

地域地質研究報告  
5 万分の 1 地質図幅  
新潟 (8) 第40号  
NI-54-25-5

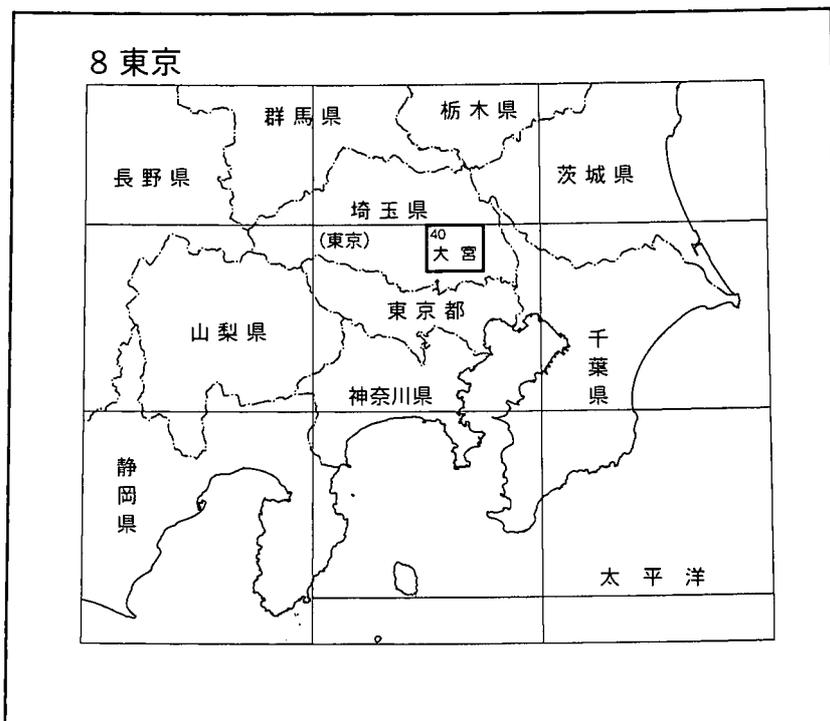
## 大 宮 地 域 の 地 質

中澤 努・遠藤秀典

平成 14 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

8-28 熊谷 Kumagaya NJ-53-5-7 (未刊行, unpublished)	8-29 鴻巣 Kōnosu NJ-53-5-3 (未刊行, unpublished)	8-30 水海道 Mitsukaidō NJ-54-35-15 (未刊行, unpublished)
8-39 川越 Kawagoe NJ-53-5-8 (未刊行, unpublished)	8-40 大宮 Ōmiya NJ-53-5-4 (2002)	8-41 野田 Noda NJ-54-35-16 (未刊行, unpublished)
8-50 青梅 Ōme NJ-53-6-5 (未刊行, unpublished)	8-51 東京西北部 Tokyo-Seihokubu NJ-53-6-1 (未刊行, unpublished)	8-52 東京東北部 Tokyo-Tohokubu NJ-54-36-13 (未刊行, unpublished)
八王子 (Hachioji) 1:75,000 (1932)	東京 (Tokyo) 1:75,000 (1934)	

# 大宮地域の地質

中澤 努\*・遠藤秀典\*\*

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

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

「大宮」地域は、平成6-10年度に観測強化地域「南関東」地域の地質図作成の一環として調査が行われた。調査研究は中澤、遠藤の両名で行った。

本図幅地域は平野部に位置し、台地と沖積低地が広く分布する。本図幅地域では台地の低地に対する比高は極めて小さく、露頭調査によって観察できる地層は限られている。このため、露頭調査とあわせて、ボーリング調査及び既存ボーリング資料の整理による地下地質の検討を行った。層序ボーリング調査は、春日部市（GS-KB-1）、川口市（GS-KG-1）、北本市（GS-OK-1）において深度100m前後のコアリングを行い、地下地質の基本層序の確認をした。そして数1,000地点に及ぶ既存ボーリング資料を基に、地層の面的な広がりを把握した。今回参考にした既存ボーリング資料はほとんどが深度50m未満のものであるため、本報告での断面図も概ねこの深度内のものとした。なお平成13年4月1日より浦和市、与野市、大宮市が合併し、さいたま市となったが、本地質図幅作成時点では国土地理院発行1/50,000地形図の改訂がされていないため、本報告では旧市名を用いた。

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、浦和市、上尾市、富士見市、上福岡市、伊奈町には、各機関で保存されていたボーリング資料を参考にさせていただいた。深部地質環境研究センターの塚本 斉主任研究員にはテフラ中の斜方輝石の EPMA 分析をお願いした。これらの方々に深く御礼申し上げる。

（平成13年稿）

---

所 属

\*地球科学情報研究部門

\*\*深部地質環境研究センター

Key words : geologic map, 1:50,000, Ōmiya, Pleistocene, Holocene, Shimōsa Group, Kioroshi Formation, Ōmiya Formation, “Jōsō Clay”, Akabane Terrace Deposits, Nakadai Terrace Deposits, Tachikawa Terrace Deposits, Kantō Loam, Alluvium, subsurface geology

## 目 次

I. 地 形	1
I. 1 台 地	2
I. 2 沖積低地	3
II. 地質概説	5
II. 1 下総層群	5
II. 2 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層	5
II. 3 沖積層	5
II. 4 地下地質	6
III. 下総層群	7
III. 1 木下層	7
III. 2 大宮層	13
III. 3 “常総粘土”	14
IV. 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層	18
IV. 1 新期段丘堆積物	18
IV. 1. 1 赤羽段丘堆積物	18
IV. 1. 2 中台段丘堆積物	18
IV. 1. 3 立川段丘堆積物	18
IV. 1. 4 未区分埋没段丘堆積物	18
IV. 2 新期関東ローム層	18
V. 沖積層	21
VI. 地下地質	24
VI. 1 C層	25
VI. 2 D層	25
VI. 3 E層	27
VI. 4 F層	28
VII. 活構造	29
VIII. 応用地質	34
VIII. 1 地盤沈下	34
VIII. 2 地震被害	36
文 献	37
Abstract	39

## 図・表目次

第1図 「大宮」図幅地域の位置図	1
第2図 「大宮」図幅地域の地形概略図	2

第3図	「大宮」図幅地域の段丘面区分図	3
第4図	関東地方の重力基盤深度図	5
第5図	「大宮」図幅地域の層序総括図	6
第6図	大宮台地における標高約-50mまでのボーリング柱状図と N 値	8
第7図	木下層下部の分布と基底の標高	11
第8図	木下層の下-上部境界付近のコア写真	12
第9図	木下層最上部のトラフ型斜交層理砂層	13
第10図	大宮層基底付近のコア写真	14
第11図	“常総粘土”及び新期関東ローム層の模式柱状図	15
第12図	大宮台地における“常総粘土”，新期段丘堆積物及び新期関東ローム層の露頭柱状図	15
第13図	“常総粘土”の最下部付近に挟在する三色アイス軽石層（SIP）	16
第14図	“常総粘土”の中部付近に挟在するウグイス色軽石層（UP）	16
第15図	“硬砂”の推定分布域	17
第16図	武蔵野台地における新期段丘堆積物及び新期関東ローム層の柱状図	19
第17図	治水橋付近の荒川低地下の埋没段丘面群	19
第18図	武蔵野ローム層下部に挟在する東京軽石層（TP）	20
第19図	荒川低地及び宝来谷底低地の沖積層のボーリング柱状図と珪藻帯区分	22
第20図	荒川低地及び芝川沿いの低地における沖積層のボーリング柱状図と N 値	23
第21図	Ky3テフラ付近の柱状図	24
第22図	D層，E層，F層付近のボーリング柱状図	26
第23図	E層上部の砂層のコア写真	27
第24図	今までに推定された大宮図幅内の活構造	29
第25図	荒川低地における反射法弾性波探査時間断面図	30
第26図	大宮市深作地域における反射断面図	31
第27図	木下層上部の基底の標高	32
第28図	昭和63年1月から平成10年1月までの累積地盤沈下量	34
第1表	「大宮」図幅地域における下総層群の層序の比較	7
第2表	荒川低地における沖積層の珪藻帯区分	21
第3表	Ky3テフラ中の斜方輝石の化学組成	25
第4表	埼玉県東部における関東地震（1923年）の家屋倒壊被害	35
Fig. 1	Stratigraphic summary of the Ōmiya district	40

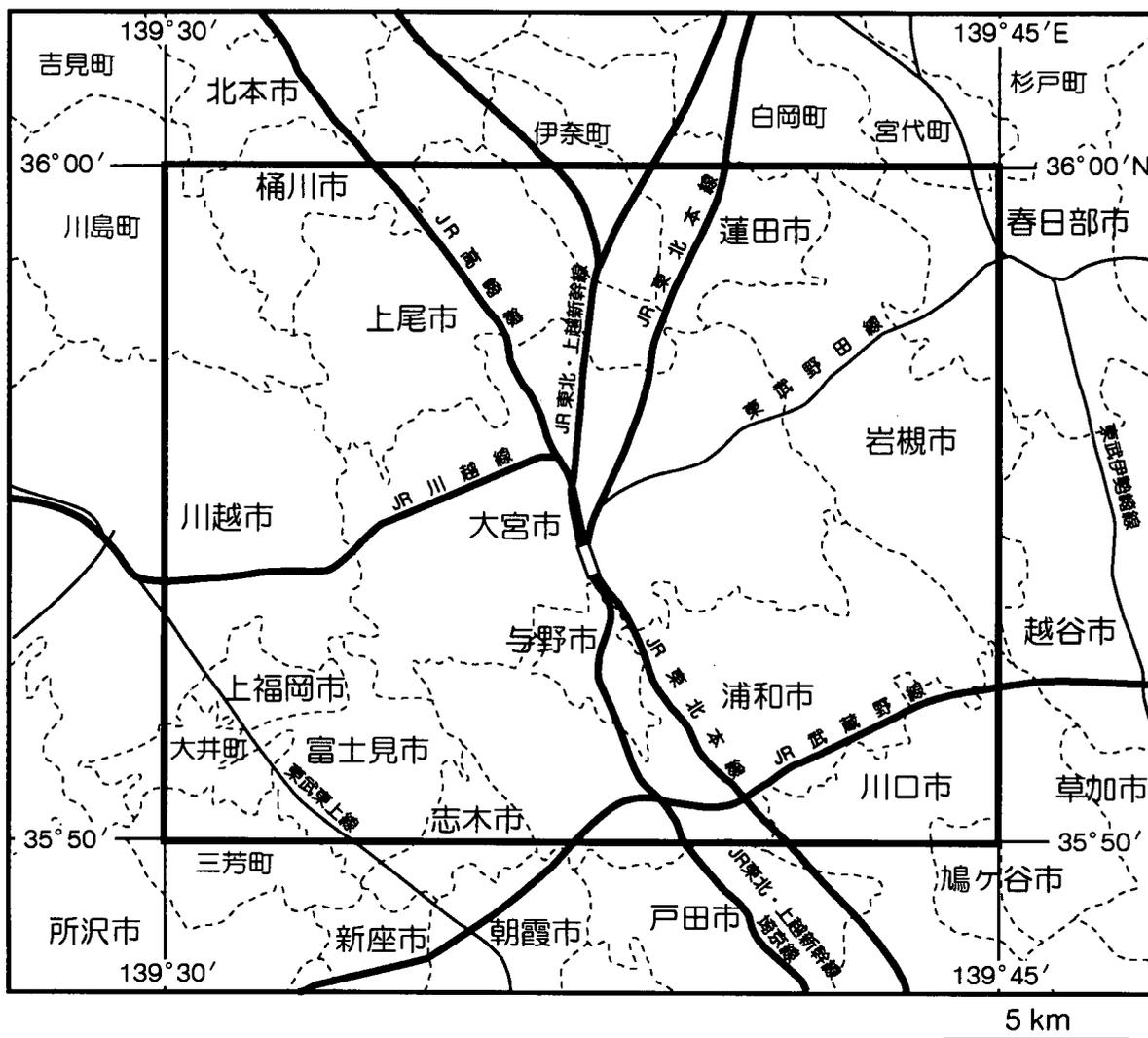
# I. 地 形

(中澤 努・遠藤秀典)

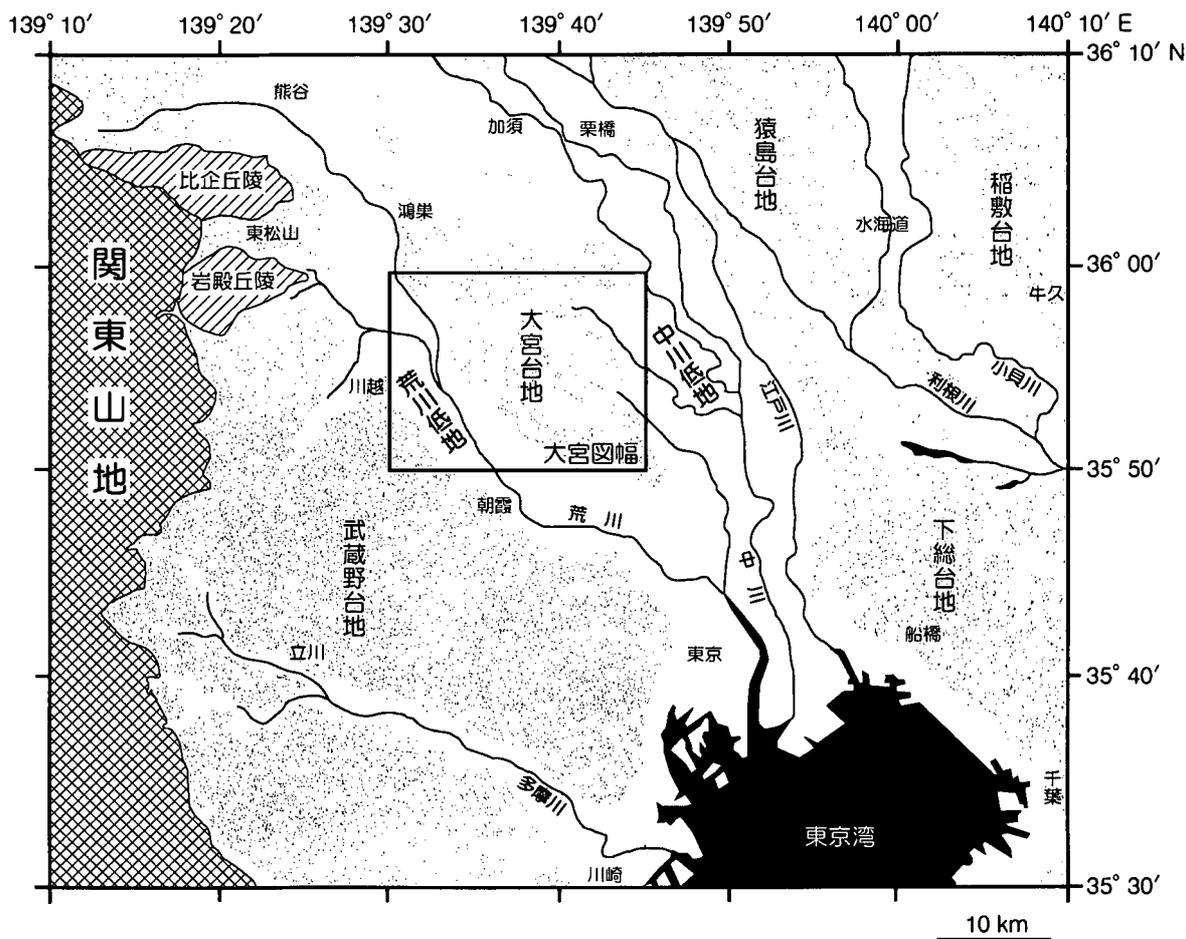
「大宮」図幅地域は、東経139°30′-139°45′、北緯35°50′-36°0′（世界測地系では東経139°29′48.4″-139°44′48.3″、北緯35°50′11.6″-36°0′11.5″であるが、本説明書では旧測地系を用いる）の範囲を占め（第1図）、埼玉県南東部に位置する。本図幅地域には、埼玉県大宮市、浦和市、与野市、川口市、鳩ヶ谷市、上尾市、桶川市、北本市、蓮田市、岩槻市、春日部市、志木市、富士見市、上福岡市、川越市、三芳町、大井町、伊奈町、白岡町、宮代町、川島町が含まれる（第1図）。

本図幅地域の地形は、台地と沖積低地からなる（第2図）。台地は、本図幅地域の西部に分布する荒川低地によ

って分けられ、東側の台地は大宮台地、西側の台地は武蔵野台地と呼ばれている（第2図）。このうち大宮台地は、本図幅地域の東部-中央部の広い面積を占め、北北西-南南東方向の流向が卓越する多くの中小河川に開析されている。一方、本図幅地域南西部の武蔵野台地は、東京多摩地区を扇頂として扇状に分布する台地のうちの北東端に相当し、荒川低地によって扇端を切られた形態を呈する。沖積低地は、荒川沿いの荒川低地と、大宮台地を開析している芝川、綾瀬川、元荒川、及びその他の小谷の谷底低地からなる。また本図幅地域東部には、わずかながら中川低地の一部が含まれている。なお本図幅地域の



第1図 「大宮」図幅地域の位置図



第2図 「大宮」図幅地域の地形概略図

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。地質図には、このうち明治45年の時点での地形に基づいて、それ以降に改修・埋積された旧河道及び旧沼沢地を図示した。

### I. 1 台地

#### 大宮台地

本図幅地域の東部から中央部の範囲を広く占める大宮台地には、複数の段丘面が分布する。今回、それらの段丘面を形成年代の違いから木下<sup>きおろし</sup>面、大宮面、赤羽面に3分した(第3図)。

木下<sup>きおろし</sup>面は、本図幅地域南東部の川口市新井宿から浦和市大門付近にかけて分布する。木下<sup>きおろし</sup>面は、大宮台地のなかで最も標高の高い面であり、標高約18-20mに平坦面をもつ。

大宮面は、大宮台地の大部分を占める面であり、平坦面の標高は13-22mの範囲に及ぶ。川口市源左衛門新田付近では、平坦面が木下<sup>きおろし</sup>面よりも約3-5m低いが、多くの場合、境界は漸移的に明瞭な段丘崖は形成されていない。また今回、大宮面とした面の一部には比較的標高の高い

箇所(標高16-22m)が含まれる(第3図)。これらは木下<sup>きおろし</sup>面に含まれる可能性も否定できないが、現時点では木下<sup>きおろし</sup>面への対比の根拠が得られておらず、本報告では大宮面とした。

