



房総半島南部の地形と地質

高橋 直樹¹⁾

(令和 3 年 4 月 30 日受付, 令和 3 年 5 月 16 日受理)

Geology and geomorphology of the southern Boso Peninsula

Naoki TAKAHASHI¹⁾

要 旨

房総半島は、南方及び東方から 2 つのプレートが沈み込む場所に位置しており、地殻変動の激しい地域である。その中でも房総半島南部は全体的に地盤隆起の著しい地域である。隆起の中心は半島南端よりやや北方に位置する嶺岡帯で、そこには房総半島で最も時代の古い地層や岩石が露出している。嶺岡帯は北限及び南限を活断層に限られる幅 6 km ほどの構造帯をなしており、特異な地形・地質を示している。嶺岡帯の北方及び南方にはより新しい地層群が分布しているが、地層の年代はほぼ共通するものの、変形の程度がかなり異なっている。嶺岡帯、並びに、その南方及び北方地域の地質構造は、現在のプレートの沈み込み帯（たとえば南海トラフ）近傍の海底地形・地質に類似し、それぞれ、外縁隆起帯、海溝陸側斜面、前弧海盆に対応するものと考えられている。

房総半島は非火山地帯ではあるが、温泉は多数存在している。ただし、多くは泉温 25 度以下の鉱泉であり、泉温 25 度を超えるものは、多くはボーリングによる深層からの汲み上げである。房総半島南部全体にわたり硫黄泉が数多く分布しているが、これらは、遠洋性の泥岩主体の地層から構成される地域であり、海水中に含まれる硫酸イオンを起源とする硫化鉄などの粒子が堆積物中に多く含まれているためと推定されている。房総半島南部の前述の 3 つの地質構造単位と温泉の性質との関係はこれまでのところ確認できておらず、今後の課題である。

キーワード：房総半島, 嶺岡帯, プレート沈み込み帯, 硫黄泉

1. はじめに

房総半島は千葉県域に相当し、西側は東京湾に、東側及び南側は太平洋に面している。首都圏に隣接しており、東京から 2~3 時間の距離にありアクセスもよく、古くから数多くの地球科学的研究が進められているフィールドである。地球科学的な位置づけとしては、房総半島南東沖に、世界で唯一の海溝—海溝—海溝型プレート三重点が存在し（図 1）、地球上でも最も地殻変動の激しい

¹⁾千葉県立中央博物館 〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2. ¹⁾Natural History Museum and Institute, Chiba, 955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba, 260-8682, Japan. E-mail: takahashin@chiba-muse.or.jp.

