

沿岸海域における活断層調査
(山田断層帯/郷村断層帯 (海域部))

委託業務成果報告書

平成 24 年 2 月

財団法人 地震予知総合研究振興会

目次

1. 郷村断層帯の概要	1
2. 調査手法	2
2.1 音波探査の手法	2
2.2 精密地形調査の手法	3
2.3 底質採取調査の手法	3
3. 調査の結果	4
3.1 音波探査の結果	4
(1)層序区分	4
(2)年代	5
(3)地質構造	6
3.2 精密地形調査の結果	9
3.3 底質採取調査の結果	9
3.4 火山灰分析の結果	11
(1)分析試料	11
(2)火山灰層の対比	13
4. まとめ	15
4.1 郷村断層帯海域延長部における断層の位置・形状	15
4.2 郷村断層帯海域延長部の過去の活動	17
(1)活動時期	17
(2)活動区間	18
(3)活動間隔	18
(4)1回の変位量	19
(5)平均変位速度	19
4.3 評価のまとめ	20
文献	21
図表	22

巻末資料 採泥コア写真

採泥柱状図

地元説明資料1(京都府庁事前説明資料)

地元説明資料2(漁協への周知文書)

1. 郷村断層帯の概要

郷村断層帯は、京都府北部の丹後半島基部に分布し（図 1-1）、陸域の郷村断層及び仲禅寺断層と海域の丹後半島北西沖合の断層から構成され、海域から京都府京丹後市口大野付近に至る北北西 - 南南東方向に約 34km またはそれ以上にわたって延びるとされている（地震調査研究推進本部，2004）。断層変位としては左横ずれを主体とし、南西側が相対的に隆起する（活断層研究会編，1991）。北東 - 南西方向に延びる山田断層帯主部と共に山田断層帯を構成する断層である。

海上保安庁水路部（1994）は、郷村断層の延長上の沖合い約 13km に北北西 - 南南東方向に延びる断層（地震調査研究推進本部（2004）の「丹後半島北西沖合の断層」）が存在することを示している。丹後半島北西沖合の断層と郷村断層の間の約 9km は断層が示されていないが、この範囲には中新世の地層が直接露出しているため第四紀における断層活動の有無が音波探査では確認できない。また、丹後半島北西沖合の断層の北西端に関しては、海上保安庁水路部（1994）の調査範囲内では確認されていないため不明とされている（地震調査研究推進本部，2004）。

郷村断層は 1927 年北丹後地震（M7.3）で地表変位が現れたことが知られており（渡辺・佐藤，1927 など）、これが郷村断層の最新の活動である。Matsu'ura（1977）は 1927 年北丹後地震の震源断層モデルが海域にまで延びることを示していることから、地震調査研究推進本部（2004）は海域の断層を含めて郷村断層帯としている。本地域ではさらに 20km 程度沖合まで微小地震の発生が認められる（図 1-2）。

地震調査研究推進本部（2004）は郷村断層系の平均変位速度を、左ずれ成分は 0.2-0.3m/千年、上下成分は 0.07m/千年、平均活動間隔を 1-1.5 万年程度としている。

本調査地域周辺の陸上には白亜紀～古第三紀の花崗岩類、これを覆う中新世の北但層群、中新世～鮮新世の照来層群が認められ、第四紀の地層は僅かしか分布が認められない。

2. 調査手法

郷村断層帯海域延長部の“丹後半島北西沖合の断層”をターゲットとして

- ①断層の性状把握
- ②丹後半島北西沖合の断層と郷村断層の連続性の解明
- ③丹後半島北西沖合の断層の北西端の確認

を主目的に、ブーマーを音源とした高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。

調査は、必要に応じて補足のための測線を追加することが可能なように、オンボードで断層の有無などの地質構造を確認しつつ実施した。加えて海上保安庁水路部（1994）のスーパーカー記録と地質調査所（現、産業技術総合研究所）の実施した GH87 航海の音波探査記録とを併せて検討を行なった。

沿岸部では基盤が露出し、音波探査による断層分布の把握が困難なため、ナローマルチビーム測深による精密な地形調査を実施して、断層の海陸連続性を検討した。

柱状採泥については、高分解能マルチチャンネル音波探査記録で選定した候補地点について、表層部をさらに分解能の高いサブスキャン（チャープソナー）による探査を実施して底質採取地点を決定し、ピストンコアラーを用いて実施した。

これらの調査項目と数量を表 2-1 に、調査位置を図 2-1 に示す。

2.1 音波探査の手法

音波探査は浅層部の地質構造を分解能良く捉えて、断層の性状、累積変位、および最終活動時期を確認する目的で、ブーマーを音源とした高分解能のマルチチャンネル音波探査を実施した。探査における仕様を表 2-2 にまとめた。

調査測線は、郷村断層帯の走向方向に直交する NE-SW 方向に主たる探査測線を設定し（TG1 測線～TG18 測線）、それらの探査測線間の音響層序を対比するために、主たる探査測線に直交する NW-SE 方向に対比するための測線を設けた（TG101 測線）（図 2-1）。

音源は Applied Acoustic Engineering 社製の Boomer System 探査装置、受信器には 12ch（受信器間隔 2.5m）のストリーマーを用いた。これらの受発振装置を調査船の船尾から曳航して計画測線上を航行しながら測定した。高分解能マルチチャンネル音波探査では 2.5m 間隔で発信し、船上モニターでデータの質と、断層の有無などの地質状況を確認しつつデジタル記録を取得した。

調査船の位置はディファレンシャル GPS (DGPS) を用いて測定し、これらの測定値に、調査船の進行方向ならびに GPS アンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査における反射点位置を決定した。

2.2 精密地形調査の手法

郷村断層帯の海域延長部は、海岸から約 13km 沖までは断層が報告されていない（海上保安庁水路部，1994）。この海域は中新統が露出しているため音波探査では断層の存在が把握できていない可能性が指摘されている（地震調査研究推進本部，2004）。そのため、郷村断層の海域への連続性について検討するために陸域近傍の沿岸域において、ナローマルチビーム測深による精密地形調査を実施した（図 2-1）。

