

## 5) 地質学的解釈

得られた重合後マイグレーション処理後の深度変換断面と、屈折トモグラフィ解析によって得られた P 波速度構造断面など前述した構造探査断面について、地表地質・孔井資料などのデータを基に、地質学的解釈を行う。

### a) 層序区分

青森平野西部から津軽山地および津軽平野、白神山地北縁の層序については、基本的には地質調査所・産業技術総合研究所から出版されている 5 万分の 1 地質図幅<sup>6, 14, 26, 27, 28)</sup>に従う(図 41)。津軽半島は 1950 年代から 60 年代にかけて石油探鉱の対象とされ、地質・ボーリング調査が実施されている<sup>7, 29)</sup>。地表地質については、その後、微化石などを用いた層位学的研究成果が報告されている<sup>30, 31, 32, 33)</sup>。反射法地震探査断面の地質学的解釈にあたり、測線周辺の層序を図 41 に示した。ここでは A から E までの層準を設定し、解釈を行った。図 41 の年代は石油探鉱便覧<sup>34)</sup>を参照した。

青森県西部には中・古生界の堆積岩と白亜系の花崗岩類を覆って広く新第三系の地層が分布する(図 2)。層準 A は第三系の基底を想定した層準である。層準 B は鱒ヶ沢地域の田野沢層と王童子層の境界部に設定した。秋田地域での西黒沢層と女川層との境界に相当する。層準 C は鱒ヶ沢地域の王童子層と赤石層との境界に相当する。秋田地域での船川層と女川層との境界に相当する。津軽平野下の孔井森田 SK-1 では、この層準は欠損している。津軽山地周辺では馬神山層と源八森層の境界に設定した。層準 D は舞戸層と赤石層の境界に相当する。根本(1990)<sup>31)</sup>は岩木山西麓に分布する舞戸層中部から米谷(1978)<sup>35)</sup>の *G. ikebei/O.universa* 帯(5.4~3.5Ma)、上部からは *G.pachyderma (dex.)/G. orientalis* 帯(3.5~1.2 Ma)の浮遊性有孔虫化石を報告した。本山・丸山(1996)<sup>33)</sup>は、津軽山地周辺に分布する味噌ヶ沢層について珪藻・放散虫化石から、7~3 Ma の年代を推定している。層準 E は鳴沢層と舞戸層の境界に設定した。層準 F は鶴ヶ坂凝灰岩であり、八甲田第一火砕流に相当する<sup>14)</sup>。0.76 Ma の放射年代が得られている<sup>36)</sup>。

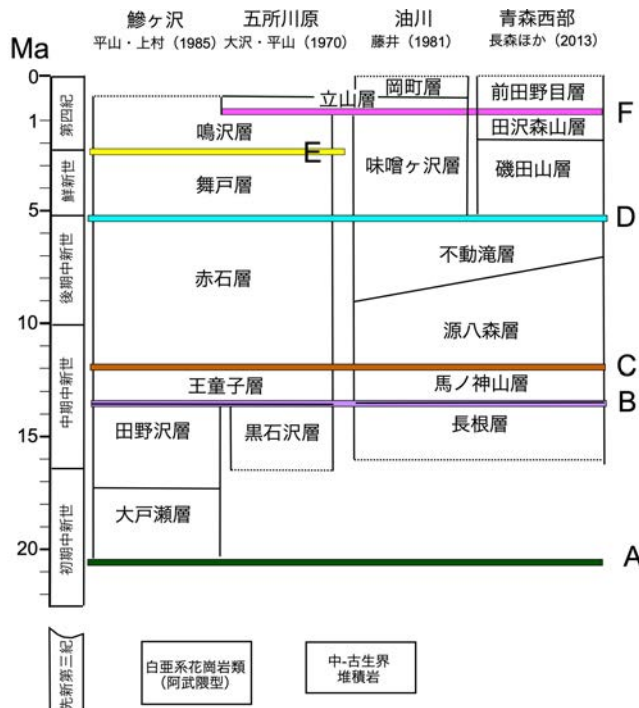


図 41 青森湾西岸から日本海沿岸に至る新第三系の層序

層序は長森ほか(2013)<sup>14)</sup>、藤井(1981)<sup>6)</sup>、大沢・平沢(1970)<sup>27)</sup>、平山・上村(1985)<sup>28)</sup>による。

b) 稠密受発震区間

はじめに地表地質との対応が容易な稠密受発震区間の地質学的解釈について述べる。

i) 稠密区間 1 [青森湾西部]

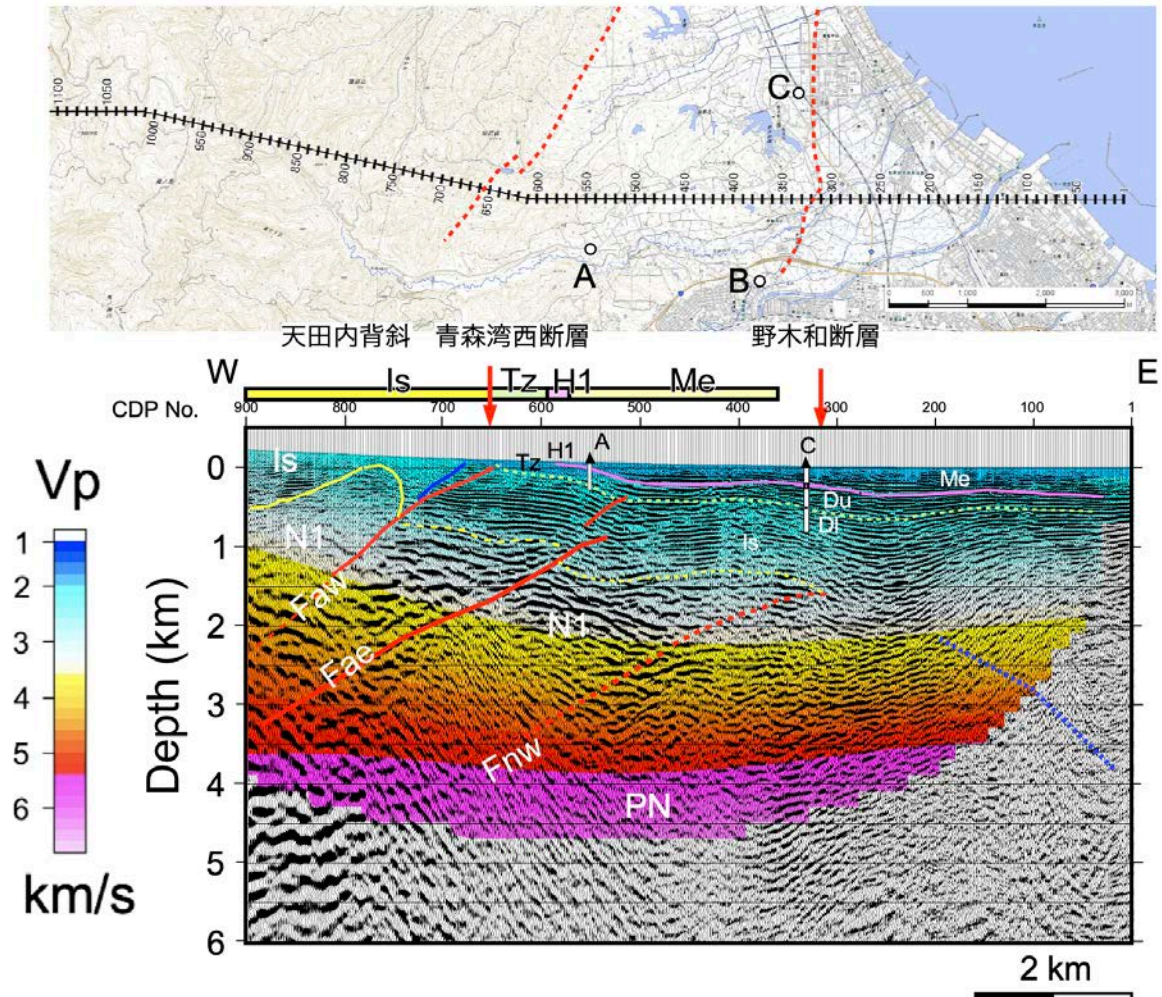


図 42 稠密区間 1 (青森湾西部) の深度変換断面と P 波速度断面の地質学的解釈  
 測線図中の赤波線は、活断層<sup>37)</sup>、○と A-C は、産業技術総合研究所 (2009)<sup>38)</sup>が記載したボーリングの位置と名称。ボーリング B は C と重複するため、断面には投影していない。Me:前田野目層、Tz: 田沢森山層、H1: 八甲田第 1 期火砕流堆積物、Is:磯田層、Du: 大釈迦層上部<sup>38)</sup>、Gl: 大釈迦層下部<sup>38)</sup>、N1: 中～下部中新統、PN: 先新第三系、赤実線(波線): 活断層(推定)、青実線:逆断層。Faw: 青森湾西断層、Fae: 青森湾西断層の東側の伏在活断層、Fnw:野木和断層。

図 42 に青森湾西部から津軽山地東縁に至る稠密区間 1 の地震探査断面の地質学的解釈を示した。この区間では西ほど構造的な高所となり、全体に CDP 番号の増加に伴い P 波速度が大きくなる。CDP900 から 650 までは磯田層が分布し、東翼急傾斜の天田内背斜を構成している<sup>6)</sup>。東翼部では層理面が 70 度程度の傾斜を示し反射面のイメージングが困難となるため、地表地質から背斜軸部の位置など構造を解釈した。天田内背斜の東翼は CMP670 の断層で、東側の連続性のよい反射面を示すユニットと接する。この境界部は西

傾斜の面として深さ 1 km 程度まで追跡される。地質図には明記されていないが、構造的には急傾斜帯とその東側の緩傾斜の境をなし西傾斜の中角度の断層を推定した（図 43、Faw）。この断層の東側 CDP650 には西傾斜の低角度の断層が存在するが、変動地形的に青森湾西岸断層として記載されている構造<sup>37)</sup>と一致する。この断層深度 500m 程度で断層 Faw に収斂する。この断層の低下側には田沢森山層<sup>14)</sup>が分布し、CMP550-500 の区間では増傾斜帯（単斜）を示す。この構造には八甲田第 1 期火砕流堆積物（H1:図 42）も参加しており、産業技術総合研究所（2009）<sup>38)</sup>によって紹介されているボーリング資料（図 42 の A と C）と反射断面からの推定はよく一致する。CMP300~400 区間には深さ 1 km まで東傾斜の単斜が形成されている。この単斜には八甲田第 1 期火砕流堆積物も参加する他、段丘面の撓曲が CMP350-300 付近に位置し、活断層として野木和断層が推定されている<sup>37)</sup>。反射断面から判断して、この構造は地下の伏在断層(Fnw)にともなう背斜翼部の変形を示すもので、反射断面からは実際の断層は地表には到達していない。伏在活断層 Fnw は 30 度程度で西に傾斜する逆断層と推定される。ボーリング C では、八甲田第 1 期火砕流堆積物の他、深度 500m で大釈迦層の上部と下部の境界が記載されているが<sup>38)</sup>、ここでは田沢森山層と磯田層の境界に対比されるものと判断した。測線の東縁である CMP100~200 の区間では、深度 1.5~2.5 km で西傾斜の反射面が見られる。屈折法によって得られた速度構造でも、深部で東方への速度の増加が見られることから、西傾斜の逆断層を推定した。伏在断層であり浅部では断層運動による傾斜変化も微弱ではあるが、八甲田第 1 期火砕流堆積物もこの構造に参加している可能性があり、今後検討が必要である。

## ii) 稠密区間 2 [津軽山地西縁区間]

津軽山地西縁断層帯<sup>19)</sup>の構造を明らかにするために、稠密受発震区間を設定した。図 43 に深度変換断面とその地質学的な解釈を示す。反射面の特徴からは、深さ 600~1,000 m までの連続的な反射面が多数卓越する領域と、パターンが不明瞭は低周波数の反射面が卓越する領域に分けられる。周辺の地質から判断して、連続的な反射面が卓越する領域は中部中新統から鮮新統の堆積岩と推定され、下位は中~下部中新統の火山岩・火山砕屑岩と推定される。先新第三系に相当する 5.4 km/s の P 波速度を示す領域は西側で浅く、東側で低下する。反射面に富む上部のユニットは緩やかに西に傾斜している。活断層である津軽山地西縁断層帯は、反射法地震探査断面でも識別され浅部では西傾斜であるが、より深部では楔型の形状を示す断層と解釈した。断層に伴う隔離は大きくても 200 m 程度と推定される。