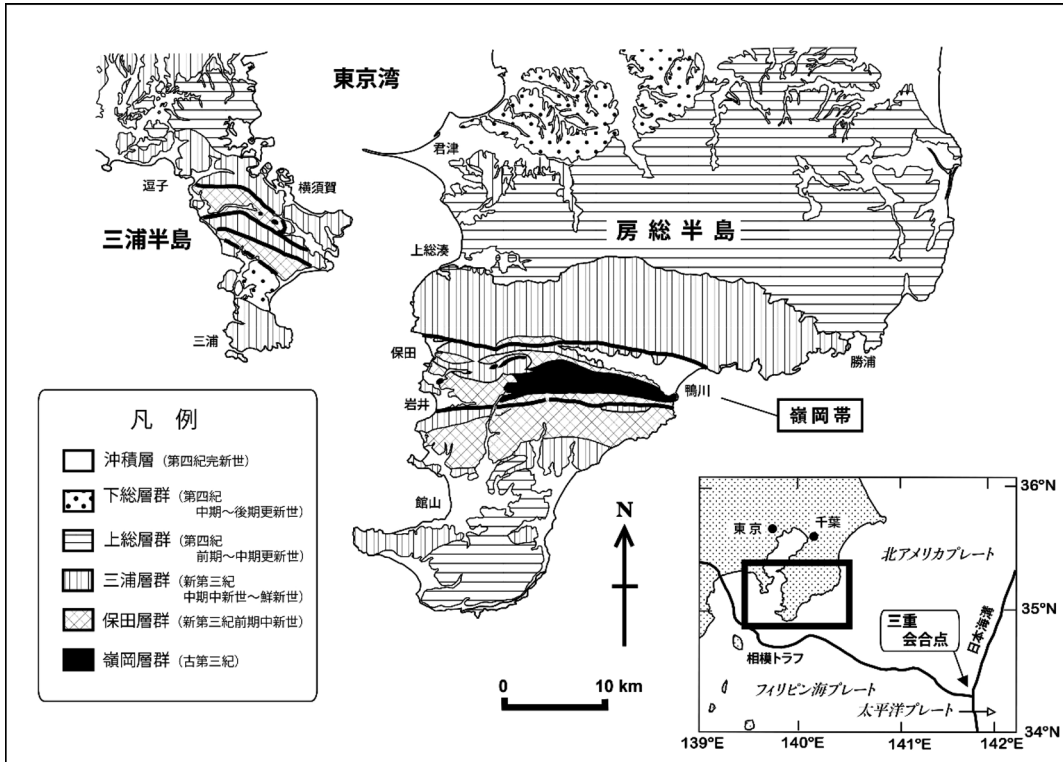


図 1 房総・三浦半島南部の地質図。
三梨 (1980) をもとに作成。

場所の1つと言える。房総半島南方沖の相模トラフからフィリピン海プレートが北西方向に向かって沈み込む一方、東方沖では伊豆一小笠原海溝から太平洋プレートが西北西方向に向かって沈み込んでいる。房総半島はこの2つのプレートの沈み込みを受けて、現在でも地震が多発しており、大地の隆起も続いていると考えられる。また、このプレートの沈み込みは少なくとも1500万年前ごろから継続しており、房総半島の大地の成り立ちに大きくかかわってきたと推定される。

2. 房総半島南部の地形・地質

房総半島全体の地形・地質をみると、北方には標高数10m程度の新生代第四紀更新世中～後期に形成された下総台地が広がり、南部は標高200～300mの新生代新第三紀中新世～第四紀更新世中期の地層からなる丘陵地となっている。北から南に向かって標高が次第に増すとともに、構成する地層の時代も徐々に古いものとなり、房総半島南部の隆起が主要な要因となって房総半島の大地が形成されていることを示している。ただし、房総半島最南端が最も古い時代の地層から構成されているわけではなく、半島南端より少し北方の嶺岡山系に、房総半島で最も時代の古い地層群が分布している。そこから北方及び南方に向かって、より時代の新しい地層が配列しており、この嶺岡山系が、房総半島の大地の隆起の中心であることを物語っている。

房総半島南部においては、この嶺岡山系が特異な地形・地質単位として存在している。そして、嶺岡山地の北方及び南方の地層は、構成する地層の年代はほぼ共通するものの、地質構造が大きく

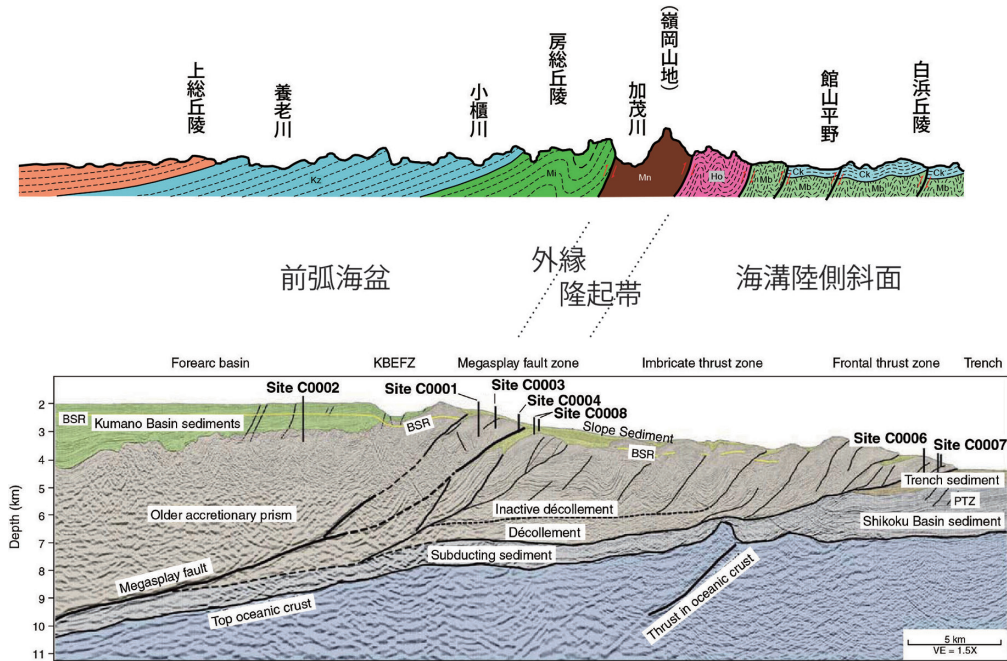


図 2 房総半島南部の地質断面と紀伊半島沖海底の地質断面の類似性。

房総半島地質断面は地質調査所 20 万分の 1 地質図幅「千葉」, 「大多喜」, 「横須賀」などを元に作成。Mn: 嶺岡層群, Ho: 保田層群, Mi: 三浦層群, Mb: 南房総層群, Kz: 上総層群, Ck: 千倉層群。紀伊半島沖断面は Tobin *et al.* (2009) より引用。

