

海溝型地震の理解に向けて —地殻変動によるアプローチ

キーワード：地殻変動

GEONET

海溝型地震

地震サイクル

スロースリップ

プレート間カップリング

地殻変動研究室主任研究官

西村卓也

海溝型地震の理解に向けて —地殻変動によるアプローチ

1. はじめに

国土地理院の GPS 連続観測網が本格的に稼働してから、既に 10 年が経過する。GEONET と名付けられた GPS 連続観測網は、現在全国に約 1200 点の観測点を持ち、世界でも類を見ない巨大 GPS 観測網へと発展した。この間、GEONET により、地震、火山活動に伴う地殻変動のみならず、通常日本列島で進行している地殻変動の詳細が明らかになってきている。これらの地殻変動を解析することにより、地震でどのような断層が動いたのか、火山深部でマグマがどう移動しているのか、あるいは日本列島周囲のプレート境界の位置や運動方向はどうなっているのか、という問いに答えることができるようになった。また、GEONET による最近の地殻変動と明治以降 100 年以上の間蓄積されてきた三角測量や水準測量といった測地測量データを比較することにより、過去の測地測量データに新たな解釈を与えることができるようになった。

GEONET の観測結果により、我々の地震、火山活動、あるいは日本列島のテクトニクスに関する知見は広がっている。なかでも、2003 年十勝沖地震や 1994 年三陸はるか沖地震、あるいは房総半島や東海地方で発生したゆっくり地震の研究を通して、プレートの沈み込みに伴う海溝型地震の発生メカニズムに関する理解は大きく向上している。本稿では、海溝型地震について地殻変動、特に GEONET データから得られた最近の研究成果について紹介する。

2. 海溝型地震の地震サイクル

図-1 は、日本列島の地震活動と現在の地殻変動を示したものである。まず、図-1a に示したのは、1923 年から 2004 年 10 月までのマグニチュード 6 以上で震源の深さが 100km より浅い地震の分布である。地震の多くは太平洋側の海岸線から海溝あるいはトラフの間で発生していることがわかる。日本海溝や南海トラフでは、太平洋プレートやフィリピン海プレートのような海洋性プレートが、大陸側のプレートの下に沈み込む場所となっている。海溝から日本列島の太平洋側にかけての地下では、陸側プレートと海洋性プレート間に働く摩擦力が原因となって、数多くの地震が発生している。図-1b は、GEONET により観測された 1996 から 2000 年の平均的な地殻変動であるが、九州南部から南西諸島を除いて、太平洋（海溝）から中国大陆へ向かう水平変動が観測されており、その量は太平洋側の方が日本海側に比べて大きいことがわかる。このような地殻変動の特徴は、日本列島の現在の変形を考える上で、海溝からの海洋性プレートの沈み込みが、きわめて重要な要素であることを示している。

このような海溝からのプレート沈み込みという現象を、地震発生を中心とした 4 つのステージに分けて模式的に示したのが、図-2 になる。ここで発生する地震は、プレートとプレートの境界で生じる海溝型地震を想定しており、各ステージの陸側プレート（日本列島）で予測される地殻変動を示してある。まず、地震間のステージでは、プレート境界は

