

55(521.61)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第108号

御前崎地域の地質

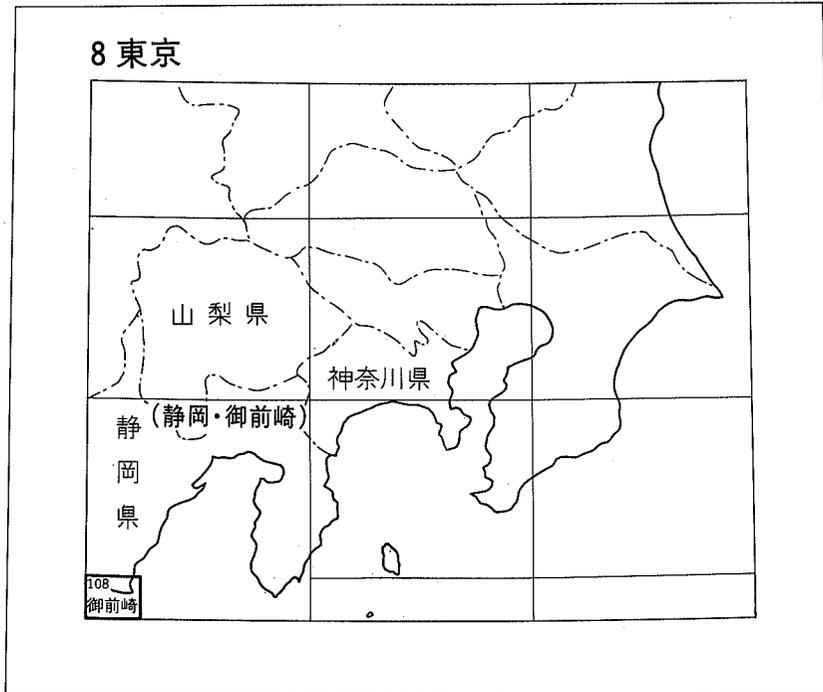
杉山雄一・寒川 旭

下川浩一・水野清秀

昭和63年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
I. 1 低 地	2
I. 2 台地及び丘陵	3
I. 3 牧ノ原台地の段丘面区分	5
II. 地質概説	7
II. 1 「御前崎」地域周辺の地質及び地史の概要	8
II. 2 「御前崎」地域に分布する各層の概要	12
III. 相良層群及び掛川層群	15
III. 1 研究史	15
III. 2 概 要	16
III. 3 岩相層序	20
III. 4 火山灰層序	29
III. 4. 1 鍵火山灰層	29
III. 4. 2 テフロゾーン	32
III. 4. 3 火山灰層のフィッシュントラック年代	34
III. 5 古地磁気層序	34
III. 6 浮遊性有孔虫生層序	35
III. 7 化 石	38
III. 8 堆積環境	40
III. 9 地質構造	43
III. 9. 1 相良層群の地質構造	43
III. 9. 2 掛川層群の地質構造	44
III. 9. 3 重力異常	45
IV. 小笠層群	46
IV. 1 研究史及び概要	46
IV. 2 南山礫層	46
IV. 3 堆積環境	49
IV. 4 対比及び時代	49
IV. 5 地質構造	51
V. 上部更新統	51
V. 1 研究史	51
V. 2 概 要	53
V. 3 牧ノ原段丘堆積物	54

V. 4	笠名段丘堆積物	69
V. 5	御前崎段丘堆積物	74
V. 6	未区分中位及び低位更新世段丘堆積物	78
VI.	完新統	78
VI. 1	概 要	78
VI. 2	沖積谷埋積堆積物	79
VI. 3	浅海-海浜成堆積物	82
VI. 4	風成砂	83
VI. 5	現河岸及び海岸堆積物	86
VI. 6	人工改変地及び埋立地	87
VII.	第四紀後期の地殻変動	87
VII. 1	概 要	87
VII. 2	段丘変形	88
VII. 3	第四紀後期における隆起速度	95
VIII.	最近の地殻変動	98
VIII. 1	上下変動	98
VIII. 2	水平変動	101
VIII. 3	地殻応力	101
VIII. 4	地震活動	103
IX.	応用地質	110
IX. 1	石油・天然ガス	110
IX. 2	山砂利及び珪砂	110
X. 3	地下水	112
X.	「御前崎」地域周辺海域の地質	113
X. 1	海底地形	114
X. 2	底 質	114
X. 3	海底地質	116
X. 4	地質構造及び構造発達史	117
X. 5	重力異常及び磁気異常	122
文 献		124
Abstract		147

図・表・付図・附表・図版目次

第 1 図	御前崎東方上空から見た「御前崎」地域	2
第 2 図	「御前崎」地域及びその周辺の地形区分	3

第 3 図	牧ノ原台地周辺の地形と台地面の高度分布	4
第 4 図	牧ノ原段丘と笠名段丘とを境する段丘崖	6
第 5 図	静岡県中 - 西部地域の地質概略図	7
第 6 図	「御前崎」地域及びその周辺の古第三紀以降の構造発達史	9
第 7 図	「御前崎」地域の更新世後期の地史	11
第 8 図	「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部の新第三系地質図	18
第 9 図	相良層群及び掛川層群下部の地質柱状図及び火山灰層の挟在層準	19
第 10 図	地頭方互層中の平行ラミナが発達する砂層	21
第 11 図	蛭ヶ谷互層の泥岩が卓越する砂岩泥岩互層	22
第 12 図	大寄泥岩層のシルト質泥岩	23
第 13 図	須々木泥岩層のシルト質泥岩	24
第 14 図	地頭方漁港の南方海岸に露出する相良互層	25
第 15 図	笠名火山灰層挟在層準の相良互層	26
第 16 図	第 8 図 Loc. i の No. 2 砂岩層	26
第 17 図	笠名火山灰層挟在層準の直上に発達するスランプ堆積層	27
第 18 図	比木互層中の砂岩層の卓越する砂岩泥岩互層	28
第 19 図	笠名火山灰層の産状	29
第 20 図	相良層群及び掛川層群における主要浮遊性有孔虫化石の出現範囲と古地磁気層序 及び主要鍵火山灰層との関係	36
第 21 図	笠名火山灰層挟在層準の柱状図	41
第 22 図	第 8 図 Loc. e における笠名火山灰層の約 35m 上位に見られるスランプ褶曲層	42
第 23 図	笠名火山灰層堆積直後における相良層群の堆積環境 (古地理図)	43
第 24 図	「御前崎」地域周辺のプーゲー異常	45
第 25 図	南山丘陵中 - 西部の地質概略図及び柱状図作成地点	47
第 26 図	南山礫層の地質柱状図	47
第 27 図	掛川層群堀之内互層と南山礫層との不整合	48
第 28 図	南山礫層の模式的な層相	48
第 29 図	南山礫層中に挟在する海成シルト層	59
第 30 図	「御前崎」地域に分布する牧ノ原台地構成層 (上部更新統) の模式層序断面図	52
第 31 図	「御前崎」地域東部の第四系地質図	53
第 32 図	「御前崎」地域の第四系地質断面図	54
第 33 図	牧ノ原段丘堆積物の柱状図	56
第 34 図	古谷泥層中のカキ化石密集帯	57
第 35 図	「御前崎」地域に分布する古谷泥層の基底面地形	63
第 36 図	京松原砂層に挟まれる Ky 火山灰層	64
第 37 図	牧ノ原礫層の模式的層相	66

第 38 図	京松原砂層と落居礫層との境界部の層相	68
第 39 図	落居礫層の中部礫層及び上部礫層の層相	68
第 40 図	笠名段丘堆積物の柱状図	70
第 41 図	笠名段丘堆積物の層相	70
第 42 図	笠名段丘堆積物の上部礫層を覆う砂層と更にこれを覆う河川成の礫層	71
第 43 図	Ka-1 火山灰層の産状	73
第 44 図	Ka-2 火山灰巨礫の産状	73
第 45 図	笠名及び御前崎段丘堆積物，並びに落居礫層の各層相ユニットの粒度組成と特徴 的堆積構造	74
第 46 図	各層相ユニットの形成環境及び垂直方向の層相変化の形成過程模式図	74
第 47 図	「御前崎」地域東部及び「掛川」地域南東部の更新世後期における堆積環境変遷図	75
第 48 図	御前崎段丘堆積物の柱状図	76
第 49 図	御前崎段丘堆積物の下部礫層 - 上部礫層の露頭	77
第 50 図	御前崎段丘堆積物の上部礫層	77
第 51 図	御前崎付近の砂丘分布及び砂丘形態の変遷	83
第 52 図	人工斜砂丘の原理（堆砂垣と風の関係）	84
第 53 図	上空から見た人工斜砂丘	85
第 54 図	菊川下流部及び新野川下流部の流路変遷	86
第 55 図	牧ノ原台地の段丘変形概略図	88
第 56 図	落居向斜周辺における牧ノ原段丘堆積物の変形	89
第 57 図	御前崎段丘の変形・変位要素と地形断面位置図	91
第 58 図	御前崎段丘の各変形・変位要素を横切る地形断面図	92-93
第 59 図	「御前崎」地域における各段丘の隆起速度	96
第 60 図	御前崎周辺における最近の上下変動	99
第 61 図	水準点 2595（浜岡町佐倉）の同 140-1（掛川）に対する上下変動の経年変化	100
第 62 図	内浦（沼津市）と御前崎の年平均潮位差の経年変化とその平滑曲線から求めた変動 速度	100
第 63 図	水準点 2600-1 及び 2601 の準基 2129 に対する上下変動の経年変化	101
第 64 図	水準点 140-1（掛川）に対する御前崎周辺の長期的上下変動量と季節的上下変動の 振幅	102
第 65 図	御前崎周辺地域の最近約 100 年間の水平変動	103
第 66 図	「御前崎」地域周辺に被害を及ぼした地震の震央分布	104
第 67 図	静岡県下の安政東海地震震度分布図	106
第 68 図	静岡県沿岸の安政東海地震による津波の高さ	107
第 69 図	駿河湾沿岸の安政東海地震の地震時地殻上下変動	107
第 70 図	1926 年から 1976 年までに東海地方 - 遠州灘周辺で発生した深さ 60km 以浅の地震の	

	震央分布	109
第 71 図	1985 年に東海・南関東地方で発生した地震の震央分布	109
第 72 図	静岡県下の地震予知観測網	110-111
第 73 図	相良油田の地質図及び地質断面図	112
第 74 図	御前崎周辺海域の海底地形	115
第 75 図	御前崎周辺海域の底質図	116
第 76 図	御前崎周辺海域の海底地質図	117
第 77 図	御前崎周辺海域の大地形及び構造要素	118
第 78 図	LINE B に沿う音波探査断面とその解釈図	119
第 79 図	LINE C に沿う音波探査断面とその解釈図	120
第 80 図	石花海海盆の音波探査断面とその解釈図	121
第 81 図	御前崎周辺海域のフリーエア異常	122
第 82 図	御前崎周辺海域の空中磁気異常	123
第 1 表	御前崎周辺に分布する各層群の堆積場	10
第 2 表	「御前崎」地域及び周辺他地域に分布する第四系対比表	12
第 3 表	「御前崎」地域の地質総括表	13
第 4 表	相良層群及び掛川層群の層序区分の変遷	16-17
第 5 表	各テフロゾーンの特徴	33
第 6 表	火山灰層序（テフロゾーン，鍵火山灰層，フィッシュントラック年代値）と岩相層序及び浮遊性有孔虫層序との関係	35
第 7 表	本研究により相良層群から検出された浮遊性有孔虫化石	37
第 8 表	相良層群及び掛川層群下部から産出する貝化石	39
第 9 表	南山礫層から産出する浮遊性有孔虫及び貝化石	50
第 10 表	南山礫層中に挟在するシルト層の花粉分析結果	50
第 11 表	古谷泥層産動物化石一覧表	58-59
第 12 表	古谷泥層産植物化石（大型遺体）一覧表	60
第 13 表	古谷泥層の花粉分析結果	61-62
第 14 表	上部更新統に挟まれる火山灰の諸特徴	72
第 15 表	沖積谷埋積堆積物の花粉分析結果	81
第 16 表	御前崎面を変位させる各断層の諸元	94
第 17 表	御前崎周辺における縄文海進期の最高海面位置に関する諸資料	97
第 18 表	国立防災科学技術センター浜岡観測井における地殻応力測定結果	104
第 19 表	相良油田及びその周辺における坑井一覧表	111
第 20 表	「御前崎」地域及びその周辺の地下水の水質	113

付図 A-1	火山灰試料採取地点及び浮遊性有孔虫化石用泥岩試料採取地点位置図	136-138
付図 A-2	ボーリング位置及びボーリングに基づく地質断面位置図	138
付図 A-3	菊川低地, 新野川低地及び箴川低地のボーリング柱状図	139-140
付図 A-4	ボーリング柱状図に基づく菊川低地及び新野川低地の地質断面図	141-142
付表 A-1	相良層群及び掛川層群下部に挟在する火山灰層リスト	143-145
付表 A-2	B30 及び F7 火山灰層のフィッシュトラック年代測定値一覧表	146
第 I 図版	上部更新統に挟まれる火山灰の顕微鏡写真	153

御前崎地域の地質

杉山雄一*・寒川 旭**・下川浩一***・水野清秀***

本報告は、工業技術院特別研究「地震予知に関する地質学・地球化学的研究」の一環として、昭和60年度及び61年度に実施された「地震発生機構の地域的特性の解明(5万分の1「御前崎」地域)」の研究成果を地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)としてまとめたものである。本報告をまとめるに当たっては、「地質図幅の研究」として昭和58-59年度に行った研究成果、並びに科学技術振興調整費による「地殻上下変動特性に関する調査研究」(昭和58-59年度)及び地質調査所経常研究「地形・測量技術の研究」(昭和59年度)の研究成果も利用した。

現地における地形・地質調査は4名が共同して行い、採取した火山灰の記載岩石学的研究は水野が、また、歴史地震の被害状況等に関する資料の収集は寒川が担当した。本報告は、上記4研究による既公表原著論文及び口頭発表の草稿のほか、第三章「相良層群世及び掛川層群」の4.火山灰層序、及び第四章「小笠層群」については水野の、第七章「最近の地殻変動」の4.(1)歴史上の被害地震及び被害状況は寒川の草稿に基づき、全体を通じて杉山が執筆した。

5万分の1「御前崎」地域の研究に当たっては、次の方々から御協力頂いた。静岡大学の池谷仙之助教授及び滋賀県立長浜高等学校の堀江善裕氏には、牧ノ原段丘堆積物に関する未公表の調査・研究資料を提供して頂いた。中部電力浜岡原子力発電所には、同発電所敷地内に分布する相良層群の走向・傾斜及び火山灰層に関する資料を提供して頂き、サンコーコンサルタント㈱及び静岡大学の茨木雅子氏には、相良層群及び掛川層群中の火山灰層について御教示頂いた。また、大阪市立大学の百原 新氏には古谷泥層産の植物遺体の鑑定を行って頂いた。更に、御前崎町在住の栗林沢一民及び中遠農林事務所には、遠州灘沿いの砂丘に関していろいろと御教示頂くとともに貴重な文献・資料を提供して頂いた。また、小笠開発㈱の木村孔明氏及びひかり産業㈱の桑山 勇氏には、骨材及び珪砂資源について御教示頂いた。静岡県地震対策課、並びに御前崎町、相良町、浜岡町、小笠町及び大東町の各役場には、地形図、ボーリング資料、地下水に関する資料、写真等を提供して頂いた。国土地理院中部地方測量部には、空中写真を貸し出して頂くとともに各種の文献・資料を御教示頂いた。

以上の方々に対し、ここに厚く御礼申し上げる。

なお、当所海洋地質部の西村 昭氏には、本研究によって相良層群から採集された浮遊性有孔虫化石の鑑定をして頂いた。

I. 地 形

「御前崎」地域は静岡県の南西部に位置し、北緯 $34^{\circ}30' - 34^{\circ}40'$ 、東経 $138^{\circ}0' - 138^{\circ}15'$ の範囲にある。本報告で主として扱う陸域は同地域の北部にのみ存在し、中-南部には遠州灘が広がり、また、北東部には駿河湾がのぞく。このため、本報告では特に断わりのない限り、陸域の部分の指して「御前崎」地域と呼ぶこととする。「御前崎」地域には、静岡県最南端の御前崎(北緯 $34^{\circ}35'30''$) (第1図) から牧ノ原台

* 名古屋出張所
** 大阪出張所
*** 環境地質部



第1図 御前崎東方上空から見た「御前崎」地域
(御前崎町役場提供, 1986年2月撮影)

地南部にかけての台地-丘陵、新野川及び^{にいの}箴川沿いの沖積低地、及び遠州灘沿岸の海岸低地等が含まれる。行政的には^{はいばら}榛原郡相良町及び御前崎町、小笠郡^{だいてう}浜岡町、小笠町、大東町及び^{おおすか}大須賀町が含まれる。このうち、御前崎町は全域、他町はそれぞれの一部が含まれる。

「御前崎」地域の地形は、大きく低地と台地-丘陵とに2分される(第2図)。

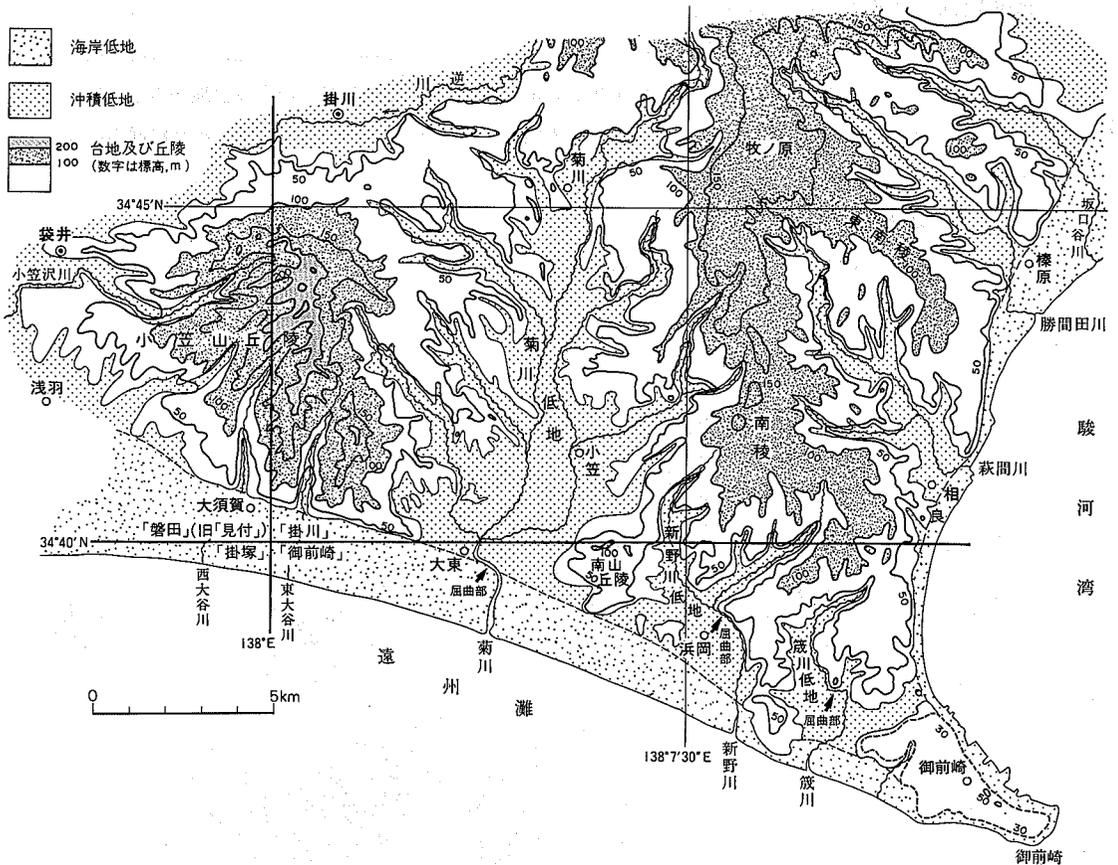
I. 1 低地

「御前崎」地域の低地は、大きく菊川、新野川及び箴川沿いの沖積低地と遠州灘及び駿河湾沿岸に発達する海岸低地とに区分される(第2図)。

(1) 沖積低地

菊川、新野川及び箴川沿いに発達する沖積低地には、最大層厚40m以上に達する、主としてシルト-粘土層からなる沖積谷埋積堆積物が存在する。これらの沖積低地の南部は厚い風成砂(下部は瀬海成砂の可能性がある)によって覆われ、その内側(北側)は低湿地となっている。菊川、新野川及び箴川の各河川は、この低湿地から厚い風成砂分布域に出るところで、いずれも東に屈曲している。このうち、新野川の現流路は人工的なものであり、また、他の2川の流路にも人工的な改変が加えられているものの、このような流路の屈曲は本質的には冬季の強い季節風(西風)による西からの飛砂及び砂丘の東進に起因するものと推定される。

(2) 海岸低地



第2図 「御前崎」地域及びその周辺の地形区分

「御前崎」地域の遠州灘沿いには、最大幅約2 kmの海岸低地が発達する。海岸低地には、冬の季節風によって運ばれた風成砂が厚く堆積しており、砂丘地形が発達する。現在、同低地に見られる砂丘のうち、北西-南東ないし西北西-東南東方向の長軸を持つ長さ数100 m-1 km程度の砂丘の多くは、堆砂垣の設置等の人為と自然の営力(冬の季節風)とが協同して作り上げた人工斜砂丘(栗林, 1956a,b)と考えられる。砂丘の内側(風上側)には、低湿地が形成されている場合があり、特に海岸に面した最前列砂丘の内陸側には幅200 m以上、長さ1 km以上の低湿地が認められる。

一方、駿河湾沿いには、牧ノ原台地の東縁を画する海食崖の前縁に幅200-300 m程度の海岸低地が存在する。駿河湾岸の海岸低地も遠州灘沿いの同低地と同様に大部分の地域が風成砂に覆われるが、遠州灘沿いのような大規模な砂丘は発達しない。

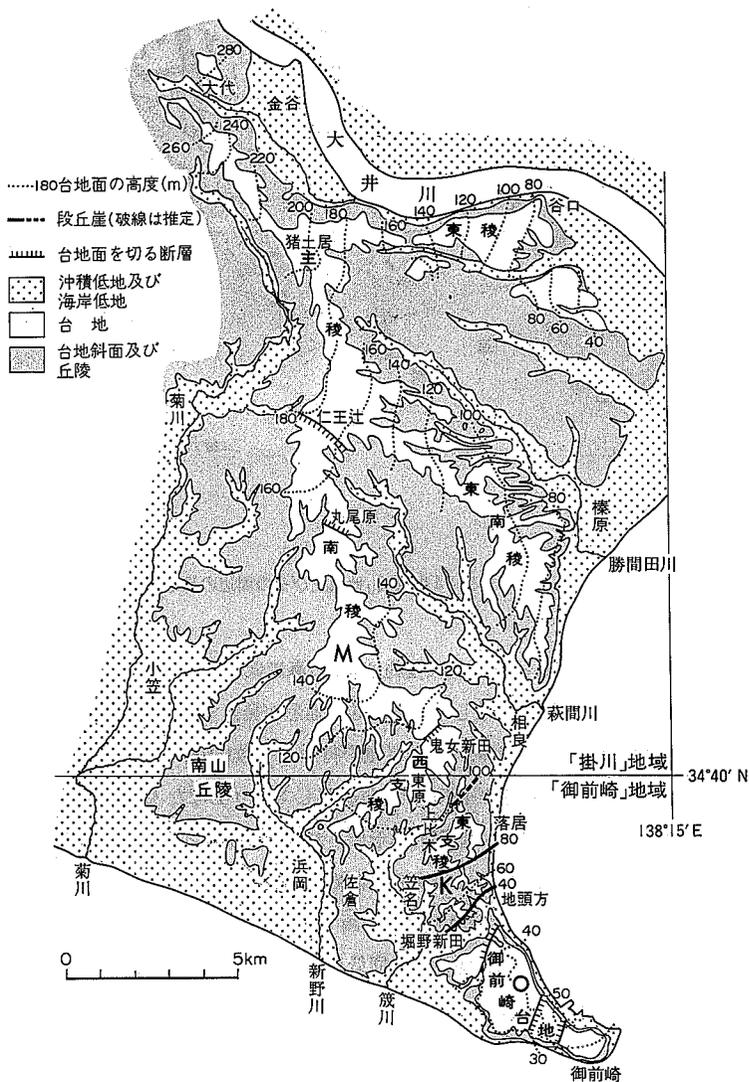
I. 2 台地及び丘陵

本地域内の台地及び丘陵は、榛原郡金谷町大代(御前崎の北北西約30 km)付近から大井川及び駿河湾

の西岸に沿って南下する洪積台地及びその周辺の丘陵の南端部に当たる(第3図)。この一連の台地-丘陵のうち、更新世後期の段丘堆積物に覆われ、平坦な頂面を有する地域及びその周辺は、総称的に牧ノ原台地と呼ばれる。また、本地域中部の新野川と菊川とに挟まれた地域には、牧ノ原台地から南西に派生した丘陵が存在する(第2, 3図)。この丘陵は南山丘陵と呼ばれ、更新世前-中期の小笠層群南山礫層が分布する。

(1) 牧ノ原台地

牧ノ原台地は第3図に示すように、台地北端の金谷町大代付近では頂面高度が標高280 mに達する。



第3図 牧ノ原台地周辺の地形と台地面の高度分布
 杉山ほか(1987)の第1図を一部修正
 M: 牧ノ原段丘, K: 笠名段丘, O: 御前崎段丘

頂面高度はここから南に向かって徐々に低下し、猪土居付近で約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3図)。「御前崎」地域には、牧ノ原台地南稜の南部が含まれる。本報告では記載の便宜上、鬼女新田から南西に延び、佐倉南方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に至る部分を御前崎台地と呼ぶ(第3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(または4つ)の異なる時期に形成された堆積段丘面からなる。これら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、扇状地成及び海浜成の礫層などからなり、最終間氷期以降の海進-海退を反映した層序を有する。段丘堆積物の下位には、上部中新統-鮮新統の相良層群及び鮮新-更新統の掛川層群が存在し、台地周縁部(台地斜面及び丘陵)に広く分布する。また、御前崎台地南縁の段丘崖下部には完新世海成段丘の可能性が高い小平坦面が存在する。

牧ノ原台地を開析する河川のうち、駿河湾に注ぐ勝間田川、萩間川等とこれらの支流は、一般に北西-南東方向に延びる河谷を有するものが多い。これに対して、遠州灘に注ぐ箴川、新野川及び菊川とこれらの支流は北東-南西方向に延びるものが卓越する。これらの各河川沿いには、部分的に最終氷期に形成されたと推定される河成段丘が発達する。

(2) 南山丘陵

南山丘陵は、南北約3km、東西約3km、最高点の標高約115mの小丘陵である。同丘陵の西部には、北隣「掛川」地域西部から「磐田」地域(旧「見付」地域)東部にかけて存在する小笠山丘陵と同様に、中-下部更新統の小笠層群が分布する。一方、同丘陵の東部及び北部には響川層群が露出する。南山丘陵は開析が進んでいるため、小笠層群の堆積頂面は残っていないが、同層群の地質構造を反映して、一般に小笠層群分布域の東部及び北部で標高が高く、西及び南に向かって低平となる。また、小笠層群の礫は優良な骨材資源として盛んに採取されているため、同丘陵の原地形は人工的に大きく改変されている。なお、南山丘陵の南部及び西部は厚い風成砂に覆われる。

I. 3 牧ノ原台地の段丘面区分

「御前崎」地域の牧ノ原台地には、台地の頂面高度が急変する急崖ないし急斜面が幾つか存在する。このうち、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-急斜面である。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ともに、段丘面を構成する堆積物の基底高度も急変する。これらのことから、牧ノ原台地に発達する段丘面は、上述した2つの急崖を境として牧ノ原面、笠名面、御前崎面に3分される(杉山ほか, 1987)。また、これらの各段丘面分布地域を各々、牧ノ原段丘、笠名段丘及び御前崎段丘と呼称する。

(1) 牧ノ原面(土, 1960b)

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。西支稜及び上比木以北の東支稜では河成礫層(牧ノ原礫層)の堆積面からなり、上比木以南

の東支稜では海浜成礫層（落居礫層）の堆積面からなる。牧ノ原面の高度は西支稜の西原－東原付近では標高 110 m 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段丘南端部では標高 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 0.7-0.9% である。

なお、上比木東方の牧ノ原礫層と落居礫層との分布境界には、井口（1954）が指摘しているように比高 10 m 程度の急傾斜面（第 3 図及び 31 図に破線で示した崖線）が存在する。両礫層の分布境界部付近は開析が進み、特に落居礫層は分布境界付近ではほとんど削剥されて残っていないため、この比高すべてを初生的なものと考えすることはできない。しかしながら、急傾斜面の位置と礫層の層相が変化する位置とが一致することから、牧ノ原面がこの急傾斜面を挟んで形成時期の異なる 2 つの段丘面（狭義の牧ノ原面及び落居面）からなる可能性がある。この点については、第 V 章の 3 (4) で詳しく述べる。

(2) 笠名面（国土地理院，1982）

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。本面は笠名から堀野新田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 10-13m の急崖で接する（第 3, 4 図）。笠名面は、長田（1980）及び国土地理院（1982）が指摘しているように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、台地頂部でも笠名段丘堆積物が完全に削剥されているところがかかなりある。笠名面の高度は牧ノ原面と接する段丘崖付近では標高 75-78 m である。ここから南東に向かって低下し、堀野新田付近の笠名段丘南東端部では 46-50 m となる。笠名面の北西－南東方向の勾配は 2-3.5% 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。

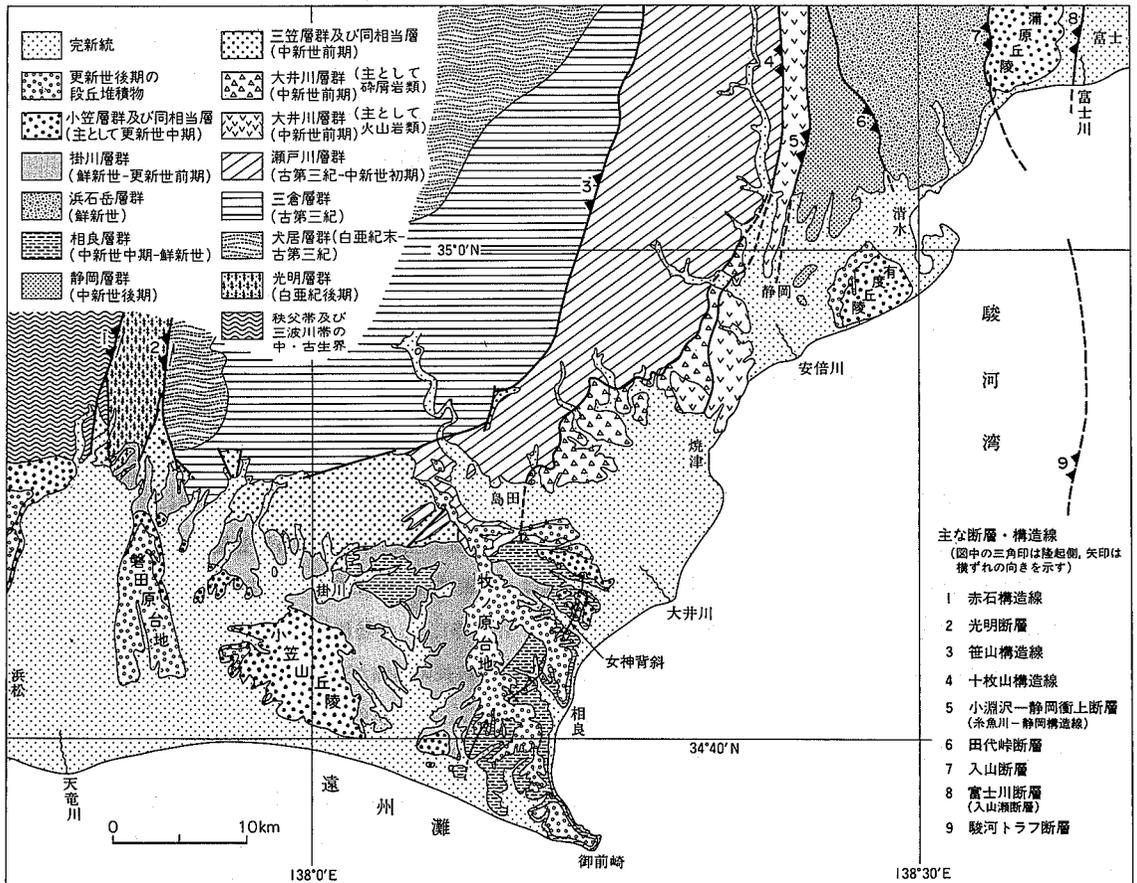


第4図 牧ノ原段丘と笠名段丘とを境する段丘崖
(相良町落居の南約 1km, 相良町環境保全センターから東方を望む)

(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、東支稜南東端部の堀野新田付近にも小規模ながら分布する。堀野新田付近では、既述のように、より高位の笠名面と比高5-10mの急崖ないし急斜面を以て接する。御前崎面の高度は標高35-45mのところが多く、段丘面全体として見た場合には0.5-2%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45mを超えたり、35mに達しないところがあるほか、断層沿いには比高数m-10m程度の急崖が存在する(活断層研究会, 1980; 桂島ほか, 1987)。

II. 地質概説



第5図 静岡県中-西部地域の地質概略図
 杉山及び下川の調査資料, 並びに山田ほか(1972), 広川ほか(1976)及び土編(1986)による

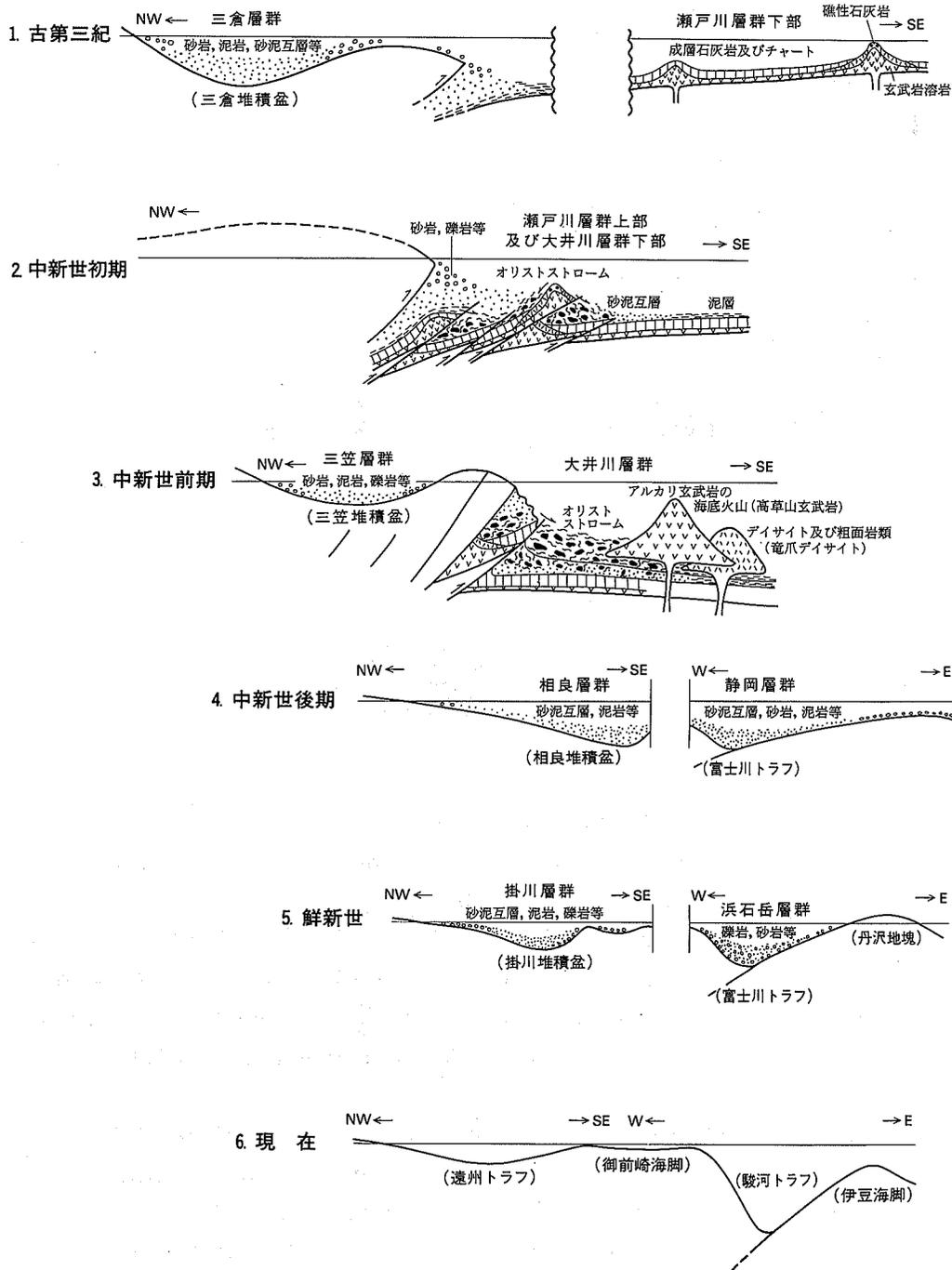
II. 1 「御前崎」地域周辺の地質及び地史の概要

「御前崎」地域は地体構造上、西南日本外帯に属し、その地殻表層部を構成する地層は中新世中期以降の新第三系及び第四系からなる。また、同地域周辺の陸域及び海域の地質から判断して、これらの地層の下位には中新統下部及び古第三系が分布すると考えられる。

「御前崎」地域の基盤をなすこれらの古第三系及び中新統下部は、瀬戸川層群及び大井川層群と呼ばれる地層群である。瀬戸川層群は、地表では北隣「掛川」地域北部以北の地域に北東-南西ないし北北東-南南西方向に帯状に分布し(第5図)、「掛川」地域西部及び「御前崎」地域西部の基盤をなすと推定される。同層群は、下底を顕著なせん断帯を伴う逆断層で断たれた始新世前-中期と推定される玄武岩溶岩の上に、始新世中-後期の石灰岩、漸新世のチャート、中新世初期の頁岩、砂岩泥岩互層、砂岩及びオリストストロームが重なる層序を有する(IIJIMA *et al.*, 1981; 遅沢, 1986等)。瀬戸川層群には、北東-南西方向に延びる逆断層及び短波長の褶曲が発達し、同一層準の地層が繰り返し現れる(Ono, 1973; 土編, 1973-1974, 杉山・下川, 1981等)。一方、大井川層群は、断層を境として瀬戸川層群の南西側に分布し、北隣「掛川」地域では同地域北東部に存在する背斜(女神背斜)の軸部に露出する(第5図)。同層群は、瀬戸川層群起源の石灰岩やチャート等の巨大なブロックを大量に含む中新世初期のオリストストロームからなり、このほかに、枕状溶岩を主とするアルカリ玄武岩類、含礫泥岩等を伴う(杉山, 1980, 1985; IJIMA *et al.*, 1981; 杉山ほか, 1982; WATANABE and IJIMA, 1983等)。また、女神背斜の軸部にはアルカリ玄武岩の海山上に形成されたと推定される礁成の石灰岩(女神石灰岩)がオリストストローム中の巨礫として含まれる。大井川層群には北東-南西方向の褶曲が発達するほか、北西-南東を軸方向とする地層の屈曲が認められる(杉山, 1981)。

瀬戸川層群分布域の北西側には、断層を介して、主として砂岩泥岩互層及び泥岩からなる三倉層群が分布する(第5図)。三倉層群は主として漸新世に堆積したと推定され(MATSUMOTO, 1966, 1971)、古流向、南北方向への層厚変化、堆積物中の重鉱物組成等から、碎屑物質の一部は南側から供給されたことが明らかにされている(KIMURA, 1966; 木村, 1967; 徳山, 1972)。また、「掛川」地域北西部には、三倉、瀬戸川両層群を不整合に覆って、礫岩、砂岩及び一部凝灰質の泥岩等からなる三笠層群(倉真層群及び西郷層群)が分布する(第5図)。同層群の堆積年代は、浮遊性有孔虫生層序から中新世前期の後半であることが判明している(斉藤, 1960a; IBARAKI *et al.*, 1983等)。三倉層群及び三笠層群には、それらの同時代層である瀬戸川層群及び大井川層群に比べてより長波長の褶曲が発達する。

上述した古第三紀-中新世初期の各層群の層相及び地質構造は、これらの地層相互の位置関係を考慮すると、島弧前縁-海溝部に発達する前弧海盆及び海溝(トラフ)陸側斜面を特徴付ける地質・地質構造(SEELEY and DICKINSON, 1977等)と極めてよく対応する。すなわち、瀬戸川層群の下部(玄武岩-チャート)は、仲(1985)及び遅沢(1986)が指摘しているように、古第三紀末-中新世初期にフィリピン海プレート(またはその前身のプレート)のユーラシアプレート下への沈み込みに伴って、その当時の海溝陸側へ付加された海洋プレート起源の堆積物と推定される(第6図1-2, 第1表)。また、瀬戸川層群上部を構成する砂岩及び砂岩泥岩互層等は、海溝部ないし海溝陸側において玄武岩-チャートを覆って堆積した島弧起源の碎屑物層と考えられる。更に、瀬戸川層群上部の一部及び大井川層群を構成するオリストスト



第6図 「御前崎」地域及びその周辺の古第三紀以降の構造発達史

第1表 御前崎周辺に分布する各層群の堆積場
 四角で囲んだものは地層名、()内は対応する地形要素

	前 弧 海 盆	外縁隆起帯	陸側斜面	海 溝 部	フィリピン海プレート	第6図
現 在	(遠州トラフ)	(御前崎海脚等の隆起帯群)	(駿河トラフ陸側斜面)	(駿河トラフ)	(伊豆半島周辺)	6
中新世後期～鮮新世	相良層群及び掛川層群 (相良・掛川堆積盆)			静岡層群及び浜石岳層群 (富士川トラフ)	白浜層群及び丹沢層群上部	4~5
中新世前期	三笠層群 (三笠堆積盆)	(大井川層群北西縁隆起帯)		大井川層群及び瀬戸川層群上部	揚ヶ島層群及び丹沢層群下部	3 (2)
古第三紀	三倉層群 (三倉堆積盆)	(三倉堆積盆南縁隆起帯)			瀬戸川層群下部	1
{特徴的な堆積物及び変形}	陸源性の砂、泥 比較的長波長の褶曲		陸源性の砂、泥及び大規模な海底地すべり堆積物(オリストストローム) 西傾斜の逆断層 短波長の褶曲		火山岩、火砕岩及びこれら起源の砕屑岩、並びに石灰岩	

ロームは、付加体の成長によって隆起帯が形成され、この部分が重力的に崩壊することによって生成された堆積物と考えられる(第6図3)。一方、三倉層群及び三笠層群は、それぞれ、古第三紀及び中新世前期の前弧海盆の堆積物と見なし得る(第1表、第6図)。

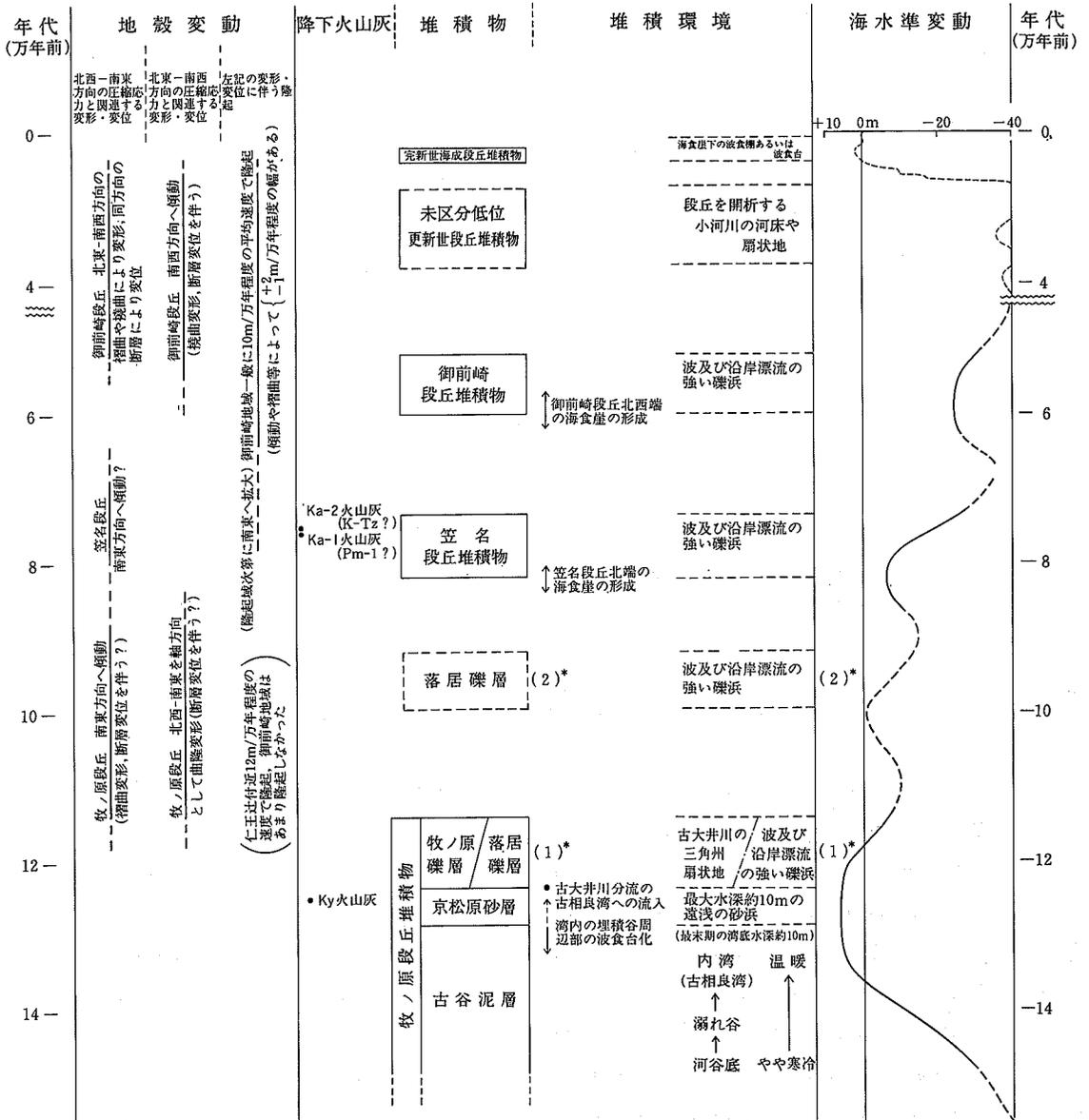
これらの「御前崎」地域の基盤をなす地層の堆積後、恐らく中新世中期に、三笠堆積盆の中心部より南東側を沈降の中心とする新たな堆積盆が形成され、そこに主として砂岩泥岩互層及び泥岩からなる相良層群が堆積した(第6図4)。相良堆積盆の東部には、中新世の後期-鮮新世初期頃から外縁隆起帯が成長を始め、堆積盆の沈降中心は西側へ移動・縮小し、ここに掛川層群の砂岩泥岩互層(堀之内互層)が堆積した(第6図5)。

前弧海盆に相良層群及び掛川層群が堆積していた頃、同海盆の東方に存在したと推定されるトラフの北方延長部では、トラフの両側からもたらされた碎屑物質が厚く堆積し、静岡層群及び浜石岳層群(柴・駿河湾団研グループ, 1986)が形成されていたと考えられる(第6図4-5, 第1表)。

前弧海盆の北東部では、更新世以降、南西側が相対的に傾き下る傾動隆起が活発化し、前弧海盆は南西側に後退し、現在の遠州トラフ(桜井・佐藤, 1983)に至っている(第6図6)。この過程において、前弧海盆北東部には主として海成の厚い礫層からなる小笠層群が堆積した。

更新世中期には、上述のような外縁隆起帯の成長、前弧海盆北東部の傾動隆起、並びに赤石山地の隆

起によって、前弧海盆北東部-東部に当たる「掛川」地域及び「御前崎」地域の大部分は陸域と化した。そして、更新世後期には汎世界的な氷河性海水準変動に伴い、内湾、波食台、礫浜、扇状地、台地・丘陵等の様々な環境が出現するとともに、一部ではこれらの環境を繰り返し経験し、現在に至っている(第7図)。なお、外縁隆起帯の成長及び前弧海盆の傾動隆起は、その表現形態を幾分変えながら現在にも引き継がれており、更新世後期の段丘堆積物の変形にはこれら2種類(2方向)の変形要素が認められる(第7図)。



第7図 「御前崎」地域の更新世後期の地史 杉山ほか(1987)の第14図を一部修正

* (1) 落居礫層を牧ノ原礫層の同時異相とみなした場合、(2) 落居礫層を牧ノ原礫層よりも新しい堆積物とみなした場合

第2表 「御前崎」地域及び周辺地域に分布する第四系対比表

渥美半島	浜松周辺 (三方が原, 磐田原台地)	牧ノ原台地 中～北部	「御前崎」地域	静岡 (有度丘陵)	関東地方	地域 時代
			完新世海成 段丘堆積物		沼段丘堆積物	完新世
豊橋礫層 --?--		色尾段丘 及び長者原 段丘群の 堆積物	未区分低位更新世 段丘堆積物	国吉田礫層 --?--	立川礫層	更新世 後期
高師原礫層 福江砂礫層 若見砂質泥層	上部三方が原 礫層 下部三方 が原 砂質 泥層	牧ノ原 礫層 吉谷 泥層	御前崎段丘堆積物 笠名段丘堆積物 落居礫層?	小鹿礫層	三崎砂礫層 小原台砂礫層 引橋砂層	
			牧ノ原礫層, 及び落居礫層? 京松原砂層 古谷泥層	草薙泥層	下末吉層 及び木下層	
渥美層群	小笠層群	坂部原礫層		久能山礫層 根古屋累層	下総層群 (木下層を除く)	更新世 中期
			小笠層群 (南山礫層)		上総層群	更新世 前期
黒田(1966, 1967) 杉山(未公表)	石田ほか(1980) 武藤(1987) 杉山・水野(未公表)	土(1960a, 1984) 長田(1976, 1980)	本報告 (杉山ほか(1988))	北里ほか(1981) 近藤(1985) 北里・新井(1986)	町田ほか(1974)	文献

II. 2 「御前崎」地域に分布する各層の概要

「御前崎」地域には、第3表に示すように、相良層群(中部中新統-下部鮮新統), 掛川層群(鮮新統-下部更新統), 小笠層群(下部-中部更新統), 更新世後期の段丘堆積物及び完新統が分布する。

相良層群は主として本地域東部及び「掛川」地域東部の牧ノ原台地斜面及び周辺の丘陵に分布する。本層群は相良堆積盆に堆積した最大積算層厚1,500 m以上に達する海成層であり、主として砂岩泥岩互層及び泥岩からなり、多数の薄い火山灰層を挟む。本層群には女神背斜, 比木向斜等の北東-南西ないし北北東-南南西方向の褶曲が発達し、同一層準の地層が繰り返し現れる。本報告では、「御前崎」地域に分布する相良層群を層相及び分布地域に基づいて、11層に区分した(第3表)。

掛川層群は女神背斜西翼部に当たる「掛川」地域中西部の牧ノ原台地斜面及び丘陵に広く分布し、「御前崎」地域内では主として南山丘陵の東部に分布する。本地域に分布する掛川層群は、同層群最下部を構成する堀之内互層と呼ばれる砂岩泥岩互層からなり、下位の相良層群の上に整合に重なる。堀之内互

第3表 「御前崎」地域の地質総括表

時代	層序区分	主要火山灰層	層相	
第四紀	完新世	アカホヤ	沖積谷埋積堆積物は主としてシルト～粘土からなり、下底及び上部に礫層を伴う 沖積層(主として泥及び砂礫) 沖積層(主として砂) 浅海～海浜成堆積物(一部、段丘化する)	
	後更新世		河成礫層	
		御前崎段丘堆積物	未区分中位更新世段丘堆積物	海浜成礫層からなり、下底に浅海成砂層を伴う 河成礫層
		笠名段丘堆積物	Ka-2 (K-Tz?) Ka-1 (Pm-I?)	主として海浜成礫層からなり、下底に浅海成砂層を伴う
	新世	牧ノ原段丘堆積物	Ky	河成(扇状地成)礫層及び海浜成礫層
		京松原砂層		浅海成砂層、上部に礫層を伴う
		古谷泥層		河成～内湾成の泥層を主体とし、礫層や砂層を伴う(特に下部)
		小笠層群 南山礫層		主として海成礫層からなり、シルト層及び砂層を挟む
	第三紀	鮮新世	五百済 白岩 下組	
		新世	掛川層群	三間
相良層群			笠名	m: 泥岩層
後新世		大寄泥岩層	新庄	a: 泥岩層の卓越する砂岩泥岩互層 A: 等量～砂岩層の卓越する砂岩泥岩互層
		姪ヶ谷互層		g: 細礫岩・砂岩・泥岩の互層 c: 礫岩
新世中期		菅ヶ谷互層		
		船ヶ谷互層		
新世中期		須々木泥岩層		
		地頭方互層		

* 本報告では、相良層群の一部として扱う

★ 「御前崎」地域には分布せず、北隣「掛川」地域に分布する

層は掛川堆積盆に堆積した地層であり、「掛川」地域内の堆積盆中心部における最大積算層厚は2,000 m以上に達すると推定される。本地域に分布する掛川層群は20-60°程度西に傾斜し、多数の火山灰層を挟む。なお、「御前崎」地域に分布する掛川層群は堀之内互層だけであり、その分布も狭いことから、同層群の記載は次章において相良層群の記載と一緒に行う。

「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群及び掛川層群中には、11層の鍵火山灰層が識別された。また、両層群は、それらに挟在する多数の火山灰層の岩石学的特徴に基づいて、5つのテフロゾーンに区分される。テフロゾーンに基づくと、比木向斜の軸部に分布する相良層群最上部は、女神背斜西翼に分布する掛川層群の最下部に対比される。

小笠層群は北隣「掛川」地域及びその西隣の「磐田」地域(旧「見付」地域)に主として分布し、本地域内では南山丘陵西部に分布する。南山丘陵に分布する本層群は南山礫層と呼ばれ、層厚は約100 m、主として海成の礫層からなる。南山礫層は南西に開いた緩い半向斜状の構造を有する。

更新世後期の段丘堆積物は、主として牧ノ原台地に分布し、下位より牧ノ原段丘堆積物、笠名段丘堆積物、御前崎段丘堆積物、並びに未区分中位及び低位更新世段丘堆積物に区分される(第2,3表)。

牧ノ原段丘堆積物は、「掛川」地域の牧ノ原台地に広く分布し、「御前崎」地域内では西支稜及び笠名以北の東支稜に分布する。本段丘堆積物は最終間氷期(下末吉海進期)の堆積物と考えられ、下位より、河成-内湾成の古谷泥層、浅海成の京松原砂層、扇状地成の牧ノ原礫層及び海浜成の落居礫層に区分される。

笠名段丘堆積物及び御前崎段丘堆積物は、主として海浜成の礫層からなる。両段丘堆積物は、笠名段丘堆積物に挟まれる火山灰層の特徴、段丘の発達形態の類似性等から、それぞれ、関東地方の小原台段丘堆積物及び三崎段丘堆積物に対比されると推定される(第2表)。

未区分中位及び低位更新世段丘堆積物は、主として台地斜面及び丘陵の縁(沖積低地との境界部)に小規模に分布し、河成礫層からなる。これらの堆積物は、堆積頂面の勾配が大きいため、最終氷期の堆積物と考えられる。

牧ノ原、笠名及び御前崎の各段丘堆積物及びそれらの堆積頂面には、第四紀後期の地殻変動を示唆する傾動、曲隆、褶曲等の変形が認められ、一部では断層変位も観察される。これらの変位・変形は、北東-南西方向のものと北西-南東方向のものに大別され、前者はフィリピン海プレートの沈み込みに伴う側方圧縮と関連して、また、後者は前弧海盆の傾動隆起や御前崎半島の南東への突出等と関連して形成されたと推定される。

完新統は、沖積谷埋積堆積物、浅海-海浜成堆積物、風成砂、現河岸及び海岸堆積物に区分される。

沖積谷埋積堆積物は、主として菊川、新野川及び箆川沿いの沖積低地に分布し、最大層厚は40 m以上に達する。同堆積物の基底には礫層が存在し、その上位には主として縄文海進期に堆積したと推定される厚いシルト-粘土層が発達する。なお、地質図では、本堆積物の最上部に当たる部分を**沖積層(主として泥及び砂礫)**として塗色した。

浅海-海浜成堆積物は、段丘化した波食台又は波食棚の堆積物(**完新世海成段丘堆積物**)及び風成砂に覆われた浅海成砂層からなる。海成段丘堆積物は御前崎台地南縁の海食崖下部に分布し、浅海成砂層は海岸低地の地下に存在する。

風成砂の大部分は遠州灘沿岸の海岸砂が冬季の強い西風によって飛砂として内陸部へ運搬されたもの

であり、海岸低地及び沖積低地の南端部を広く覆うほか、御前崎台中 - 南部、南山丘陵南部等の地表も覆う。風成砂分布地域には砂丘が発達する。なお、地質図では、概ね厚さ 4-5 m 以上の風成砂が分布すると推定される地域を風成砂として塗色し、風成砂の厚さがこれより薄いと推定される海岸低地部は沖積層（主として砂）として塗色した。

現河岸及び海岸堆積物は、菊川、新野川及び箴川の人工堤防内の高水敷及び蛇行州の堆積物、並びに遠州灘及び駿河湾岸の後浜域と一部の最前列砂丘を構成する移動性の高い砂からなる。

「御前崎」地域には、このほかに人工改変地及び埋立地が存在する。**人工改変地**として塗色した部分は、牧ノ原台地南稜の西支稜南端に位置する中部電力浜岡原子力発電所の敷地の一部である。また、**埋立地**は、駿河湾沿岸の御前崎港及び地頭方港の埠頭及び工場用地である。

なお、「御前崎」地域の既刊地質図には、7万5千分の1地質図幅「相良」（千谷，1928-1929）及び5万分の1表層地質図「掛川・御前崎」（静岡県，1972）がある。また、同地域を含む広域地質図には、3回の改訂を数える20万分の1静岡県地質図（望月編，1956；土編，1973-1974，1986）及び20万分の1地質図「静岡・御前崎」（広川ほか，1976）等がある。

III. 相良層群及び掛川層群

III. 1 研究史

相良層群及び掛川層群の研究は、20万分の1「静岡」図幅（中島，1886）の調査研究以来、これまでに数多くの研究者によって様々な方面から行われている。相良層群及び掛川層群の層序並びに地質構造の本格的な研究は、相良油田の地質調査（伊木，1909）に始まり、続いて横山次郎及び千谷好之助によって精力的に進められた。両者の研究成果は、横山（1925，1928）及び千谷（1926，1930）として学会誌上に発表されるとともに、7万5千分の1「相良」図幅（千谷，1926-1929）及び「静岡」図幅（千谷，1931-1932）として刊行されている。これらの研究により、1920年代後半には相良、掛川両層群の層序及び地質構造の大意が明らかとなった。また、同時期に両層群の大型化石（貝化石）の研究も進められ、YOKOYAMA（1923，1926）、MAKIYAMA（1925，1927）等の研究が公表されている。その後、両層群の研究は1960年頃まで、主として岩相層序学的研究、貝化石の生層序学的研究、並びに貝化石、底生有孔虫化石及び層相変化に基づく堆積環境論的研究を中心に進められた（MAKIYAMA，1931，1941，1947，1954；横山，1941，1948a，1948b，1950；森下・中川，1949；TSUCHI，1956，1961a；氏家，1958；菊池・堤，1961；宮本ほか，1962等）。これらの研究成果は、5万分の1「見付」及び「掛塚」図幅（横山・坂本，1957）、掛川地方地質図（横山，1961）及びUJIIÉ（1962）の地質図に総括されている。