異なっている。嶺岡山地南方の地層が激しい変形を受けているのに対して、北方の地層はそれほど変形していない。

近年の海洋域の調査が進むにつれて、プレートが沈み込む海溝に近い海底の地下の地質構造が明らかにされてきており、房総半島の地質との類似性が示唆されてきている。南海トラフ付近の地質構造を見ると、トラフ軸よりやや内陸側に、沈み込むフィリピン海プレート上面から派生した大規模な断層が存在し、この断層に沿った部分が最も隆起し、外縁隆起帯と呼ばれている(図2)。この地帯より海溝側(海溝陸側斜面)には逆断層群(多くは活断層)が発達し、断層に挟まれたそれぞれのブロック内部の地層は細かい褶曲が発達して変形が進んでおり、いわゆる付加体の構造をなすと考えられている。一方、外縁隆起帯より内陸側には前弧海盆と呼ばれる広大な堆積盆が形成され、そこに堆積した地層はほとんど変形を受けていない。

房総半島南部の地質は、このような海溝付近の地質構造に対比され、嶺岡山系が外縁隆起帯に、嶺岡山系の南方が海溝陸側斜面に、北方が前弧海盆に相当すると考えられている(図2)(高橋, 2008; 竹内ほか, 2015; 山本ほか, 2017 など)。以下に、それぞれの地域を詳しく見ていく。

2.1 嶺岡山系

嶺岡山系は地質学的には、「嶺岡構造帯」あるいは「嶺岡帯」と呼ばれる。房総半島南部で最も古い時代の地層群が分布することから、「嶺岡隆起帯」と呼ばれることもある。太平洋側(外房側)の鴨川市から東京湾側(内房側)の鋸南町・南房総市(旧富山町)にかけてほぼ東西方向に伸びる幅約 6 km, 延長約 20 km の地形・地質区であり、房総半島南部においても際立って特異な地形・