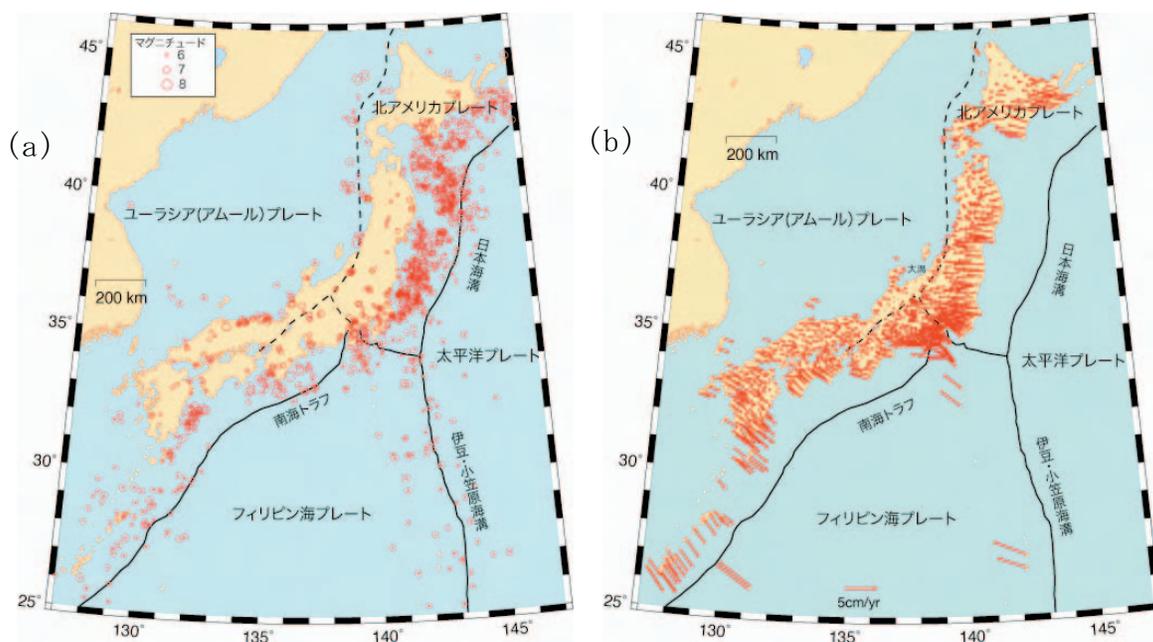


図-1 (a)1923年から2004年までの大地震の震央分布。マグニチュードが6以上で震源の深さが100kmより浅い地震を示した。地震データは、気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果を使用している。(b)GEONETによって観測された日本列島の地殻変動。1996年4月から2000年5月までの平均的な1年あたりの水平地殻変動を矢印で表している。この間に発生した地震、火山活動の影響は取り除いてある。

摩擦により固着しており、地震発生に向けてのエネルギーを蓄積している。そのため海洋性プレートの動きが陸側に伝わって、図の左側へ押されるような地殻変動が観測されると期待される。やがて地震発生が近づく（地震前のステージ）と、固着していたプレート境界の一部がすべり始めると考えられている。このような前駆すべりは、プレスリップと呼ばれる。そして歪が限界に達し、固着領域が高速で破壊され、プレート境界がすべるのが地震である。この地震時のステージは、数分で終わり、次の地震後のステージへと移る。地震後のステージになると、地震で滑った領域の周辺のプレート境界でゆっくりとしたすべりが数年程度継続する。このような地震後のゆっくりとしたすべりを、余効すべりと呼んでいる。

実際の GEONET データ（図-1b）に見られる北海道から四国の太平洋側における、西あるいは北西向きの変動は、海溝から沈み込んでいるプレート境界が地震間のステージにある事を示していると言える。

3. 地震時すべりと余効すべりの棲み分けとスロースリップイベント(ゆっくり地震)

3.1 十勝沖地震によって明らかになった「棲み分け」

2003年9月26日、北海道襟裳岬の南東沖を震源とするマグニチュード8.0の大地震が発生した。2003年十勝沖地震と名付けられたこの地震は、沈み込む太平洋プレートと北アメリカプレートの境界で発生した海溝型のメカニズムを持つものであった。GEONETにより

