

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
東京(8)第29号
NJ-54-30-8

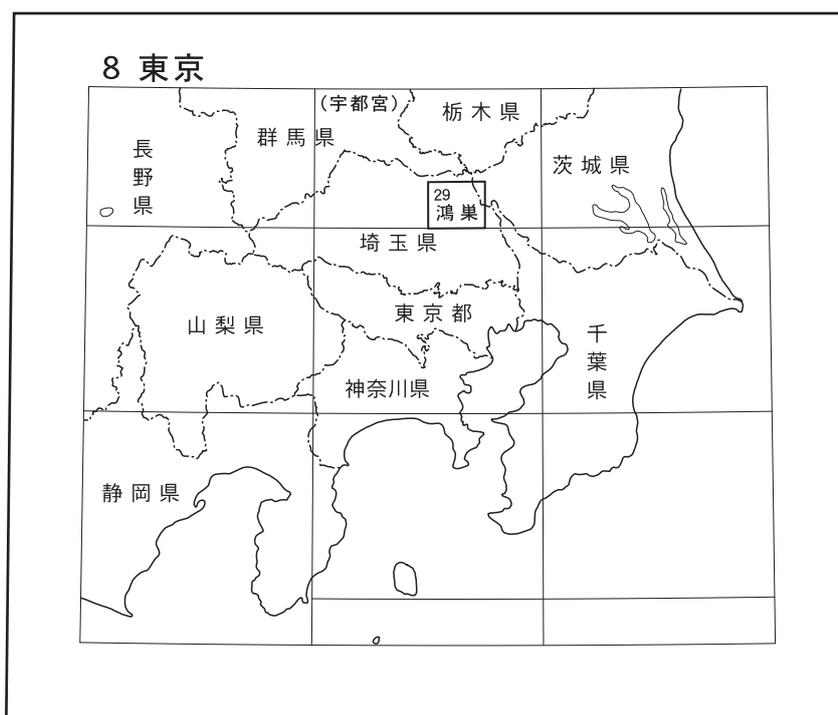
鴻巣地域の地質

納谷友規・安原正也

平成26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

8-17 深谷 Fukaya NJ-54-30-11 (未刊行, unpublished)	8-18 古河 Koga NJ-54-30-7 (未刊行, unpublished)	8-19 小山 Oyama NJ-54-30-3 (未刊行, unpublished)
8-28 熊谷 Kumagaya NJ-54-30-12 (未刊行, unpublished)	8-29 鴻巣 Kōnosu NJ-54-30-8 (2014)	8-30 水海道 Mitsukaidō NJ-54-30-4 (未刊行, unpublished)
8-39 川越 Kawagoe NI-54-25-9 (未刊行, unpublished)	8-40 大宮 Ōmiya NI-54-25-5 (2002)	8-41 野田 Noda NI-54-25-1 (2011)

鴻巣地域の地質

納谷友規*・安原正也*

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が1882年に創設されて以来、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。「鴻巣」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われたものである。

「鴻巣」地域の地質図幅の作成は、平成21～24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、地形・中新統・上総層群相当層・下総層群・新期段丘堆積物及び新期ローム層・沖積層・地質構造については納谷が、地下水については安原が、応用地質については納谷・安原の両名が担当し、研究報告の全体的なとりまとめは納谷が行った。

本調査研究にあたり、埼玉県環境科学国際センター、茨城県土木部、古河市、五霞町教育委員会、羽生市開発建築課、加須市教育委員会、大利根町（現加須市）住民福祉課・産業建設課・教育委員会、鴻巣市工事課、騎西町（現加須市）教育委員会、幸手市教育委員会、久喜市教育委員会、鷲宮町（現久喜市）教育委員会、菖蒲町（現久喜市）産業建設課、宮代町教育委員会、白岡町建設課、蓮田市建築指導課、桶川市、伊奈町都市計画課、北本市教育委員会には、土質ボーリング柱状図資料及び土質試験試料をご提供いただいた。韓国地質資源研究院（KIGAM）の中西利典氏には放射年代測定をしていただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。

所内では、水野清秀氏にはテフラに関してご教示・ご議論いただいた。中島 礼氏には、貝化石の同定をしていただいた。中澤 努氏には、関東平野中央部の下総層群の層序及びテフラについてご教示・ご議論いただいた。更に、大石雅之氏には、As-YP テフラの試料を提供していただいた。また、高橋正明氏、稲村明彦氏並びに森川徳敏氏には、地下水試料の採取をはじめとする現地作業と各種分析に多大なご協力を頂いた。

（平成25年度稿）

所 属 * 地質情報研究部門

Keywords: geologic map, 1:50,000, Kōnosu, Sashima Upland, Ōmiya Upland, Nakagawa Lowland, Kazo Lowland, Arakawa Lowland, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Hiki Group, Tokigawa Group, Kazusa Group, Shimōsa Group, Jizōdō Formation, Yabu Formation, Kamiizumi Formation, Kiyokawa Formation, Kioroshi Formation, Ōmiya Formation, Jōsō Clay, Ayasegawa terrace deposits, Younger Loam, Alluvium

目 次

第1章 地 形	1
1.1 台 地	2
1.1.1 大宮台地	2
1.1.2 猿島台地	3
1.2 沖積低地	3
1.2.1 中川低地	3
1.2.2 加須低地	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 中新統	4
2.2 上総層群相当層	4
2.3 下総層群	4
2.4 新期段丘堆積物及び新期ローム層	6
2.5 沖積層	6
2.6 基準ボーリング	6
第3章 中新統	8
3.1 研究史及び概要	8
3.2 大利根温泉ボーリングにおける比企層群及び都幾川層群相当層	9
3.2.1 岩 相	9
3.2.2 化 石	9
3.2.3 堆積環境	9
3.2.4 年代・対比	9
第4章 上総層群相当層	13
4.1 定義, 研究史及び概要	13
4.1.1 定 義	13
4.1.2 関東平野中央部に分布する上総層群相当層の研究史	13
4.1.3 概 要	14
4.2 鴻巣地域の上総層群相当層	14
4.2.1 層 相	14
4.2.2 テフラ	17
4.2.3 古地磁気層序	17
4.2.4 化 石	18
4.2.5 堆積環境	18
4.2.6 対 比	19
第5章 下総層群	22
5.1 定義, 研究史及び概要	22
5.1.1 定 義	22

5. 1. 2 研究史及び概要	22
5. 2 地蔵堂層	23
5. 3 藪 層	26
5. 4 上泉層	27
5. 5 清川層	30
5. 6 木下層	33
5. 7 大宮層	40
5. 8 常総粘土	44
第6章 新期段丘堆積物及び新期ローム層	45
6. 1 新期段丘堆積物	45
6. 1. 1 綾瀬川段丘堆積物	45
6. 1. 2 未区分埋没段丘堆積物	46
6. 2 新期ローム層	46
第7章 沖積層	50
7. 1 定義, 研究史及び概要	50
7. 2 中川低地及び加須低地の沖積層	50
7. 3 台地の開析谷の谷底低地の沖積層	53
7. 4 荒川低地の沖積層	53
第8章 地質構造	55
8. 1 深部地質構造	55
8. 2 活構造	56
第9章 地下水	60
9. 1 水理地質の概要	60
9. 2 地下水の地球化学的特徴	60
9. 2. 1 鉛直構造	60
9. 2. 2 Cl ⁻ 濃度の水平分布	63
第10章 応用地質	66
10. 1 地震災害	66
10. 2 地盤沈下	69
10. 3 水 害	69
文 献	70
Abstract	80

図・表目次

第1. 1 図 鴻巣地域及びその周辺地域の地形概要	1
第1. 2 図 鴻巣地域の地形面区分	2
第2. 1 図 鴻巣地域の層序総括図	5
第3. 1 図 関東平野地下に分布する新第三系の層序対比	8
第3. 2 図 大利根温泉ボーリングの新第三系～第四系の年代層序	10

第 3. 3 図	大利根温泉ボーリングの柱状図と石灰質ナノ化石、珪藻化石層序	11
第 4. 1 図	上総-下総層群境界 (MIS12 層準) 付近の層相・累重様式の地域による違い	14
第 4. 2 図	鴻巣地域で掘削されたオールコアボーリングコアの柱状図 (標高 -100 ~ -600 m)	15
第 4. 3 図	鴻巣地域の上総層群相当層 (標高 -140 m ~ -270 m) の柱状図	16
第 4. 4 図	鴻巣地域の上総層群相当層の年代対比	19
第 4. 5 図	菖蒲 (GS-SB-1) コアの上総層群相当層 (深度 165 m ~ 350 m) における珪藻化石群集	20, 21
第 5. 1 図	下総層群の層序と海洋酸素同位体比曲線との対比	22
第 5. 2 図	鴻巣地域で掘削されたオールコアボーリングコアの柱状図	24
第 5. 3 図	地蔵堂層の柱状図	25
第 5. 4 図	菖蒲 (GS-SB-1) コアの下総層群相当層 (深度 ~ 165 m) における珪藻化石群集	28, 29
第 5. 5 図	藪層の柱状図	30
第 5. 6 図	上泉層の柱状図	32
第 5. 7 図	清川層, 木下層, 大宮層, 及びそれより上位層の柱状図	34, 35
第 5. 8 図	清川層の Ky-3 (TB-8) テフラの近接写真	36
第 5. 9 図	清川層の In-Ny テフラの近接写真	36
第 5. 10 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (桶川-古河 その 1)	37
第 5. 11 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (桶川-古河 その 2)	37
第 5. 12 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (北本-加須 その 1)	38
第 5. 13 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (北本-加須 その 2)	38
第 5. 14 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (鴻巣-久喜 その 1)	39
第 5. 15 図	土質ボーリング柱状図を用いた対比 (鴻巣-久喜 その 2)	39
第 5. 16 図	大宮台地西端部に露出する大宮層最上部以上の柱状図	41
第 5. 17 図	大宮層の鬼界-葛原テフラ (K-Tz: T1 テフラ) とその直上に挟在する T2 テフラの近接写真	42
第 5. 18 図	大宮台地西端部に露出する大宮層最上部以上の珪藻化石群集	43
第 5. 19 図	常総粘土に含まれる“硬砂”層と“ヌカ砂”層	44
第 6. 1 図	大宮台地における新期段丘堆積物の柱状図	45
第 6. 2 図	鴻巣市深井~上谷における群列ボーリング柱状図	45
第 6. 3 図	常総粘土及び綾瀬川段丘堆積物の模式柱状図	46
第 6. 4 図	鷲宮町栄 (SP-NK-1) における未区分埋没段丘堆積物の柱状図	46
第 6. 5 図	新期ローム層の露頭写真	47
第 6. 6 図	常総粘土と新期ローム層の境界付近の露頭写真	47
第 6. 7 図	新期ローム層下部に挟在する箱根東京テフラ (Hk-TP) の露頭写真	48
第 7. 1 図	鴻巣地域の沖積層ボーリングの柱状図	51
第 8. 1 図	関東平野地下における先新第三系地体構造区分	55
第 8. 2 図	関東地方の重力基盤深度図	56
第 8. 3 図	これまでに推定された鴻巣地域内の活構造	56
第 8. 4 図	大宮台地北東縁部の撓曲崖地形を横断する反射断面図	57
第 8. 5 図	鴻巣地域における木下層基底の標高分布	58
第 8. 6 図	元荒川構造帯から荒川低地を横断する 4 測線を合わせた反射断面図	59
第 9. 1 図	「鴻巣」図幅 (破線内) とその周辺の概要と地下水調査地点	60

第 9. 2 図	関東平野中央部の水理水頭分布	61
第 9. 3 図	鴻巣地域とその周辺の地下水の一般水質組成 (キーダイアグラム)	61
第 9. 4 図	鴻巣地域 (破線内) とその周辺の地下水の深度別の一般水質濃度 (ヘキサダイアグラム)	62
第 9. 5 図	鴻巣地域とその周辺の地下水の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$)・水素同位体比 (δD) プロット	63
第 9. 6 図	関東平野中央部における上総層群相当層中の地下水の塩化物イオン (Cl) 濃度分布	64
第 9. 7 図	鴻巣地域 (破線内) とその周辺における地下水の塩化物イオン (Cl) 濃度分布	64
第 10. 1 図	鴻巣地域内における関東地震による木造家屋被害率分布と沖積層基底標高分布の比較	66
第 10. 2 図	鴻巣地域における地盤沈下量の推移	67
第 10. 3 図	カスリーン台風による荒川及び利根川洪水の深度分布	68
第 4. 1 表	上総層群上限及び下限の定義の比較	13
第 4. 2 表	鴻巣地域の上総層群相当層に挟在するテフラの記載岩石学特徴	18
第 4. 3 表	Kh6b テフラに含まれる火山ガラスの主成分化学組成	18
第 5. 1 表	鴻巣地域及びその周辺地域における下総層群の層序区分の比較	23
第 5. 2 表	鴻巣地域の下総層群に挟在するテフラの記載岩石学特徴	32, 33
第 5. 3 表	In-Ny テフラに含まれるカミングトン閃石の主成分化学組成	36
第 5. 4 表	大宮層に挟在するテフラに含まれる火山ガラスの主成分化学組成	42
第 6. 1 表	鴻巣地域の新时期段丘堆積物及び新时期ローム層に挟在する始良 Tn テフラ (AT) の記載岩石学的特徴	47
第 6. 2 表	鴻巣地域の新时期ローム層に挟在する箱根東京テフラ (Hk-TP) の記載岩石学的特徴	48
第 6. 3 表	新时期ローム層に挟在する始良 Tn テフラ (AT) に含まれる火山ガラスの主成分化学組成	48
第 7. 1 表	鴻巣地域の沖積層に挟在するテフラと As-YP テフラの記載岩石学的特徴	52
第 7. 2 表	沖積層に挟在する NK1T-19.45 及び OTBT-7.98 テフラと榛名火山南麓で採取された As-YP テフラ (大石, 2010) に含まれる火山ガラスの主成分化学組成	52
第 7. 3 表	第 7. 1 図の沖積層ボーリングにおける放射年代値	53
第 9. 1 表	鴻巣地域とその周辺における地下水の深度別の一般水質濃度と水素同位体比 (δD) の平均値	62
第 9. 2 表	加須低地部と大宮台地部における上総層群相当層中の地下水 (深度 180 ~ 400 m) の一般水質濃度と水素同位体比 (δD) の平均値	64
付図 1	地点位置図	76
付図 2	検土杖による簡易ボーリング	77 ~ 79
Fig. 1	Stratigraphic summary in the Kōnosu district	81

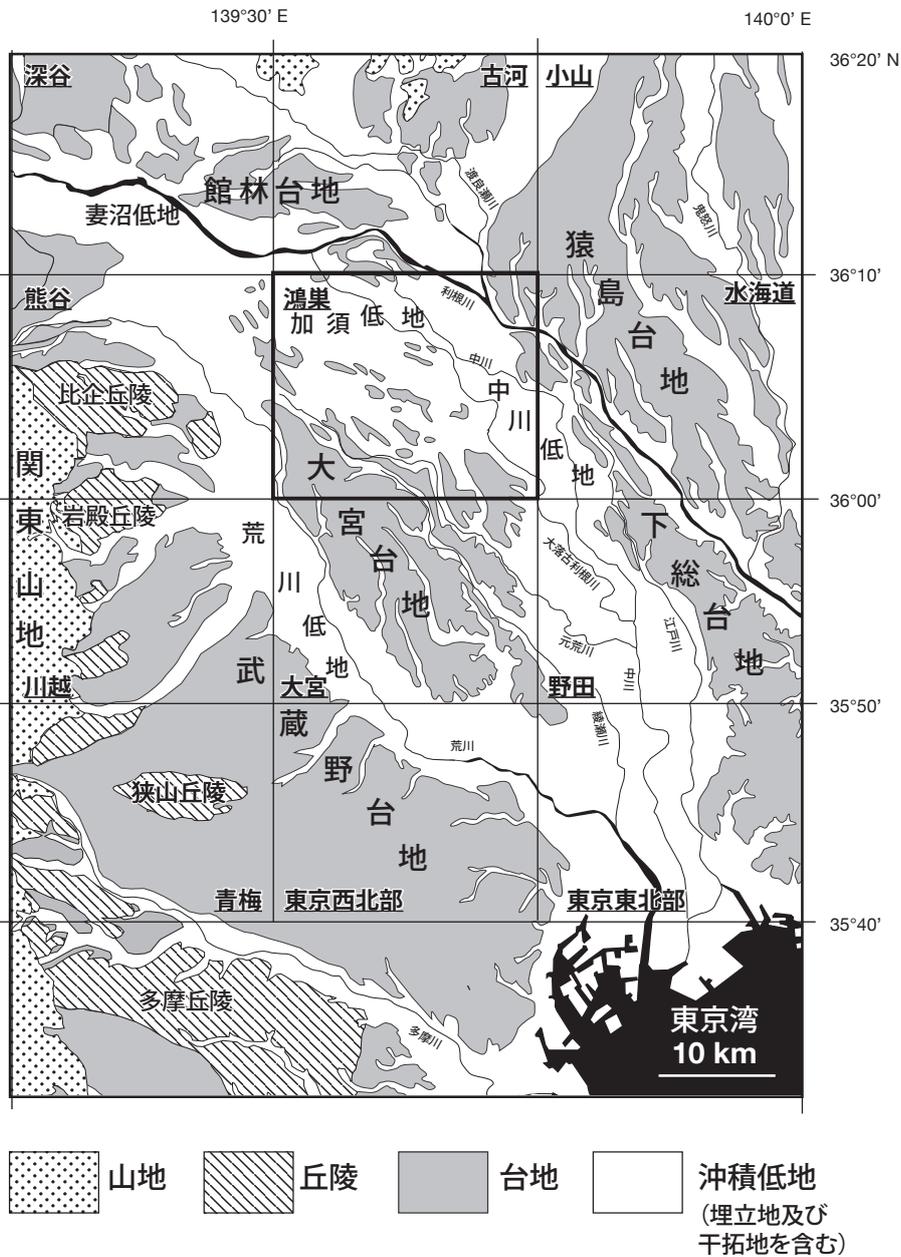
第1章 地 形

(納谷友規)

鴻巣地域は関東平野中央部に位置し、日本測地系では、東経 139° 30′ ~ 139° 45′、北緯 36° 00′ ~ 36° 10′、世界測地系では東経 139° 29′ 48″ 4 ~ 139° 44′ 48″ 3、北緯 36° 0′ 11″ 5 ~ 36° 10′ 11″ 4、の範囲に相当する。本地域には、埼玉県羽生市、行田市、加須市（旧北埼玉郡北川辺町、大利根町、騎西町を含む）、鴻巣市、北本市、

比企郡吉見町、川島町、桶川市、上尾市、白岡市（旧岡町）、宮代町、北足立郡伊奈町、蓮田市、久喜市（旧北葛飾郡栗橋町、鷲宮町、南埼玉郡菫蒲町を含む）、北葛飾郡杉戸町、幸手市、春日部市、茨城県古河市、猿島郡五霞町が含まれる。

本地域の地形は、台地と沖積低地からなる（第1. 1図）。



第1. 1図 鴻巣地域及びその周辺地域の地形概要

台地は、本地域の東部に分布する中川^{なかがわ}低地によって大きく2分され、西側が大宮台地、東側が猿島台地と呼ばれている。このうち大宮台地は、西側と南側を荒川^{あらかわ}低地に、東側を中川低地に、そして北側を加須^{かすね}低地に囲まれた台地で、本地域にかかる部分は^{もとあらかわ}大宮台地の北部に相当する。本地域の元荒川の北東側では、台地の地形面が部分的に沖積面に埋没するため、台地は島状の分布を呈する。一方、猿島台地は、利根川沿いに南東方に延びる台地で、本地域にかかる部分は猿島台地の西端である。沖積低地は、中川、大落古利根川^{おおとしふるとねがわ}及び渡良瀬川^{わたらせがわ}沿いに分布する中川低地、館林台地と大宮台地の間に分布する加須低地と、台地を開析している小谷の谷底低地からなる。また、本地域西部には、わずかながら荒川低地の一部が含まれている。なお本地域の沖積低地では、頻繁に河川改修及び沼沢地の埋立てが行われている。地質図には、これらのうち明治19年（1886年）以降に埋立てられたり干拓された旧河道及び旧沼沢地を、埋立地及び干拓地（r）として図示した。

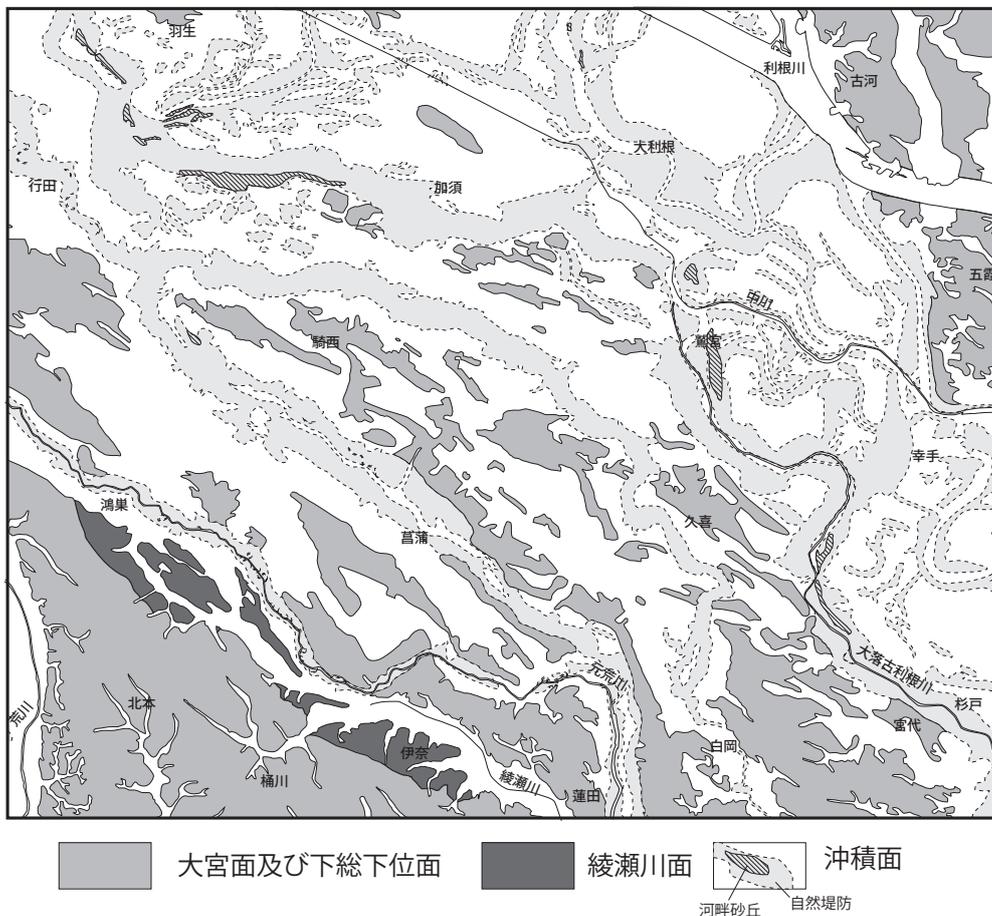
1.1 台地

1.1.1 大宮台地

大宮台地は本地域の南半分に分布し、2つの段丘面が認められる。（第1.2図）。それらは分布標高の高い側から、大宮面、綾瀬川面に区分される。

大宮面 大宮台地の大部分を占める面である。平坦面の標高は、本地域の南西部（北本市高尾^{たかお}付近）で30～32mと最も高く、北東方に徐々に標高を下げ、元荒川よりも北側では12～15mとなり、部分的に沖積面に埋没する。大宮面は、大宮層の離水面が形成した段丘面であり、大宮層の最上部付近に御岳第1テフラ（On-Pm1）が、そして、大宮層を被覆する常総粘土との境界付近に鬼界葛原テフラ（K-Tz）が認められることから、形成年代は海洋酸素同位体ステージ（marine isotope stage: MIS）5.3に相当する約100～95kaと考えられる。

綾瀬川面 鴻巣市西中曾根、伊奈町小針内宿^{こばりうちじゅく}付近を中心に綾瀬川沿いに狭く分布し、平坦面の標高は14～18mである。大宮台地のなかで最も低位の面であるが、本地域の元荒川よりも北側では、大宮台地の標高が低くな



第1.2図 鴻巣地域の地形面区分

り沖積低地に埋没するので、大宮面や沖積面との標高差はほとんど認められない。伊奈町小針内宿では、綾瀬川面は大宮面よりも3～5mほど低く、その境界に明瞭な段丘崖が形成されている。

1. 1. 2 猿島台地

猿島台地は本地域の北東部に分布し、本地域内では一つの段丘面からなる。この段丘面は、野田地域内の猿島台地と同様に下総下位面に相当する（杉原，1970；中澤・田辺，2011）。平坦面の標高は、茨城県五霞町付近で約14m、北に向かってやや標高が上がり古河市茶屋新田付近で約16mである。下総下位面は大宮層の離水面が形成した段丘面であり、大宮台地の大宮面に対比される。

1. 2 沖積低地

1. 2. 1 中川低地

中川低地は本地域の東部の中川及び大落古利根川に沿って、北西-南東方向に幅5kmにわたり分布している。中川低地には北東側より、渡良瀬川、権現堂川、中川、大落古利根川が北西から南東に向かって流れている。中川低地には、顕著な自然堤防が発達する。これらの自然堤防は、東遷（例えば、大熊，1981）以前の利根川の旧河道沿いに発達したものと考えられる。自然堤防と氾濫原の比高は3m以下であるが、大落古利根川沿いの自然堤防の上には河畔砂丘を載せる部分があり、その部分で

は約7mの比高がある。自然堤防群の間には氾濫原及び流路跡、池沼跡が低湿地として認められる。特に、中世以降利根川の河川改修によって放棄された流路は、埋め立てられたり、沼沢地や用水路として残存している。

1. 2. 2 加須低地

加須低地は本地域の北側の会の川、新川用水、見沼代用水沿いに分布している。会の川、新川用水、見沼代用水沿いには自然堤防が発達する。これらの自然堤防は、本地域の北西端から南東方向に手を広げたような形状で分岐して配列しており、その間には、沖積面下に埋没した大宮台地が島状に分布する。これらは、東遷以前の利根川の旧河道沿いに発達したものと考えられる。自然堤防と氾濫原の比高はおおむね2m以下であるが、会の川沿いの自然堤防の上には河畔砂丘を載せる部分があり、その部分では約4mの比高がある。自然堤防群の間には氾濫原及び流路跡、池沼跡が低湿地として認められる。自然堤防に残された流路跡は用水路として利用され残存している。

1. 2. 3 台地開析谷の谷底低地

大宮台地と猿島台地には多くの開析谷が分布する。開析谷に分布する谷底低地は低湿地あるいは沼沢地であることが一般的で、現在その多くは田畑として利用され、一部は市街地化されている。

第2章 地質概説

(納谷友規)

関東平野は、先新第三系からなる基盤の上位に新第三系・第四系が厚く堆積することによって形成された、日本最大の面積を有する大規模な堆積盆地である。この堆積盆地は、沈降中心を移動させながら、新第三紀以降継続的に沈降した結果として形成されたと考えられており(例えば、石井, 1962; 成瀬, 1968, 鈴木, 2002), 鴻巣地域は、現在の関東平野における沈降の中心部(貝塚, 1987)に位置している。関東平野の堆積盆地を形成した造盆地運動による地殻変動は、先新第三系からなる基盤や地下に分布する新第三系及び第四系の深度分布(成瀬, 1968; 鈴木, 2002; 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。

本地域では、地表に露出する地層は限られているため、本報告の記載は、温泉開発ボーリングのカッティングス試料によって観察された深度約1,500 mまでの地層、及び層序ボーリングによって観察した深度600 mまでの地層を主な対象とする。本地域の深度1,500 m以浅には、中新統(比企層群・都幾川層群相当層), 上総層群相当層, 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)。

2.1 中新統

本地域の地下深部には、中新統の海成層及び陸成層が伏在する。この中新統は、大利根温泉ボーリングで確認され、本地域に隣接する熊谷地域の比企丘陵及び都幾川丘陵に分布する中新統比企層群及びその上位の都幾川層群に相当する。両者は不整合で接すると推測される(納谷ほか, 2013)。比企層群相当層は、泥岩及び泥質砂岩を主体とする海成層である。その下限深度は不明であるが、上限深度は大利根温泉ボーリングの深度1,434 mあたりに位置する。都幾川層群相当層の下部は砂岩及び砂質泥岩を主体とする海成層であり、上部は亜炭を多く含む泥岩と砂岩を主体とする陸成層である。微化石層序から推定される各地層の年代は、比企層群相当層が約15 Ma以前、都幾川層群相当層下部が約15~10 Maである。

2.2 上総層群相当層

本報告では、徳橋・遠藤(1984)に従い、地藏堂層(後述の下総層群の最下部層)基底より下位の下-中部更新統を上総層群相当層とした。本地域の上総層群相当層は、

ボーリング試料でのみ観察され、標高約-140~-160 m以深の地下に分布する。本地域に分布する上総層群相当層の層相は、房総半島の上総層群にみられるような海成の泥層及び砂層を主体とするのではなく、下総層群と同様に泥層と砂礫層からなる陸成層と、砂層や泥質砂層からなる浅海成層のくりかえしからなり、特に下部では陸成層を主体とする。房総半島の上総層群大田代層上部と梅ヶ瀬層下部に認められる Jaramillo 亜磁極帯と、国本層に認められる Brunhes-Matuyama 磁極帯境界が、本地域でも確認されている。Jaramillo 亜磁極帯は、鷲宮付近で標高約-310~-290 mに、菖蒲付近で標高約-340 mに認められ、Brunhes-Matuyama 磁極帯境界は、行田及び菖蒲付近で標高約-250 mに、鷲宮付近で標高約-230 mに認められる。

2.3 下総層群

本地域の標高約-140~-160 m以浅の地下浅部及び本地域西部の大宮台地には、中~上部更新統の下総層群が分布する。本地域の下総層群は下位より、地藏堂層、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。本地域における下総層群全体の層厚は最大で160 mに達する。

地藏堂層 層厚は最大で約33 m。下位の上総層群相当層を不整合で覆う。本層は、生物擾乱を受けた分級の悪い泥層あるいは砂質泥層を主体とする下部、貝化石を含む砂質泥層あるいは泥質砂層からなる中部、上方粗粒化砂層からなる上部から構成される。本層は、MIS11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55 m。下位の地藏堂層を不整合で覆う。本層は、砂礫層から泥層へと変化する上方細粒化層からなる下部、生物擾乱を受け貝化石を含む砂質泥層あるいは泥質砂層からなる中部、上方粗粒化する砂層からなる上部によって構成される。このうち上部には、斜交層理が発達する砂層中に、生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が産出する場合がある。本層は MIS9 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35 m。下位の藪層を不整合で覆う。本層は、砂礫層、砂層と植物片を含む泥層からなる下部、砂層と泥層の互層からなり部分的に貝化石を含む中部、淘汰の良い砂層を主体とし部分的に泥層や腐植

地質時代	年代 (Ma)	層序区分	テフラ	MIS	層相	堆積環境		
第四紀	完新世	沖積層	新期ローム層	1	(上部) 砂泥 沖積層 (中部) 泥 (下部) 砂礫・泥炭	河川, 氾濫原 内湾 河川, 氾濫原		
				2 3 4	新期ローム層 火山灰土	陸 (離水)		
	更新世	後期	埋没段丘堆積物 (未区分)	AT	5.1	埋没段丘堆積物 砂, 泥	河川	
			綾瀬川段丘堆積物	Hk-TP	5.2	綾瀬川段丘堆積物 砂礫, 砂泥	河川	
		中期	下総層群	常総粘土	K-Tz	5.3	常総粘土 凝灰質粘土, 砂	陸 (離水?)
				大宮層	On-Pm1	5.4	大宮層 砂礫, 砂, 泥	河川, 氾濫原
				木下層		5.5	木下層 砂, 泥, 砂泥互層	砂浜 内湾砂泥底
				清川層	In-Ny	6 (7.1?)	清川層 砂, 泥, 砂礫	河川, 氾濫原
				上泉層	Ky3	7.3	上泉層 (上部) 砂 (中部) 泥質砂, 砂質泥 (下部) 砂礫, 砂, 泥	砂浜 内湾砂泥底 河川, 氾濫原
				藪層		7.4	藪層 (上部) 砂, 礫混じり砂 (中部) 泥質砂, 砂質泥 (下部) 砂礫, 砂, 泥	砂浜 内湾砂泥底 河川, 氾濫原
	前期	上総層群相当層	地蔵堂層		10	地蔵堂層 (上部) 砂, 礫混じり砂 (中部) 泥質砂, 砂質泥 (下部) 泥質砂, 砂質泥	砂浜 内湾砂泥底 ラグーン, 干潟	
				Ks5 Kh6 Ks22	11 12 13	砂礫層, 砂層, 泥層からなる 数多くの堆積サイクル	浅海成層と陸成層の 繰り返し	
新第三紀	鮮新世	都幾川層群相当層	阿須公園 1	2.58				
				3.60				
	中新世	比企層群相当層		後期	5.33			
				中期	11.6	(上部) 泥岩, 砂岩 (下部) 砂岩, 砂質泥岩	河川, 氾濫原 外側陸棚, 陸棚斜面?	
				前期	16.0	泥岩, 泥質砂岩	漸深海以深	

第 2. 1 図 鴻巣地域の層序総括図

層を挟在する上部によって構成される。本層中部は、貝化石が産出しない地域があるが、海生珪藻化石を含むことから、海成の地層である。本層は MIS7.5 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 38 m。下位の上泉層を不整合で覆う。本層は、砂礫あるいは礫混り砂層と植物根痕や植物片を含む泥層を主体とする。本層上部には、房総半

島の清川層中に認められる Ky3 (TB-8) テフラが、最上部付近には、飯綱火山から噴出した In-Ny テフラが挟在する。本層は MIS7.3 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 20 m。下位の清川層を不整合で覆う。本層は、生物擾乱が認められる砂層と泥層の互層と、砂質泥層及び砂泥細互層を主体とし、最上部に上