精密地形調査は Reson 社のマルチビーム測深機 SEABAT7101 を使用して実施した。測深データと同時に波浪などの影響による送受波器の動揺を測定し、測定水深値の補正を行なった。測量中はモニターによって監視し、調査範囲内に測量漏れがないようにした。

取得データに潮汐等の補正を行い、2m グリッドの水深格子データを作成して、水深が 0.5m 間隔の等深線図を作成した。

2.3 底質採取調査の手法

音波探査記録で認められる表層部の地層形成年代を確認するために、堆積物を採取し、年代測定を実施した。

本調査海域の海底堆積物は泥質であることが予想されたため、主としてピストンコアラを使用した。ブーマー音源による高分解能マルチチャンネル音波探査断面の検討により底質採取候補地点を選定した。それらの候補地点において表層部をより高分解能で探査できるチャープソナーを実施し、得られた記録を検討して底質採取地点を選定した。

作業は、採取地点に調査船を定点維持させて底質採取を実施した。採泥器を海中に投入してから回収するまでの作業中は、船位データを 1 秒毎に記録しており、採泥器の着底位置と離底位置の間を採泥地点の位置とした。

3. 調査の結果

3.1 音波探査の結果

ブーマーを用いた高分解能マルチチャンネル音波探査では、海底面下およそ 200～250m までの反射記録が得られた。なお、反射記録の深度変換にあたっては、水中および堆積物中での弾性波伝播速度を 1500m/s と仮定した。

(1) 層序区分

調査海域においては海上保安庁水路部（1994）がスパーカーによる音波探査記録によって、内部の構造や層序関係等に基づいてⅠ層～Ⅵ層に層序区分を行なっている。本調査のブーマーを用いた高分解能マルチチャンネル音波探査による反射断面の地質解釈においても基本的にこの層序区分に従い、上位から A, B1, B2, B3, C, D1, D2 の 7 層に区分した（表 3-1）。

以下に各層の特徴を述べる。

【A 層】調査範囲の最上位層で、層厚は数m以下と薄い。高分解能マルチチャンネル音波探査による反射断面では、層厚が薄いため内部構造が明瞭には認められない（図 3-1）。下位層との関係は、沿岸部では不整合関係にあるが、沖合いでは反射記録断面から顕著な不整合関係は認められず、整合関係にあると推定される。本層は完新世の最終氷期以降の堆積物と推定される。

【B1 層】非常に明瞭で連続性の良い内部反射面が認められる層と内部反射面がやや不明瞭な層の互層からなり層厚の変化は乏しい（図 3-1）。調査海域のほぼ全域に分布するが、主として沿岸部に認められる D 層の露出地域では欠如する。層厚は 50m 以下である。海上保安庁水路部（1994）のⅡ層に対比される。

【B2 層】全体的に非常に明瞭で連続性の良い内部反射面が認められる地層であるが、その中でもやや明瞭性に欠ける層との互層をなしている。特に、本層下部には内部反射面があまり明瞭でない層が認められる（図 3-1）。調査海域のほぼ全域に分布し、北部に向かって層厚が増す傾向にある。また、主として沿岸部に認められる D 層の露出地域では欠如する。層厚は 120m 以下である。海上保安庁水路部（1994）のⅢ層に対比される。

【B3 層】上部は明瞭で連続性の良い内部反射面が認められるが、中下部では連続性

がやや悪くなる（図 3-1）。本層は調査海域のほぼ全てに分布しているが、沿岸部に認められる D 層の露出地域や下位層が盛り上がっているところでは部分的に欠如する（TG13 測線）。中下部は TG14 測線より沖合いにしか認められない。層厚は沖に向かって厚くなり可探深度を超えるため、その下限が確認できないが、110m 以上の層厚を有する。海上保安庁水路部（1994）の IV 層に対比される。

【C 層】全体的にあまり明瞭ではないが連続性の良い内部反射面が認められ、部分的には明瞭な反射面が認められる（図 3-1）。調査海域の TG14 測線より沖合いに分布しフォアセットが認められる。調査の可探深度の関係で、本層の下限が確認できないため正確な層厚はわからないが 60m 以上に達する。本層は海上保安庁水路部（1994）の調査範囲には分布していない。

【D1 層】成層した内部反射面が認められるが、一部で内部反射面が乱れたり不明瞭であったりする（図 3-1）。褶曲構造が発達し、内部反射面が傾斜していることが多く、C 層以上の地層と地質構造の点で調和的でなく明瞭な不整合関係にある。調査海域のほぼ全域に分布する、または分布すると推定される。本層は下限が確認できないため層厚は不明である。海上保安庁水路部（1994）の V 層に対比される。

【D2 層】本層にはほとんど内部反射面は認められないが（図 3-1）、ごく一部で明瞭ではない内部反射面が認められることがある。本調査では TG15 測線や TG16 測線など調査海域の一部でしか分布が確認されないが、可探深度以深に分布していることが推定される。本層は下限が確認できないため層厚は不明である。海上保安庁水路部（1994）の VI 層に対比される。

(2) 年代

上記の音響学的層序を、海上保安庁水路部（1994）および海洋地質図「経ヶ岬沖」（山本ほか，1993）の層序に対比し、年代の推定を行なった。

本調査海域周辺の陸域には、白亜紀～古第三紀の花崗岩類、これを覆う中新世の北但層群、中新世～鮮新世の照来層群が認められ、第四紀の地層は僅かしか分布が認められない。海域には中新統～下部鮮新統の香住沖層群（K1 層，K2 層）、鮮新統の浜坂沖層群（H1 層，H2 層）、上部鮮新統～完新統の鳥取沖層群（T1 層，T2 層）の分布が示されている（山本ほか，1993）。これらの各地質区分と反射断面図で区分さ

