

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第41号

NI-54-25-1

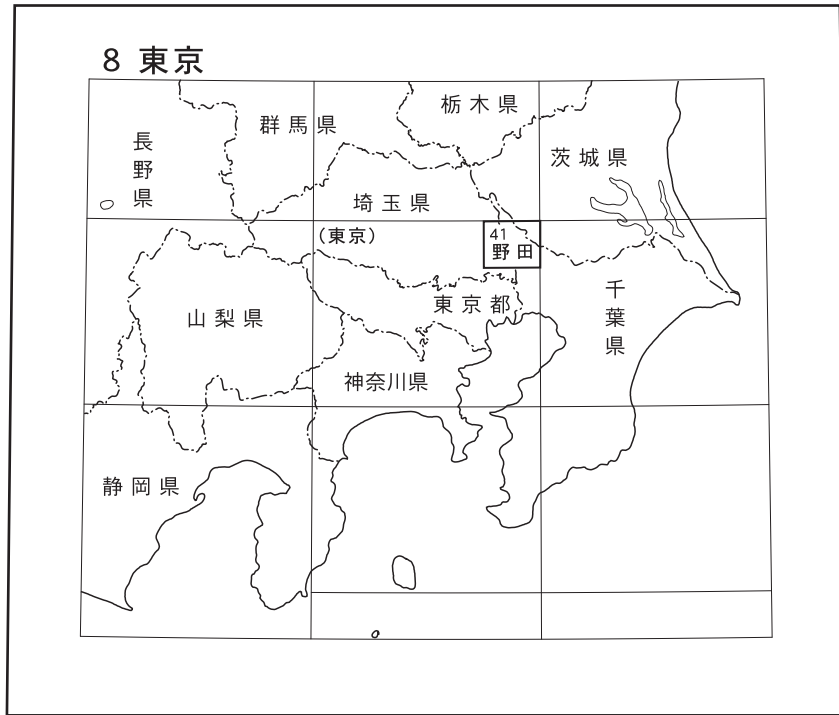
野 田 地 域 の 地 質

中澤 努・田辺 晋

平 成 23 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

8-29 鴻巣 Kōnosu NJ-54-30-8 (未刊行, unpublished)	8-30 水海道 Mitsukaidō NJ-54-30-4 (未刊行, unpublished)	8-31 土浦 Tsuchiura NJ-54-24-16 (未刊行, unpublished)
8-40 大宮 Ōmiya NI-54-25-5 (2002)	8-41 野田 Noda NI-54-25-1 (2011)	8-42 龍ヶ崎 Ryūgasaki NI-54-19-13 (未刊行, unpublished)
8-51 東京西北部 Tōkyō-Seihokubu NI-54-25-6 (未刊行, unpublished)	8-52 東京東北部 Tōkyō-Tōhokubu NI-54-25-2 (未刊行, unpublished)	8-53 佐倉 Sakura NI-54-19-14 (未刊行, unpublished)

筑波 Tsukuba
1:75,000 (1927)

成田 Narita
1:75,000 (1933)

東京 Tōkyō
1:75,000 (1934)

千葉 Chiba
1:75,000 (1935)

野田地域の地質

中澤 努*・田辺 晋*

独立行政法人産業技術総合研究所（以下、産総研）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、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズの一つで、基本的な地質情報が網羅されている。「野田」地域の地質図幅の作成は、この5万分の1地質図幅作成計画の一環として行なわれたもので、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

「野田」地域の地質図幅の作成は、平成17～20年度に行った野外調査と室内研究の成果に基づいている。本調査地域における上総層群、下総層群、新期段丘堆積物及び新期ローム層については中澤が、沖積層については田辺が、地形、応用地質については田辺・中澤の両名が担当し、それぞれが研究報告を執筆した。また研究報告の全体的なとりまとめは中澤が行った。

本調査研究にあたり、埼玉県住宅都市部、埼玉県環境科学国際センター、茨城県境工事事務所、茨城県西農林事務所、茨城県自然博物館、柏市、流山市、野田市、守谷市、谷和原村（現つくばみらい市）には、土質ボーリング柱状図資料をご提供いただいた。千葉県内の地下地質情報については、千葉県地質環境インフォメーションバンクに収録のデータも使用させていただいた。独立行政法人農業・食品産業技術総合研究機構農村工学研究所の中里裕臣氏にはテフラについて一部データをご提供いただくとともに常日頃よりご教示・ご議論いただいた。独立行政法人土木研究所の稲崎富士氏には、地下地質データをご提供いただくとともに調査地域の地質についてご教示いただいた。産総研地質情報研究部門の坂田健太郎氏には一部のテフラについて屈折率の測定をしていただいた。産総研地質情報研究部門の山口正秋氏（現所属 株式会社クインテッサジャパン）には谷和原コアの層相についてご教示いただいた。産総研地質情報研究部門の尾崎正紀氏には地形分類に際して多くの助言をいただいた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

（平成22年稿）

所 属

*地質情報研究部門

Key words : geologic map, 1:50,000, Noda, Shimosa Upland, Omiya Upland, Sashima Upland, Nakagawa Lowland, Pleistocene, Holocene, Kazusa Group, Shimosa Group, Jizodo Formation, Yabu Formation, Kamiizumi Formation, Kiyokawa Formation, Kioroshi Formation, Omiya Formation, Joso Clay, Ohorigawa terrace deposits, Younger Loam, Alluvium

目 次

第1章 地 形	1
1.1 台 地	2
1.1.1 猿島台地・下総台地	2
1.1.2 大宮台地	3
1.2 沖積低地	3
1.2.1 中川低地	3
1.2.2 利根川流系の低地	3
1.2.3 台地開析谷の谷底低地	3
第2章 地質概説	4
2.1 上総層群	5
2.2 下総層群	5
2.3 新期段丘堆積物及び新期ローム層	5
2.4 沖積層	6
第3章 上総層群	7
3.1 定 義	7
3.2 野田地域の上総層群	7
3.2.1 研究史及び概要	7
3.2.2 春日部における上総層群相当層の層相	9
3.2.3 越谷における上総層群最上部相当層	10
3.2.3.1 層相及び珪藻化石群集	10
3.2.3.2 花粉化石	13
3.2.3.3 テフラ	13
3.2.3.4 堆積環境	15
3.2.3.5 対 比	15
3.2.4 谷和原における上総層群相当層の層相と古地磁気層序	15
第4章 下総層群	17
4.1 定義, 研究史及び概要	17
4.2 地藏堂層	18
4.3 藪 層	22
4.4 上泉層	24
4.5 清川層	26
4.6 木下層	32
4.7 大宮層	36
4.8 常総粘土	37
第5章 新期段丘堆積物及び新期ローム層	40
5.1 新期段丘堆積物	40
5.1.1 大堀川段丘堆積物	40

5. 1. 2 未区分埋没段丘堆積物	41
5. 2 新期ローム層	41
第6章 沖積層	44
6. 1 研究史及び概要	44
6. 2 中川低地の沖積層	45
6. 2. 1 Aユニット	45
6. 2. 2 Bユニット	45
6. 2. 3 Cユニット	46
6. 2. 4 Dユニット	52
6. 3 利根川流系の低地の沖積層	53
6. 4 谷底低地の沖積層	53
第7章 活構造	55
7. 1 推定される構造運動	55
7. 2 綾瀬川断層及び元荒川構造帯について	56
7. 3 坂川-手賀沼構造帯について	56
第8章 深部地質	57
8. 1 先新第三系基盤	57
8. 2 新第三系	58
第9章 応用地質	60
9. 1 地震災害	60
9. 2 地下水	61
9. 3 地盤沈下	62
9. 4 埋立地・盛土	63
文 献	64
Abstract	70

図・表目次

第1. 1 図 野田図幅地域の地形概要	1
第1. 2 図 柏市付近及び川口市付近の地形面区分	2
第2. 1 図 野田図幅地域の層序総括図	4
第3. 1 図 上総-下総層群境界 (MIS 12 層準) 付近の層相・累重様式の側方変化	8
第3. 2 図 春日部 90KK コアの層序	9
第3. 3 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界付近 (深度 90 ~ 170 m) の層相と層序区分	11
第3. 4 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界付近 (深度 90 ~ 170 m) の珪藻化石群集	12
第3. 5 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界のコア写真	13
第3. 6 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界付近 (深度 90 ~ 170 m) の花粉化石群集	14
第3. 7 図 谷和原 GS-YH-1 コアの層相と古地磁気層序	16
第4. 1 図 模式地 (房総半島) の下総層群の層序と海洋酸素同位体比曲線 (MIS) との対比	17
第4. 2 図 野田図幅及びその周辺地域で掘削した層序ボーリングコアの柱状図	19

第 4. 3 図	地藏堂層の柱状図	20
第 4. 4 図	藪層及び上泉層の柱状図	23
第 4. 5 図	上泉層及びその上位層準の標準貫入試験データ	25
第 4. 6 図	上泉層の Km2 (TCu-1) テフラの近接写真	26
第 4. 7 図	清川層, 木下層, 大宮層, 及びその上位層の柱状図	27
第 4. 8 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (野田-柏間 その 1)	28
第 4. 9 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (野田-柏間 その 2)	29
第 4.10 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (野田-柏間 その 3)	29
第 4.11 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (谷和原-柏間 その 1)	30
第 4.12 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (谷和原-柏間 その 2)	30
第 4.13 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (野田-坂東間)	31
第 4.14 図	野田 (GS-ND-1) の清川層及び木下層から産出する珪藻化石群集	31
第 4.15 図	清川層の Ky3 (TB-8) テフラの近接写真	32
第 4.16 図	Ky3 (TB-8) テフラの層相及び重鉱物の屈折率	33
第 4.17 図	谷埋め状の分布を示す木下層下部の基底の標高	34
第 4.18 図	鬼怒川河岸に露出する木下層上部の貝化石	35
第 4.19 図	常総粘土及び新期ローム層, 新期段丘堆積物の柱状図	38
第 4.20 図	常総粘土の基底付近に挟在する三色アイス軽石 (SIP) の柱状図	39
第 5. 1 図	大堀川段丘堆積物とそれを覆う新期ローム層の柱状図	40
第 5. 2 図	野田図幅地域に分布する段丘構成層・被覆層の模式柱状図と推定される離水層準	40
第 5. 3 図	新期ローム層及び常総粘土の露頭写真	41
第 5. 4 図	箱根東京テフラ (Hk-TP) の記載岩石学的特徴	42
第 6. 1 図	野田図幅地域における沖積層層序ボーリングの堆積柱状図	46
第 6. 2 図	中川低地における N 値断面図	53
第 7. 1 図	野田図幅地域東部の下総台地, 猿島台地における木下層上部基底の標高分布	55
第 8. 1 図	関東平野の基盤深度分布	57
第 8. 2 図	関東地方の重力基盤深度図	58
第 9. 1 図	野田図幅地域内における関東地震による木造家屋の被害率分布と沖積層基底分布深度の比較	60
第 9. 2 図	関東平野中央部における地下水の Cl 濃度平面分布の変遷	61
第 9. 3 図	関東平野中央部における深層地下水の δD 平面分布	62
第 9. 4 図	野田図幅地域における地盤沈下量の推移	62
第 3. 1 表	上総層群上限及び下限の定義の比較	7
第 3. 2 表	越谷 GS-KS-1 コアの上総層群に挟在するテフラの記載岩石学的特徴	15
第 3. 3 表	テフラに含まれる火山ガラスの化学組成	15
第 4. 1 表	野田図幅及びその周辺地域における下総層群の地層区分の比較	18
第 4. 2 表	地藏堂層の TE-5 テフラの記載岩石学的特徴	21
第 4. 3 表	地藏堂層の TE-5 テフラに含まれる火山ガラスの化学組成	21
第 4. 4 表	上泉層の Km2 (TCu-1) テフラ及び Km4 テフラの記載岩石学的特徴	25
第 4. 5 表	常総粘土の基底付近に挟まれる三色アイス軽石 (SIP) の記載岩石学的特徴	39

第 5. 1 表	始良 Tn テフラ (AT) の特徴	43
第 6. 1 表	野田区幅地域における沖積層の層序の比較	44
第 6. 2 表	野田区幅地域における沖積層層序ボーリングの地点情報	45
第 6. 3 表	野田区幅地域における沖積層層序ボーリングの放射性炭素年代値	50
第 8. 1 表	野田区幅地域及び周辺地域の大深度掘削調査	57
付図	本文中に示した断面, ボーリング地点, 露頭の位置	69
Fig. 1	Stratigraphic summary in the Noda district	71

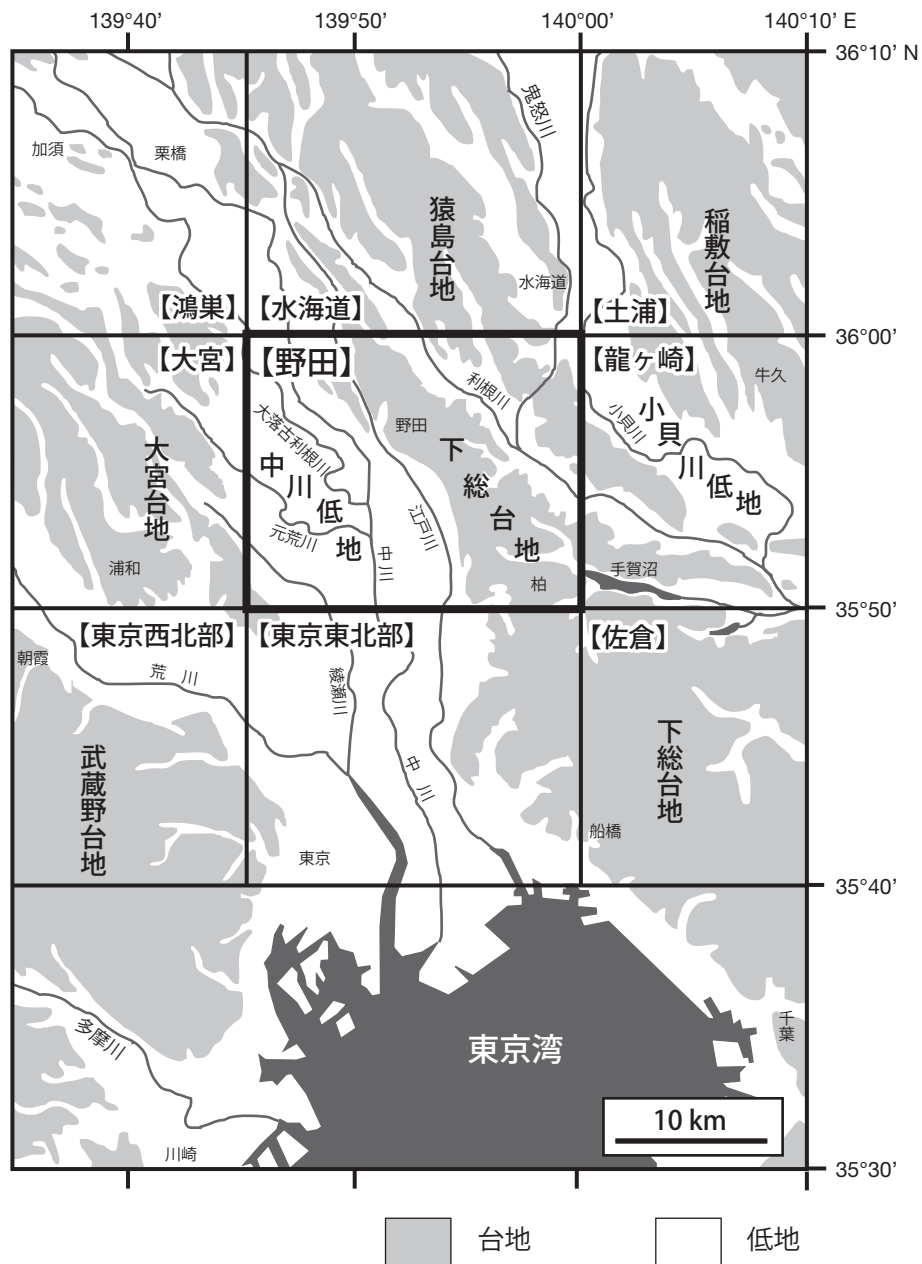
第1章 地 形

(中澤 努・田辺 晋)

野田図幅地域は、東経139°44'48.3から139°59'48.2、北緯35°50'11.6から36°0'11.5の範囲に相当する。本図幅地域には、埼玉県春日部市、北葛飾郡庄和町(現春日部市)、松伏町、さいたま市、越谷市、吉川市、川口市、草加市、八潮市、三郷市、千葉県野田市、流山市、松戸市、柏市、我孫子市、茨城県坂東市、水海道市(現常総市)、筑波郡谷和原村(現つくばみらい市)、

守谷市、取手市が含まれる。

本図幅地域の地形は、台地と沖積低地からなる(第1.1図)。台地は、図幅東部に分布する利根川沿いの低地、西部に分布する中川低地によって大きく3分され、東より猿島台地、下総台地、大宮台地と呼ばれている(第1.1図)。このうち猿島台地は、鬼怒川・利根川沿いに北東方に延びる台地で、本図幅地域にかかる部分は猿



第1.1図 野田図幅地域の地形概要

島台地のほぼ南端に相当する。一方、下総台地は、本図幅地域の南方の房総半島から延びる台地で、本図幅地域に相当する部分はその北端に近いが、本図幅地域の中では東部から中央部にかけて最も広い面積を占める。これらの台地は北西-南東方向に伸長し、同様の流向が卓越する多くの小河川に開析されている。他方、本図幅地域の南西端にわずかに見られる大宮台地は、隣接の大宮図幅地域を中心に分布する台地で、本図幅地域にかかる部分は大宮台地の南東端である。沖積低地は、利根川沿いの低地と中川沿いの中川低地、台地を開析している小谷の谷底低地からなる。また本図幅地域北東部には、わずかながら小貝川低地の一部が含まれている。なお本図幅地域の沖積低地では、頻繁に河川改修及び沼沢地の埋め立てが行われている。

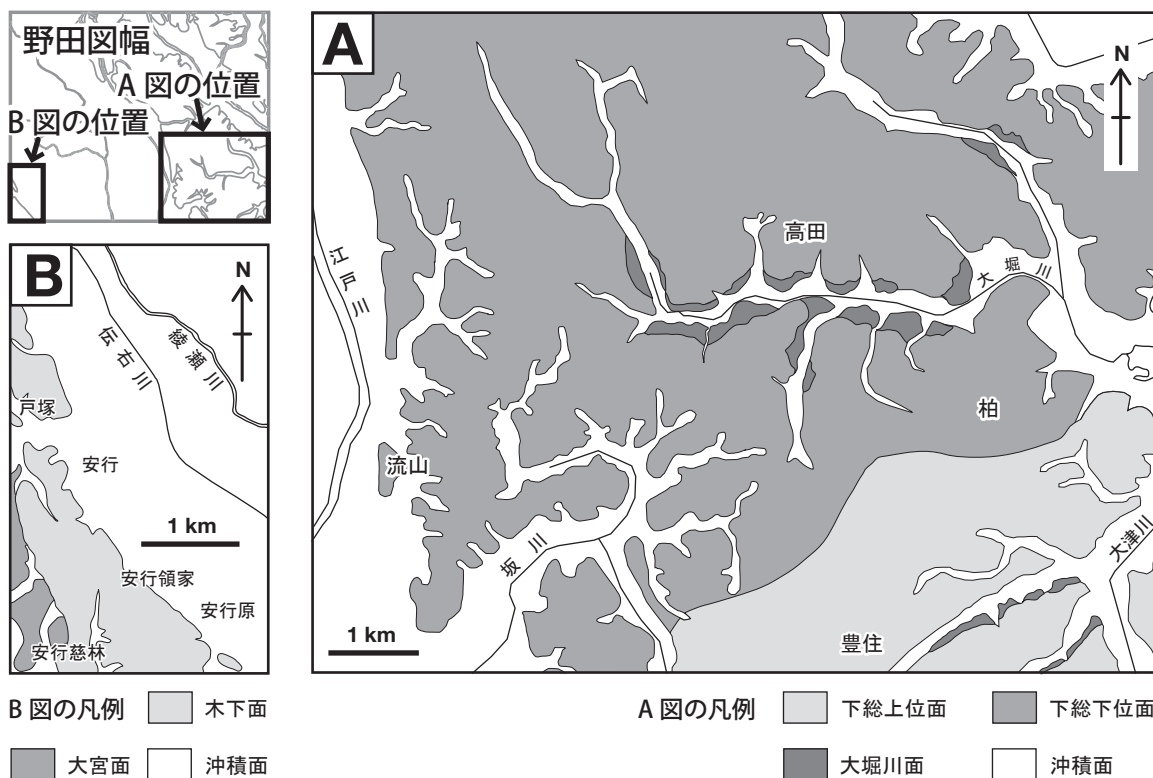
1.1 台地

1.1.1 猿島台地・下総台地

両台地は利根川低地を挟んで近接して分布しているため、ここではまとめて記載する。両台地の段丘面は段丘面標高をもとに3つの面に分けることができる。このうち高い側から2つについては、杉原(1970)に倣い、下総上位面、下総下位面と呼ぶ。また大堀川沿いに見られる下総下位面よりも低い段丘面を本報告では大堀川面と呼ぶ。

下総上位面 図幅南東部柏市付近の下総台地に認められる(第1.2図)。柏市豊住付近で標高は約24 m。北にやや標高を下げる。本段丘面は柏市から更に南方の下総台地に広く分布することが知られている(杉原, 1970)。木下層の離水面が形成する段丘面であり、第4章に後述するように、被覆する常総粘土の基底付近に三色アイス軽石群(SIP = KIP テフラ群の一部)が認められることから(杉原, 1970)、形成年代は海洋酸素同位体ステージ(marine isotope stage; 以下 MIS とする) 5.5に相当する約120~125 kaと考えられる。後述する下総下位面との境界は漸移的で、明瞭な段丘崖が認められないため、本報告では既存ボーリング資料から、後述する大宮層が分布しないと判断される地域を下総上位面として図示した。

下総下位面 図幅南東部の柏付近より北の下総台地、及び猿島台地に広く認められる(第1.2図)。下総台地の柏市高田付近で標高20 m、猿島台地の守谷市天神付近で標高約20 m、下総台地の野田市東金野井付近では標高約15 mと、南東部及び東部が高く、北西部で低い傾向がある。既に述べたように下総上位面との境界は漸移的で明瞭な段丘崖は認められない。下総下位面は大宮層の離水面が形成した段丘面であり、被覆する常総粘土の基底付近に御岳第1テフラ(On-Pm1)が認められることから(杉原, 1970)、形成年代はMIS 5.3に相当する約100 kaと考えられる。



第1.2図 柏市付近(A: 図幅南東部)及び川口市付近(B: 図幅南西部)の地形面区分

大堀川面 図幅南東部の柏市の大堀川沿い及び大津川沿いに狭く分布する（第 1.2 図）。本図幅地域に分布する台地のなかでは最も標高の低い面であり、平坦面の標高は 8～12 m で下流ほど低い。下総上位面・下位面との境界にはふつう明瞭な段丘崖が形成されている。沖積低地（沖積面）との境界は中流域（柏市高田付近）では比較的明瞭であるが、それより上流及び下流では不明瞭なことも多い。形成年代は、被覆するローム層の層厚より MIS 4（約 60 ka）頃と考えられる。

1. 1. 2 大宮台地

大宮台地は本図幅地域の南西端にわずかに見られるに過ぎないが、2つの段丘面が認められる（第 1.2 図）。中澤・遠藤（2002）はそれらを分布標高の高い側から、木下面、大宮面と呼んだ。本報告書においても大宮台地の段丘面区分・名称は中澤・遠藤（2002）に従うこととする。

木下面 本図幅地域南西端-大宮図幅南東端に相当する川口市安行からさいたま市緑区大門付近にかけて分布する。木下面は、大宮台地のなかで最も標高の高い面であり、標高約 18～20 m に平坦面をもつ。木下層の離水面が形成する段丘面であり、被覆する常総粘土の基底付近に三色アイス軽石群（SIP = KIP テフラ群の一部）が認められることから（中澤・遠藤，2002），形成年代は MIS 5.5 に相当する約 120～125 ka と考えられ、下総台地の下総上位面に対比される。

大宮面 大宮台地の大部分を占める面であり、平坦面の標高は 13～18 m の範囲に及ぶ。川口市安行慈林付近では、平坦面が木下面よりも約 2～3 m 低いが、多くの場合、境界は漸移的で明瞭な段丘崖は形成されていない。大宮層の離水面が形成した段丘面であり、大宮図幅地域では、被覆する常総粘土の基底付近に御岳第 1 テフ

ラ（On-Pm1）が認められることから（町田瑞男，1973），形成年代は MIS 5.3 に相当する約 100 ka と考えられ、下総台地・猿島台地の下総下位面に対比される。

1.2 沖積低地

1. 2. 1 中川低地

中川低地は本図幅の西部の中川に沿って、北西-南東方向に幅 10 km にわたり分布している。中川低地には東より、江戸川と中川、大落古利根川、元荒川、綾瀬川が南東に流下しており、そのうち、中川と大落古利根川、元荒川には顕著な自然堤防が発達する。中川と大落古利根川、元荒川は東遷以前の利根川の旧河道にあたるため、自然堤防が発達したと考えられる。自然堤防と氾濫原の比高は 3 m 以下である。古くからの民家の多くは、このような自然堤防上に立地している。また自然堤防群の間には氾濫原及び流路跡、沼沢跡が低湿地として認められる。一方で、中世以降の河川改修によって、利根川の流路は大きく変化し、改修前の流路は埋め立てられたり、沼沢地あるいは水路として残存している。

1. 2. 2 利根川流系の低地

利根川流系の低地は本図幅の東部に、北西-南東方向に幅 2 km にわたり分布している。ここには利根川の東遷以前、常陸川が流れており（大熊，1981），その河道沿いには自然堤防や旧河道が発達する。

1. 2. 3 台地開析谷の谷底低地

下総台地と大宮台地には多くの開析谷が分布する。その谷底低地は低湿地あるいは沼沢地であることが多い。またそれらの低湿地及び沼沢地は埋め立てられ、現在は市街地化されていることも多い。

第2章 地質概説

(中澤 努・田辺 晋)

関東平野は、先新第三系を基盤とした大規模な堆積盆地として発達してきた。この堆積盆地は新第三紀以降、沈降の中心地を北西方向へ移動させながらも継続的に沈降を続けた結果として形成された(菊地, 1980 など)。このような造盆地運動は、地下に分布する地層の深度分布(新堀ほか, 1970; 菊地・貝塚, 1972; 平社, 2008b), 段丘堆積物の上面高度(小玉ほか, 1981, 貝塚, 1987), 考古遺跡の埋没(堀口, 1981)などによっ

て確認されている。本図幅地域は、現在の関東堆積盆地の沈降の中心部近くに位置する。

本図幅地域は平野部に位置し、地表に露出する地層は限られている。本報告での記載は、層序ボーリングによって観察した標高約-150 m以浅の地層を主な対象とする。本図幅地域の標高約-150 m以浅には、上総層群、下総層群、新期段丘堆積物及び新期ローム層、沖積層が分布する(第2.1図)。

地質年代	層序区分	テフラ	MIS	層相	堆積環境		
第四紀	完新世	Dユニット	新期ローム層	(Dユニット) 砂, 泥	デルタ		
		Cユニット		(Cユニット) 泥	エスチュアリー-デルタ		
		Bユニット		(Bユニット) 砂泥互層	蛇行河川		
		Aユニット		(Aユニット) 砂礫	網状河川		
	更新世	後期	新期段丘堆積物(大堀川段丘堆積物)	AT Hk-TP	2 3 4	新期ローム層 褐色火山灰土 陸(離水)	
			常総粘土	On-Pm1	5.1 5.2 5.3	新期段丘堆積物 泥質砂, 砂質泥 河川 常総粘土 凝灰質粘土 陸(離水?)	
		中期	下総層群	大宮層	SIP	5.4	大宮層 砂, 泥 河川, 氾濫源
				木下層 (上部) (下部)		5.5	木下層 (上部) 砂, 砂泥互層 砂浜 (下部) 泥, 砂質泥 内湾・湖沼砂泥底 内湾泥底, 河川
			下総層群	清川層	Ky3	6 7.3	清川層 砂, 泥 砂浜 泥質砂, 砂質泥 内湾砂泥底 礫混じり砂, 泥 河川, 氾濫源
				上泉層 (上部) (中部) (下部)	Km4 Km2	7.4 7.5	上泉層 (上部) 砂 砂浜 (中部) 泥質砂, 砂質泥 内湾砂泥底 (下部) 礫混じり砂, 泥 河川, 氾濫源
				藪層 (上部) (中部) (下部)		8 9	藪層 (上部) 砂 砂浜 (中部) 泥質砂, 砂質泥 内湾砂泥底 (下部) 礫混じり砂, 泥 河川, 氾濫源
				地藏堂層 (上部) (中部) (下部)	TE-5	10 11	地藏堂層 (上部) 砂 砂浜 (中部) 砂泥互層 沿岸砂泥底 (下部) 泥質砂, 砂質泥 内湾砂泥底
				上総層群 (未区分)	Kh6 Ks11	12 13	砂層と泥層からなる数多くの堆積サイクル 海成層と陸成層の繰り返し

第2.1図 野田図幅地域の層序総括図

2.1 上総層群

本報告では、徳橋・遠藤(1984)に従い、上総層群を、地蔵堂層（後述の下総層群の最下部層）基底に相当する MIS 12 層準より下位の下-中部更新統とした。本図幅地域に分布する上総層群相当層は、ボーリング試資料が少ないため詳細は不明であるが、層相は房総半島の上総層群にみられるような海成の泥層を主体とするのではなく、少なくとも上部は下総層群と同様の陸成層（主に泥層と砂礫層）と浅海成層（主に砂層や砂質泥層）の互層からなることが明らかになっている。房総半島の上総層群国本層に認められるブリュヌ-松山磁極帯境界が、図幅東部の谷和原で深度約 200 m 付近、図幅北西部の春日部で深度約 250 m 付近に確認されている。

2.2 下総層群

本図幅地域の下総台地及び大宮台地の地下浅部には中-上部更新統下総層群が分布する。本図幅地域の下総層群は下位より、地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層、大宮層及び常総粘土からなる。大宮層と常総粘土を除く下総層群の各層は、それぞれ 1 回の海水準変動で形成された陸成層と海成層の堆積サイクルからなる。本図幅地域での下総層群全体の層厚は最大で 130 m に達する。

地蔵堂層 層厚は最大で約 50 m。下位の上総層群相当層を不整合で覆う。本層は、貝化石を含む砂質泥層あるいは泥質砂層を主体とする下部、砂泥互層からなる中部、上方粗粒化砂層からなる上部によって構成される。このうち中-上部は広域な分布がみられるが、下部は分布が一部地域に限られる。中部には房総半島の地蔵堂層中の J4 (TE-5) テフラを挟む。本層は MIS 11 頃を中心に形成されたと考えられる。

藪層 層厚は最大で約 40 m。下位の地蔵堂層を整合または不整合で覆う。本層は、砂礫層及び泥層を主体とする下部、貝化石を含む分級の悪い泥質砂層あるいは砂質泥層からなる中部、分級のよい砂層からなる上部によって構成されている。このうち下部が厚く発達する地域では、下位の地蔵堂層はやや大きく剝削される。本層上部は、下から平行葉理、斜交層理、平行葉理が発達する砂層からなり、最上部付近には生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。本層は MIS 9 頃を中心に形成されたと考えられる。

上泉層 層厚は最大で約 30 m。下位の藪層を整合または不整合で覆う。本層は、植物遺骸片を含む泥層を主体とし一部基底に砂礫層あるいは礫混じり砂層を伴う下部、貝化石を含む分級の悪い泥質砂層あるいは砂質泥層からなる中部、分級のよい砂層からなる上部によって構成されている。このうち上部は、下から平行葉理、斜交

層理、平行葉理が発達する砂層からなり、最上部付近には生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。本層下部には房総半島の上泉層中に認められる Km2 (TCu-1) テフラが、本層中部には同じく Km4 テフラが挟在する。本層は MIS 7.5 頃を中心に形成されたと考えられる。**清川層** 層厚は最大で約 35 m。下位の上泉層を整合または不整合で覆う。本層は野田図幅地域内でも層相が側方に顕著に変化する。野田市付近の本層は植物遺骸片を含む泥層を主体とする。一方、柏市から守谷市にかけての本層は、下部は野田市付近と同様に泥層主体あるいは礫混じり砂層と泥層からなるが、中部は生物擾乱を受けた砂質泥層あるいは泥質砂層、上部は貝化石を含む砂層からなる。房総半島の清川層中に認められる Ky3 (TB-8) テフラが挟在する。本層は MIS 7.3 頃を中心に形成されたと考えられる。

木下層 層厚は最大で約 30 m。本層は、谷地形を埋積する局所的な分布形態を呈する下部と、台地のほぼ全域にわたり分布する上部から構成される。下部は主に貝化石混じりの泥層からなり、下位の清川層に対して不整合関係にある。一方、上部は図幅南東部の柏市付近では分級のよい砂からなるが、その他の地域では砂泥細互層を主体とする。上部基底には貝化石を多量に含む粗粒堆積物を伴う。本層下部の分布しない箇所では、本層上部が下位の清川層に対して直接不整合で累重する。本層は MIS 5.5 頃を中心に形成されたと考えられる。本層上部の堆積面は下総上位面及び木下面を形成する。

大宮層 層厚は最大で 15 m。下位の木下層を不整合で覆う。斜交層理の発達する分級の悪い礫混じりの砂層を主体とし、泥層を 1～2 層程度挟む。基底付近に御岳第 1 テフラ (On-Pm-1) を挟む常総粘土に整合に覆われることから、MIS 5.3 頃に形成されたと考えられる。本層の堆積面は下総下位面及び大宮面を形成する。

常総粘土 層厚は最大で 3 m 程度。主に植物遺骸片を含む灰白色の凝灰質粘土からなる。三色アイス軽石層 (SIP) や御岳第 1 テフラ (On-Pm-1) を挟み、MIS 5.5～4 頃に形成されたと考えられる。

下総層群の地質構造 下総層群の層厚は、北西部の継続的な相対的沈降により、北西部で大きく、東-南東部で小さい傾向が顕著に認められる。各層の分布標高も層厚の変化とほぼ同様に、北西部で低く、東-南東部で高い。ただし南東部は、顕著な沈降から相対的隆起へ移行したため、下総層群上部の木下層や大宮層の分布標高は図幅東-北東部と同程度に高いものの、下位の清川層以下の地層は東-北東部に比べ分布標高が低く、層厚もやや大きい傾向にある。

2.3 新期段丘堆積物及び新期ローム層

本報告では、一般に武蔵野ローム層及び立川ローム層

と呼ばれるローム層を新期ローム層として一括し記載する。また常総粘土を欠き、新期ローム層に直接覆われる段丘堆積物を新期段丘堆積物と呼ぶ。野田^{おおほりがわ}幅地域には、新期段丘堆積物として、大堀川段丘堆積物が分布する(第2.1図)。また中川低地地下には年代未詳の未区分埋没段丘堆積物が局所的に分布する。

新期ローム層 本層は褐色～暗褐色の火山灰土^{あいら}からなる。下部に箱根東京テフラ(Hk-TP)、上部に始良^{あいら}Tnテフラ(AT)が認められる。

大堀川段丘堆積物 層厚2m程度の泥質砂層あるいは砂質泥層からなる。箱根東京テフラ付近の層準より上位の新期ローム層に覆われることから、MIS4頃に形成されたと考えられる。堆積面は大堀川段丘面を形成する。

未区分埋没段丘堆積物 中川低地の地下に分布する。層厚1～2mの砂礫層あるいは礫混じり砂層からなる。詳細な分布及び年代は不明である。

2.4 沖積層

本図幅地域における沖積層は、中川低地と利根川流系の低地、猿島台地と下総台地、大宮台地を開析する谷底低地に分布している。中川低地における沖積層の層厚は最大50mに至り、下位より、Aユニット(砂礫層；網状河川性堆積物)、Bユニット(砂泥互層；蛇行河川性堆積物)、Cユニット(泥層；エスチュアリー・デルタ性堆積物)、Dユニット(デルタ性堆積物)から構成される(第2.1図)。Dユニットは更に砂層主体の下部と泥層優勢の上部に区分される。中川低地における沖積層は、東京低地や荒川低地と比べ、Cユニットの泥層の層厚が最大で30mと厚いことを特徴とする。利根川流系の低地における沖積層の層厚は最大25mで、下位より、Aユニット、Cユニット、Dユニットから構成される。谷底低地における沖積層の層厚は約5mで主にDユニットから構成される。

第3章 上総層群

(中澤 努)

3.1 定義

伊田ほか(1956)の名称を基に、徳橋・遠藤(1984)が再定義。上総層群は、黒滝不整合を下限とし、金剛地層を上限とする層群とされる。なお金剛地層は、笠森層の上部と同時異相の関係にあることから(徳橋・遠藤, 1983, 1984; 鈴木ほか, 1995), 本報告では上総層群の最上部層を笠森層として扱う。

上総層群とその上位の下総層群との境界については、これまで東京湾不整合とする案(楡井ほか, 1975; 楡井, 1981, 1982; 菊地ほか, 1988; 菊地, 2004)と、笠森層と地蔵堂層の境界とする案(徳橋・遠藤, 1984)の大きく2つの案が提案されてきた(徳橋・渡邊, 2008; 第3.1表)。このうち楡井ほか(1975)などの案は、井戸資料などで東京湾北岸域周辺地下に広域に認められるとされる大規模な不整合(東京湾不整合: 楡井ほか, 1975; 楡井, 1981)を上総-下総層群境界とする考えである。ただしテフラや微化石などの検討は行なわれていないため、不整合の年代の詳細は不明である。

一方、上総-下総層群境界を笠森層と地蔵堂層の境界に設定する案は、古くは三土(1933)までさかのぼり、徳橋・遠藤(1984)により具体化された定義である。この定義は、房総半島の姉崎地域において、笠森層以下の地層が主に泥線以深の陸棚で形成された海成層のみからなるのに対し、地蔵堂層以上の地層は、浅海成砂層を主体とし陸成層を伴う氷河性海水準変動の影響を強く受けた海進-海退サイクルからなるという特徴に基づいている。なお楡井ほか(1975)などの東京湾不整合は、徳橋・

遠藤(1984)の定義では、上総層群上部層準に相当すると考えられているが(第3.1表)、長浜層基底(菊地, 2004)や市宿層基底(楡井, 1981)など、複数の対比案が示されており、確証には至っていない。

本報告では、現在のところ広く受け入れられている徳橋・遠藤(1984)の定義(笠森層と地蔵堂層の境界を上総層群の上限とする)を採用する。前述のように、徳橋・遠藤(1984)では上総層群最上部に金剛地層を設け、金剛地層の上限を上総-下総層群境界としているが、金剛地層は側方へ層相変化し、笠森層の上部と同時異相の関係にあることから(徳橋・遠藤, 1983, 1984; 鈴木ほか, 1995), ここでは金剛地層を笠森層の一部として扱う。笠森層と地蔵堂層の境界は、MIS 12に相当する低海面期の不整合面と考えられている(町田ほか, 1980; 増田・中里, 1988; 中里・佐藤, 2001)。

3.2 野田地域の上総層群(K)

3.2.1 研究史及び概要

野田幅地域の上総層群相当層については、年代や堆積相の検討はほとんど行なわれておらず、層序の詳細は不明である。従来、関東平野中央部の地下数100m程度までに分布する地層は、房総半島で上総層群が海成泥層、下総層群が浅海成の砂層を主体とすることに倣い、大まかに下位の泥層優勢の地層と上位の砂層優勢の地層とに区分され、その境界が房総半島の上総-下総層群境界とされてきた(福田ほか, 1964など)。このような層序区分方法に基づき、関東平野中央部では、上総-下総層群境界はばらつきが大きいものの深度200~500mに推定された(福田ほか, 1988; 角田, 1992; 鈴木, 2002)。また、物理探査結果の解釈においても、このような岩相の変化を想定し、便宜的に物性値で上総-下総層群境界が設定され、上総層群が認識されてきた(角田, 1992)。

一方、遠藤ほか(1991)は、隣接する東京東北部幅内の東京都江戸川区で掘削したGS-ED-1コアの古地磁気・ナンノ化石層序の検討から、上総層群に相当するブリュンヌ-松山磁極帯境界や複数のナンノ化石出現層準を明らかにし、GS-ED-1コアの上総層群相当層は、下総層群と同様の浅海成層(主に砂層や砂質泥層)と陸成層(主に泥層と砂礫層)の互層からなることを報告した。これにより従来、関東平野中央部で一般的な考えであった、泥層優勢の地層が上総層群、砂層優勢の地層が下総

第3.1表 上総層群上限及び下限の定義の比較

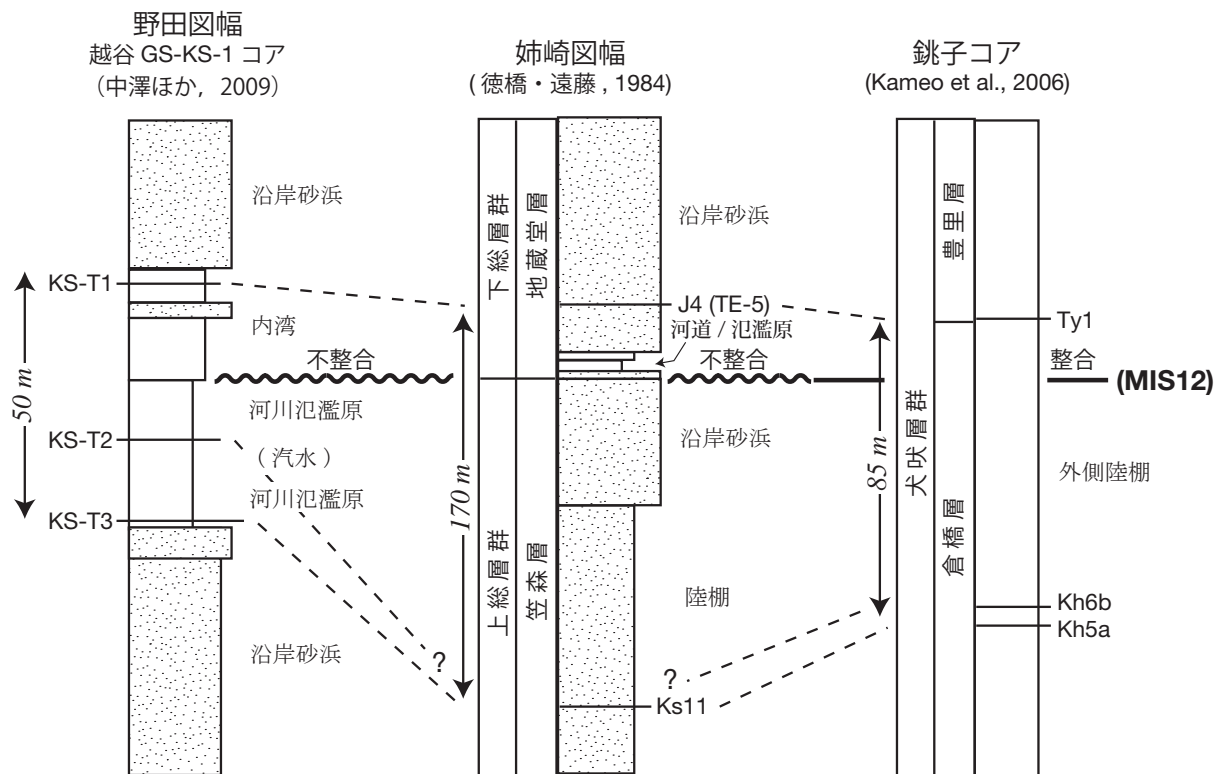
楡井ほか(1975)など	徳橋・遠藤(1984)及び本研究
下総層群	地蔵堂層 下総層群
	笠森層 / 金剛地層
東京湾不整合	?
上総層群	上総層群
黒滝不整合	黒滝不整合
三浦層群	三浦層群(安房層群)

層群という認識は覆され、同時に房総半島の上総-下総層群境界に相当する層準は従来の想定よりも極めて浅いことが明らかになってきた。その後、東京都土木技術研究所(1996)は、都下平野部に掘削されたコア試料の古地磁気層序を検討し、上総層群中に相当するブリュヌ-松山磁極帯境界の深度分布を明らかにした。野田図幅地域及びその周辺においても、関東平野中央部地質研究会(1994)が、春日部市で掘削されたコア試料の層相などを報告するとともに、古地磁気の検討からブリュヌ-松山磁極帯境界の深度(標高約-250 m)を明らかにした。同様に遠藤(1988)も谷和原村(現つくばみらい市)で掘削されたコアでブリュヌ-松山磁極帯境界(標高約-180 m)を明らかにした。また、これらの研究では上総-下総層群境界は特定されてはいなかったが、中澤ほか(2009)は、越谷市大杉で掘削したボーリングコア試料(GS-KS-1)の層相、テフラ、花粉・珪藻化石の綿密な分析から、徳橋・遠藤(1984)の上総-下総層群境界、すなわち地蔵堂層基底(MIS 12の不整合面)を特定(標高-129 m)するとともに、上総層群上部の詳細な層相を報告した。

