「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、地殻及びマントルにおいて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観測研究を実施する。プレート境界地震に関しては、アスペリ ティ分布の推定精度を向上させるとともに、アスペリティ域に固有な地殻やマントルの性質の研究 を進めることにより、アスペリティモデルの高度化を図ることが重要である。さらに、プレート境 界面上で進行する非地震性滑りの時空間変化を高精度に把握するとともに、アスペリティ間の相互 作用について理解を進める必要がある。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。地震発生層である上部地殻と、その下層の下部地殻・最上部マントルの不均質とその変形の空 間分布を把握し、ひずみ集中帯の形成・発達と地震発生に至る過程に関する定量的なモデルの構築 を行うことが重要である。また、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や 地震波速度構造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。

ア.アスペリティの実体

沈み込むプレート境界におけるアスペリティの実体に関して、これまでに、非地震性すべりをお こしている領域では反射係数が大きく間隙水圧が高いと推定されること、断層面の折れ曲がりがア スペリティ領域と非アスペリティ領域を分けていること、非アスペリティ領域の上盤側のマントル ウェッジが高Vp/Vsであり蛇紋岩化していると推定されることなどの注目すべき結果が報告されて いる(平成21年度項目別報告書)。しかしながら、それらと必ずしも調和的でない結果も得られてい たため、平成22年度においても、精力的な観測研究が行われた。

1978年宮城県沖地震(以下、「宮城県沖地震」と称す)の震源域とその周辺において、海底と陸上 の地震観測のデータを併合し、自然地震と人工地震探査のデータを合わせた地震波トモグラフィー 解析を行い、プレート境界上盤側のVp/Vsの空間変化がより高解像度で推定された。その結果、宮 城県沖地震のアスペリティ領域ではVp/Vsが小さいが、その浅部(海溝側)では大きいことが明瞭に なった。この結果は、マントルウェッジ内の部分的な含水化が、その直下のプレート境界における 地震すべりを抑制していることを示唆している(図1)。さらに、2005年宮城県沖地震の発生後に 震源域周囲で発生した中小地震の発震機構解から応力場の推定を行った結果、最大主応力軸の方向 は、太平洋プレートが沈み込む方向とほぼ平行で、陸側にわずかに傾斜するが、応力場の空間変化 は小さいことが明らかになった。宮城県沖地震の震源域ではプレート境界面の傾斜角が30°以上の 高角であるが、それより東側においては20°以下の低角となっており大きく異なることが知られて いる.その結果、震源域内では、最大主応力軸がプレート境界面に対してなす角度がその東側より 大きくなり(図2)、震源域内での法線応力が相対的に高いため強度が大きいと推定された。宮城 県沖におけるプレート間固着の空間変化には、マントルウェッジ内の不均質構造とともに、プレー ト境界面の形状が影響を及ぼしていると考えられる(東北大学[課題番号:1205])。

日向灘南部における海底地震観測のデータによるDDトモグラフィー法を用いて、日向灘南部にお ける精度の良い震源分布、発震機構解を求め、プレート境界の等深度線を低角逆断層型の地震の発 生位置から推定した。その結果、九州パラオ海嶺とは別の沈み込んだ海山に対応する境界面の高ま りが推定されたが、この場所は、1968年日向灘地震(Mw7.5)のアスペリティの南側に位置してお り、1968年の地震ではこの高まりがバリアとなり破壊が南側には伝播しなかった可能性が示唆され た(九州大学[課題番号:2202])。

日向灘~トカラ列島東方沖~奄美大島域に発生する相似地震群を、その活動様式から、比較的定 常的に繰り返して活動するタイプ(R)、クラスター的に活動するタイプ(C)、いずれにも判別できな いもの(0)の3つに分類し、タイプ別の分布の特徴から当該領域を6つの小領域に分け、大地震の 活動と比較した(図3)。日向灘中部、都井岬沖、奄美大島域(図の小領域B、D、F)ではRタイプ は見られず、0タイプが卓越しているのに対して、都井岬沖とトカラ列島東方沖(小領域CとE)で はRタイプの活動も見られた。さらに、日向灘北部(小領域A)では相似地震群の活動が極端に低調 であった。1923年以降に発生したM7.0以上の地震は、Rタイプが発生していない小領域BまたはD で起こっており、Fでも、1911年に奄美大島近海でマグニチード8.0の地震が発生した。一方、相似 地震群の活動度が低い小領域Aは、マグニチード7.0以上の地震が起こっていないだけでなく、時々 ゆっくり滑りが発生する特徴を持っている。以上のような小領域ごとの相似地震活動の違いは、プ レート間のカップリングの状況の違いを反映していると考えられる(鹿児島大学[課題番号:2301])。

海域においてはアスペリティの実体等の解明のために、上記以外にも各種の精力的な観測研究 が行われている。平成22年11月までに実施された海底地殻変動観測により得られたユーラシアプレ ート安定域に対する既設の海底基準点の速度ベクトルを図4に示す(海上保安庁,2010;2011; Sato et al.,2011)。宮城沖では約5~6cm/年の速度で西北西へ、福島沖では約2cm/年の速度で西へ 移動している。「宮城沖2」及び「宮城沖1」海底基準点における移動速度は、陸上GPSの移動速度 (3~4cm/年)や「福島沖」海底基準点の移動速度と比べて有意に大きく、両海底基準点の周辺で は固着が強く、ひずみを蓄積していることが示唆された。相模湾では約4cm/年の速度で北西へ移動 しているという結果が得られた。この結果は、「相模湾」海底基準点の北西に位置する真鶴GPS 観 測局や南西に位置する伊豆大島GPS局と、方向は調和的であり、大きさは両GPS観測局の中間にあた る。南海トラフ沿いに設置している6箇所の海底基準点では、約2~5cm/年の速度で西~北西へ移動 しているという結果が得られた(海上保安庁[課題番号:8006])。

熊野灘沖南海トラフの5地点において、地球深部探査船「ちきゅう」による掘削が実施され、各種の精力的な調査観測が行われた(海洋研究開発機構[課題番号:4003])。また、房総沖においては40台の長期観測型海底地震計で得られたデータを取得するとともに、茨城沖海域に、約7kmと従来のほぼ1/3の間隔で長期観測型海底地震計34台が設置された。さらに、同海域において短期観測型海底地震計およびハイドロホン・ストリーマーを用いて、エアガンを人工震源とした海域構造調査が実施された(東京大学[課題番号:1416])。

