

3. 2. 5 津波波源モデル・震源断層モデルの構築

3. 2. 5. 1 断層モデルの構築

目 次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 8か年の年次実施計画
 - 1) 平成25年度
 - 2) 平成26年度
 - 3) 平成27年度
 - 4) 平成28年度
 - 5) 平成29年度
 - 6) 平成30年度
 - 7) 平成31年度
 - 8) 平成32年度
- (e) 平成25年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の実施方法と成果
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献
- (e) 成果の論文発表・口頭発表等
- (f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：断層モデルの構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
	助教	石山 達也
	特任研究員	加藤 直子
海洋研究開発機構地球内部 ダイナミクス領域	技術研究 副主任	野 徹雄
横浜国立大学	教授	石川 正弘
防災科学技術研究所	主任研究員	武田 哲也
岩手大学工学部	准教授	越谷 信
新潟大学理学部	教授	豊島 剛志
中部大学工学部	教授	工藤 健

(c) 業務の目的

サブテーマ 3.2 で得られる成果と日本海とその沿岸における既存の資料を総合させて、津波及び強震動の予測に必要な断層の形状モデルを構築する。初年度に初期モデルを構築し、調査の進展に従い逐次更新する。3.3 の津波予測・強震動予測の結果と、3.2.1 の歴史地震・古津波調査の結果を総合に検討し、妥当な震源断層モデルを構築する。

(d) 8か年の年次実施計画

1) 平成 25 年度：

ひずみ集中帯プロジェクトで収集したデータを含め、石油公団・産総研の反射法地震探査資料・海底地形データを含めて、海域の津波波源・震源断層の主要断層線と傾斜を推定し、日本海とその沿岸域の断層の初期モデルを構築する。

2) 平成 26 年度）：

平成 25 年度に実施した沿岸および海陸統合構造調査の成果を、日本海と沿岸域の断層の初期モデルに反映させる。地震活動の情報（3.2.5.2）、構成岩石モデル（3.2.5.3）の成果とともに、断層モデルを更新する。

3) 平成 27 年度：

若狭湾～鳥取県沖の沿岸海域と能登半島北方の沖合反射法地震探査データをもとに、断層モデルを修正する。

4) 平成 28 年度：

島根県沿岸から対馬海盆南部、大和海盆において、構造調査データにもとづいて断層モデルを修正する。

5) 平成 29 年度：

山口県～九州北部沖から対馬に至る海域において、断層モデルを修正し、能登半島沖以西の海域および沿岸の断層モデルを完成させる。

6) 平成 30 年度：

北海道北部日本海域と沿岸において、断層モデルを修正する。

7) 平成 31 年度:

北海道南部沖日本海域と沿岸において、断層モデルを修正する。

8) 平成 32 年度:

東北日本沖と東北日本の沿岸域の断層モデルを修正し、日本海および沿岸域の波源・震源断層モデルを完成させる。

(e) 平成 25 年度業務目的

ひずみ集中帯プロジェクトで収集したデータを含め、石油公団・産総研の反射法地震探査資料・海底地形データを含めて、海域の津波波源・震源断層の主要断層線と傾斜を推定し、日本海とその沿岸域の断層の初期モデルを構築する。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」プロジェクトで取得した反射法地震探査断面、石油公団の反射法地震探査断面、海底地形、産総研の活断層トレースについて、日本列島周辺の日本海について検討を行い、断層の矩形モデルを作成した。

(b) 業務の実施方法と成果

日本海東縁部には多数の活断層が存在し、津波の波源となっている。これらの活断層から発生する津波を予測することは、日本海沿岸の防災対策上、喫緊の課題である。このため本プロジェクトでは、プロジェクト終了後の 8 年後に断層モデルを作成するという手法をとらず、初年度に一次モデルを作成し、調査の進展とともに、順次モデルを高度化させていくことにした。

本プロジェクトでは、まず、海洋研究開発機構が「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」プロジェクトで取得した反射法地震探査断面、石油公団が取得した反射法地震探査断面、海底地形などについて検討を行った。一方、国土交通省・内閣府・文部科学省が事務局を務める「日本海における大規模地震に関する調査検討会」において、産業総合研究所がとりまとめた断層トレースに加えて、本研究等での検討結果も活用して、断層トレースの検討を行った。本プロジェクトにおける一次モデルに関しては、検討会で検討されていた断層の位置情報を使用することとした。地震発生層の深さ、すべり角などについては、これらの断層に関して総合的な検討を行った。地震発生層の深さについては、地震学的な検討は本プロジェクト 3. 2. 5. 2 で行われ、岩石学的な検討は 3. 2. 5. 3、すべり角については、3. 2. 5. 2 で検討された。これらの検討結果を総合的に検討し、断層の矩形モデルを作成した。

1) 反射断面の検討例

検討した反射法地震探査断面は、海洋研究開発機構が「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」プロジェクトで取得した反射法地震探査断面¹⁾と石油公団の反射法地震探査断面である(図 1)。石油公団の資料については、取得年次の古いものや、深度変換がなされていない断面が多く、断層面の角度の推定については直接的に活用することが困難であった。「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」で取得された断面について、男鹿半島南西沖の飛島海盆の反射法地震探査断面の例を図 2 に示す。この断層は秋田堆積盆地の西端を境と

する大規模な断層である。この断面では、秋田堆積盆地の深部構造がよくイメージされており、西傾斜の断層の形状が明らかである。

佐渡海嶺を横切る断面(図3)では、西傾斜の逆断層群が明瞭である。隆起側で厚い堆積層を有し、正断層から逆断層への反転活動²⁾が読み取れる。断層の傾斜は、45度前後と推定されるものが多い。本来、正断層として形成される場合は、60度程度の角度の断層として形成されることが多いが、リフト系では伸張変形の進展とともに、断層面が回転し低角度になる。

