総合報告

非地震性すべりの時空間変化と大地震の発生予測 —三陸沖における近年の進展を中心に—

京都大学防災研究所地震予知研究センター* 飯尾能久

東京大学地震研究所地震予知研究協議会企画部** 松澤 暢・吉田真吾・加藤照之・平田 直

Spatial and Temporal Changes of Aseismic Slip and Its Role on Earthquake Forecasting

Yoshihisa Iio

Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention Research Institute,
Kyoto University Gokasho Uji, 611-0011, Japan

Toru MATSUZAWA, Shingo YOSHIDA, Teruyuki KATO and Naoshi HIRATA

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo
1-1-1 Yayoi Bunkyo Tokyo, 113-0032, Japan

(Received August 1, 2002; Accepted May 16, 2003)

We review recent studies on spatial distribution of asperities, and space-time variations of aseismic slips deduced from analyses of strong ground motions, displacement rates, continuous crustal deformations, and repeated microearthquakes in the Sanriku-oki region along the Japan trench. These various analyses suggest a possible scenario about occurrence of large earthquakes; asperities, which are defined as areas of large slips at earthquakes, repeatedly break when the stresses at asperities are loaded and reach to their strengths by aseismic slips occurring in the surrounding regions. If this scenario is the case and we estimate the strength, extent of asperities, and space-time variations of aseismic slips around the asperities, we will be able to forecast occurrence of large earthquakes to some extent. Moreover, we will be able to simulate the whole subduction process including seismic cycles along a subducting plate boundary if we find a conclusive constitutive law of frictional slip and succeed in estimating detailed distribution of the frictional parameters on the plate boundary. Although loading and generation mechanisms of intraplate earthquakes might not be the same as the interplate ones, the slow slips along the fault surface must play an important role for their generation.

Key words: Aseismic slip, Asperity, Earthquake forecasting, Repeated earthquake.

§1. はじめに

近年、大地震のすべり量は断層面上で一様ではなく、大きなところや小さなところがある不均質な分布を示すことが明らかになってきた(例えば、菊地(1991)の解説

参照)。地震時にすべり量の大きなところは、断層面の固着が「強い」ところであると「推定」されており、アスペリティと呼ばれている[Lay and Kanamori (1980), Lay *et al.* (1982)]. 逆に、すべり量の小さなところは、固着が「弱く」、非地震性すべりが起こっている領域と考えられている。このように、大地震のすべり量の不均質な空間分布は、断層面の摩擦特性の不均質な分布に起因す

* 〒611-0011 宇治市五ヶ庄

** 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

る、非地震性すべりの空間変化を反映していると考えられている。これらの非地震性すべりの時空間的な推移を明らかにすることにより、大地震の発生予測へ道を開くことが可能であると考えられる。

地震の発生予測が一般的に困難であると考えられているのは、地震が、ガラスのような均質な弾性体中の破壊現象に類似したものとして捉えられているためであろう。破壊現象においては、応力が媒質の強度を超えたときに破壊が始まる。強度分布の不均質性がその平均値に比べて小さい場合、いったん始まった破壊は、速やかに加速し、巨視的な破壊となる。地震の場合について言えば、断層面上の強度分布が比較的均質な場合は、強度の小さな点で始まった小さな破壊でも、周囲の強度を超える応力集中を生み出し、急激な主破壊に成長すると考えられる。このような場合には、急激な主破壊の「前ぶれ」は大変小さなものであり、それを捉えることにより、破壊の発生時を予測することは困難であると考えられる。一方、強度分布の不均質性が大きい場合には、強度の小さな部分で始まった破壊は、初めのうちは周囲の強度の大きな部分に阻まれて急速に加速できず、ゆっくりしたすべりになると考えられる。上記は定性的な推定に過ぎないが、定量的には、摩擦特性の空間的な不均質によって大規模な非地震性すべりが起こることが知られている[例えば、加藤(1996)の総合報告参照]。したがって、このような非地震性すべりの成長過程を時空間的に追跡することによって、急激な大破壊の発生場所や発生時刻が予測できる可能性がある。

本総合報告では、プレート境界における非地震性すべりの時空間変化に関する観測事実について、近年、日本列島で得られた成果、特に三陸沖で様々な手法により推定された成果を中心にレビューする。まず、§2において用いる用語の定義を行う。§3において、3.1節では様々な手法によるプレート境界におけるカップリングの推定結果を、3.2節ではカップリングの推定手法における問題点を、3.3節では大地震の発生予測にとって特に重要と考えられるアスペリティの連動と非地震性すべりの加速という課題を、3.4節ではこれらの背景となる物理について議論する。続いて、§4において、内陸地震についても、同様の過程が存在するかどうか検討する。そして、非地震性すべりの時空間変化を地震発生予測へつなげるための課題について議論する。

なお、本報告で紹介する研究成果およびオリジナルの図は、文献リストを参照するか、あるいは、地震予知研究協議会(2000, 2001, 2002)および、地震予知研究協議会のHP(www.eri.u-tokyo.ac.jp/YOTIKYO/index.htm)の成果報告で参照することが可能である。

§2. 用語の整理

アスペリティや非地震性すべりに関しては、近年急速に進化した研究テーマであり、用語の定義や使い方についての共通認識がまだ必ずしも得られていない。最初に、それらの概念の整理を試みる。

アスペリティについては、松澤(2001)による解説を紹介することにより話を始める。アスペリティという言葉は、1) 断層面中の突起、2) 強度の大きな領域、3) 地震時の単位面積あたりのモーメント開放量が大きな領域という3通りの使い方が、厳密には区別されずに用いられていることが多い。この概念を最初に地震学に持ち込んだLay and Kanamori(1980)は、2)としてこの言葉を用いた。しかし、現在の地震学でデータに基づいて推定できるのは3)であり、1),2)には解釈が入っている。そこで、松澤(2001)は、混乱を避けるため、一般的に用いられている用法を尊重して、「強度が大きくかつ地震時のみすべり、普段は固着している領域」をアスペリティと呼び、3)を「大すべり域」として区別した。「大すべり域」で「強度が大きい」ことは、まだ確かめられたわけではないからである。さらに、「強度」自体が定義の難しい概念である。

アスペリティの定義として、3)のように、すべり量だけに着目する現象論的、運動学的なものを採用するか、2)のように、強度の絶対値が大ききところという力学的なものを採用するが問題となる。断層面上ですべり量の大きなところは、一般的には、応力降下量が大きい。また、摩擦強度の絶対値が大きい場合は、応力降下量も大きい傾向にあると考えられる。したがって、上記の2通りの定義は、基本的には同様のものである可能性が高い。しかし、上述したようにこのことは観測データから検証された訳ではない。プレート境界における非地震性すべりの時空間変化という運動学的な特性を、断層の摩擦という力学的な特性に関係づけて理解することが、大地震の発生予測において最も重要な研究課題であると考えられる。その意味で、まだきちんと解明されていない力学的な性質を定義として用いることは、研究の幅を狭める恐れがある。

そこで、本報告では、今後の課題を明確に示すことを第一に考え、運動学的なアスペリティの定義を採用する。つまり、アスペリティは、地震時にすべりが大きなところであり、地震間はずべりが全くないかあるいは非常に小さいところである。ただし、強度が大きくて固着している領域に囲まれた固着していない領域が存在した場合、その領域は、地震間はずべりにくく、地震時にすべりが大きくなると考えられる。上記の定義によると、この領域はアスペリティということになるが、断層面は

必ずしも固着しているわけではない。しかし、この問題はアスベリティの内部構造やその実体に関係しており、今後の重要な研究の対象であり、さらなる研究の進展により将来的には整理されるものと考えられる。

アスベリティと同様に、非地震性すべりの大きさと「固着」の程度を表す場合も複数の用語が用いられている。本報告では、「見かけの固着」の程度を表すものとして「すべり欠損 (slip deficit)」（Savage [1983]）を用いる。断層が全く固着していない場合は、すべり欠損はゼロ、完全に固着している場合は、単位時間あたりプレートの相対速度分のすべり欠損となる。すべり欠損の量は、断層面の「力学的な固着の強さ」を表しているのではなく、沈み込み帯について言えば、陸側プレートが海洋プレートに対してどれだけ追従して運動しているかどうかを示す尺度である。アスベリティのところで議論したように、仮に単位時間あたりのすべり欠損がプレートの相対速度と同程度であっても、断層面上の個々の点が本当に力学的に「固着」しているとは限らないことに注意する必要がある。完全に固着している領域の周りに摩擦ゼロの領域があった場合、そこでは、固着域に引きずられてすべり欠損が生じるはずである。このように、「すべり欠損」は断層の固着状況を示すパラメータとしては不十分なものであるが、断層の固着状況を推定する方法が開発されるまでは、固着状況を示すある程度客観的な指標として「すべり欠損」を使わざるを得ない。そして、本報告のアスベリティの定義によると、真の固着域の周囲にあって、それに引きずられてすべり欠損が生じる部分も含めて、アスベリティと呼ぶことになる。

断層のある部分のすべり速度がプレートの相対運動速度を超えた場合、そのすべりをフォワードスリップと呼ぶことが多い。本報告ではそれを、すべり欠損に対応させて「すべり過剰」と呼ぶことにする。