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

非地震性滑りの時空間変化とアスペリティの相互作用、およびそれらのメカニズムに関して、これまで、三陸沖や南海トラフにおいて重要な知見が得られてきたが、本年度においても多数の重要 な結果が得られた。

宮城沖の海溝陸側斜面で海底地震計および圧力計を用いた広帯域地殻変動観測により、プレート 境界型地震に先行する非地震性の地殻変動と考えられる相対水深変化が検出されていたが、同時期 に陸上のボアホールに設置された体積ひずみ計でも膨張変化が観測されていた。この変動に伴う地 震動は、同一地点に設置された短周期および広帯域地震計ではほとんど観測されていないことから、 非地震性のものであると考えられる。そこで、この変動をプレート境界におけるゆっくり地震によ るものと仮定して、断層の位置、大きさおよびすべり量を推定したところ、海溝軸近く50 km × 43 km の断層における14cmのすべり量が得られた(図4)。ゆっくり地震の終了から約一週間後に震源断層 の深部延長部においてマグニチード6.1の地震が発生した。Matsuzawa et al.(2004)のモデルのよ うに、海溝付近から始まった非地震性すべりがプレート境界型地震を誘発した可能性を示唆してい る(東北大学[課題番号:1206])。

2003年と2010年に豊後水道で発生した長期的ゆっくり滑り(SSE)の期間に、SSE領域と重なる場所 での微動と、それらから100 km以上南に離れた足摺岬沖で発生する浅部超低周波地震とが、同時に 活動していることが明らかになった(Hirose and Obara,2010; Hirose et al.,2010, Sekine et al.,2010)。これらのスロー地震は1946年南海地震の震源域の西隣に位置し、海溝型巨大地震の破 壊過程の評価や準備過程を監視する上で非常に有用であると考えられる(図6,防災科研[課題番 号:3011])。

防災科研Hi-netに併設されている高感度加速度計(傾斜計)データを用いて、短期的ゆっくり滑 りを自動検出する手法が新たに開発された(Kimura et al.,2011)。この手法を2007年から2008年ま での四国周辺の傾斜データに適用した結果、検出された短期的ゆっくり滑りとそれに伴って発生す る深部低周波微動活動の発生過程について、以下のことが明らかにされた(図7)。(1) 各エピソー ドで微動活動の開始は短期的ゆっくり滑りの発生に1-4日先行する。(2) 先行する微動活動は短期 的ゆっくり滑りのすべり域周辺で発生する。(3) 微動活動の発生域は時間とともに移動して短期的 ゆっくり滑り発生域に達すると活発化する。またこの時に短期的ゆっくり滑りが検出される。この 様な短期的ゆっくり滑り・微動の発生過程の変化は、プレート境界におけるすべり特性の不均質性 を反映している可能性がある(防災科研[課題番号:3011])。

Hi-net連続波形記録の精査により、遠地大地震から近地微小地震まで様々な規模の地震によって 誘発された微動活動を抽出し、その特徴を調査したところ、誘発された微動活動の位置は帯状の微 動発生域に一様に分布するのではなく局在化しており、そのほとんどが1時間以内に終息すること、 誘発要因となる地震のマグニチュードには震央距離に応じて下限が存在し、その値は通常の地震の 誘発現象で報告されているものより1から3 程度小さいことが明らかにされた。このことから微動 発生域が微小な応力変化に対して非常に敏感に反応することが示唆された(防災科研[課題番号: 3011])。

西南日本の微動については、上記以外にも、精力的な観測研究が行われている。紀伊半島南部で 実施した稠密自然地震観測(約60 km区間、観測点間隔:約1km)と定常観測データからトモグラ フィー解析を実施し、測線下のマントルウェッジに対応する深さ30-35 kmのP波速度は水平方向に 大きく変化し、クラスター状に存在している低周波地震発生域近傍でP波速度が小さくVp/Vs値が大 きくなる傾向が指摘された。これらの結果から低周波地震の発生には流体の関与が示唆され、フィ リピン海プレートから脱水した流体が存在すると思われる領域のみでマントルウェッジが蛇紋岩 化している可能性が示唆された(東京大学[課題番号:1415])。S波の振動方向を活用したメカニ ズムの解析手法を、2010年5月24日~28日に紀伊半島で発生した微動活動に適用した結果では、全 体として逆断層型が多く、微動は主にプレート境界で発生していることが示唆されるが、メカニズ ム解の傾斜角に着目すると、この地域のプレート境界の傾斜角(20°前後)に比べて若干高角であ る可能性が指摘された(産総研[課題番号:5007])。

三陸沖や西南日本以外の領域でも、非地震性すべりの時空間変化に関係する重要な知見が多数得 られた. +勝沖における超低周波地震を波形相関解析によって効率良く検出し、それらのセントロイド・ モーメントテンソル(CMT) 解を推定したところ、推定された超低周波地震の発震機構解は低角逆断 層型のものが多く、セントロイドの深さも周囲で発生する通常のプレート境界型地震と矛盾しない ことから、十勝沖の超低周波地震はプレート境界型であることが明らかにされた(図8,防災科研 [課題番号:3011])。

海洋プレートは陸の下に潜り込むときにその最上部がはがれ、上盤側プレートの底に付加される ことが知られており、この現象は『底付け作用』と呼ばれるが、深さ10 kmを越える深部での底付 けについては詳細な振る舞いは明らかでなかった。房総半島沖の深部反射法構造探査の結果と相似 地震を、相対比較を積み重ね詳細に比較したところ、相似地震がフィリピン海プレート最上部に分 布する火山性砕屑物・火山岩層(VCR 層)の下面に沿って分布することが明らかとなった(Kimura et al.,2010)。これは、現在活動的なプレート境界がVCR層の下面に位置することを示しており、深部 底付け作用に相当すると考えられる。一方、相似地震発生域の浅い側は房総ゆっくり滑り発生域に 対応し、巨大地震発生域の深部延長に相当する。房総ゆっくり滑りは平均6年間隔で繰り返すこと から、底付け作用の進行が間欠的であることが示唆された(防災科研[課題番号:3011])。

