

沿岸海域における活断層調査

三浦半島断層群（海域部）

成果報告書

平成 27 年 4 月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所

目次

1. 三浦半島断層群の概要	1
2. 調査手法	3
2.1 音波探査の手法	3
2.2 底質採取調査の手法	4
3. 調査の結果	5
3.1 音波探査の結果	5
(1)層序区分	5
(2)年代	6
(3)地質構造	6
3.2 底質採取調査の結果	9
(1)底質採取地点の選定	9
(2)コア試料観察及び年代及び帯磁率測定	9
(3)年代測定結果とA層基底面深度からみたA層の堆積環境	10
4. まとめ	11
4.1 三浦半島断層群(海域部)の位置・形状	11
4.2 三浦半島断層群(海域部)の過去の活動	13
(1)活動時期	13
(2)活動区間	13
(3)平均活動間隔	14
(4)1回の変位量	14
(5)平均変位速度	14
4.3 評価のまとめ	16
文献	18
図表	20

巻末資料

採泥コア写真

地元説明資料

1. 三浦半島断層群の概要

三浦半島断層群は、三浦半島の中・南部及び浦賀水道に分布しており、神奈川県三浦郡葉山町から横須賀市を経て浦賀水道に至る主部と、三浦市に位置する南部からなり、いずれも上下変位を伴う右横ずれ断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。断層帯主部は、ほぼ西北西-東南東方向に並走する北側の衣笠・北武断層帯と南側の武山断層帯に細分される（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）は、太田他（1982）、今泉他（1987）、活断層研究会編（1991）、渡辺他（1996）等に基づき、断層帯の全長は主部の衣笠・北武断層帯で約14km以上、武山断層帯（金田湾断層を含む）で約11km以上、南部で約6km以上と推定している。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）は、海域を含み分布が確認されている各断層帯の長さより、1回の活動に伴う変位量を主部においては1m程度もしくはそれ以上、南部においては0.5m程度もしくはそれ以上と推定している。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）は、神奈川県（1996）、神奈川県（2001）等に基づいて、最新活動時期は、衣笠・北武断層帯で6-7世紀、武山断層帯で約2,300年-1,900年前、断層帯南部で約26,000年-22,000年前、平均活動間隔は、衣笠・北武断層帯で約1,900年-4,900年、武山断層帯で約1,600年-1,900年、南部については不明としている。平均的な右横ずれ変位速度は、衣笠・北武断層帯で0.9-2.3m/千年、武山断層帯で0.5-2.8m/千年、南部については上下成分のみ約0.2m/千年と評価されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。地震の規模は、衣笠・北武断層帯でマグニチュード6.7以上、武山断層帯で6.6以上、南部で6.1以上となる可能性が指摘されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。

本断層帯の海域延長部では、今泉他（1987）、岩淵他（1996）、阿部・青柳（2006）等によって反射法地震探査が行われ、陸域の断層が東京湾側と相模湾側の両海域に連続する可能性が指摘されている。阿部・青柳（2006）は、武山断層を東京湾側へ延長した位置に、基盤構造の隆起帯を形成する主断層、地下で収斂する傾斜をもつ複数本の副断層を確認し

ている。一方、三浦半島の西側である相模湾側の調査海域においても断層群が確認されている。阿部・青柳（2006）の調査海域の東部においては陸域と同様の走向をもつ断層帯が分布するが、調査海域の中部・西部においては走向が変化する。この走向が変化する領域は、三浦半島断層群の活動を規定する断層構造の西側末端部と推定されている。また、阿部・青柳（2006）は、三浦半島断層群主部の海域延長部に分布する海底断層に伴う変位、変形は、東京湾側、相模湾側ともに最終氷期最大海退期の侵食面形成期以前に堆積した地層内に留まっており、陸上で確認されている断層活動は、海域に及んでないと推定している。

