が固着している状態は、媒質が完全弾性体や Maxwell 粘弾性体のように線形媒質であれば、プレートの定常的な沈み込み運動と固着領域における仮想的な正断層型の滑り（バックスリップ）運動の足し合わせで表現できる。この二つの要素に分けられたプレート間相互作用のうち、プレートの定常的な沈み込み運動による影響は、島弧・海溝系の形成など、時空間的に大きなスケールの地殻変動に寄与する (Sato and Matsu'ura, 1992)。この変形速度は上下動にして 1 [mm/year] 程度であり、プレート間の固着が強い所ではバックスリップの寄与による地殻変動が支配的であると考えられている。従って、非地震時のプレート間相互作用は第一近似としてバックスリップのみを考えればよい (Yoshioka *et al.*, 1993)。このモデルが優れている点は、固着している場所はプレート境界面上の一部であるため、モデル空間をプレート境界面全域に展開する必要が無い点である。

沈み込み帯の定常的な変位場は、バックスリップによる変位場で近似することができる。

この概念は、非定常な地震時滑りや間欠的なゆっくり滑りを含めたモデルに拡張することができる(図 2-5)。線形な媒質を仮定する限り、地表で観測される変位場は、間欠的なゆっくり滑りも含めた仮想的な非地震性滑りと地震時滑りによって生じるそれぞれの変位場を足し合わせて近似できる。本論文では、この拡張したモデルを使用して、地震時滑り・間欠的なゆっくり滑り・定常的な滑り分布を明らかにする。

GPS 連続記録インバージョン

GPS 連続記録から、各観測点の速度ベクトルを最小二乗法より算出して、プレート境界面におけるバックスリップ分布を求める研究が行われている(例えば, Sagiya, 1999)。バックスリップ分布の時空間変化を求めるためには、期間を区切って、それぞれの期間における各観測点の変位ベクトルを算出すれば良い(西村, 2000)。この手法で詳細な時空間変化を求めるためには、時間間隔を短く取る必要がある。しかし、時間間隔を短くするに従い、各観測点の変位ベクトルの推定誤差が大きくなるため、詳細かつ安定した時空間変化を求めることは困難ある。

カルマンフィルターを使用して、GPS 連続記録から直接断層面における滑りの時空間変化を求める手法(Network Filter Inversion)がスタンフォード大学のグループによって開発されている(例えば, Segall and Matthews, 1997; Segall *et al.*, 2000; Miyazaki and Segall, 2001)。この方法では、地殻変動は連続的に変化していると仮定しているため、地震時滑りのようなステップ的な変動を含めて解析することは困難である。そのため、彼らはあらかじめ地震時変動を取り除いて解析している。

本論文では、GPS 連続記録から直接プレート境界面における地震時滑り分布と仮想的な非地震性滑りの時間変化を求める手法を開発する。図 2-6 に本研究におけるモデルの概念図を示す。まず、三次元のプレート境界面を仮定する。仮定したプレート境界面の一部を切り出し、その領域における滑り量を I 個のノットを持つ一次のスプライン関数で基底関数展開した。各空間のノットにおける滑りベクトルを K 成分に分割して、滑り方向に自由度を持たせた。本論文では、プレート境界面上での滑りのみを考慮すれば良いので、 $K = 2$ となる。各滑りベクトルの滑り速度関数を、立ち上がり時間 T_r で L 個のノットを持つ一次のスプライン関数で基底関数展開した。

今回は、解析期間に地震時変動が含まれているために、 M 個の地震時滑りにおける滑り速度関数をデルタ関数で近似してモデルに組み込んだ。四国で観測された GPS 変位記録には、顕著な季節変動が観測されている。この季節変動成分を正弦波で近似する。以上より、 j 観測点における観測方程式は以下のように書くことができる。

$$G_j^c(t) = \sum_{ikl} A_{ikl} [F_{ikj}(t-l \times Tr) - \delta_{ll} F_{ikj}(Tr)] + \sum_{ikm} B_{ikm} F_{ikj}(\infty) H(t-t_m) + C_j \sin[(t-\theta_j) \times 2\pi / 365.25] + D_j + LB_j(t) + e \quad (2-5)$$

ここで、

- i -th : 空間的なノットの番号 ($i = 1, \dots, I$)
- k -th : 滑り方向の成分 ($k=1, 2$)
- l -th : 時間方向のノットの番号 ($l = 1, \dots, L$)
- m -th : 地震時滑りの番号 ($m = 1, \dots, M$)
- A_{ikl} : 非地震性滑り速度
- $F_{ikj}(t)$: A_{ikl} におけるグリーン関数
- δ_{ll} : クロネッカのデルタ関数
- B_{ikm} : 地震時滑り量
- t_m : m 番目の地震の地震発生時刻
- C_j : j 観測点の季節変動成分の振幅
- θ_j : j 観測点の季節変動成分の位相
- D_j : 観測の初期座標
- $LB_j(t)$: local benchmark motion
- e : 分散 σ の Gaussian Error

である。ここで、 e と $LB_j(t)$ の分散の値は Miyazaki and Segall (2001) を参考に、水平動では $(\sigma_h, \sigma_v) = (2 [\text{mm}], 1 [\text{mm}/\text{year}^{0.5}])$ と仮定し、上下動では水平動を5倍した値を仮定した。グリーン関数は Yabuki and Matu'ura (1992) のプログラムを使用して計算した。実際に(式 2-5)を観測データに適用した例を図 2-7 に示す。この観測方程式はベクトル化して単純に表記することができる。

$$\mathbf{G} = \mathbf{F} \mathbf{x} + \mathbf{LB} + \mathbf{e} \quad [\mathbf{x} = (\mathbf{A}, \mathbf{B}, \mathbf{C}, \mathbf{D}, \theta)^T] \quad (2-6)$$

ここで、Local benchmark motion の効果により各時間ステップにおいて分散は異なる値を持つ。ここで、時間ステップ t_l における分散を γ_l とおくと、時間 t_l における確立密度関数は、

$$p_1(\mathbf{x}; \gamma_1) = \frac{1}{(2\pi\gamma_1^2)^{n_1/2}} \exp\left[-\frac{1}{2\gamma_1^2} \|\mathbf{G}_1 - \mathbf{F}_1 \mathbf{x}\|^2\right] \quad (2-7)$$

$$\gamma_h = \sigma + \tau \sqrt{t_h / 365.25}$$

と書ける。ここで、 n_1 は時間ステップ t_l における観測データの数である。すべての時間ス

トップの確率密度関数を統合すると，

$$\begin{aligned}
 p'(\mathbf{x}; \sigma') &= C \prod_h p_h(\mathbf{x}; \gamma_h) \\
 &= C (2\pi\sigma'^2)^{-\frac{N_d}{2}} \left(\frac{\gamma_1}{\sigma'}\right)^{-n_1} \dots \left(\frac{\gamma_h}{\sigma'}\right)^{-n_h} \times \exp\left[-\frac{1}{2\sigma'^2} \left(\left\| \mathbf{G}'_1 - \mathbf{F}'_1 \mathbf{x} \right\|^2 + \dots + \left\| \mathbf{G}'_h - \mathbf{F}'_h \mathbf{x} \right\|^2 \right)\right] \\
 &= C \sum_h (\beta_h)^{-n_h} (2\pi\sigma'^2)^{-\frac{N_d}{2}} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma'^2} \left\| \mathbf{G}' - \mathbf{F}' \mathbf{x} \right\|^2\right] \\
 \sigma' &= \bar{\gamma}_h, \quad N_h = \sum_h n_h, \quad \mathbf{G}'_h = \frac{\sigma'}{\gamma_h} \mathbf{G}_h, \quad \mathbf{F}'_h = \frac{\sigma'}{\gamma_h} \mathbf{F}_h, \quad \beta_h = \frac{\gamma_h}{\sigma'}
 \end{aligned} \tag{2-8}$$

と書ける．ここで，詳細に基底関数展開するに従い，分解能は向上する．その一方で，解は不安定になり，データのわずかな違いによって求まる解は大きく異なる．本論文では，安定かつ詳細な解を得るために，以下の4つの拘束条件を導入する．