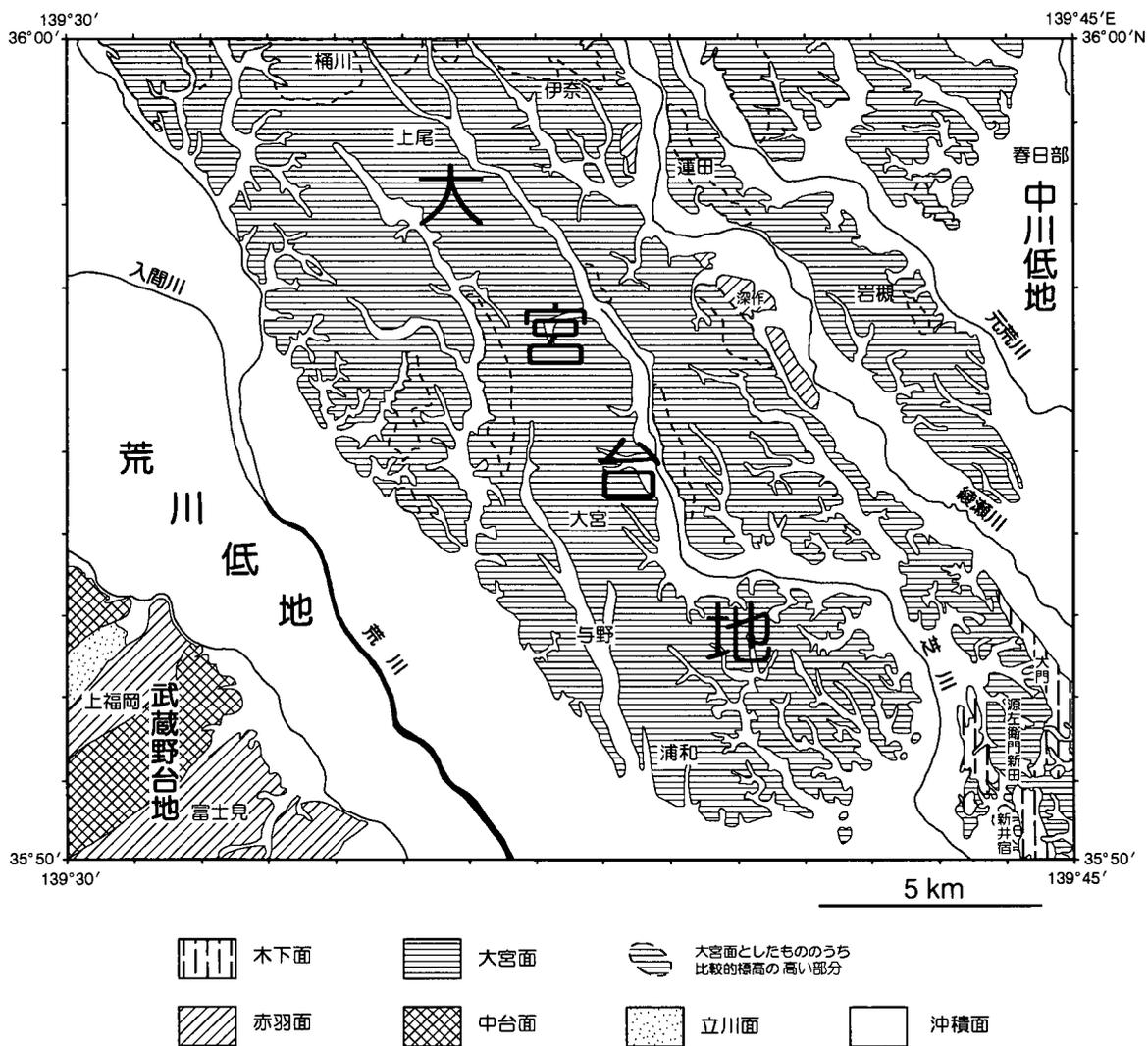
赤羽面は大宮市深作付近を中心に綾瀬川沿いに狭く分布する。大宮台地のなかで最も標高の低い面であり、平坦面の標高は約11mである。大宮市深作では、大宮面よりも約7m低く、その境界には明瞭な段丘崖が形成されている。

#### 武蔵野台地

本図幅地域の南西部に分布する武蔵野台地は、形成年代の違いから赤羽面、中台面、立川面に3分される(杉原ほか, 1972: 第3図)。これらの面はいずれも南西に高く北東に高度が下がる形態を呈している。

赤羽面は、本図幅地域内の武蔵野台地のうち最も平坦面の標高が高い面であり、富士見市から三芳町にかけて、及び上福岡市付近とに分布する。本図幅地域内での平坦面の標高は16-44mである。

中台面は、大井町付近及び川崎市寺尾付近に分布する。本図幅地域内での平坦面の標高は8-40mであり、上福岡



第3図 「大宮」図幅地域の段丘面区分図

市南台付近では赤羽面よりも約4m低い。赤羽面との境界には明瞭な段丘崖が形成されている。

立川面は川越市藤間付近に分布し、本図幅地域内での平坦面の標高は8-17mである。川越市清水町付近では赤羽面よりも約9m、中台面よりも約7m低く、それぞれの境界には明瞭な段丘崖が形成されている。

### I. 2 沖積低地

#### 荒川低地

荒川低地は本図幅地域西部の荒川に沿って北北西-南南東方向に、幅約5kmにわたり分布している。荒川低地には、自然堤防が顕著に発達しており、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が低湿地として認め

られる。一方で、近年の河川改修によって荒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。

#### 台地開析谷の谷底低地

大宮台地・武蔵野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。

#### 中川低地

中川低地は本図幅地域の東部にわずかに分布しているにすぎないが、荒川低地と同様に、自然堤防が顕著に発達している。また自然堤防群の間には氾濫原及び流路跡が低湿地として認められる。

## II. 地質概説

(中澤 努・遠藤秀典)

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、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、地下に分布する砂礫層の深度分布(新堀ほか, 1970; 菊地・貝塚, 1972)、段丘堆積物の上面高度(小玉ほか, 1981)、考古遺跡の埋没(堀口, 1981)などによって確かめられており、本図幅地域は、現在の関東堆積盆地の沈降の中心部付近に位置する。

本図幅地域における基盤深度などの深部の地下地質は、ボーリング資料が少ないため詳細は不明であるが、春日部市増富の春日部層序試錐では深度3,072mで先第三系基盤である頁岩に到達している(福田, 1962)。一方、岩槻市末田の深層地殻活動観測井「岩槻」では深度2,898mで石英斑岩に到達している(高橋ほか, 1983)。これらは現在ボーリング調査で知られている関東平野地下の基盤深度のうち最も深いものである。また重力探査(駒沢, 1985; 駒沢・長谷川, 1988など: 第4図)からも、基盤深度が本図幅地域で3,000mに達することが示されている。その他の多くの地震探査結果(角田(1992)のリストを参照)も、基盤深度は3,000m前後を示すことが多い。

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-100m以浅の地層を対象とする。本図幅地域の標高約-100m以浅には下総層群、新期段丘堆積物及び新期関東ローム層、沖積層が分布する(第5図)。

### II. 1 下総層群

本図幅地域の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。本報告では下総層群の累層として木下層、大宮層、及び“常総粘土”を記載した。木下層より下位の地層については標高約-100mまでを層相によって区分したが、テフラの同定などの地層の対比が未了なため、これらをC層、D層、E層、F層と仮称することとどめ、本報告では地下地質として別章に記載した。

**木下層** 層厚は最大で35m。本層は、貝化石混じりの泥層を主体とし谷地形を埋積する局所的な分布形態を呈する下部と、砂泥細互層を主体とし大宮台地のほぼ全域に分布する上部から構成される。本層下部は基底に砂礫層を伴い、下位層に対して不整合関係にある。一方、本層上部も基底に貝化石を多量に含む粗粒堆積物を伴い、本層下部の分布しない箇所では、本層上部が下位層に対し

て直接不整合関係で累重する。本層上部の堆積面は木下面を形成する。

**大宮層** 層厚は最大で20m。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。本図幅地域の北西部では、本層は粗粒となり、砂礫層が卓越する。本層の堆積面は大宮面を形成する。

**“常総粘土”** 層厚は最大で35m。主に植物遺骸片を含む灰白色の凝灰質粘土からなり、上部に“硬砂”を挟むことがある。三色アイス軽石層(SIP)やウグイス色軽石層(UP)を挟む。

### II. 2 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層

本報告では、武蔵野ローム層及び立川ローム層を新期関東ローム層と呼ぶ。また“常総粘土”を欠き、新期関東ローム層に直接覆われる段丘堆積物を一括して新期段丘堆積物と呼ぶ。新期段丘堆積物は、形成年代の違いにより赤羽段丘堆積物、中台段丘堆積物、立川段丘堆積物に分けられる。

**新期関東ローム層** 本層は、下部より、東京軽石層(TP)を挟み褐色の火山灰土を主体とする武蔵野ローム層と、始良Tn火山灰(AT)を挟み暗色及び明褐色の火山灰土からなる立川ローム層によって構成されている。

**赤羽段丘堆積物** 層厚2-8mの粗粒砂層または砂礫層からなる。東京軽石層を基底から30-80cm上位に挟む新期関東ローム層に覆われる。堆積面は赤羽面を形成する。

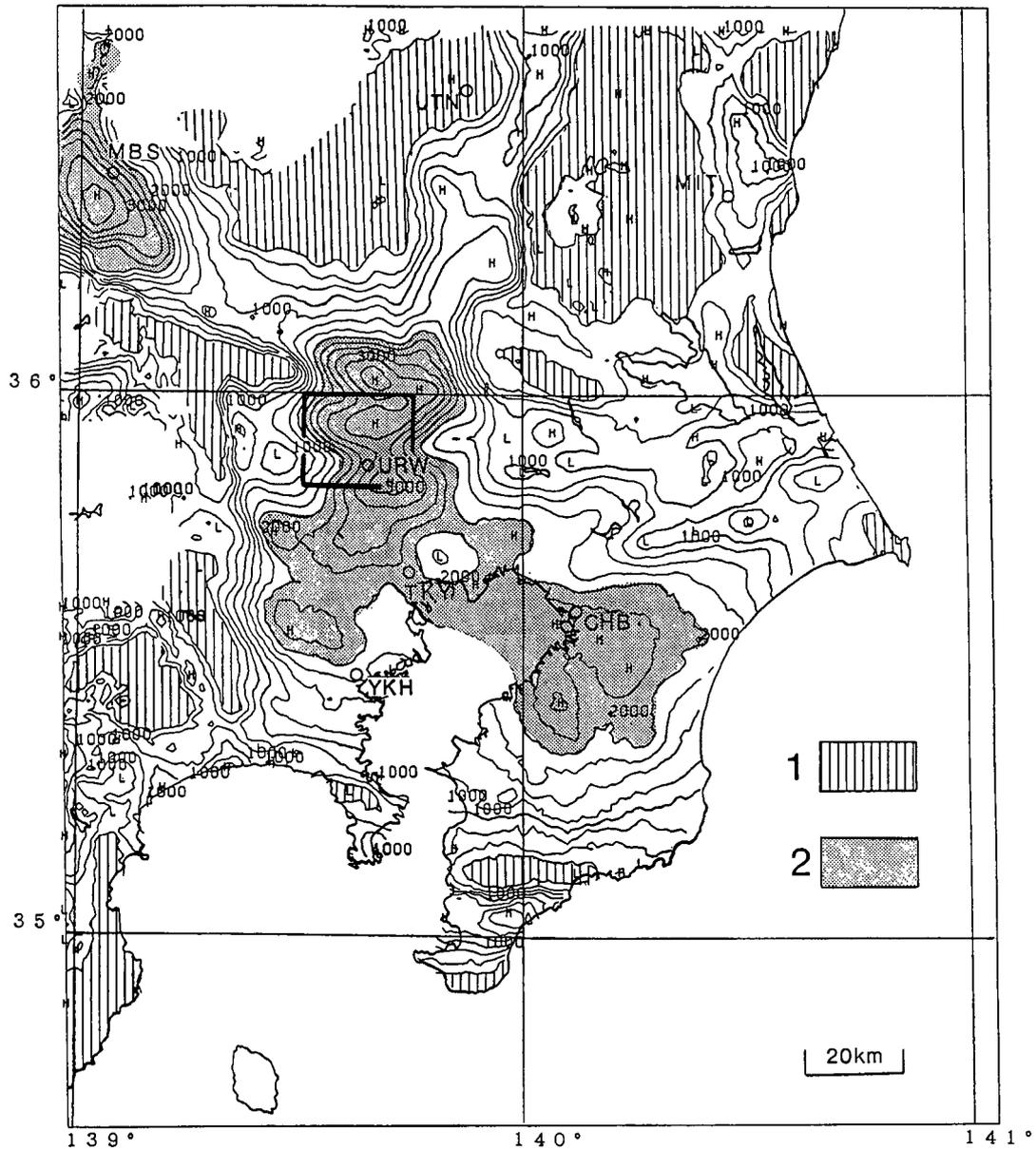
**中台段丘堆積物** 層厚2-7mの砂礫層からなる。東京軽石層付近の層準以上の新期関東ローム層に覆われる。堆積面は中台面を形成する。

**立川段丘堆積物** 層厚3-5mの砂礫層からなる。立川ローム層に覆われる。堆積面は立川面を形成する。

**未区分埋没段丘堆積物** 荒川低地の地下に分布する。本報告では正確な分布及び年代が把握できていないが、荒川低地に形成年代の異なる2-3層の埋没段丘の存在が推定されている(安藤・渡辺, 1996)。

### II. 3 沖積層

本図幅地域の沖積層は、荒川低地、台地開析谷の谷底低地、中川低地に分布する。荒川低地の沖積層は最大層厚45m。砂層及び泥層からなり、基底に砂礫層を伴う。台地開析谷に分布する沖積層は泥層が卓越し、表層付近には腐植層が分布することが多い。中川低地に分布する沖



第4図 関東地方の重力基盤深度図

駒沢・長谷川 (1988)  $\Delta\rho=0.5\text{g/cm}^3$  コンター間隔: 250m 1: 250m以浅 2: 2,000m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 太線枠は大宮図幅の範囲を示す。

積層は、最大層厚35m. 基底に砂礫層を伴うことがあるが泥層を主体とする。

#### II. 4 地下地質

本図幅地域の地下には木下層の下位に対比未了の地層が分布している。このうち今回の調査において詳細に層相の観察をすることのできた標高約-100mまでの地層は、先に述べた大宮層、木下層の他に、上からC層、D層、E層、F層に分けられる。これらの地層の境界設定には、

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た。

**C層** 層厚は最大で約35m. 本層は、細-粗粒砂層を挟む泥層を主体とする。泥層は植物遺骸片を頻りに含み、一部は腐植層となっている。多くの地域では基底は砂礫層あるいは礫混じりの砂層から始まり、下位のD層は削剥され薄化している。本層上部には房総半島の清川層中に認められるKy3テフラが挟在する。

**D層** 層厚は最大で約18m. 本層は、植物遺骸片を含む泥

地質年代		層序区分		テフラ	層相		堆積環境				
第四紀	完新世	沖積層	新期関東ローム層 立川段丘堆積物 中台段丘堆積物 赤羽段丘堆積物	新期関東ローム層 立川ローム層 武蔵野ローム層	AT	沖積層	泥層・砂層・砂礫層	入江 河川			
						立川段丘堆積物	砂礫層	河川			
	中台段丘堆積物					砂礫層	河川				
	赤羽段丘堆積物					砂層・砂礫層	河川				
	常総粘土					凝灰質粘土層・砂層	植物根	氾濫原			
	更新世	後期	下総層群	大宮層 (A層) 木下層 (B層) C層 D層 E層 F層	“常総粘土”	UP SIP Ky3	大宮層	礫混じり 細粒～極粗粒砂層	斜交層理	河川	
							木下層 (上部)	(上部) 砂泥互層	淡水棲珪藻化石 リップル葉理	貝	湖沼 (ラグーン)
							木下層 (下部)	(下部) 泥層・砂質泥層 砂礫層	貝	入江 河川	
							C層	泥層 (砂層を挟む) 砂礫層	植物根	氾濫原・河川	
							D層 (上部)	(上部) 細粒～中粒砂層	平行葉理 <i>Macaronichnus</i> 斜交層理 平行葉理	貝	後浜・前浜 上部外浜
							D層 (中部)	(中部) 砂質泥層・泥質砂層	貝	ラグーン	
							D層 (下部)	(下部) 泥層・砂礫層	植物根	氾濫原・河川	
							E層 (上部)	(上部) 細粒～中粒砂層	平行葉理 <i>Macaronichnus</i> 斜交層理 平行葉理	貝	後浜・前浜 上部外浜
							E層 (中部)	(中部) 砂質泥層・泥質砂層	貝	ラグーン	
							E層 (下部)	(下部) 泥層・砂礫層			氾濫原・河川
							F層	細粒～中粒砂層 あるいは泥層・砂礫層			海浜 氾濫原・河川

第5図 「大宮」 図幅地域の層序総括図

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。本層基底に砂礫層を伴う地域では，下位のE層は削剥されている。

**E層** 層厚は最大で約46m。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F層は大きく削剥されている。それ以外の地域では，中部の泥質砂層あるいは砂質泥層が下位層を直接不整合関係で覆う。本層上部は上位のD層と同様に，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。

**F層** 本図幅地域中央部-南東部では，砂質泥層から中粒砂層へ上方粗粒化する層相が認められる。一方，本図幅地域北西部では砂礫層及び泥層が卓越する。

### III. 下総層群

(中澤 努・遠藤秀典)

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。本報告においても、徳橋・遠藤（1984）にならい、下総層群を、地蔵堂層の基底から新时期丘堆積物の下位までの地層として取り扱う。姉崎地域では下総層群の各累層は、基本的には陸成層と海成層からなる1回の堆積サイクルを示している（徳橋・遠藤，1984）。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（増田・中里，1988；中里，1997；中里・佐藤，2001）。

房総半島では地表に露出する下総層群も、埼玉県付近ではほとんど全て地下に没している。そのため本図幅地域に分布する下総層群は基本的にボーリング調査によって観察されてきた（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など）。本図幅地域及び周辺地域の地下における下総層群の層序区分の比較を第1表に示す。これらのうちの多くの研究では、地下に分布する砂礫層を手がかりに地層が区分された。一方、中澤・遠藤（2000）は、層序ボーリングコアにおける堆積相の詳細な観察に基づき、地下

地質のシーケンス層序学的な解析を試みた。その結果、標高約-100m以浅に複数の堆積シーケンスを認定した。本報告でも、基本的に各累層の境界には、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た。これにより地下の下総層群を、房総半島と同様に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累層として認識するようにつとめた。ただし、房総半島の下総層群に分布する豊富なテフラ鍵層が、本図幅地域にはほとんど見いだされていない。このため木下層より下位の、対比が未了な地層については、C-F層と仮称することにとどめ、別章「地下地質」にまとめることにした。本章では、木下層、大宮層、“常総粘土”について記載する。

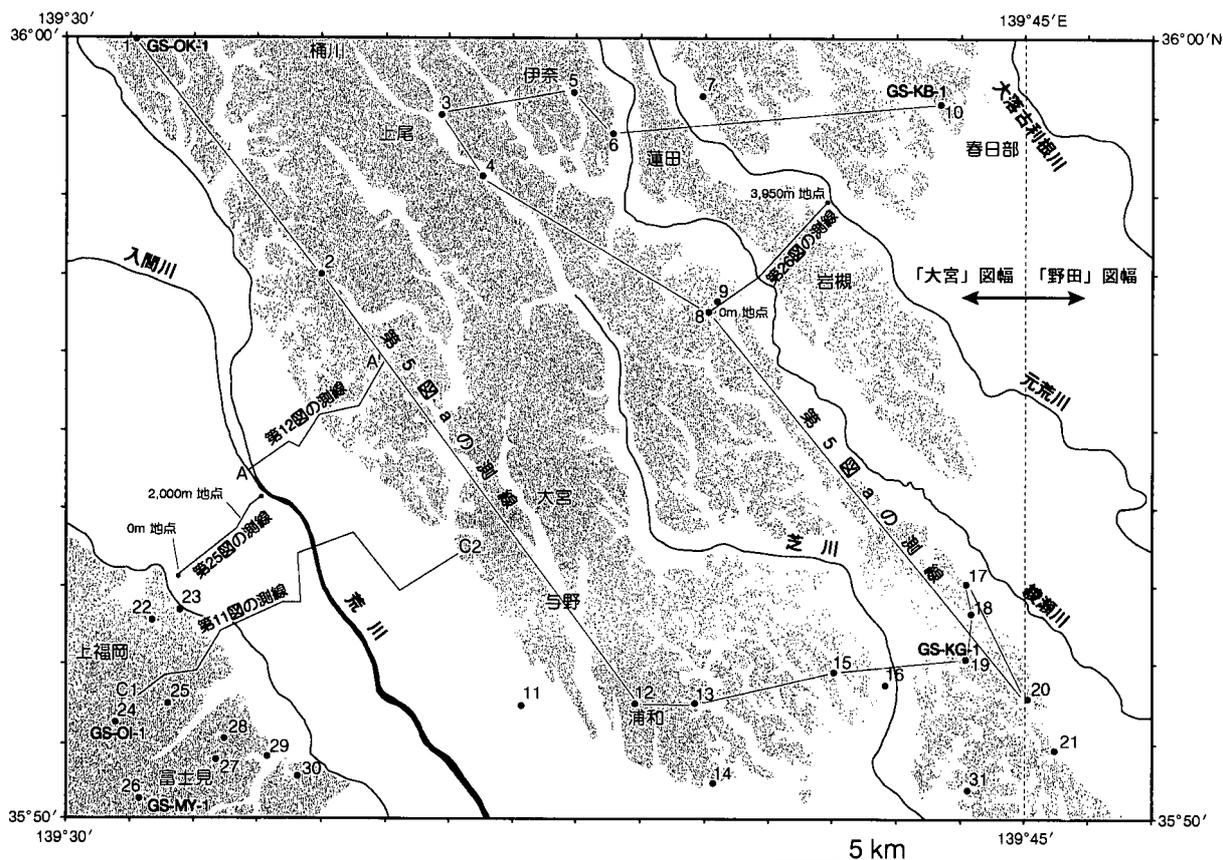
#### III. 1 <sup>きおろし</sup>木下層 (Kiu, Kil)

