



地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第74号

横浜地域の地質

三梨 昂・菊地隆男

昭和57年

地 質 調 査 所

55(521.28)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第74号

横 浜 地 域 の 地 質

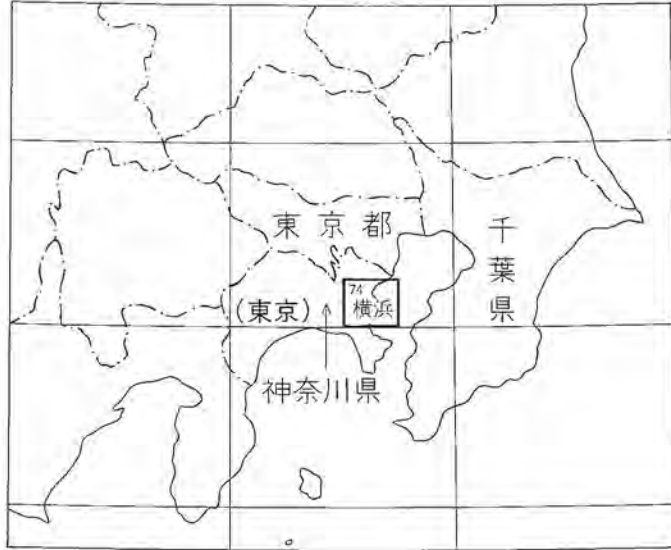
三梨 昂・菊地隆男

昭和57年

地 質 調 査 所

位置図

8 東京



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質層序・構造概説	4
III. 上総層群	8
III. 1 浦郷層及び深沢層	8
III. 2 野島層	9
III. 3 大船層	12
III. 4 小柴層	16
III. 5 中里層	28
III. 6 浜層	33
III. 7 上皇川層	36
IV. 相模層群	38
IV. 1 長沼層	39
IV. 2 屏風ガ浦層	44
IV. 3 平戸ローム層	50
IV. 4 上倉田層	52
IV. 5 山王台ローム層	55
IV. 6 西根層	61
IV. 7 西根ローム層	62
IV. 8 新沢層	63
IV. 9 山王台古砂丘層	63
IV. 10 舞岡層	64
IV. 11 舞岡ローム層	67
IV. 12 戸塚層	68
IV. 13 土橋ローム層	71
IV. 14 下末吉層	72
IV. 15 下末吉ローム層	75
IV. 16 善行礫層	81
V. 上部更新統	81
V. 1 新时期丘堆積物	81
V. 2 新期ローム層	82
V. 3 下川井泥炭層	84
VI. 沖積層及び埋立土	85
VI. 1 沖積層	85

VI. 2 埋立土	87
VII. 風成降下火山砕層物層の記載岩石学的特徴と対比	89
VIII. 相模層群の堆積構造と海面変動及び気候変化	93
IX. 応用地質	95
文 献	96
Abstract	102

図・表・図版目次

第1図 地形面区分図	2
第2図 接峰面図	3
第3図 三浦半島—横浜—多摩丘陵地区層序断面図	6
第4図 野島層地質柱状図	11
第5図 従来の模式地の野島層と小柴・大船両層との層位的関係	14
第6図 金沢八景—大船地区地質図	15
第7図 火砕鍵層 (Ku 2) 対比図	18
第8図 火砕鍵層 (Mt, H 1, H 2) 対比図	20
第9図 火砕鍵層 U 6 の対比図	22
第10図 瀬上沢 (X) 位置図	23
第11図 中里層の地質柱状図	29
第12図 火砕鍵層 Ka 2. 3—Ka 2. 4a 対比図	31
第13図 上総層群上・中部対比図	33
第14図 上星川層地質柱状図	37
第15図 長沼層地質柱状図	41
第16図 藤沢市関谷における長沼層基底の不整合 (スケッチ)	42
第17図 屏風ガ浦層地質柱状図	45
第18図 長沼層と屏風ガ浦層の不整合関係を示す露頭概念図	46
第19図 長沼層と屏風ガ浦層の不整合	46
第20図 平戸ローム層と山王台ローム層, 下末吉ローム層の層序関係を示す露頭	51
第21図 平戸ローム層柱状図	51
第22図 横浜市戸塚区名瀬町, 戸塚カントリークラブ・ゴルフ場南縁部の露頭 (スケッチ)	52
第23図 上倉田層地質柱状図	53
第24図 上倉田層と屏風ガ浦層の不整合関係を示す露頭スケッチ	54
第25図 上倉田層に挟まれる山王台ローム層中の火砕質鍵層	54
第26図 模式地の山王台ローム層地質柱状図	56
第27図 山王台ローム層の露頭	57

第28図	山王台ローム層柱状図	58
第29図	山王台ローム層柱状図位置図	60
第30図	下末吉層に覆われる山王台ローム層	60
第31図	西根層及び西根ローム層柱状図	62
第32図	山王台古砂丘層の露頭	64
第33図	舞岡層及び舞岡ローム層柱状図	65
第34図	保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷町，瀬戸ヶ谷小学校付近の舞岡ローム層	66
第35図	模式地の舞岡ローム層地質柱状図	67
第36図	戸塚層及び土橋ローム層柱状図	69
第37図	戸塚層及び土橋ローム層柱状図位置図	70
第38図	戸塚区戸塚町戸塚小学校における露頭スケッチ	70
第39図	土橋ローム層地質柱状図	71
第40図	港北区岸根町における露頭スケッチ	74
第41図	下末吉ローム層地質柱状図	77
第42図	下末吉層及び下末吉ローム層地質柱状図	78
第43図	下末吉ローム層柱状図位置図	79
第44図	下末吉ローム層下半部の岩相	79
第45図	新期ローム層地質柱状図	83
第46図	下末吉ローム層と新期ローム層の不整合を示す露頭	84
第47図	下川井泥炭層と AT 火山灰	85
第48図	下川井泥炭層柱状図及び露頭スケッチ	85
第49図	安政6年横浜図	88
第50図	横浜付近の埋立変遷図	90
第51図	横浜地域相模層群の分布と地質断面図	94
第1表	横浜図幅地域の上総層群の層序と対比	5
第2表	房総・三浦半島及び多摩丘陵地区の上総層群対比表	5
第3表	相模層群—完新統層序表	7
第4表	浦郷層と深沢層との関係	9
第5表	小柴層下部に挟在する火砕鍵層と房総半島との構成鉱物の比較	24
第6表	小柴層化石表	25
第7表	長沼層産貝化石表	42
第8表	屏風が浦層産植物化石表	48
第9表	大磯丘陵吉沢ローム層中の軽石層のフィッシュン・トラック年代	80
第10表	主な火砕質鍵層の鉱物組成と鉱物の屈折率	89
第11表	横浜地域と大磯丘陵地域の対比	92

第12表 横浜地域の中部更新統の花粉帯	95
---------------------------	----

- 第 I 図版 1 小柴層 (模式地) 遠
2 小柴層 (模式地) 近
3 浜層最下部 遠
4 浜層最下部 近
5 浜層最上部 遠
6 浜層最上部 近

横浜地域の地質

三梨 昂*・菊地隆男**

本図幅地域の野外調査は昭和45年及び昭和46年に行われた。新第三紀鮮新世—前期更新世にあたる上総層群については三梨があたり、中期更新世から完新世にわたる相模層群、段丘堆積物・沖積層の調査については菊地があたり、それぞれの担当を執筆した。

なお磯子区・中区・南区の調査については伊田一善・三梨昂・影山邦夫(1961)の油田・ガス田図『横浜』(1:15,000)に負う所が多い。また元地質調査所員伊田一善氏、当所燃料部石油課の影山邦夫技官には未公表資料を頂き、元地質調査所の大山桂氏には軟体動物化石についての御教示を頂きまた新潟県高田盲学校の長谷川康雄氏には珪藻化石から地層の堆積環境について御教示を頂いた。また帝国石油株式会社の小松直幹氏の坑井資料を見せて頂いたが断面図の作成に有効であった。更に相模層群以上の地層の野外調査にあたっては、都立町田高校の府川宗雄氏、都立神代高校の羽鳥謙三氏はじめ関東第四紀研究会の会員の方々には、一部現地調査を共にし、討論する機会があった。特に国立科学博物館の満岡孝氏、神奈川県立港北高校の相原延光氏、同県立川崎高校の稲垣進氏、同県立光陵高校の安野信氏、品川区立荏原二中の長田敏明氏、法政大学院生の内田法英氏、東京都立大学研究生高野繁明氏、明治大学院生米沢宏氏などの方々とは、現地調査を共にし、また一部未公表資料も使わせて頂いた。段丘地形や堆積物については、地質調査所の岡重文技官、また大磯丘陵の火山灰層序については、都留文科大学の上杉陽氏から御教示を得た。群馬大学新井房夫教授、清水康守及び駒井潔両氏からは火砕錐層の重鉱物組成について未公表資料を頂いた。これらの方々に深謝する。

本報告のとりまとめ、印刷については、燃料部鈴木尉元及び小玉喜三郎技官の協力に負う所が多かった。厚く感謝する。

I. 地 形

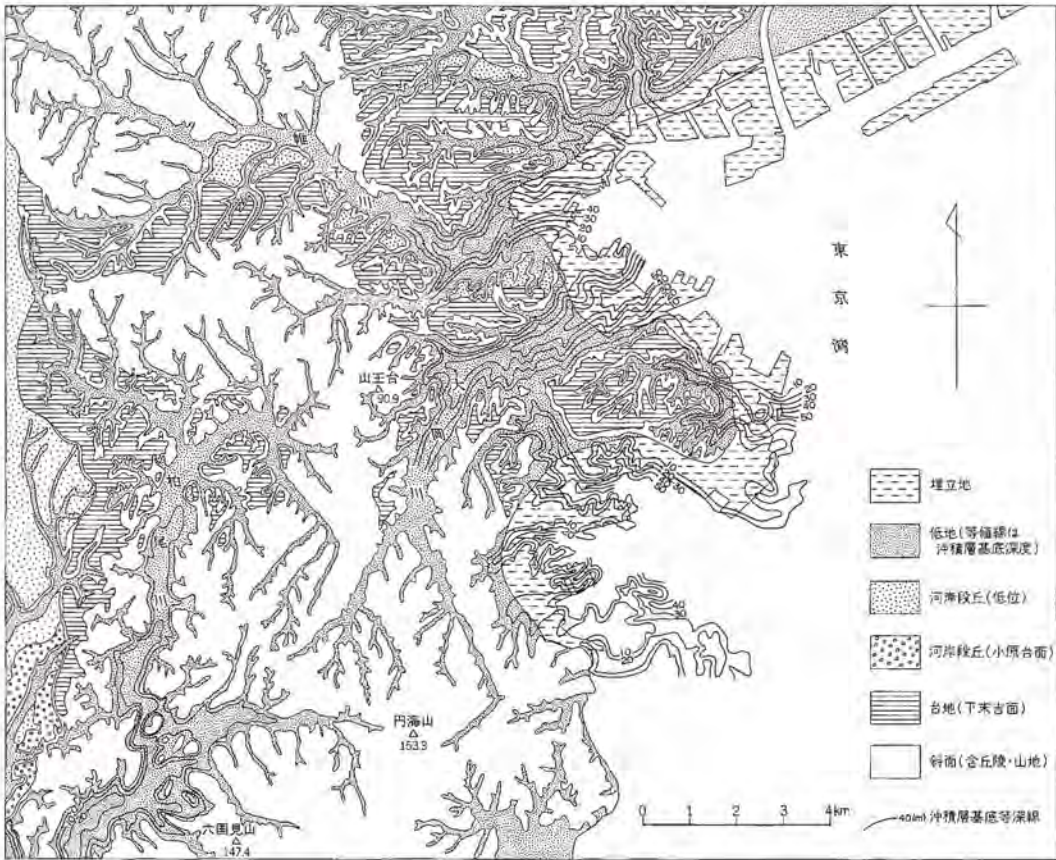
横浜図幅地域は、関東平野南部、東京湾の西方にあって、陸地部分は図幅のほぼ3分の2を占める。陸地の大部分は、三浦半島から北方に連なる海拔60ないし80mの開析の進んだ丘陵地であり、北東部には海拔40m前後の台地、また図幅西端には40ないし50mの相模川の河岸段丘の一部が含まれる。これらの丘陵や台地を刻む谷の谷底には、平坦な沖積低地が認められる。なお、本地域は横浜という大港湾都市を擁し、海岸の埋め立てをはじめ、著しい地形改変が行われている。特に近年は丘陵地の宅地化などの大規模な開発、土地造成が進められ、地形景観は一変している。このため、最近発行の地形図では、自然の状態にあった地形を読みとることは、ほとんど不可能となっている¹⁾。

以下に、山地、丘陵地、台地、段丘、低地に区分して、地形の特徴を記述するが、可能な限り地形改

* 島根大学理学部、元燃料部

** 東京都立大学理学部

1) 地形図は昭和41年改測の1:25,000地形図を資料とした、昭和42年編集の1:50,000地形図が、比較的良い。その後の改測図は、丘陵地のかなりの部分が改変され、また市街化が進んだため地形が読みとりにくくなっている。



第1図 地形面区分図

変以前の状態を説明するよう留意した。地形面区分図を第1図に示した。

山地 ここに山地とした地形は、図幅南部の円海山 (153.3 m) を中心とする、主に上総層群からなる地域を指す。第1図に示されるように、三浦半島から北方に連なる山陵の北端部にあたり、海拔100 m以上の高度を示す地域である。難透水性シルト岩等の地質を反映して、北方の丘陵地域に比較して、一般に山ひだは細かい。山地地域を刻む水系を見ると、南部の浦郷層分布地域では地質構造に対し必定的で、北東ないし北西に向かって流下するものが多い。しかし、円海山を中心として東西から、西北西-東南東に延びる山陵があって、上述の北方に流下する谷は、これにさえぎられるように流路を東及び西に向きを変えている。

円海山を中心に東西に延びる山陵は、実は砂岩からなる小柴層の分布地域であって、この透水性の地質が、地表面の浸食を妨げる素因となっている。地質の透水性に起因する浸食地形の例を、房総半島において NAKAGAWA (1960) が報告している。中川は同斜構造を示す上総層群のうち、透水性の砂層や砂礫層が走向方向に山陵を連ね、地層の傾斜方向に斜面勾配が緩やかな、一種のケスタ地形を形成していることを認めた。そしてこのような地形に対し、岩石の硬さに起因するケスタと区別するために、カデナ (Cadena) という名称を与えている。円海山付近においても、南向き斜面が北向きの斜面より勾配が

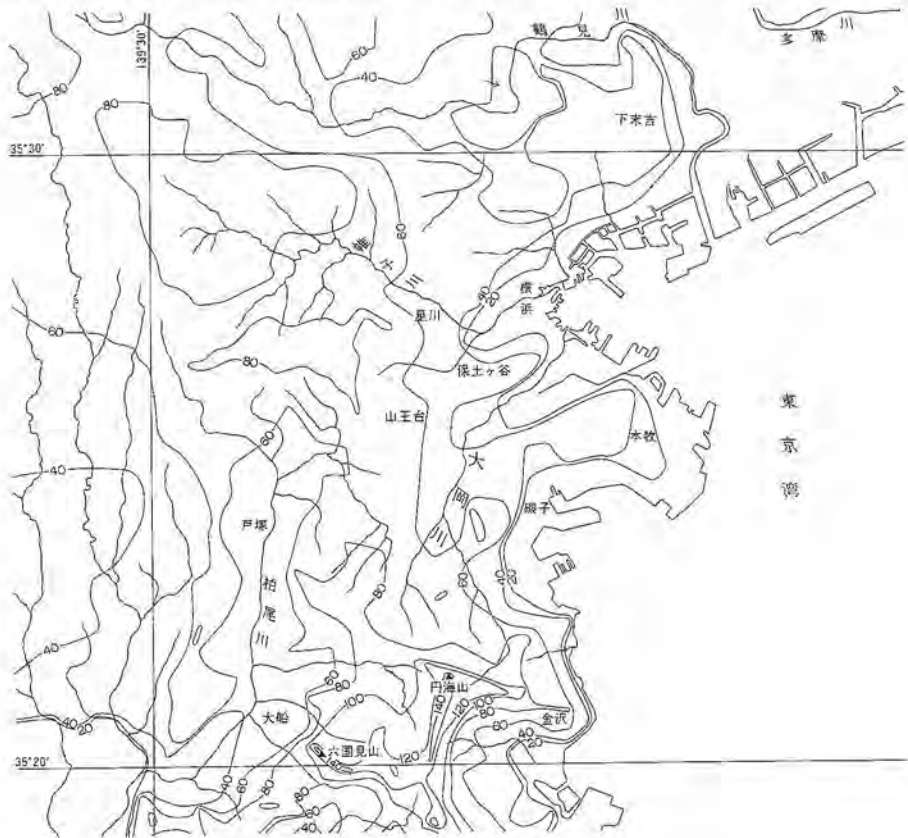
大きく、非対称をなしていることから、中川の言うカテナ地形を示すものといえよう。

丘陵 図幅内では、陸地域のほぼ中央を占めて南北に連なり、北西方35 kmの東京都八王子市を北西端とする多摩丘陵の南東端部にあたる。海拔高度60-80 mを示し、図幅の中央部付近にあたる戸塚から磯子にかけての地域は、南北の丘陵地と比較し、高度が低くなっている。これは後に述べるように、構造運動からみて、相対的に沈降しているのが原因とみられる。

丘陵地を造る地質は、基盤の上総層群を不整合に覆う相模層群である。丘陵の周辺には、相模層群最上部を占める、海成の下末吉層により形成されている台地があり、丘陵と台地との境界は、下末吉期の海の旧汀線である。丘陵の西縁は、図幅の西端に近い地域を南流する柏尾川にほぼ一致する。つまり下末吉層は、柏尾川より西方地域に分布している。また丘陵の東縁は、北から横浜市神奈川区菅田町、同区羽沢町の西縁付近、保土ヶ谷区花見台、南区永田町東縁付近、港南区上大岡町、磯子区磯子町などを連ねた線上にある。

丘陵の開析は進んでおり、丘陵を構成する地層の堆積面は、平坦面という形ではほとんど保存されていない。

台地 ここに述べる台地は、下末吉層の堆積面としての平坦面を残す地形であって、図幅地域内では、大局的にみて二つの地域に分かれて分布する。一つは柏尾川の西方地域で、横浜市戸塚区新橋町、同区上矢部町、同区小雀町などの地域を含む。海拔60-70 mで、台地の頂面は緩やかな起伏はあるが、



第2図 接峰面図

平坦な面を残している。西縁は相模川がつくった河岸段丘とは20m程度の比高をもって境されている。

他の地域は東京湾側にあって、模式地である横浜市北部、下末吉台地から南方へ連なる台地である。前項に述べたように、丘陵とは比較的明瞭な旧汀線の地形を示す、傾斜の変換線をもって接する。台地は帷子川、大岡川などの谷により三つの地域に分断されているほか、無数の樹枝状の谷によって開折され、台地頂部の平坦面は残されてはいるものの、必ずしも広いとは言えない。平坦面の高度は海拔50-60mにあって、旧汀線から東方に向かって低くなる傾向がある。

河岸段丘 図幅内では、西端の地域に相模川により形成された段丘（相模原面）の一部がみえているのが主なものである。この面は埋谷図にもみられるように、相模川の河口に近い藤沢市、茅崎市付近で上流側に傾斜するという特徴をみせる。これは下流側が、地殻変動により相対的に隆起しているためである（成瀬・戸谷、1957）。丘陵の項にも述べたような戸塚付近の相対的な沈降傾向が、より低位の地形面にも現れ、地殻変動が段丘形成以後まで継続していることを示すものである。

この他、丘陵や台地を刻む谷の谷壁には、小規模な河岸段丘の分布がみられる。主なものは、図幅北部を東流する帷子川の右岸や神奈川区片倉町、六角橋付近などにある。帷子川右岸にある下末吉面相当の古い段丘や若干の低位の段丘を除けば、ほとんどの段丘は段丘堆積層の上に東京軽石層（TP）を含む武蔵野ローム層を載せ、ほぼ、多摩川沿岸で区分されている武蔵野面に相当する河岸段丘といえることができる。

低地 図幅内では、柏尾川、帷子川、大岡川及びこれらの支谷などが丘陵や台地を刻むが、この谷の谷底は一般に平坦で、埋積谷の形態を示す。これらの谷の埋積は、主として有楽町海進による海の浸入の際に埋積されたものである。1923年の大正地震後に復興局建築部（1929）によって低地下の埋没地形が詳しく明らかにされている。

II. 地質層序・構造概説

本図幅地域では、最下位の地層として、鮮新世-前期更新世の上総層群が西北西-東南東の一般走向をもち、緩い褶曲をなして、全域的に分布している。本地域の上総層群の層厚は、約500mに達するが、上総層群の最も厚い房総半島中東部での約3,500mと比較すると、約7分の1となっている。また層位的には上総層群の下・中部及び上部の一部のみが分布している。また堆積環境について比較してみると、房総半島中・東部よりも浅海化しており、更に同層群の上部の一部は淡水化している。なお本図幅地域の北方に位置する多摩丘陵及びそれ以北の地域では上総層群の中部のみが分布するが、本図幅地域より更に浅海化ないし淡水化している。

中・後期更新世の相模層群は、上述の上総層群に不整合に重なっている。横浜市戸塚付近を中心とし、大船一磯子-新橋町を結ぶほぼ三角形の地域に、東西性の盆状構造をなして分布する。本層群は、房総半島北部の下総層群に対比される。房総の下総層群が、海水準変動の影響を受けながらも引き続き沈降地域に堆積したのに比較し、本地域の相模層群は相対的に変動の少ない地域に堆積したため、海水準の変動の影響を直接的に受けているものと思われる。すなわち、海退期における浸食谷の形成、海進期の谷の埋積、これを覆う風成火山灰層といったサイクルが、幾重にも重なり合う様子を見ることがで

きる。

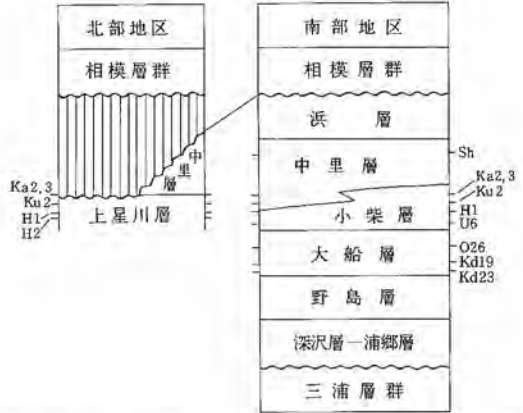
河成段丘を形成する武蔵野期以後の段丘堆積物は、本地域西縁の相模川沿いの地域、及び帷子川流域などに分布する。新期ローム層は古富士火山の噴出物であるが、段丘や台地、丘陵地を覆い、ほぼ全域的に分布する。

海成の完新統は、横浜港、磯子などの海岸付近の低地地下、及び柏尾川など丘陵地を刻む谷の谷底低地地下に分布する。

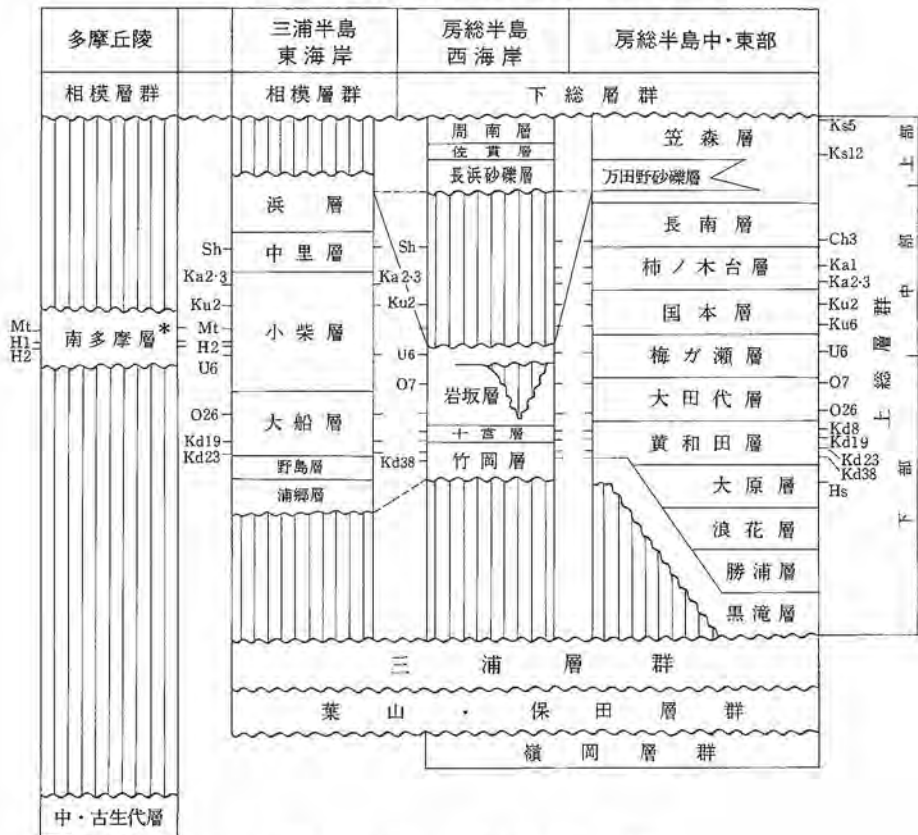
上総層群

本地域の南隣図幅の鎌倉—逗子—横須賀地域では中新世・後期の三浦層群が東西ないし西北西の一般走向で分布し、その上位北側に不整合（黒滝不整合と呼ばれている）を境として上総層群が分布する。この不整合は本図幅南限から南へ0.2-3km離れた所を東西走向で分布する。

第1表 横浜図幅地域の上総層群の層序と対比



第2表 房総・三浦半島及び多摩丘陵地区の上総層群対比表



* 多摩丘陵地区では8層に区分されているが、この表では仮にこの名でよぶ（第3図参照）

一方富岡向斜から以北の地域（以下北部地区と呼ぶ）では、同向斜軸部に分布する浜層、その下位の中里層及び上星川層が2-4度の緩傾斜で南部地区と対称に南傾斜で分布している。また本図幅の北西部には星川ドーム構造が発達している。北部地区における中里層より下位の地層（鍵層 Ka 2.4 より下位の地層）は砂質泥岩及び砂泥互層からなり、上述の構造を呈して広く分布する。これらの地層は南部地区における小柴層（凝灰質砂岩及び細砂）の同時異相であり、本文では上星川層と呼ぶ。なお、小柴層の下位の大船層にあたる地層は、北部地区の地表及びその以北の地域には分布していない。また上述の上星川層は本図幅の北方の多摩丘陵地域や更にその北方地域に著しく厚く、また下半部は半鹹半淡成層として発達する。これらの層相の発達形態を第3図に示した。

また、本図幅地域の上総層群の層序と上総層群の標準層序が発達する房総半島地区及び多摩地区との対比は第2表に示した。

相模層群

本層群の層序は、下位より、長沼層・屏風ガ浦層・平戸ローム層・上倉田層・山王台ローム層・西根層・西根ローム層・山王台古砂丘層・舞岡層・舞岡ローム層・戸塚層・土橋ローム層・下末吉層・下末吉ローム層に区分される。これらの地層の境界は、長沼層・屏風ガ浦層・上倉田層・西根層・舞岡層・戸塚層・下末吉層などの水成層の基底が、それぞれ下位層とは不整合関係にある。

水成層のうち、長沼層・屏風ガ浦層・上倉田層・下末吉層は貝化石を含み、明らかに海成層であり、他のものも、その可能性がある。これらの水成層を整合に覆い、風成の火山灰層が重なる。水成から風成に移り変わる離水層準は、火山灰層中に挟在する軽石層やスコリア層などの鍵層によって、地域ごとにずれがあることがわかる。

水成層基底の不整合は、多くの場合起伏のある谷地形をなし、不整合上に接する最下部の地層は、礫岩であったり、泥炭層を挟む含礫泥質砂層であったりして、明らかに陸成の層相を示している。更に上位に重なる地層は、内湾性の層相を示す泥層や砂泥互層となることが多い。これらのことから、海退期には陸地地域において谷地形が形成され、続く海進期にはおぼれ谷となって、谷地形を内湾性の堆積物が埋積してゆくというサイクルが、幾度かくり返されたことが分かる。各海進期の堆積物の分布は、当時の谷地形が入組んでいたことを反映し、複雑さを極めている。分布高度についても、上倉田層以上の地層については各層の間で大差はない。このため、露頭における各層の認定、層位関係の確定は、決して容易ではない。

上述のような本図幅地域の相模層群の層序関係は、海成の段丘堆積物からなることが多い本邦各

第3表 相模層群—完新統層序表

時代	砕屑物層	火山砕屑物層
完新世	沖積層 M	新期富士火山灰層 A
	下川井泥炭層 F	新期ローム層 立川ローム層 A 武蔵野ローム層 A
更新世	段丘堆積層 F	
	善行礫層 F	下末吉ローム層 A
	下末吉層 M	
	戸塚層 m	土橋ローム層 A
	舞岡層 m	舞岡ローム層 A
	山王台古砂丘層 A	
	西根層 m	西根ローム層 A
	上倉田層 M	山王台ローム層 A
	屏風ガ浦層 M	平戸ローム層 A
	長沼層 M	
上総層群		

M 海成層 (若いもの) m 海成層 F 河成層 A 風成層

地の中・上部更新統と比較して、特異な存在と言える。この理由としては、次のような堆積盆地の構造的な背景があるものと考えられる。すなわち、本地域は「戸塚湾」地域に相当するが、この地域はまた、西方の相模川下流部を中心とする相模積成盆地の東端部にあたっている。一方、「戸塚湾」の北方や南方地域は、基盤の構造からも推察されるように隆起地域となっている。南北に隆起地域を控え、西の堆積盆地に面する本地域は、結果的に中立となり、氷河性海面変動の影響を直接的に受けることになったものと推定される。

Ⅲ. 上総層群

伊田ほか(1956)は、それまで関東南部の地層の大区分として名付けられていた³⁴の異名同義の名称に対し、広域にわたる不整合を基準にするという立場から本地域の長沼貝殻坂の不整合と黒滝不整合(小池, 1951)に挟まれた地層を上総層群とし、その上位の地層を相模層群(後述)とした。

また従来包括的な地層名として用いられていた三浦層群については、上述の黒滝不整合から葉山・保田両層群を覆う不整合(田越川不整合)までの地層のみに限定した(三梨, 1968, 1973)。本報告でもこれらによっておく。

なお本図幅地域の上総層群は、既に述べたように、房総半島の中東部に比較して層厚が著しく薄いこと、また各地層が単純な岩相層序を示すことなどから、これまで部層(Member)単位で扱われることが多かった。しかし第2表にもみられるように、本地域で部層単位とされてきたものが、房総地区における幾つかの累層を含むものであることから、本地域で部層として取り扱われてきたものを、すべて累層(Formation)としてとり扱うことにした。

本節では、初めに整合一連に重なる本図幅南部地域の地層について述べ、次に、これらの一部と同時異相の関係にある北部地域の地層について述べる。

Ⅲ. 1 浦郷層及び深沢層

本図幅地域では、浦郷層及び深沢層の両層に相当する地層の分布が、小部分に限られ、またその層序の全体については未調査である。ここでは既往の文献による紹介に止める。

模式地・岩相 浦郷層(大塚, 1937)は、本図幅地域の南部の金沢文庫駅から南方約4kmの金沢区浦郷を模式地とし、その岩相は、含貝殻凝灰角礫岩及び凝灰質砂岩からなる。一方深沢層(奈須, 1950)は、本図幅南西端の北鎌倉駅から南方へ約3kmの鎌倉市深沢を模式地とし、その岩相は、クロス・ラミナの発達する凝灰質粗粒砂岩からなる。

層序関係 浦郷・深沢両層は、ともに下位の三浦層群最上部の池子層を不整合に覆う²⁾。

上述のように浦郷・深沢両層の模式地が大きく離れていることから、両層の層序関係については問題

2) 赤嶺ほか(1956)によれば、この不整合については、「浸食面を示す幾つかの層準があり、1層準として結べない」としているが、これらの幾つかは、三浦層群上部の池子層(凝灰質砂岩及び凝灰質泥岩層)中にみられる深層型海底地盛り層(地層「単層群」が沈着後、ある深さの層位から地盛りを起したもので、下限面は面なし断層で撓まれ、断層を伴った褶曲状の変形をする。また上限は水平層に整合に覆われる)の上限の面との混同であるように思われる。なお、池子層の深層海底地盛り層については、江藤(1975)の論文がある。

が残る。これについての小池・生越（1954）の見解は後述する。また、上位の野島層との境も調査者により大きく異なっているが、これらについてはあとで述べることにし、ここでは筆者の一人三梨が北鎌倉駅東方の本層に属するものとした見解を述べる。

野島層及びその下位の深沢・浦郷両層との関係は、房総・三浦両半島地区で上総層群最下部の層相に一般的にみられるもので（三梨ほか、1974）、上位の凝灰質砂質泥岩から下位へ同質泥質砂、同質砂岩及び同質角礫岩という順序で基底の黒滝不整合に至る層序を示している。ただその境が漸移的であることから調査者により個人差があるが、本質的なものではないと考えている。この調査では上総層群の基底部にあたる粗粒砂岩層を浦郷・深沢両層にあたるものとして区分した。

なお本地域に分布する地層と、深沢層及び浦郷両模式地の地層との間の層位的な関係は未検討である。また黒滝不整合の分布がノーズ状構造をとって分布することから深沢・浦郷両層が房総半島地区の黒滝不整合にみられるようにアバット関係を示す可能性もあるが、これらについても次の機会にゆずることとする。

なお本図幅地域における野島層と深沢・浦郷両層との境と既調査者との細部の違いは野島層の「岩相」の項で述べる。浦郷層と深沢層の層位的関係について論じたものは少ないが、小池・生越執筆による地層名辞典の“深沢砂岩”の項では深沢層は浦郷層に整合に覆われるが、後者の一部と同時異相とする見解が述べられている。また生越は同辞典（p. 601）で富岡向斜の南翼地域として第4表のような層序表を掲げている。しかし記載や地質図がなく詳細は不明である。

層厚 最も薄い北鎌倉駅付近で40m。

Ⅱ. 2 野 島 層

模式地 横浜市金沢区野島の丘（大塚、1937）の模式地を改訂し、大船東方から北鎌倉に至るルートとする。

層序関係 下位の浦郷・深沢両層を漸移整合に覆い、上位の大船泥岩層に漸移整合に覆われる。

岩相 スコリヤ（火山岩滓）や軽石を多量に含む凝灰質な砂岩・泥質砂岩・砂質泥岩などからなり、またこれらと薄い火砕質砂岩層（スコリヤ質、軽石質）と互層することが多い。ときにクロス・ラミナの発達する凝灰質砂質礫岩を挟むが、クロス・ラミナの発達は一般に本図幅の西部に著しい。

本層の岩相を層的にみると、上位の大船層の示す泥岩層とは漸移的であり、下位へ次第に泥質分を失い、凝灰質砂岩となり、また更に粗い下位の浦郷・深沢層に移行する。巨視的な上下の岩相変化は上述のようであるが、実際には互層漸移的であることから、最下部の凝灰質砂質礫岩層（浦郷層）及びクロス・ラミナの発達する西部地区での深沢層と本層との地層境界の設け方は、これまで様々である（大塚、1937；鈴木・北崎、1951；奈須、1950；赤嶺ほか、1956）。

奈須（1950）は三浦層群の上位に深沢砂岩と野島層を区別しているが、演旨のため詳しいことは分から

第4表 浦郷層と深沢層との関係

以 上 略
大船シルト岩層
野島凝灰質シルト岩層
浦郷含貝殻凝灰角礫岩層
深沢凝灰質砂岩層
池子火砕岩層
逗子シルト岩層
以 下 略
生越・執筆（地層名辞典 p. 601）

ない。鈴木・北崎(1951)では逗子ルートとして柱状図を掲げており、基底から層厚的に2/3を深沢層とし、上位1/3を野島層とし、その上位に大船層が来るものとしている。また赤嶺ほか(1956)では上述のルートは地質図では不明であるが、北鎌倉駅を通るルートにおいては、北鎌倉の北方の山内付近でクロス・ラミナの発達する浮石質凝灰岩層の部分については、鈴木・北崎(1951)、及び生越(地層名辞典)と同様に、深沢層に入れており、また、大塚(1937)は野島層(同層の異相として)に含ませてある。

また赤嶺ほか(1956)、生越(地層名辞典)では、上述の「山内帯」の上位の「今泉砂礫岩」(鈴木・北崎, 1951) (本地質図では (Ps) の記号で区分してある) を浦郷層に属させている。

野島層の模式地の変更について 本層の模式地は大塚(1937)により、金沢八景の東方1 kmにある野島に指定され、その後多くの人々によって踏襲されてきた。野島は標高50 m程度の陸島で現在野島公園となっている。この地点における地層はほぼ東西の走向で北へ3-4度傾斜している。この北方1.5 kmの大船層及び小柴層が分布する地域との間は、北方に傾斜する同斜構造と考えられ³⁾、その層位は大船層の下位に来るものとされていた。しかし筆者の調査では、その間に背斜及び向斜があること、また野島における層位を鍵層によって検討すると、第3, 5, 9 図に示すように大船層の下位に来るものではなく、大船層自体が収斂状に著しく層厚を減じ(1/5程度)、泥岩から凝灰質の泥質砂岩に移行し、それらが野島の丘の中下部を占め、更にその上部は小柴層からなることが明らかになった(第5図)。したがって野島は大船層の下位層としての野島層の模式地としては層位的にみて不相当である。しかし野島層の呼称は永い間大船層の下位に来る凝灰質砂岩層としてなじまれているので地層名はそのままし模式地を変更することにした。

なお上述のような地層の傾斜方向(南側)への層相・層厚変化は、褶曲構造がある所のみに限られるのであるが、厚い砕屑岩層が南へ収斂状に著しく層厚を減じ凝灰質砂岩層に移行する形態は、上総層群・三浦層群などで南関東地区でみられる一般的な形態である。

化石・堆積環境

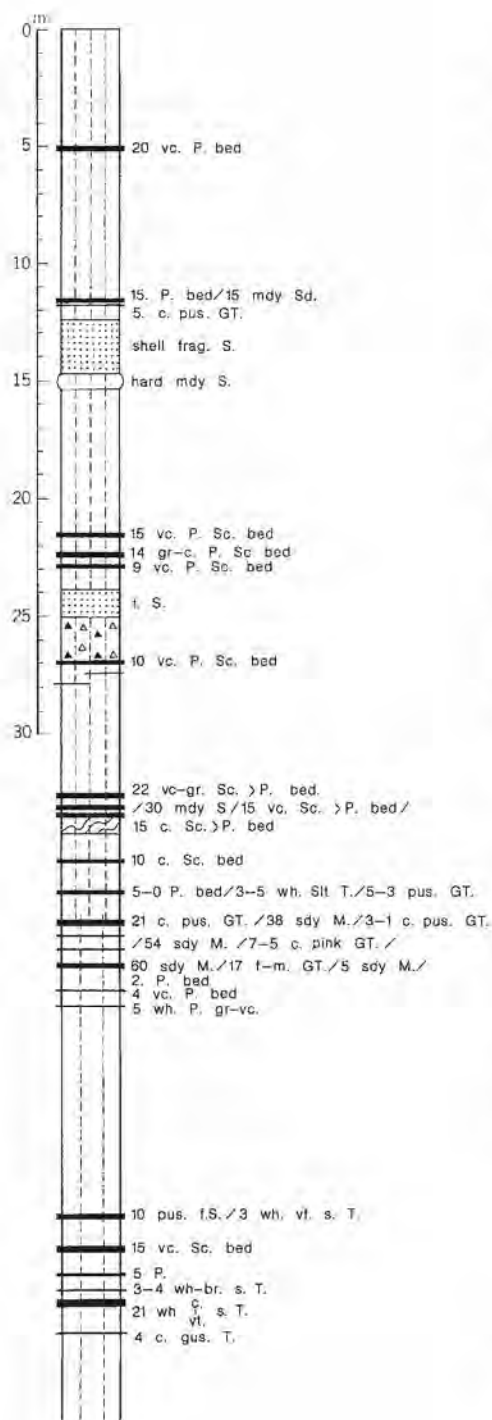
鎌倉市今泉付近の軽石質粗粒砂⁴⁾ (tg) のなかには、*Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA, *Glycymeris rotunda* (DUNKER), *Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA var., *L. crenata* A. ADAMS, *L. azumana* YOKOYAMA, *Patinopecten okyoensis* (TOKUNAGA) などをはじめとする軟体動物化石が密集している。

北鎌倉北方の山ノ内付近、その西方の上町屋東方、及びその南方の深沢層模式地付近までのクロス・ラミナの発達する凝灰質砂岩にはごくまれに *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA その他の軟体動物化石を含むだけで無化石である。

採集地点は特に定められていないが(今泉層より上位の層準と推定、野島層の火砕質の粗い部分には *Turricula hirasei* TAKAI & OTUKA, *Turritella nipponica nojimaensis* IDA, *Japellion schrencki* (YOKOYAMA), *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA, *Glycymeris nipponica* (YOKOYAMA), *Limopsis tajimae* SOWERBY var., *Patinopecten yessoensis* (JAY) var., などの軟体動物化石を多く含む。

3) 大塚(1937)は大船層の分布する金沢文庫と野島との間は走向断層がない限り整合上下の関係にあるものとしている。

4) この部分は鈴木・北崎(1951)により「今泉砂礫岩」とよばれている。また赤嶺ほか(1956)、生越(地層名辞典)は浦郷層に属させている。



第4図 野島層地質柱状図

火砕物質の略記号について 記載の順序一層厚(単位はcm)、色調、碎屑物の種類、粒径(カッコ内、単位はmm)
 色調—bk 黒, bl 青, br 褐, gn 緑, gr 灰, or 橙, pk 桃, rd 赤, wh 白, yl 黄, gus ゴマシオ状, pus 軽石質, 種類—GT ゴマシオタフ L 岩片 P 軽石 Sc スコリア T タフ S 砂 M 泥, 粒径—vc 極粗粒砂大 c 粗粒砂大 m 中粒砂大 f 細粒砂大 vt 極細粒砂大 s 砂粒大 slt シルト粒大 cl 粘土粒大

また比較的細粒の部分には, *Dentalium yokoyamai* MAKIYAMA, *Acila divaricata* (HINDS), *Limopsis tajimae* SOWERBY var., *Miltha annula* (REEVE) などの軟体動物化石がまれにみられる。

有孔虫化石は全体として浦郷層中のももの (*Elphidium-Cassidulina*) が少し変わった程度の *Elphidium-Cibicides* 群がみられる。また上位の大船層との漸移部では *Cassidulina-Bulimina* 群になる。

軟体動物化石, 有孔虫化石は赤嶺ほか(1956)による。なお, 軟体動物化石は大山桂・大森昌衛・生越忠により, 有孔虫化石は鈴木好一・北崎梅香によるものとされている。

分布・構造 南隣横須賀図幅地域の三浦層群は鎌倉市街地域を中心にしてほぼ北東方向に突出したノーズ構造を呈し, それとほぼ平行した形態で黒滝不整合が分布する。本層及び, 本層下位の浦郷・深沢両層の分布は, これらの下部構造を反映し, 北東方向に凸な構造から, 更にその延長軸部が東西方向に延びる変形した半ドーム構造を示している。

三浦層群との境は本図幅地域内ではみられないが, 最も近い部分は, 北鎌倉駅の東方1.7 km, 今泉を通り南流する枝沢(南限を画する緯度線の位置より約50m 上流の地点)でみられる。この付近では, 地質図に示す鍵層EKの分布にもみられるように, 地質構造は北東に凸な湾曲にすぎないが, その北東方向の延長の八軒谷の少し西では, ほぼ東西に方向を変えたノーズ状構

造とその南側の半向斜が生ずることは鍵層の分布 ($1m_1$, $1m_2$ など) から明らかである⁵⁾。これらの構造のうち半ドーム構造の延長は金沢区の坂本一寺前町を通るほぼ西南西の方向に向かい、半向斜軸は、坂本の南から横浜市大を通り野島の北側へと通り、両者の軸方向は、北側の富岡向斜の軸と調和的な方向となっている。以上は北鎌倉駅より東方の構造を述べたが、同駅の西方、大船駅の南方地域では南に凹な湾曲した構造を示して分布する。

本層と上位の大船層とは漸移整合であるが、その上限の分布についてみると、分布の中西部では、北側に凸な湾曲状を示しており、戸塚区上郷町を中心としてその東側では上野の南から、金沢区の北谷一赤井一谷津町など、東南東の方向に分布し、一方、上郷町の西方へは、公田町の南方、今泉の北、宮前を通る南西方向に湾曲して分布している。なお、円海山頂より南方 1-1.5 km の地域では、大船層下部の Kd 23 の下位にある凝灰質な部分から野島層の上限との間の部位はかなり複雑な構造を示すが、ここでは深層型海底地回り層が発達し、褶曲状の変形をすること、また表層型海底地回り層も発達することなどから複雑な分布を示している。

対比 本層の旧模式地の野島では、凝灰質泥質砂岩ないし同質砂岩中には O27, Kd19, Kd23 が挟在し、これらが本層に連なることはすでに述べた。またその対比図は大船層の項の第 5 図に示す。本地域の Kd23 以下の鍵層と房総地区のものとの対比はまだできていない。

しかし房総半島中・東部地区では Kd23 は黄和田層下部に挟在することから、黄和田層 (模式地の) 下部及びその下位の黒滝層の一部に対比される。また房総半島西部では Kd23 は十宮凝灰質砂岩層の上部に挟在することから、同層及びその下位の竹岡凝灰角礫岩層の一部に対比されるものと考えている。