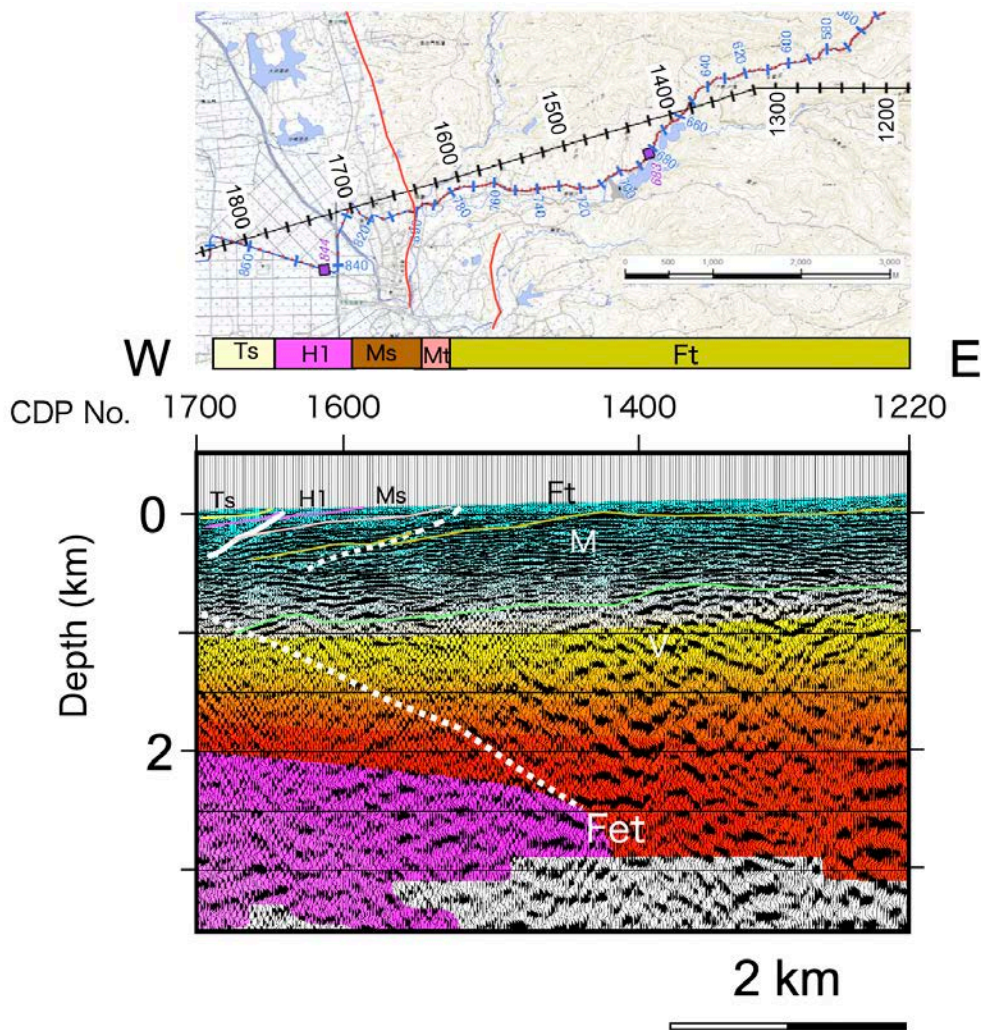


図 43 稠密区間 2 (津軽山地西縁部)の深度変換断面と P 波速度断面の地質学的解釈  
Ts:立山層、H1: 八甲田第 1 期火砕流堆積物、Ms: 味噌ガ沢層、Mt:上部二本松凝灰岩、  
Ft:不動滝層、M: 上-中部中新統堆積層、V: 中-下部中新統火山岩および火山碎屑岩、PN:  
先新第三系、白色実線 (波線):断層 (推定)、測線図上の赤線:活断層。活断層については、  
宮内ほか (2001) 37)、活断層データベース 18)による。

### iii) 稠密区間 3 [津軽平野西縁区間]

津軽平野西部からその西方の白神山地北縁では、12.5 万年に形成された海岸段丘面高度が白神山地側では急激に増大することが知られている<sup>21)</sup>。またブーゲ重力異常の急変帯が位置することから、稠密受発震区間として調査を行った。

地表地質については、5 万分の 1 地質図「鱒ヶ沢」<sup>28)</sup>にしたがう。孔井としては森田 SK-1 がある<sup>28), 29)</sup>。約 1 km までの掘削深度をもつ孔井であり、深さ 1,009m~500 m までが大戸瀬層、その上位に大童子層や赤石層を欠いて、舞戸層が重なる<sup>29)</sup>。深度 367m からは鳴沢層に対比されている。孔井地点は測線から 2 km ほど南方に位置するため、直接の対比は難しいが、孔井の位置を反射法地震探査断面では CDP2800 付近に想定した。CMP3300 付近の鳴沢層の基底は、孔井の投影地点では深さ約 500 m に追跡される。鳴沢層は CDP3100 から 3300 まで、東傾斜を示すが稠密測線区間の津軽平野下ではほぼ水平な構造となる。地表地質から追跡される舞戸層に相当ユニットは、連続性の良好な反射面

によって特徴づけられるとともに、反射面が下位の反射面にオンラップする。稠密区間西端部では 1 km 程度の厚さを示すが、東に向かって層厚を減少させ、CDP2350 付近で消滅する。鱈ヶ沢の海岸(CDP3100 より西側)では、舞戸層は 25 度程度の東傾斜を示す。この急傾斜を生み出した西傾斜の逆断層を反射パターンから想定した。P 波速度構造からは、隆起側で顕著な速度構造を示さず、西側低下の正断層として大戸瀬層堆積時に形成された断層が、逆断層として活動したものと推定される。大戸瀬層と先新第三系との境界は、P 波速度 5.4 km/s と反射面のパターンから推定した。

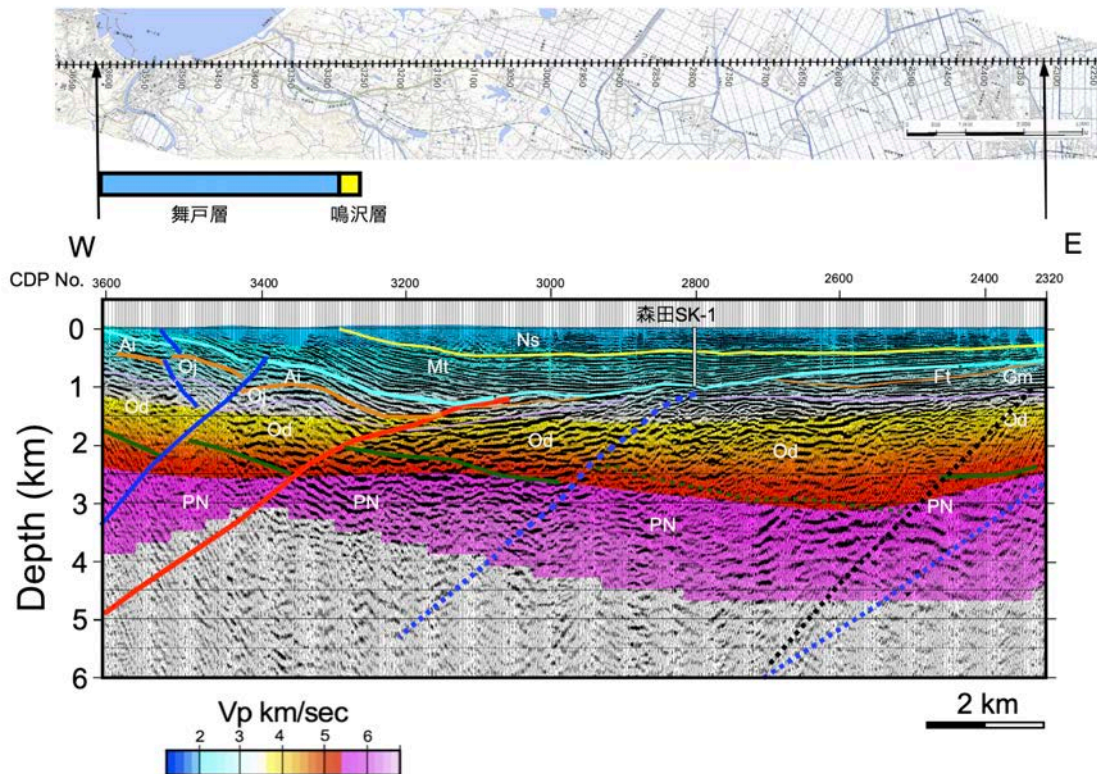


図 44 稠密区間 3 [津軽平野西縁区間] の反射法地震探査深度変換断面と P 波速度断面の地質学的解釈

Ns:鳴沢層、Mt:舞戸層、Ai:赤石層、Ft:不動滝層、Oj:大童子層、Gm:源八森層、Od:田の沢・黒沢層及び大戸瀬層、PN:先新第三系、赤線(波線):活断層(推定)、青線:逆断層、黒波線:推定正断層。

#### iv) 全区間の反射法地震探査断面の地質学的解釈

これまでに述べた稠密受発震区間についての地質学的な解釈に基づいて、区間全域の反射法地震探査断面の地質構造について述べる(図 45)。表示に使用した断面は、図 40 に示した MRDS 重合後マイグレーション深度変換断面とした。MRDS 断面では微弱な反射波が強調されるとともに、反射面が整理されるため、大局的な構造解釈に有利である。断面における先新第三系の分布については、P 波速度構造から推定することができる。測線の中で Vp 5.4 km 層が低下しているのは、測線西部の白神山地北縁部(地下 3.5 km)と津

軽山地の中軸部（地下 4 km）である。逆に構造的に最も高い領域は、津軽平野の東部（CDP1100）である。新第三系が厚い白神山地北縁部と津軽山地では短縮変形量に伴い中部中新統が露出し、反射断面の構造との対比が可能である。津軽平野については、石油探鉱のための孔井がわずかにあり、とくに森田 SK-1（図 45）については反射断面の解釈で有効な情報を提供している。

測線西部の白神山地北縁部には、リフト期の堆積物である大戸瀬層やポストリフト期の泥質堆積岩からなる大童子層、赤石層、舞戸層が分布する。反射面のパターンは地表地質と整合的であり、地質情報をもとに地質学的な解釈を行った。CMP1900 付近には P 波速度構造から西傾斜の断層が推定される。先新第三系の上面は、西側で低下した正断層としての変位を示すが、地表地質では短縮変形が卓越することから、逆断層として再活動したものと考えられる。最も顕著な構造は、白神山地と津軽平野の境界部に形成されている東側に傾斜した構造である。この構造には舞戸層が参加し、鳴沢層中にも緩傾斜となるが 20 から 30 度の東傾斜を示している。この傾斜帯の形状と反射面のパターンから断層を推定した（図 45, Fwt:津軽平野西縁断層）。2 km 以浅では低角度の断層となるが、それ以深では中角度の傾斜となる。断層の上端は地下 1 km 付近で伏在する。舞戸層上部は浮遊性有孔虫化石から、*G. pachiderma*-*G. orientalis* Zone に相当し、3.5~1.2 Ma の年代が推定されている（根本, 1990）<sup>31)</sup>。舞戸層は、津軽平野の東部において薄化・消滅する楔型の形状を示し、反射面のパターンは基底面にオンラップしている。このことは、森田 SK-1 の舞戸層基底部の不整合に、舞戸層が相対的な海進を伴って堆積したことを示している。舞戸層上部（図 46 の B）では、津軽平野西縁断層に伴う傾斜帯で層厚が減少し、津軽平野に向かって層厚の増加が見られる。このことは、図 46 の B の層準から、津軽平野西縁断層の活動が開始したと判断される。

津軽平野西縁から白神山地北縁の日本海沿いには海成段丘が分布する<sup>21)</sup>。日本段丘アトラスによる海成段丘区分と分布に基づいて、地理院地図を用いて、旧汀線直下の平坦面の高度と、旧汀線が報告されていない津軽平野側の地域については、段丘面の平坦部の高度を求めた（図 47）。酸素同位体ステージ 5e の海成段丘面高度は、津軽平野西縁断層の上盤から徐々に増加し、最大 100 m 程度となる。このことから、津軽平野西縁断層は伏在活断層である。測線西部（CDP2100~2311）の旧汀線高度は、100~80 m であるので、90 m とすると約 0.7 mm/年となる。この領域の断層深部の傾斜は 40 度と推定されるので、ネットスリップは 1.1 mm/年程度となり、A 級の活断層となる。

CDP1400 付近には舞戸層・鳴沢層が東側低下の撓曲を示すことから、伏在する西傾斜の逆断層を推定した。この推定断層の上盤側でのみ海成段丘が分布することから、この断層は活断層である可能性が高い。

津軽平野下の区間では、津軽半島横断測線の中で新第三系が最も薄く、津軽山地に向かって層厚が増大する。CDP1100 付近では P 波速度構造と反射面のパターンから西傾斜の正断層が推定されるが、この断層には逆断層としての再活動したものと判断されるが、反転した変位量は少ない。

