

房総半島南東部江見付近の  
完新世段丘について

山口源吾  
仲川信一

- <目次> I はじめに  
II 調査地域の概要  
III 段丘面の分布と形態  
IV 段丘堆積物  
V 本地域の段丘形成過程  
VI まとめ

## I はじめに

房総半島南部から南東部にかけては完新世の海岸段丘地形が連続よく発達しており、様々な分野からの研究成果(Yokoyama, 1924; 山崎, 1925; 今村, 1925; 渡辺, 1929; 今村, 1931; Yabe, 1933; 多田・中野, 1952; 中野, 1952, 1954; 吉川・斉藤, 1954; Sugimura & Naruse, 1954, 1955; 中野, 1956; 神尾・森谷, 1961, 1962, 1964; 新堀, 1967; 松田・太田他, 1974; 村井・金子, 1974; Yonekura, 1975; 村井・金子; 1976; 中田・木庭他, 1978; 横田, 1978; 松島, 1979; 中田・木庭他; 1980; 中嶋・牧本, 1981; 磯部, 1982)

筆者は、いわゆる縄文海進による堆積物である海成沖積層の分布、構造を中心に調査し、平野の地形構造や地形発達などを明らかにしてきた(仲川, 1975, 1976, 1978).

今回は、海岸段丘面の発達が非常に悪く対比が困難であるとされていた大海～江見間において、海成沖積層の分布、構造をはじめ、海岸段丘面の分類や、これに対比される河岸段丘面の調査をし、若干の知見を得たのでここに報告し、御批判を仰ぎたいと思います。

## II 調査地域の概要

調査地域は嶺岡山地南麓の鴨川市大海から江見・和田丘陵南西端の鴨川市西真門付近までである(第1図)。嶺岡山地は古第三系嶺岡層群(青木, 1925)からなる標高100～400mの山地で、蛇文岩化した超苦鉄岩類が広く分布しており、山腹から山麓にかけて地すべり地形が発達し、とくに曾呂川にのぞむ嶺岡山地南側斜面ではそれが著しい(市川・清水, 1953; 千葉県土木部, 1955; 千葉県企画部, 1972)。

嶺岡山地と南側の江見・和田丘陵の間には曾呂川が東流し、丘陵北斜面に三角末端面やケルン・コル、ケルン・バット状の地形などがほぼ直線状に東西方向に連なり(第1・2図)、断層地形とおぼしき諸特徴が見られ、活断層とされる

鴨川地溝帯南断層(村井・金子, 1974, 1976; 活断層研究会, 1980)である。

江見・和田丘陵は新第三系の安房総群(中嶋・牧本・平山他, 1981)からなる標高 100~300 m の開析の進んだ丘陵である。

これらの地域の海岸線に沿って背後の旧海食崖下に海岸段丘が帯状に発達し、丘陵地を刻む曾呂川、洲貝川などの流域には河岸段丘がみられる。曾呂川流域では5段の段丘面が洲貝川流域では5~6段の段丘面がそれぞれ発達しているが、これらの段丘は、その上にローム層が認められない。

### III 段丘面の分布と形態

本地域の海岸沿いには、標高 5~25 m 前後にわたって数段の段丘面が発達している。これらを空中写真の判読ならびに現地調査により、段丘面の高度や連続性、堆積物の諸特徴などからそれぞれ対比して、段丘面を上位から下位へ、新・旧4段に分類し、江見I面、江見II面、江見III面、江見IV面と仮称する(第3・4図)。