Ⅱ. 3 大船層

命名 大塚 (1937)。

模式地 神奈川県鎌倉市大船町大船駅西方の丘陵の下半部。

層序関係 下位の野島層を覆い、上位の小柴層に整合に覆われる。また大船駅西方や北方では相模層群最下部の長沼層に不整合に覆われる。なお、本層は南隣図幅の金沢八景駅東方では、第 5 図の右端及び第 6 図 A-B 断面図に示すように、本層の全層準が野島層に移行する。

分布 下位の野島層の示すノーズ状構造を反映して、野島層分布の北側に細長く分布し、大船駅周辺では北に凹な湾曲状の構造を呈し、その東方では、上郷町付近を中心に北へ凸な湾曲状の構造を示して分布する。なお、更にその東方の寺前町の東方海域では第 6 図に示すように、西南西方向の半ドーム及び向斜構造を示して分布すると推定される。地域的には大船駅の西方の関谷・植木・岡本、大船駅の東方では大船町の市街地の小丘をなして処々に分布し、更に東方の椎古・岩瀬・公田町・上郷町上野・円海山南方・金沢区北谷北方・釜利谷町・谷津町・金沢文庫から海岸まで分布する。傾斜は北方へ一般に 7-8°、上郷町付近では最も急で 20 数度を示す。なお円海山南方 0.5 km、北谷の東方では波長の短かい褶曲状構造を示すが、後述するように地層の堆積過程における深層型地回り堆積層である。

本層の発達には富岡向斜の南翼にのみ分布しその北側の横浜市の保土ヶ谷区、西区など、及びその北方

5) 八軒谷の北東方の走向・傾斜記号のうち短いものは、層間異状のもの。

地域の地表には分布しない。かつて保土ヶ谷区の上星川地域に分布する地層（本文の上星川層の下部）を大船層に対比したことがあるが（伊田ほか，1956），これらは後述するように小柴層に相当する層準でありここに訂正する。

岩相・層序 本層は一般に帯緑灰色を呈する塊状無層理の泥岩からなる。下部では多少凝灰質になり下位の野島層の凝灰質砂岩とは漸移的である。また下半部には凝灰質砂岩を挟み、異常堆積層が発達する。層厚は東京湾岸では約100 m，大船東方付近では190 mを算する。

大船西方地区では本層上部は相模層群に覆われているが、大船駅東方では、上位の小柴層と本層との層序関係がみられる（第5図）。

上位の小柴層とは約数mの漸移帯があり、その下位約120 mは、塊状無層理の泥岩であり、そのなかにO27, Kd19, Kd23の火砕鍵層が挟在する。なおこの付近ではKd23の下位に層厚10m程度の凝灰質砂層を挟む（この砂層を境に本層を上部と下部に区分して呼ぶ）。この砂層の下位約60mはやや凝灰質の泥岩からなり、このなかには上郷町上野に連なる火砕鍵層、更に下位の凝灰質砂質泥と薄い凝灰岩との互層からなる部分があり、この下限を本層と野島層との境としておく。

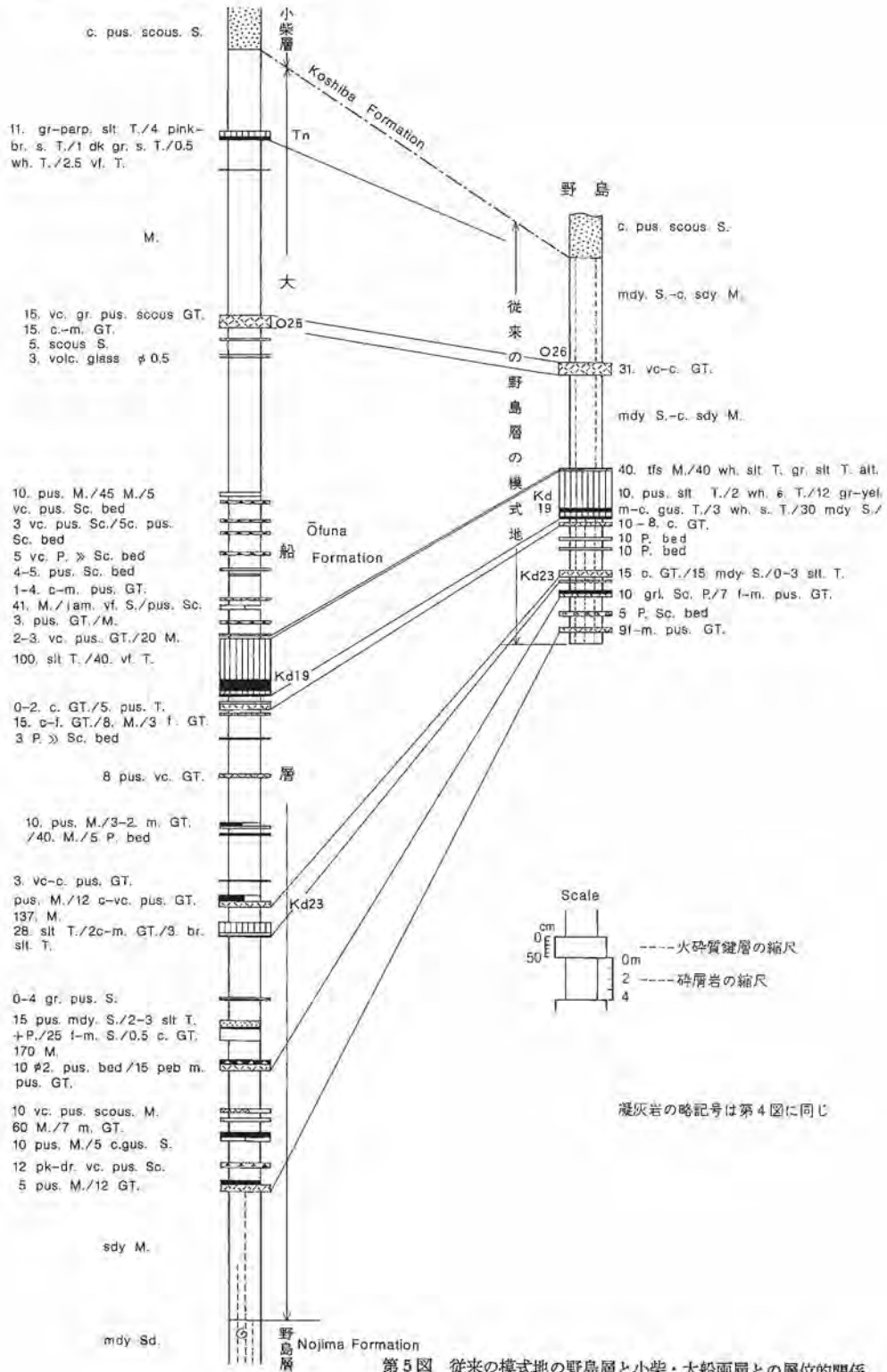
本層上部と下部の境の凝灰質砂岩層は、東方へ、Kd19, Kd23などの鍵層とともに追跡されるが、円海山南方約1.5 kmの地点では、ほぼ同層準に当る付近に、深層型及び浅層型の海底地入り層が発達する。またこの地点の西方の氷取沢支流から北東へ登る山道では、礫岩層が発達する。なおこれらの地層は急激に東方へ尖滅し、金沢区北谷・釜利谷・金沢文庫などではその発達をみない。金沢文庫駅・小柴海岸を中心とする地域の層序は地質柱状図として第5図の左側に（火砕鍵層の厚さは誇張されている）示した。ここでは本層上部（Kd23から上位）の層厚は70 m，下部は約35 mで、さきに述べた岩瀬地区に比べ層厚が1/2程度に減じている。なお岩相・層序の特徴は、岩瀬地区のものと同様である。なお上述した本層の分布範囲において、本層と小柴層の地層境としたものを層準的にみると、第5図の柱状図の本層の上限から8 m下位の火砕鍵層（Tn）⁶⁾は、詳しくは追跡されていないが、大船北方の東海道線東側の小丘の小柴層の下位の泥岩層中に挟在すること、及びその下位の層相変化の傾向から、両層の地質境界としたものはほぼ同一層準であり、層理面に平行といえる。

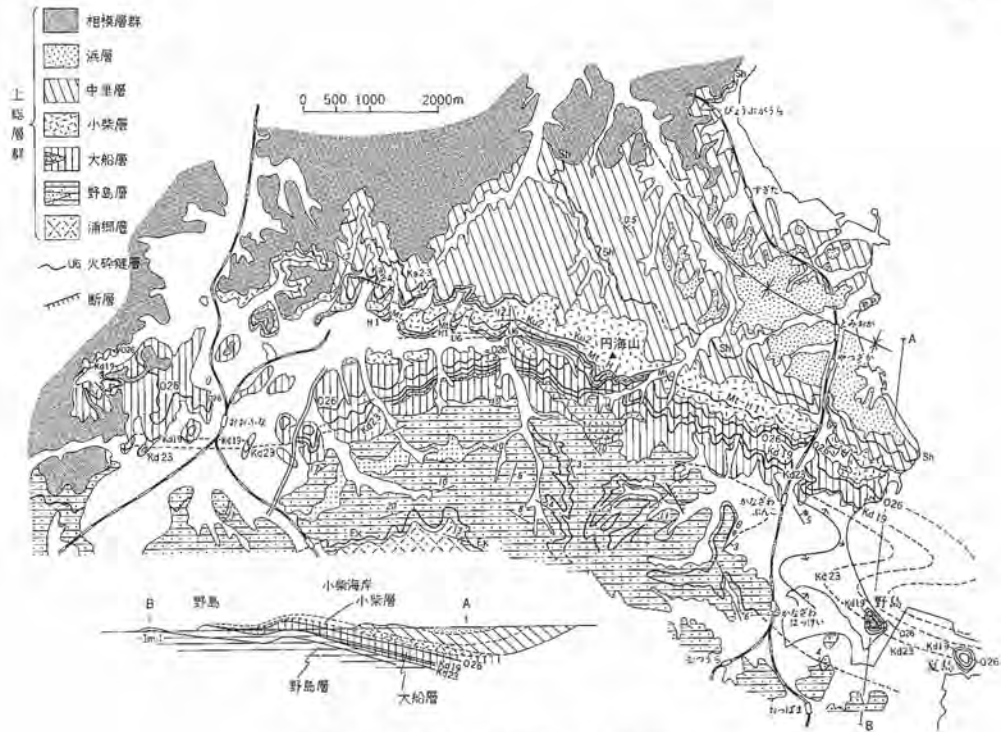
なおさきに野島層の項でふれたように、本層分布地域から約2.5 km南方の野島の丘（従来の野島層の模式地）に、本層の全層準が著しく層厚を減じて、凝灰質砂質泥ないし泥質砂として分布することを述べた。

大塚(1937)は、大船層分布地域とその南方にある野島との間に走向断層がない限り野島に分布する凝灰質砂岩は下位の層準であるとした。それ以降多くの人々がその考えを踏襲してきた。野島の丘にみられる火砕質層の層序が、その西方地域に分布する大船層の下位の層準に入り得ないことを確めるためにはかなりの検討を要した。またこの層序的な混乱（単なる層序の重複）が上総層群の房総半島への対比が手間どったことの原因の一つになっていた。その後改めて層序・構造を再検討した結果は地質図に示すように、構造的には東南東方向に軸をもつ半ドームと向斜を経て凝灰質砂岩層に移行することが分かった〔第5・6図及び地質断面図参照（野島—金沢文庫）〕。

なお、この地質断面図に示すような層相・層相の変化、すなわち相対的に深い環境の泥岩（又は互層）

6) 柴町に入る県道南出口に挟在する厚さ10-15 cmの桃色シルト粒凝灰岩。





第6図 金沢八景—大船地区地質図（三梨原図）

から、著しく収斂状に層厚を減じて、より浅い環境を示す凝灰質砂岩層に移行する形式は、上総層群や三浦層群などにみられる一般的な形式である。また層厚変化の割合は、普通、地層の走向方向（例、中里層から小柴層への移行関係）よりは、上記した傾斜方向の変化の割合の方が大きい。

異常堆積層の形態等については詳しい検討は行っていないが、その形成の場や時期等について若干の考察を試みる。

房総半島西部の湊川上流の高溝では、高溝泥岩層下部とその下位の十宮凝灰質砂岩層の上部（火砕鍵層の層位では O27 から Kd23 を含む）の層準に深層型や表層型の大規模な異常堆積層が発達する。また構造的には清澄背斜の末端翼部にあっており、また厚い異常堆積層の収斂状の末端部には礫層の発達が見られる（三梨，1954；三梨ほか，1961）。

上総層群の地層が厚く発達する房総東部では、O27、Kd8、Kd23 などのそれぞれ下位に異常堆積層が発達し、上述の高溝地区のものは、これらの各時期のものが複合して発達したものと考えている。

本地域のものは Kd23 の下位にあたり、房総地区における Kd23 の下位のものと広域的な同時性があるものと推定される。

また本地域のものは、野島層の呈するノーズ状構造の翼部のみに発達し、高溝地区と構造的位置が似ることから、Kd23 の下位層準での広域的なものと褶曲構造の形成に係わりを持つ運動により海底堆積面の急化によって生じた海底地盛り層と推定している。

火砕鍵層・対比 本層の層序のうち火砕鍵層を幾分拡大したスケールで現わした柱状図と肉眼の特徴を記載したものは第5図に示した。

これらの火砕層のうち、O26, Kd19, Kd23の三つの鍵層は房総半島中部の標準層序分布地域に対比されるもので、O26は大田代層の下部、Kd19, Kd23は黄和田層の下部に挟在するものである。O26は30-50 cmのゴマシオ状の凝灰岩(中一粗砂粒)で、その3 m下位に5 cm幅で有色の火山ガラス(径5 mm程度、O27に対比)が散ることがある。

野島の丘の中位にみられるO26もほぼ同じ厚さであり、大船付近までみられる。

Kd19は本層中で最も厚く、平均150 cm程度の白色シルト粒凝灰岩で、その下位に泥岩を挟んで、数枚のゴマシオ状火砕岩があるのが特徴である。本層はかつて大塚(1937)により、大船駅西方地区で戸部白色凝灰岩層及びこれに対比されるものとして岩瀬白色凝灰岩とよんだものに、また品田(1959)のO9としたものに相当する。

Kd23は上位に20 cmのゴマシオ状(中一粗砂粒)の凝灰岩と、その下位100 cmの泥岩を挟んで30 cmの白色シルト粒の凝灰岩の組合せからなる。Kd19とKd23はその層間10-15 m間隔で対をなして大船西部から東京湾岸及び野島の丘まで広く連続する。

房総半島における上記鍵層の分布は地質図及び層序断面図とともに三梨(1954)、三梨ほか(1961, 1976)などに示した。Kd23, O26等は房総半島を東西に横切って分布するが、本地区で最も厚いKd19は、房総半島の中・西部に分布せず、東部のみに分布する。また房総地区で主要な鍵層であるKd8(数mの白色シルト粒凝灰岩)は、本地域でKd19の20 m上位に挟在するものと思われるが⁷⁾、痕跡程度で対比(肉眼的)を行うまでに至らない。一般に細かい粒度(シルト粒ないし粘土粒)の凝灰岩は、厚さの変化が激しく、挟在している岩相に影響され、連続性に乏しいものが多い。

本層は、房総中部の大田代層中・下部から黄和田層に、房総西部での高溝泥岩層及び十宮凝灰質砂岩層上部に対比される。

化石・堆積環境 本層の泥岩中には、*Turricula* sp., *Acila divaricata* (HINDS), *Nuculana* (*Thestylea*) sp., *Yoldia naganmana* (YOKOYAMA), *Limopsis tajimae* SOWERBY var. などの軟体動物化石を散含するほか、まれには、*Lucinoma acutilineatum* (CONRAD) や *Thyasira nipponica* YABE & NOMURA がほかの若干の軟体動物化石とともに密集して産することもある。大山(1951)によれば中・深海帯上部又は半深海帯の泥底の準自生の群集としている。また有孔虫化石群は *Cassidulina-Bulimina-Rotalia* 群としてまとめられている。

II. 4 小柴層⁷⁾

命名 大塚(1937)。

模式地 神奈川県横浜市金沢区柴町小柴海岸。

層序関係 下位の大船層を整合に覆い、上位の中里層に整合に覆われる。中里層とは傾斜方向の各ルートでは、いずれも数m程度の漸移部をもって上下に重なるが、本層の模式地から西方に向かうにしたがい、上述の漸移部が順次下位の層準に発達する。すなわち本層の上限の地層境界として地質図に表したものは、第3図にも示すように、著しく層理面と斜交した分布となっている。本層分布の西限の東海道線の西方地域までには、模式地における本層の層厚的にほぼ中位までが上位の中里層と側方移行の関

7) 小柴砂層(大塚, 1937)、小柴凝灰質砂岩層(赤嶺ほか, 1956)に同じ。

係を示す。

一方本層と下位の大船層との地層境界は、大船層の項で述べたように鍵層などによる検討から、ほぼ同一の層準とみてよい。

本層の中・下部の層位の異相は本図幅地域の北部地域及びその以北の多摩丘陵地域などに広く分布するが、それらについては、上星川層の項を参照されたい。

分布・構造 本層は大船層の北側に巨視的にはほぼ東西走向をもって帯状に分布するが、その東部では円海山付近を中心に北側に凸な緩い湾曲をなし、また西部では大船町の桂町付近を中心として北方へ凹な緩い湾曲した構造を示して分布する。地域的に述べると、模式地の小柴海岸から西方へ、西柴・氷取沢・円海山・中野町及び小菅谷町や飯島の丘陵南端部に分布する。なお東海道線の以西の地域では相模層群に覆われてみられない。

また以上の分布のほか、本層模式地から南方へ 2.5 km の野島の丘の頂部にも本層に属する粗粒な凝灰質砂岩層が分布する。これらについては大船層の項でも述べたように、本層が地質図海域に示すような褶曲構造を示して分布するためと考えられる（地質断面図、第 6 図参照）。

岩相・層序・層厚 本層は軽石質、スコリヤ質の粗粒砂岩を主とし、またやや泥質な凝灰質砂の部分を含む。模式地付近では層厚的に上半部はクロス・ラミナの発達著しい。模式地から西方に向かい次第に凝灰質分を失い、中野町以西では細粒砂及びやや泥質な細砂の部分が多くなっている。

模式地付近の層序の大略は第 3 図に示したが、全層厚 90 m のうち上半分の層序は、上位より、中里層との漸移部数 m、20 m のやや泥質の凝灰質砂岩、その下にクロス・ラミナの著しい凝灰質砂岩 (25 m) がある。今この層の下限を境に便宜的に上部と下部とに区分すると、下部の約 45 m はやや泥質な凝灰質砂岩であり、最下位の約 20 m は本層と下位の大船層との漸移帯とも言うべき凝灰質砂質泥岩と凝灰質砂岩との互層からなる。

上述のように本層上部はクロス・ラミナが発達するため連続する鍵層は少ない。また下半部も粗粒の堆積層のため鍵層の連続性に乏しいが、幾つかを組合せにすることにより鍵層の追跡が可能であり、下部には Mt (宮田)・H1 (第 1 星川)・第 2 星川・U6 グループ (第 9 図) などが見られる (鍵層の記載は後述)。

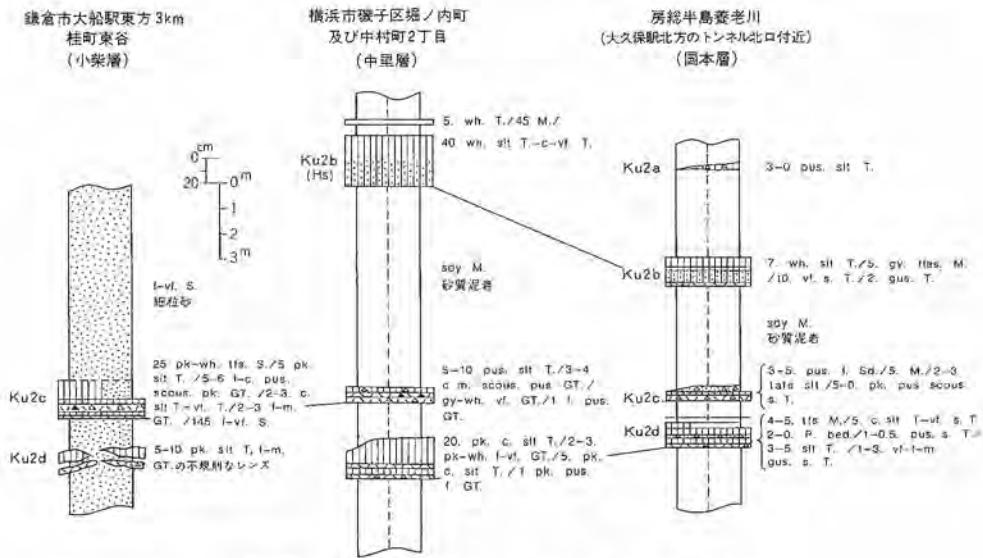
これらの鍵層を用いて本層上部の下半部にあるクロス・ラミナが発達する砂層の分布についてみると、同層は模式地から西方へ氷取沢、円海山西方までみられるが、押切から西方ではクロス・ラミナが発達はみられず、細砂となって分布する。なおこの層位には Ku2 (厚さ 20 cm 土の桃色ゴマシオ状凝灰岩層) が挟在しているのがみられるが、その西方の東海道線東側では上位の中里砂質泥岩層中にみられる。したがって、さきに述べた本層上部とした大部分は中里層と側方移行の関係を示すことになる。

本層と中里層との側方移行の形態を、幾つかの鍵層を用いて検討してみると、中里層の砂質泥岩層に挟在する各鍵層が、その間隔(二層間厚)を減じつつ本層に移行する。すなわち砂質泥岩から凝灰質砂岩層への移行は著しく収斂状に移行する形態を示している(第 3 図)。また平面的には小柴層の上限が、ほぼ東西方向に分布するのに対し、中里層中の鍵層 Nm・My・Ka2.3・Ka2.4 が北西ないし西北西の走向で分布し、一見斜交又はアバット状の形態をとって分布する。これらも前述の層相移行の形態を反映したものと考えられる。

本層下部も模式地から西方へ凝灰質分を失うことは上部層と同様である。なお上部層と大船層の地層境界は、既に大船層の項で述べたように、ほぼ同一の層準とみられる。

火砕鍵層 本層はクロス・ラミナが発達すること及び粗粒な堆積相であることから、火砕鍵層の連続性は乏しいが、上位から Ki (金井), My (宮谷), Nb (野庭口), Ka2.3 (柿ノ木台層下部に挟在), Ku2 (国本層上部に挟在), Mt (宮田), H1 (第1星川), H2 (第2星川), U6, (梅ヶ瀬層中位に挟在) などがあるが、そのうち Ki から Ka2.3までのものは、中里層の項で述べ、ここでは Ku2 より下位のものについて、簡単に肉眼的特徴や分布について述べる。これらのうち Ku2, U6 は房総半島にまで分布するものであり、Mt, H1, H2などは本図幅北部及び多摩丘陵地区に広く分布するが房総半島には分布をみない。また U6 (第9図) は、房総半島及び本地区南部にのみ分布し、本地域北部の地表には層位的に見られない。また多摩丘陵地区やその以北の地域では U6 の層準は砂礫層として発達し、そのため鍵層としては連続していない。したがって本地域と多摩丘陵地域及び房総半島地域との対比は、Mt, H1, H2 とその下位に U6 グループが重なる本図幅南部地域における層序が要となっている。

Ku2 本層上部でクロス・ラミナが発達する部位が円海山西方で安定した細砂層になるところでは Ku2c⁸⁾ (Ku2d) が発達する。これらは山手学院から円海山に向かう道上、同学院付近、鍛冶町から飯島町にみられる。同鍵層は桃色中一細粒のゴマシオ状の凝灰岩とシルト粒の凝灰岩が繰り返して重なっており、すなわち粒度から二つのサイクル⁹⁾ からなるのが特徴である。なおこの地区では砂層のため、こ



第7図 火砕鍵層 (Ku2) 対比図 (三浦半島—横浜—房総半島)

- 8) 重鉱物組成では、紫蘇輝石 (70-75%)、普通輝石 (20-25%)
- 9) 凝灰岩層も普通の砕屑岩と同様に淘汰を受け、粗粒のものから上位へシルト粒及び粘土粒のものが重なるが、ときに粗粒から細粒へのものが繰り返して重なるもの、あるいはシルト粒のものが基底にあって、その上位に粗粒のものが重なるものなど粒度的に複数のサイクルのものがある。このような特徴は粗粒の堆積層中やクロス・ラミナが発達する地層中では当然乱されるが、泥質岩中に挟在するものでは、広い地域にわたりその特徴が保存されている (例、Ku2, Ka2.3, など)。また一般に一枚の火砕層の下限はシャープな境をもち、上限付近は砕屑岩と混じり合って漸移的になるのが普通であり、また経験的にはシルト粒火砕層の上半部の粒度的な特徴は連続しないことが多いが、上述した例での基底付近のものは、その特徴が広域に連続することから2次的 (再堆積) なものでなく、降灰の経過を示すものと考えている。

れと組合せになっている Ku2a, Ku2b は保存されていないが、本図幅北部地区の礫子区藤田町、堀の内、南区には泥岩層中に挟在する。これらは伊田ほか(1961)の日本油田・ガス田図横浜 (1:15,000) では Hs (宝正寺) としたものに相当する。

これらと房総半島国本層上部のものとの対比図は第7図に示した。

Mt, H1, H2 Mt (宮田) は厚さ 30-40 cm 程度ゴマ塩状の凝灰岩であり、上部は粗砂粒、下位へ中砂粒—細砂粒となり、最下部 1-0.5 cm は極細砂粒のものが付くことがある。このような粒度上の特徴は本地域及びその北方地域でも同じである。重鉱物組成は角閃石が90%、他の10%程度が、紫蘇輝石及び普通輝石からなる。

H1 (第1星川) は層厚100-150 cm の白色シルト粒及び細砂粒の凝灰岩であり、大塚(1937)により鍛冶谷西の崖に露出する鍛冶谷凝灰岩と名付けられたものに相当すると思われる。粒度的な特徴としては第8図の②、③などに典型的にみられるように下位より上位へ細粒砂からシルト粒へと三つのサイクルからなっている。重鉱物組成では紫蘇輝石が最も多く次いで普通輝石、角閃石の順である。

H2 (第2星川) は層厚 150-200 cm の白色シルト粒—細砂粒の凝灰岩であり、H1 に比べ浮石質である。重鉱物組成は紫蘇輝石が最も多く、かんらん石次いで普通輝石と角閃石がほぼ等量に含む。

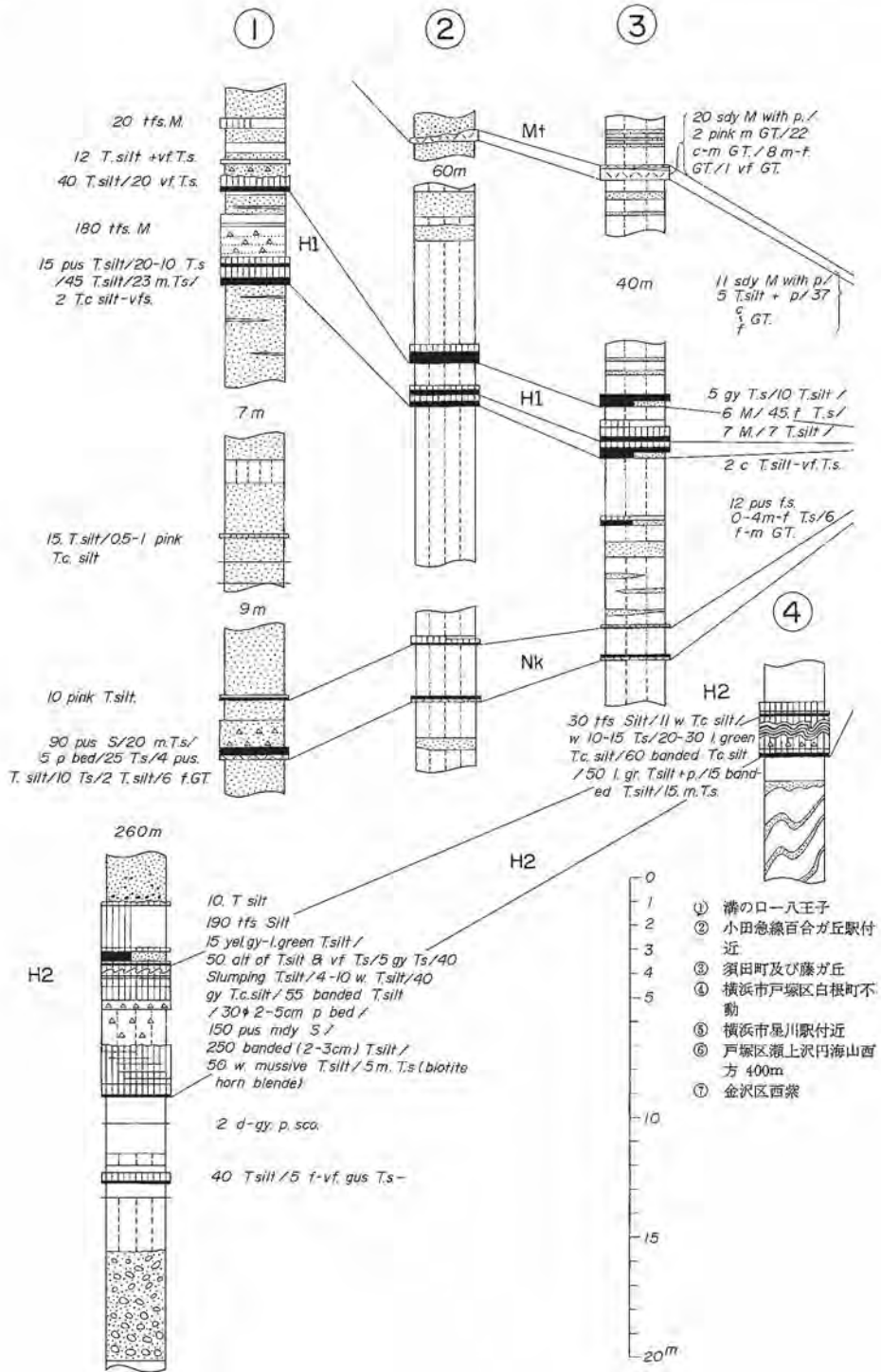
また H1 と H2 との間には第8図③などにみられるように10 cm 程度のシルト粒凝灰岩と桃色ゴマシオ状の凝灰岩の2枚の鍵層 (Nk, 根方) が挟在するが、本地域では薄く痕跡程度になっており、特に南部地域の砂層のなかでははっきりしない。本図幅地域では、上述の Mt, H1, H2 の三つの鍵層は層厚10-20mのなかに挟まれ、これらが組合せになって、模式地、金沢文庫北方、氷取沢、円海山西方、鍛冶谷などに分布し、また北部地域のその名のもとである星川ドームの付近に分布している。

U6グループ 円海山の山頂 (153.3 m) から西方へ直距離 600 m の地点から北へ向かう瀬上沢 (位置図は第10図参照) では、上述の Mt, H1, H2 の層厚15m下位に、U6aから始まる U6 グループの層序がほぼ連続的にみられる。それらは第8図の④及び第9図の①に示した。既に述べたように、Mt, H1, H2 は本地域北部、多摩丘陵及びその北方の加治丘陵地域まで分布する主要な鍵層であるが、房総半島地区には分布しなく、一方 U6, などは房総半島地区には分布するが、本地域北部やその以北の地域にはみつからない。

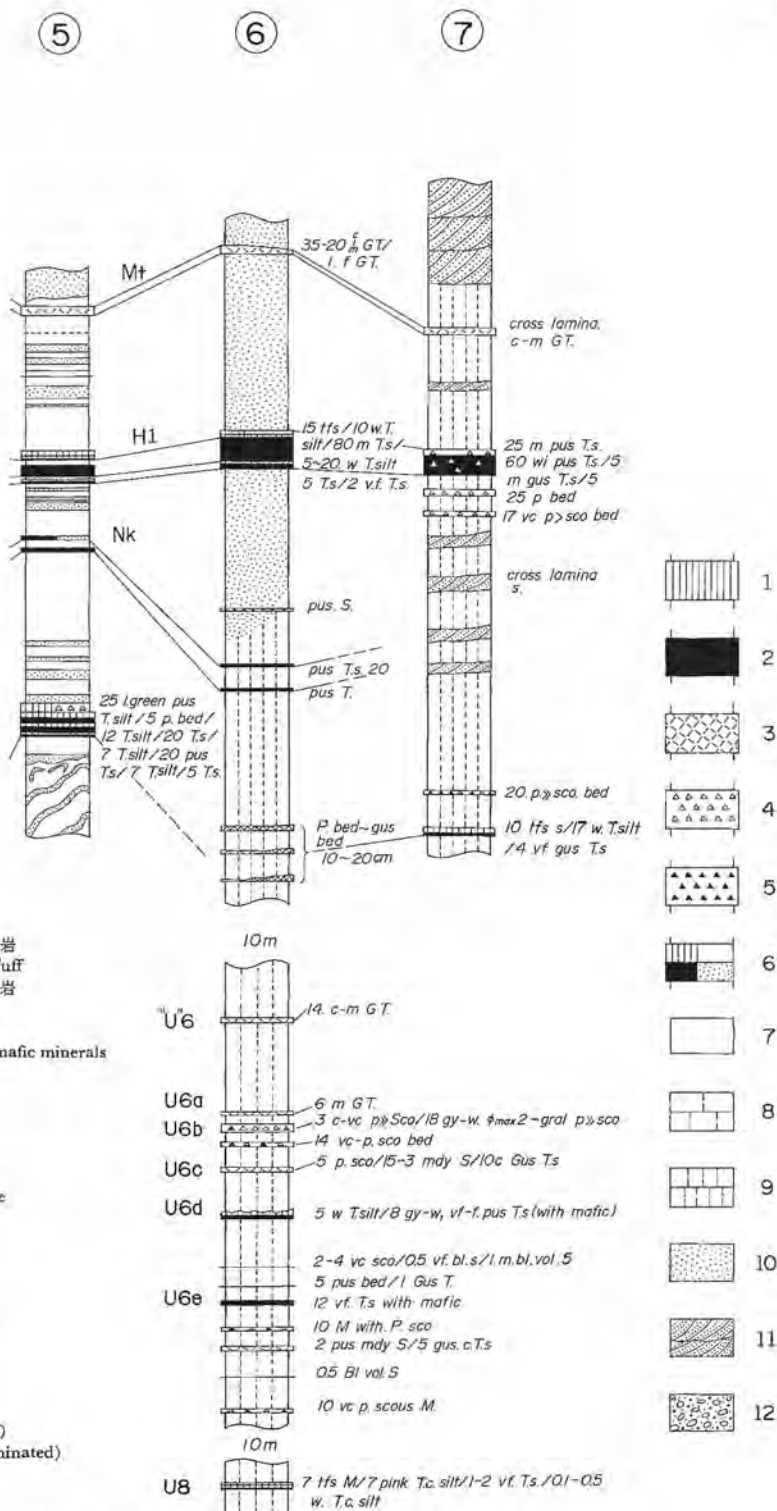
したがって、Mt, H1, H2 と U6 とが重なる本地域の南部、特に上述の瀬上沢でみられる層序が、南関東地区の広域対比の要となっている。このようなことから火砕鍵層の層序について検討されるむきは、この“瀬上沢”から始められることをおすすめする。この地点を含む円海山周辺地域は現在緑化保護地域として自然が残されているが、その位置は第10図に示すように、稻荷川の支流が上流に向い東南東方から南方に転ずる付近の北に向かう小沢で上述の層序がみられる (沢の入口に立つと南方120-130 m 先に貯水池の堰堤がみえる)。

U6グループの分布についてみると、前述の瀬上沢から西方へ1.5 km までは、丘陵の南端部に連続するが、その以西は沖積層堆積区に入りみられない。一方瀬上沢の東方では氷取沢上流、金沢文庫の北方などに断続的にみられた。

U6グループは層厚約 20m の間に数枚の火砕層の組合せからなる鍵層であり、その名称は南関東地区の標準層序がみられる房総半島、養老川の梅ガ瀬層に挟在することから名付けられた名称であり、数字

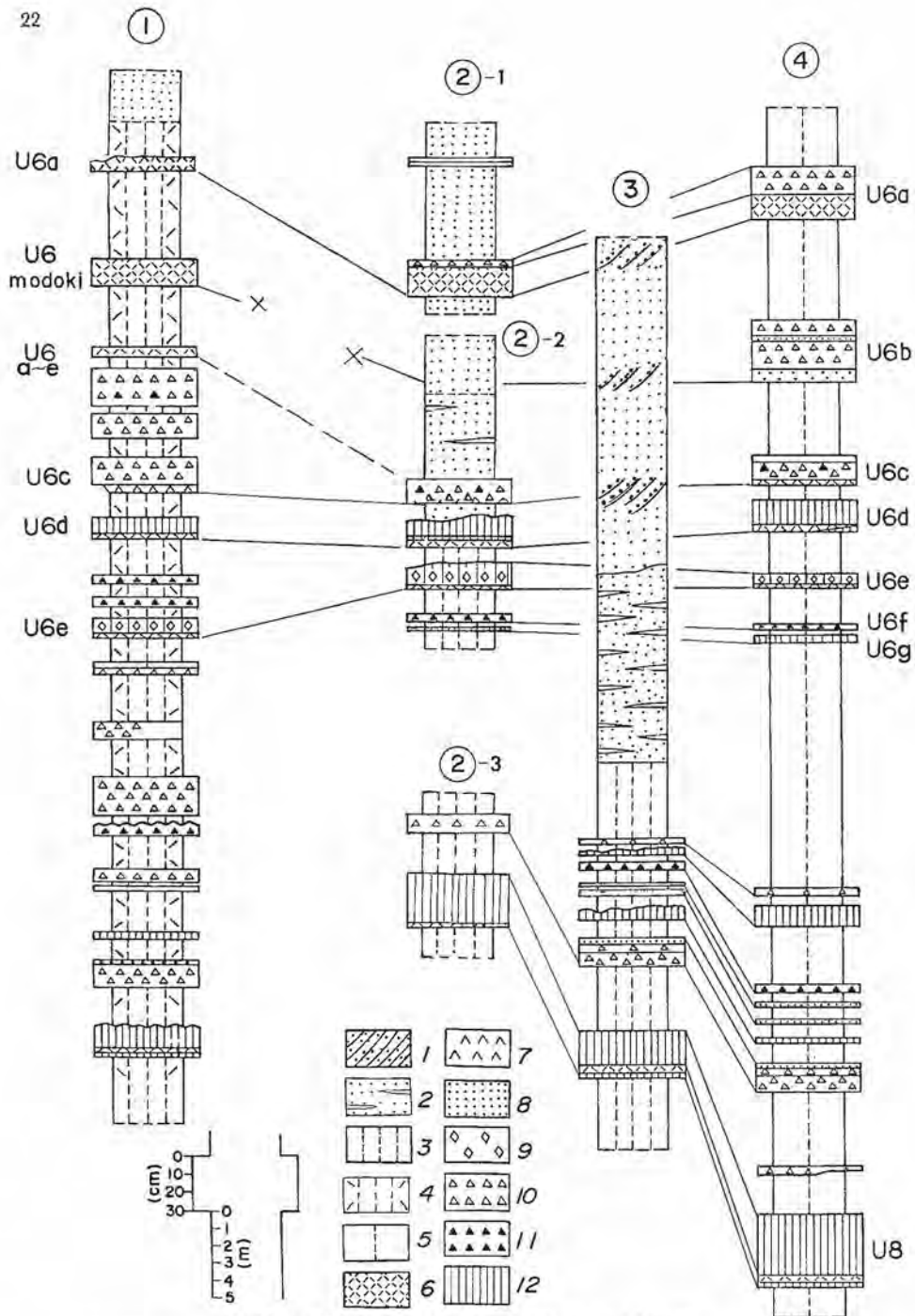


第8図 火砕鍵層 (Mt, H1, H2) 対比図



- 1 : シルト粒-粘土粒凝灰岩
Silt-Clay-grained Tuff
- 2 : 砂粒 (細-粗粒) 凝灰岩
Sand-grained Tuff
- 3 : ゴマシオ状凝灰岩
"Gomashio" Tuff (mafic minerals bearing)
- 4 : 軽石
Pumice
- 5 : スコリア
Scoria
- 6 : 凝灰質泥岩
Tuffaceous Mudstone
- 7 : 凝灰質砂岩
Tuffaceous sand
- 8 : 泥岩
Mudstone
- 9 : 砂質泥岩
Sandy mudstone
- 10 : 泥質砂岩
Muddy sandstone
- 11 : 砂岩 (クロス・ラミナ)
Sandstone (cross-laminated)
- 12 : 礫岩
Conglomerate

(多摩丘陵-横浜地区-三浦半島北部) 三梨ほか (1979) 第17図

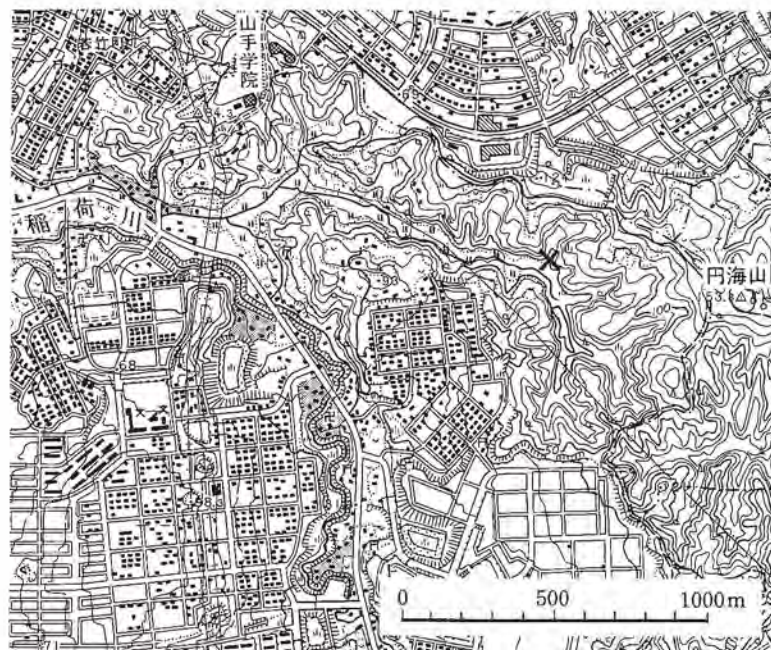


第9図 火砕雑層 U6 の対比図 (房総半島—三浦半島北部地域)

三梨ほか(1979)のものに石井隆司 (MS) の資料の追加, 及び杉原・新井(1981)のデータに基づき改訂が加えられている。

U6 から U8 まで, 10 数枚の火砕層からなる。砂層やクロス・ラミナの発達する砂層 (凡例 1, 2) では成層不整合が多い。①: 横浜市戸塚区瀬上沢 (小柴層最下部), ②: 千葉県富津市佐貫駅北方約 0.5 km, ②-2 及び ③: 下岩入付近の道路ぎわの崖 (いずれも岩坂層), U6 a-e の数 m ~ 10 数 m 上位には長浜砂礫層がある。③: 鹿野山—駒場間道路ぎわ, ④: 千葉県君津郡苗苗 (栗倉砂質泥岩層)

凡例 1: クロス・ラミナの発達する砂層 2: 細—微細砂(うすいシルト層を挟む) 3: 泥質砂岩 4: 凝灰質(浮石質, スコリヤ質) 泥質砂岩 5: 砂質泥岩 以下火砕層 6, 7: ゴマシオ状凝灰岩 8: 砂粒凝灰岩 9: 軽鉱物の特徴的な凝灰岩 10: 浮石質凝灰岩 11: 黒色スコリヤ質凝灰岩 12: シルト粒凝灰岩



第10図 瀬上沢(X)位置図¹⁰⁾ (この地図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「戸塚」を使用したものである)

は上位程若い数字が付してある。

本地域と房総地域との対比図は第9図に示した。同図で養老川沿いの柱状図をあげなかったが、それは同地区では砂勝互層のため、全部の鍵層が保存されていなく、同層準が塊状の砂質泥岩となり、鍵層が揃って挟在する房総西部、湊川支流の富津市環村苗割の沢でみられるものを同図の右端にあげた。

第9図でみられるように、この地域のもは房総地域のものより一般に薄いものが多い。また U6a の上位3.5mの層位に15 cm のゴマシオ状火砕層 (U6 modoki) は房総地区でみられない。

各火砕鍵層の肉眼的特徴は第8図に記した。また重鉱物組成については、本図幅地域のもは清水康守・駒井潔両氏¹¹⁾により、また房総地域のものについては重鉱物組成及び屈折率については新井房夫氏¹²⁾に検鏡して頂いたものを第4表にあげた。

対比 小柴層と上位の中里層は模式地が 3.5km 西へずれていて、その間に小柴層と中里層が移行関係をとることから層準にずれがあるが、いま小柴層の模式地(海岸)での層準を基準にしてみると房総半島の柿ノ木台層の Ka2.3, Ka2.4, 国本層上部の Ku2, 梅ガ瀬層中位の U6 グループが本層下部に挟在することから、本層は柿ノ木台層の中部から国本層及び梅ガ瀬層に対比される。

梅ガ瀬層の下位にある大田代層上部が含まれるかどうかは明らかでない。

化石・堆積環境 大山 (1951) による本層の模式地及び氷取沢での産出化石リストは第6表¹³⁾に示した。これらの化石群集は潮間帯ないし中浅海岸の岩礁棲の暖流系を主とし、これらが下浅海帯の(含礫)砂底の群集と混入したものと考えられ、島棚端又は岬付近の陸棚端である可能性を示し、また寒暖両要

