

2011年東北地方太平洋沖地震の発生機構

～これまでにわかったこと、まだわからないこと～

海野徳仁

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター・教授

1. はじめに

2011年3月11日14時46分頃に発生した「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」はマグニチュード(M)9.0の超巨大地震であった。この地震の震源(破壊の開始点)は、約37年毎に繰り返し発生していた宮城県沖地震の想定震源域の東端に隣接した地域であり、3月9日にはこれよりさらに東側の領域でM7.3を最大地震とする前震活動がみられた。この前震活動は2月から継続していたものであるが、その時点ではM9.0の超巨大地震へと発展していくことは想定できなかった。

地震観測が始まってから未だ100年あまりが経過したに過ぎない。この間には世界中でM9を超える超巨大地震は今回の地震を含めると6個発生している。それらのうちで最近の地震は2004年スマトラ地震(Mw9.0、モーメントマグニチュード)であるが、過去の超巨大地震は地震観測網や地殻変動観測網があまり整備されていない地域や、近代的な観測機器が十分には発達していなかった時代のものである。一方、東北地方太平洋沖地震は1990年代後半から日本列島に整備されてきた基盤観測網(地震観測およびGPS観測)の直近で発生したため、本震発生前から本震発生後の余震活動や余効変動に至るまでの高品質の観測データが大量に記録されている。

本震発生からすでに10ヶ月を経過しているが、GPS観測データによる東北地方の地殻変動は継続しており、プレート境界では未だに余効すべりが継続していると考えられる。したがって、今回の超巨大地震を引き起こした一連の地震サイクルは終焉しているわけではないが、現在までに発生したさまざまな現象についてわかってきたことをかんたんに紹介するとともに、地震学でなぜ今回の超巨大地震の発生を予測できなかったのか、今後はどのような研究を推進していくべきなのか、についても述べたい。

2. 本震のすべり量分布

地震とは、地下に存在する弱面(断層面)に働く応力の変化により、その弱面の両側が互いに急激にずれる(すべる)現象である。今回の地震はプレート間地震と呼ばれるタイプの地震であり、日本海溝から東北日本の下に約8cm/年の速度で沈み込んでいる太平洋プレートと陸側プレートの境界面で急激なすべりが発生したことによるものである(図1)。

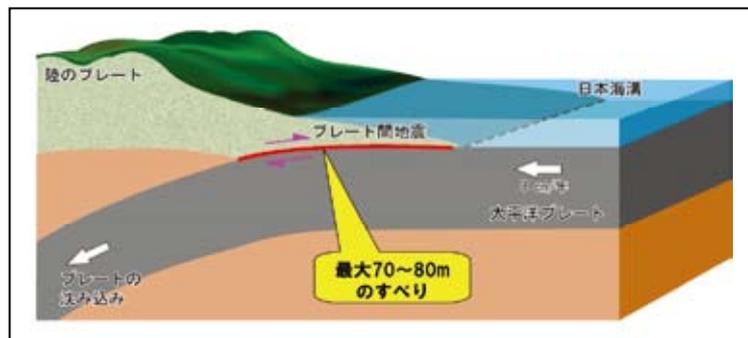


図1. 2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)の発生場所(模式図)。太平洋プレートと陸側プレートの境界(赤線部)で最大70~80mのすべりが発生した。

本震発生時のプレート境界でのすべり量の空間分布は、地震波形、GPSなどによる地殻変動、津波などの観測データを用いて、詳細に調べられている。近地強震波形によるすべり量分布の結果の例を第2図に、遠地実体波形による結果の例を第3図に、陸上GPSによる結果の例を第4図に示す。すべり量の大きさはそれぞれの解析に用いたプレート形状モデルなどによって異

