

鴨川低地断層帯南部のリニアメントと小断層中の条痕

Lineaments and slickensides on the minor faults around the southern marginal faults of the Kamogawa Lowland, Boso Peninsula, central Japan

小松原 琢^{1*}
Taku Komatsubara^{1*}

Abstract: The Kamogawa lowland fault zone had been recognized as a highly active fault zone in the southern Boso peninsula, Kanto region. Many researchers had tried to make clear the activity of this fault zone, however no one could get definite evidence of activity of this fault zone during the Quaternary era. The author tried to describe fundamental features of this fault zone, so carried out re-interpretation of fault landscapes, and observation of minor faults in Neogene deposits around the southern part of the Kamogawa lowland.

Four topographic lineaments occur in the study area, they are characterized by series of knick points on hill slopes, and partly characterized by ill-systematic left and partly right-lateral bend of streams.

The northern two major lineaments facing north are coincident with geological faults cutting Neogene with north-side upheaval displacement. The other two lineaments locate south of the Kamogawa lowland, and have left-lateral bend of streams.

There are many low-dipping to horizontal slickensides on the minor fault plain. Many minor faults accompany with hard consolidated fault gauge, but some of minor faults accompany unconsolidated fault clay and sand.

These facts suggest that the two major northern lineaments have contrary sense between topographic features and geological structure, the former suggest north-side subsidence motion in the latest geological age, and the later indicate north-side upheaval movements since the Neogene. And other southern two lineaments have harmonious sense between left lateral bend of streams and low angle slickensides on the minor faults in the Neogene deposits. But there is no distinct major fault outcrops along these two lineaments, and left lateral movement is opposite with right-lateral faulting in the Miura peninsula, northwestern extension of the Kamogawa lowland fault zone.

Keywords: Activity of Neogene faults, slickenside, Kamogawa Lowland, motion sense

要旨

鴨川低地断層帯は活動性の高い活断層として認識されてきた。この断層帯の活動性評価のために多くの研究が行われてきたが、第四紀にこの断層が活動したことを示す確かな証拠は得られていない。筆者はこの断層帯の基礎的特徴を明らかにすることを目的として地形判読を再度行うとともに、新第三系中の小断層に関する調査を行った。

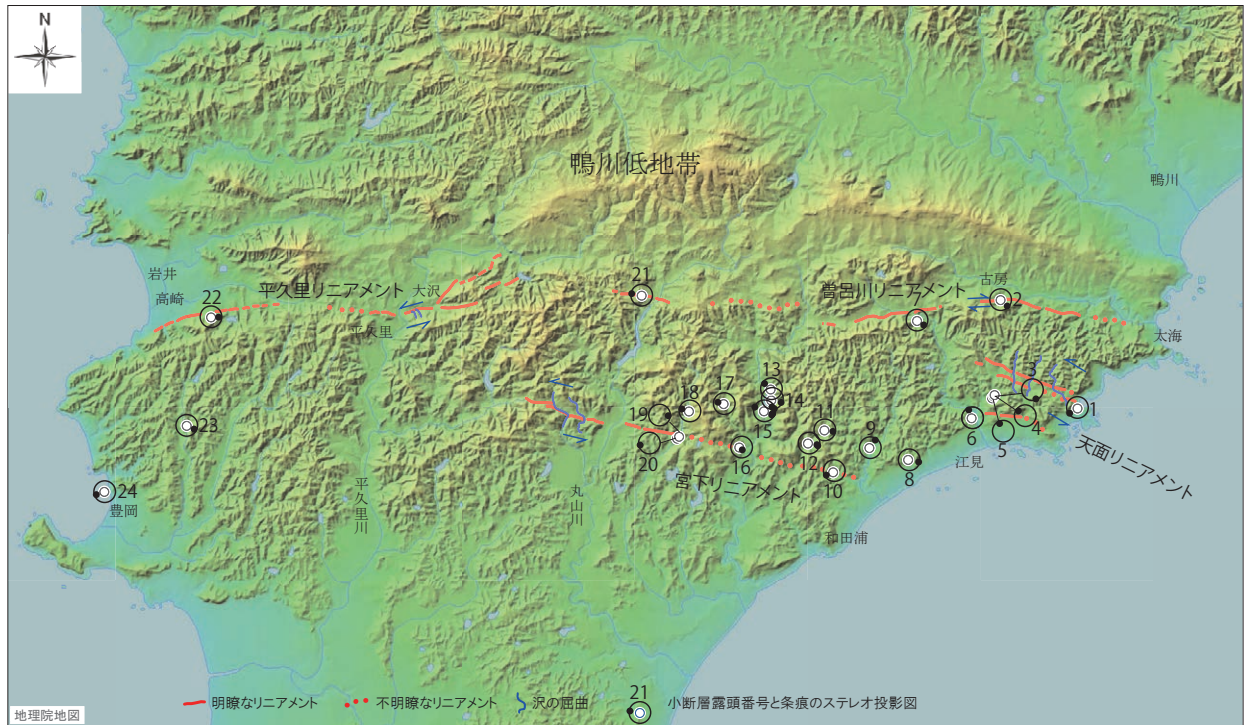
その結果、丘陵斜面の遷緩線群と不明確な沢の右および左屈曲で特徴づけられる 4 本のリニアメントを見出した。北部にある 2 つの規模の大きなリニア

