横須賀市博研報 (自然) Sci. Rept. Yokosuka City Mus., (56): 1-8. Mar. 2009

三浦市二町谷の神奈川県指定天然記念物「漣痕 (波調層)」の成因

柴田健一郎 *・蛯子貞二 **

The origin of "Renkon", a natural monument of Kanagawa Prefecture in the Mio-Pliocene Misaki Formation of Futamachiya, Miura City, central Japan

SHIBATA Kenichiro* and EBIKO Teiji**

キーワード：**コンボルート葉理，スランプ，三崎層，中新ー鮮新世，三浦半島**
Key words: **convolute lamination, slump, Misaki Formation, Mio-Pliocene, Miura Peninsula**

神奈川県三浦市二町谷に露出する中新ー鮮新統三浦層群三崎層の露頭には，古くから「漣痕 (波調層)」と呼ばれる波状の構造が知られており，神奈川県の天然記念物に指定されている。その成因についてはこれまで複数の解釈がなされてきたが，露頭観察 に基づき検討した結果，この構造の成因は海底地すべりや断層運動，もしくは液状化に伴って，凝灰質シルト岩が二次的に変形したコンボルート葉理であると解釈される。シルト岩に発達する波状構造の形態的特徴は非常に不規則で，斜交葉理などの内部構造は認められない。また，波状構造の傾斜角には，安息角を越える角度を持つものが認められる。これまでに報告された三浦一房総付加体のモデルに基づくと，波状構造が発達する二町谷の露頭は，付加体上部の堆積物の特徴を示していると考えられる。

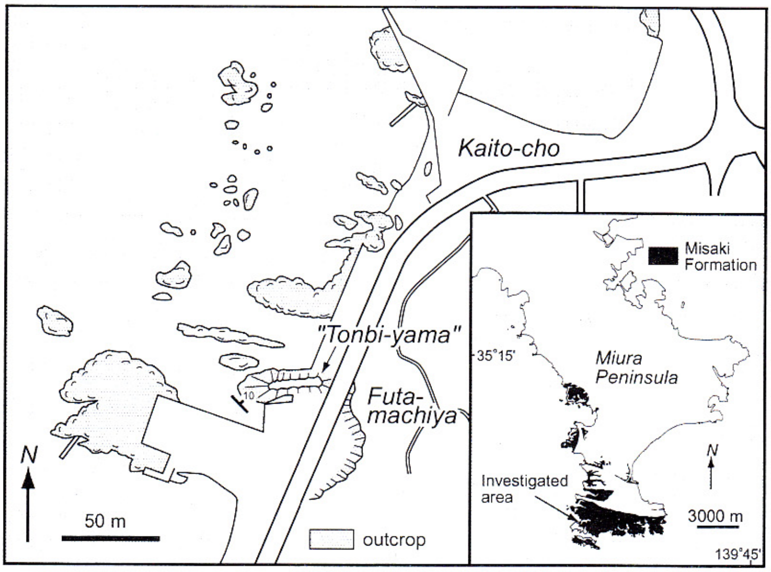
There are wavy structures called "Renkon" in the Mio-Pliocene Misaki Formation of the Miura Group, on the southwestern part of the Miura Peninsula, central Japan. The stratification is designated as a natural monument of Kanagawa Prefecture. Although the origin of the structure is the subject of much controversy, a detailed observation of the outcrop revealed that the wavy structure is convolute lamination made by submarine sliding, thrusting, and/or liquefaction. The morphological features of them, which develop on tuffceous siltstone, are quite irregular, and there are no internal structures such as cross laminations. Furthermore, some of the wavy structures have steeper dips than the angle of repose. On the basis of a previously reported model of the Miura-Boso accretionary prism, the submarine sliding, thrusting and/or liquefaction origin wavy stratification is characteristic of the upper part of accretionary prism.