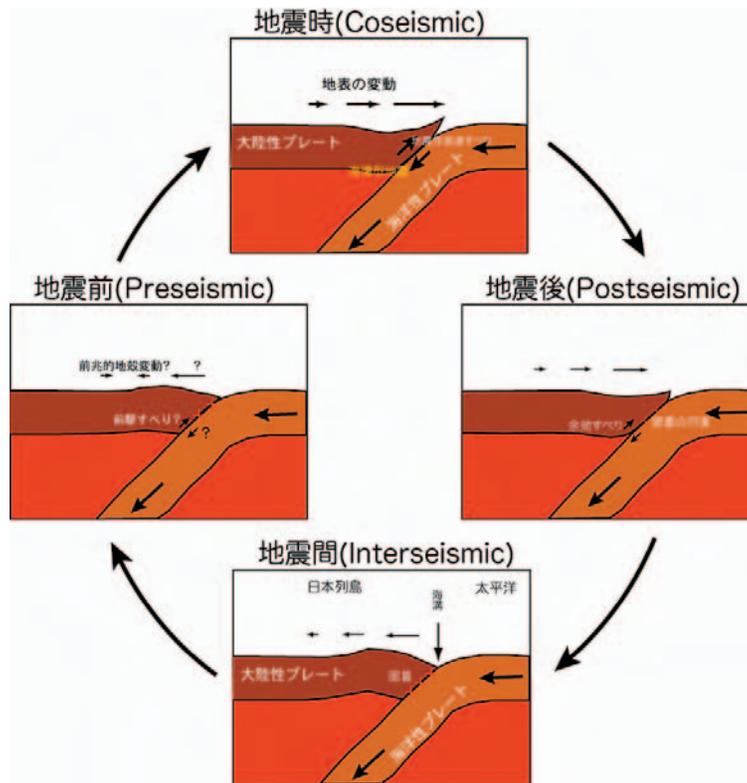


図-2 海溝型地震の地震サイクル模式図

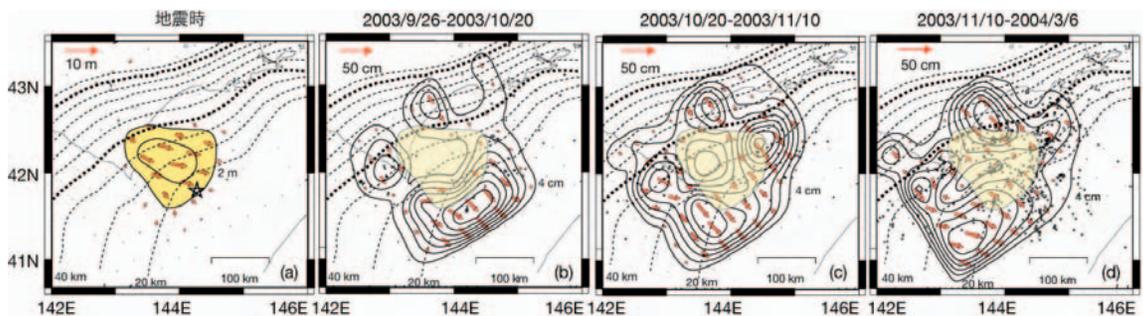


図-3 2003年十勝沖地震の地震時すべり(a)と余効すべりの分布(b-d)。(Ozawa et al., 2004)

観測された地震に伴う地殻変動は、襟裳岬周辺で水平方向に1m、上下方向で20cmの沈降を最大とし、北海道全域での変動が確認された。水準測量によっても、十勝地方で20cm程度の沈降が観測されている。また、地震後の地殻変動（余効変動）も観測されており、地震後1ヶ月で10cmに達するような水平変動が観測されている。GEONETデータをもとに、プレート境界での地震時すべりと余効すべりの分布を推定した結果を図-3に示す(Ozawa et al., 2004)。この図から、地震時に滑った場所では、余効すべりがほとんど発生しておらず、その周囲において余効すべりが発生していることがわかる。また、余効すべりの大きな場所が、時間の経過とともに地震時すべり域から外側へ伝播しているようにも見える。余効すべりの総量は、地震後1年間でマグニチュード7.8相当となり、本震に匹敵す

る規模であることがわかった。この地震の研究結果として強調したい点は、地震時すべり領域と余効すべり領域がほとんど重ならないことである。すなわち、大きな揺れ（地震動）を出すような高速なすべりと余効すべりのようなゆっくりとしたすべりの発生する場所は違っており、両者が棲み分けていると言える。また、最近の地震学の成果（例えば、Yamanaka et al., 2004）から、地震時すべり域内で特に大きくすべる場所（アスペリティ）は、地震サイクルを繰り返しても不変であると考えられるようになってきた。この考えに基づけば、ある場所が地震時に高速ですべるのか、あるいは余効すべりでゆっくりとすべるのかは、場所の性質として事前に決まっていると言えよう。