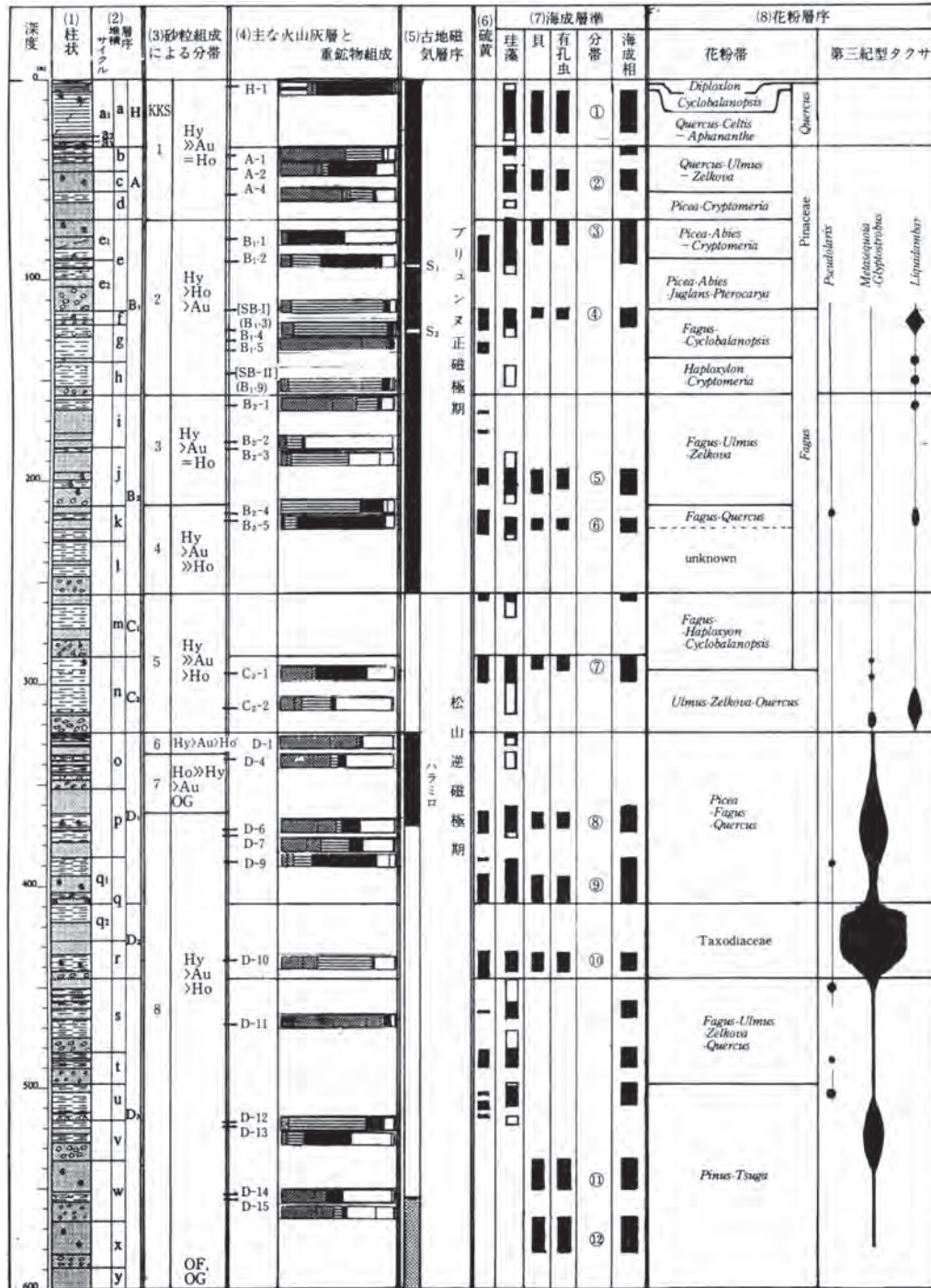
関東平野中央部の上総-下総層群境界付近の地質情報が追加されたことで、上総層群最上部~下総層群最下部相当層の堆積相及び指標テフラ間の層厚、そして上総-下総層群境界とされるMIS 12層準の整合・不整合様式が関東平野の各地で大きく異なることが明らかになって

きた(第3.1図;中澤ほか,2009)。たとえば、銚子地域では、MIS 12層準は犬吠層群倉橋層上部に相当するが、倉橋層はやや水深の大きい陸棚で形成されたと考えられており(Matoba, 1967; 酒井, 1990; Kitazato, 1997)、低海面期であるMIS 12においても陸化せず、一連整合な泥層からなることが知られている(中里, 1999; 中里ほか, 2003; Kameo *et al.*, 2006)。一方、模式地である房総半島姉崎地域では、前述のように、MIS12に相当する笠森層-地蔵堂層境界より下位の地層は海成層のみからなるのに対し、上位の地層は陸成層を伴う明瞭な海進-海退サイクルからなり、この境界、すなわちMIS12層準には不整合が認められている(徳橋・遠藤, 1984)。そして関東平野中央部では、MIS12層準は不整合で特徴づけられるものの、MIS12層準の上下で層相の大きな変化はなく、上下ともに、陸成層と内湾・沿岸砂浜相を主体とした浅海成層の互層で構成される。上総-下総層群境界をMIS 12層準として捉える場合、このような層相の側方変化を十分留意し認定する必要がある。

一方、野田地域の上総層群の基底については大深度のコアが少ないこともあり詳細は更に不明である。第8章にも述べるが、最近、林ほか(2004a)や柳沢ほか(2006)は、隣接する大宮図幅内の岩槻地殻活動観測井のコアの石灰質燻化石層序を検討し、上総層群基底に相当する黒滝不整合の層準を、底生有孔虫の産出及び岩相の変化か



第3.1図 上総-下総層群境界(MIS 12層準)付近の層相・累重様式の側方変化
中澤ほか(2009)を改変



第3.2図 春日部90KKコアの層序 (関東平野中央部地質研究会, 1994)
90KK コアの掘削採取地点は巻末の付図を参照のこと。

ら深度約1,040 m付近に推定した。また、東京東北部図幅内の下総地殻活動観測井では、黒滝不整合の層準は底生有孔虫の産出から深度1,200～1,300 mの間に絞られ、岩相の変化から深度1,240 m付近に推定された(柳沢ほか, 2006)。

なお、野田地域を始めとする関東平野中央部の上総層群については、地層命名規約に基づいた層序区分は未だ行われていないため、ここでは春日部(90KKコア：関

東平野中央部地質研究会, 1994)、越谷(GS-KS-1：中澤ほか, 2009)、谷和原(GS-YH-1：遠藤, 1988)の各コアにおける層相・層序の概略を記述するにとどめる。

3.2.2 春日部における上総層群相当層の層相

関東平野中央部地質研究会編(1994)は、春日部市谷原で掘削した90KKコア(掘削深度600 m；孔口標高約5 m)について、層相解析や微化石分析などの統合解析

を行なった(第3.2図)。このうち堀口(1994)は、90KK コアに上方粗粒化する堆積サイクルを数多く認定し、単一あるいは複数の堆積サイクルをまとめることで地層を区分した。それによると90KK コアには、深度34 mを境に上位の沖積層と下位の洪積層が認められている。また洪積層は上位よりA～D層に区分され、B層はB1層、B2層の2層に、C層はC1層、C2層の2層にそれぞれ細分されている。以下に堀口(1994)が報告した90KK コアの層相のうち、洪積層の層相の概略を記述する。

A層(深度34.00～70.30 m) 3回の堆積サイクルからなるが、シルト及び砂層を主体とする。本層基底には砂礫層が認められる。本層中部には暖流系の貝化石を含む海成層が認められる。

B₁層(深度70.30～159.30 m) 4回の堆積サイクルからなる。中部に砂礫層を挟み、その上下にそれぞれ浮遊性有孔虫類を多く含む海成層が認められる。これら海成層を形成した海進は広域にわたって確認できるとされ、下位より極大海進A及び極大海進Bと呼ばれた。

B₂層(深度159.30～256.68 m) 4回の堆積サイクルからなる。本層上部は礫を含む砂層が卓越し、下部はシルトが多く見受けられる。中部に2層準で海成層が認められる。

C₁層(深度256.68～287.75 m) 1回の堆積サイクルからなる。下部は砂礫層からなり、その上位に砂層、シルト層、そしてシルト混じりの砂層が順に累重する。

C₂層(深度287.75～324.10 m) 1回の堆積サイクルからなる。下部は砂礫層からなるが、シルト層を主体とする。本層上部には海成層が認められる。

D₁～D₃層(深度324.10～600.00 m) 全体が11回の堆積サイクルからなる。本層には3層準で海成層が認められている。

古地磁気層序 90KK コアでは会田・関東平野中央部地質研究会(1992)及び会田ほか(1994)により古地磁気層序が検討されている。それらによると、90KK コアは孔口からB2層までがブリュンヌ正磁極期、C1層以下は松山逆磁極期にあたるとした。またD層最上部にはハラミロ正磁極期に相当する正磁極が認められるとした。なお、ブリュンヌ-松山磁極帯境界は0.78 Maとされ(Gradstein *et al.*, 2004)、房総半島では上総層群中部の国本層中に認められている(新妻, 1976)。

テフラ 清水ほか(1994)は90KK コア中に挟在する火山灰の粒度分析及び重鉱物組成分析を行なっている。このうちKKB₁-12テフラ(深度143.25 mのB1層中に挟在)については、会田ほか(1994)が磁化温度曲線及びキュリー温度からGoP1テフラ(=下総層群蓼層のYb5テフラ)に対比している。しかし第4章で述べるように、最近、中澤・中里(2005)などは、春日部付近の蓼層は標高-50～-80 m付近に分布することを示してお

り、これに基づけばKKB₁-12テフラは下総層群最下部の地蔵堂層あるいはそれより下位の上総層群に相当すると思われる。

対比 B1層中に認められる極大海進A及びBはそれぞれ下総層群地蔵堂層、蓼層に対比されることから(平社, 2008b)、洪積層とされた地層のうちB1層中部付近の深度までは少なくとも下総層群と考えられる。また平社(2008b)はB1層基底を上総-下総層群境界としたが、中澤ほか(2009)によれば下総層群の基底には砂礫層を伴わず海成の泥層が直接累重することもあることから、上総-下総層群境界(地蔵堂層基底)はB1層基底よりも浅い可能性がある。一方、会田・関東平野中央部地質研究会(1992)はB2層までをブリュンヌ正磁極帯としていることから、B2層及びC層は上総層群に相当する可能性が高い。なお堀口(1994)は、D層の深度556.30 m以深は固結の状態が異なることから、より古い地層の可能性があるとしている。

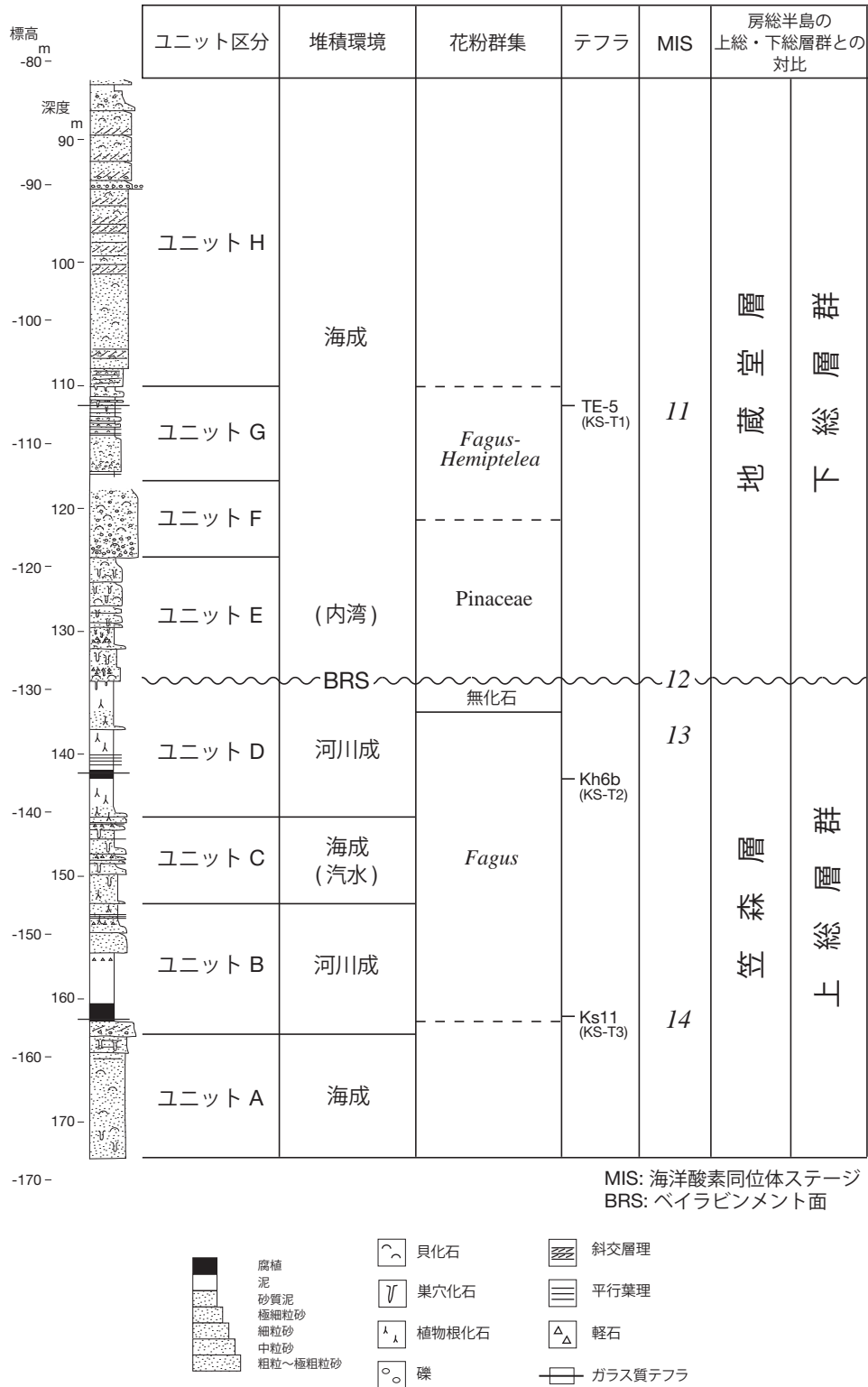
3. 2. 3 越谷における上総層群最上部相当層

中澤ほか(2009)は、越谷GS-KS-1コア(埼玉県越谷市大杉; 孔口標高5.335 m)の上総層群最上部～下総層群最下部に相当する深度約90～170 m間を、堆積物の粒径、堆積構造、及び珪藻などの含有化石に基づき、下位よりユニットA～Hの8ユニットに区分した(第3.3図)。このうち上総層群に相当するのはユニットA～Dであり、その上位のユニットE～Hは第4章に記述する下総層群最下部の地蔵堂層に相当する。なおユニット境界は、多くの場合、浸食面と考えられる明瞭な層相境界に設定されている。以下、中澤ほか(2009)に基づき概略を述べる。

3. 2. 3. 1 層相及び珪藻化石群集

ユニットA(深度173.00～163.00 m) 比較的分級のよい細粒～極細粒砂からなる(第3.3図)。大部分は生物擾乱を受け塊状を呈するが、部分的に平行～低角斜交層理が認められる。小礫サイズ以下に破碎された貝殻片が散在する。

ユニットB(深度163.00～152.40 m) 最下部及び上部に砂層が認められるものの、主体は泥層からなる(第3.3図)。最下部の砂層と下位のユニットとは明瞭な層相境界をもって接する。最下部の砂層は層厚約1.5 mで泥質偽礫を含む粗粒～中粒砂層からなる。砂層には弱くやや高角の斜交層理が発達し、砂層上部で上方に細粒化する。砂層の上位の泥層は塊状で、炭化した植物片を含むほか、植物根痕跡が認められる。161.41～160.18 m間は腐植層からなる。本ユニット上部には層厚2 mほどの上方細粒化する中粒～細粒砂層が挟まれ、更に上位の泥層に漸移する。珪藻化石は、淡水流水性種の*Fragilaria vaucheriae*、淡水流水不定性種の*Eunotia*

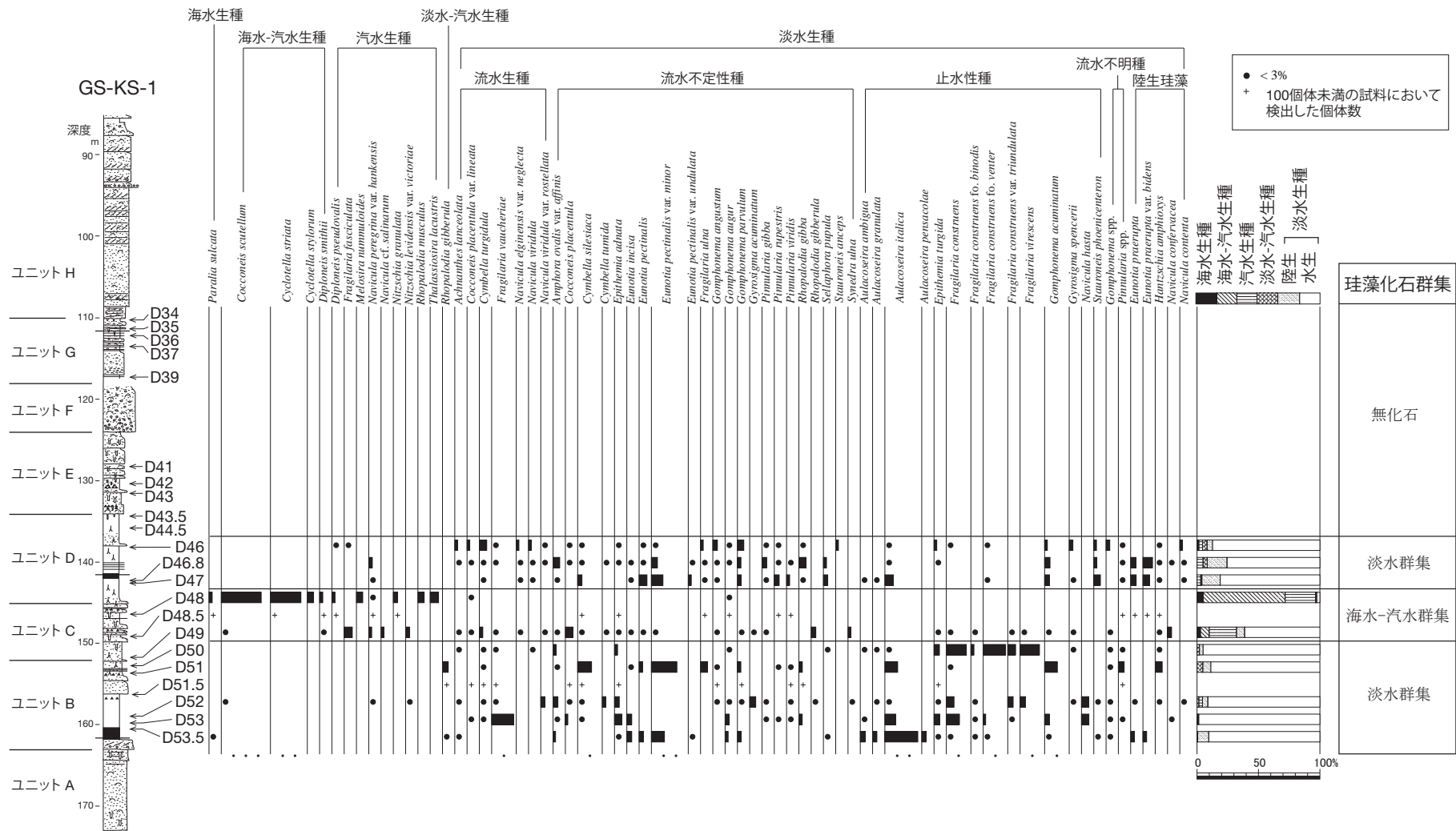


第 3.3 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界付近（深度 90 ～ 170 m）の層相と層序区分
中澤ほか（2009）を改変。GS-KS-1 コアの掘削採取地点は巻末の付図を参照のこと。

incisa, *E. pectinalis*, *E. pectinalis* var. *minor*, *Cymbella silesiaca*, 淡水止水性種の *Aulacoseira ambigua*, *A. granulata*, *A. italica*, *Fragilaria construens* など、淡水環境下に生息するさまざまな種を産する（第 3.4 図）。本

ユニット下部の腐植層中に後述する Ks11 テフラが挟在する。

ユニット C（深度 152.40 ～ 145.10 m）泥質細粒～極細粒砂層あるいは砂質泥層からなり（第 3.3 図）、一部は



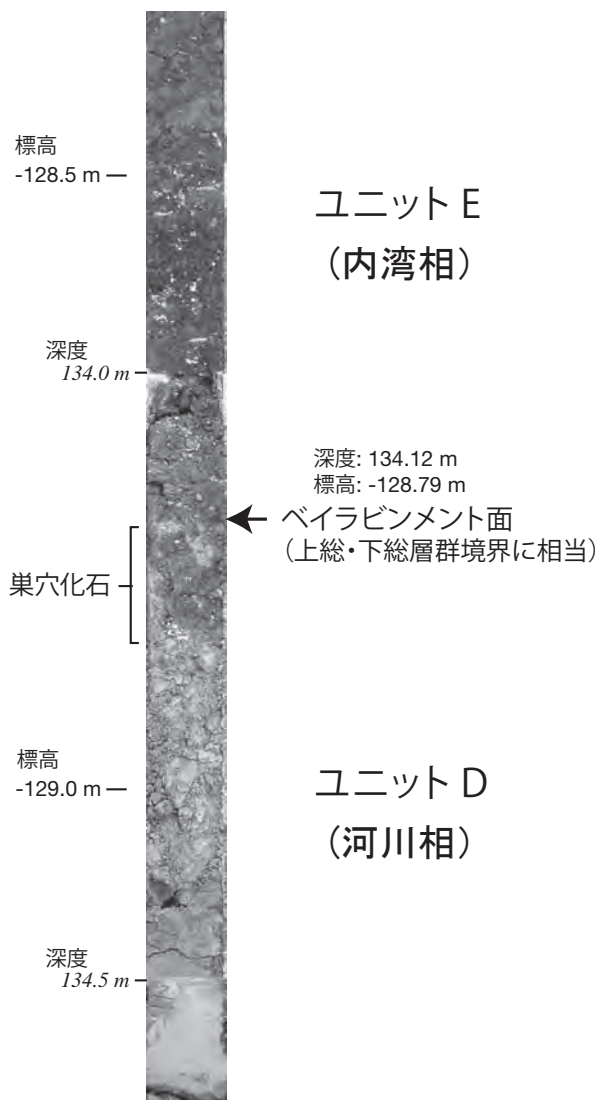
第 3.4 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界付近（深度 90 ～ 170 m）の珪藻化石群集
中澤ほか（2009）を改変．柱状図凡例は第 3.3 図を参照のこと．

砂泥細互層からなる。最下部には層厚約 20 cm の薄い砂層が認められ、その基底が下位ユニットとの境界となるが、顕著な浸食関係は認められない。生物擾乱が著しく、巣穴化石が認められる。植物片が全体的に多く含まれるが、特に本ユニットの上部で多く、また最下部と最上部には植物根もみられる。珪藻化石は、海水～汽水生種の *Cocconeis scutellum*, *Cyclotella striata*, *C. stylorum*, 汽水生種の *Melosira nummuloides*, *Rhopalodia musculus*, *Thalassiosira lacustris* などが多産する (第 3.4 図)。

ユニット D (深度 145.10 ~ 134.12 m) 主に塊状の泥層からなり (第 3.3 図), 一部に細粒～極細粒砂層と泥層の細互層や腐植層がみられる。本ユニットの最下部には薄い砂層が認められ、その基底が下位ユニットとの境界となるが、顕著な浸食関係は認められない。塊状の泥層

には炭化した植物片を含むほか、植物根痕跡が頻繁に認められる。砂泥細互層部は、約 1 ~ 2 cm ごとの互層からなり、植物片が集積したラミナがしばしば認められる。珪藻化石は、淡水流水性種の *Cymbella turgidula*, 淡水流水不定性種の *Amphora ovalis* var. *affinis*, *Eunotia pectinalis*, *E. pectinalis* var. *minor*, *Rhopalodia gibba*, 淡水止水性種の *Aulacoseira italica*, *Gomphonema acuminatum*, *Stauroneis phoenicenteron*, 陸生珪藻の *Eunotia praerupta*, *E. praerupta* var. *bidens* など、淡水生種を主体とし、陸生種が混じる群集が産出する (第 3.4 図)。本ユニット下部の腐植層中に後述する Kh6 テフラが挟在する。

なお、上総層群最上部ユニットであるユニット D の更に上位の、ユニット E (下総層群地蔵堂層最下部; 深度 134.12 ~ 124.00 m) は、貝化石が散在する、砂質泥層あるいは泥質な細粒～極細粒砂層からなり (第 3.3 図), ユニット D とは明瞭な層相境界をもって接する (第 3.3, 3.5 図)。



第 3.5 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界の
コア写真
中澤ほか (2009) を改変。

3. 2. 3. 2 花粉化石

中澤ほか (2009) は深度 136.00 ~ 160.43 m を *Fagus* 帯 (KS-P1 帯) と無化石帯に分けた (第 3.6 図)。

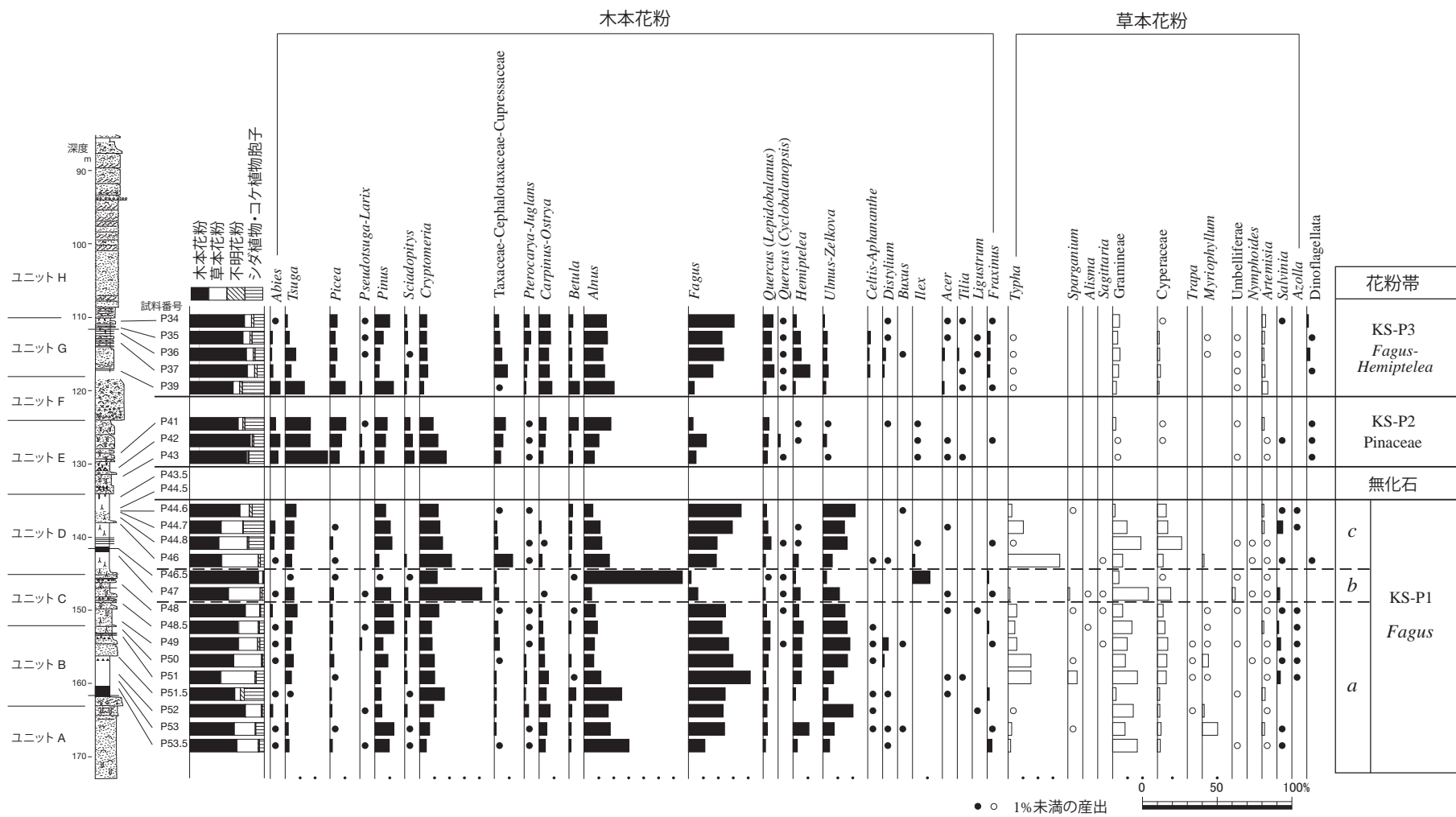
Fagus 帯 (試料深度 160.43 ~ 136.46 m) *Fagus* (ブナ属) の多産で特徴づけられる。また、*Hemiptelea* (ハリゲヤキ属), *Ulmus-Zelkova* (ニレ属-ケヤキ属), *Cryptomeria* (スギ属) が比較的高率に産出する。このほか、低率ながら *Quercus* (*Cyclobalanopsis*) (コナラ属アカガシ亜属), *Distylium* (イスノキ属) が産出することを特徴とする。また、草本花粉とシダ・コケ植物胞子では、*Gramineae* (イネ科), *Cyperaceae* (カヤツリグサ科) と水生植物の *Typha* (ガマ属) が全体を通じて多産するほか、*Sparganium* (ミクリ属), *Alisma* (サジオモダカ属), *Sagittaria* (オモダカ属), *Trapa* (ヒシ属) など多様な水生植物が多く産出する。なお、中澤ほか (2009) は *Fagus* 帯を a, b, c の 3 亜帯に細分している。

無化石帯 (試料深度 136.00 ~ 134.48 m) 本帯は花粉化石を産出しないことで特徴づけられる。

3. 2. 3. 3 テフラ

Ks11 テフラ (KS-T3 テフラ: 深度 161.20 ~ 161.36 m)

ユニット B 下部の腐植層中に挟在する、層厚約 16 cm のオリーブ灰色のガラス質細粒テフラ。火山ガラスは扁平型 (H 型) に富む。火山ガラスの屈折率は、1.503 ~ 1.507 (1.506: 括弧内はモード値, 以降同じ) の範囲を示す (第 3.2 表)。主成分化学組成のうち Al_2O_3 は 13.88 %, Na_2O , K_2O はともに 4 % 前後のやや高い値を示す (第 3.3 表)。これらは上総層群笠森層上部の Ks11 テフラ (小林笠森テフラ; Kb-Ks) の特徴 (町田・新井, 2003) とほぼ一致し、本テフラは Ks11 テフラに同定さ



第 3.6 図 越谷 GS-KS-1 コアにおける上総-下総層群境界付近 (深度 90 ~ 170 m) の花粉化石群集中澤ほか (2009) を改変。柱状図凡例は第 3.3 図を参照のこと。

第 3.2 表 越谷 GS-KS-1 コアの上総層群に挟在するテフラの記載岩石学的特徴

コア番号	テフラ番号	深度 (m)	層厚 (cm)	色	重鉱物組成	ガラスの形態	ガラスの屈折率 n (モード値)	同定
越谷GS-KS-1	KS-T2	141.99-142.05	6	オリーブ灰	ho	C>H>T	1.500-1.502(1.501)	Kh6b
越谷GS-KS-1	KS-T3	161.20-161.36	16	オリーブ灰	bi	H>C>T	1.503-1.507(1.506)	Ks11

ho: 角閃石, bi: 黒雲母, H, C, T: 吉川 (1976) に基づくガラスの形態
データは中澤ほか (2009) に基づく

第 3.3 表 テフラに含まれる火山ガラスの化学組成

テフラの名称 (産地)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	計	計 (生データ)	個数
Kh6b (銚子コア)	78.88	0.14	12.63	1.25	0.07	0.31	1.54	3.62	1.55	100.00	93.17	20
KS-T2 (越谷GS-KS-1 コア)	0.29	0.06	0.12	0.08	0.07	0.06	0.03	0.13	0.06	100.00	93.35	20
KS-T2	78.75	0.14	12.44	1.25	0.06	0.26	1.55	3.98	1.57	100.00	93.35	20
越谷GS-KS-1 コア	0.39	0.05	0.12	0.08	0.06	0.06	0.08	0.14	0.06	100.00	93.35	20
Ks11 (茂原)	75.16	0.23	13.98	1.23	0.04	0.30	1.11	3.70	4.25	100.00	95.19	20
Kh5a (銚子コア)	0.33	0.05	0.14	0.08	0.05	0.06	0.08	0.14	0.12	100.00	94.03	20
Kh5a	74.85	0.21	14.00	1.22	0.05	0.32	1.17	3.88	4.29	100.00	94.03	20
KS-T3 (越谷GS-KS-1 コア)	0.49	0.08	0.22	0.10	0.05	0.08	0.11	0.21	0.15	100.00	94.18	20
KS-T3	75.12	0.21	13.88	1.19	0.04	0.32	1.14	3.95	4.15	100.00	94.18	20
越谷GS-KS-1 コア	0.55	0.08	0.20	0.16	0.04	0.08	0.12	0.09	0.17	100.00	94.18	20

EPMAによる主成分化学組成分析. 合計が100%になるように再計算した. データは中澤ほか (2009) に基づく. 分析は (株) 古澤地質による. 上段: 平均値, 下段: 標準偏差, FeO*: 全鉄

れる (中澤ほか, 2009). なお, 町田・新井 (2003) は Ks11 テフラの降灰年代を MIS 13 に相当する 520-530 ka としているが, 中澤ほか (2009) は, Kameo *et al.* (2006) の酸素同位体比曲線に基づき, Ks11 テフラ (銚子地域の倉橋層 Kh5a テフラ) の降灰年代を MIS 14 ピーク付近とした.

Kh6b テフラ (KS-T2 テフラ: 深度 141.99 ~ 142.05 m)

ユニット D 下部の腐植層中に挟在する, 層厚約 6 cm のオリーブ灰色のガラス質細粒テフラ. 火山ガラスは中間型 (C 型) に富み, 屈折率は 1.500 ~ 1.502 (1.501) を示す (第 3.2 表). 主成分化学組成のうち CaO, K₂O はともに 1.5 ~ 1.6 % を示す (第 3.3 表). これらは上総層群上部に相当する銚子地域の倉橋層 Kh6b テフラの特徴 (中澤ほか, 2009) とほぼ一致し, 本テフラは Kh6b テフラに同定される (中澤ほか, 2009). なお倉橋層では Kh6b テフラは Ks11 テフラの数 m 上位に挟在する (酒井, 1990; 中澤ほか, 2009).

3. 2. 3. 4 堆積環境

ユニット A は, 詳細な堆積環境は不明なものの, 貝化石を含むこと, 生物擾乱を受けていることから, 海成の砂層と考えられる. その上位のユニット B ~ D はどれも泥層が優勢なユニットであるが, このうちユニット B 及び D は植物片を多く含み, 一部に腐植層がみられること, そして産出する珪藻化石群集はほぼ淡水生種のみから構成されることから, 河川の氾濫原の堆積物と考えられる. また, 泥層に挟まれる上方細粒化砂層は小規模河川のチャネル堆積物と解釈することができる. 一方, ユニット C は, ユニット B やユニット D と同様に泥層が卓越するものの, 生物擾乱が著しく, 海水~汽水生珪藻化石を多産することから, 海水の影響を受ける環境で堆積したことが考えられる.

花粉化石群集をみると, ユニット B ~ D に相当する

KS-P1 帯堆積時には, *Fagus* をはじめ, *Hemiptelea*, *Ulmus-Zelkova*, *Carpinus-Ostrya*, *Lepidobalanus* など, 温帯域に普通にみられる落葉広葉樹を主体とし, *Cryptomeria* や *Pinus* などの針葉樹を交える森林が広く分布していたと推定される. また, 水生植物が多いことから, 近傍に水域が発達していた可能性が指摘できる. ユニット D 上部 (無化石帯) からは他サンプルと同様に泥層の花粉化石の検出を試みたにもかかわらず花粉化石が得られなかった. そのためユニット D 上部の花粉化石は地層に埋積後に溶解した可能性が高いと考えられる. 花粉化石は湿潤環境では保存良好であるが, 乾燥状態では溶解しやすいことが知られている (三宅・中越, 1998). よって本帯に相当する地層は堆積後, KS-P2 帯相当層 (ユニット E) 堆積前に一時期乾燥状態に置かれたことが考えられる.

3. 2. 3. 5 対比

ユニット B 下部に上総層群笠森層の Ks11 テフラが, ユニット D 下部に同じく笠森層に相当する倉橋層の Kh6b テフラが認められることから, 中澤ほか (2009) が記載したユニット A ~ D は, 房総半島の上総層群笠森層に対比される.

3. 2. 4 谷和原における上総層群相当層の層相と古地磁気層序

黒田ほか (1987, 1988) 及び遠藤 (1988) は, 谷和原で掘削した GS-YH-1 コア (掘削深度約 303.1 m; 孔口標高 16.158 m) の層相の概要について報告している. それによると GS-YH-1 コアは全体に砂層が多いが, 全深度にわたり, 陸成層と海成層の繰り返しからなる, 海水準変動を反映したサイクリックな地層で構成されるとしている. 黒田ほか (1987, 1988) と遠藤 (1988) では堆積サイクル境界の見解が多少異なるが, 遠藤 (1988) は

第4章 下総層群

(中澤 努)

4.1 定義, 研究史及び概要

河井 (1961) の下総累層群を基に, 徳橋・遠藤 (1984) が再定義. 地蔵堂層の基底から新期段丘堆積物の下位までの地層とされる.

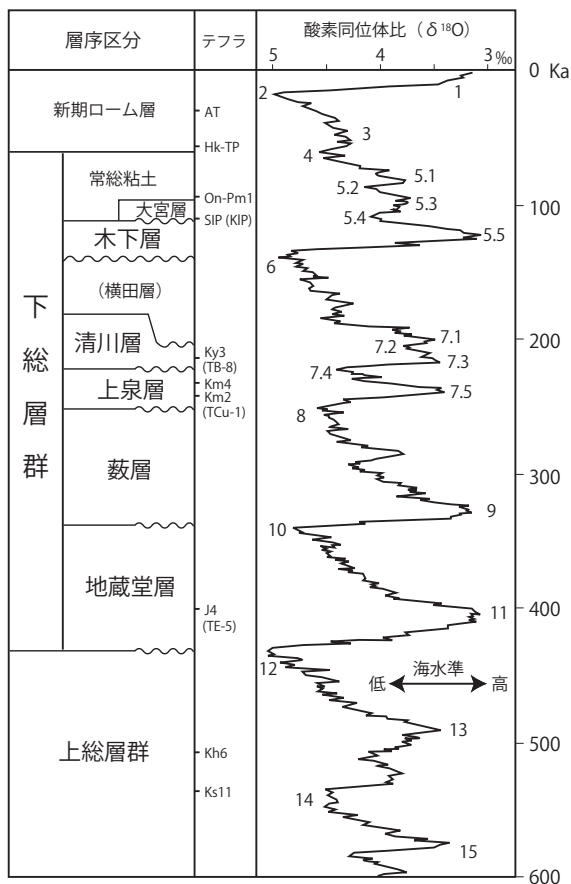
下総層群の名称は, 河井 (1961) が地蔵堂層以上の地層を下総累層群と呼んだことに始まる. その後, 多くの研究者によって房総半島を中心に露出する同層群がとり扱われたが, 徳橋・遠藤 (1984) の姉崎地域の調査研究によって下総層群の層序はほぼ確立されたと言える. 姉崎地域では下総層群の各層は, 基本的には陸成層と海成層からなる 1 回の堆積サイクルで構成される (徳橋・遠

藤, 1984). これらの堆積サイクルは概ね 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, 酸素同位体ステージとの対比もなされている (第 4.1 図; 増田・中里, 1988; 中里, 1997; 中里・佐藤, 2001). 本報告では, 徳橋・遠藤 (1984) 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層として取り扱う. 下総層群と下位の上総層群との境界の定義については第 3 章 3.1 項を参照されたい.

房総半島では段丘崖に露出する下総層群も, 関東平野中央部ではほとんどが低地 (沖積) 面よりも低い標高に分布し, 最上部を除き野外で観察されることは極めてまれである. そのため野田地域をはじめとする関東平野中央部の下総層群は基本的にボーリングによって調査されてきた (堀口, 1970; 新堀ほか, 1970; 菊地・貝塚, 1972; 高原, 1984; 関東平野中央部地質研究会, 1994; 埼玉県環境部地震対策課, 1996; 中澤・遠藤, 2000, 2002; 中澤・中里, 2005, 2007; 中澤, 2008; 中澤ほか, 2006, 2009; 中里ほか, 2006; 金子ほか, 2005; 平社, 2008a, b; 松島ほか, 2009). 本図幅地域及び周辺地域に分布する下総層群の層序区分の比較を第 4.1 表に示す. これらの研究のうち 1990 年代以前の研究は, 本地域の下総層群相当層を, 主に砂礫層を手がかりに区分してきた. 一方, 中澤・遠藤 (2000) 以降は, ボーリングコアの詳細な堆積相観察に基づき, 房総半島と同様の堆積サイクルを基本とした地層区分が行なわれるようになった. 本報告でも, 基本的に各層の境界には, 海水準低下期に形成された不整合面とそれに連続する整合面, すなわち一般にシーケンス境界とみなされる地層境界を用い, 房総半島と同様の 1 回の堆積サイクル, すなわち 1 回の海水準変動によって形成された地層を 1 層として区分した. また, 挟在するテフラ鍵層を基に, 各堆積サイクルを房総半島の下総層群の各層と対比した. よって, ここでは最上部の段丘構成層である大宮層を除き, 房総半島の下総層群と同じ地層名を使用する. すなわち野田図幅地域の下総層群は下位より, 地蔵堂層, 藪層, 上泉層, 清川層, 木下層, 大宮層, 常総粘土で構成される.

本図幅で報告する層序は, 本図幅地域及びその近傍で産総研 (旧地質調査所を含む) が掘削したボーリングコアの解析に基づいている. 検討したコアは以下の 7 本である (第 4.2 図). 後述する層相は基本的にこれらのコアの観察に基づいている.

GS-KW-1 (柏市豊住) 139°57' 34.1 E, 35°50' 13.6 N;
 孔口標高 25.039 m; 掘削深度 50 m



第 4.1 図 下総層群の層序と海洋酸素同位体比カーブとの対比
 海洋酸素同位体比カーブは Lisiecki and Raymo (2005) に基づく. 同位体比カーブ横の数字は海洋酸素同位体ステージ (MIS) を示す. 図中の横田層は, 房総半島での分布が知られているが, 野田地域には認められないため括弧書きとした.

第 4.1 表 野田図幅及びその周辺地域における下総層群の地層区分の比較

堀口 (1970)	関東平野中央部 地質研究会 (1994)	埼玉県環境部 地震対策課 (1996)	中澤・遠藤 (2000)	大宮図幅 (中澤・遠藤, 2002)	平社 (2008a, b)	本報告 及び 中澤・中里(2005) 中澤ほか(2009)
大宮層		A層	DS-A	“常総粘土” 大宮層		常総粘土 大宮層
浦和層	A層 b	B層	DS-B	木下層	A1層	木下層
			DS-C			
	c	C層	DS-D	C層		清川層
	d		DS-E	D層	A2層	上泉層
	e	D層	DS-F	E層	B1-1層	藪層
	f, g, h?		DS-G	F層	B1-2層	地蔵堂層

GS-KW-2(流山市向小金) 139°57 14.0 E, 35°50 8.9 N ;
 孔口標高 25.38 m ; 掘削深度 120 m (コア回収深度
 50 ~ 120 m)

GS-YH-1 (筑波郡谷和原村 (現 つくばみらい市) 小絹)
 139°58 30 E, 35°58 42 N ; 孔口標高 16.158 m ; 掘
 削深度 : 303 m

GS-ND-1 (野田市東金野井) 139°49 10.5 E, 35°59
 53.1 N ; 孔口標高 14.25 m (YP+15.09 m) ; 掘削深度
 110 m

GS-KS-1 (越谷市大杉) 139°48 20.1 E, 35°55 55.8 N ;
 孔口標高 5.335 m ; 掘削深度 180 m

GS-KB-1 (春日部市内牧 : 大宮図幅内) 139°43 30.0 E,
 35°59 23.3 N ; 孔口標高 11.983 m ; 掘削深度 85 m

GS-KG-1 (川口市差間 : 大宮図幅内) 139°43 53.1 E,
 35°52 18.0 N ; 孔口標高 14.01 m ; 掘削深度 110 m

4.2 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. 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. 徳橋・遠藤
 (1984) の定義する下総層群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 下位の上総層群笠森層相当層
 を不整合で覆う. また上位の藪層に整合あるいは不整合
 で覆われる.