**命名・定義** 榎山（1931）の木下亜階に基づき、徳橋・遠藤（1984）が再定義。彼らによれば、木下層は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。また最上部付近には杉原ほか（1978）によって Kl<sub>p</sub> テフラ群に対比された道脇寺テフラ群（徳橋・遠藤，1984）が挟まれる。

**模式地** 千葉県印旛郡印西町木下。

第1表 「大宮」図幅地域における下総層群の層序の比較  
破線部の境界詳細位置は不明

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)	本報告
大宮層	----- G2層	N I 層	大宮砂礫層	A層	A層	DS-A	大宮層
浦和層	----- G3層		浦和泥層		B層	DS-B DS-C	木下層
			浦和砂礫層				
	----- G4層	N II 層		A層 b1 ----- b2 ----- c ----- d	C層	DS-E	D層
			B1層			e1	D層
					D層	DS-G	F層



第6図 b. 柱状図の位置図

本図幅地域における層序関係 清川層(徳橋・遠藤, 1984)中のテフラを含むC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(Klpテフラ群: 町田, 1971)を挟む“常総粘土”に覆われる。本層の堆積面は木下面を形成する。

層序ボーリング地点における分布

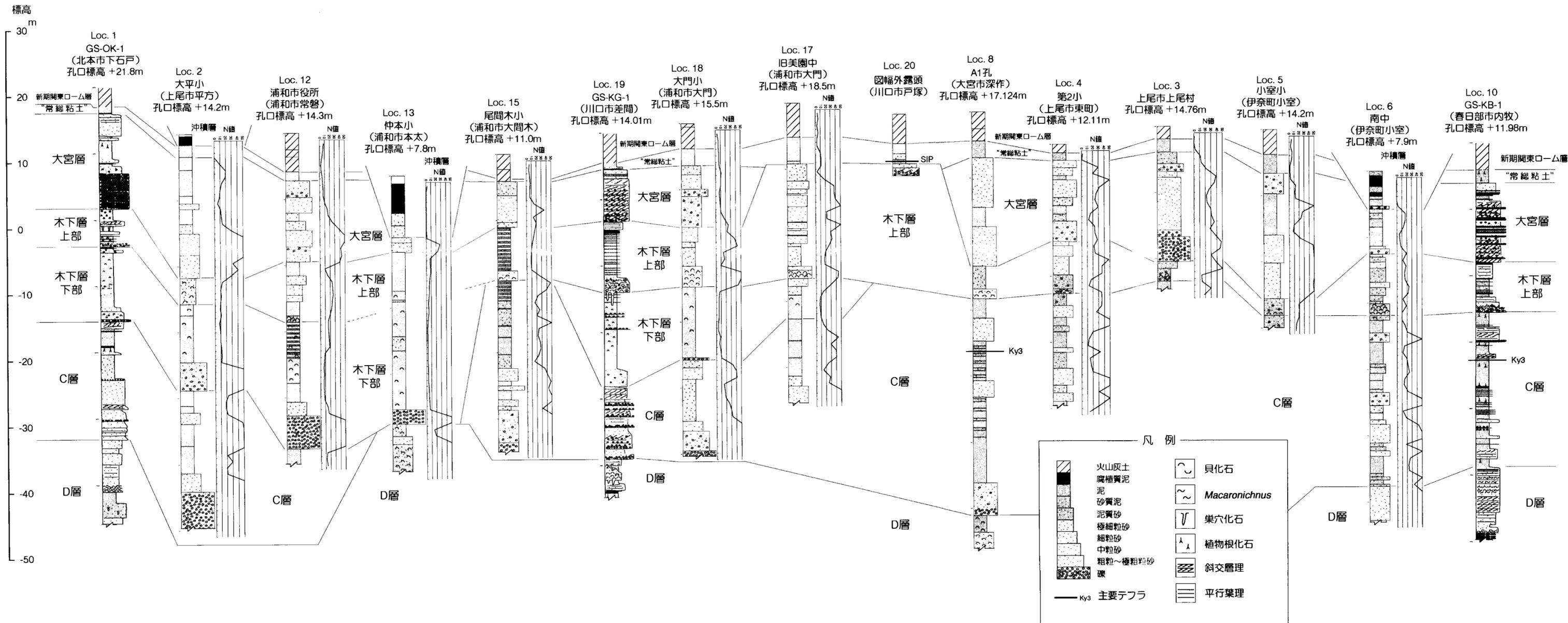
- 下部 GS-KB-1: 分布せず
- GS-KG-1: 標高-10.05~-24.19m  
(深度24.06-38.20m)
- GS-OK-1: 標高-2.20~-13.50m  
(深度24.00-35.30m)
- 上部 GS-KB-1: 標高-6.00~-13.54m  
(深度17.98-25.52m)
- GS-KG-1: 標高+0.69~-10.05m  
(深度13.32-24.06m)
- GS-OK-1: 標高+3.42~-2.20m  
(深度18.38-24.00m)

層相・分布 泥層を主体とし谷埋め状の分布を示す下部と、砂泥細互層を主体とし大宮台地のほぼ全域に分布する上部とに分けられる(第6図)。

下部は、下から順に、砂礫層または分級の悪い礫混じり砂層、植物遺骸片を多く含む泥層、そして下部の主体をなす貝化石混じりの泥層からなる(第6図)。最下部の

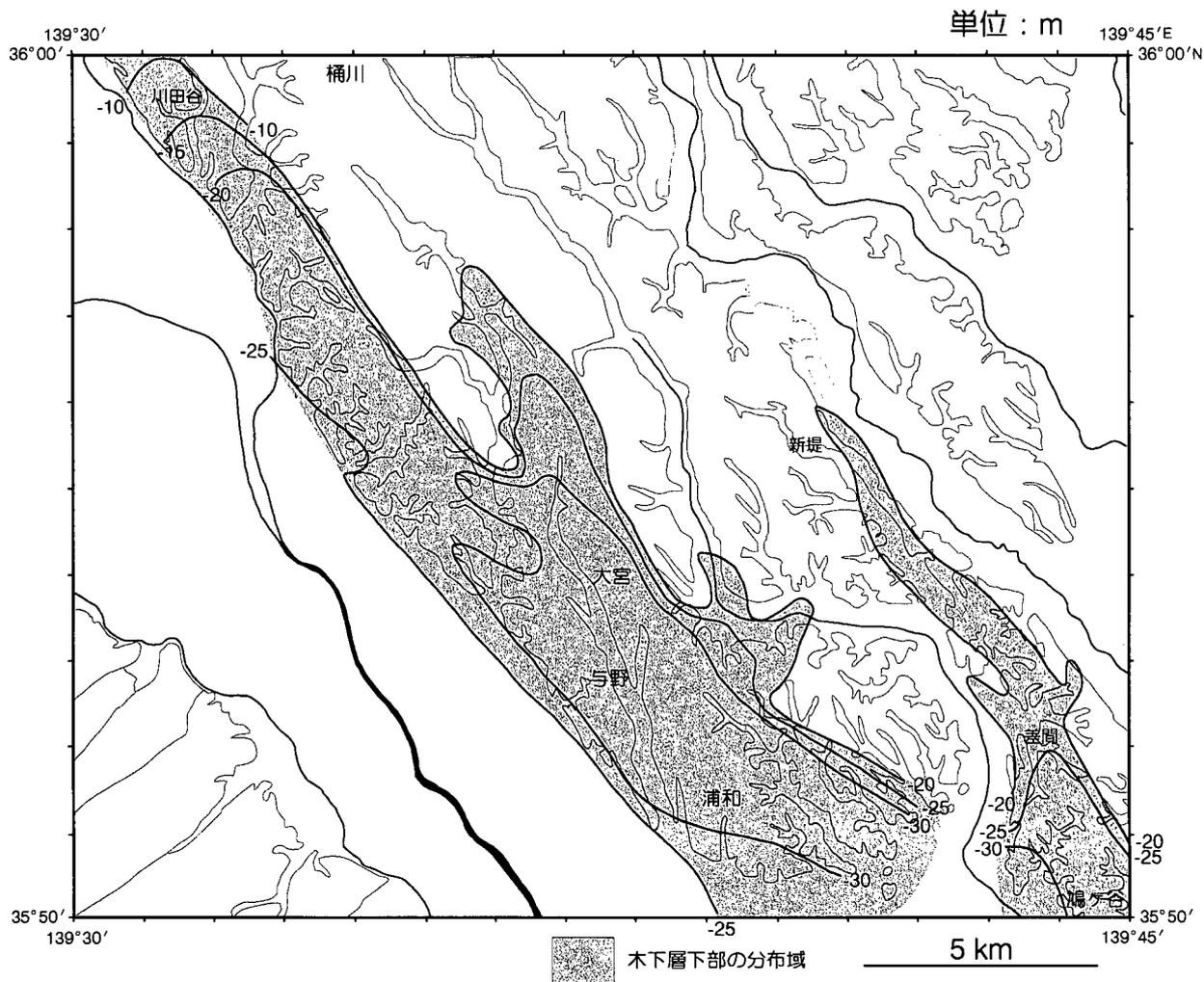
砂礫層または礫混じり砂層の基底は明瞭な浸食面であるが、その上位の植物遺骸片含泥層、貝化石含泥層への変化は漸移的である。下部の主体をなす貝化石混じり泥層は塊状であることが多い。薄い泥質砂層を挟むことがあるが、全体として生物擾乱を強く受けている。しばしば巣穴化石が認められる。貝化石は挟在する砂層中に密集することもあるが、多くは塊状の泥のなかに散在する。下部の層厚は最大18m程度。桶川市川田谷付近から上尾市上野、大宮市指扇、与野市、浦和市へと大宮台地の西縁に沿って南東方向へ、細長く、谷埋め状に分布する(第7図)。また、前者より規模は小さいが、大宮市新堤から川口市差間、鳩ヶ谷市にかけても同様に南東方向への谷埋め状の分布が認められる(第7図)。

上部は、基底の貝化石を多量に含む礫質堆積物と、その上に重なる、極細粒-中粒砂と泥の互層で構成されている(第6図)。上部基底の礫質堆積物は層厚0.5-2mで、基底面は浸食面からなる(第8図)。また上部基底では本層下部あるいは下位のC層に向け巣穴化石が発達していることが多い(第8図)。本層下部が厚く分布する大宮・浦和周辺では、本層上部基底の粗粒堆積物を欠くかあるいは薄いため、既存ボーリング資料では下部と上部の境界が認定できないこともある(例えば第6図のLoc. 13)。上部の主体である砂泥細互層は概して数cm毎の砂と泥の



第6図 a. 大宮台地における標高約-50mまでのボーリング柱状図とN値  
 Loc. 1, 10, 19は本図幅調査で実施した層序ボーリング, Loc. 2, 3, 4は上尾市所有資料, Loc. 12, 13, 15, 17, 18は  
 浦和市所有資料, Loc. 5, 6は伊奈町所有資料, Loc. 8は埼玉県環境部地震対策課(1996)に基づき柱状図作成。





第7図 木下層下部の分布と基底の標高

繰り返してであるが、上方ほど砂層が厚く、また全体として上方に粗粒化する傾向が認められる。上部基底付近では砂層は極細粒砂からなるが、最上部付近では中粒砂となる。細粒の砂層には平行葉理や低角の斜交層理が発達し、一部にはリップル葉理が観察される。最上部付近の中粒砂層にはトラフ型斜交層理が発達する。川口市戸塚（野田図幅：第6図のLoc. 20）では最上部に相当する砂層が層厚約1.5mのみ露出している。ここでは砂層は径10mm以下の礫が混じる中粒砂層からなり、トラフ型斜交層理が発達している（第9図）。本層上部の層厚は最大20mに達するが、上位の大宮層基底の浸食面の深度により大きく異なる。大宮台地のほぼ全域に分布する。

なお地質図には木下層基底の標高を等高線で示した。木下層基底は、下部が分布する箇所では下部の基底、下部を欠く箇所では上部の基底となり、それぞれ標高-10～-30m、-10m付近に位置する。

**対比** 上限は“常総粘土”との境界付近にKlp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。また、本報告の木下層下部

が埋積した谷は、清川層（徳橋・遠藤，1984）中のテフラを挟むC層を削削しているため、谷の埋積は清川層形成時よりも後であることがわかる。一方、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。しかし、房総半島の横田層は層厚が小さく、房総半島で本層のような規模の大きい谷埋め状の分布を示すのはむしろ木下層である。以上のことから本層は木下層（徳橋・遠藤，1984）に対比される。本層の下部と上部は、それぞれ中澤・遠藤（2000）のDS-C及びDS-Bに相当する。

**N値** 下部の貝混じり泥層は10以下で、概ね5程度のことが多い。基底部の砂礫あるいは礫混じり砂層は50を越えることが多い。

上部の砂泥細互層は概ね10-30の範囲にある。多くの場合、上方でN値が大きくなる。上部の基底付近の貝化石含粗粒堆積物は40-50に達することも多い。

#### 産出化石

珪藻化石：下部の貝化石混じり泥層からは *Paralia sulcata*, *Cyclotella stylorum* などの内湾棲珪藻化石が多産する（高原，1984）。上部の砂泥互層の泥層部分からは



第8図 木下層の下-上部境界付近のコア写真  
 川口市差間 GS-KG-1 ボーリング (Loc. 19 : 第6図b参照) の深度20.0m-26.0m. 数字 (m) は深度を示す. 矢印が下-上部境界. 境界より下位には巣穴化石が多く見受けられる.



第9図 木下層最上部のトラフ型斜交層理砂層  
川口市戸塚（野田図幅内，Loc. 20：第6図b参照）  
写真右下の鎌は全体で約30cm.

*Aulacoseira distans*, *A. italica*, *A. ambigua*, *A. granulata* などの淡水好止水棲珪藻化石が多産する（中澤・遠藤，2000）。

貝化石：高原（1987）によると外本層からはヤツシロガイ、アカニシ、マガキ、イタボガキ、アサリ、サルボウ、アカガイ、イタヤガイ、カガミガイ、マメウラシマ、バイ、ツメタガイ、ミルクイ、ナミガイ、ウチムラサキなどが産出する。高原（1987）には産出層準の詳しい記載はないが、貝化石が多産することから、これらは本層上部の基底付近からの産出と思われる。

**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含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海進ラグ堆積物（海進時の浸食残留堆積物）、基底の浸食面はバイラビンメント面（海進時の湾側の浸食面）と

考えられる（中澤・遠藤，2000）。また中部の主体である砂泥細互層は、泥層部分から淡水好止水棲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ることから内湾（ラグーン）のなかの淡水の影響を強く受けた箇所での堆積したことが推測される（中澤・遠藤，2000）。

なお中澤・遠藤（2000）では、本層上部基底のバイラビンメント面を境界として本層に2つの堆積シーケンスを設定した。しかし木下層は酸素同位体ステージ6から5にかけての堆積物であり（中里・佐藤，2001など）、本報告では本層全体で一連の1つの堆積シーケンスと捉える。

### III. 2 大宮層（Om）

**命名・定義** 堀口（1970）の大宮層を再定義。木下層を不整合に覆い、ウグイス色軽石層（=Pm-1：渋谷，1968）付近の層準から上位の“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。

**模式地** 春日部市内牧の層序ボーリング（GS-KB-1）。

**層序関係** 下位の木下層を不整合に覆い、上位には、ウグイス色軽石層付近の層準から上位の“常総粘土”に整合に覆われる。一部は木下層上部と同時異相の可能性はある。本層の堆積面は大宮面を形成する。

**層序ボーリング地点における分布**

GS-KB-1：標高+6.10～-6.00m（深度5.88-17.98m）

GS-KG-1：標高+7.09～+0.69m

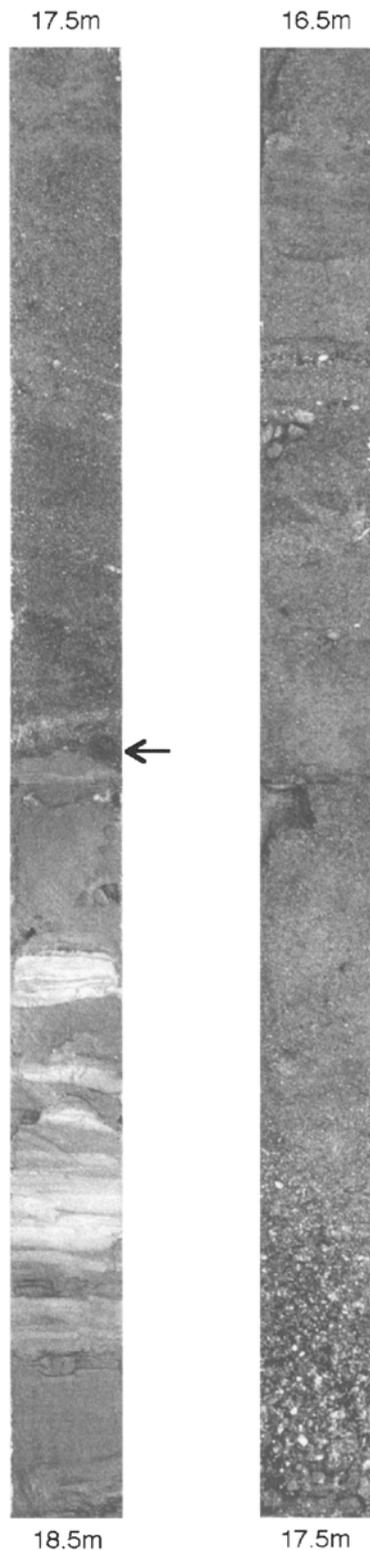
（深度6.92-13.32m）

GS-OK-1：標高+17.75～+3.42m

（深度4.05-18.38m）

**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2-3サイクルの上方細粒化層からなる（第6図）。本図幅地域の北西部（例えばGS-OK-1：北本）では粒度が大きく、径0.5-3cmの礫を多く含む砂礫層が卓越する。本層の基底は浸食面である（第10図）。砂層及び砂礫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（第10図）。泥層を欠くことも多いため、砂層・砂礫層が厚く見えることもある。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20m。

**対比** 本層は、ウグイス色軽石層（=Pm-1）付近の層準から上位の“常総粘土”に整合に覆われることから、上限は房総半島の姉崎層（徳橋・遠藤，1984）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はある。本層は中澤・遠藤（2000）の堆積シーケンスDS-Aに相当する。



第 10 図 大宮層基底付近のコア写真  
 春日部市内牧 GS-KB-1 ボーリング (Loc. 10 : 第 6 図 b 参照) 深度 16.5m-18.5m 数字 (m) は深度を示す。矢印が大宮層基底。下位は木下層上部の砂泥互層。