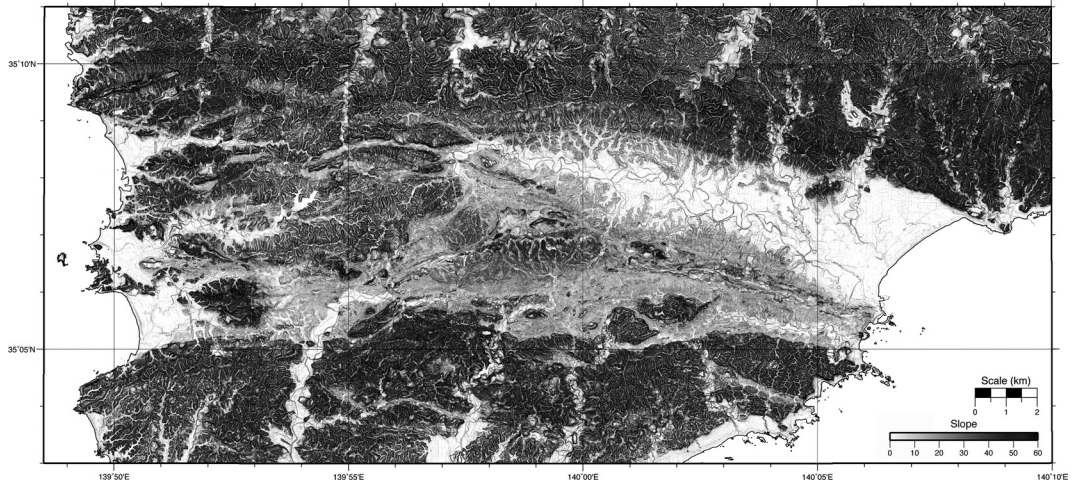


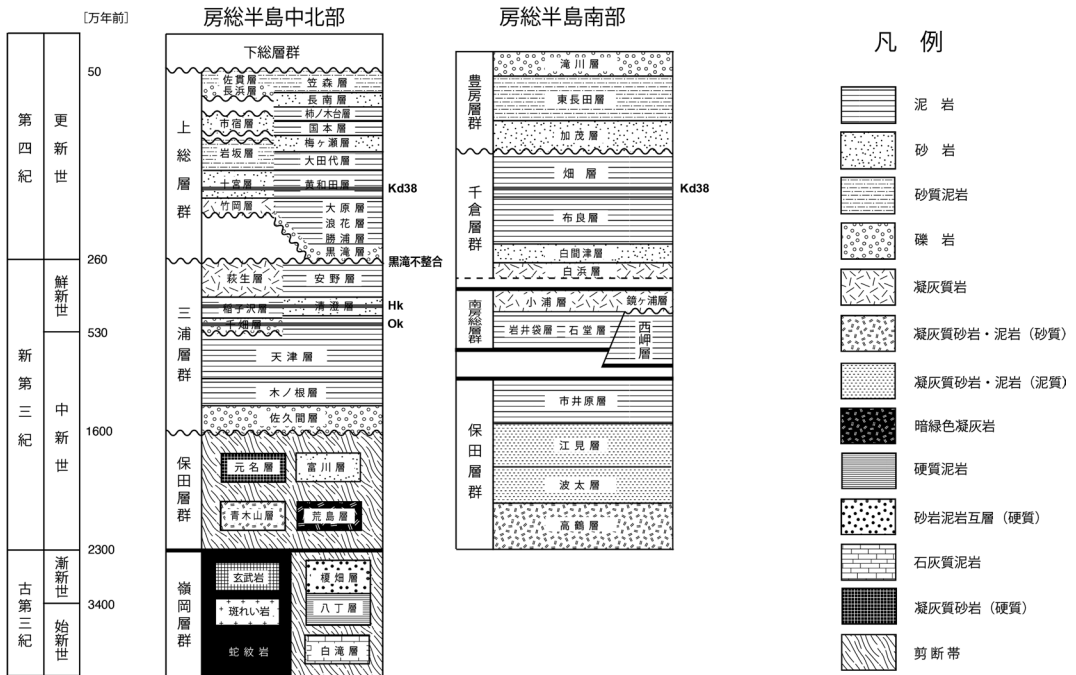
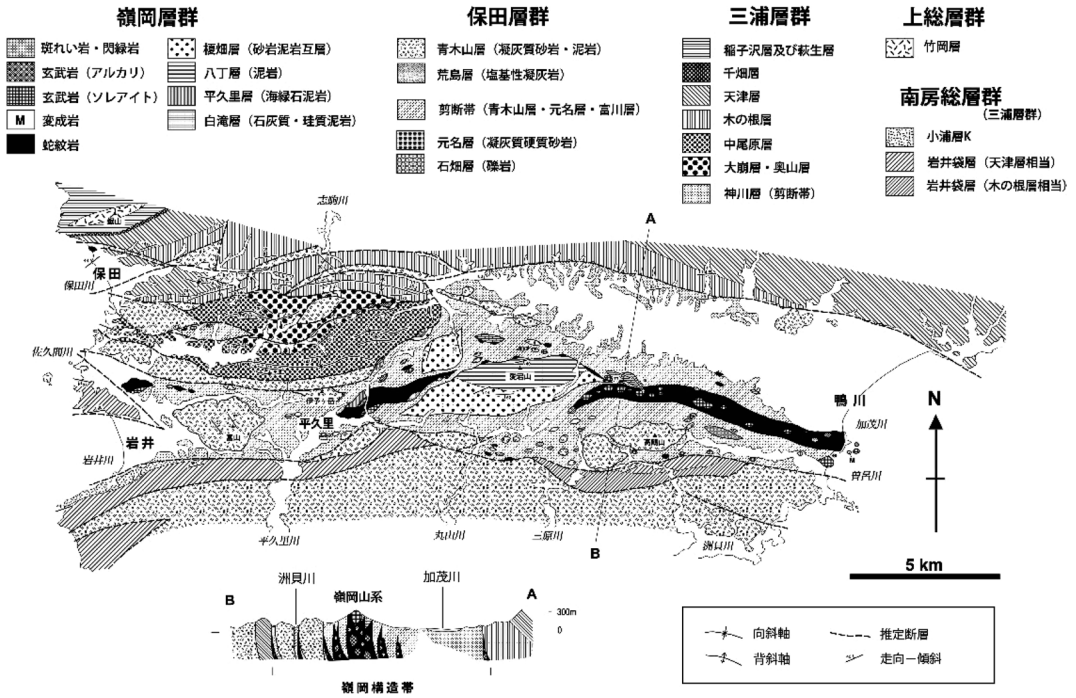
図 3 嶺岡帯の傾斜量図。