方粗粒化する砂層を伴う場合がある。本地域東部及び南部では、本層の砂質泥層中に貝化石が含まれる。一方、本地域西部では貝化石が認められないが、海生珪藻化石の産出から海成層であることが確認できる。上方粗粒化する砂層は、平行葉理及び斜交層理が発達する淘汰の良い砂層からなり最上部に生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が産出する。本層は、MIS5.5 頃を中心に形成されたと考えられる。

大宮層 層厚は最大で約 20 m。下位の木下層を不整合で覆う。砂礫層及び砂層から泥層へと漸移する地層の繰り返しからなる。最上部付近に御岳第一テフラ (On-Pm1) や鬼界葛原テフラ (K-Tz) が挟在することから、MIS5.3 頃に形成されたと考えられる。本層の堆積面は大宮面及び下総下位面を形成する。

常総粘土 層厚は最大で 6 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。本層の上部には“硬砂”と呼ばれる固結した分級の良い細粒砂層が分布する場合がある。

2.4 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火山灰土層を新期ローム層として一括して記載する。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する。本地域には、新期段丘堆積物として、綾瀬川段丘堆積物が綾瀬川及び元荒川に沿って分布する。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 Tn テフラ (AT) が認められる。

綾瀬川段丘堆積物 層厚約 7 m の粗粒砂層または砂礫層からなる。箱根東京テフラから上位の新期ローム層に覆われる。堆積面は綾瀬川面を形成する。

未区分埋没段丘堆積物 中川低地の地下に分布する。層厚 1～2 m の砂礫層あるいは礫混じり砂層からなり、場所によっては最上部が泥炭層に移行する。この泥炭層には始良 Tn テフラが認められることがあるが、ほとんどの場合、詳細な年代は不明である。

2.5 沖積層

本地域の沖積層は、中川低地、加須低地、荒川低地、台地開析谷の谷底低地に分布する。また、大宮台地が沖積面に埋没する場所では、埋没した台地を薄く覆って沖積層が分布している。中川低地に分布する沖積層は最大層厚 40 m に至り、砂層及び泥層からなり、基底に砂礫層を伴う。加須低地に分布する沖積層は最大層厚約 20 m で、砂層及び泥層からなり、腐植層が発達する。台地

開析谷及び埋没台地を薄く覆う沖積層は、泥層を主体とし腐植層が分布することが多い。

2.6 基準ボーリング

本報告における層序は、本地域内で産総研（旧地質調査所を含む）が掘削したボーリングコアと、埼玉県が地盤沈下観測井設置のために掘削したボーリングコア、同じく埼玉県が中川水系総合調査報告書（埼玉県、1993）の調査のために掘削したボーリングコア、久喜市が久喜市史編さんのために掘削したボーリングコアの解析、更に大利根町（現加須市）が温泉開発のために掘削した温泉ボーリングのカッティングス試料の解析に基づいている。本報告で使用するボーリングコアの略号は、頭の二文字が掘削実施機関を表すように統一した。すなわち、産総研及び旧地質調査所は GS、埼玉県は SP、久喜市は KK から始まる略号を設定した。本報告で記載・検討したボーリングコア及びカッティングス試料は以下の 14 本であり、層序の大部分はこれらボーリングの観察に基づいているが、下総層群大宮層と常総粘土の一部については、陸上に露出する地層の観察に基づく。

GS-SB-1（菖蒲町上大崎：山口ほか、2009）N36° 3′ 21.8″，E139° 36′ 4.3″；孔口標高 11.736 m；掘削深度 350.02 m

GS-KZ-1（加須市下谷：田口ほか、1992）N36° 8′ 35.9″，E139° 35′ 38.4″；孔口標高 11.496 m；掘削深度 251.5 m

GS-OK-2（桶川市坂田）N36° 00′ 37.9″，E139° 34′ 45.2″；孔口標高 19.825 m；掘削深度 50.50 m

GS-KM-D（鴻巣市上谷：吉見・竿本、2006）N36° 3′ 20.2″，E139° 32′ 10.8″；孔口標高 13.92 m；掘削深度 50.35 m

GS-IN-1（伊奈町西小針）N36° 00′ 55.0″，E139° 35′ 39.6″；孔口標高 14.538 m；掘削深度 10.00 m

GS-HD-1（蓮田市高虫）N36° 01′ 37.2″，E139° 36′ 23.2″；孔口標高 15.337 m；掘削深度 10.00 m

SP-GD（行田市真名坂：埼玉県地盤沈下観測井）N36° 8′ 18.3″，E139° 31′ 11.0″；孔口標高 17.304 m；掘削深度 610.7 m

SP-WM（鷲宮町東大輪：埼玉県地盤沈下観測井）N36° 5′ 27.1″，E139° 40′ 59.6″；孔口標高 9.24 m；掘削深度 514.62 m

SP-NK-1（鷲宮町栄：中川水系総合調査報告書；埼玉県、1993）；孔口標高約 9 m；掘削深度 28.1 m

SP-NK-2（加須市船越：中川水系総合調査報告書；埼玉県、1993）；孔口標高約 10 m；掘削深度 17.0 m

SP-NK-3（騎西町正能：中川水系総合調査報告書；埼玉県、1993）；孔口標高約 14 m；掘削深度 15.0 m

SP-NK-5（加須市礼羽：中川水系総合調査報告書；埼玉県、1993）；孔口標高約 12 m；掘削深度 18.0 m

KK-OTB（久喜市太田袋：久喜市史編さん室、1987）

N36° 2' 38.5", E139° 41' 2.8" ; 孔口標高 7.81 m ; 掘削深度 50.0 m

大利根温泉 (大利根町琴寄:納谷ほか, 2013) N36° 8' 9.7", E139° 40' 5.9" ; 孔口標高約 13 m ; 掘削深度 1,505 m

第3章 中 新 統

(納谷友規)

3. 1 研究史及び概要

関東平野における新第三系は、平野縁辺の丘陵部において部分的に露出するものの、その大部分は厚い第四系に覆われた地下深部に伏在しており、その基底深度は、最深部で3,000 mを超えている(鈴木, 2002; 林ほか, 2006; 高橋ほか, 2006)。こうした関東平野の地下に伏在する新第三系の層序に関する知見は、資源調査や防災を目的とした深度1,000 mを超えるボーリング調査によって断片的ながら徐々に蓄積されてきた。地下に分布する新第三系には、陸上に露出する地層の層序区分が適用されてきた(第3.1図)。

福田・石和田(1964)は、関東地方の陸上に露出する中新統の層序を総括し、下位よりM₁~M₄階に区分し、その層序区分をボーリングコアの層序にも適用した。また、福田ほか(1988)は、陸上に露出する中新統の層序を再整理し、地下に伏在する中新統を、下位より、房総半島に分布する下位の先豊岡中新統と上位の豊岡層群相当層に対比した。その後、鈴木(1996, 2002)は、房総

半島及び三浦半島に分布する新生界を関東平野における模式層序として適用し、それに微化石層序を考慮して地下に分布する地層の対比を行い、その結果、関東平野地下に分布する中新統を三浦層群として一括区分した。

近年、詳細な微化石層序に基づき、関東平野縁辺部に分布する新第三系の年代層序が見直された結果、新第三系は、およそ15 Maの庭谷不整合(大石・高橋, 1990)によって大きく二分されるようになった。高橋(2003)は、庭谷不整合より下位の中新統が、おおむね浮遊性有孔虫化石帯(Blow, 1969)のN.8帯に対比されることから“N.8層”とし、他方、不整合より上位の中新統~鮮新統を“post N.8層”と便宜的に区分した。林ほか(2004)は、同様の観点から関東平野で掘削された16本の既存ボーリング資料の微化石年代データを最新の知見に基づいて再検討し、関東平野地下に分布する新第三系を“N.8層”と“post N.8層”に区分した。その後、柳沢ほか(2006)は、既存ボーリング試料を用いて新たに微化石年代データを追加し、より精度の高い層序区分を行った。柳沢ほか(2006)では、“N.8層”を富岡層群及び相当層、“post

福田・石和田 (1964)	福田ほか (1988)	鈴木 (2002)	林ほか (2004)	柳沢ほか (2006)	本報告・納谷ほか (2013)	
上総層群	上総層群	上総層群	上総層群	上総層群	F 上総層群	
M ₄ 階	豊岡層群 相当層	三浦層群	黒滝不整合	安房層群 及び相当層	E	
M ₃ 階	先豊岡 中新統		post N.8 層		D	都幾川層群 相当層
M ₂ 階			庭谷不整合		C	
M ₁ 階			N.8 層		B	
				富岡層群 及び相当層	A 比企層群 相当層	

第3.1図 関東平野地下に分布する新第三系の層序対比

N.8層”を安房層群及び相当層と区分している。

納谷ほか(2013)は、本地域内の大利根町で掘削された深度1,505mの温泉ボーリング(以下、大利根温泉ボーリングと呼ぶ)の年代層序を、微化石年代に基づき明らかにし、西隣の熊谷地域内の比企丘陵と岩殿丘陵に露出する地層と対比した。

熊谷地域に位置する比企丘陵及び岩殿丘陵(第1.1図)の新第三系については、古くから詳細な研究が行われてきた(渡部ほか, 1950; 松丸・林, 1980; 小池ほか, 1985; 間嶋, 1989; 比企団体研究グループ, 1991, 2004; 高橋・柳沢, 2004など)。本報告では、高橋・柳沢(2004)及び高橋(2008)の層序(第3.2図)に準拠して記述する。比企丘陵及び岩殿丘陵の中新統は、庭谷不整合に対比される15Maの不整合により、下部の比企層群と上部の都幾川層群に大別される(高橋, 2008)。このうち、比企丘陵の中新統は、下位より比企層群の小園層、荒川層及び市ノ川層からなり、断層を挟んで都幾川層群の土塩層と楊井層が分布する。一方、岩殿丘陵の中新統は、下位より比企層群の荒川層及び市ノ川層と、都幾川層群の神戸層、根岸層、將軍沢層、鳩山層及び今宿層に区分される。これらの中新統を不整合に覆って上部鮮新統の物見山層が両丘陵に分布する。

納谷ほか(2013)は大利根温泉ボーリングを、カッティングス試料の岩相に基づいて下位よりA~Fの6岩相ユニットに区分した(第3.2図)。微化石年代及び挟在されるテフラの対比に基づき、岩相ユニットAを下部~中部中新統の比企層群相当層、岩相ユニットB~Eを中部~上部中新統の都幾川層群相当層、岩相ユニットFを鮮新統~更新統の上総層群及び下総層群に対比した。本報告では、納谷ほか(2013)に基づき、深度1,505mより上部の新第三系について記載する。なお、納谷ほか(2013)では、乾燥したカッティングス試料では固結堆積物か未固結堆積物かの判断ができなかったため、すべて未固結堆積物と同じ区分(シルト、砂)で岩相記載されたが、本報告では中新統の岩相として固結堆積物の区分(シルト岩、砂岩)を用いる。

3.2 大利根温泉ボーリングにおける比企層群及び都幾川層群相当層

3.2.1 岩相

岩相ユニットA(深度1,430~1,505m)シルト岩ないし砂質シルト岩からなる。(第3.3図)

岩相ユニットB(深度1,327~1,434m)上位及び下位の泥質堆積物(ユニットC, A)の間であって、礫岩と細粒砂岩を主体とするやや粗粒の堆積物を特徴とする。ただし、2層準に薄いシルト岩を挟有する。(第3.3図)

岩相ユニットC(深度1,152~1,327m)泥岩・シルト岩を主体とする泥質堆積物からなるユニットで、深度

1,152~1,187mに凝灰質粗粒砂岩を挟有する。(第3.3図)

岩相ユニットD(深度964~1,152m)下部は砂質シルト岩、上部は貝殻片が混じる細粒砂岩で特徴づけられる。(第3.3図)

岩相ユニットE(深度773~964m)主にシルト岩・泥岩からなり砂岩・礫岩も含む。全体的に木炭(亜炭)を多く含む。(第3.3図)

3.2.2 化石

石灰質ナノ化石 納谷ほか(2013)は岩相ユニットA~Dから石灰質ナノ化石を報告した(第3.3図)。岩相ユニットA及び岩相ユニットBの最下部からは、石灰質ナノ化石帯区分(Okada and Bukry, 1980)のCN4帯に相当する群集、岩相ユニットBからはCN5a亜帯に相当する群集、岩相ユニットBの最上部及び岩相ユニットCからはCN5b亜帯に相当する群集、岩相ユニットDからはCN6-11帯に相当する群集がそれぞれ産出した。

珪藻化石 納谷ほか(2013)は、岩相ユニットDの上部からYanagisawa and Akiba(1998)のNPD5C帯に相当する珪藻化石の産出を報告している(第3.3図)。

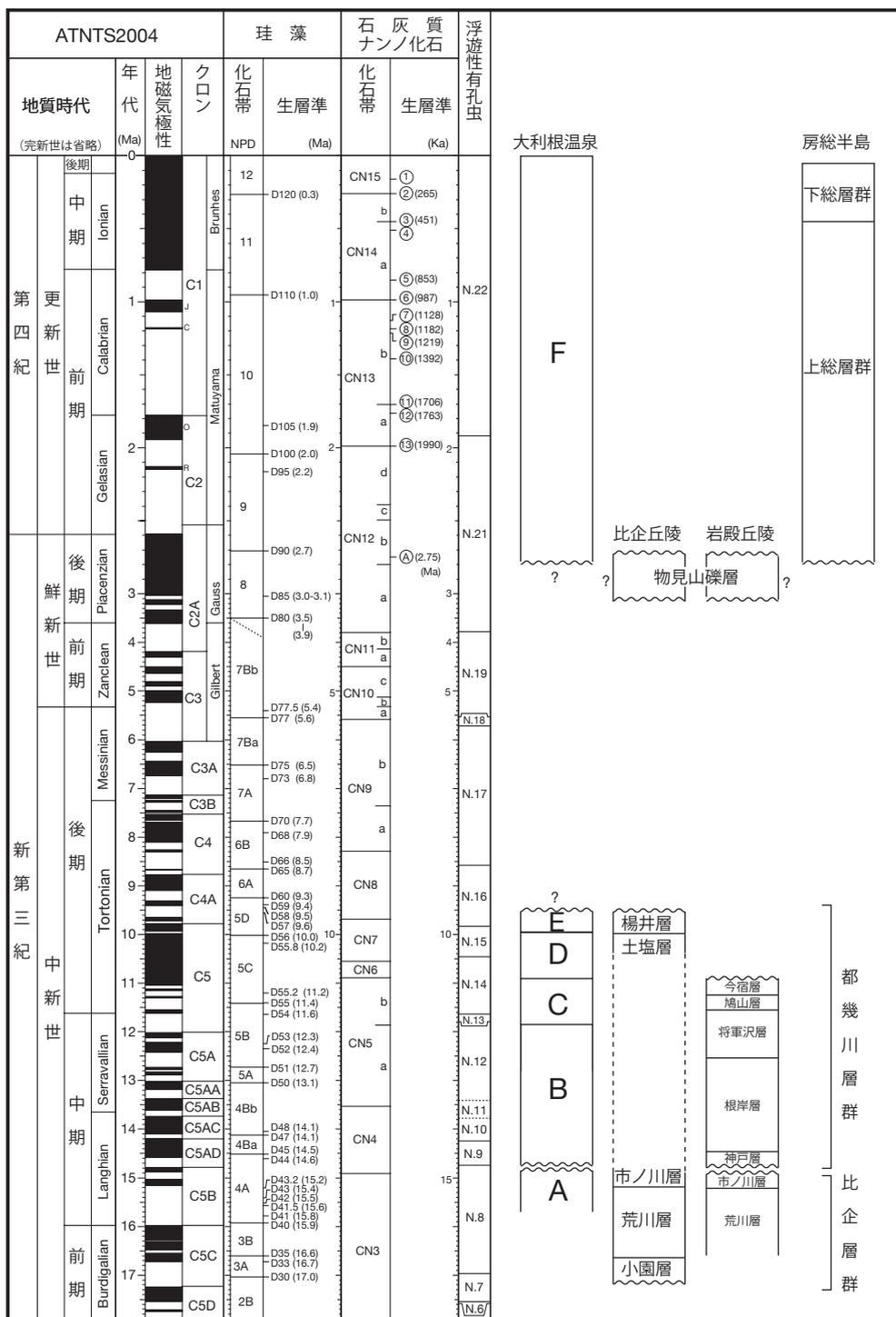
3.2.3 堆積環境

岩相ユニットA~Dまでは、外洋生の石灰質ナノ化石及び珪藻化石を含むため、海成の地層と考えられる。カッティング試料なので詳細な堆積環境は不明だが、岩相ユニットA~Dの下部は泥岩を主体とすることから、外側陸棚に深と推測される。岩相ユニットDの上部は砂岩を主体となるため、陸棚以浅に浅海化したと推測される。一方、岩相ユニットEからは、亜炭が多く産出し、更に海生の微化石が全く産出しないことから、陸成層と判断される。

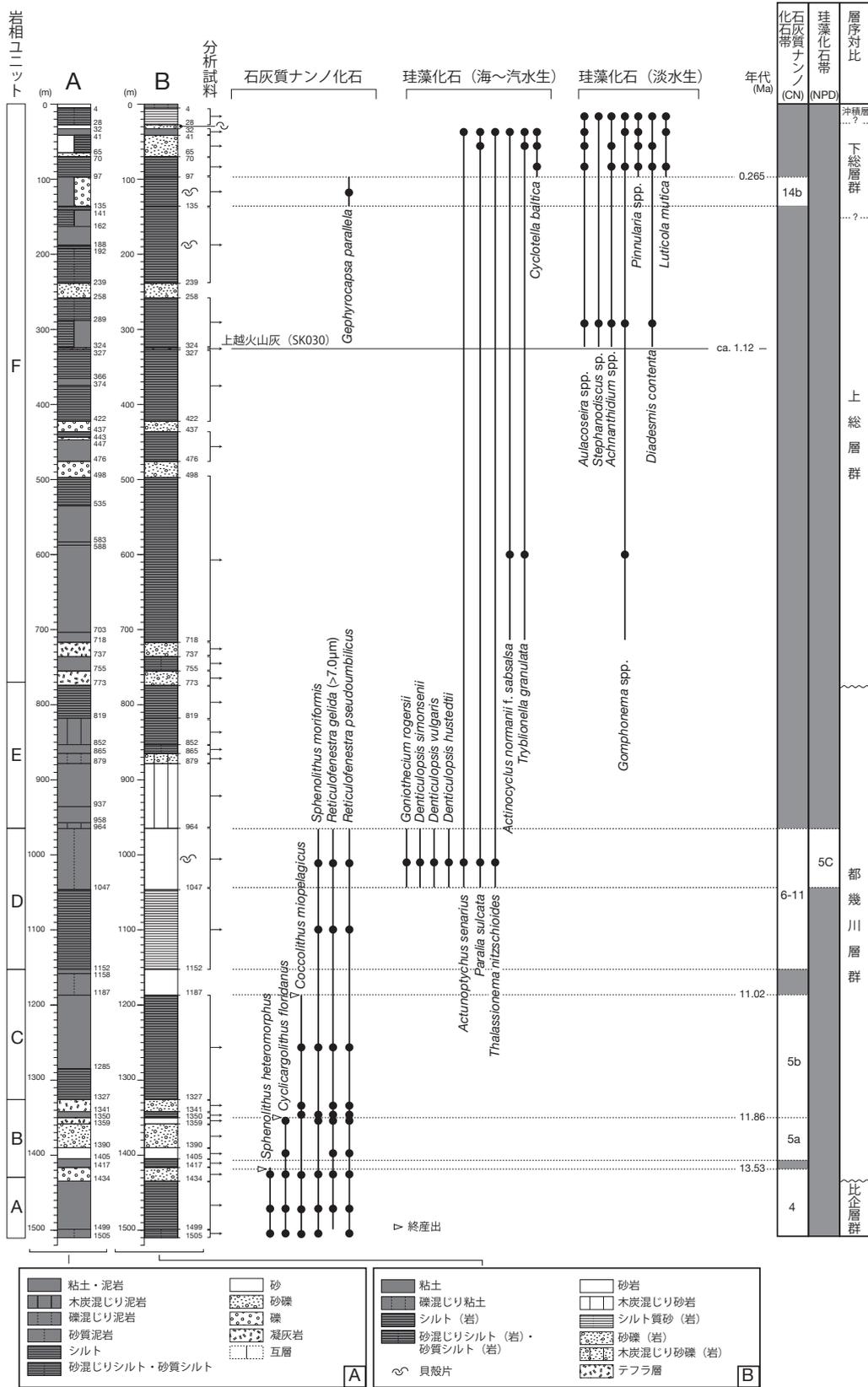
3.2.4 年代・対比

大利根温泉ボーリング最下部のシルト岩を主体とする岩相ユニットAは、石灰質ナノ化石帯のCN4帯に属する可能性が高い。年代と岩相の一致から岩相ユニットAは市ノ川層と荒川層に対比される可能性が高く、比企層群に対比される(第3.2図)。

岩相ユニットBの砂礫岩相(深度1,417~1,434m)中には、CN4帯上限を規定する*Sphenolithus heteromorphus*の終産出が認められる。この砂礫岩層より上位では岩相が粗粒化し(図3.3図)、石灰質ナノ化石帯のCN5a亜帯に属する。堆積速度曲線に基づく、岩相ユニットB基底は堆積速度が遅くなる(納谷ほか, 2013)。一方、岩殿丘陵において、*S. heteromorphus*の終産出は、主に砂岩からなる根岸層中に認められ(栗原ほか, 2003)、神戸層と根岸層下部は堆積速度が遅くなる



第3.2図 大利根温泉ボーリングの新第三系～第四系の年代層序
 納谷ほか (2013) を改変。地磁気極性年代尺度は Gradstein *et al.* (2004), 珪藻化石帯区分は Akiba (1986) と Yanagisawa & Akiba (1998), 石灰質ナノ化石帯区分は Okada and Burkry (1980), 第四紀の石灰質ナノ化石生層準は Sato *et al.* (2009), 浮遊性有孔虫化石帯区分は Blow (1969) に基づく。



第 3.3 図 大利根温泉ボーリングの柱状図と石灰質ナノ化石，珪藻化石層序
 納谷ほか (2013) を改変。柱状図 A: 工事報告書に記載された柱状図, 柱状図 B: カッティングス試料の観察に基づく柱状図。
 石灰質ナノ化石帯区分は Okada and Burkry (1980) に，珪藻化石帯区分は Yanagisawa & Akiba (1998) に基づく。

という特徴がある (Hayashi *et al.*, 2003, 高橋, 2008). 以上のような岩相と堆積速度の特徴の一致から, 岩相ユニット B 基底部の, *S. heteromorphus* の終産出を含む砂礫岩層は, 根岸層あるいは神戸層に対比される (第 3. 2 図).

神戸層の基底部には, 庭谷不整合に対比される不整合が存在する (高橋・柳沢, 2004). この不整合の年代は 15.4–15.1 Ma という極めて狭い年代範囲に限られ (栗原ほか, 2003), 石灰質ナノ化石帯でいえば CN4 帯に含まれる. 大利根ボーリングにおいて神戸層基底に相当する礫岩層は, CN4 帯に含まれる岩相ユニット B の基底の礫岩層以外に無く, B ユニット基底が神戸層基底の不整合, つまり庭谷不整合に対比されると推定される (第 3. 3 図).

大利根温泉ボーリング岩相ユニット B 中上部が属する CN5a 帯は, 岩殿丘陵の根岸層上部と將軍沢層の下部に認められる (栗原ほか, 2003). 將軍沢層はシルト岩を主体とするのに対し, 岩相ユニット B は礫層を含む

ため, 必ずしも岩相は一致しないが, 石灰質ナノ化石年代の一致から, 岩相ユニット B の中上部は, 根岸層上部と將軍沢層下部に対比される (第 3. 2 図).

岩相ユニット C は CN5b 亜帯に属する. 岩殿丘陵において, CN5b 亜帯に対比される地層は, NPD5B 帯に対比される將軍沢層中上部, 鳩山層下部, NPD5C 帯に属する鳩山層中上部, 今宿層である (第 3. 2 図).

岩相ユニット D は, 石灰質ナノ化石帯では CN6–11 帯に, 珪藻化石帯では NPD5C 帯に属する. 両化石帯が重なる年代から推測すると, その年代は 10.89 ~ 10.0 Ma に限定される. 比企丘陵では NPD5C 帯に属する土塩層が分布している (須藤ほか, 2003) ことから, 岩相ユニット D は土塩層に対比できる (第 3. 2 図).

岩相ユニット E からは年代を示す化石が産出しないため直接年代を知ることはできないが, 納谷ほか (2013) は, 比企丘陵の陸上層序との岩相の共通性から, 岩相ユニット E は楊井層に対比される可能性が高いと考えた (第 3. 2 図).

第4章 上総層群相当層

(納谷友規)

4.1 定義, 研究史及び概要

4.1.1 定義

徳橋・遠藤 (1984) は, 伊田ほか (1956) によって提案された上総層群を, 黒滝不整合を下限とし金剛地層を上限とする層群として再定義した。ただし, 金剛地層とその下位の笠森層上部は同時異相の関係にあるので (徳橋・遠藤, 1983, 1984; 鈴木ほか, 1995), 本報告では笠森層を上総層群の最上部層として扱う。

上総層群とその上位の下総層群の境界については, これまで大きく2つの案が提案されている (徳橋・渡邊, 2008; 第4.1表)。一つは, 東京湾北岸地域周辺地下に伏在することが推定される大規模な不整合 (東京湾不整合: 楡井ほか, 1975; 楡井 1981, 1982) を境界とするものである。東京湾不整合については, テフラや微化石などの検討が行われていないため, 詳細な年代は不明である。また, この不整合は, 東京湾北岸地域周辺地下においては明瞭であるが, 房総半島の地表では明瞭でなく, 地表における対比候補として長浜層基底 (菊地, 2004) や市宿層基底 (楡井, 1981) など複数の案が提案されているが, 定まった見解には至っていない。

もう一つは, 三土 (1933) によって指摘され, その後, 徳橋・遠藤 (1984) によって再定義されたもので, 上総層群と下総層群の境界を地蔵堂層基底におくものである (徳橋・遠藤, 1984)。これは房総半島の姉崎地域において, 上総層群が主として陸棚以深で形成された半深海堆

積物から構成されるのに対し, 下総層群は浅海成層を主体とし浅海成層と陸成層の周期的サイクルから構成されるという, 両層群を特徴づける層相の明瞭な相違に基づく区分である。姉崎地域において浅海成層と陸成層からなる堆積サイクルが認められる最下部の層準が地蔵堂層であることから, 地蔵堂層基底を上総層群の上限と定義された。

本報告における上総層群の定義は, 地蔵堂層基底を上総層群の上限とする徳橋・遠藤 (1984) の定義に従う。なお, 地蔵堂層基底は, MIS12に相当する低海面期に形成された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)。また, 本地域に分布する上総層群に相当する地層については, 上総層群の各層との詳細な対比は行われていないため, 本報告ではこれらをまとめて上総層群相当層と呼ぶ。

4.1.2 上総層群相当層の研究史

本地域を含む関東平野中央部では, 上総層群相当層は地下に伏在しているため, その分布や層序には不明な点が多かった。とくに, この地域における上総層群と下総層群の境界は, 深度 200 ~ 400 m に想定され (河井, 1961; 福田ほか, 1988; 角田, 1992; 鈴木, 2002) 研究者間での見解に大きな隔たりがあった。これは, 房総半島で認められるような上総層群と下総層群の明瞭な層相の違いが関東平野中央部においては認められないため, 層相のみから, あるいはカッティングス試料や物理検層結果から両層群の境界を認定することが困難だったためと考えられる。例えば, 木野 (1965) は, 本地域で掘削された久喜 GS-1 号井の層相及び有孔虫化石群集の特徴から, 深度 400 m まですべてが下総層群 (論文中では成田層群) に対比されると考えた。

関東平野中央部地下に分布する上総層群相当層の層序学的知見は, 1990年代以降の研究によって多く得られるようになった。遠藤ほか (1991) は東京都江戸川区における掘削深度 350 m の GS-ED-1 コアの古地磁気層序と石灰質ナンノ化石層序を検討した結果, 上総層群相当層は, 従来考えられていた深度よりも極めて浅部にしか分布せず, 浅海成層からなることが示された。関東平野中央部地質研究会 (1994) は, 大宮地域に位置する春日部市での掘削深度 600 m コアの層相, 珪藻化石などを報告し, 深度 600 m までの地層が浅海成層と陸成層の繰り返しで構成されることを示した。更に, 古地磁気層序の検討も行われ, Brunhes-Matuyama 地磁気帯境界や

第4.1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)

中澤・田辺 (2011) を改変

Jaramillo 重磁極帯の深度を明らかにした。その後、中澤ほか (2009) は、野田地域で掘削された GS-KS-1 コアの層相、テフラ、花粉・珪藻化石の分析から、徳橋・遠藤 (1984) の上総-下総層群境界とされる MIS12 層準を特定した。これらの研究によって、MIS12 層準の上下における層相変化と層序関係が、関東平野各地で大きく異なることが明確となった (第 4.1 図; 中澤ほか, 2009; 中澤・田辺, 2011)。

本地域では、木野 (1965) が地下深度 400 m までの層相及び有孔虫化石群集を報告している。堀口 (1994) は、埼玉県地盤沈下観測井コアである行田・鷲宮両コアの深度約 400 m までの柱状図を示し層相の概要を示した。これらのコアについて最近では、テフラ層序が水野・納谷 (2011) によって、珪藻化石に基づく海成層準の認定が納谷ほか (2012a) に、古地磁気層序の概要が植木ほか (2012) によって報告された。更に、山口ほか (2009)、植木ほか (2009)、納谷ほか (2009)、本郷ほか (2011) によって、菖蒲町において掘削された掘削深度 350.02 m の GS-SB-1 コアの詳細な堆積相、古地磁気層序、珪藻化石、花粉化石群集などが報告され、本地域に分布する上総層群相当層の年代層序・対比の詳細が明らかになりつつある。

4.1.3 概要

本地域における上総層群相当層の基底に関する知見

は、大深度ボーリングコアが少ないため非常に限られている。納谷ほか (2013) は、大利根温泉ボーリングの層相から、深度 773 m 付近に上総層群基底の黒滝不整合に相当する層準を推定している (第 3.2 図)。更に、反射法断面と大利根温泉ボーリングの対応を検討し、上総層群基底の層準が深い場所で深度 1,000 m に達する可能性を示した (納谷ほか, 2013)。一方、本地域における上総層群相当層の上限は、標高 -160 ~ -140 m の間に位置する (図 4.2 図)。

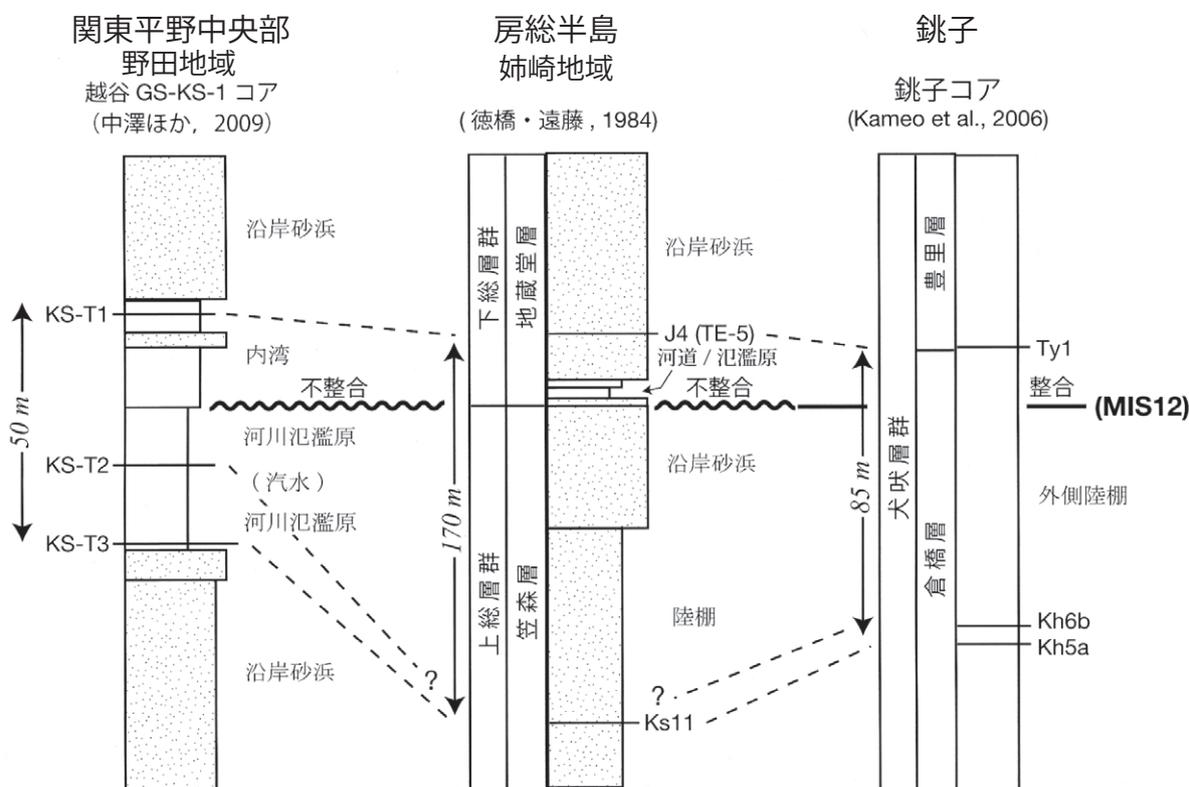
本地域を含む関東平野中央部の上総層群相当層については、地層命名規約に基づく層序区分が未だ行われていないため、本報告では未区分上総層群として扱う。本報告では、主にオールコアボーリングで観察された深度 600 m 以浅の上総層群相当層について記載する。