**N 値** 砂層は 10-40 程度のことが多い。ただし粗粒な砂層あるいは砂礫層は 50 に達する。泥層は概ね 15 以下。

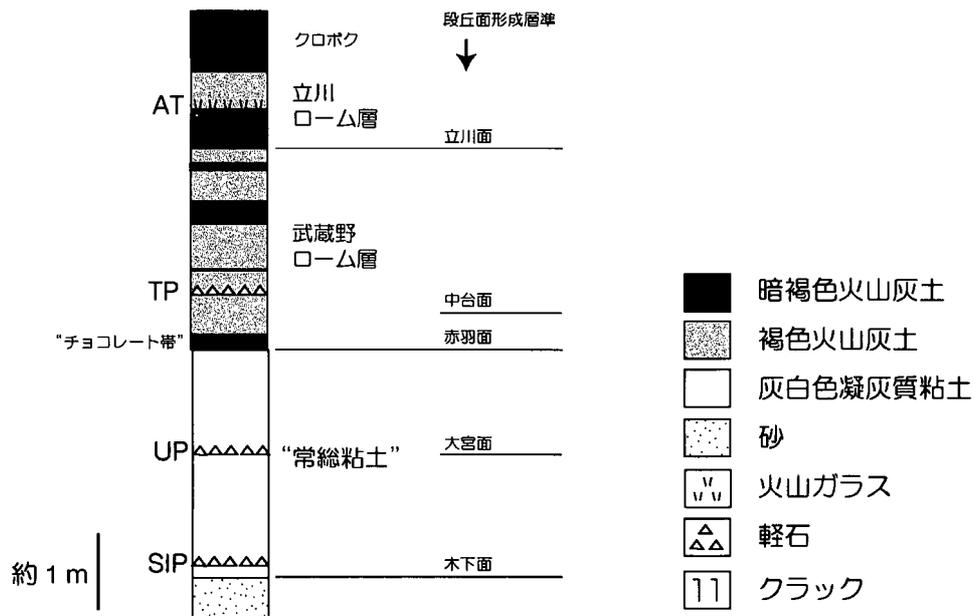
**堆積環境** 砂層及び砂礫層は、分級が悪く斜交層理が発達することから河成チャネル相と考えられる。挟在する泥層は植物遺骸や腐植物を含むことから氾濫原相と考えられる。

### III. 3 “常総粘土” (Jc)

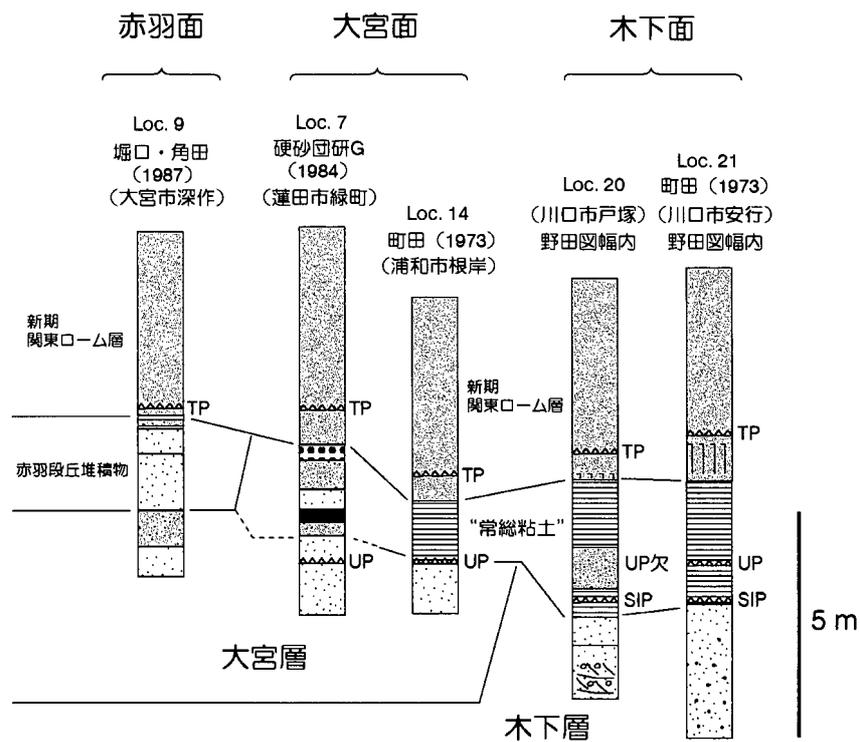
**命名・定義** 地層名としては問題があるが、本報告では徳橋・遠藤 (1984) の用法に従い、“常総粘土”を、木下層及び姉崎層と新期関東ローム層の間に分布する凝灰質粘土層として取り扱う。

**層相・分布** “常総粘土”は主に灰白色 (5Y7/2 : マンセル表色系による、以下同じ) を呈する凝灰質粘土からなる (第 11 図及び第 12 図)。砂質な部分も多く、一部の地域では上部に後述する“硬砂”<sup>かたすな</sup>を挟む。全体として炭化した植物遺骸片を多く含むほか、原地性の植物根化石を産する。また硬質のリモナイト薄層を挟むことがある。川口市戸塚 (野田図幅) では最下部付近に、下位より 4 cm 厚の灰黄色 (2.5Y6/2) シルト、5 cm 厚の灰褐色 (7.5YR6/2) シルト、3-4 cm 厚の黄橙色 (10YR8/6) 粗粒軽石からなるテフラが認められる (第 13 図)。これは三色アイス軽石層 (SIP) と呼ばれ、町田 (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。三色アイス軽石層は大磯丘陵の Klp テフラ群に対比されている (町田, 1971)。また本層中部付近には粘土が黄色を帯びる (5Y7/6) 層準が認められる。この中には層厚 8 cm 以下の黄白色の粗粒-極粗粒軽石層が挟まれることがある (第 14 図)。これは渋谷 (1968) によってウグイス色軽石層 (UP) と呼ばれ、御岳第一軽石屑 (Pm-1 : Kobayashi *et al.*, 1968) に対比されている。一方、本層最上部付近は炭質物を多く含むことが多く、その場合、灰色が強くなるとともに、乾燥するとクラックが顕著に発達する。

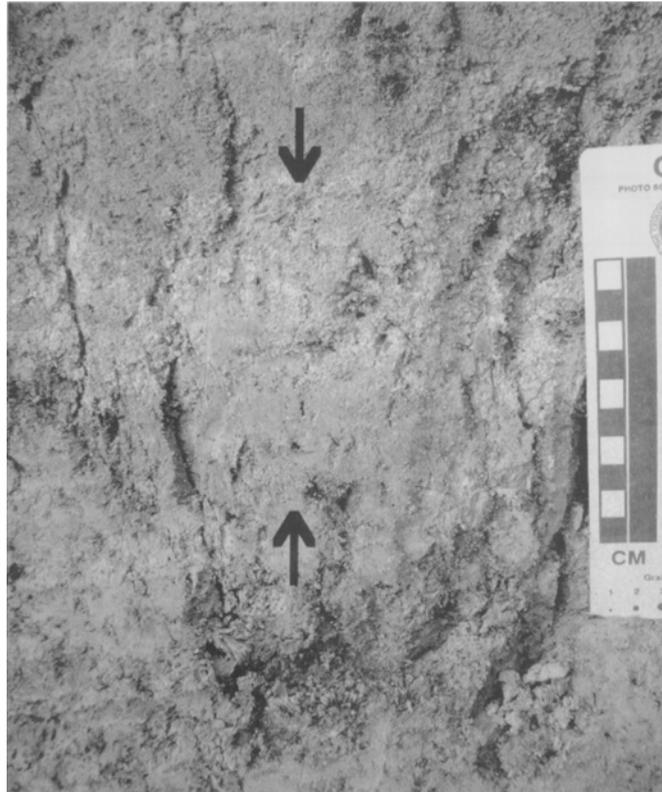
木下層が堆積面を形成する箇所では、基底付近に三色アイス軽石層を含むほぼ全層準の“常総粘土”が分布する。大宮層が堆積面を形成する箇所では概ねウグイス色軽石層層準付近より上位の“常総粘土”が分布する。層厚は全体で最大 3.5m。



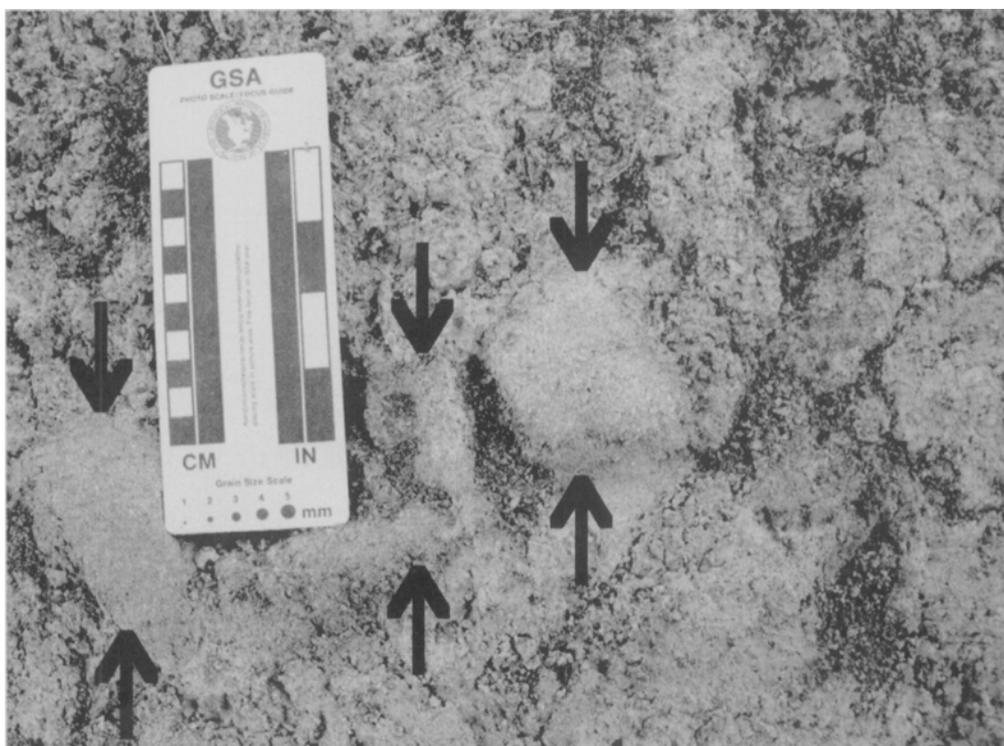
第11図 “常総粘土” 及び新期関東ローム層の模式柱状図



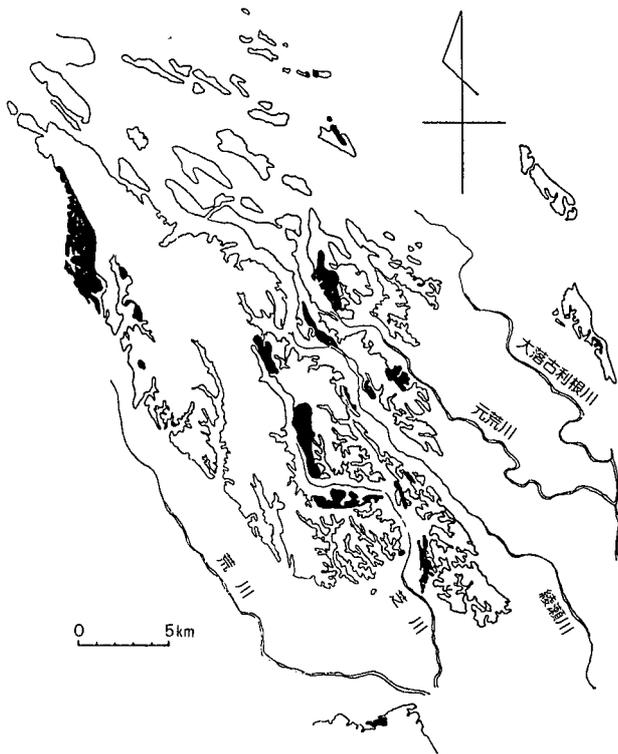
第12図 大宮台地における“常総粘土”，新期段丘堆積物及び新期関東ローム層の露頭柱状図  
柱状図の位置は第6図b参照。



第13図 “常総粘土” の最下部付近に挟在する三色アイス軽石層 (SIP)  
 矢印で挟まれた部分 川口市戸塚 (野田図幅内, Loc. 20 : 第 6 図 b 参照)



第14図 “常総粘土” の中部付近に挟在するウグイス色軽石層 (UP)  
 矢印で挟まれた部分 川口市西新宿 (Loc. 31 : 第 6 図 b 参照)



かたすな  
“硬砂”

“硬砂”とは、“常総粘土”の上部に挟在する固結した分級の良い砂層である。N値は30を越えることが多い。灰白色ないし暗灰褐色を呈し、砂層中には場所により斜交層理が観察される。植物根化石を頻繁に産する。“硬砂”は、風成の河畔砂丘堆積物と考えられている（硬砂団体研究グループ，1981）。

“硬砂”は桶川市川田谷，上尾市中分，蓮田市蓮田，大宮市大和田，浦和市大崎など限られた地域にのみ分布し、台地上に微高地を形成している（硬砂団体研究グループ，1981）。“硬砂”の分布は、露頭観察及び微高地の分布から第15図のように推定されている（硬砂団体研究グループ，1981）。

第15図 “硬砂”の推定分布域  
硬砂団体研究グループ(1984) 黒塗りの部分が“硬砂”の分布域。

## IV. 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層

(中澤 努・遠藤秀典)

本図幅地域の台地には武蔵野ローム層及び立川ローム層が広く分布している。本報告では、これらのローム層を新期関東ローム層と呼ぶ。一方、大宮面よりも若い時代の段丘面が分布する地域では、“常総粘土”を欠き、新期関東ローム層に直接覆われる段丘堆積物が分布している。本報告ではこれらの段丘堆積物を一括して新期段丘堆積物と呼ぶ。新期段丘堆積物は、形成年代の違いにより赤羽段丘堆積物、中台段丘堆積物、立川段丘堆積物に分けられる。

### IV. 1 新期段丘堆積物

#### IV. 1. 1 赤羽段丘堆積物 (Ak)

**層相・分布** 赤羽面を形成する段丘堆積物で、杉原ほか(1972)の赤羽砂層に相当する。富士見市水子・藤久保周辺及び上福岡市滝周辺の武蔵野台地、大宮市深作付近の綾瀬川に沿う大宮台地に分布する。本段丘堆積物は、東京軽石層 (TP) を基底から約30-80cm 上位に含む層厚4-5mの新期関東ローム層に覆われる(第11図)。武蔵野台地の本層は主に砂礫層からなる(第16図)。上福岡市滝では、平均粒径2-4cm、最大径10cmに達する砂岩、チャート、泥岩の礫を含む砂礫層からなる。武蔵野台地での本層の層厚は、既存ボーリング資料で確認できる限りでは3-8m程度であるが、場所により差が大きいため、一部では下位の砂礫層と分離ができていない可能性もある。一方、大宮台地の本層は、堀口・角田(1987)のボーリング柱状図を参考にすると、層厚約2mの粗粒砂層からなる(第12図)。

#### IV. 1. 2 中台段丘堆積物 (Nk)

**層相・分布** 中台面を形成する段丘堆積物で、杉原ほか(1972)の中台段丘礫層に相当する。大井町付近及び川越市寺尾付近の武蔵野台地に分布する。杉原ほか(1972)は、本段丘堆積物に相当する中台段丘礫層は、東京軽石層を基底付近に含む新期関東ローム層に覆われるとしているが、本図幅調査では東京軽石層は認められなかった。ただしローム層の層厚(3-4m)からおよそ東京軽石層付近の層準がローム層の基底と考えられる(第11図)。本層は主に砂礫層からなる。大井町(GS-OI-1)では平均粒径3-4cmの砂岩、チャート、泥岩の礫を含む層厚3mの砂礫層からなるが(第16図)、既存ボーリング資料では層厚2-7mと場所により差が大きく、一部では下位の砂礫層と分離ができていない可能性もある。

#### IV. 1. 3 立川段丘堆積物 (Tc)

**層相・分布** 立川面を形成する段丘堆積物で、杉原ほか(1972)の立川段丘礫層に相当する。川越市清水町付近の武蔵野台地に分布する。本層は、層厚約2mの関東ローム層に覆われる。このローム層は層厚から立川ローム層に相当すると考えられる。既存ボーリング資料によると、本段丘堆積物は、径2-5cmの礫を主体とした層厚3-5mの砂礫層からなる。

#### IV. 1. 4 未区分埋没段丘堆積物 (Bt)

**層相・分布** 荒川低地の地下に分布する。砂礫層からなる。本報告では正確な分布及び形成年代が把握できていないが、安藤・渡辺(1996)は、荒川低地下に形成年代の異なる埋没段丘(Ar0-3)の存在を推定し(第17図)、このうちAr0面は中台面、Ar3面を形成する礫層は沖積層基底礫層(BG)としている。

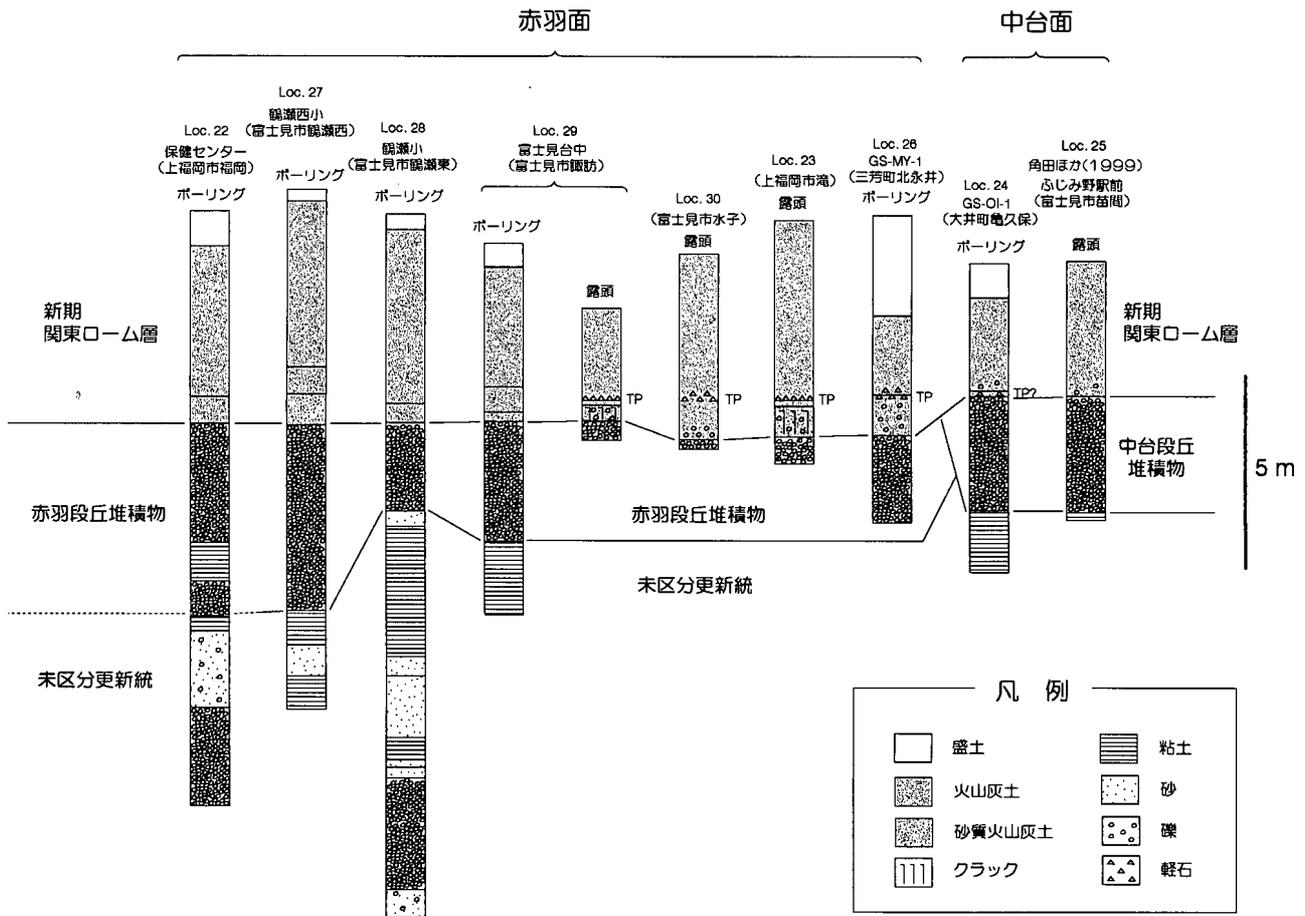
### IV. 2 新期関東ローム層 (L)