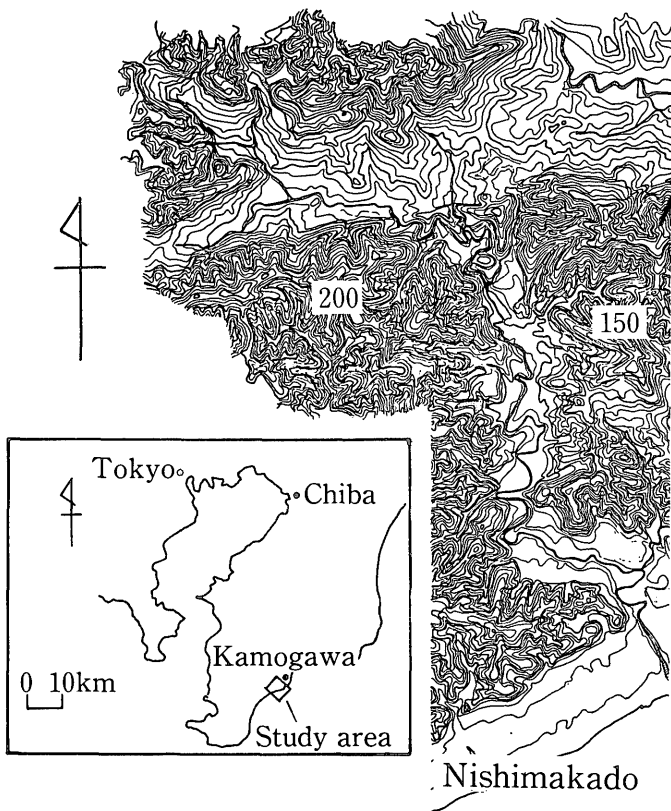
#### 江見I面

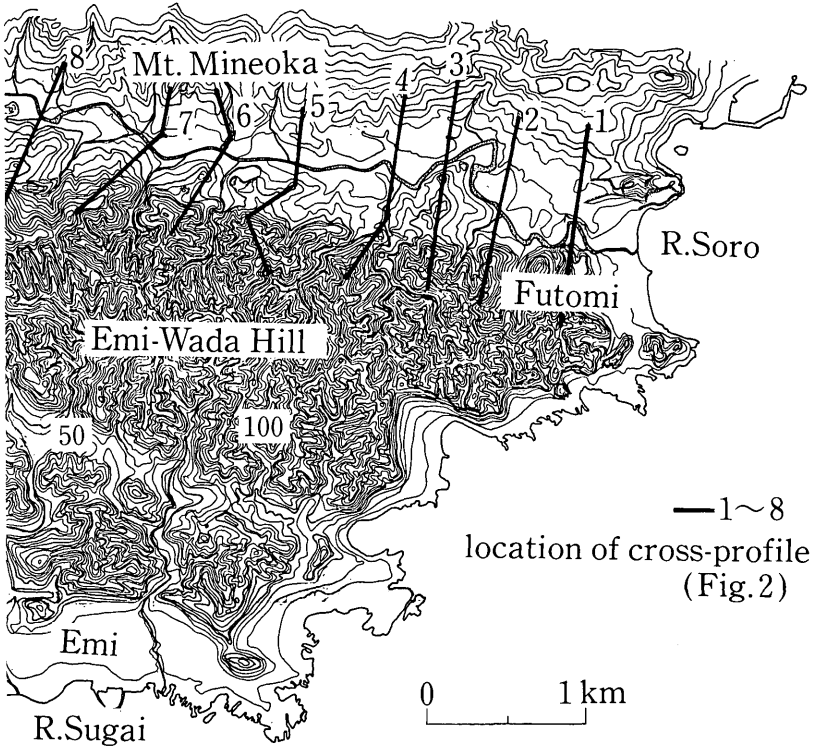
江見I面は、標高約 20~25 m で曾呂川と洲貝川流域などでは、背後の山地内に溺れ谷状に発達して連続よく分布するが、その他の地域は旧海食崖下に波食面として断片的に分布する。とくに天面東方では、旧海食崖基部付近にノッチ地形が認められる(第4図-3)。また曾呂川左岸の河口付近では、砂洲及び砂丘状の高まりがみられる。