2. 調査手法

三浦半島断層群（海域部）を対象として、相模湾側および東京湾側において、活構造の有無、分布性状、陸域部との連続性、海域端部の位置を明らかにするため、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、オンボードのモニター記録で概略の地質構造を確認しつつ実施した。加えて阿部・青柳（2006）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にバイブロコアラーを用いて柱状採泥をおこない、分解能の高い SES2000 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 SES2000 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、三浦半島断層群（海域部）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。

探査は、推定される断層の走向にほぼ直交する方向に主たる調査測線、金田湾沖（東京湾側）に KN1 測線～KN4 測線、葉山沖（相模湾側）に HY1 測線～HY8 測線を設定した。さらに、それら調査測線間の音響層序を対比するため、各海域において主たる調査測線を繋ぐ方向に補測線として KN101 測線～KN102 測線、HY101 測線～HY102 測線をそれぞれ設定した（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発振間隔 2.5m で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 SES2000 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 13 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て計測し、Reimer et al. (2013) に基づいて暦年較正をおこなって、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。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

東京湾を挟み三浦半島，房総半島およびその周辺海域においては，鈴木他（1995）が既存成果を取りまとめ，海陸の地質層序の対比も含めて10万分の1の地質図を作成している。

それによれば，本調査海域の地質層序は，葉山層群に相当する前期中新世以前のE層，三浦層群に相当する中期中新世～前期鮮新世のD層，相模層群に相当する中～後期更新世のB層，海底谷底堆積物に相当する完新世のA層に区分されている。

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，基本的には鈴木他（1995）に記載されている層序区分に従った。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鈴木他（1995）で参照された音波探査記録よりも高いことからB層についてはB1層～B2層に細分した（表3-1）。

以下に各層の音響的な特徴を述べる。

【A層】調査範囲の最上位層で，葉山沖海域では層厚は最大でも20m程度と薄い，金田湾沖では凹地を埋めるなど30m程度の層厚が認められる。下位層とは不整合関係にある。水平から緩く傾斜した内部反射面が認められる。葉山沖海域では，小田和湾西方には局所的に傾斜した内部構造が認められる。

【B層】調査海域のほぼ全域に認められ，B1層，B2層の2層に細分した。水平からやや傾斜した明瞭な内部反射面が認められる。葉山沖海域では層厚が20m程度と薄い，南部では下位層に形成された谷を埋めるように厚さ100m程度の層厚を示すところも認められる。一方，金田湾沖海域のB2層には褶曲構造が認められ，傾斜方向は変化に富む。層厚は下限が不明なためわからない。

【C層】調査海域のほぼ全域に認められる。本層の下限が不明なため層厚は不明である。本層の内部反射面は傾斜しており、一部に褶曲構造が確認され、上位層と明瞭な構造のギャップが認められる。

【D層】本層は下限が不明なため層厚は不明である。内部反射面はほとんど認められない。

(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層はその分布範囲を鈴木他（1995）と対比し、B1層、B2層は、相模層群に相当する中～後期更新世の地層と解釈した。同様にC層は三浦層群に相当する中期中新世～前期鮮新世の地層、D層は葉山層群に相当する前期中新世以前の地層と解釈した。

なお、鈴木他（1995）においては、上総層群・千倉層群相当層をC層として独立した地層ユニットとして解釈しているが、本調査範囲の周辺陸域において上総層群・千倉層群が欠如しているため、本調査範囲においても上総層群・千倉層群に相当する地層は分布していないと判断した。

(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3-1～図3-12に示し、以下に各断面における地質構造の特徴を述べる。

金田湾沖（東京湾側）

【KN1 測線】KN1 測線では調査測線中央部にD層が海底面に露出しており、その周辺ではB層の傾斜が急になる。D層の海底面露出域の南縁部のショットポイント（以下SPと記す）970付近では、A層内に緩い撓みが認められる（図3-1）。

【KN2 測線】KN2 測線ではSP1640付近にD層が海底面に露出しており、その北側のSP1786に軸を持つ向斜構造がB層中に認められる（図3-2(a), (b)）。SP1420付近にはA層基底面およびA層内部に北東側が上がる撓みが認められるが、B1層内の