国土地理院基盤地図情報 5m 及び 10m メッシュ標高データを使用し新井田秀一氏作成 (高橋ほか, 2016 より引用)。

地質から成っている。なお、この地質構造は、房総半島から西方に東京湾を越えて三浦半島に連続しており、全体を「葉山—嶺岡帯」と呼ぶ場合もある。

この地帯の地形としては、まず、地すべりが発達した緩斜面が卓越することが挙げられる (図 3)。そのほか、山体が独立峰をなすものが多いこと (富山, 高鶴山など)、河川や山稜が東西方向に伸びるものが多いこと (嶺岡帯以外はほぼ南北の流路を持つ)、などが挙げられる。鴨川低地や曾呂川低地などの平野部が広く存在することで、周囲の地域 (嶺岡山系の北方や南方) に比べて平均標高が低く、「鴨川地溝帯」(活断層研究会, 1980) あるいは「鴨川低地帯」(宍倉ほか, 1999) と呼ばれることがある。嶺岡帯北縁及び南縁は明瞭なリニアメントが存在し、活断層研究会 (1980) は確実度Ⅱの活断層であると報告したが、その後実施された詳細なトレンチ調査及び物理探査では活動の証拠は見出されていない (宍倉ほか, 1999)。ほぼ共通した地質構成・構造を持つ三浦半島では、活動度の高いいくつかの活断層の存在が示されており (太田, 1999; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002)、房総半島のリニアメントも活動度が低い活断層の可能性が低いと思われる (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004; 高橋ほか, 2012)。嶺岡帯に低地が広く発達することは、地質学的に「嶺岡隆起帯」と呼ばれることと矛盾しているが、低地が発達する一方で、この地域内に房総半島における最高峰の山体も存在し (愛宕山: 408m)、単なる低地ではないことがわかる。基本的に隆起地域であり、陥没している証拠は見られないので、「地溝帯」という名称は誤りで、近年は「低地帯」のほうが用いられている。では、なぜ平野が発達するのかについては、この地域の地質構造の特徴を反映していると考えられる。

嶺岡帯の地質の特徴は、前述のように房総半島で最も時代の古い地層 (嶺岡層群: 新生代古第三紀～新第三紀前期中新世) が分布するほか、より時代の新しい保田層群 (新第三紀前期中新世) や三浦層群 (新第三紀中期中新世～鮮新世) などの複数の地層群が複雑に分布していることである (図 4, 5)。さらに、この地帯の大きな特徴として、ほとんどが砂や泥の海成の地層からなる房総半島ではめずらしく、火成岩類の産出が見られることが挙げられる。その火成岩類も特殊で、超苦鉄質岩の蛇紋岩が卓越し (図 6)、そのほか、斑れい岩類、枕状溶岩をなす玄武岩類 (図 7) などが見られる。これらの岩石の組み合わせは、海洋の地殻～マントル起源の、いわゆる「オフィオライト」



と呼ばれるものである。これらは、かつて大洋の海洋底を構成していた岩石が、なんらかのかたちで房総半島（日本列島）に付加したものと考えられる（小川・谷口，1987）。これらの岩石の産状としては、破碎された蛇紋岩が基質となり，その中に玄武岩や斑れい岩などが構造的なブロックとして含まれるものである。この破碎された蛇紋岩を主とする岩石群が、嶺岡帯内で網の目のように断層帯を形成して、主として保田層群の地層中に固体貫入（プロトルージョン）していると考えられる（図8）。それらの断層によって各地層群が分断され複雑な分布を示すほか、断層に沿った場所では、地層（主として保田層群）がダメージを受けて破碎され（図4中の保田層群の剪断帯）、地すべりを引き起こしやすくなっているとみられる（高橋ほか，2012）。それらは侵食にも弱く、低