はじめに

神奈川県三浦市二町谷の通称トンビ山付近に露出する新第三系三浦層群三崎層のシルト岩には，古くから波状の構造が知られ (第 1 図)，トンビ山と周辺の 3 つの小島は「漣痕 (波調層)」として 1957 年 (昭和 32 年) に神奈川県の天然記念物に指定された (神奈川県教育庁社会教育部文化財保護課 , 1978)。見上 (1978a, b) はトンビ山周辺の柱状図を示し，波状構造を「漣痕」として記載した。見上 (1978b) は，これらの構造が一方向流によって形成されたカレントリップル (漣痕) である可能性を示唆している。一方，小島 (1980) はこれらの波状構造を，波の斜面の角度が層理面に対して安息角を超えるほど急であることなどからスランプ褶曲であると解釈した。このように波状構造の成因については複数の解釈がなされている。これらのことをふまえ，トンビ山付近 (第 2 図) に露出す

* 横須賀市自然・人文博物館　〒 238-0016 横須賀市深田台 95
** 三浦半島活断層調査会　横須賀市自然・人文博物館気付
原稿受付 2008 年 12 月 23 日　横須賀市博物館業績 第 619 号

第 1 図　三浦市二町谷のトンビ山に露出する三崎層の露頭.



第 2 図　調査地周辺の地図．検討対象としたのは三浦市二町谷のトンビ山周辺の海岸に露出する地層である．右下図の黒色部分は三崎層の分布を示し，主要図のドットは露頭を示す．地質図は横須賀市自然博物館 (1991) に基づく．

る三崎層について詳細な露頭観察を行った。その結果，この波状構造はシルト岩の堆積後に二次的な変形を受けた構造であるという結論を得たので報告する。

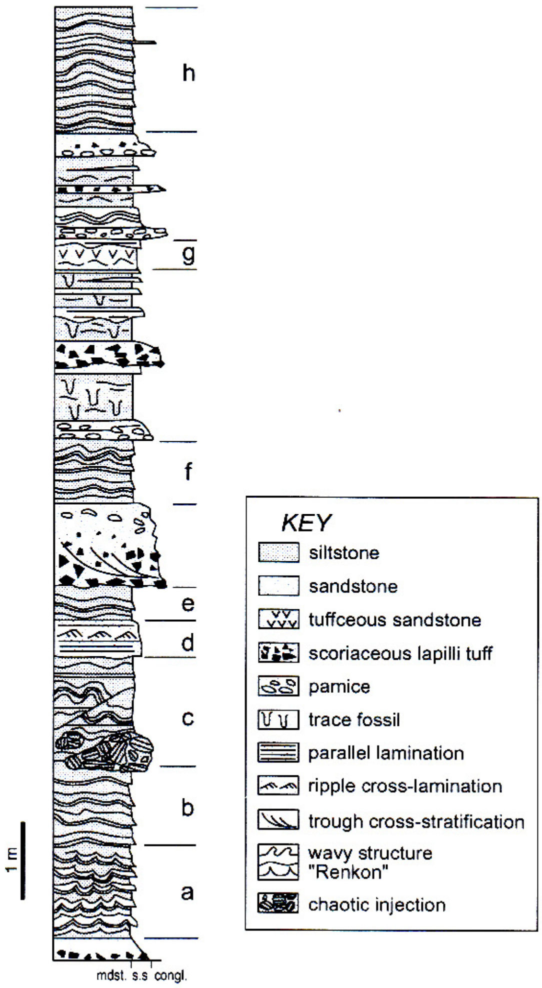
地質概略

三崎層は三浦半島南部に分布する三浦層群の下部を構成する地層で，主としてシルト岩からなり，スコリア質やパミス質の粗粒な火砕岩を多く含む。これらのシルト岩は半遠洋性堆積物やコンターライト，より粗粒な火砕岩は降下火砕堆積物やタービダイトであると解釈されている (Soh *et al.*, 1989; Stow *et al.*, 1998; Lee and Ogawa, 1998)。三崎層は凝灰岩層の U-Pb 年代測定に基づいて，中新世中期～鮮新世 (およそ 10.0-4.4Ma) とされており (柴田ほか , 2008)，その堆積深度は底生有孔虫群集に基づいて中部漸深海帯下部～深海帯 (水深 2000 ～ 3000m) であったと解釈されている (秋元ほか , 1991)。また，三崎層にはスラストやデュープレックス，インジェクションなどの構造が顕著に発達し，付加体の特徴を示している (Yamamoto *et al.*, 2000; 小川ほか , 2003 など)。

