

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅
東京（8）第75号
NI-54-25-4

木更津地域の地質

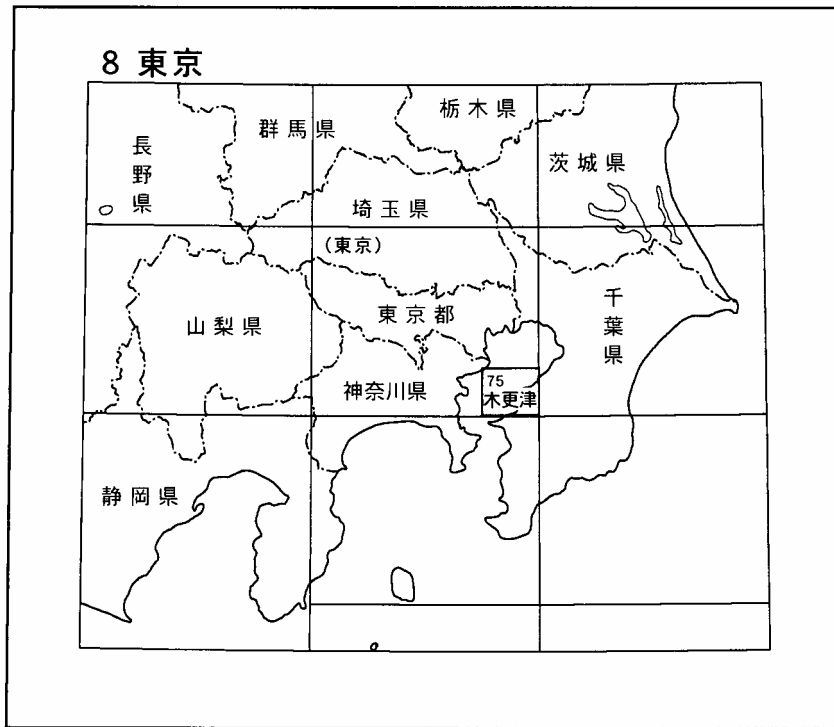
小松原 琢・中澤 努・兼子尚知

平成16年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

東京 Tōkyō
1:75,000 (1934)

千葉 Chiba
1:75,000 (1935)

8-63 東京西南部 Tōkyō-Seinambu NI-54-25-7 (1984)	8-64 東京東南部 Tōkyō-Tōnambu NI-54-25-3 (未刊行, unpublished)	8-65 千葉 Chiba NI-54-19-15 (未刊行, unpublished)
8-74 横浜 Yokohama NI-54-25-8 (1982)	8-75 木更津 Kisarazu NI-54-25-4 (2004)	8-76 姉崎 Anesaki NI-54-19-16 (1984)
8-84 横須賀 Yokosuka NI-54-26-5 (1998)	8-85 富津 Futtsu NI-54-26-1 (未刊行, unpublished)	8-86 大多喜 Ōtaki NI-54-20-13 (未刊行, unpublished)

茂原 Mobara
1:75,000 (1937)

木更津地域の地質

小松原 琢*・中澤 努*・兼子尚知*

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所の1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行い、さまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。そのうちで、5万分の1地質図幅は詳細な地質調査に基づく地質図であり、基盤的な地質情報が網羅されている。

1978年に、地震予知連絡会によって、近い将来地震の起こる可能性が他より高い地域として観測強化地域「南関東」及び「東海」が選定され、政府を始めとする各界からこの地域の地質図幅の早急な整備が要請された。これを受けて、1979年から地震予知のための観測強化地域の地質図幅作成計画（観測強化地質図幅の研究）が開始され、その第5次計画が現在実施されている。

「木更津」図幅の作成は、観測強化地域「南関東」の地質図幅作成計画の一環として実施されたもので、現地野外調査は平成11～14年度に行われた。調査は基本的に小松原・中澤・兼子の3名で行い、全体の取りまとめは小松原・中澤が担当した。

調査・研究に際しては、多くの方々から協力を頂いた。

現地の露頭状況及びテフラの分布と層位に関しては独立行政法人農業工学研究所の中里裕臣氏、静岡聖光学院高等学校の佐藤弘幸氏に御教示頂いた。貝化石に関しては産総研地球科学情報研究部門の中島 礼氏に御教示頂いた。一部の火山灰の屈折率測定は古澤地質株式会社古澤 明氏に、珪藻分析は株式会社パレオ・ラボの藤根 久氏に依頼した。国土交通省関東地方整備局東京湾口航路工事事務所、木更津市、君津市、袖ヶ浦市からはボーリング資料を提供して頂いた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

(平成15年度稿)

所 属

*地質情報研究部門

Keywords : geologic map, 1 : 50,000, Kantō, Sodegaura, Kisarazu, Kimitsu, Pleistocene, Holocene, Shimōsa Group, Yabu Formation, Kamiizumi Formation, Kiyokawa Formation, Kioroshi Formation, Anesaki Formation, Ichihara Terrace Deposits, Nansō Terrace Deposits

目 次

第1章	地 形	1
1.1	地形概説	1
1.2	台地・丘陵の地形	2
1.3	低地の地形	2
1.4	海底の地形	3
第2章	地質概説	5
2.1	下総層群	5
2.2	新期関東ローム層及び新期段丘堆積物	6
2.3	沖積層及び完新世段丘堆積物	6
2.4	地質構造	6
第3章	下総層群	7
3.1	地蔵堂層	8
3.1	藪 層	8
3.3	上泉層	11
3.4	清川層	16
3.5	横田層	24
3.6	木下層	25
3.7	姉崎層	32
3.8	“常総粘土”	34
第4章	新期段丘堆積物及び新期関東ローム層	37
4.1	新期関東ローム層	37
4.2	市原Ⅰ段丘堆積物	38
4.3	市原Ⅱ段丘堆積物	41
4.4	市原Ⅲ段丘堆積物	41
4.5	南総Ⅰ段丘堆積物	41
第5章	沖積層及び完新世段丘堆積物	42
5.1	沖積層	42
5.2	完新世段丘堆積物	45
第6章	東京湾底の地質	46
第7章	地質構造	49
第8章	応用地質	54
8.1	埋立地	54
8.2	山砂利	54
8.3	地 震	54
8.4	斜面崩壊・地すべり	54
8.5	地盤沈下	56

文 献	57
Abstract	62

図・表目次

第1.1図 「木更津」図幅地域周辺の地形陰影図	1
第1.2図 本地域周辺の接峰面及び等深線図	2
第1.3図 本地域（房総半島側）の段丘面分布図	3
第1.4図 小櫃川下流周辺の微地形分類図	4
第2.1図 本地域の層序総括図	5
第3.1図 下総層群の主なテフラと海洋酸素同位体ステージ（MIS）との対比	8
第3.2図 木更津台地西部西縁の地質柱状図	8-9
第3.3図 君津市人見における地蔵堂層-蕨層境界付近	9
第3.4図 君津市浜の蕨層に見られるリップル	10
第3.5図 君津市浜の蕨層に見られるアサリを主体とする貝化石の産状	10
第3.6図 君津市浜の蕨層，上泉層，清川層から産出する珪藻化石	12
第3.7図 木更津台地南部の地質柱状図	12-13
第3.8図 木更津市上烏田の上泉層に見られるヘリンボーン構造	13
第3.9図 木更津市上烏田で見られる上泉層の砂層	13
第3.10図 木更津市畑沢の上泉層に見られる大規模斜交層理砂層	14
第3.11図 Km2テフラの近接写真	15
第3.12図 木更津市矢那付近に見られるKm2テフラの特徴	15
第3.13図 君津市東坂田の上泉層から産出した珪藻化石	17
第3.14図 木更津台地北部の地質柱状図	18
第3.15図 木更津北インター前における清川層上部の貝化石層	19
第3.16図 木更津市笹子の清川層最上部付近に見られる白斑状生痕化石 <i>Mzcaromchnus segregatis</i>	19
第3.17図 Ky3テフラの近接写真	20
第3.18図 Ky3テフラ及び大磯丘陵のTB-8テフラの特徴	21
第3.19図 Ky3.5テフラの近接写真	22
第3.20図 Ky3.5テフラ及び大磯丘陵のTB-9，Cu-4テフラの特徴	23
第3.21図 木更津市上島田の清川層下部から産出した珪藻化石	23
第3.22図 Yk2テフラの近接写真	25
第3.23図 木更津市菅生における横田層のYk3テフラ及びその下位のテフラの特徴	26
第3.24図 木更津台地中央部の地質柱状図	26-27
第3.25図 木下層最下部付近に見られるトラフ状斜交層理の発達する砂礫層	27
第3.26図 木下層下部に見られる樹幹	27
第3.27図 木下層下部に見られる砂泥互層とチャンネル構造	28
第3.28図 木下層上部基底の貝化石密集層	28
第3.29図 木下層上部に見られる砂泥互層	29
第3.30図 Ko1テフラの近接写真	29

第 3. 31 図	木更津市伊豆島の木下層下部から産出した珪藻化石	32
第 3. 32 図	袖ヶ浦台地の姉崎層を中心とする地質柱状図	33
第 3. 33 図	木更津台地の柿崎層及び“常総粘土”を中心とする地質柱状図	34
第 3. 34 図	姉崎層中の主要テフラの柱状図	35
第 4. 1 図	新期関東ローム層の模式柱状図	37
第 4. 2 図	箱根小原台テフラ (Hk-OP) の近接写真	38
第 4. 3 図	箱根三浦テフラ (Hk-MP) の近接写真	39
第 4. 4 図	箱根東京テフラ (Hk-TP) の近接写真	39
第 4. 5 図	市原 I - III 段丘堆積物の地質柱状図	40
第 4. 6 図	南総 I 段丘堆積物の地質柱状図	41
第 5. 1 図	東京湾上空から小櫃川低地を望む	42
第 5. 2 図	沖積層既存ボーリング位置図	42-43
第 5. 3 図	小櫃川三角州の横断面	43
第 5. 4 図	小櫃川埋没浸食谷中心部の縦断面	44
第 5. 5 図	小櫃川浸食谷埋積堆積物の模式的な層相縦断面図	45
第 6. 1 図	東京湾における音波探査断面図	47
第 6. 2 図	東京湾横断道路沿いの地質断面図	48
第 7. 1 図	上泉層基底と Km2 の標高分布図	49
第 7. 2 図	清川層・横田層基底と Ky3.5 の標高分布図	50
第 7. 3 図	木下層基底と Ko1 の標高分布図	51
第 7. 4 図	下総下位面とその等高線図	52
第 7. 5 図	木更津市伊豆島の造成工事に見い出された姉崎層以上の地層を変位させる断層群	53
第 8. 1 図	関東地震時の震度分布図	55
第 8. 2 図	千葉市-君津市の東京湾岸主要水準点の経年変動	56
第 3. 1 表	木更津付近の下総層群の層序比較表	7
第 3. 2 表	君津市浜付近の蕨層から産出する貝化石	11
第 3. 3 表	本地域に分布する上泉層の主なテフラの特徴	16
第 3. 4 表	本地域に分布する清川層の主なテフラの特徴	22
第 3. 5 表	本地域に分布する横田層の主なテフラの特徴	24
第 3. 6 表	本地域に分布する木下層の主なテフラの特徴	30
第 3. 7 表	本地域に分布する姉崎層と“常総粘土”の主なテフラの特徴	36
第 4. 1 表	本地域に分布する新期関東ローム層の主なテフラの特徴	38
付図第 1 図	袖ヶ浦台地柱状図付置図	60
付図第 2 図	木更津台地柱状図付置図	61
Fig. 1	Stratigraphic summary of Kisarazu district	63

第1章 地 形

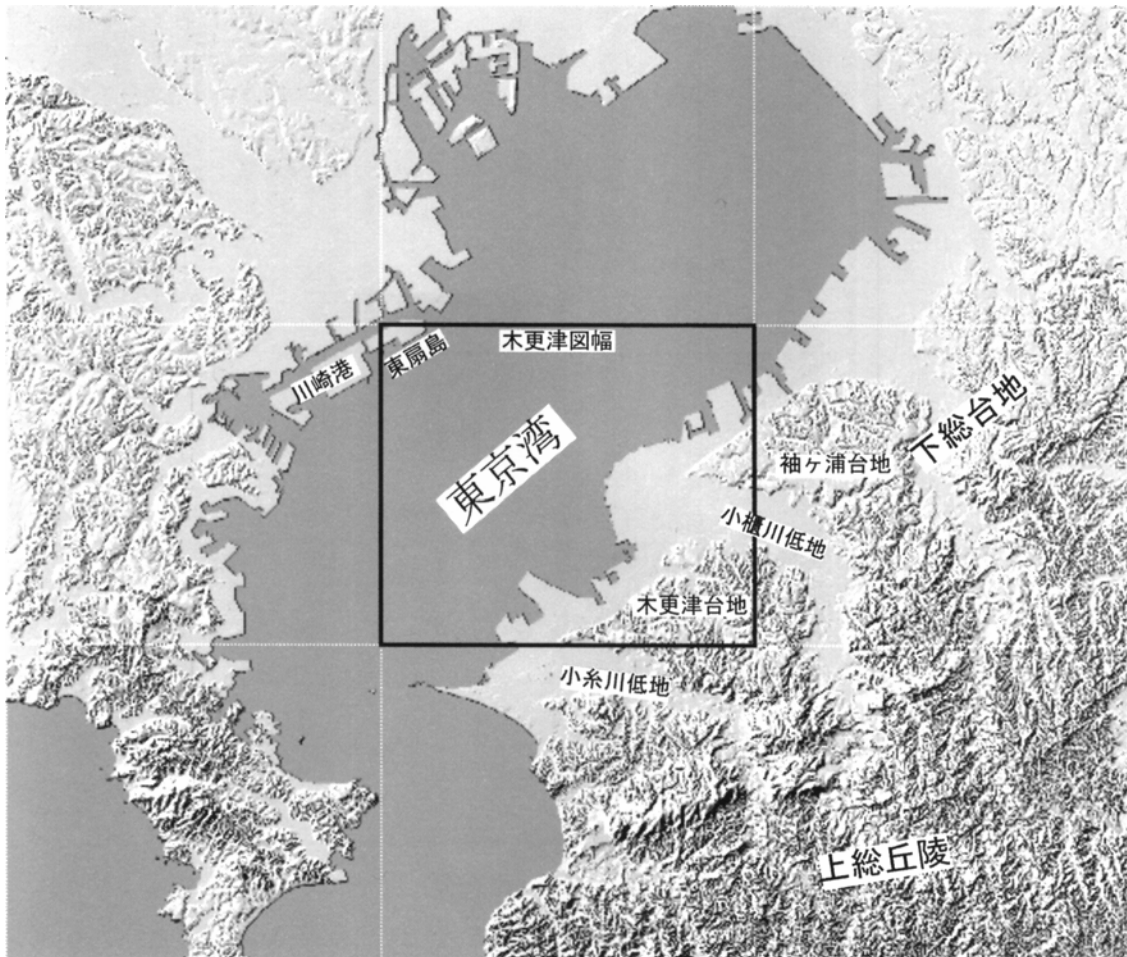
(小松原 琢)

1.1 地形概説

「木更津」図幅地域（以下、本地域と略す）は、北緯35°20′-35°30′，東経139°45′-140°00′（世界測地系では北緯35°20′118″-35°30′11.7″，東経139°44′484″-139°59′18.3″であるが，本説明書では旧測地系を用いる）の範囲に相当する。本地域は房総半島中西部から東京湾を挟んで東京湾西岸の埋立地を含み（第1.1図），神奈川県川崎市の埋立地と，東京湾中部，及び千葉県袖ヶ浦市，木更津市，君津市及び富津市に属する。

本地域の中央部を占める東京湾は，東岸に比べ西岸で

やや深い最大水深約40mの内湾である。本地域の南東部にあたる房総半島中西部は，標高100m以下の下総台地と呼ばれる台地ないし丘陵，小櫃川，小糸川沿いの低地及び埋立地からなる。本地域の下総台地は小櫃川を境に北側の袖ヶ浦台地と南側の木更津台地に分けられる。また台地を開折する小河川沿いには谷底平野が，小櫃川河口付近には三角州が大規模に発達する。小櫃川低地には自然堤防や旧河道などの微起伏があったが，圃場整備などの人工改変によって大部分は平坦化された。小櫃川河口付近を除く東京湾沿岸は埋め立てによって人工海岸となっている。



第1.1図 「木更津」図幅地域周辺の地形陰影図

国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）日本-IIにより作成。使用ソフトはカシミール3D。

1.2 台地・丘陵の地形

下総台地は、後期更新世の台地・段丘面、それが開析され平坦な背面をもつ丘陵からなる。本地域周辺の接峰面（第1.2図）高度は、南東部で最も高く標高100mであるが、下総層群の地質構造と調和的に北西に向かって低下する。台地や丘陵を開析する谷は、浅く幅の広い谷底平野をなし、谷頭部は馬蹄形の浸食地形をなす。

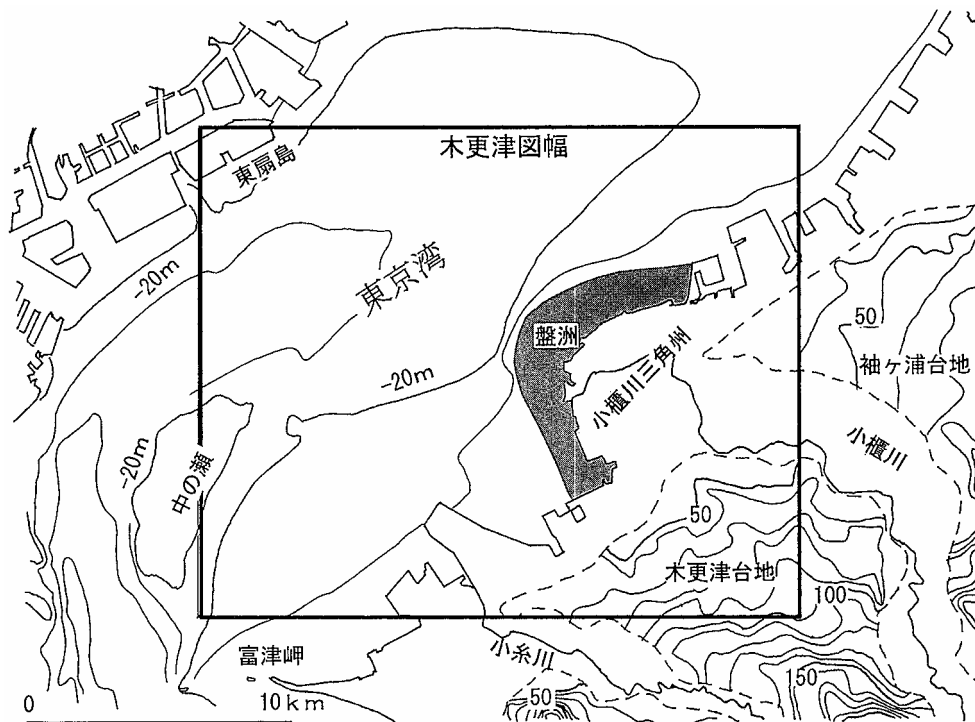
本地域の地形面は高位から、下総下位面、市原面群、南総Ⅰ面、及び完新世段丘面群に区分される（第1.3図）。下総下位面は主に木更津台地北部に分布する、姉崎層の堆積面であり、御岳第一テフラ（On-Pm1）降下後、箱根小原台テフラ（Hk-Op）降下前に離水した陸水成の段丘面である。市原面群は3段の段丘面（高位より市原Ⅰ-Ⅲ面）に細分され、いずれも層厚5m未満の段丘堆積物からなり武蔵野ローム層に覆われる。市原面群はいずれも河成の段丘面であるが、最高位の市原Ⅰ面は袖ヶ浦台地と木更津台地西部の丘陵頂部に広く分布する。市原Ⅱ面及び同Ⅲ面は丘陵を開析する谷沿いに分布する。南総Ⅰ面は始良Tnテフラ（AT）を含む立川ローム層に覆われる河成の段丘面である。完新世段丘面群は、丘陵を開析する河川沿いと旧東京湾岸沿いに断片的に分布する。このうち旧東京湾岸沿いの地形面は、標高4~6mの海成段丘面である。

1.3 低地の地形

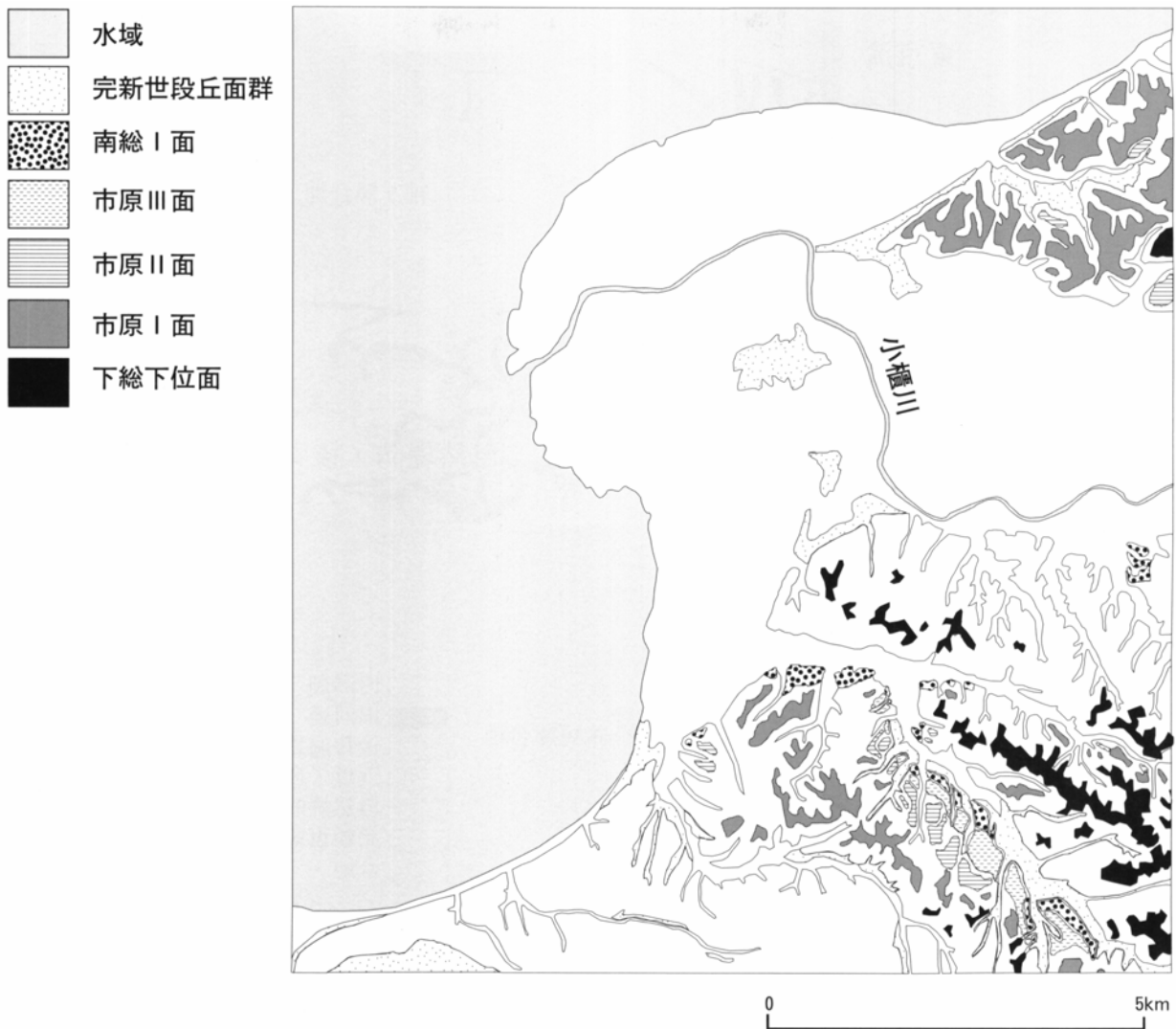
本地域の低地は圃場整備などによって激しく改変されているので、現在では微地形の多くが失われているが、地質図には1940年代米軍撮影の空中写真と明治時代作成の旧版地形図から読み取った微地形を示した（第1.4図）。

小櫃川沿いの低地は、国道16号線バイパス付近より東側の自然堤防後背湿地地域と西側の砂州三角州地域に分けられる（土屋，1980）。自然堤防後背湿地地域には著しい蛇行を示す旧河道とそれに沿う自然堤防、後背湿地及び旧潟湖が分布する。砂州三角州地域では旧海岸線に平行する3ないし4列の浜堤群、それを横断する旧河道、及び自然堤防などの微地形が認められる。旧潟湖は旧版地形図作成時には既に干拓・農地化されていたが、近世以降の干拓記録（吉村，1985）や、周囲に比べ1~2m程度地盤高が低いことからその範囲を特定した。また吉村（1985）の小櫃川下流部の河道変遷に関する研究によると、明瞭な旧河道は近世の河道の跡であることが多い。なお、小櫃川の自然堤防後背湿地地域の沖積面は、現河道より最大数m上位に位置し、中流部の完新世段丘面（久留里面群）に漸移する。

本地域の海岸沿いの埋立地は港湾・工業施設として昭和40年代以降に埋め立てられた（大嶋，1990）。埋立地



第1.2図 本地域周辺の接峰面及び等深線図
接峰面は台地帯のみを等高線間隔10mで表示。



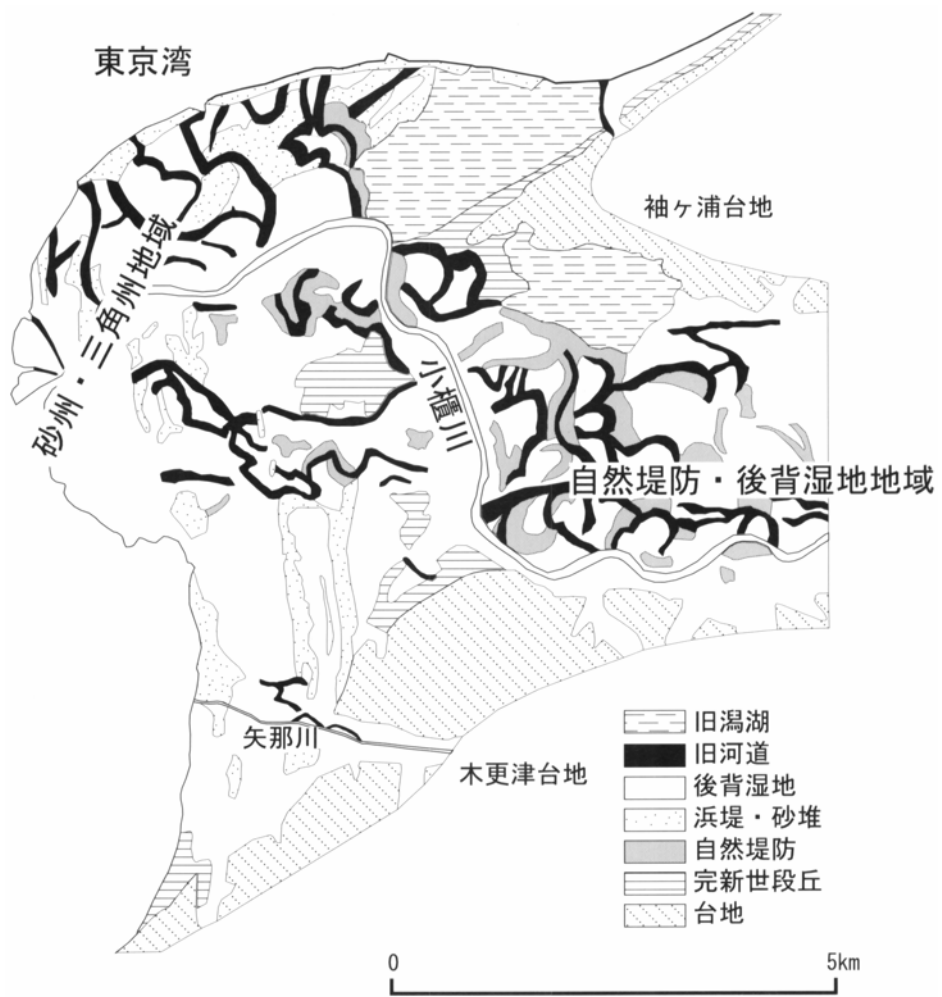
第1.3図 本地域（房総半島側）の段丘面分布図
台地・低地は白抜き。埋立地は除く。

の大部分は、元来波食台ないし三角州の縁辺に位置する水深約10m以下の浅い海底（干潟）であった場所を埋め立てたものである。

1.4 海底の地形

東京湾底は、西岸寄りを弧状に北上する浅い海底谷、その東側に位置する「中ノ瀬」と呼ばれる水深20m未満の浅瀬、それらの周囲に広がる水深10～30m程度の

海底平坦面、及び小櫃川などの流人河川によって埋積されつつある沿岸部に区分できる。とくに、小櫃川河口は典型的な円弧状三角州をなし、幅約2km水深3m未満の盤洲^{ほんす}と呼ばれる干潟が広がっている（大嶋ほか、1990；斎藤、1991）。海底谷は湾奥部では不明瞭になるが、中の瀬の西側付近から明瞭になり、浦賀水道を経て東京湾湾口部では観音崎海底水道と呼ばれる谷地形に連続する。本図幅では、海上保安庁水路部（1980）に示された等深線を地質図中に示した。



第1.4図 小櫃川下流周辺の微地形分類図
埋立地は除く。

第2章 地質概説

(中澤 努・小松原 琢・兼子尚知)

本地域は関東堆積盆地の南部に位置し、中期更新世以降に形成された地層が露出する。これらの地層は下位より、中-上部更新統下総層群、新期段丘堆積物及び新期関東ローム層、沖積層に区分される(第2.1図)。

なお、沖積層を除く地下及び東京湾海底の地層に関しては、テフラなどの確実な鍵層がほとんど見いだされていないため、詳細は不明である。

以下に本地域の各層の概要をまとめる。

2.1 下総層群

本地域の房総半島側の台地には、中-上部更新統下総層群が露出する。下総層群は、海水準変動によって形成された堆積サイクルと指標テフラに基づいて区分され、下位より地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木

下層、姉崎層及び“常総粘土”によって構成される(第2.1図)。このうち“常総粘土”は下位層に対し整合で重なる。それ以外の地層は下位層に対し整合あるいは不整合の両者の関係があり、場所により異なる。

地蔵堂層 本地域内では南部の君津市人見付近に最上部のみが露出する。本層の最上部は生痕化石*Macaronichnus segregates*を含み平行層理が発達する分級の良い中粒砂層からなる。

藪層 層厚は20m以上。泥層と極細粒-細粒砂層の互層を主体とし、最下部に原地性のカキ化石を多産する砂質泥層を伴う。南部の君津市人見から坂田付近にのみ露出する。

上泉層 層厚は20m以上。本層は砂礫層や泥層を主体とする下部と砂層を主体とする上部に分けられる。下部は砂礫層あるいは砂層から泥層へと上方に細粒化する複

地質年代	層序区分	テフラ	層相				
第四紀	更新世	後期	完新世	新期段丘堆積物	沖積層	砂礫層、砂層、泥層	
			新期段丘堆積物	新期関東ローム層	新期関東ローム層	火山灰土	
			南総1段丘堆積物	立川ローム層	AT	新期段丘堆積物	砂礫層
			市原川段丘堆積物	武蔵野ローム層	CC1, TP, MP, OP	“常総粘土”	凝灰質泥層
			市原2段丘堆積物	“常総粘土”	Pm-1	姉崎層	砂礫層、泥層
			市原1段丘堆積物	姉崎層	An2, An1 (KmP)	木下層	(上部) 砂層あるいは砂泥互層 (下部) 礫層、砂層、泥層
			下総層群	木下層 (上部)	KIP	横田層	礫混じり砂層、泥層
			(下部)	Ko1 (TAu-12)	清川層	清川層	(上部) 砂層 (下部) 礫混じり砂層、泥層
			横田層	Yk3 (TAm-5), Yk2, Yk1	上泉層	上泉層	(上部) 砂層 (下部) 礫混じり砂層、泥層
			清川層	Ky3.5 (TB-9), Ky3 (TB-8)	藪層	藪層	砂泥互層が主体 最下部はカキ化石を含む砂質泥層
			上泉層	Km2 (TCu-1)	地蔵堂層	地蔵堂層	砂層 (最上部のみ露出)
			藪層				
			地蔵堂層				

第2.1図 本地域の層序総括図

数回の堆積サイクルからなり、泥層には原地性の植物根化石や腐植層を含む。上部は薄い泥層をしばしば挟む細粒砂層からなる。一部の地域では、大規模斜交層理が発達し、貝化石を多産する中粒-粗粒砂層からなる。下部の泥層には指標テフラKm2が挟在する。本層は木更津台地南部に露出する。

清川層 層厚は6~16m。礫混じり砂層や泥層を主体とする下部と砂層を主体とする上部からなると推測されるが、本地域内には下部と上部が連続して観察される露頭はない。下部は砂層あるいは礫混じり砂層から泥層へと上方に細粒化する複数回の堆積サイクルからなる。泥層には原地性の植物根化石を含む。上部は下から、貝化石を多産する平行層理中粒砂層、スウェール状斜交層理細粒砂層、トラフ状-平板状斜交層理細粒-中粒砂層、平行層理細粒-中粒砂層の順に重なる。最上部の平行層理砂層からは生痕化石*Macaronichnus segretatis*が多産する。

本層下部の泥層には指標テフラKy3及びKy3.5が挟在する。本層は木更津台地南部では下部のみが分布する。一方、本層上部は木更津台地北部に見られる。

横田層 層厚は4m以下。主に泥層からなり、腐植層を挟むことが多い。一部で基底に礫混じり砂層を伴う。泥層には指標テフラYk2及びYk3が挟在する。本層は木更津台地北部にのみ分布する。

木下層 層厚は最大27m。泥層を主体とする下部と砂層あるいは砂泥互層からなる上部に分けられる。下部は、礫混じり砂層、薄い砂層を頻繁に挟む泥層、生物擾乱の著しい砂質泥層の順に重なるが、下位層に直接、生物擾乱の著しい砂質泥層が重なることも多い。谷埋め状の分布を示し、場所により大きく層厚を変化させる。一方、上部は下部とは対照的に比較的平坦に分布する。細粒砂層、あるいは泥層と極細粒-細粒砂層の互層からなり、一部の地域では基底に貝化石が多産する泥質砂層を伴う。