新たに開発した防災科研の震源カタログのすべてのイベントとの処理を行う相似地震モニタリ ングシステムにて、山梨県東部・神奈川県西部の地震密集域にて解析を行った結果、新たに平均繰 り返し間隔1年以上の定常型でスラスト型の発震機構解を持つものが見出され、深さ方向に約10 km の幅をもつ震源分布を示すことが明らかとなった。関東地方東部ではフィリピン海プレートが沈み こみ、相似地震はプレートの境界に沿って分布し、ほぼすべて定常的に繰り返し発生するのに対し、 関東地方西部では伊豆・小笠原島弧が衝突し、相似地震は伊豆・小笠原島弧より剥離し衝突付加す る上部地殻と中・下部地殻の間で発生する。このような発生場の違いが岩石組成、物理的状態の違 いを伴い、相似地震活動の違いを引き起こしている可能性が示唆された(防災科研[課題番号: 3011])。

GOENETによる断層すべりの検知能力の検討が行われるとともに、日本列島周辺のプレート境界面 上のすべり欠損分布を小領域6箇所および中領域3箇所の2つの空間スケールで定常的に推定す るシステムの構築が行われた。2003年十勝沖地震の余効変動のモニタリングに関しては、時間依存 インバージョンを用いて、地震発生以後現在まで余効すべり分布を推定された(図9)。地震発生後 7年強が経過しているが、現在も余効すべりは継続しているものと考えられる。2009年末に発生し た豊後水道ゆっくりすべりについても、時空間変化を時間発展のインバージョンで推定し、2009年 末から2010年3月くらいまで四国の南西部でゆっくりすべりが発生していたが、時間と共に豊後水 道の九州側にすべり領域が拡大していった結果が示された(国土地理院[課題番号:6014])。インド ネシア広帯域地震観測網のデータを、インターネットを用いて収集し、インドネシアとその周辺で 発生したマグニチュードが概ね5以上の地震についてCMT解を決定してホームページ上で公開した。 2010年10月25日にインドネシア・スマトラ沖で発生したマグニチュード7.6の地震の震源解析の 結果、約100秒の震源時間が見積られたが、この震源時間は、同規模の地震に比べて明らかに長く、 この地震が津波地震だったことが推定された(防災科研[課題番号:3012])。

ウ.ひずみ集中帯の成因と内陸地震発生の準備過程

これまで、内陸地震の断層直下等に存在する不均質構造や、その変形に起因すると考えられるひずみ速度の集中や応力集中が見出されてきたが、平成22年度においても、これまで発生した内陸大地震の震源域においていくつかの重要な成果が得られるとともに、ひずみ集中帯の成因に深く関係

する重要な知見が得られた。

北海道東部の活動的火山の間には、東北地方と違って脊梁山脈や火山をつなぐような活断層が存 在せず、内陸地震はカルデラ内部にのみに集中して発生するという特徴があるが、このような特徴 を生み出すメカニズムを明らかにするために、弟子屈・屈斜路カルデラ地域をテストフィールドと して高密度・高精度な震源分布・地殻構造・地殻変動・重力構造・地質地形・熱構造の解析が行わ れ、1938年の断層はリストリックな形態で東に傾斜し次第に低角化し水平に近づくがこの形態は地 下に連続しているとは考えづらいこと、1938年の断層域はカルデラ内でも非常に大きな重力勾配を 持ち広域的な基盤構造の構造境界をなしていること、高比抵抗域の中に低比抵抗領域が存在し、そ の低比抵抗帯の深さはSAR干渉解析で推定された変動源の深さとほぼ同じであり、地震の震源は低 比抵抗域の直上域に多く分布していることなどが明らかにされた(北海道大学[課題番号:1003])。

2008年岩手・宮城内陸地震後の長期的余効変動の時空間的変動パターンの特徴から、それが下部 地殻以深の粘性的応答によるものであると仮定し、最表層を弾性層その下層を粘弾性層として、弾 性層の厚さと粘弾性層の粘性係数をグリッドサーチによって推定し、それぞれ16-24 km、2.6-4.0 ×10¹⁸Pa・sの範囲内に推定された(図10)。本震発生後1.5 年間と2.2年間の二つの期間に分けて推 定された粘性係数を比較したところ、後者のほうが前者よりも約40%大きくなり、粘性層の構成則 が非線形である可能性が示唆された。また、震源域深部に反射法地震探査により報告されている反 射波を確認するとともに、活火山直下や震源域深部に高減衰域が確認された(東北大学[課題番号: 1207])。

合同余震観測グループによる多数の地震のメカニズム解の空間分布と揺らぎを利用して、起震応 力場と地殻強度から地下の流体の間隙圧の分布を求め、岩手・宮城内陸地震の震源域において、地 殻下部の地震波速度低速域(Okada et al.,2010)の上部に間隙圧が高い領域があることが推定され た(図11)。地下の高圧の流体が、本震を引き起こし、さらに本震すべりや余効すべりに伴って周囲 に拡散した流体により、複雑な余震活動が生じた可能性が示された(東北大学[課題番号:1207])。

同じく合同余震観測グループのデータにより、2008年6月15日~9月30日の期間に発生した3000個 以上の地震から低周波地震を抽出した結果、高周波地震と低周波地震の分布には明瞭な棲み分けが 見られ、低周波地震は、震源の深さ方向への広がりの中では相対的に浅い部分に分布することが示 された(図12、小菅,2011)。一方、余震域北端部に分布する低周波地震は、余効変動から推定され た非地震性すべり域の西側深部延長に分布していることが明らかにされた。この領域においては、 地震時すべりを生じた断層とその浅部延長にかけて、高周波地震の発生域、低周波地震の発生域、 非地震性すべり域へと系統的に移り変わり、上載圧の減少と間隙水圧の増加によって準静的すべり が促進されたことが示唆された(弘前大学[課題番号:1101])。