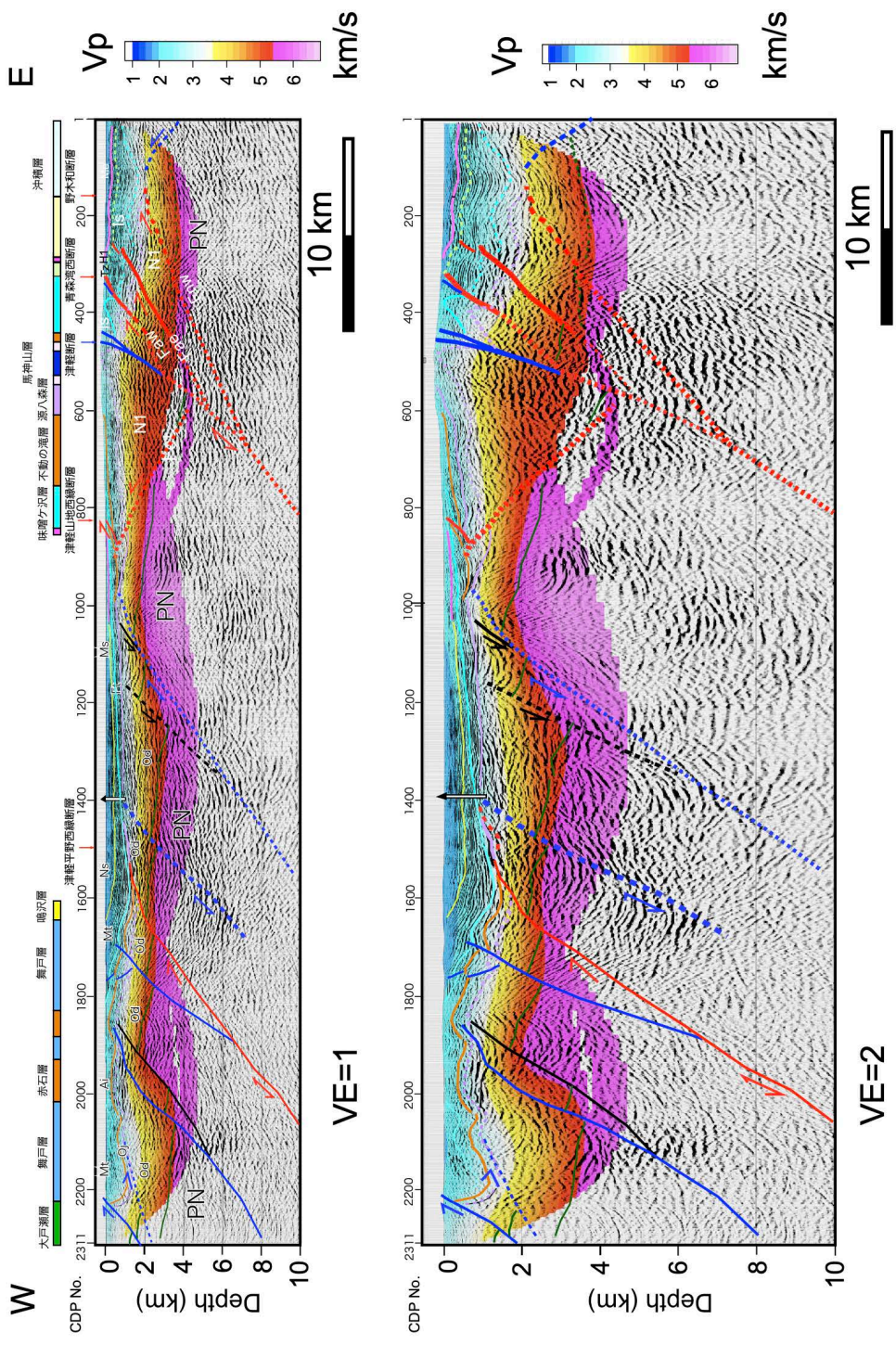


図 45 津軽半島横断測線図 MRDS 重合後マイグレーション深度変換断面と屈折トモグラフィによる速度構造の重ね合わせ図にもとづく地質学的解釈 (上段: 垂直誇張なし、下段: 垂直誇張 2 倍)。

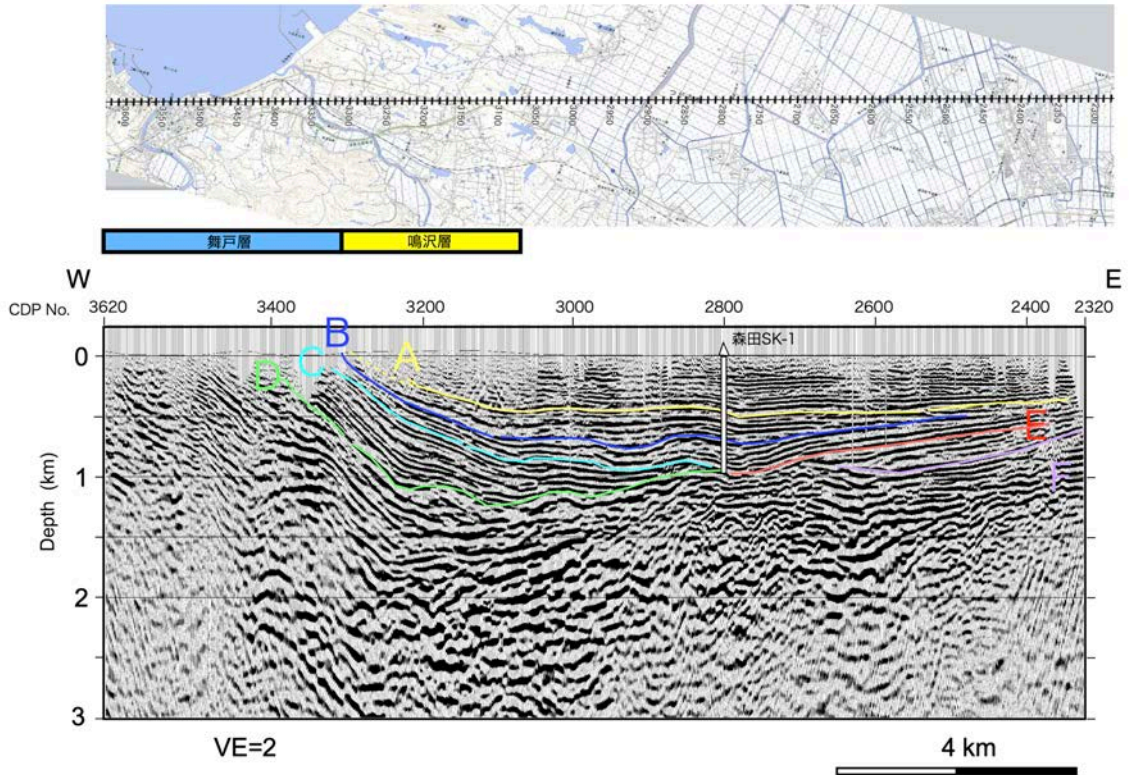


図 46 稠密区間 3 の舞戸層の層厚変化

基図はマイグレーション後の深度変換断面。A: 鳴沢層基底、B-E: 舞戸層内の層準、F: 不動滝層基底 (?). D-C までは西側で堆積層が厚いが、C 以降白神山地の隆起により最大層厚部が東方に移動。稠密区間の CDP 番号は、全区間表示の倍となる。

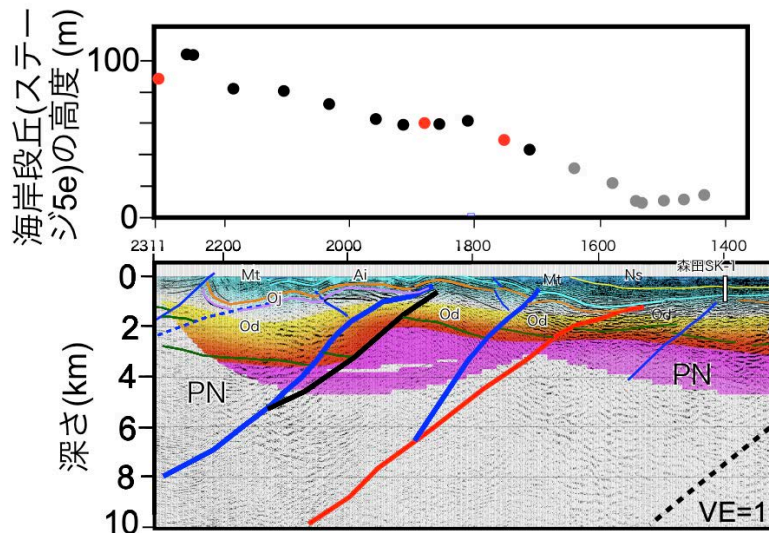


図 47 津軽平野西縁断層周辺の酸素同位体ステージ 5e の海成段丘面高度分布。段丘面の高度は「日本の海成段丘アトラス」<sup>21)</sup>の分布をもとに地理院地図から読み取った。赤丸: ステージ 5e の旧汀線 (地殻変動観測地点のデータ<sup>21)</sup>)、黒丸: 旧汀線に接した平坦面の高度、灰色丸: 段丘面の平坦部の高度。断面図の凡例は、図 44 と同様。赤実線は津軽平野西縁断層。



津軽山地では P 波速度 5.4 km/s 層は深さ 4 km まで低下し、火山岩および火山砕屑岩に相当する P 波速度 3.5~5.4 km/s の岩石が厚く分布する。地表での複背斜軸部では玄武岩を主体とするバイモーダルな火山岩と火山砕屑岩が分布することから、初期~中期中新世に火山性のリフト帯を形成していたと推定される。複背斜の西翼では反射面群も緩やかな西傾斜を示し、軸部下では地質構造に対応した反射面は得られていない。津軽断層 (CDP450 付近) については地表地質情報から推定した。津軽断層は西傾斜の逆断層であるが、上盤側では先新第三系に相当する P 波速度 5.4 km/s 層が低下しており、また P 波速度 3.5~5.4 km/s 層の厚さが、低下側より厚い。したがって津軽断層はリフトの東縁をなしていた大規模な正断層であり、逆断層として反転した。逆断層としての垂直隔離は約 2 km に及ぶ。津軽平野東縁断層は、地質構造の観点からは津軽断層の活動によって形成されたバックスラストをなしている。断層運動に伴う垂直隔離は 200 m 程度と推定され、津軽断層に比べ著しく小さい。速度構造の観点からこの断層の深部延長には、東に傾斜した P 波速度 5.4 km/s 層の上面の境界に連続することから、西に傾斜する大規模なハーフグラベンが反転する際に基盤とリフト充填堆積物の境界部に形成されたバックスラストと解釈される。したがって、津軽山地西縁断層帯の北部については、独立して地震を発生させる起震断層として捉えるべきではない。

津軽断層の東側には、稠密区間 1 (図 42) で述べたように青森湾西岸断層(Faw)やその東側の断層(Fae)が位置する。これら二つの断層はいずれも津軽断層に近接し、低角度であることから地下では津軽断層に収斂する。断層 Fae の 2km 東方に位置する野木和断層については、地下の断層形状について明確なイメージが得られていないが、断層 Fae と近接し低角度であるため、津軽断層から分岐した断層として取り扱う。

測線東端の青森平野下では、深さ 2 km 以深で P 波速度が増加するとともに、西傾斜の反射面が卓越する。ここでは東傾斜の逆断層を推定したが、測線端部で重合数が減少した領域でのイメージングであり今後の検討が必要である。

測線全体としては、基本的には日本海形成期に形成された西傾斜の正断層が卓越している。とくに大規模に活動した正断層は、西部の白神山地北縁の津軽平野西縁断層西側のリフト盆地であり、また津軽山地東縁の津軽断層である。舞戸層の層厚変化から津軽平野西縁断層の活動開始時期は、舞戸層上部、3.5 Ma~1.2 Ma と推定される。海成段丘の分布高度から、この運動は 12.5 万年以降も継続しており、津軽平野西縁断層は伏在活断層と判断される。津軽断層も西傾斜の正断層として形成され、ハーフグラベンから形成されるリフト内には大量の火山噴出物が堆積した。津軽断層の東側には、二条の平行な活断層が分布するが、断層形状から津軽断層の深部で分岐して形成された断層と推定される。

### c) 1766 年 明和津軽地震 (M7.0) の震源断層

1766 年明和津軽地震の震央は、津軽平野東縁部に推定され、津軽山地西縁断層の活動に伴うものと考えられてきた<sup>19)</sup>。こうした判断は、震央に近い距離に位置する断層として取り上げられたもので検討が必要である。津軽山地西縁断層は、地質構造の上からは津軽断層の副断層として形成されたもので、累積変位量は津軽断層に比べて極めて小さい。東傾斜の低角度の形状を示し、西傾斜の青森湾西岸断層-津軽断層と深さ 5km 程度で交差する

ことになり、震源断層として取り扱うことは困難である。こうしたことから、津軽明和地震の震源断層としては、青森湾西-津軽断層の深部を推定するのが構造的には妥当である。こうした観点から、サブテーマ（2-3-1）断層モデルの構築において、津軽半島周辺の断層モデルを構築し、サブテーマ（3-2）強震動予測において、構築した震源断層モデルを用いて強震動計算を行い、史料地震から得られた結果と比較して、断層モデルの妥当性について検討を加えている。これらの検討の結果、津軽断層の深部延長を震源とするモデルで、推定された震度分布がよく説明できることが明らかになっている。

#### 6) 日本海とその沿岸の地殻構造の特徴

日本列島は日本海とともに形成されたものであり、現在の震源断層群の多くは日本海形成期の断層に起源を有している。ここでは本プロジェクトで明らかになった、日本海と沿岸の地殻構造の特徴について述べる。日本列島はいくつかの島弧-背弧系から構成されている。日本海に関連する島弧としては、東北日本弧と西南日本弧がある。ここでは、拡大方向とその後の短縮方向が類似している東北日本弧、拡大方向と斜交した方向からの応力による地殻変動を経験した西南日本弧、二つの島弧の会合部である新潟～北陸地域についての地殻構造の特徴についてまとめる。

##### a) 北日本背弧域の地殻構造の特徴

北日本における地殻構造探査は、北から石狩平野横断測線（平成 29 年）<sup>39)</sup>、渡島半島横断測線（平成 30 年）<sup>40)</sup>、津軽半島横断測線（令和 2 年）<sup>41)</sup>、庄内-新庄測線（令和元年）<sup>42)</sup>として実施した（図 48）。