地震時滑り分布は，地震波を使用した解析により詳細な滑り量分布を求めることが出来る．この地震波解析より得られた地震時滑り分布の情報を，先験的な情報による拘束条件式：

$$0 = B_{ikm} - B_{ikm}^{pre} + e_0 \tag{2-9}$$

として導入する．ここで B_{ikm}^{pre} は地震波から求められた地震時滑り量分布， e_0 は分散 σ_0 の Gaussian Error である．この分散 σ_0 は推定誤差を使用した．解析期間には，1996年10月，12月の日向灘地震の地震時変動が含まれている．この二つの地震をモデルに取り入れ，先験的な情報として，近地強震動記録とGPS記録から求めた地震時滑り分布(Yagi *et al.*, 1999)を採用した．

仮想的な非地震性滑りに対して，各点における滑り量の時間変化を滑らかにする条件として，時間の2回微分がゼロに近くなるような拘束条件式：

$$0 = A_{ik(l-1)} - 2A_{ikl} + A_{ik(l+1)} + e_1, \quad 2 \leq l \leq L-1, \tag{2-10}$$

を導入する．ここで e_1 は分散 σ_1 の Gaussian Error である．

空間的な滑り分布が滑らかになる条件として，各時間ステップにおける空間の2回微分であるラプラシアンがゼロに近くなるような拘束条件式：

$$0 = \Delta A_{ikl} + e_2 \tag{2-11}$$

を導入する．ここで， Δ は Laplacian Operator， e_2 は分散 σ_2 の Gaussian Error である．すべ

での空間的なノットのラプリアンを求めるためには境界条件を仮定する必要がある。ここで、プレート境界の固着は、海溝近くの浅部では未固結の堆積物がプレート境界面に存在するため、ほとんど無いと考えられている(例えば, Olsekevich *et al.*, 1999)。また、深部は高温であるためにほとんど固着していないと考えられている(例えば, Hydmann and Wang, 1994)。そこで、滑り分布の境界条件として、浅い方の端と深い方の端では滑りがゼロになると仮定した。海洋プレートの走向方向については、モデル領域外にもカップリングしている領域が続いていると考えられるので、滑り量が連続に続いているとした境界条件を仮定した。

最後に、滑りベクトルの方向が、プレートの沈み込む方向に近くなる拘束条件式：

$$0 = A_{11} - A_{12} + e_3 \quad (2-12)$$

を導入する。ここで、 e_3 は分散 σ_3 の Gaussian Error である。

以上四つの拘束条件は、ベクトル化して単純に表記することができる。

$$\mathbf{P}_0 \mathbf{x} + \mathbf{e}_0 = \mathbf{B}_0. \quad (2-13)$$

$$\mathbf{P}_1 \mathbf{x} + \mathbf{e}_1 = \mathbf{0}. \quad (2-14)$$

$$\mathbf{P}_2 \mathbf{x} + \mathbf{e}_2 = \mathbf{0}. \quad (2-15)$$

$$\mathbf{P}_3 \mathbf{x} + \mathbf{e}_3 = \mathbf{0}. \quad (2-16)$$

これらの、拘束条件をベイズの規約に従って統合する。拘束条件式(式 2-13)の確立密度関数は、

$$p_0(\mathbf{x}) = (2\pi\sigma'^2)^{-\frac{N_0}{2}} \alpha_0^{N_0} \exp\left[-\frac{1}{2\sigma'^2} \alpha_0^2 \|(\mathbf{B}_0 - \mathbf{P}_0 \mathbf{x})\|^2\right] \quad (2-17)$$

$$\alpha_0 = \frac{\sigma'}{\sigma_0}$$

となる。ここで α_0 は観測データの分散と先験的な情報として採用した地震時滑り分布の推定誤差によって定まる超パラメーター、 N_0 は行列 \mathbf{P}_0 のランク数である。次に、仮想的な非地震性滑りの拘束条件式(式 2-14 ~ 2-16)における確率密度関数を導出する。ここで(式 2-14)、(式 2-15)、(式 2-16)は独立な関係ではない。Fukahata *et al.*, (2002)に従うと、確率密度関数は以下のように書ける。

$$\begin{aligned}
 p_c(\mathbf{x}; \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) &= (2\pi\sigma')^{-\frac{M_d}{2}} \left\| \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_3' \mathbf{P}_3 \right\|^{-\frac{1}{2}} \\
 &\times \exp \left[-\frac{1}{2\sigma'^2} \left(\alpha_1^2 \|\mathbf{P}_1 \mathbf{x}\| + \alpha_2^2 \|\mathbf{P}_2 \mathbf{x}\| + \alpha_3^2 \|\mathbf{P}_3 \mathbf{x}\| \right) \right] \\
 \alpha_1 &= \frac{\sigma'}{\sigma_1}, \quad \alpha_2 = \frac{\sigma'}{\sigma_2}, \quad \alpha_3 = \frac{\sigma'}{\sigma_3}
 \end{aligned} \tag{2-18}$$

ここで， M_d はモデルパラメーター数， $\alpha_{1,2,3}$ は拘束条件の強さを表す超パラメーターである．従って，ベイズの定理より最終的な確立密度関数は，

$$\begin{aligned}
 p(\mathbf{x}; \sigma', \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) &= C p'(\mathbf{x}; \sigma') p_0(\mathbf{x}) p_c(\mathbf{x}; \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) \\
 &= C \alpha_0^{N_0} \sum_m (\beta_m)^{-n_m} (2\pi\sigma'^2)^{-\frac{N_d+N_0+M_d}{2}} \left\| \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_3' \mathbf{P}_3 \right\|^{-\frac{1}{2}} \exp \left[-\frac{1}{2\sigma'^2} (S_w(\mathbf{x}, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)) \right] \\
 &= C' (2\pi\sigma'^2)^{-\frac{N_d+N_0+M_d}{2}} \left\| \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_3' \mathbf{P}_3 \right\|^{-\frac{1}{2}} \exp \left[-\frac{1}{2\sigma'^2} (S_w(\mathbf{x}, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)) \right] \\
 S_w(\mathbf{x}, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) &= \|(\mathbf{G}'' - \mathbf{F}'' \mathbf{x})\|^2 + \alpha_1^2 \|\mathbf{P}_1 \mathbf{x}\| + \alpha_2^2 \|\mathbf{P}_2 \mathbf{x}\| + \alpha_3^2 \|\mathbf{P}_3 \mathbf{x}\| \\
 \mathbf{G}'' &= \mathbf{G}' + \alpha_0 \mathbf{B}_0, \quad \mathbf{F}'' = \mathbf{F}' + \alpha_0^2 \mathbf{P}_0
 \end{aligned} \tag{2-19}$$

となる．ここで $\alpha_{1,2,3}$ の値を与えたとき，確立密度関数が最大となるのは， $S_w(\mathbf{x}, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)$ が最小の値を持つ場合である．従って， $S_w(\mathbf{x}, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)$ が最小の値を持つ最適解 \mathbf{x}^* を求めれば良い．ここで，拘束条件の強さである， $\alpha_{1,2,3}$ の値によって解は変化する．本論文では，ユニークな解を求めるために，Akaike (1980) によって提唱されている Akaike's Bayesian Information Criterion (ABIC) を使用して， $\alpha_{1,2,3}$ の値の決定を試みる．複数の超パラメーターが存在する場合の ABIC は Fukahata *et al.* (2002) によって導入されている．本論文では Fukahata *et al.* (2002) と同様にして ABIC を導出する．ここで ABIC の定義式は，

$$\text{ABIC} = -2 \times (\text{最大周辺対数尤度}) + 2 \times (\text{超パラメーター数})$$

である．ここで超パラメーターの数とは，最大周辺対数尤度を最大にするために動かしたパラメーターの数である．本研究では，超パラメーターの数は変化しないので，

$$\text{ABIC} = -2 \log L(\sigma', \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) + C \tag{2-20}$$

と書ける．

ここで， $L(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$ は次の式によって定義される最大尤度である．

$$\begin{aligned}
 L(\sigma', \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) &= \int p(\mathbf{x}; \sigma', \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) d\mathbf{x} \\
 &= C(2\pi\sigma'^2)^{\frac{N_d+N_0+M_d}{2}} \left\| \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_3' \mathbf{P}_3 \right\|^{\frac{1}{2}} \int \exp \left[-\frac{1}{2\sigma'^2} (S_w(\mathbf{x}, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)) \right] d\mathbf{x} \\
 &= C(2\pi\sigma'^2)^{\frac{N_d+N_0}{2}} \left\| \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_3' \mathbf{P}_3 \right\|^{\frac{1}{2}} \\
 &\quad \times \left\| \mathbf{F}'' \mathbf{F}'' + \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 \right\|^2 \exp \left[-\frac{1}{2\sigma'^2} (S_w(\mathbf{x}^*, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3)) \right]
 \end{aligned} \tag{2-21}$$

