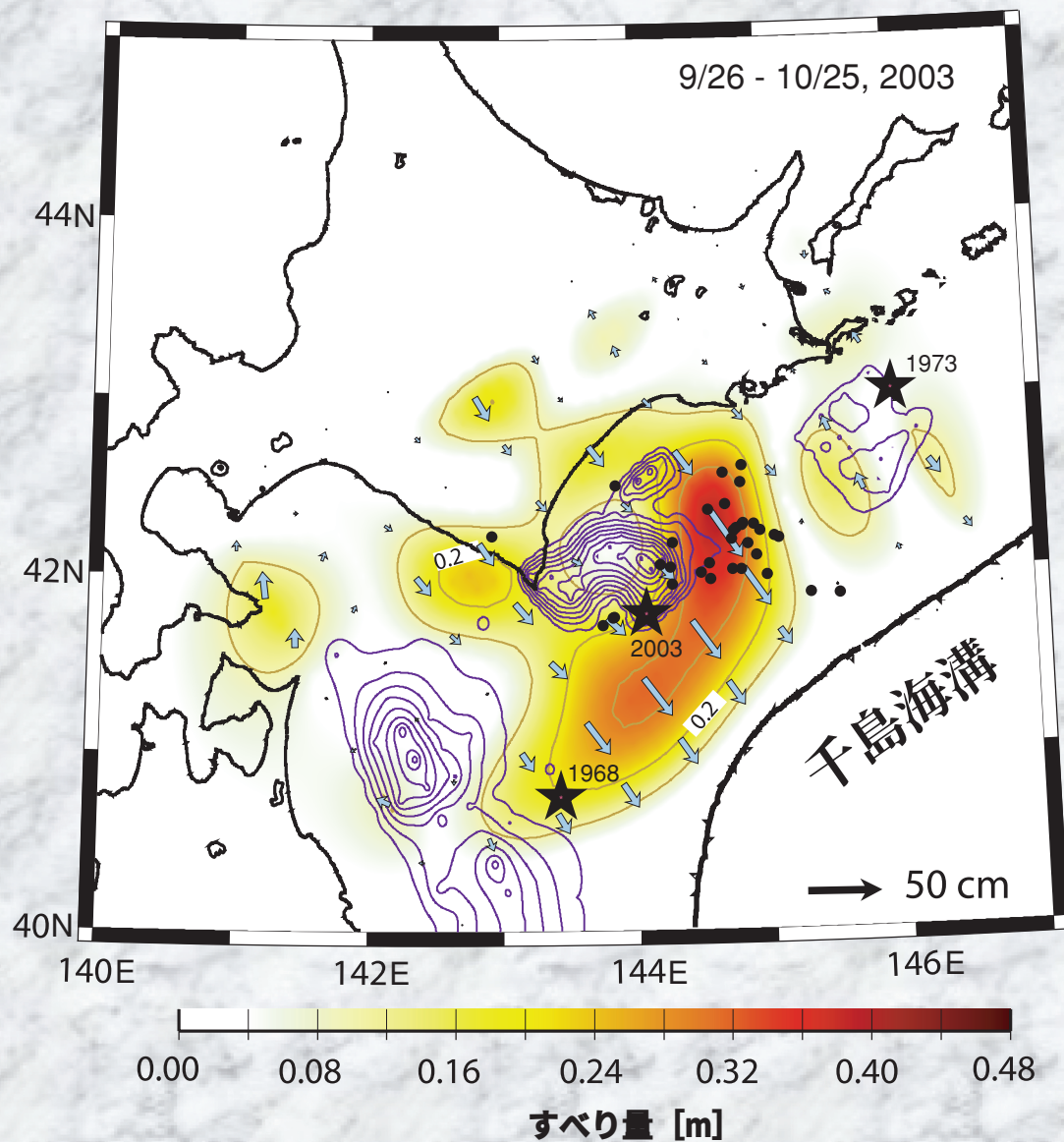


日本の地震予知研究

地震・火山噴火予知研究協議会

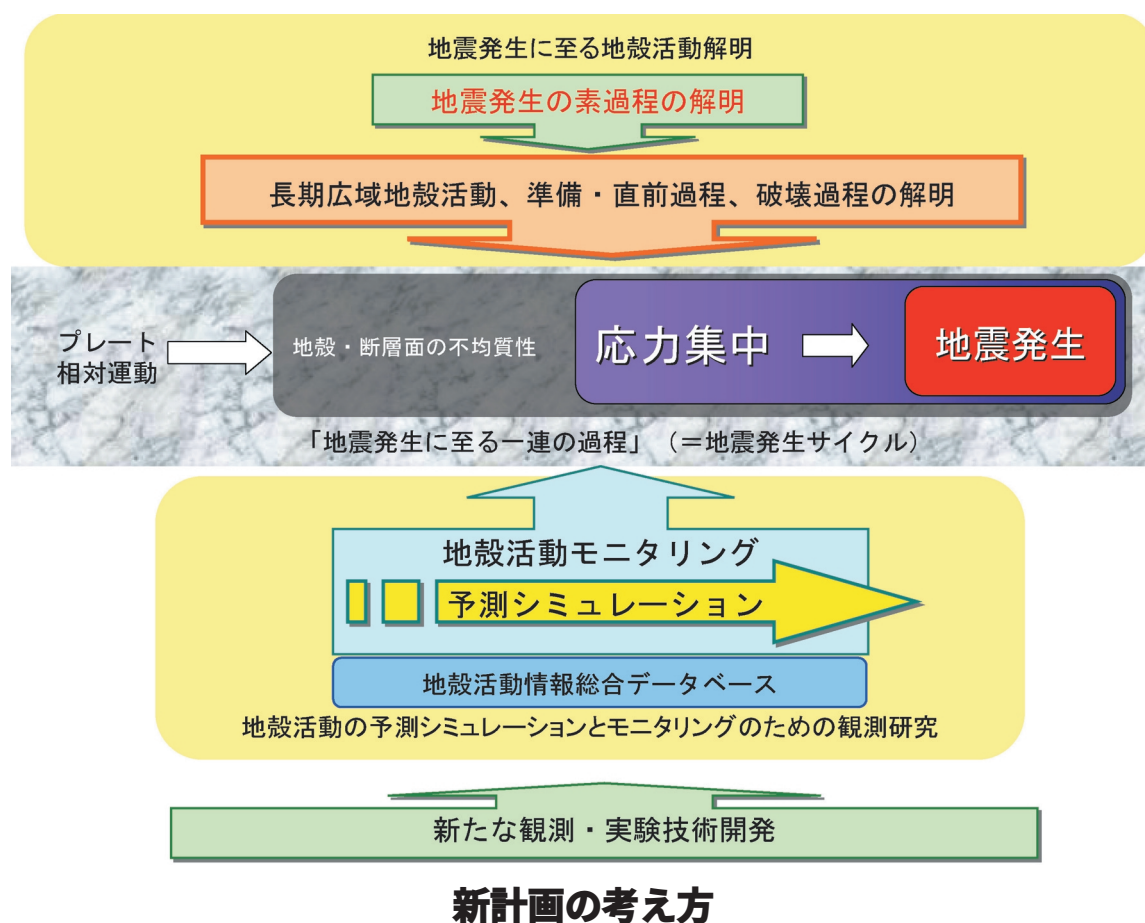
地震分科会



平成18年7月

地震予知のための新たな観測研究計画

日本における地震予知研究は、昭和39年以来7次にわたる測地学審議会の建議に沿って推進されてきました。しかし前兆現象の検出とその解明に重点を置いていた研究計画の限界から、それまでの地震予知計画の見直しと進捗状況の総括的評価を行われ、平成10年8月に地震予知のための新たな観測計画の推進についての建議が行われました。この建議に基づいて平成11年度から5カ年計画で実施された研究の成果を受け、平成15年7月には科学技術・学術審議会から「地震予知のための新たな観測研究計画（第2次）」が建議されました。これらの計画は、前兆現象の検出に重点をおいていた従来の方針を改め、地震発生に至る準備過程の研究成果をもとに、充実した観測網により得られる地殻の状態と活動に関する観測データを用いて（地殻活動モニタリング）、地震の発生とそれに至る過程を定量的に予測すること（予測シミュレーション）を目指しています。第2次計画がスタートして2年が過ぎました。本パンフレットではこれまでの研究成果を紹介しています。



アスペリティでの地震の繰り返し

