

2 (2) (2-1) 地震準備過程

「地震準備過程」計画推進部会長 飯尾能久
(京都大学防災研究所)

地震発生の準備過程を解明するために、地殻とマントルで応力が特定の領域に集中し地震発生に至る過程を明らかにするための観測研究を実施してきた。プレート境界地震に関しては、プレート境界の滑りと固着の状態の把握やプレート境界におけるゆっくり滑りの時空間的推移の解明、プレート境界近傍の地震発生場における応力状態の解明などが進んだ。

内陸地震に関しては、広域の応力によって非弾性的な変形が進行して、特定の震源断層に応力が集中する過程を定量的にモデル化することが必要不可欠である。新潟―神戸ひずみ集中帯及び近年発生した内陸大地震発生域、ひずみ速度が小さい地域等で不均質構造と変形場・応力場との関連などの解明に関して、重要な成果が得られた。

スラブ内地震の発生機構を解明するため、スラブ内の震源分布、地震波速度構造や応力場を詳細に明らかにすることにより、スラブ内に取り込まれた流体の地下深部における分布と挙動の解明を図ることが重要である。海溝付近から島弧下までの海洋プレート内の不均質構造や震源分布・発震機構等を詳細に調べることにより、スラブ内地震の発生に至る過程を解明する研究が進展した。

ア. アスペリティの実体

アスペリティの実態に関して、東北地方太平洋沖、および日向灘から南西諸島沖において、重要な知見が得られた。

日本海溝陸側の海溝軸ごく近傍で過去に実施された地震探査の結果を東北沖地震の地震時滑り分布と比較すると、海溝軸のすぐ内側のプレート境界上盤側に分布する低 V_p プリズムの downdip 方向の幅が狭い領域の南北方向の広がり、東北沖地震時の大滑りの南北方向の広がりが良い一致を示すことが明らかとなった(図1)(東北大学[課題番号:1205])。

東北地方太平洋沖地震の大滑り域において、統合国際深海掘削計画(IODP)により、今回の地震断層を特定してそこでの摩擦熱を計測することにより、どのようなメカニズムで地震が発生したかに迫るために、H24年4-5月及び7月に地球深部探査船「ちきゅう」による調査掘削が実施された(海洋研究開発機構[課題番号:4003])。この調査掘削では、断層周辺に密に温度計を設置して断層の残留摩擦熱の計測に成功した。この地震断層の特徴として、非常に薄く(5m以下)、弱い岩石(粘土からなる)からなり、また断層運動時の摩擦熱により膨張した水の影響で、より摩擦係数が小さくなる状況が発生し、そのために日本海溝軸付近で水平に50mも滑る現象が起り、大津波が発生したと理解された。

アスペリティに関連した応力場の空間変化を推定するために、本震前に発生した約1500個の小地震の応力降下量が推定された(産業技術総合研究機構[課題番号:5007])。深い地震ほど大きくなる傾向や水平方向の不均質も見えてきており、応力降下量の空間分布と地震発生様式の地域性、さらに、本震の破壊過程との関連などについて議論でき

る情報が得られた。

日向灘沖においては、小繰り返し地震活動から、深部ほどプレート間の固着が強いことが報告されていたが、平成 25 年度は、海底地震観測により浅部低周波微動活動が捉えられ、浅部で短期的スロースリップイベントが起こっていることが推定された（九州大学 [課題番号：2202]）。海底地震データを用いることで海溝軸付近で発生している浅部超低周波微動震源決定精度が格段に向上し、今回の活動では、南から北に向かって移動していた浅部低周波微動が、日向灘に沈み込む九州パラオリッジ付近で方向を北北西方向に変え、小繰り返し地震発生領域の浅い側の限界付近まで移動したことが分かった（九州大学 [課題番号：2202]）。

日向灘～南西諸島北部域では、1993 年 4 月～2013 年 10 月の約 21 年間の解析結果から、小繰り返し地震活動の空間分布だけでなく時間変化についても議論された（図 2）（鹿児島大学 [課題番号：2301]）。解析領域に発生する小繰り返し地震の活動様式は、比較的定常的に繰り返し活動するタイプ（R）、クラスターの活動するタイプ、いずれにも判別できないものに分類されるが、1923 年以降に発生した M7.0 以上の地震（★印）は R タイプが見られない領域でのみ発生していることが分かった（図 2A）。ちなみに、豊後水道スロースリップイベントの領域 A では相似地震がほとんど発生していない。推定された準静的滑り速度の特徴は種子島の東方沖付近を境に南側と北側ではやや異なり、南側の領域では準静的滑り速度は 3.5cm/yr 程度より遅く、それらの空間的な変化は大きくないのに対して、北側の領域では 3.5cm/yr 以上の領域も散見され、空間変化の波長は南側より短い（図 2B）。このことは、北側領域でのプレート間のカップリング強度分布の空間スケールが南側より短いことを示している。準静的滑り速度の時間変化に関しては、領域 C と E では時間変化は小さいのに対し、領域 B と D では大きい（図 2C）。この特徴は、領域 C と E ではアスペリティ間の相互作用が小さいために R タイプの相似地震群が多くなるとともに準静的滑り速度の時間変化は小さくなるのに対して、領域 B と D ではアスペリティ間の相互作用が大きいため R タイプの活動は少なくなり、準静的滑り速度の時間変化は大きくなることと解釈されている。

イ. 非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用

（スロースリップの時空間変化）

2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前の 2011 年 1 月下旬から、直上に設置された海底水圧計および陸上沿岸部の体積歪計で非地震性の地殻変動が観測され、昨年度までの解析から、100km × 35km の矩形断層上の 40cm の逆断層滑り（地震モーメント： $3.6 \times 10^{19} \text{Nm}$:M7.0）で観測記録が説明された（東北大学 [課題番号：1206]）。スロースリップイベントは少なくとも 3 月 9 日の最大前震直前まで継続していた可能性があり、観測記録のトレンドの変化から、スロースリップイベントの断層の上端部は、2 月下旬から 3 月 9 日の発生直前にかけて、海溝軸の方向に拡大していた可能性が指摘された。平成 25 年度は、スロースリップに伴い 4 - 8 Hz にピークを持つ連続した地震動（微動）が発生していたことが海底地震計記録から見いだされた。微動のスペクトルの特徴は、西南日本等で観測されている深部低周波微動の特徴とおおよそ一致し、地震計で観測された地震動は、スロースリップに伴う微動活動によるシグナルである可能性が高い。2011 年 1 月末頃から観測されはじめた微動の振幅は、3 月 6 日頃から特に増加し、3 月 9 日

の最大前震発生直前で最大となった。観測された波形から微動源のおおよその位置を推定した結果、微動源は海溝軸付近から陸側 30km 程度の範囲に微動源が分布する可能性が高いことが分かった。これらの分布域は、本震時に 50m 以上（最大 80m）の滑りが観測された領域と一致し、本震発生前に海溝軸近傍で、すでにスロースリップが発生していたことが示唆された。

GNSS 連続観測によっても、短期的なスロースリップイベントが多数検出され、下記のような特徴が報告された（国土地理院 [課題番号：6014]）。房総半島南東沖、豊後水道、日向灘において長期的ゆっくり滑りの発生が新たに確認された。房総半島南東沖においては、2011 年 10 月末と 2014 年 1 月初旬にいずれも 1 週間程度の期間ゆっくり滑りが発生したことが確認された。GPS 連続観測によって 1996 年以降検知された過去 3 回（1996 年 5 月、2002 年 10 月、2007 年 8 月）とほぼ同じ場所でほぼ同じ大きさで発生していること、2014 年 1 月のイベントは、発生間隔が 27 か月と最小で若干大きさが小さくなっていることが分かった（図 3）。豊後水道においては、2009 年秋頃から 2010 年末頃までの 1 年強の期間ゆっくり滑りが発生し、過去 2 回（1997 年頃と 2003 年頃）と継続時間、大きさともほぼ同程度であったことが分かった。また、非定常地殻変動が明瞭な時期には、四国西部南東側で深部低周波微動の活発化が見られることも分かった。日向灘においては、2005 年以降、半年から 1 年程度継続し、約 2 年の周期で繰り返していることが分かった。ゆっくり滑りの発生領域は、1996 年 12 月の日向灘の地震の余効滑り領域の深部側とほぼ重なり、余効滑り領域でもゆっくり滑りが単独で発生し得ることが報告された。

（浅部超低周波地震の解明）

東北地方太平洋沖において超低周波地震が発生していることが、防災科研 F-net の広帯域地震計記録を用いた解析により見出され、超低周波地震のクラスターが、岩手沖、宮城沖、福島・茨城沖の 3 つの領域で見られ、それぞれクラスター的な活動分布をしていることが報告された（防災科学技術研究所 [課題番号：3301]）。平成 25 年度は、広帯域地震計に加えて、Hi-net に併設された高感度加速度計の記録も用いた波形相関解析が福島県・茨城県沖の領域について行われ、上述の活動域は 3 つのクラスターに明瞭に分かれていることが明らかになり、通常地震と発生位置が棲み分けられている傾向も確認された。また、南西諸島海溝に沿っても、浅部超低周波地震が繰り返し発生する活動域が、奄美大島や沖縄本島の沖などに見いだされた。特に奄美大島沖については、2009 年 10 月 30 日に発生した奄美大島北東沖の地震（M6.8）の後に海溝側で超低周波地震活動が活発化する様子が捉えられた。これは、M6.8 のプレート間地震後に発生したゆっくりとした滑りの進展によって励起された活動と考えられている。

（ゆっくり地震の発生と流体との関連）

サブダクション・ゾーン陸側の長期的な重力変動をとらえるために、沖縄～北海道太平洋岸の 8 地域（北海道道東部、えりも、三陸、東海、四国南部、日向灘、西表・石垣島）で、絶対重力測定が行われ、重力の経年変化には、沈み込む海洋プレートと陸側プレートの固着の度合いが反映されていることが見いだされた（東京大学地震研究所 [課題番号：1406]）。観測期間中に巨大地震も SSE も生じていないサブダクション・ゾーン

の場合、重力は定常的かつ単調な変化を示すが、顕著な SSE が生じた地域では、定常的で単調な重力変化の傾向から、観測誤差（1 マイクロガル程度）を超える異常な重力変化が生じることが見出された（図 4）。SSE が終了すると、異常重力値は解消され、蓄積しないという特徴も認められた。これらの重力変動は、Tanaka et al. (2010) が東海地方で見出した現象と同じであり、スロースリップ時に高圧間隙水の拡散がおきている可能性を示唆すると解釈された。