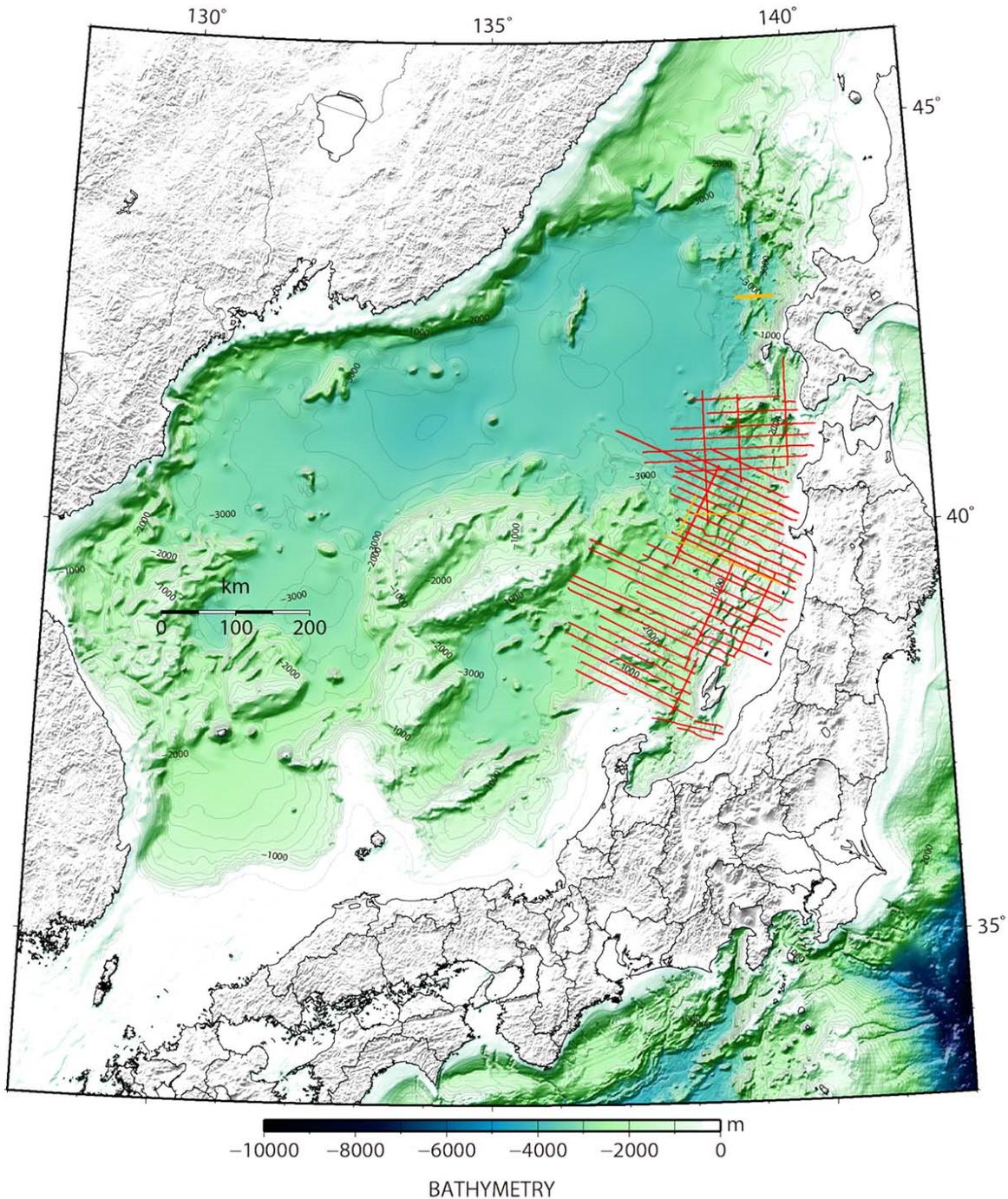


図1 断層モデルの検討に使用した反射法地震探査断面の測線位置図。

赤線: 「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」プロジェクトで取得した反射法地震探査測線。

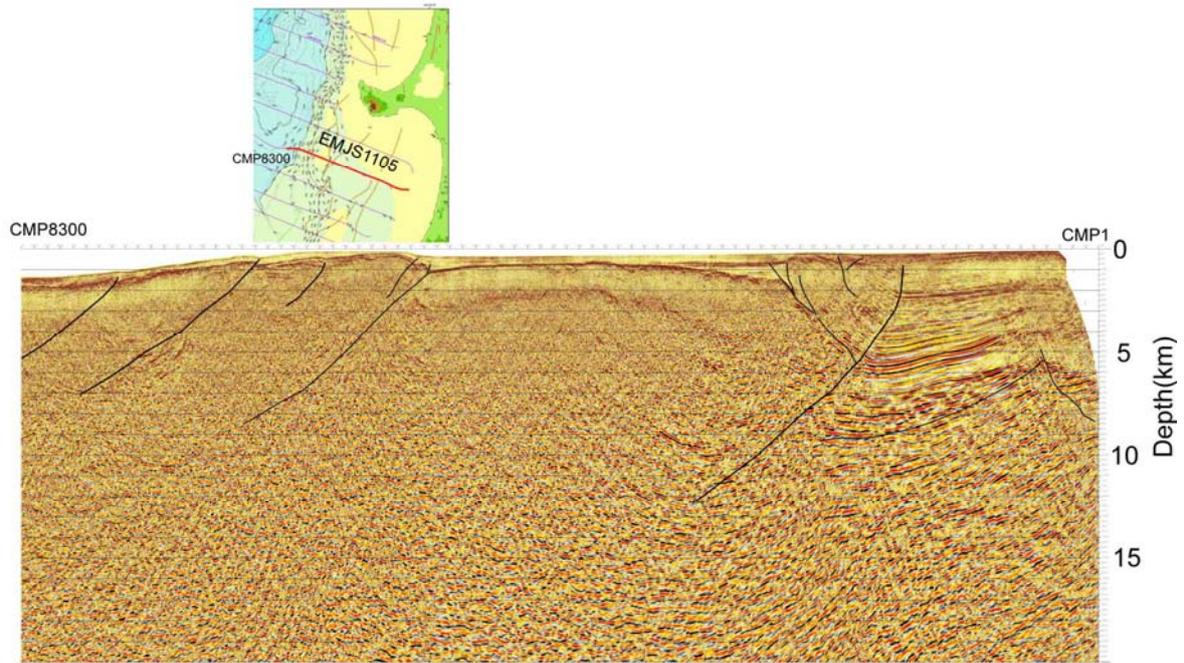


図2 男鹿半島南東沖、飛島海盆を横切る反射法地震探査断面。縦横比は1:1。