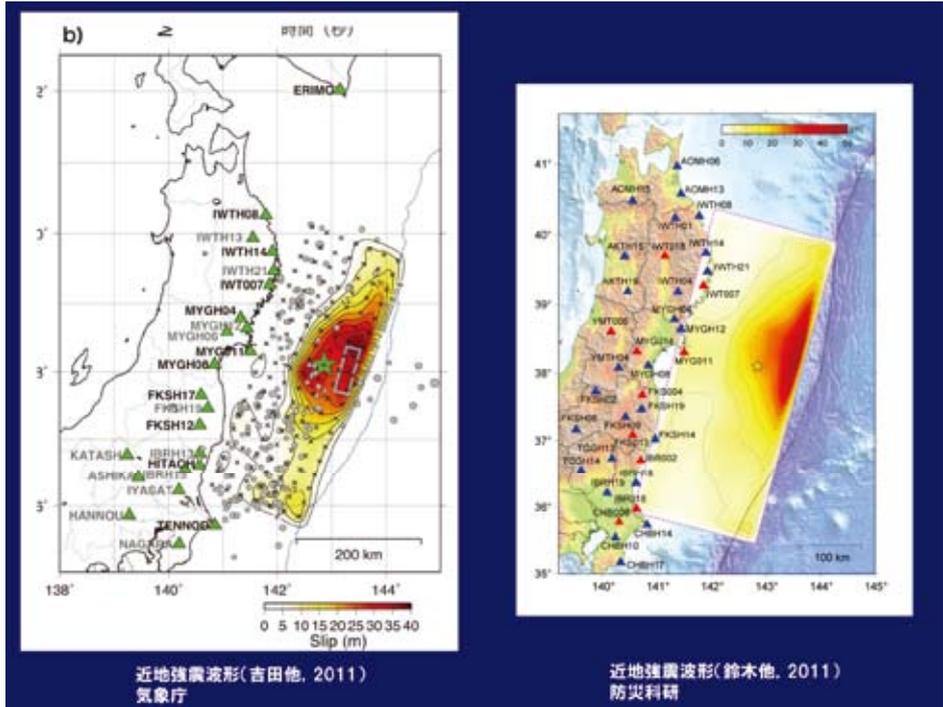


図2. 近地強震波形によるプレート境界での地震時すべり分布。カラースケールはすべり量の大きさ(メートル)を表す。星印は破壊の開始点を示す。

なっているが、すべり量の空間分布に注目してみると、これらの研究結果にほぼ共通して見られるのは、岩手県から茨城県までの南北約500 km、東西約200 kmの広大な領域で大きな地震時すべりが発生したことである。使用した観測データやプレート形状モデル等の違いによって異なるが、数10メートルの最大すべり量が推定されている。広大な領域で大きなすべりが発生したことによりM9.0という超巨大地震になったと考えられる。

今回の地震の震源域は太平洋下であるため陸上における地震観測データやGPSによる地殻変動データのみを用いたすべり量分布の解析結果の空間分解能には限界がある。東北大学では想定宮城県沖地震の発生機構の解明のために、平成17年度から宮城県沖において海底地震観測および海底地殻変動

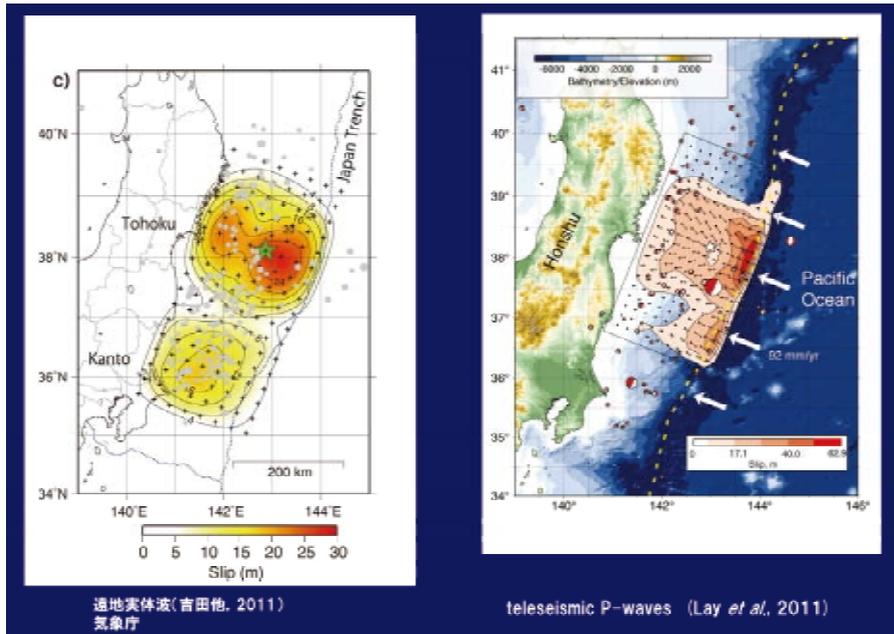


図3. 遠地実体波によるプレート境界での地震時すべり分布。カラースケールはすべり量の大きさ(メートル)を表す。星印は破壊の開始点を示す。

観測を継続して実施してきた。これらの海底観測機器はM9.0の地震の発生時にも稼働しており、本震発生前後の貴重な観測データが大量に得られている。しかしながら、海底観測機器はオフライン観測システムのため、データの回収および解析には膨大な労力が必要である。本震発生後に回収・解析した宮城県沖の海底地殻変動観測点2点のうち、東側の日本海溝に近い方の観測点では本震時に東南東方向に31 m、5 mの隆起がみられた。西側