4.2 上総層群相当層 (K)

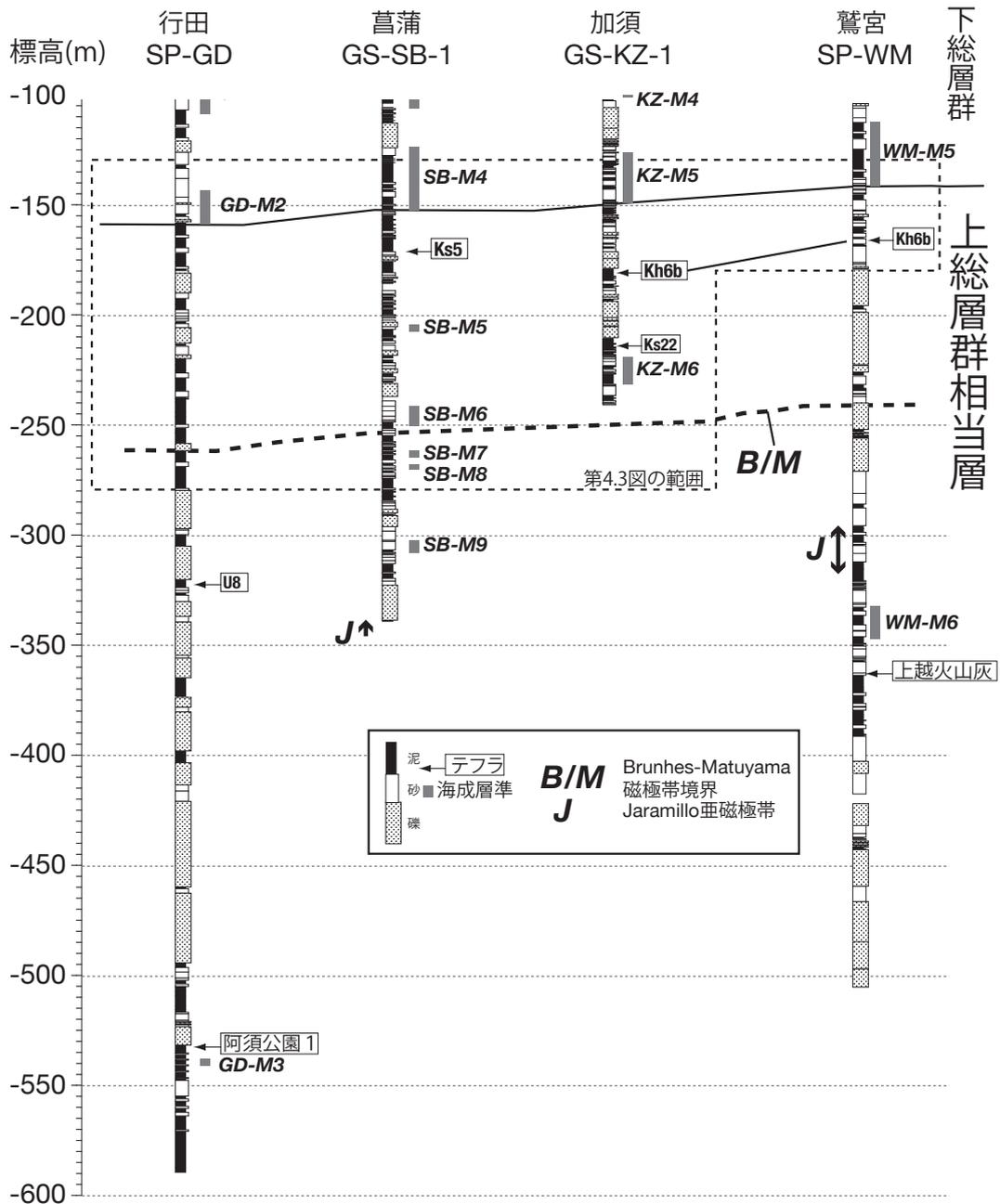
4.2.1 層相

標高 -600 m 付近までの概略的な柱状図を第 4.2 図に、標高 -270 m 付近までの詳細な柱状図を第 4.3 図にそれぞれ示す。鴻巣地域の上総層群相当層は、泥層、砂層、礫層から構成される。

SP-GD コアの深度約 180 m ~ 300 m の区間と深度 520 m 以深では、泥層と砂層を主体とし、間に最大層厚 10 m 程度の礫層を挟む (第 4.2, 4.3 図)。後述するよ



第 4.1 図 上総-下総層群境界 (MIS12 層準) 付近の層相・累重様式の地域による違い
中澤ほか (2009, 2011) を改変



第4.2図 鴻巣地域で掘削されたオールコアボーリングコアの柱状図（標高-100～-600 m）

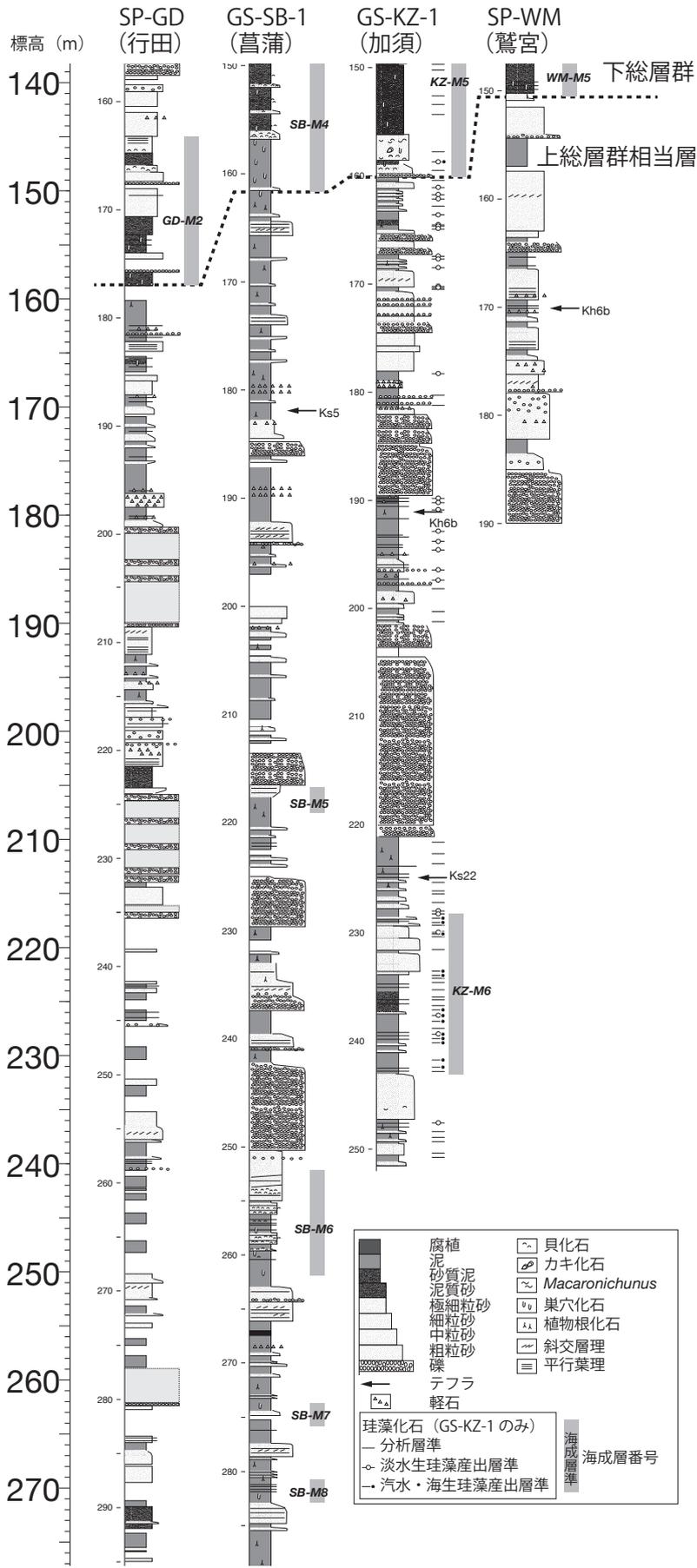
行田（SP-GD）、菖蒲（GS-SB-1）及び鷺宮（SP-WM）コアの海成層準番号は納谷ほか（2012a）に基づき、テフラ層準は水野・納谷（2011）に基づく。加須（GS-KZ-1）コアの海成層準番号は本報告で新たに付けられた。古地磁気境界の深度は植木ほか（2009）及び植木ほか（2012）に基づく。

うに、深度-540 m 付近の泥層と砂層の互層（GD-M3）は海成層と考えられている（納谷ほか，2012）。深度約300 m～520 m の区間では礫層が卓越し、厚い礫層の間には泥層と砂層の薄層が挟まる。

SP-WM コアでは、深度185 m～280 m の区間と深度430 m 以深では礫層が卓越する。深度150～185 m と深度280 m～430 m の区間では砂層と泥層の繰り返しからなる（第4.2, 4.3図）。深度341 m～355 m 付近の砂層及び泥層からは、一部貝化石が産出し海生珪藻化石

が産出するため、この層準（WM-M6）は海成層と考えられている（納谷ほか，2012）。

GS-SB-1 コアの深度162 m 付近以深は、泥層、砂層、礫層の繰り返しからなる（第4.2, 4.3図）。泥層には部分的に腐植層を挟む場合がある（第4.3図）。また、泥層及び砂層には生物擾乱が認められる層準や、貝化石を含む層準がある。納谷ほか（2009）は珪藻化石の産出層準に基づき、本コアの上総層群相当層中に計5層準（SB-M5～SB-M9）の海成層準を識別した。



第 4. 3 図 鴻巣地域の上総層群相当層 (標高 -140 m ~ -270 m) の柱状図

GS-KZ-1 コアの深度 160 m 以深は、泥層及び砂層を主体とし、部分的に礫層を挟む（第 4. 3 図）。特に、深度 202 m ~ 222 m 付近の礫層は厚く、層厚約 20 m 程度である。泥層にはしばしば植物片が観察され、腐植層を挟む層準も認められる（第 4. 3 図）。深度 228 m ~ 243 m の泥層及び砂層からは海生珪藻化石が産出するため、この区間（KZ-M6）は海成層と考えられる（第 4. 3 図）。

4. 2. 2 テフラ

鴻巣地域の標高-600 m 以浅の上総層群相当層には、複数の広域テフラが確認されている。産出したテフラと上総層群各層との層序関係、年代を第 4. 4 図に示す。

阿須公園 1 テフラ SP-GD の深度 553.1 m に挟在するガラス質テフラ（水野・納谷（2011）の GDT-553.1 テフラ）は、青梅地域の加治丘陵に分布する鮮新-更新統の仏子層に挟在する阿須公園 1 テフラに対比される（水野・納谷，2011）。水野・納谷（2011）によれば、火山ガラスの屈折率は 1.496-1.499 を示し（第 4. 2 表）、火山ガラスの主成分化学組成は、 TiO_2 と MgO が低く、 K_2O が比較的高いという特徴を持つ。阿須公園 1 テフラは、近畿地方に分布する古琵琶湖層群中の鎌掛^{あす}火山灰層に対比され（水野・田村，2008）、堆積時期は Matuyama 磁極帯初期と考えられている。

上越火山灰テフラ（SK030） SP-WM の深度 373.0 m 及び大利根温泉ボーリングの 324 ~ 327 m には、堇青石を含む軽石質テフラが挟在することが報告されている（水野・納谷，2011；納谷ほか，2013）。軽石の粒径は最大で 5 mm 程度、中間型及び多孔質型の火山ガラスを多く含み、重鉱物はカミングトン閃石、角閃石、斜方輝石などを含む。火山ガラスの屈折率は 1.496-1.498 を示す（第 4. 2 表）。火山ガラスの主成分化学組成は、 TiO_2 が 0.08% 前後、 CaO が 0.26-0.31% と低い特徴を持つ（水野・納谷，2011；納谷ほか，2013）。このテフラは、新潟地域の下部更新統に挟在する上越火山灰（あるいは SK030）（黒川ほか，1981）に対比される。上越火山灰は房総半島において、上総層群太田代層の O18 テフラの直下に挟在するとされる（小林・関東火山灰研究グループ，2003）。また、新潟小木ノ城地域における SK030 テフラと石灰質ナンノ化石基準面の層位関係（佐藤ほか，1987）から、このテフラの噴出年代は約 1.12 Ma と推測されている（納谷ほか，2013）。

U8 テフラ SP-GD の 342.5 ~ 342.45 m にはガラス質のテフラが挟在する。ガラスの屈折率（1.506-1.507）が良く一致するとともに（第 4. 2 表）、火山ガラスの主成分化学組成も、 FeO が 1.7% 程度、 CaO が 1.8% 程度と高く、 K_2O が 2.3% 程度と低いという特徴が一致することから、房総半島梅ヶ瀬層に挟在する U8 テフラに対比されている（水野ほか，2006）。佐藤ほか（1999）、藤岡・小竹（2003）によれば、房総半島において U8 テフラは

Sato *et al.* (2009) の石灰質ナンノ化石基準面⑤（0.853Ma）と⑥（0.987Ma）の間に位置し、Jaramillo 亜磁極帯より上位の Matuyama 磁極帯に挟在するとされる。

Ks22 テフラ GS-KZ-1 コアの深度 224.74 ~ 224.77 m に挟在する層厚約 30 cm の黒雲母斑晶が目立つ火山灰である。火山ガラスはほとんど含まれないが、重鉱物として、黒雲母を大量に含み、角閃石も含まれ、斜方輝石及び単斜輝石を少量含む。角閃石の屈折率は 1.680-1.698 と高い範囲を示す（第 4. 2 表）。このテフラの特徴は、房総半島の上総層群笠森層に挟在する Ks22 テフラと、それに対比される中部地方~関東地方の中部更新統に挟在する貝塩上宝テフラの特徴（鈴木，2000）と良く一致し、このテフラは Ks22 テフラに対比される。

Kh6b テフラ GS-KZ-1 コアの深度 191.45 ~ 191.50 m（KZT-191.50）、SP-WM コアの深度 170.00 ~ 170.06 m（WMT-170.05）に挟在する白色~黄色のガラス質細粒テフラ。火山ガラスは中間型ガラスを主体とし重鉱物は角閃石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.500-1.502 を示し（第 4. 2 図）、火山ガラスの主成分化学組成は CaO 、 K_2O が共に 1.63-1.70% と特徴的に低い値を示す（第 4. 3 表）。これらの特徴は、上総層群上部に相当する銚子地域の倉橋層に挟在する Kh6b テフラの特徴（中澤ほか，2009）に良く一致し、これらのテフラは Kh6b テフラに同定される。倉橋層において、Kh6b テフラは上総層群笠森層の Ks11 テフラの数 m 上位に挟在することから（酒井，1990；中澤ほか，2009）、Kh6b テフラの堆積時期は笠森層の堆積時期に相当すると考えられる。

Ks5 テフラ GS-SB-1 コアの深度 182.85 ~ 182.87 m に挟在するガラス質細粒テフラである（山口ほか，2009）。火山ガラスは平板型及び中間型ガラスを主体とし、多孔質型ガラスも若干含まれる。重鉱物としては角閃石と斜方輝石を含む。火山ガラスの屈折率は 1.502-1.506 の範囲を示し、モードの範囲は 1.504-1.505 である（第 4. 2 表）。火山ガラスの屈折率と、 TiO_2 が 0.26% 程度とやや高く、 K_2O が 3.0% 程度とやや高めである火山ガラスの主成分化学組成の特徴が非常に良く一致すること、更に、MIS11 層準の指標となる *Quercus* 属 *Cyclobalanopsis* 亜属花粉多産層準を含む海成層よりも下位に位置することから、このテフラは上総層群笠森層及び金剛地層に挟在する Ks5 テフラに同定されることが示された（山口ほか，2009）。なお、Ks5 テフラは、MIS12 に降下したと考えられている（町田・新井，2003）。

4. 2. 3 古地磁気層序

鴻巣地域の上総層群相当層の古地磁気層序は、植木ほか（2009）が GS-SB-1 コアについて、植木ほか（2012）が SP-GD、SP-WM と GS-SB-1 コアの最下部についてそれぞれ検討している。それらによると、Brunhes-Matuyama 磁極帯境界は、GS-SB-1 コアで深度

第 4. 2 表 鴻巣地域の上総層群相当層に挟在するテフラの記載岩石学特徴

コア	テフラ番号	深度	産状・層厚	ガラスの形態	重鉱物組成	屈折率(モード値)	同定	参考文献	測定者
GS-SB-1	SBT-182.87	182.85-182.87m	レンズ状, 2cm	H, C > T	ho, opx	gl (n): 1.502-1.506 (1.504-1.505)	Ks5	山口ほか (2009)	M
SP-WM	WMT-170.06	170.0-170.06m	6cm	C > T (H)	ho	gl (n): 1.500-1.502	Kh6b	本報告	N
GS-KZ-1	KZT-191.50	191.45-191.50m	5cm <	C, T > H	ho > opx	gl (n): 1.500-1.502	Kh6b	本報告	N
GS-KZ-1	KZT-224.77	224.74-224.77m	35cm		bi > ho >> cpx, opx	ho (n ₂): 1.680-1.698	Ks22	本報告	F
大利根温泉ボーリング	Otone324-327m	324-327m	3m (?)		T	gl (n): 1.497-1.498	上越	納谷ほか (2013)	N
SP-WM	WMT-373.0	370.0-373.0m	3m	C, T	bi, cum, ho, opx, cpx, cord	gl (n): 1.496-1.498	上越	水野・納谷 (2011)	M
SP-GD	GDT-342.5	342.45-342.50m	50cm			gl (n): 1.506-1.507	U8	水野ほか (2006), 水野・納谷 (2011)	M
SP-GD	GDT-553.1	552.8-553.1m	30cm		bi	gl (n): 1.498-1.500	阿須公園1	水野・納谷 (2011)	M

ho:角閃石, cum:カミングトン閃石, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, bi:黒雲母, cord:堇青石, gl:火山ガラス, H, C, T:吉川(1976)に基づくガラスの形態, 測定者:N:納谷友規, F:(株)古澤地質, M:水野清秀

第 4. 3 表 Kh6b テフラに含まれる火山ガラスの主成分化学組成

テフラ番号	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
WMT-170.06	79.06	0.20	12.03	1.36	0.08	0.20	1.63	3.74	1.70	100.00	95.68	15
	0.26	0.07	0.15	0.10	0.08	0.04	0.05	0.10	0.07			
KZT-191.50	78.94	0.23	12.25	1.37	0.10	0.20	1.65	3.57	1.69	100.00	96.13	15
	0.25	0.07	0.11	0.10	0.07	0.04	0.09	0.14	0.07			

EDXによる分析値。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。上段:平均値, 下段:標準偏差, FeO*:全鉄をFeOとして計算

266.755 ~ 276.9 m の間に, SP-GD では深度 280 m 付近に, SP-WM では深度 250 m 付近にそれぞれ認められる。Jaramillo 垂磁極帯は, GS-SB-1 コアの深度 350.0 ~ 350.02 m, SP-WM の 300 ~ 325 m にそれぞれ認められる(第 4. 2 図)。SP-GD 及び SP-WM の最下部は Matuyama 逆磁極帯に相当し, Gauss 正磁極帯までは到達していない。なお, Brunhes-Matuyama 磁極帯境界の年代は 0.78Ma とされ(Gradstein *et al.*, 2004), 房総半島では上総層群国本層中に認められる(新妻, 1976)。また, Jaramillo 垂磁極帯の年代は 0.99-1.07Ma とされ(Gradstein *et al.*, 2004), 房総半島では上総層群梅ヶ瀬層下部から太田代層上部にまたがって認められる(第 4. 4 図)(新妻, 1976; 辻ほか, 2005)。

4. 2. 4 化石

有孔虫化石 木野(1965)は久喜市で掘削された深度 400 m のボーリング試料の, 深度 290 m 付近と 360 m 付近から, *Ammonia papillosa*, *A. beccarii*, *Nonion manpukujiense*, *Pseudononion japonicum* など, 底生有孔虫の産出を報告した。

貝化石 山口ほか(2009)は, GS-SB-1 コアの上総層群相当層に挟在する海成層から, 汽水生の *Potamocorbula* sp. (ヌマコダキガイ類)や浅海生の *Scapharca kagoshimensis* (サルボウガイ)の産出を報告している。

花粉化石 本郷ほか(2011)は, GS-SB-1 コアの花科化石群集を報告し, コア最下部から層序の指標となる可能性がある *Metasequoia* 属をはじめとする第三紀型植物群要素の産出層準(SB-Pol-35 帯)や, *Quercus* 属 *Quercus* 亜属の多産層準(SB-Pol-35 ~ 24 帯)を示した。

珪藻化石 納谷ほか(2009)は GS-SB-1 コアの海生及び汽水生珪藻の産出層準を詳細に検討し, その結果に基づいて海成層の認定を行った。また, Naya(2010)は

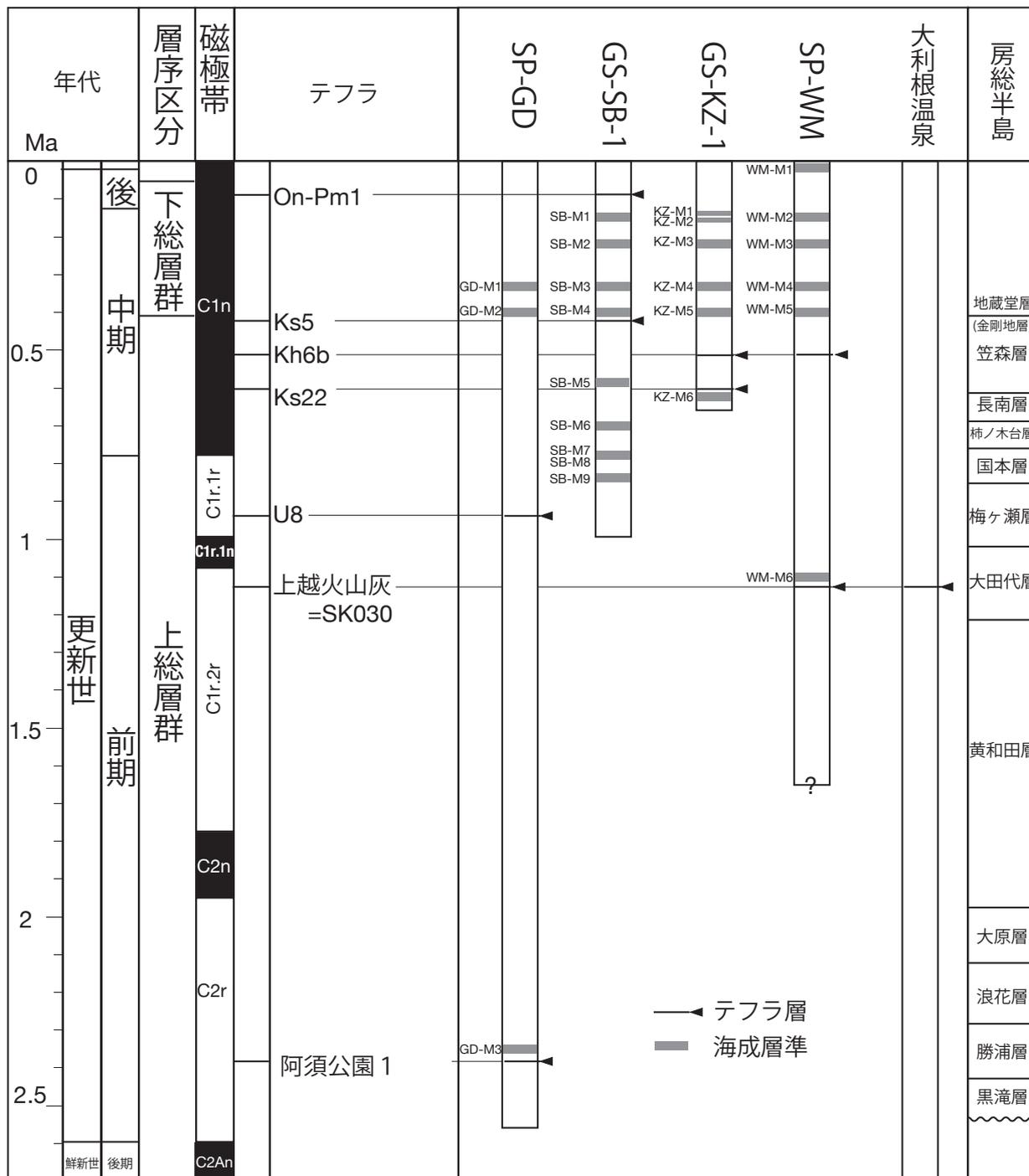
GS-SB-1 コアの上総層群相当層の海成層から絶滅種である *Lancineis rectilatus* を記載し, 本種が中~下部更新統の層序指標となる可能性を示した。*Lancineis rectilatus* はその後 SP-WM においても産出が報告された(納谷ほか, 2012b)。Naya(2012)は GS-SB-1 コアの海成層において, 海生浮遊性珪藻である *Thalassiosira* 属珪藻の分類学的検討を行い, それらの層序分布を報告した。納谷ほか(2012a)は, SP-WM 及び SP-GD コアの珪藻化石産出層準を詳細に検討し, 海生及び汽水生珪藻化石の産出層準に基づき, 海成層準の認定を行った。

GS-SB-1 コアの上総層群相当層における珪藻化石群集を第 4. 5 図に示す。海成層においては, *Cyclotella* spp. *Paralia* spp. など海生浮遊性種と *Cocconeis scutellum* や *Diploneis* spp. (*Diploneis smithii* を主体), *Tryblionella* spp. などの海生付着性種が多く産出する。量は多くはないが, 汽水生種である *Pseudopodosira kosugii* も多数の層準で産出する。*Lancineis rectilatus* は SB-M6 海成層より下位の海成層で産出する。淡水生珪藻は, 付着性種を主体とし非常に多くの種類が産出するが, *Diadesmis* spp. などの陸生珪藻が多い層準や, *Aulacoseira* spp. や *Staurosira* spp. など浮遊性及び臨時浮遊性種が多産する層準も認められる。

GS-KZ-1 コアの KZ-M6 層準からは海生珪藻化石が産出する(第 4. 3 図)。この層準では, *Tryblionella granulata*, *T. cocconeiformis* などの海生付着性種が卓越し, この層準の上部(深度 228 ~ 234 m)では汽水生種である *Pseudopodosira kosugii* が卓越して産出する。

4. 2. 5 堆積環境

本地域に分布する上総層群相当層は大部分が陸成層からなり, その間に薄い海成層を複数層準挟有する(第 4. 2, 4. 3 図)。陸成層は礫層及び砂層を主体とする河



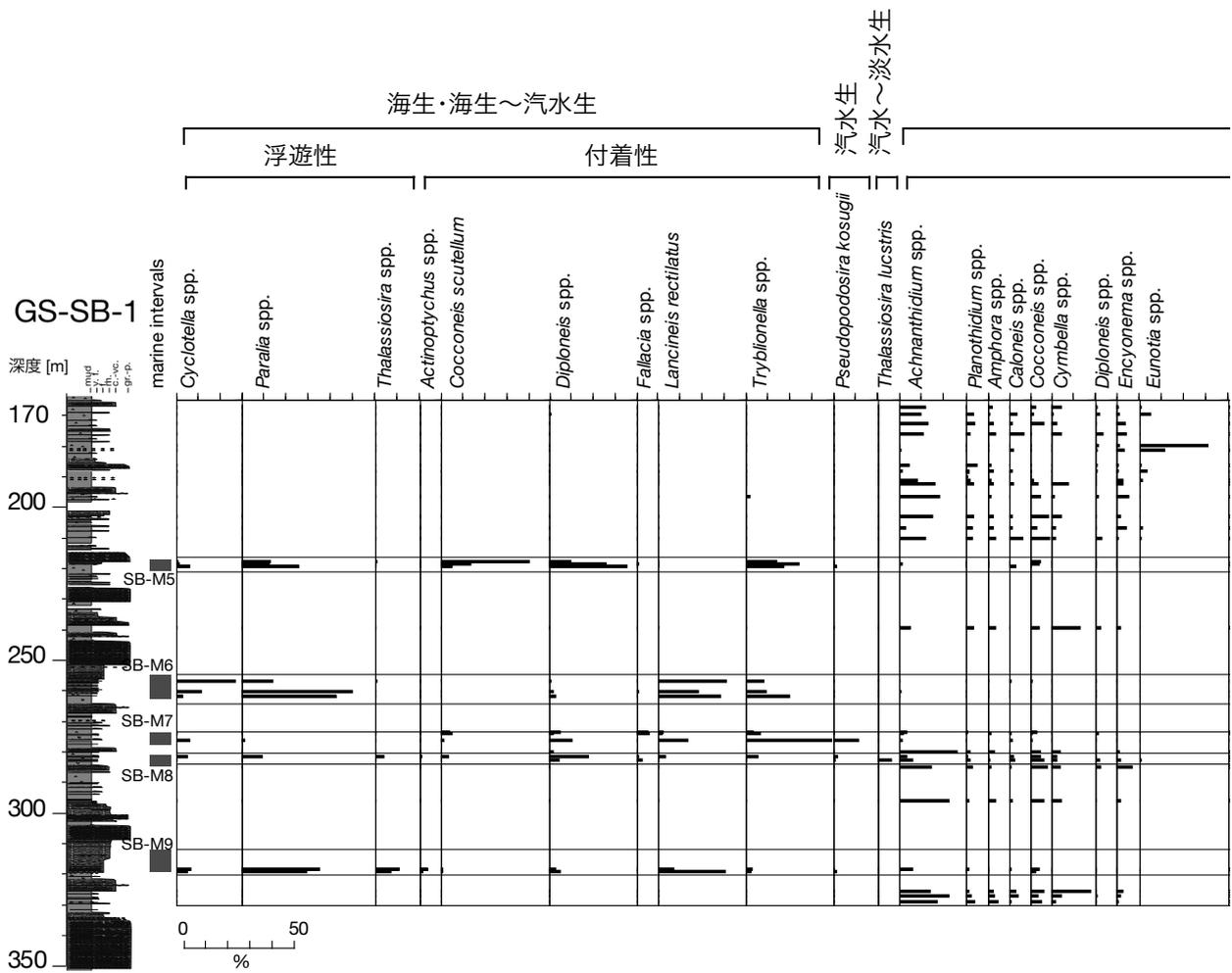
第 4. 4 図 鴻巣地域の上総層群相当層の年代対比

川チャネル相と、しばしば植物片や砂の薄層を含む泥層からなる氾濫原相からなる（山口ほか，2009）。泥層から産出する珪藻化石は、多くの層準で淡水生付着性種を主体とするが、浮遊性種が優占する層準もあることから（第 4. 5 図）、沼沢地が広がっていた時期があったと推測される。海成層は、付着性珪藻が多く産出し、汽水生の珪藻も頻繁に含まれること、汽水生や浅海生の貝化石を含むことなどから、いずれも浅海域で堆積した地層と

推測される。

4. 2. 6 対比

本地域の上総層群相当層は詳細な層序区分が検討されていないが、これまでに明らかにされている層序指標から、房総半島の上総層群との対比がある程度可能である。（第 4. 4 図）阿須公園 1 テフラを含む行田コア最下部は、上総層群最下部付近と対比され、加治丘陵の仏子層上部

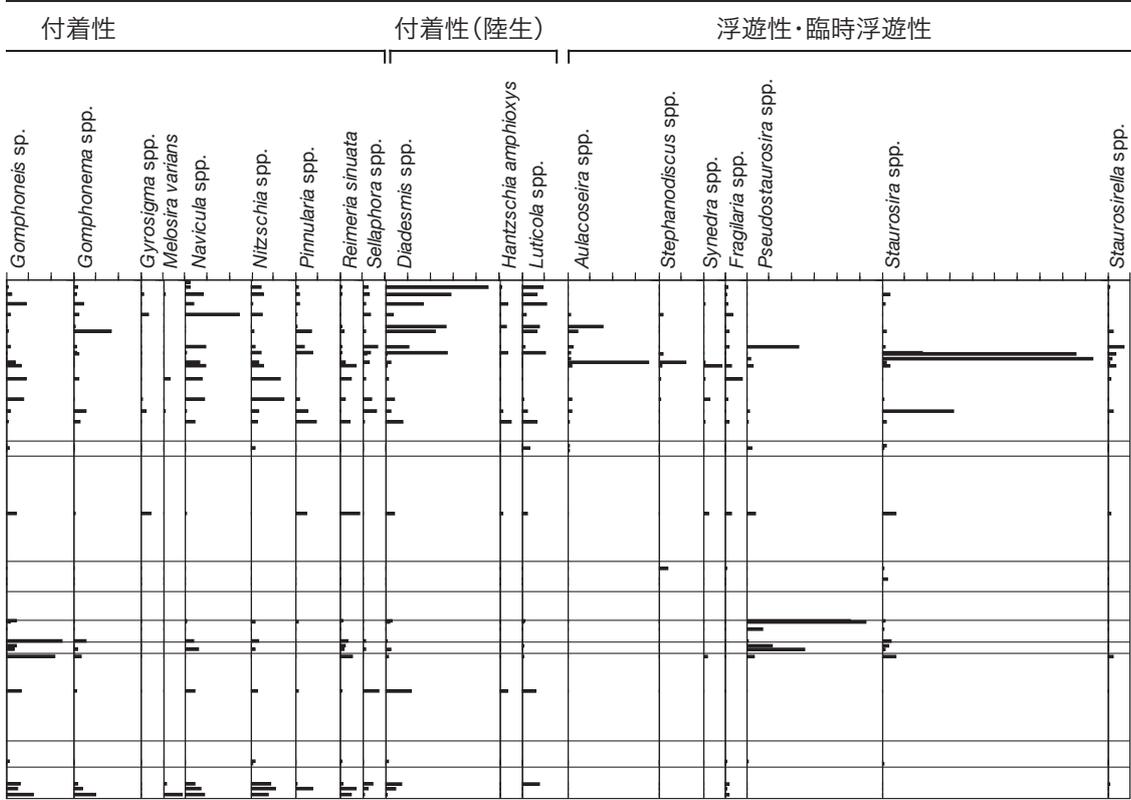


第 4. 5 図 菖蒲 (GS-SB-1) コアの上総層群相当層 (深度 165 m ~ 350 m) における珪藻化石群集

(植木・酒井, 2007) に相当する. SP-WM コア及び大利根温泉ボーリングの上越テフラを挟有する層準, 及び Jaramillo 亜磁極帯に含まれる層準の大部分は, 大田代層に対比される. SP-GD コアの U8 テフラを挟有する層準

は, 梅ヶ瀬層に対比される. GS-KZ-1 コアの Ks22 テフラを挟有する層準より上部, 鷺宮コアの Kh6b テフラを挟有する層準より上位, GS-SB-1 コアの Ks5 テフラを挟有する層準は, 笠森層に対比される.