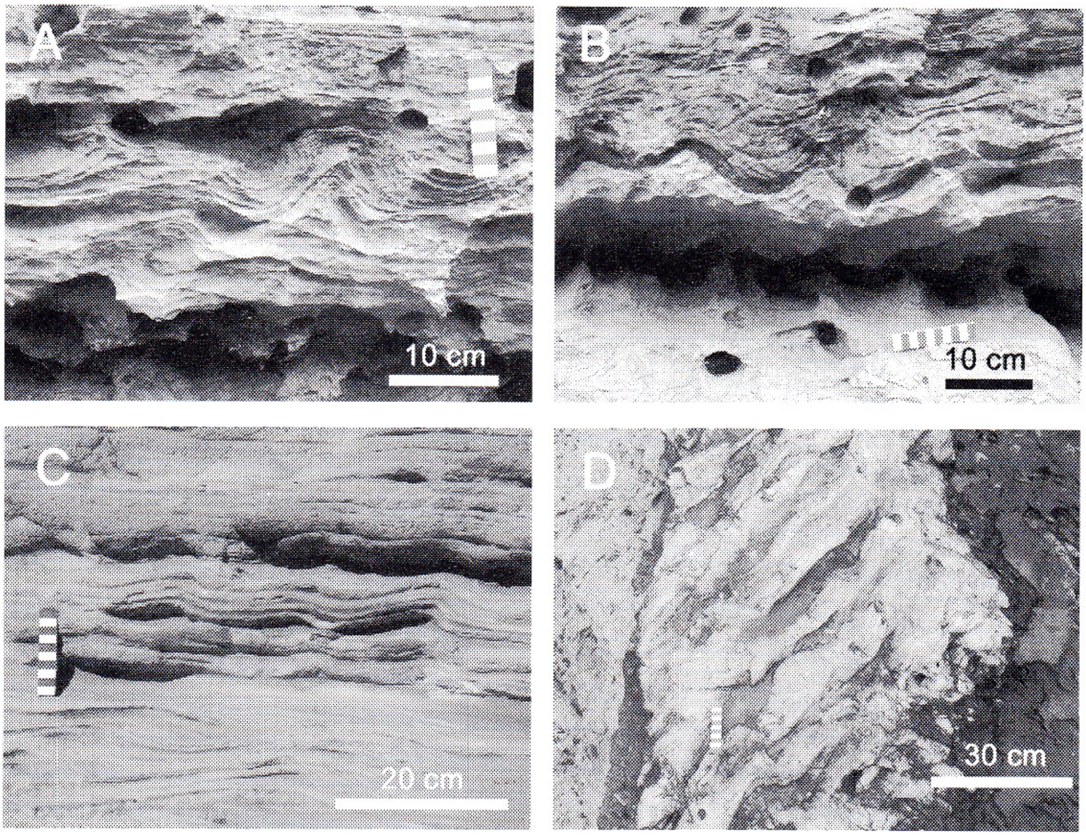
露頭の記載

調査地域の露頭は主として凝灰質シルト岩とスコリア質の火砕岩からなり，細粒のタービダイト砂岩や凝灰岩を挟む。これらの露頭の地質柱状図を作成し，波状構造や特徴的な堆積構造が認められる層準を a ～ h とした (第 3 図)。「漣痕」として知られる波状の構造は，トンビ山やその北側の小島，道路わきの岩礁に露出する凝灰質シルト岩に広く認められる (第 2 図 ; 第 3 図の層準 a, b, c, e, f, g, h)。東西方向の露頭では特に顕著に観察されるが，南北方向の露頭ではあまり発達しない。また，粗粒な火砕岩や砂岩には認められない。波状構造を作るシルト岩の葉理は斜交することがなく，カレントリップル斜交葉理などの内部構造は認められない (第 4 図)。しかしながら，シルト岩にわずかに挟在する厚さ 5 cm 程度の細粒砂岩には，フォアセット葉理と思われる内部構造が認められる (第 5 図 A)。それらの細粒砂岩には，下位のシルト岩が貫入し，火炎状構造を構成することもある (第 5 図 B)。露頭の中部に発達するタービダイト砂岩 (第 3 図の層準 d，第 5 図 C) には，明瞭な下部平行葉理とカレントリップル斜交葉理，ならびに上部平行葉理が観察される。

