

# 地震時滑りと非地震性滑りの相補関係

八木 勇治\* 菊地 正幸\*\*

## Partitioning between Co-seismic Slip and A-seismic Slip

Yuji YAGI \* and Masayuki KIKUCHI \*\*

### Abstract

Recent studies on relationship between sites for co-seismic slip and a-seismic slip are reviewed. Through analysis of seismic wave and Global Positioning System (GPS) data set, the sites for co-seismic slip and a-seismic slip have been obtained in Hyuga-nada and Sanriku region. Those studies show three important results: (1) the sites for co-seismic slip, episodic a-seismic slip, and continuous a-seismic slip do not overlap but complementarily share the plate boundary; (2) after-slip (post-seismic slip) may play an important role especially in the triggering large earthquakes; (3) the depth range of a-seismic slip may be controlled by not only a thermal effect but also some other factors such as lateral heterogeneity of fluid-pressure and serpentinization.

**Key words** : asperity, co-seismic slip, a-seismic slip, after-slip

**キーワード** : アスペリティ, 地震時滑り, 非地震性滑り, 余効滑り

### I. はじめに

地震とは、地殻またはマントル内に蓄積した歪みエネルギーを瞬時に解放する自然現象である。近年の研究により、地震時の応力解放過程（震源過程）が一様ではなく、強い不均一性を持つことが明らかになってきた。なぜ震源過程は複雑になるのだろうか？ この問いに答えるためには、大地震の応力蓄積・解放過程と、その場の不均質構造（断層面とその近傍における、構造、物性、摩擦構成則を規定するパラメタ等の空間的ばらつき）の関係を明らかにすることが重要である。

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。これらのデータを使用して、プレート境界における滑りの運動学的なモデルの構築が可能となりつつある。この運動学的なモデルは、大地震の応力蓄積・解放過程を理解する鍵となる。一方で、構造探査やコアボーリング等の研究により、沈み込み帯における不均質構造が明らかになりつつある。今後、プレート境界における滑りの運動学的なモデルと、沈み込み帯における不均質構造にどのような関係があり、どのように統一的に解釈できるかが重要になると考えられる。

本論説では、大地震の応力蓄積・解放過程を理

\* 建築研究所国際地震工学センター

\*\* 東京大学地震研究所

\* International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute

\*\* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

解する上で重要である「プレート境界で発生する地震時滑りと非地震性滑りの関係」について整理する。その前段として、近年の観測網の整備に伴い明らかになってきた非定常な非地震性滑りの性質について説明する。

## II. 非定常な非地震性滑り

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（多田ほか, 1997）。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）。非定常な非地震性滑りの時定数は、数時間から数ヶ月であり、通常の地震の時定数（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。非定常な非地震性滑りには、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; Ozawa *et al.*, 2002）がある。

地震に伴う非定常な非地震性滑りは、主に大地震後に観測され、余効滑り（After-slip, Post-seismic slip）と呼ばれている（例えば、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、浅部もしくは深部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る場合が多い（例えば、Wesson, 1987; Marone *et al.*, 1991; Reilinger *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; Iio *et al.*, 2002）。しかし、その特徴をGPS等の時間分解能が十分にある記録で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非定常な非地震性滑りは、東京湾（広瀬ほか, 2000）、房総半島沖（多田ほか, 1997; 原田ほか, 2000）、日向灘（Hirose *et al.*, 1999; Ozawa *et al.*, 2001; Yagi and Kikuchi, 2003）、カスケード地域（Dragert *et al.*, 2001）、南海道地域（藤井ほか, 2001; Ozawa *et al.*, 2002）など多くの場所で観測されており、「ゆっくり地震」「間欠的なゆっくり滑り」等の様々な名前で呼ばれている（例えば、Kawasaki *et al.*, 1995）。これらの非定常な非地震性滑りは、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非定常な非地震性滑りでは、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）。