深部低周波微動発生域を含む紀伊半島南部下の地震波速度構造やプレート境界面の形状を把握するために、稠密自然地震観測及び制御震源地殻構造探査が実施され、測線下におけるフィリピン海プレートの形状やプレート境界域の地震波速度構造に関する知見が得られた（東京大学地震研究所 [課題番号：1415]）。地震波トモグラフィ解析から、深部低周波微動発生域では V_p/V_s 値が大きくなることが推定されていたが、Tsumura et al. (2000) による Q 値の同時インバージョン法により、ここでは地震波減衰が小さいことが推定された（図 5）。完全に流体で飽和状態にある岩石の Q_p 値は高くなることが知られており (Winkler and Murphy, 1995)、高 V_p/V_s が流体の存在を反映したものであるとすれば、深部低周波地震は飽和流体が存在する領域で発生している可能性が指摘された。

一方、平成 15 年度から 19 年度にかけて長期観測型海底地震計最大 27 台 (32 観測点) を用いて紀伊半島沖東南海・南海地震震源域境界周辺において行われた繰り返し海域地震観測データと陸上地震観測点のデータの統合解析からも、深部低周波微動発生域の速度構造が推定されている（東京大学地震研究所 [課題番号：1418]）。それによると、フィリピン海プレートの海洋性地殻で V_p/V_s 比が低い場所に低周波地震が発生しているのに対して、そのすぐ東側の上盤側最下部において V_p/V_s 比が高い場所では低周波地震は発生していないという結果が得られており、上記の結果も含めて、今後のさらなる検討が必要である。

ウ. ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

（ひずみ集中帯の成因）

北海道東部の火山フロントに位置する屈斜路カルデラは、1938 年以降に M6 クラスの地震が 4 回集中して発生している特異な地域であり、地震が集中して発生した原因を検討するため、地球物理学的・地質学的・地球化学的調査と有限要素法を用いた地殻変動特性の検討が実施された（北海道大学 [課題番号：1103]）。平成 25 年度は、これまでに得られた地下構造データを用いて、カルデラ構造が応力場に与える影響が地殻変動のモデリングにより検討された。その結果、カルデラ生成による基盤岩の落ち込みで特徴づけられる幾何学的形状が応力集中の空間特性に大きな影響を与えている可能性が示された。

東北地方太平洋沖地震や 2008 年岩手・宮城内陸地震の余効的変動を捉えるとともに、詳細な余震分布、震源域やその周囲の構造・応力場の時空間変化の推定が行なわれた（東北大学 [課題番号：1207]）。平成 25 年度は、東北地方太平洋沖地震に伴う純粋な地震時永久変位をキネマティック PPP 解析から抽出し、それと GPS 日座標値を比較することによって、地震直後の短期的余効変動が抽出された（平田・他、2014）。また、それら得られた短期的余効変動から面積ひずみ分布を推定したところ、月山周辺域で周囲よりも膨

張量が大きい特徴的な領域が見出された。

日本海東縁ひずみ集中帯では、顕著な短縮変形と同時に長期的かつ長波長の沈降が生じており、堆積盆形成に寄与しているが、この地殻変形の運動学的なモデルについて検討が行われた（名古屋大学〔課題番号：1705〕）。平成 25 年度は、前年度に引き続いてひずみ集中帯のモデルに関する検討が実施され、2004 年中越地震および 2007 年中越沖地震の震源域周辺におけるこれらの地震の発生前後の地殻変動パターンのモデル化が行われた。その結果、この地域では、弾性的な上部地殻およびそれを覆う厚い堆積層の大部分を切る断層が定常的に滑って短縮変形を賄っており、観測されたひずみの大部分は非弾性的なものであったと考えられること、中越地震や中越沖地震の後には顕著な地殻変動パターンの変化が観測されたが、これは本震で破壊した断層が地震後も滑って短縮変形を賄っていたと解釈されることが示された（図 7）。本研究を通して、内陸地震発生における非弾性変形の寄与の重要性が明らかにされた。日本海拡大時に形成された断層が弱面として機能している日本海東縁部は内陸地震の発生帯としてはやや特殊な場所と言えるが、中部日本の横ずれの断層系においても、測地学的なひずみ速度と地質学的なひずみ速度が一致しない事例は数多く見受けられるので、今後、島弧地殻の変形を理解する上で、非弾性過程に注目していくことの必要性が指摘された。

越後平野周辺において、平成 22 年度に新潟県佐渡市から阿賀町にかけて GPS 観測点が新設され、連続観測及び毎年 10 月～11 月に年 1 回の繰り返し観測により、越後平野付近のひずみ集中帯を横断する詳細地殻変動が明らかにされた（国土地理院〔課題番号：6015〕）。東北地方太平洋沖地震後の観測値を比較すると、地震の余効変動が継続しているため、佐渡市-阿賀町間において平成 23～24 年にかけては約 4cm、平成 24～25 年にかけては約 2cm 東西方向に伸張していること、また、新潟市付近で周囲に比べ約 5mm/年沈降性の地殻変動が発生していることが観測された。また、永続散乱体干渉法（PSI 法）解析を行い、山岳部では永続散乱体（PS 点）が少ないものの、越後平野及びその周辺において多くの PS 点が得られ、面的な地殻変動分布が得られることを確認した。その結果、阿賀野川河口周辺と三条市周辺では、最大で約 1cm/年の沈降性の地殻変動が、また、長岡市西部においては隆起性の地殻変動が観測された。

平成 24 年度においては、東北地方太平洋沖地震を含む 1 年間の GPS 濃尾地震震源域の総合集中観測により、震源域周辺の不均質構造に関する様々な知見が得られている（東京大学地震研究所〔課題番号：1417〕）。平成 25 年度は、電磁氣的観測において、3 次元解析による比抵抗構造が求められ、深さ 4km 程度までの地下浅部に、濃尾地震断層南部に沿って低比抵抗帯のあること、中部地殻は全体的に高比抵抗であること、福井-岐阜県境域上部マントルに東西に横たわる低比抵抗域が存在することが示された（図 6）。この低比抵抗域は、深さ 100km 以深にまで達しており、その生成には太平洋プレートからの脱水が関与している可能性が示唆された。

満点システムを用いた稠密地震観測、および、跡津川および濃尾合同地震観測、能登半島地震合同余震観測、ひずみ集中帯における重点的調査観測等のプロジェクトによって得られた、内陸地震の断層への応力集中機構とひずみ集中帯の形成に関する成果が以下のように要約された（京都大学防災研究所〔課題番号：1808〕）。

(1) 長野県西部地震、能登半島地震の震源域や山陰地方の地震帯において、断層や地震帯の下部地殻への延長部のゆっくり滑りにより説明可能な、応力場の空間変化が推定

された(Yukutake et al., 2010, Kawanishi et al., 2009, Kato et al., 2011)。

(2) 跡津川断層付近の下部地殻に低速度異常域および低比抵抗異常域が推定されているが(Nakajima et al., 2010, Yoshimura et al., 2009)、GNSS による変動の解析結果から(Ohzono et al., 2011)、異常域の端に、幅の狭い断層帯が存在し、そこに変形が局所化していると考えられる。

(3) 能登半島地震の余震域の中央部直下に見出された低速度異常および低比抵抗異常(Kato et al., 2008, Yoshimura et al., 2008)は、その拡がり余震域に比べて小さいことが特徴であるが、上記の跡津川断層周辺の下部地殻内の異常域は大規模なものであり、断層直下だけでなくその両端部直下を含めてWeak Zone となっている(Nakajima et al., 2008; Yoshimura et al., 2009)。下部地殻の不均質構造が個々の断層を超えて拡がっている場合にひずみ集中帯が形成されると考えられる。

(4) 琵琶湖西岸地域においてイメージングされたS 波の反射面(青木・他, 2013)の端付近にモホ面の段差が推定されたが、琵琶湖西岸断層帯が高角で下部地殻まで伸びていると仮定すると解釈可能である(ひずみ集中帯プロジェクトによる)。

(5) 新潟-神戸ひずみ集中帯に属する堆積盆では、短縮ひずみ速度が大きいにも関わらず、大規模な沈降が起こっており、断層の上盤側が海水準下にあるものもある(飯尾, 2009, 西村・他, 2012)。

これらの知見を総合し、新潟-神戸ひずみ集中帯の南西端に位置し、花折断層・有馬高槻断層系など活断層が集中している近畿地方中北部において、ひずみ集中機構および断層への応力集中機構の解明のため、定量的な物理モデルが構築された(京都大学防災研究所 [課題番号: 1808])。当地域の活断層の中から主要なものを選び、下部地殻において変形は断層帯に局所化していること、上部地殻の断層は高角で下部地殻への延長部を持ち、それはモホ面まで直線的に伸びていること、新潟-神戸ひずみ集中帯においては下部地殻も含めて断層帯が水平方向に連続していることなどを考慮してモデル化された。図8に長期間の変形が示されているが、琵琶湖、大阪湾や奈良盆地で沈降、その周辺で隆起、琵琶湖から大阪湾にかけてひずみが集中、断層端が他の断層に連続していない三峠や有馬高槻断層帯の西端付近で変形が非常に小さくなどの地形や観測データの特徴が再現された。

(内陸地震発生の準備過程)

福岡県西方沖地震の余震のメカニズム解から、Matsumoto et al. (2012)により新たに開発された手法により推定された断層端及び破壊開始点での非弾性変形を他地域と比較するために、同じ横ずれ型地震で近年発生した最大規模の内陸地震である1995年兵庫県南部地震の震源域を対象とした解析が行われた、断層端および破壊開始点では大きな非弾性変形が地震発生及び停止に関連している可能性が示唆された(九州大学 [課題番号: 2203])。平成25年度には同年4月に淡路島で発生した地震(M6.3)とその余震を用いて、地震時に解放されたモーメントテンソルと、地震前後の発震機構解の空間変化から、地震が断層における応力集中によって発生したか、強度低下によって発生したかを見出す手法を開発し、淡路島のデータに適用し、地震発生以前から、断層上には周辺より応力が集中していた可能性が指摘された。これらの手法は、既存活断層のうち地震前から地震活動のある地域においてこの手法を適用することにより、応力集中によって発生する