主に凝灰質シルト岩からなる波状構造の平面形態は峰部が直線的である事が多く (第 4 図 D)，峰部は北北西－南南東の方向性を持つ。断面形態は非常に不規則であり，左右対称，非対称なものが認められ，垂直的・水平的に大きな形態の変化が認められる (第 4 図 , 第 6 図 , 第 1 表)。すなわち，層準 a では波状構造の波長 (L) が大きいのに対し (約 8 ～ 30cm), 層準 c や g では波長が比較的小さい (そ



第 3 図　三浦市二町谷トンビ山周辺に露出する三崎層の柱状図．a ～ h は特徴的な波状構造や堆積構造が発達する層準を示す．凡例は siltstone: シルト岩，sandstone: 砂岩，tuffceous sandstone: 凝灰質砂岩，scoriaceous lappilli tuff: スコリア質火山礫凝灰岩，pamice: 軽石，trace fossil: 生痕化石，parallel lamination: 平行葉理，ripple cross-lamination: リップル斜交葉理，throgh cross stratification: トラフ型斜交層理，wavy structure “Renkon”: 波状構造 (漣痕)，chaotic injection: 乱堆積層 (インジェクション) を示す．

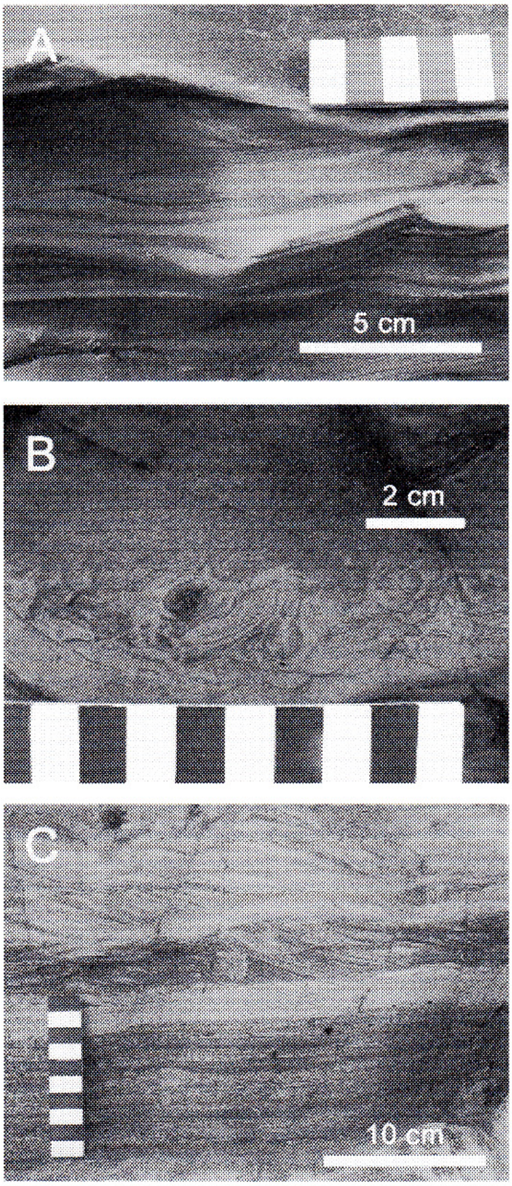


第 4 図 シルト岩に発達する波状構造．A，B: 側面観，写真左が西方向．第 3 図の層準 a．C: 側面観，写真左が西方向．第 3 図の層準 f．D: 上面観，写真右上が北方向．第 3 図の層準 a.