日本列島の下には、太平洋プレートやフィリピン海プレートと呼ばれる岩盤が年間数 cm から 10 cm の速さで沈み込んでいます。そのため、陸のプレートと海のプレートの境界では岩盤が互いにこすれあって摩擦すべりが発生します。プレートの境界では、いつもゆっくりとすべって歪がたまらないようなすべり方をする場所もあれば、いつもは面がしっかりとくっついていて歪を蓄え、ときどき急にすべるような場所があります（図1）。このような急激なすべりがプレート境界の地震で、このような地震がおこる場所はアスペリティと呼ばれています。プレート境界には様々な大きさのアスペリティがあり、大きなアスペリティでは大きな地震が、小さなアスペリティでは小さな地震が繰り返し発生しています。

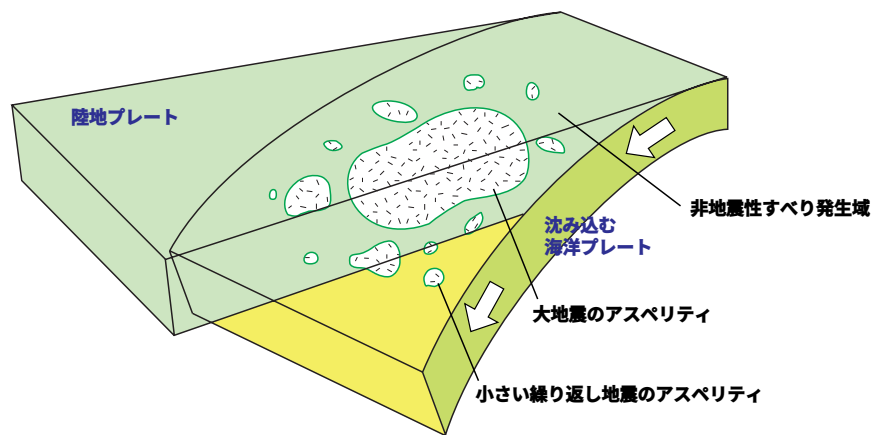


図1：沈み込む海洋プレートと陸側プレートの境界面の模式図。

大きなアスペリティで発生した地震の例として1952年の十勝沖地震（マグニチュード M8.2）と2003年の十勝沖地震（M8.0）があります。図2は、地震波を調べてわかった、2つの十勝沖地震のすべり分布を示しています。2つの地震ですべりが大きい場所はほぼ一致しています。この領域が1952年と2003年の十勝沖地震のアスペリティです。プレートの相対運動により、アスペリティにはほぼ一定速度で歪が蓄積されますから、アスペリティ間の相互作用を無視することができれば、アスペリティではほぼ一定の時間間隔で地震

