

静岡県御前崎地域の段丘堆積物(上部更新統)と更新 世後期における地殻変動

杉山雄一* 寒川 旭** 下川浩一*** 水野清秀***

SUGIYAMA, Y., SANGAWA, A., SHIMOKAWA, K. and MIZUNO, K. (1987) The Late Pleistocene terrace deposits and neotectonic movement of the Omaezaki area, Shizuoka Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 38 (8), p. 443-472.

Abstract: As a part of the comprehensive research on long-term prediction of a forthcoming large-scale earthquake off the Tokai district, detailed geological and geomorphic studies of the Omaezaki area, southwestern coastal area of Suruga Bay, has been conducted. The studies have revealed that the Makinohara Upland situated on the western coast of Suruga Bay is composed of three terraces, i.e., Makinohara, Kasana and Omaezaki terraces. The Makinohara, Kasana and Omaezaki surfaces are presumably correlated with the Shimosueyoshi (in a broad sense), Obaradai and Misaki surfaces in the Kanto district, respectively.

The deposits of the Makinohara terrace consist, in ascending order, of mud formation deposited in drowned valleys dissecting the Neogene strata, shallow-marine sands, beach shingles and alluvial fan deposits. The deposits of the Kasana and Omaezaki terraces are composed of shallow-marine sands and the overlying beach shingles. The shallow-marine sands rest upon the wave-cut terraces which were formed on the mud bed of the Makinohara terrace deposits (in the case of the Kasana terrace) and on the Neogene basement strata (in the case of the Omaezaki terrace). The authors found a bed of fine-grained tephra and a block of another tephra respectively in the middle and upper parts of the Kasana terrace deposits. From their mineralogical characteristics, the two tephtras may be correlative with the widespread marker tephtras intercalated in the upper part of the Obaradai terrace deposits.

The Makinohara terrace has been deformed by upwarping with a NW-SE trending axis and southeastward tilting. The deformation of the Kasana terrace could not be made clear because of narrow distribution of the Kasana surface and the difficulty in separation of the tectonic deformation from initial dip of the surface. The Omaezaki surface has been deformed by southwestward tilting and NE-SW trending folds, and has been displaced by NE-SW trending several faults.

The mean rate of uplift is estimated to be 6 to 8 m/ 10^4 yr for the southern part of the Makinohara terrace, 9.5 m/ 10^4 yr for the northern part of the Kasana terrace and 9 to 12 m/ 10^4 yr for the Omaezaki terrace, respectively, on the assumption that the preceding correlation of the three surfaces is correct and the paleosea level change estimated from coral reef terraces in New Guinea is applicable to Japan. From these mean rates of uplift, it is inferred that the Omaezaki area had hardly been uplifted in the period between about 130,000 years ago and 80,000 years ago, and have been uplifted at the rate of 9 to 12 m/ 10^4 yr since about 80,000 years ago.

* 名古屋出張所 ** 大阪出張所 *** 環境地質部

1. はじめに

御前崎半島は駿河湾の湾口西側を扼する南東に突き出た半島であり、静岡市の南南西約45kmに位置する。御前崎周辺の地殻変動は、近い将来にその発生が懸念されている東海地震と関連して近年各方面から注目されている。同半島周辺には各種の地殻変動観測用の機器が設置され、継続的な観測が実施されている。

地質調査所地震地質課ではこのような状況を踏まえ、東海地震の長期的予知研究の一環として、御前崎周辺の詳細な地形・地質調査を昭和59及び60年度に実施した。その結果、御前崎周辺に発達する新第三系及び第四系の層序や地質構造について幾つかの新知見を得ることができた。本稿ではこのうち、更新世後期の堆積物とその変形について記載及び考察を行い、東海地震の長期的予知のための一資料としたい。

2. 地形及び地質の概要

静岡県の中部を流れる大井川下流の西岸には、総称的に牧ノ原台地と呼ばれる洪積台地が発達する。台地の南端は御前崎にまで達し、比高30-50m程度の海食崖をなして駿河湾及び遠州灘に面している。台地の頂面高度は台地北端の金谷町大代付近では標高280mに達し、ここから南に向かって徐々に低下し、猪土店付近で約200m、鬼女新田付近で約100mとなり、御前崎付近では30-50m程度となる(第1図)。牧ノ原台地は勝間田川、萩間川等の河川によって開析され、大きく見て4つの細長い稜部からなっている。本報告では井口(1955)、長田(1980)及び池谷・堀江(1982)に従い、台地の北端から仁王辻までを主稜、その途中、猪土店から大井川南岸に沿って谷口に至る部分を東稜、仁王辻から相良北方に至る部分を東南稜、仁王辻から御前崎に向かう部分を南稜と呼ぶ(第1図)。本報告で扱う地域は主として南稜の南部に当たる第2図の範囲であり、本報告ではこの地域を御前崎地域と呼ぶ。また、同地域の記載の便宜上、鬼女新田から南西に延び、佐倉に達する南稜の分枝を西支稜、鬼女新田から南に延び、堀野新田北方に至る分枝を東支稜、更に堀野新田の南から御前崎の先端に至る部分を御前崎台地と呼ぶ(第1図)。

東西両支稜及び御前崎台地の頂面は、最終間氷期以降の3つの異なる時期に形成された堆積段丘面からなっている。これら3つの段丘面を構成する上部更新統は、溺れ谷を埋積した泥層、浅海成砂層、扇状地成及び海成の砂礫層等からなり、最終間氷期以降の海進-海退を反映

した層序を有している。また、これらの段丘面及び段丘堆積物には曲隆、傾動等の後生変形が認められ、これらの変形から御前崎地域の更新世後期における地殻変動の特徴を読み取ることができる。

段丘堆積物の下位には、上部中新統-鮮新統の相良層群が存在し、台地の周縁部(丘腹斜面)に広く分布する(第2図)。相良層群は主として砂泥互層及び泥岩からなり、北東-南西ないし北北東-南南西方向に延びる軸をもつ褶曲が発達する。御前崎地域ではこのほかに、主として箴川沿い及び御前崎台地の南西縁に、最終氷期後期-完新世に堆積したと推定される低位段丘堆積物が存在する(第2図)。低位段丘面の中では、縄文海進期に形成されたと推定される堀野新田面(長田, 1976)が最も広く分布する。

3. 段丘面区分

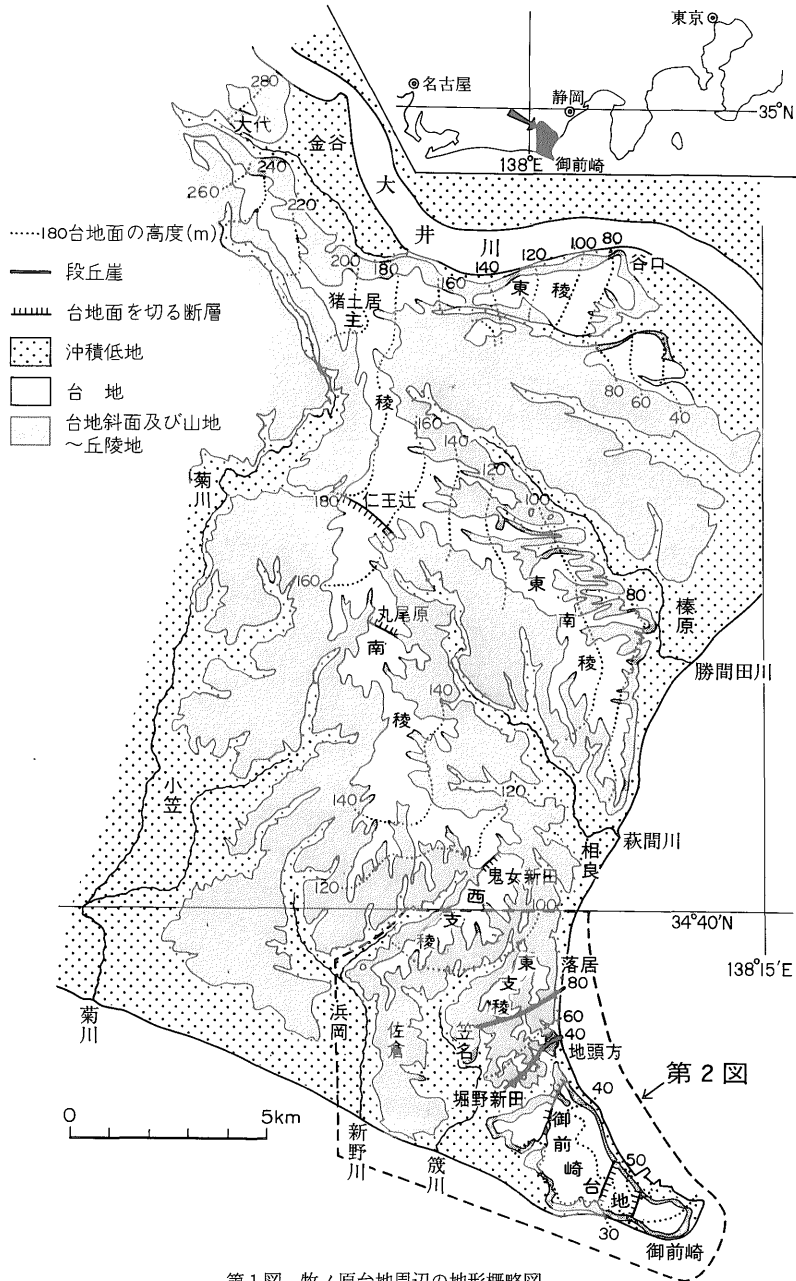
御前崎地域の洪積台地には、そこを境として台地の頂面高度が急変する急崖ないし急傾斜面がいくつか存在する。これらのうち最も顕著なものは、相良町落居から同町笠名に至る急崖と相良町地頭方から同町堀野新田に至る急崖ないし急傾斜面である(第1, 2図)。これら2つの急崖を境として、台地上に発達する段丘面は大きく3つの部分に分けられると共に、段丘面を構成する堆積物の基底高度も急変することが判明した。3つの段丘面のうち、最も北側の高位面は土(1960)及び長田(1980)の牧ノ原面に相当し、南側の低位面は長田(1976, 1980)の御前崎面に当たる。これら2つの段丘面の中間に位置する中位面は、国土地理院(1982)により笠名面とされた部分の南半部(より低位の部分)に相当する(北半部(より高位の部分)は後述する海浜成牧ノ原面に相当する)。

以上のような観察事実並びに従来の研究成果との関連に基づいて、御前崎地域の洪積台地に発達する段丘面を牧ノ原面、笠名面、御前崎面の3面に区分する。

(1) 牧ノ原面(土, 1960)

牧ノ原面は後述する牧ノ原段丘堆積物の堆積面であり、笠名以北の東支稜及び大兼以北の西支稜に広く発達する。東支稜の上比木-笠名間は海浜成面、その他の部分は河成(扇状地成)面である。牧ノ原面の高度は、西支稜の西原-東原付近では標高110mに達する。ここから南西、南及び東に向かって緩やかに低下し、落居から笠名にかけての牧ノ原面分布域の南端部では標高85-90mとなる。西原から笠名に至る北西-南東方向での牧ノ原面の平均勾配は7-9%程度である。

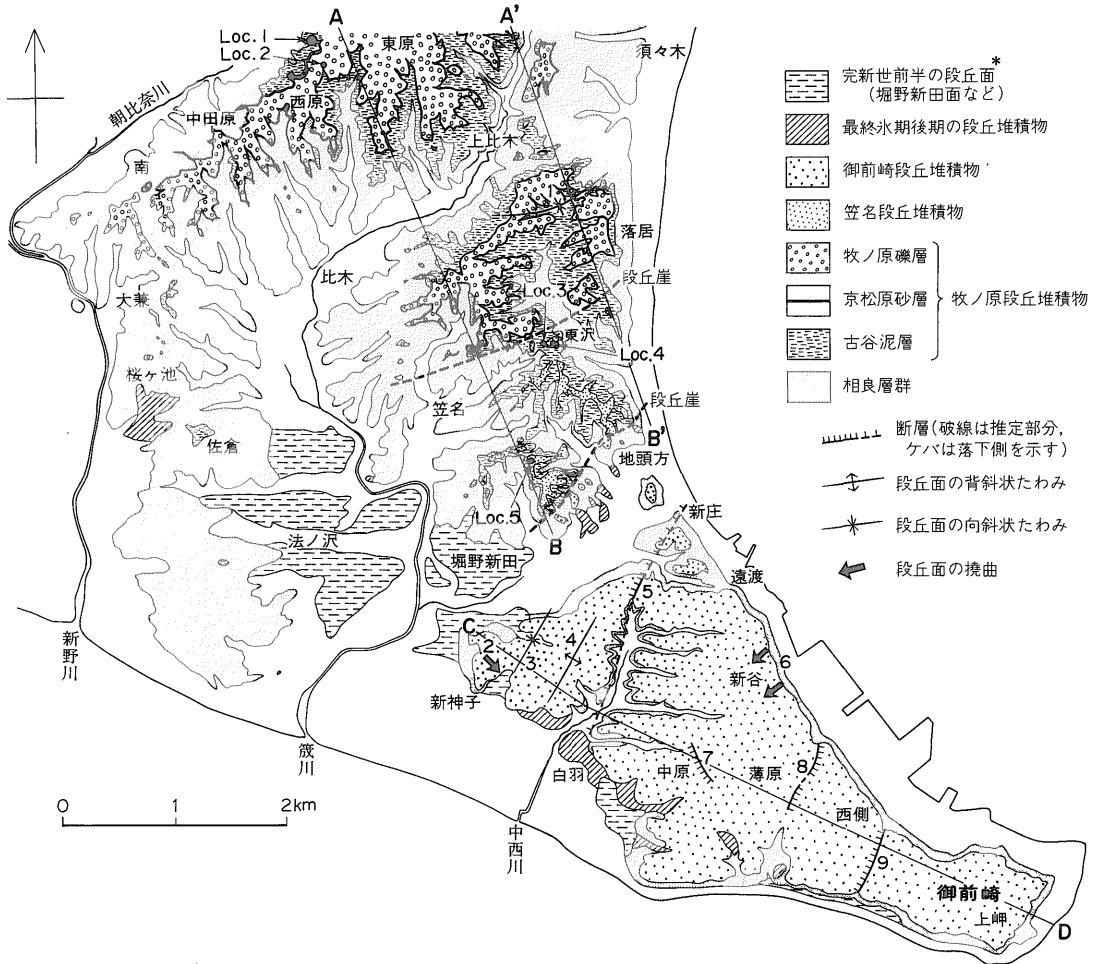
(2) 笠名面(国土地理院, 1982)



第1図 牧ノ原台地周辺の地形概略図

笠名面は後述する海浜成笠名段丘堆積物の堆積面である。本面は笠名から地頭方にかけての東支稜南部に発達し、より高位の牧ノ原面とは比高 10-13 m の急崖で接する（第3図及び図版 I-1）。笠名面は比較的開析が進んでおり、原面の保存はあまりよくない。このため、台地の頂上においても笠名段丘堆積物が完全に削剥されて

いるところがある（第2図）。笠名面の高度は牧ノ原面と接する急崖付近では標高 75-78 m である。ここから南東に向かって低下し、地頭方付近の笠名面分布域の南東端部では 46-50 m となる。笠名面の北西-南東方向の勾配は 20-35‰ 程度であり、既述した牧ノ原面の勾配に比べてかなり大きい。



第2図 御前崎地域の地質図

* (凡例中) これらの段丘面は厚さ2-10 m 程度の風成砂に覆われており, 段丘堆積物はその下位にある。

図中の1-9: 段丘面を变形又は変位させている構造要素 1: 落居向斜 2: 新神子撓曲 3: 石原向斜 4: 地頭方背斜 5: 白羽断層
6: 新谷撓曲 7: 中原断層 8: 広沢断層 9: 芹沢断層

(3) 御前崎面 (長田, 1976, 1980)

御前崎面は後述する海浜成御前崎段丘堆積物の堆積面である。本面は御前崎台地に広く発達するほか, 東支稜南東端の地頭方付近にも小規模ながら分布する。地頭方付近では前述のように, より高位の笠名面と比高 5-10 m の急崖ないし急傾斜面を以て接する。御前崎面の高度は標高 35-45 m のところが多く, 段丘面全体として見た場合には 5-20% 程度の勾配で南西に傾斜している。また, 御前崎面は褶曲及び撓曲による変形並びに断層による変位を被っており, 部分的には段丘面の高度が 45 m