#### 江見II面

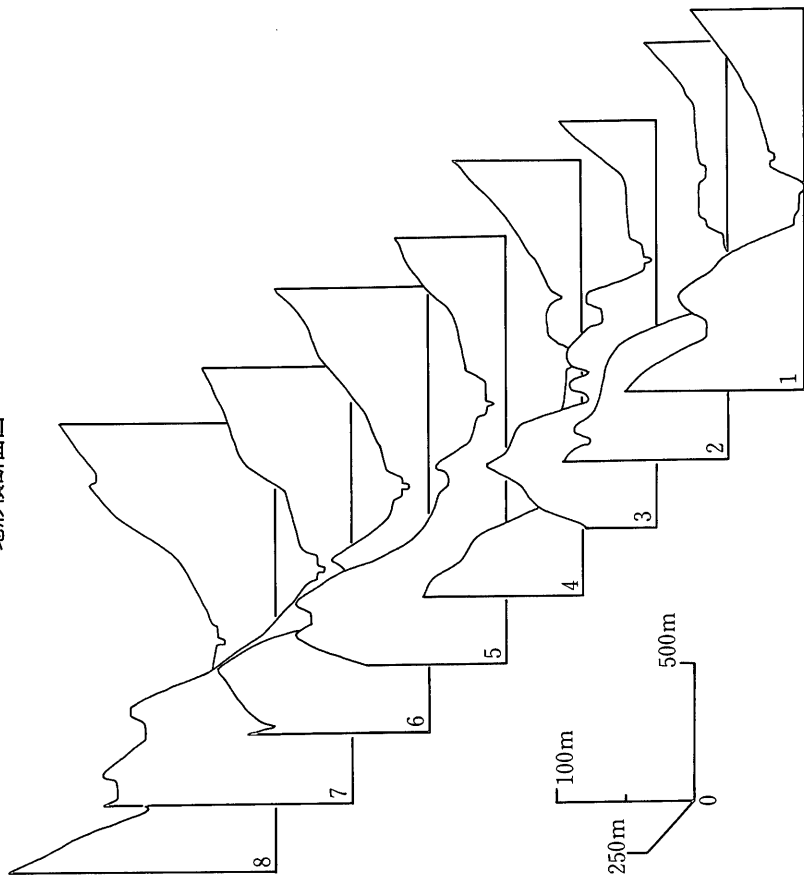
標高約 15~20 m で、かなり連続よく発達している。江見付近の洲貝川左岸では、砂洲状の高まりに一部覆われたりして境をなす段丘崖は不明瞭なことがある。<sup>(1)</sup>なお曾呂川、洲貝川沿いに本段丘面に対比される段丘面を追跡することができる。

第 1 図 調査地域の概要 (等高線(実線)間隔は10m)