## III. プレート間における地震時滑りと非地震性滑り

前章で述べたように、沈み込み帯における大規模な非定常な非地震性滑りは、M7クラスのモー

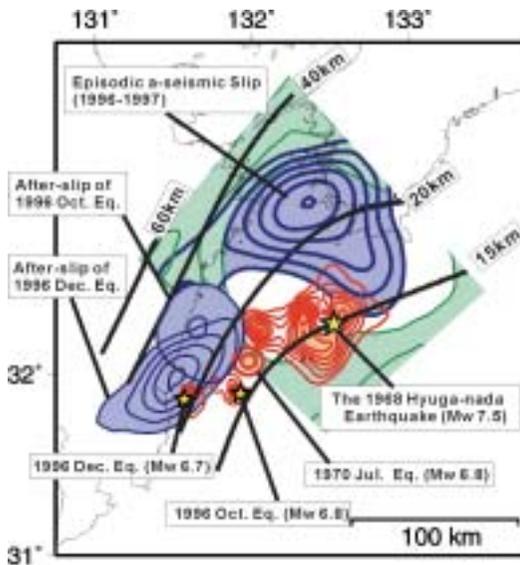


図 1 八木ほか (1998), Yagi *et al.* (1999) によって決定された 1968 年から日向灘で発生した  $M_w$  6.5 以上のプレート間地震の地震時滑り領域 (赤線), と Yagi *et al.* (2001), Yagi and Kikuchi (2003) で得られた非正常な非地震性滑り領域 (青線), 定常的な滑り領域 (緑線) の比較. 等深度線は黒線で示している. 地震時滑りについては, 最大滑り量の半値幅を塗りつぶしてある.

Fig. 1 Sites for co-seismic slip (red), episodic a-seismic slip (blue), and continuous a-seismic slip (green) which are obtained by Yagi *et al.* (1998, 1999, 2001) and Yagi and Kikuchi (2003).

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。このような非正常な非地震性滑りは, 地震発生領域における応力の再配分をもたらす。従って, 非正常な非地震性滑りとその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。

地震時滑り領域と非正常な非地震性滑り領域の関係として二つのモデルが考えられてきた。一つは, 地震時滑り領域と非正常な非地震性滑り領域が重なっている場合, もう一つは, 地震時滑り領域と非正常な非地震性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

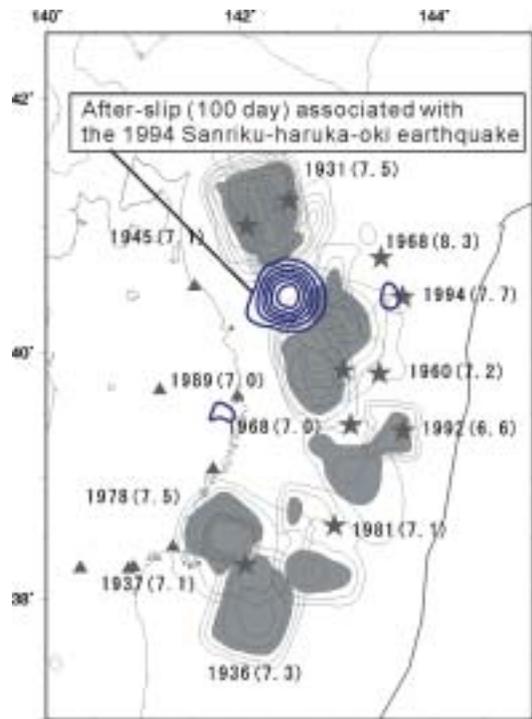


図 2 Yamanaka and Kikuchi (2003) によって推定された 1930 年から東北地方太平洋側の地震のアスペリティ分布 (灰色) と本研究で求められた 1994 年三陸はるか沖地震の地震後滑り領域 (青線) の比較. 最大滑り量の半値幅を塗りつぶしてある.

Fig. 2 Comparison of the area of after-slip (blue line) associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake and that of co-seismic slip (gray line) associated with past large earthquakes from 1930 to 2000 (Yamanaka and Kikuchi, 2001).