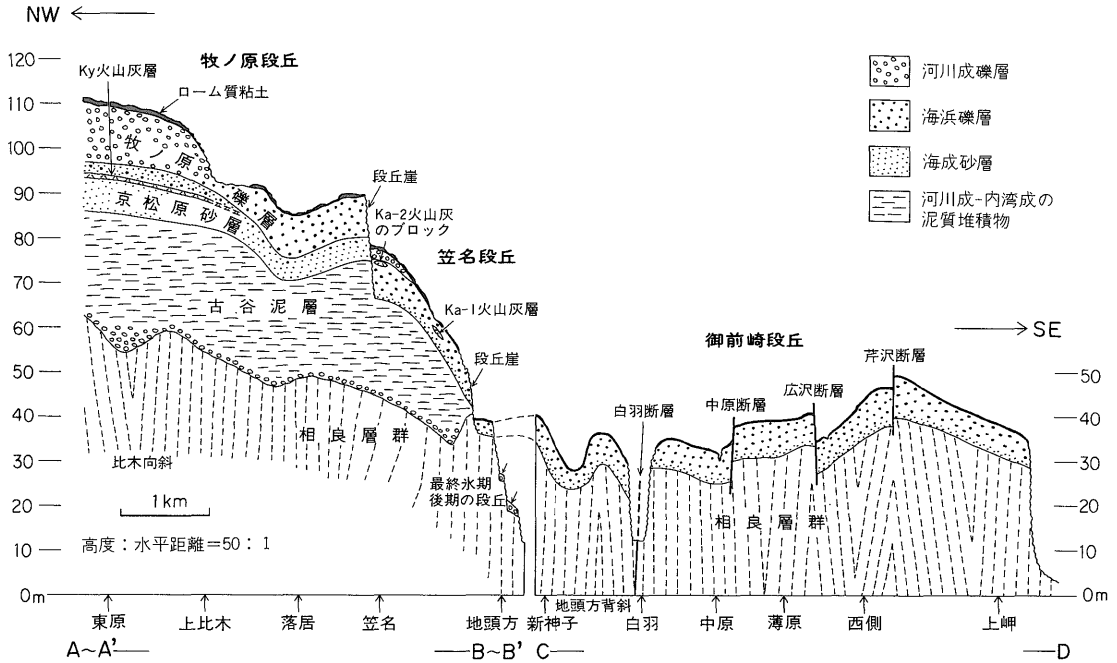
を超えたり, 35 m に達しないところがあるほか, 断層沿いには比高数 m-10 m 程度の急崖が存在する (活断層研究会, 1980; 寒川ほか, 1985; 桂島ほか, 1987)。

4. 段丘堆積物の層序及び層相

御前崎地域の洪積台地に発達する3つの段丘面はいずれも堆積段丘面であり, 段丘面下には以下に記述するような段丘堆積物が存在する。

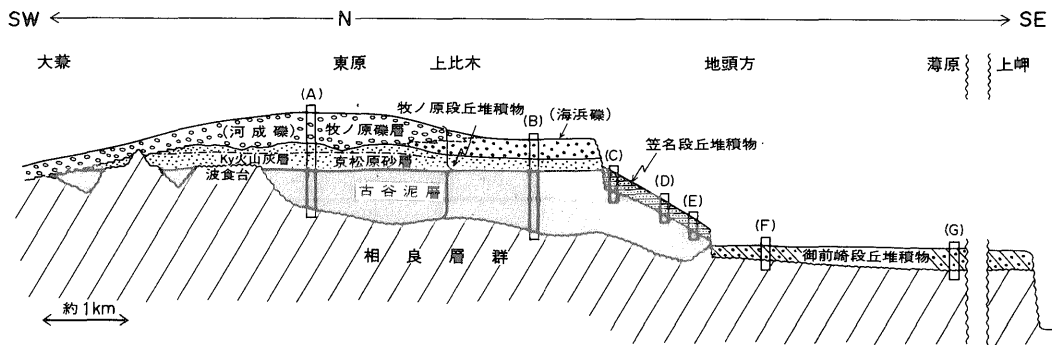
(1) 牧ノ原段丘堆積物

牧ノ原段丘 (洪積台地のうち, 牧ノ原面を頂面とする



第3図 御前崎地域の地質断面図

北西部（東原から地頭方にかけての地域）については、第2図中の直線 A-B 及び A'-B' に挟まれた地域の模式断面、南東部（新神子から上岬にかけての地域）については、第2図中の折れ線 C-D に沿う断面を示す。



第4図 御前崎地域に分布する上部更新統の模式層序断面図

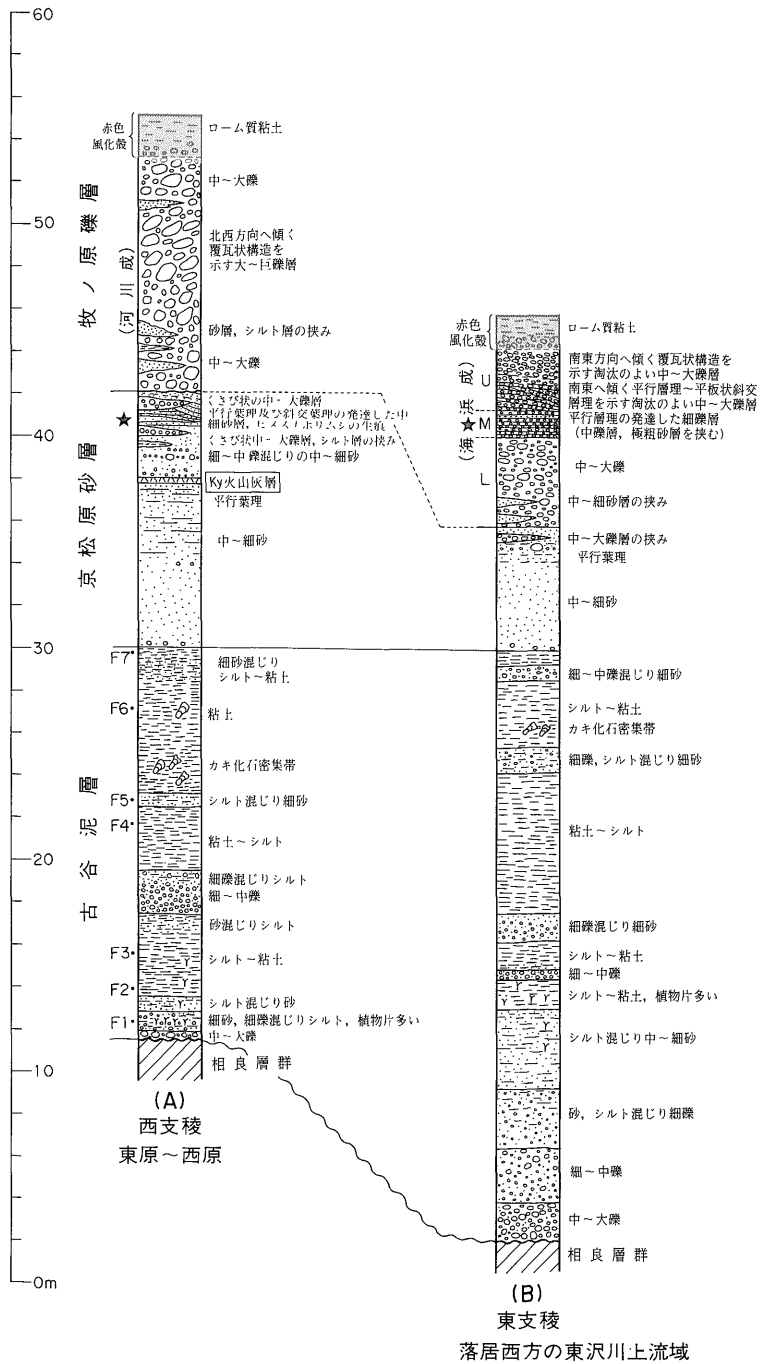
(A)-(G) は第5, 6図に示した柱状図の位置を示す

部分)には、基盤の相良層群を不整合に覆って最大層厚 50 m に達する段丘堆積物が存在する。調査地域に分布する牧ノ原段丘堆積物は、層相に基づいて下位より古谷泥層、京松原砂層、牧ノ原礫層に3分される(第3, 4, 5図)。

i) 古谷泥層(土, 1960)

本層は池谷・堀江(1982)の古谷層に当たり、泥質堆

積物を主体とする地層である。調査地域内では西支稜北西部の西原から上比木にかけての地域と東支稜の上比木南方から笠名東方に至る地域の丘腹斜面に広く分布し、最大層厚は 30 m に達する。中田原以南の西支稜では第2図に示すように散点的に分布するだけで、厚さも最大で 10 m 程度に過ぎない。また、古谷泥層は笠名段丘(洪積台地のうち、笠名面を頂面とする部分)の丘腹斜面や



第5図 牧ノ原段丘堆積物の柱状図

柱状図 (A) の古谷泥層の層序は第2図 Loc. 1 におけるもの。F1-F7 は Loc. 1 における花粉分析試料採取層準

柱状図 (B) の牧ノ原礫層の細分 (L, M, U) は, L: 下部礫層 M: 中部礫層 U: 上部礫層 (本文参照)

柱状図 (A) の京松原砂層及び同 (B) の牧ノ原礫層に付した星印は, 潮間帯 (前浜帯) で堆積したと推定される層準を示す (本文第7章及び第9図参照)

削剥の進んだ丘頂部にも露出し、後述する笠名段丘堆積物に不整合に覆われる（第2, 3, 4図）。

古谷泥層は主としてシルト層及び粘土層からなり、礫層及び砂層を伴う。池谷・堀江（1982）は本層を詳細に研究し、同層中に下位より礫層、砂層、シルト-粘土層からなる上方細粒化サイクルを5つ識別している。第5図に西支稜及び東支稜に分布する古谷泥層の柱状図を示す。西支稜の柱状図（A）は第2図 Loc. 1における古谷泥層の層序を示したものである。ここでは基底部、基底からの高度6-8m及び11.5m付近の3層準に礫層や砂層が発達する。基底部の礫層は主として中礫-大礫サイズの礫からなり、その上位の砂及び礫混じりのシルト層には植物片が多量に含まれる。また、基底からの高度12-13m付近にはカキを主とする貝化石の密集帯が存在する。東支稜の柱状図（B）は東沢川上流域に分布する古谷泥層の模式層序を示したものである。この地域では古谷泥層は25-30m程度の層厚を有し、基底部には最大で厚さ4mに達する礫層が発達する。基底礫層は上方細粒化し、砂及びシルト混じりの細礫層を経てシルト混じりの中-細砂層へ移行する。この砂層よりも上位の部分は主としてシルト-粘土層からなり、柱状図に示したように4つの粗粒碎屑物層（礫層又は礫混じりの砂層）が挟まれる。また、シルト-粘土層の上部には、西支稜に分布する本泥層と同様にカキ化石の密集帯が存在する（図版I-4）。

古谷泥層からはこれまでに脊椎動物（ゾウ及びシカ）、甲殻類、貝類（*Crassostrea gigas*, *Anadara granosa*, *Gafrarium divaricatum*等）及び有孔虫等の動物化石が報告されている（金原, 1939; TSUCHI, 1958; 土, 1960; 池谷・堀江, 1982等）。これらの動物化石の大部分は古谷泥層の上部から産出している。一方、花粉、種子、木片等の植物化石は、層準による多寡はあるものの全層準にわたって含まれている。本層下部からは *Styrax obassia*, *Magnolia* sp., *Meliosma* sp. 等、また、上部からは *Melia Azedarach*, *Aleurites cordata*, *Syzygium buxifolium* 等が報告されている（松井, 1961 MS; 黒田, 1970）。

ii) 京松原砂層（長田, 1976）

本層は土（1960）の牧ノ原礫層下部の砂層、池谷・堀江（1982）の牧ノ原層下部の砂層に相当する。本層は大部分の地域では古谷泥層の上に重なるが、西支稜の中田原付近及び東支稜の笠名付近では基盤の相良層群を直接覆うところもある。また、西支稜の大兼以南の地域では牧ノ原礫層が直接古谷泥層及び相良層群を覆い、本層を欠いている（第2, 4図）。

京松原砂層は主として淘汰のよい中-細砂からなり、礫層やシルト層を伴う。第5図に本層の模式柱状図を示す。西支稜の中田原から東原にかけての地域及び東支稜の上比木より北の地域に分布する京松原砂層は最大で12m程度の層厚を有し、基底（古谷泥層との境界）からの高度7-8mのところ後に詳述する火山灰層（Ky火山灰層）を挟む。これらの地域に分布する京松原砂層は、この火山灰層を境として下部と上部に区分される。下部は淘汰のよい黄褐色又は灰白色の細-中砂からなり、砂層中にはまれに細礫-中礫サイズの円礫が散在することがある。砂層は一般に塊状を呈するが、火山灰層に近い層準には平行葉理及び低角度の斜交葉理が観察される場合もある。上部は一部細礫-中礫混じりの淘汰のよい中-細砂を主体とし、くさび状やレンズ状の中-大礫層、及びシルト-粘土の薄層を挟む。砂層（特に最上部の中砂層）には平行葉理及び低角度の斜交葉理が発達し、ヒメスナホリムシの生痕が認められる（長田, 1980）。上部の厚さは最大で4.5mに達する。

一方、東支稜の上比木以南の地域に分布する京松原砂層は6m程度の層厚を有し、上述した火山灰層は認められない。この地域に分布する本砂層は、最上部の厚さ1-2mの部分を除いて、一般に塊状を呈する淘汰のよい中-細砂層からなる。最上部の厚さ1-2mの部分は平行葉理及び低角度の斜交葉理が発達する中-細砂層からなり、細-中礫の薄層及びくさび状の中-大礫層を挟む（図版I-8）。細-中礫の薄層にはまれによく円磨された巨礫が含まれる。

iii) 牧ノ原礫層（長田, 1980）

本層は土（1960）の牧ノ原礫層及び池谷・堀江（1982）の牧ノ原層から上述した京松原砂層に当たる部分を除いたものに相当する。牧ノ原礫層は西支稜及び上比木より北の東支稜と上比木以南の東支稜とで層相及び下位層との関係を異にする。第5図に両地域に分布する本層の模式層序を示す。

西支稜及び上比木より北の東支稜では、本礫層と下位層との境界面は侵食面であり、下位層に対する侵食は一般に南西部ほど大きい（第4図）。これはKy-1火山灰層及び古谷泥層と牧ノ原礫層との関係から認識される。即ち、牧ノ原礫層に覆われる下位層の上限は、中田原東ではKy-1火山灰層の直上からその上方4.5mの範囲（京松原砂層上部）にあるが、南付近では同火山灰層よりも下位の京松原砂層下部となり、更に大兼付近では古谷泥層及び基盤の相良層群となる。これらの地域に分布する牧ノ原礫層は主として河川成と考えられる淘汰不良の中礫-大礫サイズの円礫や亜円礫からなり、砂層や

シルト層の挟みを伴う。層厚は西原及び東原付近では 12 m に達し、他の地域では 5-10 m 程度である。礫層を構成する礫の大きさは井口 (1954) が指摘しているように、一般に礫層の下部及び上部で小さく(中礫サイズのものを主とする)、礫層中部で大きい(中-大礫サイズのものを主とし、人頭大の巨礫を含む)。礫層には北-北西に傾斜する覆瓦状構造が発達するが、このような堆積構造は長径が 15 cm を超える大礫や巨礫に特に明瞭に認められる(図版 I-2)。

一方、上比木以南の東支稜に分布する牧ノ原礫層は、下位の京松原砂層の上に砂層と礫層の互層からなる漸移部を経て整合的に重なる。この地域に分布する本礫層は海浜成と考えられる厚さ 8-10 m 程度の淘汰のよい礫層からなり、層相により下部、中部、上部の 3 礫層に区分される(第 5 図)。下部礫層は一般に層理の不明瞭な中-大礫層(図版 I-7) からなり、京松原砂層との漸移部を含めて 3-5 m 程度の厚さがある。中部礫層は厚さ 1-1.5 m 程度の平行層理が発達した細礫-極粗砂層(図版 I-6) からなり、径 3 cm 以下の中礫層をまれに挟む。上部礫層は南東へ傾く平行層理及び平板状斜交層理、並びに同方向へ傾く覆瓦状構造の発達した中礫層(図版 I-5) からなり、径 10 cm 以下の大礫を混じえる。厚さは 3-5 m 程度である。