分布 野田図幅地域の全域に分布する.

GS-KB-1 (春日部 : 大宮図幅内) : 掘止標高 -73 m (深
 度 85 m) 以浅には認められない

GS-KG-1 (川口 : 大宮図幅内) : 標高 -66.3 m ~ 掘止標
 高 -96.0 m 以深 (深度 80.3 m ~ 掘止深度 110 m 以深)

GS-KS-1 (越谷) : 標高 -80.3 ~ -128.8 m (深度 85.6 ~
 134.1 m)

GS-ND-1 (野田) : 掘止標高 -95.8 m (深度 110 m) 以浅
 には認められない

GS-KW-2 (柏) : 標高 -59.2 ~ -90.3 m (深度 84.6 ~
 115.7 m)

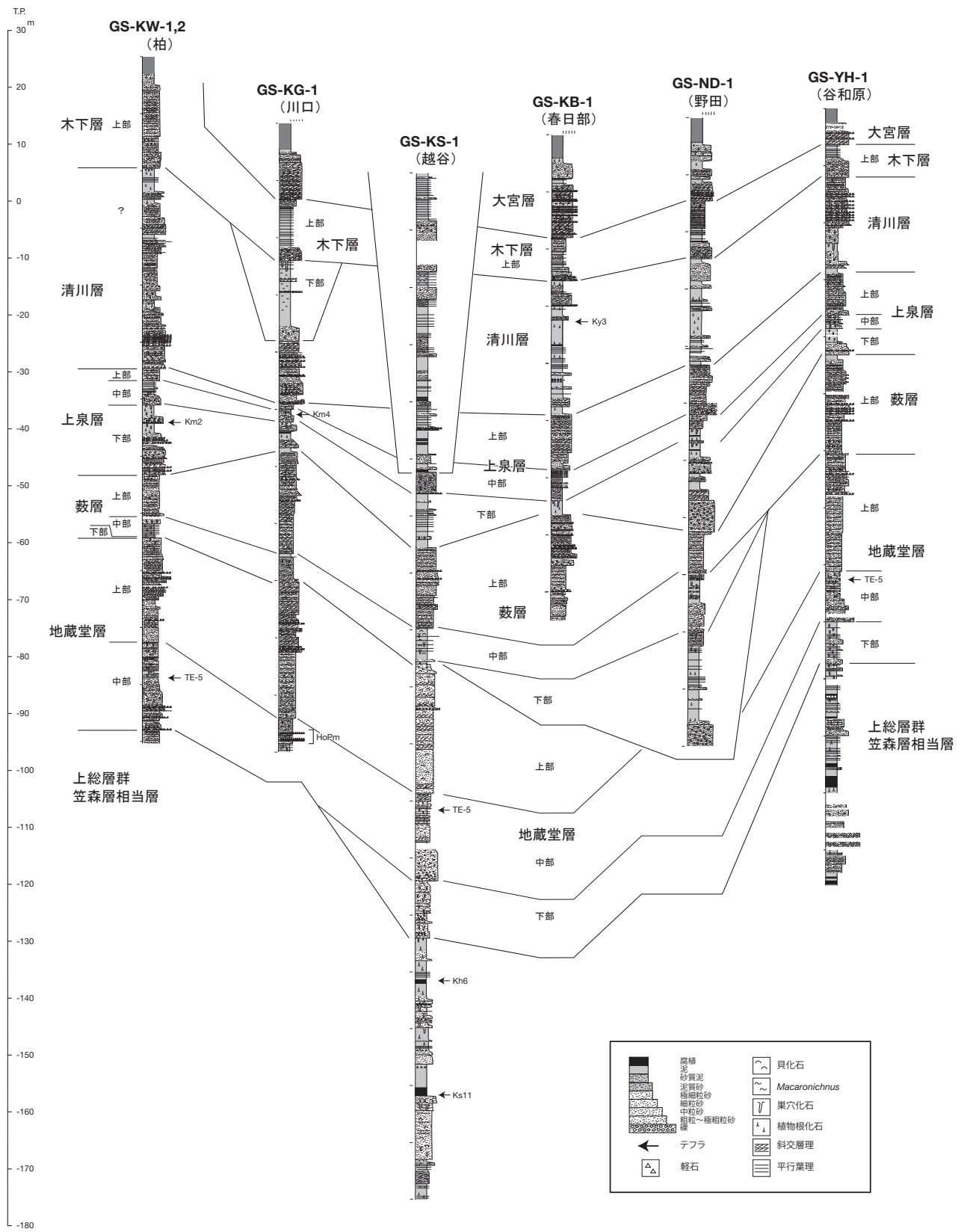
GS-YH-1 (谷和原) : 標高 -44.5 ~ -81.1 m (深度 60.7
 ~ 97.3 m)

層厚 31.1 m (柏) ~ 48.5 m (越谷). 図幅東部~南東部
 で薄く, 北西部で厚い傾向がある.

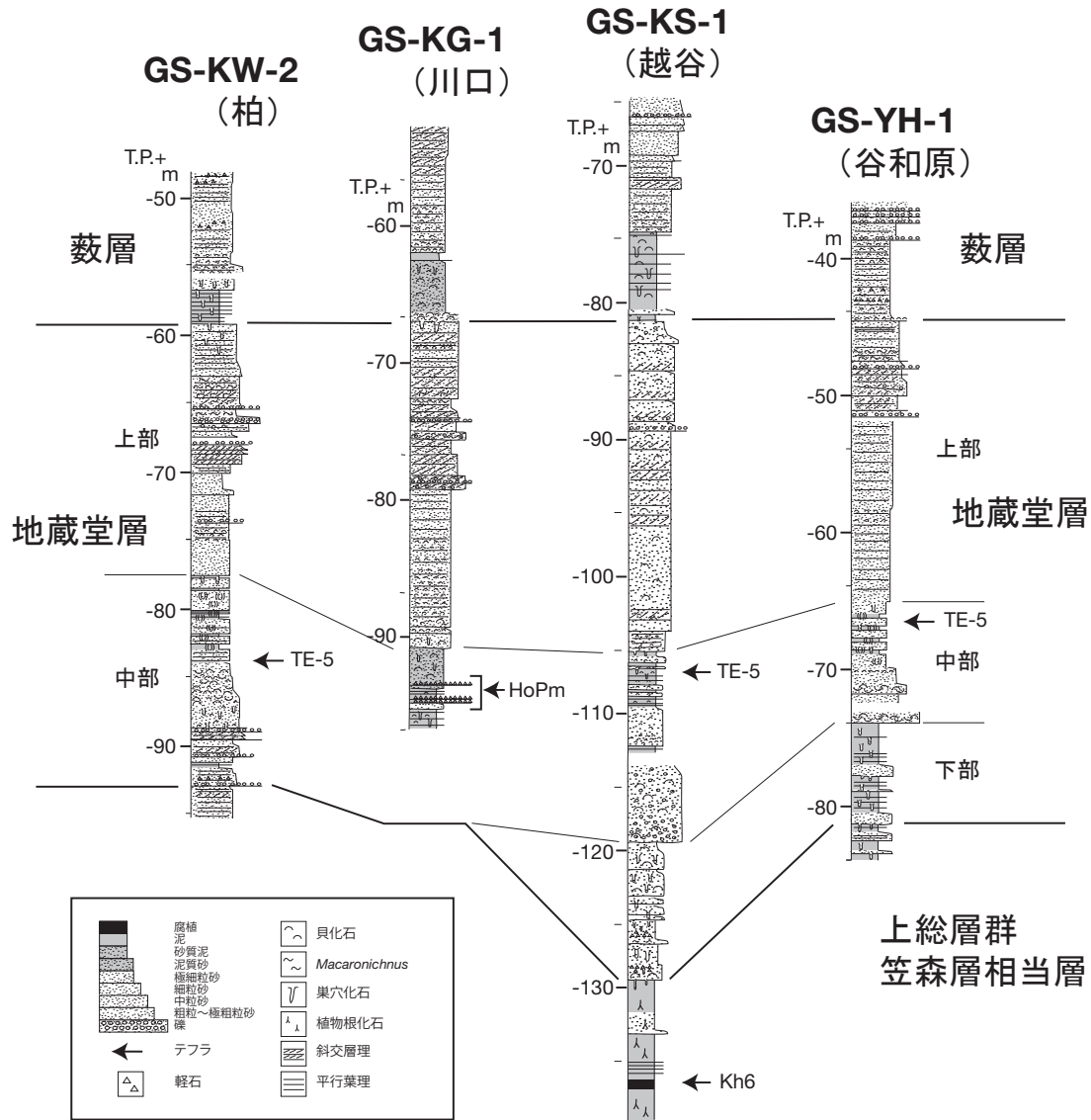
層相 下部は主に砂質泥層と泥質砂層, 中部は砂泥互
 層, 上部は砂層からなる (第 4.3 図).

本層下部は最大層厚約 10 m (越谷) で, 下位の地層
 に対して浸食面と考えられる明瞭な層相境界をもって接
 する. 主に生物擾乱を受けた分級の悪い砂質泥層あるい
 は泥質な細粒~極細粒砂層からなるが (第 4.3 図), 生
 物擾乱の少ない層準には砂泥互層も見受けられる. 越谷
 (GS-KS-1) では, 貝化石が散在し, 生物擾乱を受け
 た, 層厚 30 ~ 60 cm の細粒~極細粒砂から泥への上方
 細粒化層の累重として観察される. 貝化石は破片化して
 いるものが多いが, 原型を留めた個体も見受けられる.
 下部は南東部の柏 (GS-KW-2) では欠如し, その場合,
 下位層に本層中部が直接累重する.

中部は層厚 7.5 m (谷和原) ~ 13.9 m (越谷) で, 下
 部と明瞭な層相境界をもって重なる. 基底層は貝化石を
 多く含む粗粒堆積物, それより上位は砂泥互層からなる
 (第 4.3 図). 越谷 (GS-KS-1) では基底層の粗粒堆積
 物は粗粒砂~中礫を主体とし, 径 40 mm 以下の礫や極
 粗粒砂~中礫サイズに破碎された貝化石片を含む. 柏
 (GS-KW-2) では基底層は礫混じり細~粗粒砂からな



第 4.2 図 野田図幅及びその周辺地域で掘削した層序ボーリングコアの柱状図
ボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。



第 4.3 図 地蔵堂層の柱状図
ボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。

る。基底部の粗粒堆積物の上位は、谷和原 (GS-YH-1) ではやや砂質の泥層と細粒～極細粒砂層との互層からなる。砂層にはしばしば低角の斜交層理やクレストの緩いリップル葉理が観察される。全体に貝化石が散在する。貝化石は破片化したものが多いが、原型を保った個体も産出する。砂層の部分には破片化した貝化石片がラミナ状に配列することが多い。また、植物片を多く含むラミナがみられることがある。泥層を中心に生物擾乱を受けており、*Rosselia* をはじめとする生痕化石が頻繁に認められる。

上部は層厚約 18.1 m (柏)～24.6 m (越谷) で、全体的に上方へ粗粒化する砂層からなる (第 4.3 図)。本層中部と上部の境界は、砂泥互層から泥層の挟みがなくなり砂のみとなる層準とした。上部は更に下部、中部、上部と細分することができる。このうち下部は分級のよい

極細粒～細粒砂層からなる。この部分は概ね 10 mm 以下に破碎された貝殻片がラミナ状に配列して産出し、平行～低角斜交層理が発達する。基底付近には特に貝殻片が多産することが多い。中部は、細粒～中粒砂層からなり、最大径 30 mm 程度の礫を含むことがある。やや高角の斜交層理が観察される。上部は、平行葉理が発達する分級のよい中粒～細粒砂からなり、下半部に白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が産出することを特徴とする。上半部は *Macaronichnus segregatis* は少なくなるが、重鉱物が濃集したラミナが発達する。ただし図幅北西部の越谷 (GS-KS-1) では、本層上部の上部は、貝殻片を含む分級の悪い中～粗粒砂からなり、最上部の砂質泥層へと上方に細粒化する。本層の上位は、図幅南東部の柏 (GS-KW-2) では、藪層基底部のオリーブ灰色を呈した土壌質の砂質泥層 (層厚約 30 cm) が整合に覆

うが、そのほかの掘削地点では、藪層基底面に相当する浸食により、地蔵堂層最上部が欠如している。

テフラ TE-5 テフラ及びその他のテフラが挟在する。

TE-5 テフラ：本層中部の砂泥互層中に認められる（第4.3図）。中澤ほか（2009）のKS-T1 テフラに相当する（第3.3図）。本図幅地域内で掘削採取したコア試料には本テフラを肉眼で観察することはできないが、本層中部の砂泥互層の泥層部分に黒雲母がやや多く散在することがあり、水洗により泥分を除去すると黒雲母のほか、多量の火山ガラスを検出することができる。火山ガラスは中間型（C型）と多孔質型（T型）が検出される。このうち中間型の火山ガラスの屈折率は1.499（モード値）前後と低く、主成分化学組成はTiO₂、FeOが0.04～0.05%、0.82～0.98%とやや低い値を示すが、K₂Oは5%前後と高い値を示す（第4.2表、第4.3表；中澤ほか、2009）。一方、多孔質型ガラスは1.500～1.509の屈折率を示すものが多く、主成分化学組成ではCaOとK₂Oが2%前後の組成を示す（第4.2表、第4.3表；中澤ほか、2009）。

一般に、TE-5はガラス質テフラを主体として、その直上にデイサイト質の軽石質テフラを伴うことが知られており（斎藤、2000）、下位のガラス質テフラはTE-5a、上位の軽石質テフラはTE-5bと呼ばれている（町田・新井、2003）。本図幅地域で認められた中間型・多孔質型の火山ガラスは、前者がTE-5a、TE-5bのものに屈折率及び主成分化学組成がほぼ一致し（中澤ほか、2009）、これらはTE-5テフラに対比される。なお地蔵

堂層の模式地（姉崎地域）周辺ではTE-5テフラはJ4テフラ（徳橋・遠藤、1984）として知られている。

TE-5テフラの2つの要素のうち、広域に分布し指標テフラとして重要視されるのはTE-5aである。TE-5aは大町APmテフラ群（APms：鈴木・早川、1990）の最下位のテフラ（A₁Pm）に相当する可能性が高いとされる（町田・新井、2003）。TE-5aは隣接する大宮図幅内で掘削採取した浦和コア（GS-UR-1）では、2mに及ぶ層厚で確認されることから（中澤・中里、2005）、関東平野中央部に広く分布し、一部地域ではかなりの層厚で分布していると考えられる。

なおTE-5aの降灰層準については、町田・新井（2003）はMIS 11後期あるいはMIS 11-10移行期としたが、最近、中澤ほか（2009）はKameo *et al.*（2006）の酸素同位体比曲線との対比に基づき、降灰層準をMIS11のピーク付近とした。これは、鎌滝・近藤（1997）が貝化石群集解析によって地蔵堂層模式地付近のJ4テフラ層準に最も温暖な環境を推定していることとも調和的である。

その他のテフラ：本層のTE-5テフラより下位を中心に軽石質テフラが複数層挟まれる（第4.3図）。これらの軽石層には普通角閃石と斜方輝石、磁鉄鉱などの重鉱物が含まれるが、どの層の普通角閃石も屈折率（n₂）は1.669～1.670付近にモードを示し、今のところ各テフラを個別に識別するに至っていない。しかし今後、このタイプの軽石層の挟在帯として層序学的な指標になる可能性がある（中澤・中里、2005）。

第4.2表 地蔵堂層のTE-5テフラの記載岩石学的特徴

コア番号	深度 (m)	産状	色	重鉱物組成	ガラスの形態	ガラスの屈折率 n (モード値)	同定
越谷GS-KS-1	111.57	泥層に散在	-	bi	C>T	1.498-1.509 (1.4995)	TE-5a, b
柏GS-KW-2	108.92	泥層に散在	-	bi	T>C	1.497-1.504 (1.499, 1.502)	TE-5a, b
谷和原GS-YH-1	82.68	泥層に散在	-	bi	T>C	1.496-1.509 (1.499, 1.502)	TE-5a, b
谷和原GS-YH-1	83.00	泥層に散在	-	bi	T>C	1.497-1.509	TE-5a, b

bi: 黒雲母, H, C, T: 吉川 (1976) に基づくガラスの形態

第4.3表 地蔵堂層のTE-5テフラに含まれる火山ガラスの化学組成

テフラ産出層準	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	計	計 (生データ)	個数
越谷GS-KS-1	77.84	0.04	12.28	0.82	0.03	0.13	0.85	2.87	5.13	100.00	93.37	15
111.57m-a	0.23	0.04	0.10	0.07	0.06	0.05	0.04	0.20	0.37			
越谷GS-KS-1	77.04	0.18	13.08	1.52	0.03	0.37	1.97	4.04	1.77	100.00	93.01	4
111.57m-b	0.84	0.10	0.68	0.60	0.05	0.07	0.30	0.34	0.16			
谷和原GS-YH-1	77.61	0.10	12.47	1.14	0.06	0.12	1.02	3.18	4.30	100.00	94.76	4
82.30m-a	0.47	0.03	0.30	0.24	0.06	0.06	0.19	0.22	0.28			
谷和原GS-YH-1	78.17	0.16	12.22	1.65	0.06	0.28	1.51	4.18	1.76	100.00	95.05	12
82.30m-b	0.74	0.09	0.24	0.32	0.06	0.13	0.34	0.29	0.44			
谷和原GS-YH-1	77.66	0.05	12.39	0.98	0.01	0.12	0.86	2.92	5.02	100.00	95.53	8
82.68m-a	0.83	0.04	0.28	0.22	0.01	0.04	0.13	0.61	0.37			
谷和原GS-YH-1	78.03	0.18	12.25	1.67	0.03	0.28	1.68	3.88	1.99	100.00	95.15	17
82.68m-b	0.56	0.09	0.28	0.38	0.04	0.10	0.44	0.47	0.61			
谷和原GS-YH-1	77.68	0.04	12.43	0.97	0.05	0.07	0.76	3.21	4.79	100.00	95.60	8
83.00m-a	0.46	0.03	0.26	0.08	0.05	0.05	0.10	0.36	0.22			
谷和原GS-YH-1	78.42	0.15	12.22	1.44	0.03	0.28	1.54	3.92	1.99	100.00	95.13	15
83.00m-b	0.63	0.07	0.40	0.29	0.05	0.07	0.33	0.37	0.67			

EPMAによる主成分化学組成分析。合計が100%になるように再計算した。分析は(株)古澤地質による。越谷(GS-KS-1)は中澤ほか(2009)に基づく。上段：平均値、下段：標準偏差、FeO*：全鉄

花粉化石 本層下部及び中部から花粉分析の報告がある(第3.6図;中澤ほか,2009)。それによると,本層下部から産出する花粉化石は,*Abies*(モミ属),*Tsuga*,*Picea*(トウヒ属),*Pinus*などのPinaceae(マツ科)が全体の30~40%を占め,このうち特に*Tsuga*が20%以上に達する高率で産する。また,*Cryptomeria*が下部を中心にやや多く産する(10~20%)ほか,*Betula*(カバノキ属)が幾分高率に産出することを特徴とする。草本花粉とシダ・コケ植物胞子に関しては,科・属不詳のものほかは,同定可能な花粉・胞子の産出は少ない。中澤ほか(2009)は,亜寒帯に多い*Abies*や*Tsuga*,*Picea*が多産することから,やや冷涼な気候を推定している。一方,本層中部からは,*Fagus*が15~30%と多産し,*Hemiptelea*を主体としたUlmaceaeを15%以下のやや高率に伴う。また*Lepidobalanus*,*Carpinus-Ostrya*,*Cryptomeria*,Taxaceae-Cephalotaxaceae-Cupressaceae(イチイ科-イヌガヤ科-ヒノキ科,以降T.-C.と記述)を比較的多く産出するほか,*Cyclobalanopsis*,*Distylium*が低率ながら産出することを特徴とする。草本花粉とシダ・コケ植物胞子に関しては,科・属不詳のものほかは,同定可能な花粉・胞子の産出は少ない。本層中部堆積時には,*Fagus*をはじめ,*Hemiptelea*,*Carpinus-Ostrya*,*Lepidobalanus*,T.-C.など,温帯域に普通にみられる落葉広葉樹を主体とし,*Pinus*などの針葉樹を交える森林が広く分布していたと推定される(中澤ほか,2009)。

堆積環境 本層下部及び中部は,泥層が卓越し比較的静穏な環境が推定され,内湾の堆積物と考えられている(中澤ほか,2009)。下位層との境界となる本層下部基底は内湾環境が内陸側に侵入した際に形成されたベイラビンメント面で,TE-5テフラを挟在する本層中部にかけて水深が増していることが考えられる。一方,本層上部は砂層からなり,上方へ粗粒化することから,浅海化したことが考えられる。本層上部のうち,下部の平行層理~低角斜交層理砂層は下部外浜,中部のやや粗粒な斜交層理砂層は上部外浜,上部の*Macaronichnus*を産する平行層理砂層は前浜,重鉱物が農集する平行層理砂層は後浜で堆積したと考えられる(中澤・遠藤,2000)。

対比・年代 本層は1回の海水準変動で形成された堆積サイクルからなり,房総半島の地蔵堂層に挟在するJ4(TE-5)テフラが認められることから,下総層群最下部層に相当する地蔵堂層に対比される。前述のようにTE-5aはMIS11のピーク頃に降灰したと考えられていることから,本層はMIS11を中心とする時代に形成されたものと考えられる。

4.3 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。下位の地蔵堂層を整合または軽微な

不整合で覆い,上位の上泉層と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 下位の地蔵堂層を整合あるいは不整合で覆い,上位の上泉層に整合あるいは不整合で覆われる。

分布 野田図幅地域の全域に分布する。

GS-KB-1(春日部):標高-54.6m~下限不明;掘止標高-73.0m以深(深度66.6m~掘止深度85m以深)

GS-KG-1(川口):標高-43.59~-66.29m(深度57.60~80.30m)

GS-KS-1(越谷):標高-60.2~-80.3m(深度65.6~85.6m)

GS-ND-1(野田):標高-58.8~-掘止標高95.8m以深(深度73.0~掘止深度110.0m以深)

GS-KW-2(柏):標高-47.9~-59.2m(深度73.3~84.6m)

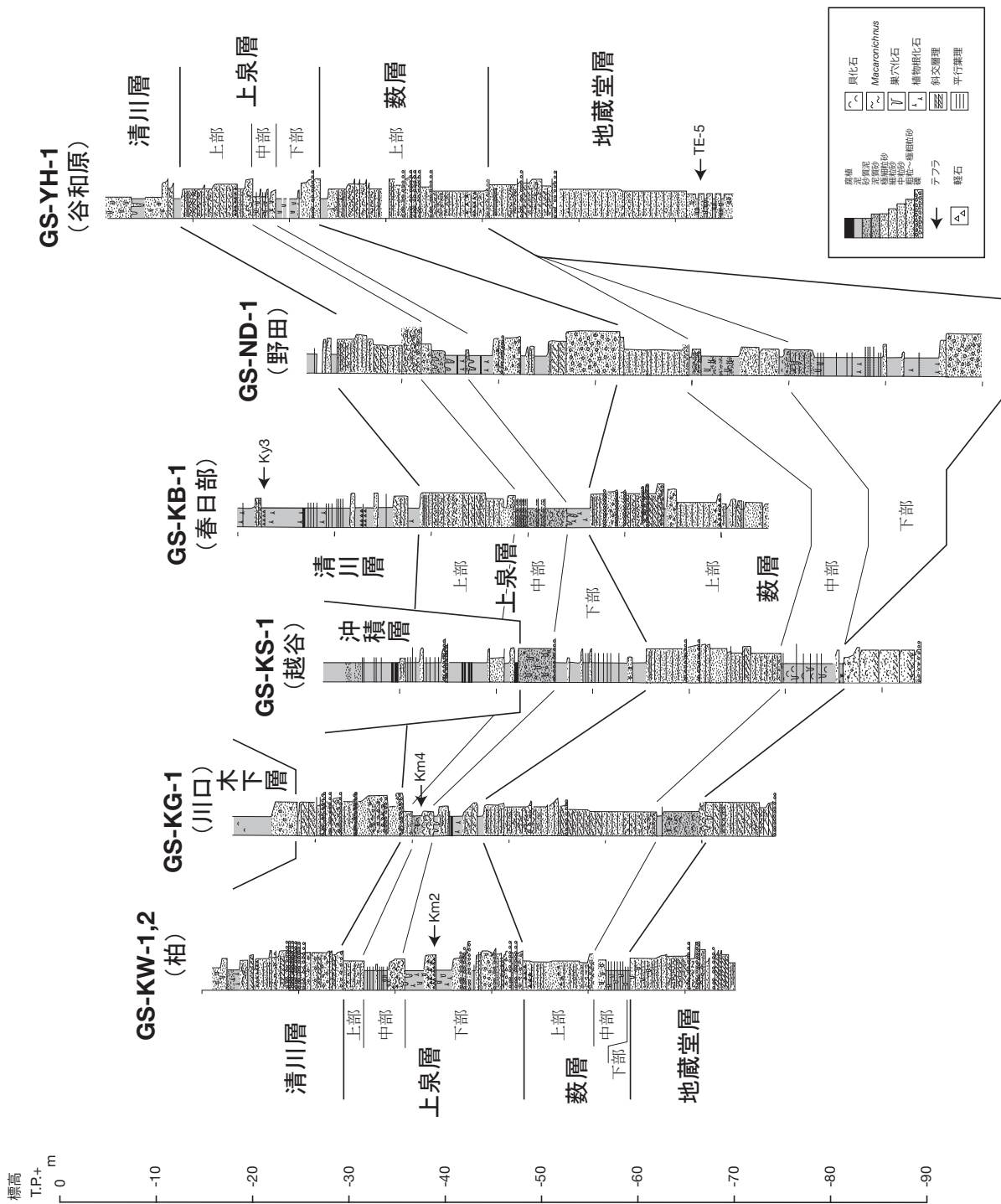
GS-YH-1(谷和原):標高-27.8~-44.5m(深度44.0~60.7m)

層厚 全体の層厚は16.65m(谷和原)~37.0m以上(野田)で,図幅東部~南東部で薄く,北西部で厚い傾向がある。

層相 野田図幅地域の本層は下部,中部,上部の3つに分けられる。下部は砂礫層から泥層へ変化する上方細粒化層,中部は砂質泥層・泥質砂層,上部は砂層からなる(第4.4図)。

下部は最大層厚約20m(野田)で,基底部の砂礫層とその上位の泥層を主体とする地層からなるが,砂礫層を伴わず薄い泥層のみからなる場合や,下部そのものが欠如する場合もある(第4.4図)。野田(GS-ND-1)では,基底部の砂礫層は中礫から粗粒砂サイズの堆積物からなる。また砂礫層の最上部は薄い泥層を挟む砂層となり,上位の泥層へと変化する。泥層はふつう塊状で,しばしば植物根を含む。泥層には,中粒砂から砂泥細互層へと上方細粒化する数10cm厚の砂層を挟むことがある。野田以外では柏(GS-KW-2)でオリーブ灰色を呈した土壌質の砂質泥層(層厚約30cm),厚さ数10cmの凝灰質泥層及び腐植質泥層が認められるが,それ以外の掘削調査地点では本層下部は欠如し,本層中部以上の地層が下位の地蔵堂層を直接覆う。

中部は層厚最大10.3m(野田)で,谷和原(GS-YH-1)では欠如している。生物擾乱を強く受けた分級の悪い砂質泥層または泥質砂層,あるいはそれらの互層からなる(第4.4図)。基底面は浸食面と考えられる明瞭な層相境界からなり,下位に向け巣穴化石が発達している。全体に貝化石を含む。特に泥質砂の層準に密集して産することがある。貝化石は多くは破片化しているが,原型を留



第 4.4 図 藪層及び上泉層の柱状図
ボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。

めたものもふつうに見受けられる。

上部は層厚 6.7 m (野田)～17.76 m (川口)で、主として比較的分級の良い砂からなる(第 4.4 図)。基底面は浸食面と考えられる明瞭な層相境界からなる。上部は更に下部、中部、上部に細分される。下部は分級の良い極細粒～細粒砂からなり、塊状あるいは弱い平行葉理、低角の斜交層理が発達し、細かく破砕された貝化石片がラミナ状に配列して産することが多い。基底面には貝化石が密集することもある。砂層には厚さ数 10 cm で上方へ弱く細粒化する級化構造がみられることもある。中部は細粒～中粒砂からなる。細礫～中礫を含むこともある。低～高角の斜交層理が顕著に発達する。斜交層理のセットの厚さはコアで確認できる限りでは 10～50 cm で、セット基底面を中心に粗粒砂や礫が混じることが多く、セット内では上方に向かい細粒化する。上部は細粒～中粒砂からなり、しばしば細～中礫が混じる。平行葉理あるいは低角の斜交層理が発達し、重鉱物の濃集したラミナが頻りにみられる。重鉱物の濃集は上方ほど顕著である。生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。本層上部の砂層は上位の上泉層最下部凝灰質泥層に漸移する。なお上位の上泉層基底にチャネル性の浸食がみられる箇所(例えば野田 GS-ND-1: 第 4.4 図)では、本層上部の一部が削剥されている。

テフラ 野田地域内の本層からは指標テフラは確認できなかった。隣接する西側の大宮図幅内では、本層の中部にカミングトン閃石(屈折率 $n_D=1.659-1.664$)を含む軽石質テフラ(中澤・中里, 2005 の No. 8 テフラ)が確認されており、今後本図幅内でも確認される可能性がある。

堆積環境 下部は、砂礫層から泥層へと上方へ細粒化し、泥層には植物根を含むことから陸成層と考えられる。砂礫層は河成チャネル、泥層は氾濫原の堆積物と考えられる。中部は生物擾乱を強く受けた貝化石を含む泥質堆積物であることから、比較的静穏な内湾環境で堆積したと考えられる。上部は砂粒径と堆積構造から、最下部が海進ラグ堆積物、下部が下部外浜、中部が上部外浜、上部が前浜～後浜の堆積物と考えられる(中澤・遠藤, 2000)。

対比・年代 野田地域の本層には指標テフラは確認できなかったが、地蔵堂層と、後述する上位の上泉層との間に挟まれる堆積サイクルであることから、房総半島の下総層群層序(徳橋・遠藤, 1984)に従い、藪層に対比される。藪層の堆積は MIS 9 を中心とした時期と考えられている(中里・佐藤, 2001)。

4.4 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。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、上位の清川層以上の地層に整合あるいは不整合で覆われる。

分布 大宮台地のほぼ全域の地下に分布する。

GS-KB-1 (春日部): 標高 -36.8～-54.6 m (深度 48.8～66.6 m)

GS-KG-1 (川口): 標高 -35.0～-43.6 m (深度 49.0～57.6 m)

GS-KS-1 (越谷): 標高 -47.3～-60.2 m (深度 52.6～65.6 m)

GS-ND-1 (野田): 標高 -29.2～-58.8 m (深度 43.4～73.0 m)

GS-KW-1 (柏): 標高 -29.3～-47.9 m (深度 54.6～73.3 m)

GS-YH-1 (谷和原): 標高 -12.8～-27.8 m (深度 29.0～44.0 m)

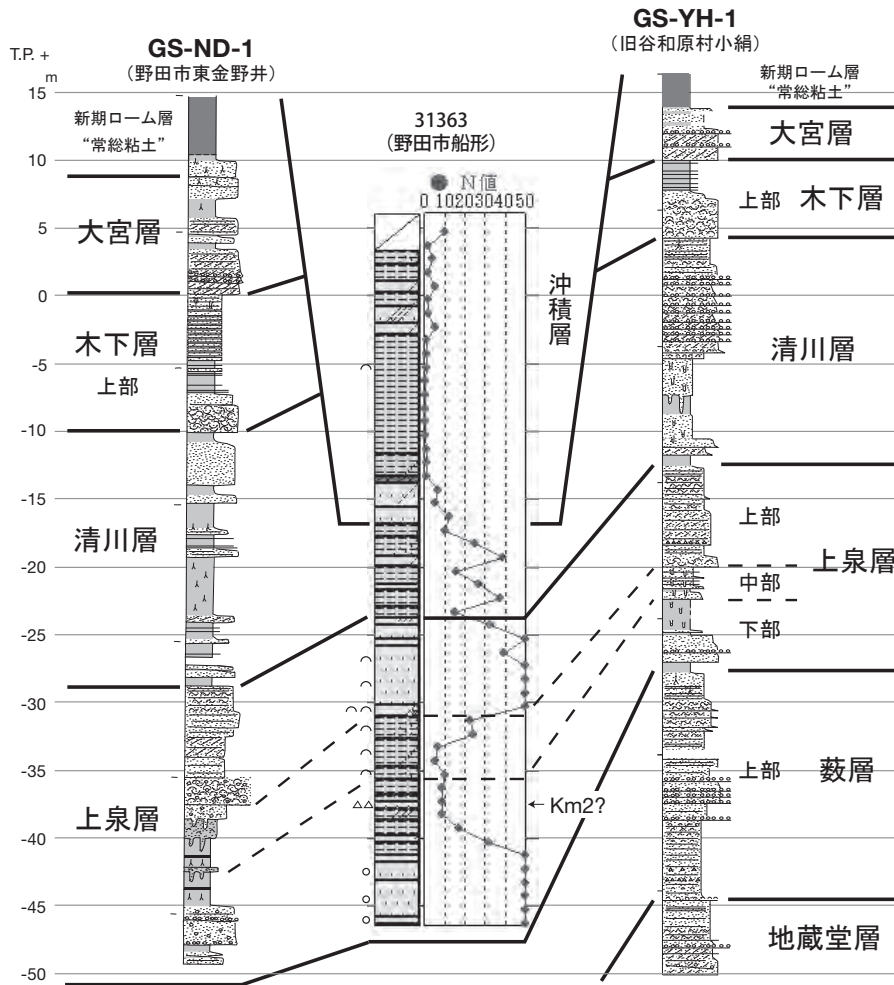
層厚 全体の層厚は 8.2 m (川口)～29.5 m (野田)。

層相 下部は砂礫あるいは礫混じり砂層から泥層へ変化する上方細粒化層、中部は生物擾乱を受けた砂質泥層・泥質砂層、上部は砂層からなる(第 4.4 図)。

下部は最大層厚 18.6 m (野田)で、砂礫あるいは礫混じり砂層とその上位の泥層からなる。砂層には斜交層理が認められる。また泥層には原地性の植物根化石がしばしば見受けられ、層厚 1 m 以下の上方細粒化する中粒～極細粒砂層や腐植質の強い泥層を挟む。野田(GS-ND-1)では基底面に中礫を多く含む砂礫層から、中粒～細粒砂、泥層へと上方細粒化する地層が認められ、上位に再度、中礫混じり砂層から泥層へと上方細粒化する地層が累重する(第 4.4 図)。一方、越谷(GS-KS-1)や春日部(GS-KB-1)では本層下部は基底面に砂礫層などを伴わず、泥層が主体の地層からなる(第 4.4 図)。その場合、基底面は火山灰質土壌あるいは凝灰質泥層からなり、下位層上部の砂層から漸移する。

中部は層厚 1.93 m (野田)～7.08 m (谷和原)で、生物擾乱の著しい砂質泥あるいは泥質砂、またはそれらの互層からなる(第 4.4 図)。生物擾乱が弱い層準には、極細粒～細粒砂と泥層の 1～10 cm ごとの互層が観察され、砂層にはリップルが認められる。中部基底は明瞭な浸食面となっており、下位に向け巢穴化石が発達している。全体に貝化石を含むが、特に泥質砂の層準に密集して産することがある。

上部は層厚 0.6 m (川口)～9.09 m (春日部)で、主として比較的分級の良い砂からなる(第 4.4 図)。上部は更に最下部、下部、中部、上部に細分される。最下部は貝化石を含む粗粒堆積物からなり、その基底は浸食面



第 4.5 図 上泉層及びその上位層準の標準貫入試験データ

層序ボーリング柱状図 (野田 GS-ND-1・谷和原 GS-YH-1) と対比させた。標準貫入試験ボーリング (船形) は千葉県地質環境インフォメーションバンク (ボーリング番号は原典から変更なし) に基づく。層序ボーリング柱状図の凡例は第 4.4 図, 船形ボーリング柱状図の凡例は第 4.8 図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。

第 4.4 表 上泉層の Km2 (TCu-1) テフラ及び Km4 テフラの記載岩石学的特徴

コア番号	深度 (m)	層厚 (cm)	粒子組成	色	重鉱物組成	斜方輝石の屈折率 γ (モード値)	同定
柏GS-KW-2	64.16-64.21	5	pm, sco	褐灰	opx > cpx, mg	1.714-1.720 (1.717-718)	Km2 (TCu-1)
川口GS-KG-1	51.10-51.35	scattered	pm, sco	灰白	opx > cpx, mg	1.698-1.702 (1.700)	Km4

組成 pm: パミス, sco: スコリア, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, mg: 磁鉄鉱

となっている。下部は分級の良い極細粒～細粒砂からなる。塊状あるいは弱い平行葉理, 低角の斜交層理が発達し, 細かく破碎された貝化石片を含むこともある。明瞭な基底を持ち, 基底部から上方へ弱く級化する, 層厚数 10 cm の構造がみられることがある。中部は比較的分級の良い細粒～中粒砂からなり, 低～高角の斜交層理が顕著に発達する。上半部には斜交層理砂層に白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められる。斜交層理のセット厚はコアで確認できる限りでは 10～50 cm で, セット基底部を中心に粗粒砂や礫が混じることが多く, セット内では上方に向かい細粒化する。上部は分級の良い細粒～中粒砂からなる。平行葉理あるいは低角の斜交層

理が発達し, 全体に *Macaronichnus segregatis* が多産する。上半部を中心に重鉱物の濃集したラミナが頻繁にみられ, そこでは植物根化石を含むことがある。まれに細かく破碎された貝化石がラミナに沿って産出する。

上位には清川層最下部の凝灰質泥層に漸移するか (野田 GS-ND-1, 春日部 GS-KB-1), あるいは清川層以上の地層の谷埋め状の堆積物が分布する箇所 (柏 GS-KW-1, 川口 GS-KG-1, 越谷 GS-KS-1) では本層上部の一部あるいは大部分が削剥されている (第 4.4 図)。

N 値 基底部の礫混じり砂層は 50 に達することが多い (第 4.5 図)。下部の泥層は 10～30 と幅があり全体に上方へ値が小さくなる (第 4.5 図)。中部の砂質泥・泥質

砂は概ね 5 ～ 25、上部の砂層はばらつきが大きい 50 に達することが多い (第 4.5 図)。土木・建築工事の際の土質ボーリング調査では、本層上部の砂層を支持層とし、この層準で掘止していることが多い。

テフラ Km2 テフラ及び Km4 テフラが挟在する。

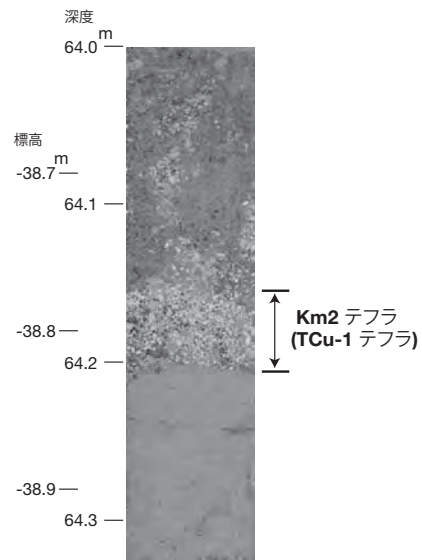
Km2 テフラ：粒径 3 ～ 5 mm 程度の灰白色～黄白色軽石を主体とするテフラ (第 4.6 図)。本図幅地域では柏 (GS-KW-2) で本層下部の上部に相当する泥層中に確認された (第 4.4 図)。本テフラは隣接の大宮図幅内 (浦和：GS-UR-1) でも同様の層準に確認されている (中澤・中里, 2005)。柏での Km2 テフラの層厚は 5 cm。

その上位 2 m にわたり本テフラ起源と思われる軽石が散在する。本テフラに含まれる重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱からなる。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) はモード値が 1.717 ～ 1.718 と高く極めて特徴的である (第 4.4 表)。重鉱物組成、斜方輝石の屈折率は、房総半島などの上泉層から報告された Km2 テフラの特性 (中里・佐藤, 1988) にほぼ一致し、Km2 テフラに同定される。なお Km2 テフラは徳橋・遠藤 (1984) により姉崎地域より記載され、その後、中里・佐藤 (1988) により大磯丘陵の TCu-1 テフラ (町田ほか, 1974) に対比された。Km2 (TCu-1) テフラは、箱根火山の大規模なプリニアン噴火を起源にしており、その降灰年代は、下総層群の海進-海退サイクルのなかの層位から MIS 8 ～ 7.5 初期と考えられている (中里・佐藤, 2001)。

Km4 テフラ：粒径 1 ～ 10 mm の灰白色軽石及びスコリアからなるテフラ。本図幅地域に近接する川口 (GS-KG-1：大宮図幅内) で本層の中部に確認された (第 4.4 図)。野田図幅内でも今後確認される可能性が高い。川口では層状に産するのではなく、層厚 20 ～ 30 cm の間に軽石等が散在する産状を呈する。重鉱物は斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱からなる (第 4.3 表)。このうち斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.698 ～ 1.702 (1.700) と低く、重鉱物組成、斜方輝石の屈折率は、中里 (2001) が示した下総層群上泉層の Km4 テフラの特性にほぼ一致する (第 4.3 表)。なお Km4 テフラは徳橋・遠藤 (1984) により姉崎図幅で記載された。杉原ほか (1978) の Ki-II テフラに相当する。本テフラは Km2 テフラと並ぶ上泉層を代表するテフラである。

堆積環境 下部は原地性の植物根化石を含むことから陸域での堆積が考えられる。礫混じり砂層は河成チャネル、泥層は氾濫原の堆積物と考えられる。一方、中部は生物擾乱を強くうけた貝化石を含む泥質堆積物であることから、静穏な内湾環境で堆積したと考えられる。上部は粒度や堆積構造、産出化石から、最下部が海進ラグ堆積物、下部が下部外浜、中部が上部外浜、上部が前浜～後浜の堆積物と考えられる (中澤・遠藤, 2000)。

対比・年代 本層は 1 回の海水準変動で形成された堆積サイクルからなり、本層下部に房総半島の上泉層に挟在



第 4.6 図 上泉層の Km2 (TCu-1) テフラの近接写真
 流山市向小金で掘削採取したコア試料 (GS-KW-2)。

する Km2 (TCu-1) テフラが認められることから、房総半島の下総層群上泉層に対比される。Km2 テフラは MIS 7.5 初期に降灰したとされ (中里, 1997)、本層下部に挟在することから、本層の堆積は MIS 7.5 を中心とした時期と考えられる。

4.5 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。下位の上泉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。模式地の姉崎図幅地域では Ky1 ～ Ky4 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)。模式地付近の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 袖ヶ浦市大鳥居付近 (姉崎図幅内)。

本図幅における層序関係 下位の上泉層を整合または不整合で覆い、上位の木下層以上の地層に不整合で覆われる。

分布 大宮台地のほぼ全域の地下に分布する。ただし木下層下部の分布域では、完全に削剥されていることもある。

GS-KB-1 (春日部)：標高 -13.5 ～ -36.8 m (深度 25.5 ～ 48.8 m)

GS-KG-1 (川口)：標高 -24.2 ～ -35.0 m (深度 38.2 ～ 49.0 m)

GS-KS-1 (越谷)：沖積層基底に相当する浸食により欠如

GS-ND-1 (野田)：標高 -10.5 ～ -29.2 m (深度 24.8 ～

43.4 m)

GS-KW-1(柏) : 標高 5.5 ~ -29.3 m(深度 19.5 ~ 54.6 m)

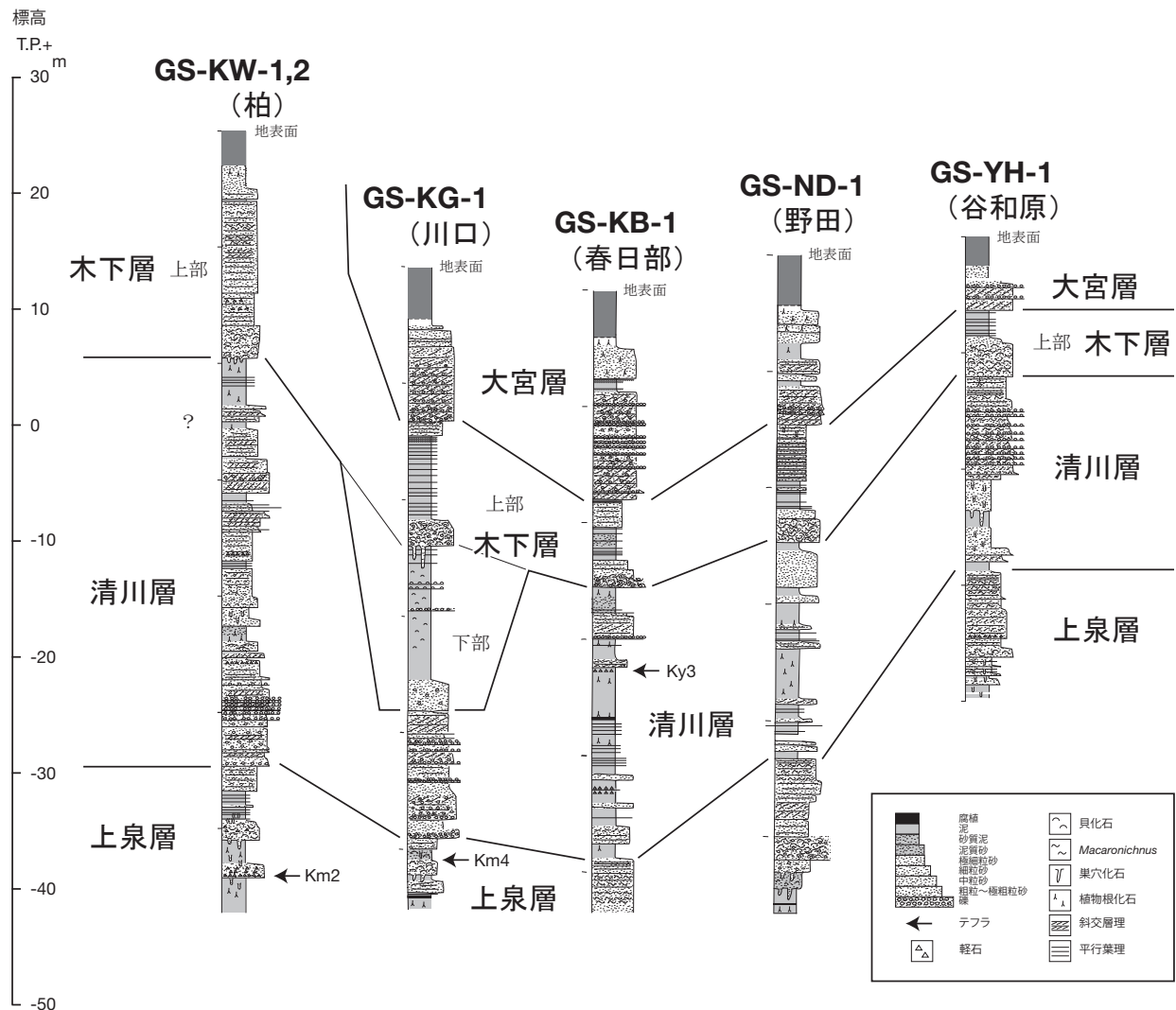
GS-YH-1 (谷和原) : 標高 4.1 ~ -12.8 m (深度 12.1 ~ 29.0 m)

層厚 全体の層厚は 11.2 m (川口) ~ 34.8 m (春日部). 台地においても, 開析谷埋積層である上位の木下層下部が分布する地域では浸食により完全に削剥されているか, 分布しても薄いことが多い.

