

沿岸海域における活断層調査
高田平野断層帯／直江津沖の断層
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

目次

1. 高田平野断層帯／直江津沖の断層の概要	1
2. 調査手法	2
2.1 音波探査の手法	2
2.2 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	5
3.2 底質採取調査の結果	12
(1)底質採取地点の選定	12
(2)コア試料観察及び年代及び帯磁率測定	12
(3)年代測定結果に基づくA層の堆積速度	14
4. まとめ	16
4.1 高田平野断層帯／直江津沖の断層の位置・形状	16
4.2 高田平野断層帯／直江津沖の断層の過去の活動	18
(1)活動時期	18
(2)活動区間	18
(3)活動間隔	19
(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	22
図表	23

巻末資料

採泥コア写真

地元説明資料

1. 高田平野断層帯／直江津沖の断層の概要

高田平野断層帯は、新潟県上越地方に位置する高田平野の東西両縁部に分布する活断層帯であり、高田平野西縁断層帯及び高田平野東縁断層帯からなる。

本調査地域における地質構造に関する既存資料のまとめとして、岡村他（1994）をベースにして、これに地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）、徳山他（2001）、岡村（2010）に記載されている断層、褶曲の位置を重ねた（図 1-1）。

本件で検討対象となる「直江津北方沖の断層」を含む高田平野西縁断層帯は、活断層研究会編（1991）、池田他編（2002）、中田・今泉編（2002）、渡辺他（2002）に基づけば、陸域部においては、妙高市から上越市に概ね南北方向に延びており、断層を挟んで西側が東側に対して相対的に隆起する逆断層とされている。

海域部においては、岡村他（1994）が陸域部の断層の北方海域延長上に 6 km 程度の隔たりを持って無名の断層を図示している。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）は、その断層を分布する地域名に基づいて「直江津北方沖の断層」と称するとともに、陸域から海域へ連続的に認められる微小地震活動、周辺地質構造との類似性から陸域部の断層と一連の断層として評価している。妙高市から上越市を経て直江津北方沖に至る断層帯を一連とした場合、断層長は約 30 km となり、マグニチュード 7.3 程度の地震が発生する可能性がある。その際、一回の活動に伴う上下変位量は 2～3 m 程度と推定されている。陸域部においては、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）は、1751 年（寛延 4 年〈宝暦元年〉）の地震について、歴史記録に基づいて推定した震度分布と高田平野西縁断層帯の活動を想定した予測震度分布との比較から最新活動であった可能性を指摘している。また、上下方向の平均変位速度 0.5～1.1 m/千年、平均活動間隔 2200～4800 年程度と評価している。

なお、岡村他（1994）によれば、「直江津北方沖の断層」の延長にあたる米山崎沖にも断層関連褶曲と解釈される類似した地質構造が記載されている。また、その東側は平成 19 年（2007 年）新潟県中越沖地震（以下、「中越沖地震」という。）の震源域にあたり、岡村（2010）によれば、震源断層と関連する活褶曲として、「柏崎沖北背斜」が記載されている（図 1-1 の NKA）。徳山他（2001）においては、深部反射法地震探査記録に基づき、これら「直江津北方沖の断層」から中越沖地震震源域に分布する「柏崎沖北背斜」付近までを一連の褶曲構造として記載している。

2. 調査手法

高田平野断層帯／直江津沖の断層を対象として、陸域部に分布する高田平野西縁断層との連続性の有無、および断層北端の位置を確認するため、ブーマーを音源とする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、オンボードで地質構造を確認しつつ実施した。加えて岡村他（1994）の音波探査記録、石油公団（現、石油天然ガス・金属鉱物資源機構）（1988）の反射法地震探査記録も併せて検討を行なった。

また、活動履歴の把握に必要な堆積物の年代試料を得るための柱状採泥は、分解能の高いチャープソナーによる探査を併用して実施した。

これらの調査項目と数量を表 2-1 に、高分解能マルチチャンネル音波探査の測線、採泥地点とチャープソナーの測線を図 2-1 に示す。

2.1 音波探査の手法

本調査における音波探査は、高田平野断層帯／直江津沖の断層およびその延長部の地質構造を分解能良く捉えて、浅層部における活構造の性状、累積的な変位、変形、最終活動時期を把握するため、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主体として実施した。探査仕様を表 2-2 にまとめる。

調査測線は、断層の走向方向にほぼ直交する NW-SE 方向に主たる探査測線を設定し（TK1 測線～TK28 測線）、それらの探査測線間の音響層序を対比するために、主たる探査測線を繋ぐ方向に対比するための測線を設けた（TK101 測線、TK102 測線、TK103 測線）（図 2-1）。

マルチチャンネル音波探査では Applied Acoustic Engineering 社製の Boomer System 探査装置と 12 チャンネルのストリーマーを、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。探査データは船上モニターでデータの音響的なクオリティと、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。

音波探査に際して、調査船の船位測定はディファレンシャル GPS (DGPS) を用いた。DGPS で使用する補正情報は海上保安庁交通部で沿岸から 200 km の範囲をカバーできるようにラジオビーコンにより発信されているものを使用した。1 秒毎に記録させた船位データを用いて、調査船の進行方向および GPS アンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査の反射点位置を決定した。