10) この付近は、本図幅地域と多摩丘陵及び房総半島地区との層序関係が検討できる数少ない地域である。幸い現在は緑化保護地区に指定されている。

11) 埼玉県岩槻高校及び埼玉県川口高校。

12) 同氏によるものは屈折率を主体におかれていて、重鉱物組成については、篩分けは行っていなく、またその組成の概略を示している。

13) 模式地及び氷取沢の両化石産地は層位的には小柴層の上部にあたる。

第5表 小柴層下部に挟在する火砕鍵層と房総半島との構成鉱物の比較

横浜市戸塚区瀬上沢(三浦半島)		富津市環村苗割(房総半島)	
鍵層名	鉱物組成	鉱物組成	鍵層名
Mt*	Ho(94%), Opx(5%), Cpx(10%), Mt	該当するものなし	
H1*	Ho(63), Hy(34), Au(3), Mt		
H2*	Opx>Cpx>Ho		
U6a	Opx>Cpx>Mt Opx: 1.706~1.709 (1.708)	Opx>Cpx≥Mt(Ho), Opx: 1.705~1.710(1.708)	U6a
	該当するものなし	Opx>Cpx≥Mt, Opx: 1.742~1.745(1.744)	U6b
U6modoki	Ho>Opx>Mt Opx: 1.706~1.710(1.708) Ho: 1.670~1.676	該当するものなし	
U6a~c	Opx≒Cpx>Mt, Opx: 1.705~1.711	Opx>Cpx≥Mt, Opx: 1.706~1.710	U6c
U6c	Opx>Dpx>Mt, Opx: 1.707~1.713		U6d
U6d	G1: 1.499~1.501(1.500)	G1: 1.502~1.503	U6d
U6e	G1: 1.498~1.500(1.499)	G1: 1.502~1.528	U6e
	該当するものなし	Opx>Cpx>Mt, G1: 1.502-1.503	U7
		Ho, Opx, G1: 1.504~1.507(1.506)	U8

Opx: Orthopyroxene; 斜方輝石 Cpx: Clinopyroxene; 単斜輝石 Mt: magnetite; 磁鉄鉱 Ho: hornblende; 角閃石 4桁数字は屈折率

※清水康守・駒井潔氏による(ただしH1は加治丘陵仏子層のもの)。その他は、杉原・新井(1981)『示準テフラに基づく東京湾沿岸地域の上総層群の対比と編年』(第4紀学会演習集)による。

素の混合は暖流の消長や蛇行と中層水の行動とで説明できるとしている(大山, 1951)。

なお、模式地及び氷取沢の両化石産地は、層準的には小柴層の上部に属するものである。

堆積環境の比較 前述したように、U6が房総半島地区から連続することから、同層準についての底棲有孔虫化石による細かな堆積環境の比較が北里(1976)によりなされている。それらの結果では本図幅地域の同層準の地層は下部浅海に属しており、房総半島の小糸川以東では上部深海に属している。またその下部の層準は黒潮系の群集からなり、上半部の層準は、黒潮系と親潮系との混合型から上位一親潮系に移っているものとしている。

なお、U6鍵層は、本地域の北部及びその以北の地域地表ではみられないが、U6の10数m上位の同じく小柴層中にMt, H1, H2がみられ、これらが多摩丘陵地域に対比される(第8図)。同地域ではKUWANO(1950)によれば、淡水の影響の強い川口の堆積相とされており、また更に同層準はその北方の埼玉県阿須丘陵地区の人間川沿いの仏子累層に対比され、更にその下位の飯能礫層はU6層準と推定しているのであるが、そこでは亜炭層の発達する淡水成層を挟む地層とされている。したがって南関東の上総層群中部の基底に近いMtからU6の層準では、房総東部では深海性であり、房総西部から三浦半島では浅海性、更に多摩丘陵では淡水の影響の強い環境を示すなど、地域毎に大きくその環境が変化していることを示している。三浦半島地域では上総層群の下位には三浦層群、葉山層群が重なるが、多摩丘陵北端から以北の地域では、下位の両層群を欠いて上総層群が直接中・古生層と接する。特に、ここでは上総層群のうち、どの層準が基盤の中・古生層に接するかについて検討してみる。多摩丘陵以北の地域では、鍵層H2の下位に層厚約120mの平山砂層、大矢部層があり、また加治丘陵付近ではH2の下位に約100-150mの飯能礫層が発達する。これらの基底の層準は、本地域との対比、層相の発達形

第6表 小柴層化石表

小柴海岸産化石

GASTROPODA

<i>Emarginula</i> sp.	R	N ₁₋₄	R, S	H, W
<i>Puncturella fastigiata</i> A. ADAMS	R	N ₄	G, S	W
<i>Pectinodonta?</i> <i>kuragiensis</i> (YOKOYAMA)	R	[N _{3-B}]	R, G	?
<i>Acmaea pallida</i> (GOULD)	R	N ₀₋₂₍₄₎	R, G	C
<i>Turricula crumpii</i> (PILSBRY)	R	N _{4-B}	S	W
<i>Fossarina</i> sp.	R	N ₀₋₁	R (G)	H
<i>Leptothyra granuliferum</i> (NOMURA et HATAI)	R	N ₍₂₎₂₋₄	G, S	W
<i>Putilla</i> sp.	R	[N ₀₋₁]	R, G	H, W
<i>Alvania</i> sp.	R	N ₀₋₁	R, G	H, W
<i>Rissoina</i> (<i>Zebinella</i>) sp.	R	N ₀₋₁	R, G	H, W
<i>Turritella nipponica</i> YOKOYAMA	R	N ₍₂₎₄	S	C
<i>Serpulorbis</i> cf. <i>medusae</i> (PILSBRY)	R	N ₃₋₄	R, G	H
<i>Diala?</i> sp.	R	[N ₀₋₁]	R, G, S	H, W
<i>Bittium</i> sp.	R	N ₀₋₄	R, G, S	H, W
<i>Seila</i> sp.	R	N ₀₋₂₍₃₋₄₎	R, G	H, W
<i>Lunatia</i> sp.	R	N _{1-B}	S, M	C
<i>Tectonatica clausiformis</i> OYAMA	R	N ₄ [B]	S, M	C-K
<i>Fusitriton oregonens</i> (REDFIELD)	C	N _{1-B}	R, S, M	C-K
<i>Ceratostoma aduncum</i> (SOWERBY)	R	N ₁₋₄	S	W
<i>Trophon echinus</i> (DALL)	R	N ₃	S	W?
<i>T. xestra</i> (DALL)	R	N _{4-B}	S	C
<i>Latiaxis</i> sp.	R	N ₀₋₄	R (G, gS)	H
<i>Zafra</i> sp.	R	N ₀₋₁	R, G	H, W
<i>Neptunea yokoyamai</i> OYAMA, MS.	R	N _{3-B}	S, M	C
<i>Gemmulofusus musashinoensis</i> (MAKIYAMA)	R	N ₍₂₎₃₋₄	S	H
<i>Fulgoraria prevostiana kosibensis</i> OTUKA	R	N ₃₋₄	S	W
<i>F. p. kamakurensis</i> OTUKA	R	N ₃₋₄	S	W
<i>Benthovoluta hilgendorfi</i> (v. MARTENS)	R	N ₄	?	W
<i>Cancellaria?</i> sp.	R	N	(S)	(W)
<i>Paradrillia hivaloides</i> (YOKOYAMA)	R	N ₁₋₄	(S)	W
<i>Cymatosyrinx</i> 3 spp.	R	N-B	S, M	W-C
" <i>Lora</i> " <i>dissoluta</i> (YOKOYAMA) var.	R	N(B)	(S, M)	C
" <i>L.</i> " sp.	R	N(B)	(S, M)	(C)
<i>Borsonia?</i> sp.	R	(N)	?	?
" <i>Mangelia</i> " <i>nagasakiensis</i> (E. A. SMITH)	R	N	?	(W)

SCAPHOPODA

<i>Denalium yokoyamai</i> MAKIYAMA	R	N ₄	(S)	(W)
------------------------------------	---	----------------	-----	-----

PELECYPODA

<i>Nuculana yokoyamai</i> KURODA	R	N ₍₂₎₃₋₄	S, M	W
<i>Acila</i> sp.	R	N _{1-B}	S, M	C
<i>Limopsis crenata</i> A. ADAMS	C	N ₃₋₄	S, M	W
<i>L. tokaiensis</i> YOKOYAMA	A	N ₄	S	(W)

<i>Limopsis azumana</i> YOKOYAMA	A	N ₃₋₄	S, (M)	W
<i>Glycymeris nipponica</i> (YOKOYAMA)	A	N ₃₋₄	S	W
<i>Arca miyatensis</i> OYAMA	R	N ₍₃₋₄₎	(R), G, S	W
" <i>Crenella</i> " sp.	R	N _{1-(B)}	(S, M)	C
<i>Chlamys jousseaumei</i> BAVAY	C	N ₃₋₄	R, G, S	W
<i>Pecten yessoensis</i> JAY	R	N ₁₋₄	G, S, (sM)	C
<i>Polynemamussium intuscostatum</i> (YOKOYAMA)	R	N ₃₋₄	S	W
<i>Limatula kurodai</i> OYAMA	R	N ₍₁₋₃₎	(mS, sM)	(W, C)
<i>Lima goliath</i> SOWERBY	R	N _{3-B}	G, S	W
<i>Monia radiata</i> SOWERBY?	R	N ₁₋₄	R, G, Sh	(W)
<i>Astarte hakodatensis</i> YOKOYAMA	R	[N ₁]	(S)	C
<i>Crassatellites oblongatus</i> (YOKOYAMA)	C	N _{4-B}	S	W
<i>Venericardia ferruginea</i> CLESSIN	A	N _{(3)4(B)}	S	C
<i>Lucina?</i> sp.	R	(N, B)	(S, M)	?
<i>Nemocardium samarangae</i> MAKIYAMA	R	N _{3-B}	S	W

BRACHIOPODA

<i>Terebratulina miurensis</i> HATAI	R	N _{2-B}	G, mS, M	W
<i>T. crossei</i> DAVIDSON	R	N _{4-B}	R, G, S, M	W
<i>Terebratalia gouldi</i> (DALL)	R	N _{4-B}	R, G, S, M	W
<i>Laqueus rubellus</i> (SOWERBY)	R	N _{2-B}	R, G, Sh	W

氷取沢中村産化石

GASTROPODA

<i>Puncturella</i> sp.	R	N ₁₋₄	G, S, (R?)	W, C
<i>Diodora</i> sp.	R	N ₀₋₄	R	H, W
<i>Collisella heroldi</i> (DUNKER)	R	N ₀₋₁	R	W
<i>C.</i> cf. <i>grata</i> (GOULD)	R	N ₀₋₁	R	W
<i>Notoacmea</i> cf. <i>fuscoviridis</i> TERAMACHI	R	N ₀₋₁	R, G	W
<i>Acmaea pallida</i> (GOULD)	C	N ₀₋₃₍₄₎	R, G	C
<i>Calliostoma?</i> sp.	R	N-B	R, G, S, M	H, W, C
<i>Conotalopia</i> sp.	R	N ₀₋₃	(S)	H, W
<i>Leptothyra</i> sp.	C	N(B)	R, G, S	W, C
<i>Lacuna</i> sp.	R	N ₍₀₋₁₎	R, G, S	W, C
<i>Putilla mundana</i> (YOKOYAMA) var.	C	N	(R, G)	(W)
<i>P.</i> (<i>Pseudosetia</i>) sp.	C	N	R, G	
<i>Alvania</i> 3 spp.	R	N ₀₋₁	R, G	H, W
<i>Zebina</i> (s. str) sp.	R	N ₀₋₁	R	H, W
<i>Barlecia?</i> <i>angustata</i> (PILSBRY)	C	N ₀₋₁	G	(W)
<i>Turritella nipponica</i> YOKOYAMA	R	N ₍₃₎₋₄	S	C
<i>Helicacis</i> sp.	R	N ₀₋₂	S	H, W
<i>Vernetus</i> sp.	R	N ₀₋₃	R, G	H, W
<i>Bittium</i> sp.	A	N ₀₋₄	R, G, S	H, W
<i>B.</i> sp.	C	N ₀₋₄	R, G, S	H, W
<i>Eumeta?</i> sp.	R	N		
<i>Ataxocerithium</i> sp.	R	N ₀₋₁	R	H
<i>Seila</i> sp.	R	N ₀₋₃₍₃₋₄₎	R, G	H, W
<i>Triphora</i> 3 spp.	R	N ₀₋₂₍₃₋₄₎	R	H, W

<i>Amaea</i> sp.	R	N ₁₋₄	S	H, W
<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA et HABE	C	N ₁₋₄	S	C
<i>Trichotropis</i>	R	N	R, S	W, C
<i>Atlanta?</i> sp.	R		P	W
<i>Velutina?</i> sp.	R	N	R?	(W), C
<i>Proterato callosa</i> (ADAMS et REEVE)	R	N	R	W
<i>Cymatium</i> sp.	R	N	R, S	W
<i>Ceratostoma aduncum</i> (SOWERBY)	R	N ₁₋₄	S	W
<i>Mitrella varians</i> (DUNKER)	C	N ₀₋₁	R	W
<i>Tritia acutidentata</i> (E. A. SMITH)	R	N ₀₋₃	R, S	W
<i>Siphonalia</i> sp.	R	N ₀₋₄	S, (M)	W
<i>Peristernia?</i> sp.	R	N	(R, S)	(H, W)
<i>Fasciolaria (Pleuroploca)</i> sp.	R	N ₀₋₁	R	H
<i>Fusinus</i> sp.	R	N ₁₋₄	R, S	H, W
<i>Ancilla</i> sp.	R	N ₁₋₄	S	H
" <i>Mitra</i> " <i>fusiformis</i> YOKOYAMA	R	N	?	?
<i>Benthovoluta hilgendorfi</i> (v. MARTENS)	R	N ₄	?	W
<i>Cancellaria spengleriana</i> DESHAYES	R	N ₁₋₂	S	W
<i>Cymatosyrinx</i> sp.	R	N-B	S, M	W-C
" <i>Mangelia</i> " sp.	R	N-(B)	R, G, S, (M)	H, W
<i>Conus tuberculatus</i> TOMLIN	R	N ₍₃₎₋₄	(G), S	W
<i>Eocylichna musashiensis</i> (TOKUNAGA)	R	N ₁₋₄	S	W
<i>Odostomia</i> sp.	R	N ₀₋₁	R, S	H, W
<i>Syrnola</i> (s. str.) 2 spp.	R	N ₀₋₁	R, S	H, W
<i>Cingulina</i> sp.	R	N ₀₋₁	R, S	H, W
<i>Turbonilla</i> sp.	R	N _{0-B}	R, S	H, W
<i>Clio</i> sp.	R		P	W
<i>Diacria trispinosa</i> (LESUEUR)	R		P	W
<i>Cavolina</i> sp.	R		P	W
PELECYPODA				
<i>Nuculana yokoyamai</i> KURODA	R	N ₍₂₎₃₋₄	S, M	W
<i>Limopsis crenata</i> A. ADAMS	A	N ₃₋₄	(R), G, S	W
<i>L. tokaiensis</i> YOKOYAMA	A	N ₄	S	(W)
<i>L. azumana</i> YOKOYAMA	A	N ₃₋₄	S, (M)	W
<i>L.</i> n. sp.	C	N ₍₄₎	S	(W)
<i>Glycymeris nipponica</i> (YOKOYAMA)	C	N ₃₋₄	S	W
<i>G. rotunda</i> (DUNKER)	C	N ₃₋₄	S, mS	W
<i>G. pilsbryi</i> (YOKOYAMA)	R	N _{2-3(B)}	S	W
<i>Pseudogrammatodon obliquatus</i> (YOKOYAMA)	R	N _{1-B}	(G), S, M	W
<i>Samacar</i> sp.	R	N _{3-4(B)}	G, S	H
<i>Acar</i> n. sp.	R	N ₃₋₄	R, G	H
<i>Barbatia</i> sp.	R	N ₀₋₁	R	H, W
<i>Arca miyatensis</i> OYAMA, MS.	C	N	(R), G, S	W
<i>Galactella symmetrica</i> (RAEVE)	R	N ₀₋₁	R	H
<i>Septifer keeni</i> NOMURA	R	N ₀₋₁	R	W
<i>Volsella</i> sp.	R	N ₀₋₄	R, M	H-K
<i>Polynemamussium intuscostatum</i> (YOKOYAMA)	R	N ₃₋₄	S	W

<i>Chlanys nipponensis</i> KURODA	C	N ₁₋₂₍₈₎	R, G	W
<i>Ch. cosibensis</i> (YOKOYAMA)	R	N ₁₋₄	R, G, S	C, K
<i>Ch. vesiculosa</i> (DUNKER)	R	N ₂₋₄	S	W
<i>Pecten yessoensis</i> JAY	C	N ₁₋₄	G, S, (sM)	C
<i>P. tokyoensis</i> TOKUNAGA	R	N ₁₋₅	S	W
<i>Limatula japonica</i> A. ADAMS	R	N ₃₋₄ (B)	mS, M	W
<i>Lina quantoensis</i> YOKOYAMA	R	N ₃₋₄	(G), S	H
<i>Monia radiata</i> SOWERBY	C	N ₁₋₄	R, G, Sh	W
<i>Notostrea musashiensis</i> (YOKOYAMA)	A	N ₍₂₎₃₋₄ (B)	R, G, Sh	H
<i>Astarte hakodatensis</i> YOKOYAMA	R	[N ₁]	(S)	C
<i>Crassatellites oblongatus</i> (YOKOYAMA)	R	N ₄	S	W
<i>Cardita leana</i> DUNKER	R	N ₀₍₃₋₄₎	R, (G)	W
<i>Venericardia ferruginosa</i> (ADAMS et REEVE)	C	N ₃₋₄ -(B)	S	H
<i>V. ferruginea</i> CLESSIN	A	N ₍₃₎₄ -(B)	S	C
<i>Chama fragum</i> REEVE	C	N ₁₋₄	R, G, Sh	W
<i>Nemocardium samarangae</i> (MAKIYAMA)	R	N ₃ -B	S	W
<i>Cardium californiense</i> DESHAYES var.	R	N ₁₋₄	S	C
<i>Protothaca</i> sp.	R	N ₁₋₄	R, S	W, C
<i>Cadella? kesenensis</i> (NOMURA et HATAI)	R	N ₁₋₄	S	H
<i>Spisula bernardi</i> (PILSBRY)	R	N ₁₋₃	S	C
<i>Solen</i> cf. <i>gouldi</i> CONRAD	R	N ₀₋₁	S	W
<i>S. grandis</i> DUNKER	C	N ₁	S	W
<i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)	C	N ₁₋₄	S	W
<i>Myadora japonica</i> HABE	C	N ₄	S	H

BRACHIOPODA

<i>Terebratulina crossei</i> DAVIDSON	R	N ₄ -B	R, G, Sh	W
<i>Terebratalia gouldi</i> (DALL)	R	N ₄ -B	G, mS, M	W
<i>Laqueus rubellus</i> (SOWERBY)	R	N ₃ -B	R, G, S, M	W

(注) 種名に次ぐ第1行は産出頻度を示し、多(A)、普通(C)、少(R)に分けた。第2行は生息深度を示し、潮間帯(N₀)、上浅海帯(N₁)、中浅海帯(N₂)、亜浅海帯(N₃)、下浅海帯(N₄)、中深海帯(B)の区分を用いた。第3行は生息地の底質を示し、海図と同様、岩(R)、礫(G)、砂(S)、泥(M)、貝(Sh)、砂質(S)、泥質(m)、並びに浮遊性(P)の記号を使った。第4行は分布から水温に対する意義を求め、狭温性(H)及び広温性(W)暖流系、広温性(C)及び狭温性(K)寒流系に分けた。又不確実な場合には丸括弧()を、大胆に推定した場合には角括弧[]を用いて確実な場合と区別した。大山桂(1951)。

態から(第3図参照)、H2の下位にあるU6付近の層準にあるものと考えられる。ただし、多摩丘陵以北の地域では粗粒堆積層のためか、U6の鍵層はみられないが、房総半島地区ではU6-U8の下位の層位では部分不整合と厚い砂礫層の発達が見られ、上総層群中部の基底としている層位であるが、多摩丘陵以北の地域の基底もこの層準にあたるものと考えている。

Ⅱ. 5 中里層¹⁴⁾

命名 (大塚, 1937)。

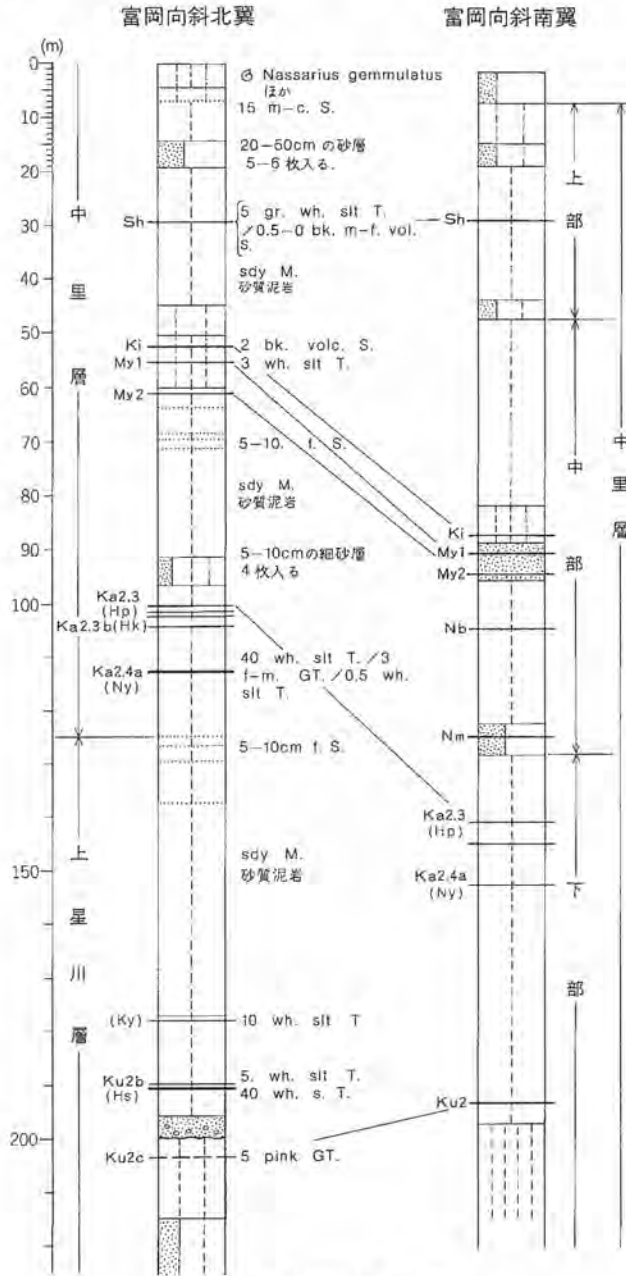
模式地 横浜市磯子区上中里。

層序関係 下位の小柴層を整合に覆い、上位の浜層に整合に覆われる。なお本層の中・下部の層位は

14) 中里砂質泥岩層(赤嶺ほか, 1956)、同(伊田ほか, 1961)に同じ

下位の小柴層と側方移行の関係にあり、地質図で本層下限の地層境としたものは層序断面図（第3図）にも見られるように層理面と斜交した形態をとっている。なお上位の浜層との層序関係の詳細は浜層の項で述べる。また後で上星川層の項で述べるように、本図幅南部地区の本層下部の一部は、北部地区における上星川層に含まれる。

岩相・層序及び層相変化 本層は主として塊状無層理の砂質泥岩からなるが、同岩層の層厚 30-40 m



第11図 中里層の地質柱状図

おきに5-10数mの泥勝互層や、数mの細砂層、泥質砂層を挟む。これらの岩相を境に本層を便宜的に上・中・下部の三つに区分し(第11図)、説明を加える。

全層厚約60-200mの本層のうち上部の約50mは最下部に3mの泥勝互層があり、中位に火砕鍵層Shを挟む。Shより上位約10mに5mの泥勝互層、その上位約10数mで*Nassarius gemmulatus* LAMARCKなどの貝化石を含む化石帯(水深20-30mの堆積環境と推定)があり浜互層と接する。中部の層厚約80mは最下部に5-6mの泥勝互層があり、中位にそれぞれ数mの細砂層と泥質砂層を挟む。なおこれらに火砕鍵層Ki, Myを挟み、また最下部の泥勝互層にもNm鍵層が挟在する。本層下部の約70mは無層理の砂岩泥岩からなり、下位の小柴砂層と接する。なお、本層の最下部付近にKu2鍵層、また中上位に火砕鍵層Ka2.3, Ka2.3b, Ka2.4aが挟在している。

富岡向斜南翼地区の本層は一般に東方に向かい層厚を減ずる。また本層の中部及び下部の層位が、下位の小柴層と側方移行する。これらの関係について、やや具体的に述べると、本層と小柴層は傾斜方向の各ルートで、いずれも数mの漸移帯を経て上下に重なるが、各ルートで本層下限の層準が著しく異なっている。地域的にみると小柴層の模式地である東海岸では、上部層の中位にあるSh鍵層の20m下位の層位、すなわち本層上部の層位が小柴層と接し、次いで同地点から西方2.5kmの本層模式地付近では、本層中部の中位にあるMy, Nb鍵層までが小柴層から本層に移行する。またその西方4kmの中野町の横浜に向かう国道付近では、本層下部の中上位にあるKa2.3a, Ka2.3b, Ka2.4aが、小柴層から漸移帯を経て本層に移行する関係がみられ、更に大船駅の北方の飯島町では、Ku2鍵層が本層の下限付近に挟在する。Ku2鍵層は小柴層のほぼ中位に挟在する鍵層であるので、本層の中・下部は小柴層の上半部と側方移行の関係にある。なお、移行関係については第2図に、また水平的には地質図のKa2.3, Ka2.3b, Ka2.4, の分布に典型的にみられるように、砂質泥岩からなる本層から、小柴層の上限の境に向かい、著しく収斂状に層厚を減じつつ凝灰質砂岩に移行する形態をとる。

分布・構造 本層はほぼ東西走向をもって細長く分布する小柴層の北側の地域に、また北西方向の軸をもつ富岡向斜の両翼に、4°以下の緩い傾斜で分布する。特に向斜軸部に近い南東翼では0.5°程度を示す。地域的には小柴海岸北方から西方へ、峰町、臼井、中野町、鍛冶町、飯島町から以北の地域に、また富岡向斜の北東翼では磯子区磯子、上大岡町、六ツ川町にほぼ東西走向で南に3-4°の傾斜で分布し、その以西の地域では相模層群に覆われてみられない。富岡から田中町を通るほぼ北西の軸をもつ富岡向斜は田中町以西では相模層群に覆われていて、同向斜軸の方向等については推定の域を出ないが、星川ドームの示す西北西の方向から、同向斜軸も北西性から西北西方向に向きを変えるものと推定される。またその軸部は相模層群の堆積盆の中心部とほぼ一致するようにもみられる。ただし、上総層群の示す向斜構造はその軸が東南方へ沈むのに対し、相模層群の分布は西方に沈む構造を示している。

次に本層分布の南限付近、すなわち下位の小柴層との境付近の構造の形態についてみると、小柴層の上部はほぼ東西走向を示すのに対し本層は北西ないし西北西の走向を示し、巨視的には小柴層の上限に対しアパットの分布を示すが、詳しくは、Ka2.3, Ka2.4の鍵層の分布にみられるように小柴層付近から北西及び西北西の方向に扇状に開いた分布を示す。これらの型態は、さきに〔層厚変化〕の項で述べたように、砂質泥岩からなる本層が著しく層厚を減じつつ凝灰質砂岩からなる小柴層に移行する関係が表現されたものである。

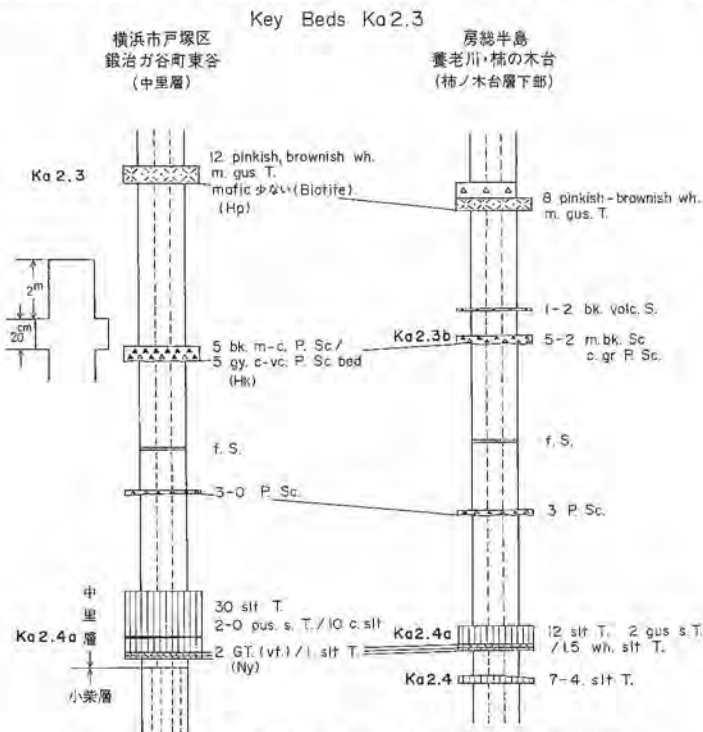
火砕鍵層 本層に挟在する凝灰岩は第11図に示したが、一般に薄く 10-20 cm 以下のものが多い。上位より Sh (磯子区中原町白旗), Ki (港南区日野町金井), My 1, My 2 (港南区宮が谷), Nm (港南区日野七曲), Ka 2.3, Ka 2.4 (房総半島養老川柿ノ木台層下部), Ku2a, b (房総半島養老川国本層上部) などがある。

Sh Sh (白旗火砕鍵層) は普通 2-5 cm の白色シルト粒凝灰岩とその基底に 0.5-1 cm の細一中砂粒のスクリヤが点在する。この鍵層は富岡向斜の南西翼では小柴海岸, 京浜急行線やつづか駅南方 600 m, 峰町や矢部野, 田中町の谷沿いに広く分布し, また富岡向斜北東翼では杉田町青砥, 中原町, 北限は森町まで, 上位 10 数 m にある泥勝互層とともによく追跡される。

これらは富岡向斜の構造及び中里層と上位の浜層との層序関係を知るために有効であった。なお, 本鍵層の分布の詳細については伊田ほか (1961) を参照されたい。

Ka. 2.3, Ka. 2.4 この地域の Ka 2.3, Ka 2.4 は第12図の左側にも示したように層厚 10 数 m の砂質泥岩層中に 3-4 枚の鍵層が挟在しており, これらは組合せになって富岡向斜の両翼に広く追跡される。これらの火砕層は伊田ほか (1961), 品田 (1959) での Hp, Hk, Ny¹⁵⁾ と呼ばれたものに相当する。なお, 第12図の右側に柱状図で示したように, 房総半島養老川流域の柿ノ木台層下部のものに対比されることから, ここではその名で呼ぶ。

Ka 2.3 は普通厚さ 10 cm 程度の桃色ないし黄白色の中砂粒ゴマシオ状 (重鉱物の含有の少ない) 凝灰岩であり, 重鉱物組成は紫蘇輝石 > 普通輝石 > 角閃石からなる。その下位の Ka 2.3b は, 厚さ 10 cm 程の



15) 伊田ほか (1961), 品田 (1959) では上位から Hp (東谷ピンクゴマシオ), Hk (東谷黒ゴマ), Ny (西谷) としたものに於たる。

黒色スコリヤ質凝灰岩層で下位数 cm は灰色、粗砂ないし極粗砂粒の軽石混じりのスコリヤからなり、上位数 cm は黒色中砂粒のスコリヤからなる。なお上記のような下位が粗粒で上位へ細かくなる粒度分布の特徴は連続する。重鉱物組成は紫蘇輝石>普通輝石>角閃石である。

Ka2.4a は厚い部分で40数cm、上位40 cm は白色シルト粒の凝灰岩層からなり、下部 2cm に極細砂粒のゴマシオ凝灰岩があり、最下部には 1-1.5 cm の粗粒シルト-シルト粒の凝灰岩層が付く。上記の下位の粒度上の特徴は第12図にも示すように広い地域で認められる。重鉱物組成は紫蘇輝石>普通輝石からなる。なお、養老川柿ノ木台層中で Ka2.4a の 1 m 下位の Ka2.4 は本地域ではみられない。

Ka2.3 グループは戸塚区東谷、西谷、飯島町に分布する。これらは砂質泥岩層中に挟在するが、この地域から東方へは、分布の項で述べたように各鍵層間の層厚を減じて収斂状に、小柴層との漸移帯を経て、更に東方の白杵峰町付近では小柴層中にみられる。

一方富岡向斜の北翼では、磯子区磯子町腰越付近から北西へ岡村町 2 丁目、南区大岡町 2-3 丁目、更に中里町 2-3 丁目から六ツ川町 1 丁目付近に追跡される。

Sh 鍵層と Ka2.3 グループの間には Ki (金井)、My 2 (宮ガ谷)、Nb (野庭口)、Nm などいずれも数 cm-10 cm の薄い凝灰岩層がある (第11図)。これらの鍵層は、富岡向斜の南翼では、日野町金井及び宮ガ谷から中谷に至る沢、その西側の沢沿いに分布する。なお上述の鍵層を挟む層厚は、白杵以西では小柴層に入るものと考えられる。ただし小柴層がクロス・ラミナを有する粗粒な堆積層であることから小柴層中では連続しない。

富岡向斜の北翼では、これらの鍵層は磯子区森町 2 丁目、磯子 3 丁目、相模層群の屏風ガ浦層の模式にあたる地域にみられる。なおそれ以外の地域では、相模層群に覆われてみられない。

対比 本層の模式地付近の層序と房総半島地区の標準層序である養老川流域の層序との対比は第13図に、また本図幅の北部地区及び多摩丘陵地区との対比は、層序断面図として第 3 図に示した。また上述の地域を含む地域の色刷の層序断面図は既に示した (三梨ほか, 1979)。

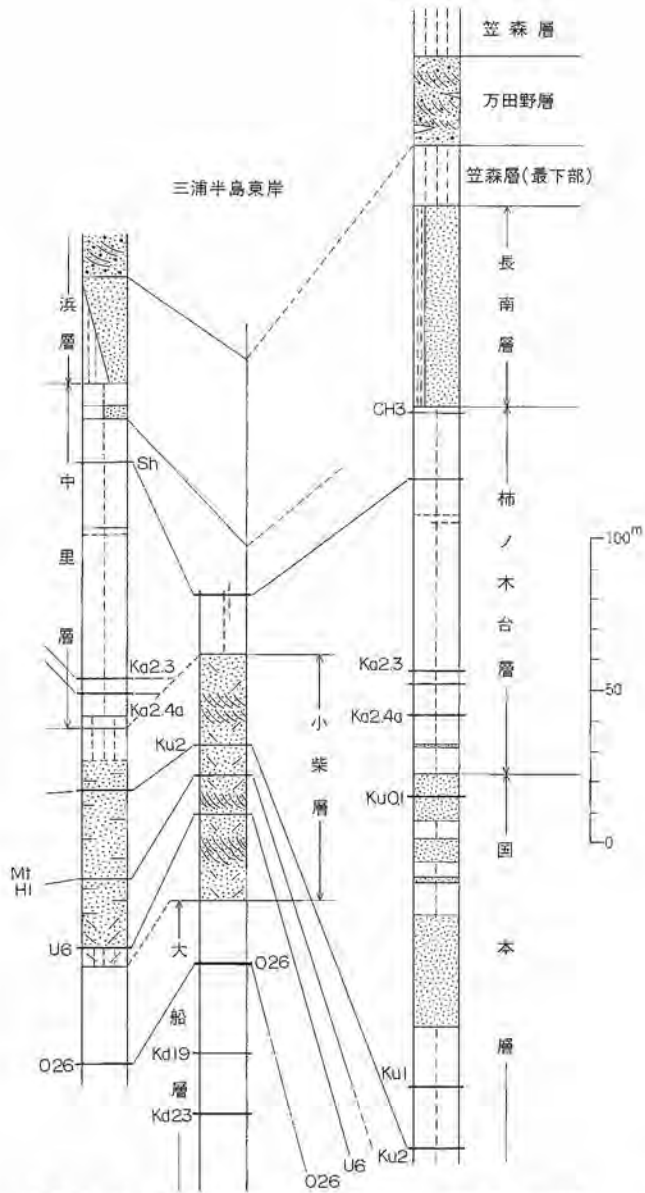
また本文ではこれらの対比の基準となった火砕鍵層の層序の肉眼的特徴、重鉱物組成については U6 グループ (第 9 図)、Ku2 (第 7 図)、Ka2.3 グループ (第12図) に示した。

ここでは、主要地域との対比について結論を簡単に述べ、また残された点などについて述べる。¹⁶⁾

本図幅の南部地区の下限の層位を Ku2 とすると、第13図にみられるように、養老川地域の層序の国本層上部から、その上位の柿ノ木台層に対比される。ただし同図にも示すように、柿ノ木台層の Ka2 と本層中の Nb などの鍵層、Ka1、Ch3 と Sh の対比については、共に薄い鍵層であることから、その特徴がつかみにくいが、鉱物組成などによる検討を要する。なお、柿ノ木台層の上位の長南層、万田野層を含めての対比は浜層の項で述べる。

堆積環境 大山 (1951) は貝化石から本層及び小柴層は、共に下浅海以浅の環境としており、特に小柴層は南東側に広がる島棚である可能性を指摘している。本層から小柴層への層相・層厚変化が収斂状の形態をとることは、既に述べたが、これらから、共に陸棚上において、相対的に沈降域と隆起域の関係にあり、本層と小柴層の地層境付近は両域の境付近にあたるものと推定している。

16) 杉原ら(1981)は、三梨の火砕鍵層対比のあやまりとして、三浦側の Ka 2.3 は、房総半島地区の Ka 2.6 だとしている。房総半島養老川沿いの柿ノ木台層の模式地での Ka 2.6 などの試料は、現地で三梨と共に採取し、一方横浜のものは杉原の採取したものであるが、これらのあやまりは鍵層番号のかぞえちがいなどから生じたものである。杉原ら(1981)が Ka 2.3 及び Ka 2.6 としたものは、ともに本図での Ka 2.4a としたものに当たる。



第13図 上総層群上・中部対比図 (三浦半島北部-房総半島養老川流域)

房総半島東岸付近では長浜層 (万田野層の一部) が不整合をもって下位層を侵食する (ほぼ U6 付近まで)。したがって、ともに整合関係にあり、岩相・層序の類似した両地域を対比した

また本層上限には *Nassarius gemmulatus* (LAMARCK) などの貝化石を含む化石帯があり、大山によりそれらは水深 20-30m の堆積環境とされているが、これらと本層の大部分が下浅海帯とする部位との正確な移行関係については未詳である。

Ⅱ. 6 浜 層

命名 (大塚, 1937).

模式地 神奈川県横浜市金沢区金沢町長浜検疫所付近。

層序関係 下位の中里層を整合に覆う。本層の最上部に含細礫砂層（後述）が発達するが、これらとも漸移整合の関係を示す。なお本層は新时期ローム層を除いては被覆層を欠き、相模層群との直接の上下関係はみられない。

層厚 60m+

岩相・層序 粘土質泥岩と微細砂との細かい泥勝互層（数mm単位で、一見湖成層状にみえる）、更に上位へ砂層の厚さを増して砂勝細互層となり、更に上位ではクロス・ラミナの発達する含細礫粗粒砂岩が発達する。

京浜急行杉田駅の西方約500m付近では（第13図左側最上部参照）、中里層中の鍵層 Sh から順次上位へ、砂質泥岩（10m）、泥勝互層（7m）、の層位に15cmの中一粗粒砂層がある。それより約5m上位に、*Nassarius gemmulatus* (LAMARCK) などを含む1m程度の貝化石を含む泥質砂岩層がある。この層位は海深20-30m程度の堆積環境であったと考えられている（大山桂の口述による）。これより上位は前述のように一見湖成層に似た微細な砂泥互層が始まる。なおこれらからは貝化石・有孔虫などは発見されていない。このような中里層との層序は杉田町から峰に向かう付近及び上中里付近で一般的にみられる。この付近での中里層は富岡向斜の軸部から南西翼にあたり、傾斜は0.5°程度の緩傾斜を示すが、上述のような層序関係で両層は平行して分布する。¹⁷⁾

杉田駅の南方では人家が密集し、両層の境についての露出はみられないが、京浜急行やつざか駅付近で造成が行われた折、見ることができた（図版3, 4, 5, 6）。ここでは鍵層 Sh から微細な泥勝砂泥互層、砂勝砂泥互層、クロス・ラミナの発達する含細礫粗粒砂に至るまでの層序がみられた。現在、やつざか駅南方200m付近では、微細な泥勝互層から砂勝互層への移行部がみられる。また海岸付近では、本層の下限付近の層位が、含礫泥岩、流状シルト岩からなる表層型海底地上層が発達する。なお海岸付近の層序については、当時立入禁止地区であったため詳しい調査はできていない。

分布・構造 本層は北西方向の軸をもち、南東側に沈む富岡向斜を中心とし5-6度以下の傾斜で分布する。地域的には、金沢区柴町の北方から堀口、富岡町を中心として分布し、また磯子区の上中里、杉田町、田中町では丘陵の上部を帽子状を呈して分布する。

本層は対比の項でも述べるように、富岡向斜部だけに分布し、本地域北部及び多摩丘陵地区には分布していない。

火砕鍵層 本層中には連続する火砕鍵層はみつかっていない。また凝灰質の部分も少ない。

堆積環境 これまで最下部を除いて貝化石、有孔虫とも無化石とされていたが、本層中下部の砂泥細互層の珪藻化石の分析¹⁸⁾をお願いしたところ次のような結果を頂いた。

2個の試料のうち砂層部分からは珪藻の殻は全くなく、泥質部にきわめてまれに検出される。

そのうち一つは、*Synera ulna* (NITZSCH) EHR, var. *ramesi* (HÉRIBAUD et PERA) HUST のみがきわめてまれに検出される。

本変種は淡水付着性種で日本の河川に広く分布する。殻含有類が極めて少ないという傾向がみられ、これと同時に淡水海綿の骨片の破片がまれに混じっている。後者は流水の清水域にみられるものである

17) これらについては伊田ほか(1961)の15,000分の1地質図を参照されたい。

18) 新潟県高田盲学校 長谷川康雄氏による。

から、その堆積環境もこうした状態であったと考えられる。これが殻数の少ないこと、種がただ一つであることに関係していると思われるとされている。

また他の一つの試料からは *Melosira sulcata* (EHRENBERG) KÜTZING がまれに見いだされる。

本種は north-boreal 型 (北部北方型) の付着性の種で、ときに浮遊性種として出現することもある。本試料中における殻の保存は悪く、大部分は周縁部が既に失われているものが多い。その堆積環境は堆積物の粒子などから汀線付近で水塊が流動した海域であったと考えられる。

また両資料から、他に中新世後期の海成層を特徴づける絶滅種である *Actinocyclus ingens* RATTRAY の殻がきわめてまれに出現することから、中新統からなる後背地があり、これらからの再堆積の場であったことを示すものとされている。なお前述の両資料は本層中位の近接層位のものであることから、その堆積環境は淡水性の環境でときに海水の浸入があるような堆積の場であったと考えられる。

一方本層準の環境について層序的にみると、本層準から約20m下位の本層最下部では水深20-30mの環境にあり、その後次第に淡水性の影響の強い堆積盆に移ったものと考えられる。また房総半島地区との対比で、下位の中里層が柿ノ木台層に対比されること、その上位の本層下部は長南層に、更に本層最上部のクロス・ラミナの発達する含礫砂層は長南層に岩相層序から対比されることは既に述べたが(三梨, 1979; 三梨ほか, 1979)。特に長南層が大山(1952)により最も寒冷な環境とされていることと本層下部から北部北方型の珪藻化石の発見されていることは環境的にも符合するように思われる。

なお万田野砂礫層の上部は黒潮系の環境を示すとされているが(大山, 1951)、本層最上部の含礫砂層部についてはこれまで無化石でその資料はない。珪藻化石などにより検討する必要がある。

しかし、寒冷化と淡水性堆積盆の形成とが密接に関連すると考えられることから、その主要な原因の一つとして海水準面の低下に求めたい。また万田野砂礫層の東延長にあたる長浜砂礫層は房総西部で部分的に不整合を呈するが、このような構造運動とも密接に関連するものと考えている。

対比 相模層群との関係

特に根拠を示したものはないが、本層が相模層群に覆われることがない(大塚, 1930)ことから、本層と相模層群とが同時のものではないか疑問も起きるが、これについては既に大塚(1937)、によって指摘されているように、①浜層は中里層を整合に覆うが、相模層群は中里層を浸食した急斜面を境としてその上位に不整合に横たわっていて層序関係を異にすること、②浜層は規則正しい互層をなすが、相模層群は一般に不規則な層理を示していること等を理由に浜層は相模層群と異なる層群に属するものとしている。

筆者らもこれと同意見であり、これに多少補足すると、①については、その境付近について層序的に追跡しても平行であること、また浜・中里層の漸移帯(5m±)は、相模層群に切られて分布すること(地質図としては伊田ほか(1956)を参照)など、②については層序が全く異なること及び一方が淡水成であり堆積環境が異なることが上げられる。筆者らは、本層は相模層群とは異なる層群、すなわち次に述べるように房総半島における上総層群中に対比している。

房総半島地区との対比

中里層の項で、同層が房総半島中部の養老川流域における柿ノ木台層に対比されることを述べた。本層中には火砕鍵層がみられないことから鍵層による対比はでき得ないが、第13図に示すような岩相層序から本層の砂泥互層部は長南層に、また最上部の含礫砂層部は万田野層に対比されると考えられる。