牧ノ原礫層を構成する礫の岩種別頻度では、大井川の中・上流域に広く分布する四万十層群起源の砂岩礫が圧倒的に多く、チャート、珪質頁岩、凝灰質頁岩がこれに次ぐ。また、東支稜に分布する本礫層には結晶片岩、細粒花崗岩、酸性火山岩の中礫がまれに含まれる。

牧ノ原面の原面が保存されている部分では、礫層の上位に厚さ 1.5-2 m 程度のローム質粘土層が存在する。同層とその直下の礫層数 10 cm は風化が進み、5 YR 4/6-5 YR 5/6 の色調を呈する。

(2) 笠名段丘堆積物(新称)

本層は従来、牧ノ原礫層または京松原砂層の南方延長と考えられていた地層であり、本研究により既述した笠名面を構成する堆積物として新たに識別されたものである。笠名段丘は既述のように開析が進んでいるため、笠名面構成層の分布は尾根沿いの狭い範囲に限られている(第 2 図)。

笠名段丘堆積物は 5-8 m 程度の厚さを有する海浜成礫層及び砂層からなり、分布域全域にわたって古谷泥層の上に重なっている。牧ノ原面と笠名面との境界をなす急崖付近では、本層基底の高度は標高 65-67 m であり、隣接する牧ノ原段丘南端部における古谷泥層の上面(京松原砂層の基底面)高度約 75 m に比べて 8-10 m ほど

低い(第 3 図)。また、笠名段丘堆積物直下の古谷泥層からは、*Magnolia cf. obovata*, *Styrax Obassia*, *Stewartia*, *Meliosma* 等を含む植物化石群集を産する(第 1 表)。この群集は松井 (1961 MS) 及び黒田 (1970) により報告されている古谷泥層下部の植物遺体群集と共通するものが多く、同層最上部の植物遺体群集を特徴づける *Melia Azedarach*, *Aleurites cordata*, *Mallotus japonicus* 等の温暖・乾燥気候を示す種を欠いている。これらのことから、笠名段丘堆積物は古谷泥層中-下部の上に不整合に載っていると考えられる。

第 6 図に笠名段丘堆積物の柱状図を示す。同段丘堆積物は層相により下位から基底砂層、下部礫層、中部礫層及び上部礫層に区分される。基底砂層は一般に厚さ 20 cm-1.5 m 程度の中-細砂層からなる。砂層(特に、不整合面直上の砂層)中には細礫-中礫サイズの礫が混じることがある。笠名段丘の中部では、基底砂層の厚さが 2 m 以上に達するところがあり、中礫を主とする厚さ数 cm の薄い礫層を 10-30 cm 程度の間隔で挟んでいる(図版 II-4)。

下部礫層は一般に厚さ 1-3 m の中礫及び大礫を主とする礫層からなる(図版 II-3)。下部礫層は同様に中-大礫からなる上部礫層に比べて層理が不明瞭なこと、同一層準に様々な径の礫が含まれること(上部礫層ではほぼ同じ大きさの礫からなる)、及び基質(中-粗砂)が比較的多いこと(上部礫層では少ない)が特徴として挙げられる。なお、笠名段丘中部には、柱状図(D)に示したように下部礫層に当たる層相が欠如し、厚い基底砂層の上に直接中部礫層に相当すると考えられる平行層理の発達した砂層及び細礫層を挟む礫混じりの中-細砂層が載っているところがある。

中部礫層は厚さ 1-1.5 m 程度の平行層理が発達した細礫層を主とし、中礫層(一般に径 3 cm 以下の礫からなる)及び極粗砂層を挟む(図版 II-2)。笠名段丘の中部には、北部及び南部とやや層相を異にし、細礫層よりも中礫混じりの中-細砂層が卓越するところがある。第 2 図の Loc. 5 では、後述するようにこのような砂層中に厚さ 5 cm 程度の細粒火山灰層(Ka-1 火山灰層)が挟まれている。

上部礫層は厚さ 1.5-4 m 程度の中礫を主とする礫層からなり、径 10 cm 以下の大礫を伴う。上部礫層の下部には、南-南東へ傾く平行層理及び平板状斜交層理が発達する。上部礫層の上部は礫径のよくそろった中礫層からなり、南-南東へ傾斜する覆瓦状構造が発達することがある。笠名段丘北部では、上部礫層の上部に南へ傾く基底面を持つくさび状の中-細砂層が挟まれていると

第1表 笠名段丘堆積物直下の古谷泥層から産出した大型植物化石

分 類 群	産出部位
<i>Juglans cf. mandshurica</i> (マンシュウグルミ近似種)	内 果 皮
<i>J. cf. Sieboldiana var. sachalinensis</i> (ホウゼンヅグルミ近似種)	内 果 皮
<i>Carpinus cf. cordata</i> (サワシバ近似種)	果 実
<i>Ostrya japonica</i> (アサダ)	果 実
<i>Alnus cf. japonica</i> (ハンノキ近似種)	雌花序, 雄花序
<i>Quercus subgen. Lepidobalanus</i> (コナラ亜属)	殻 斗
<i>Magnolia cf. obovata</i> (ホオノキ近似種)	種 子
<i>Stephanandra</i> (コゴメウツギ属)	種 子
<i>Wisteria</i> (フジ属)	芽
<i>Zanthoxylum cf. piperitum</i> (サンショウ近似種)	種 子
<i>Phellodendron amurense</i> (キハダ)	種 子
<i>Meliosma</i> (アワブキ属)	内 果 皮
<i>Berchemia</i> (クマヤナギ属)	内 果 皮
<i>Vitis</i> (ブドウ属)	種 子
<i>Stewartia</i> (ヒメシャラ属)	果 実
<i>Aralia</i> (タラノキ属)	内 果 皮
<i>Cornus brachypoda</i> (クマノミズキ)	内 果 皮
<i>Styrax japonica</i> (エゴノキ)	種 子
<i>S. obassia</i> (ハクウンボク)	種 子
<i>Clerodendrum trichotomum</i> (クサギ)	内 果 皮
<i>Viburnum furcatum</i> (ムシカリ)	内 果 皮
<i>V. plicatum</i> (ヤブデマリ)	内 果 皮
<i>Ajuga</i> (キランソウ属)	果 実

産地：相良町笠名東谷の奥（第2図 Loc. 3）

鑑定：百原 新氏

ころがある（図版Ⅱ-1）。また、同段丘北部では、上部礫層（海浜礫層と考えられる）の上に厚さ1.5m程度の河川成と考えられる淘汰の悪い中-大礫層が載っている。第2図のLoc. 4では、後述するようにこのような淘汰の悪い礫層の直下（上部礫層の最上部）に火山灰の巨礫（Ka-2火山灰）が含まれている。

笠名段丘の礫層を構成する礫の岩種としては、四万十累層群起源の砂岩（中-大礫）が最も多く、次いでチャート、凝灰質頁岩、珪質頁岩が多い。チャート及び頁岩礫は径5cm以下のものが多い。また、下部礫層及び上部礫層中には、天竜川水系からもたらされたと推定される細粒花崗岩、片麻岩及び酸性火山岩の礫（一般に径2cm以下の中礫）も認められる。

笠名段丘を構成する礫層の上位には、厚さ60cm-1m程度の礫混じりのローム質粘土層が存在する。同層は5YR 5/6-7.5 YR 5/6程度の色調を呈する。

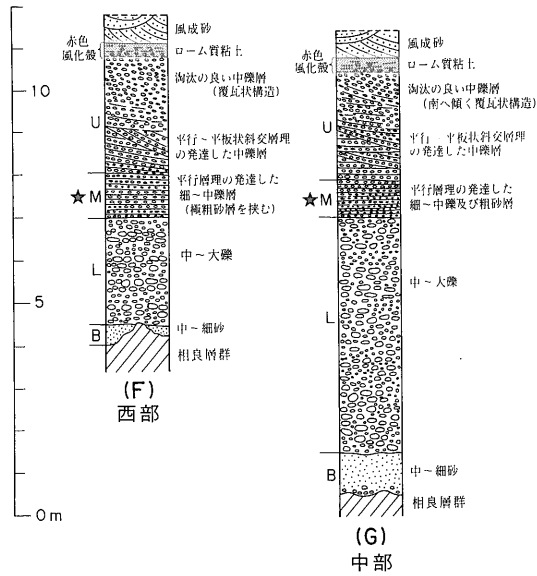
(3) 御前崎段丘堆積物（新称）

本層は森下・中川（1949）の白羽礫層及び土（1960）の牧ノ原礫層“白羽相”に相当する。御前崎台地に広く分布するほか東支稜南端の地頭方付近にも小規模に分布する。筆者らが調査した範囲では、本層はすべての地域

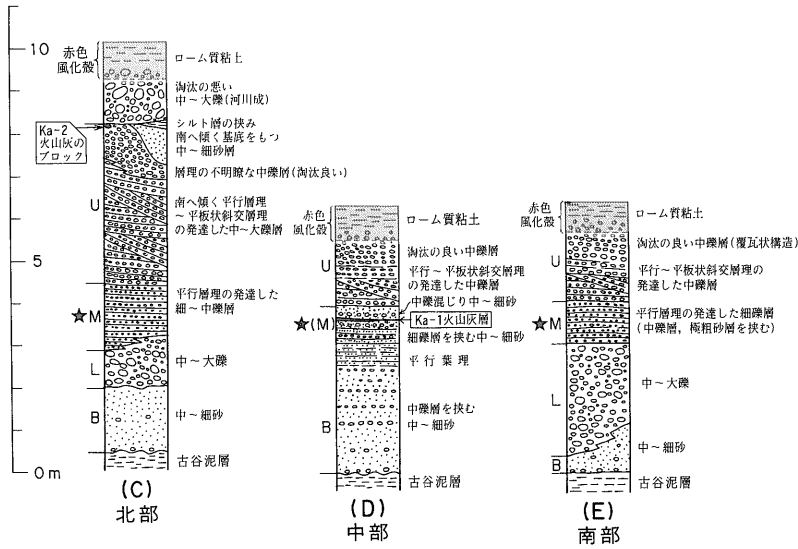
で相良層群を基盤としており、古い段丘堆積物の上に載る露頭は観察されなかった。地頭方付近の笠名面と御前崎面とを境する急崖ないし急傾斜面付近では、笠名段丘堆積物の基底面高度は標高41-42m、御前崎段丘堆積物のそれは35-37mであり、両者間に約5-7mの高度差が認められる。また、急崖や急傾斜面には古谷泥層及び相良層群が露出している。

第6図に御前崎段丘堆積物の柱状図を示す。本段丘堆積物は既述した海成牧ノ原礫層及び笠名段丘堆積物とよく類似した上下方向への層相変化を示し、下位より基底砂層、下部礫層、中部礫層及び上部礫層に区分される。基底砂層は厚さ30cm-1m程度の中-細砂層からなり、砂層（特に不整合面直上の砂層）中には中礫を混じえることがある（図版Ⅱ-8）。不整合面には数10cm-1m程度の凹凸が存在することがあり、このような所では基底砂層が凹部を埋積すると共に、基盤の相良層群に由来する径数cm-10cm程度の泥岩角礫を含むことがある。また、御前崎台地東部では、しばしば不整合面に穿孔貝の巢穴が観察される。

下部礫層は厚さ2-5m程度の中-大礫層からなる（図版Ⅱ-7）。一般に層理は不明瞭であるが、径10cm程度



御前崎段丘



笠名段丘

第6図 笠名段丘及び御前崎段丘堆積物の柱状図

B: 基底砂層 L: 下部礫層 M: 中部礫層 U: 上部礫層 (本文参照) 柱状図に付した星印は潮間帯(前浜域)で堆積したと推定される層準を示す(本文第7章及び第9図参照)

の大礫を主とする層準（その上下の層準に比べて礫径が大きい層準）が4層程度識別されることが多い。中部礫層は厚さ1m程度、平行層理の発達した細-中礫層からなり、極粗砂層を挟む（図版Ⅱ-6）。中部礫層に含まれる中礫の大部分は径1cm以下である。

上部礫層は厚さ2-3m程度の中礫層からなる。上部礫層の下部には南-南西に傾斜する平行層理及び平板状斜交層理が発達し、同層上部には同方向に傾斜する覆瓦状構造が見られることが多い（図版Ⅱ-5）。上部礫層を構成する礫は扁平な形態をもち、径1-3cmのものが多い。

御前崎段丘堆積物に含まれる礫の岩種としては、砂岩礫が最も多くチャート礫がこれに次ぐ。このほかに、笠名段丘と同様に天竜川に由来したと推定される花崗岩類、変成岩類及び酸性火山岩の礫も認められる。

御前崎段丘を構成する礫層の上位には、厚さ30-40cm、5 YR 3/6-7.5 YR 5/6 程度の色調を帯びるローム質粘土が存在し、さらにこれを風成砂が覆うところが多い。

5. 段丘堆積物に挟まれる火山灰

本研究により御前崎地域の段丘堆積物中に2枚の火山灰層を確認すると共に、これらとは別に1ヶ所で火山灰巨礫を見いだした。火山灰層は京松原砂層と笠名段丘堆積物に挟まれる。また、火山灰の巨礫は笠名段丘堆積物の上部から発見された。

(1) 京松原砂層に挟まれる火山灰層（Ky 火山灰層）

この火山灰層は長田（1980）及び池谷・堀江（1982）によりその存在が指摘されていたものであり、京松原砂層の基底からの高さ7-8mのところ挟まれる（図版Ⅰ-3）。火山灰層は中田原以北の西支稜に広く分布する。東支稜では上比木以北の地域でその存在を確認している。中田原よりも南の西支稜では、既述のように京松原砂層下部（Ky 火山灰層より下位の部分）の上に直接牧ノ原礫層が重なり、火山灰層及び京松原砂層上部を欠いていると考えられる。一方、須々木-上比木間の東支稜では、南へ向かって火山灰層が薄くなり、更に砂層中に軽石片が散った状態へと変化することから、南へ向かって尖滅するものと推定される。火山灰層の厚さは5-20cm程度のところが多いが、第2図のLoc. 2では例外的に1mに達する。

本火山灰層は濃いオレンジ色ないしピンク色の粘土化の進んだ軽石質火山灰からなる。軽石粒は細礫-中砂サイズのものが多く、肉眼で輝石粒が認められる。本火山灰層は薄いピンク色ないし淡黄褐色の火山灰質粘土-シルト層又は軽石片混じりの黒色砂層、中-細礫サイズの礫層を中間部に挟むことが多く、下位より火山灰層・二

次堆積層・火山灰層からなる3層構造を呈するところが多い。

本火山灰からは軽鉱物として斜長石、重鉱物として斜方輝石及び単斜輝石が検出された。斜方輝石の屈折率(γ)は1.705-1.715である。なお、火山ガラスは検出されなかったが、これが初生的な特徴なのか粘土化によるものなのかは不明である。

(2) 笠名段丘堆積物に挟まれる火山灰層（Ka-1 火山灰層）

この火山灰層は第2図のLoc. 5³で発見された。火山灰層が挟まれる層準は、笠名段丘堆積物の基底面から約3.5m上位の中部礫層相当部である。Ka-1 火山灰層は一部中礫及び細礫混じりの中砂層中に厚さ3-5cm（最大10cm）の薄層として挟まれている。本火山灰層は細粒火山灰からなり、下部の厚さ約1cmは白色を呈し、上部はオレンジ色を呈する。上部には角張った細礫（火山岩片？）が混入している。この火山灰からはbubble wall型の火山ガラス、斜長石、角閃石、斜方輝石、黒雲母及びジルコンが検出された（第2表）。

(3) 笠名段丘堆積物に挟まれる火山灰巨礫（Ka-2 火山灰）

この火山灰巨礫は第2図のLoc. 4²で発見された。火山灰巨礫が挟まれる層準は、笠名段丘堆積物の基底からおよそ8m上方の上部礫層最上部（河川成礫層の直下）である（第6図(c)）。崖面に露出した断面での大きさは長径約28cm、短径約10cmであり、崖面に直交する方向の大きさは不明である。この火山灰巨礫はオレンジ色がかった黄色の細粒でやや粗鬆質（径0.1mm以下の孔隙が多数ある）の火山灰からなり、bubble wall型の火山ガラス、高温型の仮像を有する石英、斜長石、斜方輝石、単斜輝石及び角閃石を含む（第2表）。火山ガラスの屈折率は1.497-1.498、斜方輝石の屈折率(γ)は1.701-1.711である。

6. 段丘面及び段丘堆積物の対比と時代

牧ノ原段丘堆積物のうち、古谷泥層については、同層が大規模な谷地形を埋積して堆積していること、産出化石及び層相の垂直変化から海進時の堆積物と考えられること等から、下末吉海進期の堆積物とされてきた（東海地方第四紀研究グループ、1969；長田、1980；池谷・堀江、1982）。筆者らは今回、第2図のLoc. 1で採取し

1) 堀野新田の北北東約1kmに位置する海拔54mの標高点（2万5千分の1地形図に表示）の南約100mにある尾根沿いの農道切り割り

2) 笠名の東北東約1km、相良町環境保全センター南端の崖

第2表 御前崎地域の段丘堆積物に挟まれる火山灰の諸特徴

火山灰名	挟まれる層準	厚さ	色	粒度	火山ガラスの形状	特徴的な軽鉱物	重鉱物組成*	屈折率	対比
Ky	京松原砂層 (同層基底からの高さ 7-8m)	5-20 cm (最大100 cm)	濃いオレンジ色 -ピンク色	中砂-細礫 (軽石片の大きさ)	(ガラス未検出)		Opx > Cpx	1.705-1.715	Klp?
Ka-1	笠名段丘堆積物の中部 (同層基底からの高さ 約3.5 m)	3-5 cm (最大10 cm)	オレンジ色 (下部1 cmは 白色)	シルト-極細砂	Bubble wall 型		Hor > Opx, Bi, Zr		Pm-1?
Ka-2	笠名段丘堆積物の上部 (同層基底からの高さ 約8 m)	不明 (長さ約28 cm 短径約10 cm の礫)	オレンジがかった 黄色	シルト-極細砂	Bubble wall 型		Opx > Cpx, Hor	1.497-1.498, 1.701-1.711	K-Tz?