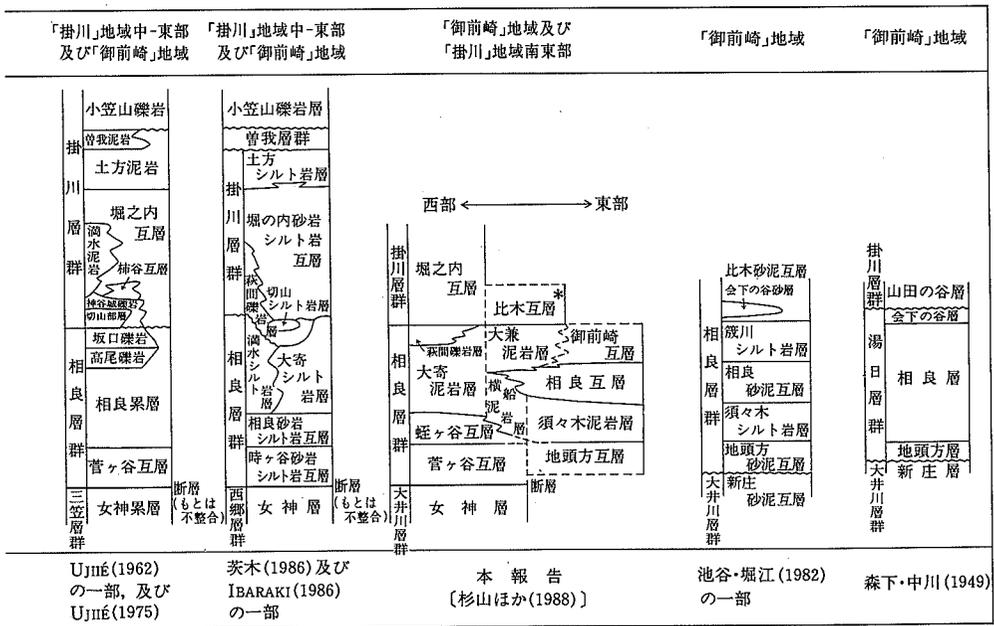
1960年代以降になると、世界的な浮遊性有孔虫化石の生層序学的研究の進展に伴い、相良層群及び掛川層群についても浮遊性有孔虫生層序並びにこれと岩相層序、貝化石生層序等との関係についての研究が数多く行われるようになった（齊藤，1960b；氏家，1961；SAWAI，1962；SAITO，1963；尾田，1971，両角，1972；加藤，1973；IBARAKI and TSUCHI，1974，1976，1979；UJIIÉ and HARIU，1975；NISHIMURA，1976；TSUCHI，1976；ODA，1977；TSUCHI and IBARAKI，1978；茨木，1986；IBARAKI，1986等）。また、

近では、大井川層群及び瀬戸川層群（古第三系 - 下部中新統）を不整合に覆うと推定される。相良層群には女神背斜、地頭方背斜、比木向斜等の北東 - 南西方向に延びる軸を持つ褶曲構造が発達し（第8図）、褶曲軸と直交する方向に同一層準が繰り返し現れる。

掛川層群は、相良層群分布域の西に当たる「御前崎」地域中部及び「掛川」地域中 - 西部の牧ノ原土地斜面及び丘陵地に広く分布し、「御前崎」地域内では下位の相良層群の上に整合に重なる。掛川層群には、南西に開いた半向斜状構造が発達し、地層は北西ないし南西（同構造の東半部）又は南南西（同構造の西半部）に緩く傾斜する。

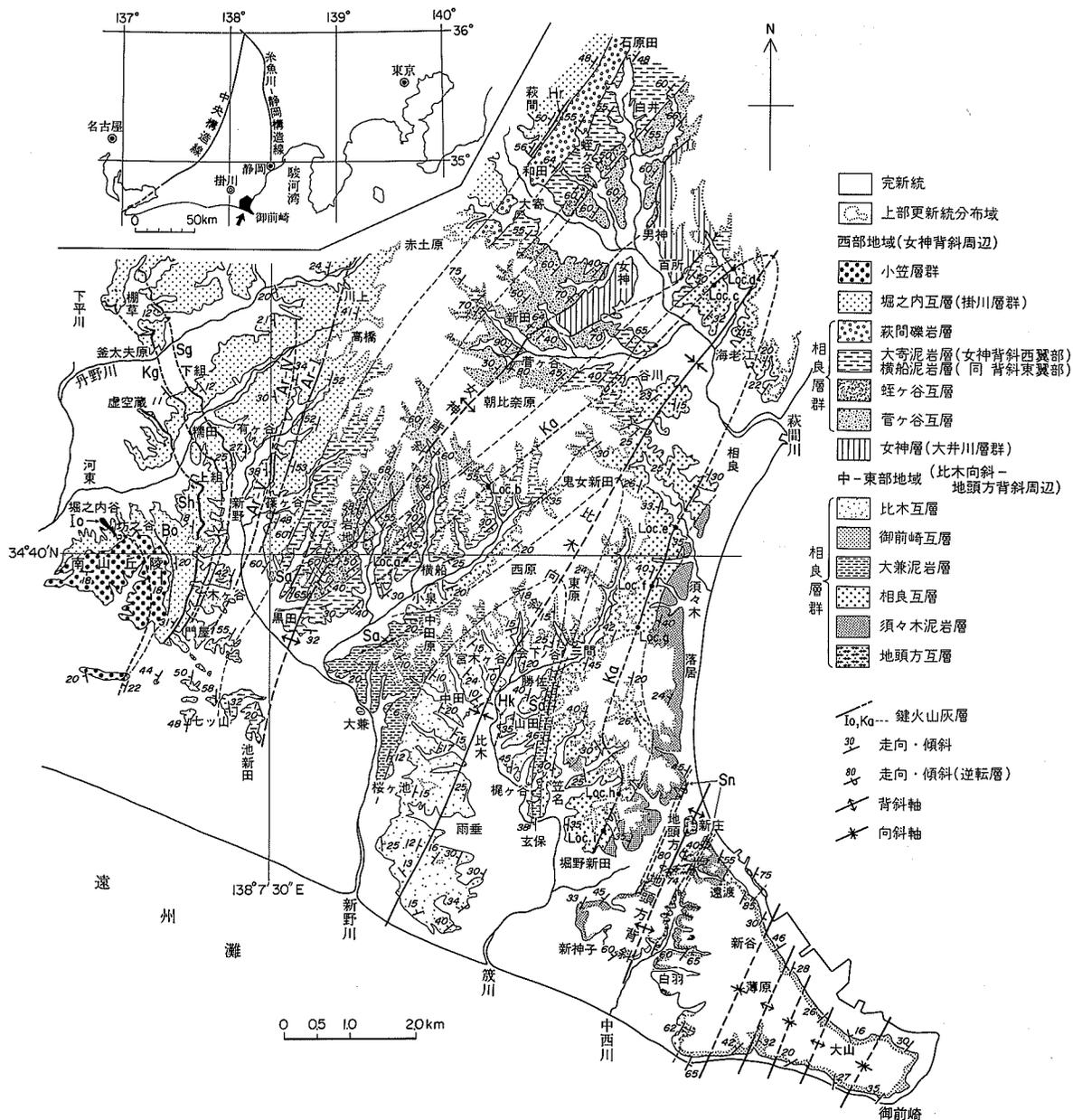
なお、「掛川」地域西部の掛川市満水付^{たまり}付近には、周囲を掛川層群の砂岩泥岩互層（堀之内互層）に囲まれて、満水層（横山, 1925, 1928）と呼ばれるシルト質泥岩層が分布する。同層の層序学的位置については、従来、相良層群の西方延長とする考え方（横山, 1928, 1963等）と周囲の堀之内互層の同時異層とする考え方（Ujiié, 1962; SAITO, 1963等）とがあった。最近、茨木（1986）は、浮遊性有孔虫生層序に基づき、同層の大部分は後述する相良層群上部の大寄泥岩層に対比されるとしている。

「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群及び掛川層群には、100枚以上にのぼる火山灰層が挟まれる。これらの中には、比較的広い範囲にわたって追跡され、鍵層として重要な火山灰層が10枚程存在する。また、本研究の結果、相良層群及び掛川層群は、その中に挟まれる火山灰層の岩石学的特徴に基づいて、5つのテフロゾーンに区分できることが明らかとなった。更に、第9図に示すように、テフロゾーンと岩相層序との関係に基づくと、比木向斜の軸部に分布する相良層群最上部（比木互層）は、女神背斜西翼部に分布する掛川層群堀之内互層下部に対比されると考えられる（水野ほか, 1987）。

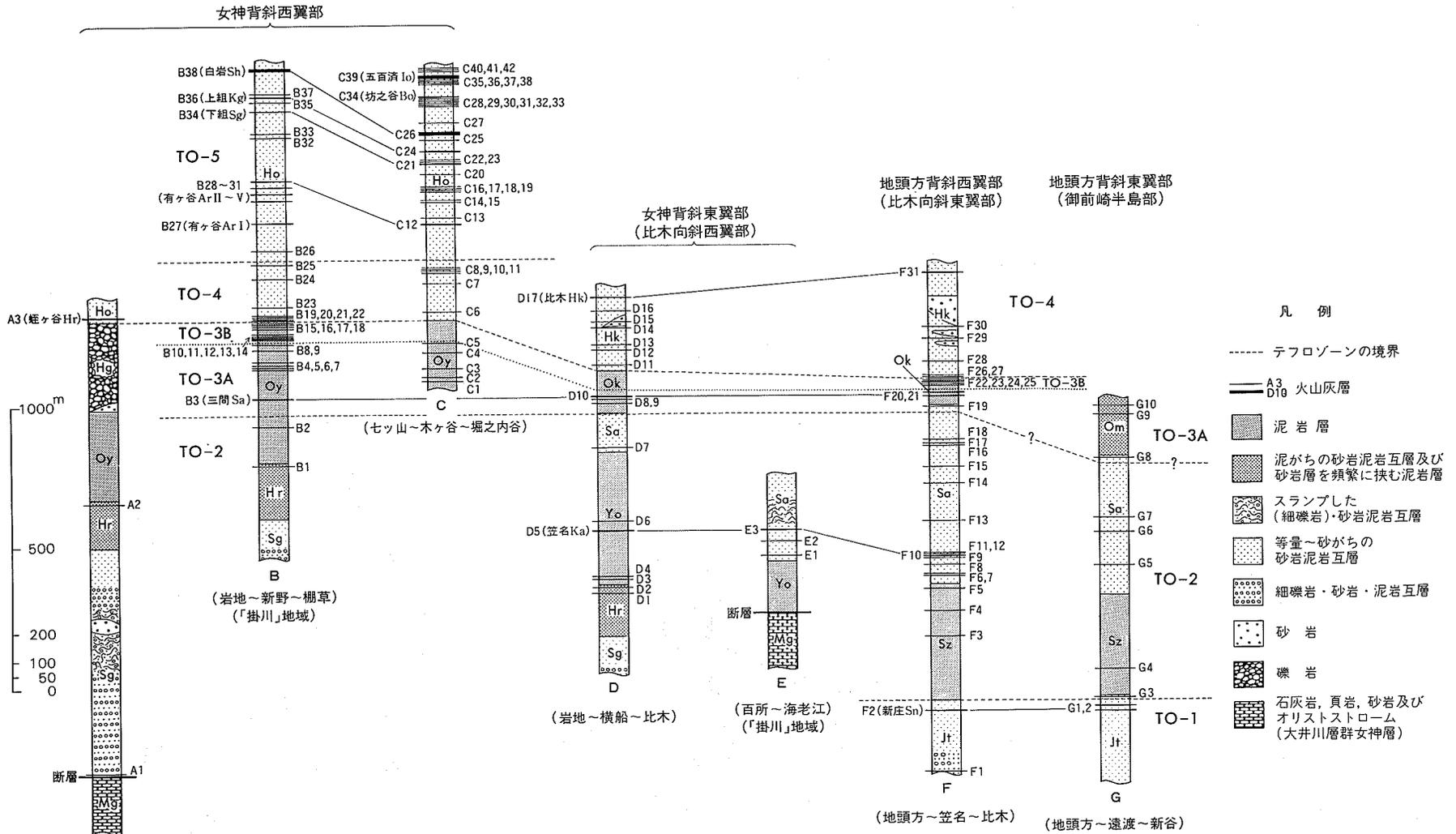


* 本報告では、比木互層を相良層群の一部として扱う

相良層群及び掛川層群の堆積年代に関しては、浮遊性有孔虫化石の生層序学的研究によって、現在では相良層群がBlow (1969) のN. 14 (中新世中期) からN. 19 (鮮新世) に、掛川層群がN. 19からN. 22 (更新世前期) に対比されている (IBARAKI, 1986等)。



第8図 「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部の新第三系地質図 水野ほか(1987)による
 鍵火山灰層の略号; Ar-I:有ヶ谷I, Ar-IV:有ヶ谷IV, Ar-V:有ヶ谷V, Bo:坊之谷, Hk:比木, Hr:蛭ヶ谷, lo:五百済,
 Ka:笠名, Kg:上組, Sa:三間, Sg:下組, Sh:白岩, Sn:新庄
 Loc. a-iは笠名火山灰層挟在層準の柱状図(第21図)作成位置



第9図 各小地域(A-G地域)における相良層群及び掛川層群下部の地質柱状図及び火山灰層の挟在層準 水野ほか(1987)による
 地層区分の略号; Mg: 女神層(大井川層群), Hg: 萩間礫岩層, Hk: 比木互層, Hr: 蛭ヶ谷互層, Jt: 地頭方互層, Ok: 大兼泥岩層, Om: 御前崎互層, Oy: 大寄泥岩層, Sa: 相良互層, Sg: 菅ヶ谷互層, Sz: 須々木泥岩層, Yo: 横船泥岩層(以上, 相良層群), Ho: 堀之内互層(掛川層群) TO-1, TO-3A等はテフロゾーン及び同サブゾーン

相良層群及び掛川層群の堆積環境は、基本的には現在の遠州灘海域の環境と類似していたと考えられ、掛川市街地付近以西に分布する掛川層群上部を除いて、その堆積深度は中部半深海（水深 600-1,000 m）から上部半深海（同 200-600m）と推定されている（SHARMA and TAKAYANAGI, 1982 等）。掛川市街地付近以西に分布する掛川層群上部は、浅海生の貝化石を多産し、瀬海域から陸棚上の浅海成堆積物である（横山, 1950 等）。

III. 3 岩相層序

第9図に、女神背斜・比木向斜及び地頭方背斜を境とする4つの地域（女神背斜西翼部、同東翼部、地頭方背斜西翼部、同東翼部）の岩相層序、並びに火山灰層及びテフロゾンによる地域相互の対比を示す。また、従来の主な研究による岩相層序の比較を第4表に示す。

第9図に基づいて、「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群及び掛川層群下部の岩相層序を概観すると、これら一連の地層は大きく下部、中部、上部に3分することができる。下部は菅ヶ谷互層及び地頭方互層の層準に当たり、主として砂岩泥岩互層からなる。中部は、女神背斜西翼部では大寄泥岩層に代表され、泥岩を主体とする。これに対して、女神背斜以東では下位より泥岩卓越層（横船泥岩層及び須々木泥岩層）、有律的な砂岩泥岩互層（相良互層）、泥岩卓越層（大兼泥岩層及び御前崎互層）からなる1つの堆積サイクルをなす。上部は堀之内互層（掛川層群）及び比木互層に相当し、主として砂岩泥岩互層からなる。

以下に各層について記載するが、相良層群についてはその全体像を把握するため、「御前崎」地域には分布しない菅ヶ谷互層及び萩間礫岩層についても併せて記載する。なお、地名等については第8図を参照されたい。

(1) 菅ヶ谷互層

地層名：伊木（1909）の菅ヶ谷層及びUllé（1962）のSugegaya alternationによる。横山（1941）の時ガ谷層に相当する。

模式地：榛原郡相良町菅ヶ谷付近（「掛川」地域南東部）。

分布：「掛川」地域南東部の相良町土沢付近から菅ヶ谷を経て小笠郡浜岡町岩地付近にかけて、女神背斜の軸部に分布する。「御前崎」地域には分布しない。

層序関係：本層は相良層群の最下部層である。相良町女神付近において、女神背斜の軸部に露出する大井川層群女神層と断層で接する。女神の北東方、濁沢では走向N20° E、傾斜42° Eの逆断層を境として、女神層が菅ヶ谷互層の上に衝上している。

層厚：最も厚い相良町男神-蛭ヶ谷間で800 mに達すると推定される。

岩相：下部及び中部は主として細礫岩層（厚さ5-20 cm程度）、砂岩層（同20-70 cm程度）及び泥岩層（同10-30 cm程度）の規則的な互層からなる。濁沢からその南西の黒子にかけての地域では、本層中部にスランプ堆積層及び塊状砂岩が存在する。上部では互層中に礫岩層を欠く場合が多くなり、砂岩層の優勢な砂岩泥岩互層が卓越する。互層中の細礫岩層は明瞭な級化層理を示すことが多く、上位の砂岩層に漸移する。細礫岩層を構成する礫の多くは、基盤の大井川層群に由来する頁岩（緑灰色を呈するもの

が多い)の岩片からなり、まれに貝殻片を伴う。

(2) 地頭方互層

地層名：森下・中川(1949)の地頭方層及び池谷・堀江(1982)の地頭方砂泥互層による。

模式地：相良町地頭方-新庄^{しんしょう}付近。

分布：地頭方から榛原郡御前崎町白羽^{しろわ}にかけて、地頭方背斜の軸部に分布する。

層序関係：岩相及び火山灰層序から、ほぼ菅ヶ谷互層上部に相当すると推定され、「御前崎」地域に分布する相良層群の最下部をなす。下限及び下位層との関係不明。

層厚：300 m 以上

岩相：厚さ 10-50 cm 程度の砂岩層と同 5-30 cm 程度の泥岩層との互層からなる。互層中の砂岩層は主として淘汰のよい中-細砂からなり、細かい平行ラミナが発達する(第10図)。また、厚い砂岩層の下底には細礫層を伴うことがある。砂岩層と互層する泥岩層は、砂サイズの粒子をほとんど含まない均質なシルト-粘土からなる。

鍵火山灰層：本層上部には、新庄火山灰層(Sn)が挟まれる。



第10図 地頭方互層中の平行ラミナが発達する砂層
(御前崎町白羽)

(3) 蛭ヶ谷互層

地層名：水野ほか(1987)による。

模式地：相良町蛭ヶ谷-中西付近(「掛川」地域南東部)。

分布：女神背斜周辺の蛭ヶ谷から相良町新田の西方、浜岡町岩地を経て同町横船北方に至る幅の狭いV字形の地域に分布する。

層序関係：下位の菅ヶ谷互層の上に整合に重なる。

層厚：「御前崎」地域に含まれる南部の岩地付近で約 200 m，北部の蛭ヶ谷 - 新田西方では約 150 m。

岩相：本層は菅ヶ谷互層と後述する大寄泥岩層との漸移部に相当し，厚さ 5-10 cm 程度の砂岩層と同 10-30cm 程度の泥岩層との互層からなる。本互層は厚さ 30cm-1m の厚い砂岩層を 1-3m 程度の間隔で挟むことを特徴とする（第 11 図）。厚い砂岩層は下位の菅ヶ谷互層中の砂岩層と同様に，基底部に細礫岩層を伴うことがある。本層は，女神背斜西翼部では蛭ヶ谷北東方で，また，同東翼部では横船北東方で泥岩層と互層する砂岩層が薄くなり，大寄泥岩層に側方移化する。



第11図 蛭ヶ谷互層の泥岩が卓越する砂岩泥岩互層
(浜岡町黒田東方)

(4) ^{おおより}大寄泥岩層

地層名：TSUCHI (1961a) の Oyori silt による。

模式地：相良町大寄付近（「掛川」地域南東部）。

分布：女神背斜西翼部の相良町白井付近から，大寄，新田の西方を経て，浜岡町新野及び七ツ山に至る帯状の地域。

層厚関係：下位の蛭ヶ谷互層又は菅ヶ谷互層の上に整合に重なる。

層厚：「御前崎」地域と「掛川」地域との境界に当たる新野付近で 500-600 m，模式地の大寄付近で 300-350 m。

岩相：厚さ 3 cm 以下の砂岩薄層を数 10 cm-1 m 間隔で挟む青みを帯びた暗灰色泥岩からなり（第 12 図），まれに厚さ 20-30 cm 程度の砂岩層を挟む。

鍵火山灰層：新野付近の本層中部には，三間火山灰層（Sa）が挟まれる。

(5) ^{はざま}萩間礫岩層

地層名：伊木（1909）及び千谷（1926）の萩間礫岩層による。



第12図 大寄泥岩層のシルト質泥岩（浜岡町長谷）

模式地：相良町和田－西萩間付近（「掛川」地域南東部）。

分布：「掛川」地域南東部では、相良町石原田から和田付近を経て大寄の南西に至る地域に分布する。「御前崎」地域には分布しない。

層序関係：下位の大寄泥岩層の上に整合に重なる。相良町新田以南の地域に分布する大寄泥岩層上部と同時異相の関係にあると推定される。

層厚：模式地の和田付近で約 300 m，最も厚い蛭ヶ谷北西方で約 400 m。

岩相：主として細礫－中礫サイズの砂岩，チャート，頁岩等の垂円礫及び円礫からなり，厚さ 20 cm－数 m 程度の砂岩層を頻繁に挟む。特に，石原田付近では，本層の最下部に厚さ 20 m 以上の砂岩層が発達する。また，蛭ヶ谷北西方から和田にかけての地域では，本層の中部に巨礫混じりの大礫を主とする部分が認められる。

(6) ^{よこぶね}横船泥岩層

地層名：水野ほか（1987）による。

模式地：浜岡町横船付近。

分布：女神背斜東翼部の浜岡町下付近から横船を経て「掛川」地域南東部の相良町^{どうど}百所及び海老江北西方に至る帯状の地域。

層序関係：下位の蛭ヶ谷互層又は菅ヶ谷互層の上に整合に重なる。女神背斜西翼部に分布する大寄泥岩層下部の東方延長に相当する。

層厚：模式地の横船付近で 450－500 m，海老江北西方で 200－300 m。

岩相：女神背斜西翼部に分布する大寄泥岩層と同様に，厚さ 3 cm 以下の砂岩薄層を数 10 cm 間隔で挟む泥岩からなり，まれに厚さ 5－10 cm 程度の砂岩層を挟む。本層の泥岩には細砂サイズの砂粒子が比較的多く混入している。

鍵火山灰層：横船付近の本層中部には，笠名火山灰層（Ka）が挟まれる。

(7) 須々木泥岩層

地層名：池谷・堀江（1982）の須々木シルト岩層による。

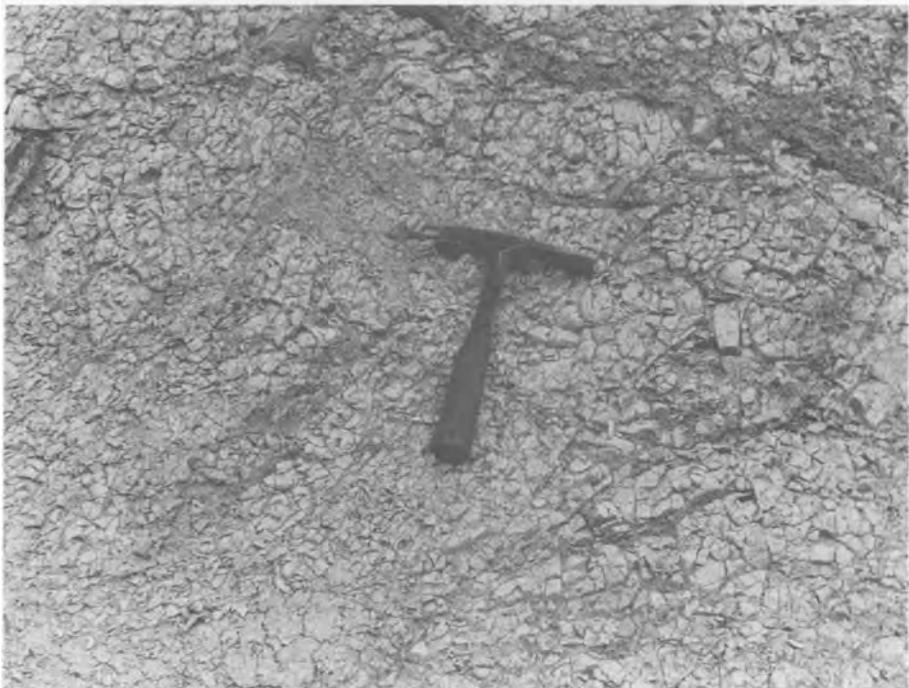
模式地：相良町須々木付近。

分布：地頭方背斜西翼部の須々木から落居，地頭方西方を経て御前崎町新神子に至る地域，並びに同背斜東翼部の相良町遠渡から御前崎町白羽に至る地域。

層序関係：下位の地頭方互層の上に整合に重なる。後述する火山灰層序に基づくと，女神背斜東翼部に分布する蛭ヶ谷互層及び横船泥岩層下部とほぼ同じ層準に位置すると考えられる。

層厚：地頭方背斜西翼部で400-450m，同背斜東翼部で350-400m。

岩相：塊状，又は厚さ3cm以下の砂岩薄層を数10cm間隔で挟むシルト質泥岩からなる。泥岩は一般に風化が進んでおり，細かいへき開が発達する（第13図）。



第13図 須々木泥岩層のシルト質泥岩（御前崎町新神子北東方）

(8) 相良互層

地層名：横山（1941）の相良層及び池谷・堀江（1982）の相良砂泥互層による。

模式地：相良町市街地西方（「掛川」地域南東部）。

分布：女神背斜東翼部の浜岡町小泉及び山ヶ谷付近から相良町谷川及び海老江にかけての地域，地頭方背斜西翼部の海老江から相良町市街地西方，浜岡町上比木，御前崎町笠名を経て同町堀野新田に至る地域，並びに同背斜東翼部の遠渡から白羽南東に至る地域。

層序関係：下位の須々木泥岩層及び横船泥岩層の上に整合に重なる。また，女神背斜東翼部では，本

層下部と横船泥岩層上部とは同時異層の関係にあり、相良町谷川付近では両層が指交する。

層厚：地頭方背斜西翼部で600-750 m、同背斜東翼部で450-500 m、女神背斜東翼部で100-300 m程度。

岩相：地頭方背斜の両翼に分布する本層は、明瞭な級化層理が発達する厚さ5-30cm程度の砂岩層と同5-30 cm程度の泥岩層との有律的な互層からなる(第14, 15, 16図)。互層中の砂岩層は連続性がよく、同背斜西翼部に分布する厚さ15 cm以上の砂岩層の多くは、少なくとも約5 kmにわたって追跡される。

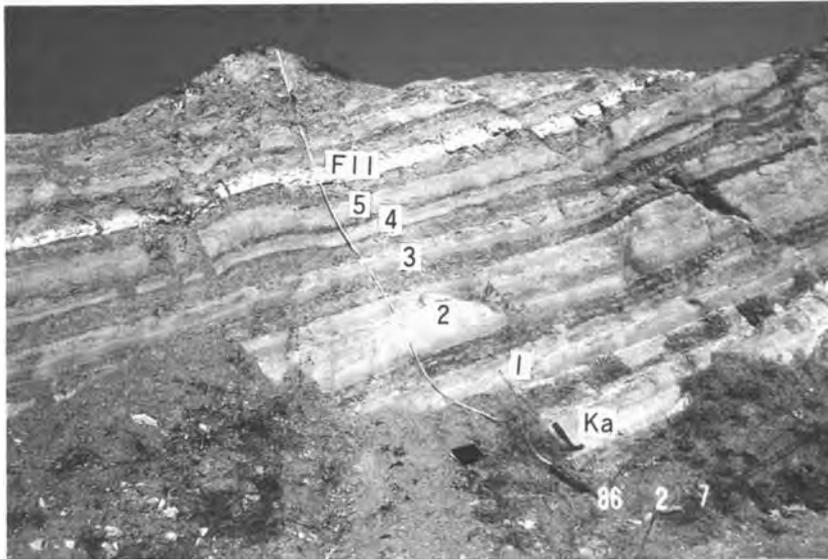
女神背斜東翼部(比木向斜西翼部)に分布する本層は、厚さ5-15 cm程度の砂岩層と同10-30 cm程度の泥岩層との互層からなり、1-数m間隔で厚さ20-30 cm程度の比較的厚い砂岩層を挟む。砂岩層には明瞭な級化層理が認められ、基底部には細礫-極粗砂層を伴うことがある。また、砂岩層は比較的基質に富み、水平方向への層厚変化が著しい。厚さが20 cmを超える砂岩層にはしばしば貝殻片が含まれる。

女神背斜東翼部の谷川-海老江付近並びに地頭方背斜西翼部の海老江から相良町市街地西方を経て須々木に至る地域では、笠名火山灰層の上位に厚さ数10 m-100 m程度のスランプ堆積層が存在する(第17図)。

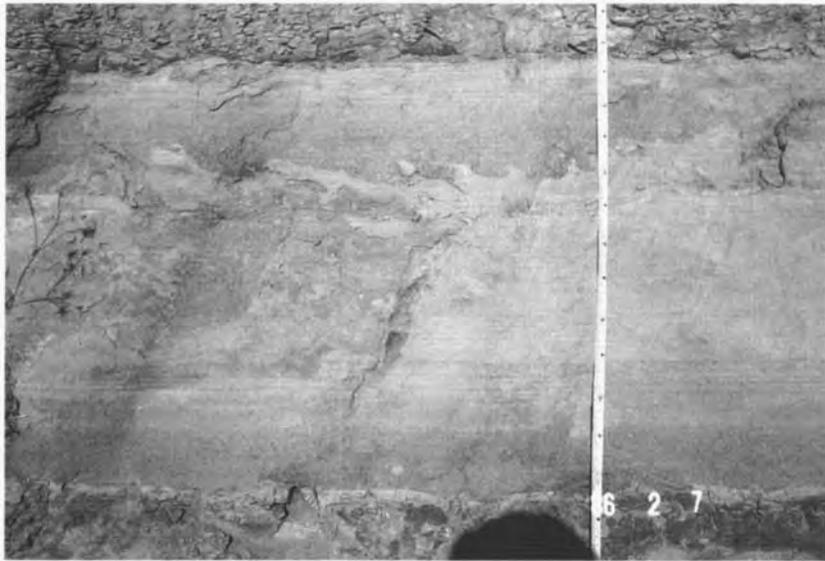
鍵火山灰層：地頭方背斜西翼部及び女神背斜東翼部に分布する本層下部には、笠名火山灰層(Ka)が含まれる。



第14図 地頭方漁港の南方海岸に露出する相良互層
白色部(凸部)が泥岩、無色部(凹部)が砂岩



第15図 笠名火山灰層挟荘層準の相良互層 (相良町堀野新田北方, 第8図 Loc. i)
 笠名火山灰層とその上位のF11火山灰層との間に5枚の砂岩層(1-5の番号を付したもの)が存在する



第16図 第8図 Loc. i のNo. 2砂岩層
 上下2枚のタービダイト砂層からなり、上位の砂層の下底にはフレーム構造を伴う荷重痕が発達する

(9) ^{おおがね}大兼泥岩層

地層名：水野ほか(1987)による。朝比奈川以南については、ほぼ池谷・堀江(1982)の箴川シルト岩層に相当する。

模式地：浜岡町大兼付近。



第17図 笠名火山灰層挟在層準の直上に発達するスランプ堆積層
(相良町海老江北方, 第8図 Loc.c)

分布: 比木向斜西翼部(女神背斜東翼部)の大兼から西原にかけての地域, 及び同向斜東翼部(地頭方背斜西翼部)の浜岡町玄保から勝佐, 三間を経て東原^{さんま}に至る地域.

層序関係: 下位の相良互層の上に整合に重なる. 三間火山灰層により, 女神背斜西翼部に分布する大寄泥岩層中-上部に対比される.

層厚: 比木向斜西翼部で約 150 m, 同東翼部で約 100 m.

岩相: 塊状, 又は厚さ 3 cm 程度以下の砂岩薄層を数 10 cm 間隔で挟むシルト質泥岩からなる. シルト岩中にはしばしば長さ 1cm 以下の微小な巻貝化石が含まれる.

鍵火山灰層: 本層中部には, 三間火山灰層 (Sa) が挟まれる.

(10) 御前崎互層

地層名: 水野ほか (1987) による.

模式地: 御前崎町御前崎付近.

分布: 地頭方背斜東翼部の御前崎町新谷から御前崎にかけての地域.

層序関係: 下位の相良互層の上に整合に重なる. 後述する火山灰層序に基づくと, 概ね大兼泥岩層に対比される.

層厚: 200 m 以上.

岩相: 主として厚さ 2-5 cm 程度の砂岩層と同 10-30 cm 程度の泥岩層との互層からなり, 一部に砂岩層をほとんど含まないシルト質泥岩を伴う. 御前崎付近の波食棚に露出する本互層中には, 厚さ数 10 cm- 数 m のスランプ堆積層がしばしば挟まれる.

(11) 比木互層

地層名: 池谷・堀江 (1982) の比木砂泥互層による. ほぼ, 森下・中川 (1949) の會下の谷層及び山田の谷層を併せたものに相当する.

模式地: 浜岡町比木付近

分布: 比木向斜軸部の浜岡町比木, 佐倉, 上ノ原一带.

層序関係: 下位の大兼泥岩層の上に整合に重なる. 後述する火山灰層序に基づくと, 女神背斜西翼部に分布する堀之内互層下部に対比される.

層厚：比木向斜西翼部で300 m以上、同東翼部で400 m以上。

岩相：比木向斜西翼部に分布する本層は、主として厚さ5-20 cm程度の砂岩層と同10-20 cm程度の泥岩層との規則的な互層からなる。宮木ヶ谷付近の本層中部には、厚さ40-80 cmの厚い砂岩層と同5-10 cm程度の泥岩層からなる砂がち互層ないし成層砂岩が挟まれる。この砂がち互層は、下位の砂・泥等量ないし泥がち互層を切り込むようにして堆積しており、その基底部にはしばしば中礫-巨礫サイズの泥の偽礫を含むスランプ層が認められる。

比木向斜東翼部に分布する本層も主として等量ないし泥がちな砂岩泥岩互層からなるが、西翼部に分布するものに比べて砂がち互層の占める割合がより高い。会下ノ谷から梶ヶ谷にかけての地域では、砂がち互層及び砂岩層からなる部分(厚さ30-100 m)が少なくとも3層、泥がちなし等量互層中に挟在する。これらの部分は、厚さ30-100 cm程度の砂岩層と同5-20 cm程度の泥岩層との互層(第18図)及び成層砂岩からなり、山田付近では厚さ3 m以上の塊状砂岩を伴う。

鍵火山灰層：比木付近の本層上部には比木火山灰層(Hk)が挟まれる。



第18図 比木互層中の砂岩層の卓越する砂岩泥岩互層
(浜岡町梶ガ谷)

(12) 堀之内互層

地層名：横山(1925)及び千谷(1926)の堀之内層による。

模式地：小笠郡菊川町堀之内付近(「掛川」地域中部)。

分布：菊川東岸の「掛川」地域南部では、西萩間、小笠町高橋及び浜岡町新野以西の地域に広く分布する。「御前崎」地域では、南山丘陵東側の浜岡町新野西から門屋を経て塩原新田に至る地域と同丘陵北西側の小笠町西村付近に分布する。

層序関係：下位の大寄泥岩層及び萩間礫岩層の上に整合に重なる。

層厚：新野から小笠町虚空蔵にかけての地域では、本層基底から白岩火山灰層までの厚さは約 900 m である。また、南山丘陵東側地域では、本層基底から同火山灰層までの厚さは 600-700 m、五百済火山灰層までの厚さは 800-900 m である。

岩相：「御前崎」地域及び菊川東岸の「掛川」地域南部に分布する本層は、厚さ 3-10 cm 程度の砂岩層と 5-20 cm 程度の泥岩層との規則的な互層からなり、まれに厚さ 15 cm を超える砂岩層を挟む。砂岩層は一般に細砂からなり、平行ラミナが発達することが多いが、明瞭な級化成層部は認められないことが多い。

鍵火山灰層：「御前崎」地域及び菊川東岸の「掛川」地域南部に分布する本層中には、下位から、蛭ヶ谷 (Hr)、有ヶ谷 (Ar)、下組 (Sg)、上組 (Kg)、白岩 (Sh)、坊之谷 (Bo) 及び五百済 (Io) の各鍵火山灰層が挟まれる。

Ⅲ. 4 火山灰層序

「御前崎」地域及び菊川東岸の「掛川」地域南部に分布する相良層群及び掛川層群下部には多数の火山灰層が挟在し、厚さ 1 cm 以上の火山灰層は 100 層以上にのぼる。本研究では、多数の地点で火山灰層を観察・採取し、その記載岩石学的特徴（厚さ、粒度、火山ガラス片の含有量、ガラス片の形状、重鉍物組成、屈折率等）を調査・測定した。第 9 図に A-G の各小地域毎の採取火山灰層の層準と採取番号を、また、付図 A-1 に採取地点を示す。各火山灰層の記載岩石学的特徴を付表 A-1 に示す。火山灰の処理・測定方法の詳細については、水野ほか (1987) を参照されたい。

Ⅲ. 4. 1 鍵火山灰層

「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群及び掛川層群下部には、比較的良好に連続し、鍵層として重要な火山灰層が 11 枚識別された。これらは下位のものから、新庄、笠名、三間、比木、蛭ヶ谷、有ヶ谷、下組、上組、白岩、坊之谷、五百済の各火山灰層である。以下に各火山灰層の特徴を記載する。

(1) ^{しんしょう}新庄火山灰層 (Sn) (水野ほか, 1987)

模式地：相良町新庄 (試料 G1 及び G2 採取地点)。

挟在層準及び分布：地頭方互層の上部に挟在し、地頭方背斜の東西両翼に分布する。

岩石学的特徴：20-30 m の層位間隔において存在する 2 枚の火山灰層からなる。下位の火山灰層は厚さ 2 m 程度、粗粒部と中粒-細粒部とが互層状をなし、平行葉理が発達する。肉眼的にやや緑色を帯び、構成粒子としては変質した火山ガラス片が主体を占める。上位の火山灰層は厚さ 1 m 以上、細粒である。下位の火山灰層と同様に、変質した火山ガラス片を主体とする。両火山灰層とも、ごく少量含まれる重鉍物は斜方輝石及び単斜輝石を主とする。

(2) ^{かさな}笠名火山灰層 (Ka) (水野ほか, 1987)

模式地：相良町笠名東方 (試料 F10 採取地点)。

分布及び挟在層準：比木向斜の両翼に広く追跡され、東翼及び西翼北部では相良互層の下部に、西翼南部では横船泥岩層に挟まれる。

岩石学的特徴：一般に厚さ30-60cm、粗粒-細粒で、特に、基底部に粗粒な部分が認められる(第19図)。構成粒子は主に火山ガラス片、長石、石英からなり、高温型石英を多量に含むことを特徴とする。重鉱物としては、少量の不透明鉱物及び角閃石を含む。



第19図 笠名火山灰層の産状
(相良町堀野新田北方, 第8図 Loc. i)

(3) ^{きんま}三間火山灰層 (Sa) (水野ほか, 1987)

模式地：浜岡町比木字三間から勝佐(試料F20及びF21採取地点)にかけての地域。

分布及び挟在層準：比木向斜の東翼から女神背斜の西翼にかけて追跡される。比木向斜の両翼では大兼泥岩層に挟まれ、女神背斜の西翼では大寄泥岩層の中部に挟在する。

岩石学的特徴：模式地の三間では10-20cmの間隔をおいて存在する厚さ10cm前後の3枚の火山灰層からなり、他の地域では同程度の厚さの2枚又は1枚の火山灰層からなる。これらの火山灰層はいずれも粗粒-中粒である。構成粒子は結晶を主体とし、主に長石、斜方輝石、単斜輝石からなる。

(4) 比木火山灰層 (Hk) (水野ほか, 1987)

模式地：浜岡町比木字山田(試料F31採取地点)。

挟在層準及び分布：比木互層上部に挟在し、比木から中田にかけての比木向斜の軸部付近に分布する。

岩石学的特徴：厚さ約30cmの細粒火山灰層であり、最下部に厚さ5cm程度の粗粒部が存在する。構成粒子は火山ガラス片を主体とする。重鉱物はほとんど含まれないが、ごく少量の不透明鉱物及び角閃石が認められる。

(5) 蛭ヶ谷火山灰層 (Hr) (茨木, 1986)

模式地：相良町蛭ヶ谷の北部 (試料 A3 採取地点)。

挟在層準及び分布：堀之内互層の最下部に挟在し、蛭ヶ谷北部 - 和田付近に分布する。

岩石学的特徴：厚さ約 1-2 m のシルト質火山灰である。構成粒子は、長石及び火山ガラス片を主体とする。重鉱物はごく少量含まれ、変質した角閃石、黒雲母等からなる。

(6) 有ヶ谷^{ありがや}火山灰層 (Ar-I-V) (TSUCHI, 1976 ; 水野ほか, 1987 再定義)

模式地：浜岡町新野字有ヶ谷から篠ヶ谷にかけての地域 (試料 B27-B31 の採取地点)。

挟在層準及び分布：堀之内互層の下部に挟在し、浜岡町門屋から小笠町川上にかけて分布する。

岩石学的特徴：本火山灰層は、厚さ約 150m の地層間に挟まれる 5 枚の火山灰層 (下位より有ヶ谷 I, II, III, IV, V 火山灰層) からなる (水野ほか, 1987)。

有ヶ谷 I 火山灰層 (B27) は、TSUCHI (1976) の Arigaya tuff に相当し、厚さ約 1-2 m, 中粒サイズの部分と細粒サイズの部分とが互層状を呈する。構成粒子は火山ガラス片を主体とし、高温型石英が II - V の火山灰層に比べて多く含まれる。重鉱物としては、斜方輝石、単斜輝石及び角閃石が少量含まれる。

有ヶ谷 II (B28) は、有ヶ谷 I の約 80 m 上位にあり、厚さ約 80 cm, 中粒 - 細粒である。構成粒子としては火山ガラス片と長石を主体とし、ごく少量の角閃石を伴う。

有ヶ谷 III (B29) は、有ヶ谷 II の約 25 m 上位にあり、厚さ約 60 cm, 中粒 - 細粒の火山灰からなる。構成粒子としては火山ガラス片が多く、少量含まれる重鉱物は角閃石を主とする。

有ヶ谷 IV (B30) は、有ヶ谷 III の約 25 m 上位にあり、厚さ約 1 m, 粗粒 - 中粒の火山灰からなる。構成粒子は火山ガラス片を主とし、重鉱物はほとんど含まれない。

有ヶ谷 V (B31) は、有ヶ谷 IV の約 20-30 m 上位にあり、厚さ約 1.5 m, 粗粒部と中粒 - 細粒部との互層状火山灰からなる。粗粒部 (特に二次堆積部) には細かいラミナが発達する。また、火山灰層の中・上部には軽石粒が点在する。構成粒子は火山ガラス片が比較的多く、少量含まれる重鉱物は角閃石が多い。

(7) 下組火山灰層 (Sg) (水野ほか, 1987)

模式地：小笠町棚草 (試料 B34 採取地点) から下組にかけての地域。

挟在層準及び分布：有ヶ谷 V 火山灰層の約 200-250 m 上位の堀之内互層中に挟在し、模式地から稲田、新野西を経て南山丘陵東部の門屋まで連続して分布する。

岩石学的特徴：厚さ約 0.5-3 m, 最下部 10 cm 程度は細粒、その上に厚さ約 40 cm の砂質の部分为重なり、上部の 0.5-2.5 m は細粒シルト質である。構成粒子は火山ガラス片を主体とし、少量含まれる重鉱物は角閃石と黒雲母を主とする。

(8) 上組火山灰層 (Kg) (水野ほか, 1987)

模式地：浜岡町新野字上組から小笠町棚草 (試料 B36 採取地点) にかけての地域。

挟在層準及び分布：下組火山灰層の約 30-50 m 上位の堀之内互層中に挟在し、小笠町下平川から南山丘陵東部にかけて連続して分布する。

岩石学的特徴：厚さ約 2-4 m, 粗粒部と中粒 - 細粒部とが互層状をなし、粗粒部には細かい軽石粒及び重鉱物が点在する。構成粒子は長石を主体とし、火山ガラス片と重鉱物が少量含まれる。重鉱物では角閃石が多く、斜方輝石及び単斜輝石を伴う。

(9) 白岩火山灰層 (Sh) (横山, 1928)

模式地：菊川町白岩付近 (「掛川」地域中部)。

挟在層準及び分布：上組火山灰層の約 60-100 m 上位の堀之内互層中に挟在し、掛川市西部から南山丘陵東部まで連続して分布する。

岩石学的特徴：厚さ約 10-15 m, 粗粒-細粒で、最下部に厚さ 5-30 cm のやや固結した砂質塊状の部分がある。その上位 10 m 程度は粗粒部と中粒-細粒部との互層からなる。構成粒子は、全体として火山ガラス片と長石が主体で、重鉱物が少量含まれる。重鉱物の中では角閃石が最も多く、他に黒雲母、斜方輝石、単斜輝石が少量含まれる。

(10) 坊之谷火山灰層 (Bo) (水野ほか, 1987)

模式地：小笠町坊之谷南東 (試料 C34 採取地点)。

挟在層準及び分布：白岩火山灰層の約 130 m 上位の堀之内互層中に挟在し、坊之谷付近から浜岡町門屋西方にかけて追跡される。

岩石学的特徴：厚さ 10-15 cm, 中粒-粗粒火山灰からなる。構成粒子としては火山ガラス片が比較的多く、斜方輝石及び単斜輝石を主とする重鉱物を少量含む。

(11) 五百済火山灰層 (Io) (千谷, 1926)

模式地：掛川市上内田字五百済付近 (「掛川」地域西部)。

挟在層準及び分布：南山丘陵付近では白岩火山灰層の約 200 m 上位の堀之内互層中に挟在する。また、菊池・堤 (1961) のボーリング資料によると、坊之谷の北西約 7 km の大東町小貫 (「掛川」地域西部) では、両火山灰層の層位間隔は約 450 m に拡大する。掛川市西部から南山丘陵まで連続して分布する。

岩石学的特徴：厚さ 10 m 前後、粗粒-細粒で、粗粒部と中粒-細粒部との互層からなる。粗粒部には粒径 2 cm 以下の軽石が点在することが多い。構成粒子は火山ガラス片が多く、重鉱物は少量で角閃石を主体とするが、黒雲母や斜方輝石も比較的多い。

III. 4. 2 テフロゾーン

相良層群及び掛川層群下部に挟在する多数の火山灰層は、それらの岩石学的特徴によって、幾つかのユニット (テフロゾーン) に区分することが可能である。特に、各火山灰層の厚さ、火山ガラス片の含有量、重鉱物組成等には、岩相層序における累層程度のオーダーで明瞭な違いが認められる。このような違いに基づいて、相良層群及び五百済火山灰層より下位の掛川層群は 5 つのテフロゾーンに区分される (水野ほか, 1987)。これらのテフロゾーンを下位から TO-1, TO-2, TO-3, TO-4 及び TO-5 と呼ぶ。なお、TO-3 ゾーンは、更に下部の A と上部の B からなる 2 つのサブゾーンに区分される。各テフロゾーンの範囲を第 9 図に示す。また、各ゾーンの主要な特徴を第 5 表に示す。

以下に、水野ほか (1987) に基づいて、各テフロゾーンの特徴を記載する。

(1) TO-1 ゾーン

地頭方互層の上部に相当し、その下限は明らかでない。女神背斜付近ではその存在は不明である。本ゾーンは新庄火山灰層によって特徴付けられ、同火山灰層が 1-3 m 程度の比較的厚い火山灰層であり、重鉱物が主として斜方輝石と単斜輝石からなる点で、上位の TO-2 ゾーンと大きく異なる。

第5表 各テフロゾーンの特徴
水野ほか(1987)の第2表を一部修正

テフロゾーン	火山灰層の厚さ	変質度	ガラス片と結晶粒との量比に基づく特徴	重鉱物に基づく特徴		
				輝石	角閃石	燐灰石
TO-5	厚い火山灰層を多く挟む	比較的新鮮	様々なタイプあり	輝石に富む火山灰層比較的多い	へき開の発達した角閃石をほとんど含まない	
TO-4			ガラス質火山灰層比較的多い	輝石を含む火山灰層少ない	へき開の発達した角閃石を含む火山灰層比較的多い	
TO-3	B 薄い火山灰層がほとんど		結晶質火山灰層多い	輝石に富む火山灰層多い		
	A					
TO-2		変質している火山灰層多い	ガラス質火山灰層比較的多い	輝石を含む火山灰層ほとんどない		
TO-1	厚い火山灰層			輝石を主とする火山灰層		

(2) TO-2 ゾーン

地頭方背斜の両翼では須々木泥岩層及び相良互層の層準に相当する。また、女神背斜の東翼では蛭ヶ谷互層上部、横船泥岩層及び相良互層の層準に相当し、同西翼では蛭ヶ谷互層上部及び大寄泥岩層の下部に当たる。女神背斜付近では本ゾーンの下限は明らかでない。

本ゾーン中の火山灰層は、一般に厚さ10cm以下の薄いものが多く、重鉱物として黒雲母又は角閃石を主体とするか、重鉱物をほとんど含まないものからなる。輝石類を主体とする火山灰層はG7を除いて観察されない。

(3) TO-3 ゾーン

本ゾーンは、比木向斜の両翼では大兼泥岩層の層準に相当し、女神背斜の西翼部では大寄泥岩層の中-上部に当たる。また、地頭方背斜の東翼では、御前崎互層の層準に相当する。

本ゾーンは薄い結晶質火山灰層を多数挟むことで特徴付けられる。また、指先で容易につぶれる軽石がシルト中に散在するタイプの火山灰層が挟まれていることも本ゾーンの特徴である。本ゾーン中の火山灰層はほとんどのものが厚さ30cm以下であるが、御前崎互層中には50cm以上の厚さの火山灰層が数枚挟在する。

本ゾーンは、主として火山灰層を構成する粒子の違いによって、下半部のTO-3Aサブゾーンと上半部のTO-3Bサブゾーンとに二分される。

TO-3Aサブゾーンは、粗粒で重鉱物を比較的多く含む結晶質火山灰層を挟有することで特徴付けられる。これらの結晶質火山灰層には、重鉱物が主として斜方輝石と単斜輝石からなるタイプと主として角閃石からなるタイプとがある。

これに対して、**TO-3Bサブゾーン**では、自形度の高い長石粒を主体とし、重鉱物として不透明鉱物

及び燐灰石を多く含む薄い細粒結晶質火山灰層が多数見られる。このタイプの火山灰層は、他の層準ではほとんど観察されない。発泡がよく、容易につぶれる軽石が点在するタイプの火山灰層は、TO-3A, TO-3B 両サブゾーンを通して散見されるが、TO-3 ゾーン以外ではほとんど見られない。

(4) T0-4 ゾーン

本ゾーンは、比木互層の全体並びに堀之内互層の基底から有ヶ谷 I 火山灰層の約100m 下位までの層準に相当する。

本ゾーンには、ガラス質で重鉱物の含有量が極めて少ない火山灰層が多い。また、重鉱物組成において輝石類が卓越するものは少ない。このような特徴はTO-2 ゾーンと類似する。本ゾーンには厚さ50-100cm 程度の火山灰層が数枚見られる。

(5) T0-5 ゾーン

本ゾーンは、有ヶ谷火山灰層の約100m 下位から少なくとも五百済火山灰層までの堀之内互層の層準に相当する。

本ゾーンには層厚、火山ガラスと結晶粒との量比及び重鉱物組成の点で、様々なタイプの火山灰層が混在する。すなわち、厚さについては10m 以上のものから数cm のものまで、構成粒子については火山ガラス片を主とするものから結晶粒主体のものまであり、更に重鉱物組成においても、黒雲母主体、角閃石主体、輝石主体等の様々なタイプがある。本ゾーンには厚さ1m 以上の火山灰層が10枚ほど存在し、厚い火山灰層の頻度は他のゾーンに比べて高い。また、赤褐色の黒雲母及び緑褐色・濃緑色・赤褐色等の角閃石を含む火山灰層(有ヶ谷V, 下組, 白岩, 五百済等)は、本ゾーンに特徴的に含まれ、他のゾーンではほとんど認められない。

III. 4. 3 火山灰層のフィッシュントラック年代

掛川層群に挟在する火山灰層のフィッシュントラック年代測定は、西村(1975, 1977), 笹島ほか(1978), NISHIMURA (1981) によって行われており、これらの結果はSHIBATA *et al.* (1984) にまとめられている。相良層群に挟在する火山灰層については、従来フィッシュントラック年代測定の報告がない。本研究では、堀之内互層下部に挟在する有ヶ谷IV火山灰層(B30)と比木向斜東翼部の相良互層下部に挟在する火山灰層(F7)のフィッシュントラック年代測定を実施した。

第6表にこれらの研究による6枚の火山灰層のフィッシュントラック年代値を示す。また、付表A-2に本研究で測定した2枚の火山灰層の各種測定値を示す。測定方法はgrain by grain法及び外部ディテクター法である。これらのフィッシュントラック年代値は、後述する浮遊性有孔虫生層序から推定される相良層群及び掛川層群の堆積年代と概ね整合的である(第20図及び第6表)。

III. 5 古地磁気層序

掛川層群の古地磁気層序は、YOSHIDA and NIITSUMA (1976) により報告されている。それによると、堀之内互層最下部から有ヶ谷V火山灰層挟在層準にかけては正帯磁、同層準から堀之内互層最上部の細谷火山灰層挟在層準までは逆帯磁である。また、同火山灰層挟在層準から土方泥層下部にかけて短い正帯

第6表 火山灰層序(テフロゾーン, 鍵火山灰層, フィッシュントラック年代値)と岩相層序及び浮遊性有孔虫生層序との関係

水野ほか(1987)による。5つのフィッシュントラック年代値のうち, *印を付した3つは SHIBATA *et al.* (1984)による。有孔虫生層序は IBARAKI (1986), UJIE and HARIU (1975), 加藤(1973), 尾田(1971)及び本研究の結果に基づく

岩相層序区分		テフロゾーン	主な鍵火山灰層	F.T.年代値(Ma)	浮遊性有孔虫化石帯
女神背斜周辺	地頭方背斜周辺				
堀之内互層		TO-5	— 五百済 — 白岩 — 有ヶ谷	2.3±0.5*(五百済) 2.5±0.2 (有ヶ谷IV) 3.2±0.6*(有ヶ谷I)	N. 21
	比木互層	TO-4	— 蛭ヶ谷	4.1±0.2*(蛭ヶ谷)	N. 19
大寄泥岩層中~上部	大兼泥岩層及び御前崎互層	TO-3	B	— 三間	N. 18
			A		?
大寄泥岩層下部及び横船泥岩層	相良互層	TO-2	— 笠名	5.8±0.5 (F7)	N. 17
	須々木泥岩層				?
蛭ヶ谷互層					N. 16
菅ヶ谷互層	地頭方互層	TO-1	— 新庄		?
		---			N. 15以下?