§ 3. プレート境界における非地震性すべりの時空間変化

3.1 プレート境界におけるすべり欠損の推定

3.1.1 アスベリティ破壊の再現性

三陸沖に発生した大地震に関して、不均質なすべり量分布のパターンには基本的に再現性があること、つまり、同じアスベリティが繰り返し破壊している可能性が高いことがわかってきた。気象庁の1倍強震記録およびWWSSNの遠地記録を活用することにより、1994年三陸はるか沖地震のアスベリティは、1968年十勝沖地震のアスベリティの一つが再び破壊したものであることが示された[永井・他(2001)]。

1994年三陸はるか沖地震について永井・他(2001)に

より推定されたアスベリティの位置は、Tanioka and Ruff (1996) や Nakayama and Takeo (1997) と調和的である。1968年十勝沖地震についてのすべり量分布については様々な研究結果がある[たとえば Kikuchi and Fukao (1985), Mori and Shimazaki (1984), Satake (1989)], それぞれ分布が微妙に異なっている。これは、当時の観測データの少なさに起因するものであると考えられる。永井らの結果は、1968年と1994年の地震の両方を同じ手法で解析したものであり、少なくとも両者のすべり量分布の相対的位置関係については、今のところ最も信用できる結果であると考えられる。一方、1994年の分布については、上述のとおり他の研究とそれほど違いがない。したがって、永井らの結果は絶対位置についてもかなり信頼できると考えられる。Tanioka and Ruff (1996) は、1968年と1994年の地震について、「最大のすべり量を示したアスベリティが異なっている」ことを述べているが、永井らの結果と矛盾はない。

この結論は余震分布によっても裏付けられている。近年、大地震のすべり量が大ききところでは、余震は少ない傾向があることがわかってきた。余震分布が、本震のすべり量分布を反映しているということであり、余震分布から本震に関する情報を得ることができると考えられる。1994年三陸はるか沖地震の余震は、1968年十勝沖地震の余震分布の一部分に重なって発生しており[永井・他(2001)], 2つの地震の本震のすべり量分布が似ていることを強く示唆している。1968年十勝沖地震の余震分布の一部分しか重なっていないのは、後述するように、1994年三陸はるか沖地震は、1968年十勝沖地震で破壊したアスベリティの一部しか破壊していないからだと考えられる。

三陸沖では、さらに古い地震の波形記録を活用することにより、同じ地域で再来する地震について、特定の領域においてすべり量が毎回大きい(アスベリティの位置に再現性がある)ことが明らかになりつつある[山中・菊地(2001)]。

これにより、われわれは地震の破壊域をこれまでと異なった視点から解釈できるようになった。従来は余震域から大地震の破壊域を推定していたが、これに基づいて推定された三陸沖の破壊域は、相互に重なっており、複雑な様相を呈している[Umino *et al.*, (1990)]. 1968年十勝沖地震の破壊域に着目してみると、Fig. 1に模式的に示されているように、従来の見方では、1968, 1989, 1994年の3つの地震の破壊域が複雑に重なっていた。しかし、アスベリティに着目する新しい捉え方によると、1968年十勝沖地震の震源域は3つのアスベリティからなり、1968年十勝沖地震では3つのアスベリティ

従来の見方

○ 地震すべり

■ 非地震性すべり

新しい見方

アスペリティー

Fig. 1 A cartoon showing a distribution of asperities in and around the focal region of the 1968 Tokachi-oki earthquake (Yamanaka and Kikuchi (2001)).

が全て破壊したが、1989, 1994 年の地震では、それぞれ 1 つのアスペリティが破壊したに過ぎないと推定されている [山中・菊地 (2001)]。

このことは、大地震は、地震を一つの単位として見るのではなく、それをさらに分解してアスペリティを単位として見るのが、より本質的であることを示している。

山中・菊地 (2001) の結果は、大地震が永続的な有限サイズのアスペリティによって規定されるという Lay and Kanamori (1980) のアイデアを、実際のデータから検証したことになる。これはまた、特徴的なサイズが存

在しないことを前提とする単純な自己組織化臨界現象モデル [例えば、Bak *et al.* (1987)] が成り立っていないことを示していて、大地震の発生位置・規模・時期に予測可能性が存在することを強く示唆している。松澤 (2001) は、固有地震モデル [例えば、松田 (1975)] の妥当性についての議論で、この問題を詳しく解説しているので、詳しくはそちらを参照されたい。

3.1.2 大規模な余効すべりの検知

それでは、沈み込むプレートの地震発生域について、アスペリティ以外の領域はどのようなすべりを起こしているのだろうか？

近年、歪計・傾斜計データや GPS データの注意深い解析により、さまざまな時定数をもつ地震後のゆっくりすべりが多数発見された。まず、三陸沖において、1989 年と 1992 年に起こった M_w 7 クラスの地震に続いて、時定数が 1 日から 10 日程度のゆっくりしたすべりが発生したことが推定されている [Kawasaki *et al.* (1995), 川崎・他 (1998), Kawasaki *et al.* (2001)]. 1992 年のゆっくりしたイベントの M_w を計算すると 7.5 程度となり、地震波から求められたものの 3~10 倍の地震モーメントをもっていることから、川崎・他 (1998) は、これらを地震に伴う余効すべりとは位置づけず、先行した地震を含めて「超スロー地震」と呼んだ。「超スロー」と呼んだのは、スロー地震（数百秒程度までの時定数を持ち、地震計で記録される地震）よりも長周期であるが、通常の地震を伴うという意味で、サイレント地震（数百秒より周期が長く、通常の地震計では記録されず、歪計などの数時間以上の帯域まで感度をもつ計器でのみとらえられるイベント）とも違うからである。

1994 年三陸はるか沖地震の後にも、ゆっくりしたすべりが検知されており、その地震モーメントは本震に匹敵する [Heki *et al.* (1997), Nishimura *et al.* (2000)]. 1989 年と 1992 年の「超スロー地震」は、1994 年三陸はるか沖地震の震源域の南側、海溝よりで発生したと推定されている [Kawasaki *et al.* (2001)].

日向灘においても、1996 年 10 月と 12 月に発生した 2 つの $M6.7$ の地震について、アスベリティのサイズは小さいが、地震後にアスベリティ周辺で大規模な非地震性すべりが発生したことが推定されている [Yagi *et al.* (2001)].

このように、日本列島周辺のプレート境界においては、これまで知られていなかったような大規模な余効すべりが発生することが分かってきた。川崎・他 (1998) はこれらを「超スロー地震」と呼んだが、本報告では、誘発された部分を「大規模余効すべり」と呼ぶことにする。大規模余効すべりについては、以前はその存在すら知られていなかったが、プレート境界における非地震性すべりの時空間変化を明らかにする上において、その寄与を考慮に入れる必要がある。

3.1.3 GPS による非地震性すべりの推定

三陸沖のプレート境界においては、アスベリティでもないし、大規模余効すべりの発生も知られていない領域が存在する。この領域のすべり欠損の時空間変化はどうなっているのだろうか？

プレート境界におけるすべり欠損の推定は、これまで主に、陸上の GPS データを用いて行われてきた [例えば、鷲谷 (1998)]. 国土地理院による GPS データ

(GEONET, Sagiya *et al.* (2000)) などから、日本海東縁の衝突および過去に発生した大地震の余効変動の効果などを補正して、1996 年 4 月 1 日から 1999 年 3 月 31 日までの三陸沖におけるすべり欠損の分布が推定されている [例えば、西村 (2000)]. 西村 (2000) の得た結論を以下に要約する。

(1) 1994 年三陸はるか沖地震の震源域では、1996 年以降すべり欠損が急激に大きくなり、1999 年には完全に固着している状態となった。

(2) プレート境界面上における 1994 年三陸はるか沖地震の震源域の深部延長、深さ 50~80 km において、すべり過剰が、少なくとも本震発生の 1.25 年後から 2000 年まで続いている。

(3) 宮城県沖から内陸にかけて、10 cm/年におよぶすべり欠損が推定されている領域の深部に、深さ 80 km 程度まですべり欠損が推定された。

(4) 1952 年十勝沖地震の震源域では、10 cm/年より大きなすべり欠損が推定されている。一方、その深部延長では、1994 年三陸はるか沖地震の深部延長と同様なすべりが推定されている。

得られた結果の信頼性については後ほど議論する。プレート境界の断層の強度回復過程を明らかにしたこと、および、深部延長での余効すべりを捉えたことは特に重要である。

深部延長で余効すべりが起こったということは、地震サイクルを通してのすべり量の総和を考慮すると、余効すべりが収まった後のすべり速度が、プレートの相対運動速度を下回るということを意味している。したがって、この場合は、深部延長ですべり欠損があることになる。しかし、最初に述べたように、この場合においても、「すべり欠損がある」ということと「応力蓄積がある」（力学的に固着している）ということは同義ではないことに注意する必要がある。

一方、1994 年三陸はるか沖地震前の半年くらいの間、震源域に近い青森県階上（はしかみ）町の水平変位速度が小さいことが報告されている [西村 (2000)]. これは、地震発生前に、震源域で非地震性すべりが始まった、あるいは、深部延長で定常的だったすべりが加速した可能性を示唆している。このような例が一般的であるかどうかを明らかにすることは、地震予測において大変重要である。

3.1.4 相似地震による非地震性すべりの推定

陸の GPS データによるプレート境界のすべり欠損分布の推定は、観測網から離れた領域の推定を行うことや内陸のプレート内変形の影響を受けることなどから、その結果の信頼性については検討する必要がある。米国の