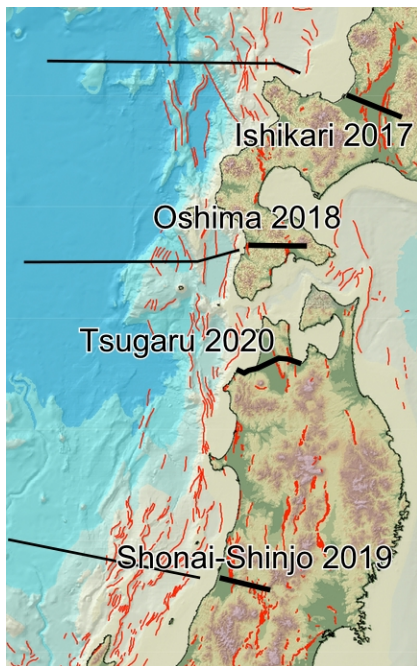


図 48 北日本における構造探査測線  
黒実線（太）：陸域構造探査測線  
黒実線（細）：海域構造探査測線  
赤実線：活断層<sup>1)</sup>

石狩平野横断地殻構造探査においては、受振器と発震周波数について低周波成分の活用を試みたため、深さ 10 km 程度までの速度構造が得られている（図 49）。石狩平野横

断地殻構造探査の東側では大規模な東傾斜の低角度の逆断層（スラスト）が形成されている。この構造は北海道の中軸部に特有のもので、東北日本島弧と千島弧の衝突現象によって形成されたものである<sup>43)</sup>。この衝突帯では東北日本弧の地殻が日高山脈の下に沈み込む構造を示している<sup>43,44,45)</sup>。その境界部には活断層である石狩平野東縁断層帯<sup>46)</sup>に相当する東傾斜のスラストが分布し、その形状はこの反射法地震探査断面でもよく現れている<sup>39)</sup>。このスラストの上盤側には日高衝突帯の褶曲・衝上断層帯が分布する。スラストの下盤側の石狩平野下には、東北日本弧を構成する地殻が分布する。反射断面では、連続性の良好な反射面が深さ4~6 kmまで分布し、東から野幌背斜、太美背斜、海岸背斜に対応した褶曲が形成されている<sup>39)</sup>。これらの背斜は、西側が急傾斜、東側が緩傾斜の非対称な形態を示し、背斜の西側に伏在する逆断層が存在する断層関連褶曲である。断層の隆起側で厚い堆積層をもつことから、古い時代の正断層が、より新しい時代に逆断層として反転したことを示している。ボーリング資料などから推定すると、野幌背斜の断層の正断層運動は古第三紀に活動し、鮮新世以降(荷葉層堆積時以降)に逆断層として反転したと推定されている。これらの逆断層はいずれも断層関連褶曲を伴う伏在活構造である。

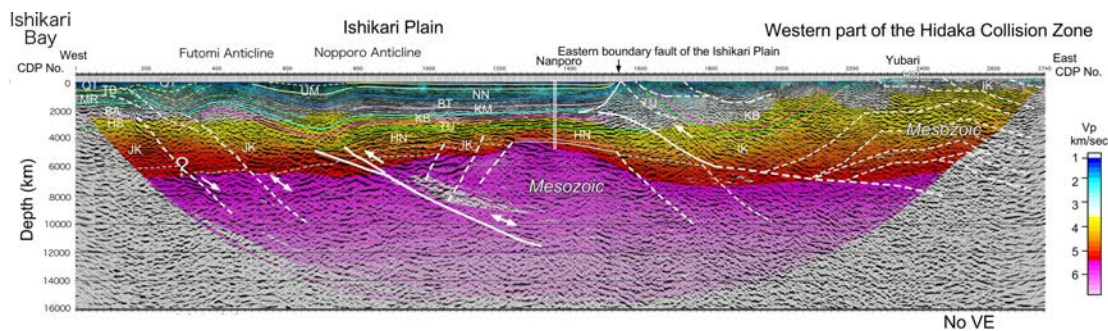


図 49 石狩平野横断反射法地震探査（図 48 の Ishikari 2017 に対応）深度変換断面の地質学的解釈。屈折トモグラフィによる速度構造を重ね合わせて表示。層準と地層名の略号は、佐藤ほか（2018）<sup>39)</sup>参照。

渡島半島横断測線（Oshima 2018、図 50）では、石狩平野下と同様に日本海形成期に伸張変形を受けた大陸地殻が分布している。測線を通じて基本的には西傾斜の正断層として形成された断層が卓越する。断層の反転運動の量は石狩平野よりは大きく、測線中央部の東俣断層（図 50）ではフルインバージョンによって、先新第三系が地表に露出するとともに、断層の低下側に新しい逆断層が *footwall shortcut thrust*（図 51）として形成されている。図 51 には、正断層として形成された断層が、その後の短縮変形によって反転し、逆断層として活動した場合の変形を概念的に示したものである。正断層は 60 度ほどの傾斜が最も多く形成されるが、逆断層の場合は 30 度ほどの傾斜が最適な角度となる。水平圧縮の場合は、大きな傾斜の断層を動かすより、新たに角度の小さい断層を作って活動させる方が、小さなエネルギーで変形させることができるので、逆断層の低下側により角度の小さい断層が形成される場合が多く認められる。函館平野西縁断層は、西傾斜の逆断層性の活断層だが、隆起側に厚い新第三系が分布することから、元々は西傾斜の正断層として形成されたものと推定される。この断層は、その後逆断層としての再活動に伴い、

新たな断層は浅部で低角度であるが、深部では正断層起源であることから中角度の断層となる。

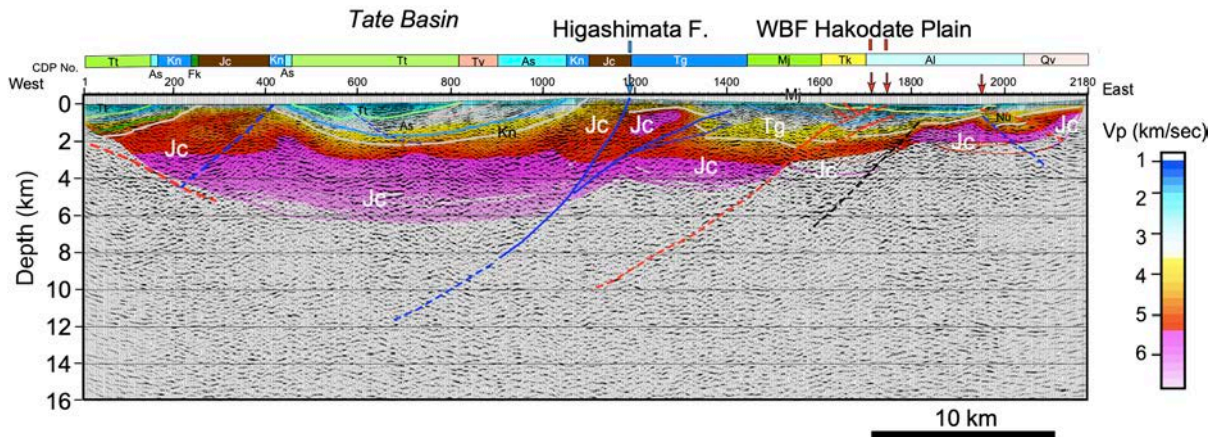


図 50 渡島半島横断反射法地震探査 (図 48 の Oshima 2018 に対応) 深度変換断面の地質学的解釈。屈折トモグラフィによる速度構造を重ね合わせて表示。層準と地層名の略号は、佐藤ほか (2019) 40) 参照。

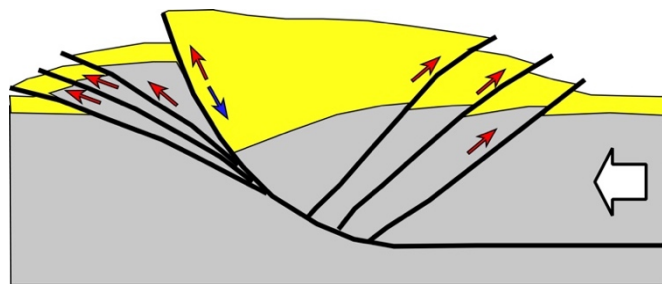


図 51 正断層の反転運動によって形成された構造の概念図

McClay and Buchanan (1992)<sup>47)</sup>による。砂箱によるアナログモデル実験に基づく。灰色: 基盤、黄色: 堆積岩、赤矢印: 逆断層の変位方向、青矢印: 正断層の変位方向。左側の派生断層が *footwall shortcut thrust*, 右側の断層が *back thrust*。

北海道沖の日本海東縁から背弧陸域にいたる構造の例として、図 52 に渡島半島とその沖合の構造断面を示した。沖合の構造は、海洋研究開発機構による<sup>48)</sup>。図 50 の津軽半島沖の構造と同様、日本海に広がる海洋性地殻に向かった大陸地殻は大きな伸張変形を受けて薄化するとともに、主として西傾斜の正断層が発達する。日本海盆の海洋性地殻と大和海盆に相当する厚い海洋性地殻、大陸性地殻の境界部では背弧拡大の際のドーム状のマントル物質の上昇と大陸地殻の伸展によって、拡大中心の外側に緩く傾斜した物質境界が形成され、これが低角断層の起源になっていると考えられる<sup>49)</sup>。恐らくこの境界形状は、拡大速度やレオロジーなどに支配されるものと推定されるが、大陸地殻内の背弧海盆についての精度の高い構造探査データが少なく、今後の研究を待ちたい。伸展した大陸地殻においてはとくに下部地殻が流動変形を起こし、変位速度場の勾配によって、上部地殻の断

層形状と変位方向が支配される。渡島半島沖断面でも津軽半島沖断面でも、全体としては西傾斜で、西側低下の正断層を基本として、その後、反転して逆断層となっている骨格的な構造を示している。

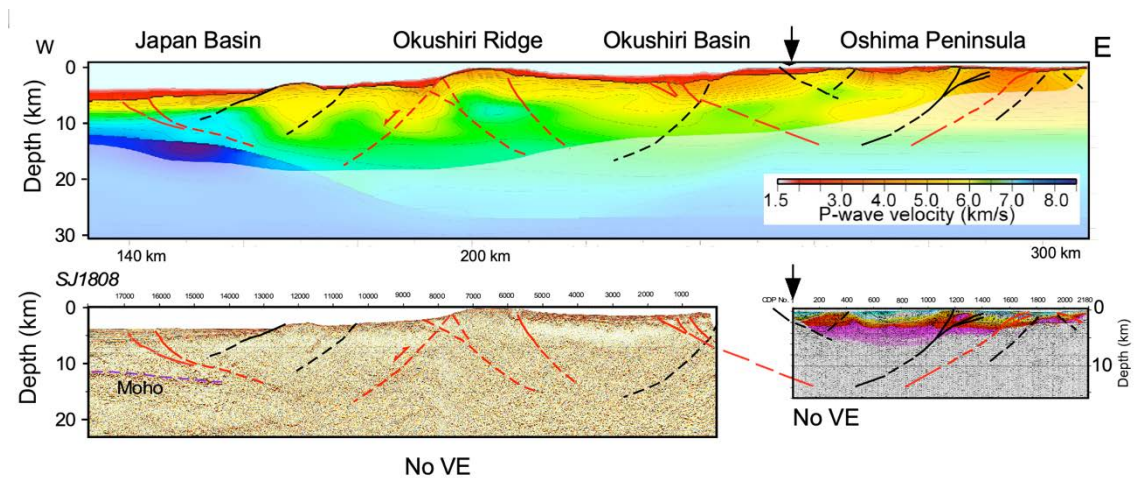


図 52 渡島半島から日本海盆にいたる P 波速度構造と反射法地震探査断面の地質学的解釈。海陸統合 P 波速度構造と海域の反射断面は海洋研究開発機構<sup>48)</sup>による。黒線：断層、赤線：活断層。

津軽半島を横断する断面においても、骨格的な地殻構造については渡島半島と共通性があり、基本的には西に傾斜する日本海拡大時に形成された正断層群によって特徴づけられる（図 53）。この特徴は、沖合の日本海盆にいたる地殻構造まで共通している（図 54）。

津軽半島から西津軽沖にかけては、最も伸張量が多く厚い堆積物を有するのは西津軽海盆である（図 54）。西津軽海盆下の P 波が高速度の下部地殻は日本海側のリフト帯の特徴的な構造で、地殻上部の厚い堆積盆地とペアで出現する。基本的には日本海形成時の伸張変形で形成された構造で、地殻下部にはマントル由来の苦鉄質岩の進入により、大陸地殻が高速化したものである。上部地殻はネッキングにより薄化もしくは欠損して、厚いポストリフト期の堆積物が充填する。津軽半島横断測線の西端に位置する鱈ヶ沢沖の堆積盆地、現在の津軽山地に形成された堆積盆地では厚い堆積物が分布する。顕著な活断層もこうした基本的な地質構造に支配されており、鱈ヶ沢の堆積盆地の東縁の断層が再活動し、スリップレートの大きな津軽平野西縁断層となっている。測線内では最大の先新第三系上面の沈降を示す津軽山地に沿った堆積盆地は、逆断層として再活動し東側に短縮変形域を拡大させながら現在に至っている。津軽断層は浅部では活動を停止しているものの、東側に青森湾西岸断層帯などの活断層として活動している。津軽山地では、西津軽海盆に比べ褶曲・断層による変形が著しく、正断層の反転運動は島弧陸域ほど顕著である。青森平野下における先新第三系上面の低下については、十分な理解が得られていない。正断層の反転運動のみでは、青森平野下の先新第三系上面の低下は発生せず、青森平野から青森湾内に新潟堆積盆地のような中絶リフトの存在を推定するべきかも知れない。このモデルでは当該領域での中下部地殻の速度構造が、重要な判断基準となる。