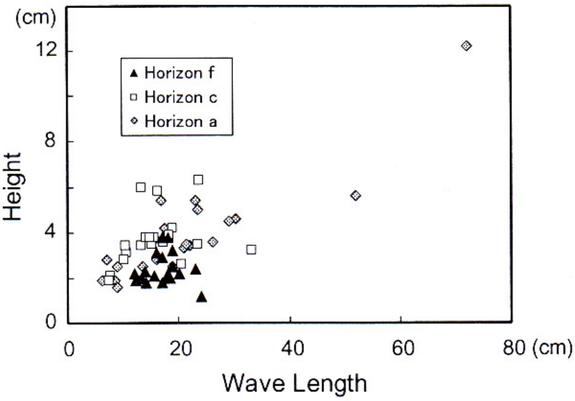
れぞれ約 7 ～ 23cm, 12 ～ 24cm)。また, 波長と高さの比 (L/H) は層準 a, c で比較的小さいのに対し, 層準 g では大きい。層準 a では波長・高さの水平的な変化が著しく，波長は 7.0 ～ 72.0cm, 高さは 1.6 ～ 12.2cm の幅が認められた (第6図)。トンビ山の層準 f に認められる波状構造は東方向に急な斜面を持つが，層準 a のそれらは左右対称のものが多く見られ (第 4 図A), 一部は西方向に急傾斜を持つ (第4図B)。峰部の形態については，丸いものと鋭いものの両方が観察される (第 4 図 A, B)。層理面に対する波状構造の傾斜角は 10 ～ 35 度程度のものが多いが，一部には 45 度を越えるものも存在する (第 7 図)。これらの波状構造は層理面に対してほぼ平行に側方へ連続する。層準 c には層理面に平行な断層やスラストが認められ，明瞭な波状構造を鍵層として注目すると，それらの断層によって地層が何度も繰り返している様子が観察される (第 8 図)。地層の繰り返しの下位には，シルト岩ブロックと細粒なスコリア質砂岩の基質からなる乱堆積層が認められる。

シルト岩に認められる波状構造の成因の考察

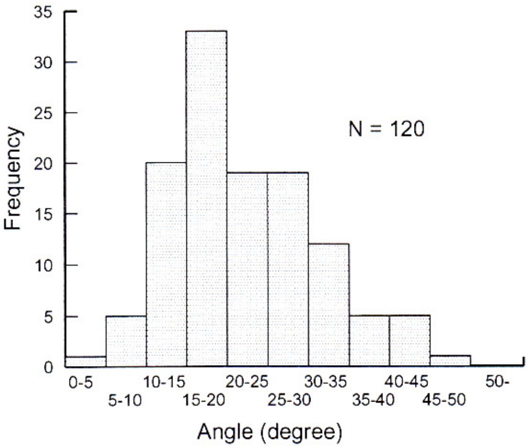
粒子の堆積によって形成される斜面の最大傾斜角である安息角は，水中で約 30 ～ 40 度である (Bridge, 2003 など)。したがって，二町谷のシルト岩に見られる 40 度を越える傾斜角を持つ波状の構造は，少なくとも堆積後に二次的な変形を受けたものと考えることができる。さらに，波状構造を構成するラミナが斜交せず内部構造が認められないこと，形態が非常に不規則であること，ならびに急傾斜方向が必ずしも一定でないことを併せて考えると，調査地域のシルト岩に観察される波状構造は，堆積時に流水の働きで作られたカレントリップルなどのベッドフォーム，すなわち漣痕が保存されたものではないと解釈できる。これは波状構造がシルト岩に広く発達していることからも支持される。粘土やシルトなどの細粒な粒子でもベッドフォームが形成されることは実験的に確かめられているが，その断面で観察される斜交葉理は



第 5 図　二町谷の露頭に見られる堆積構造．A: シルト岩に挟在する斜交葉理．第 3 図の層準 a．B: 火炎状構造．第 3 図の層準 a．C: タービダイト砂岩．第 3 図の層準 d．