メントは北側低下のセンスをもち、他の 2 つのリニアメントは鴨川低地帯の南に位置して沢を左屈曲させている。また、小断層においては低角ないし水平な条痕が多数認められた。多くの小断層は固結したガウジを伴っているが、未固結粘土状ないし砂状のガウジを伴う小断層も存在する。

北部の 2 つの大規模リニアメントは地形的に認められる運動センスと地質的な変位のセンスが逆で、地形的には北落ちの地質的には北側隆起の活動が示される。その他の南部に位置するリニアメントに見られる左屈曲は小断層の条痕と調和的に横ずれのセンスを示すが、これらのリニアメント沿いでは大規模な地質断

* Correspondence

¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)



第 1 図 鴨川低地帯南部周辺のリニアメントと小断層のスリッケンサイド。
スリッケンサイドのレイクと走向はシュミットネット上に投影した。

Fig.1 Lineaments in the southern part of the Kamogawa lowland and slickensides on minor faults.
Rake and strike of slickensides are projected on the schmidt net.

層の露頭はない。その上、鴨川低地帯の北西延長に位置する三浦半島断層群は反対に右横ずれの断層活動を行っている。

1. はじめに

鴨川低地断層帯は、房総半島南部を東西に横断する低地（鴨川地溝帯）周辺を東西に伸びる断層である（山崎，1925）。寒川ほか（1982）は、このうち南縁の断層について完新世の河成段丘面に累積変位が認められるとして活断層と認定した。その後、宍倉ほか（1999）、千葉県（1999，2000，2001）は鴨川低地帯南北を画する断層を対象として、第四紀における活動性評価を目的とした地表踏査・トレンチ調査・ボーリング調査等を行ったが、第四系を確実に変位させている証拠は得ていない。一方、中嶋ほか（1981）は低地帯北縁の断層地形は差別侵食による組織地形であることを示し、千葉県（1999）以降の調査でも同様の見解が追認されてきた。また、宮内ほか（2003）は鴨川低地帯を横断する反射法地震探査を行ったが、活断層の存在を示す証拠は得られなかった。現状では、鴨川低地帯断層帯の南縁は活断層である可能性は低い（千葉

県，2001）ものの、可能性は否定されていない（地震調査研究推進本部，2004）。また、その変位の向きは断層帯の一部で沢の右屈曲が認められる（中嶋ほか，1981；活断層研究会，1991；中田・今泉，2002）ものの系統的ではなく、上下変位が卓越するものと考えられている（活断層研究会，1991；千葉県，2001 など）。