サンアンドレアス断層において、相似地震を用いてプレート間の非地震性すべりの時空間変化を検出する手法が開発されている[Nadeau and Johnson (1998)]が、三陸沖における相似地震の研究により、三陸沖においても同手法が有効に適用できることが明らかになり、GPSとは独立に非地震性すべりの時空間変化が解明できる道筋ができた[五十嵐・他(2000), Igarashi *et al.* (2003)]. さらに、場所によってはGPSよりも高分解能で時空間変化を検出できる可能性がでてきた。

相似地震は、非地震性すべり領域に囲まれた非常に小さなアスペリティの繰り返し破壊によって発生していると考えられている[Nadeau and Johnson (1998)]. 周囲の領域は非地震性すべりを起こしているのに対して、非常に小さなアスペリティは、地震時以外は完全に固着していると仮定される。この場合、非常に小さなアスペリティには、周囲の領域における非地震性すべりによって応力が蓄積される。周囲の領域における非地震性のすべり量とアスペリティの破壊との関係は、アスペリティの規模(大きさ)および強度によって決まる。サイズの大きなアスペリティでは、それを破壊するために必要とされる非地震性すべりの量も大きくなる。アスペリティの強度は、個々の相似地震のすべり量を決めることが難しいので、経験的に決めざるを得ない。

米国のサンアンドレアス断層においては、非地震性のすべり速度を測地学的な情報から推定し、相似地震の発生間隔をすべり速度にかけ算して、そのアスペリティが支えられる限界の歪をもたらす非地震性すべり量を求めている[Nadeau and Johnson (1998)]. 多くの相似地震に対してこの関係を調べることで、地震モーメントとアスペリティの支えられる限界の歪をもたらす非地震性すべり量との統計的な関係式が得られる。この限界非地震性すべり量と地震時のすべり量が等しいと仮定すると、この関係式を用いて個々の相似地震の地震モーメントから地震時のすべり量が得られる。これにより、測地学的な情報がない場合でも、この関係式から計算された相似地震のすべり量を発生間隔で割り算することにより、そのアスペリティ周辺における非地震性のすべり速度が逆に求められるというわけである。したがって、その統計的な関係が実際に成り立つかどうかについて注意することが必要である。

相似地震をモニターすることにより非地震性すべりの平均速度が求められる。プレート境界において、GPS観測からすべり欠損が大きいと推定されている領域では、相似地震はほとんど発生しておらず、その周囲の、すべり欠損がやや小さいと推定されている領域で相似地震は多発しており、すべり欠損が大きい領域の周囲では非地

震性すべりが発生していることが推定された[五十嵐・他(2000)]. ただし、1989年と1992年の大規模余効すべりの震源域においても、多数の相似地震が起こっている。さらに、相似地震解析から、三陸はるか沖地震前に、その震源域の深部延長において、非地震性すべりがプレート間相対速度より大きかった可能性が示唆されている[五十嵐・他(2000)]. これは、GPSデータによる推定と整合的である。

3.1.5 釜石沖における中規模地震の予測

三陸沖において見つかった相似地震の中で最大のものが、岩手県釜石沖のクラスターである。波形・発震機構解ともほぼ同じ $M4.8 \pm 0.1$ の地震が、約5年間隔で規則的に発生している[Matsuzawa *et al.* (2002)]. このような固有地震的な活動は、安定すべり域に囲まれた小さなアスペリティの繰り返しすべりによると考えられる。1995年3月11日の最後の地震発生から計算して、次の地震は2001年11月末までに99%の確率で発生し、その大きさは $M4.8 \pm 0.1$ であると予測されていたが[五十嵐・他(1999)]2001年11月13日に予測通り $M4.7$ の地震が発生した。これは、時期・場所・規模の3要素すべてに関して、予測が成功した例として大変重要である。さらに、岡田・他(2002)は、1995年と2001年の地震の破壊過程を精細に検討し、すべり量分布がほとんど同じであることから、釜石沖では、単純なアスペリティモデルが成り立つ、つまり、アスペリティ破壊の再現性があることを明らかにした。

この例は、条件が整えば、地震はある程度の規則性をもって発生することを示している。条件としては、他のアスペリティとの相互作用がないこと、およびアスペリティの周囲の非地震性すべりが時間変化しないことなどが考えられるが[五十嵐・他(1999)], 観測データから検証することが重要であろう。

3.2 固着の程度の推定手法における課題

3.1.で述べたように三陸沖においては、アスペリティマッピング[山中・菊地(2001)], 大規模余効すべりの検知[川崎・他(1998), Kawasaki *et al.* (2001)], GPSデータの解析[西村(2000)], 相似地震による非地震性すべりの推定[五十嵐・他(2000)]等により、プレート境界における固着の実体と非地震性すべりの時空間変化が明らかにされつつある。これまで三陸沖におけるサイスミックカップリング(プレート相対運動量に対して地震により解放されるすべり量の割合)は、全体として20~30%であると考えられてきた[例えば, Ruff and Kanamori (1980)]. 上記の研究は、大規模余効すべりを含めると地域によってはその値は50%を超え100%となるところもあること[Kawasaki *et al.* (2001)], 固着の

強い領域（アスペリティ）には明瞭な地域性があること〔山中・菊地 (2001)〕など、これまでは漠然としか捉えられていなかったプレートの相対運動と地震発生過程の実体を明らかにし、地震の長期予測が原理的には可能であるとの展望を与えたといえる。

3.2 では、3.1. で述べた固着の程度の推定手法に関して今後解決すべき問題点について述べる。

3.2.1 非地震性のすべり速度の推定における課題

3.2.1.1 内陸のプレート内変形の影響

陸の GPS データからプレート境界のすべり欠損分布を推定することには、精度と分解能に限界がある。1952 年の十勝沖地震の震源域においては、最大 20 cm/年というすべり欠損が推定されているし、その深部では逆にすべり過剰が推定されている〔西村 (2000)〕。この大きなすべり欠損域の深部のすべり過剰が真実であるならば、前述のとおり大地震の発生予測において大変重要である。

しかしながら、十勝沖で得られた上記の最大 20 cm/年というすべり欠損の推定値はプレートの相対速度に比べて大きすぎるので、結果の妥当性について検討する必要がある。日高地方においては、内陸のプレートが非弾性的にプレート内変形している可能性があり〔加藤・他 (2001)〕、すべり欠損分布の推定においては、これらの影響も考慮すべきであろう。西村 (2000) の結果では、日本海東縁部で年間 5 cm 程度の衝突が推定されているが、この値も推定されているプレート間相対運動速度〔例えば、Heki *et al.* (1999)〕りかなり大きい。したがって東北地方においても北海道と同様にプレート内変形が生じている可能性がある。

残念ながら、内陸のプレートの歪速度について、そのプレート内変形と沈み込むプレートによる寄与を区別することは難しい。プレート内変形の機構がまだ解明されていないことが原因の 1 つである。さらに、日本列島の内陸におけるプレート境界の位置やそこでの変形機構についても、日本列島の内陸にプレート境界はないという意見まであり、定説はまだ得られていない〔Iio *et al.* (2002)〕。最近、沈み込むプレート境界から離れた、跡津川断層や糸魚川静岡構造線北部で、断層とその深部における変形機構について、精力的な研究が行われている〔平原・他 (1998), Sagiya *et al.* (2002)〕。これらの研究により、日本列島内陸の変形の基本的な仕組みがモデル化されれば、その知見を活用することにより、プレート内変形と沈み込むプレートによる寄与を区別できる可能性がある。

内陸における変形がプレートの衝突境界である場合は〔例えば、Shimazaki & Zhao, 2000〕、それに起因する変

形は、境界から離れると水平変動が卓越すると考えられる。したがってこの場合には、沈み込み帯近傍で観測される水平変動データは、沈み込みおよび内陸における衝突による変動の両方を含むが、上下変動データは、沈み込むプレートの影響を主に反映していると考えられる。

よって、沈み込み帯においてすべり欠損を推定する場合に、上下変動データを解析に用いることが有効であろう〔Aoki and Scholz, 2003〕。

内陸側の地殻・最上部マントルの粘弾性的な変形についても考慮する必要がある。例えば、内陸側の最上部マントルの緩和時間がプレート境界の大地震の発生間隔よりずっと短い場合には、最上部マントルが応力緩和を起し、プレート境界の固着による変形は、プレート境界から内陸遠くまでおよぶ〔Wang *et al.*, 2001, Hyodo and Hirahara, 2003〕。この場合に、もし半無限弾性体を仮定してすべり欠損を求めると、見かけ上、固着がプレート境界の深部まで及んでいるような結果が得られると考えられる。

3.2.1.2 相似地震に関するスケーリング則

三陸沖における相似地震による非地震性すべりの推定においては、サンアンドレアス断層において得られた相似地震の発生間隔とプレートのすべり速度のスケーリング則〔Nadeau and Johnson (1998)〕が用いられている〔五十嵐・他 (2000)〕。サンアンドレアス断層においては、相似地震の発生する深さは数 km から 15 km 程度の範囲にあるのに対して、三陸沖では、海溝近くの浅い地震から、深さ 50 km を超える地震も対象としている。このような広い深さ範囲の地震についても同一のスケーリング則が成り立つかどうかについての検討が必要である。また、横ずれ断層と逆断層では、法線応力の違いに起因して断層の強度が異なる可能性があるが、この効果も考慮に入れるべきであろう。