ここで、 \mathbf{x}^* は $\alpha_{1,2,3}$ が与えられた時、(式 2-19)を最大にする最適解である。

ABIC が最小になる条件式

$$\partial L(\sigma', \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) / \partial \sigma'^2 = 0 \tag{2-22}$$

より、

$$\sigma' = S_w(\mathbf{x}^*, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) / (N_d + N_0) \tag{2-23}$$

ここで、 $\alpha_{1,2,3}$ を含むのも以外はすべて定数と見なせるので、

$$\begin{aligned}
 ABIC &= (N_d + N_0) \log S_w(\mathbf{x}^*, \alpha_1, \alpha_2, \alpha_3) - \log \left\| \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_3' \mathbf{P}_3 \right\| \\
 &\quad + \log \left\| \mathbf{F}'' \mathbf{F}'' + \alpha_1^2 \mathbf{P}_1' \mathbf{P}_1 + \alpha_2^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 + \alpha_3^2 \mathbf{P}_2' \mathbf{P}_2 \right\|^2 + C
 \end{aligned} \tag{2-24}$$

上式は、 $\alpha_{1,2,3}$ の関数である。従って、我々は、ABIC が最小になるときの $\alpha_{1,2,3}$ の値を求めればよい。ここで、解析的なアプローチで(式 2-24)が最小になるような $\alpha_{1,2,3}$ の値を求めることは困難である。そこで、数値的に $\alpha_{1,2,3}$ の値を変えて繰り返しインバージョンを行い、ABIC が最小になるような $\alpha_{1,2,3}$ の値を求めた。

モデル

滑り分布を求めるためには、プレート境界面を仮定する必要がある。日向灘の北側 (Segment A) においては、プレート間地震である 1968 年日向灘地震の断層面が遠地実体波を使用した震源インバージョンによって決定されている (八木・他, 1998)。深い領域で発生している地震の震源メカニズム解は正断層型もしくは横ずれ型であり、これらの地震はプレート内で発生していると推定できる (図 2-7)。従って、浅い領域ではプレート間大地震の断層面を、深い領域では地震活動の上面を参考にして、プレート境界面を仮定した。日向灘の南側 (Segment B) においては地震波形と GPS 変位記録を使用して、プレート間地

震である 1996 年 10 月・12 月の日向灘地震の地震時滑りと余効滑りの滑り面が決定されている (Yagi *et al.*, 1999, 2001), 従って, 南側ではこれらの断層面を参考にしてプレート境界面を仮定した (図 2-8).

最終的に仮定した 3 次元のプレート境界面を図 2-9 に示す. ここで, すべてのプレート境界面における滑り量を時間と空間に対して詳細に基底関数展開することが望まれるが, 計算機のメモリーと計算時間を大量に消費する. そこで今回は, 南海トラフの領域は大きな四角の断層面を仮定し, この断層面の滑り速度は時間変化しないとした. この断層面は, 構造探査から求まっているプレート境界モデル (仲西, 2001) の結果を参考にして, (走向, 傾斜) = (240°, 7°) の断層面を仮定した. ここで, 空間に対して詳細に基底関数展開した領域における滑り時間関数の立ち上がり時間 (T_r) は 30 日とした.

2-3. 結果と議論

1996 年 6 月 1 日から 900 日間にわたる, 仮想的な非地震性滑りの時間変化を図 2-10 に示す. 地震時滑りを除いた 30 日間の平均滑り速度を 30 日間隔で図示してある. 特徴的な領域として 4 つの領域 (A, B, C, D) に分けることが出来る. 初めの 90 日間は, ほぼ全域でバックスリップが見られる. 1996 年 10 月の日向灘地震後, 断層滑り (フォワードスリップ) が震源より深い領域で顕著に発生し, 1996 年 12 月の日向灘地震後も継続している. このフォワードスリップは, 1996 年日向灘地震に伴う余効滑りである. 豊後水道近辺の領域 B に注目すると, 1996 年 12 月の日向灘地震以降に, 足摺岬近傍でバックスリップからフォワードスリップへ変化する様子が見られる. このフォワードスリップは, 時間と共に, 豊後水道の方へ伝搬していき, 豊後水道直下で加速する. A, B の領域では顕著なフォワードスリップが発生しているのに対して, 領域 C, D では常にバックスリップが求まっている. 最後の 150 日間は, 滑り速度分布はほとんど時間変化しない. 従って, フォワードスリップのイベント (間欠的なゆっくり滑り) が終息して, 定常状態に移行したと考えられる. 定常状態においても, 南側にわずかながらフォワードスリップが発生している領域が存在する. これは, 背弧拡大の影響を受けているためと考えられる.

図 2-11 に各時間ステップにおける推定誤差を示す. データの始まりと終わりの時間ステップでは, 推定誤差が大きい. 推定誤差が安定している時期に注目すると, 観測網から離れている海側と南側では 20 [mm/year] 程度の推定誤差であるのに対して, 観測点直下では 10 [mm/year] 程度となる.

900 日間で積算した仮想的な非地震性滑り分布を図 2-12 に示す. 地震時滑りは除いてある. 全体的な滑り方向は, プレート間の相対運動方向 (N45°W) と一致する. 領域 C, D では顕著なバックスリップが発生しており, 175 [mm] に達する. それに対して, 領域

A, B ではバックスリップ量が少ないか、もしくは、フォワードスリップが求まっている。観測された GPS 連続記録とモデルから求まる理論値との比較を図 2-13 に示す。水平動成分は、ほぼ再現されている。上下動成分は、観測記録の分散が水平動の分散に比べて 3 から 6 倍程度大きい。傾向は再現されている。

得られた結果より、非地震性滑り分布を推定する。得られた滑り量分布にプレート間の相対運動速度を足し合わせたものが、実際に発生している非地震性滑りとなる(図 2-4)。プレートの収束速度として、Heki *et al.* (1999) が GPS 観測から求めた値 65 [mm/year] を使用した。得られた非地震性滑り分布を図 2-14(a)に示す。顕著にバックスリップが発生した領域 C, D では、ほとんど固着しており、これらの領域を避けるように非地震性滑りが発生している。

プレート間の相対運動方向 (N45° W) におけるプレート間滑り履歴を図 2-14(b)に示す。豊後水道直下の点では、150~600 日までの間に、間欠的なゆっくり滑りが求まっている。強く固着している領域 C では、プレート間の相対運動方向と逆向きの滑りが求まっている。この逆向きの滑り量は -20 [mm] 程度であり推定誤差より小さい。深さ 40km の点では、間欠的なゆっくり滑りはほとんど見られなく、定常的な滑りが求まっている。

定常的な滑り成分と間欠的なゆっくり滑り成分を分離する。定常的な滑り速度 (V_c) を 750 日から 900 日までの滑り速度の平均と仮定する。また、実際の滑り量から、定常的な滑り量を差し引いた値を間欠的なゆっくり滑り量 (D_e) とする。得られた値を図 2-14(b)に示す。豊後水道直下の点における D_e は、135 [mm] に達する。この点における V_c は 8.3 [mm/year] と求まり、ほぼ固着していると言える。仮に、間欠的なゆっくり滑りが毎回同じ大きさで発生すると、2.4 年間隔で発生することになる。領域 C の点における D_e は -27 [mm] と逆向きの滑りが求まる。しかし、推定誤差幅 [図 2-14(b)] を考慮すると、この領域における間欠的なゆっくり滑り量はほとんどゼロであると考えの方が妥当である。この点における V_c は 2.6 [mm/year] であり、ほぼ固着している。深さ 40km の点における D_e は 12 [mm] と、小さな値が求まる。この点の V_c は、57 [mm/year] であり、ほぼ定常的な滑りにプレート運動に伴う歪みを解放している。

得られた定常的な滑り・間欠的なゆっくり滑り分布を図 2-15 に示す。定常的な滑りは深さ 15km 以浅と 40km 以深で顕著であり、深さ 15~40km の範囲では定常的に固着している。先に述べたように、背弧拡大の影響を取り除けていないため、南側の定常的な滑り分布を議論することはできない。豊後水道で発生した間欠的なゆっくり滑りは、足摺岬沖から豊後水道にかけて位置しており、深さ 15~40km の範囲に収まる。ここで、1996 年日向灘地震に伴う余効滑りは、豊後水道で発生した間欠的なゆっくり滑り領域と分離している。余効滑りは深さ 15~40km の範囲に収まる。間欠的なゆっくり滑り領域と定常的な滑り領域は相補的な関係にある。

本論文で得られた定常的な滑り・間欠的なゆっくり滑り分布と、同領域で発生した最大

規模の地震である 1968 年日向灘地震 ($M_w 7.5$) の地震時滑り分布とを比較する (図 2-16). 地震時滑り分布は, WWSSN で観測された 12 点の遠地実体波 (P 波) を使用して決定した (八木・他, 1998). ここで便宜上, 地震時滑り分布の最大値の半値幅を地震時滑りの大きな領域 (アスペリティ) と定義する. 同地震のアスペリティは常に固着しており, 大地震のアスペリティ・間欠的なゆっくり滑り領域・定常的な滑り領域は互いに相補的な関係にある.