淡水生



第5章 下 総 層 群

(納谷友規)

5.1 定義, 研究史及び概要

5.1.1 定義

河井 (1961) の下総累層群を基に, 徳橋・遠藤 (1984) が再定義. 上総層群の上位に重なる, 地蔵堂層の基底から新期段丘堆積物より下位の地層とされる. 本報告では, 徳橋・遠藤 (1984) の定義に従う.

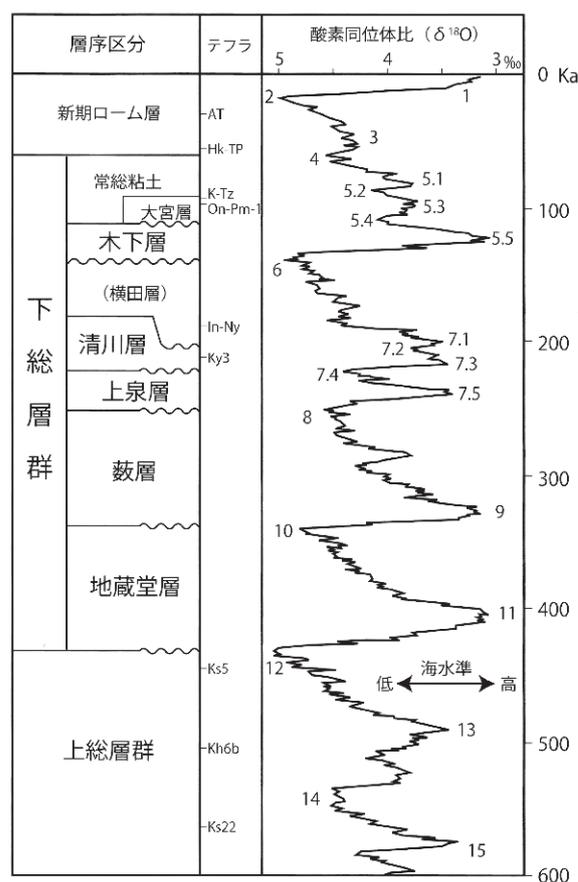
河井 (1961) は地蔵堂層以上の地層を下総累層群と呼んだ. その後, 多くの研究者によって, 房総半島及び房総半島周辺に露出する上総層群の上位に重なり新期段丘堆積物より下位の地層の層群名として下総層群という名称が広く使われるようになった. 下総層群の層序区分はこれまで多くの研究者により提唱されてきたが, 徳橋・遠藤 (1984) の姉崎地域の調査研究による層序は, 現在, 下総層群の標準的な層序と考えられている (例えば, 中澤・田辺, 2011). 姉崎地域における下総層群の各層は, 基本的には陸成層と海成層からなる 1 回の堆積サイクルによって区分される (徳橋・遠藤, 1984). これらの堆積サイクルは概ね 1 回の汎世界規模の海水準変動に対応して形成されたと考えられており, 海洋酸素同位体ステージ (MIS) にも対比されている (第 5.1 図; 増田・中里, 1988; 中里, 1997; 中里・佐藤, 2001).

5.1.2 研究史及び概要

下総層群は, 模式地である房総半島では段丘崖に広く露出するが, 関東平野中央部ではほとんどが地下に伏在している. そのため鴻巣地域を含む関東平野中央部の下総層群の地層の調査は, 主にボーリングによって行われてきた (木野, 1965; 森川, 1969; 堀口, 1970; 新堀ほか, 1970; 菊地・貝塚, 1972; 久喜市史編さん室, 1987; 関東平野中央部地質研究会, 1994; 埼玉県, 1996; 中澤・遠藤, 2000; 中澤・中里, 2005, 2007; 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 山口ほか, 2009 など). 第 5.1 表は, 本地域及び隣接地域に分布する下総層群の層序区分の比較を示したものである. これらのうち, 1960 年代までの研究は, 主に水理地質学的観点から粘土層が卓越する非帯水層と砂礫層の卓越する帯水層を基準として層序区分されていた. その後, 1990 年代までの研究は, 主として砂礫層を基底とする堆積サイクルを一つの層序単元として区分された. 中澤・遠藤 (2000) の研究以降は, ボーリングコアの詳細な堆積相観察や微化石解析に

基づき, 模式地である房総半島と同様の堆積サイクルに基づいた層序区分が行われるようになった.

本報告における下総層群の各層の境界は, 隣接する大宮地域や野田地域と同様に, 海水準低下期に形成されたと解釈される不整合面及び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においた. この区分は, 房総半島で識別されている堆積サイクルと同様に, 1 回の海水準変動によって形成された地層を 1 層とするものである. このようにして識別した各堆積サイクルを, 挟在されるテフラ鍵層を基に房総半島の下総層群各層と対比したが, テフラ鍵層が見つからな



第 5.1 図 下総層群の層序と海洋酸素同位体比曲線との対比
中澤・田辺 (2011) を基に, 鴻巣地域の層序に従って一部修正. 海洋酸素同位体曲線は Lisiecki and Raymo (2005) に基づく. 同位体曲線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, 鴻巣地域における分布は不明なため括弧書きとした.

かった堆積サイクルについては、隣接する大宮・野田両地域との地層の連続性も考慮して対比を行った。そのため、本地域の下総層群の層序单元名には、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名称を使用した。本地域の下総層群は下位より、地蔵堂層、菼層、上泉層、清川層、木下層、大宮層、常総粘土から構成される（第5.1表、第5.2図）。なお、行田コア（SP-GD）に認められる下総層群の上部層は、堆積サイクルが明確に識別できず詳細な地層区分を行えなかったため、下総層群の未区分層としてまとめた（第5.2図）。

5.2 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、上位の菼層に整合または軽微な不整合で覆われる地層。

模式地 木更津市地蔵堂周辺（姉崎地域内）。

本地域における層序関係 下位の上総層群相当層を不整合で覆い、上位の菼層に不整合で覆われる。

分布 鴻巣地域の全域に分布する。

GS-SB-1：深度 135.3 m ～ 164.9 m，標高 -123.6 m ～ -153.2 m

GS-KZ-1：深度 134.2 m ～ 160.0 m，標高 -122.7 m ～ -148.5 m

SP-GD：深度 157.5 m ～ 177.2 m，標高 -140.2 m ～ -159.9 m

SP-WM：深度 118.5 m ～ 151.0 m，標高 -109.3 m ～ -141.8 m

層厚 19.7 m（行田：SP-GD）～ 32.5 m（鷲宮：SP-WM）本地域西北部で薄い傾向がある。

層相 下部は主に泥層と砂質泥層，中部は泥質砂層と砂泥互層，上部は砂層からなる（第5.3図）。

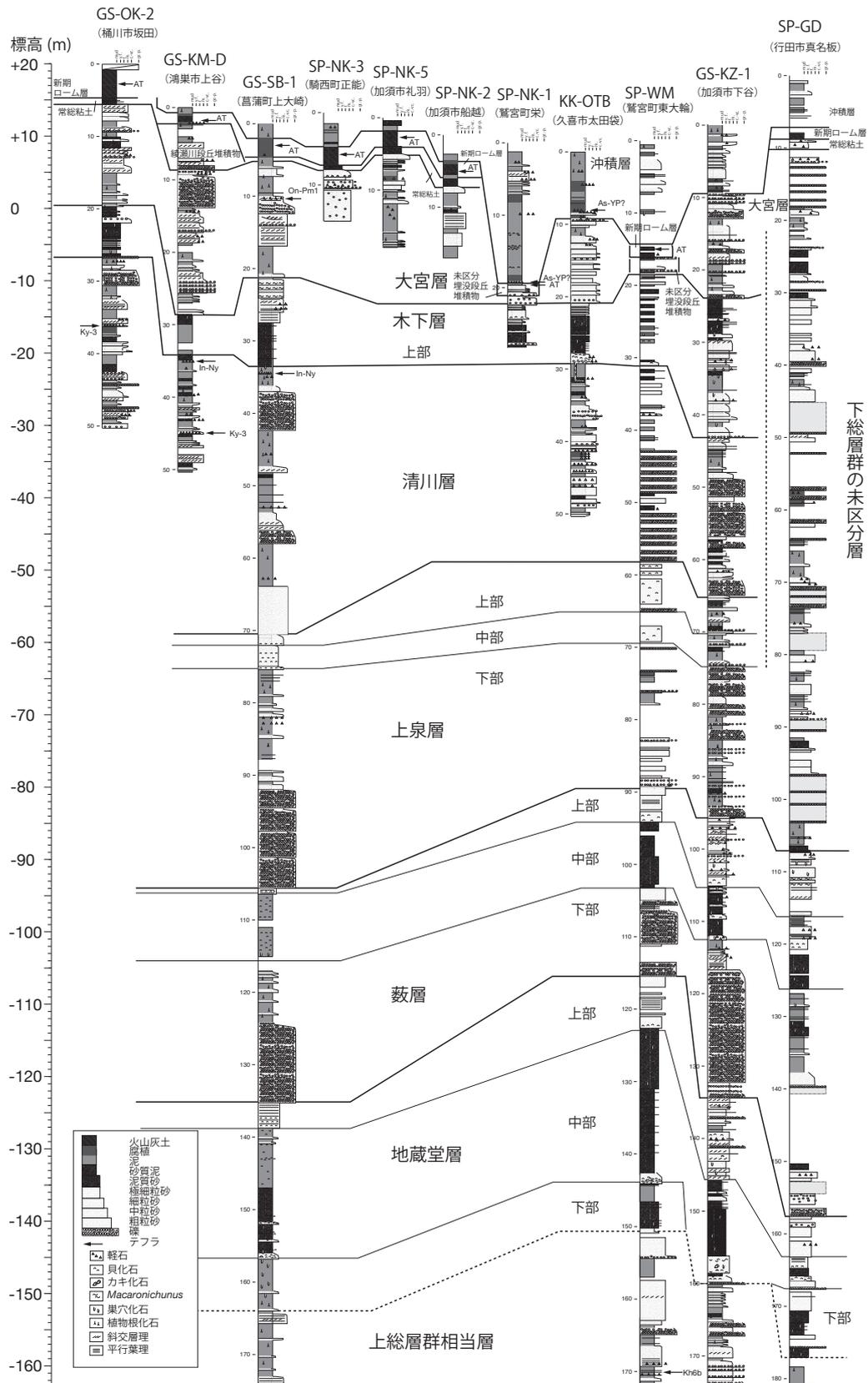
本層下部は最大層厚約 10 m（行田：SP-GD）で、下位の地層とは浸食面と考えられる明瞭な層相境界で接する。主に生物擾乱を受けた分級の悪い砂質泥層ないし泥質砂層からなり、礫混りの中粒砂を含む場合がある。砂質泥層と泥質砂層にはしばしば植物片が含まれる。本層下部からは海生～汽水生の珪藻化石が比較的多く産出する（納谷ほか，2009，2012a）。

中部は層厚 5 m（行田：SP-GD）～ 20 m（鷲宮：SP-WM）で、下部と明瞭な層相境界で接する。基底層は砂層や礫混り砂層からなり貝化石を多く含むことが多い。行田（SP-GD）では、基底層は最下部が中礫～小礫からなる淘汰の悪い中粒砂からなり、加須（GS-KZ-1）では、基底層は径 40 mm 以下の層厚 30 cm の礫層からなり、直接下位の上総層群相当層と接している。それより上位は砂質泥層，泥質砂層もしくは砂泥互層からなる。加須（GS-KZ-1），鷲宮（SP-WM）では、砂質泥層と泥質砂層あるいは泥質砂層と極細粒砂の互層からなり、菼蒲（GS-SB-1）では、砂質泥層と極細粒砂の互層の上位に泥層が累重する。この層準全体に貝殻化石が散在する。貝化石は破片化した物が多いが、菼蒲（GS-SB-1）と加須（GS-KZ-1）では生息姿勢を保った個体も観察される。植物片を含むことも多く、砂層の部分には植物片がラミナ状に挟在することがある。泥層を中心に生痕化石が頻繁に認められる。

上部は層厚 3 m（菼蒲：GS-SG-1）～ 10 m（加須：GS-KZ-1）で、全体的に上方へ粗粒化する砂層からなる。中部と上部の境界は、砂層中に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，上部に細分される。このうち下部は、分級の良い極細粒～細粒砂層か

第5.1表 鴻巣地域及びその周辺地域における下総層群の層序区分の比較

木野 (1965)	堀口 (1970)	久喜市史 編さん室 (1987)	関東平野中央部 地質研究会 (1994)	中澤・遠藤 (2000)	大宮地域 中澤・遠藤 (2002)	平社 (2008a,b)	野田地域 中澤・田辺 (2011) 中澤・中里 (2005) 中澤ほか (2009)	本報告
A層	大宮層	----- 大宮層	----- A層	DS-A	"常総粘土" 大宮層	A1層	常総粘土	常総粘土
	浦和層	東京層 上部I ----- 上部II ----- 下部		DS-B DS-C	木下層		大宮層 木下層	大宮層 木下層
B層			A層 b ----- c ----- d	DS-D	C層	A2層	清川層	清川層
				DS-E	D層		上泉層	上泉層
C層			B1層 e ----- f,g,h	DS-F	E層	B1-1層	菼層	菼層
				DS-G	F層	B1-2層	地蔵堂層	地蔵堂層



第5.2図 鴻巣地域で掘削されたオールコアボーリングコアの柱状図
 ボーリング地点は付図を参照のこと。

らなる。この砂層にはしばしば平行～低角斜交層理が発達し、破碎した貝殻片が産出することが多い。中部は、細粒～中粒砂層からなり、細礫大の礫を含むことがある。テフラ 鴻巣地域内の本層からは指標テフラは確認できなかったが、隣接する大宮地域及び野田地域では、房総半島の地蔵堂層に挟在する J4 テフラに対比される TE-5 テフラが認められている。

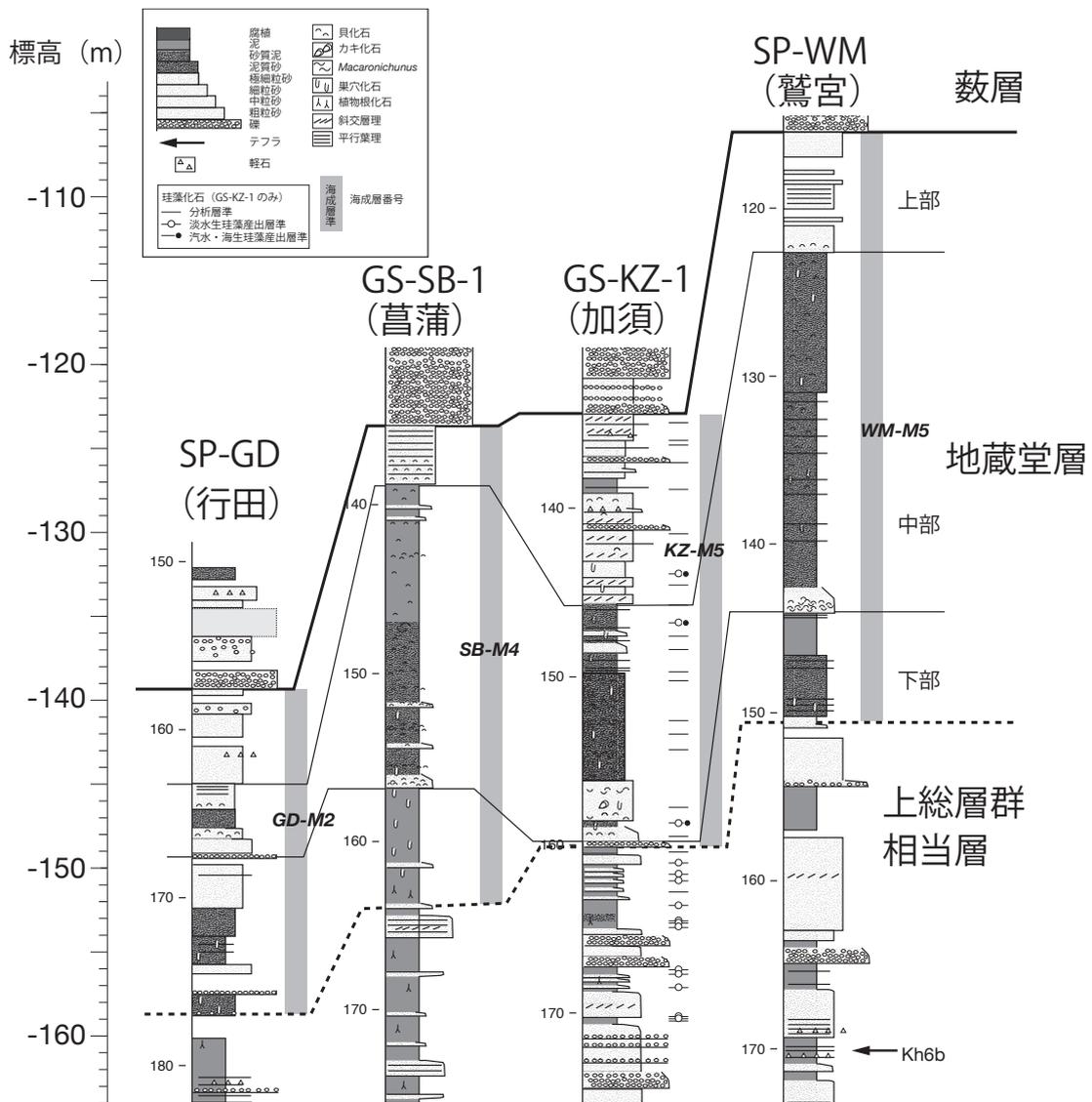
化石

貝化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層中部からは、*Rin-giculina doliaris* (マメウラシマガイ)、*Raetellops pulchellus* (チヨノハナガイ)、*Macoma tokyoensis* (ゴイサギガイ) が認められ、生息姿勢を保持した *Dosinella angulosa* (ウラカガミ) も産出する (山口ほか, 2009)。また加須 (GS-KZ-1) の本層中部からは、生息姿勢を保持した *Crassostrea gigas* (マガキ) が産出するほか、*Dosinella*

angulosa (ウラカガミ)、*Macoma nipponica* (ニッポンシラトリ)、*Scapharca* sp. (アカガイ類) などの二枚貝、*Siphonalia?* sp. (ミクリガイ類?) などの巻貝が産出する。

貝形虫化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層中部からは貝形虫化石の報告がある (入月ほか, 2011)。それによると、本層中部の大部分からは、*Bicornucythere* sp., *Nipponocythere bicarinata*, *Buntonia hanaii* などの内湾泥底種が多産し、本層中部の下部からは *Loxoconcha optima*, *Loxoconcha tamakazura*, *Pontocythere subjaponica* などの潮下帯～陸棚上・中部砂底種が産出する (入月ほか, 2011)。

花粉化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは花粉化石の報告がある。本郷ほか (2011) によれば、本層下部から中部の下部の花粉帯は SB-Pol-15 帯に、本層中部の上部から上部は SB-Pol-14 帯に区分された。下部の花粉帯である SB-Pol-15 帯は、*Fagus* (ブナ属) 及び *Tsuga* (ツガ属) が 10～20% の割合で卓越し、*Alnus* (ハンノキ属)、



第 5.3 図 地蔵堂層の柱状図

Betula (カバノキ属), *Picea* (トウヒ属), *Cyclobalanopsis* (コナラ属アカガシ亜属) 及び *Ulmus/Zelkova* (ニレ属/ケヤキ属) が最大 10% 程度の割合で産出する。上部の SB-Pol-14 帯では, *Cyclobalanopsis* が 15-25% 程度の割合で卓越し, 次いで *Fagus*, *Alnus*, *Tsuga*, *Pinus* (マツ属) 及び Cupressaceae (ヒノキ科) が最大 10% 程度の割合で産出する。また, 行田 (SP-GD) の本層中からは *Cyclobalanopsis* 多産層準が報告されている (水野ほか, 2004; 松島ほか, 2009)。

珪藻化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層下部からは, *Cocconeis scutellum* や *Cymatosira belgica* などの海生付着性種や *Cyclotella cf. littoralis*, *C. baltica*, *Thalassiosira* spp. など海〜汽水生浮遊性種が多産する。 *Achnanthydium* spp. や *Cymbella* spp. など淡水生付着性種の産出もある程度の頻度で認められた。本層の中部及び上部からは, ほとんど珪藻化石は産出しない。(第 5. 4 図)

堆積環境 本層下部は泥層が卓越し, 貝化石は産出しないが海生及び汽水生の珪藻化石が多産し, 特に *Cymatosira belgica* などの海生付着性種を主体とすることから, 内湾湾奥部のラグーンや干潟あるいは塩性湿地で堆積したと推定される。中部は生物擾乱を強く受けた貝化石, 内湾生の貝形虫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。加須 (GS-KZ-1) では, *Crassostrea gigas* (マガキ) が産出するため, この部分については, やや淡水の影響がある内湾環境での堆積が推定される。上部の平行層理〜低角斜交層理が発達する砂層は下部外浜, 上部のやや粗粒な砂層は上部外浜で堆積したと推定される。

なお, 各コアの海成層準 (GD-M2, SB-M4, KZ-M5, WM-M5) は地蔵堂層に一致する (第 5. 3 図)。

対比・年代 鴻巣地域の本層からは, 指標テフラが確認されなかったが, 上総層群相当層より上位の地層であること, 後述するように地蔵堂層の堆積時期とされる MIS11 層準 (中里・佐藤, 2001) の指標となる *Cyclobalanopsis* 亜属花粉の多産層準 (杉山, 1991; 本郷ほか, 2011) が認められることから, 房総半島の地蔵堂層に対比される。本報告における地蔵堂層の基底は, 河川の氾濫原堆積物と考えられる下位の上総層群相当層の上位に, 内湾堆積物が接する境界においた。

5. 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, 上位の上泉層に整合または軽微な不整合で覆われる地層。

模式地 木更津市藪及び宿周辺 (姉崎地域内)。

本地域における層序関係 下位の地蔵堂層を不整合で覆い, 上位の上泉層に不整合で覆われる。

分布 鴻巣地域の全域に分布する。

GS-SB-1: 深度 105.6 m ~ 135.3 m, 標高 -93.9 m ~ -123.6 m

GS-KZ-1: 深度 95.5 m ~ 134.2 m, 標高 -84.0 m ~ -122.7 m

SP-GD: 深度 103.1 m ~ 157.5 m, 標高 -85.8 m ~ -140.2 m

SP-WM: 深度 89.2 m ~ 118.5 m, 標高 -80.00 m ~ -109.3 m

層厚 29.3 m (鷲宮: SP-WM) ~ 54.4 m (行田: SP-GD)。本地域西北部で厚く東部で薄い傾向がある。

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及び泥質砂層, 上部は砂層からなる。(第 5. 5 図)。

本層下部は最大層厚約 23 m (行田: SP-GD) 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。砂層は主に細粒〜中粒砂からなり斜交層理が認められる。斜交層理に沿ってラミナ状に軽石が濃集することがある。泥層にはしばしば原地性の植物根化石が認められ, 層厚数 10 cm 以下の上方粗粒化及び上方細粒化する極細粒〜中粒砂を挟むほか, 植物片が認められる。

中部は層厚 7 m (加須: GS-KZ-1) ~ 16 m (行田: SP-GD) で生物擾乱の著しい砂質泥層と泥質砂層あるいはそれらの互層からなる。本層中部は全体的に貝化石を多く含む。しかしながら, 行田 (SP-GD) においては, 中部の下半分は貝化石を含まない泥層を主体とし巣穴化石を多く含む。上半分では腐植層を挟む泥層及び砂層を主体とし, 砂層には貝化石が散在する。

上部は層厚 1 m (菖蒲: GS-SB-1) ~ 10 m (行田: SP-GD) で, 全体的に上方へ粗粒化する砂層からなる。また, 砂層には巣穴化石がしばしば認められる。本層中部と上部の境界は, 砂層に泥層の挟みがなくなり砂のみとなる層準とした。本層上部は更に下部, 中部, 上部に細分される。このうち下部は, 分級の良い極細粒〜細粒砂層からなる。この砂層にはしばしば平行〜低角斜交層理が発達し, 破碎した貝殻片が産出することが多い。中部は, 細粒〜中粒砂層からなり, 平行層理及び斜交層理が発達する。細礫サイズの礫や軽石を含むことがあり, 軽石は葉理に沿ってラミナ状に配列することが多い。加須 (GS-KZ-1) では, 黒色の砂粒からなる葉理が観察される。上部は行田 (SP-GD) 及び加須 (GS-KZ-1) で認められ, 平行葉理が発達する分級の良い中粒〜細粒砂及び泥層からなる。行田 (SP-GD) では下半分には白班状生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が産出し, 最上部は植物根痕化石及び植物片を含む泥層及び砂質泥層に移行する。加須 (GS-KZ-1) では軽石及び重鉱物が濃集したラミナが発達し, 最上部では細礫混じりの中粒砂へと上方粗粒化する。

テフラ 鴻巣地域内の本層から指標テフラは確認できな

かったが、特徴的なテフラとして、カミングトン閃石を含む軽石質テフラが、加須 (GS-KZ-1) の深度 99.92m 付近に確認された (KZT-99.92 テフラ: 第 5.5 図の CumPm)。本テフラは、砂層中に直径 2 mm 程度の白色軽石が、約 2 cm の層厚で密集する軽石密集層として産する。粉碎した軽石は、T 型ガラスを多く含み、石英を含む (第 5.2 表)。重鉱物は、カミングトン閃石を主体とし、角閃石を少量含み、斜方輝石と単斜輝石をわずかに含む。火山ガラスの屈折率 (n) は、1.505 ~ 1.508 の範囲を示し、1.507 にモード値を持つ。カミングトン閃石の屈折率 (n₂) は 1.660 ~ 1.665 の範囲を示し、1.663 付近にモード値を持つ。本地域の南側に隣接する大宮地域では、本層の中部にカミングトン閃石を含む軽石質テフラが確認されている。(中澤・中里, 2005)

化石

貝化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層中部からは、*Ringulina doliaris* (マメウラシマガイ)、*Dentalium (Paradentalium) octangulatum* (ヤカドツノガイ) の産出が報告されている (山口ほか, 2009)。また、加須 (GS-KZ-1) の本層中部からは、*Dosinella angulosa* (ウラカガミ)、*Fulvia mutica* (トリガイ)、*Raetellops pulchellus* (チヨノハナガイ)、*Veremolpa micra* (ヒメカノコアサリ)、*Scapharca kagoshimensis* (サルボウ)、*Arca* sp. (フネガイ類) などの二枚貝、*Turbonilla* sp. (イトカケガイ類)、*Reticunassa japonica* (キヌボラ) などの巻貝が産出する。

貝形虫化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層中部からは貝形虫化石の産出報告がある (入月ほか, 2011)。それによると、本層中部からは、*Bicornucythere bisanensis*、*Neomonoceratina delicata* などの内湾泥底種や、*Loxoconcha optima* などの潮下帯~陸棚上・中部砂底種が産出する。

花粉化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは花粉化石の報告がある (本郷ほか, 2011)。それによれば、本層下部から中部の下部の花粉帯は SB-Pol-13 帯に、本層中部の上部から上部は SB-Pol-12 帯に区分された。下部の花粉帯である SB-Pol-13 帯は、*Alnus* が 20 ~ 40%、*Fagus* が 10 ~ 20% 程度の割合で卓越し、*Juglans/Pterocarya* (クルミ属/サワグルミ属) *Betula*、*Quercus* (コナラ属コナラ亜属) 及び *Ulmus/Zelkova* が最大 10% 程度の割合でこれらに次いで産出する。上部の SB-Pol-12 帯では *Fagus* が 20 ~ 30% 程度の割合で卓越し、次いで *Picea*、*Pinus*、*Ulmus/Zelkova* が 10 ~ 20% の割合で産出する。

珪藻化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層下部からは、*Achnantheidium* spp., *Navicula* spp., *Reimeria sinuata* などの淡水生付着性種、*Pseudostaurosira* spp. などの淡水生臨時浮遊性種を主体とし、*Luticola* spp. などの陸生種も産出する。本層中部の最下部からは海生付着性種である *Cymatosira belgica* が多産し、海~汽水生浮遊性種の *Cyclotella* spp., *Thalassiosira* spp. や海~汽水生付着性種の *Diploneis smithii* なども産出し、その他淡水生種も認

められた。(第 5.4 図)

堆積環境 本層下部は原地性の植物根化石を含むこと、珪藻群集は付着性の淡水生珪藻を主体とすることから、陸域で堆積したと考えられる。砂礫層及び礫混じり砂層は河成チャネル、泥層は逆級化を示す砂層を挟むことから、氾濫原で堆積したと考えられる。本層中部及び上部は海成層であり、海成層準 GD-M1, SB-M3, KZ-M4, WM-M4 に相当する (第 5.5 図)。中部は、生物擾乱を強く受け、貝化石を含む泥質堆積物であるので、静穏な内湾環境で堆積したと考えられる。上部は、粒度、堆積構造、産出化石から下部が下部外浜、中部が上部外浜、上部が前浜~後浜の堆積物と考えられる。

対比・年代 鴻巣地域の本層からは、指標テフラが確認されなかったが、地蔵堂層の上位の堆積サイクルに相当することから、房総半島の下総層群 (徳橋・遠藤, 1984) の藪層に対比される。藪層の堆積は MIS9 を中心とした時期と考えられている (中里・佐藤, 2001)。

5.4 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、上位の清川層に整合または軽微な不整合で覆われる地層とされる。

模式地 木更津市上泉及び川原井周辺 (姉崎地域内)。

本地域における層序関係 下位の藪層を不整合で覆い、上位の清川層に不整合で覆われる。

分布 鴻巣地域の全域に分布するが北西部の行田 (SP-GD) では上限が不明である。

GS-SB-1: 深度 70.4 m ~ 105.6 m, 標高 -58.7 m ~ -93.9 m

GS-KZ-1: 深度 64.7 m ~ 95.5 m, 標高 -53.2 m ~ -84.0 m

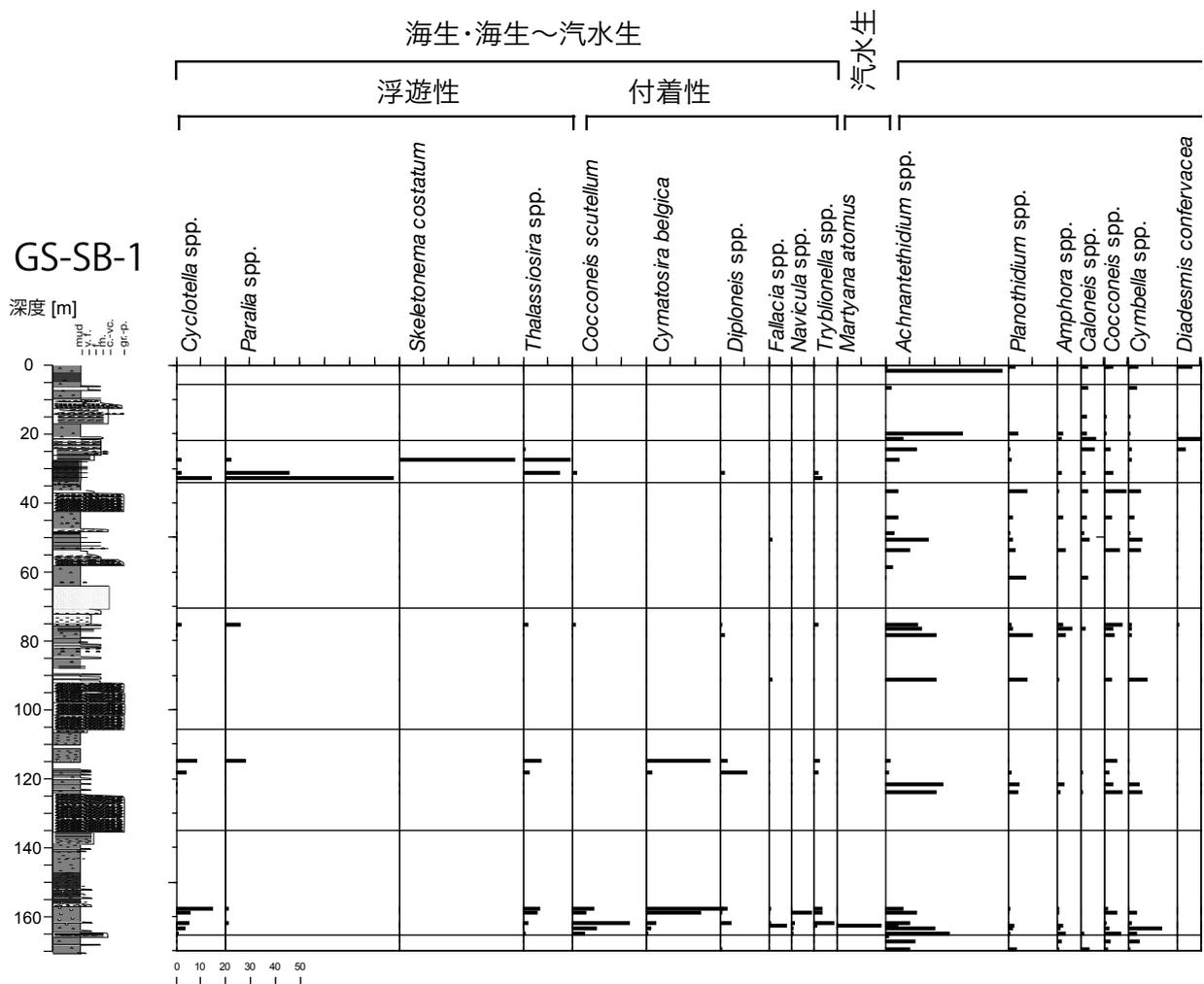
SP-GD: 深度? ~ 103.1 m, 標高? ~ -85.8 m

SP-WM: 深度 58 m ~ 89.2 m, 標高 -48.8 m ~ -80.0 m

層厚 全体の層厚は 30.8 m (加須:GS-KZ-1) ~ 35.2 m (菖蒲:GS-SB-1)。

層相 本層下部は砂礫あるいは礫混じり砂層と泥層、中部は生物擾乱を受けた泥質砂層及び泥層、貝化石を含む砂層、上部は貝化石を含む砂層及び砂層を挟む泥層からなる。(第 5.6 図)。