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, 非正常な非地震性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, 非正常な非地震性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, 非正常な非地震性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、非定常な非地震性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、二世帯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。この二つの地域をテストフィールドにして、地震時滑りと非地震性滑りの関係について、我々の研究成果をもとに整理する。

### 1) 相補的滑り特性分布

日向灘で発生した規模の大きなプレート間地震の地震時滑り分布は、近地強震動計や遠地実体波等の地震波形を使用して求められている (八木ほか, 1998; Yagi *et al.*, 1999)。また、1996年の日向灘地震に伴う余効滑り分布と、1996年から1997年にかけて豊後水道近傍で発生した非定常な非地震性滑りと定常的な滑りについては、国土地理院のGPS観測網を使用して決定されている (Yagi *et al.*, 2001; Yagi and Kikuchi, 2003)。これらの研究で得られた結果を図1にまとめる。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。図1より大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・非定常な非地震性滑り領域・定常的な滑り領域は互いに相補的な関係にあることがわかる。

三陸沖では、1930年代からの大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 (Yamanaka and Kikuchi, submitted)。しかし、昔の記録になればなるほど使用できる地震波形記録の質と量が落ちる上に、プレート境界で発生する地震は陸側の観測点網から離れた領域で発生しているために、滑り分布の詳細について議論することは困難である。しかし、大まかな滑り量分布のパターンはそれほど現実とかけ離れて

いないと考えられる。彼らは、これらの結果より、アスペリティのいくつかはここ100年の間に繰り返し滑っていることを指摘している。一方で、Yagi *et al.* (2003) は、国土地理院のGPS観測網によって得られた記録に地震時変動と地震後変動を分離する手法を適用して、1994年三陸はるか沖地震に伴う余効滑り分布を求めている。Yamanaka and Kikuchi (2003) で得られた結果とYagi *et al.* (2003) で得られた結果を比較すると、アスペリティと余効滑りは互いに相補的な関係にあり、日向灘で得られる結果と類似する (図2)。

以上をまとめると、アスペリティ・非定常な非地震性滑り領域・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、非定常な非地震性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非定常な非地震性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、地震とは独立な非定常な非地震性滑りが発生する可能性を指摘している。このことを考慮すると、地震とは独立な非定常な非地震性滑りは不安定 安定滑り遷移領域で発生している可能性が高い。

沈み込み帯における余効滑りの地震モーメントは、本震の地震モーメントに匹敵する。また、余効滑り領域は、地震時滑り領域の周りで発生していると言うより、むしろ限られた領域で発生している。これらのことを考慮すると、単に、安定滑り領域における大地震発生後の応力緩和現象のみで説明するのは困難で、余効滑り領域は応力をあ

る程度蓄積できる領域であることが示唆される。Scholz (1998) は、余効滑りが「不安定 安定滑り遷移領域」に位置する条件付安定滑り領域と安定滑り領域で発生していることを指摘している。

では、地震とは独立な非定常な非地震性滑り領域と余効滑り領域は、同じ摩擦構成則を規定するパラメータを持つのであろうか？ これに対する明確な答えはまだない。今後、GPS 観測、岩石実験や数値シミュレーションにより、地震と独立な非定常な非地震性滑り領域や、余効滑り領域を支配する具体的な構成則パラメータが明らかになることが期待される。

## 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。大地震の発生領域は、日向灘で、10 ~ 20 km (図 1) であるのに対して、三陸沖では、10 ~ 50 km (図 3) 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、安定滑りが促進され、歪みを安定滑りにより解放する (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、日向灘では沈み込むプレートの温度が高く、三陸沖では温度が低いことで説明できる。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。

非定常な非地震性滑り領域の深さは、日向灘で 15 ~ 40 km、三陸沖で 20 ~ 50 km 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、非定常な非地震性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フィリピン海プレートと陸側プレートの境界面の温度分布を求めた。彼らは、深