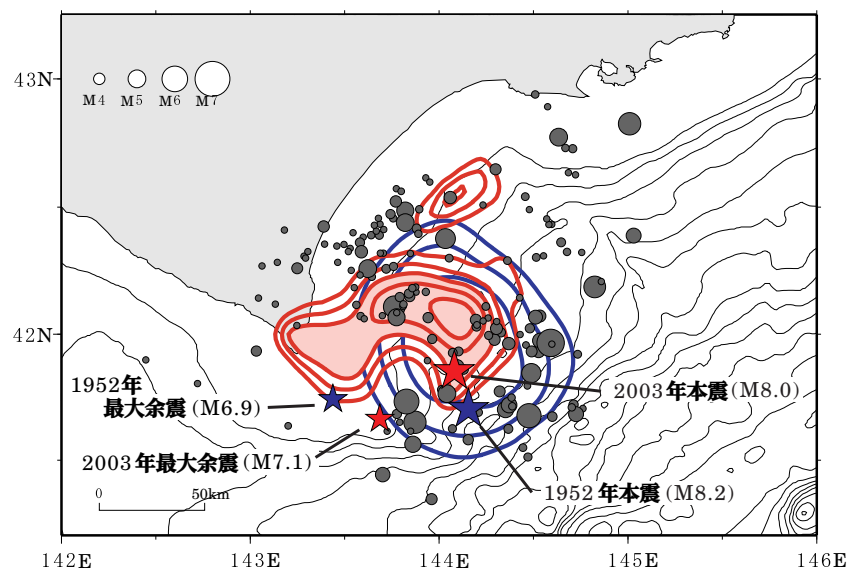
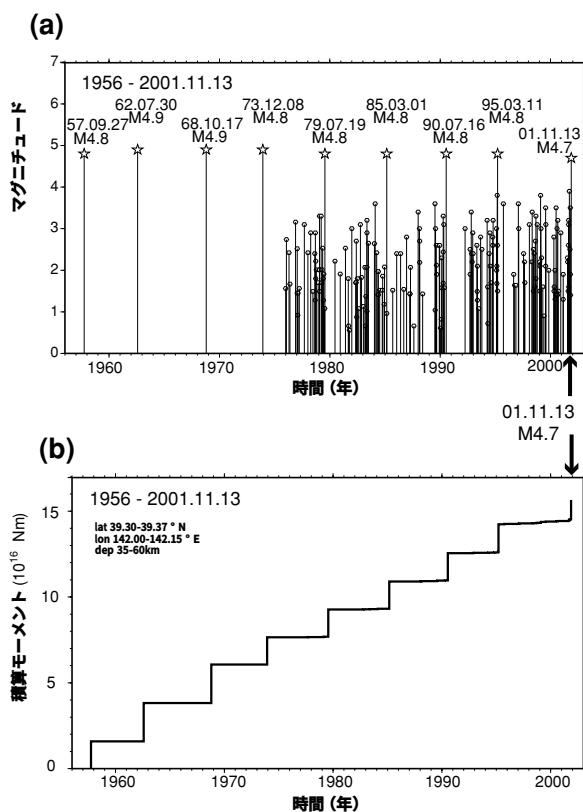


図2：1952年十勝沖地震（M8.2 青のコンター、1 m 間隔）と2003年十勝沖地震（M8.0 赤のコンター、1 m 間隔）のすべり量分布。青、赤の大きい星印はそれぞれの震央、小さな星印はそれぞれの最大余震を示す。灰色の丸は2003年十勝沖地震の余震を示す。

が発生します．このことを利用すれば，地震の発生を予測することができます．2003年の十勝沖地震は，2003年からの30年間に60%の確率で発生すると予測されていた大地震です．

小さなアスペリティでは，1回の地震のすべりが小さいため，短い時間間隔で小さな地震が繰り返し発生します．岩手県の釜石沖では，1957年以降同じ場所でマグニチュード4.7 から4.9の地震がほぼ一定間隔で9回発生しています（図3）．最新の2001年の地震は，過去のデータに基づいて発生時と規模が高い精度で予測された通りに発生しました．

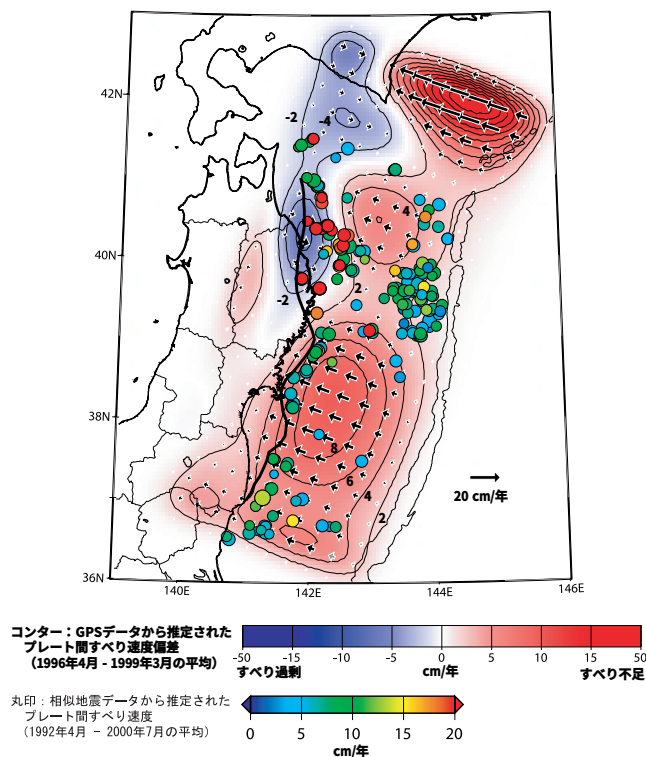
図3：岩手県釜石沖の小アスペリティで繰り返し発生する地震．
上図は1956年以降釜石沖で発生した地震のマグニチュードを示す．下図は，これらの地震の地震モーメントを積算したもの（地震モーメントは地震により解放された歪エネルギーに比例する量）．



非地震性すべり

プレート境界のアスペリティでは地震時に急激にすべりますが，それ以外のプレート境界面ではゆっくりとしたすべりが発生しています．ゆっくりとすべると地震波は発生しないので，これは非地震性すべりとも呼ばれます．最近GPSによりゆっくりした地殻変動が高精度で観測できるようになったため，地震計の観測からはわからない非地震性すべりの実態がよくわかるようになってきました．表紙の図は2003年十勝沖地震の地震時のすべりと地震発生後1ヶ月間の非地震性すべりの分布を示しています．このような地震後に発生する非地震性すべりは余効すべりと呼ばれています．余効すべりは地震をおこしたアスペリティを取り囲むように発生しています．地震によって破壊域周囲の歪が大きくなるので，その歪を解消するように余効すべりが発生するためです．

図4：日本海溝沿いのプレート境界面での定常的非地震性すべり分布．コンターはGPS観測（1996年4月から1999年3月）に基づく推定．丸印は小繰り返し地震（1992年4月から2000年7月）を用いた推定．



