

## 1.(3)「地震破壊過程と強震動」研究計画

大地震の破壊過程を詳しく調べることによって、断層面上のアスペリティやその周辺の不均質な応力降下の分布が得られる。このような情報を蓄積することにより、大地震発生に先立って震源域における破壊開始点やアスペリティ周辺の応力及び強度に関する特徴を知ることができる。また、アスペリティの分布やその活動の再来性の理解が進めば、単に地震規模の予測だけでなく、大地震時の強震動生成域の分布についても定量的評価が可能になる。そのためには、震源過程の複雑さとともに、波動伝播への地下構造の影響を評価することも重要である。

このような観点から、平成 19 年度は三次元地下構造や新しい種類のデータを導入することなどにより震源過程解析の高度化を一層進めるとともに、実際の地震への適用を引き続き推進した。その結果得られるアスペリティの微細構造を微小地震分布や構造探査結果等と比較して、アスペリティの特性の解明を引き続き進めた。このアスペリティ分布とプレート境界や断層周辺の構造及び地震活動との関係を調べるとともに、震源域での地震波速度、重力、比抵抗、微小地震活動等の測定・観測及びデータ解析を引き続き実施した。こうしたアスペリティ研究や強震動予測の高度化のためには、高精度の地下構造モデルの構築や、強震観測の拡充・整備が欠かせず、これらの研究及びその成果に基づいた強震動予測の実証的研究を引き続き行った。

### ア．断層面上の不均質性

(解析手法やデータの高度化による詳細なアスペリティ分布の把握)

静穏だった平成 18 年度と比べ、平成 19 年度は被害地震が続発したため(2007 年能登半島地震と 2007 年新潟県中越沖地震)手法開発は一時中断し、これら地震の震源過程の解析に注力した。2007 年新潟県中越沖地震は、非常に厚い堆積層を伴った複雑な地下構造の地域で発生した。共役な断層面二面(南東傾斜面と北西傾斜面)のうちどちらが真の震源断層面かを明らかにするため、以前に開発して安定した結果を出せる一次元速度構造逆解析を観測点ごとに行った上で、震源過程逆解析を行った。また、経験的グリーン関数(地震波伝達関数)法による広帯域地震動シミュレーションや、海底地震観測データの解析結果を参考にして余震分布の再検討もを行い、2007 年新潟県中越沖地震の主要な震源断層面は南東傾斜面であることを示した(図 28)(東京大学地震研究所[課題番号:1407]、Koketsu et al., 2007)。

(プレート境界のアスペリティと構造不連続・地震活動度)

2003 年(平成 15 年)10 月 31 日に発生した福島県沖の地震(M6.8)の滑り分布を、遠地地震波形逆解析により推定した(図 29)。滑り域は 10km×10km 程度を持つ複数の領域からなることが分かった。滑り域全体の広がりや余震分布の広がりとおおむね一致する。滑り域と海底地形の比較からこの地震を起こしたアスペリティの原因として沈み込んだ海山が原因である可能性が挙げられる。2008 年 1 月 11 日に発生した岩手県釜石沖の地震の滑り分布を、近地広帯域地震波形逆解析により推定し、暫定的な結果ではあるが、前回(2001 年)・前々回(1995 年)の地震の滑り域とはほぼ重なることを確認した(図 30)。このことから一連の釜石沖の繰り返し地震が同じアスペリティの繰り返し滑りであることを確認した。(東北大学[課題番号:1204]、米原・他, 2008、島村・他, 2008)。

2007 年 3 月 25 日 9 時 41 分に能登半島西岸域で発生した 2007 年能登半島地震の震源破壊過程を強震速度記録と GPS 変位記録を用いた同時逆解析によって推定した。強震記録については、震源域周辺の K-NET(防災科学技術研究所の強震観測網)及び KiK-net(防災科学技術研究所の基