第 6 図　シルト岩に発達する波状構造の波長と高さの散布図．横軸が波長，縦軸が高さを表す．



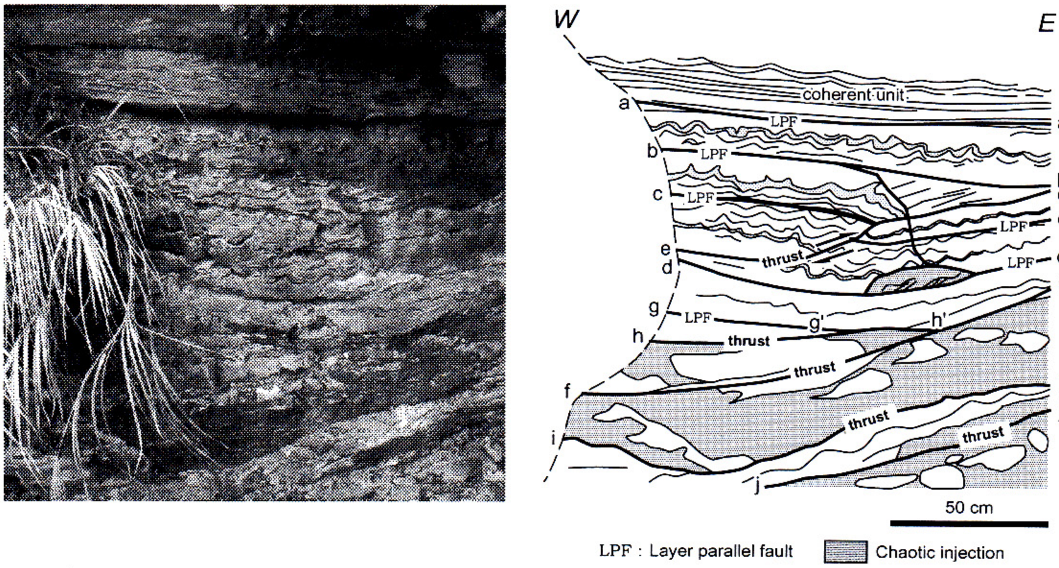
第 7 図　波状構造の傾斜と層理面との角度を表したヒストグラム．横軸は波状構造の傾斜と層理面との角度 (度)，縦軸は頻度を表す．N は測定数．

第 1 表　シルト岩に発達する波状構造の波長 (L)，高さ (H)，波長と高さの比 (L/H) の平均値．N は測定数．層準 a，c，f はそれぞれ第 3 図の層準に対応する．

	N	L (cm)	H (cm)	L/H
Horizon f	20	17.2	2.4	7.9
Horizon c	20	16.1	3.7	4.5
Horizon a	20	22.2	4.0	5.4

極めて緩傾斜である (Scheiber *et al*., 2006)。

地層中に観察される単層，または単層の一部が，二次的に波状に変形した構造，もしくは複雑にくねっている構造は，コンボルート葉理として知られており，二町谷の波状構造もコンボルート葉理と呼んで差し支えないと



第 8 図　地層の繰り返しが認められるトンビ山の露頭とそのトレース．写真左が西方向．a-a' ～ c-c'，g-g' は層理面に平行な断層・すべり面 (LPF: Layer parallel fault)，e-e'，f-f'，h-h' ～ j-j' はスラスト (thrust)．露頭上部には整然層 (coherent unit)，下部には乱堆積層 (Chaotic Injection) が認められる．第 3 図の層準 c に相当する．

考えられる。コンボルート葉理の成因については多くの議論がなされてきた。すなわち，①初生的にはリップルであったものが，流れの掃流力と摩擦によって形を乱されて作られる (Dzulynski and Smith, 1963; Stow, 2005)，②潮間帯で閉じ込められた空気の上昇によって層理が乱されて形成される (De Boer, 1979)，③脱水作用による液状化，流動化によって形成される (Lowe, 1975; Allen, 1982; 山本ほか , 2007)，④差別的荷重によって形成される (Dzulynski and Smith, 1963)，⑤海底地すべりに関係した堆積物の塑性的な変形の結果作られる (De Boer, 1979) といった解釈である。コンボルート葉理はタービダイト砂岩に広く認められ (山本 , 1971; Stow, 2005 など)，①，③，もしくは④の成因で説明されることが多い。