東北日本全域における変形と断層形成過程を解明するために、熱構造を考慮して非線形粘弾塑性 を考慮した有限要素法によるモデル化を行い、東北日本全域において、実際の地形とある程度調和 的な脊梁山脈の形成や脊梁山脈の両側に沿って断層が形成される様子が再現された(東北大学[課 題番号:1207])。

地殻流体に関して、長町利府断層地域の3次元比抵抗構造解析をさらに進め、脊梁の西側では下 部地殻がほぼ一様に低比抵抗を示すのに対して、長町利府断層深部延長に相当する1998年の仙台近 郊の地震(マグニチード5.0)の震源付近の深度10 kmには、低比抵抗異常が存在することが示され た。このことは、高角逆断層が破壊するために必要な流体が震源域に実際に存在していることを示 し、またその横方向の空間的な広がりが限られていることが示唆された(東京工業大学[課題番号: 2903])。 新潟-神戸ひずみ集中帯の成因に関して重要な知見がいくつか得られた。

GEONETデータによる新潟県から福島県に至る地殻変動速度プロファイルから、2002-2004年と 2008-2010年の2期間において太平洋側のひずみ速度は、海溝型地震の発生と余効すべりにより顕 著に変化したが、ひずみ集中帯でのひずみ速度はほとんど変わっていないことが示された(図13)。 この結果は、ひずみ集中帯での東西圧縮が太平洋プレートの沈み込みとは直接関係していないこと を示唆しており、ひずみ集中帯の成因を考える上で非常に重要な知見である(国土地理院[課題番 号:6015])。

新潟県柏崎-長岡間の水準路線において、平成19年新潟県中越沖地震後初めてとなる水準測量が 実施され、中越沖地震時に成長した小木ノ城背斜周辺では、顕著な地殻変動は見られなかったが、 西山丘陵東部の複数の背斜軸周辺の水準点においてわずかな隆起が観測されており、活褶曲の成長 に伴う地殻変動の可能性が指摘された(国土地理院[課題番号:6015])。

糸魚川 - 静岡構造線北部周辺のGPS連続観測点のデータ(1997年~2010年)の統一的な再解析を 実施し、従来の解析では不明瞭であった糸静線北部周辺の上下変動分布が明瞭に求められた(図14)。 飛騨山脈は最大4-5mm/年程度で隆起し隆起域の東縁は飛騨山脈と松本盆地の境界付近であること、 松本盆地は東下がりで傾動し松本盆地東縁断層の西側では1-2mm/年程度で沈降すること、松本盆地 東縁断層と小谷 中山断層に挟まれた大峰帯では顕著な上下変動は見られないこと、小谷 中山断 層の東側の褶曲帯では1-2mm/年程度の隆起が見られること、中央隆起帯では顕著な上下変動は見ら れないことが明らかになった。こうした地殻変動の特徴は地形・地質構造と整合的であり、飛騨山 脈や松本盆地、犀川沿いの褶曲帯などを形成したテクトニックな運動が現在も継続していることが 示唆された。松本盆地東縁断層を境として上下変動に差異が見られること、断層周辺に集中した水 平短縮が見られることなどを勘案すると、松本盆地東縁断層においては、西北西ー東南東方向の短 縮運動が深部クリープなどの非弾性的なプロセスで賄われているように見えるが、松本盆地の沈降 は堆積層の圧密により生じている可能性も考えられる(名古屋大学[課題番号:1705])。

長野県西部地震の震源断層近傍においても、非弾性的なプロセスに関する知見が得られた。地 震メカニズム解を用いた応力逆解析により、0.5 km刻みのグリッドでの応力場の3次元的な空間分 布を求め、Yukutake et al.(2010)が示したように、長野県西部地域の広い範囲では逆断層型だが 震源断層沿いにおいては横ずれ型の応力場が卓越すること、断層に沿った鉛直断面における応力場 とP 波速度偏差の分布の比較から、地震すべりが起こったと推定される領域では低速度で横ずれ型 であるのに対して、その東側では高速度で逆断層型であることが推定された(図15)。これらのデー タから、長野県西部地域の平均的な応力場はR(応力比)が0.5程度の逆断層型であるが、大すべり 域では、低速度異常の原因となった水の効果による非弾性変形が進んで水平面内の応力が減少する 応力緩和が起こっていたところに、深部すべりによる効果が加わって横ずれ型の応力場が形成され たこと、その東側の高速度領域では応力緩和が起こっておらず、水平面内最小圧縮応力の大きさが 鉛直応力を下まわらなかったため逆断層型の応力場であることが推定された(京都大学防災研究所 [課題番号:1808])。

変形が非弾性的なプロセスかどうかの決め手は応力変化である。阿寺断層周辺で採取されたコア 試料を用いた応力測定結果の再解析を行った結果得られた応力場は、改良された水圧破砕法により 測定された応力場と量的に一致することが示された(Yabe et al., 2010)。このことは、コア試 料を用いた応力測定法の信頼性は、改良された水圧破砕法と同程度であることが示唆された(東北 大学[課題番号:1207])。

内陸地震の断層への応力集中過程に関する定量的なモデルの構築のために、濃尾地震震源域で総

合集中観測が行われている。広域地震観測網と定常観測網のデータから、断層周辺の震源分布の全体的な特徴として、震源域北部から南部にかけて地震発生層の下限が徐々に深くなるとともに活動度が活発化すること、主要断層セグメントに対応して下に凸型の震源分布を示すことが明らかにされた。断層近傍に設置された稠密アレー観測を加えて断層近傍の精密トモグラフィー解析を行い、破壊開始点と考えられる震源域北西部(温見断層)の地震発生層深部には低速度体が存在し、地殻内流体の存在を示唆する結果が得られた(図16)。この低速度体の直上には顕著な高速度体が存在(X=-22~0 km)し、その中では地震活動度が低調であること、地表変位量が最大値を示す根尾谷断層の中央部でも地震活動度が相対的に低く、高速度体は深さ10 km以深に存在することなどから、これらの高速度体が、アスペリティに相当する可能性が高いことが推定された(東京大学[課題番号:1417])。