図 6 嶺岡帯の蛇紋岩。
剪断変形を受けて細かく破碎されている。破碎から免れたやや大きな岩塊が見られる。



図 7 嶺岡帯の玄武岩枕状溶岩。
蛇紋岩に取り込まれた大型のブロックとして産すると考えられる。

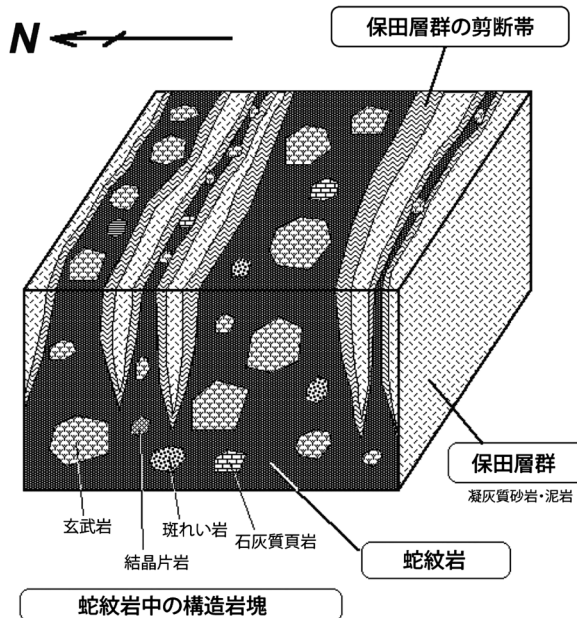


図 8 嶺岡帯の地質構造概念図。

地を発達させている要因と考えられる。一方、それらの断層から免れた地質体が侵食されずに残り、独立峰を形成しているとみられる。なお、これらの断層は、現在でも活動している可能性がある。

2.2 嶺岡帯の南方及び北方地域

前述のように、房総半島南部において、嶺岡帯は隆起の中心域をなし、房総半島でも最も古い時代の地層や岩石が産出する。その嶺岡帯の南方と北方は、より新しい時代の地層から構成されるが、地層の年代は共通するものの、地質構造が大きく異なっている。

嶺岡帯より南方の地域は、新生代新第三紀中新世以降の堆積層（深海性の泥岩、砂岩、凝灰岩類）で構成されているが、地層が激しく変形を受けているのが特徴である。

特に前期中新世の「保田層群」は、海溝（かつての相模トラフ）付近でフィリピン海プレートの沈み込みの力を受けて変形し、陸側に押しつけられてできた「付加体」の性格を持つと言われている（小川・石丸, 1991；山本ほか, 2017）。大小の断層や複雑な褶曲が発達し、地層の連続性に乏しい（図9a）。主として凝灰質砂岩・泥岩から構成され、伊豆弧の前弧の物質が大量に付加されたものと考えられる。

中期中新世以降の地層は、半遠洋性泥岩を主体とし多量の火山碎屑物層が挟まれる地層で、かつては「三浦層群」と一括されていたが、近年では、やはり変形が激しく付加体としての性格をもつ「西岬層」（図9b）と、海溝陸側斜面上に断層運動によって形成された小規模な堆積盆を埋めた被覆層で変形の程度の小さい「南房総層群」が存在することが示されている（川上・宍倉, 2006；山本ほか, 2017）。

三浦層群の上位に重なる「千倉層群」も、後述の同時代の「上総層群」に比べると褶曲が発達し、より変形を被っている。大規模な海底地すべり堆積層も見出されている（図9c）。

以上のように、房総半島南部では、新第三紀以降、長期に渡ってプレートの沈み込みの影響を強く受け続けてきたことを示している。現在でも、たとえば1923年の大正関東地震の際に、派生断層である「延命寺断層」が活動したことが知られている（山崎, 1925）。

一方、嶺岡帯より北方の地域は、南方と同様に中期中新世以降の海成層からなり、中期中新世～鮮新世の「三浦層群」はゆるやかな褶曲構造は見られるものの、それほど激しい変形は受けておらず、ほぼ連続して重なる第四紀更新世の「上総層群」は単純な単斜構造を持つ地層群である（図9d）。これらの地層は、半遠洋性泥岩とタービダイト砂岩及び多数の火山碎屑物層から構成され、それらの火山碎屑物層の多くは、鍵層として房総半島内で広く追跡され、地層の対比や地質層序の確立に役立っている。

以上のように、嶺岡帯、並びに、その南方地域及び北方地域が、それぞれ外縁隆起帯、海溝陸側斜面、前弧海盆に対比されると考えられる。この地質構造は、現在の同じフィリピン海プレートの沈み込みに面した紀伊半島沖では、まだすべて海中に没しているが（前弧海盆でも水深約2,000m）、房総半島ではそれらがすでに陸上に現れていることになる。当初は房総半島もすべて海中に没していたわけだが、嶺岡山地を中心とする隆起運動によって大きく陸化が進んだものとみられる。このことは、房総半島が置かれた位置によると考えられ、前述のような南方と東方からの2つのプレートの沈み込みによるものか、あるいは、南方から沈み込むフィリピン海プレートが伊豆一小笠原島弧の前弧域にあたり、ある程度成長した大陸地殻を持つ部分が沈み込んでいることから、紀伊半島沖などと比べて沈み込みに対する抵抗が大きいことが想定される。また、プレートの運動方向の変化がかかわっている可能性もある（Takahashi, 2017）。