構造は不鮮明なため、同様の撓みが B1 層内にも認められるかどうかは不明である。この撓みの北東側には D 層の分布が海底面近くまで認められる。また、SP1150 付近には A 層中に累積性を有する撓みが認められるが、B1 層以深の構造については不明である（図 3-2(a)）。

【KN3 測線】KN3 測線では B2 層以下の地層に褶曲構造が認められる。B2 層には SP2600 付近に軸を有する背斜構造が認められ、南西翼側では急傾斜している B2 層は SP2900 付近で傾斜が緩くなる。また、SP3260 付近の A 層～B1 層に撓みが認められるものの、海底面には撓みは認められない。SP3300 付近には崖が分布するが、崖を挟む A 層内部の水平な堆積状況より断層崖ではないと判断した（図 3-3(a), (b)）。

【KN4 測線】KN4 測線では SP2460～SP2565 付近に認められる A 層基底の不整合面と SP2690～SP2990 付近に認められる A 層基底の不整合面に 7m 程の高度差が認められ、断層が推定されるが、隣の KN3 測線ではこの推定断層に連続すると考えられる断層は認められない（図 3-4）。

葉山沖（相模湾側）

【HY1 測線】HY1 測線では C 層上面の凹凸を埋めるように B2 層が堆積している。本測線の C 層には内部反射面があまり認められないために、地質構造は不明であり、B2 層はほぼ水平な堆積構造を示している（図 3-5）。

【HY2 測線】HY2 測線では C 層中に SP1250～1500 に褶曲構造が認められる。また、SP1774 および SP1828 に A 層基底面に変位を伴う低角な南側が上昇する逆断層 (Fh6, Fh7) が認められる（図 3-6）。

【HY3 測線】HY3 測線では、HY3_2 の SP238～SP1348 に複数の断層が認められる。SP238 の断層 (Fh2) は北側が上昇する逆断層である。SP526 と SP543 の断層は断層面の傾斜から、深部では同一の断層が地表付近で分岐して現れたものと推察される。SP692 において反射パターンの急変がみられることから断層を認定した。SP807 には北側が隆起するセンスの逆断層、SP847 には南側が隆起するセンスの逆断層 (Fh5)

が認められる。さらに、SP1144, SP1272, SP1348 には低角で南側が隆起するセンスの逆断層 (Fh6, Fh7) が認められる (図 3-7)。

【HY4 測線】 HY4 測線の SP980 付近には B1 層に撓みが認められ断層 (Fh2) を推定するとともに、SP1612 には南側が隆起するセンスの逆断層 (Fh5) が認められる (図 3-8(a))。SP4040~SP4300 付近には D 層の露出があり、その南側には SP4774 に軸を持つ非対称な向斜構造が B2 層に認められる。この向斜構造の北翼部では海底面に十数メートルの高度差を有する撓みが認められる。この SP4660 に逆断層を推定した (図 3-8(b))。

【HY5 測線】 HY5 測線では SP740 付近に南側が隆起するセンスの逆断層 (Fh8) が認められる (図 3-9(a))。また、SP2503 には南側が隆起するセンスの逆断層があり、SP3305 にも南側が隆起するセンスの断層が存在する (図 3-9(b))。さらに SP4679 付近には B 層中に撓みが認められることから断層 (Fh1-2) を推定した (図 3-9(c))。

【HY6 測線】 HY6 測線では SP123 に南側が隆起するセンスを持つ逆断層、SP381 に北側が沈降するセンスの正断層 (Fh9) が確認される。また、SP893 付近には南側が隆起するセンスの逆断層 (Fh8) が存在する (図 3-10(a))。また、SP4100 には南側が隆起する低角の逆断層 (Fh3) が認められ、SP4629 には北側が隆起するセンスの逆断層 (Fh1-1) が認められる (図 3-10(b))。

【HY7 測線】 HY7 測線では SP1060 付近に北側が隆起するセンスの逆断層 (Fh1-1) が認められる。また、SP1771 付近には北側が隆起するセンスの断層 (Fh4)、SP2206 付近には南側が沈降するセンスの正断層が確認される (図 3-11(a))。SP5436 付近には C 層上面の高低差が認められ、ここに北側が沈降するセンスの断層 (Fh9) を推定した (図 3-11(b))。