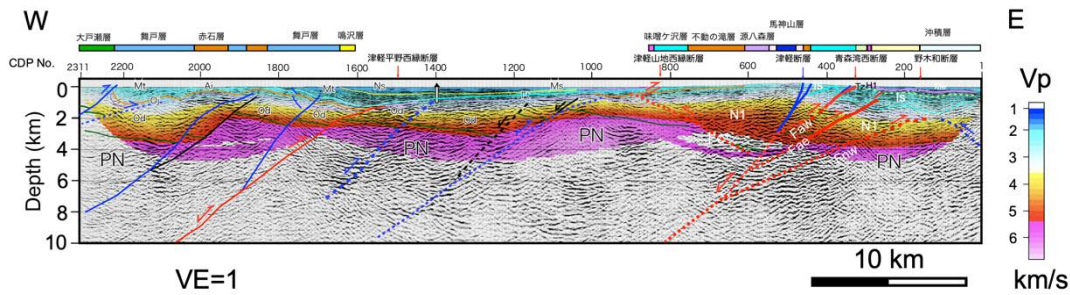


図 53 津軽半島横断地殻構造探査測線 (Tsugaru 2020、図 48) の反射法地震探査断面と P 波速度構造と重ね合わせ断面の地質学的解釈<sup>41)</sup>  
 黒線：正断層、青線：逆断層、赤線：活断層。

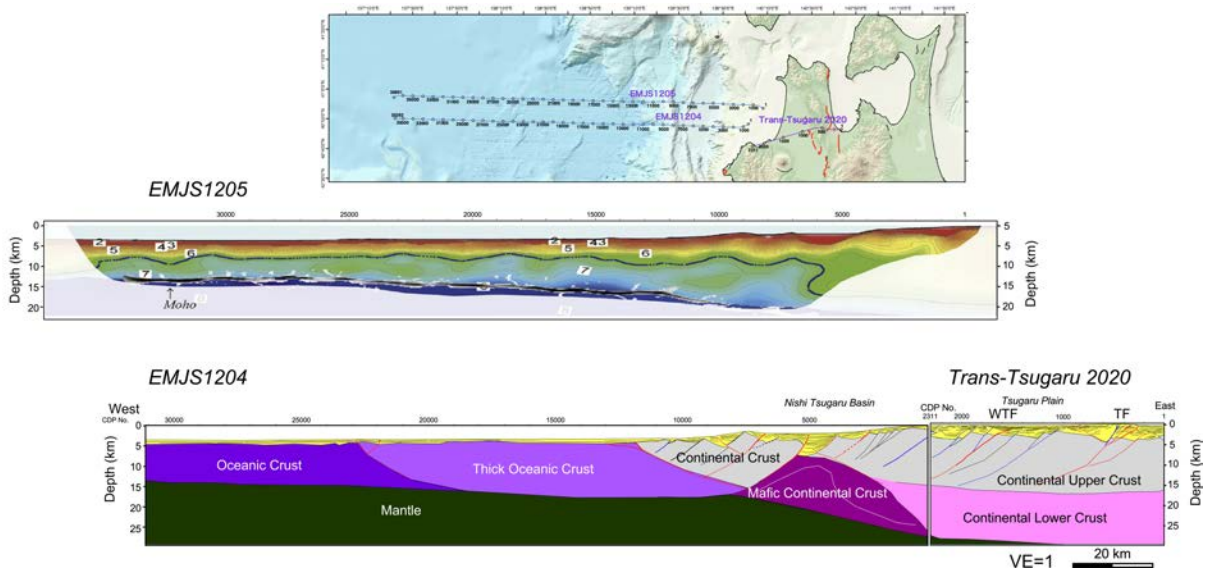


図 54 津軽半島から西津軽沖の地殻構造

上段：断面位置図、中段：海洋研究開発機構 EMJS1205 測線の P 波速度構造 (No et al., 2014)<sup>49)</sup>、下段左：海洋研究開発機構 EMJS1204 測線に基づく構造概念図、下段右：津軽半島横断測線。赤線：活断層、青線：逆断層、黒線：正断層、黄色：堆積層、WTF:津軽平野西縁断層、TF: 津軽断層。

図 54 に令和元年度に実施した庄内-新庄測線の構造探査断面の地質学的解釈図を示す<sup>42)</sup>。この断面は南北方向の隆起帯を形成する出羽丘陵と山間内陸盆地である新庄盆地を経て、奥羽脊梁山脈の東縁を横断する。出羽丘陵はその西翼に位置する青沢断層の逆断層運動によって形成されたもので、庄内平野側に footwall shortcut thrust を形成し、活断層である庄内平野東縁断層帯となっている。屈折トモグラフィ解析による P 波速度構造は、隆起側の出羽丘陵で低下側よりも厚い P 波速度 4.5~5.5 km/s の層を有することから、青沢断層は正断層として形成され、その後反転して出羽丘陵を形成したと推定される。出羽丘陵の東翼には西傾斜の逆断層が形成されているが、これは地下で青沢断層と接合する副断層である。新庄盆地東縁の奥羽脊梁山地との境界には、東に中角度で傾斜した逆断層 (経壇原断層、図 55) が分布するが、この断層の西方には舟形断層や堀之内断層

などの活断層が分布する。いずれも中新世の泥岩中にデタッチメントをもち、断層関連褶曲を伴っている。

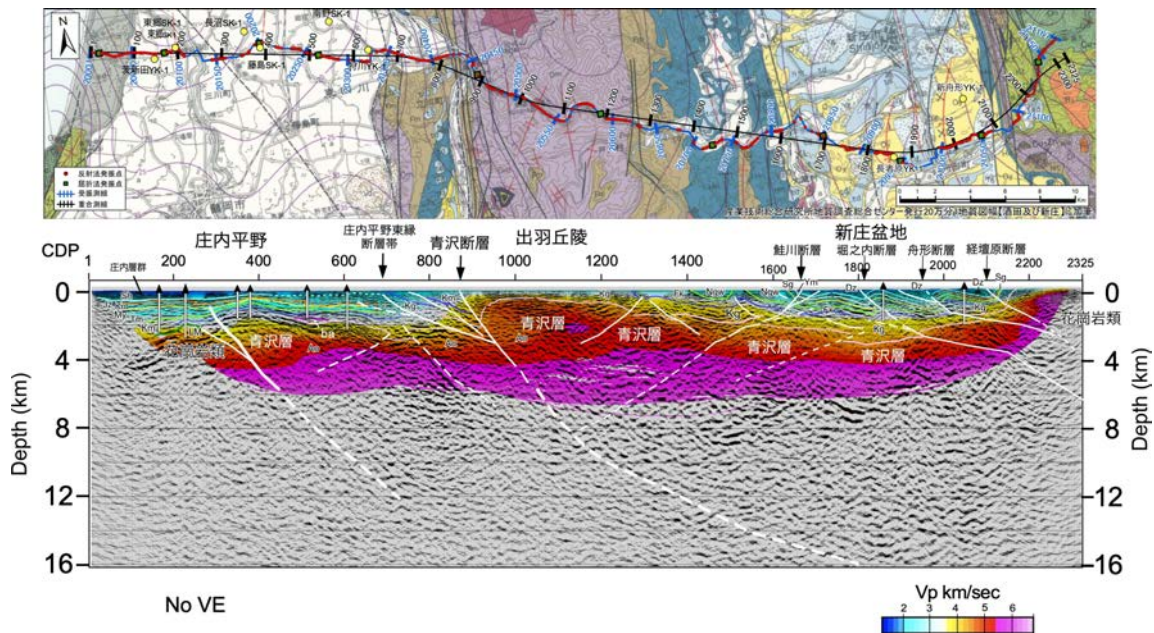


図 55 庄内-新庄測線 (Shonai-Shinjo 2019、図 48) の深度変換断面の地質学的解釈。屈折トモグラフィによる速度構造を重ね合わせて表示。層準と地層名の略号は、佐藤ほか (2020) 42) 参照。

庄内-新庄測線の日本海の延長、大和碓までの区間について、海洋研究開発機構の資料 51,52) をもとに取りまとめた地殻構造断面を図 56 に示す。北日本の日本海東縁の特徴と同様に、日本海形成期の伸張変形による正断層運動を伴う大陸地殻の薄化が共通して認められる。海域での正断層はほぼ西側に傾斜しており、大和海盆を中心としたリフト系であることを示している。陸域の庄内-新庄測線では、東傾斜の断層が卓越する。これは秋田県北東部の能代から庄内まで連続し、秋田-山形堆積盆地の主要部を構成する大陸地殻内の中絶リフト帯 (failed rift zone) の形成と密接に関係している。東北日本における中絶リフト帯は、厚い新第三系の堆積物と玄武岩の噴出岩で特徴づけられる 53)。庄内-新庄測線では、その大半の流域で日本海拡大期の広域玄武岩が噴出している。広域玄武岩分布域の東端は、リフト軸の外側 (東側) に傾斜した断層が形成されているが、西縁については東傾斜の断層で接しているため、一般的な特徴とは異なる。この西縁の断層は領家型花崗岩と阿武隈型花崗岩の境界断層 54, 55) でもあり、リフト軸とリフト縁の断層形状について三次元的に検討する必要がある。

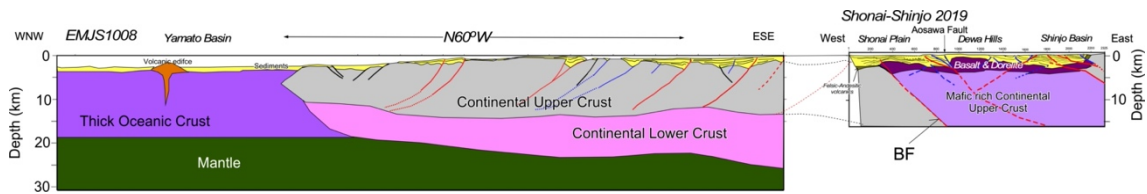


図 56 新庄から庄内沖の大和海盆にいたる構造概念図

庄内沖は海洋研究開発機構の EMJS1008 測線 (N60°W 方向) の反射法地震探査断面 52) にもとづく。モホ面深度は、小平ほか (2021) 56) から概略を推定。庄内-新庄測線は佐藤ほか (2020) 42) に基づく。BF: 青沢層に相当する広域玄武岩分布域西縁の断層。

2019 年に東北日本中部の背弧域を横断した測線は、太平洋側には 2011 年東北太平洋沖地震の震源域を通過する測線であり、一つの典型として捉えることができる。既存の研究成果と新たに取得したデータを元に、東北日本中部横断島弧断面を図 57 に示す。現在の東北日本弧は水平圧縮を受けている島弧であるが、全体としての構造は背弧海盆に向かって大陸地殻の厚さが減少しており、日本海拡大に伴う伸張性の構造を示している 60)。地震波トモグラフィによる P 波速度構造で特徴的なことは、北上河谷帯 (KRV、図 57) と新庄盆地から出羽丘陵 (SB・DHL、図 57) にかけて、下部地殻の高速化していることである。北上河谷帯の東端には日本海拡大時に活動した大規模な正断層が位置しており 61)、地殻が大きな伸張変形を受けている。また、新庄盆地から出羽丘陵にかけては、日本海拡大期の広域玄武岩が厚く分布している。下部地殻の高速域にはより苦鉄質岩石の分布が推定され、これらの地質学的特徴と併せて、リフト構造を反映しているものと考えられる。

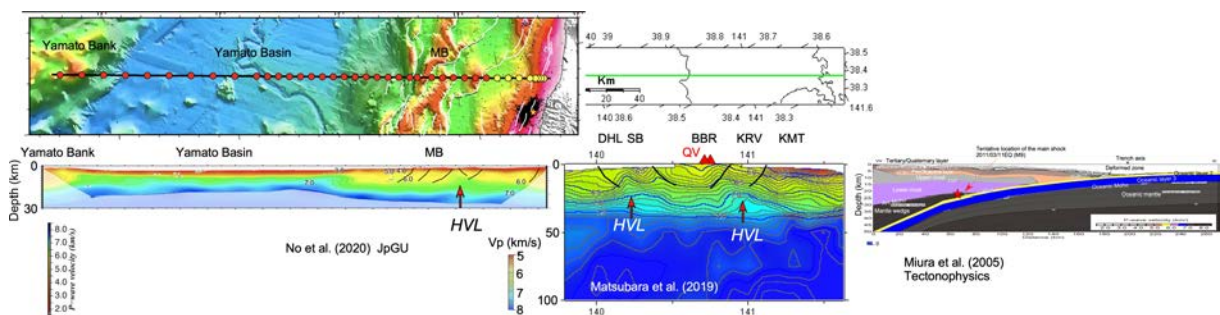


図 57 東北日本中部横断断面

日本海域は No et al. (2020) 57)、陸上区間は Matsubara et al. (2019) 58) の地震波トモグラフィによる P 波速度構造断面、前弧海域は Miura et al. (2005) 59) による。HVL: P 波速度の大きい下部地殻、DHL: 出羽丘陵、SB: 新庄盆地、BBR: 脊梁山地、KRV: 北上河谷帯、KMT: 北上山地、QV: 火山。