れた音響学的層序とを比較して，表 3-1 に示すように対比した。

A 層については，沿岸部において顕著な侵食面を不整合で覆うことから最終氷期以降の堆積物と推定されるものの，それ以下の地層については直接的に年代を示す資料は乏しい。

(3)地質構造

本調査で実施した高分解能マルチチャンネル音波探査の反射断面ならびに解釈断面を，図 3-2～図 3-22 に示し，以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。

【TG1 測線】本測線は最も陸域に近い測線であり堆積層が薄い。ショットポイント 3381（以下，SP3381 と表記する）には B1 層下底面に変形を及ぼしている逆断層が認められる（図 3-2）。

【TG2 測線】本測線では大部分が D1 層露出域となっており，北東部に B 層以上の堆積層が認められる。SP2358 と SP2734 に D1 層内に断層が見られる（図 3-3(a)）。また，SP491 に B1 層下底面に変形を及ぼしている逆断層が認められる（図 3-3(b)）。

【TG3 測線】本測線においても D1 層の露出域が広く，北東側に B 層以上の地層が分布しており，その分布範囲は TG2 測線に比べると広がっている。D1 層は一部に褶曲構造が認められるが，概ね北東側に傾斜する構造が認められる（図 3-4(a)）。SP568 には B1 層下部に変形を及ぼしている逆断層が認められる（図 3-4(b)）。

【TG4 測線】SP2000 より北東側では B 層以上の地層が D1 層を覆って分布する（図 3-5）。この測線の D1 層は南西方向に傾斜しており，前述の TG3 測線で確認される D1 層の構造とは調和的でない。SP2238 付近では，B3 層から B2 層下部の地層の傾斜が変わることから断層の存在が推定される。SP1550 と SP1051 には逆断層が認められ，これらの断層によってその間にある D 層がポップアップしている（図 3-5）。

【TG4.5 測線】本測線では SP1650-SP2100 に D1 層の盛り上がりが認められる（図 3-6 (a)，(b)）。SP450 付近には少なくとも B2 層上部まで変形する背斜構造が認められる。SP938 と SP1458 には北東側が落ちる断層が認められる（図 3-6 (b)）。

【TG5 測線】 SP1500 付近を軸とする背斜構造が認められる。SP3110 には海底面にまで変形を及ぼす低角な逆断層があり南西側を上昇させている。この断層の上盤側にあたる SP2866 と SP2926 にも B1 層まで変位を与える断層が認められる (図 3-7)。

【TG6 測線】 SP2000 付近では、B1 層下部に変形を及ぼしている逆断層により南西側が上昇し、その上盤側の SP2360 付近に軸を持つ緩い背斜構造が形成されている。SP1505 には北東落ちの正断層が確認され、その低下側に小規模な向斜構造が形成されている。SP1280 と SP1249 には B1 層に変位を与えている断層が確認され、北東側を上昇させている。この上盤にあたる SP550 付近にも両側を断層で画されてポップアップし、B1 層基底まで変形させる小規模な背斜構造が形成されている (図 3-8)。

【TG7 測線】 SP577 には B1 層基底に変位・変形を及ぼす南西側を上昇させる逆断層が認められる。その上盤側にあたる SP250 にも B1 層基底に変位・変形を及ぼす断層が認められる (図 3-9 (a))。SP1800 付近に褶曲軸を持つ背斜構造が確認され、背斜軸部付近には A 層基底に変位を与える断層群が認められる。SP2690 周辺には A 層基底に変位を与える 3 本の断層があるが、各断層の落ちの方向は一定していない (図 3-9 (b))。

【TG8 測線】 本測線の南西部の SP2535 には B1 層に変形を及ぼす逆断層があり、南西側を上昇させている (図 3-10 (a))。SP1300 付近に褶曲軸を持つ背斜構造があり、褶曲軸付近には海底面に変形を及ぼす正断層が認められる。この他に SP632 付近に褶曲軸を持ち海底面に変形を及ぼす向斜構造も認められる (図 3-10 (b))。

【TG9 測線】 SP931 には A 層基底に変位・変形を与える逆断層が認められる。また、SP660 付近には間が落ち込む構造を呈する 2 本の断層が存在する (図 3-11(a))。SP2250 付近を褶曲軸とする背斜構造があり、褶曲軸付近には多数の正断層が認められる。これらの正断層の一部は海底面に変形を与えている (図 3-11 (b))。

【TG10 測線】 SP395 と SP409 の断層は間が落ち込む形態を呈する。SP637 と SP680 の断層間に B1 層下部に変位・変形を及ぼすデプレッションを形成している (図 3-12 (a))。また、SP2137 の断層は南西側が落ち海底面に変形を与えている正断層である。SP2522 には北東側が落ち、B2 層上部に変形を及ぼす正断層がある (図

3-12 (b))。

【TG11 測線】本測線には SP2890 に B2 層上部に変形を与えている正断層がある。SP2747 と SP2732 の断層は共に正断層でその間が落ち込んでいる。SP2335 には B2 層中部に変形が及んでいる断層が認められる (図 3-13 (a))。SP931 には A 層基底に変位を与える南西側低下の正断層が認められる。SP618 から SP682 には B 層に変位・変形を与える 3 本の正断層が認められる (図 3-13 (b))。

【TG11.5 測線】本測線には B 層上部に変位・変形を与える 5 本の断層が認められる。SP1511 に見られる断層は B2 層中部を境にそれより上部と下部で変位センスが逆転しているように見える (図 3-14)。

【TG12 測線】SP656 には B1 層最上部に変形を及ぼす北東側落ちの正断層が認められる。SP1071 には海底面に変形を及ぼしている南東側落ちの正断層が認められる (図 3-15 (a))。SP2145 には南東側が上昇する断層があり、この断層は海底面に変形を及ぼしている。SP2771 には B1 層中部に変形を及ぼす正断層が認められる (図 3-15 (b))。

