

3. 5 震源断層モデルの構築と推定手法の検討

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 震源断層モデルの構築と推定手法の検討

(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	准教授	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	加藤 直子
国立大学法人岩手大学	教授	越谷 信
国立研究開発法人 防災科学技術研究所	主任研究員	松原 誠
地震津波防災研究部門	特別研究員	ヤノ トモコ エリザベス
国立大学法人横浜国立大学大学院環境情報研究院	教授	石川 正弘

(c) 業務の目的

サブテーマ1および2で得られる結果を総合させて、地表から深部までの断層モデル・震源断層像を提示するとともに、残された課題と課題解決の手法を提案する。さらに、サブテーマ3および4の検討結果を踏まえて、日本列島の活断層－震源断層システムの推定とその課題および解決の手法について提案し、長期評価の手法改良に資する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成29年度：

日本列島の活断層－震源断層システムの構造的な特徴の抽出に必要な重力・空中磁気などのデータの収集・整理を行った。

2) 平成30年度：

変動地形・構造地質学的データとサブテーマ3および4で得られた地殻・最上部マントルの構造的な特徴や地震発生層の厚さに基づき、近年発生した内陸地震およびサブテーマ1で反射法地震探査を実施した活断層の深部形状に関する構造的な特徴について統合的な検討を行った。

3) 令和元年度：

変動地形・構造地質学的データとサブテーマ3および4で得られた地殻・最上部マントルの構造的な特徴や地震発生層の厚さに基づき、近年発生した内陸地震およびサブテーマ1で反射法地震探査を実施した活断層の深部形状に関する構造的な特徴について統合的な検討を行った。また、これまでの成果を踏まえ、日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法について詳細な検討を行い、今後の課題について取り纏めを行った。

(2) 令和元年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ1で今年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線断層帯、および近年発生した内陸地震について既往研究やサブテーマ2および3による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。また、これまでの成果を踏まえ、日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法について詳細な検討を行い、今後の課題について取り纏めた。

(b) 業務の実施方法

サブテーマ1で実施した反射法地震探査の結果得られた反射断面と変動地形・地表地質、サブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の形状を推定した。また、収集した地球物理学的データとサブテーマ3で推定された地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテーマ3で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された300℃深さおよび脆性塑性境界深さについて検討した。

(c) 業務の成果

(1) 活断層の深部形状に関する構造的な特徴と震源断層モデル

(1-1) 庄内平野東縁断層帯および庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯の震源断層モデル

サブテーマ1で令和元年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯および庄内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯について、既往研究やサブテーマ2および3による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。3.1章にて述べたように、中野俣測線で得られた中深度断面によれば、庄内平野東縁断層帯の断層構造は、中期中新世の硬質シルト岩である草薙層と同じく下位の玄武岩・玄武岩質安山岩である青沢層（池辺・他, 1979; 佐藤, 1986a, 1986b）の境界付近に発達した低角のスラストからなり、これが酒田衝上断層に収斂すること、また酒田衝上断層自体も上盤側の非対称背斜の構造から低角化することが推定される。このような構造の概要は、サブテーマ2にてほぼ同じ測線で実施された重力探査に基づく密度構造モデルともよく整合する（図1）。一方、過去に行われたMT法の結果から、青沢断層の地表位置から地下深部に中角度で東傾斜する低比抵抗体の存在が推定され、断層の深部延長と推定されている（Ichihara et al., 2011）。青沢断層に沿ってはブーゲー異常の急変帯が存在することから、中野俣測線で推定された庄内平野東縁に伏在するスラストは、このような中角度で東傾斜する断層に遷移するものとみられる。このような中角度の断層深部形状は、日本海地震津波調査プロジェクトで令和元年度に行われた庄内－新庄測線でも確認されており、妥当であると考えられる。

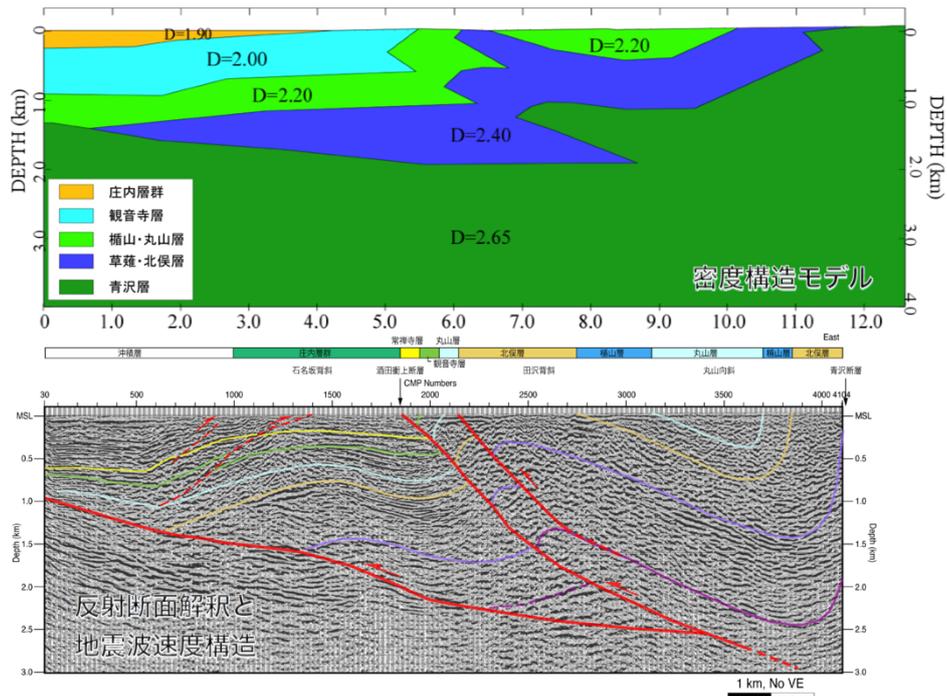


図1 庄内平野東縁断層帯を横断する中野俣測線沿いの(上)稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

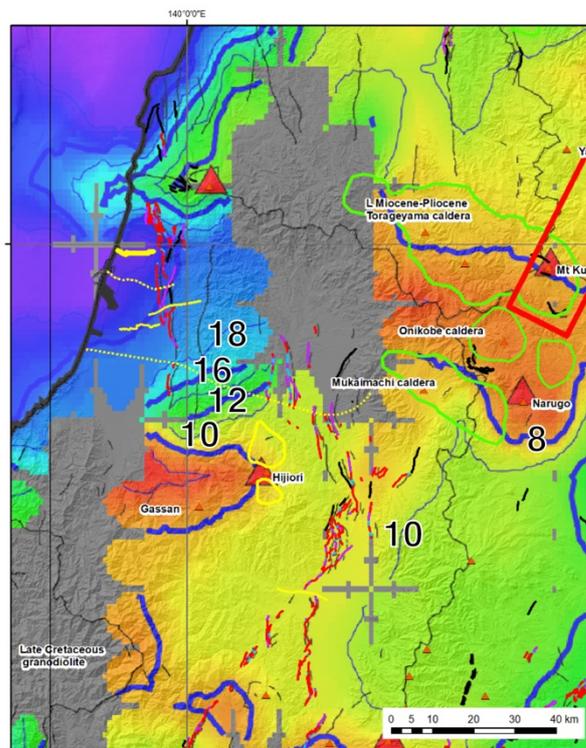


図2 庄内平野・山形盆地周辺のD90の深度分布(km)。

また、庄内平野下に存在することが明らかになった東傾斜の伏在活断層については、上盤側の第四系・新第三系が出羽丘陵のような短波長の複背斜構造ではなく撓曲構造を呈す

ることから、中角度の逆断層と推定される。一方、庄内平野周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから約18 kmと推定される(図2)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを18 km、断層の傾斜を45°と仮定して震源断層モデルを推定した(図3)。

このように、庄内平野周辺においては、いわゆる庄内平野東縁断層帯(地震調査研究推進本部, 2009)と庄内平野の伏在活断層の、少なくとも2つの独立した活構造が存在すると考えられる。庄内平野の伏在活断層については、今回は1枚の断層面を推定したが、詳細な分布・形状については反射法・層序などの更なるデータを蓄積して検討する必要がある。また、1894年庄内地震(M7.0; 宇佐美, 2003)の震源については、従来庄内平野東縁断層帯と推定されている(地震調査研究推進本部, 2009)が庄内平野の伏在活断層の可能性についても検討の余地があると考えられる。

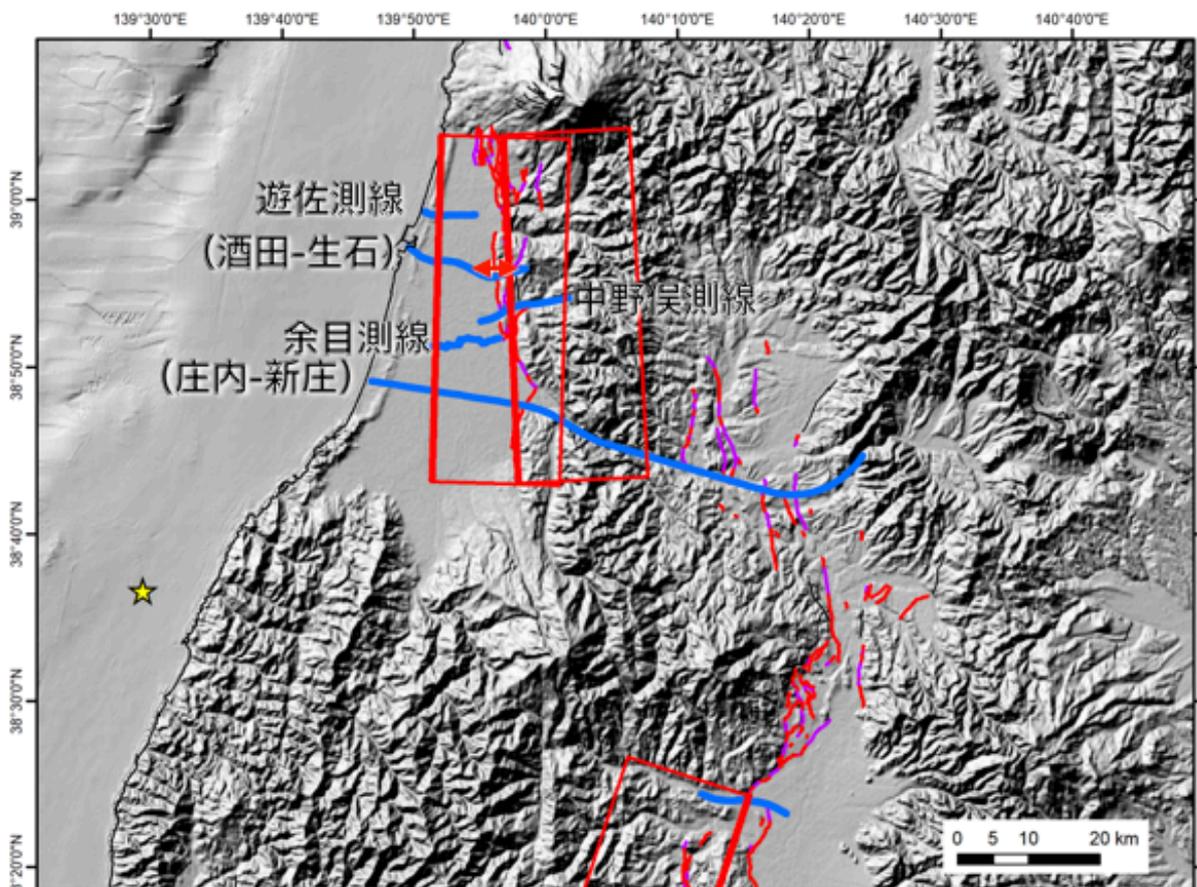


図3 庄内平野東縁断層帯、庄内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

山形盆地西縁断層帯については、寒河江測線の解釈に基づき山形盆地西縁断層帯を構成する主断層である寒河江-山辺断層の傾斜は約30°、断層上端の深さは約2 kmと推定される。また、山形盆地西縁断層帯周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから約8 kmと推定される(図2)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを10 kmとし、また断層の傾斜を30°と仮定して震源断層モデルを推定した(図3)。地震調査研究推進本部(2007)では断層先端の深さを0 km、傾斜を中角度としているが、これらについては再検討する上での資料となると考えられる。

過去の年次で取り扱った断層帯についても同様の検討を行った。琵琶湖西岸断層帯・花折断層で実施した饗庭野－朽木測線では、琵琶湖西岸断層帯・饗庭野断層が中角度に西に傾斜する逆断層であるのに対して、花折断層は高角ないしはほぼ垂直な断層面を持つ横ずれ断層と推定された。このような構造解釈は、ほぼ同じ測線で取得された重力探査の結果に基づく密度構造モデルと整合的であり（図4）、饗庭野断層上盤側の先新第三系基盤岩類（丹波帯）が古琵琶湖層群・完新統に衝上する約30°西傾斜の断層構造が共通して確認される。密度構造モデルでは、反射法で推定された、花折断層周辺の丹波帯の剪断構造や安曇川河谷内の古琵琶湖盆に対応する基盤岩類の局所的な変形構造に対応すると考えられる第二層の厚化が認められる。構造解釈は屈折トモグラフィによるP波速度構造とも調和的であり、このような反射法・屈折法・稠密重力探査の統合的探査による構造推定の有効性を示している。

(1-2) 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の構造的特徴と震源断層モデル

琵琶湖西岸断層帯・花折断層については、佐藤・他(2007)において大大特・近江測線の深部構造探査がすでに実施されている。近江測線は和邇－途中測線とほぼ一致していることから、両者をあわせて堅田断層の深部構造を推定するに都合が良い。和邇－途中測線では、古琵琶湖層群堅田層および先新第三系基盤岩類（丹波帯）からなる堅田丘陵東縁部の変動地形学的な検討から推定される堅田断層の地表位置から中角度で西に傾斜する断層面が推定された。また、上盤側の非対称背斜の構造形態から深部でその傾斜を減少させるこ

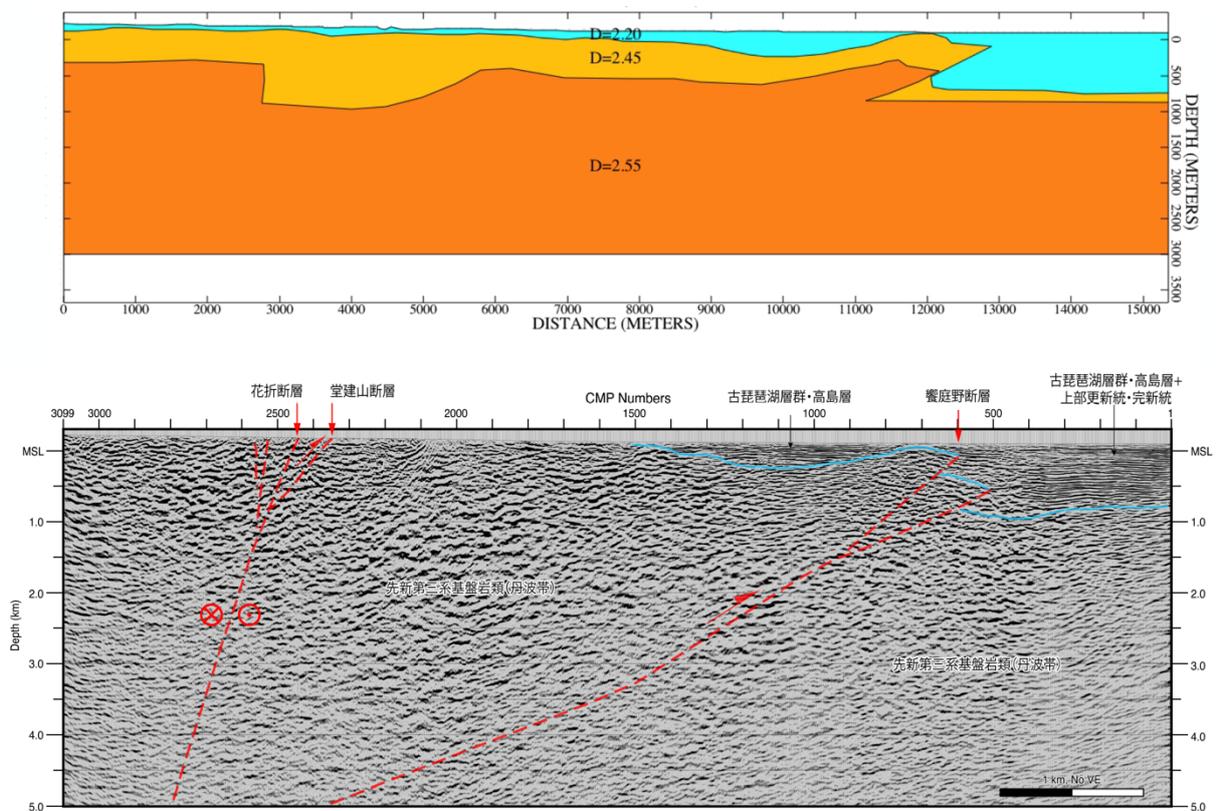


図4 琵琶湖西岸断層帯および花折断層を横断する饗庭野－朽木測線測線沿いの(上)稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと、(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

とが推定される。一方、大大特・近江測線では、和邇-途中測線で推定された堅田断層の断層面の下方延長には断層面からの強い反射波と推定される反射波群が深さ 10 km 程度まで認められている (佐藤・他, 2007)。和邇-途中測線の結果から推定された堅田断層の形状は、この西傾斜の反射イベントと整合的であり、堅田断層の形状は和邇-途中測線で推定されたやや低角度の形状から深部に連続すると推定される (図 5)。一方、花折断層については同様に構造探査の結果からほぼ垂直な断層構造が推定された。

このように、slip-partitioning の典型例として本プロジェクトで研究対象とした花折断層帯・琵琶湖西岸断層帯については、反射法地震探査の結果とその構造解釈および再決定震源による地震活動・メカニズム解 (松原・ヤノ, 2018) から、低角~中角度で西に傾斜する逆断層である琵琶湖西岸断層帯が主断層であり、花折断層がその上盤側に発達する高角の横ずれ断層と推定される。琵琶湖西岸断層帯と花折断層の平均変位速度を比較すると、前者の上下平均変位速度が北部で約 1.8~2.1 mm/年、南部で約 1.4 mm/年と推定されている (例えば地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2003)。これらの値と本研究で明らかになった断層の傾斜 (西傾斜約 30°) を考慮すれば、平均的な断層すべり速度は北部で約 3.6

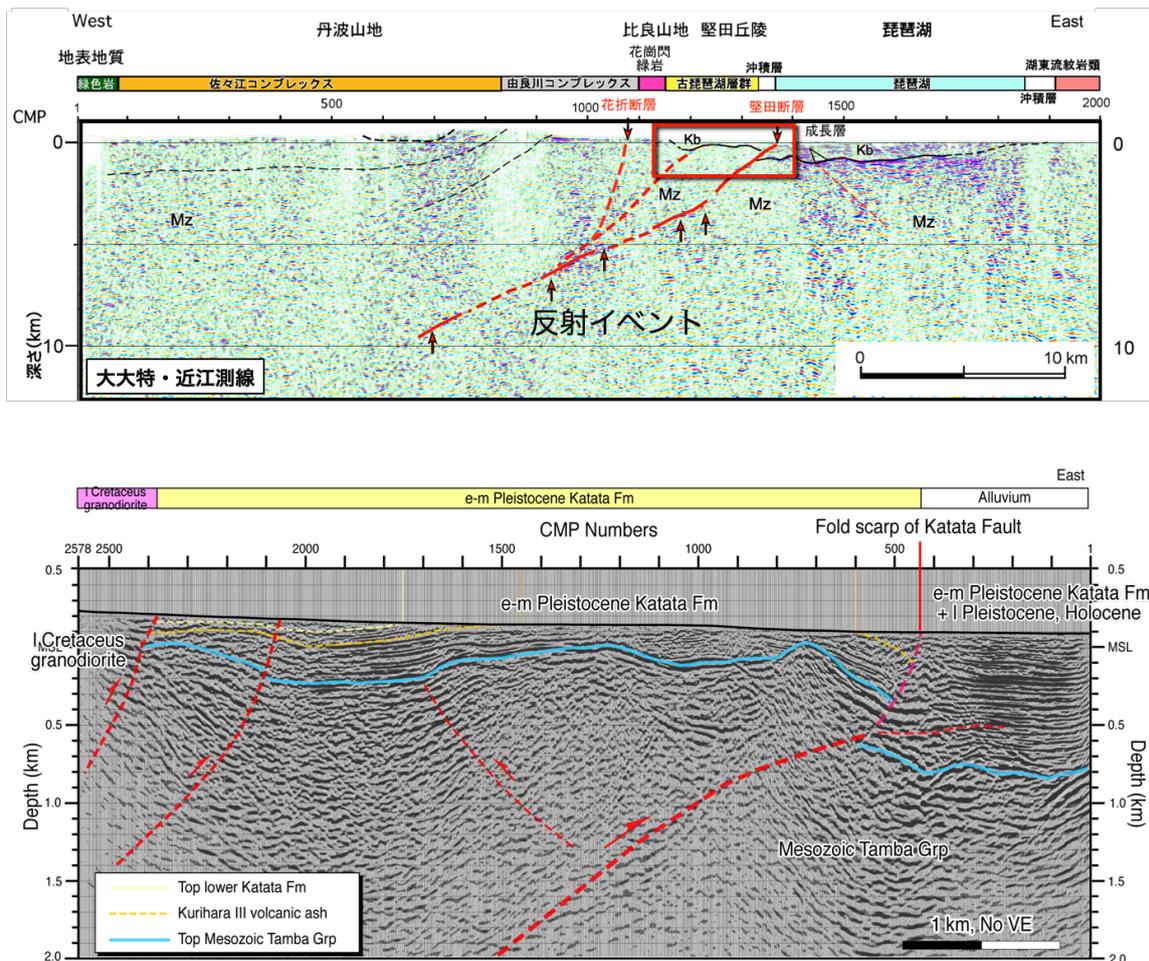


図 5 (上) 大大特・近江測線の構造解釈 (佐藤・他, 2007) と、(下) 琵琶湖西岸断層帯・堅田断層を横断する和邇-途中測線のマイグレーション後深度断面の構造解釈の比較。近江測線の赤矢印は断層面からの強い反射面の位置を示す。

～4.2 mm/年、南部で約 2.3 mm/年となる。一方、花折断層北部・南部における右横ずれ変位地形の再検討から、花折断層の平均変位速度は北部で約 0.5～1.0 mm/年、南部で約 1 mm/年程度と考えられる（石山・他，2019）。花折断層帯に比べて琵琶湖西岸断層帯の方が大きくなる。このことは、琵琶湖西岸断層帯が主断層とする構造的な見方と整合的である。

また、琵琶湖西岸から丹波山地東部にかけての地震発生層の厚さは、D90（サブテーマ 3による）によると約 14～16 km と推定される（図 6）。このことから、琵琶湖西岸断層帯の傾斜を 30°、地震発生層の厚さを 15 km と仮定し、震源断層モデルを推定した（図 7）。

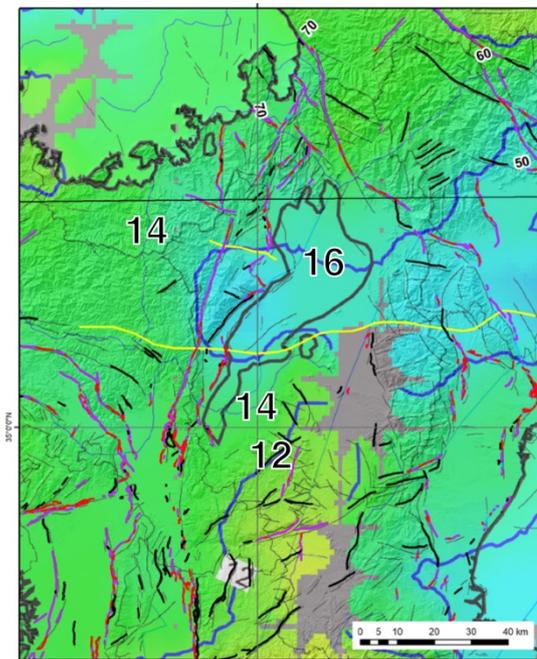


図 6 琵琶湖～丹波山地東部周辺の D90 の深度分布 (km)。

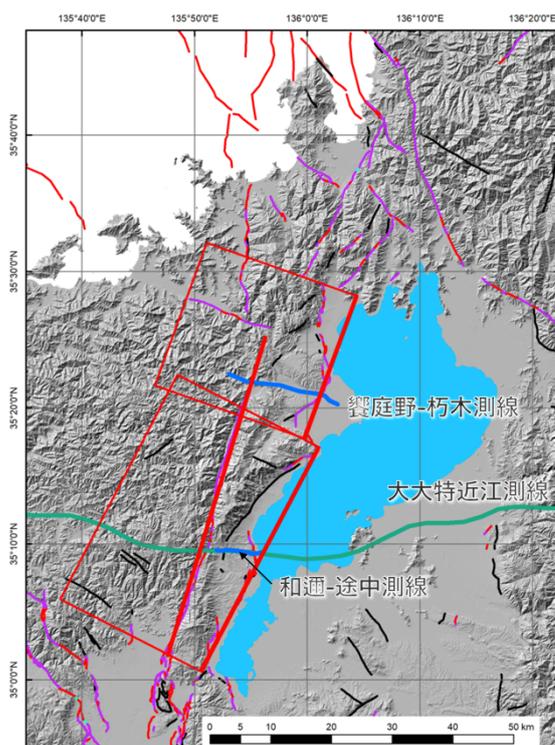


図 7 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

(1-3) 中央構造線断層帯（四国地域）の構造的特徴と震源断層モデル

中央構造線断層帯（四国地域）については、3.1 章にて述べられたように、徳島・愛媛地域で反射法地震探査を行い、和歌山地域の浅層・中深度反射法探査（河村・他, 2001; Sato et al., 2015）や徳島地域の深部構造探査（伊藤, 1996; Ito et al., 2009; Kawamura et al., 2003）と同様に北に傾斜する地質境界断層としての中央構造線の形状が推定された。特に西条測線では、反射法地震探査とほぼ同じ測線で実施された稠密重力探査の観測データに基づく密度構造モデルと、反射法の解釈は非常に整合的である（図8）。また、屈折トモグラフィによるP波速度構造とも整合的である。以上の得られた構造によれば、三波川変成岩類と和泉層群・領家変成岩類の物質境界断層である中央構造線の断面は北に傾斜し、活断層である岡村断層や小松断層を境にしてこれらが大きく食い違うような構造は認められず、北傾斜の物質境界断層に収斂すると考えるのが自然である。