の陸に近い観測点でも東南東に15 m、3.5 m の隆起が観測されている。この地域では海上保安庁も海底地殻変動観測を実施している。図5に本震時の海底地殻変動の様子を矢印で示した。陸上GPSによる地殻変動の様子は図6に黒矢印で示した。図中の白矢印は推定されたすべり量分布から計算した理論値である。東北地方太平洋側の地点では東南東方向に5 m以上の変動がみられ、約1 mの地盤の沈降が観測されたが、これらの地域では未だに地盤が沈んだままの状態である。

陸上GPS観測データと海底地殻変動観測データを併合処理して推定した本震時すべりの空間分布を図7に示す。海底地殻変動データを加えたことにより、すべり量の空間分がより詳細に推定可能となり、宮城県沖の日本海溝内側付近で膨大なすべり（70～80 m）が発生していたことが明らかとなった。この領域は太平洋プレートが日本海溝から西方に沈み込みを始めたばかりの場所であり、プレート境界の深さは10km以浅であるため、プレート境界の固着の度合いはかなり小さいものであると従来は考えられて

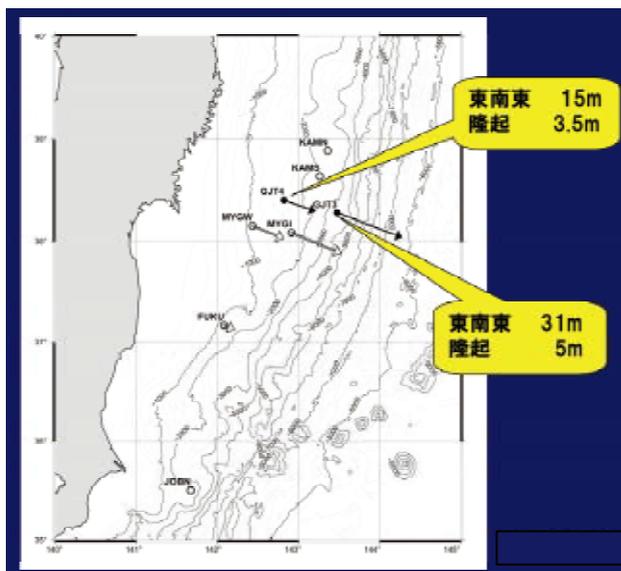


図5. 海底地殻変動観測点における本震時の地殻変動。黒矢印は東北大学観測点、白矢印は海上保安庁観測点を表す。(提供:木戸元之@東北大学)

問は、海溝付近の浅いプレート境界で膨大な地震性すべりが発生したメカニズムは何か？ということであろう。

本震時の強い揺れは2分半から3分という長時間にわたっていた。地震動の強さも桁外れであったが、強震動の継続時間も非常に長かった。地震波形データから推定した地震時すべりの時空間分布では、震

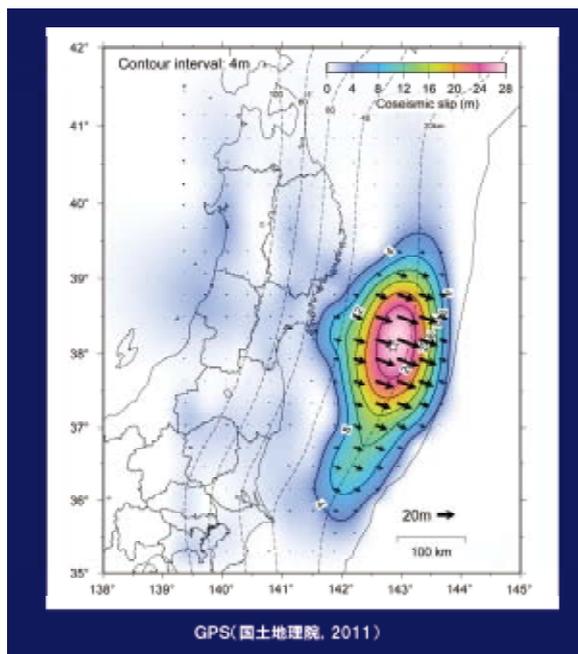


図4. 陸上GPSによるプレート境界での地震時すべり分布。カラースケールはすべり量の大きさ(メートル)を表す。星印は破壊の開始点を示す。

いた。このような固着の度合いの小さい領域では大きなひずみを長期間にわたって蓄え続けることは難しいため大地震は発生することはない、たとえ地震性すべりが発生したとしても津波地震のようなゆっくりとしたすべりの地震であり、1896年明治三陸地震(M8 1/4)がその代表的なものであるとされていた。今回の地震の発生機構は十分には理解できてはいないが、一番の疑