本層下部は最大層厚約 30 m (菖蒲:GS-SB-1) で、本層中で最も厚く分布する。菖蒲 (GS-SB-1) では、下半分が砂礫層からなり、その上部で薄い泥層を挟む砂層となり、上位の泥層へと変化する。加須 (GS-KZ-1) と鷲宮 (SP-WM) では、最下部は砂礫層及び礫混じり砂層からなり、その上位は薄い砂層と礫層を挟む泥層を主体とし、更にその上位には上部に薄い砂層と泥層を挟む礫層からなる。本層下部に分布する泥層には、植物根



第5.4図 菖蒲（GS-SB-1）コアの下総層群相当層（深度～165 m）における珪藻化石群集

痕化石がしばしば観察され、層厚1 m以下の細粒～中粒砂層を頻繁に挟む。また植物片を頻繁に含み、薄い腐植層を挟む層準が認められる。

中部は層厚4 m程度で、菖蒲（GS-SB-1）と鷺宮（SP-WM）では貝化石を含む細粒砂及び泥質砂からなる。加須（GS-KZ-1）では、細粒～中粒砂層と塊状の泥層及び砂質泥層の互層からなり、泥層からは植物根痕化石と植物片が多く認められる。また、後述するように泥層からは海生及び汽水生の珪藻化石が産出する。

上部は層厚2 m（菖蒲：GS-SB-1）～6 m（鷺宮：SP-WM）である。菖蒲（GS-SB-1）及び鷺宮（SP-WM）では、貝化石を含む細粒～中粒砂層からなる。加須（GS-KZ-1）では、層厚1 m以下の砂層を挟む塊状の泥層からなる。泥層には植物根痕化石と植物片がしばしば観察され、最上部には腐植層が認められる。挟在する砂層には斜交層理が認められる。

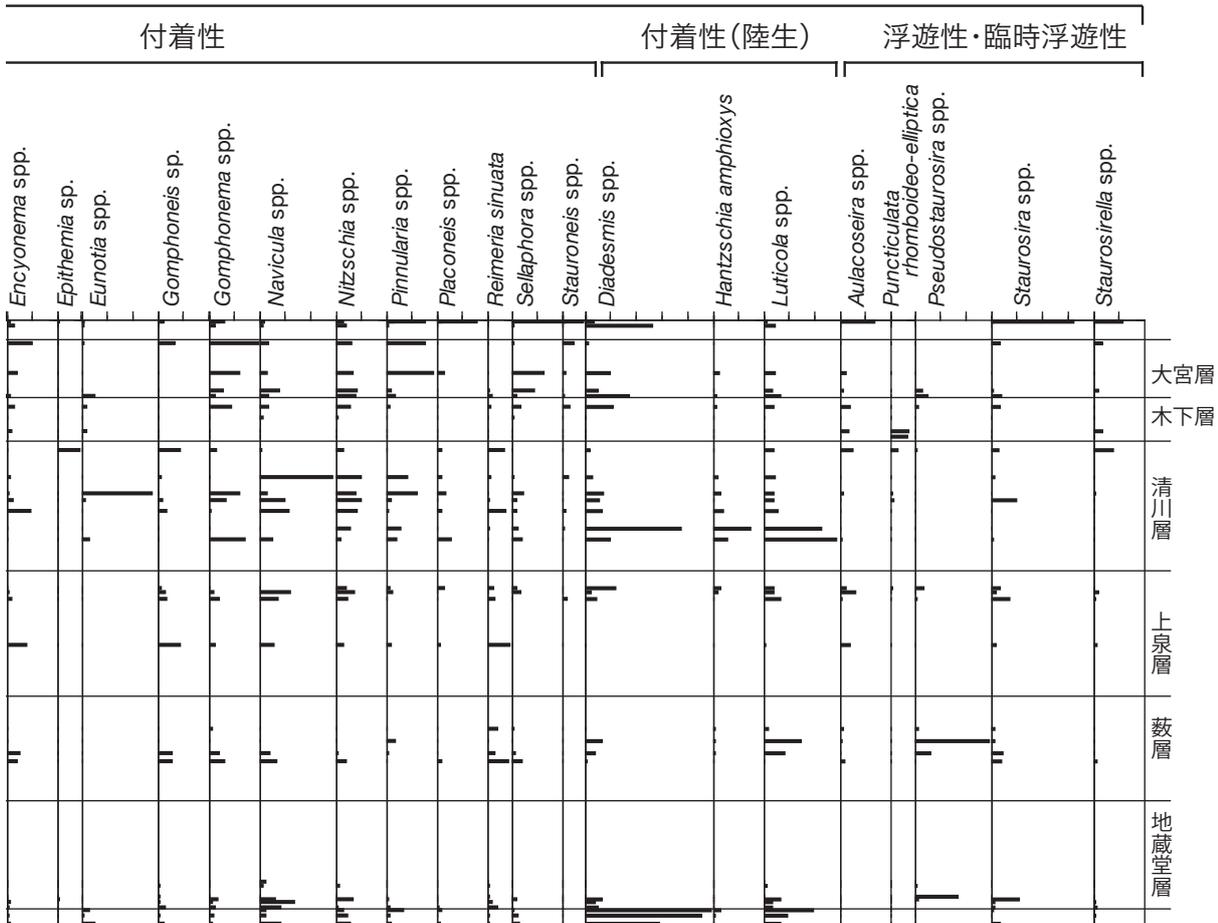
行田（SP-GD）では、本層中部に分布する貝化石を含む砂層が分布せず、下部と同じ層相が連続する。このた

め上位の地層との層相境界を識別することが出来なかった。ここでは、上泉層に相当する地層については未区分下総層群として一括した。

N値 本地域内で上泉層まで達している土質ボーリングは少ないため詳細は不明であるが、本層中部の泥層は15～30の間であり、本層上部の砂層は50以上を示す。（第5.10図）

テフラ 鴻巣地域内の本層からは指標テフラは確認できなかったが、特徴的なテフラとして、カミングトン閃石を含むテフラが行田（SP-GD）の深度105.42 m付近に確認された（GDT-105.42 テフラ、第5.2表）。このテフラは白色の火山灰からなり、層厚は20 cm程度である。本テフラは重鉱物として、カミングトン閃石を多量に含み、角閃石も多くはないが認められ、斜方輝石をわずかに含む。カミングトン閃石の屈折率(n_2)は1.661～1.665を示し、1.663付近にモードを示す。角閃石の屈折率(n_2)は1.675～1.682を示し、1.678付近にモードを示す。化石

淡水生



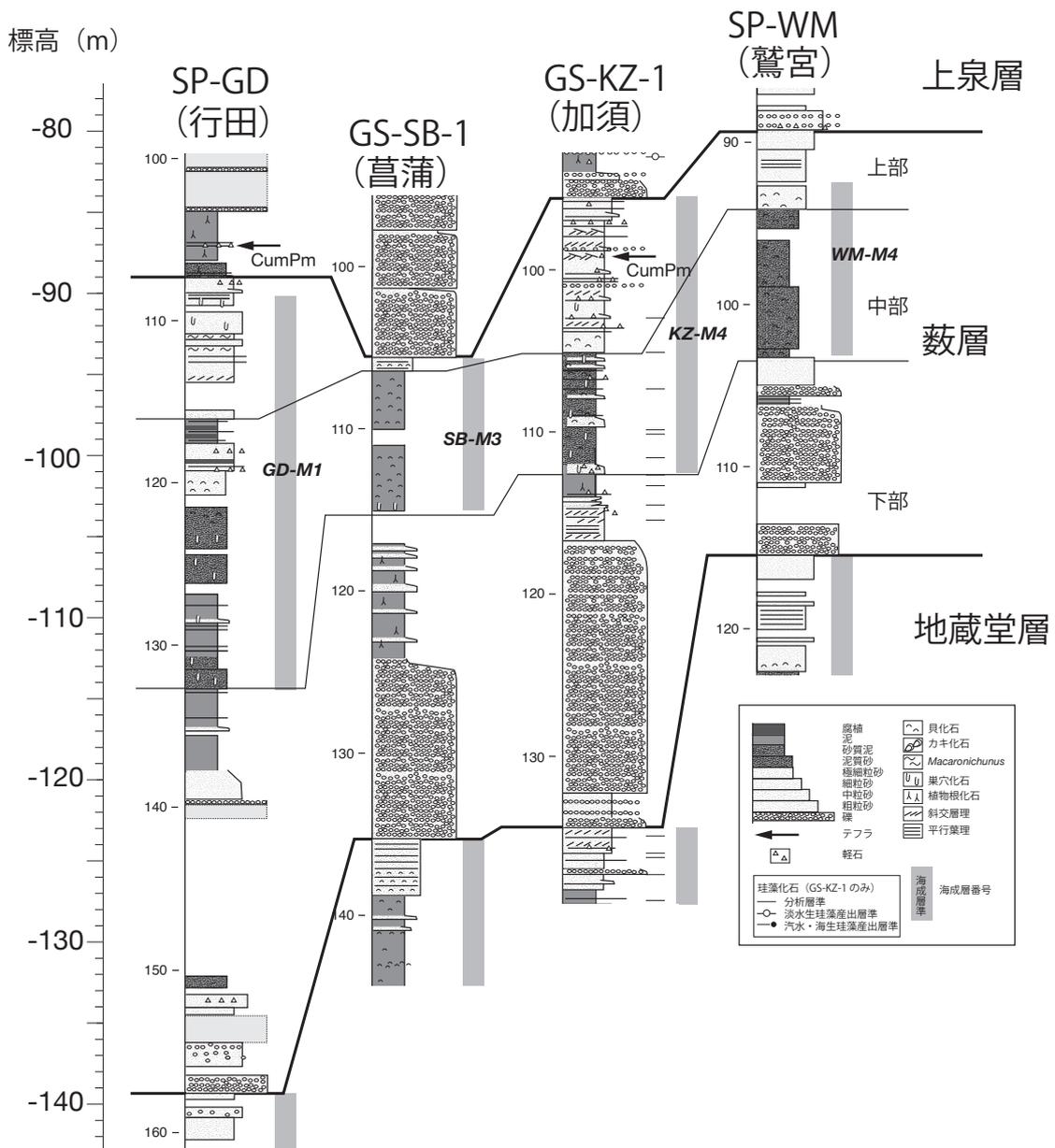
貝化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層中部からは, *Scapharca kagoshimensis* (サルボウ), の産出が報告されている (山口ほか, 2009).

花粉化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは花粉化石の報告がある (本郷ほか, 2011). それによれば, 本層下部の花粉帯は SB-Pol-11 帯に, 本層下部の最上部から上部は SB-Pol-10 帯に区分された. 下部の花粉帯である SB-Pol-11 帯は花粉の産出粒数が少ないが, *Hemipetelea* (ハリゲヤキ属) が 45.8% の高率で産出し, 次いで *Ulmus/Zelkova*, *Cryptomeria* (スギ属), *Picea* が最大 10% 程度の割合で産出する. 上部の SB-Pol-10 帯では, *Alnus* が 10 ~ 40% の割合で多産し, 次いで *Quercus* 及び *Fagus* が 10% 程度の割合で産出する.

珪藻化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは, *Achnanthisdium* spp., *Planothidium* spp., *Navicula* spp. など淡水性付着生種が優占して産出し, *Diadesmis* spp. などの陸生種や *Aulacoseira* spp. や *Staurosira* spp. など淡水性浮遊性・臨時浮遊性種も低率ながら産出する (第 5. 4 図). 本層

中部からは, *Paralia* sp. 等の海生種も低率ながら産出が認められた. 加須 (GS-KZ-1) の本層からは, 海~汽水生浮遊性種である *Thalassiosira* spp., *Cyclotella* spp., 海~汽水生付着性種である *Diploneis smithii*, *Tryblionella granulata*, 汽水生種である *Pseudopodosira kosugii* などが多産する. 特に, 上半分では汽水生種の *Pseudopodosira kosugii* が卓越するのが特徴的である. また, *Gomphonema* spp. などの淡水生付着生種や *Luticola* spp. などの陸生種も含まれる.

堆積環境 本層下部は原地性の植物根化石を含むこと, 珪藻群集は付着性の淡水生珪藻を主体とすることから, 陸域で堆積したと考えられる. 砂礫層及び礫混じり砂層は河成チャネル, 泥層は逆級化を示す砂層を挟むことから, 氾濫原で堆積したと考えられる. 菖蒲 (GS-SB-1) と鷺宮 (SP-WM) の本層中・上部と加須 (GS-KZ-1) の本層中部は海成層からなり, SB-M2, KZ-M3, WM-M3 海成層にそれぞれ相当する (第 5. 6 図). 本層中部は, 菖蒲 (GS-SB-1) と鷺宮 (SP-WM) では, 貝化石を含



第 5. 5 図 藪層の柱状図

む泥質～砂質堆積物であるので、内湾環境で堆積したと考えられる。加須 (GS-KZ-1) では、植物根痕化石を含む泥質堆積物で海生・汽水生の珪藻化石を含み、特に干潟の指標種である *Pseudopodosira kosugii* が卓越することから、内湾湾奥部の干潟や塩性湿地で堆積したと推測される。上部は、菖蒲 (GS-SB-1) と鷺宮 (SP-WM) では、粒度、産出化石から下部～上部外浜の堆積物と考えられる。加須 (GS-KZ-1) では、植物根痕化石を産出する泥質堆積物であり、淡水生珪藻のみを産出することから、湿地や氾濫原で堆積したと考えられる。

対比・年代 鴻巣地域の本層からは、指標テフラが確認されなかったが、清川層の下位の堆積サイクルであるため、房総半島の下総層群 (徳橋・遠藤, 1984) の上泉層

に対比される。上泉層の堆積は MIS7.5 を中心とした時期と考えられている (中里・佐藤, 2001)。

5. 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で覆われ、木下層以上の地層に不整合で覆われる地層である。

模式地 袖ヶ浦市大鳥居付近 (姉崎地域内)。

本地域における層序関係 下位の上泉層を不整合で覆い、上位の木下層以上の地層に不整合で覆われる。

分布 鴻巣地域の全域に分布するが、北西部の行田 (SP-

GD) では詳しい分布が不明である。

GS-SB-1: 深度 32.5 m ~ 70.4 m, 標高 -20.8 m ~ -58.7 m

GS-KZ-1: 深度 42.8 m ~ 64.7 m, 標高 -31.3 m ~ -53.2 m

SP-GD: 層準を特定できなかった

SP-WM: 深度 31 m ~ 58 m, 標高 -21.8 m ~ -48.8 m

GS-OK-2: 深度 26.5 m ~ 掘止深度 50.5 m 以深, 標高 -6.8 m ~ -30.7 m 以深

GS-KM-D: 深度 34.7 m ~ 掘止深度 50.35 m 以深, 標高 -20.8 m ~ -36.4 m 以深

KK-OTB: 深度 29.3 m ~ 掘止深度 50.0 m 以深, 標高 -21.5 m ~ -42.2 m 以深

層厚 層厚は 21.9 m (加須:GS-KZ-1) ~ 37.9 m (菖蒲:GS-SB-1)。

層相 本層は砂礫あるいは礫混じり砂層と泥層からなる。(第 5. 7 図)。

本地域における本層は、砂礫層と砂層と泥層の繰り返しからなる。このうち泥層は、塊状の泥層と砂質泥層からなり植物根痕化石が頻繁に観察され、植物片も多く観察される。また泥層には腐植層が挟まることがある。砂質泥層は火山灰質であることが多い。砂層は淘汰の悪い細粒~粗粒砂からなり細礫~中礫が混じることもある。砂層にはしばしば斜交層理が観察される。また、薄い上方粗粒化する砂層も頻繁に観察される。

行田 (SP-GD) において本層に相当する地層は、他のコアと同様の砂礫層、砂層、泥層からなるが、本層の低位及び上位の地層も同様の層相を示すため、地層境界を識別することが出来なかった。そこで、行田 (SP-GD) における清川層に相当する地層については未区分下総層群として一括した。

N 値 本層に分布する泥層の N 値には幅があり 10 以下 ~ 30 を示すことが多い。特に、最上部に分布する泥層はしばしば 10 以下を示す。砂層の N 値も幅が大きく、30 ~ 50 以上の値を示すことが多い。(第 5. 10 ~ 5. 15 図) テフラ 鴻巣地域内の本層からは Ky3 (TB-8) テフラと In-Ny テフラが挟在する。

Ky3 (TB-8) テフラ 径 1 ~ 2 mm の黄灰色の軽石を主体とし灰色のスコリア及び岩片を含むテフラ。桶川 (GS-OK-2: OKT-36.39) 及び鴻巣 (GS-KM-D: KMDT-45.05) で確認された (第 5. 7 図, 第 5. 2 表)。桶川 (GS-OK-2) では層厚 8 cm で挟在される (第 5. 8 図)。鴻巣 (GS-KM-D) では層厚 5 cm で泥層に軽石がやや散在する産状を呈する。このテフラ層の上位では層厚約 20 cm にわたって泥層に軽石や火山灰が混在するのが観察された。重鉱物は斜方輝石及び単斜輝石を主体とし、角閃石をわずかに含む。斜方輝石の屈折率は (γ) 1.694-1.735 と極めてレンジが広く、1.701 付近にモードが強くなることと 1.730 以上の高屈折率の斜方輝石を含むことが特徴である (第 5. 2 表)。

本テフラの特徴は、徳橋・遠藤 (1984) で命名され、

中澤ほか (2003) によって詳細に検討された Ky3 テフラの特徴と非常に良く一致する。Ky3 テフラは大磯丘陵の TB-8 テフラと対比され、房総半島から関東平野中央部まで追跡される。本地域の南側に隣接する大宮地域では春日部 (GS-KB-1) において確認されている (中澤ほか, 2003)。

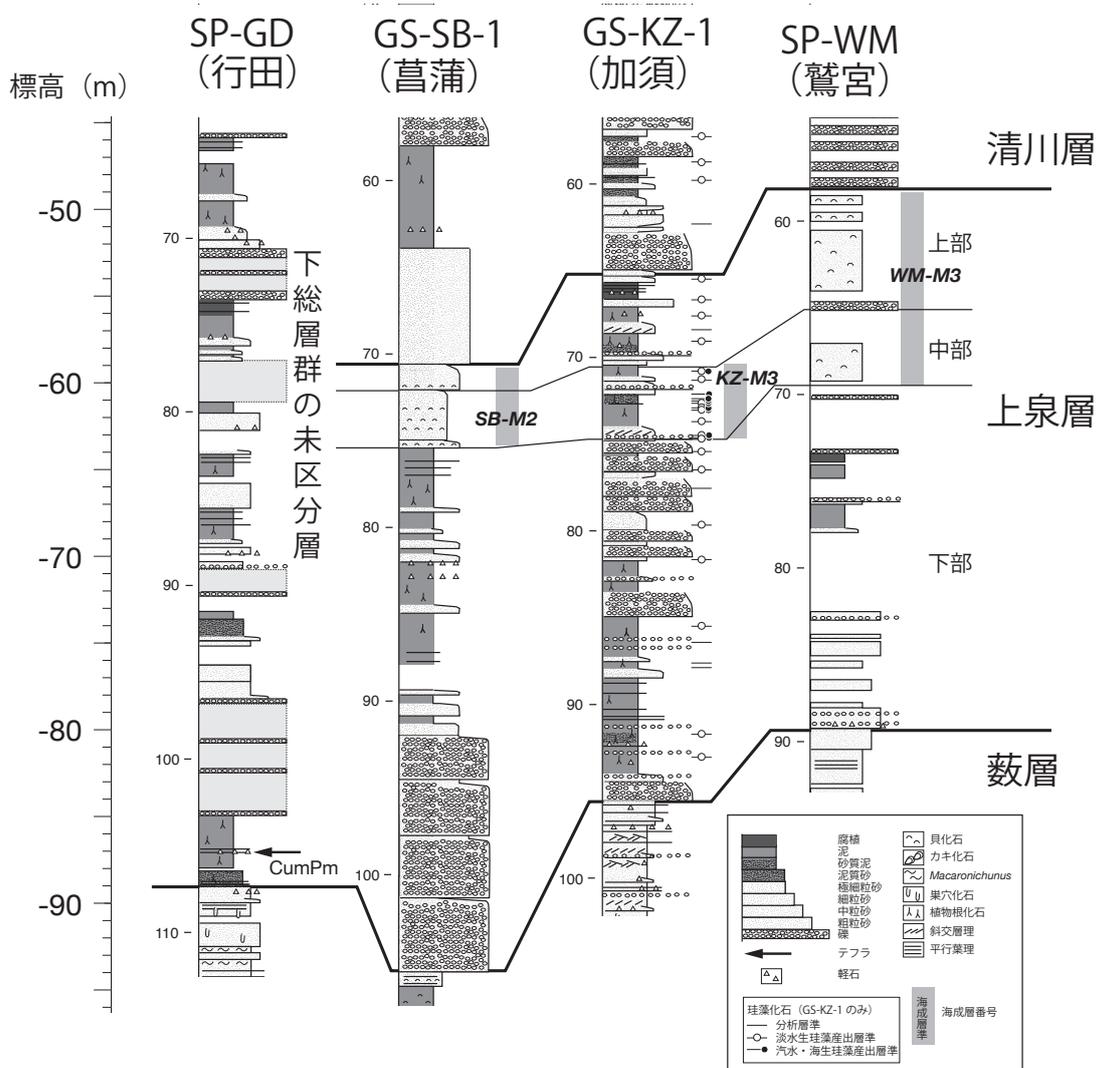
In-Ny テフラ 粒径 1 ~ 2 mm の粘土化した軽石及び火山灰からなるテフラ。菖蒲 (GS-SB-1: SBT-33.75) 及び鴻巣 (GS-KM-D: KMDT-35.10) で確認され (第 5. 7 図), その他土質ボーリングに伴う土質試験試料からも挟在することが確認された (第 5. 12, 5. 13 図)。菖蒲 (GS-SB-1) では、本テフラ層の層厚は 15 cm で、本テフラ層の上位 50 cm の範囲の泥層中には、軽石や火山灰が散在する (第 5. 9 図)。鴻巣 (GS-KM-D) では、泥層に軽石が散在して産する。鉱物組成は高温型石英を多く含み、重鉱物はカミングトン閃石を多く含み斜方輝石も含まれ単斜輝石をわずかに含む。カミングトン閃石の屈折率 (n_2) は 1.662-1.671 の範囲で 1.666 のモード値を示す。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.699-1.711 の範囲を示す (第 5. 2 表)。

関東平野中央部の中部更新統に挟在する可能性のあるカミングトン閃石を含むテフラとしては飯綱上樽 c テフラ (In-Kt (c)), 西山軽石層 (In-Ny), 菅平第 2 軽石 (SgP.2) などが知られている (中里・中澤, 2007)。これらのテフラの特徴は非常に類似するが、中里・中澤 (2007) は、カミングトン閃石の主成分化学組成を比較することにより In-Ny テフラと SgP.2 テフラの識別が可能であることを示した。それによれば、両テフラには mg 値と Mn イオン量に明瞭な違いが認められる。菖蒲 (GS-SB-1) 及び鴻巣 (GS-KM-D) から採取した試料のカミングトン閃石の主成分化学組成は、GS-KM-D の試料で値がややばらつくが、mg 値で 62.81 ~ 64.84, Mn イオン量で 0.16 ~ 0.19 の範囲に入り、中里・中澤 (2007) が示した In-Ny の特徴と一致する (第 5. 3 表)。このため、本テフラが SgP.2 テフラに対比される可能性は退けられる。次に、In-Kt (c) と In-Ny テフラを比較すると、カミングトン閃石の屈折率は In-Kt (c) で 1.664-1.672 (鈴木, 2001), In-Ny で 1.663-1.670 (中里・中澤, 2007) と類似した範囲を示すことから、カミングトン閃石の屈折率から両者を区別するのは困難である。In-Kt (c) テフラには斜方輝石が含まれ、その屈折率は 1.707-1.716 の範囲を示す (鈴木, 2001)。この範囲は本テフラに含まれる斜方輝石の屈折率の範囲とは一致しないため、本テフラが In-Kt (c) に対比される可能性は低いと考えられる。In-Ny テフラの模式地においては、In-Ny テフラは上位より a ~ d のユニットに区分される (早津・新井, 1982)。このうちユニット a は斜方輝石を含み、その屈折率は 1.698-1.710 の範囲を示し、本テフラの特徴と良く一致する。しかし、中里・中澤 (2007) は、模式地で

第 5. 2 表 鴻巣地域の下総層群に挟在するテフラの記載岩石学特徴

コア・地点	テフラ番号	深度	産状・層厚	ガラスの形態	重鉱物組成
GS-KZ-1	KZT-99.92	99.90-99.92m	軽石密集層, 層厚2cm	T	cum >> ho > opx, cpx/qz
SP-GD	GDT-105.42	105.40-105.42m	層厚20cm		cum > ho >> opx / qz
GS-OK-2	OKT-36.39	36.32-36.39m	層厚7cm		cpx > opx > ho/qz
GS-KM-D	KMDT-45.05	45.00-45.05	層厚5cm 泥層に散在		cpx > opx, ho/qz
GS-SB-1	SBT-33.75	33.60-33.75m	層厚15cm		cum > opx > cpx/qz
GS-KM-D	KMDT-35.10	35.00-35.10	泥層に軽石散在		opx > ho, cum
KM53-2-02		21.15-21.45m	白色軽石(土質試験試料)		cum > opx, mt > ho/qz
KM44-1-02		16.15-16.45m	白色軽石(土質試験試料)		cum, opx > ho / qz
SP01-1-02		38.15-38.45m	白色軽石(土質試験試料)		cum, opx > ho >> cpx/qz
Loc.4 北本市高尾	L4-T1		層厚 < 5cm	H, C	opx, cpx, ho / qz
Loc.6 北本市石戸宿	L6-T1		層厚3cm	H, C	opx > ho > cpx, bi / qz
Loc.4 北本市高尾	L4-T2		層厚3cm	C, T	opx, ho
Loc.6 北本市石戸宿	L6-T2		層厚 < 2cm	C > T	opx > cpx, ho

ho:角閃石, cum:カミングトン閃石, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, bi:黒雲母, qz:石英, H, C, T: 吉川(1976)に基づくガラスの形態,



第 5. 6 図 上泉層の柱状図

屈折率 glass(モード値)	屈折率 opx (γ)(モード値)	屈折率 cum (n_2)(モード値)	屈折率 ho (n_2)(モード値)	同定	測定者
1.505-1.508 (1.507)		1.660-1.665 (1.663)			N
		1.661-1.665 (1.663)	1.675-1.682 (1.678)		N
	1.694-1.732 (1.701, 1.726)			Ky3	N
	1.699-1.736 (1.701)			Ky3	F
	1.699-1.710	1.663-1.671 (1.666)		In-Ny	N
	1.699-1.711	1.662-1.670 (1.666, 1.668)		In-Ny	N
	1.699-1.709	1.662-1.669 (1.666)		In-Ny	N
	1.697-1.706	1.664-1.669 (1.666)		In-Ny	N
	1.695-1.700, 1.701-1.708	1.663-1.669 (1.665)		In-Ny	N
1.497-1.499	1.705-1.710 (1.708)			K-Tz	N
1.496-1.499	1.706-1.712 (1.709)			K-Tz	N
1.500-1.503					N
1.500-1.503					N

測定者: N: 納谷友規, F: (株)古澤地質

観察されるユニット a の分布は限定的であり、給源から遠く関東まで分布するのは下位のユニット b ~ d であろうと推測している。本テフラに含まれる斜方輝石が In-Ny テフラに由来する粒子であるのか、異なるテフラ起源であるかについては今後さらなる検討を要する。

以上のことから、やや問題が残るが、本テフラは In-Ny テフラに対比されると考えられる。In-Ny テフラは約 180 ka の MIS7-6 の移行期に堆積したと考えられている(中里・中澤, 2007)。なお、本テフラは既存土質ボーリング調査の土質試験試料からも複数地点で確認された(第 5.2 表, 第 5.12 図)。本テフラは本地域西部では広く認められ、対比の指標となるテフラと考えられる。

化石

花粉化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは花粉化石の報告がある(本郷ほか, 2011)。それによれば、本層の花粉帯は下位より SB-Pol-9 帯 ~ SB-Pol-6 帯に区分された。最下部の花粉帯である SB-Pol-9 帯は花粉の産出粒数が少ないが、*Alnus* が 60% 以上の極めて高率で産出する。その上位の SB-Pol-8 帯は *Quercus* が 15% 程度の割合で産出し、上部では *Hemiptelea* が高率で産出する。その上位の SB-Pol-7 帯は、*Alnus* が 20 ~ 58% の高率を占め、次いで *Cryptomeria*, *Cupressaceae* が 20% 以下の割合で産出する。最上部の SB-Pol-6 帯は、*Alnus* が 50% 以上の高率で占め、次いで *Cryptomeria*, *Quercus* が 20% 以下の割合で産出する。

珪藻化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは淡水生付着性種を主体とする群集が産出する(第 5.4 図)。特に、本層下半分は *Diadsmis* spp., *Hantzschia amphioxys*, *Luticola* spp. などの陸生種が卓越し、上半分は *Navicula* spp., *Eunotia* spp., などの付着性種を主体とする。

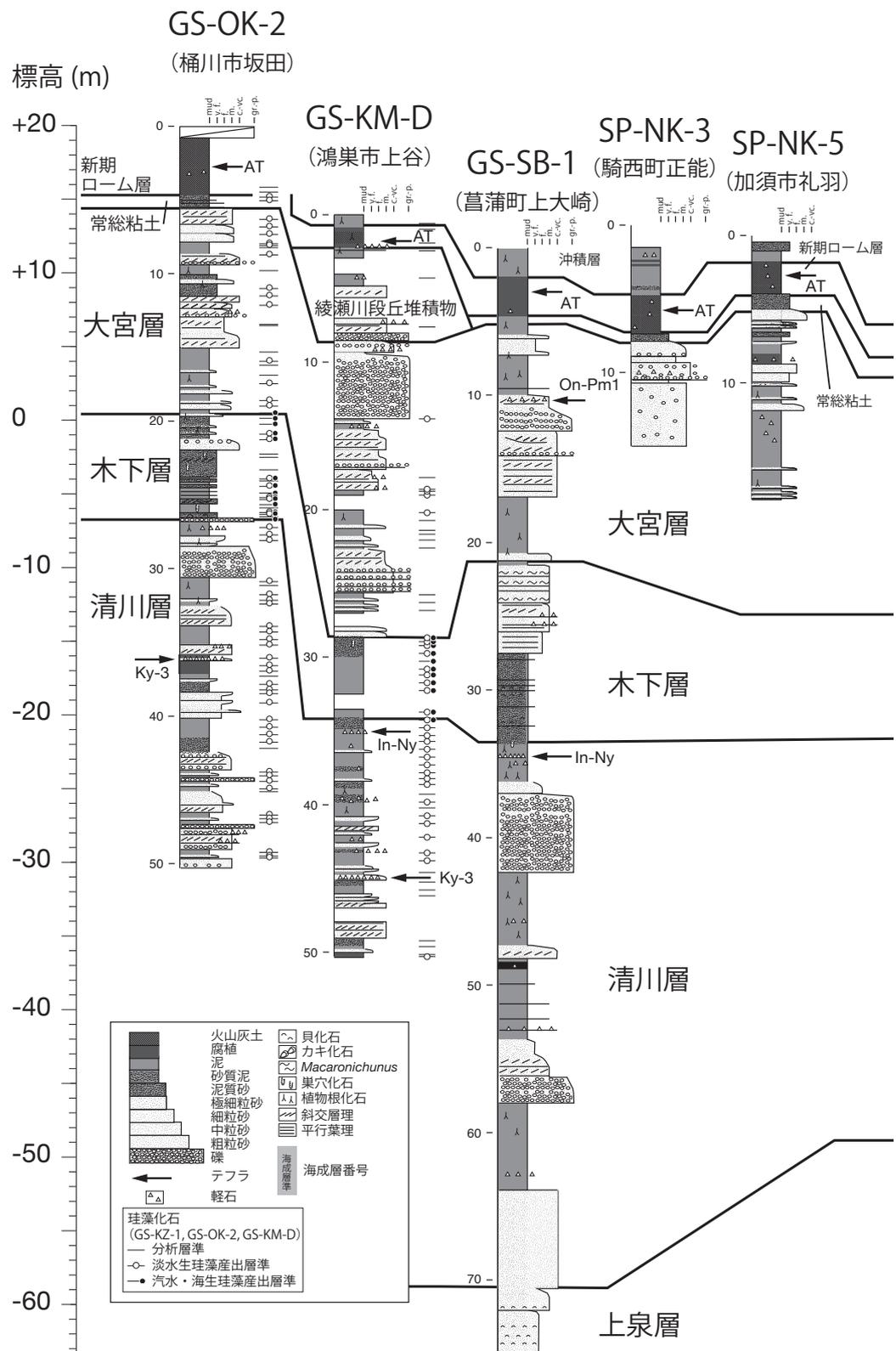
堆積環境 本層下部は原地性の植物根化石を含むこ

と、珪藻群集は付着性の淡水生珪藻を主体とすることから、陸域で堆積したと考えられる。砂礫層及び礫混じり砂層は河成チャネル、泥層は逆級化を示す砂層を挟むことから、氾濫原で堆積したと考えられる。本層を通して湿地に生育する *Alnus* (ハンノキ属) 花粉が高率で産出することからも水辺に近い環境が推定される。