「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」で海洋研究開発機構によって取得され、解析された深度断面 (EMJS1105)。

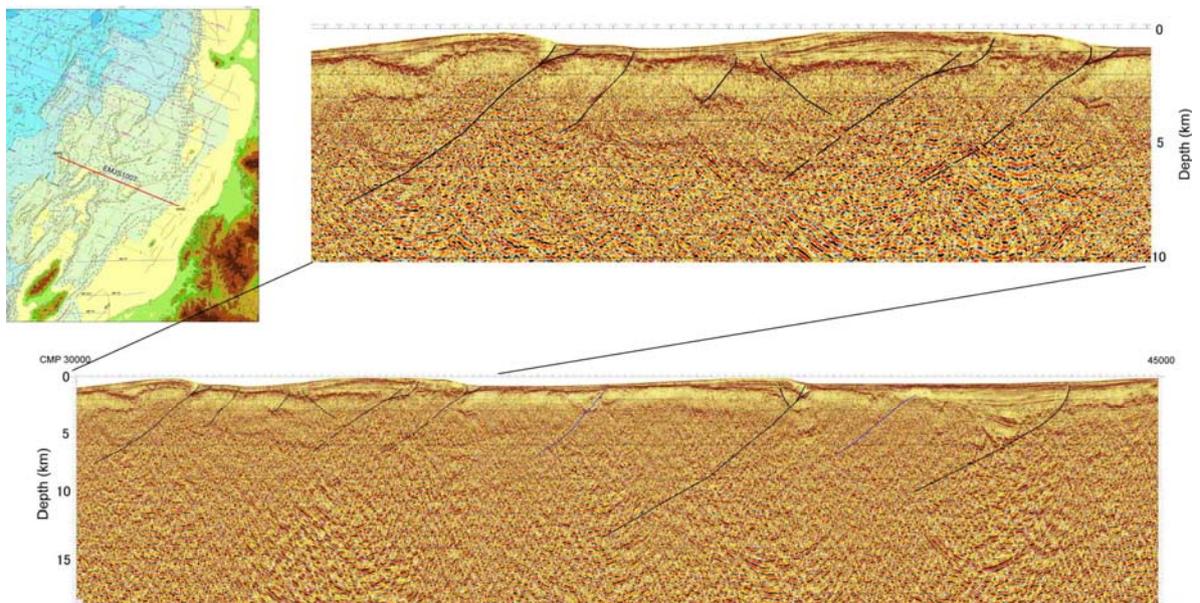


図3 佐渡海嶺を横切る反射法地震探査断面。縦横比は1:1。「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」で海洋研究開発機構によって取得され、解析された深度断面 (ENJS1007)。