3.2.2 推定された結果の整合性

GPS により推定されたすべり欠損の大きな領域〔西村 (2000)〕は、基本的には山中・菊地 (2001) によるアスペリティの分布と調和的である。つまり、1968 年十勝沖地震および 1978 年宮城県沖地震のアスペリティとその周辺において、すべり欠損が大きく求められている。ただし、1994 年三陸はるか沖地震で破壊しなかった、1968 年十勝沖地震の最大のアスペリティ A (Fig. 1) は、西村 (2000) により推定された固着域と非地震性すべり域の境界付近に位置している。

1989 年と 1992 年の大規模余効すべりのアスペリティがマッピングされている、北緯 39~40 度、東経 143~144 度の領域では、GPS により推定されたすべり欠損は小さく〔西村 (2000)〕、相似地震が多数発生して

いる[五十嵐・他(2000)]. この領域では、ここ数十年間にわたるすべり欠損は小さいと考えられており[川崎・他(1998), Kawasaki *et al.* (2001)], 少なくとも、1968年十勝沖地震および1978年宮城県沖地震の震源域に比べて、固着の程度は小さいものと推定される。しかし、この領域は陸から遠く、すべり欠損の推定が難しいところである。

この領域は海溝近くとしては例外的に微小地震活動も相似地震活動も活発で、かつ $M6$ 以上の地震も発生していることから、全く固着しておらずプレートの相対運動と同じ速度で非地震性すべりを起こしている部分とは異なると考えられる。そもそも、相似地震は、非地震性すべり領域に囲まれた非常に小さなアスペリティの繰り返し破壊によって発生していると解釈したわけであるから、その解釈に従えば、相似地震が多数発生することは、その領域が若干なりとも固着していることを示している。つまり、相似地震は、固着の程度が大きな領域では発生しないが、プレートの相対運動と同じ速度で非地震性すべりを起こしている、つまり完全にずるずるすべっている領域でも発生しないと考えられ、その意味でも、大きなアスペリティの周囲で発生していることは背けるものである。相似地震の発生する、すなわち小さなアスペリティが多数存在する領域で大規模余効すべりがどのように発生するかは大変興味深い問題である。

2.3 固着の程度を決める要因の解明 ―アスペリティの実体―

これまで、プレート境界における非地震性すべりの時空間変化の解明のための、現象論的なアプローチについて述べてきた。十分なデータに基づき非地震性すべりの時空間変化の推定が可能となれば、これまで発生した大地震時の応力降下量の空間分布を断層の強度分布の指標と見なして、運動学的なモデルにより、大地震の長期的な発生予測が可能となると考えられる。しかし、上記で述べたように、各手法にはそれぞれ解決すべき課題があり、非地震性すべりの時空間変化の推定においては、現時点では不確定な部分が存在する。この部分を違った側面からの情報で補い、より確からしい非地震性すべりの時空間変化を推定することが重要である。例えば、固着域の下限の深さは温度構造によって決まると仮定し[Hyndman *et al.* (1995)], 設定した深さで浅いすべり欠損のみを考慮するという方法も行われている[Mazzotti *et al.* (2000)]. つまり、固着や非地震性すべりを決める要因を解明することにより、その先験的な情報を加味して、非地震性すべりの時空間変化をより精度良く推定することが可能となると考えられる。また、このことは、動力学的なシミュレーションを行う場合にも、必要不可

欠な情報であると考えられる。

そこで、本節では、これまで触れていなかった、アスペリティと非地震性すべりの領域の力学的特性について議論を行う。

3.3.1 アスペリティと非地震性すべり領域の力学的特性

アスペリティと非地震性すべりの領域の力学的な性質の違いは、摩擦特性の違いであると考えられる[例えば、ショルツ(1993), 加藤(1996)]. 本報告は準静的なすべりを主な対象としているので、単純な速度-状態依存摩擦則[Dietrich(1979), Ruina(1983)]を仮定して話を進める。ただし、すべり依存摩擦則を重視する考えがあるように[例えば、大中・松浦(2002)], 現実の断層がどのような摩擦構成則に従うのかはまだ明らかではなく、それを解明すること自体が重要な課題であることを強調しておく。

単純な速度-状態依存摩擦則の下では、非地震性すべりは、定常状態において摩擦力が速度とともに増大する速度強化か、あるいは速度弱化でもすべり量に対する摩擦力の低下の割合が系の剛性に比べて小さい場合に発生すると考えられる[例えば、Stuart(1988), Yoshida and Kato(2003)]. つまり、すべり速度が速くなっても摩擦が小さくならないか、あるいは、摩擦が小さくなってもそれ以上に断層に加えられる応力が小さくなってしまいう場合に起こると考えられる。結果として、非地震性すべりが発生している場合は、余効変動時を除けば、摩擦力がほぼ一定でその時間変化は小さい。一方、アスペリティでは、地震時に応力が低下し、地震間は応力蓄積が行われる。

問題は、上記のような摩擦特性の時空間変化を観測データから推定できるかどうかである。最近、矢部(2002)は、地震とAEの規模別頻度分布の比較から、三陸沖のプレート境界の摩擦特性の推定を試みている。これは、今後進むべき1つの方向を示している重要な研究であると考えられる。

三陸沖では、大規模余効すべりが発生することが明らかになっている。非地震性すべりは、速度強化でも速度弱化でも起こると述べたが、余効すべりは、速度強化の領域で特に顕著となる[例えば、加藤(1996), 加藤・他(1997)]. したがって、余効すべりの発生する領域を特定することは、摩擦特性の推定のために大変重要である。

また、上記のように、アスペリティでは地震時以外ではせん断応力が時間とともに増加するのに対して、非地震性すべりの発生領域では、(非地震性)すべりが発生している期間は、せん断応力はほぼ一定であると考えられるので、この相違を地震活動の違いから検知できる可能

性がある。さらに、アスペリティと非地震性すべりの領域において、せん断応力の絶対値の違いがあるはずである。摩擦の速度依存性やすべり依存性の解明に比べて、これらの変化の基準となる摩擦の絶対値についてはこれまであまり注意を払われていなかったが、観測データとの比較のためには、絶対値を議論することが重要である。特に、サンアンドレアス断層で報告されているように、断層の強度が小さい場合は[Zoback *et al.* (1987)], アスペリティの周辺で、応力の時空間変化が大きくなると推定されるからである。

3.3.2 プレート境界の構造

プレート境界の構造の調査により、固着の程度を決める要因を解明しようという研究が行われている。

防災科学技術研究所の関東・東海地方の微小地震観測網のデータを用いたトモグラフィーにより、1923年関東地震および想定東海地震の震源断層の深部延長付近のマントルウェッジに低速度域かつ V_p/V_s の大きな領域が発見されており、マントルウェッジのかんらん岩が蛇紋岩化したと解釈されている[神谷(1996), Kamiya & Kobayashi (2001), 神谷・小林(2002)]。神谷・小林(2002)は、東海地方において、 V_p/V_s の大きな領域の北東端、つまり温度が高くなって脱水反応が始まると推定される部分の直上に、低周波微動の震源が並ぶこと[小原(2001), Obara(2002)]を指摘している。また、浅発大地震が発生しない伊豆小笠原海溝においても、海底地震観測により、マントルウェッジに低速度域が見つかっており、プレート境界付近でマントル物質が蛇紋岩化していることが推定された[上村・他(2000)]。蛇紋岩は摩擦係数が小さく、サンアンドレアス断層のクリープは蛇紋岩のためであるという考えが知られているが[例えば、ショルツ(1993)]、観測データから蛇紋岩の存在を推定した例はこれまでなかった。これらの結果は、構造の調査からすべり特性を推定できる可能性を示しており、大変重要である。

三陸沖では、東経143~144度北緯38~40度の領域で構造探査が行われた。その結果、北緯39度より南では反射波の強度が強いのに対して、北では小さいことが推定されている[藤江・他(2000)]。東北大学による微小地震分布によると、東経143~144度の間では、北緯39~40度では微小地震活動が活発であるのに対して、その南では活動は低い[建設省国土地理院(1994)]。藤江・他(2000)は、推定された反射強度の違いは、北緯39度より南では、プレート境界に速度が小さくて歪を蓄積しない「軟らかい」層があるためであり、地震活動の違いはそれを反映していると考えた。

「軟らかい」層があるため固着の程度がより小さいと

推定される領域で地震活動が低いことは、アスペリティとその周辺の相似地震の場合とは、地震活動との対応関係が、一見逆相関となっている。これは、固着の程度が非常に大きいのか、あるいは逆に非常に小さい領域では微小地震は発生せず、その中間的な領域で微小地震活動が活発であると考えれば説明できる(長谷川昭, 私信)。以下に述べるように、構造探査が行われた領域は、固着の程度がやや小さい領域と非常に弱い領域にまたがっているため、より弱い領域側で地震活動が低くなっていると考えられる。