理由はどうあれ、房総半島はプレートの沈み込み帯に近い海底が隆起して陸化した場所ということでは確かである。そして、その動きは今でも続いていると言える。



図 9a 保田層群の‘混沌層’。
数多くの断層により地層が細かく分断され、同一層が複雑な配列を示す。



図 9b 西岬層中のデュプレックス構造。
露頭中部の暗色の砂岩層は3枚の層に見えるが、1枚の地層が低角逆断層で繰り返し重なったもの。



図 9c 千倉層群の海底地すべり堆積層。
地すべりによって地層が大小にブロック化しており、大型のものは家ほどの大きさがある。



図 9d 上総層群のタービダイト砂泥互層。
ほとんど変形を受けておらず、一方向にゆるやかに傾斜するのみである。

3. 房総半島の温泉

房総半島はプレートの沈み込みに面した島弧の前弧域にあたるため、火山フロントよりも海溝側にあり、基本的に火山が生成しない場所にあたる。このため、泉温（25℃以上）で定義される温泉は、天然にはほとんど存在しない。しかし、溶存物質により温泉（鉱泉）と定義される場所は意外に多く存在する。1986年時点での千葉県の温泉施設は61件で、そのうち泉温25℃以上の温泉は8施設、30℃以上はわずか1施設であるが（千葉県衛生部薬務課，1986），1980年代以降は、安価なボーリング技術の進歩によって、地温勾配によって温度の上昇した深層の地下水が汲み上げられて、温泉となっている場所も増えている。2018年時点での千葉県の温泉施設は278カ所にのぼり、34施設が泉温25℃以上で、泉温42℃以上の施設も2施設存在する（千葉県健康福祉部薬務課，2019）。それらの多くは、かつてはほとんど温泉が存在しなかった千葉県北部地域である。

房総半島南部の温泉は古くから存在するものが多い。房総半島南部全体で硫黄泉が特に卓越する

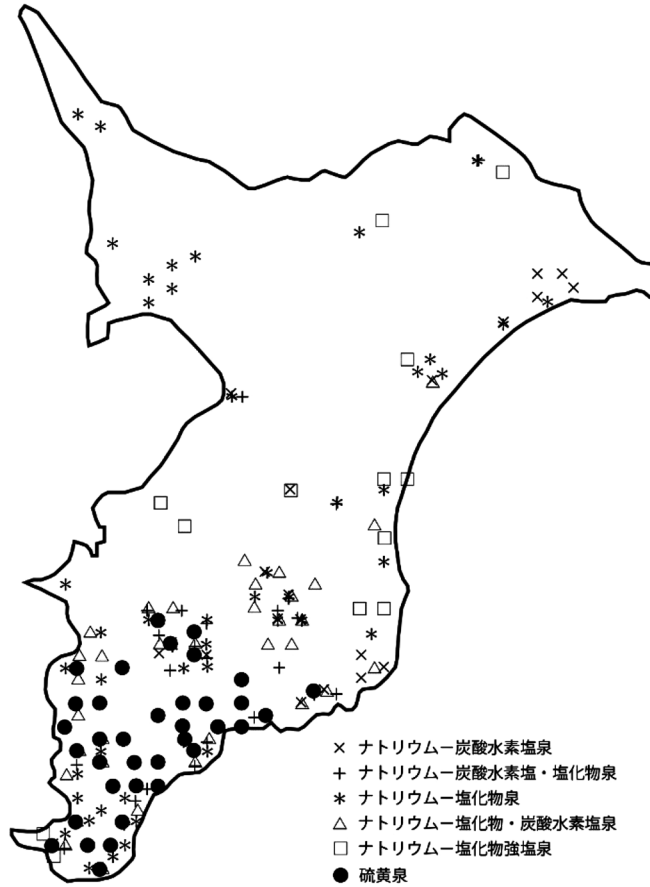


図 10 千葉県の泉質別の温泉の分布.
小高陽子 (2008) より.



図 11 房総半島南部の地層からしみ出す硫黄分.
黄白色の液状物質が半遠洋性泥岩を主とする地層からしみ出している.

が(図10), この点に関しては, 房総半島南部を構成する地層の多くが比較的深海に堆積した泥岩を主体とすることから, これらの地層中に海水中の硫酸イオンを起源とする硫化鉄が多く含まれるためと考えられている(楠田, 1997). 河川沿いの露頭などから硫黄分がしみ出している様子がしばしば観察される(図11). 泥岩層の間には主に伊豆弧を起源とする凝灰岩層が頻繁に挟まれており, これらも硫化物の起源となっているかもしれない. これらを溶かし込んだ地下水が断層等を伝って湧出しているのであろう.