盤強震観測網)の観測点12点で得られた速度波形記録のS波部分(0.05~1Hz)を使用した。GPS記録については、震源域周辺のGEONET18点で公表されている日々の座標値から地震時の静的変位量を求め、逆解析のデータセットとした。余震の速度波形のシミュレーションに基づいて、それぞれの強震観測点に対し次元速度構造モデルを推定し、震源逆解析におけるグリーン関数の計算に使用した。図31に推定された最終滑り分布を示している。破壊開始点付近から浅い側にかけて滑りの大きな領域が広がっている。地表付近の滑りが大きくはないことは、顕著な断層変位が震源域の陸上でも海底でもみられていないことと調和的である。破壊開始点付近では約135度の斜めずれであるのに対し、浅い部分では横ずれ成分が卓越している。断層全体の平均滑り量は1.1m、地震モーメントは $1.6 \times 10^{19}$  Nm ( $M_w$  6.7)と推定された。全体の破壊継続時間は約9秒である(京都大学防災研究所[課題番号:1808]、岩田・浅野, 2007)。

#### イ．強震動シミュレーション・強震動予測

2007年新潟県中越沖地震における、関東平野での長周期地震動の生成伝播特性を、K-NET、KiK-net、SK-net(首都圏強震動総合ネットワーク)強震観測データ解析と、強震動シミュレーションの比較から詳しく調査した。首都圏・甲信越地方の地下構造モデルを用いたシミュレーションを実施し、関東平野での長周期地震動の再現を確認した。また、2004年新潟県中越地震との比較から、都心部で生成する周期3~8秒の表面波の波形性状の再現性を確認した。これより、大地震の震源の位置と規模が特定できれば、平野で生成する長周期地震動を高精度に予測可能であることが確認できた。2007年能登半島地震のシミュレーションを実施し、震源~静岡方向に伝わる周期2秒以上の地震動を良く再現できた。しかし、震源~関東平野の方位では、糸魚川-静岡構造線を通じた直後に波形の一致が急激に悪化し、現在の地下構造モデルの知見では、周期5秒以上の表面波伝播が正しく評価できない問題が明らかになった(図32)。今後、地下構造モデルの修正を進めるために構造線付近の地下構造探査の強化が必要である(東京大学地震研究所[課題番号:1408]、古村, 2007)。

長周期地震動予測研究に関しては、石狩-<sup>ゆうほう</sup>勇払地域、濃尾地域、新潟地域、大分地域について実施した。石狩-勇払地域では、石狩港付近で見られる地震動増幅の成因を考察した。濃尾地域では水平成層構造と地盤構造を考慮した計算結果と比較し、地盤構造の与える影響について考察した。新潟地域については、平成18年度に収集した地下構造情報をまとめ、地質的知見をもとに作られた暫定構造モデルの修正を行った。大分地域については探査結果をもとに地下構造モデルを作成し、想定南海地震の予備的な地震動計算を行った(産業技術総合研究所[課題番号:5006])。

#### 課題と展望

「地震破壊過程と強震動」研究計画の第一の目標は、地震の破壊過程を詳しく調べることである。この目標のため、地震波伝達関数の精度を高める様々な手法(現実的な三次元構造の導入、構造モデルの逆解析、経験的グリーン関数など)を開発したので、最近の地震(2007年能登半島地震、2007年新潟県中越沖地震など)に適用し、アスペリティの詳細分布を得た。この分布を今後、DDトモグラフィ法等で得られる高精度の地震波速度構造などと比較することになる。それにより地震波の高速度領域がアスペリティに対応するという結果が再び確認されれば、アスペリティの位置の予測という面での長期的な地震予知や強震動予測を実現する可能性を見出したことになるであろう。

このほか、強震動予測の面では特に、長周期地震動の予測に必要な、各地の堆積平野の地下構

造モデルが構築されつつあるとともに、2007 年能登半島地震や 2007 年新潟県中越沖地震の観測記録を用いた実証的な研究が行われた。

#### 参考文献

古村孝志, 能登半島地震の長周期地震動: 関東平野にはどう伝わったか, サイモ, 11, 7, 6-7, 2007.

岩田知孝・浅野公之, 震源過程から見た特徴, 2007 年能登半島地震の解明を目指して, 第 35 回地盤震動シンポジウム, 7-12, 2007.

瀧藤一起, 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層面, サイモ, 12, 2, 6-7, 2008.

Koketsu, K., H. Miyake and K. Hikima, Source Inversion for the 2007 Chuetsu-oki, Japan, Earthquake: A Case of Difficulty Determining the Source Fault Plane, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract S54A-05, 2007.