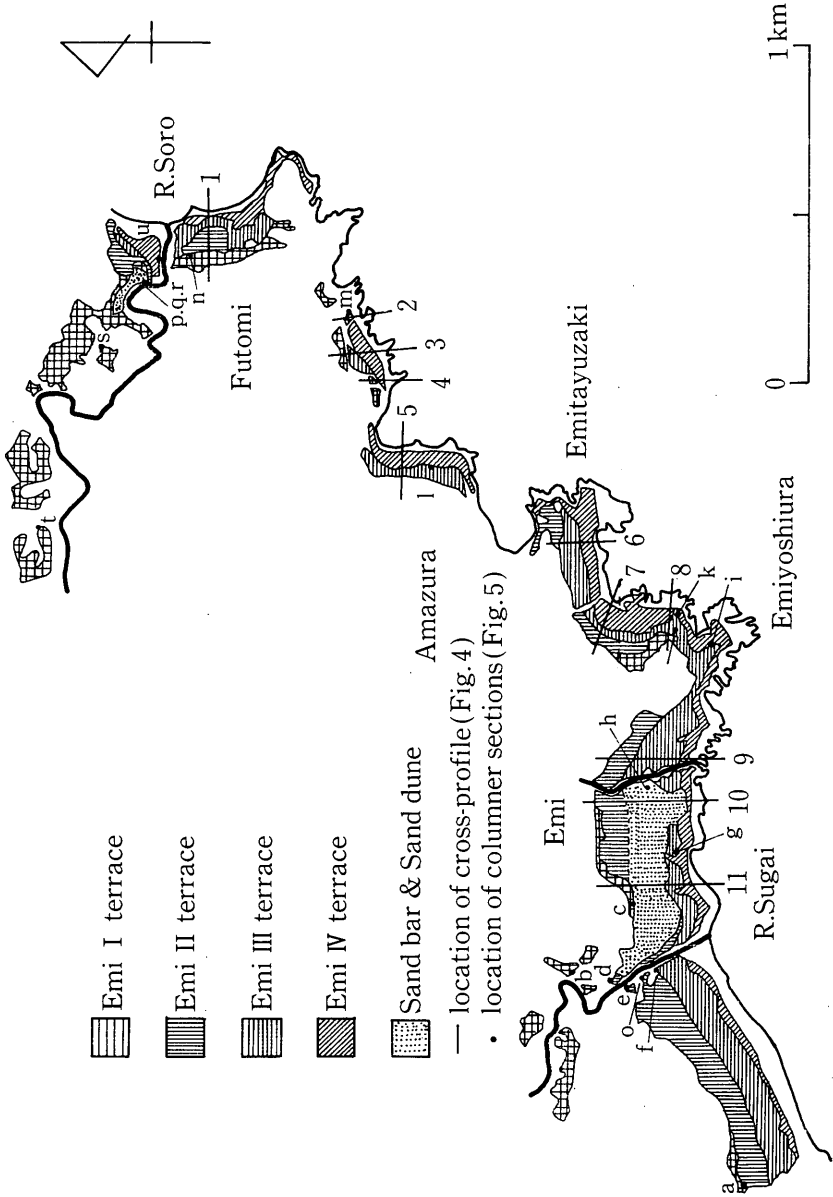




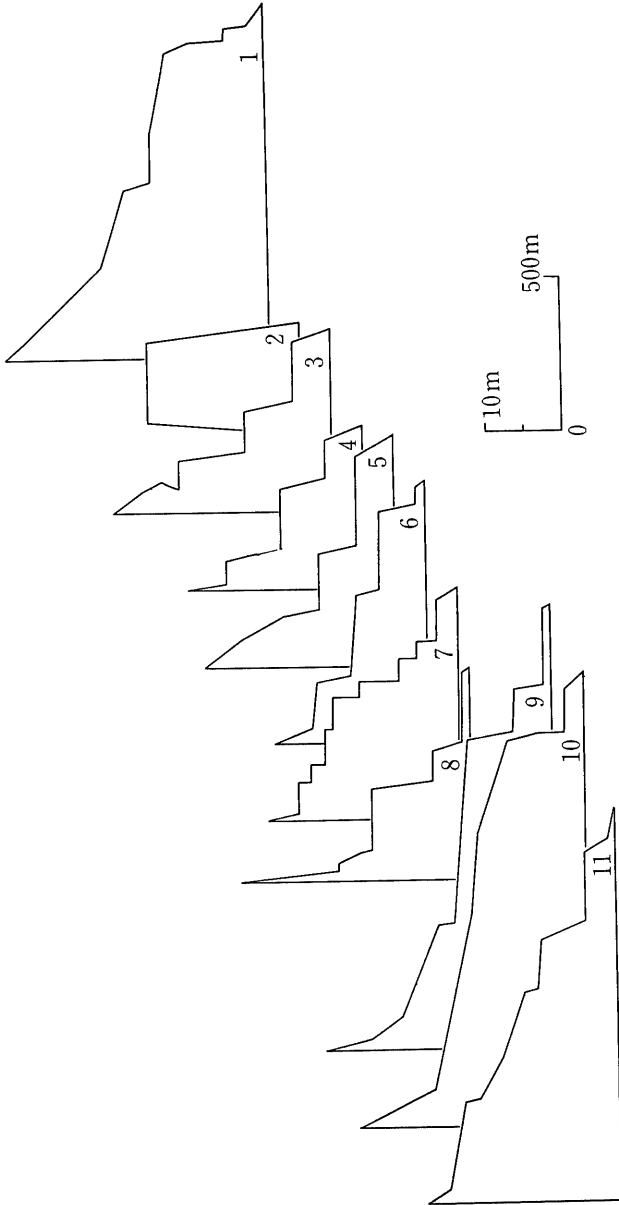
第2図 嶺岡山地南麓～江見・和田丘陵  
地形横断面図



第3図 調査地域の完新世段丘分布図



第4图 海岸段丘断面图





第5図 段丘堆積物の柱状図



### 江見Ⅲ面

全域にわたって連続よく分布し、標高8～15 m、海岸線が東西に近い南部でとくに幅が広い。本面もまた曾呂川、洲貝川両河川沿いに段丘面を追跡することができる。

### 江見Ⅳ面

標高5 m内外で連続よく分布しており、段丘面の幅はせまいが、海岸線が南北に近いところでは比較的幅広く分布している。そして曾呂川・洲貝川に沿って江見Ⅳ面に対比される段丘面が発達している。