【TG13 測線】本測線には 3 本の断層が認められる。SP2721 に認められる断層は B1 層中部に変形が及んでおり、南西側が落ちる正断層である。SP2088 の断層は北東側が落ちる正断層で B1 層上部に変形が及んでいる (図 3-16 (a))。SP900 付近を褶曲軸とする海底に変形を与える向斜構造が認められる (図 3-16 (b))。

【TG14 測線】本測線の SP392 と SP626 には北東側が落ちる正断層が認められる (図 3-17 (a))。前者は B1 層上部に、後者は B1 層下部に変形が及んでいる。SP1967 から SP2027 には 3 本の断層が認められ、全体として海底にまで変形を与える撓曲帯を形成している。また、SP2725 には南東側が低下し B1 層上部に変形が認められる断層がある (図 3-17 (b))。

【TG15 測線】本測線には SP1881 に南西側が低下し B2 層中部に変形が認められる断層がある。また、SP1086-1154 には南西側が低下する 3 本の断層が認められる。これらの断層のうち南西側の 2 本は海底面に変形が及んでいる (図 3-18)。

【TG16 測線】本測線の SP826 と SP879 には B2 層中部に変形が及んでいる南西側落ちの断層が認められる (図 3-19)。SP1365 には B2 層上部に変形が及んでおり南西側落ちの断層が認められる。SP1692 から SP2058 には 4 本の断層が存在する。いずれの断層も南西側が低下し、SP1880 の断層は海底面に変位を及ぼしている

(図 3-19)。

【TG17 測線】本測線には 2 本の断層が確認される。いずれも南西落ちの断層で、SP1651 のものは B1 層下部に、SP1176 のものは海底面に变形が及んでいる (図 3-20)。

【TG18 測線】本測線の南西側の SP2914 には南西側落ちの断層が存在し、この断層は B1 層上部に变形を与えている (図 3-21 (a))。SP1086 に認められる断層は海底面に变形が及んでおり、南東側が落ちる正断層である。SP708 から SP859 には B 層上部まで変位・変形を与える 4 本の断層が認められる。(図 3-21 (b))。

【TG101 測線】探査測線の音響層序を対比するために実施した TG101 測線と TG101-2 測線においては、TG101 測線の SP3250 付近から TG101-2 測線の SP300 付近において D 層が緩く盛り上がっている。これらの断層の中には B1 層上部まで変位・変形を及ぼしているものもある (図 3-22)。

各反射断面において断層に伴う変位、変形と考えられる構造が認識された位置および褶曲軸の位置を既存文献断層とともに測線図上に示す (図 3-23)。

3.2 精密地形調査の結果

海岸から約 1km は複雑な地形をしているが、それより沖側はややなだらかな地形を呈する。このなだらかなところはおよそ 15/1000 の勾配を示す緩斜面である。陸から連続する数本の尾根と谷が見られ、それらのうち郷村断層のほぼ延長部にあたる谷地形の中に北東側が低い低崖がほぼ直線状に断続的に分布している (図 3-24 (a), 図 3-24 (b))。これらの低崖は海岸から約 2km 沖までは明瞭に認められるが、それより沖はでは不明瞭になる。これらは郷村断層の海域延長部の断層変位地形と考えられる。

3.3 底質採取調査の結果

本調査では 7 地点で底質採取を行なった (図 3-25)。採取した底質は全体的に粘土質で層相の変化に乏しい堆積物であった。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

【TG1401 (TG1401-2)】本採泥地点では同一地点でグラビティーカー (TG1401) とピストンコアラ (TG1401-2) を用いて底質採取を実施した (図 3-26(a))。両者で対比可能な火山灰層が採取されたが、それぞれのコアでの出現深度は、TG1401 で海底面から 291cm, TG1401-2 では 377cm となっており (図 3-27), 採泥器の違いによって 2 割ほどのコア伸びまたはコア縮みが生じている。

本採泥地点は TG14 測線の SP1870 付近で水深は 227m である。堆積物の採取長は TG1401-2 では 428cm で粘土質を主体とする堆積物からなる。上端から 30-60cm に火山ガラスの濃集が見られる。また、上端から 270cm あたりを境に下位層では火山ガラスが多くなり、377.5-389cm にはガラス質の火山灰層が挟在される。この火山灰層より上位の 330-342cm には微小な炭質物が含まれている。一方ガラス質火山灰層の下位 408-428cm には下方粗粒化を示す中粒砂サイズの粒子が含まれる。

TG1401-2 の 377.5-389cm に挟在されるガラス質火山灰層は、TG1401 では 291-302cm に確認される。その下位では 318-324cm に中粒砂を含むようになり、328-353cm には中粒砂～粗粒砂サイズのパミス質火山灰層を挟在する。

上端から 61cm, 136cm, 205cm, 241cm のところから産出した有孔虫や貝殻片を用いて測定した同位体分別補正 14C 年代値は、それぞれ $6,850 \pm 40\text{yBP}$, $9,990 \pm 50\text{yBP}$, $10,950 \pm 50\text{yBP}$, $14,670 \pm 60\text{yBP}$ である (表 3-2)。

【TG1402】本採泥点は TG14 測線の SP2310 付近で (図 3-25, 図 3-26(a)), 水深は 229m である。堆積物の採取長は 454cm で、粘土質の堆積物からなり、ごく稀に細礫を含んでいる (図 3-27)。

上端から 124cm のところから産出した有孔虫を用いて測定した同位体分別補正 14C 年代値は $9,880 \pm 40\text{yBP}$ である (表 3-2)。

【TG1403】本採泥点は TG14 測線の SP2010 付近で (図 3-25, 図 3-26(a)), 水深は 229m である。堆積物の採取長は 484cm で、塊状無層理な粘土質の堆積物からなる。ごく稀に微小な炭質物や貝殻片が認められ、上端から 290-340cm には細礫が混入している (図 3-27)。