地震の発生ポテンシャルについてのひとつの尺度が得られる可能性を示唆している。

（断層の強度回復過程）

平成21年度から25年度にかけて、野島断層近傍の地表岩盤に設置されたアクロス震源の連続運転により、アクロス震源と800 m孔底地震計の間の伝達関数からP波およびS波の走時と振幅の経年変化が推定された（京都大学防災研究所〔課題番号：1807〕）。また、1999年6月および9月に試験的に実施した実験データについても再解析を行い、共通の周波数帯の応答を取り出して比較することにより、1999年～2013年にわたる経年変化が推定された（図9）。その結果、走時は各期間で±1ms程度のばらつきを持つものの、1999年～2013年にかけて約2ms（0.4%）程度速くなる傾向が確認された。これらの結果は、野島断層の破碎帯の強度回復を示唆するものと考えられている。

エ. スラブ内地震の発生機構

スラブ内地震の発生機構に関していくつかの重要な知見が得られた。

東北地方のスラブ内地震にみられる太平洋プレート上部境界でのPS変換波（Matsuzawa et al., 1986）の走時を用いて、海洋性地殻の面的なP波速度構造が推定された（東北大学〔課題番号：1208〕）。

1933年の三陸沖地震の余震について、三次元速度構造を用いた震源再決定により、ほとんどの余震の震源はおおよそ50km以浅に求められ、また海溝の陸側と海側の両方に震源が求められた（図10）（東北大学〔課題番号：1208〕）。これらの余震について、水沢観測点における波形記録の卓越周波数を調べた結果、海溝を挟んで陸側は低周波、海側は高周波の特徴を持つことが分かったが、この特徴は、現在のこれら2つの領域における地震活動にも見られるものであり、震源再決定による海溝を挟んだ両側での余震の発生を強く支持する結果である。再決定された震源分布の断面図を見ると、V字形の分布を成し、2つの断層が複合破壊した可能性も考えられた。

東北地方のスラブ内地震に見られる太平洋プレート上部境界でのPS変換波

（Matsuzawa et al., 1986）の走時を用いて、海洋性地殻の面的なP波速度構造が推定された（図11）（Shiina et al., 2013）。その結果、P波速度は前弧側で6.5-7.5 km/s、背弧側で7.5-8.5 km/sであり、火山フロント下を境に速度が大きく変化することが明らかになった。また、深さ60-100kmの地殻の速度は含水化したMORBから期待される速度よりも遅く、含水鉱物に加えて自由水があることが示唆される。さらに、上面地震帯（Kita et al., 2006）の活動は地震波速度が特に低速度な深さ範囲で活発であり、このことは、スラブ内地震の発生に高間隙圧水が重要な役割を果たしているというモデルを強く支持する結果が得られた。

フィリピンとインドネシアの広帯域地震観測網のデータを用いて、西太平洋域で発生した地震（ $M_w > 4.5$ ）に関して、SWIFT（Nakano et al., GJI, 2008）を用いた震源解析が行われているが、フィリピンで発生した2つの被害地震（2012年8月31日サマル地震 $M_w 7.6$ と2013年10月15日ボホール地震 $M_w 7.2$ ）とそれらの余震についてSWIFTによる震源解析が行われ、サマル地震のメカニズムは逆断層型で、深さは45 kmと推定された。このことから、この地震がフィリピン海プレートのスラブ内地震であったことが明らかにされた（防災科学技術研究所〔課題番号：3012〕）。

これまでの課題と今後の展望

現行計画では、アからエの小項目に関して下記を主な目標として、観測研究を進めてきた。

ア. アスペリティの実体

- ・プレート境界の滑りと固着の状態の把握
- ・アスペリティと非アスペリティ領域の構造・状態の違いの解明

イ. 非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用

- ・プレート境界におけるゆっくり滑りの時空間的推移の解明
- ・ゆっくり地震の発生と流体移動との関連の解明
- ・アスペリティ周囲のゆっくり滑りがアスペリティの破壊の繰り返し間隔や滑り規模に与える影響の解明

ウ. ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

- ・新潟ー神戸ひずみ集中帯及び近年発生した内陸大地震発生域などにおける、上部地殻、下部地殻及び上部マントルまでの地震波速度・減衰・電気比抵抗構造、散乱体・流体分布、媒質の異方性、微小地震の詳細な震源分布、発震機構解等の解明
- ・同様の研究をひずみ速度が小さい地域等でも行い、内陸の地震発生モデルの一般化
- ・断層の両端部の非弾性変形と断層への応力集中過程の関係の解明
- ・震源断層の強度回復過程の解明

エ. スラブ内地震の発生機構

- ・海溝付近から島弧下までの海洋プレート内の不均質構造や震源分布・発震機構解を詳細に調べることにより、スラブ内の強度分布並びに流体の供給・輸送過程を明らかにし、スラブ内地震の発生に至る過程を解明する

プレート境界の滑りと固着の状態の把握に関して、小繰り返し地震の解析により、東北地方太平洋沖前に発生したM7クラスのアスペリティ付近では小繰り返し地震の活動が見られないか、あるいは推定される滑りレートが小さいのに対して、それ以外の領域では滑りレートが高いことが報告されていた。ただし、海溝軸付近では小地震が発生しないため、解析の対象は、自ずとプレート境界地震発生域の深部が中心であった。東北地方太平洋沖地震以前には、海溝軸近傍では大小含めて地震滑りが起こるとは考えられていなかったため、小繰り返し地震が無いことは当然のことだと捉えられていた。

地震後の解析により、東北地方太平洋沖地震の大滑り域を含めた東北地方太平洋沖のプレート境界の滑りレートの分布が推定され、大滑り域では、海溝軸付近から陸側の深部まで滑りレートが小さいのに対して、それ以外の領域では、深部では滑りレートが大きいことが推定された。日向灘から南西諸島沖でも小繰り返し地震の解析が精力的に行われ、M7～8クラスの地震の震源域付近では推定された滑りレートは小さいのに対して、それ以外の領域では大きいことが推定された。日向灘では、M7クラスの地震が発生する領域では、深部ほど滑りレートが小さいことが推定された。これは東北地方太平洋沖地震の大滑り域と逆センスであり、東北地方太平洋沖において、大滑り域以外も含めて、海溝軸付近で滑りレートが小さいと推定されていることとの違いの原因を解明することは、今後の両地域における巨大地震の発生ポテンシャルを明らかにする上で重要である。

小繰り返し地震による推定を海底地殻変動観測等で検証することも重要である。

アスペリティと非アスペリティ領域の構造・状態の違いの解明に関しては、宮城県沖において、東北地方太平洋沖地震の発生前から、M7クラスのアスペリティ付近とそれ以外の領域の違いについて重要な解析結果が報告されていた。海底地震観測データを活用した3次元速度構造の推定から、アスペリティ付近の上盤側マントルウェッジでは V_p/V_s が小さいのに対してその周辺では大きいことが示された。中小地震の発震機構解の解析から、周辺を含めて広い領域で応力場が均一であることから、プレート境界の傾斜変化を考慮すると、アスペリティの存在する深部では強度が高い可能性も示唆された。

東北地方太平洋沖地震後に、さらに広い領域の速度構造と大滑り域や3月9日の前震に伴う活動との関係が調べられた。大滑り域においては、その南北の領域に比べて、海溝軸付近のプレート境界直上の低速度域(低速度プリズム)の幅が小さい範囲に限定されることは、広い低速度プリズムに覆われたプレート境界では高速破壊の伝播が抑制されることを示唆していると解釈された。東北地方太平洋沖の海溝軸近傍では地震前後とも、小地震は発生していないことが知られているが、それは、そこでは自発的な震源核形成は起こらないと解釈されている。低速度プリズムでは高速破壊の伝播が抑制されると考えられるが、その広がり地域性は、大滑り域においては、それ以外の領域に比べて、高速破壊を抑制する「働き」が小さい可能性を示唆している。そこでは、地球深部探査船「ちきゅう」による調査掘削が実施され、地震断層の特徴として、非常に薄く(5m以下)、弱い岩石(粘土からなる)からなり、また断層運動時の摩擦熱により膨張した水の影響で、より摩擦係数が小さくなる状況が発生し、大滑りが生じたことが報告されている。

日向灘では、海底地震計のデータの詳細な解析により、海溝軸近傍で低周波地震活動が捉えられた。しかも、その活動は、深部の小繰り返し地震の発生域と住み分けている、つまり、小繰り返し地震の発生域上限より浅部に限定される可能性が指摘された。上記のように、東北地方太平洋沖では海溝軸近傍でも滑りレートは小さいと推定されているのに対して、日向灘では大きいことが示唆されている。日向灘ではプレート境界近傍の応力場の推定が行われ境界断層の強度が小さい可能性も指摘されたが、低周波地震活動の解析に加えて、応力場に関する東北地方太平洋沖との比較が重要である。

非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用に関しては、プレート境界におけるゆっくり滑りの時空間的推移や、アスペリティ周囲のゆっくり滑りがアスペリティの破壊の繰り返し間隔や滑り規模に与える影響について、東北地方太平洋沖において、多くの重要な知見が得られた。

小繰り返し地震の解析から、東北地方太平洋沖地震の発生前に、大滑り域の周辺において、地殻変動連続観測から推定される、M7クラスの余効滑りの時間変化に対応するような滑りレートの時間変化が推定されていた。東北地方太平洋沖地震後に、余効滑り域において、中規模地震も含めた解析から、大きな滑りレートが推定された。これらは、東北地方太平洋沖地震の発生との関連においても重要な知見であると同時に、小繰り返し地震による滑りレートの推定の妥当性を示すものである。特に、余効滑り時には、粘弾性応答による地殻変動も同時に起こっているため、上記の解析は特に重要である。また、余効滑り時に発生する繰り返し地震のマグニチュードがそれ以前に比べて大きくなることも報告されたが、プレート境界断層における摩擦特性を推定する上で重要な知見

であると考えられる。東北地方太平洋沖地震後には、超低周波地震の活発化も報告されている。2003年十勝沖地震に関連した時空間変化も示唆されており、小繰り返し地震とともに、プレート境界断層で生起している現象を推定するために今後のさらなる観測・解析が重要である。