定常観測網及び本計画の広域及び稠密地震観測網データを用いたレシーバー関数解析により、震 源域の南東部の深さ約40 km付近に沈み込むフィリピン海プレートの海洋性地殻上面と海洋性モホ 面に対応する低速度・高速度の不連続面が明瞭に示された(図17)。東海地域において、海洋性地 殻は傾斜角約15度で北西方向に沈み込んでいるが、濃尾地域ではほぼ水平に沈み込んでいることが 分かった。南東部では深さ約30 kmに島弧側モホ面が存在するが、震源域北西部に向かってモホ面 が約25 kmと浅くなり、この浅くなったモホ面の浅部には、トモグラフィー解析で見つかった低速 度体が存在することから、濃尾地震の発生には、沈み込むフィリピン海プレートと島弧側地殻・上 部マントルの間の強い相互作用が働いている可能性が高いことが示唆された。また、メカニズム解 の解析により、濃尾地震断層周辺では横ずれ型と逆断層型の解が支配的で、ほとんどの地震のP 軸 の方位は、広域応力場と調和的な西北西~東南東、東~西、西南西~東北東を向くこと、応力降下 量は1.5-30 MPa であることが明らかにされた(東京大学[課題番号:1417])。

前計画で実施した跡津川断層域における総合集中観測については、トモグラフィー解析により、 10 km程度の分解能で不均質構造が推定され、跡津川断層帯直下の下部地殻は周囲(NKTZ内)に比 べさらに3-6%ほど低速度になっていること、跡津川直下の下部地殻は2-3 vol%、その周囲のNKTZ下 では0.8 vol%程度の流体があればこの速度低下を説明可能であること、NKTZの外、NKTZ内、跡津川 断層下と、階層構造になっていることなどが示された(東京大学[課題番号:1417])。

制御震源構造探査から、跡津川断層直下では基盤層の深さが浅く、深さ15 km程度から厚さ5-10 km の顕著なReflective Zone が見られること、Reflective Zone の位置は自然地震トモグラフィー解 析によって得られたS波の低速度域と調和的であることが示された。また、比抵抗構造探査から、 下部地殻から牛首断層、跡津川断層、高山-大原断層帯へと伸びる3つの低比抵抗域が得られている。 構造探査の反射法解析によって得られた顕著なReflective Zoneが、低速度構造や低比抵抗構造で あることから、下部地殻における流体の存在と大きく関係していることが明らかになった。しかし、 流体分布がどの程度局在化しているかどうかは、各々の観測の解像度を含めて更なる検討が必要で ある(東京大学[課題番号:1417])。

GPSによる詳細な地殻変動分布からは、断層の応力蓄積過程を反映した地殻変動分布に加えて、 跡津川断層両端に剪断ひずみの集中が見られること、跡津川断層の南側では西半分だけに剪断ひず みの集中が見られることが明らかにされた(Ohzono et al.,2011)。前者は、火山活動に関係して上 部地殻内で非弾性変形が進行していると考えられる。後者は、跡津川断層の南側に位置する高山-大原断層帯の断層トレースが跡津川断層の西半分の南側に分布していることに対応している可能 性がある。地殻変動の分布は各断層の地表トレースに対応したひずみ速度分布を示すことから、各 断層には独立した応力蓄積の仕組みを持っていると考えられ、下部地殻内における各断層の深部延 長で変形集中が生じているとするモデルと整合的である。また、この速度分布に基づいて各断層で 区切られた弾性ブロックの相対運動速度として各断層の平均変位速度を推定したところ、跡津川断 層で7-9 mm/年、牛首断層で2-3 mm/年、高山-大原断層帯で2-3 mm/年という値が得られた。これら の値は地質学的に推定された値と比較して系統的に2-3倍大きい。このことは、地殻で生じる変形 のうち長期的に主要活断層で解消される分は1/2~1/3程度で、残りは他の小断層や地殻全体の非弾 性的な変形によって賄われていることを示すと考えられる。こうした傾向はプレート境界域の特徴 と異なる日本列島内陸部の変形の特徴と考えられるが、他地域のデータとも比較した検討が今後必 要である(東京大学[課題番号:1417])。

これまでの観測で得られた知見を元に、内陸地震の応力集中メカニズム解明のため、断層の下部 延長だけでなく断層の両端の不均質構造も考慮できる有限要素モデルが作成された。Katsumata et al. (2010) によれば、跡津川断層周辺では横ずれ型、断層から離れると逆断層型の応力場となる が、このような特徴は、逆断層型の応力場を与えることにより、断層周辺の横ずれ型応力場を含め て再現できることが分かった。更に、下部延長の粘性の小さな領域の幅を変えて計算を行ったが、 応力場の推定結果の空間分解能が十分ではなく、下部延長の幅を拘束するには至っていない(東京 大学[課題番号:1417])。

濃尾地震震源域の総合集中観測の一貫として、濃尾地震断層から約20 km離れた中竜鉱山坑道内 において、地震計アレイ観測により100 Hzを超えてもなお十分なS/N比をもった記録が得られた(図 18)。アレイ近傍で発生した2 つの地震の記録から散乱体のイメージングを行い、濃尾断層と空間 的位置が対応する散乱体が深さ10 km 程度に見られること、アレイ直下深さ22 km、35 kmにも強 い散乱が見られること、これらの比較的深部の散乱体は低周波数帯で顕著であるがすべての周波数 でイメージされることなどから、かなり広い周波数帯域にわたって下部地殻が強い不均質をもつこ とが示された(九州大学[課題番号:2203])。

兵庫県南部地震で変位した野島断層の注水実験において、注水に伴い注水孔周辺で観測される自 然電位変動について、注水時に逆センスに変動する電極位置はローカルな自然電位異常の位置に相 当することが示された。このローカルな異常が過去にも存在したのか、あるいは2004年以降に出現 したのか、注水時の変動とどう結びつくのか等について検討により、今後の自然電位変動のモデリ ングの改善につながることが期待される。野島断層近傍の地表岩盤に設置されたアクロス震源の長 期連続運転により、P波、S 波走時ともに2000年~2011年にかけて約0.4%速くなったこと、振幅に ついては単調な増加・減少のトレンドは見いだせないこと、 2000年~2010年にかけて偏向異方性 には有意な変化は見られなかったこと、後続波部分における走時変化に関して2000年~2011年にか けて約0.1%速くなったことなどが推定された。後続波(散乱波)部分は直達波経路よりも数km 広 がった領域の速度変化を反映すると考えられるので、以上の結果は、野島断層の破砕帯近傍ではそ の周辺領域よりも速度変化(強度回復)が大きいことが示唆された(京都大学防災研究所[課題番 号:1807])。

