

平成 25 年度 沿岸海域における活断層調査

三方・花折断層帯／三方断層帯(海域部)

成果報告書

平成 26 年 5 月

独立行政法人産業技術総合研究所

学校法人東海大学

## 目次

	頁
<b>1. 三方断層帯の概要</b>	<b>1</b>
1.1 断層帯の概要と研究史	1
1.2 地震調査委員会による長期評価の概要と残された課題	2
<b>2. 調査目標と調査項目</b>	<b>3</b>
2.1 調査目標	3
2.2 調査項目と各項目の主な目標	3
<b>3. 高分解能シングルチャンネル音波探査</b>	<b>3</b>
3.1 探査機器及び探査測線	3
3.1.1 探査機器	3
3.1.2 探査測線	3
3.2 代表的な反射記録	4
3.3 音響層序	5
3.3.1 三方断層帯精査海域の層序	5
3.3.2 日向湖の層序	5
3.4 精査結果及び断層周辺の表層堆積物	5
3.4.1 三方断層帯精査海域	5
3.4.2 沖合の断層収斂部	6
3.4.3 日向湖	6
3.5 反射面Bの高度差分布と断層活動性の場所による変化	6
<b>4. マルチチャンネル音波探査</b>	<b>7</b>
4.1 調査海域及び探査測線	7
4.1.1 調査海域	7
4.1.2 探査測線	7
4.2 使用機器、データ取得諸元及びデータ処理	8
4.2.1 音波探査	8
4.2.2 音響測深	8
4.2.3 船位測定・誘導	8
4.2.4 データ処理	8
4.3 調査結果	9
4.3.1 音響層序	9
4.3.2 三方断層帯海域部における変形	11

5. ボーリング調査	12
5.1 調査地点の選定	12
5.2 海上調査の方法	13
5.2.1 海上ボーリング調査	13
5.2.2 磁気探査	13
5.2.3 位置測量	13
5.2.4 水深測量	14
5.3 コアの観察・記載及び測定・分析方法	14
5.3.1 帯磁率測定	14
5.3.2 色調測定	14
5.3.3 コアの観察・記載	14
5.3.4 写真撮影	14
5.3.5 $^{14}\text{C}$ 年代測定	15
5.3.6 火山灰分析	15
5.4 海上調査の経緯及び結果	15
5.5 コア観察結果	15
5.6 測定・分析結果	16
5.6.1 帯磁率及び色調測定結果	16
5.6.2 $^{14}\text{C}$ 年代測定結果	16
5.6.3 火山灰分析結果	16
6. 三方断層帯の活動性と活動履歴－今回の調査結果と既存データに基づく検討	17
6.1 変位基準面	17
6.2 変位基準面の上下変位量と推定される断層活動層準	17
6.3 変位基準面の年代の推定	18
6.3.1 更新世末～完新世初期の海水準	18
6.3.2 変位基準面の年代の推定（地殻上下変動を考慮しない場合）	19
6.3.3 変位基準面の年代の推定（地殻上下変動を考慮した場合）	19
6.4 三方断層帯海域部の更新世末期以降の活動	21
6.4.1 平均変位速度	21
6.4.2 活動履歴	22
6.4.3 1回変位量と平均活動間隔	23
6.5 陸上の三方断層帯の活動履歴との比較及び今回の調査の意義	23
7. まとめ	23
8. その他の資料	25
8.1 地元等への説明	25

8.2 貸与・開示資料	25
8.3 成果の公表等	25
謝辞	25
文献	26
図表等のキャプション	29

## 1. 三方断層帯の概要

### 1.1 断層帯の概要と研究史

三方断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2003）は、福井県三方（みかた）郡美浜（みはま）町沖合の若狭湾から、同県三方上中（みかたかみなか）郡若狭（わかさ）町【旧遠敷（おにゅう）郡上中（かみなか）町】に至る一連の断層帯であり、三方・花折断層帯の一部をなす（図 1）。三方断層帯は全体としてほぼ南北に延び、長さは約 26km、断層の東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である。平均上下変位速度は約 0.8m/千年、最新活動は 1662 年（寛文二年）の地震と推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2003）。

2003 年の地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震調査委員会と呼ぶ）による本断層帯の長期評価公表以前には、岡田（1984）、活断層研究会編（1991）、竹村ほか（1994）、小松原ほか（1999）、水野ほか（1999）、金田ほか（2000）、岡田・東郷編（2000）、池田ほか編（2002）、中江ほか（2002）、中田・今泉編（2002）などによって、本断層帯陸域の変動地形学的調査、地質学的調査及び古地震学的調査が行われている。また、美浜町沖若狭湾内の海域部については、海上保安庁（1980）及び小松原ほか（2000）によって、音波探査などが実施され、陸上の三方断層に左雁行する形で、南北に延びる海底活断層の存在が明らかにされている。

岡田（1984）は、三方五湖低地の形成過程と地殻変動について考察し、三方断層と熊川断層について記述すると共に、1662 年寛文地震時の地殻変動について指摘した。竹村ほか（1994）は、三方湖などでボーリング調査を行い、得られた沈降速度から、三方断層の上下変位速度は北部で大きく、南部では小さいことを指摘した。小松原ほか（1999）は、トレンチ調査などにより三方断層の過去の活動、特に 1662 年寛文地震との関係を考察した。水野ほか（1999）は、三方五湖で音波探査やボーリング調査を実施し、三方断層付近の地下に分布する更新統の分布と地質構造を明らかにした。金田ほか（2000）は海食洞を指標として、寛文地震時の上下変動を求めると共に、三方断層と美浜町沖の南北性断層（岡田、1984 が A 断層系と命名）との間に、日向断層を推定した。小松原ほか（2000）は、音波探査結果に基づいて主要な反射面の形成年代を推定し、A 断層系及び日向断層の上下変位速度について議論した。活断層研究会編（1991）、岡田・東郷編（2000）、池田ほか編（2002）、中江ほか（2002）、中田・今泉編（2002）は、本断層帯を構成する断層の分布・位置、変動地形、変位量などのデータを整理・図示している。

地震調査委員会（2003）による長期評価公表後の三方断層帯の研究としては、堤ほか（2005）及び岡田ほか（2012）による変動地形学的研究（都市圏活断層図「熊川」及び「三方」の刊行）、並びに石村ほか（2010、2013）、岡田ほか（2010）及び Katoh et al.（2013）によるボーリングコアを用いた研究がある。石村ほか（2010）をはじめとする一連の研究は、三方湖東岸で採取したボーリングコアに認められる層相変化から堆積環境の変遷を復元し、これから三方断層帯の活動を推定するオフフォールト（off-fault）

古地震学の手法を用いている。また、岡田（2004）及び小松原・水野（2009）は、既往の調査・研究データに基づき、三方断層帯と 1662 年寛文地震との関連や同断層帯周辺の地形発達・上下変動について解説している。更に、日本原子力発電株式会社（以下、日本原子力発電と呼ぶ）は、敦賀発電所原子炉設置許可申請（3 号炉及び 4 号炉の増設）のため、三方断層帯の調査を行っている（日本原子力発電、2004）。また、2005 年 2 月には、原子力安全・保安院（現原子力規制庁）より、日本原子力発電に対して、同発電所周辺の活断層の追加調査が指示され、2006 年 9 月には「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」が改定された。これを受けて、関西電力、日本原子力発電及び日本原子力研究開発機構は、三方断層帯の再調査・再評価を行っている（関西電力、2008；日本原子力発電、2008、2010；日本原子力研究開発機構、2008）。このうち、日本原子力発電は、三方断層帯（A 断層系及び日向断層）を横切る音波探査を実施している。更に上記 3 社は 2011～2012 年に、若狭湾における津波痕跡に関するデータの拡充を目的として久々子湖・菅湖及び中山湿地（三方断層帯の沈降側）、久々子湖東方陸域（三方断層帯の隆起側、野坂断層帯の沈降側）などで津波堆積物調査を実施し、これら 2 地域については完新世堆積物中に津波を示唆する痕跡は認められなかったとしている（関西電力、2012 など）。

## 1.2 地震調査委員会による長期評価の概要と残された課題

2003 年に公表された地震調査委員会の長期評価によると、三方断層帯は、全体としてほぼ南北方向に延びており、北側から、若狭湾内の A 断層系、海域から陸域に跨る日向断層、陸上の三方断層及び倉見峠断層の 4 つの断層から構成される（図 1）。日向断層と三方断層の北部、及び三方断層の南部と倉見峠断層は、それぞれ雁行ないし並走関係にある。地震調査委員会（2003）は、本断層帯を断層の東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層であるとし、その全長を約 26km と評価している。同委員会は、この全長から、断層帯全体が一度に活動した場合には、マグニチュード 7.2 程度の地震が発生すると推定している。また同委員会は、本断層帯の最新活動を 1662 年（寛文二年）の地震に比定し、三方湖付近では断層の東側が相対的に隆起するずれや撓みが生じ、その量は断層両側の幅の広い範囲にわたって合計で 3～5m 程度に達した可能性があるとしている。過去十数万年間の平均上下変位速度は約 0.8m/千年、平均活動間隔は約 3,800～6,300 年と推定されている。

2003 年 3 月の長期評価公表時点では、1662 年寛文地震に先立つ活動についてはデータが得られておらず、三方断層帯の平均活動間隔の信頼度は高くない。このため、過去の活動時期、平均変位速度及び 1 回の活動に伴う変位量をさらに精度よく求めることが課題として残されている。また、海域部（A 断層系）の最新活動については、1662 年寛文地震との関係が明らかになっておらず、この解明も重要な課題となっている。

## 2. 調査目標と調査項目

### 2.1 調査目標

上述の残された課題を踏まえ、本調査では、三方断層帯海域部の過去の活動に関する新たなデータの取得を第一の目標とした。さらに、既存の調査データと新たなデータとを統合することによって、本断層帯の過去の活動時期、平均変位速度及び1回の活動に伴う変位量を明らかにすると共に、最新活動の年代を特定し、1662年寛文地震時の活動の有無を明らかにすることを最終的な目標とした。

### 2.2 調査項目と各項目の主な目標

上述の目標を達成するため、本調査では、1) 高分解能シングルチャンネル音波探査、2) マルチチャンネル音波探査、及び3) ボーリング調査を実施した。

1) 高分解能シングルチャンネル音波探査では、高分解能の探査装置を用いて音波探査を行い、詳細な断層分布・位置情報を得ると共に、完新統（沖積層）の堆積・浸食構造及び断層変位・変形構造を詳細に解明することを目標とした。

2) マルチチャンネル音波探査では、ブーマーを音源とする12チャンネルの音波探査を行い、重合処理を施すことによって、詳細な断層分布・位置情報を得ると共に、完新統及び上部更新統の断層変位・変形構造を解明することを目標とした。

3) ボーリング調査では、断層両側の適切な場所でコアを採取し、肉眼観察・年代測定・火山灰分析などを行って地層の層序と年代を明らかにし、1) 及び2) の音波探査結果と合わせて、断層活動の層準と時期、特に最新活動時期の解明を目標とした。