さきに堆積環境の項で述べたように、本層が淡水成でときに海水の浸入のある環境であり、一方長南層は海成であるが、共に寒冷な環境であることから妥当性があるものと考えている。

Ⅱ. 7 上星川層

命名 上星川(泥岩)層は徳永ほか(1949)によって保土ヶ谷区上星川付近を模式地として名付けられたものであるがここでは再定義して用いる。なお伊田ほか(1955)及び伊田ほか(1961)の橋樹(累)層としたものも本層に含まれる。

模式地¹⁹⁾ 横浜市保土ヶ谷区上星川付近及び中区、南区の丘陵下半部。

層序関係 富岡向斜北翼地域の中里層に整合に覆われる。本層の下限は星川ドームの核部の地下に没し、下位層との関係はみられない。

本層は第14図にみられるように鍵層の対比などから本図幅南部地域における小柴層の模式地の層厚的に中・下部の層準の異相である。また更に多摩地区に分布する層厚約700mに及ぶ地層とも同時期のものであるが(第3図)、岩相・堆積環境・層相の発達形態が多摩丘陵及びその以北の地域と著しく異なる。これらのことから本層は本図幅北部地域付近に限って用いることにする。

橋樹層(群)(大塚, 1932)、及び橋樹(累)層(伊田ほか, 1956; 伊田ほか, 1961)²⁰⁾では、旧橋樹郡(現在はその地名はなく、川崎市と横浜市に編入)に分布するということから名付けられたが、対比及び分布範囲に関することと、上述した理由からここでは用いない。

本層と下位層との関係は地表ではみられないことは既に述べたが、南部地域では本層と同時異相である小柴層と下位の大船層とは整合関係にあり、北部地域でも坑井資料などから下位の大船層とは整合関係にあるものと推定される。しかし、一方多摩丘陵北端部から以北の地域では、本層の相当層が本層より下位の上総層群下部、更にその下位の三浦層群、葉山層群を欠いて直接先第三系の基盤の上に不整合に接している。また第4図にみられるように本層は多摩丘陵地域の地層に比べ著しく収斂的に層厚を減じている地域にあっている。

岩相・層序・層厚 本層は中里層と類似の塊状砂泥岩、泥岩、泥勝砂泥互層や不規則な砂泥互層を挟む。層厚: 約170m。

本層の層序は第14図に示したが説明の都合上、本層を上部、中部、下部の三つに区分する。

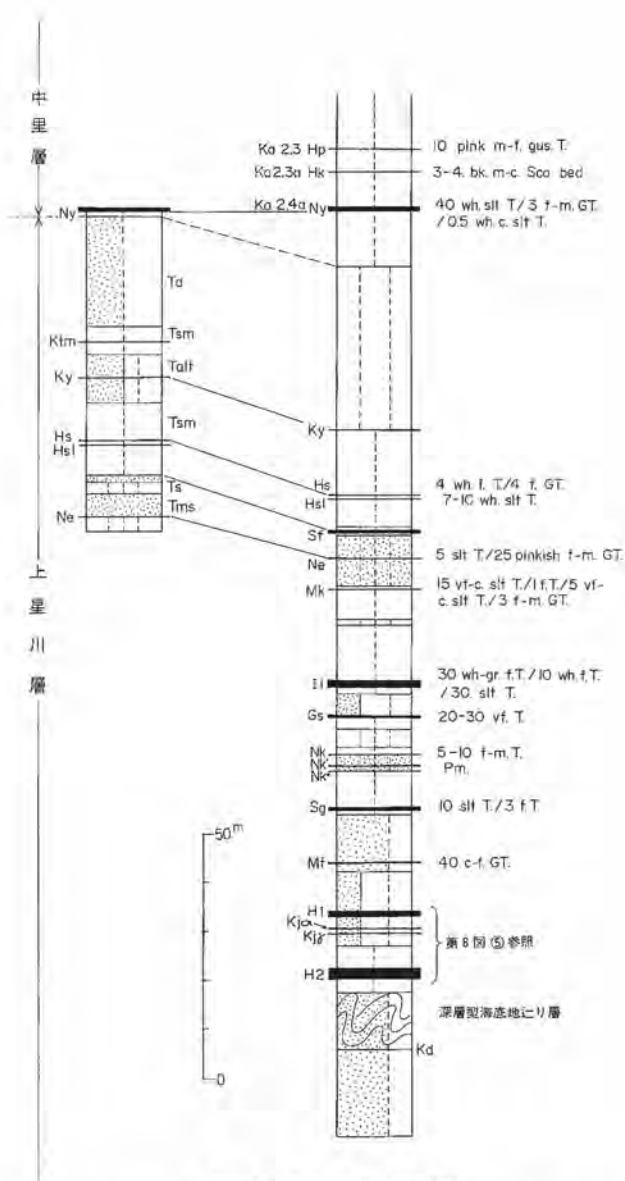
本層上部の上限は鍵層Ka2.3の直下の不規則な砂泥互層の始まりから、鍵層Hs実正寺の層準の7-8m下位の砂泥互層の始まりまでとし、中部は上記層準から鍵層Sg(浅間)の直下まで、下部はSg直下の不規則な砂泥互層からH2(第2星川)の約30m下位までみられる。

上部は層厚約50mであり、そのうち、上位の20mは不規則な互層、及び中位に10m程度の泥勝互層を挟む砂質の泥岩であり、この層準は礫子区では一般に塊状の砂質泥岩からなる。

中部は層厚55mであり、そのうち最上部の10mは泥質砂岩や砂層を挟む。下半部には、5m程度の砂泥互層、泥質砂岩層を挟む。下部は層厚約60mが地表でみられるが、そのうち最上位の10mと、下部30

19) 市街地帯のため露頭が保存される保証がないので広い地域をあげておく。

20) 伊田ほか(1956)、伊田ほか(1961)では本図幅北部地域に分布する地層のうち鍵層Ka2.4付近からH2付近までの地層を橋樹(累)層としたが、ここではその上半部は中里層に、下半部は上星川層に含まれる。



第14図 上星川層地質柱状図

mは不規則な砂泥互層からなり、その間に挟まれる層厚20mは泥勝互層及び砂質泥岩からなる。なお下部のうち鍵層H2より1m下位から約10+mは深層型の地盛り堆積層²¹⁾からなっている。

分布・構造 本層の上部は磯子区の北部、中区及び南区などに分布するが、その構造は鍵層Ka 2.3, Ku2などの分布にみられるように、西北西から東西走向で南へ3-4度傾斜を示して分布する。なお本層下部は雄子川沿いに西北西性の軸をもつドーム構造(星川ドーム)を示して分布する。

本層中部の層準は星川ドーム構造の外側に分布するが、鍵層Ii, Gs, Sgの分布及び沖積層堆積区に

21) 深層型海底地盛り層は一般に下限が面なし断層で境され、上限は正常層に覆われるが、ここでは下限の形状については確認されていない。

も赤点線で示したように、横浜港の南部を中心に南に向かい凹な緩い湾入状構造を示して分布する。

また上記の湾入状構造の北側、すなわち本図幅の北東端部にあたる地域は人口密集地区で露出が少なく詳細は不明である。しかし北隣図幅地域の鶴見区では、ほぼ国鉄鶴見駅付近を通る西北西性のドーム構造（鶴見ドーム）があり、その核部には本層の下部の層準から形成されている。

したがって上述の地域は星川・鶴見両ドームに挟まれた地域にあたることから、この地域では緩い向斜構造（2-3°）を示すものと推定される。

なお上述の地域の丘陵部の下には本層が分布するのであるが詳細が不明のため地質図では分布を省略してある。

対比・層相変化 本層は本図幅の南部地域の小柴層の中・下部に対比されることは小柴層の項でも述べた。ここでは本層とその以北の多摩丘陵地域との層相変化・対比について述べる。これらについては第3図の層序断面図に示したが、北方に向かい層厚を著しく増大する。例えば、星川ドーム付近で本層中部のMtからH2までの層厚は、17mにすぎないが、多摩丘陵北端では約400mに達し、約23倍に達する。なお岩相は砂層又は砂勝ちの砂泥互層に、また堆積環境は半鹹半淡成の地層に移行する。地層名では下位より平山層、連光寺層、稲城層、鶴見川層、生田層の下半部までが、MtからH2に挟まれた地層に相当する。なおこの地域の北方の加治丘陵の仏子累層（堀口ほか、1978）（層厚、約100m）の垂炭層を挟む粘土、砂岩互層（淡水成層）は、火砕鍵層の対比からは、この堆積時期の地層に相当する。

多摩地区の生田層より上位の飯室層はISg, NKの対比から本層中央部に、また高津層中のHs（久本）は本層中部のIi又はGsに対比される。Mt以上の火砕鍵層の対比については鉱物組成による検討を行っていない。

したがって多摩丘陵地域では本層上部とその上位の上総層群は分布していないことになる。

徳永ほか（1949）、KUWANO（1950）、郷原・徳永（1950）、赤領ほか（1956）、鈴木・北崎（1951）などでは、本層を本地域南部の大船層に対比しており、また多摩丘陵北隣地域との対比については、徳永ほか（1949）、KUWANO（1950）は上星川層と鶴見川層をともに大船層に対比し、その上位の生田・飯室・高津の3層を中里層に対比している。

また河井（1955）の火砕鍵層による対比とはほぼ同様である。

IV. 相模層群

神奈川県中央部、相模平野を中心とし、西は大磯丘陵地域から東は東京湾に至る地域に、更新世中期以後の堆積盆地（相模積成盆地²²⁾）がある。この地域は、戦後地質調査所石油課により、天然ガス資源探査の目的で調査が行われ、この盆地に堆積した第四系に対して、相模層群の名が与えられた（神奈川県、1955）。相模層群は、横浜市南部において、既然大塚（1930）によって調査されていた長沼層を基底とし、これより上位の沖積層までの地層をすべて含むものであった。成瀬・戸谷（1957）は、相模平野を中心とする地域の調査を行い、この中で上記相模層群から下末吉層以上の地層を除いたものを相模層群と再定義した。かつて大塚（1937）は、下末吉層とは分布地域を異にし、横浜南部の丘陵地を構成

22) 成瀬・戸谷（1957）。

する一連の更新統を長沼統²³⁾として下末吉統の下位においたので、成瀬らの相模層群とは、ほぼ大塚の長沼統に一致するものである。また、成瀬(1960)は、相模層群を下位から長沼層、屏風ガ浦層、多摩ローム層に区分した。長沼層と屏風ガ浦層との関係は、一部整合、一部不整合とした。

その後、関東第四紀研究会(1970, 1972, 1973, 1974a, b)は、横浜市北部及び南部地域を精査し、相模層群に関する知識を大幅に改めた。新提案の主な内容は、この地域の下末吉層の再検討、多摩ローム層や相模層群の細分であった。また遠藤・上杉(1972)は、西方の大磯丘陵の火山灰層との対比について提案した。これらはいずれも、多摩ローム層の細分とともに、大塚(1937)による長沼層から踊場砂層までの地層。また成瀬(1960)による長沼層、屏風ガ浦層などの海成層を5つの累層に区分し、それぞれ独立した更新世の海進期の堆積物を確認したものであった。

一方、町田(1971, 1973)、町田ほか(1974)も、大磯丘陵並びに本地域の火砕質鍵層の記載岩石学的な資料に基づき、両地域を対比した。この中で関東第四紀研究会などによる層序の一部を改訂した。

本報告の相模層群の層序は、基本的には、層序を一部改訂した関東第四紀研究会(府川, 1975)や、町田ほか(1974)の区分にほぼ等しい。また、相模層群は、最下位の長沼層から最上位の下末吉ローム層までを含んでいる。本層群の分布地域は、図幅内南西部の藤沢市渡内と、東部の東京湾岸の横浜市磯子区磯子を結んだ線よりも北方地域にある。このうち、渡内、磯子、及び北西部の横浜市戸塚区新橋町を結ぶ、ほぼ三角形をなす地域は、大塚(1937)により「戸塚湾」とよばれた地域であって、ここには相模層群の大部分が分布している。一方、図幅北部の台地地域は、本層群の最上位に相当する下末吉層及び下末吉ローム層の分布地域となっている。この地域は、矢部・青木(1927)の「古東京湾」の一部であって、上述の「戸塚湾」とは構造的にも異なる堆積盆地に属するものである。

なお、以下の層序各説の中で、上記の「戸塚湾」や「古東京湾」の名称が、それぞれの堆積盆地を分ける意味で使われている。

IV. 1 長沼層

命名 大塚(1937). 関東第四紀研究会(1973, 1974)再定義.

模式地 横浜市戸塚区長沼町.

層序関係 相模層群最下位の地層で、下位の上総層群を不整合に覆い、また、上位の屏風ガ浦層に不整合に覆われる。

分布地域 藤沢市北東部城廻周辺、横浜市戸塚区飯島町周辺、同区田谷町周辺など。

層厚 分布地域東部で約46m、西部で約54m(横浜サブ団研グループ, 1978)。

層序及び岩相 本層は、初め大塚(1930)により、「大船層」と「保土ヶ谷層」の間にある、含貝化石の泥層、砂層、砂泥互層などに対して名付けられたが、その後、「第四化石帯」を含む最下位の地層にのみ本層の名をあて、大船層に不整合に重なり、また田谷砂礫層に不整合に覆われるものと改められた(大塚, 1937)。ただし、後者との不整合については、あまり大きなものとは考えなかった。品田(1959)は、長沼層の上部の泥質岩が次第に粗粒となり、砂礫層(田谷層)に移化すると述べ、両者の間に不整合はみられないとした。一方Ujmé *et al.*(1963)は、長沼層から田谷層への堆積環境の変化や、長沼層上

²³⁾ 下位から、長沼層、(不整合)、田谷砂礫層、屏風浦砂泥互層、(不整合)、倉坪淡泥層、踊場砂層に区分。

部の層厚が地域により異なることから、不整合は野外では確認できない、としながらも、両者の間に若干の時間間隙の存在を考えている。また、関東第四紀研究会（1974）も、両層の間については品田の考えと同じく不整合は認めないが、長沼層から田谷層へと海進相から海退相への堆積サイクルを認め、両者は一連の堆積物であるとの見方から、これらを合わせて長沼層とすることを提案している。本報告では、層位区分については、関東第四紀研究会と同じ立場に立っている。なお、地質図では、下半部の泥質部と上半部の砂礫質部とを区分して、塗色している。

本層は下位より、最下部の砂礫層²⁴、下部の青灰色砂質泥層、中部の黄褐色砂礫層、上部の黄色中粒砂層が識別される。このうち、最下部の砂礫層及び下部の青灰色砂質泥層は大塚（1937）の長沼層に、また、中部の砂礫層及び上部の砂層は田谷砂礫層に相当する。第15図に、代表的な地点での本層の柱状図を示す。

最下部の砂礫層は、飯島町南部の丘陵地一帯に、上総層群を不整合に覆って分布する。特に飯島町から鎌倉市方面に向かう道路の切通しなどで観察される。下位より細礫を伴う細粒砂、軽石粒を含むシルト質細粒砂、クロス・ラミナの発達する細礫混じり中粒砂、軽石粒を含む細粒砂、泥炭質シルトなどからなり、全体で約5mである。基底から約4m前後の所に厚さ10-30cmのガラス質白色細粒凝灰岩（飯島凝灰岩, IJT）があり、鍵層として有効である。この凝灰岩は、横浜サブ団研グループ（1978）が「コシアン」と呼んでいるものに相当する。

長沼層の基底の不整合（長沼不整合）は、ときに基盤との境界が不明瞭となることがある。大船駅西方2km、藤沢市関谷の道路わき露頭では、第16図に示すような関係が観察される。この露頭の右手にあるのは上総層群大船泥岩層のシルト岩の角礫で、基盤とが接している。基質はやはりシルトからなるため、不整合面は不明瞭で、一見して整合に移化するかのように見える（満岡ほか、1977）。

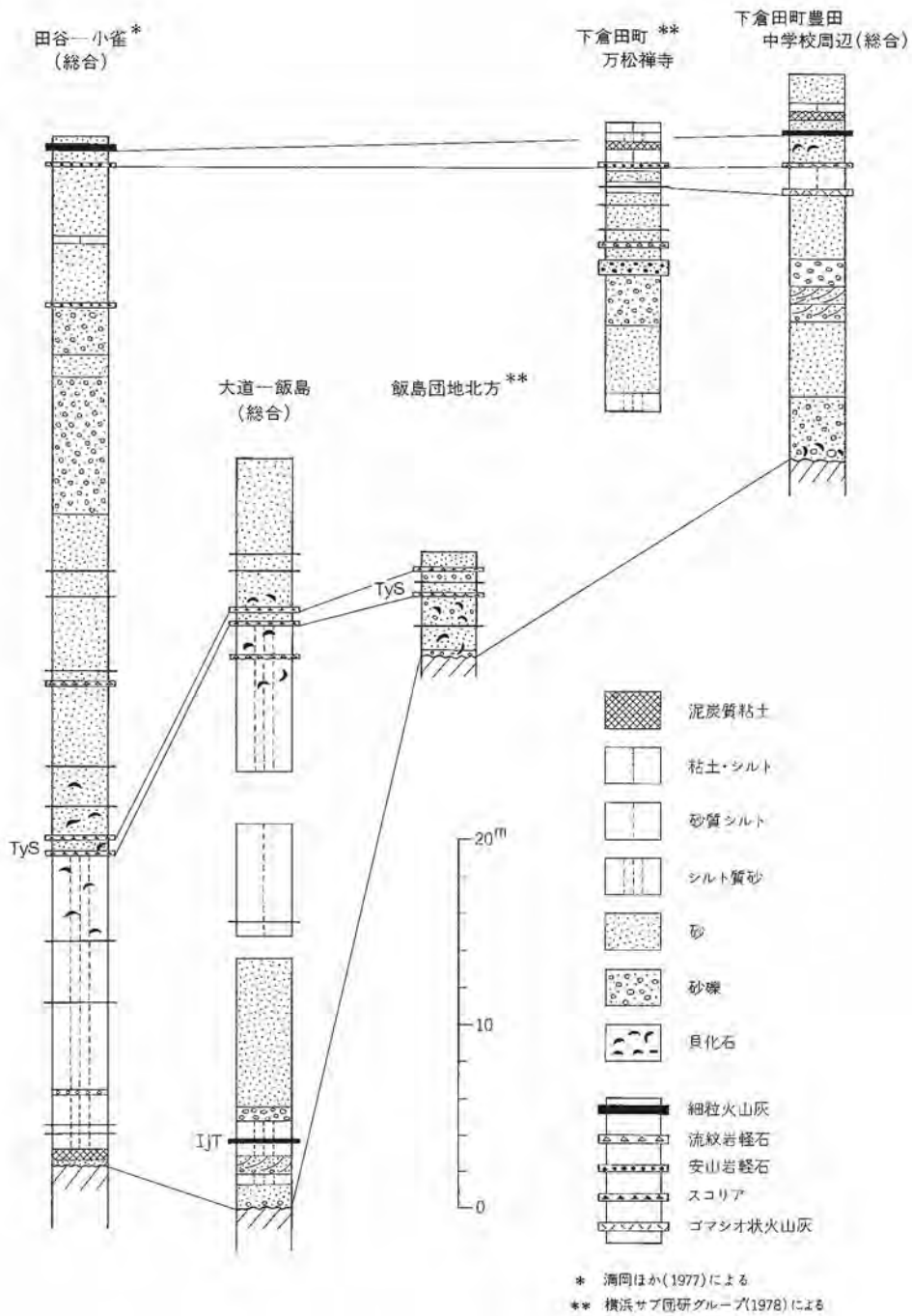
不整合面はまた、飯島町北方の長沼町や下倉田町付近において観察される。後述のように、長沼層が全体としてNE-SWの走向をもち、北西に5/100前後の傾きをもつのに対し、不整合面の高度はむしろ高まる傾向にある。このことから、長沼層の下半部は不整合面にアバットする構造を示す。古くから知られている飯島町北部の長沼層基底の不整合には、長沼層のほぼ中位の層準がアバットし、また下倉田町永勝寺付近では、長沼層中部の砂礫層、いわゆる田谷砂礫層の層準が直接基盤を覆っている（関東第四紀研究会、1974）。

最下部の砂礫層を覆って、塊状の青灰色砂質泥層又は泥質の細粒層が重なる。本層準は長沼層の中心部をなすものであって、厚さは20-30mを示し、藤沢市城廻周辺から横浜市戸塚区小雀町・田谷町・飯島町・長沼町・小菅谷町などの丘陵地に広く分布する。田谷町定泉寺の、通称「田谷の洞窟」はこの泥質砂層を人工的に穿ったものである。

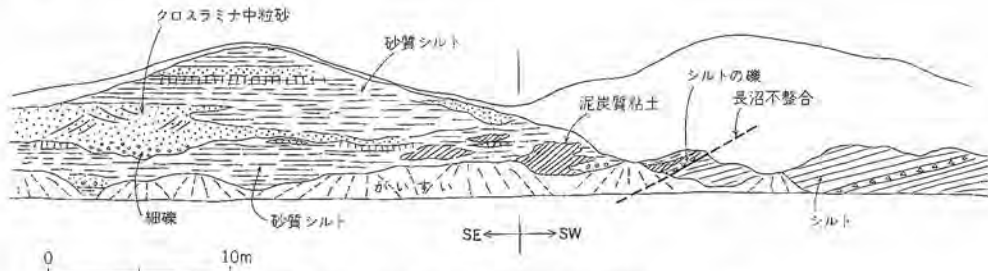
ほぼ中位層準には厚さ10-20cmの、直径20-30mmの粗粒な黒色スコリア層（田谷スコリア, TyS）²⁵が2枚ないし3枚あって、この層準の良い鍵層となっている。またこの層準には貝化石の産出も多い。産出貝化石種のリストを第7表に示す。Ujné *et al.*（1963）は本層の浮遊性有孔虫化石の採取には、このスコリア層を鍵とした。満岡ほか（1977）は、田谷、小雀付近の長沼層の厚さは35m前後で、このス

24) 地質図では下部の砂質泥層に含めて塗色されている。

25) 関東第四紀研究会（1974）は「田谷スコ」と呼んでいる。



第15図 長沼層地質柱状図



第16図 藤沢市関谷における長沼層基底の不整合 (スケッチ)

第7表 長沼層産貝化石表

<i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA & HABE)
<i>Tonna luteostoma</i> (KÜSTER)
<i>Siphonalia spadicea</i> (REEVE)
<i>Nassarius (Zeuxis) caelatus</i> (A. ADAMS)
<i>Ringicula doliaris</i> GOULD
<i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum hexagonum</i> GOULD
<i>D. (Antolis) septentrionale</i> KURODA
<i>Saccella gordonis</i> (YOKOYAMA)
<i>Anadara (Scapharca) broughtoni</i> (SCHRENCK)
<i>Striarca (Galactella) interplicata</i> (GRABAU & KING)
<i>S. (Didimacar) tenebrica</i> REEVE
<i>Chlamys (Chlamys) ferreri</i> (JONES & PRESTON)
<i>Pecten (Notovola) albicans naganumanus</i> YOKOYAMA
<i>P. (Mizuhopecten) tokyoensis</i> TOKUNAGA
<i>Limaria hakodatensis</i> (TOKUNAGA)
<i>Anomia cytaeum</i> GRAY
<i>Crassatella (Eucrassatella) nana</i> ADAMS & REEVE
<i>Lucinoma concentricum</i> (YOKOYAMA)
<i>Fulvia mutica</i> (REEVE)
<i>Callista chinensis</i> (HOLTEN)
<i>Clausinella (Placamen) tiara</i> (DILLWYN)
<i>Paphia (Paphia) naganumana</i> OTUKA
<i>Azorinus abbreviatus</i> (GOULD)
<i>Semelangulus miyatensis</i> (YOKOYAMA)
<i>Umitakea japonica</i> (YOKOYAMA)
<i>Myadora yokoyamai</i> (OTUKA) HABE

コリア層は基底から17mの所にあると述べている。また横浜サブ団研グループ (1978) は、飯島付近において長沼層の厚さは45.6mで、このスコリア層は下底から25m付近にあると述べている。なお、TySには、安山岩の岩片の他、石英斑岩の異質岩片を少なからず伴う。TySの上部は次第に粗粒となって、細礫を含むようになり、中部の砂礫層に整合に漸移する。

TySの層準の化石帯は、大塚 (1930, 1937) により「第四化石帯」とされているものに相当する。軟体動物化石については大塚が、また、底棲有孔虫化石については浅野 (1937)、浮遊性有孔虫化石については Ujue, et al. (1963) などの詳細な報告がある。それらによると、本層の堆積環境は、黒潮影響下の

浅海底で、横浜市飯島町、長沼町付近と比較し、西方の藤沢市城廻、同渡内付近の方が相対的に深い要素を含んでいる。

下部の青灰色砂質泥層を覆い、中部の黄褐色砂礫層が重なる。主な分布地は横浜市戸塚区田谷町にあって、田谷砂礫層の模式地とされていた(大塚, 1937)。しかし、大塚の田谷砂礫層は、本報告で後述する屏風ガ浦層の砂質部をも含むものであった。すなわち、大塚によれば、「田谷砂礫層」は、田谷町北方の金井町付近で上位の「屏風ガ浦砂泥互層」に整合に覆われるとされているが、田谷町において、大塚の「田谷砂礫層」のほぼ中に明瞭な不整合があり、上半部の砂質部は本報告の屏風ガ浦層に相当するものである。

砂礫層は、東海道線の西側で厚さ10m(満岡ほか, 1977)、東側で7.4m(横浜サブ団研グループ, 1978)あって、円磨された細礫ないし中礫を含む砂層で、一般にクロス・ラミナが発達している。概して西方地域に礫が多い。なお、前述のように、戸塚区下倉田町永勝寺西方の谷底、水田用水路の底では、基盤の中里層を直接不整合に覆う貝化石を含む砂礫層が観察された(第18図, ④)²⁶⁾。

長沼層の最上部を占めているのは、黄色中粒砂層で、東海道線西側では戸塚区小雀町堤谷一帯、また東側では戸塚区下倉田町永勝寺付近などに分布する。下位層に比較し、やや火砕物質に富み、凝灰質の泥層などを挟む。層厚は東海道線西側で9m、東側で12m程である(満岡ほか, 1977, 横浜サブ団研グループ, 1978)。分布地域では、どこでも後述の屏風ガ浦層に不整合に覆われている。なお、本層最上部には、泥炭質粘土層が挟まれることがあり、長沼層を堆積させた海が浅海化し、干上がる様子を暗示している。上位は屏風ガ浦層に不整合に覆われてはいるものの、削剥量は大きくないものと推定される。

このほか、本層中には数枚の特徴のある火砕質鍵層が挟まれ、小地域の対比にとって有効である。

以上は、長沼層が模式的に分布する長沼町、田谷町付近についての記述であるが、この他横浜市港南区日野町、日野公園墓地周辺、磯子区汐見台などにおいて、基盤中里層に不整合に重なる砂質泥層、これを覆う含礫中粒砂層の分布が認められる。特に目立つ火砕物の層は確認できないが、岩相からみて、それぞれ上述した下部の砂質泥層、及び中部の砂礫層、上部の砂層に対比し得るであろう。

構造 本層基底の不整合面は、個々の露頭においても確認できるように、起伏のある谷地形を示す場合が多い。しかし、埋谷性の泥炭層や砂礫層の堆積物は最下部の砂礫層のみで、海域の下部の砂質泥層はほとんど平坦な構造を示す。走向は北東-南西で、北西方向に4/100前後で傾き下っている。

対比 本層基底の不整合(長沼不整合)は、相模層群基底の不整合でもあり、下位の上総層群の構造を大きく切っていることは従来から知られていた。かつては鮮新世・更新世の境界と考えられたこともあった。この不整合は房総半島における同時期の地層中の不整合とも対比されていたが、幾つかの見解があった。

例えば小池(1957)は、相模層群基底の不整合を、房総半島「成田層群」(下総層群)基底の不整合に対比するという案について述べている。青木(1964)は、主として有孔虫化石群集の比較から長沼層は房総半島の万田野層や佐貫層に対比されるものとして、むしろ長沼層は上総層群に入れられるものとし、屏風ガ浦層基底の不整合を重視している。また三梨(1973)は、横浜地域の上総層群の最上部を占める浜互層は、房総半島の長浜砂礫層に対比できるとし、上総層群の構造を切って不整合に重なるとした東

26) 1975年頃には、既に暗渠とされ、観察不能となっている。

谷基底の境界を重視して、これを長沼不整合に対比した。

最近 Aoki *et al.* (1977) は、東谷層は万田野層に連続し、この基底は不整合ではないとする立場から、再び長沼不整合は房総半島の長浜不整合に対比し得ると強調している。同様の見解は、両地域の凝灰岩層中の火山ガラスや斜方輝石の屈折率を比較した杉原ほか (1978) によっても示されている。長沼層や上位の屏風ガ浦層は、上総層群上部の笠森層に対比されるという見解を述べている。

大磯丘陵との対比についても、古くから様々な見解が示されている。神奈川県 (1955)、成瀬・戸谷 (1957) は、長沼層を大磯丘陵の「二宮層」と対比している。しかし、いわゆる「二宮層」とされている地層は、実際には幾つかの不整合をもって境される地層群というのが実態である。なお、「二宮層群」を下位から妙見層、下田下部層、下田上部層に区分している春川ほか (1977) は、長沼層を下田下部層に対比している。

IV. 2 屏風ガ浦層

命名 榎山 (1930)。関東第四紀研究会 (1974) 再定義。

模式地 横浜市磯子区磯子、横浜プリンスホテル下。

層序関係 長沼層を不整合に覆い、平戸ローム層に整合に覆われる。

分布地域 横浜市戸塚区金井町一帯、同区戸塚町下郷和田付近・同区下倉田町一帯・港南区野庭町一帯・同区日野町吉原付近・同区上大岡一帯・磯子区磯子付近・南区別所町一帯・戸塚区名瀬町海老田付近など。

層厚 約 60m。典型的な発達をみる柏尾川流域では上部を欠き、約 36m。

層序及び岩相 本層は初め、榎山 (1930) により磯子屏風ガ浦において、基盤の中里層を不整合に覆う地層に対して命名されたが、大塚 (1937) により田谷砂礫層を整合に覆い、倉坪淤泥層に不整合に覆われる砂泥互層を主とする地層に対し、屏風ガ浦砂泥互層として再定義された。その後、関東ローム研究グループ (1960) や成瀬 (1960) は、下末吉層より一時期前の海進堆積物として屏風ガ浦層を位置づけた。

関東第四紀研究会 (1974) は、横浜市南部地域を精査して、分布地域と岩相を明らかにし、下限及び上限を定義した。本報告では、関東第四紀研究会 (1974) の定義をほぼ踏襲している。

本層は、長沼層に比較して側方への層相変化が著しい。しかし、大局的にみて、下位から最下部の泥炭質泥層²⁷⁾、下部の砂層、中部のスコリア質凝灰岩層、上部の砂層 (柏尾川流域では泥層) と 4 分することができる (第17図)。

基底の不整合並びに最下部泥炭質泥層は横浜市戸塚区田谷町の千秀小学校付近、あるいは同区下倉田町一帯などで観察される。不整合面は起伏に富み、谷地形を埋積するように、基底砂礫層、泥炭層、白色の粗粒軽石層 (下倉田パミス, SmP)²⁸⁾、砂質泥層などが重なる (第18・19図)。SmP は、厚さ 120 cm、粒径が 5-10 mm、最大のもので 40 mm のものもある発泡の良い白色軽石層で、下底部 15cm は粒径 2-

27) 地質図では下部の砂層に含めて塗色されている。

28) 関東第四紀研究会 (1974) は、「下倉田ガラパミス」と名付けている。

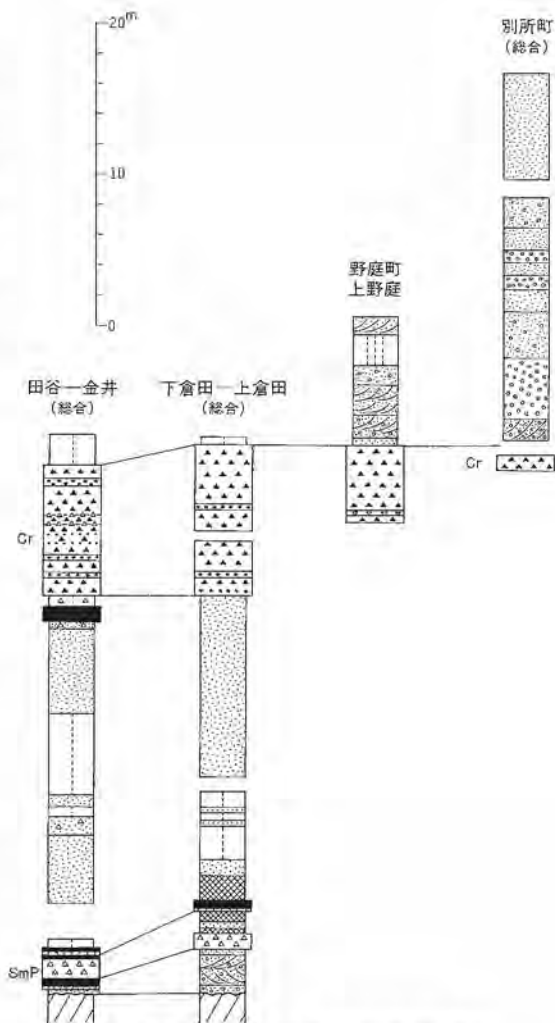
5 mm の細粒軽石である。顕著な厚さをもつ軽石層は一層のみだが、本層の上下4 m程にわたって、上位に2層、下位に1層の白色ゴマシオ状の薄い軽石層を伴う。これらはいずれも15 cm以下で泥炭層、泥層、あるいは礫混じりの砂層中などにあつて、側方に薄失することが多い。また主要な斑晶鉱物は無色鉱物のほかは、普通輝石・紫蘇輝石が大部分である。

SmPの分布地域は、上記柏尾川流域の他、港南区日野町下金井の北側の丘陵、磯子区磯子屏風ガ浦などである。前者は、1969年当時日野川の谷から野庭町野庭団地に向かう道路の工事の際確認された。後者は、屏風ガ浦層の基底から1 m前後の所にある軽石質な部分を指しているが、層厚、岩相には若干の差がある。

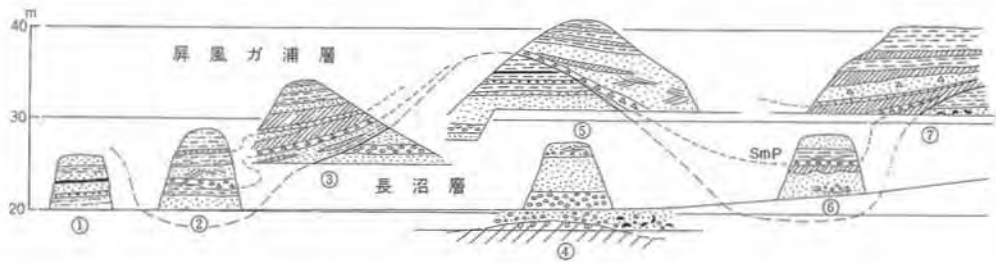
最下部の泥炭質泥層は、黄褐色の淘汰の良い下部の砂層に覆われる。ほぼ中位に泥層を挟むことがあるが、一般にはクロス・ラミナの発達した細粒砂層からなる。化石はほとんど含まれることはなく、火砕物質にも乏しい。このため、他の長沼層や、後述の上倉田層などの砂質部と岩相的にも類似し、区別が困難なこともある。

厚さは柏尾川西方の戸塚区金井町付近で最も厚く、22-23 mと見積られる。主な分布地域は、上記金井町の他、戸塚区戸塚町下郷、同区小菅谷町西谷北方の丘陵頂部付近、港南区野庭町の野庭団地一帯などである。屏風ガ浦層模式地の磯子屏風ガ浦では、泥層を主とし、クロス・ラミナの発達した砂層がレンズ状に挟まれるという層相を示す。厚さは4 m前後と薄く、堆積盆地の周縁相であることは明らかである。このほか、本牧台地でも本層の連続が確認され、関東第四紀研究会(1974)は、戸塚地域とは異なる「古東京湾」側の堆積物であると推定している。

下部の砂層は、厚さ約10mの中部のスコリア凝灰岩(Cr)に整合に覆われる(伊田ほか, 1961)。浅海性の砂泥層を主とする屏風ガ浦層の中で、Crは極めて特異な岩相を示している。全体として暗褐色のスコリア質火山灰で、軽石の薄層を挟むこともあり、一見して粗粒な風成火山灰層を思わせる。一般に固結しており、浸食に対する抵抗も大きいことから、人家の背後の崖などを造っていることが多い。ま



第17図 屏風ガ浦層地質柱状図(凡例は第15図に同じ)



位置図



第18図 長沼層と屏風ガ浦層の不整合関係を示す露頭概念図
(横浜市戸塚区倉田町, 豊田中学校付近)



第19図 長沼層と屏風ガ浦層の不整合

れに二枚貝のモールドや流木を含み、水成層であることが分かる。数層準にわたり、直径2-3mmの青灰色又は風化して黄褐色を呈するスコリアの密集層を挟む。また最下部には、厚さ1m以下の黄灰色凝灰質粘土層があって、粒径1-2mm程の黄色軽石の薄層を数枚挟むことがある。

スコリア凝灰岩 (Cr)²⁹⁾の分布は、戸塚区戸塚町下郷、同区上倉田町原、同町堀之内、港南区野庭町下野庭の谷底、同区上大岡、磯子区磯子屏風ガ浦、南区別所町などにある。つまり西方の下郷から東京湾

29) 以下 (Cr) と略記する。

岸の屏風ガ浦まで、ほぼ西南西から東北東の方向に延びるのが追跡される。この分布は大略屏風ガ浦層の走向を示し、4/100以下の勾配で北方に傾いている。しかし北方に行くにつれ傾斜は小さくなるように、下野庭付近の(Cr)と北方の別所町付近の(Cr)とは、分布高度に大差がないことから知られるように、ほとんど水平に近い構造となっている。なお、(Cr)の北西への延長は、分布が未確認のため、さだかでない。いわゆる「戸塚湾」の北側には、中里層からなる丘陵地があって、「古東京湾」との間のバリアを形成していたと考えられているが(関東第四紀研究会, 1973, 1974)、(Cr)をはじめ、屏風ガ浦層の下半部を示す層は、この高まりにアバットしているものと推定される。

なお、柏尾川右岸の戸塚区下郷の北方では、(Cr)に上下に挟まれるようにして、*Crassostrea gigas*を含む青灰色泥層がある。露頭の条件は必ずしもよくないため、(Cr)の北方への層相変化は明らかではない。ところにより上倉田層以上の新しい地層が不整合に覆い、屏風ガ浦層の上限付近の層序を不明確にさせている。

(Cr)を覆う上部の砂層は、柏尾川沿いよりも、東方の磯子区磯子町、同区岡村町、港南区上大岡町、南区大岡、同区別所町の丘陵頂部などに分布が認められる。この付近は都市化が古くから進んでいる地域で、露頭の条件が悪いこと、上部の砂層中には目立った鍵層も確認できないことなどから、詳細は明らかではない。しかし大略のところ、下半部は泥層からなり上半部は細礫混じりの砂層からなる傾向がみられる。厚さは磯子、岡村町付近で約30m、別所町付近でクロス・ラミナの発達した中礫、細礫を含む砂礫層が約25mあって、いずれの地域も上限が後述の山王台ローム層や下末吉ローム層に不整合に覆われる。

戸塚区北部の岡津町稻荷谷、名瀬町海老田などの地域には、基盤の砂質泥岩からなる中里層を不整合に覆い、基底礫岩に始まる泥質砂ないし砂質泥層がある。不整合面には穿孔貝の生痕が穿たれ、泥層中には植物片の他、*Anadara granosa*, *Cyclina chinensis*, *Crassostrea gigas*, *Macoma incongrua*, *Saxidomus purpuratus*, *Batillaria zonaris*等の内湾性貝化石を多産する。本層は大塚(1937)により屏風ガ浦層とされている。本報告では模式地の屏風ガ浦層、あるいは典型的な発達をみる戸塚南部の屏風ガ浦層との確実な対比はなされていないが、本層の基底付近には、(Cr)の一部とも思われる赤褐色のスコリア粒を含むこと、近くには後述する上倉田層が分布するが、岩相は異なり、上倉田層とは不整合関係にあると思われる露頭があることなどから、屏風ガ浦層の上部の砂層に相当し、「戸塚湾」北方の構造的な高まりにアバットしているものと判断した。

以上に述べてきた屏風ガ浦層の他、横浜市中区山手町、同区本牧町付近の海岸に面した崖線沿い、及び横浜市保土ヶ谷区宮田町、西区浅間町などには、断片的に基盤の上総層群を切った谷の中の谷埋め堆積物が認められ、本牧地域については大塚(1937)により、また浅間町地域については関東ローム研究グループ(1960)により、いずれも屏風ガ浦層として地質断面概念図、あるいはスケッチが示されている。

本牧地域の谷埋め堆積物は、基底礫岩に始まり、材化石や*Crassostrea gigas*などの貝化石を含む淘汰の悪い砂質泥層で、後述の戸塚層(=「保土ヶ谷礫層」)に不整合に覆われる。一方、浅間町では、青灰色の淘汰の悪い砂質泥ないし泥質砂層で、黒色スコリアの薄層を何枚も挟み、下末吉層に不整合に覆われる。また、材化石や炭質物の薄層を挟んでいる。

本層の植物化石を研究した尾崎(1971)は、両地域の植物化石群(第8表)には、かなりの差がある

第8表 屏風ガ浦層産植物化石表

(尾崎, 1971)

Species	Site	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
Pteridophyta						
Filices						
Polypodiaceae						
<i>Onychium</i> cf. <i>japonicum</i> KUNZU				r		
Gen. et sp. indet.		r				
Taxaceae						
<i>Torreya nucifera</i> SIEB. & ZUCC.	カヤ		c		r	r
Pinaceae						
<i>Abies</i> sp. cf. <i>A. firma</i> SIEB. & ZUCC.	モミ	c	c	c	c	c
<i>Tsuga</i> sp. cf. <i>T. sieboldii</i> CARR.	ツガ			r	r	
cf. <i>Pseudotsuga japonica</i> (SHIRASAWA) BEISSN.	トガサワラ		r	r		
Taxodiaceae						
<i>Cryptomeria japonica</i> D. DON	スギ				r	
Angiospermae						
Dicotyledoneae						
Salicales						
<i>Salix</i> sp.			r			
Betulaceae						
<i>Carpinus laxiflora</i> (SIEB. & ZUCC.) BLUME	アカシデ	c	c	r	r	c
<i>C. cordata</i> BLUME	サワシバ				r	r
<i>C. japonica</i> BLUME	クマンシデ	r				
<i>C. tschonoskii</i> MAXIM.	イヌシデ	r	r		r	
<i>C. sp.</i>		r		r		
<i>Ostrya japonica</i> SARG.	アサダ	r		r		
<i>O. sp.</i>		r				r
<i>Alnus</i> cf. <i>sieboldiana</i> MATSUM.	オオバヤシャブシ			r	r	
<i>A. sp.</i>		r	r	c		
Fagaceae						
<i>Fagus crenata</i> BLUME	ブナ	a	va	r	r	c
<i>F. japonica</i> MAXIM.	イヌブナ	a	r		r	
<i>F. sp.</i> cf. <i>F. hayatae</i> PALIB.	タイワンブナ	r	va	r	c	r
<i>Quercus acutissima</i> CARRUTH OR <i>Q. variaviris</i> BLUME		c	c	r		
<i>Q. salicina</i> BLUME	ウラジロガシ	c	c	va	va	va
<i>Q. glauca</i> THUNB.	アラカシ	c	a	a	va	c
<i>Q. acuta</i> THUNB.	アカガシ	a	a	a	va	c
<i>Q. myrsinaefolia</i> BLUME	シラカシ		c	r		
<i>Q. sessilifolia</i> BLUME	ツクバネガシ					r
<i>Q. serrata</i> THUNB.	コナラ		c	r	r	r
<i>Q. sp.</i>		a	va	a	r	c
<i>Castanopsis cuspidata</i> (THUNB.) SCHOTTKY	ツブラジイ				r	r
<i>C. sp.</i>		c	r	c	c	r

Species	Site	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
Ulmaceae						
<i>Zelkova serrata</i> (THUNB.) MAKINO	ケヤキ	r		r		
Moraceae						
<i>Ficus</i> cf. <i>erecta</i> THUNB.	イヌビワ			r		
Polygonaceae						
<i>Rumex</i> cf. <i>acetosa</i> LINN.			r			
<i>Polygonum</i> sp.						r
Magnoriaceae						
<i>Magnolia</i> cf. <i>obovata</i> THUNB.	ホオノキ	r		r		
<i>Illicium religiosum</i> SIEB. & ZUCC.	シキミ	r	r	r	c	r
Lardizabalaceae						
<i>Akebia</i> cf. <i>quinata</i> DECNE	アケビ	r				
Lauraceae						
<i>Neolitsea</i> cf. <i>sericea</i> (BLUME) KOIDZ.	シロダモ	r				
<i>N.</i> sp.			r	r		c
<i>Actinodaphne lancifolia</i> (SIEB. & ZUCC.) MEISN.	カゴノキ		r		c	
<i>A.</i> sp.		r	r	r		
<i>Lindera</i> sp.				r		
<i>Machilus thunbergii</i> SIEB. & ZUCC.	タブ	c	c	c	va	a
<i>Cinnamomum japonicum</i> SIEB.	ヤブニッケイ	r		r		
<i>C.</i> cf. <i>camphora</i> (LINN.) SIEB.	クスノキ				r	
Saxifragaceae						
<i>Deutzia</i> sp.		r				
<i>Hydrangea</i> sp.		r				
Hamameridaceae						
<i>Hamameris</i> sp.				r		
<i>Distylium racemosum</i> SIEB. & ZUCC.	イスノキ		r	r	r	a
Legminocae						
<i>Wisteria floribunda</i> DC.	フジ	a		c	r	r
Gen. et sp. indet.		a		c	c	
Anacardiaceae						
<i>Rhus</i> sp.		r		r		r
Aceraceae						
<i>Acer mono</i> MAXIM.	イタヤカエデ	r	r	r		r
<i>A. palmatum</i> THUNB. var. <i>palmatum</i>	イロハモミジ	r		r		r
<i>A.</i> sp.		r			r	r
Sapindaceae						
<i>Sapindus</i> sp. ?		r				
Tiliaceae						
<i>Tilia</i> sp.			r			
Theaceae						
<i>Eurya japonica</i> THUNB.	ヒサカキ	r	r			
<i>Cleyera japonica</i> THUNB.	サカキ	r		r	c	c
Araliaceae						
<i>Kalopanax septemlobus</i> (THUNB.) KOIDZ	センノキ	c		r		

