

12 - 7 東北日本背弧域での震源断層モデルの構築と実施した リスクコミュニケーション会議

Seismogenic source faults in the backarc region of Northeast Japan and hosted risk communication meetings

佐藤比呂志^{1,2}・石山達也²・野徹雄³・加藤直子⁴・小平秀一³・佐藤 壮⁵・松原 誠⁵
¹静岡大学・²東京大学地震研究所・³海洋研究開発機構・⁴日本大学・⁵防災科学技術研究所
 Hiroshi Sato^{2,3}, Tatsuya Ishiyama¹, Tetsuo No³, Naoko Kato⁴, Shuichi Kodaira³, Makoto Matsubara⁵
¹Shizuoka University, ²Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
³Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, ⁴Nihon University,
⁵Japan Meteorological Agency, ⁶National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

1. はじめに

上盤プレート内の震源断層のモデル化は、強震動や津波予測の基本的なデータとして、また地震の長～中期予測の上からも重要なものとなってきている。沈み込み帯において上盤プレート内の応力状態は、プレート境界での固着の状態に大きく支配される。したがって、上盤プレート内地震の予測には震源断層への応力蓄積を明らかにすることが重要な課題となる。これらの定量的な解析を行うためには、プレート境界を含む広範囲での物理モデルでの計算と震源断層の形状モデルの構築が必要となる。2013年から2021年の8ヶ年に渡って実施された「日本海地震・津波調査プロジェクト」において、反射法地震探査が実施され、これらの資料や地震学的な情報を元に、震源断層の矩形モデルが構築された¹⁾。また、東北日本の陸域では1996年以降、反射法地震探査を基軸として活断層の深部形状についての資料収集を継続的に実施してきた。こうしたデータに変動地形・地表地質・重力異常などのデータを加えて、陸上の震源断層についても矩形モデルを作成した²⁾。ここでは、陸域も含めた東北日本背弧域の震源断層の形状モデルとそれらの特徴について述べる。また、「日本海地震・津波調査プロジェクト」の中で地域の防災担当者とともに実施した地震・津波についての地域研究会（リスクコミュニケーション会議）について簡単に紹介する。

2. 震源断層モデルの構築

日本海地震・津波調査プロジェクトでは、震源断層モデルの構築を目的として、海域での大容量エアガンと長大ストリーマケーブルを使用した構造探査、海陸境界域や沿岸平野部での構造探査を実施した。東北日本沖や新潟地域の陸域については、ひずみ集中帯の重点的調査・観測プロジェクトの一環として反射法地震探査が実施されている。断層モデルの構築に当たっては、音波探査や変動地形学的に得られている活断層の情報を重視し、既存の利用可能な資源探査関係資料・重力異常や地質情報を総合的に検討して矩形モデルを作成した。断層の下限は、基本的にはHi-netなどの地震観測網により求められD90に従ったが、資料の乏しい海域については推定構成岩石のレオロジーや断層の深部形状を考慮して推定した。また断層のすべり角については、断層の姿勢をもとに、Terakawa & Matsuura (2010)³⁾の応力テンソルから求めた。断層の長さは断層面の形状の連続性を重視して設定しており、最大規模の津波の推定を目的とした日本海検討会(2014)⁴⁾の断層モデルとは異なる。

3. 震源断層の特徴

東北日本の震源断層は、そのほとんどが日本海形成期に形成された地殻構造と大きな関連を有している。全体的には図3に示すような、3つのタイプに分けて理解することが可能である。一つ目は、陸域や大陸地殻の分布域では最も一般的な、日本海形成期の伸張変形で形成された正断層が、その後の短縮変形によって反転したタイプである。こうしたハーフグラベンが反転した断層は、北上低地帯の断層群などで明瞭である⁵⁾。上盤側に相対的に若い地層が厚く堆積しており、地震探査では低速度層の増加や負の重力異常として現れる場合が多い。複数のドミノブロックを形成する場合には、ブロックの回転により盆地中央部に近づくと断層はより低角度となる。全体として40度から50度の傾斜を示すことが多いため、ハーフグラベン起源の断層については45度の傾斜角を推定した。地震発生層の厚さは15 km以下であることが多い。

二つ目は、新潟や秋田 - 山形堆積盆地などの日本海拡大時の中絶リフト周辺の断層群である。新潟 - 北部フォッサマグナ、秋田 - 山形堆積盆地では、厚い新第三系堆積物、新第三系泥岩中のデタッチメントによる断層関連褶曲の形成が顕著である。こうした背弧リフトでは、苦鉄質岩の進入に伴い下部地殻のP波速度が増大している。苦鉄質岩に富む領域は上に凸の形状を示し、花崗岩質の地殻上部との境界部はリフト外側に傾斜する物質境界をなしている。これが新期の短縮変形により、大規模な楔型の逆断層を形成している。2007年中越沖地震の震源断層など、こうした背弧中絶リフト帯境界部の断層は30度程度の低角度の断層形状を示す。長野平野西縁断層帯は大規模な楔型逆断層の例で、浅部では北西傾斜の逆断層として現れるが、より深部の震源断層は南東傾斜の逆断層になっている。こうした断層システムでは下位の断層を、震源断層として評価した。地震発生層の厚さは17 kmとした。