2.2 底質採取調査の手法

音波探査記録で認められる浅層部の地層形成年代を確認するために、柱状採泥により堆積物を採取し、年代測定を実施した。本調査海域の海底堆積物は砂質であることが予想されたため、泥質な堆積物の採取に有効なピストンコアは用いず、バイブロコアラーを使用した。

柱状採泥地点の選定に際しては、まず、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より対象とする地質構造を選定した。さらに、その領域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、最終的な底質採取地点を絞り込んだ。

作業は、採取地点に調査台船をアンカーで固定し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、台船の位置データを1秒毎に記録した。採泥地点の位置は、採泥器の着底位置と離底位置の中間地点とした。

採泥管内管の直径は8.8cmである。コア試料は現地で1m長に切断し、振動を極力避けて実験室へ運搬した。帯磁率をループ型センサによって2cm毎に計測した後、半裁し、写真撮影と観察・記載をおこない柱状図を作成した。

コア試料中からは17点の年代測定用試料を選定し採取した。年代測定は加速器質量計を用いた計測をおこない放射性炭素年代値を得た。

3. 調査の結果

3.1 音波探査の結果

本探査では、ブーマーによる高分解能マルチチャンネル音波探査で海底面下およそ100～200m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における弾性波の伝播速度を1,500m/secと仮定した。

(1) 層序区分

本調査海域において、岡村他（1994）はエアガン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中新世以前の火成岩・堆積岩からなる音響基盤(Bs)、後期中新世～鮮新世の泥岩・砂岩・礫岩からなる上越沖層群(J)、第四紀の泥・砂・礫からなる佐渡海峡層群および高田沖層群(Q)に層序区分を行っている。さらに佐渡海峡層群及び高田沖層群中に認識される海底谷埋積物をcfとして細分している。

本調査で取得した音波探査記録断面の地質解釈においては、調査海域が重なっている点を考慮し、基本的には岡村他（1994）の層序区分に従った。

ただし、本調査における音波探査記録は浅層部の分解能が岡村他（1994）で用いられているエアガンによる音波探査記録よりも高いことから、その最上位層である佐渡海峡層群および高田沖層群(Q)の浅層部をさらに2層に細区分し、上位のものからA層、B層とし、さらにB層をB1層～B4層に細分した（表3-1）。また、上越沖層群(J)を内部構造の違いによりC1層およびC2層に細分したが、本調査の音波探査結果では岡村他（1994）の上越沖層群と音響基盤が明瞭には区別できないところがあるため、C2層には岡村他（1994）の音響基盤も含めた（表3-1）。地層の分布域については、必要に応じて岡村他（1994）を踏襲した。以下に各層の特徴を述べる。

【A層】 調査範囲の最上位層で、層厚は最大でも20m程度と薄く、下位層とは不整合関係にある。堆積構造が把握できたところでは、ほぼ水平な内部構造を示すが、ブーマーを音源とする反射記録断面では内部反射面の連続性は必ずしも明瞭ではない部分も多い。

【B層】 調査海域に広範に分布が認められ、B1～B4層の4層に細分した。B3、B4層は内部反射面の連続性があまり良くなく、地層上面には凹凸が認められる。一方、

B1, B2 層は内部反射面が水平に近く連続している。また、地層上面の凹凸はあまり認められない（図 3-1）。

【C 層】本調査で確認される最下層で、上位の C1 層と下位の C2 層に細分した。C1 層は C2 層にオンラップしている。

(2)年代

A 層は、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。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が、A 層基底面以下の B 層はその分布範囲から岡村他（1994）の佐渡海峡層群及び高田沖層群に対比される第四系と考えられる。さらに、B1 層には一部にプログラデーションと類似する堆積構造が確認されることから上部更新統の地層と解釈した。

C 層は分布範囲から岡村他（1994）の上越沖層群および音響基盤に対比されると考えられ、鮮新世以前の堆積岩ないしは火成岩と解釈した。

(3)地質構造

本調査で実施した反射断面ならびに解釈断面を、図 3-2～図 3-29 に示し、以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。

【TK1 測線】TK1 測線では複数の褶曲構造が認められる（図 3-2）。最も西側にはショットポイント（以下 SP と記す）1430 に背斜軸を持つ緩い背斜構造がある（Fo1）。この褶曲構造に比べて波長の短い褶曲構造がその東側に認められる（SP690 と SP422 に向斜軸，SP596 と SP389 に背斜軸）。SP596 に認められる背斜構造と SP422 に認められる向斜構造は東翼側が傾斜のきつい非対称構造を，また SP690 に軸を有する向斜構造は西翼側の傾斜がきつい非対称構造を，それぞれ示すことから，急傾斜側の翼部にそれぞれ断層を推定した。さらに，SP323 に認められる急傾斜部にも断層を推定した。これらの断層のうち，SP323 と SP756 に推定した断層は共に平面的な連続性が認められるため，それぞれ F1 断層，F2 断層とした。

【TK2 測線】TK2 測線では SP826 付近に褶曲軸を有する緩い背斜構造（Fo1）が認めら

れる（図 3-3）。この背斜構造の東翼部の SP1200 付近では B3 層以下の地層の傾斜がやや急になっており、F2 断層を推定した。さらに東方の SP1595 では地層の急傾斜部が認められる（F1 断層）。この F1 断層は A 層基底面に変位・変形を及ぼしているのが確認される。また、SP388 には東側が低下する断層が認められる。