* 磁鉄鉱などの不透明鉱物を除く Qt: 石英 Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Hor: 角閃石 Bi: 黒雲母 Zr: ジルコン

た古谷泥層の試料について花粉分析を行った。その結果、次章で詳述するように Loc. 1 における本層堆積時の環境は、相対的に冷涼な気候の淡水域から相対的に温暖な気候の海水域へと変化したことが明らかになった。この結果は古谷泥層が気候の温暖化を伴った海進時の堆積物であることを示しており、同層を下末吉海進期の堆積物とする考え方と矛盾しない。古谷泥層を下末吉海進期の堆積物と考えた場合、牧ノ原面(少なくとも海浜成礫層からなる東支稜の上比木-笠名間の部分)は下末吉面に對比される可能性が高いと思われる。

笠名段丘堆積物及び御前崎段丘堆積物は、次章で述べるようにそれらの基底に古谷泥層の場合のような谷地形を伴わず、波食台と考えられる平坦な基底面上に堆積している。既ち、笠名段丘堆積物は古谷泥層の中-下部までが波食されて形成された平坦面上に、また、御前崎段丘堆積物は笠名段丘堆積物、古谷泥層の中・下部及び基盤の相良層群までが波食されてきた平坦面上に堆積している。このことから、両段丘堆積物は下末吉海進以降のより小規模な海進-海退に伴って形成された地層と考えられる。南関東地方、なかでも御前崎と同様に太平洋に突き出た三浦半島では、下末吉面より低位の更新世海成段丘面として小原台面(約8万年前)と三崎面(約6万年前)の2面が広く発達している(町田, 1973; 岡ほか, 1974; 小玉ほか, 1980等)。従って、御前崎地域の笠名面と御前崎面とは、各々、南関東地方の小原台面及び三崎面に對比される可能性が高いと思われる。

なお、筆者らは既述のように、笠名段丘堆積物中に1枚の火山灰層(Ka-1火山灰層)と1つの火山灰巨礫(Ka-2火山灰)とを見いだした。このうち、Ka-1火山灰層は、角閃石を多量に含み、斜方輝石、黒雲母及びジルコンを伴う点で、小原台面構成層の上部に挟まれるPm-1火山灰に類似している。また、Ka-2火山灰は、高温型仮像を持つ石英を多量に含むことを特徴とする。この特徴と火山ガラス及び斜方輝石の屈折率から、同火山灰は小原台面構成層の最上部(Pm-1の上位)に挟まれる鬼界-葛原火山灰(K-Tz)(町田・新井, 1983)に對比される可能性がある。このような2つの火山灰の対比が正しいとすると、笠名面と小原台面との対比は確実なものと言えよう。しかし、これら2つの火山灰について現在までに得られているデータ(産状、鉱物組成、火山ガラスの屈折率等)だけでは、上のような火山灰対比が確実なものとは断定することはできない。ここではその可能性の指摘にとどめ、今後の研究課題としたい。

7. 段丘堆積物の堆積環境

(1) 牧ノ原段丘堆積物の堆積環境

i) 古谷泥層の堆積環境

古谷泥層の堆積環境については、Tsuchi (1958), 土 (1960) 及び池谷・堀江 (1982) によって詳しい研究がなされている。

池谷・堀江 (1982) によると、古谷泥層の堆積は、現在の地頭方付近とその北方約 10 km の榛原町静波付近で東方の海域に開いていたと推定される 2 つの谷に沿って始まった。そして、海水準の上昇に伴い、同層の堆積域は次第に拡大して行き、同層中部の堆積時には 2 つの谷の上流部は結合し、中央部に大きな島状の陸地をもつ環状の湾（古相良湾）が出現したとされている（第 10 図の 1-2）。筆者らが調査した地域は、この古相良湾の南東端部に当たる。第 7 図に同地域に分布する古谷泥層の基底面高度分布を示す。同図には、地頭方付近から北西に向かう谷（長田 (1980) の古東沢川）の存在が明瞭に示されている。

また、池谷・堀江 (1982) は、既述のように古谷泥層中に 5 つの上方細粒化サイクルを識別し、同層を堆積させた海進が少なくとも 5 つの小海進・海退サイクルを含むものであったとしている。5 つの堆積サイクルのうち、古谷泥層の下部に当たる堆積サイクル I と II は、海生の動植物化石を全く含まないことから淡水域の堆積物と考えられている。一方、中・上部の堆積サイクル III-V には、貝類、有孔虫、介形虫等の海生動物化石が含まれ、上位のサイクルほど、また同一サイクルでは南方ほど外洋水の影響を強く受けていることが明らかにされている。

一方、Tsuchi (1958) 及び土 (1960) は、古谷泥層上部の貝化石群集の解析を行い、同層の堆積環境は現在の渥美湾に類似していたとしている。また、*Dosinia angulosa* 等を指標種として、古谷泥層上部の堆積深度を 10 m 程度と推定している。

古谷泥層堆積時の気候については、黒田 (1970) 及び土 (1960) の研究がある。黒田 (1970) は、古谷泥層の最下部から *Styrax Obassia* 等 8 種、同層最上部から *Melia Azedarach* 等 27 種の植物遺体（果実・種子・葉片等）を検出し、同層最下部の堆積時は現在より冷涼な気候、また同層最上部の堆積時は現在より幾分温暖な気候であったと推定している。一方、土 (1960) は、古谷泥層上部の貝化石群集に現在御前崎付近に生息しない低緯度暖流系の *Gafrarium divaricatum* 及び *Telolinimactra edentula* が含まれることから、当時の海水温は現在よりも幾分か高かったものと推定している。

筆者らは第 2 図に示した Loc. 1 で採取した古谷泥層の試料について花粉孢子等の微植物化石の分析を行った。その結果、*Quercus Cyclobalanopsis*, *Lagerstroemia*, *Sapium*, *Reevesia* 等の温暖な気候を示す（亜）属は本層上部の試料（F5-F7）からのみ検出された（第 3 表）。また、下部の F3 試料には *Sparganium*, *Hydrilla*, *Trapa* などの淡水生植物の花粉が含まれるのに対して、上部の F5-F7 からは淡水生植物の花粉は検出されず、海生の *Dinoflagellate* が発見された。以上の分析結果は土 (1960), 黒田 (1970) 等の報告と調和的であり、古谷泥層の堆積環境が相対的に冷涼な淡水域から相対的に温暖な海水域へと変化したことを示している。

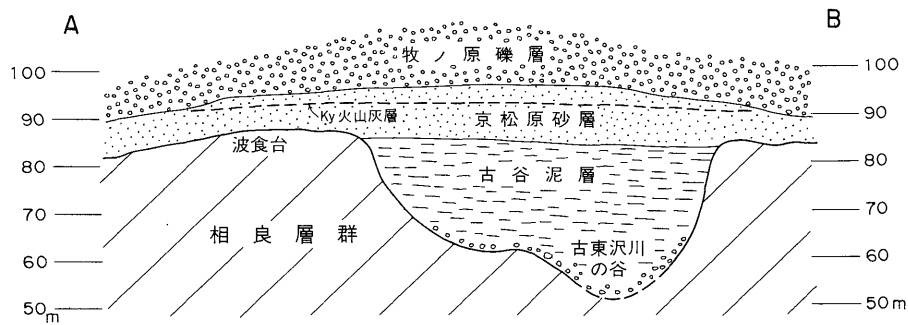
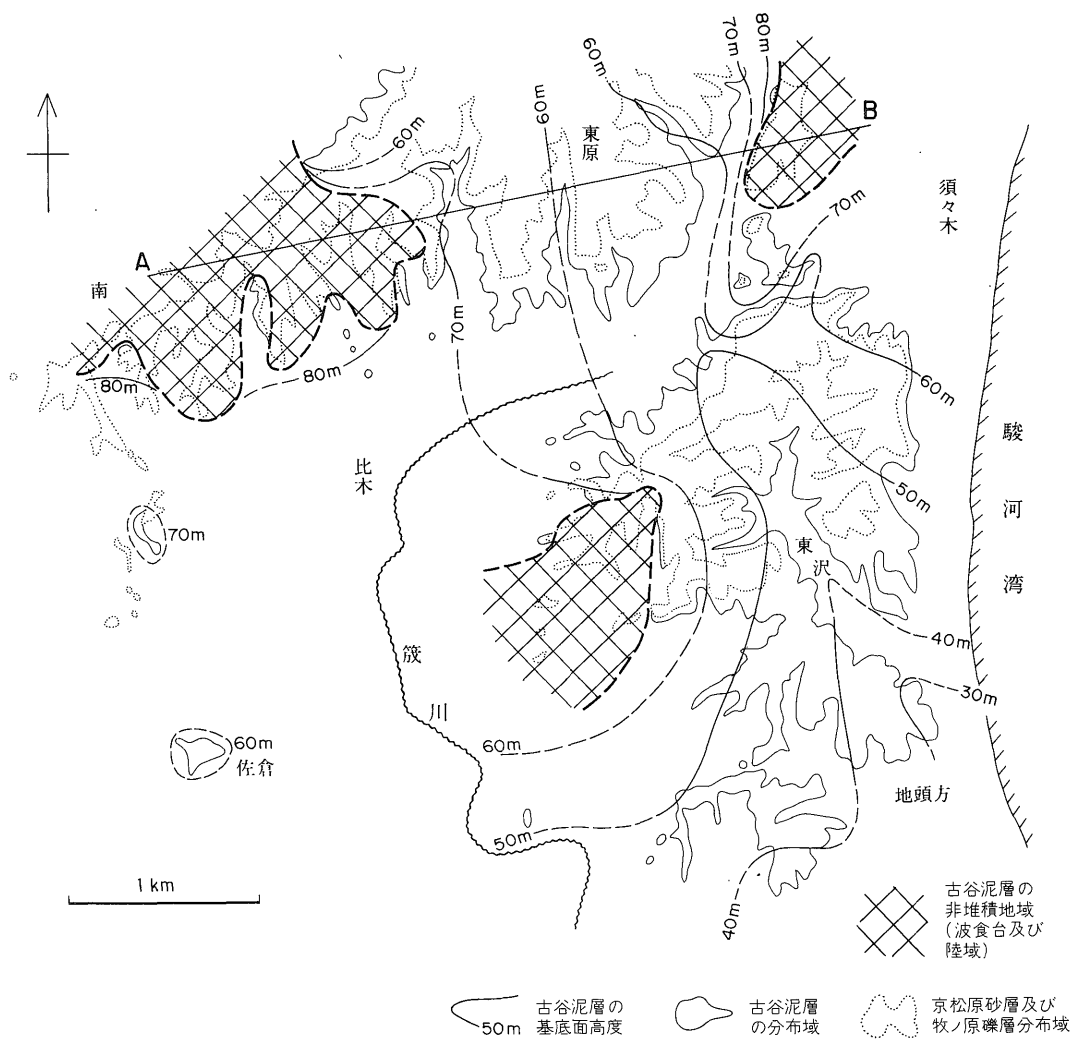
ii) 京松原砂層の堆積環境

京松原砂層は古谷泥層を覆うと共に、中田原付近、笠名の北西方、上比木の北東方等では基盤の相良層群を直接覆っている。基盤を直接覆う地域の京松原砂層の基底面は平坦で、その高度は古谷泥層を覆う地域のそれと比べてほとんど差がないか僅かに（0-3 m 程度）高い（第 7 図）。この事実はそれまでの基盤の高まりであった部分が、京松原砂層の堆積が始まった頃には波食によって平坦化され、古谷泥層トップの堆積面と高度差がなくなっていたことを示している（第 10 図の 3-4）。おそらく、古谷泥層の堆積末期にはかなりの期間にわたって海水準が停滞していたものと考えられる。

Ky 火山灰層よりも下位の京松原砂層下部は、既述のように淘汰のよい塊状又は平行葉理の発達する中-細砂からなる。一方、Ky 火山灰層より上位の同砂層上部は細-中礫混じりの中砂を主体とし、最上部では中-大礫サイズの礫からなるくさび状の礫層を頻りに挟むようになる。また、長田 (1980) が指摘しているように、同層上部（基底からの高さ約 10-12 m の部分）の砂層中には潮間帯生のヒメスナホリムシ（菊地, 1972）の生痕化石が見られる。これらの事実から、京松原砂層の下部は、海水準の停滞及び砂泥の堆積によって水深 10 m 程度となった埋積谷底を覆うと共にその周辺に形成された波食台上に堆積した沿岸漂砂と推定される。また、同砂層上部はより浅い汀線付近の堆積物と考えられる。

iii) 牧ノ原礫層の堆積環境

牧ノ原礫層は上比木-笠名間の同段丘南端部を除いて、河川礫と考えられる淘汰不良の中礫-巨礫サイズの礫からなり、現大井川扇状地の西に南北 25 km 以上にわたって広く分布する。礫層を構成する礫の多くは大井川の中・上流域に広く分布する四万十累層群に由来する。また、礫層分布域の北から南に向かって、礫径が小さくな