さらに、東北地方太平洋沖地震の大滑り域においては、海底水圧計により、2008年と2011年にゆっくり滑りが発生したことが捉えられた。2011年のゆっくり滑りは1月末から始まり、少なくとも3月9日の前震の発生まで継続し、その断層の上端部は、2月下旬から3月9日の発生直前にかけて、海溝軸の方向に拡大した可能性も指摘された。また、ゆっくり滑りに伴うと考えられる低周波微動も観測されている。これらの知見は、超巨大地震の準備過程の解明のために極めて重要な知見であり、今後、リアルタイムの海底観測等によって、さらに詳しく調べることが重要である。

その他の地域でも、深部低周波微動や超低周波地震活動とともに、スロースリップイベントに関して興味深い知見が多数得られた。四国、紀伊半島、東海地方に加えて、日向灘から種子島にかけての領域と相模トラフ沿いにおいて、短期的スロースリップの断層モデルが推定され、それぞれの活動の時空間的な特徴や時間変化が明らかになりつつある。これらの知見をさらに蓄積するとともに、断層モデルの推定精度を向上し、地震発生との関係を解明することが重要である。

ゆっくり地震の発生と流体移動との関連の解明については、琉球弧の西表島で約半年ごとに発生するスロースリップに関して、2回のスロースリップイベントにともなって約4マイクロガルの重力の減少が観測され、スロースリップ時に高圧間隙水の拡散がおきている可能性が示唆された。今後、他の観測データも含めて現象を捉えることが重要であろう。

ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程に関しても、物理モデルの構築へ向けて突破口となると期待される重要な知見がいくつか得られた。断層直下の下部地殻の不均質構造に関しては、岩手・宮城内陸地震や濃尾地震の震源域で、低速度異常・低比抵抗異常や下部地殻の不連続構造が推定された。能登半島地震の震源域や山陰地方の地震帯に属する島根県東部において、メカニズム解の逆解析から推定された応力場が深部滑りにより解釈可能であることが示された。跡津川断層周辺においてコーダーQ値の空間変化が推定され、低速度異常域との比較から、断層直下の脆性-延性遷移領域における低Q異常がひずみ速度に関係していることが示唆された。S波の異方性の解析においても、ひずみ集中帯における高ひずみ速度に対応する空間変化が捉えられた。これらの知見は、下部地殻の不均質構造の変形により、直上の断層に応力集中やひずみ速度の集中が発生するというモデルを裏付けるものである。

さらに、新潟-神戸ひずみ集中帯に属する跡津川断層周辺で推定された下部地殻の不均質構造が、大局的には断層の走向方向に連続しているのに対して、ひずみ速度の小さな能登半島地震の震源域で推定されたそれは、断層直下に限定されるように見えることから、不均質構造の水平方向におけるつながりがひずみ集中帯の形成に関係している可能性が示唆された。山陰地方の地震帯では、地震発生域の断層の両端に低速度異常が推定され、断層両端の変形による応力集中の可能性が示唆された。このように、断層の走向方向の不均質性、つまり3次元的なモデル化へ向けては、ようやく知見が集まり始めたところであり、今後の進展が期待される。

野島断層においてアクロス震源の連続運転により、走時が1999年～2013年にかけて約2 ms (0.4%)程度速くなる傾向が確認された。これらの結果は、野島断層の破砕帯の強度回復を示唆するものと考えられている。

スラブ内地震は、スラブ内の岩石の相転移に伴う脱水により間隙水圧が上昇し、強度が低下することによって発生する、という仮説の検証が行われたが、得られた結果はすべてこの仮説を支持しており、この仮説に矛盾する結果は今のところ得られていない。僅か1kmの範囲内でまったく逆の応力場で地震が発生するという事は、強度が極めて小さいことを示唆している。今後、相転移に伴って期待される体積変化やベンディング・アンベンディングの効果を応力変化に換算し、スラブ内の応力と地震発生の関係を定量的に検討していくことが重要である。海洋性地殻内の地震については、アウターライズ/海溝外側斜面での正断層型地震発生に伴って、断層内に水が入って、そこで取り込まれた水と、もともと存在していた水が深部で相転移によって離脱することによって間隙水圧を上昇させ、稍深発地震を発生させている可能性がますます強くなった。しかし、スラブ地殻については、このモデルで説明できる事象が蓄積されてきたが、スラブマントルについては、それほど明確にはなっていない。今後、スラブマントル中の地震と流体との関係をさらに詳細に調べる必要がある。一方、もともと面間地震が存在していたり、周囲より低速度となっているところは、すでに強度が低下している領域であると考えられ、そのような場所で大きな地震も発生しやすいと考えられる。その断層面は中立面を越えることは難しいということが示されたことにより、ポテンシャル評価として、スラブ内大地震の発生場所の同定と最大規模の推定にある程度の指針が示されたのは大きな成果である。今後、さらに事例を蓄積し、スラブ内地震のポテンシャル評価手法が確立すれば、防災・減災対策上、極めて有益であると期待される。

成果リスト

- Abers, G. A., J. Nakajima, P.E. van Keken, S. Kita, and B.R. Hacker, 2013, Thermal-petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 369-370, 178-187, doi:10.1016/j.epsl.2013.03.022.
- Akuhara, T., K. Mochizuki, K. Nakahigashi, T. Yamada, M. Shinohara, S. Sakai, T. Kanazawa, K. Uehira, H. Shimizu, 2013, Segmentation of Vp/Vs ratio and low frequency earthquake distribution around the fault boundary of the Tonankai and Nankai earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1306-1310, doi:10.1002/grl.50223.
- Arai, R., Iwasaki, T., Sato, H., Abe, S. & Hirata, N., 2013. Crustal structure of the Izu collision zone in central Japan from seismic refraction data, *J. Geophys. Res.*, 118, doi:10.1002/2013JB010532
- Chester et al., Structure and composition of the plate-boundary slip-zone for the 2011 Tohoku-oki earthquake, 2013, *SCIENCE*, 342, 1208-1211, 2013. Ujiie et al., Low coseismic shear stress on the Tohoku megathrust determined from laboratory experiments, *SCIENCE*, 342, 1211-1214.
- Fujie, G., S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, M. Shinohara, K., Mochizuki, T. Kanazawa, Y. Murai, R. Hino, T. Sato, and K. Uehira, 2013, Along-trench structural variation and

- seismic coupling in the northern Japan trench subduction zone, *Earth Planets Space*, 65(2), 75-83, doi:10.5047/eps.2012.06.003.
- Fulton et al., 2013, Low coseismic friction on the Tohoku-oki fault determined from temperature measurements, *SCIENCE*, 342, 1214-1217.
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁, 2013, 東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏直下の特異な地震活動, *地学雑誌*, 122, 398-417.
- Hiramatsu, Y., A. Sawada, Y. Yamauchi, S. Ueyama, K. Nishigami, E. Kurashimo, and the Japanese University Group of the Joint Seismic Observations at NKTZ, 2013, Spatial variation in coda Q and stressing rate around the Atotsugawa fault zone in a high strain rate zone, central Japan, *Earth Planets Space*, 65, 115-119.
- Ito, Y. R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, J. Ashi, 2013, Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-0ki earthquake, *Tectonophysics*, 600, 14-26.
- Lin W., et al., 2013, Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-oki Earthquake, *SCIENCE*, 339, 687-690, 2013. Tanikawa et al., Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in Japan Trench, *EPSL*, 382, 150-160.
- Kato, A, et al, 2013. Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-0ki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 40, doi: 10.1002/grl.50104.
- 川元智司・水藤尚・小林知勝, 2013, ひずみ集中帯の地殻変動特性に関する研究(第4年次), 国土地理院調査研究年報(平成25年度)(印刷中)
- Nakahigashi, K., M. Shinohara, T. Yamada, K. Uehira, K. Mochizuki, and T. Kanazawa, 2013, Seismic structure of the extended continental crust in the Yamato Basin, Japan Sea, from ocean bottom seismometer survey, *J. Asian Earth Sci.*, 67-68, 199-206.
- Nakajima, J., K. Yoshida, and A. Hasegawa, 2013a, An intraslab seismic sequence activated by the Tohoku-oki earthquake: Evidence for fluid-related embrittlement, *J. Geophys. Res.*, 118, 3492-3505, doi:10.1002/jgrb.50246.
- Nakajima, J., N. Uchida, T. Shiina, A. Hasegawa, B.R. Hacker, and S.H. Kirby, 2013b, Intermediate-depth earthquakes facilitated by eclogitization-related stresses, *Geology*, 41, 659-662.
- Nakajima, J., 2014, Seismic attenuation beneath Kanto, Japan: Evidence for high attenuation in the serpentinized subducting mantle, *Earth Planets and Space*, in press.
- 西上欽也・野島断層注水実験グループ, 2014, 野島断層における繰り返し注水実験一回復過程と誘発地震の研究一, *月刊地球*, 36, 130-138.
- Nishimura, T., T. Matsuzawa, and K. Obara, 2013, Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data, *J. Geophys. Res.*, 118, 3112-3125, doi:10.1002/jgrb.50222.
- Saiga, A., A. Kato, E. Kurashimo, T. Iidaka, M. Okubo, N. Tsumura, T. Iwasaki, S. Sakai, and N. Hirata, 2013. Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep low-frequency tremor zone beneath the Kii peninsula, SW Japan, *J. Geophys. Res.*, VOL.

118, 1091-1097, doi:10.1002/jgrb.50069.

Shiina, T., J. Nakajima, and T. Matsuzawa, 2013, Seismic evidence for high pore pressure in the oceanic crust: Implications for fluid-related embrittlement, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2006-2010, doi:10.1002/grl.50468.

Uchida, N., and T. Matsuzawa, 2013, Pre- and post-seismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 374, 81-91, doi:10.1016/j.epsl.2013.05.021.

Yarai, H. and S. Ozawa, 2013, Quasi-periodic slow slip events in the afterslip area of the 1996 Hyuga-nada earthquakes, Japan, *J. Geophys. Res.*, 118, 2512-2527, doi:10.1002/jgrb.50161.