さて、地震時と地震後のすべりに関して多くの研究成果が得られた十勝沖地震であるが、地震前の前駆すべりはあったのであろうか？残念ながら、GEONET、歪計、傾斜計のデータを詳細に検討しても、有意な前兆的地殻変動は見つからなかった。これらのデータのノイズレベルから、地震直前の1週間で、地震時すべり域ではマグニチュード6.0、沖合の海溝に近い領域でもマグニチュード6.5を超えるようなプレスリップはなかったと言える。

3.2 スロースリップイベント（ゆっくり地震）

1996年5月、房総半島のGEONET観測点において、突如南東方向への地殻変動が観測され、約10日間継続した。南東向きという変動方向は、地震間のステージとは正反対であり、海溝型地震のようなプレート境界でのすべりを意味するが、対応するような大きな地震活動はなかった。この地殻変動を解析した結果、房総沖でフィリピン海プレートが沈み込むプレート境界面上で、約50km四方の領域がゆっくりと5cmほど滑ったことがわかったのである（Sagiya, 2004）。地殻変動から推定したすべりの総量は、マグニチュード6.4に相当するのだが、地殻変動から推定されるすべり領域で発生していた地震は、最大でもマグニチュード3.8であった。このように地震活動で説明がつかない断層のゆっくりとしたすべりは、スロースリップイベント（ゆっくり地震）と呼ばれている。GEONETの登場以前にも、歪計や傾斜計といった観測機器によりスロースリップイベントが見つかったのは、定量的な解析は難しく、GPSデータをもとにスローイベントを捉えたのは、房総半島の事例が世界初であった。これ以降、豊後水道、東海地方（Ozawa et al., 2002）などにおいて、次々とスロースリップイベントの発生が検知されるようになった。

GEONETの10年間の観測結果により、スロースリップイベントも図-2に示したような（ゆっくり）地震サイクルがあることが示されている。2002年10月に、房総半島南東沖で発生したスロースリップイベントは、1996年5月のものと発生規模や場所がよく似ている（Ozawa et al., 2003）。2つのイベントの間の期間では、プレート境界は固着していたと推定されており、（ゆっくり）地震間と（ゆっくり）地震時の2つのステージが最低でも存在し、これらのステージが繰り返していると考えられる。豊後水道や東海地方のスロースリップイベントも繰り返し発生してきたと考えられており、プレート間の歪エネルギーの蓄積を考える上で、スロースリップイベントによるエネルギー解放は予想以上に大きいものかもしれない。発見されたスロースリップイベントの発生場所を見てみると、プレート境界面で地震時に大きく滑る領域（アスペリティ）とは重ならず、その隣接した領域で発生している場合が多い。すなわち、スロースリップイベントも地震時すべりとは棲み分けていると考えることができる。

4. プレート間固着域の推定

前章までは、プレート境界のすべりに注目してきたが、逆に、地震間（非地震時）の地殻変動を使って、すべっていない場所を推定することもできる。プレート境界が、しっかりくっついていて、すべっていない領域は固着域とよばれ、将来的に、何らかのすべりによって歪が解放されると考えられる。