プレート境界の大きなアスペリティが固着している期間、つまり大地震が発生していない期間のプレート境界のすべりや固着の様子はGPS観測から推定できます（図4）。1994年三陸はるか沖地震（M7.6）や2003年十勝沖地震（M8.0）が発生した領域（アスペリティ）では固着の程度が高く（濃い赤色）、ここに歪エネルギーが蓄積されていることがわかります。薄い赤から青の領域は非地震性すべりが発生している領域です。ここに小さなアスペリティがあると、短い間隔で小地震が繰り返し発生します。これらは小繰り返し地震と呼ばれています（図4の丸印）。非地震性すべりが速いほど、歪が速くたまり地震の繰り返し間隔が短くなるので、小繰り返し地震から非地震性すべりの速さを推定することができます。

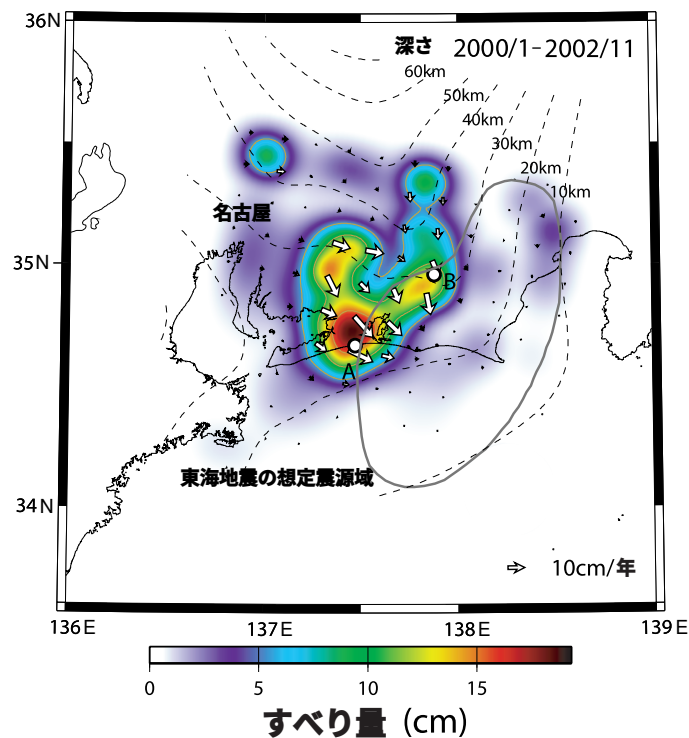


図5：GPS観測から推定された東海地震の想定震源域近くの間欠的すべりのすべり分布（2000年1月から2002年11月まで）。

東海地震の想定震源域の深部延長域のプレート境界では、間欠的に非地震性すべりが発生していることがGPSなどの観測からわかってきました（図5）。このすべりにより、想定震源域の歪は大きくなるので、東海地震の発生とも関係があると考えられます。このような間欠的なすべりの発生は、地震発生域と間欠的すべりの発生域のプレート境界面で摩擦の性質が異なると考えれば、簡単なモデルで説明することができます（図6）。

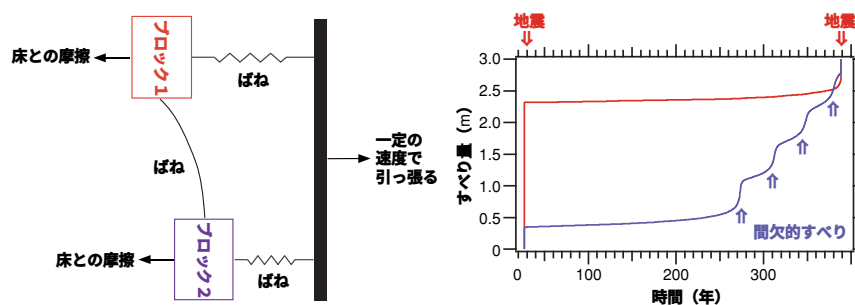


図6：2つのブロックをばねでつないで一定速度で引っ張るモデル。一定速度での引っ張りはプレートの相対運動に対応し、ブロックと床のあいだの摩擦はプレート境界面にはたらく摩擦に対応する。ブロック1とブロック2の底面での摩擦特性を変えると、ブロック1では繰り返し地震が発生し、ブロック2では間欠的すべりが発生するようになる。

地震発生サイクルのシミュレーション

間欠的すべり発生モデルで示したように、プレート境界面の摩擦の性質を理解することにより、プレート境界面の多様なすべりをモデル化することができます。岩石の摩擦の性質を知るために多くの岩石実験が行われてきましたが、その結果、岩石の摩擦を数式で表現することができるようになりました。この数式を使って、プレート境界のすべり過程の数値シミュレーションが行われています。プレート境界では、プレートの固着による歪の蓄積、地震の発生による歪の解放、余効すべりの発生を含む地震の一生が繰り返されますが、この一連の過程は地震サイクルと呼ばれます。図7は西南日本のプレート境界での地震サイクルのシミュレーション結果を示します。ここでは、1944年東南海地震（M8.0）や1946年南海地震（M8.1）などマグニチュード8クラスの大地震が繰り返し発生しています。その中には、東南海地震と南海地震の震源域を併せて破壊するような巨大地震も含まれています。シミュレーションでは、このような過去の複雑な大地震の発生系列の特徴をよく再現しています。