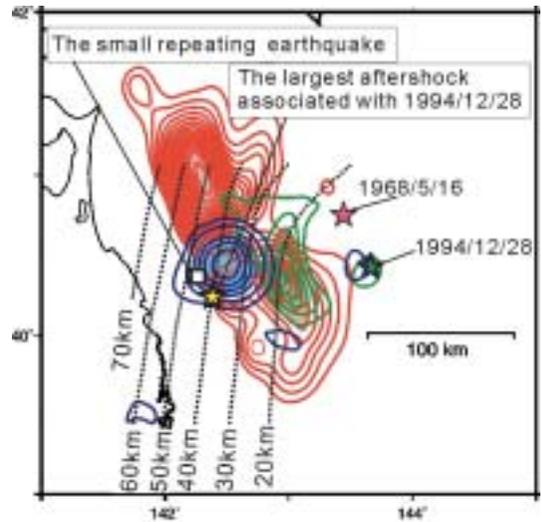


図 3 永井ほか(2001)によって推定された1968年十勝沖地震(赤線)と1994年三陸はるか沖地震(緑線)のモーメント解放分布、本研究で得られた1994年三陸はるか沖の地震後滑り分布(青線)を示している。地震時滑り分布のコンター間隔は、 $3 \times 10^{16}$  (Nm)。等深度線は点線で示している。1994年三陸はるか沖地震の最大余震を黄色星印で、Igarashi *et al.* (2003)によって同定された相似地震を四角で示している。

Fig. 3 Comparison of the sites for after-slip (blue line) associated with the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake and the moment release (After Nagai *et al.*, 2001). Red line indicate the moment release of the 1968 Tokachi-oki earthquake and green line indicate moment release of the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake. Yellow star and square denote the largest aftershocks of the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake and the small repeating earthquake identified by Igarashi *et al.* (2003).

さ 25 km における温度は 350 °、深さ 35 km における温度は 450 °に達しており、深さ約 25 ~ 35 km の範囲で不安定滑りから安定滑りへ遷移しているとの結論を得た。ここで作業仮説として、プレート境界面における温度は水平方向に大きく変化しないとす。大局的に見ると、非定常な非地震性滑りは不安定 安定滑り遷移領域である深さ

20 ~ 40 km 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非定常な非地震性滑りは深さ 15 km 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 50 km 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、マント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、震源領域におけるモホ面の深さは 20 km である (例えば, Takahashi *et al.*, 2000)。三陸沖における非定常な非地震性滑り領域の深さは 20 ~ 50 km の範囲であり、マントルウェッジの上面より深い領域に位置する。マントルウェッジでは、海洋プレートにより運ばれた水がマントルと反応して蛇紋岩化している可能性が多くの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)。蛇紋岩の構成則は、通常の摩擦法則とは異なり、低速滑りではクリープ、そして高速滑りでは摩擦滑りに移行する (Reinen *et al.*, 1994)。このような摩擦特性は、より非地震性滑りを促進する (例えば, Moore *et al.*, 1997)。非定常な非地震性滑りは、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。

### 3) 非地震性滑りと地震活動との関係

#### 1. 非定常な非地震性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、同年 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 1)。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 (Yagi *et al.*, 2003)。最大余震 ( $M_s$  6.8) は 1994 年三陸はるか沖地震の余効滑り領域の縁で発生している (図 3)。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。また、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、非定常な非地震性滑り領域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。

#### 2. 非地震性滑りと震源過程との関係

非定常な非地震性滑りは、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。特に、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が明らかにすることは重要である。永井ほか (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 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の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、地下構造の影響にあまり左右されないため、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。永井ほか (2001) によっ

て得られた1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の地震時滑り分布と、1994年三陸はるか沖地震の余効滑り分布(Yagi *et al.*, 2003)の比較を図2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余効滑り領域が位置する。このことは、余効滑り領域は大地震の動的な破壊伝搬を妨げており、地震時滑り量分布が不均一になる原因の一つであることを意味する。非地震性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。

### 3. 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)。永井ほか(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。本論説において、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。過去に非定常な非地震性滑り領域と定常的な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。

Igarashi *et al.* (2003)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3)。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(Neddeau 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。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(Yagi *et al.*, 2003)。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%とすることを意味する。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。

## IV. まとめと今後の展望

本論説では、日向灘と三陸沖における地震時滑り領域、非地震性滑り領域の関係について整理した。その過程で、我々が注目した結果は以下の通りである。

- 1) アスペリティ・非定常な非地震性滑り・定常的な滑り領域は相補的な関係にある。
- 2) 余効滑りは、周辺の地震発生領域に応力の再配分をもたらし、大中地震を誘発する。
- 3) 非定常な非地震性滑りの深さ範囲は、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。