【TK3 測線】TK3 測線では SP970 付近に褶曲軸を有する緩い背斜構造（Fo1）が認められる（図 3-4）。この背斜構造の東には SP1523 に軸を持つ背斜構造があり、その東翼部の SP1652 には傾斜変換点の確認され、ここに F1 断層を推定した。

【TK4 測線】TK4 測線には褶曲構造や断層は認められない。B4 層は西側に傾斜する同斜構造を呈し、B3 層および B2 層が不整合に覆っている（図 3-5）。

【TK5 測線】TK5 測線では、SP330 付近で B1 層下部より下位の地層に傾斜変換点がある。平面的な位置からみると、ここは F1 断層の延長部に位置することから地層の傾斜の変化が断層運動によるものと考えて、この位置に F1 断層を推定した。また、SP1713 には深度 0.27sec に背斜構造が認められるが、B4 層はこの褶曲の影響を受けていない（図 3-6）。

【TK6 測線】TK6 測線では、SP698 に軸を持つ背斜構造が C1 層以下の地層に確認される。また、SP1950 付近には地層の傾斜がやや急になり、SP2012 には B1 層より下位の地層に傾斜変換点の確認される。この位置は F1 断層の延長部に位置することから、この位置に断層を推定した（図 3-7）。

【TK7 測線】TK7 測線では、SP1627 付近に南東側が低下する正断層が認められる。この断層は海底地形に変形を及ぼしている。あまり明瞭ではないが、SP1284 付近に軸を有する背斜構造（Fo2）が認められる。Fo2 背斜の軸部では大きく削剝を受けており、B 層は窪みに堆積した削剝され残りの B4 層が一部に認められるのみである。従って、この褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部における海底地形が僅かに撓んでいるのが認められる。また、SP280 付近では B1 層以下の地層に傾斜変換点がある。F1 断層の延長上であることから、この

位置に F1 断層を推定した（図 3-8）。

【TK8 測線】TK8 測線では、SP792 と SP892 に逆断層が認められる。これらの逆断層は、B4 層以下の地層に変位・変形を及ぼしている。さらに、SP1965 付近では B1 層以下の地層に傾斜変換点が認められ、この位置が F1 断層の延長上に位置することから、ここに F1 断層を推定した。また、C1 層以下の地層には SP993 付近に軸を持つ背斜構造が認められる（Fo2）。この Fo2 背斜の軸部では大きく削剝を受けており B 層以上の地層は存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部における海底地形が僅かに撓んでいるのが認められる（図 3-9）。

【TK9 測線】TK9 測線では、SP1520～SP1700 に 4 本の逆断層が観察される。これらの逆断層は C1 層内に変位を及ぼしており、それらのうち SP1652 に位置するものは海底地形に変形を及ぼしている。さらに SP481 付近では傾斜した B1 層以下に地層に傾斜変換点が認められ、平面的な位置関係も考えあわせて、この位置に F1 断層を推定した。また、SP1443 に軸を持つ背斜構造（Fo2）が認められる。この Fo2 背斜の軸部では大きく削剝を受けており B 層以上の地層は存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部における海底地形が僅かに撓んでいるのが認められる（図 3-10）。

【TK10 測線】TK10 測線では、SP2202 に傾斜した B3 層以下の地層に傾斜変換点が認められ、平面的な位置関係を考えあわせて、この位置に F1 断層を推定した。また、SP1300 付近に軸を持つ緩い背斜構造（Fo2）が認められる。この Fo2 背斜の軸部では大きく削剝を受けており B1 および B2 層は存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明である（図 3-11）。

【TK11 測線】TK11 測線では、SP1130 付近に軸を持つ背斜構造（Fo2）が認められる。この Fo2 背斜の軸部では大きく削剝を受けて B 層以上の地層は存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明である。背斜構造の軸部では海底地形が緩く上に凸に撓んでいるのが認められる（図 3-12）。

【TK12 測線】TK12 測線では、SP1198 付近に軸を持つ背斜構造が確認される (Fo2)。Fo2 背斜の軸部では大きく削剝を受けており B 層以上の地層は存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部における海底地形が緩く上に凸に撓んでいるのが認められる (図 3-13)。

【TK13 測線】本測線においては、データの取得状況を確認の上、再測を実施したため、以下、測線名を TK13-2 とした。TK13-2 測線では、SP1100 付近より北西側では地層が北西に傾斜を示し、SP1200 付近より南東側では地層が緩く南東に傾斜する。地層の傾斜が変わる変換点は明瞭ではないが SP1258 辺りに認められ、ここを軸とする背斜構造 (Fo2) が認められる。この Fo2 背斜の軸部では削剝を受けて B1 および B2 層が存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部における海底地形が僅かに撓んでいるのが認められる。この背斜軸の北西側の SP900～SP1230 には規模の小さな南東側落ちの正断層が複数確認される。これらの小断層は B4 層に変位・変形を及ぼしている (図 3-14)。

【TK14 測線】TK14 測線では、SP1990 より北西側では北西傾斜の地層が、SP1347 と SP1572 の間では南東傾斜の地層が確認される。これらの間では地質構造が不明瞭なため正確な位置はわからないが、SP1840 付近に軸を有する背斜構造 (Fo3) が推定される。この Fo3 背斜の軸部付近では削剝により B1 および B2 層が存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部付近における海底地形が僅かに上に凸に撓んでいるのが認められる。この背斜構造の南東側では SP1339 付近で B3 層以下の地層に傾斜変換点が認められることから断層が推定される。これより南東側では B3 層上部より上の地層は傾斜が緩く、褶曲構造の影響はほとんど受けていないのが確認される (図 3-15)。