対比・年代 鴻巣地域の本層は陸成の砂礫層と泥層を主体とした地層であり、海水準変動に対応した堆積サイクルは認められないが、その中部に房総半島の清川層に挟在する Ky3 テフラが認められる。この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 MIS7.4 ~ 7.3 移行期に堆積したとされるので(中里・佐藤, 2001; 中澤ほか, 2003)、本層の堆積は MIS7.3 を中心とした時期と考えられる。なお、本層の最上部で上位の木下層との境界付近には In-Ny テフラが認められる。In-Ny テフラの降灰時期は MIS7 ~ 6 の移行期と考えられていることから(中里・中澤, 2007)、本層最上部は MIS7.1 の時期に堆積した可能性がある。房総半島の下総層群の層序(徳橋・遠藤, 1984)において、MIS7.1 の時期に堆積した地層は横田層と考えられている(中里・佐藤, 2001)。このことから、本地域の清川層には横田層に相当する地層が含まれる可能性がある。しかしながら、海水準変動を反映した堆積サイクルが認められないこと、房総半島における In-Ny テフラの層位学的位置づけが不明であることなどから、本報告では可能性を言及するにとどめる。

5.6 木下層 (Ki)

命名・定義 横山 (1931) の木下亜階に基づき、徳橋・遠藤 (1984) が再定義した。木下層は横田層以下の地層を不整合に覆い、木下層の堆積面が地形面を形成する場合、常総粘土に整合に覆われる。



第 5.7 図 清川層，木下層，大宮層，及びそれより上位層の柱状図

模式地 千葉県印旛郡印西町木下（佐倉地域内）。

本地域における層序関係 下位の清川層を不整合に覆い、上位の大宮層以上の地層に不整合に覆われる。

分布 鴻巣地域の大部分に分布するが、本地域西部及び北西部では分布が認められない。

GS-SB-1：深度 21.2 m～32.5 m, 標高-9.5 m～-20.8 m

GS-KZ-1：深度 25.4 m～42.8 m, 標高-13.9 m～-31.3 m

SP-GD：分布しない

SP-WM：深度 17 m～31 m, 標高-7.8 m～-21.8 m

GS-OK-2：深度 19.3 m～26.5 m, 標高 0.5 m～-6.7 m

GS-KM-D：深度 28.7 m～34.7 m, 標高-14.8 m～-20.8 m

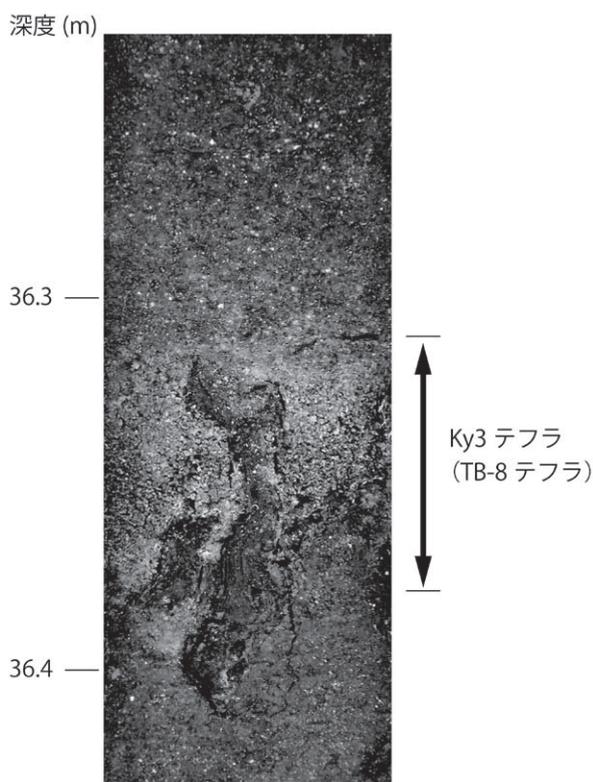
KK-OTB：深度 20.9 m～29.3 m, 標高-13.1 m～-21.5 m

SP-NK-1：深度 22.4 m～堀止深度 28.0 m 以深, 標高-13.4 m～-19.0 m 以深

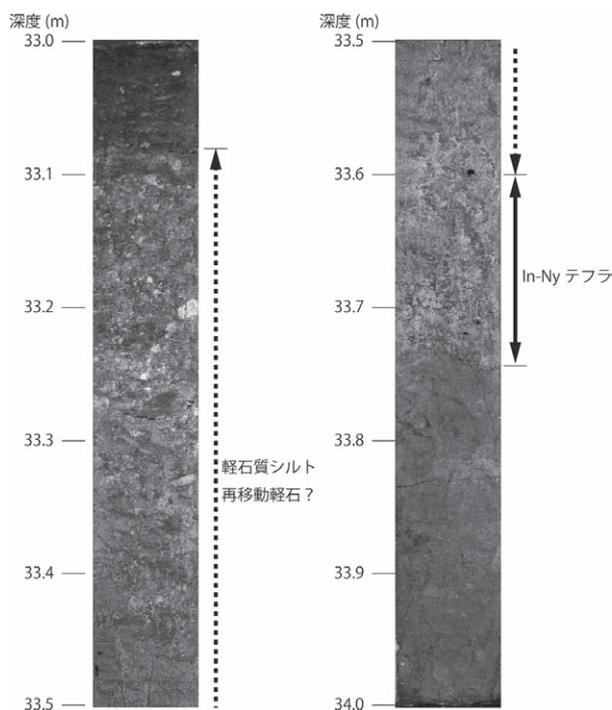
層厚 中部及び上部の層厚は、6 m（鴻巣：GS-KM-D）～17.4 m（加須：GS-KZ-1）。

層相 本層は砂泥互層及び泥層を主体とし、上半分は砂層を主体とする場所がある。（第5.7図）

本地域に分布する木下層の層相は地域によって若干異なる。本地域東部の久喜（KK-OTB）及び鷺宮（SP-WM）では、基底部の貝化石を多量に含む細粒砂層とその上位に重なる砂泥細互層及び砂質泥層からなる。基底部は浸食面からなり、下位の清川層に向けて巣穴化石が発達するのが観察される。上位に重なる砂泥細互層及び砂質泥層は生物擾乱が著しく巣穴化石がしばしば観察され、貝化石を含み植物片を挟む場合もある。また、生物擾乱が少ない場合細かい葉理が観察されることがある。この砂泥細互層を主体とした地層は、より上方で砂の割合が高くなり上方粗粒化する傾向がある。



第5.8図 清川層の Ky-3 (TB-8) テフラの近接写真
桶川市坂田で採取したコア試料 (GS-OK-2)

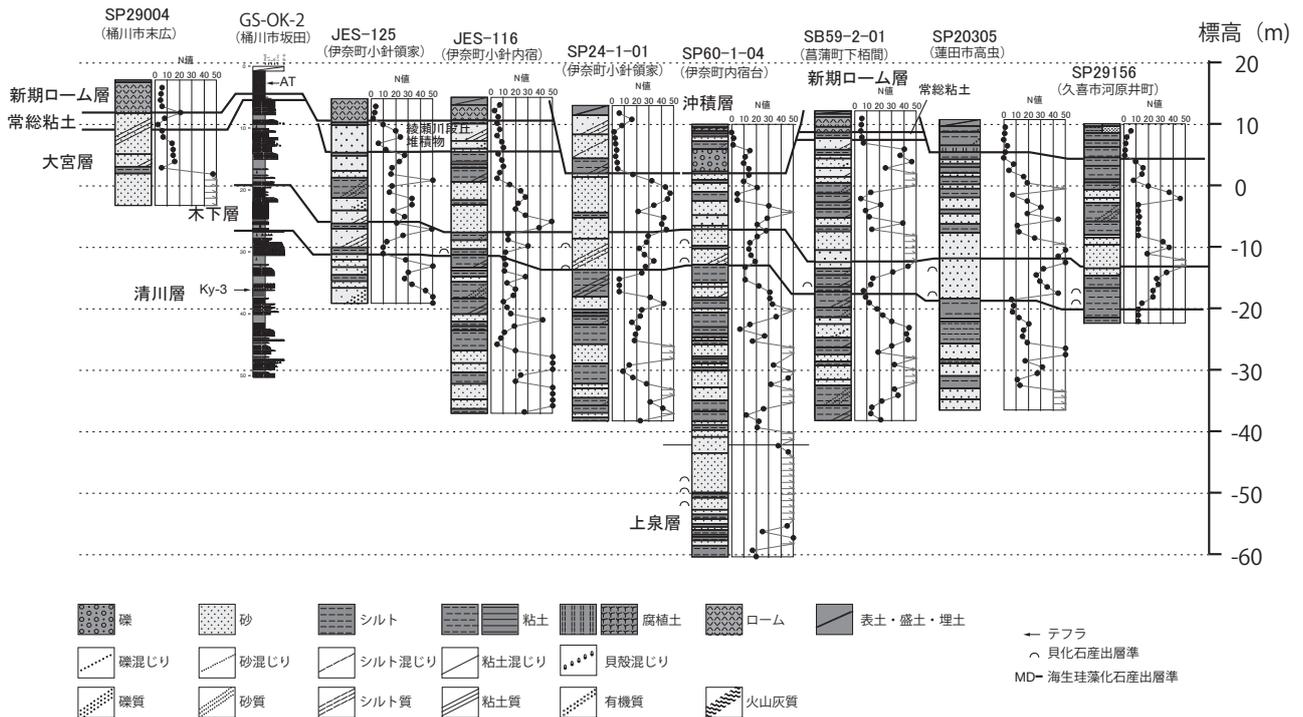


第5.9図 清川層の In-Ny テフラの近接写真
菖蒲町で採取したコア試料 (GS-BS-1)

第5.3表 In-Ny テフラに含まれるカミングトン閃石の主成分化学組成

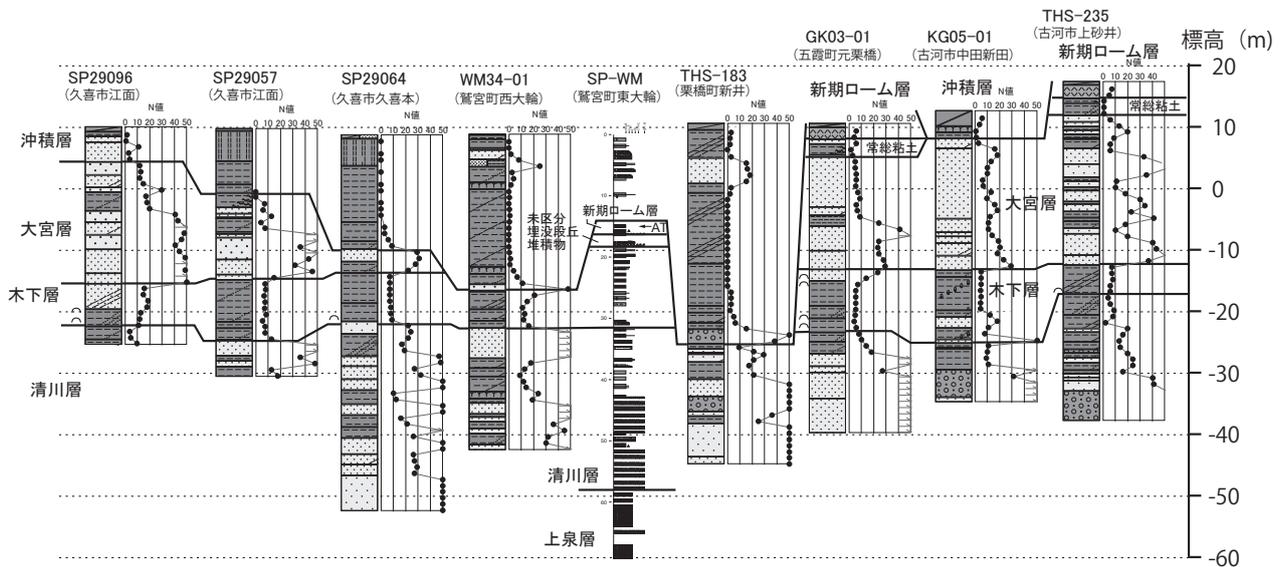
テフラ番号	カミングトン閃石の主成分化学組成										酸素数O=23に対する各陽イオン数										個数
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	計	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	mg値	
SBT-33.75	54.46	0.21	2.54	19.36	1.44	19.48	1.65	0.27	0.03	99.42	7.72	0.42	0.02	2.30	0.17	4.12	0.25	0.08	0.00	64.20	15
	0.26	0.07	0.15	0.10	0.08	0.04	0.05	0.10	0.07	0.06	0.07	0.01	0.05	0.01	0.06	0.07	0.02	0.01	0.60		
KMDT-35.10	54.24	0.25	2.65	19.42	1.44	19.25	1.64	0.29	0.03	99.20	7.71	0.44	0.03	2.31	0.17	4.08	0.25	0.08	0.01	63.85	12
	0.55	0.08	0.33	0.18	0.11	0.29	0.26	0.06	0.03	0.05	0.05	0.01	0.03	0.01	0.05	0.04	0.02	0.01	0.43		

EDXによる分析値。分析は(株)古澤地質による。上段：平均値、下段：標準偏差、FeO*：全鉄をFeOとして計算、mg値=Mg/(Mg+Fe)*100

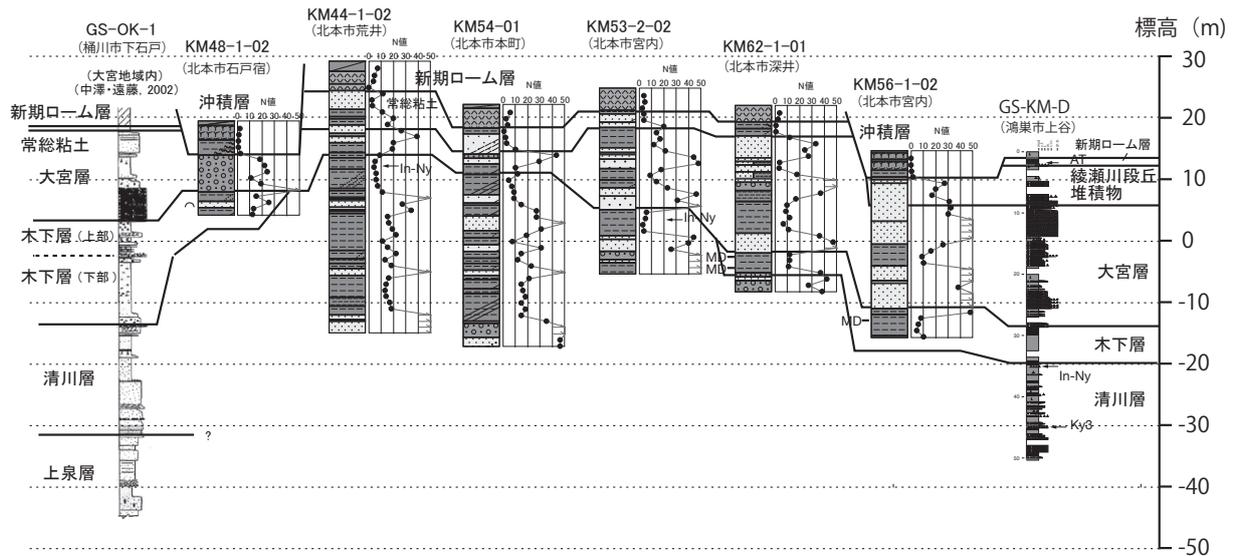


第 5. 10 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (桶川-古河 その 1)

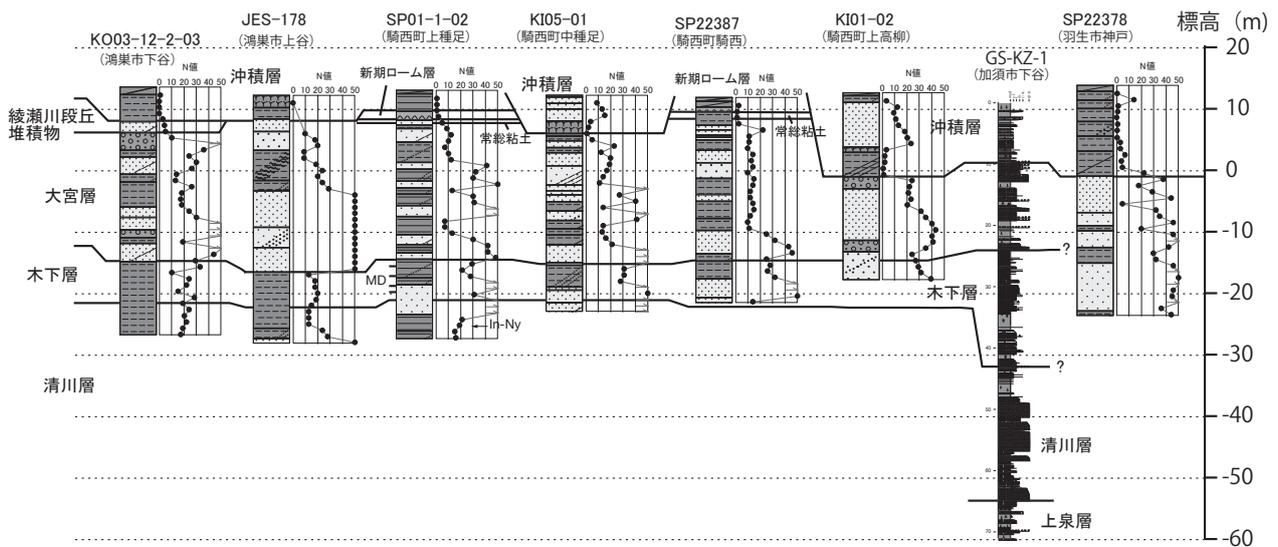
オールコアボーリングの凡例については、第 5. 3 図を参照。ボーリング地点は付図を参考のこと。第 5. 10～5. 15 のボーリングデータは、GS-OK-1 については中澤・遠藤 (2002)、番号の頭の記号が JES もしくは THS はそれぞれ上越新幹線と東北新幹線、SP は埼玉県提供、SB は菖蒲町 (現久喜市) 提供、WM は鷲宮町 (現久喜市) 提供、GK は五霞町提供、KG は古河市提供、KM は北本市提供、KO は鴻巣市提供、KI は騎西町 (現加須市) 提供、KK は久喜市提供。



第 5. 11 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (桶川-古河 その 2)



第 5. 12 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (北本-加須 その 1)
GS-OK-1 は中澤・遠藤 (2002) に基づく。

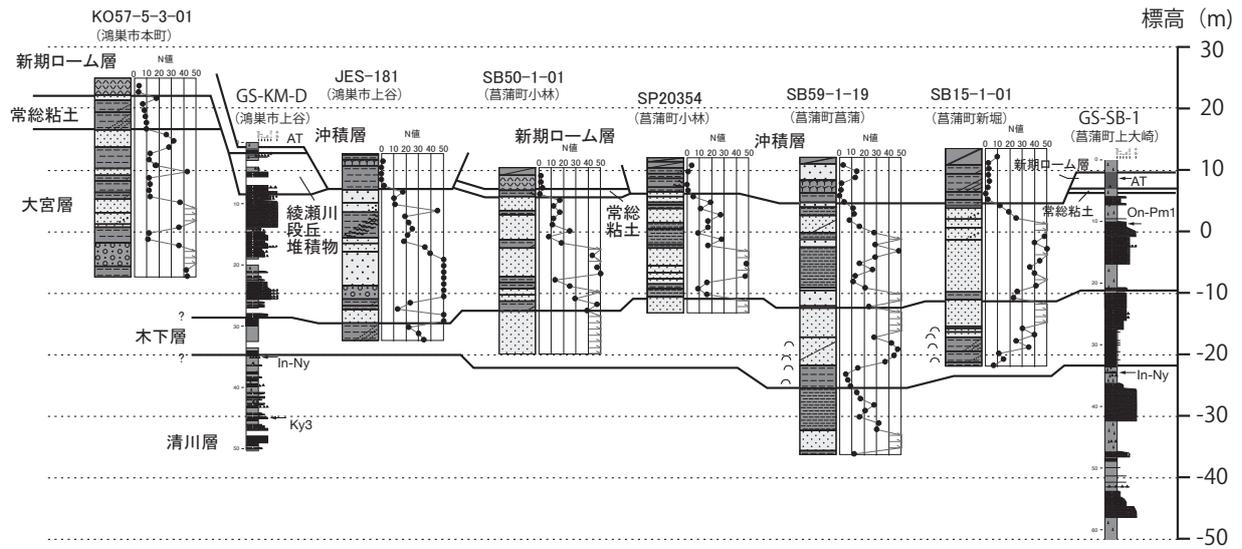


第 5. 13 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (北本-加須 その 2)

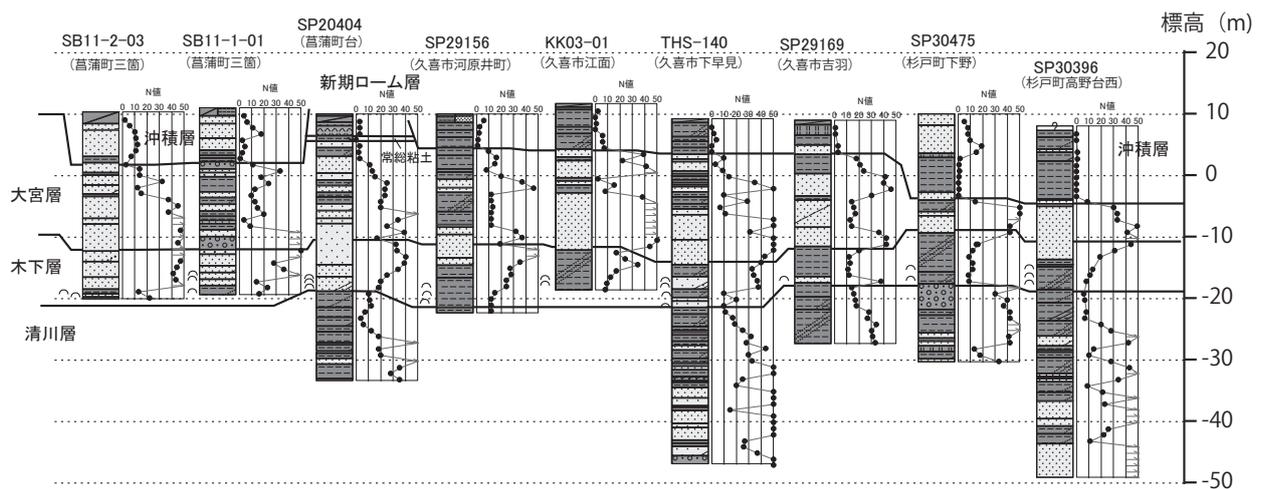
本地域の中央部に近い菖蒲(GS-SB-1)では、久喜(KK-OTB)及び鷺宮(SP-WM)に見られる最下部の貝化石を伴った砂質堆積物が認められず、貝殻片を含む砂質泥層を基底として下位の地層と接する。この砂質泥層には著しい生物擾乱が認められ、巣穴化石が頻繁に観察される。またこの砂質泥層には、極細粒～細粒砂がレンズ状にあるいは層厚数 cm の薄層として頻繁に挟有される。砂質泥層は上方粗粒化し、上位には平行葉理又は斜交層理が発達する淘汰の良い極細粒～細粒砂となる。更に上位は淘汰の良い細粒～中粒砂層を主体とする地層となり最上部は植物根痕化石を含む泥層に移行する。この砂層には平行層理及び斜交層理が発達し、葉理には重鉍物

の濃集がみとめられ、白斑状の生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が認められるのが特徴的である。

鴻巣地域南西部の桶川(GS-OK-2)、鴻巣(GS-KM-D)及び北部の加須(GS-KZ-1)では、泥層、砂質泥層及び泥質砂層を主体とする。この泥層には桶川(GS-OK-2)の基底付近に二枚貝の印象化石を含む他は貝化石がほとんど観察されない。生物擾乱は部分的に認められ巣穴化石も観察される。この泥層には極細粒から中粒砂の薄層がしばしば観察され、植物片も頻繁に含まれる。後述するように、この泥層からは海生・汽水生の珪藻化石が産出する。加須(GS-KZ-1)では、この特徴をもつ泥層が他地点より深い深度に分布する。



第 5. 14 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (鴻巣-久喜 その 1)



第 5. 15 図 土質ボーリング柱状図を用いた対比 (鴻巣-久喜 その 2)

N 値 本層上部に分布する貝殻を含む泥層の N 値は 10 以下を示すことが多い。一方、貝殻を含まない泥層は貝殻を含む泥層よりも N 値が大きい傾向があり、10～30 の値を示すことが多い。また、貝殻を含む泥層は上方粗粒化することが多く、この場合 N 値は上部で大きくなり、10～40 の値を示す。上部が砂質堆積物からなる場合は、N 値はしばしば 50 以上を示す。(第 5. 10～5. 15 図) 化石

貝化石 菫蒲 (GS-SB-1) において *Scapharca kagoshimaensis* (サルボウ) や汽水生の *Corbicula japonica* (ヤマトシジミ) の産出が報告されている (山口ほか, 2009)。久喜市史編さん室 (1987) は、久喜市太田袋で掘削されたボーリングコア (KK-OTB) の本層中から、二枚貝類 26 種、巻貝類 7 種を報告している。それによ

れば、*Ruditapes philippinarum* (アサリ) が優勢種であり、その他 *Raetellops pulcela* (チヨノハナガイ)、*Cryptomya busoensis* (ヒメマスオガイ)、*Phacosoma japonicum* (カガミガイ)、*Scapharca subcrenata* (サルボウ)、*Crasostrea gigas* (マガキ)、*Babylonia japonica* (バイガイ)、*Ringicula doliaris* (マメウラシマ) などを主体とするとされる。鶯宮 (SP-WM) では、*Potamocorbula* sp. (ヌマコダキガイ類) や *Cerithidea djadjariensis* (カワアイ) が産出する。

有孔虫化石 久喜市史編さん室 (1987) は、久喜市太田袋で掘削されたボーリングコア (KK-OTB) の本層中から有孔虫化石群集を報告している。それによれば、本層から産出した有孔虫化石は底生有孔虫を主体とする。主に産出する有孔虫化石は、*Ammonia japonica*、*Buccella*

makiyamae, *B. frigida*, *Elphidium advenum*, *E. somaense*, *Pararotalia minuta*, *P. nipponica*, *Pseudononion japonicum*, *Rosalina vilardevoana* などである。

花粉化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層からは花粉化石の報告がある。本郷ほか (2011) によれば、本層の花粉帯は本層中部が SB-Pol-5 帯に、本層上部が SB-Pol-4 帯に区分された。下部の花粉帯である SB-Pol-5 帯は、*Alnus*, *Fagus* 及び *Hemiptelea* が 20% 程度の割合で卓越し、次いで *Picea*, *Tsuga*, *Pinus* 及び *Carpinus* (ハシバミ属) が 10% 以下で産出する。上位の SB-Pol-4 帯は *Alnus* 50% 以上の高率で占め、*Cryptomeria* が 15% 程度でこれに次いで産出する。

珪藻化石 菖蒲 (GS-SB-1) の本層中からは、*Cyclotella* spp., *Paralia* spp., *Skeletonema costatum*, *Thalassiosira* spp. などの海～汽水生浮遊性種が卓越する群集が卓越する (第 5. 4 図)。桶川 (GS-OK-2) では、下半分から *Cyclotella* spp., *Paralia* spp., *Thalassiosira* spp. などの海～汽水生浮遊性種と、*Actinoptychus* spp., *Tryblionella granulata* などの海～汽水生付着性種が産出し、上半分では、汽水生種である *Pseudopodosira kosugii* が卓越し、*T. granulata*, *Diploneis smithii* など海～汽水生付着性種が随伴する群集に変わる。鴻巣 (GS-KM-D) では、*Cyclotella* spp., *Paralia* spp. などの海～汽水生浮遊性種と、*Diploneis smithii*, *T. granulata* などの海～汽水生付着性種が産出し、淡水性種も少量ながら産出する。加須 (GS-KZ-1) の下半分 (KZ-M2) からは海生珪藻が産出し (第 5. 7 図)、*Cyclotella* spp., *Thalassiosira* spp., *Paralia* spp. などの浮遊性種や、*Diploneis smithii*, *Tryblionella granulata* など海～汽水生付着性種が卓越する。一方、加須 (GS-KZ-1) の上半分 (KZ-M1) では、*Cymbella* spp., *Gomphonema* spp. など淡水性付着性種と、*Luticola* spp. などの陸生種が卓越し、*Paralia* spp. や *Diploneis smithii* などの海～汽水生種と汽水生種である *Pseudopodosira kosugii* が多くはないが産出する。

堆積環境 本層の基底部に分布する貝化石を多量に含む砂質堆積物は湾口などの高エネルギー環境の堆積物と考えられ、基底の浸食面はラビメント面と考えられる。同様の環境で堆積した堆積物とラビメント面は本地域の南部や南東部に隣接する大宮・野田地域でも広域に確認されているが (中澤・遠藤, 2000; 中澤ほか, 2006)、本地域では、東部及び南部地域以外では明瞭でない。貝化石を含む泥層及び砂泥細互層は、海生・汽水生の浮遊性珪藻化石を多く含むことから内湾で堆積したと考えられる。また、汽水生の貝化石が認められるため、内湾の中でも湾奥部の淡水の影響がある場所で堆積した可能性が高い。菖蒲付近では上部は粗粒化することから浅海化したと考えられる。平行層理が認められる細粒砂層は下部外浜、その上位の細～中粒砂層は上部外浜、*Macaronichnus* を産する平行層理砂層は前浜、植物根痕化石を含

む泥層は後浜で堆積したと推測される。桶川、鴻巣、加須付近では、海生・汽水生珪藻化石を含む泥層及び砂質泥層からなる。海～汽水生浮遊性種と付着性種を多く含む場所は、内湾 (ラグーン) や感潮河口域で堆積したと考えられ、干潟の指標種である *Pseudopodosira kosugii* を多く含む堆積物は、浅海化し干潟や塩水湿地環境で堆積したと推測される。

対比・年代 本地域では全域において上位の大宮層が不整合で累重するため、本層の上限が確認されない。しかし、本地域の南側と南東側に隣接する大宮・野田地域では、本層の堆積面が地形面を形成する場所が部分的に残されており、木下面及び下総上位面を形成している。このような場所では、本層は常総粘土に整合で覆われ、常総粘土の基底付近に KIP テフラ群が挟在することから、房総半島の木下層の層序 (徳橋・遠藤, 1984) と一致することが知られている (中澤・遠藤, 2002; 中澤・田辺, 2011)。したがって、本層は木下層に対比される。木下層は MIS6 後期～MIS5.5 の堆積物とされる (中里・佐藤, 2001)。

加須 (GS-KZ-1) では海成の泥層が他の地点よりも明らかに深い深度に位置する。この海成層の分布域は GS-KZ-1 コア以外で不明であるが、この泥層が谷埋め状の形状を示すとすると、房総半島や本地域に隣接する大宮や野田地域において認められる谷埋め状の分布形状を示す木下層下部 (中澤・遠藤, 2002; 中澤・田辺, 2011) に対比される可能性がある。

5. 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、御岳第一テフラ (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した地層である。

模式地 春日部市内牧 (大宮地域内) の層序ボーリング (GS-KB-1)。

本地域における層序関係 下位の木下層を不整合に覆い、上位の常総粘土に整合に覆われるか、新时期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、大宮台地の大宮面、猿島台地の下総下位面に相当する。

層序ボーリング地点・陸上における分布

GS-SB-1: 深度 5.3 m ~ 32.5 m, 標高 6.4 m ~ -13.9 m

GS-KZ-1: 深度 11.5 m ~ 25.4 m, 標高 0 m ~ -13.9 m

SP-GD: 深度 12 m ~ 下限深度不明, 標高 5.3 m ~ 下限不明

SP-WM: 分布せず

GS-OK-2: 深度 5.8 m ~ 19.3 m, 標高 14.0 m ~ 0.5 m

GS-KM-D: 深度 8.3 m ~ 28.7 m, 標高 5.6 m ~ -14.8 m

KK-OTB: 深度 9.4 m ~ 20.9 m, 標高 -1.6 m ~ -13.1 m

SP-NK-1: 深度 20.8 m ~ 22.4 m, 標高 -11.8 m ~ -13.4 m

SP-NK-2：深度 7.2 m ～掘止深度 17.0 m 以深，標高 2.8 m ～-7 m 以深

SP-NK-3：深度 7.8 m ～掘止深度 15.0 m 以深，標高 6.2 m ～-1 m 以深

SP-NK-5：深度 4.7 m ～掘止深度 18.0 m 以深，標高 7.3 m ～-6 m 以深

本層の最上部は，大宮台地東端部の荒川の段丘崖沿いでも観察される。

層厚 1.6 m (鷲宮：SP-NK-1) ～ 20.4 m (鴻巣：GS-KM-D)

層相 砂礫層及び分級の悪い礫混じりの細粒～粗粒砂層から泥層へと漸移する複数サイクルの上方細粒化層からなる(第 5. 7 図)。本地域西部では粒径が大きく礫層が卓越するが，東部では砂層が卓越する傾向がある。本層基底は明瞭な浸食面が観察される。砂層には斜交層理が顕著に発達する。泥層には植物片がしばしば認められ，原地性の植物根痕化石が多く含まれる。また，泥層には腐植質が強い部分も認められる。