Species	Site	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
Cornaceae						
<i>Cornus kousa</i> BUERGER	ヤマボウシ	r				
Styracaceae						
<i>Fraxinus</i> sp.			r			r
Monocotyledoneae						
Gramineae						
<i>Sasa</i> sp. ?		r		a	r	
Gen. et sp. indet.		a	r	c	r	

Site No. 1 横浜市磯子区間坂南, 磯子プリンスホテル北の段地 No. 2 磯子区左藤内, 磯子工業高校入口北側民家裏崖 No. 3 南区六ツ川町 No. 4 保土ヶ谷区狩場町, 国道1号線横, 三洋電機倉庫横団地 No. 5 保土ヶ谷区峰岡町, 峰岡小学校東大崖

と指摘している。前者は主に暖帯の照葉樹林帯のカシを主体とする組成, 年平均気温では現在より 2°C 強低いとされるのに対し(尾崎, 1971), 後者は, 遠藤誠道(1933)によって温帯落葉樹林帯でブナを主とし, 現在より $4-5^{\circ}\text{C}$ 低かったとされている。これらの両地域の対比については, 火砕質鍵層などの確実と言える資料を欠くため疑問は残るが, 本報告では従来の見解を踏襲して屏風ガ浦層としておく。

構造 本層の分布地域を2大別すると, 横浜南部のいわゆる「戸塚湾」地域と, 横浜中央部の浅間町や本牧に断片的にみられる谷埋めの地域である。前者は南方の現相模湾方向に開いた湾の一部である。構造的にみると, 南部において ENE-WSW の走向, 2° 以下で北方に傾斜し, 「戸塚湾」中央部ではほとんど水平となって, 北部では南傾斜となる。後者は, 北東方に開いた「古東京湾」の周縁部である。両湾が連結していたか否かは, 問題となる地域が東京湾の中にあつて明らかでない。関東第四紀研究会(1973, 1974)は, 屏風ガ浦層堆積期には「戸塚湾」と「古東京湾」が連続していたとする古地理図を描き, 屏風ガ浦期末を境として, 東西性の構造運動から南北性の変動に次第に変わっていった様子を指摘している。

対比 東京湾を挟む, 横浜地域と房総地域との対比に関する意見は種々示されている。例えば NARUSE(1961)により屏風ガ浦層は房総半島の藪層に, また三梨(1973)により, 地蔵堂層に対比されている。

IV. 3 平戸ローム層³⁰⁾

命名 府川(1975)。

模式地 横浜市戸塚区品濃町及び同区平戸町の境界の丘陵頂部。

層序関係 屏風ガ浦層を整合に覆う。上倉田層との関係は不明だが, 山王台ローム層に不整合に覆われる(第20図)。

分布地域 横浜市戸塚区品濃町, 同区平戸町の模式地, 及び同区名瀬町戸塚カントリークラブゴルフ場南縁付近。

層厚 8 m 以上。

層序及び岩相 本層はもともと関東第四紀研究会(1973, 1974)により, 後述の西根ローム層に対比

30) 本層の分布が極めて局地的であるため, 地質図には示されていない。

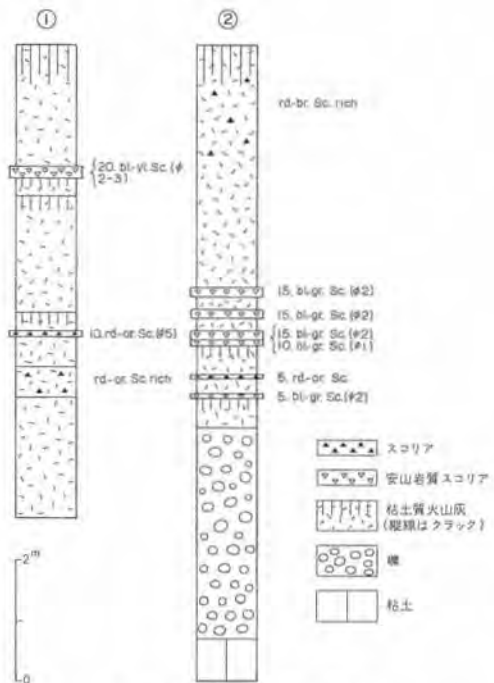


第20図 平戸ローム層と山王台ローム層，下末吉ローム層の層序関係を示す露頭

されていたが，それは西根ローム層が屏風ガ浦層を整合に覆うと考えていたことによるものである。関東第四紀研究会は，将来の調査の進展に伴い，別層準として位置づけられる可能性を指摘しつつも，上記のように結論した。しかしその後の調査では，本層と西根ローム層とが異なるものであることが明確となったために，模式的な層序が確認できる地域名をとって，平戸ローム層の名が与えられた。

本層の分布地域があまりに局部的であるために詳細は不明だが，確認されている層序を第21図に示す。主として暗褐色のスコリア質風化火山灰層からなり，青灰色の安山岩質スコリア層などを数枚挟む。これとって特徴のある層に乏しいため，平戸町と名瀬町の2地域の対比も完全にはなされていない。

なお平戸町においては，本層は中礫ないし大礫からなる円礫層を覆っている。礫層はいわゆる「クサリ礫」状を呈しており，砂岩，頁岩などは風化のため容易に削ることができる。その他，丹沢系の緑色岩類の大礫なども含まれ，多摩丘陵の御殿峠礫層とも岩相が酷似する。これらの岩相は，丹沢山地に源をもつ河川の扇状地礫層であることを暗示する。厚さ3.5 mの礫層の下位には青灰色の泥層があり，貝化石のモー



第21図 平戸ローム層柱状図

- ① 横浜市戸塚区川上町，戸塚カントリークラブゴルフ場南方
② 横浜市戸塚区品濃町，白旗神社北方

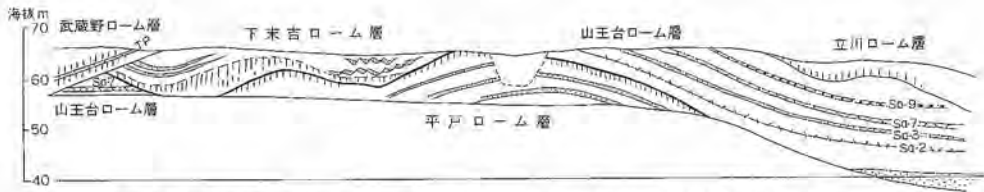
略記号説明（第26, 31, 35, 39, 41図に共通）

層厚—数字（単位 cm）

色—bk 黒色，bl 青色，bl-gy 青灰色，bl-yl 青黄色，br 褐色，br-bk 褐黒色，gu-gr 緑灰色，gr 灰色，gr-wh 灰白色，or-yl 橙黄色，pk-br 桃褐色，rd 赤色，rd-br 赤褐色，rd-or 赤橙色，yl 黄色，yl-or 黄橙色，yl-wi 黄白色，wh 白色，wh-gr 白灰色，wh-pk 白桃色，gus ゴマシオ状

粒子—Bi 雲母，GT ゴマシオ状タフ，L 岩片，P 軽石，S 火山砂，Sc スコリア，T タフ

粒径—（ ）内の数字（単位 mm），cl 粘土サイズ，sd 砂サイズ，slt シルトサイズ



第22図 横浜市戸塚区名瀬町，戸塚カントリークラブ・ゴルフ場南縁部の露頭（スケッチ）

ルドを含む。

礫層と泥層はここでは整合とみなし、いずれも屏風ガ浦層に含めておくが、礫層の基底に不整合があり、屏風ガ浦層とは別層位のものとする見方もできる。特にこのような風化礫を示す層相は、屏風ガ浦層では見当らず、屏風ガ浦層であるとする積極的な根拠はない。

また、名瀬町における平戸ローム層は、調査の時点では下底がかくされており、他の地層との層位関係は不明であった。しかし、平戸ローム層を不整合に覆う山王台ローム層とともに、地形なりに湾曲した堆積状態を示しており（第22図）、基盤の上総層群を直接覆った疑いがある。

Ⅳ. 4 上倉田層

命名 関東第四紀研究会（1973）。

模式地 横浜市戸塚区上倉田町遣ヶ谷東側の丘陵付近。

層序関係 屏風ガ浦層を、谷地形をなす起伏のある不整合面をもって覆い、山王台ローム層に整合に覆われる。山王台ローム層下部とは、一部指交関係にある。

分布地域 分布地域は2大別できる。1つは図幅西部の「戸塚湾」地域で、模式地の横浜市戸塚区上倉田町付近を含み、同区舞岡町南部丘陵地域、港南区上永谷町及び下永谷町一帯、戸塚区品濃町白旗山周辺、同区前田町及び秋葉町一帯、同区名瀬町及び川上町の川上団地一帯など。他の地域は、「古東京湾」地域で図幅の中央部に位置し、横浜市南区六ツ川町、同区永田町山王台周辺、保土ヶ谷区狩場町一帯など。両地域を分ける保土ヶ谷区権太坂から南区別所町にかけての地域には、屏風ガ浦層からなるバリアがあって、本層の分布はみられない。

層厚 模式地上倉田町付近で約50m、永田町山王台付近で約11m。

層序及び岩相 本層は、大塚（1937）の地質図や記載によれば、上倉田町付近では屏風ガ浦砂泥互層、上永谷町付近では踊場砂層とされている。本層を独立した1つの海進堆積物とした主な理由は、基底に明瞭な不整合を確認できること、ある程度の厚さを有する海成層からなること、上部が山王台ローム層という風成の火山灰層に覆われ、広い堆積面を形成していることなどによる（関東第四紀研究会、1974）。一方、町田ほか（1974）は、山王台ローム層（町田ほかの「港南テフラ累層」）に覆われる海成層を、港南層と呼んでいる。ただし、町田ほかによる「港南層」には、堆積面については説明が与えられているが、岩相、層序、下限の層位、分布などについての記載はない。

本層は、岩相からみて、おおむね3層に区分できる。下部は貝化石を含む青灰色の泥層を主とし、中部は淘汰の良い中粒砂層、上部は砂がちの砂泥互層からなる（第23図）。地質図では、下部の泥質部と、

中・上部の砂質部とに分けて塗色されている。最上部は、山王台ローム層とは指交関係にあるため、火砕物質に富むが、それを除いては全体として火砕物質には乏しい。最上部には、泥炭層を挟んだり、材化石を含むなど、陸化の傾向が明瞭である。

このほか、南区永田町、同区六ツ川町など「古東京湾」側に分布する本層は、砂礫層を主とする。

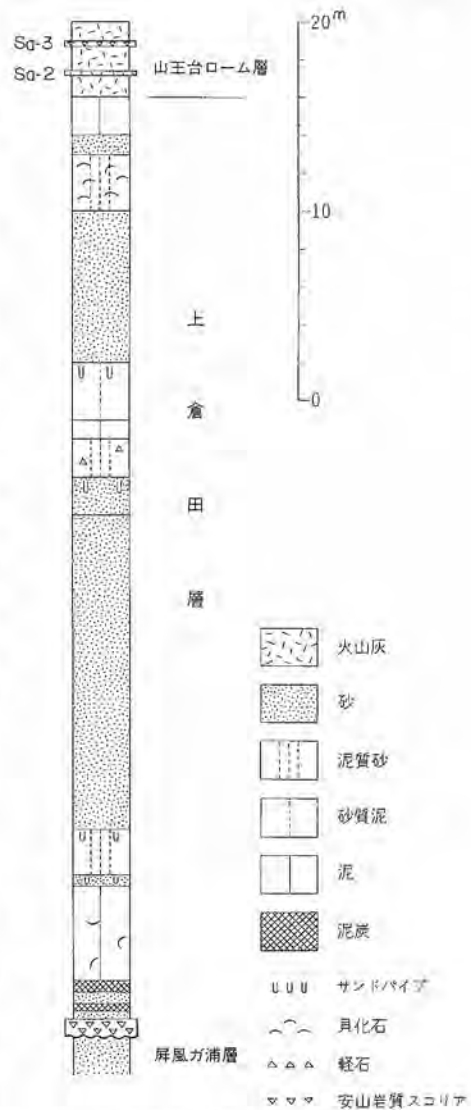
本層の下底部が観察されるのは、模式地の上倉田町遺ヶ谷の南の谷である。関東第四紀研究会(1974)は、下位の屏風が浦層との関係をスケッチで示し、やや詳細な記述を行なっている。これによると、下底の不整合面は屏風が浦層(Cr 付近の層位)を切る起伏のある谷地形をなし(第24図)、この谷を埋積した上倉田層の下底は、2-3mmの青灰色スコリア粒を含む砂層で、数層の泥炭層を挟む。この上に整合に重なる青灰色泥層は、乾燥すると細かい縦方向のクラックが生ずる、もろい砂質粘土からなる。泥層中には *Raeta yokohamensis* などの強内湾性の貝化石が含まれ、堆積形態から推定される環境と矛盾しない。

厚さ約10mの泥層の上位に、中・上部の砂層、砂泥互層が重なる。この層位関係が良く観察されていた戸塚区舞岡町南部、港南区上永谷町一帯は、宅地化のため丘陵地が大部分人工的に削削され、現在では、断片的にしかその層序が保存されていない。岩相は、最上部を除き、一般に火砕物質に乏しい砂層及び砂泥互層で、砂質部はクロス・ラミナが発達する中粒ないし細粒砂からなる。泥質物は砂質粘土

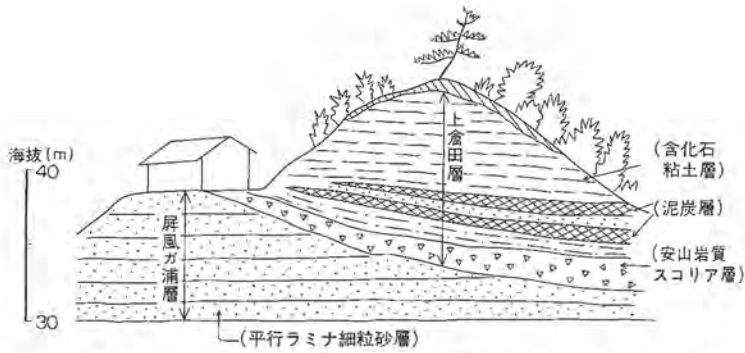
で、風化して黄灰色を呈することが多い。上位を覆う山王台ローム層との境界付近は、青灰色の安山岩質のスコリア粒や黄色軽石粒などを含む凝灰質の粘土層、泥岩層、淘汰不良の砂層などからなっている。

戸塚区吉田町の日立製作所南にある切通し周辺で、屏風が浦層の(Cr)の上に、貝化石を含む下部の泥層が覆う。この上には厚さ5.5mの細粒砂層及び淘汰不良の砂質泥層が重なり、山王台ローム層に覆われる。屏風が浦層との境界は植生のため観察不能で、下部の泥層の厚さは不明だが、ここでは上倉田層は全体でおよそ20mと見積もられる。

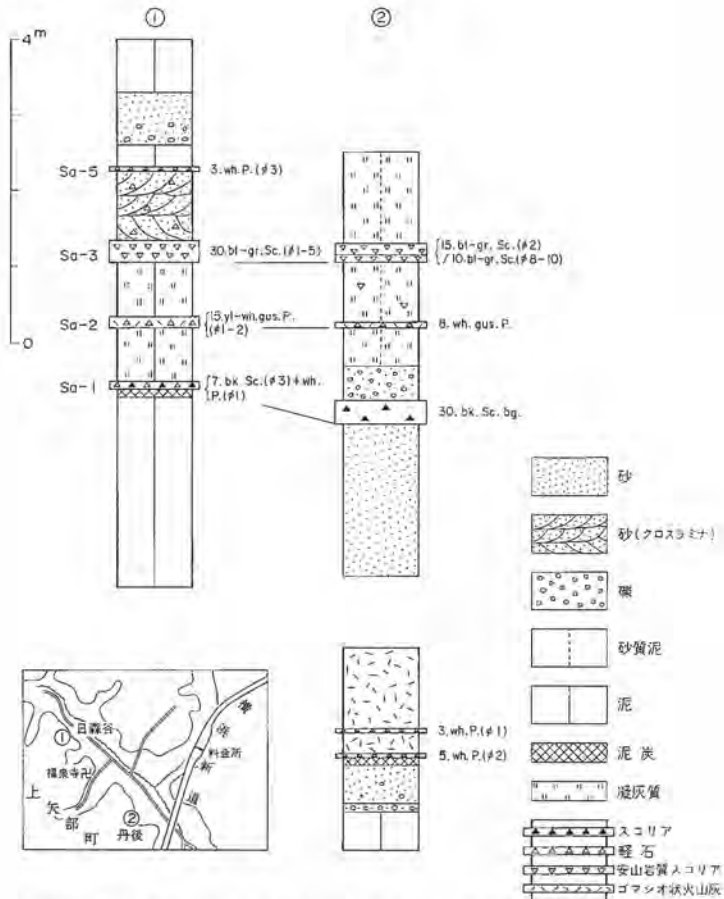
南区永田町、同区六ツ川町などでは、前述のように本層は砂礫層からなっている。基盤の上総層群を穿孔孔の生痕を伴う波食台状の平坦な不整合面をもって覆い、厚さ約11mの砂礫層が重なる。下半部6m



第23図 上倉田層地質柱状図
横浜市戸塚区上倉田付近(総合)



第24図 上倉田層と屏風ガ浦層の不整合関係を示す露頭スケッチ (戸塚区下倉田町)



第25図 上倉田層に挟まれる山王台ローム層中の火砕質層 (略記号は第21図に同じ)

は、まれに中礫を含む細礫層で、上半部 5 m は淘汰の良い中粒砂層からなる。

構造 上倉田層上限の時代は、厳密に言えば同時ではない。本層を整合に覆う風成の山王台ローム層

の最下部にある火砕鍵層が、地域により異なっているからである。上述のずれを生じていることは、関東第四紀研究(1974)や町田ほか(1974)によって指摘され、離水時の古環境を示唆するものと考えられている。町田(1973)は、本層の堆積面の高度分布を描いている。これによると、堆積面の高度は海拔70m強から40m付近にあって、堆積面形成後の構造的な変形を受けており、横浜市戸塚区、東海道線戸塚駅北方の上矢部町付近を中心として西方に開いている、半盆地状の構造を示す。

この構造はまた、上倉田層堆積時から継続していたものと推定される。すなわち、上記半盆地状構造の中心にあたる戸塚区上矢部町の日森谷、丹後付近では、後述の山王台ローム層の下半部を示す火砕鍵層のSa-1, Sa-2, Sa-3, Sa-5などが、完全に海成層中に挟在する様子を見ることが出来る(第25図)。これらの鍵層が存在する現在の高度は、海拔25m程度である。一方、上矢部町を取り巻く、同区名瀬町、前田町、秋葉町、港南区上永谷町などの丘陵地(海拔高度40-50m)に分布する上倉田層上部の岩相は、同じくSa-1からSa-5の層準は、材化石を伴う泥炭層や淘汰不良の砂層・泥層の互層からなり、あたかも、湖沼成か潟成の堆積環境を思わせる。

対比 町田ほか(1974)は、火山灰層の対比に基づいて、大磯丘陵と本地域の海成層とそれが造る地形面の対比を行っている。これによると、大磯丘陵の古期の風成火山灰層は上位よりT-AからT-Eまで5分され最下位のT-E層が覆う水成層はT-e層、これが造る地形面はT-e面とされる。大磯丘陵のT-e層は鴨沢層と呼ばれ、横浜地域のそれは「港南層」(本報告の上倉田層)で、いずれも風成火山灰層のT-E層に覆われている。

Ⅳ. 5 山王台ローム層

命名 関東第四紀研究会(1973)。

模式地 横浜市戸塚区前田町北部の川上町との境界をなす丘陵東端部。本層の全層序が確認できる地点は少ない。名称のもとである南区永田町の山王台は、模式地の東方2.4kmにあるが、上半部は後述の山王台古砂丘砂層により削剝されている。

層序関係 下位の上倉田層を整合に覆い、また、屏風ガ浦層、平戸ローム層を不整合に覆う。上部は山王台古砂丘層に不整合に覆われるほかは、下末吉層、下末吉ローム層、あるいはそれ以上の風成火山灰層に不整合に覆われるのみで、次項に述べる西根層や西根ローム層との関係は明らかでない。

分布地域 本層の分布地域は、古期のローム層の中では最も広い。分布地域は上倉田層を整合に覆う地域と、平戸ローム層以下を不整合に覆う地域とに、2大別できる。上倉田層を整合に覆う地域は、ほぼ上倉田層の分布地域の外縁部に相当する。一方、本層が直接平戸ローム層以下の地層を不整合に覆う地域は、戸塚区品濃町の平戸町との境界付近、同区名瀬町の戸塚カントリークラブゴルフ場南縁付近、港南区下永谷町東部の芹ヶ谷付近などである。

層厚 約20m。

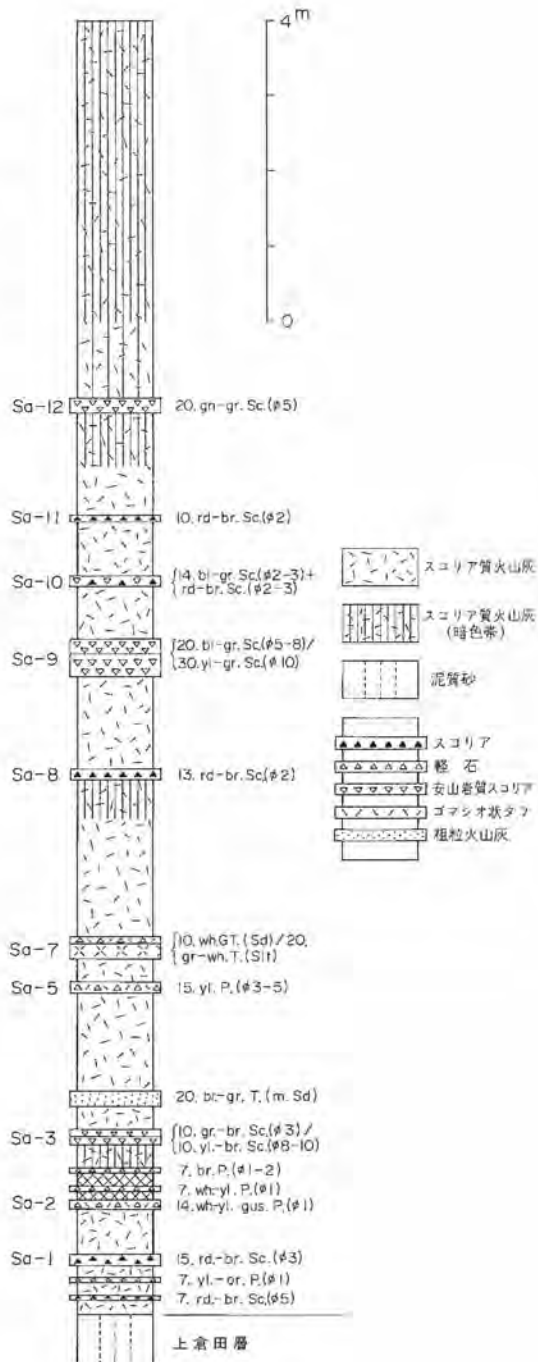
層序及び岩相 本層は関東ローム研究グループ(1960)、関東第四紀研究会(1970)、などにより、「屏風ガ浦層」を覆い、多摩丘陵の多摩ローム層とも岩相からみて類似しているという理由で、多摩丘陵の川崎市おし沼のいわゆる多摩Ⅱ面上のローム層に対比されていたものである。その後、先下末吉期の海成

層としてまとめられていた「屏風ガ浦層」は細分され、広義の多摩ローム層の層序も細分されるに及び(遠藤邦彦・上杉, 1972; 関東第四紀研究会, 1974; 町田ほか, 1974), 他地域との対比についても再検討の必要が生じてきた。町田ほか(1974)は、大磯丘陵の降下火砕物層の記載岩石学的な資料に基づき、遠藤邦彦・上杉(1972)や関東第四紀研究会(1974)による層序、他地域との対比について、一部修正した。なお、町田ほか(1974)は、本層を「港南ローム層」と名付けている。

一般的な岩相は、スコリア質の黄褐色ないし灰褐色風化火山灰層からなり、下半部には数枚の特色のあるスコリア層、軽石層を挟む。上半部は特徴のない黄灰色ないし青灰色の安山岩質スコリア層が数枚挟まれる。これらの火砕質鍵層は、関東第四紀研究会(1974)によって、下位より Sa-1 から Sa-13 までが識別されている(第26-28 図)。

模式地における本層の層序は、第26図のようになっている。下底から約5 mのところには、厚さ20cm 前後の灰白色または桃色を帯びた灰白色の、雲母を多量に含む細粒のタフ(Sa-7)があって、重要な鍵層となっている。上位に接して、厚さ10 cm 以下のゴマシオ状のタフを伴うことがある。灰白色の細粒の Sa-7 を水簸により、粘土分を除いても、同様にゴマシオ状を呈することから、本質的には同一のものであろう。有色鉱物では、雲母の他、角閃石、斜方輝石、磁鉄鉱が含まれ、無色鉱物は大部分が斜長石からなる。

Sa-7 の下位20-30 cm にある Sa-5 は、厚さ10-30 cm で、発泡の良い粒径3-5



第26図 覆式地の山王台ローム層地質柱状図 (戸塚区前田町、略記号は第21図に同じ)



第27図 山王台ローム層の露頭

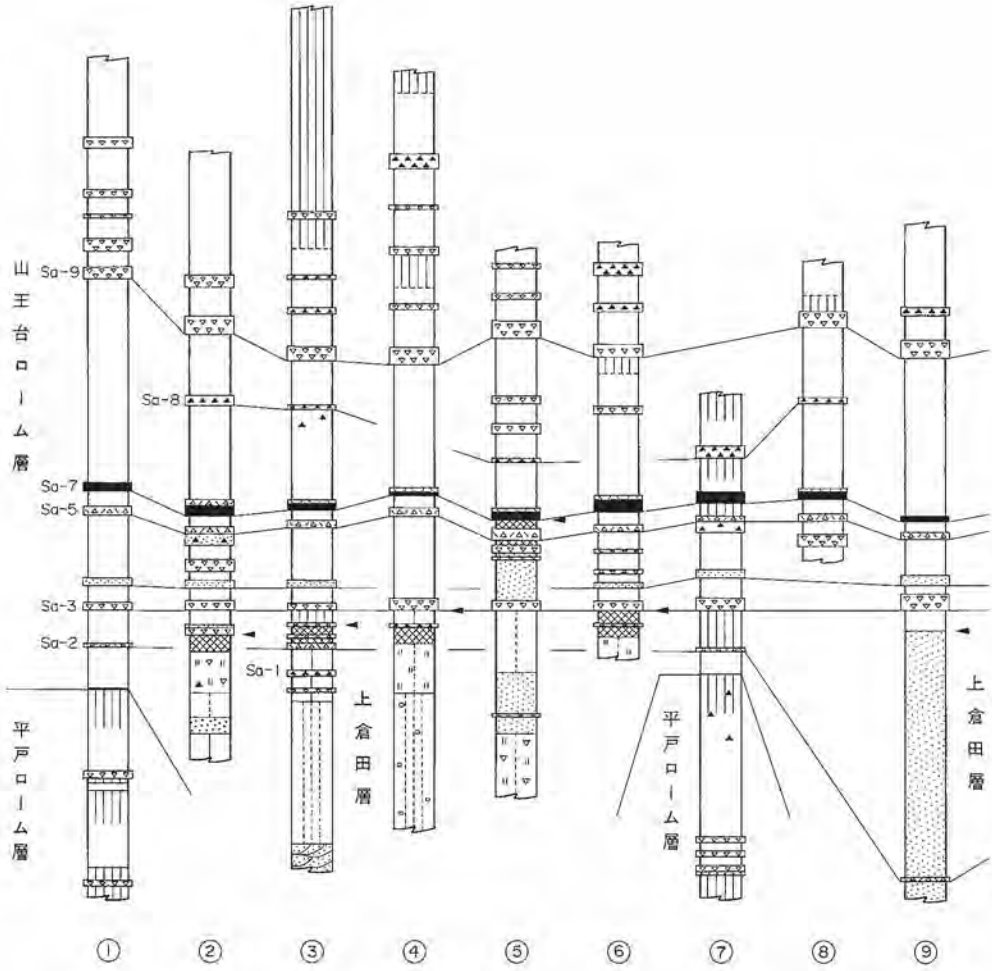
mmの黄色軽石層である。またSa-7の下位2-2.5mにあるSa-3は厚さ20cmで、上部の細粒の青灰色スコリア(粒径3mm前後)と下部の粗粒の黄色スコリア(粒径8mm前後)とからなる。Sa-3,5,7は、いずれも岩相的に特徴があって、山王台ローム層の下半部を決定する極めて有効な鍵層となっている。

Sa-3の下位の山王台ローム層は、上倉田層分布地域においては水成となっていることが多い。上倉田層の項にも述べたが、「古東京湾」地域にあたる南区六ツ川町、同区永田町などでは上倉田層は、クロス・ラミナの発達した砂層あるいは砂礫層からなっており、山王台ローム層基底部付近の火砕質鍵層が確認できることは比較的少ない。一方前記のように、「戸塚湾」地域に相当する戸塚区、港南区などの地域では、上倉田層は泥炭層を伴うこともある湖沼成あるいは潟成の砂泥互層からなり、数枚のスコリア層や軽石層を挟む。これらの中にSa-1やSa-2などが確認されている。

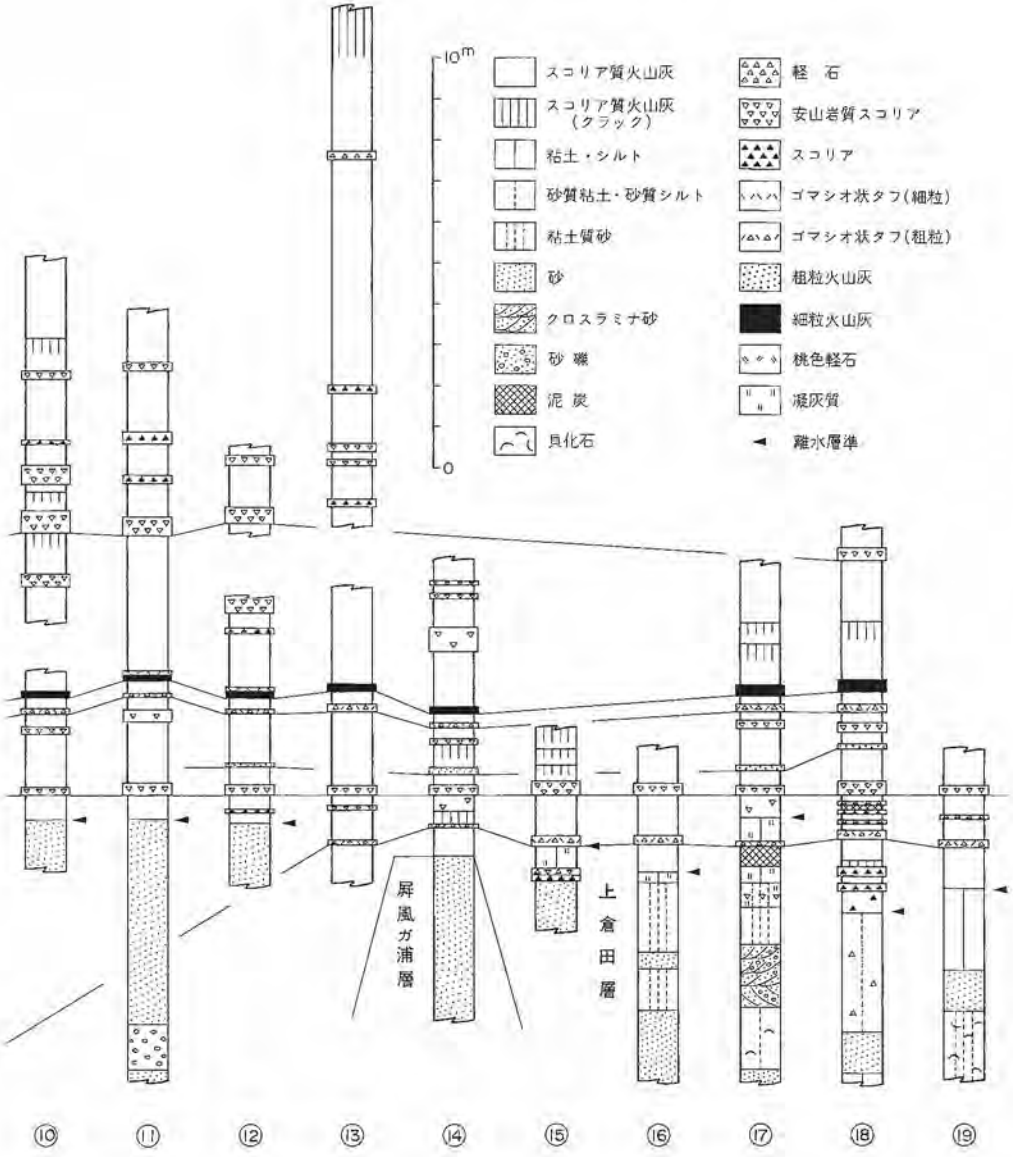
風成ローム層の場合、水成地域と比較して、鍵層の保存は良くない。この場合にも、Sa-2, Sa-3, Sa-5, Sa-7などが追跡可能である。風成の本層が不整合に下位層を覆う場合、下底は例外なくSa-2の下位1m前後の所にある(第28図, ①, ⑦, ⑭)。

Sa-7よりも上位の本層中には、特に目立つ火砕質鍵層は少ない。全体的に青灰色あるいは黄褐色の発泡の悪い安山岩質のスコリア層が挟在し、中でも特徴のあるのがSa-9である。この層は厚さ30-50cmの安山岩質スコリア層で、上下に2分される。上半部は青灰色の粒径5-8mmのスコリア層、下半部は黄褐色、あるいは帯緑黄灰色の粗粒なスコリア層で、粒径は最大のものでは10mm以上ある。Sa-7の上位3.5-4mにあって、山王台ローム層の上部を特徴づける重要な鍵層となっている。

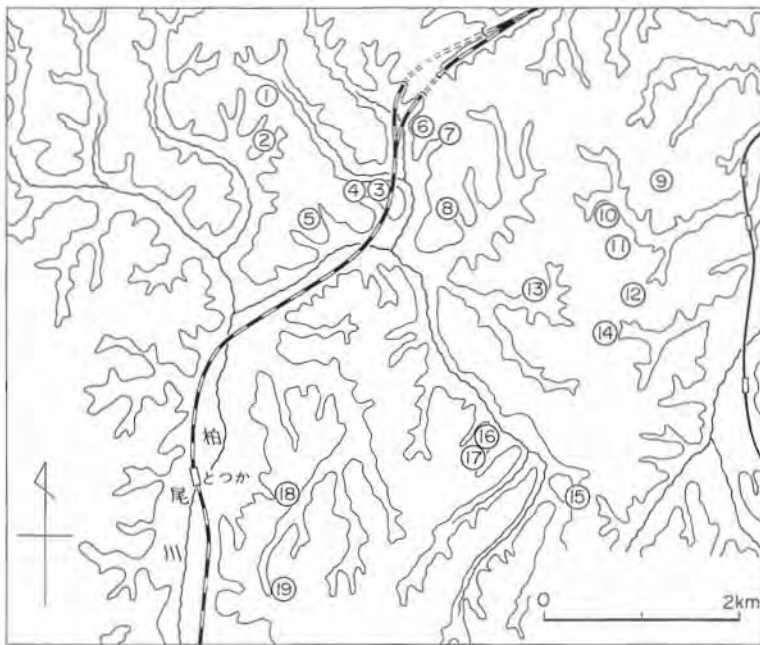
なお、上倉田層並びに本層は、東海道線戸塚駅北方、戸塚区上矢部町付近を中心とする半盆地状の構造に変位している。上矢部町や同区秋葉町などでは、上倉田層の堆積面が後の下末吉層に不整合に覆われている場合がある。このような地域では、風成の山王台ローム層は下末吉期の海水面下にあり、長期にわたって還元状態に置かれていたものと推定される。事実、下末吉層下に存在する本層の岩相は、黄



第28図 山王台



ローム層柱状図



第29図 山王台ローム層住状図位置図



第30図 下末吉層に覆われる山王台ローム層

土色あるいは黄褐色の、非常に硬い緻密な粘土質火山灰層を呈し、他地域の風成の山王台ローム層とは岩相を異にする(第30図)。

対比 大磯丘陵の火山灰層との対比は、町田ほか(1974)により示されている。大磯丘陵の古期火山灰層はT-AからT-Eまで5分され、本地域の山王台ローム層(町田ほか(1974)の港南テフラ累層)は、T-E(鴨沢ローム層)とT-D(雑色ローム層)の下半部(T-D1)に対比されている。このような対比がなされた根拠は、火砕質鍵層の記載岩石学的な特性、特に斜方輝石、角閃石などの斑晶鉱物の屈

折率の一致、あるいは近似に依存する。例えば、大磯丘陵 T-E 層中の鍵層 TE-5 の角閃石の n_a 、斜方輝石の γ は、それぞれ 1.669±、1.705± にモードがあり、一方、横浜山王台ローム層中の Sa-7 (町田ほかの Kn 4) は、それぞれ、1.6695±、1.705± にモードがあるといった具合である。第 VII 章において、若干の補足をおこなう。

また、上記 Sa-7 は、皆川・町田 (1971) により、多摩丘陵西部、八王子市南方のいわゆる T_1 ローム層 (大局的にみて多摩ローム層の下部にあたる) 中に含まれる八王子黒雲母軽石層 (HBP) に対比されている。この対比案によれば、山王台ローム層はほぼ T_1 ローム層に相当する。町田ほか (1974) によれば、Sa-7 は更に房総半島地蔵堂層中の Hy 3 (三梨, 1973) と対比されるとしている。

IV. 6 西根層³¹⁾

命名 町田ほか (1974)。

模式地 横浜市戸塚区舞岡町西根、市立舞岡病院西側の丘陵斜面。

層序関係 模式地付近において、上倉田層を不整合に覆い、西根ローム層に整合に覆われる。

分布地域 本層と確認できる地層の分布は、模式地付近のみである。

層厚 約 15m。

層序及び岩相 本層の分布が極めて限定されているため、詳細は明らかではない。かつて関東第四紀研究会 (1974) は、舞岡ローム層に覆われている後述の西根ローム層は、横浜地域で確認される最古の風成火山灰層であるとの見方から、西根ローム層下位の砂泥互層は屏風が浦層であるとみて、そのような舞岡病院付近の模式的な断面図を描いた。一方、町田ほか (1974) は、西根ローム層は広義の多摩ローム層の中でも上部に相当する T_2 ローム層の下半部に対比されるとし、西根ローム層の下位に整合に横たわる地層を西根層とした。しかし、層厚、岩相、下限などについての記載はされていない。

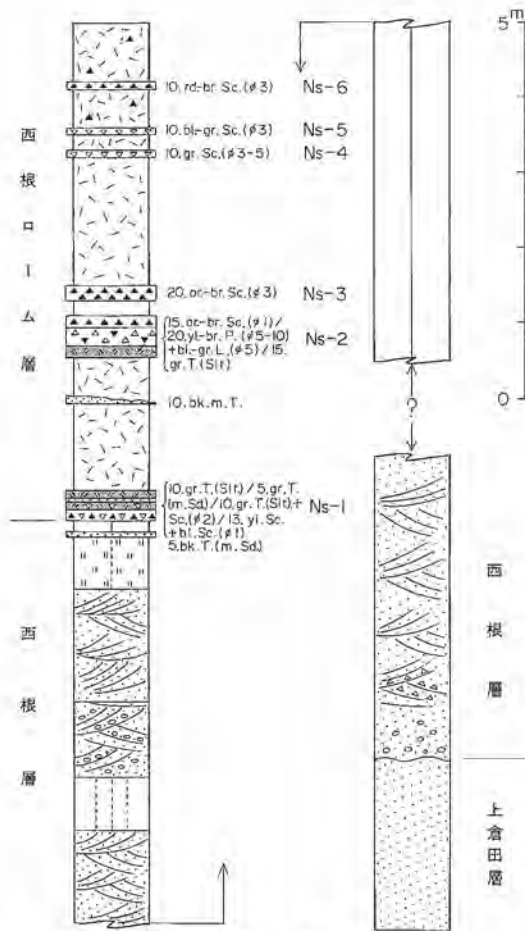
関東第四紀研究会 (1974) は、舞岡病院西側の丘陵ふもとにある不整合を、舞岡層の基底とみたが、本報告では、この不整合状の境界は西根層の基底を示すものとみている。丘陵の東西の斜面で、岩相の類似する地層が存在する場合、これを区別する理由がないというのが、その根拠である。

不整合面の下位は、クロス・ラミナの発達する淘汰の良い細粒砂及び粘土からなる上倉田層である。これを若干の起伏のある境界をもって、細礫混じりの中粒砂層及びクロス・ラミナの発達した、軽石粒混じりの凝灰質中粒砂層が重なる。露頭では約 4 m の西根層が確認された。

舞岡病院西側の第 5 病棟裏では、西根ローム層に覆われる西根層が観察され、丘陵西側斜面にかけて、粘土層やクロス・ラミナの発達した細礫混じりの中粒砂層などが、厚さ約 10m にわたって観察された (第 30 図)。なお、1971 年当時、西根層の上部と西根ローム層は、造成地工事のためほとんどが失われた。

対比 上記のように、町田ほか (1974) によって西根ローム層が T_2 ローム層下部に対比され、これに基づけば西根層は多摩丘陵東部、川崎市おし沼の「おし沼礫層」(羽鳥・寿円, 1958)、に対比されることとなる。

31) 分布が局地的であるため、地質図では省略されている。



第31図 西根層及び西根ローム層の柱状図
(戸塚区舞岡町西根，舞岡病院付近，略記号は第21図に同じ)

IV. 7 西根ローム層³²⁾

命名 関東第四紀研究会 (1973, 1974), 町田ほか (1974) 再定義.

模式地 横浜市戸塚区舞岡町西根，市立舞岡病院西側の丘陵頂部³³⁾.

層序関係 西根層を整合に覆い，舞岡ローム層に不整合に覆われる.

分布地域 本層と確認できる地層の分布は，模式地付近のみである.

層厚 約7 m.

層序及び岩相 本層は，関東第四紀研究会 (1974) により横浜地域で最古の風成火山灰層とされていたものである。しかし戸塚区平戸町，同区名瀬町などに分布し，横浜地域では最古の風成火山灰層である暗褐色風化火山灰層は，平戸ローム層として新たに定義され，区別された。本層は，町田ほか (1974)

32) 分布が局部的であるため，地質図では省略してある。

33) 模式地の露頭は，1971年に工事のためほとんど破壊された。

により、風成火山灰層の中では山王台ローム層の上位、舞岡ローム層の下位にあると層位的に位置づけられた。

本層の岩相は、特徴の乏しい黄褐色風化火山灰層で、数枚の灰色あるいは赤褐色のスコリア層、黄褐色の軽石層などを挟有する（第31図）。主なものについて、下位からNs-1からNs-6までが識別される。このうち、Ns-1、Ns-2は、町田ほか（1974）が記載しているものに相当するものと思われる³⁴⁾。

対比 町田ほか（1974）は、上記Ns-1を大磯丘陵のTDu-8に、またNs-2をTCl-1に対比している。つまり、Ns-1とNs-2の間には、町田らのいう「T-Dテフラ累層」と「T-Cテフラ累層」の境界があるとされる。一方、両累層の境界は、多摩丘陵ではいわゆる「T₁ローム層」と「T₂ローム層」との境界にあたり、本ローム層の大部分は、T₂ローム層に対比されることになる。ただし、T₂ローム層下部を特徴づけるGoP₁（ゴマシオ軽石層）は、本地域では確実には見いだされていないとしている。

Ⅳ. 8 新 沢 層³⁵⁾

命名 府川（1975）。

模式地 神奈川県横浜市戸塚区戸塚町新沢、戸塚変電所周辺。

層序関係 戸塚区戸塚町宮の谷において、戸塚層に不整合に覆われるのが観察されるのみで、詳細は不明。

分布地域 確認されているのは、模式地の戸塚区戸塚町新沢、同町宮の谷周辺の谷奥のみである。

層厚 10m以上。

層序及び岩相 宮の谷において本層は、下位から約2mの砂質泥層、約5mの礫混じり砂層、約3mの凝灰質泥層からなっており、最上部の泥層は黄色軽石層や黄褐色スコリア層などを数枚挟んでいる。これらの地層は、かつて関東第四紀研究会（1974）は屏風ガ浦層及びこれを整合に覆う火山砕屑物層と考えていたが、軽石層の対比は不十分のまま、層位には疑問も持たれていた。その後の調査で、火砕物質の岩相は大磯丘陵の藤沢ローム層と類似するとされ、屏風ガ浦層から独立した地層とみなされるに至った。しかし詳細は明らかではなく、今後の調査に待つところが多い。

対比 上記のように大磯丘陵の藤沢ローム層（遠藤邦彦・上杉、1972）と類似する岩相を有し、これに対比される可能性が強い。

Ⅳ. 9 山王台古砂丘層

命名 関東第四紀研究会（1974）。

模式地 横浜市南区永田町南部山王台。

層序関係 山王台ローム層を不整合に覆う。上位は舞岡ローム層に不整合に覆われており、後述の西根層、西根ローム層などとの層序関係は明らかではない。

分布地域 模式地の山王台及びその東方500m程にわたる丘陵頂部。

34) 町田ほか（1974）の報告には、柱状図は示されていない。

35) 分布が局地的であるため、地質図では省略されている。



第32図 山王台古砂丘層の露頭

層序 約25 m.