2) 矩形断層モデルの作成

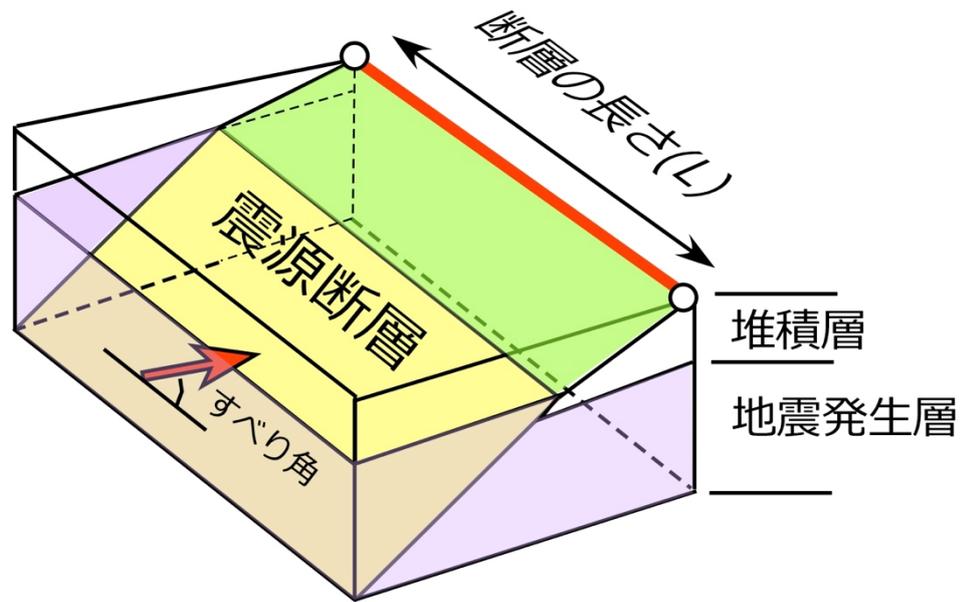


図 4 震源断層のパラメータの概念図

a) 断層パラメータについて

震源（波源）断層の巨視的パラメータについては、基本的には地震発生層での震源断層の長さ、傾斜、地震時のすべりの方向（断層面上でのすべり角）などがある。この他、とくに堆積層が厚く堆積している日本海東縁地域では、堆積層中での断層が低角化する場合、くさび状の逆傾斜の断層を伴う場合、断層伝播褶曲のように地表まで断層が到達せず堆積物中で停止する場合など、さまざまなバリエーションがある。そうした構造では、同一の断層帯でも側方に先端部の構造形態が変化する場合が多い。今回の震源断層モデルは、第一次近似的に日本海全体の震源断層の矩形モデルを作成する必要があるため、堆積層中の低角度化が著しい場合には、2枚の矩形モデルで表現することとした（図 4）。全般的には断層を一枚の矩形として表記し、詳細なモデル化は今後の作業への課題とした。

b) 断層トレース

断層トレースについては、(2)b)で述べたように、「日本海における大規模地震に関する調査検討会」の下の「海底断層ワーキンググループ」において検討された。これらの結果は、「日本海における大規模地震に関する調査検討会」によって公表される予定である。

c) 断層傾斜

ここで検討した断層面の傾斜方向については、 30° 、 45° 、 60° 、 90° のいずれかに区分した。 30° とした断層は、日高中軸帯の北方延長である北海道の天北沖の断層や、北海道南西沖の1983年日本海中部地震の震源域の断層³⁾などである。東北日本沖の活断層は、日本海形成時に活動した正断層が、逆断層として反転したものが多い。また正断層は地殻の伸展変形の進行に伴って、回転した結果、 45° 前後の傾斜を示すものが多い。これに対して、西南日本沖の断層群は正断層として形成されたものの、伸展による回転が少なく 60° 前後の角度を示すものが多い。2007年能登半島沖地震は、 60° の日本海形成時初期

に形成された正断層が、横ずれ成分をもつ逆断層としてずれ動くことによって発生した⁴⁾。ほぼ垂直な断層としては、九州沖の NW-SE 方向の断層などがある。

d) 地震発生層の厚さ

地震発生層の厚さについてはかなり推定が困難な量で、多くの問題がある。その一つは、海域の地震を陸側の観測網で観測しているため、震源の決定精度が悪いことである。また、とくに山陰沖などの地域では、地震活動が低調で、地震発生層を微小地震によって求めることは、大きな困難が伴う。レオロジー的な推定は、有力な方法であるが、地震波トモグラフィから V_p , V_s によって構成岩石を推定する場合、海域のトモグラムがどこまで解像されているかということで基本的な問題が生じる。これらの問題に対して、本プロジェクトでは海底自然地震観測(3.2.2.2)、陸域の観測網を用いた震源決定精度の向上(3.2.5.2)、構成岩石モデルの研究と実験によるレオロジーの推定(3.2.5.3)など、多くの研究をこの問題の解決に振り分けている。プロジェクト初年次時点では、こうした研究成果が得られていないため、矩形モデルの構築にあたっては速度構造や、水深、構造的な変形特性から地殻をいくつかのタイプに区分し、それらのレオロジー特性を中心に、地震観測のとりまとめの成果も含め地震発生層の深さを推定する。

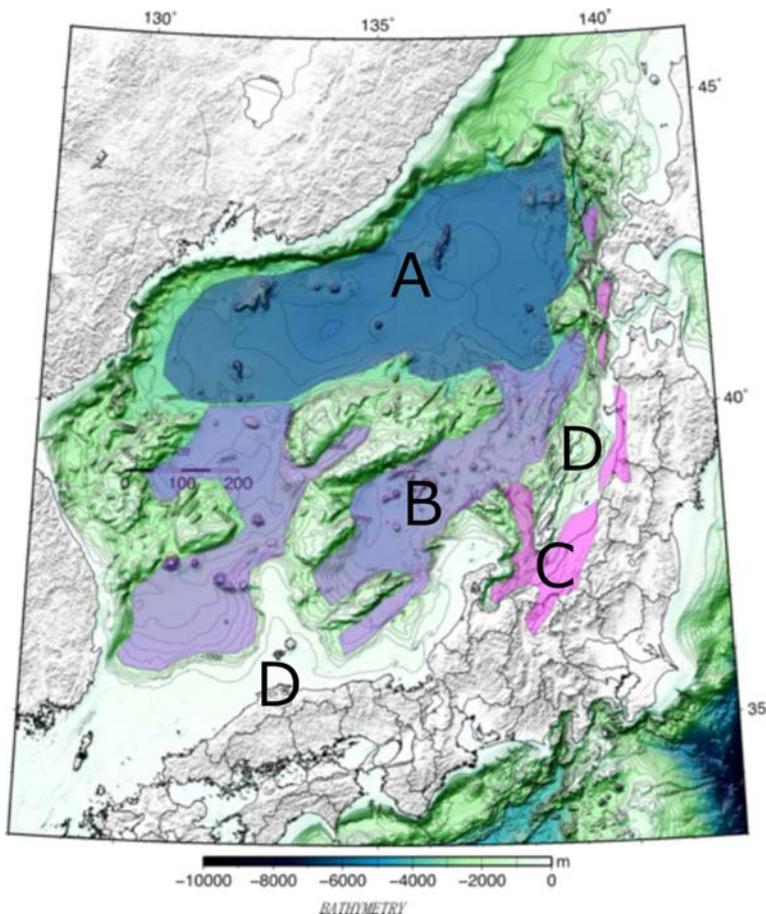


図5 日本海の地殻構造の区分。

A: 海洋性地殻

B: 厚い海洋性地殻

C: 背弧リフト

D: 大陸性地殻

日本海東縁の地殻構造については、「ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究」プロジェクトで実施した地殻構造調査によって新しい知見が得られている¹⁾。こうした資料と海底地形・地質学的な知見をもとに、暫定的に日本海周辺の地殻構造を大陸地殻・背弧リフト・