**分布** 大宮台地・武蔵野台地の全域。

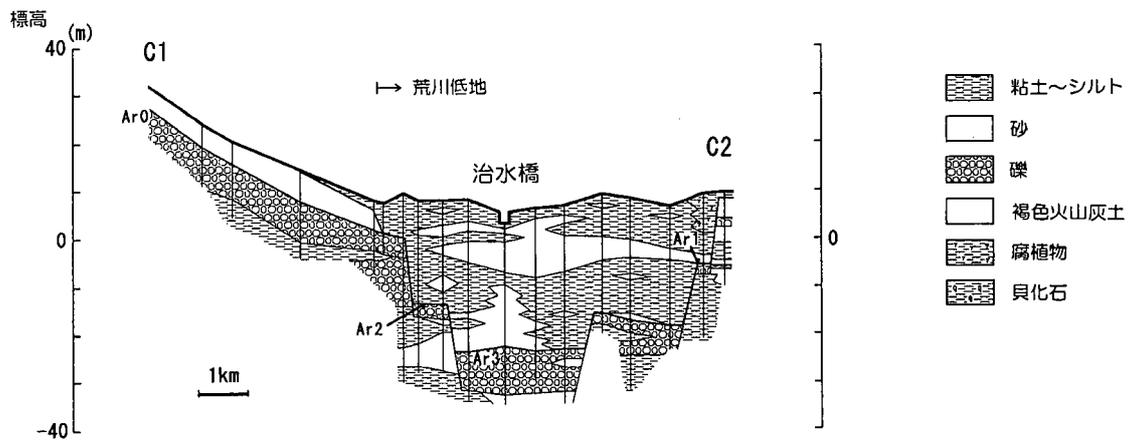
**層相** 下部の武蔵野ローム層及び上部の立川ローム層に分けられる(第11図)。

武蔵野ローム層は主として褐色の火山灰土からなる(第11図)。層厚は300cm前後。最下部の厚さ10-20cmは粘土質及び腐植質が強く、その色調から“チョコレート帯”と呼ばれている。この部分は下位の暗灰色粘土から漸移する層準で、乾燥するとクラックが顕著に発達する。“チョコレート帯”の上位40-60cmまでの火山灰土はやや粘土質で黄褐色を呈する。更に上位は淡い暗色帯を1-2層挟む厚さ200-250cmの茶褐色の火山灰土からなり、その最下部付近には橙色を呈する中粒-極粗粒軽石が厚さ3-10cm程度の範囲で散在あるいは団塊状に産する(第18図)。このテフラは東京軽石層(TP)に対比されている(関東ローム研究グループ、1965)。

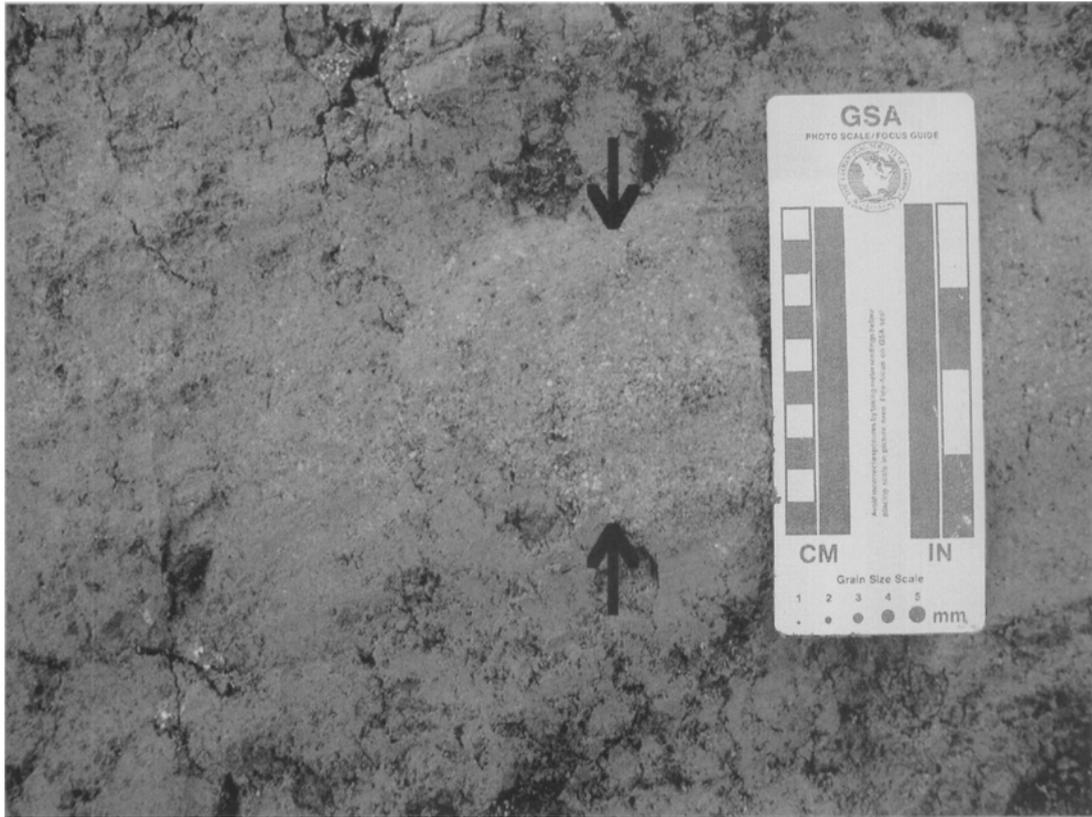
立川ローム層は暗褐色-明褐色の火山灰土からなる(第11図)。層厚は150-200cm。立川ローム層の基底から上位約60cmはやや腐植質の強い暗褐色の火山灰土からなる。この暗褐色の火山灰土と、上位の明褐色の火山灰土との境界付近にはバブルウォール型の火山ガラスを多く含む層準が知られている。この火山ガラスは始良 Tn 火山灰(AT)と考えられている(細野、1984)。またこの暗褐色の火山灰土は乾燥するとやや硬質となり、大きなクラ



第16図 武蔵野台地における新期段丘堆積物及び新期関東ローム層の柱状図  
 柱状図の位置は第6図b参照。ボーリング柱状図は、Loc. 22, 23は上福岡市所有資料，Loc. 27-30は富士見市所有資料に基づき作成



第17図 治水橋付近の荒川低地下の埋没段丘面群  
 安藤・渡辺 (1996) 測線の位置は第6図b参照



第 18 図 武蔵野ローム層下部に挟在する東京軽石層 (TP)  
 矢印に挟まれた部分 川口市戸塚 (野田図幅内, Loc. 20 : 第 6 図 b 参照)

ックが発達する。暗褐色の火山灰土の上位は層厚約50cmの明褐色の火山灰土が累重し，更に最上部に相当する黒褐色の火山灰土が覆う。最上部の黒褐色火山灰土は一般

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。

V. 沖積層 (As, Am, a)

(中澤 努・遠藤秀典)

**定義** 最終氷期以降の堆積物 (日本地質学会地質基準委員会, 2001).

**層序関係** 下位の更新統を不整合に覆う.

**分布** 荒川低地, 中川低地, 及び台地を開析する小谷の谷底低地.

**層厚** 本図幅地域において, 荒川低地で最大45m, 中川低地で最大35m.

**層相** 本図幅調査では沖積層を対象とした層序ボーリングは行っていないため, ここでの記載は既存文献及び既存ボーリング資料のみに基づいている. 以下に各沖積低地ごとに記載する. なお地質図には沖積層基底の標高を等高線で示した.

(荒川低地) 本図幅地域内の沖積低地のうち, 最も広く分布するのは荒川低地である. 荒川低地の沖積層は, 珪藻化石に基づいて区分されている. 安藤ほか (1987) などに基づく, 荒川低地の沖積層は, 下から第 I-V 珪藻

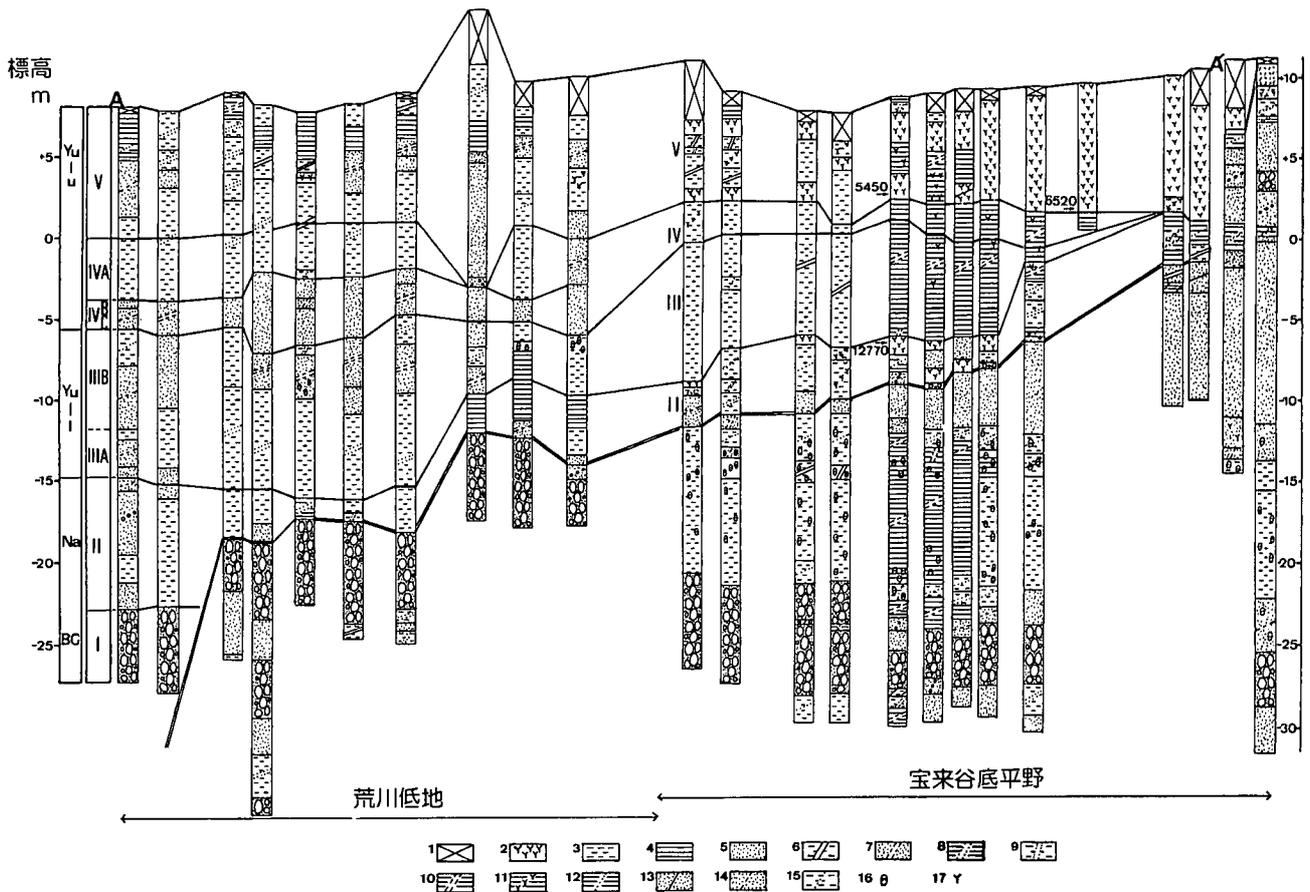
帯に区分されている (第 2 表). 第 I-II 珪藻帯は淡水棲珪藻化石, 第 III 珪藻帯は海水棲珪藻化石, 第 IV 珪藻帯は海水棲及び淡水棲珪藻化石, 第 V 珪藻帯は淡水棲珪藻化石を多産する (第 2 表).

荒川低地では, 第 I 及び第 II 珪藻帯に属する, 沖積層下部の淡水成層が厚く発達する. 第 I 及び第 II 珪藻帯は, 上江橋付近で標高-28~-15m (第 19 図: 安藤・藤本, 1990), 川島町で標高-20~-10m に分布する (安藤・方違, 1997). 浦和市付近では基底の砂礫層 (BG: 沖積層基底礫層) は層厚 2-7 m で, 径 2-4 cm の礫を主体とする. 砂礫の上位は, 砂や泥, あるいはそれらの互層からなり, 厚いところでは層厚 10m 以上に達する.

海成層を主体とする第 III 珪藻帯は, 上江橋付近で標高-15~-5 m (第 19 図: 安藤・藤本, 1990), 川島町で標高-10~-2 m に分布する (安藤・方違, 1997). 第 III 珪藻帯の層相は, 主に貝混じり泥層あるいは泥質砂層からなる.

第 2 表 荒川低地における沖積層の珪藻帯区分  
安藤・方違 (1997)

層序区分 (Endo et al., 1982)		珪藻帯			古環境	
		珪藻帯区分	特徴	主要産出種		
有楽町層	有楽町層 上部層 Yu-u	V	淡水棲珪藻帯. 淡水棲種が90~100%を占める	<i>Eunotia praerupta</i> <i>Aulacoseira ambigua</i> <i>Amphora affinis</i>	陸成の沼沢ないし湿地	
		IV	A	海棲種と汽水棲種が60~85%	<i>Nitzschia granulata</i> <i>N. cocconeiformis</i> <i>N. sigma</i> , <i>Paralia sulcata</i> <i>Melosira</i> sp.	汽水の要素が加わっている海域, あるいは干潟
			B	海棲種, 汽水棲種, 淡水棲種の混在帯 海棲種と汽水棲種が35~60%	<i>Opephora martyi</i> <i>Cocconeis diminuta</i> <i>Amphora arenicola</i> v. <i>oculata</i>	海面低下, あるいは河川の堆積作用の増大した堆積域
			C	海棲種と汽水棲種が10~35%	<i>Cymbella minuta</i> <i>C. targidula</i> <i>Symedra ulna</i> <i>Ceratoneis arcus</i>	河川の作用が増大した堆積域
HBG	有楽町層 下部層 Yu-l	III	B	海棲珪藻帯. 海棲種が70~80%を占める. 海棲種と汽水棲種では85%以上	<i>Paralia sulcata</i> <i>Cyclotella stylorum</i> <i>Coccinodiscus</i> spp.	海域, 安定した内湾
			A	II帯より淡水棲種減少し, 上部で海棲種増加	<i>Thalassiosira bramaputrae</i> <i>Actinocyclus normanii</i>	海域化していく過程の堆積域, 急激な海進が考えられる
七号地層 Na	BG	II	淡水棲珪藻帯. 珪藻群集の種組成は激しく変化	<i>Hantzshia amphioxys</i> <i>Cocconeis placentula</i> <i>Epithemia adnata</i>	層相の変化が激しい淡水域	
		I	淡水棲珪藻帯. 産出殻数は少なく破損殻が多い	<i>Epithemia turgida</i>	産出殻数が少なく古環境の推定が難しい	



第19図 荒川低地及び宝来谷底低地の沖積層のボーリング柱状図と珪藻帯区分

安藤・藤本 (1990) 2本線以上が最終水期以降の堆積物 実線:珪藻帯区分(第2表参照) 矢印:放射性炭素年代測定試料位置 1:表土 2:腐植土 3:シルト 4:粘土 5:砂 6:粘土質シルト 7:シルト質砂 8:砂質粘土 9:砂質シルト 10:シルト質粘土 11:腐植混じり粘土 12:砂混じり粘土 13:粘土混じり砂 14:シルト混じり砂 15:砂混じりシルト 16:貝殻 17:腐植物 測線の位置は第6図b参照.

また安藤ほか(1993)によると、海水棲珪藻化石が産出し始める層準の放射性炭素年代は、浦和市秋ヶ瀬付近で9,300y. B. P., 浦和市大久保付近で9,040y. B. P., 川島町で8,600y. B. P. の値を示し、海岸線が時代とともに陸側へと移動したことが示されている。

第IV及び第V珪藻帯は、上江橋付近で標高0m以浅(第19図:安藤・藤本, 1990), 川島町で標高+0.6m以浅に分布する(安藤・方違, 1997). 第IV及び第V珪藻帯は泥層あるいは砂層からなり、場所により大きく変化する。現地地形が后背湿地である箇所は泥層の卓越することが多い。一方、現地地形が自然堤防の箇所は、地域差が大きい、砂層が多く分布する傾向にある。海水棲珪藻化石の産出しなくなる層準の放射性炭素年代は、富士見市下南畑付近で5,500y. B. P. (藤本・安藤, 1990), 上江橋付近で6,310y. B. P. (安藤・方違, 1997)であり、下流側ほど若い年代値が得られている。

荒川低地の沖積層のN値は、沖積層中部及び上部の泥層は0-10、砂層は10-50、基底礫層は50以上を示すこと

が多い(第20図のLoc. 11).