エ.スラブ内地震の発生機構

北海道を含めた東日本陸域下では、スラブ内大地震の余震域を除いた場合でも、面間地震活動が 明瞭に存在することが示された(図19)。特に東北地方中央部~南部の前弧側、北海道東部前弧域 に集中しており、それらの場所は、海山地形の発達する領域のプレート沈み込み方向延長上に位置 していることから、面間地震の発生に岩石の脱水反応が関係していることが示唆された。東北地 方・北海道両地域でのスラブ内における応力の中立面の位置が、誤差を考慮しても東北地方と北海 道では中立面の深さが異なることが明らかとなった(Kita et al.,2010)。大地震の余震域は中立面 を越えておらず、スラブ内地震の破壊域の広がりが、スラブ内の応力場により規定されていること が示唆された(東北大学[課題番号:1208])。

東北日本前弧域における海底地震観測データに陸域地震観測によるデータを統合し、海溝下の地 震の震源決定および発震機構解の推定を行い、海溝下の正断層型のプレート内大地震である1933年 三陸沖地震の震源域において、上面と下面の間にも地震が発生しており、プレート境界から約15 km を境に浅部側に正断層型、深部側に逆断層型が分布することが分かった。この観測事実は、海溝近 傍のプレート内に形成される二重浅発地震面が、アンベンディングモデルによって説明可能である ことを示している(東北大学[課題番号:1208])。

北海道島弧会合部下で陸域定常観測網のデータのほかに合同観測データを加え、地震波速度構造 を求め、スラブ直上に存在する地殻物質の東縁は日高衝上断層に対応していること、日高衝上断層 を西縁とする日高変成岩帯下では、橄欖岩と考えられる地震波速度を持つ物質が通常の内陸地殻領 域まで深部から西に向かって斜めに貫入していること、特異に沈み込む地殻物質の構造を詳しく見 ると、高速度層と低速度層の互層になっていること、その互層の境界は陸上の地質構造線または活 断層の空間分布と対応していることなどが明らかにされた(図20、東北大学[課題番号:1208])。

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海域地震観測データを用いたトモ グラフィー解析により、南海トラフ軸周辺から紀伊半島下までにわたる範囲で精度の高い震源を求 め、潮岬沖南海トラフ軸から紀伊半島南西部を結ぶ直線を境界として、震源の主応力軸がおよそ30 度回転していることが分かった。この境界を挟んで沈み込むフィリピン海プレートのスラブ内で発 生している地震の深さが、境界より西側ではスラブ内の浅い場所で、境界より東側では深い場所で 発生していることが明らかにされた(東京大学[課題番号:1418])。

課題と展望

前年度に引き続き、平成22年度においても、重要な成果が数多く得られた。それらをまとめると ともに、今後の展望を述べる。

プレート境界のアスペリティと非アスペリティ領域の構造・状態の違いについて、沈み込むプレ ート境界において、断層の反射係数、断層面のマクロな形状、および断層の上盤の物性という3つ の要因がこの問題に関係していることを示唆する観測結果が得られていた。今年度においては、断 層の上盤の物性に関して、より高分解能の速度構造により、1978年の宮城県沖地震のアスペリティ 領域ではVp/Vsが小さいが、その浅部では大きいことが明瞭になった。断層面のマクロな形状に関 して、茨城沖では、沈み込んだ海山は、その地域でこれまで発生した大地震のアスペリティにはな っていないことが報告されていたが、日向灘においても、プレート境界の高まりがバリアとなり 1968年の地震の破壊が南側には伝播しなかった可能性が示唆された。アスペリティ周辺の応力状態 の空間変化に関して、宮城県沖において、1978年宮城県沖地震のアスペリティでは法線応力が相対 的に高いため強度が大きくなっていたことが推定された。

このように、これまで発生した大地震のアスペリティについて、プレート境界の上盤側が蛇紋岩 化していると推定される領域はアスペリティにはなっていないこと、プレート境界のマクロな形状 がアスペリティの拡がりを限ること、アスペリティでは法線応力が相対的に高いため強度が大きく なっていたことが指摘された。

プレート境界における非地震性すべりの時空間変化について、日向灘から奄美大島において、相

似地震群が定常的に繰り返しているかほとんど起こっていない領域では、これまで大地震の発生は 知られていないことが指摘された。また、西南日本の短期的ゆっくり滑りに関して、深部低周波微 動活動がそれに先行することが示された。また、微動発生域が微小な応力変化に対して非常に敏感 に反応することが示唆された。これらの知見は、短期的ゆっくり滑りの発生機構を解明する上で非 常に重要な知見であると考えられる。

ゆっくり滑りとアスペリティの相互作用に関して、三陸沖において、海溝近くから始まった非地 震性すべりが加速して、アスペリティ破壊と相互作用しながら大地震発生に至るというシナリオが 提出されている。宮城県沖の海底水圧観測等により、海溝軸近くのプレート境界断層における数日 間のゆっくりすべりで説明可能な変化が観測され、その断層の深部延長部で約1週間後にマグニチ ード6.1 の地震が発生した。これは、上記シナリオを支持する重要な知見であると考えられる。

内陸の不均質構造に関して、前計画で実施された跡津川断層断層域に加えて、岩手・宮城内陸地 震、濃尾地震震源域においても、系統的に深部の低速度域が見出された。跡津川断層断層域では、 比抵抗構造探査の結果から、下部地殻から牛首断層、跡津川断層、高山-大原断層帯へと伸びる低 比抵抗域が推定された。低速度域は低比抵抗域や顕著なReflective Zoneと調和的であり、また地 殻変動の分布はこれら各断層に対応したひずみ速度分布を示すことから、各断層は独立した応力蓄 積の仕組みを持っており、下部地殻内における各断層の深部延長で変形集中が生じているとするモ デルと整合的である。また、岩手・宮城内陸地震の余効変動の解析から、下部地殻の変形特性も推 定された。さらに、有限要素法により、メカニズム解の逆解析から推定された応力場を再現するモ デルも提出された。