本層下部の砂質泥層には指標テフラKo1が挟在する。上部にはK1Pテフラ群が挟在する。本層は本地域内の木更津台地及び袖ヶ浦台地のほぼ全域に分布する。

姉崎層 層厚は10~20m。2-3サイクルの砂礫-泥に至る上方細粒化ユニットからなる。泥層には原地性植物根化石や腐植層が含まれる。袖ヶ浦台地の大部分と木更津台地北部に広く分布し、堆積面は姉崎面を形成する。An1及びAn2のテフラが挟在する。

“常総粘土”層厚は数10cm。凝灰質粘土層からなる。

広域テフラOn-Pm1を挟む。

2.2 新期関東ローム層及び新期段丘堆積物

“常総粘土”以上の地層を覆う火山灰土層を新期関東ローム層として一括する(第2.1図)。これは武蔵野ローム層と立川ローム層、及びクロボクに区分できる。新期段丘堆積物は、これらのローム層に直接覆われる堆積物であり、武蔵野ローム層及び立川ローム層を載せる市原段丘面群の堆積物、立川ローム層のみに覆われる南総段丘堆積物に大分される(第2.1図)。

2.3 沖積層及び完新世段丘堆積物

本地域に分布する沖積層は、主として小櫃川沿いの低地と海岸平野、東京湾海底及び川崎市側埋立地の地下に分布するほか、袖ヶ浦台地や木更津台地を下刻する小河川沿いにも薄く分布する。小櫃川低地の沖積層は、最終氷期最盛期後の海水準上昇に伴って浸食谷を埋めた河川成の比較的粗粒な堆積物及び海成の砂泥層と、それを覆う完新世中期以降の高海面期に海成-陸成三角州堆積物及び氾濫原堆積物として形成された泥層や砂層からなり、層厚は最大約50mに達する。完新世段丘堆積物は、旧東京湾岸と台地を開析する谷沿いに分布する。これは沖積層と同時代に堆積したが、堆積後に段丘化した堆積物を一括したものである。

2.4 地質構造

下総層群は、木更津台地南東部では東北東の走向で1-2°北へ傾斜し、各層とも南東部ほど急傾斜になる。木更津台地南西部においては、上泉層の走向は西北西、清川層以上のそれは東西を示し、層準により地質構造が異なる。一方、木更津台地北西部から袖ヶ浦台地にかけての地域は、木更津台地南部に比べ地層がより低い標高に分布する。

また、木下層上部や丘陵背面をなす下総下位面と市原I面は木更津台地から袖ヶ浦台地にかけて北西に傾動する。これらは、後期更新世以降も東京湾北部に向かう、傾動を伴う隆起が継続していることを示す。旧東京湾岸沿いでは完新世海成段丘が木更津台地北西縁で標高6m、袖ヶ浦台地西端で標高4mに存在し、完新世にも南ほど大きな隆起が生じていると考えられる。

第3章 下総層群

(中澤 努・小松原 琢・兼子尚知)

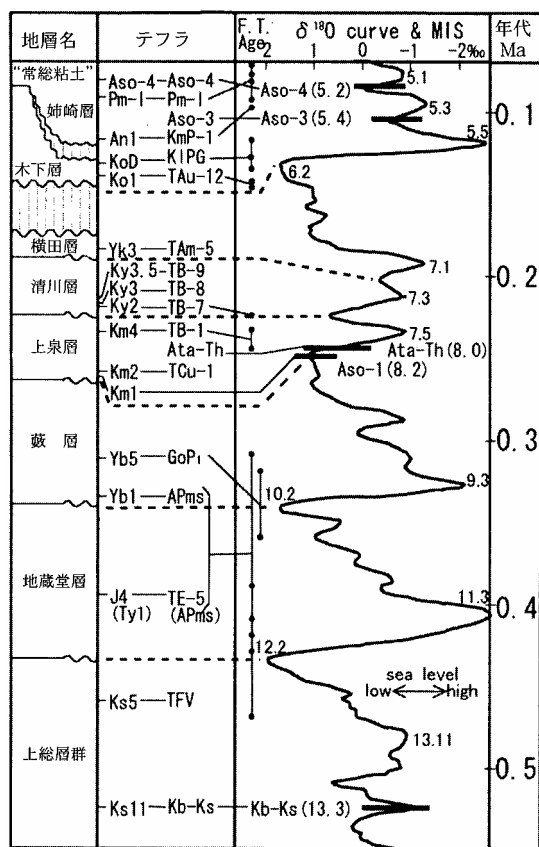
下総層群の名称は、河井（1961）が地蔵堂層以上の地層を下総累層群と呼んだことに始まる。その後、青木・馬場（1971）や菊地（1972）、杉原ほか（1978）など多くの研究者によって房総半島を中心に露出する同層群の層序が取り扱われたが、おのおのの層序の考えは必ずしも一致していなかった（第3.1表）。一方、徳橋・遠藤（1984）は「姉崎」図幅地域においてテフラに基づく詳細な調査研究を行い、下総層群の層序を構築した。彼らの層序は、後に中里（1993）や佐藤（1993）などによって広範囲に対比可能なことが示され、現在ではこの層序が広く受け入れられている。本報告においても、徳橋・遠藤（1984）の層序にならい、下総層群を地蔵堂層の基底から新期段丘堆積物の下位までの、地蔵堂層、藪層、上

泉層、清川層、横田層、木下層、姉崎層、及び“常総粘土”の順に重なる地層群として取り扱う。下総層群のこれら各累層は、基本的には陸成層と海成層からなる1回の堆積サイクルを示している（徳橋・遠藤，1984；徳橋・近藤，1989）。これらの堆積サイクルはおおむね1回の海水準変動に対応して形成されたと考えられており、海洋酸素同位体ステージ（MIS）との対比もなされている（第3.1図：増田・中里，1988；中里，1997；中里・佐藤，2001）。

一方、下総層群の累層はそれぞれが比較的似たような層相を呈することが多く、また側方への層相変化が著しいという特徴がある。そのため地層の分布を正確に把握するには層相だけの対比では困難であり、テフラに基づ

第3.1表 木更津付近の下総層群の層序比較表

青木・馬場 (1971)		菊地 (1972)		杉原 (1978)	徳橋・遠藤 (1984) および 本報告
常総粘土層		下末吉ローム層			
姉崎層		成 田 層	“姉ヶ崎相”	下末吉 ローム層	“常総粘土”
成 田 層	木下部層		上岩橋部層	姉崎層	姉崎層
	上岩橋部層			木下層	木下層
	清川部層	清川部層	上岩橋層	横田層	
上泉層					上泉層
瀬又層				藪層	藪層
地蔵堂層				地蔵堂層	地蔵堂層



第3.1図 下総層群の主なテフラと海洋酸素同位体ステージ (MIS) との対比 (中里・佐藤, 2001を一部改変)

く詳細な対比が必要とされる。今回の調査においても各累層の分布の把握には、テフラの層相及び岩石学的特徴に基づく綿密な対比を重要視した。本地域の下総層群には、「姉崎」図幅地域で検討された指標テフラのすべてがみいだされるわけではないが、いくつかの特徴的なテフラを追跡し、海水準変動に対応して形成されたと考えられる堆積サイクルを注意深く認識することで、「姉崎」図幅地域で確立された下総層群の層序をほぼ把握することができた。以下に各累層について記述する。

3.1 地蔵堂層 (J)

命名・定義 坂倉 (1935) の名称に基づき、徳橋・遠藤 (1984) が再定義。彼らによれば地蔵堂層は、下位の上総層群金剛地層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の藪層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる地層とされる。「姉崎」図幅地域ではJ1~J12と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む。基本層序は下部の陸成層と上部の海成層からなる。下総層群 (徳橋・遠藤, 1984) の最下部の累層に相当する。

模式地 木更津市地蔵堂周辺 (「姉崎」図幅内)

本地域における層序関係 下位の地層との境界は本地域では露出しないため不明。上位には藪層が軽微な不整合で重なる。

層相・分布 本地域内では、地蔵堂層は南部の君津市人見付近にわずかに最上部が露出するのみである。観察できる限りでは本層最上部は、従来“ヒメスナホリムシの生痕化石”と呼ばれた白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を多産する、分級の良い中粒砂層からなる (Loc. 22やLoc. 24: 第3.2図)。しばしば重鉱物を多く含む平行層理が認められる。

化石 本層最上部に生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を多産する以外は、本地域の地蔵堂層からの化石産出報告はない。

堆積環境 本層最上部の中粒砂層は、潮間帯の指標となる生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を多産すること、また重鉱物を多く含む平行層理が認められ分級が良いことから、海浜 (前浜-後浜) で堆積したと考えられる。

3.2 藪層 (Yb)

命名・定義 坂倉 (1935) の名称に基づき、徳橋・遠藤 (1984) が再定義。彼らによれば藪層は、下位の地蔵堂層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の上泉層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる地層とされる。

「姉崎」図幅地域ではYb0~Yb5と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む。基本層序は下部の陸成層と上部の海成層からなる。

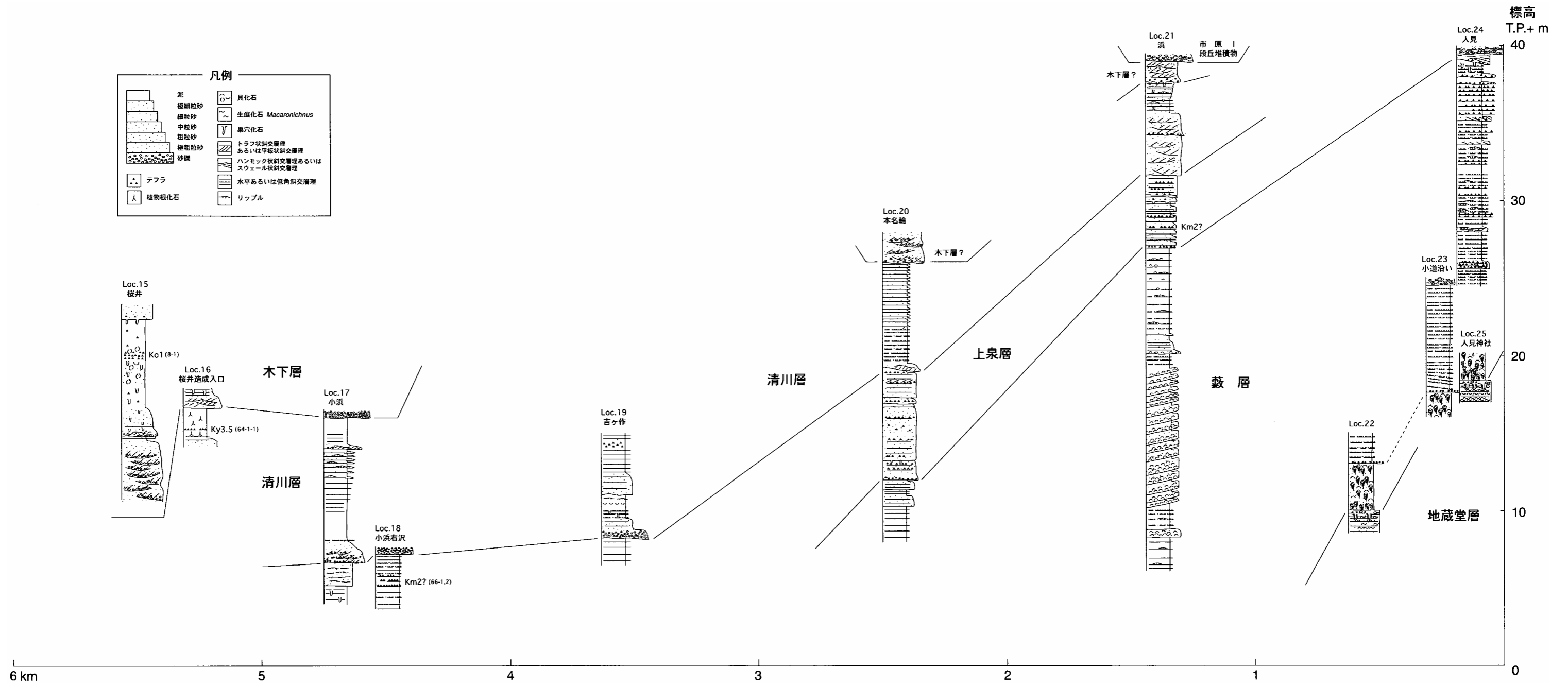
模式地 木更津市藪及び宿周辺 (「姉崎」図幅内)。

本地域における層序関係 本地域では露出が限られているが、観察できる限りでは下位の地蔵堂層を軽微な不整合で覆い、上位の上泉層に整合あるいは不整合で覆われる。

層相・分布 本地域内では藪層は南部の君津市人見から坂田にかけての地域に露出するのみである。層厚は本層全体で20m以上に及ぶ。本層は泥層と極細粒-細粒砂層の細かい互層を主体とし、最下部にカキ化石を多く含む砂質泥層を伴う (第3.2図)。

最下部のカキ化石を多産する砂質泥層は層厚約3mで、基底部には泥質偽礫を含む層厚20~30cmの砂層を伴う (第3.3図)。基底部の砂層は下位の地蔵堂層に軽微な浸食面を界して重なる。また浸食面から下位の地蔵堂層最上部砂層に向けて掘り込む巣穴化石が多く観察される (第3.3図)。砂層の上位のカキ化石含有砂質泥層は、小礫を含む淘汰の悪い砂質泥層からなり、生息姿勢を保持した原地性のマガキを多産する (第3.3図)。この砂質泥層は君津市人見周辺に広く追跡され、本地域における藪層基底の良い指標となる。

カキ化石含有砂質泥層の上位には、基底に層厚15cm以下の礫混じり粗粒砂層を挟んで、層厚20m程度の砂



第3.2図 木更津台地西部西縁の地質柱状図
露頭の位置は付図第2図参照。テフラ記号脇の括弧内数字はテフラの試料番号を示す。



カキ化石密集層

藪層

地蔵堂層

第3.3図 君津市人見 (Loc.22)における地蔵堂層-藪層境界付近
地蔵堂層の中粒砂層を削剝する浸食面上に、藪層に相当する、偽礫を含む中粒砂層が見られる。その上位には自生のカキ化石(マガキ)を含む砂質泥層が重なる。藪層基底からは下位の地蔵堂層に掘り込む生痕化石が認められる。

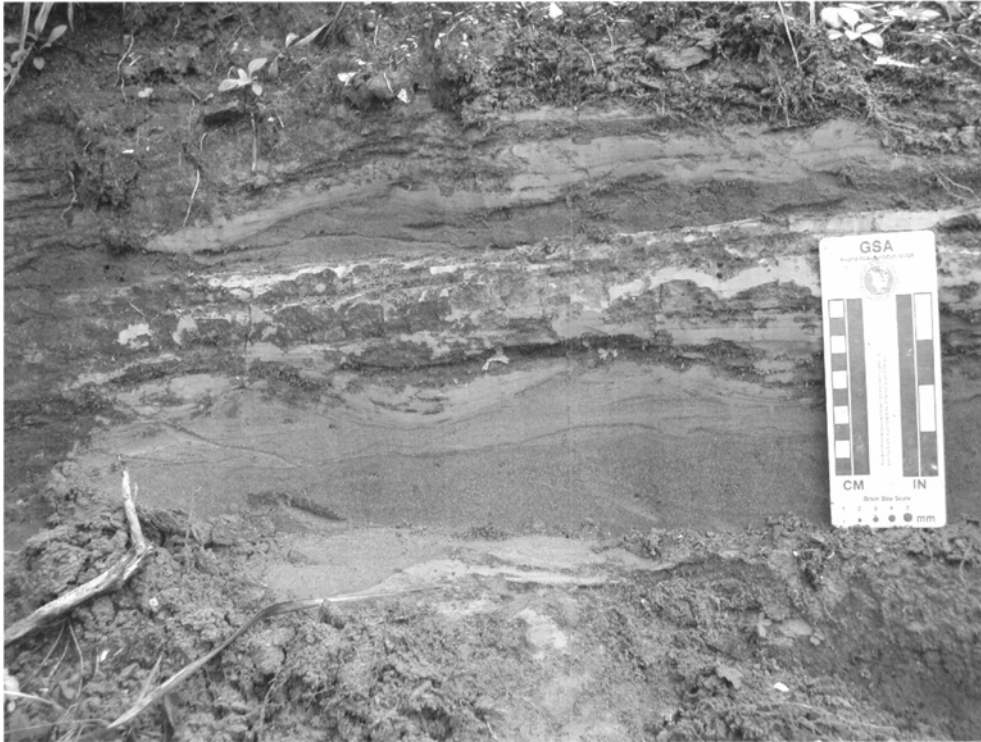
泥互層が重なる。君津市人見付近(例えば Loc.23: 第3.2図)ではこの砂泥互層は、主に極細粒-細粒砂層と泥層の数cm毎の細かい互層からなり、砂層にはしばしばリップルが観察される(第3.4図)。またこの砂泥互層は上方に向かい砂層が優勢となり、同時に全体として上方へ粗粒化することがある。君津市浜 (Loc.21: 第3.2図)ではこの層準の砂泥互層が、下部は泥層と極細粒砂層の細かい互層であるが、上方へ向かい異地性のアサリを多産する貝化石含有小礫混じり中粒砂層と泥層からなる砂層優勢互層となる。貝化石含有中粒砂層には平行層理が見られ、貝化石はほとんどが離弁の状態で層理に沿って分布する(第3.5図)。貝化石は破損しているものも多いが、顕著な磨耗はされていない。この貝化石を多産する部分の砂泥互層は全体で東南東方向に15~25度程度傾斜する大規模な斜交層理として分布する。なお君津市東坂田 (Loc.26)では、貝化石を産する砂泥互層の下位に、生物擾乱を強く受けた泥質砂層が観察される。この泥質砂層には生息姿勢を保持したウラカガミなどの二枚貝化石が産する。

化石

貝化石 君津市人見付近に露出する本層最下部の砂質泥層には前述のように*Crassostrea gigas* (マガキ)が生息状態を保った状態で多産する。

小島(1966)は、君津市浜付近に露出する本層(小島(1966)のア砂層: 大和田貝層)から*Ruditapes philippinarum* (アサリ)を主体とし、*Gomphina melanaegis* (コタマガイ)、*Pseudocardium sachalinense* (ウバガイ)、*Glycymeris yessoensis* (エゾタマキガイ)などを含む貝類群集を報告し(第3.2表)、この貝化石層の堆積環境を、冷温帯の外洋水の混じる湾口あるいは広口の湾の浅海砂底とした。また近藤(2001)はこの群集を*Ruditapes philippinarum*群集(アサリ群集)と呼び、現在遮蔽された内湾の汽水域あるいは浅海域に普通に見られるアサリ・ハマグリ群集とは異なることから、開放的内湾砂底群集とした。

なお貝化石の学名(主に属名)については、報告ごとに異なる場合があるため、本報告では主に奥谷(2000)に基づいた統一した学名で表記した。



第3.4図 君津市浜 (Loc.21) の藪層に見られるリップル



第3.5図 君津市浜 (Loc.21) の藪層に見られるアサリを主体とする貝化石の産状
貝化石はほとんどが離弁状態で層理面に平行する。

第3.2表 君津市浜付近の藪層から産出する貝化石

学名	和名	産出量
<i>Scapharca broughtonii</i>	アカガイ	R
<i>Glycymeris vestita</i>	タマキガイ	R
<i>G. yessoensis</i>	エゾタマキガイ	C
<i>Pecten albicans</i>	イタヤガイ	R
<i>Patinopecten tokyoensis</i>	トウキョウホタテ	R
<i>Crassostrea gigas</i>	マガキ	C
<i>Gomphina melanaegis</i>	コタマガイ	C
<i>Ruditapes philippinarum</i>	アサリ	VA
<i>Pseudocardium sachalinense</i>	ウバガイ	C
<i>Tresus keenae</i>	ミルクイ	R
<i>Umbonium costatum</i>	キサゴ	R
<i>Homalopoma nocturnum</i>	サンショウガイ	R
<i>Cryptonatica andoi</i>	エゾタマガイ	F
<i>Glossaulax didyma</i>	ツメタガイ	R
<i>Neptunea arthritica</i>	ヒメエゾボラ	R

R：稀，F：少，C：普通，A：多，VA：極多
小島（1966）による。ただし学名については奥谷（2000）に基づいて一部変更。

貝形虫化石 Yajima（1978）は君津市浜付近の本層の貝化石含有砂層（Yajima（1978）のB Member）から産出する貝形虫化石を詳細に検討している。それによるとの貝化石含有砂層からは、アマモ場に生息する*Aurilla munechikai*, *Loxoconcha (Loxoconcha) laeta*, 潮汐プールに生息する*Xestoleberis hanaii*, *Loxoconcha (Loxoconcha) optima*, 浅海泥底を這う*Ruggieria (Keijella) bisanensis*, 外洋の淘汰の良い砂底に見られる*Pontocythere miurensis* が比較的多く産出する。また寒冷水域に生息する*Howeina*属が少量ではあるが産出するとしている。

花粉化石 Okuda et al.（2002）は、君津市浜において本層から産出する花粉群集を検討している。それによると本層の泥層部分からはトウヒ属、モミ属、マツ属、ツガ属、カバノキ属、ブナ属、ヒノキ科などからなる多様性の高い花粉群集が豊富に産出し、特にトウヒ属が卓越するとしている。そのためこの時期にトウヒ属を中心とする針葉樹林が陸域に拡大したと結論づけている。

珪藻化石 君津市浜の露頭（Loc.21）にて砂泥互層の泥層部分の珪藻分析を行った。産出量は少なかったが*Actinocyclus ingens*などの外洋指標種、*Melosira sulcata*, *Cyclotella stylorum*などの内湾指標種、及び少量の淡水棲種が共産することが確認された（第3.6図）。

堆積環境 本層最下部の砂質泥層は、原地性のマガキの化石を多産することから、汽水性泥質干潟環境での堆積が考えられる。カキ化石含有砂質泥層の上位の砂泥互層は、産出量は少ないが泥層部分から産出する珪藻化石群集は外洋指標種と内湾指標種が共産し、外洋の影響を受

けた内湾環境での堆積が推定される。これは近藤（2001）が本層のこの部分から産出するアサリ群集をその組成から外洋水の影響のある開放的内湾砂底群集としたこと、貝形虫群集に外洋棲のものを含むことと矛盾しない。内湾環境は貝化石群集及び貝形虫群集が示すように冷水が混じる環境と推測される。砂泥互層のうちの砂層は、ストーム時に内湾環境に流入・堆積したものとされる。岡崎ほか（2000）は、君津市浜で見られる砂泥互層の斜交層理が東に傾斜することから、その西方に地形的な高まりがあり、内湾環境の西縁であるとした。なお本地域の露頭では、「姉崎」図幅地域の本地層下部に見られるような河川成の堆積物は認められない。

藪層は、他地域で挟在するテフラの層位及びフィッシュントラック年代から、主に海洋酸素同位体ステージ10から9の堆積物と考えられている（第3.1図：増田・中里，1988；中里，1997；中里・佐藤，2001）。

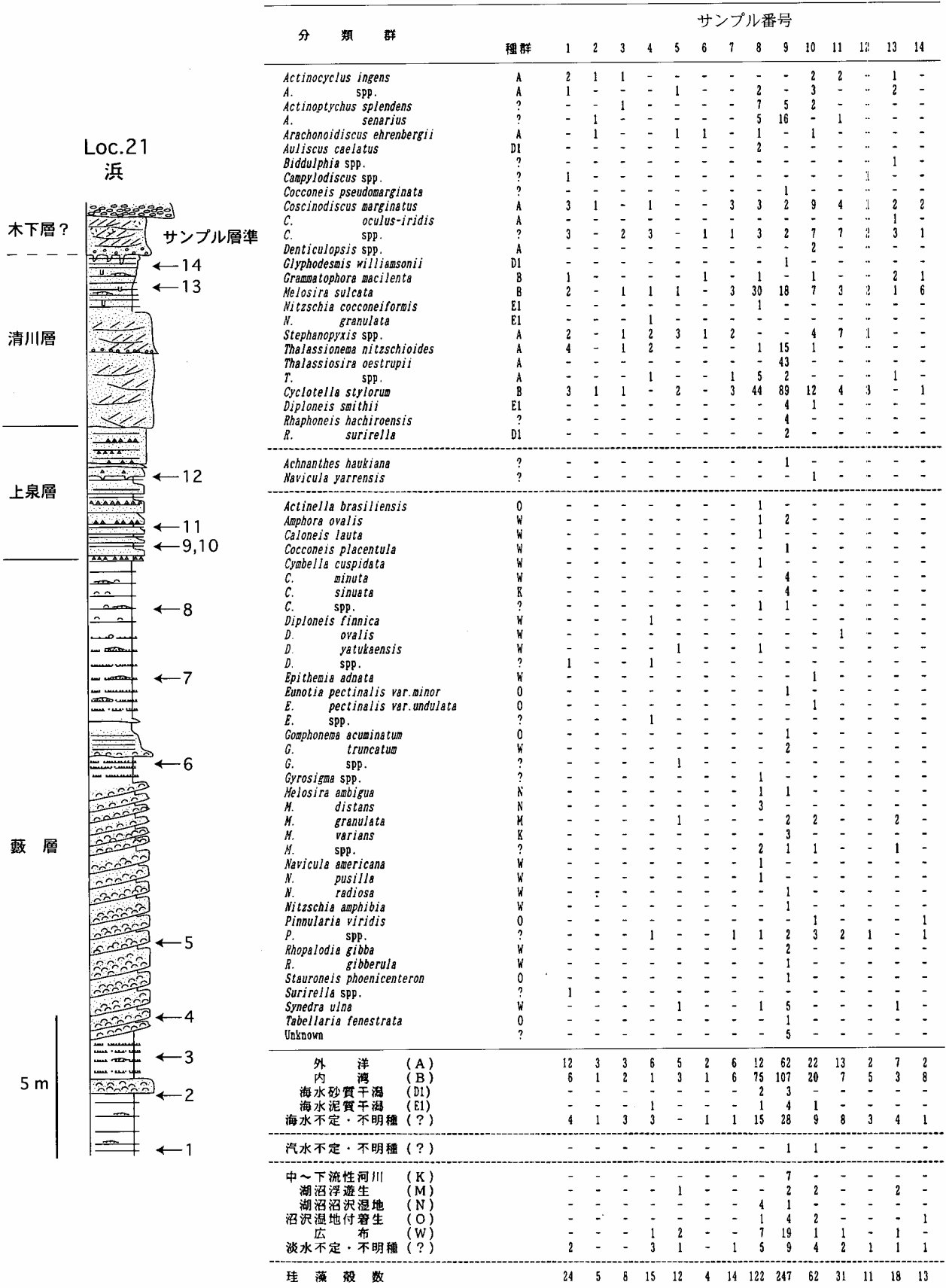
3.3 上泉層（Km）

命名・定義 三土（1937）の名称に基づき、徳橋・遠藤（1984）が再定義。彼らによれば上泉層は、下位の藪層を整合または軽微な不整合で覆い、上位の清川層に同様に整合または軽微な不整合で覆われる地層とされる。「姉崎」図幅地域ではKm1～Km9と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む。基本層序は下部の陸成層と上部の海成層からなる。

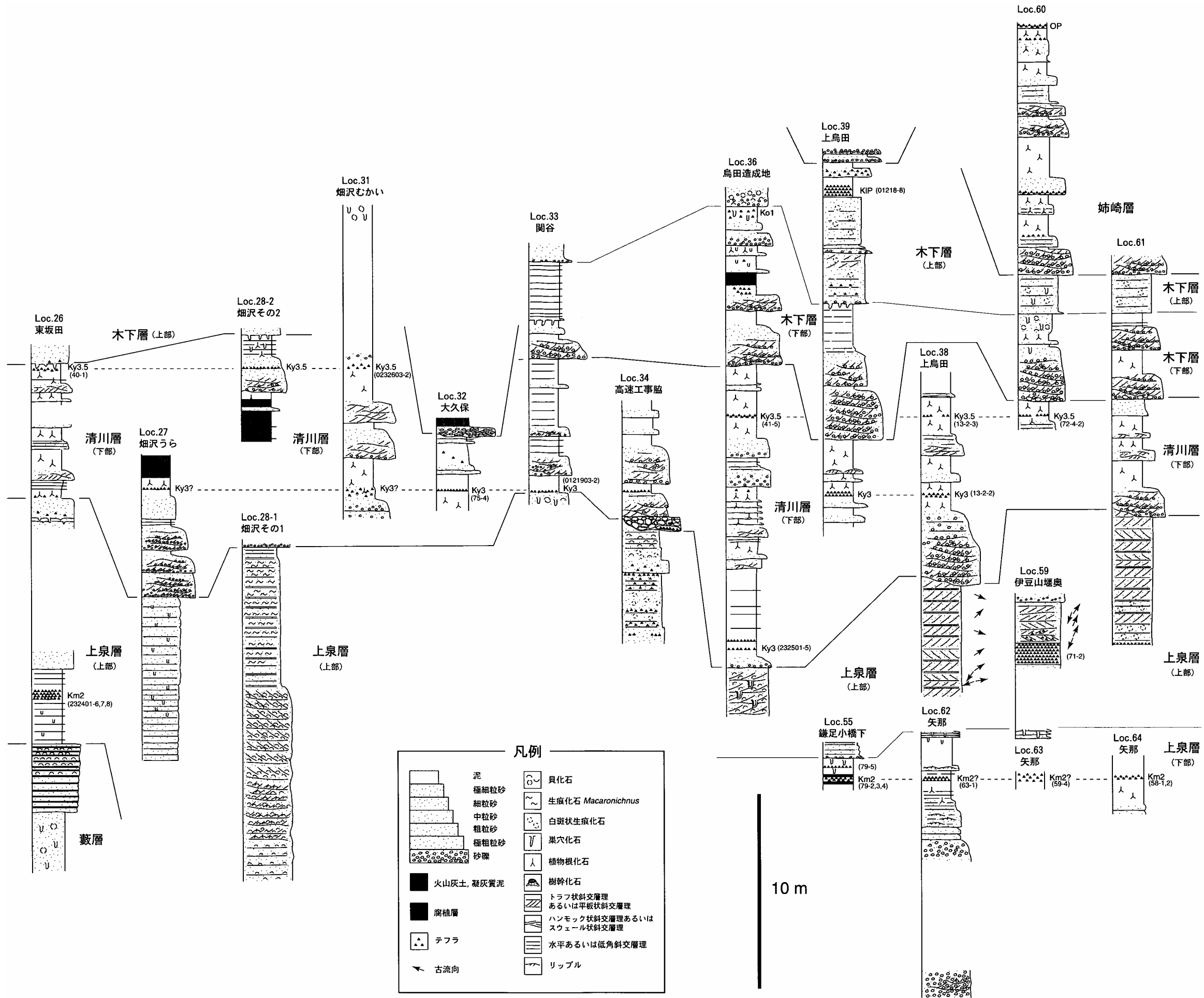
模式地 市原市上泉及び川原井周辺（「姉崎」図幅内）。本地域における層序関係 下位の藪層を整合あるいは不整合で覆い、上位の清川層に整合あるいは不整合で覆われる。

層相・分布 砂礫層や泥層を主体とする下部と砂層を主体とする上部に分けられる。層厚は本層全体で最大20m以上に及び、本地域内では木更津台地南部に広く露出する。

下部は砂礫層あるいは砂層から泥層へと上方に細粒化する複数回の堆積サイクルの累重からなる。層厚は最大で12m以上に及び、下位層を削剝する層序関係は本地域では直接露頭で観察できなかったが、木更津市矢那（Loc.62,「富津」図幅内：第3.7図）では層厚8m以上に及び砂礫層あるいは礫混じり砂層が薄い泥層を挟みながら分布し、おそらく基底は下位層を削剝した浸食面と推測される。砂礫層や礫混じり砂層にはトラフ状斜交層理が発達する。本層下部の上部は泥層が優勢となり、泥層には直立した原地性の植物根化石がしばしば含まれる。泥層の一部は腐植質となる。また泥層にはリップルの発達した極細粒-細粒砂層が挟まれることが多い。下部の最上部は泥層と極細粒-細粒砂層との3～5cm程度毎の細かい互層からなり、砂層にはリップルが発達する。また1～3cm径の巢穴化石が多産する。



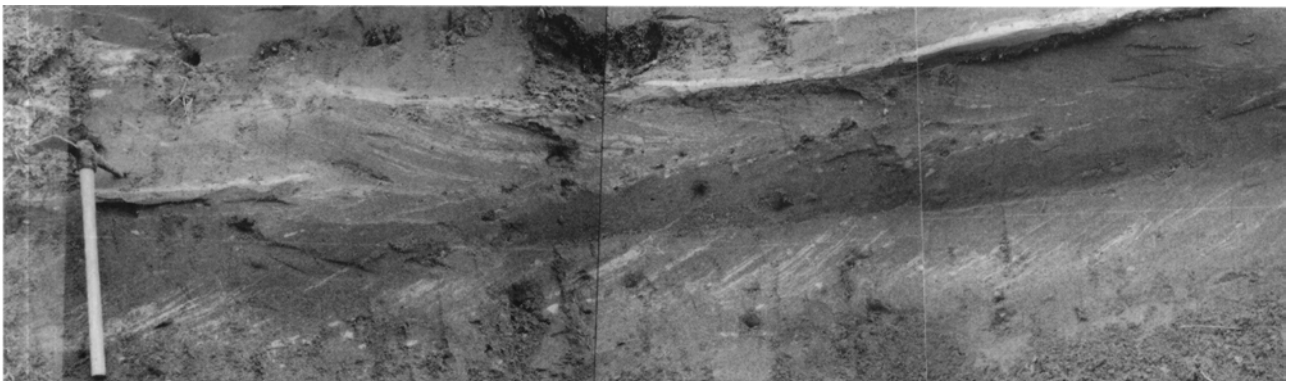
第3.6図 君津市浜 (Loc.21) の藪層, 上泉層, 清川層から産出する珪藻化石分析は (株)パレオ・ラボによる. 柱状図の凡例は第3.2図参照



第3.7図 木更津台地南部の地質柱状図
 露頭の位置は付図第2図参照。テフラ記号脇の括弧内数字はテフラの試料番号を示す。

上部は砂層を主体とするが、場所により大きく層相を変化させる。下部との境界を良好な露頭状態で観察できる箇所は本地域内にはなかったが、木更津市鎌足小橋下の矢那川河床 (Loc. 55: 第3.7図) では上部基底に小礫が混じるのが観察されたことから軽微な浸食面をもって下部と接するようである。南東部の上島田周辺 (例えば Loc. 39やLoc. 61: 第3.7図) では、本層上部は分級の良い細粒砂層からなり、トラフ状及び平板状斜交層理が顕著に発達する。この斜交層理砂層にはしばしば泥質の