二町谷の波状構造の成因として，シルト岩には斜交葉理などの内部構造が認められないことから①の成因は考え難い。三崎層の堆積深度は水深 2000 ～ 3000m であったと解釈されていることから (秋元ほか , 1991)，②の成因も除外される。④の成因に起因すると考えられる火炎状構造は前述のように一部の地層に認められるのみである。二町谷の露頭からは層理面に平行な断層・すべり面や，液状化に伴うインジェクションと考えられる乱堆積層が認められる (第 8 図)。したがって，二町谷の波状構造は，海底地すべりや断層運動に伴ってシルト岩が塑性的に変形したか，地震などに起因した脱水作用・液状化によってラミナが乱された結果作られたと解釈するのが妥当であると考えられる (上記③と⑤の成因)。小川ほか (2003) は三浦市浜諸磯地域から乱堆積層 (シルト岩ブロック－砂岩礫岩基質・流動したシルト岩など) を報告しているが，二町谷で観察される波状構造や乱堆積層はこれらと同様なものと考えられる。

議　論

二町谷の露頭では，波状構造が層理面にほぼ平行な断層もしくはすべり面で切られ，地層の繰り返しが認められる (第 8 図)。一方，乱堆積層に含まれるシルト岩ブロックには波状構造が認められ，さらに層理面に平行な断層・すべり面や乱堆積層は層理面に斜交する小さなスラストによって切られている。したがって，二町谷の露頭からは，(i) 層理面に平行な断層・すべり面の活動，(ii) 液状化によるインジェクション，(iii) スラスト運動といった変形ステージが復元される。これら 3 つの変形ステージは，Yamamoto *et al.* (2000) が三浦市浜諸磯－海外町の三崎層から復元した変形ステージとほぼ同様である。前述のように，波状構造はこれらの変形ステージで形成された可能性が考えられるが，乱堆積層のブロックに波状構造が認

められる事実は，少なくとも波状構造の一部が，(i) の変形ステージ，すなわち海底地すべりや層理面に平行な断層のすべりに起因して形成されたことを示唆している。

Yamamoto *et al.* (2005) は三浦半島と房総半島に分布する付加体堆積物を，変形様式と構造的な特徴に基づいて 3 つに区分した。すなわち，デコルマンゾーンに相当するインブリケートスラスト (imbricate thrust)，付加体下部を構成し，デュープレックス構造の発達で特徴づけられるスラストユニット (thrust unit)，付加体上部を構成し，液状化や海底地すべりに起因する乱堆積層で特徴づけられるアッパーコヒーレントユニット (upper coherent unit) である。二町谷の露頭には層理面にほぼ平行な断層やすべり面，スラストが認められるものの，顕著に発達する波状構造，ならびにインジェクションに起因すると考えられる乱堆積層で特徴付けられる。これらの特徴は，Yamamoto *et al.* (2005) の解釈に基づけばアッパーコヒーレントユニットの特徴を示していると考えられる。ブロック化したシルト岩などの乱堆積層は三浦市海外町，黒鯛込，浜諸磯に分布する三崎層からも報告されており (Yamamoto *et al.* 2000; 小川ほか , 2003)，二町谷の露頭はこれらの地層と共に，付加体上部の特徴を表しているものと考えられる。

まとめ

神奈川県三浦市二町谷の三崎層に見られる波状構造を検討した結果，以下のことが明らかになった。

1. 波状構造が主に発達するのは凝灰質シルト岩であり，内部構造は認められない。構造の断面形態は非常に不規則で，水平的・垂直的に高さ，波長，形態が変化する。平面形態は峰部が直線的であることが多い。
2. 波状構造は海底地すべり，断層運動，または堆積物の液状化に伴って二次的に形成されたコンボルート葉理であり，流水の働きで作られたカレントリップル (漣痕) ではないと解釈される。しかしながらタービダイト砂岩には，カレントリップル (漣痕) の移動により形成されたカレントリップル斜交葉理が認められる。
3. 波状構造と乱堆積層で特徴づけられる二町谷の露頭は，付加体上部の堆積物の特徴を示しているものと考えられる。

謝 辞

本論文を作成するにあたり，伊藤　慎教授と西田尚央氏 (千葉大学理学研究科) には，堆積構造について多くの有益なご助言を頂いた。蟹江康光博士 (あーすコンサル) には三浦半島の地質・層序ならびに地体構造について教えていただいた。David Doran 氏には英文要旨を読んでいただいた。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

文 献

秋元和實・内田英一・尾田太良　1991. 三浦半島南端の中～後期中新世三崎層産底生有孔虫群集による古環境復元 . 月刊地球 , **13** (1): 24-30.