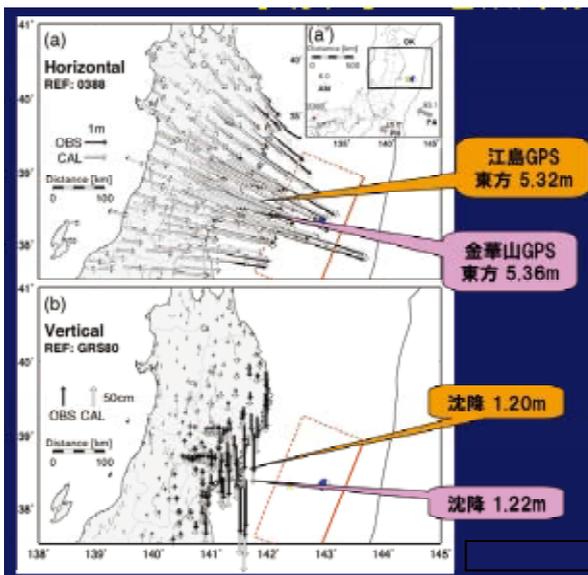


図6. 陸上GPS観測点における本震時の地殻変動。黒矢印は観測値、白矢印は推定したすべり量分布による計算値を表す。(提供:大園真子@東北大学)

源で始まったすべりが数十秒間は想定宮城県沖地震の震源域を含む範囲で発生していたが、その後は東方に進展していき日本海溝陸側の領域にまで拡大し、そこでは前述のように膨大なすべりを引き起こした。その後はすべりが北方（岩手県沖）に拡大し、さらには南方（福島・茨城県沖）にまで伝播していったことが明らかになった。プレート境界でのすべりは約3分間継続して、最終的には東西約200 km 南北約500 kmの広大な震源域を形成し、M9.0の超巨大地震となった。宮城県沖の日本海溝陸側での膨大なすべり、さらには、過去約100年間で大地震が一度も発生していなかった福島・茨城県沖の日本海溝陸側も震源域となった仕組み（このように浅いプレート境界で大きなひずみを長期間にわたって蓄積できたメカニズム）については未だに解明されてはいない。

3. 本震後のさまざまな地震活動

本震発生以前は沈み込む太平洋プレートが陸側プレートと固着していたため、東日本は東西方向に圧縮されており、例えば2008年岩手・宮城内陸地震（M7.2）のように大地震はすべて逆断層型のメカニズム解であった（図8）。M9.0地震の発生により、それまで固着していたプレート境界が急激にすべった（図1）ため、太平洋プレート内部や陸側プレート内部の応力場は急変した。その結果、本震の39分後に宮城県沖の日本海溝外側でM7.5の正断層型地震（図9）が、4月7日には宮城県沖の深さ67 kmでM7.1の逆

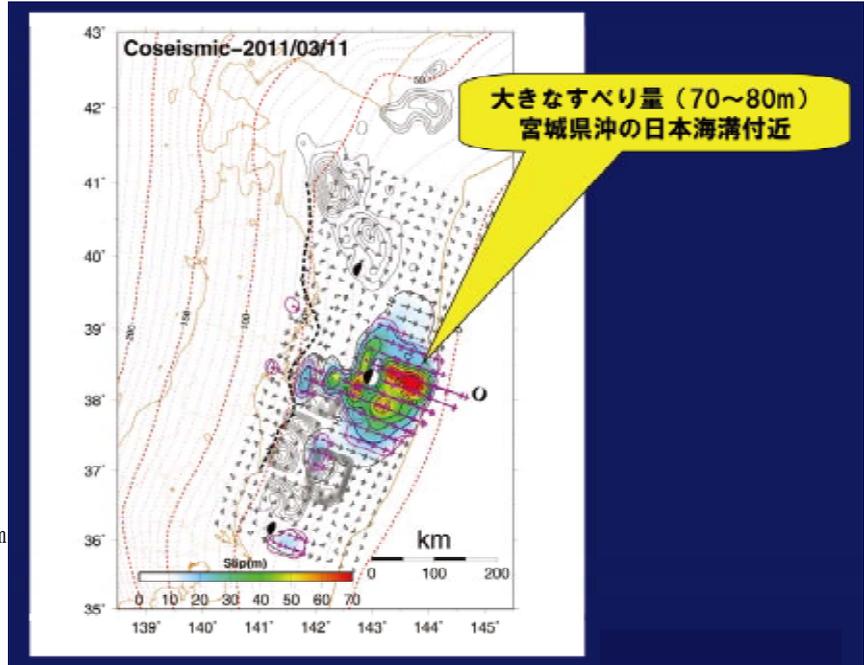


図7. 陸上GPS観測データと海底地殻変動観測データの併合処理によるプレート境界での地震時すべり分布。カラースケールはすべり量の大きさ(メートル)を表す。(提供:飯沼卓史@東北大学)