## b) 西日本における地殻構造探査

西南日本弧の日本海南縁の地殻構造については、平成 28 年度に実施した倉吉から大和海盆に至る地殻構造調査結果<sup>61)</sup>に典型的に現れている(図 58)。基本的には東北日本弧から日本海東縁に至る構造と類似し、大陸地殻は隠岐トラフ、大和海盆に向かって薄化する<sup>62,63)</sup>。倉吉の沖合から隠岐トラフまでは、大局的に北に傾斜した断層が分布する。これらの断層は、西南日本弧と平行に形成されており<sup>64)</sup>、日本海形成期の西南日本の応力場<sup>65,66)</sup>とよく調和する。これらの正断層群は、後期中新世に南北方向からの圧縮応力の元で逆断層運動が進行し、宍道褶曲帯と呼ばれる短縮変形帯が形成された<sup>67, 68,64)</sup>。図 59 に示した反射法断面では、正断層運動を示す層厚変化から、連続的に逆断層運動を示す層厚変化に変化している。日本海東縁部のように、層厚変化のないポストリフト期の堆積層を経て、反転運動が生じている日本海東縁の構造運動<sup>69)</sup>とは、対照的である。断層・褶曲変形を受けた中新統は、広範にほぼ水平な鮮新統に不整合で覆われる。ほとんどの断層運動は停止したことを示すが、図 58 および 59 の鳥取沖東部断層のように、隆起側で鮮新統の薄化を示すことから、逆断層運動は鮮新世に入っても継続した断層がある。鳥取沖東部断層の場合は、断層を隔てて反射面の対応が困難であり、新期には横ずれ断層として活動したことを示している。周辺の東西走向の活断層は、右横ずれ断層として活動しており<sup>70)</sup>、反射面から読み取った運動センスと調和的である。今回の探査で、正断層として形成された断層が逆断層、そして横ずれ断層として再活動したことが明らかになった。右横ずれ断層としての運動開始時期については、ここでは直接的な資料は得られていないが、和歌山の中央構造線活断層系で、逆断層運動から右横ずれへの変換時期が約 70 万年前であることから推定した<sup>71)</sup>。

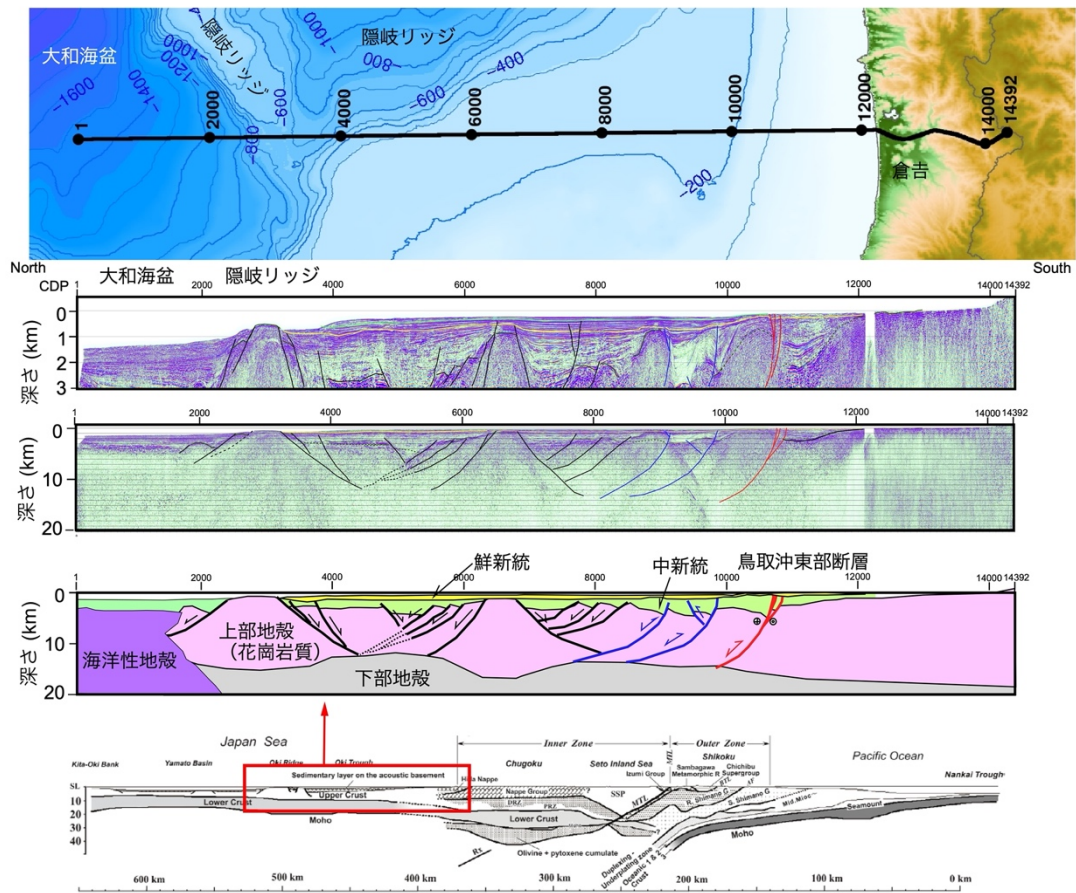


図 58 倉吉から大和海盆にいたる反射法地震探査断面

上から平成 28 年度倉吉沖探査測線図、マイグレーション処理後の深度変換断面（垂直誇張 5 倍）、同断面（垂直誇張なし）、地質構造概念図、西南日本弧の構造断面上 72)での倉吉沖測線の範囲。

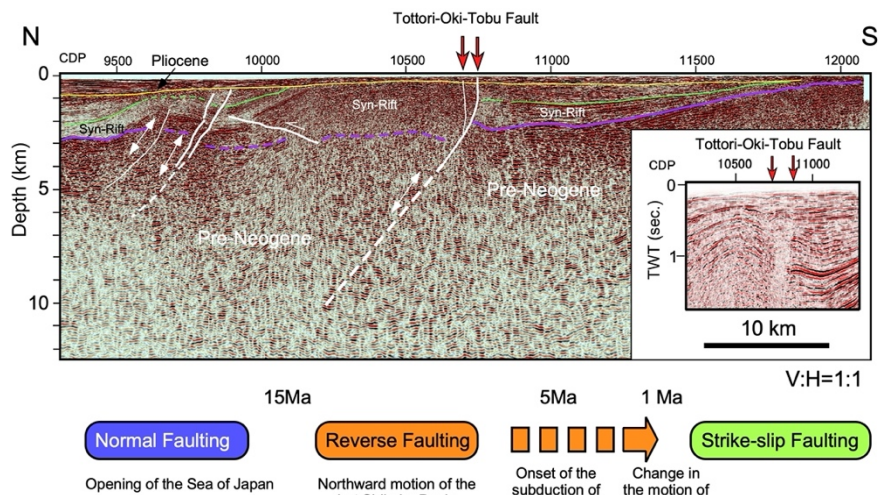


図 59 平成 28 年度倉吉沖探査測線南部鳥取沖断層周辺の反射法地震探査断面と活動様式の変遷

c) 中部日本における地殻構造探査

東北日本と西南日本弧が接合する新潟から北陸地域では、島弧会合部として複雑な構造を示している。新潟地域で特徴的な構造は、極めて厚い新第三系の分布と逆断層-褶曲帯の形成である。日本海拡大期における反時計回り回転は、関東平野北部の関東構造線と糸魚川-静岡構造線の北部を利用して達成されたため、東北日本ブロックの南縁では大きな移動量、伸張量が生じた<sup>53)</sup> (図60)。新潟堆積盆地は、東北地方の日本海側に形成されているリフト帯と一連のものだが、構造の規模が大きい。新潟から北部フォッサマグナにいたる堆積盆地は最大層厚が7 kmを越える堆積物が重なり、大きな短縮変形を受けている。新潟平野東縁や長野平野西縁では、伏在する主断層がリフト軸の外側に傾斜する大規模な楔状のスラストの存在が明らかにされている<sup>73)</sup>。こうしたリフト帯では玄武岩質の厚い噴出岩が分布し、とくに自然地震トモグラフィによってリフト帯下の下部地殻内にP波速度の高速領域の分布が推定されている<sup>74, 75)</sup>。苦鉄質岩の進入とリフト軸の外側に傾斜した断層形状をもつリフトモデル<sup>76)</sup> (図58) は、その後の短縮変形プロセスをよく説明することができる。

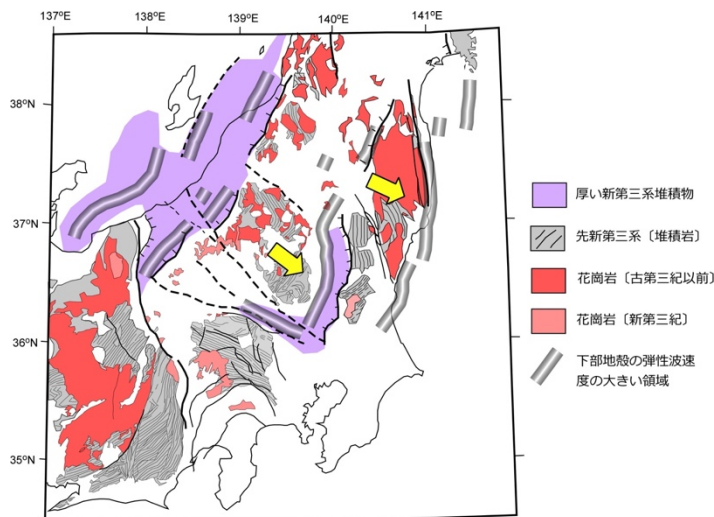


図60 本州中央部の日本海拡大時のリフトの分布<sup>74)</sup>  
 黄色矢印: 日本海拡大時の運動方向。赤紫の領域は、厚いリフト後の堆積層と下部地殻の高速化を示し、リフト帯の形成による地殻の薄化を示す。地殻の弾性波速度は、Matsubara and Obara (2011)<sup>77)</sup>による。

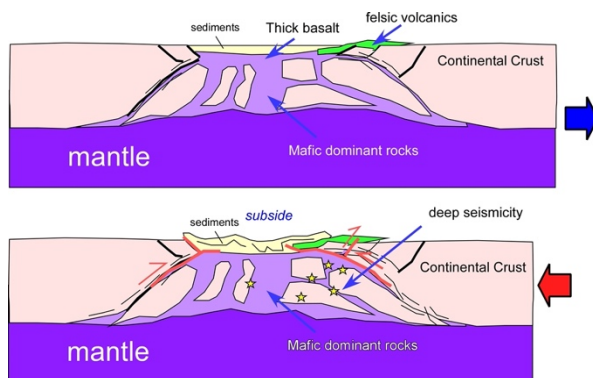


図 61 新潟-北部フォッサにおける中絶リフトの形成と短縮変形<sup>76)</sup>の概念図

本プロジェクトで実施した地殻構造探査によって、富山トラフを横断する測線で (図

62)、同様のリフト軸の外側に傾斜する断層を伴う構造が見いだされた78, 79) (図63)。こうした構造モデルにより、富山トラフの形成と圧縮応力場のもとでの能登半島と飛騨山脈の隆起が統一的に説明された。

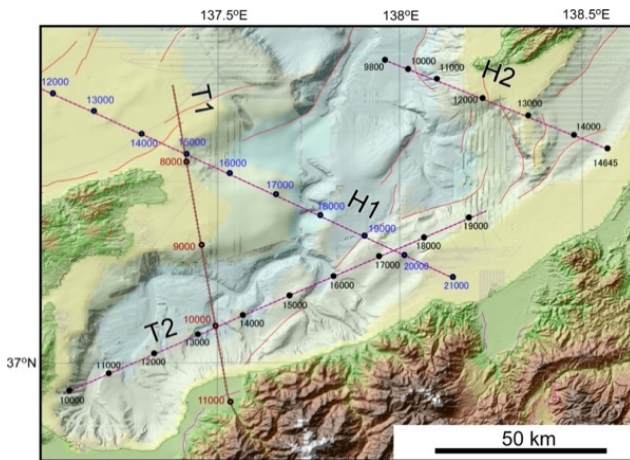


図 62 上越沖海域周辺の測線図78)。 H1, H2, T1, T2 は測線番号。測線上の番号は、CDP 番号。CDP 番号は、それぞれの断面上の番号に対応。赤線は、岡村(2002)80)、中田・今泉(2002)81)による活断層。

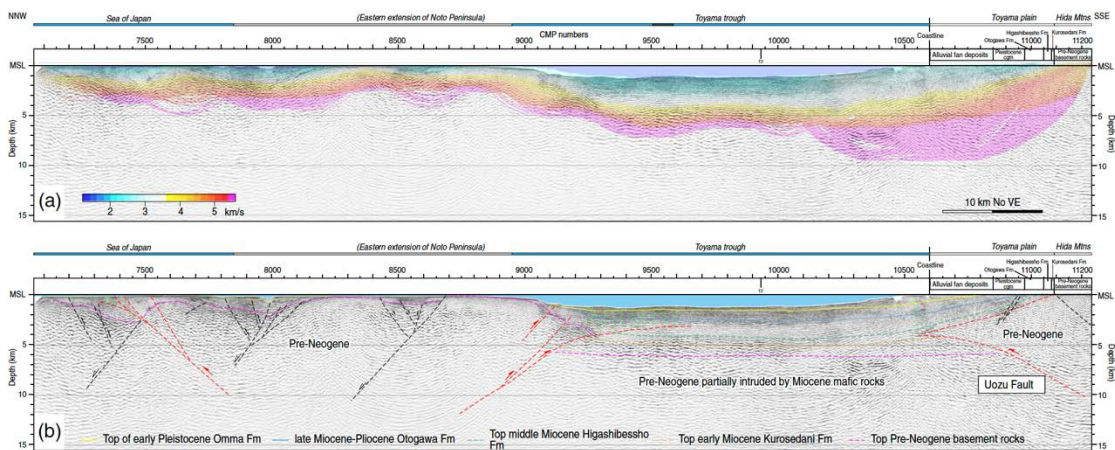


図 63 海陸統合測線 T1+TA (図 62) の反射法地震探査断面と屈折トモグラフィによる P 波速度構造の重ね合わせ断面 (上) と地質解釈断面 (下) 79)。