厚い海洋地殻・海洋地殻の4つの地域に区分した(図5)。

それぞれの圧縮強度プロファイルを計算し、脆性塑性領域の分布から断層下限の深さを推測した。歪速度は測地学的な値を参考にして 10^{-7} /年とした。温度構造については、大和海盆(厚い海洋地殻)、日本海盆(海洋地殻)、背弧リフトの形成年代を2000万年⁵⁾として Turcotte & Schubert(1982)⁶⁾の海洋リソスフェア冷却モデルをもとに計算した。隣接する伸張した大陸地殻の温度構造も同じ温度プロファイルを仮定した。断層の摩擦すべり強度は $\beta \rho (1-\lambda) z$ で近似した。なお、 β は断層タイプによって決まる係数(逆断層の場合は3)、 ρ は密度、 g は重力加速度、 λ は間隙流耐圧比(今回は0.4と仮定)、 z は深さである。一方、岩石の流動応力はべき乗クリープ則で近似した。マンツルのクリープパラメータとして Karato and Jung (2003)⁷⁾のドライなかんらん石を用いた。一方、海洋地殻のクリープパラメータは、Ranalli (1995)⁸⁾のコンパイルデータから diabase、斜長岩、斜長石(灰長石75%)、苦鉄質グラニュライトを用いてそれぞれ比較した。

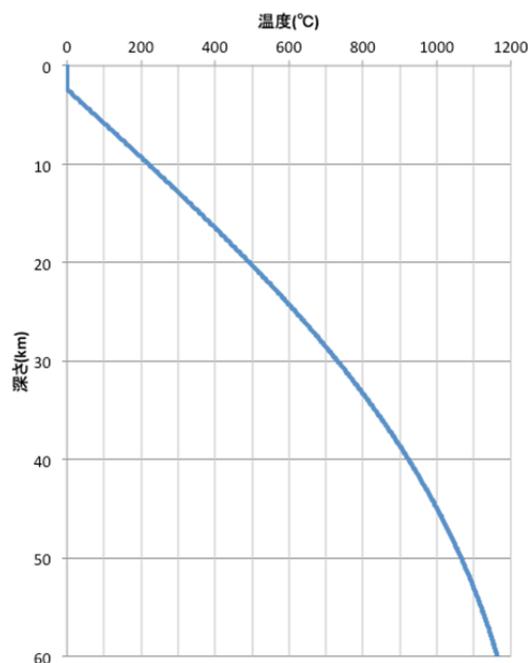


図6 計算に用いた温度プロファイル(年齢2000万年)

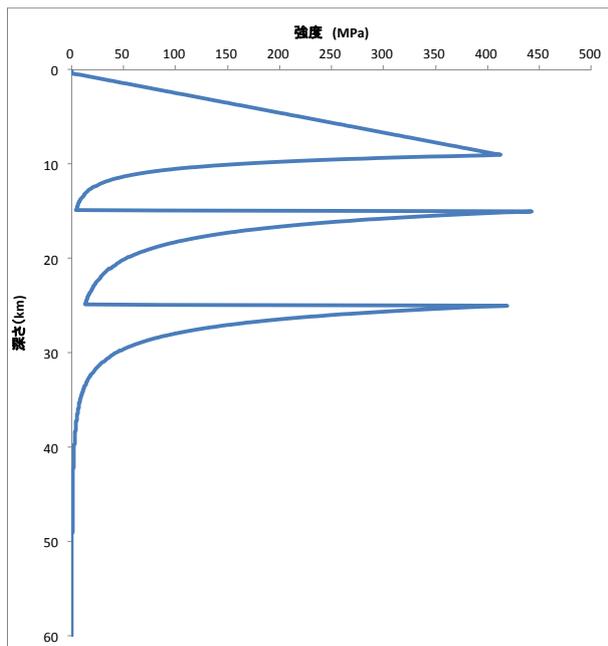


図7 圧縮強度プロファイル。
水深 500m、モホ深度 25km、
層厚 24.5km（層厚 14.5km 上
部地殻：石英で近似、層厚 10km
下部地殻：diabase で近似）の
伸張した大陸地殻。

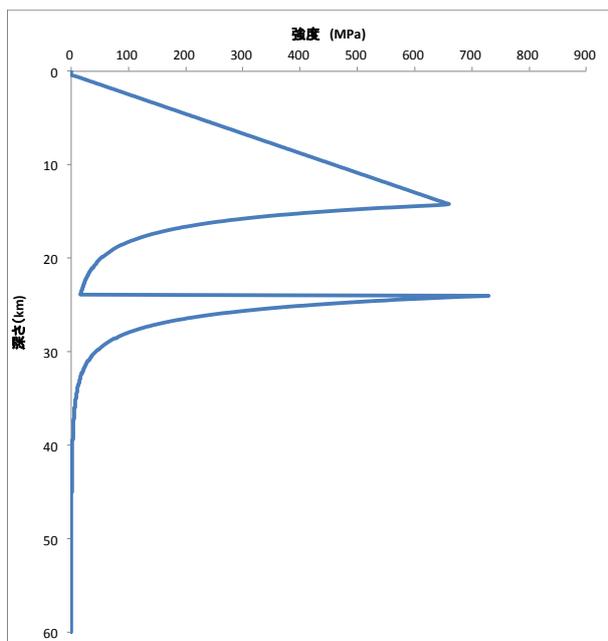


図8 圧縮強度プロファイル。
水深 500m、モホ深度 25km、
層厚 24.5km（層厚 5km 堆積
物、層厚 19.5km 苦鉄質地殻：
diabase で近似）のリフト。