第7図 御前崎地域に分布する古谷泥層の基底面地形

第3表 古谷泥層の微植物化石分析結果

Sample No. (サンプル番号)	F7	F6	F5	F4	F3	F2	F1
<i>Abies</i> (モミ属)	14	13	13	4	15	12	10
<i>Tsuga</i> (ツガ属)	21	17	9	9	2	5	11
<i>Picea</i> (トウヒ属)	3	2	—	1	2	7	4
<i>Larix-Pseudotsuga</i> (カラマツ属—トガサワラ属)	2	—	—	—	—	1	—
<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyton</i> (五葉マツ亜属)	—	—	2	—	—	—	—
<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxyton</i> (二葉マツ亜属)	1	—	—	—	—	—	—
<i>Pinus</i> (Unknown) (亜属不明マツ属)	36	20	26	26	4	15	16
<i>Sciadopitys</i> (コウヤマキ属)	1	—	3	1	—	—	—
T.-C.* (イチイ科—ヒノキ科—イヌガヤ科)	1	—	—	1	6	—	4
<i>Ephedra</i> (マオウ属)	1	—	—	—	—	—	—
Taxodiaceae (スギ科)	13	15	13	12	19	3	2
<i>Salix</i> (ヤナギ属)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Pterocarya</i> (サワグルミ属)	2	1	3	1	—	—	1
<i>Juglans</i> (クルミ属)	4	1	12	5	5	1	5
<i>Carpinus-Ostrya</i> (クマシデ属—アサダ属)	7	4	34	26	10	1	2
<i>Corylus</i> (ハシバミ属)	2	—	4	1	2	—	—
<i>Betula</i> (カバノキ属)	—	—	1	4	4	1	—
<i>Alnus</i> (ハンノキ属)	15	14	29	50	66	5	44
<i>Fagus</i> (ブナ属)	6	11	7	10	2	3	5
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i> (コナラ亜属)	16	18	34	13	17	2	7
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> (アカガシ亜属)	3	1	2	—	—	—	—
<i>Castanea</i> (クリ属)	—	6	2	—	4	1	1
<i>Castanopsis</i> (シイノキ属)	—	2	—	—	—	—	—
<i>Ulmus-Zelkova</i> (ニレ属—ケヤキ属)	12	17	31	25	15	3	15
<i>Celtis-Aphananthe</i> (エノキ属—ムクノキ属)	1	1	2	4	1	—	—
<i>Cercidiphyllum</i> (カツラ属)	—	—	3	1	2	—	—
<i>Orixa</i> (コクサギ属)	2	2	1	—	—	—	—
<i>Phellodendron</i> (キハダ属)	2	—	—	—	—	—	1
<i>Daphniphyllum</i> (ユズリハ属)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Sapium</i> (シラキ属)	1	1	—	—	—	—	—
<i>Buxus</i> (ツゲ属)	—	—	—	—	1	—	—
<i>Ilex</i> (モチノキ属)	4	—	—	—	—	—	—
<i>Acer</i> (カエデ属)	3	—	10	4	—	—	1
<i>Aesculus</i> (トチノキ属)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Parthenocissus</i> (ツタ属)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Tilia</i> (シナノキ属)	1	—	—	1	1	—	—
<i>Elaeagnus</i> (グミ属)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Lagerstroemia</i> (サルスベリ属)	4	9	1	—	—	—	—
Araliaceae (ウコギ科)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Symplocos</i> (ハイノキ属)	—	—	—	1	1	—	—
<i>Styrax</i> (エゴノキ属)	—	—	—	1	—	—	—
<i>Fraxinus</i> (トネリコ属)	1	4	5	1	1	—	4
<i>Viburnum</i> (ガマズミ属)	—	—	2	3	—	1	1
<i>Reevesia</i> (チャセンギリ属)	—	1	—	—	—	—	—
<i>Euonymus</i> (ニシキギ属)	1	—	—	—	—	—	—
<i>Typha</i> (ガマ属)	—	—	—	—	—	—	—
<i>Sparganium</i> (ミクリ属)	—	—	—	—	26	—	—
<i>Hydrilla</i> (クロモ属)	—	—	—	—	2	—	—
Gramineae (イネ科)	1	5	6	34	21	1	5
Cyperaceae (カヤツリグサ科)	—	—	9	27	39	2	4
<i>Monochoria</i> (ミズアオイ属)	—	—	—	—	1	—	—

(第3表 つづき)

Sample No. (サンプル番号)	F7	F6	F5	F4	F3	F2	F1
<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria</i> - <i>Echino</i> . (サナエタデ節-ウナギツカミ節)	—	—	—	1	1	1	—
<i>Polygonum</i> (タデ属)	—	1	—	—	—	—	—
Chenopodiaceae (アカザ科)	—	—	—	—	—	—	—
Ranunculaceae (キンポウゲ科)	—	—	2	—	—	—	—
Rosaceae (バラ科)	—	—	1	—	2	—	4
Leguminosae (マメ科)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Trapa</i> (ヒシ属)	—	—	—	—	2	—	—
Umbelliferae (セリ科)	—	—	1	—	—	—	—
<i>Artemisia</i> (ヨモギ属)	1	—	2	3	1	—	—
Carduoideae (キク亜科)	—	—	—	1	—	1	—
Cichorioideae (タンポポ亜科)	—	—	—	2	—	—	—
Unknown (属・科不明の花粉)	14	11	34	23	7	5	7
<i>Lycopodium</i> (ヒカゲノカズラ属)	—	1	—	2	—	—	—
<i>Osmunda</i> (ゼンマイ属)	1	—	—	—	1	—	—
other Pteridophyta (他の羊歯類孢子)	28	22	12	16	5	5	9
Pseudoschizaea (淡水生藻類)	1	—	—	—	—	—	—
Dinoflagellate (渦鞭藻類)	4	5	1	—	—	—	—
Arboreal pollen (樹木花粉)	180	163	252	205	180	61	134
Nonarboreal pollen (草本花粉)	2	6	22	68	95	5	13
Unknown (属・科不明の花粉)	14	11	34	23	7	5	7
Fern spores (羊歯類孢子)	29	23	12	18	6	5	9
TOTAL (総計)	225	203	320	314	288	76	163

*Taxaceae—Cupressaceae—Cephalotaxaceae

サンプルの採取位置: 浜岡町西原の北方 (第2図 Loc 1) 各サンプルの採取層準は第5図参照

分析: パリノサーヴェイ株式会社

ると共に、淘汰及び円磨度が良くなる傾向が認められる(井口, 1954; 土, 1960). このような分布及び礫の特徴から、牧ノ原礫層の大部分は古大井川の三角州扇状地ないし扇状地の堆積物と考えられている(横山, 1941; 井口, 1954; 土, 1960; 長田, 1980等). 牧ノ原礫層の堆積環境については、従来、同層を海進期の堆積物とする説(井口, 1955; 土 1960等)と海退期の堆積物とする説(大塚, 1933; 吉川, 1952; 長田, 1980; 池谷・堀江, 1982等)とがある. 筆者らは、次に述べるような牧ノ原礫層と京松原砂層との関係から、同礫層は海水準の停滞期から低下期の堆積物と考える. 即ち、上比木から笠名にかけての牧ノ原段丘南端部では、厚さ6m程度の京松原砂層の上に海浜成の牧ノ原礫層が整合に重なり、次節で詳述するように潮間帯成と考えられる中部礫層は古谷泥層の上面から約10-12m上方に位置する. このことは京松原砂層堆積時の海水準(古谷泥層の上面から10-12m上方)とこれらの海浜成礫層堆積時の海水準とがほぼ同じであったことを示している(第5図(a), (b)). 他方、西支稜に分布する牧ノ原礫層は河成礫か

らなり、既述のように同礫層と下位層との境界面は侵食面である. また、下位層の侵食量は南西部ほど大きく、大兼以西では牧ノ原礫層が直接古谷泥層及び相良層群を覆う(第4図). このことは、西支稜に分布する牧ノ原礫層堆積時の海水準が古谷泥層上部及び京松原砂層の堆積時における海水準よりも低かったことを示している.

牧ノ原礫層は、古谷泥層及び京松原砂層堆積時には古相良湾の北に当たる島田市阪本-谷口付近(現大井川の南岸付近)を東流していたと推定される古大井川(井口, 1955; 土, 1960)が下流部の埋積に伴って周囲に氾濫し、分流の一部が古相良湾へ流入することによって形成された堆積物と考えられる(第10図の5). 同礫層堆積時の初期には、古相良湾の南部(上比木-笠名付近)はまだ沿岸漂砂によって完全には埋め立てられていなかったために、京松原砂層の上に海成の礫層が堆積したものと推定される. また、井口(1954)が礫径及び礫の円磨度の地域的变化から既に指摘しているように、その当時の汀線は現在の上比木付近に存在したと推定される. その後、海水準の低下と並行して、古大井川の分流は主河道及び

その周囲の氾濫原を徐々に西へ移して行き、その過程で西の地域ほど下位層がより大きく侵食されたと推定される。

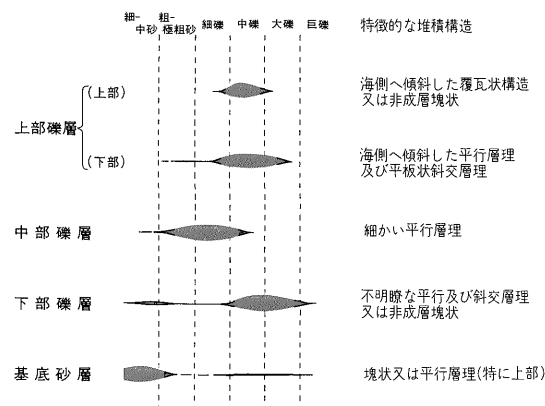
(2) 笠名段丘堆積物の堆積環境

笠名段丘堆積物は、4.(2)で述べたように、基底面の高度及び基底面直下の古谷泥層から産出する植物化石の特徴から古谷泥層の中-下部の上に不整合に載っていると考えられる。笠名段丘北端の段丘崖直下における同段丘堆積物の基底面高度は標高 65-67 m であり、段丘崖上の牧ノ原面の高度 85-90 m より約 20 m 低い。従って、笠名段丘堆積物が堆積を始めた頃には、比高約 20 m の海食崖が形成されていたと考えられる。この海食崖は、前章で述べた関東地方の段丘面との対比から、約 8 万年前の小原台海進期に形成された可能性が高い。

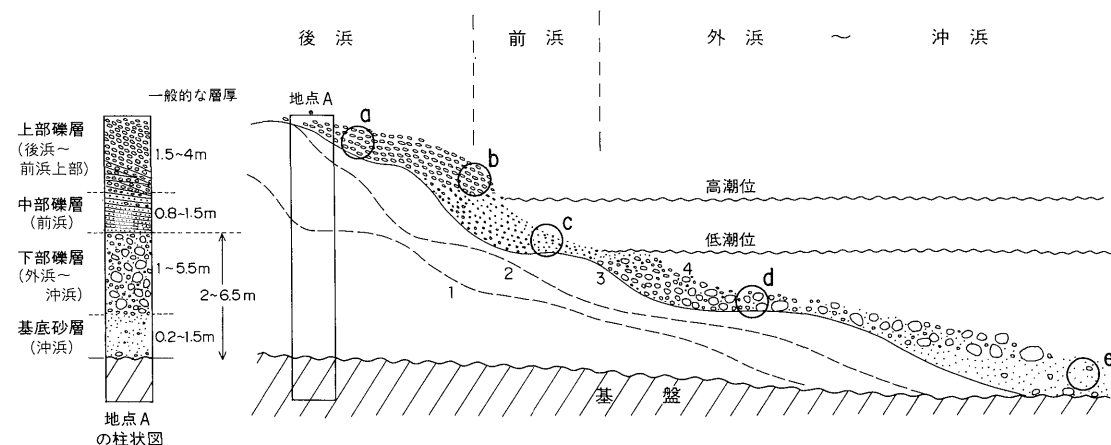
笠名段丘堆積物は 4.(2)で述べたように、上下方向の層相変化に基づいて、下位より基底砂層、下部礫層、中部礫層及び上部礫層に区分される。同様の層相変化は御前崎段丘堆積物及び海浜成の牧ノ原礫層にも認められる。これら 3 つの段丘堆積物の各層相ユニット（基底砂層³⁾-上部礫層）を構成する碎屑物の粒度組成及び特徴的な堆積構造は第 8 図のようにまとめることができる。このような粒度組成及び堆積構造の上下方向への変化は、第 9 図に模式的に示した環境（河川や海浜流系による礫の供給が大量で、しかも波のエネルギーが大きな礫浜）で形成されたものと推定される。即ち、上部礫層の上部は、

礫径のそろった中礫を主とし、海側へ傾く覆瓦状構造が発達することから、台風通過時等の暴浪によって打ち上げられ、引き波によって再び海へ運ばれることなく残り残された後浜域の堆積物（第 9 図の a）と考えられる。

上部礫層の下部は、大礫や細礫混じりの中礫を主とし、海側へ傾斜する平行層理及び平板状斜交層理が顕著に発達することから、台風通過直後等の比較的波の高い時期に形成された前浜上部の堆積物（第 9 図の b）と推定される。また、中部礫層は上部及び下部礫層に比べてより



第 8 図 笠名及び御前崎段丘堆積物並びに海浜成牧ノ原礫層の各層相ユニット（基底砂層-上部礫層）の粒度組成と特徴的な堆積構造



第 9 図 各層相ユニットの形成環境及び上下方向の層相変化の形成過程模式図

a: 上部礫層上部 b: 上部礫層下部 c: 中部礫層 d: 下部礫層 e: 基底砂層 1-4: ある時期の海底及び地表面（同一時間面）、この順により新しい時期を示す

3) 牧ノ原段丘堆積物では、海浜成牧ノ原礫層に覆われる京松原砂層がこれに相当する

細粒な細礫サイズの碎屑物を主体とすること、細かい平行層理が発達すること、及び層厚が0.8-1.5mとほぼ一定していることから、静穏時の前浜域(≒潮間帯)の堆積物(第9図のc)と考えられる。下部礫層は、中大礫を主とし、細-粗砂を基質として含むこと、上部及び中部礫層に比べて層理が不明瞭なことから、低潮面下の外浜域の堆積物(第9図のd)と推定される。更に、基底砂層は、碎屑粒子の中で最も再移動しやすい中-細砂を主体とし、波食によって形成されたと考えられる基底面の直上に存在することから、下部礫層の堆積域より更に沖合いで、波食基準面(水深約10m)よりは浅い沖浜域の堆積物(第9図のe)と推定される。

海水準の低下又は大量の礫の供給によって、礫浜は海側へ前進し、これに伴い上述の各堆積環境も海側へ移動したと考えられる(第9図の1-4)。その結果、第9図の柱状図に模式的に示したような基底砂層から上部礫層に至る垂直方向の層相変化が形成されたと考えられる。また、この場合、同一の段丘堆積物の同じ層相ユニットであっても、これらは厳密には同一の時期に形成されたものではなく、陸側に分布するものほどより早い時期に形成されたと考えられる。

以上のような考察と各層相ユニットの厚さから、笠名段丘上の各地点の堆積環境は、水深2-6m程度の波食台上的浅海域(沖浜)から次第により浅い礫浜の環境(外浜~後浜域)へと変化していったと考えられる。笠名段丘の北部では、既述のように上部礫層(後浜域の堆積物)の上に河川成の礫層が載っている。従って、この地域の環境は後浜から更に牧ノ原段丘や海食崖を開析して南流する河川の河道や氾濫原へと変化したと推定される(第10図の6)。また、既述のように、笠名段丘の中部には明瞭な下部礫層の層相を欠き、礫混じりの厚い基底砂層が発達するところがある。これは、同段丘堆積物の堆積期に一時的に礫の供給が減り、相対的に砂の供給が増加した時期があったためと推測される。

(3) 御前崎段丘堆積物の堆積環境

御前崎段丘堆積物は、既述のように相良層群の上に直接載っており、牧ノ原段丘堆積物や笠名段丘堆積物を覆うところは観察されない。本段丘堆積物の基底面は数10cm-1m程度の凹凸を伴うものの全体としては平坦であり、断層による後生変位を除いて著しい谷地形等は認められない。また、基底面下の相良層群には穿孔貝の巣穴が認められる。これらの事実から、御前崎段丘堆積物の基底面は笠名段丘堆積物、古谷泥層及び相良層群が波食されて形成された波食台と考えられる(第10図の7)。御前崎段丘北西端の段丘崖直下における同段丘堆積物の

基底面高度は標高35-37mであり、段丘崖上の笠名面の高度(46-50m)より10-15m程度低い。従って、御前崎段丘堆積物が堆積を始めた頃には、波食台の内縁に比高10-15mの海食崖が形成されていたと推定される。既述した関東地方の段丘面との対比から、この海食崖は約6万年前の三崎海進期に形成された可能性が高いと思われる。

御前崎段丘堆積物は4.(3)及び前節で述べたように、笠名段丘堆積物及び海浜成牧ノ原礫層と同様に、基底砂層から上部礫層に至る上下方向の層相変化を示す。このことは、御前崎段丘堆積物の堆積環境が基本的には笠名段丘堆積物と同様に、波食台上的浅海域(沖浜)からより浅い礫浜域(外浜-後浜)へと変化したことを示している。御前崎段丘堆積物では、海浜成牧ノ原礫層及び笠名段丘堆積物に比べて天竜川起源の礫が日立つと共に、下部及び上部礫層を構成する礫のサイズがやや小さく、扁平度も高い。これらの相違は、頻繁に流路を変えたことと推定される天竜川及び大井川河口からの距離、海浜流系や波の強さ、あるいは海水準の変動(低下)速度等が変化することによって引き起こされたと思われるが、現時点ではその要因を特定するに足る資料を得ていない。