以上をまとめると、鴨川低地断層群北縁の断層は活断層であるとは考えがたく、南縁の断層は活断層であるか否か不明と言える。

そこで、これらの断層の特徴を少しでも明らかにして活動性評価の資料とすることを目的に、地形を再判読し、次いで鴨川低地帯の南の丘陵に多く発達する小断層露頭における条痕の方向性や性状について記載する。

2. 地形・地質概説

鴨川低地帯は、房総半島南部では例外的に広い沖積低地・低位段丘が広がる、加茂川沿いを中心とする東西 25 km，南北 7 km ほどの細長い一帯をさす。低地（山崎，1925 では加茂川地溝）とは言うものの、そ

の中軸部は古第三系の峰岡層群および変成岩類が露出する地塁をなし、地形的にも房総半島の最高峰である愛宕山（標高 408m）を含む。

この低地帯の周辺には古第三系の嶺岡層群（頁岩・砂岩・チャート）と中新世から鮮新世にかけて堆積した安房層群の堆積岩類（礫岩・砂岩・泥岩及び凝灰岩）が広く分布し、それらは東西走向の波長 1 km 未満で閉じた褶曲と同走向の断層群による変位を受けている（中嶋ほか，1981；鈴木ほか，1990）。低地帯の南部に発達する個々の断層は変位量数 mm ～数 10 m であり、幅数 mm ～数 cm の粘土帯を伴うことが多い（中嶋ほか，1981）。これらの個々の断層の変位量は小さいものの、断層帯およびその周辺の褶曲による上下変位を総計すると大きな断層が並走するとみなされる（中嶋ほか，1981）。これらの断層のうち東部に位置する曾呂川断層は、地形的に北落ちの活断層とみなされていた断層地形（本稿では曾呂川リニアメントと呼ぶ）と一致する、高角北落ちの逆断層であるが、他の多くの断層は正断層と考えられている（中嶋ほか，1981）。

当地域の主要な川には、随所で三面張りのコンクリート護岸が張られており、大規模な断層露頭は見出しがたい。また、断層の可能性を持つリニアメントの直近まで露頭を追跡できる場所はいくつか存在するが、リニアメントとほぼ一致する地点においても第四系を変位させる断層露頭を見出すことはできなかった。一方、海岸や小沢沿いでは比較的良好で、小断層の露頭は比較的容易に見つけることができる。ただし、風化した露頭では節理と断層の区別が困難な場合も少なくない。以下、本稿では層理面に確実に変位が認められる露頭ないし断層ガウジが認められる露頭に限定して小断層の条痕を記載する。

3. 鴨川低地帯南縁周辺の地形再判読

筆者は 1966 年国土地理院撮影撮空中写真および DEM データ（国土地理院，2016）を用いて変位地形を再判読した。その結果、認定されたリニアメントと系統的な沢の屈曲を後述する条痕のステレオネット投影図を共に第 1 図に示す。

本調査地域には北東から順に曾呂川リニアメント、平久里リニアメント（一部で 2 条に分岐）、天面リニアメント（3 条並走）、および宮下リニアメントの 4

つのリニアメントがある。これらのリニアメントは、いずれも丘陵斜面の勾配の一連の急変（遷緩線）で特徴づけられることから、活断層であるならば、上下変位成分を持つ可能性が指摘できる。また、鴨川低地帯南縁に位置する曾呂川リニアメントと平久里リニアメントは、1/5 万地質図（中嶋ほか，1981；鈴木ほか，1990）に記された地質断層とほぼ一致するが天面リニアメントと宮下リニアメントは一致する断層が見出されていない。