3.2.2で議論したように、アスペリティマッピングや相似地震の分布から、東経143~144度北緯39~40度の領域は、固着の程度が小さいと考えられる。一方、その南側には今のところ大地震のアスペリティはマッピングされておらず、微小地震の活動も低調である。したがって、この南側の北緯38~39度の領域は、固着の程度がさらに小さい場所である可能性が高い。反射波からの推定はこのことと調和的であり、さらに解析を進めることが重要であろう。藤江・他(2000)は、強い反射強度は、海洋プレート上面に、P波速度が3~4 km/s、厚さ数百m程度の薄くて地震波速度が遅い層が存在するためであり、遅いP波速度は水の影響であると考えた。

反射法地震探査によるプレート境界の構造解明は、東南海・南海沖でも行われ、沈み込むフィリピン海プレートの境界が顕著な反射面として捉えられている[Kodaira *et al.* (2000), 蔵下・他, (2000)]。Kodaira *et al.* (2000)は、測線の通っている部分が、1946年南海道地震による地震時のすべり量の小さいところ[例えば、Yabuki and Matsu'ura (1992)]にあたっていることから、沈み込むプレートからの水の関与により固着の程度が小さい可能性を指摘している。しかしながら、GPSデータから、南海トラフのすべり欠損は100%であるという結果も得られており[例えば、Mazzotti *et al.* (2000)]、GPSデータの解釈や南海道地震による地震時のすべり量の分解能の問題を含めて、今後検討すべき課題である。

一方、固着の程度は、プレート境界の幾何形状に起因するという報告がある。Kodaira *et al.* (2000)は、南海トラフにおける反射法探査結果から、沈み込んだ海山により強い固着が生じることを推定している。一方、Tsuru *et al.* (2000)は、日本海溝沿いにおいて、ホルスト・グラーベン構造によりもち込まれた堆積物により、固着の程度が小さくなると推定している。

このように、プレート境界の固着の程度と境界付近における物質、境界層に含まれる水、境界の幾何形状との関係が注目を集めている。これらの要因は、非地震性す

べりの時空間変化を明らかにする上で大変重要であり、さらに精細な調査研究が必要であると考えられる。

地震活動と固着の程度との関係を議論する上において、微小地震がどこで発生しているかは重要な問題である。五十嵐・他(2000)は、波形の相似性により、プレート境界で起こっている地震を抽出したと考えている。日野・他(2000)は、海底地震観測・地震探査のデータ解析により、S波構造を含めたプレート境界域の地震学的構造と微小地震の震源分布を比較した。その結果、プレート境界からの強い反射は、海洋性地殻第2層内部の大きな V_p/V_s によること、微小地震はプレート境界から海洋性地殻第2層の厚さに相当する拡がりをもっていることを示した。プレート境界の実体に迫る重要な研究であり、さらに解析を進めることにより、固着の実体の解明が進むものと期待される。

3.3.3 アスペリティの空間スケールと内部構造

3.1で述べた強震記録から推定されたアスペリティは、数十kmの空間的なスケールを持つものだった。一方、陸上のGPSから推定された固着域は、さらに大きなスケールを持っている。GPSによる推定結果の空間分解能の問題のため、アスペリティを含む広い領域で固着しているのか、あるいは、アスペリティの部分だけが固着しているのかについては、現在のところはっきりはしていない。

相似地震についても、2.1.4において「非常に小さなアスペリティ」の破壊であると述べたように、アスペリティの破壊であると考えられている。相似地震を構成するような非常に小さなアスペリティから、強震記録から推定されたアスペリティ、さらに大きなスケールをもつGPSから推定された固着域と、アスペリティに関係して、様々な空間スケールが存在する。これらの大きさとその性質についてのスケールリング則を解明することは、相似地震によるすべり速度の推定のみならず、固着の実体の解明のために重要である。

瀬野(2002)は、階層構造を持ったアスペリティが、間隙水圧の上昇によって、小さなスケールの階層から順番に降伏していくというモデルを提唱した。瀬野(2002)のモデルでは、大きなスケールを持つアスペリティでも、単一の大きな固着域ではなく、階層構造を持つ小さな固着域の集合である。アスペリティの内部構造を明らかにすることも今後の重要な課題である。

3.4 プレート境界における非地震性すべりの時空間変化と大地震の発生予測

以上述べてきたように、三陸沖においては、地震時に大きなすべりを起こすアスペリティの場所はあらかじめ決まっていると考えられる。プレート内で発生した

1933年三陸沖地震や、海溝軸近くで発生した巨大津波地震と考えられている1896年明治三陸沖地震[Tanaka and Satake (1996)]を除けば、 $M_w 7.5$ を超えるような大地震のアスペリティは、1968年十勝沖地震および1978年宮城県沖地震の震源域に限られる。また、これらのアスペリティは、現在、GPSから推定されるすべり欠損の大きな領域にはほぼ一致している。このことから、アスペリティ周辺における非地震性すべりにより、アスペリティに応力集中が発生し、ついにはその破壊に至るという、大地震発生のシナリオが想定できることになる。三陸沖ではこのシナリオにより大地震の長期予測がある程度は可能になると期待されるが、まだ問題は数多く残されている。本節では代表的な問題について言及する。

3.4.1 アスペリティの運動性

アスペリティの運動性とは、地震の最終的な大きさがどうやって決定されるかという問題と言っても良い。1968年十勝沖地震で破壊したアスペリティのうち、1994年三陸はるか沖地震で破壊したのはアスペリティB(Fig. 1)だけである。

1968年十勝沖地震前の固着の状態は不明であるが、上記のデータから推測すると以下のような可能性が考えられる。1994年三陸はるか沖地震の前に、アスペリティCが1989年の地震で破壊した[山中・菊地(2001)]。この地震によりアスペリティBには応力集中が発生したのに対して、遠くにあるアスペリティAは、応力集中が小さかった。この場合、1994年三陸はるか沖地震の発生後は、アスペリティAには応力集中が生じている可能性がある。一方、GPSによる推定からは[西村(2000)]、1994年三陸はるか沖地震の余効変動により、アスペリティAも準静的にすべった可能性も考えられる。この2つの可能性は、大地震の発生予測にとって正反対のものであるため、様々なデータにより検証を行うことが重要である。

この問題は、アスペリティの強度やその周辺の非地震性すべりの時空間分布を観測データから推定し、アスペリティの相互作用に関する実験的な研究[Yoshida & Kato (2001)]や断層の相互作用のシミュレーションを行うことにより[例えば、Yoshida and Kato (2003)]、解明されると期待される。ただし、アスペリティの強度はそこで発生した地震のデータから、また、その周辺の非地震性すべりの時空間分布は海底を含めたGPS観測や相似地震解析から、それぞれ推定可能であるが、非地震性すべりの領域における摩擦特性をどのように推定するかは、前節で議論したように今後の重要な課題である。

3.4.2 深部延長のすべりの加速

大地震の発生予測においては、地震発生前に非地震性すべりが時間変化するかどうかの一つの重要なポイントである。特に、その震源域の深部延長における非地震性すべりの加速は、狭い意味の震源核形成過程に比べると、すべり領域が大きいために観測可能性が高く、地震発生予測にとっては大変重要な意味をもつ [飯尾・小林 (1997), Iio *et al.* (2002)]. 1994 年三陸はるか沖地震前に、その震源域の深部延長において、非地震性すべりがプレート間相対速度より大きかった可能性が GPS データから示されているが、相似地震解析からも同様の可能性が示唆されており [五十嵐・他 (2000)], これが時間とともに加速したのか否か、また他の地震についても同様の現象が見られるか否かの検証が、今後の重要な課題である。

これまで日本列島周辺のプレート境界では、1944 年東南海地震の発生直前に、震源域の深部延長で、定常的な状態よりも高速な非地震性すべりが大規模に発生したことが推定されており [例えば、Linde and Sacks (2002), Sagiya (1998)], 深部延長における非地震性すべりの加速を検知することが、南海トラフ沿いに発生する巨大地震の予測にとっての鍵であると指摘されている [例えば、飯尾・小林 (1997), 安藤 (1998)]. ただし、1944 年東南海地震の震源は、大きな変動が観測された静岡県掛川付近から遠く離れた紀伊半島であることが問題となるが、Linde and Sacks (2002) は、掛川付近から震源に至る下部延長全面で非地震性すべりが発生したことを推定している。また、1994 年三陸はるか沖地震の震源も、深部延長から遠く離れた海溝近くの浅い部分に決まっているが、この問題については次節で議論する。

この問題に関連する重要な観測結果がフィリピン海プレートの沈み込み帯で得られている。房総半島において、大地震の震源域の深部延長、固着領域と深部の定常的な非地震性すべりの領域の中間の遷移領域と推定されるところで、サイレント地震が見つかった [広瀬・他 (2000)]. 広瀬・他 (2000) は、防災科学技術研究所の関東・東海地域の傾斜計観測網のデータを注意深く解析することにより、関東地震の断層面の深部延長と考えられる領域で、時定数約 1 日、 M_w 5.9 相当のサイレント地震が起こったことを明らかにした。また、太平洋プレートの上面にも鉾子沖サイレント地震 (M_w 5.5 相当) が見いだされている [中川・他 (2000)]. さらに、豊後水道や東海地方で、GPS データにより、より大規模な非地震性すべりが発見され、スローイベントと呼ばれている [Hirose *et al.* (1999), 小沢 (2001), Ozawa *et al.* (2002)]. これらは、多数の GPS 観測点で変動が検知されており、