層相 地域により層相が異なる. 下総台地北部の野田市付近から大宮台地にかけては, 主に植物遺骸片を含む泥層からなり, 分級の悪い細粒~粗粒砂層を挟む(第 4.7 図). 基底部に砂礫または礫混じり砂層を伴うこともある. 一方, 図幅東部の猿島台地から図幅南東部の柏付近にかけては, 下部は他地域と同様に泥層あるいは礫混じり砂層と泥層からなるが, 中部は生物擾乱を受けた砂質泥層あるいは泥質砂層, 上部は貝化石を含む砂層からなる(第 4.7 図).

図幅北部の野田 (GS-ND-1) 及び隣接する大宮図幅内の春日部 (GS-KB-1) では泥層を主体とする地層が観察された(第 4.7 図). 泥層はしばしば原地性の植物根化石や植物片を産し, 一部は腐植層となる. 層厚 2 m 以下の上細粒化する細粒~粗粒砂層をしばしば挟む. 野田や春日部では, 本層は下位の上泉層と整合関係にあり, 上総層群最上部の砂層から清川層基底の火山灰質土壌へ漸移する. しかし大宮図幅内のさいたま市見沼区深作(埼玉県 A-1 コア)では, 基底部に礫混じり粗粒砂層を伴い不整合関係にある. 既存ボーリング資料の解釈では, この層準に礫混じり砂層あるいは粒子不均一の中粒~粗粒砂と記載がある場合, これを本層基底部と判断し, 粒子均一の砂と記載がある場合は下位の上泉層上部と判断したが, 実際には下位層の砂層と区別するのが難しい場合も多い.

図幅北東部の谷和原 (GS-YH-1) では, 本層最下部は下位の上泉層から漸移する層厚約 1 m の火山灰質土



第 4.7 図 清川層, 木下層, 大宮層, 及びその上位層の柱状図
ボーリング地点は巻末の付図を参照のこと.

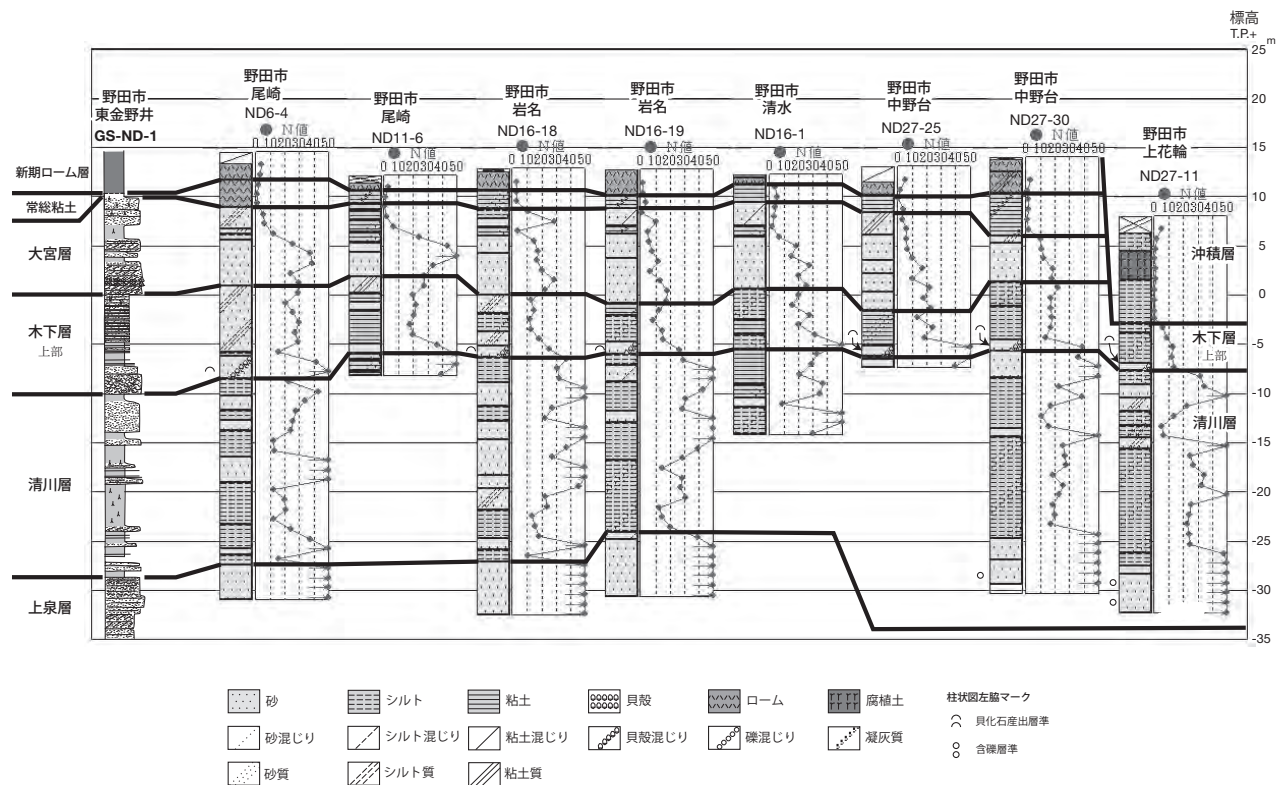
壤からなるが、その上位には1.5 mの細粒砂層、そして層厚約6 mの生物擾乱を強く受けた砂質泥層あるいは泥質砂層が累重する(第4.7図)。また上部は砂層からなる。上部の下半部はやや高角の斜交層理が顕著に発達する細礫混じりの中粒～粗粒砂層からなり、基底部には大型の貝化石片が含まれる。上半部は平行層理の発達した分級の良い細粒～粗粒砂からなり、白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregates* を多産する。最上部には重鉱物が濃集したラミナが発達する。

図幅南東部の柏(GS-KW-1)は、谷和原と類似の貝化石混じりの砂層を含み、最下部に、層厚10 mに達する中礫混じり中粒～極粗粒砂層から植物根化石を含む泥層へ上方細粒化する地層を伴う(第4.7図)。また柏には最上部にも斜交層理が発達する分級の悪い粗粒砂から植物根を含む泥層へ上方に細粒化する地層が観察された(第4.7図)。この層準は後述する木下層の下部に相当する谷埋め層の可能性も否定できないが、典型的な木下層下部の層相であるN値の小さい貝混じり泥層分布域のごく近傍で、同標高に分布することから、木下層よりも古い地層の可能性もある。今回の調査では詳細を明らかにすることはできなかったが、本報告では便宜的にこれ

を清川層に含めた。

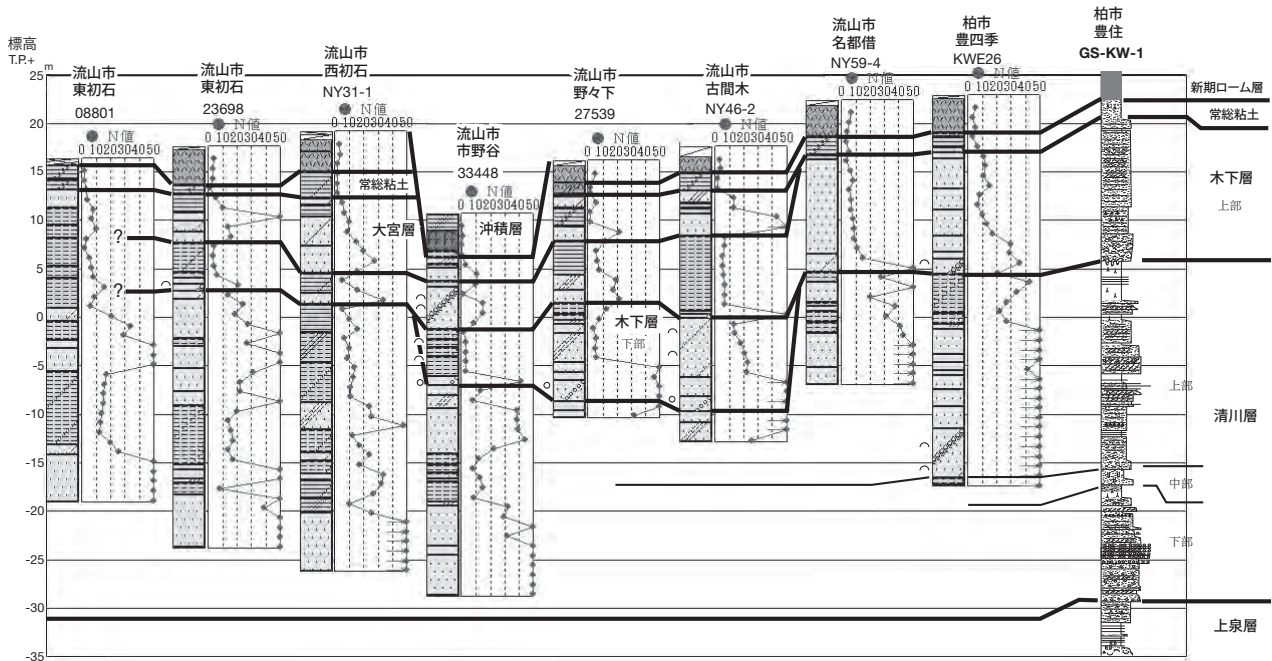
以上のように一部不明な点はあるものの、本図幅地域の清川層は、図幅内で側方に、植物根を含む泥層主体の地層から貝化石を含む砂層主体の地層へと顕著に変化することは明らかである。今回の調査では、層序ボーリング地点以外については既存ボーリング資料(土質柱状図資料; 代表的な柱状図を第4.8～4.13図に示す)に基づいているため詳細は不明であるが、野田市北部では植物片を含む泥層が主体であるものの(第4.8図)、野田市南部のボーリング資料では泥層に貝化石を産出するとの記載があり(第4.9図)、更に南側で砂層主体の地層に変化することから(第4.10図)、下総台地では野田市南部付近を境に南北で層相が変化していくものと思われる。また野田市から東側へは利根川付近で泥層主体から砂主体の地層へと変化するようである(第4.13図)。

N値 野田市付近に分布する泥層のN値は泥層としてはやや大きく10～30のことが多い(第4.8, 4.13図)。ただし図幅東部～南東部では本層中部に相当する生物擾乱の著しい砂質泥層は10以下を示すことがある(第4.8～4.13図)。砂層のN値はさまざまであるが、粗粒な層準は50に達することがある(第4.8～4.13図)。最

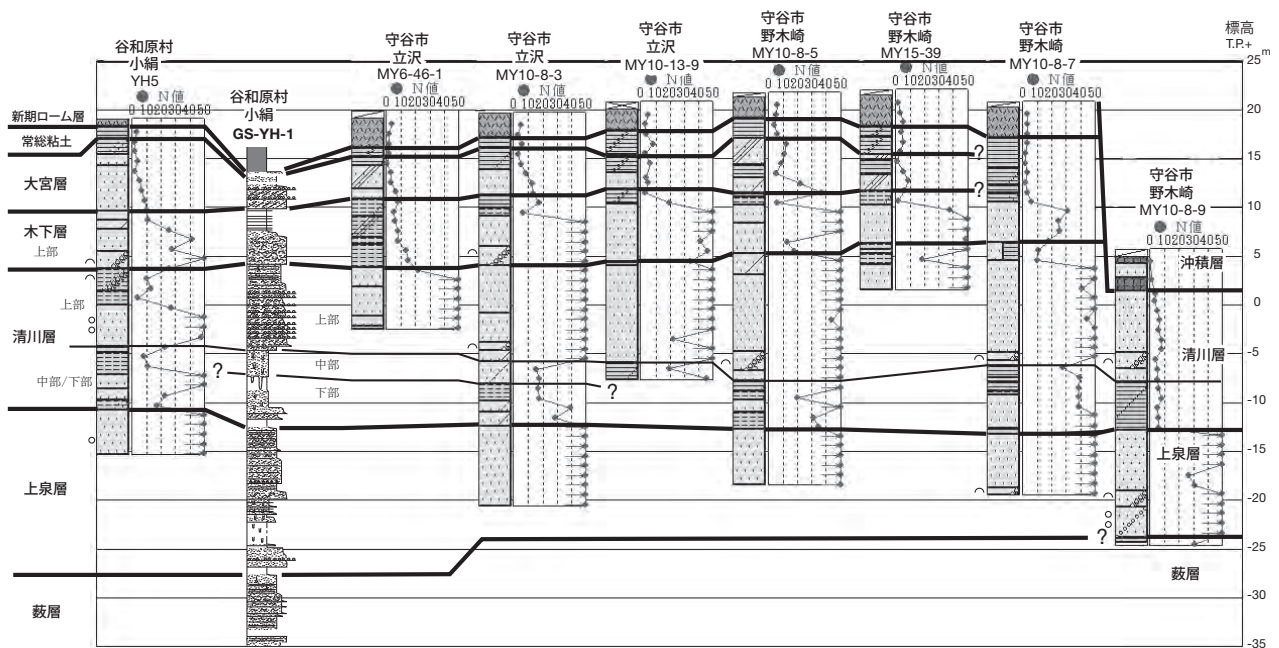


第4.8図 土質ボーリング柱状図を用いた対比(野田-柏間 その1)

GS ボーリング(層序ボーリング)の凡例については第4.7図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。第4.8～4.13図のボーリングデータは、番号の頭の記号がNDは野田市建築指導課提供、NYは流山市教育委員会提供、KWEは柏市教育委員会提供、MYは守谷市建築指導課提供、YHは谷和原村提供、SKDは茨城県境工事事務所提供、MUSは茨城県自然博物館提供、番号の頭に記号がないものは千葉県地質環境インフォメーションバンク(ボーリング番号は原典から変更なし)に基づく。



第 4.9 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (野田-柏間 その 2)
柱状図の凡例は第 4.8 図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。



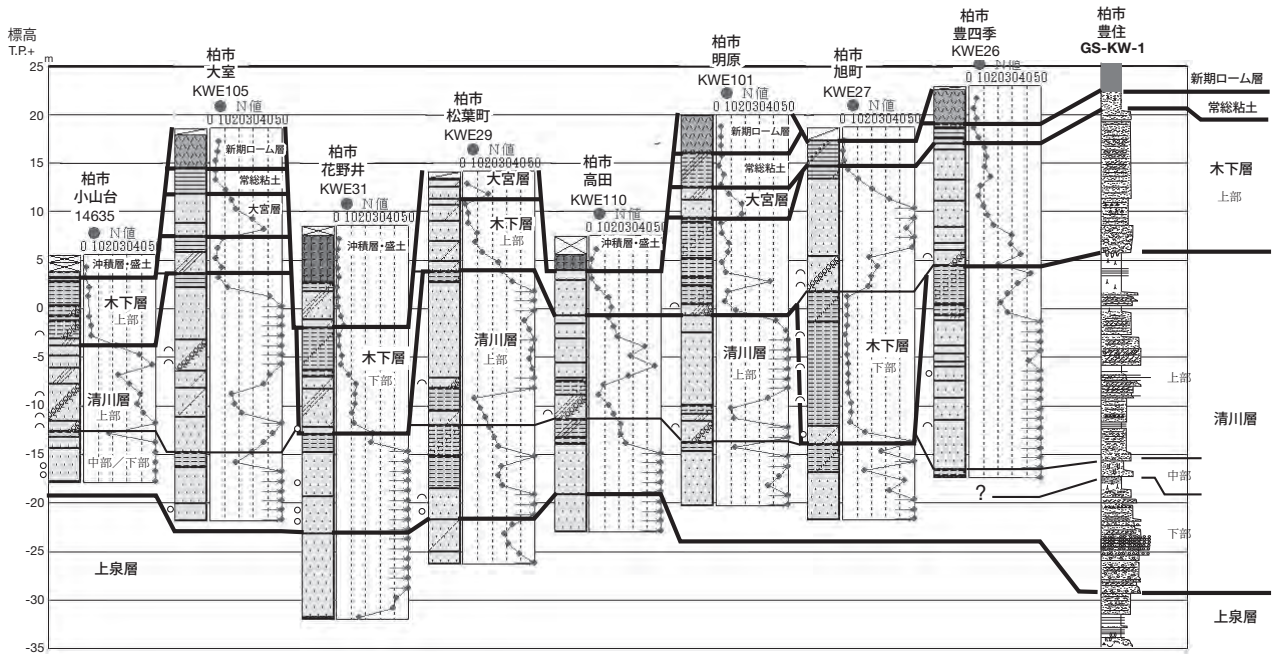
第 4.10 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (野田-柏間 その 3)
柱状図の凡例は、GS ボーリング (層序ボーリング) については第 4.7 図、その他のボーリングについては第 4.8 図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。

下部の砂層は 50 以上のことが多い(第 4.8 ~ 4.13 図)。
珪藻化石 野田 (GS-ND-1) の本層泥層からは、淡水生種である *Rhopalodia gibberula*, *Nitzschia fonticola* や陸生珪藻 *Navicula contenta* などを多産するが、海生~汽水生種である *Cyclotella striata* や汽水生種の *Melosira nummuloides*, *Nitzschia levidensis* var. *victoriae*, 淡水生種

としたが塩性湿地にも多いとされる *Fragilaria brevistriata* の産出も確認される (第 4.14 図)。

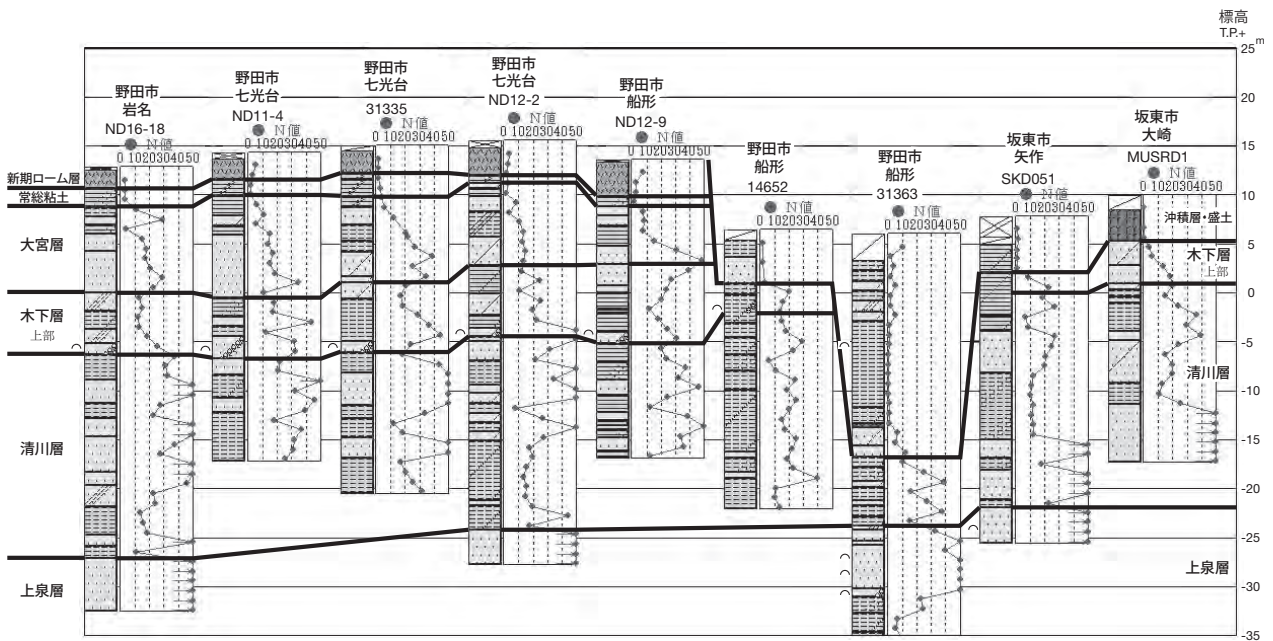
テフラ Ky3 (TB-8) テフラが挟在する。

Ky3 (TB-8) テフラ: 径 1 ~ 5 mm の黄灰色の軽石を主体としスコリア及び岩片を含むテフラ (第 4.15 図)。本図幅地域に近隣の春日部 (GS-KB-1: 大宮図幅内) で



第 4.11 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (谷和原-柏間 その 1)

柱状図の凡例は、GS ボーリング (層序ボーリング) については第 4.7 図, その他のボーリングについては第 4.8 図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。



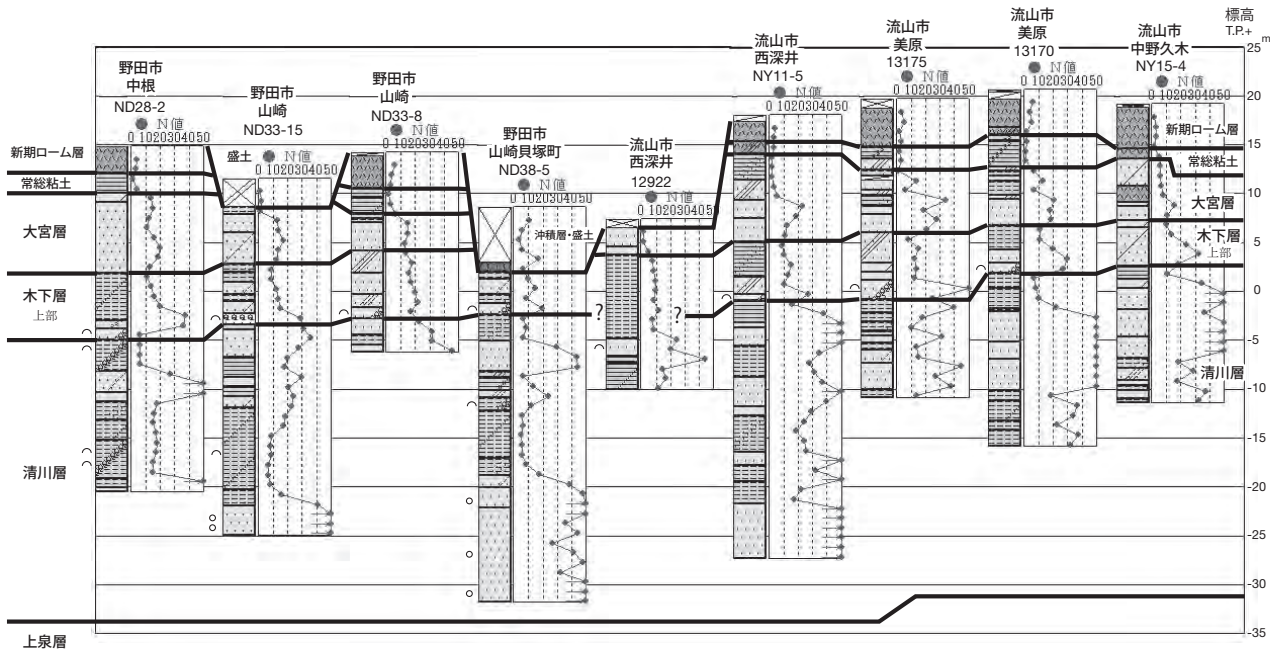
第 4.12 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (谷和原-柏間 その 2)

柱状図の凡例は、GS ボーリング (層序ボーリング) については第 4.7 図, その他のボーリングについては第 4.8 図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。

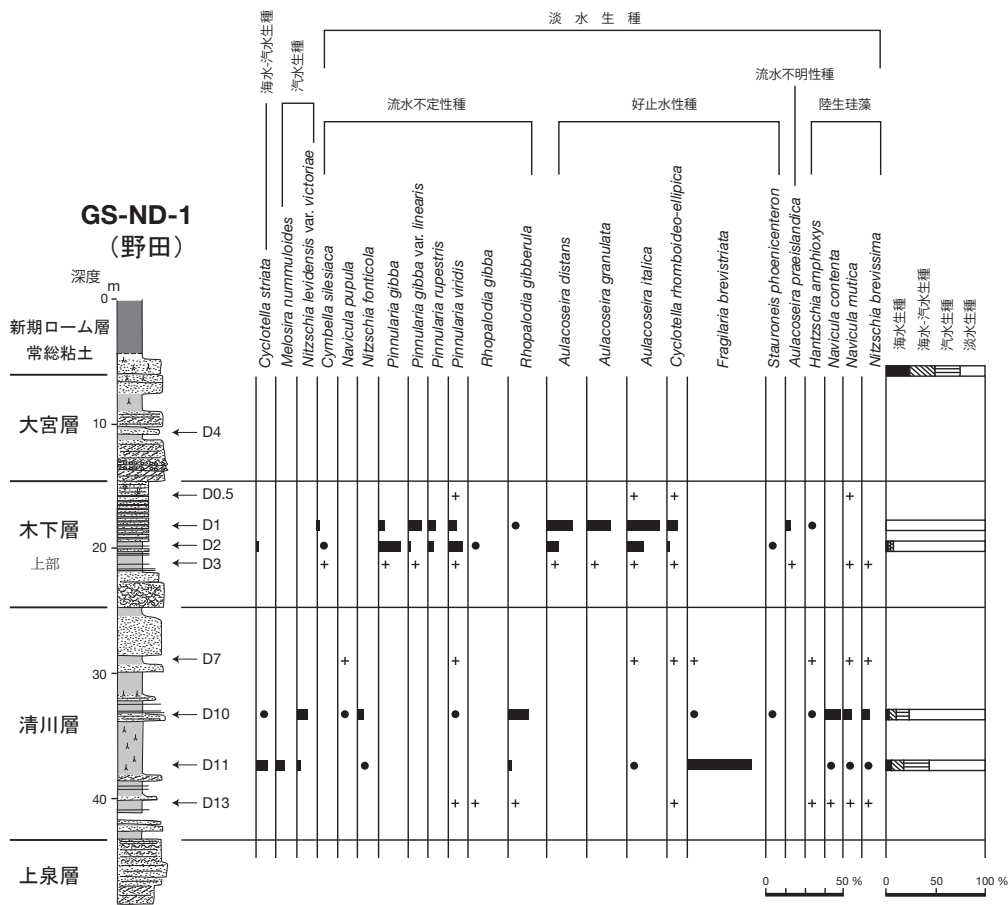
確認された (第 4.7 図)。野田図幅内でも今後確認される可能性が高い。春日部では層厚約 10 cm。重鉱物は主に斜方輝石及び単斜輝石を含む。斜方輝石の屈折率(γ)は 1.696 ~ 1.729 と極めてレンジが広く、特に 1.730 前後の高屈折率の斜方輝石を含むことを一つの特徴とするが、1.730 前後のものは比較的少ない。1.700 付近に顕著

なモードが確認される (第 4.16 図)。

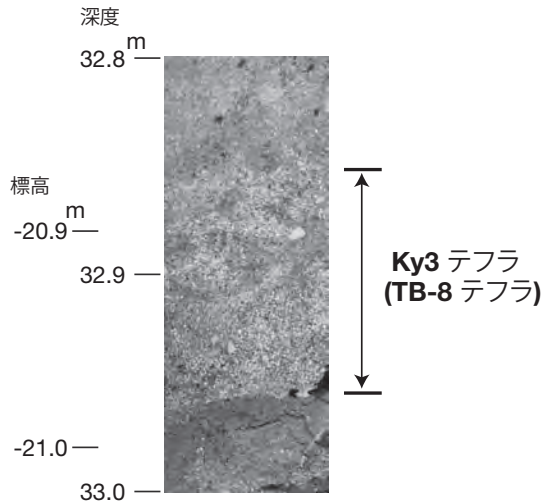
本テフラは徳橋・遠藤 (1984) によって命名された。彼らによれば Ky3 テフラは、スコリアや岩片を多量に含み、斜方輝石の屈折率モードが 1.730 を超えるとしている。また同様のテフラは新井ほか (1977) や杉原ほか (1978) によっても報告され、斜方輝石の屈折率 (γ)



第 4.13 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比（野田-坂東間）
柱状図の凡例は第 4.8 図を参照のこと。またボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。



第 4.14 図 野田 (GS-ND-1) の清川層及び木下層から産出する珪藻化石群集
分析はバリノサーヴェイ株式会社による。●は1%未満の検出、+は産出個体数100個未満の試料における検出を示す。柱状図の凡例は第 4.7 図、ボーリング地点は巻末の付図を参照のこと。



第 4.15 図 清川層の Ky3 (TB-8) テフラの近接写真
春日部市内牧 (大宮図幅内) で掘削採取したコア試料 (GS-KB-1)

が 1.731 モードであることから、大磯丘陵の TB-8 に対比された。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。本地域にみられる 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 前後の斜方輝石は少なく、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 4.16 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、全体の中での重鉍物の量は少ないことが明らかとなった。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。

堆積環境 野田市付近にみられる泥層を主体とする地層は、植物根化石、及び淡水あるいは陸生の珪藻化石を多産することから、主に氾濫原で堆積したものと考えられる。ただし海水～汽水域の珪藻も含むことから、断続的に海水の影響を受ける海域に近い環境であった可能性がある。挟在する砂層は、分級が悪く斜交層理が発達することから河成チャネル堆積物と考えられる。一方、柏付近や猿島台地で主体をなす砂層は、貝化石や生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が含まれることから海成層と考

えられる。既存ボーリング資料での層相同定に不確実性があり、更に地層が浸食されている可能性もあるため詳細な海域分布を示すことはできないが、清川層堆積期には、東～南方から海域が侵入し、少なくとも現在の野田市南部から利根川付近までは海域が広がったと考えられる。

対比・年代 本層は野田市付近では陸成の泥層を主体とした地層からなり、海水準変動を反映した堆積サイクルは認められないが、その中部付近に房総半島の清川層に挟在する Ky3 テフラが認められる。また柏市付近や猿島台地の本層は 1 回の海水準変動で形成された陸成層と海成層で構成される堆積サイクルからなり、上泉層と後述する木下層に挟まれることから、本層は房総半島の下総層群清川層に対比される。Ky3 テフラは MIS 7.4-7.3 移行期に降灰したとされ (中里・佐藤, 2001; 中澤ほか, 2003), 本層下部に挟在することから、本層の堆積は MIS 7.3 を中心とした時期と考えられる。

4.6 木下層 (Kiu, Kil)

命名・定義 横山 (1931) の木下亜階に基づき、徳橋・遠藤 (1984) が再定義。横田層以下の地層を不整合に覆い、常総粘土に整合に覆われる。姉崎図幅地域では Ko1 ~ Ko4 と呼ばれる特徴的なテフラ層を挟む。また最上部付近には杉原ほか (1978) によって KIP テフラ群に対比された道脇寺テフラ群 (Ko-D: 徳橋・遠藤, 1984) を挟む。

模式地 千葉県印旛郡印西町木下 (佐倉図幅内)。

本地域における層序関係 下位の清川層を不整合に覆う。上位には、基底付近に三色アイス軽石層 (KIP テフラ群: 町田, 1971) を挟む常総粘土に整合的に覆われるか、大宮層以上の地層に不整合に覆われる。本層の堆積面は下総台地では下総上位面、大宮台地では木下面を形成する。

層序ボーリング地点における分布

下部 GS-KB-1 (春日部): 分布せず

GS-KG-1 (川口): 標高 -10.0 ~ -24.2 m (深度 24.1 ~ 38.2 m)

GS-KS-1 (越谷): 分布せず

GS-ND-1 (野田): 分布せず

GS-KW-1 (柏): 分布せず

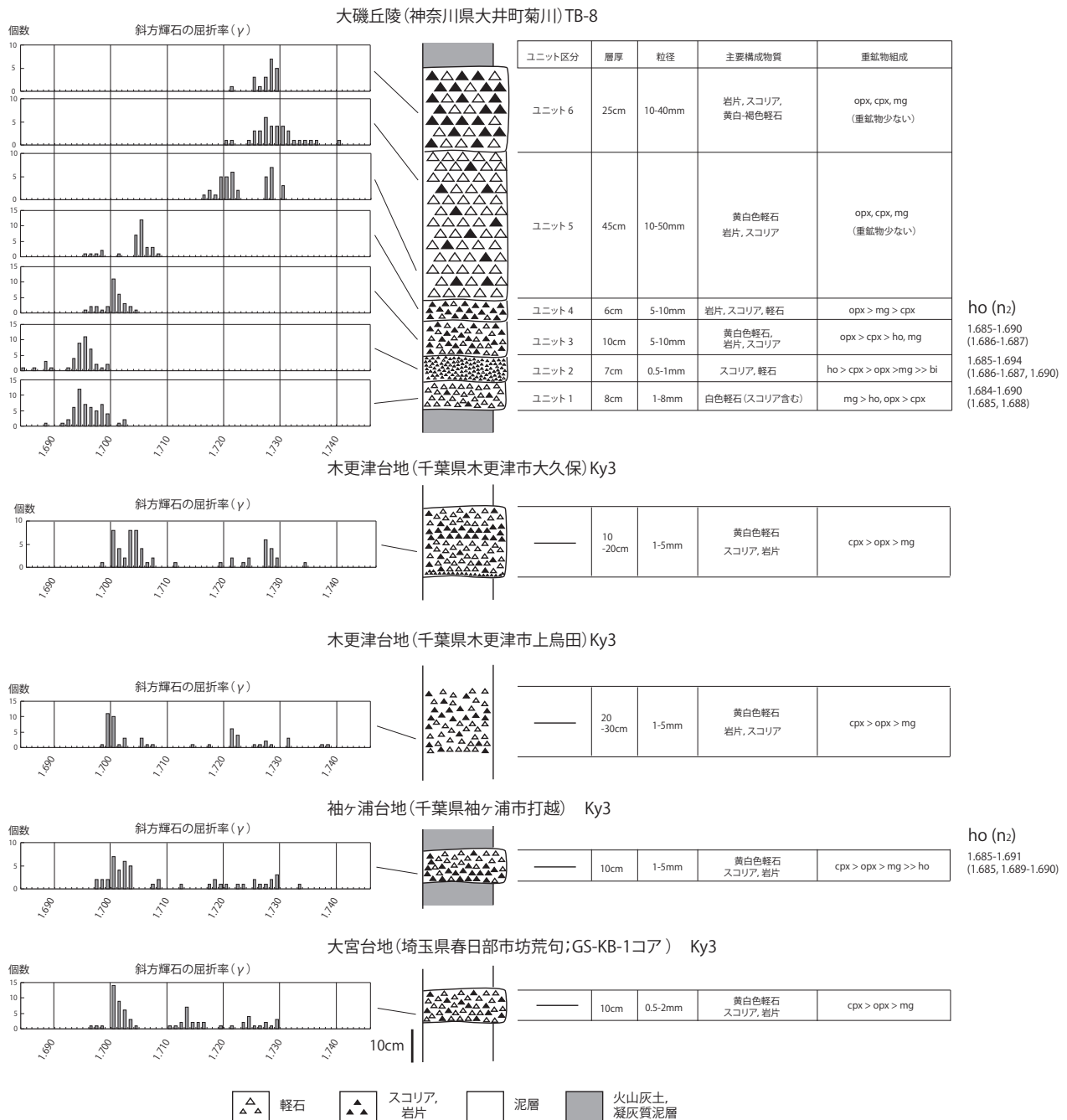
GS-YH-1 (谷和原): 分布せず

上部 GS-KB-1 (春日部): 標高 -6.0 ~ -13.5 m (深度 18.0 ~ 25.5 m)

GS-KG-1 (川口): 標高 +0.7 ~ -10.0 m (深度 13.3 ~ 24.1 m)

GS-KS-1 (越谷): 分布せず

GS-ND-1 (野田): 標高 -0.1 ~ -10.5 m (深度 14.3 ~ 24.8 m)



第 4.16 図 Ky3 (TB-8) テフラの層相及び重鉱物の屈折率

中澤ほか (2003) を一部改変. opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, ho : 角閃石, bi : 黒雲母, mg : 磁鉄鉱

GS-KW-1 (柏) : 標高 18.9 ~ 5.5 m (深度 6.1 ~ 19.5 m)
 GS-YH-1 (谷和原) : 標高 9.8 ~ 4.1 m (深度 6.3 ~ 12.1 m)
 層相・分布 下部 (Kil) と上部 (Kiu) に分けられる (第 4.7 図). 下部は泥層を主体とし, 谷埋め状の局所的な分布を示す. 上部は砂泥細互層あるいは砂層を主体とし, 野田図幅地域の 大宮台地及び下総台地北部のほぼ全域に分布する.

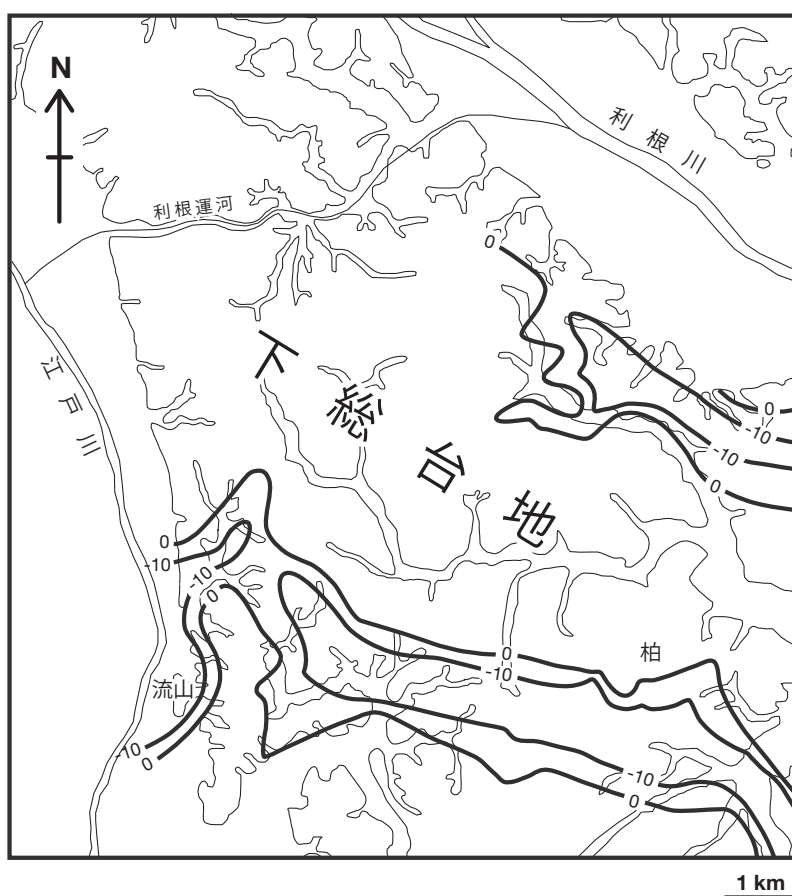
下部は最大層厚約 15 m (柏付近) で (第 4.10, 4.12 図), 主に貝混じりの泥層からなる. 大宮台地南東端の

川口 (GS-KG-1 : 大宮図幅内) では, 基底部に礫混じり砂層を伴う (第 4.7 図). この砂層は上方へ細粒化し, 泥層へと変化する. 既存土質ボーリング資料に基づけば, 基底の砂層は薄いあるいは砂層を伴わない地点も多く, 特に埋積谷の軸部から離れた地点でそのような傾向が認められる. 泥層は最下部のみ植物片を含み極細粒砂の薄層を挟む泥層からなるが, 主部は貝化石混じりの泥層である. 薄い泥質砂層を挟むことがあるが, 全体として生物擾乱を強く受け, しばしば巣穴化石が認められ

る。貝化石は挟在する泥質砂層中に密集することもあるが、多くは塊状の泥のなかに散在する。本層下部は図幅南東部の柏市付近を中心に、南東方向及び北方向へ細長い谷埋め状の分布が確認される（第 4.17 図）。この埋積谷は更に南東の手賀沼周辺で確認されている木下層の埋積谷（下総台地研究グループ，1984，1996）に連続するものと思われる。また、図幅地域南西部の大宮台地には、さいたま市見沼区新堤から川口市差間、鳩ヶ谷市にかけて発達する本層下部の谷埋め状の分布が認められる（中澤・遠藤，2002）。

上部は層厚 5.71 m（谷和原）～13.38 m（柏）で、基底部の貝化石を多量に含む粗粒堆積物と、その上に重なる砂泥細互層あるいは砂層で構成される（第 4.7 図）。基底面は浸食面からなる。この基底面からは本層下部あるいは下位の清川層に向け巣穴化石が発達していることが多い。基底部の粗粒堆積物は層厚 0.5～3 m で、貝化石を多量に含むことを特徴とする。ふつうこの堆積物は貝化石で支持され、間隙に分級の悪い礫混じりの中～粗粒砂を含む。貝化石は全体としては破片化したものが多いが、合弁の個体も含まれ、自生産状を示すものも見受けられる。溶解している場合も多く、その場合、溶解した層準はリモナイトが発達していることがある。柏

（GS-KW-1）では、この層準は層厚 2.4 m でリモナイト質の極めて硬質な分級の悪い泥質砂層からなり、貝化石が溶解した痕跡として確認される。このような場合、既存ボーリング資料では貝化石の記載はないが、硬質化により上下に比較し N 値の大きい層準として特定できることがある。一方、谷和原（GS-YH-1）では、上部基底の粗粒堆積物は層厚は約 3 m にも及び、保存状態の良い貝化石が多産する。谷和原付近の貝化石群集及び産状については、後述するように O Hara *et al.* (1998) の詳細な報告がある。この貝化石を含む粗粒堆積物の上位は、図幅南東部の柏付近では分級の良い砂層からなるが、そのほかの地域では砂泥細互層からなる。砂泥互層は、およそ数 cm ごとの砂層・泥層の繰り返しからなるが、上位ほど砂層が厚く、また全体として上方に粗粒化する傾向が認められる。基底部付近では互層する砂層は極細粒砂からなるが、上方に粗粒化し、最上部付近では泥層を挟まない中粒砂層となる。下半部の細粒の砂層には平行葉理や低角の斜交層理が発達し、一部には上面形状が丸みを帯びたリップルが観察される。砂泥互層は上方へ粗粒化し、最上部付近は斜交層理が発達する砂層となる。川口市戸塚（Loc.57 付近）では、砂層は径 10 mm 以下の礫が混じる中粒砂層からなり、トラフ型斜交



第 4.17 図 谷埋め状の分布を示す木下層下部の基底の標高 (m)



第 4.18 図 鬼怒川河岸に露出する木下層上部の貝化石
常総市（旧水海道市）樋ノ口（Loc. 79）. A: 河岸での貝化石層の露出. 鍬の柄の長さは約 90 cm. B:
生息時の状態を保った *Saxidomus purpuratus* (ウチムラサキ) が見受けられる. 地層面を上方から撮影.