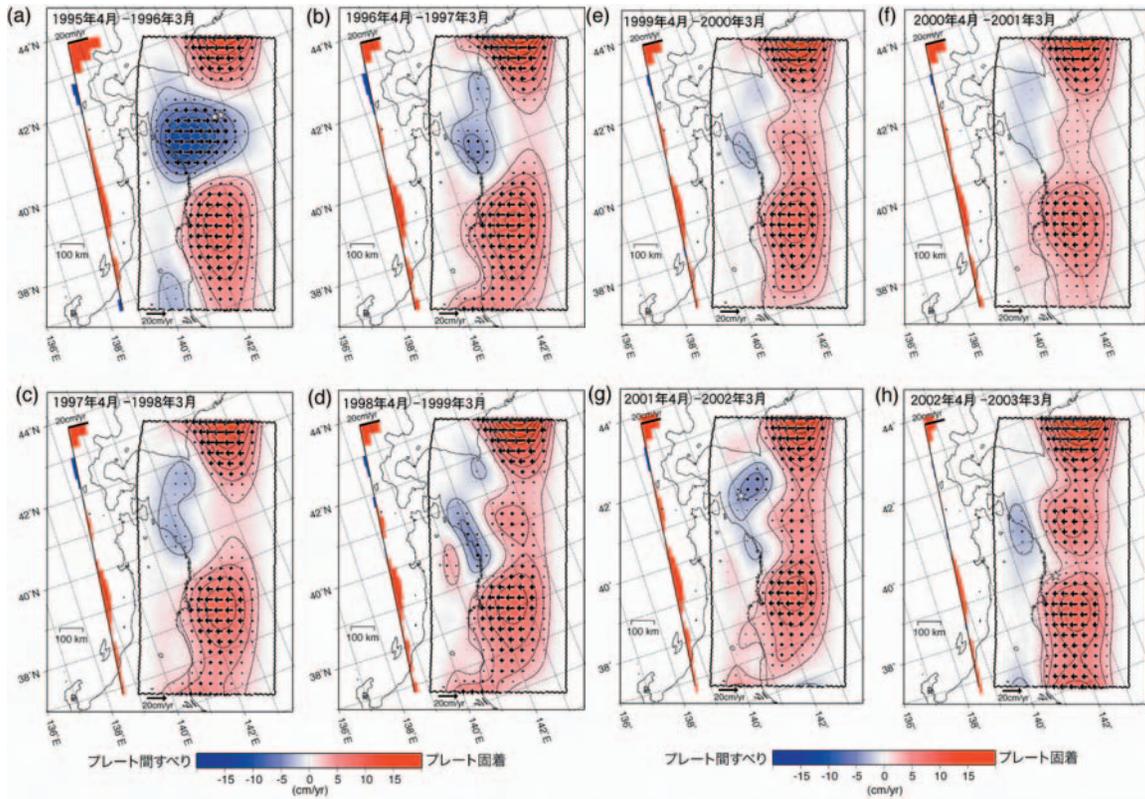


図-4 1年毎の GPS データより推定された東北・北海道地方でのプレート境界固着度の時間変化。赤の領域は、プレートが固着していて歪みを蓄積中であることを示し、青の領域は、歪みを解放中であることを表す。星印は、マグニチュード 6 以上の地震の震央を示す。(Nishimura et al., 2004)

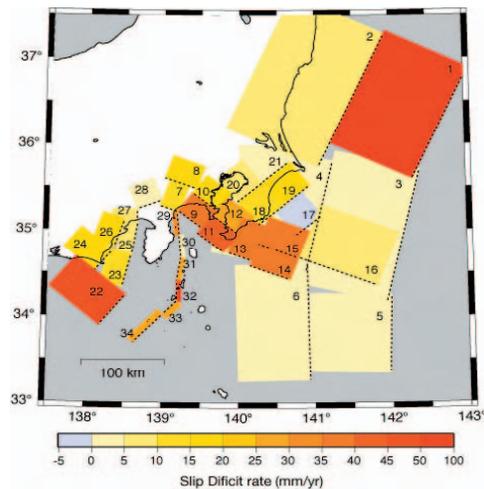


図-5 GPS および水準データにより推定された関東地方のプレート境界固着度。

図-4 は、東北地方を例にプレート間の固着の強さを推定した結果である。ここでは1995年4月から1年毎に、プレート境界面が固着して歪みを蓄積している領域を赤、逆に歪みを解放している領域を青で表している。白い領域では、歪みを蓄積も解放もしていない。すなわち、プレートの運動速度(約8cm/年)で断層がずるずるとすべり続けている領域である。プレートの運動速度を基準にすると、青い領域では、すべり速度が早く、赤い領域では、すべり速度が遅いため歪みが蓄積されている。図-4 に示した期間のそれぞれで細かなパターンは変化しているが、宮城県沖と十勝沖では1995年から2003年までを通して赤い領域で、プレート間の歪みが蓄積されていることがわかる。十勝沖の赤い領域では、GPS観測開始以降8年以上にわたって歪みが蓄積していたが、2003年9月26日に歪みが限界に達して、十勝沖地震という形で解放されたと考えることができる。宮城県沖では、政府の地震調査研究推進本部によって30年以内にほぼ100%の確率でM7.5程度の海溝型地震が発生すると予測されているが、その地震に向かって着実に歪みがたまっていることがわかる。三陸沖の青い領域は、1994年の三陸はるか沖地震の余効すべりを示している。この余効すべりの消長と固着度の増加は、三陸沖のプレート境界が、地震サイクルにおける地震後のステージから地震間のステージに移り変わっていると解釈することができる。