上端から 249cm と 319cm のところから産出した貝殻片並びに植物片を用いて測定した同位体分別補正 14C 年代値はそれぞれ $10,990 \pm 50\text{yBP}$, $16,220 \pm 70\text{yBP}$ である (表 3-2)。

【TG1501】本採泥点は TG15 測線の SP1160 付近で（図 3-25, 図 3-26(b)），水深は 237m である。堆積物の採取長は 633.5cm で，塊状無層理な粘土質の堆積物からなる。上端から 145cm のところに細礫大軽石が認められ，336-376cm には細礫が幾つか見られる。また，376-556cm には相対的に多くの炭質物が認められる（図 3-27）。

【TG1502】本採泥点は TG15 測線の SP1050 付近で（図 3-25, 図 3-26(b)），水深は 236m である。堆積物の採取長は 551.5cm で，塊状無層理な粘土質の堆積物からなる。上端から 444cm から下端の 551.5cm にかけては相対的に多くの炭質物が認められる（図 3-27）。

【TG1701】本採泥点は TG17 測線の SP1240 付近で（図 3-25, 図 3-26(c)），水深は 243m である。堆積物の採取長は 522cm で，塊状無層理な粘土質の堆積物からなり，部分的に少量の細礫を含む。上端から 442cm から下端の 522cm にかけては相対的に多くの炭質物が認められる（図 3-27）。

【TG1702】本採泥点は TG17 測線の SP1140 付近で（図 3-25, 図 3-26(c)），水深は 243m である。堆積物の採取長は 657.5cm で，塊状無層理な粘土質の堆積物からなり，部分的に少量の細礫を含む。上端から 453cm から下端の 657.5cm にかけては相対的に多くの炭質物が認められる（図 3-27）。

上端から 44cm, 264cm, 475cm のところから産出した有孔虫や貝殻片を用いて測定した同位体分別補正 14C 年代値はそれぞれ $3,510 \pm 30\text{yBP}$, $11,680 \pm 50\text{yBP}$, $18,440 \pm 70\text{yBP}$ である（表 3-2）。

3.4 火山灰分析の結果

(1) 分析試料

TG1401 で採取した 2 本の柱状採泥試料（TG1401 と TG1401-2）には 3 層の火山灰層が確認された。TG1401-2 試料からは，海底からおよそ 41cm のところに火山ガラスの濃集層が確認でき（TG1401-2-41），さらに 384cm には厚さ 11.5cm のガラス質火山灰層（TG1401-2-384）が挟在される。また，TG1401 試料では上記のガラス質火山灰層の 26cm 下位のところに厚さ 25cm のパミス質火山灰層（TG1401-336）が挟在されているのが確認された。

【TG1401-2-41】本試料は、肉眼ではオリーブ黒色を呈する砂まじりシルトで、締まりは弱い。砂粒組成は、軽鉱物を主体とし、火山ガラスを中量程度、重鉱物および微化石を極めて微量伴う組成となっている。微化石として、有孔虫、破片状の骨針が含まれる。

火山ガラスは無色透明を呈するものを主体とし、計数中に褐色を呈するものが微量程度認められる。形態は Hb を主体とし、Ca, Cb および Ha を少量程度、Ta および Tb を微量含む組成となっている（表 3-3(a)）。

重鉱物組成は、破片状の斜方輝石を主体とし、単斜輝石、緑色角閃石およびその他の鉱物を中量程度、褐色角閃石、酸化角閃石、ざくろ石、不透明鉱物を微量以下伴う組成となっている（表 3-3(a)）。斜方輝石のごく一部には、テフラ由来と推定される火山ガラスが付着しているものが認められる。

火山ガラスの屈折率は、1.505～1.510 の広いレンジで、平均 1.507 の値を示す。斜方輝石の屈折率は、1.699～1.704 の広いレンジで、平均 1.702 の値を示す（表 3-3(b)）。角閃石は少量程度の含有で、破片状を呈しており、二次堆積物を主とすると考えられるため、屈折率の測定は行っていない。

【TG1401-2-384】本試料は、肉眼ではオリーブ灰色を呈する砂まじりシルトで、締まりは弱い。砂粒組成は、火山ガラスが卓越し、軽鉱物および重鉱物を微量程度伴う組成となっている。

火山ガラスは無色透明で、その形態は、Hb を主体とし、Ca を中量程度、Cb および Ha を少量程度、Ta および Tb を微量以下伴う組成となっている（表 3-3(a)）。

重鉱物組成は、斜方輝石を主体とし、単斜輝石、緑色角閃石および不透明鉱物を少量程度伴う組成となっている（表 3-3(a)）。斜方輝石および角閃石の一部には、テフラ由来と推定される火山ガラスが付着しているものが認められる。

火山ガラスの屈折率は、1.499～1.502 の狭いレンジで、平均 1.500 の値を示す。斜方輝石の屈折率は、1.698～1.702 のレンジで、平均 1.700 の値を示す。角閃石の屈折率は、1.670～1.673 のレンジで、平均 1.671 の値を示す（表 3-3(b)）。

【TG1401-336】本試料は、肉眼では灰色を呈するシルトまじり砂で、締まりは弱い。

砂粒組成は、軽鈹物および重鈹物を主体とし、火山ガラスを少量程度、岩片(風化粒子)および微化石を極めて微量程度伴う組成である。微化石として、破片状の骨針が含まれる。

火山ガラスは無色透明で、火山ガラスの形態は Ca を主体とし、Hb が中量程度、Ta が少量程度、Cb が微量程度、Ha および Tb がきわめて微量含まれる(表 3-3(a))。

重鈹物組成は、褐色角閃石を主体とし、斜方輝石を中量程度、不透明鈹物を少量程度、緑色角閃石、ジルコンおよびその他を微量以下伴う組成となっている(表 3-3(a))。角閃石、斜方輝石および不透明鈹物の一部には、テフラ由来と推定される火山ガラスが付着しているものが認められる。