以上のように本地域に発達する段丘面は、江見Ⅰ面～江見Ⅳ面の4段に区分され、曾呂川、洲貝川両河川河口部を除くと一般に堆積物はうすく、波食面のようなものである。また断面図(第4図)より明らかなように、江見吉浦では他の地域にくらべて段丘面の数が多いが、その成因に関しては横田(1978)同様に不明な点が多い。

## IV 段丘堆積物

曾呂川、洲貝川流域を除くと、一般に段丘面を構成する堆積物はうすく、岩石段丘地域ばかりで段丘の形成過程を知ることがむずかしい。そこでボーリングデータや堆積物が厚く発達する曾呂川、洲貝川での観察結果を中心に各段丘堆積物の諸特徴を述べる。

なお江見Ⅰ面の構成層を江見Ⅰ層と称し、以下順次、江見Ⅱ層、江見Ⅲ層、江見Ⅳ層とする。

### 江見Ⅰ層

一般に新第三系の基盤をうすく削る砂礫層ないしは砂層で構成されることが多く(第5図-a, c, m, n)、厚さは一般に50 cm内外である。曾呂川河口付近では、基盤の新第三系を切るかつての狭長な谷地形を埋積する細粒物質の厚さ約20 m内外におよぶ青灰色～暗青灰色のシルト～シルト質粘土層(一部、砂礫互層を

うすくはさむ)と、その上位の厚さ約7～8 mの砂層～細礫まじり砂層から構成されている。これら一連の堆積物を前者の下部層と後者の上部層とに区分し、江見I層下部と江見I層上部とする。

江見I層下部は、標高14.65 mに厚さ1 mの基底礫層があり、上位にむかってシルト質粘土層～シルトまじり細砂層～シルト層と変化し(第5図-u)、曾呂川河床ぞいにみられるような数枚の泥炭層を含む角礫まじり青灰色シルト層、木片がはさまれる暗青灰色粘土層となり、さらに酸化鉄によってコーティングされた茶褐色の砂礫層・シルト層・粘土層、細礫まじりの粗砂層・粘土層・黄褐色の粗砂層、砂層・シルト層・粘土層(第5図-r)と粗→細へという層相変化が1 m前後の間隔で2～3回くり返してみられ、各層の間にしばしば木片や植物遺体、腐植物の薄層が狭在されていることなどから少規模な海退があった可能性がある。また暗青灰色粘土層中の木片の<sup>(2)</sup><sup>14</sup>C年代は7850±180 Y.B.P. (Gak-9760, 本論文)を示し、いわゆる縄文海進によって堆積した海進堆積物であると考えられる。なお本層は、上位の砂層に漸移する。

### 江見I層上部

曾呂川、洲貝川流域の堆積段丘地域では、江見I層下部のシルト層から漸移する厚さ6～8 mの粗砂層である。岩石段丘地域では、厚さ50 cm内外の砂層で基底には基盤岩を削り取った基底礫層を伴うことが多く、これらの場合、基盤はベンチ状でしかも前述したようにノッチ地形を伴うこともあり、海食作用によって堆積した浅海性の堆積物と考えられる。また曾呂川河口部では標高22 m付近にバミスの密集帯を認めた(第5図-r)。これは水磨された径5 mm～60 mmの橙～白色のバミス礫からなり、層位ならびにバミスの特徴などから中野(1952)、横田(1978)のバミスと同様のものと思われ、海流によって運ばれた起源不明のものである。なお横田はこのバミス礫の堆積時期を7,000年前ごろとした。海成の江見I層上部は、海退期の延長河川の堆積物とみられる河成層(第5図-s)、や砂洲及び砂丘堆積物におおわれることがある。