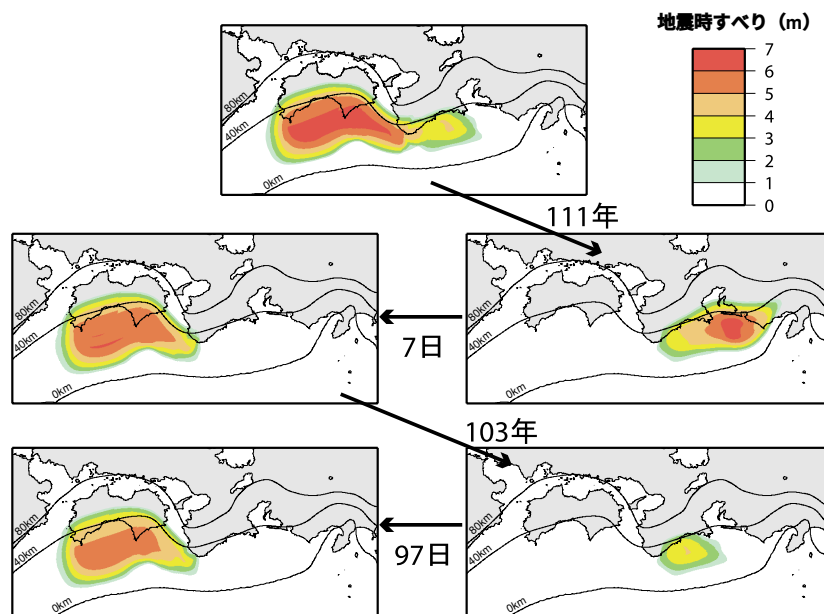


図7：西南日本のプレート境界地震発生サイクルのシミュレーション結果。連続する5つの大地震のすべり分布を示している。大地震のすべり領域やすべり量は毎回異なり、東南海地震の数日から数十日後に南海地震が発生する場合が多い。

岩石の摩擦を表す数式を解くと、地震発生の前に小規模な非地震性すべりが発生することがわかります。このような非地震性すべりは前駆すべり、または、プレスリップと呼ばれます。岩石実験では、実際に前駆すべりを観測することができます。図8は、摩擦の式を使ったシミュレーションで、想定東海地震の前駆すべりを計算した結果です。前駆すべりが発生すれば地震の前に異常な地殻変動が現れるはずなので、これを捉えれば地震予知ができると期待されています。しかし、現実の地震の前駆すべりは観測できるほど大きいかどうかについては議論があり、現状は、前駆すべりにより確実に地震予知ができる段階ではありません。

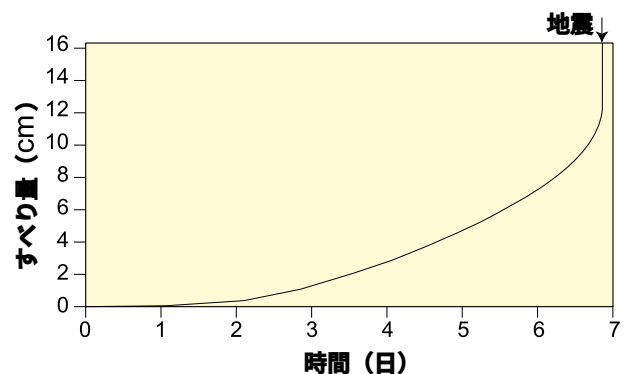


図8：シミュレーションで得られたプレート境界大地震発生前の前駆すべりの例。

強震動シミュレーション

地震が発生したときに地面がどのように揺れるかは、地震波の伝わり方を決める地震波速度構造や断層の破壊過程に依存します。これらについての理解が進み計算機的能力や計算手法が向上したため、地震による強震動が精度良く数値計算できるようになりました。図9は、東南海地震と東海地震が同時に発生した場合の強震動シミュレーションの結果です。ここでは破壊領域の西端から破壊が始まり東向きに破壊が進むと仮定しています。破壊の進行方向には波が集中するために、より大きな振幅の地震波が伝わります。また、平野部では地盤が柔らかいために地震波の振幅が大きくなります。このようなシミュレーション結果は、地震動による被害予測にも利用できます。

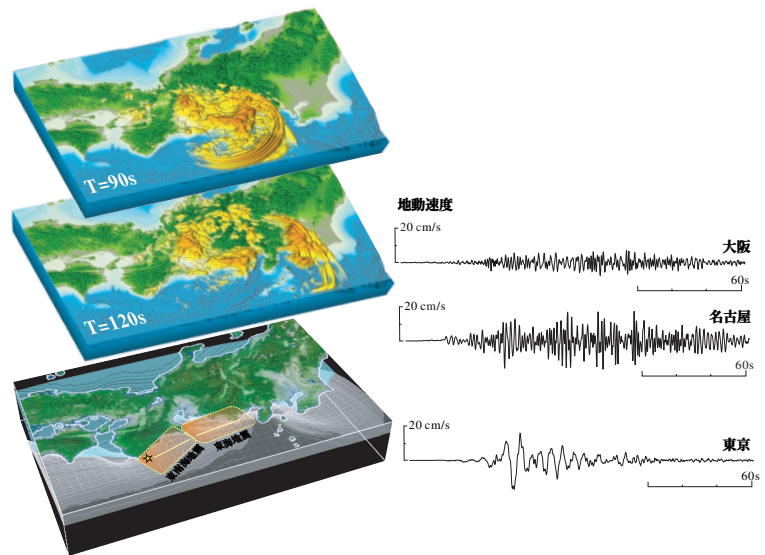


図9：東南海地震と東海地震が同時に発生した場合の地震波動伝播の数値シミュレーション結果。右図は大阪、名古屋、東京での地動速度波形を示す。

沈み込むプレートの構造

地震発生サイクルや強震動のシミュレーションを高精度で行うためには、プレート境界面の形状や地震波速度構造が良くわかってい必要があります。また、構造の研究は、地震がどのような場所で発生しているかを理解するためにも重要です。図10は、遠くの地震からの地震波を調べることによって推定した、近畿地方の下の構造です。この解析手法は地震波の速度が急に変わる境界面を推定するのに適していますが、図10には近畿地方の下に沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレートとの境界面や地殻とマントルの境界を示すモホ面がきれいにできています。沈み込むフィリピン海プレートの境界のすぐ下と地殻で多くの地震が発生していることがわかります。