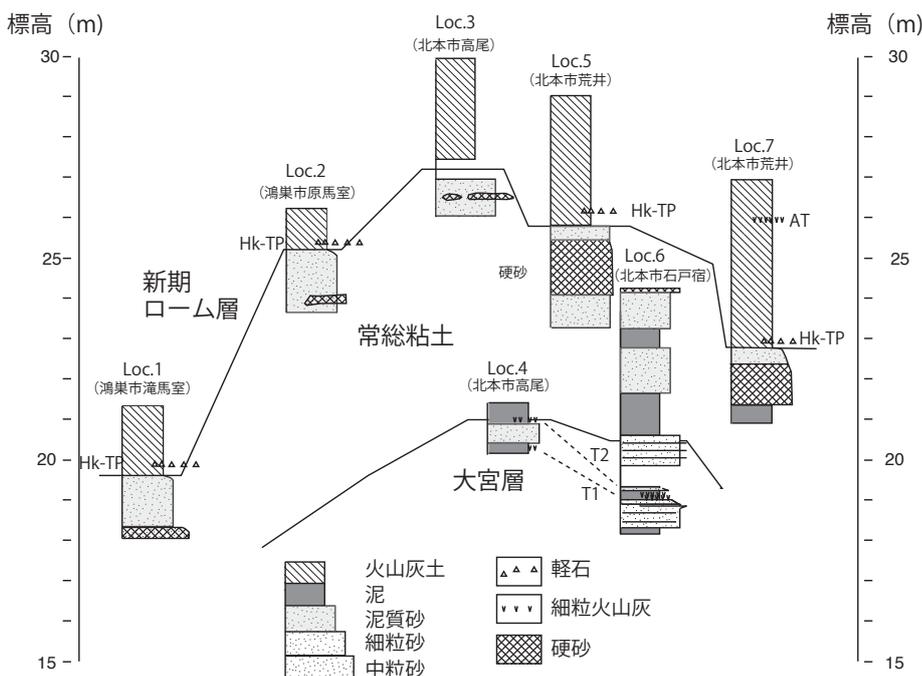
N 値 泥層の N 値の分布には幅があり 10 以下～ 30 を示すが，10 程度の値を示すことが多い。砂質堆積物では 20～ 50 以上を示すことが多く，厚い砂礫層ではしばしば 50 以上を示す。(第 5. 10 ～ 5. 15 図)

テフラ 本層からは御岳第一テフラ (On-Pm1) テフラ，鬼界-葛原テフラ (K-Tz)，その他のテフラが挟在する(第 5. 7, 5. 16 図)。

御岳第一テフラ (On-Pm1) 菖蒲 (GS-SB-1) の深度 9.9 ～ 10.9 m の斜交層理が発達する細～中粒砂層には，葉理に沿って細粒の白色軽石が濃集する産状のテフラが観察される (SBT-10.90：山口ほか，2009)。この

テフラは中間型及び多孔型の形状をした火山ガラスを大量に含み，重鉱物としては普通輝石と角閃石を含み，火山ガラスの屈折率 (n) は 1.501-1.502 の範囲を示す (山口ほか，2009)。火山ガラスの主成分化学組成は，TiO₂ が 0.18%，FeO が 10.8% と共に低く，K₂O が 3.62% で Na₂O が 3.52% と同様の値を示す。火山ガラスの屈折率と主成分化学組成の一致から，このテフラは御岳第一テフラ (On-Pm1：Kobayashi *et al.*, 1968；町田・新井，2003) に対比されている (山口ほか，2009)。鴻巣地域では，On-Pm1 に対比されるウグイス色軽石層 (UP) と呼ばれるテフラ (渋谷ほか，1968) が，大宮層の上位層である常総粘土に含まれる硬砂より 2.2 m ～ 7 m 下位に，軽石を含む黄緑色の粘土層に挟有されることが知られている (硬砂団体研究グループ，1984)。なお，本地域の南側に隣接する大宮地域の東部とその東側に隣接する野田地域では，On-Pm1 は常総粘土の基底付近に挟有されることが知られている (中澤・遠藤，2002；杉原，1970)。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，1973 など)，降灰年代は MIS5.3 に相当する約 100 ka と考えられている (町田・新井，2003)。

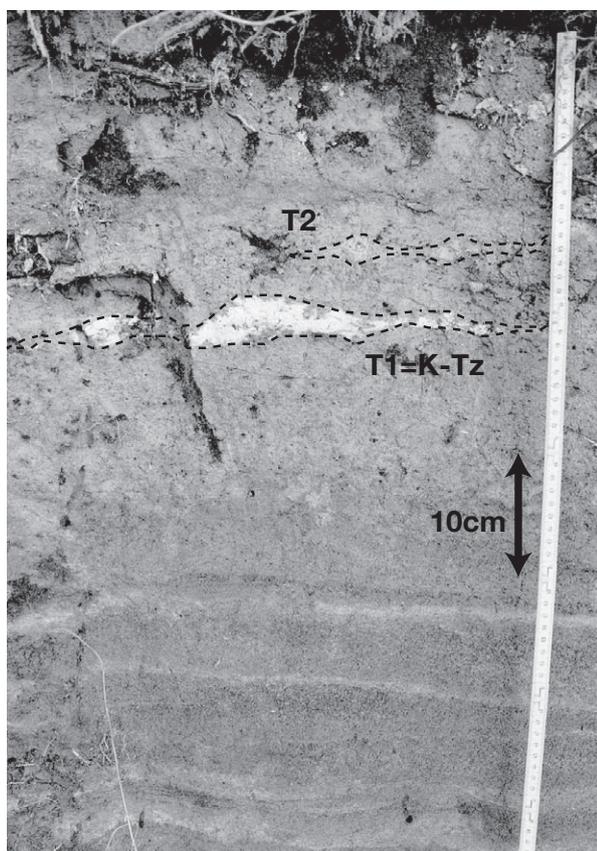
鬼界葛原テフラ (K-Tz) 大宮台地の西端部，荒川の段丘崖にて，本層最上部と常総粘土との境界付近に認められた (第 5. 16 図：T1)。最大層厚 5 cm 程度で一部レンズ状に産する細粒大のガラス質白色火山灰である (第 5. 17 図)。このテフラは中間型及び扁平型の火山ガラスを主体とし，β石英を特徴的に含み，重鉱物としては斜方輝石，単斜輝石を伴う (第 5. 2 表)。火山ガラスの屈折率 (n) は，1.497 ～ 1.499 の範囲を示し，斜方輝石の



第 5. 16 図 大宮台地西端部に露出する大宮層最上部以上の柱状図
露頭の位置は付図 2 に示す。

屈折率(γ)は、1.705～1.712の範囲を示し1.708～1.709にモードを示す(第5.2表)。火山ガラスの主成分化学組成は、SiO₂が78.87%と高い値を示す(第5.4表)。これら火山ガラスの化学組成と屈折率の特徴は、広域火山灰の鬼界葛原テフラ(K-Tz)(町田・新井, 2003)と良く一致することから、このテフラはK-Tzテフラに対比される。K-Tzテフラは、御岳第一テフラ(On-Pm1)の上位に位置し、約95kaに噴出したと考えられている(町田・新井, 2003)。

その他のテフラ 大宮台地の西端部、荒川の段丘崖にて、上記のK-Tzテフラの数cmから数10cm上位に、層厚2cm程度の細粒砂サイズのガラス質灰色火山灰が



第5.17図 大宮層の鬼界-葛原テフラ(K-Tz:T1テフラ)とその直上に挟在するT2テフラの近接写真
北本市石戸宿(Loc.6)

挟有される(第5.16, 5.17図:T2)。本テフラは多孔質型の火山ガラスを含み、重鉱物は斜方輝石を多く含み角閃石も少量含まれる(第5.2表)。火山ガラスの屈折率は、 $n=1.500-1.503$ の範囲を示す(第5.2表)。現在のところ2カ所で確認されたが、火山ガラスの主成分化学組成も非常に良く一致し、両テフラは同一である(第5.4表)。納谷ほか(2011)は、本テフラがK-Tzテフラの模式地である神奈川県相模原市の葛原層において、K-Tzテフラの直上に挟在するテフラと対比される可能性を指摘した。

化石

花粉化石 菖蒲(GS-SB-1)の本層からは花粉化石の報告がある。本郷ほか(2011)によれば、本層の花粉帯は下位よりSB-Pol-3帯と最上部を除くSB-Pol-2帯に相当する。SB-Pol-3帯は、*Picea*, *Pinus* 及び *Juglans/Pterocarya* が20～30%程度の割合で卓越する群集である。SB-Pol-2帯は、*Cryptomeria* が30%程度の割合で卓越し、次いで *Pinus*, *Cupressaceae* 及び *Alnus* が10～20%程度の割合で産出する。

珪藻化石 菖蒲(GS-SB-1)の本層からは、*Achnanthydium* spp., *Gomphonema* spp., *Pinnularia* spp. など淡水生付着性種を主体とする(第5.4図)。北本市高尾及び石戸宿で観察される本層最上部の泥層からは、*Diploneis ovalis* 及び *D. subovalis*, *Gomphonema* spp., *Pinnularia* spp. などの淡水生付着性種が優占して産出し、*Hantzschia ampniioxys*, *Luticola mutica*, *Pinnularia borealis* などの陸生珪藻も多く産出する(第5.18図)。

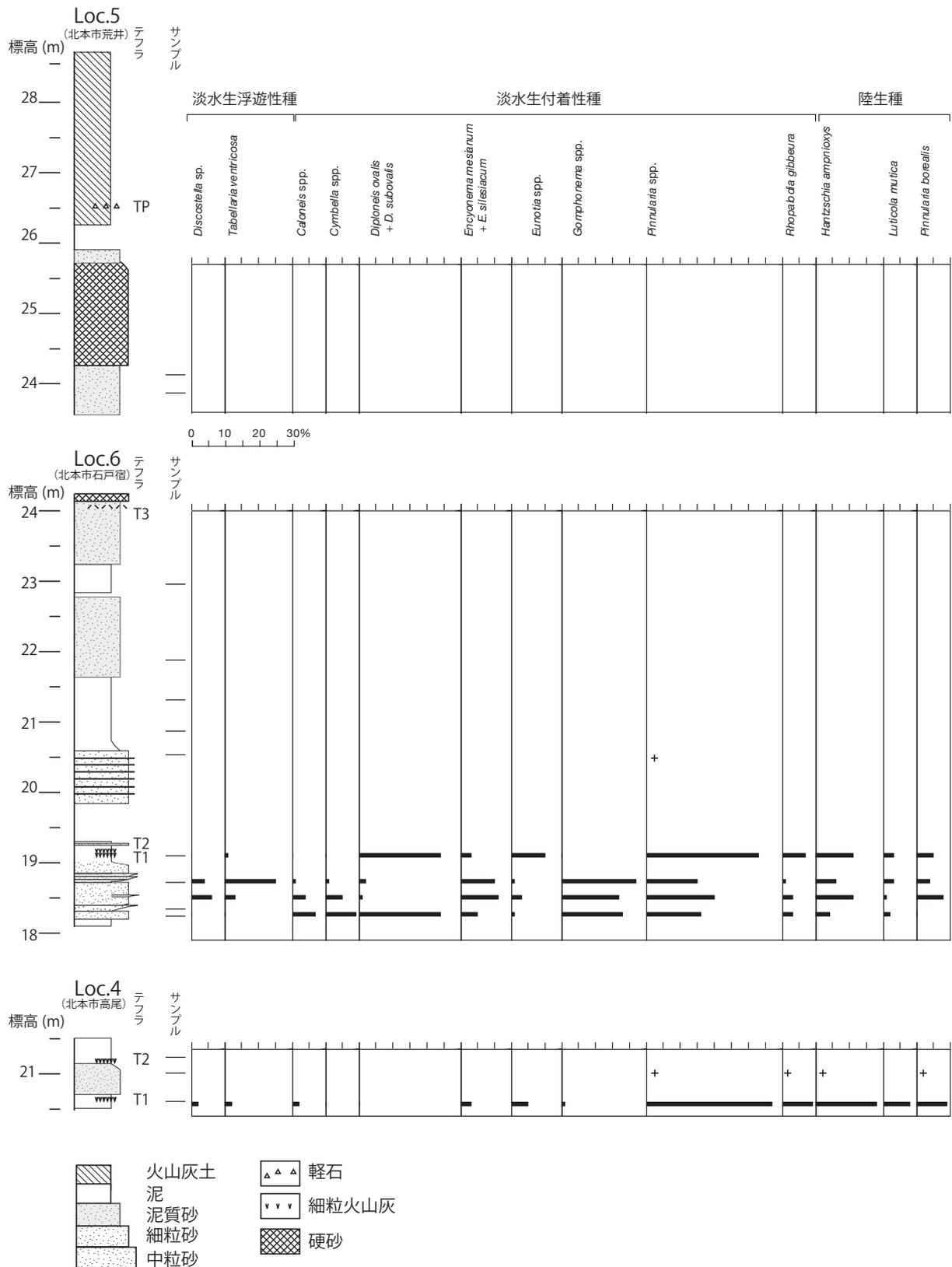
堆積環境 本層の砂礫層及び砂層は分級が悪く斜交層理が発達することから河成チャネルで堆積したと考えられる。一方、泥層には植物片や植物根痕化石を含むことから氾濫原で堆積したと考えられる。淡水生付着珪藻に加え陸生珪藻も産出することから、沼沢地や湿地のような環境であったと推測される。

対比・年代 本層上部には、MIS5.3の約100kaに降灰したOn-Pm1テフラが、また上位の常総粘土との境界付近には同じくMIS5.3の約95kaに降灰したK-Tzテフラが挟在することから、離水年代はMIS5.3と考えられる。本地域ではOn-Pm1テフラが大宮層に挟有されるのに対し、大宮地域東部や野田地域では、上位の常総粘土の基底付近に挟在する。このことから、大宮層上部と

第5.4表 大宮層に挟在するテフラに含まれる火山ガラスの主成分化学組成

テフラ番号	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
L6-T1	78.87	0.28	11.59	1.02	0.09	0.17	1.11	3.44	3.43	100.00	95.52	15
=K-Tz	0.16	0.06	0.12	0.11	0.06	0.04	0.04	0.11	0.07			
L4-T2	76.36	0.28	12.89	1.18	0.11	0.23	1.36	3.52	4.07	100.00	95.26	14
	0.21	0.06	0.09	0.11	0.07	0.05	0.06	0.09	0.07			
L6-T2	76.30	0.25	12.88	1.22	0.07	0.25	1.38	3.55	4.09	100.00	95.81	13
	0.22	0.04	0.12	0.12	0.08	0.02	0.06	0.08	0.08			

EDXによる分析値。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。上段:平均値,下段:標準偏差,FeO*:全鉄をFeOとして計算



第 5. 18 図 大宮台地西端部に露出する大宮層最上部以上の珪藻化石群集

常総粘土の一部は同時異相であると考えられる。同様の関係は房総半島の姉崎層においても認められ（徳橋・遠藤, 1984）、本層の堆積年代は房総半島の姉崎層の堆積年代と概ね一致する。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がある。

5.8 常総粘土 (Jc)

命名・定義 層序単元名称としては問題があるが、本報告では姉崎地域における徳橋・遠藤(1984)の用法に従い、常総粘土を、木下層あるいは姉崎層（本地域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6m程度

層相・分布 常総粘土は主に灰白色を呈する凝灰質粘土を主体とする。全体的に炭化した植物片を多く含み、原地性の植物根痕化石が認められる。また、硬質のリモナイト層を挟むことがある。本層最上部の10～20cmは炭質物を多く含み、暗褐色を呈することから“チョコ帯”と呼ばれることがある（硬砂団体研究グループ, 1984）。常総粘土には砂質な部分も多く観察される。そのうち、分級が悪い凝灰質シルト質砂は、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

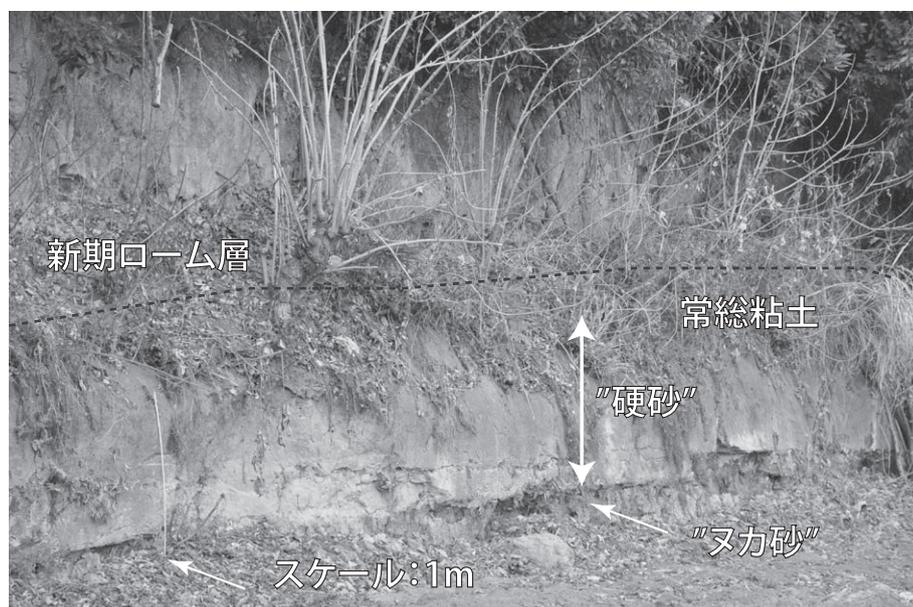
砂団体研究グループ, 1984）。また、常総粘土の上部には、“硬砂”と呼ばれる固結した分級の良い細粒砂層が分布する（硬砂団体研究グループ, 1984）。この砂層には、植物根痕化石が含まれ本地域では最大1.6m程度の層厚で分布する（第5.19図）。今回の調査で、“硬砂”は大宮台地西端の台地上の北本市石戸宿～鴻巣市原馬室付近、蓮田市高虫（GS-HD-1コア）（第6.1図）、猿島台地上の古河市茶屋新田～牧野地（古河地域内）にて観察された（第5.16図）。常総粘土の層厚は、“硬砂”の分布する地域では厚く最大6m程度に及ぶが、それ以外の地域では数10cm～2m程度である。

テフラ 本地域の常総粘土からは指標テフラは産出しない。

化石

花粉化石 菖蒲（GS-SB-1）の常総粘土からは花粉化石の報告がある。本郷ほか（2011）によれば、常総粘土の花粉帯は下位よりSB-Pol-2帯の最上部に相当する。SB-Pol-2帯最上部は、*Cryptomeria*、*Picea* 及び *Tsuga* が20%程度の割合で卓越する群集である。

堆積環境 植物根を含むことから陸成であると考えられるが、珪藻化石は検出されないため、堆積環境の詳細は不明である。常総粘土上部に分布する“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, 1984）。



第5.19図 常総粘土に含まれる“硬砂”層と“ヌカ砂”層

第6章 新期段丘堆積物及び新期ローム層

(納谷友規)

本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して新期段丘堆積物と呼ぶ。鴻巣地域には新期段丘堆積物として，綾瀬川段丘堆積物及び埋没段丘堆積物（未区分）が分布する。

6.1 新期段丘堆積物

6.1.1 綾瀬川段丘堆積物 (ta)

分布 本地域西部，綾瀬川及び元荒川沿いに狭く分布する。

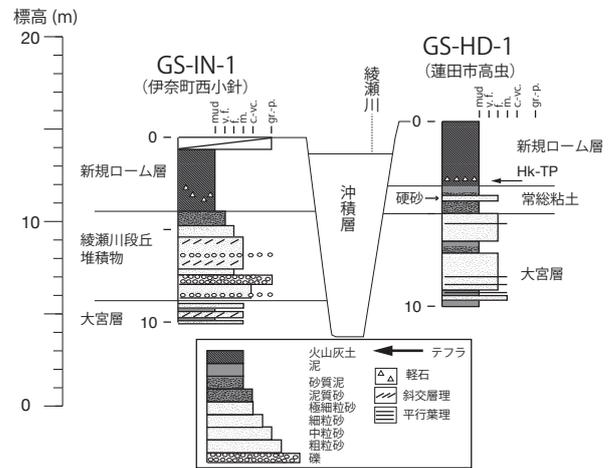
層相 礫層，砂層及び泥層からなる。砂層には斜交層理が発達する。層厚は，伊奈町西小針（GS-IN1）で約5 m程度（第6.1図），鴻巣市上谷（GS-M-D）で7 m程度である（第5.7図）。本段丘堆積物は箱根東京テフラ（Hk-TP）を基底部に含む層厚3 m程度の新期ローム層に覆われる。

鴻巣（GS-KM-D）付近に分布する本段丘堆積物の上部は，腐植質で軽石を多く含む泥層から構成され，始良Tnテフラを基底付近に含む新期ローム層に覆われる（第5.7図）。須貝ほか（2007）は，鴻巣市深井～上谷において群列ボーリング調査を行っている（第6.2図）。この結果を参考にすると，鴻巣市深井～上谷付近では，本

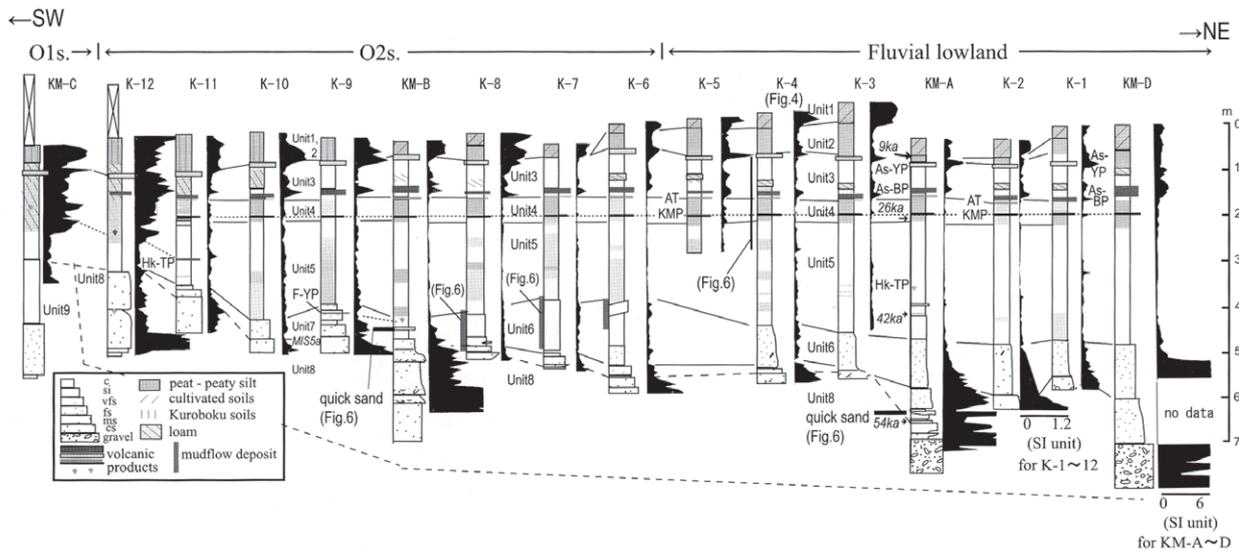
段丘堆積物上部の腐植質泥層の中に箱根東京テフラが挟在する。

テフラ 鴻巣市深井～上谷では，本段丘堆積物の上部に分布する腐植質泥層に，層厚2～3 cmで箱根東京テフラが挟在するとされる（須貝ほか，2007）。また，その他のテフラとして，腐植質泥層の最上部付近には，北本軽石（KMP）と呼ばれる赤橙色の細粒軽石質テフラが挟在することが知られる（須貝ほか，2007）。

年代 本段丘堆積物を覆うローム層の最下部には，箱根



第6.1図 大宮台地における新期段丘堆積物の柱状図



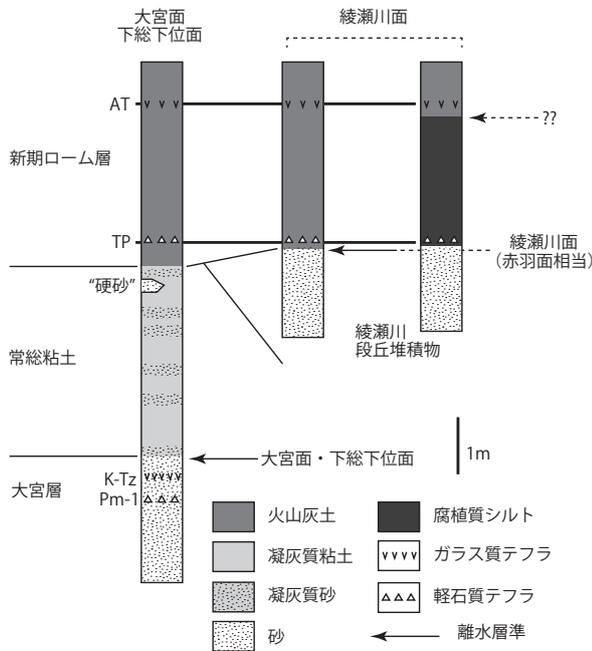
第6.2図 鴻巣市深井～上谷における群列ボーリング柱状図

須貝ほか（2007）。Unit 9が大宮層に相当し，Unit 8～6，Unit 5の一部が綾瀬川段丘堆積物に相当する。

東京テフラ (Hk-TP) が含まれるため、本段丘堆積物の堆積時期は箱根東京テフラが堆積する直前であったと考えられる (第 6. 3 図)。後述するように、箱根東京テフラは、MIS4 に相当する 60 ~ 65 ka 頃に降灰したと考えられていることから (町田・新井, 2003), 本段丘堆積物は 70 ka を中心にした時期に形成したと考えられる。本段丘堆積物の上面は綾瀬川面を形成し、この地形面の形成年代は大宮地域における赤羽面の形成年代に相当する。ただし、鴻巣市深井~上谷における群列ボーリング調査では、水成で堆積したと思われる泥質堆積物中に箱根東京テフラが含まれる可能性が示されている (須貝ほか, 2007)。このため、鴻巣地域における本段丘堆積物の中には、部分的に離水年代がやや新しい堆積物が含まれる可能性がある (第 6. 3 図)。なお、石山ほか (2005) は、本段丘堆積物上部の腐植質泥層から放射性炭素年代を報告し、37350~36050 calBP, 42350~40850 calBP の年代値が得られている。

6. 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。礫まじり砂層及び砂層からなる。鷲宮町栄 (SP-NK-1) では、最上部に腐植質砂と腐植質シルトの互層が分布し、更に層厚 10 cm の白色ガラス質火山灰層が挟在する (第 6. 4. 5. 7 図)。また、鷲宮町東大輪 (SP-WM) では、段丘堆積物が AT テフラを含む薄いローム層に覆われる (第 5. 7 図)。既存の土質試験ボーリング柱状図資料からは、下位の地



第 6. 3 図 常総粘土及び綾瀬川段丘堆積物の模式柱状図 (左側) 大宮面及び下総下位面。(中側) 綾瀬川面。(右側) 綾瀬川段丘堆積物には、離水年代がやや新しい堆積物が含まれる可能性がある。

層と埋没段丘堆積物を区別するのが困難なため、埋没段丘堆積物の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主軸部に沿って局所的に分布すると予想される。

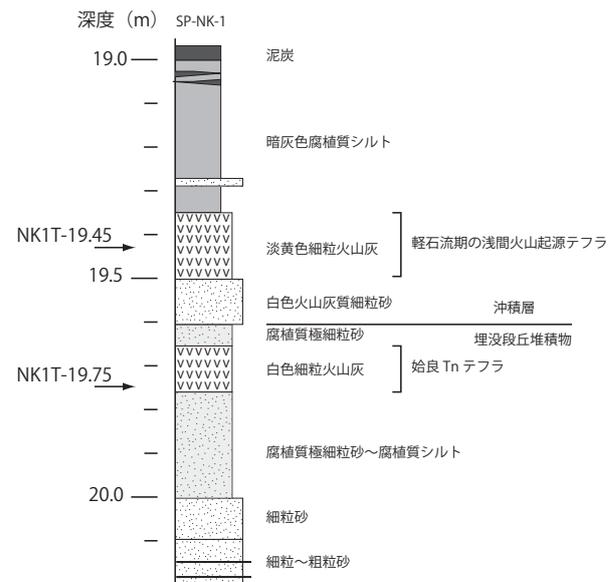
テフラ 始良 Tn (AT) テフラが認められる。

始良 Tn テフラ 鷲宮町栄 (SP-NK-1) の深度 19.75 ~ 19.65m に挟在されるガラス質火山灰は、平板型の火山ガラスを主体とし、重鉱物としては斜方輝石を含み角閃石をわずかに含み、火山ガラスの屈折率は 1.496~1.501 (モード値 1.499~1.501) を示す (第 6. 1 表)。このテフラの特徴は始良 Tn テフラ (AT) の特徴と一致し、これに同定される。

年代 後述するように、AT テフラの降灰年代は約 26 ~ 29 ka の MIS3 と MIS2 の境界付近と考えられている。本埋没段丘堆積物の最上位あるいは上部を覆うローム層には AT テフラが含まれることから、MIS3-2 を中心とした時期に形成されたと考えられる。なお、地点によって分布高度と AT テフラの層準が微妙に異なることから、形成時期が異なる複数の段丘堆積物が含まれる可能性が高い。

6. 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あるいは埋没段丘上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 (1965) 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、鴻巣地域ではその境界は必ずしも明瞭で



第 6. 4 図 鷲宮町栄 (SP-NK-1) における未区分埋没段丘堆積物の柱状図

ないため、ここではそれらを一括して新期ローム層として記載する。

分布 大宮台地・猿島台地の全域。中川低地地下の埋没段丘堆積物を覆って部分的に分布。

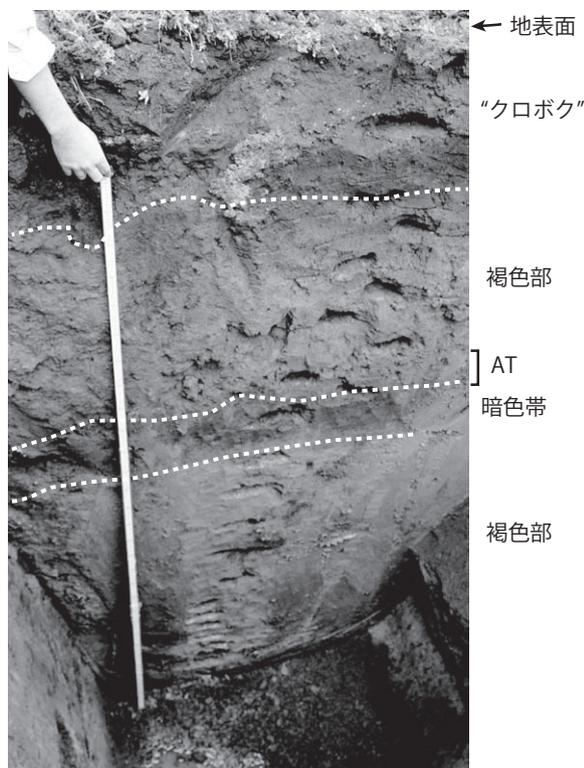
層相 本ローム層は、褐色(10YR4/4～7.5YR4/4)から黄褐色(10YR5/3～6/6)を呈する粘土質のローム(火山灰土)を主体とし、最大層厚数10cmの黒褐色(7.5YR3/2)～暗褐色(10YR3/3～3/4)の帯(暗色帯)を1～2層挟み、全体としては褐色部と暗色帯の互層と

なっている(第6.5図)。層厚は、地層の欠如がない場合、大宮台地東端の北本市石戸宿付近で、約4.5m、古河市茶屋新田あたりで2.5～3m前後と、本地域東北部でやや薄くなる。大宮面及び下総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。この場合、常総粘土は漸移的に本ローム層に覆われる(第6.6図)。本地域の西南部においては、本ローム層の基底から10～40cm上位に後述する箱根東京テフラ(Hk-TP)が挟在する(第5.16、6.3、6.6

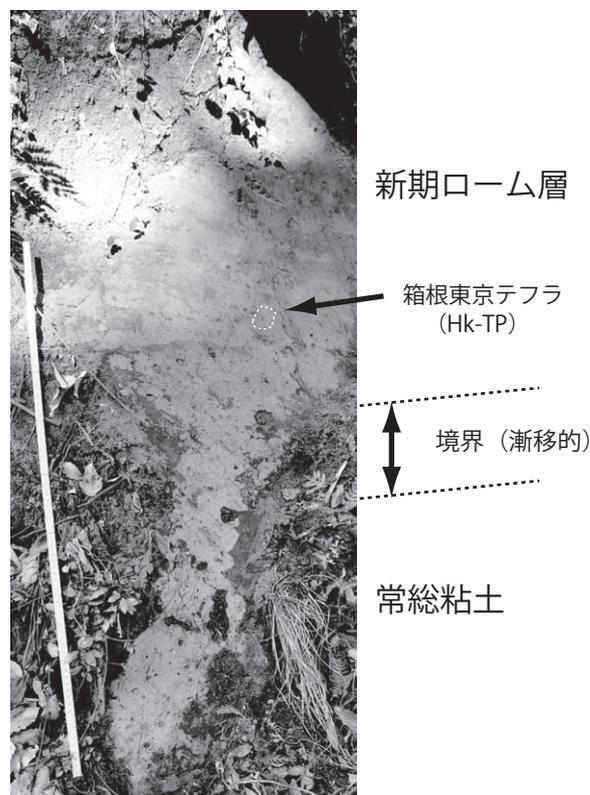
第6.1表 鴻巣地域の新期段丘堆積物及び新期ローム層に挟在する始良 Tn テフラ(AT)の記載岩石学的特徴

コア名・場所	深度・テフラ番号	産状・層厚	ガラスの形態	鉱物組成	火山ガラスの屈折率(n)	同定	測定者
SP-NK-1	19.65-19.75m	層厚10cm	H > C	opx >> ho	1.496, 1.499-1.501	AT	N
SP-WM	15.85-15.87m	ローム層中に散在	H, T > C	opx >> cpx, ho	1.497-1.501	AT	N
SP-NK-2	5.00-5.05m	ローム層中に散在	H > C	opx > ho	1.495, 1.499-1.500	AT	N
SP-NK-3	5.40-5.45m	ローム層中に散在	H > C, T	opx, ho	1.496-1.502 (1.499)	AT?	N
SP-NK-5	2.62-2.65m	ローム層中に散在	H > C	opx, cpx	1.497-1.499	AT	N
GS-KM-D	1.50-1.52m	ローム層中に散在	H	opx > cpx	1.498-1.502	AT	N
GS-KM-D	1.72-1.74m	ローム層中に散在	H	opx > cpx	1.498-1.502	AT	N
GS-OK-2	2.20-2.22m	ローム層中に散在	H	opx, ho	1.498-1.500	AT	N
Loc.7 北本市石戸宿	L7-T18	ローム層中に散在	H	opx > cpx, ho	1.497-1.502	AT	N
Loc.8 古河市茶屋新田	L8-T12	ローム層中に散在	H > C, T	opx >> ho	1.498-1.501	AT	N
Loc.8 古河市茶屋新田	L8-T12D	ローム層中に散在	H > C	opx >> cpx, ho	1.498-1.501	AT	N

ho:角閃石, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, H, C, T:吉川(1976)に基づくガラスの形態, 測定者:N:納谷友規



第6.5図 新期ローム層の露頭写真
スケールは3m。(古河市茶屋新田:Loc.8)。



第6.6図 常総粘土と新期ローム層の境界付近の露頭写真
スケールは1m。(鴻巣市滝馬室:Loc.1, 第5.16図参照)

第 6. 2 表 鴻巣地域の新时期ローム層に挟在する箱根東京テフラ (Hk-TP) の記載岩石学的特徴

場所・コア名	テフラ番号	産状・層厚	重鉱物組成	屈折率 opx (γ)(モード値)	同定	測定者
Loc.7北本市石戸宿	L7-T1D	層厚7cm, パッチ状	opx, cpx > ol, ho	1.702-1.713 (1.710)	Hk-TP	N
GS-HD-1 (3.33-3.34m)	HDT-3.34	層厚2cm, パッチ状	opx, cpx > ho	1.703-1.712 (1.709)	Hk-TP	N

ho:角閃石, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, ol:かんらん石, 測定者:N:納谷友規

第 6. 3 表 新时期ローム層に挟在する始良 Tn テフラ (AT) に含まれる火山ガラスの主成分化学組成
古河市茶屋新田. サンプル番号 L8-T12.