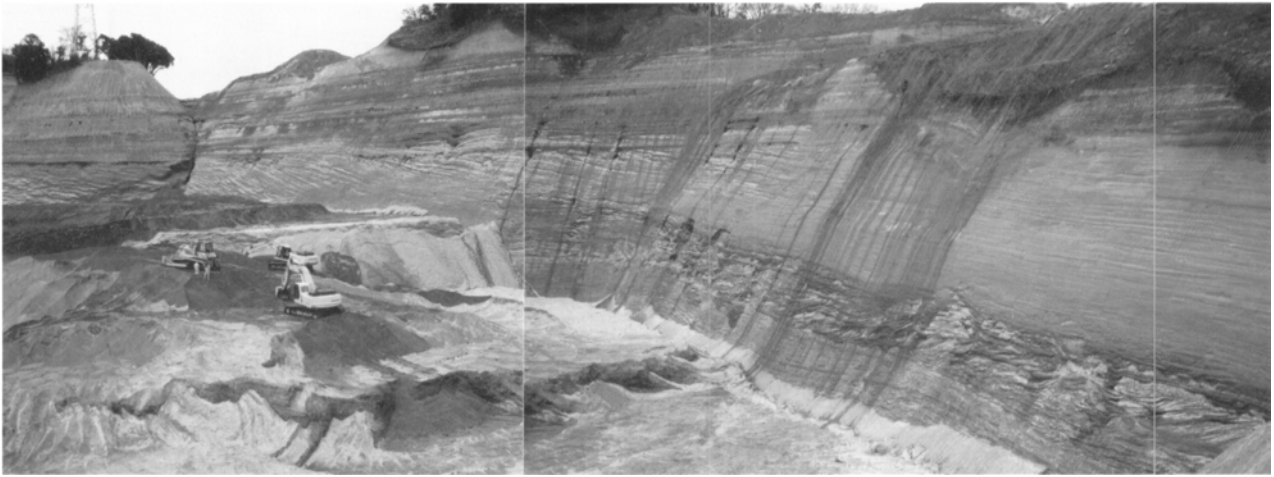
ラミナが観察される。多くの場合、ラミナは北東傾斜であるが、これとは正反対の南西傾斜のラミナも観察される (第3.8図)。またセットとセットの間には20cm以下の泥層が挟まることがある (第3.9図)。一方、本地域南部の畑沢 (Loc. 28: 第3.7図) では、本層上部は、貝化石を多産する中粒-粗粒砂層を主体とし、大規模な斜交層理を呈する (第3.10図)。岡崎ほか (2000) によると、この斜交層理は下部で北西方向に平均約20度、上部で西北西方向に平均約17度傾斜し、内部には平行層理、



第38図 木更津市上島田 (Loc. 38) の上泉層に見られるヘリンボーン構造
泥質のラミナが写真下部では左側に、写真上部では右側に傾斜している。



第39図 木更津市上島田 (Loc. 61) で見られる上泉層の砂層
細粒砂層を主体とし、薄い泥層が頻繁に挟まる



第3.10図 木更津市畑沢 (Loc. 28) の上泉層に見られる大規模斜交層理砂層

トラフ状-平板状斜交層理, バックセット斜交層理, コンポリュート構造が見られる。貝化石は摩滅したものも多く, ほとんどが離弁状態で層理面に沿って産出する。畑沢での大規模斜交層理砂層の上位は白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を含む細粒砂層が水平に分布し, シルト質の平行層理が発達する。一方, 君津市坂田周辺 (Loc. 21, 第3.2図; Loc. 26, 第3.7図) の本層は, 本層下部の特徴である砂礫層や腐植質泥層を欠き, 下位層に本層上部と類似の層相が直接重なる。坂田周辺の本層は下から, 極細粒砂薄層を挟む泥層, 層厚数cm以下の泥層を挟む弱い平行層理の観察される細粒-中粒砂層からなる。砂層は級化層理を呈することがある。また上方に向かい泥層の挟在が少なくなり全体として上方に粗粒化する傾向が認められる。最上部は細粒-中粒砂層からなり, 重鉱物の多い平行層理の発達することがある。

本層上部の層厚は最大で16m以上に及ぶ。多くの場所で上位層準からの削剝を受けており, 層厚は場所により大きく変化する。

テフラ

Km2 (徳橋・遠藤, 1984) 径3~5mm程度の灰白色-黄白色軽石を主体とするテフラ (第3.11図)。本層下部の上部に相当する泥層中に挟まることが多い。層厚は7~15cm。鎌足小橋下 (Loc. 55: 第3.7図) や矢那東2 (Loc. 64) では最下部に層厚1~2cmのシルトサイズのスコリア質細粒火山灰を伴う (第3.12図)。本テフラの主体の軽石層に含まれる重鉱物は主に斜方輝石, 単斜輝石からなる。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は1.716-1.718にモード (度数分布のピーク) を示し (第3.12図及び第3.3表), Km2テフラの特性 (中里・佐藤, 1988) にほぼ一致する。しかし鎌足小橋下や矢那東2では1.716-1.718モードを示すユニットの上位に, それぞれ1.712, 1.715-1.716, 及び1.701モードを示すユニットが

認められる (第3.12図及び第3.3表)。また矢那の Loc. 62やLoc. 63 (第3.7図) では1.716-1.718にモードを示すユニットを伴わず, 1.713-1.715及び1.702にモードを示す灰白色テフラ層が見られる (第3.3表)。これらもKm2テフラの一部に対比される可能性がある。なおKm2テフラは中里・佐藤 (1988) により大磯丘陵のTCu-1テフラ (町田ほか, 1974) に対比されている。

その他のテフラ

木更津市伊豆山堰奥 (Loc. 59) では, 本層上部砂層の最下部付近に層厚160cmに及ぶ黄白-茶白色軽石層が認められる (第3.3表)。軽石の粒径は1~5mm程度で, 重鉱物は斜方輝石及び単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率 (γ) は1.697-1.703 (モード値は1.702; 以下括弧内数値はモード値を示す) を示す。

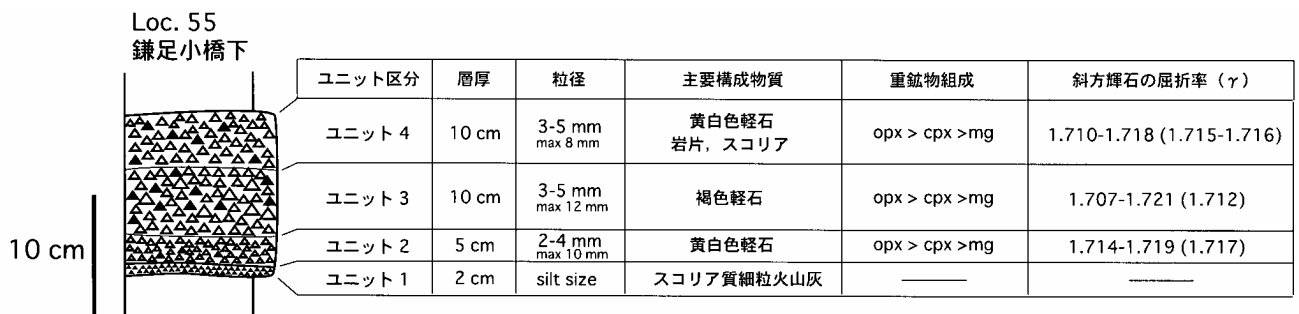
また木更津市鎌足小橋下 (Loc. 55) では, Km2テフラから0.5m上位の泥層中に層厚約10cmの白色軽石層が認められる (第3.3表)。軽石の粒径は最大10mm, 平均4~5mmで, 重鉱物は主に斜方輝石と単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率 (γ) は1.699-1.704 (1.702) を示す。

化石

貝化石 木更津市畑沢の本層からは貝化石を多産する。岡崎ほか (2000) によれば, 畑沢の本層の砂層からは *Ruditapes philippinarum* (アサリ), *Umbonium costatum* (キサゴ), *Maetra chinensis* (バカガイ) が多産し, その他, *Glycymeris albolineata* (ベンケイガイ), *Glycymeris yessoensis* (エゾタマキガイ), *Pecten albicans* (イタヤガイ), *Crassostrea gigas* (マガキ), *Pseudocardium sachalinense* (ウバガイ), *gomphina aequilatera* (オキアサリ), *Olivella fulgurata* (ムシボタル), *O. japonica* (ホタルガイ), *Batillaria multiformis* (ウミニナ), *B. cumingii* (ホソウミニナ), *Siphonalia cassidariaeformis* (ミクリガイ) などが含まれる。この群集



第3.11図 Km2テフラの近接写真
木更津市鎌足小橋下 (Loc. 55).



軽石
 スコリア, 岩片
 泥層

第3.12図 木更津市矢那付近に見られるKm2テフラの特徴
opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, mg : 磁鉄鉱 屈折率の括弧内数値はモード (最頻値)

第3.3表 本地域に分布する上泉層の主なテフラの特徴

測定者 N: 中澤 努, F: 古澤地質調査事務所

露頭番号	地名	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚	粒径	主要重鉱物	斜方輝石の屈折率 (γ)	測定者	同定
64	矢那	58-1	up	軽石	黄白色	5cm	1-7mm opx, cpx	1.699-1.706 (1.701)	N	Km2
55	鎌足小橋下	58-3	lw	軽石	灰白色	10cm	1-10mm opx, cpx	1.700-1.704 (1.702)	N	?
55	鎌足小橋下	79-4	Up	軽石, 岩片, スコリア	黄白色	10cm	1-8mm opx, cpx	1.710-1.718 (1.715-1.716)	N	Km2
		79-3	md	軽石	褐色	10cm	1-12mm opx, cpx	1.707-1.721 (1.712)	N	
26	東坂田	232401-6	lw up	軽石	黄白色	50cm	0.5-2mm opx, cpx	1.715-1.723 (1.717)	F	Km2
		232401-7	md	軽石	白色		0.5-1m opx, cpx	1.715-1.721 (1.719)	F	
63	矢那	232401-8	lw	軽石	白色~灰白色	60cm	0.5-10mm opx, cpx	1.718-1.724 (1.721)	N	Km2?
62	矢那	63-1		軽石	灰白色	20cm	1-10mm opx, cpx	1.708-1.718 (1.713)	N	Km2?
18	小浜右沢	66-2	up	軽石	白色		0.5-1mm opx, cpx	1.697-1.720	N	Km2?
		66-1	lw	軽石	白色	15cm	opx, cpx	1.700-1.712 (1.708)	N	
59	伊豆山堰奥	71-2		軽石	黄白~茶白色	120cm	1-10mm opx, cpx	1.697-1.703 (1.702)	N	?

テフラの産出層準は第32図及び第37図参照. opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 角閃石 屈折率の括弧内数値はモード (最頻値)

は内湾種と外洋種が混合しており, 潮間帯から上部浅海帯に生息する種がほとんどを占めるとしている.

珪藻化石 今回の調査では君津市浜 (Loc. 21: 第3. 2 図) 及び東坂田 (Loc. 26: 第3. 7 図) の2地点で本層の珪藻分析を行った. 浜では砂層に挟まる泥層部分の珪藻分析を行ったところ, 産出量は少なかったが下位の藪層と同様に *Thalassiosira oestrupii* などの外洋指標種と *Cyclotella stylonum*, *Melosira sulcata* などの内湾指標種が共産することが確認された (第3. 6 図). また淡水棲種を含むことも特徴的である.

一方, 東坂田の本層最下部からは, *Diploneis simithii* に代表される海水泥質干潟棲種が卓越し, *Cyclotella stylonum* などの内湾性種, 及び少量ではあるがさまざまな淡水棲種が混じる珪藻群集が見られた (第3. 13 図).

堆積環境 本層下部の砂礫層及び礫混じり砂層は分級が悪くトラフ状斜交層理が見られることから河川のチャンネル堆積物と考えられる. また砂礫層から上方に漸移する泥層は直立した原地性の植物根化石を含むことから河川の氾濫原の堆積物と考えられる. 下部の最上部は泥層と砂層の互層となり巣穴化石が多く含まれることから, 海水準の上昇に伴い, この層準付近で干潟環境へ変化した可能性が考えられる. また東坂田の本層下部の泥層も海水泥質干潟棲珪藻化石を多産することから, 同様のことが考えられる.

木更津市上烏田付近の本層上部は斜交層理が顕著に発達する砂層からなる. 斜交層理砂層には泥質のラミナが見られ, ラミナの傾きは2方向の正反対の向きを示す. この泥質のラミナはマッドレイブと考えられ, これらの堆積構造はヘリンボーン構造とみなされる. このこと

から斜交層理砂層は潮流の影響を受ける砂堆として形成されたと考えられる.

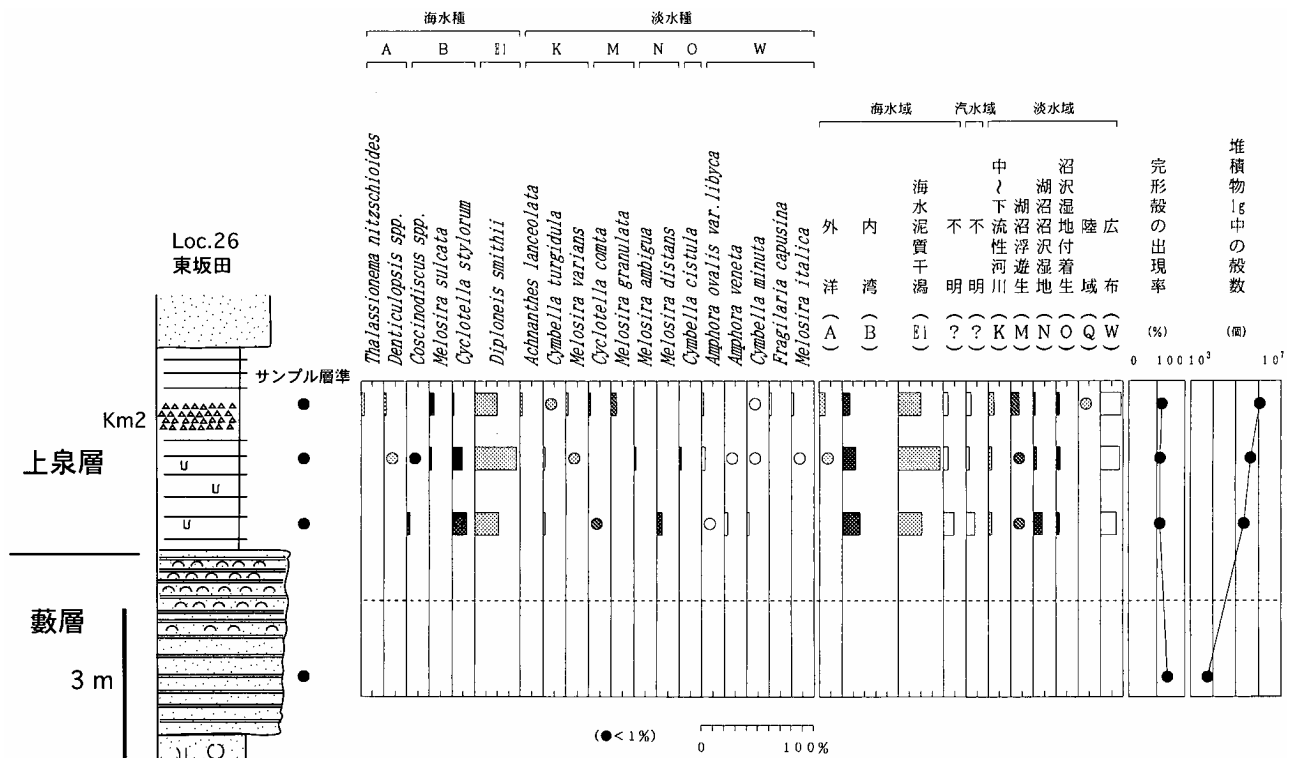
木更津市畑沢に観察される大規模な斜交層理砂層については, 岡崎ほか (2000) がこれをギルバート型粗粒三角州の堆積物と解釈し, その形成要因として, やや深い河口に粗粒な堆積物が安定して供給されることなどを考えた.

一方, 君津市坂田周辺の本層は薄い泥層を頻繁に挟む砂層からなる. 砂層には級化層理が見られること, 泥層からは産出量は少ないが内湾種と外洋種の混合からなる珪藻群集が見られることから, この砂泥互層は外洋の影響を受ける内湾にストーム起源の砂質堆積物が流入し形成されたと考えられる. 上方に粗粒化し最上部は重鉱物を多く含む平行層理砂層になることから, 内湾は上方に浅海化し, 前浜-後浜環境に移行したことが推測される.

なお上泉層は, 挟在するテフラの層位及びフィッシュントラック年代から, 主に海洋酸素同位体ステージ8から7.5の堆積物と考えられている (第3. 1 図: 増田・中里, 1988; 中里, 1997; 中里・佐藤, 2001).

3.4 清川層 (Ky)

命名・定義 植田 (1930) の名称に基づき, 徳橋・遠藤 (1984) が再定義. 彼らによれば清川層は, 下位の藪層を整合または軽微な不整合で覆い, 上位の横田層に整合に覆われ, 木下層以上の地層に不整合で覆われる地層とされる. 「姉崎」図幅地域では $Ky_1 \sim Ky_4$ と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む (徳橋・遠藤, 1984; 中里, 1993; 佐藤, 1994). 基本層序は下部の陸成層と上部の海成層か



第3.13図 君津市東坂田 (Loc. 28) の上泉層から産出した珪藻化石柱状図の凡例は第37図参照 分析は(株)パレオ・ラボによる

らなる。

模式地 袖ヶ浦市大鳥居付近(「姉崎」図幅内)。

本地域における層序関係 下位の上泉層を整合または不整合で覆い、上位の横田層に整合または軽微な不整合で覆われ、本下層に不整合で覆われる。

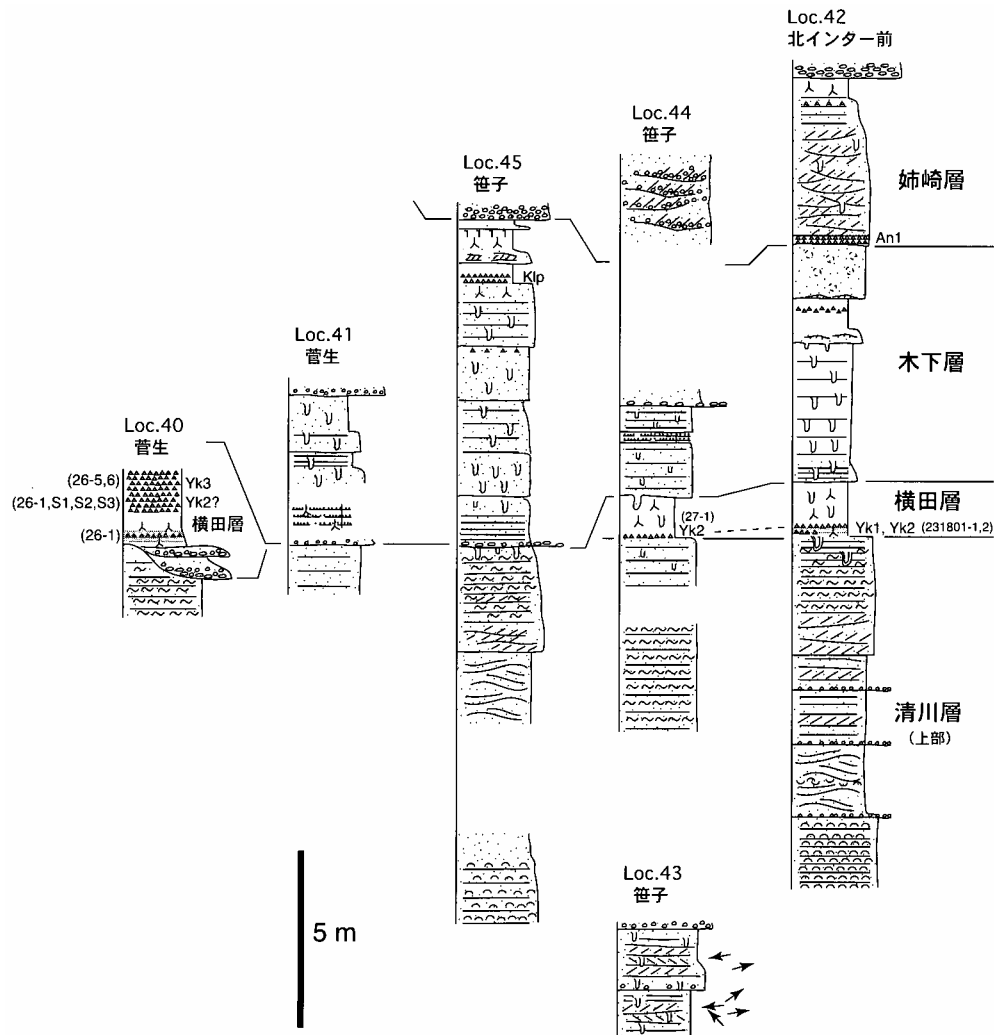
層相・分布 砂礫層や泥層を主体とする下部と砂層を主体とする上部からなると推測されるが、本地域内には下部と上部が連続して観察される露頭はない。層厚は場所により大きく変化し、確認されている限りでは本層全体で6~16m。本層は木更津台地の広い範囲に露出する。

下部は砂礫層あるいは砂層から泥層へと上方に細粒化する複数回の堆積サイクルの累重からなる(例えば鳥田造成地Loc. 36: 第3.7図)。本地域内では多くの場所で、下位層を削削した浸食面直上に、本層下部のトラフ状斜交層理が発達した砂礫層あるいは礫混じり砂層が累重している。一方、本層下部の上部は泥層が優勢となり、泥層には直立した原地性の植物根化石がしばしば含まれるとともに、一部は腐植質となる。また泥層にはリップルが発達した極細粒-細粒砂層が挟まれることが多い。本層下部の層厚は最大16mに及ぶ。

上部の砂層は比較的分級の良い細粒-中粒砂を主体とする。ただし本層下部と上部の境界については露頭で確認できていない。木更津台地北部の笹子付近(Loc. 43: 第3.14図)で観察される本層上部の下部は、巢穴化石

を多く含むトラフ状斜交層理の発達する小礫混じりの細粒砂層からなる。トラフ状斜交層理には泥質のラミナが見られ、東傾斜するものと、その正反対の西傾斜するものが観察される。またこの上位層準が露出するLoc. 2やLoc. 45(第3.14図)では、下から、異地性の貝化石を多産する平行層理中粒砂層、スウェール状斜交層理を呈する細粒砂層、トラフ状-平板状斜交層理を呈する細粒-中粒砂層、平行層理を呈し白斑状生痕化石*Macaronichnus segregatis*を多産する細粒-中粒砂層の順に重なるのが観察される。このうち下部の平行層理中粒砂層に多産する貝化石はバカガイを多く含み、ほとんど離弁状態で凸面を上に向け層理に沿って産出する(第3.15図)。スウェール状斜交層理細粒砂層はセット基底に小礫混じりのラグ堆積物をしばしば伴い、一部に凸面を下に向けた離弁状態の貝化石を産する。トラフ状-平板状斜交層理砂層も同様にセット基底に小礫が混じることが多く、全体としては下位のスウェール状斜交層理砂層に比べ粗粒となる。上部の平行層理砂層には生痕化石*Macaronichnus segregatis*が多産し(第3.16図)、最上部には重鉱物の濃集するラミナが頻繁に見られる。また上位層からの巢穴化石の掘り込みが認められる。本層上部の層厚は10m以上。

本層は本地域南部では砂礫層及び泥層を主体とする下部のみが分布し、谷状の浸食面を界して上位の本下層に



第3.14図 木更津台地北部の地質柱状図

露頭の位置は付図第2図参照 凡例は第3.7図参照 テフラ記号脇の括弧内数字はテフラのサンプル番号を示す。

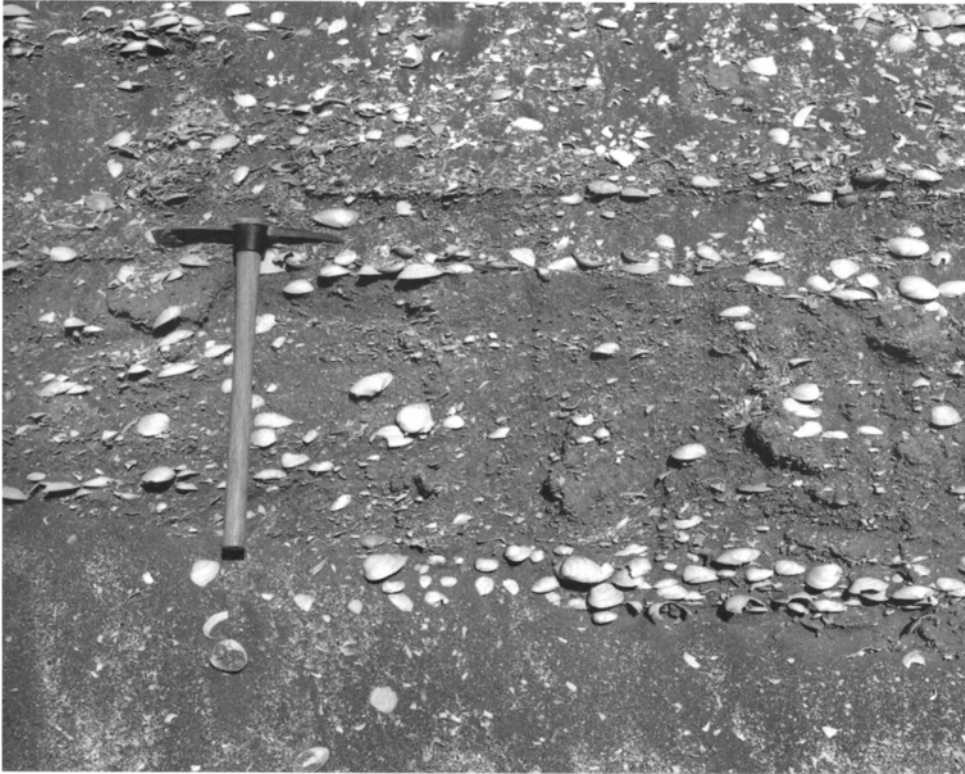
覆われる。一方、木更津台地北部では本層上部の砂層のみが露出し、下部は露頭では確認できない。

テフラ

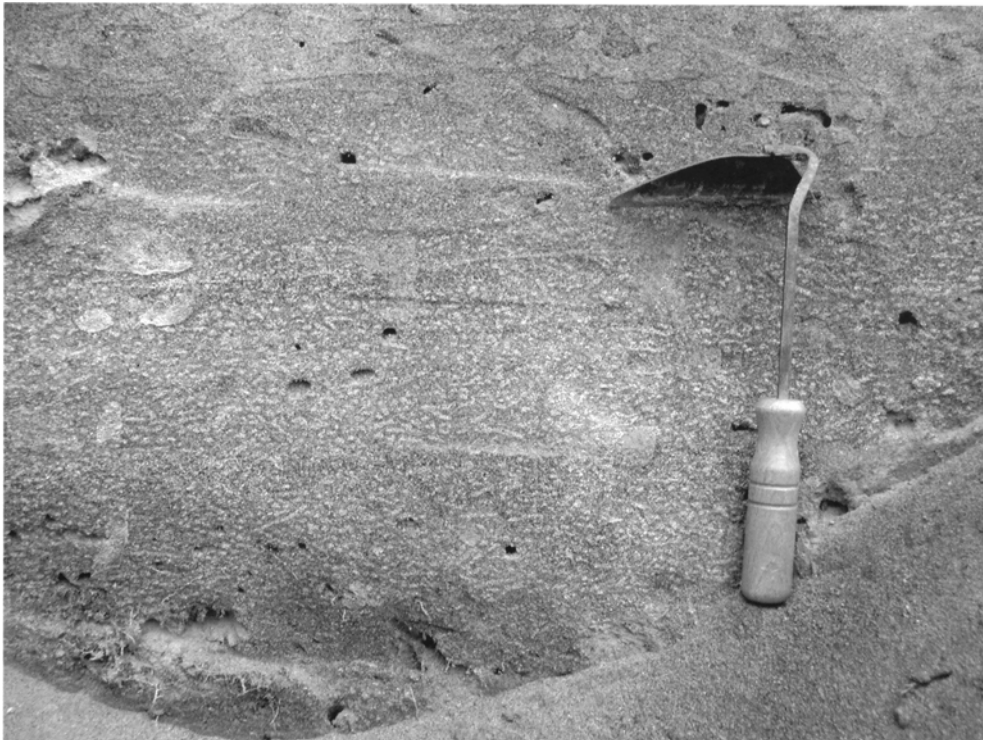
Ky3 (徳橋・遠藤, 1984) 本層下部に挟在する径1~5mmの軽石層 (第3.17図)。スコリア及び岩片を多く含むことを特徴とする (第3.18図及び第3.4表)。重鉱物は主に斜方輝石及び単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は1.696-1.746と極めてレンジが広く、特に1.730を越える高屈折率の斜方輝石を含むことを一つの特徴とするが、1.730を越えるものは比較的少なく、1.700付近及び1.728付近にモードが確認されることが多い (第3.18図)。特に1.700付近のモードが顕著である。

本テフラは徳橋・遠藤 (1984) によって命名された。彼らによればKy3テフラは、スコリアや岩片を多量に含み、斜方輝石の屈折率モードが1.730を越えるとしている。また同様のテフラは新井ほか (1977) や杉原ほか (1978) によっても報告され、斜方輝石の屈折率(γ)が

1.731モードであることから、このテフラを大磯丘陵のTB-8に対比した。一方、中里 (1993) はKy3テフラに含まれる斜方輝石の屈折率(γ)を1.700-1.734レンジ、1.701-1.704モードとして報告した。本地域に見られるKy3テフラも、スコリアや岩片を多量に含むことで徳橋・遠藤 (1984) が報告したKy3テフラの特徴に一致するが、屈折率が1.730を越える斜方輝石は少なく、むしろモードは1.700付近に顕著に現れた。これは従来知られているTB-8テフラの屈折率特性と異なるものである。これらの問題を解決するため中澤ほか (2003) は、大磯丘陵のTB-8テフラの斜方輝石の屈折率を降下ユニットごとに測定し、Ky3との対比を再検討した (第3.18図)。その結果、大磯丘陵のTB-8テフラには複数の降下ユニットが認められ、下部に斜方輝石の屈折率(γ)が1.700モードのユニットが存在すること、上部には1.728モードを示すユニットが存在し、1.730を越える斜方輝石も含むが、全体の中での重鉱物の量は少ないことが明



第3.15図 木更津北インター前 (Loc. 42:「姉崎」図幅内) における清川層上部の貝化石層
貝化石は離弁状態で凸面を上位に向け、層理面に平行に産出する。



第3.16図 木更津市笹子 (Loc. 45) の清川層最上部付近に見られる白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis*



第3.17図 Ky3テフラの近接写真
木更津市大久保 (Loc. 32).