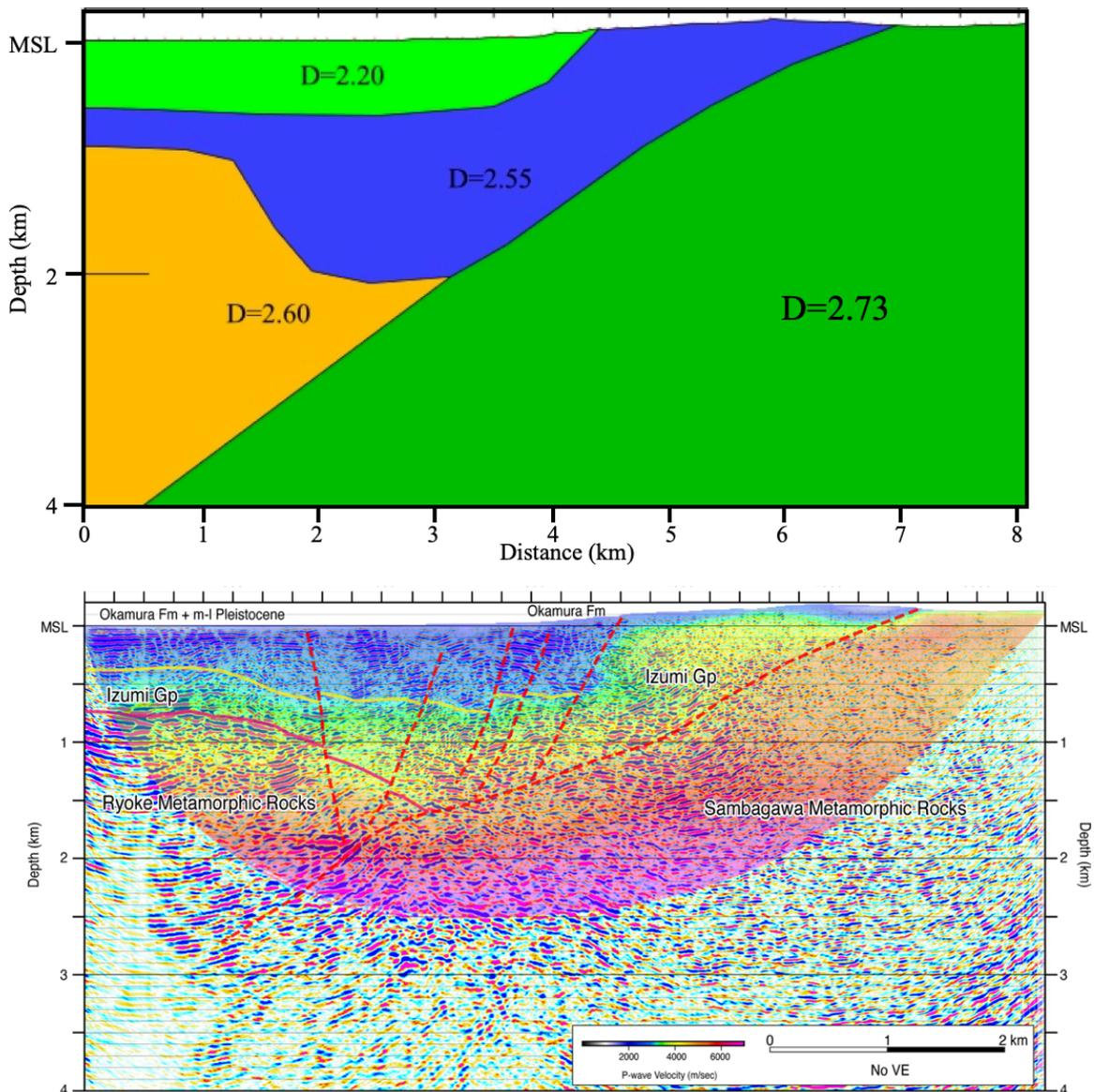


図8 中央構造線断層帯、西条測線測線沿いの（上）稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと、（下）反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

一方、中央構造線断層帯沿いの地域のうち、脇町および土成測線を実施した徳島では、地震発生層の厚さは D90 (サブテーマ 3 による) によると約 18 km と推定される (図 9)。また、西条測線を実施した愛媛でも同様に約 18 km と推定される (図 11)。このことから、中央構造線断層帯の傾斜を 40° 、地震発生層の厚さを 18 km と仮定し、震源断層モデルを推定した (図 10)。

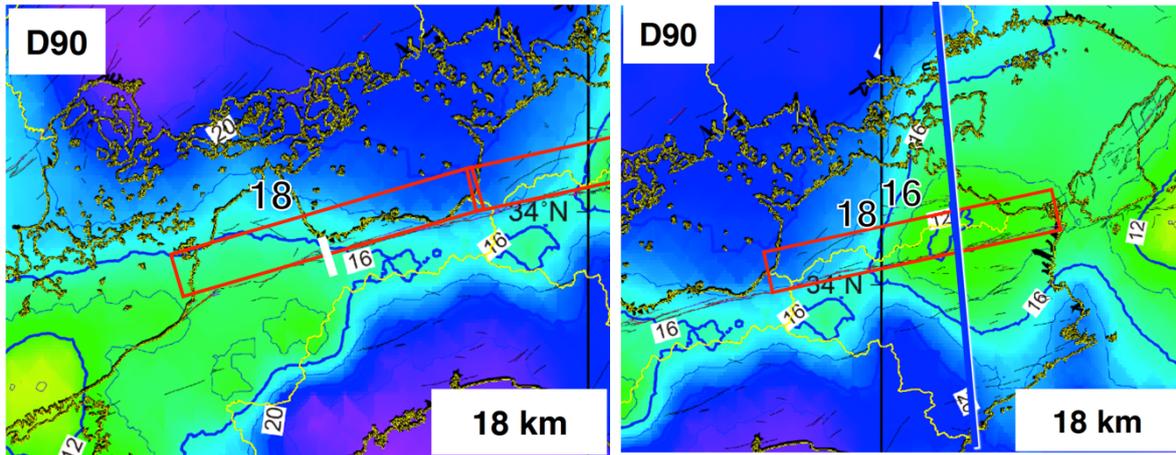


図 9 中央構造線断層帯 (徳島・愛媛) 周辺の D90 の深度分布 (km)。右図が徳島、左図が愛媛を示す。

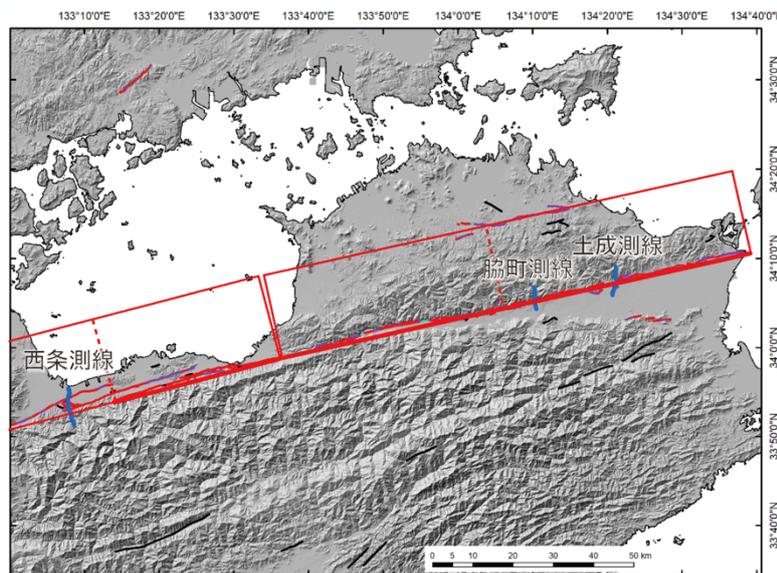


図 10 中央構造線断層帯 (徳島・愛媛) の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

(2) 内陸地震の震源断層に関する構造的な特徴の検討

内陸地震の長期評価を行う上で、発生する地震の規模予測は第一義的に重要である。一方で深部構造探査のみで上部地殻スケールの断層形状を対象とする断層帯全てについて求めることは現実的ではないため、地震発生層の厚さを様々な手法で推定することが行われ

ている。そこで、近年発生した地震について、サブテーマ3で推定された地震発生層の厚さの proxy としての D90、サブテーマ4で推定された摂氏 300°C 深さ（以下、T300 と呼ぶ）および脆性塑性境界深度（以下、BDT と呼ぶ）と、地震・測地観測で推定された震源過程・断層モデルを比較し、地震発生層を推定する上での D90、T300 および BDT の妥当性や、これらをもとに地震発生層厚さを推定する上での課題を検討した。

(2-1) 2008 年岩手・宮城内陸地震

2008 年岩手・宮城内陸地震は同年 6 月に岩手・宮城県境付近で発生した地震 ($M_{JMA}7.2$) である。本地震は奥羽脊梁山地の東縁で発生したが、震源域には顕著な新期の断層変位地形がほとんど分布しない (国土地理院, 2009)。震源域は栗駒山など火山フロントを構成する活火山の近傍に位置するほか、中新世後期から鮮新世に形成された大規模カルデラが奥羽脊梁山地に多数分布しており (佐藤・吉田, 1993)、地温勾配は高い地域である (Tanaka, 2004; Matsumoto, 2007)。Suzuki et al. (2010) の強震記録の解析による地震時の破壊過程によれば、破壊開始点の深さは約 6 km と浅く、断層面下端の深さは約 12 km であるが、大すべり域は破壊開始点から地表面までの狭い領域に存在し、概ね深さ 10 km 以浅である。一方、GPS 観測により推定された地殻変動を説明する断層モデル (Ohta et al., 2008) では断層面下端の深さは約 8 km, 合成開口レーダーと GPS 観測により推定された地殻変動を説明する断層モデル (Abe et al., 2013) では断層面下端の深さは約 10 km と推定されており、破壊過程の断層モデルはこれらのモデルに比べて断層面の下端深さが 2~4 km 深い。一方、震源域付近の D90 と T300 および BDT はそれぞれ 8~9 km, 9~10 km, 8~10 km であり (図 11)、測地学的な観測を説明する断層モデルと整合的である。一般に破壊過程の断層モデルは矩形断層の設定に依存することから、互いに調和的な測地学的観測に基づく断層モデルと整合する D90 および T300 の見積りは妥当であると考えられる。

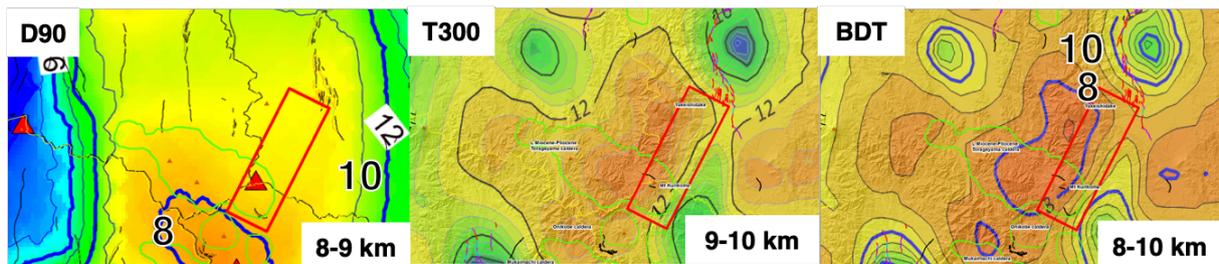


図 11 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域周辺の (左) D90、(中) T300 および (右) BDT の深度分布 (単位は km)。赤い矩形は Suzuki et al. (2010) による矩形断層モデル。黄緑色の線はカルデラの概略位置 (佐藤・吉田, 1993)。

(2-2) 1896 年陸羽地震

1896 年陸羽地震 ($M7.2$) は真昼山地直下を震源とする地震であり、横手盆地東縁断層帯を構成する逆断層である千屋断層などに沿って顕著な地表地震断層が長さ 36 km に亘り出現したことで知られる (松田・他, 1980)。陸羽地震震源域を含む奥羽脊梁山地を横断する測線で実施された深部構造探査では、東傾斜する千屋断層の深部延長にあたる断層が

深さ約 13 km のほぼ水平な反射面群に収斂する様子が捉えられ、これが地震発生層の下限にあると推定されている (Sato et al., 2002) (図 12)。一方、陸羽地震震源域付近の D90 と T300、BDT はそれぞれ 10~12 km, 12~13 km, 10 km であり (図 13)、T300 が若干深め、BDT が若干浅めとなるものの、D90 および T300 の見積りは深部構造探査の結果に基づく地震発生層下限の深さと概ね整合的である。

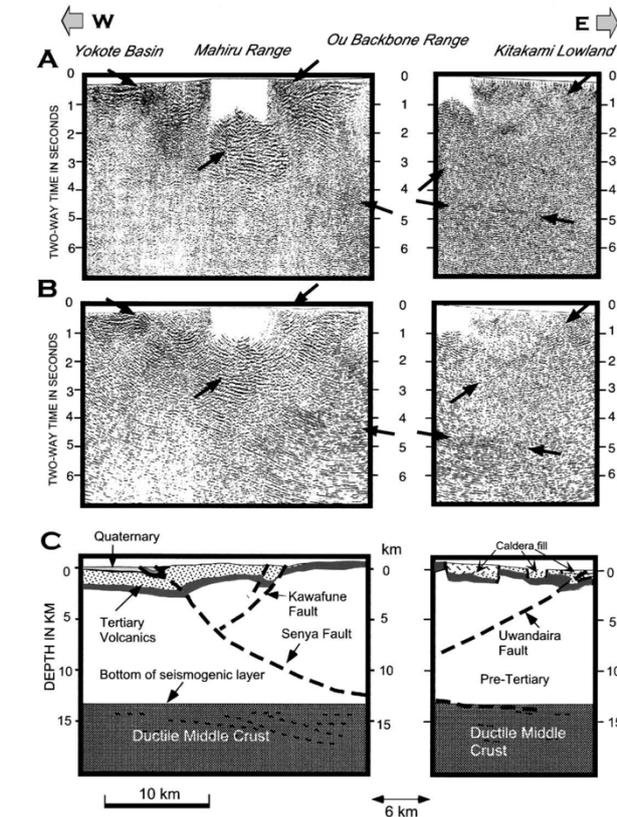


図 12 1896 年陸羽地震震源域を含む奥羽脊梁山地を横断する深部構造探査の結果 (Sato et al., 2002)。千屋断層の深部形状と地震発生層基底の反射波が捉えられている。

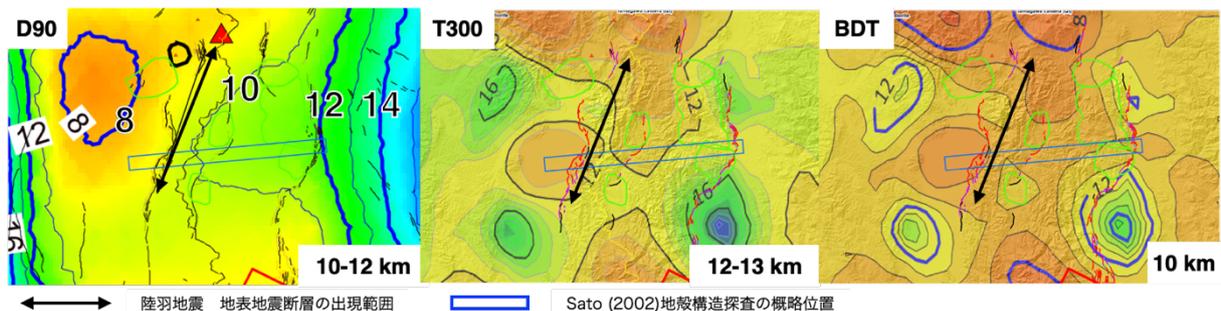


図 13 1896 年陸羽地震震源域周辺の (左) D90、(中) T300 および (右) BDT の深度分布 (単位は km)。黒両矢印は地表地震断層が出現した範囲。

(2-3) 2016 年熊本地震

2016 年熊本地震 ($M_{JMA}7.3$) は布田川断層帯・日奈久断層帯を震源とする地震であり、地震に際しては布田川断層など両断層帯の一部および阿蘇火山の外輪山とカルデラの内部に右横ずれ、一部正断層を主体とする顕著な地表地震断層が出現した (熊原・他, 2017;

Shirahama et al., 2016; 鈴木・他, 2017)。ここでは、熊本地震の破壊領域周辺を対象に、震源断層モデルと D90, T300, BDT および重力異常データ・空中磁気異常のデータについて検討した。熊本地震前後の合成開口レーダーと GPS の変位を説明する断層モデル (Ozawa et al., 2016) では、F1~F4 の断層面が推定され、断層面下端の深さは約 6~14 km と推定されている。このうち、最も断層面下端深度の大きい断層 F3 は最も西側に、最も下端深度の小さい断層 F2 は阿蘇カルデラ内に位置する。一方、熊本地震震源域付近の D90、T300 と BDT は、F1 付近でそれぞれ 8~13 km/10~13 km/9~12 km、F2 付近で 8 km/10 km/9 km、F3 付近で 13~16 km/13~16 km/12~13 km、F4 付近で 8~12 km/10~12 km/9~11 km と推定される (図 14)。このように、D90、T300 と BDT は相互にややばらつくものの、大局的には整合的である。また、F1、F3 および F4 の断層面下端深さは推定された D90、T300、BDT の範囲に含まれる。したがって、D90 および T300 の見積りは実際に発生した地震についての地震発生層下限の深さと概ね整合的と言える。

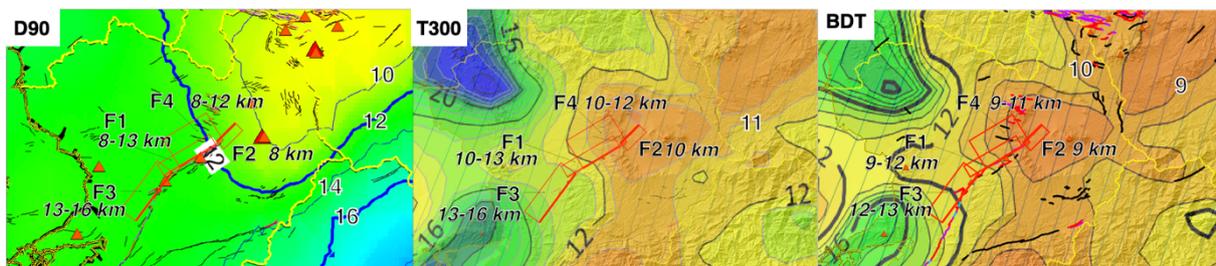


図 14 2016 年熊本地震震源域周辺の (左) D90 (中) T300 および (右) BDT の深度分布 (km)。赤い矩形と数字は Ozawa et al. (2016) による断層モデル周辺の D90 および T300 の値を示す。

Ozawa et al. (2016) のモデルによれば、阿蘇カルデラ内の断層 F2 の断層面下端深さは 6 km と推定され、これは今回推定した D90、T300 および BDT の深度分布よりも有意に小さい。阿蘇火山では、地震波トモグラフィで推定される地震波速度構造や地殻変動から草千里の直下、深さ約 6 km に直径 3~4 km のマグマ溜りの存在が推定されており (Sudo and Kong, 2001; 須藤・他, 2006)、Ozawa et al. (2016) は F2 南東端がこのマグマ溜りに近接する可能性を指摘している。同様に、Hata et al. (2016) が MT 法によって推定した 3 次元比抵抗構造によれば、中央火口丘群下には複数の低比抵抗領域が存在し、殆どの地震活動はこの周囲の高比抵抗領域で発生している。このように、阿蘇カルデラ内のマグマ溜りなどの流体の存在が F2 近傍の阿蘇カルデラ内の地震発生層の厚さを制約している可能性がある。

2016 年熊本地震に際しては阿蘇カルデラ内では地表地震断層が生じた (鈴木・他, 2017) が、これは概ね断層 F2 の位置と整合的である。一方、阿蘇カルデラ内には東北東走向の弱いブーゲー異常の急変帯が認められるが、これは中央火口丘群を横切るように分布しており、北東走向である F2 や地表地震断層よりも南東側に位置する。F2 や地表地震断層は、重力異常の急変帯よりも、むしろ空中磁気異常の高異常・低異常境界 (地質調査総合センター(編), 2005) に沿って分布している (図 15)。Okubo and Shibuya (1993) は、重力異常と磁気異常に基づき、中角度で北に傾斜する布田川断層の深部に高磁気異常体が存在し、

冷却したマグマを含む火道である可能性を示した。活火山域の震源断層や地震発生層厚さを予め推定するには、火山周辺の地震・重力・電磁気・地殻変動など稠密観測の結果得られてきた地震波速度構造・密度構造や、これらを元に推定されるマグマ溜りやカルデラなど火山体下の地殻構造を十分に吟味することが必要である。

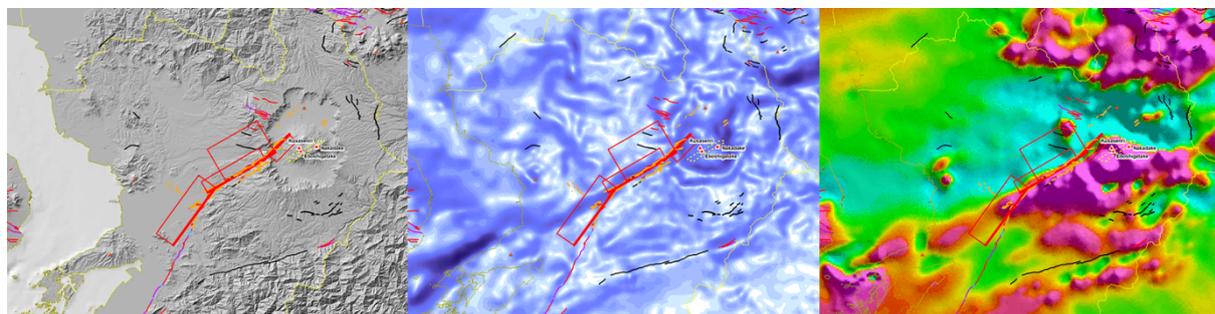


図 15 2016 年熊本地震震源域周辺の（左）地形、（中）ブーゲー重力異常（地質調査総合センター（編），2013）の水平一次微分および（右）空中地磁気異常（地質調査総合センター（編），2005）。赤い矩形は Ozawa et al. (2016) による断層モデルを、橙色の線は熊本地震の地表地震断層（熊原・他，2017；鈴木・他，2017）を示す。

また、熊本地震震源域の地震発生層厚さの特徴として、断層帯の走向方向にその下限深度が大きく変化することが挙げられる。断層帯の走向方向の D90、T300 および BDT の変化は、余震下限の深さ分布や断層すべり分布（Kubo et al., 2016）と大局的には一致する。この地震発生層の下限深さの変化の原因は、断層帯が火山地域から背弧域にまでわたり分布することに起因する。このように断層帯の走向方向に地震発生層の厚さが顕著に変化する場合、断層帯全体に単一の地震発生層厚さの値を与えるよりも、例えば断層のセグメント（区間）毎に地震発生層厚さを与える方が適切かもしれない。特に長大な断層帯で、このように地震発生層厚さの空間変化が認められる場合、地震前に地震発生層の厚さとしてどのような値を採用するのかは、今後の課題と言えよう。

(3) 日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題

前述したいくつかの具体的な対象に対する活断層－震源断層システム形状推定の事例に基づき、日本列島の活断層－震源断層システム形状を推定・評価を行う上での現状と課題をいくつか述べる。

(3-1) 活断層－震源断層システム形状の推定・評価手法

本プロジェクトでは、琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線活断層系（四国地域）、庄内平野東縁断層帯および山形平野西縁断層帯を対象に、高分解能反射法地震探査のデータ取得と反射法解析によって地下 2～3 km までの構造を詳細に把握することに努めた。同時にいくつかの測線では集中発震記録に基づく屈折法解析を行い、浅部の P 波速度構造を求め、反射断面における構造把握の一助とした（以上サブテーマ 1）。

反射法地震探査を実施する上で最も重視したのは反射法データの高分解能化である。反射法地震探査は石油探鉱のために開発され発展してきた手法である（詳しくは物理探査学

会（1998a）を参照）。1980年代より活断層の地下構造を推定する目的で応用され、1995年兵庫県南部地震以降は全国の活断層において広汎に用いられるようになった（石山・佐藤，2006）。反射法による地下構造調査は、2000年代までは有線テレメトリー方式による観測システム（図16）が主流であり、浅層反射法地震探査ではその可探深度やコスト面から200ch程度の展開による観測が標準的であった。2010年代に入り、リチウムイオン電

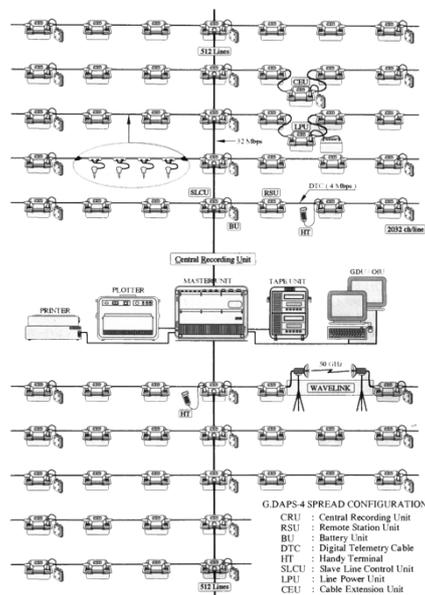


図16 有線テレメトリー方式の反射法地震探査システムの例（物理探査学会，1998a）。



図17 独立型地震波収録器の例。
黄色・白色の箱形の機器が収録器とリチウムイオン電池。ここでは受振点1箇所につき地震計3台のバンチングを行い、3chの収録を行っている。