【TK15 測線】TK15 測線では、SP500 より北西側では北西傾斜の地層が、SP900 から SP1300 の間では南東傾斜の地層が確認される。これらの中の地質構造は不明瞭であるが SP856 付近に軸を有する背斜構造 (Fo3) が推定される。この背斜構造の南東側では SP1119 付近で B3 層以下の地層に傾斜変換点が認められることから断層 (F3)

が推定される。これより南東側では B3 層上部より上の地層は傾斜が緩く、褶曲構造の影響はほとんど受けていないのが確認される（図 3-16）。

【TK16 測線】TK16 測線では、SP1992 付近に軸を有する背斜構造 (Fo3) が認められる。

この背斜構造の南東側では、B3 層が SP1640 付近で傾斜が変わり、これより南東側では B3 層上部より上の地層は傾斜が緩く、褶曲構造の影響はほとんど受けていないのが確認される。この傾斜変換点に断層 (F3) が推定される。一方、褶曲軸の北西側では、南東側に比べて B3 層の傾斜が急になる非対称構造を示している（図 3-17）。

【TK17 測線】TK17 測線では、SP685 付近に軸を有する背斜構造が認められる。軸の平面的な位置からすると、この測線以南からの Fo3 褶曲の背斜軸とは若干ずれるが、

形態的な類似性からは Fo3 褶曲からの連続と考えられる。（図 3-18a）。この背斜構造の南東側では、B3 層が SP1200 付近で傾斜が変わり、これより南東側では B3 層上部より上の地層は傾斜が緩くなる（図 3-18b）。さらに、B2 層下部には SP1780 に軸を有する非常に緩い向斜構造 (Fo4) が認められる。一方、褶曲軸の北西側では、南東側に比べて地層の傾斜が急になる非対称構造を呈している（図 3-18a）。

【TK18 測線】TK18 測線では、B2 層以下の地層に SP942 付近を軸とする緩い向斜構造 (Fo4) が認められる（図 3-19）。

【TK19 測線】TK19 測線では、B2 層以下の地層に SP920 付近を軸とする緩い向斜構造 (Fo4) が認められる（図 3-20）。

【TK20 測線】TK20 測線では、SP939 付近に軸を有する緩い背斜構造 (Fo5) が認められる。

この背斜構造は北西翼に比べて南東翼の傾斜がきつい非対称性を有することから、SP1500 あたりの下に逆断層 (F4) を推定した。さらに SP1590 付近に軸を有する向斜構造 (Fo4) が認められる（図 3-21）。

【TK21 測線】TK21 測線では、SP944 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。

この背斜構造は北西翼に比べて南東翼の方が短く、なおかつ傾斜がきつくなる非対称性を有している。この背斜構造の南東翼では SP644 に B2 層以下の地層に傾斜変換点が確認でき、ここに断層 (F4) を推定した (図 3-22)。

【TK22 測線】TK22 測線では、SP1122 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。

この背斜構造は北西翼に比べて南東翼の方が短く、なおかつ傾斜がきつくなる非対称性を有している。背斜構造の南東翼の SP1371 付近には傾斜変換点が確認でき、ここに断層 (F4) を推定した。F4 断層を推定した位置では海底地形に僅かな撓みが認められる。また、背斜構造の北西翼の SP748 には南東側が落ちる正断層 (F5) が、B3 層以下の地層中に確認される (図 3-23)。

【TK23 測線】TK23 測線では、SP2115 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。

この Fo5 背斜の軸部では B4 層が削剝を受けており B1~B3 層は存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部における海底地形が僅かに上に凸に撓んでいるのが認められる。この背斜構造の南東側の SP1557 付近には傾斜変換点が確認でき、ここに断層 (F4) を推定した。また、背斜構造の北西翼の SP2606 には南東側が落ちる正断層 (F5) が、B3 層以下の地層中に確認される (図 3-24)。

【TK24 測線】本測線においては、調査の工程上、2 測線に分割してデータを取得した

ため、以下、測線名を TK24, TK24-2 とした。TK24 測線では、SP1843 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。この背斜構造の南東側には SP1256 を軸とする向斜構造 (Fo6) が確認される。この向斜構造は、北西翼に比べて南東翼の傾斜が緩くなっており、ここに断層 (F4) を推定した。これらの Fo5 背斜と Fo6 向斜の軸部では大きく削剝を受けて B1~B3 層が存在しないため、褶曲変形を受けている最上位の層準は不明であるが、背斜構造の軸部では上に凸、向斜構造の軸部では下に凸に緩く撓む海底地形が認められる。さらに南東側には SP716 に軸を有する緩い背斜構造 (Fo7) が認められる。また、TK24-2 測線の SP320 および SP449 には南東側が落ちる正断層が、B3 層以下の地層中に確認される。これら 2 本の正断層のうち、平面的な連続性を考慮して SP449 の正断層を F5 とした (図 3-25a, b)。