なお、これらの調査に際しては、高分解能シングルチャンネル音波探査を東海大学が担当し、マルチチャンネル音波探査とボーリング調査は産業技術総合研究所が担当した。

## 3. 高分解能シングルチャンネル音波探査

### 3.1 探査機器及び探査測線

#### 3.1.1 探査機器

本調査では、断層の最新活動時期と海成沖積層堆積開始以降の詳細活動履歴情報の取得を目的とするため、音波の指向角が狭く、動揺補正により波の影響を軽減することができるパラメトリック音響技術を採用した高分解能地層探査機（Innomar 社製 SES2000）を使用した。

#### 3.1.2 探査測線

三方断層帯は、陸域の三方断層、日向断層、若狭湾内のA断層系よりなり、各断層は雁行配列を示しながら南北方向に連続し、大陸棚水深75m付近で野坂断層帯（小松原ほ

か、2000のB断層系)に収斂する(図2)。図2に若狭湾内で実施した探査の航跡図を示す。第1段階の概査では、両断層を横断する北東-南西方向の測線を、沿岸域を中心に設定した。これらの概査結果に基づき、福井県三方郡美浜町沖合水深40~55mの採泥予定地点周辺にて精査を実施し、三方断層帯精査海域とした。また、この海域の南方に位置する日向湖において探査を実施した。

探査時の船速については、良好な記録を取得するために一定とし、進行方向のデータ量を増やすために低速走行に努めた。概査測線と精査測線では実施時の船速は多少異なるが、概ね2~4ノットで航走し、測線の総本数は長・短含めて56本、探査距離は合計131km程度となった。

#### 3.1.2.1 概査測線 (G・K 測線)

G 測線は、地質構造を効率よく把握するため、湾全域を網羅するように設定し、断層に直交する北東-南西方向の測線を主体とする。概査主測線の測線番号の頭文字をGとし、測線G-1~G-18の計18測線を設定した(図3)。測線の間隔は、沖合の三方、野坂両断層の収斂部で200m、海域中央部及び沿岸域では約1kmとした。探査距離は約74kmである。

K 測線は検測線であり、主測線(G 測線)に直交する北西-南東方向に設定し、記録の状況などを考慮して適宜調査を行った(図4)。GK-7~8、MK-1~3の長短5測線で、調査距離は合計約16kmである。

#### 3.1.2.2 精査測線 (M 測線)

M 測線は、ボーリング調査の実施予定地域を中心に、概査で得られた探査記録から、表層部における詳細断層形状の解明が期待される地域に設定した。測線の方向は既存の断層分布に直交する東西方向及び北東-南西方向を基本とし、測線の間隔は概ね200mとした(図5)。測線の本数は長短含めて17本となり、調査距離は合計約33kmとなった。

#### 3.1.2.3 日向湖測線 (H 測線)

H測線は日向湖に分布するとされる日向断層において実施した測線である(図6)。日向湖内では直線的な測線の観測を心掛けたが、養殖イカダが多く存在し、航行可能な場所が限定されるため、その多くは蛇行した測線となっている。測線の本数は長短含め12本で、調査距離は約7kmである。

### 3.2 代表的な反射記録

若狭湾内における代表的な反射記録(G-16 測線)を図7に示す。記録の左が南西、右が北東で、横軸は距離、縦軸は深度である。断層は海底面上の段差、堆積物と露岩域との構造境界として表現される。記録上では全域にわたり、表層第一層である淡い反射を呈する透明層の連続を確認することができる。

本報告ではこれをA層とし、その基底をなす連続性に富み、強い反射で特徴づけられる反射面を反射面B(反射面VI)とする。A層は沖または西に向かって層厚が薄くなる



傾向が認められ、後述するマルチチャンネル音波探査による音響層序の I 層に相当する (表 3)。また、反射面 B は広域にわたりその連続を追跡できることから、断層解析に使用する対比基準面と考えた。反射面 B については、4. マルチチャンネル音波探査と 6. 三方断層帯の活動性と活動履歴において再述する。

構成される堆積物の組成によると考えられるが、若狭湾内での調査海域全域にわたり、表層堆積物中での明瞭な内部反射面が乏しく、断層の最新活動時期を特定する明瞭な反射面の抽出には至らなかった。しかしながら、三方断層帯精査海域、野坂断層帯精査海域、及び沖合の断層収斂部の各海域において、A 層やその下位層内に数条の内部反射面を確認できた。各海域の代表的な反射記録を 図 8～図 10 に示す。

日向湖での反射記録 (図 11 : H-7 測線) では、湖底下約 5m までの表層堆積物が確認され、約 20cm 間隔の成層構造が認められる明瞭な記録が得られた。

### 3.3 音響層序

#### 3.3.1 三方断層帯精査海域の層序

三方断層帯精査海域における断層西側 (沈降側) の断層に沿う反射記録断面 (MK-2\_1 測線) と断層を横断する反射記録断面 (M-2.5 測線) の層序解析を、それぞれ 図 12 と 図 13 に示す。A 層からその下位層にかけて、9 条の反射面が認められ、それぞれ上位より反射面 I m～IX m とした。末尾の m は三方断層帯精査部の頭文字で海域を示す。反射面 B (反射面 VI m) を除き、これらの反射面は沈降側に認められるものの、隆起側への連続は認められず、沈降側でも局地的に分布するため、沖合の断層収斂部において断片的に認められる反射面との厳密な対比は困難である。

本調査で認められた表層第 1 層である A 層は、小松原ほか (2000) の a 層及び e 層に対比され、完新世の堆積物である (図 14)。

#### 3.3.2 日向湖の層序

日向湖での反射記録断面 (H-5 測線) を 図 15 に示す。湖底より深度 5m にかけて、明瞭な 10 数条の反射面が表現されている。音響パターン及び堆積物中の顕著な反射面から、上位より第 I 層～V 層に区分し、それぞれを境する反射面を反射面 I h～IV h とした。末尾の h は日向湖の頭文字を示す。本調査で認められたこれらの表層堆積物は、小松原ほか (2000) の第一層に対比されるが (図 16)、正確な年代は不明である。

### 3.4 精査結果及び断層周辺の表層堆積物

#### 3.4.1 三方断層帯精査海域

三方断層帯精査海域の精査航跡と代表的な反射記録の位置を 図 17 に、代表的な反射記録を 図 18～図 21 に北から順に示す。記録は左が西または南西、右が東または北東である。

精査海域北端の M-0.5 測線 (図 18) では、断層部は記録中央を軸とする変形したロー卜状の複雑な変形を示す。M-2.5 測線 (図 19)、M-3.5 測線 (図 20) と、南に向かうに

つれて単純な形状へと変化し、M-6 測線では、緩やかな南西下がりの撓曲 (図21) となる。

断層による変位は、下盤側海底下約3.0m の反射面 I mまで確認されるが、上盤側への連続は確認できない。それより浅い部分では、反射面が認められないため、変位の有無は確認できないが、海底の顕著な地形変換点として表現されている。反射面B以下の深部の反射面については、上盤側への連続を確認できるが、断層部において浸食されているため、反射面Bを除き高度差は不明瞭である。

### 3.4.2 沖合の断層収斂部

三方断層帯が野坂断層帯へ収斂する沖合の航跡と代表的な反射記録の位置を 図22 に、代表的な反射記録を 図23 と 図24 に北から順に示す。記録は左が南西、右が北東である。

調査海域北端のG-1測線 (図23) では、三方断層帯の北方延長位置において、深部の反射面が断片的に西に傾斜するものの、断層による変位を示す明瞭な反射面は認められない。変位が明瞭に確認できるのは、その南のG-7測線 (図24) 以南であり、海底の顕著な地形変換点として表現されている。断層による変位は下盤側海底下約3.0m の反射面Bまで確認される。それより浅い部分では、反射面が認められないため、変位の有無は確認できない。断層の上盤側 (北東側) では反射面Bより下位に、見かけ上、連続性の乏しい断片的な数条の反射面が認められる。これらの反射面は、いずれも見かけ上、北東側に傾斜しており、断層活動による隆起側の傾動によるものと推定される。

### 3.4.3 日向湖

日向湖での航跡と代表的な反射記録の位置を 図25 に、代表的な反射記録を 図26 と 図27 に示す。記録は左が北及び西、右が南及び東である。日向湖における記録には、湖底より深度5mにかけて、約20cm間隔の成層構造を持つ明瞭な連続性に富んだ数10条の内部反射面が認められる。反射記録中央部では、それより深部については散乱層によって反射構造が不明瞭となるが、記録両端の斜面部では、斜面に沿って傾斜する反射面が湖底下約8mまで確認できる。

南北方向のH-5測線 (図26) に比べ、東西方向のH-11測線 (図27) では、湖底に向かう斜面が急傾斜となっており、南北方向の構造が支配的な湖であると推定される。

断層による変形に関しては、H-11 測線の斜面から湖底に至る地形変換点において、地形と調和的な傾斜変化が内部反射面にも認められるが、断層活動による変形か否か断定できない。むしろ、斜面深部に断層の可能性のある反射面の変形が認められる (図28)。

## 3.5 反射面Bの高度差分布と断層活動性の場所による変化

三方断層帯精査海域の記録断面において、断層を挟む隆起側と沈降側の海底面及び反射面Bに、断層変位によると考えられる数mの高度差が認められた。各反射面の高度差の読み取りに当たっては、隆起側・沈降側ともに局地的な凹凸部を避け、できるだけ平

坦な地点を基準とした。また、緩やかな撓みとして表現される断層に関しては、広域に観察してその高度差を求めた。

隆起側と沈降側で計測された各反射面の高度差の平面的な分布を図 29 に示す。沈降側の高度差抽出地点を赤丸で示し、各赤丸の上の数値は高度差をメートル単位で示したものである。三方断層帯では、G-16 測線の約 8.8m を最大とし、ここから南と北へ向かうにつれて高度差が小さくなる傾向が認められた。

また、断層が海底面上の顕著な地形変換点として記録上で表現されているため、反射面 B の高度差を抽出した地点の直上の海底面の高度差も同時に抽出し、両者の高度差を図 30 にグラフで示した。図の青線が海底面を、茶色線が反射面 B を示し、横軸は測線名、縦軸は高度差を示す。青線のみ地点は、反射面 B が不明瞭であり、高度差の抽出が困難な記録である。このグラフから、海底面よりも反射面 B の高度差の方が概ね大きいことが分かる。

## 4. マルチチャンネル音波探査

### 4.1 調査海域及び探査測線

#### 4.1.1 調査海域

三方断層帯海域部の調査は、隣接する野坂断層帯海域部の調査と一体的に実施した。本調査海域では、これまでに海上保安庁（1980）や小松原ほか（2000）がユニブームを音源とした音波探査を実施しており、断層の分布が示されている。また、日本原子力発電（2010）でも更に詳細な音波探査が行われており、東側隆起の変位を伴う断層が確認されている。

以上の探査結果に基づき、三方断層帯海域部の調査では、福井県早瀬北西沖の東西約 3km（東経 135 度 52 分から東経 135 度 55 分）、南北約 4km（北緯 35 度 37.4 分、35 度 39.2 度）を調査海域とした（図 31）。

#### 4.1.2 探査測線

探査測線の設定に当たっては、ボーリング調査に適した地点の選定のため、小松原ほか（2000）及び日本原子力発電（2010）の音波探査記録、並びに先行して実施したシングルチャンネル音波探査の結果（3 章参照）を参考にした。本調査では断層に直交する方向に 4 本（東西方向 3 測線、北東 - 南西方向 1 測線）、東西方向測線に直交するように南北方向の測線を 3 本設定し、シングルチャンネル探査測線に沿って探査を行った。