池を用いたバッテリーの効率化と記憶媒体の大容量化・低コスト化が進み、長期間の波形データ収録に耐えうる小型の独立型地震波収録器が使用されるようになった（図17）。この様に容易に運搬可能な独立型収録器を数100台測線沿いに稠密に固定展開することにより、従来よりも重合数の非常に大きい反射法データの効率的な取得が実現可能になった。また、展開効率の向上は発震点数の増加を可能にすることから、中点発震など稠密発震による水平方向の分解能の向上も可能となった。

図18にほぼ同じ測線で実施した、有線テレメトリー方式と本プロジェクトによる独立型収録器の固定展開による反射法地震探査により得られた反射断面の比較を示す。発震点間隔などが異なる点は留意する必要があるが、受振点・発震点間隔の稠密化によって水平

方向の高分解能化が増加し、結果として父尾断層に関連する和泉層群内の断層構造がイメージングされ、活断層と物質境界断層の構造的な関係がより明確になったことが分かる。

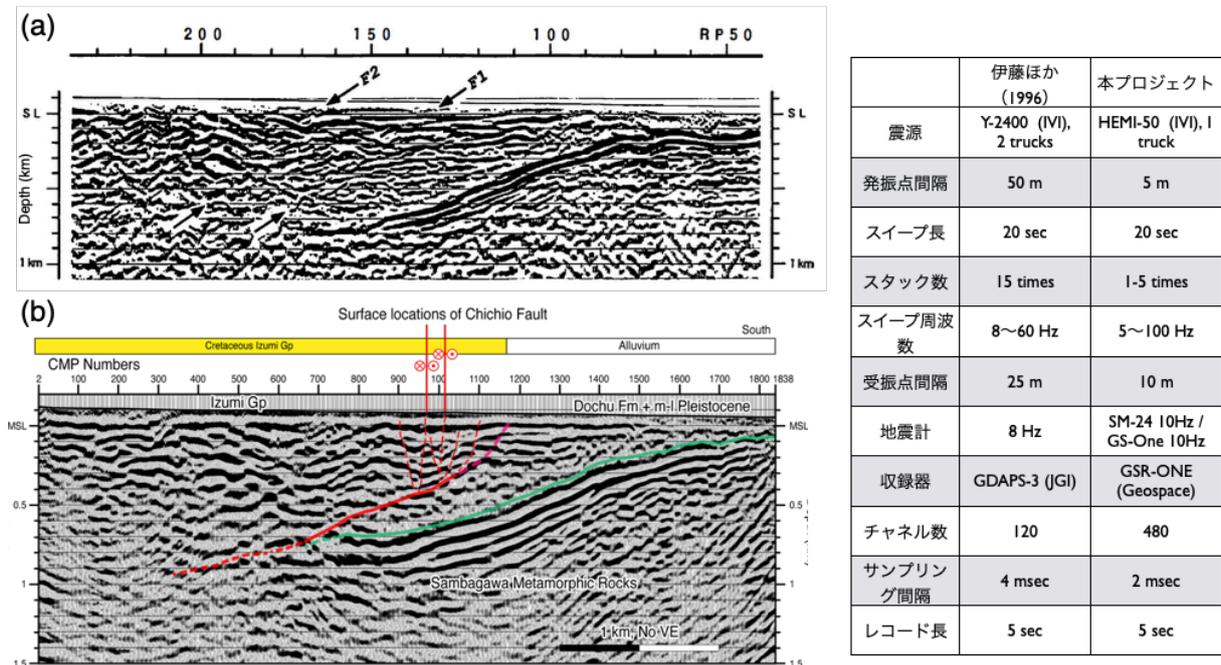


図 18 中央構造線活断層系・父尾断層を横断する反射法地震探査断面の比較。上図は伊藤・他（1996）、下図は本プロジェクトの結果、また右の表は探査の仕様を示す。両者は曾江谷川沿いのほぼ同じ測線上で実施された。

また、独立型収録器の使用によって、有線テレメトリー方式では設定が不可能であった鉄道・高速道路などを横断するような測線が設定可能となったことは、反射法地震探査の対象を大幅に広げたと同時に、得られる反射断面の品質を大幅に向上させた点で大変重要である。比較的近接した地域において、有線テレメトリー方式と独立型地震波収録器の多点固定展開で取得された反射法断面の比較を図 19 に示す。ここに示した森本-富樫断層帯・森本断層の撓曲崖に沿っては、鉄道・国道バイパスなどが並走する。このため、測線 A-A'（産業技術総合研究所，2007）のように有線テレメトリー方式の場合にはこれらの交通インフラを横断する測線の設定が非常に困難である。また、測線 C-C'（石川県，1997）のように僅かに設定可能な測線は小河川沿いの人家が密集する地域であり震源の出力を上げることが出来ないため、反射法の測線としては適しているとは言えない。一方、独立型収録器を多数使用した測線（図 19 の測線 B-B'；石山・他，2017）では、国道バイパス・鉄道や農業公園を横断し、断層の地表位置を挟んで約 9 km の区間で 10 m 間隔の 885 点の受振点を設置し、中型バイプロサイズ車 1 台で 885 点の発震（平均の垂直重合数は 3 回）を行った。その結果、深さ 3 km 程度までの森本断層およびその上盤側の詳細な構造が解明された。その解像度や可探深度を始めとして得られる情報量の差は、それ以前の探査と比べて一目瞭然である。この例は、観測システムの仕様が測線設定や探査の効率性に大きな影響を及ぼし、最終的に得られる反射断面の質に大きな差を生じることを示す。このことは、受振点・発震点間隔、展開長や発震エネルギーが反射法地震探査の可探深度と分解能を制約する基本的なファクターであることを考えれば当然と言えよう。このように、独

立型地震波収録器を多数展開する反射法地震探査は、従来の有線テレメトリー方式では不可能であった測線が設定できるというロジスティックな利点と共に、固定展開・稠密受振および発震・集中発震の実施など、作業効率の向上を背景とした効果的な観測資材の投入を見込めることから、活断層に関連する地質構造を解明する上で利点が多い手法であり、費用面を含めた効率の点でも導入以前のものよりもはるかに良質で情報量の多い構造断面を取得出来る観測と言える。

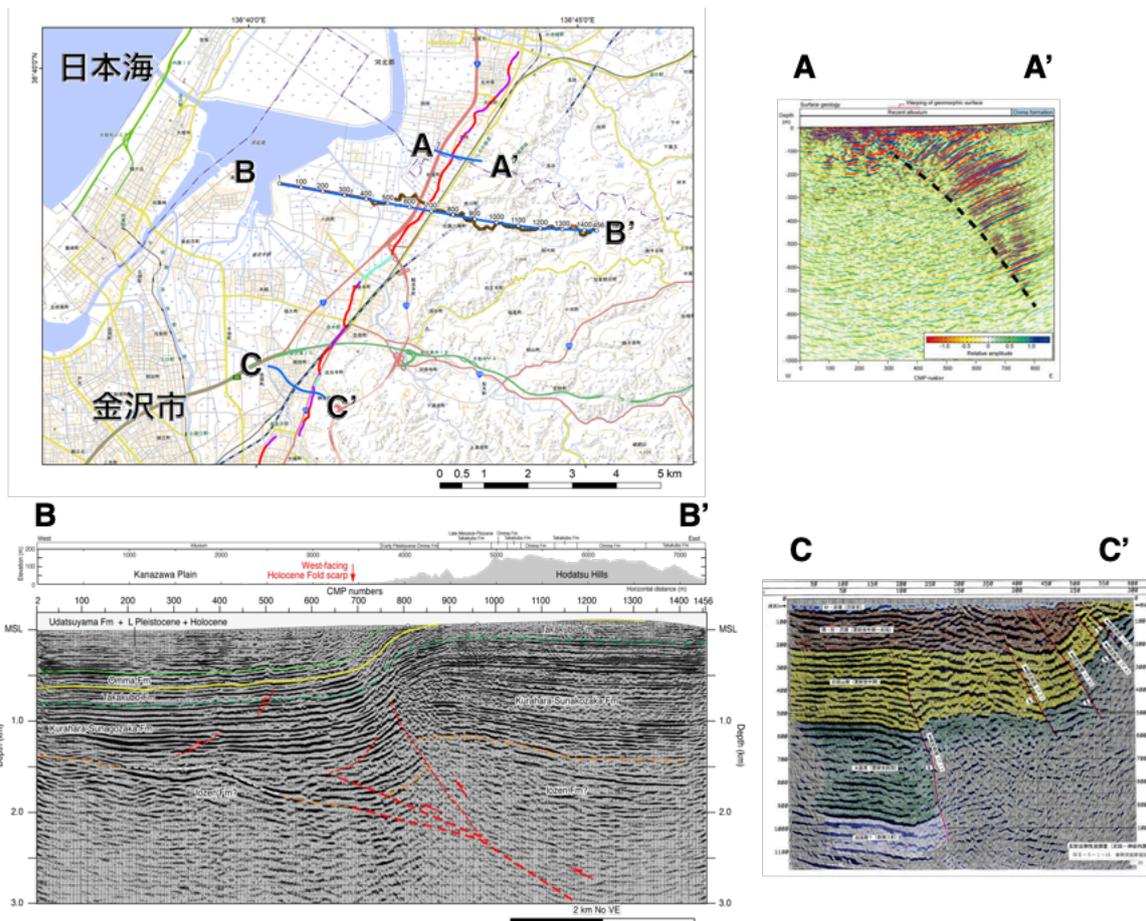


図 19 森本－富樫断層帯において過去に実施された反射法地震探査の測線（左上図）と得られた反射断面（A-A': 産業技術総合研究所, 2007 ; B-B': 石山・他, 2017 ; C-C': 石川県, 1997）。いずれも縦横比 1:1 でスケールはほぼ同じ。

本プロジェクトでは、主要な反射法測線沿いに稠密重力探査を実施するとともに、観測記録に基づくブーゲー重力異常解析によって密度構造モデルを推定し、反射断面の構造把握の一助とした（以上サブテーマ2）。上述したように、高分解能反射法・屈折法・重力探査の結果はともに整合的であるとともに、お互いの欠点を補うことが出来る。すなわち、反射法は地層境界における音響インピーダンスで表される反射係数列を推定する手法であり、地層の堆積構造や活断層および断層活動によって生じる具体的な変形構造を推定する上で最も有効な手法である。一方、共通反射点重合法に基づく反射法処理では水平多層構造を前提としているため、断層近傍の急傾斜ないしは反転する地層のような複雑な地質構

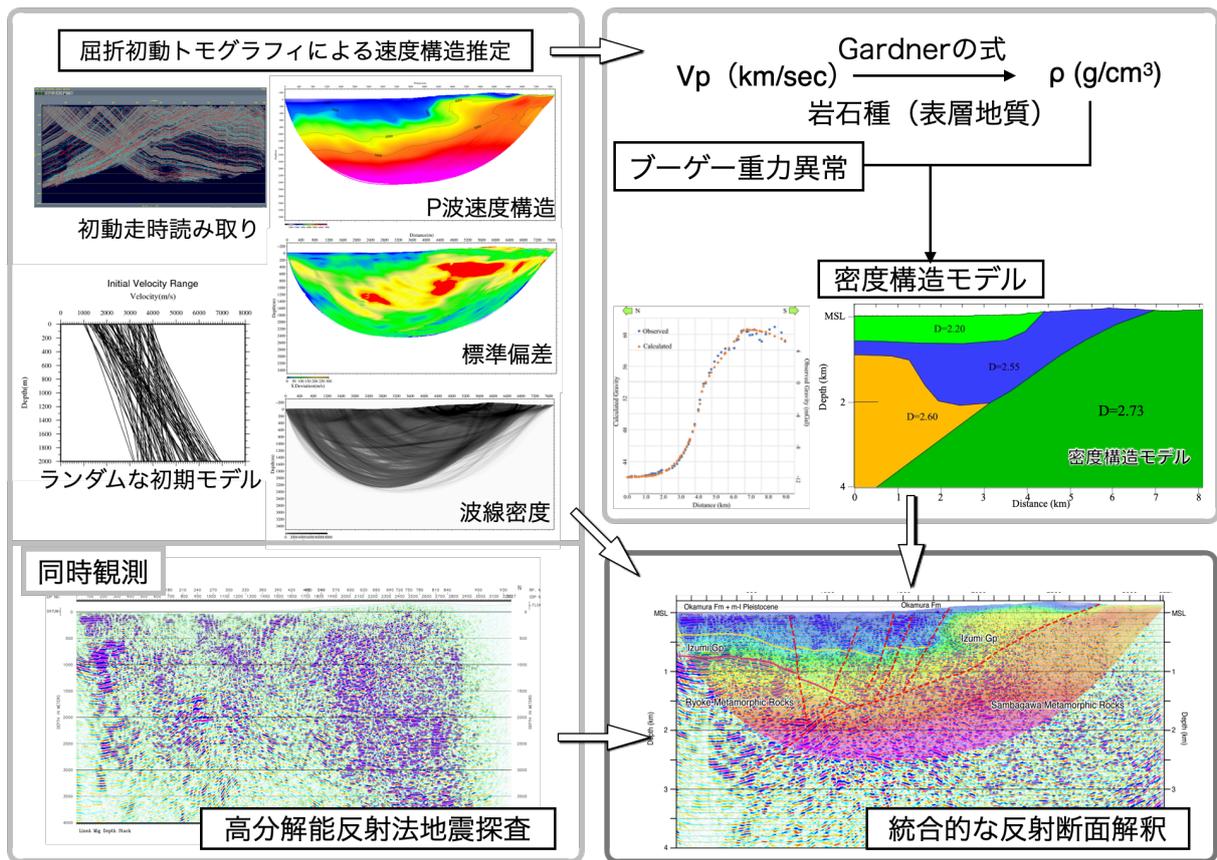


図 20 高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法の組み合わせとその結果に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価のフレームワーク。

造の正しいイメージングは原理的に困難である（例えば物理探査学会（編），1998a）。一方、重力探査は例えば逆断層において上盤側の岩体が下盤側に対して衝上するために生じる密度構造の逆転（例えば図4）を検出することが可能である。ただし、ブーゲー重力異常を用いた密度構造モデルは、地下浅部の密度構造に強く依存するため、地下浅部を構成する物質の妥当な密度を推定することが重要である（物理探査学会（編），1998b）。この点は、サブテーマ2で実施されたように、表層地質を勘案しつつ屈折法解析で得られた地下浅部のP波速度構造から変換式を用いて密度を推定することで補うことが出来る。また、屈折法解析においてもモンテカルロ法による統計的な解の信頼性評価を併用した屈折初動走時トモグラフィによって、速度逆転層のような複雑な構造に対応する速度構造の推定が可能である（白石・他，2010）。ただし、トモグラフィの精度は波線密度に強く依存するため、速度構造に依って異なるものの、一般に測線長に対する可探深度は反射法・重力探査に比べてかなり小さい。このような背景から、高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法の組み合わせとその結果に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、探査原理の面で活断層の浅層～中深度の構造把握に非常に有効であると言える（図20）。探査手法の観点から述べると、前述した小型の独立型地震波収録器を測線沿いに稠密に固定展開し、およそ0.5～1 km 間隔の集中発震を実施することにより、高分解能の反射法データが効率的に取得出来るばかりでなく、十分な波線密度を確保した屈折法探査を一連の観測として行うことが可能である。このような独立型地震波収録器を用いた観測については、

機器の小型化と機器展開の省力化が将来的に期待され、更なる簡便化・低コスト化が見込まれる。また、受振点・発震点の位置決定および重力測定点の測量をリアルタイムキネマティック・ディファレンシャル GNSS 測量により行うことにより、重力測定も一連の観測として行うことができる。このように、高分解能反射法・屈折法・重力探査の同時観測に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、評価手法として有効であり、探査技術の進展を背景として今後も効率化とこれに伴う高精度化や応用・発展が予想されることから、精度の良い活断層－震源断層システム形状の標準的な推定・評価手法として今後推進されるべきである。

本プロジェクトの探査仕様では深部構造探査を行うことは不可能なため、実施測線の設定に際しては既存の深部構造探査断面の位置に留意し、その援用に努めた。一方、活断層－震源断層システムの深部形状を直接的に推定するためには、深部構造探査のデータが最も有用であるが、現状ではその測線数は非常に少ない。日本列島で活断層の深部構造を解明する目的で実施された測線は、陸域ではごく一部である。多くの場合、活断層の震源断層を推定するには浅層反射法地震探査などで得られた地下 1～2 km の断層形状や、断層露頭などで観察される断層面の傾斜をそのまま地震発生層基底まで外挿しているに過ぎない。

断層形状が比較的単純であると推定される場合は、このように地表付近の断層構造の情報を用いることに大きな問題は生じないかもしれない。しかし、本プロジェクトの結果で示されたように、(1) すべり分配を生じる逆断層・横ずれ断層構造、(2) 長い地質構造発達史を持つ大規模な横ずれ断層、(3) 厚い堆積盆に発達する(伏在)逆断層の場合は、いずれの場合も地表付近の活断層と震源断層の構造的関係が単純ではなく、地表付近の情報のみから震源断層の形状を推定することは非常に困難である。このような条件が当てはまる活断層としては、北海道・東北日本堆積盆および西南日本の大規模第四紀堆積盆に分布する逆断層や、中央構造線、糸魚川・静岡構造線など複数回の運動様式の変換を伴う長い地質構造発達史を経験した大規模地質構造などが挙げられよう。これらの構造については、地表付近の断層形状に関する地質情報を単純に地震発生層全体に外挿することで震源断層の形状を推定するのではなく、極浅層・浅層・深部をターゲットとするマルチスケールの反射法・屈折法地震探査を行い、地表から断層深部までの形状・構造的特徴を統一的に理解することが望ましい。このようなマルチスケール構造探査は、極浅層探査に関しては地震計の固有周波数を高周波帯域とし、サンプリング間隔を 0.25 msec 程度、震源も板たたきや電磁バイブレーター式震源など、特別な仕様を採用する必要があるが、浅層・深部構造探査については受振点・発震点間隔を調整すれば、大型バイブレーターを主とする単一の震源で実施できることから、一連の実験として実施することが可能である。また、近年は大型バイブレーター震源のスウィープ周波数の下限を 3 Hz 程度とした低周波発震を行うことによって、断層深部の直接的なイメージングも可能であることが実証されている(図 21)。なお、上記のような条件下にある全ての主要断層帯において深部構造探査を行うことは現実的ではないとすれば、(1-1)で議論したような MT 法による結果を利用することもあり得る。ただし、MT 法で推定できるのはあくまで比抵抗構造であり、例えば断層に沿った流体の分布などが必ずしも想定されない場合は必ずしも震源断層を示唆する地球物理学的な証拠ではないことに注意する必要がある。こういった事情から、日本列島の重要な地

質構造を構成する断層帯については、上記に提案したような最新の探査技術を駆使したマルチスケールの反射法・屈折法地震探査のデータが活断層－震源断層モデルを構築する上で最も確実かつ信頼性の高いデータであり、少なくとも重要な断層帯についてはこれを行うことが望まれる。

また、このような活断層－震源断層モデル構築の試みは現状では断層帯につき代表的な1断面程度が存在する程度である。1982～85年にかけてカリフォルニア州で発生したM5.5～M6.5の地震（Stein and Ekström, 1992）のように、雁行する褶曲衝上断層帯など複数のセグメントで構成される長大な断層帯では、セグメント毎の構造形態の差違やセグメント境界の不均質構造が地震時の破壊様式に強い影響を及ぼす可能性がある。このことから、特に複数のセグメントで構成される長大な断層帯の場合、各断層セグメントにおける活断層－震源断層モデルの構築が望ましい（図 22）。

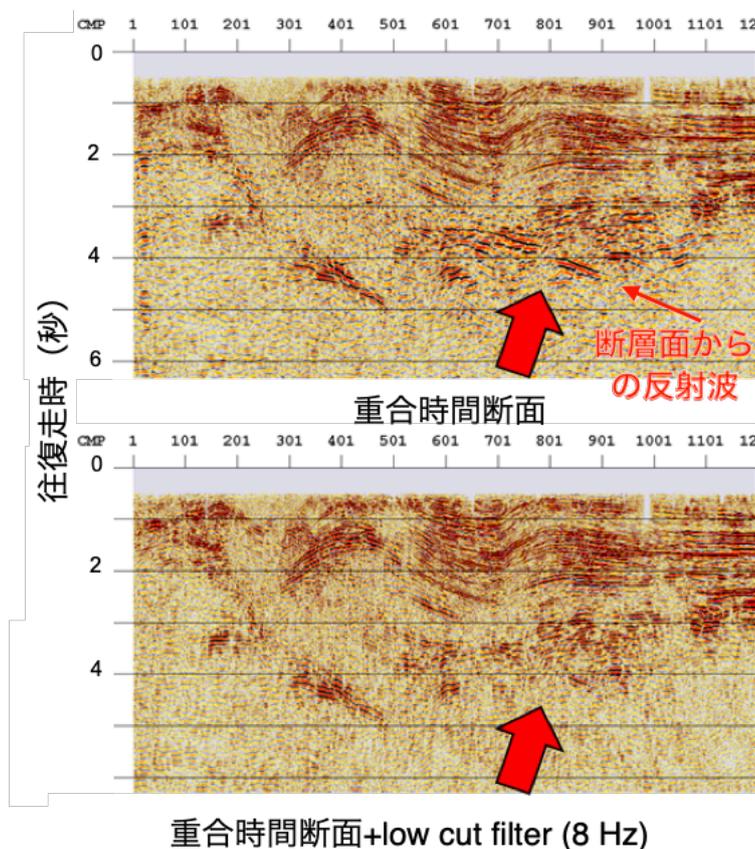


図 21 日本海地震・津波調査プロジェクトにて、パイプロサイス震源車の低周波発震を用いて石狩低地帯で実施した反射法地震探査の例。上図は重合時間断面図、下図は8 Hzのlow cut filterを施した重合断面図。両者の比較により、低周波発震によって断層面からの反射波が捉えられたことが分かる（新部・他, 2018）。

上述した手法に基づく観測結果により得られた活断層－震源断層の形状と、地震発生層の厚さを組み合わせることによって、震源断層モデルを推定することが可能である。地震発生層下限の深さについては、図 14 に示したように構造探査データから推定することも

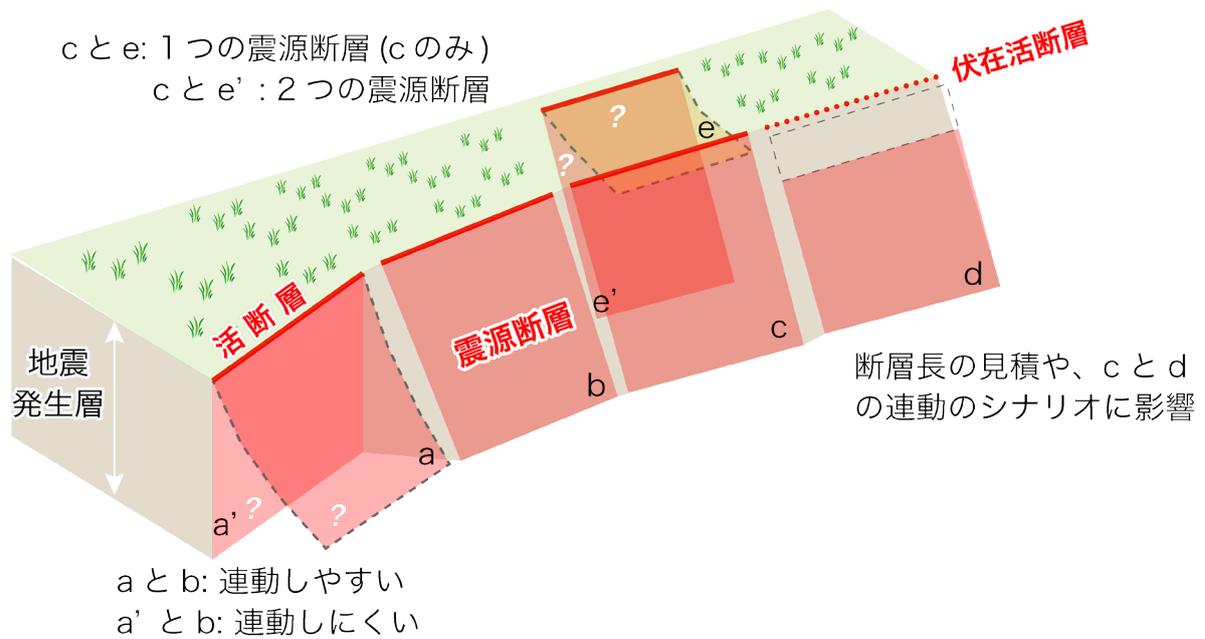


図 22 複数セグメントからなる長大な断層帯の地表トレースと活断層－震源断層モデルの関係。例えば a と b は近接しており断層形状も類似することから比較的連動破壊しやすいが、a' と b は深部で不連続性が大きく連動破壊しにくいと予想される。d のように伏在断層が存在する場合は、断層長を従前より長く見積もるか、連動破壊のシナリオを増やす必要がある。c と e は浅部で断層が収斂するため、震源断層としては c のみを考慮すればよいが、c と e' は別個の震源断層を考慮する必要がある。このようにセグメント毎の震源断層の構造的な差違は、発生する地震のシナリオに大きく影響する。

可能であるが、データ数が少ない。それに比べて D90 は 3.3 章に示したように Hi-net などの地震活動データを使用して容易かつ面的に推定可能であることから有用な方法である。3.3 章や本章(2)節で議論したように、D90 による地震発生層下限の深さは、近年の比較的大規模な内陸地震の観測データや構造探査の結果と概ね整合的である。また、上述のように、3.4 章にて地震波速度構造および弾性波速度実験から推定した上部地殻の温度構造や脆性－塑性境界とも整合的である。このように、D90、地震波速度構造や弾性波速度実験に基づく温度構造や脆性塑性境界深度等の検討による地震発生層厚さに関する議論は、震源断層の形状を推定する上で有効であると考えられる。ただし、3.3 章で指摘したように、地震活動が低調な領域では地震活動データから地震発生層下限の深さを推定することは困難であり、このような場所では active source による構造探査など地殻構造を推定するための観測実験データが必要である。また、(2-3)節で述べたように、断層帯沿いに D90 などから推定される地震発生層下限の深さが大きく変化する場合、どの値を採用するかは検討を要する点である。