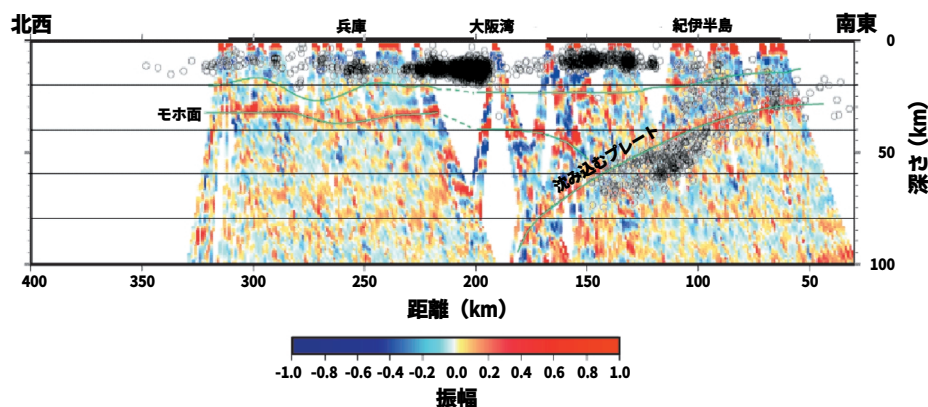


図10：地震波の解析から明らかになった近畿地方下の構造と地震の震源。沈み込むフィリピン海プレートの上側の境界と地殻とマントルの境界面であるモホ面が明瞭に見える。

内陸の構造と地震発生機構

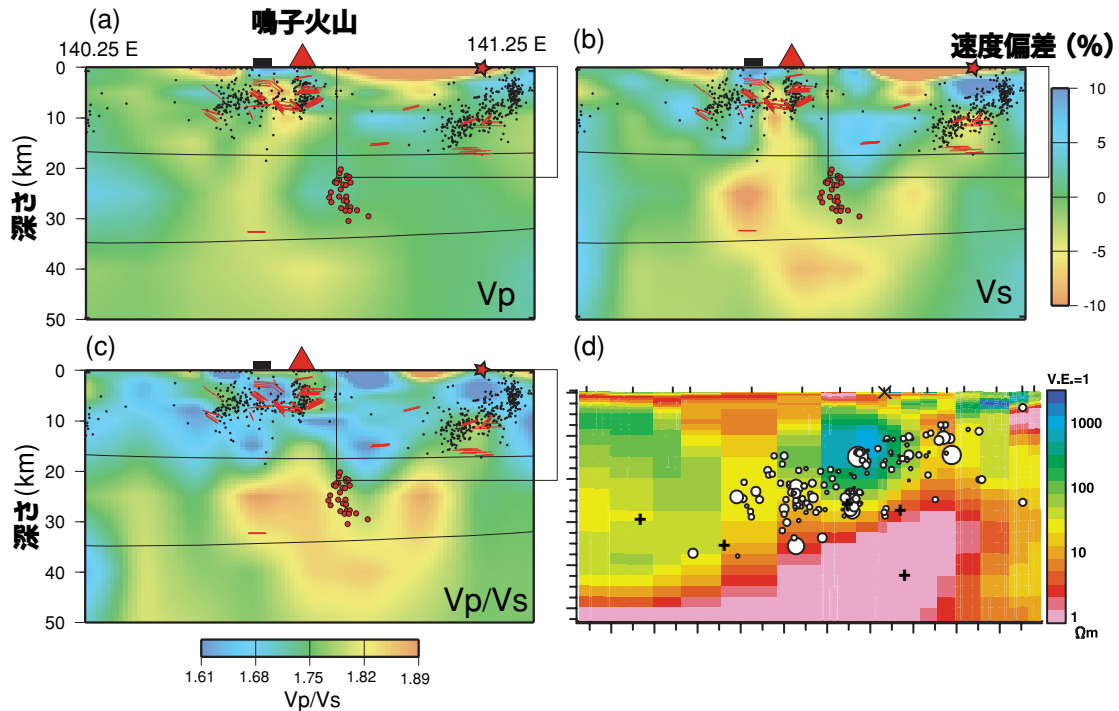


図 11：宮城県鳴子火山周辺の地震波速度構造（P 波速度，S 波速度，P 波速度と S 波速度の比）と 1962 年宮城県北部地震（M6.5）震源域周辺の比抵抗構造。(a) と (b) では，青は高速度，赤は低速度を表す。(d) では，青は高比抵抗，赤は低比抵抗を表す。黒丸は地震の震源。赤丸は低周波地震の震源。赤線は S 波反射面。(d) の領域は (a)-(c) の右上の枠内に対応する。

構造の研究は，内陸の地震がどのように発生しているかを理解するためにも役に立ちます。図 11 は宮城県の鳴子火山の下地震波速度構造です。鳴子火山の下では，地震波速度，とくに S 波速度が小さくなっていますが，これはやわらかい物質が存在することを示唆します。また，この領域には多くの S 波反射面が存在し，低周波微小地震と呼ばれる規模のわりに地震波の周期が長い地震が深部で発生しています。これらは，この領域に流体が存在していることを示唆しています。図 11 の右端付近は 1962 年宮城県北部地震（M6.5）の震源域ですが，ここでも S 波速度が小さく S 波反射面が存在しています。ここでは比抵抗構造の調査が行われましたが，S 波速度が小さい領域とほぼ同じ領域で比抵抗が小さくなっています。これも流体の存在を示唆する観測結果です。以上のような構造調査の結果から，内陸地震発生過程のモデルが提案されています（図 12）。地下深部から高温の流体が上がってきている領域では，地殻上部のかたい部分がうすくなっています。そのため，ここに力が集中して地震が発生しやすくなります。