Chapter 3.

1994 年三陸はるか沖地震と余効滑りの関係

3-1. 観測データ

1994 年 12 月 28 日夜に三陸はるか沖を震源とする M_{JMA} 7.7 の地震が発生した。この地震により、八戸で震度 6 を記録し、死者 3 名、負傷者 788 名を含む被害が発生した。気象庁の発表した震源は、(経度, 緯度, 深さ) = (143.75°, 40.43°, 00km) であり、1994 年三陸はるか沖地震と命名された。気象庁が決定した余震分布とハーバード大学によって決定された CMT 解 (Dziewonski *et al.*, 1995, 1996) を図 3-1 に示す。この地震は、沈み込み帯で発生した逆断層型のプレート間地震である。この地震は、多くの研究者によって詳細に研究されている。以下今まで行われてきた研究を紹介する。

Sato *et al.* (1996) は、近地強震計記録と微小地震観測網を使用して、震源過程を推定した。彼らは、余震領域の東端で破壊が始まり、余震域の中央付近で大きなモーメントを解放し、余震域のほぼ西端で高周波を多く励起して全体の破壊が終了していることを指摘している。Nakayama and Takeo (1997) は、近地強震計記録を使用して地震時滑りの時空間分布を求め、震源付近では滑り量が少なく余震域中央に二つのアスペリティが存在していることを指摘している。Nakahara *et al.*, (1998) は、高周波の励起分布を近地強震計記録のエンベロープを使用して求め、高周波は余震分布の西側で多く励起されていることを指摘している。永井・他 (2001) は遠地実体波記録と近地強震計記録を同時に使用して地震時滑りの時空間分布を求めている。一般に、遠地実体波は近地強震動に比べて、構造の影響を評価することが容易で、震源全体のモーメント解放履歴やモーメント解放領域の深さを決定するのに優れている。これに対して近地強震計記録は、観測点近傍における断層の動きの詳細な情報を有しており、時空間分解能が高い。両者を同時に使用することにより、安定かつ詳細な震源過程の推定が可能となる。彼女らは、震源付近では滑り量が少なく、余震域中央近傍に一つのアスペリティが存在していること示した。この結果は、Nakayama and Takeo (1997) の結果とは異なる。理由として、Nakayama and Takeo (1997) は陸の近地強震計記録のみを使用しているために観測点分布に偏りが生じ、安定な解が求まらなかったことが原因として考えられる。

これらの地震学的な手法による研究の他に、GPS データを用いた解析が行われている。Heki *et al.*, (1997) は国土地理院の GPS 連続観測網を使用して、余効滑り分布を求めている (図 3-2 [a])。西村 (2000) は、国土地理院、東北大学、弘前大学の GPS 連続記録を使用

して、地震時滑りと余効滑り分布を明らかにしている（図 3-2 [b]）。

Heki *et al.*, (1997) で得られた余効滑り分布は、全体的に広い範囲に分布しているのに対して、西村(2000)で得られた余効滑り分布のピークは、経度 142.5° 近傍に集まる。西村(2000)の使用している観測点分布が向上している点、断層モデルの自由度が高い点、そして余効滑りの時間関数を仮定していない点、を考慮すると分解能が向上したことによる違いと解釈できる。

これらの解析結果より、地震時滑り分布と余効滑り分布が無視できないほど重なっていることが指摘されてきた。ここで、GPS 連続記録のみを使用した解析では 1 日間隔のデータを使用している制約より、地震時滑りと余効滑りの各変動成分を分離することは困難である。そのため、GPS 記録のみから得られた地震時滑り分布には、余効滑り成分が含まれてしまう。実際に、GPS 記録から得られた地震時滑り分布のピークの位置と地震波解析で得られたピークの位置は異なり、GPS 記録から求められた地震モーメントは地震波から求められた地震モーメントより 15~38%ほど大きい(西村, 2000)。本論文では、この問題を解決するために、地震波から得られた地震時滑り分布を使用して地震時変動と地震後変動を分離する。

解析には、西村(2000)によって再解析された国土地理院と弘前大学の GPS 連続記録を使用した(図 3-3)。固定点は山形の観測点を使用した。ここで、1999 年から 2000 年までの変位速度場を定常的な変位速度場であると仮定して、各観測点の記録から取り除いた。もっとも大きな変動が観測されたのは、観測点 940027(久慈)である。この観測点では地震時変動で約 90 [mm] ほどの変動が見られる(図 3-3)。地震後のゆっくりとした変動は、地震直後顕著に見られ、その後時間と共に小さくなる。解析期間は、GPS 連続記録の欠測が少なく、顕著な変動が観測された地震発生後 100 日間とした。三陸沖の解析では、1 日サンプリングの GPS 連続記録をそのまま使用した。

3-2. 解析手法

前章と同じ GPS 連続記録インバージョン法を使用した。ここで、100 日間の記録のみでは、季節変動を未知数として求めることは困難である。しかし、解析期間における季節変動の振幅は、水平動の最大値で約 2 [mm]、上下動の最大値で約 6 [mm] 程度であり(Heki, 2001)、シグナルと比較して十分に小さい。そこで今回は、(式 2-5)における季節変動の項を無視した。西村(2000)は、地震時滑りと余効滑りにおける滑り方向はほぼ一致することを示した。そこで、地震時滑りと余効滑りの滑り方向は $N120^{\circ} E+45^{\circ}$ の範囲で求めた。解析期間の観測データには、1994 年三陸はるか沖地震の本震と最大余震に伴うステップ状の地震時変動が含まれる。この本震と最大余震の地震時滑りをモデルに取り入れた。地震

時滑りの先験的な情報として、本震については永井・他（2001）で得られた地震時滑り分布を採用した。最大余震の滑り量分布は求められていない。そこで、ハーバード大学によって決定された CMT 解の地震モーメントを満たす滑り量を震源に一番近いノットに与えた。ここで、空間的な滑り分布の拘束条件式（式 2-11）におけるラプラシアンをすべての空間のノットに対して求めるためには、境界条件を仮定する必要がある。想定される滑り領域よりモデル空間を十分に大きく取れば、傾斜方向・走向方向の端の滑り量は共にゼロであると仮定することができる。そこで、モデル空間を大きくとり、滑り分布の境界条件として端ではゼロになると仮定した。

三陸沖におけるプレート境界面の形状は、プレート間大地震の余震分布や、微小地震分布から推定されている。陸域直下のやや深発地震については、長谷川・他（1983）によって、二重深発面の上面と下面の等深線が求められている。しかし、海側の震源を陸上の観測点のみで決定する場合、深さ方向と東西方向に対して誤差が大きくなる。Umino *et al.*, (1995) は、swP 波を用いて震源の深さを高精度に決定している。彼らの結果によると、三陸沖における微小地震の分布は、日本海溝から西へ約 100km（経度 143°）までは非常に低角度に分布しており、経度 143° を挟んで西側では高角度になる。これらの研究を参考にしたプレート境界モデルが西村（2000）によって作成されている。本論文では、これらの結果を参考にして、プレート境界面を仮定した（図 3-4）。ここで、各空間ノットにおける滑り速度関数の立ち上がり時間（ T_r ）は 5 日とした。