【TK25 測線】TK25 測線では、SP2359 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。

この背斜構造の南東側には SP1718 に軸を有する向斜構造 (Fo6) が確認される。

この向斜構造の南東翼には SP1500～SP1650 にかけて小規模な正断層が複数見られる。また、SP1131 に背斜軸 (Fo7) が認められる。SP3087 には南東側が落ちる正断層 (F5) が認められる (図 3-26a, b)。

【TK26 測線】TK26 測線では、SP2289 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。

この背斜構造の南東側では地層が南東傾斜しており、SP225 に軸を有する向斜構造 (Fo8) を堺に南東側ではほぼ水平になる。また、SP3310 には B3 層以下の地層に南東側が落ちる正断層 (F5) が認められる (図 3-27a, b)。

【TK27 測線】本測線においては、データの取得状況を確認の上、再測を実施した。また、調査の工程上、2 測線に分割してデータを取得したため、以下、測線名を TK27-2、

TK27-3 とした。TK27-3 測線では、SP209 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。この背斜構造の南東側では SP2029 に軸を有する向斜構造 (Fo8) が認められる。また、TK27-2 測線の SP490 付近には A 層基底の侵食面が沖側に浅くなっているのが確認される (図 3-28a, b)。

【TK28 測線】本測線においては、調査の工程上、3 測線に分割してデータを取得した

ため、以下、測線名を TK28, TK28-2, TK28-3 とした。TK28-2 測線では、SP670 付近に軸を有する背斜構造 (Fo5) が認められる。この背斜構造の南東側では TK28-3 測線の SP414 に軸を有する向斜構造 (Fo8) が認められる。この向斜構造の南東の SP735 付近には非対称な褶曲構造が見られ、ここに逆断層 (F6) を推定した。また、TK28 測線の SP760 付近に A 層基底の侵食面が沖側に浅くなっているのが確認される (図 3-29a, b)。

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の文献に記載された断層とともに測線図上に示す (図 3-30)。

3.2 底質採取調査の結果

(1) 底質採取地点の選定

本調査海域は平野部の前面海域であり、海底堆積物は砂質であることが予想されたため、泥質な堆積物の採取に有効なピストンコーラーは用いず、確実な試料採取を行うためバイブロコーラーを使用した。この場合、機器の仕様上の制約として、水深 40m 以浅の海底が対象となった。また、対象海域においては、海底ケーブルが敷設されており、切断等のトラブルを回避するため、海底ケーブル周辺における海底作業は極力避ける必要も生じた。

以上を考慮し、底質採取が可能な海域において実施したチャープ探査においては、概ね良好な反射記録断面を得ることができた。これらから、地層の年代測定用試料を得る条件の良い採取地点を決定するために、以下のような基準で各反射断面を検討した。

- ・断層の活動性評価のため、反射断面上で最終氷期侵食面およびそれより上位の層準が明瞭に確認できること。
- ・層内部に、地層の堆積した年代を分解能良く判定することが可能な、連続性の良い内部反射面が存在すること。

その結果、本調査における底質採取は、最上位で最新の堆積物からなる A 層に関する情報が得られることが期待される TK4C, TK5C の 2 測線を対象として実施することとし、1 測線 2 箇所、計 4 箇所の採取地点を決定した（図 3-31, 図 3-32）。

(2) コア試料観察及び帯磁率測定

4 地点で採取したコア試料は中粒から細粒砂を主体とし、一部にシルト層を挟み、ところどころに貝殻や礫の混入が見られる。4 本のコアで相互に対比できる鍵層は存在しなかった。得られた試料の柱状図を図 3-33 に示す。

採取したコア試料に対して帯磁率の測定を実施した。帯磁率は地層中の磁性鉱物量およびその粒径を反映し、鉛直方向の構成粒子の特性変化を簡便に得ることが可能である（ただし、ループセンサでは 1m 長毎の計測のため端部では計測値が低下する）。

以下に各柱状試料について、その特徴を述べる。

【C-1】 C-1 コアは TK5 測線上の水深 33m 付近にて採取し、コア長は 179cm である。堆積物はおもに中粒砂から細粒砂で構成され、シルトの薄層を挟む。上部 70cm は中粒砂層で貝殻片を含んでいる。それより下位は砂層が優勢な砂泥互層で、特に上端から 70～86cm は厚さ数 cm の薄い層が互層している。最下部には中礫が存在する。帯磁率は、上部 70cm の部分が相対的にやや高めの値を示している（図 3-34）。

本コアの上端から 12 cm のところから採取した二枚貝、78 cm のところから採取した木片を用いて測定した放射性炭素年代（炭素同位体分別補正後の年代）はそれぞれ 460 ± 30 yBP, 3370 ± 30 yBP である（表 3-2）。

【C-2】 C-2 コアは TK5 測線上の水深 36m 付近にて採取し、コア長は 187cm である。主として中粒砂から構成され、細粒砂層とシルト層を挟在する。最下部には直径 4cm 程度の円レキを含んでいる。帯磁率は、上部 70～80cm の部分が相対的にやや高めの値を示している（図 3-35）。

本コアの上端から 12.5 cm のところから採取した巻貝片、71.5cm のところから採取した巻貝、105.5cm のところから採取した木片、165.5cm のところから採取した炭質物を用いて測定した放射性炭素年代はそれぞれ 5980 ± 30 yBP, 4200 ± 30 yBP, 4550 ± 30 yBP, 5510 ± 30 yBP である（表 3-2）。上端から 12.5 cm のところから採取した巻貝片から得られた年代値は、本コアから得られた試料の年代値のうち最も古い値を示しているため、この試料は再堆積したものである可能性が高く年代値は不採用とした。