図-5 に示すのは、関東から東海地方にかけてのプレート境界面での固着状況を推定した結果である。推定に用いたデータは、1996年4月から2000年5月までのGEONETデータと1995年から2001年の水準測量のデータである。この地域では、伊豆半島が日本列島に衝突しているため、プレートが複雑に相互作用しており、プレート境界の位置についてもはっきりとわかっていない。また、伊豆半島については、フィリピン海プレートやユーラシアプレートとは独立の小さなプレートであると考えられている。図-5 に示した結果は、この可能性を考慮し、プレート境界の位置についても地殻変動をもっとも良く説明できるような構築したモデルである。この結果から、相模トラフから沈み込むフィリピン海プレートの境界面では、1923年関東地震ですべった領域に加え、房総半島の南東沖でも固着度が強いことが明らかになった。また、東海地震が想定されている駿河湾では、プレートの固着度は強いものの、プレートの相対的な運動速度は1-2cm程度と、従来考えられてきたものより小さいとの推定結果が得られた。この結果は、東海地震の切迫性を考える上で新たな情報となる。さらに、伊豆半島東方沖から神津島にかけては、フィリピン海プレートと伊豆半島のマイクロプレートの境界になっており、現在歪が蓄積されていると考えられ、この場所で将来大地震が発生する可能性が示唆される。

5. 2004年スマトラ島沖地震

昨年12月に発生したスマトラ島沖地震は、地震の規模を表すマグニチュードが9.4という世界でも最大規模の地震であり、インド洋沿岸に襲来した大津波により、死者・行方不明者約24万人を出す大惨事となった。

2004年スマトラ島沖地震は、インドプレートが、スマトラ島やアンダマン・ニコバル諸島のある陸側のプレートの下に沈み込むプレート境界で発生した海溝型地震である。地震の震源域は、長さ1200kmにも及ぶため、このような大規模の地震が我が国で発生する

可能性は小さいといえる。しかし、南海トラフ沿いの海溝型地震である東南海地震、南海地震が同時発生した場合は、マグニチュード8.5前後の地震発生が懸念されている。マグニチュード8.5というと、スマトラ島沖地震には及ばないが明治以降我が国では発生したことのない巨大地震である。スマトラ島沖地震の震源域の北側では、地震動の割に津波が

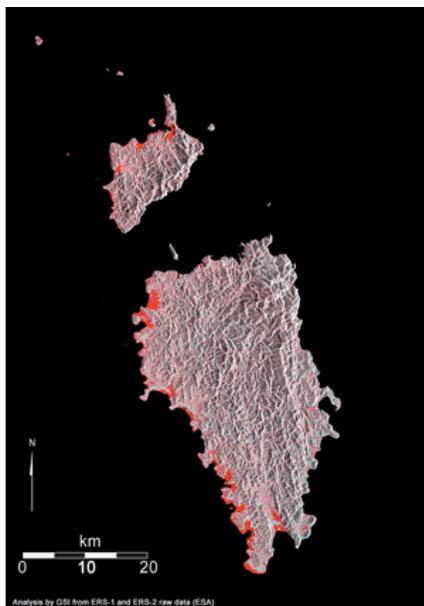


図-6 2004年スマトラ島沖地震前後のニコバル諸島におけるレーダー反射強度を比較した画像。赤で示した部分は、地震後に反射強度が減少した地域であり、地震の断層運動により生じた沈降や、津波による海岸浸食を示している。(国土地理院宇宙測地研究室, 2005)