三方断層帯の探査は、野坂断層帯海域部と合わせて、平成 25 年 8 月 6 日から 8 月 8 日に実施した。両海域の延べ測線長は 55.7km で、このうち三方断層帯海域部の測線長は 27.25km である。測線名はシングルチャンネル探査測線と同じ番号を付け、その後 B の文字を加えている。

探査測線の位置を図 31 に、探査測線の一覧を表 1 に示す。

## 4.2 使用機器、データ取得諸元及びデータ処理

### 4.2.1 音波探査

音源には公称最大送振出力 300J の Applied Acoustic Engineering 社製 AA300 型ブーマーを用い、エネルギーソース（送信器）には同社製の CSP-P を使用した。受振には 5 ハイドロフォン素子／チャンネル、チャンネル間隔 2.5m、チャンネル数 12 の総合地質調査社製ストリーマーを使用し、データの収録（デジタル変換）にはティアック社の LX110 を用いた。

計 7 測線で行ったマルチチャンネル探査は、ブーマー音源の発振出力 200J、音源深度 0.3m、発振間隔約 1.25m、収録時間 0.6 秒、サンプリング周波数 10 kHz、船速 3～4 ノットで実施した（表 2）。

探査実施中は、反射データの船上モニター用として、EPC Laboratories 社製の GSP-1086-2 サーマルプロッターを使用して探査記録（反射断面）の出力を行った。また、調査中の事故の回避を最優先すると共に、調査船のエンジン音のノイズレベルテストの結果を参照して、ブーマー及びストリーマーの第 1 チャンネルを、それぞれ、船尾後方 25m と 30m に配置した（図 32）。

### 4.2.2 音響測深

音響測深には千本電気社製の PDR-1300 を用い、調査船の舷側に固定し測深を行った。測深機の吃水は 1m とした。測定された水深は用紙にアナログ出力すると共に、デジタルデータとしてログファイルに取り込んだ。潮位の補正には、国土交通省北陸地方整備局所管の敦賀検潮所のデータを使用し、基準面は T. P.（東京湾平均海面）とした。

### 4.2.3 船位測定・誘導

船位の測定は Trimble 社製の DSM 232 を用いて、SBAS（Satellite-Based Augmentation System）補正情報を用いたディファレンシャル GPS（DGPS）によって行い、計画測線上を調査船が進むように誘導を行った。船位、ブーマーなどの曳航体の位置（船位と進行方向から計算）、時刻のデータはログファイルに記録した。また、125m 毎（約 100 ショット毎）に、測位座標と音波探査データとを対応させる測位点（イベント点）を記録に挿入した。

### 4.2.4 データ処理

収録したマルチチャンネル探査データの処理は産業技術総合研究所で行った。使用したソフトウェアは Parallel GeoScience 社製 SPW である。デコンボリューション処理、ゲイン回復、帯域通過フィルタリング処理などを行った。速度解析を行った後、CMP 重合法により 12 重合の反射断面を得た。また、各音響層序区分の連続性を確認する際

には、反射法音波探査解釈ソフト SeisVision2D (Geometrix 社製) を使用した。

更に、断層近傍の浅層部の変形の詳細を把握するため、地球科学総合研究所に依頼して、M-3.5B 測線などの 5 測線、合計測線長 5km の高度処理を行った。処理には、地球科学総合研究所が所有する地震探査処理ソフトウェアパッケージ「SuperX」を用いた。

### 4.3 調査結果

表 3 に、今回のマルチチャンネル調査結果に基づいて設定した音響層序、反射面及び推定地質時代を、シングルチャンネル調査結果及び既往調査結果（小松原ほか、2000）と比較して示す。また、図 33～図 43 に、各測線の反射断面（音波探査記録）を示す。

#### 4.3.1 音響層序

本調査海域では南北方向の測線（図 33～図 36）で、特に良好な音波探査記録が得られた。本報告ではこれらの記録に基づき、6 層の音響層序区分を設定した。以下に、下位層からそれぞれの特徴を示す。

##### (1) VI 層

VI 層は反射断面では断層の東側（隆起側）にのみ認められる。上面は上に凸の比較的連続性の良い反射面によって上位層と区切られ、全体的に緩やかな背斜構造を示す（図 33, 34）。本層は、反射面の分布深度及び連続性・分布の特徴から、概ね小松原ほか(2000)の k 層（推定地質年代は鮮新世～更新世とされる）の下部に対比される。

##### (2) V 層

V 層は調査海域全域に広がる。上面は凹凸を示す明瞭な不整合面を有する（図 33～36）。本調査では、その下面は断層の東側（隆起側）でしか確認されなかったため、最大層厚は不明である。V 層内部の反射面は概して不連続であるが、一部連続的に追跡可能な反射面が認められる。本層は分布深度と反射面の特徴から、概ね小松原ほか（2000）の i 層・j 層（推定地質年代は更新世とされる）及び k 層上部に対比される。

V 層上面の深度は沖合方向に徐々に深くなり、調査海域の最も沖合部では往復走時で約 100 ミリ秒である。これは水中の音速度を 1,500m/秒とすると、海面下深度 75m に対応する。V 層より上位の層には明瞭な凹凸を有する不整合面が認められないこと、V 層上面の分布深度が 75m であり、約 1.8 万年前の最終氷期最盛期には陸化していたと考えられることから、V 層上面の不整合面は最終氷期最盛期もしくはその後の海進に伴って形成された可能性が高い。即ち、V 層上面の不整合面より上位の地層が最上部更新統を含む広義の沖積層に相当すると考えられる。

本報告では、この広義の沖積層を下位より IV～I 層に区分した。また、沖積層の基底に対応する IV 層下面（V 層上面）を反射面 D、後述するボーリング調査地点周辺に広く認められる III 層と I 層の下面を、それぞれ反射面 C、反射面 B とした（表 3）。このほか、6 章で述べるように、ボーリング調査地点近傍の I 層内部に認められる連続性の良い反射面を反射面 A とした。

### (3) IV層

IV層は断層の西側（沈降側）に比較的厚い地層として認められる。IV層の内部反射面はほぼ水平で、下位のV層にオンラップする（図35, 36）。その上面は、海面下深度約60mにほぼ水平な比較的強い反射面（反射面C）として認められる。調査海域内では、下位のV層の上面（反射面D）は沖合方向にその深度を増加しているため、IV層の厚さは沖合に向かって厚くなる（図35）。

IV層は小松原ほか（2000）のh層に対比される。小松原ほか（2000）は、h層を最終氷期後期の最寒冷期に先立つ酸素同位体ステージ3（約2.5～5万年前）頃の堆積物としている。しかし、凹凸を有する最終氷期最盛期から海水準上昇期の浸食面（反射面D）にIV層がオンラップすること、約13,000～11,500年前の新ドリアス期（Younger Dryas Period）には、汎世界的な海水準上昇が停滞もしくは鈍化すること（例えばTanabe et al., 2010）から、この頃に堆積した堆積物の可能性がある。

### (4) III層

III層は沖合方向に向かって薄くなる楔状の形状を呈する。その上面は平坦で、沖合方向に傾斜し、内部反射面はIII層上面とほぼ平行に沖合方向に傾斜する（図35, 36）。

III層は小松原ほか（2000）のg層に対比される。小松原ほか（2000）はg層を最終氷期後期の海面低下期から後氷期の海進に伴って形成された堆積物としている。本報告では、新ドリアス期以降の急激な海水準上昇期に、堆積の中心が岸方向へ移動し、堆積物の厚さが沖合へ薄くなる環境下で形成された地層と考える。

### (5) II層

II層は調査海域南部（図1に示すA断層系南端部から日向断層の北方延長部の西方海域）の断層帯下盤側に特徴的に認められる。本層は沖合に薄化する薄い堆積層であり、その内部反射面は顕著なプログラデーションパターンを示す（図33, 36）。

II層は小松原ほか（2000）のe層の一部に対比される。小松原ほか（2000）はe層について、完新世前期の海水準上昇に伴い堆積した地層である可能性を指摘している。本報告では、II層が沖合に傾斜するプログラデーションパターンを示すことから、海水準の上昇に対して碎屑物供給の多い時代か、海水準が安定していた時代の堆積物と考える。

### (6) I層

I層は調査海域全体に広く認められる最表層の堆積物で、その厚さは往復走時で6～12ミリ秒（4.5～9m）である。上面は現在の海底面を形成する。その内部には比較的連続性のよい反射面が複数認められる。I層は沖合まで広く連続的に認められることから、完新世後期から現在に至る安定した高海水準期に堆積したと考えられる。本層は小松原ほか（2000）のa層及びe層に対比される。

後述するボーリング調査の結果、海底下約3.75mより6,380～6,260 cal yBPの<sup>14</sup>C年代が得られており、その堆積速度は約0.6m/kyと推定される（図42）。

上記の音響層序は、断層の西側（沈降側）を通る南北測線（MK-11B 測線：図 35, 36）において、沖合まで連続的に認められる。また、その東方の GK-7B 測線（図 33）では、I 層から VI 層までの全ての層序区分が確認される。GK-7B 測線は、既往調査（日本原子力発電、2010 など）で陸域から続く断層（日向断層）が北西方に曲がり、さらに北方に屈曲して A 断層系に続く場所に位置しており、この断面にも断層による変形が認められる。音響層序は測線南部の断層西側（沈降側）では I～V 層が認められるが、断層東側（隆起側）では II 層が収斂して認められなくなる。また、調査測線中、最も東側の測線（MK-10B 測線：図 34）では、V 層より上位の堆積層が薄く、II～IV 層がほとんど認められず、薄い I 層のみが認められる。

#### 4.3.2 三方断層帯海域部における変形

今回の調査で得られた三方断層帯海域部を横切る反射断面には、断層活動による明瞭な変形が認められる。以下に測線ごとに反射断面に認められる変形について述べる。

##### (1) M-2.5B 測線（図 37）

本測線は三方断層帯海域部(A 断層系)に直交する測線の中で最も北側のものである。本測線には I 層及び III～VI 層が認められる。IV 層の基底面（反射面 D）には、測位点 62 と 60 付近に西落ちの撓曲状の構造が認められる（図 37）。このうち、測位点 60 付近の構造については、IV 層以下の内部反射面に対応する構造が認められないことから、断層による変形ではないと判断される。

IV 層基底面（反射面 D）には、測位点 62 付近の撓曲変形部で約 11m、東側の隆起側を含めると約 16m の高度差が認められる。また III 層の基底面（反射面 C）には、この撓曲変形部で約 9m の高度差が認められる。I 層下部の変形は海底面に達しているように見え、その上下変位量は 6m 以上である。

また IV 層は、撓曲変形部を挟んで、隆起側より沈降側で厚く堆積している。これに対して III 層では、隆起側と沈降側で層厚に優位な差が認められない。これらのことから、少なくとも IV 層堆積中に 1 回、III 層の堆積後に 1 回以上のイベントがあったことが示唆される。また、上述のように、I 層内部の反射面の変形は海底にまで達し、変形した反射面が海底面で切られているように見える。このことは海底もしくはその直下にまで変形が及んだ断層活動の後、I 層が浸食されたことを示唆する。