【D-1】 D-1 コアは TK4 測線上の水深 31m 付近で採取し、コア長は 292cm である。主として細粒砂～中粒砂から構成され、シルト層や粘土層の薄層が存在する。本コアの上端から 202cm は細粒～中粒砂が卓越し、シルトの薄層が挟在される。202～242.5cm は厚さ数 cm の薄層が砂泥互層を成している（図 3-36）。

本コアからは放射性炭素年代を測定する試料は得られていない。

【D-2】 D-2 コアは TK4 測線上の水深 32m 付近にて採取し、コア長は 222cm である。主として細粒砂～極細粒砂から構成され、シルト層を挟在する。帯磁率は上端から 10cm のところにピークが認められ、それ以深では深度が増すにつれて徐々に小さくなる傾

向が認められる（図 3-37）。

本コアの上端から 27 cm のところから採取した二枚貝，137cm のところから採取した木片，158cm のところから採取した巻貝，204cm のところから採取した巻貝，210cm のところから採取した二枚貝を用いて測定した放射性炭素年代はそれぞれ 2800 ± 30 yBP, 4050 ± 30 yBP, 5170 ± 30 yBP, 6200 ± 30 yBP, 6120 ± 30 yBP である（表 3-2）。上端から 204 cm のところから採取した巻貝から得られた年代値は，210cm のところから採取した二枚貝から得られた年代値よりもわずかに古い。従って，204 cm のところから採取した巻貝は再堆積したものである可能性が高いため，この年代値は不採用とした。

【D-2-2】D-2-2 コアは D-2 コアとほぼ同一の位置で採取したコアである。TK4 測線上の水深 32m 付近にて採取し，コア長は 186cm である。主として細粒砂～極細粒砂から構成され，シルト層を挟在する。帯磁率は，大局的には下位へ向かって小さくなる傾向を示す（図 3-38）。

本コアの上端から 13 cm のところから採取した二枚貝，44cm のところから採取した二枚貝，81cm のところから採取した植物片，90cm のところから採取した炭質物，113cm のところから採取した貝殻片，163cm のところから採取した貝殻片を用いて測定した放射性炭素年代はそれぞれ 1140 ± 30 yBP, 3520 ± 30 yBP, 4090 ± 30 yBP, 4140 ± 30 yBP, 6070 ± 30 yBP, 6360 ± 30 yBP である（表 3-2）。

(3) 年代測定結果に基づく A 層の堆積速度

各コアから得られた年代測定結果に基づいて，本調査海域における堆積レートに関する検討を行った。4ヶ所のコア採取位置は最も離れているものでも 1km 程度であり，水深も 31～36m と大きくは変わらない。また，砂を主体とする堆積物から構成されて，層相も大きくは異なることから，ほぼ同じ堆積環境の下で堆積したものと考えられる。これらのコアから採取した 17 試料から得られた放射性年代測定値のうち，年代の逆転が見られた 2 つの試料（C-2 コアの上端から 12.5cm の試料，D-2 コアの上端から 204cm の試料）から得られた年代値を除く 15 試料に関して，横軸に ^{14}C 放射性年代測定値，縦軸に年代測定のための試料が得られた海底下からの深度をプロットした（図 3-39）。

これらの値を線形で近似すると、堆積レートは 3.3cm/100 年という極めて小さい値が得られた。また、この近似直線から外挿すると、¹⁴C 放射性年代値が 0 年では深度-41cm となる。すなわち、約 41cm の堆積物の欠如が推定される。採取場所が関川の河口に近く、また水深も 31~36m と比較的浅いため、台風時などに堆積物が削剝を受けている可能性が考えられる。

本調査海域は、外海に面しており、柱状採泥地点も堆積物をためにくい環境下にあると考えられるが、得られた年代試料には、ごく一部を除いて深度方向での年代の逆転等は見られず、算出された堆積レートの信頼度は高いと考える。得られた試料の最も古い年代は約 6000yB. P. であり、縄文海進以降現在に至るまでの堆積レートが算出されたことになる。

A 層内部の反射面は、縄文海進時の侵食面、A 層基底は、沖積層の基底面に対応していると考えられる。

4. まとめ

4.1 高田平野断層帯／直江津沖の断層の位置・形状

本調査の解析結果（図 3-2～図 3-29）、岡村他（1994）、徳山他（2001）、岡村（2010）により示されている地質構造を総合的に解釈し、本海域における断層の位置、形状、活構造の連続性について議論する（図 4-1）。

本調査結果に基づくと、沿岸部における一部の測線を除いて、取得された反射記録断面の深度内においては、地下の震源断層の動きが直接的に地層を変位させたと解釈される断層は認識されない。その一方で、形状的には非対称性を有する背斜構造が並走しており、それらは地下に逆断層を伴う断層関連褶曲であると解釈される。したがって、本調査結果において記載された断層は伏在断層である。