3-3. 結果と議論

得られた本震と最大余震の地震時滑り分布、本震後 100 日間の余効滑りの分布を図 3-5 に示す。地震時滑り分布は、経度 143° 近傍にピークを持ち、最大滑り量は 3.0 [m] である。剛性率を 40 GPa と仮定すると、地震時滑りによる地震モーメントは、 4.4×10^{20} [Nm] となり、モーメントマグニチュード（ M_w ）は、7.7 となる。滑り分布のパターン・地震モーメント共に、先験的な情報として採用した永井・他（2001）の結果と一致する。しかし、最大滑り量は、彼女らの結果は 4.0 [m] であるのに対して、本論文の結果は、3.0 [m] と小さい。これは、彼女らのグリット間隔は 10km であるのに対して、本論文のグリット間隔は 20km と大きいため、地震時滑り分布が 20km の波長で平滑化されたことが原因である。

本震から 10 日後に発生した最大余震の滑り分布は、先験的な情報を反映した結果が求まっている。地震モーメントは、 3.6×10^{19} [Nm] となり、先験的な情報として採用した地震モーメントの値（ 3.3×10^{19} [Nm] : Dziewonski *et al.*, 1996）とほぼ一致する。

余効滑り分布は、経度 143.5° 近傍にピークを持ち、最大滑り量は、1.2 [m] に達する。また解放した地震モーメントは、 1.8×10^{20} [Nm] で M_w 7.5 に達する。滑り方向は、本震時の

滑り方向 $120^{\circ}E$ とほぼ一致する。間欠的なゆっくり滑り分布の時間変化を図 3-6 に示す。5 日間の滑り速度の平均を 5 日ステップで図示している。地震発生後、余効滑りは、経度 143.5° 近傍で顕著に発生し、その後時間と共に減衰していく。最大余震は、余効滑り領域の縁で発生している。

5 日ステップの推定誤差を図 3-7 に示す。一般に陸から離れるほど推定誤差が大きくなる傾向がある。推定誤差を考慮すると、海溝近傍におけるゆっくり滑りは誤差範囲内であり、議論することができない。観測された GPS 連続記録とモデルから求まる理論値との比較を図 3-8 に示す。上下変動成分は観測値の分散が大きく再現性が悪いが、水平動ではほぼ再現されている。

得られた結果がどの程度議論に耐えうるか確認するために、分解能テストを行う。仮定したモデルは、本論文で得られたモデルである。このモデルの理論変動に最大振幅 20 [mm] のランダムノイズを加えたデータを観測データとしてインバージョンを行った。再現されたモデルを図 3-9 に示す。陸に近い領域では再現性が高いのに対して、海溝側の領域では再現性が低く、推定誤差から予想される結果となる。

本震時の地震時滑り領域、最大余震の地震時滑り領域、本震後 100 日間の余効滑り領域の比較を図 3-10 に示す。本震の滑り分布は、深さ 10~40km の範囲に収まる。ここで前章と同様に、地震時滑り分布の最大値の半値幅をアスペリティと定義する。余効滑り領域は、本震のアスペリティより深い領域（深さ 30~50km）に位置し、アスペリティと相補的な関係にある。

西村（2000）は、国土地理院と弘前大学、東北大学の GPS 観測データを使用して地震時滑り、地震発生直後の間欠的なゆっくり滑り分布を求めている。(3-1)節で述べたように、彼らの求めた地震時滑り分布は厳密な意味での地震時滑り分布ではなく、余効滑り成分も含まれている。従って、西村（2000）で得られた地震時滑り分布は、本研究で得られた地震時滑り分布より深い領域、すなわち西側で滑り量が大きくなることが期待される。彼らの結果は西側にシフトしており、本研究の結果から推定される結果となる。以上をまとめると、今まで地震時滑りと余効滑りの分離が困難であった点が、本論文の解析手法により改善されたことが分かる。

Chapter 4.

議論

4-1. 相補的滑り特性分布

日向灘と三陸沖地域では、他の研究により、地震時滑り・余効滑り分布が得られている。日向灘では、1968, 1970, 1996年のプレート間地震の地震時滑り分布が求められている(八木・他, 1998; Yagi *et al.*, 1999)。また、1996年の日向灘地震に伴う余効滑り分布が求められている(Yagi *et al.*, 2001)。これらと本研究の結果を合わせて考えると、アスペリティ・間欠的なゆっくり滑り領域・定常的な滑り領域は、それぞれ相補的な関係にある(図4-1)。

三陸沖では、1930年代からの地震の滑り量分布が気象庁の低倍率の強震計記録を使用して決定されている(山中・菊地, 2001)。(3-1)節で述べたように、陸側の記録のみでは、観測点分布が偏るため、滑り分布の詳細について議論することはできない。しかし、本研究の分解能20kmで議論するには問題ないと考えられる。本論文で得られた結果を比較すると、アスペリティと間欠的なゆっくり滑りは互いに相補的な関係にあり、日向灘で得られた結果と一致する(図4-2)。

以上をまとめると、アスペリティ・間欠的なゆっくり滑り領域・定常的な滑り領域は、それぞれ相補的な関係にある。以下これらの相補的な分布のことを、「相補的滑り特性分布」と呼ぶ。地震時滑り領域は動的な不安定破壊を起こす滑り特性、間欠的なゆっくり滑り領域は静的に不安定破壊を起こす滑り特性、定常的な滑り領域は安定滑りを起こす滑り特性を持つ。動的な不安定破壊は滑り速度弱化的領域で発生し、安定滑りは滑り速度強化の領域で発生する。しかし、静的な不安定破壊がどのような領域で発生するのかについては必ずしも明らかになっていない。

Scholz *et al.* (1972) は岩石実験より、安定滑りから不安定滑りへと遷移する条件下で間欠的なゆっくり滑りが発生することを指摘している。以下この遷移領域のことを、「不安定安定滑り遷移領域」と呼ぶ。加藤・平澤(1999)は数値シミュレーションにより、滑り速度弱化的領域と滑り速度強化の領域が不均一に分布する場合に間欠的なゆっくり滑りが発生する可能性を指摘している。この不均一は不安定安定滑り遷移領域で生じやすいことを考慮すると、間欠的なゆっくり滑りは不安定安定滑り遷移領域で発生すると考えられる。今後、岩石実験やシミュレーションにより、間欠的なゆっくり滑り特性を支配する具体的な構成則パラメーターが明らかになることが期待される。

4-2. 深さ分布

プレート間大地震の地震時滑り領域と、非地震性滑り領域の深さ分布について議論する。地震の発生領域は、日向灘で、10~20km(図 4-1)であるのに対して、三陸沖では、10~50km(図 3-9)と深い領域でも発生している。一般に、地震滑りが発生する深さ下限は温度と強い関係があることが知られている。石英や長石が塑性変形を起こす温度 300~400 以上の温度条件では、安定滑りにより歪みを解放する (Brace and Byerlee, 1970; Tse and Rice, 1986; Hyndman and Wang, 1993; Tichelaar and Ruff, 1993)。従って、日向灘と三陸沖におけるプレート間地震の深さ下限の違いは、日向灘における沈み込むプレートの温度が高く、三陸沖における温度が低いことであると解釈できる。この解釈は、シミュレーションから求まっているプレート境界面の温度分布の結果 (Peacock and Wang, 1999) と一致する。

間欠的なゆっくり滑り領域の深さは、日向灘で 15~40km、三陸沖で 20~50km の範囲である。三陸沖の方がやや深い範囲で発生しているが、ほぼ一致する。従来の研究により、間欠的なゆっくり滑りは温度の上昇に伴う不安定 - 安定滑り遷移領域で発生している可能性が指摘されている (例えば, Dragert *et al.*, 2001)。Hyndman *et al.* (1997) は、熱流量のプロファイルから、日向灘の北側に位置する南海トラフにおけるプレート境界面温度分布を求めた。彼らは、深さ 25km における温度は 350、深さ 35km における温度は 450 に達しており、深さ約 25~35km の範囲で不安定滑りから安定滑りへの遷移しているとの結論を得た。ここで作業仮説として、温度は水平方向に大きく変化しないとする。大局的に見ると、間欠的なゆっくり滑りは不安定 - 安定滑り遷移領域である深さ 20~40km の範囲に集中して発生している。しかし細かく見ると、足摺岬近傍における間欠的なゆっくり滑りは深さ 15km まで発生しており、温度による不安定 - 安定滑り遷移のみで説明することは困難である。さらに、三陸沖に注目すると、深さ 50km における温度は 200 程度であり (Peacock and Wang, 1999)、温度の上昇に伴う遷移では説明できない。