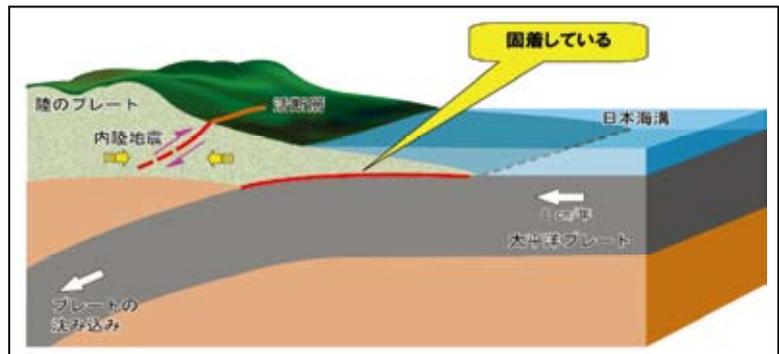


図8. 2011年東北地方太平洋沖地震の発生以前の東北地方の状況(模式図)。プレート境界が固着しているため内陸部では東西方向に圧縮されている。この圧縮場の影響で、逆断層型の2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)が発生したと考えられる。

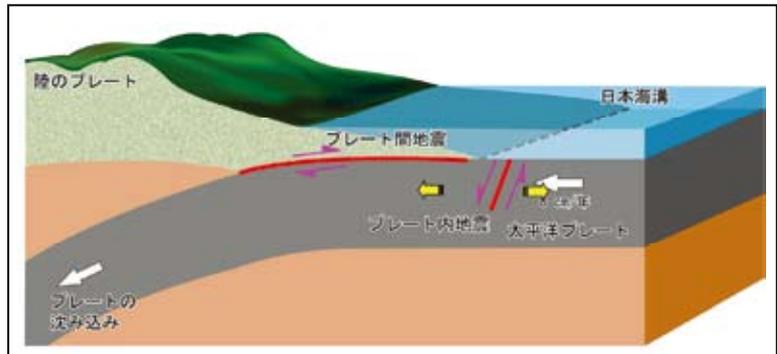


図9. 本震の39分後に日本海溝外側で発生したM7.5の広義の余震(模式図)。プレート境界の固着が本震時すべりで解放されたため、プレート内部で伸張場に変化し正断層型の地震が発生した。

断層型のスラブ内地震(図 10)が、4月11日には福島県南部でM7.0の正断層型の内陸地殻内地震(図 11)がそれぞれ発生している。これらの地震活動はM9.0地震の影響で誘発されたものであり、本震の発生によりそれまで固着していたプレート境界がすべったことにより固着が弱まり、その結果、従来は圧縮場であった日本海溝直下の太平洋プレート内部が伸張場へと変化し、深さ60km付近のプレート境界は圧縮の度合いがさらに強まったと考えられる。また、福島県南部では東北日本弧の規模の大きな内陸浅発地震のメカニズム解にはほとんどみられなかった正断層型の地震活動が活発化していることも、M9.0の地震により圧縮場から伸張場へと応力が急変したことによる地震活動であると考えざるを得ない。さらに、東日本の各地ではそれまであまり地震活動が活発ではなかった地域でも、顕著な地震活動が観測されており、M9.0地震により地殻内部の応力場が急変したことがわかる。

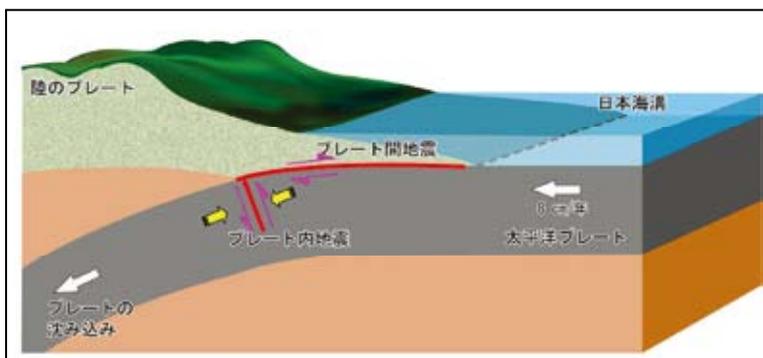


図10. 4月7日に発生した宮城県沖のプレート内地震(模式図)。本震の震源域の最深部の太平洋プレート内部では、本震時すべりにより圧縮場がより強くなり逆断層型の広義の余震(M7.1)が発生したと考えられる。