火山ガラスの屈折率は、1.505~1.510 のレンジで、平均 1.508 の値を示す。斜方輝石の屈折率は、1.699~1.704 のレンジで、平均 1.702 の値を示す。角閃石の屈折率は、1.671~1.674 のレンジを示し、平均 1.672 の値を示す(表 3-3(b))。

(2) 火山灰層の対比

丹後半島沖には、南九州から噴出した鬼界アカホヤテフラ(K-Ah;町田・新井,1978)、鬱稜-隠岐テフラ(U-0ki;片山ほか,1993)、始良 Tn テフラ(AT;町田・新井,1976)といった広域テフラが分布していると考えられる。このほか、中国地方の三瓶火山や大山火山起源の広域テフラの分布が推定される。

TG1401-336 は、火山ガラスが付着した角閃石が容易に見出され、試料採取地点と給源火山との地理的關係および重鈹物組成より、大山火山に由来するテフラの可能性が高い。町田・新井(2003)より、重鈹物組成ならびに火山ガラスの形態および屈折率から、大山倉吉テフラ(DKP;町田・新井,1979)と推定される。重鈹物の屈折率については、角閃石のレンジが町田・新井(2003)に示されるレンジよりも低い値を示しているが、町田・新井(1979)では、1.670-1.685 のレンジが示されており、本試料の測定レンジは後者の範囲内に収まる。

TG1401-2-41 は、火山ガラスの形態および屈折率から、K-Ah と推定される。含有率がやや低く、円磨された砂粒がよく混じる様相を呈しており、降下堆積後に生物の攪乱を受けた可能性がある。

TG1401-2-384 は、火山ガラスが卓越し、火山ガラスの形態および屈折率から AT と考えられる。なお、重鉍物の屈折率は、AT のそれとは異なるレンジを示しているが、AT は本質斑晶が少ないこと、降下堆積後に生物の攪乱により上下の層位から斑晶鉍物が混入したものであると考えられることより、重鉍物組成は AT の本質斑晶の鉍物組成を直接反映したものとは言いがたい。

K-Ah は南九州鬼界カルデラから約 7300 年前に噴出した火山灰である。AT は始良カルデラを噴出源とする大規模な噴火により供給されたもので、その年代は 2.6～2.9 万年前とされている。また、U-0ki は韓国鬱陵島火山の噴火によって供給されたもので、その年代は約 10,700 年前とされている（町田・新井, 2003）。さらに DKP は大山火山からおよそ 5.5 万年前以前に噴出した火山灰である。

4. まとめ

4.1 郷村断層帯海域延長部における断層の位置・形状

本調査による音波探査では、郷村断層帯海域延長部にあたる調査範囲全域に渡って断層が確認されるだけでなく、その沖合いに存在する地質調査所（現、産業技術総合研究所）の GH87 航海の音波探査記録断面によっても断層の存在が認められた。これらのデータも含めて本海域の断層の連続性、形状について議論する。

郷村断層の海域延長部には、精密海底地形調査の結果により断層変位地形と考えられる低崖が、海岸線から約 2km 沖まで認められるが、これに連続する断層はそれより沖の TG1 測線では認められない（図 4-1）。

TG1 測線の SP3381 に認められる逆断層を境に北東側では B 層以上の堆積層が厚く堆積している。同様に、堆積盆の南西縁を規定する逆断層は TG2 測線の SP491 と TG3 測線の SP568 にも認められることから、これらは一連の断層と考えられる（F1 断層）（図 4-1）。F1 断層は位置的には陸域の仲禅寺断層の延長部にあたる。この断層の北西方延長上の TG4 測線では、北東側に広がる堆積盆の縁で北東側に向かって D1 層の分布深度が深くなっているものの、断層は確認されない。F1 断層の北西端付近には、TG3 測線と TG4 測線の間に記載されている東北東-西南西走向の断層（山本ほか，1993）が存在する。この断層は K-9 測線では沖に向かって傾斜する反射面の地層と、複雑な地質構造で反射面が不明瞭な地層の境界に認定されている（図 4-2）。K-8 測線の 17:40 あたりでは沖に向かって傾斜した地層と褶曲構造が発達した複雑な地質構造を呈する地層の境界部に、反射断面記録から構造の不連続がみられ、位置的には前述した山本ほか（1993）で記述されている断層の連続と考えられる。また、この周辺の D1 層の内部構造は、TG3 測線では層理面が北東側に傾斜している（図 3-4 (b)）のに対して TG4 測線では逆の南西側に傾斜している（図 3-5）。このような地質構造的なギャップが認められることも、山本ほか（1993）に記載されている東北東-西南西走向の断層が南西側に延長していることを示唆する。

TG7 測線の SP577 に認められる逆断層は、TG8 の SP2535、TG9 の SP931 にそれぞれ認められる南西側が上昇する逆断層に連続するが（F2 断層）、TG10 の SP637 と SP680 に認められる断層とは変位センスからみて連続しないものと判断した。TG9 測線では、この断層の南西側の SP660 付近にグラーベン状の形態を有する 2 本の断層があり（F3 断層、F4 断層）、その形態から、本断層群は TG10 測線の SP400 付近、TG11 の SP2750 付

近の断層群に連続すると考えられる（図 4-1）。

TG4.5 測線の SP1800 付近に軸を持つ背斜構造は、TG5 測線の SP1500、TG6 測線の SP2350 付近、TG7 測線の SP1800 付近、TG8 測線の SP1300 付近、TG9 測線の SP2250 付近にそれぞれ軸を持つ背斜構造に連続する（Fo1 背斜）（図 4-1）。この背斜構造は D1 層上面の不整合面およびそれより上位の地層に調和的な構造として認められ、TG6 測線など一部の測線では海底面にまで変形が及んでいる。TG6 測線から TG9 測線では背斜軸部に断層群が発達する。TG9 測線では、これらの断層群のうち最も北東側に位置するものが最大の変位量を示し、この断層は TG10 測線の SP2137、TG11 測線の SP931 に認められる南西落ちの正断層に連続する（F5 断層）。さらに北北西延長の TG11.5 測線の SP1500 付近にも断層が認められるが、変位センスの違いから本断層の連続とは考えない（図 4-1）。