磁ゾーンがあり, 土方泥層中-上部は再び逆帯磁となっている(第20図)。

YOSHIDA and NITSUMA (1976) は, 堀之内互層下部の正帯磁ゾーンをガウス正磁極期(約330-240万年前)に, また, 細谷火山灰層挟在層準の短い正帯磁ゾーンをオールドバイ(Olduvai) イベント(約190-170万年前)に対応するものとしている。このような対比は, 火山灰層のフィッシュントラック年代値及び浮遊性有孔虫生層序による掛川層群の堆積年代とよく合致する(第20図)。

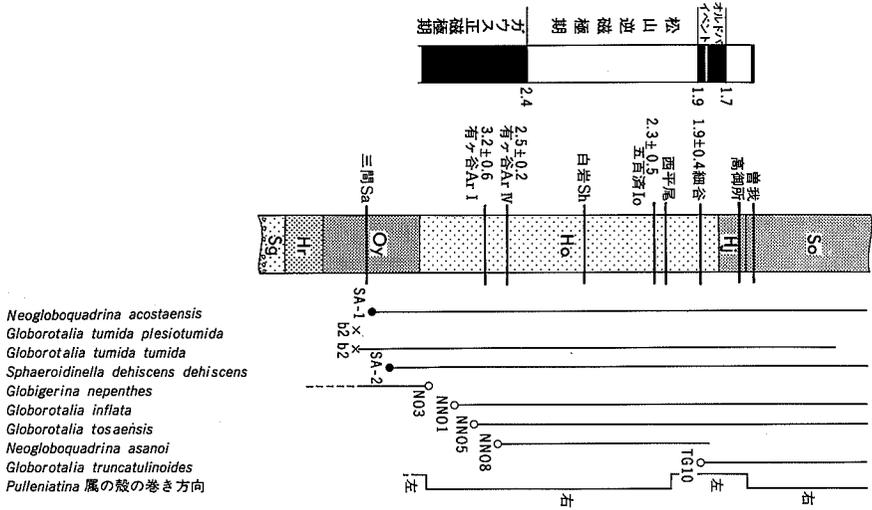
一方, 相良層群の古地磁気層序については, 土・茨木(1979)に, YOSHIDA and NITSUMA (1976)からの引用として, 相良町新田西方の試料採取ルート(UjIE and HARIU, 1975の有孔虫試料採取ルートに同じ)と同層群の帯磁方向が図示されている(実際にはこれらのデータは吉田らの報告には示されていない)。これによると, 本報告の大寄泥岩層中-下部に相当する部分は, 大部分が正帯磁とされている。また, 同層上部に相当する部分では, その下部と最上部に逆帯磁部が存在し, 中間に正帯磁部を挟むとされている。

III. 6 浮遊性有孔虫生層序

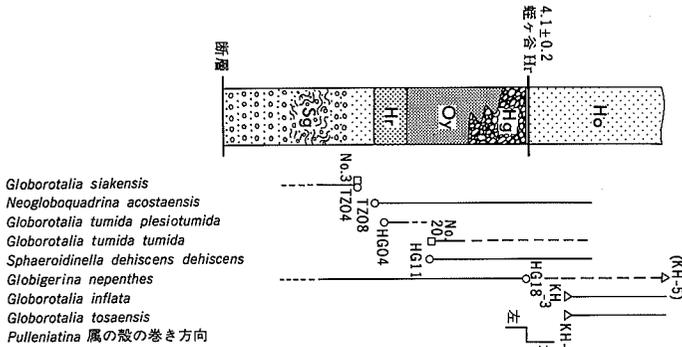
浮遊性有孔虫化石による相良層群及び掛川層群の生層序学的研究は, SAWAI (1962), SAITO (1963), 尾田(1971), 両角(1972), 加藤(1973), UjIE and HARIU (1975), IBARAKI and TSUCHI (1976), 茨木(1986), IBARAKI (1986)等によって行われている。これらの研究は, 尾田(1971)を除いて, 主として女神背斜西翼部を対象としたものである。また, 尾田(1971)は, 主として女神背斜東翼部の相良層群を対象として

女神背斜西翼南部

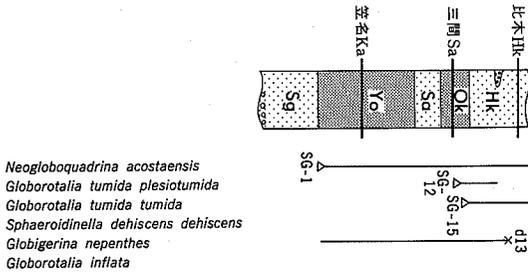
主要火山灰層
及びフィッシュントラック
年代(百万年前)



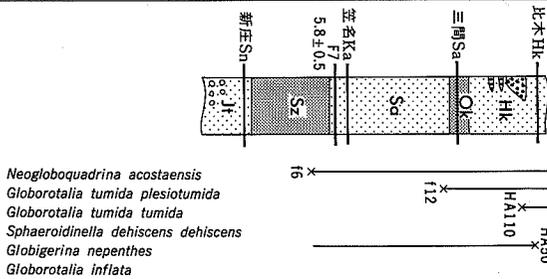
女神背斜西翼中部



女神背斜東翼
(比木向斜西翼)



地頭方背斜西翼
(比木向斜東翼)



第20図 相良層群及び掛川層群における主要浮遊性有孔虫化石の出現範囲と古地磁気層序及び主要鍵火山灰層との関係。各浮遊性有孔虫種の初出現層又は最終出現層は、IBARAKI (1986) (○), 加藤 (1973) (●), UJIE and HARIU (1975) (□), 尾田 (1971) (△) 及び本研究 (×) による。また、Pulleniatina 属の殻の巻き方向の変化は茨木 (1986) による。古地磁気層序は YOSHIDA and NIITSUMA (1976) による。火山灰層のフィッシュントラック年代については第6表参照。岩相区分の様子は第9図に同じ。また、岩相層序区分の略号は、So: 管我泥層, Ht: 土方泥層, その他は第9図に同じ。

火山灰層序上の本種の見かけ初出層準は、同背斜西翼部に比べてかなり上位に位置する。

Globorotalia tumida tumida (その出現がN. 18の基底とされる)は、女神背斜西翼部における UJIE and HARIU (1975), 加藤 (1973) 及び本研究の結果によると、大寄泥岩層中部以上の試料に含まれる。特に、新野付近では三間火山灰層の約 50 m 下位の試料 (b2) 及び直上の試料 (加藤, 1973 の SA-1) に認められる。また、女神背斜東翼部では、三間火山灰層よりやや上位の大寄泥岩層上部の試料 (尾田, 1971 の SG-15) に初めて認められる。

Sphaeroidinella dehiscens dehiscens (その出現がN. 19の基底とされる)は、UJIE and HARIU (1975), 加藤 (1973) 及び IBARAKI (1986) のデータによると、女神背斜西翼部では大寄泥岩層中部以上の試料から発見されている。女神背斜以東の地域において採取された試料からは、これまでのところ見いだされていない。

Globigerina nepenthes は、IBARAKI (1986) によると萩間礫岩層最上部で消滅するとされている。しかし、尾田 (1971) のデータによると、有ヶ谷 I 火山灰層より下位の堀之内互層下部の試料 (原著の KH-5) にも認められる。また、比木向斜付近では、尾田 (1971) 及び本研究のデータによると、少なくとも比木互層上部の比木火山灰層付近の層準までは出現する。

Globorotalia inflata は、IBARAKI (1986) 及び尾田 (1971) のデータによると、有ヶ谷 I 火山灰層より下位の堀之内互層下部から初めて出現する。比木互層からはこれまでのところ発見されていない。

Globorotalia tosaensis (その出現がN. 21の基底とされる)は、IBARAKI (1986) のデータによると、有ヶ谷 I 火山灰層の約 100 m 下位の堀之内互層下部の試料 (原著の NN05) に初めて出現する。この層準は、ほぼ火山灰層序における TO-4 ゾーンと TO-5 ゾーンとの境界に一致する。

また、***Pulleniatina*** 属の殻の巻き方向が左から右へ急変する層準は、IBARAKI (1986) 及び茨木 (1986) のデータによると、少なくとも相良町石原田以南の地域については、本研究による大寄泥岩層及び萩間礫岩層と堀之内互層との境界、並びに TO-3 ゾーンと TO-4 ゾーンとの境界にほぼ一致する。なお、女神背斜以東の地域ではこの層準は不明である。

III. 7 化石

「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群及び掛川層群下部からは、単軸海綿に属するとされるサガリテス (*Sagarites chitani*)、石灰質ナンノプランクトン、底生有孔虫並びに前節で述べた浮遊性有孔虫等の微化石を産するが、大型化石の産出は極めて少ない。石灰質ナンノプランクトン化石は尾田 (1971), 加藤 (1972) 及び NISHIDA (1976) 等により、また、底生有孔虫化石は菊池・堤 (1961), AOSHIMA (1978), SHARMA and TAKAYANAGI (1982) 等により報告されている。一方、大型化石の産出報告としては、これまでに次のような貝化石についての報告がある。

相良町土沢付近の菅ヶ谷互層からは、尾田 (1971) により *Glycymeris* sp., *Tectonatica janthostomoides* 等の貝化石が報告されている (第 8 表)。また、蛭ヶ谷付近の大寄泥岩層上部に挟まれる石灰質礫岩からは、YOKOYAMA (1926) により *Amussiopecten praesignis*, *Pleurotoma subdeclivis*, *Glycymeris nipponica*, *Crassostrea* sp. 等 16 種の貝化石が発見されている (同表)。更に、相良町石原田付近の萩間礫岩層からは、尾田 (1971)

第8表 「御前崎」地域及び「掛川」地域東部に分布する相良層群及び掛川層群下部から産出する貝化石

掛川層群堀之内互層		
<i>Neilonella coix</i>	(産地不詳)	(TSUCHI, 1961 a)
相良層群		
萩間礫岩層		
<i>Glycymeris</i> sp.		
<i>Buccinum</i> sp.	(相良町石原田)	(尾田, 1971)
<i>Conus</i> sp.		
<i>Neptunea</i> sp.		
<i>Amussiopecten iitomiensis</i>	(相良町蛭ヶ谷)	(土, 茨木, 1979)
<i>A. praesignis</i>		
<i>Narona nodulifera</i>		
<i>Lyria</i> cf. <i>mizuhonica</i>	(産地不詳)	(TSUCHI, 1961 a)
<i>Siphonalia</i> cf. <i>declivis</i>		
<i>Venus foveolata yokoyamai</i>		
大寄泥岩層上部		
<i>Melongena miranda</i>	<i>Crassatellites pauxillus</i>	
<i>Urosalpinx birileffi</i>	<i>Venericardia panda</i>	
<i>Valuta hirugayensis</i>	<i>Cardium ? egregium</i>	
<i>Pleurotoma subdeclivis</i>	<i>Chione casinaeformis</i>	
<i>Conus</i> sp.	<i>Venus ozawai</i>	(相良町蛭ヶ谷) (YOKOYAMA, 1926)
<i>Glycymeris nipponica</i>	<i>Meretrix chinensis</i>	
<i>G. vestita</i>	<i>Clementia iizukai</i>	
<i>Crassostrea gigas</i>		
<i>Amussiopecten praesignis</i>		
相良互層		
<i>Amussiopecten iitomiensis</i>	(棒原町御馬ヶ谷)	(土編, 1973-1974)
<i>Chlamys miurensis</i>		
菅ヶ谷互層		
<i>Glycymeris</i> sp.		
<i>Limopsis</i> sp.		
<i>Venericardia</i> sp.	(相良町土沢)	(尾田, 1971)
<i>Tectonatica janthostomoides</i>		
<i>Mitra</i> sp.		
<i>Siphonalia</i> sp.		
<i>Fulgoraria</i> sp.		
<i>Amussiopecten iitomiensis</i>	(相良町土沢)	(土, 茨木, 1979)
菅ヶ谷互層-萩間礫岩層		
<i>Pectunculina</i> cf. <i>oblonga</i>		
<i>Venericardia</i> cf. <i>crenulicostata</i>		
<i>Spondylus</i> cf. <i>anacanthus</i>		
<i>Oxyperas</i> cf. <i>aspersa</i>		
<i>Glycymeris</i> cf. <i>rotunda</i>	(産地, 産出層準不詳)	(TSUCHI, 1961 a)
<i>G. albolineata nakamurai</i>		
<i>Crassatellites</i> cf. <i>tsumaensis</i>		
<i>Mercenaria chitaniana</i>		
<i>Dentalium yokoyamai</i>		

によって *Buccinum* sp., *Conus* sp., *Neptunea* sp. 等の貝化石が報告されている。一方, Tsuchi (1961a) は, 個々の化石の産地は明記していないが, 本層群中から *Pectunculina* cf. *oblonga*, *Amussiopecten iitomiensis* 等を報告している (同表)。土編 (1973-1974) 及び土・茨木 (1979) によると, このうち, *Amussiopecten iitomiensis* は, 榛原町御馬ヶ谷, 相良町土沢及び蛭ヶ谷から産出し, その産出層準は菅ヶ谷互層から萩間礫岩層最下部にわたるとされている。また, 萩間礫岩層最下部から *Amussiopecten praesignis* を報告している。これらの相良層群産貝化石の中では, 水深 200 m 以浅の大陸棚上に生息する種・属が多く, 水深 30 m 以浅の上部浅海に生息する属 (*Crassostrea*, *Meretrix* 等) も含まれる。貝化石によって示される環境は, 次項で述べる底生有孔虫から推定される相良層群の堆積環境 (水深 200-1,000 m の中-上部半深海) に比べてかなり浅い。貝化石の多くが礫岩中から産することを考慮すると, 同化石の一部 (特に, *Crassostrea* 等 上部浅海のもの) は, 二次的に堆積したものである可能性が高い。

一方, 掛川層群堀之内互層からは, Tsuchi (1961a) により, その現生種が大陸斜面上に生息する *Neilonella coix* が報告されている (産地の明記はない)。

III. 8 堆積環境

相良層群及び掛川層群の堆積環境については, 既に 1950 年代に横山次郎によって優れた研究が公表されている。

MAKIYAMA (1954) は, 相良層群及び掛川層群を一つの堆積盆地を埋積した一連の堆積体であるという点から捉え, 両層群を構成する地層全体を *Sagara-Kakegawa Nepton* と呼んだ。そして, 岩相, 化石, 堆積構造等に基づき, これを西部の *shelf partial nepton* (大日砂層等のほぼ掛川市街地以西に分布する地層) と東部の *trough partial nepton* (堀之内互層及び相良層群) に区分した。横山 (1950) 及び横山ほか (1975) は, これら二つの *partial nepton* の堆積環境を, 各々, 現在の遠州灘海域及び駿河湾域に比定している。

その後, Tsuchi (1961a) は, このような横山の考えを更に発展させている。これによると, 相良層群堆積時には堆積盆地の中心は南東部の相良-地頭方地域にあり, 同層群堆積時の後期には堆積域が北西へ拡大し, 現在の掛川市満水付近にまで達した。その後, 相良堆積盆地の中心部より西方に菊川堆積盆地が形成され, そこに堀之内互層が厚く堆積するとともに, 相良堆積盆地中-東部に厚く堆積した地層は女神背斜及び地頭方背斜を形成しながら隆起し始めた。更に, 掛川層群上部の堆積時には, 北西方の安定基盤上まで堆積域が広がり, そこに横山の *shelf partial nepton* に相当する地層が堆積したとしている。また, 掛川層群最上部を除いて, 両層群から産出する貝化石群集の中には, 現在台湾以南に生息する熱帯要素が多いことから, 当時の海水温は現在のそれよりも高かったと推定している。

このような考え方は, 以下に述べるその後行われた様々な研究の結果からも支持できる。

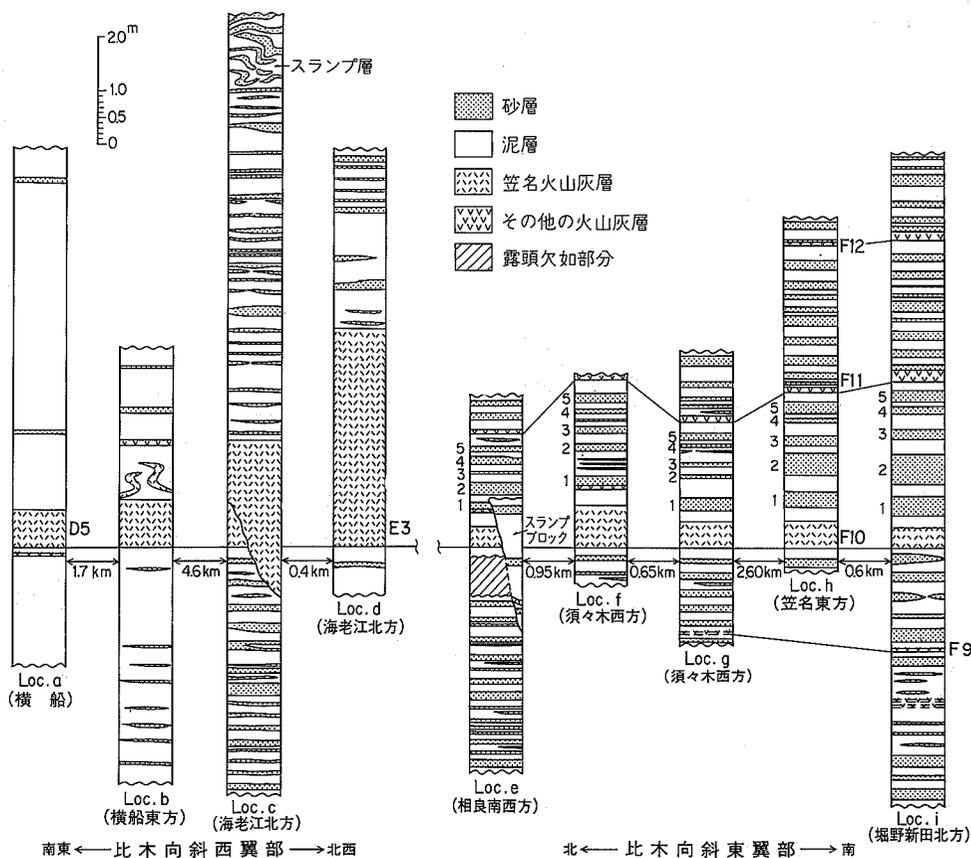
AOSHIMA (1978) は, 底生有孔虫化石の群集解析結果等から, 堀之内互層上部及びその上位の土方泥層中-下部の堆積深度を 400-600 m, また, その当時の西方陸棚域の堆積物 (大日砂層) の堆積深度を約 100 m と推定している。SHARMA and TAKAYANAGI (1982) は, ほぼ同様の方法を用いて相良層群及び掛川層群の堆積深度を推定している。それによると, 横船泥岩層の堆積環境は上部半深海 (水深 200-600 m) の下部,

相良互層，大兼泥岩層，比木互層及び大寄泥岩層上部のそれは中部半深海（同 600-1,000 m）の上部とされている。また，堀之内互層（「掛川」地域中部の菊川付近に分布するもの）の最下部が堆積した時期には，堆積環境が一旦上部半深海の上部まで浅くなり，その後急激に上部半深海の下部まで深くなった。このような環境は土方泥層下部の堆積期まで継続し，その後浅化に転じたと推定している。更に，MAKINO and SEKI (1984) も底生有孔虫化石に基づき，堀之内互層の堆積深度を 400-500m と推定している。

また，CHINZEI and AOSHIMA (1976) は，有孔虫及び貝化石の酸素同位体比測定結果等から，堀之内互層最上部及び土方泥層堆積時の古海水温とその深さによる変化は，現在の遠州灘とほぼ同様であったと推定している。

更に，牧野ほか (1979) 及び牧野・椎名 (1983) は，砂岩泥岩互層の内部堆積構造から，堀之内互層を“沖合型”の砂泥互層（“distal turbidite”）と考え，その堆積場を堆積盆底から下部扇状地にかけての海域とみなしている。

本研究では，相良層群中部の笠名火山灰層挟在層準における岩相変化を追跡し，当時の堆積環境（古地理）を推定した。

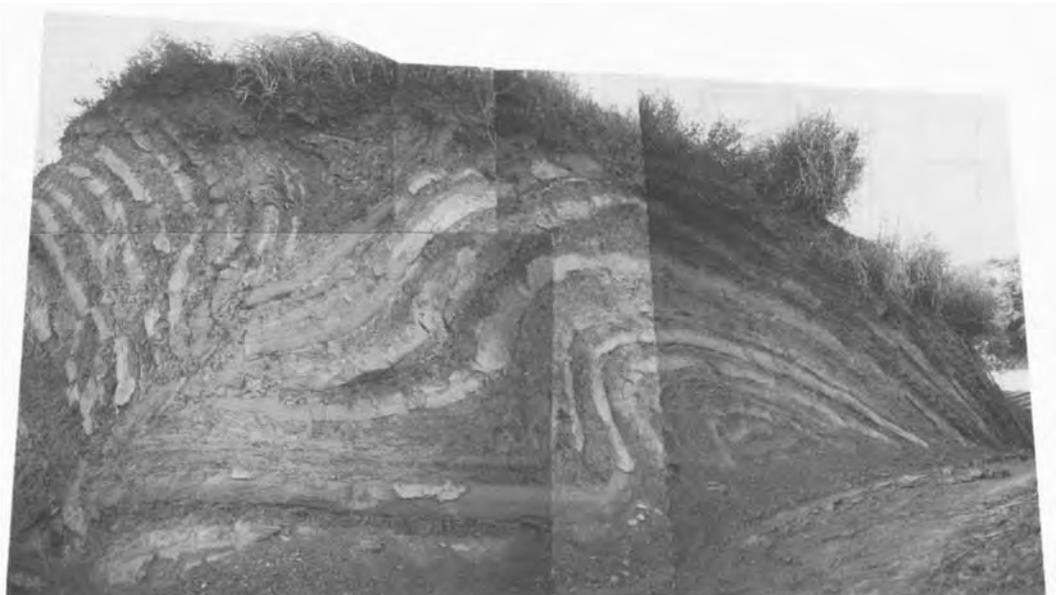


第21図 笠名火山灰層挟在層準の柱状図

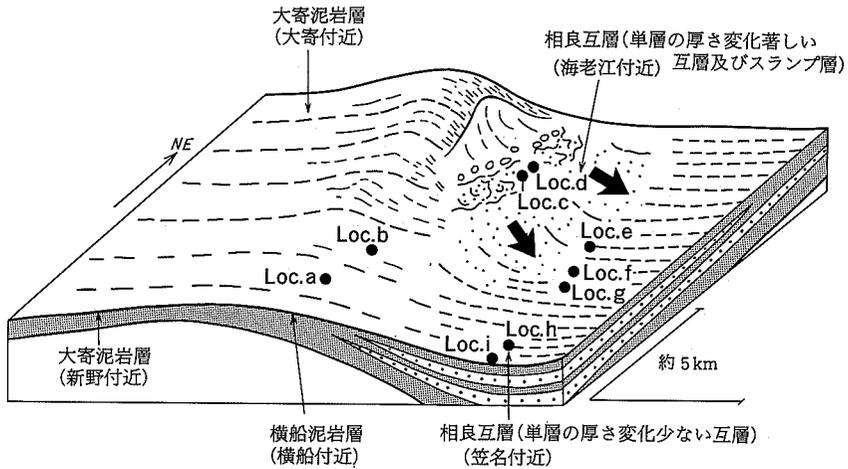
水野ほか(1987)による。Loc. a - Loc. i の位置は第 8 図及び付図 A-1 参照

笠名火山灰層は既述のように、比木向斜東翼部及び西翼北部に分布する相良互層、並びに同向斜西翼南部に分布する横船泥岩層に挟まれる。第21図に笠名火山灰層及びその上下の地層が連続して観察されるLoc. a-i各地点における露頭柱状図を示す。この図から明らかのように、比木向斜の東翼部(Loc. e-i)では、笠名火山灰層とその上位の火山灰層(F11)との間に厚さ10cm以上の砂岩層が5枚存在し(第15図で1-5の番号を付したもの)、少なくとも約5kmにわたって追跡される。これらの砂岩層には明瞭な級化層理が発達し(第16図)、Loc. eのno. 4砂岩層を除いて露頭における著しい層厚の変化は認められない。一方、比木向斜西翼北部(Loc. c及びd)では、笠名火山灰層挟在層準は泥がちの砂岩泥岩互層からなり、互層中の砂岩層は側方への層厚変化が著しく、単一の露頭において薄化消失するものも少なくない。また、東翼部に分布する砂岩層に比べて一般に淘汰が悪く、泥質基質に富んでいる。更に、厚さが20cmを超える砂岩層中にはしばしば貝殻片が含まれ、基底部には細礫-極粗砂からなる部分を伴う。また、同向斜西翼南部(Loc. a及びb)では、笠名火山灰層の上下の層準は、まれに砂岩層を挟み砂サイズの粒子を比較的多く含む泥層からなる。比木向斜の東西両翼北部(Loc. c-f付近)では、笠名火山灰層の約5-100m上位の層準にスランプ褶曲層を主とするスランプ堆積層が挟在し、スランプ褶曲の多くは東-南東方向へ倒れている(第22図)。

以上のような笠名火山灰層挟在層準の層相変化から、同火山灰層堆積直後の相良層群の堆積環境を推定した(第23図)。同図に模式的に示したように、現在の比木向斜東翼部-地頭方付近には相対的な窪地が存在し、そこに乱泥流が流れ込み、Loc. e-iに見られるような連続性のよい砂層(タービダイト)が堆積した。また、比木向斜の西翼北部には、このような相対的窪地に向かって比較的大きな勾配で傾き下る斜面が存在し、この部分にはLoc. c及びd等に見られるような、分布域の狭い局所的なタービダイトやスランプ堆積物が堆積した。一方、比木向斜西翼南部から女神背斜西翼部にかけての地域には、そ



第22図 笠名火山灰層の約35m上位に見られるスランプ褶曲層
(第8図Loc. e) 写真左側方南東



第23図 笠名火山灰層堆積直後における相良層群の堆積環境(古地理図)
水野ほか(1987)による。矢印は相対的窪地の西側斜面からの局所的な乱泥流を示す

の当時、大規模な乱泥流が流れ込むような大きな沈降部や急傾斜の斜面は存在せず、全体として起伏の少ない海底が広がっていた。

III. 9 地質構造

III. 9. 1 相良層群の地質構造

「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群には、西から女神背斜、比木向斜及び地頭方背斜からなる北東-南西を軸方向とする顕著な褶曲構造が発達する(第8図)。一方、同層群の構造を大きく規制するような断層は存在しない。

女神背斜は、相良町女神付近から菅ヶ谷、岩地を経て浜岡町黒田付近まで北東-南西方向に追跡される。黒田より南の地域では、相良層群の分布が散点的になるため不確実な点が多いが、浜岡町池新田付近を通り遠州灘に達すると推定される。また、女神から牝東へは、榛原町小仁田、谷田を経て同町御馬ヶ谷付近まで追跡される(横山, 1961)。女神から池新田にかけての地域では、第8図に示した女神層、菅ヶ谷互層及び蛭ヶ谷互層の南西に閉じた分布形態から、背斜軸は南西にブランチすると考えられる。

比木向斜は相良町海老江付近から南西に追跡され、浜岡町比木及び浜岡原子力発電所敷地内を通って、遠州灘に達する。海老江から北東へは榛原町静波を経て吉田町神戸付近まで追跡される(Umii, 1962)。海老江から比木にかけての地域では、笠名火山灰層及び比木火山灰層のトレース並びに大兼泥岩層、比木互層の分布形態から、向斜軸は南西にブランチすると考えられる。一方、原子力発電所周辺では、比木互層の走向・傾斜から、北東にブランチすると推定される。

地頭方背斜は、相良町地頭方から御前崎町白浜へ北北東-南南西方向に追跡される。

女神背斜西翼部に分布する相良層群は一般に55-75°程度北西-西に傾斜するが、背斜軸の近傍では逆転して南東に傾斜するところもある。

女神背斜東翼部（比木向斜西翼部）に分布する相良層群は、背斜軸近傍に分布する菅ヶ谷互層及び蛭ヶ谷互層を除いて、一般に、同背斜西翼部に比べて傾斜が緩く、横船付近で30-50°程度、より南の地域では10-30°程度南東-東に傾斜する。背斜軸に近接する横船北方に分布する菅ヶ谷互層は、逆転して北西へ傾斜する。また、大兼付近では、Ume (1962) が指摘しているように、地層の傾斜が一旦ほぼ水平ないし10°以下の北西傾斜となり、再び南東傾斜となる。

地頭方背斜西翼部（比木向斜東翼部）に分布する相良層群は、同背斜軸近傍を除いて、20-45°程度西に傾斜する。背斜軸近傍に分布する地頭方互層は、部分的に逆転して東に傾斜する。また、相良町落居-笠名間には、笠名火山灰層のトレースに明瞭に示されているように、地層の走向が北西-南東となる部分がある。

地頭方背斜東翼部には、地質図及び第8図に示したように、御前崎先端までの間に三つの向斜と二つの背斜が存在する。これらの背斜及び向斜は、地層の定向・傾斜から判断すると、比較的翼の開いた形態を有し、最も東に位置する向斜の軸は北にプランジすると推定される。

このような相良層群の褶曲構造は、背斜軸部を境とするような岩相変化が認められないこと、及び比木向斜の軸部に掛川層群最下部に対比される比木互層が存在すること等から判断すると、Tsuchi (1961a) が指摘しているように主として相良層群堆積後に形成されたものと推定される。

地頭方背斜東翼部の地質構造は、上述のように短い波長の褶曲が発達する点で、同西翼部以西の地域の構造とは大きく異なる。また、後述するように、相良層群を覆う御前崎段丘堆積物には、地頭方背斜及びその東方の背斜と調和的な背斜状変形が認められる。したがって、これらの背斜は、第四紀後期まで成長を続けた活褶曲の疑いがある。なお、女神背斜及び比木向斜については、相良層群を覆う牧ノ原段丘堆積物にこれらと調和的な変形が認められないことから、更新世中期東以前にその成長を停止したと推定される。

III. 9. 2 掛川層群の地質構造

「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する掛川層群堀之内互層は、南山丘陵を取り囲むように北西ないし南西に傾斜する（第8図）。堀之内互層とその下位の犬寄泥岩層及び萩間礫岩層との間には構造的な不連続は認められない。また、同互層の構造を規制するような断層は存在しない。

堀之内互層では上位ほど（西方ほど）傾斜が緩くなる傾向が認められる。新野付近を例にとると、犬寄泥岩層直上では60°程度であるが、有ヶ谷V火山灰層挟在層準では40°前後となり、更に白岩火山灰層より上位の層準では20°以下となる。また、同互層では、同一層準を見た場合、南から北に向かって走向が北北東-南南西から南北を経て北西-南東に変化するとともに、次第に傾斜が緩くなる傾向が認められる。白岩火山灰層挟在層準を例にとると、南部の門屋西方では地層の走向・傾斜はN30°E, 40°NW前後であるが、新野西方ではN-S, 20°W程度となり、更に北の虚空蔵付近ではN45°W, 12°SW程度となる。

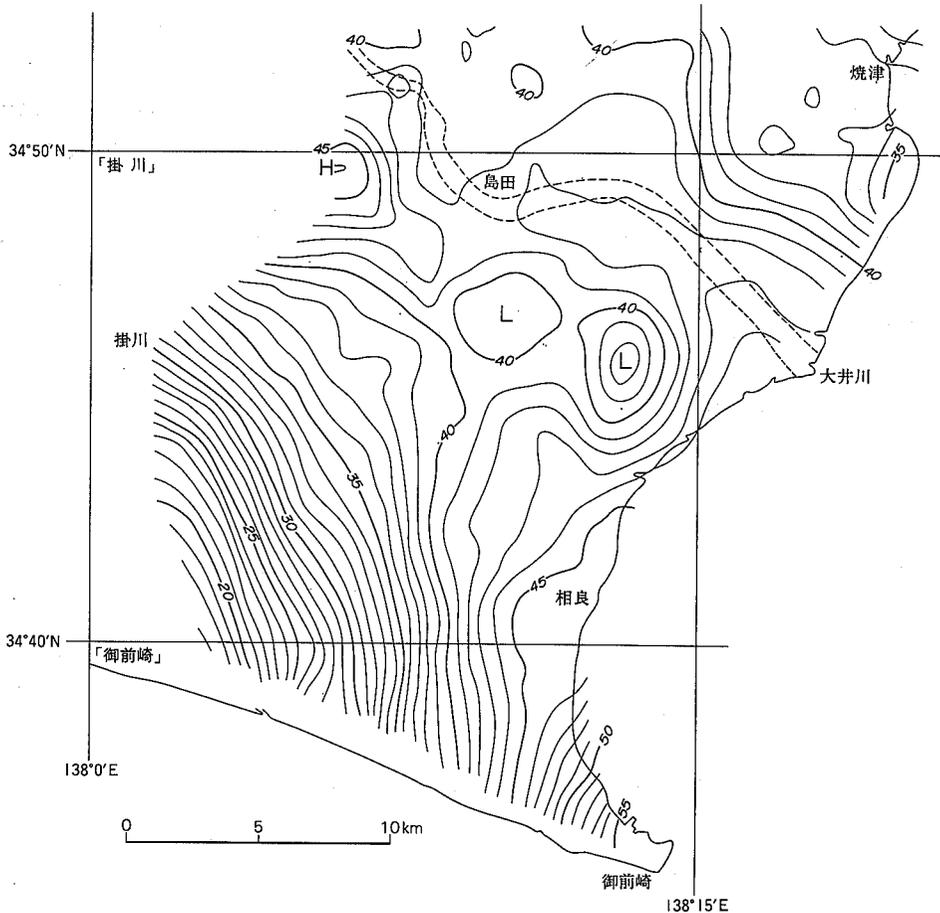
このような堀之内互層の走向・傾斜の変化は、北東-南西方向の女神背斜の形成・発達と掛川堆積盆（菊川堆積盆地）の南西方向への傾動とが重なりあったものと考えられる。なお、後述するように、堀之内互層に見られる走向・傾斜変化と同様の変化は、南山丘陵に分布する小笠層群にも認められ

る。このことから、上述した二つの構造運動は、小笠層群堆積時(更新世前期末-中期)、あるいはその後まで及んでいると推定される。

III. 9. 3 重力異常

「御前崎」地域の重力異常は、駒澤(1982)、猪間(1982)等によって報告されている。

第24図に駒澤(1982)による本地域周辺の重力異常(ブーゲー異常)を示す。同図によると、「御前崎」地域のブーゲー異常値は、下位の相良層群が露出する御前崎半島部で高く、より上位の掛川層群及び小笠層群が順次分布する西へ向かって減少している。また、等重力異常線の延びの方向は、御前崎半島部では北北東-南南西であるが、西へ行くに従い次第に南北、更に北北西-南南東となる。このような等重力異常線の延びの方向とその地域的な変化は、概ね相良層群及び掛川層群の走向及びその地域的な変化と一致し、掛川堆積盆の構造と調和的である。しかし、女神背斜及び地頭方背斜等の相良層群の褶曲構造に対応する重力異常構造は、少なくとも明瞭なかたちでは認められない。「掛川」地域東部には、相良付近



第24図 「御前崎」地域周辺のブーゲー異常
(単位：ミリガル) 駒澤(1982)による

から北西方向に延びる小規模な高重力異常域が存在し、その北側にはほぼ東西方向に並んだ二つの目玉状の低重力異常域が存在する。これらの重力異常構造は、相良層群及び掛川層群の地質構造とは対応せず、少なくとも大井川層群以下の基盤の構造を反映していると推定される。

IV. 小笠層群

IV. 1 研究史及び概要

小笠層群は、北隣「掛川」地域及びその西隣の「磐田」(旧「見付」)地域にまたがる小笠山丘陵に模式的に分布する厚い礫層で、最初、横山(1925)により小笠山礫岩として報告された。本層群の岩相層序学的及び堆積学的研究は、横山(1925, 1928, 1950, 1963等)、横山・坂本(1957)、千谷(1926, 1928-1929)、森下・中川(1949)、土(1960a)、Umé(1962)、黒田(1971)、石田ほか(1980)、武藤(1985, 1987)等によって行われている。また、小笠山丘陵の地形発達や第四紀地殻変動については渡辺(1930)、Tsuchi(1961b)、土(1968)等によって考察されている。更に、小笠層群の植物化石については土ほか(1967)及び黒田(1975)等の報告があり、古地磁気層序については石田ほか(1980)の研究が公表されている。小笠層群は研究者によって(また、同一研究者でも時期によって)、小笠山礫岩(層)、小笠山礫層、小笠礫層、小笠山蛮岩層等、幾つかの名称で呼ばれているが、本報告では横山・坂本(1957)及び武藤(1985, 1987)に従い、「小笠層群」の呼称を用いる。

小笠層群は模式地の小笠山丘陵のほか、その周辺の磐田原台地北部、可睡丘陵(いずれも「磐田」地域)及び「御前崎」地域の南山丘陵等に分布する。同層群は最大積算層厚400m以上に達すると推定される礫層から構成され、海成のシルト層及び砂層、並びに一部では淡水成のシルト層を挟む。その堆積環境は一般に扇状地デルタと考えられているが、同層群下部については海底チャネルの充填堆積物とする説も公表されている(武藤, 1985)。また、その堆積年代については、古地磁気層序の研究から更新世前-中期とされ(石田ほか, 1980)、*Metasequoia*等の植物化石によって大阪層群等との対比が試みられている(黒田, 1975; 石田ほか, 1980)。

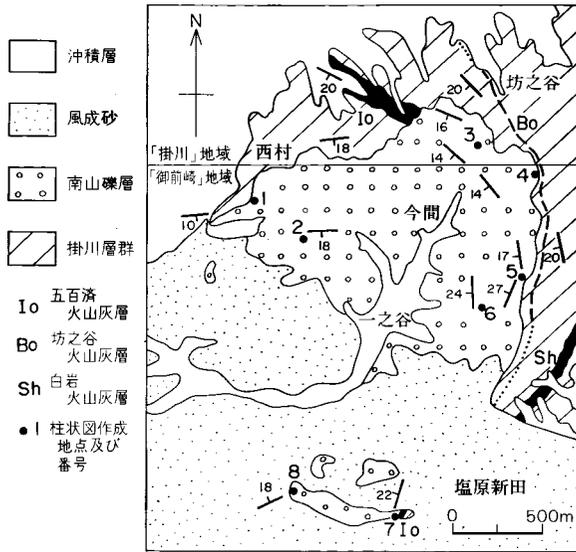
IV. 2 南山礫層

地層名: 横山(1963)及び武藤(1985)の南山礫層による。石田ほか(1980)の坊之谷累層及び一之谷累層を併せたものに相当する。

模式地: 小笠町今間付近。

分布: 南山丘陵の小笠町今間-河東付近及び浜岡町塩原新田西方。

層序関係: 下位の掛川層群堀之内互層を傾斜不整合に覆う。傾斜不整合に覆われる掛川層群の層準は、第25図に示したように坊之谷火山灰層の約10m上位から五百済火山灰層の約100m上位までにわたる。不整合面は一般に平坦であるが、一部ではUmé(1962)、石田ほか(1980)、武藤(1985)等が指摘しているように、下位の堀之内互層を谷状に深く削り込んでいるところもある(第27図)。



第25図 南山丘陵中-西部の地質概略図及び柱状図作成地点。

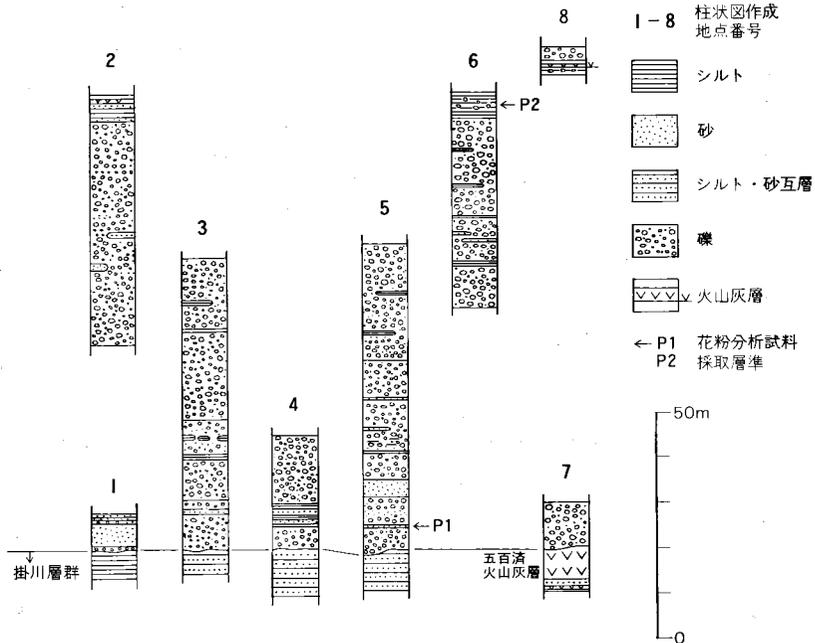
25 m 上方に挟まれる含礫シルト層には破片状の貝化石が散在する。

一方、同丘陵北部(今間北方)では、本層下部に厚さ4-10mのシルト層及び砂層が挟まれる。また、中-南部地域では、本層最上部に厚さ5m程度のシルト層及び砂層が挟まれる(第26図地点2, 6, 8の柱状図)。

層厚：約100m。

層相：中-大礫サイズの円礫及び亜円礫を主とする厚い礫層から構成され、海成と推定される砂層及びシルト層の挟みを伴う(第26, 28図)。礫層には一般にトラフ型の斜交層理が発達する。また、礫の岩種別頻度では砂岩礫が最も多く、頁岩礫がこれに次ぎ、このほかにチャート、花崗岩類等の礫も見られる。

南山丘陵東部(今間東方)では、10枚程度の厚さ1m以下のシルト層及び砂層(一部、レンズ状)が礫層中に挟まれる(第29図)。このうち、本層下部に挟まれる薄いシルト混じり砂層には、植物片が点在する。また、本層基底の約



第26図 南山礫層の地質柱状図 柱状図作成地点は第25図参照



第27図 掛川層群堀之内互層と南山礫層との不整合
 (小笠町今間東方) 南山礫層が堀之内互層を削り込んで堆積している



第28図 南山礫層の模式的な層相 (小笠町今間)

火山灰層：南山丘陵南部の第25図地点8(高松神社の西約200m)では、本層最上部に挟在するシルト層中に厚さ5cm程度、灰白色、細粒の火山灰層が挟まれる。

この火山灰層は、火山ガラス片を主体とし、少量の長石及び高温型石英、極少量の黒雲母、角閃石、斜方輝石、単斜輝石等を含む。火山ガラスの屈折率(n)は1.499-1.501である。



第29図 南山礫層中に挟在する海成シルト層 (小笠町今間東方)

また、今間西方の地点2 (第25図) では、本層最上部のシルト層と砂層との互層中に厚さ10 cmの火山灰質シルトが挟在する。

化石：南山礫層からは、武藤(1985)により第9表に示すような浮遊性有孔虫化石及び貝化石報告されているが、これらの少なくとも一部は掛川層群からの誘導化石と考えられている(武藤, 1985)。また、石田ほか(1980)は本層中から *Crassostrea* sp. 及び *Chlamys* sp. を見いだしている。

本研究では南山礫層の下部及び上部に挟まれるシルト層から採取した2つの試料(P1及びP2、採取層準は第26図参照)について花粉分析を行った。その結果を第10表に示す。下部のP1試料からは花粉の産出は極めて少なかったが、上部のP2試料からは約150個の花粉を産した。このなかでは、*Pinus*、*Tsuga*、*Taxodiaceae*の花粉が高率に出現し、メタセコイア属(*Metasequoia*)の花粉は含まれていない。

IV. 3 堆積環境

楨山(1963)、土(1960a)、石田ほか(1980)等は、南山礫層及び小笠山丘陵に分布する小笠層群の堆積場を古大井川の三角州または扇状地性三角州としている。これに対して武藤(1985)は、南山礫層を小笠山丘陵に分布する小笠層群下部とともに、海底チャネル(岩井寺チャネル)の充填堆積物とみなし、陸上後背地の隆起、掛川堆積盆の傾動隆起等によって、掛川層群堆積時の比較的傾斜の緩やかな深海的環境が、より傾斜の大きな環境へ変化することにより形成されたと考えた。また、このような環境は、扇状地デルタの環境(小笠層群上部の堆積時)への移行過程とされている。

IV. 4 対比及び時代

第9表 南山礫層から産出する浮遊性有孔虫及び貝化石
武藤 (1985) による

浮遊性有孔虫

<i>Globigerina decoraperta</i>
<i>G. falconensis</i>
<i>G. pachyderma</i>
<i>G. quinqueloba</i>
<i>G. rubescens</i>
<i>Globigerinita glutinata</i>
<i>G. humilis</i>
<i>G. iota</i>
<i>G. uvula</i>
<i>Globigerinoides quadrilobatus immatura</i>
<i>G. quadrilobatus trilobus</i>
<i>G. ruber</i>
<i>G. sacculifer</i>
<i>Globorotalia acostaensis acostaensis</i>
<i>G. acostaensis humelosa</i>
<i>G. acostaensis pseudopima</i>
<i>G. caltrata</i>
<i>G. crassaformis</i>
<i>G. obesa</i>
<i>G. tosaensis</i>
<i>G. truncatulinoides</i>
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
腹足類
<i>Batillus aff. cornutus</i>
<i>Neverita didyma</i>
<i>Pristitebra ugariensis</i>
<i>Siphonalia</i> sp.
<i>Suchium</i> sp.
斧足類
<i>Amussiopecten</i> sp.
<i>Anomia chinensis</i>
<i>Chlamys</i> sp.
<i>Crassostrea gigas</i>
<i>Glycymeris nakamurai</i>
<i>G.</i> sp.
<i>Scapharca castella?</i>

第10表 南山礫層中に挟在するシルト層の花粉分析結果
試料 (P1及びP2) の採取層準は第26図参照
分析: バリノ・サーヴェイ (株)

	P1	P2
木本花粉		
<i>Abies</i> (モミ属)	-	8
<i>Tsuga</i> (ツガ属)	-	24
<i>Picea</i> (トウヒ属)	-	6
<i>Larix-Pseudotsuga</i> (カラマツ属-トガサワラ属)	-	3
<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyton</i> (五葉マツ亜属)	-	3
<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)	-	41
<i>Sciadopitys</i> (コウヤマキ属)	-	3
Taxodiaceae (スギ科)	1	19
<i>Pterocarya</i> (サワグルミ属)	1	-
<i>Betula</i> (カバノキ属)	-	2
<i>Alnus</i> (ハンノキ属)	-	3
<i>Fagus</i> (ブナ属)	1	8
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i> (コナラ亜属)	3	5
<i>Castanea</i> (クリ属)	-	1
<i>Ulmus-Zelkova</i> (ニレ属-ケヤキ属)	-	6
<i>Fraxinus</i> (トネリコ属)	-	1
草本花粉		
<i>Typha</i> (ガマ属)	-	1
Gramineae (イネ科)	2	-
Cyperaceae (カヤツリグサ科)	-	1
Chenopodiaceae (アカザ科)	-	1
<i>Artemisia</i> (ヨモギ属)	1	-
Carduoideae (キク亜科)	-	1
不明花粉	1	3
シダ類胞子		
<i>Lycopodium</i> (ヒカゲノカズラ属)	-	1
other Pteridophyta (他のシダ類胞子)	-	7
計	10	149

南山礫層については、古地磁気層序等の直接的な年代データはこれまでのところ報告されていない。また、植物化石等による他地域との対比も試みられていない。武藤 (1985) は、層相の類似及び下位の掛川層群を不整合に覆うという層序関係の類似に基づき、本層を小笠山丘陵に分布する小笠層群下部 (岩生寺累層) に対比している。

小笠山丘陵に分布する同層群については、黒田 (1975) によって植物化石に基づく大阪層群及び渥美層群との対比が試みられている。すなわち、大阪層群下部の上部で消滅する *Metasequoia* は、小笠層群ではその中部 (黒田の第 8 層) で消滅するとされている。また、小笠層群の上部は渥美層群中 - 上部に対比されている。

一方、石田ほか (1980) は、小笠層群直下の土方泥層 (掛川層群最上部) 中に正帯磁ゾーンを発見し、これをハラミヨ (*Jaramillo*) イベント (約 95-89 万年前) に対応するものとしている。また、マツヤマ逆磁極期とブリューヌ正磁極期との境界 (約 70 万年前, 更新世前期と中期の境とされる) が本層群中部にあるとしている。その後、武藤 (1985) は、石田ほか (1980) によりハラミヨイベントに対比されている正帯磁ゾーンは、彼の層序区分に基づけば土方泥層最上部と小笠層群最下部にまたがるものとしている。

IV. 5 地質構造

小笠層群は、その分布地域全体を見た場合には、北西 - 南東走向で南西に緩く傾斜する。傾斜の角度は一般に 5-10° 前後であるが、下位層ほど大きくなる傾向が認められ、小笠山丘陵北東部の同層群下部では 15-30° に達する。なお、これらの傾斜の一部は、南西方向に傾く傾斜層理として初生的に形成されたものである可能性が高く、傾斜全体を南西方向への傾動に帰することには問題がある。

小笠層群分布域の南東端に位置する南山丘陵では、本層群 (南山礫層) は南西に開いた半向斜状の構造を呈する。すなわち、丘陵東部では西へ、北部では南西へ、西部では南へ約 10-25° 傾斜する (第 25 図)。また、丘陵南部では北西ないし西北西へ 20° 程度傾斜する。このような南山礫層の構造は、掛川層群の構造と調和的であり、北東 - 南西方向の女神背斜の形成と掛川堆積盆の南西への傾動とが重なりあって形成されたものと推定される。

V. 上部更新統

V. 1 研究史

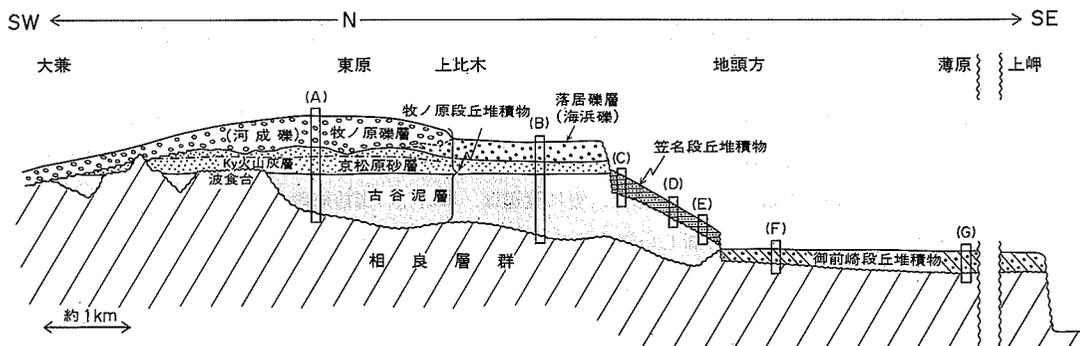
大井川西岸に広がる牧ノ原台地及びその構成層の研究は、中島 (1886) 及び山崎 (1905) の先駆的研究を受けて、1920 代後半から、渡辺 光、千谷好之助、横山次郎、大塚弥之助らによって精力的に進められた。

渡辺 (1928, 1929, 1930) は、牧ノ原台地の高度分布から、山崎 (1905) によって既に指摘されていた同台地の隆起が上流部 (北西方) に向かって増大する成分と台地の東部 - 東南部が相対的に沈降する「曲隆状の差別隆起」成分からなることを指摘した。更に渡辺は、本研究の御前崎段丘に当たる部分を御前崎海食台地と呼び、牧ノ原台地より新しい海成段丘面であることを初めて指摘した。千谷 (1926) は、中島 (1886) により古谷介ヶ沢化石帯として報告されていた *Crassostrea gigas* 等を含む泥層 (本研究の古谷泥層に当たる) が第三系を不整合に覆う更新世の内湾成堆積物であることを初めて指摘した。また、横山 (1928) は、牧ノ原礫層堆積時には現在の同層分布地域の西方に山地が存在したが、その後の浸食作用に

より地形の逆転が生じ、現在では牧ノ原台地面より低くなっていると考察した。更に、大塚 (1933) は古谷泥層を海進期の堆積物と考え、牧ノ原台地面はその後の海退に伴って作られたとした。その後、金原 (1939) は古谷泥層から 56 種の貝化石を採集し、その中には黒潮系要素が多く、親潮系要素が含まれないことを指摘した。また、横山 (1941, 1950, 1963) は、牧ノ原台地西斜面の河成段丘及び御前崎付近の海食台地 (海成段丘) を包括して“長者原”と呼び、“牧ノ原”よりも一時代新しい段丘とした。

戦後、吉川 (1947) は相良町女神付近の地形を調査し、女神付近では隆起扇状地面 (牧ノ原面) とその当時の山地との間で、地形の逆転が起きていることを指摘した。また、吉川 (1952) は、主として地形的証拠から、牧ノ原の原地形が 9 つの扇状地からなるとし、これらの扇状地形形成時に間歇的な隆起があったとした。これに対して、井口 (1955) は牧ノ原礫層の堆積学的研究を行い、同礫層堆積中にはただ一回の隆起しか認められないとした。また、牧ノ原礫層の下部は、一部古谷泥層と同時異相の関係にあり、同礫層の堆積を促したものは海進現象であるとした。これに先立ち、井口 (1954) は牧ノ原台地南部に分布する同礫層中に特に礫径の大きな大礫帯を認め、その礫径及び円磨度の水平方向への変化から、浜岡町上比木付近に当時の汀線を推定した。更に、大礫帯の傾斜分布から、渡辺 (1930) の「曲隆状の差別隆起」を支持した。一方、Tsuchi (1958) は古谷泥層から 61 種の貝化石を採集し、同化石を古環境の指標として古谷泥層堆積時の内湾状の古地理を復元した。また、土 (1960a) は、古谷泥層の上面高度に貝化石から推定される古水深を加えて、その当時の海面の現高度とし、牧ノ原台地の等隆起線図を描いた。描かれた等隆起線図は、渡辺 (1928, 1929, 1930) 及び井口 (1954) の牧ノ原台地の隆起についての推論を裏づけるものとなった。

その後、黒田 (1970) は古谷泥層の植物化石を研究し、同層堆積時の気候をその初期では現在よりやや冷涼、末期では現在より幾分温暖であったと推定している。一方、ISHIZAKI and KATO (1976) は、古谷泥層から 46 種の介形虫化石を採集し、これらの群集解析結果から同層堆積時の内湾内への海進の過程を考察した。また、長田 (1976, 1980) は牧ノ原台地構成層を古谷泥層、京松原砂層及び牧ノ原礫層に 3 分し、京松原砂層は古谷泥層の上にダイアステムの関係で載るとともに、波食台を形成して基盤の新第三系を覆うことを指摘した。一方、池谷・堀江 (1982) は古谷泥層の詳細な層相解析を行い、同層中に 5 つの上方細粒化サイクルを認めるとともに、各サイクル堆積時の古地理を復元した。更に、古谷泥層堆積末期の湾岸線を推定し、その現高度分布から土 (1960a) の図と同様の傾向を持つ等隆起線図を描いている。



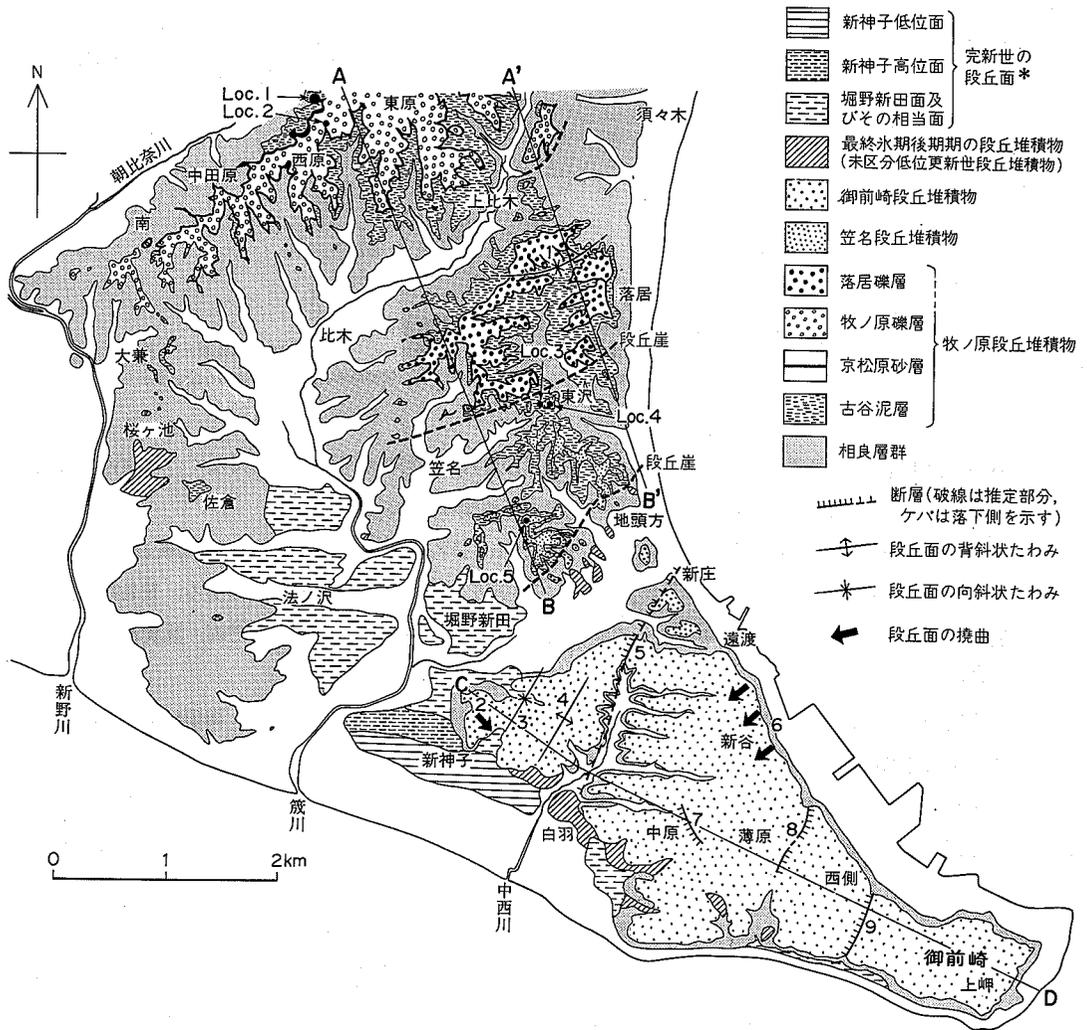
第30図 「御前崎」地域に分布する牧ノ原台地構成層 (上部更新統) の模式層序断面図

杉山ほか (1987) の第 4 図を一部修正 (A) - (G) は第 33, 40, 48 図に示した柱状図の相対的な位置を示す

V. 2 概要

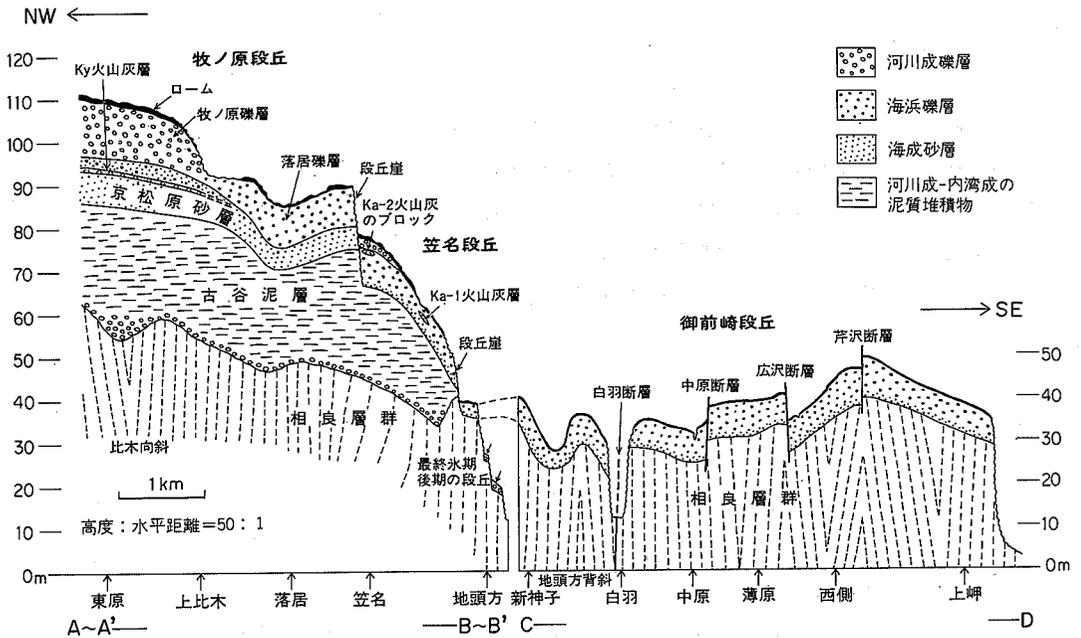
「御前崎」地域に分布する上部更新統は、牧ノ原段丘堆積物、笠名段丘堆積物、御前崎段丘堆積物、並びに未区分中位及び低位更新世段丘堆積物に区分される（第3表）。

牧ノ原段丘堆積物は牧ノ原段丘（西支稜及び東支稜北-中部）に分布する。同堆積物の基底には下位の相良層群に深く切り込んだ谷地形が存在し、主として河川成及び内湾成の泥層（古谷泥層）によって埋積されている。泥層の上には浅海成砂層（京松原砂層）が載り、更にその上に扇状地成礫層（牧ノ原礫層）あ



第31図 「御前崎」地域東部の第四系地質図

杉山ほか(1987)の第2図を一部修正 * (凡例中) これらの完新世段丘面は厚さ1-9 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 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



第32図 「御前崎」地域の第四系地質断面図

杉山ほか(1987)の第3図を一部修正 北西部(東原から地頭方にかけての地域)については、第31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、同図中の折れ線C-Dに沿う断面を示す

るいは海浜礫層(落居礫層)が重なる。なお、京松原砂層は、古谷泥層を覆うだけでなく、波食台を形成して基盤の相良層群を直接覆う。本堆積物の最大積算層厚は50mに達する。

笠名段丘堆積物及び御前崎段丘堆積物は、それぞれ、笠名段丘(東支稜南部)及び御前崎段丘(御前崎台地及び東支稜南端)に分布し、両者とも主として厚さ5-8m程度の海浜礫層からなる。笠名段丘堆積物は古谷泥層中-上部の上に、また、御前崎段丘堆積物は相良層群の上に、それぞれ、波食台を形成して載る。

未区分中位及び低位更新世段丘堆積物は、浜岡町黒田付近、相良町地頭方西方、御前崎町自羽付近等の台地-丘陵周縁に小規模に分布し、主として、厚さ数m以下の河川成礫層からなる。

本地域の上部更新統では、京松原砂層と笠名段丘堆積物中に、それぞれ、1枚の火山灰層が挟まれる。また、笠名段丘堆積物上部からは、これらとは別の火山灰巨礫1個が発見された。これらのうち、笠名段丘堆積物に挟まれる火山灰はPm-I火山灰(小林ほか、1967)に、また、同堆積物から発見された巨礫をなす火山灰はK-Tz火山灰(町田・新井、1983)に岩石学的特徴が類似する。

上記のような火山灰層の対比、古谷泥層の堆積環境・古気候に関するデータ、並びに段丘面の発達状況の類似性等から、牧ノ原、笠名、御前崎の各段丘堆積物は、南関東地方の下末吉、小原台、三崎の各段丘堆積物に対比されると推定される。

V. 3 牧ノ原段丘堆積物

「御前崎」地域の牧ノ原段丘には、基盤の相良層群を不整合に覆って、最大で50 mに達する段丘堆積物が存在する。同堆積物は層相により、下位より古谷泥層、京松原砂層、牧ノ原礫層及び落居礫層に区分される(第30, 33図)。

(1) 古谷泥層

地層名：土(1960a)の古谷泥層による。千谷(1928-1929)の古谷貝層、横山(1941)の貝ガ沢砂泥層(上部を除く)、池谷・堀江(1982)の古谷層に相当する。

模式地：小笠郡小笠町古谷川上流(貝ガ沢)付近(「掛川」地域南部)。

分布：「御前崎」地域では、西支稜の浜岡町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相良町笠名東方に至る地域の丘腹斜面に広く分布する。また、中田原以南の西支稜に散点的に分布するほか、笠名段丘の丘腹斜面や削剥の進んだ丘頂部にも露出する。分布の北限は榛原町三栗原(「掛川」地域中部)付近(池谷・堀江, 1982)。

層序関係：下位の相良層群及び掛川層群の上に、傾斜不整合に重なる。

層厚：最も厚い上比木付近で約30 mに達する。

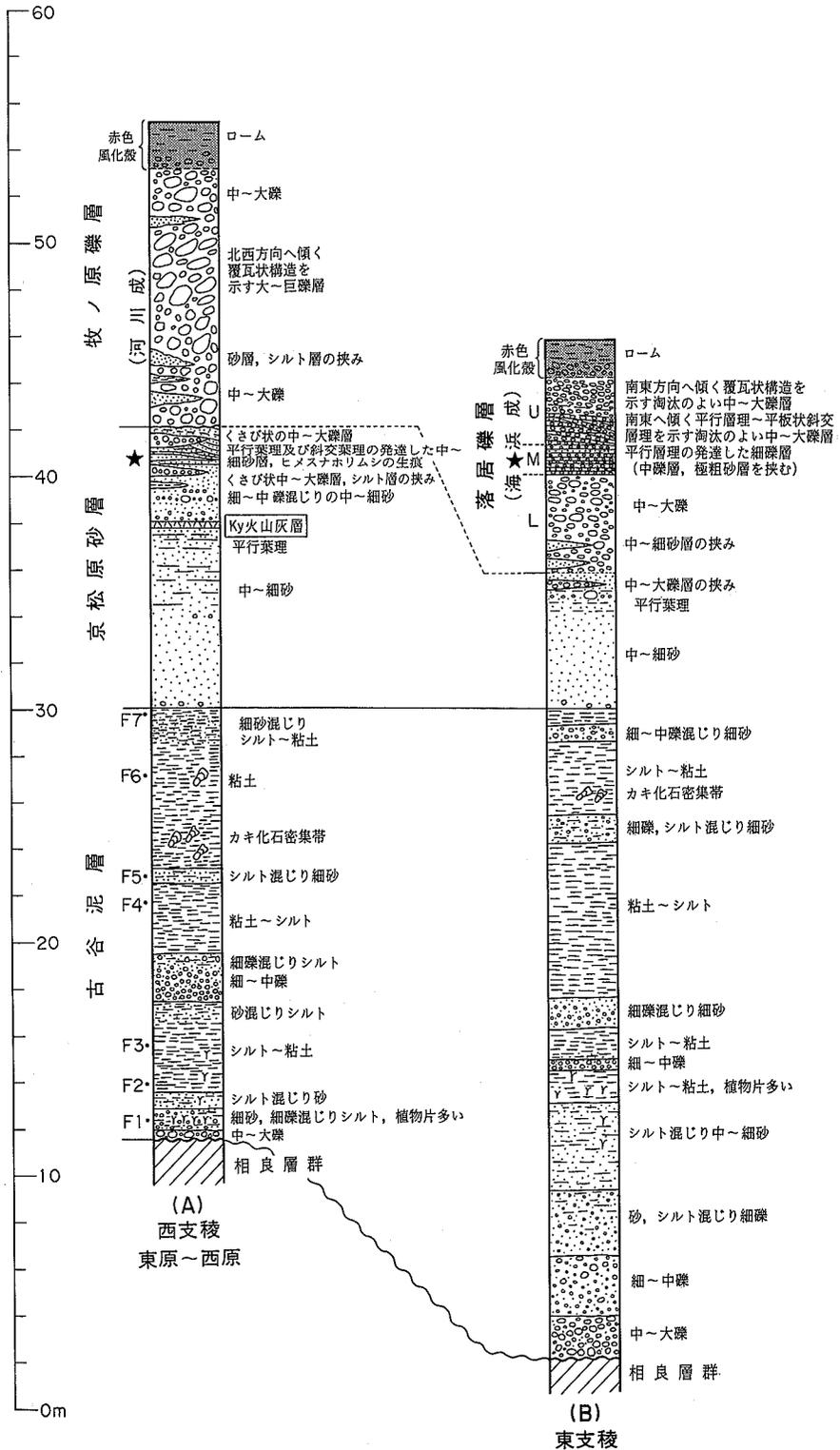
層相：主としてシルト層及び粘土層からなり、礫層及び砂層を伴う。池谷・堀江(1982)は、同層中に下位より礫層、砂層、シルト-粘土層からなる上方細粒化サイクルを5つ識別している。