島村浩平・岡田知己・内田直希・松澤暢・河野俊夫・長谷川昭, 2008 年 1 月 11 日に釜石沖で発生した地震と過去の釜石沖の繰り返し地震の破壊域の比較, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会講演予稿集, S142-P005, 2008.

米原みずき・岡田知己・八木勇治・対馬弘晃・日野亮太・海野徳仁・長谷川昭, 2003 年福島県沖に発生した地震 (M6.8) の地震時滑り分布- 海山・アスペリティ仮説の検討, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会講演予稿集, T229-P001, 2008.

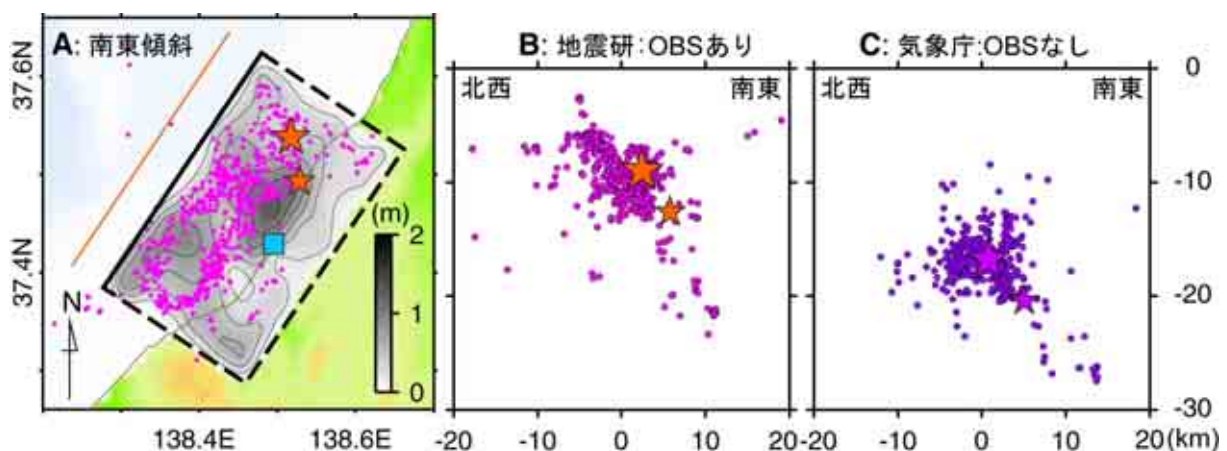


図 28: (A) 海底地震計データを加えた震源再決定による余震分布( )と本震( )および Mw 4.4 余震( )の震央位置。本震の滑り量を等値線(コンター)で示した。 は柏崎刈羽原子力発電所。(B) 再決定された余震分布( )の南西方向から見た断面図と本震( )および Mw 4.4 余震( )の震源位置。(C) 気象庁一元化震源の場合(東京大学地震研究所[課題番号: 1407] 瀧藤, 2008)。

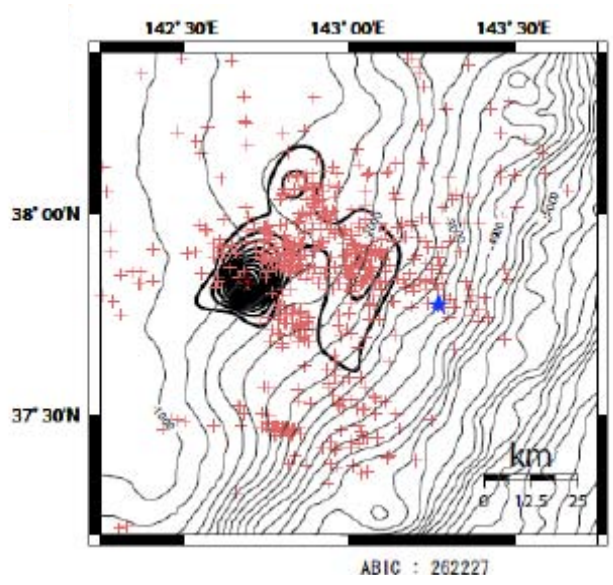


図 29：遠地震波形逆解析により推定された 2003 年 10 月 31 日の福島県沖の地震 (M6.8) の滑り分布 (太線の等値線)。細線は海底地形を表す (東北大学 [課題番号 : 1204]、米原・他, 2008)。