##### (2) M-3B 測線（図 39, 図 40）

本測線には I 層及び III～VI 層が見られ、それぞれの層に明瞭な変形構造が認められる。IV 層の基底面（反射面 D）には撓曲変形部を挟んで約 11m、東側の隆起側を含めると約 17m の高度差が認められる。また III 層の基底面（反射面 C）には撓曲変形部を挟んで約 8m、隆起側を含めると約 11m の高度差が認められ、I 層基底（反射面 B）には撓曲変形部を挟んで約 8m の高度差が見られる。

本測線では、上述の M-2.5B 測線と同様に、IV 層及び I 層は、撓曲変形部を挟んで、隆起側より沈降側で厚く堆積している。これに対して III 層の層厚は、隆起側と沈降側

で優位な差がない。以上から、少なくとも IV 層堆積中に 1 回、III 層の堆積後（I 層の堆積開始以降）に 1 回以上のイベントがあったことが示唆される。また M-2.5B 測線と同様に、I 層内部の変形した反射面が海底面で切られているように見え、断層活動後、I 層が浸食されたことが示唆される。

### （3）M-3.5B 測線（図 41，図 42）

本測線にも音響層序 I 層及び III～VI 層が認められ、それぞれの層に明瞭な変形構造が認められる。IV 層の基底面（反射面 D）には撓曲変形部を挟んで約 11m、東側の隆起側を含めると約 18m の高度差が認められる。また III 層の基底面（反射面 C）は撓曲変形部を挟んで約 7m、隆起側を含めると約 13m の高度差が認められ、I 層基底（反射面 B）には撓曲変形部を挟んで約 7m の高度差が認められる。

本測線においても、IV 層及び I 層は、撓曲変形部を挟んで、隆起側より沈降側で厚く堆積しているのに対して、III 層では隆起側と沈降側で層厚に優位な差が認められない。以上のことから、M-3B 測線と同じく、少なくとも IV 層堆積中に 1 回、III 層の堆積後（I 層の堆積開始以降）に 1 回以上のイベントがあったことが示唆される。

### （4）M-5B 測線（図 43）

本測線は、陸域から連続する南北方向の断層（日向断層、図 1 参照）からその北西方の南北方向の海域断層（A 断層系）へのステップ部に位置し、北西 - 南東に延びる断層に直交する断面である。本測線では、I 層～VI 層のすべてを識別することが可能である。前述の M-3B 測線、M-3.5 測線と比較して全体的に緩やかではあるが、明瞭な東側上がりの撓曲構造が認められる。撓曲構造を挟んで、IV 層基底（反射面 D）に約 15m に達する高度差が見られる。

## 5. ボーリング調査

### 5.1 調査地点の選定

ボーリング調査地点の選定に当たっては、今回の高分解能シングルチャンネル音波探査とマルチチャンネル音波探査の結果に加えて、小松原ほか（2000）による音波探査結果及び日本原子力発電株式会社より貸与を受けた既往音波探査結果を利用した。選定に際しての主な基準として、1）深度 15m 程度より浅い層準に認められる反射面の断層両側への連続性、2）断層による変位・変形の明瞭さ、3）変形ゾーン（撓曲ゾーン）の幅の広さ（狭い方が断層両側で層相対比が容易でボーリング調査に適している）を考慮した。このような基準に従って検討した結果、完新世の活動履歴解明を目的とするボーリング調査には、高分解能シングルチャンネル音波探査の M-3.5 測線（＝マルチチャンネル音波探査の M-3.5B 測線）上が最適と判断した。M-3.5 測線上の撓曲構造（＝三方断層帯海域部）の基部から 50～100m 西側（沈降側）と、撓曲構造の頂部から 30～70m 東側（隆起側）をボーリング調査の候補地域に選定した。最終的には、5.4 で述べ



るように、台風の影響で隆起側での掘削は断念し、沈降側の GS-MKO-1 地点 (図 44 ; 北緯 35° 38' 43.75"、東経 135° 52' 38.29"、水深約 51m、) のみでボーリング調査を実施した。

## 5.2 海上調査の方法

### 5.2.1 海上ボーリング調査

#### 5.2.1.1 工法及び仮設

海上ボーリングは、傾動自在型試錐工法 (図 45) により実施した。この工法では、クレーン台船にボーリング櫓 (やぐら)、試錐機、発電機などを仮設すると共に、クレーン台船の外側に、掘削ロッド、サンプラー及びケーシングパイプなどを通す鉄製の案内管 (ガイドパイプ) を独立に仮設する。掘削時には、試錐機をガイドパイプの真上に移動させて作業を行い、掘削作業休止時及び夜間の係留時には、台船が波浪で大きく動揺してもガイドパイプと台船が接触しないように、両者を適切な距離 (通常 10m 程度) に隔離することができる (図 46)。また、荒天で台船の係留が困難と判断される場合には、ガイドパイプを掘削地点に残置し、台船を港に避難させることができる。

クレーン台船は、各 1 トンのアンカーで 4 方向、海底での離間距離 300m に張ったワイヤーで固定した。ガイドパイプは、同じく各 1 トンのアンカーで 4 方向、海底での離間距離 100m に張ったワイヤーで鉛直に固定した (図 47)。合計 8 つのアンカー設置地点の海面には、安全対策として、灯浮標と玉ブイを設置し、ガイドパイプを残置した際には、その頂部に赤旗、標識灯及びレーダー反射板を取り付けた。

#### 5.2.1.2 試錐機、サンプラー、及び掘削コア径

海上ボーリングには、油圧駆動型のロータリー式傾動自在型試錐機 CTM-10 (図 48) を用いた。サンプラーには、固定ピストン式シンウォールサンプラー (水圧式)、打込み式二重管サンプラー、及びロータリー式二重管サンプラーの 3 種類を用意し、堆積物の硬軟・締まり具合によってこれらを使い分けた (表 4)。掘削時にはスライム除去と孔壁崩壊防止のため、ケーシングパイプを挿入し、必要に応じて泥水を使用した。

掘削コア径は直径 86mm とした。

### 5.2.2 磁気探査

海上でのボーリング調査に先立ち、機雷や不発弾などの危険物が掘削予定の海底下に存在しないことを確認するため、磁気探査を実施した。三方断層帯海域部の掘削地点は約 50m の大きな水深があるため、ガイドパイプから磁気センサーを海底に下ろして磁気を測定し、掘削予定地点には危険物がないことを確認した。

### 5.2.3 位置測量

ボーリング掘削地点の位置測量は、誤差 1m 以下のディファレンシャル方式 GPS 測位システムを用いて実施した。移動局をクレーン台船の舷側に設置したガイドパイプに

置き、掘削地点の位置を測定した。

#### 5.2.4 水深測量

ボーリング掘削地点の水深は、誤差約 3cm 以下の音響測深器を用いて測定した。潮位データは国土交通省北陸地方整備局所管の敦賀検潮所のデータを用い、基準面は T.P. (東京湾平均海面) とした。

### 5.3 コアの観察・記載及び測定・分析方法

三方断層帯海域部の海上ボーリング調査では、5.4 で詳述するように、断層帯（撓曲構造）の西側（沈降側）のみで、長さ 4m のコア（以下、GS-MKO-1 コアと呼ぶ）を採取した。GS-MKO-1 コアについて、以下の観察・記載と各種測定・分析を実施した。作業手順は、まず帯磁率を測定し、次に色調測定を行った。その後、コアの観察・記載を行い、次いで写真撮影を行った。最後に、<sup>14</sup>C 年代測定用試料と火山灰分析用試料を採取し、<sup>14</sup>C 年代測定と火山灰分析に供した。

#### 5.3.1 帯磁率測定

帯磁率測定は、Bartington 社製 MS2 型を用いて行った。センサーには内径 90mm のループ型センサー（Core Logging Sensor MS2C）を用い、長さ 1m の半割塩ビ管に載せたコアをループに通して、2cm 間隔で帯磁率を測定した。測定は気温がほぼ一定な室内で行い、測定に際してはセンサーを周辺の金属から約 50cm 以上離れた。また、測定の前に、校正用試料を用いて試験測定を行い、測定器の正常動作を確認した。補正については、diameter correction と drift correction を行った。帯磁率計の規格・性能を表 5 に示す。

#### 5.3.2 色調測定

色調測定は、コニカミノルタ社製の SPAD-503 型分光測色計を用いて、明度 (L\*) と色相 (a\*及び b\*) を測定した。測定は、コアをラップで覆った状態で、2cm 間隔で行った。

#### 5.3.3 コアの観察・記載

コアの性状・堆積学的特徴を肉眼で明瞭に捉えられるように、観察に先立ち、コアの表面を金属ヘラで薄く削り、霧吹きなどで表面を洗浄した。その上でコアを詳細に観察し、層相、粒度、色調、固結度、堆積構造、層厚、火山ガラス、軽石粒などの火山起源物質、植物片や貝などの動植物遺体、礫形・礫種、マトリックス、含水の程度などについて記載した。観察・記載の結果に基づき、縮尺 10 分の 1 の柱状図を作成した。

#### 5.3.4 写真撮影

コアをコア箱に収納した状態で、室内の蛍光灯下においてデジタル一眼レフカメラで三脚を用いて撮影した。撮影に際しては色見本を同時に撮影した。

### 5.3.5 $^{14}\text{C}$ 年代測定

$^{14}\text{C}$  年代測定用試料として、貝、ウニ、木片、炭質物を GS-MKO-1 コアから採取した。肉眼観察及び帯磁率測定の結果から、スライムの可能性が高いと判断された深度 2.0～2.8m の層準については、試料の採取を行わなかった。貝 12、ウニ 2、木片 1、炭質物 1 の合計 16 試料を AMS 法による  $^{14}\text{C}$  年代測定に供した。暦年代の算出に当たっては、IntCal09 及び Marine09 (Heaton et al., 2009 ; Reimer et al., 2009) を用いた。

### 5.3.6 火山灰分析

GS-MKO-1 コアについては、上記  $^{14}\text{C}$  年代測定の結果、その最下部(深度 3.5～3.8m) から 6,000 cal yBP 前後の暦年代(校正年代) が得られた。このため、火山灰分析では、同コア下部に約 7,300 cal yBP に降下した鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah; 町田・新井, 2003) に由来する火山ガラスの混入確認を目的として、深度 3.00-3.05m、3.20-3.25m、3.50-3.55m、3.70-3.75m、3.90-3.95m の 5 試料について、火山ガラス含有量と火山ガラスの屈折率測定を実施した。

## 5.4 海上調査の経緯及び結果

2013 年 8 月 28 日に GS-MKO-1 地点 (図 44) において掘削を開始した。その後、台風 15 号と前線の活動の影響で波が高くなったため、8 月 29 日から 9 月 2 日の 5 日間は避難・休工した。9 月 3 日には波がおさまったため掘削を再開したが、翌 9 月 4 日の昼前、突然波が異常に高くなって暴風雨となり、台船を固定していたワイヤーが切断されると共に、ガイドパイプが海底へ転倒した。切断されたワイヤーと海底に転倒したガイドパイプの回収作業は、9 月 20 日までに完了した。その後、GS-MKO-1 地点での掘削再開を検討したが、気象庁の 1 か月予報などを考慮すると、水深約 50m の海上において、海上交通及び海上作業の安全を 100%確保することは困難と判断し、長さ 4m の GS-MKO-1 コアの採取を以って、三方断層帯海域部のボーリング調査を終了した。