第33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31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、基底からの高さ6-8 m及び11.5 m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、基底からの高さ12-13 m付近には*Crassostrea gigas*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、相良町の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25-30 m程度の層厚を有し、基底部には最大で厚さ4 m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-細砂層へ移化する。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、柱状図に示すように、最も多い場合で4層の粗粒碎屑物層(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(第34図)。

化石：本層からは第11表に示すように、これまでに脊椎動物(ゾウ及びシカ)、甲殻類(ノコギリガザミ等)、貝類(*Crassostrea gigas*, *Anadara granosa*等の汽水域を含む内湾生-浅海生貝類)、底生及び浮遊性有孔虫、介形虫等の動物化石が報告されている(中島, 1886; 金原, 1939; TSUCHI, 1958; ISHIZAKI and KATO, 1976; 村岡, 1976; 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る。第12, 13表に示すように、本層下部及び中部からは*Styrax obassia*, *Magnolia*, *Meliosma*等が、また、上部からは*Melia azedarach*, *Aleurites cordata*, *Lagerstroemia*等が報告されている(松井, 1961 MS.; 黒田, 1970; 杉山ほか, 1987等)。

堆積環境：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



第33図 牧ノ原段丘堆積物の柱状図 杉山ほか(1987)の第5図を一部修正
柱状図(A)の古谷泥層の層序は第31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)の落居礫層の細分(L, M, U)は、L:下部礫層, M:中部礫層, U:上部礫層
柱状図(A)の京松原砂層及び同(B)の落居礫層に付した★印は潮間帯(前浜域)で堆積したと推定される層準を示す(第46図参照)



第34図 古谷泥層中のカキ化石密集帯 (相良町東沢川の奥)

原町静波付付近で東方の海域に開いていた二つの谷に沿って始まったとされている。その後、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二つの谷の上流部は結合し、中央部に大きな島状の陸地を持つ環状の湾(古相良湾)が出現したとされている(第47図の1-2)。第35図に「御前崎」地域東部に分布する古谷泥層の基底面高度分布を示す。同図に示した地域は古相良湾の南東端部に当たり、地頭方付近から北西に延びる谷(長田, 1980の古東沢川)が存在する。また、池谷・堀江(1982)は、本層中に認めた5つの堆積サイクルのうち、下部の堆積サイクル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成としている。一方、中-上部の同サイクル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としている。

古気候: 黒田(1970)は、本層最下部から *Styrax odassia* 毎等8種、同最上部から *Melia azedarach* 等27種の植物遺体を検出し(第12表)、本層堆積初期は現在よりやや冷涼な気候、また、同末期は現在より幾分温暖で乾燥した気候であったと推定している。土(1960a)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*、*Tellinimactra edentula* 等が含まれることから、当時の海水温は現在よりも幾分高かったと推定している。

本研究では第31図Loc. 1で採取した試料について花粉分析を行った。その結果、*Lagerstroemia*、*Cyclobalanopsis*、*Sapium*、*Reevesia* 等の温暖な気候を示す属は、本層上部の試料(F5-F7)からのみ検出された(第13表)。以上の分析結果は土(1960a)、黒田(1970)等の報告と調和的であり、本層上部堆積時の気候が温暖であったことを示している。

対比及び時代: 本層は土(1960a)、東海地方第四紀研究グループ(1969)等によって静岡県中部の有度丘陵に分布する草雑泥層に対比されている。また、牧ノ原面と静岡県西部の三方原面との対比(土、

第11表 古谷泥層産動物化石一覧表

脊椎動物	(土; 1960 a; 池谷・堀江, 1982)	
	ゾウ (<i>Palaeoloxodon naumanni</i>)	
	シカ	
甲殻類	(村岡, 1976; 池谷・堀江, 1982)	
	ノコギリガザミ (<i>Scylla serrata</i>)	
	フジツボ類	
	<i>Balanus albicostatus</i>	
	<i>B. reticulatus</i>	
貝類	(金原, 1939; TSUCHI, 1958; 土, 1960 a; 池谷・堀江, 1982)	
	<i>Umbonium costatum</i>	<i>Raeta yokohamensis</i>
	<i>Tegula rustica</i>	<i>Lutraria maxima</i>
	<i>Turbo cornutus</i>	<i>L. arcuata</i>
	<i>Cerithium kochi</i>	<i>Theora lubrica</i>
	<i>Contumax kobelti</i>	<i>Semele cardiformis</i>
	<i>Cerithidea fluviatilis</i>	<i>Azorinus abbreviatus</i>
	<i>C. djadjariensis</i>	<i>Macoma incongrua</i>
	<i>Batillaria zonalis</i>	<i>M. praerupta</i>
	<i>B. multiformis</i>	<i>M. tokyoensis</i>
	<i>Serpulorbis imbricatus</i>	<i>Arcopagia diaphana</i>
	<i>Neverita didyma</i>	<i>Moerella iridescens</i>
	<i>Tonna luteostoma</i>	<i>Fabulina minuta</i>
	<i>Purpura bronni</i>	<i>Heteromacoma oyamai</i>
	<i>Babylonia japonica</i>	<i>Solen gouldi</i>
	<i>Nassarius livescens</i>	<i>Barnea inornata</i>
	<i>Tritia festiva</i>	<i>B. japonica</i>
	<i>Olivella spreta</i>	<i>Laternula flexuosa</i>
	<i>Turris leucotropis</i>	<i>Kellia nipponica</i>
	<i>Ringicula dokaris</i>	<i>Pitar lineolata</i>
	<i>Dentalium octangulatum</i>	<i>Tellina irridella</i>
	<i>Arca boucardi</i>	<i>Cryptomya busoensis</i>
	<i>A. ocellata</i>	<i>Stomatella lyrata</i>
	<i>A. arabica</i>	<i>Astraea haematraga</i>
	<i>Anadara granosa</i>	<i>Turbonilla dunkeri</i>
	<i>A. nipponensis</i>	<i>Pyramidella pulchella</i>
	<i>A. satowi</i>	<i>Copulus ladius ?</i>
	<i>Striarca tenebrica</i>	<i>Polynices reiniana</i>
	<i>S. oyamai</i>	<i>Rapana thomasi</i>
	<i>S. symmetrica</i>	<i>Thais bronni</i>
	<i>Glycymeris albolineata</i>	<i>Siphonalia cassidariaeformis</i>
	<i>Obolimopa forskalii</i>	<i>Chlamys farreri nipponensis</i>
	<i>Brachidontes senhousia</i>	<i>Pecten laqueatus</i>
	<i>Spondylus cruentus</i>	<i>Batillus cornutus</i>
	<i>Anomia lischkei</i>	<i>Omphalius rusticus</i>
	<i>Crassostrea gigas</i>	<i>Costalymia costulata</i>
	<i>Trapezium japonicum</i>	<i>Bitium glareosum</i>
	<i>Cardita leana</i>	<i>Mitrella bicincta</i>
	<i>Corbicula japonica</i>	<i>Parapholas quadrizonatus</i>
	<i>Diplodonta japonica</i>	<i>Hinia festiva</i>
	<i>Gafrarium divaricatum</i>	<i>Irus mitis</i>
	<i>Saxidomus purpuratus</i>	<i>Monodonta labio</i>
	<i>Placamen tiara</i>	<i>Tellinimacra edentula</i>
	<i>Cyclina orientalis</i>	<i>Protothaca schencki</i>
	<i>Dosinia angulosa</i>	<i>P. jodoensis</i>
	<i>Callista chinensis</i>	
	<i>Paphia undulata</i>	

等

有孔虫 (池谷・堀江, 1982)

底生有孔虫

<i>Ammonia beccari</i>	<i>Quinqueloculina seminulum</i>
<i>Elphidium subgranulosa</i>	<i>Pseudonoinon japonicum</i>
<i>E. advenum</i>	<i>Vahlunieria hamanakoensis</i>
<i>E. subincertum</i>	<i>Bulimina marginata</i>
<i>E. crispum</i>	<i>Reussella pacifica</i>

浮遊性有孔虫

Globigerina bulloides
Globoquadrina dutertrei

等

介形虫 (ISHIZAKI and KATO, 1976)

<i>Alatacythere</i> ? sp.	<i>Loxocochna pulchra</i> ISHIZAKI
<i>Ambocythere japonica</i> ISHIZAKI	<i>Loxocorniculum mitsuensis</i> ISHIZAKI
<i>Aurila hataii</i> ISHIZAKI	<i>Munseyella japonica</i> (HANAI)
<i>Aurila miii</i> ISHIZAKI	<i>Murrayina</i> ? sp.
<i>Aurila tosaensis</i> ISHIZAKI	<i>Mutilus assimilus</i> (KAJIYAMA)
<i>Bairdia (Neomesidea) oligodentata</i> KAJIYAMA	<i>Neomonoceratina delicata</i> ISHIZAKI and KATO, n. sp.
<i>Bythoceratina</i> sp.	<i>Nipponocythere delicata</i> ISHIZAKI and KATO, n. sp.
<i>Bythoceratina hanaii</i> ISHIZAKI	<i>Paracytheridea</i> sp.
<i>Callistocythere alata</i> HANAI	<i>Paracytherois tosaensis</i> ISHIZAKI
<i>Callistocythere minaminipponica</i> ISHIZAKI and KATO, n. sp.	<i>Paradoxostoma oblongum</i> KAJIYAMA
<i>Callistocythere reticulata</i> HANAI	<i>Paradoxostoma</i> sp.
<i>Callistocythere undulatifacialis</i> HANAI	<i>Parakrithella pseudadonta</i> (HANAI)
<i>Cushmanidea miurensis</i> HANAI	<i>Pseudoaurila japonica</i> (ISHIZAKI)
<i>Cushmanidea japonica</i> HANAI	<i>Schizocythere kishinouyei</i> (KAJIYAMA)
<i>Cythere lutea omoteminipponica</i> HANAI	<i>Semicytherura miurensis</i> (HANAI)
<i>Cytheronorpha acupunctata</i> (BRADY)	<i>Semicytherura polygonoreticulata</i> ISHIZAKI and KATO, n. sp.
<i>Cytherura furuyaensis</i> ISHIZAKI and KATO, n. sp.	<i>Semicytherura quadrata</i> (HANAI)
<i>Echinocythereis bradyformis</i> ISHIZAKI	<i>Spinileberis furuyaensis</i> ISHIZAKI and KATO, n. sp.
<i>Hemicytherura cuneata</i> HANAI	<i>Spinileberis quadriculeata</i> (BRADY)
<i>Hemicytherura kajiyamai</i> HANAI	<i>Trachyleberis scabrocuneata</i> (BRADY)
<i>Hemicytherura tricarinata</i> HANAI	<i>Xestoleberis hanaii</i> ISHIZAKI
<i>Leguminocythereis hodgii</i> (BRADY)	<i>Xestoleberis</i> sp.
<i>Loxocochna kattoi</i> ISHIZAKI	
<i>Loxocochna modesta</i> ISHIZAKI	

第12表 古谷泥層産植物化石 (大型遺体) 一覧表

・古谷泥層下部 (黒田, 1970; 松井 1961 MS.) (相良町大知ヶ谷ほか)		・古谷泥層中部 (杉山ほか, 1987; 鑑定: 百原新) (相良町笠名付近)		・古谷泥層上部 (黒田, 1970) (小笠町丹野付近)	
分類群	産出部位	分類群	産出部位	分類群	産出部位
<i>Gleditsia japonica</i> (サイカチ)	刺針	<i>Juglans cf. mandshurica</i> (マンシュウグルミ近似種)	内果皮	<i>Torreya nucifera</i> (カヤ)	葉片, 枝条
<i>Juglans mandshurica</i> (マンシュウグルミ)	堅果	<i>J. cf. Sieboldiana</i> var. <i>sachalinensis</i> (ホウゼンジグルミ近似種)	内果皮	<i>Abies firma</i> (モミ)	葉片, 毬果鱗片
<i>Castanea crenata</i> (クリ)	果実	<i>Carpinus cf. cordata</i> (サワシバ近似種)	果実	<i>Pinus</i> (マツ属)	葉片, 毬果鱗片
<i>Styrax japonica</i> (エゴノキ)	種子	<i>Ostrya japonica</i> (アサダ)	果実	<i>Alnus japonica</i> (ハンノキ)	果実, 果鱗
<i>S. Obassia</i> (ハクウンボク)	種子	<i>Alnus cf. japonica</i> (ハンノキ近似種)	雌花序, 雄花序	<i>Carpinus laxiflora</i> (アカシデ)	果実, 苞
<i>Sapium sebiferum</i> (ナンキンハゼ)	種子	<i>Quercus subgen. Lepidobalanus</i> (コナラ亜属)	殻斗	<i>Ostrya japonica</i> (アサダ)	果実
<i>Cyclobalanopsis</i> (アカガシ亜属)	果実	<i>Magnolia cf. obovata</i> (ホオノキ近似種)	種子	<i>Quercus</i> (コナラ属)	芽, 殻斗, 種子
<i>Berberis</i> (メギ属)	刺針	<i>Stephanandra</i> (コゴメウツギ属)	種子	<i>Zelkova</i> (ケヤキ属)	葉片, 果実
<i>Magnolia kobus</i> (コブシ)		<i>Wisteria</i> (フジ属)	芽	<i>Ceratophyllum demersum</i> (マツモ)	果実
<i>Picea polita</i> (ハリモミ)		<i>Zanthoxylum cf. piperitum</i> (サンショウ近似種)	種子	<i>Wisteria floribunda</i> (フジ)	芽, 莢, 種子, 葉片
<i>Cornus controversa</i> (ミズキ)		<i>Phellodendron amurense</i> (キハダ)	種子	<i>Fagara schinifolia</i> (イヌザンショウ)	果実
<i>Abies firma</i> (モミ)		<i>Meliosma</i> (アワブキ属)	内果皮	<i>Zanthoxylum cf. piperitum</i> (サンショウ近似種)	種子, 刺針
<i>Tsuga</i> (ツガ属)		<i>Berchemia</i> (クマヤナギ属)	内果皮	<i>Melia azedarach</i> (センダン)	果実
<i>Fagus</i> (ブナ属)		<i>Vitis</i> (ブドウ属)	種子	<i>Aleurites cordata</i> (アブラギリ)	果実, 種子
<i>Stewartia</i> (ヒメシヤラ属)		<i>Stewartia</i> (ヒメシヤラ属)	果実	<i>Mallotus japonicus</i> (アカメガシワ)	果実
<i>Meliosma</i> (アワブキ属)		<i>Aralia</i> (タラノキ属)	内果皮	<i>Sapium sebiferum</i> (ナンキンハゼ)	種子
<i>Trapa</i> (ヒシ属)		<i>Cornus brachypoda</i> (クマノミズキ)	内果皮	<i>Ilex cornuta</i> (シナヒイラギモチ)	葉片
<i>Alnus</i> (ハンノキ属)		<i>Styrax japonica</i> (エゴノキ)	種子	<i>Ilex</i> ? (モチノキ属?)	種子
<i>Zanthoxylum</i> (サンショウ属)		<i>S. obassia</i> (ハクウンボク)	種子	<i>Sapindus mukorossi</i> (ムクロジ)	果実, 種子, 葉片
<i>Chamaecyparis pisifera</i> (サワラ) 等		<i>Clerodendrum trichotomum</i> (クサギ)	内果皮	<i>Paliurus nipponicus</i> ? (ハマナツメ?)	刺針
		<i>Viburnum furcatum</i> (ムシカリ)	内果皮	<i>Camellia japonica</i> (ツバキ)	種子
		<i>V. plicatum</i> (ヤブデマリ)	内果皮	<i>Eurya japonica</i> (ヒサカキ)	種子
		<i>Ajuga</i> (キランソウ属)	果実	<i>Syzygium buxifolium</i> (アデク)	葉片
				<i>Trapa</i> (ヒシ属)	刺針, 果実
				<i>Styrax japonica</i> (エゴノキ)	種子
				<i>Potamogeton</i> (ヒルムシロ属)	葉片
				<i>Scirpus</i> (ホタルイ属)	種子

第13表 古谷泥層の花粉分析結果 杉山ほか(1987)による

F1-F7 サンプルの採取位置は第31図 Loc. 1. 各サンプルの採取層準は第33図(A) 参照
分析:パリオ・サーヴェイ(株)

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>Oriza</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	-	-	-	-	-	-

第13表 つづき

<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	-	-
<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria</i> -Echino. (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 (キンボウゲ科)	-	-	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	-	-	-	-	-	-
<i>Dinoflagellate</i> (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

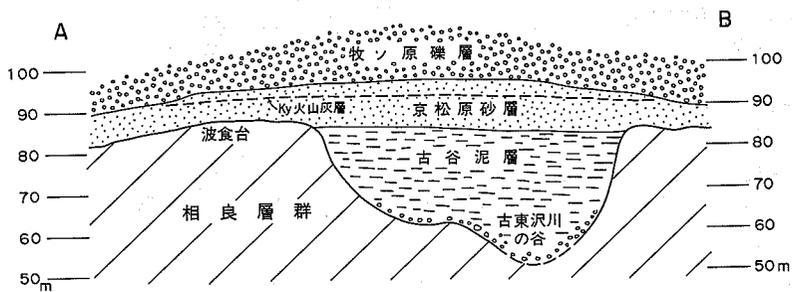
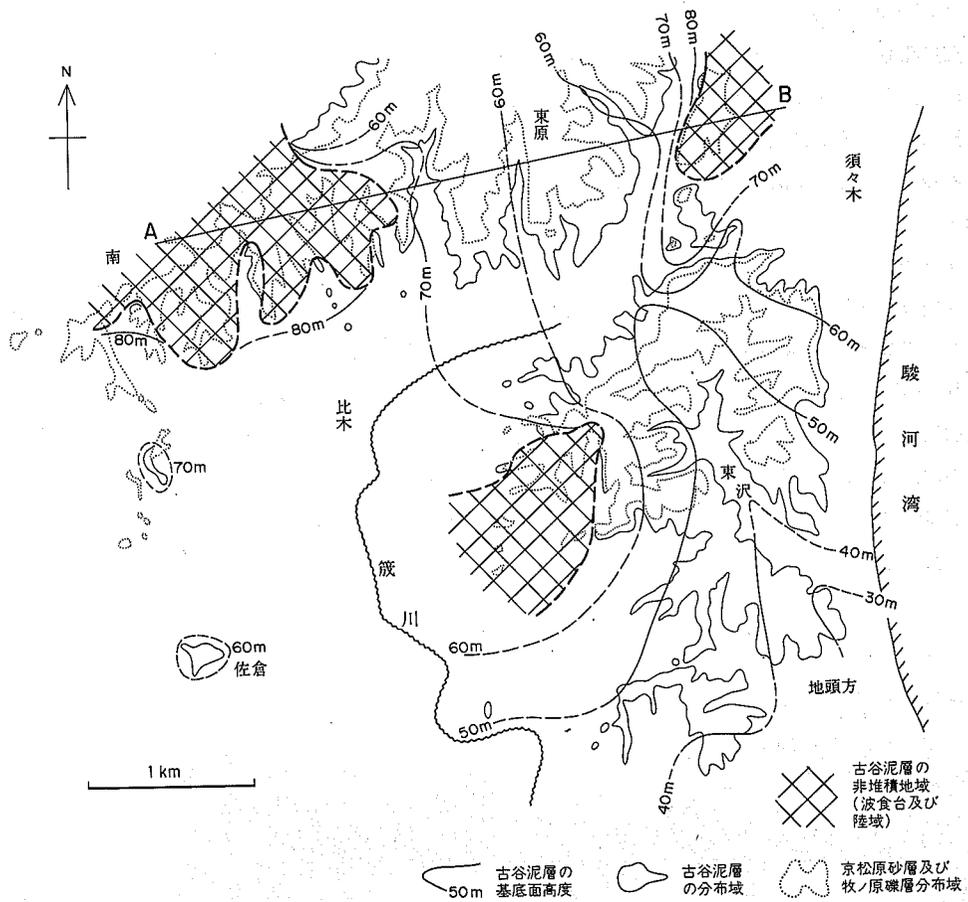
* Taxaceae-Cupressaceae Cephalotaxaceae

1960b 等) から、三方原段丘に分布する村櫛砂層 (武藤, 1987) 下部の砂質泥層に対比されると推定される (第2表)。

古谷泥層の堆積時期は、1) 層序関係 - 古気候の項で記載した様々な事実から、同層が大規模な海進と気候の温暖化を伴った時期の堆積物と考えられること、2) 後述する一時代新しい笠名段丘堆積物中から Pm- I, K-Tz 両火山灰層に類似する火山灰が発見されたこと、等から最終間氷期 (下末吉期) の海進期と推定される。なお、北里ほか (1981) は古谷泥層の古地磁気測定を行い、同層中部に逆帯磁部を認め、これを最終間氷期のブレイク (Blake) イベントに対比している。

(2) 京松原砂層

地層名: 長田 (1980) の京松原砂層による。横山 (1941) の貝ガ沢砂泥層の上部に相当する。また、土



第35図 「御前崎」地域に分布する古谷泥層の基底面地形 杉山ほか(1987)による

(1960a)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。

模式地：相良町京松原(「掛川」地域南部)。

分布：「御前崎」地域では，浜岡町中田原付近以北の西支稜丘腹斜面上部及び相良町笠名以北の東支稜丘腹斜面上部。分布の北限は，牧ノ原台地南稜では小笠町丹野原，同東南稜では榛原町三栗原南方(い

ずれも「掛川」地域中部) (長田, 1980).

層序関係：下位の古谷泥層の上に整合に重なる。また、西支稜の中田原付近及び東支稜の笠名付近等では、波食台を形成して基盤の相良層群の上に直接載る。

層厚：西支稜及び上比木以北の東支稜では8-12 m, 上比木以南の東支稜では5-6 m 程度。

層相：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33図に本層の模式柱状図を示す。

西支稜及び上比木以北の東支稜では、本層基底(古谷泥層との境界)の上方7-8 mのところに後述する火山灰層(Ky火山灰層)が挟まれる(第36図)。これらの地域に分布する本砂層は、この火山灰層を境として下部と上部(火山灰層を含む)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及び低角度の斜交葉理が観察される(第36図)。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)には平行及び低角度の斜交葉理が発達し、潮間帯生のヒメスナホリムシの生痕(菊地, 1972)が認められる。なお、上部の厚さは最大で4.5 mに達する。



Ky火山灰層

第36図 京松原砂層に挟まれるKy火山灰層 (浜岡町比木-東原間の道路沿いの切り割り)
同火山灰層より下位の部分には平行ラミナが発達し、上部の部分には径1cm程度の礫が散在する

一方、上比木以南の東支稜では、これまでのところ本層中にKy火山灰層を確認していない。この地域に分布する本層は、最上部の厚さ1-2 m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1-2 mの部分は平行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。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。

本層からは生痕化石を除いて化石の産出は知られていない。

Ky 火山灰層 (杉山ほか, 1987) : 本火山灰層は長田 (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, 上述のように西支稜及び上比木以北の東支稜に分布する本砂層上部 (古谷泥層との境界の上方 7-8 m) に挟まれる。火山灰層の厚さは 5-20 cm 程度のところが多いが, 第 31 図の Loc. 2 では例外的に 1 m に達する, 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いが, 径 4-10 mm 程度の中礫サイズのものも含まれ, 肉眼で輝石粒が認められる。また, 薄いピンク色ないし淡黄褐色の火山灰質粘土-シルト層, 軽石片混じりの黒色砂層, 中-細礫サイズの礫層等を中間部に挟むことが多く, 下位より火山灰層-二次または非火砕質堆積物-火山灰層からなる 3 層構造を呈するところが多い。

本火山灰層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 (第 I 図版 1)。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.705-1.715 である (第 14 表)。なお, 火山ガラスは検出されなかった。これは火山ガラスがもともと存荘しなかったためなのか, 粘土化によって消失したためなのかは不明である。本火山灰層は色調, 鉱物組成等が関東地方に広く分布する K1p 火山灰群に類似するが, 対比は確実でない。

堆積環境 : 既述のように, 本層は古谷泥層の上に整合に重なるとともに, 一部では相良層群を直接覆う, 相良層群を直接覆う部分での本層基底の地形は, 波食台として形成されたものであり, その高度は古谷泥層と本層との境界面の高度と比べてほとんど差がないかわずかに (0-3 m 程度) 高い (第 35 図)。このことから, 本層が堆積を始めた頃には, 基盤が海底に露出していた地形的に高い部分は波食によって平坦化されるとともに, 沈水谷部では古谷泥層の堆積が進み, 波食台面と古谷泥層堆積上面とは高度的にほとんど差がなくなっていたと考えられる (第 47 図の 3-4)。また, 上述した本層下部及び上部の層相及び層厚, 並びにヒメスナホリムシの生痕化石の存在を併せ考えると, 本層下部は最大水深 10 m 程度の浅海底 (古谷泥層により埋積された沈水谷部及び波食台) 上に堆積した沿岸漂砂, 同上部はより浅い汀線付近の堆積物と推定される。

対比及び時代 : 本層は牧ノ原礫層の一部として, 東海地方第四紀研究グループ (1969) 等によって, 有度丘陵に分布する小鹿礫層に対比されている。しかし, 最近, 北里・新井 (1986) は小鹿礫層上部から Pm- I 火山灰層を発見し, 同礫層を関東地方の成増礫層 (小原台段丘堆積物に相当する) に対比している。したがって, 本層は小鹿礫層の下位に位置する草薙泥層の一部に対比される可能性が高い。また, 牧ノ原面と三方原面との対比 (土, 1960b 等) から, 三方原段丘に分布する村楠砂層 (武藤, 1987) に対比される (第 2 表)。

京松原砂層の堆積時期は, 1) 波食台の存在から, 本層堆積期には海水準の上昇-停滞が推定されること, 2) 下位の古谷泥層が最終間氷期の海進期の堆積物と考えられること, 等から同間氷期の高海水準期と推測される。

(3) 牧ノ原礫層

地層名 : 渡辺 (1928) の牧野原礫層による。なお, その内容を, 杉山ほか (1987) の牧ノ原礫層から後述する落居礫層 (海浜成礫層) に相当する部分を除いたもの (扇状地成礫層) と再定義する。

模式地 : 榛原町牧ノ原付近 (「掛川」地域中部)。

分布：「御前崎」地域では、浜岡町桜ヶ池以北の西支稜丘頂部及び上比木北東方の東支稜丘頂部。広範な分布の北限は榛原郡金谷町大代付近（「家山」地域南部）。

層序関係：中中原北方等，一部では下位の京松原砂層の上にはほぼ整合に重なるが，大部分の地域では浸食面（削り込み面）を境として同砂層，古谷泥層及び相良層群の上に重なる。下位層に対する浸食量は一般に南西部ほど大きい（第30図）。すなわち，本礫層に覆われる下位層の上限は，中中原以東ではKy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，浜岡町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相良層群となる。

層厚：最も厚い西支稜の西原及び東原付近では12m以上に達する。他の地域では5-10m程度。

層相：主として河川成の淘汰不良の中礫-大礫サイズの円礫や垂円礫からなり，砂層やシルト層の挟みを伴う。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（中礫サイズのを主とする），礫層中部で大きい（中-大礫サイズのを主とし，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15cmを超える大礫や巨礫に特に明瞭に認められる（第37図）。

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累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。

牧ノ原面の原面（牧ノ原礫層の堆積頂面）が保存されている部分では，礫層の上位に厚さ1.5-2m程度のローム層が存在する。同層とその直下の礫層数10cmは風化が進み，5YR4/6-5YR5/6の色調を呈する。

堆積環境：本礫層は，その分布，層相，礫種及び礫径の変化等から，古大井川の三魚州扇状地あるいは扇状地の堆積物と考えられている（渡辺，1929；槇山，1941；井口，1955；土，1960a；長田，1980；池谷・堀江，1982等）。井口（1955）及び土（1960a）は，牧ノ原台地北東部における本礫層の層厚分布から，



第37図 牧ノ原礫層の模式的層相（浜岡町東原）
北西（写真左方）に傾く覆瓦状構造が認められる

古相良湾域に古谷泥層及び京松原砂層が堆積していた頃、古大井川は現大井川の南岸付近を東流していたと推定している。その当時、古大井川は最終間氷期に先立つ海退期に形成された開析谷（武藤，1987の“a型開析谷”に当たる）内を流れていた。海水準の上昇・停滞に伴って開析谷の埋積が進み、やがて同谷が完全に埋積されると、古大井川は数多くの分流を形成して周囲に氾濫し、広大な氾濫原（扇状地）を形成したこのような分流の幾つかが古相良湾地域に流れ込み、牧ノ原礫層を堆積させたと推定される（第47図の5）。古相良湾の南部に当たる「御前崎」地域に流れ込んだ古大井川の分流は、海水準の低下と並行してその河道及び氾濫原を西に移して行き、その過程で西の地域ほど下位層をよく深く削り込んだものと考えられる。

対比及び時代：本層は、東海地方第四紀研究グループ（1969）等によって、有度丘陵に分布する小鹿礫層に対比されている。しかし、前述のように、北里・新井（1986）は小鹿礫層上部からPm- I火山灰層を発見している。したがって、本層は古谷泥層及び京松原砂層とともに、草薙泥層の一部に対比される可能性が高い。また、牧ノ原段丘と三方原段丘との対比（土，1960b；武藤，1987等）から、「御前崎」地域の本層は三方原段丘に分布する上部三方が原礫層（武藤，1987）に対比される（第2表）。

牧ノ原礫層の堆積時期は、1) 少なくとも本層堆積後期には海水準が低下していること、2) 下位の古谷泥層及び京松原砂層が最終間氷期の海水準上昇・停滞期の堆積物と考えられること、等から同間氷期後期の海水準停滞・低下期と推定される。

(4) 落居礫層

地層名：新称。杉山ほか（1987）の牧ノ原礫層のうち、海浜礫層とされた部分に相当する。

模式地：相良町落居西方の東支稜丘頂部。

分布：落居西方に当たる上比木-笠名間の東支稜丘頂部。

層序関係：杉山ほか（1987）が報告したように、露頭における観察では本礫層は漸移部を経て京松原砂層の上に整合に重なるように見え（第38図）、両層の間に堆積の中断や不整合の存在を示唆する構造は認められない。したがって、この点からは、落居礫層は牧ノ原礫層（扇状地成）と同時異相の関係にあると推定される。しかしながら、落居礫層と牧ノ原礫層との分布境界部は開析が進んでいるため、露頭において両層が漸移、指交あるいは整合に重なる関係を確認することはできなかった。更に、1) 第32図の断面図に示すように、扇状地成牧ノ原礫層と本礫層との分布境界にやや顕著な崖線が認められること、2) 両礫層下の京松原砂層の層厚が、各々8-12m（牧ノ原礫層下）及び5-6m（落居礫層下）と大きく異なること、3) 落居礫層下の京松原砂層からは、これまでのところKy火山灰層が発見されていないこと、等の事実から落居礫層が京松原砂層及び牧ノ原礫層を不整合に覆う可能性も完全には否定できない。

以上の事実から、本報告では落居礫層を牧ノ原段丘堆積物の一部として扱うが、同礫層は牧ノ原礫層より新しく、笠名段丘堆積物より古い独立した海成段丘堆積物である可能性が残されている。

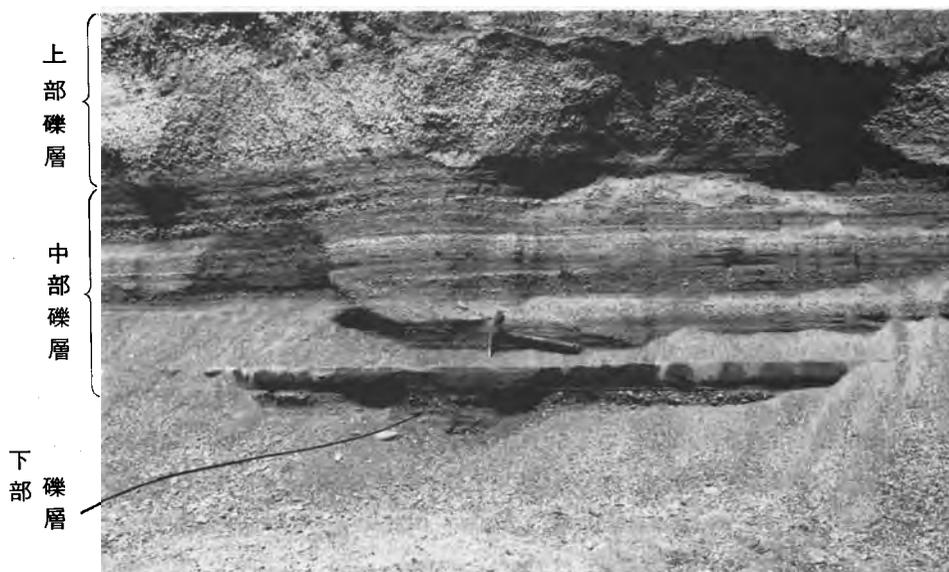
層厚：8-10m程度。

層相：海浜成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33図）。

下部礫層は一般に層理の不明瞭な中-大礫層から構成され、礫層と砂層の互層からなる京松原砂層との漸移部を含めて3-5m程度の厚さがある。中部礫層は厚さ1-1.5m程度の平行層理（一般に南東へ傾斜する）が発達する細礫-極粗砂層（第39図）からなり、径3cm以下の中礫層をまれに挟む。上部礫層は



第38図 京松原砂層と落居礫層との境界部の層相 (浜岡町上比木東方)
見かけ上、両層は漸移し、不整合を示唆する構造は認められない



第39図 落居礫層の中部礫層及び上部礫層の層相 (相良町東沢川の奥)

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が発達する中礫層からなり、径 10 cm 以下の大礫を混じえる。厚さは 3-5 m 程度である。

落居礫層を構成する礫の多くは、牧ノ原礫層と同様に大井川流域の四万十累層群起源の砂岩礫であるが、まれに天竜川起源と推定される結晶片岩、細粒花崗岩、酸性火山岩の中礫が含まれる。

本層の堆積頂面が保存されている部分では、礫層の上位に厚さ2m程度の礫混じりローム層が存在し、5YR5/6程度の色調を呈する。

堆積環境：上述した下部礫層から上部礫層に至る層相変化は、笠名及び御前崎段丘堆積物にも同様に認められ、その形成機構は第46図に模式的に示した。すなわち、下部礫層は低潮面下の堆積物、中部礫層はほぼ潮間帯の堆積物、上部礫層は後浜域の堆積物と考えられる。落居礫層を牧ノ原礫層と同時異相の関係にあるとみなした場合には、既に井口(1954)が指摘しているように、同礫層堆積初期の汀線は上比木付近(層序関係の項で指摘した崖の直下)にあったと推定される。また、古大井川の分流が古相良湾内に流入した頃には、上比木以南の地域はまだ沿岸漂砂(京松原砂層)によって完全には埋め立てられていなかったため、そこに海浜成の落居礫層が堆積したと理解される(第47図の5)。一方、落居礫層を牧ノ原礫層より新しい時期の堆積物とみなした場合には、同礫層は、牧ノ原礫層堆積後、京松原砂層中部までを削り取って形成された波食台上に堆積した地層と理解される。

対比及び時代：本層を牧ノ原礫層の同時異相とみなした場合には、その対比及び時代は牧ノ原礫層と同じ。また、牧ノ原礫層より新しい堆積物とみなした場合には、三浦半島の引橋台地に分布する引橋砂層(町田ほか、1974)に対比される可能性が高い(第2表)。

V. 4 笠名段丘堆積物

地層名：杉山ほか(1987)による。

模式地：相良町笠名東方の東支稜(笠名段丘)丘頂部。

分布：笠名-地頭方間の東支稜(笠名段丘)丘頂部。

層序関係：古谷泥層中-下部の上に波食台を形成して不整合に載る。

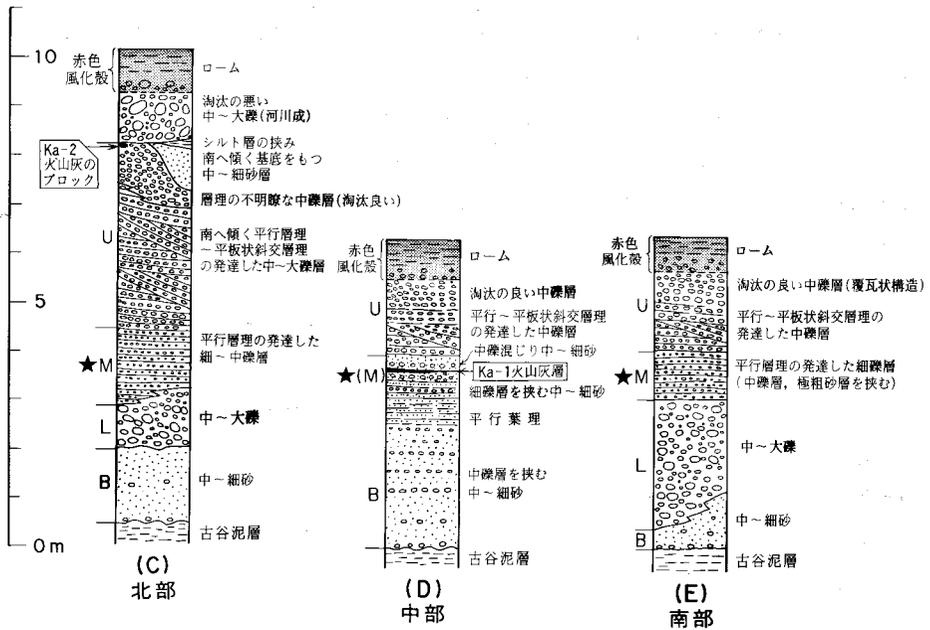
層厚：5-8m程度。

層相：主として海浜成の淘汰のよい礫層からなり、最下部に浅海成砂層、最上部に河川成礫層を伴う。本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(第40図)。

基底砂層は一般に厚さ20cm-1.5m程度の淘汰のよい中-細砂層からなる。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2m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10-30cm程度の間隔で挟む。

下部礫層は一般に厚さ1-3mの中礫及び大礫を主とする礫層からなる。下部礫層は、同様に中-大礫からなる上部礫層に比べて、層理がやや不明瞭なこと、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。笠名段丘中部には、第40図の柱状図(D)に示す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平行葉理の発達する中砂層、及び細礫層を挟む礫混じりの中-細砂層が載るところがある。

中部礫層は厚さ1-1.5m程度の平行層理が発達する細礫層を主とし、中礫層(一般に径3cm以下の礫からなる)及び極粗砂層を挟む(第41図)。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31図Loc.5では、このような砂層中に



第40図 笠名段丘堆積物の柱状図 杉山ほか(1987)による
 各柱状図の作成位置は、柱状図(C)：第31図の Loc. 4 付近、同(D)：第31図の Loc. 5 付近、同(E)：相良町地頭方西方の笠名段丘南端部 B：基底砂層、L：下部礫層、M：中部礫層、U：上部礫層 ★印は潮間帯(前浜域)で堆積したと推定される層準を示す(第46図参照)



第41図 笠名段丘堆積物の層相 (相良町環境保全センターの南, 第31図 Loc. 4)

厚さ5cm程度の細粒火山灰層(Ka-1火山灰層)が挟まれる。

上部礫層は厚さ1.5-4m程度の中礫を主とする礫層からなり、径10cm以下の大礫を伴う(第41図)。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

のよく揃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、上部礫層の上位に南へ傾く基底面を持つ中-細砂層が発達するところがある。

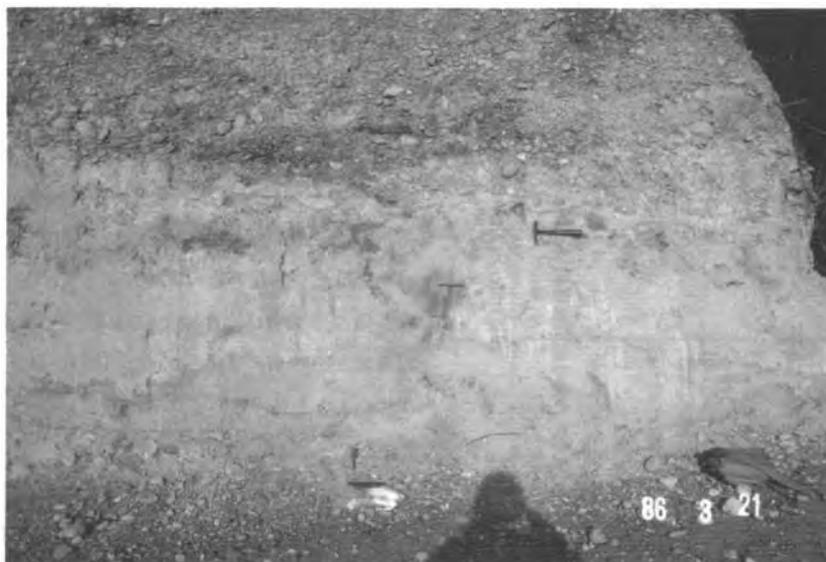
また、同段丘北部では、上部礫層（海浜礫層）及び上述した砂層の上に、厚さ数cm-数10cmの礫混じりのシルト-砂層及び厚さ1.5m程度の河川成と考えられる淘汰の悪い中-大礫層が載る（第42図）。第31図 Loc. 4 では、このような河川成礫層の直下に火山灰層の巨礫（Ka-2 火山灰）が含まれる。

笠名段丘の礫層を構成する礫の岩種別頻度では、四万十累層群起源の砂岩礫（中-大礫）が最も多く、次いでチャート、凝灰質頁岩、珪質頁岩の礫が多い。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。

笠名段丘堆積物の堆積頂面が保存されているところでは、礫層（上部礫層及び河川成礫層）の上位に厚さ60cm-1m程度の礫混じりローム層が存在する。同層は5YR5/6-7.5YR5/6程度の色調を呈する。

Ka-1 火山灰層（杉山ほか，1987）：本火山灰層は笠名段丘中部の第31図 Loc. 5 で発見された。火山灰層の挟在層準は、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。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程度（最大10cm）の薄層として挟まれる（第43図）。本火山灰層はシルト-極細砂サイズの細粒火山灰からなり、下部の厚さ約1cmは白色、上部はオレンジ色を呈する。下部には角張った細礫（火山岩片?）が混入している。

本火山灰層は、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（第14表，第1図版2）。このほかに、斜長石及び少量の bubble wall 型の火山ガラスを含む。このような鉱物組成から、本火山灰層は関東地方の小原台段丘堆積物及びその相当層に挟まれる Pm- I 火山灰層（御嶽火山第一浮石層）（小林ほか，1967；新井，1972）に対比される可能性がある。



第42図 笠名段丘堆積物の上部礫層を覆う砂層と更にこれを覆う河川成の礫層
（相良町笠名東方，第31図 Loc. 4 の南約200mにある切り割り）

第14表 「御前崎」地域の上部更新統に挟まれる火山灰の諸特徴 杉山ほか (1987) による

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
								火山ガラス ^(a)	斜方輝石 ^(r)	
Ky	京松原砂層 (同層基底からの高さ 7-8 m)	5-20cm (最大100cm)	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		
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10cm)	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 (長径約28cm短径約10cm の礫)	オレンジがかった黄色	シルト-極細砂	Bubble wall型	O	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:ジルコニ

Ka-2 火山灰 (杉山ほか, 1987): 本火山灰は笠名段丘北部の第31図 Loc. 4で, 長径約28cm, 短径約10cmの巨礫として発見された(第44図)。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上方の上部礫層と河川成礫層との境界部である。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な(径0.1mm以下の孔隙が多数ある)火山灰からなる。

本火山灰からは, 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が検出された(第14表, 第I図版3-4)。火山ガラスの屈折率は1.497-1.498, 斜方輝石の屈折率(r)は1.701-1.711である。このような鉱物学的特徴は, 小原台段丘堆積物相当層の上部(Pm-Iの上位)に挟まれるK-Tz火山灰層(鬼界-葛原火山灰層)(町田・新井, 1983)の特徴とよく似ており, 両者が同一の火山灰である可能性がある。

堆積環境: 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65-67mであり, 段丘崖上の牧ノ原面(落居礫層堆積頂面)の高度85-90mより約20m低い。したがって, 本段丘堆積物が堆積を始めた頃には, 比高約20mの海食崖が形成されていたと推定される。笠名段丘堆積物に見られる垂直方向への粒度組成及び堆積構造の変化(第45図)は, 第46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)で形成されたと推定される。海水準の低下や大量の礫の供給によって, 笠名段丘上の各地点の環境は, 水深2-6m程度の波食台上の浅海域から次第により浅い礫浜(外浜-後浜)へと変化するとともに, これらの各堆積環境のセットも海側へ移動した(第46図の1-4)。なお, 笠名段丘北部では, 上部礫層の上に河川成礫層が載っており, この地域の環境は後浜域から更に河川の河道や氾濫原へと変化した。

対比及び時代: 1) 本段丘堆積物中から, Pm-I,

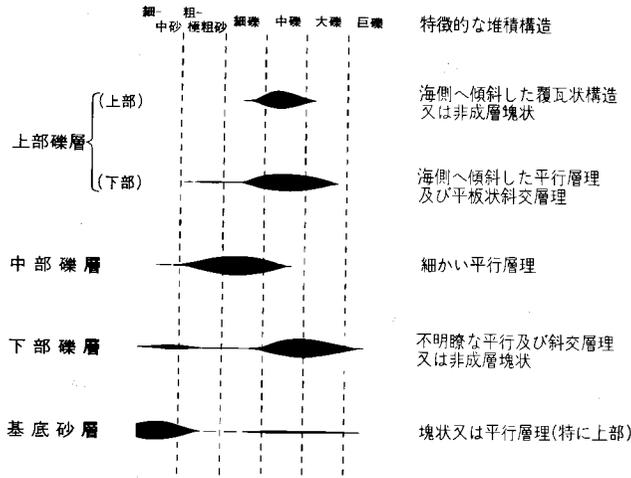


第43図 Ka-1火山灰層の産状 (相良町笠名東方, 第31図Loc. 5)

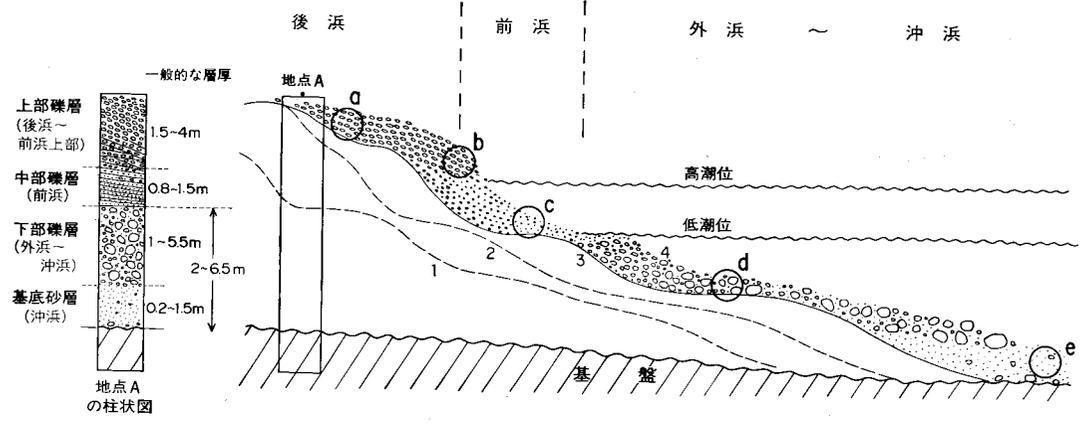
K-Tz 両火山灰に類似する火山灰が発見されたこと, 2) 大規模な海進時の堆積物である牧ノ原段丘堆積物より新しいこと, 3) 基底には谷埋め堆積物を伴わず, 比較的規模の小さな海水準変動に伴って形成された堆積物と考えられること, 等から関東地方の小原台段丘堆積物に対比され, その堆積年代は約8万年前と推定される(第2表). なお, 有度丘陵の小鹿礫層はPm-I火山灰層を挟んでおり(北里・新井, 1986), 本段丘堆積物とほぼ同時代の堆積物と考えられる.



第44図 Ka-2火山灰巨礫の産状 (相良町環境保全センターの南, 第31図Loc. 4)



第45図 笠名及び御前崎段丘堆積物、並びに落居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 杉山ほか(1987)による



第46図 各層相ユニットの形成環境及び垂直方向の層相変化の形成過程模式図 杉山ほか(1987)による
 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

V. 5 御前崎段丘堆積物

地層名 : 杉山ほか(1987)による. 渡辺(1930)の御前崎海食台地上の礫層, 森下・中川(1949)の白羽礫層及び土(1960a)の牧ノ原礫層“白羽相”に相当する.

模式地 : 御前崎町白羽付近の御前崎台地.

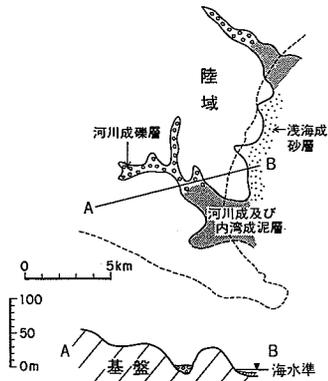
分布 : 御前崎台地及び地頭方西方の東支稜南端部.

層序関係 : 相良層群の上に波食台を形成して不整合に載る.

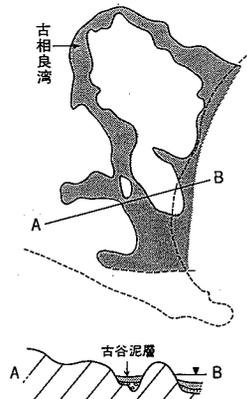
層厚 : 5-10m 程度. ボーリング試料によると, 御前崎台地の中央部では最大11mに達する.

層相 : 主として海浜成の淘汰のよい中-大礫層からなる. 本段丘堆積物は既述した落居礫層及び笠名段丘堆積物とよく類似した垂直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

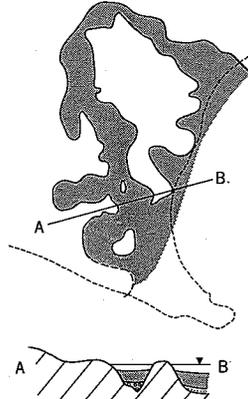
1 古谷泥層下部の堆積時



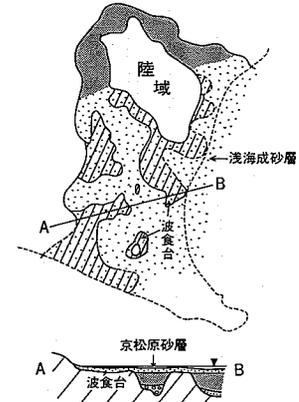
2 古谷泥層中部の堆積時



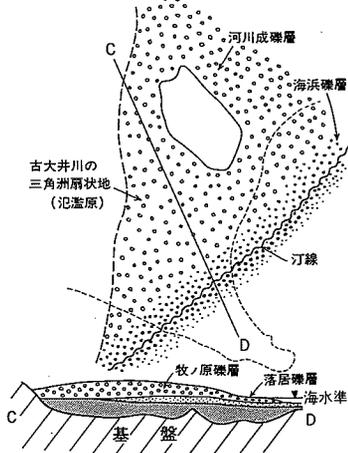
3 古谷泥層上部の堆積時 (約13万年前)



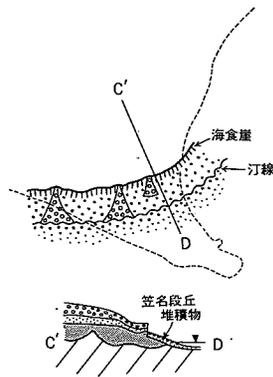
4 京松原砂層の堆積時



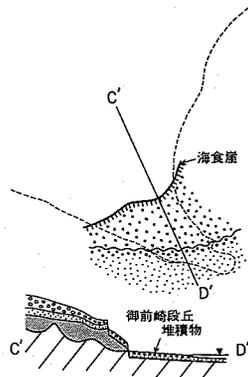
5 牧ノ原礫層の堆積時(後期)



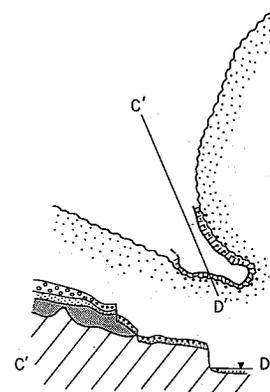
6 笠名段丘堆積物の堆積時(末期) (約8~7万年前)



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47図 「御前崎」地域東部及び「掛川」地域南東部の更新世後期における堆積環境変遷図 杉山ほか(1987)の第10図を一部修正

1-3図の古谷泥層の分布は、池谷・堀江(1982)によるものを一部修正、また、5図は落居礫層を牧ノ原礫層の同時異相と考えた場合の概念図

上部礫層に区分される(第48図)。

基底砂層は厚さ30cm-1m程度の中-細砂層からなり、砂層(特に、不整合直上の砂層)中には中礫を混じえることがある。不整合面(波食台面)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ともに、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。

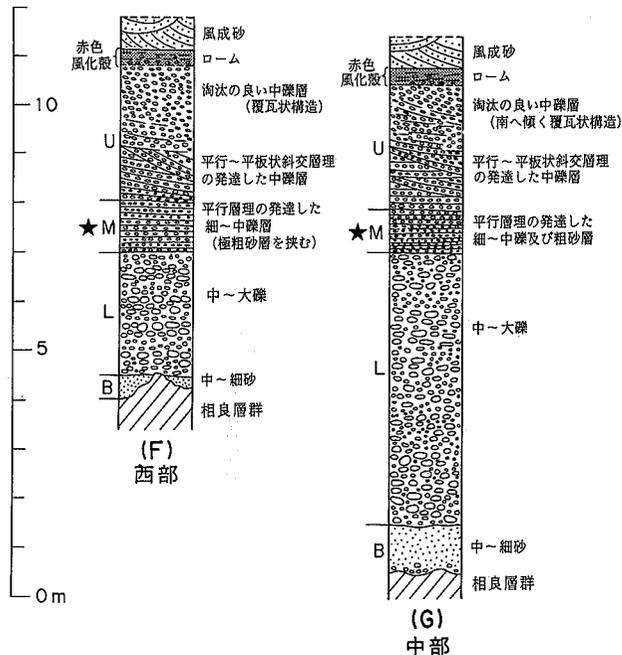
下部礫層は厚さ2-5m程度の中-大礫層からなる。一般に層理は不明瞭であるが、径10cm程度の大礫を主とする層準(その上下の層準に比べて礫径が大きい層準)が4層程度識別されることが多い。

中部礫層は厚さ1m程度、平行層理の発達する細-中礫層からなり、極粗砂層を挟む(第49図)。中部礫層に含まれる中礫の大部分は径1m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。上部礫層を構成する礫は扁平な形態を持ち、径1-3cmのものが多い(第50図)。

御前崎段丘堆積物に含まれる礫の岩種別頻度では、砂岩礫が最も多く、チャート礫がこれに次ぐ。このほかに、笠名段丘堆積物と同様に天竜川に由来する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。

御前崎段丘の原面が保存されているところでは、上部礫層の上位に厚さ30-40cm、5YR3/6-7.5YR5/6程度の色調を帯びる一部礫混じりのローム層が存在する。御前崎台地の中-南部では、更にこれを風成砂(完新統)が覆う。



第48図 御前崎段丘堆積物の柱状図 杉山ほか(1987)による

柱状図の作成位置は、柱状図(F)が御前崎町新神子(露頭観察による)、同(G)が同町薄原(ボーリング資料及び露頭観察による) 柱状図に付したB, L, M, U及び★印は第40図の説明を参照



第49図 御前崎段丘堆積物の下部礫層-上部礫層の露頭 (御前崎町新神子)



第50図 御前崎段丘堆積物の上部礫層 (相良町遠渡)

堆積環境：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より10-15m程度低い。したがって、本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(第47図の7)。本段丘堆積物は、既述した笠名段丘堆積物と同様の垂直方向への層相変化を示すことから、その堆積環境も同様に波食台上

の浅海域からより浅い礫浜へと変化したと考えられる。

対比及び時代：上述のように笠名段丘堆積物が小原台段丘堆積物に対比されるとすると、三浦半島に分布する三崎砂礫層（町田ほか，1974；小玉ほか，1980等）に対比される可能性が高く、堆積年代は約6万年前と推定される。

V. 6 未区分中位及び低位更新世段丘堆積物

「御前崎」地域には、上述した牧ノ原、笠名及び御前崎の各段丘堆積物のほかに分布範囲の狭い更新世後期の河成段丘堆積物が存在する。

このうち、**未区分中位更新世段丘堆積物**としたものは、浜岡町黒田付近に分布する。本段丘堆積物は5m程度の厚さを有し、主として大礫サイズの河成礫からなる。また、その頂面高度は標高約72mであり、付近に分布する牧ノ原面より約20m低い。本堆積物は、北隣「掛川」地域の中坂面（長田，1976）を構成する河成礫層に対比されると推定される。また、笠名又は御前崎段丘堆積物と同時期の堆積物である可能性があるが、詳細な対比は不明である。

一方、**未区分低位更新世段丘堆積物**としたものは、浜岡町下付近、地頭方西方、白羽付近等に分布する。本段丘堆積物は大部分が河成の厚さ1-数mの中-大礫層から構成され、一般に頂面の勾配が大きいことを特徴とする。このうち、地頭方西方では、少なくとも二つ以上の分布高度の異なる段丘堆積物が存在する。本段丘堆積物を構成する礫の多くは、牧ノ原、笠名及び御前崎段丘堆積物に由来する円礫からなり、礫層の上位に厚さ50cm-1m程度のシルト層を伴うことがある。本段丘堆積物は最終氷期の堆積物と推定される。

VI. 完新統

VI. 1 概要

「御前崎」地域に分布する完新統は、主として沖積谷埋積堆積物及び風成砂からなり、このほかに浅海-海浜成堆積物（大部分は表面を風成砂に覆われ、一部は段丘化している）及び現河岸及び海岸堆積物等がある。

沖積谷埋積堆積物は、主として菊川沿いの沖積低地（菊川低地）、新野川及びその支流の朝比奈川沿いの沖積低地（新野川低地）及び箴川沿いの沖積低地（箴川低地）に分布し、主に内湾成の泥層及び河川成の砂・礫層からなる。最大層厚は菊川低地で40m以上に達する。沖積谷埋積堆積物の全体が約1万年以降の完新統であることを示す年代データ等はこれまでのところ報告されていないが、本報告ではこれら全体を完新統として扱う。本堆積物についてのまとまった資料としては、静岡県地震対策課（1978a, b, 1983, 1984等）のボーリング柱状図集や同断面図集がある。また、その層序区分、堆積年代、堆積環境の変遷などについては、長澤ほか（1983）、鹿島ほか（1983, 1985）、米倉ほか（1985）等の報告がある。

風成砂は遠州灘に面した海岸低地を広く覆い、浅海-海浜成堆積物の上に重なるとともに、菊川、新

野川及び箴川の各沖積低地南部では沖積谷埋積堆積物の上に重なる。このほか、御前崎台地の台地面や斜面、駿河湾沿いの海岸低地等も広く覆う。風成砂の分布域には数多くの砂丘が存在するが、後述するようにその多く（特に、遠州灘沿いの海岸低地に存在するもの）は積極的な人為の加わった砂丘（人工砂丘）である。これらの砂丘の分布、形態、形成機構並びに人工的な改変については栗林（1956a, b）、宮崎（1983）等の報告がある。