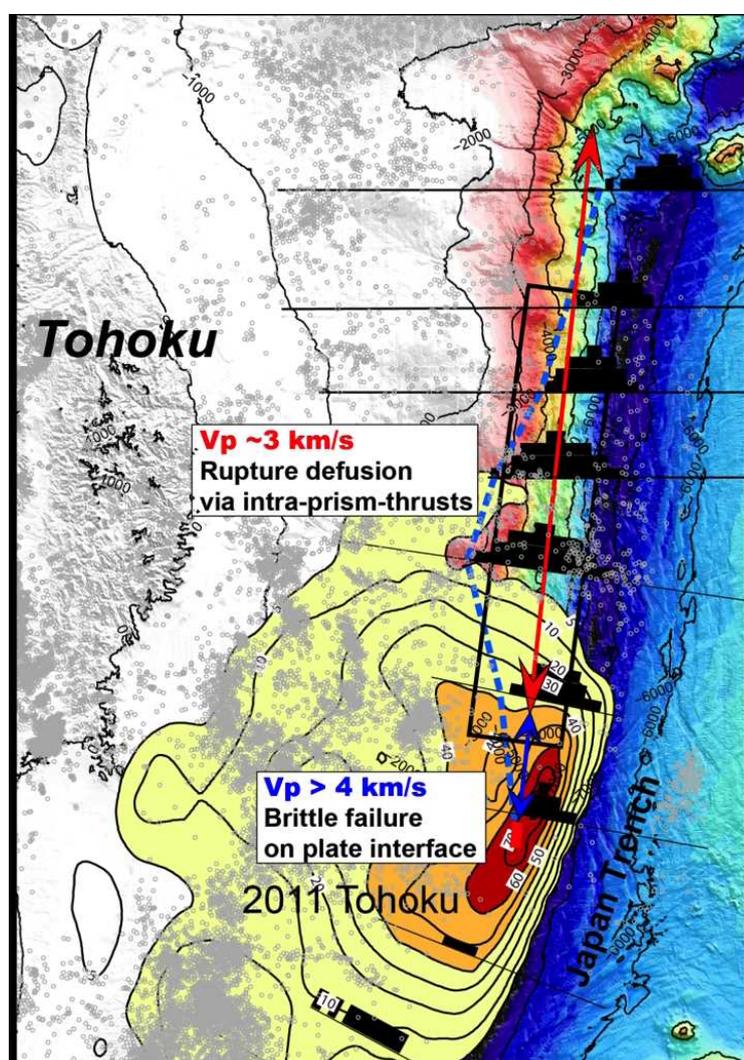


図1. 上盤側プレート内の V_p と低速度プリズムの分布および2011年東北沖地震時滑り量分布 (東北大学 [課題番号: 1205])

低速度プリズムの分布はTsuru et al. (2002)、2011年東北沖地震時滑り量分布はIinuma et al. (2012)による。灰色のプロットは2002年6月から2008年8月にかけて発生した深さ30 km以浅の震央分布 (気象庁一元化震源)。

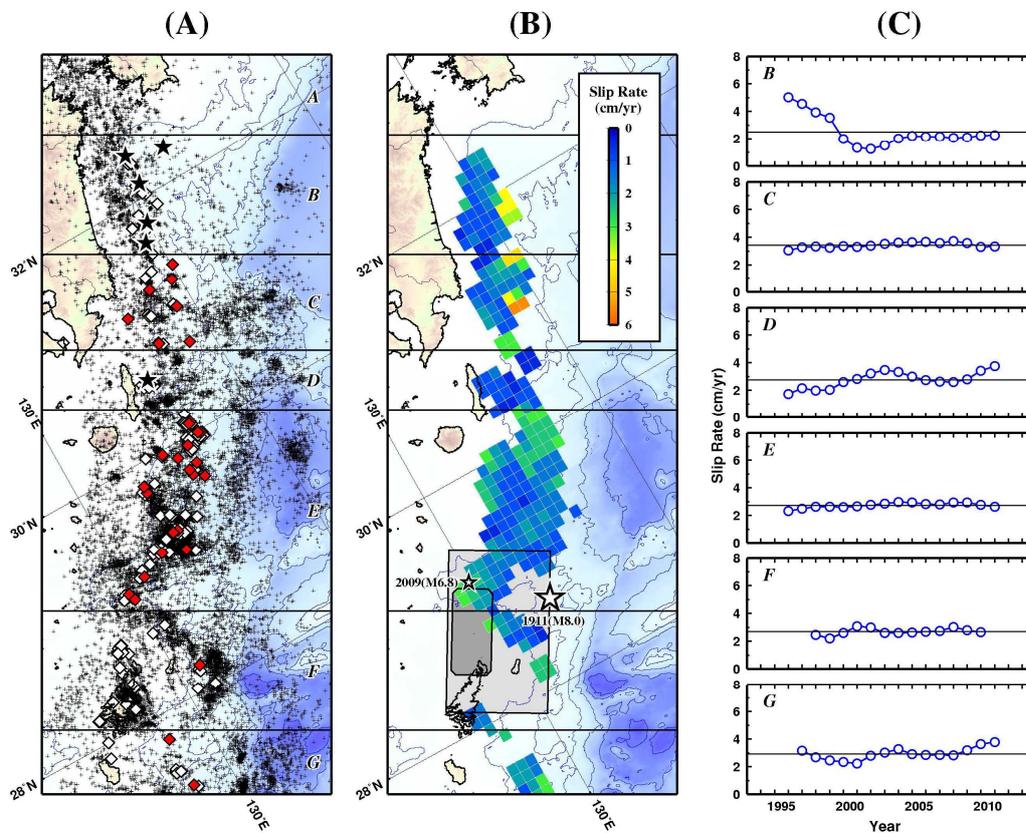


図 2. 日向灘～南西諸島北部域における小繰り返し地震活動と準静的滑り速度の時空間変化 (鹿児島大学 [課題番号: 2301])

(A) R タイプ (赤印) とR 以外のタイプ (白抜き印) の相似地震群の震央分布。★印は1923年以降に発生したM7.0以上の地震、小+印は微小地震の震央である。(B) 相似地震から推定された小領域ごとの準静的滑り速度の分布。大☆印は1911年の巨大地震(M8.0)の震央、淡灰色領域と濃灰色領域は津波シミュレーションから推定された同地震の震源断層とアスペリティ、小☆印は2009年の地震(M6.8)の震央である。(C) 領域B～Gでの準静的滑り速度の時間変化。領域は(A)を参照のこと。