層理が顕著に発達するのが観察された. ただしこの層準は川口周辺を除きほとんどの地域で上位の大宮層基底に相当する浸食により削剥され欠如している. 他方, 図幅南東部の柏 (GS-KW-1) では, この砂泥細互層の層準は, 全体に上方へ粗粒化する分級の良い砂層からなる. この砂層は, 下部は平行層理～低角斜交層理が弱く発達する極細粒砂～細粒砂, 中部は斜交層理が発達した細粒～中粒砂層からなる. また上部は平行～斜交層理が発達した細粒～中粒砂層からなり, 白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を多産する. 最上部はやや凝灰質シルト質となり, 上位の常総粘土が整合に重なる. このような砂層は柏以南の下総台地に広く分布することが知られている (杉原, 1970 など). また取手市戸頭 (Loc. 78, 龍ヶ崎図幅内) では, 砂層中部に相当するトラフ型斜交層理中粒砂層が露出し, *Macaronichnus segregatis* よりもやや太い白斑状生痕化石が観察される.

なお地質図には木下層上部基底の標高を等高線で示した. また下部が分布する箇所には下部基底 (埋積谷地形) の等高線も示した. ただし既存の土質ボーリング資料のコンパイルに基づいて作成しているため, 不確実性により, あくまで分布の概要を示しているにすぎないと考えていただきたい.

N 値 下部では基底部の砂層あるいは礫混じり砂層は 50 に達することもあるが, 下部の主体をなす貝混じり泥層は 10 以下で, 概ね 5 程度のことが多い (第 4.10, 4.12 図).

上部では, 基底付近の貝化石を含む粗粒堆積物は 40～50 に達することが多いが, その上位の砂泥細互層は概ね 5～30 の範囲にある. 多くの場合, 貝化石を含む粗粒堆積物の直上で N 値が小さく, 粗粒化に伴って上方に大きくなる (第 4.8～4.13 図).

上部が砂層からなる場合 (柏付近), 砂層の N 値は 10 から 50 以上と幅があるが, 一般に基底から上方へ向け N 値は一方向的に小さくなることが多い (第 4.10～4.12

図).

花粉化石 川口 (GS-KW-1: 大宮図幅) の木下層下部の泥層からは, *Hemiptelea* (ハリゲヤキ属; 朝鮮半島～中国大陸に分布: 楡井, 1996), 温帯～暖温帯に分布する *Carpinus-Ostrya* (クマシデ属-アサダ属) や *Alnus* (ハンノキ属) を多産する (中澤ほか, 2006). 木下層上部の花粉群集は, 庄和町 (現 春日部市) 上金崎の首都圏外郭放水路建設地点から, 庄和町教育委員会 (2001) により詳細な報告がある. それによると *Picea* (トウヒ), *Tsuga* (ツガ属), *Cryptomeria* (スギ属), *Abies* (モミ属) などの針葉樹を多産し, *Juglans* (オニグルミ属), *Fagus* (ブナ属), *Hemiptelea* (ハリゲヤキ属) などの落葉広葉樹を交える. 針葉樹が上位ほど増加する傾向が認められることから冷涼な気候へ移行していったと考えられている. 中澤ほか (2006) も大宮図幅内で同様の傾向を確認している. なお庄和町教育委員会 (2001) が上岩橋層/木下層最下部とした地層は本報告の清川層に相当すると思われる.

珪藻化石 川口 (GS-KW-1: 大宮図幅) の木下層下部の泥層からは海生種である *Paralia sulcata*, 海生～汽水生種である *Cyclotella striata*, *C. stylorum* などが多産する (中澤ほか, 2006). 一方, 庄和町の首都圏外郭放水路建設地点の木下層上部 (貝化石密集層の上位の砂泥互層) からは, 海水～汽水生種である *Cyclotella striata*-*C. stylorum*, 淡水～汽水生種である *Fragilaria brevistriata* なども産出するが, 多産するのは淡水止水性種の *Aulacoseira italica*, *A. ambigua*, *Cyclotella rhomboideo-elliptica* である (庄和町教育委員会, 2001). 中澤ほか (2006) も春日部 (GS-KB-1) や川口 (GS-KG-1: いずれも大宮図幅内) から *Aulacoseira distans*, *A. italica*, *A. granulata*, *Cyclotella rhomboideo-elliptica* などの淡水止水性種を主体とした珪藻化石群集の産出を報告し, 野田 (GS-ND-1) でも同様の群集を確認した (第 4.14 図). なお *Cyclotella rhomboideo-elliptica* は Tanaka and Kobayashi

(1996)により中期更新世中之条湖成層から報告された種であるが、これが原地性か誘導化石かは不明である。

貝化石 O Hara *et al.* (1998)により、図幅北東部の鬼怒川河川敷に露出する本層から貝化石群集が報告されている(第4.18図)。それによると、本層上部基底に相当する粗粒堆積物から、巻貝類104種、二枚貝類85種、ツノ貝類1種、計190種類の産出が確認された。それら貝化石の多くは著しく摩耗しているものの、一部には自生的産状を示すものもある。特に多産するのは *Assiminea japonica*, *Homalopoma amussitatum* (エゾザンショウ), *Lirularia pygmaea*, *Microgaza planorboides*, *Mitrella bicincta* (ムギガイ), *Olivella japonica* (ホタルガイ), *Ringicula doliaris* (マメウラシマ), *Glycymeris vestita*, *Musculus senhausia* (ホトトギスガイ), *Limaria hakodatensis*, *Carditella toneana*, *Callista chinensis* (マツヤマワスレガイ), *Tapes variegata*, *Gomphina neastartoides* (キタノフキアゲアサリ), *Maetra chinensis* (バカガイ), *Cadella delta* (クサビザラ), *Cryptomya busoensis* (ヒメマスホウ), *Anisocorbula venusta* (クチベニデガイ), *Varicorbula yokoyamai* (マメクチベニ)である。また自生的産状を示すものとして、*Tresus keenae* (ミルクイ), *Panopea japonica* (ナミガイ), *Saxidomus purpuratus* (ウチムラサキ), *Maetra chinensis* (バカガイ)などが報告されている。これら貝化石群集から、当時の生息環境として、温暖な水塊が流入した内湾奥部の浅海が考えられている。O Hara *et al.* (1998)は貝化石を産出する粗粒堆積物を海進期のラグ堆積物と考えている。また、庄和町の首都圏外郭放水路建設地点からは、庄和町教育委員会(2001)により、巻貝類51種、二枚貝類77種、ツノ貝類1種の産出が報告されている。*Pecten albicans* (イタヤガイ), *Fulvia mutica* (トリガイ), *Maetra chinensis* (バカガイ)を多産し、外洋砂底棲種である *Dosinia troscheli* (マルヒナガイ), *Callista chinensis* (マツヤマワスレガイ), *Protothaca jedoensis* (オニアサリ)なども含むことから、潮通しのよい湾中央部と解釈されている。本図幅地域の近隣の松戸市栗山(東京東北部図幅内)においても、*Meretrix lamarckii* (チョウセンハマグリ), *Umbonium giganteum* (ダンベイキサゴ), *Cyclosunetta menstrualis* (ワスレガイ), *Macoma sector* (サギガイ), *Solen grandis* (オオマテガイ), *Glycymeris albolineata* (ベンケイガイ), *Tentidona kiusiuensis* (キュウシュウナミノコガイ), *Maetra crossei* (ヒメバカガイ), *Gomphina neastartoides* (キタノフキアゲアサリ)を含む、黒潮の影響を受けた外洋的性格の強い浅海砂底貝化石群集が報告されている(近藤, 1991)。

堆積環境 下部は、谷埋め状の分布形態及び主部の泥層より内湾棲の珪藻化石を多産することから、入江状の内湾で堆積したと考えられる。ただし最下部の砂礫層あるいは礫混じり砂層とその上位の植物遺骸片を含む泥層は

河川成堆積物と考えられる。

上部のうち、基底部の貝化石を多量に含む粗粒堆積物は湾口などの高エネルギー環境の堆積物、基底の浸食面はラビンメント面(海進時の浸食面)と考えられる(中澤・遠藤, 2000; 中澤ほか, 2006)。またその上位の砂泥細互層は、泥層部分から淡水好止水性の珪藻化石を多産するため淡水湖沼の堆積物と考えられる。しかし海進ラグ堆積物の上位であり、海水~汽水生珪藻化石も含むことから、内湾(ラグーン)のなかの淡水の影響を強く受けた箇所で堆積したことが推測される(中澤・遠藤, 2000)。一方、柏付近では木下層上部は砂層からなるが、全体に上方へ粗粒化し、砂層の上部には潮間帯を示す白斑状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められることから、上方へ浅海化する砂質海浜で堆積したと考えられる。

対比・年代 上限は、整合に覆う常総粘土の基底付近に後述する KIP テフラ群が挟在することで、房総半島の木下層の特徴(徳橋・遠藤, 1984)と概ね一致する。一方、下部は清川層を削剥する谷地形を埋めていることにより MIS 7.3以降であることがわかる。房総半島では、木下層と清川層の間に横田層が設けられているが、横田層は MIS 7.1の堆積物とされることから(中里, 1997)、規模の大きい谷埋め状の分布を示すとは考えづらい。実際に、房総半島の横田層は層厚が小さく、谷埋め状の分布を示さない。房総半島でしばしば谷埋め状の分布を示すのはむしろ木下層であり、川口(GS-KG-1)の本層からは房総半島の木下層と同様の特徴的な底生有孔虫群集が報告されている(金子ほか, 2005)。また花粉群集の変遷も木下層相当層とされる大磯丘陵の吉沢層から報告されたものとほぼ同様である(中澤ほか, 2006)。以上のことから本層は下部・上部ともに房総半島の木下層(徳橋・遠藤, 1984)に対比される。なお、中澤・遠藤(2000)は、本層の下部・上部をそれぞれ別々の堆積シーケンス(DS-C及びDS-B)としたが、中澤・遠藤(2002)以降はこれらを一連の堆積シーケンスとし、木下層の下部及び上部としている。木下層は MIS 6後期~ MIS 5.5の堆積物とされる(中里・佐藤, 2001)。

4.7 大宮層 (Om)

命名・定義 堀口(1970)の大宮層を中澤・遠藤(2002)が再定義。木下層を不整合に覆い、御岳第1テフラ(On-Pm1)層準付近から上位の常総粘土に整合に覆われる砂あるいは砂礫を主体とする地層とされる。

模式地 春日部市内牧(大宮図幅内)の層序ボーリング(GS-KB-1)。

層序関係 下位の木下層を不整合に覆い、上位は、御岳第1テフラ(On-Pm1)層準付近から上位の常総粘土に整合に覆われるか、新时期段丘堆積物以上の地層に不整合

に覆われる。本層の堆積面は、大宮台地の宮面、下総台地の下総下位面に相当する。

層序ボーリング地点における分布

GS-KB-1 (春日部) : 標高 +6.1 ~ -6.0 m (深度 5.9 ~ 18.0 m)

GS-KG-1 (川口) : 標高 +7.1 ~ +0.7 m (深度 6.9 ~ 13.3 m)

GS-KS-1 (越谷) : 分布せず

GS-ND-1 (野田) : 標高 +8.25 ~ -0.1 m (深度 6.0 ~ 14.3 m)

GS-KW-1 (柏) : 分布せず

GS-YH-1 (谷和原) : 標高 13.5 ~ 9.8 m (深度 2.6 ~ 6.3 m)

層厚 3.7 m (谷和原) ~ 14.16 m (春日部)。

層相・分布 分級の悪い礫混じりの細粒~極粗粒砂から泥層へと漸移する 1 ~ 3 サイクルの上方細粒化層からなる (第 4.7 図)。大宮幅地域北西部では粒度が大きく、径 0.5 ~ 3 cm の礫を多く含む砂礫層が卓越するが (中澤・遠藤, 2002), 野田幅地域では砂層あるいは砂質泥層が卓越することが多い。本層の基底は浸食面である。本層にみられる砂層は本層下部ほど粗粒で基底付近には礫を多く含む。ただし最下部はやや細粒で、細粒~中粒砂のこともある。砂層には斜交層理が顕著に発達する。泥層及び砂層から泥層への漸移部には炭化した植物遺骸片や原地性の植物根化石が多く含まれる。泥層は腐植質の強い部分もある。層厚は最大で 20 m。

N 値 砂層は 10 ~ 40 程度のことが多い (第 4.8 ~ 4.13 図)。ただし粗粒な砂層は 50 に達する。泥層は概ね 15 以下 (第 4.8 ~ 4.13 図)。

堆積環境 砂層及び砂礫層は、分級が悪く斜交層理が発達することから河成チャネル相と考えられる。挟在する泥層は植物遺骸や腐植物を含むことから氾濫原相と考えられる。

年代・対比 本層は、MIS 5.3 (約 100 ka) に降灰した御岳第 1 テフラ (On-Pm1) 層準付近から上位の常総粘土に整合に覆われることから、離水年代は MIS 5.3 と考えられる。房総半島の姉崎層 (徳橋・遠藤, 1984) の離水年代に概ね一致する。下限の年代は不明であるが、全体的に本層の層厚が大きいため、一部は木下層上部と同時異相の可能性もある。本層は中澤・遠藤 (2000) の堆積シーケンス DS-A に相当する。

4.8 常総粘土 (Jc)

命名・定義 地層名としては問題があるが、本報告では徳橋・遠藤 (1984) の用法に従い、常総粘土を、木下層あるいは姉崎層 (本報告での大宮層にほぼ対比される) と新期ローム層の間に分布する、凝灰質粘土を主体とする地層として取り扱う。

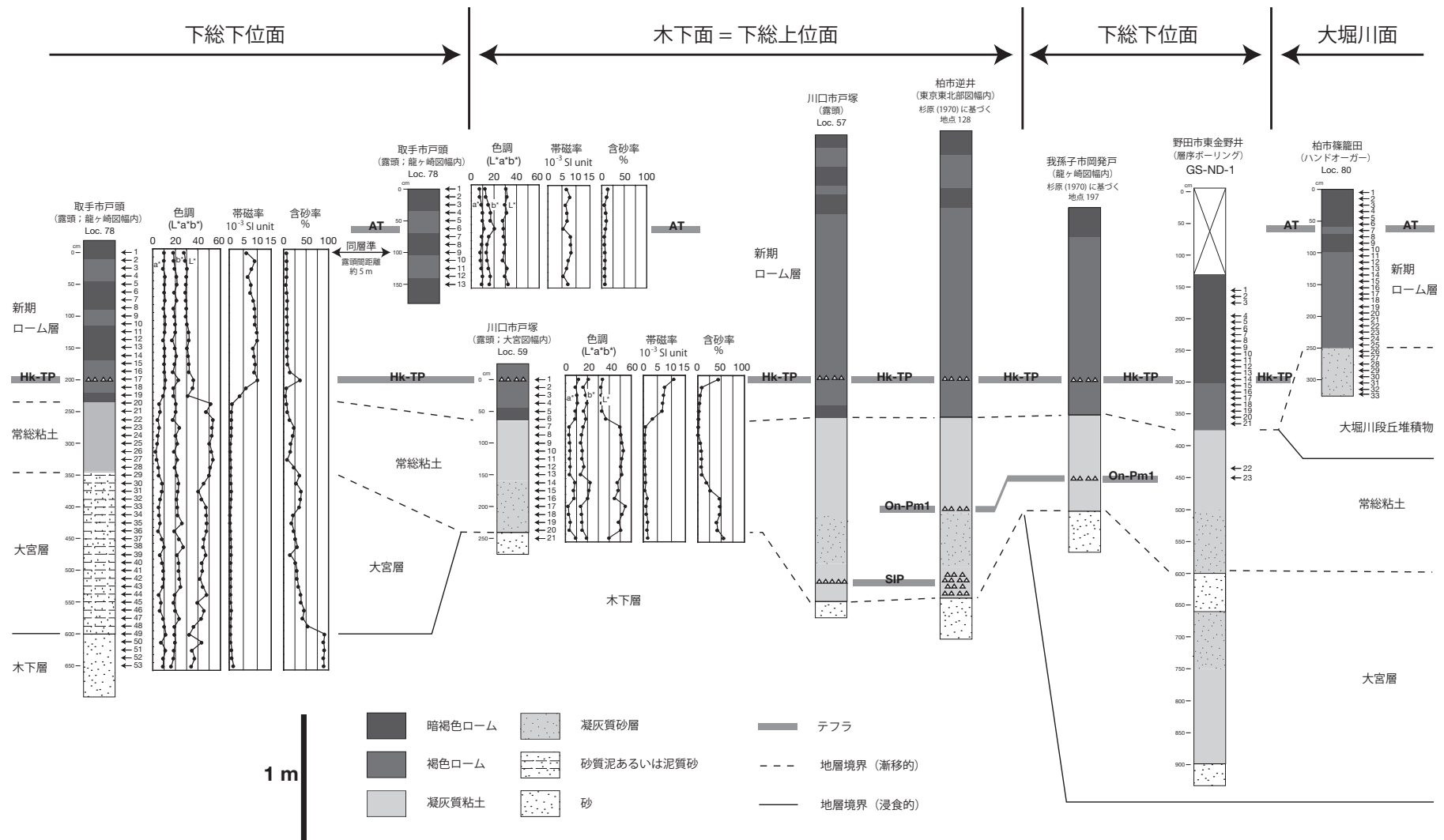
層厚 最大 3 m 程度。

層相・分布 常総粘土は主に灰白色 (マンセル表色系でおよそ 5Y7/2 ; L*a*b* 表色系で L*50 前後, a*0 ~ 10, b*10 ~ 30) を呈する凝灰質粘土からなる (第 4.19 図)。一部は分級の悪い、凝灰質の強いシルト質砂となる。そのような砂層は乾燥するとヌカ (糠) に似ていることから **ヌカ砂** と呼ばれることがある (硬砂団体研究グループ, 1984)。全体として植物遺骸片を含むほか、原地性の植物根化石を産する。植物根跡は酸化マンガンを濃集し黒色を呈することが多い。また砂質部分と泥層の境界などに硬質のリモナイト薄層が発達することがある。本層最上部の 10 ~ 20 cm は炭質物を多く含み、暗褐色を呈することから **チョコレート帯** と呼ばれることがある。この層準は乾燥するとクラックが顕著に発達するため野外でも認識しやすい。常総粘土は全層準にわたり帯磁率は低い (1×10^{-3} SI Unit 以下) ことが多い (第 4.19 図)。

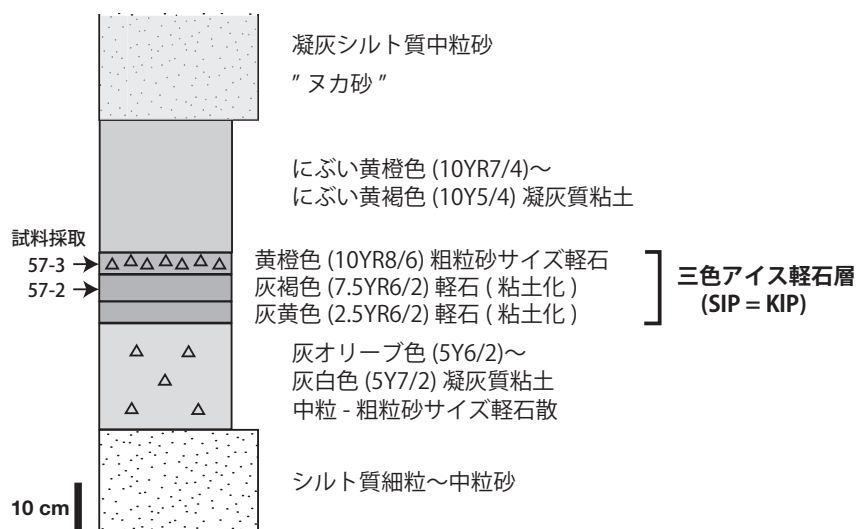
常総粘土は地形面ごとに観察される層序範囲・層厚が異なる (第 4.19 図)。木下層が堆積面を形成する箇所の常総粘土は層厚約 2 ~ 3 m で、基底付近に後述する三色アイス軽石層 (SIP = KIP テフラ群) を挟むほぼ全層準の常総粘土が分布する (第 4.19 図)。一方、大宮層が堆積面を形成する箇所の常総粘土は層厚約 1 ~ 2 m で、三色アイス軽石層を挟在する層準は認められず、御岳第 1 テフラ層準付近より上位の常総粘土が分布する (第 4.19 図)。

テフラ 三色アイス軽石層 (SIP ; KIP テフラ群) 及び御岳第 1 テフラ (On-Pm1) が挟在する。

三色アイス軽石層 (SIP ; KIP テフラ群) : 大宮台地南東端部において常総粘土の最下部付近に認められた。川口市戸塚 (Loc. 57) では下位より灰黄色 (2.5Y6/2) 凝灰粘土 4 cm, 灰褐色 (7.5YR6/2) 凝灰粘土 5 cm, 黄橙色 (10YR8/6) 粗粒軽石 3 ~ 4 cm からなる (第 4.20 図)。重鉱物は斜方輝石と単斜輝石が認められ、このうち斜方輝石の屈折率は 1.706 ~ 1.712 である (第 4.5 表)。南関東を中心に認められるこのようなテフラは従来から三色アイス軽石層 (SIP : Kobayashi *et al.*, 1968 ; 町田 洋, 1971 ; 町田瑞男, 1973 など) と呼ばれ、町田瑞男 (1973) によると、川口市周辺では下位より褐, 黄, 紫, 褐, 黄の 5 層に細分可能なこともあるという。三色アイス軽石層は大磯丘陵の KIP テフラ群に対比され、降灰分布から KIP テフラ群のなかでも KIP7 や KIP8, KIP13 を中心としている可能性が高いとされている (町田 洋, 1971)。前述の川口市戸塚で確認されたテフラの斜方輝石の屈折率は、新井ほか (1977) が報告した KIP7 や KIP8, KIP13 の屈折率とほぼ一致し矛盾はないが、KIP テフラ群はほとんどが類似の屈折率を示すことが知られており (新井ほか, 1977), 屈折率のみから KIP のいずれかのテフラに特定することは難しい。なお本テフラは



第 4.19 図 常総粘土及び新期ローム層，新期段丘堆積物の柱状図
柱状図の位置は巻末の付図を参照のこと。



第 4.20 図 常総粘土の基底付近に挟在する三色アイス軽石 (SIP) の柱状図
川口市戸塚 (Loc. 57)

第 4.5 表 常総粘土の基底付近に挟まれる三色アイス軽石 (SIP) の記載岩石学的特徴

サンプル番号	層厚 (cm)	色	重鉱物組成	ガラスの形態	斜方輝石の屈折率 γ (モード値)	同定
57-3	3-4	黄橙	opx, cpx	-	1.7056-1.7116	KIP
57-2	5	灰褐	opx, cpx	-	1.7057-1.7115 (1.707-1.708)	KIP

opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石

関東西部で下末吉面の離水層準付近に挟在することから、下末吉面 (=木下面) の離水層準 (MIS 5.5 後期) を示す指標テフラとされている (町田 洋, 1973 など). **御岳第 1 テフラ (On-Pm1)**: 常総粘土の中中部付近は、粘土がやや黄色味 (5Y7/6) を帯びることがある. この層準にまれに軽石層が挟まれることが知られている (町田瑞男, 1973; 杉原, 1970). この軽石層は大宮台地ではウグイス色軽石層 (UP) とも呼ばれ (渋谷ほか, 1968), 黒雲母やジルコンを特徴的に含み御岳第 1 テフラ (On-Pm1: Kobayashi *et al.*, 1968; 町田・新井, 2003) に対比されている (町田瑞男, 1973; 杉原, 1970). 今回の調査で野田図幅地域内には見いだすこと

はできなかったが、隣接する大宮図幅内の川口市西新井宿では常総粘土の中部に層厚 8 cm 以下の黄白色の粗粒~極粗粒軽石層が認められた. また現在は露頭が消滅しているものの、杉原 (1970) は野田図幅及びその周辺で本テフラが常総粘土に挟在することを報告している (第 4.19 図). なお On-Pm1 テフラは南関東では小原台面の離水層準を示す指標テフラとされ (町田 洋, 1973 など), 降灰年代は MIS 5.3 に相当する約 100 ka とされている (町田・新井, 2003).

堆積環境 植物根を含むことから陸成であることが考えられるが、珪藻化石は検出されず、堆積環境の詳細は不明である.

第5章 新期段丘堆積物及び新期ローム層

(中澤 努)

本図幅地域の台地表層には武蔵野ローム層及び立川ローム層に相当する新期ローム層（関東ローム研究グループ、1956）が広く分布している。また常総粘土を欠き、新期ローム層に直接覆われる段丘堆積物が局所的に分布する。本報告ではこれらを総称として新期段丘堆積物と呼ぶ。野田図幅地域には新期段丘堆積物としては、大堀川段丘堆積物が分布する。

5.1 新期段丘堆積物

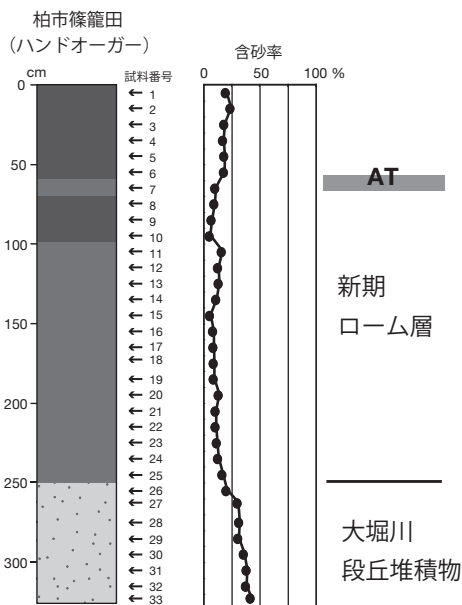
5.1.1 大堀川段丘堆積物 (to)

分布 図幅南東部の柏市の大堀川沿い及び大津川沿いに狭く分布する。

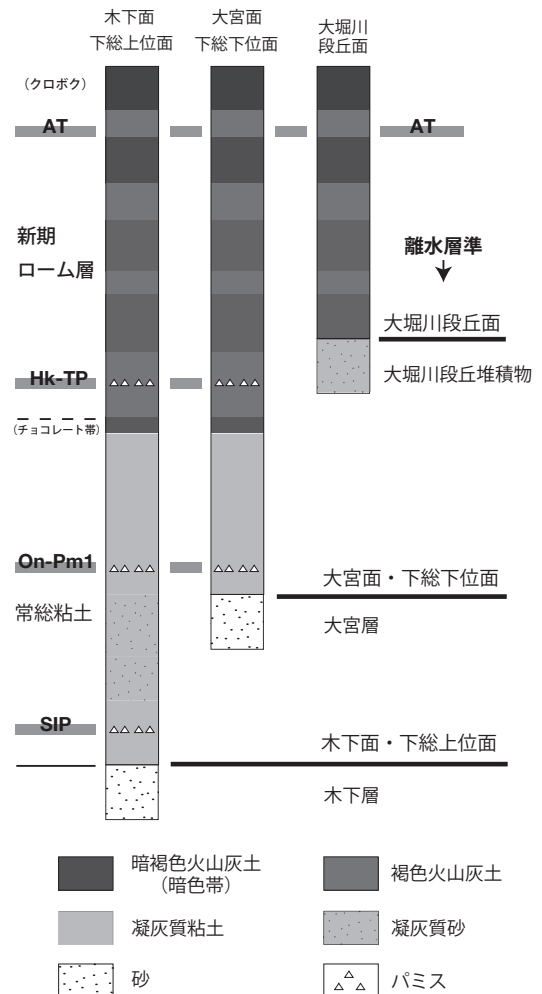
層相 砂質泥層あるいは泥質砂層からなる。柏市篠籠田 (Loc. 80) でのハンドオーガー調査では本段丘堆積物の上部約70 cmを観察することができ（第5.1図）、明褐色の砂質泥層からなることが確認された。既存ボーリング資料では砂質シルト、シルト質砂、あるいは細砂との記載がみられる。層厚は既存ボーリング資料を基に1～2 m程度と見積もられるが、下位の下総層群との境界の認定が困難な場合も多い。本段丘堆積物の上位には層厚約2.5 mのローム層が累重する（第4.19, 5.1, 5.2図）。

年代 本段丘堆積物を覆うローム層には、後述する箱根

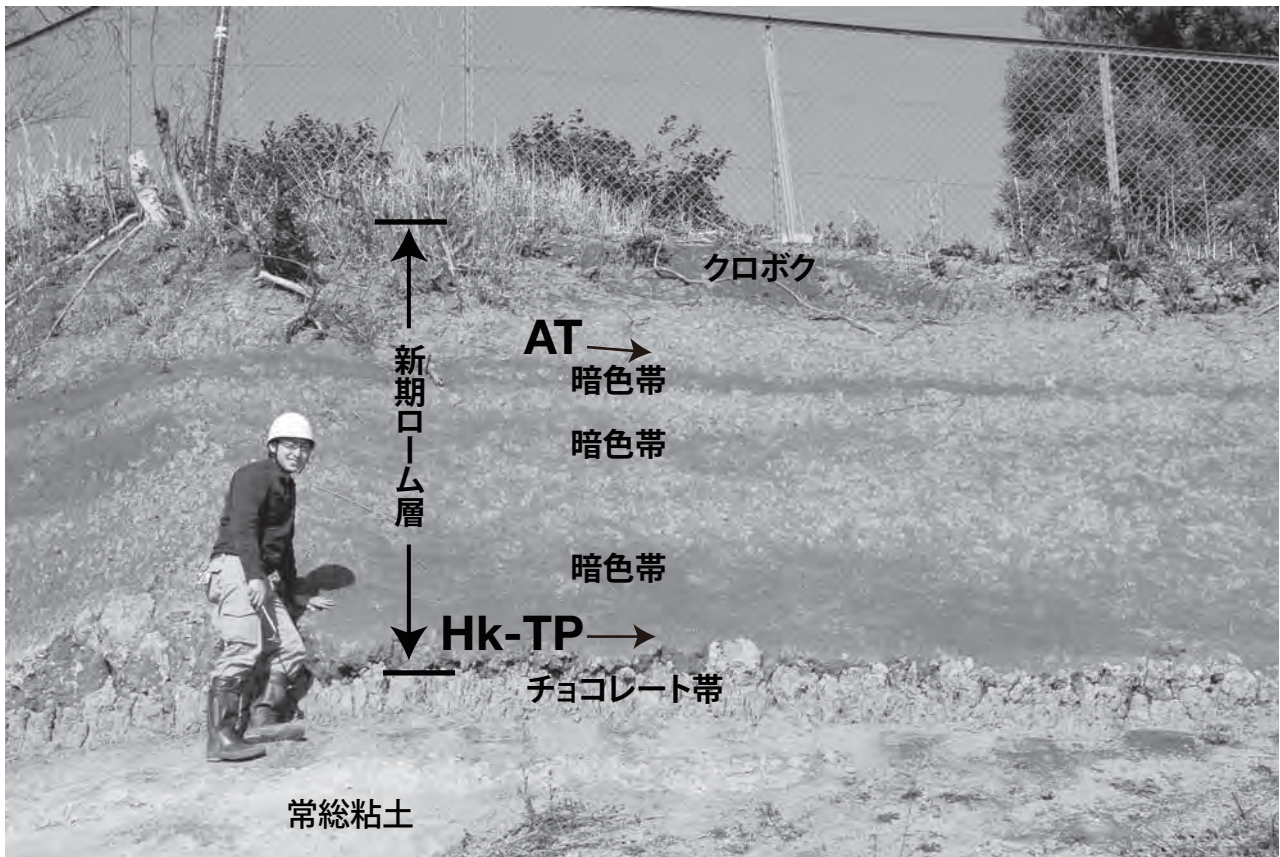
東京テフラ (Hk-TP) は含まれないが、同じく後述の始良 Tn テフラ (AT) 層準から本段丘堆積物の上面までローム層の層厚は約2 mあることから、下総上位面・下位面のローム層の層厚と比較すると、離水時期は箱根東京テフラ降灰期の少し後と考えられる。箱根東京テフラ層の降灰年代は、MIS 4に相当する60～65 ka頃と考えられていることから、本段丘堆積物の年代はMIS 4を中心とした時期と考えられる。杉原 (1970) は本段丘を千葉段丘としている。千葉段丘は千葉第1段丘と千葉第2段丘に分けられ、杉原 (1970) の千葉市付近の調査に基づくと、千葉第1段丘が箱根東京テフラを基底付近に含むローム層（武蔵野ローム層及び立川ローム層）に、千葉第2段丘は始良 Tn テフラを下部に含むローム層



第5.1図 大堀川段丘堆積物とそれを覆う新期ローム層の柱状図
柱状図の凡例は第5.2図を参照。



第5.2図 野田図幅地域に分布する段丘構成層・被覆層の模式柱状図と推定される離水層準



第 5.3 図 新时期ローム層及び常総粘土の露頭写真（取手市戸頭，Loc. 78；水海道図幅内）

（立川ローム層のみ）に覆われる段丘とされる。本図幅調査で行なった大堀川沿いの調査ではローム層堆積開始年代は箱根東京テフラ降灰期の少し後と考えられ、千葉第 1 段丘の形成期よりもやや遅いと考えられるが、いずれにせよ MIS 4 を中心とした時期の段丘堆積物である。武蔵野台地の中台段丘礫層（杉原ほか，1972）にほぼ相当すると考えられる。

5. 1. 2 未区分埋没段丘堆積物 (tb)

層相・分布 中川低地の地下に分布する。砂礫層あるいは礫混じり砂層からなる。本報告では正確な分布は把握できていないが、中川低地沿いの埋没谷地形の軸部沿いに局所的に分布するようである。三郷付近では標高約 -30 m 付近に約 2 m の層厚が確認される（第 6 章 第 6.1 図 GS-MUS-1 ボーリング参照）。

年代 詳細は不明であるが、沖積埋没谷地形沿いの標高の低い位置に分布することから、MIS 3～2 で海面が低下する過程で形成された可能性が高い。

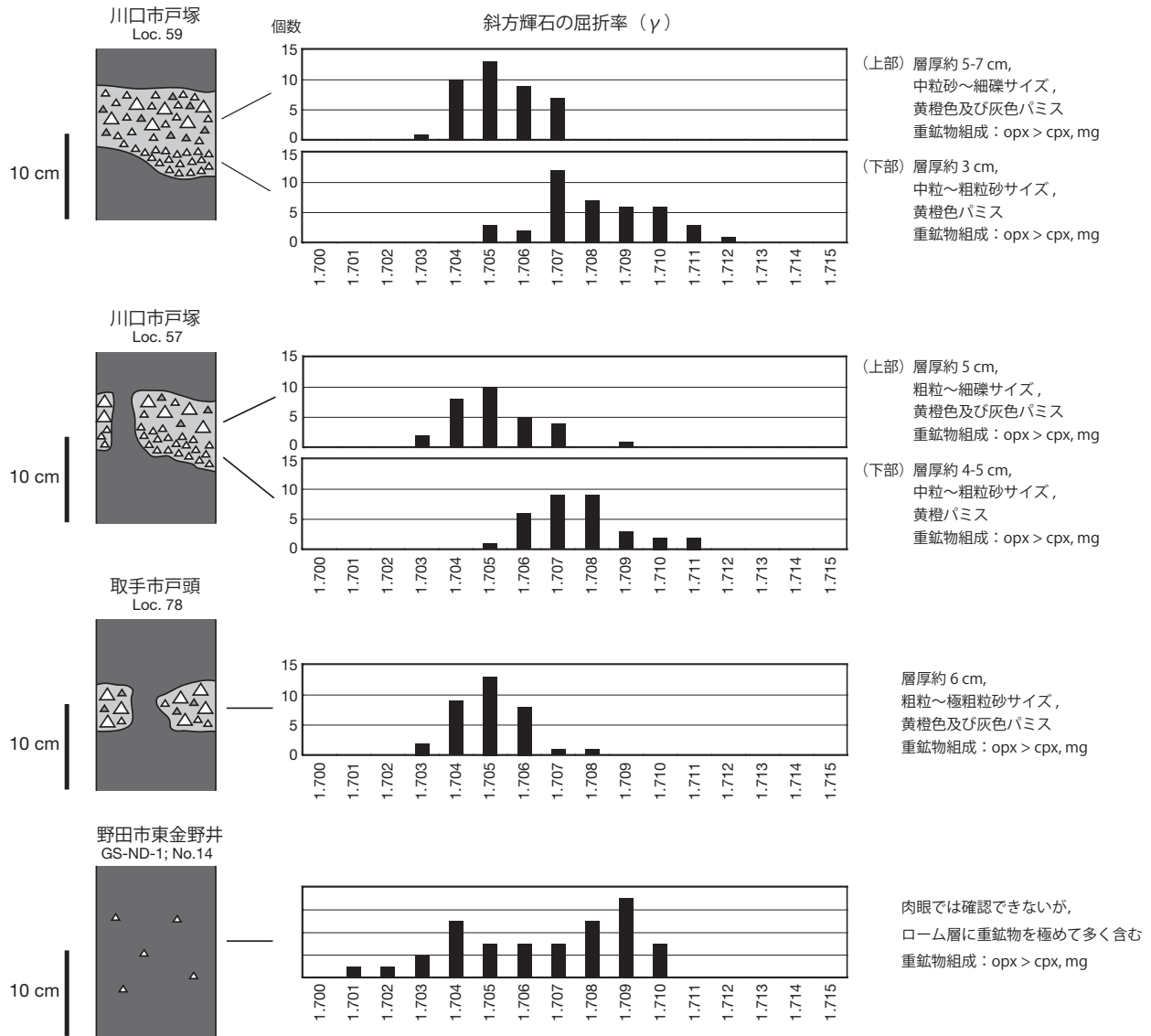
5.2 新时期ローム層 (L)

命名・定義 関東ローム研究グループ（1956, 1958, 1965）に基づき、新时期ローム層を台地表層に認められる

武蔵野期以降のローム層の総称として用いる。関東ローム研究グループ（1956）は、新时期ローム層を下部の武蔵野ローム層及び上部の立川ローム層に分けているが、野田地域ではその境界は必ずしも明瞭ではないため、ここではそれらを一括して新时期ローム層として記載する。

分布 下総台地・大宮台地・猿島台地の全域。

層相 本ローム層は褐色のローム（火山灰土）からなる（第 5.2, 5.3 図）。層厚は、欠如がない場合、大宮台地南東端の川口付近で約 4.5 m、柏や守谷では 3～4 m 前後と、図幅東部域でやや薄くなる。下総上位面及び下位面に相当する地域では、台地縁辺部を除けば、基本的に本ローム層が欠如なく観察される（第 4.19, 5.2 図）。その場合、本ローム層は常総粘土最上部のチョコレート帯から漸移して整合的に常総粘土を覆っている。本ローム層の基底から 30～60 cm までは明るい褐色（10YR4/6）を呈するやや粘土質のローム層からなる。この部分は風化した露頭ではその上下に比べ凸状を呈し、乾燥してもあまりクラックが発達しない。この部分の基底から 10～40 cm 上位には後述の箱根東京テフラ（Hk-TP）が挟在する。この上位は、乾燥するとクラックが発達する厚さ 200～250 cm の褐色（7.5YR4/6）のローム層が累重し、やや暗い褐色（7.5YR3/4-4/4）の帯（暗色帯）を 2～3 層挟む。最上位の褐色部の基底付近



第 5.4 図 箱根東京テフラ (Hk-TP) の記載岩石学的特徴

GS-ND-1 コアにおける試料採取層準は第 4.19 図を参照. opx : 斜方輝石, cpx : 単斜輝石, mg : 磁鉄鉱

からは, 水洗により泥分を除去すると, 後述する始良 Tn テフラ (AT) が検出できる. また新期ローム層の最上部は黒褐色のやわらかいローム層からなり, 一般的にクロボクあるいはクロボク土と呼ばれている.

N 値 全体を通じて 5 以下であることが多い.

テフラ 箱根東京テフラ (Hk-TP) 及び始良 Tn テフラ (AT) が認められる.

箱根東京テフラ (Hk-TP) : 新期ローム層の最下部付近に挟在する黄橙色の軽石質テフラ層. 原田 (1943) が東京浮石土として初めて記載し, のちに東京軽石あるいは東京軽石層 (町田・森山, 1968) と呼ばれた. 本報告では, 町田・新井 (2003) に倣い, 箱根東京テフラ (Hk-TP) と呼ぶ.

箱根東京テフラは南関東から関東平野中央部にかけて広く分布する (町田・新井, 2003). 野田図幅地域では

最大層厚約 10 cm で, 層状あるいはパッチ状に産する (第 5.4 図). 図幅南西部で厚く, 北東部で薄い傾向がある. 北東部では, 野外では肉眼で確認できない箇所も多いが, 推定される降灰層準から連続的にサンプリングした堆積物試料を水洗し, 泥分を除去すると, 重鉱物が多量に検出される層準を見出すことができ, 本テフラの降灰層準を特定することができる. 帯磁率も本テフラの降灰層準でやや高い値を示す.