水深 500m、モホ深度 25km、層厚 24.5km の伸張した大陸地殻では、上部地殻に塑性領域が存在、脆性領域は深さ約 9km となる（図 7）。

水深 500m、モホ深度 25km、層厚 24.5km のリフトの場合、苦鉄質地殻が近く浅部まで存在していることが地殻構造から推測されている。苦鉄質地殻が近く浅部まで存在するために脆性領域は深さ約 14km となり、断層下限深度は約 14km と推測される（図 8）。

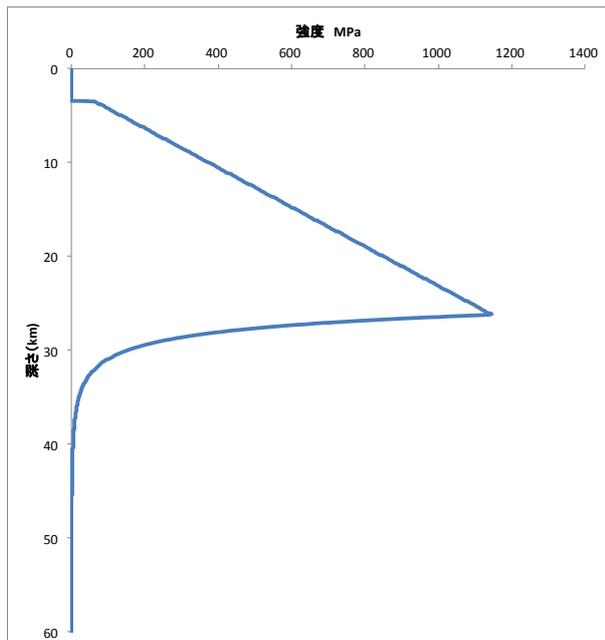


図9 圧縮強度プロファイル。
水深 3500m、モホ深度 14km、
層厚 10.5km の海洋地殻。日
本海盆を想定。

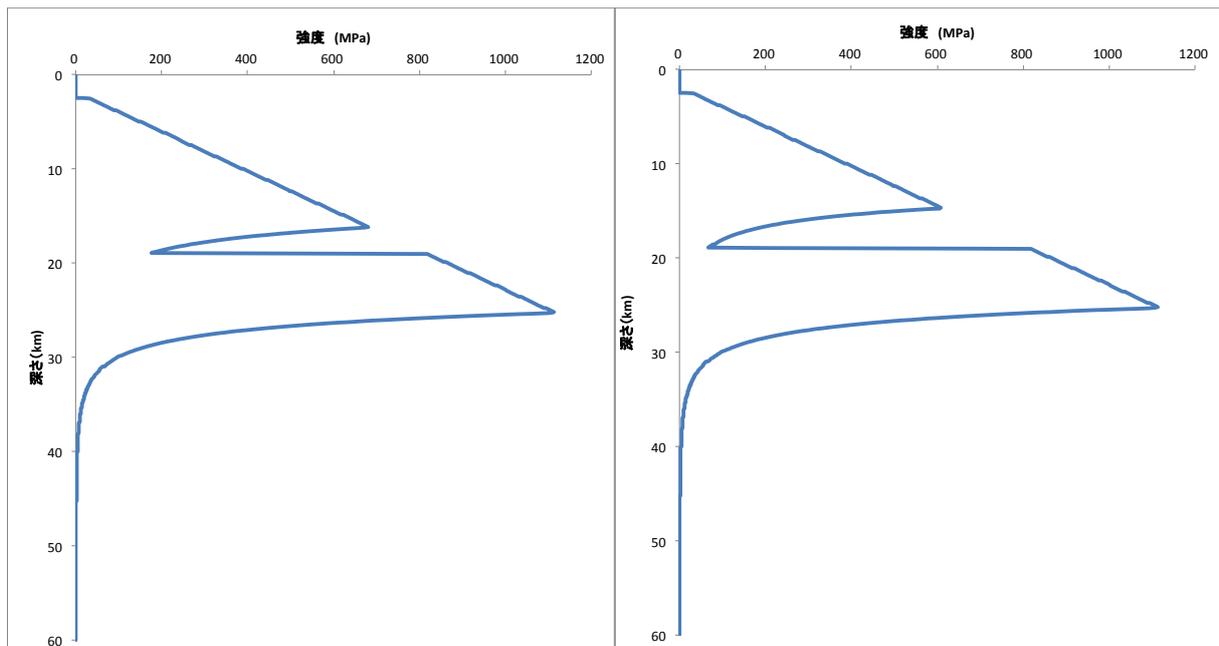
水深 3500m、モホ深度 14km、層厚 10.5km の海洋地殻では、海洋地殻に塑性領域が存在しないので脆性領域は深さ約 26km となり、断層下限深度は約 26km と推測される (図 9)。

水深 2500m、モホ深度 19km、層厚 16.5km の厚い海洋地殻の場合、海洋地殻下部に塑性領域が存在し、脆性領域の深さは diabase では約 16km、斜長岩と斜長石 (灰長石 75%) では約 15km までとなる。つまり、断層下限深度は約 15km と推測される。一方、苦鉄質グラニュライトを用いた場合では、海洋地殻下部に塑性領域が存在しないので脆性領域は深さ約 25km となり、断層下限深度は約 25km と推測される。