ひずみ集中帯の成因について、新潟県から福島県に至る地殻変動速度プロファイルから、太平洋 側のひずみ速度は海溝型地震の発生と余効すべりにより顕著に変化したが、ひずみ集中帯でのひず み速度はほとんど変わっていないことが示された。この結果は、ひずみ集中帯での東西圧縮が太平 洋プレートの沈み込みとは直接関係していないことを示唆しており、ひずみ集中帯のモデル化を行 う上で、重要な拘束条件を与えるものである。

このように、ひずみ集中帯と内陸地震の発生の準備過程に関しては、下部地殻の不均質構造の変 形による上部地殻の断層への応力集中というシナリオに調和的な結果が系統的に得られ、定量的な モデルの構築も開始されている。不均質構造の形状や物性について、さらに空間分解能を上げて推 定するとともに、より定量的なモデルの構築を行うことが重要である。

北海道島弧会合部下で、橄欖岩と考えられる地震波速度を持つ物質が通常の内陸地殻領域まで深 部から西に向かって斜めに貫入していることや特異に沈み込む地殻物質の構造を詳しく見ると、高 速度層と低速度層の互層になっていること、その互層の境界は陸上の地質構造線または活断層の空 間分布と対応していることなどが明らかにされた。これらは、当地域でこれまで言われていたモデ ルとは異なる結果であり島弧の衝突を考える上で重要な知見である。今後の進展を期待したい。

スラブ内地震については、東北日本・北海道両地域での面間地震の発生に岩石の脱水反応が関係 している一方、スラブ内における応力の中立面の位置が、誤差を考慮しても東北地方と北海道では 中立面の深さが異なることが明らかとなった。大地震の余震域は中立面を越えておらず、スラブ内 地震の破壊域の広がりが、スラブ内の応力場により規定されていることが示唆された。三陸沖の海 溝近傍のプレート内に形成される二重浅発地震面が、アンベンディングモデルによって説明可能で あることも示された。スラブ内地震の発生ポテンシャル評価へ向けて今後の成果が期待される。

参考文献

- Hirose, H., and K. Obara, 2010, Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated non-volcanic tremor episodes in western Shikoku, southwest Japan, J. Geophys. Res., 115, B00A21, doi: 10.1029/2008JB006050.
- Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, and T. Maeda, 2010, Slow Earthquakes Linked Along Dip in the Nankai Subduction Zone, Science, 330, 1502.
- 海上保安庁,2010,宮城沖・福島沖における海底地殻変動観測結果,地震予知連絡会会報,84,98-102.
- 海上保安庁, 2011, 海底地殻变動観測結果, 地震予知連絡会会報, 85, 95-102.
- Katsumata, K., M. Kosuga, H. Katao et al., 2010, Focal mechanisms and stress field in the Atotsugawa fault area, central Honshu, Japan, Earth Planets Space, 62, 367 380.
- Kimura, H., T. Takeda, K. Obara, and K. Kasahara, 2010, Seismic Evidence for Active Underplating Below the Megathrust Earthquake Zone in Japan, Science, 329, 210-212.
- Kimura, T., K. Obara, H. Kimura, and H. Hirose, 2011, Automated detection of slow slip events within the Nankai subduction zone, Geophys. Res. Lett., 38, L01311, doi:10.1029/2010GL045899.
- Kita, K., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima, T. Matsuzawa, 2010, Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496, 68?82.
- 小菅正裕・2008 年岩手・宮城内陸地震合同余震観測グループ,2011,2008 年岩手・宮城内陸地震の低周波 余震,東北地域災害科学研究,47,(印刷中).
- Matsuzawa, T., N. Uchida, T. Igarashi, T. Okada, & A. Hasegawa, Repeating earhquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honsyu, Janan, Earth Planet Space, 56, 803-811, 2004.
- Okada, T., N. Umino and A. Hasegawa, 2010, Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan Seismogenesis related with magma and crustal fluid, Earth, Planets and Space, 62, 347-352.
- Ohzono, M., T. Sagiya, K. Hirahara, M. Hashimoto, A. Takeuchi, Y. Hoso, Y.Wada, K. Omoue, F. Ohya, and R. Doke, Strain accumulation process around the Atotsugawa fault system in the Niigata-Kobe TectonicZone, central Japan, Geophys. J. Int., doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04876.x, 2011.
- Sato, M., H. Saito, T. Ishikawa, Y. Matsumoto, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada, 2011, Restoration of interplate locking after the 2005 Off-Miyagi Prefecture earthquake, detected by GPS/acoustic seafloorgeodetic observation, Geophys.Res.Lett., 38, L01312, doi:10.1029/2010GL045689.
- Sekine, S., H. Hirose, and K. Obara, 2010, Short-term slow slip events correlated with non-volcanic tremor episodes in southwest Japan, J. Geophys. Res., 115, B00A27, doi:10.1029/2008JB006059.
- Yabe, Y., K. Yamamoto, N. Sato, and K. Omura, 2010, Comparison of stress state around the Atera fault, central Japan, estimated using boring core samples and by improved hydraulic fracture tests, EarthPlanets Space, 62, 257-268.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, J. Geophys. Res., 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- Yukutake, Y., Y. Iio, and S. Horiuchi (2010), Detailed spatial changes in the stress field of the 1984 western Nagano earthquake region, J. Geophys. Res., 115, B06305, doi:10.1029/2008JB006111.