比較的層厚が大きい図幅南西部の川口市戸塚 (Locs. 57, 59) では, 本テフラは層厚約 10 cm で, 層相から下部と上部に分けることができる (第 5.4 図). このうち下部は層厚 3 ~ 5 cm で中粒～粗粒砂サイズの黄橙色軽石からなる. 重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石, 磁鉄鉱からなり, 斜方輝石の屈折率は 1.705 ~ 1.712 (1.707 ~ 1.708) を示す. 一方, 上部は層厚約 5 ~ 7 cm で, 下部

第 5.1 表 始良 Tn テフラ (AT) の特徴

産地番号	サンプル番号	産状	ガラスの形態	ガラスの屈折率 (n)	同定
Loc. 78 (取手市戸頭)	No. 6	散在	バブルウォール型	1.498-1.501	AT
Loc. 80 (柏市篠籠田)	No. 7	散在	バブルウォール型	1.498-1.501	AT

よりやや粗粒の中粒砂サイズから 5 mm 径程度の黄橙色及び灰色軽石からなる。重鉱物は下部と同様に斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱で構成されるが、斜方輝石の屈折率は 1.703 ~ 1.707 (1.705) と、下部よりも低い値を示す。取手市戸頭 (Loc. 78, 龍ヶ崎図幅内) では、本テフラは層厚約 6 cm でパッチ状に産し、粗粒~極粗粒砂サイズの黄橙及び灰色軽石で構成される (第 5.4 図)。斜方輝石の屈折率は 1.703 ~ 1.708 (1.705) を示すことから、川口でみられるテフラの上部に相当する部分を観察していると考えられる。一方、野田市 (GS-ND-1) では肉眼では確認できないが、褐色のローム層下部層準から連続的に採取した試料を水洗し泥分を除去すると、斜方輝石、単斜輝石、磁鉄鉱が多量に産出する層準を確認できた (第 5.4 図)。このうち斜方輝石の屈折率は 1.701 ~ 1.710 と広いレンジを示すが、モード値は 1.704 と 1.709 を示し、川口でみられる本テフラの下部と上部が混在したものと推測される。

箱根東京テフラは箱根火山の新期軽石流 (久野, 1952) に相当するプリニアン噴火を起源とするテフラである (町田・新井, 2003)。また箱根東京テフラは、新

井 (1972) 及び新井ほか (1977) により、降下ユニットごとに屈折率が変化することが報告されている。それによると、給源に近い関東西部では、箱根東京テフラの下部から中部、上部ユニットへと屈折率が、1.708 ~ 1.713 (1.710), 1.706 ~ 1.711 (1.708), 1.703 ~ 1.708 (1.705) と変化するとされる。川口市戸塚のテフラの下部、上部は、それぞれ関東西部の箱根東京テフラの中部、上部に相当すると考えられる。なお箱根東京テフラの降灰年代は、MIS 4 に相当する 60 ~ 65 ka 頃と考えられている (町田・新井, 2003)。

始良 Tn テフラ (AT) : 欠如のないローム層の場合、台地の地表面から約 50 ~ 80 cm 下の褐色ローム層中にバブルウォール型の薄い火山ガラスの濃集帯として認められる。野外では肉眼で確認できないが、採取した試料から水洗により泥分を除去すると確認できる。火山ガラスの屈折率は 1.498 ~ 1.501 で (第 5.1 表)、ガラスの形態、屈折率ともに、町田・新井 (1976, 2003) の始良 Tn テフラの特徴にほぼ一致し、これに同定される。始良 Tn テフラの降灰年代は、町田・新井 (2003) に基づけば約 26 ~ 29 ka の MIS 3-2 境界付近である。

第6章 沖積層

(田辺 晋)

6.1 研究史及び概要

野田図幅地域における沖積層は、中川流系の中川低地と利根川流系の低地、下総台地と大宮台地、猿島台地を開析する小規模な谷底低地に分布しており、中川低地の沖積層については、その分布や層序に関する研究が1960年代から行われている(第6.1表)。

このうち、森川(1962)は、既存のボーリング柱状図資料を用いて、埼玉県春日部市から三郷市まで分布する沖積層の層厚分布を初めて明らかにし、沖積層の層厚が最大40mの開析谷が春日部市から三郷市にかけて幅2~7kmで分布していることを明らかにした。ここで、沖積層は下位より、下部砂層と下部粘土層、上部砂層、上部粘土層に区分された。その後、Matsuda(1974)は、既存のボーリング柱状図資料の解析から、春日部市から三郷市まで分布する沖積層の分布と層序を明らかにした。Matsuda(1974)の沖積層の基盤地形図は、森川(1962)による春日部市から三郷市にかけての開析谷に加えて、綾瀬川流系の開析谷や江戸川沿いの小規模な開析谷を示したことを特徴とする。Matsuda(1974)による中川低地の沖積層の層序は下位より、基底礫層(T₁G)と下部砂泥層(LS, LC)、中間砂層(MS)、上部泥層(UC)、上部砂層(US)、最上部陸成層(UA)に区分され、MSの基底の浸食面は新ドリラス期の海水準低下、MSはその直後の海水準上昇に伴って形成されたとされ

る。これに対して、遠藤ほか(1988)は中川低地に利根川流系の低地を加えた野田図幅の全地域における沖積層の層厚分布を明らかにした。既存のボーリング柱状図資料の解析による、その開析谷形状は、森川(1962)やMatsuda(1974)のものとは比べ、春日部市から三郷市にかけて標高-40mの開析谷の幅が約4kmと一定で広いことを特徴とする。遠藤ほか(1983)は中川低地における沖積層を八潮層とそれに新ドリラス期に形成された完新世基底礫層(HBG)を介して不整合に累重する谷塚層に区分した。八潮層と谷塚層は、それぞれ東京低地における七号地層と有楽町層に対比される。

以上のように、中川低地における沖積層の分布と層序は、長らく、既存のボーリング柱状図資料の解析によるものが多かったが、近年、中西ほか(2011a, b)と田辺ほか(2010)は層序ボーリングコアの堆積相解析と多数の放射性炭素年代値に基づいて、中川低地における沖積層を下位より、網状河川と蛇行河川、エスチュアリー、デルタの各システムに区分している。ここで、それぞれの堆積システムは、不整合関係ではなく、後氷期の海水準の上昇と安定に伴う一連のシーケンスを形成している。更に、中西ほか(2007)や田辺ほか(2008)は、層序ボーリングコアと既存のボーリング柱状図資料を対比し、中川低地における沖積層の詳細な基盤地形を明らかにしている。ここで沖積層の基底は、開析谷軸部においては、既存のボーリング柱状図資料が礫層を貫入してい

第6.1表 野田図幅地域における沖積層の層序の比較

森川(1962)	Matsuda(1974)	遠藤ほか(1983)	中西ほか(2011a, b) 田辺ほか(2010)	本図幅
上部粘土層	最上部陸成層	谷塚層 (有楽町層)	デルタシステム	Dユニット上部
上部砂層	上部砂層			Dユニット下部
下部粘土層	上部泥層 中間砂層		(HBG)	エスチュアリーシステム
下部砂層	下部砂泥層	八潮層 (七号地層)	蛇行河川システム	Bユニット
	基底礫層	(BG)	網状河川システム	Aユニット

波線は不整合

第 6.2 表 野田図幅地域における沖積層層序ボーリングの地点情報

ボーリングコア	緯度 (N)	経度 (E)	標高 (m)	掘削長 (m)	引用
GS-SMB-1	35°50'45.6"	139°47'16.8"	3.08	41.00	本図幅
GS-SK-1	35°51'32.7"	139°50'06.9"	3.73	60.00	石原ほか(2004)
GS-MHI-1	35°51'42.6"	139°51'05.6"	3.41	55.00	中西ほか(2011a)
GS-MUS-1	35°51'51.3"	139°51'49.8"	2.42	42.00	田辺ほか(2010)
GS-KS-1	35°55'55.8"	139°48'20.1"	5.34	57.00	中西ほか(2005)
GS-KBH-1	35°57'05.7"	139°46'25.6"	5.36	50.00	中西ほか(2011b)

るものが少ないことから、網状河川システムの礫層の上面深度を採用している。本図幅における沖積層の層序区分は、石原ほか(2004)と中西ほか(2011a, b)、田辺ほか(2010)の層序ボーリングコアを参考に岩相と堆積環境を重視した。沖積層は下位より、砂礫層から構成され網状河川システムに対応する A ユニット、河成の砂泥互層から構成され蛇行河川システムに対応する B ユニット、主に海成の泥層から構成されエスチュアリーシステムとデルタシステムのプロデルタ～デルタフロント堆積物に対応する C ユニット、河成の砂層と地表面の主に泥層から構成されデルタシステムのデルタプレーン堆積物に対応する D ユニットに区分される(第 6.1 表)。なお、D ユニットは現世の河川チャネル堆積物に対応する下部と地表面の堆積物に対応する上部に細分される。また、沖積層の基底深度分布は中西ほか(2007)と田辺ほか(2008)に基づき、開析谷の軸部においては網状河川システムの上面深度を採用した。本章では、中川低地における A～D の各ユニットについて記載したあとに、利根川流系の低地と谷底低地における沖積層について記載する。なお、本図幅で用いた層序ボーリングコアの位置情報は第 6.2 表、堆積柱状図は第 6.1 図、放射性炭素年代値は第 6.3 表に記す。中川低地の N 値断面図は第 6.2 図に示す。

6.2 中川低地の沖積層

6.2.1 A ユニット (A)

層相 本ユニットは礫または基質支持の礫層もしくは礫質砂層から構成され、その泥分含有率はほぼ 0% である。

N 値 本ユニットの N 値は 50 以上である。

産出化石 本ユニットから貝殻や植物片は産出しない。

堆積年代 GS-SK-1 において本ユニットの下位の下総層群から 48,400 BP よりも古い年代値、GS-MHI-1 において本ユニットの上位の B ユニットから 12,600 cal BP よりも新しい年代値が得られていることから、MIS 3 から最終氷期最盛期にかけて堆積したと考えられる。

本図幅地域における層序関係 本ユニットは沖積層の基盤である下総層群に不整合に累重する(遠藤ほか, 1983; 石原ほか, 2004)。

層序ボーリング地点における分布

GS-SMB-1: 標高 -36.2 ~ -36.9 m (深度 39.3 ~ 40.0 m)

GS-SK-1: 標高 -45.2 ~ -48.1 m (深度 48.9 ~ 51.8 m)

GS-MHI-1: 標高 -46.6 ~ -49.9 m (深度 50.0 ~ 53.3 m)

GS-KBH-1: 標高 -36.9 ~ -42.9 m (深度 42.3 ~ 48.3 m)

分布 本ユニットは中川流系では標高 -37 ~ -55 m において開析谷の軸部に厚く、広く分布する。また、綾瀬川流系では標高 -36 ~ -37 m において開析谷の軸部に薄く、局所的に分布する。

対比 本ユニットは、森川(1962)の下部砂層と Matsuda(1974)と遠藤ほか(1983)の基底礫層に対比できる。

堆積環境 本ユニットは、礫または基質支持の礫層や礫質砂層から構成されることから、掃流の影響によって形成されたと考えられ、均質な層相が開析谷底に広く分布することから、主に網状河川システムにおいて堆積したと考えられる。

6.2.2 B ユニット (B)

層相 本ユニットは層厚が 3 m 以下の上方細粒化する砂層と層厚が 4 m 以下の泥層の互層から構成され、その泥分含有率は砂層において 0 ~ 50%、泥層において 60 ~ 100% である。砂層は泥層から逆級化することがあり、砂層中にはカレントリップル層理が見られる。泥層中には植物片や植物根が多く見られる。

N 値 本ユニットの砂層は N 値 10 ~ 50、泥層は N 値 5 ~ 10 を有する。

産出化石 植物片や植物根が多く見られる。

堆積年代 GS-MHI-1 における本ユニットの基底部から 12,600 cal BP、GS-KBH-1 における C ユニットの基底部から 9,300 cal BP の放射性炭素年代値が得られていることから、9,300 ~ 12,600 cal BP にかけて堆積したと考えられる。

本図幅地域における層序関係 本ユニットは A ユニットに明瞭な境界面を介して接する。

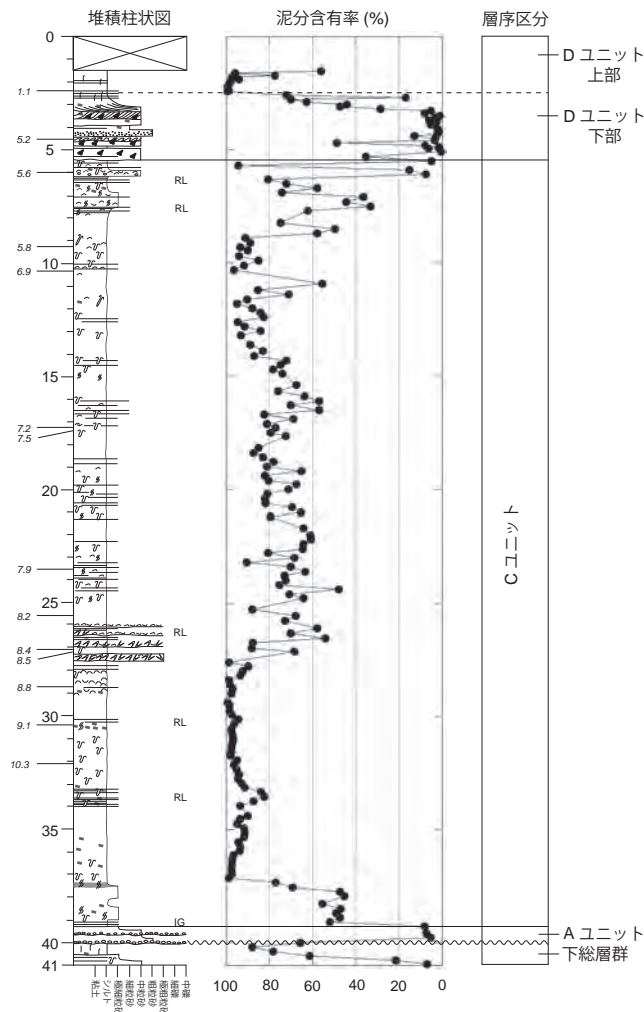
層序ボーリング地点における分布

GS-SK-1: 標高 -31.6 ~ -45.2 m (深度 35.3 ~ 48.9 m)

GS-MHI-1: 標高 -36.4 ~ -46.6 m (深度 39.8 ~ 50.0 m)

GS-KS-1: 標高 -29.5 ~ -47.8 m (深度 34.8 ~ 53.1 m)

GS-SMB-1
標高: 3.08 m



第 6.1 図 野田幅地域における沖積層層序ボーリングの堆積柱状図 (その 1)

GS-KBH-1 : 標高 -28.5 ~ -36.9 m (深度 33.9 ~ 42.3 m)
分布 本ユニットは中川水系では開析谷軸部の標高 -29 ~ -48 m に広く分布する。既存のボーリング柱状図資料を用いた地質断面図では、泥層の分布が卓越することから、砂層は泥層中にレンズ状に分布すると考えられる (田辺ほか, 2010)。
対比 本ユニットは、森川 (1962) の下部砂層, Matsuda (1974) の下部砂泥層, 遠藤ほか (1983) の八潮層に対比できる。
堆積環境 本ユニットからは貝殻や生痕化石が産出せず、植物片や植物根が卓越することから、陸成の環境で堆積したと考えられる。また、逆級化構造は自然堤防帯の氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造とされる (増田・伊勢屋, 1985)。また、上方細粒化するチャンネル砂層が氾

濫原泥層中にレンズ状に分布すると考えられることから、本ユニットは主に蛇行河川システムにおいて形成されたと考えられる。

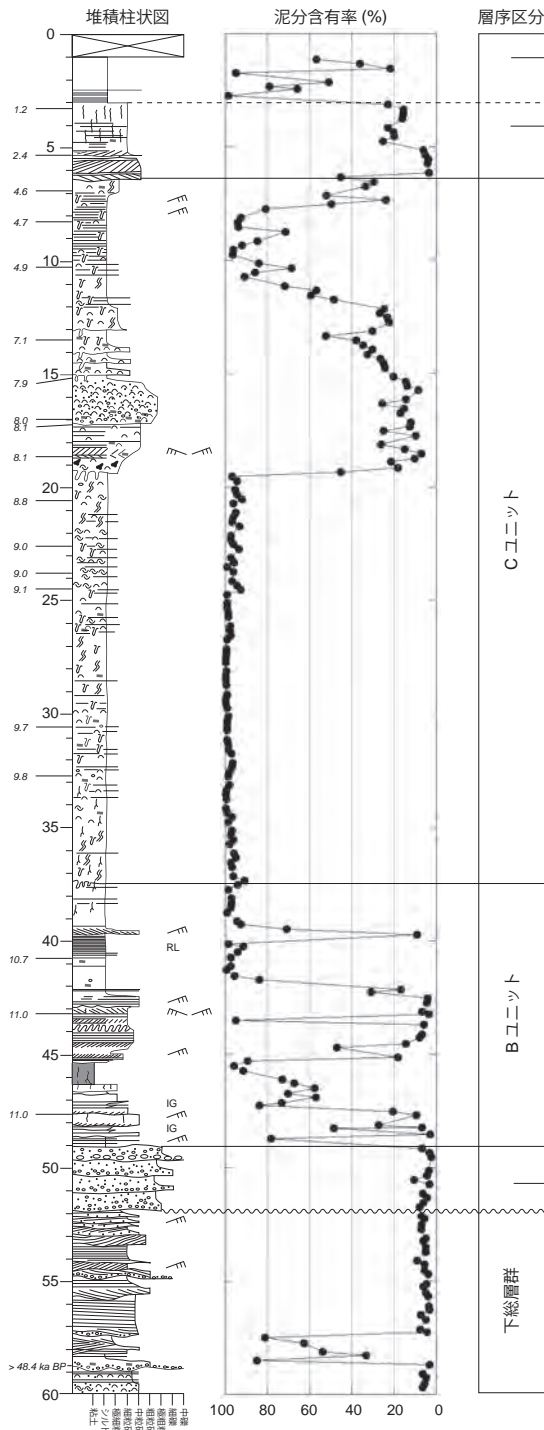
6. 2. 3 Cユニット (C)

層相 本ユニットは主に泥分含有率が 50 % 以上の泥層から構成され、局所的に泥分含有率 50 % 以下の砂層やマガキの密集層が挟在する。泥層中にはリズミカルな葉理やカレントリップル層理、砂層中には 2 方向流を示すカレントリップル層理が見られる。本ユニットからは多くの貝殻や生痕化石が産出する。

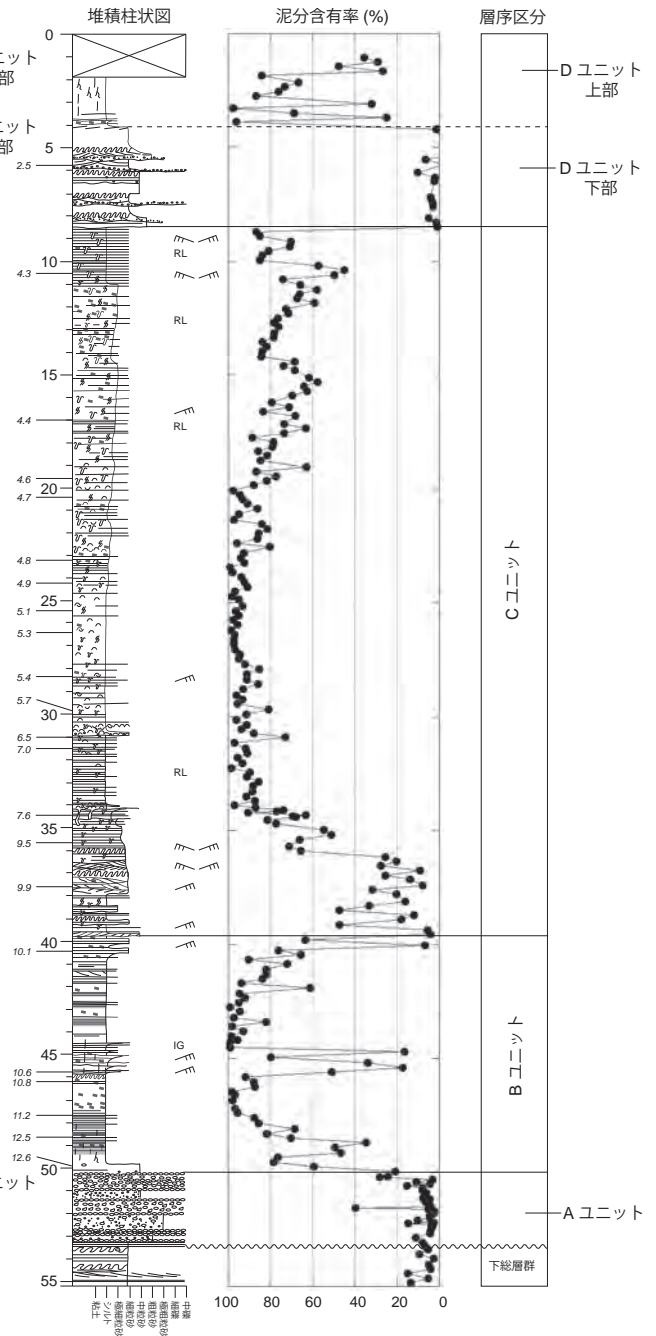
N 値 本ユニットの泥層は N 値 0 ~ 5, 砂層は N 値 5 ~ 20 を有する。

産出化石 本ユニットからは多くの貝殻や生痕化石が産

GS-SK-1
標高: 3.73 m



GS-MHI-1
標高: 3.41 m



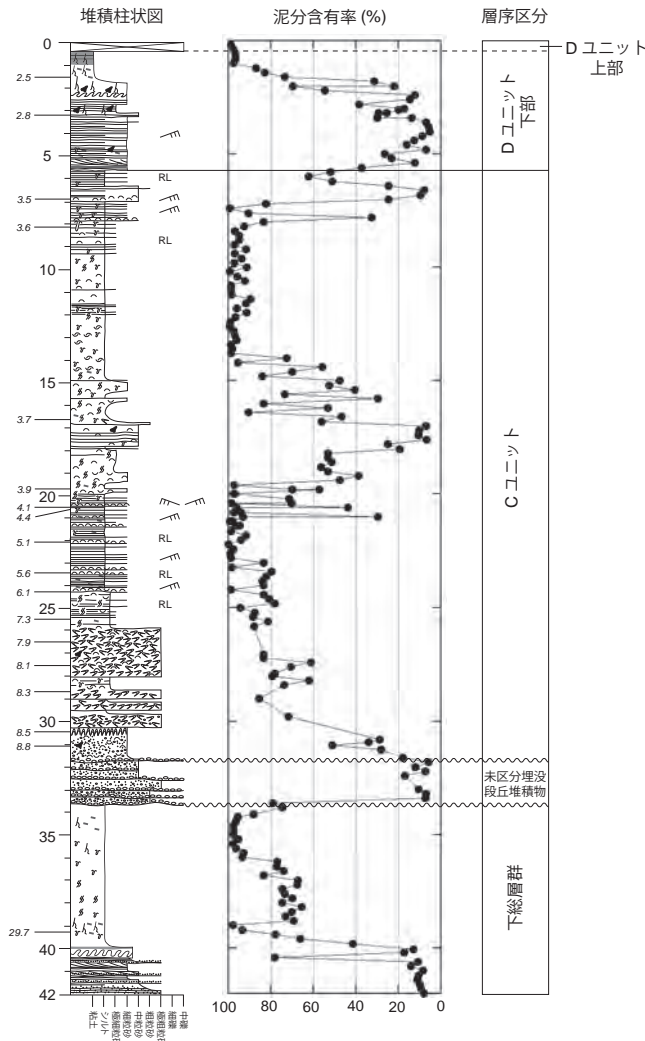
第6.1図 (その2)

出する。本ユニットの下部からは *Potamocorbula* sp. (ヌマコダキガイ類), *Corbicula japonica* (ヤマトシジミ), *Crassostrea gigas* (マガキ) などの潮間帯指標種が産出し、中部からは *Ringiculina doliaris* (マメウラシマガイ) や *Dosinella angulosa* (ウラカガミ) などの潮下帯の指標種

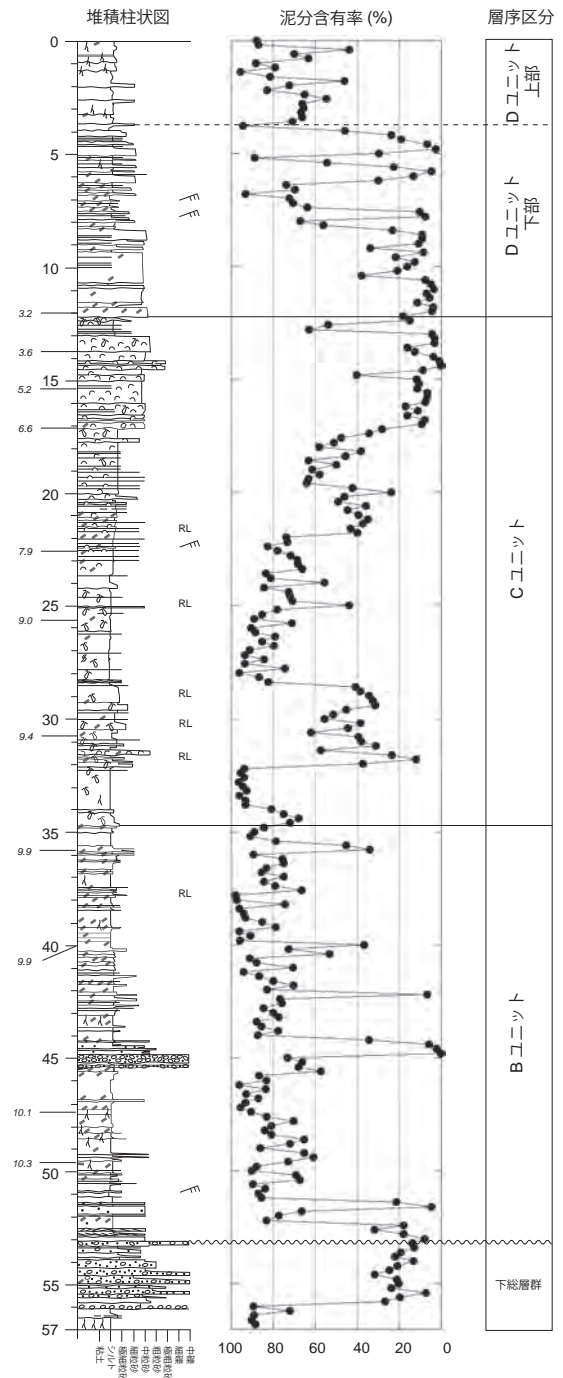
が産出し、上部からは再び *Potamocorbula* sp. などの潮間帯指標種が産出する。

堆積年代 Bユニットの最上部からは 10,700 cal BP, Dユニットの最下部からは 3,200 cal BP の放射性炭素年代値が得られていることから、本ユニットは 3,200 ~

GS-MUS-1
標高: 2.42 m



GS-KS-1
標高: 5.34 m



第 6.1 図 (その 3)

10,700 cal BP にかけて堆積したと考えられる。

本図幅地域における層序関係 本ユニットは B ユニットの明瞭な境界面を介して接する。特に GS-MHI-1 や GS-KBH-1 などの開析谷の軸部では砂層による軽微な浸食面を介して B ユニットの接する。

層序ボーリング地点における分布

GS-SMB-1 : 標高 -2.5 ~ -36.2 m (深度 5.6 ~ 39.3 m)

GS-SK-1 : 標高 -2.7 ~ -33.7 m (深度 6.4 ~ 37.4 m)

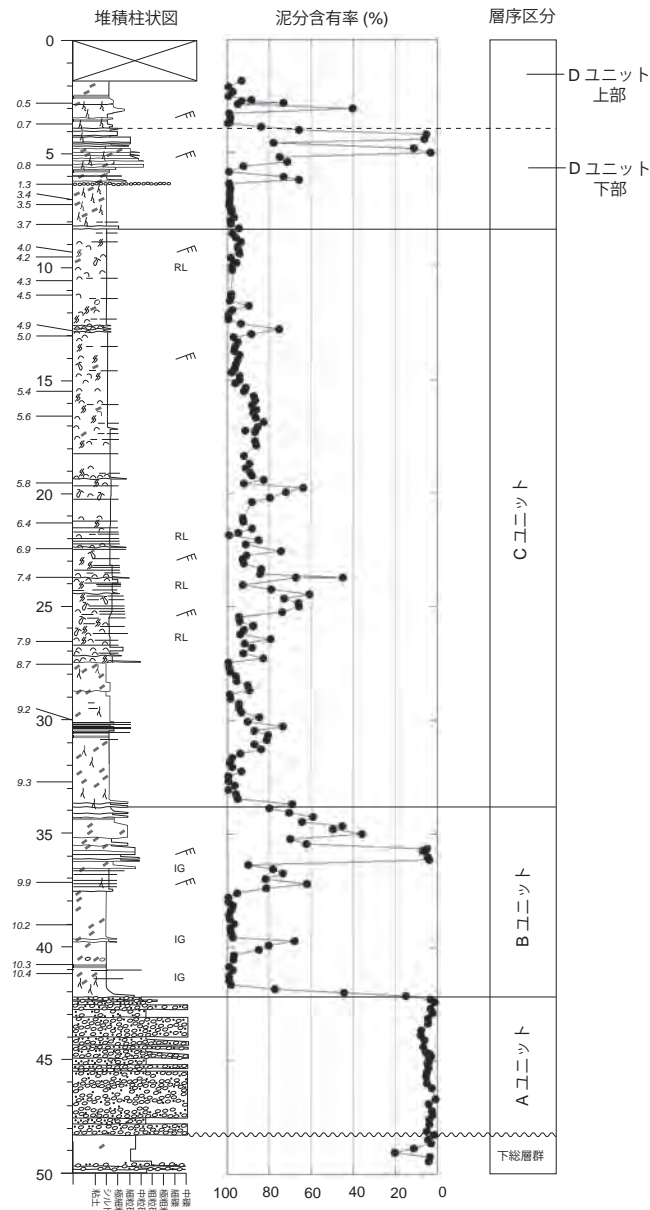
GS-MHI-1 : 標高 -5.1 ~ -36.4 m (深度 8.5 ~ 39.8 m)

GS-MUS-1 : 標高 -3.2 ~ -29.2 m (深度 5.6 ~ 31.6 m)

GS-KS-1 : 標高 -6.8 ~ -29.5 m (深度 12.1 ~ 34.8 m)

GS-KBH-1 : 標高 -2.9 ~ -28.5 m (深度 8.3 ~ 33.9 m)

GS-KBH-1
標高: 5.36 m



第 6.1 図 (その 4)

分布 本ユニットは中川流系では開析谷の軸部と縁辺部の標高 -3 ~ -36 m に広く分布する。特に GS-MHI-1 や GS-KBH-1 などの開析谷の軸部では、B ユニットとの境界に上方細粒化する砂層が開析谷に沿って分布する。また、GS-SK-1 などの開析谷縁辺部では上方細粒化する砂層が局部的に分布する。また、綾瀬川流系では開析谷軸部の標高 -3 ~ -36 m に広く分布する。

対比 本ユニットは森川 (1962) の下部粘土層と上部砂層、Matsuda (1974) の中間砂層と上部泥層、上部砂層、遠藤ほか (1983) の谷塚層に対比できる。

堆積環境 本ユニットは、貝殻や生痕化石が産出することから、海成の環境で堆積したと考えられる。また、リズムカルな葉理や2方向流を示すカレントリップル層理は潮汐や潮流の影響した堆積環境を示す。本ユニットの下部からは潮間帯の貝殻、中部からは潮下帯の貝殻、上部からは潮間帯の貝殻が産出することから、本ユニットでは上方に向かって堆積環境の古水深が増加した後に減少したことを示す。複数のコアサイトにおいて上方深海化と上方浅海化の堆積相サクセションを示すことから、本ユニットはエスチュアリー環境の内陸への侵入の後に

第 6.3 表 野田図幅地域における沖積層層序ボーリングの放射性炭素年代値

深度 (m)	標高 (m)	試料	貝殻の種類	同位体分別補正年代 (1σ range) (BP)	較正年代 (2σ range) (cal BP)	試料番号	引用
GS-SMB-1							
2.34	0.74	植物片		1130 ± 40	960—1150	NIES-TERRA-b042407a22	本図幅
4.47	-1.39	植物片		4510 ± 50	5040—5310	NIES-TERRA-b042407a03	本図幅
5.78	-2.7	植物片		4820 ± 50	5470—5650	NIES-TERRA-b042407a04	本図幅
5.95	-2.87	貝殻	アカニシ	5200 ± 40	5460—5640	NIES-TERRA-b041207a18	本図幅
7.55	-4.47	貝殻	マガキ	5940 ± 50	6260—6470	NIES-TERRA-b041207a20	本図幅
8.87	-5.79	貝殻	スマコダキガイ類	6460 ± 40	6840—7110	NIES-TERRA-b052407a03	本図幅
9.19	-6.11	植物片		5010 ± 70	5640—5900	NIES-TERRA-b042407a05	本図幅
10.2	-7.12	貝殻	スマコダキガイ類	6400 ± 50	6730—7010	NIES-TERRA-b041207a21	本図幅
11.75	-8.67	植物片		6350 ± 50	7170—7340	NIES-TERRA-b042407a06	本図幅
14.9	-11.82	植物片		6280 ± 50	7150—7310	NIES-TERRA-b042407a08	本図幅
14.9	-11.82	貝殻	チヨノハナガイ	6770 ± 40	7220—7400	NIES-TERRA-b041207a22	本図幅
17.19	-14.11	植物片		6250 ± 60	7000—7290	NIES-TERRA-b042407a09	本図幅
17.29	-14.21	貝殻 (合弁)	ヤチヨノハナガイ	7050 ± 60	7430—7640	NIES-TERRA-b041207a23	本図幅
19.9	-16.82	貝殻	マメウラシマ	7410 ± 40	7780—7960	NIES-TERRA-b052407a04	本図幅
20.95	-17.87	植物片		7910 ± 70	8590—8990	NIES-TERRA-b052407a08	本図幅
23.51	-20.43	植物片		7050 ± 60	7740—7980	NIES-TERRA-b042407a10	本図幅
25.6	-22.52	貝殻	スマシラゲ	7720 ± 50	8050—8310	NIES-TERRA-b041207a24	本図幅
26.9	-23.82	貝殻	スマコダキガイ類	8580 ± 40	9100—9380	NIES-TERRA-b052407a05	本図幅
27.1	-24.02	貝殻	フクレユキミノ	7970 ± 50	8340—8540	NIES-TERRA-b041207a29	本図幅
27.2	-24.12	植物片		7750 ± 60	8420—8630	NIES-TERRA-b042407a11	本図幅
27.2	-24.12	貝殻	マガキ	8010 ± 50	8370—8580	NIES-TERRA-b041207a27	本図幅
28	-24.92	貝殻	スマコダキガイ類	8580 ± 50	9080—9390	NIES-TERRA-b041207a28	本図幅
28.7	-25.62	植物片		8000 ± 60	8680—9010	NIES-TERRA-b052407a09	本図幅
30.3	-27.22	植物片		8130 ± 50	8990—9150	NIES-TERRA-b052407a10	本図幅
32.1	-29.02	植物片		9120 ± 70	10180—10440	NIES-TERRA-b042407a12	本図幅
GS-SK-1							
3.25	0.48	植物根		1230 ± 40	1060—1270	Beta-177911	石原ほか (2004)
4.60	-0.87	植物片		2420 ± 40	2350—2540	NIES-TERRA-b052406a18	田辺ほか (2010)
5.25	-1.52	植物片		2340 ± 40	2310—2490	NIES-TERRA-b060806a13	田辺ほか (2010)
6.80	-3.07	木片		4020 ± 40	4410—4580	NIES-TERRA-b052406a21	田辺ほか (2010)
6.89	-3.16	貝殻	マガキ	4630 ± 40	4770—4980	Beta-177912	石原ほか (2004)
8.20	-4.47	植物片		4260 ± 40	4800—4890	NIES-TERRA-b052406a22	田辺ほか (2010)
8.28	-4.55	貝殻		4500 ± 40	4570—4810	Beta-183665	石原ほか (2004)
10.22	-6.49	貝殻	ウラカガミ	6590 ± 40	6990—7230	Beta-177913	石原ほか (2004)
10.20	-6.47	植物片		4300 ± 40	4830—4970	NIES-TERRA-b052406a23	田辺ほか (2010)
13.42	-9.69	貝殻 (合弁)	フスマガイ	6600 ± 40	7000—7230	Beta-177914	石原ほか (2004)
15.10	-11.37	貝殻	クサビザラガイ	7470 ± 40	7840—8010	Beta-183666	石原ほか (2004)
15.10	-11.37	貝殻 (合弁)	ヒメカノアサリ	7430 ± 50	7780—7990	NIES-TERRA-b060206a35	田辺ほか (2010)
17.05	-13.32	貝殻	マガキ	7540 ± 40	7920—8120	Beta-183667	石原ほか (2004)
17.20	-13.47	貝殻	マガキ	7610 ± 40	7970—8160	Beta-177915	石原ほか (2004)
17.40	-13.67	植物片		15800 ± 70	18870—19180	NIES-TERRA-b052406a26	田辺ほか (2010)
18.65	-14.92	貝殻		7620 ± 40	7980—8170	Beta-183668	石原ほか (2004)
20.20	-16.47	植物片		9720 ± 50	11070—11240	NIES-TERRA-b052406a27	田辺ほか (2010)
20.55	-16.82	貝殻	スマコダキガイ類	8280 ± 40	8670—8980	Beta-177916	石原ほか (2004)
22.55	-18.82	貝殻	スマコダキガイ類	8480 ± 40	8990—9240	Beta-177917	石原ほか (2004)
23.80	-20.07	貝殻 (合弁)	スマコダキガイ類	8490 ± 40	9000—9250	Beta-177918	石原ほか (2004)
23.80	-20.07	植物片		8450 ± 50	9400—9540	NIES-TERRA-b052406a28	田辺ほか (2010)
24.41	-20.68	貝殻		8520 ± 40	9020—9280	Beta-177919	石原ほか (2004)
30.52	-26.79	木片		8730 ± 40	9560—9830	Beta-177921	石原ほか (2004)
32.70	-28.97	植物片		8870 ± 50	9770—10180	NIES-TERRA-b052406a29	田辺ほか (2010)
32.75	-29.02	貝殻 (合弁)	シジミ	9170 ± 40	9800—10140	Beta-177922	石原ほか (2004)
40.70	-36.97	植物片		9370 ± 70	10370—10770	NIES-TERRA-b052406a32	田辺ほか (2010)
43.15	-39.42	木片		9620 ± 40	10780—11040	Beta-177925	石原ほか (2004)
47.60	-43.87	木片		9720 ± 60	11070—11250	NIES-TERRA-b052406a33	田辺ほか (2010)
58.72	-54.99	木片		> 48350	—	Beta-180986	石原ほか (2004)
GS-MHI-1							
3.77	-0.36	植物片		2550 ± 40	2490—2640	NIES-TERRA-b083104a03	中西ほか (2011a)
5.78	-2.37	木片		2440 ± 50	2350—2620	NIES-TERRA-b122004a29	中西ほか (2011a)
8.54	-5.13	植物片		4050 ± 40	4420—4630	NIES-TERRA-b083104a04	中西ほか (2011a)
9.57	-6.16	植物片		4040 ± 90	4290—4830	NIES-TERRA-b083104a05	中西ほか (2011a)
10.54	-7.13	貝殻		3870 ± 60	3650—4010	NIES-TERRA-b090404a03	中西ほか (2011a)
11.38	-7.97	貝殻		4150 ± 90	3960—4450	NIES-TERRA-b083104a06	中西ほか (2011a)
12.54	-9.13	貝殻		4050 ± 60	3890—4260	NIES-TERRA-b083104a07	中西ほか (2011a)
14.64	-11.23	木片		4060 ± 50	4420—4650	NIES-TERRA-b090404a04	中西ほか (2011a)
14.90	-11.49	植物片		4100 ± 40	4520—4730	NIES-TERRA-b083104a09	中西ほか (2011a)
16.92	-13.51	植物片		3950 ± 50	4250—4520	NIES-TERRA-b083104a10	中西ほか (2011a)
17.78	-14.37	植物片		4050 ± 50	4420—4650	NIES-TERRA-b083104a11	中西ほか (2011a)
17.78	-14.37	貝殻		4630 ± 50	4760—5000	NIES-TERRA-b082604a03	中西ほか (2011a)
18.60	-15.19	植物片		4170 ± 60	4570—4840	NIES-TERRA-b083104a12	中西ほか (2011a)
19.57	-16.16	植物片		4140 ± 70	4520—4840	NIES-TERRA-b083104a13	中西ほか (2011a)
19.57	-16.16	貝殻	スマコダキガイ類	4500 ± 50	4540—4820	NIES-TERRA-b082604a04	中西ほか (2011a)
20.32	-16.91	植物片		4190 ± 60	4570—4850	NIES-TERRA-b082604a35	中西ほか (2011a)
20.32	-16.91	貝殻	スマコダキガイ類	4560 ± 50	4590—4880	NIES-TERRA-b082604a05	中西ほか (2011a)
21.52	-18.11	貝殻	スマコダキガイ類	4610 ± 50	4680—4970	NIES-TERRA-b082604a07	中西ほか (2011a)
22.52	-19.11	植物片		4240 ± 70	4570—4970	NIES-TERRA-b083104a17	中西ほか (2011a)
23.20	-19.79	貝殻	スマコダキガイ類	4580 ± 50	4620—4930	NIES-TERRA-b082604a08	中西ほか (2011a)
23.24	-19.83	植物片		4230 ± 70	4570—4890	NIES-TERRA-b083104a18	中西ほか (2011a)
23.24	-19.83	貝殻		4620 ± 60	4670—5020	NIES-TERRA-b082604a27	中西ほか (2011a)
24.20	-20.79	貝殻		4700 ± 50	4810—5080	NIES-TERRA-b082604a09	中西ほか (2011a)
25.50	-22.09	貝殻	マメウラシマガイ	4860 ± 50	5000—5300	NIES-TERRA-b082604a10	中西ほか (2011a)

26.33	-22.92	貝殻	ゴイスギガイ	5040 ± 50	5290—5530	NIES-TERRA-b082604a13	中西ほか (2011a)
26.42	-23.01	貝殻	マメウラシマガイ	4960 ± 50	5170—5450	NIES-TERRA-b082604a14	中西ほか (2011a)
27.29	-23.88	植物片		4980 ± 70	5600—5800	NIES-TERRA-b083104a19	中西ほか (2011a)
27.42	-24.01	貝殻		5150 ± 50	5390—5620	NIES-TERRA-b082604a28	中西ほか (2011a)
28.22	-24.81	貝殻	マメウラシマガイ	5160 ± 70	5320—5650	NIES-TERRA-b082604a29	中西ほか (2011a)
28.25	-24.84	貝殻	マメウラシマガイ	5160 ± 50	5410—5640	NIES-TERRA-b082604a30	中西ほか (2011a)
28.33	-24.92	貝殻	ゴイスギガイ	5140 ± 50	5380—5600	NIES-TERRA-b082604a15	中西ほか (2011a)
28.33	-24.92	貝殻	マメウラシマガイ	5070 ± 50	5310—5550	NIES-TERRA-b082604a18	中西ほか (2011a)
29.21	-25.80	貝殻	ゴイスギガイ	5300 ± 50	5570—5800	NIES-TERRA-b082604a19	中西ほか (2011a)
29.82	-26.41	貝殻	マメウラシマガイ	5310 ± 50	5570—5810	NIES-TERRA-b082604a31	中西ほか (2011a)
30.95	-27.54	貝殻	マメウラシマガイ	6120 ± 50	6420—6670	NIES-TERRA-b082604a20	中西ほか (2011a)
31.49	-28.08	貝殻	マメウラシマガイ	6500 ± 60	6850—7160	NIES-TERRA-b082604a34	中西ほか (2011a)
33.78	-30.37	貝殻		6630 ± 50	7010—7260	NIES-TERRA-b082604a22	中西ほか (2011a)
34.36	-30.95	植物片		6140 ± 70	6850—7180	NIES-TERRA-b083104a20	中西ほか (2011a)
34.35	-30.94	貝殻		7100 ± 50	7480—7670	NIES-TERRA-b082604a17	中西ほか (2011a)
34.35	-30.94	貝殻	マガキ	7990 ± 50	8350—8560	NIES-TERRA-b082604a23	中西ほか (2011a)
35.67	-32.26	木片		8530 ± 60	9430—9600	NIES-TERRA-b083104a23	中西ほか (2011a)
37.64	-34.23	木片		8830 ± 60	9690—10170	NIES-TERRA-b083104a24	中西ほか (2011a)
38.97	-35.56	植物片		9180 ± 60	10230—10500	NIES-TERRA-b083104a25	中西ほか (2011a)
39.87	-36.46	木片		9200 ± 60	10240—10510	NIES-TERRA-b083104a26	中西ほか (2011a)
40.40	-36.99	植物片		8950 ± 70	9890—10240	NIES-TERRA-b082604a37	中西ほか (2011a)
43.96	-40.55	植物片		9430 ± 60	10500—10800	NIES-TERRA-b090404a05	中西ほか (2011a)
44.08	-40.67	植物片		9640 ± 80	10750—11200	NIES-TERRA-b083104a31	中西ほか (2011a)
44.17	-40.76	植物片		9750 ± 50	11090—11250	NIES-TERRA-b083104a32	中西ほか (2011a)
45.77	-42.36	木片		9380 ± 50	10490—10730	NIES-TERRA-b090404a06	中西ほか (2011a)
46.16	-42.75	植物片		9480 ± 60	10570—10880	NIES-TERRA-b083104a34	中西ほか (2011a)
47.60	-44.19	植物片		9800 ± 60	11100—11330	NIES-TERRA-b083104a35	中西ほか (2011a)
48.60	-45.19	植物片		10520 ± 70	12340—12770	NIES-TERRA-b083104a36	中西ほか (2011a)
49.88	-46.47	植物片		10580 ± 60	12550—12790	NIES-TERRA-b083104a37	中西ほか (2011a)
GS-MUS-1							
1.60	0.82	植物片		2470 ± 80	2360—2730	terra-012109a03	田辺ほか (2010)
3.35	-0.93	植物片		2700 ± 30	2760—2850	terra-012109a04	田辺ほか (2010)
5.45	-3.03	植物片		3360 ± 30	3550—3650	terra-012109a05	田辺ほか (2010)
6.85	-4.43	貝殻	ヌマコダキガイ類	3660 ± 30	3470—3660	terra-011909a03	田辺ほか (2010)
6.85	-4.43	植物片		3280 ± 30	3440—3580	terra-012109a06	田辺ほか (2010)
8.15	-5.73	貝殻(合弁)	ヌマコダキガイ類	3680 ± 30	3480—3680	terra-011909a04	田辺ほか (2010)
14.65	-12.23	貝殻		3730 ± 40	3550—3800	Beta-226998	田辺ほか (2010)
16.70	-14.28	貝殻		3720 ± 40	3530—3790	Beta-226999	田辺ほか (2010)
17.35	-14.93	植物片		4410 ± 30	4870—5050	terra-012109a08	田辺ほか (2010)
19.70	-17.28	貝殻		3890 ± 40	3720—3980	Beta-227000	田辺ほか (2010)
20.55	-18.13	貝殻	ヌマコダキガイ類	4060 ± 40	3960—4230	terra-011909a05	田辺ほか (2010)
20.60	-18.18	植物片		3930 ± 30	4280—4440	terra-012109a09	田辺ほか (2010)
21.29	-18.87	貝殻	マメウラシマガイ	6660 ± 60	7020—7320	terra-011909a06	田辺ほか (2010)
22.07	-19.65	貝殻	マメウラシマガイ	4790 ± 70	4860—5270	terra-012609a03	田辺ほか (2010)
23.38	-20.96	貝殻	マメウラシマガイ	5250 ± 30	5560—5690	terra-011909a08	田辺ほか (2010)
24.25	-21.83	貝殻		5710 ± 40	5990—6230	Beta-227001	田辺ほか (2010)
25.50	-23.08	貝殻	マメウラシマガイ	6870 ± 180	6980—7700	terra-011909a09	田辺ほか (2010)
26.10	-23.68	貝殻		7390 ± 40	7760—7940	Beta-227002	田辺ほか (2010)
26.60	-24.18	貝殻	マガキ	7460 ± 40	7830—8010	terra-011909a10	田辺ほか (2010)
27.55	-25.13	ヘビガイ		7620 ± 30	8000—8160	terra-011909a11	田辺ほか (2010)
28.70	-26.28	貝殻	マガキ	7840 ± 40	8200—8390	terra-011909a12	田辺ほか (2010)
30.40	-27.98	貝殻	マガキ	7980 ± 60	8330—8570	terra-011909a15	田辺ほか (2010)
31.05	-28.63	貝殻(合弁)	マガキ	8230 ± 70	8570—8970	terra-011909a16	田辺ほか (2010)
34.22	-31.80	植物片		32840 ± 130	—	terra-012109a10	田辺ほか (2010)
39.30	-36.88	植物片		29690 ± 120	—	terra-012109a11	田辺ほか (2010)
GS-KS-1							
7.15	-1.81	植物片		3320 ± 60	3440—3690	NIES-TERRA-b010505a13	中西ほか (2005)
11.91	-6.57	植物片		3080 ± 60	3140—3410	NIES-TERRA-b122004a17	中西ほか (2005)
13.76	-8.42	植物片		3350 ± 80	3440—3730	NIES-TERRA-b010505a15	中西ほか (2005)
14.00	-8.66	貝殻	クサビザラガイ	5620 ± 50	5910—6160	NIES-TERRA-b122504a20	中西ほか (2005)
15.13	-9.79	貝殻	ヌマコダキガイ類	4880 ± 50	5020—5310	NIES-TERRA-b122504a21	中西ほか (2005)
15.13	-9.79	植物片		3130 ± 50	3240—3450	NIES-TERRA-b122004a20	中西ほか (2005)
17.00	-11.66	貝殻	クサビザラガイ	6190 ± 50	6490—6750	NIES-TERRA-b122504a22	中西ほか (2005)
19.84	-14.50	貝殻	ヌマコダキガイ類	8600 ± 50	9100—9410	NIES-TERRA-b122504a23	中西ほか (2005)
21.65	-16.31	貝殻	チヨノハナガイ	8020 ± 70	8340—8640	NIES-TERRA-b122504a26	中西ほか (2005)
21.65	-16.31	植物片		7400 ± 60	8150—8360	NIES-TERRA-b122004a21	中西ほか (2005)
22.59	-17.25	貝殻	ヒメカノコアサリ	6200 ± 40	6520—6750	NIES-TERRA-b122504a27	中西ほか (2005)
22.59	-17.25	貝殻	カキ類	6830 ± 50	7250—7440	NIES-TERRA-b122504a31	中西ほか (2005)
22.59	-17.25	ウニ		7480 ± 60	7810—8090	NIES-TERRA-b122504a32	中西ほか (2005)
25.58	-20.24	植物片		8030 ± 100	8600—9140	NIES-TERRA-b010505a16	中西ほか (2005)
26.40	-21.06	植物片		9380 ± 70	10390—10790	NIES-TERRA-b122004a28	中西ほか (2005)
30.76	-25.42	植物片		8450 ± 60	9400—9540	NIES-TERRA-b010505a19	中西ほか (2005)
31.45	-26.11	貝殻	ヒメカノコアサリ	6340 ± 50	6670—6940	NIES-TERRA-b122504a28	中西ほか (2005)
31.45	-26.11	貝殻	ヌマコダキガイ類	8030 ± 50	8380—8590	NIES-TERRA-b122504a29	中西ほか (2005)
31.45	-26.11	植物片		1940 ± 50	1770—2000	NIES-TERRA-b122004a23	中西ほか (2005)
35.74	-30.40	植物片		8820 ± 80	9620—10170	NIES-TERRA-b010505a20	中西ほか (2005)
39.87	-34.53	植物片		8860 ± 60	9730—10180	NIES-TERRA-b010505a21	中西ほか (2005)
43.54	-38.20	植物片		9650 ± 60	10780—11040	NIES-TERRA-b010505a22	中西ほか (2005)
47.25	-41.91	植物片		8970 ± 70	9890—10250	NIES-TERRA-b010505a23	中西ほか (2005)
49.62	-44.28	植物片		9260 ± 70	10250—10590	NIES-TERRA-b122004a26	中西ほか (2005)
51.93	-46.59	植物片		8850 ± 100	9610—10200	NIES-TERRA-b010505a24	中西ほか (2005)
GS-KBH-1							
2.63	2.73	植物片		780 ± 40	670—770	NIES-TERRA-b081205a31	中西ほか (2011b)
2.63	2.73	植物片		910 ± 60	720—930	NIES-TERRA-b011306a10	中西ほか (2011b)
2.76	2.6	植物片		550 ± 30	520—560	NIES-TERRA-b081205a32	中西ほか (2011b)