なお、地質図では、便宜上、完新世海成段丘堆積物、沖積層（主として泥及び砂礫）、沖積層（主として砂）、風成砂、現河岸及び海岸堆積物に区分して塗色した。このうち、風成砂として塗色した部分は、概ね厚さ4-5 m以上の風成砂が地表を覆う地域（ただし、それらの開析谷部は除く）である。これは主として、菊川、新野川、箴川各沖積低地南端部からその前縁の海岸低地にかけての地域や御前崎台地上等に分布する砂丘（人工斜砂丘を含む）である。沖積層（主として泥及び砂礫）として塗色した部分は、風成砂に覆われないか、または風成砂の厚さが概ね4-5 m以下の沖積低地中北部、並びに台地及び丘陵を開析する谷の谷床である。また、沖積層（主として砂）として塗色した部分は、風成砂の厚さが概ね4-5 m以下の海岸低地及び沖積低地南端部の一部（砂丘近傍）に当たる。

VI. 2 沖積谷埋積堆積物

(1) 菊川低地の堆積物

「御前崎」地域西部から「掛川」地域西部にかけて南北に延びる菊川低地には、付図A-3のボーリング柱状図及び付図A-4の断面図に示すように、主としてシルト-粘土層からなる最大層厚40 m以上の沖積谷埋積堆積物が分布する。同堆積物は大東町国浜以南の地域では、浅海-海浜成と推定される砂層（一部、礫層を挟む）に移化するとともに風成砂に覆われる（付図A-4の断面E-F）。

付図A-3のボーリング資料に基づくと、菊川低地の本堆積物は、層相により下位から基底礫層、下部層、中部層及び上部層に区分される。

基底礫層は一般に厚さ2-5 m、最大8 m以上のシルト質基質の多い礫層-砂礫層からなる。礫層中に含まれる礫は主として中礫サイズの礫からなり、径10 cm以下の大礫を混じえる。

下部層は主としてシルト-粘土層及びこれと細砂層との互層からなり、下部に礫混じりのシルト-粘土層、シルト混じり砂層等のやや粗粒な碎屑物の多い部分を伴う。シルト-粘土層には植物片が含まれ、一部では貝殻片を混じえる。厚さは3-12 m程度である。本層は鹿島ほか（1985）の下部砂礫泥互層に相当する。

中部層は主として粘土-シルト層からなり、下部に砂層（一部、礫混じり）及び砂混じりシルト層を伴う。また、最上部にも砂質シルト層及び砂層からなる部分を伴い、全体として下位より粗粒（砂-シルト）→細粒（粘土-シルト）→粗粒（砂-シルト）からなる堆積サイクルを示す。本層中の粘土-シルト層は、貝殻片を高頻度に包有することを特徴とする。厚さは低地中部では10-20 m程度であるが、南部では20 mを超える。本層は鹿島ほか（1985）の中部砂礫層と上部泥層とを合わせたものに相当する。

上部層は鹿島ほか（1985）の最上部泥層に当たり、主として腐植混じりのシルト-粘土層からなり、一部に砂礫層を伴う。砂礫層は下位の中部層を削り込んで堆積している。厚さは3-10 m程度である。

これらの各層のうち基底礫層は、最終氷期に形成された開析谷に最初に堆積した河成礫層と推定される。下部層及び中部層については、その層相から少なくともその上部は内湾成と考えられる。下部層に見られる上方細粒化及び中部層に認められる堆積サイクルは、海水準変動を反映しており、粘土-シルト層からなる下部層上部及び中部層中-上部は相対的な高海水準期の堆積物と推定される。鹿島ほか(1985)は、大東町西ヶ崎において、中部層上部に相当する層準(標高3.5-4 mのところ)にマガキ(*Crassostrea gigas*)を主とする自然貝層を発見し、マガキから $6,110 \pm 80\text{yrBP}$ 、貝層より約1 m下位の泥層中のサルボウガイから $6,840 \pm 100\text{yrBP}$ の ^{14}C 年代値を得ている。したがって中部層上部は、縄文海進最盛期の内湾成堆積物と考えられる。また、上部層は低湿地成の堆積物及び菊川の河床・河岸及び氾濫原堆積物と推定される。

(2) 新野川低地の堆積物

本低地の沖積谷埋積堆積物も最大で40 m程度の厚さを有し、主として粘土-シルト層及び砂層からなる。同堆積物は、浜岡町池新田以南の地域では浅海-海浜成と推定される砂層や砂礫層に移化するとともに、風成砂に覆われる(付図A-4の断面G-H)。

本低地の堆積物は、概ね菊川低地の堆積物と同様な垂直方向への層相変化を示す。すなわち、最下部の基底礫層の上に菊川低地の下部層に相当する厚さ6-10 m程度の粘土-シルト層(下部にシルト混じりの砂を伴う)が存在する。その上位には、下位よりシルト混じりの砂、植物片及び貝殻片を含むシルト-粘土層、シルト混じりの砂からなる厚さ10-20 m程度の中部層相当層が認められる(付図A-3)。更にその上位には、腐植及び砂混じりのシルト-粘土層及び砂層を主とする厚さ10 m程度の上部層相当層が存在する。なお、池新田北方の本低地南部(付図A-2のF001ボーリング付近)は、江戸時代初期に干拓されるまで、その南に形成された砂丘によって閉塞され、新野池と呼ばれる低湿地となっていたことが知られている(栗林, 1956a等)。

(3) 箴川低地の堆積物

本低地の沖積谷埋積堆積物も最大で30 m以上に達する層厚を有し、主として粘土-シルト層及び砂層からなる。浜岡町宮内以南の地域では厚さ5-15 m程度の風成砂に覆われる。

本低地南部(風成砂に覆われる地域)の沖積谷埋積堆積物は、下位より基底礫層、下部粘土-シルト層及び上部砂層からなる(付図A-3)。

基底礫層は、付図A-3のDPボーリング(国立防災科学技術センター浜岡地殻変動観測井)では厚さ9 mに達し、主として中礫サイズの円礫からなり、まれに大礫サイズの礫を伴う。下部粘土-シルト層は6-18 mの厚さがあり、植物片を含む。米倉ほか(1985)によって掘削された付図A-3のYOボーリングの本層からは、貝殻片・有孔虫及び海生の珪藻が報告されている。また、米倉ほか(1985)は、同じボーリングの深度13.5 m(海拔-0.1 m)の本層中部に約6,300年前に降下したとされるK-Ah火山灰層(鬼界-アカホヤ火山灰層)(町田・新井, 1978等)を発見している。本研究ではGS2ボーリング(地質調査所浜岡地盤変動観測井)の本層最上部(海拔約6 m)から採取した試料の ^{14}C 年代測定を行い、 $6,010 \pm 230\text{yrBP}$ の年代値を得た(測定:テレダイン社)。また、後述するように、同ボーリングの粘土-シルト層試料の花粉分析を併せて行い、温暖な気候を示唆する分析結果を得た。これらのデータから、箴川低地の下部粘土-シルト層は縄文海進期の堆積物と考えられ、菊川低地の中部層中-上部に対比される可能

第15表 沖積谷埋積堆積物の花粉分析結果
各試料の採取層準は付図A-3参照
分析：バリノ・サーヴェイ(株)

試料番号 花粉・胞子化石名	地質調査所試井 (深度 4-7.5m)		地質調査所試井 (深度 13-21m)		地質調査所試井 (深度 21-25m)		地質調査所試井 (深度 31m)		地質調査所試井 (深度 35m)	
	D 3	D 2	D 1	H 2	H 1	H 2	H 1	H 2	H 1	
<i>Podocarpus</i> (マキ属)	1									
<i>Abies</i> (モミ属)	1	10	17	4						
<i>Tsuga</i> (ツガ属)	9	9	14							2
<i>Picea</i> (トウヒ属)		2	5							
<i>Pinus</i> subgen. <i>Diploxylon</i> (二葉マツ亜属)	10	10	9	5	3					
<i>Pinus</i> (亜属不明マツ属)	4	13	12	7						
<i>Sciadopitys</i> (コヤマキ属)	5	2	3	1	3					
<i>Cryptomeria</i> (スギ属)	14	11	10	4	1					
T-C. (イチイ科-イチイガヤ科-ヒノキ科)	3	2	5	2						
AP-1 (針葉樹花粉)	47	59	75	23	9					
<i>Salix</i> (ヤナギ属)	4			1	1					
<i>Juglans</i> (クルミ属)				5	1					
<i>Carpinus-Ostrya</i> (クマシデ属-アサダ属)	7	7	7		4					
<i>Corylus</i> (ハシバミ属)					2					
<i>Betula</i> (カバネギ属)	1	1	2		1					
<i>Alnus</i> (ハンノキ属)	1	2	10	3	1					
<i>Fagus</i> (ブナ属)	2	2	6	3	1					
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i> (コナラ亜属)	30	21	63	14	9					
<i>Quercus</i> subgen. <i>Cyclobalanopsis</i> (アカガシ亜属)	54	1	4	8	4					
<i>Castanea</i> (クリ属)	3	1	4	2	3					
<i>Castanopsis</i> (シノキ属)	24		3	127	139					
<i>Ulmus-Zelkova</i> (エレ属-ケヤキ属)	6	12	31	7	12					
<i>Celtis-Aphananthe</i> (エノキ属-ムクノキ属)	3	5	13	6	7					
Moraceae (クワ科)					1					
<i>Phellodendron</i> (キハダ属)				1	2					
<i>Daphniphyllum</i> (ユズリハ属)					1					
<i>Mallotus</i> (アカメガシワ属)	1				3					
<i>Ilex</i> (モチノキ属)					2					3
<i>Acer</i> (カエデ属)	1				1					
<i>Aesculus</i> (トチノキ属)	6									
<i>Parthenocissus</i> (ツクバ属)					1					
<i>Camellia</i> (ツバキ属)			1		1					
<i>Elaeagnus</i> (グミ属)					2					1
Araliaceae (ウコキ科)					1					1
<i>Aucuba</i> (アオキ属)	1				1					
<i>Cornus</i> (ミズキ属)			3							
<i>Ligustrum</i> (イボタノキ属)	1									
AP-2 (広葉樹花粉)	145	54	150	180	196					
AP (樹木花粉)	192	113	225	203	205					
<i>Typha-Sparganium</i> (ガマ属-ミクリ属)	1	2		2	1					
Gramineae (イネ科)	88	17	11	11	4					
Cyperaceae (カヤツリグサ科)	19	3	4	22	2					
<i>Monochoria</i> (ミズアオイ属)	1									
<i>Polygonum</i> sect. <i>Persicaria-Echinocaulon</i> (ウナギ草属)	2				2					1
Chenopodiaceae (アカザ科)			1							
Ranunculaceae (キンボウケ科)				1						
<i>Myriophyllum</i> (フサモ属)					1					
Umbelliferae (セリ科)	1				1					
<i>Artemisia</i> (ヨモギ属)	8	2	2	2	2					
Carduoideae (キク亜科)			1		2					
Cichorioideae (タンポポ亜科)	1	2			1					
NAP (草本花粉)	121	28	18	42	12					
Trizonoporate pollen (三孔型花粉)	3									
Trizonocolporate pollen (三溝型花粉)	9	2	10	10	8					
FP (形態分類花粉)	12	2	10	10	8					
<i>Lycopodium</i> (ヒカゲノカズラ属)	1									
<i>Pteris</i> (イノモトソウ属)					1					1
<i>Salvinia natans</i> (サンショウウモ)					1					3
Monolete spore (単条溝型胞子)	8	18	5	46	18					
Trilete spore (三条溝型胞子)	1		1	9						
FS (シダ類胞子・形態分類胞子)	10	18	7	59	21					
Total Number (総計)	335	161	260	314	246					
Pseudoschizaea (淡水生藻類)			1							
AP-1 (%) (針葉樹花粉の割合)	14.0	36.7	28.8	7.3	3.7					
AP-2 (%) (広葉樹花粉の割合)	43.3	33.5	57.8	57.3	79.6					
NAP (%) (草本花粉の割合)	36.1	17.4	6.9	13.4	4.9					
FP (%) (形態分類花粉の割合)	3.6	1.2	3.8	3.2	3.3					
FS (%) (シダ類胞子・形態分類胞子の割合)	3.0	11.2	2.7	18.8	8.5					

性が高い。また、本低地の基底礫層は菊川低地の基底礫層よりも新しい時代の堆積物である可能性がある。

上部砂層は5-20m程度の厚さがあり、主として一部シルト混じりの中-細砂からなり、まれに植物片を含む。YOボーリングの本層からは米倉ほか(1985)により淡水生の珪藻が報告されており、淡水成層と考えられる。本砂層はGS2ボーリングでは約20mもの厚さがあることから、主として海浜砂が風によって直接沼沢地に運ばれたり、風成砂が河川等によって二次的に運搬されて形成されたものと推定される。

一方、宮内以北の箴川低地に分布する本堆積物については、入手できたボーリング資料が少ないため不明な点が多いが、少なくとも10m以上の層厚があり、主として粘土-シルト層からなり、上部に砂層卓越部を伴う。

(4) 花粉分析

本研究では、地質調査所大東ラドン観測井(付図A-2のGS1ボーリング)の鑿井工事(昭和53年1月)に際して採取された三つのスライム試料(D1, D2, D3)、並びに浜岡地盤変動観測井(付図A-2のGS2ボーリング)の鑿井工事(昭和59年2月)に際して採取された二つのコア試料(H1及びH2)について花粉分析を行った。D1は菊川低地の沖積谷埋積堆積物の中部層下部に相当する層準から、D2は同層中部に相当する層準から、それぞれ採取されたものである。また、D3は上部層から採取されたものである。一方、H1及びH2は、縄文海進最盛期に堆積した箴川低地の粘土-シルト層上部の試料であり、菊川低地の中部層上部に対比されるものである。

これらの試料の分析結果を第15表に示す。D1及びD2試料では他の試料に比べて針葉

樹花粉の出現頻度が高く、その中では *Pinus* 層が最も多く、*Abies*, *Cryptomeria*, *Tsuga* の各属がこれに次ぐ。また、広葉樹花粉の中では *Lepidobalanus* 亜属が最も多く、*Ulmus-Zelkova*, *celtis-Aphananthe* 両属がこれに次ぐ。両試料とも温暖な気候を示す分類群 (*Castanopsis* 等) の花粉は少ない。一方、D3 試料では D1 及び D2 試料に比べて針葉樹花粉の比率が低く、常緑広葉樹の *Cyclobalanopsis* 亜属及び *Castanopsis* 属が比較的高い比率で含まれる。これに対して、H1 及び H2 試料では針葉樹花粉の出現率は極めて低く、*Castanopsis* 属の花粉が全樹木花粉の 60% 以上を占める。

このような花粉分析結果から、箆川低地の粘土-シルト層の上部及び菊川低地の中部層上部の堆積時(縄文海進最盛期)はかなり温暖な気候であったと推定される。一方、菊川低地の中部層下部-中部の堆積時はやや冷涼な気候であったと推定される。また、同低地の上部層堆積時は、中部層下部-中部の堆積時よりは温暖で、中部層上部の堆積時よりは冷涼な気候であったと推定される。

VI. 3 浅海-海浜成堆積物

遠州灘及び駿河湾に面した海岸低地並びに御前崎台地南縁の海食崖中下部に存在する小平坦面には、表面を風成砂に覆われた浅海成や海浜成の堆積物が存在する。

(1) 完新世海成段丘堆積物

御前崎町上岬から広沢の南方に当たる御前崎台地南縁の海食崖中下部(海拔約 8-13 m)には、坂本ほか(1978)によって、小規模な平坦面の存在が報告されている。坂本ほかによると、国民宿舎おまえざき荘南方の平坦面には、厚さ 2.15 m の風成砂に覆われて厚さ 10 cm 程度の円礫層が存在する。円礫層は直接基盤の相良層群を覆っており、波食台(波食棚)上の堆積物の可能性が高い。この礫層の堆積年代は不明であるが、縄文海進期の可能性がある(坂本ほか, 1978)。

また、箆川河口部の東方、御前崎町新神子付近には、3 段の段丘状平坦面が存在する(第 31 図)。このうち、最も高位のものは堀野新田面(長田, 1976, 1980)と呼ばれ、箆川低地南部に広く発達する。同面最上部は厚さ 4-5 m またはそれ以上の厚さの風成砂からなり、その下位に既述した淡水成砂層及び縄文海進期の内湾成粘土-シルト層が存在する。

堀野新田面の南側に発達する下位の 2 面は、現海岸線と平行して東西方向に延び、南北の幅は 200-300 m 程である(第 31 図)。このうち、より高位の平坦面(新神子高位面)では、風成砂の下位に海浜成の円礫層(栗林, 1971 によると浜堤又は砂嘴の堆積物)が存在することが確認されている(栗林, 1971; 宮崎, 1983)。したがって、これら二つの平坦面は、縄文海進以降に形成された海成段丘面である可能性が高い。

なお、地質図では、御前崎台地南縁の小平坦面上の礫層のみを完新世海成段丘堆積物として図示した。

(2) 海岸低地の地下の海成-海浜成堆積物

既存のボーリング資料によると、「御前崎」地域の海岸低地では、その表層を覆う風成砂の下位に浅海成又は海浜成と推定される砂層及び砂礫層が存在する(付図 A-3 の Y-8)。

菊川及び新野川の河口付近では、これらの砂質堆積物は既述した沖積谷埋積堆積物の中-上部(主に粘土-シルト層からなる内湾成堆積物)と同時異層の関係にあると考えられる(付図 A-4 断面 E-F, G-H)。

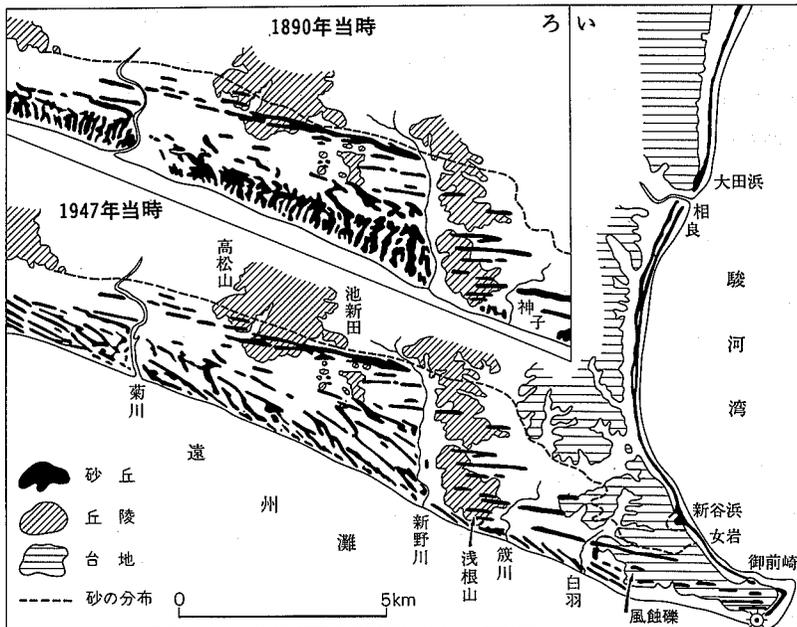
VI. 4 風 成 砂

「御前崎」地域の海岸低地及び菊川、新野川、筈川の各沖積低地南部，更には御前崎台地中 - 南部の台地面，南山丘陵の南部等は，膨大な量の風成砂によって覆われている。砂丘部を除く風成砂の層厚は，一般に上述の各沖積低地南端部から海岸低地内陸側にかけての地域で最も大きく，5 m 以上に達するところが少なくない。また，御前崎台地上でも 1 m 以上のところが多い。

遠州灘沿岸の風成砂分布域には，見事な砂丘群が存在する。これらの砂丘は，冬季の乾燥した強い西風（中部電力，1978によると，冬季の平均風速は 7 m/s を超え，1 月における風速 10 m/s 以上の平均日数は 24 日に達する）によって海浜の砂が陸上へ吹き上げられ，飛砂として移動・堆積を繰り返すことにより形成されたものである（栗林，1956b；宮崎，1983）。一方，駿河湾沿いの海岸低地にも砂丘が存在するが，これは北東風によって形成されたものであり，その規模は遠州灘沿いの地域に発達する砂丘群に遠く及ばない（栗林，1956b）。

栗林（1956b）によると，遠州灘沿岸地域の砂丘は，形態により，風向並行砂丘，波浪状砂丘及び人工斜砂丘に大別される。

風向並行砂丘は，冬季の季節風の方向と平行にほぼ東西方向に延びる，一般に 1 km 以上の長さを有する砂丘である。このタイプの砂丘は，新野川以西の低地部では海岸から離れた内陸部に形成され，同川以東の台地や丘陵の多い地域では海岸からの距離に関係なく形成されている（第 51 図）。後者の地域に

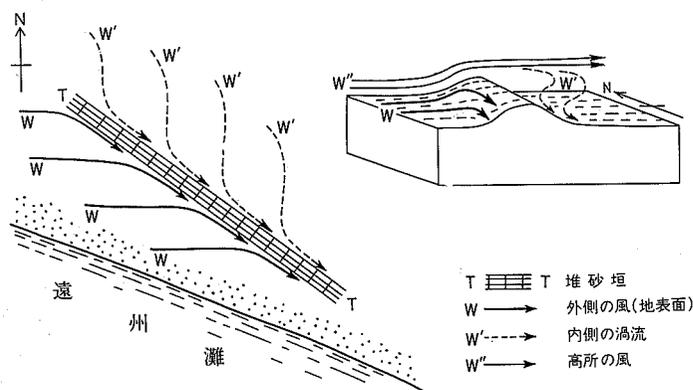


第51図 御前崎付近の砂丘分布及び砂丘形態の変遷 栗林(1956b)による

おける典型例として、御前崎町新神子から薄原にかけて延長約4kmにわたって延びる砂丘が挙げられる。この砂丘は、新神子から自浜にかけての地域では、VI. 3 (1) で述べた海成段丘面と推定される低位平坦面の縁に沿って延び、白羽で御前崎台地上には上がっている。風向並行砂丘は、次に述べる波浪状砂丘に比べて、より風速が小さく、砂の供給が少ない地域で形成されると推定されている(栗林, 1956)。

波浪状砂丘は、現在、人工斜砂丘が分布する海岸低地域にかつてあったもので、第51図に示すように、南北方向に延びる長さ1km未満の砂丘が150-200m程度の間隔で並んだ砂丘群からなる(栗林, 1956b)。波浪状砂丘は移動性が大きいので、その分布地域は長い間耕地や宅地として利用することができなかった。

波浪状砂丘を固定化する試みは古くからなされてきたが、江戸時代末-明治初年頃には冬季の季節風と斜交する北西-南東方向に粗朶(伐り取った樹枝)で垣根を作る方法が有効なことが発見された(栗林, 1956a)。この方法は、第52図に示すように、卓越風向と斜交する北西-南東方向に木や竹で垣根(堆砂垣)を作り、飛砂を南東方向へ逃がしながら堆積させることにより、内陸側(北西側)への砂の進入を防止するとともに、砂の堆積体の高さが急速に増大するのを抑えるものである(堆砂垣を風と直交する方向に作った場合は、砂の堆積体の高さが急激に増大するため、堆砂垣はすぐ埋まってしまう、なかなか飛砂を抑えきれない)。飛砂の堆積に伴って堆砂垣の補充を繰り返すと、遂には北西-南東方向に延びる人工的な砂の堆積体が形成される。これが人工斜砂丘と呼ばれるもので、同砂丘の高さが10m程度になると、その上に黒松等を植え、砂が飛砂として再移動するのを防ぐ(栗林, 1956a)。なお、堆砂垣の内側(北東側)では、第52図に示すような二次的な渦流が発生するため、この部分に存在する砂は堆砂垣の内面に吹き寄せられる。このため、堆砂垣はその内側に残存する波浪状砂丘を侵食し、除砂する除砂垣としての働きを併せ持っている。このような自然の営力を巧みに利用する方法によって、明治の中期以降、波浪状砂丘の固定化が急速に進められ、現在見られるような整然とした人工斜砂丘群(第53図)が出現した(栗林, 1956a; 静岡県農地森林部治山課, 1981)。



第52図 人工斜砂丘の原理(堆砂垣と風の関係) 栗林(1956a)による



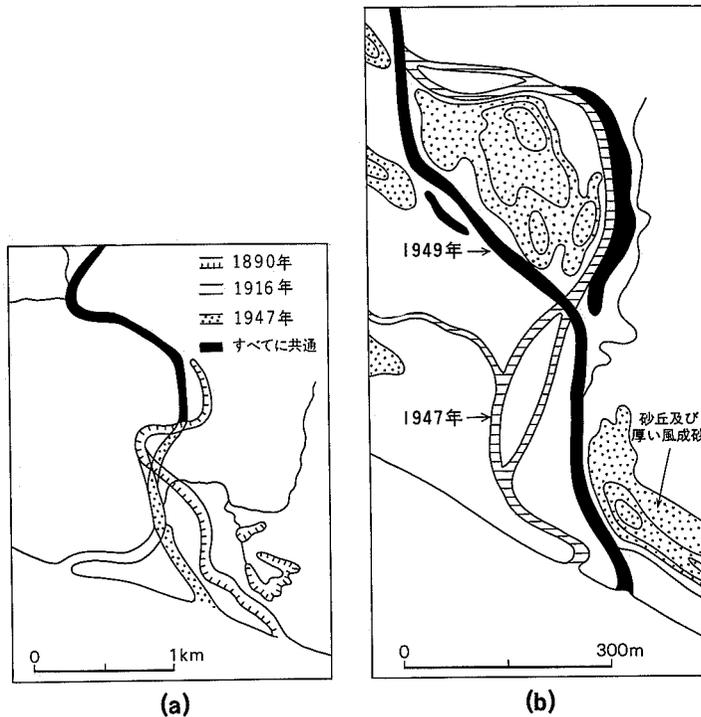
第53図 上空から見た人工斜砂丘
a: 浜岡町池新田南方 (国土地理院発行の空中写真CB-77-8X, C20-5の一部)
b: 大東町大坂南方 (国土地理院発行の空中写真CB-77-8X, C19-5の一部)

VI. 5 現河岸及び海岸堆積物

本報告では便宜上、菊川、新野川及び笈川の人工堤防内側の高水敷及び蛇行州、並びに遠州灘及び駿河湾沿岸の後浜域及び最前列砂丘の一部を現河岸及び海岸堆積物として塗色した。

菊川等の高水敷及び蛇行州は、主として砂及び泥からなり、砂の多くは風成砂起源と推定される。菊川及び笈川は、いずれも河口から2km付近の厚い風成砂(砂丘)分布域の北限で大きく東に屈曲しており、西からの飛砂や砂丘の移動によって流路を妨げられ、東方へ曲流したと考えられる。新野川については、江戸時代初期に人工的に流路が開鑿されるまでは、砂丘によってその流路を閉ざされ、新野池と呼ばれる沼沢を形成していたことが知られている(栗林, 1956a)。また、菊川及び新野川の下流では、人工堤防が構築されるまでは砂丘の東漸移動に伴う流路の変遷があったことが知られている(第54図)。

遠州灘及び駿河湾沿いの現海浜部(前浜及び後浜)は、主として砂からなっている。これはかつての同地域の海浜堆積物である落居礫層(約10万年前)、笠名段丘堆積物(約8万年前)及び御前崎段丘堆積物(約6万年前)が主として礫(中礫)からなるのと対照的である。恐らく、現在では10-6万年前に比べて、天竜川、大井川等から海に運ばれる碎屑物の量が少なくなるとともに、平均粒径も小さくなっているものと思われる。また、近年では、海岸浸食による汀線の後退が起きている(栗林, 1971; 静岡県農地森林部治山課, 1981)が、これは上記河川の上流におけるダム建設等、人為的要因が大きいものと推定される。このような海岸浸食を防止するため、消波ブロックの設置、護岸堤防の構築等が行われている。



第54図 菊川下流部(a)及び新野川下流部(b)の流路変遷 栗林(1956b)による

VI. 6 人工改変地及び埋立地

本報告では、中部電力浜岡原子力発電所の敷地の一部を人工改変地として地質図に図示した。この部分は牧ノ原台地南稜の西支稜南端から新野川河口東側の海岸低地に当たり、昭和46年以降の原子力発電所の建設工事によって改変されたものである。

埋立地は駿河湾沿岸の御前崎港及び地頭方港の埠頭及び工場用地として湾岸部を埋め立てて造成された土地である。これらの埋立地は、静岡県（御前崎港）及び相良町（地頭方港）によって主として昭和56年以降に、港底のしゅんせつ土及び山砂利を用いて造成されたものであり、御前崎港の埋立地造成工事は継続中である。

VII. 第四紀後期の地殻変動

VII. 1 概要

「御前崎」地域に分布する上部更新統及びこれらが形成する段丘面には、褶曲、曲隆、傾動等の変形及び断層による変位が認められる。これらの変形及び変位は、褶曲・曲隆・傾動等の軸の方向及び断層面の走向に基づいて、北東-南西方向のものと北西-南東方向のものとに大別される。北東-南西方向の変形・変位には、牧ノ原段丘及び笠名段丘の南東方向へ傾き下がる傾動、御前崎面に見られる北北東-南南西方向の褶曲及び断層等がある。一方、北西-南東方向の変形・変位には、牧ノ原段丘の北西-南東を軸方向とする曲隆、御前崎段丘の南西方向へ傾き下がる傾動等がある。このような2方向の変形・変位の存在は、「御前崎」地域周辺に分布する第三系及び中-下部更新統の地質構造と共通しており、第四紀後期の地殻変動がそれ以前の時代の地殻変動（構造運動）と同様な地質学的背景の下で起きていることを強く示唆する。

また、上部更新統の変形・変位要素には、基盤の相良層群及び掛川層群の変形と対応するものと基盤にはこれに対応する顕著な変形・変位が認められないものがある。基盤の変形と対応する変形・変位は、東部の御前崎段丘に認められる。これに対して、牧ノ原段丘及び笠名段丘地域では、その基盤層中に段丘堆積物の変形・変位と対応する累積的な変形は認められない。

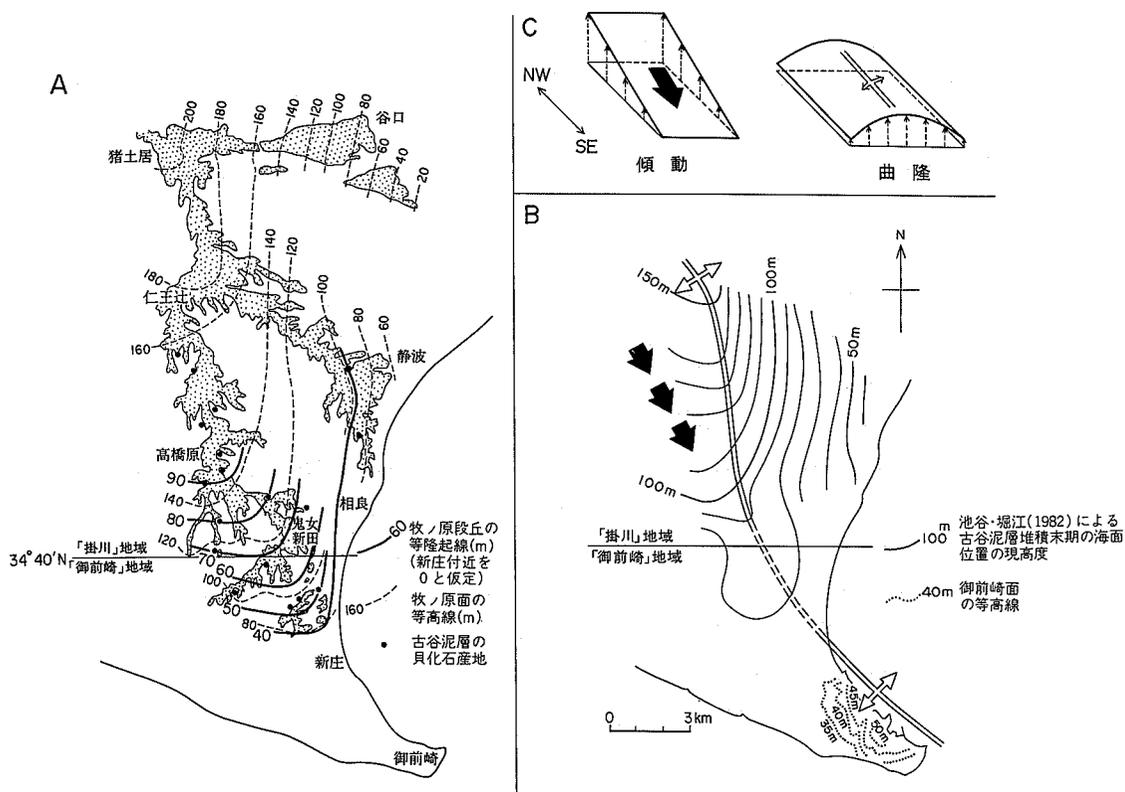
これらの変形・変位に伴う「御前崎」地域の隆起量や隆起速度は、各段丘堆積物の形成年代、その当時の海面位置の現高度等のデータから推定した。その結果、「御前崎」地域（少なくともその東部）は約6万年前以降、10m/万年程度の平均速度で隆起していると推測される。また、約12-6万年前には北西部ほど隆起量が大きな傾動隆起が生じており、地頭方付近における平均隆起速度は6万年前以降よりかなり小さかったと推定される。更に、約5-6千年前の縄文海進最盛期（現在よりも2-4m程度海水準が高かったとされる）における海面位置の現高度は、御前崎半島部では海拔約10mに達する可能性があるが、箴川低地及び菊川低地では海拔5-6m程度に過ぎない。この事実は、御前崎半島部を除く本地域のここ5千年間における隆起速度がかなり小さいことをうかがわせる。

VII. 2 段丘変形

(1) 牧ノ原段丘の変形

1) 傾動及び曲隆

本段丘の変形については、渡辺 (1928, 1929, 1930), 井口 (1954), 土 (1960a, 1968), 池谷・堀江 (1982) 及び本研究の一環である杉山ほか (1987) 等によって考察や報告が行われている。第55図A, Bは、各々、土 (1960a) 及び池谷・堀江 (1982) による古谷泥層堆積末期 (下末古海進最盛期) における古海面の等隆起線図である。土による古海面の現高度は、古谷泥層の上面高度に貝化石から推定される水深を加えたものであり、池谷・堀江 (1982) による同高度は、古谷泥層最上部がその分布の縁辺部 (古相良湾の湾岸) において薄化消失する地点 (訂線と見なす) の高度である。二つの等隆起線図は互によく類似しており、これらから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ことが分かる。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、等隆起線及び牧ノ原面の等高線の間隔が密になっており、井口 (1954) が指摘しているように、東へ向かって隆起量



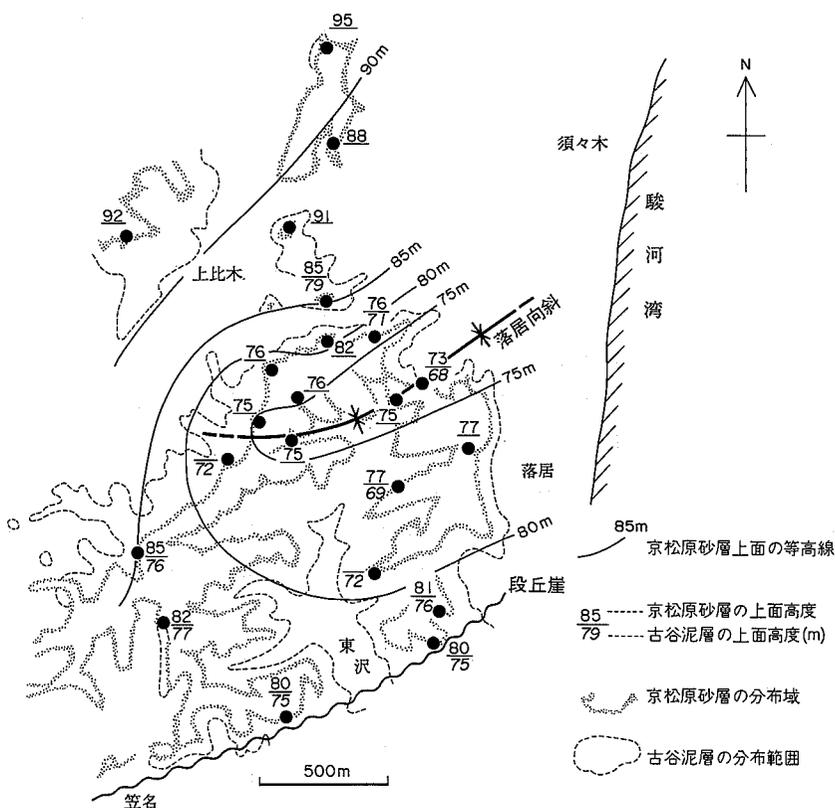
第55図 牧ノ原台地の段丘変形概略図

A: 土 (1960a) による牧ノ原段丘の隆起 (一部修正・簡略化したもの) B: 池谷・堀江 (1982) による牧ノ原段丘の隆起 (一部修正) と御前崎段丘の南西への傾動との関係 C: 牧ノ原段丘の傾動及び曲隆の概念図

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（「掛川」地域中部）以南の牧ノ原段丘は、ほぼ南稜に沿って北西-南東方向に延び、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, 1929, 1930）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ができる（第55図C）。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、各変形の大きさを古海面の現勾配によって示すと、南東方向への傾動は最大で1%（約0.6度）程度、北西-南東を軸方向とする曲隆は北東翼の勾配で最大1.8%（約1度）程度である。

2) 褶曲

東支稜の相良町落居西方には、第56図に示すように北東-南西ないし東北東-西南西方向に延びる段丘面（落居礫層の堆積面）の向斜状たわみ（落居向斜）が認められる。落居向斜は、段丘面の高度分布だけでなく、第56図に示した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、これらの基準面が向斜の軸部では最大で10m程度下方にたわんでいると推定される。



第56図 落居向斜周辺における牧ノ原段丘堆積物の変形 杉山ほか(1987)による

3) 断層

牧ノ原面を切る明瞭な断層としては、第3図に示すように**仁王辻断層**、**丸尾原断層**及び**鬼女新田断層**(いずれも「掛川」地域内)が挙げられる(活断層研究会, 1980等)。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(寒川ほか, 1985)、地形的に明瞭に認められる断層の長さは0.5-1.5km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7mと推定されている(井口, 1954)。

(2) 笠名段丘の変形

笠名段丘は、段丘堆積物の基底面及び預面(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2.4%であり、南部では3.5%(約2度)に達する。また、頂面の勾配は平均で2.7%、南部では基底面と同様に3.5%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ことになる。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46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ないし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。したがって笠名段丘の基底面及び順面の勾配のすべてを傾動変形によって形成されたものと考え方には問題があり、今後より詳細な検討が必要である。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、その基底面及び順面の高度分布には、牧ノ原段丘に見られるような曲隆変形を示唆する証拠は認められない。

(3) 御前崎段丘の変形

1) 傾動

御前崎面は、栗林(1971)及び垣見(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1.5-2.0%である。また、同面の勾配を詳細にみると、駿河湾に面した段丘北東部で大きく(最大で3-4%程度)、遠州灘に面した南部で小さい(0.5%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。したがって、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。なお、新谷付近に分布する上部礫層には南-南西に傾斜する層理や覆瓦状構造が見られることから、この様な傾動(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考えることができ、御前崎面全体を同曲隆の西翼部とみなすことが可能である(第55図)。しかし、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。

また、御前崎段丘では、第32図の断面図から明らかのように、牧ノ原及び笠名段丘に見られるような段丘面全体に及ぶ南東方向への傾動は認められない。

2) 褶曲及び撓曲

御前崎台地西部には、第31及び57図に示すように、北北東-南南西方向の軸を持つ地頭方背斜及び石原向斜が存在する。このうち、**地頭方背斜**は基盤の相良層群に発達する同名の背斜のほぼ直上に位置している(第32図)。このことは、相良層群を大きく変形させた地頭方背斜が、活褶曲として御前崎段丘堆積物の堆積(約6万年前)以後にも活動していることを示唆する。一方、地頭方背斜の約400m西に位置する**石原向斜**に関しては、その直下の相良層群中にこれと対応する向斜構造が存在しない。石原向斜の西翼部は、特に、**新神子撓曲**(桂島ほか、1987)と呼ばれ、この部分では基盤の相良層群が西に傾斜するのに対して御前崎段丘堆積物の基底面及び頂面は約3%の勾配で東に傾斜している(第58図の断面S)。

また、御前崎台地の北東部、遠度から新谷にかけての地域には**新谷撓曲**が存在し、延長約1.2km、幅約300mにわたって段丘面が西ないし西南西方向へ急傾斜する(第31、57図)。撓曲部の勾配は2-3%程度であり、新谷付近には撓曲部の西縁に比高1.8mの東上りの崖地形が存在する(第58図断面I)。

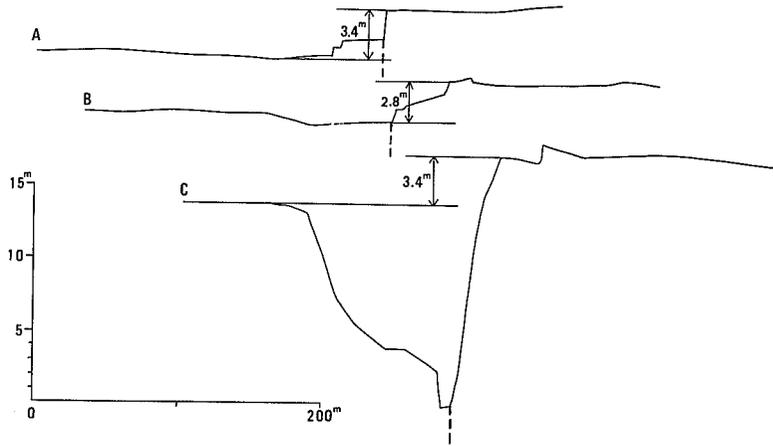
3) 断層

御前崎台地には第31及び57図に示すように、北北東-南南西走向の芹沢断層、広沢断層、白羽断層及び北北西-南南東走向の中原断層が存在する。各断層の諸元を第16表に示す。

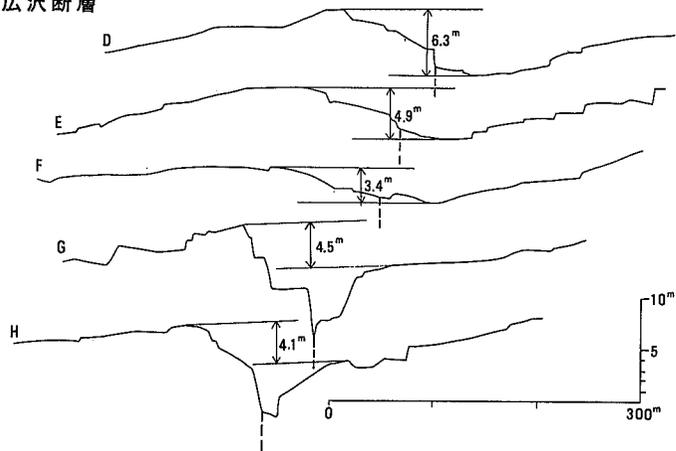


第57図 御前崎段丘の変形・変位要素と第58図の地形断面図(A-S)の位置
地形断面図の位置は桂島ほか(1987)による。国土地理院発行2万5千分の1地形図「御前崎」を使用

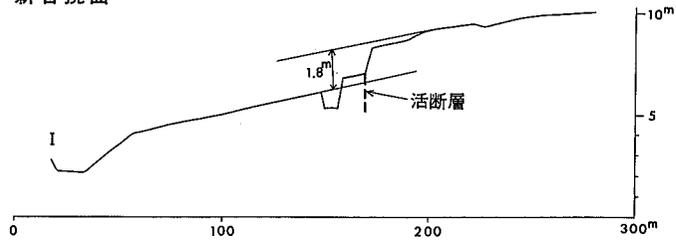
芹沢断層



広沢断層

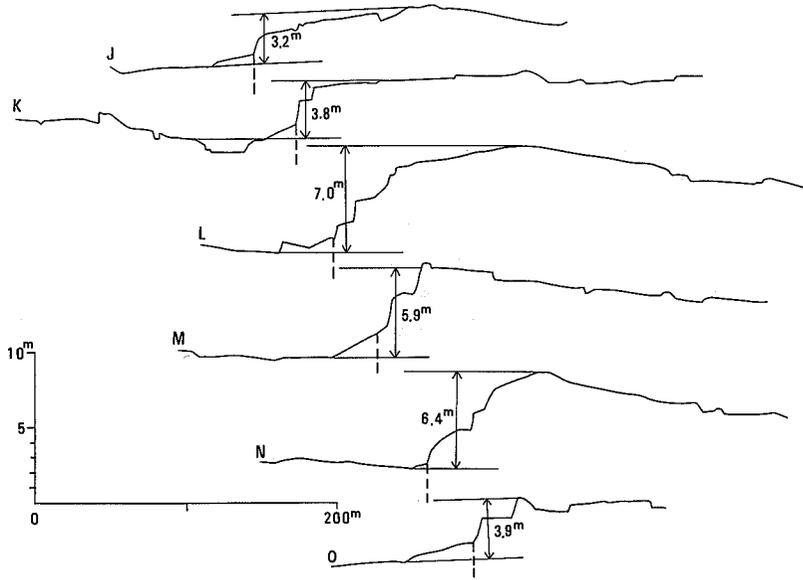


新谷撓曲

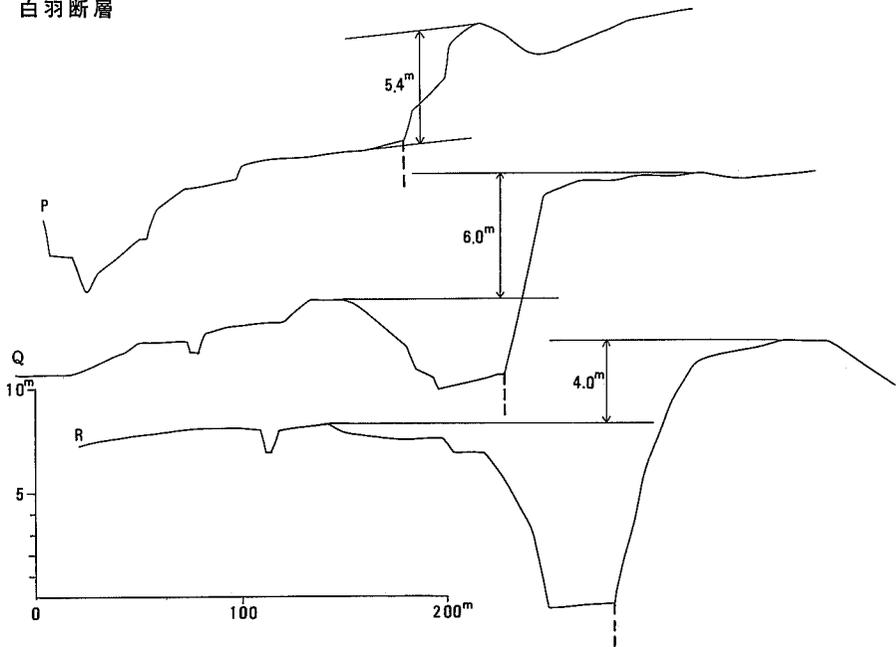


第58図 御前崎段丘の各変形・変位要素を横切る地形断面図
桂島ほか(1987)の第4, 6, 7, 9, 11, 12図から転載

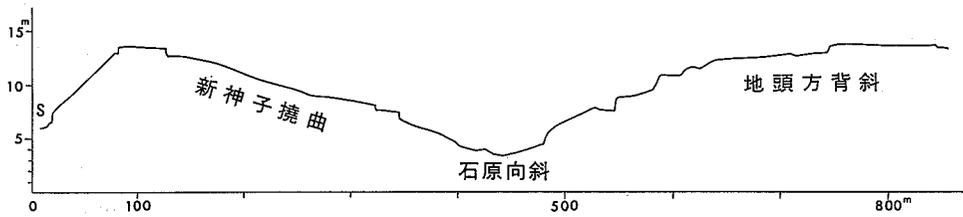
中原断層



白羽断層



新神子撓曲 - 地頭方背斜



第16表 御前崎面を変位させる各断層の諸元 桂島ほか (1987) による

断層名	走向	長さ	最大変位量(隆起側)	平均変位速度	活動度
芹沢断層	NNE-SSW	0.6km以上	4m (E)	0.07m/10 ³ y	C
広沢断層	NNE-SSW	1.5km以上	6.3m (W)	0.1m/10 ³ y	B
中原断層	NNW-SSE	0.5km	7m (E)	0.1m/10 ³ y	B
白羽断層	NNE-SSW	1.7km以上	6m (E)	0.1m/10 ³ y	B

芹沢断層は御前崎台地東部の西側付近に存在し、第58図の断面A, B, Cに示すように、御前崎面を2.8ないし3.4m東上がりに変位させている(桂島ほか, 1987)。同断層は基盤の相良層群に発達する背斜のほぼ直上に位置している(第32図)。

広沢断層は芹沢断層の西約1kmの薄原付近に存在し、第58図の断面D, E, F, G, Hに示すように、御前崎面を3.4ないし6.3m西上がりに変位させている(桂島ほか, 1987)。本断層の断層崖背後(西側の上盤側)には、段丘面の背斜状ふくらみが認められる。このふくらみは基盤の相良層群に発達する背斜の直上に位置している(第32図)。

白羽断層は御前崎台地西部の新庄から白羽北方にかけての地域に存在し、地頭方背斜の東約300mをこれと並走する。第58図の断面P, Q, Rに示すように、新庄の南約1kmの御前崎中学校付近では、御前崎面を4ないし6m東上がりに変位させている(桂島ほか, 1987)。これより南では、本断層は中西川沿いの沖積低地下に伏在すると推定される。

中原断層は御前崎台地中央部の中原付近に存在し、長さ約500m、3ないし7m東上がりの変位量を持つ断層である(第58図断面J-O)。本断層は新谷撓曲の前面に位置し、その走向及び変位の方向は同撓曲及び御前崎面の南西方向への傾動と調和的である。

(4) 段丘変形と基盤地質構造との関係並びに段丘変形のテクトニックな背景

以上に述べた「御前崎」地域周辺の更新世段丘に認められる各変形・変位要素は、北東-南西方向の変形・変位(同方向に延びる褶曲及び断層及び南東方向への傾動)と北西-南東方向の変形・変位(同方向に延びる軸を持つ曲隆、南西方向への傾動等)とに大別される。

このうち、北東-南西方向の変形・変位は、基盤の相良層群の褶曲構造と概ね平行している。また、これらの変形・変位は、基盤層中にこれらに対応する(又は位置的に近接する)明瞭な変形構造が存在するものと存在しないものに区別される。前者に含まれるものは、地頭方背斜、白羽断層、広沢断層(背斜状のたわみを伴う)及び芹沢断層等で、御前崎半島部に集中している。これらは、いずれも基盤の背斜構造の直上又は近傍に位置している。一方、後者に属する変形・変位要素は、牧ノ原段丘の南東への傾動、落居向斜、新神子撓曲等である。これらの直下に位置する相良層群中には、これらの構造が第四紀中期以前から活動していたことを示唆する累積的な変形は認められない。

一方、北西-南東方向の変形・変位要素については、その直下に位置する相良層群及び掛川層群中に、これらが更新世中期以前から活動していたことを示唆する累積的な変形・変位は認められない。

以上に述べたような段丘変形における2方向の変形・変位の存在は、「御前崎」地域周辺を含む西南日

本外帯に分布する第三系及び更新統中-下部の地質構造と共通している。すなわち、プレート境界部からその陸側に堆積したと推定されるこれらの地層中には、プレート境界と平行する帯状の褶曲構造（東西ないし北東-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（南北ないし北西-南東方向の構造）が普遍的に発達している（例えば、Tsuchi, 1961b；奥田, 1977；杉山, 1981；柳井, 1986等）。したがって第四紀後期における「御前崎」地域周辺の地殻変動（段丘変形）は、基本的にはより古い時代の地殻変動（構造変動）と同様な背景の下で生じたものと考えられる。

「御前崎」地域の段丘に認められる北東-南西方向の変形・変位のうち、少なくとも同方向の褶曲及び南東方向への傾動は、相良層群の北東-南西方向の褶曲と同様に北西-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潜り込んでいるフィリピン海プレートの北西進に起因すると推定される。

一方、北西-南東の変形・変位のうち、牧ノ原面の北西-南東を軸方向とする曲隆及び御前崎面の南西方向への傾動は、大地形的には御前崎半島の南東への突出として現れている。このような御前崎半島の突出は、既に Tsuchi (1961b) 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の一環として形成されたと推定される。これらの半島地形及び基盤層の南北ないし北西-南東方向の褶曲が、どのようなメカニズムによって生み出されるものなのかは、現在のところ明らかでない。

また、御前崎段丘面及び牧ノ原段丘面を変位させている断層群は、曲隆、傾動等の変形に伴って形成された副次的な構造と推定される。これらの断層の平均変位速度に基づく活動度はBクラスとCクラスとの境界付近のものが多い（第16表）。これらの断層が最近の過去において能動的に活動して地震を起こしたものなのか、また、今後も活動する可能性があるものなのかについては、資料が得られていない。しかしながら、これらの断層はプレート境界の駿河トラフ断層の上盤側に存在し、地形・地質学的に認められる長さが数百mないし1.5km程度と短いこと等から判断すると、関東大地震時の延命寺断層（杉村, 1974）のように、プレート境界部での巨大地震に伴って“おつき合い断層”（寒川ほか, 1985）として受動的に活動している可能性が高い（桂島ほか, 1987）。

VII. 3 第四紀後期における隆起速度

(1) 各段丘堆積物の堆積時期及び古海面位置の現高度

「御前崎」地域に分布する各段丘堆積物の堆積時期は、牧ノ原段丘堆積物が12-13万年前をピークとする下末吉海進期（ただし、落居礫層については約10万年前と推定される引橋海進期の可能性がある）、笠名段丘堆積物が約8万年前の小原台海進期、御前崎段丘堆積物が約6万年前の三崎海進期と推定される。

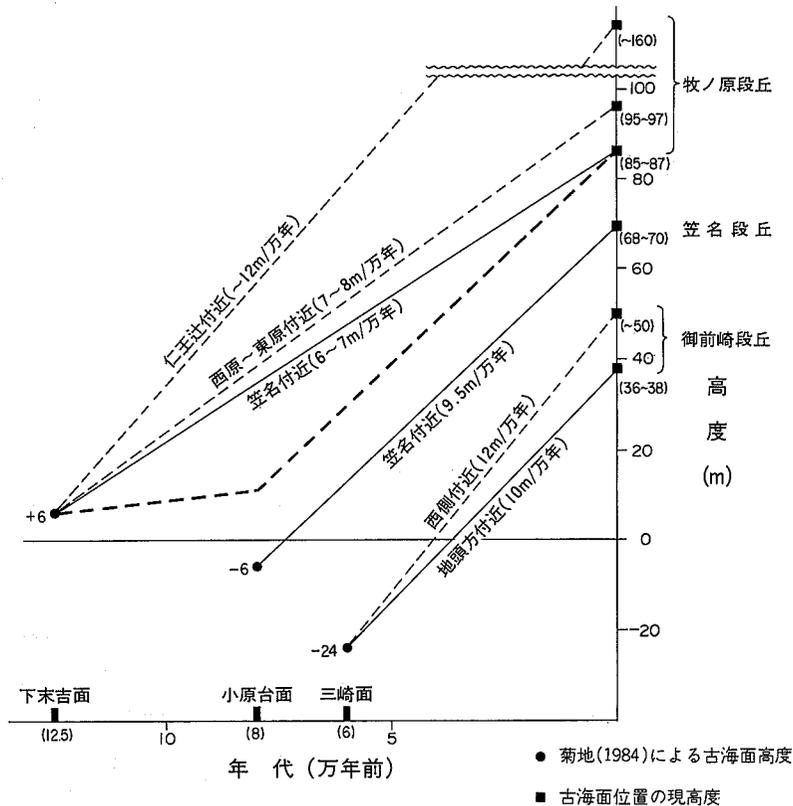
これらの各段丘堆積物が堆積した時期（各海進期）の最高海面位置は、第V章で述べた各堆積物の層相及びその垂直変化から、牧ノ原段丘堆積物については古谷泥層上面の約10-12m上方、笠名及び御前崎段丘堆積物についてはその分布の北限に当たる段丘崖直下における中部礫層の位置にあったと推定される（杉山ほか, 1987）。この推定に立つと牧ノ原段丘堆積物堆積時（以下、牧ノ原期と呼ぶ）の最高海面位置の現高度は、西原-東原付近で標高約95-97m、牧ノ原段丘南縁の段丘崖付近（笠名東方）で約85-87m

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。一方、笠名期の最高海面位置の現高度は、笠名段丘北端の段丘崖近傍で標高 68-70 m となる。更に、御前崎期の最高海面位置の現高度は、御前崎段丘北西端の段丘崖直下（地頭方西方）で約 35-37 m となる。なお、御前崎台地北東端部の新谷や西側付近では、段丘崖から遠く離れているにもかかわらず、段丘面の高度が標高 50 m 以上に達する。これは南西方向へ傾き下がる傾動隆起の影響と考えられ、この付近における御前崎期の最高海面位置の現高度は約 50 m 程度と推測される。

(2) 各段丘の平均隆起速度及び隆起速度の変化

下末吉、小原台及び三崎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), 菊地 (1984) 等により研究されている。そこで、各段丘堆積物の堆積期と海進期との対比が正しいものとして、各堆積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 59 図）。

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者による古海面高度を用いても認められる。このことは、現在一般



第59図 「御前崎」地域における各段丘の隆起速度 杉山ほか(1987)による

に受け入れられている第四紀後期の海面変動が正しいとすると、「御前崎」地域（西原－東原以南の地域）では約13-8万年前の平均隆起速度が8万年前以降の同速度よりも小さかったことを示唆する。特に牧ノ原段丘南端部（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。したがって、牧ノ原段丘南端部の隆起は、第59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みなすと、約13-8万年前の同地域の隆起速度はかなり小さかったことになる。この間、牧ノ原段丘の中-北部（「掛川」地域）は12m/万年ないしそれ以上の速度で隆起し、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10m/万年程度の平均隆起速度で隆起したと考えられる。また、隆起量が大きい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隆起し、逆に隆起量の小さな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。

(3) 縄文海進期以降の隆起速度

「御前崎」地域周辺では、坂本ほか(1978)、鹿島ほか(1983, 1985)、長澤ほか、(1983)及び米倉ほか(1985)等によって、縄文海進期の最高海面位置に関するデータが報告されている。第17表にこれらのデータ及び本研究によるデータを併せて示す。

第17表 御前崎周辺における縄文海進期の最高海面位置に関する諸資料

地域及び場所	海成層の上限高度 (海拔, m)	年代値 (年前)	備考	文献等
菊川低地 大東町西ヶ崎 (低地南部, 中央部)	3.5-4	6,110±80	マガキを主とする自然貝層及びマガキの ¹⁴ C年代測定値。	鹿島ほか(1983, 1985) 長澤ほか(1983)
小笠町下平川 (低地中部, 東縁部)	5.1		縄文海進期の内湾奥部。珪藻化石分析による。	同上
箴川低地 浜岡町玄保, 防災センター観測井 (低地南部, 中央部)	約0		層相的に堀野新田(下記)の海成層上限に相当する部分の高度。	観測井掘さく時のコア観察による。
御前崎町堀野新田 (低地南部, 東縁部)	2.9		珪藻及び有孔虫化石分析による。海拔-0.1mにアカホヤ火山灰層を挟む。	米倉ほか(1985)
堀野新田北西方の箴川河床 (低地南部, 東縁部)	(3.1以下)	約6,300	アカホヤ火山灰層・珪藻分析による。海成層上限高度はアカホヤ火山灰降下時の値。	鹿島ほか(1983)
浜岡町雨垂, 地調観測井 (低地南部, 西縁部)	5.5-6	6,010±230	層相的に堀野新田の海成層上限に相当する層相の高度及び ¹⁴ C年代測定値(テレデザイン社測定)。	本報告
御前崎台地南縁 国民宿舎おまえざき荘の南	約10		海成段丘面と推定される小平坦面。厚さ約2mの風成砂の下位に厚さ10cm程度の円礫層が存在する。	坂本ほか(1978)

御前崎段丘南縁の海食崖中下部には、海成段丘面と推定される小平坦面が存在する。坂本ほか(1978)によると、国民宿舎おまえぎ荘付近では小平坦面の高度は海拔約12mであり、同面下には厚さ2.15mの風成砂に覆われて厚さ10cm程度の円礫層が存在する。この円礫層の堆積年代については資料がないが、縄文海進期の堆積物と考えた場合には、この地点における縄文海進期の最高海面位置の現高度は約10mと推定される。この小平坦面の高度は西に向かって低下しており御前崎半島の先端部から離れるに従って隆起量が減少している可能性が高い。