低い温度で不安定 - 安定滑り遷移が起こる原因として、低温でも安定滑りを促進する岩石がプレート境界面に存在することが考えられる。三陸沖では、精力的に構造探査の研究が行われており、マンテルウェッジまでの速度構造が決定されている。それによると、震源領域におけるマンテルウェッジの上面の深さは 20km である (例えば, Takahashi *et al.*, 2000)。三陸沖における間欠的なゆっくり滑り領域の深さは 20~50km の範囲であり、マンテルウェッジの上面より深い領域域に位置する。マンテルウェッジでは、海洋プレートにより運ばれた水がマンテルと反応して蛇紋岩化している可能性が多く、研究者によって指摘されている (例えば, Hyndman *et al.*, 1997; Olsekevich *et al.*, 1999, Kamiya and Kobayashi, 2000)。蛇紋岩は、安定滑りを促進する効果を持つことが知られている (例えば, Moore *et al.*, 1997)。間欠的なゆっくり滑りは、蛇紋岩化に伴う不安定滑り - 安定滑り遷移帯で発生して

いる可能性がある。しかし、同じ深さでありながら別の場所では地震時滑りが発生することを考えると、水平方向に不均一に蛇紋岩化する必要がある。実際にそのような不均一が存在するのかどうかは、本研究の結果のみから判断することができない。今後の構造探査等の研究により、プレート境界面の物性の違いについて明らかになることが期待される。

4-3. 非地震性滑りと地震活動との関係

非地震性滑りと震源過程との関係

間欠的なゆっくり滑りは、プレート間地震の地震時滑りが発生する深さにおいても発生している。このことは、大地震の震源過程の多様性を考える上で重要と考えられる。(1-2)節で指摘したように、三陸沖では、M8 クラスの地震と M7.5 クラスの地震が発生しており、両者がどのような関係にあるのか明らかにすることは重要である。本論文の結果と、永井・他(2001)の結果の比較を図 4-3 に示す。1968 年十勝沖地震は、二つのアスペリティから構成されており、この二つのアスペリティの間に間欠的なゆっくり滑り領域が位置する。間欠的なゆっくり滑り領域は大地震の動的な破壊伝搬を妨げており、滑り量分布が不均一になる原因の一つとなる。間欠的な滑り領域によって二つの大きなアスペリティが分離しており、二つのアスペリティが同時に破壊するときは M8 クラスの地震が発生し、一つのアスペリティが破壊するときには M7.5 クラスの地震が発生することが推定される。

間欠的なゆっくり滑りと地震活動との関係

Yagi *et al.*, (2001) は、1996 年 12 月の日向灘地震は、10 月の地震の余効滑り領域の縁で発生していることを指摘している(図 4-4)。このことは、余効滑りによって、12 月の地震が誘発されたことを意味する。同様の現象が、1994 年三陸はるか沖地震の時にも見られる。最大余震(M_w 6.8)は 1994 年三陸はるか沖地震の余効滑り域の縁で発生している(図 4-4)。このことは、日向灘同様、余効滑りによって、最大余震が誘発されたことを意味する。余効滑りは、数日～数ヶ月程度の時定数で周辺のアスペリティ上における剪断応力の増加をもたらす。従って、余効滑りによる時定数の長い応力変化は、地震発生後の地震活動を理解する上で重要である。

本研究の結果は相補的滑り特性分布を示す。従って、あらかじめ非地震性滑り分布を明らかにすることができれば、将来発生する大地震の震源過程モデルの構築が可能となる。それぞれの領域が相補的であるため、間欠的なゆっくり滑りが応力を解放すると地震時滑り領域で応力が付加されると言った応力の再配分による相互作用が存在する。将来発生するプレート間大地震の震源領域近傍におけるプレート間滑りをモニターすることにより、地震の規模、発生確率を定量的に評価できる可能性がある。

地震カップリング率について

地震カップリング率は、実際の地震で解放されたモーメント量を、プレート間地震の発生領域とプレートの収束速度から推定されるモーメント量で割った値であり、この値は、地域によって、大きく異なる（例えば、Peterson and Seno, 1984; Pacheco *et al.*, 1993）。

三陸沖の地震カップリング率の研究は多くの研究者によって求められており、その値は、約 20 ~ 30% 程度であることが報告されてきた (Peterson and Seno, 1984; Pacheco *et al.*, 1993)。永井・他 (2001) は、アスペリティでは局所的な地震カップリング率はほぼ 100% であることを指摘している。本論文は、プレート間地震の発生領域において、相補的滑り特性分布になることを示した。過去に間欠的なゆっくり滑り領域と定常的なゆっくり滑り領域で大地震が発生した記録はなく、これらの領域では局所的な地震カップリング率が 0% であることが考えられる。

五十嵐 (2001) は微小地震の相似地震を調べ、1994 年三陸はるか沖地震後に相似地震の繰り返し周期が短くなっている小領域 (パッチ) があることを指摘した。このパッチは、本研究の余効滑り領域の中に含まれる (図 4-5)。このパッチで発生する相似地震の規模は、気象庁マグニチュード (M_{JMA}) にして 3.1 ~ 3.8 程度であり、余効滑りの規模 (M_w 7.5 以上) と比較すると十分に小さい。彼らは、地震モーメントと滑り量のスケーリング則 (Nedea and Johnson, 1998) から、パッチにおける滑り量を求めた。その結果、パッチでは 100 日間以内に 3 回の地震が発生しており、合計の滑り量を 0.62 [m] と見積もった。本研究で得られた余効滑り分布から推定されるパッチ上の滑り量は約 0.7 [m] となり、調和的である。このことは、相似地震を発生するパッチでは、局所的な地震カップリング率が 100% ということの意味する。小地震の断層面積のスケールにおいても、相補的滑り特性分布となる。

Chapter 5.

結論

本論文では、沈み込み帯である日向灘と三陸沖における地震時滑り領域、非地震性滑り領域を同定した。まず、GPS 連続記録からプレート境界面における滑りの時空間分布を求めるプログラムを開発した。ここで、地震時滑りと非地震性滑りを分離するために、地震波形から得られた地震時滑りを先験的な情報として採用した。

開発した手法を日向灘と三陸沖で発生したイベントに適用した結果明らかになったことを以下にまとめる。

1. 日向灘においてはプレート間大地震のアスペリティ・間欠的なゆっくり滑り領域・定常的な滑り領域がそれぞれ相補的な関係あること、三陸沖においてもプレート間大地震のアスペリティと間欠的なゆっくり滑り領域が相補的な関係にあることが明らかになった。これらの結果は、それぞれの領域が場所ごとに固有の滑り特性を持つことを示す。
2. 地震時滑り領域の深さ範囲は、日向灘で 10~20km、三陸沖で 10~50km となる。深さ範囲の違いはプレート境界面における温度分布を反映している。
3. 間欠的なゆっくり滑りの深さ範囲は、日向灘で 15~40km、三陸沖で 20~50km の範囲であり、プレート間地震発生領域の深さ範囲と重なる。間欠的なゆっくり滑りの深さ範囲は、温度の効果のみでは説明できず、蛇紋岩化等の物性の変化を考える必要がある。
4. 地震後に発生した大中地震は、地震に伴う間欠的なゆっくり滑り領域の縁で発生している。このことは、間欠的なゆっくり滑りにより、これらの大中地震が誘発された事を示唆する。
5. 三陸沖の地震カップリング率は、地域全体の平均では、30%と低い値を持つ。しかし、細かく見ると、大地震のアスペリティや相似地震が発生するパッチでは、地震カップリング率がほぼ 100%であり、間欠的なゆっくり滑りもしくは定常的なゆっくり滑り領域ではほぼ 0%となる。

謝辞

東京大学地震研究所の菊地正幸教授には、著者の東京大学大学院在学中の指導教官として研究のみにとどまらず様々な面で熱心にご指導頂きました。また、大学院進学から始まり論文の完成に至るまでの長きにわたり、たゆまぬ励ましで著者を支援して頂きました。心から感謝の意を表します。