## 5.5 コア観察結果

GS-MKO-1 コアの写真を図 49 に、柱状図を図 50 に示す。

本コアでは、全体として、比較的淘汰がよくシルト分を含む極細粒～細粒砂が卓越する。後述する深度 3m 付近を除いて、葉理などの堆積構造は不明瞭である。砂層中には、シドロ、シラスナガイ、ナミジワシラスナガイなどの貝、微細な貝片、ウニ(ブンブク) 片などが散在する。

深度 2.92～3.11m には、極細粒砂と細粒砂の細互層が認められる (図 51)。深度 3.11～3.09m には、下位の細砂から漸移し、上方細粒化を示す厚さ 2cm の極細粒砂層が認め

られる。この極細粒砂層の上位には、厚さ 7~8mm の細粒砂層と厚さ約 2mm の極細粒砂層の互層が 3 セット認められる。その上位にも、厚さ数 mm の細粒砂層と極細粒砂層の互層が深度 2.92m まで認められる。互層をなす細粒砂層には貝片及び炭化物片が含まれる。また、細粒砂層はシルト分が少ないが、極細粒砂層にはシルト分が多く含まれる。

本コアの深度 0.5~0.6m、1.0~1.4m、2.0~2.1m には、酸化した鉄片が含まれることから、この深度の地層試料ではなく、スライムと判断した。これらの部分(層準)は、コアの継目の最上部(一度に回収される長さ 1m~数 10cm のコアの最上部)に当たり、掘削時にスライムが流入したと推定される。このほか、深度 2.1~2.8m にかけての層準にも鉄片が散点的に認められ、この層準全体がスライムの可能性があるかと判断される。

## 5.6 測定・分析結果

### 5.6.1 帯磁率及び色調測定結果

帯磁率と色調の測定結果を図 50 に示す。

帯磁率は、極細粒~細粒砂からなる層準では  $100 \times 10^{-5} \text{SI}$  前後の値を示す。深度 3m 前後の極細粒砂・細粒砂互層とその直下の層準では帯磁率の変動が大きく、 $100 \sim \text{数 } 1,000 \times 10^{-5} \text{SI}$  の範囲の山・谷が数 cm~10cm 程度の間隔で認められる。

肉眼によるコア観察でスライムと判断した層準では、 $1,000 \times 10^{-5} \text{SI}$  を超える高い値を示すところが多く、包含される鉄片の影響と推定される。色調については、特筆すべき結果は得られなかった。

### 5.6.2 $^{14}\text{C}$ 年代測定結果

$^{14}\text{C}$  年代測定結果を表 6 に、 $^{14}\text{C}$  年代 - 深度関係を図 52 に示す。

これらの表・図から明らかなように、得られた年代は概ね深度に比例して古くなっており、GS-MKO-1 コア基底の深度 4m の年代は約 6,500 cal yBP と推定される。深度 0~4m の平均堆積速度は 0.6m/ky と見積もられる。

極細粒砂・細粒砂互層の深度 3.05-3.10m とその直下の細粒砂の深度 3.15-3.20m からは、全体の年代-深度関係よりも古めの年代が得られた。これらは再堆積した貝試料と推定される。また、深度 1.40-1.45m と 1.51m の貝試料からは、全体の年代-深度関係よりも若い年代が得られた。コア観察では深度 1.0~1.4m をスライムと判断したが、この年代測定結果は図 50 に示す帯磁率測定結果と合わせて、深度 1.51m までスライムが含まれる可能性を強く示唆する。

### 5.6.3 火山灰分析結果

火山灰分析結果を表 7 に示す。コアの基底部(深度 3.90-3.95m ; 推定年代は約 6,500 cal yBP) の試料には 6.2/3,000 の粒子出現率のバブルウォール型の火山ガラスが検出され、これより上位の層準の火山ガラス出現頻度は、より低くなっている。深度 3.90-3.95m の火山ガラスの屈折率は 1.508-1.517 であり、K-Ah に由来する火山ガラス

と判断され、 $^{14}\text{C}$  年代測定結果と整合する。

## 6. 三方断層帯の活動性と活動履歴—今回の調査結果と既存データに基づく検討

### 6.1 変位基準面

本調査では、三方断層帯海域部（A 断層系）の沈降側のみで深度 4m の GS-MKO-1 コアを採取したため、三方断層帯による上下変位量の計測に用いる変位基準面をコア中に設定することはできなかった。一方、高分解能シングルチャンネル音波探査とマルチチャンネル音波探査では、3 章及び 4 章で述べたように、三方断層帯海域部による上下変位量の見積もりに利用できる顕著な反射面が幾つか認定された。本調査では、小松原ほか（2000）や日本原子力発電による既往音波探査結果も含めて、これらの音波探査記録（反射断面）に共通して認められる 4 つの顕著な反射面（上位から反射面 A, B, C, D）を変位基準とする。

GS-MKO-1 コアを掘削した M-3.5B 測線、隣接する M-3B 測線、日本原子力発電の DU10 測線、小松原ほか（2000）の EW2 測線（いずれも音源はブーマー；測線位置は **図 53**）におけるこれら反射面の位置を **図 54～57** に示す。また、M-3.5 測線及び M-3 測線について、高分解能シングルチャンネル音波探査記録とマルチチャンネル音波探査記録を同一の縦横比（25：1）にして並べた図を **図 58** と **図 59** に示す。

### 6.2 変位基準面の上下変位量と推定される断層活動層準

3 章及び 4 章で述べたように、三方断層帯海域部は沖積層に撓曲変形を与え、撓曲変形部を挟んで、各層序区分及び反射面に明瞭な高度差が認められる。本調査では、**図 54～57** に示す反射断面について、各反射面の初生傾斜を考慮して、撓曲変形部を挟む各変位基準面（反射面 A～D）の高度差から、三方断層帯海域部（A 断層系）による上下変位量を見積もった。**表 8** に、測線ごとに見積もった各反射面の上下変位量を示す。この表に示すように、反射面 D（沖積層基底面＝マルチチャンネル音波探査による IV 層下面）の上下変位量は、M-3B 測線では約 11m、M-3.5B 測線と DU10 測線では約 10m、EW2 測線では約 9m である。反射面 C（III 層基底）と反射面 B（I 層基底）の上下変位量は、M-3B 測線では約 8m、M-3.5B、DU10 及び EW2 の各測線では約 7m であり、両反射面間に有意な差は認められない。反射面 A については、いずれの反射断面でも、撓曲部の東側（隆起側）では対応する反射面が認定できないため、変位量は不明であるが、撓曲部において反射面を追跡できる範囲だけで、4m に達する。

以上から、4 章で触れたように、反射面 D とその上位の反射面 C の間、即ち、IV 層中に、約 2～3m の上下変位の増大が認められ、この層準に少なくとも 1 回の断層活動があった可能性が指摘できる。IV 層堆積中の断層活動の回数を特定するデータは得られていないが、1 回だけであったと仮定した場合には、約 2～3m が単位変位量（1 回変位

量) となる。

反射面 C と反射面 B には上下変位量に有意な差が認められないことから、反射面 C 形成後、反射面 B 形成時までの間 (III 層堆積中から I 層の堆積開始までの間) には、上下変位を伴う断層活動はなかったと考えられる。

M-3B、M-3.5B 及び DU10 の 3 測線では、反射面 C (III 層基底) と反射面 B (I 層基底) の上下変位量は約 7~8m であり、反射面 C-D 間の変位の増大 (約 2~3m) よりも 3 倍ほど大きい。EW2 測線についても、同様の関係が認められる。このことは反射面 B の形成後 (I 層の堆積開始以降)、三方断層帯海域部 (A 断層系) が 2 回以上の活動を行ったことを示唆する。反射面 A は 4m 以上変位していることから、三方断層帯海域部の最新活動は反射面 A の形成後と判断される。

なお、6.3.3 で述べるように、三方断層帯海域部による上下変位は、実際には撓曲部だけでなく、その両側、特に断層隆起側 (東側) に広く及んでいると考えられる。しかし、各反射面について、この広域に及ぶ上下変位を読み取ることは困難であることから、本報告では、上に述べた各変位基準面 (反射面) の撓曲部を挟んだ上下変位量について、真の上下変位量の最小値に当たることを指摘するにとどめる。

### 6.3 変位基準面の年代の推定

これら 4 つの変位基準面は、いずれも GS-MKO-1 コアの下端 (海底下深度 4m) よりも深い位置にあり、直接これらの変位基準面 (反射面) に対応する地層若しくは地層境界の年代を知ることはできない。そこで、本調査では、まず、更新世末~完新世初期の海水準 (海面高度) に関する文献をレビューして、海水準に関するデータセットを作成した。次に、これに基づいて、GS-MKO-1 コア採取地点 (沖積層基底面の現深度は海面下 68m、海底下深度 17m) への海の侵入時期を推定した。更に、この海侵時の深度・年代と GS-MKO-1 コアの  $^{14}\text{C}$  年代測定結果を深度-年代関係図にプロットし、深度 17m から 4m (約 6,500 cal yBP) までの深度-年代関係を外挿し、各反射面の深度からその形成年代を見積もった。

コア採取地点への海の侵入時期については、まず、沖積層基底面形成後の地殻上下変動を考慮しない場合を検討し、続いて地殻上下変動を考慮した場合を検討した。

#### 6.3.1 更新世末~完新世初期の海水準

本調査では、当該分野の専門家である産業技術総合研究所・谷川晃一朗氏の助言に基づき、以下の文献をレビューした。世界的には、アイソスタシーの影響が比較的小さいと考えられ、氷河性海面変動をよく反映しているとされるタヒチ (ポリネシア) のサンゴ礁のデータを主とする文献として、Bard et al. (2010) と Deschamps et al. (2012) をレビューした。また、日本に近い東アジアのデータとして、黄海北部の堆積物の年代と堆積環境解析に基づく文献として、Liu et al. (2004) をレビューした。日本列島の更新世末~完新世初期の海水準に関しては、新潟平野のボーリングコア解析に基づく

Tanabe et al. (2010)、東京低地臨海部のボーリングコア解析に基づく田辺ほか(2012)、兵庫県の豊岡盆地(日本海に注ぐ円山河流域)のボーリングコア解析に基づく Tanigawa et al. (2013) をレビューした。

これらの文献に示された、若しくは文献中の図から読み取った 9,000~15,000 cal yBP における海水準を表 9 に示す。これによると、9,000 cal yBP では、タヒチ・バルバドスと黄海北部・日本では 10m を超える差がある(前者の方が 10m 以上、海水準が低い)。10,000 cal yBP では、国内 3 か所の海水準のばらつきが 9m に達し、フォン半島・バルバドス・黄海北部の海水準はこのばらつきの範囲内に含まれる。11,000 cal yBP 及び 12,000 cal yBP における国内 3 か所の海水準は、タヒチ・フォン半島・バルバドスのばらつき内にほぼ含まれる。13,000~15,000 cal yBP については、国内 3 か所のデータはないが、Deschamps et al. (2012) によるタヒチのサンゴ礁に基づく海水準と Liu et al. (2004) による黄海北部の堆積物データに基づく海水準に大きな差はない。