陸域における高田平野西縁断層の海域延長部には、F1 断層、F2 断層、Fo1 褶曲が並走して分布している。これらのうち最も東側に分布する F1 断層は、TK1 測線から TK10 測線まで連続する。F1 断層は、その西側を東側に対して相対的に隆起させており、下盤側には高田平野の海域部にあたる海盆を形成している。この地質構造は、陸域における高田平野西縁断層によって形成された地質構造と同様であり、並走する F1 断層、F2 断層、Fo1 褶曲は、陸域から連続する一体の地質構造として形成されたと解釈される。

F1 断層の北西側には、「直江津北方沖の断層」によって形成された地質構造が TK7 測線から TK16 測線まで並走して分布する。これらの構造は、トレース上は F1 断層によって形成された地質構造と直接的には連続しないものの、断層を挟んで西側が東側に対して相対的に隆起しつつ、上盤側には、F3 断層、Fo2 褶曲、Fo3 褶曲を伴い、下盤側には海盆が形成されているという点で同様の地質構造を有している。すなわち両者は一連の地質構造であり、逆断層である「直江津北方沖の断層」の一部が、東側にフロントマイグレーションすることによって F1 断層が形成されたと解釈される。

その北東部 TK17 測線から TK26 測線にかけての「直江津北方沖の断層」の延長部には、非対称性を有する背斜構造 Fo5 褶曲、その東側に並走するように向斜構造 Fo4 褶曲、F4 断層、向斜構造 Fo6 褶曲が連続して分布する。特に TK20 測線から TK24 測線にかけての Fo5 褶曲は北西翼よりも南東翼の傾斜がきつい非対称性を有していることから、西傾斜の逆断層 F4 を推定した。さらに向斜構造 Fo6 の東側には、TK24 測線から TK25 測線にかけて背斜構造 Fo7 が分布している。この地域においては、褶曲構造の形

成が西から東に移動していると解釈される。このように「直江津北方沖の断層」により形成された地質構造は、西傾斜の逆断層に伴う断層関連褶曲として、高田平野から続く堆積盆を下盤側に形成しつつ、北東方向に連続していることが確認された。

Fo5 褶曲については、岡村他(1994)に記載されている米山崎沖の褶曲帯に含まれており、本調査範囲の端である TK28 測線をこえて、さらに北東側まで連続しており、位置的には岡村(2010)において中越沖地震の震源断層と関連する活褶曲として記載されている柏崎沖北背斜に連続する。ただし、前述の Fo7 褶曲がなくなる TK26 測線以北においては、形態的には南東翼よりも北西翼の傾斜がきつい非対称性に変化しており、断層関連褶曲の形成も断層の東側が西側に対して相対的に隆起する傾向に移り変わっている可能性がある。また Fo5 褶曲の北西翼には形態的には南東側が落ちる正断層(F5)が確認されているが、深部には続かず浅層部のみに存在しており、Fo5 褶曲の成長に伴って形成されたものと考えられる。

以上をまとめると、陸域に分布する高田平野西縁断層と「直江津北方沖の断層」との間には、断層を挟んで相対的に西側が東側に対して隆起する地質構造が分布しており、両断層は構造的に連続していることが確認された。さらに、「直江津北方沖の断層」によって形成された地質構造は、断層関連褶曲として、北東方向に連続しており、米山崎沖の褶曲帯を経て岡村(2010)に記載された柏崎沖北背斜(図 4-1 上の NKA)まで、一連の地質構造としては連続していないが、5km 程度の幅を持つ変形帯として連続している。ただし、これらの地質構造の形成に寄与すると考えられる深部に伏在する断層の傾斜角は、米山崎沖付近において、西傾斜から東傾斜に変化している可能性もある。

高田平野西縁断層延長部の海岸線から柏崎沖北背斜(NKA)の北端部までの高田平野西縁断層帯海域延長部の全長は約 55km となる。また、陸域部も含めた断層帯の全長は約 70km となる。

4.2 高田平野断層帯／直江津沖の断層の過去の活動

(1) 活動時期

本調査によって把握された高田平野西縁断層の海域延長部から岡村(2010)に記載された柏崎沖北背斜付近に至る褶曲帯は断層関連褶曲であり、第四紀層である T 層(高田沖層群)、S 層(佐渡海峡層群)は、全域にわたって変形を被っている。また、T 層浅部の地層である A 層、B 層については、背斜軸上で特に大きく削剝を受けており、全域にわたって変形の有無を判断できる層厚を有している領域は少ない。

高田平野西縁断層の海域延長部で最も陸に近い F1 断層は、断層上盤は大きく削剝を受けているものの、断層を覆って薄く A 層が堆積している。F1 断層を横断する TK2 測線においては、海底面における変位・変形は認められないが、A 層基底面における断層を挟んだ上下変位量を計測すると約 1.4m となる(図 4-2)。一般的には削剝などの影響を考えると必ずしも海底面、もしくは A 層基底面における断層を挟んだ高低差が 1 回の断層活動の垂直変位量を反映しているとは言い切れないが、約 1.4m という値は陸域で想定されている一回の変位量 2~3m と同程度と考えられる。したがって最終氷期最低海水準期以降、A 層堆積前に基底面に変位をもたらした活動が少なくとも一回はあったものと推察する。なお、この地点における A 層基底面の深度は海面下 20m 程度である(図 4-2)。本調査における柱状採泥結果から A 層基底面は沖積層の基底に対応すると解釈される。最終氷期以降の汎世界的海水準変動を考慮すると、海面下 20m 程度に位置する不整合面の形成はおおよそ 8000 年から 9000 年前と推察される。また、この不整合面の形成年代と本調査における柱状採泥の結果から見積もられた堆積レート 3.3cm/100 年から計算される沖積層の層厚は 2.8m 程度となり、反射断面で確認される沖積層の層厚とも整合的である(図 4-2)。なお、本調査海域に分布する背斜構造の軸部は大きく削剝を受けており、褶曲の成長に伴う変形を受けている最上位の層準は不明であるが、海底地形に僅かに撓みを持っている領域もあることから、海底に変位を与える活動があった可能性もある。