まず、1)は、アスペリティ・非定常な非地震性滑り・定常的な滑り領域が、それぞれの場所ごと固有の滑り特性を持つことを示唆する。これは、将来の地震の震源過程を予測する上で重要である。アスペリティ分布が明らかになれば、より精度の高い強震動予測が可能となる。2)については、複雑な余震活動を理解する上で重要な鍵となる。つまり、大地震後の地震活動は、地震時すべりによるステップ状の静的な応力変化のみではなく、地震後の余効滑りによる応力変化の影響を受ける。3)は、沈み込み帯における地震活動を理解するためには、プレート境界における不均一性(断層面とその近傍における、構造、物性、摩擦構成則を規定するパラメタ等の空間的ばらつき)が重要であることを意味する。今後、プレート境界面における運動力学的なモデルと、プレート境界面における不均一性との関係の解明が重要となってくる。

沈み込み帯における地震活動を解明していくためには、地震波解析・地殻変動解析・構造探査・室内実験およびシミュレーションを含む理論研究の共同作業が必要である。地震波解析・地殻変動解析の立場からは、地震波形・地殻変動のどちらのデータも満足しうる統一的なプレート境界面における運動学的なモデルの構築が重要となってくる。運動学的なモデルの構築するにあたり、非地震性滑りの分解能をあげることが重要である。現在、相似地震を使用したプレート間滑りのモニターリングが可能となってきた。これらの情報と、GPS観測網のデータを同時に使用して、より高分解能な非地震性滑りの時空間分布を求めることが可能であろう。

## 謝 辞

匿名の査読者からいただいた有益なコメントは、本論説の改善に役立ちました。ここに記して感謝いたします。

## 文 献

- Brace, W.F. and Byerlee, J.D. (1970) California earthquakes - Why only shallow focus? *Science*, **168**, 1573 1575.
- Bürgmann, R., Gogan, M., Levin, V.E., Scholz, C., King, R. and Steblov, G. (2001) Rapid aseismic slip moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1331 1334.
- Dragert, H., Wang, K. and James, T.S. (2001) A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, **292**, 1525 1528.
- 藤井直之・廣瀬 仁・木股文照・山岡耕春・平原和郎 (2001): 2001年東海地域のゆっくり滑り. 日本地震学会2001年秋季大会, P141.
- Gao, S.S., Sliver, P.G. and Linde, T. (2000) Analysis of deformation data at Parkfield, California: Detection of long-term strain transient. *J. Geophys. Res.*, **105**, 2955 2967.
- Heki, K., Miyazaki, S. and Tsuji, H. (1997) Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, **386**, 595 598.
- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N. and Miyazaki, S. (1999) A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquake beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3237 3240.
- 広瀬一聖・川崎一郎・岡田義光・鷲谷 威・田中良明 (2000) 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.
- Hyndman, R.D. and Wang, K. (1993) Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2039 2060.
- Hyndman, R.D., Yamano, M. and Oleskevich, D.A. (1997) The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244 260.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2003) Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **108**, 10.1029/2002JB001920.
- Iio, Y., Kobayashi, Y. and Tada, T. (2002) Large earthquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 337 343.
- Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000) Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819 822.
- 加藤尚之・平澤朋朗 (1999) プレート境界面の不均一性によるエピソードな歪み変化の可能性. 月刊地球, **24**, 144 148.
- Kawasaki, I., Asai, Y., Tamura, Y., Sagiya, T., Mikami, N., Okada, Y., Sakata, M. and Kasahara, M. (1995) The 1992 Sanriku-oki, Japan, ultra-slow earthquake. *J. Phys. Earth*, **43**, 105 116.
- Kimata, R. (1992) Strain Event in 1985 1987 in the Tokai Region, Central Japan. *J. Phys. Earth*, **40**, 585 599.
- Lay, T., Kanamori, H. and Ruff, L. (1982) The asperity model and the nature of large subduction zone earthquake. *Earthquake Prediction Research*, **1**, 3 71.
- Linde, A.T., Gladwin, M.T., Johnston, M.J.S., Gwyther, R.L. and Bilham, R.G. (1996) A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature*, **383**, 65 68.
- Marone, C., Scholtz, C.H. and Bilham, R. (1991) On the mechanics of earthquake afterslip. *J. Geophys. Res.*, **96**, 8441 8452.
- Moore, D.E., Lockner, D.A., Shengli, M., Summers, R. and Byerlee, J.D. (1997) Strength of serpentine gouges at elevated temperatures. *J. Geophys. Res.*, **102**, 14787 14801.
- 中川靖弘・原田妙智子・川崎一郎・鷲谷 威 (2000) 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, Da 009.
- Neddeau, R.M. and Johnson, L.R. (1998) Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **88**, 790 814.
- 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.