(3-2) 未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・評価手法

日本列島に分布する活断層のうち、活動度が A 級・B 級の活断層の数に比べて C 級およびそれ以下の活動度の活断層の数が有意に少ないことは従来から指摘されてきた（例えば浅田，1991，1996；松田，1980）。実際に、1948 年福井地震や 2008 年岩手宮城内陸地震

をはじめとして、事前に活断層がマッピングされていなかった場所でマグニチュード7を超える内陸直下型大地震が少なからず発生してきた。他方、本プロジェクトで扱った庄内平野の伏在逆断層や、ひずみ集中帯プロジェクト、日本海地震・津波調査プロジェクトの成果などから明らかとなったように、多くの比較的大規模な堆積平野では未確認の伏在活断層が見出されてきた(石山・他, 2010; Ishiyama et al., 2013; 佐藤・他, 2015; Ishiyama et al., 2017a, 2017b, 2017c; 石山・他, 2018a, 2018b など)。特に日本海側の新第三系堆積盆(津軽・弘前・秋田・庄内・新潟・高田・富山・砺波・金沢・福井平野など)のうち、沈降速度が速い地域では、未確認のA級の伏在活断層が存在する可能性があり、その把握は長期評価にとって喫緊の課題であると言える。また、関東平野など太平洋側の新第三系堆積盆についても同様に未確認の伏在活断層が存在する可能性は高い。Ishiyama et al. (2013)は、首都圏で取得された大深度反射法地震探査データに基づき、伏在活断層の分布と形状を推定した。関東平野で見出された伏在活断層は、一般に活動度が非常に低く、変位地形や地表地質のみからその存在を推定することは難しい。

このような伏在活断層は、たとえ活動度が低くとも、大都市部が集中する堆積平野に分布することが多く、その活動は大規模な地震被害に結びつきやすいことから、長期評価上留意する必要がある。

未確認の伏在活断層については、①位置・長さ・形状と、②活動性のデータが基本的にはなく、改めてこれらを調査観測によって解明する必要がある。①については、本プロジェクトで示した様に反射法地震探査によるイメージングが有効である。ただし、探査測線設定に当たっては、既存の反射法地震探査断面や重力異常などのポテンシャルデータを可能な限り利用して、良い結果が得られる探査測線の位置を事前に絞り込むことが必要である。特に、石油探鉱などで取得された反射法断面は可能な限り利活用することが望まれる。また、伏在活断層の長さは地形・地質学的観測で把握することが難しいことから、複数測線の面的な探査や地球物理学的データ(地震観測・重力など)等との統合的な解析が必要である。ただし、関東平野のように新第三系・第四系が厚く、かつ伏在活断層の活動性が低いために累積的な構造的起伏が小さい場合には、堆積物が重力異常値の **high-cut filter** の役割を果たし、結果として断層構造に起因する密度構造が重力異常で検出できない可能性が高い。②については、平野縁辺部の層序や層序学的な情報を含む既存のボーリングと交叉するように測線を設定することで、反射面と層序の対比や構造解釈を行い、伏在する活断層の活動性を推定する方法が有効である。このような手法では堆積盆の鮮新-更新統層序の確立が必要である。この点については、関東・大阪などの主要堆積盆については研究が進んでいるものの、新潟平野や石狩平野、庄内平野、濃尾平野等に代表される沈降運動が卓越するような堆積盆では断層活動を記録する地層がほとんど地表に露出しないために、第四系の層序に不明な点が多い。このような場合には断層の活動性を推定するためには、堆積盆における数100 m程度の深度のボーリング掘削と複合層序の確立が必要である。

平野下に伏在する横ずれ活断層については、その位置・分布・活動性など実態が殆ど分かっていない。しかし、その断層破壊は甚大な地震被害をもたらす危険性がある。例えば、1891年濃尾地震の際には濃尾平野を中心に甚大な地震被害をもたらしたが、その一因は温見断層・根尾谷断層・梅原断層などと共に濃尾平野下に伏在する岐阜・一宮線が連動した(村松・他, 2002; Fukuyama and Mikumo, 2006) ことにあると考えられる。岐阜・

一宮線についてはその地形・地質学的な痕跡が殆ど認められず、その実態は殆ど不明である。この様な堆積平野下の未確認の伏在横ずれ断層は、その活動時には甚大な都市部の被害をもたらす可能性があり、長期評価の観点からは把握することが望まれる。横ずれ断層の多くは一般に断層面が高角であることから、反射法地震探査によるイメージングには不利な点が多いと考えられる。Ishiyama et al. (2017b) は、伏在横ずれ活断層の地震である1948年福井地震 ($M_j7.2$) の震源域である福井平野で行った高分解能反射法地震探査で得られた断面から、震源断層 (鷺谷, 1999) および並走する横ずれ活断層に沿って、鮮新・更新統および新第三系を変位させる負の花弁状構造を認めた。横ずれ断層の花弁状構造は、断層面のステップや断層すべりの走向方向の不均質に伴って形成されると考えられる。福井平野におけるこの事例は、横ずれ断層の断層面が地殻浅部では複雑に分岐しており、花弁状構造等の構造を基に横ずれ断層の存在や構造を知ることができることを示す。地表でマッピングされる断層線の情報と反射法地震探査などで得られる地下構造の情報を用いて複雑な断層面の構造を推定することが、横ずれ断層の地下構造を理解する上で有効であると考えられる。

また、2000年鳥取県西部地震 ($M7.3$) に代表される、山地に分布する伏在断層で発生する地震を事前に推定する方法も重要な未解決の課題である。例えば Yano et al. (2017) による地震活動の分布を見ると、中国山地にはいくつかの微小地震の線状配列が認められる (図 23)。このうち、鳥取県西部地震震源域の西方などに見られる微小地震の線状配列の周辺には活断層は分布しない。このような微小地震の線状配列の成因については丁寧な議論が必要であるが、可能性の一つとして鳥取県西部地震に類似した地表にほとんど地形・地質学的な証拠のない震源断層として検討する必要がある。

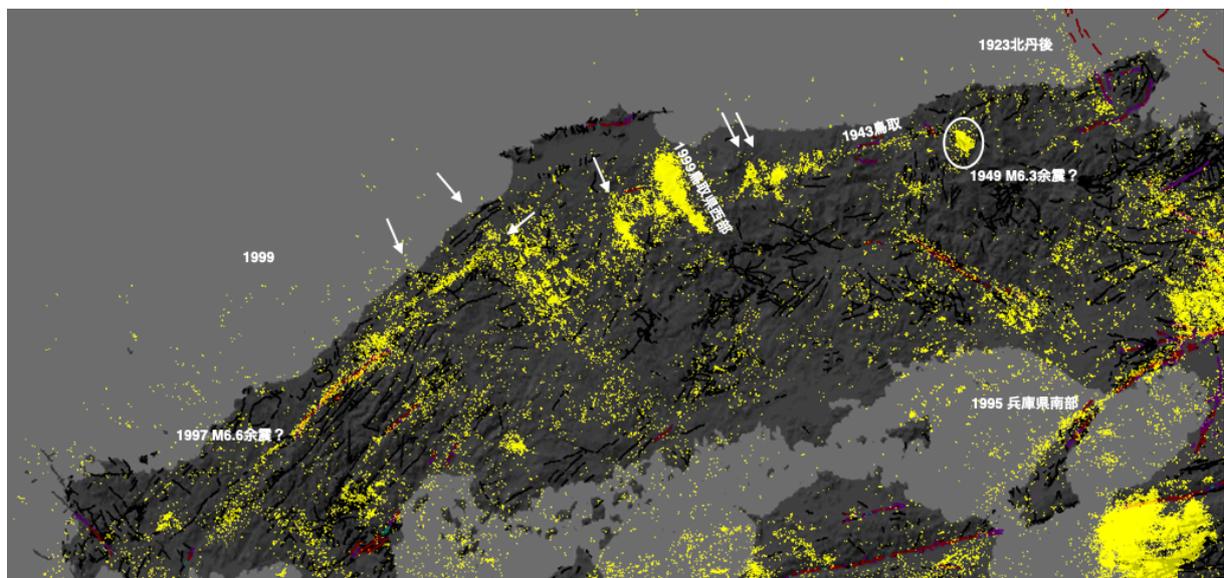


図 23 中国地域の微小地震活動。震源の位置は Yano et al. (2017) による。背景は中田・今泉編 (2002) による活断層の位置。

(3-3) その他の課題

上記に上げた以外の課題について以下に述べる。

・火山域に分布する活断層－震源断層システム

2016年熊本地震の際には、阿蘇カルデラ内で断層破壊が生じた。これについては本章(2-3)で述べたように、火山周辺の地震波速度構造・密度構造や火山体下の地殻構造を十分に吟味することが必要である。このほかに火山域で発生した内陸地震としては、本章(2-1)で取り扱った2008年岩手・宮城内陸地震(M_{JMA}7.2)が挙げられる。震源域は栗駒山などの火山フロントに沿って分布する第四紀火山分布域にあたる。この地震に際しては短い長さの地表地震断層が断続的に出現したが、震源断層の長さに比べてかなり短い。また、地震前には震源域に活断層の存在は推定されていなかった。地震後の写真判読等の検討によっても、地表地震断層周辺の一部を除いては、顕著な変動地形は見出されていない(国土地理院, 2009)。一方、田力・他(2009)は、震源域の奥羽脊梁山地東麓部を開析する河川に沿って発達する河成段丘面の分布高度・離水年代より推定した河川の下刻速度分布が震源断層の地表延長を境に急変し、これが伏在断層の断層運動による累積的変形を示す可能性を指摘した。奥羽脊梁山地東縁部の火山フロントに沿っては、北上低地西縁断層帯・長町利府断層帯・福島盆地西縁断層帯などが断続的に分布する。一方、郡山盆地など山地・低地の地形境界は存在するにも関わらず、断層の存在が推定されていない箇所がある。2008年岩手・宮城内陸地震震源域のように、低断層崖・撓曲崖など逆断層に関連する明瞭な変動地形が発達しない箇所で発生する地震の震源断層をどのように推定するかは今後の課題であり、田力・他(2009)などで示された地形学的手法に加えて、地質構造・重力異常・地震活動などの地質・地球物理学的データを統合的に検討する必要がある。

海域の活断層および海陸境界部に分布する活断層については、堤・他(2018)で議論したので以下に簡単に紹介する。海域の活断層については、逆断層運動に伴う断層関連褶曲により形成される複背斜構造から主断層の構造を推定するためには、シングルチャンネル反射法地震探査のみならずマルチチャンネル反射法地震探査による深度断面を用いることが重要である。また、海域の活断層の変位速度はほとんどわかっておらず、反射面と対比する層序データを拡充するために海域の新生代堆積盆におけるボーリング掘削と層序学的研究を進展させることが必要である。海域の活断層に関するデータは増えつつあるとはいえ、活断層の位置や活動性を解明するには著しく不十分であり今後のデータ整備が望まれる。海陸境界部に分布する活断層については、2007年に発生した中越沖地震(M_j6.8)(Shinohara et al., 2008)や能登半島地震(M_j6.9)(佐藤・他, 2008)、1804年象潟地震(M7.0)(平野・他, 1979)や1872年浜田地震(M7.1)(藤森・他, 1990)など、海陸境界部から沿岸域でM7級の大地震が発生し、一部では海岸の昇降を伴う地震性地殻変動が観察された。加えて、海岸線に沿って広く分布する海成段丘の一部が海陸境界部に位置する活断層の活動によって隆起・変形を被ってきた可能性が高いことが、天北地域(Ishiyama et al., 2006)や能登半島北東岸(Ishiyama et al., 2017c)など、海陸反射法地震探査と陸域の変動地形・第四紀地質学的な研究で明らかになりつつある。海陸境界部で発生するM7級の大地震は、沿岸部に強震動・津波をもたらす危険性が高い。その実態を解明するためには、海陸反射法地震探査と海成段丘などの長期的な地殻変動の証拠と結びつけて、形状・分布や活動性を明らかにすることが必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

サブテーマ1で今年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線断層帯について、得られた反射断面と変動地形・地表地質、サブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の形状を推定した。また、収集した地球物理学的データとサブテーマ3で推定された地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテーマ3で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された300℃深さおよび脆性塑性境界深さについて検討した。最後に、これまでの成果を踏まえて、(1) 活断層－震源断層システム形状の推定・評価手法、(2) 未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・評価手法、(3) その他の課題について議論を行い、日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めた。

活断層－震源断層システム形状推定・評価については、基礎データの取得についての観測技術は十分可能な水準にあるが、観測データの整備状況は十分とは言えず、また断層帯毎のデータ整備状況にも大きなばらつきがある。長期評価にとり確度の高い活断層－震源断層システムの推定を行うためには、上述した観点から幅広い調査観測研究に基づく更なるデータの拡充が望まれる。

(e) 引用文献

Abe, T., Furuya, M., and Takada, Y., Nonplanar fault source modeling of the 2008 Mw 6.9 Iwate-Miyagi Inland earthquake in Northeast Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 507-518, 2013.

浅田 敏, 活断層に関する2～3の問題. *活断層研究*, 9, 1-3, 1991.

浅田 敏, C級活断層の存在度の問題-活断層に関する2～3の問題(その2)-. *活断層研究*, 14, 107, 1996.

物理探査学会(編), 第1章 反射法地震探査. *物理探査ハンドブック 手法編*, 1-114, 1998a.

物理探査学会(編), 第8章 重力探査地震探査. *物理探査ハンドブック 手法編*, 433-474, 1998b.

地質調査総合センター(編), 日本空中磁気データベース. *数値地質図 P-6*, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005.

地質調査総合センター(編), 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.

藤森孝俊・蒔苗耕司・山口 勝・川口 隆・太田陽子, 島根県浜田地震(1872年)の地形学的検討. *地学雑誌*, 99, 166-181, 1990.

Fukuyama, E. and Mikumo, T., Dynamic rupture propagation during the 1891 Nobi, central Japan, earthquake: A possible extension to the branched faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 1257-1266, 2006.

- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., and Utsugi, M., Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. *Geophysical Research Letters*, 43, 10,720-10,727, 2016.
- 平野信一・中田 高・今泉俊文, 象潟地震(1804年)に伴う地殻変形. *第四紀研究*, 18, 17-30, 1979.
- Ichihara, H. and 11 others, A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan. *Geophysical Research Letters*, 38, L09301, doi:10.1029/2011GL047382, 2011.
- 池辺 穰・大沢 穰・井上寛生, 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 42 p., 1979.
- 石川県, 森本断層系に関する調査成果報告書. 165 p., 1997.
- 石山達也・佐藤比呂志, 浅層反射法地震探査により明らかになった活断層の地下構造: 最近10年の成果と今後の課題. *物理探査*, 59, 515-524, 2006.
- Ishiyama, T., Nakanishi, T., Shishikura, M., Echigo, T., Kamataki, T., Furusawa, A., Takada, K., and Suda, S., Late Holocene marine terraces along the northeastern Japan Sea: Evidence of coseismic uplift associated with large earthquakes beneath an active fold and thrust belt. *AGU Fall Meet. 2006*, T33A-0499, 2006.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・鈴木毅彦・戸田 茂・今泉俊文, 角田-弥彦断層の変動地形と浅部地下構造. *月刊地球*, 370, 411-416, 2010.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Nakayama, T. and Abe, S., Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2608-2612, 2013.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・戸田 茂, 高分解能反射法地震探査の結果から推定される森本・富樫断層帯の構造的特徴. 日本地球惑星科学連合2017年大会, SSS12-15, 2017.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H., Koshiya, S., Toda, S. and Kobayashi, K., Geometry and slip rates of active blind thrusts in a reactivated back-arc rift using shallow seismic imaging: Toyama basin, central Japan. *Tectonophysics*, 718, 72-82, 2017a.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H. and Koshiya, S., Transfer fault earthquake in compressionally reactivated back-arc failed rift: 1948 Fukui earthquake (M7.1), Japan. *EGU 2017 Gen. Assembly*, EGU2017-1109, 2017b.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K. and 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, 21-36, 2017c.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・越谷 信・戸田 茂・阿部 進, 高分解能浅層反射法地震探査から明らかになった石狩平野の伏在活断層. 日本地球惑星科学連合2018年大会, SSS08-20, 2018a.
- 石山達也・佐藤比呂志・阿部 進, 大阪堆積盆地の震源断層モデル. 日本地震学会2018年度秋季大会, S24-04, 2018b.

- 石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・松原 誠・ヤノ・トモコエリザベス・阿部 進・東中基倫，近畿地域の震源断層モデル．日本地震学会2019年度秋季大会，S06-13，2019.
- 伊藤谷生・他24名，四国中央構造線地下構造の総合物理探査．地質学雑誌，102，4，346-360，1996.
- Ito, T and 18 others, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, 472, 124-134, 2009.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，「琵琶湖西岸断層帯の評価」．21 p, 2003.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，「山形盆地断層帯の評価(一部改訂)」．32 p., 2007.
- 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評価(一部改訂)」．41 p., 2009.
- 河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛，活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学実体の推定－紀伊半島北西部中央構造線を例として－．地震第2輯，54，233-249，2001.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T., and Ito, T., Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. *Earth, Planets and Space*, 55, 549-557, 2003.
- 国土地理院，平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震1:25,000詳細活断層図(活断層・地形分類及び地形の変状)．国土地理院技術資料 D1-No.541，2009.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms. *Earth, Planets and Space*, 68, 161, 2016.
- 熊原康博・岡田真介・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤 浩之，国土地理院活断層図「熊本(改訂版)」．国土地理院技術資料 D1-No.868，2017.
- 松原 誠・ヤノ トモコ エリザベス，3.3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析．活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究」平成29年度成果報告書，31-42，2018.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文，1896年陸羽地震の地震断層．東京大学地震研究所彙報，55，795-855，1980.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正，濃尾地震と根尾谷断層帯－内陸最大地震と断層の諸性質．古今書院，340 p., 2002.
- 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，DVD-ROM 2枚・付図1葉，60 p., 2002.
- 新部貴夫・村上文俊・浅川栄一・阿部 進・佐藤比呂志・石山達也，陸上低周波データ取得と広帯域データ処理の適用を主体とした地震探査記録品質の改善．日本地球惑星科学連合2018年大会，SSS10-06，2018.

- Ohta, Y. and 8 others, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network. *Earth, Planets and Space*, 60, 1197-1201, 2008.
- Okubo, Y. and Shibuya, A., Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constrained by gravity and magnetic data, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 337-350, 1993.
- Ozawa, T., Fujita, E., and Ueda, H., Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano. *Earth, Planets and Space*, 68, 186, 2016.
- 産業技術総合研究所, 森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-3, 30 p., 2007.
- 鷺谷 威, 1948年福井地震 (M=7.1) に伴う地殻変動と震源断層モデル. *地震第2輯*, 52, 111-120, 1999.
- 佐藤比呂志, 東北地方中部地域 (酒田ー古川間) の新生代地質構造発達史 (第I部). 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 88, 1-32, 1986a.
- 佐藤比呂志, 東北地方中部地域 (酒田ー古川間) の新生代地質構造発達史 (第II部). 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 89, 1-45, 1986b.
- 佐藤比呂志・他8名, 3.1.3 近畿地殻構造探査 (近江測線). 文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」平成18年度成果報告書, 87-214, 2007.
- 佐藤比呂志・他9名, 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, 2008.
- 佐藤比呂志・稲葉 充・石山達也・加藤直子・竹花康夫, 庄内平野の伏在活断層. 日本地球惑星科学連合2015年大会, SSS28-11, 2015.
- 佐藤比呂志・吉田武義, 東北日本の後期新生代大規模陥没カルデラの形成とテクトニクス. *月刊地球*, 15, 721-724, 1993.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., and Ikawa, T., Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone Range, northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, 355(1-4), 41-52, 2002.
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A., and 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.
- Shinohara, M., and 21 others, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. *Earth, Planets and Space*, 60, 1121-1126, 2008.
- Shirahama, Y., and 12 others, Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68, 191, 2016.
- 白石和也・他8名, 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.

- Stein, R. S. and Ekström, G., Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault 2. Synthesis of the 1982-1985 California earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4865-4883, 1992.
- Sudo, Y. and Kong, L. S. L., Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. *Bull Volcanol.*, 63, 326-344. doi:10.1007/s004450100145, 2001.
- 須藤靖明・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之, 阿蘇火山の地盤変動とマグマ溜まり: 長期間の変動と圧力源の位置. *火山*, 51, 291-309, 2006.
- Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 256-266, 2010.
- 鈴木康弘・石村大輔・熊木洋太・熊原康博・千田 昇・中田 高・中埜貴元, 国土地理院活断層図「阿蘇(改訂版)」. 国土地理院技術資料 D1-No.868, 2017.
- 田力正好・池田安隆・野原 壯, 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層. *地震第2輯*, 62, 1-11, 2009.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, *Earth, Planets and Space*, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.
- 堤 浩之・近藤久雄・石山達也, 我が国における活断層研究の最近25年の成果と今後の展望. *地質学雑誌*, 124, 741-757, 2018.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本地震被害総覧[416]-2001. 東京大学出版会, 605 p., 2003.
- Yano, T. E., Takeda, T., Matsubara, M., and Shiomi, K., Japan unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): crustal seismicity beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 702, 19-28, 2017.

(3) 平成 29～令和元年度の成果

(a) 業務の要約

サブテーマ 1 で反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線断層帯、庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯および近年発生した内陸地震について、既往研究やサブテーマ 2 および 3 による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。また、これまでの成果を踏まえ、日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めを行った。

(b) 業務の実施方法

サブテーマ 1 で実施した反射法地震探査の結果得られた反射断面と変動地形・地表地質、サブテーマ 2 の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の形状を推定した。また、地球物理学的データを収集するとともに、サブテーマ 3 で推定された地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテーマ 3 で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ 4 で推定された 300℃ 深さおよび脆性塑性境界深さについて検討した。

(c) 業務の成果

(1) 活断層の深部形状に関する構造的な特徴と震源断層モデル

(1-1) 庄内平野東縁断層帯および庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯の震源断層モデル

サブテーマ 1 で令和元年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯および庄内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯について、既往研究やサブテーマ 2 および 3 による密度構造・地震波速度構造等に基づき、断層深部形状の推定を試みた。3.1 章にて述べたように、中野俣測線で得られた中深度断面によれば、庄内平野東縁断層帯の断層構造は、中期中新世の硬質シルト岩である草薙層と同じく下位の玄武岩・玄武岩質安山岩である青沢層（池辺・他, 1979; 佐藤, 1986a, 1986b）の境界付近に発達した低角のスラストからなり、これが酒田衝上断層に収斂すること、また酒田衝上断層自体も上盤側の非対称背斜の構造から低角化することが推定される。このような構造の概要は、サブテーマ 2 にてほぼ同じ測線で実施された重力探査に基づく密度構造モデルともよく整合する（図 24）。一方、過去に行われた MT 法の結果から、青沢断層の地表位置から地下深部に中角度で東傾斜する低比抵抗体の存在が推定され、断層の深部延長と推定されている（Ichihara et al., 2011）。青沢断層に沿ってはブーゲー異常の急変帯が存在することから、中野俣測線で推定された庄内平野東縁に伏在するスラストは、このような中角度で東傾斜する断層に遷移するものとみられる。このような中角度の断層深部形状は、日本海地震津波調査プロジェクトで令和元年度に行われた庄内－新庄測線でも確認されており、妥当であると考えられる。

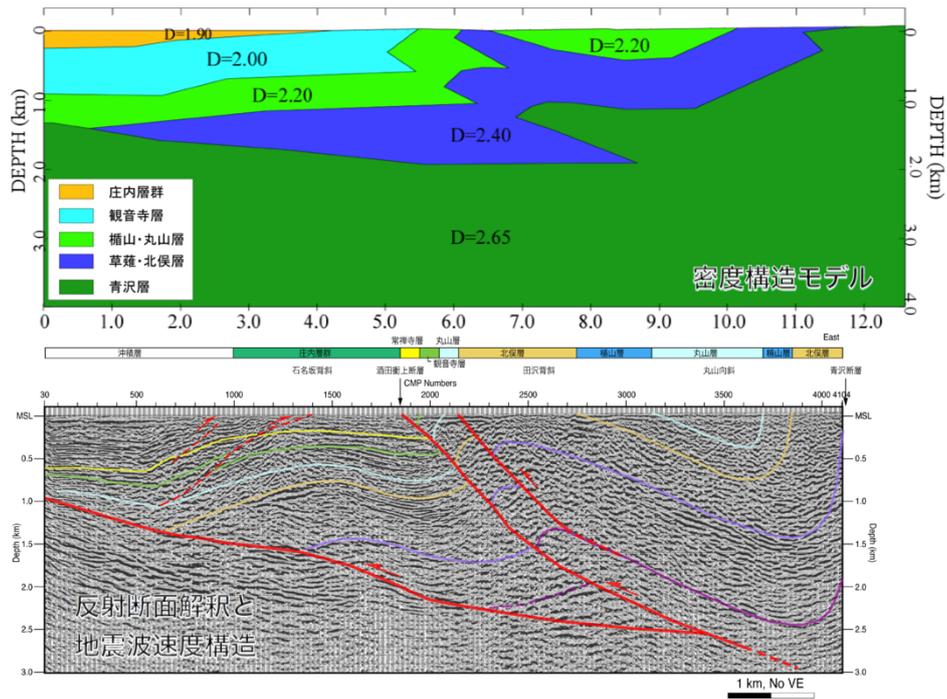


図 24 庄内平野東縁断層帯を横断する中野俣測線沿いの（上）稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと（下）反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