8. 御前崎地域の後期更新世における地殻変動

前章までに述べたように、御前崎地域の洪積台地には各々下末吉面、小原台面及び三崎面に対比される可能性が高い3つの段丘面が発達することが明らかになった。本章では、同地域周辺の地殻変動に関する従来の研究を踏まえつつ、主としてこれら3つの段丘面及びその構成層の変形に基づいて、御前崎地域の更新世後期における地殻変動について考察する。

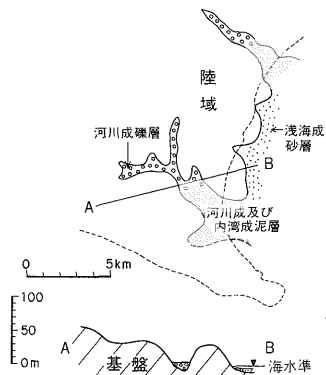
(1) 牧ノ原段丘の変形

筆者らの調査は牧ノ原段丘の南端部に限られているため、同段丘全体にわたる変形の特徴を十分に把握することはできなかった。そこで、ここではまず従来の研究成果に基づいて牧ノ原段丘全体の変形について考察し、その後御前崎地域の同段丘に見られるより短波長の変形、並びに同段丘の断層変位について論述する。

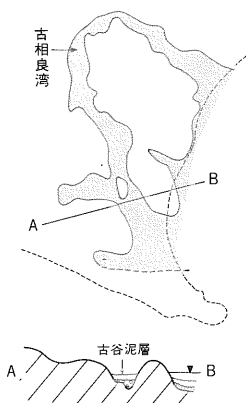
牧ノ原段丘の変形についてはこれまでに、渡辺(1928, 1929)、井口(1954)、土(1960)及び池谷・堀江(1982)等の研究がある。渡辺(1928)は、牧ノ原面の高度分布から、牧ノ原礫層の堆積後に『上流部に向かって増大する隆起と西より東に向かって下る撓曲』⁴⁾からなる隆起があったとしている。井口(1954)は、牧ノ原礫層中に特に

4) 『』は、原著者の文章の引用を示す

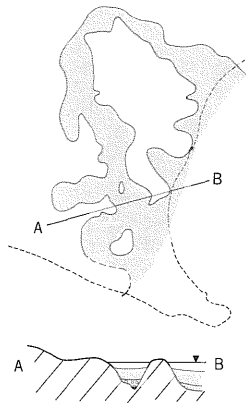
1 古谷泥層下部の堆積時



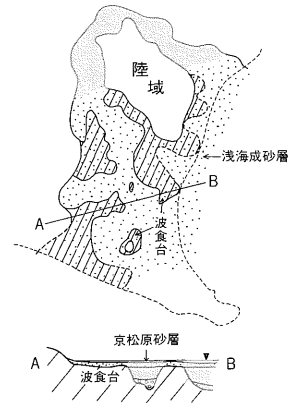
2 古谷泥層中部の堆積時



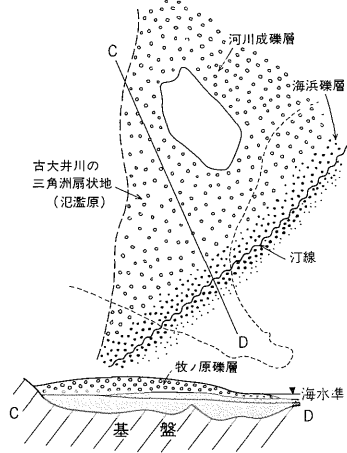
3 古谷泥層上部の堆積時
(約13万年前)



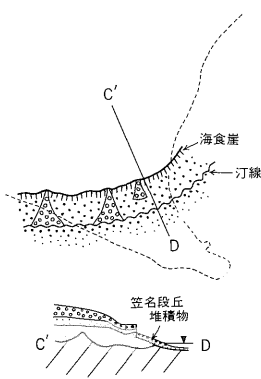
4 京松原砂層の堆積時



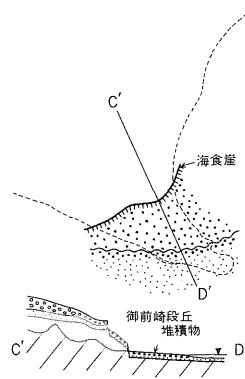
5 牧ノ原礫層の堆積時（後期）



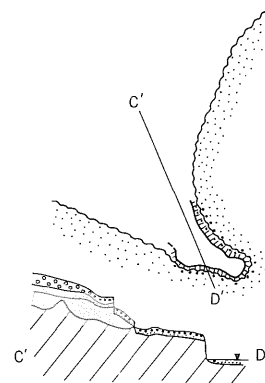
6 笠名段丘堆積物の堆積時（末期）
(約8～7万年前)



7 御前崎段丘堆積物の堆積時（後期）
(約6～5万年前)



8 現在



第10図 御前崎地域周辺の更新世後期における堆積環境変遷図

1-3図は池谷・堀江(1982)により、一部修正

礫径の大きな層準(“大礫帯”)を認め、この“大礫帯”の高度分布から牧ノ原礫層堆積後に『東へ傾斜する変位運動』があったと推測している。その後、土(1960)は、古谷泥層の上面高度に同層上部の貝化石群集から推定される泥層の堆積深度(0又は10m)を加えて古谷泥層堆積末期における古海面の現高度とし、その分布から古谷泥層堆積後の等隆起線図を描いている(原著第7図)。また、池谷・堀江(1982)は、古谷泥層がその分布の縁辺部(古相良湾の湾岸部)において薄化消失する地点を当時の海岸とみなし、これらの地点の高度分布から同様な等隆起線図を得ている(原著図13及び本稿第11図)。2つの等隆起線図は互によく類似しており、これらから推定される牧ノ原段丘の変形は、渡辺(1928)及び井口(1954)の推論と一致する。即ち、牧ノ原段丘の隆起量は北西部で大きく、南部及び東部で小さい。また、両図ともほぼ南稜上に等隆起線の南-南東への張り出しが認められる。この張り出しの東側では等隆起線の間隔が密になっており、東へ向かって隆起量が急激に減少することを示している。このような等隆起線図の特徴から、相良町仁王辻以南の牧ノ原段丘は、ほぼ南稜に沿って北西-南東方向に伸び、南東にプランジする軸を持つ緩やか

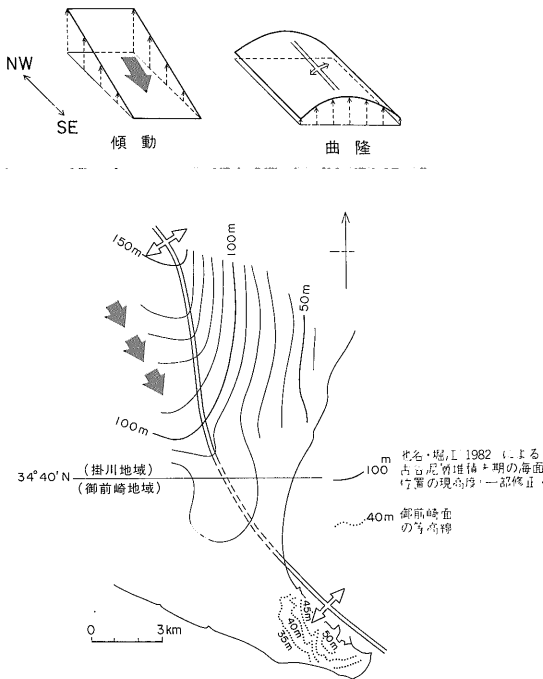
な背斜状の変形(曲隆)をしていると推定される。またこの変形は、渡辺(1928)が指摘しているように、曲隆軸の南東へのプランジで示される傾動変形と曲隆軸を水平に戻した場合の曲隆変形との和として捉えることもできる(第11図)。

牧ノ原段丘の変形をこのような2成分に分けて考えた場合、南東への傾動の大きさを勾配で表わすと、土(1960)の等隆起線図に基づく場合は最大で7‰、また池谷・堀江(1982)のそれに基づく場合は最大で10‰程度となる。一方、このような勾配で南東にプランジする曲隆軸を水平に戻した場合の曲隆変形の程度を東翼部の勾配で示すと、池谷・堀江(1982)の等隆起線図に基づく場合には南稜付近で15-18‰に達する。土(1960)の同様の図では等隆起線の示してある範囲が狭いため、曲隆東翼部の勾配を得ることはできない。しかし、同図に示された牧ノ原面の等高線から南稜付近における牧ノ原面の勾配を求めると最大で20‰に達する。土(1960)は南稜における牧ノ原面の初生勾配を1.9‰と推定しており、この値が南稜にもあてはまると考えると、両図から得られる曲隆東翼部の勾配はほぼ一致する。

以上のような従来の研究成果に基づく考察をまとめると、仁王辻以南の牧ノ原段丘の変形は、ほぼ南稜に沿って北西-南東方向に伸びる軸をもち、東翼部の勾配が最大18‰(約1度)に達する曲隆成分と最大勾配が10‰(約0.6度)に達する南東方向への傾動成分からなると考えられる。

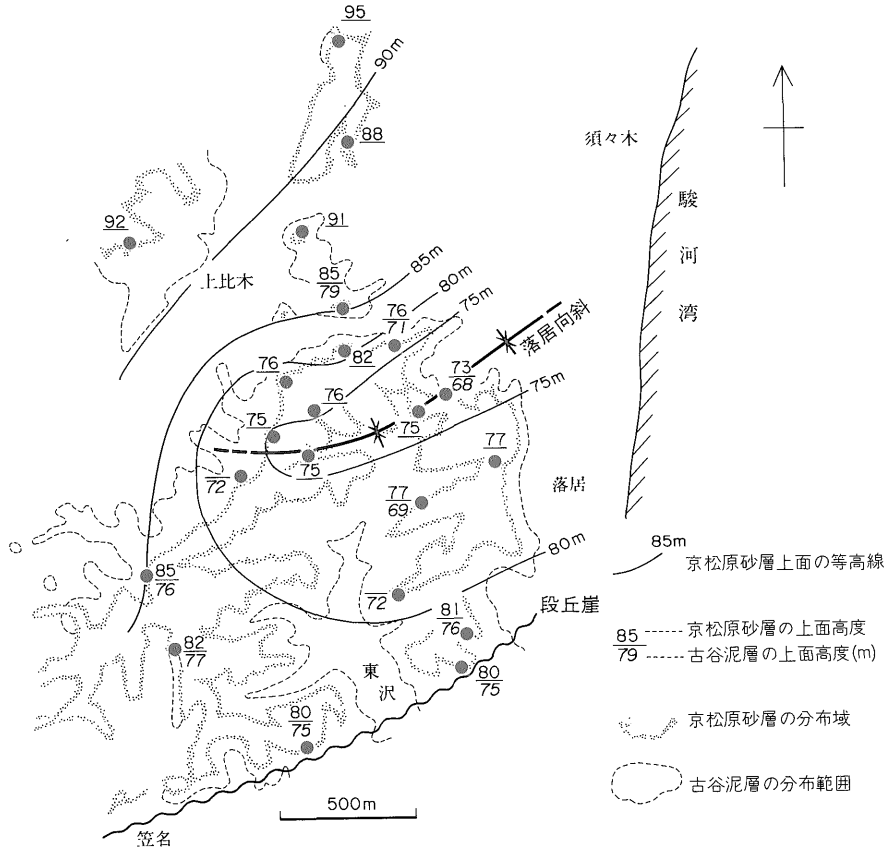
次に、御前崎地域の牧ノ原段丘に認められるより短波長の変形について述べる。東支稜の落居西方(東沢川の上流域)には、第2, 3図に示したように北東-南西~東北東-西南西方向に延びる段丘面の向斜状たわみ(落居向斜)が存在する。落居向斜は牧ノ原の高度分布だけでなく、第12図に示したように古谷泥層及び京松原砂層の上面高度分布にも明瞭に表われている。向斜状変形を取り除いた古谷泥層及び京松原砂層の上面がほぼ一様の勾配で南東に傾斜していると考えた場合、向斜の軸部では最大で10m程度これらの基準面が下方にたわんでいると推定される。

牧ノ原段丘には以上に述べたような曲隆、傾動及び褶曲変形のほかに、断層による段丘面及び段丘堆積物の変位が認められる。牧ノ原面を切る明瞭な断層としては仁王辻断層、丸尾原断層及び鬼女新田断層が挙げられる(第1図)。これらの断層のうち、仁王辻及び丸尾原断層は北西-南東走向、鬼女新田断層は北東-南西走向である。断層による牧ノ原面の変位量は仁王辻及び鬼女新田断層では最大7-8m、丸尾原断層では3-4mと推定され



第11図 御前崎地域の段丘変形概略図

上段: 牧ノ原段丘の傾動及び曲隆の概念図
下段: 牧ノ原段丘の傾動及び曲隆と御前崎段丘の南西への傾動との関係



第12図 落居向斜周辺における牧ノ原段丘堆積物の変形

(寒川ほか, 1985), 地形的に明瞭に認められる断層の長さは0.5-1.5 km程度である。また, 仁王辻断層には牧ノ原段丘堆積物及び基盤の掛川層群を切る南西側落ちの断層露頭が存在し, 断層両側の地層のずれから垂直変位量は7 mと推定されている(井口, 1954)。

(2) 笠名段丘の変形

笠名段丘は既述のように, 段丘堆積物の基底面及び頂面(笠名面)とも比較的大きな勾配で南東に傾斜することを特徴とする。基底面の勾配は平均で約24%であり, 南部では35%(約2度)に達する。また, 頂面の勾配は平均で27%, 南部では基底面と同様に35%に達する。このような勾配が後生的に形成されたものであるとすると, 笠名段丘は牧ノ原段丘よりも大きな勾配で南東方向へ傾動していると考えられる。しかしながら, 笠名段丘堆積物の基底面は波食平坦面と考えられることから, 海水準の低下に伴って第9図に示したような過程を経て, 初生的に海側(海食崖線及び傾斜層理の方向等から南-

南南東方向と推定される)へ傾斜した面として形成された可能性がある。従って, 笠名段丘の基底面及び頂面の勾配すべてを傾動変形によって形成されたと考えることには問題がある。初生勾配と傾動による後生勾配とを分離するためには, 同段丘のより詳しい研究及び他地域の同時代面との比較検討等が必要である。

また, 本段丘堆積物は分布が狭い範囲に限られているため不確実な部分が残るが, その基底面及び頂面の高度分布には, 牧ノ原段丘に見られるような曲隆変形を明瞭に示す証拠は認められない。

(3) 御前崎段丘の変形

御前崎面は垣見(1977)が指摘しているように, 全体として南西-南南西方向へ傾斜しており, 御前崎台地中央部の薄原付近における平均勾配は15-20%である。また, 同面の勾配を詳細に見ると, 駿河湾に面した段丘北東部で大きく(最大で40%程度), 遠州灘に面した南部で小さい(5%程度)。このような御前崎面の南西方向

への傾斜は、地頭方付近に残されている海食崖線の方向から期待される段丘堆積物の初生傾斜の方向(南東方向)と大きく異なっている。また、古谷泥層が堆積した頃には地頭方付近に古相良湾の湾口が存在し、御前崎台地の北東方には外洋性の海域が広がっていたと考えられることから、本段丘堆積物の堆積時に御前崎台地の北東方に大きな陸域が存在した可能性は極めて低いと思われる。従って、御前崎面の南西方向への傾斜は地殻変動(南西方向への傾動)によって形成された可能性が高いと考えられる。なお、新谷付近に分布する上部礫層には、南-南西に傾斜する平行-平板状斜交層理及び覆瓦状構造が見られることから、このような傾動(台地北東部の隆起)は本段丘堆積物の堆積中に既に始まっていたと推定される。

御前崎面の南西方向への傾動は、位置的には牧ノ原面に見られる北西-南東を軸方向とする曲隆変形の南東への延長とみなすことが可能である。即ち、牧ノ原台地の南稜に沿って北西-南東方向に伸びる曲隆軸は地頭方付近で駿河湾に入り、御前崎台地の北東縁をかすめるようにして南東へ伸びると考えることができる。この場合、御前崎面の南西方向への傾動は上述した曲隆の西翼部とみなし得る(第11図)。しかしながら、牧ノ原段丘の南端部及び笠名段丘では曲隆変形が不明瞭であることから、牧ノ原段丘の曲隆と御前崎段丘の南西への傾動とはその主要形成時期を異にしていた可能性が高いと思われる。