凡例 赤: 活断層、青: 逆断層、黒: 正断層、赤紫破線: 先新第三系もしくは火山岩の上面、水色: 西山層基底、黄色: 灰爪層基底。

本プロジェクトでは、中越沖地震の震源域の構造調査を、「ひずみ集中帯の重点的調査・観測プロジェクト」の陸域測線を引き継いで沿岸海域で実施した(図62、64)。中越沖地震は、北北東方向に伸びるリフト軸の東南東側の物質境界の断層が再活動した断層によって形成されたもので、上盤側はthin-skinned型の複雑な短縮変形構造が形成されている。探査の結果、中越沖地震の震源断層から浅部に伸びる断層は、堆積物中の深いレベルで伏在していることが明らかになった(図64)。地震発生前に震源断層を予測するためには、変形システム全体を捉える構造調査が重要な役割をはたしている。これらの成果は、震源断層モデル構築の基礎的な資料として活用された。

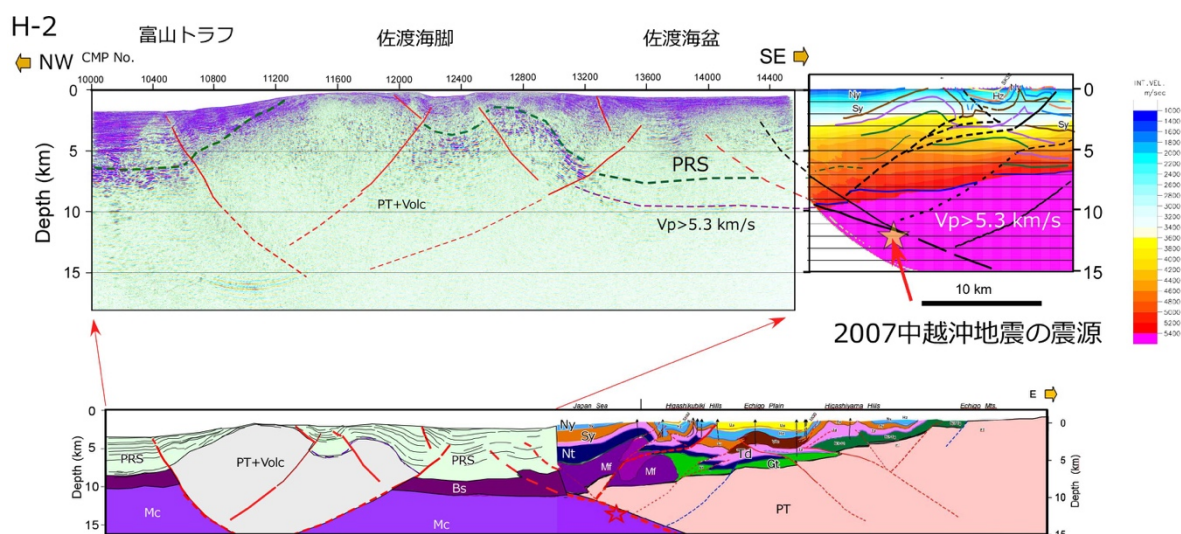


図 64 測線 H2 の地質学的解釈<sup>78)</sup>。左上: H2 測線の断面図、下: H2 測線と東山-三島測線の統合地質断面。右上: 東山-三島測線の速度構造の東部断面。地質体 PT: 先新第三系 (花崗岩質)、Mc: 苦鉄質な地殻、Bs: 玄武岩、PRS: リフト充填堆積物、Nt: 七谷層、Td: 寺泊層、Sy: 椎谷層、Ny: 西山層、Hz: 灰爪層。赤線は活断層。

d) 日本海と本州背弧域の地殻構造

図 65 に日本海と本州弧背弧域の地殻構造の概念図を示した。日本海の地殻構造については、No et al.(2014)<sup>49)</sup>、Sato et al. (2006)<sup>62)</sup>、Sato et al. (2014)<sup>82)</sup>、Sato et al. (2018)<sup>83)</sup>、Sato et al. (2020)<sup>84)</sup>、佐藤ほか (2014)<sup>85)</sup> など、本プロジェクトで行った日本海の地殻構造のとりまとめも参考にした。この図は背弧の大陸地殻中の中絶リフトの分布を表した。この中絶リフトの分布は、深部反射法地震探査、ブーグ異常やボーリングデータなどから推定される厚い堆積物、広範な苦鉄質岩の分布、地震波トモグラフィによる下部地殻の P 波速度異常 (高速度) から推定したものである。新第三系の背弧火山噴出物と堆積物の前弧側の縁は、東北日本では北上山地の西縁から阿武隈山地の東縁に位置し、フォッサマグナを経て北陸では富山平野の南縁まで、大きく移動する。全体として見ると東北日本では伸張変形を受けた大陸地殻が幅広く分布する。こうした伸張変形を受けた大陸地殻の中で中絶リフトが分布している。これまでの構造探査では、中絶リフト周辺では、短縮変形の際にリフト軸の外側に傾斜する物質境界で低角度の断層が形成する 경우가多く、こうした知見は震源断層形状の推定に重要な情報を提供する。

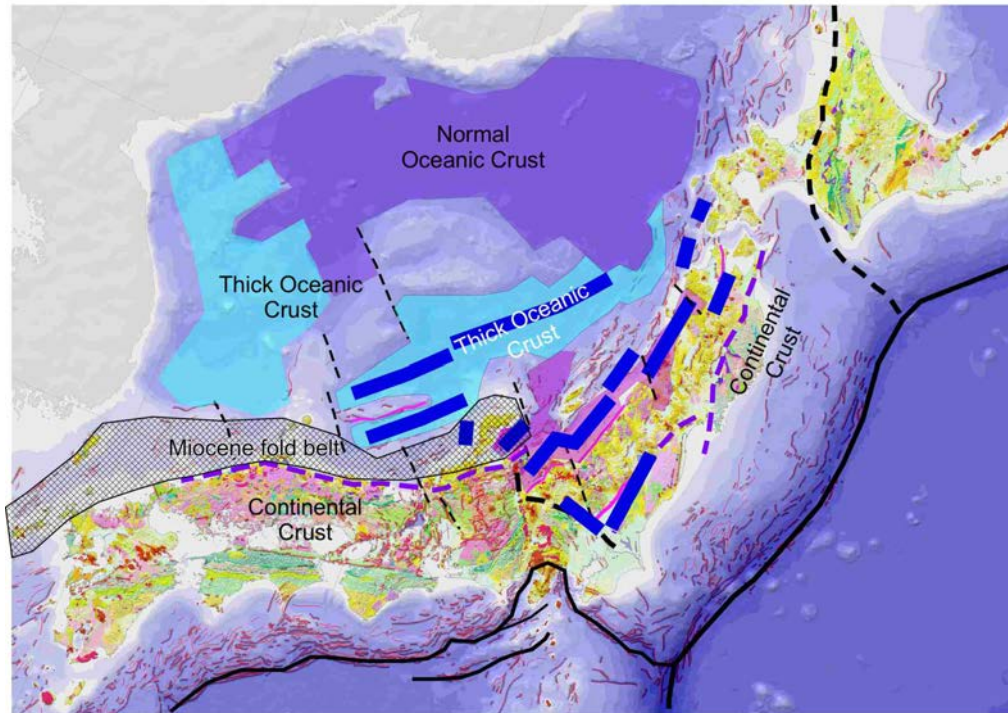


図 65 日本海と本州弧背弧域の地殻構造の概念図

太実線（青）：リフト軸、赤紫：厚い堆積物や玄武岩の分布が推定される領域、赤線：活断層。地質図は日本列島の地質編集委員会編（2002）<sup>86)</sup>による。

### (c) 結論ならびに今後の課題

東北日本弧の背弧域と日本海域における地震と津波発生を理解するためには、地殻構造を理解することは、基本的に重要である。令和2年度には、これまで深部構造探査が実施されてこなかった津軽半島を横断する測線で、反射法地震探査を実施した。

津軽半島横断測線では、深さ5 km程度までのP波速度構造や断層の深部形状が明らかになった。津軽半島の主要な地質構造である南北方向に伸びる隆起帯である津軽山地は、山地東翼の中角度で傾斜する津軽断層の逆断層運動によって形成された。P波速度構造から断層の隆起側で厚い4.5-5.4 km/s層を有し、逆断層運動に先行した正断層運動の存在を示している。活断層である青森湾西岸断層は、津軽断層から分岐した逆断層であり、浅部ではthin-skinned型の変形を示す。津軽平野東縁断層帯は、構造形態から津軽断層のバックラストであり、津軽断層の累積変位量に比べ、極めて小さい。1766年津軽明和地震の震源断層を明らかにする上で、重要な基礎データが得られた。

探査の結果、津軽平野西縁の白神山地との境界部に、西傾斜の大規模な伏在断層が存在することが明らかになった。この断層についても隆起側に厚い堆積層を有することから、日本海拡大期に西傾斜の正断層として活動したことを示している。鮮新統の舞戸層中に成長層が形成されており、断層の活動開始時期は浮遊性有孔虫化石から3.5 Ma-1.2 Maである。この断層運動は海成段丘面高度によって記録されている。隆起部では酸素同位体ステージ5eの高度が100 mとなることから、平均鉛直変位速度は0.8 mm/yと推定され、実

変位速度は 1.2 mm/y となる A 級の活断層である。

断層の深部形状や平野下の地下構造の理解は、精度の高い強震動や津波予測を行う上で、また歴史地震を引き起こした断層を推定する上でも重要である。今回の調査では、歴史地震の震源断層を推定するための基礎資料の他、沿岸部に伏在する活断層の存在が明瞭になった。沿岸部や平野下には未調査域が多く、今後の調査の進展が望まれる。

本プロジェクトで得られた構造探査の成果と既存の日本海側の構造探査データと統合し、島弧・背弧海盆の基本的な地殻構造の特徴について取りまとめた。日本海東縁、日本海南縁と本州背弧域においては、日本海開裂前の大陸性地殻が日本海の形成に伴って薄化・伸展し、基本的な地殻構造が形成されている。日本海の拡大は複数のリフト帯によって達成され、とくに東北日本・新潟・北陸の日本海沿岸の背弧域では中絶リフト帯が形成された。また、伸張変形を受けた背弧域の大陸地殻では、多数の正断層群が形成された。その後の応力場の変化によって、基本的には既存の正断層群が逆断層や横ずれ断層として再活動し、活構造となっている。この他、日本海盆・大和海盆の境界部、大和海盆の海洋性地殻と大陸地殻、中絶リフトの境界部などの顕著な物質境界では、大規模な逆断層が形成されており、日本海拡大期の構造と密接な関連を有している。こうした活構造の形成過程についての知見は、震源断層形状の推定にとって重要な資料となっている。

#### (d) 引用文献

- 1) 日本列島の地質編集委員会編：日本列島の地質（理科年表読本 コンピューターグラフィックス），丸善，1996.
- 2) 永広昌之，大上和良：中・古生界，奥羽脊梁山地とその西方地域，日本の地質「東北地方」，共立出版，55-67，1989.
- 3) 藤本幸雄，山本正継：白神山地の花崗岩類と東北地方の白亜紀—古第三紀花崗岩類との対比，地球科学，64，127—144.
- 4) 永広昌之：東北地方の先新第三系の地体構造区分，日本地質学会編：日本地方地質誌「東北地方」，3-4，2017.
- 5) 大沢 穠，三村弘二，広島俊夫，中島和敏：1:200,000分の1地質図 「青森」，地質調査所，1993.
- 6) 藤井敬三：油川地域の地質，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，38，1981.
- 7) 岩佐三郎：青森県津軽地方の含油第三系とその構造発達史について，石油技術協会誌，27，197-231，1962.
- 8) 三村高久：青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究，地質学雑誌，85，719-735，1979.
- 9) 今泉俊文，宮内崇裕，堤 浩之，中田 高編：活断層詳細デジタルマップ（新編），USBメモリ，東京大学出版会，141p.，2018.
- 10) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：青森湾西岸断層帯の長期評価について，地震調査委員会，16p.，2004.
- 11) 産業技術総合研究所地質調査総合センター：日本重力データベース DVD 版，数値地質図，P-2，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013.