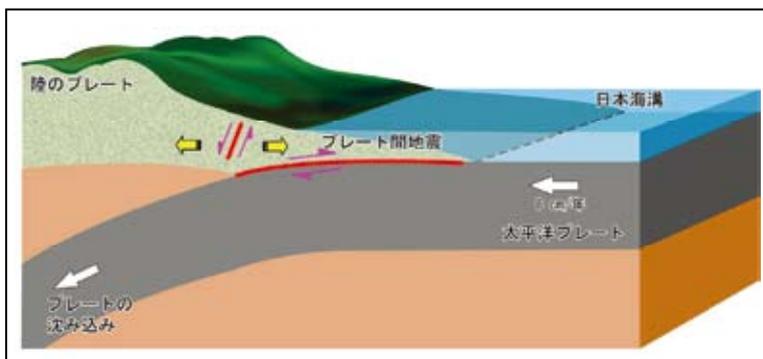


図11. 4月11日に福島県南部で発生したM7.0の地殻内地震(模式図)。本震時すべりでプレート境界の固着が解放されたため、本震発生以前は東西圧縮場だった内陸地殻内は圧縮が弱まって元に戻ろうとしている。そのため、活発な正断層型の地殻内地震の活動が発生していると考えられる。

本震の20分後に茨城県沖でM7.7の地震が発生しており、そのメカニズム解は本震と同様な低角逆断層型であったことからプレート境界で発生した「狭義の」余震であった。この余震が2011年12月現在では最大余震である。本震と最大余震のマグニチュードの差は通常は1程度と考えられているので、今後、M8.0程度の余震がさらに発生する可能性はまだ残されているであろう。

5. M9.0地震を想定できなかった理由

近年の地震学の発展により、海洋プレートと陸側プレートが接している場所(プレート境界)は、互いにしっかりと固着している領域(アスペリティ)と、常にズルズルとゆっくりすべっている領域(安定すべり域)の二種類に分類することができ、アスペリティが急激にずれるときにプレート間地震の発生であるとする「アスペリティモデル」(図12)が提唱されている。約37年毎にM7.5程度の地震が繰り返し発生している想定宮城県沖地震は、宮城県沖に存在しているアスペリティの繰り返し破壊によるものと考えられてきた。また、岩手県釜石沖で約5年毎に繰り返し発生していたM5クラスの地震の観測データからアスペリティモデルを基にして次の地震の発生を予測し、その予測期間の範囲内に予測マグニチュードの地震が発生した。釜石沖のM5クラスの地震の発生予測は3回にわたって成功している。しかしながら、今回のM9.0地震の発生を事前に予測することはできなかった。このことに対しては地震学を永年専門としてきた者として深く反省し、地震学のレベルの未熟さを克

服する努力をしていかなければならないと考えている。

地震学はどこで過ちを犯したのかを考えてみる。超巨大地震が発生した場所では、その地震が発生する以前には長期間にわたってひずみを蓄積していたはずである。すなわち、プレート境界は長期間にわたって強く固着してはならない。ところが、東北日本弧に沈み込んでいる太平洋プレートの境界が強く固着しているという証拠は見つかってはいなかった。例えば、過去約100年間の東北地方の地殻変動の状況は、国土地理院による測地測量の結果を見ると、東西方向に短縮している傾向は見られない。もしも太平洋プレートと陸側プレート

の境界で固着が強ければ、東北地方内陸部は東西方向に短縮されているはずである。また、東北地方太平洋側は世界的に見ても地震活動が活発な地域のひとつである。普段から大・中・小地震が多数発生しているということは、プレート間の固着の度合いが極端に強くはないことを意味している（ちなみに、南海トラフから沈み込んでいるフィリピン海プレートの境界では通常地震活動は低調であり、固着の度合いが強いと考えられている）。さらに、東北日本太平洋下のM6クラス以上のプレート境界地震の発生後には顕著な余効すべりが観測される場合が多い。このこともまたプレート境界の固着の度合いが強くはないことを示唆している。つまり、東北日本弧の太平洋プレート境界面は強く固着していることを示唆する観測データは得られてはなかった。固着が強くない場所では超巨大地震を引き起こすだけのひずみを長期間にわたって蓄え続けることは不可能であるはずである。