三つ目は大陸地殻・海洋地殻境界の断層である。日本海の海洋地殻は日本海盆のような通常の厚さの海洋地殻と大和海盆のように厚い海洋地殻、そして大陸地殻から構成される。それぞれの地殻はリフティングにともなって形成され、境界部には物質境界に起源をもつ逆断層が形成されている⁶⁾。こうした断層は、25～30度の傾斜を示している。地震発生層の厚さは17 kmとした。

4. 震源断層の評価に向けて

上盤プレート内の応力状態は、プレート境界での固着状態に大きく支配されており、震源断層の周期的な挙動を期待することはできない。一方、地殻変動観測の向上と、それらを統合的に説明するための物理モデルの伸展により、震源断層にかかる応力蓄積レートは、数値的に推定することができる⁷⁾。断層の物理特性は、断層毎に異なるが、変動地形学的あるいは地質学的に推定可能な断層のスリップレートは、基本的には断層の強度と見なすことができる。こうした情報を統合させて、M7クラスの上盤プレート内地震の中期予測や震源断層の評価を行っていくことが今後の重要な課題となる。海陸境界部や平野下の伏在断層についての情報は未だ不十分であり、今後も情報収集が必要である。

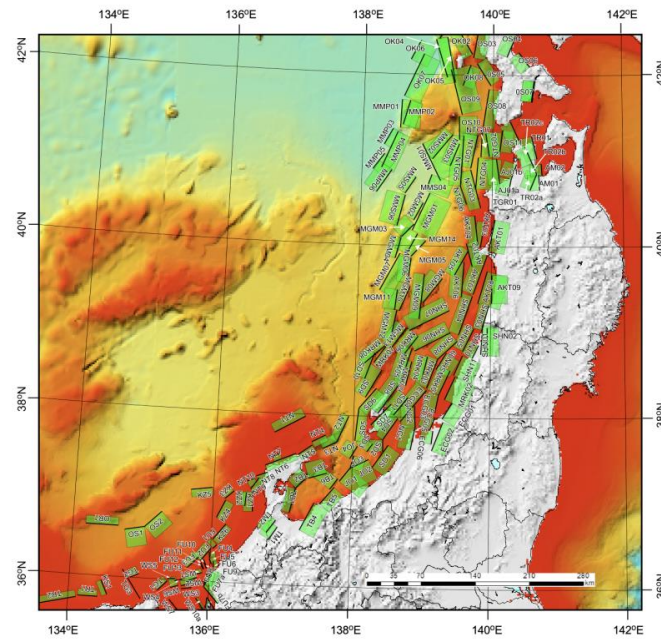
5. 日本海地震・津波調査プロジェクトで実施したリスクコミュニケーション会議

2011年東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波による甚大な被害から、日本海沿岸でも発生する地震・津波についての対応が迫られていた。「日本海地震・津波調査プロジェクト」では、道府県の防災担当者と地域研究会（リスクコミュニケーション会議）を開催し、防災力の向上を諮った。この会議には地方自治体や地方整備局の防災担当者、気象台・海上保安庁などの国の関係機関、ラ

イフライン事業者、地域防災の関係者、大学研究者などに参加いただいた。発生する地震・津波についての情報共有を行うとともに、防災上の問題について議論した。9 道府県で計 45 回開催し、複数の道府県にまたがる広域研究会も 4 回開催した。延参加者数は 2143 名である。この他、一般市民への講演を中心とした防災フォーラムも 11 回開催し、延 3512 名の参加を得た。こうした会合を通じて、太平洋側とは異なる日本海側の地震・津波の特徴についての理解が進むとともに、担当者間での情報交換の重要性が認識された。また、プロジェクト成果の防災対策への活用も諮られた。