一方、御前崎段丘では、第3図の断面図から明らかなように、牧ノ原段丘や笠名段丘に見られるような段丘全体に及ぶ南東方向への傾動は明瞭ではない。かわって、北東-南西ないし北北東-南南西方向及び北西-南東方向の断層、撓曲及び褶曲状のたわみが認められる(第2, 3図)。これらの断層や撓曲などは数100 m-2 km程度の間隔で存在し、これらによる変形の及ぶ範囲も数100 m-1 km程度である。これらの構造要素のうち、白浜付近に存在する背斜状のたわみは、基盤の背斜構造(地頭方背斜)の上に位置する(寒川ほか, 1985; 桂島ほか, 1987)。また、第3図に示した3つの断層も、基盤の背斜構造の軸部又はその近傍に位置し、東側の2つの断層(芹沢断層及び広沢断層)は背斜状のたわみを伴う。これらの事実は、御前崎面に見られる北東-南西方向の変形構造が基盤の褶曲構造と密接に関連して形成されたものであることを強く示唆する。一方、薄原の西に存在する北西-南東方向の新谷撓曲及び中原因断層は、既述した南西方向への傾動(北西-南東を軸方向とする曲隆)と関連して形成された可能性が高いと思われる。

(4) 後期更新世における隆起速度

本節では各段丘堆積物が堆積した各海進期における最高海面位置の現高度を推定し、それらの値に基づいて更新世後期における御前崎地域の隆起速度について考察する。

i) 各海進期における最高海面位置の現高度

牧ノ原段丘堆積物が堆積した海進期(以下、牧ノ原期と略記する)では、古谷泥層最上部、京松原砂層及び海浜成牧ノ原礫層の堆積時が最も海水準が高かったと考えられる。土(1960)は、貝化石群集の解析から、古相良湾の湾岸から離れた地域に堆積した古谷泥層上部の堆積深度を約10 mとしている。また、京松原砂層は最大で約12 mの厚さがあり、基底(古谷泥層の上面)からの高さ10-12 mの部分には潮間帯生のヒメスナホリムシの生痕が見られる。更に、海浜成牧ノ原礫層では、古谷泥層の上面からの高さ約10-12 mの位置に潮間帯成と推定される中部礫層が存在する。これらの事実から、牧ノ原期の最高海面は古谷泥層の上面より10-12 m程度高い位置にあったものと推定される。この推定に立てば、牧ノ原期における最高海面位置の現高度は西原-東原付近で標高約95-97 m、牧ノ原段丘南縁の段丘崖付近で約85-87 mとなる。また、古谷泥層の分布の北限に当たる仁王辻付近では約160 mとなる。

笠名期における最高海面の位置は、近似的に笠名段丘北端の海食崖直下における中部礫層の高度で示されると考えられる。このように考えた場合、笠名期における最高海面位置の現高度は、上述した海食崖近傍で標高68-70 mとなる。

また、御前崎期における最高海面の位置は、笠名期と同様に御前崎段丘北西端の海食崖直下における中部礫層の高度で近似的に示されると考えられる。御前崎段丘北西端部では同段丘堆積物が露出する良好な露頭がないため、中部礫層の高度を直接測定することはできなかったが、頂面高度が標高約39 m、基底面高度が同35-37 mと求められた。従って、ここでは中部礫層の高度(最高海面位置の現高度)を標高36-38 m程度と仮定する。なお、駿河湾に面した御前崎台地東部の新谷や西側付近では、御前崎面の高度は上述した海食崖直下よりも高く、標高50 mに達する。また、同台地西部の石原向斜の軸部では同面の高度は標高30-28 mにまで低下し、隣接する新神子付近における同面の最高高度(標高約41 m)より10 m以上低い。従って、これらの地域における最高海面位置の現高度は、各々およそ標高50 m及び同28 m程度と推定される。

ii) 各段丘の平均隆起速度と隆起速度の変化

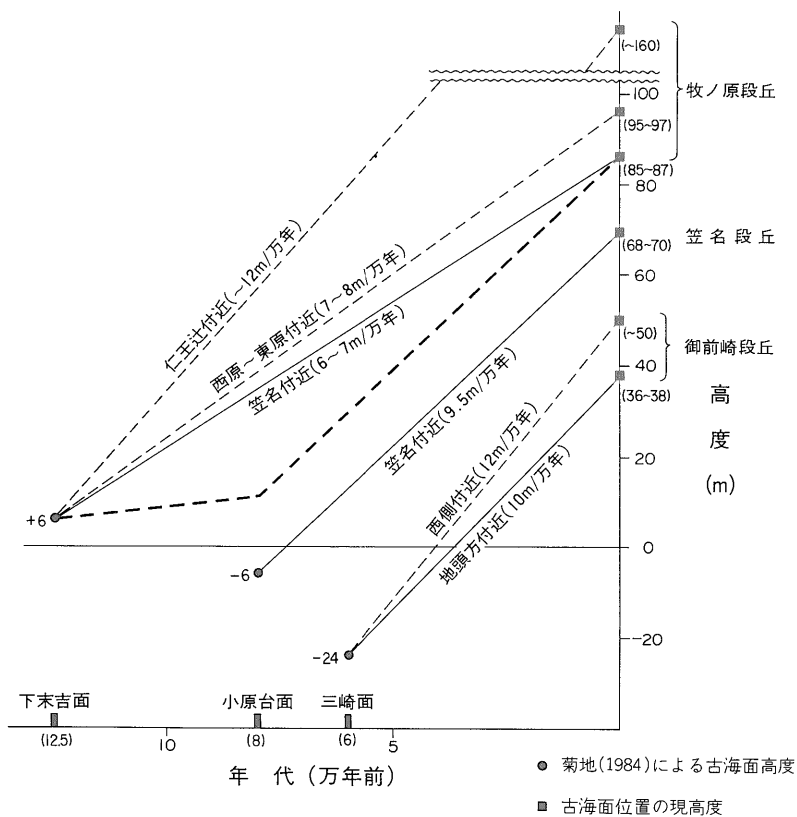
既述のように牧ノ原期、笠名期及び御前崎期は、各々

下末吉、小原台及び三崎の各海進期に対比される可能性が高い。これらの各海進期における古海面高度は、VEEH (1966), BROECKER *et al.* (1968), MATTHEWS (1973), BLOOM *et al.* (1974), MACHIDA (1975), STEARNS (1976), 成瀬 (1981, 1983) 及び菊地 (1984) などにより研究されている。そこで、上述のような海進期の対比が正しいものとして、既述した各海進期における最高海面位置の現高度と菊地 (1984) による古海面高度に基づいて、各段丘の平均隆起速度を求めた。

その結果、牧ノ原段丘中部（仁王辻付近）、同段丘南部（西原-東原及び笠名付近）、笠名段丘（笠名付近）及び御前崎段丘（地頭方及び西側付近）の平均隆起速度は、各々約 12 m/万年、6-8 m/万年、9.5 m/万年、10-12 m/万年と求められた（第 13 図）。また、図には示していないが、御前崎段丘西部の石原向斜軸部付近の平均隆起速度は 9 m/万年程度と推定される。牧ノ原段丘南部の平均隆起速度は、笠名段丘及び御前崎段丘の平均隆起速度に比べて小さいが、このような隆起速度の違いは上に

挙げた他の研究による古海面高度を用いても認められる。このことは、御前崎地域では約 13-8 万年前の平均隆起速度が 8 万年前以降の平均隆起速度よりも小さかったことを示唆する。特に、牧ノ原段丘の南端部（笠名付近）については、この部分が旧海食崖を挟んで笠名段丘と接していることから、約 8 万年前以降の隆起量は笠名段丘とほぼ等しいと考えられる。従って、牧ノ原段丘南端部の隆起は、第 13 図に太い破線で示したような経過をたどったものと推定される。

この破線が御前崎地域の第四紀後期における隆起の一般的傾向を示しているときなすと、約 13-8 万年前における同地域の隆起速度は、約 8 万年前以降の隆起速度に比べてかなり小さかったと推定される。この間、牧ノ原段丘の中-北部は 12 m/万年ないしそれ以上の速度で隆起していたと考えられ、このような北西部ほど大きな隆起によって牧ノ原段丘は南東方向へ傾動したと推定される。そして、約 8 万年前頃から御前崎地域も著しい隆起域と化し、笠名や地頭方付近では 10 m/万年程度の平



第 13 図 御前崎地域における段丘の隆起速度

均隆起速度で隆起したと考えられる。また、曲隆軸に近接した西側や新谷付近ではこれらの地域よりも2m/万年程度速い速度で、また石原向斜の軸部では1m/万年程度遅い速度で隆起したと推定される。

(5) 段丘変形のテクトニックな背景

以上に述べてきたように、御前崎地域の洪積段丘には北東-南西方向の変形構造(同方向に延びる褶曲状のたわみ及び断層、南東方向への傾動)と北西-南東方向の変形構造(同方向に延びる軸をもつ曲隆変形及び南西方向への傾動)とが認められる。このうち、北東-南西方向の構造は段丘堆積物の基盤をなす相良層群の褶曲構造とほぼ平行し、なかでも御前崎段丘の変形(背斜状のたわみ及び断層)は基盤の背斜構造と対応している。このことは、御前崎半島部の北東-南西方向の段丘変形が基本的には同方向の基盤の褶曲構造と一連の造構作用によって形成されたものであることを強く示唆する。一方、北西-南東方向の曲隆変形は大地形的には御前崎の南東への突出として現われており、既に TSUCHI (1961) が指摘しているように西南日本の太平洋側に突き出た足摺、室戸、紀伊、志摩の各半島をかたち作った地殻変動と一連の造構作用によって形成されたと推定される。

北東-南西方向の変形構造のうち、少なくとも同方向の褶曲状のたわみ及び南東方向への傾動は、基盤の褶曲構造と同様に北西-南東方向の圧縮力によって形成されたと考えられる。このような側方圧縮は南海トラフ及び駿河トラフからもぐり込んでいると考えられるフィリピン海プレートの北西進に基因すると推定される。

他方、北西-南東方向の構造は、足摺岬、室戸岬等と同様に基盤の褶曲構造の延びの方向とほぼ平行する圧縮力によって形成されたと考えられる。筆者らは、このような圧縮力がどのようなメカニズムで生み出されるものなのか現時点では明確なモデルを示すことができない。しかし、西南日本外帯の過去及び現在のプレート境界部からその陸側に堆積した地層中には、プレート境界と平行する帯状の褶曲構造(東西～北東-南西方向の構造)に重なって、これとほぼ直交する方向の褶曲(南北～北西-南東方向の褶曲)が普遍的に発達している(例えば TSUCHI, 1961; 杉山, 1981; 井上・本座, 1982; 柳井, 1986)。このことから、御前崎地域の洪積段丘に認められる北西-南東方向の構造は、地域又は形成時期を異にする他の南北～北西-南東方向の構造と共に、フィリピン海プレートのもぐり込みと何らかの関係を持って形成されたと推測される。

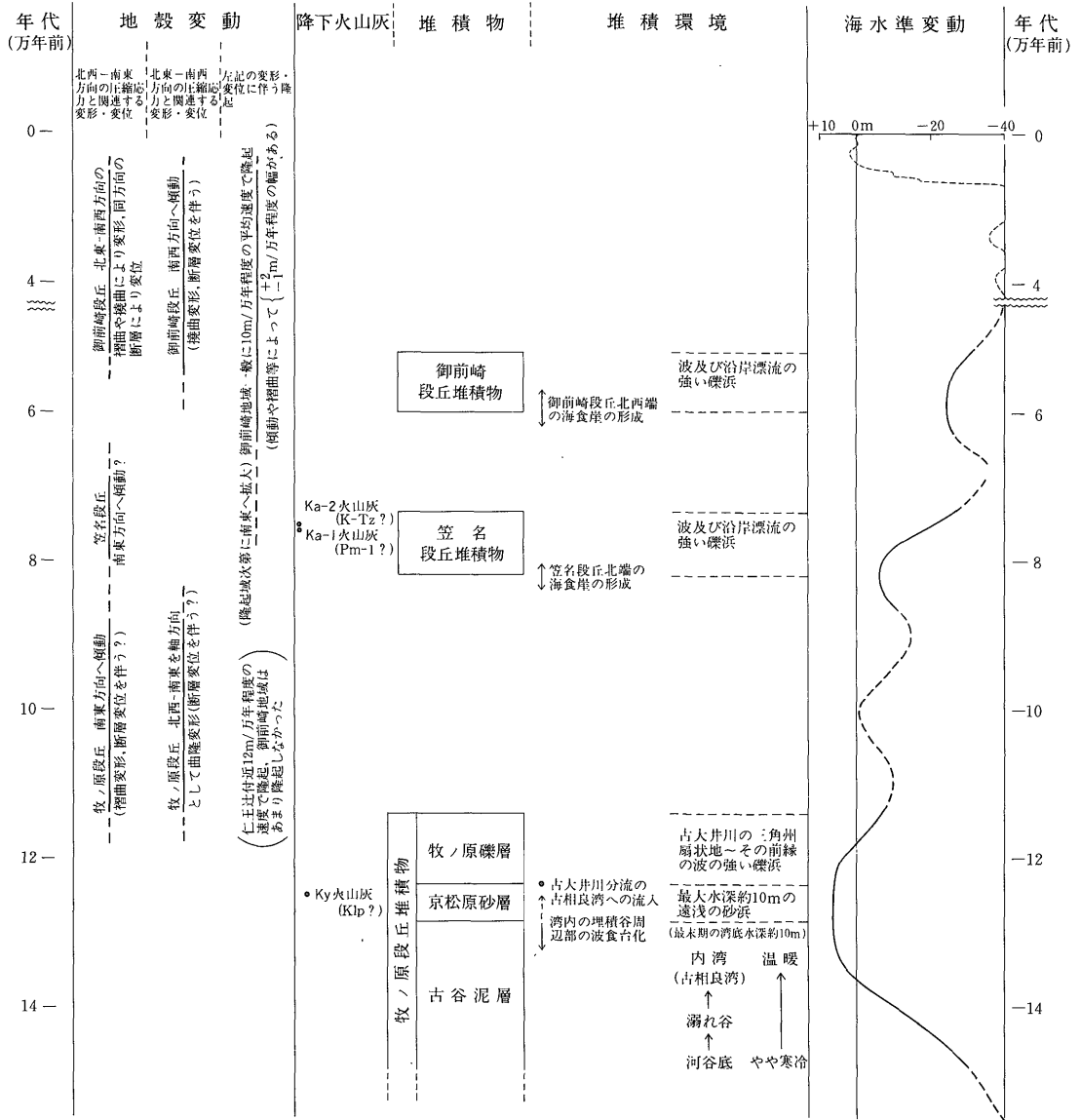
9. 結 語

以上、御前崎地域に分布する上部更新統とその変形について記載及び考察を行ってきたが、その要点は第14図のように総括される。御前崎地域は、地質構造の上ではプレート境界と考えられている駿河トラフのすぐ西に位置し、堆積環境の上では大井川及び天竜川という砂礫運搬量の大きな大河川の河口近傍に位置している。本研究の結果明らかとなった御前崎地域の更新世後期における堆積及び地殻変動史は、汎世界的な海水準変動を反映すると共に、上述のような位置に置かれている同地域の特徴を明確に表わしている。即ち、堆積環境について見た場合には、下末吉、小原台及び三崎の各海進期に相当すると推定される時期に最大8-10mに達する厚い海浜礫層が堆積していることが指摘される。このような厚い海浜礫層は地質構造上類似した位置に置かれている三崎地域(相模トラフに隣接する)の小原台及び三崎段丘の堆積物(いずれも1.5m以下)と比較した場合、御前崎地域が大井川及び天竜川という砂礫運搬量の大きな大河川の河口近傍に位置することを反映していると考えられる。また、地殻変動については、御前崎地域が約8万年前以降、9-12m/万年程度の大きな速度で隆起していることが指摘される。この隆起速度は、地質構造上類似した位置にある三崎地域の隆起速度にほぼ匹敵する⁵⁾。更に、段丘変形については、北西-南東及び北東-南西の2方向の変形が重なり合っていることが指摘される。このような2方向の変形の重なり合いは、御前崎地域周辺に分布する下部中新統-中部更新統の変形と共通しており、更新世後期における御前崎地域の地殻変動が基本的にはより古い時代の変動を継承したものであることを示唆している。