#### (台地開析谷の谷底低地)

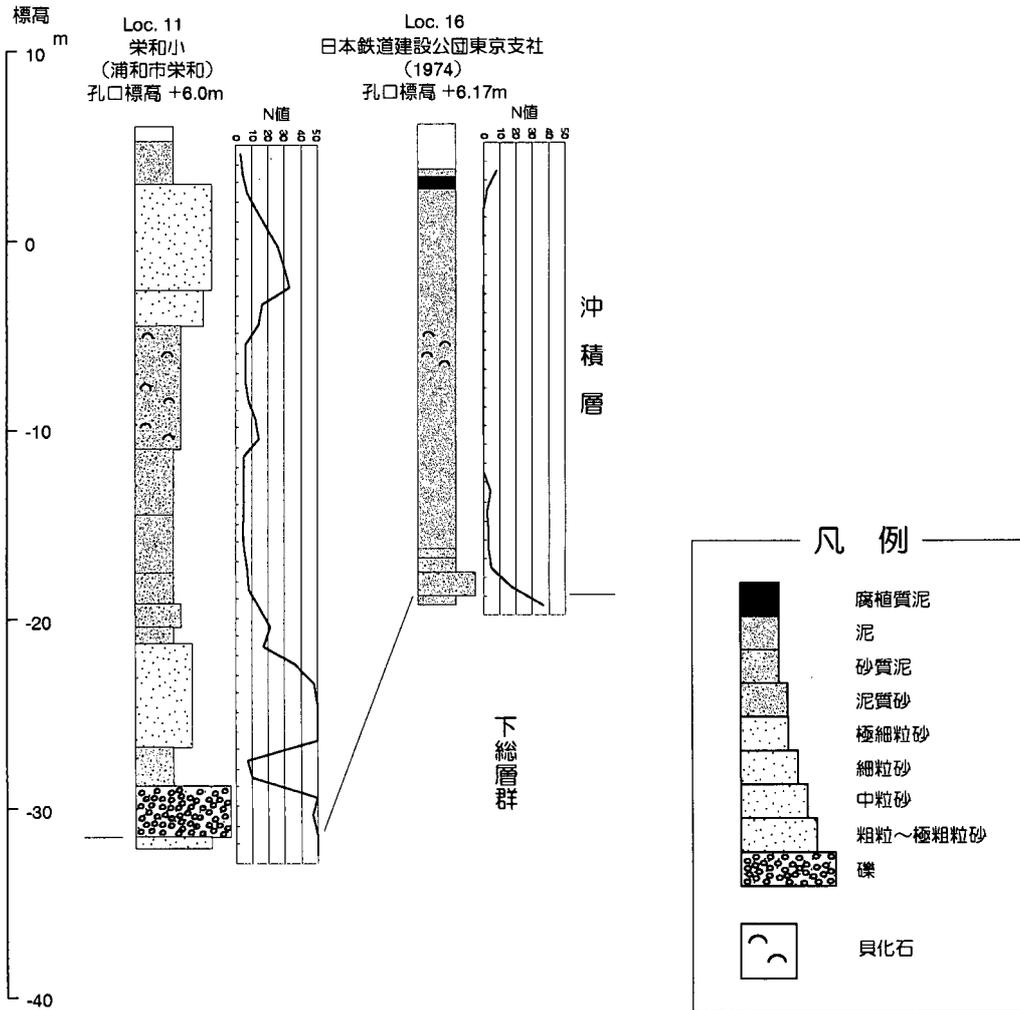
台地を開析する小谷に分布する沖積層は、主に軟質の泥層からなる。N値は全体を通じて0付近の値を示す(第20図のLoc. 16及び第6図のLoc. 6とLoc. 13). 小谷の沖積層は基底部の粗粒堆積物は伴わず、薄い腐植質の泥層あるいは泥質砂層が下位の更新統を直接不整合で覆うことが多い。芝川低地や鴨川沿いの低地など、やや大きな開析谷や、小谷の大河川への出口付近には、貝化石や海水棲珪藻化石を含む泥層が厚く分布する。芝川低地における海水棲珪藻化石の分布は、大宮市土呂町付近まで確認されている(安藤, 1986). 芝川沿いの低地の海成泥層中部からは放射性炭素年代値5,540-5,950y. B. P. が得られている(堀口, 1983). 小谷の沖積層上部は植物遺骸片を多量に含む泥層からなり、腐植層が広く分布する。

#### (中川低地)

中川低地の沖積層は、層相から、砂礫層あるいは腐植質泥質砂層・砂質泥層からなる下部、貝混じりの軟質な

荒川低地

芝川沿い低地



第20図 荒川低地及び芝川沿いの低地における沖積層のボーリング柱状図とN値  
浦和市所有資料を基に柱状図作成 柱状図の位置は第6図b参照

泥層を主体とする中部，腐植物を含む泥層あるいは砂層からなる上部に分けられる。

本図幅地域内の中川低地の沖積層では，基底礫層の発達は良くない。本図幅地域より東方の中川低地の中心部では基底部に砂礫層が顕著に（層厚3-4m）発達するが，本図幅地域内では，砂礫層は，沖積層の基底が標高-20mよりも低い箇所を中心に層厚0.5-1m程度分布するにすぎない。礫径は0.2-3cmを主体とする。そのほかの地域では沖積層下部に腐植質の泥質砂層・砂質泥層が薄く分布する。

沖積層中部の貝混じりの泥層は，層厚20mに達することもある。およそ標高-23~-1mの範囲に分布する。極めて軟質で，多くの層準でN値は0を示す。

上部の泥層あるいは砂層は，場所により大きく層相が変化する。現地形が後背湿地である箇所は泥層の卓越することが多く，その場合，N値は0であることが多い。一方，現地形が自然堤防の箇所は，地域差が大きい，砂層が多く分布する傾向にある。表層から標高-3mの範囲に概ね分布する。

## VI. 地下地質

(中澤 努・遠藤秀典)

本図幅調査では、層序ボーリングにより台地の地下、標高約-100m 付近までの地層を観察することができた。ここでは新期関東ローム層、新期段丘堆積物、及び“常総粘土”を除いた部分において、1回の海水準変動によって形成されたと考えられる一連の地層を1累層として区分し、暫定的に上位よりA-F層の名称を与えた。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た。各累層のうち、A層及びB層は挟在するテフラを基にそれぞれ大宮層、木下層とし、III章に記載した。一方、木下層より下位のC~F層についてはテフラなどによる地層対比が未了であり、下総層群とは別章として本章「地下地質」に層相を記載した。

### VI. 1 C層 (C)

**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、完全に削割されていることもある。

- GS-KB-1 : 標高-13.54~-36.84m  
(深度25.52-48.82m)
- GS-KG-1 : 標高-24.19~-35.03m  
(深度38.20-49.04m)
- GS-OK-1 : 標高-13.50~-31.34m  
(深度35.30-53.14m)

**層厚** 最大35m.

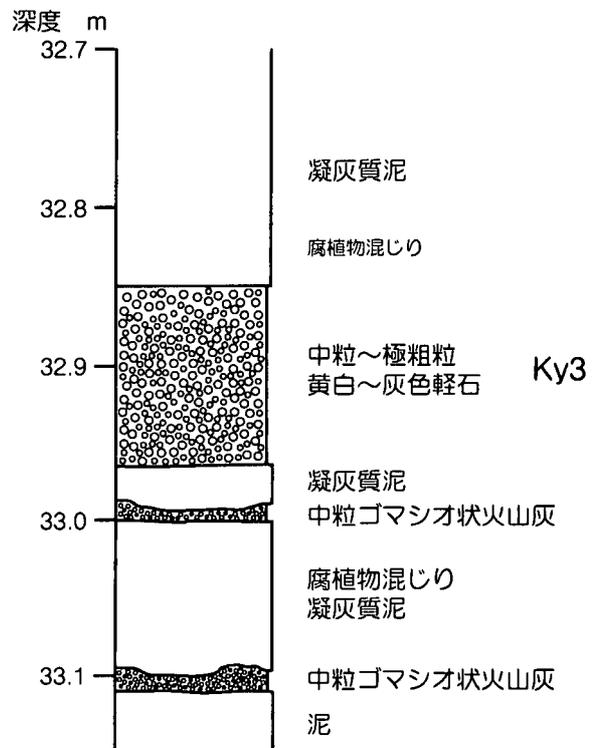
**層相** 主に植物遺骸片を含む泥層からなり、分級の悪い細粒-粗粒砂層を挟む(第6図)。

泥層はしばしば原地性の植物根化石を産する。腐植質な部分も多い。凝灰質の強い粘土を挟むこともある。本層基底部が谷状に深くなっている箇所には、層厚10m以下の砂礫層あるいは礫混じり粗粒砂層が分布する。この砂礫層あるいは礫混じり砂層には斜交層理が顕著に発達し、上方に細粒化する。一方、基底に砂礫または砂層の分布しない箇所では、基底にやや腐植質の凝灰質泥層が分布し、E層最上部の砂層から漸移する。このような下位層の砂層から本層基底の凝灰質泥層への漸移はGS-KB-1(春日部)に見られる。一方、谷を埋積する砂礫あるいは砂層を伴うのは、GS-KG-1(川口)、GS-OK-1(北本)に確認できるが、既存ボーリング資料では下位層の砂層と区別するのが難しい場合もある。

なお本層上部にはテフラの密集する層準が認められる(第21図)。GS-KB-1(春日部)では、標高-21m(深度

33.0m)付近に、下位より、黄白色の細粒-中粒ゴマシオ状テフラ(層厚2cm)、黄褐色の中粒ゴマシオ状テフラ(層厚2cm)、スコリア・岩片混じり灰-黄白色中粒-極粗粒軽石層(層厚12cm)が累重する(第21図)。このうち最上部の軽石層に含まれる斜方輝石のEPMA分析値は古銅輝石から鉄紫蘇輝石の組成(mg=44-71:第3表)を示すが、特にMg=44-49の鉄紫蘇輝石は $\gamma=1.730$ 前後に達する特異な高屈折率を示す。このような斜方輝石の化学組成及び層相から、この軽石層は房総半島の下総層群清川層最下部付近に挟在するKy3テフラ(徳橋・遠藤, 1984)に対比される。ただし本図幅地域では、Ky3テフラがC層の上部に挟まるため、C層には清川層だけでなくその下位層をも含む可能性がある。

**堆積環境** 泥層は、植物根化石、及び淡水あるいは陸生の珪藻化石を産することから、主に氾濫原で堆積したものと考えられる。砂礫あるいは砂層は、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



第21図 Ky3テフラ付近の柱状図  
春日部市内牧GS-KB-1ボーリング (Loc. 10:第6図b参照)

第3表 Ky3テフラ中の斜方輝石の化学組成  
春日部市内牧GS-KB-1ボーリング (Loc. 10: 第6図b参照)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均値
Na <sub>2</sub> O	0.025	0.068	0.007	0.037	0.025	0.043	0.008	0.039	0.05	0.014	0.027	0.018	0.03
SiO <sub>2</sub>	53.469	51.335	53.862	53.02	54.629	53.901	54.625	52.117	49.119	52.068	53.876	52.529	52.879
FeO	19.785	33.72	26.444	25.474	18.64	20.251	19.497	32.487	18.046	32.037	20.87	31.994	24.937
K <sub>2</sub> O	-	0.001	-	-	-	-	0.011	-	0.022	-	-	-	0.003
CaO	1.573	1.804	1.538	1.916	1.596	1.657	1.616	1.613	1.579	1.664	1.735	1.712	1.667
MgO	26.325	15.617	21.609	22.332	26.427	25.971	26.401	17.618	22.707	17.31	25.504	18.05	22.156
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.545	0.626	0.712	1.509	0.981	1.207	1.196	0.529	7.717	0.602	1.563	0.68	1.572
MnO	0.504	1.461	0.986	0.638	0.441	0.575	0.509	1.286	0.467	1.296	0.578	1.206	0.829
TiO <sub>2</sub>	0.247	0.237	0.216	0.38	0.135	0.226	0.207	0.252	0.221	0.24	0.256	0.237	0.238
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.007	-	0.015	0.004	-	0.02	0.002	0.028	0.026	-	0.012	0.009
Total	103.47	104.88	105.37	105.32	102.88	103.83	104.09	105.94	99.96	105.26	104.41	106.44	104.32

Cation	Total O=24												
Na	0.007	0.02	0.002	0.0103	0.007	0.0119	0.0022	0.0113	0.0144	0.0039	0.0075	0.0051	0.009
Si	7.6399	7.7555	7.7814	7.6416	7.7906	7.6896	7.7328	7.7288	7.2172	7.7576	7.6624	7.7263	7.677
Fe	2.3642	4.2605	3.195	3.0705	2.2232	2.4161	2.3082	4.0291	2.2175	3.9919	2.4824	3.9356	3.041
K	-	0.0002	-	-	-	-	0.002	-	0.0041	-	-	-	0.002
Ca	0.2408	0.292	0.2381	0.2959	0.2439	0.2534	0.2451	0.2563	0.2486	0.2657	0.2644	0.2698	0.26
Mg	5.6072	3.5172	4.6537	4.7981	5.618	5.5231	5.5713	3.8948	4.9736	3.8445	5.4072	3.9577	4.781
Al	0.2602	0.1114	0.1212	0.2563	0.1648	0.2029	0.1996	0.0924	1.3365	0.1057	0.262	0.1179	0.269
Mn	0.061	0.187	0.1207	0.0779	0.0532	0.0695	0.061	0.1615	0.0581	0.1636	0.0697	0.1503	0.103
Ti	0.0266	0.0269	0.0235	0.0412	0.0145	0.0243	0.0221	0.0281	0.0244	0.0269	0.0274	0.0262	0.026
Cr	-	0.0009	-	0.0018	0.0005	-	0.0022	0.0002	0.0033	0.0031	-	0.0014	0.002
Total	16.21	16.17	16.14	16.19	16.12	16.19	16.15	16.2	16.1	16.16	16.18	16.19	16.17
mg	69.81	44.16	58.39	60.38	71.16	68.96	70.16	48.17	68.6	48.06	67.94	49.2	60.42

mg=100Mg/(Mg+Fe+Mn) EPMA分析者:塚本 斉

る。  
N 値 泥層は概ね10-30である。挟在する砂層の 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。最下部の砂礫層は50以上のことが多い。

## VI. 2 D層 (D)

分布 大宮台地のほぼ全域の地下に分布する。

GS-KB-1: 標高-36.84~-54.57m  
(深度48.82-66.55m)

GS-KG-1: 標高-35.03~-43.59m  
(深度49.04-57.60m)

GS-OK-1: 標高-31.34~-48.75m  
(深度53.14-70.55m)

層厚 最大で約18m。

層相 下部, 中部, 上部に分けられる (第22図)。

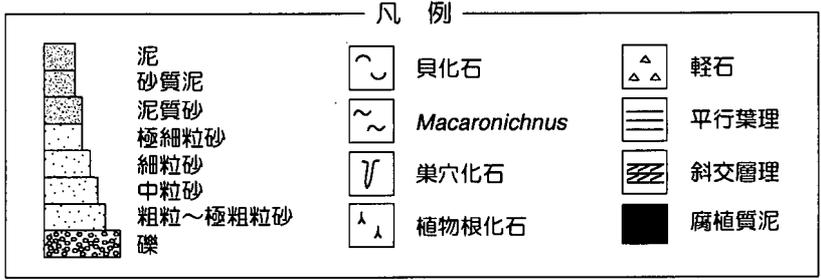
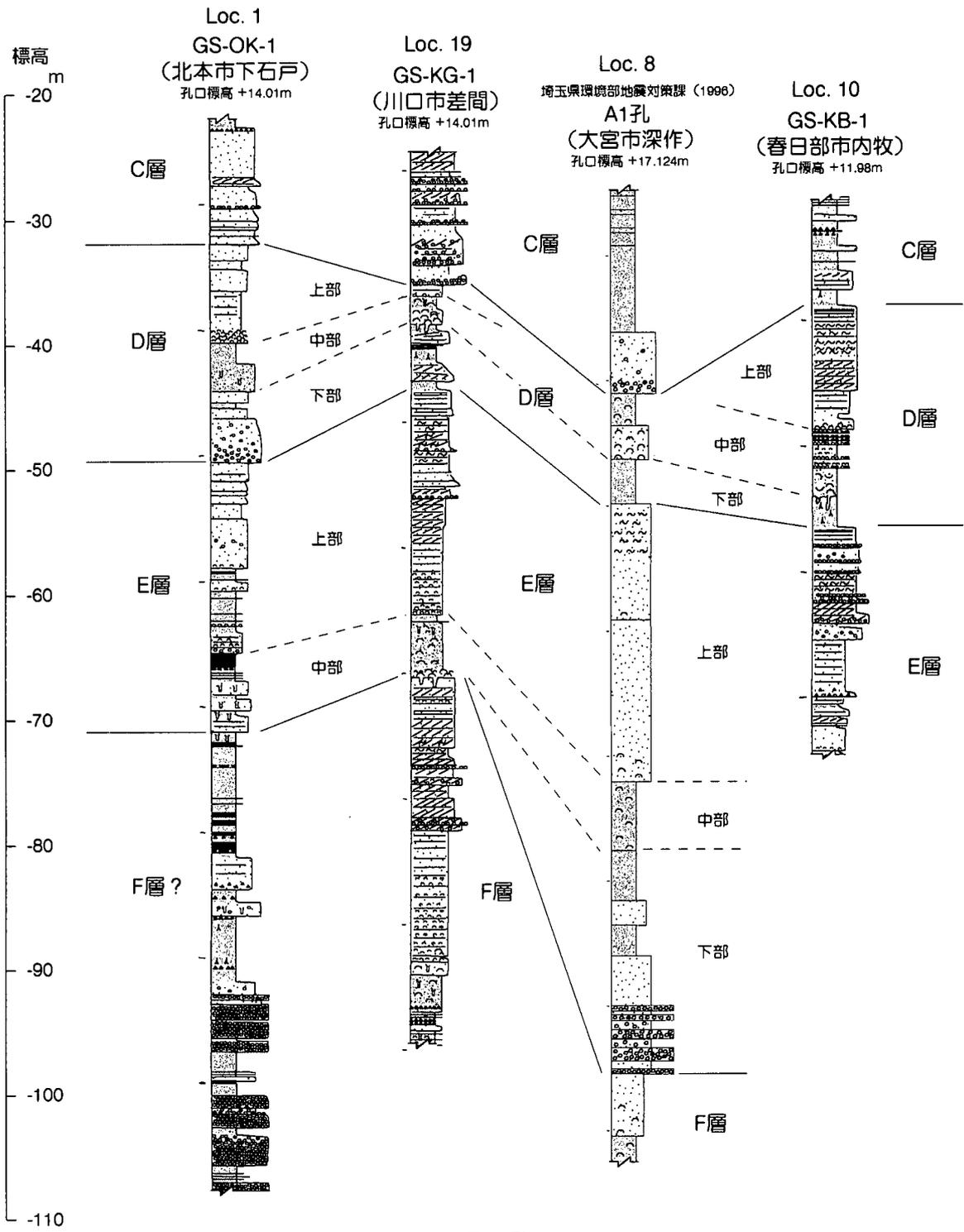
下部は主に植物遺骸片を含む泥層からなる (第22図)。原地性の植物根化石もしばしば見受けられる。層厚2m以下の分級の悪い細粒-中粒砂層や腐植質の強い泥層を挟むことがある。一部の地域では下位のE層が削剥されており, その部分を砂礫層あるいは礫混じり粗粒砂層が埋積している (例えば北本GS-OK-1: 第22図)。基底付近に砂礫または砂層を伴わない地域では, 最下部は凝灰質泥層からなり, 下位層上部の砂層から整合的に漸移する。中部は生物擾乱の著しい砂質泥あるいは泥質砂, またはそれらの互層からなる (第22図)。基底は明瞭な浸食面となっており, 下部層に向け巣穴化石が発達している。

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。

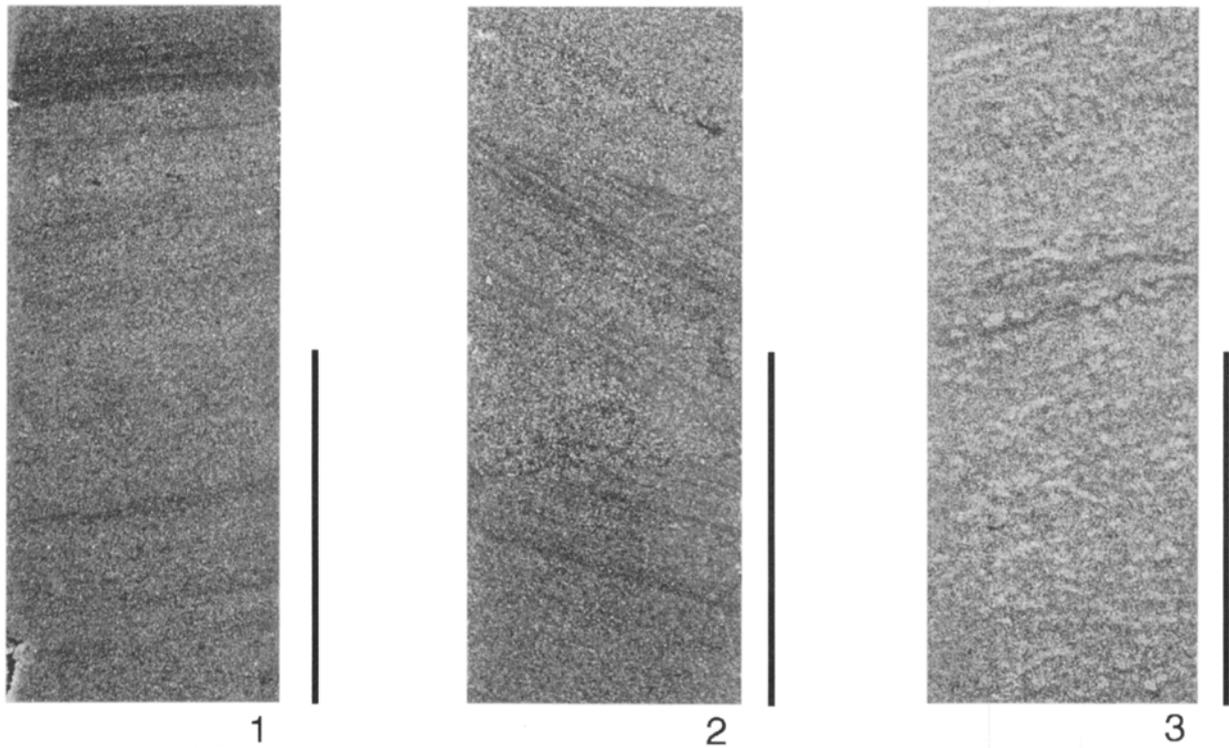
上部は主として比較的分級の良い砂からなる (第22図)。また, 上部は更に最下部, 下部, 中部, 上部に細分される。最下部は貝化石を含む粗粒堆積物からなり, その基底は浸食面となっている。下部は分級の良い極細粒-細粒砂からなる。塊状あるいは弱い平行葉理, 低角の斜交層理が発達し, 細かく破碎された貝化石片を含むこともある。明瞭な基底を持ち, 基底部から上方へ弱く級化する構造が見られることがある。中部は比較的分級の良い細粒-中粒砂からなり, 低-高角の斜交層理が顕著に発達する。上部は分級の良い細粒-中粒砂からなる。生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が多産する。平行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繁に見られる。重鉱物の濃集は上方ほど顕著で, こ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。本砂層は上位のC層最下部の凝灰質泥層に漸移する。

なお上位のC層最下部にチャネル性堆積物が分布する箇所 (例えば北本GS-OK-1, 川口GS-KG-1, 深作A1孔: 第22図) では, 本層上部の一部あるいは大部分が削剥されていることが多い。

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。一方, 中部は生物擾乱を強くうけた泥質堆積物であることから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, 最下部は海進ラグ堆積物, 下部は下部外浜, 中部は上部外



第22図 D層, E層, F層付近のボーリング柱状図  
柱状図の位置は第6図bを参照。



第 23 図 E 層上部の砂層のコア写真

春日部市内牧 GS-KB-1 ボーリング (Loc. 10 : 第 6 図 b 参照) 1 : 平行葉理を示す細粒砂層 2 : トラフ型斜交層理を示す中粒砂層 3 : 生痕化石 *Macaronichnus segregatis* を含む中粒砂層 スケールバーは 10cm

浜, 上部は前浜-後浜の堆積物と考えられる (中澤・遠藤, 2000). 全体としては, 下部は河川システム, 中・上部はバリアー島システムによって形成されたと考えられる (中澤・遠藤, 2000).