図1.a) 宮城県沖地震震源域周辺におけるマントルウェッジ内のVp/Vs分布。プレート境界から5km以上浅部 に震源を持つ地震の震央を黒点で示す。赤色コンターはYamanaka and Kikuchi (2004) による1978年宮 城県沖地震のすべり量分布(東北大学[課題番号:1205])。



図2.宮城県沖における最大主応力軸(1)と最小主応力軸(3)がプレート境界面となす角度1 および3の空間分布。Yamanaka and Kikuchi (2004)による1978 年宮城県沖地震のすべり分布とプレート境界面の等深線をあわせて示す。右上に角度の測り方を示す(東北大学[課題番号:1205])。



図3.活動様式で色分けした相似地震群の震央分布(左図)と震央分布図で示されている6つの小領域ごとの 震源断面分布(右図)。 印は相似地震群の震源で,赤色は繰り返し型(R),青色はクラスター型(C), 白色はその他(0)である。震央分布図の 印は1923年以降に発生したM7.0以上の地震の震央(気象庁デー タ)である。また,断面分布図の灰色は鹿児島大学で決定された微小地震の震源,点線枠はプレート境 界外とした領域(鹿児島大学[課題番号:2301])。



図4.ユーラシアプレート安定域に対する速度ベクトル(陸上の黒い矢印は,国土地理院の電子基準点の速度 ベクトル)(海上保安庁[課題番号:8006])。



図5.(左)海底地殻変動観測点(菱形),体積ひずみ観測点(四角)および推定された断層モデルの分布図。 観測対象領域周辺の地震活動として気象庁一元化震源による震央を灰色の点で示す。海底および陸上で 観測された地殻変動後1ヶ月以内に海底観測点周辺で発生した地震の震央を丸で示す。特にM5.5 を超え る4つの地震については防災科研F - net により得られたモーメントテンソル解を併せて示す。2 観測 点間の相対水深変化と観測点周辺の地震活動。(右)2 観測点間の相対水深変化[(a)と(b)] と体積ひずみ 変化[(c)と(d)]。それぞれ1日間の平均と標準偏差を示す。圧力計および体積ひずみ計については機器 のドリフトに伴う見かけの変動を取り除いて示す。(c)については同一地点で観測された気圧変化(灰 色の線)を併せて示す。(a)と(c)に示す期間について地殻変動が観測されている期間を拡大して(b) と (d)にそれぞれ示す。推定した断層モデルから予測される圧力差変化および体積ひずみ変化を破線で示す (東北大学[課題番号:1206])。



図6.(上):2001 年から2010 年はじめまでのスロー地震の活動の推移。(下): 南海地震とスロー地震群 の位置図。(上)黒の点はGEONET大月観測点(位置は下図に表示)の位置の東方向への動き,赤と青の 線は,それぞれ下図の赤と青の点で示した位置の深部低周波微動の積算発生回数,ピンクの線は下図の ピンク色の円で示した場所の浅部超低周波地震の積算発生回数。灰色の影をつけた期間が,長期的ゆっ くり滑りの期間を示す。(下)南海地震とスロー地震群の位置図。紫のコンターは,1946年南海地震の 食い違い量分布。深部低周波微動の震央を橙・赤・青点で示す。豊後水道付近の微動(赤および青点) の活動度を上図に示した。ピンク色の四角の領域は豊後水道ゆっくり滑りのすべり領域。浅部超低周波 地震の発生領域を灰色およびピンク色の円で示す。そのうちピンク色の円で示した領域の活動度を上図 に示した(防災科研[課題番号:3011])。



図7.短期的ゆっくり滑りの自動検出例。2007 年3 月のイベント時の1 日毎の結果。色のついた四 角が検出されたSSE 断層の位置で,色はモーメント解放レートを示す。青丸は深部低周波微動 の震央(防災科研[課題番号:3011])。



図8.推定された発震機構解の分布。超低周波地震および通常の地震について,CMT解析によって 推定された発震機構解(最適なダブルカップル解)をセントロイド位置に示す。カラースケー ルはセントロイド深さを表し,超低周波地震は濃い色で通常の地震は淡い色でそれぞれ示す (防災科研[課題番号:3011])。



図9.2003年十勝沖地震以後の余効すべり分布(国土地理院[課題番号:3012])。



図10.岩手・宮城内陸地震の震源域とその周辺におけるN107°E 方向のプロファイル上にプロット された水平・上下変動成分。期間は本震後60日から547日まで。水平変動成分はN107°E 方向 の成分を示している。赤の曲線は,推定された最表層の弾性層の厚さとその下層の粘性係数に よって計算された値を示す(東北大学[課題番号:1207])。



図11.岩手・宮城内陸地震の震源域とその周辺における深さ10km におけるS 波速度偏差と (= p/n)の分布。S 波速度偏差 (Okada et al., 2010)をカラースケールで示す。 色のついた四角は,の平均値を求めたグリッドを表わし,カラースケールで の平均値を示す。ここではS(= 3 / (1 - 3))を1.0 と仮定した場合を示す。本震震央と火山の位置を,黄色の星と赤色の三角で示す。黒色の太実線・細実線はそれぞれ県境と活断層を示す(東北大学[課題番号:1207])。



図12. 岩手・宮城内陸地震の余震分布。平面図において丸印は低周波地震の震央を表す。断面図は平面図の 青枠内の地震を東南東から投影したもので,上から順に,高周波の地震,実体波・コーダ波ともに低周 波の地震,及びコーダ波部分が低周波の地震の深さ分布を示す。灰色の十字は通常の地震,星印は本震 の震源を表す。丸の色は周波数偏差を示す(弘前大学[課題番号:1101])。



図13. GEONETデータによる新潟県から福島県に至る地殻変動速度プロファイル(国土地理院[課題 番号:6015])。



図14.糸静線北部周辺の地殻変動速度分布。赤三角は隆起を,青三角は沈降を表す(名古屋大学[課題番号: 1705])。



図15.1984年長野県西部地震の断層に沿った鉛直断面における応力場と速度構造。上:応力場に重ねたコン ターはYoshida & Koketsu(1990) によるすべり量分布。下: P 波速度偏差。赤が低速度,青が高速度, 黒線は精度のある範囲(京都大学防災研究所[課題番号:1808])。



図16.濃尾地震震源断層沿いのP波速度構造の深さ断面図。濃尾地震に関連した主要活断層の位置と 地表変位量を参考のために上図に示す(東京大学[課題番号:1417])。



図17.濃尾地域と東海地域で得られたレシーバー関数の深さ断面図。黄色の 印は微小地震の震源, 白い 印は深部低周波地震(LFE)の震源を表す(東京大学[課題番号:1417])。



図18.濃尾地震断層から約20 km離れた中竜鉱山坑道内における地震計アレイ観測による波形。100 Hzを超えてもなお十分なS/Nをもった記録が得られた (九州大学[課題番号:2203])。