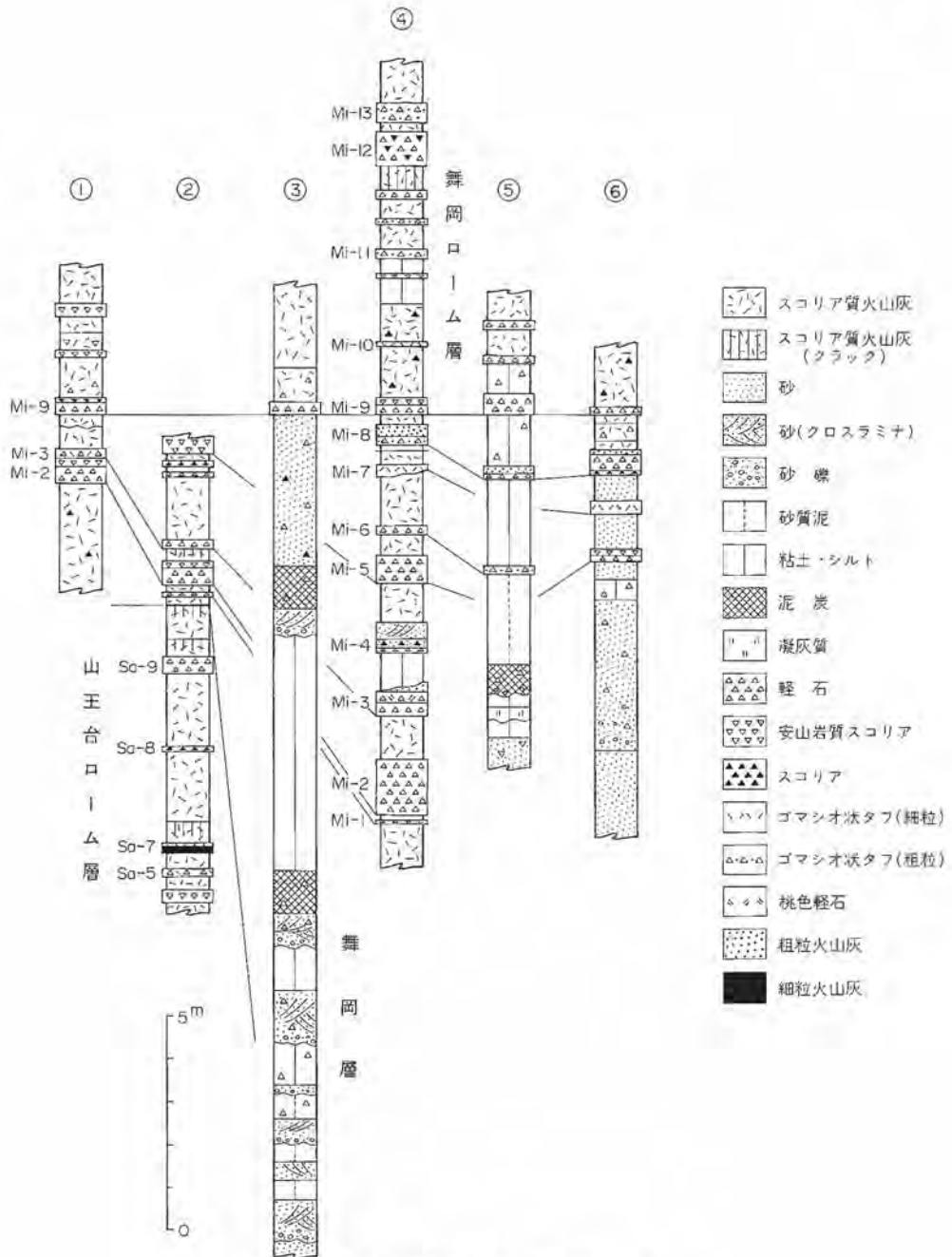
層序及び岩相 本層は初め関東第四紀研究会（1970）により「多摩期の古砂丘」として報告されたものだが、その後の多摩期の堆積物の細分が進むに及び、時代については再検討される必要が生じていた。しかしながら、分布が著しく限られているため、他の地層との関係など不明な点が多く、問題はまだ残されている。

本層の分布する山王台は、海拔91.9mの三角点が置かれており、周辺の丘陵地の頂部に孤立した丘を形成している（第32図）。下位の山王台ローム層を、厚さ1.8mのクロス・ラミナの発達した水成の細礫混じりの粗粒砂層が不整合に覆い、この上に褐色の古砂丘砂層が重なっている。砂丘砂層は規模の大きなクロス・ラミナが発達する、淘汰の良い中粒砂からなる。上限は土橋ローム層により不整合に覆われるのが確認されている（関東第四紀研究会、1974）。また、山王台の東方に連なる丘陵の頂部にも古砂丘砂層、並びに下位に接する粗粒砂層が分布し、舞岡ローム層に不整合に覆われている。

対比 本層は、層位的に山王台ローム層と舞岡ローム層の間にあることが分かるのみで、更に詳しいことは不明である。町田ほか（1974）は、古砂丘層の堆積についての記述はしていないが、砂丘砂層の下位に接する水成の粗粒砂層を「西根層」としている。かつて、関東第四紀研究会（1970）は、先下末吉期の詳細な層序区分が未検討の時点で、多摩期の海進を代表するとみられていた「屏風ガ浦海進」最盛期以後の海退期に、砂丘砂を供給するような海底の露出があったものとみなした。先下末吉期の時代区分は、近年細分されるようになり、上記の考察は、改めてこの付近の古地理の変遷とともに、検討し直す必要がある。

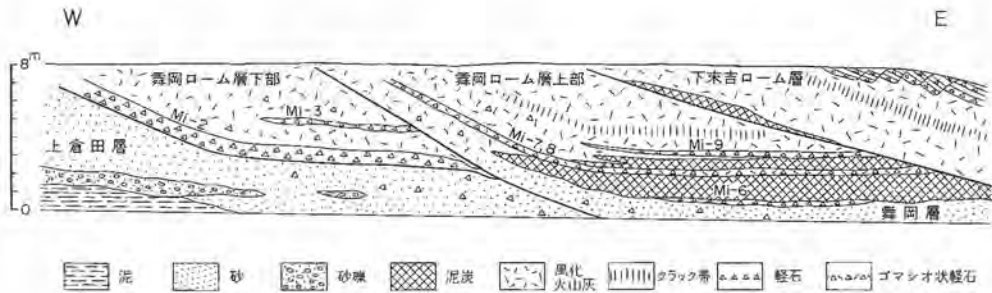
IV. 10 舞岡層

命名 関東第四紀研究会（1973）。



第33図 舞岡層及び舞岡ローム層柱状図

- ① 戸塚区平戸町と品濃町境界の丘陵頂部
- ② 同区平戸町平戸小学校前
- ③ 同区舞岡町西端
- ④ 同区舞岡町舞岡病院構内
- ⑤ 同区舞岡町舞岡病院西方
- ⑥ 港南区野庭町北部



第34図 保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷町，瀬戸ヶ谷小学校付近の舞岡ローム層

模式地 横浜市戸塚区柏尾町南部，柏尾川から東に入る谷の南側谷壁。

層序関係 西根層及びそれ以下の上倉田層，屏風が浦層などを不整合に覆い，舞岡ローム層に整合に覆われる。なお，舞岡層と舞岡ローム層下半部は，指交し，ほとんど同時異相の関係にある。

分布地域 分布は大局的にみて，2地域に認められる。1つは模式地の戸塚区柏尾町南部，及び舞岡町北部地域，他は同地域の北東方約5kmの保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷町から南区永田町殿ヶ谷にかけての地域である。いずれも分布は局部的であって，その広がりはずしも明らかではない。

層序 約25m。

層序及び岩相 模式地の戸塚区柏尾町の南部から，同区舞岡町西根の丘陵地における本層の層序は，下底から上部まで，ほとんど砂礫層と泥層の互層からなっている(第33図)。砂礫層の基底は，下位を若干削削し，起伏のある境界面をなしている。クロス・ラミナの発達した砂礫層中には，円磨された多量の軽石粒が含まれることが多い。砂礫層の厚さは一般に1-2mで，上位に細粒となって泥層に移化する。こうして砂礫層と泥層は1つの堆積サイクルを形成し，舞岡層には全体として，このようなサイクルが7つ以上確認される(第33図，③)。

泥層中には，*Juglans hosenjiana* の球果をはじめ，多量の植物片を含んでいる。泥炭質粘土層となっていることもある。しかし本層の下底部付近では，*Batillaria* sp. の雌型が含まれており，少なくとも下部は海成層であると認められる(関東第四紀研究会，1974)。

砂礫層中には多量の火砕物質が含まれるにもかかわらず，特徴のある鍵層は少ない。上部には，後述の舞岡ローム層中部を指示する数枚の火砕質鍵層が確認され，本層がほぼ舞岡ローム層の中・下部に対比されるものと考えられる。

保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷町付近における本層も同様に，クロス・ラミナの発達した礫混じり砂層と泥層との互層からなっている。円磨された軽石粒やスコリア質火山砂を挟む点なども酷似する。また，瀬戸ヶ谷では，宅地造成工事の際，第34図のような露頭が現われたが，工事の進展につれ，完全に破壊された。この露頭では，斜面をはい下る風成舞岡ローム層が2分され，舞岡ローム層上部は露頭の下方で泥炭層などを伴う水成層(舞岡層)に移化する様子が観察された。

対比 本層と他地域との対比については，舞岡ローム層の項と同じなので省略する。

IV. 11 舞岡ローム層

命名 関東第四紀研究会 (1937).

模式地 横浜市戸塚区西根, 市立舞岡病院構内東側の崖.

層序関係 本層の下部は舞岡層と同時異相である場合が多く, 本層上半部は舞岡層を整合に覆う関係にある. 上限は土橋ローム層以上の風成火山灰層に不整合に覆われる. 戸塚層との直接の関係は, 本層及び戸塚層の分布がいずれも局地的であるため, 明らかではない.

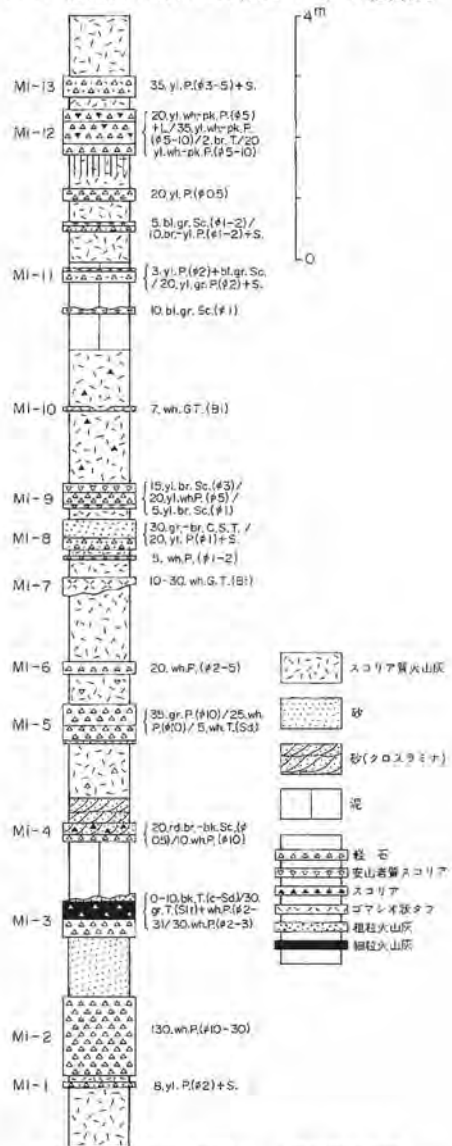
分布地域 本層の全層序が確認できるのは, 模式地の舞岡病院構内のみである. その他, 本層の下部, あるいは上部の一部は, 以下のような地点で確認されている. 港南区下永谷町の柏尾川の谷の北斜面, 戸塚区品濃町と同区平戸町の境界付近の丘陵頂部, 保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷町と南区永田町境界の殿ヶ谷付近, 旭区矢指町の保土ヶ谷国道下川井インターチェンジ付近の丘陵斜面など.

層厚 約 19 m.

層序及び岩相 本層は初め, 遠藤邦彦・上杉 (1972), 関東第四紀研究会 (1973, 1974) により, 山王台ローム層より下位層準にあるとして報告されていたが, 町田ほか (1974) により, 横浜市南区永田町付近における層序関係並びに大磯丘陵地域との対比に基づき, この関係が逆であることが指摘された.

模式地における本層の岩相記載は, 関東第四紀研究会 (1974 a) により詳しくなされている. ここにはその要点を記す (第33, 35図). 本層は一般に発泡の良い白色あるいは黄白色の特徴のある軽石層を多数挟有し, 中には黒雲母を含有する細粒火山灰層も多い. これらは下位より, Mi-1 から Mi-13まで識別されている. 模式地の舞岡病院構内では, 最下位とみなされる Mi-1, Mi-2 が, 風成堆積物として斜面上を覆っているのが認められるものの, 水成の舞岡層堆積域の東端付近という古地形を反映してか, 随所にクロス・ラミナの発達した砂層や植物片を伴う泥層を挟んでいる.

本層を特徴づける火砕質鍵層の中で最も著しいものは, 基底部付近に存在する Mi-2 である. これは模式地において約 130 cm あり, 主として粒径 20 mm 程度の発泡の良い白色軽石からなり, 少量の岩片を伴う. 模式地以外でも Mi-2 が確認できる場合は,



第35図 模式地の舞岡ローム層地質柱状図 (略記号は第21図に同じ)

風成の斜面堆積を示す。風化が進むと、下半部の黄白色部と上半部の青灰部に色彩上明瞭に区別されるようになるのも、本鍵層の特徴である。

Mi-2 の上位 1 m には、粒径 2-3 mm で淘汰の良い、角閃石を含む白色軽石 Mi-3 がある。舞岡ローム層中には、Mi-3 のように、角閃石や黒雲母を含む流紋岩の火砕岩層が数枚挟まれる。Mi-6, Mi-7, Mi-10 などがそれである。Mi-6 は厚さ 20 cm 以下の白色ガラス質の細粒軽石層、Mi-7 は、Mi-6 の上位 1 m 強にあって、厚さ 10-30 cm、ガラス質の細粒軽石のほか、斜長石、角閃石、黒雲母などの斑晶を含むため、ゴマシオ状を呈する。

その他では、Mi-6 の下位 50cm にある Mi-5 (厚さ 40cm、上半部の灰色部と下半部の白色部とに 2 分される発泡の良い粗粒軽石層)、舞岡ローム層最上部付近にある Mi-12 (厚さ約 80cm、黄白色あるいは桃白色の粗粒軽石、岩片などからなり、層理が発達する) などが特徴的である。

対比 本層と、大磯丘陵や多摩丘陵東部の火山灰層との対比が、町田(1973)、町田ほか(1974)によりなされている。本層は、大磯丘陵の T-Cu (上部藤沢ローム層) とされるものに相当し、また、多摩丘陵では、川崎市おし沼の、いわゆる T₂ ローム層中部に対比される。対比の根拠となるのは、各々の地域における層位学的な位置、及び火砕質鍵層の記載岩石学的な特徴の比較による。特に、Mi-2 は大磯丘陵において町田ほか(1974)により TCu-1 とされるものに、また、川崎市おし沼の T₂ ローム層中の NP-I (羽鳥・寿円(1958)による。「ドーラン軽石層」とも呼ばれる)に対比されている。

なお、本層は、まだ関東ローム層の研究が十分進められていない頃、成瀬・戸谷(1957)により、下末吉ローム層よりは古期のローム層である、として報告されたことがある。成瀬らは、戸塚周辺地域の幾つかの露頭で確認される古期のローム層の相互関係は明らかでない、としながらも、これらのローム層の存在に注目し、相模積成盆地という背景のもとに、箱根・伊豆地方の複輝石系統の諸火山と結びつけ、火山活動——地盤の沈降による堆積盆の形成——噴出物の積成という有機的連関をもった一連の過程という観点から、古期のローム層の地史的意義付けの必要性について指摘している。

IV. 12 戸塚層

命名 関東第四紀研究会(1973)。

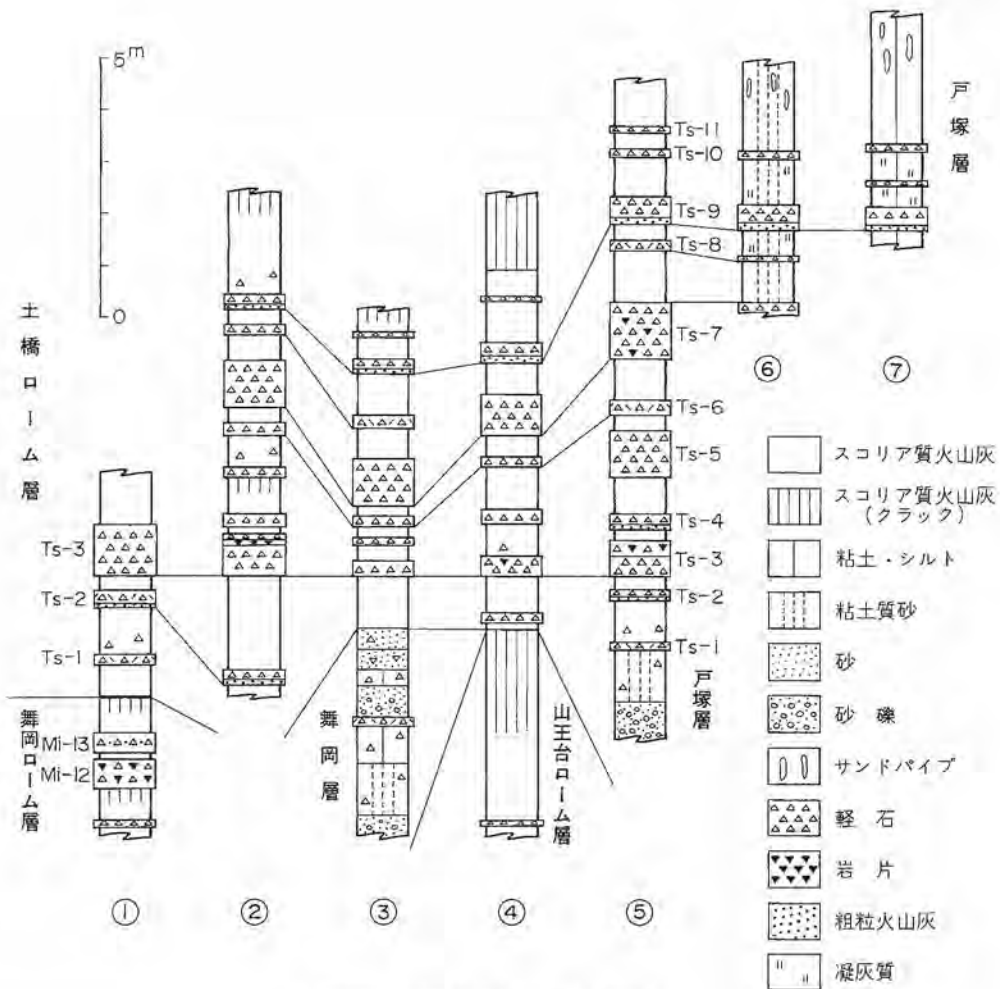
模式地 横浜市戸塚区戸塚町新沢及び宮の谷周辺。

層序関係 上倉田層を不整合に覆い、土橋ローム層上部に整合に覆われる。土橋ローム層下部とは同時異層と考えられる。なお、下位層準の舞岡ローム層、舞岡層との直接の関係は確認されていないが、土橋ローム層が舞岡ローム層を不整合に覆うことから、その層位学的位置が決められる。

分布地域 分布地域は大きく 2 分される。一つは、模式地の横浜市戸塚区戸塚町付近で、「古相模湾」方向に開く堆積盆の一部であり、他の一つは、「古東京湾」方向に開く堆積地域で、横浜市南区六ツ川 2 丁目の丘陵地北東斜面、同区南太田の台地側斜面、中区山手町の本牧台地北側斜面などで分布が確認されている。

層厚 8 m 以上。

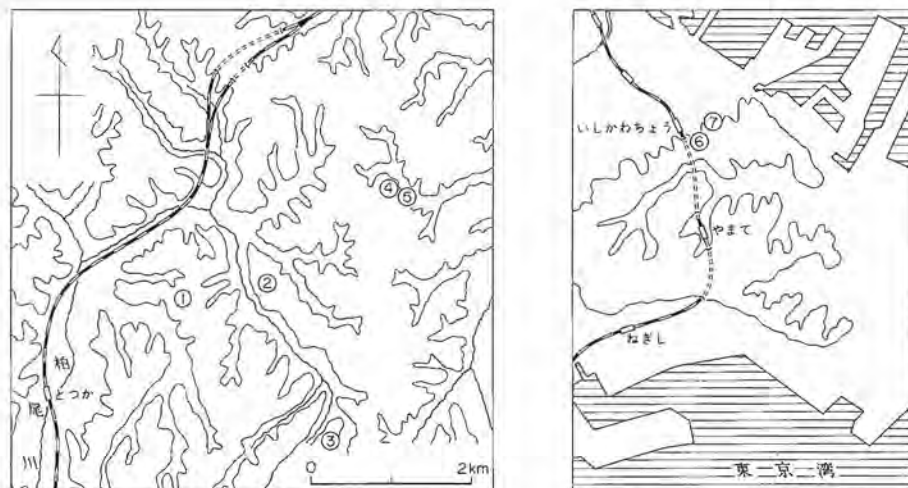
層序及び岩相 本層は西根層、舞岡層などと同じく分布が断片的で、全層序が確実に押さえられる地域はない、また、谷状の起伏のある不整合をもって下位層を覆うという堆積形態からも推し量られるよ



第36図 戸塚層及び土橋ローム層柱状図

うに、岩相も分布地域ごとに差があり、泥質砂層、泥炭層、礫岩層といった具合に変化も激しい。しかし、円磨された粒径 10-20 mm の白色軽石粒を多量に含むという点が、岩相の差にもかかわらず共通している。これは、後述のように、土橋ローム層中の軽石が水成層中に混入しているためと考えられる(第36図)。

まず模式地の戸塚町新沢、宮の谷付近の戸塚層は、砂、礫混じり砂、泥などの互層からなる新沢層を不整合に覆い、軽石粒を多量に含む淘汰の悪い粘土質砂からなっている。上部に行くにつれ、泥質となる傾向がある。軽石粒は 5-20 mm で発泡が良い。泥質層中には、植物片の化石の他、*Batillaria* sp. *Anadara granosa*, *Crassostrea gigas*, *Cyclina chinensis* 等の内湾棲の貝化石を含むことがある。なお、戸塚町付近では、本層を覆うはずの土橋ローム層の分布はみられない。本層の上限は露頭では欠けているか、あるいは下末吉層の泥層に不整合に覆われてしまっている。この関係は、戸塚町宮の谷、横浜新道切り通しのほか、ここより約 800m 南方にある戸塚町戸塚小学校の校庭造成工事の際に観察されたことがあ



第37図 戸塚層及び土橋ローム層柱状図位置図

第38図 戸塚区戸塚町戸塚小学校における露頭スケッチ
1 軽石混じり砂 2 泥

る (第38図)。

南区六ツ川2丁目の、1971年当時の宅地造成工事現場において、上倉田層及び山王台ローム層を不整合に覆い、後述の土橋ローム層の模式的な層序が確認されたことがある。このローム層の下底部は水成層に移化していた。白色の粗粒軽石粒を多量に含み、泥炭層、細礫を混じえるクロス・ラミナの発達した砂層などが、厚さ8m以上にわたり発達する。海成層という証拠はなく、層相や起伏のある古地形を埋積する堆積形態からみて、淡水成層と思われる。

この他、南区南太田町、清水ヶ丘付近や、中区山手町付近の本牧台地 (第36, 37図⑥・⑦地点) には、かつて大塚(1930)により「保土ヶ谷礫層」と呼ばれ、下末吉層の基底の礫層とされたものが広く分布する。この大塚の考えを、関東ローム研究グループ (1960) も踏襲したが、関東第四紀研究会 (1970) は、模式地の下末吉において、「保土ヶ谷礫層」とされた礫層を基底礫岩とする鶴見層と、これを不整合に覆う狭義の下末吉層とを区別したために、いわゆる「保土ヶ谷礫層」を単純に下末吉層の基底礫岩とみなすことはできなくなっていた。鶴見層は、関東第四紀研究会 (1974 a) や町田ほか (1974) により戸塚層に相当すると考えられているが、少なくとも、保土ヶ谷の台地³⁶⁾や本牧台地などでは、「保土ヶ谷礫層」中あるいはその上位に土橋ローム層中の軽石層を伴い、いわゆる「保土ヶ谷礫層」は戸塚層に相当する可能性があった。なお、このような地域では、下末吉層は厚さ1m程度の薄い波食台上の堆積物をおもわせる砂層、泥質砂層、砂礫層で、下位層を不整合に覆っている。

36) 石綿・高野 (1980) によれば、鶴見層に含まれる火山灰層から、これは、舞岡層に相当するものと述べている。また、従来の鶴見層のうち、戸塚層に相当するものについては新たに新吉田層という名称を与えている。

その後、岡ほか (1974) は、本牧台地の地質調査から上記の予想を裏付ける資料³⁷⁾を得て、本牧台地北東部に分布するいわゆる保土ヶ谷礫層は戸塚層の基底礫層であること、下末吉層は、戸塚層や更に下位の地層を覆う、厚さ1-3 mの薄い堆積物であることなどを明らかにしている。

対比 本層と他地域との対比については、土橋ローム層の項と同じなので、省略する。

Ⅳ. 13 土橋ローム層

命名 鶴見・大村 (1966).

模式地 川崎市高津区土橋.

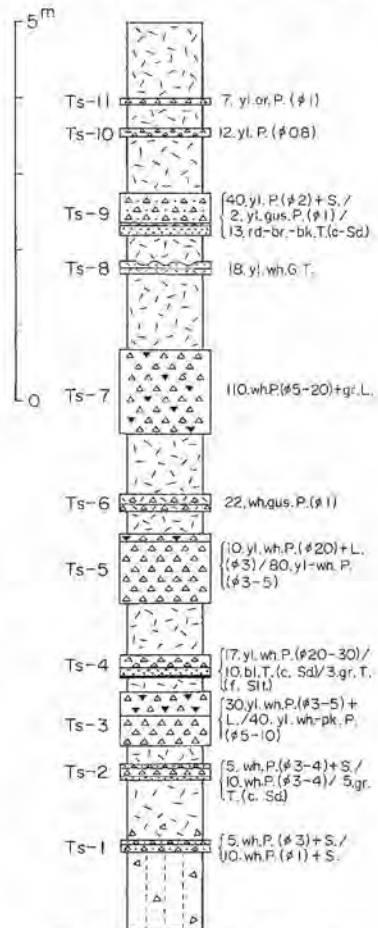
層序関係 舞岡ローム層以下の地層を不整合に、また戸塚層を整合に覆う。本層の下半部は戸塚層と同時異相となることがある。上限は、下末吉ローム層に不整合に覆われる。風成火山灰として欠層がない場合にも、両層の間には古土壤(下末吉埋没土層)が発達し、堆積の速度が緩慢となったか、無堆積期が存在したことを暗示する。なお、下末吉層との直接の関係は、本層の分布が下末吉期の陸域に限られるため、確認できない。

分布地域 本図幅地域内では、本層の分布は局地的である。しかも、かつて分布が確認された地域も、その後の宅地化のため露頭が破壊されるか、コンクリート壁、芝などで覆われてしまっている所も少なくない。本地域内において模式的に観察された所は、横浜市南区六ツ川2丁目鮫ヶ谷北の丘陵斜面である。このほか、分布が確認された地域は、横浜市港南区野庭町中野庭西方の丘陵頂部、同区下永谷町柏尾川右岸の丘陵頂部、戸塚区舞岡町西根の舞岡病院北側の丘陵頂部などである。

層厚 約11m.

層序及び岩相 本層の岩相記載は、遠藤邦彦・上杉(1972)、関東第四紀研究会 (1974 a) により、また、火砕質鍵層の記載岩石学的な分析結果が町田ほか (1974) により詳しくなされている。ここでは、本図幅内で模式的な発達を示している南区六ツ川の地質断面を中心に、岩相を述べる (第39図)。

本層は、全体的に発泡の良い白色-黄白色軽石層を挟み、鍵層として有効である。六ツ川では、下位より Ts-1 ないし Ts-11 の11枚の軽石層が識別されている (関東第四紀研究会, 1974a)。中でも、著しいのは、Ts-3, Ts-5, Ts-7, Ts-9 などである。Ts-3 は厚さ70 cm, 黄白色粗粒の軽石 (径5-



第39図 土橋ローム層地質柱状図

37) 保土ヶ谷礫層を覆う海成の泥層中に、ウツバミバミス (Ts-7) 他の土橋ローム層中の軽石層が発見されている。

10 mm) を主とし、径20 mmの桃色軽石や、灰色の安山岩質岩片などを含む。Ts-5 は厚さ約100 cm の黄白色軽石(径3-5 mm)で、最上部に粗粒の軽石(径20 mm)を伴う。また、Ts-7 は、厚さ110 cm、白色粗粒の軽石層(径5-20 mm)で、桃色軽石や灰色の岩片も伴う。六ツ川においてはこれらは泥炭層を挟む水成層に側方移化し、厚さも極端に変化して尖滅することもある。しかし地層の厚さは概して風成層より水中の堆積物の場合の方がより厚く、他地域の風成の斜面堆積の場合には、やや薄くなる傾向がある。Ts-9 は本層の上部にあり、厚さ55 cm、黄色ないし黄橙色の軽石で、基質に黒色の火山砂をもつ。また下底部に、厚さ10 cm 程度の黒色ないし暗褐色の火山砂層を伴うのが本層の特徴である。

野庭町中野庭(第36図③)や下永谷町(同図②)などに分布する土橋ローム層も、主な層序については上記の六ツ川と大差はない。しかし六ツ川以外の地域は上記のように斜面上の風成火山灰層であり、特に下半部は六ツ川と比較すると薄くなっている。また上限は、下末吉ローム層に覆われることが多く、その境界付近には、暗褐色の細かいクラックが発達する風化火山灰層となっていることがある。この暗色部は、「下末吉埋没土層」(町田, 1971)と呼ばれている。

対比 遠藤邦彦・上杉(1972)、町田(1973)、町田ほか(1974)などにより、本層と大磯丘陵における火山灰層との対比がなされている。これらによると、大磯丘陵で土屋ローム層あるいはT-Am(町田ほか, 1974による)とされているものに相当する。対比の根拠になるのは、層位学的な位置、及び火砕質層の記載岩石学的な特徴が両地域でほとんど一致することなどである。特に、Ts-3、Ts-5、Ts-7、Ts-9などの層は、その特徴を残している(第10表)。

Ⅳ. 14 下末吉層

命名 大塚(1930) 関東第四紀研究会(1970)再定義。

模式地 横浜市港区新羽町、鶴見川左岸の台地付近³⁸⁾。

層序関係 戸塚層以下の地層を不整合に覆い、下末吉ローム層に整合に覆われる。

分布地域 分布地域は、上倉田層や戸塚層と同様に、「戸塚湾」地域と「古東京湾」地域とに2大別される。本層の分布する地域の地形は、海拔高度40mから80m程度の平坦な台地面(下末吉面)に相当する。「戸塚湾」地域ではほぼ柏尾川の右岸地域にあたり、横浜市戸塚区小雀町の小雀浄水場北方、同区汲沢町及び戸塚町の国道1号線沿いの地域、同区矢部町、上矢部町、秋葉町、岡津町南部などの地域。「古東京湾」地域では、磯子区磯子町、同村町及びこの地域以東の本牧台地付近、南区清水ヶ丘、西区久保山墓地周辺の台地、帷子川以北の保土ヶ谷区常盤台、神奈川区・港北区・鶴見区などの台地地域。

層厚 30 m 以上。

層序及び岩相 本層の層序及び岩相は、「戸塚湾」地域と「古東京湾」地域とで、若干異なっている。前者の地域では、一般に溺れ谷を埋積するような堆積形態を示し、一方、後者の地域では、溺れ谷状の地域を含むものの、波食台上の堆積物の層相を示すことが多い。ただし、後者の地域であっても、本図幅以北の下末吉台地において谷埋め堆積物の層相を示すことがあり、両地域の層相の差は、両地域の構

38) 関東第四紀研究会(1970)により指定された下末吉層の模式地の「綱島街道大倉山切り通しの露頭」は、その後の宅地造成のため完全に破壊されたので、改めて模式地を指定しなおした。

造運動上の差というような本質的な差異を意味するものではない。

「戸塚湾」地域において、本層の下部は泥質の層、上部は砂層となっている。基底の不整合面は、しばしば起伏のある谷型の地形をなすか、斜面の一部を示す境界面からなっている。最下部の淘汰不良の細礫混じりの砂質泥層に始まり、基底の起伏を埋積するように、貝化石を含む青灰色の泥層が重なる。まれに円磨された白色軽石粒を含む他は、火砕物質に乏しく、層理も不明瞭な塊状をなすことが多い。乾燥、風化した露頭では、細かい柱状の節理をもって割れる性質があり、他の類似の泥質層との岩相上の区別を容易にしている。

戸塚付近の本層は、かつて大塚（1930, 1937）により、長沼統倉坪淤泥層、踊場砂層とされ、本層産の貝化石は、長沼統第一化石帯とされていた。下部の泥質層はしばしば貝化石を含み、これが第一化石帯とされたものと思われる。産出する貝化石種は、*Umboium costatum*, *Batillaria multiformis*, *Batillaria zonalis*, *Anadara subcrenata*, *Anadara granosa*, *Pecten albicans*, *Crassostrea gigas*, *Dosimia angulosa* などで、いずれも内湾ないし強内湾性の群集を示し、地域的にも特に目立った差はみられない。

下部の泥質層を覆って、黄褐色の淘汰の良い中粒砂層（層厚10m以下）が重なる。境界は一般にシャープで、下位に向かって多数のサンドパイプが入り込んでいることがあるが、浸食期を示すような削刻の証拠はない。下部の泥質層の分布がみられない地域、例えば戸塚区小雀町、同区金井町などの地域においては、下末吉層の基盤をなす屏風ガ浦層などの下位層を、直接覆って分布する。このような場合、最下部には、チャートはじめ頁岩、砂岩など、硬質の細礫を伴う。

戸塚区矢部町矢沢の、国道1号線バイパス沿いには、本層上部のクロス・ラミナの発達した黄褐色中粒砂層が分布し、下末吉ローム層に整合に覆われる。この付近には踊場の地名があるが、大塚(1937)による踊場砂層は本層に対して与えられた名称である。本層は成瀬（1960）によっても、屏風ガ浦層（広義）の上部を占めるとされ、下末吉層とは区別されていたものであるが、神奈川県（1955）の報告では詳しい記載を欠くが、倉坪淤泥層とともに下末吉層であるとされていた。また本層を覆うローム層が町田（1971）により下末吉ローム層であることが確認され、関東第四紀研究会（1974 a）も同様の見解をとっている。

この他、戸塚区岡津町稲荷谷（第42図⑥）など、「戸塚湾」の北方の縁とみられる地域では、下末吉層は波食台上の堆積物を思わせる厚さ2.5m程の砂礫層からなることがある。稲荷谷では、下末吉層の基盤をなすのは、屏風ガ浦層と思われる泥層及び砂層からなるが、不整合面は水平に近く、ほとんど起伏がない。また、下末吉層の最上部は、泥炭層あるいは泥炭質泥層と砂層との互層で、軽石層を挟むようになり、下末吉ローム層に覆われ、次第に陸化してゆく様子をうかがわせる。

このように、下末吉層の上部は次第に陸成層の様子を呈し、堆積面を形成する。この面は、柏尾川はじめ、その支谷によりかなり開析され、平坦面はあまり残されていない。平坦面の分布がみられるのは、主として柏尾川右岸の地域で、南北に連なる形をなす。高度は60-70mを示し、南部の戸塚町小雀町付近で最も高く、北方の東海道線戸塚駅の西方、同区上矢部町付近で最も低くなる。平坦面の分布地域は、露出の状態は必ずしも良くはないが、面の分布地域は、すなわち下末吉層の分布地域とみなしてよいものと思われる。

下末吉層のもう一つの分布地域であるところの、「古東京湾」地域での層相は、さきにもふれておい

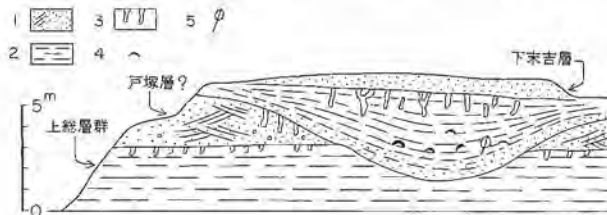
たように、一般に波食台上の堆積相を示し、厚さも薄い。また、分布地域も、地形的には下末吉面で示される台地地域に相当し、「戸塚湾」地域と比較して、丘陵地との境界は明瞭で、旧汀線の地形を保存しているのが普通である。

横浜市磯子区磯子町の横浜プリンスホテル北方には、この旧汀線に相当する地形があって、北北東に続いている。旧汀線の高度は、海拔60m程である³⁹⁾。旧汀線の東側では、厚さ2.5m以下の砂礫層があり、下末吉ローム層に覆われる。基盤をなす地層が、屏風ガ浦層の泥層のような軟らかい層の場合是一般に厚く、上総層群の中里層のようなやや硬いシルト層からなる場合には薄い。例えば、磯子の北方、南区堀の内(第42図、④)では厚さ1.1mの礫混じり砂層、本牧台地の中区仲尾台の根岸線山手駅西では、厚さ1.2m程の礫層である。不整合面には、穿孔貝の生痕がみられることが多い。

旧汀線の地形が明瞭な地域は、帷子川の北方にもある。保土ヶ谷区上星川町からほぼ真北に、神奈川県羽沢町の西部、同区菅田町の西部へと連なる。旧汀線高度は、地形図上で読みとると、海拔55-60m付近にある。この地域の下末吉層の層相は、西部においては上述の本牧台地付近と大差はない。例えば、横浜駅西方の西区浅間町では、泥層からなる屏風ガ浦層あるいは、シルト岩からなる上総層群上星川層の上に、厚さ70cm程の、基底に礫を含む砂層からなる下末吉層が重なる。下末吉層の最上部は泥炭質となり、下末吉ローム層に覆われる。

一方、ほぼ第三京浜道路より東方の地域では本層は厚くなり、下半部のやや泥質な部分と上部の砂質の部分とに分かれるようになる。厚さは正確には測定されていないが、20m以上に達するものとみられる。この地域は古くから市街地化が進み、谷壁や崖端はコンクリート壁、石垣で覆われている所が多く、露出の状態は極めて悪いため不明な点が多い。神奈川区松見町近の谷壁に、下末吉ローム層に覆われる砂層及び貝化石を含む泥層約7m(下限不明)、また、同区子安台付近の東海道線に面した崖線で、層厚不明の含貝化石泥層が観察されている。図幅北端の港北区岸根町では、第40図のような露頭が観察された。基盤の上総層群のシルト岩に不整合に、礫混じりの砂層からなる戸塚層とおもわれる地層が重なる。不整合面には、多数の穿孔貝の生痕が穿たれている。この砂礫層を谷状の不整合をもって下末吉層の泥層が重なる。泥層中には植物片や貝化石が多量に含まれる。泥層の厚さは5m程度で、その上を上部の砂層が覆う。このような下末吉層の谷埋めの堆積物は、前述の「戸塚湾」地域でしばしば認められたものであるが、同様の層序が、本図幅の北方の下末吉台地地域では、よく観察される(関東第四紀研究会, 1970)。

なお、下末吉層の最上部は、下末吉ローム層に覆われ、しばしば泥炭層を挟むなど、陸化の様子をう



第40図 港北区岸根町における露頭スケッチ
1 砂 2 泥 3 生痕 4 貝化石 5 植物化石

39) 地形図で読みとられる値で、実際の旧海面の高度は、この値から風成火山灰層の厚さを差引かなければならない。

かがわせる。下末吉ローム層の最下部付近には、数枚の特徴的な軽石層を伴うため、詳細な層序観察により、いずれの軽石層の層準で陸化したかが明らかとなる。当間 (1974) は、下末吉ローム層下部の軽石層の層序から、下末吉面の陸化過程を明らかにしている。

構造 下末吉層基底面の地形について、「古東京湾」地域を対象として、太田ほか(1970)、当間(1974)が等高線を描いている。当然のことながら、西方の旧汀線付近(海拔約40m)から東方に向かって低下するのが認められ、溺れ谷を思わせる埋没谷地形も数条走っている。特に帷子川や鶴見川などの現河谷沿いに低まりが見受けられ、下末吉層基底の地形が下末吉層堆積面の高度に影響を与え、更には現在の水系にまでそれぞれが及んでいることが分かる。

下末吉層の堆積面の高度(実測)については、「古東京湾」地域では当間(1974)が、また、「戸塚湾」地域では町田(1973)が簡単な図を示している。前者の地域においては、旧汀線高度は下末吉台地南部で45m、北部で40mでやや北方に低下する傾向が認められる。堆積面の構造はほぼ平滑だが、東方に低下し、本牧台地の東端で26m、鶴見付近の台地で23mを示している。構造的な変形はやや不明瞭だが、相対的に南部の方が高くなる傾向にある。一方、「戸塚湾」地域の下末吉層堆積面は、明らかな構造的な変形を受けている。大船の西方で60mを越える高度にあった下末吉面は、戸塚北方では40m以下となり、更に北方では再び40m以上となって、全体として西方に開いた半盆地状の構造を示している。この構造は、先に述べた上倉田層堆積面の構造とも調和的で、町田(1973)はこの向斜状の構造が相模平野西方の秦野盆地まで延長するものとみて、これを「秦野・横浜線」と呼んでいる。

対比 本層は、本邦各地の海成更新統の模式層として、対比の基準とされることが多い。古くは大塚(1948)による平坦面の開析度の比較から、本邦各地の海成平坦面の対比をする試みもあったが、その後多くの研究者により対比の根拠とされたのは、高度・平坦面の広さ、顕著な海進堆積物の存在などであった。火砕質鍵層に基づく対比の範囲は、現在のところ南関東地域のみで、大磯丘陵の吉沢層(町田・森山, 1968)、房総半島の成田層(杉原, 1970; 菊地, 1972など)は、上限が下末吉ローム層に覆われているという事実から、対比がなされている。

Ⅳ. 15 下末吉ローム層

命名 関東ローム研究グループ(1956)。

模式地 横浜市鶴見区梶山、三ツ池公園西の尾根⁴⁰⁾。

層序関係 本層は相模層群の最上位を占める。下末吉層を整合に覆い、土橋ローム層以下の地層を不整合に覆う。土橋ローム層を覆う場合には、いわゆる下末吉埋没土層の発達をみることが多い。上限は武蔵野ローム層に不整合に覆われるが、この関係は台地の末端部や、丘陵地域などで観察されることが多く、一方、台地内部の、下末吉ローム層・武蔵野ローム層が共に水平に堆積するような地域では、両者の関係は整合的である。なお、後述の善行礫層は、本層の中部の堆積期に形成された段丘堆積物である。

分布地域 地形面からみて、下末吉面に相当する台地地域の全域と、丘陵地域の一部に分布する。台

40) 菅川(1968, 1969)による。

地地域の本層は、海成の下末吉層を覆うため、ほぼ水平な堆積構造を示す。一方、丘陵地域の本層は、土橋ローム層以下の諸層を不整合に覆うため、一般に斜面堆積をなす。武蔵野ローム層以上の新期ローム層に覆われることが多く、丘陵地の本層は、大規模な宅地開発などで丘陵の人工的な削剝がなされないと、目に触れる機会は少ない。丘陵地における本層の主な分布地域は、次のような地域である。

横浜市港南区上永谷町・同区野庭町・戸塚区平戸町・同区品濃町・磯子区磯子町・同区汐見台など。なお、港南区笹下町、磯子区洋光台など横浜市南部の丘陵、あるいは、戸塚区の北方の旭区との境界付近の丘陵、図幅北端の帷子川以北の丘陵などには、本層の分布は確認されていない。これらの地域では、上総層群や、上倉田層以下の地層を、直接新期ローム層が覆っていることが多い。

層厚 約13m.