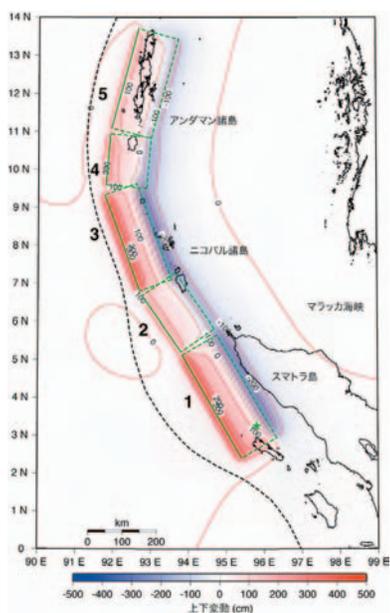


図-7 2004年スマトラ島沖地震の断層モデル。緑の矩形領域が断層の地表面への投影を表している。赤が地表面での隆起域、青が沈降域を表している。

大きい「津波地震」の性格を持つ断層すべりが起こったという研究結果もあり、スマトラ島沖巨大地震及びそれに伴う津波の発生メカニズムを調査研究することは、我が国の地震・津波発生メカニズムの理解にもつながる重要な課題である。

国土地理院では、人工衛星レーダー画像を用いて、スマトラ島北部、アンダマン・ニコバル諸島の海岸線の変化を調査し、地殻上下変動の検出を試みている(国土地理院宇宙測地研究室、2005)。図-6にカナダのRADARSAT衛星データを使用して、国土地理院で解析したスマトラ島北部における地震前後のレーダー反射強度を比較した図を示す。この図からスマトラ島北部の西岸では、地震により海岸線が後退し、沈降したことがわかる。同様の解析方法により、アンダマン諸島の隆起、ニコバル諸島での沈降などが明らかになっている。このような上下変動データと地震あるいは津波の解析から得られているデータを参考にして、この地震の断層モデルを推定した結果が図-7である。現時点では、震源域周辺での地殻変動量に関する定量的なデータは限られているため、断層のすべり量などの推定精度は高いとはいえない。しかし、レーダー画像の解析結果を考慮すると、断層の破壊領域がスマトラ島からアンダマン諸島の北部にかけて1200km以上に達したことは、間違いない。

国土地理院では、今後関係諸国測量機関の協力のもとに、余効変動の観測や地震時地殻変動のさらなる調査を行う予定である。

6. おわりに

GEONETによる地殻変動観測から、地震時すべり、余効すべりの発生場所の違いや、スロースリップイベントなどのゆっくり地震が数多く発見されたことにより、海溝型地震に関する知見は飛躍的に向上した。なお、本稿で紹介した研究は、最近の研究成果のごく一部であり、これ以外にも数多くの重要な研究がなされている。10年間というGEONETの観測の歴史は、海溝型地震の地震サイクルに比べてかなり短いものであり、今後も未知の現象の発見や新たな解釈が数多く期待される。さらなる地震発生メカニズムの解明に向けて、我々も研究を続けていく予定である。

《参考文献》

国土地理院宇宙測地研究室(2005)：国土地理院ホームページ

(<http://cais.gsi.go.jp/Research/topics/topic041226/index.html#Coast>),
2005

Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka.(2004): Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 157, 901-916.

- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, T. Hatanaka, H. Yurai, T. Nishimura, (2002): Detection and Monitoring of Ongoing Aseismic slip in the Tokai Region, Central Japan, *Science* 298, 1009–1012.
- Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Murakami, and M. Kaidzu (2003): Characteristic Silent Earthquake in the eastern part of the Boso Peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Let.*, 30, doi:010.1029/2002GL016665.
- Ozawa, S., M. Kaidzu, M. Murakami, T. Imakiire, and Y. Hatanaka (2004): Coseismic and postseismic crustal deformation after the M8 Tokachi-oki earthquake in Japan, *Earth Planets Space*, 56, 675–680.
- Sagiya, T. (2004): Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996, *Pure appl. Geophys.*, 161, 2328–2342.
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi (2004): Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JB002683.