らかとなった。これにより本層のKy3テフラはTB-8の複数の降下ユニットが混合することで説明でき、両者ともスコリアや岩片に富むことから、Ky3と同定したテフラは全て大磯丘陵のTB-8に対比されることが改めて確認された。

Ky3.5 (佐藤, 1994) 中粒砂サイズのゴマシオ状テフラ (第3.19図)。木更津台地南部にしばしば見いだされ、そこでは本層下部の上部に断続的に15cm以下の厚さで挟在する。重鉱物は角閃石に富み、そのほか斜方輝石、少量の単斜輝石を含む。角閃石の屈折率 (n_2) は1.683モード。一方、斜方輝石の屈折率 (γ) は1.705モード (第3.20図及び第3.4表)。

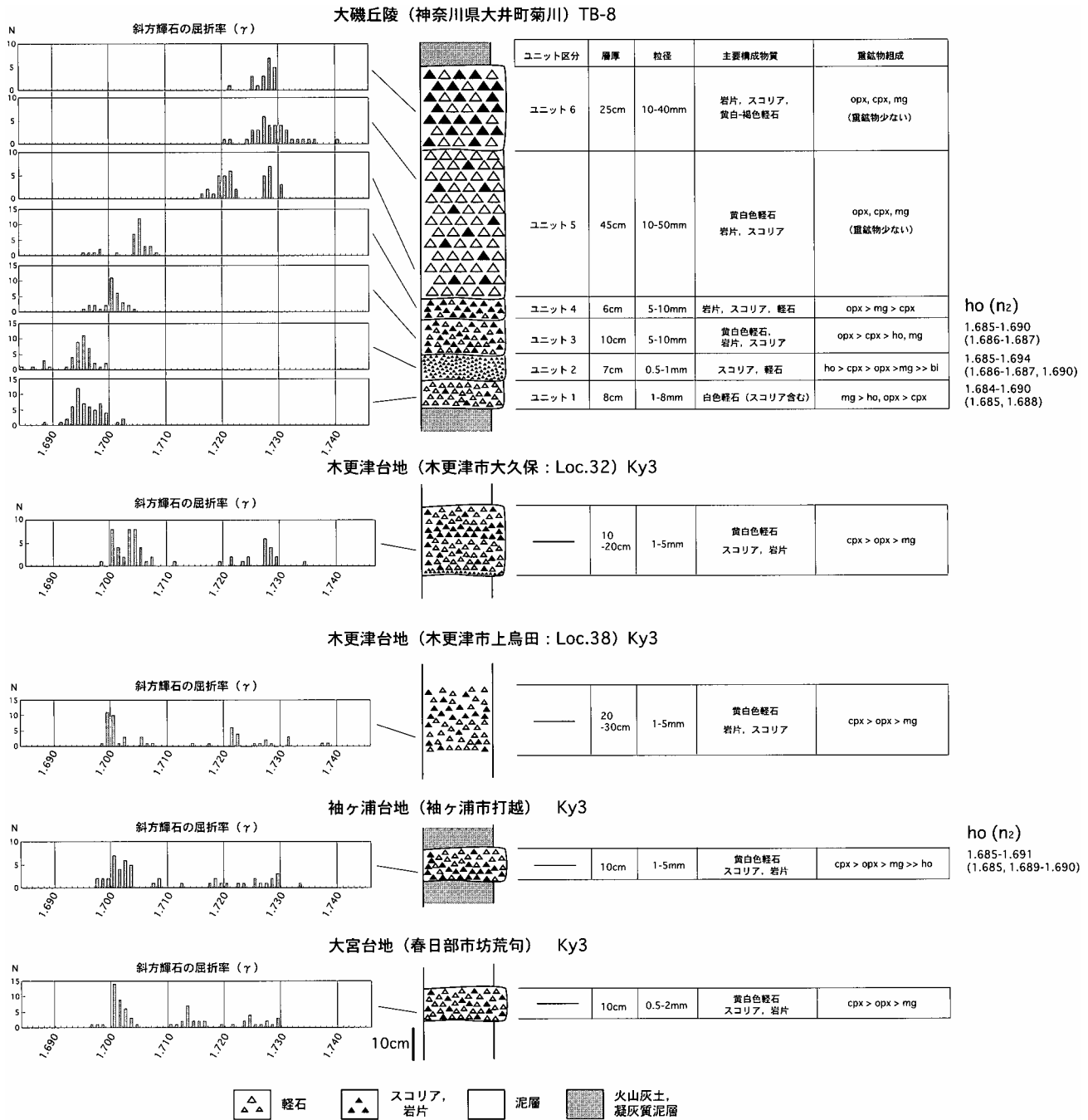
本テフラは佐藤 (1994) によって命名された。これに相当するテフラは新井ほか (1977) や杉原ほか (1978) によっても木更津台地から報告され、角閃石に富み、その屈折率が1.683モードであること、TB-8 (Ky3) の上位に挟まることから、大磯丘陵のTB-9テフラに対比された。中澤ほか (2003) は大磯丘陵から採取したTB9テフラの角閃石及び斜方輝石の屈折率を測定し、本地域のKy3.5テフラと同様の角閃石 (n_2) 1.683モード、斜方輝石 (γ) 1.705モードを示したことから (第3.20図)、Ky3.5はTB-9に対比されることが確認された。なお関東火山灰グループ・東京港地下地質研究会火山灰グループ (2000) はKy3.5を大磯丘陵のTCu-4に対比したが、Ky

3.5とTCu-4とは屈折率特性及び重鉱物組成が異なること (第3.20図：中里, 2001；中澤ほか, 2003) からこの対比は否定される。

化石

貝化石 木更津市笹子付近 (例えばLoc. 42やLoc. 45：第3.14図) では本層上部の砂層から貝化石を多産する。この群集は*Maetra chinensis* (バカガイ) を主体とし、*Glycymeris yessoensis* (エゾタマキガイ)、*Glossaulax didyma* (ツメタガイ)、*Pseudocardium sachalinense* (ウバガイ) などを含み、上部では*Pseudocardium sachalinense*、*Glycymeris yessoensis*、*Umbonium costatum* (キサゴ) が卓越するようになる。これらは青木・馬場 (1971) の“清川部層”の中部及び上部貝類群集に相当すると思われる。最近、袖ヶ浦市教育委員会 (1997) は清川層模式地付近の大鳥居 (「姉崎」図幅内) に露出する清川層の貝類群集を再検討し、青木・馬場 (1971) の中部貝類群集を内湾性で一部外洋性を含む潮間帯-上部浅海帯、上部貝類群集を内湾から外洋性のものとした。

珪藻化石 上島田 (Loc. 38) に露出する本層下部の泥層の珪藻分析を行った (第3.21図)。泥層の下部からは淡水沼沢湿地付着棲種である*Pinnularia viridis*や*Cymbella aspera*が多産し、中部では河川棲種である*Cymbella turgidula*や淡水広布種である*Rhopalodia*



第3.18図 Ky3テフラ及び大磯丘陵のTB-8テフラの特徴 (中澤ほか, 2003を一部改変)
opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, ho : 角閃石, mg : 磁鉄鉱

*gibba*などが多く見られた。下部及び中部ではこれに外洋棲種や内湾棲種からなる海水棲種が混じる。上部では淡水棲種が多く見られるものの、*Coscinodiscus spp.*や*Melosira sulcata*などの海水棲種がやや増加する傾向が見られた。検討した層準から得られた珪藻化石のうち海水棲種は基本的には再堆積と思われるが、海水棲種がやや増加する上部では僅かではあるが海水泥質干潟棲の*Nitzschia granulate*をも含み、断続的に海水の影響を受ける環境に変化した可能性もある。

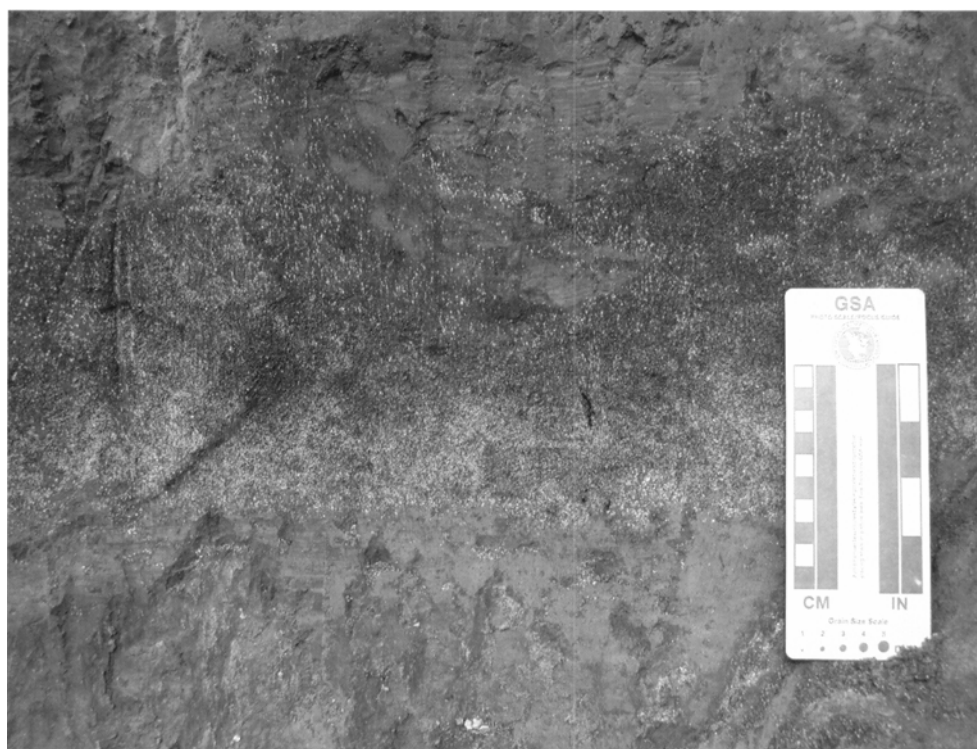
堆積環境 本層下部に見られる砂層あるいは砂礫層は、分級が悪くトラフ状斜交層理が見られ、下位を削剝していることから河川のチャネル堆積物と考えられる。それらの上位に重なる泥層は、原地性の植物根化石を含むこと、淡水棲珪藻化石を多産することから、河川の氾濫原の堆積物と考えられる。下部の上部では海棲の珪藻化石がやや増加することから塩性湿地の環境への移行過程の可能性もある。なお岡崎ほか(2000)は、木更津市畑沢に見られる本層下部の砂礫層には古流向が2方向認めら

第3.4表 本地域に分布する清川層の主なテフラの特徴

測定者 N: 中澤努, K: 小松原琢, F: 古澤地質調査事務所

露頭番号	地名	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚	粒径	主要重鉱物	斜方輝石の屈折率 (γ)	角閃石の屈折率 (n_2)	測定者	同定
38	上鳥田	13-2-3	軽石	ゴマシオ	<5cm	0.5-1mm	ho, opx, cpx	1.702-1.707 (1.705)	1.680-1.686 (1.683)	N	Ky3.5
26	東坂田	40-1	軽石	ゴマシオ	20cm	0.5-1mm	ho, opx, cpx	1.702-1.706 (1.705)	1.679-1.687 (1.682-1.683)	N	Kv3.5
36	鳥田造成地	41-5	軽石	ゴマシオ	15cm		ho, opx, cpx	1.702-1.706 (1.704)	1.678-1.687 (1.682)	N	Ky3.5
16	桜井造成入口	64-1-1	軽石	ゴマシオ	15cm	0.5-1mm	ho, opx, cpx		1.680-1.686 (1.683)	N	Ky3.5
60	上鳥田	72-4-2	軽石	ゴマシオ	3cm	0.5-1mm	ho, opx, cpx		1.679-1.689 (1.683)	N	Kv3.5
31	畑沢むかい	0232603-2	軽石	ゴマシオ	20cm		ho, opx, cpx		1.680-1.686 (1.684)	K	Ky3.5
								1.608-1.711 (1.700, 1.703-1.704)			
32	大久保	75-4	軽石, スコリア, 岩片	黄白色	10-20cm	1-5mm	opx, cpx	1.719-1.734 (1.727)		N	Ky3
38	上鳥田	13-2-2	軽石, 岩片, スコリア	黄白色	20-30cm	1-5mm	opx, cpx	1.698-1.738 (1.699-1.700, 1.721)		N	Ky3
33	鳥田造成地	232501-5	軽石, スコリア, 岩片	灰色	10cm	2mm	opx, cpx	1.699-1.711, 1.735-1.742		F	Kv3

テフラの層出層準は第3.2図及び第3.3図を参照。斜方輝石, opx; 斜方輝石, cpx; 斜方輝石, ho: 角閃石。屈折率の括弧内数値はモード値 (最頻値)

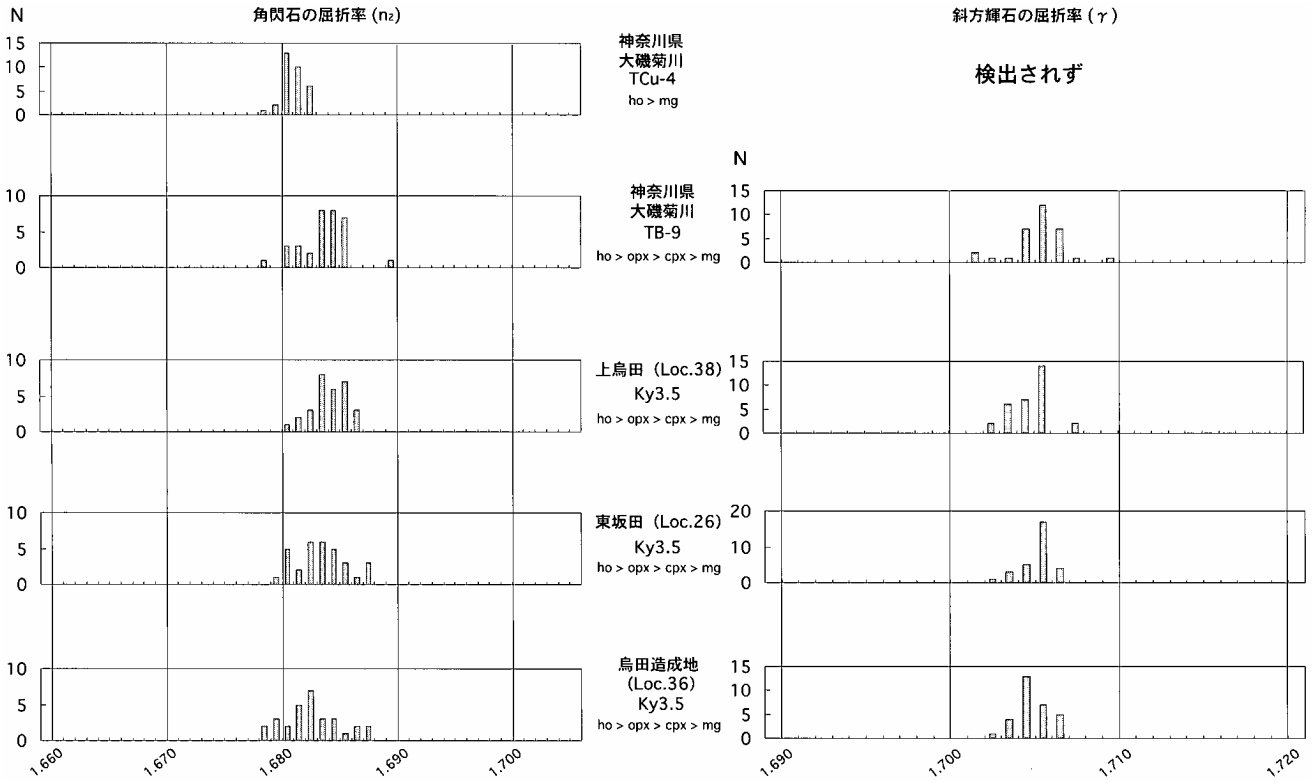


第3.19図 Ky35テフラの近接写真
木更津市上鳥田造成地 (Loc. 36).

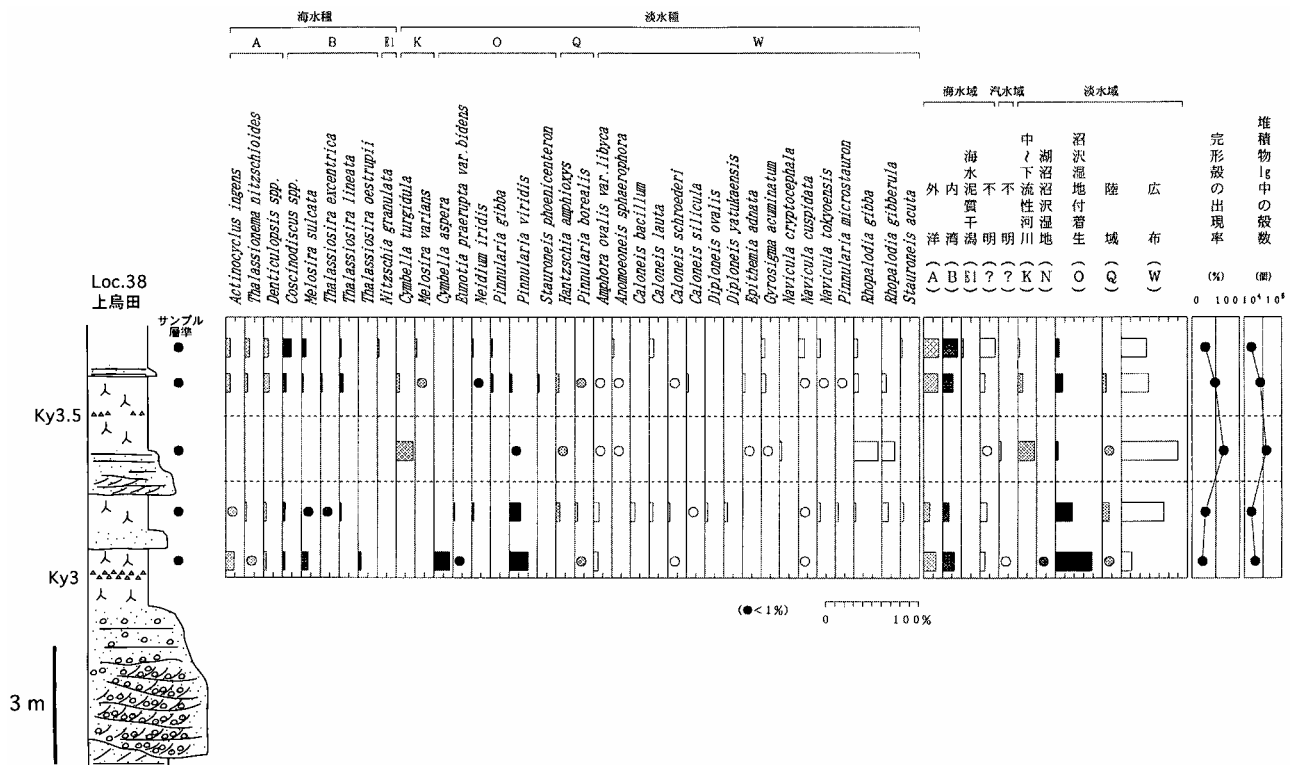
れ、浅いチャネルが側方に頻繁に移動するとし、これを潮流チャネルの堆積物と考えた。

本層上部の下部は巢穴化石を多く含むトラフ状斜交層理砂層からなる。ラミナには正反対の2方向の傾きのものが観察され、ヘリンボーン構造とみなされる。よって潮流の影響を受ける環境が推定される。この上位には貝化石を多産する平行層理中粒砂層が重なるが、下位のヘリンボーン構造が見られる砂層とこの貝化石を多産する

砂層は、岡崎ほか (1997) の清川層の河口潮汐砂堆システムに相当すると思われる。更にこの上位には、スウェール状斜交層理を呈する細粒砂層、トラフ状-平板状斜交層理を呈する細粒-中粒砂層、*Macaronichnus segregatis*を多産する平行層理細粒-中粒砂層の順に重なるが、このうちスウェール状斜交層理砂層はストームの影響を受ける下部外浜の堆積物と考えられる。またトラフ状-平板状斜交層理砂層は上部外浜、*Macaronich-*



第3.20図 Ky3.5テフラ及び大磯丘陵のTB-9, Tcu-4 テフラの特徴 (中澤ほか, 2003を一部改変)
 opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, ho : 角閃石, mg : 磁鉄鉱



第3.21図 木更津市上烏田 (Loc. 38) の清川層下部から産出した珪藻化石柱状図の凡例は第3.7図参照. 分析は(株)パレオ・ラボによる.

*nus segregatis*を多産する平行層理砂層は前浜の堆積物と考えられる。

なお清川層は、挟在するテフラの層位及びフィッシュントラック年代から、主に海洋酸素同位体ステージ7.4から7.3の堆積物と考えられている(第3.1図:増田・中里, 1988; 中里, 1997; 中里・佐藤, 2001)。

3.5 横田層 (Yk)

命名・定義 徳橋・遠藤(1984)により命名・定義。彼らによれば横田層は、下位の清川層を整合で覆い、木下層以上の地層に不整合で覆われる地層とされる。「姉崎」図幅地域ではYk1~Yk2と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む。

模式地 袖ヶ浦町大鳥居周辺(「姉崎」図幅内)。

本地域における層序関係 下位の清川層を整合あるいは軽微な不整合で覆い、木下層に不整合で覆われる。

層相・分布 本地域内では、木更津台地北部のみで分布が確認された。層厚は4m以下。

本層は植物片を含む泥層あるいは砂質泥層からなる。下部は火山灰土質及び腐植質のことが多い。最下部には礫混じりの中粒-粗粒砂層を伴うことがある。木更津台地北部の笹子付近(Loc. 42や Loc. 44: 第3.14図)では下位の清川層最上部の砂層に対し顕著な削剝を伴わず、本層に相当する泥層が重なる。一方、同じく木更津台地北部の菅生付近(Loc. 40: 第3.14図)では下位の清川層をチャンネル状に削剝した浸食面上に小礫混じりの中粒-粗粒砂層が分布する。この砂層の基底付近には径15cm以下の泥質偽礫を含む。砂層は上方へ細粒化し、上位に凝灰質で一部腐植質となる泥層が重なる。

テフラ

Yk1 (徳橋・遠藤, 1984) 中粒砂サイズの白色-紫灰色軽石からなる。層厚は約4cm。重鉱物は主に斜方輝石及び単斜輝石からなり、斜方輝石の屈折率(γ)は1.695-

1.703 (1.699-1.701)を示し(第3.5表)、千葉県立中央博物館(1992)のYk1の値にほぼ一致する。今回の調査では「木更津」地域内では確認されなかったが、隣接の「姉崎」図幅内の館山道木更津北インター前の露頭(Loc. 42: 第3.14図)で後述のYk2テフラ直下の泥層中に認められたほか、袖ヶ浦市花ノ木谷(千葉県立中央博物館, 1992, p. 66-69参照)に典型的に見られた。

Yk2 (徳橋・遠藤, 1984) 径1~4mmの黄白色軽石からなる(第3.22図)。木更津台地北部の笹子付近(Loc. 42やLoc. 44: 第3.14図)の泥層中に認められた。層厚は約10cm。重鉱物は主に斜方輝石及び単斜輝石からなる(第3.5表)。斜方輝石の屈折率(γ)は1.698-1.709 (1.704)を示し、千葉県立中央博物館(1992)のYk2の値にほぼ一致する。Yk2の対比候補としては大磯丘陵のTAm-3(町田ほか, 1974)が挙げられる。杉原ほか(1978)は菅生の本層[杉原ほか(1978)の上岩橋層]から斜方輝石の屈折率(γ)が1.705-1.7075にモードを示すテフラを記載し、大磯丘陵のTAm-3~5に対比した。町田ほか(1974)は、大磯丘陵のTAm-3は斜方輝石の屈折率(γ)が1.706モードであるが、横浜地域のTAm-3(Mt3)に含まれる斜方輝石の屈折率(γ)は1.704モードとしている。これはYk2の値に一致する。一方、菅生(Loc. 40: 第3.14図)には後述のYk3の下位に斜方輝石の屈折率(γ)が1.706モードのテフラが挟在する(第3.23図及び第3.5表)。これは一般的なTAm-3の斜方輝石の屈折率に一致し、TAm-3及びYk2に対比される可能性がある。

Yk3 (中里, 1993) 径0.5~2mmの橙色軽石からなる(第3.23図)。木更津台地北部の菅生付近に認められ、そこでは層厚1mに及ぶ。重鉱物は主に斜方輝石と単斜輝石からなり、斜方輝石の屈折率(γ)は1.704-1.711 (1.707)(第3.5表)。本テフラは杉原ほか(1978)や千葉県立中央博物館(1992)によって大磯丘陵のTAm-5(町田ほか, 1974)に対比された。また中里(1993)によって

第3.5表 本地域に分布する横田層の主なテフラの特徴

測定者 N: 中澤 努, K: 小松原 琢

露頭番号	地名	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚	粒径	主要重鉱物	斜方輝石の屈折率(γ)	測定者	同定	
40	菅生	26-6	up	軽石	黄橙色	100cm	0.5-2mm	opx, cpx	1.697-1.700 (1.698), 1.704-1.711 (1.707)	N	Yk3
		26-5	lw	軽石	黄橙色		0.5-2mm	cpx, opx	1.698-1.709 (1.699-1.700, 1.708)	N	
40	菅生	26-S3		軽石, スコリア	灰白色	15cm	0.5-3mm	cpx, opx	1.698-1.703 (1.699)	N	?
40	菅生	26-S2		軽石	褐灰色	15cm	1-5mm	cpx, opx	1.705-1.709 (1.706)	N	
40	菅生	26-S1		軽石(粘土化)	黄白色	6cm	silt	opx, cpx	1.706-1.709 (1.706)	N	
40	菅生	26-1		軽石	灰白色	10cm	0.5-1mm	opx, cpx	1.706-1.711 (1.708)	N	?
44	笹子	27-1		軽石, 岩片	黄白色	10cm	0.5-3mm	opx, cpx	1.698-1.704 (1.704)	N	Yk2
42	北インター前	231801-2		軽石	黄白色	10cm	1-4mm	opx, cpx	1.702-1.709 (1.704)	K	Yk2
42	北インター前	231801-1		軽石, 斜方輝石	黄白色	4cm	0.5mm	opx, cpx	1.699-1.701 (1.699-1.701)	K	Yk1



第3.22図 Yk2テフラの近接写真
木更津北インター前 (Loc. 42).

Yk2の上位に挟在することが確認され、Yk3と命名された。

化石 本層からの化石産出の既存の報告はない。本層の泥層からは植物根、植物片、植物葉を産する。径3cm程度の巢穴化石がしばしば観察されるが、これは上位の木下層から掘り込まれた可能性が高い。

堆積環境 植物化石を多く含むことから陸上での堆積が考えられるが、詳細は不明である。

3.6 ^{きおろし}木下層 (Ko)

命名・定義 榎山 (1931) の木下亜階に基づき徳橋・遠藤 (1984) が再定義。彼らによれば木下層は、下位の横田層以下の地層を不整合で覆い、中部常総粘土に整合で覆われる地層とされる。「姉崎」図幅地域ではKo1~Ko4及びKo-Dと呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む。

模式地 千葉県印西市木下。

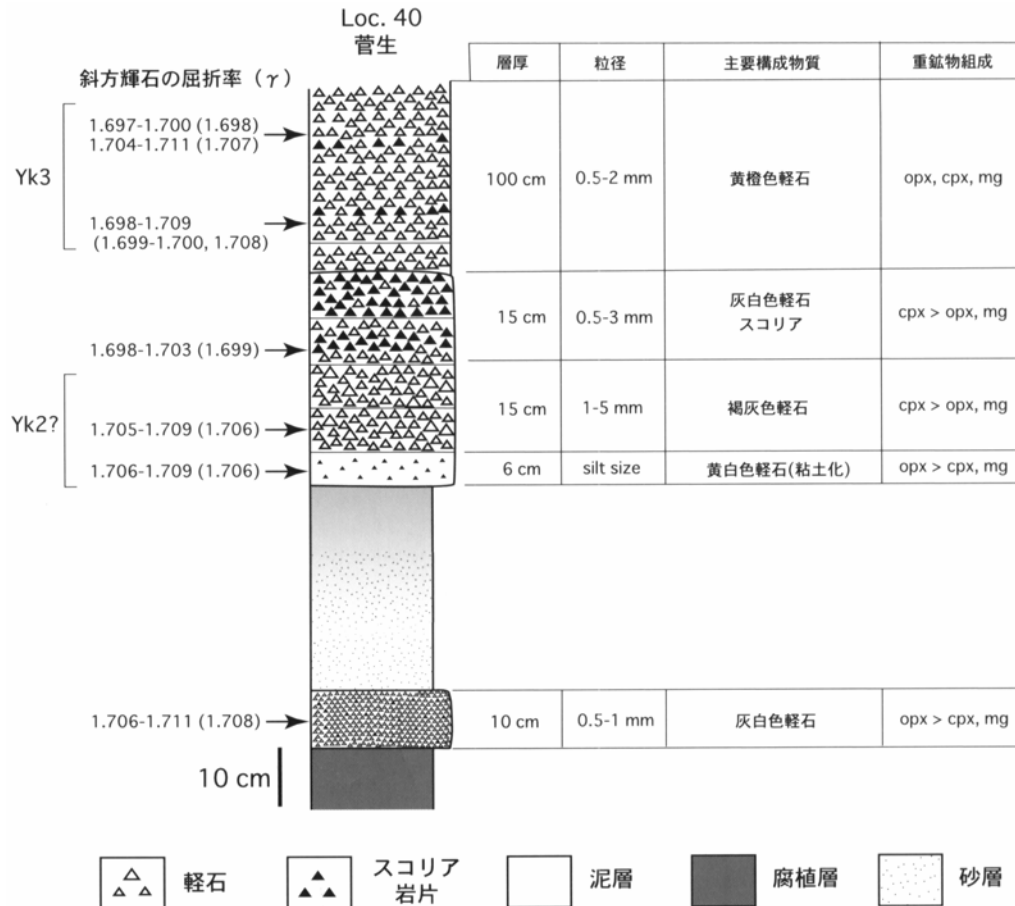
本地域における層序関係 下位の横田層以下の地層を不整合で覆い、姉崎層以上の地層に不整合で覆われる。

層相・分布 本層は砂礫層及び泥層を主体とする下部

と、砂層あるいは砂泥互層を主体とする上部に分けられる。下部、上部ともに本地域内の木更津台地及び袖ヶ浦台地のほぼ全域に分布する。層厚は本層全体で最大27m。

下部は下位の地層を削剝する浸食面上に砂礫層あるいは礫混じり砂層が分布し、その上位に極細粒砂-細粒砂層を頻繁に挟む泥層、そして生物擾乱の著しい貝化石を含む砂質泥層あるいは泥質砂層が重なる。場所により砂礫層及びその上位の泥層を欠き、下位層に直接、軽微な不整合で生物擾乱の著しい貝化石含有砂質泥層あるいは泥質砂層が重なることもある。下部の層厚は4~17mと変化が大きい。

木更津市伊豆島 (Loc. 46: 第3.24図) で観察される本層最下部は、径4cm以下の礫を多く含む層厚4m以上の中粒-粗粒砂層からなる (第3.25図)。トラフ状斜交層理が顕著に発達し、古流向はおおむね北西方向を示す。砂礫層は上方に細粒化し泥層となる。この泥層は植物片及び原地性の直立した植物根を多く含み、一部は腐植質となることもある。まれに径が数10cmに及ぶ原地性の樹幹が観察される (第3.26図)。また泥層にはリッ



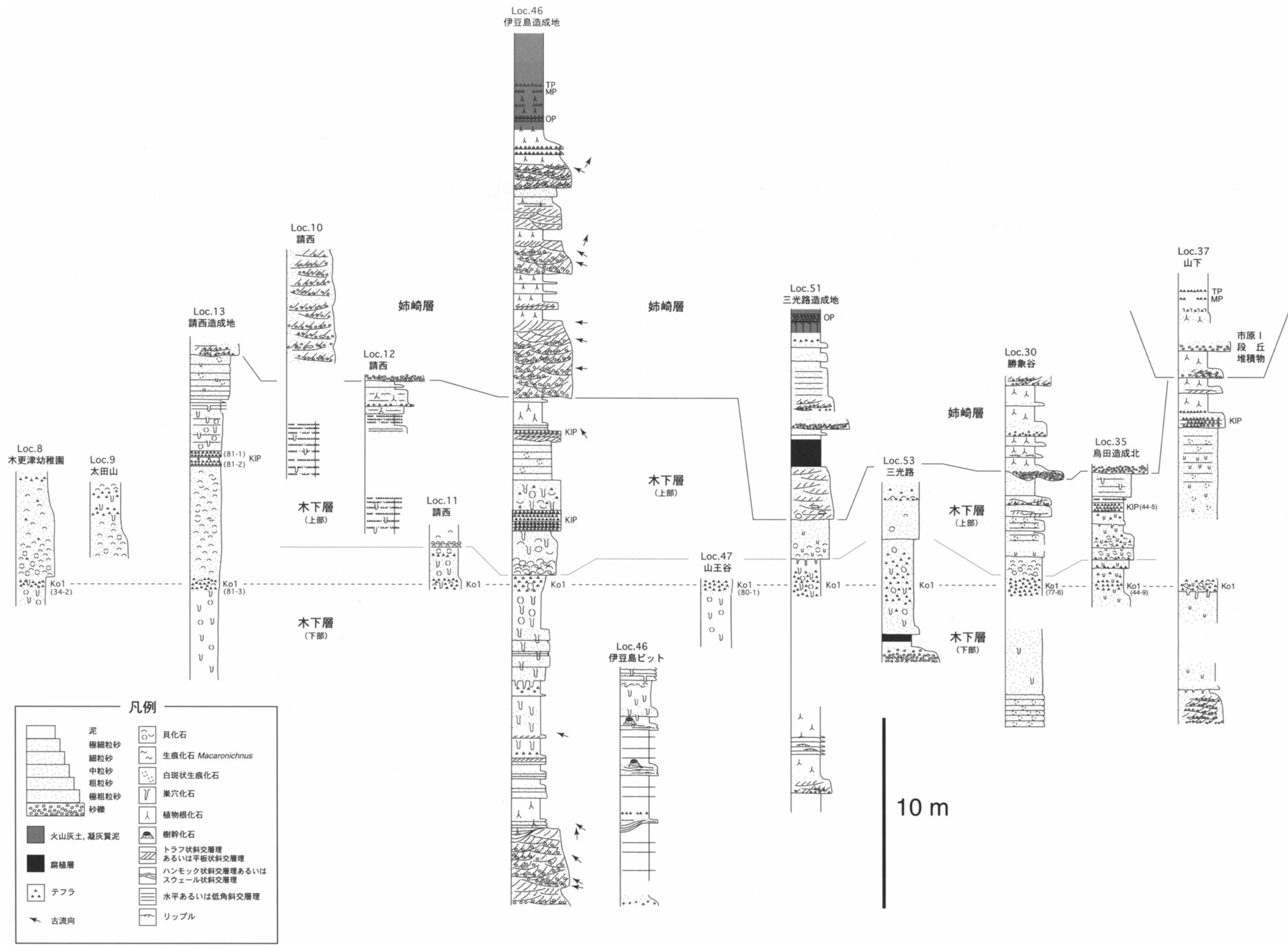
第3.23図 木更津市菅生 (Loc. 40) における横田層のYk3テフラ及びその下位のテフラの特徴
opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, mg : 磁鉄鉱 屈折率の括弧内数値はモード (最頻値)

プルの発達した極細粒砂-細粒砂層が数cm~100cmの厚さで頻りに挟まれる。この砂層は側方に顕著に層厚を変化させ、しばしばチャンネル状の形態に移行する(第3.27図)。また一部の砂層には逆級化層理が観察される。この泥層の上位には貝化石を含む砂質泥層が重なる。この砂質泥層は生息姿勢を保持したウラカガミを主とする貝化石を含み、生物擾乱が極めて著しい。まれに極細粒-細粒砂薄層を挟むのが観察されるが、多くの場合、顕著な生物擾乱により塊状を呈することがほとんどである。この貝化石含有砂質泥層の上部には、後述の白色粗粒軽石(Ko1)が散在し、この層準の良い指標となる。一方、南東部の上島田周辺(例えばLoc. 60 : 第3.7図)における本層下部は、前述の伊豆島などで見られるように、下位層を削剝する浸食面の直上はトラフ状斜交層理の発達する砂礫層からなり、その上位には原地性の植物根化石を含む砂質泥層が重なる。しかしここではこの砂質泥層の上位に貝化石を含む砂質泥層が分布せず、植物根化石を含む泥層を直接本層上部の細粒砂層が覆う。南部の畑沢(Loc. 28 : 第3.7図)や木更津台地北部の笹子付近(例えば Loc. 45 : 第3.14図)では、本層下部は砂礫層

や植物根を含む泥層を伴わず、貝化石を含む生物擾乱の著しい砂質泥層や泥質砂層が直接下位層を軽微な不整合を界して覆う。

上部は、主に比較的分级の良い細粒砂層からなる。木更津市 請西 周辺では、この層準が砂泥互層となる。また木更津台地北西部では上部基底に貝化石の密集する層厚約2m以下の泥質砂層を伴う。上部の層厚は上位からの削剝で大きく変化するが、およそ2~10m。本層下部の最上部が砂質の場合は、下部と上部の境界が不明瞭なことが多い(例えばLoc. 37やLoc. 30 : 第3.24図)。

木更津市伊豆島(Loc. 46 : 第3.24図)では上部基底は、貝化石を極めて多く含む、分级の悪い、礫混じりの泥質砂層からなる(第3.28図)。貝化石は一部に合弁も見られるが、多くは離弁状態で産出する。貝化石は溶解していることも多い。貝化石含有泥質砂層の上位は、比較的分级の良い細粒砂層からなることが多い。生物擾乱を受けているが、弱い平行層理が観察される。砂層には2~3cm径の白斑状生痕化石がしばしば見られる。木更津市請西周辺(例えばLoc. 13 : 第3.24図)では貝化石密集層の上位が砂泥互層となる(第3.29図)。砂泥互層



第3.24図 木更津台地中央部の地質柱状図
 露頭の位置は付図第2図参照 テフラ記号脇の括弧内数字はテフラの試料番号を示す。



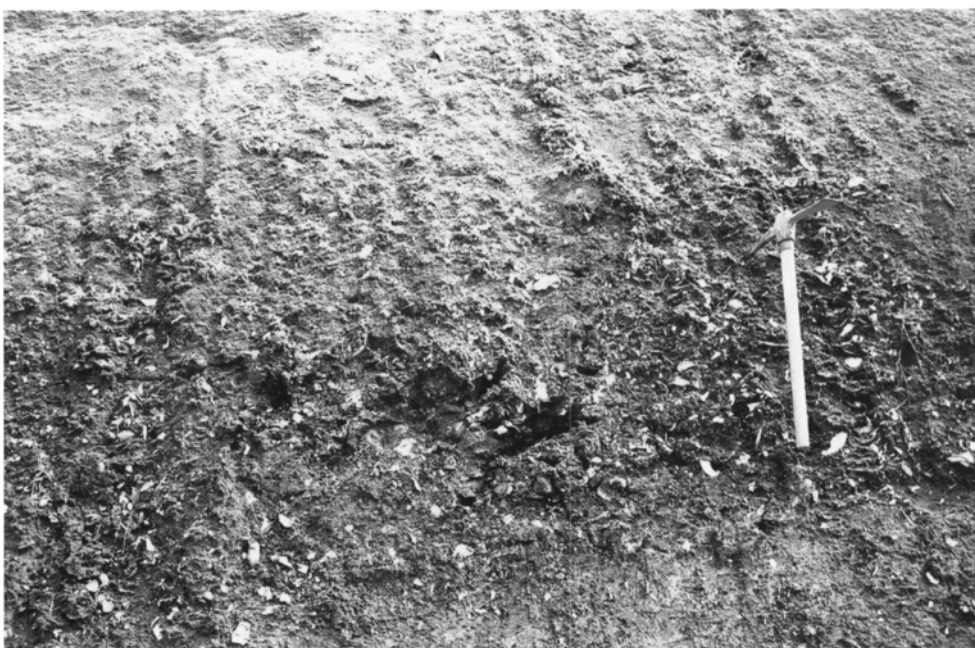
第3.25図 木下層最下部付近に見られるトラフ状斜交層理の発達する砂礫層
第3.25～3.29図の露頭は木更津市伊豆島 (Loc. 46).