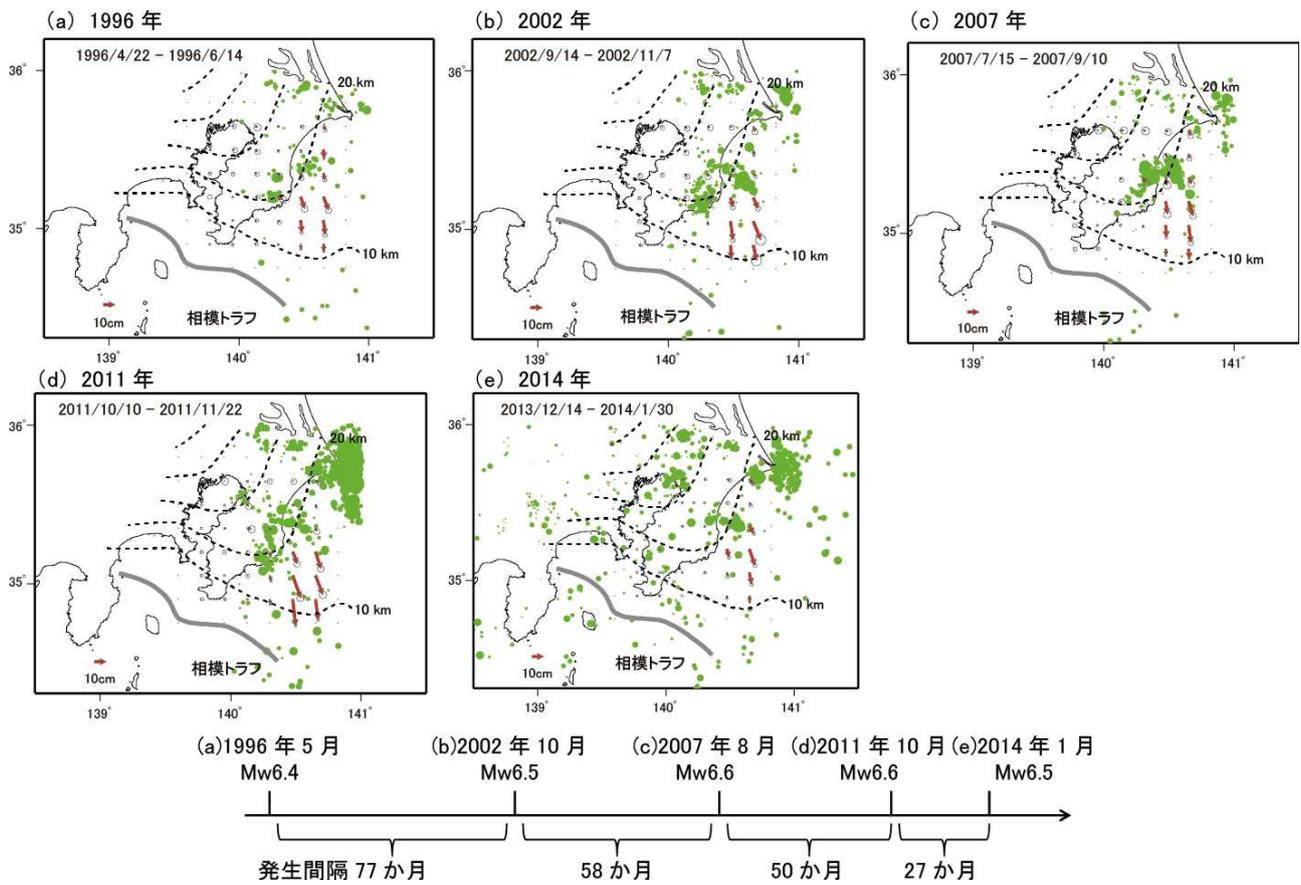


図3. 房総半島南東沖で繰り返し発生しているゆっくり滑りの滑り分布（国土地理院 [課題番号：6014]）

(a) 1996年5月、(b) 2002年10月、(c) 2007年8月、(d) 2011年10月、(e) 2014年1月。

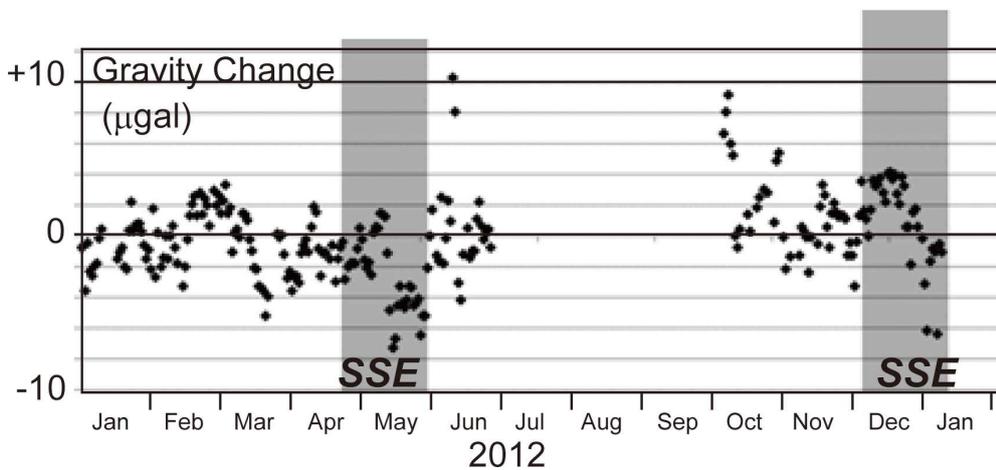
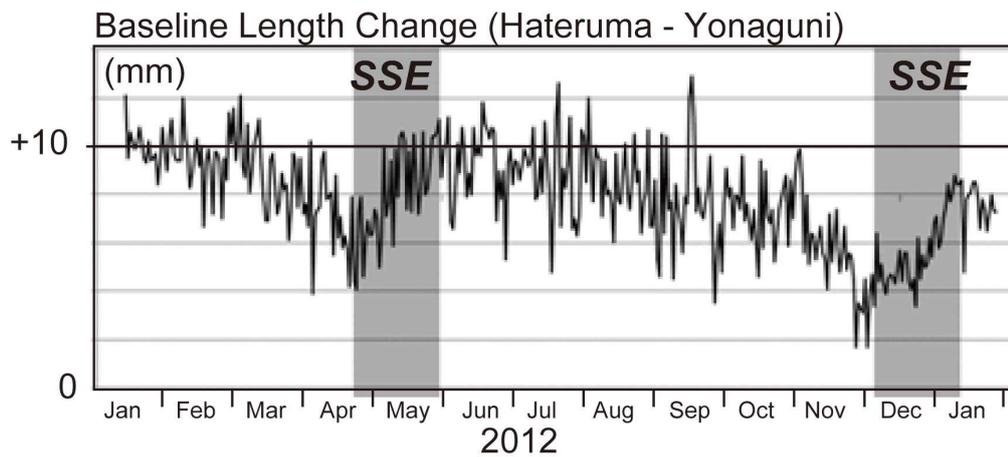
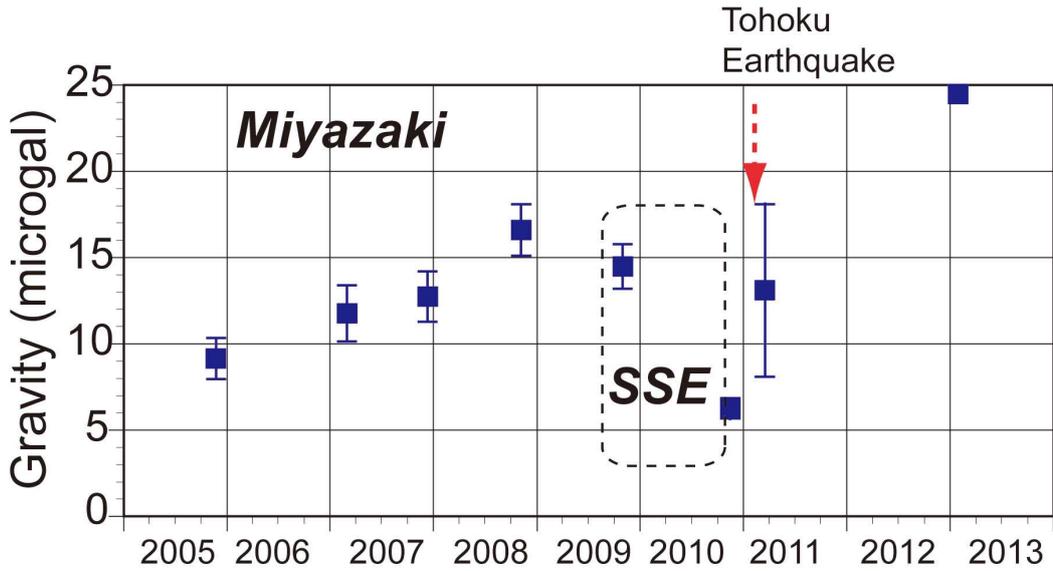


図4. 長期的スロースリップ・イベント (SSE) が発生する時期の、サブダクション・陸側の重力変動 (東京大学地震研究所 [課題番号: 1416])。SSE の期間には、定常的な重力から大きく逸脱した重力値が観測された。(上) 日向灘・宮崎市の重力変化。(中・下) 南西諸島・西表島の地殻変動と重力変化。

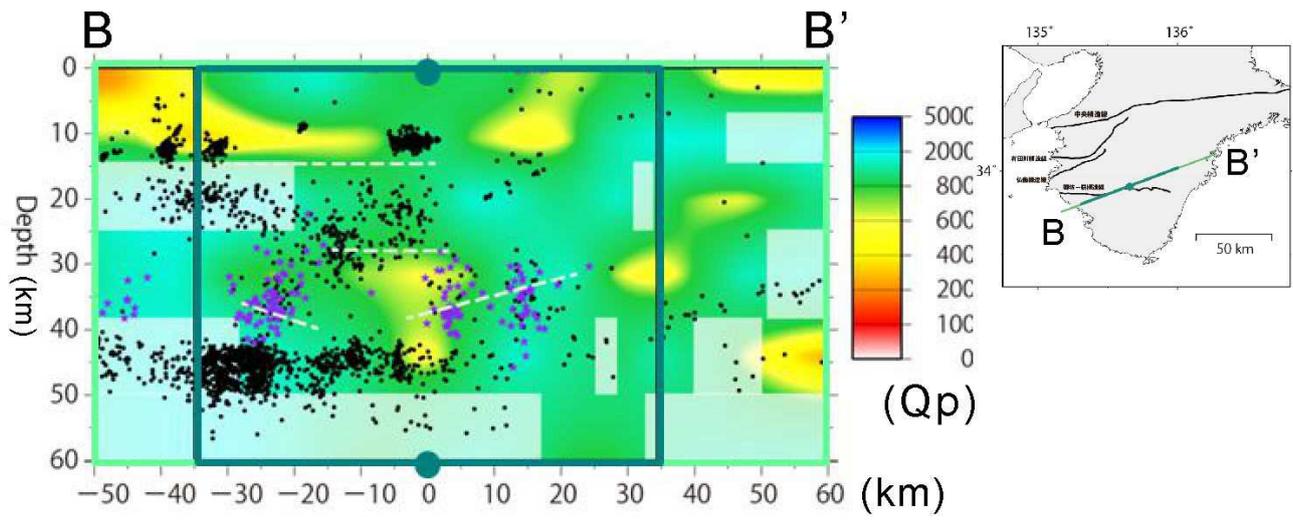


図5. 紀伊半島南部における Q_p 鉛直断面図（東京大学地震研究所 [課題番号：1415]）
 黒点と青点は、それぞれ気象庁一元化震源カタログによる通常地震（2009.1-2010.12）、
 深部低周波地震（1998.1-2009.9）の震源を示す（断面から±2kmの範囲）。