一方、菊川低地及び箆川低地南部のデータでは、いずれも海成層の上限高度は低地の南部(下流部)あるいは中央部で低く、低地の北部(上流部)あるいは縁辺部で高くなっている。この事実は、縄文海進のピーク時に内湾の中央部や湾口部は汽水成粘土-シルト層によって完全には埋積されなかったことを示している。したがって、低地縁辺部及び上流部の海成層上限高度を以て、縄文海進期の最高海面位置の現高度とみなすと、同高度は菊川低地で海拔5.1m、箆川低地では同約5.5-6m程度となる。

縄文海進期の最高海面及びその時期は、池田(1964)、KAIZUKA *et al.* (1977)、ENDO *et al.* (1982)、安藤(1986)等によって研究されている。これらによると、縄文海進期の最高海面は現在の海面より2-4m程高く、また、その時期は今から5,000-6,000年程前であったとされている。これらの値に基づくと、御前崎半島部は、段丘堆積物の隆起量から推定された約6万年前以降の平均隆起速度(約9-12m/万年)とほぼ同等の速度で最近の約5,000年間も隆起している可能性がある。これに対して、菊川低地及び箆川低地付近では、最近の約5,000年間の隆起量は大きくても3-4m程度であり、その隆起速度は10m/万年を下回っている。

VIII. 最近の地殻変動

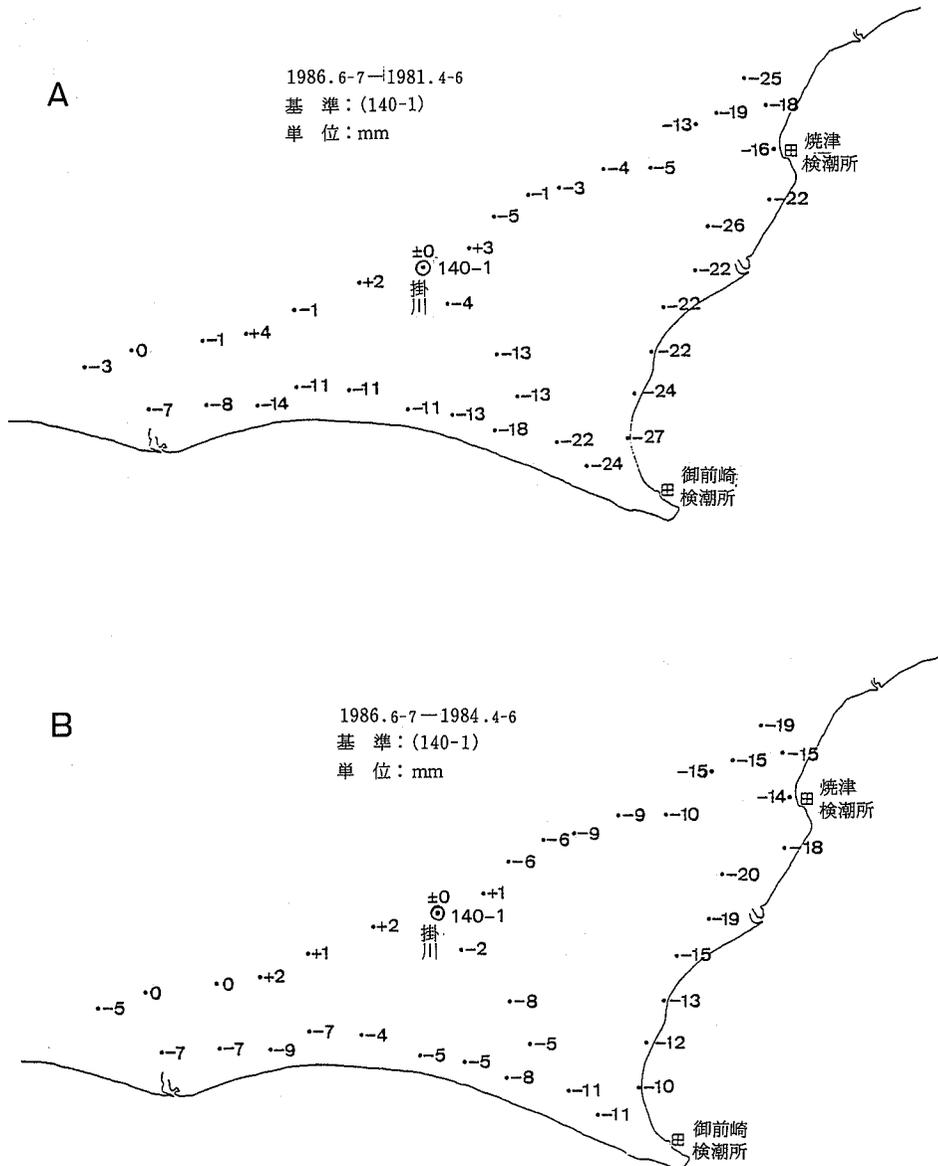
VIII. 1 上下変動

最近の「御前崎」地域周辺の地殻変動は、百年以上の周期で発生する巨大地震時の急激な隆起と巨大地震間の比較的緩やかな沈降からなるとされている(瀬野, 1977等)。最近の巨大地震は1854年(安政元年)に起きており、この地震(安政東海地震)による御前崎付近の隆起量はおよそ1m程度と推定されている。(今村, 1943; 羽鳥, 1976; 石橋, 1977等)。

現在は同地震後の緩やかな沈降期に当たっており、御前崎付近は掛川(水準点140-1)に対して約4-5mm/年の平均速度で沈降しており(西, 1985; 国土地理院, 1987等)、相対的な沈降量は1981年から1986年までの5年間で22-27mm、また、1984年から1986年までの2年間では10-11mm程度である(第60図)。また、浜岡町佐倉にある水準点2595の掛川(水準点140-1)に対する1962年から1986年まで24年間の相対的沈降量は12cmに達する(第61図)。

一方、検潮資料によると、御前崎と内浦(沼津市)との年平均潮位差は第62図のように年とともに小さくなっている。このような潮位差の変化は、内浦検潮所が安定した基盤の上に位置していることから、御前崎の沈降を示していると考えられ(気象研究所, 1983)、1974-1978年頃には御前崎の沈降速度は14mm/年に達し、その後、沈降速度は徐々に小さくなる傾向にある(第62図)。

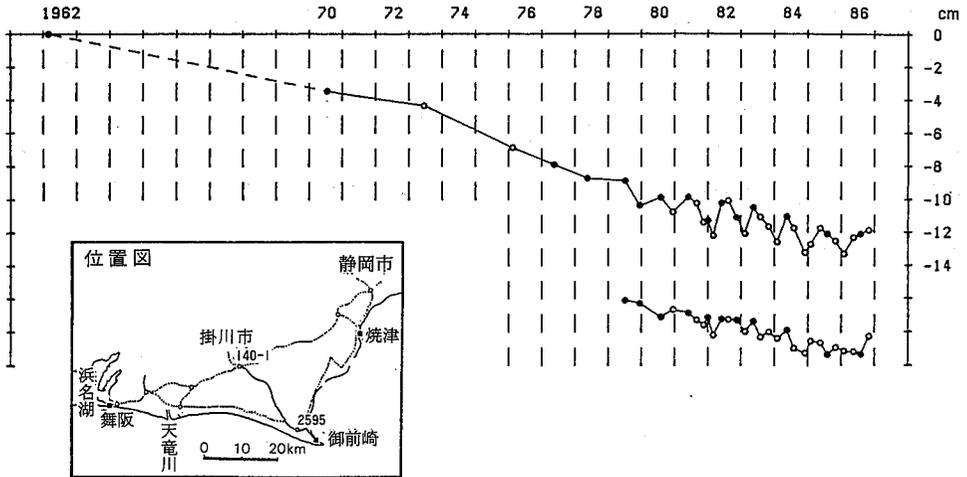
掛川に対する御前崎付近の相対的沈降については、最近の国土地理院による年4回、静岡県による週1回の水準測量により、フィリピン海プレートの潜り込みに起因すると推定される長期的な沈降の上に、年周期的な(季節的な)上下変動が重なっていることが明らかにされている(第63図)。季節的な上下変動は夏季の隆起と冬季の沈降からなり、掛川に対する相対的変動量は掛川から遠く離れた御前崎半島部の水準点で大きく、掛川近傍の水準点で小さい(大竹・浅田, 1983; 西, 1985; 国土地理院地殻調査部,



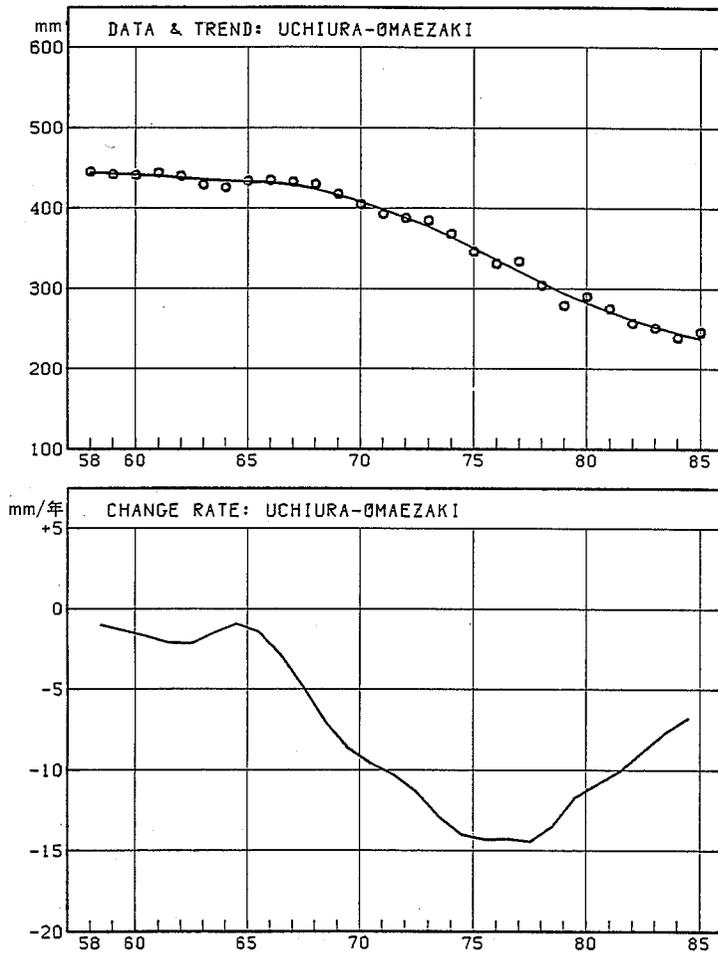
第60図 御前崎周辺における最近の上下変動
 A : 1981-1986年間の上下変動 B : 1984-1986年間の上下変動。国土地理院(1987)による

基準：140-1 基準年：1962

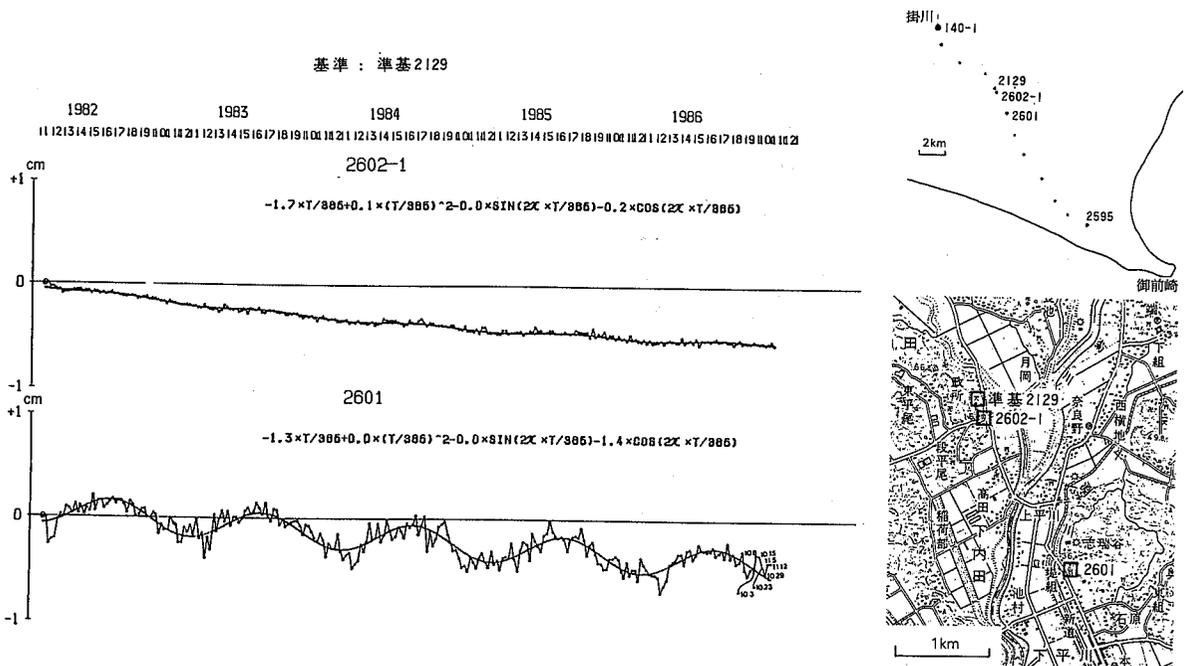
●：網平均計算値による。
○：突き出し観測値による。



第61図 水準点2595(浜岡町佐倉)の同140-1(掛川)に対する上下変動の経年変化
2本の変動曲線のうち、下の79年以降のものは新2595の上下変動。国土地理院(1987)による



第62図 内浦(沼津市)と御前崎の年平均潮位差の経年変化(上)とその平滑曲線から求めた変動速度(下)
気象研究所(1986)による



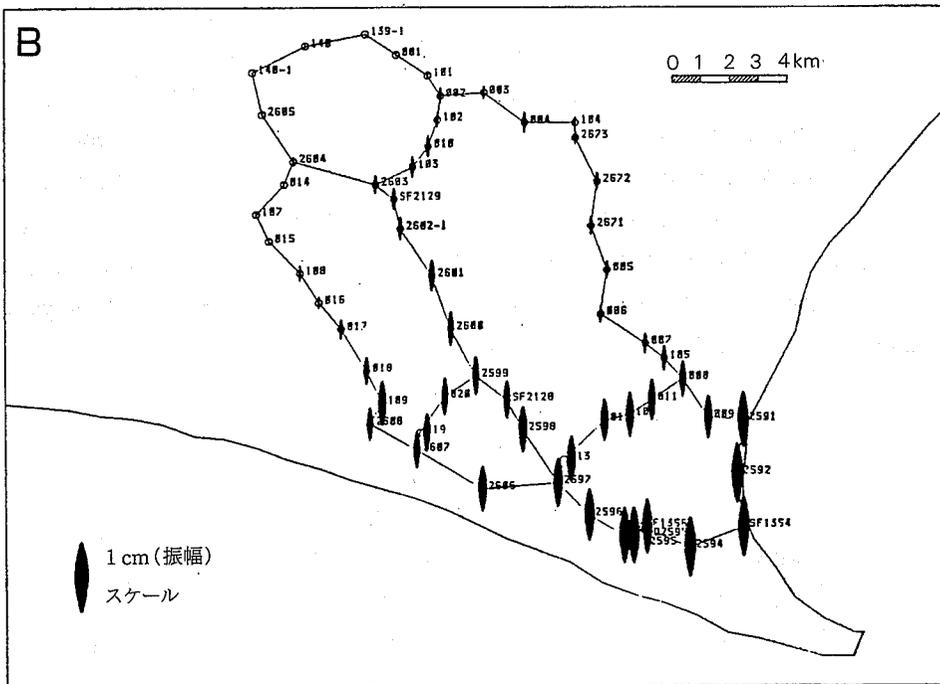
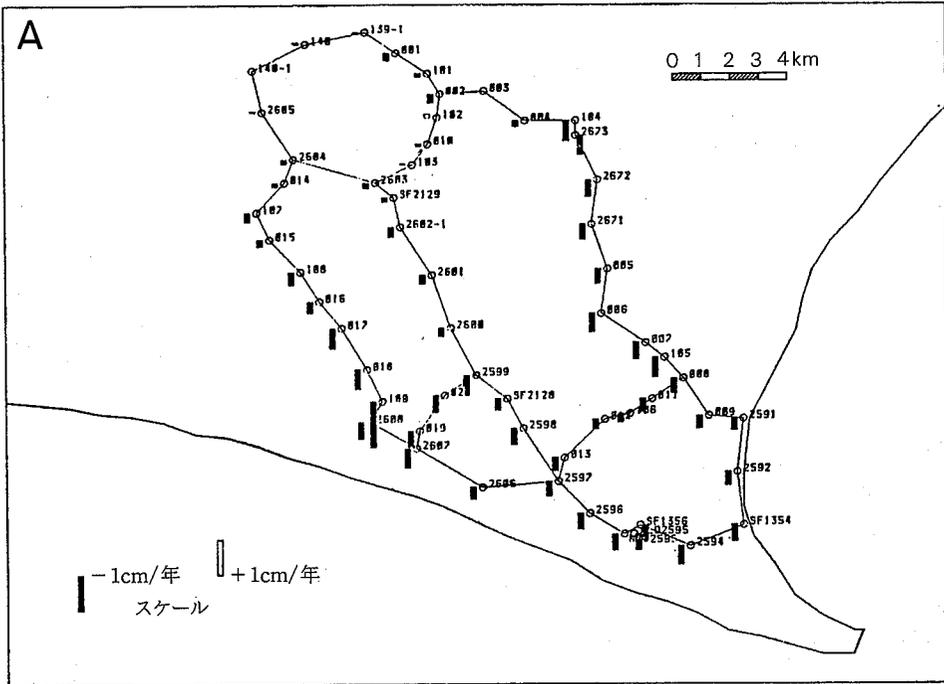
第63図 水準点2602-1及び2601の準基2129に対する上下変動の経年変化（静岡県による，国土地理院，1987から転載）
2601の変動曲線では年周期的な上下変動が明瞭．左下の位置図は国土地理院発行5万分の1地形図「掛川」を使用

1986). 御前崎半島部では，第64図に示すように，季節的上下変動の振幅が1年間の長期的沈降水量を上回っている（西，1985；国土地理院地殻調査部，1986）．また，季節的変動は，山地や丘陵地よりも沖積低地部で大きくなる傾向が認められる（同上）．このような季節的上下変動の原因について，TAJIMA *et al.* (1984) は潮位変動に伴う御前崎半島部の弾性的変形を考慮しており，また，杉山ほか (1986)，田口ほか (1986) 及び小出ほか (1986) は地下水位の季節的変動との関連性を指摘している．しかしながら，現在のところ季節的上下変動のメカニズムを完全に解明するには至っていない．大竹・浅田 (1983) は，季節変動を補正した水準変動データの解析から，1976年6月頃に浜岡（水準点2595）に対して掛川が相対的に約2cm隆起する急激な地殻変動があったとしている．

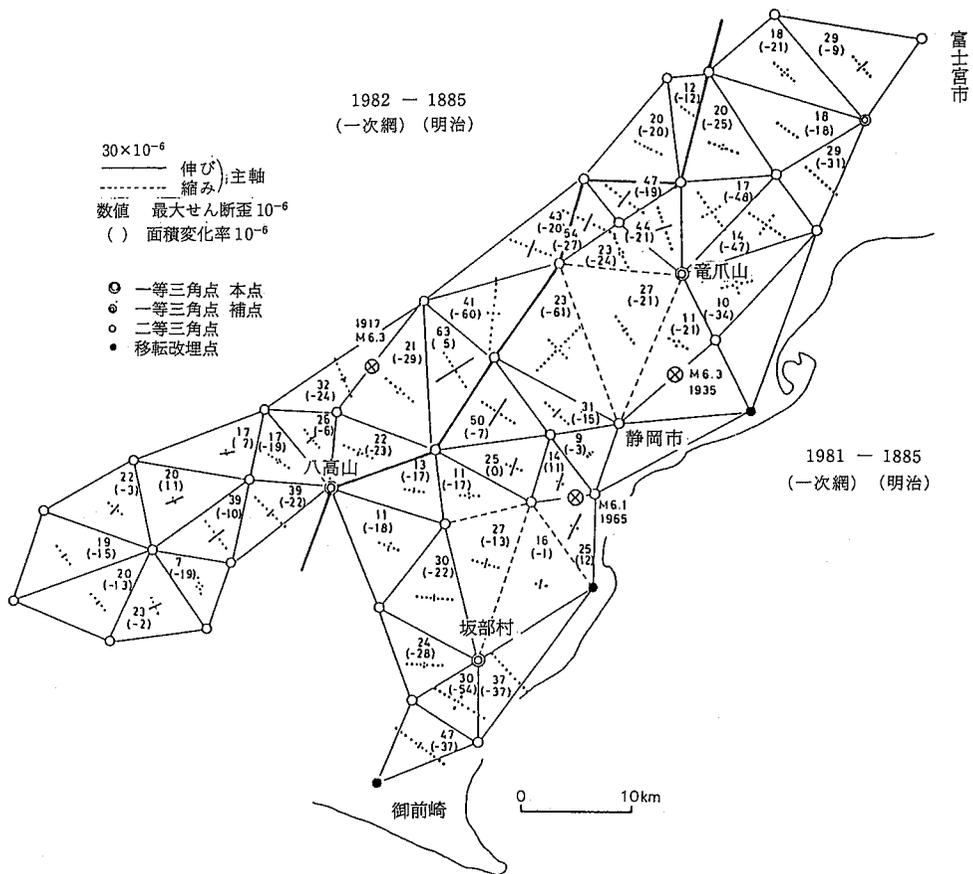
VIII. 2 水平変動

国土地理院 (1983) によると，「御前崎」地域付近では1885年から1981-1982年までのおよそ100年間に北西-南東方向を主軸とする地殻の短縮が起きている（第65図）．御前崎付近の主軸方向の短縮率は約 4×10^{-5} ，最大せん断歪は 4.7×10^{-5} ，面積変化率は -3.7×10^{-5} に達している．しかし，国土地理院 (1983, 1987等) によると，1974年以降の10年間程の御前崎周辺における歪の変化は小さく，特に大きな水平変動は観測されていない．

VIII. 3 地殻応力



第64図 水準点140-1 (掛川) に対する御前崎周辺の長期的上下変動量(A)と季節的上下変動の振幅(B) 西(1985)による



第65図 御前崎周辺地域の最近約100年間の水平変動
国土地理院(1983)による

「御前崎」地域の地殻応力測定は、国立防災科学技術センター浜岡地殻変動観測井(付図A-2 DP)において水圧破壊法により行われている(池田・塚原, 1987)。それによると、同観測井の深さ247mにおける最大水平圧縮応力(S_{Hmax})は約7.2 MPa, 最小水平圧縮応力(S_{Hmin})は約5.1 MPaと測定され、両者とも岩盤(相良層群)の密度を2g/cm³と仮定した場合の鉛直応力(S_v)4.9MPaよりも大きい(第18表)。また、最大圧縮応力の方位は、深さ119mでN70°W, 同178mでN75°Eと測定されており、水平変動から推定される同応力の方位よりもやや東西に振れているものの、大きくは矛盾しない。なお、浜岡における応力値は浜岡の北東約35kmの岡部町内で測定された応力値よりも小さい(池田・塚原, 1987)。

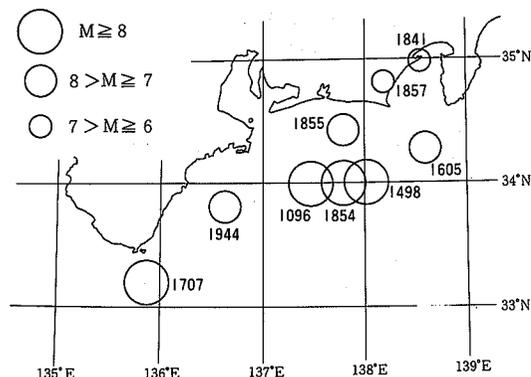
VIII. 4 地震活動

(1) 歴史上の被害地震及び被害状況

「御前崎」地域周辺は過去に何度も著しい地震被害を被っている。これらの地震被害のほとんどが東海

第18表 国立防災科学技術センター浜岡地殻変動観測井における地殻応力測定結果 池田・塚原 (1987) による

深さ (m)	水圧破壊データ (MPa)			地殻応力 (MPa)			最大水平圧縮応力の方位 (破壊跡の方位)
	初期破壊圧	割れ目の再開口圧	割れ目の閉口圧	S _{Hmax}	S _{Hmin}	S _v (D=2.0g/cut)	
119	10.8	4.7±0.1	3.2±0.2	3.7±0.7	3.2±0.2	2.4	N70°W
178	15.4	4.8±0.1	4.4±0.1	6.6±0.4	4.4±0.1	3.6	N75°E
247	15.0	5.6±0.2	5.1±0.1	7.2±0.5	5.1±0.1	4.9	



第66図 「御前崎」地域周辺に被害を及ぼした地震の震央分布

沖に震源を有すると推定される巨大地震によるものである(第66図)。

以下に、本地域周辺に被害をもたらした主要な歴史地震について古いものから順に記載する。なお、各地震の震央及びマグニチュードは宇佐美(1975, 1987)による。

1) 1096年(永長元年)12月17日の地震(北緯33.75-34.25°, 東経137-138°, M8.0-8.5)
畿内及び東海道一帯に被害の記録がある。津波が伊勢一駿河地域を襲い、駿河では仏神舎屋・百姓の流失400余と記されている(宇佐美, 1987)。

2) 1498年(明応7年)9月20日の地震(北緯34.0°, 東経138°, M8.2-8.4)

東海道全域にわたって大被害が生じ、遠江では山が崩れ地が裂けた。震害に比較して津波の被害が大きく、津波は紀伊から房総にかけての海岸を襲った(宇佐美, 1987)。『妙法寺記』に「八月廿五日辰刻に大地振動して、日本国中堂塔ないし諸家悉く頽し落、大海辺は皆々打波に引れて、伊豆浦へ悉く死失す、小川悉く損失す」と記されている(文部省震災予防評議会, 1941)。都司(1980)は、「焼津から富士川河口、沼津にかけての海岸を津波が襲い、人が多く流失した。死体は駿河湾の時計回りの海流に乗って、ほとんどすべて内浦湾に漂着した。焼津市小川の被害がとくにひどく、家も人もことごとく跡かたもなく流失した」と解釈している。

3) 1605年(慶長9年)2月3日の地震(北緯33.5°, 東経138.5°, M7.9)

この地震は、もう一つの地震(震央: 北緯33.0°, 東経134.9°)とともに発生し、東海、南海、西海道地域に著しい被害をもたらした。津波は犬吠埼から九州に至る太平洋岸に押し寄せ、八丈島でも多くの家が流亡した。

「御前崎」地域近辺の被害について、『東照宮実紀』に「遠江国舞坂辺高波打あげ、橋本辺の民家八十ばかり波と共に海に引入られ、人馬死傷少からず(中略)伊豆の海辺、みなこの禍にかかりし、中にも八丈島にては、民家悉く海にしづみ、五十余人溺死し、田圃過半は損亡し」と記されており(文部省震災予防評議会, 1941)、津波による被害の著しさが窺える。

4) 1707年(宝永4年)10月28日の地震(北緯33.2°, 東経135.9°, M8.4)

この地震(宝永地震)は、わが国のほぼ全域にわたって強い振動をもたらした巨大地震であるが、遠州

灘沖及び紀伊四国沖に震源を持つ二つの地震からなる可能性が高い。震害は東海道、伊勢湾、紀伊半島で最もひどく、伊豆半島から九州に至る太平洋沿岸及び大阪湾、播磨、伊予、防長で津波が生じた。

「御前崎」地域周辺にも被害の記録が残されている。『蕉園涉筆』に「相良、福岡、波津、壊地接続して一邑の如し」と記されている。『御前崎町大沢商会蔵の文書』には、「(宝)永四年丁亥十月四日午ノ下刻諸国大地震あり、此中に五畿内南海道三州遠州夥しく動揺し、海辺には津波打寄大地裂て青き泥を吹出したり」と記されており、津波や海岸低地の液状化の様子が分かる。磐田郡浅羽町の『桑原家文書』には、「次第に強くゆる程に、親も子も、老いたるも取組候手を離され、東へ寄らんとすれば西へゆり倒され、所地裂て溝となり、井戸或は溝より大水をゆり出し、西の流れ川其節湯水に候処に、俄に水湧き出し川一杯に湛申候由、新田にて地震に逢候人々の拙に候」等と地震の体験が生々しく描かれている(東大地震研究所編, 1983)。

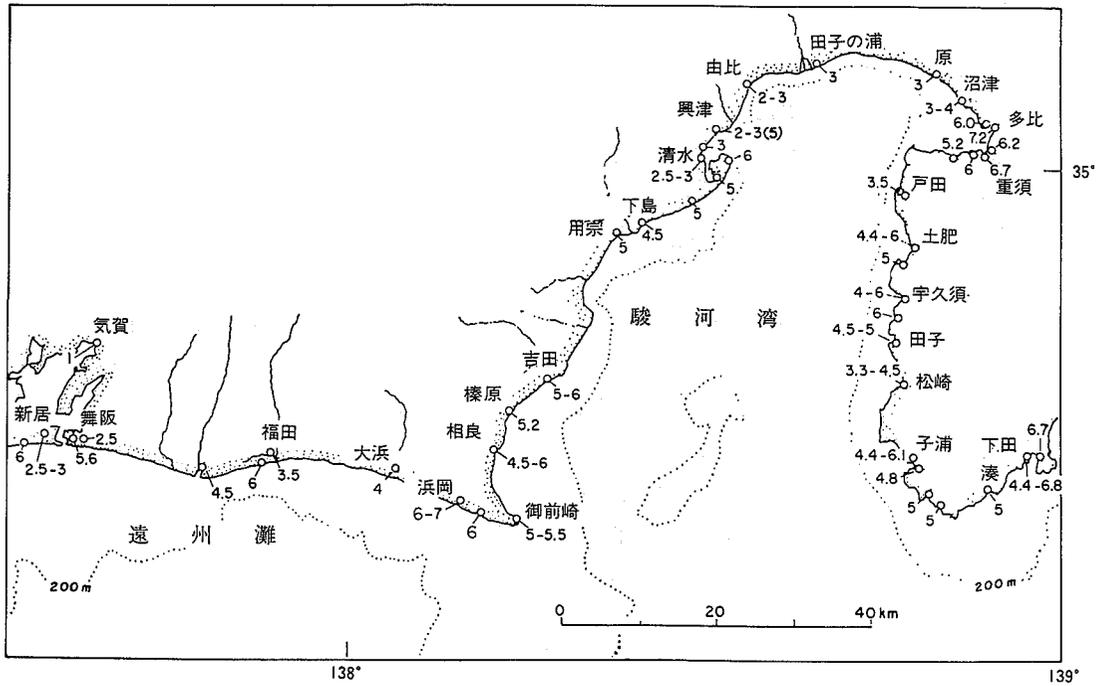
5) 1854年(安政元年)12月23日の地震(北緯34.0°, 東経137.8°, M8.4)

この地震(安政東海地震)によって東海、東山、南海諸道が著しい被害を受けた。更に、32時間後に新たな巨大地震(安政南溝地震, 北緯33.0°, 東経135.0°, M8.4)が発生し、南海道地域を中心に著しい被害をもたらした(宇佐美, 1987)。第67図及び68図に、静岡県下の安政東海地震の震度分布及び津波の高さを示す。

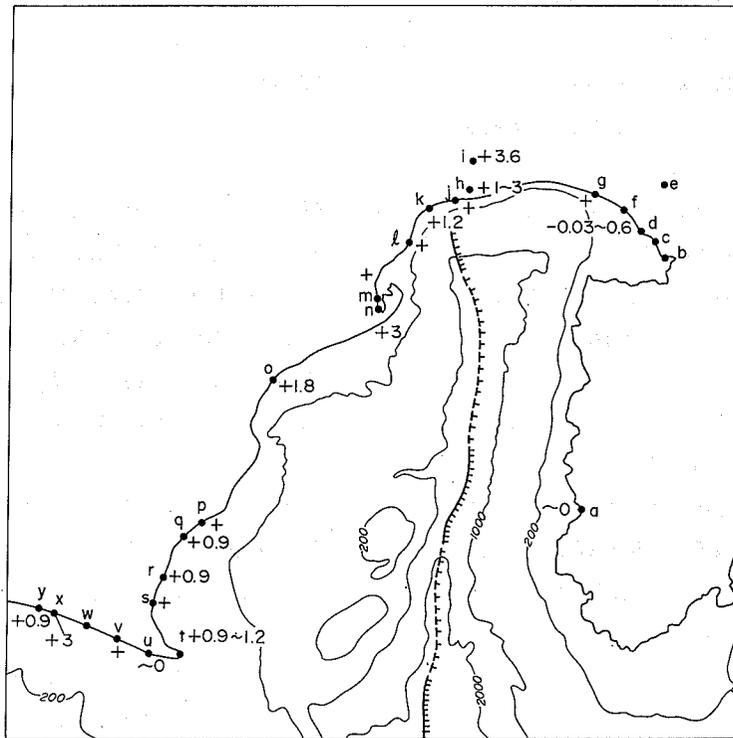
安政東海地震の38年後に、静岡県下の26か町村役場より津波及び地変に関する報告が出された。これには、以下のように、体験に基づいた生々しい記述が見られる(羽鳥, 1976)。御前崎町御前崎付近では、「海嘯は東南の沖より来り、海上17-18里の先より大山の如く漸次陸地に近ずき、本村の岬頭の平地を浸水し、ただちに北方即ち駿河湾に向て進行せり。海嘯の来る前、海水およそ直立5-6間も干上がりたる由、「地震后海中は少しく浅くなりたるを覚ゆ(中略)岬角の海岸30-40間位は、今日までに陸地を増したる有様にて、地震の節の浪打際は今日田圃と変ぜし所あり(中略)海岸近くの海中は、岩石の千潮等の節突出するを見れば、およそ3-4尺浅くなりしが如し」とあり、海岸付近の隆起が推定される。御前崎町白羽では、「激震の当時、潮水沖に去る1里程、ために暗礁所々顕出し、あたかも奇峰の岐立せると一般、又瞬時にして怒濤狂瀾の如く押来り、平常より4-5丁程陸地へ襲来せしと云ふ。然れども又直に常に復し、以来海岸の変遷の状を見ず」と記されている。浜岡町佐倉では、「当地方大地震ありしとき、西南の方より濤海岸に打上り、其形状浪斜に寄せたるを以て、打上ることさくなし。平常よりおよそ100間。其他海瀟ありたること口碑等にもなし。土地の変遷は著しきものなしといえども、本村東西の川底およそ5尺程凹。其他変動なし。」と記されている。

上記の史料等に基づいて、石橋(1984)は安政東海地震による駿河湾周辺地域における地殻の上下変動を推定している(第69図)。これによると、駿河湾西岸地域は概ね隆起を示しており、御前崎半島の先端付近では0.9-1.2m隆起している。しかし、同湾西岸地域の隆起量は一様ではなく、場所によるかなりの差異が認められる。

この地震による津波は著しく、第68図に示すように遠州灘沿岸及び駿河湾沿岸では5-7 m程度に達した(羽鳥, 1976; 静岡県地震対策課, 1980)。また、地元でも当時の状況が言い伝えとしてよく残っている。御前崎町大山区三軒屋では、「沢入勘四郎さんの仏壇にクロダイが飛び込んで、それ以来、沢入さんの持ち船を“黒鯛船”と呼んでいる」と言われている。沢入氏宅は御前崎段丘の段丘崖に近接してお



第68図 静岡県沿岸の安政東海地震による津波の高さ
静岡県地震対策課(1980)による



第69図 駿河湾沿岸の安政東海地震の地震時地殻上下変動 石橋(1984)の図1を簡略化

り、この地域では津波が海岸低地一帯を覆ったことが推定される。

6) 1841年(天保12年)4月22日の地震(北緯35.0°, 東経138.5°, M6.25), 1855年(安政2年)11月7日の地震(北緯34.5°, 東経137.75°, M7.0-7.5), 1857年(安政4年)7月14日の地震(北緯34.8, 東経138.2°, M6.25前後)

安政東海地震の前後に、駿河及び遠江地域に被害を及ぼした地震が発生している。1841年の地震では、駿府城(静岡市内)の石垣が崩れ、江尻、清水周辺や三保の松原で液状化に伴うと推定される地変が生じている(宇佐美, 1987)。1855年の地震は安政東海地震の最大余震と考えられており、掛塚、下前野、袋井、掛川近辺の被害が著しく、相良等の駿河湾西岸地域にも被害が生じた(都司, 1982; 宇佐美, 1987)。1857年の地震では、田中(藤枝市内)、静岡、相良等で家屋、石垣の破損が生じた(宇佐美, 1987)。

7) 1944年(昭和19年)12月7日の地震(北緯33.80°, 東経136.62°, M7.9)

この地震は**東南海地震**と呼ばれ、震源は紀伊半島東部沖に求められている。被害は静岡、愛知、岐阜、三重の各県に多く生じ、伊豆半島から紀伊半島の間に津浪が襲来した。ごく最近の地震であるため、「御前崎」地域でも地震の体験談が正確に記録されている。御前崎町役場発行の「広報おまえぎき」第168号によると、白羽の中西地区では全壊家屋が40-50戸で、白羽神社の裏の傾斜地に多くの地割れが生じたことが記されている。また、「白羽地区でマラソンをしていた小学生が皆転んでもづるのようにつってしまった。学校の屋根や運動場は波のよううねっていた。」等の体験が記されている。

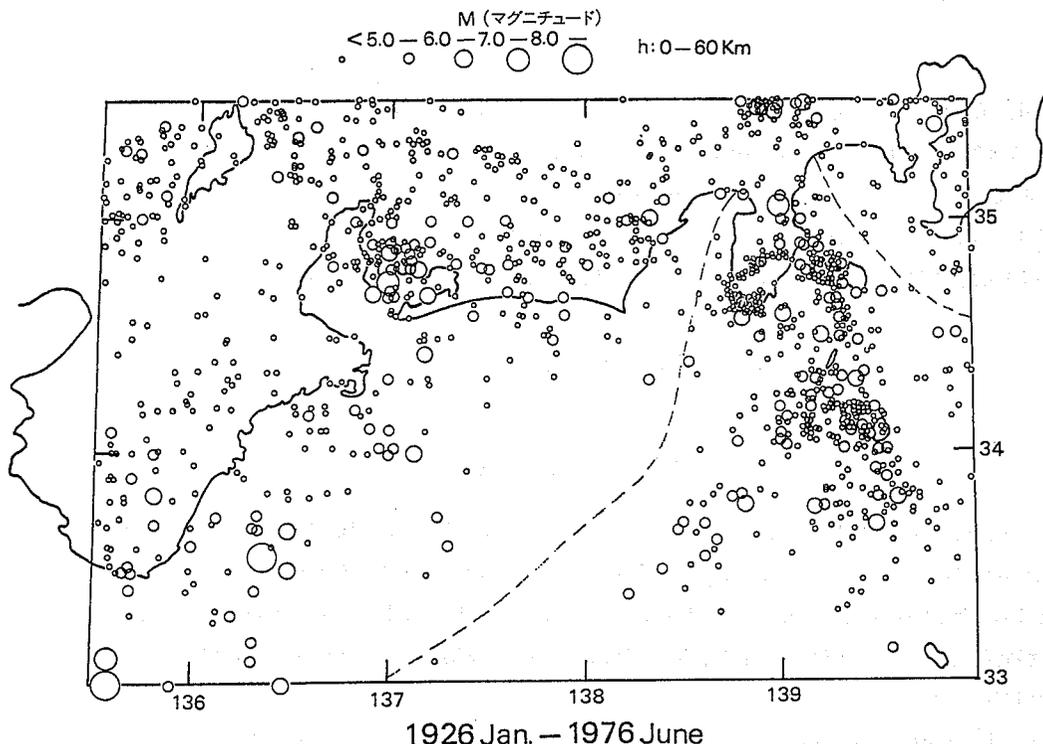
この地震に関して大庭(1957, 1984)は、家屋被害と地盤との関係を調査している。大庭(1984)は、静岡県沿岸の海岸及び沖積低地をS型地盤(砂層が直接基盤の上に堆積する)とSM型地盤(砂層と基盤との間にかなりの厚さの泥質層が存在する)(太田川低地、菊川低地等)とに区分し、両地盤の被害を比較している。これによると、SM型地盤上の家屋全壊率はS型地盤上のその6倍強になり、地盤によって家屋被害程度に顕著な差があることが指摘されている。

(2) 最近の地震活動

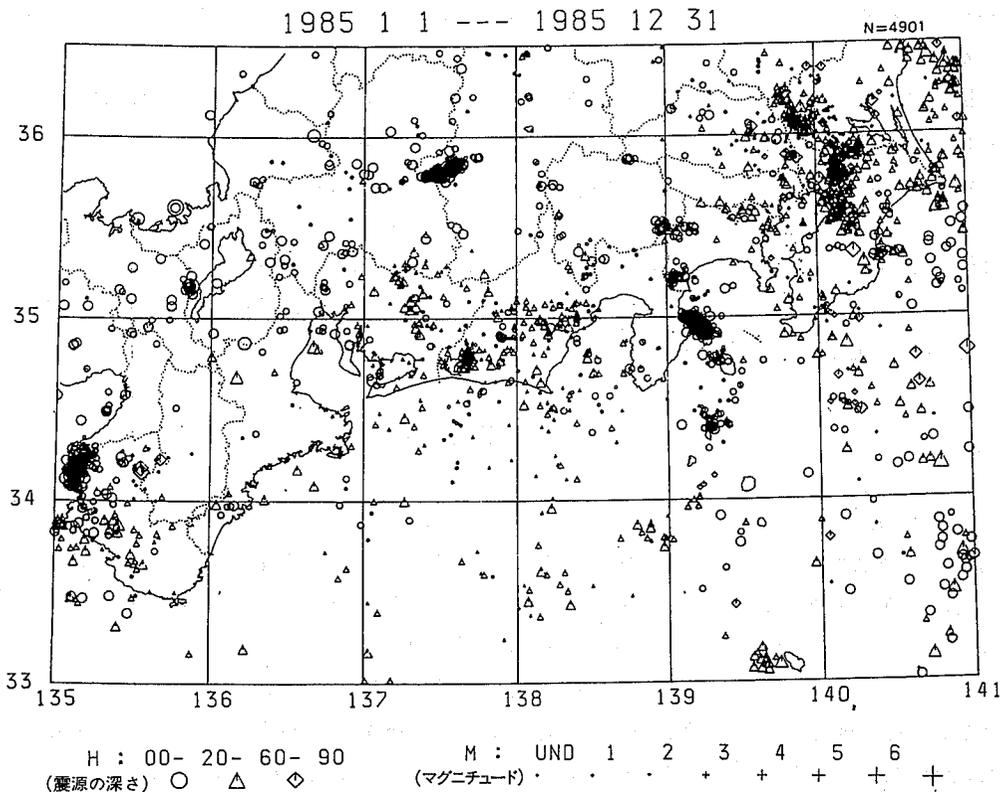
「御前崎」地域周辺では、今世紀に入ってから1917年、1935年及び1965年にマグニチュード6クラスの地震(いずれも死者を含む被害を生じた)が「静岡」地域を震央として発生しているが、その後、マグニチュード6以上の地震は発生していない。第70図に示した1926年から1976年までの震央分布を見ると、御前崎半島部及び御前崎の南ないし南西方の遠州灘海域に地震活動の空白域が認められる(気象庁地震課地震活動検測センター, 1977)。しかしながら、1985年にはそれまで地震活動の空白域となっていた御前崎半島部でもマグニチュード4以下の地震が深さ20-60kmで発生している(第71図)。

(3) 地震予知観測体制

「御前崎」地域を含む東海地域は、1970年2月に地震予知連絡会によって、北海道東部等他の7地域とともに特定観測地域に指定された。その後、東海地域は、同地域の地殻歪が増大していることが確認されたため、関東南部と並ぶ観測強化地域に格上げされ(1974年2月)、より精密な地震活動、地殻変動等の観測を行うべき地域とされた。更に、1976年には、石橋(1976, 1977等)により、近い将来遠州灘沖で起こると予想される巨大地震(東海地震)の震源域は駿河湾内にまで及ぶ可能性が指摘された。1978年に大規模地震対策特別措置法が制定されるとともに、静岡県を中心とする東海地方の地震予知体制が急速に整備されてきた。静岡県では第72図に示すように、昭和62年3月現在、14機関によって11種類の観測



第70図 1926年から1976年までに東海地方-遠州灘周辺で発生した深さ60 km 以浅の地震の震央分布
気象庁地震課地震活動検測センター(1977)による



第71図 1985年に東海・南関東地方で発生した地震の震央分布 気象庁地震予知情報課(1986)による

項目、延べ180以上の常設観測点が設置されており、このうちの約70%がテレメータ化されている。

「御前崎」地域は、近い将来の発生が予想される東海地震の震源域（南海トラフ東部-駿河トラフ）に最も近接しているため、同地域周辺には各種の観測点が最も高密度に設置されている。「御前崎」地域周辺では、第72図に示した観測のほか、国土地理院及び静岡県による定期的な水準測量を始めとする各種の定期的な観測が実施されており、その結果は地震予知連絡会等に逐次報告されている。

IX. 応用地質

IX. 1 石油・天然ガス

「御前崎」地域では現在、石油・天然ガスの生産は行われていないが、猪間（1982）によると、1907年（明治40年）には御前崎町白浜増船寺付近の地頭方背斜部に深さ約650mの2本の井戸が掘削され、初日産量各100ℓ及び90ℓを記録している（第19表）。また、同じく猪間（1982）によると、浜岡町池新田南東方の女神背斜近傍では、1962年（昭和37年）に深さ500mの井戸が掘削され、最高590m³/日のガスが産出した（同表）。

本地域北隣の「掛川」地域には、わが国太平洋側唯一の相良油田が存在する。地質調査所（1957）によると、相良油田の主要産油区域は相良町時ヶ谷西方から新田を経て大知ヶ谷に至る長さ約1.3km、幅約100-150mの北東-南西に延びる帯状地域であり、女神背斜軸の200-400m程西に当たる（第73図）。原油はガスを伴って菅ヶ谷互層中に胚胎し、小規模の断層にトラップされている（猪間、1982）。

相良油田は、1875年（明治8年）頃から女神背斜付近に散在する露面油徴を手がかりに手掘試掘が始められ、1877年（同10年）にはライマンによる地質調査が行われ、本格的な探鉱が開始された。相良油田の生産は明治末期に最盛期を迎え、出油井は手掘136坑、機械掘7坑を数え、最高年産額は400kℓに達した（地質調査所、1957）。その後、相良油田の生産は1963年（昭和37年）頃まで続けられた。1952年度末までの総産油量は約4,560kℓであり、その後は年産10kℓ程度であったと推定される（猪間、1982）。

相良油田産原油の油質は、ボーマ 41-54°、揮発油成分76%、灯油分11%、軽油分4.4%、重油分8.6%の揮発性軽質油である（地質調査所、1957）。

IX. 2 山砂利及び珪砂

「御前崎」地域では、同地域と「掛川」地域にまたがる南山丘陵に分布する小笠層群南山礫層が優良な骨材資源として採取されている。本地域内の同礫層は、主としてコンクリート骨材用として、小笠開発株式会社及び西武建材株式会社の2社によって採取されており、その一部は浜岡原子力発電所の工事にも用いられている。年間の生産量は両社併せて120-130万トン程度である。

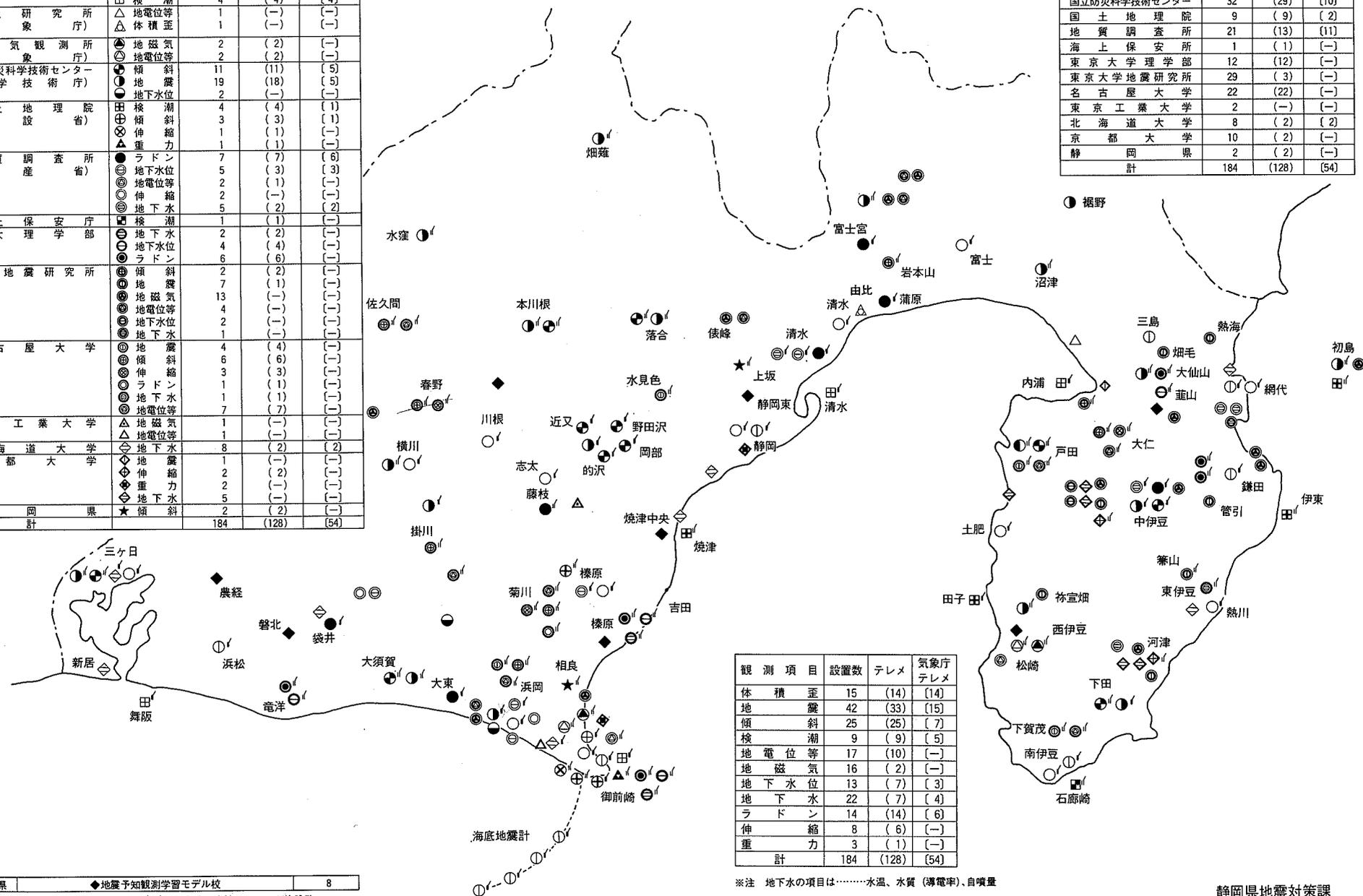
また、本地域の海岸低地に分布する砂丘砂は、昭和40年代から鋳型用珪砂として採取されている。本地域の風成砂（浜岡砂又は遠州砂と呼ばれる）は、石英分が75-76%程度と他地域の珪砂の石英分に比べて低いため、熱による膨張が少なく、また砂の粒径が揃っているため、精密部品等の鋳型に適している。

東海地域における地震予知観測網

昭和62年3月現在

観測機関	観測項目	設置数	テレメ	気象庁 テレメ
気象庁	○ 体積歪	14	(14)	(14)
	⊕ 地震	11	(10)	(10)
	⊖ 傾斜	1	(1)	(1)
	田 検潮	4	(4)	(4)
気象研究所 (気象庁)	△ 地電位等	1	(-)	(-)
	△ 体積歪	1	(-)	(-)
地磁気観測所 (気象庁)	⊙ 地磁気	2	(2)	(-)
	⊙ 地電位等	2	(2)	(-)
国立防災科学技術センター (科学技術庁)	⊙ 傾斜	11	(11)	(5)
	⊙ 地震	19	(18)	(5)
	● 地下水位	2	(-)	(-)
	田 検潮	4	(4)	(1)
国土地理院 (建設省)	⊖ 傾斜	3	(3)	(1)
	⊕ 伸縮	1	(1)	(-)
	⊕ 伸縮	1	(1)	(-)
	▲ 重力	1	(1)	(-)
地質調査所 (通産省)	● ラドン	7	(7)	(6)
	⊙ 地下水位	5	(3)	(3)
	⊙ 地電位等	2	(1)	(-)
	⊕ 伸縮	2	(-)	(-)
	⊙ 地下水	5	(2)	(2)
海上保安庁	田 検潮	1	(1)	(-)
	東大理学部	田 地下水	2	(2)
東大地震研究所	⊙ 地下水	4	(4)	(-)
	⊙ ラドン	6	(6)	(-)
	⊖ 傾斜	2	(2)	(-)
	⊙ 地震	7	(1)	(-)
名古屋大学	⊙ 地磁気	13	(-)	(-)
	⊙ 地電位等	4	(-)	(-)
	⊙ 地下水位	2	(-)	(-)
	⊙ 地下水	1	(-)	(-)
	⊙ 地震	4	(4)	(-)
東京工業大学	⊙ 傾斜	6	(6)	(-)
	⊕ 伸縮	3	(3)	(-)
	⊙ ラドン	1	(1)	(-)
	⊙ 地下水	1	(1)	(-)
北海道大学	△ 地磁気	7	(7)	(-)
	△ 地電位等	1	(-)	(-)
京都大学	⊙ 地下水	8	(2)	(2)
	⊙ 地震	1	(-)	(-)
静岡県	⊕ 伸縮	2	(2)	(-)
	⊕ 伸縮	2	(-)	(-)
	⊙ 地下水	5	(-)	(-)
	★ 傾斜	2	(2)	(-)
計		184	(128)	(54)

観測機関	設置数	テレメ	気象庁 テレメ
気象庁	30	(29)	(29)
気象研究所	2	(-)	(-)
地磁気観測所	4	(4)	(-)
国立防災科学技術センター	32	(29)	(10)
国土地理院	9	(9)	(2)
地質調査所	21	(13)	(11)
海上保安所	1	(1)	(-)
東京大学理学部	12	(12)	(-)
東京大学地震研究所	29	(3)	(-)
名古屋大学	22	(22)	(-)
東京工業大学	2	(-)	(-)
北海道大学	8	(2)	(2)
京都大学	10	(2)	(-)
静岡県	2	(2)	(-)
計	184	(128)	(54)



観測項目	設置数	テレメ	気象庁 テレメ
体積歪	15	(14)	(14)
地震	42	(33)	(15)
傾斜	25	(25)	(7)
検潮	9	(9)	(5)
地電位等	17	(10)	(-)
地磁気	16	(2)	(-)
地下水位	13	(7)	(3)
地下水	22	(7)	(4)
ラドン	14	(14)	(6)
伸縮	8	(6)	(-)
重力	3	(1)	(-)
計	184	(128)	(54)

※注 地下水の項目は………水温、水質（導電率）、自噴量

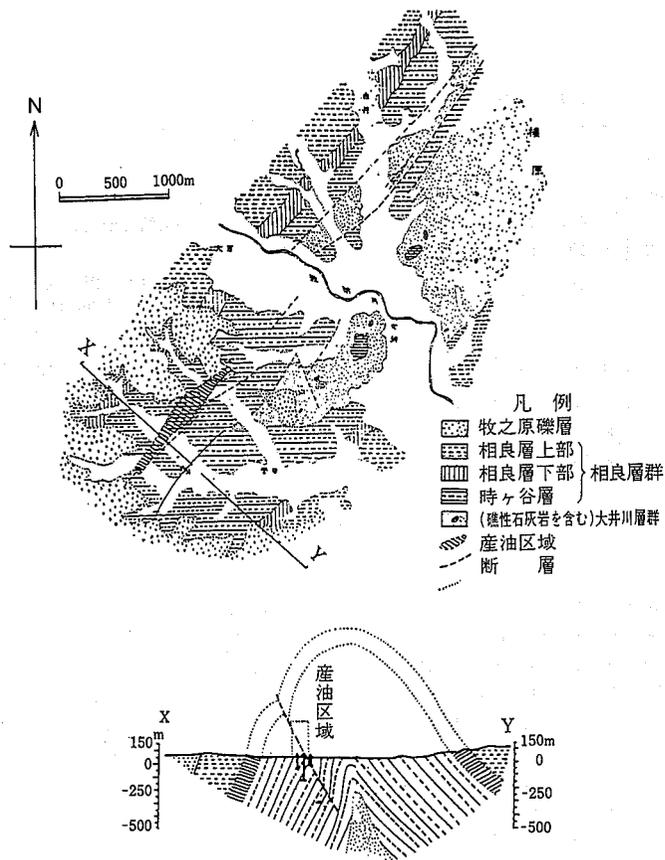
静岡県	◆地震予知観測学習モデル校	8
()	はテレメータ施設数 ()は気象庁へ直接テレメータ施設数	

静岡県地震対策課

第72図 静岡県下の地震予知観測網(静岡県地震対策課資料)

第19表 相良油田及びその周辺における坑井一覧表 猪間(1982)による

坑 井 名	開 坑	掘止深度 (m)	初日産 (kl)	ボーム (度)	摘 要
「御前崎」地域					
白羽 C1	明 40. 2. 6	644.54	0.10		御前崎町増船寺付近の地頭方背斜
〃 C2	〃 40. 6. 2	669.09	0.09		〃
相良ST-1	昭 37. 4. 11	500.00	0		浜岡町池新田南東方 ガス最高590m ³ /D (N ₂ 79.2%, O ₂ 20%) CH ₄ 0.8%)
相良油田					
菅山手掘	明 8 - 大 5	27.57 -240.3	不 明		明治41年12月に出油井136坑
菅山 C1	〃 36. 12. 25	340	0.54	50	
〃 C2	〃 37. 6. 1	390.90	0.45	54.5	
〃 C3	〃 37. 10. 19	271.81	1.35	45.7	
〃 C4	〃 38. 1. 27	316.36	0.56	48.5-52.8	昭和28年5月稼行中
〃 C5	〃 38. 3. 13	511.81	0.59	41.5-45.2	
〃 C6	〃 38. 10. 20	356.36	0.97	46.8	
〃 C7	〃 39. 3. 3	329.09	0.05	43-44.2	
〃 C8	〃 39. 5. 11	278.18	0.29	47.4-51.6	昭和28年5月稼行中
〃 C9	〃 39. 12. 19	583.03	0.99	52-53	
〃 C10	〃 40. 8. 6	243.63	0.34	49.7	背斜軸上
〃 C11	大 8. 4. 1	283.63	0		油気・ガス気あり
〃 C12	〃 9. 5. 12	167.27	0		油気あり
〃 K1	〃 8. 2. 8	76.36	不 明	42	
〃 K2	〃 8. 5. 24	85.45	〃	49.3-53	
〃 K3	〃 8. 8. 19	112.72	0	48	
〃 K4	〃 9. 2. 24	140.90	0		油気, ガス気あり
〃 R1	〃 6. 5. 7	1,130.00	不 明		背斜軸上 油気あり
〃 R2	〃 8. 8. 13	1,046.36	〃		〃 〃
陸燃特1	昭 20. 4. 1	200	1.4		
〃 特2		200	0		
〃 特3		50			ガス・油気顕著なるも終戦につき廃坑
大洋相良 R11	昭 27. 3. 29	520.00			背斜軸上 ガス・油気あり
〃 R12	〃 28. 3. 8	492.20			〃 油量3石, ガス量500m ³ /D
〃 R13	〃 29. 6. 1	435.20			〃 ガス・油気あり
菅山 (朝比奈) 手掘 1	大 5. 6. 13	203.63			油気あり
大知ヶ谷					数坑あり稼行した
相良油田以外の 「掛川」地域					
大江 1					
西山寺 K1	大 3. 1. 18	97.87	—	39.0	油気あり
黒子 K1	〃 1. 11. 26	124.30	—	39.2	ガス・油気あり
海老江(?)					
仁田 C1	明 43. 3. 20	419.69	0.15	44.9	
〃 K1	〃 43. 6. 16	38.78	0.18		
〃 K2	〃 43. 12. 16	33.63	—		
初倉石油沢 1		98.78			ガス・油気あり



第73図 相良油田の地質図及び地質断面図 地質調査所(1957)による

このため、1972-1973年頃には月産量2万5千トン、全国の鋳型用砂生産量の20%に達した。しかし、その後、鋳型用砂のリサイクル使用の進展、人工珪砂の利用等により、風成砂の需要は次第に減少している。現在では、ひかり産業株式会社、東海サンド株式会社及び株式会社東海白砂の3社によって、月産7-8千トン程度が鋳型用砂として採取されている。一方、最近ではコンクリートや路盤材等の建築材料としての需要が増加し、鋳型用砂以上の採取量に達している。