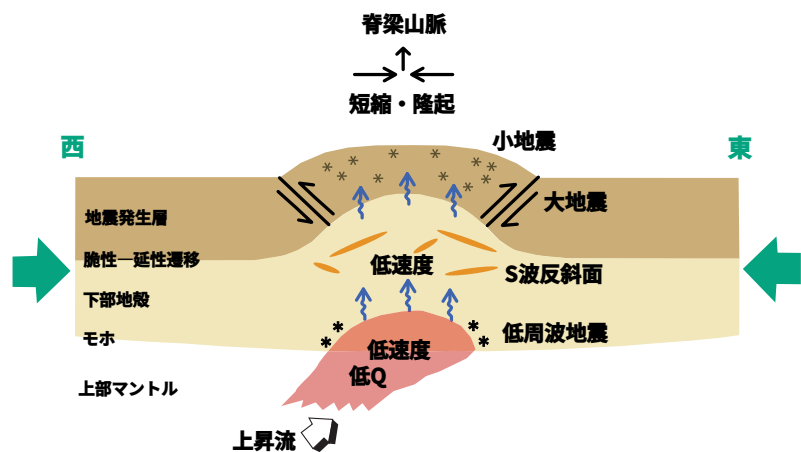


図 12：内陸の変形様式と内陸地震発生機構のモデル。

新潟県中越地震と歪集中帯

大きな被害をもたらした2004年新潟県中越地震(M6.8)については、その発生機構を理解するために、余震や震源域の構造などについて詳しい調査が行われました。新潟県中越地震は非常に多くの余震を伴いましたが、余震はいくつかの面に沿って分布しています。これらの面は本震や大きな余震の断層面に対応していると考えられています(図13)。また、地震波速度構造の研究から、この地震は地震波速度が急変する境界近くで発生したことがわかりました。

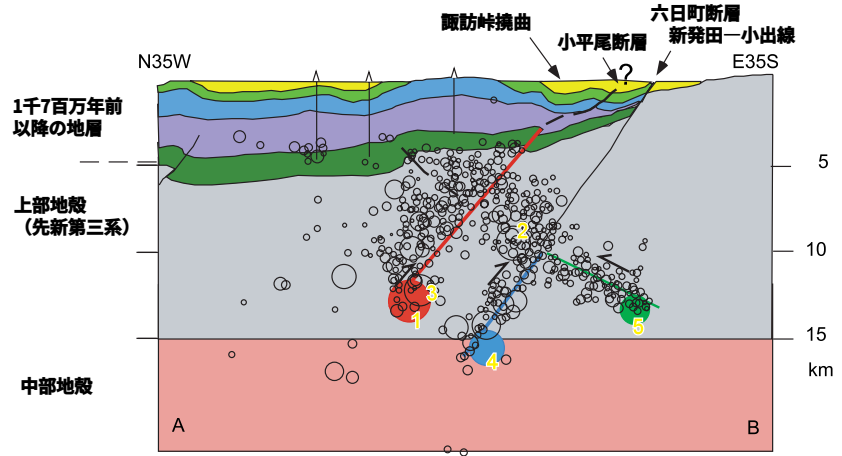


図13：2004年新潟県中越地震(M6.8)の余震分布。①は本震の震源。②から⑤はマグニチュード6以上の余震の震源。実線は本震や大きな余震の推定断層面。

GPSの観測から、新潟から神戸にかけて歪が大きい領域が存在することがわかりました(図14)。この領域は新潟-神戸歪集中帯と呼ばれていますが、この領域には多くの活断層が存在し、過去に多くの大地震が発生したことがわかっています。1995年兵庫県南部地震(M7.2)や2004年新潟県中越地震(M6.8)も、この歪集中帯で発生しています。歪集中帯ができる原因については、深部に変形しやすい物質が存在するなどのモデルが提案されています。詳しい原因を探る目的で、歪集中帯のなかにある跡津川断層では集中的な観測研究が行われています。

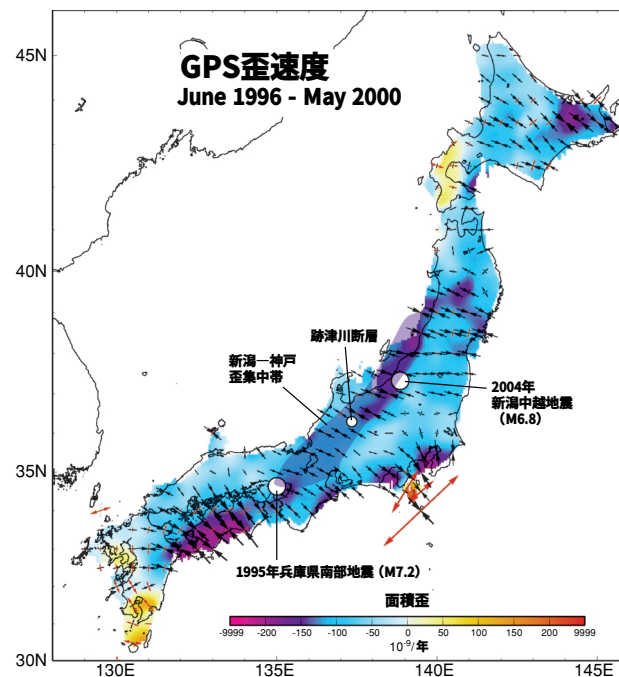


図14：1996年6月から2000年5月までのGPS観測から推定した日本列島の面積歪速度分布。新潟から神戸にかけての歪速度が大きい領域は新潟-神戸歪集中帯。この中で、1995年兵庫県南部地震(M7.2)と2004年新潟県中越地震(M6.8)が発生した。

断層面の状態のモニター

大地震はプレート境界面や活断層で発生しますから、断層面がどのような状態にあるかを知ることができれば、今後、断層でどのようなすべりが発生するかを予測するのに役立つと考えられます。図15は、実験室で岩石中の人工断層面に地震波を透過させる実験の結果です。断層のすべり速度が大きくなるほど、地震波の振幅が小さくなることがわかります。これは、すべり速度が大きくなるほど断層での岩盤の接触の程度が弱くなるためと考えられます。地震発生前には前駆すべりにより断層での接触の程度が弱くなると考えられているので、断層を伝わる地震波を観測すれば、地震発生の予測に役立つはずですが、地震波を使って断層の状態の変化を精度良くモニターするためには、断層に入力する地震波の形や強さが不変である必要があります。このような目的のために、一定の地震波を安定に発生させるための装置が開発され、試験的な研究が続けられています（図16）。