最後に東海地震の長期的予知と関連して、次の2点を指摘して本報告のまとめにかえたい。

第一の点は御前崎段丘の変形についてである。既述のように同段丘は全体としては南西方向に傾動しており、室戸岬周辺に典型的に見られるようなプレート境界に向かって(御前崎地域の場合、南東に向かって)、段丘面の高度が増大するという型の変形は少なくとも明瞭には認められない。このことは、御前崎地域の段丘変形をフィリピン海プレートのもぐり込みに伴う側方圧縮の直接的な結果と考えたり、段丘の隆起をプレート境界部で発生する巨大地震時の隆起の累積だけからなると考えるこ

5) 三崎地域の小原台面及び三崎面の旧汀線高度は、各々64m及び36mであり(成瀬, 1983)、御前崎地域の笠名面及び御前崎面の同高度(68-70m及び36-38m)とほぼ等しい。



第14図 御前崎地域の更新世後期における堆積及び地殻変動史
各高海水準期の古海面高度は菊地（1984）による

とは、少なからぬ問題があることを示している。
もう一つの点は、本研究の結果では更新世後期における御前崎地域の隆起は等速的のものではなく、その後半（約8万年前以降）では0.9-1.2m/1000年程度の平均隆起速度で隆起したのに対して、前半（約13-8万年前）の隆起速度はこれよりもかなり小さかったと推定されることである。このことは、堀野新田-法ノ沢付近における約6000年前以降の平均隆起速度が0-0.5m/1000年程度

であること⁶⁾と考え合わせると、御前崎地域における隆起速度が時代と共にかなりの幅で変化していることを示唆している。

これらの2つの点は、御前崎地域における段丘変形と最近の同地域における地殻変動とを統一的に理解する上で、まだ未解決、未知の問題が数多く残されていること

6) 米倉ほか（1985）及び筆者らの未公表資料による。

を示している。筆者らは今後、これらの問題を解決すべく、なお一層の詳細な研究を進めて行く所存である。

謝辞 本研究を行うに当たり、静岡大学の池谷仙之助教授及び滋賀県立長浜高校の堀江善裕氏には、御前崎地域の第四系に関する未公表の調査・研究資料(ルートマップ及び露頭位置図等)を提供して頂いた。本研究はこのような貴重な資料があって初めて、円滑に遂行することができた。ここに記して、厚く感謝の意を表します。

また、筑波大学の増田富士雄講師には、堆積物の層相とその堆積環境との関係についていろいろと御教示頂いた。サンコーコンサルタントの石川政憲⁷⁾、北村健一郎両氏、並びにアイ・エヌ・エー新土木研究所の澤田臣啓、柳田誠両氏を始めとする上記2社の研究員の方々には、主として現地において段丘の区分や対比等について議論して頂いた。更に、大阪市立大学の百原新氏には植物遺体の鑑定をして頂き、当所の遠藤秀典、奥村晃史の両氏には広域火山灰について御教示頂いた。これらの方々にも深く感謝の意を表します。

文 献

- BLOOM, A.L., BROECKER, W.S., CHAPPELL, J.M.A., MATTHEWS, R.K. and MESOLELLA, K.J. (1974) Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new ²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, vol. 4, p. 185-205.
- BROECKER, W.S., THURBER, D.L., GODDARD, J., KU, T.-L., MATTHEWS, R.K. and MESOLELLA, K.J. (1968) Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, vol. 159, p. 297-300.
- 井口正男(1954) 牧ノ原礫層に関する2, 3の問題。地理学評論, vol. 27, p. 184-192.
- (1955) 牧ノ原礫層の堆積に関する考察。資源科学研究所彙報, no. 39, p. 32-38.
- 池谷仙之・堀江善裕(1982) 静岡県牧ノ原台地に発達する古谷層(上部更新統)の堆積環境。第四紀研究, vol. 21, p. 75-93.
- 井上英二・本座栄一(1982) 300万分の1日本周辺海底地質図。日本地質アトラス, p. 26-37, 地質調査所。
- 垣見俊弘(1977) 駿河湾-相模湾における巨大地震の再来周期。地震予知連絡会東海部会資料, p.

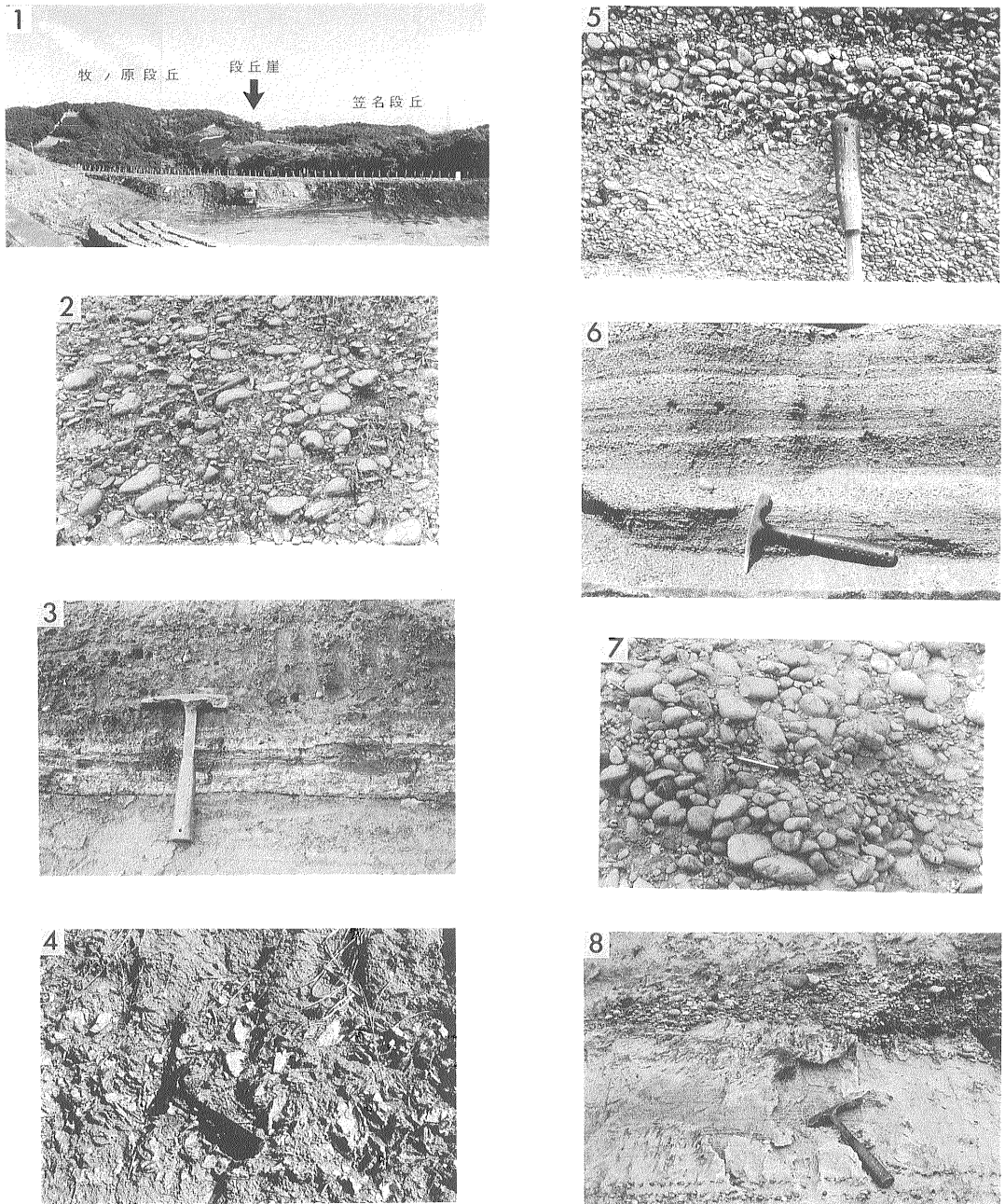
1-14.

- 金原均二(1939) 静岡県相良町近傍の更新統。矢部還暦記念論集, no. 1, p. 205-208.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料。東大出版会, 363 p.
- 桂島 茂・寒川 旭・橋本知昌・宮崎純一・渡辺和明・斎藤英二(1987) 静岡県御前崎地域の活構造。地調月報, vol. 38, p. 319-330.
- 菊地隆男(1972) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義。地質学雑誌, vol. 78, p. 137-144.
- (1984) 最終間氷期以降の古海面高度。日本第四紀学会講演要旨集, 14, p. 107-108.
- 小玉喜三郎・岡 重文・三梨 昂(1980) 三崎地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 38 p.
- 国土地理院(1982) 土地条件調査報告書(遠州地区)。国土地理院技術資料, D・2-no. 35, 133 p.
- 黒田啓介(1970) 古谷泥層の植物遺体。静岡大学地学研究報告, vol. 2, p. 91-95.
- 町田 洋(1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動。地学雑誌, vol. 82, p. 53-76.
- ・新井房夫(1983) 鬼界カルデラ起源の新広域テフラと九州における更新世後期大火山噴流の噴出年代。火山, 第2集, vol. 28, p. 206.
- MACHIDA, H. (1975) Pleistocene sea level of South Kanto, Japan, analysed by tephrochronology, in *Quaternary Studies* (SUGGATE, R.P. and CRESSWELL, M.M. eds.). *Royal Soc. New Zealand, Bull.*, vol. 13, p. 215-222.
- 横山次郎(1941) 大井川下流地方第三系層序及び地質構造。矢部還暦記念祝賀会講演録, p. 1-13.
- 松井由紀乃(1961 MS) 静岡県袋井地方の更新世植物遺体について。静岡大学教育学部卒論。
- MATTHEWS, R.K. (1973) Relative elevation of Late Pleistocene high sea level stands: Barbados uplift rates and their implications. *Quaternary Research*, vol. 3, p. 147-153.
- 森下 晶・中川衷三(1949) 静岡県御前崎の地質。地質学雑誌, vol. 55, p. 95-98.

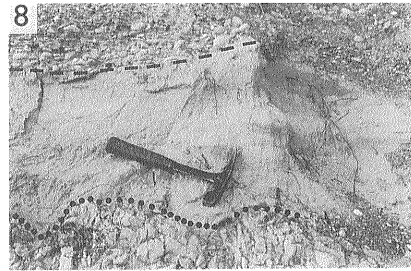
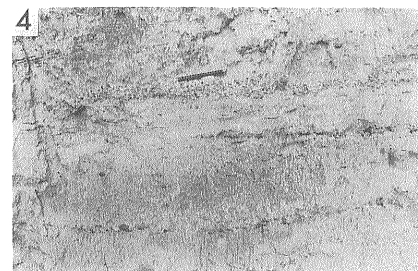
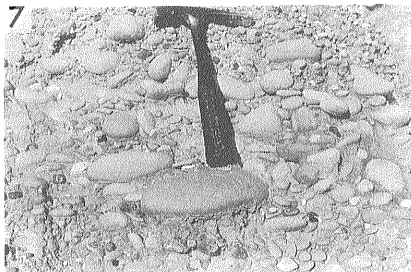
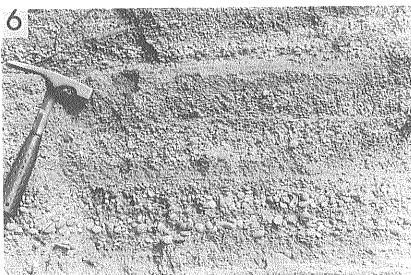
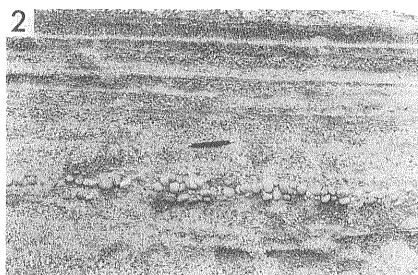
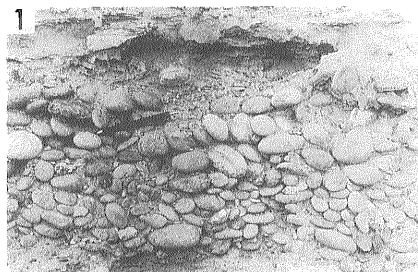
7) 現、東海大学海洋学部

- 成瀬 洋 (1981) 日本における更新世後期の高海面の位置について. 日本第四紀学会講演要旨集, 11, p. 106-107.
- (1983) 日本における更新世後期の高海面の位置. 大阪経大論集, no. 152, p. 385-412.
- 岡 重文・宇野沢 昭・安藤高明 (1974) 三浦半島南部の段丘変形. 地調月報, vol. 25, p. 1-18.
- 長田敏明 (1976) 牧ノ原台地の第四紀地史. 関東の四紀, no. 3, p. 41-46.
- (1980) 静岡県牧ノ原台地の形成過程. 第四紀研究, vol. 19, p. 1-14.
- 大塚弥之助 (1933) 太平洋岸に於ける洪積世初期の海進と地形面の分布 (予報). 地理学評論, vol. 9, p. 1029-1035.
- 寒川 旭・桂島 茂・宮崎純一 (1985) 駿河湾西岸南部地域の活断層. 地震学会昭和60年度春季大会講演予稿集. p. 284.
- 杉山雄一 (1981) 静岡地域の地質構造発達史一特に, 多重褶曲構造と最近の地殻変動について一. 構造地質研究会誌, no. 26, p. 71-87.
- STEARNS, C.E. (1976) Estimates of the position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago. *Quaternary Research* vol. 6, p. 445-449.
- 東海地方第四紀研究グループ (1969) 東海地方の第四系. 日本の第四系 (地団研専報第15号), p. 299-318.
- 土 隆一 (1960) 大井川下流地方第四系の地史学的考察. 地質学雑誌, vol. 66, p. 639-653.
- TSUCHI, R. (1958) Paleo-ecology of mollusca in the Pleistocene Furuya Mud, Shizuoka Prefecture. *Rep. Lib. Ar. Fac. Shizuoka Univ. (Nat. Sci.)*, vol. 2, p. 121-128.
- (1961) On the Quaternary sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the Late Cenozoic history of the Pacific coast of Southwest Japan. *Jap. Jour. Geol. Geog.*, vol. 32, p. 457-478.
- VEEH, H.H. (1966) Th^{230}/U^{238} and U^{234}/U^{238} ages of Pleistocene high sea level stand. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 71, p. 3379-3386.
- 渡辺 光 (1928) 赤石山系南縁の洪積台地 (摘要). 地質学雑誌, vol. 35, p. 368-369.
- (1929) 本邦の隆起三角州に関する考察. 地理学評論, vol. 5, p. 1-15.
- 柳井修一 (1986) 西南日本外帯における地質構造の巨大折れ曲がり帯 (Megakink) とそのテクトニックな意義. 地質学雑誌, vol. 92, p. 603-606.
- 米倉伸之・池田安隆・鹿島 薫・松原彰子 (1985) 駿河湾周辺の海岸低地における沖積層掘削調査. 最終氷期以降の自然環境の変動 (昭和58・59年度東京大学特定研究経費成果報告書), p. 35-80.
- 吉川虎雄 (1947) 地形の逆転に就いて一遠州牧野原に於ける実例一. 地理学評論, vol. 21, p. 10-12.

(受付: 1987年4月4日; 受理: 1987年5月20日)



図版 I 1: 牧ノ原段丘と笠名段丘とを境する段丘崖。相良町落居の南約 1 km (相良町環境保全センターから東方を望んだ写真) 2: 河川成牧ノ原礫層 (浜岡町東原)。写真左方が北西, 同右方が南東, 北西に傾く覆瓦状構造が見られる 3: 京松原砂層に挟まる ky 火山灰層 (浜岡町比木~東原間の道路沿いの切り割り) 4: 古谷泥層中のカキ化石密集帯 (相良町東沢の奥) 5: 海浜成牧ノ原礫層の上部礫層 (相良町落居西方) 6: 同中部礫層 (同町東沢の奥) 7: 同下部礫層 (同町落居西方) 8: 京松原砂層と海浜成牧ノ原礫層 (下部礫層) との漸移部 (浜岡町上比木南方)



図版II 1-4: 笠名段丘堆積物 (いずれも相良町笠名東方) 1: 上部礫層及び砂層の挟み 2: 中部礫層 3: 下部礫層 4: 基底砂層 5-8: 御前崎段丘堆積物 5: 上部礫層 (相良町遠渡) 6: 中部礫層 (同上) 7: 下部礫層 (御前崎町新神子) 8: 基底砂層 (同上) 破線より上の部分は下部礫層, 点線より下位の部分は基盤の相良層群