これらのレオロジーの検討の結果からは、大陸地殻の脆性領域は、厚さ 10km と推定される。しかしながら、大陸地殻から構成される能登半島などでは、地震は概ね深さ 13km 以浅で発生しており⁹⁾、これを有意に上回っている。また、地震活動による検討 (3. 2. 5. 2) でも D90 が 17km を越える領域も見られるため、今回、大陸地殻の地震発生層の深度として 15km と推定した。これはレオロジーによる推定よりも有意に深く見積もっている。

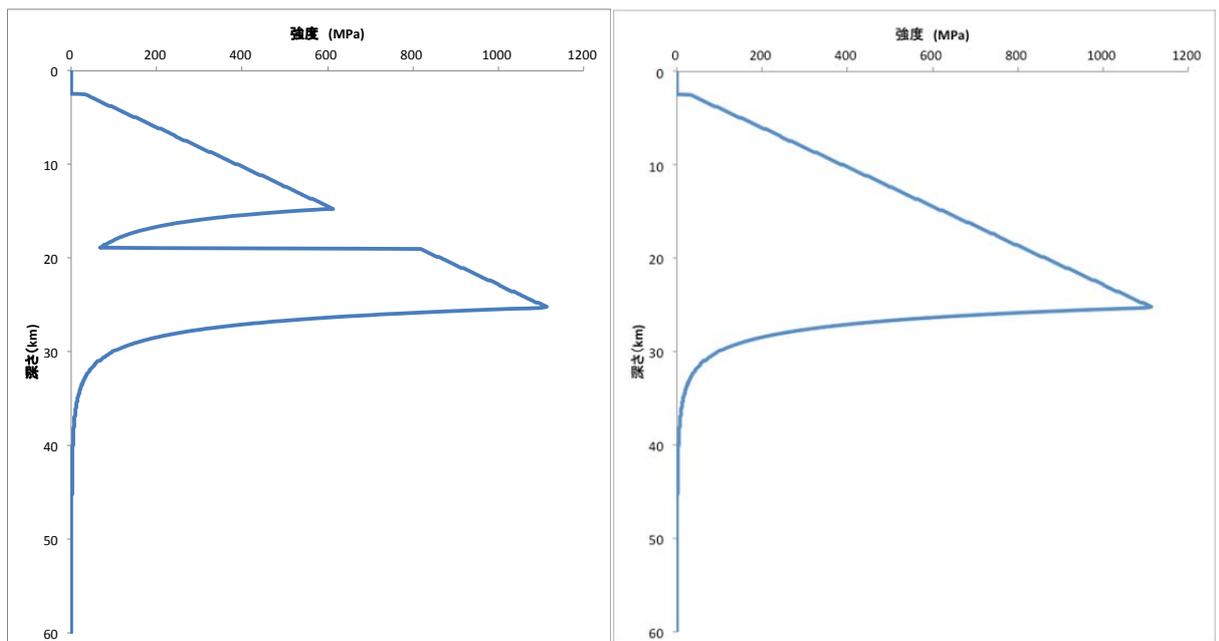
背弧リフトの圧縮強度プロファイルからは、断層下限深度は約 14km と推測される。しかし新潟平野の震源分布から見ると (図 11)、約 20km 程度の深度まで地震が発生している。この断面の震源は、稠密な観測網から決定されたものであり、レオロジーによる推定よりも深い場所で発生している。ここではこうした点も考慮して、深さ 18km とした。

大和海盆のような厚い海洋地殻では、構成岩石の組成によって二つの異なる地震発生層の深度が推定される。ひとつは、diabase、斜長石などの場合であり、地震発生層の深さは 15km となる。苦鉄質グラニュライトの場合は、下部地殻に塑性領域が発生しないため、26km となる。地震観測の上からは、日本海東縁でも 20km をこす深い地震が分布する。ここでは、苦鉄質グラニュライトから構成される可能性を完全には否定できないため、26km 程度の場合も想定する。厚い海洋地殻の地震発生層の厚さは 18km とし、震源分布も考慮して深い場合は、26km 程度の厚さを有するものとする。



(a) diabase

(b) 斜長岩



(c) 斜長石（灰長石 75%）

(d) 苦鉄質グラニュライト

図 10 圧縮強度プロファイル。水深 2500m、モホ深度 19km、層厚 16.5km の厚い海洋地殻。大和海盆を想定。

日本海東縁では、それぞれの異なる強度プロファイルを有する地殻が接していて、それらの境界が断層となっている場合が多い。これらは、基本的にはリフティングの初期構造を反映して、ドーム状にマントル物質が浅部に上昇して定置するというプロセスを経るためであり、大陸地殻と厚い海洋地殻、厚い海洋地殻と海洋地殻、大陸地殻とリフトの苦鉄質な地殻などが断層を隔てて接することが多い。図 11 は越後山脈から佐渡島に至る間の

速度構造と震源分布である。この図では、堆積盆地の内部では、地震は深さ 20km 程度まで発生しているが、佐渡島や越後山脈側では急激に浅くなる。越後平野下のボーリング資料では玄武岩の噴出が知られており、この部分では苦鉄質な地殻が浅所まで上昇していると推定される。この地殻構成物質の違いが震源の深さ分布を規制していると推定される。