曾呂川流域では、河口より約2 km上流の奈良付近まで江見I層下部の暗青灰色シルト層を追跡できる。なお江見I層上部は砂礫層からなる河成層に漸移

している(第5図-t)。

洲貝川流域では、海成層の分布はきわめて悪く、基盤岩上に直接青灰色粘土層が堆積する(第5図-e)以外には見当らず、厚い砂礫層が基盤岩上に堆積している。とくに洲貝川左岸の沢又橋付近では、砂礫層上部に泥炭層がみられたり(第5図-b)、砂礫層中にラミナに富む粗砂層と青灰色のシルト、粘土層との互層が30 cm前後の上下間隔で2~3回くり返され(第5図-d)、海水準の変動の影響がみられる。このように厚い砂礫層が堆積し、海成層の発達が発達が貧弱なのは、洲貝川の現河床勾配(約16%)や背後の山地(江見・和田丘陵)の傾斜分布(約 $16^{\circ}\sim 24^{\circ}$ 、1部 $24^{\circ}\sim 32^{\circ}$ )が急で、土砂礫の運搬、供給が多く、池田(1964)の指摘するように海堆による海水準の上昇時でさえ、土砂礫の埋積速度が早く海面上昇速度にはほぼ追従する程度の埋積により生成される堆積相、すなわち全層、砂礫または砂質土を主とし、わずかに中間部に海成層との互層がはさまれることなどの理由によるものと思われる。

これらのことなどから江見I層の堆積過程を以下のように推定した。

最終氷期の低海水準期に形成されたと考えられる谷の中に基盤岩をけずる新第三系の角礫が堆積し基底角礫層が堆積した。その後、海面上昇に伴って曾呂川、洲貝川沿いに海が入りこみ溺れ谷を形成し、8,000年前ごろにかけて、江見I層下部の内湾性のシルト層を堆積させた。曾呂川河口部では厚さ20 mにも及ぶが、洲貝川下流部では土砂礫が堆積し、海成層の江見I層下部の発達は悪い。そして江見I層下部のシルト層の相層変化から少なくとも2~3回の小さな相対的海面変化が推定される。その後、江見I層上部が堆積し、このころパミス礫も堆積した。なおその年代は7,000年前ごろとされている。やがて海退期になり5,000年前ごろ江見I層上部の上に延長川の堆積物を残しながら離水していった。また江見I層堆積当時の海面高度は、ノッチ地形や曾呂川河口付近のパミス礫密集帯をmarine limitとし21~22 m前後と推定される。

## 江見II層

岩石段丘地域では一般に堆積物はうすく、基盤を不整合におおう基盤岩の礫層ないし砂層から構成される(第5図-h, j, p)。磯部(1981)は、江見付近の本層に

あたる貝殻まじり砂礫層中の貝化石を岩礁地帯と砂質地帯に生息する 14 種の貝類に分類し、かう<sup>14</sup>C年代を  $5060 \pm 130$  Y.B.P,  $5980 \pm 150$  Y.B.P.(磯部)と測定値を出した。一方、曾呂川、洲貝川流域では、江見 I 層下部を削る厚さ 2~4 m の砂礫層(第 5 図-e, o, p, q)より構成される。

### 江見III層

曾呂川、洲貝川流域では、上位の堆積物や基盤岩を不整合におおう厚さ 3~4 m の砂礫層からなるが(第 5 図-f)、海岸側の岩石段丘地域では層厚 50 cm 内外の基盤岩を削り取った砂礫層ないしは砂層である(第 5 図-d, i, g, l)。とくに曾呂川河口付近の江見 I 層下部を不整合におおう砂礫層中にふくまれる木片<sup>(3)</sup>の<sup>14</sup>C年代は、 $3440 \pm 130$  Y.B.P.(Gak-10, 1917, 本論文)を示す。

### 江見IV層

曾呂川、洲貝川などの河川沿いでは、上位の江見III層を侵食する砂礫層からなり、海岸側の岩石段丘地域では、うすい堆積物におおわれる。

## V 本地域の段丘形成過程

隆起運動の激しい本地域でも後氷期以降の急激な海面上昇により、曾呂川の谷や江見・和田丘陵を刻む洲貝川の谷沿いに溺れ谷が形成され厚いシルト層が 8,000 年前ごろにかけて堆積した。これが江見 I 層下部である。曾呂川流域では河口より約 2 km 上流の奈良(標高 21 m)まで分布している。しかし洲貝川の谷ではこのような海面上昇期でさえも、背後の急な山地から土砂礫が多量に供給され、海成シルト層は厚い砂礫層の中にレンズ状もしくは楔状に堆積した。江見 I 層下部に認められる堆積物の粗→細という層相の変化から少規模な海面の相対的昇降が 2~3 度あったことが推定される。その後、海面が安定し、海面する背後の丘陵地をけずり海食崖をつくるとともに、そこここに一部ノッチ地形を伴う波食面が形成され、砂~砂礫層が江見 I 層下部の上に堆積した。これが江見 I 層上部である。曾呂川河口部の標高 22 m 付近にみられるパミス礫