TG14 測線の SP2725 には南西側が低下するセンスの断層が認められ、この断層は TG15 測線の SP1100、TG16 測線の SP1880、TG17 測線の SP1176、TG18 測線の SP1086 に連続し、さらに沖まで伸びる（F6 断層）（図 4-1）。F6 断層は TG18 測線のさらに沖側をはしる地質調査所（現、産業技術総合研究所）の既存データ（GH87 航海のサブボトムプロファイラー）の K-115-1 測線（図 4-3）と K-116-1 測線（図 4-4）に確認される断層に連続する。この断層は山本ほか（1993）に図示されており、それによれば K-118 測線付近より沖側には連続していない（図 4-1）。

本海域の地質構造は郷村断層系の走向と同一方向の北西 - 南東方向に伸びる断層や褶曲構造が卓越し、それに加えて山田断層系の走向に近い東西方向から東北東 - 西南西方向の走向を有するものが認められる（図 4-5）。海岸線から約 9km 沖までの間は海底地形調査から確認される断層や F1 断層が認められる。その沖約 8km の間は背斜構造（Fo1）で特徴づけられ、さらに沖では F5 断層および F6 断層がおおよそ 26km にわたって認められる（図 4-5）。

4.2 郷村断層帯海域延長部の過去の活動

(1) 活動時期

郷村断層の海域延長部には断層変位地形が認められる。一方、仲禅寺断層の沖に分布する F1 断層は B1 層に変位・変形を与えているものの、A 層には変位・変形を与えていない（図 3-2, 図 3-3(b), 図 3-4(b)）。F6 断層は TG15 測線～TG18 測線では海底面に変形が及んでいるのが確認され（図 3-18, 図 3-19, 図 3-20, 図 3-21(b)）、それより沖の K115-1 測線, K116-1 測線では A 層基底面に変位・変形を与えている（図 4-3, 図 4-4）。また、背斜構造（Fo1）は TG4.5 測線および TG9 測線では海底面に変形が及んでいる（図 3-6(b), 図 3-11(b)）。

以上のように郷村断層帯海域延長部を構成する断層の多くは B1 層基底以上に変位・変形を与える断層である（図 4-1）。また、宇佐美（1996）には、北丹後地震時に円山川河口の津居山港で高さ 30cm の小津波が観測されたとの記載がある。したがって、この地震時に海底活断層に変位が生じた可能性がある。

底質採取を行なった海域で実施したチャープソナー TG15cp 測線から TG18cp 測線においては海底面に断層変位地形が認められる。海底面の垂直変位量は TG14cp 測線では 1.1m, TG15cp 測線では 0.9m, TG17cp 測線では 0.7m であり、この値は 1927 年の北丹後地震時の陸域の上下変位量と同程度である（図 4-6）。

また、これらチャープソナーの反射記録断面には数枚の反射面が認められる（図 4-6）。これらの反射面のうち反射面 B と反射面 C については地質調査所（現、産業技術総合研究所）が GH87 航海で実施したサブボトムプロファイラーの記録を用いて、各記録断面間で直接的に対比を行なっている。一方、反射面 A はサブボトムプロファイラーの記録では認識できないため測線間での直接的な対比は行なっておらず、各断面において反射面 B より上位に認められるものを反射面 A とした（図 4-6）。

採取した TG1401-2 のコアサンプルとこれらの反射面の深度から、反射面 A は火山ガラス濃集層であり、得られた ^{14}C 年代値からその堆積年代は 12,600cal yBP～13,100cal yBP と考えられる（図 3-26 (a), 図 3-27）。反射面 B は AT 火山灰層に対応する。

反射面 A における垂直変位量は、TG14cp 測線では 1.4m, TG15cp 測線では 1.2m, TG17cp 測線では 0.8m であり、反射面 B の垂直変位量は、TG14cp 測線では 2.7m, TG15cp 測線では 2.1m, TG17cp 測線では 1.2m である（図 4-6）。

これらの値から算出した海底面と反射面 A の垂直変位量の差は、0.1m～0.3m であり、本断面の精度を考慮すると海底面と反射面 A の垂直変位量の差が有意なものとは言い難い。一方、反射面 A と反射面 B の垂直変位量の差は 1.3m～0.4m であり TG17cp 測線での 0.4m を除けば反射面 A と反射面 B の垂直変位量には明らかな差があると考えてよい（図 4-6）。

従って、本断層は海底面の変位が残っているような最近の活動があり、その前の活動は反射面 B の堆積後、反射面 A 堆積前である。

年代測定の結果から反射面 A は 13,260 年前～12,510 年前に形成された地層であり（図 3-27）、反射面 B は AT 火山灰層に対比されるので 29,000 年前～26,000 年前（町田・新井, 2003）に堆積した地層と考えられる。従って、本断層は 29,000 年前～12,510 年前に活動したと考えられる。

(2)活動区間

郷村断層帯海域延長部は、海岸線からおよそ 2km 付近までは断層変位地形が認められるが、その沖約 4km は断層の存在が不明である。これは本地域が D 層露出地域であり、本調査で用いた音波探査の仕様では、発震エネルギーが D 層内に十分に透過せず、断層の有無が判断できないためである。

郷村断層帯海域延長部のうち海底面に変位・変形が認められるのは、断続的ではあるが海岸線から約 30km の区間である。さらにその沖の約 13km の区間は A 層基底に変位・変形が認められていることから第四紀後期に活動があったものと考えられる。本断層帯が一括して活動した場合の長さは 42.6km となる可能性がある（図 4-5）。