非地震性すべりが発生した領域の拡がりやその面上でのすべり量分布とその時間変化も推定されている。これらが、さらに加速して地震発生域の大地震につながる可能性があるものなのか、最初からサイレント地震として終わるはずのものだったのかという問題は大変重要である。

東海地方で検知されているスローイベントは、光波測距や上下変動データの解析から、過去にも発生したことが指摘されている [木股・他 (2001, 2002)]. 東海地方においては、地震活動が静穏化したこと [松村 (2000)] などの解析結果も報告されている。これらの色々な解析結果の検証を行うとともに、観測データを統一的に説明できる東海地震のシナリオを構築して、数値シミュレーションにより、発生予測を行うことが大変重要である。

断層の深部延長におけるすべりの加速の有無に関しても、そこでの摩擦特性の解明が重要である。3.1.3-4 で述べたように、1994 年の三陸はるか沖地震では、GPS と相似地震データ解析により、深部延長で余効すべりが観測されている。3.3 で議論したように、単純な速度-状態依存摩擦則を仮定すると、このような大規模な余効すべりを起こす領域は速度強化の領域であり、空間的に均質な摩擦特性の分布の下では、基本的に地震前のすべりの加速は起こらないと考えられる。摩擦特性の不均一性、あるいは摩擦構成則自体の検討が必要かも知れない。また、Yoshida and Kato (2003) は、周期的なスローイベントが、地震発生サイクルの後半に、速度弱化でかつ安定な領域で発生することを示している。地震前のすべりの加速、地震すべり、余効すべりの発生した領域を精度良く推定すること、それらと地震間の期間におけるすべり欠損の空間分布の関係を明らかにすることが重要である。

3.4.3 破壊の開始点の問題

次に破壊の開始点の問題を考える。これまで、アスペリティ周辺における非地震性すべりにより、アスペリティに応力集中が発生し、ついにはその破壊に至るといって、大地震発生のシナリオを想定していた。ところで、三陸沖に発生する大地震の震源 (破壊開始点) は、アスペリティから離れたところにある [山中・菊地 (2001)]. 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の破壊開始点は、特にアスペリティから離れた、海溝よりに決められている。破壊開始点付近では、余震が多数発生しているし、相似地震も起こっているため、少なくとも地震後は、すべり欠損は小さく、非地震性すべりが発生していたと推定される。非地震性すべりの発生する領域は、基本的には、安定すべりの領域であり、深部延長で議論したことがそのまま当てはまる。つまり、単純な速

度-状態依存摩擦則を仮定する限り、そこは、地震破壊の開始する場所にはなにくいうことである。よって、三陸沖に発生する大地震の震源（破壊開始点）が、アスペリティから離れたところにあることは、上記の単純なシナリオだけでは説明が難しい。

ここでは、まず、現象論的な考察を行う。1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の震源がアスペリティからかなり離れたところにあることには、2通りの考え方があり得る。震源での破壊の開始とアスペリティの破壊とはいつも連動するという考えと、たまたま連動したという考えである。たまたま連動したという考えに従うと、震源では、1994年以前にも何回も破壊は始まっていたが、アスペリティへの応力蓄積が十分でないから、すべて途中で止まってしまって大地震にならなかったということになる。

1994年三陸はるか沖地震の初期破壊過程は約26秒間続いたが、その間の地震波の振幅は大変小さなものであったことが知られている [Sato *et al.* (1996)]. 平松・古本(1999)によると、初期破壊の地震モーメントは主破壊の5%程度であり、その部分の波形は周期20秒程度の長周期成分を含んでいることが特徴である。たまたま連動したという考えに従う場合は、1994年以前にも何回も、このような長周期成分を含む地震が発生していたことになる。過去の地震データを注意深く調べることで、その検証は可能であると考えられる。しかし、1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の破壊開始点付近、特にその間の領域では、定常的な微小地震活動がそもそも大変低いことが報告されており [例えば、建設省国土地理院(1994)], 1994年以前にこのような長周期成分を含む地震が発生していた可能性は低いと思われる。

したがって、1994年三陸はるか沖地震については、震源付近でいったん破壊が始まると、それはアスペリティを壊す大きなものになる可能性がある。このことは、アスペリティに加わる応力が臨界値に近くなると、非地震性すべりが発生していたと考えられる破壊開始点付近でも破壊が始まる条件が整うことに、何らかの因果関係があることを示唆している。例えば、アスペリティに加わる応力が増加するにつれて、アスペリティ周辺（破壊開始点を含む）の摩擦特性が変化して、地震性すべりを起こすことが可能になるかもしれない。摩擦実験における安定すべりと不安定すべりを分ける要因として、法線応力や系の剛性などが知られているが [例えば、ショルツ(1993)], プレート境界の断層では、間隙水圧の変化により有効法線応力の時間変化があるかも知れない。もし、大地震発生に近づくにつれ、摩擦特性が安定

すべりから不安定すべりに変化すれば、相似地震が起こらなくなるなど、地震活動にも変化が生じる可能性がある。

1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の破壊開始点は、近い場所に決まっており、破壊の開始についても再現性があると推定されることは、この問題の解決のために重要である。非地震性すべりにより、アスペリティに応力集中が発生し、ついにはその破壊に至るというシナリオとともに、破壊開始点付近の非地震性すべりや地震活動の時間変化とその原因を解明することが重要な検討課題である。

破壊開始点付近で地震前に生じる現象は、震源核形成過程と呼ばれ、近年、その実験的・理論的な研究が飛躍的に進んだ [例えば、Ohnaka(2000)]. さらに、非地震性すべりによる応力の蓄積から震源核形成を経て地震すべりとその停止までの一連の過程がシミュレーションによって再現されており [Hashimoto and Matsu'ura(2000), Fukuyama *et al.* (2002)], これらの知見と観測データと結びつけることにより、大地震の発生予測を行うことが可能になると期待される。

§4. 内陸地震のすべり分布の不均質性

大地震のすべり量が断層面上で不均質であることは、ほとんどの内陸地震についてもあてはまると考えられる。プレート境界地震からのアナロジーによれば、内陸地震についてもアスペリティが存在し、非地震性すべりによるアスペリティへの応力集中が、基本的な地震の発生過程である可能性がある。

鳥取県西部地震前に、その断層面付近において、1989, 1990, 1997年にM5.1~5.4の地震6個を含む群発的な地震活動が発生していた [澁谷・他(2001)]. その領域は、2000年鳥取県西部地震のすべり量の小さなところに対応していることが明らかになった [澁谷(2001), Shibutani *et al.* (2002), 関口・他(2001)]. プレート境界地震からのアナロジーによると、すべり量の小さなところでは、地震前に既にすべったことが推定されるが、群発地震活動に伴って非地震性すべりが起こっていたかどうかについては、現在のところまだ不明である。一方、澁谷・他(2002)は、精度良い震源の再決定により、群発地震と本震の断層面が断層面と直交方向に数百mずれている可能性を指摘している。群発地震活動域近傍では stress shadow になって本震のすべり量が小さく、その縁では逆に応力集中して大地震が発生した等の可能性も考えられる。プレート境界の断層面は1枚であるとアプリアリに仮定されているが、断層面と鉛直方向に複数の断層が近接して存在するならば、断層のす

べり過程において、異なった断層へ乗り移りや断層の geometry の影響が大きくなるであろう。群発地震と本震の断層面が別の断層面だったのかどうか、群発地震に伴ってどのような変形が進行したかを明らかにすることが今後の課題である。

東北地方でここ数年に発生した M5 前後の地震群についても、主たる破壊域は互いに重なっていないことが明らかになっている [Okada *et al.* (2000)]。この場合は、地震すべりが発生した領域が互いに重ならないことが示されているが、2000 年鳥取県西部地震でも、単に地震のすべり域が棲み分けただけなのかどうかを明らかにすることは重要である。

内陸地震の発生間隔は非常に長く、非地震性すべりが発生しているとしても、プレート境界のように数十年ではなく、数百年かあるいはそれ以上の時間スケールで応力集中を起こすかも知れない。その場合、非地震性すべりを、数年の時間スケールで GPS や歪計・傾斜計観測により捉えることは困難であると考えられる。しかし、固着している部分と非地震性すべりが発生している部分があるという不均質性は、色々な観測項目で検知できる可能性がある。例えば三陸沖では、非地震性すべりと、プレート境界の反射強度・速度構造や相似地震・震源分布との関係等が調べられている。観測条件が良いと考えられる内陸においては、より精度の高い観測で非地震性すべりを示唆する現象が捉えられる可能性がある。

8.5. おわりに

三陸沖において、アスぺリティマッピング、大規模余効すべり、陸上 GPS データの解析、相似地震の解析などにより、プレート境界における非地震性すべりの時空間変化の推定が行われた。色々な手法による推定結果は基本的には調和的であり、アスぺリティの空間分布とその周辺における非地震性すべりの時空間変化が明らかになってきた。これにより、長期的な予測という視点においては、三陸沖における大地震発生に関して、一つの確からしいシナリオが描かれつつある。M7.5 クラス以上の大地震を起こす可能性のあるアスぺリティは、1968 年の十勝沖地震と 1978 年の宮城県沖地震の震源域に存在することが分かった。すべり量の大きな領域が同定されたことは、大地震の長期予測だけでなく、強震動予測にとっても大変重要な知見であると考えられる。ただし、比較的長周期の地震波によるすべり量分布と、強震動予測にとって重要な短周期波を出した領域は、必ずしも一致しないことに注意をすべきである [例えば, Nakahara *et al.* (1998)]。