従来完新世段丘面の変位として認識されてきた平久里地区（寒川ほか，1982；宍倉ほか，1999）においても、断層（リニアメント）通過地点を挟んで上下流で段丘面の対比にはなお検討を要すること、少なくとも周囲の丘陵斜面と同様に北側低下の確実な低断層崖斜面と認定できるものはないことから、活断層による変位地形が存在するか否か検討の余地が残る（千葉県，2001；宮内ほか，2003）。また、中田・今泉（2002）は曾呂川リニアメントと平久里リニアメントで各 1 か所変位地形を記載しているが、曾呂川リニアメントの古房地区における沢の右屈曲は系統的ではなく、また平久里リニアメントの高崎地区南東の小崖地形は沖積錐上の小段であり、いずれも確実な変位地形とは言い難い。今回平久里リニアメント東部（平久里下大沢地区）で新たに 2 本の沢が数 10 m 左屈曲する地形を見出したものの、系統的な変位ではない。こうした特徴から、曾呂川リニアメントと平久里リニアメントは活断層であるならば上下ずれ成分を主とするものである可能性が高い。

一方、天面リニアメントおよび宮下リニアメントの西部には、複数の沢の 100 m ～最大 1 km 近い沢の左屈曲が認められる。これらの屈曲はリニアメント沿い全域で認められるものではない上に、沢の流下方向と調和的な屈曲であることから、積極的に変位地形と認定することはできない。

以上のリニアメント判読結果から、当地域のリニアメントは確実な変位地形を欠き、浦賀水道を隔てて延長上に位置する三浦半島断層帯のような系統的な沢・尾根の屈曲は認めがたいが、しかし変位地形の可能性は否定しきれないといえることができる。

4. 条痕調査結果

第 1 表・第 1 図に示す 24 か所の露頭で 30 の小断

第 1 表 条痕が認められた小断層一覧。
Table 1 Catalogue of minor faults with slickensides

地点番号	緯度・経度	断層の走向・傾斜	条痕のレイク	地質	特徴
1	35° 03′ 56.5″ N, 140° 04′ 42.5″ E	N60E, 83N	10E	江見層頁岩	固結粘土状, 破砕幅3cm
2	35° 07′ 17.6″ N, 140° 03′ 32.1″ E	N40W, 65N	15S	江見層泥岩	固結粘土状, 曾呂川断層近傍
3	35° 04′ 06.5″ N, 140° 03′ 26.6″ E	N21W, 89N	10E	波太層頁岩	未固結粘土+角礫状, 破砕幅3m
4	35° 04′ 06.5″ N, 140° 03′ 26.6″ E	N55w, 77W	12S	波太層頁岩	固結角礫状, 破砕幅1m
5	35° 04′ 04.1″ N, 140° 03′ 24.4″ E	N18W, 72E	22S	波太層頁岩	固結粘土状, 破砕幅20cm
6	35° 03′ 49.2″ N, 140° 03′ 05.6″ E	N20W, 68W	20S	江見層頁岩	軟質粘土状, 破砕幅50cm
7	35° 05′ 02.0″ N, 140° 02′ 15.7″ E	N46W, 87S	12S	石堂層泥岩	N76E, 58Nの軽石混じりスコリアを逆断層変位させる, 曾呂川断層近傍
8	35° 03′ 18.0″ N, 140° 02′ 07.6″ E	N71W, 73N	15E	江見層頁岩	弱固結砂混じり礫状, 破砕幅20cm
9	35° 03′ 08.7″ N, 140° 00′ 59.0″ E	N40E, 877S	15S	江見層頁岩	未固結粘土状, 破砕幅10cm
10	35° 03′ 40.1″ N, 140° 00′ 51.0″ E	N68E, 84W	16N	石堂層泥岩	N60E15Nのスコリアを20cm正断層変位させる, 固結砂状, 破砕幅10cm
11	35° 03′ 26.9″ N, 140° 01′ 32.1″ E	N72W, 76N	25E	江見層泥岩	弱固結角礫状, 破砕幅15cm
	同上	N67W, 80N	15E	江見層泥岩	弱固結粘土状, 破砕幅10cm
12	35° 03′ 30.3″ N, 140° 00′ 35.9″	N84W, 86E	40E	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
13	35° 04′ 10.7″ N, 140° 00′ 01.8″ E	N45W, 72E	21N	波太層頁岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
14	35° 04′ 02.5″ N, 140° 00′ 02.3″ E	N58W, 11S	11S	波太層頁岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
15	35° 04′ 02.5″ N, 140° 00′ 02.3″ E	N62W, 64W	6N	石堂層泥岩	小断層多数, 固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N55W, 75W	23S	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅3cm
	同上	N85E, 65E	6N	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N70E, 78W	20N	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N62W, 79W	12S	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
	同上	N62W, 78W	13S	石堂層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
16	35° 03′ 27.3″ N, 139° 59′ 33.1″ E	N12W, 70E	70E	石堂層泥岩	N62E, 15Nのスコリアを50cm逆断層変位させる, 固結粘土状, 破砕幅2cm
17	35° 03′ 59.8″ N, 139° 59′ 18.8″ E	N72W, 72E	40E	増間層泥岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
18	35° 03′ 54.3″ N, 139° 58′ 47.1″ E	N70W, 86S	24E	増間層泥岩	固結粘土状, 破砕幅20cm
19	35° 03′ 35.3″ N, 139° 58′ 38.1″ E	N78W, 80E	21W	石堂層泥岩	白色細粒凝灰岩を50cm西落ち変位させる, 破砕幅2cm
20	35° 03′ 34.0″ N, 139° 58′ 36.2″ E	N85E, 74W	12E	石堂層泥岩	未固結砂~粘土状, 破砕幅40cm
21	35° 05′ 20.9″ N, 139° 58′ 03.8″ E	N75W, 60N	6E	増間層泥岩	固結粘土状, 破砕幅2cm
22	35° 05′ 04.7″ N, 139° 51′ 30.0″ E	N81W, 41S	30W	鏡ヶ浦層凝灰質砂岩	凝灰岩を2cm逆断層変位させる, 固結粘土状, 破砕幅2cm
23	35° 03′ 43.5″ N, 139° 51′ 07.7″ E	N56W, 70S	14E	青木山層泥岩	固結粘土状, 破砕幅10cm
24	35° 02′ 54.1″ N, 139° 49′ 52.3″ E	N78E, 88N	18W	青木山層凝灰質砂岩	N70E, 4Nの層理面を左横ずれ変位させる, 固結粘土状, 破砕幅2cm