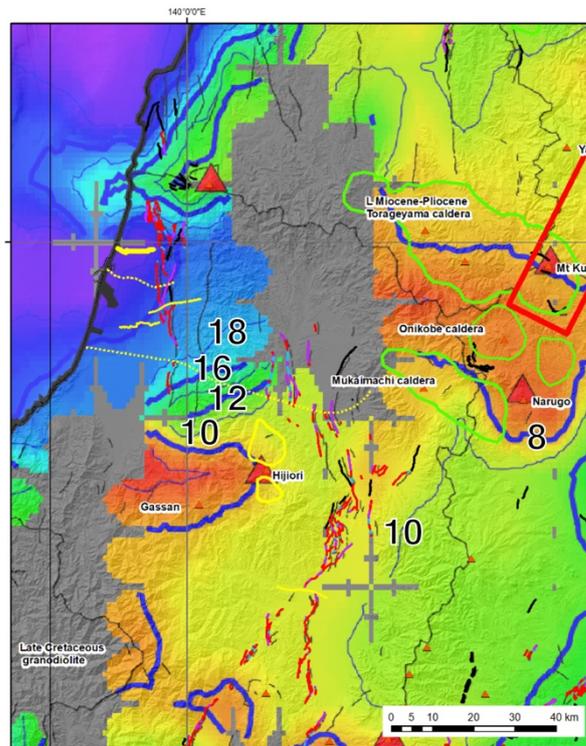


図 25 庄内平野・山形盆地周辺の D90 の深度分布 (km)。

また、庄内平野下に存在することが明らかになった東傾斜の伏在活断層については、上盤側の第四系・新第三系が出羽丘陵のような短波長の複背斜構造ではなく撓曲構造を呈す

ることから、中角度の逆断層と推定される。一方、庄内平野周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから約18 kmと推定される(図25)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを18 km、断層の傾斜を45°と仮定して震源断層モデルを推定した(図26)。

このように、庄内平野周辺においては、いわゆる庄内平野東縁断層帯(地震調査研究推進本部, 2009)と庄内平野の伏在活断層の、少なくとも2つの独立した活構造が存在すると考えられる。庄内平野の伏在活断層については、今回は1枚の断層面を推定したが、詳細な分布・形状については反射法・層序などの更なるデータを蓄積して検討する必要がある。また、1894年庄内地震(M7.0; 宇佐美, 2003)の震源については、従来庄内平野東縁断層帯と推定されている(地震調査研究推進本部, 2009)が庄内平野の伏在活断層の可能性についても検討の余地があると考えられる。

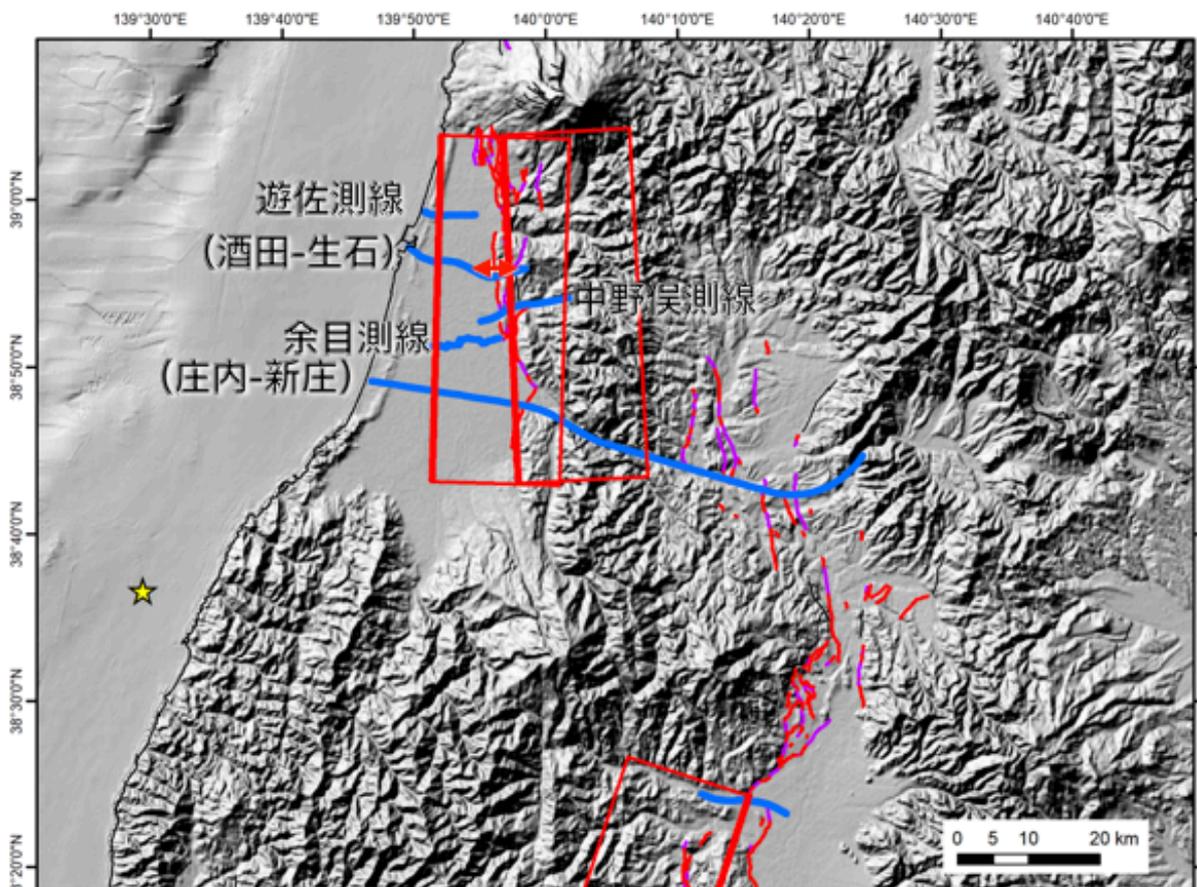


図 26 庄内平野東縁断層帯、庄内平野下の伏在活断層、山形盆地西縁断層帯の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

山形盆地西縁断層帯については、寒河江測線の解釈に基づき山形盆地西縁断層帯を構成する主断層である寒河江-山辺断層の傾斜は約30°、断層上端の深さは約2 kmと推定される。また、山形盆地西縁断層帯周辺の地震発生層の厚さについては、D90の見積りから約8 kmと推定される(図25)。そこで、ここでは地震発生層の厚さを10 kmとし、また断層の傾斜を30°と仮定して震源断層モデルを推定した(図26)。地震調査研究推進本部(2007)では断層先端の深さを0 km、傾斜を中角度としているが、これらについては再検討する上での資料となると考えられる。

過去の年次で取り扱った断層帯についても同様の検討を行った。琵琶湖西岸断層帯・花折断層で実施した饗庭野－朽木測線では、琵琶湖西岸断層帯・饗庭野断層が中角度に西に傾斜する逆断層であるのに対して、花折断層は高角ないしはほぼ垂直な断層面を持つ横ずれ断層と推定された。このような構造解釈は、ほぼ同じ測線で取得された重力探査の結果に基づく密度構造モデルと整合的であり（図 27）、饗庭野断層上盤側の先新第三系基盤岩類（丹波帯）が古琵琶湖層群・完新統に衝上する約 30° 西傾斜の断層構造が共通して確認される。密度構造モデルでは、反射法で推定された、花折断層周辺の丹波帯の剪断構造や安曇川河谷内の古琵琶湖盆に対応する基盤岩類の局所的な変形構造に対応すると考えられる第二層の厚化が認められる。構造解釈は屈折トモグラフィによる P 波速度構造とも調和的であり、このような反射法・屈折法・稠密重力探査の統合的探査による構造推定の有効性を示している。

(1-2) 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の構造的特徴と震源断層モデル

琵琶湖西岸断層帯・花折断層については、佐藤・他(2007)において大大特・近江測線の深部構造探査がすでに実施されている。近江測線は和邇一途中測線とほぼ一致していることから、両者をあわせて堅田断層の深部構造を推定するに都合が良い。和邇一途中測線では、古琵琶湖層群堅田層および先新第三系基盤岩類（丹波帯）からなる堅田丘陵東縁部の変動地形学的な検討から推定される堅田断層の地表位置から中角度で西に傾斜する断層面が推定された。また、上盤側の非対称背斜の構造形態から深部でその傾斜を減少させることが

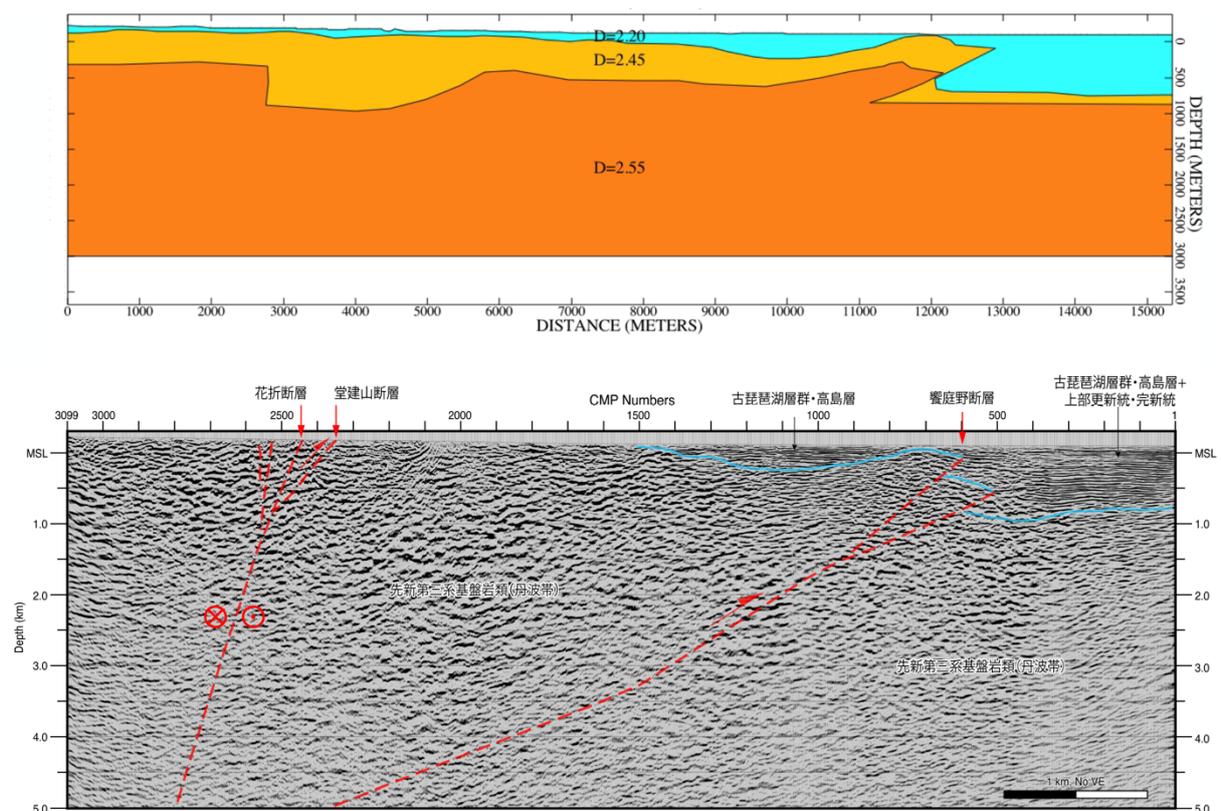


図 27 琵琶湖西岸断層帯および花折断層を横断する饗庭野－朽木測線測線沿いの（上）稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと、（下）反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

推定される。一方、大大特・近江測線では、和邇一途中測線で推定された堅田断層の断層面の下方延長には断層面からの強い反射波と推定される反射波群が深さ 10 km 程度まで認められている (佐藤・他, 2007)。和邇一途中測線の結果から推定された堅田断層の形状は、この西傾斜の反射イベントと整合的であり、堅田断層の形状は和邇一途中測線で推定されたやや低角度の形状から深部に連続すると推定される (図 28)。一方、花折断層については同様に構造探査の結果からほぼ垂直な断層構造が推定された。

また、松原・ヤノ (2018) は、Matsubara et al. (2017)の地震波速度構造モデルに基づき和邇一途中測線・近江測線の東西断面・微小地震活動およびメカニズム解を作成した (図 29, 30)。これらを見ると、右横ずれ断層である花折断層と整合的なメカニズム解を持つ地震活動は深さ 10 km 以浅に限定されるのに対して、逆断層型のメカニズム解は、和邇一途中測線と近江測線で推定された堅田断層の断層形状からさらに下方に分布している。これは、高角の右横ずれ断層である花折断層帯が、中角度で西に傾斜する逆断層である琵琶湖西岸断層帯の上盤側に発達するとする構造モデル (佐藤・他, 2007) と整合的である。

このように、slip-partitioning の典型例として本プロジェクトで研究対象とした花折断層帯・琵琶湖西岸断層帯については、反射法地震探査の結果とその構造解釈および再決定

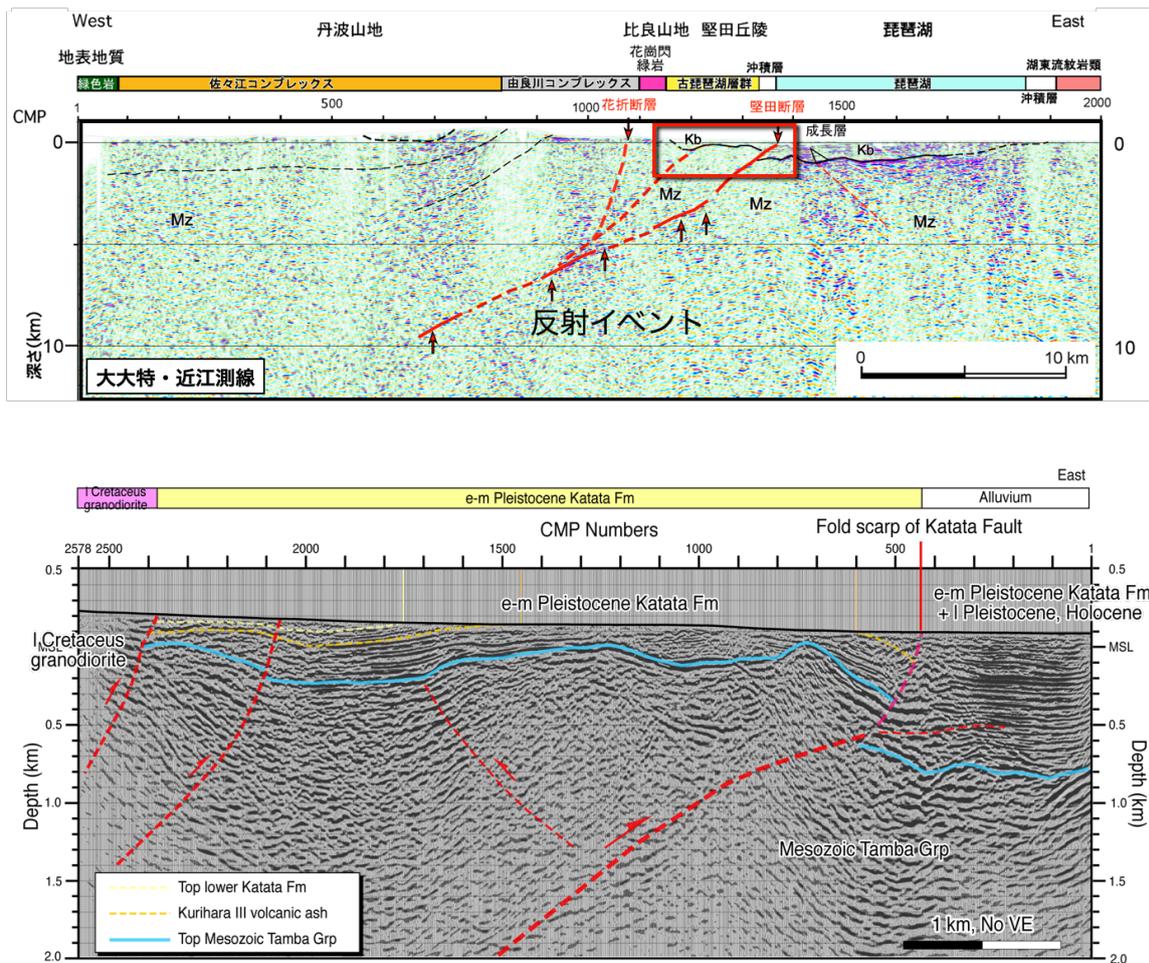


図 28 (上) 大大特・近江測線の構造解釈 (佐藤・他, 2007) と、(下) 琵琶湖西岸断層帯・堅田断層を横断する和邇一途中測線のマイグレーション後深度断面の構造解釈の比較。近江測線の赤矢印は断層面からの強い反射面の位置を示す。

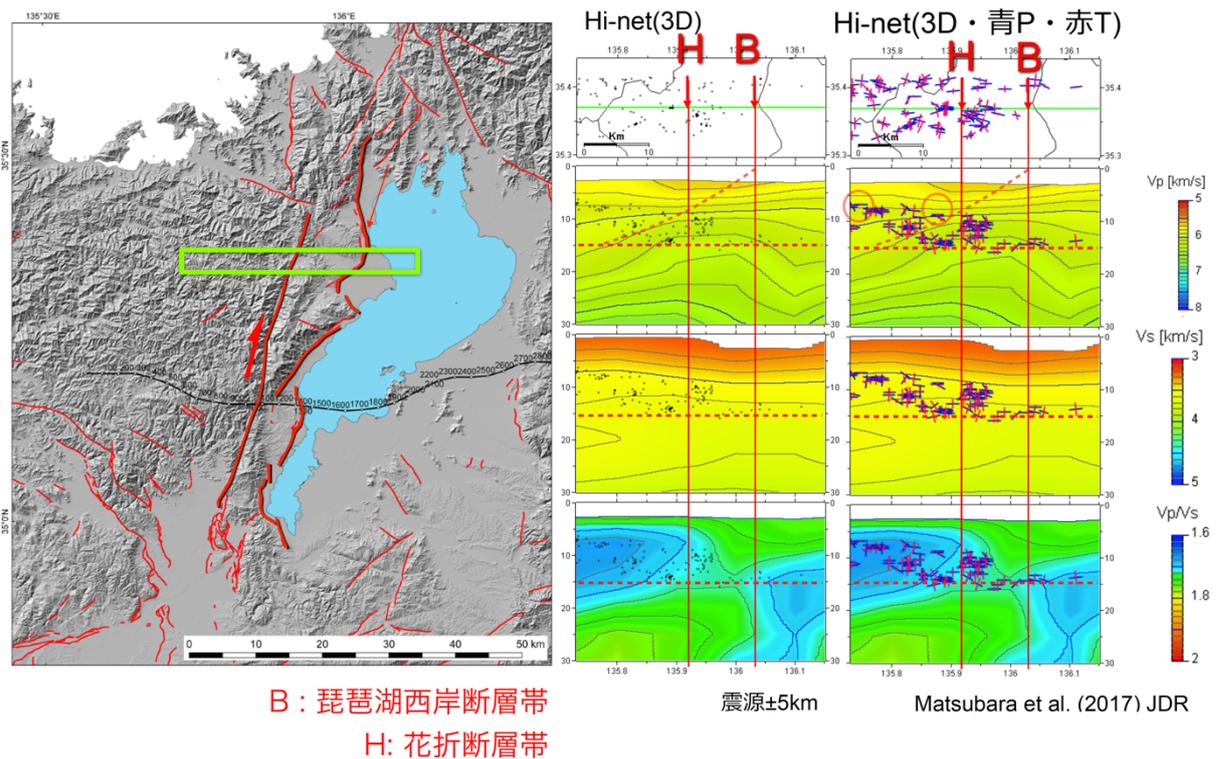


図 29 饗庭野－朽木測線を含む範囲（左図）における地震波速度構造断面（P 波・S 波・ V_p/V_s ）とメカニズム解（右図、松原・ヤノ，2018）。

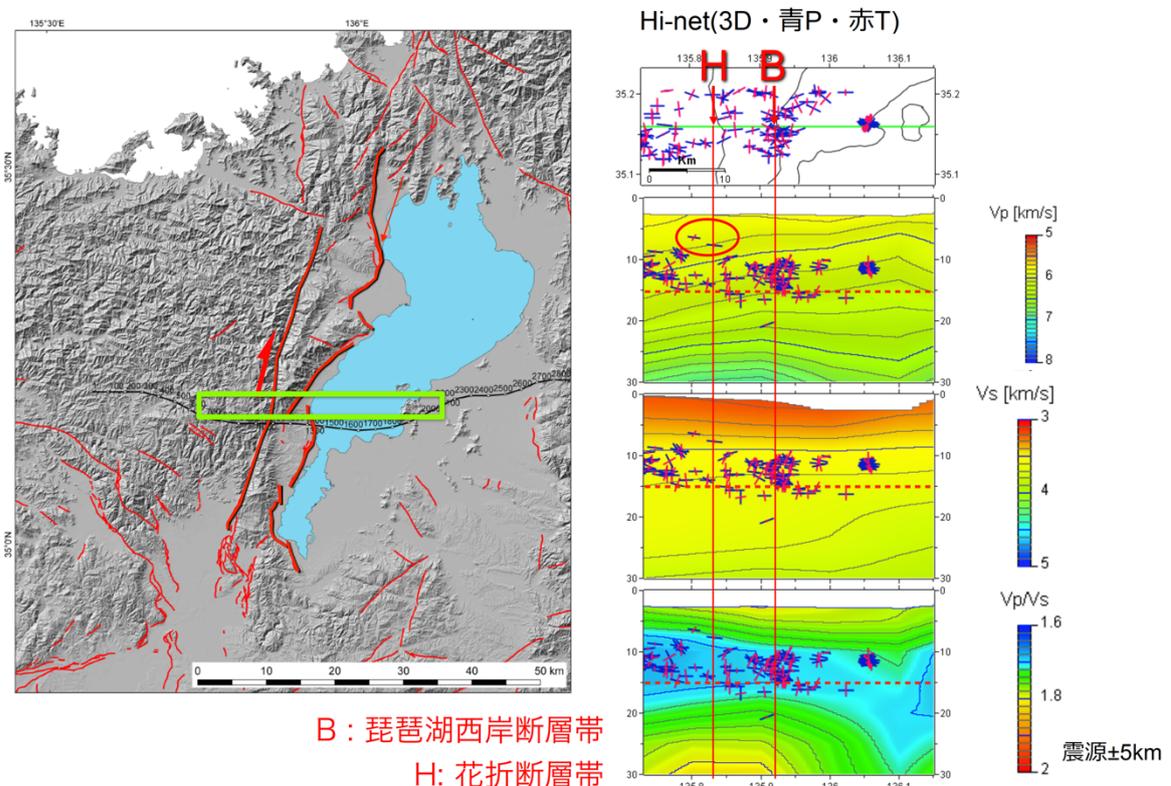


図 30 大大特・近江測線（佐藤・他，2007）および和邇－途中測線を含む範囲（左図）における地震波速度構造断面（P 波・S 波・ V_p/V_s ）とメカニズム解（右図、松原・ヤノ，2018）。

震源による地震活動・メカニズム解（松原・ヤノ，2018）から、低角～中角度で西に傾斜

する逆断層である琵琶湖西岸断層帯が主断層であり、花折断層がその上盤側に発達する高角の横ずれ断層と推定される。琵琶湖西岸断層帯と花折断層の平均変位速度を比較すると、前者の上下平均変位速度が北部で約 1.8~2.1 mm/年、南部で約 1.4 mm/年と推定されている（例えば地震調査研究推進本部地震調査委員会，2003）。これらの値と本研究で明らかになった断層の傾斜（西傾斜約 30°）を考慮すれば、平均的な断層すべり速度は北部で約 3.6~4.2 mm/年、南部で約 2.3 mm/年となる。一方、花折断層北部・南部における右横ずれ変

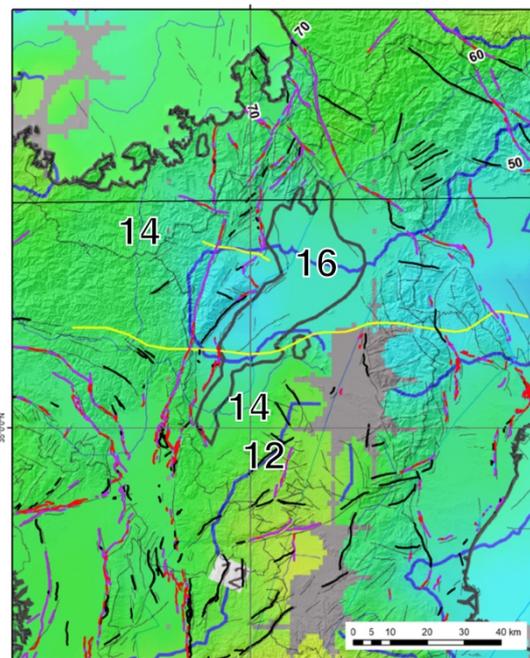


図 31 琵琶湖～丹波山地東部周辺の D90 の深度分布 (km)。

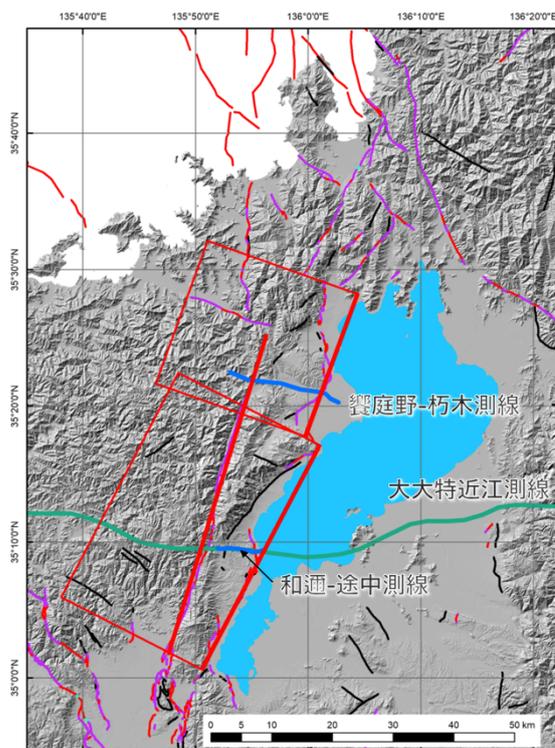


図 32 琵琶湖西岸断層帯・花折断層の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

位地形の再検討から、花折断層の平均変位速度は北部で約 0.5~1.0 mm/年、南部で約 1 mm/年程度と考えられる(石山・他, 2019)。花折断層帯に比べて琵琶湖西岸断層帯の方が大きくなる。このことは、琵琶湖西岸断層帯が主断層とする構造的な見方と整合的である。