房総半島南部の前述の3つの地質区(嶺岡帯, 嶺岡帯北方, 嶺岡帯南方)において, 特に温泉の分布の偏りは見られないが, それらの地質構造と温泉との関係については, まだ十分に研究されてはいない. 温泉の泉質は地質の構成要素と, 湧出メカニズムや湧出量等は地質構造と大きく関与していると考えられるので, 上記の地質構造の異なる3つの地質区においては, 温泉の性質にもかなりの相違があることが想定される. 今後の研究が待たれるところである.

謝 辞

本稿をまとめる機会をいただいた, 温泉科学会, 並びに, 内野温泉科学研究所の内野栄治博士, 「温泉科学」編集委員長の長島秀行博士に感謝申し上げます.

(2020年11月27日講演)

引用文献

- 千葉県衛生部薬務課(1986):千葉県温泉ガイド. 106 p, 千葉県衛生部薬務課, 千葉.
- 千葉県健康福祉部薬務課(2019):平成30年度 薬務行政概要. 156 p, 千葉県健康福祉部薬務課, 千葉.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002):三浦半島断層群の長期評価について. 政府地震調査研究推進本部ウェブページ [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_11.pdf] (令和3年4月27日閲覧).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):鴨川低地断層帯の長期評価について. 政府地震調査研究推進本部ウェブページ [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_10.pdf] (令和3年4月27日閲覧).
- 活断層研究会(1980):日本の活断層—分布図と資料—. 366 p, 東京大学出版会, 東京.
- 川上俊介・宍倉正展(2006):地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)館山地域の地質. 82 p, 産総研地質調査総合センター, つくば.
- 楠田 隆(1997):温泉. 千葉県史料研究財団(編), 千葉県の自然誌 本編2 千葉県の大地, 597-606, 千葉県.
- 三梨 昂・菊池隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貴・影山邦夫・奈須紀幸・加々美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 茂(1979):特殊地質図20 10万分の1地質図説明書「東京湾とその周辺地域の地質」. 91 pp, 地質調査所, つくば.
- 三梨 昂(1980):関東堆積盆地の構造とその発達. アーバンクボタ, (18), 6-15.
- 三梨 昂・須田芳朗(1980):20万分の1地質図幅「大多喜」. 地質調査所, つくば.
- 三梨 昂・小野晃司・須田芳朗(1980):20万分の1地質図幅「横須賀」. 地質調査所, つくば.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一(1981):地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)鴨川地域の地質. 107 p, 地質調査所, つくば.
- 小高陽子(2008):千葉県の温泉水のはなし. 千葉県衛生研究所公開講座資料.

- 小川勇二郎・谷口英嗣 (1987) : 前弧域のオフィオリティックメランジュと嶺岡帯の形成. 九大理研報 (地質), **15**, 1-23.
- 小川勇二郎・石丸恒存 (1991) : 房総半島南部江見海岸における江見層群の地質構造. 地学雑誌, **100**, 530-539.
- 太田陽子 (1999) : 三浦半島の活断層—完新世における活動史と問題点. 第四紀研究, **38** (6), 479-488.
- 宍倉正展・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.
- Takahashi, M. (2017) : The cause of the east-west contraction of Northeast Japan. Bulletin of the Geological Survey of Japan, **68**, 155-161.
- 高橋雅紀 (2008) : 3.3 南関東. 日本地方地質誌3 関東地方, 166-193, 朝倉書店, 東京.
- 高橋直樹 (1997) 嶺岡山地の地質. 千葉県史料研究財団 (編), 千葉県の自然誌 本編2 千葉県の大地, 129-161, 千葉県.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一 (2012) : 房総半島嶺岡帯の地質及び構造発達史. 神奈川博調査研報 (自然), (14), 25-56.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一 (2016) : 葉山—嶺岡帯トラバース. 地質学雑誌, **122** (8), 375-395.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫 (2015) : 20万分の1地質図幅「横須賀」(第2版). 産総研地質調査総合センター, つくば.
- Tobin, H., Kinoshita, M., Ashi, J., Lallemand, S., Kimura, G., Screaton, E., Thu, M.K., Masago, H., Curewitz, D. and the Expedition 314/315/316 Scientists (2009) NanTroSEIZE Stage 1 expeditions : introduction and synthesis of key results. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Vol. 314/315/316, 1-20.
- 宇野沢昭・岡 重文・坂本 亨・駒澤正夫 (1983) : 20万分の1地質図幅「千葉」. 地質調査所, つくば.
- 山本由弦・千代延俊・神谷奈々・濱田洋平・斎藤実篤 (2017) : 付加型沈み込み帯浅部の地質構造 : 房総半島南部付加体—被覆層システム. 地質学雑誌, **123** (1), 41-55.
- 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号乙, 11-54.