層について条痕の走向・傾斜を測定した。第 1 表に示す地質は中嶋ほか (1981) および鈴木ほか (1990) の地質図より読み取った地層名に現地で観察された岩相名を加えたものである。今回の調査で条痕の認められた断層露頭は全て新第三系 (中新統~鮮新統) の安房層群, 保田層群および三浦層群の泥質岩ないし凝灰質岩の露頭である。

露頭状況の違いもあるが調査した限りでは, 宮下リニアメントの北側において高密度で小断層が発達する傾向がある。同じく露頭状況や踏査密度の違いもある

が調査地域の中央付近を南北に流れる丸山川以東では, 以西に比べて小断層の密度が高い傾向がある。しかし岩井から豊岡に至る海岸の露頭では高密度で小断層が認められたことから, 必ずしも東部と比較して西部で小断層が少ないと断言することはできない。

小断層のガウジは, 固結した粘土状のもの (第 2 図) が最も多いが, 未固結の粘土状のもの (第 3 図) や角礫状のもの (第 4 図) も少数存在する。

また見かけの変位は, 明確な変位基準をもつもののみを記載したが, 正断層も逆断層および左横ずれ変位



第2図 固結粘土状の断層ガウジ。
Fig.2 Fault gauge as hard consolidated clay.



第3図 未固結粘土状の断層ガウジ。
Fig.3 Fault gauge as unconsolidated clay.



第4図 角礫状の断層ガウジ。
Fig.4 Fault gauge as fault breccia.