第3.26図 木下層下部に見られる樹幹



第3.27図 木下層下部に見られる砂泥互層とチャネル構造



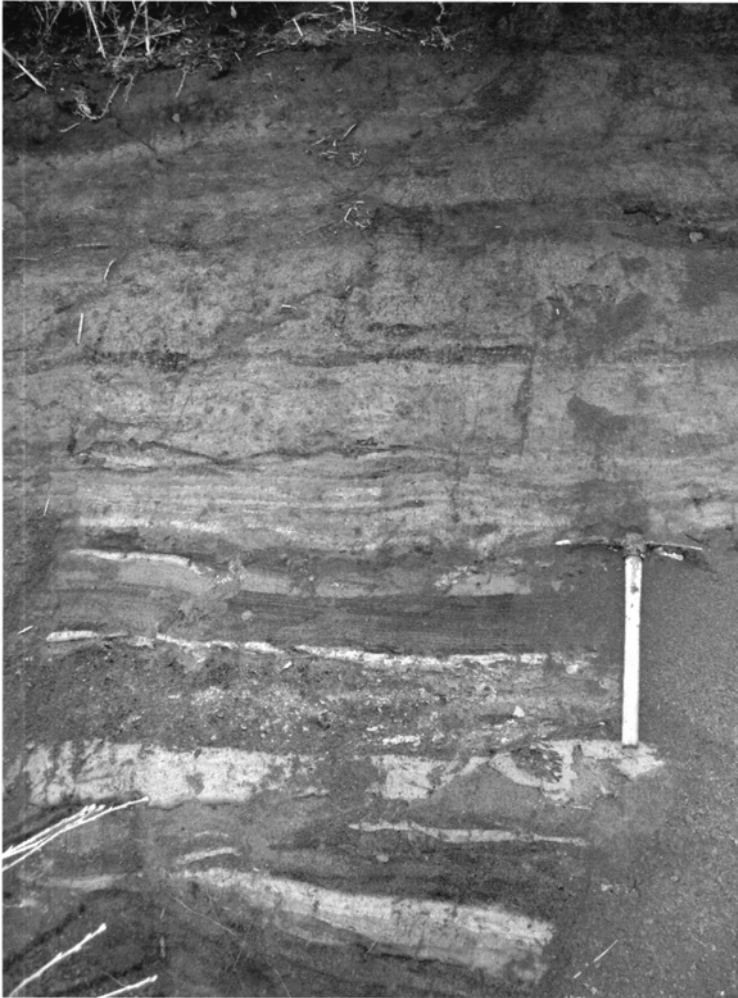
第3.28図 木下層上部基底の貝化石密集層

は泥と極細粒-細粒砂からなり、砂層にはリップルが頻繁に観察される。しばしば砂で充填された巣穴化石が見られる。この砂泥互層は上位に向け砂層が厚くなり、粒径も細粒-中粒砂と上方に粗粒化する。

テフラ

Ko1 (徳橋・遠藤, 1984) 径2~10mmの白色粗粒軽石層 (第3.30図及び第3.6表)。本層下部の上部、多く

の場合、貝化石密集層基底から約1m下に層厚1m程度の幅をもって軽石が散在する産状を示す (第3.30図)。軽石は割ると光沢のある破断面を示す。重鉱物は斜方輝石と単斜輝石を含む。このうち斜方輝石は細く小さい長柱状を示すことが多く、屈折率(γ)は1.720-1.722モードと高く特徴的である。なお重鉱物は全体に少ないため、分析処理の段階では軽石だけをよく選別する必要が



第3.29図 木下層上部に見られる砂泥互層



第3.30図 K01テフラの
近接写真
木更津市鳥田造
成地北
(Loc. 35).

第3.6表 本地域に分布する木下層の主なテフラの特徴

測定者 N: 中澤努, K: 小松原 琢

露頭番号	地名	柱状図	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚	粒径	主要重鉱物	斜方輝石の屈折率 (γ)	測定者	同定
39	上烏田	第7図	01218-8	軽石	黄白	50cm	1-2mm	opx, cpx	1.699-1.714	K	KIP
35	烏田造成北	第24図	44-5	軽石	白角~黄白色	50cm	1-4mm	opx, cpx	1.703-1.712 (1.708)	N	KIP
13	請西造成地	第24図	81-1	軽石	白色~黄白色	30cm	1-21mm	opx, cpx	1.703-1.710 (1.706, 1.708-1.709)	N	KIP
13	請西造成地	第24図	81-2	軽石, 岩片	白色	30cm	2-5mm	opx, cpx	1.705-1.709 (1.707-1.708)	N	KIP
30	勝象谷	第24図	77-6	軽石	白色	100cm	1-10mm	opx, cpx	1.720-1.724 (1.722-1.723)	N	Ko1
8	木更津幼稚園	第24図	34-2	軽石	白色	60cm	1-10mm	opx, cpx	1.720-1.724 (1.721)	N	Ko1
15	桜井	第2図	8-1	軽石	白色	70cm	1-10mm	opx, cpx	1.717-1.723 (1.721-1.722)	N	Ko1
35	烏田造成北	第24図	44-9	軽石	白色	50cm	1-10mm	opx, cpx	1.719-1.723 (1.720-1.721)	N	Ko1
13	請西造成地	第24図	81-3	軽石	白色	約50cm	1-10mm	opx, cpx	1.721-1.724 (1.722)	N	Ko1
opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 角閃石, 屈折率の括弧内数値はモード (最頻値)										N	Ko1

ある。本テフラは新井ほか (1977) や杉原ほか (1978) により大磯丘陵のTAu-12テフラに対比された。またTAu-12テフラは鈴木 (1976) により147±9ka及び143±11kaというフィッシュトラック年代が得られている。

KIPテフラ群 木下層上部には数層の軽石層が挟在する (第3.6表)。これらの軽石層は、斜方輝石と単斜輝石を含む両輝石型であること、Ko1 (TAu-12) の上位に位置すること、斜方輝石の屈折率 (γ) が1.700-1.712の範囲にあることから、大磯丘陵のKIPテフラ群 (町田, 1971; 新井ほか1977) に対比される。本地域に見られるこれらの軽石層は、多くが似たような屈折率特性を持つことから個別の識別は難しいが、このうち層厚の大きい明瞭なテフラ層として、Ko1の3~6m上位に層厚約50cmの軽石層が木更津台地北西部 (例えば請西造成地, Loc. 13; 伊豆島, Loc. 46; 烏田造成北, Loc. 35) に認められる。このテフラ層は粒径1~4mmの白色-黄白色軽石からなり、重鉱物は斜方輝石及び単斜輝石からなる。斜方輝石の屈折率 (γ) は1.703-1.712 (1.708) とごく一般的な値を示す。一方、南東部 (例えば山下Loc. 37や上烏田Loc. 39, 笹子Loc. 45) では木下層最上部付近に複数の軽石層が単層あるいはそれぞれが癒着した状態で挟在する。下位のテフラと同様に重鉱物は斜方輝石及び単斜輝石からなり、斜方輝石の屈折率 (γ) は1.700-1.712を示す。木下層最上部付近のこの軽石層は、その層位からKo-D (徳橋・遠藤, 1984), 三色アイス (杉原, 1970) に相当するものと考えられる。なおKIPテフラ群からは、鈴木 (1976) によって、およそ110~130kaのフィッシュトラック年代が得られている。

化石

貝化石 本地域の木下層から産出する貝化石は小島 (1966), 青木・馬場 (1971), 大原ほか (1976), Yajima (1978) によって報告されている。ここでは木更津市桜井

付近の本層から産出する貝類群集について詳細に検討している大原ほか (1976) に基づいて記述する。それによると木下層下部の砂質泥層 [大原ほか (1976) の中部のシルト質砂層] からは*Scapharca broughtonii* (アカガイ), *Crassostrea gigas* (マガキ), *Alvenius ojanus* (ケシトリガイ), *Wallucina striata* (チヂミウメ), *Dosinella angulosa* (ウラカガミ), *Cryptomya busoensis* (ヒメマスオガイ) などの二枚貝類が生息状態を保持したまま産出する。また*Clathrofenella reticulata*, *Eufenella rufocincta* (ツヤモツボ), *Reticunassa japonica* (キヌボラ), *Ringicula doliaris* (マメウラシマ) などの巻き貝類も比較的多く産出する。これらは内湾の潮間帯から上部浅海帯における砂泥底に分布するものが多い。また多産する二枚貝の*Alvenius ojanus*は内湾中央部から奥部にかけての指標種である。一方、上部基底の貝化石密集層 [大原ほか (1976) の上部の砂層] からは、*Saccella confusa* (ゲンロクソデガイ), *Oblimopa multistriata* (シラスナガイ), *Pecten albicans* (イタヤガイ), *Alvenius ojanus* (ケシトリガイ), *Cycladicama cumingi* (シオガマ), *Wallucina striata* (チヂミウメ), *Pilluxina yamakawai* (アラウメノハナ), *Fulvia mutica* (トリガイ), *Callista chinensis* (マツヤマワスレ), *Placamentia* (ハナガイ) などの二枚貝類, *Calyptrea yokoyamai* (カリバガサガイ), *Siphonalia fusoides* (トウトガイ), *Reticunassa japonica* (キヌボラ), *Orinella pulchella* (クチキレガイ), *Odostomia* spp., *Turbonilla* spp., *Paracingulina triarata* (ミスジヨコイトカゲギリ), *Ringicula doliaris* (マメウラシマ), *Retusa minima* (ヒメコメツブガイ) などの巻き貝類が多産する。これらの貝類群集は砂底から泥底までさまざまな生息環境のものを含むが、日本列島の沿岸に分布する種類と暖海系の種類が混合し、多くが上部浅海に生息するものからなる。

有孔虫化石 大原ほか(1976)は木更津市桜井付近の本層から産出する有孔虫類についても報告している。それによると本層下部の砂質泥層[大原ほか(1976)の中部のシルト質砂層]からは*Buccella frigida*が全体の51.9%と多産し、そのほか*Ammonia beccarii*, *Ammonia japonica*, *Elphidium clavatum*, *Elphidium subincertum*を伴う。また浮遊性有孔虫類はほとんど含まない。これらの群集は寒冷な内湾浅海のものと考えられている。また本層下部からは場所により*Buccella frigida*の割合が少なく、*Elphidium clavatum*や*E. abvenus*, *E. advenum depressa*が比較的多く産出する箇所もあり、これらは外洋水の影響をやや受けやすい部分の内湾環境に生息した群集と考えられている。一方、本層上部の貝化石密集層[大原ほか(1976)の上部の砂層]からは、浮遊性有孔虫類が全体の12.7~14.5%を占め、底性有孔虫類としては*Quinqueloculina contorta*, *Q. vulgaris*, *Triloculina trigonula*, *Elphidium advenum*, *E. advenum depressa*, *Pseudorotalia gaimardii*, *Rosalina vilardebona*が多産する。これらの群集は外洋水の影響を受けやすい温暖な環境に生息していたと考えられている。

貝形虫化石 Yajima(1978)は木更津市桜井付近の本層から産出する貝形虫化石について詳細な検討をしている。それによると本層下部の砂質泥層[Yajima(1978)のF silt:以下括弧内はYajima(1978)の地層区分]から産出する貝形虫化石群集は、*Ruggieria (Keijella) bisanensis*, *Spinileberis quadriaculeata*, *Cytheromorpha acupunctata*, *Neomonoceratina microreticulate*, *Nipponocythere bicarinata*などの内湾浅海泥底に生息するものが卓越する多様性の低い群集からなる。下部の下半部[F silt下部]ではこれらの種が全体の90%以上を占め極めて特徴的であるが、下部の上半部[F silt上部]ではこれらが45~60%に減少し、砂底やアマモ場に生息するものが増加するとしている。一方、本層上部の貝化石密集層[G sand]からは、アマモ内やアマモ場の砂底-泥質砂底に生息する*Loxoconcha (Loxoconcha) laeta*, *Aurila munechikai*, *Hemicytherura cuneata*, *Xestoleberis hanaii*が卓越し、本層下部の上半部[F silt上部]の群集が混じる異地性の混合群集からなる。上部の砂層[H sand]からは泥底を這う*Ruggieria (Keijella) Bisansensis*が全体の20~23%と多産する。そのほか上部基底貝化石密集層[G sand]から産出したものや、やや深い泥質砂底に生息する*Buntonia hanaii*, *Cornuquimba tosaensis*が上部の砂層に特徴的に産出するとしている。

珪藻化石 本層下部の泥層及び砂質泥層については今回の調査で分析を行った(第3.31図)。本層下部のうち、最下部の泥層からは*Pinnularia gibba*や*P. viridis*, *Stauroneis phoenicenteron*などの淡水沼沢湿地付着棲種や、*Phopalodia gibba*や*R. gibberula*などの淡水広

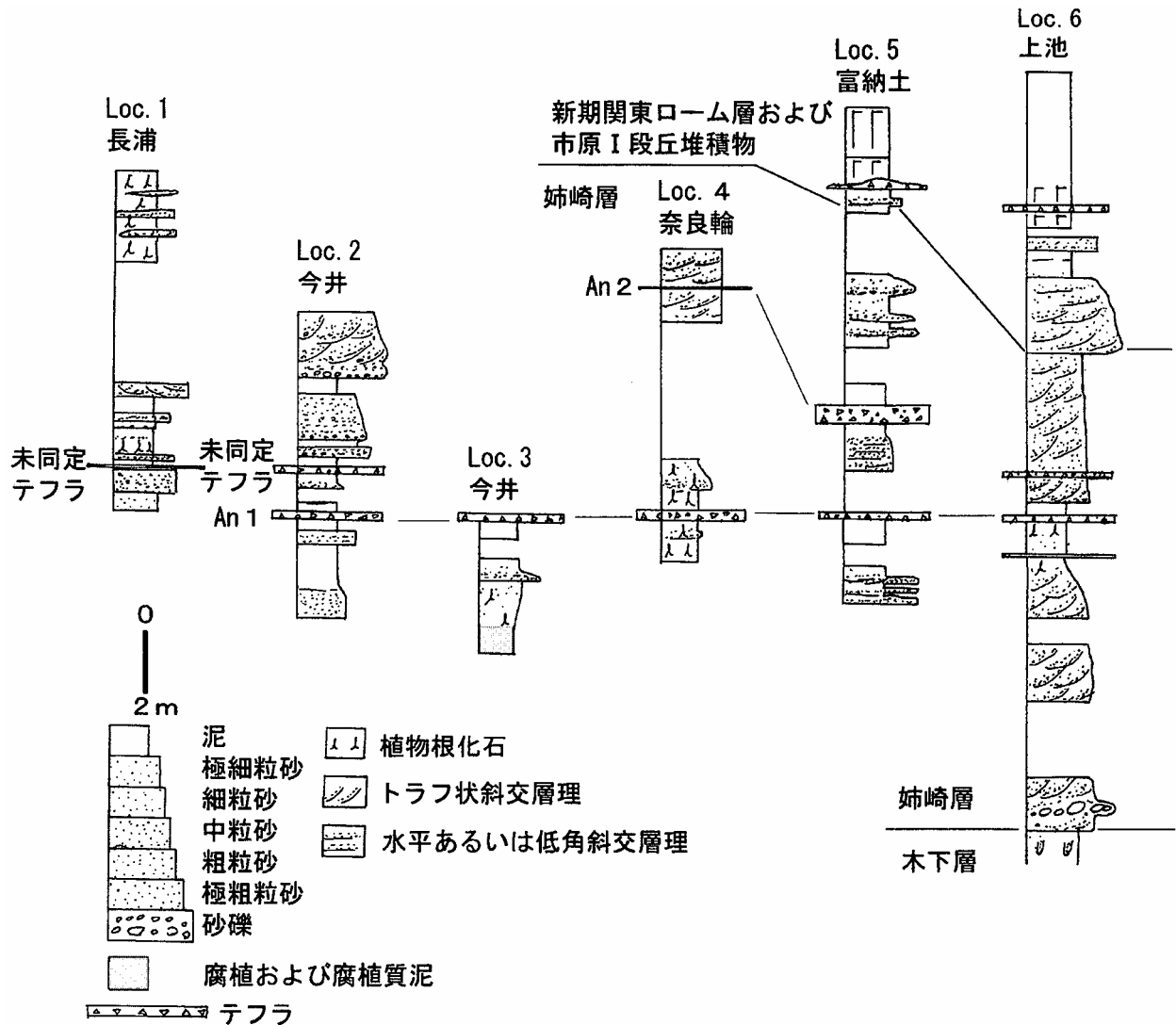
布種が比較的多く産出する。その上位では内湾棲種の*Melosira sulcata*や*Grammatophora macilenta*, *Cyclotella stolorum*が多産するようになり、一方で淡水棲種は減少する。

堆積環境 本層下部は、層厚が場所により大きく異なること、最下部に砂礫層や礫混じり砂層が分布することが多く基底は浸食面であることから、谷地形を埋積した谷埋め堆積物と考えられる。最下部の砂礫層は分級が悪くトラフ状斜交層理が発達することから河川のチャンネル堆積物と考えられる。砂礫層から上方に漸移する泥層は原地性の植物根化石や樹幹、淡水棲珪藻化石を多く産出することから河川の氾濫原の堆積物と解釈される。下部の上部に見られる砂質泥層は生物擾乱が著しいこと、内湾砂泥底に特徴的な貝化石群集、内湾棲有孔虫化石*Buccella frigida*、内湾棲珪藻化石*Melosira sulcata*などを多産することから、内湾の堆積物と考えられる。

本層下部が埋積した谷地形は氷期の海水準低下に伴い形成されたと考えられる。谷地形の底では初期には網状河川によって、その後海進が始まると蛇行河川によってチャンネル性の砂礫層及び氾濫原性の泥層が堆積した。そして海進が進行するにつれ谷地形に海が進入し、入江状の内湾環境で底生生物による生物擾乱の著しい砂質泥層が形成されたと考えられる。本層基底を確認できる露頭が少ないため詳細は不明だが、本層下部に埋積された谷は、海成泥層とKo1テフラの分布及び基底砂礫層の古流向から、木更津台地の中央部を北西方向に流下する河川によって形成されたと推測される。

一方、本層上部は砂層あるいは砂泥互層からなり、木更津台地北西部では上部基底に貝化石が多産する。この貝化石群集はほとんど温暖種から構成され、同層準からは浮遊棲有孔虫の含有率が高いこと、外洋の底生有孔虫を含むことから、本層下部に比べ開放的な海域に変化したことが推測される。また下部の谷埋め状の分布とは対照的に、上部は広範囲に比較的平坦に分布する。これらのことから本層上部は、下部形成後、より海進が進み、おそらく氷期に削剝を免れた台地部分も波食されることにより、比較的広大で開放的な内湾が形成され堆積したと考えられる。内湾域が開放的になるに際し、波浪により軽微な浸食が行われ、浸食面上には残留堆積物としての貝化石層が形成されたと考えられる。上部基底の貝化石群集や共産する貝形虫化石群集が本層下部に産出するものを含む混合群集であることも貝化石密集層が残留堆積物であることを支持する。またその上位の砂層あるいは砂泥互層は開放的な内湾の堆積物と考えられる。砂泥互層の場合、上方に泥層の挟在が少なくなり全体に粗粒化することから、上方に向かい浅海化したことが推測される。

なお本層下部が埋積した谷地形は、下部に挟まれるKo1テフラの層位及びフィッシュントラック年代(鈴



第3.32図 袖ヶ浦台地の姉崎層を中心とする地質柱状図
露頭の位置は付図第1図参照

軽石中には重鉱物として斜方輝石と単斜輝石が含まれる。斜方輝石の屈折率(γ)のレンジは1.697-1.704及び1.709-1.718と広く、1.699-1.700と1.713-1.715の2つのモードを持つが、後者の方が顕著である(第3.7表)。大磯丘陵のKmP-1に対比される(新井ほか, 1977)。

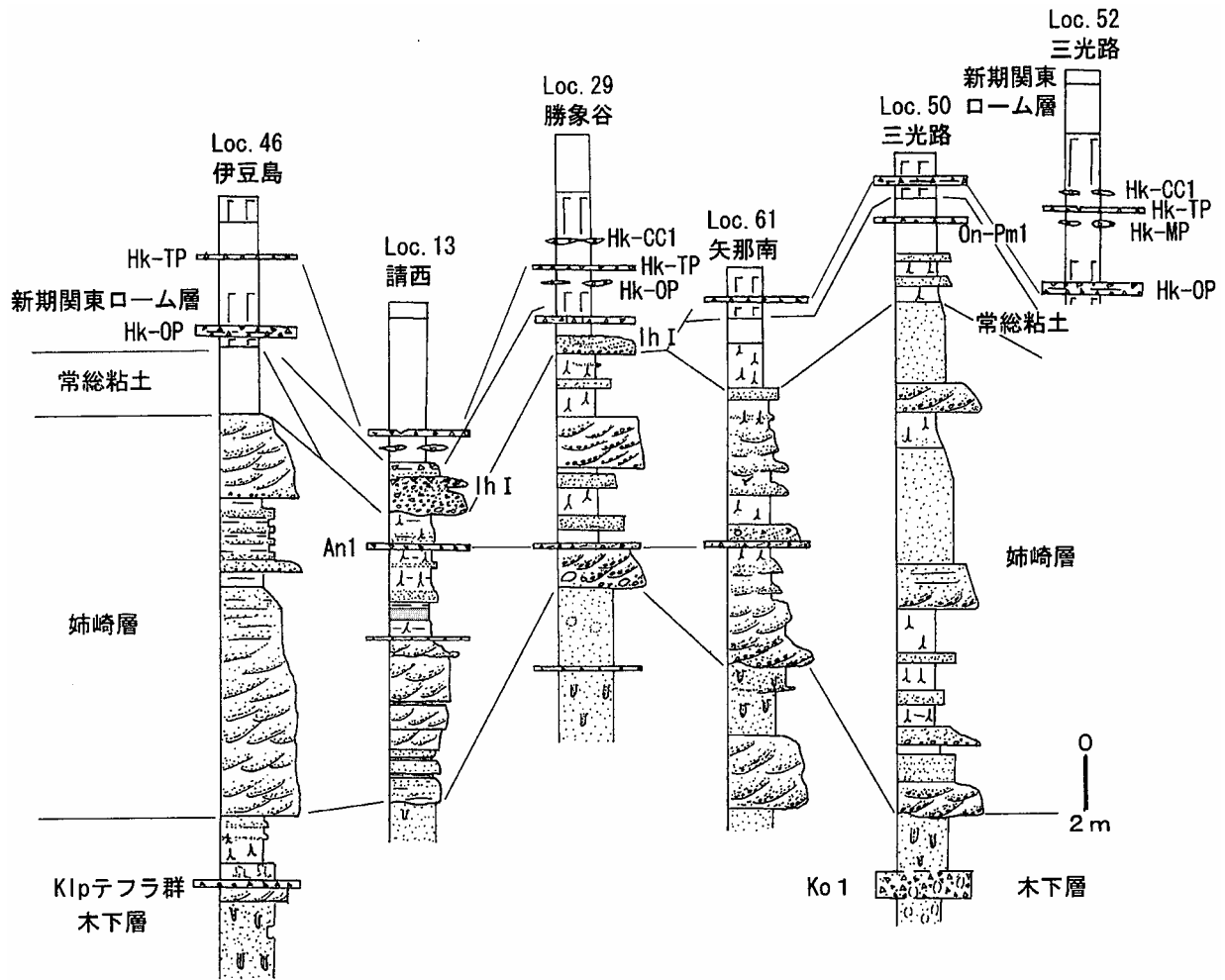
An2(袖ヶ浦市教育委員会, 1997) 上方細粒化する厚さ20~60cmの、灰白色軽石を主体とするテフラ(第3.34b図)。良好な露頭(袖ヶ浦市富納土: Loc. 5)では成層し、中部に最大径10~20mmの軽石を多く含む。灰白色軽石には、重鉱物として斜方輝石と単斜輝石が含まれる。このうち斜方輝石の屈折率(γ)は1.700-1.721という広いレンジ(モードは1.713-1.717)を示す(第3.7表)。新井ほか(1977)は本テフラを大磯丘陵のKmP-5に対比している。

長浦産出の白色軽石 袖ヶ浦市のJR長浦駅近傍の露

頭(Loc. 1)において本層下部より厚さ2cmの白色軽石質テフラ層が見いだされた(第3.34b図)。この軽石の鉱物組成はパミスタタイプのガラスを主体とし、少量の長石類と斜方輝石を含む。火山ガラスの屈折率は1.507-1.509に集中している(第3.7表)。

今井産出の桃白-黄白色軽石 袖ヶ浦市今井(Loc. 2)においてAn1の上位17mに褐色普通角閃石を多く含む、厚さ15cmの桃白-黄白色軽石が見いだされた(第3.34b図)。この軽石には重鉱物として、角閃石と斜方輝石が含まれる。角閃石の屈折率(n_2)は1.676-1.684である(第3.7表)。

化石 袖ヶ浦市長浦からは温帯-暖温帯種を種とする長浦植物群(Kokawa, 1966)が産出する。また木更津台地北部から袖ヶ浦台地にかけての本層から汽水-淡水棲を主として海棲種を含む珪藻化石群集(堀口・大原, 1972)



第3.33図 木更津台地の姉崎層及び“常総粘土”を中心とする地質柱状図
露頭の位置は付図第1図参照。凡例は第3.32図と同じ。

が報告されている。杉原（1978）は本層中の泥炭層の花
粉分析を行い、温帯-冷温帯の樹木花粉が多産するとし
た。

堆積環境 本層基底には、トラフ状斜交層理をもつ砂
礫層が認められることから、河川のチャンネル堆積物と考
えられる。その上位のAn1付近の層準は腐植が多く含
まれる泥層からなり、当時湿地的な環境が広がっていた
と考えられる。この上位の層準も原地性植物根化石を含
む泥層とトラフ状斜交層理を持つ砂ないし砂礫層からな
るが、本層からは汽水-淡水棲珪藻化石が報告されてい
ることから、本層は河口域を含む河川の堆積物からな
ると考えられる。

3.8 “常総粘土” (Jc)

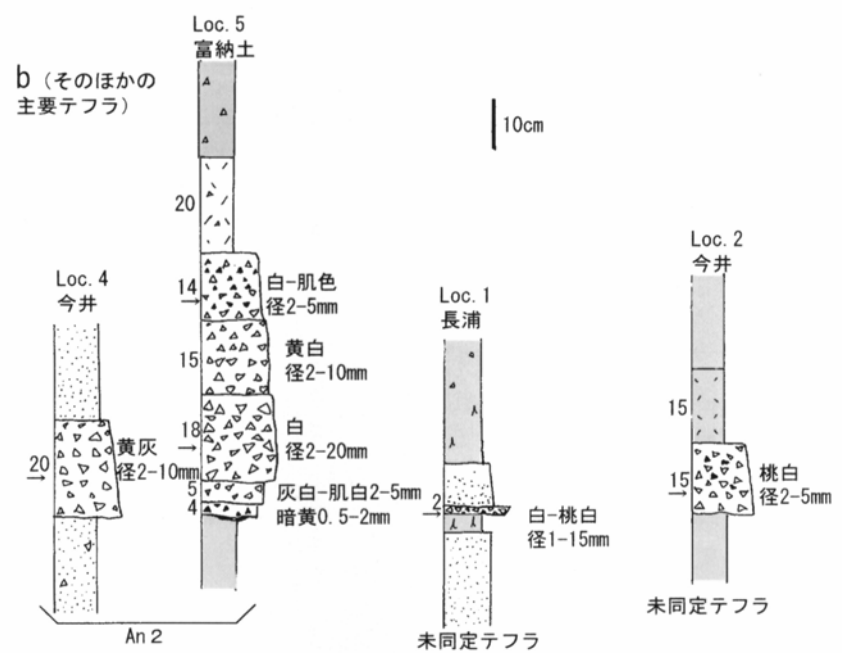
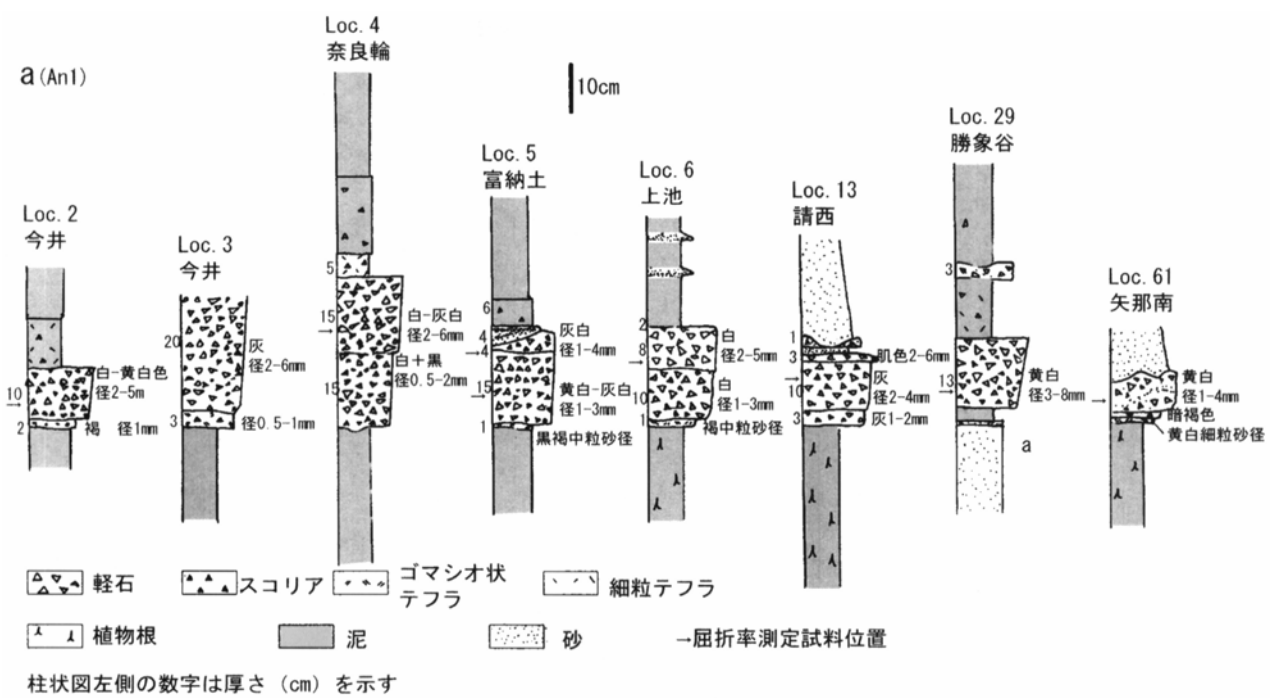
命名・定義 本報告では徳橋・遠藤（1984）になら
い、木下層及び姉崎層と新期関東ローム層の間に挟在す
る凝灰質粘土層を“常総粘土”と呼ぶ。なお、「姉崎」図幅地

域などでは、“常総粘土”は木下層を覆い姉崎層と一部
同時異相関係にあるが、本地域を含む下総台地南縁部
では本層は姉崎層の上位に認められる。

層相・分布 下総下位面分布域に分布する。“常総
粘土”は主に灰白色-茶灰色を呈する厚さ数10cmの凝
灰質粘土からなる（第3.33図）。所によって原地性植
物根化石を含むほか、褐鉄鉱の薄い層を挟む。本地域
では層厚が薄く、下位の姉崎層最上部の泥層と識別し
がたい。木更津市三光路（Loc. 50）では本層中に後述
の御岳第一テフラ（On-Pm1）が確認された。