三陸沖においては、1968 年十勝沖地震で破壊したア

スぺリティの一部では、破壊の繰り返しが実際に観測された。山中・菊地 (2001) により推定されたアスぺリティはいずれも、その大きさとプレート相対速度から、今後数十年以内に再活動することは確実であると考えられる。このことは、三陸沖の大地震に関して、発生場所はアスぺリティとその周辺、時期は今後数十年以内、規模は (連動しなければ) 個々のアスぺリティの大きさ程度、という予測を行うことができたと言い換えることが可能である。予測の精度を上げていくことがこれからの課題である。そのためには、まず、アスぺリティの位置や大きさ、および非地震性すべりの時空間変化の推定に関して精度や分解能を上げることがまず重要である。3.1 で紹介した GPS、歪・傾斜、相似地震などの手法以外に、海底下における各種の地殻変動観測を実用化することが大変重要である。加えて、大地震発生の時期については、アスぺリティの深部すべりの加速と破壊開始点で生起する現象の解明、規模についてはアスぺリティの連動の解明が必要である。

予測の精度を上げるためには、上記のような現象論的な解明に加えて、断層の摩擦特性の解明が重要である。矢部 (2002) のように、観測・実験・理論を組み合わせることが問題の解決のために有効であろう。既存の摩擦構成則で生起する現象を説明できない可能性もあり、より現実に近い断層運動を再現した実験により、摩擦構成則を高度化することが必要だろう。ここで問題となるのは、地震発生域における現実の断層はどういうものかほとんど分かっていないことである。断層の絶対的な強度、間隙水圧、ガウジ層の厚さや岩質・粒径など、未解決の問題が多数存在する。断層の浅部は実際に掘削することが可能であろうが、深部は、構造探査やそこで発生する微小地震のデータを活用するしかない。これらの観測による推定の精度や分解能を上げるとともに、得られた結果を断層の性質に結びつけるためにも室内実験が重要である。また、かつて深部にあった断層面が地表に露出しているものを地質的に調査することも有効であろう。

ここで挙げた課題の中で、大地震のアスぺリティの強度は、地震が起こらないと精度良く推定することが難しい量である。既存のデータをさらに活用するとともに、長期的な視点でデータの蓄積をはかり解明を進めるべき対象であろう。大地震前に深部延長や破壊開始点で生起することが予想される加速的な現象についても全く同様である。一方、定常的な非地震性すべりや定常状態の摩擦特性の解明、加えて、頻繁に発生する小規模のアスぺリティの破壊現象の解明など、短期的にも成果が期待されるものは特に研究を加速させることが重要であろう。

断層の摩擦特性の空間分布をもとに、非地震性すべりの時空間変化のデータなどを入力パラメーターとして、数値シミュレーションにより地震発生予測を行うことは、現在の「地震予知のための観測研究計画」の最終的な目標である。これは、少し前までははるか遠い課題だったかも知れないが、ここ数年の進歩により、現実的な課題となったと考えられる。

内陸においては、2000年の鳥取県西部地震について、群発地震活動がすべり量の小さなところで発生していたという重要な観測結果が得られた。しかし、群発地震活動が非地震性すべりを反映しているかどうかは今後の検討課題であり、内陸地震の応力蓄積過程など発生仕組みの全体像を解明して、プレート境界と同様のプロセスが働いているかどうかを明らかにすることが重要であろう。

謝 辞

本報告は、地震予知研究協議会がとりまとめを行っている地震予知研究における最近の進展を中心に、非地震性すべりの時空間変化に関するレビューを行った。色々と議論していただいた、地震予知研究協議会および各計画推進部会のメンバー、研究担当者の方々に感謝いたします。平原和朗氏と1名の匿名査読者による精細で思慮深い査読は、本稿を改善するのに大変役立ちました。

文 献

- 安藤雅孝, 1998, 南海トラフ巨大地震の地震予知, 月刊地球/号外, **20**, 71-76.
- Aoki, T. and C. H. Scholtz, 2003, Vertical deformation of the Japanese islands, 1996-1999, *J. Geophys. Res.* in press.
- Bak, P., C. Tang and K. Wiesenfeld, 1987, Self-organised criticality: an explanation of $1/f$ noise, *Phys. Rev. Lett.*, **71**, 381-384.
- Dieterich, J., 1979, Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.* **84**, 2161-2168.
- 藤江 剛・笠原順三・日野亮太・佐藤利典・篠原雅尚, 2000, 三陸沖プレート沈み込み帯における不均質地殻構造と地震活動度—地震波反射強度分布と地震活動度との関係—地学雑, **109**, 497-505.
- Fukuyama, E., C. Hashimoto, and M. Matsu'ura, 2002, Simulation of the transition of earthquake rupture from quasi-static growth to dynamic propagation, *Pageoph.*, **159**, 2057-2066.
- Hashimoto, C. and M. Matsu'ura, 2000, 3-D physical modelling of stress accumulation processes at transcurrent plate boundaries, *PAGEOPH*, **157**, 2125-2147.
- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595-598.
- Heki, K., S. Miyazaki, H. Takahashi, M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, N. Vasilenko, A. Ivasshchenko and Ki-Doc An, 1999, The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 147, 155.
- 日野亮太・西野 実・三浦誠一・鶴 哲郎・高橋成実・藤江 剛・末広 潔, 2000, 海底地震観測による日本海溝沈み込み帯におけるプレート境界地震活動と地殻構造, 日本地震学会 2000 年度秋期大会講演予稿集, A45.
- 平原和朗・安藤雅孝・細 善信・和田安男・中野健秀, 1998, GPS 観測から断層の動きを追う, 月刊地球, **225**, 149-153.
- 平松良浩・古本宗充, 1999, 1994 年三陸はるか沖地震の初期破壊過程, 地震サイクルと大地震の準備過程に関する総合的研究, 平成 10 年度東京大学地震研究所共同利用特定共同研究 (B) 成果報告書, 16-17.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, S. Miyazaki, 1999, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.* **26**, 3237-3240.
- 広瀬一聖・川崎一朗・岡田義光・鷲谷 威・田村良明, 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**, 95-99.
- Hyndman, R. D., K. Wang, and M. Yamano, 1995, Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Hyodo, M. and K. Hirahara, 2003, Modeling of stress accumulation process on inland faults in central Japan, submitted to *Earth Planet Space*.
- 五十嵐俊博・松澤 暢・長谷川昭, 1999, 岩手県釜石沖の固有地震の地震活動, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, B20.
- 五十嵐俊博・松澤 暢・長谷川昭, 2000, 東北日本弧に発生する相似地震群の時空間分布, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, A47.
- Igarashi, T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, in press.
- Iio, Y., Y. Kobayashi, T. Tada, 2002, Large earthquakes initiate by the acceleration of slips on the downward extensions of seismogenic faults, *EPSL*, **202**, 337-343.
- 飯尾能久・小林洋二, 1997, 大地震の始まりの物理的解明に向けて, 地震予知研究シンポジウム 1997, 論文集, 99-116.
- Iio Y., T. Sagiya, Y. Kobayashi and I. Shiozaki, 2002, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **203**, 245-253.
- 上村 彩・笠原順三・日野亮太・篠原雅尚・塩原 肇・金澤敏彦, 2000, プレート沈み込みにおける水の意義