IX. 3 地下水

「御前崎」地域のうち、牧ノ原台地及び御前崎台地では、段丘堆積物の下部（古谷泥層基底の礫層、牧ノ原礫層下部、御前崎段丘堆積物の下部等）に、量的には少ないながら地下水が賦存する。かつて、これらの地下水は台地上に住む人々にとって、天水及び沢水を除く貴重な水資源であった。しかし、現在では、これらの地域の大部分に吉田町及び金谷町で汲み上げられた大井川の伏流水が上水道（榛南水道及び大井上水道）によって供給されており、また、一部では新野川下流域の井戸から汲み上げられた浅

層地下水が供給されている。このため、台地地下水は、主として飲用以外の用途に補助的に利用されているに過ぎない。

一方、菊川低地、新野川低地等の沖積低地部では、主として沖積谷埋積堆積物中に挟まれる礫層（基底礫層や上部層中の礫層）及び地下に伏在する小笠層群の礫層部に地下水が賦存する。菊川低地中央部（「掛川」地域）や新野川低地の中央部では、地下水面は一般に地表下 1-2m のところにあり、かつては表流水及び極く浅層の地下水が生活用水として使われていた。現在では、主として低地の縁辺部及び台地・丘陵を開析する菊川の各支流沿いの小低地に、深さ 10m 程度又はこれより浅い井戸が掘られ、上部層相当層に賦存する浅層地下水が汲み上げられている。また、台地・丘陵を開析する谷の表流水もダムやため池に貯水され、上水道や田畑の灌漑に用いられている。このほか、大東町では深さ 100m の深井戸から上水用の地下水が汲み上げられている。この地下水が賦存する層準は、井戸の位置（大東町大坂西方）及び近接する揚水休止井の柱状図及びケーシングデータから判断して、小笠層群中の礫層部と推定される。

現在、浜岡町によって新野川下流域（同町桜ヶ池南方）で汲み上げられている浅層地下水は約 4,000-5,000 トン/日、小笠町及び大東町によって汲み上げられている菊川低地中南部の浅層地下水は約 6,000-8,000 トン/日、また、大東町の深井戸から汲み上げられている地下水は約 3,000 トン/日である。第 20 表に、現在、新野川下流域及び菊川低地南部で汲み上げられている浅層地下水、並びに大東町大坂西方の深井戸から汲み上げられている地下水の水質を示す。沖積低地部の浅層地下水はやや鉄分が多い。深井戸から汲み上げられている地下水は浅層地下水に比べてマンガンが多いが、鉄及び有機物の含有量が少なく、硬度も低い。

第20表 「御前崎」地域及びその周辺の地下水の水質
浜岡町、小笠町及び大東町の資料による。水質測定：(財)静岡県生活科学検査センター

	硝酸性窒素及び 亜硝酸性窒素	塩素イオン	有機物等 (過マンガン酸 カリウム消費量)	鉄	マンガン	カルシウム・マグ ネシウム (硬度)	蒸発残留物	pH
新野川下流域 (浜岡町桜ヶ池南方) 地下約11mの地下水	0.2	19.2	2.2	0.40	0.09	114	212	6.3
菊川低地南部 (小笠町河東) 地下約5mの地下水	1.6	4.6	3.4	0.52	0.03	89.3	160	7.4
大東町大坂西方 深さ100mの深井戸の地下水	0.1	7.1	0.6	0.05	0.26	44.6	103	7.6

単位mg/ℓ

X. 「御前崎」地域周辺海域の地質

「御前崎」地域周辺海域の地形、地質及び地質構造は、佐藤・星野(1962)、三澤(1972)、田村ほか(1973)、茂木(1975)、海上保安庁水路部(1950、1976、1980a、b、c、1981a、1982a等)、岩淵ほか(1976)、奥田ほか(1976)、奥田(1977)、永野ほか(1977)、猪間・佐々木(1979)、海上保安庁水路部・地質調査所(1981、1982)、加藤ほか(1983)、桜井・佐藤(1983)、佐藤(1984)、茂木ほか(1986)等によって、調査・研究さ

れている。以下に、これらの調査・研究に基づいて本地域周辺海域の地形、地質及び地質構造について簡単に記述する。

X. 1 海底地形

「御前崎」地域周辺の海域は、御前崎半島の先端部から南へ延びる御前崎海脚によって、その東側の駿河湾域と西側の遠州灘海域とに2分される。

御前崎海脚は南北約25 km、東西約25 kmの広い大陸棚域であり、同海脚の基部に当たる御前崎半島の先端部付近には波食棚が発達し、隠頭岩が存荘する。御前崎海脚上には、二つの顕著な堆状の高まりがある。一方は御前崎半島の南に位置し、北北東-南南西方向の長軸を持つ御前崎堆であり、他方は同半島の南東方に北西-南東方向に延びるものである(第74図)。御前崎海脚の南東には、金洲ノ瀬と呼ばれる小さな堆状の高まりが鞍部を介して連なり、また、南西には第1及び第2天竜海丘と呼ばれる高まりが連なる。これらの高まりは北東-南西方向の長軸を有する。

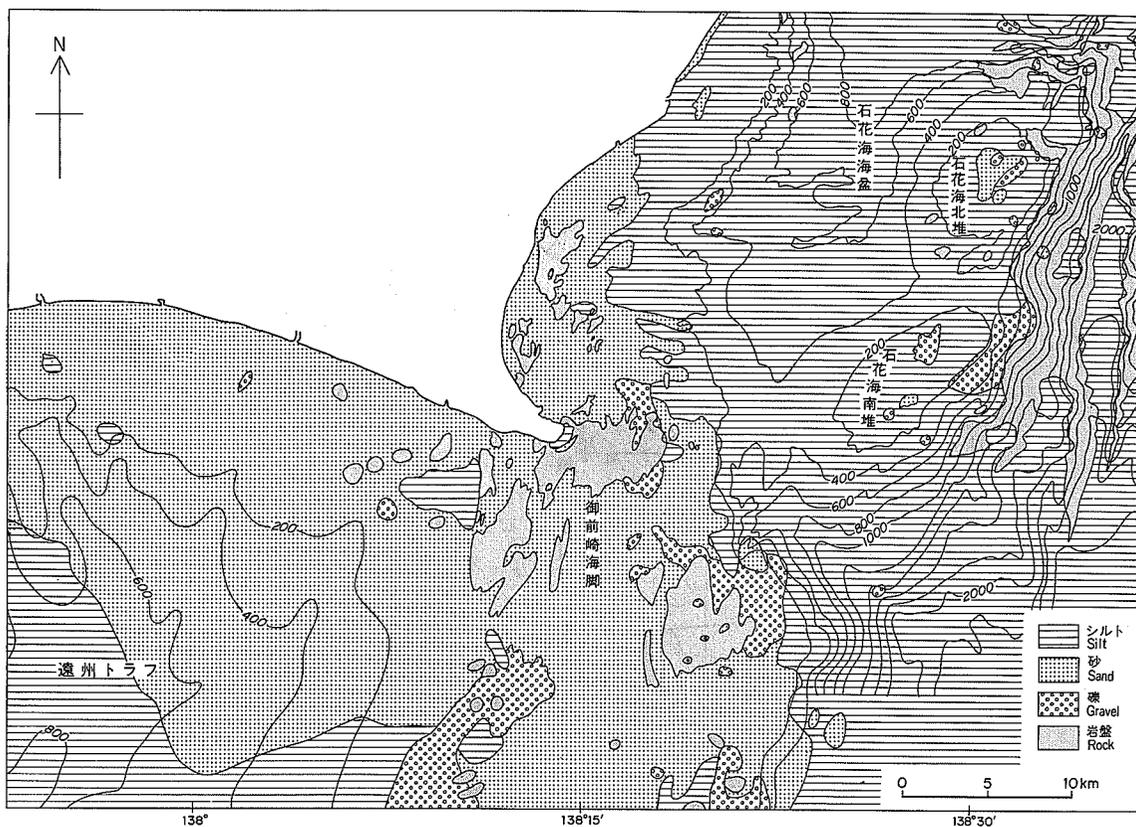
御前崎海脚東側の駿河湾域には、陸側から大陸棚、石花海海盆、石花海南堆及び北堆が存在し、更にその東側には駿河トラフに向かって急角度で傾き下がる斜面(トラフ陸側斜面)が存在する(第74図)。大陸棚は御前崎海脚から連続し、北に向かってその幅は狭くなる(相良沖で約10 km、大井川河口付近で約5 km)。石花海海盆は南北の長さ約25 km、東西の幅約10 km、深さ400-800 m程度の北に向かって深くなる海盆で、同海盆西側斜面には多数の小海底谷が存在する(海上保安庁水路部, 1980a)。焼津沖の同海盆底北部には東流する顕著な海底谷が存在し、駿河トラフに注いでいる。石花海南堆及び北堆は御前崎海脚の北東方に鞍部を介して雁行し、両堆とも、水深50-150mの堆頂面は南東方向に緩く傾斜する(海上保安庁水路部, 1980 a)。

一方、御前崎海脚より西側の遠州灘海域には、陸側から大陸棚、顕著な海底谷を伴う大陸棚斜面、遠州トラフ(桜井・佐藤, 1983)が存在する。その南東側には第1及び第2天竜海丘等の海丘群とそれらの間の小海盆や窪地が存在し、更にその南側には南海トラフが存在する。大陸棚は幅10-5 km程度で、一般に駿河湾側に比べて傾斜が大きい。大陸棚外縁-大陸棚斜面には、浜岡海底谷、大東海底谷等の大規模な海底谷が存在し、これらは南流して水深700-1,200 m程度の遠州トラフに達する。遠州トラフ内には、これらの海底谷から連続する海底谷が存在し、天竜川沖を南西に流れ下った後、北から流下する本宮山海底谷とともに北北東-南南西方向の天竜海底谷に連続する。

X. 2 底質

海上保安庁水路部(1980 a)によると、大井川河口の南から御前崎にかけての大陸棚上には、主として砂質堆積物が分布し、沿岸部や相良以南の海域では砂中に礫を伴う。また、相良付近では一部、岩盤(相良層群)が海底に露出する。

石花海海盆は泥質堆積物に覆われ、石花海南堆及び北堆の頂部には一部、砂、礫及び貝殻が分布する。また、両堆東側のトラフ陸側斜面には岩盤が露出する(第75図)。

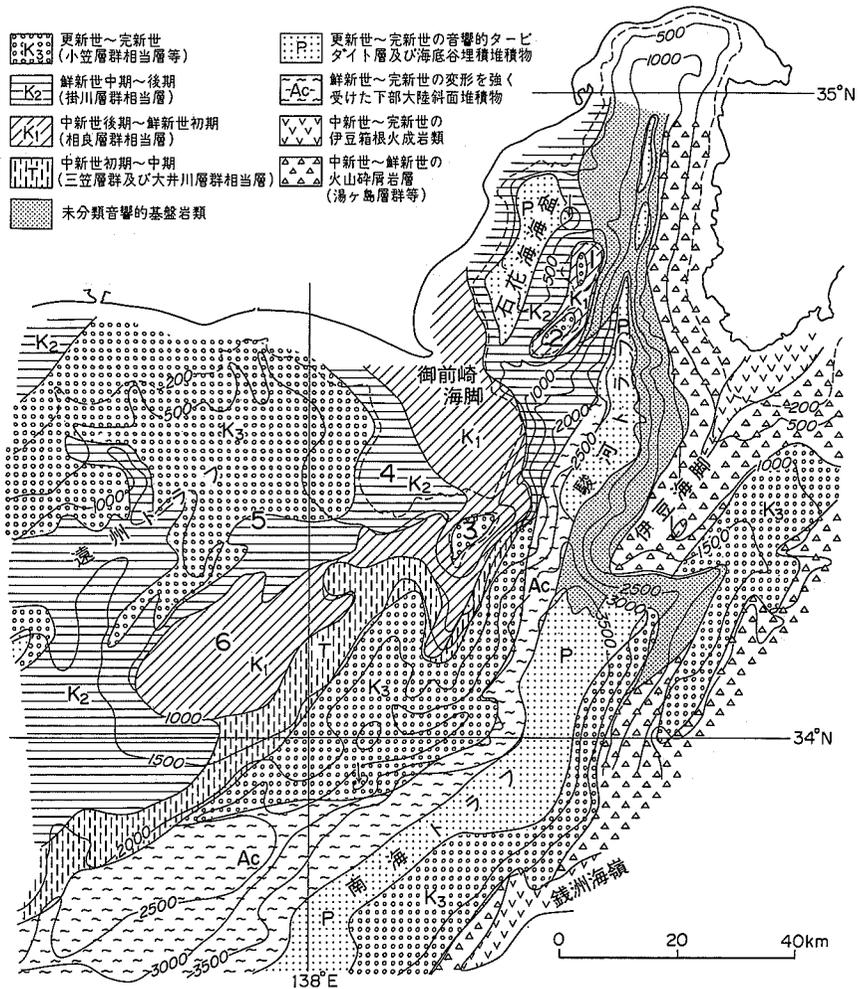


第75図 御前崎周辺海域の底質図 20万分の1静岡県地質図(改訂版)(土編, 1986)による

X. 3 海底地質

奥田(1977)は、「御前崎」地域を含む西南日本外帯沖の海底に分布する地層を14層に区分している。このうち、本地域周辺に分布するものは、T層(中新世初期-中期, 三笠層群相当層), K_1 (中新世後期-鮮新世初期, 相良層群相当層), K_2 (鮮新世中-後期, 掛川層群相当層), K_3 (主に更新世-完新世の陸源性堆積物, 小笠層群等に相当する), P層(更新世-完新世の音響的タービダイト層及び海底谷埋積堆積物)等である(第76図)。

T層(三笠層群相当層)は金洲ノ瀬から第2天竜海丘の南東側斜面上部に分布する。 K_1 層(相良層群相当層)は御前崎海脚東部から金洲ノ瀬及び第2天竜海丘にかけて広く分布するほか、石花海南堆及び同北堆周辺に分布する(第76図)。 K_2 層(掛川層群相当層)は御前崎海脚の西部から第1天竜海丘にかけての海域及び石花海盆周辺の斜面に主として分布する。また、 K_3 層(小笠層群等相当層)は遠州灘海域の陸棚斜面-遠州トラフ海域に広く分布するほか、石花海南堆及び同北堆頂部, 金洲ノ瀬頂部, 及び金洲ノ瀬西方の海底谷-海盆部(桜井・佐藤, 1983の金洲ノ瀬トラフ周辺)に分布する。更に、P層は石花



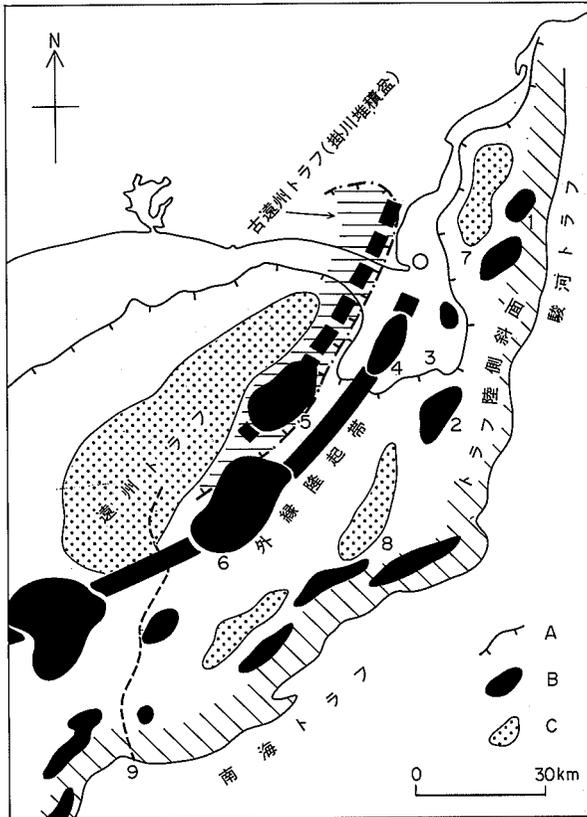
第76図 御前崎周辺海域の海底地質図 奥田(1977)による

1:石花海北堆, 2:石花海南堆, 3:金洲ノ瀬, 4:御前崎堆, 5:第1天電海丘, 6:第2天電海丘

海海盆底及び駿河トラフ底に分布する。このほか、駿河トラフ-南海トラフの陸側斜面下部には変形を強く受けた堆積物 (Ac層) が存在する (同図)。

一方、永野ほか (1977) は、本地域周辺海域に分布する地層を音響的に、上位から Ae, Be, Ce, De の4層に区分している。これらの各層は、音響的な特徴及び分布から、それぞれ、概ね奥田 (1977) の P層, K₃及びK₂層, K₁層, T層に相当する。また、海上保安庁水路部 (1980a) は、駿河湾南西部に分布する地層を音響的に、上位から I - Vの5層に区分している。これらの各層はそれぞれ、陸域の完新統, 更新統, 掛川層群, 相良層群, 大井川層群に相当するとされている。

X. 4 地質構造及び構造発達史



第77図 御前崎周辺海域の大地形及び構造要素

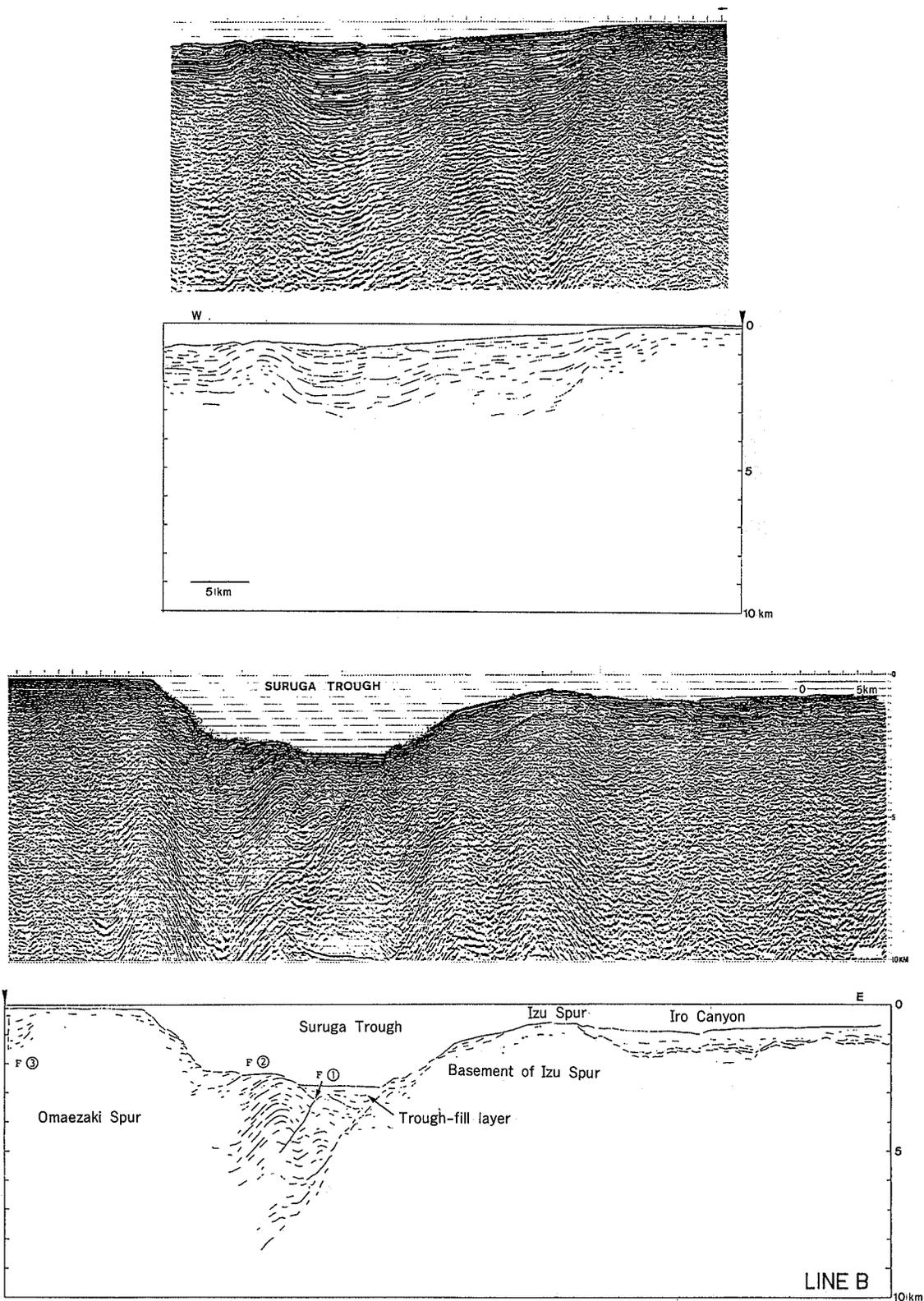
桜井・佐藤(1983)に一部加筆

- A : 大陸棚外縁, B : 堆及び海丘, C : トラフ(海盆), 1 : 石花海堆,
 2 : 金洲ノ瀬, 3 : 御前崎海脚, 4 : 御前崎堆, 5 : 第1天竜海丘,
 6 : 第2天竜海丘, 7 : 石花海海盆, 8 : 金洲ノ瀬トラフ, 9 : 天竜海底谷

加藤ほか(1983), 桜井・佐藤(1983), 佐藤(1984)等によると,「御前崎」地域周辺の海域は,その形成・発達過程を考慮に入れて,西-北西側から東-南東側に向かって前弧海盆,外縁隆起帯,トラフ陸側斜面及びトラフ底からなる4つの構造要素(大地形)に区分される。このうち,前弧海盆は遠州トラフに相当する。ここには最大で2,500m以上に達する中新統上部から完新統と推定される堆積物が厚く堆積しており,天竜川河口付近以東では反射面(地層面)は西に緩く傾斜する(第78,79図)。外縁隆起帯は,第1及び第2天竜海丘,御前崎海脚,石花海海堆及び同北堆等から構成され,第77図に示すように概ね3列の堆・海丘列からなる。また,これらの堆・海丘列の間には,石花海海盆及び金洲ノ瀬トラフのような小海盆が存在する。堆・海丘列からなる高まりからトラフ陸側斜面上部にかけては,相良層群及び三笠層群相当層が広く分布し,高まりに挟まれた小海盆部にはより新しい時代の地層

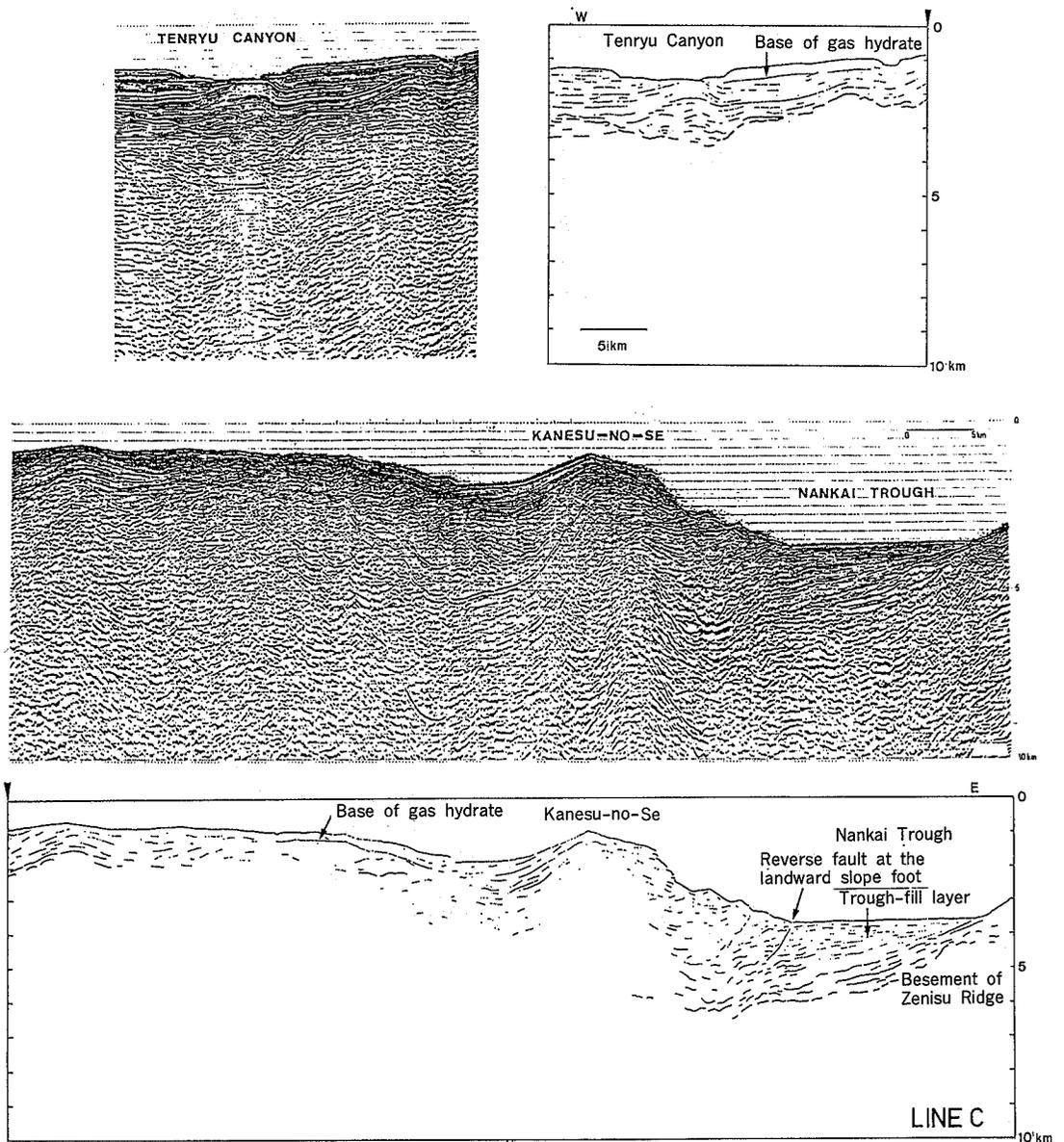
が分布する。海上保安庁水路部(1980a, 1981a)によると,石花海海盆には相良層群相当層から第四系までが堆積しており,各層の層厚分布から堆積盆の中心が時代とともに西へ移動したと推定される(第80図)。また,トラフ陸側斜面下部-トラフ底西部には,複雑に褶曲した地層が西に傾斜した逆断層によって覆瓦状に配列しており(第78,79図),トラフ底の楔状堆積物がフィリピン海プレートの沈み込みに伴って陸側に押し付けられて形成された付加堆積物と考えられる。

これらの各構造要素(大地形)及びそれらの特徴付ける地質・地質構造は,加藤ほか(1983),桜井・佐藤(1983),佐藤(1984)等の研究に基づき,また,Tsuchi(1961a, b),土(1984)及び本研究等による陸域の地質・地質構造の研究結果を踏まえると,次のような過程を経て形成されたものと推定される。すなわち,三笠層群の堆積後(恐らく中新世中期に),フィリピン海プレートの沈み込みに伴う付加体の発達によって隆起帯が形成され,隆起帯の内側に生じた前弧盆内に相良層群が堆積を始めた(第6図4)。その後,中新世の後期-鮮新世の初期に,第2天竜海丘から御前崎海脚に至る隆起帯が形成され,続いて鮮新世-更新世に,その内側に第1天竜海丘から女神背斜に至る隆起帯が形成されたこの樫な隆起



第78図 LINE B に沿う音波探査断面とその解釈図

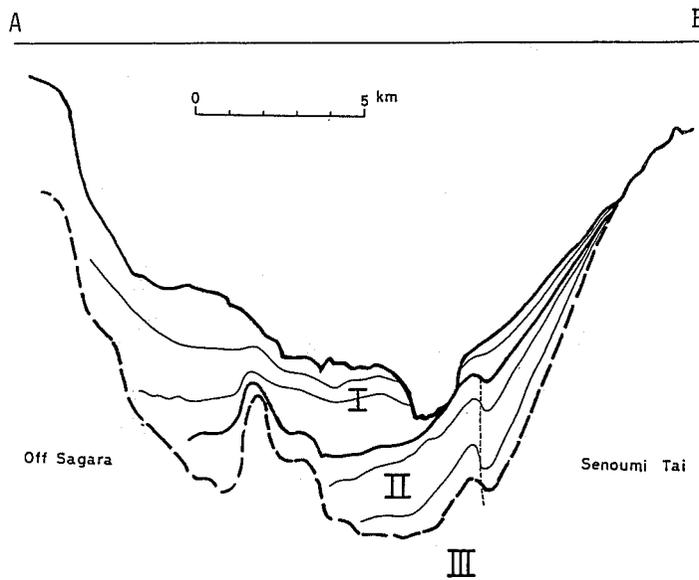
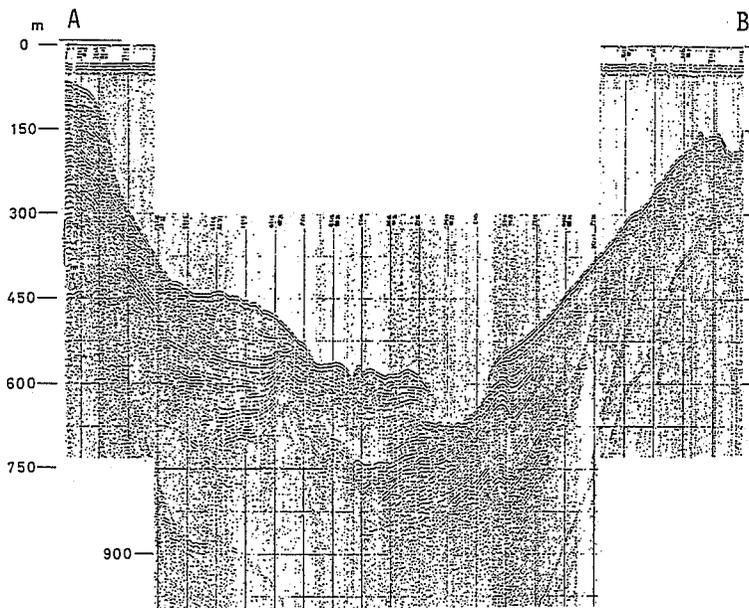
音波探査断面は海上保安庁水路部・地質調査所(1982)による 解釈図は加藤ほか(1983)による LINE B の位置は第74図参照



第79図 LINE C に沿う音波探査断面とその解釈図 出典は第78図に同じ

帯（外縁隆起帯）の発達により前弧海盆は西側に移動・縮小し、掛川層群や小笠層群の堆積盆（掛川堆積盆又は古遠州トラフ）が出現した（第6図5）。その後、同堆積盆は北東部の隆起・陸化に伴って南西側に後退し、現荘の遠州トラフに至っている（同図6）。一方、第2天竜海丘から御前崎海脚に至る隆起域の外側にも新たに金洲ノ瀬、石花海南及び北帯等の高まりが形成され、二つの隆起域の間には石花海南海盆等の小海盆が形成された。これらの外側隆起帯の隆起及び小海盆の沈降は、石花海南堆及び同北堆の頂部に小笠層群に対比され、河川成の疑いが強い礫層が存在する（土，1967，1984等）ことから、更新世中期以降に活発化したと推定される。

「御前崎」周辺海域の断層は、海上保安庁水路部（1976，1980a等）、奥田（1977）、活断層研究会（1980）



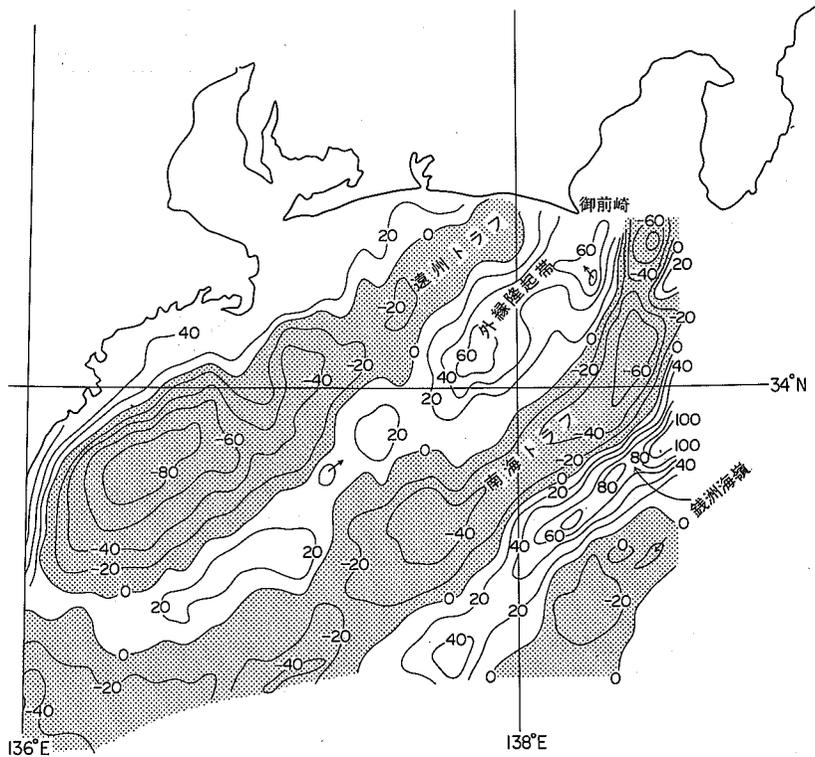
第80図 石花海盆の音波探査断面とその解釈図 海上保安庁水路部(1981a)による
測線A-Bの位置は第74図参照

等によって図示されている。これらのうちの顕著なものとしては、駿河トラフ底をほぼ南北に走り、プレート境界断層と考えられる駿河トラフ断層、石花海南堆の西側を北東-南西に走る断層、御前崎海脚部をほぼ南北に走る断層等が挙げられ(第74図)、全体として北東-南西方向及び南北方向の断層が卓越する。

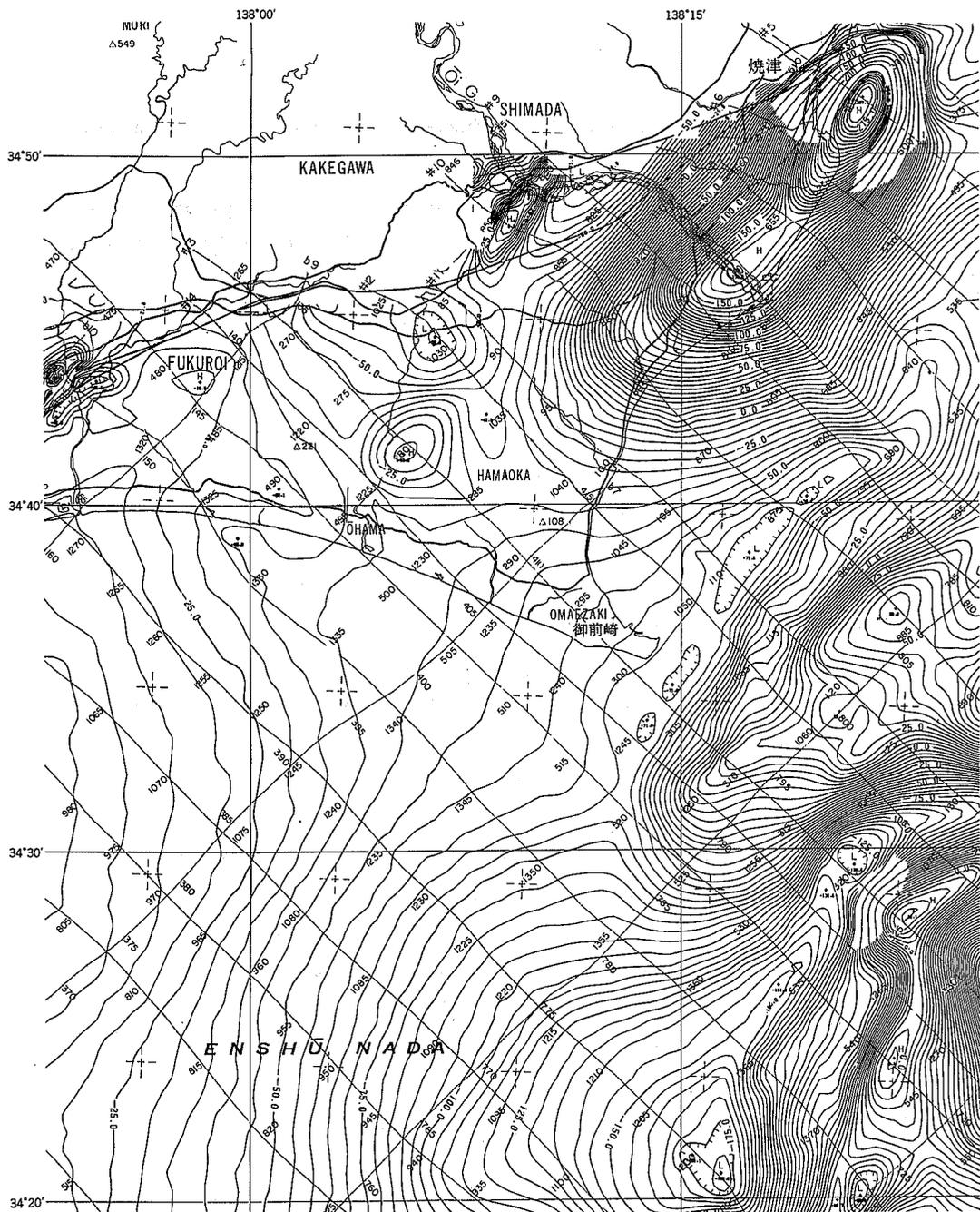
X. 5 重力異常及び磁気異常

「御前崎」周辺海域の重力異常は、奥田ほか (1976)、猪間・佐々木 (1979)、海上保安庁水路部 (1982a 等)、石原・村上 (1982) 等によって報告されている。これらによると、駿河トラフ-南海トラフ及び遠州トラフに沿って、負のフリーエア異常が認められる。また、外縁隆起帯に沿って正の重力異常が認められる (第 81 図)。このような重力異常のパターンは、同海域の大地形・地質構造とよく対応している。

一方、同海域の磁気異常は田村ほか (1973)、海上保安庁水路部 (1981b 等)、猪間・佐々木 (1979) 等によって報告されている。田村ほか (1973) の空中磁気図によると、焼津付近から大井川河口付近にかけて北東-南西方向に延びる 100 ガンマ以上の正磁気異常が認められる (第 82 図)。これは中新世前期の高草山火山岩類 (大井川層群の一部) の影響と推定される。この正磁気異常の南側の駿河湾域では等磁力線の間隔が比較的密で、北東-南西方向の短波長の異常が認められるのに対して、遠州灘海域では等磁力線の間隔が比較的粗で、特に顕著な磁気異常は認められない。



第81図 御前崎周辺海域のフリーエア異常 (単位: ミリガル)
海上保安庁水路部(1982a)による



第32図 御前崎周辺海域の空中磁気異常 (単位:ガンマ)
 田村ほか(1973)による

文 献

- 安藤一男(1986) 珪藻群集からみた埼玉県見沼低地の古環境の変遷と完新世最高海水準. 第四紀研究, vol. 25, p. 165-176.
- AOSHIMA, M. (1978) Depositional environment of the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Japan — a comparative study of the fossil and the recent foraminifera —. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 19, p. 401-441.
- 青島睦治・鎮西清高(1972) 化石硬組織の酸素同位体比に基づく掛川層群堆積時の古水温推定. 化石, nos. 23-24, p. 80-91.
- 新井房夫(1972) 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定—テフロクロノロジーの基礎的研究一. 第四紀研究, vol. 11, p. 254-269.
- 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 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, vol. 4, p. 185-205.
- BLOW, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva*, 1967, p. 199-421.
- 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.
- CHINZEI, K. and AOSHIMA, M. (1976) Marine thermal structure of the Plio-Pleistocene warm water in central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 19, p. 179-203.
- 地質調査所(1957) 日本鉱産誌 BV-b 主として燃料となる鉱石—石油及び可燃性天然ガス—. 416p.
- 千谷好之助(1926) 遠江国相良, 掛川附近第三紀層について. 地学雑誌, vol. 38, p. 84-89.
- (1928-1929) 7万5千分の1地質図幅「相良」及び同地質説明書. 地質調査所, 24p.
- (1930) 静岡県相良油田の地質につきて. 地質学雑誌, vol. 37, p. 793-798.
- (1931-1932) 7万5千分の1地質図幅「静岡」及び同地質説明書. 地質調査所, 48p.
- 中部電力株式会社(1978) 浜岡原子力発電所原子炉設置変更許可申請書(3号炉増設), 添付書類六, 2 気象. 85p.
- 遠藤秀典(1982) 温度変化法による鉱物・ガラスの屈折率測定方法. 地質ニュース, no. 329, p. 8-12.
- ENDO, K., SEKIMOTO, K. and TAKAHO, T. (1962) Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. *Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ.*, no. 17, p. 1-16.
- 羽鳥徳太郎(1976) 安政地震(1854年12月23日)における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治25年静岡県県下26カ町村役場の地震報告から—. 地震研究所彙報, vol. 51, p. 13-28.
- 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公男(1976) 20万分の1地質図「静岡・御前崎」. 地質調査所.

- 茨木雅子 (1986) 掛川地域新第三系の浮遊性有孔虫生層序基準面とその岩相層序との関係. 地質学雑誌, vol. 92, p. 119-134.
- IBARAKI, M. (1986) Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 20, p. 39-173.
- and TSUCHI, R. (1974) Planktonic foraminifera from the upper part of the Kakegawa Group and the Soga Group, Shizuoka Prefecture, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 9, p. 115-130.
- and ————— (1976) Planktonic foraminifera from the lower part of the Kakegawa Group, Shizuoka Prefecture, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 11, p. 161-178.
- and ————— (1979) Planktonic foraminifera from the Tamari Formation in the late Neogene Series of the Kakegawa district, Shizuoka Prefecture, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 13, p. 129-146.
- , ————— and TAKAYANAGI, T. (1983) Early Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Kakegawa area, the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 17, p. 101-116.
- 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.
- IJIMA, A., MATSUMOTO, R. and WATANABE, Y. (1981) Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, central Honshu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 241-276.
- 池田隆司・塚原弘昭 (1987) 御前崎半島における地殻応力測定と間隙水圧測定. 北大地物研報, no. 49, p. 269-279.
- 池田俊雄 (1964) 東海道における沖積層の研究. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 60, 85p.
- 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.
- 伊木常誠 (1909) 遠州相良油田地質調査概報. 地質調査所報告, No. 13, p. 43-57.
- 今村明恒 (1943) 遠州東南地塊の傾動について. 地震 1, vol. 15, p. 217-224.
- 猪間明俊 (1982) D. 相良・掛川地域. 日本の石油・天然ガス資源 (新版), 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 264-276.
- ・佐々木栄一 (1979) 東海沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, vol. 44, p. 272-278.
- 石橋克彦 (1976) 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について. 地震学会昭和 51 年度秋季大会講演予稿集, p. 30-34.
- (1977) 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾地震の可能性. 地震予知連絡会会報, vol. 17, p. 126-132.
- (1984) 駿河湾地域の地震時地殻上下変動. 第四紀研究, vol. 23, p. 105-110.
- 石田志朗・牧野内 猛・西村 昭・竹村恵二・檀原 徹・西山幸治・林田 明 (1980) 掛川地域の中部

- 更新統. 第四紀研究, vol. 19, p. 133-147.
- 石原丈実・村上文敏 (1982) 600 万分の 1 日本周辺海域重力異常図 (フリーエア異常). 日本地質アトラス, p. 38-41.
- ISHIZAKI, K and KATO, M. (1976) The basin development of the Diluvium Furuya Mud Basin, Shizuoka Prefecture, Japan, based on faunal analysis of fossil ostracodes. In TAKAYANAGI, Y. and SAITO, T. eds., *Progress in Micropaleontology*, Micropaleontology Press, The American Museum of Natural History, New York, p. 118-143.
- 岩淵義郎・桂 忠彦・永野真男・桜井 操 (1976) フォッサ・マグナ地域の海底地質. 海洋科学, vol. 8, no. 8, p. 45-52.
- 海上保安庁水路部 (1950) 20 万分の 1 駿河湾底質図 (第 7001 号).
- (1976) 20 万分の 1 大陸棚の海の基本図「遠州灘」海底地形図 (第 6361 号) 及び海底地質構造図 (第 6361 号⁵).
- (1980a) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「駿河湾南西部」海底地形図 (第 6362 号⁷) 及び海底地質構造図 (第 6362 号⁷⁻⁸), 並びに海底地形地質調査報告 (37p.).
- (1980b) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「駿河湾南東部」海底地形図 (第 6362 号⁶) 及び海底地質構造図 (第 6362 号⁶⁻⁸), 並びに海底地形地質調査報告 (35p.).
- (1980c) 20 万分の 1 大陸棚の海の基本図「駿河湾」海底地形図 (第 6362 号).
- (1981a) 石花海海盆における堆積盆の変遷. 地震予知連絡会会報, vol. 26, p. 216-221.
- (1981b) 20 万分の 1 大陸棚の海の基本図「駿河湾」地磁気全磁力図 (第 6362 号^M).
- (1982a) 東海地方沖のフリーエア異常. 地震予知連絡会会報, vol. 27, p. 229-230.
- (1982b) 100 万分の 1 海底地形図「中部日本」(第 6313 号).
- ・地質調査所 (1981) 相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査(1). 地震予知連絡会会報, vol. 26, p. 212-215.
- ・——— (1982) 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査. 地震予知連絡会会報, vol. 28, p. 239-247.
- KAIZUKA, S., NARUSE, Y. and MATSUDA, I. (1977) Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, central Japan. *Quaternary Research*, vol. 8, p. 32-50.
- 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.
- 鹿島 薫・米倉伸之・池田安隆・熊木洋太・宮崎 隆・長澤良太 (1983) 御前崎周辺地域の完新世海水準変化. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 13, p. 126-127.
- ・長澤良太・宮崎 隆 (1985) 静岡県菊川平野における完新世の海水準に関する資料. 第四紀研究, vol. 24, p. 45-50.
- 加藤道雄 (1973) 掛川層群の微化石層位学的研究. 地質学雑誌, vol. 79, p. 263-276.
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 (1983) 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査. 水路部研究報告, no. 18, p. 1-23.

- 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, 363p.
- 桂島 茂・寒川 旭・橋本知昌・宮崎純一・渡辺和明・斉藤英二 (1987) 静岡県御前崎地域の活構造. 地調月報, vol. 38, p. 319-330.
- 菊池秀夫・堤 正俊 (1961) 静岡県掛川地区に於ける試錐結果よりの地質的考察. 横山教授記念論文集, p. 67-81.
- 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, No. 14, p. 107-108.
- 木村敏雄 (1967) 大井川流域南部の四万十層群の地質構造. 佐々教授還暦記念論文集, p. 21-38.
- KIMURA, T. (1966) Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequences at two localities in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 44, p. 561-607.
- 気象研究所 (1983) 潮位解析から見た御前崎の沈下. 地震予知連絡会会報, vol. 30, p. 222-227.
- (1986) 潮位解析から見た御前崎の沈下. 地震予知連絡会会報, vol. 36, p. 264-266.
- 気象庁地震課地震活動検測センター (1977) 駿河湾及び東海沖の地震活動について. 地震予知連絡会会報, vol. 17, p. 105-108.
- 気象庁地震予知情報課 (1986) 東海・南関東地域の地震活動 (1985年11月～1986年4月). 地震予知連絡会会報, vol. 36, p. 231-238.
- 北里 洋・新井房夫 (1986) 有度丘陵, 小鹿礫層に挟在する On-Pm1 テフラ. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 12, p. 245-249.
- ・新妻信明・小山真人・近藤康生・神谷隆宏 (1981) 駿河湾周辺後期更新世根古屋層, 草薙層, 国吉田層, 古谷層の地磁気層序. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 6, p. 45-59.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦 (1967) 御嶽火山第一浮石層—御嶽火山第一浮石層の研究 その1—. 地質学雑誌, vol. 73, p. 291-308.
- 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図幅), 地質調査所, 38p.
- 小出 仁・楠瀬勤一郎・高橋 学 (1986) (5) 地殻上下変動特性に関する調査研究 1 地質調査及び地盤変動・水位の観測研究 (iii) 岩石コア物性試験. 科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 252-256.
- 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), 133p.
- (1983) 東海地方の水平変動. 地震予知連絡会会報, vol. 30, p. 203-207.
- (1987) 東海地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, vol. 37, p. 271-286.
- 国土地理院地殻調査部 (1986) (5) 地殻上下変動特性に関する調査研究 3 広域高頻度水準変動調査. 科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 269-278.
- 駒澤正夫 (1982) 20万分の1静岡・御前崎及び横須賀地域重力異常図 (ブーゲー異常図). 地質調査所.
- 近藤康生 (1985) 静岡県有度丘陵の上部更新統の層序. 地質学雑誌, vol. 91, p. 121-140.
- 栗林沢一 (1956a) 砂丘の改造. 河出書房現代地理講座 第3巻「平野の地理」, p. 287-298.

- 栗林沢一 (1956b) 御前崎付近の砂丘. 地理, vol. 1, p. 264-271.
- (1971) 御前崎付近の地形—第一報—. 静岡地学, vol. 20, p. 19-23.
- 黒田啓介 (1966) 渥美層群中下部から産出する植物遺体. 第四紀研究, vol. 5, p. 49-58.
- (1967) 渥美層群上部から産出する植物遺体. 第四紀研究, vol. 6, p. 57-62.
- (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.
- (1971) 袋井市付近の更新統層序について. 蒲郡東高校研究紀要, no. 1, p. 206-218.
- (1975) 小笠層群の植物遺体. 地質学雑誌, vol. 81, p. 721-735.
- MACHIDA, H. (1975) Pleistocene sea level of South Kanto, Japan, analysed by tephrochronology. In SUGGATE, R. P. and CRESSWELL, M. M. eds., *Quaternary Studies, Royal Soc. New Zealand, Bull.*, vol. 13, p. 215-222.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, vol. 83, p. 302-338.
- ・——— (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, vol. 17, p. 143-163.
- ・——— (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砕流の噴出年代. 火山, 第2集, vol. 28, p. 206.
- 牧野泰彦・増田富士雄・桂 雄三 (1979) 静岡県掛川地方の“沖合型”の砂泥互層. 茨城大教育学部紀要 (自然科学), no. 28, p. 53-72.
- MAKINO, Y. and SEKI, T. (1984) Sedimentary structures and foraminifers in some turbidite sequence of the Pliocene Horinouchi Formation, Kakegawa district, central Japan. *Bull. Fac. Educ., Ibaraki Univ. (Nat. Sci.)*, no. 33, p. 67-80.
- 牧野泰彦・椎名しづえ (1983) 静岡県掛川地方の鮮新統・堀之内砂泥互層の堆積構造と有孔虫化石含有量. 茨城大教育学部紀要 (自然科学), no. 32, p. 23-31.
- 横山次郎 (1925) 遠江掛川附近第三紀層の層序. 地球, vol. 3, p. 569-576.
- MAKIYAMA, J. (1925) The evolution of Umbonium. *Japan. Jour. Geol. & Geogr.*, vol. III, p. 119-130.
- (1927) Molluscan fauna of the lower part of the Kakegawa Series in the province of Totomi, Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Imp. Univ., Ser. B*, vol. III, p. 1-147.
- 横山次郎 (1928) 静岡県掛川町近傍の地質につきて (一), (二). 地球, vol. 9, p. 23-35, 100-118.
- MAKIYAMA, J. (1931) Stratigraphy of the Kakegawa Pliocene in Totomi. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Imp. Univ., Ser. B*, vol. VII, p. 1-53.
- 横山次郎 (1939) 大井川層の石灰岩と *Lepidocyclina*. 地質学雑誌, vol. 46, p. 243-246.
- (1941) 大井川下流地方第三系層序及び地質構造. 矢部教授還暦記念祝賀講演録, p. 1-13.
- MAKIYAMA, J. (1941) Evolution of the gastropod genus *Siphonalia* with accounts on the Pliocene species of Totomi and other examples. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Imp. Univ., Ser. B*, vol. XVI, p. 75-93.
- (1947) Two stages of the middle Miocene in Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. XIX, p. 33-36.

- 横山次郎 (1948a) 東海道車窓の地学 静岡から浜松まで. 地球の科学, vol. 3, p. 1-7.
- (1948b) 静岡県戸沢層に *Lepidocyclina* の出た事. 地質学雑誌, vol. 53, p. 622-627.
- (1950) 日本地方地質誌, 中部地方. 朝倉書店, 233p.
- MAKIYAMA, J. (1954) Syntectonic construction of geosynclinal neptons. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. XXI, p. 115-149.
- 横山次郎 (1961) 掛川地方地質図. 地質調査所.
- (1963) 掛川地方地質図説明書. 地質調査所, 30p.
- ・森下 晶・糸魚川淳二 (1975) 日本地方地質誌, 中部地方 (改訂版). 朝倉書店, 451p.
- ・坂本 亨 (1957) 5 万分の 1 地質図幅「見付」・「掛塚」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 松井由紀乃 (1961MS.) 静岡県袋井地方の更新世植物遺体について. 静岡大挙教育学部卒論.
- MATSUMOTO, E. (1966) Geology of the Palaeogene and lower Neogene formations in the lower course of River Ooigawa, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Mem. Cell. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, vol.33, p. 115-133.
- (1971) Oligocene molluscs from the Setogawa Group in central Japan. *Bull. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, vol. 14, p. 661-669.
- 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.
- 三澤良文 (1972) 駿河湾西部の海底地質. 星野通平・青木 斌編「伊豆半島」, 東海大学出版会, p. 257-267.
- 宮本正雄・菊池秀夫・堤 正俊 (1962) 静岡県掛川地方における第三系の地質構造に関する一考察. 地質学雑誌, vol. 68, p. 293-300.
- 宮崎 隆 (1983) 遠州灘沿岸の砂丘形成過程. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 13, p. 132-133.
- 水野清秀・杉山雄一・下川浩一 (1987) 静岡県御前崎周辺に分布する新第三系相良層群及び掛川層群下部の火山灰層序. 地調月報, vol. 38, p. 785-808.
- 望月勝海編 (1956) 静岡県地質図 1 : 200,000 及び静岡県の地質. 静岡県, 57p.
- 茂木昭夫 (1975) フィリピン海北縁部の海底地形— Outer Ridge について—. 海洋科学, vol. 1. 7, no. 8, p. 27-32.
- ・佐藤伸弘・桜井 操・鈴木 進・加藤 茂・中条純輔・村上文敏・西村清和 (1986) (I) 地殻構造に関する調査研究 1 マルチチャンネル反射法による海底地殻構造調査 (i) マルチチャンネル反射法による観測調査. 科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 35-40.
- 文部省震災予防評議会 (1941) 増訂大日本地震資料. 鳴鳳社, 第一巻, 945p., 第二巻, 754p., 第三巻, 945p.
- 森下 晶・中川衷三 (1949) 静岡懸御前崎の地質. 地質学雑誌, vol. 55, p. 95-98.
- 両角芳郎 (1972) 掛川層群の浮遊性有孔虫化石層序. 大阪市立自然史博物館研究報告, no. 26, p. 1-9.
- 村岡健作 (1976) 静岡県の更新統産のノコギリガザミについて. 神奈川県立博物館研究報告 自然科

- 学, vol. 9, p. 57-62.
- 武藤鉄司 (1985) 掛川地域の更新統から発見された化石海底チャネル. 地質学雑誌, vol. 91, p. 439-452.
- (1987) 天竜川下流地方, 三方が原・磐田原台地の地質—現在の開析扇状地からの解釈—. 地質学雑誌, vol. 93, p. 259-273.
- 永野真男・安城龍彦・登崎隆志 (1977) 遠洲灘の海底地質. 水路部研究報告, no. 12, p. 1-33.
- 長澤良太・宮崎 隆・鹿島 薫・青木哲哉・大庭正八 (1983) 静岡県菊川低地の完新統—完新世高位海水準の一資料—. 日本第四紀学会講演要旨集, No. 13, p. 128-129.
- 仲 二郎 (1985) 瀬戸川帯の海山起源緑色岩類. 月刊 地球, vol. 7, p. 663-667.
- 中島謙造 (1886) 20 万分の 1「静岡」図幅及び同地質説明書. 農商務省地質局, 47p.
- 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. 大阪経済大論集, No. 152, p. 385-412.
- 西 修二郎 (1985) 御前崎周辺に於ける短期地殻上下変動の推定について. 測地学会誌, vol. 31, p. 212-219.
- NISHIDA, S. (1976) Nannoplankton from the Sagara and Kakegawa groups. In TSUCHI, R. ed., *1st CPNS Guidebook for Excursion 3, Kakegawa district*, p. 78-82 (Appendix 3)
- NISHIMURA, A. (1976) Occurrence of *Globoquadrina asanoi* and its biostratigraphic significance. In TSUCHI, R. ed., *1st CPNS Guidebook Excursion 3, Kakegawa district*, p. 59-61.
- 西村 進 (1975) テフクロノロジーへのフィッション・トラック法の適用. 九十九地学, vol. 10, p. 1-8.
- (1977) フィッション・トラック法による火山灰年代決定の再検討. 日本地質学会関西支部報, no. 80, p. 8.
- NISHIMURA, S. (1981) On the Neogene fission-track dating of tuffa. *IGCP-114 International Workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy, Proc.*, p. 132-136.
- 尾田太良 (1971) 相良層群の微化石層位学的研究. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 72, p. 1-23.
- ODA, M. (1977) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 48, p. 1-76.
- 奥田義久 (1977) 100 万分の 1 西南日本外帯沖広域海底地質図 (海洋地質図 8). 地質調査所.
- ・井上英二・石原丈実・木下泰正・玉木賢策・上嶋正人・石橋嘉一 (1976) 南海舟状海盆およびその北側斜面の海底地質. 海洋地質, vol. 8, no. 3, p. 48-56.
- ONO, S. (1973) Slaty cleavages in the Paleogene Setogawa Group in central Japan. *Jour. Fac. sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 18, p. 431-454.
- 大庭正八 (1957) 1944 年 12 月 7 日東南海地震に見られた遠江地方の家屋被害分布と地盤との関係. 地震研究所彙報, vol. 35, p. 201-295.
- (1984) 海岸砂地帯の地盤と地震被害. 地質工学, no. 12, p. 1-18.
- 大竹政和・浅田 敏 (1983) 季節変動を補正した水準測量データに基づく東海地域の最近の地殻変動.