など様々なものが存在する。海岸部の露頭で認められる共役断層系についても同様のことが認められる。

得られた条痕の走向・傾斜をシュミット投影したものを第1図に、30の条痕全てをシュミット投影したものを第5図に示す。第5図に示されるように、西北西-東南東走向で傾斜20度以下のものが多いが、これに直交するものや、最大70°の傾斜を示すもの(こ

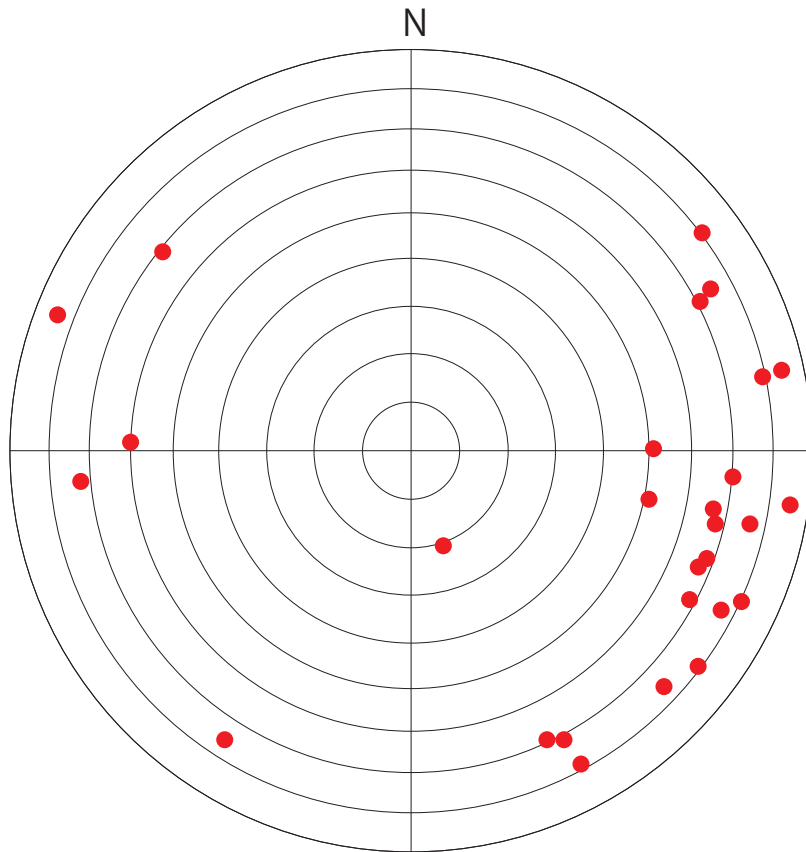
れは露頭で逆断層と判断された)が存在する。第1表に記すように、条痕を見出すことができた小断層沿いには、通常幅1~10cm程度の断層ガウジが認められる例が多い。断層ガウジの性状は強く固結したものから未固結のものまでさまざまであるが、多くは乾燥して固結した状態であった。

このことは、新生代後期に東西(西北西-東南東)走向で横ずれを主とする断層活動が行われたことを示す。また、筆者の経験ではいわゆる活断層露頭(第四紀後期の地層を変位させる露頭)では断層ガウジは非固結粘土状ないし砂礫層をなし、湿った状態であることが多いが、そのような例は少数であり、積極的に「活断層」であると判断する根拠は得られなかった。

5. まとめ

鴨川低地帯南縁を画し、従来活断層と認定されてきた曾呂川リニアメントおよび平久里リニアメントは地質断層と近接並走する。これらのリニアメント沿いで小規模で系統性のない沢の左および右屈曲が認められたが、地形からは北落ちの上下成分が卓越する運動センスが想定される。しかし、これらのリニアメント近傍の小断層中に認められる条痕は、緩傾斜~中程度の傾斜を示すものが多く、変位地形から想定される上下ずれ成分の卓越する活断層という運動センスとは異なるセンスの断層活動を後期新生代に行ってきたと考えられる。また、地質構造上曾呂川断層は北側隆起の高角逆断層である(中嶋ほか, 1981)が、地形的には北落ちの断層であると考えられることから、断層変位地形とみなされてきたこのリニアメントは組織地形であるか、新しい地質時代になって後期新生代の運動様式と逆センスで再活動しているものと考えなければならない。

天面リニアメントと宮下リニアメントは、一部で沢の大規模な左屈曲が認められる。また、両リニアメント周辺では多くの露頭で小断層が認められ、一部例外的に高角度の条痕を持つものが存在するが、多くは緩傾斜ないし水平に近い条痕を伴っており、その方向性もおおむねリニアメントと平行ないし低角に斜交する傾向がある。このことから、天面リニアメントと宮下リニアメントは後期新生代における断層運動を反映している可能性はあるものの、両リニアメントと一致する地質断層は認められていない。また、多くの小断層



第 5 図 すべての条痕の方向。
Fig.5 Direction of all slickensides.