【HY8 測線】 HY8 測線では、SP1900 より南側では水深が深くデータがほとんど取得されていないため、地質構造は不明である。SP4678 付近には北側が隆起するセンスの逆断層 (Fh1-1)、SP5232 付近には南側が隆起するセンスの逆断層が認められる (図

3-12)。

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 3-13）。

3.2 底質採取調査の結果

(1) 底質採取地点の選定

砂質の海底堆積物であっても，より確実な試料採取を行うためパイプロコアラーを使用した。そのため，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。

底質採取が可能な海域において実施した SES2000 においては，概ね良好な反射記録断面が得られ，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た。

この結果に基づき本調査における底質採取は，葉山沖（相模湾側）において，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 SES2000 の測線 L3.5 付近を対象として実施することとし（図 3-14），Fh2 断層を挟む 2 箇所の採取地点を決定した（図 2-1）。

(2) コア試料観察及び年代及び帯磁率測定

2 地点で採取したコア試料は中粒砂を主体とし，貝殻や礫の混入が見られる。2 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 3-15 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，ループ型センサでは 1m 長に切断したコアを計測する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。

【HYB1-2】 HYB1-2 コアは HY3_2 測線上の水深 41m 付近にて採取し，コア長は 338cm で

ある。堆積物はおもに中粒砂で構成される。上端から 129～229cm では泥質分を含んでいる。帯磁率には目立った変化は認められない。

本コアの上端から 40 cm, 103 cm, 150 cm, 186 cm, 263 cm, 308 cm, 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（炭素同位体分別補正後の年代）はそれぞれ 580 ± 30 yBP, 6070 ± 30 yBP, 2550 ± 30 yBP, 2320 ± 30 yBP, 2610 ± 30 yBP, 3470 ± 30 yBP である（表 3-2）。

【HYB2】HYB2 コアは HY3_2 測線上の水深約 39m 付近にて採取し、コア長は 298.5cm である。中粒砂から構成され、貝殻細片を含む。上端から 269～275cm にはレキが密集している。

帯磁率は下部へ向かってやや大きくなっていく傾向が見られ、上端部から 269～290cm あたりでやや大きくなる。

本コアの上端から 31 cm, 61 cm, 108 cm, 155 cm, 169 cm, 198 cm, 278 cm 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 $4,160 \pm 30$ yBP, 980 ± 30 yBP, $1,160 \pm 30$ yBP, $2,490 \pm 30$ yBP, $3,950 \pm 30$ yBP, $4,620 \pm 30$ yBP, $9,200 \pm 30$ yBP である（表 3-2）。

(3)年代測定結果と A 層基底面深度からみた A 層の堆積環境

各コアから得られた年代測定結果によると、年代値の逆転が見られることから、年代を測定した試料には再堆積したものが多数含まれている可能性が高い。しかし、最も古いもので $9,200 \pm 30$ yB. P. の値を示していることから、A 層は最終氷期の最大海退期以降の堆積物であると考えられる。高分解能反射法地震探査記録から読み取れるコア採取地点における A 層基底の不整合面の深度は、Fh2 断層の下盤側で往復走時 0.68～0.75sec. であり、音波速度を 1500m/sec. と仮定すると、水深 51～56m になる。遠藤他（2013）による関東平野中央部における過去 1.5 万年間の相対的海水準変動曲線によると、現在の海面下 51～56m に位置する不整合面に A 層が堆積し始めたのは、およそ 1.23～1.35 万年前と推察される。（図 3-16）。

4. まとめ

4.1 三浦半島断層群(海域部)の位置・形状

本調査の解析結果(図 3-1～図 3-12)、今泉他(1987)、岩淵他(1996)、阿部・青柳(2006)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)。