- 12)村岡洋文, 長谷紘和:黒石地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 124p., 1990.
- 13)宝田晋治, 村岡洋文: 八甲田山地域の地質.地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 86p., 2004.
- 14)長森英明, 宝田晋治, 吾妻 崇: 青森西部地域の地質,地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 67p., 2013.
- 15)根本直樹: 津軽半島における新第三紀以降のテクトニクス, 第四紀研究, 53, 4, p.205-212, 2014.
- 16)産業技術総合研究所地質調査総合センター: 日本シームレス地質図 v2, 2021,  
<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>
- 17)東北地方建設局東北地方土木地質図編纂委員会編: 東北地方土木地質図解説書, 東北地方建設局東北地方土木地質図編纂委員会, 461p., 1988.
- 18)産業技術総合研究所活断層・火山研究部門: 活断層データベース,  
<https://gbank.gsj.jp/activefault/>
- 19)地震調査研究推進本部地震調査委員会: 津軽平野東縁断層帯の長期評価について, 地震調査委員会, 16p., 2004.
- 20)宇佐美龍夫, 石井 寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子: 日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会, 724 p., 2013.
- 21)小池一之, 町田 洋編: 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 122p., 2001.
- 22)Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A., & Nishiki, T.: Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010, 3604-3608, Society of Exploration Geophysicists, 2010.
- 23)青木直史, 檜原省吾, 高橋明久, 西木司: MDRS 法によるコンフリクティング・ディップのイメージング. 物理探査学会学術講演会講演論文集, 122, 60-63, 2010.
- 24)Asakawa, E. and T. Kawanaka: Seismic raytracing using linear traveltime interpolation, Geophy. Prosp., 41, 99-111, 1993.
- 25)白石和也, 阿部 進, 岩崎貴哉, 斉藤秀雄, 佐藤比呂志, 越谷 信, 加藤直子, 新井隆太, 川中 卓: 屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価, 物理探査, 63, 345-356, 2010.
- 26)藤井敬三: 金木地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 40p.,1966.
- 27)大沢 穠, 平山次郎: 五所川原地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 29p.,1970.
- 28)平山次郎, 上村不二雄: 鱒ヶ沢地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 86p.,1985.
- 29)天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会:日本の石油・天然ガス資源 (改訂版), 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 520p., 1992.
- 30)岩井武彦: 島弧横断ルート No.10 (十三湖—五所川原—青森—野辺地—上北), 北村 信編: 新生代東北本州弧地質資料集, 第1巻—その9—, 1986.
- 31)根本直樹: 鱒ヶ沢地域の舞戸層の有孔虫群, 化石, 48, 17-33, 1990.



- 32) 須崎俊秋, 箕浦幸治: 青森地域上部新生界の層序と古地理, 地質学論集, 37, 25-37, 1992.
- 33) 本山 功, 丸山俊明: 放散虫および珪藻による津軽半島新第三系の複合微化石層序, 102, 481-499, 1996.
- 34) 石油技術協会: 石油鉱業便覧 石油技術協会創立80周年記念, 石油技術協会, 957p., 2013.
- 35) 米谷盛壽郎: 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 藤田一夫・市川浩一郎・市原 実・千地万造・弘原海清・藤田 崇・高柳洋吉編, 日本の新生代(池辺展生教授記念論集), 35-60, 1978.
- 36) Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T. and Fujiwara, O.: Correlation of the Hakkoda-Kokumoto Tephra, a widespread Middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *The Island Arc*, 14, 666-678, 2005.
- 37) 宮内崇裕, 佐藤比呂志, 八木浩司, 越後智雄, 佐藤尚登: 1:25,000都市圏活断層図「青森」, 国土地理院技術資料, D・1-No.388, 2001.
- 38) 産業技術総合研究所: 青森湾西岸断層帯の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書, No. H20-3, 2009.
- 39) 佐藤比呂志, 岩崎貴哉, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子, 田中伸一, 宮川幸治, 辻 浩, 越谷 信, 戸田 茂, 豊島剛志, 小林健太: 沿岸海域および海陸統合構造調査, 平成29年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 150-195, 2018.
- 40) 佐藤比呂志, 岩崎貴哉, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子, 田中伸一, 宮川幸治, 辻 浩, 越谷 信, 戸田 茂, 豊島剛志, 小林健太: 沿岸海域および海陸統合構造調査, 平成30年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 143-190, 2019.
- 41) 佐藤比呂志, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子, 岩崎貴哉, 越谷 信, 戸田 茂, 豊島剛志, 小林健太: 沿岸海域および海陸統合構造調査, 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, 2021
- 42) 佐藤比呂志, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子, 岩崎貴哉, 越谷 信, 戸田 茂, 豊島剛志, 小林健太: 沿岸海域および海陸統合構造調査, 平成31年度(令和元年度)「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 151~192. 2020.
- 43) 伊藤谷生: 日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌, 65, 103-109, 2000.
- 44) Iwasaki, T., Tsumura, N., Ito, T., Arita, K., Matsubara, M., Sato, H., Kurashimo, E., Hirata, N., Abe, S., Noda, K., Fujiwara, A., Kikuchi, S., Suzuki, K.: Structural heterogeneity in and around the fold-and-thrust belt of the Hidaka collision zone, Japan and its relationship to the aftershock activity of the 2018 Hokkaido eastern Iburu earthquake, *Earth, Planets and Space*, 71:103, <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1081-z>, 2019.
- 45) Tsumura, N., Ikawa, H., Ikawa, T., Shinohara, M., Ito, T., Arita, K., Moriya, T., Kimura, G, Ikawa, T.: Delamination-wedge structure beneath the Hidaka Collision Zone, Central Hokkaido, Japan inferred from seismic reflection profiling. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1057-1060, 1999.

- 46) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：石狩低地東縁断層帯の評価(一部改訂), 34p., 2010.
- 47) McClay, K.R. and Buchanan, P.G.: Thrust faults in inverted extensional basins. In McClay, K. R., ed., "Thrust tectonics." 93-121, Chapman & Hall, London, 1992.
- 48) 小平 秀一, 三浦 誠一, 佐藤 壮, 野 徹雄, 石井 将人: 沖合構造調査, 平成 29 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 113-130, 2018.
- 49) No, T., T. Sato, S. Kodaira, Ishiyama, T., H. Sato, N. Takahashi, Y. Kaneda: The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 400, 14–25, 2014.
- 50) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：庄内平野東縁断層帯の長期評価の一部改訂について. 41p., 2009.
- 51) 小平 秀一, 藤江 剛, 野 徹雄, 三浦 亮, 網廣 恵, 石井 将人: 沖合構造調査, ;平成 31年度 (令和元年度) 「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 122-138, 2020.
- 52) 野 徹雄, 佐藤 壮, 小平 秀一, 高橋 成実, 石山 達也, 佐藤 比呂志, 金田 義行: 日本海東部におけるマルチチャンネル反射法地震探査, *AMSTEC Report of Research and Development*, 19, 29-47, 2014.
- 53) Sato, H., The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, 99, 22261-22274, 1994.
- 54) 土谷信之, 大沢 穠, 池辺 穰: 鶴岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 77p.,1984.
- 55) 大沢 穠, 片平忠実, 土谷信之: 清川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1 地質図幅), 地質調査所, 61p., 1986.
- 56) 小平 秀一, 三浦 誠一, 佐藤 壮, 野 徹雄, 石井 将人: 沖合構造調査, 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, 2021.
- 57) 野 徹雄, 小平秀一, 佐藤比呂志, 石山達也, 三浦 亮, 藤江 剛, 下村典生, 佐藤 壮: 山形県沖～大和海盆～大和堆における海底地震計を用いた地殻構造探査, 日本地球惑星科学連合2020大会, SCG-66-14, 2020.
- 58) Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, M., Suzuki, K. and Kamiya, S.: Seismic velocity structure in and around the Japanese island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Seismic Waves-Probing Earth System*, Intech Open, 1-19, doi:10.5772/intechopen. 86936, 2019.
- 59) Miura, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Tsuru, T., Kodaira, S., Kaneda, Y.: Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, 407, 165-188, 2005.
- 60) Iwasaki, T., Kato, W., Moriya, T., Hasemi, A., Umino, N., Okada, T., Miyashita, K., Mizogami, T., Takeda, T., Sekine, S., Matsushima, T., Tashiro, H., Miyamachi, K.: Extensional structure in Northern Honshu Arc as inferred from seismic

- refraction/wide-angle reflection profiling, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2329-2332, 2001.
- 61) 佐藤比呂志, 岩崎貴哉, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子, 田中伸一, 宮川幸治, 辻 浩, 越谷 信, 戸田 茂, 豊島剛志, 小林健太, 沿岸海域および海陸統合構造調査, 平成 28 年度「日本海地震, 津波調査プロジェクト」成果報告書, 147-184, 2017.
- 62) Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Fujie, G., Kang, D. H., Kodaira, S., Kaneda, Y.: Last stage of the Japan Sea backarc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q06004, doi:10.1029/2005GC001135, 2006.
- 63) 伊藤谷生, 佐藤比呂志: 西南日本における海溝-島弧-縁海系の地殻構造-南海トラフから大和海盆北縁まで-. *地学雑誌*, 119, 235-244, 2010.
- 64) Itoh, Y., and Nagasaki, Y.: 1996, crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene. *The Island Arc*, 5, 337-353.
- 65) 山元孝広: 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場, *地質調査所月報*, 42, 131-148, 1991.
- 66) Hoshi, H. and Takagawa, M.: Early Miocene parallel dike swarms in the Tsuruga Bay area, back-arc side of central Japan, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 115, 96-99, 2009.
- 67) 田中 隆: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格, *石油技術協会誌*, 44, 76-88, 1979.
- 68) 田中 隆, 小草近治: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動, *地質学雑誌*, 87, 725-736, 1981.
- 69) Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R., Satoh, M.: Rifting and basin inversion in the eastern margin of Japan Sea, *Island Arc*, 4, 166-168, 1995.
- 70) Ito, Y., Tsutsumi, H., Yamamoto H., and Arato, H.: Active right-lateral strike-slip fault zone along the southern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 351, 301-314, 2002.
- 71) Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horn, A., Takeda, T.: Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, *Tectonophysics*, 644-645, 58-67, 2015.
- 72) Ito T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., N. Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., S. Harder, K. Miller, Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T., Ikawa, T.: Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, *Tectonophysics*, 472, 124-134, 2009.
- 73) 佐藤比呂志: 反射法・屈折法による地殻構造調査, 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」総括成果報告書, 57-63, 2014.
- 74) 佐藤比呂志, 日本列島の生い立ちと長期地殻応力・歪の起源. *予知連会報*, 92, 431-433, 2014.
- 75) Matsubara, M., Sato, H., Ishiyama, T., Van Horne, A.: Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands derived from three-dimensional seismic tomography, *Tectonophysics*, 710-711, 97-107, 2017.
- 76) 佐藤比呂志: 最新の陸域構造調査. *予知連会報*, 90, 516-520, 2013.

- 77) Matsubara, M. and Obara, K.: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, 663–667, 2011.
- 78) 佐藤比呂志, 岩崎貴哉, 石山達也, 蔵下英司, 加藤直子: 沿岸海域および海陸統合構造調査, 平成 25 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 105-188, 2014.
- 79) Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K., Matsubara, M.: Structures and active tectonics of compressionally reactivated back-arc failed rift across the Toyama trough in the Sea of Japan, revealed by multiscale seismic profiling, *Tectonophysics*, 710-711, 21-36, 2017.
- 80) 岡村行信: 大竹政和・太田陽子・平 朝彦編「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, 111-121, 2002.
- 81) 中田 高・今泉俊文編: 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.
- 82) Sato, T., No, T., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y.: Seismic constraints of the formation process on the back-arc basin in the southeastern Japan Sea, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 1563–1579, doi:10.1002/2013JB010643, 2014.
- 83) Sato, T., No, T., Miura, S., Kodaira, S., 2018. Crustal characteristic variation in the central Yamato Basin, Japan Sea backarc basin, deduced from seismic survey results, *Tectonophysics*, 726, 1–13, 2018.
- 84) Sato, T., No, T., Arai, R., Miura, S., Kodaira, S.: Transition from continental rift to back-arc basin in the southern Japan Sea deduced from seismic velocity structures, *Geophys.J.Int.*, 221, 722-739, 2020.
- 85) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・加藤 直子, 海溝型地震と内陸沿岸地震の関連メカニズムの評価準備, 平成 25 年度「日本海地震・津波調査プロジェクト」成果報告書, 247-252, 2014.
- 86) 日本列島の地質編集委員会編: コンピュータグラフィックス「日本列島の地質」CD-ROM 版, 丸善株式会社, 2002.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Sato, H., T. Ishiyama, H. Ishige, N. Kato, M. Shinohara, T. Iwasaki, E. Kurashimo, H. Shimizu, S. Kawasaki, S. Abe, M. Matsubara, S. Koshiya, T. No, S. Kodaira, N. Hirata	Seismic transect across the central part of Northern Honshu, Japan (e-poster)	JpGU-AGU Joint meeting 2020	令和 2 年 7 月 12~16 日

Sato, H., T. Ishiyama, T. No, M. Matsubara, S. Kodaira	Origin of seismogenic source faults in the backarc of Honshu, Japan (e-poster)	JpGU-AGU Joint meeting 2020	令和 2 年 7 月 12~16 日
佐藤比呂志, 石山達 也, 清水英彦, 石毛 宏和, 加藤直子, 越 谷信, 篠原雅尚, 岩 崎貴哉, 川崎慎治, 阿部 進, 松原 誠, 平田 直	庄内-新庄測線における深部 反射法地震探査（オンライ ン口頭発表）地震探査から 見る日本海北海道南西沖に おける地殻構造（口頭発 表）	石油技術協会令和 2 年学術大会, 地質・ 探鉱部門	令和 2 年 10 月 25 日 ~31 日

(f) 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