は固結したガウジを伴うが、少数の断層において湿った未固結粘土状ないし砂状のガウジが認められた。

以上の特徴から、曾呂川リニアメントと平久里リニアメントは少なくとも地形から推定されるような上下ずれ主体の活断層とは考えがたいこと、天面リニアメントと宮下リニアメント沿いは露頭が悪いため見落とされていた断層が存在する可能性も残ることから、後期新生代に活動した断層が両リニアメント沿いに存在する可能性があること、が示された。ただし、天面リニアメントおよび宮下リニアメント沿いには地すべり地形が発達し、露頭状態は極めて悪いので地質断層本体を見出すことは困難である。

今後は平久里地区の完新世段丘の詳細な編年・対比による平久里リニアメントの活動の有無、天面および宮下リニアメントとその海域延長部における断層の認定、が問題となる。しかしいずれにせよ、活断層研究会(1991)に示された鴨川低地帯南縁の断層(曾呂川リニアメント・平久里リニアメント)が確実度 I、活動度 A～B 級、かつ部分的に右横ずれを伴う上下ずれ主体の活断層であるという見解は改める必要

がある。また、浦賀水道を挟んで西北西延長に位置する三浦半島断層帯とは変位地形の明瞭さが大きく異なっている上、右横ずれ運動が主体となっており、両断層帯の活動性や発達率は大きく異なると予想されるが、その点についての解釈についても検討すべきであろう。

文献

- 千葉県(1999)平成10年度地震関係基礎調査交付金、鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書。千葉県, 84p.
- 千葉県(2000)平成11年度地震関係基礎調査交付金、鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書。千葉県, 107p.
- 千葉県(2001)平成12年度地震関係基礎調査交付金、鴨川低地断層帯に関する調査成果報告書。千葉県, 141p.

地震調査研究推進本部(2004)鴨川断層帯の長期評価について。主要活断層の長期評価, 30, 地震調査研究推進本部ホームページ http://jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/29_kamogawateichi.pdf, 2016年3月28日参照。

活断層研究会(1991)「新編日本の活断層-分布図と資料-」。東京大学出版会, 437 p.

国土地理院(2016)地理院地図, <http://maps.gsi.go.jp/#12/35.131141/139.980068/&base=std&ls=std&disp=1&vs=c1j0l0u0f1>, 2016年3月28日参照。

宮内崇裕・三縄岳大・伊藤谷生・加藤 一・河村知徳・井川 猛(2003)反射法地震探査からみた鴨川低地帯の地下構造と組織地形としての成立過程。2003年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Q042-006.

中田 高・今泉俊文(2002)「活断層詳細デジタルマップ」。東京大学出版会, DVD2枚, 解説書68p, 付図1枚。

中嶋暉允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一(1981)「鴨

川地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)」。地質調査所, 107 p.

寒川 旭・垣見俊弘・加藤 寛・下川浩一・土谷信之 (1982) 房総半島南部の活断層. 1982 年地震学会講演予稿集, (1), 176.

穴倉正展・後藤 紫・金井憲一・宮内崇裕 (1999) 房総半島における鴨川低地帯北縁断層・南縁断層の変位地形と完新世の活動について. 活断層研究, 18, 23-30.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂 (1990) 「那古地域の地質 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)」。地質調査所, 48 p.

山崎直方 (1925) 関東地震の地形学的考察. 震災予防調査会報告, 100 乙, 11-54.