これらの値から、14,000 cal yBP には現海面下 80~90m にあった海水準は、13,000 cal yBP には現海面下 68~70m、12,000 cal yBP には同 58~62m に上昇し、11,000 cal yBP には現海面下 44~52m まで上昇したとまとめられる。

### 6.3.2 変位基準面の年代の推定(地殻上下変動を考慮しない場合)

図 60 は、GS-MKO-1 コアから得られた  $^{14}\text{C}$  年代と試料の深度をプロットし、沖積層基底の深度(海面下 68m)を表 9 にそのまま当てはめ、掘削地点への海の侵入時期(沖積層の堆積開始時期)を 13,000 cal yBP として作成した深度-年代関係図である。これは、GS-MKO-1 コア掘削地点では、海の侵入以降、地殻上下変動はなかったと見なした場合(即ち、地殻上下変動を考慮しない場合)に当たる。

GS-MKO-1 コアの基底(海底下深度 4m)と、沖積層基底(海底下深度 17m)の間は、2 つの破線で結んだ。上側の破線は、海が侵入した直後は海水準の上昇速度に近い高速で堆積が進み、その後、GS-MKO-1 コア(深度 0~4m)の平均堆積速度(0.6m/ky)まで減速したと仮定した場合の破線である。「沿岸海域における活断層調査」において、平成 23 年度に実施した敦賀湾内における浦底-柳ヶ瀬山断層帯のコアリング調査では、これに類似する深度-年代曲線が得られている(杉山ほか、2012)。下側の破線は、海の侵入以降、一定の速度(約 1.9m/ky)で堆積が進んだ場合に当たる。実際の堆積は、これら 2 つの破線をほぼ最大のばらつき範囲として、進行したと推定される。

このような考え方に基づいて作成した深度-年代関係図に、M-3.5B 測線の反射断面上で読み取ったコア掘削地点における各変位基準面(反射面 A~C)の深度をプロットすることにより、その年代を推定した(図 60)。これによると、反射面 A~C の年代は、それぞれ、約 6,500~7,000 cal yBP、約 8,000~11,500 cal yBP、約 10,000~12,000 cal yBP と見積もられる。

### 6.3.3 変位基準面の年代の推定(地殻上下変動を考慮した場合)


### 6.3.3.1 断層活動による隆起・沈降

#### a) 1662年寛文地震に伴う隆起・沈降

1662年寛文地震時には、地変に関する史料の検討や地震後の河川改修に伴う地形の変化から、三方五湖地域において地殻上下変動があったと考えられている（岡田、1984；小松原ほか、1999など）。小松原ほか（1999）の取りまとめによると、久々子湖周辺とその南の水月湖の北東岸～菅湖東岸は隆起し、水月湖と三方湖の西岸は沈降した。隆起に関する史料の信憑性は高く、隆起量は菅湖東岸の旧木山川の川口付近で3～3.6m、水月湖北東岸で1.5～2.4m、久々子湖東岸域で2.6m程度と推定される（小松原ほか、1999；金田ほか、2000）。一方、沈降に関する史料の信憑性には若干の疑問が残るものの、水月湖・三方湖東岸の沈降量は1.5m程度と推定され（小松原ほか、1999）、金田ほか（2000）は1.3mの沈降を示す沈水海食洞を報告している。このような地震時地殻変動を生起した断層は、菅湖付近で三方断層から分岐し、水月湖東部と日向湖の湖底を北上して日向沖約1.5kmの若狭湾底まで追跡される日向断層（金田ほか、2000）である可能性が高い（金田ほか、2000；小松原ほか、2000）。

以上の既往の検討結果に基づくと、1662年寛文地震時の三方断層帯日向断層の活動に伴う隆起量は最大3～3.6m、沈降量は1.5m程度であり、沈降量は最大隆起量の半分～40%程度であったと推定される。

#### b) 半無限弾性体における断層変位理論に基づく逆断層運動による隆起・沈降

本調査では、日本原子力発電から貸与を受けた既往音波探査記録（NDGMX2-1、NDGM10測線などの反射断面）を用いて、最終間氷期～最終氷期の堆積物の基底面を、大陸棚外縁部からGS-MKO-1コア掘削地点付近まで、陸側へ追跡した。その結果によると、同コア掘削地点付近を東西に縦断するDU10測線では、最終間氷期～最終氷期の堆積物の基底は、三方断層帯海域部の撓曲構造の基部から約1km東側（測位点18-19間）を冠（crest）とする非対称背斜状に変形している（図61）。海底下0～20mの反射面群の傾斜方向から判断すると、背斜の東翼は約4kmの幅があり、DU10測線の測位点37-38間に及ぶ。半無限弾性体における断層変位理論に基づく逆断層運動による地表変位分布（例えば青柳・阿部、2007）によると、このような背斜状の変形は、断層の上縁深度が約1km以浅で、鉛直投影した断層面の幅が約5kmないしこれよりやや狭いことを示唆する。鉛直投影断層幅5km、断層上縁深度1km、断層の下端はこの地域の地震発生層下端（深度約15km）と仮定した場合、断層面の傾斜は約70°となる。断層面の傾斜が70°の場合、上述した地表変位分布（青柳・阿部、2007）では、断層の上縁深度0kmの場合の最大沈降量は最大隆起量の約半分、同深度5kmの場合の最大沈降量は最大隆起量の約40%となる。

以上のa)及びb)の検討から、ここでは、GS-MKO-1コア掘削地点付近における沖積層基底の約11mの上下変位を、隆起：8～7m、沈降：3～4mと見なす。

### 6.3.3.2 断層帯の両側に及ぶ広域上下変動



前項 b) で述べたように、本調査では、既往の音波探査記録を用いて、大陸棚外縁部から GS-MKO-1 コア掘削地点近傍まで、最終間氷期～最終氷期の堆積物の基底を追跡した。その結果によると、三方断層帯海域部の隆起側（東側）では、後氷期海進に伴って堆積した沖積層の下位に、最終間氷期～最終氷期に堆積したと考えられる地層（4章で述べた音響層序の V 層上部に対応）が分布する（図 61, 62）。この事実は、GS-MKO-1 コア掘削地点近傍では、三方断層帯海域部の活動による隆起を上回る広域沈降が起きていることを示唆する。隆起側における最終間氷期～最終氷期堆積物の厚さは 7～12m 程度、同堆積物基底の現海底からの深さは 10～15m 程度である。本調査では、最終間氷期の海水準と後氷期海進の海水準に大きな違いはないと仮定し、13 万年前以降、現在までの隆起側の沈降（＝広域沈降 - 断層活動による隆起）を 10～15m と見なす。この場合、広域沈降の速度が一定と考えると、沖積層基底形成（1.3 万年前～やや若い時代）以降の隆起側の沈降（＝広域沈降 - 断層活動による隆起）は 1～1.5m となる。沖積層基底形成以降の断層活動による隆起を前項のように 7～8m とみなした場合、同期間の広域沈降は 8～9.5m となる。

### 6.3.3.3 各変位基準面の年代の推定

前項での検討に基づくと、沖積層基底形成以降の三方断層帯海域部の西側（断層下盤側）の沈降量は、断層活動による沈降（3～4m）と広域沈降（8～9.5m）の和として、11～13.5m となる。GS-MKO-1 コア掘削地点における沖積層基底は、現在、現海面下 68m に位置するが、このような地殻上下変動を考慮した場合には、その形成時には 11～13.5m 程度、現在の位置より浅かったことになる。

図 63 は、このように考えた場合の GS-MKO-1 コア掘削地点における深度－年代関係である。この場合、コア掘削地点への海の侵入は、地殻上下変動を考慮しない場合よりも約 1,000～1,500 年ほど遅く、約 12,000～11,500 cal yBP となる。GS-MKO-1 コアの基底と沖積層基底を結ぶ 2 つの破線の深度－年代曲線も幾分年代が若い方にシフトし、結果として、各変位基準面の推定年代も地殻上下変動を考慮しない場合（図 60）よりも幾分若くなっている。但し、年代の変動幅は、最も大きな反射面 D（沖積層基底）で約 8～12% であり、上位の変位基準面（反射面）ほど小さい。表 10 には、各変位基準面の推定年代とこれから見積もられる変位速度を、地殻上下変動を考慮した場合と考慮しない場合を比較する形で示した。

## 6.4 三方断層帯海域部の更新世末期以降の活動

6.1～6.3 における検討に基づくと、GS-MKO-1 コア掘削地点付近の三方断層帯海域部（A 断層系）の更新世末期以降の活動は次のようにまとめられる。

### 6.4.1 平均変位速度

沖積層基底（IV 層基底＝反射面 D）を基準にとると、GS-MKO-1 コア掘削地点付近

の三方断層帯海域部 (A 断層系) の更新世末期以降の平均上下変位速度は、0.7~0.8m/ky (地殻上下変動を考慮しない場合)、若しくは 0.8~1.0m/ky (同変動を考慮した場合) と推定される。この値は、地震調査委員会 (2003) が水野ほか (1999) の調査結果に基づいて推定した三方断層帯の平均上下変位速度 (約 0.8m/ky)、及び小松原ほか (2000) が日向断層北部 (海域部) について推定した同速度 (約 1m/ky) と同等である。

#### 6.4.2 活動履歴

##### (1) 反射面 D 形成後、反射面 C 形成前の活動

沖積層基底 (IV 層基底) に当たる反射面 D とその上位の反射面 C (III 層基底) との上下変位量の差 (約 2~3m) から、反射面 D 形成後、反射面 C 形成前 (IV 層堆積中) に、少なくとも 1 回の断層活動があった可能性がある。活動は 1 回だけであったと考えた場合、1 回変位量は約 2~3m であったことになる。またその年代は、海水準変動に関する最近の文献レビュー結果と GS-MKO-1 コアの  $^{14}\text{C}$  年代測定結果によると、約 13ka 以降、約 10~12ka 以前 (地殻上下変動を考慮しない場合)、若しくは約 11.5~12ka 以降、約 9~11.5ka 以前 (同変動を考慮した場合) と推定される。

##### (2) 反射面 B 形成後の複数回の活動

反射面 C (III 層基底) と反射面 B (I 層基底) の上下変位量は約 7~8m であることから、反射面 B の形成後 (I 層の堆積開始以降) に複数回の断層活動があった可能性がある。反射面 B の年代は約 8~11.5ka (地殻上下変動を考慮しない場合)、若しくは約 7.5~11ka (同変動を考慮した場合) と推定される。

##### (3) 反射面 A 形成後の活動及び 1662 年寛文地震との関係

反射面 A の上下変位量は 4m 以上であることから、三方断層帯海域部は約 6.5~7ka と推定される反射面 A の形成後にも活動している。

反射面 A 形成後の断層活動の時期及びこの活動と 1662 年寛文地震との関係については、確定的なデータは得られなかった。但し、[図 64](#) に示すように、M-3B 測線では、断層下盤側の I 層上部の内部反射面が撓曲変形を受けた同層下部の反射面に対してオンラップしているように見える。更に、撓曲部の海底地形は、撓曲変形した反射面より傾斜が緩く、傾斜部の幅は撓曲変形部よりも広がっており ([図 58, 59](#))、最新活動後の撓曲崖の浸食・平滑化が進んでいることを示している。以上のことから、音波探査記録からは本調査海域の三方断層帯 (A 断層系) は、1662 年寛文地震時には活動していない可能性があると思われる。