- と伊豆・小笠原海溝の serpentine ダイアピルを横切る速度構造, 地学雑誌, **109**, 506-516.
- 神谷眞一郎, 1996, マントルウェッジ内の蛇紋岩の検出, 日本地震学会講演予稿集 No. 2, C45.
- Kamiya, S., Y. Kobayashi, 2000, Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
- 神谷眞一郎・小林洋二, 2002, 東海地方に見るマントルウェッジの蛇紋岩と地殻底部低周波微動, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, G007-004.
- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚・平川一臣・越谷信・宮内崇裕・戸田 茂・加藤 一・蔵下英司・越後智雄・三縄岳大・永井 悟・荻野スミ子・鎧頭 正・川中 卓・井川 猛, 2001, 馬追丘陵における反射法地震探査; 日高衝上断層系前縁の地質構造, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会, Sz-015.
- 加藤尚之, 1996, 非地震性すべりの発生機構, 地震 2, **49**, 257-275.
- 加藤照之・John Patrick L. Catene・茶珍俊一・藤森邦夫・平原和朗・平田安廣・細善 信・市川隆一・井口博夫・伊勢崎修弘・岩淵哲也・笠原 稔・木股文昭・小竹美子・久保篤規・熊谷博之・松島 健・三浦哲・中村佳重郎・中野健秀・中尾 茂・奥田 隆・大塚成昭・田部井隆雄・田所敬一・高橋浩晃・寺島敦・徳山 明・山本剛靖・山岡耕春, 兵庫県南部地震 (1995 年 1 月 17 日) における GPS 観測, 測地学会誌, **43**, 181-207.
- Kawasaki, I., Y. Asai, and Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata, and M. Kasahara, 2001, The 1992 Sanriku-oki, Japan, ultra-slow earthquake, *J. Phys. Earth*, **43**, 105-116.
- 川崎一朗・浅井康広・田村良明, 1998, 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング, 地震 2, **50**, 293-307.
- Kawasaki, I., Y. Asai, and Y. Tamura, 2001, 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.
- 建設省国土地理院, 1994, 地震予知観測の成果 (I)-北海道・東北地域-, 地震予知連絡会地域部会報告, 第 4 巻, 30.
- Kikuchi, M., and Y. Fukao, 1985, Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes-the Tokachi-oki earthquake of 1968, *Phys. Earth Planet. Int.*, **37**, 225-248.
- 菊地正幸, 1991, 震源過程の微細構造, 地震 2, **44**, 301-314.
- 木股文昭・藤井直之・平原和朗, 2001, 地殻上下と辺長変化から推定する 1987 年東海スロースリップ, 日本地震学会講演予稿集 (2001 年度秋季大会), A41.
- 木股文昭・平原和朗・藤井直之, 2002, 地殻上下変動から検討する 1944 年以降の東海地域におけるプレート間カップリング, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, D031-001.
- Kodaira, S., N. Takahashi, J. O. A. Nakanishi, S. Miura and Y. Kaneda, 2000, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, *Science*, **289**, 104-106.
- 蔵下英司・徳永雅子・平田 直・岩崎貴哉・小平秀一・金田義行・伊藤 潔・西田良平・木村昌三・井川猛, 2002, 四国東部地域における地殻および最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの構造, 地震 2, **54**, 489-506.
- Lay, T., and H. Kanamori, 1980, Earthquake doublets in the Solomon Islands, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **21**, 283-304.
- Lay, T., H. Kanamori, and L. Ruff, 1982, The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthquake Prediction Res.*, **1**, 3-71.
- Linde, T.A., I.S. Sacks, 2002, Slow earthquakes and the great Tonnankai and Nankaido earthquakes, *EPSL*, **203**, 265-275.
- Matsuzawa, T., T. Igarashi and A. Hasegawa, 2002, Characteristic small-earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1543, doi:10.10129/2001GL014632.
- 松澤 暢, 2001, 地震予知の戦略と展望, 地学雑誌, **110**, 771, 783.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, **28**, 269-283.
- 松村正三, 2000, 東海地域推定固着域における地震活動状況の変化 (その 2), 日本地震学会講演予稿集 (2000 年度秋季大会), A49.
- Mazzotti, S., X. Le Pichon, and P. Henry, 2000, Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, **105**, 13159-13177.
- Mori, J. and K. Shimazaki, 1984, High stress drop of short-period subevents from the 1968 Tokachi-oki earthquake observed on strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 1529-1544.
- Nadeau, 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. Am.*, **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, 地震 2, **54**, 267-280.
- 中川靖弘・原田紗智子・川崎一朗・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 Da-009, .
- Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, and M. Ohtake, 1998, 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, *J. Geophys. Res.*, **103**, 855-867.
- Nakayama, W., and M. Takeo, 1997, Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, earthquake

- deduced from strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 918-931.
- 西村卓也, 2000, 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^A.
- Nishimura, T., S. Miura, K. Tachibara, K. Hashimoto, T. Sato, S. Hori, E. Murakami, T. Kono, K. Nida, M. Mishina, T. Hirasawa, and S. Miyazaki, 2000, Distribution of seismic coupling on the subducting plate boundary in northeastern Japan inferred from GPS observations, *Tectonophysics*, **323**, 217-238.
- 小原一成, 2001, 西南日本で発見された地殻底部低周波微動—フィリピン海プレート沈み込み帯におけるスラブ脱水プロセスの証拠?—, 日本地震学会講演予稿集 (2001 年度秋季大会), P137.
- Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in Southwest Japan, *Science*, **296**, 1679-1681.
- Ohnaka, M., 2000, A physical scaling relation between the size of an earthquake and its nucleation zone size, *Pure and Appl. Geophys., Special Volume*, **157**, 2259-2282.
- 大中康馨・松浦充宏, 2002, 地震発生の物理学, 東京大学出版会.
- Okada, T., N. Umino, and A. Hasegawa, 2000, Rupture heterogeneity of moderate-size earthquakes in NE Japan, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **81**, F866.
- 岡田知己・松澤 暢・長谷川昭, 2002, 釜石沖「固有地震」の震源過程の比較研究, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, S040-18.
- 小沢慎三郎, 2001, 2001 年から見られる東海地方の異常変動, 日本地震学会講演予稿集 (2001 年度秋季大会), C02.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, T. Nishimura, 2002, Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic Slip in the Tokai Region, Central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- Ruff, L. and H. Kanamori, 1980, Seismicity and subduction process, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **23**, 240-252.
- Ruina, A. L., 1983, Slip instability and state variable friction law, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Savage, J. C., 1983, A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **83**, 3369-3376.
- 鷲谷 威, 1998, GPS 連続記録から推定されるフィリピン海プレート北端部におけるプレート相互作用とテクトニクス, 地震研究所彙報, **79**, 275-290.
- Sagiya, T., 1998, Crustal movements as earthquake precursors—Leveling anomaly before the 1944 Tonankai earthquake revisited—, *Bull. GIS*, **44**, 23-36.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pageoph.*, **157**, 2303-2322.
- Sagiya, T., T. Nishimura, Y. Iio, T. Tada, 2002, Crustal deformation around the northern and central Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line: GPS observation and modeling, *EPS*, 印刷中.
- Satake, K., 1989, Inversion of Tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large submarine earthquakes: The 1968 Tokachi-oki and 1983 Japan Sea earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **94**, 5627-5639.
- Sato, T., K. Imanishi, and M. Kosuga, 1996, Three-stage rupture process of the 28 November 1994 Sanriku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 33-36.
- ショルツ, 1993, 地震と断層の力学 (柳谷 俊訳) 古今書院, 東京.
- 関口春子・岩田友孝・杉山雄一ほか, 2001, 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と地震発生の場, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会, S3-006.
- 瀬野哲三, 2002, バリヤー侵食と東海地震, 月刊地球, **283**, 80-87.
- 澁谷拓郎・中尾節郎・西田良平・竹内文朗・渡辺邦彦・梅田康弘, 2001, 鳥取県西部地震 (2000 年 10 月 6 日, M7.3) に先行して発生した 1989 年, 1990 年及び 1997 年の群発的地震活動, 地震予知連絡会報, **65**, 576-578.
- 澁谷拓郎, 2002, 震源断層の不均質構造と破壊過程との関係—2002 年鳥取県西部地震の場合—, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, A61.
- Shibutani, T., S. Nakao, R. Nishida, F. Takeuchi, K. Katanabe, and Y. Umeda, Swarm-like seismic activity in 1989, 1990 and 1997 preceding the 2000 Western Tottori Earthquake, 2002, *EPS*, **54**, 831-845.
- Shimazaki, K., and Y. Zhao, 2000, Dislocation model for strain accumulation in a plate collision zone, *EPS*, **52**, 1091-1094.
- Stuart, W. D., 1988, Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 619-641.
- Tanioka, Y., and K. Satake, 1996, Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1549-1552.
- Tanioka, Y., and L. Ruff, 1996, 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.
- 東北大学大学院理学研究科, 2002, 東北地方太平洋下のプレート境界におけるアスペリティ, 地震予知連絡会会報, **67**, 576-578.
- Tsuru, T., J. O. Park, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kido, Y. Kaneda, Y. Kono, 2000, Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, **105**, 16, 403-16, 413.

- Umino, N., A. Hasegawa, and A. Takagi, 1990, The relationship between seismicity patterns and fracture zones beneath northeastern Japan, *Tohoku Geophys. J.*, **33**, 149–162.
- Wang, K., J. He, H. Dragert, and T. S. James, 2001, Three-dimensional viscoelastic interseismic deformation model for the Cascadia subduction zone, *Earth Planet Space*, **53**, 295–306.
- 矢部 康男, 2002, AE 活動・摩擦挙動のすべり量依存性に関するモデル, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会, S040-002.
- Yabuki T., and M. Matsu'ura, 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Inter.*, **109**, 2, 363–375.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, T. Sagiya, 2001, Co-seismic, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *EPS*, **53**, 793–803.
- 山中佳子・菊地正幸, 2001, 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.
- Yoshida, S., and A. Kato, 2001, Single and double asperity failures in a large-scale biaxial experiment, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 451–454.
- 吉田真吾・加藤尚之, 2001, アスペリティの連動性—自由度 2 の失点バネモデルによる数値実験, 日本地震学会 2001 年度秋季大会予稿集, C59.
- Yoshida, S., and N. Kato, 2003, Episodic aseismic slip in a two-degree-of-freedom block-spring model, *Geophys. Res. Lett.*, in press.
- 地震予知研究協議会, 2000, 「地震予知のための新たな観測研究計画」平成 11 年度年次報告項目別, 地震予知研究協議会.
- 地震予知研究協議会, 2001, 「地震予知のための新たな観測研究計画」平成 12 年度年次報告項目別, 地震予知研究協議会.
- 地震予知研究協議会, 2002, 「地震予知のための新たな観測研究計画」平成 13 年度年次報告項目別, 地震予知研究協議会.
- Zoback, M. D., M. L. Zoback, V. S. Mount, J. Suppe, J. P. Eaton, J. H. Healy, D. H. Oppenheimer, P. A. Reasen-berg, L. M. Jones, C. B. Raleigh, I. G. Wong, O. Scotti, C. M. Wentworth, 1987, New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system, *Science*, **238**, 1105–1111.