テフラ

御岳第一テフラ（On-Pm1 : Kobayashi, 1960）木更
津市三光路（Loc. 50）において厚さ数cmの黄白色-黄
色の風化軽石層として認められた。重鉱物は角閃石が多
く、黒雲母を含む。角閃石の屈折率（ n_2 ）は1.680-1.688
（1.683-1.684）である（第3.7表）。このテフラの降下
年代は、町田・新井（2003）によると約100kaとされ、
海洋酸素同位体ステージ5cに相当する。



第3.34図 姉崎層中の主要テフラの柱状図
 a : An-1の柱状図, b : その他の主要テフラの柱状図

第3.7表 本地域に分布する姉崎層と“常総粘土”の主なテフラの特徴

露頭番号	地名	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚	粒径	主要重鉱物	斜方輝石の屈折率(γ)	ガラスの屈折率(n) # 角閃石の屈折率(n_2) *	測定者	同定
50	三光寺	0122007-1	風化軽石	紫灰	5cm	0.5-2mm	ho, bi	-		K	Pm1
2	今井	212505-2	軽石, スコリア	桃白-黄白	15cm	2-5m	Ho, opx	1.704-1.712 (1.709)	1.676-1.684 * (1.677. 1.682) *	K	不明
4	奈良輪	212403-5	軽石, スコリア	黄灰	20cm	2-10m	opx, cpx	1.708-1.721 (1.717)	1.505-1.509# 1.516-1.518#	F	An2
5	富納土	321701-2 (up)	軽石, スコリア	白-肌色	全部で 60cm	2-10mm	opx, cpx	1.700-1.701 1.706-1.720 (1.714)		K	An2
		321701-4 (low)	軽石	白		2-20mm	opx, cpx	1.710-1.717 (1.715)		K	An2
1	長浦	341101-1	軽石	白	2cm	1-15mm	(opx, cpx)	1.706-1.711 (1.709) 1.721-1.724 (1.722)	1.507-1.509#	F	不明
2	今井	212505-4	軽石	白-黄白	12cm	2-5mm	opx, cpx	1.696-1.701 (1.698) 1.707-1.716 (1.713)		K	An1
4	今井	212403-1	軽石	白-灰白	35cm	2-6mm	opx, cpx	1.698-1.703 1.709-1.718 (1.714)		K	An1
5	富納土	321701-6 (up)	軽石, スコリア	白	全部で 20cm	1-4mm	opx, cpx	1.697-1.701 (1.699) 1.711-1.717 (1.713)		K	An1
		321707-8 (low)	軽石	黄灰-灰白		0.5-3mm	opx, cpx	1.699-1.704 1.711-1.717 (1.714)		K	An1
6	上池	212601-4	軽石	白色	19cm	1-5m	opx, cpx	1.698-1.702 (1.700) 1.709-1.715 (1.713)		K	An1
13	請西	310231-1	軽石	灰-肌色	18cm	1-6mm	opx, cpx	1.696-1.703 (1.698) 1.708-1.717 (1.715)		K	An1
29	勝象谷	322503-2	軽石	黄白色	17cm	3-8mm	opx, cpx	1.699-1.704 1.710-1.716 (1.713)		K	An1
<p>6チフ大那産出層は第3.32~34図参照。opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 角閃石, bi: 黒雲母 屈折率の括弧内数値はモード(最頻値)</p>											

第4章 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層

(小松原 琢・中澤 努・兼子尚知)

本報告では“常総粘土”より新期の、新期関東ローム層に覆われる段丘面を構成する堆積物を新期段丘堆積物として記載する。本地域に分布する新期段丘堆積物は古いものから、市原Ⅰ段丘堆積物、市原Ⅱ段丘堆積物、市原Ⅲ段丘堆積物、南総Ⅰ段丘堆積物に区分される。

これらの堆積物に関しては、杉原・細野(1974)、杉原(1978)、鹿島(1982)、袖ヶ浦市教育委員会(1997)、佐藤ほか(2000)による研究がなされている。また、重要なテフラ露頭は千葉県立中央博物館(1992)や日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会(1996)に記載されている。

本地域の台地には新期関東ローム層が広く分布する。新期関東ローム層には、連続性の良い暗色帯や数層の指標テフラ層が挟在し、段丘面の対比・編年の指標となっている。

4.1 新期関東ローム層(L)

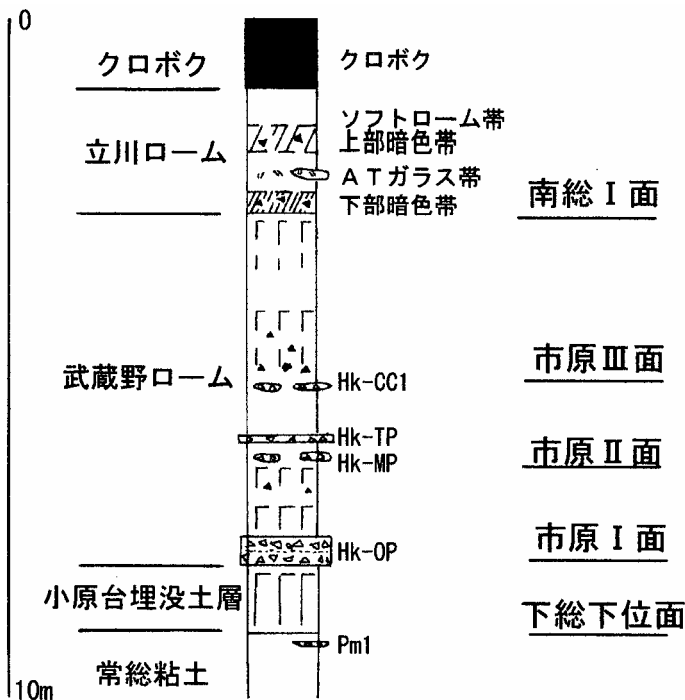
分布・層相 本地域全域に分布する。小原台埋没土層、武蔵野ローム層、立川ローム層及びクロボクに区分できる(第4.1図)。

小原台埋没土層はチョコレート色を呈し特徴的なク

ラックが発達する粘土質ローム(厚さ50cm程度)である。

武蔵野ローム層は層厚約5mで、主として褐色の火山灰質土からなる。このローム層は下部から厚さ30~50cmの箱根小原台テフラ(Hk-OP)、チョコレート色の粘土質ローム(厚さ20~50cm程度)、上部に箱根三浦テフラ(Hk-MP)と箱根東京テフラ(Hk-TP)を挟有する褐色粘土質ローム(約2m)、不明瞭な暗色帯を挟み砂質でスコリアの混じる褐色ローム(約2m)からなる。スコリアの混じる褐色ローム層と下位の粘土質ローム層の境界付近に箱根中央火口丘1テフラ(HK-CC1)が認められる。

立川ローム層は層厚約2mの主に暗褐色を呈する火山灰質土である。このローム層は下部から砂を含む明瞭な暗色帯(下部暗色帯:約30~60cm)、スコリアを含む褐色粘土質ローム(約20cm)、下部ほど明瞭ではない暗色帯(上部暗色帯:30~50cm)、指で押さえると凹む程度にやわらかい褐色ローム(ソフトローム:20~40cm)からなる。下部暗色帯と上部暗色帯の間の褐色粘土質ローム層中には、始良Tnテフラ(AT)に由来する多量のバブルウォール型火山ガラスが含まれ、所によって同火山灰層の純層を挟む。



第4.1図 新期関東ローム層の模式柱状図

クロボクは層厚数10cmの、黒色を呈し、多量の腐植分を含む軟らかい粘性土である。露頭では浸食や耕作のためクロボクが見いだされることは少ない。

テフラ

箱根小原台テフラ (Hk-OP : 町田, 1971) 木更津台地北部で厚さ30~50cm, 同台地南部では最大約60cmの厚さを持つ。鮮やかなオレンジ色の風化軽石を主体とし、中央部に緑灰色の粗粒砂径のスコリア質テフラを挟む極めて特徴的な火山灰層である(第4.2図)。重鉱物として斜方輝石と単斜輝石、及び少量のかんらん石を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は1.715-1.720(1.718-1.719)である(第4.1表)。町田・新井(2003)により海洋酸素同位体ステージ5aの降下と考えられている。

箱根三浦テフラ (Hk-MP : 町田, 1971) ローム層中に厚さ2~10cmでパッチ状に含まれる橙色軽石極粗粒-粗粒砂径の橙-黄色軽石(第4.3図)。重鉱物として斜方輝石と単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は1.709-1.712(1.711-1.712)である(第4.1表)。

箱根東京テフラ (Hk-TP : 町田, 1971) 厚さ5~20cmの成層した橙色軽石。下部と上部には中-粗粒砂径のスコリアを多含し、中部は細礫径の軽石を主体とすることが多い(第4.4図)。露頭では弱い擾乱を受けていることが多い。重鉱物として斜方輝石と単斜輝石を含む。本層中部の斜方輝石の屈折率(γ)は1.705-1.711(1.708-1.709)である(第4.1表)。町田・新井(2003)により海洋酸素同位体ステージ4の降下と考えられている。

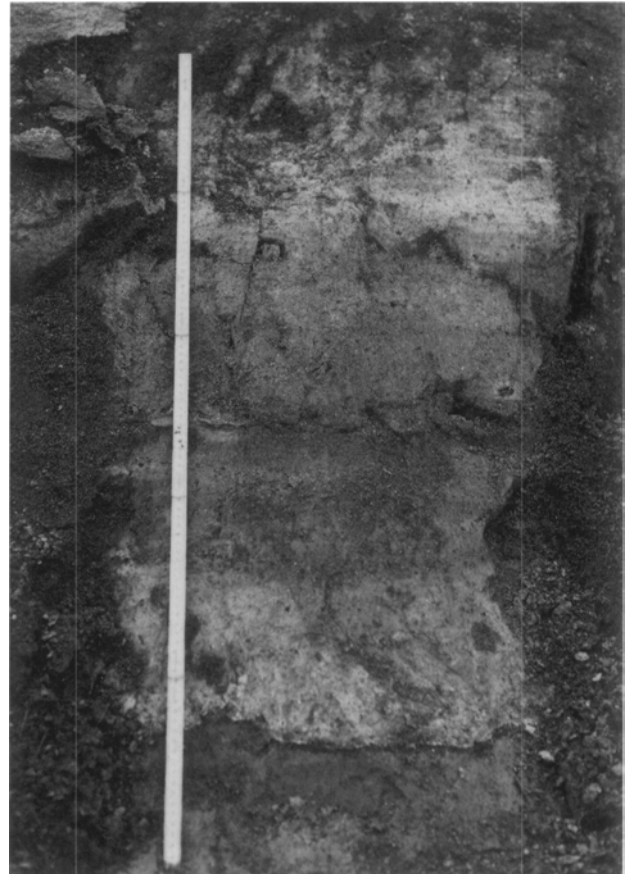
箱根中央火口丘1テフラ (Hk-CC1 : 町田, 1971) 厚さ2~10cmでパッチ状に挟まれる細粒-粗粒砂径の黄白色軽石。本地域内では多くの場合ローム層中の軽石密集帯として認められる。単斜輝石と斜方輝石を含み、斜方輝石の屈折率(γ)は1.704-1.710(1.707)である(第4.1表)。

始良Tnテフラ (AT : 町田・新井, 1976) 本地域内の露頭では肉眼では火山灰層として識別することは難しいが、ロームを水洗すると透明なバブルウォール型ガラスの密集帯として認識される。火山ガラスの屈折率(n)

は1.499-1.501である(第4.1表)。

4.2 市原I段丘堆積物 (Ih I)

層相・分布 市原I面を構成する堆積物で、杉原ほか(1978)及び鹿島(1982)の市原面の一部、徳橋・遠藤(1984)の市原I段丘堆積物に対比される。本堆積物は袖ヶ浦台地と木更津台地中部の上烏田北方から請西付近



第4.2図 箱根小原台テフラ (Hk-OP) の近接写真
木更津市伊豆島 (Loc. 46)。

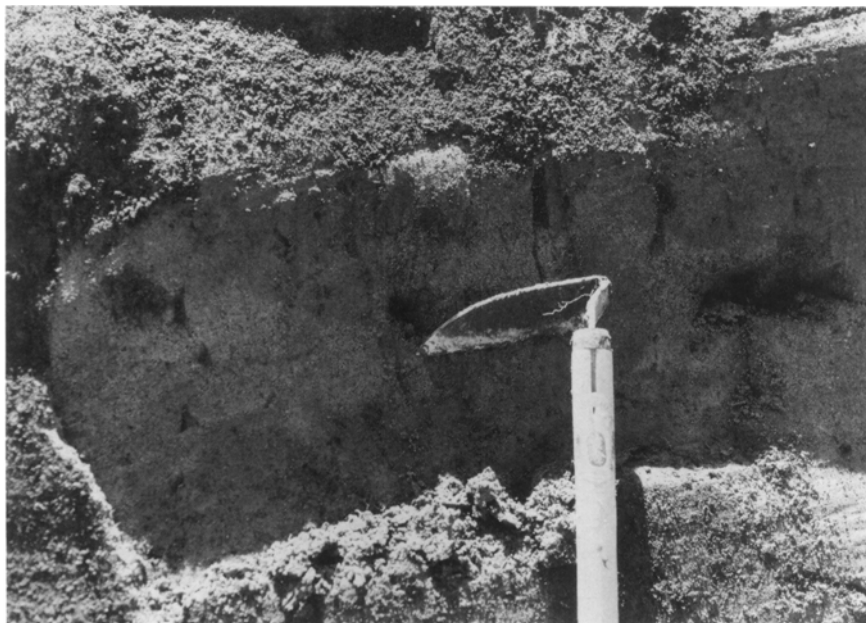
第4.1表 本地域に分布する新期関東ローム層の主なテフラの特徴

露頭番号	地名	サンプル番号	主要構成物質	色調	層厚	粒径	主要重鉱物	斜方輝石の屈折率(γ)	ガラスの屈折率(n)#	測定者	同定
7	根形	212605-12	ガラス	肉眼では見えない			opx, cpx	—	1.499-1.501#	K	AT
14	請西浄水場	321103-10	ガラス	肉眼では見えない			opx, cpx	—	1.499-1.501#	K	AT
14	請西浄水場	321103-9	軽石	橙白	2-5cm	1-4mm	opx, cpx	1.705-1.710 (1.707)		K	Hk-CC1
7	根形	212605-2	軽石	橙	10cm	1-5mm	opx, cpx	1.704-1.711 (1.708)		K	Hk-TP
14	請西浄水場	321103-4(base)	軽石	橙	23cm	1-10mm	opx, cpx	1.707-1.712 (1.709)		K	Hk-TP
7	根形	212605-3	軽石	黄灰	2-4cm	1-2mm	opx, cpx	1.710-1.713 (1.711)		K	Hk-MP
46	三光寺	3704-65	軽石	橙	50cm	2-20mm	opx, cpx	1.719-1.721 (1.720)		K	Hk-OP

テフラの産出層準は第4.5図参照。斜方輝石の屈折率の括弧内数値はモード(最頻値)



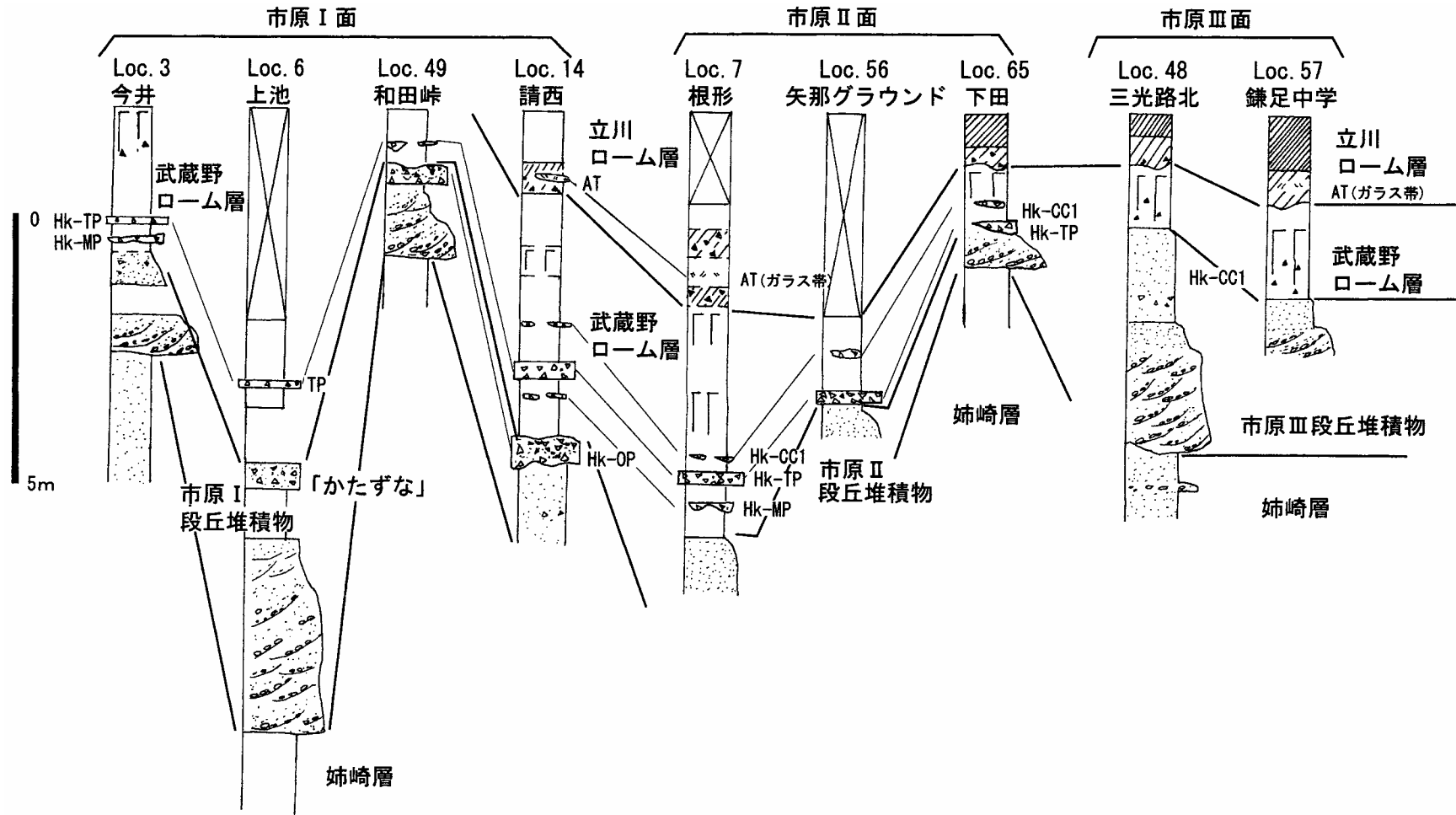
第4.3図 箱根三浦テフラ (Hk-MP) の近接写真
袖ヶ浦市根形 (Loc. 7).



第4.4図 箱根東京テフラ (Hk-TP) の近接写真
袖ヶ浦市根形 (Loc. 7).

に広く分布するほか、本地域南部の丘陵頂部に断片的に分布する。本段丘面は袖ヶ浦台地においては姉崎面に近い標高で、木更津台地では姉崎面より数m低い平坦面をなす。本段丘堆積物は、厚さ1~5mの砂及び砂礫を主体とし、段丘堆積物の最上部に水中堆積した箱根小原

台テフラ (Hk-OP) を含む (第4.5図)。本地域と「姉崎」図幅の境界部の袖ヶ浦台地では本堆積物最上部に特徴的な軽石質半固結中粒砂層「かたずな」が認められる。本層は箱根三浦テフラ (Hk-MP) を含む武蔵野ローム層に覆われる。



第 4. 5 図 市原 I-III 段丘堆積物の地質柱状図

4.3 市原Ⅱ段丘堆積物 (IhⅡ)

層相・分布 市原Ⅱ面を構成する堆積物で、杉原ほか(1978)及び鹿島(1982)の市原面の一部、徳橋・遠藤(1984)の市原Ⅱ段丘堆積物に対比される。市原Ⅱ段丘堆積物は小櫃川右岸の袖ヶ浦市上池東方と木更津丘陵の矢那川沿いに分布する。本段丘堆積物は厚さ1~5mの砂及び砂礫からなり、堆積物の最上部ないし堆積物直上に箱根東京テフラ(Hk-TP)を含む(第4.5図)。本層は箱根中央火口丘1テフラ(Hk-CC1)以上の武蔵野ローム層に覆われる。

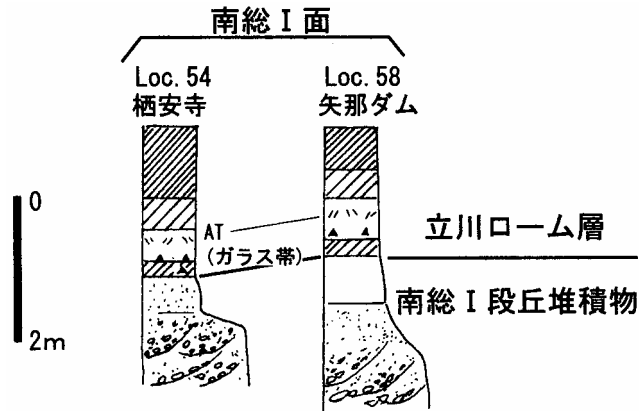
4.4 市原Ⅲ段丘堆積物 (IhⅢ)

層相・分布 市原Ⅲ面を構成する堆積物で、杉原ほか

(1978)及び鹿島(1982)の市原面の一部に相当する。本堆積物は木更津丘陵の矢那川沿いに分布する。本段丘堆積物は厚さ1~4mの砂及び砂礫からなり、堆積物の最上部に箱根中央火口丘1テフラ(Hk-CC1)に由来すると考えられる白色の軽石質砂を含む(第4.5図)。本層は武蔵野ローム層上部に覆われる。

4.5 南総Ⅰ段丘堆積物 (NaⅠ)

層相・分布 南総Ⅰ面を構成する堆積物で、杉原ほか(1978a)及び鹿島(1982)の南総Ⅰ段丘面に相当する。本層は小櫃川左岸の木更津市笹子付近と木更津丘陵の矢那川沿いに分布する。厚さ2~5mの砂礫層を主とし最上部は泥となる。本層は立川ローム層の下部暗色帯に直接覆われる(第4.6図)。



第4.6図 南総Ⅰ段丘堆積物の地質柱状図

第5章 沖積層及び完新世段丘堆積物

(兼子尚知・小松原 琢)

5.1 沖積層 (ar, al, ac, l, am, a)

定義 最終氷期最盛期より後の堆積物（日本地質学会地質基準委員会, 2001）.

模式地 本稿では、模式地を設けない.

層序関係 下位の更新統を不整合に覆う.

分布 沖積層は、主として小櫃川沿いの低地（小櫃川低地：第5.1図）と海岸平野、東京湾海底及び川崎市側埋立地の地下に分布するほか、袖ヶ浦台地や木更津台地を開析する小河川沿いにも薄く分布する. 小櫃川低地の海岸線は、袖ヶ浦市高洲から木更津市瓜倉高須を経て同市吾妻付近まで、東京湾側に張り出した扇型を呈し、ここに円弧状三角州が形成されている. 海岸線から海側に向かって、幅1～2kmの水深2m以浅の平坦な海面下三角州面（干潟）が発達しており（建設省計画局・東京湾総合開発協議会, 1969）、これは東京湾岸では現在最大規模のものである（千葉県, 1978）.

層厚 沖積層の最大層厚は、50m以上に達する.

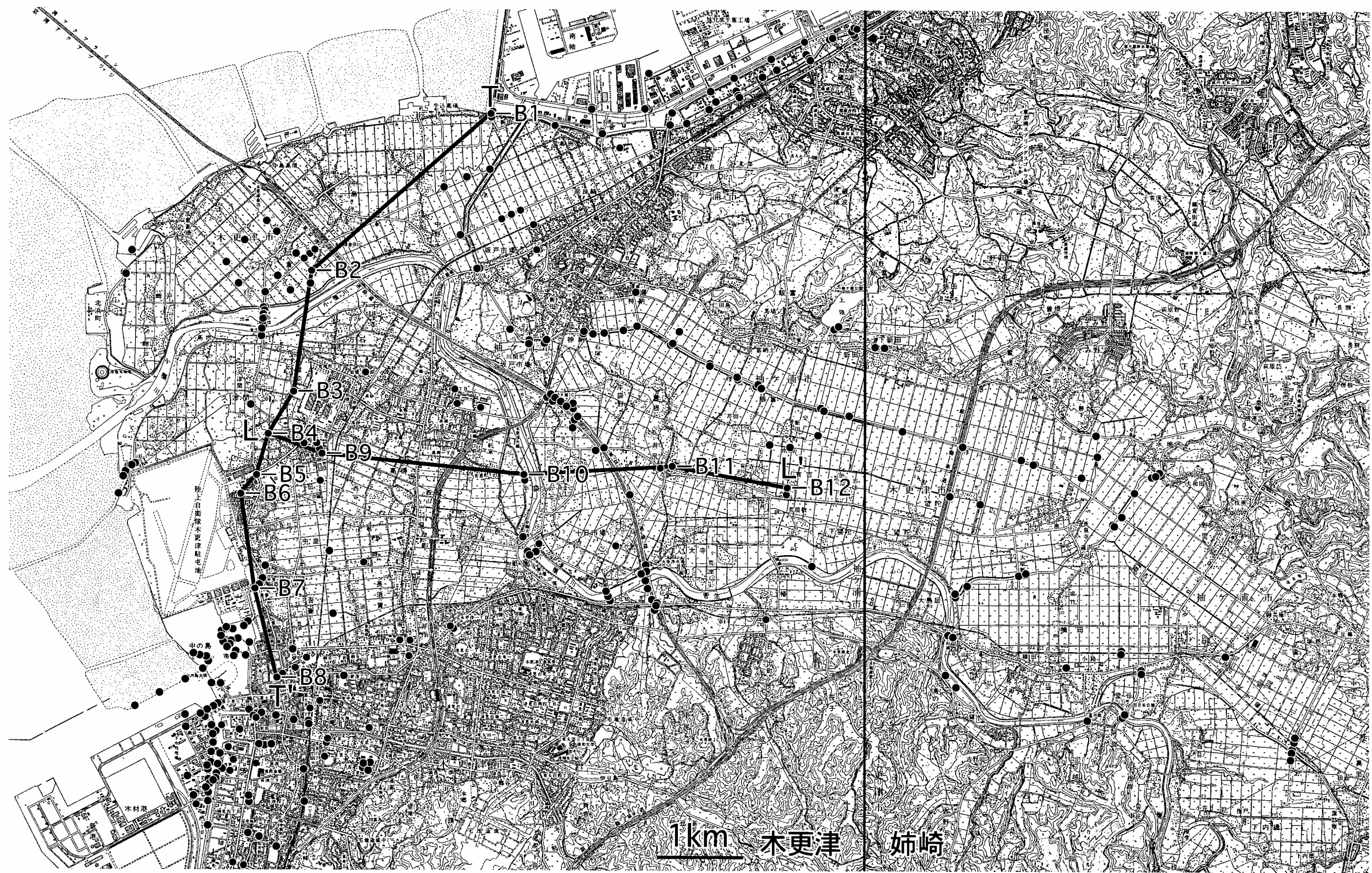
層相 本地域の地質調査においては沖積層を対象とした

層序ボーリングを行っていないため、本稿では、既存の文献及びボーリング資料（第5.2図）に基づいて沖積層を記載する. 地質図には、千葉県土木部（1985）、同開発庁（1974）及び同環境研究センター（2003）等の資料に基づく沖積層基底の標高を10m間隔の等高線で示した.

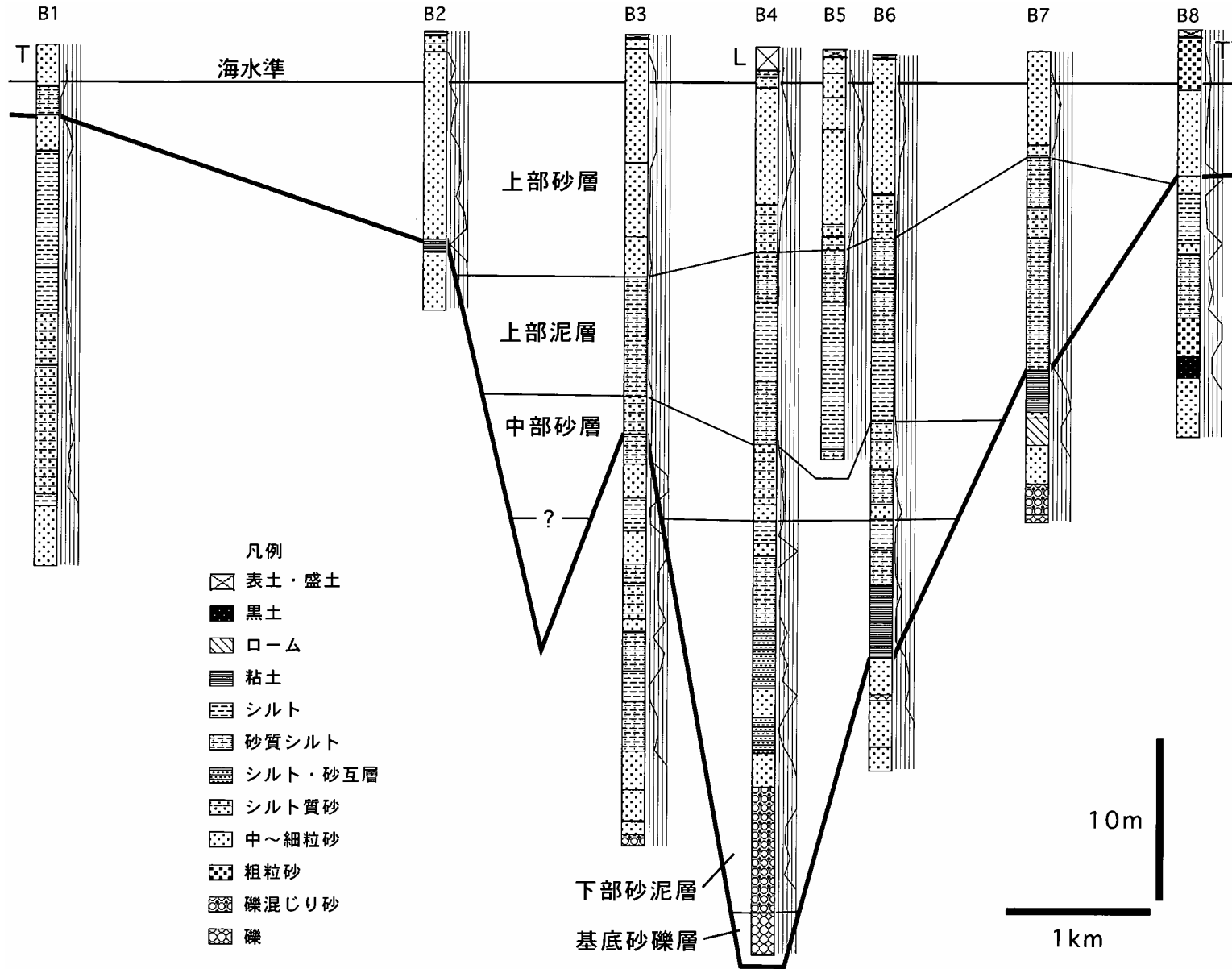
小櫃川低地において、沖積層は下位より基底砂礫層、下部砂泥層、中部砂層、上部泥層、上部砂層、上部砂泥層に区分される（第5.3図及び第5.4図）. 砂層はN値20-30、泥層はN値0-5の値を示すことが多いが、それぞれ10-50、0-20の値を示すこともある. 当地では、例えば多摩川地域と比較して、下部砂泥層が上流まで厚く堆積する反面、基底砂礫層が薄い傾向にある（土屋, 1980）. 地質図の基底面等高線からは、次のような埋没地形を判読することができる. すなわち浸食谷は小櫃川低地のほぼ中央部に一致し、木更津市畔戸から久津間付近で最深（海面下およそ50m）となり、沖積層はここで最大層厚を示す. 海面下10mの等高線は、河口から15km以上さかのぼり、木更津市下郡付近（「姉崎」図幅内）に達する. また、袖ヶ浦市坂戸市場から木更津市瓜倉に



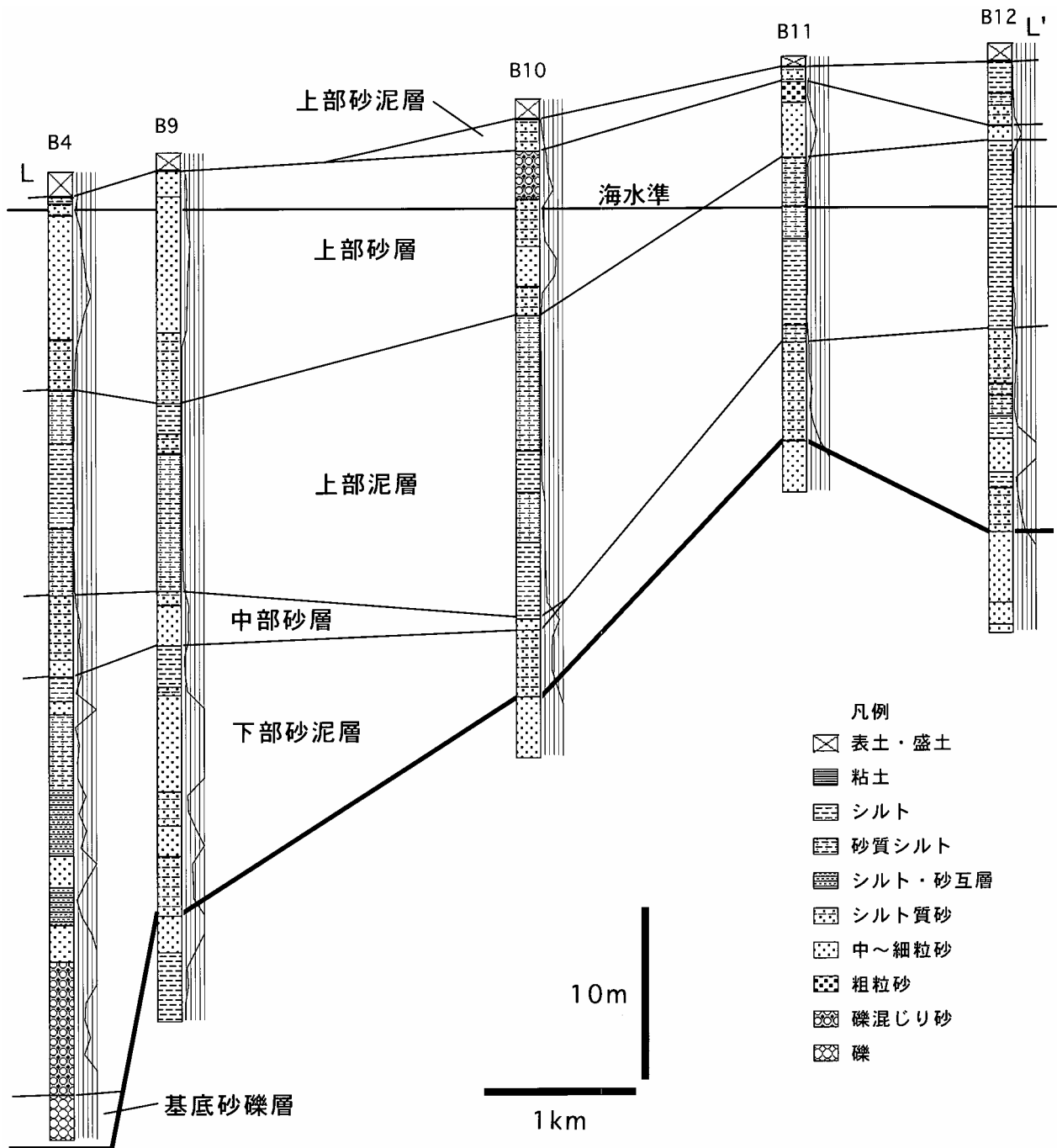
第5.1図 東京湾上空から小櫃川低地を望む



第5.2図 沖積層既存ボーリング付置図
 ボーリング柱状図は第5.3図及び第5.4図に示す。
 (千葉県環境研究センター, 2003; 木更津市及び袖ヶ浦市の資料に基づく)