(2) 活動区間

本調査範囲において確認された高田平野西縁断層の海域延長部は、F1 断層、直江津北方沖の断層にほぼ並行して認められる Fo2 褶曲、さらにその北東方に位置する F4 断層と Fo5 褶曲からなる。

これらの各地質構造は一連の地質構造としては連続していないが、5km 程度の幅を持つ変形帯としては、岡村（2010）の柏崎沖北背斜付近（NKA）まで連続する。したがって、高田平野西縁断層帯海域延長部約 55 km の区間に分布する活構造は、活動区間として一連となるポテンシャルを有する可能性がある（図 4-1）。

(3)平均活動間隔

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均活動間隔は不明である。

ただし、前述した(1)活動時期における議論と同様に、本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底における上下変位量約 1.4 m を 1 回の断層活動に伴う上下変位量と仮定すると、8000 年から 9000 年前に形成された侵食面に 1 回の活動が認識されることになり、なおかつ海底には明瞭な変位が認められないことから、活動間隔は 8000 年から 9000 年程度、もしくはそれ以上となる可能性がある（図 4-2）。

(4)1 回の変位量

本断層帯の海域部においては 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。

ただし、前述した(1)活動時期における議論と同様に、本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底における上下変位量約 1.4m は、削剥などの影響を考えると必ずしも 1 回の断層活動の垂直変位量を反映しているとは言い切れないが、陸域で想定されている一回の変位量 2～3m と同程度の値となっている（図 4-2）。

(5)平均変位速度

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均変位速度は不明である。

ただし、前述した(1)活動時期における議論と同様に、本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底における上下変位量約 1.4 m を 1 回の断層活動に伴う上下変位量と仮定すると、8000 年から 9000 年前に形成された侵食面に 1.4m の垂直変位が存在することになり、変位速度は約 0.16m/千年～約 0.18m/千年と見積もられる（図 4-2）。

4.3 評価のまとめ

【平均変位速度】

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均変位速度は不明である。ただし、本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底（8000 年から 9000 年前に形成された侵食面）における上下変位量約 1.4 m を 1 回の断層活動に伴う上下変位量と仮定すると、変位速度は約 0.16m / 千年～約 0.18m / 千年と見積もられる。

【活動時期】

本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底（8000 年から 9000 年前に形成された侵食面）における上下変位量約 1.4m は、陸域で想定されている一回の変位量 2～3m と同程度と考えられる。したがって最終氷期最低海水準期以降、A 層堆積前に基底面に変位をもたらした活動が少なくとも一回はあったものと推察する。

【1 回の変位量】

本断層帯の海域部においては 1 回の変位量に関する直接的資料は得られていない。ただし、本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底（8000 年から 9000 年前に形成された侵食面）における上下変位量約 1.4m は、陸域で想定されている一回の変位量 2～3m と同程度の値となっている。

【平均活動間隔】

本断層帯の海域部においては、複数回の活動に関する直接的な情報は得られておらず、平均活動間隔は不明である。

ただし、本調査範囲の陸側に近い TK2 測線に認められる F1 断層の沖積層基底（8000 年から 9000 年前に形成された侵食面）における上下変位量約 1.4 m を 1 回の断層活動に伴う上下変位量と仮定し、なおかつ海底には明瞭な変位が認められないことを考慮すると、活動間隔は 8000 年から 9000 年程度、もしくはそれ以上となる可能性がある。

【活動区間】

本調査範囲において確認された高田平野西縁断層の海域延長部の断層および褶曲構

造は、一連の地質構造としては連続していないが、5km程度の幅を持つ変形帯としては、岡村（2010）の柏崎沖北背斜付近（NKA）まで連続する。したがって、高田平野西縁断層帯海域延長部約 55 kmの区間に分布する活構造は、活動区間として一連となるポテンシャルを有する可能性がある。

本断層帯の調査結果を表 4-1 にまとめて示す。

文献

- 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．
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2009）：「高田平野断層帯の評価」．
- 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．
- 中田 高・今泉俊文編（2002）：「活断層デジタルマップ」．東京大学出版会，DVD-ROM 2枚・付図 1 葉．
- 岡村行信（2010）：2007 年中越沖地震震源域および佐渡海盆の活構造．活断層研究，33号，15～25p．
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫（1994）：佐渡島南方海底地質図，地質調査所．
- 石油公団（1988）：昭和 62 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「西津軽～新潟沖」調査報告書．
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壮・阿部寛信・坂井眞一・向山健二郎（2001）：日本海周辺海域中新世最末期以降の構造発達史．海洋調査技術，13，27-53．
- 渡辺満久・堤 浩之・宮内崇裕・金 幸隆・藤本大介（2002）：1:25,000 都市圏活断層図「高田」，国土地理院技術資料 D・1-No. 396．