地震研究所の教官の皆様には大変お世話になりました。地震研究所地震予知推進センターの吉田真吾助教授には、インバージョンの理論と適用について貴重なご助言を頂きました。地震研究所地震予知情報センターの阿部勝征教授には、資料を提供して頂いた上で貴重なご助言を頂きました。同センターの鷹野澄助教授、山中佳子助手、鶴岡弘助手、野口和子女史には研究と研究生活に対する様々なご助言をいただきました。

国土地理院の鷲谷威博士、西村卓也博士には、GPS 記録を提供して頂いただけでなく、地殻変動データの取り扱いに対する貴重なご助言を頂きました。国立天文台の日置幸介博士には資料を提供して頂いた上に貴重なご助言を頂きました。東京大学理学部の深畑幸俊助手には、ABIC の定式化の際に、貴重なご助言を頂きました。地震研究所地殻変動観測センターの五十嵐俊博助手には、資料を提供して頂いた上に有益なご助言を頂きました。弘前大学の田中和夫教授、渡辺和俊助手には、GPS 記録の使用を快く承諾して頂きました。九州大学島原地震火山観測所の植平賢司助手には、震源情報を提供して頂きました。

地震研究所地震学セミナーの参加者の皆様には有益なご助言を頂きました。特に、加藤照之教授、宮武隆助教授には、研究をまとめるにあたって貴重なご助言を頂きました。地震発生論セミナーの参加者である松浦充宏教授、井出哲助手、宮崎真一助手、橋本千尋博士、加藤愛太郎氏、松澤孝紀氏には、著者の研究の発展に資する貴重な助言を頂きました。

地震研究所の学生の皆様には大変お世話になりました。特に、地震研究所 512 号室の構成員、準構成員である、鈴木由希博士、嶋野岳人氏、秋政貴子女史、山下主税氏、山口広訓氏、関根秀太郎博士、武田哲也博士、長井雅史氏、中川茂樹氏、室谷智子女史には、著者の研究の議論に付き合っただけではなく、研究生活に潤いを与えて貰いました。この場を借りて感謝の意を表します。

著者の家族・親族には、博士取得に至るまで経済的にも精神的にも支えて頂きました。特に、著者の両親である八木三夫、寿子夫妻には、博士課程進学を快く了承して頂いただけでなく、著者が勉学に励めるような環境を提供して頂きました。心から感謝の意を表します。

参考文献

- Akaike, H., Likelihood and Bayes procedure, in *Bayesian Statistics*, edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley, and A. F. M. Smith, pp. 143-166, University Press, Valencia, Spain, 1980.
- Brace, W. F., and J. D. Byerlee, California earthquakes – Why only shallow focus?, *Science*, **168**, 1573- 1575, 1970.
- Bürgmann, R., M.Gogan, V.E. Levin, C. Scholz, R. King, and G. Steblov, Rapid aseismic slip moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake, submitted to *Geophys. Res. Letters*, 2001.
- Demets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Current plate motion, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478, 1990
- Demets, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, Current plate motion, effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion, *Geophys. Res. Letters*, **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.
- Dziewonski, A.M., G. Ekström, and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for January-March 1994, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **92**, 187-201, 1995.
- Dziewonski, A.M., G. Ekström, and M. P. Salganik, Centroid-moment tensor solutions for January-March 1995, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **93**, 147-157, 1996.
- 藤井直之・廣瀬仁・木股文照・山岡耕春・平原和郎, 2001 年東海地域のゆっくり滑り, *日本地震学会予稿集*, 2001 .
- Fukahata, F., A. Nishitani, and M. Matsu'ura, Geodetic inversion using ABIC to estimate slip history during one earthquake cycle with viscoelastic slip-response, *submitted to Geophys. J. Int.*, 2002.
- 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震2*, **51**, 149-156, 1998.
- Gao, S. S., P. G. Sliver, and T. Linde, Analysis of deformation data at Parkefield, California: detection of long-term strain transient, *J. Geophys. Res.*, **105**, 2955-2967, 2000.
- 長谷川昭・海野徳仁・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博, 北海道および東北地方における微小地震の震源分布, *地震2*, **36**, 129-150, 1983 .
- 羽鳥徳太郎, 安政 3 年(1856 年 8 月 23 日)八戸沖津波の規模と波源域の推定, *地震2*, **26**, 204-205, 1973.
- 原田妙智子・中川靖弘・川崎一郎・鷲谷威, GEONET データから求められた 1999 年 2 月房総半島東方沖サイレント地震:序報, *地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会講演予稿集*, 2000 .
- Hatori, T., Tsunami magnitude and wave source regions of historical Sanriku tsunamis in northeast Japan, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, **50**, 397-414,1975.

参考文献

- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598, 1997.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Miura, N.F. Vasilenk, A. Ivashchenko, and K. An, The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147-29155, 1999.
- Heki, K., Seasonal modulation of interseismic strain buildup in northeastern Japan driven by snow loads, *Science*, **293**, 89-92, 2001.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquake beneath the BungoChannel, southwest Japan, *Geophys. Res. Letters*, **26**, 3237-3240, 1999.
- 広瀬一聖・川崎一郎・岡田義光・鷲谷威・田中良明, 1989年12月東京湾サイレント・アースクエイクの可能性, *地震2*, 53, 11-24, 2000.
- Hyndman, R.D. and K. Wang, Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: the Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2039-2060, 1993.
- Hyndman, R. D., M. Yamano, and D. A. Oleskevich, The seismogenic zone of subduction thrust faults, *The Island Arc*, **6**, 244-260, 1997.
- 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*, 2000
- 石原和彦・吉田明夫, 九州下フィリピン海スラブの形状と地震活動, *地震2*, **45**, 45-51, 1992.
- Kamiya, S., Y. Kobayashi, Seismological evidence for the existence of serpentized wedge mantle, *Geophys. Res. Letters*, **27**, 819-822, 2000.
- 加藤尚之・平澤朋朗, プレート境界面の不均一性によるエピソード的な歪み変化の可能性, *月刊地球*, **24**, 144-148, 1999.
- 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.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao, Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes –the Tokachi-oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Int.*, **37**, 235-248, 1985.
- Kimata, R., Strain Event in 1985-1987 in the Tokai Region, Central Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 585-599, 1992.
- 小竹美子・加藤照之・宮崎真一・仙石新, GPS 観測に基づくフィリピン海プレートの相対運動と西南日本のテクトニクス, *地震2*, **51**, 171-180, 1998.
- Langbein, J., and H. Johnson, Correlated errors in geodetic time series: implications for time-dependent deformation, *J. Geophys. Res.*, **102**, 591-603, 1997.
- Lay, T., H. Kanamori, and L. Ruff, The asperity model and the nature of large subduction zone earthquake, *Earthquake Prediction Research*, **1**, 3-71, 1982.
- Linde, A. T., M. T. Gladwin, M. J. S. Johnston, R. L. Gwyther, and R. G. Bilham, A slow earthquake sequence on the San Andreas fault, *Nature*, **383**, 65-68, 1996.
- Marone, C., C. H. Scholtz, and R. Bilham, On the mechanics of earthquake afterslip, *J. Geophys. Res.*, **96**, 8441-8452, 1991.
- 宮崎真一・畑中雄樹, 国土地理院GPS連続観測システムの概要, *気象研究ノート*, **192**, 105-131,

参考文献

- 1998 .
- Miyazaki, S. and P. Segall, A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array, submitted to *J. Geophys. Res.*, 2001.
- Moore, D. E., D. A. Lockner, M. Shengli, R. Summers, and J. D. Byerlee, Strength of serpentinite gouges at elevated temperatures, *J. Geophys. Res.*, **102**, 14787-14801, 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. Seism. Soc. Am.*, **88**, 790-814, 1998.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子 (2001), 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2*, **54**, 267-280, 2001.
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, and M. Ohtake, Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, **103**, 855-867, 1998.
- 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*, 2001.
- 仲西理子, 南海トラフ域における深部構造探査「巨大地震破壊域の地殻構造」, *海底下深部構造フロンティア研究報告書*, 2001 .
- Nakayama, W. and M. Takeo, Slip history of the 1994, Sanriku-Haruka-oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **87**, 918-931, 1999.
- Olsekevich, D. A., R. D. Hyndman, and K. Wang, The updip and downdip limits to great subduction earthquake: Thermal and structure models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, *J. Geophys. Res.*, **104**, 14965-14991, 1999.
- Ozawa, S., M. Murakami, and T. Tada, Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, **106**, 787-802, 2001.
- 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**, 14133-14159, 1993.
- Peterson, E. T. and T. Seno, Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10233-10248, 1984.
- Peacock, S. M. and K. Wang, Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan, *Science*, **286**, 937-939, 1999.
- Reilinger, R. E., S. Ergintav, R. Bürgmann, S. McClusky, O. Lenk, A. Barka, O. Gurkan, L. Hearn, K. L. Feigl, R. Cakmak, B. Aktug, H. Ozener, and M. N. Töksoz, Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M = 7.5, Izmit, Turkey earthquake, *Science*, **289**, 1519-1524, 2000.
- 鷲谷威・宮崎真一・多田堯, GPSで見た日本列島の変形, *月刊地球*, **21**, 236-243, 1999 .
- Sagiya, T., Interplate coupling in the Tokai District, Central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2315-2318, 1999.
- Sagiya, T. and W. Thatcher, Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: the Nankai trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111-1129, 1999.
- 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.