第5.3図 小櫃川三角州の横断面
 代表的な柱状図を配列し、層相を示す。柱状図位置は第5.2図を参照のこと
 柱状図右側は標準貫入試験によるN値を示す。



第5.4図 小櫃川埋没浸食谷中心部の縦断面
 代表的な柱状図を配列し、層相を示す。柱状図位置は第5.2図を参照のこと。
 柱状図右側は標準貫入試験によるN値をしめす。

かけて、三角州面下に埋没平坦面が認められ、この部分で沖積層は層厚10m以下である。

川崎市東扇島の地下では、沖積層基底は海面下45mないし50mに達する(松田, 1993)。当地の沖積層は、下位からN値40以上の基底礫層、海面下約30mから40m以深はN値10-30の貝殻混じり砂層または砂泥層、海面下約10m以深はN値2-5の泥層、その上位から埋立地の人工地層直下まではN値10未満の砂または

砂泥層に分けられる(川崎市, 1965, 1982)。

沖積低地には第1.4図に示した微地形が発達する。この微地形を構成する沖積層の表層部は、砂を主体とする浜堤堆積物(ar)及び自然堤防堆積物(al)、泥・砂及び礫からなる旧河道堆積物(ac)、泥を主体とする旧潟湖堆積物(l)、後背湿地及び谷底低地堆積物(am)に分けられる。

堆積過程 Saito (1995) は、小櫃川低地における浸食谷

埋積堆積物の堆積相と年代層序学的な解析を行い、埋積堆積物のシーケンス層序学的なモデルを示した（第5.5図）。

このモデルなどをもとに沖積層の層相区分を解釈すると、その堆積過程は以下のように復元できる。すなわち沖積層と下位の更新統との不整合面はシーケンス境界であり、この面を低海水準期の網状河川堆積物（基底砂礫層）が覆い、これは続く海進期に蛇行河川堆積物（下部砂泥層の一部）に覆われる。それらの境界は海進面（TS）となる。引き続き海進期に陸成-海成の三角州（下部砂泥層）が形成される。海進の停滞ないしは小規模な海退による中部砂層（約11,000～10,000年前）の形成後、海進が急速に進み、湾底で三角州底置層が形成される（上部粘土層）。エスチュアリスシステムの湾口部では砂層が形成され、その上面が最大海成氾濫面（MFS；約6,300年前）となる。その後は海退に転じるが、比較的高い海水準を維持し、三角州が前進しながら形成された（上部砂層）。河川上流部では、この時代を通じて、氾濫原堆積物が発達していた（上部砂泥層）。

5.2 完新世段丘堆積物 (at)

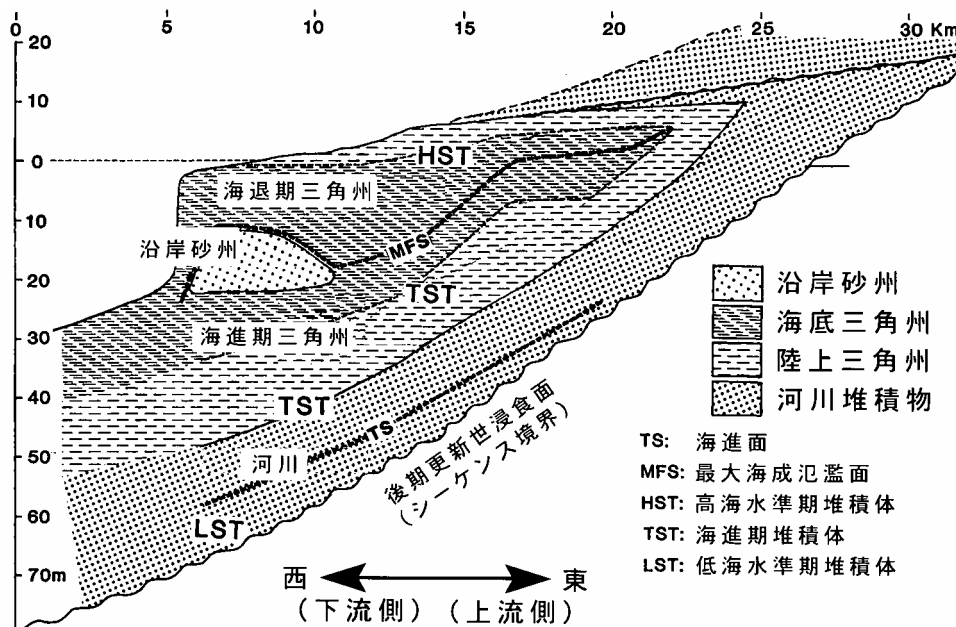
定義 完新世に離水した段丘を構成する堆積物を完新世

段丘堆積物として一括する。鹿島（1982）の久留里I-V面堆積物に相当し、場所によって複数の段丘面を構成する堆積物として細分できるが、露頭に乏しく離れた地域間の対比ができないため本稿では一括する。

層相・分布 クロボクを除く新期関東ローム層を載せない砂礫、砂、泥からなる。

袖ヶ浦市蔵波から君津市人見に至る旧東京湾岸に沿って狭い海成段丘面が分布する。その標高は約4～6mである。

木更津丘陵を開析する矢那川や畑沢川などによって谷の上流部まで分布する。これらの河谷沿いの段丘堆積物は厚さ2m以下の砂礫からなり、所により地形的に2-3段の段丘面に細分できる。なお、小櫃川や矢那川の沖積面は小櫃川現河床と数mの比高を持ち、地形的に完新世段丘面と漸移するが、これらは洪水時の堆積作用が及ぶ可能性があることから地質図では沖積層として表示した。



第5.5図 小櫃川浸食谷埋積堆積物の模式的な層相縦断面図
シーケンス層序学的な堆積モデルに基づく、小櫃川埋没浸食谷中心部の模式的な層相縦断面図 (Saito, 1995)。

第6章 東京湾底の地質

(小松原 琢)

東京湾の海底地質に関しては、音波探査による地質構造調査と東京湾横断道路の設計や中ノ瀬航路の整備に関連したボーリング調査などの調査が行われてきている。

音波探査による地質構造調査の結果は、中条 (1962)、加藤 (1984a,b)、菊池・菊地 (1991) などにより報告されている。東京湾海底には反射面の形状などから厚さ約3,000mの上部新生界が分布すると考えられている (加藤, 1984a)。上部新生界の基底は複雑な起伏を持つものの、新第三系-第四系は本地域周辺では大局的に東傾斜する (加藤, 1984a,b ; 菊池・菊地, 1991)。第6.1図に加藤 (1984a) に示された断面図を示す。

本地域の中央やや北に位置する東京湾横断道路 (東京湾アクアライン) の設計に関連した地質調査 (吉田, 1985 ; 東京湾横断道路株式会社, 1998) によると、川崎人工島 (風の塔) 付近の湾央部を中心として厚さ約20m

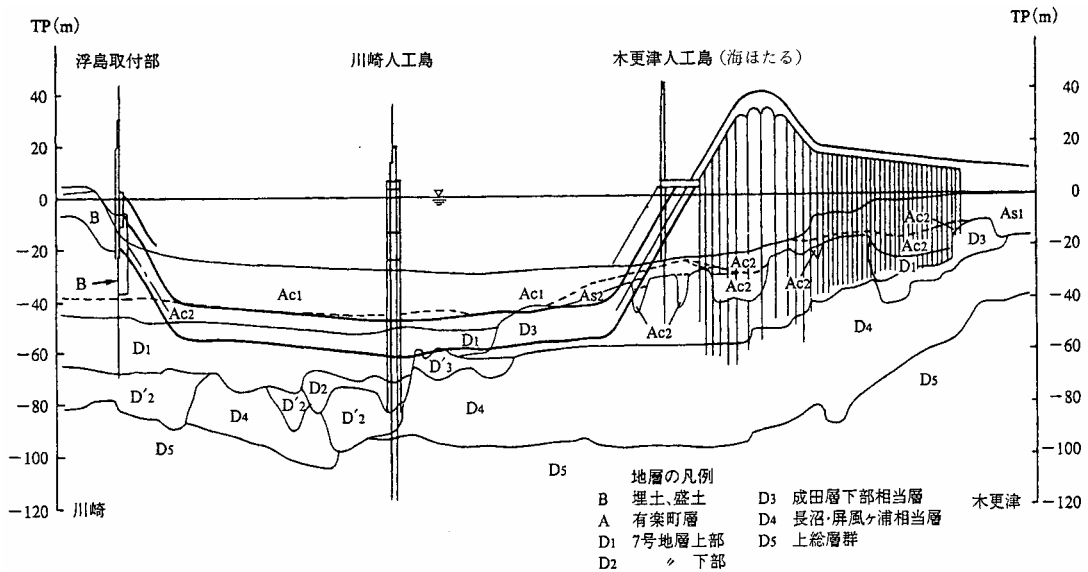
の完新統が、その下位に最上部更新統が海面下92m付近を最深として谷埋め状に堆積している。その下位には下総層群相当層が分布するが、テフラによる陸上部分の地層との対比はなされていない。第6.2図に東京湾横断道路に沿った地質断面図 (東京湾横断道路株式会社, 1998) を示す。

本地域南東端に当たる中の瀬航路では、中の瀬の形成要因を明らかにすることを目的として、テフラ分析、石灰質ナンノ化石分析、花粉分析を含む詳細なボーリングコアの解析が行われている。その結果、海面下60m付近で多量の火山ガラス (屈折率 $n=1.498-1.500$)、角閃石 (屈折率 $n_2=1.668-1.673$)、黒雲母、斜方輝石及び単斜輝石を含む層準が確認され、地蔵堂層中のJ4テフラ (徳橋・遠藤, 1984) に対比されている (国土交通省関東地方整備局東京湾口航路工事事務所, 2002)。

表 3.4.6 5工区の地盤を構成する地層

地質時代	地質名	地質記号		土質	工区区分						
		区分	細区分		浮島 取付部	川崎 人工島	木更津 人工島	橋梁 (その1)	橋梁 (その2)		
新 世 代	完 新 世	有楽町層	A	As1	砂質土	—	—	—	○	○	
				Ac1	粘性土	◎	◎	◎	—	—	
				As2	砂質土	○	—	◎	○	○	
				Ac2	粘性土	◎	◎	○	○	○	
	更 新 世	い わ ゆ る 七 号 地 層	上 部	D1	D1s	砂質土	◎	◎	—	—	○
					D1c	粘件土	◎	◎	○	○	—
					D1ℓ	粘性土	—	—	—	○	○
					D1g	礫質土	—	—	—	—	◎
			下 部	D2	D2c	粘性土	—	—	—	—	—
					D2s	砂質土	—	○	—	—	—
					D2g	礫質土	—	○	—	—	—
			最 下 部	D'2	D'2c	粘性土	—	○	—	—	—
					D'2s	砂質土	○	○	—	—	—
					D'2g	礫質土	○	○	—	—	—
		成 田 層 下 部 相 当 層	D3	D3c	粘性土	—	—	◎	○	○	
				D3s	砂質土	—	—	◎	◎	◎	
			D'3	D'3c	粘性土	—	○	—	—	—	
				D'3g	礫質土	—	○	—	—	—	
		長 沼 ・ 屏 風 ヶ 浦 層 相 当 層	D4	D4c	粘性土	—	○	○	◎	○	
				D4s	砂質土	—	○	○	○	○	
	D4p			有機土	—	—	○	○	—		
	上 総 層 群	D5	D5s	砂質土	○	○	○	○	○		

注) 表中で分布する地層は○粘性土分布しないものは横線、不明な◎のついて○は空白とした。
また、シールドおよび橋梁基礎の施工の対象となる地盤については◎印とした。



第 6.2 図 東京湾横断道路沿いの地質断面図 (東京湾横断道路株式会社, 1998)

D3層以下の地層と地表に露出する地層の対比は未確定。

第7章 地質構造

(小松原 琢・中澤 努・兼子尚知)

下総層群の地質構造を明らかにするため、主要鍵層と各層基底の標高をハンドレベルを用いて測定し、標高分布図(第7.1図、第7.2図、第7.3図)を作成した。

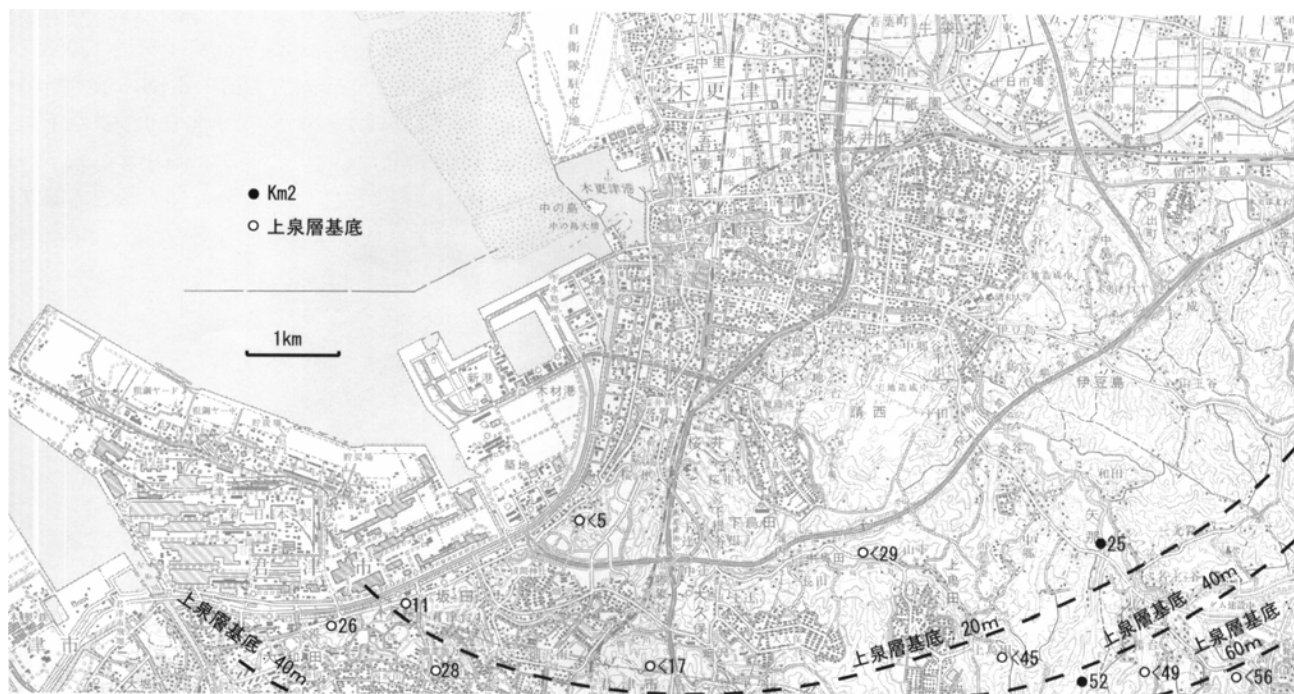
下総層群は、木更津台地南西部でほぼ東西ないし西北西走向、台地南東部で東北東走向で、北へ1~2°傾斜する。各層とも木更津台地南東部では台地北西部に比べて傾斜が若干大きくなる。最も構造的に高くなっている木更津台地南東部では清川層基底の標高が約50~60m(木更津市上烏田-矢那川ダム付近)、木下層基底の標高が約70m(矢那南方)となり、木更津台地南西部の君津市人見では藪層基底が標高18m、上泉層基底が標高40m付近に位置する。各層毎により詳しく見ると、木更津台地南西部において上泉層は西北西走向、清川層以上は東西走向を示し、走向に違いが認められる。

一方、木更津台地北西部(木更津市桜井-菅生以西)から袖ヶ浦台地にかけての地域では、木下層基底と同層下部のK○1の標高はそれぞれ約10m以下、6~20mでほぼ水平に近く、木更津台地南部に比べ標高が低い。

このような標高分布から推定される地質構造は、反射法地震探査より示された地下地質構造(千葉県, 2003)にも現れている。

以上のような傾動を伴う隆起は、広く房総半島西部全域を通じて認められ、東京湾北部を中心とする東京湾造盆地運動(貝塚, 1987)の南東縁に位置することに対応する(杉原, 1978; 岡崎ほか, 2001)。特に木更津台地南西部で上泉層以下と清川層以上の地層の走向が異なることは、上泉層堆積以降に、房総半島南部から三浦半島に西北西方向にのびる葉山-嶺岡隆起帯(小池, 1957)よりも房総半島を東北-南西方向に縦断する鹿島-房総隆起帯(貝塚, 1974; 岡崎ほか, 2001)の活動が相対的に優勢になったことを示すと考えられている(岡崎ほか, 2001)。

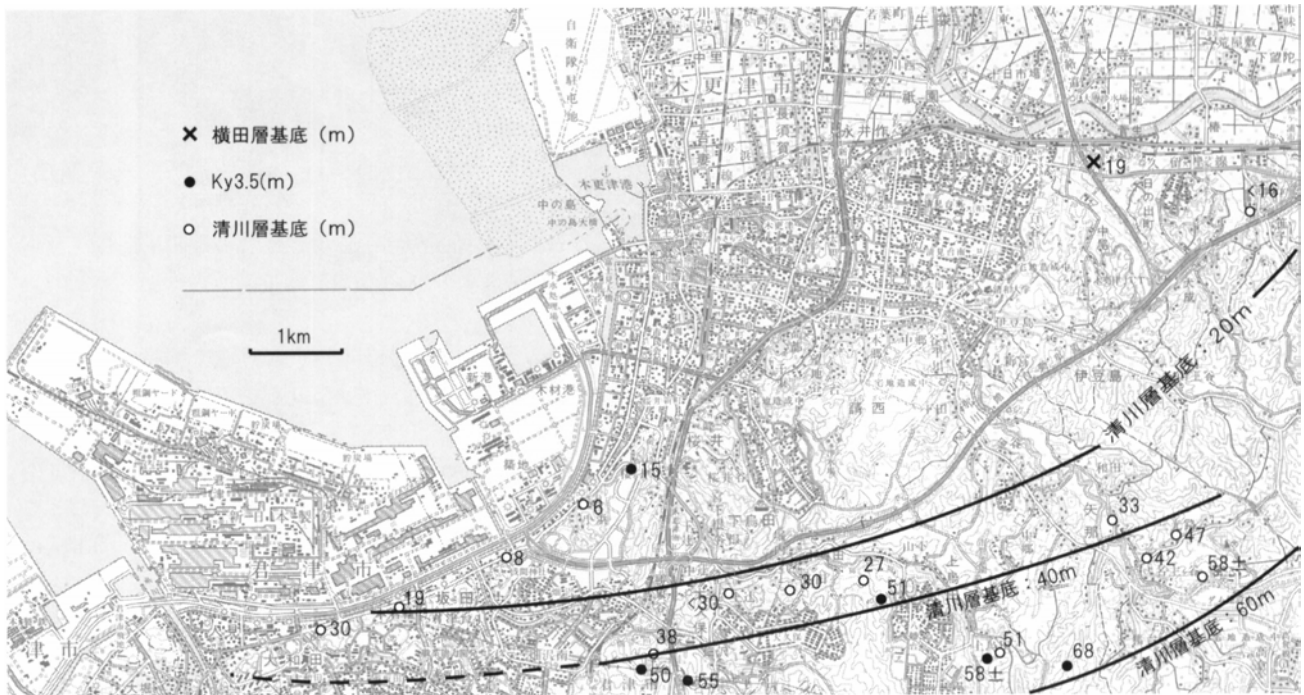
また、木下層上部の高度は本地域の袖ヶ浦台地で標高6~17mであるが、本地域南東方に隣接する木更津台地南東端部で最高160~170m(佐藤ほか, 2000)に達する。丘陵背面をなす下総下位面と市原I面も同様に木更津台地から袖ヶ浦台地にかけて北西に傾動する(第7.4



第7.1図 上泉層基底とKm2の標高分布図

走向は木更津台地の南西部で西北西、南東部で東北東へと変化する。

○は上泉層基底、●はKm2の測定地点と標高(m)。



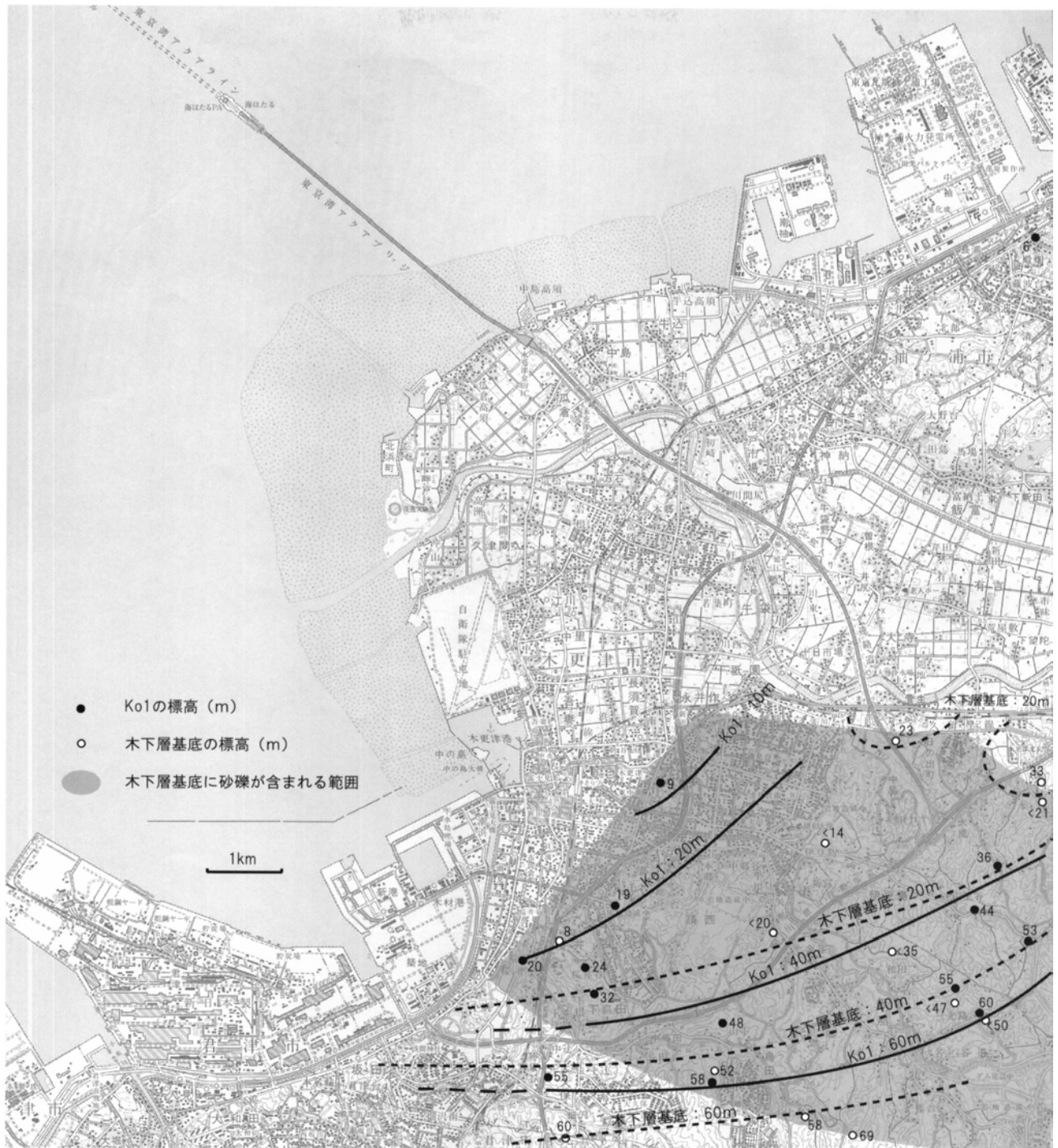
第7.2図 清川層・横田層基底とKy3.5の標高分布図
 走向は木更津台地の南西部で東西，南東部で東西ないし東北東方向。
 ○は清川層基底，●はKy35，○は横田層基底の測定地点と標高 (m)。

図). これらは、後期更新世以降も東京湾北部に向かう傾動を伴う隆起が継続していることを示す。

旧東京湾岸沿いでは木更津台地北西縁で標高6m、袖ヶ浦台地西端で標高4m (宍倉, 2001) の完新世海成段丘が存在し、小櫃川低地には標高45mに海成堆積物が認められている (土屋, 1980)。これは、完新世にも南ほど大きな隆起が生じていることを示す。このような北ないし北西傾動を伴う広域的な隆起の様式やその原因については未だに明らかにされていない (宍倉, 2001)。

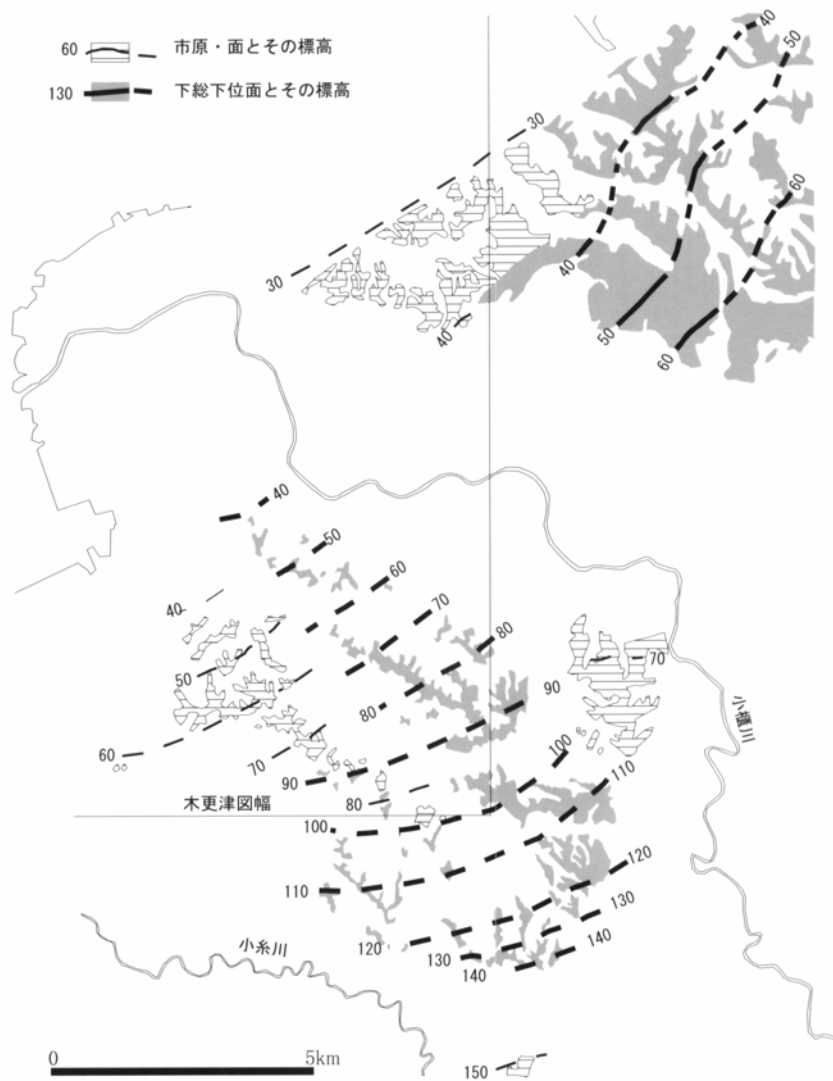
なお、木更津市伊豆島では新期関東ローム層まで変位させる正断層の露頭が認められ、木更津台地研究グルー

プ (2003) はこれを構造運動に起因する構造である可能性が高いと指摘している。しかし、木更津台地研究グループ (2003) の記載した北西-南東走向の断層は、この地域の地質構造とほぼ直交し変位の累積性は認めがたい。また、本調査では木更津台地研究グループ (2003) が記載した露頭の約300m南方で第7.5図に示す断層群を見出した。しかし、それらはリストリックな正断層が多く走向が一定しないこと、下方に露出する木下層下部には変形が認められないことから、少なくとも第7.5図の断層群は地すべり性のものと考えられる。

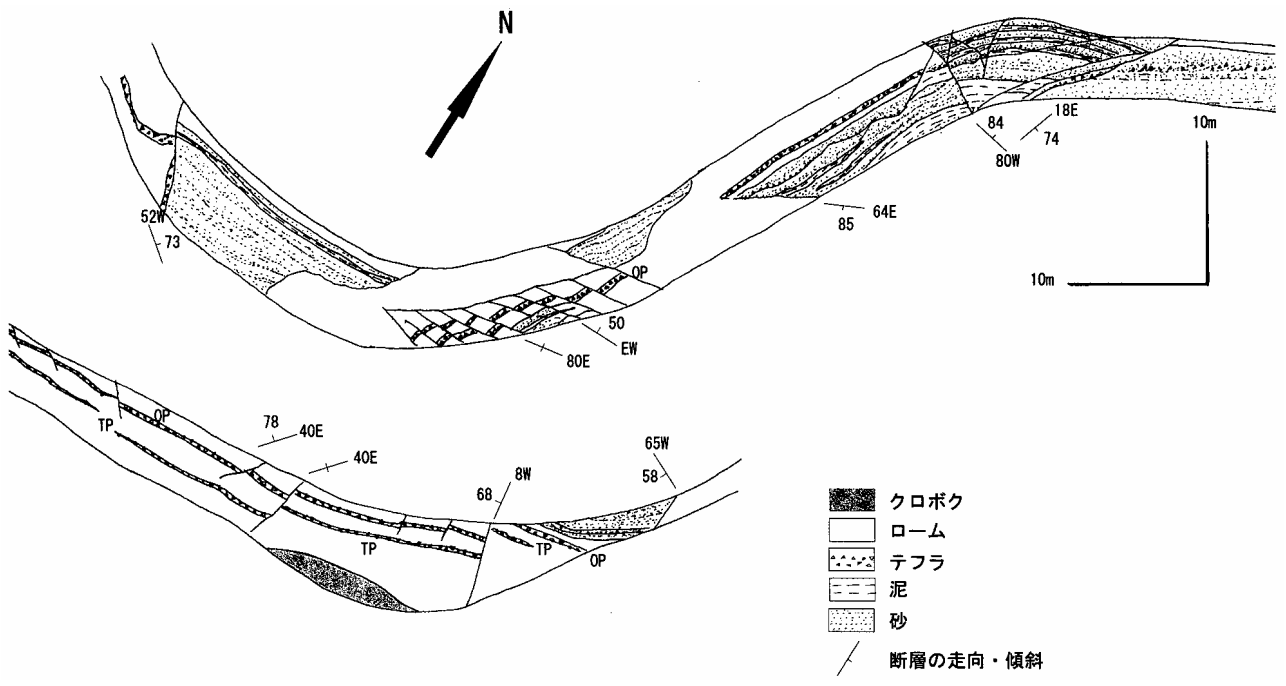


第7.3図 木下層基底とKo1の標高分布図

木下層基底は伊豆島から東方に伸びる谷地形を埋めている。Ko1の標高は清川層基底のそれと同じ傾向を持つ。
○は木下層基底，●はKo1の測定地点と標高 (m)。



第7.4図 下総下位面とその等高線図
 下総下位面は清川層や木下層と同様に北-北北西傾斜を示す。



第7.5図 木更津市伊豆島 (Loc. 46) の造成工事に見いだされた姉崎層以上の地層を変位させる断層群

第8章 応用地質

(小松原 琢・中澤 努・兼子尚知)

8.1 埋立地 (r)

埋立地 (r) は、小櫃川が形成する円弧状三角州の海岸の一部を除く房総半島側の海岸のほぼ全てと、本地域北西部の東扇島がこれに該当する。

房総半島側の埋立地は、昭和30年代以降に急速に造成されたものである。これらは、ほぼ潮間帯に相当する地域が、隣接海底からのポンプ浚渫工法で埋め立てられている。埋立土は、海底を構成していた砂またはシルト質砂などからなり、その厚さは一般に10m以下、その下位に砂質の沖積層が認められる (千葉県, 1978)。

東扇島 (川崎市) は、昭和40年代以降に造成された埋立地である。埋立土は、砂またはシルト質砂であると考えられる。

8.2 山砂利

本地域内では木更津台地北部の清川層上部及び木更津台地南部の上泉層上部に砂層が多く分布し、主に細骨材向け山砂利採取の対象となっている。近年山砂利採取が大規模化するに伴い、千葉県内での採砂場もより厚く大規模に砂層が分布する、南方の上総層群分布域に集中してきている。そのため本地域内で稼行を続けている採砂場は少ないが、木更津市畑沢では現在でも比較的大規模に山砂利の採取が行われている。ここで採取されているのは上泉層上部の砂層であり、主に貝化石や礫を含む中粒-粗粒砂からなる。また現在は採取されていないが、木更津台地北部の笹子付近には、清川層上部の砂層を対象としていたと思われる採砂場跡が点在する。ここでの清川層上部は一部に貝化石を多産する細粒砂から中粒砂を主体とする。