層序及び岩相 かつて大塚(1937)は、横浜付近の台地上に堆積したローム層の他に、丘陵地の起伏のある堆積構造を示すローム層や、ローム層基底の不整合などを観察し、関東ローム層が風成層であること、ローム層堆積以前に地表面の削剝があったことなどを述べている。風成層であることに改めて言及している理由は、当時関東ローム層の水成説などがあったためである。大塚の観察したローム層は、岩相記載の内容や分布する地域の地名から判断して、下末吉ローム層以上のローム層であったとみられる。ローム層は2枚あるいはそれ以上の軽石層を挟み、最上位のものは東京軽石層としている。

関東ローム研究グループ(1956)は、関東ローム層を4層に細分し、下末吉ローム層を命名し、上限及び下限を定義づけた。しかし、岩相記載については簡単にしかなされていない。その後、羽鳥・寿円(1958)、関東ローム研究グループ(1960, 1965)などの研究で、下末吉ローム層に関する知識も増し、軽石層も何枚か確認されたが、詳しい記載はなかった。また、皆川(1968, 1969)は、主として下末吉ローム層中の軽石層の鉱物組成、あるいは磁鉄鉱のキュリー温度をもとに、多摩丘陵西部や相模川山間部のローム層との対比を行っている。

関東第四紀研究会(1970)は、下末吉台地の地質を再検討する中で、本層中の軽石層を単層毎に記載し、下位からSP1-SP14と名付けた。町田(1971)は、大磯丘陵の吉沢ローム層と呼んだ降下火山砕屑物層中の軽石層を細かく記載し、この軽石層の多くが横浜地域の下末吉ローム層中のそれらに対比できることを示し、また、町田・鈴木(1971)により、吉沢ローム層中の数枚の軽石層について、フィッシュン・トラック年代が示された。更に、当間(1974)は、水成の下末吉層と風成の下末吉ローム層との境界を軽石層を基準として押えることにより、陸化時期の地域的なずれを、詳細に明らかにした。以上のように、下末吉ローム層に関する知識は、1970年頃から飛躍的な高まりをみせた。

本図幅地域内では、典型的な発達をみる、横浜市戸塚区岡津町稲荷谷(第43図、⑥)における本層の層序は、第41図に示されている。また、図幅内の各地の柱状図を、第42図に示す。一般に下半部に軽石の多い、赤褐色風化火山灰層である。なお、軽石層の名称は、主として関東第四紀研究会(1970)に従った。

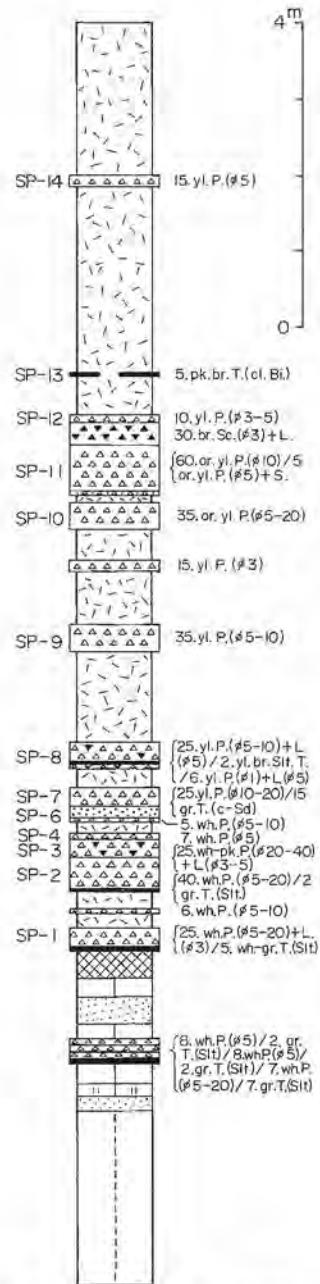
上にも触れたように、本層と下位の下末吉層との関係は整合であって、下末吉層を堆積させた水域の陸化の時期が地域毎に異なるため、本ローム層の最下位にある軽石層の層位は一定していない。当間(1974)によれば、丘陵地域の斜面堆積物で、基底から風成層である場合、SL-0と名付けた最下部の風成火山灰層が認められるが、下末吉層の旧汀線に相当する付近ではSL-0を欠き、SP-0と名付けた最

下位の軽石層よりも上位の層、更に旧汀線から離れるに従い、下位の層を欠いて、SP-1より上位、あるいはSP-2より上位という具合に、下末吉層の上に重なることが示されている。

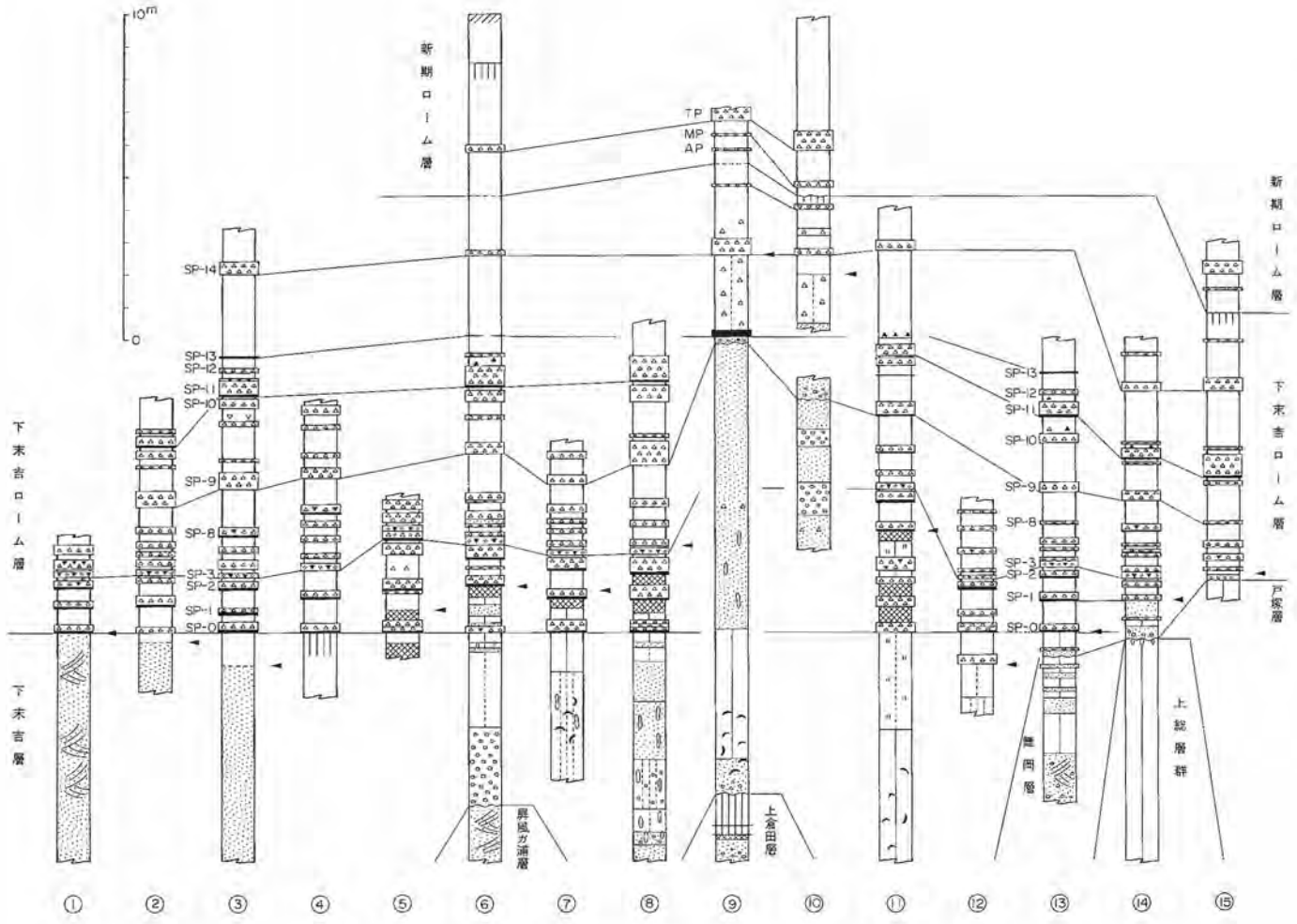
このように、下末吉層が分布する台地地域では、SP-0は下末吉層の直上に挟まれるが(第44図)、砂層中に尖滅していることも多い。SP-1の層準から風成層となるのは、本牧台地(第43図, ⑭)、あるいは戸塚区秋葉町(同, ⑪)、同区前田町、同区岡津町稻荷谷(同, ⑥)などの地域で、下末吉期の旧汀線にも比較的近く、陸化の時期が相対的に早かったと推定される地域である。SP-1は厚さ20-30 cmの白色の軽石層で、細粒の火山灰層を挟み、軽石と火山灰層とが互層をなすことがあるので識別しやすい。

SP-2は、厚さ40 cm程度で、白色軽石からなり、下底部に灰色の細粒火山灰を伴う。また、SP-3は数多い下末吉ローム層中の軽石層の中でも、特異な岩相を示し、重要な鍵層となっている。厚さは普通10 cm程度であるが、極めて粗粒な(最大で40 mm程)軽石や岩片からなり、また、桃色を呈する軽石を多量に含む。SP-8は黄色あるいは橙色の軽石層で、厚さ25 cm、若干の桃色を呈する軽石を含む。SP-0からSP-8までは、厚さは3 m以上に達するが、本図幅北方の下末吉ローム層模式地付近では、厚さが約1 mと薄くなる。岩相は粘土化した4ないし5段の軽石層を挟む風化した粘土質火山灰層で、この軽石層が白色、黄色、桃色などの色を呈する特徴から、「三色アイス 軽石層群」又はSIPと呼ばれることがある。下末吉ローム層の基底部を代表する軽石層である。

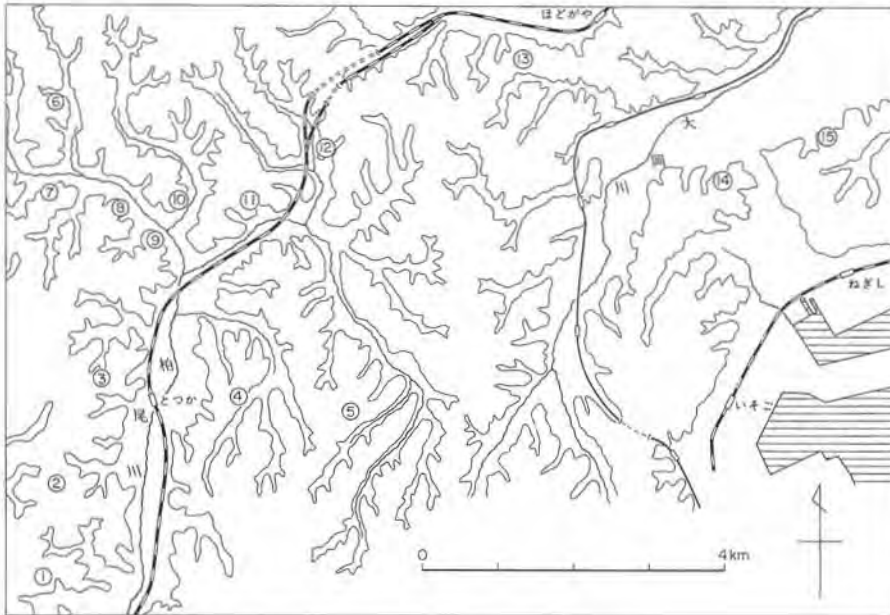
赤褐色又は暗褐色の風化火山灰層を挟んで、SP-8の上位約1 mに、厚さ50 cm以下の黄白色ないし白色の軽石層がある。これはSP-9で、下末吉ローム層を3分した場合の中部の層の基底に位置する軽石層である。町田(1971)は、大磯丘陵における同層位の吉沢ローム層を、火山灰層の斜交関係に基づき、下部層(Kl)、中部層(Km)、上部層(Ku)の3層に分けたが、このうち、中部層基底にある軽石層「KmP-1」(本報告のSP-9)が、横浜市戸塚区矢沢において、下末吉層及び下末吉ローム層下部層と斜交する関係



第41図 下末吉ローム層地質柱状図
(戸塚区岡津町稻荷谷相模トンネル上、略記号は第21図に同じ)



第42図 下末吉層及び下末吉ローム層地質柱状図 (凡例は第28図に同じ)



第43図 下末吉ローム層柱状図位置図



第44図 下末吉ローム層下半部の岩相(横浜市戸塚区戸塚町, 第43図2地点)

を示すスケッチを描き、ここに基準面低下の事件があったことを指摘している。なお、各軽石層の厚さは、北方にやや薄くなる傾向があるが、SP-9はとりわけその傾向が強く、帷子川以北ではほとんど確認できない。

SP-9の上位80 cm ないし1 mの所には、3枚(ところにより4枚)の軽石層が接近して重なる。これらは、下位からSP-10、SP-11、SP-12とされるが、なかでも広域に追跡可能な軽石層はSP-10とSP-11である。前者は厚さ10-40 cm、後者は20-70 cmで、いずれも黄白色あるいは黄橙色の発泡の良い粗

粒軽石からなる。SP-11の基底には、やや火山砂混じりの細粒部を伴う。また、上位は、層理の発達するスコリア層となっていることが多い。2枚の軽石層は、セットをなして広く追跡でき、しばしば遠方からでも露頭における存在を確認することができる。こうした露頭での特徴は、「親子軽石層群」又はOyPの命名の起源となっている。

SP-11の上位約50cm前後の所には、厚さ5cm以下の黄色細粒軽石層SP-13がある。この軽石層は、雲母を含む点が他の軽石層とは異なる著しい特徴である。ただし、軽石層が確認できることはまれで、灰褐色の粘土質火山灰層が認められるだけという場合が多い。しかし、このような場合でも雲母片が多量に含まれていることが分かり、SP-13と確認できることが多い。この層は、その岩相や構成鉱物からも、遠方の火山に由来する可能性があるが、KOBAYASHI (1965) 及び小林ほか (1967) が御嶽火山第一浮石層(Pm-1)に対比できるとしているものである。

下末吉ローム層の上部は、一般に軽石層に乏しい、赤褐色のスコリア質風化火山灰層で、厚さ15cm以下のSP-14があるのみである。これは、黄色ないし黄橙色軽石層で、北方の下末吉ローム層模式地の鶴見区梶山付近では、5mm前後の橙色軽石粒が点在する程度に薄くなっている。これは町田 (1971) の吉沢ローム層上部層(Ku)を代表する軽石層となっている。ただし図幅内では、下末吉ローム層が最上部まで保存されて観察できる例はまれで、多くの場合、SP-10、SP-11までしか確認できず、これより上位は武蔵野ローム層など新期のローム層に覆われてしまっている。なお、下末吉ローム層が最上部まで観察され、武蔵野ローム層の整合状に移化するような場合、これらの境界を確認し難いことがある。この場合、しばしば乾燥した露頭では、本層の最上部付近にクラックが発達した暗色帯⁴¹⁾があり、この上限を便宜上境界とみなしている。ただし、この暗色帯は、斜面をはい下るように下末吉ローム層を切っていることがあり、厳密に言えば、武蔵野ローム層の下底をなすものである。

各軽石層の構成鉱物(有色鉱物)をみると、遠方から飛来したSP-13を除き、いずれも磁鉄鉱、斜方輝石、単斜輝石を含み、中には若干角閃石を含むものもあるが、互いに傾向は類似している。

対比 さきにも触れたように、町田 (1971) により、大磯丘陵の吉沢ローム層との対比がなされている。特に、軽石層では、SP-1がKIP-7、SP-2がKIP-8、SP-3がKIP-9、SP-8がKIP-13、SP-9がKmP-1、SP-10がKmP-6、SP-11がKmP-7にそれぞれ対比されている。しかしこれらのうち、岩相からみてSP-1はKIP-6に、SP-2はKIP-7に、SP-3はKIP-8に対比され可能性がある。SP-14は三浦半島の小原台を模式とする小原台軽石層(OP) (走水団研グループ, 1965) に対比されている。

また、SP-13は、KOBAYASHI (1965) により御嶽第一浮石層(Pm-1) に対比されている。

また、大磯丘陵の吉沢ローム層(下末吉ローム層)中の軽石層については、町田・鈴木正男 (1971) によりフィッ

第9表 大磯丘陵吉沢ローム層中の軽石層のフィッション・トラック年代

軽石層	フィッション・トラック年代 (y. B. P.)
(OP)	66,000±6,000
(Kmp-7)	89,000±13,000
(KmP-1)	98,000±12,000
(KIP-13)	117,000±10,000
(KIP-8)	132,000±10,000
(KIP-6)	128,000±11,000

(町田・鈴木正男, 1971による)

ジョン・トラック年代値が示されている(第9表)。

41) 色調及び硬さなどの特徴から、「チョコレート帯」と呼ばれることもある。

IV. 16 善行礫層

命名 岡ほか (1979).

模式地 藤沢市善行付近.

層序関係 層位的には、ほぼ下末吉ローム層の中部に相当する。模式地付近では、下末吉層以下の地層を不整合に覆い、下末吉ローム層の上部に整合に覆われる。下末吉ローム層上部の鍵層である所の SP-14 (小原台軽石層) が、礫層中に含まれるか、礫層の直上を覆うような層位的な位置にあるが、本礫層基底の層位的な位置は明らかではない。下末吉ローム層中では中部の基底、SP-9 の層準に下部を切る斜交関係があることから判断し、本礫層の基底が SP-9 の付近にある可能性がある。地形面は小原台面に相当する。

分布地域 主な分布地域は、本図幅西方の藤沢市北部、境川右岸地域にあって、海拔50m程の台地地域である。本図幅地域内では境川の左岸にあって、ほぼ国道1号線が走る横浜市戸塚区の南端、東俣野町付近の海拔50m以上の台地部分が、これに相当する。

層厚 約6m、図幅地域内では約2.5m。

層序及び岩相 本礫層が作る地形面は、藤沢市北部において、成瀬・戸谷 (1957) により藤沢ゴルフ場面と呼ばれていたもので、後に町田 (1971) により小原台面に対比された。細礫ないし中礫の比較的淘汰の良い河成と思われる礫層からなり、SP-14 を含む下末吉ローム層上部に覆われる。境川右岸の藤沢市西富、藤沢高校グラウンド裏では、SP-14 が礫層の中に散在する形で含まれている。

本図幅内での露出は悪いが、図幅南西端の鎌倉市城廻の西方で観察された。

構造 相模川左岸に分布する数段の河岸段丘は、特に南部地域 (下流部) において構造的に隆起する変位を受けている。町田 (1971) によれば、堆積面の高度は、横浜市戸塚区東俣野町で海拔40m、藤沢市善行で34mと北西方に次第に低下し、藤沢市湘南台付近を境に再び高くなっている。この相対的沈降部は、下末吉層以下の海成相模層群を変位させてきた相対的沈降運動の軸にほぼ一致する。同様の考察は岡 (1974) によってもなされている。

対比 本礫層を覆う風成火山灰層から、本層の堆積期はほぼ下末吉ローム層の中部に相当することが分かるが、同時期の堆積物として、三浦半島小原台の小原台砂礫岩層 (走水団研グループ, 1965) がある。小原台砂礫岩層は厚さ約2m、化石の証拠はないが、波食台上の堆積物を思わせる層相と分布から、海成層とされている。

V. 上部更新統

V. 1 新期段丘堆積物

層序関係 地形的に低位の河成段丘を造っている堆積層で、下末吉ローム層や善行礫層以下の諸層に

不整合に重なる。上位は、新期ローム層に整合に覆われる。

分布地域 低位の段丘とは、善行礫層が造る小原台面より低位の河成段丘で、主として武蔵野期の段丘地形を指すが、地質図ではこれより低位のものも含めて取り扱われている。

本図幅内での段丘の分布は部分的で、模式的な発達をみる地域は、図幅の外にある。図幅内での分布は、大別して2地域に分かれる。一つは図幅北西端から、横浜市戸塚区の西部を占め、海拔40-45mの平坦な地形面を形成している地域である。大局的にみて、図幅の西隣にある藤沢図幅の東半部に広がる、相模川扇状地の一部をなしている。

新期段丘のもう一つの分布地域は、図幅北部の帷子川の右岸や、下末吉台地の中にあつて、丘陵や下末吉台地を刻む開析谷の南側の谷壁に沿って分布する傾向がある。帷子川沿いには2段以上の面が認められる。主なものは、沖積面との比高は、およそ10-30mを示している。

層厚 4m以下。

層序及び岩相 段丘の崖端部は、新期のローム層に覆われてしまうことが多く、段丘堆積層を示す露頭は極めて断片的である。相模川や多摩川など、隣接する地域を流れる河川の段丘については、関東ローム研究グループ(1965)はじめ、多くの研究例があつて、これら他地域の資料は、本地域の断片的な段丘を考察するのに十分参考となる。

相模川の河成段丘に関する報告には、成瀬・戸谷(1957)、町田(1973)、岡(1974)及び岡ほか(1973、1979)などによるものがある。これらの研究によれば、相模川の段丘は下末吉面以下のものについて言えば、上位から藤沢ゴルフ場面(小原台面)、藤沢飛行場面(武蔵野面)、俣野面(立川面)などが区別されている。これらのうち、武蔵野面に相当する藤沢飛行場面を構成するのは、厚さ10mに達する礫層で、相模原礫層とも呼ばれている。この礫層は、東京軽石層(TP)を挟む、新期ローム層(武蔵野ローム層、立川ローム層)に整合に覆われている。また、立川面に相当する俣野面は境川の沿岸などに小規模な分布がみられるが、本図幅地域内では、明瞭ではない。帷子川右岸には武蔵野面相当の段丘面よりも低位の段丘面があるが、新期ローム層を載せている他は、詳細は明らかでない。

この他、横浜市神奈川区、東横線東白楽駅西方の二本榎において、武蔵野期の海成段丘と思われる堆積物が報告されたことがある(渡辺、1969; 関東第四紀研究会、1970)。この堆積物は、基底に穿孔貝の生痕の存在、海棲珪藻の検出があつたことから、少なくとも下底部は海成層であることは明らかである。しかし、露頭で観察できる限りの厚さ3mの堆積物からは、珪藻の検出がなかつたこと、同様の堆積物が他地域で全く確認されていないことなど不明な点も多く、今後に残された課題である。

V. 2 新期ローム層

層序関係 風成層として、新期段丘堆積層に整合に、またこれより古い地層を不整合に覆う。斜面や起伏のある地形を覆う場合には、その地形の形なりに覆っている。平坦な下末吉面上の下末吉ローム層を覆う場合には、ほとんど整合状に重なる。

分布地域 沖積低地を除く、山地・丘陵・台地・段丘などの地形を、すべて覆うようにして分布する。ただし、山地地域のかなりの部分や丘陵地域の一部では、表層の浸食によって流し去られ、山地や丘陵

を造る地層が、そのまま地表に露出している。

層厚 約7 m.

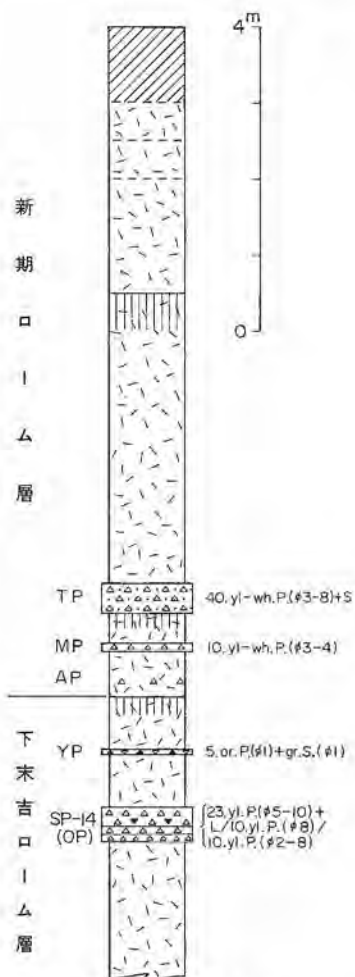
層序及び岩相 新期ローム層の中には、本報告では便宜上一括されているが、武蔵野ローム層と立川ローム層と呼ばれているもの（関東ローム研究グループ、1965）が含まれている。

下半部を占める武蔵野ローム層は、一般に褐色のスコリア質風化火山灰層で、下底部付近に、下位から按針軽石層（AP）、三浦軽石層（MP）、東京軽石層（TP）の3枚の黄橙色軽石層を挟む。ただし、APは細粒軽石が散在する程度で、確認できないことが多い（第45図）。武蔵野ローム層の下底部には、しばしば暗褐色の粘土質埋没土壌（チョコレート帯）の発達をみることがある。下末吉ローム層をはじめ、下位の地層を斜面堆積物として覆う場合、この埋没土壌が例外なく認められる。厚さは一定せず、約30 cmから50 cm程で、斜面堆積の場合、斜面の下部の方に向かって厚くなる傾向がある（第46図）。また、武蔵野ローム層の上部は、乾燥した露頭でしばしば柱状のクラックの発達が見られる。

立川ローム層相当の新期ローム層上部は、明褐色のスコリア質風化火山灰層で、特に乾燥した露頭では黄褐色を呈し、塊状をなすか、斜交したクラックの発達をみることがある。丘陵地など起伏の多い斜面では、MP、TPを伴わない明褐色の風化火山灰層が覆うことが多いが、恐らくこの層準のものであろう。

対比 新期ローム層を武蔵野ローム層と立川ローム層に区分できるのは、上記のように、風化し、乾燥した露頭では境界線を引くことができるからである。この岩相の相異は、恐らく構成する粘土鉱物の差⁴²⁾に由来するものと思われるが、この境界の、模式地における武蔵野・立川両ローム層の境界に、厳密に一致するものか否かは、明らかではない。一般には新鮮な露頭では両者の区分はほとんど不可能で、本報告では新期ローム層として一括して扱われている。ただし、地質図では、丘陵地斜面を覆う新期ローム層（Y₁）、新期段丘面上の新期ローム層（Y₂）、小原台面上の新期ローム層（Y₃）、下末吉面上の新期ローム層（Y₄）の四つに区分し、塗色した。

図幅内に分布する新期ローム層を一色に塗色すると、異なる地形面の区別が困難になることを配慮したためである。



第45図 新期ローム層地質柱状図
(戸塚区波沢町)

42) 武蔵野ローム層は、加水ハロイサイト、立川ローム層はアロフェンからなっている（倉林ほか、1962）。



下末吉ローム層と新期ローム層の不整合を示す露頭

V. 3 下川井泥炭層⁴³⁾

命名 新称.

模式地 神奈川県横浜市旭区矢指町, 保土ヶ谷国道下川井インターチェンジ付近.

層序関係 新期ローム層の下部にあたる武蔵野ローム層を不整合に覆う. 新期ローム層の上部にあたる立川ローム層上半部に相当する谷底の堆積物で, 上部は新期ローム層の最上部に覆われる.

分布地域 分布が確認されているのは, 模式地である帷子川の1支谷の谷底のみであるが, 同時期の泥炭層が類似の地形を示す谷底の堆積物中に, 広く分布する可能性は高い.

層厚 約1.5m.

層序及び岩相 本泥炭層は, 関東第四紀研究会(1974b)により初めて報告されたが, 未命名のままであったので, 本報告において改めて命名したものである. 関東第四紀研究会(1974b)は, 国道16号保土ヶ谷バイパス建設工事の際に, 谷底を掘削した断面に, 本泥炭層と, これに挟まれる丹沢パミス(TnP)⁴⁴⁾を発見し, TnP(AT), 直下の泥炭の年代(21,220±670年B.P., GaK-4349)を報告した(第47図). これによると, 本泥炭層は下半部が泥炭質粘土層, 上半部がスコリア層及び上記TnPを挟む泥炭層で, 材化石なども含む. 上部は褐色の火山灰層(新期ローム層最上部)に覆われる. 本泥炭層は, スケッチ(第48図)にも示されるように谷底の堆積物である. 立川ローム層堆積の前半期は浸食基準面(海面)の低下期であり, 帷子川1支谷の下刻が行われ, その後海面上昇期に先立ち, 泥炭層が堆積するような湿地性の環境に変わった, としている.

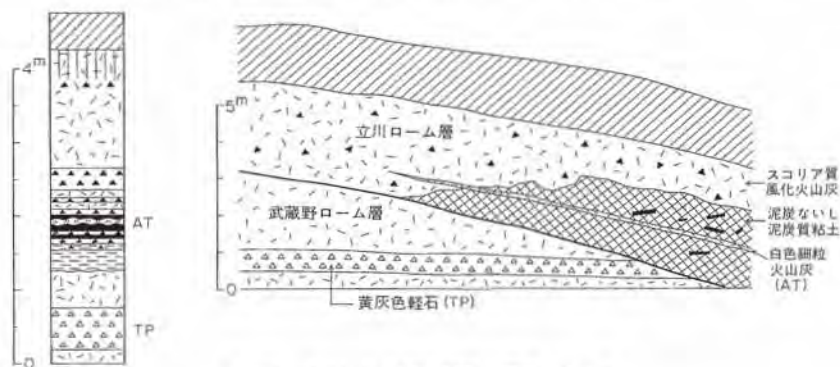
なお, 本泥炭層の花粉分析などはなされていないが, 小林(1974)によりエビズル(*Vitis ficifolia*)の種子化石が報告されている. 小林によれば, エビズルは本州・四国・九州・朝鮮・中国の暖帯に広く分布し, 林縁のマント群落の構成種として, 普通にみられるものであるという.

43) 本層の分布は局地的であるため, 地質図では省略してある.

44) 後に町田・新井(1976)により, 始良TnP火山灰(AT)とされた.



第47図 下川井泥炭層と AT 火山灰 (保土ヶ谷バイパス工事現場)



第48図 下川井泥炭層柱状図及び露頭スケッチ

VI. 沖積層及び埋立土

VI. 1 沖積層

層序関係 新期ローム層以下の諸層が造る，山地，丘陵，台地などを開析する谷の谷底，あるいは海岸沿いの低地を埋積する未固結の地層を沖積層とする。より厳密に言えば，更新世末期の海面の最大低下期に形成された谷の中に，それ以後の海面の上昇に伴って谷を埋積して形成された地層を指す。したがって，海退期に形成された，埋没段丘の堆積物は含まれないことになる。一方，丘陵や台地上の新期ローム層の上位には，黒色の表土が発達することがあり，新期の富士の火山灰の混入もみられることから⁴⁵⁾，沖積層と言えないこともないが，ここでは土壌生成作用の産物とみなして，沖積層の中には含め

45) 極めてまれに，黒色の表土中に宝永火山のスコリア層（1707年噴火）が含まれているのを見ることがある。

ないこととする。

層厚 50m以上。

分布 主な分布地は、図幅南西部の柏尾川の低地、図幅中央部の大岡川、帷子川の低地及び海岸沿いの低地の地下で、その他、多くの台地や丘陵の開析谷の谷底に分布する。

層序及び岩相 横浜付近の沖積低地の構造を初めて詳細に明らかにした報告は、関東大地震（1923年）以後に組織された、復興局建築部（1929）によるものである。この報告では、帷子川、大岡川の低地の他、主に横浜港周辺の海岸沿いの低地の沖積層を、ボーリング資料に基づいてまとめられている。沖積層は下部・中部・上部の3部層に区分され、下部は砂礫及び凝灰質粘土、中部は沖積層の主要部分を構成し、貝殻を含む柔軟な粘土、上部は泥炭を伴う砂礫及び凝灰質作土よりなるとされている。

また、各部層につき等深線図、及び帷子川・大岡川・堀割川（本牧台地の西にあり、根岸湾に注ぐ谷）の低地の地質断面図が示されている。これによると、下部層基底の深度は、大岡川低地の海岸付近で最も深く、海面下50m以深を示し、上流方向に次第に浅くなる。また、帷子川の低地では、海岸付近で海面下40m以深を示す。同様の埋没谷は、図幅北部、神奈川区子安から大口へかけての谷、同区東神奈川から六角橋への谷、あるいは中区本牧の台地を刻む谷、磯子区の堀割川に沿う谷などにみられる。

同じ地域の沖積層について、見上・奥村（1972）の報告があるが、地層の区分や基底の構造などについて、復興局建築部のまとめているものと基本的には大差はないようである。

本牧台地の南方、根岸湾の地盤について、埋立予定地のボーリング資料に基づく、三木・成瀬（1966）の詳しい報告がある。これによれば、沖積層は大きく二つのサイクルに区分され、下部シルト層（LC）、下部砂層（LS）、上部シルト層（UC）、上部砂層（US）と更に細分される⁴⁶⁾。ここに上部シルト層とされたものは、一般にN値も低く0-10で、厚さは厚い所では25から30mに達し、沖積層の主体をなすものとみられる。恐らく、復興局建築部（1929）の沖積層区分では、中部層に相当するものであろう。

なお、沖積層の堆積に関して、後水期の海進とともに溺れ谷の底にLCが堆積、更新世と完新世の境付近（約10,000年前）で海面が-20~-30mで一時的に停滞、波食面の形成とともにLSの堆積、その後の海面上昇で海岸線も陸地側に奥深く入り込み、リアス式海岸を形成するとともにUCが堆積、更に若干の海面低下期に、砂州などのUSの堆積が行われたとしている。海面の変動と沖積層の堆積についての一般的な考察は、各地の沖積層を対象として行われているが、本地域の沖積層も、基本的には他地域のそれと大きな違いはないようである。

図幅西部の柏尾川低地の沖積層基底の構造については、近年松島（1972）により詳しく明らかにされた。また松島は、柏尾川に奥深く入り込んだ完新世の最大海進期の内湾を「古大船湾」と呼び、湾内に堆積した沖積層産の貝化石群集について考察している。これによると、古大船湾の湾奥部は、ほぼ三つの海域に分けられ、第1の海域は最奥部の東海道線戸塚駅付近、戸塚区長沼町などを含む地域で、ホトトギス-マガキ-ウネナシトマヤガイ-イボウミ-ニナ群集⁴⁷⁾、第2の海域は戸塚区笠間町北部の海域で、カモノアシガイ-チゴトリガイ-ウラカガミ-イヨスダレー-ヒメシラトリ群集⁴⁸⁾で示される典型的な湾

46) ここにシルト層あるいは砂層としているものには、実際には種々の岩相のものが含まれる。したがってこの名称は、純粋な岩相名ではなく、一種の地層名である、としている。

47) *Brachidontes senhousia* (BENSON), *Gryphaea gigas* (THUNBERG), *Trapezium japonicum* PILSBRY, *Batillaria zonalis* (BRUNGUERA)

48) *Dendostrea parvuccia* (CROSE), *Cardium hungerfordi* SOWERLY, *Dosinia angulosa* (PHILIPPI), *Paphia undulata* (BORN), *Macoma incongrua* (MARTENS)

奥主要部、また第3の海域は、同じく笠間町の北部、東海道線大船駅の北方だが、沖積低地内の孤立した丘陵に挟まれた地形を示す湾奥部と湾中央部を通じる水道の付近で、マガキアサリ・オオヘビガイ群集⁴⁹⁾で示されるという。更に、群集の垂直的な変遷から、古大船湾が最も拡大した時期(約6,500年以前)には、湾の最奥まで海水の上下循環が良く、貝類の生息には好適であったが、その後古大船湾の縮小に伴ない、第2の海域も縮少し、湾口の方向に後退したという変化を明らかにしている。

大岡川や帷子川に沿う沖積低地についても、松島(1973)はこれらをそれぞれ「古大岡湾」、「古帷子湾」と呼び、貝化石群集の解析を行っている。

対比 本層は、再新世末期から完新世にかけて起こった、海水準上昇期に堆積した地層であって、最終氷期極相期以後の気候の温暖化に伴う、氷河制約的な汎世界的な海進によるものであるということは、現在では定説となっている。本邦ではこの海進は有楽町海進と呼ばれ、模式層は、東京都千代田区、東京駅八重洲口付近の地下の地層とされている。有楽町層の基底には、かつての海退期に陸上で形成された谷地形が埋積され、層厚は最も厚い谷の中で60m以上、層相は、基底面が-30m程度の平坦面上では、基底の砂層、中部の泥層、上部で河成の砂層となって堆積の1サイクルを示すが、-30mより深い埋積谷の部分には、更に1サイクルを示す泥質の堆積物がある(羽鳥ほか、1962)。

この最下部の泥質層は、東京都土木技研(1969)により「七号地層」と呼ばれているものに相当し、年代からも、10,000年 B.P. 以前の地層であることが明らかにされ、上位の堆積サイクルで示される狭義の有楽町層から区別されている。つまり七号地層は、「沖積層」とされながらも時代から言えば更新世末期の堆積物であり、狭義の有楽町層を堆積させた海進との間には、若干の海面低下あるいは海面停滞期があるものとみられている。

横浜地域の沖積層については、東京の沖積低地地域で明らかにされた程の、詳しい層序区分はなされていない。しかし、堆積のサイクルからみれば、先に述べた復興局建築部(1929)の下部層とされたものがほぼ七号地層に、中部層及び上部層とされたものが、狭義の有楽町層に対比されるものとみられる。いずれにせよ、更に詳細な対比、検討は、今後の研究に係っているものと言えよう。

Ⅶ. 2 埋立土⁵⁰⁾

横浜における埋立地造成事業の経過について、江平(1973)は以下のように概要を述べている。

横浜の埋立事業の歴史は、徳川幕府の財政対策の一環として行われた万治年間(1658-1661年)の新田の開発にまでさかのぼるといわれている。現在横浜市の中心部を形成している関内、伊勢佐木町、横浜駅付近等は江戸時代初期から明治時代初期に埋立てられた土地で、かつては吉田新田、大田屋新田などと呼ばれていた。さらに昭和初期までに、工業地帯の造成、開発のための埋立が約635万m²、その後昭和20年(1945年)までさらに350万m²の埋立が行われた。

さらに戦後の復興期には根岸湾臨海工業地帯が企画され、昭和40年(1965年)には第1期工事と

49) *Gryphaea gigas*, *Dendostrea parluccia*, *Anomia lischkei* DAUTZENBERG et FISCHER, *Venerupis semiducussata* (REEVE), *Serpulorbis imbricatus* (DUNKER)

50) 地質図上では沖積層との境界を引くことはできなかった。第50図を参照のこと。

して約360万 m^3 、昭和46年(1971年)までには第2期工事として追加事業も含め、約244万 m^3 の埋立を完成した。この他、金沢地先海岸においても、都心部の再開発用地造成を目的として、約660万 m^3 の埋立がおこなわれている。

このように埋立ての目的は、新田開発、工業地帯造成、都市機能の回復のための開発用地造成と歴史を追って変わってきてはいるが、台地・丘陵地の未固結の岩石を削剝し、湿地ないしは浅海を埋め立ててゆく方法にはかわりはない。新たな人工的低地の拡大は、地震時における低地の地盤災害などを増大させる危険性をはらんでいるとも言える。近年の埋立事業の実施に際しては、基礎地盤調査も十分なされ、特に沿岸地帯においては沖積層の厚さが薄い地域、言い換えれば最終氷期に形成された埋没谷の部分を見せて埋立地が造成されている。一方明治初期以前に埋め立てられた土地については、そのような基礎調査を欠くために、危険性は大きいと言わねばならない。

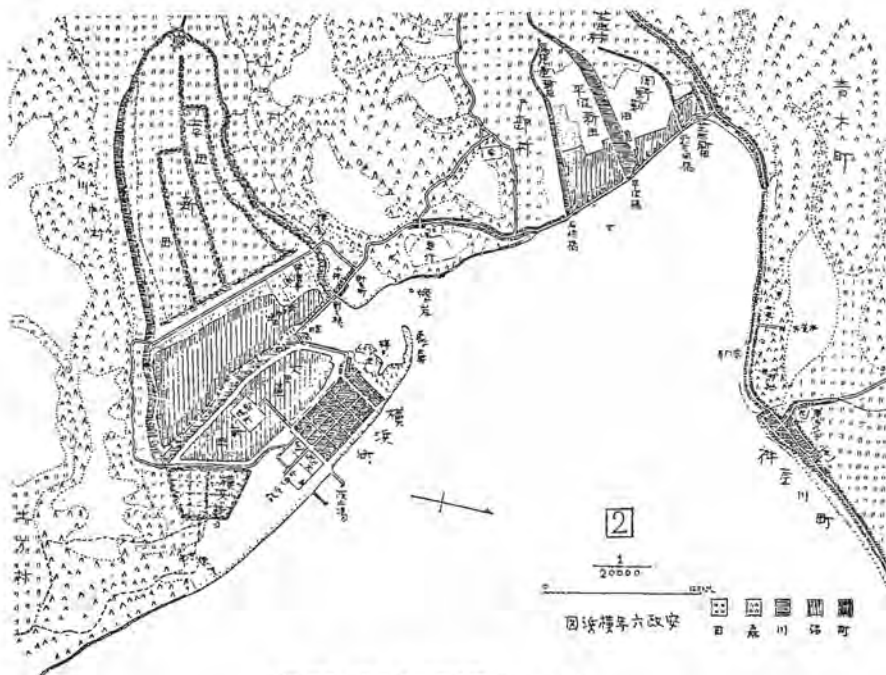
岩田(1973)は、横浜の古地図、2万分の1迅速測量図などを基に、安政6年(1859年)当時の横浜の復元図、埋立図などを示しているが、過去の横浜の地形を理解する上で示唆に富む(第49図)。この図によると、帷子川、大岡川の河口には三角州が広がり、本牧台地の北東端の山下町付近から桜木町にかけては砂州が延びていて、大岡川河口には潟湖が広がっていたようである。また、現横浜駅付近は当時は完全に海の中に位置しており、埋め立てが沖へ沖へと延びていった様子が明らかである。

第50図は菊地が作成した横浜港付近の埋立変遷図であり、参考とした資料は以下のとおりである。

岩田豊樹：横浜の復元図。古地図研究，vol. 4, no. 9, p. 9-10, 1973年。

横浜市郷土教育研究会：横浜の歴史，p. 1-52, 横浜市教育委員会，1971年。

内務省地理局測量課：横浜実測図(5千分の1)，明治14年(1881年)。



第49図 安政6年横浜図(岩田, 1973)

参謀本部陸軍部測量局：第1軍管地方迅速図（2万分の1），明治15年（1882年）測量。

陸地測量部：2万分の1地形図横浜近傍2号神奈川，同3号横浜，明治39年（1906年）測量。

地理調査所：5万分の1地形図東京8号横浜，昭和7年（1932年）測図。

国土地理院：2万5千分の1地形図東京8号横浜東部，昭和20年（1945年）部分修正測図（空中写真測図），同昭和41年（1966年）改測図，同昭和51年（1976年）改測図。

VII. 風成降下火山砕屑物層の記載岩石学的特徴と対比

横浜地域における風成降下火山砕屑物層の分布は，断片的であるため，互いの層序関係が決定し難いことが多い。このような断片的な層序を，上下関係を明確にして，一連の総合柱状図にまとめるために参考となるのは，西方火山地域に隣接する大磯丘陵における同時期の降下火山砕屑物の層序である。

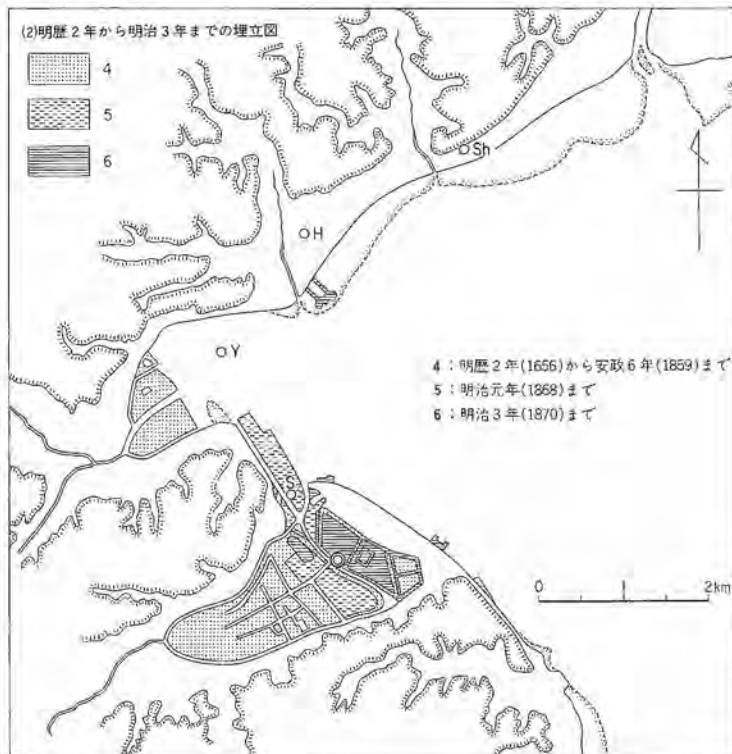
大磯丘陵におけるそれは，近年遠藤邦彦・上杉（1972），町田ほか（1974），上杉（1976）などにより詳細に明らかにされ，全層厚250mを越えるほぼ連続した層序が確認されており，横浜地域との対比も試みられている。遠隔地の火山砕屑物層の対比には，砕屑物の物質・粒度・発泡度・色・淘汰度・斑晶鉱物・ガラス・岩片の有無などが参考されるが，町田ほか（1974）はこの他，斜方輝石や角閃石の屈折率を測定し，対比の精度を上げている。横浜地域において得られている火山砕屑物の記載岩石学的な特徴