また、琵琶湖西岸から丹波山地東部にかけての地震発生層の厚さは、D90 (サブテーマ 3 による) によると約 14~16 km と推定される(図 31)。このことから、琵琶湖西岸断層帯の傾斜を 30°、地震発生層の厚さを 15 km と仮定し、震源断層モデルを推定した(図 32)。

(1-3) 中央構造線断層帯(四国地域)の構造的特徴と震源断層モデル

中央構造線断層帯(四国地域)については、3.1 章にて述べられたように、徳島・愛媛地域で反射法地震探査を行い、和歌山地域の浅層・中深度反射法探査(河村・他, 2001; Sato et al., 2015) や徳島地域の深部構造探査(伊藤, 1996; Ito et al., 2009; Kawamura et al.,

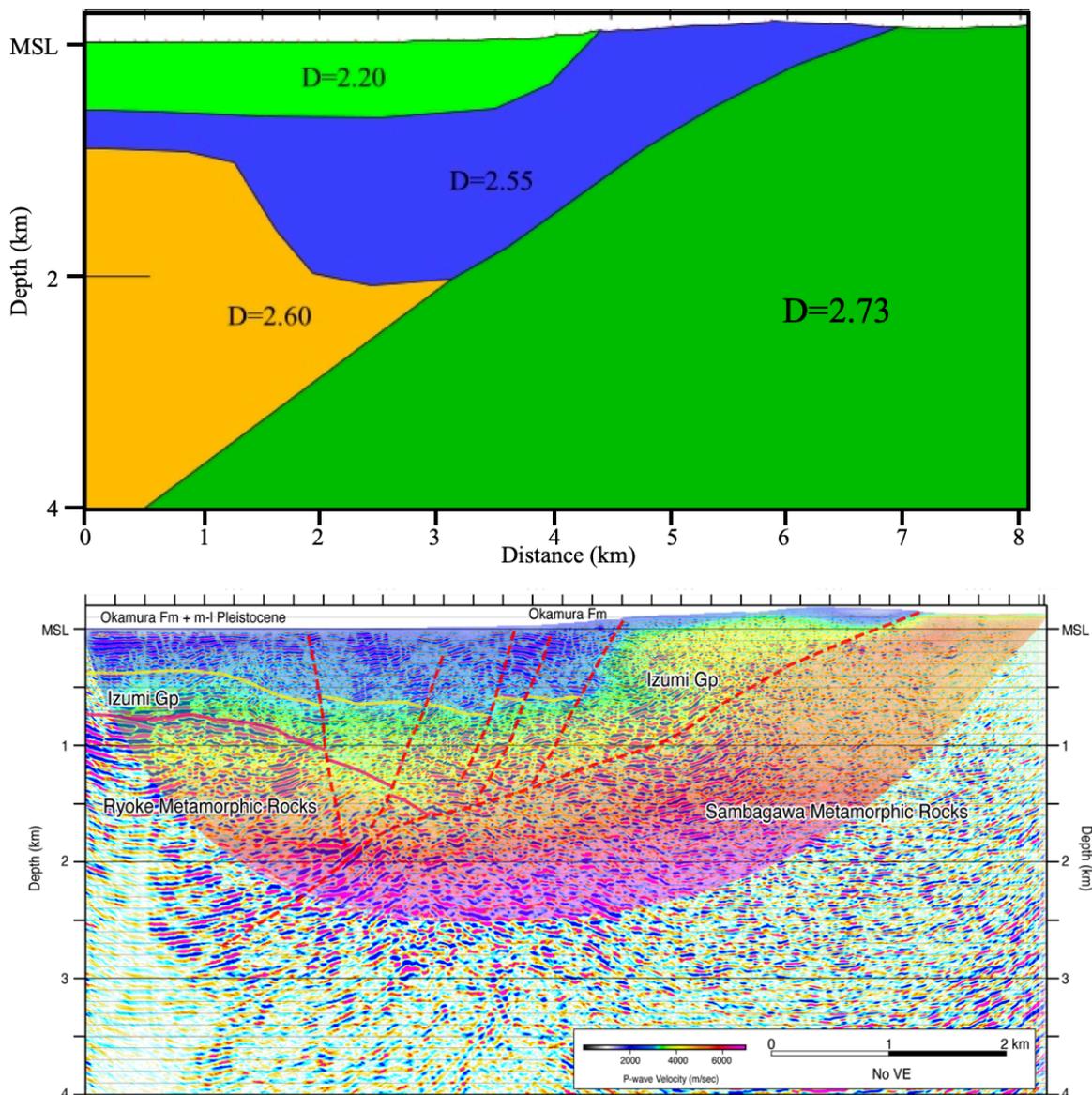


図 33 中央構造線断層帯、西条測線測線沿いの(上)稠密重力測定結果に基づく密度構造モデルと、(下)反射法地震探査のマイグレーション後深度断面の解釈の比較。

2003)と同様に北に傾斜する地質境界断層としての中央構造線の形状が推定された。特に西条測線では、反射法地震探査とほぼ同じ測線で実施された稠密重力探査の観測データに基づく密度構造モデルと、反射法の解釈は非常に整合的である(図33)。また、屈折トモグラフィによるP波速度構造とも整合的である。以上の得られた構造によれば、三波川変成岩類と和泉層群・領家変成岩類の物質境界断層である中央構造線の断面は北に傾斜し、活断層である岡村断層や小松断層を境にしてこれらが大きく食い違うような構造は認められず、北傾斜の物質境界断層に収斂すると考えるのが自然である。

中央構造線深部延長の地震活動については、Sato et al. (2015)では地震活動は中央構造線の下方延長よりも下位で起きているとした。一方、Matsubara et al. (2017)の三次元地震波速度構造を用いて再決定した震源分布によれば、東経133.2度から133.7度の区間では中央構造線の地表位置周辺から明瞭に北に傾斜する面状に配列する地震活動の集中域が認められる(3.3章を参照)が、中央構造線から鉛直下方に伸びるような震源分布は見られない。また、震源分布は地震波速度構造の急変部および V_p/V_s の境界部に一致することから、地震活動は中央構造線ないしはその構造的な下位に分布する三波川帯・四万十帯の内部で発生している可能性がある。このことは地表地質や浅部から中深度構造探査の結果推定される中央構造線および三波川帯・四万十帯など地質帯の構造が、大局的には北傾斜で地下深部に延びていることを示唆しており、断層深部形状を推定する上で興味深い観察事実と言える。なお、この様な北に傾斜する地震活動の集中域は、池田断層の西部から岡村断層の中部の範囲に及んでいる。徳島・愛媛地域では中央構造線活断層系を挟んで山地・低地配列が異なるにも関わらず、北に傾斜する地震活動の集中域が共通して認められるということは、興味深い結果と言える。

一方、中央構造線断層帯沿いの地域のうち、脇町および土成測線を実施した徳島では、地震発生層の厚さはD90(サブテーマ3による)によると約18kmと推定される(図34)。また、西条測線を実施した愛媛でも同様に約18kmと推定される(図34)。このことから、中央構造線断層帯の傾斜を 40° 、地震発生層の厚さを18kmと仮定し、震源断層モデルを推定した(図35)。

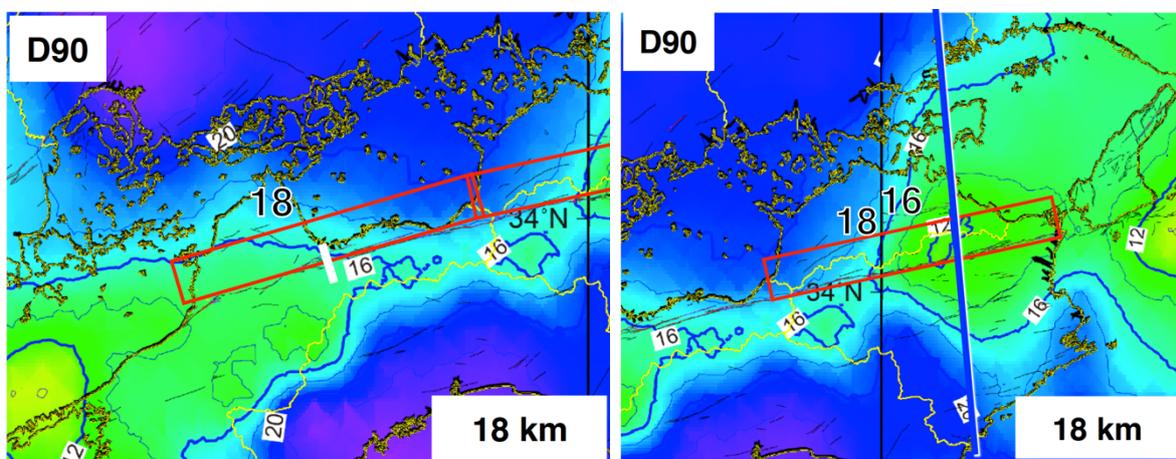


図34 中央構造線断層帯(徳島・愛媛)周辺のD90の深度分布(km)。右図が徳島、左図が愛媛を示す。

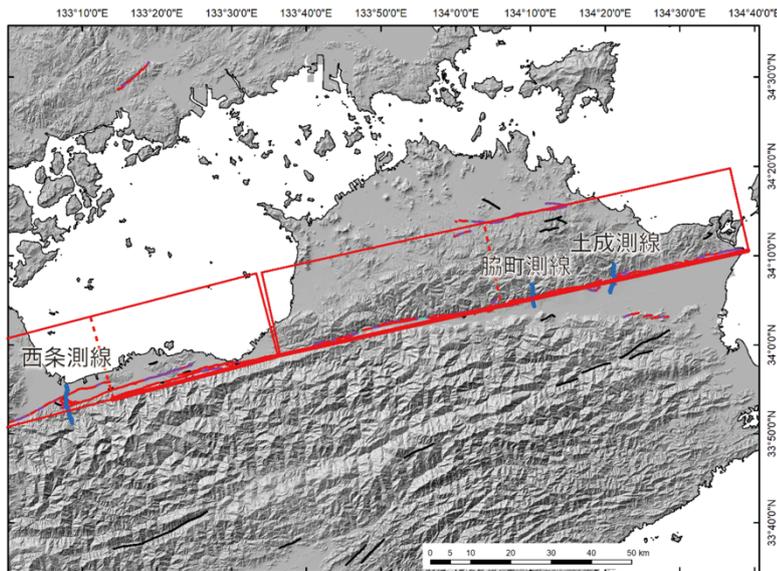


図 35 中央構造線断層帯（徳島・愛媛）の震源断層モデル。太線が断層の上端を示す。

(2) 内陸地震の震源断層に関する構造的な特徴の検討

内陸地震の長期評価を行う上で、発生する地震の規模予測は第一義的に重要である。一方で深部構造探査のみで上部地殻スケールの断層形状を対象とする断層帯全てについて求めることは現実的ではないため、地震発生層の厚さを様々な手法で推定することが行われている。そこで、近年発生した地震について、サブテーマ3で推定された地震発生層の厚さの proxy としての D90、サブテーマ4で推定された摂氏 300°C 深さ（以下、T300 と呼ぶ）および脆性塑性境界深度（以下、BDT と呼ぶ）と、地震・測地観測で推定された震源過程・断層モデルを比較し、地震発生層を推定する上での D90、T300 および BDT の妥当性や、これらをもとに地震発生層厚さを推定する上での課題を検討した。

(2-1) 2008 年岩手・宮城内陸地震

2008 年岩手・宮城内陸地震は同年 6 月に岩手・宮城県境付近で発生した地震 ($M_{JMA}7.2$) である。本地震は奥羽脊梁山地の東縁で発生したが、震源域には顕著な新期の断層変位地形がほとんど分布しない（国土地理院, 2009）。震源域は栗駒山など火山フロントを構成する活火山の近傍に位置するほか、中新世後期から鮮新世に形成された大規模カルデラが奥羽脊梁山地に多数分布しており（佐藤・吉田, 1993）、地温勾配は高い地域である（Tanaka, 2004; Matsumoto, 2007）。Suzuki et al. (2010) の強震記録の解析による地震時の破壊過程によれば、破壊開始点の深さは約 6 km と浅く、断層面下端の深さは約 12 km であるが、大すべり域は破壊開始点から地表面までの狭い領域に存在し、概ね深さ 10 km 以浅である。一方、GPS 観測により推定された地殻変動を説明する断層モデル（Ohta et al., 2008）では断層面下端の深さは約 8 km、合成開口レーダーと GPS 観測により推定された地殻変動を説明する断層モデル（Abe et al., 2013）では断層面下端の深さは約 10 km と推定されており、破壊過程の断層モデルはこれらのモデルに比べて断層面の下端深さが 2～4 km

深い。一方、震源域付近の D90 と T300 および BDT はそれぞれ 8～9 km, 9～10 km, 8～10 km であり (図 36)、測地学的な観測を説明する断層モデルと整合的である。一般に破壊過程の断層モデルは矩形断層の設定に依存することから、互いに調和的な測地学的観測に基づく断層モデルと整合する D90 および T300 の見積りは妥当であると考えられる。

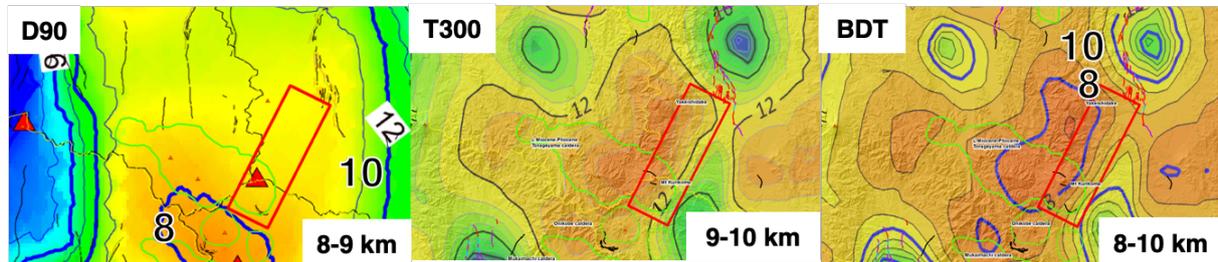


図 36 2008 年岩手・宮城内陸地震震源域周辺の (左) D90、(中) T300 および (右) BDT の深度分布 (単位は km)。赤い矩形は Suzuki et al. (2010) による矩形断層モデル。黄緑色の線はカルデラの概略位置 (佐藤・吉田, 1993)。

(2-2) 1896 年陸羽地震

1896 年陸羽地震 (M7.2) は真昼山地直下を震源とする地震であり、横手盆地東縁断層帯を構成する逆断層である千屋断層などに沿って顕著な地表地震断層が長さ 36 km に亘り出現したことで知られる (松田・他, 1980)。陸羽地震震源域を含む奥羽脊梁山地を横断する測線で実施された深部構造探査では、東傾斜する千屋断層の深部延長にあたる断層が深さ約 13 km のほぼ水平な反射面群に収斂する様子が捉えられ、これが地震発生層の下限にあると推定されている (Sato et al., 2002) (図 37)。一方、陸羽地震震源域付近の D90 と T300、BDT はそれぞれ 10～12 km, 12～13 km, 10 km であり (図 38)、T300 が若干深め、BDT が若干浅めとなるものの、D90 および T300 の見積りは深部構造探査の結果に基づく地震発生層下限の深さと概ね整合的である。

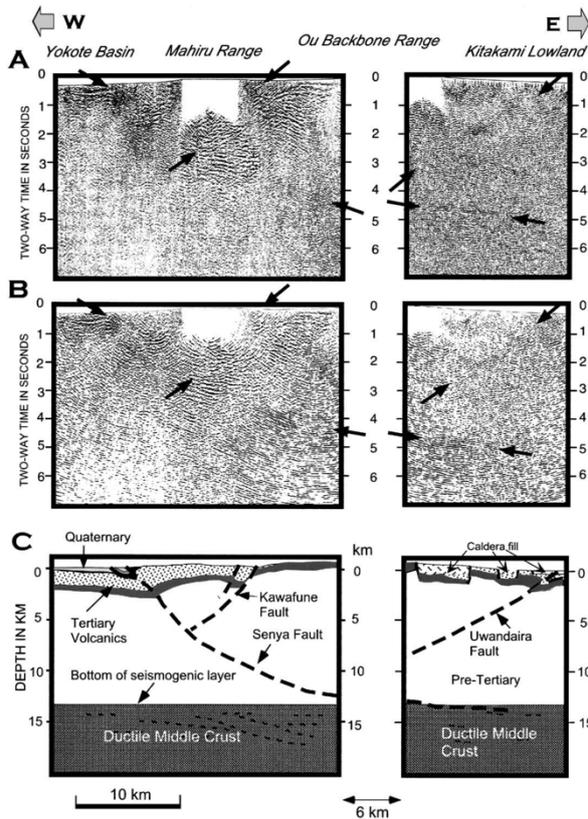


図 37 1896年陸羽地震震源域を含む奥羽脊梁山地を横断する深部構造探査の結果 (Sato et al., 2002)。千屋断層の深部形状と地震発生層基底の反射波が捉えられている。

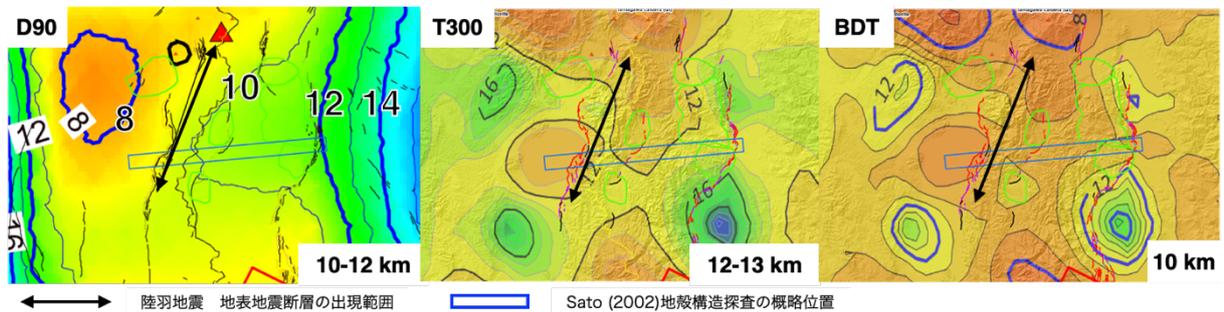


図 38 1896年陸羽地震震源域周辺の(左)D90、(中)T300および(右)BDTの深度分布(単位はkm)。黒両矢印は地表地震断層が出現した範囲。

(2-3) 2016年熊本地震

2016年熊本地震(M_{JMA}7.3)は布田川断層帯・日奈久断層帯を震源とする地震であり、地震に際しては布田川断層など両断層帯の一部および阿蘇火山の外輪山とカルデラの内部に右横ずれ、一部正断層を主体とする顕著な地表地震断層が出現した(熊原・他, 2017; Shirahama et al., 2016; 鈴木・他, 2017)。ここでは、熊本地震の破壊領域周辺を対象に、震源断層モデルとD90, T300, BDTおよび重力異常データ・空中磁気異常のデータについて検討した。熊本地震前後の合成開口レーダーとGPSの変位を説明する断層モデル(Ozawa et al., 2016)では、F1~F4の断層面が推定され、断層面下端の深さは約6~14 kmと推定されている。このうち、最も断層面下端深度の大きい断層F3は最も西側に、最

も下端深度の小さい断層 F2 は阿蘇カルデラ内に位置する。一方、熊本地震震源域付近の D90、T300 と BDT は、F1 付近でそれぞれ 8～13 km/10～13 km/9～12 km、F2 付近で 8 km/10 km/9 km、F3 付近で 13～16 km/13～16 km/12～13 km、F4 付近で 8～12 km/10～12 km/9～11 km と推定される (図 39)。このように、D90、T300 と BDT は相互にややばらつくものの、大局的には整合的である。また、F1、F3 および F4 の断層面下端深さは推定された D90、T300、BDT の範囲に含まれる。したがって、D90 および T300 の見積りは実際に発生した地震についての地震発生層下限の深さと概ね整合的と言える。

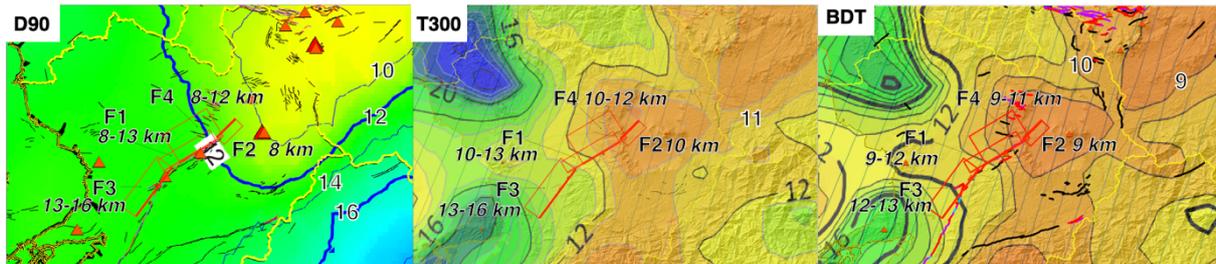


図 39 2016 年熊本地震震源域周辺の (左) D90 (中) T300 および (右) BDT の深度分布 (km)。赤い矩形と数字は Ozawa et al. (2016) による断層モデル周辺の D90 および T300 の値を示す。

Ozawa et al. (2016) のモデルによれば、阿蘇カルデラ内の断層 F2 の断層面下端深さは 6 km と推定され、これは今回推定した D90、T300 および BDT の深度分布よりも有意に小さい。阿蘇火山では、地震波トモグラフィで推定される地震波速度構造や地殻変動から草千里の直下、深さ約 6 km に直径 3～4 km のマグマ溜りの存在が推定されており (Sudo and Kong, 2001; 須藤・他, 2006)、Ozawa et al. (2016) は F2 南東端がこのマグマ溜りに近接する可能性を指摘している。同様に、Hata et al. (2016) が MT 法によって推定した 3 次元比抵抗構造によれば、中央火口丘群下には複数の低比抵抗領域が存在し、殆どの地震活動はこの周囲の高比抵抗領域で発生している。このように、阿蘇カルデラ内のマグマ溜りなどの流体の存在が F2 近傍の阿蘇カルデラ内の地震発生層の厚さを制約している可能性がある。

2016 年熊本地震に際しては阿蘇カルデラ内では地表地震断層が生じた (鈴木・他, 2017) が、これは概ね断層 F2 の位置と整合的である。一方、阿蘇カルデラ内には東北東走向の弱いブーゲー異常の急変帯が認められるが、これは中央火口丘群を横切るように分布しており、北東走向である F2 や地表地震断層よりも南東側に位置する。F2 や地表地震断層は、重力異常の急変帯よりも、むしろ空中磁気異常の高異常・低異常境界 (地質調査総合センター(編), 2005) に沿って分布している (図 40)。Okubo and Shibuya (1993) は、重力異常と磁気異常に基づき、中角度で北に傾斜する布田川断層の深部に高磁気異常体が存在し、冷却したマグマを含む火道である可能性を示した。活火山域の震源断層や地震発生層厚さを予め推定するには、火山周辺の地震・重力・電磁気・地殻変動など稠密観測の結果得られてきた地震波速度構造・密度構造や、これらを元に推定されるマグマ溜りやカルデラなど火山体下の地殻構造を十分に吟味することが必要である。

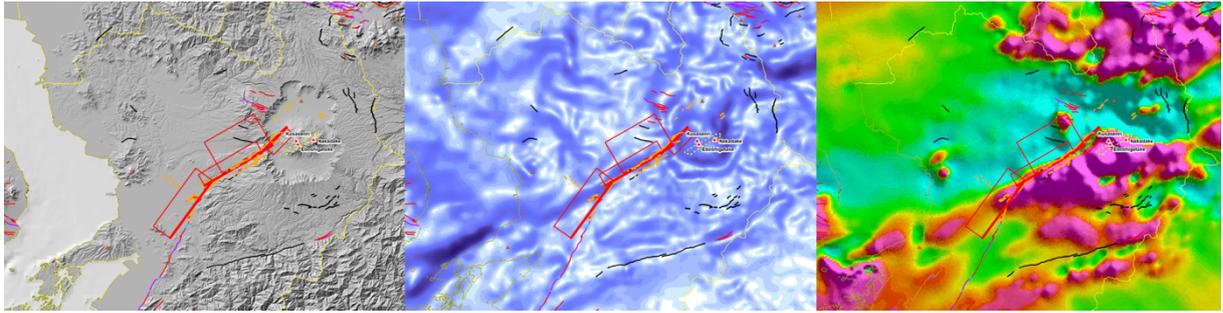


図 40 2016 年熊本地震震源域周辺の（左）地形、（中）ブーゲー重力異常（地質調査総合センター（編），2013）の水平一次微分および（右）空中地磁気異常（地質調査総合センター（編），2005）。赤い矩形は Ozawa et al. (2016) による断層モデルを、橙色の線は熊本地震の地表地震断層（熊原・他, 2017; 鈴木・他, 2017）を示す。

また、熊本地震震源域の地震発生層厚さの特徴として、断層帯の走向方向にその下限深度が大きく変化することが挙げられる。断層帯の走向方向の D90、T300 および BDT の変化は、余震下限の深さ分布や断層すべり分布（Kubo et al., 2016）と大局的には一致する。この地震発生層の下限深さの変化の原因は、断層帯が火山地域から背弧域にまでわたり分布することに起因する。このように断層帯の走向方向に地震発生層の厚さが顕著に変化する場合、断層帯全体に単一の地震発生層厚さの値を与えるよりも、例えば断層のセグメント（区間）毎に地震発生層厚さを与える方が適切かもしれない。特に長大な断層帯で、このように地震発生層厚さの空間変化が認められる場合、地震前に地震発生層の厚さとしてどのような値を採用するのかは、今後の課題と言えよう。

(3) 日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題

前述したいくつかの具体的な対象に対する活断層－震源断層システム形状推定の事例に基づき、日本列島の活断層-震源断層システム形状を推定・評価を行う上での現状と課題をいくつか述べる。