3.7	1.66	植物片	810 ± 40	670—790	NIES-TERAA-b081205a32	中西ほか (2011b)
4.52	0.84	植物根	1080 ± 40	930—1060	NIES-TERAA-b081205a33	中西ほか (2011b)
5.5	-0.14	植物片	1010 ± 40	890—980	NIES-TERAA-b081205a35	中西ほか (2011b)
6.24	-0.88	植物片	1260 ± 50	1070—1290	NIES-TERAA-b081205a36	中西ほか (2011b)
6.24	-0.88	植物片	1370 ± 40	1240—1350	NIES-TERAA-b011306a13	中西ほか (2011b)
6.93	-1.57	植物根	3130 ± 70	3160—3480	NIES-TERAA-b081205a37	中西ほか (2011b)
6.93	-1.57	植物片	3160 ± 50	3260—3480	NIES-TERAA-b011306a14	中西ほか (2011b)
7.21	-1.85	植物片	2910 ± 50	2920—3210	NIES-TERAA-b081205a33	中西ほか (2011b)
7.21	-1.85	植物片	3190 ± 40	3340—3480	NIES-TERAA-b011306a15	中西ほか (2011b)
8.11	-2.75	植物片	3230 ± 40	3380—3560	NIES-TERAA-b081205a38	中西ほか (2011b)
8.11	-2.75	植物片	3440 ± 40	3610—3830	NIES-TERAA-b011306a16	中西ほか (2011b)
8.76	-3.4	植物根	3230 ± 100	3240—3690	NIES-TERAA-b082605a03	中西ほか (2011b)
9.23	-3.87	貝殻	4000 ± 40	3880—4140	NIES-TERAA-b080505a16	中西ほか (2011b)
9.45	-4.09	植物片	3800 ± 40	4080—4300	NIES-TERAA-b011306a17	中西ほか (2011b)
9.88	-4.52	貝殻	4230 ± 50	4170—4480	NIES-TERAA-b080505a19	中西ほか (2011b)
10.51	-5.15	貝殻	4250 ± 70	4140—4540	NIES-TERAA-b080505a20	中西ほか (2011b)
11.25	-5.89	貝殻	4330 ± 40	4350—4590	NIES-TERAA-b082605a04	中西ほか (2011b)
11.65	-6.29	植物片	6480 ± 50	7290—7480	NIES-TERAA-b011306a18	中西ほか (2011b)
12.66	-7.3	貝殻	4700 ± 50	4810—5080	NIES-TERAA-b080505a21	中西ほか (2011b)
12.8	-7.44	植物片	4290 ± 40	4820—4970	NIES-TERAA-b011306a19	中西ほか (2011b)
13.05	-7.69	貝殻	4770 ± 40	4880—5210	NIES-TERAA-b080505a22	中西ほか (2011b)
15.37	-10.01	貝殻	5120 ± 40	5380—5580	NIES-TERAA-b080505a24	中西ほか (2011b)
15.37	-10.01	貝殻	5060 ± 40	5300—5530	NIES-TERAA-b080505a25	中西ほか (2011b)
16.17	-10.81	貝殻	5240 ± 50	5480—5710	NIES-TERAA-b080505a26	中西ほか (2011b)
16.52	-11.16	木片	5030 ± 50	5660—5900	NIES-TERAA-b011306a20	中西ほか (2011b)
16.63	-11.27	植物片	5270 ± 50	5930—6180	NIES-TERAA-b082605a06	中西ほか (2011b)
18.66	-13.3	貝殻	5600 ± 40	5890—6120	NIES-TERAA-b080505a27	中西ほか (2011b)
19.47	-14.11	木片	5920 ± 30	6670—6800	NIES-TERAA-b081205a16	中西ほか (2011b)
19.44	-14.08	貝殻	5890 ± 40	6220—6400	NIES-TERAA-b080505a29	中西ほか (2011b)
19.44	-14.08	貝殻	5680 ± 50	5940—6210	NIES-TERAA-b080505a30	中西ほか (2011b)
19.44	-14.08	植物片	5080 ± 40	5740—5910	NIES-TERAA-b081205a38	中西ほか (2011b)
20.33	-14.97	貝殻	6490 ± 50	6860—7140	NIES-TERAA-b080505a31	中西ほか (2011b)
21.2	-15.84	貝殻	6800 ± 40	7250—7410	NIES-TERAA-b082605a04	中西ほか (2011b)
21.2	-15.84	貝殻	6800 ± 40	7250—7410	NIES-TERAA-b080505a32	中西ほか (2011b)
21.2	-15.84	植物片	5600 ± 50	6300—6480	NIES-TERAA-b081205a19	中西ほか (2011b)
22.39	-17.03	貝殻	7000 ± 40	7420—7570	NIES-TERAA-b080505a33	中西ほか (2011b)
22.39	-17.03	植物片	6130 ± 40	6930—7160	NIES-TERAA-b081205a20	中西ほか (2011b)
23.45	-18.09	木片	6540 ± 50	7410—7520	NIES-TERAA-b081205a39	中西ほか (2011b)
23.75	-18.39	貝殻	7560 ± 50	7930—8140	NIES-TERAA-b080505a35	中西ほか (2011b)
23.75	-18.39	植物片	6460 ± 50	7270—7440	NIES-TERAA-b081205a22	中西ほか (2011b)
25.55	-20.19	植物片	8070 ± 50	8770—9130	NIES-TERAA-b011306a23	中西ほか (2011b)
25.8	-20.44	貝殻	8070 ± 50	8400—8660	NIES-TERAA-b080505a36	中西ほか (2011b)
26.68	-21.32	植物片	7110 ± 50	7840—8020	NIES-TERAA-b081205a24	中西ほか (2011b)
27.32	-21.96	貝殻	8410 ± 60	8840—9230	NIES-TERAA-b080505a38	中西ほか (2011b)
27.32	-21.96	貝殻	8520 ± 60	8990—9320	NIES-TERAA-b080505a39	中西ほか (2011b)
27.32	-21.96	植物片	7860 ± 40	8550—8780	NIES-TERAA-b081205a25	中西ほか (2011b)
27.61	-22.25	植物根	7880 ± 50	8560—8800	NIES-TERAA-b081205a3	中西ほか (2011b)
28.65	-23.29	植物片	7730 ± 50	8420—8590	NIES-TERAA-b081205a4	中西ほか (2011b)
29.55	-24.19	植物根	7860 ± 50	8540—8790	NIES-TERAA-b081205a35	中西ほか (2011b)
29.55	-24.19	植物片	8230 ± 50	9030—9320	NIES-TERAA-b010706a31	中西ほか (2011b)
29.55	-24.19	植物片	8250 ± 50	9080—9410	NIES-TERAA-b011306a24	中西ほか (2011b)
31.37	-26.01	植物根	7250 ± 50	7980—8170	NIES-TERAA-b081205a6	中西ほか (2011b)
31.35	-25.99	植物片	8500 ± 40	9460—9540	Beta-209336	中西ほか (2011b)
32.65	-27.29	植物片	8400 ± 40	9370—9500	Beta-209337	中西ほか (2011b)
34.82	-29.46	植物片	7990 ± 60	8650—9010	NIES-TERAA-b081205a8	中西ほか (2011b)
35.38	-30.02	植物片	8920 ± 90	9730—10230	NIES-TERAA-b081205a9	中西ほか (2011b)
36.59	-31.23	木片	8500 ± 50	9440—9540	NIES-TERAA-b081205a37	中西ほか (2011b)
36.59	-31.23	植物片	8860 ± 60	9730—10180	NIES-TERAA-b011306a25	中西ほか (2011b)
37.22	-31.86	植物根	8590 ± 50	9490—9670	NIES-TERAA-b081205a10	中西ほか (2011b)
37.22	-31.86	植物片	8830 ± 50	9700—9970	NIES-TERAA-b011306a26	中西ほか (2011b)
38.43	-33.07	植物片	8480 ± 50	9430—9540	NIES-TERAA-b081205a11	中西ほか (2011b)
39.05	-33.69	植物片	9080 ± 60	10160—10420	NIES-TERAA-b081205a14	中西ほか (2011b)
40.77	-35.41	植物片	9180 ± 50	10240—10440	NIES-TERAA-b081205a39	中西ほか (2011b)
41.23	-35.87	植物片	9260 ± 60	10260—10580	NIES-TERAA-b011306a27	中西ほか (2011b)

同位体分別補正年代は、Reimer et al. (2004)とHughen et al. (2004)のデータセットとCALIB ver. 5.0 (Stuiver and Reimer, 1993)を使用して、較正年代に変換した。貝殻とウニの暦年較正の際、 $\Delta R=0$ 、海洋炭素=100%と仮定した。NIES-TERRA-もしくはterra-の番号の試料は国立環境研究所のタンデム加速器 (Yoneda et al., 2004) を利用、そして、Beta-のそれらはBeta Analytic (株) に依頼して、放射性炭素年代値を測定した。

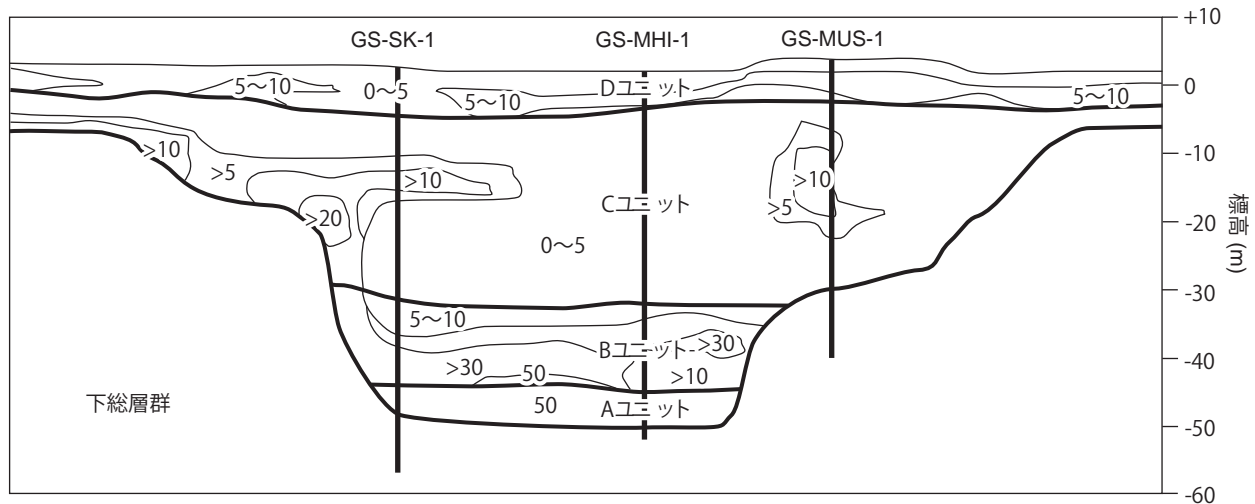
デルタ環境の前進によって形成されたと考えられ、主に潮汐の影響したエスチュアリー・デルタシステムにおいて形成されたと考えられる。

6. 2. 4 Dユニット (DI, Du, as, al, ac, ap, ab, rb)

層相 本ユニットは下部 (DI) と上部 (Du) に細分され、上部の地表面を構成する堆積物は砂州堆積物 (as) と自然堤防堆積物 (al)、旧河道堆積物 (ac)、旧湖沼堆積物 (ap)、後背湿地堆積物 (ab) からなる。本ユニットの下部は上方細粒化する砂層から構成され、泥分含有率はほ

ぼ0%である。下部には植物片が含まれる。上部は主に植物根の見られる泥層から構成され、その泥分含有率は80～100%である。一部には砂層も認められ、砂州堆積物は貝殻混じりの砂層、自然堤防堆積物は砂泥細互層から構成される。泥層を主体とする旧河道堆積物の一部にも砂層が含まれると考えられる。旧湖沼堆積物と後背湿地堆積物は泥層から構成される。なお、現在の江戸川などの河道は砂から構成されたと考えられ、地質図には堤防内の現河床堆積物 (rb) として区分した。

N値 本ユニットの下部の砂層はN値0～10、上部の



第6.2図 中川低地におけるN値断面図
田辺ほか(2010)による。断面図の位置は巻末の付図に示す。

泥層はN値0～5を有する。

産出化石 本ユニットの下部からは植物片，上部からは植物根が産出する。

堆積年代 Cユニットの最上部から4,000 cal BPの年代値が得られていることから，本ユニットは0～4,000 cal BPの堆積年代を有する。

本図幅地域における層序関係 本ユニットはCユニットに明瞭な境界面を介して接する。

層序ボーリング地点における分布

GS-SMB-1：標高+3.1～-2.5 m（深度0.0～5.6 m）

GS-SK-1：標高+3.7～-2.7 m（深度0.0～6.4 m）

GS-MHI-1：標高+3.4～-5.1 m（深度0.0～8.5 m）

GS-MUS-1：標高+2.4～-3.2 m（深度0.0～5.6 m）

GS-KS-1：標高+5.3～-6.8 m（深度0.0～12.1 m）

GS-KBH-1：標高+5.4～-2.9 m（深度0.0～8.3 m）

分布 本ユニットの下部は中川流系と綾瀬川流系の全域において標高-7 m以浅に分布する。本ユニットの上部は中川流系と綾瀬川流系の全域において標高0 m以浅に分布し，地表面の堆積物を構成している。

対比 本ユニットの下部は森川(1962)とMatsuda(1974)の上部砂層，本ユニットの上部は森川(1962)の上部粘土層とMatsuda(1974)の最上部陸成層に対比できる。また，本ユニットは遠藤ほか(1983)の谷塚層に対比できる。

堆積環境 本ユニットはデルタシステムを構成するデルタプレーン堆積物に相当し，下部の砂層は上方細粒化することから現世の河川堆積物，上部は地表面の自然堤防や氾濫原などを構成する堆積物に対応すると考えられる。自然堤防堆積物は多くの場合，砂泥交互層から構成されるため(増田・伊勢屋，1985)，既存のボーリング柱状図資料に基づいて，自然堤防堆積物と氾濫原堆積物を判別するのは難しいと考えられる。なお，下総台地の

西縁には砂州堆積物が分布する。標高+2～+3 mに分布するこの堆積物は，貝殻混じりの砂層から構成され，完新世中期の海水準高頂期に形成されたと考えられる。

6.3 利根川流系の低地の沖積層 (a)

本図幅範囲内の利根川流系には，近世に始まったその東遷以前，常陸川^{ひたちがわ}という河川が流れており(大熊，1981)，その流路沿いには沖積層が分布している。しかし，本流路沿いの沖積層については，層序ボーリングコアがなく，既存のボーリング柱状図資料も少ないために，本図幅では沖積層基底標高分布図を作成せず，その概要を記すにとどめる。断面図においても，利根川沿いの低地に分布する沖積層は未区分沖積層(a)とした。

遠藤ほか(1988)によると，本流路沿いには標高-30 mにかけて沖積層が分布するように描写されているが，本図幅調査で収集した既存ボーリング柱状図資料によると，標高-25 m付近にN値50以上の礫層，標高-5～-25 mにN値0の泥層，標高0～-5 mにN値5～10の砂層，地表面から標高0 mにかけてN値5以下の泥層が分布する(第4.13図の柱状図No. 31363参照；ただしこのボーリング地点には礫層は分布しない)。これらの層相は中川低地におけるAユニットとCユニット，Dユニット下部，Dユニット上部にそれぞれ対比できる。しかし，その詳細については，層序ボーリングコアを用いた検討が今後必要である。なお，現在の利根川などの河道は砂から構成されたと考えられ，堤防内の現河床堆積物(rb)として区分した。

6.4 谷底低地の沖積層 (a)

下総台地と大宮台地，猿島台地の上面やその縁辺部に

は、台地を開析する小規模な谷底低地が分布する。谷底低地の沖積層はN値が5以下の砂泥層から構成され、既存のボーリング柱状図資料によると、その層厚は5 m以下のことが多い。従って、中川低地の層序区分を適応するとDユニットが分布することになる。しかし、台地の縁辺部の標高+3 m（遠藤ほか，1989）以下の谷底低地には、完新世の中期の海水準高頂期に堆積した海成層（Cユニット）がDユニットの下位に分布すると考えられる。野田図幅範囲内では、既存のボーリング柱状図資料の分布に偏りがあり、沖積層の層厚が5 m以上

に達する谷底低地もあると考えられるが、地質図の沖積層基底標高分布には表現されていない可能性がある。また断面図では、谷底低地などに分布する沖積層は未区分沖積層（a）とした。

なお、野田図幅範囲内の坂川沿いには標高-20 m以浅に沖積層が分布しており、標高-20～+3 mには海成泥層、標高+3 m～地表面には氾濫原泥層が分布している（遠藤ほか，1989）。海成泥層についてはCユニット、氾濫原泥層についてはDユニット上部に対比できる。

第7章 活構造

(中澤 努)

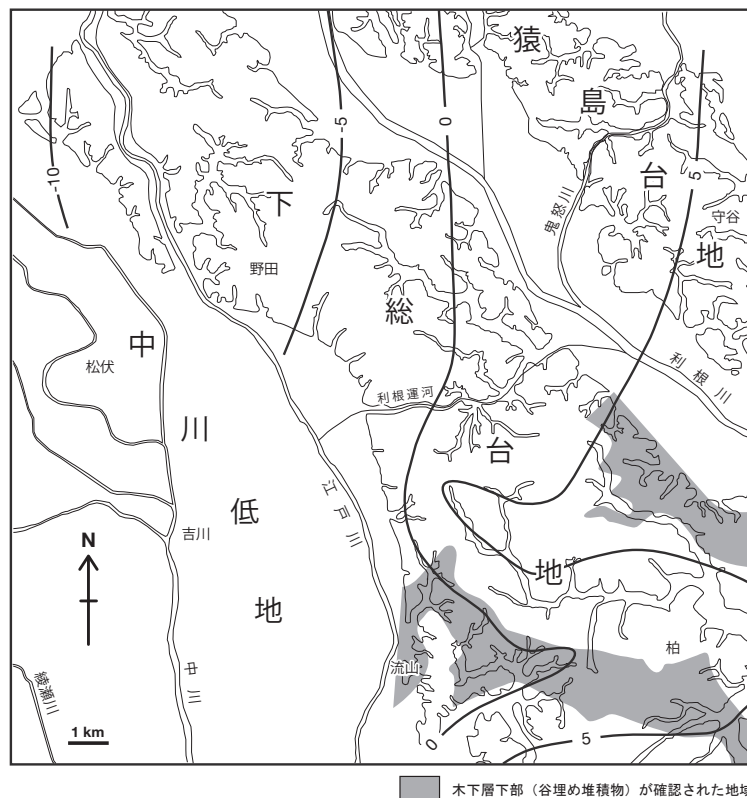
7.1 推定される構造運動

中澤・遠藤(2000)は、野田市東金野井(GS-ND-1)、春日部市内牧(GS-KB-1:大宮図幅内)、川口市差間(GS-KG-1:大宮図幅内)の3地点で行ったボーリングのコアの堆積相解析を行い、それぞれの地点でのラビンメント面(海進時の外浜浸食面)及びベイラビンメント面(湾における海進時の浸食面)の標高から活構造を検討した。その結果、3地点のなかでは春日部の標高が最も低く、なおかつ下位の基準面ほど標高差が累積して大きくなることを示した。すなわち川口や野田に対して春日部が継続的に相対的な沈降を続けていることになる。

中澤・遠藤(2000)が検討したラビンメント面及びベイラビンメント面は、本報告の木下層上部基底及び上泉層中の海進時の浸食面である。これらの浸食面は海側への緩やかな傾斜は考えられるが、活構造を検討する際の地下の基準面としては最も適していると考えられる。ここでは既存ボーリング資料から知り得る深度に分布す

る、木下層上部基底のラビンメント面の標高分布を示した(第7.1図)。それによると木下層下部の分布地域に相当する流山から柏にかけては、木下層上部基底ラビンメント面は周囲に比べ標高がやや低くなっていることがわかる。木下層下部は開析谷を埋積した地層であり、木下層上部形成開始時に標高差があったか、あるいは差別的な浸食が行われたと解釈することができる。つまりこの標高差は活構造を示しているのではなく堆積環境に支配されている可能性が高い。それ以外の地域、すなわち木下層下部が分布しない地域では、木下層上部基底は層序学的により下位の清川層を浸食しており、ほぼ同一条件と考えられるため、以下にこの地域での高度分布から推定される活構造について考察する。

野田図幅地域内では木下層上部基底のラビンメント面が狭い範囲で大きく標高が変化する箇所は認められず、局所的にラビンメント面を変位させる断層・撓曲などは確認できなかった。ただし全体としては図幅内の東部(柏市～守谷付近)で標高が大きく、北西部(野田付近)



第7.1図 野田図幅地域東部の下総台地、猿島台地における木下層上部基底の標高分布等高線の数値はm。

で標高の小さくなる傾向が顕著に認められた。走向は図幅北西部では南北を示すが、南部ではほぼ東西の傾向が見られる。このような木下層上部基底の分布標高から推定された活構造は、関東平野の広域にわたる段丘堆積物上面の高度分布から推定した構造運動（貝塚，1987；小玉ほか，1981）と似た傾向を示す。また野田図幅及びその周辺地域の下総層群全体の層厚も、北西部の継続的な相対的沈降により、北西部で大きく、東～南東部で小さい傾向が顕著に認められる（第4.2図）。下総層群の各層の分布標高も層厚の変化とほぼ同様に、北西部で低く、東～南東部で高い。ただし南東部は、下総層群上部の木下層や大宮層の分布標高は図幅東～北東部と同程度に高いものの、下位の清川層以下の地層は東～北東部に比べ分布標高が低く、層厚もやや大きい傾向にあり（第4.2図）、木下層の堆積期あるいはその直前頃に顕著な沈降から相対的隆起へ移行したことが考えられる。このような構造運動の転換は房総半島で知られており（菊地，1980など）、柏付近の構造運動はその北端付近と考えられる。

野田図幅地域では中川低地を中心にいくつかの反射法地震探査も行なわれている。山口ほか（2006）は、図幅中央部の利根運河から越谷に至る東西の測線で反射法地震探査を行なっている。それによると、走時0.9s以浅の堆積層中の反射面は緩い西傾斜を呈しており（山口ほか，2004）、本報告の木下層の分布形態などから推定される地質構造と調和的である。なお山口らが示した反射断面には基盤上面には凹凸があるが堆積層が局所的に大きく変位している箇所は確認されない。一方、佐藤ほか（2006）は山口らの測線のやや北の図幅北部の野田から大宮へ至る東西測線で反射法地震探査を行なっており、佐藤らは松伏～岩槻間に西落ちの断層があるとしたが、深度1,000 m以浅の堆積層には変形は及んでいないとした。

7.2 綾瀬川断層及び元荒川構造帯について

綾瀬川断層及び元荒川構造帯は、清水・堀口（1981）がリアメント、段丘面高度分布及び段丘を被覆する関東ローム層の観察をもとに、大宮台地の中央部を綾瀬川沿いに縦断する北西走向、北東落ちの推定断層として報

告した。活断層研究会（1991）は、綾瀬川断層を確実度Ⅱ～Ⅲ、活動度B～Cとしている。その後、綾瀬川断層については反射法弾性波探査（埼玉県環境部地震対策課，1996；遠藤ほか，1997；石山ほか，2005；山口ほか，2006；佐藤ほか，2006）や群列ボーリング（埼玉県環境部地震対策課，1996；石山ほか，2005；須貝ほか，2007）によって検証された結果、北部は断層に伴う撓曲構造が認められるが、野田図幅地域にかかる南部については断層活動に伴う変位は認められないとされた（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000など）。

7.3 坂川-手賀沼構造帯について

坂川-手賀沼構造帯は、三谷・下総台地研究グループ（1996，1997）が推定した地溝帯である。本図幅の南東部に相当する松戸市・流山市の坂川から柏市の大堀川を経て手賀沼へと続く低地沿いにはほぼ東西の軸で発達するとされた。三谷・下総台地研究グループ（1996）は、この構造帯に相当する低地沿いの台地縁から小断層群を報告し、それらを詳細なスケッチで示している。それによると、小断層群はほとんどが正断層で、上限は武蔵野ローム層下部までを切るものが多く確認されている。下限は確認できないが、ローム層や常総粘土のほか、木下層の最上部を切るスケッチが示されている。三谷・下総台地研究グループ（1996）は、地溝帯の発達（周囲からの相対的沈降）は常総粘土上部堆積期以降で、東京軽石層降灰（MIS 4）直後に極大期を迎え、そのとき小断層群が一斉に形成されたとしている。

野田図幅地域の木下層上部基底の標高分布を見ると（第7.1図）、坂川-手賀沼構造帯とされる地域付近で標高のやや低い部分が認められるが、前述のように木下層下部が埋積する埋没谷地形の分布が影響している可能性が挙げられる。また、木更津地域で報告された類似の断層群（木更津台地研究グループ，2003）は地すべり性である可能性が指摘されているが（小松原ほか，2004）、三谷・下総台地研究グループ（1996）が報告した坂川-手賀沼地域の正断層群も地すべり性である可能性は否定できない。以上のように現時点では不明な点が多いため、本図幅では坂川-手賀沼構造帯を活構造として図示しないこととした。

第8章 深部地質

(中澤 努)

8.1 先新第三系基盤

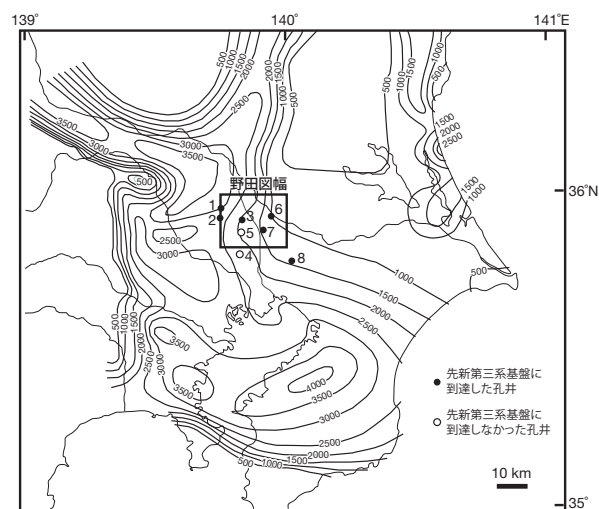
本図幅地域における基盤深度などの深部の地下地質は、掘削調査が少ないため不明な点が多い。しかし近年一部の掘削コアでは詳細な岩石学的検討が行なわれ始めている。

本図幅地域南部の松伏町での掘削調査（松伏SK-1；城戸，1964；第8.1図，第8.2表の地点3；以下，地点はすべて同図表を参照）では深度2,008 mまで掘削され，約1,600 mで基盤に達している。このうち1,600～1,800 mは著しい破砕と風化のため岩相の詳細は不明であるが，1,800 m以深は新鮮で，1,922～1,948 m区間から弱くマイロナイト化した角閃石黒雲母トータル岩と細粒苦鉄質岩が確認された（高木・高橋，2006）。トータル岩中の角閃石のK-Ar年代は約67 Maで，この年代及び岩相から，関東平野西縁の比企丘陵の中央構造線沿いに分布する非持トータル岩に対比された。また再結晶石英の粒径から，中央構造線はコアの位置から500～1,500 m南に，またその地表延長はコアサイトから1～3 km南に推定された（高木・高橋，2006）。

このほか野田図幅地域内では，野田，流山，草加において大深度の掘削調査が行なわれている。このうち野田では深度1,131 mの掘削調査（野田R-1：地点6）が行なわれ，深度1,034 mで基盤の花崗閃緑岩に達している（福田ほか，1974；福田・鈴木，1987）。流山では深度1,525 mまでの掘削調査（流山NK-1：地点7）が行なわれ，深度1,482 mで基盤の砂質シルト岩に達している（福田ほか，1988）。草加では2本の掘削調査が行なわれているが（草加R-1，地点4，深度1,800 m；草加R-2，地点5，深度1,586 m），それぞれ基盤には達していない（河井，1961；福田ほか，1988）。

一方，西に隣接する大宮図幅内の岩槻では深度3,510 mの掘削調査（岩槻地殻活動観測井：地点2）が実施されている（高橋ほか，1983）。ここでは深度2,863 mで

石英斑岩からなる基盤に到達している。高木ほか(2006)は深度3,505.0～3,510.5 m及び2,943～3,327 mの基盤岩類を検討し，それぞれざくろ石トータル岩質及び緑簾石角閃岩質マイロナイト，石英斑岩から構成され，前者は化学組成と角閃石のK-Ar年代・Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代（70-83 Ma）から領家帯に属すると考えた。後者の石英斑岩は，黒雲母のK-Ar年代（17.7 Ma）から瀬戸内火山岩類よりも古いと考えられた。またマイロナイトの再結晶石英の粒径及び基盤岩類全体のカタクレーサイト化から，中央構造線は南側500 m以内にあることが推定された（高木ほか，2006）。これにより関東平野中央部では中央構造線が，地表で三波川帯に相当すると推定される吉見の北東から，岩槻を通り，松伏付近へと延びていることが明らかになった。この中央構造線の伸長方向は推定されている綾瀬川断層や元荒川構造帯（後述）の伸長方向には斜交する（高木・高橋，2006）。

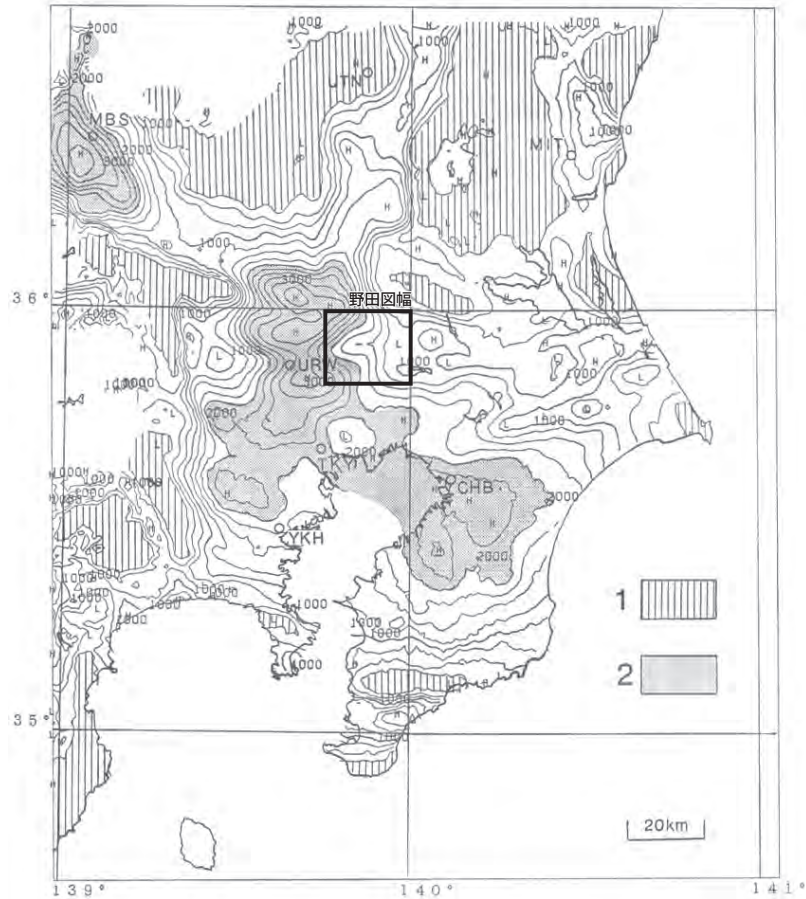


第8.1図 関東平野の基盤深度分布と野田図幅地域及びその周辺の孔井位置
基盤深度分布は鈴木（2002）に基づく。孔井番号は第8.1表を参照。

第8.1表 野田図幅地域及び周辺地域の大深度掘削調査

番号	井戸名	孔口標高	掘削深度	下総層群 基盤	上総層群 基盤	三浦層群 基盤	基盤上面	基盤岩及びその帰属	文献
1	春日部GS-1	5.41	3103	211	1041		3063	千枚岩(飛騨外縁-上越)	福田(1962), 福田ほか(1988)
2	岩槻地殻活動観測井	8.49	3510.5	213	1056		2863	石英斑岩(三波川帯)	高橋ほか(1983), 高木ほか(2006), 柳沢ほか(2006)
3	松伏SK-1	4.6	2008	251	998		1603	花崗閃緑岩(領家帯)	城戸(1964), 福田・鈴木(1987), 高木・高橋(2006)
4	草加R-1	2.2	1800	214	1300			基盤に達せず	河井(1961)
5	草加R-2	3.1	1586	205	1210			基盤に達せず	福田ほか(1988)
6	野田R-1	7.5	1131	182	1034			花崗閃緑岩(領家帯)	福田ほか(1974)
7	流山NK-1	3.3	1525	189	1250		1482	砂質シルト岩	福田ほか(1988)
8	下総地殻活動観測井	22.82	2330	211	1287	1514		石墨片岩(三波川帯)	鈴木ほか(1983), 柳沢ほか(2006)

地点は第8.1図参照



第 8.2 図 関東地方の重力基盤深度図

駒沢・長谷川 (1988) の重力基盤深度図に野田図幅の範囲を加筆。

$\Delta \rho = 0.5 \text{ g/cm}^3$ コンター間隔: 250 m 1: 250 m 以浅 2: 2,000 m 以深 H: 凹部 L: 凸部 CHB: 千葉 MBS: 前橋
MIT: 水戸 TKY: 東京 URW: 浦和 UTW: 宇都宮 YKH: 横浜

大宮図幅内では、春日部においても深度 3,103 m の掘削調査 (春日部層序試錐 GS-1: 地点 1) が実施され、3,063 m で千枚岩に到達している (福田, 1962; 福田ほか, 1964, 1988)。また南に隣接する東京東北部図幅地域では、沼南町で 2,330 m までの掘削調査 (下総地殻活動観測井: 地点 8) が行なわれ、1,514 m で基盤の石墨片岩に到達している (鈴木ほか, 1983)。

以上のような大深度掘削調査から知ることができる基盤上面深度分布は、野田図幅地域では図幅東部で深度 1,000 ~ 1,500 m と浅く、西部に深くなる傾向が読み取れる (第 8.1 表)。特に図幅北西部で顕著に深く、西隣の大宮図幅の岩槻や春日部で 3,000 m 前後の深度となる。このような基盤上面形状は鈴木 (2002) によって深度分布図としてまとめられた (第 8.1 図)。また反射法地震探査 (山口ほか, 2004, 2006; 佐藤ほか, 2006)、重力探査 (駒沢, 1985; 駒沢・長谷川, 1988; 駒澤ほか, 1999 など: 第 8.2 図)、微動アレイ観測 (山中・山田, 2002; 松岡・白石, 2002) から推定された基盤構造にも、同様の東に浅く西に深くなる傾向が示されてい

る。その他の多くの地震探査結果 (角田, 1992 のリスト参照) も、同様の傾向を示すことが多い。

なお佐藤ほか (2006) は野田図幅北部の野田から大宮へ至る東西測線で反射法地震探査を行い、松伏~岩槻間に落差約 1,100 m に達する西落ちの断層があるとした。またこの断層は重力異常などから考慮すると烏山-菅生沼断層 (石井, 1962) に相当する可能性が高いとした。一方、山口ほか (2006) は、佐藤ほか (2006) のやや南の利根運河から越谷に至る東西の測線で反射法地震探査を行なっているが、基盤上面に凹凸は認められるものの変位の大きい断層は確認していない。山口ほか (2006) は、佐藤ほか (2006) が示した断層は山口らの測線より北で西方へ延長している可能性があるとしている。

8.2 新第三系

基盤岩同様に不明な点は多いが、近年になって微化石の複合層序年代に基づく層序区分が行なわれるようになった (鈴木ほか, 1983; 鈴木・堀内, 2002; 林ほか,

2004a, b ; 高橋ほか, 2006 ; 柳沢ほか, 2006).

関東平野中央部の新第三系-下部更新統は, 平野周辺部に露出する地層の区分を適用することが多い. 最近では, 庭谷不整合(大石・高橋, 1990 ; 15.3Ma)と黒滝不整合(小池, 1951)の2つの不整合を境に, 下位より富岡層群相当層(N.8層), 安房層群相当層(post N.8層), 上総層群相当層の3つに分ける試みがなされている(林ほか, 2004b ; 高橋ほか, 2006). 野田図幅内では未だ詳細な層序の検討は行われていないが, 近傍の岩槻地殻活動観測井(第8.1図, 第8.1表の地点2: 大宮図幅内)及び下総地殻活動観測井(地点8: 東京東北部図幅内)では, 鈴木ほか(1983), 鈴木・堀内(2002), 林ほか(2004a), 柳沢ほか(2006)により微化石年代層序の検討が行なわれている. このうち岩槻では, 庭谷不整合に相当する層準が石灰質ナンノ化石の産出に基づき深

度2,050~2,090 mの間に推定され, それより下位が富岡層群相当層(N.8層), 上位が安房層群相当層(post N.8層)とされた(柳沢ほか, 2006). また安房層群相当層の上限である黒滝不整合の層準は, 底生有孔虫の産出及び岩相の変化から深度約1,040 m付近に推定されている(柳沢ほか, 2006). 一方, 下総地殻活動観測井では, 黒滝不整合の層準は底生有孔虫の産出から深度1,200~1,300 mの間に絞られ, 岩相の変化から深度1,240 m付近に推定された(柳沢ほか, 2006). 下総地殻活動観測井には富岡層群相当層(N.8層)は分布しないとされる. 富岡層群相当層は基盤が浅い地域には分布せず, ハーフグラーパーベンが発達し基盤深度が深い地域に埋積層として分布すると考えられている(高橋, 2006 ; 高橋ほか, 2006 ; 林ほか, 2004b).