金田湾沖(東京湾側)の陸域における三浦半島断層群主部の海域延長部では、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が、さらに深部の断層の存否については、今回の探査スペックでは深度が足りないため議論が出来ない。一方で、本調査においても地質構造としては、陸域における葉山・嶺岡隆起帯の海域部の延長として基盤構造の隆起帯が捉えられており、その南縁の深部には阿部・青柳(2006)により断層が指摘されている(図 4-2)。それに基づけば、KN1 測線から KN3 測線において認められる、基盤の隆起帯に起因すると考えられる B1 層以下の地層の隆起帯の南縁部に認識された A 層ないしは B1 層の撓みに、位置の対応が見られる(図 3-1, 3-2(a), 3-3(a))。従って、この北東側を南西側に対して相対的に隆起させる変形を阿部・青柳(2006)で指摘されている断層による変形であると解釈し Fk1 断層とする。Fk1 断層において、北東側の隆起側(上盤側)では新期の堆積層(A 層)は認められず、一方で、南西側(下盤側)の海底面においてわずかな撓みが認識されることから、現在も隆起を続ける活構造であることが示唆される(図 3-2(b))。また、Fk1 断層は陸域における武山断層の海域延長部と解釈される。

葉山沖(相模湾側)の陸域における三浦半島断層群の海域延長部でも、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が、さらに深部の断層の存否については、今回の探査スペックでは深度が足りないため議論が出来ない。ただし、隆起帯の南縁を規定するおおよそ北西-南東方向および西南西-東北東方向の 2 方向に延びる複数の断層が認識される。本調査範囲の北側の断層については陸から沖に向かって Fh2 断層, Fh1-2 断層, Fh1-1 断層が分布する。HY3 測線から HY4 測線にかけて分布する Fh2 断層は、基盤の高まりの境界に沿って北西-南東走向に分布し、北東側を南西側に対して相対的に隆起させている。Fh2 断層は断層分布および基盤の高まりとの位置関係から、阿部・青柳(2006)における F1 断層に対応すると考えら

れる。一方で、より沖合の HY5 測線から HY8 測線にかけて分布する Fh1-1 断層および Fh1-2 断層は、基盤の高まりの境界より南において、西南西-東北東走向で Fh2 断層とは斜交する方向に分布し、北側が南側に対して相対的に隆起している。Fh1-1 断層は位置的に、阿部・青柳（2006）において本調査範囲を含みより沖合まで延びて認識される F17 断層に対応すると考えられる。また、南側が北側に対して相対的に隆起する Fh5 断層、Fh6 断層、Fh7 断層が、Fh2 断層に対しておおむね平行な方向に並走して分布する。沖側の Fh1-1 断層、Fh1-2 断層の南には、HY6 測線～HY7 測線において、南側が北側に対して相対的に隆起する Fh3 断層と、北側が南側に対して相対的に隆起する Fh4 断層が、Fh1-1 断層、Fh1-2 断層に対してほぼ平行な方向に並走して分布している。さらに、本調査範囲の南側には、HY5 測線から HY7 測線にかけて、南側が北側に対して相対的に隆起する Fh8 断層と、北側が南側に対して相対的に沈降する Fh9 断層が分布している。Fh1～Fh7 断層は三浦半島断層群主部、Fh8～Fh9 断層は三浦半島断層群南部の、それぞれ北西側への海域延長部に位置している。各断層の連続性は悪く、散在するものの、幅をもった断層帯としての連続性は認識される。このような相対的な隆起側と沈降側が混在するような構造は、横ずれ成分主体であることを示唆する。本調査海域の西端にあたる HY8 測線においても Fh1-1 断層が認識されるとともに、阿部・青柳（2006）において本調査範囲よりさらに沖側で認識されている断層分布との対応関係より、断層帯はさらに西に延長する可能性がある。

以上をまとめると、陸域の三浦半島断層群主部の海域延長部では、金田湾沖および葉山沖の両海域において、陸域から連続する断層の存在が示され、これらは、葉山・嶺岡隆起帯の南縁を規定する活構造であると考えられる。また、陸域の三浦半島断層群南部の海域延長部は相模湾側で存在が確認された。