Allen J. R. L. 1982. *Sedimentary structures, vol. II*. 663pp. Elsevier, Amsterdam.

Bridge J. S. 2003. *Rivers and Floodplains*. 491pp. Blackwell, Malden.

De Boer P. L. 1979. Convolute lamination in modern sands of the estuary of the Oostershelde, the Netherlands, formed as the result of entrapped air. *Sedimentology*, **26**: 283-294.

Dzulynski S. and Smith A. J. 1963. Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33** (3): 616-627.

神奈川県教育庁社会教育部文化財保護課 (企画・編集) 1978. 神奈川県文化財図鑑天然記念物編 . 72 ページ . 有隣堂 , 横浜 .

小島伸夫　1980. 三浦半島南西部の三崎累層にみられる乱堆積層について (第 1 報). 地質学雑誌 , **86** (5): 313-326.

Lee I. T. and Ogawa Y. 1998. Bottom-current deposits in the Miocene-Pliocene Misaki Formation, Izu forearc area, Japan. *The Island Arc*, 7: 315-329.

Lowe D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204.

見上敬三　1978a. II 地質 5 三浦半島 . 神奈川県県民部県史編集室 (編) 神奈川県史各論編 4 自然 : 213-251. 神奈川県 .

見上敬三　1978b. 県天然記念物漣痕 (波調層). 神奈川県教育庁社会教育部文化財保護課 (企画・編集) 神奈川県文化財図鑑天然記念物編 : 48-51. 有隣堂 , 横浜 .

小川勇二郎・山本由弦・仁平麻奈美　2003. 三浦半島南部の三浦層群三崎層の地質構造とテクトニクス (海洋科学技術センター (JAMSTEC) 見学を含む). 日本地質学会第 110 年学術大会 (2003 静岡) 見学旅行案内書 : 143-162.

柴田伊廣・折橋裕二・山本由弦・木下正高　2008. U-Pb 年代測定法の現世付加体への適用に向けて . 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨 : 104.

Scheiber J., Southard H. and Thaisen K. 2006. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Science*, **318**: 1760-1763.

Soh W., Taira A., Ogawa Y., Taniguchi H., Pickering K. T. and Stow D. A. V. 1989. Submarine depositional processes

for volcaniclastic sediments in the Mio-Pliocene Misaki Formation, Miura Group, central Japan. *In* Taira A. and Masuda F. eds. *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*: 619-630. TERRAPUB, Tokyo.

Stow D. A. V. 2005. *Sedimentary Rocks in the Field*. 320pp. Manson Publishing, London.

Stow D. A. V., Taira A., Ogawa Y., Soh W., Taniguchi H. and Pickering K. T. 1998. Volcaniclastic sediments, process interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, **115**: 315-381.

山本裕彦　1971. フリッシュ型砂岩に発達する convolute lamination について . 地質学雑誌 , **77** (1): 23-36.

山本由弦・栗原敏之・常盤哲也・植田勇人・中江　訓・脇田浩二・原　英俊・内野隆之・上野　光・鎌田祥仁・山田泰広・宮川歩夢・辻　健　2007. 千倉層群畑層中に見られる大規模コンボリュート葉理と火炎構造 . 地質学雑誌 , **113** (11): XVII-XVIII.

Yamamoto Y., Mukoyoshi H. and Ogawa Y. 2005. Structural characteristics of shallowly buried accretionary prism: Rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. *Tectonics*, **24**: TC5008, doi: 10.1029/2005TC001823.

Yamamoto Y., Ohta Y. and Ogawa Y. 2000. Implication for the two-stage layer-parallel faults in the context of the Izu forearc collision zone: examples from the Miura accretionary prism, Central Japan. *Tectonophysics*, **325**: 133-144.

横須賀市自然博物館 (編)　1991. 三浦半島の自然環境 — 5 万分の 1 自然環境図説明書 —. 59 ページ . 横須賀市自然博物館 .