**N 値** 下部の泥層は 10-20. 中部の砂質泥・泥質砂は概ね 25-40. 上部の砂層は 50 以上となることが多い. 土木・建築工事の際のボーリング調査では, 本層上部の砂層が支持層となるため, この層準で掘止していることが多い.

### VI. 3 E 層 (E)

**分布** 大宮台地のほぼ全域

GS-KB-1 : 標高-54.57~下限不明  
(深度 66.55-掘止深度以深)

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

GS-OK-1 : 標高-48.75~-70.35m?  
(深度 70.55-92.15m?)

**層厚** 最大で約 46m.

**層相** 下部, 中部, 上部に分けられる (第 22 図).

下部は基底の砂礫層・砂層及びその上位の植物遺骸片

を含む泥層からなり (大宮市深作 A1 孔 : 埼玉県環境部地震対策課, 1996), 下位層が削剝された箇所分布する.

中部は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 22 図). 基底は明瞭な浸食面となっており, 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.

上部は主として比較的分級の良い砂からなる (第 22 図). また, 上部は更に最下部, 下部, 中部, 上部に細分される. 最下部は貝化石を多量に含む粗粒堆積物からなり, その基底は浸食面となっている. 下部は分級の良い極細粒-細粒砂からなる (第 23 図の 1). 塊状あるいは弱い平行葉理, 低角の斜交層理が発達し (第 23 図の 1), 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構造が見られることがある. 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 (第 23 図の 2). 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, 一部の小規模なセットはコアにおいてもトラフ型斜交層理と同定することができる (第 23 図の 2). セット基底部を中心に粗粒砂-小礫が混じることも多く, セット

内では上方に向かい細粒化する。上部は細粒-中粒砂からなる(第23図の3)。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繁に見られる。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(第23図の3)。本砂層は上位のD層最下部の凝灰質泥層に漸移する。

なお上位のD層最下部にチャンネル性堆積物が分布する箇所(例えば北本GS-OK-1:第22図)では、本層上部の一部が削剝されている。

**堆積環境** 下部は、砂礫層から泥層へ上方へ細粒化し、河川による堆積が考えられる。中部は生物擾乱を強くうけた泥質堆積物であることから内湾環境で堆積したと考えられる。上部は細分すると、最下部は海進ラグ堆積物であり、下部は下部外浜、中部は上部外浜、上部は前浜-後浜の堆積物と考えられる(中澤・遠藤, 2000)。全体としては、D層と同様に下部は河川システム、中・上部

はバリアー島システムによって形成されたと考えられる(中澤・遠藤, 2000)。

#### VI. 4 F層

**分布** 大宮台地のほぼ全域に分布すると思われるが詳細は不明。

GS-KG-1: 標高-66.29m~下限不明

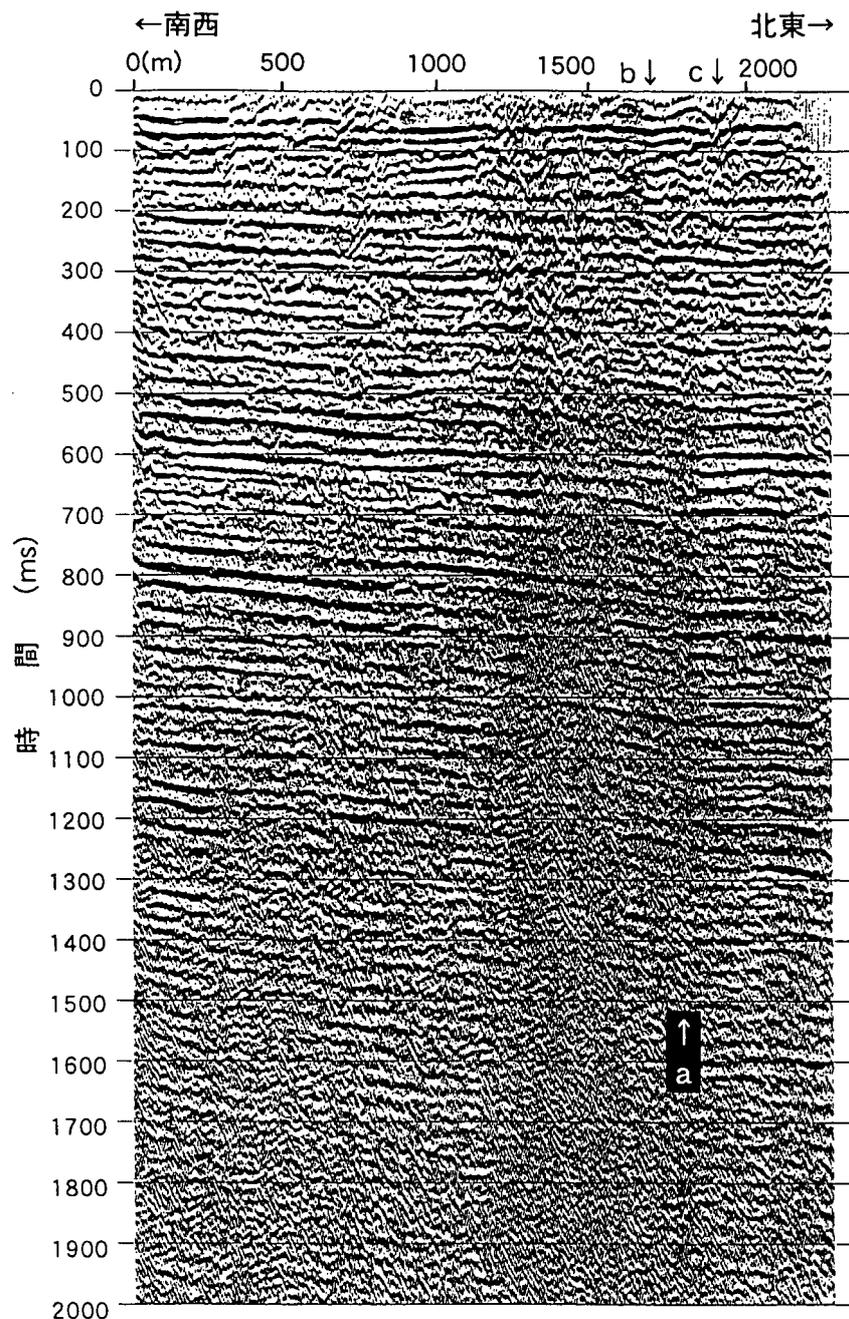
(深度80.30m-掘止深度以深)

GS-OK-1: 標高-70.35m?~下限不明

(深度92.15m?-下限不明)

**層相** ボーリング資料が少なく、不明な点が多い。GS-KG-1(川口)では、砂質泥層から中粒砂層への上方粗粒化する層相が認められる(第22図)。このうち下部の砂質泥層には多量の貝化石、上部の中粒砂層には生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が産出する。一方、GS-OK-1(北本)では砂礫及び泥層から構成されている(第22図)。





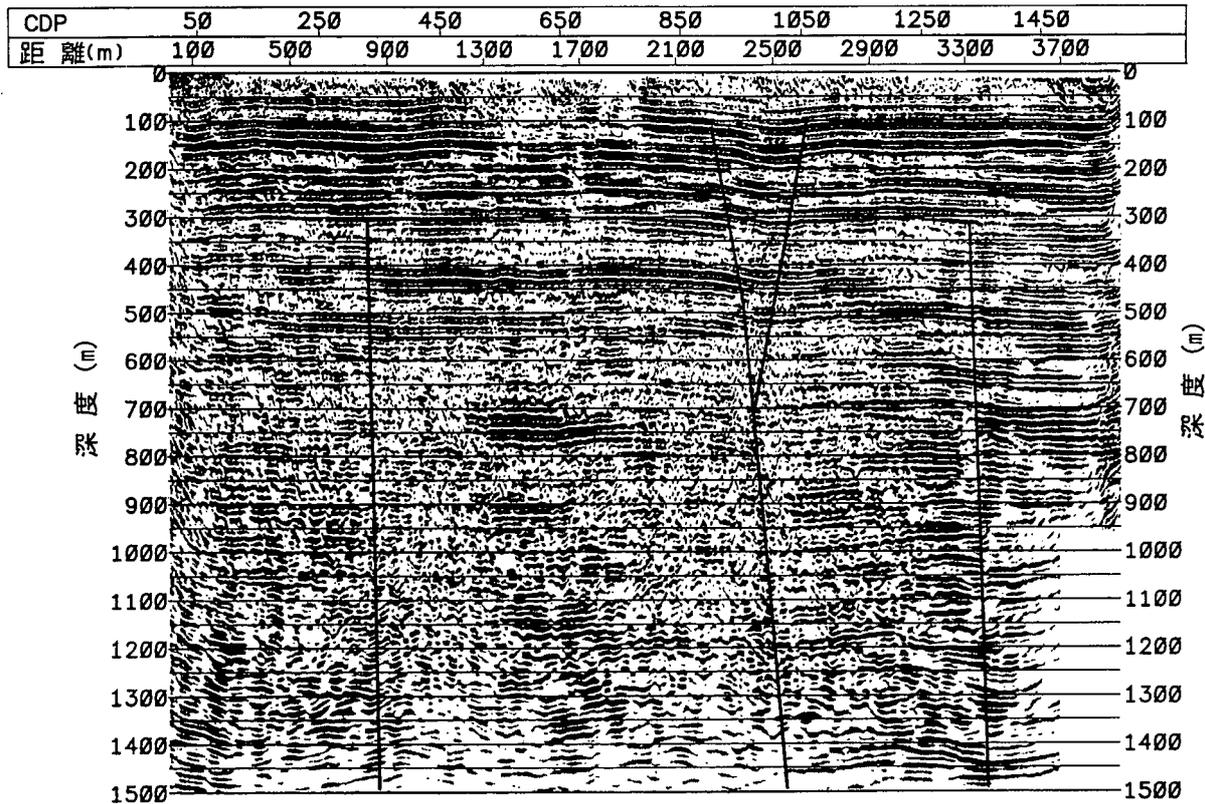
第25図 荒川低地における反射法弾性波探査時間断面図  
 遠藤ほか(1997) 測線の位置は第6図b参照 a: 反射面の傾斜が大きく変化する位置 b及びc: aの延長部分が500ms付近で分岐し、地下浅部に及ぶ位置

藤ほか(1997)は、川越市久下戸地区(第25図)及び大宮市三条町地区の浅層反射法弾性波探査により、南西側に見られる東傾斜の反射面が荒川西岸付近を境に水平に変化することを指摘した。

以上のように荒川断層は、後期更新世の活動は確認されていないが、地下深部には断層を示唆する地質構造が認められている。

#### 綾瀬川断層

綾瀬川断層は、大宮台地の中央部を縦断する北西走向、北東落ちの推定断層であり(第24図)、清水・堀口(1981)がリニアメント及びハンドオーガーによる関東ローム層の観察に基づき、最初にその存在の可能性を指摘した。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、遠藤ほか(1997)による反射法弾性波探査、埼玉県環境部地震対策課(1996)による群列ボーリング及び反射法弾性波探査が行われ、再検討された。



第26図 大宮市深作地域における反射断面図

埼玉県環境部地震対策課（1996） 測線の位置は第6図b参照 実線の位置に変位が見られる。

遠藤ほか（1997）は、大宮市膝子地区、丸ヶ崎地区、及び伊奈町小針内宿地区（鴻巣図幅内）にて綾瀬川断層に直交する測線で浅層反射法弾性波探査を行った。その結果、伊奈町小針内宿地区では、断層推定位置を境に反射面の傾斜が東側に大きくなることが確認された。また、大宮市膝子地区、丸ヶ崎地区では断層推定位置付近に地溝状の構造が認められた。一方、埼玉県環境部地震対策課（1996）による、大宮市深作・膝子地区の群列ボーリング調査では、地下浅部に断層・撓曲などに伴う変位は認められなかった。ただし反射法弾性波探査では同地区の深度100-150m以深で推定断層位置から両側に緩やかに傾斜する構造が認められた（第26図）。また、桶川市加納地区（鴻巣図幅内）の反射法弾性波探査では、反射面が推定断層位置を挟んで北東側で下位ほど累積的に低くなる構造が認められた。この地域ではボーリング調査からも標高-20m付近の層準で約9mの変位のあることが指摘されている（堀口・角田，1987）。そのため大宮市深作・膝子地区に比べ桶川市加納地区は活動が活発であると考えられている（埼玉県環境部地震対策課，1996）。これらの調査により綾瀬川断層の活動度は大宮市深作・膝子地区でC級またはそれ以下という評価がなされている（埼玉県環境部地震対策課，1996）。ただし遠藤ほか（1997）は、地溝状の構造が認められることから、横ずれ成分を

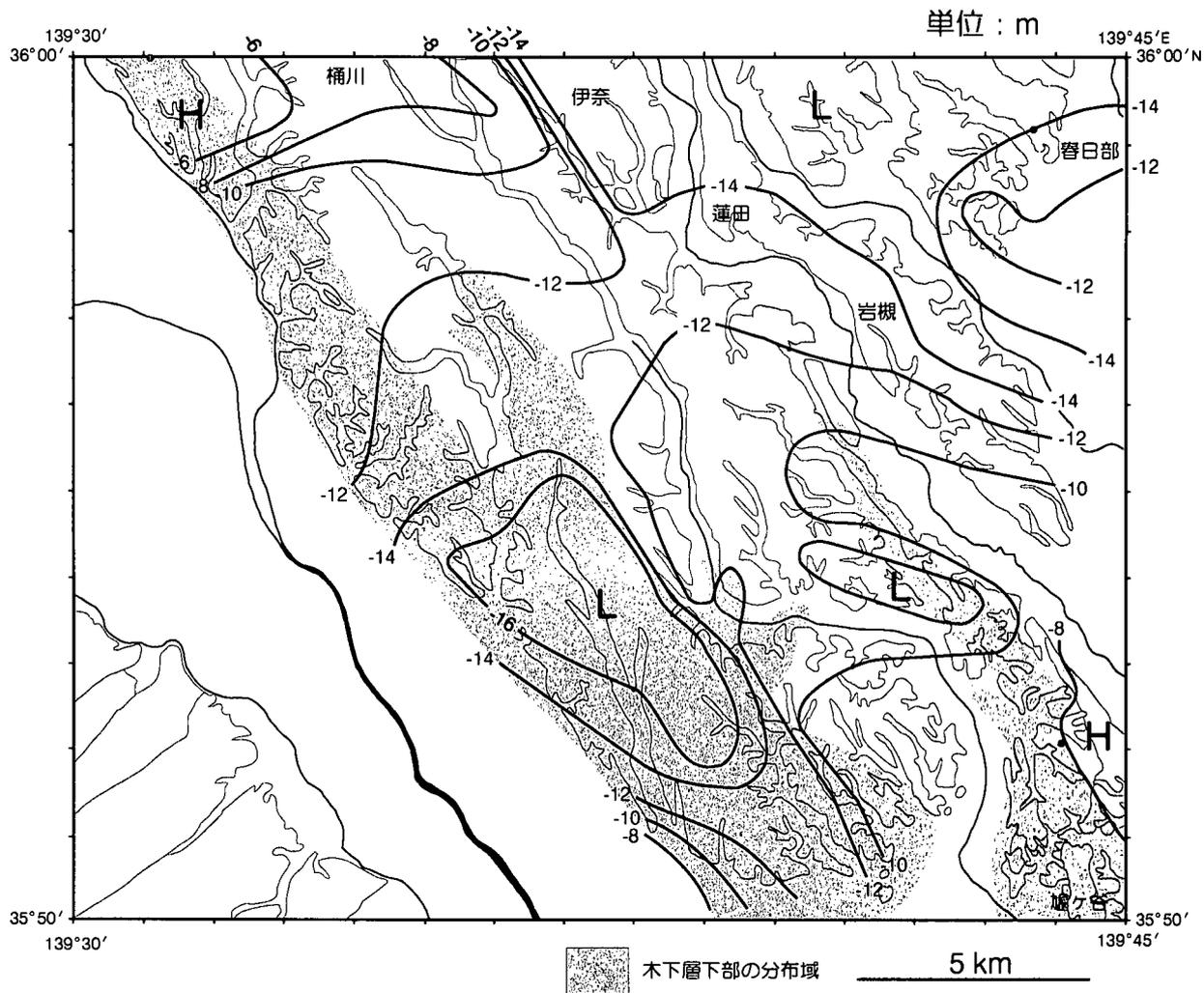
考慮に入れた活動度の検討の必要性を指摘している。なお桶川市加納地区では活動度の見積もりはされていない。

このように綾瀬川断層は地下深部に断層を示唆する地質構造が認められる。地下浅部の変位は、詳細は不明であるが、大宮市深作・膝子地区の調査では認められていない。ただし鴻巣図幅内の桶川市加納地区では変位が知られており、北部ほど活動が活発の可能性がある。

#### ボーリング資料から推定される構造運動

中澤・遠藤（2000）は、川口市差間（GS-KG-1）、春日部市内牧（GS-KB-1）、野田市東金野井（GS-ND-1：野田図幅内）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（海進時の湾側の浸食面）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D層中の海進時の浸食面である。これらの浸食面はバリアー島システムの発達に伴い形成、形成時に海側への緩やか