一方、GS-MKO-1 コアの詳細観察及び分析・測定では、深度 2.92~3.11m に極細粒砂と細粒砂の細互層が見られ ([図 50, 51](#))、この層準から採取した貝試料からは、全体の年代-深度関係よりも有意に古い年代が得られた ([図 52](#))。また、この細互層からその直下の深度約 3.2m までの層準では、帯磁率が全体的に高く、変動も大きい ([図 50](#))。これらの調査結果から、一つの可能性として、約 5ka に三方断層帯海域部が活動し、撓曲変形部~断層帯東側 (隆起側) が崩壊若しくは浸食され、水中に巻き上げられた碎屑


粒子が断層帯西側（沈降側）の GS-MKO-1 地点に堆積したことが考えられる。

このように考えた場合、三方断層帯海域部は約 5ka に最新の活動を行い、1662 年寛文地震時には活動していない可能性がある。今後、撓曲崖に隣接した部分や隆起側で堆積物を採取し、詳細な観察及び分析・測定を行うなど、地質学的研究を進めると共に、海中での撓曲崖の経時変化に関する実験や数値解析などを進めることが望まれる。

#### 6.4.3 1 回変位量と平均活動間隔

反射面 D 形成後、反射面 C 形成前（IV 層堆積中）の活動が 1 回だけであったと仮定すると、この活動によるボーリング調査地点付近の三方断層帯海域部の上下変位量は約 2～3m であったと考えられる。この約 2～3m の変位量を平均的な 1 回変位量と見なした場合、三方断層帯海域部の平均活動間隔は、上で述べた平均変位速度から、約 2,500～4,300 年（地殻上下変動を考慮しない場合）若しくは約 2,000～3,800 年（同変動を考慮した場合）と計算される。6.4.1 で述べたように、三方断層帯海域部では、約 13～11.5ka の更新世末以降、少なくとも 3 回の断層活動があったと推定され、実際の断層活動の間隔はこの計算値から大きくは外れていないと推察される。また、この計算値は、地震調査委員会（2003）が陸域の三方断層帯について推定した平均活動間隔（約 3,800～6,300 年）よりも短い。

#### 6.5 陸上の三方断層帯の活動履歴との比較及び今回の調査の意義

三方断層帯については、既述のように、史料に記録された地変の解析などから、1662 年寛文地震時に最新活動が生じたと考えられている（岡田、1984；小松原ほか、1999 など）。最新活動より前の活動履歴については、三方五湖沿岸域で掘削されたボーリングコア中に認められる上方粗粒化の繰り返しを主な論拠として、活動時期が推定されている（ 図 65；石村ほか、2010；岡田ほか、2010；Katoh et al., 2013；石村ほか、2013）。これらの研究によると、各上方粗粒化層は粘土などの細粒堆積物に急激に覆われている。このような急激な層相の変化は、三方断層帯の活動による三方五湖地域の沈降に起因すると考えられているが、より直接的なデータによる検証が望まれる。今回の三方断層帯海域部の調査では、既存のデータも含めて、鮮明な音波探査記録上での累積上下変位量の解析から、更新世末以降、複数回（3 回以上）の活動があった可能性を明らかにした点で意義がある。また、今回の調査結果によると、三方断層帯海域部（A 断層系）の活動性は、三方五湖付近の同断層帯（日向断層・三方断層）と同等であることが確認された。一方、1662 年寛文地震時の断層活動が日向断層（金田ほか、2000）から、今回調査した三方断層帯海域部（A 断層系）まで及んだか否かについては、確定的なデータは得られなかった。この問題については、三方断層帯における地震発生の切迫性と多様性（分割放出型地震の可能性など）を明らかにするため、更なる調査・研究の実施が期待される。

## 7. まとめ

三方断層帯海域部のシングルチャンネル及びマルチチャンネル音波探査とボーリング調査の結果、同断層帯の過去の活動について、以下のことが明らかになった(表 11)。

### (1) 平均変位速度

ボーリング調査地点付近の三方断層帯海域部(A断層系)の更新世末以降の平均上下変位速度は、0.7~0.8m/ky(地殻上下変動を考慮しない場合)、若しくは0.8~1.0m/ky(同変動を考慮した場合)と推定される。この値は、陸域の三方断層帯の平均上下変位速度(約0.8m/ky)や日向断層北部(海域部)の同速度(約1m/ky)と同等である。

### (2) 断層活動の層準・時期

音波探査結果から、三方断層帯海域部(A断層系)は、広義の沖積層が堆積を開始した更新世末以降、複数回の断層活動を行ってきたことが分かった。また、深度4mのボーリング調査結果と更新世末以降の海水準に関する文献のレビュー結果に基づくと共に、既往音波探査データから推定される広域の上下変動を考慮して、断層活動の年代を推定した。推定された断層活動の層準、時期、上下変位量、回数などは次の通りである。

#### 1) 反射面D - 反射面C間(IV層堆積中)の活動

- ・活動時期は約13ka以降、約10~12ka以前(広域の上下変動を考慮しない場合)、若しくは約11.5~12ka以降、約9~11.5ka以前(同変動を考慮した場合)。
- ・上下変位量は約2~3mであり、1回以上の断層活動があった可能性がある。

#### 2) 反射面B形成後(I層堆積開始以降)の活動

- ・活動時期は約8~11.5ka以降(広域の上下変動を考慮しない場合)、若しくは約7.5~11ka以降(同変動を考慮した場合)。
- ・反射面Bは約7~8mの上下変位を被っており、その形成後に2回以上の断層活動があった可能性が高い。
- ・形成年代が約6.5~7kaと推定される反射面Aが4m以上の上下変位を被っていることから、最新活動は反射面Aの形成後である。
- ・ボーリング調査結果から、約5kaに断層活動が生じた可能性がある。

### (3) 1662年寛文地震時の活動の有無

今回の調査では、1662年寛文地震時に三方断層帯海域部(A断層系)が活動したか否かについては、確定的なデータが得られなかった。音波探査により明らかになった反射面の撓曲変形と海底面との関係、ボーリング調査で明らかになった各層準の層相及び堆積年代は、寛文地震時の三方断層帯海域部の活動を積極的に支持するものではない。

### (4) 1回変位量と平均活動間隔

反射面D - C間の活動が1回だけであったとすると、この時の三方断層帯海域部の変位量は約2~3mであったと考えられる。この変位量を平均的な1回変位量と見なした場合、三方断層帯海域部の活動間隔は、上で述べた平均変位速度から、大雑把に2千~4千年程度と推定される。この活動間隔は、陸域の三方断層帯について求められた活動

間隔（約 3.8 千～6.3 千年；地震調査委員会、2003）よりも短い。

## 8. その他の資料

### 8.1 地元等への説明

1) 2013 年 6 月 17 日に福井県安全環境部危機対策・防災課及び福井県漁業協同組合連合会を訪問し、調査内容などについて説明を行うと共に、調査への協力を要請した。

2) 2013 年 6 月 18 日に美浜町漁業協同組合を訪問し、調査内容と実施予定時期などについて説明し、調査船及び警戒船の傭船をはじめ、調査への協力をお願いした。

3) 2013 年 7 月 1 日に福井県農林水産部水産課を訪問し、調査内容などの説明を行った。同課からは、岩礁破碎等許可申請について指示があった。岩礁破碎等許可については、7 月 5 日付で申請を行い、7 月 22 日に許可された。

4) 2013 年 7 月 1 日に美浜町役場を訪問し、調査内容などの説明を行い、調査への協力を要請した。

### 8.2 貸与・開示資料

本調査に際しては、日本原子力発電株式会社から、下記の資料の貸与を受けた。

・福井県三方郡美浜町沖のジオパルス・マルチチャンネル音波探査記録（29 測線）及び測線図

・福井県三方郡美浜町沖のブーマー・シングルチャンネル音波探査記録（15 測線）及び測線図

### 8.3 成果の公表等

本調査については、以下の成果の公表を行った。

1) 井上卓彦・杉山雄一・坂本 泉・滝野義幸・村上文敏・細矢卓志・宇佐見琢哉：高分解能音波探査からみた福井県三方断層帯及び野坂断層帯海域部における活断層分布及び活動履歴．日本地球惑星科学連合 2014 年大会（ポスター発表），2014 年 4 月 29 日．

2) 八木雅俊・坂本 泉・滝野義幸・藤巻三樹雄・田島智子・井上智仁・杉山雄一・井上卓彦：沿岸海域における活断層調査「三方断層帯および野坂断層帯」－高分解能地層探査結果－．日本地球惑星科学連合 2014 年大会（ポスター発表），2014 年 4 月 29 日．

3) 杉山雄一・井上卓彦・村上文敏・坂本 泉・滝野義幸・永田高弘・細矢卓志・宇佐見琢哉：福井県美浜町沖における三方断層帯及び野坂断層帯海域延長部のボーリング調査．日本地球惑星科学連合 2014 年大会（ポスター発表），2014 年 4 月 29 日．

## 謝 辞

本調査の実施に際しては、福井県安全環境部危機対策・防災課、同県農林水産部水産

課、福井県漁業協同組合連合会、及び美浜町漁業協同組合の関係者の皆様には、本調査の計画段階からご協力・ご指導を戴いた。また、調査船及び警戒船の借り上げに際しては、美浜町漁業協同組合の関係の皆様にご協力・ご尽力を賜った。更に、日本原子力発電株式会社には、既存調査データの開示・借用について、全面的なご協力を戴いた。ここに記して、以上の皆様に篤く御礼申し上げる。

調査担当：井上卓彦・杉山雄一・村上文敏（産業技術総合研究所）  
坂本 泉・滝野義幸（東海大学海洋学部）

## 文 献

- 青柳恭平・阿部信太郎（2007）：海嶺の地形断面に基づく日本海東縁部の断層モデル－断層関連褶曲の非対称性に着目した断層パラメータ推定手法の提案－. 電力中央研究所報告, N06014, 21p.
- Bard, E., Hamelin, B. and Delanghe-Sabatier, D. (2010): Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* 327, 1235-1237, DOI: 10.1126/science.1180557.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A. L., Henderson, G. M., Okuno, J. and Yokoyama, Y. (2012): Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, 483, 559-564, doi:10.1038/nature10902.
- Heaton, T.J., Blackwell, P.G. and Buck, C.E. (2009): A Bayesian approach to the estimation of radiocarbon calibration curves: the INTCAL09 methodology. *Radiocarbon*, 51, 1151-1164.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編（2002）：「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.
- 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・武村恵二（2010）：三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント. *地学雑誌*, 119, 775-793.
- 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正（2013）：福井県, 三方湖・中山低地の地下地質情報に基づく三方断層帯の活動性. *日本活断層学会 2013 年度秋季学術大会講演予稿集*, 26-27.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）：三方・花折断層帯の長期評価について. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar\\_mikata/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03mar_mikata/index.htm)
- 海上保安庁（1980）：5 万分の 1 沿岸の海の基本図 海底地形地質調査報告書「若狭湾東部」. 33p.