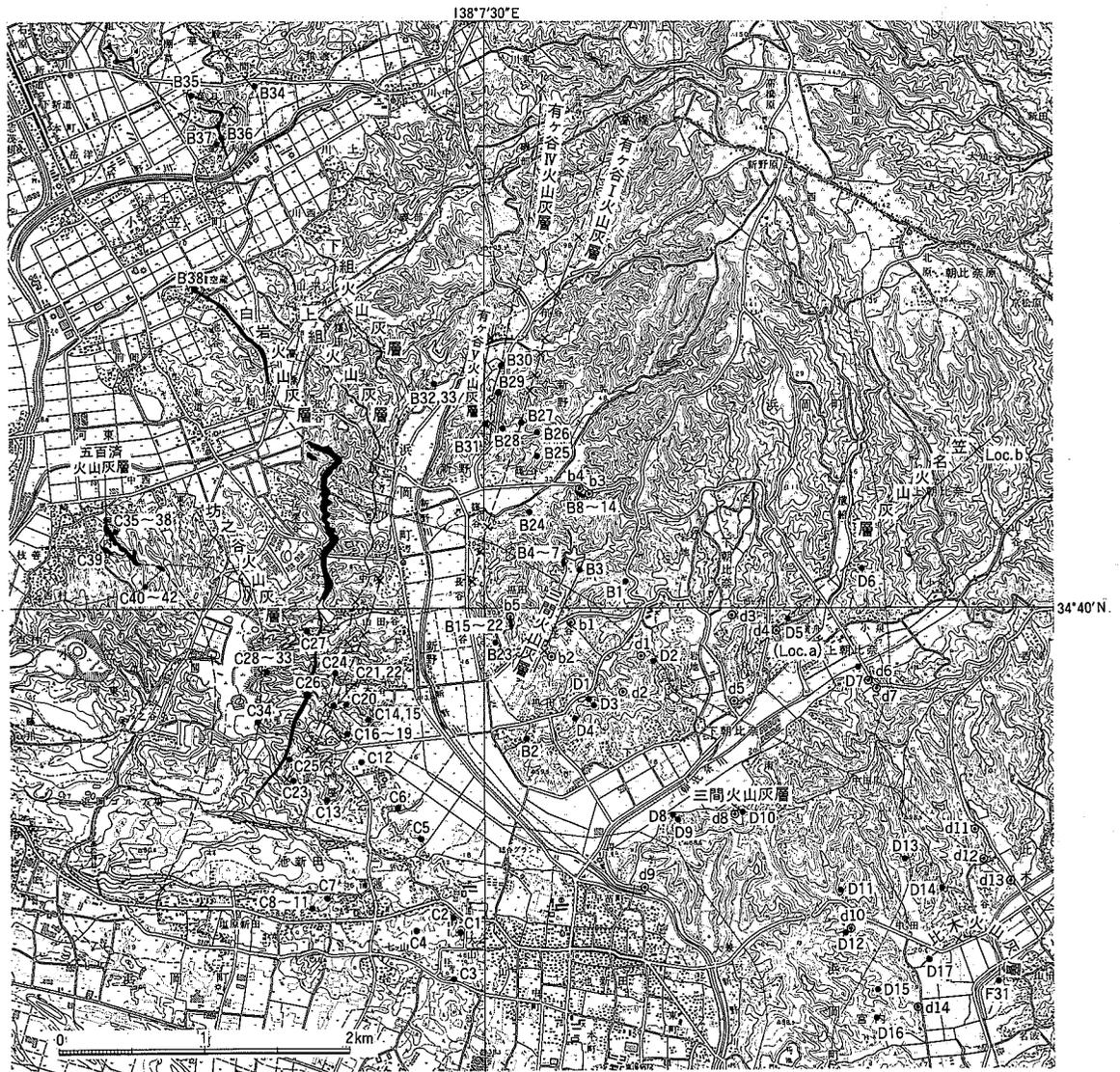
- 地震2, vol. 36, p. 597-608.
- 大塚弥之助 (1933) 太平洋岸に於ける洪積世初期の海進と地形面の分布 (予報). 地理学評論, vol. 9, p. 1029-1035.
- 長田敏明 (1976) 牧ノ原台地の第四紀地史. 関東の四紀, No. 3, p. 41-46.
- (1980) 静岡県牧ノ原台地の形成過程. 第四紀研究, vol. 19, p. 1-14.
- 遅沢壮一 (1986) 高草山およびその西方の瀬戸川帯. 北村教授記念地質学論文集, p. 337-350.
- PIRSON, L. V. (1915) The microscopical characters of volcanic tuffs — a study for students. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 40, p. 181-211.
- 斉藤常正 (1960a) 静岡県島田・掛川市付近の第三系とその浮遊性有孔虫化石群. 東北大理地質古生物邦文報告, no. 51, 45p.
- (1960b) 浮遊性有孔虫化石による掛川地方の中新・鮮新統の境界. 有孔虫, No. 11, p. 70-76.
- SAITO, T. (1963) Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 35, p. 123-209.
- 坂本 亨・山崎晴雄・磯部一洋・伊藤吉助・後藤 進 (1978) 静岡県, 御前崎付近の沖積海成段丘について. 地調月報, vol. 29, p. 133-135.
- 桜井 操・佐藤任弘 (1983) 東海沖 Outer Ridge の地質構造. 水路部研究報告, no. 18, p. 25-35.
- 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.
- 笹島貞雄・西村 進・石田史朗 (1978) 古地磁気編年・放射年代と本邦の Neogene. 池辺展生教授記念論文集「日本の新生代地質」, p. 135-154.
- 佐藤任弘 (1984) フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造. 第四紀研究, vol. 23, p. 71-76.
- ・星野通平 (1962) 遠州灘沖の海底地質. 地質学雑誌, vol. 68, p. 313-328.
- SAWAI, K. (1962) *Orbulina universa* d'Orbigny in central Japan. *Mem. Coil. Sci., Kyoto Univ., Ser.B.* vol. 29, p. 113-151.
- SEELEY, D. R. and DICKINSON, W. R. (1977) Structure and stratigraphy of forearc regions. *In Geology of continental margins, AAPG Continuing Education Course Note Ser.5.*
- 瀬野徹三 (1977) 南関東・西南日本外帯の地震性地殻変動区における巨大地震の再来周期. 地震2, vol. 30, p. 25-42.
- SHARMA, V. and TAKAYANAGI, Y. (1980) Quantitative study of fossil benthonic foraminifera from the Kakegawa area, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 50, p. 19-33.
- and ——— (1982) Paleobathymetric history of late Neogene foraminiferal assemblages of the Kakegawa area, central Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 52, p. 77-90.
- 柴 正博・駿河湾団体研究グループ (1986) 静岡県清水市北部, 興津川地域の地質. 地球科学, vol. 40, p. 147-165.
- SHIBATA, K., NISIMURA, S. and CHINZEI, K. (1984) Radiometric dating related to Pacific Neogene plankto-

- nic datum planes. In IKEBE, N. and TSUCHI, R. eds., *Pacific Neogene datum planes — contributions to biostratigraphy and chronology* —, p. 85-89.
- 静岡県 (1972) 東遠開発地域土地分類基本調査 掛川・御前崎 (5万分の1). 30p.
- 静岡県地震対策課 (1978a) 静岡県地震対策基礎調査報告書—ボーリング柱状図集 II—.
- (1978b) 静岡県地震対策基礎調査 地質断面図.
- (1980) 東海地震に備えて—地震対策研修資料— (改訂版). 52p.
- (1983) 静岡県地震対策基礎調査報告書—ボーリング柱状図集 (西)—.
- (1984) 静岡県地質断面図.
- 静岡県農地森林部治山課 (1981) 静岡県の海岸防災林. 36p.
- 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.
- 杉村 新 (1974) 関東地震と活断層. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, ラティス社, p. 157-174.
- 杉山雄一 (1980) 静岡県中部に分布する第三系大井川層群の海底地すべり堆積物と異地性角礫岩塊. 地質学雑誌, vol. 86, p. 673-685.
- (1981) 静岡地域の地質構造発達史—特に, 多重褶曲構造と最近の地殻変動について—. 構造地質研究会誌, no. 26, p. 71-87.
- (1985) 静岡県大井川下流域に分布するオリストストローム. シンポジウム「“スランプ相”の形成とテクトニクス」(1985), p. 49-60.
- ・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1987) 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. 地調月報, vol. 38, p. 443-472.
- ・下川浩一 (1981) 静岡県中部に分布する古第三系瀬戸川層群の古地理学的研究. 地質学雑誌, vol. 87, p. 439-456.
- ・———・坂本 亨・秦 光男 (1982) 静岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 82p.
- ・———・水野清秀 (1986) (5) 地殻上下変動特性に関する調査研究 1 地質調査及び地盤変動・水位の観測研究 (i) 地質調査. 科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 232-239.
- 田口雄作・永井 茂・村下敏夫・岸 和男・池田喜代治・安藤直行・高橋 誠 (1986) (5) 地殻上下変動特性に関する調査研究 1 地質調査及び地盤変動・水位の観測研究 (ii) 地盤変動・水位の観測研究科学技術振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, p. 239-251.
- 田村芳雄・津 宏治・小川克郎・斉藤友三郎・高木慎一郎・堀川義夫・渡辺史郎・小野吉彦 (1973) 20万分の1空中磁気図 IV-1「御前崎-浜松海域」. 地質調査所.
- TAZIMA, M., MATSUMOTO, N. and KAIJZU, M. (1984) Relation between seasonal variation of the Omaezaki peninsula and sea level change. *Jour. Geod. Soc. Japan*, vol. 30, p. 107-113.

- 徳山 明 (1972) 静岡地域の基盤地質構造の問題点(1). 静岡大教育研報(自然科学), no. 23, p. 67-86.
- 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.
- 東京大学地震研究所編 (1983) 新収日本地震資料. 第三巻別巻.
- TSUCHI, R. (1956) The Paleo-ecological significance of the later Pliocene molluscan fauna from the Kakegawa district, the Pacific coast of central Japan. *Rep. Lib. Arts Fac., Shizuoka Univ., Nat. Sci.*, No. 8, p. 45-58.
- (1958) Paleo-ecology of mollusca in the Pleistocene Furuya Mud, Shizuoka Prefecture. *Rep. Lib. Arts & Sci. Fac., Shizuoka Univ., Nat. Sci.*, vol. 2, p. 121-128.
- 土 隆一 (1960a) 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.
- (1960b) 東海地方の第四系生成史. 第四紀研究, vol. 1, p. 279-281.
- TSUCHI, R. (1961a) On the late Neogene sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the geologic history of the Pacific coast of southwest Japan. *Japan. Jour. Geol. & Geogr.*, vol. XXXII, p. 437-456.
- (1961b) On the Quaternary sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the late Cenozoic history of the Pacific coast of Southwest Japan. *Japan. Jour. Geol. & Geogr.*, vol. XXXII, p. 457-478.
- 土 隆一 (1967) 陸上の段丘と海底地形. 日仏海洋学会誌, vol. 5, p. 80-84.
- (1968) 開析扇状地から知られる地殻変動—東海地方を例に—. 第四紀研究, vol. 7, p. 225-234.
- TSUCHI, R. (1976) Neogene geology of the Kakegawa district. In TSUCHI, R. ed., *1st CPNS guidebook for excursion 3, Kakegawa district*, p. 2-21.
- 土 隆一 (1984) 駿河湾周辺の新第三系・第四系の構造とネオテクトニクス. 第四紀研究, vol. 23, p. 155-164.
- TSUCHI, R. (1984) Neogene biostratigraphy and chronology of Japan. In IKEBE, N. and TSUCHI, R. eds., *Pacific Neogene datum planes — contributions to biostratigraphy and chronology —*, p. 223-233.
- 土 隆一編 (1973-1974) 静岡県地質図 1 : 200,000 及び静岡県の地質. 静岡県, 154p.
- (1986) 静岡県地質図 1:200,000 [改訂版]. 静岡県.
- TSUCHI, R. and IBARAKI, M. (1978) Late Neogene succession of molluscan fauna on the Pacific coast of southwest Japan, with reference to planktonic foraminiferal sequence. *The Veliger*, California Malacozoological Society Inc., vol. 21, p. 216-224.
- 土 隆一・茨木雅子 (1979) 5 掛川地域. 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料, p. 12-14.
- ・黒田啓介・松井由紀乃 (1967) 小笠山礫層から *Metasequoia* の産出. 静岡大学地学研究報告, vol. 1, p. 1-2.
- TSUCHI, R. and IGCP-114 National Working Group (1981) Bio- and chronostratigraphic correlation

- of Neogene sequences in the Japanese islands. In TSUCHI, R. ed., *Neogene of Japan*, p. 91-104.
- TSUCHI, R., TAKAYANAGI, Y. and SHIBATA, K. (1981) Neogene bio-events in the Japanese islands. In Tsuchi, R. ed., *Neogene of Japan*, p. 15-32.
- 都司嘉宣 (1980) 明応地震・津波の資料状況について. *海洋科学*, vol. 12, p. 504-526.
- (1982) 安政2年9月28日(1855-XI-7)の遠江沖地震について. *地震* 2, vol. 35, p. 35-51.
- 氏家 宏 (1958) 相良・掛川堆積盆地の地質構造. 日本新第三系シンポジウム—日本地質学会昭和33年討論会資料一, p. 1-7.
- (1961) 有孔虫よりみた静岡県西部の中新・鮮新統境界. *地質学雑誌*, vol. 67, p. 399.
- УЛИЁ, H. (1962) Geology of the Sagara-Kakegawa sedimentary basin in central Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, ser. C*, no. 75, p. 123-188.
- (1975) An early Miocene planktonic foraminiferal fauna from the Megami Formation, Shizuoka Prefecture. *Bull. Natn. sci. Mus., Ser. C (Geol.)*, vol. 1, p. 83-92.
- and HARIU, S. (1975) Early Pliocene to late Middle Miocene planktonic foraminifera from the type section of the Sagara Group, central Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., sec. C (Geol.)*, vol. 1, p. 37-54.
- 宇佐美龍夫 (1975) 資料日本被害地震総覧. 東大出版会, 335p.
- (1987) 新編日本被害地震総覧. 東大出版会, 434p.
- 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.
- (1930) 赤石山系南部の地形と地形発達. *地理学評論*, vol. 6, p. 727-750.
- WATANABE, Y. and IJIMA, A. (1983) Miocene Takakusayama seamount of the Setogawa Terrain in Shizuoka, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 20, p. 425-441.
- 山田直利・片田正人・坂本 亨 (1972) 20万分の1地質図「豊橋」. 地質調査所.
- 山崎直方 (1905) 遠江海岸の平原の地形につきて. *地質学雑誌*, vol. 12, p. 42-44.
- 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.
- YOKOYAMA, M. (1923) Tertiary mollusca from Dainichi, in Totomi. *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, vol. XLV, p. 1-18.
- (1926) Tertiary mollusca from southern Totomi. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 1, p. 313-364.
- 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.
- YOSHIDA, K. and NIITSUMA, N. (1976) Magnetostratigraphy in the Kakegawa district. In Tsuchi, R. ed., *1st CPNS guidebook for excursion 3, Kakegawa district*, p. 54-59.

- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 497-515.
- 吉川虎雄 (1947) 地形の逆転について—遠州牧野原に於ける実例—. 地理学評論, vol. 21, p. 10-12.
- (1952) 牧ノ原及びその周縁地域の地形. 内田還暦記念論文集 (下), p. 413-424.



付図A-1 付表A-1に掲げた火山灰試料採取地点(•)及び第7表に示した浮遊性有孔虫化石用泥岩試料採取地点(◎)位置図

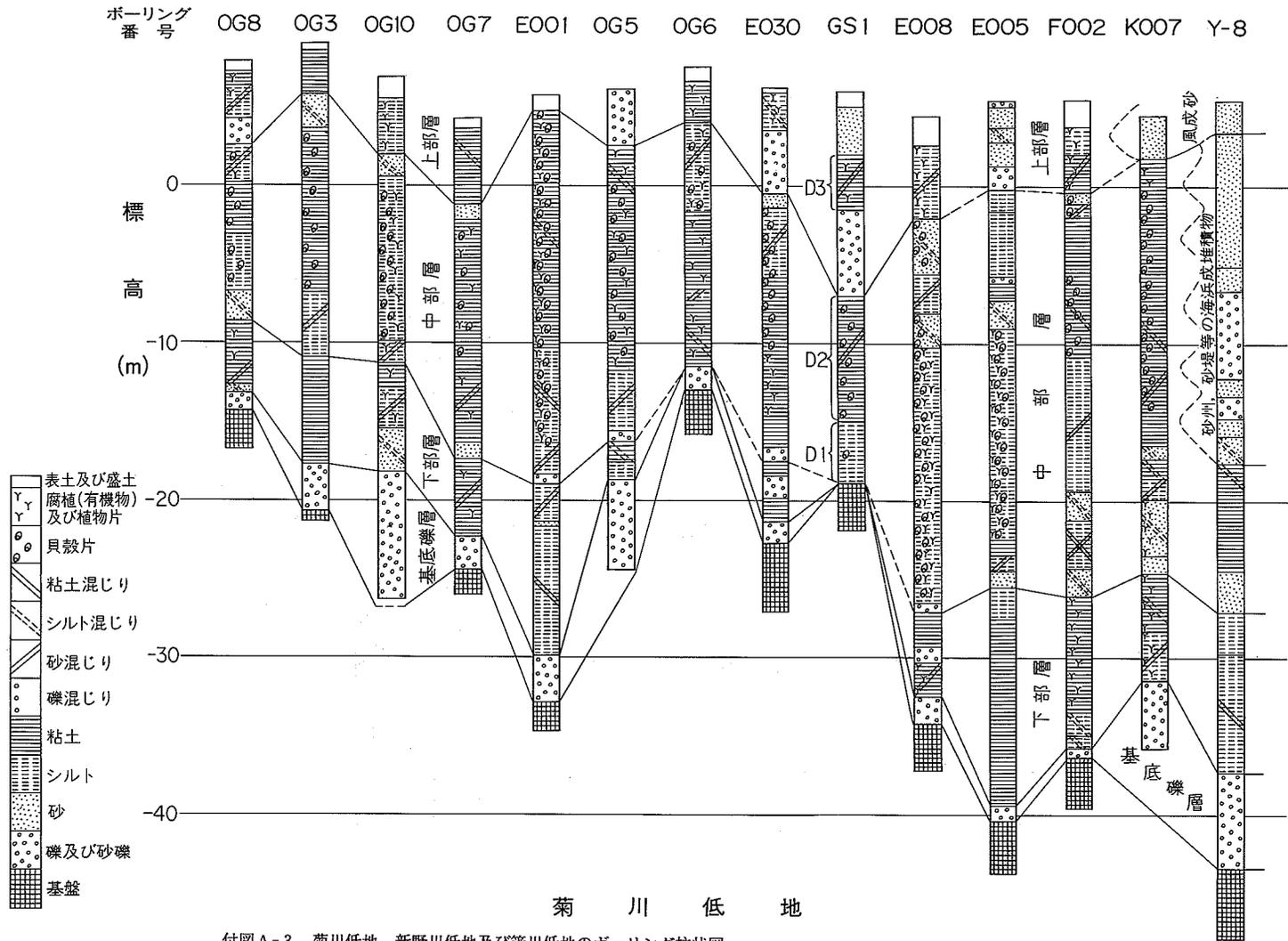
水野ほか(1987)の付図A-1～A-3に加筆

鍵火山灰層の他の露頭位置及び笠名火山灰層挟在層準の柱状図作成位置を×印で示した。また、笠名段丘堆積物に挟まれるKa-1火山灰層及びKa-2火山灰ブロックの発見地点を(●)で示した。国土地理院発行の2万5千分の1地形図「下平川」,「千浜」,「相良」及び「御前崎」を使用。



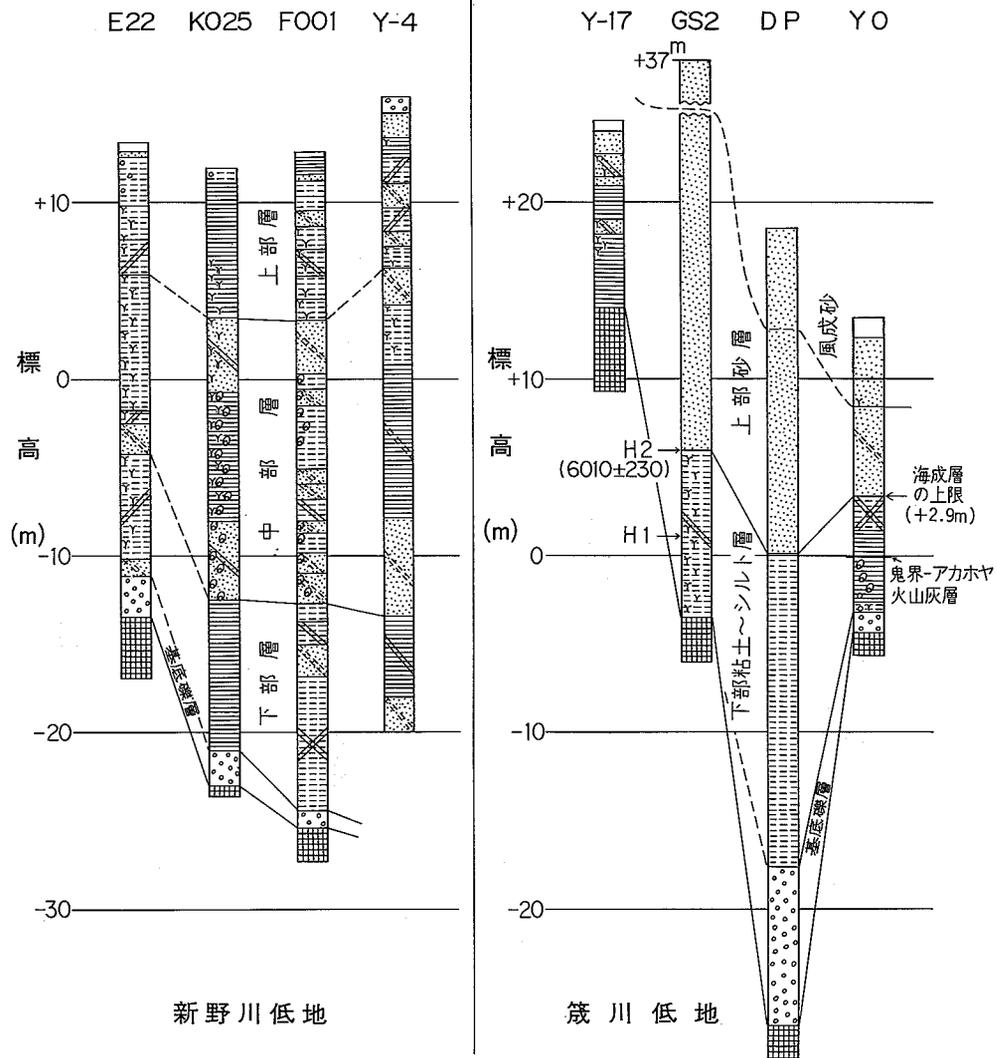
大正5年測量
昭和45年改測
昭和59年修正
1. 使用した
2. 現地調査

付図A-1 つづき



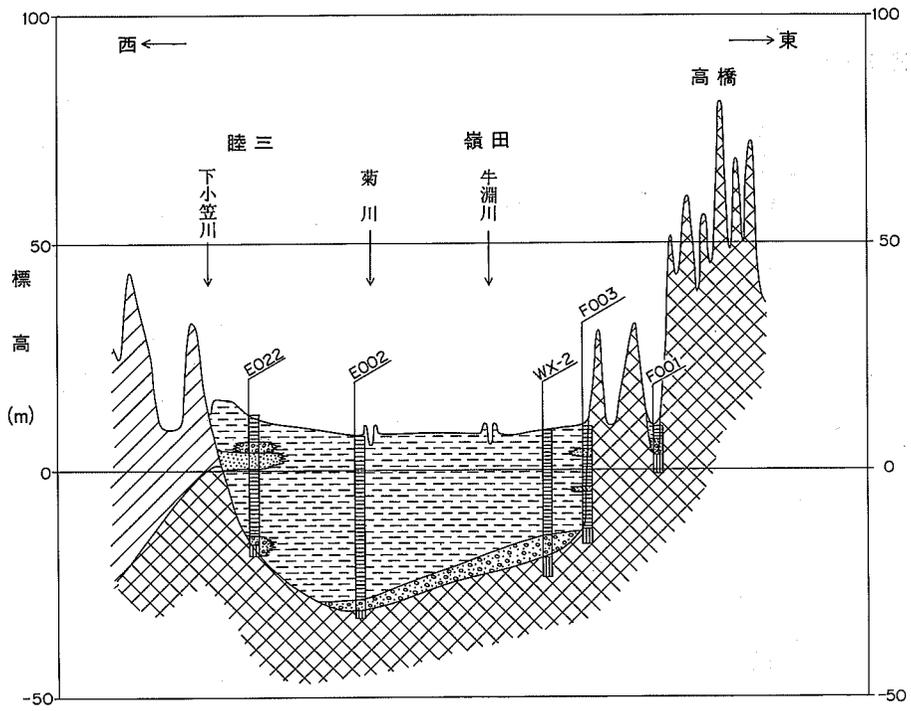
付図A-3 菊川低地、新野川低地及び菟川低地のボーリング柱状図

OG3, 5, 6, 7, 8, 10は小笠町役場提供のボーリング資料による。GS1及びGS2は、それぞれ、地質調査所の大東ラドン観測井及び浜岡地盤変動観測井のコア試料による。DPは国防防災科学技術センター浜岡地盤変動観測井のコア試料観察による。YOは米倉ほか(1985)による。その他は静岡県地震対策課(1983)による

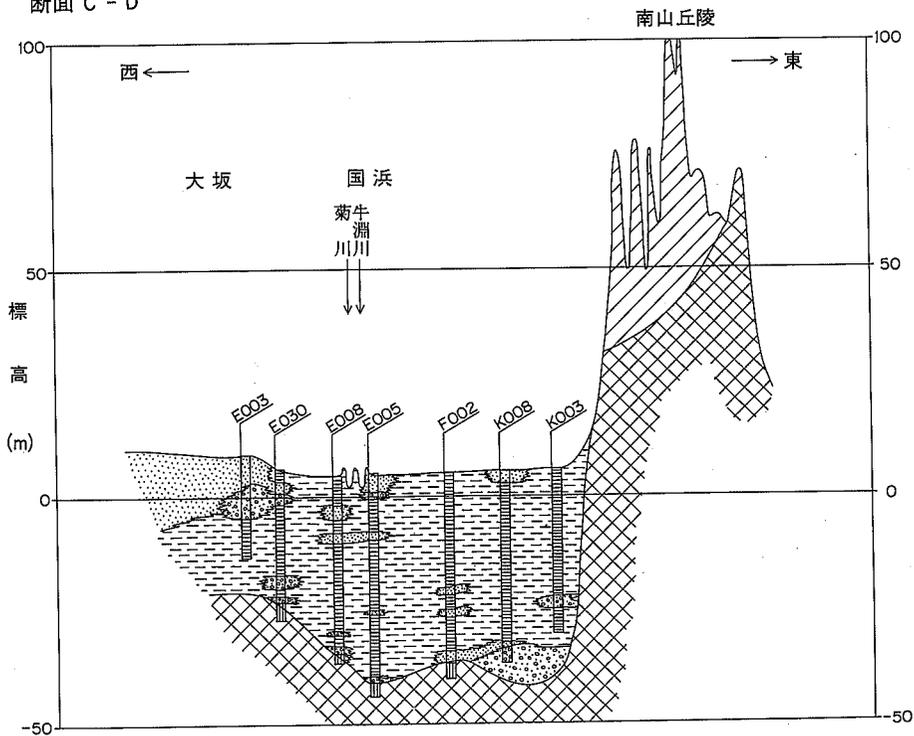


付図A-3 つづき

断面 A - B

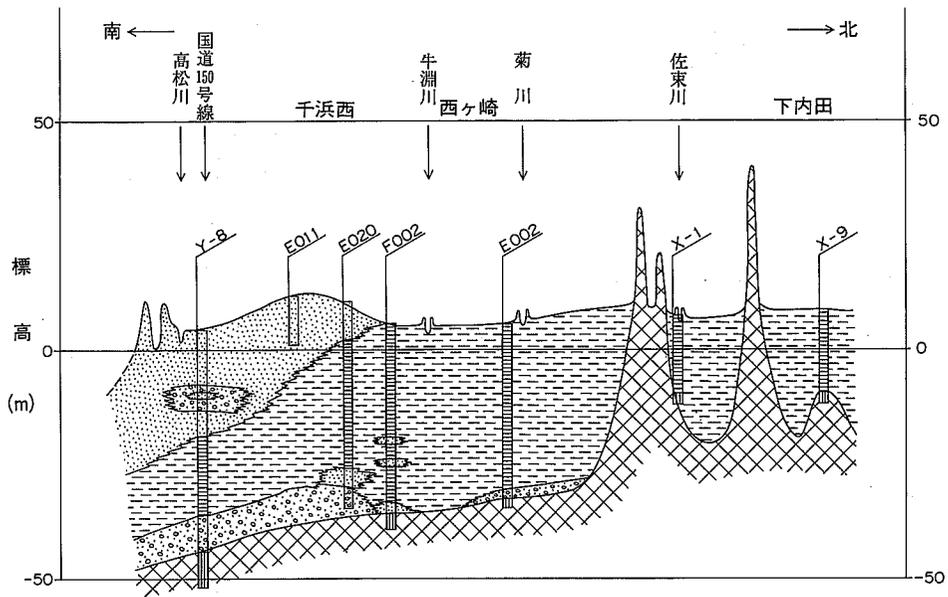


断面 C - D

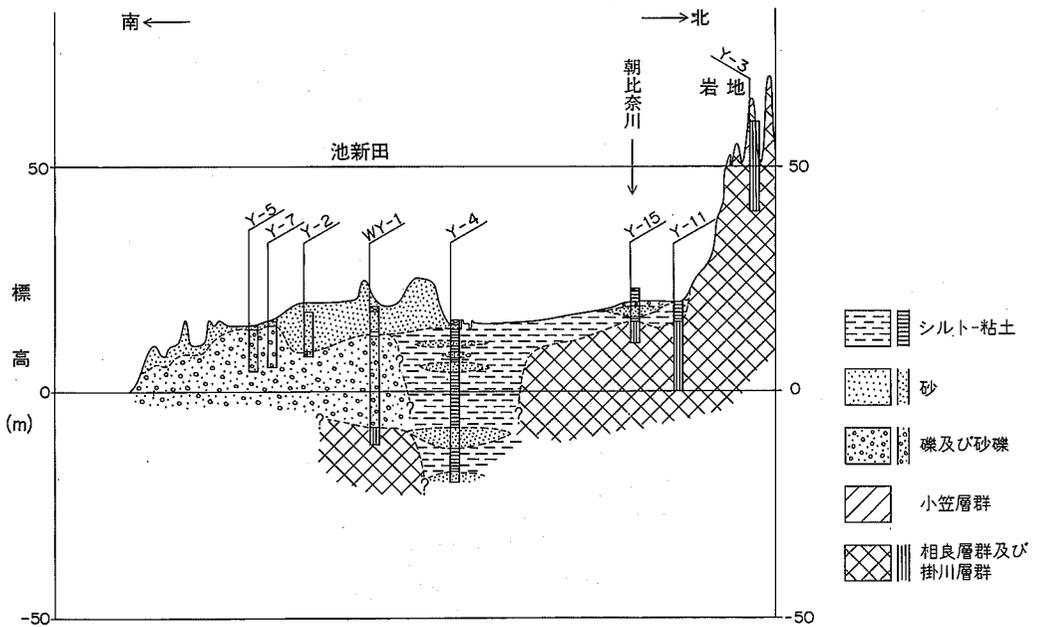


付図A-4 ボーリング柱状図に基づく菊川低地及び新野川低地の地質断面図
 断面A-B, C-D, E-Fは静岡県地震対策課(1984)による断面図を一部修正・簡略化したもの。断面G-Hは静岡県地震対策課(1978b)による

断面 E - F



断面 G - H



付図A-4 つづき

付表 A-1 「御前崎」地域及び「掛川」地域南東部に分布する相良層群下部に挟在する火山灰層リスト
 水野ほか(1987)の第1表を転載。
 火山灰層の採取位置は付図 A-1 参照, 採取層準は第9図参照

火山灰層名	厚さ (cm)	粒度	ガラス片・ 結晶粒比に 基づくタイプ	ガラスの 形 状	石英の有・無	重鉱物組成	屈折率	
							ガラス(n)	斜方輝石(γ)
A 1	100+	f-m	V?	H,C?				
A 2	10	f	V?					
A 3 (蛭ヶ谷)	100	f	vC	H		Am, Bi	1.497-1.500	
B 1	36	f-m	eV-vC	C, T		Am>Ap		
B 2	25	f-m	V-cV	H	+	Opq		
B 3 (三間)	15	m-c	C			Opq>Cpx		1.709-1.717
B 4	15	f	V-cV	C			(1.511-1.513)	
B 5	7	f	eV	C, T				1.705-1.712
B 6	30	m-c	C			Opq>Cpx		
B 7	3	f	V	C, T				
B 8	3	f	V	H>C				
B 9	2	f	V	H, C				
B 10	2	f	eV	C, T		Opq>Ap		
B 11	2	f	vC	C, T		Opq>Ap	(1.508-1.510)	
B 12	3	f	C	T		Opq>Ap		
B 13	1	f	C	T		Opq, Ap		
B 14	2	f	C	T		Opq, Ap		
B 15	3	f-m	vC	T		Am*>Opq, Opq		
B 16	2	f	vC	C		Opq>Ap>Am		
B 17	2	f	C			Opq, Ap		
B 18	2	f	C	T		Ap, Opq	(1.514-1.516)	
B 19	25	f-m	eV	H, C				
B 20	3	f	C	H		Am*		
B 21	4	m	V	H, C, T		Opq>Am*		
B 22	3	f	V	H>C		Am*		
B 23	17	f	C	C				
B 24	12	f-c	eV	H, C		Am*, Bi>Opq	1.496-1.499	
B 25	22	f-m	eV-vC	H, C		Am		
B 26	7	f-m	eV	T		Am, Opq>Opq		
B 27 (有ヶ谷 I)	100	f-m	eV	H	+	Opq>Opq, Cpx, Am	1.498-1.501	1.702-1.709
B 28 (同 II)	80	f-m	vC-eV	H, C		Am>Opq		
B 29 (同 III)	60	f-m	eV	H		Am>Opq, Bi, Cpx	1.498-1.500	
B 30 (同 IV)	100	m-c	V	H, C			1.498-1.499	
B 31 (同 V)	150	f-c	eV	H, C>T		Am>Opq, Bi	1.499-1.501	
B 32	110	f-m	eV	C		Am>Bi, Opq, Cpx		
B 33	15	f-m	vC	H>C		Am>Bi		
B 34 (下 組)	250	f-m	V	H>C		Am, Bi>Opq	1.497-1.500	
B 35	500	m-c	eV	H, C, T		Am>Bi	1.503-1.506	
B 36 (上 組)	300	f-c	vC	T		Am>Opq>Cpx	1.500-1.505	
B 37	200	f-c	eV-vC	T		Am, Opq>Cpx	1.499-1.504	
B 38 (白 岩)	1000	f-c	vC-eV	H, C>T		Am>Opq, Cpx, Bi	1.500-1.504	
C 1	2	m	V	T>H				
C 2	25	f-m	vC-eV	H>C		Am>Opq		
C 3	2	c	C-vC	H	+	Opq>Am	(1.512-1.514)	1.704-1.718
C 4	4	f	vC	C, T			(1.512-1.514)	
C 5	2	f	vC	C, T		Opq>Am		
C 6	20	f	C	T		Am>Opq		
C 7	10	f-m	vC	C		Am		
C 8	10	f-m	eV	H, T		Bi		
C 9	10	f	V	H		Am, Opq>Bi		
C 10	3	f	V	H		Bi>Opq>Am		

付表A-1 つづき

火山灰層名	厚さ (cm)	粒度	ガラス片・ 結晶粒比に 基づくタイプ	ガラスの 形状	石英の 有・無	重鉱物組成	屈折率	
							ガラス(n)	斜方輝石(γ)
C 11	15	f	V	H>C		Opq>Am>Bi		
C 12(有ヶ谷V)	100	f-c	V-cV	T>H		Am>Bi		
C 13	35	f	V	T>H, C		Cpx>Opx, Opq		
C 14	5	f	cV	C		Opx, Cpx>Opq		1.700-1.710
C 15	20	f	C-vC	C, T		Am>Opq, Opx		
C 16	6	f	cV	T		Am>Bi		
C 17	15	f	vC	C		Am>Bi		
C 18	3	f-m	vC	T	+	Opx, Opq>Cpx		1.712-1.717
C 19	15	f-m	vC	T		Am		
C 20	16	f-c	vC	T		Am		
C 21(下組)	30	f-m	vC	T		Bi>Am		
C 22	4	f	cV	C		Am		
C 23	10	f	vC	C		Opq>Cpx		1.701-1.716
C 24(上組)	200	f-m	C	H, T		Am>Opq>Cpx	1.500-1.504	1.699-1.711
C 25	40	f-m	V	C>T>H				
C 26(白岩)	1000	f-c	vC-cV	H, C, T		Am>Bi>Opx	1.501-1.504	1.699-1.739+
C 27	30	f-m	vC	T		Am>Bi		
C 28	1	f	vC	T		Opq>Cpx		1.702-1.709
C 29	6	f-m	V-cV	T		Am		
C 30	1	f	V-cV	C>H, T		Opq>Am>Opx		
C 31	4	f	V	C>H		Opx, Cpx>Am		
C 32	2	f-m	C-vC	T		Am		
C 33	3	f	C-vC	T		Opx, Am, Cpx		
C 34(坊之谷)	11	m-c	V-cV	C, T		Opq>Cpx	1.499-1.502	1.699-1.739+
C 35	80	f-m	vC	C		Am>Opx, Bi		
C 36	40	f-m	C	T		Am, Opx>Cpx		
C 37	100	f-m	V	C>H, T		Opx, Cpx, Opq		
C 38	7	f-m	V	C, H>T		Opq>Opx, Cpx		
C 39(五百済)	800+	f-c	V-cV	T>H		Am, Bi>Opx	1.502-1.505	1.700-1.710
C 40	10	f-m	V	H, C>T		Bi>Opx, Cpx, Am		
C 41	3	f	vC	H, C		Am>Opx, Cpx		
C 42	50	f-m	V-cV	T>H		Bi>Am		
D 1	70	m	vC	H				
D 2	10	m-c	vC	H>C				
D 3	15	f-m	vC	H, C		Opq		
D 4	10	f	V	H>C				
D 5(笠名)	70	m-c	vC	H, C	+	Opq	1.500-1.503	
D 6	10	f	cV	H, C		Bi		
D 7	115	f-m	cV-vC	C>H		Am*		
D 8	10	m	C					
D 9	30+	m-c	C			Opx, Cpx>Am		1.704-1.716
D 10(三間)	10	m-c	C			Opx, Cpx		1.710-1.717
D 11	5	f	V	H, C				
D 12	30	f-m	V	H			1.507-1.509	
D 13	5	f	V	H, C				
D 14	10	f-m	C					
D 15	10	f	V	T>H		Bi>Am*		
D 16	10	f-m	V-vC	H, C, T		Opq>Am*>Opx		
D 17(比木)	30	f-c	V	C>H		Am*	1.500-1.510	
E 1	100	f-m	C			Bi		
E 2	35	c	C			Bi, Opq		
E 3(笠名)	400	f-c	vC	H	+	Opq	1.499-1.501	

付表A-1 つづき

火山灰層名	厚さ (cm)	粒度	ガラス片・ 結晶粒比に 基づくタイプ	ガラスの 形 状	石英の 有・無	重鉱物組成	屈 折 率	
							ガラス(n)	斜方輝石(γ)
F 1	50	m-c	V?		+			
F 2(新 庄)	80+	f	V	H, C		Opx, Cpx	(1.507-1.513)	
F 3	7	f	V	C>H				
F 4	10+	f-m	V	C, H	+	Opq		
F 5	5	f-m	V	H, C, T				
F 6	20	f	V	H				
F 7	90	f-m	cV-V	T>C		Bi>Am*	1.498-1.500	
F 8	100	f-c	vC	H, C		Am*>Opq	1.499-1.504	
F 9	20	f	V	T, C				
F 10(笠 名)	60	f-c	vC-cV	H, C	+	Opq>Am*	1.499-1.502	
F 11	15	f-m	V	T>H				
F 12	4	f	vC	H, C				
F 13	10	f	cV	H, C		Am>Opq, Opx		
F 14	40	f-m	V	C		Opq>Am*	1.502-1.504	
F 15	60	f-m	C-vC	C	+	Opq>Am*		
F 16	70	f	V-cV	H			1.498-1.501	
F 17	5	f	V	H>C				
F 18	20	f	C					
F 19	5	m	C			Am>Opq>Cpx		1.706-1.731
F 20(三 間)	20	c	C			Opx, Cpx		1.709-1.716
F 21(三 間)	4	c	C			Opq>Cpx		
F 22	2	f	vC	C, T		Opq>Ap>Am		
F 23	4	f	vC	C, T		Am>Opq, Ap		
F 24	12	f	vC	C, T		Opq, Am*		
F 25	5	f-m	cV	C, T				
F 26	55	f	cV	H, C				
F 27	100	f-c	V	H				
F 28	25	f-c	V	T		Bi		
F 29	35	f-m	V	C>T, H			1.503-1.507	
F 30	30	f	V	H, C			1.498-1.501	
F 31(比 木)	30	f-c	V	H>C		Opq>Am*	1.500-1.511	
G 1(新 庄)	200+	f-m	cV	H, T>C		Opx, Cpx	(1.508-1.511)	1.696-1.731
G 2(新 庄)	100+	f	V	H, C		Cpx>Am, Opx	(1.515-1.518)	
G 3	17	f	V	H	+			
G 4	10	f	cV	C>H	+	Am		
G 5	7	m	vC	H>C		Am*, Opq		
G 6	25	m-c	V	H, C, T				
G 7	45	f-c	cV	H, T		Opx, Ppq>Cpx, Am		
G 8	70	c	C	T>H>C	+	Opx>Cpx, Am, Opq		1.710-1.720
G 9	150+	f-m	cV	H, C, T		Opq>Am, Cpx, Opx	1.500-1.509	1.703-1.710
G 10	7	f-c	C	T		Opx, Cpx>Am, Opq	1.503-1.508	1.703-1.713
G 11	40	f-c	C			Opx, Cpx>Am		1.700-1.716
G 12	40	c	vC	H, C	+	Am, Opx, Cpx		1.706-1.720
G 13	15	f	V	T				
G 14	4	f	cV	C, T				

粒度；c：中砂サイズ以上，m：極細砂-細砂サイズ，f：シルトサイズ ガラス片・結晶粒比に基づくタイプ；Pirsson (1915)の分類法に基づく，V(ガラス質火山灰)：火山ガラス片が75%以上，cV(含結晶ガラス質火山灰)：火山ガラス片が50-75%，vC(含ガラス結晶質火山灰)：火山ガラス片が25-50%，C(結晶質火山灰)：火山ガラス片が25%以下

ガラスの形状；吉川(1976)の分類法に基づく，H：偏平型，C：中間型，T：多孔質型

重鉱物の略号；Am：角閃石(Am*は伸長方向のへき開が顕著なもの)，Bi：黒雲母，Opx：斜方輝石，Cpx：単斜輝石，Ap：磷灰石，Opq：不透明鉱物(磁鉄鉱等)

屈折率の測定は温度変化法(遠藤, 1982)による。火山ガラスの屈折率のうち，()を付したものは測定したガラス片が風化・変質していることを示す

付表A-2 B 30及びF 7火山灰層のフィッシュントラック年代測定値一覧表 水野ほか(1987) による。測定：(株)京都フィッシュン・トラック

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		熱中性子フルエンス			(*2)	(*3)		結晶数 n (粒)	(*4) 相関係数 r	総計数面積 ΣS (cm ²)	(*5) ウラン 濃度 U (ppm)
		総数 ΣNs (t)	密度 ρ _s = ΣNs/ΣS (t/cm ²)	総数 ΣNi (t)	密度 ρ _i ΣNs/ΣS (t/cm ²)	総数 ΣNφ (n)	(*1) ρ _d (n/cm ²)	熱中性子線量 Φ _{th} (n/cm ²)	T (Ma)	±ε・T (Ma)	±ε (%)				
B 30 (有ヶ谷IV)	Zircon	293	2.99×10 ⁵	3008	3.07×10 ⁶	1030	6.96×10 ⁴	4.34×10 ¹⁴	2.5	0.2	6.9	30	0.358	9.81×10 ⁻⁴	353
F 7	Zircon	181	2.91×10 ⁵	812	1.30×10 ⁶	1036	7.00×10 ⁴	4.36×10 ¹⁴	5.8	0.5	8.8	30	0.778	6.22×10 ⁻⁴	150

- *1. ρ_d : 標準ガラスの誘導核分裂トラック密度 (n/cm²)
- *2. 年代値 T = 5.96×10⁻⁸ × Φ_{th} × ΣNs / ΣNi = ζ × ρ_s × ρ_d / ρ_i
- *3. 誤差 ε = |(1/√ΣNs)² + (1/√ΣNφ)²|^{1/2} × 100 (%)
- *4. 結晶ごとの自発・誘導トラック密度 (ρ_s, ρ_i) の相関係数
- *5. ウラン濃度 U = 5 × 10¹⁰ × ρ_i / Φ_{th} (但し, ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を12 μm と仮定する)

熱中性子線量測定用標準ガラス : NBS SRM 612
²³⁸U の自発核分裂壊変定数 : λ_f = 7.03×10⁻⁷ (1/yr)
 熱中性子の U に対する核分裂反応断面積 : σ_f = 577×10⁻²⁴ (cm²)
²³⁵U の²³⁸U に対する同位体比 : I = 7.253×10⁻³ (²³⁵U / ²³⁸U)
 B 値 : B = 6.23×10⁹ (Φ_{th} = B × ρ_d)
 ζ (zeta 値) : Calibration factor
 ζ = (Φ_{th} × σ_f × I) / (ρ_d × λ_f) = B × σ_f / λ_f = 371

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tōkyō (8) No.108



GEOLOGY

OF THE

OMAEZAKI DISTRICT

By

Yuichi SUGIYAMA, Akira SANGAWA,

Koichi SHIMOKAWA and Kiyohide MIZUNO

(Written in 1987)

(Abstract)

The Omaezaki District, a quadrangle of lat. $34^{\circ} 30' - 34^{\circ} 40' N$ and long. $138^{\circ} 00' - 138^{\circ} 15' E$, is situated on the west of Suruga-wan where the Philippine Sea Plate is subducting beneath Honshū. Most of the district is occupied by the sea (Enshū-nada and Suruga-wan), and the land area lies in the northern part of the quadrangle.

The land area of the Omaezaki District is divided into the Minamiyama Hills, Makinohara Upland, alluvial lowlands and coastal lowlands.

The Minamiyama Hills, about 100 m high, is situated in the central part of the land area and mainly composed of the early to middle Pleistocene marine deposits.

The Makinohara Upland, 30 m to 100 m high, occupies the eastern part of the land area and consists of the late Pleistocene terrace deposits.

The upland is subdivided into three terraces, i. e., Makinohara, Kasana and Omaezaki Terraces.

The alluvial lowlands extend chiefly along the Kiku, Niino and Osa Rivers dissecting the preceding hills and upland.

At the coastal lowland along the Enshū-nada, sand dunes are developed. Most of them have been artificially modified and stabilized since the Meiji Era.

Geological sequences of the Omaezaki District are divided into the Sagara Group, Kakegawa Group, Ogasa Group, late Pleistocene terrace deposits and Holocene deposits (Fig. 1) .

Sagara and Kakegawa Groups

The Sagara and Kakegawa Groups are exposed at terrace slopes of the Makinohara Upland and at the eastern part of the Minamiyama Hills. The Sagara Group ranges in age from middle Miocene to Pliocene and the Kakegawa Group distributed in the district is assigned to the Pliocene on the basis of planktonic foraminiferal biostratigraphy.

The Sagara Group is chiefly composed of thick mudstone and turbidite sandstone interbedded with mudstone which were deposited in a forearc basin called the Sagara Basin. The group, more than 1,500 m thick, is subdivided into 11 formations as shown in Fig. 1 based on the lithologies and distribution areas.

The Kakegawa Group in the Omaezaki District is called the Horinouchi Alternation and conformably overlies the Sagara Group. The alternation consists of alternating beds of sandstone and mudstone deposited in the Kakegawa Basin, a descendant of the Sagara Basin.

More than a hundred layers of volcanic ash are intercalated in the Sagara and Kakegawa Groups in the Omaezaki District. Some ash layers are traceable over several kilometers and are important as key beds. They are the Shinshō, Kasana, Sanma, Hiki, Hirugaya, Arigaya, Shimogumi, Kamigumi, Shiraiwa, Bōnoya and Iozumi ash layers in ascending order.

The Sagara and Kakegawa Groups are divided into 5 tephrozones (TO-1 to TO-5 in ascending order) mainly based on the common petrographic characteristics of volcanic ash layers at adjacent horizons.

Lithofacies change in the Sagara Group and correlation of the formations distributed at different areas isolated by synclines and anticlines were made clear by detailed tracing of the key ash beds and tephrozones. As a main result of the analysis, the uppermost part of the Sagara Group distributed in the axial part of the Hiki Syncline is correlated with the lower part of the Horinouchi Alternation of the Kakegawa Group.

The Sagara Group is highly folded and two major anticlines (Megami and Jitōgata Anticlines) and a syncline (Hiki Syncline) between them extend in a NE-SW direction. There is a folded structure with short-wavelength composed of NNE-SSW-trending two anticlines and three synclines at the Omaezaki Peninsula on the east of the Jitōgata Anticline.

The Kakegawa Group is situated on the western wing of the Megami Anticline and dips 20 to 60 degrees westwards. The structural trend of the group gradually changes from NNE-SSW in the eastern part of the Minamiyama Hills to NW-SE in the Kakegawa District on the north.

The iso-gal contours in the Omaezaki and Kakegawa Districts are nearly parallel to the general structural trend of the Sagara and Kakegawa Groups. The Bouguer anomaly decreases westward, reflecting the basement structure of the Kakegawa Basin. The folded

Fig. 1 Summary of geology in the Omaezaki District

Geologic age	Stratigraphic division		Main tephras	Lithofacies	Depositional environment	Crustal movement			
						NW-SE stress	NE-SW stress		
Quaternary	Holocene	Aeolian sand	K-Ah	Clean fine sand	Drowned valley, flood plain and river bed	Sand beach	NE-SW-trending faulting and folding nearby Omaezaki		
		Alluvium		Shallow-marine and beach deposits				Fluvial and brackish-water mud with gravel beds	Shallow-marine and beach sand with gravel
	(Partly forming Holocene terraces)								
	Unclassified lower terrace deposits			Fluvial gravel	River bed				
	Late Pleistocene	Omaezaki Terrace Deposits		Ka-2(K-Tz?) Ka-1(Pm-I?)	Beach gravel with shallow-sea sand at the base	Fluvial gravel		Gravelly beach	River bed
		Kasana Terrace Deposits			Beach gravel with shallow-sea sand at the base			Gravelly beach	
		Makinohara Terrace Deposits			Ky	Fluvial and beach gravel		Deltaic fan and gravelly beach	
		Makinohara Terrace Deposits				Shallow-marine sand		Shallow marine (Partly wave-cut shelf)	
	Middle Pleistocene	Furuya Mud Bed			Fluvial and marine mud with gravel at the base	Drowned valley ~embayment			
		Ogasa Group	Minamiyama Gravel Bed		Marine gravel with thin sand and mud beds	Tilted Kakegawa Basin (submarine channel)			
Early Pleistocene									
Neogene	Pliocene	Kakegawa Group	Iozumi	TO-5	Kakegawa Basin		Growth of outer ridges (Formation of NE-SW-trending folds of the Sagara Gp.)		
		Horinouchi Alternation	Shiraiwa						
		Hagima Cgl. *	Arigaya						
		Hiki Alt. *	TO-4						
		Ogane Mud.	TO-3						
	Miocene	Sagara Group	Ōyori Mud.	Omaezaki Alt. a	Sanma	Sagara Basin			
			Hirugaya Alt. a	Susuki Mud. m	Kasana TO-2 (Tephrozone)				
		Sugegaya Alt. *	Jitōgata Alt. A	Shinshō TO-1	TO-1				
		Yokobana Mud. m	Sagara Alt. A	TO-2					
		Hiki Syncline	Jitōgata Alt. A						
Megami Anticline									
Jitōgata Anticline									

* regarded as a part of the Sagara Group
 ★ distributed to the north in the Kakegawa district

structures of the Sagara Group are not expressed obviously on the Bouguer anomalies.

Ogasa Group

The Ogasa Group is distributed at the central to western part of the Minamiyama Hills and is called the Minamiyama Gravel Bed. The gravel bed, about 100 meters thick, unconformably overlies the Kakegawa Group. The Minamiyama Gravel Bed is mainly composed of gravels with minor amounts of intercalated thin silt and sand beds.

The gravel bed dips about 15 to 30 degrees south to westwards and its change in strike is concordant with that of the Kakegawa Group distributed in and around the Minamiyama Hills.

The Minamiyama Gravel Bed is correlated with the lower part of the Ogasa Group distributed at the type locality, the Ogasayama Hills, in the Kakegawa District on the north, which ranges in age from near the Jaramillo event (about 0.9 Ma) to middle Pleistocene.

The Ogasa Group is considered to have been deposited in the process of uplifting of the northern part of the Kakegawa Basin and southwestward migration of the forearc basin.

Late Pleistocene terrace deposits

The late Pleistocene terrace deposits are subdivided into the Makinohara, Kasana, Omaezaki Terrace Deposits, and unclassified middle and lower terrace deposits.

The Makinohara Terrace Deposits is widely distributed in the Makinohara Upland of the Omaezaki and Kakegawa Districts. The deposits consist, in ascending order, of mud formation (Furuya Mud Bed, 30m thick in maximum) deposited in drowned valleys dissecting the Neogene strata, shallow-marine sands (Kyōmatsubara Sand Bed, about 6-12 m thick), alluvial fan deposits (Makinohara Gravel Bed, 5-12 m thick) and gravelly beach deposits (Ochii Gravel Bed, about 8-10 m thick). A bed of pumiceous tephra (Ky), about 5-20 cm thick, is intercalated in the middle part of the Kyōmatsubara Sand Bed.

The Kasana and Omaezaki Terrace Deposits, about 5-10 m thick, are distributed respectively in the central and southern part of the Makinohara Upland of the Omaezaki District. They are composed of shallow-marine sands and the overlying gravelly beach sediments. The shallow-marine sands rest upon wave-cut terraces which were formed on the Furuya Mud Bed (in the case of the Kasana Terrace Deposits) and on the Sagara Group (in the case of the Omaezaki Terrace Deposits).

A bed of fine-grained tephra (Ka-1) and a block of another tephra (Ka-2) are found in the Kasana Terrace Deposits. Petrographic characteristics of the two tephrae are similar to those of the Pm-I and K-Tz tephrae respectively, which are intercalated in the Obaradai Terrace Deposits in the Kanto district.

The Makinohara, Kasana and Omaezaki Terrace Deposits are presumably correlated with the Shimosueyoshi, Obaradai and Misaki Terrace Deposits in the Kanto district respectively based on the preceding tephrae and analogous distribution patterns of terrace surfaces between the two districts.

The unclassified middle and lower terrace deposits are distributed on a small scale at the foot of the Makinohara and Omaezaki Terraces. They are of fluvial origin and composed of

gravel bed several meters in thickness.

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. The Omaezaki Surface has been deformed by southwestward tilting and displaced by NE-SW-trending several faults.

The mean rate of uplift is estimated to be 6 to 8 m/10⁴yr for the southern part of the Makinohara Terrace, 10 m/10⁴yr for the Kasana Terrace and 10 to 12 m/10⁴yr for the Omaezaki Terrace. From these rates of uplift, it is inferred that the Omaezaki District had been uplifted moderately in the period between about 130,000 years ago and 80,000 years ago, and have been uplifted at the rate of 10 to 12^m/10⁴yr since about 80,000 years ago.

Holocene deposits

The Holocene deposits in the Omaezaki District comprise alluvial deposits, shallow-marine and beach deposits, and aeolian deposits.

The alluvial deposits are chiefly distributed at alluvial lowlands along the Kiku, Niino and Osa Rivers and attain a maximum thickness of more than 40 meters. They consist of gravels at the basal part, thick mud formation at the main part, which is considered to be sediments during the Jōmon Transgression, and gravel and silt at the uppermost part.

The shallow-marine and beach deposits, composed of sand and pebble, are mainly distributed beneath the aeolian deposits covering the surface of the coastal lowland along the Enshū-nada. Some of the deposits near Cape Omaezaki have been uplifted to form the Holocene marine terraces.

The aeolian deposits are composed of clean sand mainly transported from the beach along the Enshū-nada and drifted by the strong west wind in winter. They cover the surface of the coastal lowlands, southern part of the alluvial lowlands and some parts of the Omaezaki Terrace, forming many sand dunes in these areas. Most of the sand dunes arranged en echelon and oriented to northwest are artificially stabilized ones since the Meiji Era. On the geological map, only the areas covered by aeolian sand about 5 meters thick or more and dunes are colored as aeolian sand.

Economic geology

The Sagara oil field, a singular oil field on the Pacific side of Japan, exists in the eastern part of the Kakegawa District. The oil field is situated on the axial part of the Megami Anticline and the oil is stored in the Sugegaya Alternation, lowermost formation of the Sagara Group. About 400 k ℓ /year of oil were produced in the end of the Meiji Era, and the total production of oil amounted to 4,560 k ℓ by the end of 1952. The production of oil, however, stopped around 1964.

A small amount of oil and natural gas issued from holes drilled at the axial part of the Megami and Jifōgata Anticlines in the Omaezaki District.

Gravel of the Minamiyama Gravel Bed at the Minamiyama Hills is quarried mainly for aggregate. The yearly production in recent years is about 1,200,000 to 1,300,000 tons.

Dune sand of the coastal lowland along the Enshū-nada is used for mold sand, aggregate

and ballast. The yearly production for mold sand is decreasing in recent years and was about 80,000 to 100,000 tons in 1986.

Ground water chiefly exists in gravel beds of alluvial lowlands along the Kiku and Niino River, and in the Minamiyama Gravel Bed beneath the alluvium. 10,000 to 13,000 tons of ground water is pumped up a day on an average from gravel beds intercalated in the upper part of the alluvial deposits of the above-mentioned lowlands.

Recent crustal movement and earthquake hazard

The crustal movement of the Omaezaki District is closely related to the subduction of the Philippine Sea Plate from the Nankai and Suruga Troughs beneath Honshu. The vertical movement of the district consists of sudden uplift at great earthquakes occurring at plate boundaries at intervals of about one hundred years and gradual subsidence during the inter-earthquake periods.

The last great earthquake occurred in 1854, and the uplift near Omaezaki caused by the quake is estimated to have been about 1 meter.

The present stage is in the interval between the earthquake in 1854 and the forthcoming Tokai earthquake. The mean rate of subsidence of Hamaoka relative to Kakegawa is 4 to 5 millimeters a year. A seasonal movement, whose amplitude is several to 10 millimeters, is observed by repeated leveling.

The horizontal movement of the district is characterized by the crustal shortening in a NW-SE direction nearly parallel to the motion of the Philippine Sea Plate.

The Omaezaki District has been frequently hit by tsunamis and tremors caused by large earthquakes which occurred at and near the plate boundary off the Tokai district. Recent disastrous earthquakes occurred in 1498, 1605, 1707, 1854 and 1944.

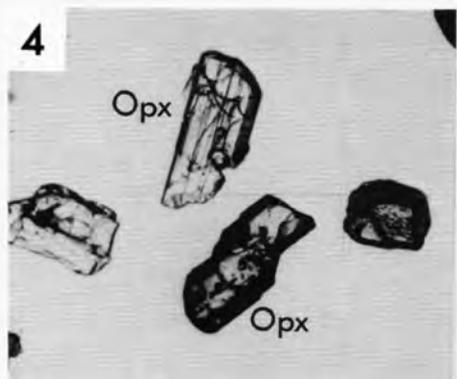
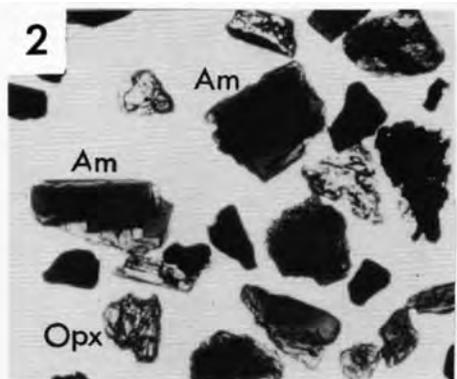
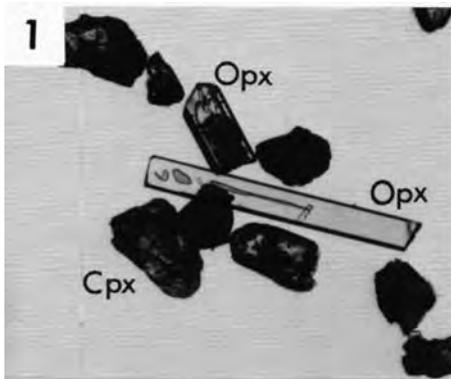
Marine geology off the Omaezaki District

The submarine topography off the Omaezaki District is composed of, from west to east, the Enshū Trough, Outer Ridge zone, and Nankai and Suruga Troughs.

The Enshū Trough is a descendant of the Kakegawa Basin, which has migrated southwards with the growth of the Outer Ridge zone and uplifting of the northern part of the basin. Thick deposits correlative with the Kakegawa and Ogasa Groups and of younger age are distributed in the trough.

The Outer Ridge zone comprises NE-SW-trending three rows of banks and knolls such as the Omaezaki Spur and Senoumi Bank, and small basins between these topographic highs. The eastern land area of the Omaezaki District, where the Megami and Jitōgata Anticlines exist, is regarded as a northeastern extension of the Outer Ridge zone. The Omaezaki Spur and Daini-Tenryū Knoll, main parts of the Outer Ridge zone, are mainly composed of the deposits correlated with the Sagara Group.

At the landward slopes of the Nankai and Suruga Troughs are found imbricated sediment bodies with thrust faults and folds, which is considered to be accretionary prisms by multi-channel seismic reflection surveys.



0.2 mm

上部更新統に挟まれる火山灰の顕微鏡写真

- 1 : Ky 火山灰層の重鉱物. 特徴的な晶癖の斜方輝石 (Opx) と単斜輝石
- 2 : Ka-1 火山灰層の重鉱物. 角閃石 (Am) と斜方輝石 (Opx)
- 3 : Ka-2 火山灰に特徴的な高温型石英 (Qz)
- 4 : Ka-2 火山灰の斜方輝石 (Opx)

文献引用例

杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀（1988）御前崎地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，153p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SUGIYAMA, Y., SANGAWA, A., SHIMOKAWA, K. and MIZUNO, K. (1988) *Geology of the Omaezaki district.* With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 153p. (in Japanese with English abstract 6p.) .

昭和63年8月18日 印刷

昭和63年8月22日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷所 株式会社 明文社

〒130 東京都中央区日本橋蛸殻町1-24-8

©1988 Geological Survey of Japan