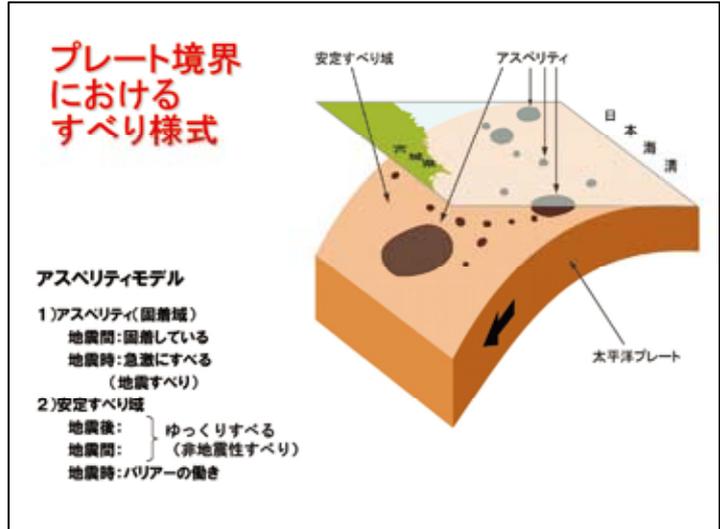


図 12. プレート間(境界)地震の発生機構として提案されたアスペリティモデル(模式図)



図13. 20世紀以降に発生した超巨大地震の分布。黄色の矩形は震源域を表す。全ての超巨大地震がプレートの沈み込み帯で発生している。(東京大学地震研究所資料)

今回の地震が発生する以前にはM9を超える超巨大地震が5個発生していた(1952年Mw9.0カムチャツカ地震、1957年Mw9.1アンドレアノフ地震、1960年Mw9.5チリ地震、1964年Mw9.2アラスカ地震、2004年Mw9.0スマトラ地震：図13)。これらの地震の発生機構に関する研究から、1970年代後半には、M9クラスの超巨大地震は新しい年代の海洋プレートが沈み込んでいる地域でのみ発生している、と結論していた(図14)。すなわち、新しい海洋プレートは比較的高温で軽いため、海溝から沈み込んだ後も周囲のマントルから

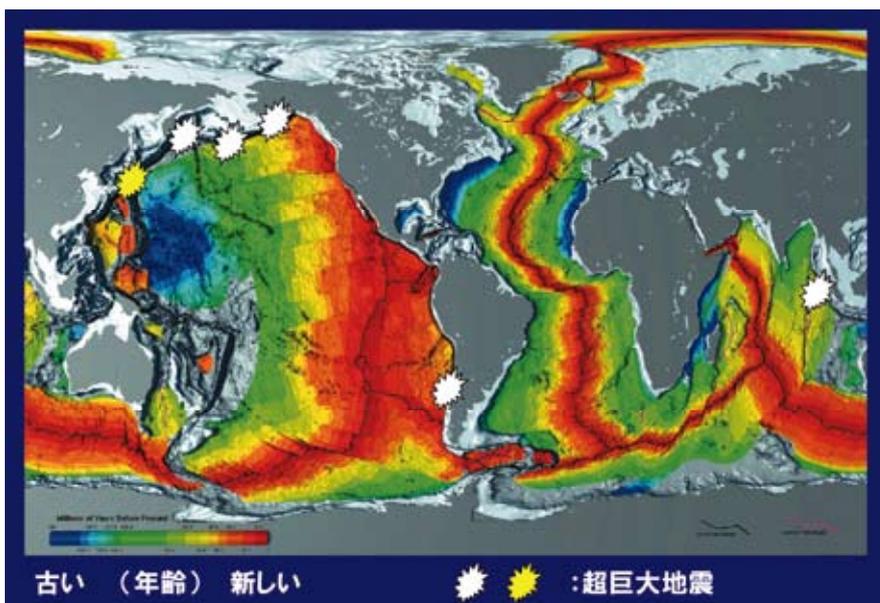


図14. 海洋プレートの年齢と超巨大地震。赤色系は若いプレートを、青色系は古いプレートを表す。白色火花で示した5個の超巨大地震は年齢の若い(赤色～黄色)プレートで発生していたが、今回の地震(黄色火花)は約1億3000万年という古いプレートの沈み込んでいる場所で発生した。

浮力を受けてプレート境界を下から押し上げるため、そこでの固着をより強める。固着の強いプレート境界は超巨大地震を発生させる可能性がある(図15上図)。一方、古い海洋プレートは低温で重くなるため、海溝から沈み込んだ後、自重でさらに沈み込みやすくなるため、プレート境界の固着を強めることはないであろう。日本海溝から沈み込んでいる太平洋プレートは約1億3000万年の年齢で、世界のプレートの中でも最も古いもののひとつである。したがって、そこでは超巨大地震は発生しないであろう。