参考文献

- Sato T. and M. Matsu'ura, Cyclic Crustal movement, steady uplift of marine terraces, and evolution of the island arc-trench system in southwest, Japan, *Geophys. J. Int.*, **111**, 617-627, 1992.
- Savage, J. C., A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4984-4996, 1983.
- Scholz, C. H., P. Molnar, and T. Johnson, Detailed studies of frictional sliding of granite and implication for earthquake mechanism, *J. Geophys. Res.*, **77**, 6392-6406, 1972.
- Scholz, C. H., *The mechanics of earthquake and faulting*, pp 314-317, Cambridge University Press, New York, 1990.
- Schwartz, S. Y., Noncharacteristic behavior and complex recurrence of large subduction zone earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **104**, 23111-23125, 1999.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp, A model for the motion of the Philippine sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948, 1993.
- Seno, T., Why dose the Philippine sea plate move as it dose?, *submitted to J. Geol. Soc. Philippines*, 2001.
- Segall, P. and M. Matthews, Time dependent inversion of geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **102**, 22391-22409, 1997.
- Segall, P., R. Bürgmann, and M. Matthews, Time-dependent triggered afterslip following the 1989 Loma Prieta earthquake, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5615-5634, 2000.
- Shiono, K., T. Mikumo and Y. Ishikawa, Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquake, *J. Phys. Earth*, **28**, 17-43, 1980.
- 多田堯・鷺谷威・宮崎真一, GPS でみた変動する日本列島, *科学*, **67**, 917-927, 1997.
- Takahashi, N. S. Kodaira, T. Tsuru, J. Park, Y. Kaneda, H. Kinoshita, Detailed plate boundary structure off northeast Japan coast, *Geophys. Res. Letters*, **27**, 1977-1980, 2000.
- Tanioka, T., 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. Let.*, **23**, 1465-1468, 1996.
- Thatcher, W., T. Matsuda, T. Kato, and J.B. Rundle, Lithospheric loading by the 189 Riku-u earthquake, Northern Japan: implications for plate flexure and asthenospheric rheology, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6429-6435, 1980.
- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff, Depth of seismic coupling along subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **98**, 2017-2037, 1993.
- Tse, T. and J.R. Rice, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472, 1986.
- 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.
- Utsu, T., Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese Islands, *J. Phy. Earth*, **22**, 325-342, 1974.
- Yabuki, T., and M. Matsu'ura, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375, 1992.

参考文献

- 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾，山中佳子，1968年4月1日，日向灘地震（MJMA 7.5）の震源過程とその後の地震活動の比較，*地震* **2**，**51**，139-148，1998.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, and S. Yoshida, Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquake of 1996, *Geophys. Res. Letters*, **26**, 3161-3164, 1999.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, and T. Sagiya, Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquake in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth. Planet. System*, **53**, 793-803, 2001.
- 山中佳子・菊地正幸，東北地方のアスペリティマップ，*地震広報*，2001.
- Yoshioka, S., T. Yabuki, T. Sagiya, T. Tada, and M. Matsu'ura, Interplate coupling and relative plate motion in the Tokai district, central Japan, deduced from geodetic data inversion using ABIC, *Geophys. J. Int.*, **113**, 607-621, 1993.
- Wesson, R. L., Modeling aftershock migration and afterslip of the San Juan Bautista, California, earthquake of October 3, 1972, *Tectonophysics*, **144**, 215-229, 1987.
- Wyatt, F. K., Displacement of surface monuments: horizontal motion, *J. Geophys. Res.*, **87**, 979-989, 1982.
- Wyatt, F. K., Displacement of surface monuments: vertical motion, *J. Geophys. Res.*, **94**, 1655-1664, 1989.

図一覧

図 1-1	1968 年から 2001 年まで日向灘で発生した逆断層型の大中地震の断層メカニズム解 .	35
図 1-2	三陸沖で発生した $M_w6.0$ 以上の断層メカニズム解分布 .	35
図 2-1	国土地理院の GPS 観測網で観測された , 定常的な速度場 .	36
図 2-2	解析に使用した GPS 観測点分布と GPS 連続変位記録 .	36
図 2-3	原記録と , バイアスを取り除いた記録の比較	37
図 2-4	バックスリップモデルの概念図 .	38
図 2-5	バックスリップモデルを拡張したモデルの概念図 .	38
図 2-6	プレート境界面における滑り量の時空間変化を許したモデルの概念図 .	39
図 2-7	観測変位と (式 2-5) による理論変位との比較	39
図 2-8	(a) 震源分布と震源メカニズム解 . (b) 仮定したプレート境界面の断面図 .	40
図 2-9	本研究で仮定したプレート境界面の平面図 .	40
図 2-10	1996 年から 1998 年までの日向灘における滑り速度の時間変化 .	41
図 2-11	1996 年から 1998 年までの日向灘における滑り速度の推定誤差 .	42
図 2-12	900 日間の日向灘における滑り .	43
図 2-13	観測された GPS 連続記録と理論値の比較 .	44
図 2-14	(a) 日向灘で発生した非地震性滑り分布 . (b) 滑り時間関数 .	45
図 2-15	(a) 日向灘で得られた定常的な滑り分布 . (b) 間欠的なゆっくり滑り分布 .	45
図 2-16	地震時滑り分布 , 間欠的なゆっくり滑り領域 , 定常的なゆっくり滑り領域の比較 .	46
図 3-1	気象庁が決定した 1994 年三陸はるか沖地震の余震分布とメカニズム解 .	47
図 3-2	他の研究によって求められた , 地震時滑り分布 , 余効滑り分布 .	48
図 3-3	(a) 解析に使用した GPS 観測点 . (b) GPS 連続記録 .	49
図 3-4	本研究で仮定したプレート境界面の平面図 .	49
図 3-5	(a) 1994 年三陸はるか沖地震の地震時滑り分布 . (b) 最大余震の地震時滑り分布 . (c) 余効滑り分布	50
図 3-6	1994 年三陸はるか沖地震の余効滑り速度の時間変化 .	51
図 3-7	推定された 1994 年三陸はるか沖地震の余効滑り分布の推定誤差 .	51
図 3-8	観測された GPS 連続記録と理論値の比較 .	52
図 3-9	分解能テストの結果 .	53
図 3-10	1994 年三陸はるか沖地震の地震時滑り領域 , 最大余震の地震時滑り領域 , 余効滑り領域 .	53

図一覧

- 図 4-1** 日向灘で発生した地震時滑り領域，間欠的なゆっくり滑り領域，定常的な滑り領域の比較． 54
- 図 4-2** 三陸沖で発生した地震時滑り領域，間欠的なゆっくり滑り領域の比較． 54
- 図 4-3** 間欠的なゆっくり滑り領域と，1968 年十勝沖地震・1994 年三陸はるか沖地震の地震時滑り領域との比較． 55
- 図 4-4** (a) 1996 年日向灘地震に伴う地震時滑り領域と余効滑り領域の比較．(b) 1994 年三陸はるか沖地震の本震・最大余震の地震時滑り領域と余効滑り領域の比較． 55
- 図 4-5** 1994 年三陸はるか沖地震の余効滑り分布と，五十嵐（2001）によって同定された相似地震の位置． 56