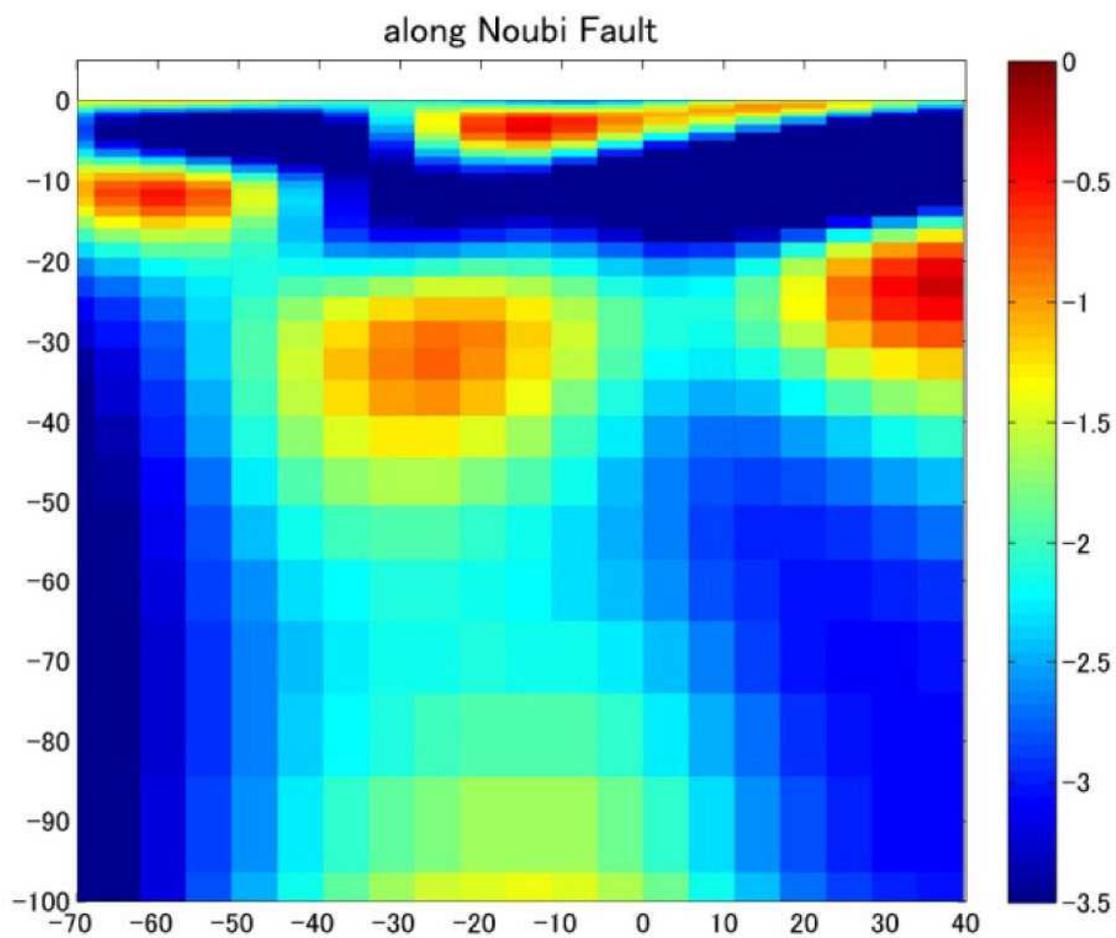


図6. 濃尾断層下における比抵抗分布（東京大学地震研究所 [課題番号：1417]）
断層の走向に沿う断面図（単位はlog Ohm-m）。

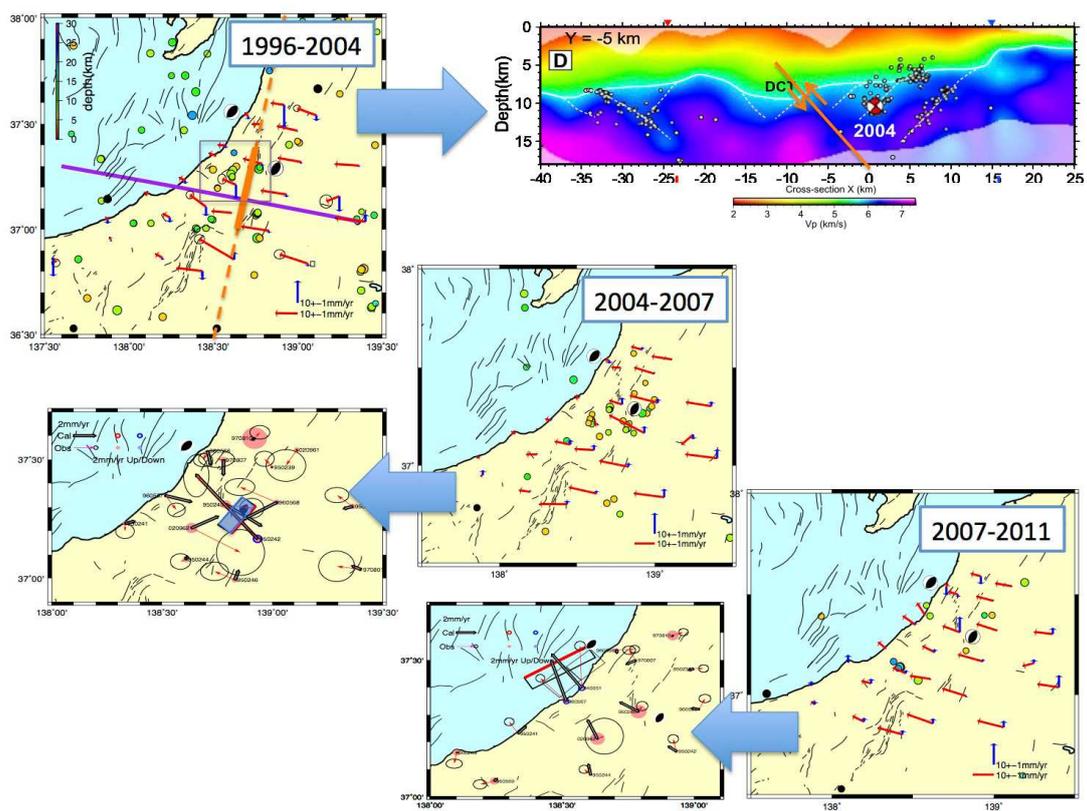


図7. 2004年中越地震および2007年中越沖地震前後の地殻変動パターンの変化（名古屋大学 [課題番号：1705]）

1996年～2011年の期間を2つの地震で3つの期間に区切り、地震直後の余効変動を除いた定常的な変化が見られる期間について、両津（950232）に対する速度ベクトル分布と、各時期の変動を説明するモデルを示す。2004年以前の地殻変動は、粘弾性層の上にかかる弾性地殻内の2次元断層の衝上運動で説明され、2004年以降のパターンは2004年以前のパターンに対する摂動分として扱い、半無限弾性体中の断層モデルを推定した。

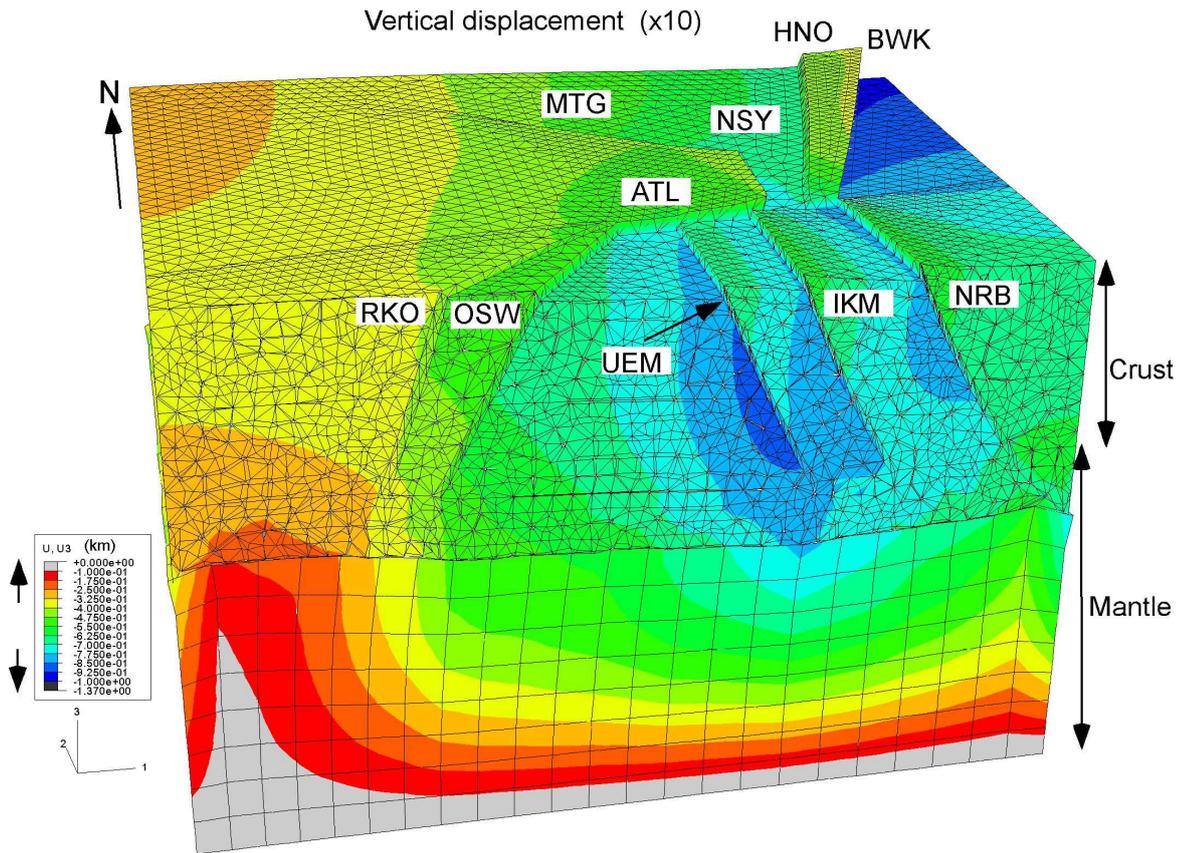


図8. 有限要素モデルによる近畿地方中部における長期間の変形（京都大学防災研究所 [課題番号：1808]）

100km)。BWK:琵琶湖西岸、HNO:花折、NSY:西山、MTG:三峠、ATL:有馬高槻、NRB:奈良盆地東縁、IKM:生駒、UEM:上町、OSW:大阪湾、RKO:六甲淡路の各断層帯。断層の傾斜角は、BWK、NSY、NRB、IKM、UEM、OSWが60度、ATL、RKOが80度、HNO、MTGが90度。モデルの大きさは、東西140km、南北100km、鉛直90km。上部・下部地殻、マンツルの厚さは、それぞれ15km、15km、60km。西側の側面全体に1kmの変位を与えた(1cm/年の短縮速度で10万年分に相当)。コンターは上下変位で赤いほど相対的に隆起、青いほど相対的に沈降となっている(赤と青の差は約900m)。変形は10倍に拡大して表示されている。