第27図 木下層上部の基底の標高  
Hは凸部, Lは凹部を示す

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、木下層上部基底のペイラビメント面の標高を、平面図上に等高線で示した(第27図)。それによると木下層下部の分布地域では、木下層上部基底ペイラビメント面は周囲に比べ標高が低くなっていることがわかる。これは木下層下部が開析谷を埋積した地層であり、木下層上部形成開始時に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と言える。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、木下層上部基底ペイラビメント面は層序学的により下位のC層を浸食しており、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。

木下層下部分布域縁辺以外で木下層上部基底ペイラビメント面の標高が局所的に大きく変化する箇所は、伊奈町付近である(第27図)。ここでは伊奈町中萩から小室

にかけて北西-南東方向に細く延びる沖積低地付近を境に、南西側が北東側に対して4m程度浅くなっている。これは綾瀬川断層(清水・堀口, 1981)の一部とも考えられる。仮にこの変位が活断層に起因するものとしても、活動度(活断層研究会, 1991)はC級である。この標高の変化する帯の南東方向の延長は岩槻市街地付近に延びるようにも見えるが、伊奈町付近と比較して、かなり不明瞭となる。なお伊奈町付近を境にして、北東側のペイラビメント面の標高の低い地域は、図幅内で最も標高の低い蓮田市、春日部市付近に延長される。一方、南西側は図幅内で最も標高の高い桶川市川田谷付近に向け緩やかに高度を上げてゆく。

それ以外ではペイラビメント面が狭い範囲で大きく標高が変化する箇所は、前述の木下層下部分布域縁辺以外では認められず、局所的にペイラビ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北東部(春日部・蓮田付近)で標高が低く、南東部(鳩ヶ谷付近)及び北西部(桶川付近)で

標高の高くなる傾向が認められる。また南東部及び北西部に対し、中央部（上尾市瓦葺-大宮市宮原）が低く、この延長が図幅内で最も低い春日部・蓮田付近につながる。このような木下層上部基底ペイラビメント面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（小玉ほか，1981）と似た傾向を示す。

なお貝塚（1975）が指摘した鴻巣-鳩ヶ谷隆起軸（第24図）は木下層上部基底ペイラビメント面の高度分布からは認められなかった。また元荒川構造帯（第24図：清水・堀口，1981）に相当する地域にも、ペイラビメント面の標高を局所的に大きく変化させるような活構造は認められなかった。



第4表 埼玉県東部における関東地震（1923年）の家屋倒壊被害  
地質調査所（1925）

現市町村名	旧町村名	総戸数	全壊戸数	半壊戸数	全壊百分比	半壊百分比	倒壊百分比
浦和市	浦和町	2,450	25	13	1.02	0.53	1.55
	六辻村	663	229	171	34.54	25.79	60.33
	土合村	680	14	14	2.06	2.06	4.12
	大門村	425	15	7	3.53	1.65	5.18
	野田村	435	21	5	4.83	1.15	5.98
	尾間木村	450	38	35	8.44	7.78	16.22
	谷田村	538	10	6	1.86	1.12	2.97
	三室村	366	—	1	—	0.27	0.27
	木崎村	821	—	—	—	—	—
	大久保村	577	8	1	1.39	0.17	1.56
与野市	与野町	1,021	—	—	—	—	—
大宮市	大宮町	3,581	4	4	0.11	0.11	0.22
	片柳村	609	—	2	—	0.33	0.33
	馬宮村	505	5	2	0.99	0.40	1.39
	植水村	465	4	—	0.86	—	0.86
	三橋村	680	—	—	—	—	—
	大砂土村	598	—	—	—	—	—
	宮原村	492	—	—	—	—	—
	日進村	822	—	—	—	—	—
	指扇村	652	1	—	0.15	—	0.15
	七里村	428	1	—	0.23	—	0.23
上尾市	春岡村	434	11	44	2.53	10.14	12.67
	上尾町	678	1	—	0.15	—	0.15
	平方村	483	2	—	0.41	—	0.41
	大谷村	423	—	—	—	—	—
	大石村	712	1	—	0.14	—	0.14
	上平村	440	—	—	—	—	—
	原市町	528	—	—	—	—	—
伊奈町	小室村	572	2	4	0.35	0.70	1.05
	小針村	403	—	—	—	—	—
桶川市	桶川町	710	—	—	—	—	—
	川田谷村	668	—	—	—	—	—
北本市	石戸村	737	—	—	—	—	—
川口市	芝村	552	129	141	23.37	25.54	48.91
	神根村	669	57	61	8.52	9.12	17.64
	戸塚村	323	50	24	15.48	7.43	22.91
岩槻市	岩槻町	1,407	56	18	3.98	1.28	5.26
	川通村	429	107	21	24.94	4.90	29.84
	柏崎村	425	13	8	3.06	1.88	4.94
	和土村	405	11	14	2.72	3.46	6.17
	新和村	487	84	32	17.25	6.57	23.82
	慈恩寺村	610	11	8	1.80	1.31	3.11
春日部市	河合村	386	5	3	1.30	0.78	2.07
	粕壁町	1,180	209	206	17.71	17.46	35.17
	豊春村	410	78	21	19.02	5.12	24.15
蓮田市	内牧村	330	1	—	0.30	—	0.30
	黒濱村	574	2	9	0.35	1.57	1.92
白岡町	綾瀬村	725	5	—	0.69	—	0.69
	日勝村	667	—	1	—	0.15	0.15
宮代町	百間村	613	5	4	0.82	0.65	1.47

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。県北東-東部にかけての地盤沈下は依然として顕著であるが、平成9年度には、県内で年間2cm以上の沈下が認められた地域は県面積の0.1%となり、観測史上最小となった（関東地区地盤沈下調査測量協議会，2000）。

関東地区地盤沈下調査測量協議会（2000）によると、本図幅地域内で昭和63年から平成10年までの間の顕著な地盤沈下は、春日部市周辺、及び与野市から上福岡市、大井町にかけての地域に認められる（第28図）。また、上尾市、岩槻市、川島町にも沈下の傾向が認められる。一方、以前沈下の著しかった川口市から鳩ヶ谷市にかけての地域では、地表面の隆起が認められている（第28図）。

## VIII. 2 地震被害

本図幅地域に大きな被害をもたらした地震としては、

関東地震（1923年）が知られている。地質調査所（1925）は、関東地震の直後から埼玉県東部の家屋倒壊や地割れをはじめとする被害調査を行った（第4表）。それによると沖積低地の台地縁に近い箇所で大きな被害が認められている（武村・諸井，2001）。旧六辻村大字沼影，辻，文蔵，根岸（現浦和市内）では、全家屋の78.0-97.6%が倒壊している。また旧芝村（現川口市芝周辺），旧戸塚村（現川口市戸塚周辺），旧川通村及び新和村（現岩槻市増長から釣上新田周辺），旧粕壁町（現春日部市粕壁周辺），旧豊春村（現春日部市増富周辺）でも倒壊率が20%を越えている。一方、台地上では倒壊率は1%未満のことが多い。

関東地震の際には、液状化と考えられる地割れも中川沿い及び元荒川沿いに多く確認された（地質調査所，1925）。本図幅地域内では、岩槻市掛付近の元荒川沿いで地割れが確認されている。

## 文 献

- 安藤一男(1986) 珪藻群集からみた埼玉県見沼低地の古環境の変遷と完新世最高海水準. 第四紀研究, vol. 25, p. 165-176.
- 安藤一男・和田 信・高野 司(1987) 珪藻群集からみた埼玉県荒川低地の古環境の検討. 第四紀研究, vol. 26, p. 111-127.
- 安藤一男・藤本 潔(1990) 珪藻群集からみた埼玉県荒川低地中流域における古環境の変遷と旧海水準. 第四紀研究, vol. 29, p. 427-437.
- 安藤一男・中山俊雄・上砂正一・小荒井 衛・平野義明(1993) 東京低地～荒川低地における完新世海水準変動と縄文海進の進入する速さ. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 23, p. 98-99.
- 安藤一男・渡辺満久(1996) 武蔵野台地北部の開析谷沿いにおける埋没地形面群. 第四紀研究, vol. 35, p. 281-291.
- 安藤一男・方達重治(1997) 珪藻遺骸群集による縄文海進期の想定海岸線と貝塚の分布との関係—埼玉県荒川低地上流域を例にして—. 季刊地理学, vol. 49, p. 231-246.
- 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.
- Endo, K., Sekimoto, K., and Takano, T. (1982) Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. *Proc. Inst. Nat. Sci. Nihon Univ.*, no. 17, p. 1-16.
- 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.
- 藤本 潔・安藤一男(1990) 荒川低地における海成層上限の<sup>14</sup>C年代値と旧海水準認定にあたっての問題点. 東北地理, vol. 42, p. 152-160.
- 福田 理(1962) 春日部層序試錐(予報)—坑井地質を中心として—. 地質ニュース, no. 100, p. 1-16.
- 広内大助(1999) 武蔵野台地・大宮台地における第四紀後期段丘面の高度分布から見た荒川断層の活動性についても再検討. 地理学評論, ser. A, vol. 72, p. 335-344.
- 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(1983) 埼玉県寿能炭層遺跡の概況と自然環境に関する2・3の問題. 第四紀研究, vol. 22, p. 231-244.
- 堀口万吉・角田史雄(1987) 関東平野直下の地震活動に関する活構造と活動度の研究. 文部省科学研究費自然災害科学特別研究成果 自然災害科学総合研究班「関東平野直下の地震活動および地震動予測についての基礎的研究」, p. 86-102.
- 細野 衛(1984) 与野市の関東ローム層. 与野市史 自然・原始古代 資料編, p. 61-99, 与野市総務部市史編さん室.
- 貝塚爽平(1957) 武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義. 第四紀研究, vol. 1, p. 22-30
- 貝塚爽平(1975) 台地面の変形から知られる活構造. 東京直下型地震に関する調査(その2)—活断層及び耐震工法などに関する考察—, p. 43-54, 東京都防災会議.
- 硬砂団体研究グループ(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. 437 p., 東京大学出版会.
- 河井興三(1961) 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石油技協誌, vol. 26, p. 212-266.
- 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) 関東平野中央部の地下地質—ボーリングコアによる解析—. 地団研専報42, 180 p.
- 関東ローム研究グループ(1965) 関東ローム—その起源と性状. 378 p., 築地書館.
- 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・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.
- 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. Sinsyu 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.
- 駒沢正夫(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.
- 町田 洋(1971) 南関東のテフクロノロジー (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・中里裕臣 (1988) 堆積相からみた鹿島一房総隆起帯の運動像. 月刊地球, vol. 10, p. 616-623.
- 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・佐藤弘幸 (2001) 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. 第四紀研究, vol. 40, p. 251-257.
- 中澤 努・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.
- 日本地質学会地質基準委員会 (2001) 地質基準. 180 p., 共立出版.
- 埼玉県 (1998) 荒川断層に関する調査成果報告書. 71 p., 埼玉県.
- 埼玉県環境部地震対策課 (1996) 埼玉県活断層調査報告書. 200 p., 埼玉県環境部地震対策課.
- 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.
- 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.
- 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・上部更新統のテフクロノロジー. 地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄 (1997) 活構造図. 50万分の1活構造図8「東京」(第2版), 地質調査所.
- 多田 堯 (1983) 関東平野の基盤構造と重力異常 (2)—活断層の地球物理学的研究—. 地震第2輯, vol. 36, p. 359-372.
- 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.
- 高原勇夫 (1987) 第3章 地形・地質. 浦和市史通史編I, p. 21-65, 浦和市総務部市史編さん室.
- 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, 113 p.
- 武村雅之・諸井孝文 (2001) 1923年関東地震の被害分布と強震動 その3 埼玉県内の詳細震度分布. 地球惑星科学関連学会2001年合同大会予稿集 (CD-ROM), Sp-P009.
- 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), 136 p.
- 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.
- 角田史雄・清水康守・小川政之・松岡喜久次 (1999) 台地の地形と地層. 上福岡市史資料編第1巻 (自然・考古), p. 42-92, 上福岡市教育委員会・上福岡市史編纂委員会.

## Geology of the Ōmiya District

By

Tsutomu NAKAZAWA\* and Hidenori ENDO\*\*

(Written in 2001)

(ABSTRACT)

The Ōmiya district, which is a quadrangle of lat. 35° 50' to 36° 0' N and long. 139° 30' to 139° 45' E (lat. 35° 50' 11.6" -36° 0' 11.5" and long. 139° 29' 48.4" -139° 44' 48.3" referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF) is located in the southeastern part of Saitama Prefecture. Recently, the district is highly urbanized. Topographically, the district includes alluvial lowlands and uplands. The alluvial lowlands are distributed mainly along the Arakawa River (Arakawa Lowland) and the small valleys dissecting uplands. The Arakawa Lowland separates the uplands into the Ōmiya and Musashino Uplands. The former widely occupies the central to western part of the district, and the latter is in the southwestern part of the district.

### GEOLOGY

The Ōmiya district is situated in the central part of the Kantō Sedimentary Basin, and is underlain by thick Cenozoic successions. In the shallower part than an elevation of about -100m, the Middle to Upper Pleistocene Shimōsa Group, the younger terrace deposits and Kantō Loam, and the Alluvium are distributed (Fig. 1).

### SHIMŌSA GROUP

The Middle to Upper Pleistocene Shimōsa Group that is distributed in the shallower subsurface part than an elevation of about -100m is divided into 6 formations and a bed.

**F formation:** The formation consists mostly of well-sorted sand, but is dominated by gravel and mud in the northwestern part of the district.

**E formation** (less than 46m thick): The formation is divided into the lower, middle, and upper parts. 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.

**D formation** (less than 17m thick): The formation is divided into the lower, middle, and upper parts. 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.

**C formation** (less than 35m thick): The formation is composed of poorly sorted sandy gravel and mud containing fossil plant roots and peat.

**Kioroshi Formation** (less than 35m thick): The formation is divided into the lower and upper parts. The lower part (less than 18m thick) is composed mainly of mud containing molluscan fossils with basal gravel and/or gravelly sand, and is distributed along the paleo-incised valleys. The upper part (less than 20m thick) is formed of thinly alternating beds of mud and sand. The basal part of the upper part consists of coarse sediments containing

---

\* Institute of Geoscience

\*\* Research Center for Deep Geological Environments

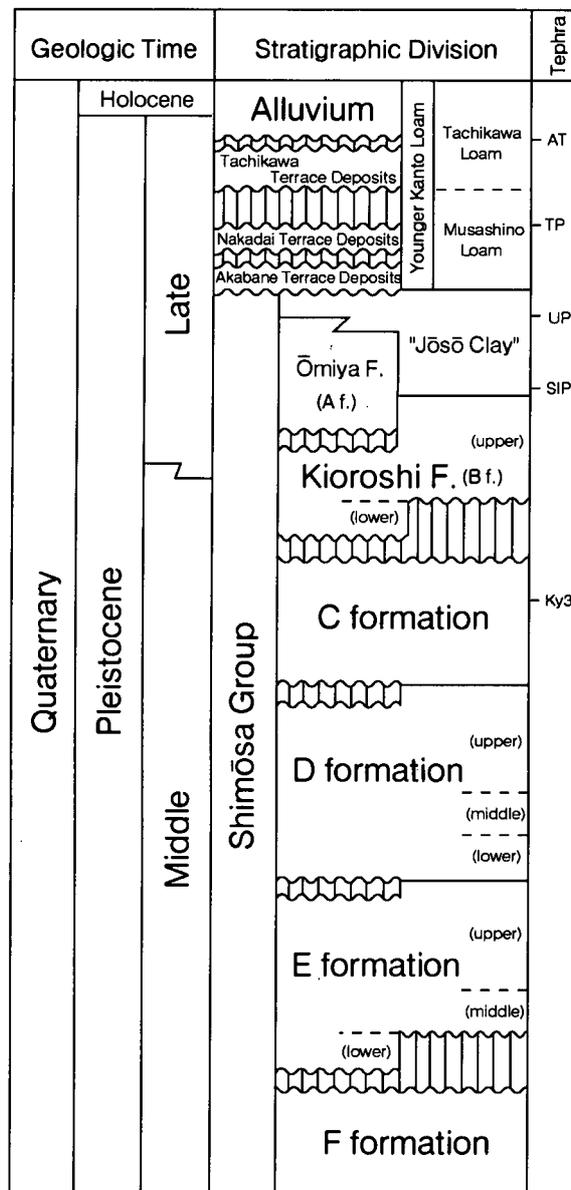


Fig. 1 Stratigraphic summary of the Ōmiya district

abundant molluscan fossils. The depositional surface of the formation corresponds to the Kioroshi Surface.

**Ōmiya Formation** (less than 20m thick): The formation consists mainly of cross-stratified, poorly sorted gravelly sand and/or gravel, and intercalates muddy beds. Gravel is dominant in the northwestern part of the district. The depositional surface of the formation corresponds to the Ōmiya Surface.

**"Jōsō Clay"** (less than 3.5m thick): The bed is composed mainly of light gray, tuffaceous mud, and locally intercalates "Katazuna" sand beds. The bed conformably overlies the Kioroshi and Ōmiya Formations.

#### LATE PLEISTOCENE KANTŌ LOAM AND TERRACE DEPOSITS

The Kantō Loam is composed largely of volcanic ash soil. The Kantō Loam in the Ōmiya district is divided into the older Musashino Loam and the younger Tachikawa Loam.

The terrace deposits in the Ōmiya district are formed of fluvial gravelly deposits and are divided into the Akabane Terrace Deposits, Nakadai Terrace Deposits, and Tachikawa Terrace Deposits on the basis of their ages. The oldest Akabane Terrace Deposits are overlain by almost all parts of the Musashino and Tachikawa Loam. The Musashino Loam above the Tōkyō Pumice and the Tachikawa Loam overlies the Nakadai Terrace Deposits. The Tachikawa Terrace Deposits are overlain only by the Tachikawa Loam.

## ALLUVIUM

The Alluvium is mainly distributed in the lowlands along the Arakawa River and partly in the floors of the incised valleys in the uplands. The Alluvium of the Arakawa Lowland is composed of mud, sand, and basal gravel, and attains 45m in thickness. The mud containing humic soil is dominant in the Alluvium of the small incised valleys.

## GEOLOGIC STRUCTURE

The Middle to Upper Pleistocene successions are almost horizontally distributed in the Ōmiya district. A more detailed examination, however, reveals that the successions slightly incline toward the northeastern part of the district with gentle undulations. The inclination stratigraphically decreases upward.

## ECONOMIC GEOLOGY

The land subsidence was seriously caused in the Ōmiya district, and reached maximum in late 1960's to early 1970's. It lessened later in response to the regulation of pumping-up water, and locally changed into the uplift. The Kantō Earthquake of 1923 damaged the Ōmiya district. The damage was heavy on the alluvial lowlands, especially near the margin of the uplands. On the other hands, slight damage was caused on the uplands.

執筆分担

I. 地形	中澤 努・遠藤秀典
II. 地質概説	中澤 努・遠藤秀典
III. 下総層群	中澤 努・遠藤秀典
IV. 新期段丘堆積物及び新期関東ローム層	中澤 努・遠藤秀典
V. 沖積層	中澤 努・遠藤秀典
VI. 地下地質	中澤 努・遠藤秀典
VII. 活構造	中澤 努・遠藤秀典
VIII. 応用地質	中澤 努・遠藤秀典

文献引用例

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, 41 p.

章単位での引用例

中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質, I. 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 Endo, H. (2002) Geology of the Omiya district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 41 p (in Japanese with English abstract 3 p).

Bibliographic reference of each chapter

Nakazawa, T. and Endo, H. (2002) Geology of the Omiya district, I. 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) 大宮地域の地質  
平成14年4月30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 0298-61-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

---

©2002 Geological Survey of Japan, AIST