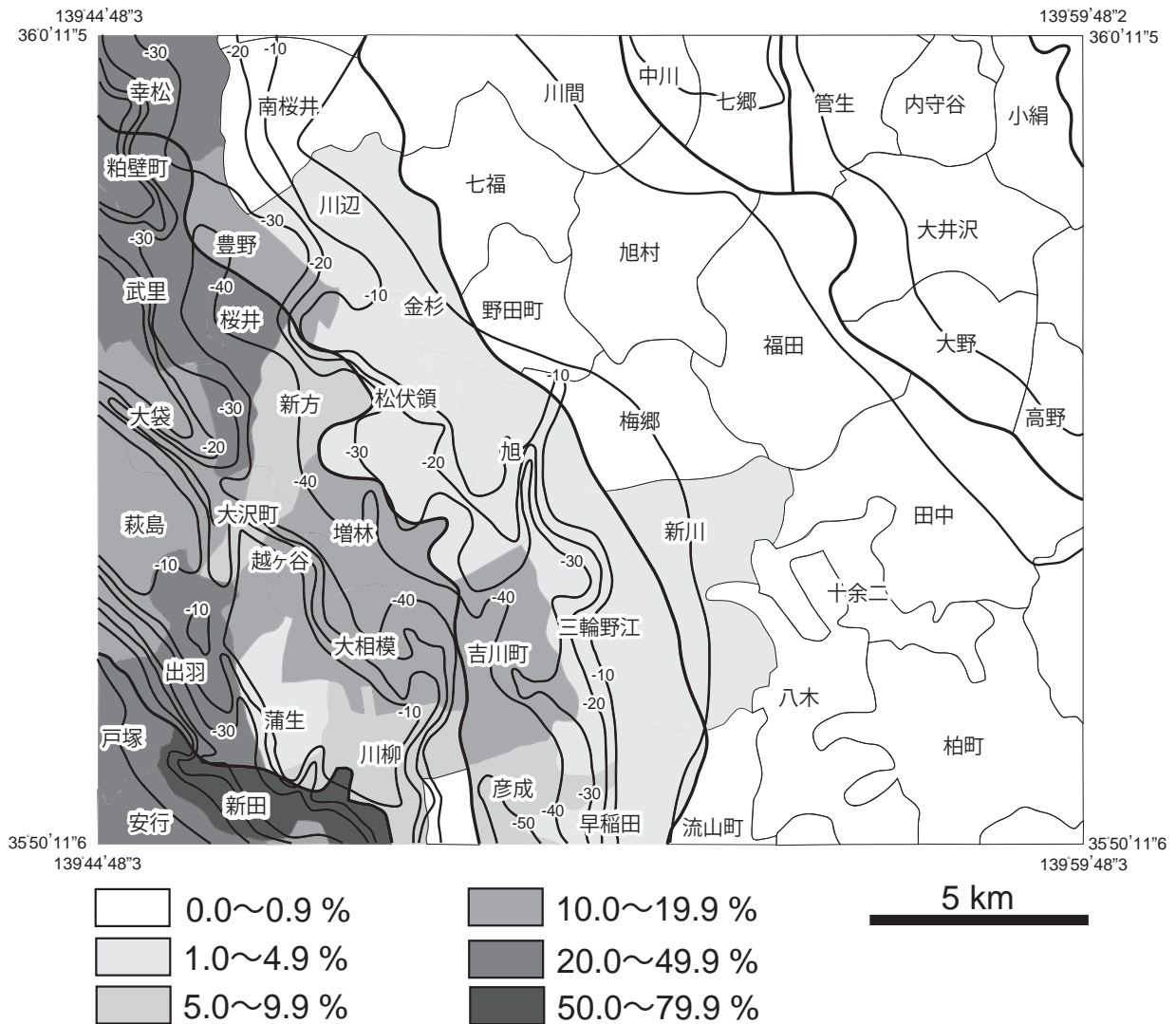
第9章 応用地質

(田辺 晋・中澤 努)

9.1 地震災害

本図幅地域内では1923年の関東地震の際に多くの被害がもたらされた。家屋倒壊や地割れをはじめとした被害に関しては、地質調査所(1925)によって報告がなされている。このうち、木造家屋の被害に関しては、貝塚・松田(1982)が「震災予防調査会報告」のデータをもとに被害率分布図を作成している。第9.1図は、貝塚・松田(1982)による木造家屋の被害率分布と本図幅による沖積層の基底深度分布を対比したものである。こ

の図によると、下総台地や利根川沿いの沖積低地では木造家屋の被害率分布が1%未満であるのに対し、中川や綾瀬川沿いの沖積低地では木造家屋の被害率分布が80%未満と、顕著に高い値を示していることが分かる。ここで木造家屋の被害率分布は全潰率+半潰率 2をもとに計算されている(貝塚・松田, 1982)。中川低地では、開析谷の中軸部の南埼玉郡吉川町、大相模、越ヶ谷、増林(現埼玉県吉川市吉川地区、越谷市相模町、越ヶ谷、増林地区周辺)において被害率が10.0~19.9%と高く、大宮台地の東縁や開析谷の中軸部の南埼玉郡桜井、武



第9.1図 野田図幅地域内における関東地震による木造家屋の被害率分布と沖積層基底分布深度の比較

木造家屋の被害率分布は貝塚・松田(1982)、沖積層の基底分布深度は田辺ほか(2008)と本図幅による。沖積層の基底分布深度は標高(m)として表示。

里，粕壁町，幸松（現埼玉県越谷市平方地区，春日部市武里，粕壁，不動院野地区周辺）において被害率が20.0～49.9%と顕著に高かった。また，綾瀬川沿いでは，開析谷の中軸部の北足立郡新田（現埼玉県草加市松原地区周辺）において被害率が50.0～79.9%と本図幅地域内で最も高かった。

関東地震の際には，液状化と考えられる地割れも江戸川，中川，元荒川沿いで多く確認された（地質調査所，1925）。本図幅地域内では，江戸川，中川，元荒川沿いの自然堤防帯全域で地割れが確認されている。

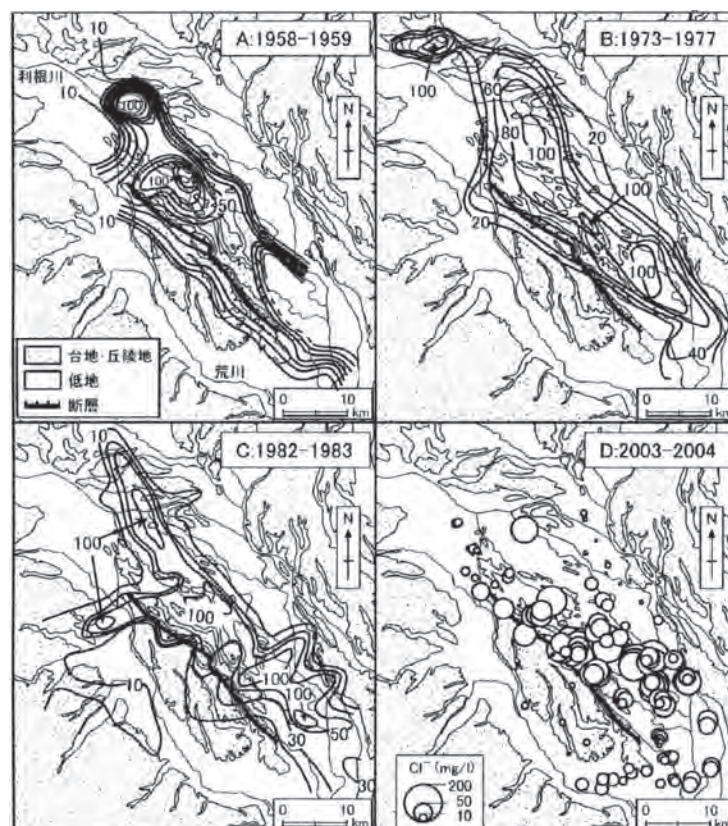
9.2 地下水

野田図幅地域は首都圏に位置することから，水資源確保及び地盤沈下対策等の目的で，古くから地下水に関する研究が行なわれている（木野，1970；池田，1984；林，2003，2004；林ほか，2003；宮越ほか，2003；林・宮越，2004；林・内田，2005；林・安原，2008など）。特に中川低地沿いには，北西-南東方向に幅約10 km，長さ30 km以上にわたって特徴的にCl濃度の高い地下水が賦存することが1950年代より知られていた（第9.2図；木野，1970，林・安原，2008）。この地帯のCl濃度は，周囲の地下水が概ね10 mg/l以下であるのに対

し，数10～150 mg/lと異常に高い値を示すことで特徴づけられる。また深度方向でみると，高Cl地下水帯の周囲では地下浅部から深部まで概ね低い値を示すのに対し，高Cl地下水帯では，地下浅部においてもやや高いが，特に深度200 m付近より深部で100 mg/lを超える顕著な高Cl地下水がみられるという（林ほか，2008）。一方，地下水の水素安定同位体比（ δD ）の分布（第9.3図）をみると，高Cl地下水帯の分布域に対応してほぼ δD が低い値を示すことがわかる（安原ほか，2005）。一般に地下水の δD は涵養時の同位体比を保持するとされ，地下水の同位体比の違いは地下水の起源が異なることを示すことから，高Cl地下水帯とその周囲では地下水の起源が異なると考えられた（林，2003）。

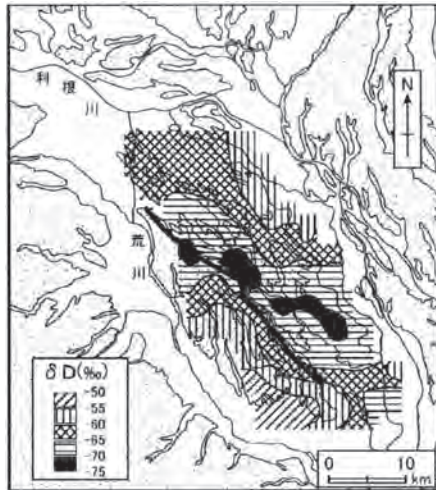
なお，高Cl地下水帯の南西縁は綾瀬川断層にほぼ一致し，綾瀬川断層が地下水流動を規制していると考えられている（林・安原，2008）。北東縁には断層等の存在は明らかにはなっていないが，水質が大きく変化することから，林・安原（2008）は，地下水流動を規制するなんらかの地質構造があると推定している。

高Cl地下水の分布形態は，1950年代以降，現在までの短期間においても，変化していることが指摘されている（林・安原，2008）。特に野田図幅地域に相当する高Cl地下水帯南東部で，縮小傾向にあることが認められ



第9.2図 関東平野中央部における地下水のCl濃度平面分布の変遷（林・安原，2008）

各期間のデータは，A：木野（1970），B：池田（1984），C：芥川・関（1985），D：安原ほか（2005）に基づく。



第9.3図 関東平野中央部における深層地下水の δD 平面分布 (安原ほか, 2005)

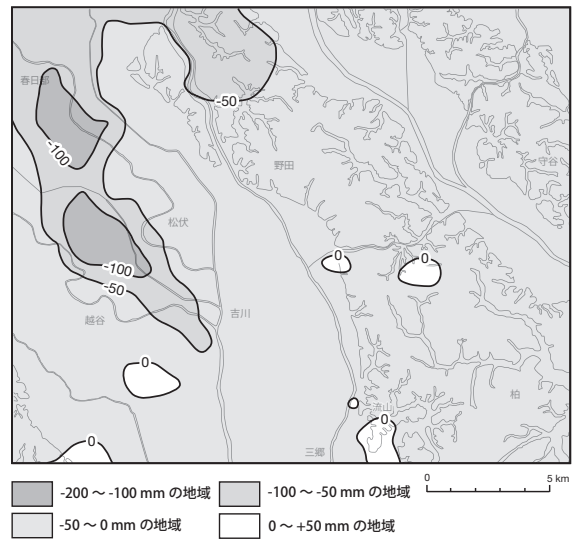
ている (第9.2図). 2003~2004年の地下水の δD 平面分布 (第9.3図) をみると, この地域には δD 値の高い地下水が西から張り出しているが, この傾向は1982~1983年にはほとんど認められないことから (芥川・関, 1985; 林ほか, 2008), 1980年代以降, 地下水利用により西側から起源の異なる地下水が供給されるようになったと考えられている (林・安原, 2008). 地下水利用が要因と考えられる変化は, 関東平野では地下水ポテンシャルにも認められている (林・宮越, 2004).

9.3 地盤沈下

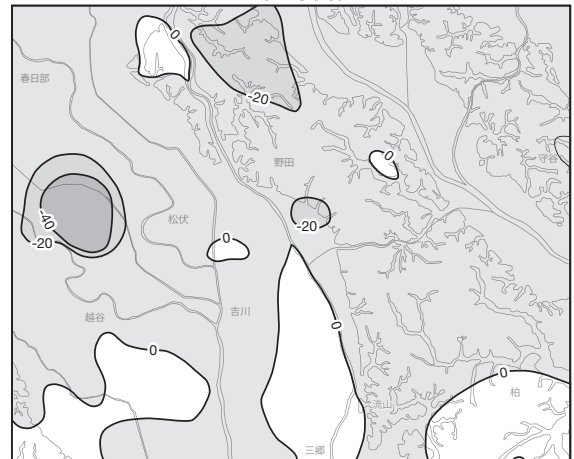
昭和30年代以降, 本図幅地域を含む関東平野中央部地域では, 急激な都市化に伴い深刻な地盤沈下が発生した. 本図幅及びその周辺地域で顕著な地盤沈下が認められた地域は, 埼玉県南東部の川口市周辺, 埼玉県東部越谷市付近, 埼玉県北東部栗橋町~茨城県古河市周辺である. このうち川口市周辺では昭和30年代から地盤沈下が観測され, 昭和40年代初めには年間16 cm 近くの沈下が記録された. 一方, 昭和40年代末以降は, 観測地域の拡大によって, 埼玉県北東部や埼玉県西部にも地盤沈下が確認されるようになった. 特に栗橋町を中心とした広い範囲では年10 cm 以上の深刻な地盤沈下が記録された. しかし近年の地下水揚水規制に伴い, 地盤沈下はゆっくりとはあるが沈静化しつつある.

本図幅地域内の近年 (1988年以降) の地盤沈下をみると, 1988年 (昭和63年) から1998年 (平成10年) までの10年間に, 図幅北西部の春日部市~越谷市で10 cm 以上のやや顕著な地盤沈下が認められた (第9.4図, 関東地区地盤沈下調査測量協議会, 2000). この地域は, 沈下が著しい北方の栗橋町周辺の延長に相当する. しかし, その後の5年間ごとの沈下量の変遷をみると

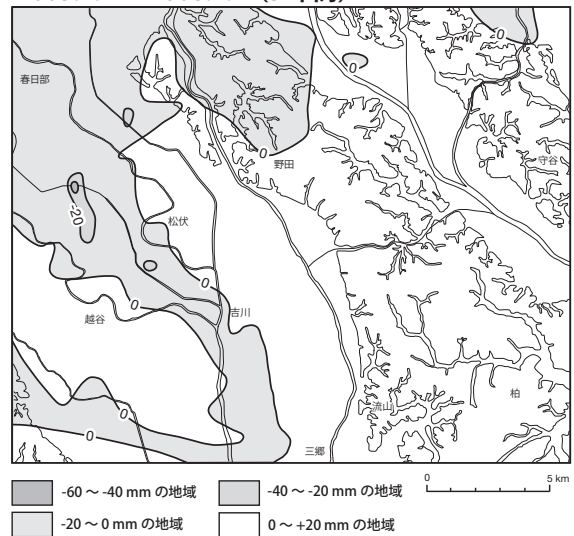
1988.1.1 ~ 1998.1.1 (10年間)



1998.1.1 ~ 2003.1.1 (5年間)



2003.1.1 ~ 2008.1.1 (5年間)



第9.4図 野田図幅地域における地盤沈下量の推移
関東地区地盤沈下調査測量協議会 (2000), 国土交通省国土地理院 (2003, 2008) を基に作図

(国土交通省国土地理院, 2003, 2008 ; 第 9.4 図), 沈下の著しい地域は縮小し, 2003 ~ 2008 年では越谷付近にわずかにみられる程度となっている。一方, 図幅南東部では, 変化がないか或はわずかな隆起傾向が認められている (第 9.4 図)。

9.4 埋立地・盛土 (r)

台地を開析する谷沿いには, 宅地造成・工業用地造成などに伴い盛土がされている箇所が認められる。野田図幅地域にはさほど大規模なものは認められないが, 守谷市, 谷和原村 (現 つくばみらい市), 水海道市 (現 常総市) の猿島台地を中心に, 開析谷を台地面と同標高まで盛り上げる, 最大延長数 100 m 規模の盛土が認められる。盛土の層厚は元々の谷地形の形状から最大で数 m

以上に及ぶとみられる。盛土は剥土されたローム質の堆積物やコンクリート片などを含む瓦礫などさまざまで, N 値は概ね 10 以下を示す。小規模な盛土は各所にふつうにみられるが, 地質図には長径がおよそ 100 m 以上の平面分布を持ち, 最大層厚が旧谷地形から少なくとも 4 ~ 5 m はあると考えられる盛土についてのみ図示した。

また, 本図幅地域内では低地においても人工的な埋め立てがあったことが類推される。例えば, 草加市新栄町団地付近には綾瀬川流域の湖沼があったことが空中写真と古地図から推定され, 湖沼は数 m 以内の人工的な盛土によって埋め立てられたと考えられる。また, 水海道市 (現 常総市) 西大木付近には, 利根川の旧流路があったことが古地図から推定されるが, これも人工的な盛土によって整地され, 現在は水田として利用されていると考えられる。

文 献

- 会田信行・関東平野中央部地質研究会 (1992) 春日部地盤沈下観測井の古地磁気層序. 地球科学, vol. 46, p. 283-286.
- 会田信行・野村 哲・北爪智啓 (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの古地磁気層序. 地団研専報, no. 42, p. 48-55.
- 芥川真知・関 陽太郎 (1985) 関東平野内陸部における深層地下水の涵養機構の一研究. 文部省科学研究費自然科学災害特別研究 (1) 研究成果報告, p. 66-71.
- 新井房夫 (1972) 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定—テフロクロロジーの基礎的研究—. 第四紀研究, vol. 11, no. 4, p. 254-269.
- 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—特性記載とそれに関連する諸問題—. 第四紀研究, vol. 16, no. 1, p. 19-40.
- 地質調査所 (1925) 関東地震調査報告第一. 地質調査所特別報告, no. 1, 204p.
- 遠藤秀典 (1988) 関東平野中・上部更新統の地下地質層序. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集 1988, p. 9-12.
- 遠藤秀典・上嶋正人・山崎俊嗣・高山俊昭 (1991) 東京都江戸川区 GS-ED-1 ボーリングコアの古地磁気・石灰質ナンノ化石層序. 地質学雑誌, vol. 97, p. 419-430.
- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功 (1997) 浅層反射法弾性波探査による関東平野中央部の地下地質構造. 地球科学, vol. 51, p. 15-28.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章・平井幸弘 (1983) 関東平野の沖積層. アーバンクボタ, no. 21, p. 26-43.
- 遠藤邦彦・小杉正人・菱田 量 (1988) 関東平野の沖積層とその基底地形. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, no. 23, p. 37-48.
- 遠藤邦彦・小杉正人・松下まり子・宮地直道・菱田 量・高野 司 (1989) 千葉県古流山湾周辺域における完新世の環境変遷史とその意義. 第四紀研究, vol. 28, p. 61-77.
- 福田 理 (1962) 春日部層序試鑑 (予報) ~坑井地質を中心として~. 地質ニュース, no. 100, p. 1-16.
- 福田 理・鈴木宏芳 (1987) 関東平野の基盤構造. 地学雑誌, vol. 96, p. 173-184.
- 福田 理・小林才智・民部田喜代四 (1964) 関東平野における層序試鑑. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 112-129.
- 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳 (1974) 坑井地質に見る関東平野の基盤. 地質ニュース, no. 234, p. 8-17.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳 (1988) 関東平野の地下地質と地層流体. 地質学論集, no. 31, p. 5-40.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589p.
- 原田正夫 (1943) 関東ロームの生成について. 東大土壤肥料学教室報告, no. 3, p. 1-140.
- 林 広樹・堀内誠示・高橋雅紀・笠原敬司 (2004a) 関東平野地下に分布する新第三系の層序と対比. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 404-416.
- 林 広樹・高橋雅紀・笠原敬司 (2004b) 関東平野地下における新第三系の分布. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 574-586.
- 林 武司 (2003) 関東平野中央部に見られる低酸素水素同位体比・高 Cl 濃度地下水帯の三次元的分布と成因. 日本水文科学会誌, vol. 33, p. 53-70.
- 林 武司 (2004) 関東平野中央部における地下水環境の変化と地下水水質. 日本水文科学会誌, vol. 34, p. 217-226.
- 林 武司・宮越昭暢 (2004) 水質・同位体組成からみた関東平野における広域地下水流動系. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集 2004, p. 407-410.
- 林 武司・内田洋平 (2005) 関東平野. 水文環境図, no. 3, CD-ROM, 産総研地質調査総合センター.
- 林 武司・安原正也 (2008) 地下水からみた関東平野の地下環境. 第四紀研究, vol. 47, p. 203-216.
- 林 武司・内田洋平・安原正也・丸井敦尚・佐倉保夫・宮越昭暢 (2003) 水質・同位体組成からみた関東平野の地下水流動系. 日本水文科学会誌, vol. 33, p. 125-136.
- 林 武司・宮越昭暢・安原正也・水野清秀 (2008) 関東平野における地下水の水質・同位体性状の変遷と地下水流動. 日本応用地質学会研究発表会公園論文集 2008, p. 27-28.
- 平社定夫 (2008a) 関東平野中央部における中 - 上部更新統の堆積相および堆積シーケンス. 地球科学, vol. 62, p. 29-42.
- 平社定夫 (2008b) 関東平野中央部における中 - 上部更新統の層序および構造運動. 地球科学, vol. 62, p. 43-56.
- 堀口万吉 (1970) 大宮台地南部の地質 (演旨). 地質学雑誌, vol. 76, p. 80.
- 堀口万吉 (1981) 関東平野中央部における考古遺跡の埋没と地殻変動. 地質学論集, no. 20, p. 79-94.
- 堀口万吉 (1994) 関東平野中央部地下地質の概要. 地団研専報, no. 42, p. 1-16.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, vol. 46, p. 1059-1086.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 (1956) 関東南部の地層の大区分について. 地調月報, vol. 7, p. 435-436.
- 池田喜代治 (1984) 関東構造盆地中央部の被圧地下水の水質.

- ハイドロロジー, vol. 14, p. 36-49.
- 石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀和明・稲崎富士・八戸昭一 (2004) 埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-SK-1) の堆積相・堆積物特性と放射性炭素年代. 地調研報, vol. 55, p. 183-200.
- 石井基裕 (1962) 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, vol. 27, p. 405-430.
- 石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末廣匡基・細久卓志 (2005) 変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形. 活断層・古地震研究報告, no. 5, p. 29-37.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000) 元荒川断層帯の評価. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/32_motoarakawa.pdf
- 貝塚爽平 (1987) 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, vol. 96, p. 223-240.
- 貝塚爽平・松田馨余 (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, 東京.
- 硬砂団塊研究グループ (1984) 大宮台地に分布する硬砂層の性質と堆積環境. 地球科学, vol. 38, p. 17-30.
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 鎌滝孝信・近藤康生 (1997) 中・上部更新統の地蔵堂層にみいだされた氷河性海水準変動による約2万年または約4万年周期の堆積シーケンス. 地質学雑誌, vol. 103, p. 747-762.
- Kameo, K., Okada, M., El-Masry, M., Hisamitsu, T., Saito, S., Nakazato, H., Ohkouchi, N., Ikehara, M., Yasuda, H., Kitazato, H. and Taira, A. (2006) Age model, physical properties and paleoceanographic implications of the middle Pleistocene core sediments in the Choshi area, central Japan. *Island Arc*, vol. 15, p. 366-377.
- 金子 稔・石川博行・中澤 努・野村正弘・山岸良江・矢島祐介 (2005) 大宮台地に分布する中・上部更新統下総層群木下層の有孔虫化石群集. 第四紀研究, vol. 44, p. 339-351.
- 関東地区地盤沈下調査測量協議会 (2000) 関東地域累積地盤沈下量図 (自 昭和63年1月 至 平成10年1月). 関東地区地盤沈下調査測量協議会.
- 関東平野中央部地質研究会 (1994) 関東平野中央部地下地質の編年と対比. 地団研専報, no. 42, p. 154-164.
- 関東平野中央部地質研究会編 (1994) 関東平野中央部の地下地質—ボーリングコアによる解析—. 地団研専報, no. 42, 180p.
- 関東ローム研究グループ (1956) 関東ロームの諸問題. 地質学雑誌, vol. 62, p. 302-316.
- 関東ローム研究グループ (1958) 関東ロームの諸問題. 地質学雑誌, vol. 64, p. 293-307.
- 関東ローム研究グループ (1965) 関東ローム—その起源と性状. 築地書館, 378p.
- 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. 石油技術協会誌, vol. 26, p. 212-266.
- 城戸秀夫 (1964) 埼玉県松伏 SK-1 号井の地質及び関東中部の一 地質断面について. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 191.
- 菊地隆男 (1980) 古東京湾. アーバンクボタ, no. 18, p. 16-21.
- 菊地隆男 (2004) 海成更新統, 下総層群と上総層群の境界層準に関する再検討. 地球環境研究, vol. 6, p. 51-59.
- 菊地隆男・貝塚爽平 (1972) 関東平野地下の成田層群. 日本地質学会第79年学術大会「地盤と地下水に関する公害」討論会資料, p. 99-110.
- 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆 (1988) 上総・下総両層群の層序に関する2・3の問題. 地質学論集, no. 30, p. 51-65.
- 木野義人 (1970) 関東平野中央部における被圧地下水の水理地質学的研究. 地質調査所報告, no. 238, p. 1-38.
- 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.
- Kitazato, H. (1997) Paleogeographic changes in central Honshu, Japan, during the late Cenozoic in relation to the collision of the Izu-Ogasawara Arc with the Honshu Arc. *Island Arc*, vol. 6, p. 144-157.
- Kobayashi, K., Minagawa, K. and Machida, M. (1968) The Ontake pumice-fall deposit Pm-1 as a Late Pleistocene time-marker in central Japan. *Jour. Fac. Sci. Shinshu Univ.*, vol. 3, p. 171-198.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂 (1981) 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, no. 20, p. 113-128.
- 小池 清 (1951) いわゆる黒瀧不整合について. 地質学雑誌, vol. 57, p. 143-156.
- 国土交通省国土地理院 (2003) 平成15年1月1日基準 関東地方地盤沈下調査測量に関する報告. 国土地理院技術資料, B・7-F-No. 20, 21p.
- 国土交通省国土地理院 (2008) 平成20年1月1日基準 関東地方地盤沈下調査測量に関する報告. 国土地理院技術資料, B・7-F-No. 25, 18p.
- 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, 64p.
- 駒澤正夫 (1985) 20万分の1 関東地域重力図 (ブーゲー異常図). 特殊地質図 no. 24, 地質調査所.
- 駒沢正夫・長谷川功 (1988) 関東地方の重力基盤にみえる断裂構造. 地質学論集, no. 31, p. 57-74.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一 (1999) 1:1,000,000 日本重力図 (ブーゲー異常). 地質調査所, 14p.
- 近藤康生 (1991) 千葉県松戸市栗山の地下から産した後期更新世の外洋性浅海砂底貝化石群 —特に最終間氷期における

- 古東京湾の海況復元に関連して－. 千葉中央博自然誌研究報告, vol. 1, no. 2, p. 1-8.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, vol. 20, PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.
- 久野 久 (1952) 7万5千分の1地質図幅「熱海」及び同地質説明書. 地質調査所, 141p.
- 黒田和男・森 和雄・石井武政・安原正也・磯部一洋・遠藤秀典・宇野沢 昭・永井 茂・池田喜代治・狛 武 (1987) 地下水利用に伴う地盤沈下の予測技術に関する研究. 昭和61年度国立機関環境保全研究成果集, p. 75-117.
- 黒田和男・森 和雄・石井武政・安原正也・磯部一洋・遠藤秀典・宇野沢 昭・永井 茂・池田喜代治・狛 武 (1988) 地下水利用に伴う地盤沈下の予測技術に関する研究. 昭和62年度国立機関環境保全研究成果集, p. 74-118.
- 町田 洋 (1971) 南関東のテフロクロノロジー (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.
- 町田 洋 (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑誌, vol. 82, no. 2, p. 53-76.
- 町田 洋・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.
- 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, 東京, 336p.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵のテフロクロノロジーとそれにもとづく富士及び箱根火山の活動史. 地理学評論, vol. 41, p. 241-257.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, vol. 83, p. 22-58.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫 (1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年－テフラによる一つの試み－. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 町田瑞男 (1973) 武蔵野台地北部およびその周辺地域における火山灰層位学的研究. 地質学雑誌, vol. 79, p. 167-180.
- 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・伊勢屋ふじこ (1985) 逆グレーディング構造 : 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造. 堆積学研究会報, no. 22/23, p. 108-116.
- 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.
- Matoba, Y. (1967) Younger Cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser. (Geology)*, no. 38, p. 221-263.
- Matsuda, I. (1974) Distribution of the Recent Deposits and Buried Landforms in the Kanto Lowland, Central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, no. 9, p. 1-36.
- 松岡達郎・白石英孝 (2002) 関東平野の深部地下構造の精査を目的とした微動探査法の適用性－埼玉県南部地域の三次元 S 波速度構造の推定－. 物理探査, vol. 55, p. 127-143.
- 松島紘子・須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一 (2009) 関東平野内陸部, 吹上～行田地域における中・上部更新統の地下層序と堆積環境変化. 第四紀研究, vol. 48, p. 59-74.
- 三宅 尚・中越信和 (1998) 森林土壌に堆積した花粉・胞子の保存状態. 植生史研究, vol. 6, p. 15-30.
- 三土知芳 (1933) 両総地方に於ける鮮新・更新両統の境界に就いて. 地質学雑誌, vol. 40, p. 400-401.
- 三土知芳 (1937) 7万5千分の1地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- 三谷 豊・下総台地研究グループ (1996) 下総台地北西部における後期更新世の地殻変動. 地団研専報, no. 45, p. 95-114.
- 三谷 豊・下総台地研究グループ (1997) 下総台地北部における更新世中期以降の地殻変動史. 地球科学, vol. 51, p. 29-39.
- 宮越昭暢・内田洋平・佐倉保夫・林 武司 (2003) 地下温度分布からみた関東平野の地下水流動. 日本水文科学会誌, vol. 33, p. 137-148.
- 森川六郎 (1962) 埼玉県南平野の地盤地質. 応用地質, vol. 3, p. 11-19.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・八戸昭一・柴田康行・小林利行・鈴木 亮 (2005) 複数の炭素 14 年代値に基づく中川低地の埋積様式. 第 7 回 AMS シンポジウム要旨集, AMS 研究協会, p. 120-128.
- 中西利典・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・八戸昭一・稲崎富士 (2007) ボーリング柱状図資料の解釈による中川低地南部の沖積層基底図. 地質調査総合センター研究資料集, no. 454, 36p.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011a) 埼玉県三郷市彦成地区の沖積層コア (GS-MHI-1) の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値. 地調研報 (印刷中).
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011b) 埼玉県春日部市東備後地区に分布する沖積層の堆積相, 珪藻化石群集, 物性, 放射性炭素年代値. 地調研報 (印刷中).
- 中里裕臣 (1993) 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係. 千葉県立中央博物館自然誌研究報告, 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 (1999) EPMA 分析及び岩石記載的性質に基づく房総半島中部更新統テフラの対比. 千葉中央博自然誌研究報告, no. 5, p. 73-83.
- 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. 地質学雑誌, 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.
- 中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ(2003) 千葉県北東部犬吠層群 250m コアのテフラ層序. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, p. 3.
- 中里裕臣・中澤 努・水野清秀 (2006) 関東平野中部～東部の中・上部更新統の編年. 月刊地球, vol. 28, p. 17-23.
- 中澤 努 (2008) 関東平野中央部および北西縁の台地. 日本地方地質誌 3「関東地方」, 朝倉書店, 東京, p. 342-347.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2000) 関東平野中央部大宮・野田地域地下浅部の更新統堆積シーケンスと構造運動. 堆積学研究, no. 51, p. 23-38.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 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, 41p.
- 中澤 努・中里裕臣 (2005) 関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー. 地質学雑誌, vol. 111, p. 87-93.
- 中澤 努・中里裕臣 (2007) 関東平野中央部の下総層群: 研究の進展と課題. 地質ニュース, no. 634, p. 50-59.
- 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. 地調研報, vol. 54, p. 341-350.
- 中澤 努・中島 礼・植木岳雪・田辺 晋・大嶋秀明・堀内誠示 (2006) 大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究. 地質学雑誌, vol. 112, p. 349-368.
- 中澤 努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示 (2009) 関東平野中央部における上総一下総層群境界: 越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定. 地質学雑誌, vol. 115, p. 49-63.
- 新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, vol. 82, p. 163-181.
- 楡井 久 (1981) 堆積盆中の地下水流動史と地殻変動 南部関東構造盆地を例として. 杉山隆二・池辺 穰・星野通平・柴崎達雄編「堆積盆中の流体移動」, 東海大学出版会, 東京, p. 151-174.
- 楡井 久 (1982) Fore-arc basin としての関東構造盆地と y ビーム地震帯. 藤田至則ほか編「島弧変動」地団研専報, no. 24, p. 79-95.
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄 (1975) 東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について. 地質学雑誌, vol. 81, p. 559-565.
- 楡井 尊 (1996) 更新統産ハリゲヤキ属 (ニレ科) の花粉形態. 第四紀研究, vol. 35, p. 333-338.
- O Hara, S., Sugaya, M., Hosogai, T. (1998) Molluscan fossils from the Kioroshi Formation along the downstream of the Kinu-gawa (River) in the Kanto Plain. *Bull. Ibaraki Nat. Mus.*, no. 1, p. 33-45.
- 大石雅之・高橋雅紀 (1990) 群馬県高崎地域に分布する中新統一特に庭谷不整合形成過程について. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 92, p. 1-17.
- 大熊 孝 (1981) 近世初頭の河川改修と浅間山噴火の影響. アーバンクボタ, no. 19, p. 18-31
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, vol. 46, p. 1029-1058.
- 埼玉県環境部地震対策課 (1996) 埼玉県活断層調査報告書. 埼玉県環境部地震対策課, 200p.
- 斎藤尚人 (2000) 八ヶ岳東麓と関東平野の中期更新世テフラの対比とその編年. 第四紀研究, vol. 39, p. 15-23.
- 酒井豊三郎 (1990) 千葉県銚子地域の上部新生界一岩相・古地磁気・放散虫化石層序. 宇都宮大教育学部紀要, no. 23, p. 1-34.
- 坂倉勝彦 (1935) 千葉県小櫃川流域の層序 (その 2). 地質学雑誌, vol. 42, p. 753-784.
- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額綱一起・伊藤 潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子 (2006) 北関東地殻構造探査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 17 年度) 成果報告書, 文部科学省 研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人 防災科学技術研究所, p. 18-97.
- 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.
- 渋谷 紘・堀口万吉・小勝幸夫 (1968) 関東盆地西部の第四系 (その 1) (演旨). 地質学雑誌, vol. 74, p. 123.
- 清水康守・堀口万吉 (1981) 大宮台地北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地質学論集, no. 20, p. 95-102.
- 清水康守・長谷川 寛・松本昭二 (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの火山灰. 地団研専報, no. 42, p. 17-28.
- 下総台地研究グループ (1984) 千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係. 地球科学, vol. 38, no. 4, p. 226-234.
- 下総台地研究グループ (1996) 千葉県手賀沼北岸地域に分布する木下層基底の埋積谷の形成過程. 地団研専報, no. 45, p. 68-80.
- 新堀友行・羽鳥謙三・成瀬 洋 (1970) 関東平野の地下地質 第 2 報 関東平野中央部の洪積層. 資源科学研究所彙報, no. 73, p. 30-36.
- 庄和町教育委員会 (2001) 庄和町文化財調査報告第 5 集～首都圏外郭放水路建設事業に伴う古環境復元調査の記録～. 庄和町教育委員会, 149p.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, vol. 35,

- p. 215-230.
- 須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・中里裕臣・石山達也・杉山雄一・細矢卓志・松島絢子・吉田英嗣・山口正秋・大上隆史 (2007) 表層堆積物の変形構造からみた深谷断層系綾瀬川断層北部の後期更新世以降の活動史. 地学雑誌, vol. 116, p. 394-409.
- 杉原重夫 (1970) 下総台地西部における地形の発達. 地理学評論, vol. 43, p. 703-718.
- 杉原重夫・高原勇夫・細野 衛 (1972) 武蔵野台地における関東ローム層と地形面区分についての諸問題. 第四紀研究, vol. 11, p. 29-39.
- 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ノロジー. 地質学雑誌, vol. 84, p. 583-600.
- 鈴木宏芳 (2002) 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, no. 63, p. 1-19.
- 鈴木宏芳・堀内誠示 (2002) 関東平野の深層観測井地質試料のナノ化石分析. 防災科学技術研究所研究資料, no. 225, p. 1-71.
- 鈴木宏芳・高橋 博・福田 理 (1983) 下総深層地殻活動観測井の作井と地質. 国立防災科学技術センター研究速報, no. 48, p. 1-61.
- 鈴木毅彦・早川由紀夫 (1990) 中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代. 第四紀研究, vol. 29, p. 105-120.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一 (1995) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版) 説明書. 特殊地質図 20, 地質調査所, 109p.
- 高木秀雄・高橋雅紀 (2006) 松伏 SK-1 坑井基盤岩試料からみた関東平野の中央構造線. 地質学雑誌, vol. 112, p. 65-71.
- 高木秀雄・鈴木宏芳・高橋雅紀・濱本拓志・林 広樹 (2006) 関東平野岩槻観測井の基盤岩類の帰属と中央構造線の位置. 地質学雑誌, vol. 112, p. 53-64.
- 高原勇夫 (1984) 大宮台地南部及び荒川低地における第四系の地層区分と堆積環境. 埼玉地理, no. 8, p. 1-12.
- 高橋 博・福田 理・鈴木宏芳・田中耕平 (1983) 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質. 国立防災科学技術センター研究速報, no. 47, p. 1-113.
- 高橋雅紀 (2006) 日本海拡大時の東北日本弧と西南日本弧の境界. 地質学雑誌, vol. 112, p. 14-32.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈. 地質学雑誌, vol. 112, p. 33-52.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2008) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形. 地調研報, vol. 59, p. 497-508.
- 田辺 晋・中西利典・中島 礼・石原与四郎・内田昌男・柴田康行 (2010) 埼玉県の中川開析谷における泥質な沖積層の埋積様式. 地質学雑誌, vol. 116, p. 252-269.
- Tanaka, H. and Kobayashi, H. (1996) The fine structure of *Cyclotella rhomboideo-elliptica* Skuja, from a Middle Pleistocene deposit, Gunma Prefecture, central Japan. *Diatom*, vol. 12, p. 35-41.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1983) 千葉県「姉崎」地域の笠森層及び金剛地層一特に上総層群と下総層群の間の不整合問題に関連して一. 地調月報, vol. 34, p. 59-80.
- 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 図幅), 地質調査所, 136p.
- 徳橋秀一・渡邊真人 (2008) 上総層群および相当層. 日本地方地質誌 3 関東地方, 朝倉書店, 東京, p. 281-292.
- 東京都土木技術研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図一東京都地質図集 6 一. 東京都土木技術研究所, 474p.
- 角田史雄 (1992) 埼玉平野の地下地質. 埼玉大学教養学部紀要, no. 28, p. 5-23.
- 植田房雄 (1930) 房総半島北部の地質 (摘要) 地質学雑誌, vol. 37, p. 250-253.
- 山口和雄・横倉隆伸・加野直巳・大滝壽樹・伊藤 忍・横田俊之・田中明子 (2004) 反射法地震探査による利根運河からさいたま市東部に至る地下構造. 日本地震学会講演予稿集 2004 年度秋季大会, p. 77.
- 山口和雄・加野直巳・伊藤 忍・大滝壽樹・横倉隆伸・田中明子 (2006) 関東平野中部の下総台地から中川低地に至る東西方向の反射断面 (その 2). 物理探査学会第 115 回学術講演会論文集, p. 13-16.
- 山中浩明・山田伸之 (2002) 微動アレイ観測による関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築. 物理探査, vol. 55, p. 53-65.
- 柳沢幸夫・渡邊真人・高橋雅紀・田中裕一郎・木村克己・林 広樹 (2006) 3. 2. 4 大深度ボーリング試料による地質年代調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 17 年度) 成果報告書, 文部科学省 研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人 防災科学技術研究所, p. 296-331.
- 安原正也・高橋正明・稲村明彦・林 武司・牧野雅彦・高橋 浩 (2005) 関東平野中央部における高 Cl 濃度地下水について. 2005 年度日本水文科学学会学術大会発表要旨集, no. 20, p. 47-50.
- Yoneda, M., Shibata, Y., Tanaka, A., Uehiro, T., Morita, M., Uchida, M., Kobayashi, T., Kobayashi, C., Suzuki, R., Miyamoto, K., Hancock, B., Dibden, C. and Edmonds, J.S. (2004) AMS ¹⁴C measurements and preparative techniques at NIES-TERRA. *Nucl. Instr. and Meth. B*, vol. 223-224, p. 116-123.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 497-515.



付図 本文中に示した断面，ボーリング地点，露頭の位置
基図は国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「東京」「千葉」を使用.

Geology of the Noda District

By

Tsutomu NAKAZAWA* and Susumu TANABE*

(Written in 2010)

(Abstract)

The Noda district, which is a quadrangle of lat. 35°50'11.6" to 36°0'11.5" N and long. 139°44'48.3" to 139°59'48.2" E, is located over the southeastern part of Saitama Prefecture, northern part of Chiba Prefecture, and southern part of Ibaraki Prefecture. Recently, this district became highly urbanized due to its close proximity to Tokyo. Topographically, the district includes alluvial lowlands and uplands. Alluvial lowlands are distributed mainly along the Naka-gawa River, Tone-gawa River, and small valleys dissecting the uplands. The Nakagawa Lowland, which occupies the western part of the district, separates the uplands into the Shimosa and Omiya Uplands. The former spreads widely over the eastern part of the district, and the latter is situated in the southwestern corner of the district. The Sashima Upland, separated from the Shimosa Upland by the Tone-gawa lowland, is also included narrowly in the northeastern corner of the district.

GEOLOGY

The Noda district is situated within the central part of the Kanto Sedimentary Basin and is underlain by thick Cenozoic successions. In the shallower part of the subsurface, the Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group, Middle to Upper Pleistocene Shimosa Group, younger terrace deposits and loam, and Alluvium are distributed (Fig. 1).

KAZUSA GROUP

The Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group generally occurs in the subsurface deeper than an elevation approximately -100m. The boundary between this group and the upper Shimosa Group is defined by the base of the Jizodo Formation corresponding to MIS 12. Although the base of the Kazusa group is generally defined by the Kurotaki Unconformity in the stratotype, Boso Peninsula, the correlative unconformity has not been investigated in the Noda district. The Kazusa Group comprises depositional cycles of non-marine and marine sediments in the Noda district, but its stratigraphic framework has not been established.

SHIMOSA GROUP

The Middle to Upper Pleistocene Shimosa Group which is distributed in the subsurface shallower than an elevation approximately -100m in the Noda district is divided into 6 formations and a bed.

Jizodo Formation (less than 50 m): This formation is characterized by a thick well-sorted sand bed of the upper part, but the lower and middle parts are dominated by muddy sand and/or sandy mud. This formation formed at MIS 12-11.

Yabu Formation (less than 40 m thick): The lower part is composed of sandy gravel and mud containing fossil plant roots. The middle part consists of muddy sand and/or sandy mud containing molluscan fossils. The upper part is made up of horizontal or cross-stratified, well-sorted sand. This formation was deposited at MIS 10-9.

Kamiizumi Formation (less than 30 m thick): The lower part consists of sandy gravel and mud containing fossil plant roots. The middle part is composed of muddy sand or sandy mud containing molluscan fossils. The upper part is characterized by well-sorted sand. This formation accumulated at MIS 8-7.5.

Kiyokawa Formation (less than 35m thick): This formation is composed mainly of mud containing fossil plant roots and peat in the northwestern part of the district, but a thick well-sorted sand bed is observed in the southeastern part. This formation developed at MIS 7.4-7.3.

* Institute of Geoscience

The Younger Loam (Kanto Loam) bed is composed largely of brownish volcanic ash soil. The loam bed in the Noda district intercalate marker tephra layers of Hk-TP and AT.

ALLUVIUM

The Alluvium in the Nakagawa Lowland, which distributes shallower than -50 m, can be divided into A, B, C and D units in ascending order. The Alluvium in the Tonegawa Lowland, which distributes shallower than -25 m, can be divided into A, C and D units in ascending order. The Alluvium in the small valley dissecting the upland thickens less than 5 m and it mostly consists of D unit.

The A unit distributes at about -50 m and -25 m in the Nakagawa and Tonegawa Lowlands, respectively. It mainly consists of braided river gravel.

The B unit distributes at about -50 to -30 m in the Nakagawa Lowland and it primarily consists of sand-mud alternation without shells or burrows. This deposit can be interpreted as meandering river sediments.

The C unit in the Nakagawa and Tonegawa Lowlands distributes at about -35 to -5 m, and it mostly consists of mud with abundant shells and burrows. The living habitats of shells show a deepening-upward and then shallowing-upward facies succession. Therefore this unit is interpreted as estuary and delta sediments.

The D unit in the Nakagawa and Tonegawa Lowlands distributes shallower than -5 m. The D unit consists of fining-upward sand without shells or burrows and artificial soil, in ascending order. The fining-upward sand is interpreted as modern fluvial sediments.

GEOLOGIC STRUCTURE

The Middle to Upper Pleistocene and Holocene successions are almost horizontally distributed in the Noda district. However, a more detailed examination reveals that the successions slightly incline toward the northwestern part of the district with gentle undulations. The inclination decreases upward. No active fault is known in this district.

APPLIED GEOLOGY

The Kanto Earthquake of 1923 damaged wooden houses especially those distributed along the Naka-gawa and Ayase-gawa Rivers in the Nakagawa Lowland. The damage intensities are especially high in the region where the thick Alluvium distributes.

The groundwater beneath the Noda district is characterized by the high Cl⁻ content and low δD value along the Nakagawa Lowland. The distribution pattern of this peculiar water has been changed due probably to water usage since the 1950's.

Land subsidence is a serious problem around the Noda district and reached its maximum in the late 1960's to early 1970's. The subsidence lessened later in response to the regulation of water usage and locally changed into an uplift.

Reclaimed ponds, channels, and valleys are often recognized in the Noda district. In the upland area, the dissecting small valleys are locally filled with sediments and debris from the preparation of land for buildings.

執筆分担

第1章 地形	中澤 努・田辺 晋
第2章 地質概説	中澤 努・田辺 晋
第3章 上総層群	中澤 努
第4章 下総層群	中澤 努
第5章 新期段丘堆積物及び新期ローム層	中澤 努
第6章 沖積層	田辺 晋
第7章 活構造	中澤 努
第8章 深部地質	中澤 努
第9章 応用地質	田辺 晋・中澤 努

文献引用例

中澤 努・田辺 晋 (2011) 野田地域の地質. 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. 72

章単位での引用例

中澤 努・田辺 晋 (2011) 野田地域の地質, 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. 1-3.

Bibliographic reference

Nakazawa, T. and Tanabe, S. (2011) Geology of the Noda district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 72p. (in Japanese with English abstract 3p.)

Bibliographic reference of each chapter

Nakazawa, T. and Tanabe, S. (2011) Geology of the Noda district, 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-3.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 野田地域の地質
平成23年1月27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 株式会社デジタル印刷