う(図15下図)。ところが、今回の超巨大地震は年齢の古い海洋プレートが沈み込んでいる東北地方太平洋下で発生した。従来の考え方では説明できない地震がなぜ発生したのかを明らかにする必要がある。

図16は過去約100年間に日本列島およびその周辺で発生した被害地震の震源域を示している。福島・茨城県沖の日本海溝内側では約100年間も大地震は発生していなかった。このように浅いプレート境界では固着が弱くて、普段からズルズルとすべっていて、ひずみを蓄積することはできないであろうと考えて、我々は納得できていた。しかし、今回の地震(図16の赤色楕円)ではこの地域でも大きなすべりが発生しており、その後の余震活動も活発である。100年間も地震がほとんど発生していないのだから、普段から安定すべりを起こして、ひずみは蓄積されてはいないであろう、と考えたのが誤りであった。100年間もズルズルと安定すべりを起こしていたのではなく、しっかりと固着していたのであろう。陸上GPSによる地殻変動データからプレート境界の固着の強さの分布を推定する研究は実施されていたが、陸上GPSの観測データだけでは日本海溝陸側の浅いプレート境界が安定すべりをしているのか、または固着しているのか、を区別することはできていなかった。陸上GPSの検知能力の限界である。これらを克服するためには、今後は海底地殻変動観測を重点的に実施することが必要不可欠である。

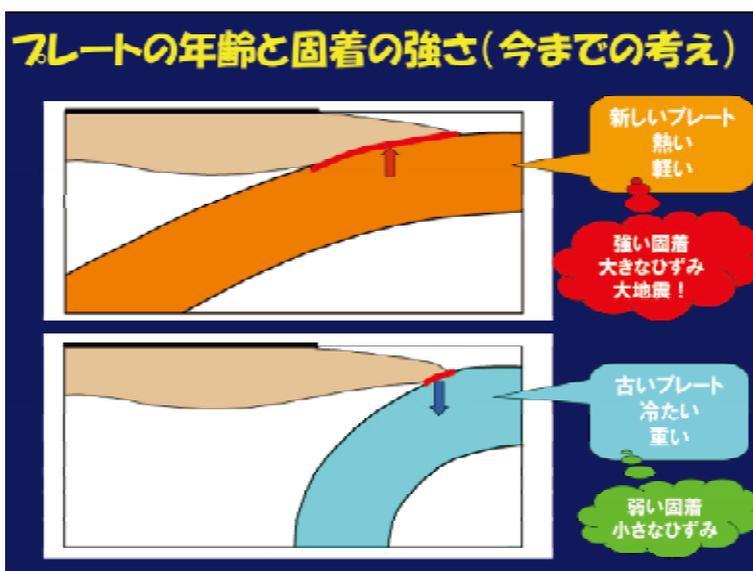


図15. 海洋プレートの年齢の違いによる沈み込み様式の相違(模式図)。上図は若いプレート、下図は古いプレートの沈み込む様子を表す

6. おわりに

今回の地震の発生機構を解明するためには、従来の考え方やモデルを精査して、追加・修正を加えることが必要である。現時点で明らかになったいくつかの問題点を指摘したが、さらに詳細な調査研究が必要である。地震発生後9ヶ月を経過しても、陸上GPS観測データは未だに余効すべりが継続していることを示している。すなわち、M9の地震サイクルは終わってはいないのである。地震発生機構の解明のためには、海底地殻変動観測体制の充実などの新しい取り組みが必要不可欠であろう。



図16. 過去約100年間の日本列島およびその周辺で発生した被害地震の分布。赤色楕円は2011年東北地方太平洋沖地震の震源域を表す。福島県沖から茨城県沖の日本海溝陸側では過去に大地震は発生していなかった。(地震調査研究推進本部資料)

著者略歴



氏名 海野 徳仁 (ウミノ ノリヒト)
所属 東北大学 大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センター
学位・職名 理学博士 教授・センター長
研究分野 地震学

略歴

1948年 山梨県生まれ
1967年 山梨県立日川高等学校卒業
1971年 東北大学理学部天文及び地球物理学科卒業
1972年 東北大学理学部青葉山地震観測所 助手
1988年 米国カーネギー研究所 研究員
(世界の沈み込み帯における地震テクトニクスの研究に従事)
1989年 東北大学理学部日本海地域地震火山観測所 助教授
2003年 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター 教授
2008年 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター長 現在に至る

所属学会

日本地震学会 代議員
日本自然災害学会
アメリカ地球物理学連合
アメリカ地震学会

委員等

地震調査研究推進本部地震調査委員会 委員
京都大学防災研究所附属地震予知研究センター運営協議会 委員
日本地震学会代議員
仙台ライフライン防災情報ネットワーク 代表