金田湾沖については、三浦半島断層群主部の延長部の海岸線から本調査で Fk1 断層が認識された東端部（NK3 測線）までの全長は約 4.4km、葉山沖については、海岸線から Fh1-1 断層が認識された西端部（阿部・青柳（2006）の西端部）までの全長は約 8.2km となる。ただし、Fk1 断層、Fh1 断層ともにその端部は確認されていないため、実際の断層の長さは上記の長さ以上となる。金田湾沖から陸域を通り葉山沖までの断層を一連のものとする、陸域部も含めた断層帯の全長は約 22.1km 以上となる。

4.2 三浦半島断層群(海域部)の過去の活動

(1)活動時期

本調査によって把握された三浦半島断層群主部の海域延長部の隆起帯周辺には断層に関連した変形構造が発達しており，第四紀層である相模層群，最終氷期以降の堆積物は，全域にわたって変形を被っている。また，第四紀層浅部の地層である A 層については，隆起域で特に大きく削剥を受けており，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。

三浦半島断層群主部の海域延長部で，葉山沖における Fh2 断層では，断層を覆って薄く A 層が堆積している。Fh2 断層を横断する陸側に近い HY3 測線においては，海底面に变形を伴うと解釈される傾動が確認され，この傾動は累積性を有し，A 層内部では撓曲変形も確認される（図 4-3）。音波速度を 1500m/sec. と仮定して，海底面傾動の断層を挟んだ上下変位量を計測すると約 3m となる（図 4-3）。一般的に堆積などの影響を考えると必ずしも海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 3m という値は陸域で想定されている一回の変位量 1m もしくはそれ以上と矛盾はない。同様に 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 10.5m となる（図 4-3）。

この地点における A 層基底面の深度は海面下 51～56m 程度であり，最終氷期以降の関東平野中央部における海水準変動（遠藤他，2013）を考慮すると，現在の海面下 51～56m に位置する不整合面に A 層が堆積し始めたのはおおよそ 1.23 万年前～1.35 万年前と推察される。A 層堆積開始以前にこの場が侵食域であったとすれば，それ以降の 1.23 万～1.35 万年間に，累積的に A 層基底面に 10.5m の上下変位をもたらした活動があったと推察される。

(2)活動区間

本調査範囲において確認された三浦半島断層群主部の海域延長部は，金田湾沖の Fk1 断層，および葉山沖の Fh1 断層～Fh7 断層からなる。

これらの各地質構造は陸域の葉山・嶺岡隆起帯の海域延長部における南縁を規定する一連の地質構造として解釈できる。したがって，陸域を含め三浦半島断層群主部の海域延長部の金田湾沖から葉山沖にかけて 22.1 km 以上の区間に分布するこれらの活構造は，活動区間として一連となる可能性がある（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、本断層帯が東京湾側から相模湾側まで連続しているものと仮定すると、三浦半島断層群主部の長さは 22.1km 以上となり、松田他（1980）の経験式

$$D=0.1L$$

を用いると、断層全体における 1 回の活動に伴う変位量は 2.2m 以上と計算される。ここで L は 1 回の地震で活動する断層の長さ（km）、D は 1 回の活動に伴う変位量（m）である。1.23 万年前～1.35 万年に形成された A 層基底面の上下変位量は約 10.5m であるが、本断層帯の活動に横ずれがあることを考慮すると、断層の変位量は少なくとも 10.5m はあることとなる。以上のことを考慮すると、過去 1.23 万年～1.35 万年間に 5 回以上の活動が認識されることになり、活動間隔は 2,050～2,250 年以下となる（図 4-3）。

(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、本調査範囲の葉山沖における陸側に近い HY3 測線に認められる Fh2 断層の海底面傾動の断層を挟んだ上下変位量約 3m は、堆積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。一方、本断層帯が東京湾側から相模湾側まで連続しているものと仮定して、松田他（1980）の経験式から算出された 1 回の断層活動の変位量は 2.2m 以上となる（図 4-3）。