(3)活動間隔

本断層帯の活動間隔に関する直接的な資料は得られていない。前述の活動時期に関する議論に基づき、最新の活動が 1927 年の北丹後地震であったとすると、活動間隔は 12,490～29,000 年ということになるが、最新活動が北丹後地震でない可能性もある。その場合の最新活動は約 13,000 年前以降となり、活動間隔は 29,000 年以下となる。

(4)1 回の変位量

本断層帯の1回の変位量に関する直接的資料は得られていない。

前述したように TG14cp, TG15cp, TG17cp の各測線で認められる海底面の垂直変位量は 0.7m~1.1m である。堆積などの影響を考えると海底面で読み取れる高低差が必ずしも 1 回の断層活動の垂直変位量を表しているとは言えないが、海底面の高低差と反射面 B の垂直変位量を比較するとその差は 0.5m~1.6m であり、この値は、海底面の高低差と同程度である。従って、本断層帯の 1 回の垂直変位量は 0.5m~1.6m と推定できる。

各測線ごとに算出した 1 回の変位量は、TG14cp 測線で 1.6m, TG15cp 測線で 1.2m, TG17cp 測線で 0.5m となる。

(5)平均変位速度

本断層帯の最新活動が 1927 年北丹後地震であった場合、前述の活動間隔 12,490~29,000 年から各測線における平均変位速度を求めると、TG14cp 測線で 0.06~0.13m/千年、TG15cp 測線で 0.04~0.10m/千年、TG17cp 測線で 0.02~0.04 m/千年となる。

松田 (1975) の活動度による分類では B~C 級の活断層となるが、本断層には横ずれ運動があることを考慮すると、その変位量はより大きくなると考えられる。活断層研究会編 (1991) では 1927 年北丹後地震の時に地表で観測された変位量として、水平変位量が 2.5m, 垂直変位量が 0.8m と報告されている。さらに、郷地区で実施されたトレンチ調査では断層面上に、北に約 30°~45° プランジした擦痕が報告されている (佃ほか, 1989)。仮に海域で認められる断層が、これらの陸上で観測されたものと同様の変位センスを有するとすると、ネットスリップ量は垂直変位量の 1.4~3 倍程度となり、B 級の活断層である可能性が高い。

一方、本断層帯の最新活動が 1927 年北丹後地震ではなかった場合、前述の通り活動間隔は 29,000 年以下となり、平均変位速度は TG14cp 測線で 0.06m/千年以上、TG15cp 測線で 0.04m/千年以上、TG17cp 測線で 0.02 m/千年以上となり、活動度が C 級以上の活断層となる。

4.3 評価のまとめ

【平均変位速度】

本断層帯の最新活動が1927年北丹後地震であった場合、各測線ごとに平均変位速度を算出するとTG14cp測線で0.06～0.13m/千年、TG15cp測線で0.04～0.10m/千年、TG17cp測線で0.02～0.04 m/千年となる。また、最新活動が1927年北丹後地震ではなかった場合は、平均変位速度はTG14cp測線で0.06m/千年以上、TG15cp測線で0.04m/千年以上、TG17cp測線で0.02 m/千年以上となる。

【活動時期】

本断層は海底面の変位が残っているような最近の活動があり、その前は29,000年前～12,510年前に活動した可能性がある。なお、北丹後地震時に円山川河口の津居山港で小津波が観測されたとの資料があり、最新活動が1927年北丹後地震に該当する可能性がある。

【1回の変位量】

本断層帯の1回の変位量に関する直接的資料は得られていないが、海底面の高低差と海底下の反射面の垂直変位量の比較から、各測線ごとに算出した1回の変位量は、TG14cp測線で1.6m、TG15cp測線で1.2m、TG17cp測線で0.5mとなる。

【活動間隔】

本断層帯の活動間隔に関する直接的な資料は得られていないが、最新の活動が1927年の北丹後地震であった場合は、活動間隔12,490～29,000年となる。最新活動が北丹後地震でなかった場合は、活動間隔29,000年以下となる。

【活動区間】

海岸線から約30kmの区間で断続的ではあるが海底面に変位・変形が認められる。さらにその沖の約13kmの区間はA層基底に変位・変形が認められる。したがって、本断層帯が一括して活動した場合の長さは42.6kmとなる可能性がある。

本断層帯の研究結果を表4-1にまとめて示す。

文献

- 地震調査研究推進本部（2004）：山田断層帯の長期評価について。
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04dec_yamada/index.htm
- 海上保安庁水路部（1994）：沿岸の海の基本図「津居山」
- 片山 肇・佐藤幹夫・池原 研（1993）：経ヶ岬沖表層堆積図および同説明書。海洋地質図，no. 38，地質調査所，48p.
- 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，439p. p.
- Matsu' ura, M. (1977) : Inversion of geodetic data, Part 2, Optimal model of conjugate fault system for the 1927 Tango earthquake. J. Phys. Earth, 25, 233-255
- 町田 洋・新井房夫（1976）：広域に分布する火山灰-始良 Tn 火山灰の発見とその意義。科学, 46, 339-347.
- 町田 洋・新井房夫（1978）：南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰。第四紀研究, 17, 143-163.
- 町田 洋・新井房夫（1979）：大山倉吉軽石層-分布の広域性と第四紀編年上の意義。地学雑誌, 88, 313-330.
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編 火山灰アトラス。東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦（1975）：活断層から発生する地震の規模と周期について。地震, 第2輯, 28, 269-283.
- 佃 栄吉・杉山雄一・下川浩一（1989）：1985年郷村断層（網野町郷地）トレンチ調査—日本の活断層発掘調査[30]—。活断層研究, 6, 76-80.
- 宇佐美龍夫(1996)新編 日本被害地震総覧[増補改訂版 416-1995]。東京大学出版会，498p. p.
- 渡辺久吉・佐藤才止（1927）：丹後地震とその地変。地学雑誌, 40, 477-486
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行（1993）経ヶ岬沖海底地質図および同説明書。海洋地質図，no. 40，地質調査所，39p.