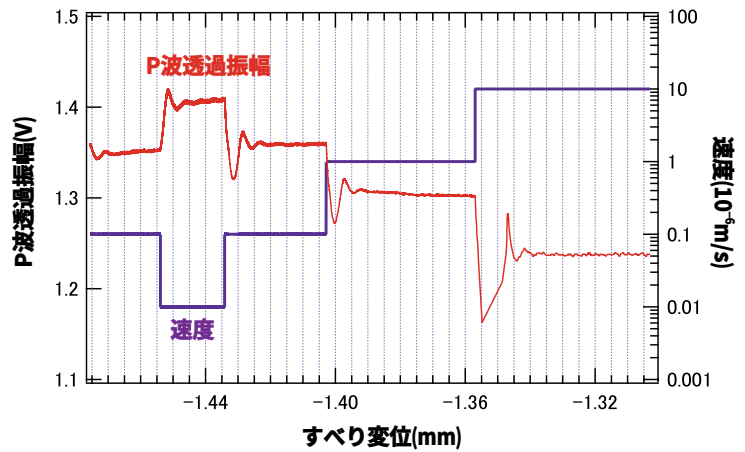


図15：人工断層を含む岩石試料を用いた摩擦すべり実験の結果。すべり速度を変化させて、断層を透過するP波の振幅を測定すると、すべり速度が大きいほど透過P波の振幅は小さくなる。

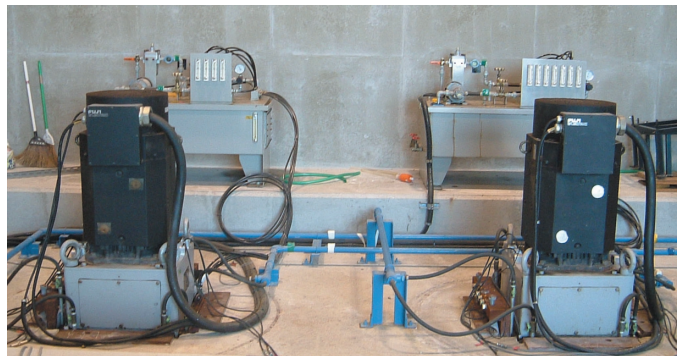


図16：地震波の伝わり方から地下の状態をモニターするために用いる、同じ強さの地震波を安定に発生させる装置。

大学の地震予知研究体制

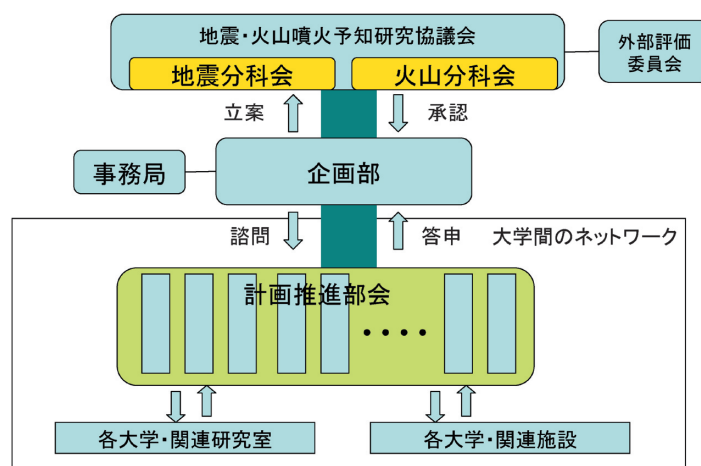
「予知研究体制をより開かれたものとして広く学際的な分野からの英知を集めること、果敢で明快なリーダーシップを発揮すること、多くの研究者が参加できること」という目的のもと、大学の関連研究機関の代表からなる地震・火山噴火予知研究協議会が組織されています。この協議会は地震と火山に分かれていた協議会を平成18年度に統合したもので、今後は両分野の緊密な研究協力を図ることのできる体制となります。協議会の元

には、運営の効率化のために企画部と計画推進部会が置かれ、研究計画実施を推進しています。

協議会では、ワークショップ、シンポジウムや大学以外の関連研究機関と協力して開催する年度末の成果報告会等を通じて全国の研究者の連携した研究推進を図っています。平成16年度からは文部科学省の科学技術・学術審議会測地学分科会地震部会に設けられた観測研究計画推進委員会を通じ、大学以外の研究機関との連携も図るとともに年次報告書の出版やホームページを通じて広く国民に対し成果を公開しています。

地震予知研究計画の実施にあたる計画推進部会には現在8つの計画推進部会があります。

- 1) 「日本列島及び周辺域の長期広域地殻活動」
- 2) 「地震発生に至る準備・直前過程における地殻活動」
- 3) 「地震破壊過程と強震動」
- 4) 「地震発生の素過程」
- 5) 「地殻活動予測シミュレーションモデルの構築」
- 6) 「地殻活動モニタリングシステムの高度化」
- 7) 「地殻活動情報総合データベースの開発」
- 8) 「新たな観測・実験技術の開発」



地震・火山噴火予知研究協議会地震分科会を構成する組織

(平成18年7月)

北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター
弘前大学理工学部附属地震火山観測所
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
秋田大学工学資源学部
東京大学地震研究所
東京大学大学院理学系研究科
東京大学大学院理学系研究科附属地殻化学実験施設
東京工業大学大学院理工学研究科
東京工業大学火山流体研究センター
名古屋大学大学院環境学研究科附属地震火山・防災研究センター
京都大学防災研究所附属地震予知研究センター
鳥取大学工学部
高知大学理学部附属高知地震観測所
九州大学大学院理学研究院附属地震火山観測研究センター
鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所

地震・火山噴火予知研究協議会企画部

〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1

東京大学地震研究所内

電話 03-5841-5712

表紙に用いた図：2003年十勝沖地震（マグニチュード M8.0）のすべり量（紫線）と余効すべり（カラー）。星印は震央（地震の破壊の開始点），小さい黒丸は余震を示す。1968年十勝沖地震（M7.9）と1973年根室半島沖地震（M7.4）のすべり量分布も示す。