- Olsekevich, D.A., Hyndman, R.D. and Wang, K. (1999) 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.
- Ozawa, S., Murakami, M. and Tada, T. (2001) Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan. *J. Geophys. Res.*, **106**, 787-802.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Yarai, H. and Nishimura, T. (2002) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.
- Pacheco, J.F., Sykes, L.R. and Scholz, C.H. (1993) Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *J. Geophys. Res.*, **98**, 14133-14159.
- Peterson, E.T. and Seno, T. (1984) Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10233-10248.
- Peacock, S.M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, **286**, 937-939.
- Reilinger, R.E., Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., Gurkan, O., Hearn, L., Feigl, K.L., Cakmak, R., Aktug, B., Ozener, H. and Töksoz, M.N. (2000) Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M=7.5, Izmit, Turkey earthquake. *Science*, **289**, 1519-1524.
- Reinen, L.A., Weeks, J.D. and Tullis, T.E. (1994) The frictional behavior of lizardite and antigorite serpentinites: Experiments, constitutive models, and implications for nature faults. *Pure Appl. Geophys.*, **143**, 317-358.
- Scholz, C.H. (1990) *The Mechanics of Earthquake and Faulting*. Cambridge University Press, New York.
- Scholz, C.H. (1998) Earthquakes and friction laws. *Nature*, **391**, 37-42.
- Scholz, C.H., Molnar, P. and Johnson, T. (1972) Detailed studies of frictional sliding of granite and implication for earthquake mechanism. *J. Geophys. Res.*, **77**, 6392-6406.
- 多田 堯・鷺谷 威・宮崎真一 (1997) GPS でみた変動する日本列島. *科学*, **67**, 917-927.
- Takahashi, N., Kodaira, S., Tsuru, T., Park, J., Kaneda, Y. and Kinoshita, H. (2000) Detailed plate boundary structure off northeast Japan coast. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1977-1980.
- Thatcher, W., Matsuda, T., Kato, T. and Rundle, J.B. (1980) Lithospheric loading by the 189 Riku-u earthquake, Northern Japan: Implications for plate flexure and asthenospheric rheology. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6429-6435.
- Tichelaar, B.W. and Ruff, L.J. (1993) Depth of seismic coupling along subduction zone. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2017-2037.
- Tse, T. and Rice, J.R. (1986) Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472.
- Yagi, Y. and Kikuchi, M. (2003) Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 10.1029/2002GL015664.
- 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子 (1998) 1968年4月1日, 日向灘地震 (M<sub>JMA</sub> 7.5) の震源過程とその後の地震活動の比較. *地震*, **51**, 139-148.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. and Yoshida, S. (1999) Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquake of 1996. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3161-3164.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. and Sagiya, T. (2001) Coseismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan. *Earth. Planet. System*, **53**, 793-803.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. and Nishimura, T. (2003) Coseismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-harukaki, Japan, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2003GL018189.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (submitted) Asperity map along the subduction zones in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.*
- Wesson, R.L. (1987) Modeling aftershock migration and afterslip of the San Juan Bautista, California, earthquake of October 3, 1972. *Tectonophysics*, **144**, 215-229.

(2003年9月2日受付, 2003年11月17日受理)