(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、本調査範囲の葉山沖における陸側に近い HY3 測線に認められる Fh2 断層の A 層基底における上下変位量は約 10.5m であり、1.23 万年前～1.35 万年前に形成された A 層基底面に 10.5m の垂直変位が存在

することになり，変位速度は約 $0.78\sim 0.85\text{m}/\text{千年}$ と見積もられる（図 4-3）。

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、本調査範囲の葉山沖における陸側に近い HY3 測線に認められる Fh2 断層の 1.23 万年前～1.35 万年前に形成された A 層基底における上下変位量が約 10.5m であることから、変位速度は約 0.78～0.85m/千年以上と見積もられる。

【活動時期】

海底面に変形を伴うと解釈される傾動が確認され、この傾動は累積性を有し、A 層内部では撓曲変形も確認される。海底面傾動の断層を挟んだ上下変位量は約 3m、A 層基底面における断層を挟んだ上下変位量は約 10.5m となる。A 層基底面に A 層が堆積し始めたのはおおよそ 1.23 万年前～1.35 万年前と推察されることから、それ以降、累積的に変位をもたらした活動があったと推察される。

【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、本断層帯が東京湾側から相模湾側まで連続しているものと仮定して、松田他(1980)の経験式から算出される 1 回の断層活動の変位量は 2.2m 以上となる。

【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、本断層帯が東京湾側から相模湾側まで連続しているものと仮定して、松田他(1980)の経験式から算出された 1 回の断層活動の変位量 2.2m 以上という値と、1.23 万年前～1.35 万年前に形成された A 層基底面の変位量が 10.5m 以上であることを考慮すると、活動間隔は 2,050～2,250 年以下となる。

【活動区間】

本調査範囲において確認された三浦半島群主部の海域延長部は、金田沖の Fk1 断層、

および葉山沖の Fh1～Fh7 断層からなる。

これらの各地質構造は陸域の葉山・嶺岡隆起帯の海域延長部における南縁を規定する一連の地質構造として解釈できる。したがって、陸域を含め三浦半島断層群主部の海域延長部の金田湾沖から葉山沖にかけて 22.1 km 以上の区間に分布するこれらの活構造は、活動区間として一連となる可能性がある。

本断層帯の調査結果を表 4-1 にまとめて示す。

文献

- 阿部信太郎・青柳恭平（2006）：日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題－海底活断層評価の信頼度向上にむけて－. 電力中央研究所報告, N05047.
- 遠藤邦彦・石綿しげ子・堀伸三郎・中尾有利子（2013）：東京低地と沖積層-軟弱地盤の形成と縄文海進-. 地学雑誌, 112, 968-991.
- 今泉俊文・島崎邦彦・宮武 隆・中田 高・岡村 真・千田 昇・貝塚爽平・岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦（1987）：三浦半島南東部沖金田湾における海底活断層の発見. 活断層研究, 4, 28-36.
- 岩淵 洋・雪松隆雄・田賀 傑（1996）：東京湾の活断層調査. 「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」（第Ⅱ期平成6～7年度）成果報告書, 58-65.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）：「三浦半島断層群の評価」. 33p.
- 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.
- 神奈川県（1996）：「平成7年度地震調査研究交付金 北武断層に関する調査 成果報告書」. 129p.
- 神奈川県（2001）：「平成12年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県地域活断層（三浦半島断層群）調査事業 成果報告書」. 91p.
- 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
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文（1980）：1986年陸羽地震の地震断層. 東大地震研彙報, 55, 795-855
- 太田陽子・松田時彦・池田安隆・渡辺憲司・Williams, D. N.・小池敏夫・見上敬三（1982）：三浦半島及び国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書. 神奈川県, 15-80.
- Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C. Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hughen,

K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., Hogg, A. (2013) : IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, 55, 1869-1887.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・遠藤 毅・奈須紀幸他 (1995) : 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版) 説明書. 特殊地質図(20), 地質調査所

渡辺満久・宮内崇裕・八木浩司・今泉俊文 (1996) : 1:25,000 都市圏活断層図「横須賀・三崎」. 国土地理院技術資料, D.1-333.