は江見Ⅰ層上部にふくまれ、その堆積年代は7,000年前ごろとされている。

やがて海退がはじまり、江見Ⅰ面の離水により海退期の砂礫層を堆積させながら汀線は延長川を伴いながら後退し、一時停滞もしくはその速度をゆるめながら江見Ⅰ面分布末端付近に砂洲状の高まりを形成した。この砂洲状の高まりの上には一部風成砂を載せることがある。

その後の汀線の後退(4~5 m)により、5,000年前以降に一時汀線は停滞し、海面の安定期に江見Ⅰ面を切って広い波食面をつくり江見Ⅱ面が形成され、一部砂洲状の高まりにおおわれている。そしてこの海面の安定期に曾呂川、洲貝川沿いに河岸段丘面が形成された。

3,000年前ごろ、さらに約5~6 m前後の汀線の後退があり、海面の安定期に江見Ⅱ面を切って江見Ⅲ面が形成された。江見Ⅲ面は連続性が良いことや上位の江見Ⅱ面を削り取って分布していることなどから、江見Ⅲ面形成時の海面は比較的長い間にわたって安定していたと考えられる。

その後、約6 m前後の海退があり、海面の安定期に江見Ⅳ面が形成され、約280年前の元禄地震で隆起し形成されたと考えられている(松田ほか, 1974)。

以上のように本地域における段丘形成過程を推定した。

## VI まとめ

江見Ⅰ面は後氷期の海面上昇、いわゆる縄文海進によって形成された地形面で、曾呂川、洲貝川流域では溺れ谷状に発達し厚い堆積物がみられるが、海に面した地域では波食面で堆積物はうすい。8,000年前以降、この海進は江見Ⅰ層下部の層相の変化から海進途中で少規模な海退があったことが推察される。江見Ⅰ層上部はその後、海面が相対的に安定し活発な波食作用によって削られた砂礫が堆積した浅海性の堆積物である。当時の海面は標高21~22 m付近にあったと推定される。

その後、海面が後退し、標高15 m前後に一時、停滞して江見Ⅰ面をけずって波食面からなる江見Ⅱ面を形成した。その時期は5,000年前ごろである。

さらに海面は5~6 m前後は後退し、3,000年前ごろにかけて海面は比較的

安定し江見Ⅲ面が形成された。

そして1703年の元禄地震の隆起により離水し江見Ⅳ面が形成された。

以上のように後氷期の縄文海進以降、相対的な海面の安定期に波食面が形成され、やがて離水して江見Ⅰ面～江見Ⅳ面が段丘化した。

このような海水準の変動に関し従来地震隆起に代表される地殻変動と、海面の上昇下降との合成された結果であると考えられている(横田, 1980)が、中田ら(1980)は、大正、元禄型地震のくり返しによって段丘化し、その地震の発生時期を段丘構成層中の多数の貝化石の $^{14}\text{C}$ 年代から、約6,150年前、4,350年前、2,850年前および270年前と推定した。

さらにKumaki(1985)は、完新世最高海面期に形成された完新世最高位海成段丘面の高度分布に関し大正・元禄型の地震隆起だけでは説明できないとした。

筆者らは、今回の調査ではこれらについて究明することはできなかった。

#### 〔注〕

- (1) このような地形について、吉川・斉藤(1954)は、海が一時的停滞期をはさみながら徐々に海退し、間歇的隆起があったとした。中田ら(1980)は、急激な海面の上昇によって内湾化した湾底が埋積不十分な状態のまま地震による急激な地盤隆起により離水したため、下位の段丘面との境界が不明瞭になったと考えた(文献(29))。
- (2) この木片は、標高4mの地点から採取した。
- (3) 本資料は、砂礫層中の砂質～粘土層のレンズ状の堆積物より採取。標高は7m±。