(3-1) 活断層－震源断層システム形状の推定・評価手法

本プロジェクトでは、琵琶湖西岸断層帯・花折断層、中央構造線活断層系（四国地域）、庄内平野東縁断層帯および山形平野西縁断層帯を対象に、高分解能反射法地震探査のデータ取得と反射法解析によって地下 2～3 km までの構造を詳細に把握することに努めた。同時にいくつかの測線では集中発震記録に基づく屈折法解析を行い、浅部の P 波速度構造を求め、反射断面における構造把握の一助とした（以上サブテーマ 1）。

反射法地震探査を実施する上で最も重視したのは反射法データの高分解能化である。反射法地震探査は石油探鉱のために開発され発展してきた手法である（詳しくは物理探査学会（1998a）を参照）。1980 年代より活断層の地下構造を推定する目的で応用され、1995 年兵庫県南部地震以降は全国の活断層において広汎に用いられるようになった（石山・佐藤，2006）。反射法による地下構造調査は、2000 年代までは有線テレメトリー方式による観測システム（図 41）が主流であり、浅層反射法地震探査ではその可探深度やコスト面が

ら 200 ch 程度の展開による観測が標準的であった。2010 年代に入り、リチウムイオン電池を用いたバッテリーの効率化と記憶媒体の大容量化・低コスト化が進み、長期間の波形データ収録に耐えうる小型の独立型地震波収録器が使用されるようになった（図 42）。この様に容易に運搬可能な独立型収録器を数 100 台測線沿いに稠密に固定展開することにより、従来よりも重合数の非常に大きい反射法データの効率的な取得が実現可能になった。

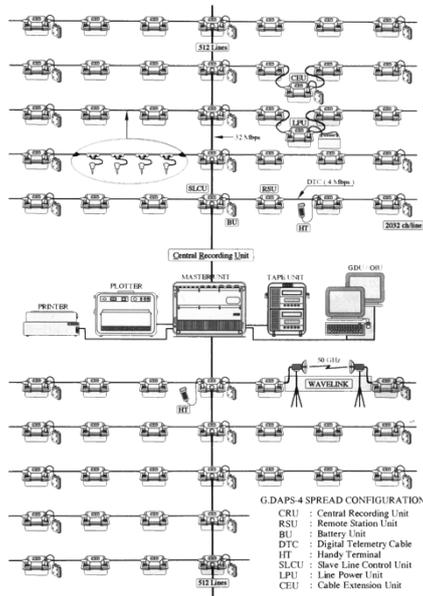


図 41 有線テレメトリ方式の反射法地震探査システムの例（物理探査学会，1998a）。



図 42 独立型地震波収録器の例。黄色・白色の箱形の機器が収録器とリチウムイオン電池。ここでは受振点 1 箇所につき地震計 3 台のバンチングを行い、1 ch の収録を行っている。

また、展開効率の向上は発震点数の増加を可能にすることから、中点発震など稠密発震による水平方向の分解能の向上も可能となった。

図 43 にほぼ同じ測線で実施した、有線テレメトリ方式と本プロジェクトによる独立型収録器の固定展開による反射法地震探査により得られた反射断面の比較を示す。発震点間隔などが異なる点は留意する必要があるが、受振点・発震点間隔の稠密化によって水平

方向の高分解能化が増加し、結果として父尾断層に関連する和泉層群内の断層構造がイメージングされ、活断層と物質境界断層の構造的な関係がより明確になったことが分かる。

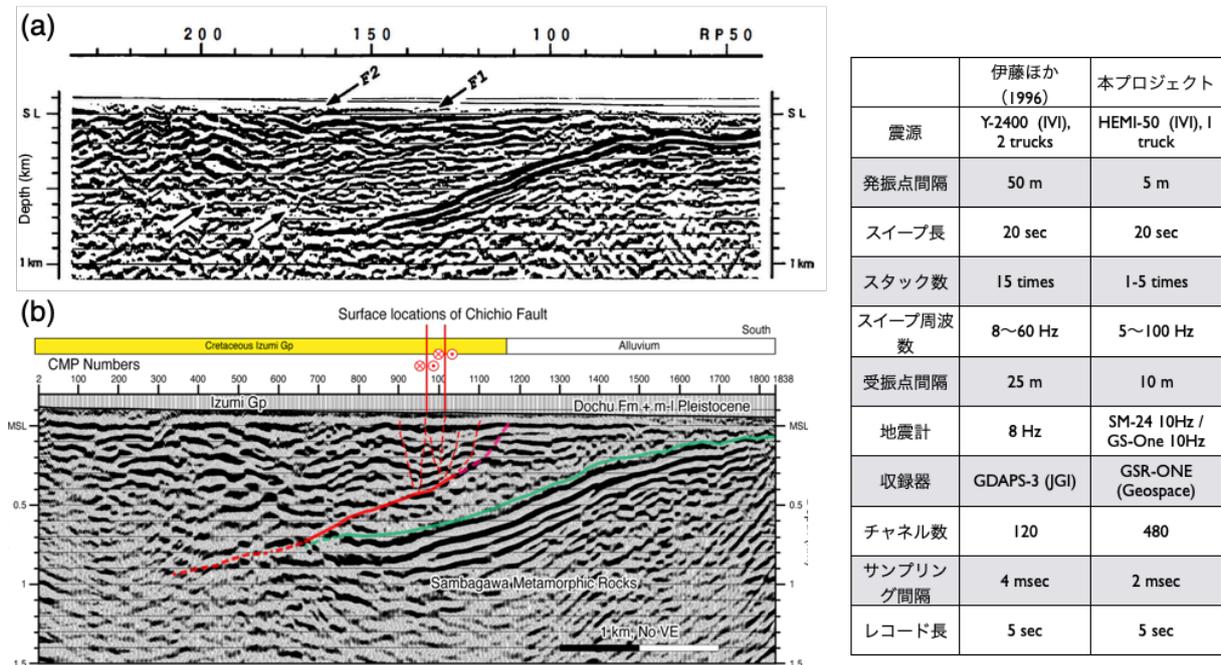


図 43 中央構造線活断層系・父尾断層を横断する反射法地震探査断面の比較。上図は伊藤・他（1996）、下図は本プロジェクトの結果、また右の表は探査の仕様を示す。両者は曾江谷川沿いのほぼ同じ測線上で実施された。

また、独立型収録器の使用によって、有線テレメトリー方式では設定が不可能であった鉄道・高速道路などを横断するような測線が設定可能となったことは、反射法地震探査の対象を大幅に広げたと同時に、得られる反射断面の品質を大幅に向上させた点で大変重要である。比較的近接した地域において、有線テレメトリー方式と独立型地震波収録器の多点固定展開で取得された反射法断面の比較を図 44 に示す。ここに示した森本-富樫断層帯・森本断層の撓曲崖に沿っては、鉄道・国道バイパスなどが並走する。このため、測線 A-A'（産業技術総合研究所，2007）のように有線テレメトリー方式の場合にはこれらの交通インフラを横断する測線の設定が非常に困難である。また、測線 C-C'（石川県，1997）のように僅かに設定可能な測線は小河川沿いの人家が密集する地域であり震源の出力を上げることが出来ないため、反射法の測線としては適しているとは言えない。一方、独立型収録器を多数使用した測線（図 44 の測線 B-B'；石山ほか，2017）では、国道バイパス・鉄道や農業公園を横断し、断層の地表位置を挟んで約 9 km の区間で 10 m 間隔の 885 点の受振点を設置し、中型バイプロサイズ車 1 台で 885 点の発震（平均の垂直重合数は 3 回）を行った。その結果、深さ 3 km 程度までの森本断層およびその上盤側の詳細な構造が解明された。その解像度や可探深度を始めとして得られる情報量の差は、それ以前の探査と比べて一目瞭然である。この例は、観測システムの仕様が測線設定や探査の効率性に大きな影響を及ぼし、最終的に得られる反射断面の質に大きな差を生じることを示す。このことは、受振点・発震点間隔、展開長や発震エネルギーが反射法地震探査の可探深度と分解能を制約する基本的なファクターであることを考えれば当然と言えよう。このように、独

立型地震波収録器を多数展開する反射法地震探査は、従来の有線テレメトリー方式では不可能であった測線が設定できるというロジスティックな利点と共に、固定展開・稠密受振および発震・集中発震の実施など、作業効率の向上を背景とした効果的な観測資材の投入を見込めることから、活断層に関連する地質構造を解明する上で利点が多い手法であり、費用面を含めた効率の点でも導入以前のものよりもはるかに良質で情報量の多い構造断面を取得出来る観測と言える。

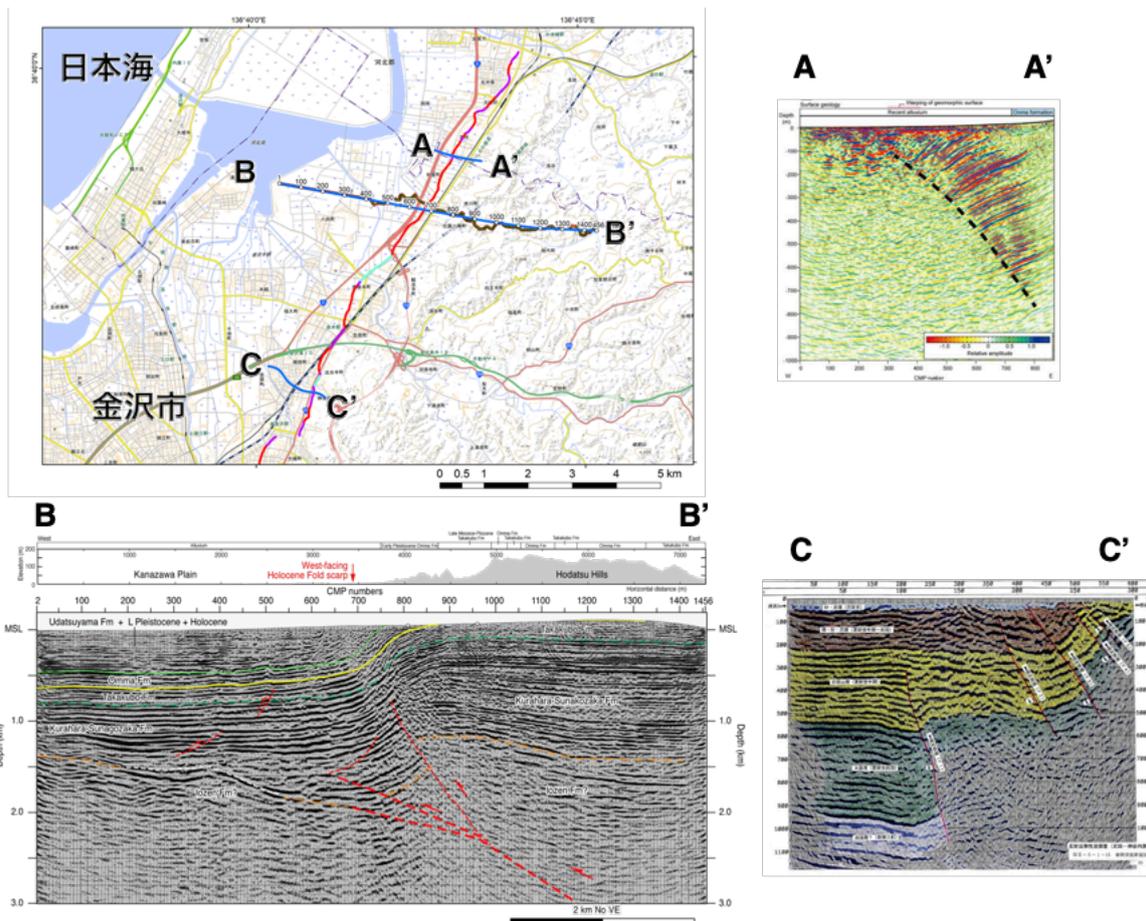


図 44 森本－富樫断層帯において過去に実施された反射法地震探査の測線（左上図）と得られた反射断面（A-A'：産業技術総合研究所，2007；B-B'：石山・他，2017；C-C'：石川県，1997）。いずれも縦横比 1:1 でスケールはほぼ同じ。

本プロジェクトでは、主要な反射法測線沿いに稠密重力探査を実施するとともに、観測記録に基づくブーゲー重力異常解析によって密度構造モデルを推定し、反射断面の構造把握の一助とした（以上サブテーマ2）。上述したように、高分解能反射法・屈折法・重力探査の結果はともに整合的であるとともに、お互いの欠点を補うことが出来る。すなわち、反射法は地層境界における音響インピーダンスで表される反射係数列を推定する手法であり、地層の堆積構造や活断層および断層活動によって生じる具体的な変形構造を推定する上で最も有効な手法である。一方、共通反射点重合法に基づく反射法処理では水平多層構造を前提としているため、断層近傍の急傾斜ないしは反転する地層のような複雑な地質構

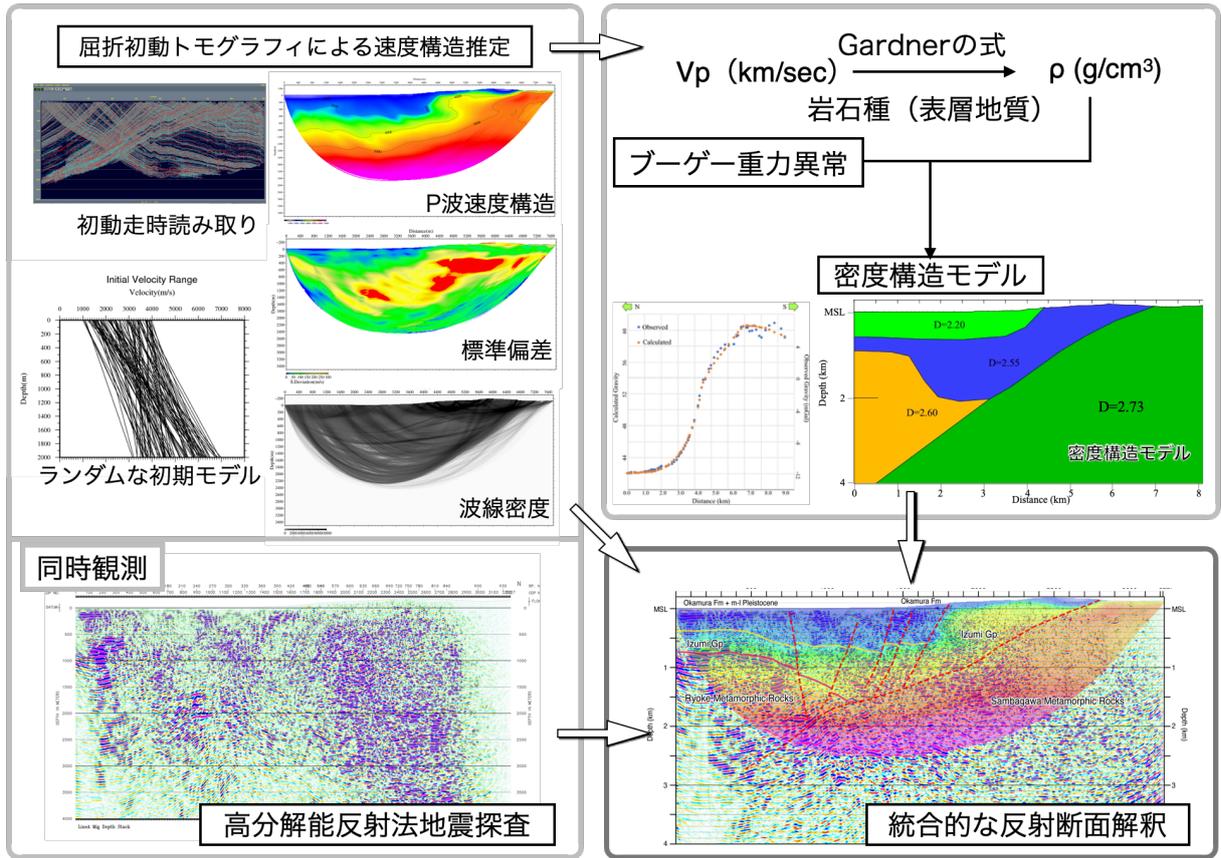


図 45 高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法の組み合わせとその結果に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価のフレームワーク。

造の正しいイメージングは原理的に困難である（例えば物理探査学会（編），1998a）。一方、重力探査は例えば逆断層において上盤側の岩体が下盤側に対して衝上するために生じる密度構造の逆転（例えば図 27）を検出することが可能である。ただし、ブーゲー重力異常を用いた密度構造モデルは、地下浅部の密度構造に強く依存するため、地下浅部を構成する物質の妥当な密度を推定することが重要である（物理探査学会（編），1998b）。この点は、サブテーマ 2 で実施されたように、表層地質を勘案しつつ屈折法解析で得られた地下浅部の P 波速度構造から変換式を用いて密度を推定することで補うことが出来る。また、屈折法解析においてもモンテカルロ法による統計的な解の信頼性評価を併用した屈折初動走時トモグラフィによって、速度逆転層のような複雑な構造に対応する速度構造の推定が可能である（白石・他，2010）。ただし、トモグラフィの精度は波線密度に強く依存するため、速度構造によって異なるものの、一般に測線長に対する可探深度は反射法・重力探査に比べてかなり小さい。このような背景から、高分解能反射法・屈折法・重力探査の手法の組み合わせとその結果に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、探査原理の面で活断層の浅層～中深度の構造把握に非常に有効であると言える（図 45）。探査手法の観点から述べると、前述した小型の独立型地震波収録器を測線沿いに稠密に固定展開し、およそ 0.5～1 km 間隔の集中発震を実施することにより、高分解能の反射法データが効率的に取得出来るばかりでなく、十分な波線密度を確保した屈折法探査を一連の観測として行うことが可能である。このような独立型地震波収録器を用いた観測については、

機器の小型化と機器展開の省力化が将来的に期待され、更なる簡便化・低コスト化が見込まれる。また、受振点・発震点の位置決定および重力測定点の測量をリアルタイムキネマティック・ディファレンシャル GNSS 測量により行うことにより、重力測定も一連の観測として行うことができる。このように、高分解能反射法・屈折法・重力探査の同時観測に基づく活断層に関連する地質構造の統合的解釈・評価は、評価手法として有効であり、探査技術の進展を背景として今後も効率化とこれに伴う高精度化や応用・発展が予想されることから、精度の良い活断層－震源断層システム形状の標準的な推定・評価手法として今後推進されるべきである。

本プロジェクトの探査仕様では深部構造探査を行うことは不可能なため、実施測線の設定に際しては既存の深部構造探査断面の位置に留意し、その援用に努めた。一方、活断層－震源断層システムの深部形状を直接的に推定するためには、深部構造探査のデータが最も有用であるが、現状ではその測線数は非常に少ない。日本列島で活断層の深部構造を解明する目的で実施された測線は、陸域ではごく一部である。多くの場合、活断層の震源断層を推定するには浅層反射法地震探査などで得られた地下 1～2 km の断層形状や、断層露頭などで観察される断層面の傾斜をそのまま地震発生層基底まで外挿しているに過ぎない。

断層形状が比較的単純であると推定される場合は、このように地表付近の断層構造の情報を用いることに大きな問題は生じないかもしれない。しかし、本プロジェクトの結果で示されたように、(1) すべり分配を生じる逆断層・横ずれ断層構造、(2) 長い地質構造発達史を持つ大規模な横ずれ断層、(3) 厚い堆積盆に発達する(伏在)逆断層の場合は、いずれの場合も地表付近の活断層と震源断層の構造的関係が単純ではなく、地表付近の情報のみから震源断層の形状を推定することは非常に困難である。このような条件が当てはまる活断層としては、北海道・東北日本堆積盆および西南日本の大規模第四紀堆積盆に分布する逆断層や、中央構造線、糸魚川・静岡構造線など複数回の運動様式の変換を伴う長い地質構造発達史を経験した大規模地質構造などが挙げられよう。これらの構造については、地表付近の断層形状に関する地質情報を単純に地震発生層全体に外挿することで震源断層の形状を推定するのではなく、極浅層・浅層・深部をターゲットとするマルチスケールの反射法・屈折法地震探査を行い、地表から断層深部までの形状・構造的特徴を統一的に理解することが望ましい。このようなマルチスケール構造探査は、極浅層探査に関しては地震計の固有周波数を高周波帯域とし、サンプリング間隔を 0.25 msec 程度、震源も板たたきや電磁バイブレーター式震源など、特別な仕様を採用する必要があるが、浅層・深部構造探査については受振点・発震点間隔を調整すれば、大型バイブレーターを主とする単一の震源で実施できることから、一連の実験として実施することが可能である。また、近年は大型バイブレーター震源のスウィープ周波数の下限を 3 Hz 程度とした低周波発震を行うことによって、断層深部の直接的なイメージングも可能であることが実証されている(図 46)。なお、上記のような条件下にある全ての主要断層帯において深部構造探査を行うことは現実的ではないとすれば、(1-1)で議論したような MT 法による結果を利用することもあり得る。ただし、MT 法で推定できるのはあくまで比抵抗構造であり、例えば断層に沿った流体の分布などが必ずしも想定されない場合は必ずしも震源断層を示唆する地球物理学的な証拠ではないことに注意する必要がある。こういった事情から、日本列島の重要な地

質構造を構成する断層帯については、上記に提案したような最新の探査技術を駆使したマルチスケールの反射法・屈折法地震探査のデータが活断層－震源断層モデルを構築する上で最も確実かつ信頼性の高いデータであり、少なくとも重要な断層帯についてはこれを行うことが望まれる。

また、このような活断層－震源断層モデル構築の試みは現状では断層帯につき代表的な1断面程度が存在する程度である。1982～85年にかけてカリフォルニア州で発生したM5.5～M6.5の地震（Stein and Ekström, 1992）のように、雁行する褶曲衝上断層帯など複数のセグメントで構成される長大な断層帯では、セグメント毎の構造形態の差違やセグメント境界の不均質構造が地震時の破壊様式に強い影響を及ぼす可能性がある。このことから、特に複数のセグメントで構成される長大な断層帯の場合、各断層セグメントにおける活断層・震源断層モデルの構築が望ましい（図47）。

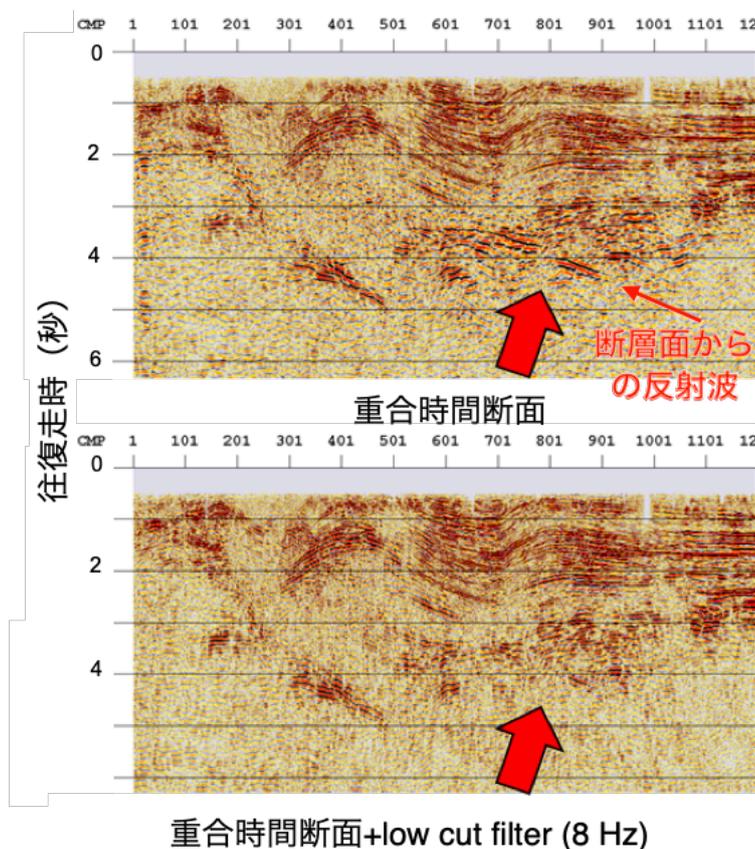


図46 日本海地震・津波調査プロジェクトにて、パイプロサイズ震源車の低周波発震を用いて石狩低地帯で実施した反射法地震探査の例。上図は重合時間断面図、下図は8 Hzのlow cut filterを施した重合断面図。両者の比較により、低周波発震によって断層面からの反射波が捉えられたことが分かる（新部・他, 2018）。

上述した手法に基づく観測結果により得られた活断層－震源断層の形状と、地震発生層の厚さを組み合わせることによって、震源断層モデルを推定することが可能である。地震発生層下限の深さについては、図37に示したように構造探査データから推定することも