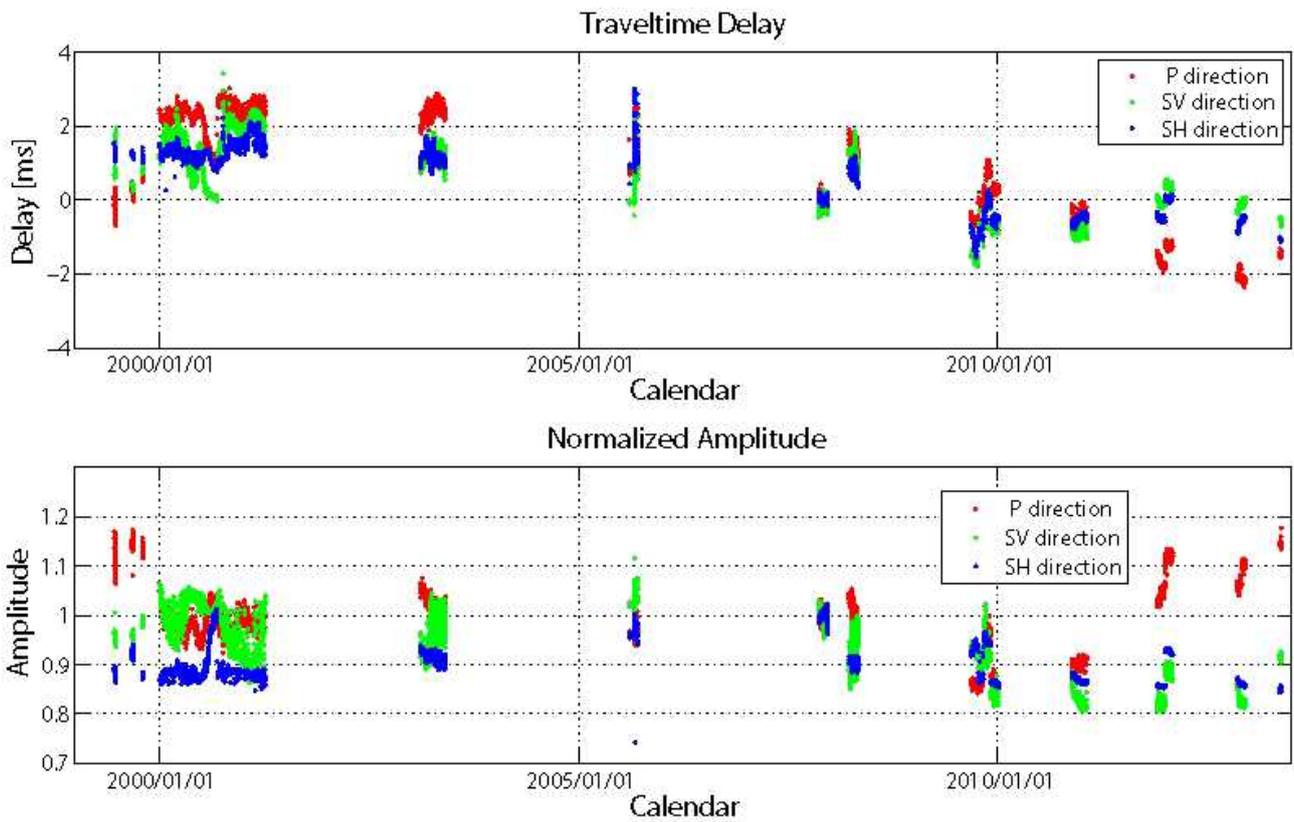


図9. 1999年6月～2013年6月にかけてアクロス連続運転により測定された、野島断層近傍における直達波（P波およびS波）の走時（上）および振幅（下）の時間変化（京都大学防災研究所 [課題番号：1807]）。いずれも、2008年3月を基準とした走時の遅れと振幅の比を示す。赤、緑、青はそれぞれ、P波、断層に直交するS波、および断層に平行なS波。

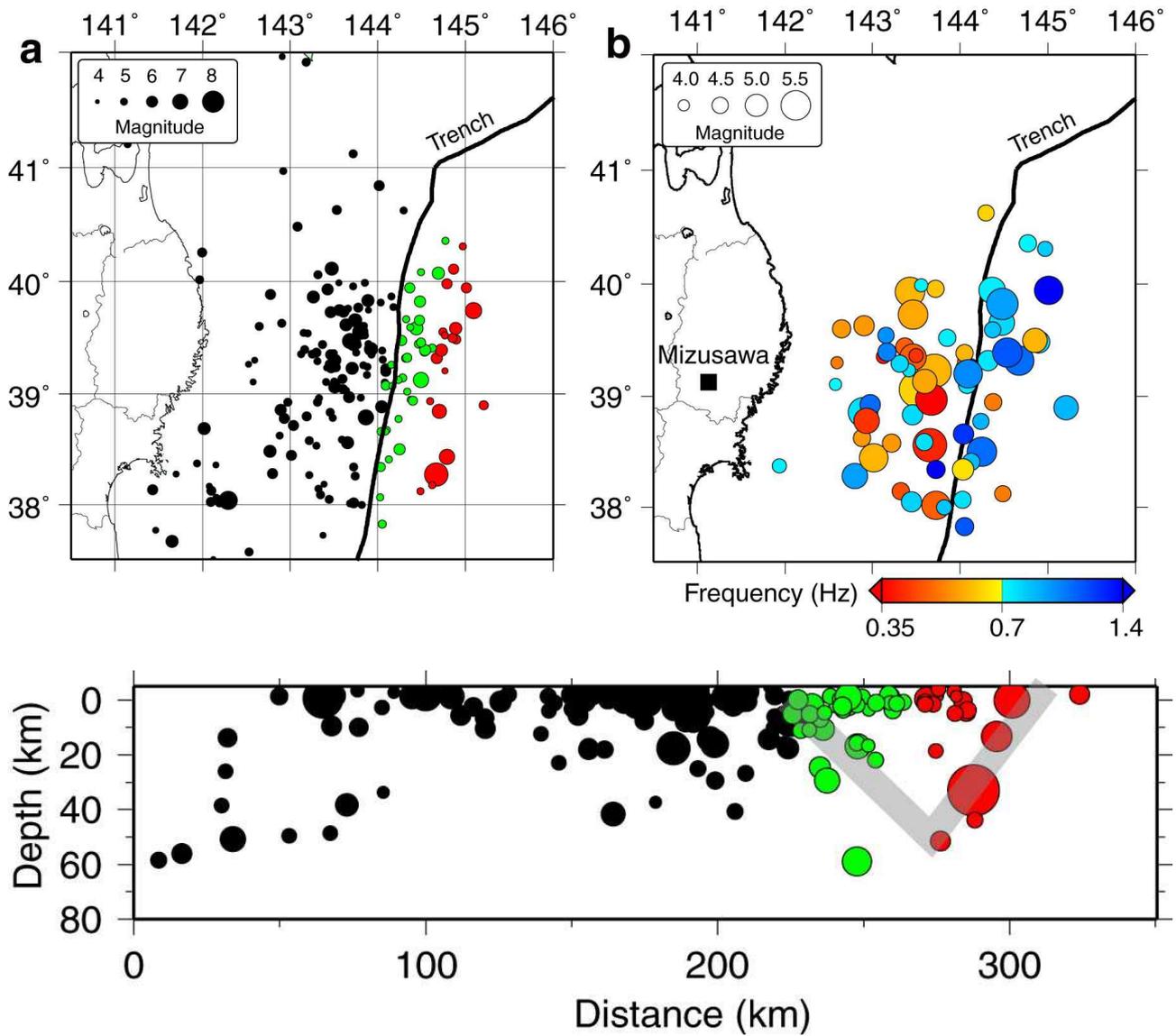


図 10. 1933 年三陸沖地震の余震分布と卓越周波数（東北大学 [課題番号：1208]）

(a) 3次元速度構造を用いたダブル・ディファレンス法により再決定した1933年三陸沖地震の本震後3ヶ月間の地震分布 (Uchida et al., 2013)。(b) 水沢観測点におけるすず書き記録から読み取った卓越周波数。震源位置は再決定後のもの。(下) 東西断面図 (Uchida et al., 2013)。

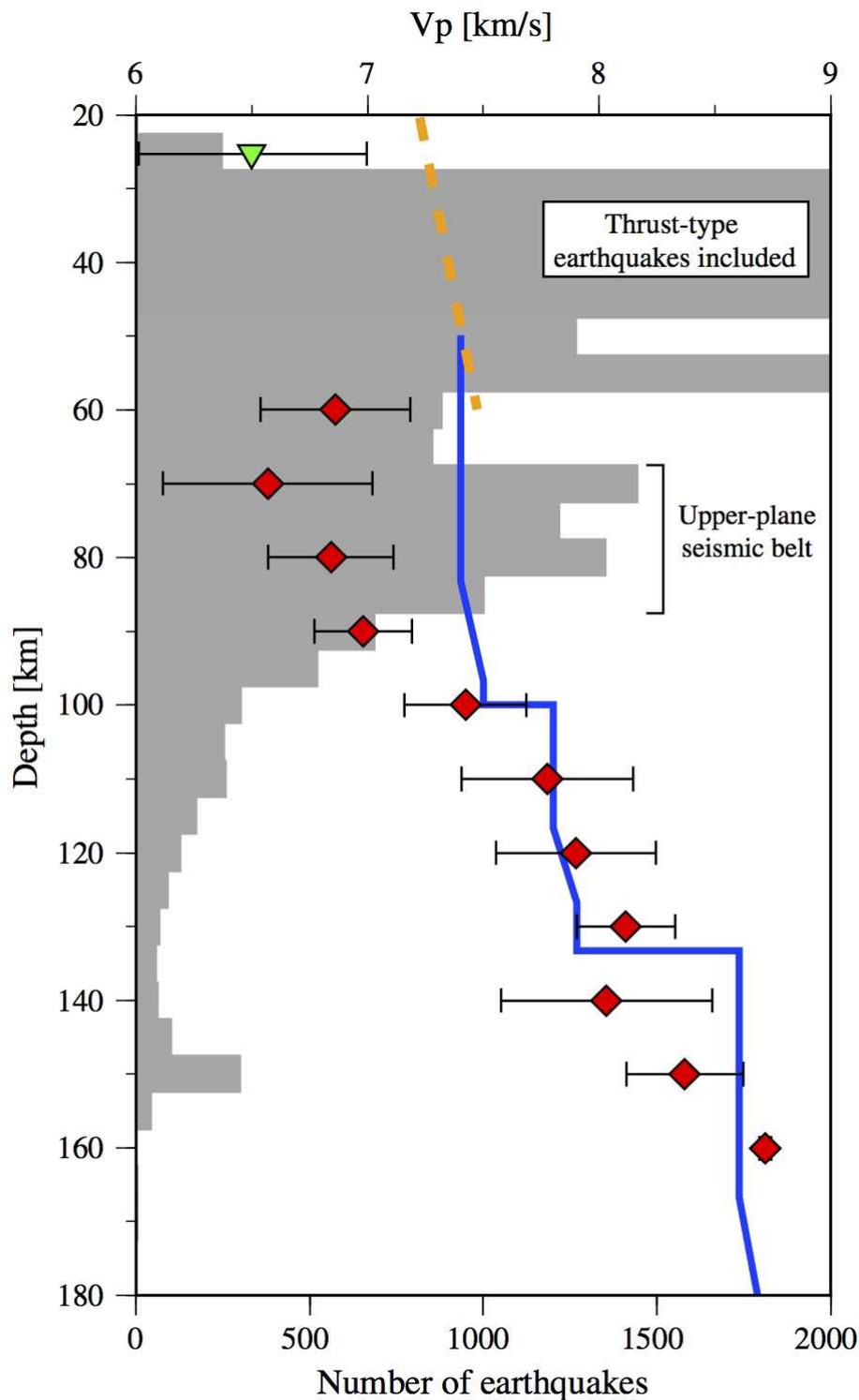


図 1.1. PS 変換波から推定された沈み込んだ海洋性地殻のP 波速度分布 (Shiina et al., 2013) (東北大学 [課題番号: 1208])。

10 km の深さごとの海洋性地殻のP 波速度の平均値について、本研究結果を赤菱形で、Ito et al. (2005) による構造探査結果を緑逆三角で示す。青線はMORB から期待されるP 波速度分布 (Hacker et al., 2003)、橙破線は実験的に求めたローソン石青色片岩のP 波速度 (Fujimoto et al., 2010) を示す。灰色のヒストグラムは一元化震源カタログによる、海洋性地殻内で発生した地震の個数の頻度分布を表す。