#### 〔文献〕

- (1) 青木廉二郎(1925)：三浦半島の海岸に就きて。地球, 3, 101～111。
- (2) 池田俊雄(1964)：東海道における沖積層の研究。東北大学理学部地質古生物学教室研究邦文報告, 60, 1～85。
- (3) 市川正己・清水馨八郎(1953)：房総半島南部特に曾呂村の地汭りについて、地理評, 26, 504～5111。
- (4) 磯部一洋(1981)：千葉県鴨川市江見における海成段丘堆積物から産出した貝殻の $^{14}\text{C}$ 年代, 地調月報, 32-2, 129～132
- (5) 今村明恒(1925)：房総半島における土地の昇降。震災予防調査会報告, 100-2,

- 91~93.
- (6) 今村明恒(1931)：関東地震に伴える地塊運動とその後の運動経過について。地震, 3, 71~88.
- (7) 神尾明正・森谷ひろみ(1961, 1962, 1964)：海成段丘の発達と遺跡立地との関係について。千葉大学文理学部紀要, 3, 343~346, 603~611, 4, 97~108.
- (8) 活断層研究会(編, 1980)：日本の活断層——分布図と資料, 東大出版会, 東京, 363.
- (9) Kumaki, Y. (1985) Holocene Marine Terraces and Their Deformations in the Coastal Area of Southern Kanto, Japan. Geographical Review of Japan. 58-1, 49~60.
- (10) 新堀友行(1967)：沼サンゴ層の時代。資源研彙報, 68, 78~93.
- (11) Sugimura, A. and Naruse, Y. (1954, 1955)：Changes in sealevel, seismic upheavals, and terraces in the Southern Kanto Region, Japan. (I), (II). Jap. Jour. Geol. Geogr. 24, 101~113, 26, 165~176.
- (12) 杉村新(1956)：関東南部の沖積世に関する諸問題。石器時代, 3, 12~24.
- (13) 多田文男・中野尊正(1952)：加茂遺跡の地学的考察。三田史学会編「加茂遺跡」103~110.
- (14) 千葉県土木部(1955)：房州地江地帯の調査報告。70.
- (15) 千葉県企画部(1971)：土地分類基本調査, 「鴨川」49.
- (16) 仲川信一・市瀬由自(1975)：日本地理学会予稿集。8, 7~8.
- (17) 仲川信一(1977)：鴨川平野の地形。法政大学地理学集報, 6, 40~51.
- (18) 仲川信一(1978)：九十九里海岸平野中央部の地形と沖積層について——横芝~松尾付近を例に。法政大学地理学集報, 7, 39~49.
- (19) 中嶋・牧本・平山他(1981)：地域地質研究報告。「鴨川地域の地質」地質調査所, 107.
- (20) 中田高・木庭元晴・今泉俊文・曹華龍・松本秀明・菅沼健(1980)：房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動。地理評, 53, 29~44.
- (22) 中野尊正(1956)：「日本の平野」古今書院, 320.
- (23) 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝。米倉伸之(1974)：元禄関東地震(1703年)の地学的研究。垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」ラティス, 175~193.
- (24) 村井勇・金子史朗(1975)：南関東における活断層の分布。自然災害資料解析, 2, 77~83.
- (25) 村井勇・金子史朗(1976)：南関東の活断層分布図, 自然災害資料解析と総括に



- 関する総合研究, 関東地区災害資料の解析, 1~14.
- (26) 山崎直方(1925): 房総半島南島部に於ける傾斜地塊に就きて. 地理評, 5, 119~126.
- (27) Yokoyama, M. (1924): Mollusca from the coral of Awa. Jour. Coll. Sci.I.U. Japan, No. 45, 1~62.
- (28) 横田佳世子(1978): 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について. 地理評, 51, 349~369.
- (29) 吉川虎雄・斉藤光格(1954): 房総半島南岸千倉港付近の海岸ならびに海底の地形. 東大地理学研究, 3, 40~50.
- (30) Yonekura, N. (1975): Quaternary tectonic movements in the outer area of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations. Bull. Dept. of Geography Univ. of Tokyo, No. 7, 19~71.
- (31) 渡辺光(1929): 房総半島南部の海岸段丘(予報). 地理評, 5, 119~126.

本論文作製にあたって終始, 御指導をいただいた法政大学文学部の市瀬由自教授, また千葉県立上総博物館の吉村光敏氏には, 野外での助言ならびに貴重な資料の一部をお借りした. ここに記して深く感謝申し上げる次第である.