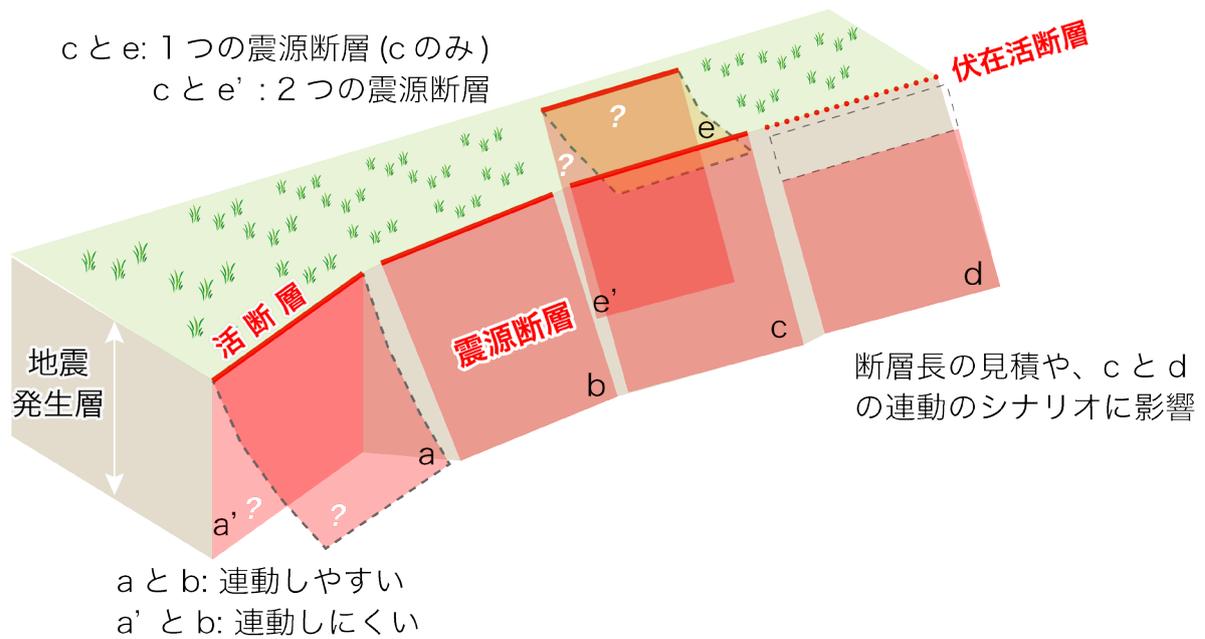


図 47 複数セグメントからなる長大な断層帯の地表トレースと活断層－震源断層モデルの関係。例えば a と b は近接しており断層形状も類似することから比較的連動破壊しやすいが、a' と b は深部で不連続性が大きく連動破壊しにくいと予想される。d のように伏在断層が存在する場合は、断層長を従前より長く見積もるか、連動破壊のシナリオを増やす必要がある。c と e は浅部で断層が収斂するため、震源断層としては c のみを考慮すればよいが、c と e' は別個の震源断層を考慮する必要がある。このようにセグメント毎の震源断層の構造的な差違は、発生する地震のシナリオに大きく影響する。

可能であるが、データ数が少ない。それに比べて D90 は 3.3 章に示したように Hi-net などの地震活動データを使用して容易かつ面的に推定可能であることから有用な方法である。3.3 章や本章(2)節で議論したように、D90 による地震発生層下限の深さは、近年の比較的大規模な内陸地震の観測データや構造探査の結果と概ね整合的である。また、上述のように、3.4 章にて地震波速度構造および弾性波速度実験から推定した上部地殻の温度構造や脆性－塑性境界とも整合的である。このように、D90、地震波速度構造や弾性波速度実験に基づく温度構造や脆性塑性境界深度等の検討による地震発生層厚さに関する議論は、震源断層の形状を推定する上で有効であると考えられる。ただし、3.3 章で指摘したように、地震活動が低調な領域では地震活動データから地震発生層下限の深さを推定することは困難であり、このような場所では active source による構造探査など地殻構造を推定するための観測実験データが必要である。また、(2-3)節で述べたように、断層帯沿いに D90 などから推定される地震発生層下限の深さが大きく変化する場合、どの値を採用するかは検討を要する点である。

(3-2) 未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・評価手法

日本列島に分布する活断層のうち、活動度が A 級・B 級の活断層の数に比べて C 級およびそれ以下の活動度の活断層の数が有意に少ないことは従来から指摘されてきた（例えば浅田，1991，1996；松田，1980）。実際に、1948 年福井地震や 2008 年岩手宮城内陸地震

をはじめとして、事前に活断層がマッピングされていなかった場所でマグニチュード7を超える内陸直下型大地震が少なからず発生してきた。他方、本プロジェクトで扱った庄内平野の伏在逆断層や、ひずみ集中帯プロジェクト、日本海・地震・津波調査プロジェクトの成果などから明らかとなったように、多くの比較的大規模な堆積平野では未確認の伏在活断層が見出されてきた(石山・他, 2010; Ishiyama et al., 2013; 佐藤・他, 2015; Ishiyama et al., 2017a, 2017b, 2017c; 石山・他, 2018a, 2018b など)。特に日本海側の新第三系堆積盆(津軽・弘前・秋田・庄内・新潟・高田・富山・砺波・金沢・福井平野など)のうち、沈降速度が速い地域では、未確認のA級の伏在活断層が存在する可能性があり、その把握は長期評価にとって喫緊の課題であると言える。また、関東平野など太平洋側の新第三系堆積盆についても同様に未確認の伏在活断層が存在する可能性は高い。Ishiyama et al. (2013)は、首都圏で取得された大深度反射法地震探査データに基づき、伏在活断層の分布と形状を推定した。関東平野で見出された伏在活断層は、一般に活動度が非常に低く、変位地形や地表地質のみからその存在を推定することは難しい。

このような伏在活断層は、たとえ活動度が低くとも、大都市部が集中する堆積平野に分布することが多く、その活動は大規模な地震被害に結びつきやすいことから、長期評価上留意する必要がある。

未確認の伏在活断層については、①位置・長さ・形状と、②活動性のデータが基本的にはなく、改めてこれらを調査観測によって解明する必要がある。①については、本プロジェクトで示した様に反射法地震探査によるイメージングが有効である。ただし、探査測線設定に当たっては、既存の反射法地震探査断面や重力異常などのポテンシャルデータを可能な限り利用して、良い結果が得られる探査測線の位置を事前に絞り込むことが必要である。特に、石油探鉱などで取得された反射法断面は可能な限り利活用することが望まれる。また、伏在活断層の長さは地形・地質学的観測で把握することが難しいことから、複数測線の面的な探査や地球物理学的データ(地震観測・重力など)等との統合的な解析が必要である。ただし、関東平野のように新第三系・第四系が厚く、かつ伏在活断層の活動性が低いために累積的な構造的起伏が小さい場合には、堆積物が重力異常値の **high-cut filter** の役割を果たし、結果として断層構造に起因する密度構造が重力異常で検出できない可能性が高い。②については、平野縁辺部の層序や層序学的な情報を含む既存のボーリングと交叉するように測線を設定することで、反射面と層序の対比や構造解釈を行い、伏在する活断層の活動性を推定する方法が有効である。このような手法では堆積盆の鮮新-更新統層序の確立が必要である。この点については、関東・大阪などの主要堆積盆については研究が進んでいるものの、新潟平野や石狩平野、庄内平野、濃尾平野等に代表される沈降運動が卓越するような堆積盆では断層活動を記録する地層がほとんど地表に露出しないために、第四系の層序に不明な点が多い。このような場合には断層の活動性を推定するためには、堆積盆における数100 m程度の深度のボーリング掘削と複合層序の確立が必要である。

平野下に伏在する横ずれ活断層については、その位置・分布・活動性など実態が殆ど分かっていない。しかし、その断層破壊は甚大な地震被害をもたらす危険性がある。例えば、1891年濃尾地震の際には濃尾平野を中心に甚大な地震被害をもたらしたが、その一因は温見断層・根尾谷断層・梅原断層などと共に濃尾平野下に伏在する岐阜・一宮線が連動した(村松・他, 2002; Fukuyama and Mikumo, 2006) ことにあると考えられる。岐阜・

一宮線についてはその地形・地質学的な痕跡が殆ど認められず、その実態は殆ど不明である。この様な堆積平野下の未確認の伏在横ずれ断層は、その活動時には甚大な都市部の被害をもたらす可能性があり、長期評価の観点からは把握することが望まれる。横ずれ断層の多くは一般に断層面が高角であることから、反射法地震探査によるイメージングには不利な点が多いと考えられる。Ishiyama et al. (2017b) は、伏在横ずれ活断層の地震である1948年福井地震 ($M_j7.2$) の震源域である福井平野で行った高分解能反射法地震探査で得られた断面から、震源断層 (鷺谷, 1999) および並走する横ずれ活断層に沿って、鮮新・更新統および新第三系を変位させる負の花弁状構造を認めた。横ずれ断層の花弁状構造は、断層面のステップや断層すべりの走向方向の不均質に伴って形成されると考えられる。福井平野におけるこの事例は、横ずれ断層の断層面が地殻浅部では複雑に分岐しており、花弁状構造等の構造を基に横ずれ断層の存在や構造を知ることができることを示す。地表でマッピングされる断層線の情報と反射法地震探査などで得られる地下構造の情報を用いて複雑な断層面の構造を推定することが、横ずれ断層の地下構造を理解する上で有効であると考えられる。

また、2000年鳥取県西部地震 ($M7.3$) に代表される、山地に分布する伏在断層で発生する地震を事前に推定する方法も重要な未解決の課題である。例えば Yano et al. (2017) による地震活動の分布を見ると、中国山地にはいくつかの微小地震の線状配列が認められる (図 48)。このうち、鳥取県西部地震震源域の西方などに見られる微小地震の線状配列の周辺には活断層は分布しない。このような微小地震の線状配列の成因については丁寧な議論が必要であるが、可能性の一つとして鳥取県西部地震に類似した地表にほとんど地形・地質学的な証拠のない震源断層として検討する必要がある。

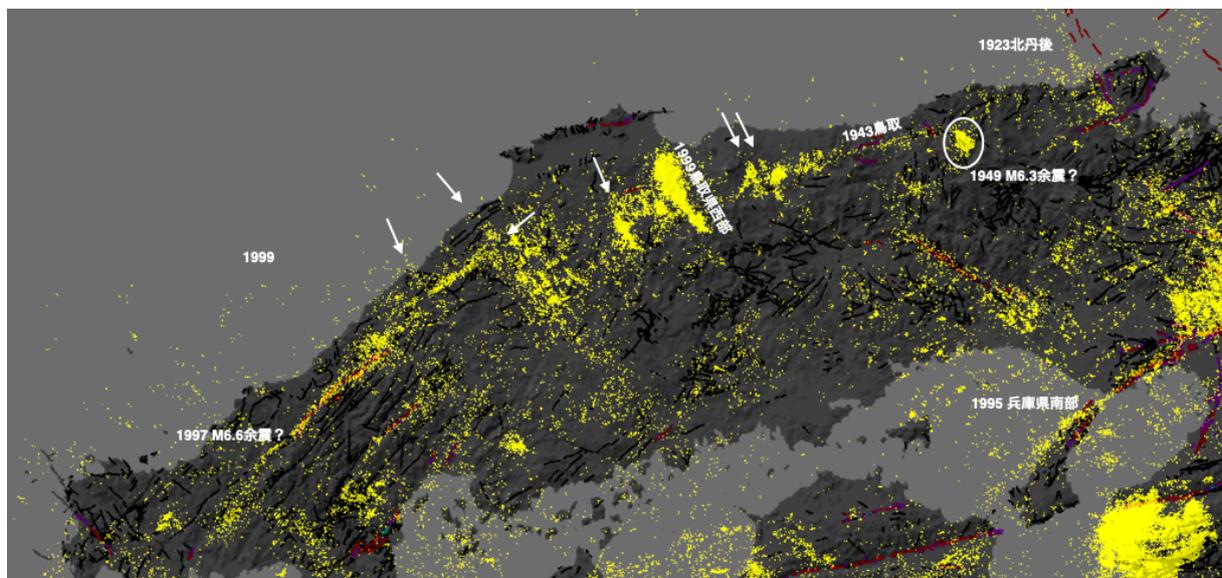


図 48 中国地域の微小地震活動。震源の位置は Yano et al. (2017) による。背景は中田・今泉編 (2002) による活断層の位置。

(3-3) その他の課題

上記に上げた以外の課題について以下に述べる。

・火山域に分布する活断層－震源断層システム

2016年熊本地震の際には、阿蘇カルデラ内で断層破壊が生じた。これについては本章(2-3)で述べたように、火山周辺の地震波速度構造・密度構造や火山体下の地殻構造を十分に吟味することが必要である。このほかに火山域で発生した内陸地震としては、本章(2-1)で取り扱った2008年岩手・宮城内陸地震(M_{JMA}7.2)が挙げられる。震源域は栗駒山などの火山フロントに沿って分布する第四紀火山分布域にあたる。この地震に際しては短い長さの地表地震断層が断続的に出現したが、震源断層の長さ比べてかなり短い。また、地震前には震源域に活断層の存在は推定されていなかった。地震後の写真判読等の検討によっても、地表地震断層周辺の一部を除いては、顕著な変動地形は見出されていない(国土地理院, 2009)。一方、田力・他(2009)は、震源域の奥羽脊梁山地東麓部を開析する河川に沿って発達する河成段丘面の分布高度・離水年代より推定した河川の下刻速度分布が震源断層の地表延長を境に急変し、これが伏在断層の断層運動による累積的変形を示す可能性を指摘した。奥羽脊梁山地東縁部の火山フロントに沿っては、北上低地西縁断層帯・長町利府断層帯・福島盆地西縁断層帯などが断続的に分布する。一方、郡山盆地など山地・低地の地形境界は存在するにも関わらず、断層の存在が推定されていない箇所がある。2008年岩手・宮城内陸地震震源域のように、低断層崖・撓曲崖など逆断層に関連する明瞭な変動地形が発達しない箇所で発生する地震の震源断層をどのように推定するかは今後の課題であり、田力・他(2009)などで示された地形学的手法に加えて、地質構造・重力異常・地震活動などの地質・地球物理学的データを統合的に検討する必要がある。

海域の活断層および海陸境界部に分布する活断層については、堤・他(2018)で議論したので以下に簡単に紹介する。海域の活断層については、逆断層運動に伴う断層関連褶曲により形成される複背斜構造から主断層の構造を推定するためには、シングルチャンネル反射法地震探査のみならずマルチチャンネル反射法地震探査による深度断面を用いることが重要である。また、海域の活断層の変位速度はほとんどわかっておらず、反射面と対比する層序データを拡充するために海域の新生代堆積盆におけるボーリング掘削と層序学的研究を進展させることが必要である。海域の活断層に関するデータは増えつつあるとはいえ、活断層の位置や活動性を解明するには著しく不十分であり今後のデータ整備が望まれる。海陸境界部に分布する活断層については、2007年に発生した中越沖地震(M_j6.8)(Shinohara et al., 2008)や能登半島地震(M_j6.9)(佐藤・他, 2008)、1804年象潟地震(M7.0)(平野・他, 1979)や1872年浜田地震(M7.1)(藤森・他, 1990)など、海陸境界部から沿岸域でM7級の大地震が発生し、一部では海岸の昇降を伴う地震性地殻変動が観測された。加えて、海岸線に沿って広く分布する海成段丘の一部が海陸境界部に位置する活断層の活動によって隆起・変形を被ってきた可能性が高いことが、天北地域(Ishiyama et al., 2006)や能登半島北東岸(Ishiyama et al., 2017c)など、海陸反射法地震探査と陸域の変動地形・第四紀地質学的な研究で明らかになりつつある。海陸境界部で発生するM7級の大地震は、沿岸部に強震動・津波をもたらす危険性が高い。その実態を解明するためには、海陸反射法地震探査と海成段丘などの長期的な地殻変動の証拠と結びつけて、形状・分布や活動性を明らかにすることが必要である。

(d) 結論ならびに今後の課題

サブテーマ1で令和元年度に反射法地震探査を実施した庄内平野東縁断層帯・庄内平野下の伏在活断層・山形盆地西縁断層帯、これまでに反射法地震探査を実施した琵琶湖西岸断層帯・花折断層（平成29年度）、中央構造線断層帯（平成30年度）について、得られた反射断面と変動地形・地表地質、サブテーマ2の重力探査に基づく密度構造モデルを元に反射断面の解釈を行い、活断層の形状を推定した。また、収集した地球物理学的データとサブテーマ3で推定された地震活動・地震波速度構造・地震発生層厚さ等に基づき、震源断層モデルを推定した。さらに、推定した震源断層モデルと近年の主要な内陸地震の発生領域について、サブテーマ3で推定された地震発生層厚さ、サブテーマ4で推定された300℃深さおよび脆性塑性境界深さについて検討した。最後に、これまでの成果を踏まえて、(1) 活断層－震源断層システム形状の推定・評価手法、(2) 未確認の伏在活断層で発生する地震の震源断層の推定・評価手法、(3) その他の課題について議論を行い、日本列島の活断層－震源断層システム形状推定・評価手法と詳細な検討と今後の課題について取り纏めた。

活断層－震源断層システム形状推定・評価については、基礎データの取得についての観測技術は十分可能な水準にあるが、観測データの整備状況は十分とは言えず、また断層帯毎のデータ整備状況にも大きなばらつきがある。長期評価にとり確度の高い活断層－震源断層システムの推定を行うためには、上述した観点から幅広い調査観測研究に基づく更なるデータの拡充が望まれる。

(e) 引用文献

- Abe, T., Furuya, M., and Takada, Y., Nonplanar fault source modeling of the 2008 Mw 6.9 Iwate-Miyagi Inland earthquake in Northeast Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 507-518, 2013.
- 浅田 敏, 活断層に関する2～3の問題. *活断層研究*, 9, 1-3, 1991.
- 浅田 敏, C級活断層の存在度の問題-活断層に関する2～3の問題(その2)-. *活断層研究*, 14, 107, 1996.
- 物理探査学会(編), 第1章 反射法地震探査. *物理探査ハンドブック 手法編*, 1-114, 1998a.
- 物理探査学会(編), 第8章 重力探査地震探査. *物理探査ハンドブック 手法編*, 433-474, 1998b.
- 地質調査総合センター(編), 日本空中磁気データベース. *数値地質図 P-6*, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005.
- 地質調査総合センター(編), 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.
- 藤森孝俊・蒔苗耕司・山口 勝・川口 隆・太田陽子, 島根県浜田地震(1872年)の地形学的検討. *地学雑誌*, 99, 166-181, 1990.
- Fukuyama, E. and Mikumo, T., Dynamic rupture propagation during the 1891 Nobi, central Japan, earthquake: A possible extension to the branched faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 1257-1266, 2006.

- Hata, M., Takakura, S., Matsushima, N., Hashimoto, T., and Utsugi, M., Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure. *Geophysical Research Letters*, 43, 10,720-10,727, 2016.
- 平野信一・中田 高・今泉俊文, 象潟地震(1804年)に伴う地殻変形. *第四紀研究*, 18, 17-30, 1979.
- Ichihara, H. and 11 others, A fault-zone conductor beneath a compressional inversion zone, northeastern Honshu, Japan. *Geophysical Research Letters*, 38, L09301, doi:10.1029/2011GL047382, 2011.
- 池辺 穰・大沢 穰・井上寛生, 酒田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 42 p., 1979.
- 石川県, 森本断層系に関する調査成果報告書. 165 p., 1997.
- 石山達也・佐藤比呂志, 浅層反射法地震探査により明らかになった活断層の地下構造: 最近10年の成果と今後の課題. *物理探査*, 59, 515-524, 2006.
- Ishiyama, T., Nakanishi, T., Shishikura, M., Echigo, T., Kamataki, T., Furusawa, A., Takada, K., and Suda, S., Late Holocene marine terraces along the northeastern Japan Sea: Evidence of coseismic uplift associated with large earthquakes beneath an active fold and thrust belt. *AGU Fall Meet. 2006*, T33A-0499, 2006.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・鈴木毅彦・戸田 茂・今泉俊文, 角田-弥彦断層の変動地形と浅部地下構造. *月刊地球*, 370, 411-416, 2010.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Nakayama, T. and Abe, S., Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area: Seismic hazards and inversion tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2608-2612, 2013.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・戸田 茂, 高分解能反射法地震探査の結果から推定される森本・富樫断層帯の構造的特徴. 日本地球惑星科学連合2017年大会, SSS12-15, 2017.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H., Koshiya, S., Toda, S. and Kobayashi, K., Geometry and slip rates of active blind thrusts in a reactivated back-arc rift using shallow seismic imaging: Toyama basin, central Japan. *Tectonophysics*, 718, 72-82, 2017a.
- Ishiyama, T., Kato, N., Sato, H. and Koshiya, S., Transfer fault earthquake in compressionally reactivated back-arc failed rift: 1948 Fukui earthquake (M7.1), Japan. *EGU 2017 Gen. Assembly*, EGU2017-1109, 2017b.
- Ishiyama, T., Sato, H., Kato, N., Koshiya, S., Abe, S., Shiraishi, K. and 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, 21-36, 2017c.
- 石山達也・加藤直子・佐藤比呂志・越谷 信・戸田 茂・阿部 進, 高分解能浅層反射法地震探査から明らかになった石狩平野の伏在活断層. 日本地球惑星科学連合2018年大会, SSS08-20, 2018a.
- 石山達也・佐藤比呂志・阿部 進, 大阪堆積盆地の震源断層モデル. 日本地震学会2018年度秋季大会, S24-04, 2018b.

- 石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・松原 誠・ヤノ・トモコエリザベス・阿部 進・東中基倫，近畿地域の震源断層モデル．日本地震学会2019年度秋季大会，S06-13，2019.
- 伊藤谷生・他24名，四国中央構造線地下構造の総合物理探査．地質学雑誌，102，4，346-360，1996.
- Ito, T and 18 others, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, 472, 124-134, 2009.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，「琵琶湖西岸断層帯の評価」．21 p.，2003.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会，「山形盆地断層帯の評価(一部改訂)」．32 p.，2007.
- 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評価(一部改訂)」．41 p.，2009.
- 河村知徳・蔵下英司・篠原雅尚・津村紀子・伊藤谷生・宮内崇裕・佐藤比呂志・井川 猛，活断層周辺における地震波散乱体の検出とその地質学実体の推定－紀伊半島北西部中央構造線を例として－．地震第2輯，54，233-249，2001.
- Kawamura, T., Onishi, M., Kurashimo, E., Ikawa, T., and Ito, T., Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan. *Earth, Planets and Space*, 55, 549-557, 2003.
- 国土地理院，平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震1:25,000詳細活断層図(活断層・地形分類及び地形の変状)．国土地理院技術資料 D1-No.541，2009.
- Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms. *Earth, Planets and Space*, 68, 161, 2016.
- 熊原康博・岡田真介・楮原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤 浩之，国土地理院活断層図「熊本(改訂版)」，国土地理院技術資料 D1-No.868，2017.
- 松原 誠・ヤノ トモコ エリザベス，3.3 断層帯の地震波速度構造および地震活動解析．活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層評価研究」平成29年度成果報告書，31-42，2018.
- Matsubara, M., H. Sato, K. Uehira, M. Mochizuki, and T. Kanazawa, Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, *Journal of Disaster Research*, 12, 844-857, doi:10.20965/jdr.2017.p0844, 2017.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文，1896年陸羽地震の地震断層．東京大学地震研究所彙報，55，795-855，1980.
- Matsumoto, T., Terrestrial heat flow distribution in Japan area based on the temperature logging in the borehole of NIED Hi-net, T23A-1217, 2007 Fall Meeting, 2007.
- 村松郁栄・松田時彦・岡田篤正，濃尾地震と根尾谷断層帯－内陸最大地震と断層の諸性質．古今書院，340 p.，2002.
- 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，DVD-ROM 2枚・付図1葉，60 p.，2002.

- 新部貴夫・村上文俊・浅川栄一・阿部 進・佐藤比呂志・石山達也, 陸上低周波データ取得と広帯域データ処理の適用を主体とした地震探査記録品質の改善. 日本地球惑星科学連合2018年大会, SSS10-06, 2018.
- Ohta, Y. and 8 others, Coseismic fault model of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake deduced by a dense GPS network. *Earth, Planets and Space*, 60, 1197-1201, 2008.
- Okubo, Y. and Shibuya, A., Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constrained by gravity and magnetic data, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55, 337-350, 1993.
- Ozawa, T., Fujita, E., and Ueda, H., Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano. *Earth, Planets and Space*, 68, 186, 2016.
- 産業技術総合研究所, 森本・富樫断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-3, 30 p., 2007.
- 鷺谷 威, 1948年福井地震 (M=7.1) に伴う地殻変動と震源断層モデル. *地震第2輯*, 52, 111-120, 1999.
- 佐藤比呂志, 東北地方中部地域 (酒田ー古川間) の新生代地質構造発達史 (第I部). 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 88, 1-32, 1986a.
- 佐藤比呂志, 東北地方中部地域 (酒田ー古川間) の新生代地質構造発達史 (第II部). 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 89, 1-45, 1986b.
- 佐藤比呂志・他8名, 3.1.3 近畿地殻構造探査 (近江測線). 文部科学省「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」平成18年度成果報告書, 87-214, 2007.
- 佐藤比呂志・他9名, 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, 2008.
- 佐藤比呂志・稲葉 充・石山達也・加藤直子・竹花康夫, 庄内平野の伏在活断層. 日本地球惑星科学連合2015年大会, SSS28-11, 2015.
- 佐藤比呂志・吉田武義, 東北日本の後期新生代大規模陥没カルデラの形成とテクトニクス. *月刊地球*, 15, 721-724, 1993.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M., and Ikawa, T., Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone Range, northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, 355(1-4), 41-52, 2002.
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A., and 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.
- Shinohara, M., and 21 others, Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. *Earth, Planets and Space*, 60, 1121-1126, 2008.
- Shirahama, Y., and 12 others, Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68, 191, 2016.

- 白石和也・他8名, 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.
- Stein, R. S. and Ekström, G., Seismicity and geometry of a 110-km-long blind thrust fault 2. Synthesis of the 1982-1985 California earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4865-4883, 1992.
- Sudo, Y. and Kong, L. S. L., Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. *Bull Volcanol.*, 63, 326-344. doi:10.1007/s004450100145, 2001.
- 須藤靖明・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之, 阿蘇火山の地盤変動とマグマ溜まり: 長期間の変動と圧力源の位置. *火山*, 51, 291-309, 2006.
- Suzuki, W., Aoi, S. and Sekiguchi, H., Rupture process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 256-266, 2010.
- 鈴木康弘・石村大輔・熊木洋太・熊原康博・千田 昇・中田 高・中埜貴元, 国土地理院活断層図「阿蘇(改訂版)」。国土地理院技術資料 D1-No.868, 2017.
- 田力正好・池田安隆・野原 壯, 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層. *地震第2輯*, 62, 1-11, 2009.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, *Earth, Planets and Space*, 56, 1195-1199, doi: 10.1186/BF03353340, 2004.
- 堤 浩之・近藤久雄・石山達也, 我が国における活断層研究の最近25年の成果と今後の展望. *地質学雑誌*, 124, 741-757, 2018.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本地震被害総覧[416]-2001. 東京大学出版会, 605 p., 2003.
- Yano, T. E., Takeda, T., Matsubara, M., and Shiomi, K., Japan unified high-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): crustal seismicity beneath the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 702, 19-28, 2017.