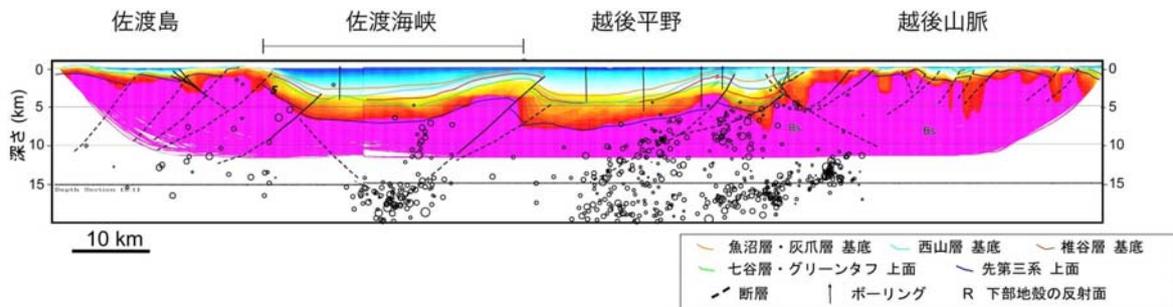


図 11 会津-佐渡測線の速度構造断面¹⁰⁾と震源分布。震源分布は防災科学技術研究所による。

会津-佐渡測線において、苦鉄質の地殻と珪長質な大陸地殻は堆積盆地縁の盆地の外側方向に傾斜した境界で境されその境界が断層となっている（図 11）。

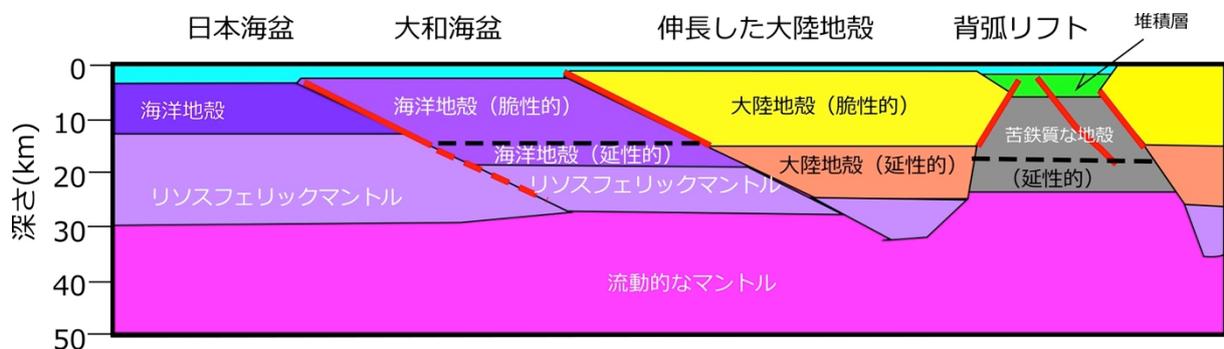


図 12 日本海東部の地震発生層概念図

赤線：震源断層 厚い脆性領域と薄い脆性領域の境界の断層は、薄い脆性領域の深さに規制される。

地震発生層の厚さが異なる地殻ブロックに形成された断層の脆性-延性領域の深度は、両者のブロックの浅い側の脆性-延性領域に支配されると推定される（図 12）。こうした観点から、北海道南西部沖合の海洋地殻と厚い海洋地殻境界の断層の地震発生層の深さは、海面から 18 km もしくは約 25 km、厚い海洋地殻と大陸地殻の境界部の断層の地震発生層の厚さは、15 km となる。同様にリフト帯での苦鉄質地殻と珪長質地殻の境界部の断層の地震発生層の厚さは、大陸地殻と同様の 15 km となる。但し、図 12 での苦鉄質な地殻上部の

脆性層を切るような断層の場合は、リフト帯の地震発生層の厚さ同様、18 km と深いものとなる。こうした考察により、地震発生層の深さをそれぞれの断層について推定した。

(c) 結論ならびに今後の課題

既存の知見に基づいて、プロジェクト初年度でのバージョンとして、日本海の矩形断層モデルを作成した。形状については、今後の地殻構造探査の進捗に応じて、年度毎に更新していくことになるが、背弧リフト部では褶曲の基底部に形成されるデタッチメントの平坦部分の距離が長い断層も存在している。これらの形状モデルの作成などが必要になる。また、地震発生層の厚さについては、サブテーマ(3. 2. 5. 2)(3. 2. 5. 3)の研究課題であり、順次これらの成果をもとに断層モデルを更新していく必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 小平秀一, 2013, 2-2マルチチャンネル等による海域地殻構造探査. 文部科学省委託研究ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 統括成果報告書, 防災科学技術研究所, 65-72.
- 2) Okamura, Y., M. Watanabe, R. Morijiri, and M. Satoh: Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea, *Island Arc*, 4, 166-181, 1995.
- 3) No, T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H. Sato, N. Takahashi, Y. Kaneda: The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, *Earth and Planetary Science Letters*, in press.
- 4) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田 直, 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について, 東京大学地震研究所彙報, **82**, 369-379, 2007.
- 5) Nohda, S.: Foraminifera of the Japan Sea basin: Reassessment from Ar-Ar ages and Nd-Sr isotopic data of basement basalts of the Japan Sea and adjacent regions, *Jour. Asian Earth Sci.*, 31, 599-609, 2009.
- 6) Turcotte, D.L., Schubert, G.: *Geodynamics*. John Wiley & Sons, Inc., pp.470, 1982.
- 7) Karato, S., Jung, H.: Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine. *Philosophical Magazine*, 83, 401-414, 2003.
- 8) Ranalli, G.: *Rheology of the earth*, 2nd ed. Chapman & Hall, London, pp.434 1995.
- 9) Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008, Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 105-110.
- 10) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・蔵下英司・加藤直子: 会津-佐渡測線地殻構造探査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 (平成21年度) 成果報告, 181-230, 2010.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成26年度業務計画案

平成25年度に実施した沿岸および海陸統合構造調査の成果を、日本海と沿岸域の断層の初期モデルに反映させる。地震活動の情報(3.2.5.2)、構成岩石モデル(3.2.5.3)の成果とともに、断層モデルを更新する。