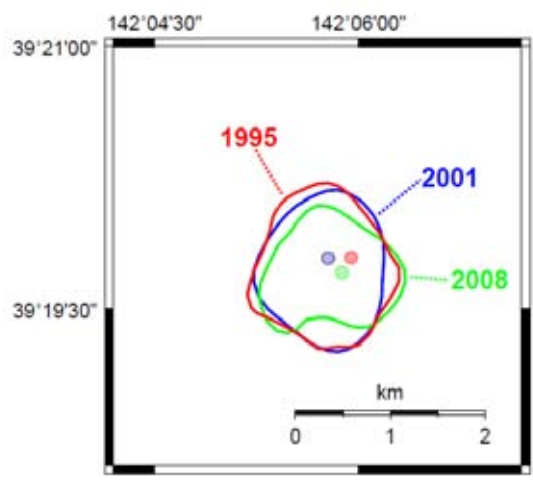


図 30：釜石沖で 1995 年、2001 年、2008 年に発生した M4.9 前後の地震の滑り量分布の暫定結果。それぞれの地震の最大滑り量の 25% の等値線を実線で示す。小さな丸は破壊開始点の位置を示す (東北大学 [課題番号 : 1204]、島村・他, 2008)。

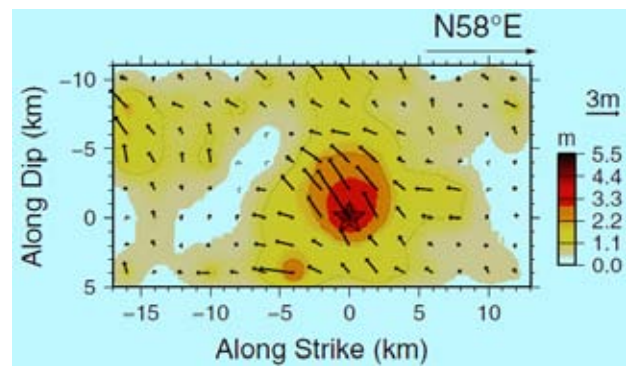


図 31：2007 年能登半島地震の滑り分布 (京都大学防災研究所 [課題番号 : 1808]、岩田・浅野, 2007)。

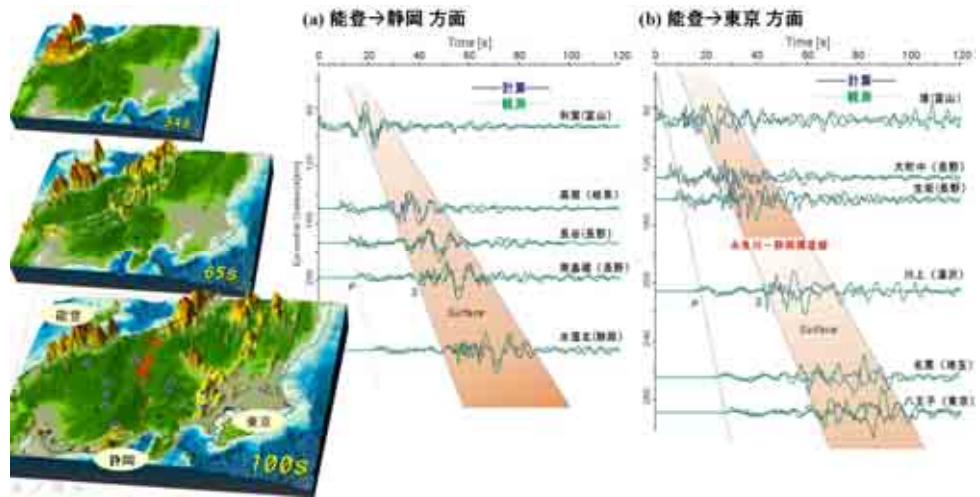


図 32 : 2007 年能登半島地震のコンピュータシミュレーションと長周期地震動の伝播と発達特性、(a) 能登(震源)~静岡方面、(b)能登~東京方面。計算(紫線)と観測(緑線)の比較(東京大学地震研究所[課題番号:1408]、古村,2007)。