本地域内の多くの場所では、採砂の対象となる清川層の上位には泥層を主体とする木下層や火山灰土からなる新期関東ローム層が厚く分布し、上泉層の砂層の上位にはこのほかに更に清川層下部の泥層が重なるため、山砂利採取にはこれらの地層の除去が必要となる。

8.3 地震

災害記録が残されている江戸時代以降に大きな被害が発生した地震は、1703 (元禄十六) 年の元禄関東地震、1855 (安政二) 年の安政江戸地震、1923 (大正十二) 年

関東大地震である。

1703年元禄関東地震は海岸の隆起量分布から房総半島沖合から相模湾に至る海底の断層が活動した (Shishikura and Toda, 2003) マグニチュード7.9-8.2の地震と考えられている。この地震により君津周辺で震度5-6、川崎で震度6程度の揺れがあり、東京湾西岸 (川崎側) に1~2mの津波が来襲した (宇佐美, 2003)。

1855年安政江戸地震は東京周辺に大きな被害をもたらしたマグニチュード7.0-7.1の地震であるが、震源断層は明らかにされていない。この地震により袖ヶ浦、木更津及び川崎などで震度6の揺れが生じた (宇佐美, 2003)。

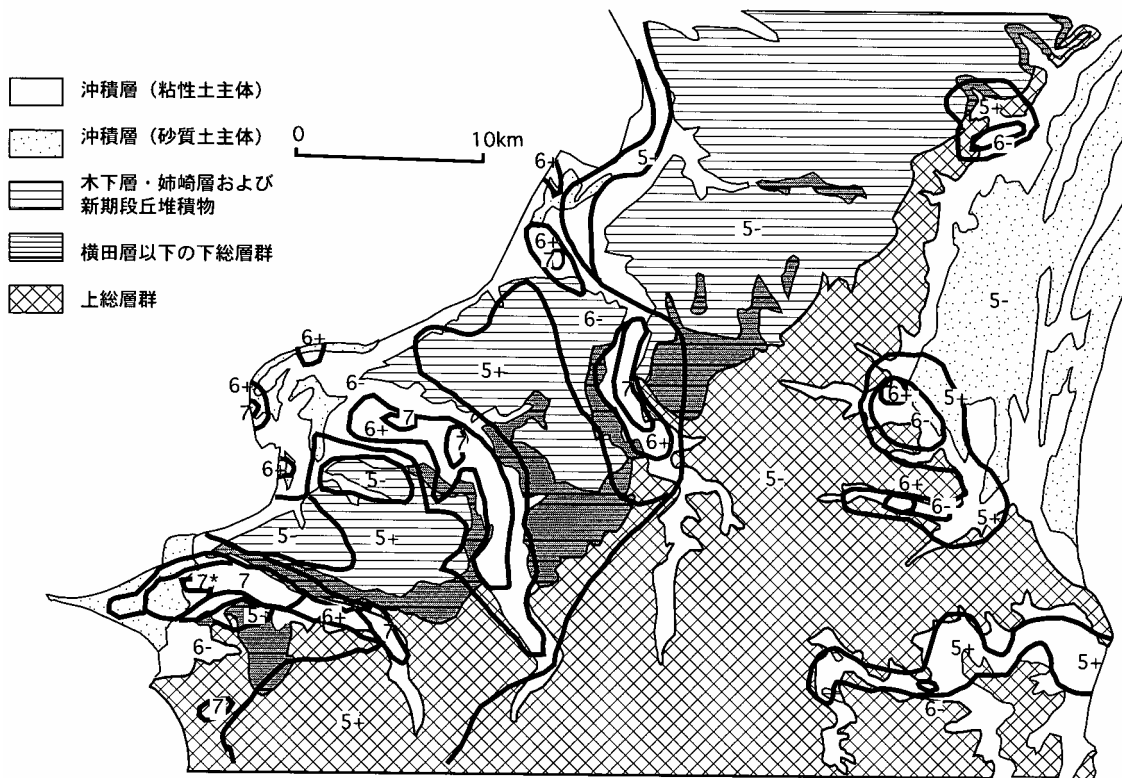
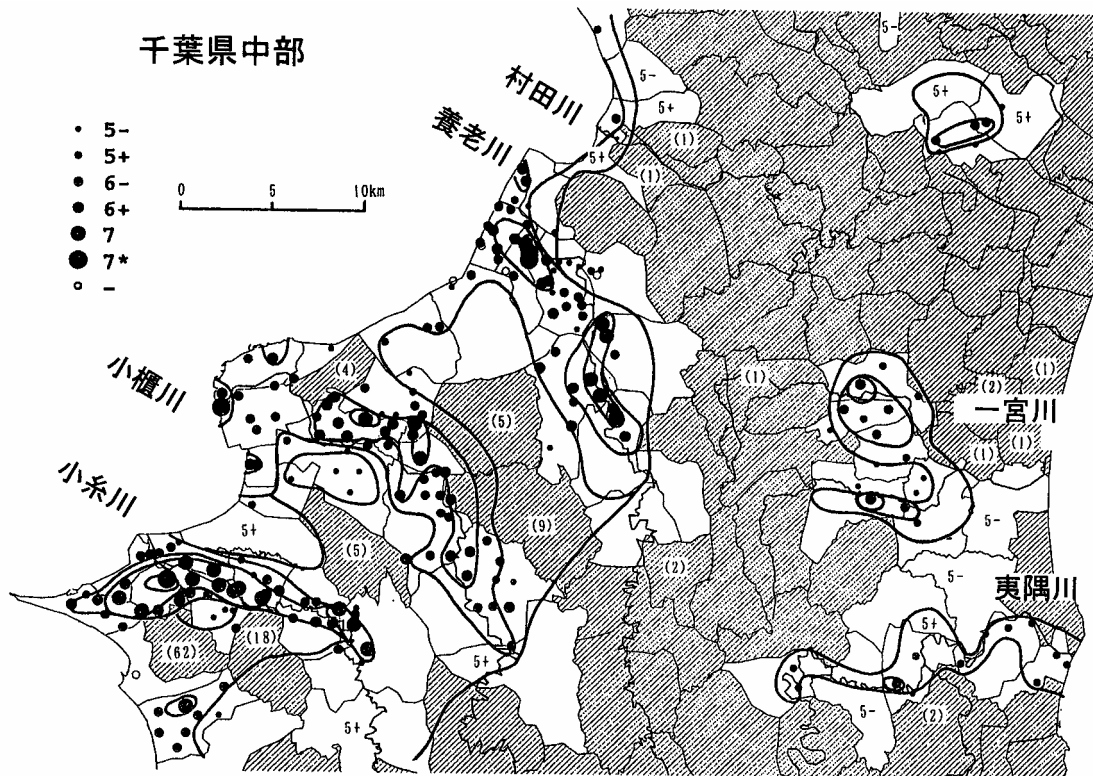
大正の関東大地震は相模湾から房総半島南部周辺を震央とするマグニチュード7.9-8.1の地震で、本地域のほぼ全域で家屋被害が生じた (貝塚・松田, 1982)。被害分布 (地質調査所, 1925など) を詳細に検討した武村・諸井 (2000) によれば、本地域の中でも特に小櫃川中流部 (本地域東端から「姉崎」図幅西部にかけて) の沖積層分布域で最も震度が大きく震度7に達する一方、同川の三角州地帯など海岸寄りの沖積層分布域で震度6弱から6強、段丘堆積物や下総層群が分布する地域では震度5弱から5強であり、震度と地形・地質の間に明瞭な対応が認められる (第8.1図)。特に沖積層分布域の中でも震度が小さかった小櫃川三角州の北部は沖積層が埋没平坦面を薄く覆う地域に対応し、沖積層が深い埋没谷を埋めて厚く分布する小櫃川中流部では震度が大きかった。この地震に伴って小櫃川沿いや三角州で地盤の液状化が生じた。なおこの地震により本地域房総半島側の水準路線で0.2~0.5mの隆起が観測された (陸地測量部, 1926)。

1987年の千葉県東方沖地震 (大東崎沖の海底を震源とする; マグニチュード6.7) は、これらの3地震に比べると地震の規模が小さく被害は軽微であったが、袖ヶ浦市-君津市の東京湾沿岸部の埋立地で地盤の液状化が生じた (Nirei *et al.*, 1990)。

8.4 斜面崩壊・地すべり

本地域内には典型的な地すべり地形は認められず、また地すべり指定地に指定されている箇所はない。しかし場所によって露頭で多数の正断層状のすべり面群からなる移動土塊が認められることから、地すべり性の斜面物質移動が生じうると考えられる。

下総台地を開析する谷の頭部には一般に馬蹄形の斜面



第 8.1 図 関東地震時の震度分布図

上段：集落（字）毎の震度（武村・諸井，2000）

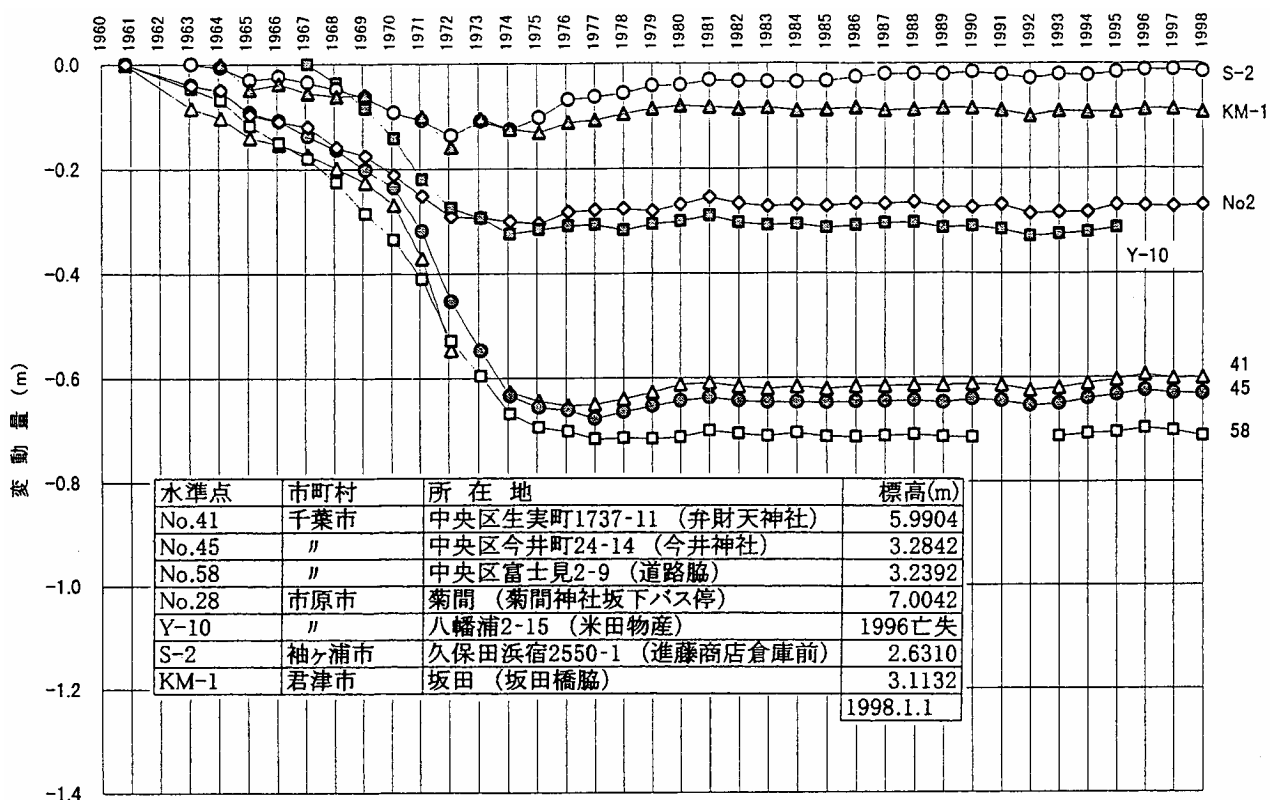
斜線は被害記録のない集落

下段：地質区分と震度（武村・諸井，2000より地質区分を改変）

地形が発達する。その斜面は微地形の構成や斜面構成物質から、開析谷の頭部では崩壊などの急激な斜面物質移動や一時的水流による土石流による浸食・堆積作用が生じていると考えられる（八木・吉村，2000）。

8.5 地盤沈下

千葉県では地盤沈下を監視することを目的として1年に1回一等水準測量を実施している（第8.2図）。このうち本地域の木更津港の南に位置する君津市坂田（KM-1）の変動は、他の水準点と同様に1980年以降目立った地盤沈下は生じていない。



第8.2図 千葉市-君津市の東京湾岸主要水準点の経年変動（千葉県水質保全研究所地質研究室，1998）

文 献

- 青木直昭・馬場勝良(1971)木更津-市原地域の瀬又, 上泉および成田層の貝化石群集とその産出層準. 地質雑, vol. 77, p. 137-151.
- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫(1977)南関東における後期更新世の示標テフラ層. 第四紀研究, vol. 16, p. 19-40.
- 千葉県(1978)姉崎・木更津. 土地分類基本調査, 41 p.
- 千葉県(2003)関東平野(千葉県中央部地域)の地下地質構造調査. 2003年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, p. 43-52. 文部科学省.
- 千葉県土木部千葉港湾事務所(1985)千葉港・木更津港土質調査資料集, 1215 p.
- 千葉県開発庁臨海開発局(1974)内湾臨海部土質調査資料集(3)C区域(木更津~富津), 572 p.
- 千葉県環境研究センター水質地質部地質環境研究室(2003)千葉県地質環境インフォメーションバンク (<http://www.pref.chiba.jp/pbgeogis/servlet/infobank>)
- 千葉県立中央博物館(1992)地学資料下総層群鍵層集. 千葉県立中央博物館, 162 p. 千葉.
- 地質調査所(1925)関東地震調査報告第二. 地質調査所特別報告, 185 p.
- 中条純輔(1962)古東京川について. 地球科学, vol. 59, p. 30-39.
- 千葉県水質保全研究所地質研究室(1998)千葉県の地盤沈下と地震, vol. 28, 127 p.
- 堀口 興・大原一男(1972)房総, 木更津-千葉地域の姉崎層および成田層から産する珪藻化石群. 地質雑, vol. 78, p. 281-287.
- 坂倉勝彦(1935)千葉県小櫃川流域の層序(その2). 地質雑, vol. 42, p. 753-784.
- 海上保安庁水路部(1980)沿岸の海の基本図(5万分の1)第6363号9, 第6363号9-S(東京湾北部).
- 貝塚爽平(1974)関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, p. 99-118. ラテイス.
- 貝塚爽平(1987)関東の第四紀地殻変動. 地学雑, vol. 96, p. 223-340.
- 貝塚爽平・松田磐余編(1982)首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図. 内外地図株式会社, 48 p. 東京.
- 関東火山灰グループ・東京港地下地質研究会火山灰グループ(2000)多摩IIローム層の鉱物組成とドーランの対比. 地球科学, vol. 54, p. 49-54.
- 鹿島 薫(1982)小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史. 地理評, vol. 55, p. 113-128.
- 加藤 茂(1984a)東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査結果. 水路部研究報告, vol. 19, p. 1-57.
- 加藤 茂(1984b)東京湾の海底地質構造. 地学雑, vol. 93, p. 119-132.
- 河井興三(1961)南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石油技協誌, vol. 26, p. 212-216.
- 川崎市(1965)川崎市地質図集. 254 p.
- 川崎市(1982)川崎市地質図集(III). 238 p.
- 建設省計画局・東京湾総合開発協議会(1969)東京湾周辺地帯の地盤, 解説編・付図, 資料編1及び2. 都市地盤調査報告書, no. 17, 138 p., 400 p. 及び523 p.
- 菊池真一・菊地隆男(1991)マルチチャンネル反射法音波探査記録からみた東京湾底浅層部の地質構造. 水路部研究報告, vol. 27, p. 59-95.
- 菊地隆男(1972)下総層群の層序に関する問題点一青木直昭氏らの層序区分に対する批判一. 地質雑, vol. 78, p. 611-623.
- 木更津台地研究グループ(2003)木更津台地北西部で発見された後期更新世(約6万年前)以降の断層. 関東の四紀, no. 25, p. 17-30.
- Kobayashi, K. (1960) Bearing of "Shinshu Loam" on the Pleistocene geology of Matsumoto basin in Central Japan. *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci., Shinshu Univ.*, no. 13, p. 20-45.
- 小池 清(1957)南関東の地質構造発達史. 地球科学, vol. 34, p. 1-16.
- 小島信夫(1966)東京湾の南東沿岸地域の成田層群に含まれる貝化石群集について一成田層群の研究 第7報一. 地質雑, vol. 72, p. 573-584.
- Kokawa, S. (1966) Late Cenozoic floras of the Boso Peninsula, Japan, I, Upper Pleistocene floral change. *jour. Biol. Osaka city Univ.*, no. 17, p. 105-149.
- 国土交通省関東地方整備局東京湾口航路工事事務所(2002)東京湾口航路(中ノ瀬航路)土質調査報告書. 170 p. 国土交通省関東地方整備局東京湾口航路工事事務所, 横須賀.
- 近藤康生(2001)木更津市とその周辺に分布する更新統下総層群, 特に下部層の非対称型海進海退サイクルに見られる貝類群集の特徴. 千葉県中央博自然誌研究報告特別号, no. 4, p. 23-36.
- 町田 洋(1971)南関東のテフロクロノロジー(I)一末吉期以降のテフラの起源及び層序年代について一. 第四紀研究, vol. 10, p. 1-20.
- 町田 洋・新井房夫(1976)広域に分布する火山灰一始良Tn火山灰の発見とその意義. 科学, vol. 46, p. 143-163.
- 町田 洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺]・東京大学出版会, 336 p.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫(1974)南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学

- 雑, vol. 83, p. 22-58.
- 横山次郎 (1931) 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念論文集, p. 307-382.
- 増田富士雄・中里裕臣 (1988) 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像. 月刊地球, vol. 10, p. 616-623.
- 松田磐余 (1993) 東京湾と周辺の沖積層. 貝塚栄平編「東京湾の地形・地質と水」築地書館, 67-109.
- 三土知芳 (1937) 7万5千分の1地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- 中里裕臣 (1993) 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係. 千葉県中央博自然誌研究報告, vol. 2, p. 115-124.
- 中里裕臣 (1997) 下総層群の年代. 坂上澄夫教授退官記念論文集, p. 127-141.
- 中里裕臣 (2001) 更新統下総層群のテフラに関する諸問題. 千葉県中央博自然誌研究報告特別号, no. 4, p. 13-21.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (1988) 下総層群上泉層中のKm²テフラ. 地質雑, vol. 94, p. 793-796.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と鹿島隆起帯の運動. 第四紀研究, vol. 40, p. 251-257.
- 中澤 努・中里裕臣・小松原 琢・塚本 斉 (2003) 関東地方に分布する中期更新世指標テフラTB-8とKy3の対比の再検討. 地質調査研究報告, vol. 54, p. 341-350.
- 成瀬 洋 (1959) 古東京湾の形成について—南関東上部新生界の地史学的研究 (1) —. 第四紀研究, Vol. 1, p. 143-155.
- 日本地質学会地質基準委員会 (2001) 地質基準. 共立出版, 180 p.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996) 第四紀露頭集—日本のテフラ—. 日本第四紀学会, 352 p. 東京.
- Nirei, H., Kusada, T., Suzuki, K., Kamura, K., Furuno, K., Hara, Y., Satoh, K. and Kazaoka, O. (1990) The 1987 East off Chiba Prefecture Earthquake and its hazard. *Mem. Geol. Soc. Japam*, no. 35, p. 31-46.
- 大原 陸・菅谷政司・福田芳生・田中智彦 (1976) “桜井層”の化石 (I). 貝類・底生有孔虫類・蟹類・孤生珊瑚類・蔓脚類. 千葉大学教養部研究報告, B-9, p. 77-92.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (1997) 古東京湾に発達した2つのタイプの堆積シーケンズ—下総層群上泉層, 清川層および横田層—. 地質雑, vol. 103, p. 1125-1143.
- 岡崎浩子・伊佐治鎮司・中里裕臣 (2000) 更新統下総層群上泉層にみられるギルバート型粗粒三角州. 地質雑, vol. 106, p. 461-471.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣・鎌滝孝信 (2000) 中部更新統下総層群藪層から復元された砂嘴-内湾システム. 堆積学研究, no. 52, p. 63-74.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (2001) 更新統下総層群の形成ダイナミクス. 第四紀研究, vol. 40, p. 243-250.
- Okuda, M., Okazaki, H., and Sato, H. (2002) Middle Pleistocene pollen assemblages and their implications for the Yabu Formation, Boso Peninsula, central Japan. *The Quaternary Research*, vol. 41, p. 403-412.
- 奥谷番司 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 1173 p., 東海大学出版会.
- 大嶋和雄 (1990) 東京湾周辺の埋立地. 地質ニュース, no. 432, p. 50-57.
- 大嶋和雄・斎藤文紀・茅根 創・横田節哉・池田国昭 (1990) 浅海環境の長期的変遷過程の解明による最適立地の予測技術に関する研究 (東京湾盤州干潟の堆積環境). 環境保全研究成果集 (平成2年度), 2, 522 p. 1-52., (環境庁企画調整局環境研究技術課).
- 陸地測量部 (1926) 関東震災地帯に於ける土地の隆起及沈下状態. 東京大学地震研究所彙報, vol. 1, p. 65-68.
- 斎藤文紀 (1991) 東京湾小櫃川三角州の地形と堆積物. 堆積学研究会報, vol. 35, p. 41-48.
- Saito, Y. (1995) High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 45, p. 76-100.
- 佐藤弘幸 (1993) 千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序. 千葉県中央博自然誌研究報告, vol. 2, p. 99-113.
- 佐藤弘幸 (1994) 木更津・君津周辺の下総層群の層序と構造. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p. 50.
- 佐藤俊文・杉原重夫・増渕和夫 (2000) 房総半島北部, 木更津台地におけるステージ5eの地形面とその形成環境について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 30, p. 28-29.
- 宍倉正展 (2001) 完新世最高位旧汀線高度分布からみた房総半島の地殻変動. 活断層・古地震研究報告, no. 1, p. 273-285.
- Shishikura, M. and Toda, S. (2003) Holocene slip rate of the subduction zone megathrusts along the Sagami Trough, central Japan, analyzing the height distribution and age of emerged shoreline indicators. *International Union of Geodesy and Geophysics General Assembly abstracts*.
- 袖ヶ浦市教育委員会 (1997) 袖ヶ浦市史基礎資料調査報告書6 袖ヶ浦の地形・地質. 袖ヶ浦市教育委員会, 81 p.
- 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.
- 杉原重夫・細野 衛 (1974) 下総台地・千葉-木更津地域の地形と地質. 房総の自然と土壌, 37-42. ペドロジスト懇談会.
- 杉原重夫 (1978) 下総台地南部, 木更津-千葉付近の下末吉面と小原台面. 明治大学人文科学研究紀要, no. 17, p. 1-24.
- 杉原重夫・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ロジー. 地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- 鈴木正男 (1976) 過去をさぐる科学. 234 p., 講談社.
- 武村雅之・諸井孝文 (2000) 1923年関東地震に対する千葉県内での詳細震度分布. 歴史地震, no. 16, p. 123-145.

- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 136 p., 地質調査所.
- 徳橋秀一・近藤康生 (1989) 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質雑, vol. 95, p. 933-951.
- 東京都土木技術研究所 (1969) 東京都地盤図. 東京都地質図集 2.
- 東京湾横断道路株式会社 (1998) 第4節土質調査. 東京湾横断道路プロジェクト, 147-162. 東京湾横断道路株式会社, 東京.
- 土屋陽子 (1980) 東京湾東岸小櫃川沖積平野の地形発達史. お茶の水地理, no. 21, p. 72-76.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 416-2001. 東京大学出版会, 605 p.
- 植田房雄 (1930) 房総半島北部の地質 (摘要). 地質雑, vol. 37, p. 250-253.
- 八木令子・吉村光敏 (2000) 下総台地における開析谷の微地形構成. 千葉中央博自然誌研究報告, no. 6, p. 15-30.
- Yajima, M. (1978) Quaternary Ostracoda from Kisarazu near Tokyo. *Trans. Paleont. Soc. Japan, N.S.*, no. 112, p. 371-409.
- 吉田光雄 (1985) 東京湾横断道路の計画と地質調査. 1985年応用地質学会シンポジウム予稿集, p. 103-108.
- 吉村光敏 (1985) 土地のすがたとそのなりたち. 袖ヶ浦町史通史編上巻, p. 3-48.



付図第1図 袖ヶ浦台地柱状図位置図



付図第2図 木更津台地柱状図付置図

Geology of the Kisarazu District

By

Taku KOMATSUBARA*, Tsutomu NAKAZAWA* and Naotomo KANEKO*

(Written in 2003)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Kisarazu district is located in the northwestern part of the Bōsō Peninsula and the central part of the Tōkyō Bay, and covers an area of lat. 35° 20' N to 35° 30' N and long. 139° 45' E to 140° 00' E (lat, 35° 20' 11.8" N to 35° 30' 11.7" N and long. 139° 44' 48.4" E to 139° 59' 183"E, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF). Topographically, this district includes uplands, alluvial lowlands, reclaimed lands, and the sea.

The uplands of this district correspond to the southern part of the Shimōsa Uplands, and are divided into the Sodegaura and Kisarazu Uplands by the Obitsu River Lowland. The Late Pleistocene terraces widely remain at the top of the uplands. The alluvial lowlands are present mainly along the Obitsu River, coastal areas, and small valleys dissecting the uplands. The Tōkyō Bay is less than 40m deep in this district.

In the Sodegaura and Kisarazu Uplands, the Middle to Upper Pleistocene Shimōsa Group is exposed. The Upper Pleistocene terrace deposits with the younger Kantō Loam overlie the Shimōsa Group. The Obitsu River Lowland and coastal lowlands are underlain by the Holocene terrace deposits and Alluvium successions.

SHIMŌSA GROUP

The Middle to Upper Pleistocene Shimōsa Group is exposed in the upland areas in this district. It attains more than 80 meters in thickness. The Shimōsa Group is divided into seven formations and a bed; the Jizōdō, Yabu, Kamiizumi, Kiyokawa, Yokota, Kioroshi, Anesaki Formations, and "Jōsō Clay", in ascending order (Fig. 1). All the formations except the Anesaki Formation are characterized by a depositional cycle composed of fresh- and/or brackish-water mud in the lower part and shallow-marine sand in the upper part.

Jizōdō Formatio : Only the uppermost part of this formation, which is characterized by the horizontally stratified, medium-grained sand, is exposed in the southern area of this district.

Yabu Formatio (more than 20m thick) : This formation is characterized by alternating beds of mud and sand with an oyster-bearing sandy mud bed in the lowermost part of the formation. The formation is exposed only in the southern area of this district.

Kamiizumi Formatio (more than 20m) : This formation is divided into the lower and upper parts. The lower part consists of several depositional cycles grading upward from gravelly sand into mud. The mud beds include an *in situ* plant rootlet. The upper part is characterized by well-sorted, fine-grained sand intercalating thin mud layers.

Kiyokawa Formatio (6 to 16m thick) : This formation is divided into the lower and upper parts. The lower part consists of several depositional cycles grading upward from gravelly sand into mud. The mud beds include *in situ* plant rootlets. The upper part is characterized by well-sorted sand, and composed of a horizontally stratified, medium-grained sand bed including abundant molluscan fossils, a swaly stratified, fine-grained sand bed, a trough and/or planer stratified medium to fine-grained sand bed, and a horizontally stratified, medium- to fine-grained sand bed, in ascending order.

Yokota Formation (less than 4m thick) : A mud bed intercalating peat layers characterizes this formation. The lowermost part is, in places, composed of sand and gravel.

Kioroshi Formation (less than 27m) : This formation is divided into the lower and upper parts. The lower part was formed as incised-valley fills, and composed of a trough-stratified, gravelly sand bed, a mud bed intercalating thin sand layers, and an intensely bioturbated, sandy mud bed, in ascending order. In places, the bioturbated sandy mud bed directly overlies the beds

* Institute of Geology and Geoinformation

Geologic age		Stratigraphic Division		Tephra	Facies			
Quaternary	Holocene	Holocene Terrace Dep.	Alluvium	"Kuroboku"		Alluvium	gravel, sand and mud	
		Younger Terrace Deposits	Nansō I Terrace Dep.	Kanto Loam	AT	Younger Kantō Loam	volcanic ash soil	
	Pleistocene	Late	Ichihara III Ter. Dep.	Ichihara II Ter. Dep.	Musashino Loam	TP MP OP	Younger Terrace Deposits	gravel
			Ichihara I Ter. Dep.	"Jōsō Clay"	Pm-1	"Jōsō Clay"	tuffaceous mud	
			Anesaki Fm.	An2 An1 } (KmP)	Anesaki Fm.	gravel, sand and mud		
			Kioroshi Fm. (upper part)	KIP	Kioroshi Fm.	(up.) sand and/or alternating beds of sand and mud (lw.) gravel, sand and mud		
		Middle	(lower part)	Ko1 (TAu-12)				
			Yokota Fm.	Yk3 (TAm-5) Yk2 Yk1	Yokota Fm.	gravelly sand and mud		
			Kiyokawa Fm.	Ky3.5 (TB-9) Ky3 (TB-8)	Kiyokawa Fm.	(up.) sand (lw.) gravelly sand and mud		
			Kamiizumi Fm.	Km2 (TCu-1)	Kamiizumi Fm.	(up.) sand (lw.) gravelly sand and mud		
	Yabu Fm.		Yabu Fm.	alternating beds of sand and mud oyster-bearing sandy mud in lowermost part				
	Jizōdō Fm.		Jizōdō Fm.	sand				

Fig. 1 Stratigraphic summary of Kisarazu district

below the Kioroshi Formation. The upper part is characterized by a well-sorted fine sand bed and/or alternating beds of mud and sand. The basal part of the upper part includes abundant molluscan fossils.

Anesaki Formation (10 to 20m thick) : This formation unconformably lies upon the Kioroshi Formation, and widely occurs in the Kisarazu and Sodegaura Uplands. The formation is made up of alternations of gravelly sand and mud. Trough cross stratifications are observed in the gravelly sand beds. Peat layers intercalate mud beds in places. The traceable tephra "An 1" and "An2" are recognized in this formation. The depositional surface of this formation corresponds to the "Lower Shimōsa surface".

"Jōsō Clay" (50cm to 2m thick) : This bed is made up of white tuffaceous clay, and conformably overlies the Anesaki Formation. It includes the marker tephra Pm-1.

UPPER PLEISTOCENE TERRACE DEPOSITS AND KANTO LOAM

The Kantō Loam is composed of volcanic ash soil, and widely covers the uplands. The Kantō Loam is divided into the lower Musashino Loam and upper Tachikawa Loam (Fig. 1). The Musashino Loam intercalates the remarkable tephra OP, MP, TP, and CCP-1. The Tachikawa Loam includes the marker tephra AT. These tephra and the stratigraphy of the Kantō Loam are good indicators for the correlation of the Upper Pleistocene terraces.

The Late Pleistocene terrace deposits are divided into the Ichihara I to III terrace deposits and Nansō I terrace deposits

(Fig. 1). The Ichihara I to III terrace deposits are overlain by the Musashino Loam and Tachikawa Loam, and the Nansō I terrace deposits are covered only by the Tachikawa Loam.

ALLUVIUM AND HOLOCENE TERRACE DEPOSITS

In the terrestrial area, the Alluvium successions are present along the Obitsu River (Obitsu River Lowland) and coastal plains, and narrowly distributed in the dissected valleys of the uplands. The maximum thickness of the Alluvium is about 50 m at the mouth of the Obitsu River. The Holocene terrace deposits occur mainly along coastal areas and dissected valleys.

SUBMARINE GEOLOGY OF TŌKYŌ BAY

The submarine geology of the Tōkyō Bay was researched by sonic prospectings and shallow-submarine drillings. The sonic prospectings revealed the gentle east dipping of the Neogene successions. The shallow-submarine drillings and sonic prospectings show the last glacial incised valley formed by the Paleo-Tōkyō River is distributed along the western margin of the Tōkyō Bay.

GEOLOGIC STRUCTURE

The Shimōsa Group has an E-W strike trend in the southwestern part of the Kisarazu Upland and a NE-SW strike trend in the southeastern part of the Upland, gently dipping north to northwest at less than 2 degrees. The inclination decreases from south to north. Similar structures are recognized at the height distribution of the Late Pleistocene terraces. The maximum height of the last interglacial marine deposit (upper part of the Kioroshi Formation) is 70m above the recent sea level at the southeastern margin of this district, and its minimum height is about 10m in the northeastern part of the Kisarazu Upland. This shows a remarkable uplifting of the southern Bōsō Peninsula and the subsidence into the central part of the Kantō Plain are present in the Kisarazu district. These geologic structures are related to the Kantō Basin-forming Movement. Although this district is an active tectonic movement region, no active fault is recognized.

APPLIED GEOLOGY

The Shimōsa Group includes thick sand beds in the Kisarazu district. The sand beds in the upper part of the Kamiizumi Formation are quarried mainly for aggregates.

The Kisarazu district has sustained several seismic damages in the historical age. The most remarkable earthquake is the 1923 Kantō Earthquake. It seriously damaged the Kisarazu district, especially the lowland areas. Liquefaction occurred in the Obitsu River Lowland.

執筆分担

第1章 地形	小松原 琢
第2章 地質概説	中澤 努・小松原 琢・兼子尚知
第3章 下総層群	中澤 努・小松原 琢・兼子尚知
第4章 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層	小松原 琢・中澤 努・兼子尚知
第5章 沖積層及び完新世段丘堆積物	兼子尚知・小松原 琢
第6章 東京湾海底の地質	小松原 琢
第7章 地質構造	小松原 琢・中澤 努・兼子尚知
第8章 応用地質	小松原 琢・中澤 努・兼子尚知

文献引用例

小松原 琢・中澤 努・兼子尚知 (2004) 木更津地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.64.

章単位での引用例

小松原 琢 (2004) 木更津地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p.1-4.

Bibliographic reference

Komatsubara, T., Nakazawa, T. and Kaneko, N. (2004) Geology of the Kisarazu district. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 64p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Komatsubara, T. (2004) Geology of the Kisarazu district, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-4. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
木更津地域の地質
平成16年6月28日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7
TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 アサヒビジネス株式会社

©2004 Geological Survey of Japan, AIST