第10表 主な火砕質鍵層の鉱物組成と鉱物の屈折率

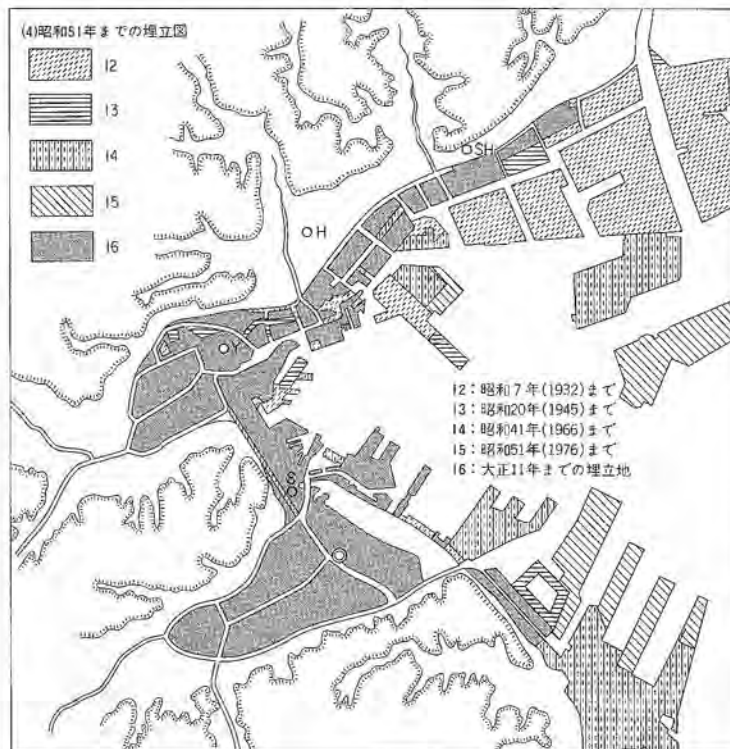
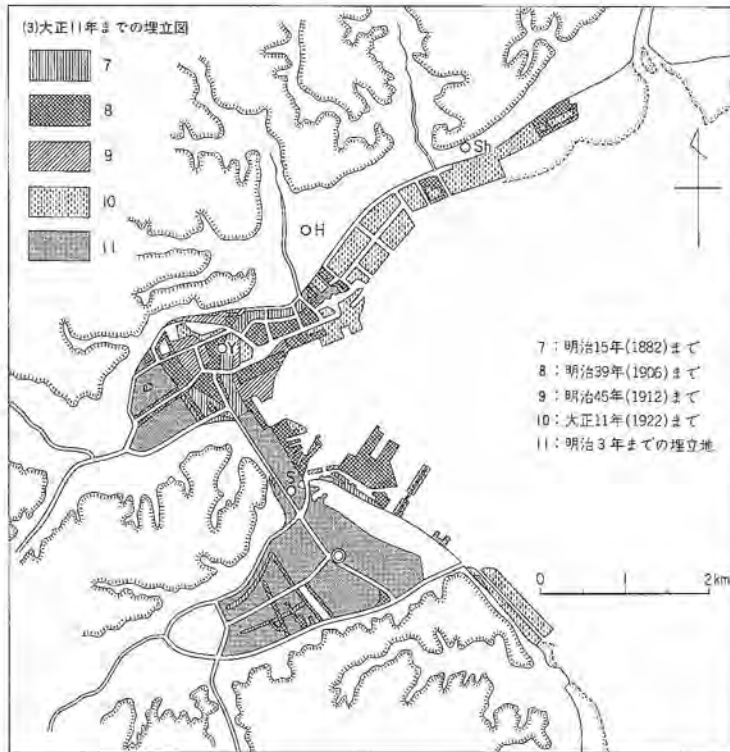
（町田ほか，1974による）

鍵層の名称	重 鉱 物 組 成	屈 折 率
土橋ローム層		
Ts-9 (TAu-2)	opx≐mg>cpx	1.712 ± $\begin{pmatrix} 1.710 \\ 1.713 \end{pmatrix}$
Ts-7 (TAm-5)	mg>opx>cpx	1.7075 ± $\begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.710 \end{pmatrix}$
Ts-5 (TAm-4)	opx>mg>cpx	1.7095 ± $\begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.712 \end{pmatrix}$
Ts-3 (TAm-1)	opx>mg>cpx	1.7175 ± $\begin{pmatrix} 1.715 \\ 1.720 \end{pmatrix}$
舞岡ローム層		
Mi-9 (TB-8)	opx≐mg>cpx	1.731 ± $\begin{pmatrix} 1.728 \\ 1.739 \end{pmatrix}$
Mi-3 (TB-7)	opx≐cpx≐mg	1.710 ± 1.720(分散)
Mi-7 (TB-5)	ho>>bi>>opx	1.688 ± $\begin{pmatrix} 1.685 \\ 1.690 \end{pmatrix}$
Mi-5 (TB-1)	opx≐cpx>mg	1.6995 ± $\begin{pmatrix} 1.698 \\ 1.707 \end{pmatrix}$
Mi-2 (TCu-1)	opx>cpx≐mg	1.719 ± $\begin{pmatrix} 1.716 \\ 1.731 \end{pmatrix}$
Mi-1 (TCl-6)	opx>cpx≐mg	1.7095 ± $\begin{pmatrix} 1.708 \\ 1.712 \end{pmatrix}$
山王台ローム層		
Sa-7 (TE-5)	bi≥ho>mg>opx	$\begin{pmatrix} 1.6695 ± (1.668 \\ 1.674) \\ 1.705 ± (1.703 \\ 1.707) \end{pmatrix}$
Sa-5 (TE-4)	opx≥cpx≐mg	1.708 ± $\begin{pmatrix} 1.706 \\ 1.710 \end{pmatrix}$
3a-3 (TE-1)	mg>opx≥cpx	1.706 ± $\begin{pmatrix} 1.704 \\ 1.708 \end{pmatrix}$

（注）鍵層の名称の（ ）内は町田ほか（1974）による名称。屈折率は斜方輝石のFのモードとレンジ（カッコ内），太字は角閃石のmg



第50図 横浜付近



の埋立変遷図

を第10表に示す。

なお、町田ほか(1974)は、南関東の更新世降下火山砕屑物層は、長い目でみた場合ほぼ連続的に堆積したものとみなしうるとし、このような風成の火山砕屑物累層の区分は堆積の中断をもって捕らえるのではなく、海進・海退のような地史上の出来事を時間的に捕らえるための便宜から設定する、としている。こうして従来多摩ローム層とされていた(関東ローム研究グループ、1956、1965)、下末吉ローム層より下位の地層は、上位よりT-A、T-B、T-C、T-D、T-Eの五つに区分され、これらはそれぞれ、T-a~T-e層とされる水成層上を覆うものとされた。

一方、上杉(1975、1976)は、風成火山砕屑物層中の斜交関係(不整合)を地層区分の境界として重視し、大磯丘陵における多摩ローム層を、上位よりTu(土屋ローム層)、Tm(土国峠ローム層、早田ローム層)、Tl(藤沢ローム層、下庭ローム層、雑色ローム)と区分した。風成火山砕屑物層間の不整合は、大規模な削剝期にあたる斜面不安定期から斜面安定期に変わったことを意味すると考えられたが、その後の調査では、規模の大きな不整合ほど、水成層の基底の不整合に一致すること、不整合付近の埋没古土壌も厚いこと、斜面を覆う最初の火山砕屑物は、しばしば軽石流を伴う大きな火山活動であったことなどが次第に明らかとなっている。

本報告の層序区分は、主に上杉(1976)の方法を踏襲している。大磯地域と横浜地域との対比は、第11表のようにになっている。

本地域における各ローム層の一般的な岩石学的な特徴は以下のようである。

第11表 横浜地域と大磯丘陵地域の対比

上杉による区分	大磯丘陵地域		横浜地域	
	風成層	水成層	風成層	水成層
Y	新期ローム層	低位段丘構成層	新期ローム層	低位段丘構成層
K	吉沢ローム層	吉沢層	下末吉ローム層	善行礫層 下末吉層
Tu	土屋ローム層	土屋層	土橋ローム層	戸塚層
Tm	七国峠ローム層	七国峠層	舞岡ローム層	舞岡層
	早田ローム層	早田層		
Tl	藤沢ローム層	藤沢層	西根ローム層	新沢層 西根層
	下庭ローム層	下庭層		
	雑色ローム層	雑色層		
Kr	栢沢ローム層	栢沢層	山王台ローム層	上倉田層
			平戸ローム層	屏風カ浦層 長沼層

平戸ローム層は分布が断片的であるため、確かなことは言えないが、赤褐色ないし暗褐色のスコリア質の風化火山碎屑物層で、特色に乏しいスコリアの層をわずかに挟んでいる。スコリア層は、青灰色の安山岩質スコリアで、2 mm 前後で淘汰が良い。

山王台ローム層は、全体として黄褐色の緻密な風化火山碎屑物層からなるが、下半部は比較的珪長質の軽石層や細粒火山灰層が挟在し、上半部ではスコリア層が多い。鉱物組成に著しい特徴のある Sa-7 を除き、軽石や安山岩質スコリアは一般に輝石安山岩系である。Sa-7 は、黒雲母角閃石安山岩あるいは流紋岩系で、細粒な火山灰からなり、遠方から飛来した碎屑物であると推定できる。

西根ローム層の層相は、山王台ローム層の上部と類似する所がある。黄褐色の風成火山碎屑物からなり、特徴に乏しい安山岩質スコリア層を数枚挟む。スコリア層は輝石安山岩系である。

舞岡ローム層は、西根ローム層より下位のローム層と比較し、格段に珪長質の軽石層に富んでいる。Mi-2, Mi-5 のように発泡の良い、粗粒の軽石層は、西根ローム層以下にはほとんど見いだされていない。これらの軽石層はいずれも輝石デイサイト系であるが、上杉 (1975) は、大磯丘陵の資料に基づいて、早田ローム層 (横浜では舞岡ローム層) の堆積期は、火山活動史上の質的転換期に相当すると推定している。この他、Mi-6, Mi-7, Mi-10 などは、角閃石黒雲母デイサイトないし流紋岩系の細粒な軽石あるいは火山灰からなっており、異質の遠来の火山碎屑物と推定される。

土橋ローム層と下末吉ローム層は、層相上共通する点が多い。例えば、軽石層は比較的下半部に集中し、いずれも白色の軽石を主体とし、桃白色軽石粒を伴う。発泡度は大変良い。鉱物組成をみるとほとんどが輝石デイサイト系で、岩片も比較的多い。上半部は軽石層は少なくなり、塊状のスコリア質の赤褐色風化火山碎屑物となっている。なお、SP-13 は黄白色の細粒軽石層で、角閃石・雲母を含む遠来の火山碎屑物であり、KOBAYASHI (1965) 及び小林ほか (1967) により御嶽火山第一浮石層 (Pm-1) とされているものである。

新期ローム層は、スコリア質赤褐色風化火山灰層で、下位のローム層に比較して軽石層に乏しい。新期ローム層中で最も著しい特徴をもつのは TP で、輝石デイサイト系であり、箱根火山新期カルデラ形成の噴出物とされている (町田ほか, 1968)。なお、軽石層以外のスコリア質風化火山灰層では、下末吉ローム層中位以上になるとかんらん石が増し、他には斜方輝石・単斜輝石などで、玄武岩質となる。これは、玄武岩質の溶岩あるいは火山碎屑物を抛出した古富士火山の活動が優勢になったためとみられている。

VIII. 相模層群の堆積構造と海面変動及び気候変化

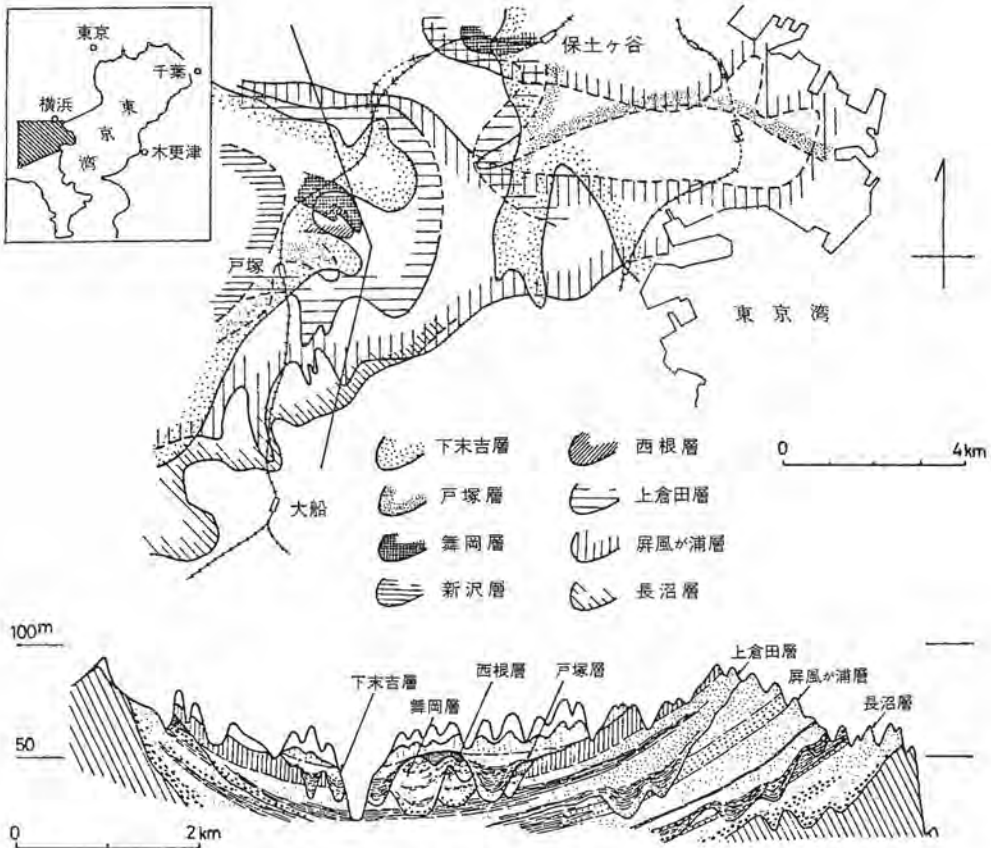
本図幅地域内の相模層群は、他地域の海成中部更新統と異なる、独特の堆積構造をもっている。それは、1 累層に相当する堆積物が、ほとんど谷埋めの堆積物からなっており、これらの埋没谷地形が複雑に入り組んだ分布をしていることに由来する。

本地域の海成中部更新統の層序・構造・分布を調べた関東第四紀研究会 (1974 a) は、次のように述べている。「各海進堆積の基底部は、はなはだしい凹凸をもって下位の地層を覆っており、その堆積物は、いずれも最下部にみられる淘汰の悪い泥質の堆積物から始まり、下部から上部に向かって泥→(礫)

→砂→(砂泥互層)→火山灰(ローム)のように層相が変化している。この間、砂→砂泥互層の境界部に、しばしば生痕を多産する層準の認められることがあり、これを境にして、上部の岩相が著しく火山灰質に変わっている場合が多い。またしばしば泥炭質の岩相を伴う。」

つまり、各累層の堆積に先立ち、陸化した地域に谷地形が形成され、その後海面の上昇につれて溺れ谷となった内湾を、埋積しているのである。不整合の直上に重なる淘汰の悪い堆積物中には、植物の破片などを含むことがあり、陸成の堆積物である可能性がある。そして海成の堆積物が谷を埋積した後、最上部は、泥炭層を挟みながら火山砕屑物に覆われて、再び陸化するという堆積のサイクルを繰り返しているのである。

こうした相模層群の堆積構造は、関東第四紀研究会(1974a)や KIKUCHI(1977)の示した地質断面図に、その特徴がよく表現されている(第51図)。不整合は恐らく氷期の海面低下時に形成され、その後の間氷期の海進により海成層の堆積が行われる、という繰り返しが、相模層群の堆積期を通じて起こったことを意味する。一般に日本列島の沿岸地域の手成中部更新統は、海岸段丘を形成することが多いが、これは隆起運動が継続していたためとみられている。本地域の手成中部更新統が段丘面を形成せず、上記のような複雑な堆積構造を造っているのは、本地域が相対的に安定地域であるからとみなされる(菊地、



第51図 横浜地域相模層群の分布と地質断面図 KIKUCHI(1977)に日本名加筆

第12表 横浜地域の中更新統の花分帯

(西村, 1980)

age	South Kanto District				Kinki District											
	stratigraphy (Research Group for Neogene Testeolites of the Kanto District, 1972)		pollen zone	climate precipitation temperature	fission track age x10 ⁴ (Machida & Suzuki, 1971; 1975)	pollen zone (Nasu, 1970)	flora (Nasu, 1972)	stratigraphy								
	Tama Hill	Yokohama Area														
Pleistocene	Late	Tachikawa L.	Tachikawa L.	<i>Picea - Pinus</i> - <i>Cryptomeria</i>	cool -subarctic	D -PD	•49±5 (TP) •65±8 (OP) •90±12 (SP-9) •128±11 (SP-2)									
		terrace deposits	terrace deposits													
		Musashino L.	Musashino L.													
		terrace deposits	terrace deposits													
		Shimosueyoshi L.	Shimosueyoshi L.													
	Middle	terrace deposits	Oharada Fm.	conifer - <i>Ulmus - Zelkova</i>	temperate	(D)										
		Shimosueyoshi Fm.	Shimosueyoshi Fm.													
		Tsuchihashi L.	Tsuchihashi L.							<i>Picea</i>	cool subarctic	PD D				
		Tsurumi Fm.	Tatsuka Fm.							<i>Diploxylon - Fagus</i> - <i>Ulmaceae</i>	temperate cool	(P) PD	•234±12 (T8-1) •246±12 (TamaEL)	Pinaceae	Uegahara	Ma6
		Tama II L.	Maloka L. Maloka Fm.													
Oshinuma Gravel Bed	Shinzawa Fm.	(<i>Picea</i>)	subarctic	D	•295±28 (GeP TamaEL)		Manchidani	Ma7								
Middle	Tama I L.	Nishine L.	Nishine Fm.	<i>Picea</i> - <i>Cryptomeria</i>	cool	(D)										
		Sannodal L.	Sannodal L.							<i>Diploxylon</i> - <i>Cryptomeria</i>	cool	P				
	Gotentoga Gravel Bed	Kamikurata Fm.	Kamikurata Fm.	<i>Fagus</i> - <i>Cyclobalanopsis</i>	warm	P										
		Hirata L.	Hirata L.													
		Byabugaura Fm.	Byabugaura Fm.	<i>Haploxylon</i> - <i>Fagus</i>	warm	P										
Naganuma Fm.	Naganuma Fm.	<i>Pinus - Picea</i>	temperate	PD												

D : dry, (D) : slightly dry, PD : moderately dry, (P) : slightly pluvial, P : pluvial.

1974). つまり、沈降盆地としての相模積成盆地の縁辺部に相当するために、相対的に隆起、沈降が穏やかで、更新世の水河性海面変動が、堆積物に直接影響を与えたものと考えられるのである。

最近西村 (1980) は、本地域の更新統花粉分析を行い、第12表のような分帯と、気候の変遷について述べている。それによると、屏風ガ浦層・上倉田層・舞岡層・下末吉層などの時期に、比較的温暖な時期があったようである。一方、長沼層・山王台ローム層・土橋ローム層・武蔵野ローム層などの時期に比較的寒冷となっている。これらの気候変化の様子からは、温暖期すなわち海進期、寒冷期すなわち海退期という機械論は適当でないにせよ、不明瞭ながら、そのような対応が認められている。このことは、本地域の堆積構造が基本的には水河性の海水準変動の影響を受けて形成されたものであることを暗示している。

IX. 応用地質

1) 本図幅地域北部の星川ドーム付近で、上総層群下部及びその下位の三浦層群を対象として天然ガス開発のための試掘井 (深度, 2,000m) が数井掘さくされた (昭和32-35年)。しかしいづれも開発されるまでに至らずに終わっている。

2) 関東大地震 (1927年) はこの地域も被害の大きな地域の一つであるが、特に沖積面上での建物の被害が大きかったとされている。そのため復興局建設部 (1929) によるポーリング調査が行われており、

ここではそれらの結果及び松島(1971, 1972); 三木・成瀬(1966); 見上・奥村(1972)などの資料を参考にして作成したものを本地質図の沖積層の分布地域に示した。

3) 本地域の山地及び丘陵地区は最近急激に宅地造成が行われたものが多い。最近の宮城沖地震(1978年)の被害調査によれば、造成地域における被害が多いことが指摘されているが、今後造成地区における谷埋め地域が問題になろう。

補 遺

火砕鍵層の名称の変更について

本稿は昭和53年3月に投稿したものであるが、当時本図幅地域と房総半島地域との火砕鍵層の対比を行ない、対比可能と考えられる次のものに対して房総半島地区と同一の鍵層名を付した(Ko 2.3-Ka 2.4a, Ku2, U_gグループ, O26, Kd23)。

しかし、その後の資料で、大船層中に挟在する、O26, K19, Kd23については火砕層の性質から再検討の必要が生じた。したがって、これらの3鍵層の名称を、本地域のみに限って次のような名称に変更する(O26をOf2, Kd19をOf9, Kd23をOf10)。

なお、変更したこれらの鍵層と房総半島地区のものとの対比については、現在検討作業中であり、その結果については別稿に譲ることとする。(56年11月11日)

文 献

- 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・大森昌衛・関陽太郎・鈴木好一・渡部景隆 (1956) 三浦半島の三浦層群について。地球科学, no. 30, p. 1-8.
- 青木直昭 (1964) 房総半島の鮮新世更新世の有孔虫。地質雑, vol. 70, p. 170-179.
- AOKI, N. and BABA, K. (1977) Remarks on the lower Pleistocene "Naganuma unconformity" in the Boso Peninsula, central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba.*, no. 3, p. 11-15.
- 青木廉二郎 (1925) 三浦半島の海岸に就きて。地球, vol. 3, p. 101-111.
- ・田山利三郎 (1930) 関東構造盆地特に其の西辺部の地形及地質に就て。斎藤報恩会学報, no. 8, p. 1-13.
- 浅野 清 (1937) 三浦半島の化石有孔虫群。東北大地質古生物邦文報, no. 31, p. 1-56.
- 地質調査所地質部 (1958) 地質調査所付近で発見された象歯化石。地質ニュース, no. 45.
- 江平昭夫 (1973) 横浜市の埋立地造成事業の概要。古地図研究, vol. 4, no. 9, p. 14-19.
- 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972) 横浜地域の古期テフラについて。第四紀研究, vol. 11, p. 15-28.
- 遠藤誠道 (1933) 横浜及び其付近より産する化石植物に就きて。地質雑, vol. 40, p. 796-799.
- 江藤哲人 (1975) 三浦半島鷹取山周辺の層序ならびに地質構造。横浜国大紀要, Se-c. II, no. 22, p. 63-73.
- 郷原保真・徳永重元 (1950) 多摩丘陵東南部の地質。地質学雑誌, vol. 55, p. 188-189.

- ・寿円晋吾 (1958) 関東盆地西縁の第四紀地史 (I). 地質雑, vol. 64, p. 181-194.
- 春川光男・磯 望・上杉 陽・森 慎一・長崎 正 (1977) いわゆる二宮層の区分と対比について (第二報) ——二宮町南西部を基準として——. 関東の四紀, no. 4, p. 18-32.
- 走水団研グループ (1965) 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, no. 80, p. 1-11.
- 羽鳥謙三・井口正男・貝塚爽平・成瀬 洋・杉村 新・戸谷 洋 (1962) 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題. 第四紀研究, vol. 2, p. 69-90.
- 藤田至則 (1958) 地層の将棋倒し構造についての一試論. 藤本治義教授還歴記念論文集, p. 294-303.
- ・松尾行洋 (1977) 島弧変動期における堆積盆の発生. 地質学論集, no. 14, p. 245-254.
- 堀口万吉・角田史雄・三梨 昂・駒井 潔・栗原陽子・山本尋子・清水康守 (1978) 多摩丘陵の上総層群と加治丘陵の佛子層の対比. 総合研究・「関東地方における震源分布の地質学的意義」報告書, p. 23-25.
- 府川宗雄 (1975) 大磯丘陵西部地域の第四系地質層序ならびに地質構造——1974年度団研の成果. 関東の四紀, no. 2, p. 2-8.
- 復興局建築部 (1929) 東京及横浜地質調査報告. 145 p.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 (1956) 関東地方の地層の大区分について. 地調月報, vol. 7, p. 1-2.
- ・石和田靖章・品田芳二郎・三梨 昂・影山邦夫・安国 昇 (1955) 横浜地区. 神奈川県下の天然瓦斯地下資源, 神奈川県, p. 2-10.
- ・三梨 昂・影山邦夫 (1961) 日本油田・ガス田図 2. 横浜 (1:15,000), 地質調査所.
- 石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜夫 (1971) 日本油田・ガス田図 10 茂原 (1:15,000). 地質調査所.
- 岩田豊樹 (1973) 横浜の復元図. 古地図研究, vol. 4, no. 9, p. 7-10.
- 石綿しげ子・高野繁昭 (1980) 横浜市北部・川崎市周辺の第四紀層 (演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, no. 10, p. 68.
- 神奈川県 (1955) 神奈川県下の天然ガス地下資源. 総合計画資料, no. 8, 39 p.
- 関東第四紀研究会 (1970) 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題. 地球科学, vol. 24, p. 151-166.
- (1972) 横浜南部で新たに発見された古期ローム層について. 地質ニュース, no. 215, p. 17-23.
- (1973) 南関東の第四紀堆積盆地. 地球科学, vol. 27, p. 102-112.
- (1974 a) 横浜付近の第四系に関する諸問題(1), (2). 地球科学, vol. 28, p. 155-171, p. 218-235.
- (1974 b) 横浜市西部で発見された丹沢パミスとその直下の泥炭層の¹⁴C年代——日本の第四紀層の¹⁴C年代 (92). 地球科学, vol. 28, p. 49-50.
- 関東ローム研究グループ (1956) 関東ロームの諸問題. 地質雑, vol. 62, p. 302-316.

- (1960) 関東ロームの諸問題 (Ⅲ). 地球科学, no. 46, p. 1-18.
- (1965) 関東ローム——その起原と性状. 築地書館, 東京, 378 p.
- 河井興三 (1955) 川崎—多摩地区. 神奈川県下の天然ガス地下資源, p. 13-21, 神奈川県.
- 北里 洋 (1976) 房総半島後期新生代の微化石相の変遷 (演旨). 地質学会83年大会, p. 212.
- 菊地隆男 (1972) 下総層群の層序に関する問題点——青木直昭氏らの層序区分に対する批判. 地質雑, vol. 78, p. 611-623.
- (1974) 関東地方の第四紀地殻変動の性格. 垣見・鈴木編「関東地方の地震と地殻変動」ラティス, 東京, p. 129-146.
- KIKUCHI, T. (1977) Pleistocene sea level changes and tectonic movements in the Boso Peninsula, Central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, no. 12, p. 77-103.
- KOYAYASHI, K. (1965) Late Quaternary chronology of Japan. *Earth Science (Chikyū Kagaku)*, no. 79, p. 1-17.
- 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.
- 小林修一 (1974) エビズルの種子化石. 関東の四紀, no. 1, p. 24.
- 小池 清 (1951) いわゆる黒滝不整合について. 地質雑, vol. 57, p. 143-156.
- ・生越 忠 (1954) 「深沢砂岩」. 地層名辞典, 日本新生界, 1部A-I, 東京大学出版会, p. 160.
- 倉林三郎・土屋龍雄 (1962) 層位学・古地理学での粘土鉱物の利用. 地球科学, nos. 60・61, p. 16-22.
- KUWANO, Y. (1950) New Species of Foraminifera from the Pliocene Formation of Tama Hill in the Vicinity of Tokyo. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 56, p. 331-321.
- 関東新生代構造研究グループ (1977) 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴. 地団研専報, no. 20, p. 241-256.
- 町田 洋 (1971) 南関東のテフロクノロジー (I)——下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について——. 第四紀研究, vol. 10, p. 1-20.
- (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑, vol. 82, p. 53-76.
- ・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰——始良 Tn 火山灰の発見とその意義. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- ・——・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, vol. 83, p. 302-338.
- ・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理評, vol. 41, p. 241-257.
- ・鈴木正男 (1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年——フィッション・トラック法による試み. 科学, vol. 41, p. 263-270.

- 横山次郎 (1930) 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念地学論叢, p. 307-382.
- 松島義章 (1971) 大船貝層の C¹⁴ 年代と貝化石群集. 神奈川県博研報, vol. 1, no. 4, p. 61-70.
- (1972) 古大船湾の貝化石群集——その湾奥部について——, 神奈川県博研報, vol. 1, no. 5, p. 31-43.
- (1973) 横浜市内の沖積層の貝化石群集 (予報). 神奈川県博研報, vol. 1, no. 6, p. 7-19.
- 見上敬三・奥村 清 (1972) 横浜沿岸地域の沖積層. 星野・青木編, 伊豆半島, 東海大学出版会, p. 49-58.
- 三木五三郎・成瀬 洋 (1966) 根岸湾の地盤. 横浜市埋立事業局, 132 p.
- 皆川紘一 (1968・1969) 相模川山間部のローム層と第四紀地史. 第四紀研究, vol. 7, p. 101-108; vol. 8, 1-9.
- ・町田瑞男 (1971) 南関東の多摩ローム層序. 地球科学, vol. 25, p. 164-176.
- 三梨 昂 (1954) 房総半島鬼沓山南部の地質. 地質雑, vol. 60, p. 461-472.
- (1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造, 層序概説. 日本地質学会第75年年会地質見学案内書, p. 4-13.
- (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- (1977) 層厚変化による堆積層の区分単元とその基盤運動. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 249-260.
- ・奈須紀幸・楡井 久ほか20名 (1976) 東京湾とその周辺地域の地質図, 特殊地域図・20, 1:10,000, 地質調査所.
- ・——・—— (1979) 東京湾とその周辺地域の地質. 地質調査所, 91 p.
- ・安国 昇・品田芳二郎 (1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序. 地調月報, vol. 10, p. 9-24.
- ・矢崎清貫 (1958) 火砕鍵層による房総・三浦半島の新生代層の対比(1). 石油技誌, vol. 23, p. 16-22.
- ・—— (1968) 日本油田・ガス田図6 三浦半島(1:25,000). 地質調査所.
- ・——・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜夫・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉 (1961) 日本油田・ガス田図4 富津一大多喜(1:50,000). 地質調査所.
- 満岡 孝・米沢 宏・横浜サブ団研グループ (1977) 横浜付近の第四系(その1)——田谷町付近の長沼層・屏風ガ浦層. 関東の四紀, no. 4, p. 44-52.
- 三土知芳 (1932) 7万5千分の1地質図幅「八王子」ならびに説明書. 地質調査所, 54-9 p.
- NAKAGAWA, H. (1960) On the cuesta topography of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, ser., II (Geol.), spec. vol. 4, p. 385-391.
- NARUSE, Y. (1961) Stratigraphy and Sedimentation of the Late Cenozoic deposits in the southern Kantō region, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 32, p. 349-373.
- 成瀬 洋 (1960) 相模積成盆地の変遷——南関東上部新生界の地史学的研究(2). 第四紀研究, vol.

- 1, p. 243-255.
- ・戸谷 洋 (1957) 相模野台地南東部の関東ローム, 地質雑, vol. 63, p. 126-136.
- 奈須紀幸 (1950) 堆積岩の粒度表示 (三浦半島北部), 地質雑, no. 656, p. 309-310.
- 西村祥子 (1980) 横浜市における中・上部更新統の花粉群変遷, 地質学雑誌, vol. 86, p. 275-291.
- 生越 忠 (1955) 「三浦層群」, 地層名辞典, 日本新生界, 2部, K-N. 東京大学出版会, p. 592-604.
- 岡 重文 (1974) 南関東の段丘変形についての2・3例——地殻変動の定常性について, 垣見・鈴木編「関東地方の地震と地殻変動」, ラティス, p. 147-156.
- ・桂島 茂・宇野沢昭 (1974) 横浜市本牧台地付近の第四系——洪積台地について(演旨), 日本地質学会 81年学術大会講演要旨, p. 66.
- ・島津光夫・宇野沢昭・桂島 茂・垣見俊弘 (1979) 藤沢地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 111 p.
- ・宇野沢昭・桂島 茂・黒田和男 (1973) 土地分類基本調査「藤沢」(5万分の1), 表層地質各論, 経済企画庁, p. 1-29.
- 太田陽子・当間唯弘・須磨重允 (1970) 横浜市付近の下末吉層基底面の地形, 地理評, vol. 43, p. 647-661.
- 大塚弥之助 (1930) 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最新地質時代に於ける海岸線の変化に就て, 地質雑, vol. 37, p. 343-386.
- (1932) 多摩丘陵の地質 (其の1), 地質雑, vol. 39, p. 641-655.
- (1937) 関東地方南部の地質構造 [横浜—藤沢間], 震研彙報, no. 15, p. 974-1040.
- (1948) 日本島の生ひ立ち, 大八洲出版, 東京, 133 p.
- 大山 桂 (1951) 小柴層の化石群集について(予報), 資源研彙報, no. 24, p. 55-59.
- (1952) 海産貝類の垂直分布について, ヴィナス, vol. 17, p. 27-35.
- (1952) 茂原・鶴舞間の長南・笠森累層の貝化石群集, 石油技誌, vol. 17, p. 55-59.
- (1959) 千葉県養老川・小櫃川地区の化石群, 地調月報, vol. 10, p. 99-102.
- 尾崎公彦 (1971) 屏風ガ浦層産植物葉化石群について, 横浜国大理科紀要, 二類, no. 18, p. 49-60.
- 品田芳二郎 (1959) 神奈川県大船付近天然ガス調査報告, 地調月報, vol. 10, p. 531-535.
- 杉原重夫 (1970) 下総台地西部における地形の発達, 地理評, vol. 43, p. 703-718.
- ・新井房夫・町田 洋 (1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー, 地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- SUGIMURA, A and NARUSE, Y. (1954) Changes in sea level, seismic upheavals and coastal terraces in southern Kanto Region, Japan, (I), *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 24, p. 101-113.
- 鈴木好一 (1932) 神奈川県厚木町北方の鮮新統(1, 2), 地質雑, vol. 39, p. 49-70, p. 97-132.
- (1937) 武蔵野系, 其の区分及時代II, 地質雑, vol. 44, p. 589-593.
- ・北崎梅香 (1951) 神奈川横浜・逗子・片瀬地方の新生代有孔虫群の研究, 地質雑, vol. 57, p. 65-78.

- 鈴木 敏 (1887) 20万分の1地質図幅「横浜」ならびに同説明書. 地質調査所.
- 徳永重元・郷原保真・桑野幸夫 (1949) 多摩丘陵の地質. 資源研彙報, no. 14, p. 43-60.
- 東京都土木技術研究所 (1969) 東京都地盤地質図. 東京都地質図集, 2.
- 当間唯弘 (1974) 横浜付近の下末吉面の陸化過程. 第四紀研究, vol. 13, p. 199-215.
- 鶴見英策・大村 纂 (1966) 多摩丘陵東部の地形およびローム層に関する若干の知見. 第四紀研究, vol. 5, p. 59-64.
- Ujihé, H. and KAGAWA, E. (1963) Planktonic foraminifera from the Naganuma formation, Kanagawa Prefecture, Japan. Pt. 1. Faunal analysis. *Bull. Nat. Sci. Mus.*, vol. 6, p. 328-345.
- 上杉 陽 (1975) テフラの累層区分. 関東の四紀, no. 2, p. 18-22.
- (1976) 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, no. 3, p. 28-38.
- 渡辺亮二 (1969) 横浜市東白楽及び日吉付近の武蔵野期堆積物中の化石珪藻について. 第四紀研究, vol. 8, p. 22-25.
- 矢部長克・青木廉二郎 (1927) 関東構造盆地周縁山地に沿へる段丘の地質時代. 地理評, vol. 3, p. 79-87.
- 横浜サブ団研グループ (1978) 横浜付近の第四系 (その2) ——飯島・長沼町付近の長沼層. 関東の四紀, no. 5, p. 28-38.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Tōkyō (8) No. 74**GEOLOGY**

OF THE

YOKOHAMA DISTRICT

By

Takashi MITSUNASHI and Takao KIKUCHI

(Written in 1980)

(Abstract)

The mapped district located in 139°30' to 139°45' E. long. and 35°20' to 35°30' N. lat. faces Tōkyō Bay and its south western part is close to Sagami Bay.

The geology of this district is mainly composed of the Kazusa Group of Pliocene to early Pleistocene age and the Sagami Group of middle to late Pleistocene age. The two Groups are regarded as representative formations of Pliocene to Pleistocene stratigraphy in Japan. Many geologic events of this district are summarized in the Table 1.

Kazusa Group

The Kazusa Group is divided into the Urago, Nojima, Ofuna, Koshiha, Nakazato and Hama Formation in ascending order in the southern district, but the Koshiha Formation in the northern district is designated as the Kamihoshikawa Formation. Total thickness of the Group attains nearly 700 m. The Formation were deposited under marine environment, except the uppermost Hama Formation which was supposed to be of brackish or fresh water deposition.

The Urago Formation, the lowest formation of the Kazusa Group unconformably lies on the Ikego Formation, the uppermost part of the Miura Group. The Urago Formation is

Table 1 Geological sequences of Yokoham District

		Clastic deposits		Pyroclastic deposits
		Northern part	Southern part	
Holo-cene		Alluvium (F)		Younger Fuji Volcanic Ashes (A)
Late Pleistocene		Shimokawai Peat Bed (F)		Younger Loam Tachikawa Loam (A)
		Terrace deposits (F)		Musashino Loam (A)
Middle Pleistocene	Sagami Group	Zengyo Gravel (F)		Shimosueyoshi Loam (A)
		Shimosueyoshi Formation (M)		
		Totsuka Formation (M)		Tsuchibashi Loam (A)
		Maioka Formation (M)		Maioka Loam (A)
		Sannodai Old Dune Sands (A)		Nishine Loam (A)
		Nishine Formation (M)		Sannodai Loam (A)
		Kamikurata Formation (M)		Hirato Loam (A)
		Byobugaura Formation (M)		
		Naganuma Formation (M)		
Pliocene - Early Pleistocene	Kazusa Group		Hama Formation	
		Nakazato Formation		Sh
		Kamihoshikawa Formation		Ka2,3
		Koshiba Formation		Ku2
				H1
		Ofuna Formation		U6
		Nojima Formation		O26
		Kd19		
			Kd23	
		Fukazawa and Urago Formations		
		Miura Group		

(M) : Marine, (F) : Fluvial, (A) : Aolian

made of tuff breccia including molluscan fossils, in the area along Tokyo Bay and tuffaceous sandstone, often cross-laminated in the area along Sagami Bay.

The Nojima Formation consists of tuffaceous sandstone, muddy sandstone and sandy mudstone containing scoria and pumice which are often cross-laminated in the western district. The Formation lies conformably on the Urago Formation and was deposited under moderate bathyal environment. Its thickness attains about 150 m. The Ofuna Formation is made of greenish gray mudstone deposited under bathyal environment. Its thickness is 190 m near Ofuna Station and decreases toward the east and south. It attains about 100 m in thickness in the northern district and about 20 m in the southern district along Tokyo Bay where it is composed of tuffaceous sandstone and muddy sandstone. It is correlated with the Otadai and Kiwada Formations in the Boso peninsula, because such pyroclastic key beds as O27, Kd19 and Kd23 intercalated in these formations are found in the Ofuna Formation.

The Koshiba Formation is made of tuffaceous sandstone in the area along Tokyo Bay, and the sandstone becomes partly cross-laminated and non-tuffaceous in the western district. The upper part of the Koshiba Formation changes lithologically toward the west and becomes lower and the middle part of the Nakazato Formation as shown in profiles. The Formation is correlated with the Kamihoshikawa Formation of Tama hilly land, the Kakinokidai,

Kokumoto and Umegase Formations of the Boso peninsula, because pyroclastic key beds such as Ka2 and 4 of the Kakinokidai Formation, U6 and 8 of the Umegase Formation, and Mt, H1 and 2 of the Kamihoshikawa Formation are found in the Koshiha Formation. The depositional environment of the Formation is sub-littoral to lower neritic, judging from the assemblage of molluscan fossils as shown in Table 6.

The Nakazato Formation is made of sandy siltstone intercalating thin layers of fine-grained sand. Its thickness attains 60 m in the area along Tokyo Bay and 200 m north of Ofuna Station. The lower and middle parts of the Formation change laterally to tuffaceous sandstone of the Koshiha Formation as shown in profile. The Nakazato Formation was deposited under lower neritic environment, judging from the assemblage of molluscan fossils. The occurrence of *Nassarius gemmulatus* (LAMARCK) from the uppermost part of the Formation indicates that it was deposited 20 to 30 m in depth (OYAMA, 1951).

The Hama Formation consists of alternation of sand and mud, and pebbly sandstone. It attains 60 m or more in thickness and is distributed along the axis of the Tomioka Syncline. *Synera ulna* (HITZSCH) EHR, var. *ramesi* (HÉRIBAUD et PERA) HUST which is diatom living in fresh water and fragment of sponge spicules living in fresh water were found in the middle part of the Formation. The lower part of the Formation is supposed to have been deposited 20 to 30 m depth in marine environment. Accordingly, the depositional environment of the Hama Formation changed from shallow marine to fresh water.

The Kamihoshikawa Formation which is correlated with the Koshiha Formation is composed of mudstone and sandstone intercalated by deep-seated submarine sliding deposits in the lower part, and is distributed in the center of Hoshikawa Dome.

Geologic structure General structural trend of the Kazusa Group is in an E-W or WNW-ESE direction and undulates gently with wave length about 50 km. So they are found Tomioka Syncline and Bunko Semi-dome in the central part of the district, and Hoshikawa dome in the north. The thickness and facies change remarkably from one side to the other around anticline and semi-dome. Thickness of the lower part of the Kazusa Group attains maximum to the south of Hoshikawa Dome, on the other hand, that of the middle part does to the north of the Dome. The difference was caused by northward movement of the center of the sedimentary basin.

SAGAMI GROUP

The Sagami Group overlying the Kazusa Group consists of neritic, lacustrine and fluvial deposits, and is distributed over hill and upland areas in the district. The Group is divided into seven formations with undulate unconformable boundaries which were formed during low sea-level stages. Each formation is commonly covered with weathered pyroclastic air-fall deposits called the "Kanto Loam".

The Naganuma Formation, the lowest part of the Sagami Group, is mainly distributed in the south-west corner of the district. It consists mainly of massive silty sands yielding many neritic molluscan fossil shells except the upper part composed of sand and gravel.

The Byobugaura Formation overlying the Naganuma Formation begins with conglomerate accompanied by some pumice and peaty clay beds and is followed by well sorted medium sands intercalating a scoriaceous bed about 10 m thick. The upper part of the Formation is composed of sand and gravel and is overlain by the Hirato Loam.

The Kamikurata Formation overlies the Byobugaura Formation in the relation of undulate unconformity exposed about Kamikurata-cho, Totsuka-ku, southern part of Yokohama-shi. It consists of muds in the lower part, sands in the middle part, and alternation of sand and mud in the upper part. The uppermost part is tuffaceous and is covered by the Sannodai Loam.

The Nishine Formation is composed of cross-laminated sands with gravel and mud layers, and the Nishine Loam covering it are exposed only in the neighborhood of Nishine, Maioka-cho, Totsuka-ku, Yokohama-shi. The Sannodai Old Dune Sands is exposed only around Sannodai Hill, Nagata-cho, Minami-ku, Yokohama-shi. It is only cleared that the stratigraphical horizons of these sediments are between the Sannodai Loam and the Maioka Formation.

The Maioka Formation distributed very narrowly at the northern part of Maioka-cho, Totsuka-ku and the southern part of Setogaya-cho, Hodogaya-ku, Yokohama-shi, consists mainly of alternation of sand and mud with numerous drifted pumice grains and plant fragments.

The lower part of the Maioka Loam is surely contemporaneous with the Maioka Formation. As the Totsuka Formation is distributed very narrowly, the sedimentary facies, the thickness, and the distribution of the Formation are little clear. The Tsuchihashi Loam may be contemporaneous with the Totsuka Formation.

The Shimosueyoshi Formation has the widest distribution among the Sagami Group. The Formation formed during the last interglacial transgression is divided into two parts. The lower is composed of muddy valley-filling deposits yielding sporadic molluscan shells. The upper consists of sandy deposits and forms a remarkable marine terrace named the Shimosueyoshi Terrace. The Shimosueyoshi Loam occupying the top of the Sagami Group overlies the Shimosueyoshi Formation. The Zengyo Terrace Gravels mainly developed in the western district is formed by the Sagami River. The stratigraphical horizon of the gravels is referred to the middle part of the Shimosueyoshi Loam.

RIVER TERRACE DEPOSITS AND YOUNGER LOAM

River Terrace Deposits are developed along the Sagami River and small valleys in the hill and upland areas. The Deposits are composed of fluvial gravels. The Younger Loam thinly covers all sediments mentioned above except hilly area where superficial deposits were eroded away. The Shimokawai Peat Bed covered by the upper part of the Younger Loam was dug out from the bottom of a tributary of the Katabira River.

ALLUVIUM AND SOIL OF RECLAIMED LAND

The alluvial plains along the Katabira and the Kashio Rivers are filled by marine transgressive deposits mainly of unconsolidated mud and sand with many molluscan shells. In this district the wastes along the coast have been reclaimed since the seventeenth century. However it is not possible to draw boundary between alluvium and land reclaimed in the past times.



1 小柴層(模式地)遠



2 小柴層(模式地)近



3 浜層最下部 遠



4 浜層最下部 近



5 浜層最上部 遠



6 浜層最上部 近

※文献引用例

三梨 昂・菊地隆男 (1982) 横浜地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1図幅)、地質調査所, 105 p.

MITSUNASHI, T. and KIKUCHI, T. (1982) *Geology of the Yokohama District. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 105p. (in Japanese with English Abstract, 4p.)*

昭和 57 年 1 月 5 日 印刷

昭和 57 年 1 月 9 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目 1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

© 1982 Geological Survey of Japan

平成 8 年 3 月 27 日 第 2 刷発行

印刷者 和 田 信 一

印刷所 住友出版印刷株式会社

東京都北区西が丘2-9-13

平成22年 2 月 15 日 第 3 刷発行

印刷者 坂 三 義

印刷所 谷田部印刷株式会社

茨城県つくば市谷田部 1979-1

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tōkyō (8) No. 74



GEOLOGY OF THE YOKOHAMA DISTRICT

By

Takashi MITSUNASHI and Takao KIKUCHI



1982

Geological Survey of Japan

Junji SUYAMA, Director

1-3, HIGASHI 1-CHŌME, YATABE-MACHI, TSUKUBA-GUN,

IBARAKI-KEN, 305 JAPAN