- 金田平太郎・岡田篤正・小松原琢（2000）：若狭湾沿岸・三方五湖周辺における 1662 年寛文地震時の地殻変動. 月刊地球, 号外 28, 119-126.
- 関西電力株式会社（2008）：美浜・高浜・大飯発電所「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果中間報告書.
- 関西電力株式会社（2012）：平成 23 年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価のうち 完新世に関する津波堆積物調査の結果について. 265p.
- Katoh, S., Ishimura, D., Okada, A. and Takemura, K. (2013): Late Quaternary sedimentation history at the eastern coast of Lake Mikata, western Japan, relating to the Mikata fault zone activity. Abstracts of IGU2013 Kyoto Regional Conference, Poster\_A, 6
- 活断層研究会編（1991）：「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p.
- 小松原 琢・水野清秀（2009）：琵琶湖西岸断層帯と三方 - 花折断層帯. 日本地質学会編「日本地方地質誌 5 近畿地方」, 朝倉書店, 314-317.
- 小松原琢・水野清秀・寒川 旭・山崎晴雄（1999）：三方断層のトレンチ調査と寛文地震時の地殻変動に関する検討. 地質調査所速報, EQ/99/3（平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書）, 187-195.
- 小松原琢・杉山雄一・水野清秀（2000）：若狭湾中部, 三方断層および野坂断層北方延長部の音波探査. 地質調査所速報, EQ/00/2（平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書）, 89-118.
- Liu, J. P., Milliman, J. D., Gao, S. and Cheng, P. (2004): Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. Marine Geology, 209, 45-67. doi:10.1016/j.margeo.2004.06.009.
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 水野清秀・小松原琢・山崎晴雄（1999）：音波探査及びボーリングによる三方五湖低地帯の地下構造調査. 地質調査所速報, EQ/00/2（平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書）, 187-195.
- 中江 訓・小松原 琢・内藤一樹（2002）：西津地域の地質. 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, 90p.
- 中田 高・今泉俊文編（2002）：活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60p.
- 日本原子力発電株式会社（2004）：敦賀発電所原子炉設置変更許可申請書（3 号及び 4 号原子炉の増設）.
- 日本原子力発電株式会社（2008）：敦賀発電所 3 号及び 4 号炉の安全審査に係る追加調査報告書.
- 日本原子力発電株式会社（2010）：敦賀発電所原子炉設置変更許可申請書（3 号及び 4 号原子炉の増設）（平成 21 年 10 月一部補正, 平成 22 年 12 月一部補正）.

- 日本原子力研究開発機構 (2008) : 高速増殖原型炉もんじゅ「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果報告書.
- 岡田篤正 (1984) : 三方五湖低地の形成過程と地殻変動. 鳥浜貝塚—縄文前期を主とする低湿地遺跡の調査 4—, 福井県立若狭歴史民族博物館, 9-42.
- 岡田篤正 (2004) : 若狭湾沿岸と丹後半島. 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正編「日本の地形 6 近畿・中国・四国」, 東大出版会, 179-189.
- 岡田篤正・金田平太郎・杉戸信彦・鈴木康弘・中田 高 (2012) : 1: 25,000 都市圏活断層図 三方断層帯とその周辺「三方」. 国土地理院技術資料, D1 - No. 602.
- 岡田篤正・加藤茂弘・石村大輔・斎藤 真 (2010) : 福井県、三方湖および中山低地の地下地質と三方断層帯の活動解明. 地学雑誌, 119, 878-891.
- 岡田篤正・東郷正美編 (2000) : 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 395p.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- 杉山雄一・坂本 泉・滝野義幸・宇佐見琢哉・永田高弘 (2012) : 敦賀湾における浦底断層 (浦底—柳ヶ瀬山断層帯) の採泥調査. 活断層・古地震研究報告, 12, 103-148.
- 竹村恵二・北川浩之・林田 明・安田喜憲 (1994) : 三方湖・水月湖・黒田低地の堆積物の層相と年代—三方低地の最終間氷期以降の堆積環境—. 地学雑誌, 103, 233-242.
- Tanabe, S., Nakanishi, T. and Yasui, S. (2010): Relative sea-level change in and around the Younger Dryas inferred from late Quaternary incised-valley fills along the Japan Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3956-3971, doi:10.1016/j.quascirev.2010.09.018.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行 (2012) : 東京低地臨海部にみられる湾口砂州の形成機構. 地質学雑誌, 118, 1-19.
- Tanigawa, K., Hyodo, M. and Sato, H. (2013): Holocene relative sea-level change and rate of sea-level rise from coastal deposits in the Toyooka Basin, western Japan. *The Holocene*, 23, 1039-1051. DOI: 10.1177/0959683613479680.
- 堤 浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司 (2005) : 1: 25,000 都市圏活断層図「熊川」. 国土地理院技術資料, D・1 - No. 449.



## 図表等のキャプション

- 図 1 三方・花折断層帯の活断層位置と主な調査地点  
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）。
- 図 2 高分解能シングルチャンネル探査の航跡図
- 図 3 概査測線（G 測線）航跡図（青太線）
- 図 4 検測線（GK 及び MK 測線）航跡図（青太線）
- 図 5 三方断層帯精査測線（M 測線）航跡図
- 図 6 日向湖測線（H 測線）航跡図
- 図 7 G-16 測線の記録断面と解釈
- 図 8 M-3.5 測線の記録断面
- 図 9 N-3.5 測線の記録断面
- 図 10 G-7 測線の記録断面
- 図 11 H-7 測線の記録断面及び表層部の拡大図
- 図 12 MK-2\_1 測線の記録断面と解釈
- 図 13 M-2.5 測線の記録断面と解釈
- 図 14 M-3.5 測線（上図）と EW2 測線（下図；小松原ほか、2000）との対比
- 図 15 H-5 測線の記録断面と解釈
- 図 16 H-5 測線（上図）と H1（下図；小松原ほか、2000）との対比
- 図 17 三方断層帯精査海域の代表的な測線（青太線）
- 図 18 M-0.5 測線の記録断面と解釈
- 図 19 M-2.5 測線の記録断面と解釈
- 図 20 M-3.5 測線の記録断面と解釈
- 図 21 M-6 測線の記録断面と解釈
- 図 22 三方断層帯・野坂断層帯収斂部の代表的な測線（青太線）
- 図 23 G-1 測線の記録断面
- 図 24 G-7 測線の記録断面
- 図 25 日向湖の代表的な測線（青太線）
- 図 26 H-5 測線の記録断面
- 図 27 H-11 測線の記録断面
- 図 28 H-11 測線の記録断面の拡大図
- 図 29 反射面 B の高度差分布及び各地点における値（左表）
- 図 30 海底面及び反射面 B の高度差の比較
- 図 31 マルチチャンネル音波探査の調査海域及び測線位置図
- 図 32 音源及びブストリーマー配置図
- 図 33 GK-7B 測線の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 34 MK-10B 測線の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）

- 図 35 MK-11B 測線の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 36 MK-11B 測線の部分拡大図（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 37 M-2.5B 測線西部の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 38 M-2.5B 測線東部の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 39 M-3B 測線の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 40 M-3B 測線の断層近傍拡大図（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 41 M-3.5B 測線の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 42 M-3.5B 測線の断層近傍拡大図（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 43 M-5B 測線の音波探査断面（上：原記録、下：解釈付記録）
- 図 44 ボーリング調査地点（コア採取地点）位置図

断層及び撓曲の分布は日本原子力発電（2004）による。

- 図 45 傾動自在型試錐工法

この工法では、クレーン台船にボーリング檣、試錐機、発電機などを仮設し、クレーン台船の外側に、掘削ロッド、サンプラーなどを通すガイドパイプを独立に仮設する。

- 図 46 ガイドパイプを台船から隔離した様子

掘削作業休止時及び夜間の係留時には、台船が波浪で大きく動揺してもガイドパイプと台船が接触しないように、両者を適切な距離に隔離することができる。

- 図 47 台船及びガイドパイプの固定方法（アンカリング）
- 図 48 油圧駆動型のロータリー式傾動自在型試錐機（CTM-10）の概要
- 図 49 GS-MKO-1 コアの写真
- 図 50 GS-MKO-1 コアの柱状図、並びに帯磁率及び色調測定結果
- 図 51 GS-MKO-1 コアの深度 3.0～3.1m 付近に見られる細粒砂・極細粒砂互層
- 図 52 GS-MKO-1 コアの  $^{14}\text{C}$  年代 - 深度関係

- 図 53 M-3B 及び M-3.5B 測線、日本原子力発電の DU10 測線・NDGM10 測線、小松原ほか（2000）の EW2 測線、及び GS-MKO-1 コア採取地点の位置図

海域の断層・撓曲及び既往探査測線の位置は日本原子力発電（2004）による。

日向断層と三方断層の位置は小松原ほか（1999、2000）と金田ほか（2000）による。野坂断層の位置は日本原子力発電（2004）と杉山の未公表資料による。

- 図 54 M-3.5B 測線の音波探査記録（左）と反射面 A～D の認定（右）
- 図 55 M-3B 測線の音波探査記録（左）と反射面 A～D の認定（右）
- 図 56 日本原子力発電の DU10 測線の音波探査記録（上）と反射面 A～D の認定（下）
- 図 57 小松原ほか（2000）の EW2 測線の音波探査記録（上）と反射面の対比（下）
- 図 58 M-3.5B 測線における高分解能シングルチャンネル音波探査記録（上）とマルチチャンネル音波探査記録（下）の比較（縦横比はいずれも 25 : 1）
- 図 59 M-3B 測線における高分解能シングルチャンネル音波探査記録（上）とマルチチ

チャンネル音波探査記録（下）の比較（縦横比はいずれも 25 : 1）

図 60 GS-MKO-1 コア掘削地点の深度－年代関係図

沖積層基底の深度（海面下 68m）を表 9 にそのまま当てはめ、掘削地点への海の侵入時期（沖積層の堆積開始時期）を 13,000 cal yBP として作成した図。海の侵入以降、地殻上下変動はなかったと見なした場合に相当する。

図 61 日本原子力発電 DU10 測線の反射記録

図 62 日本原子力発電 NDGM10 測線の反射記録

図 63 地殻上下変動を考慮した場合の GS-MKO-1 コア掘削地点における深度－年代関係

図 64 M-3B 測線における断層部の表層堆積構造

図 65 三方断層帯の陸域及び海域の活動履歴データ総括図

反射面 A～D の形成年代は、地殻上下変動を考慮した場合の推定年代を示す。

表 1 マルチチャンネル音波探査測線一覧表

表 2 マルチチャンネル音波探査観測条件一覧表

表 3 本調査と小松原ほか（2000）による音響層序との比較

表 4 海上ボーリングに使用したサンプラーと主な対象堆積物

表 5 帯磁率計の規格・性能

表 6 GS-MKO-1 コアの  $^{14}\text{C}$  年代測定結果

表 7 GS-MKO-1 コアの火山灰分析結果

表 8 各測線における反射面 A～D の上下変位量

表 9 更新世末～完新世初期の海水準に関する文献レビュー結果

表 10 各反射面の上下変位量・推定年代とこれらに基づく上下変位速度及び断層活動

表 11 三方断層帯の過去の活動