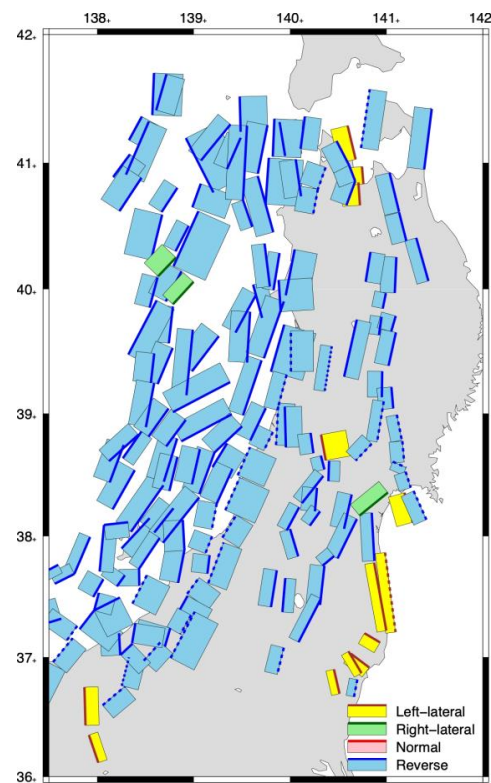
文献

- 1) 佐藤比呂志, 石山達也, 加藤直子, 野徹雄, 石川正弘, 松原誠, 越谷信, 豊島剛志, 小林健太, 小菅正裕 (2021), 断層モデルの構築, 令和 2 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 259-280.
- 2) 佐藤比呂志, 石山達也, 橋間昭徳, 加藤直子, 越谷 信, 松原 誠 (2022), 東北地方陸域の震源断層モデル, 日本地球惑星科学連合 2022 大会予稿集, SCG50-07.
- 3) Terakawa, T., and M. Matsu'ura (2010), The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, **29**, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- 4) 日本海における大規模地震に関する調査検討会 (2014), 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書, 43p.
- 5) Kato, N., H. Sato and N. Umino (2006), Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan, *Journal of Structural Geology*, **28**, 2011-2022.
- 6) No, T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H. Sato, N. Takahashi, Y. Kaneda (2014), The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **400**, 14-25.
- 7) 橋間昭徳, 佐藤比呂志, 石山達也 (2022), 日本海溝におけるプレート間相互作用による東北日本背弧域の震源断層への応力蓄積, 予知連会報, (本巻).



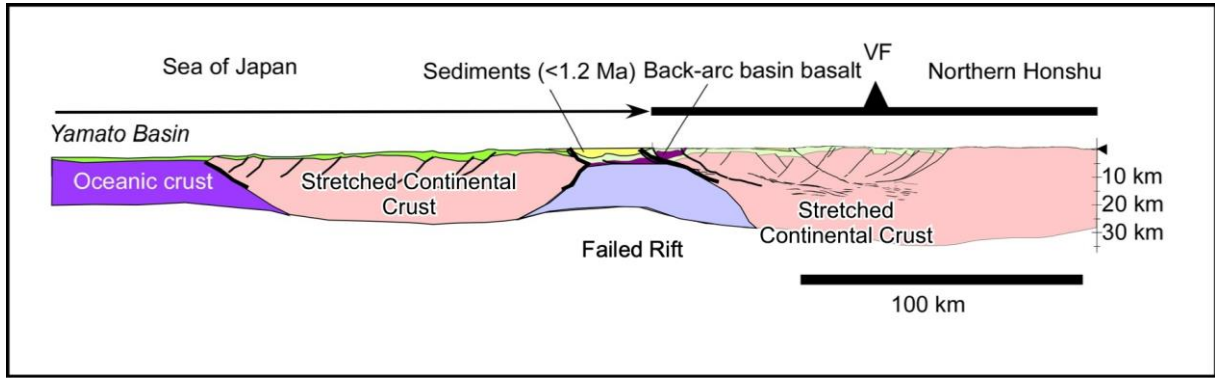
第 1 図 東北日本沖の日本海と沿岸の震源断層の矩形モデル (佐藤ほか, 2021¹⁾による)。黄緑色の矩形: 断層面, 黒実線: 断層面の上端。

Fig. 1 Distribution of seismogenic source faults in the eastern part of Sea of Japan and its coastal area after Sato et al. (2021)¹⁾. Yellow green rectangle: source fault, Thick black line: top edge of a source fault.



第 2 図 東北日本背弧域の震源断層の矩形モデル. 佐藤ほか (2022) による. 断層のタイプは, Terakawa and Matsu'ura (2010)³⁾の応力テンソルにより求めた. 矩形: 断層モデル, 太実線: 断層面の上端, 太破線: 伏在する断層面の上端.

Fig. 2 Distribution of seismogenic source faults in the backarc region of Northeast Japan after Sato (2022). Type of faults were determined using stress tensor proposed by Terakawa and Matsu'ura (2010)³⁾. Rectangle: source fault, Thick solid line: top edge of a source fault, Thick broken line: top edge of a blind source fault.



第 3 図 東北日本背弧域の地殻構造概念図。伸張変形を受けた大陸地殻、中絶リフト、日本海の海洋地殻に大別される。

Fig. 3 Schematic illustration of the crustal structure of the backarc of Northeast Japan. The crustal structure is divided into three parts; stretched continental crust, failed rift and oceanic crust.