テフラ番号	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
L8-T12	78.32	0.15	11.91	1.22	0.07	0.11	1.18	3.54	3.52	100.00	96.65	15
=AT	0.19	0.06	0.12	0.09	0.07	0.03	0.04	0.13	0.11			

EDXによる分析値. 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. 上段:平均値, 下段:標準偏差, FeO*:全鉄をFeOとして計算した.

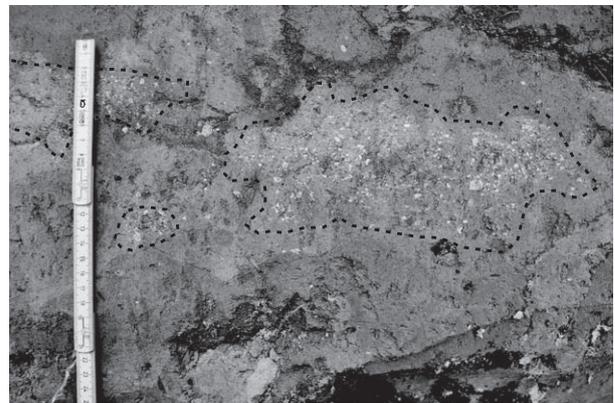
図). 風化した露頭では, 箱根東京テフラを含む層厚数 10 cm でクラックが発達することが多い. 最上位の褐色部の基底付近からは, 水洗によって泥分を洗い流すことによって, 後述する始良 Tn テフラ (AT) が検出される. また, 新时期ローム層の最上部は, 黒褐色 (10YR2/2) ~ 黒色 (7.5YR1.7/1) を呈する柔らかい土壌からなり, 一般的に“クロボク”あるいは“クロボク土”と呼ばれている. また, 鷲宮町東大輪 (SP-WM) 付近の中川低地の地下に分布する埋没段丘堆積物の上位には層厚 2 m ほどのローム層が分布する場合がある (第 5. 7 図). SP-WM コアでこの埋没ローム層はやや砂質の層相を呈し, 深度 15.85 m 付近には始良 Tn テフラがローム層中に散在して検出される.

N 値 全体的に 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 (AT) テフラが認められる.

箱根東京テフラ (Hk-TP) 新时期ローム層の最下部付近に挟在される黄橙色の軽石質テフラ層である. 本テフラ層は, 原田 (1943) によって東京浮石土として初めて記載され, 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) に従い, 箱根東京テフラ (Hk-TP) と呼ぶ.

本地域では, 箱根東京テフラは最大層厚 7 cm 程度でパッチ状に産する (第 6. 7 図). 分布が確認されたのは本地域の南西部に限られ, 中央部及び北東部では確認されなかった. 分布が確認された南西部においても, その南西部で厚く北部及び東部で薄い傾向がある. 北本市石戸宿付近では, 層厚 7 cm のパッチ状で産するが, 鴻巣市滝馬室や蓮田市高虫 (GS-HD-1) では最大層厚 1 ~ 2 cm のパッチ状で産する. 中粒砂大から径 5 mm 程度の黄橙色軽石からなり, 重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石を多く含み, かんらん石と角閃石をわずかに含む (第 6. 2 表). 本地域のローム層中には, 重鉱物として角閃石が比較的多く含まれることから, 本テフラに含まれる角閃石については, それらが混入したものと思われる. 斜方輝石の



第 6. 7 図 新时期ローム層下部に挟在する箱根東京テフラ (Hk-TP) の露頭写真
点線に囲まれた部分 (北本市荒井: Loc.7, 第 5. 16 図参照)

屈折率は 1.704 ~ 1.713 を示す (第 6. 1 表).

箱根東京テフラは, 箱根火山の新时期軽石流 (久野, 1952) に相当するプリニアン噴火によってもたらされたテフラであり, 南関東から関東平野中央部にかけて広く分布することが知られているが, 本地域は分布のほぼ北限とされる (町田・新井, 2003). なお, 箱根東京テフラは, MIS4 に相当する 60 ~ 65 ka 頃に噴出したと考えられている (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 cm ~ 100 cm 下の褐色ローム中に, 平板型の薄い火山ガラスの濃集帯としてみとめられる. 野外では肉眼でテフラ層を確認することはできないが, 採取した試料を水洗して泥分を除去することによって火山ガラスを確認できる. また, 露頭を注意深く観察すると, 濃集した火山ガラスが光に反射するのを確認できることがある. 火山ガラスの屈折率は多くの場合 1.497 ~ 1.501 を示す (第 6. 1 表). 古河市茶屋新田のローム層から得られた火山ガラスの化学組成 (第 6. 3 表) は, SiO₂ が 78.32% と高く, TiO₂ が 0.15% と低く K₂O が 3.52%

であり、既知の始良 Tn テフラの分析値（町田・新井, 2003; 青木・町田, 2006）と良く一致する。このように、ガラスの形態, 屈折率, 化学組成ともに, 町田・新井(1976, 2003) の始良 Tn テフラの特徴に一致するため, これに

同定される。始良 Tn テフラの降灰年代は, 約 26 ~ 29 ka の MIS3-2 境界付近と考えられている（町田・新井, 2003）。

第7章 沖積層

(納谷友規)

を作成した。

7.1 定義, 研究史及び概要

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)

研究史及び概要 鴻巣地域の沖積層は, 中川低地, 加須低地, 台地の開析谷の谷底低地, また範囲は狭いが荒川低地にも分布している。本地域の沖積層の特徴として, 綾瀬川及び元荒川よりも北東側では, 埋没した台地面を覆って薄く沖積層が分布している。

本地域の沖積層に関する研究は, 主に既存のボーリング試料に基づいて行われており (Matsuda, 1974; 菊地, 1979; 平井, 1983; 遠藤ほか, 1988; 江口, 1991, 1999; 江口・村田, 1999), 低地ごとの沖積層の分布, 層相, 堆積環境の違いが明らかにされてきた。コア試料を用いた研究は, 中川低地と台地の境界付近における研究 (久喜市史編さん室, 1987), 加須低地における研究 (埼玉県, 1993; 加須市教育委員会生涯学習課, 1996) などがある一方で, 中川低地の主軸部ではこれまでオールコアボーリングによる調査は行われていない。荒川低地では, 楡井・小林 (2008) が, 工事によって露出した露頭の観察結果を報告している。

本報告における沖積層の層序は, 中川低地の埋没谷縁辺部及び加須低地については, 可能な限り既存のオールコアボーリングを再観察し, 必要に応じて追加分析を行った結果に基づいている。GS-SB-1, GS-KZ-1, KK-OTB, SP-WM, SP-NK-1については実際にコアを観察し解析を行った。加須市浮野コア(KZ-UKN)については, 加須市教育委員会 (1996) の柱状図及び解析結果を参考にした。中川低地主軸部については, 幸手市緑台における既存の土質試験ボーリング試料 (ST07-2-1) を分析した結果に基づく。荒川低地及び台地の開析谷の谷底低地については, 既存の文献を参考にした。元荒川よりも北東側では, 台地面が沖積面に埋没するため, 地形面とそれを構成する堆積物を地形のみから判断することが困難な場合が多い。そこで, 地表1~3mの地層について検土杖を使って調査し表層地層の分布を確認した (付図1, 2)。また, 地質図には, 既存のボーリング資料に基づいて作成した沖積層基底深度 (標高) 分布を示した。ここで示した基底深度については, 中川低地軸部において沖積層の基底付近に分布する礫層を貫通している既存のボーリング資料が少ないため, 基底に礫層が分布する場合は礫層の上面深度を沖積層の基底として深度分布図

7.2 中川低地及び加須低地の沖積層 (a, ab, al)

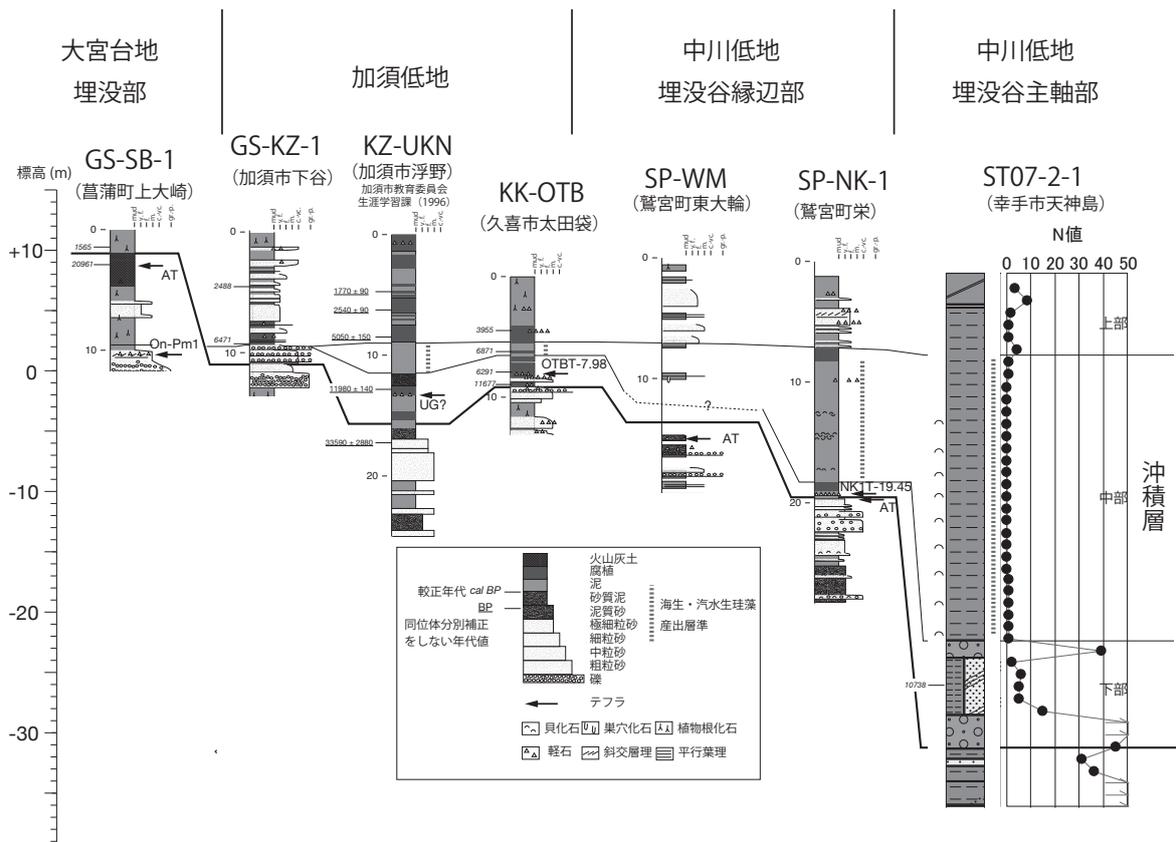
層相・層厚 沖積層の下部は礫層及び砂層, 腐植質泥層及び腐植から, 中部は泥層, 上部は砂層及び泥層, 腐植からなる (第7.1図)。なお, 本地域に分布する沖積層については, 層序ボーリングがなく層序と層相の側方変化の詳細が分からないため, 断面図においては未区分沖積層 (a) と区分した。

沖積層の下部は, 中川低地の埋没谷軸部においては, 最下部に礫層, その上位に有機質シルトと砂層の互層が累重する。中川低地の埋没谷軸部における層厚は最大10m程度である。中川低地の埋没谷縁辺部の埋没段丘が分布する地域及び加須低地では, 腐植と腐植質泥層を主体とする。この腐植質層には後述する浅間火山の軽石流期に噴出したと考えられるテフラが挟在することがある。この地域における層厚は薄く, 最大で5m程度である。

沖積層の中部は泥層を主体とする。中川低地の埋没谷軸部では, 基底部付近に砂礫が分布する場合がある。中川低地の埋没谷軸部と埋没段丘分布域では, 貝化石が産出し, 部分的に生物擾乱が認められる。加須低地では貝化石が産出しませんが, 後述するように海生の珪藻化石を含むという特徴がある。沖積層中部の層厚は中川低地の埋没谷軸部で最大25m程度と厚く, 中川低地埋没段丘分布域及び加須低地では薄くなり, 最小2m程度である。

沖積層の上部は砂層及び泥層を主体とする。上部の下半分は砂層が卓越し上半分は泥層を主体とすることが多い。砂層には斜交層理が観察される。砂層が分布しない場合もあり, この場合は腐植及び腐植質泥層を主体とする。特に加須低地では腐植層が発達する場合が多い。沖積層上部の層厚は中川低地~加須低地で大きな違いはなく, 最大10m程度である。なお, 埋没した台地を覆って沖積層の上部が分布する場合, 層厚は最大2m程度である。地表面を構成する堆積物は, 砂層及び砂泥細互層を主体とする自然堤防堆積物 (al) と, 泥層及び腐植質泥層を主体とする後背湿地堆積物 (ab) からなる。現在の利根川の河道は堤防によって区切られ, 堤防内は主に砂から構成されと考えられる。利根川の河床堆積物と堤防については, 現河床堆積物及び人工堤防 (rb) として地質図及び断面図に図示した。

N値 沖積層下部では, 基底部の礫層はしばしば50以



第7.1図 鴻巣地域の沖積層ボーリングの柱状図

KZ-UKN コアの柱状図は加須市教育委員会生涯学習課 (1996) を参考にした。KK-OTB コア及び KZ-UKN コアの海生珪藻産出層準は、久喜市史編さん室 (1987) 及び加須市教育委員会生涯学習課 (1996) をそれぞれ参考にした。ST07-2-1 の凡例は、第5.9図を参照。

上の値を示す。その上位に累重する泥質堆積物は10以下の値を示すことが多いが、0を示すことは少ない。沖積層中部では、砂礫層が分布する場合、30～40の値を示し、泥層は0～5を示す。沖積層上部では、砂層は10～30、泥層は0～10を示す場合が多い。(第5.10～5.15図、第7.1図)

テフラ 本地域の沖積層の下部には、軽石流期(荒牧, 1968)の浅間火山起源と推定されるテフラが挟在する。

NK1T-19.45 及び OTBT-7.98 テフラ 細粒～中粒砂大の白色軽石を主体とし、灰色のスコリアを少量含むテフラ。鷺宮町栄 (SP-NK-1) 及び久喜市太田袋 (KK-OTB) で確認され、それぞれ NK1T-19.45 及び OTBT-7.98 テフラと呼ぶ (第6.4, 7.1図, 第7.1表)。NK1T-19.45 テフラは層厚 15 cm, OTBT-7.98 テフラは泥炭中に白色の軽石が散在する産状であった。ただし、OTBT-7.98 テフラは、産状と上下層準の放射性炭素年代から判断して再堆積の可能性がある。多孔型及び中間型火山ガラスを多く含み、火山ガラスの屈折率は 1.501～1.504 の範囲を示す。重鉍物は斜方輝石と単斜輝石が含まれる。斜方輝石の屈折率 (γ) は 1.706～1.710 の範囲を示す。

これらテフラの記載岩石学的特徴は、浅間大窪沢1テフラ (As-Ok1), 浅間大窪沢2テフラ (As-Ok2), 浅間板鼻黄色テフラ (As-YP), 浅間草津テフラ (As-K), 浅間小諸1テフラ (As-Km1), 浅間小諸2テフラ (As-Km2) など、浅間火山の軽石流期 (約 1.7～1.1 万年前) (荒牧, 1968) に噴出したとされる一連のテフラ群の特徴と類似する。特に、As-YP, As-K, As-Km1 は一連の噴火活動で噴出したと考えられており (早田, 1995), 更に関東平野に広く分布するとされる立川ローム上部ガラス質テフラ (UG) (山崎, 1978, 町田・新井, 2003) も、これらテフラと一連の噴出物である可能性が指摘されている (町田ほか, 1984; 鈴木, 1991)。これらのテフラのうち、As-YP は関東平野中央部に分布軸を持つと考えられているため (町田・新井, 2003), NK1T-19.45 及び OTBT-7.98 テフラの最も有力な対比候補と考えられる。そこで、NK1T-19.45 及び OTBT-7.98 テフラと、大石 (2010) によって榛名火山南麓で採取された As-YP テフラ (大石 (2010) の Loc.8) の火山ガラスの化学組成を測定し (第7.2表), 合わせて火山ガラスと斜方輝石の屈折率も示した (第7.1表)。その結果、NK1T-19.45 及び OTBT-1.98 テフラの火山ガラスの

化学組成は良く一致し、両テフラは対比される。一方、As-YPの火山ガラスの化学組成は、両テフラと類似するが、TiO₂、MgO、K₂Oの値がやや異なることが明らかになった。したがって、NK1T-19.45及びOTBT-7.98テフラと今回分析したAs-YPとの対比を確定することはできなかった。現段階では、As-YP以外のユニットや別の場所におけるAs-YPの分析値が得られていないので対比を確定することはできないが、NK1T-19.45及びOTBT-1.98テフラは浅間火山の軽石流期に噴出した一連のテフラのいずれかに対比される可能性がある。なお、加須市教育委員会生涯学習課(1996)は、加須市浮野コア(KZ-UKN)の深度13.3m付近に、立川ローム上部ガラス質テフラ(UG)に対比されるテフラの産出を報告しているが、火山ガラスの屈折率などの詳細は不明である。

化石

珪藻化石 SP-NK-1の沖積層の珪藻化石は、埼玉県(1993)によって報告されている。それによれば、沖積層下部からは、*Aulacoseira ambigua*, *Eunotia paerupta*などの淡水生珪藻が産出し、中部からは、*Paralia sulcata*, *Cyclotella stylonum*, *Coscinodiscus* spp., *Cymatothera weissflogii*などの海生浮遊性種や、*Tryblionella cocconeiformis*や*T. granulata*などの海生～汽水生付着性種が多産し、上部では*A. ambigua*や*Cymbella turgidula*, *Gomphonema acuminatum*などの淡水生珪藻が産出する。KK-OTBコアの沖積層の珪藻化石は、久喜市史編さん室(1987)が報告している。それによれば、沖積層下部は、陸生珪藻である*Hantzschia amphioxys*が優占し、中部は*Diploneis smithii*, *Tryblionella granulata*などの海生・汽水生付着性珪藻と、*Paralia sulcata*などの海生浮遊性種が産出し、上部では*Eunotia* spp., *Melosira* sp.など、

淡水生珪藻からなる。KZ-UKNの沖積層の珪藻化石は、加須市教育委員会生涯学習課(1996)が報告している。それによれば、沖積層下部からは、*Tabellaria fenestrata*など淡水生種や*Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica*などの陸生珪藻が多く産出し、中部からは、*Paralia sulcata*, *Thalassiosira* spp., *Tryblionella granulata*など海生～汽水生種を主体とする群集が産出し、上部は、*Achnantheidium minutissima*, *Eunotia* spp.などの淡水生付着性種を主体とする群集からなる。幸手市緑台(ST07-2-1)の土質試験試料からは、沖積層中部全域から海生及び汽水生珪藻が産出するのが確認された(第7.1図)。本地域の沖積層の珪藻化石は、他にも、加須低地における江口・村田(1999)などの研究で報告されている。

その他の化石 本地域の沖積層の花粉化石は、久喜市史編さん室(1987)、加須市教育委員会生涯学習課(1996)、本郷ほか(2011)などの報告がある。江口・村田(1999)は、加須低地に分布する沖積層から植物珪酸体化石群集を報告した。

堆積環境 沖積層下部は淡水生及び陸生珪藻が産出することから、陸域で堆積したと考えられる。中川低地の埋没谷軸部では、最下部に分布する礫層は河成チャネル、その上位に分布する有機質シルトと砂の互層は氾濫原で堆積したと推測される。また、中川低地の埋没谷縁部や加須低地には腐植と腐植質シルトは、湿地や沼沢地で堆積したと考えられる。沖積層中部は、貝化石を含み海生及び汽水生珪藻を含む泥層から構成されるため、内湾環境で堆積したと推測される。中川低地の埋没谷縁部や加須低地では、貝化石を含まないため、内湾湾奥部の干潟や塩性湿地で堆積した可能性がある。上部は、主に淡水生珪藻が産出することから、陸域で堆積したと考えられる。下半分に分布する砂層は、河成チャンネル、上

第7.1表 鴻巣地域の沖積層に挟在するテフラとAs-YPテフラの記載岩石学的特徴

コア	テフラ番号	深度・場所	産状・層厚	火山ガラスの形態	重鉱物組成	火山ガラスの屈折率(n)(モード値)	opxの屈折率(γ)(モード値)	測定者
SP-NK-1	NK1T-19.45	19.43-19.45 m	15cm	T, C	opx > cpx	1.501-1.504 (1.502)	1.706-1.710 (1.707-1.708)	N
KK-OTB	OTBT-7.98	7.95-7.98m	腐植層に散在	C, T	cpx > opx	1.496-1.505 (1.502)	1.706-1.709 (1.706-1.707)	N
	As-YP	大石(2010)のLoc.8		T, C	opx, cpx	1.502-1.505 (1.504)	1.706-1.711 (1.707-1.708)	N

T, C: 吉川(1976)による火山ガラスの形態分類, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, 測定者: N:納谷友規

第7.2表 沖積層に挟在するNK1T-19.45及びOTBT-7.98テフラと榛名火山南麓で採取されたAs-YPテフラ(大石, 2010)に含まれる火山ガラスの主成分化学組成

テフラ番号	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
OTBT-7.98	78.33	0.33	11.66	1.35	0.07	0.23	1.34	3.66	3.04	100.00	95.42	15
	0.18	0.09	0.25	0.20	0.08	0.07	0.22	0.12	0.22			
NK1T-19.45	78.15	0.30	11.96	1.37	0.06	0.22	1.35	3.64	2.96	100.00	94.43	15
	0.24	0.08	0.16	0.10	0.05	0.04	0.09	0.15	0.07			
As-YP	78.01	0.20	12.18	1.29	0.06	0.15	1.27	3.45	3.40	100.00	93.94	15
榛名火山南麓	0.29	0.10	0.13	0.12	0.05	0.05	0.21	0.17	0.17			

EDXIによる分析値。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。上段:平均値, 下段:標準偏差, FeO*:全鉄をFeOとして計算した

半分の泥層は氾濫原で堆積したと考えられる。

対比・年代 沖積層の下部からは、10000 cal BP より古い年代値が得られている（第7.1図，第7.3表）。SP-NK-1 コアには、17～11 ka に噴出したと考えられる浅間火山の軽石流期噴出物起源と考えられるテフラが挟在する（第6.4図）。沖積層の下位は、約26～29 ka のMIS3 と MIS2 の境界付近に噴出した始良 Tn テフラ(AT) を含む新期ローム層や未区分埋没段丘堆積物が分布している。これらのことから、沖積層下部はMIS2 の最終氷期最盛期にかけて形成されたと考えられ、東京低地における七号地層（遠藤ほか，1983）、野田地域の中川低地におけるAユニットとBユニットに概ね対比される。沖積層中部では、年代値が多く得られていないので詳細は不明だが、およそ10000 cal BP～5000 cal BP に堆積したと考えられ（第7.1図，第7.3表）、東京低地における有楽町層（遠藤ほか，1983）、野田地域の中川低地におけるCユニットに概ね対比される。沖積層上部は、およそ5000 cal BP 以降に堆積した（第7.1図，第7.3表）。野田地域の中川低地におけるDユニットに対比される。

7.3 台地の開析谷の谷底低地の沖積層 (a, ab, al)

大宮台地と猿島台地の上面及び縁辺部には台地を開析する小～中規模な谷底低地が分布する。この谷底低地には最大層厚15 m 以下の泥層を主体とした谷底低地堆積

物 (ab) が分布し、特に腐植が発達する場合が多い。大宮台地の中規模な谷底低地には、沖積層の上部に砂層を伴う自然堤防堆積物 (al) が分布することが多い。なお、断面図では未区分沖積層 (a) として示した。N 値は泥層及び腐植層で5 以下、砂層で最大20 の値を示す。既存の土質ボーリング資料を参考にすると、谷底低地に分布する沖積層に貝化石が観察されないため、その多くは陸域で堆積したと推定される。しかし、本地域の北東端部に位置する、古河市坂間の猿島台地を開析する小規模な谷底低地では、標高0～2 m の地下に分布する泥層から、海生浮遊性珪藻である *Paralia sulcata*, *Thalassiosira* spp. が優占する珪藻化石群集が報告されている（小杉ほか，1989）。また、伊奈町大針付近の綾瀬川沿いに分布する谷底低地でも、標高0.86～2.36 m に海生及び汽水生珪藻を多く含む海成層が分布することが報告されている（埼玉県立博物館，1990）。したがって、標高0 m 付近まで開析された谷底低地では、貝化石を含まない場合でも海成層が分布する可能性が高い。

7.4 荒川低地の沖積層 (a, ab, al)

本地域南西端部には、わずかに荒川低地が分布する。石原ほか（2011）によれば、本地域の荒川低地の地下には上面にローム層を載せる埋没段丘が分布し、その上位に主に泥層からなる沖積層が5 m 以下の層厚で分布する。また、鴻巣市滝馬室付近の荒川の護岸では、標高

第7.3表 第7.1図の沖積層ボーリングにおける放射年代値

深度 (m)	試料	同位体補正をしない年代 (1σ range)(BP)	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-SB-1(菖蒲町上大崎)						
1.68-1.71	泥炭	1560 ± 30	1650 ± 30	1508 - 1622	IAAA-71155	山口ほか(2006)
2.36-2.39	土壌	17530 ± 70	17640 ± 70	20543 - 21379	IAAA-71156	山口ほか(2006)
GS-KZ-1(加須市入谷)						
5.80-5.84	植物片		2450 ± 50	2356 - 2619 (2632 - 2708)	KGM-OTg090252	本報告
9.63-9.66	木片	5650 ± 30	5680 ± 30	6402 - 6539	IAAA-103032	本報告
KZ-UKN(加須市浮野)(加須市教育委員会)						
4.61-4.66	土壌	1770 ± 90			Gak-15747	加須市教育委員会生涯学習課(1996)
6.39-6.44	土壌	2540 ± 90			Gak-15748	加須市教育委員会生涯学習課(1996)
8.71-8.76	土壌	5050 ± 150			Gak-15749	加須市教育委員会生涯学習課(1996)
13.10-13.15	土壌	11980 ± 140			Gak-15750	加須市教育委員会生涯学習課(1996)
17.21-17.26	土壌	33590 ± 2880			Gak-15751	加須市教育委員会生涯学習課(1996)
KK-OTB(久喜市太田袋)(久喜市史編さん室)						
4.66-4.68	木片		3610 ± 50	3826 - 4084	KGM-OTg090257	本報告
6.44-6.46	泥炭	6050 ± 30	6030 ± 30	6789 - 6952	IAAA-103031	本報告
7.77-7.79	植物片		5470 ± 60	6177 - 6404	KGM-OTg090258	本報告
8.83-8.86	植物片		10100 ± 90	11322 - 12032	KGM-OTg090200	本報告
ST7-2-1(幸手市緑台:幸手市立図書館)						
34.15-34.45	有機質シルト	9410 ± 30	9500 ± 30	10662 - 10814 (10954 - 11068)	IAAA-113057	本報告

較正年代は、同位体分別補正年代に基づき、Reimer et al. (2009)のintcal09データセットを用いて、とCALIB ver.6.0(Stuiver and Reimer, 1993)を使用して計算した。IAAA-の番号の試料は(株)加速器分析研究所に依頼して放射炭素年代測定した。KGM-の番号の試料は、KIGAM(Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources)の1 MV AMSシステム(Hong et al. 2010)を使用して測定された。KIGAMでの測定は、同研究所の中西利典氏に依頼した。Gak-の番号の試料は学術院大学年代測定室で測定されたものであり、これらの試料の情報は学術院大学年代測定室のウェブサイト(http://www.gakushuin.ac.jp/univ/sci/top/nendai_data/index.htm)を参考にした。

約 10 ～ 15 m に黒色有機質シルトを含む沖積層が観察されており，その層相と放射性炭素年代（楡井・小林，2008），花粉化石群集（楡井・小林，2010）が報告され

ている．地表面には，主に泥層からなる後背湿地堆積物（ab）と，砂層からなる自然堤防堆積物（al）が分布する．

第8章 地 質 構 造

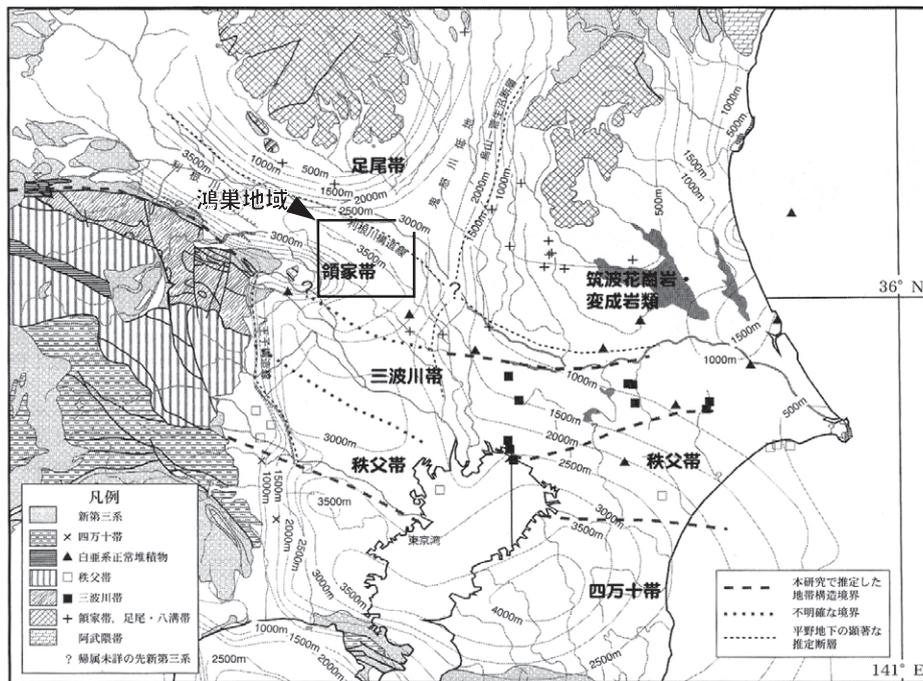
(納谷友規)

8.1 深部地質構造

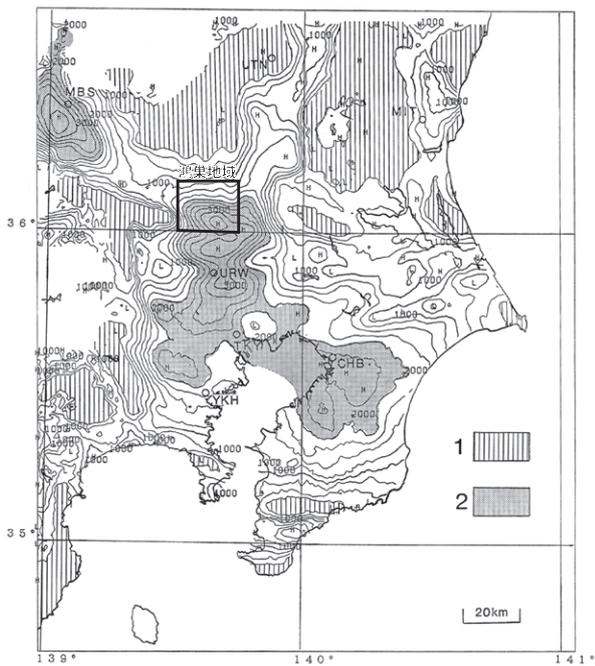
本地域を含む関東平野の地下における先新第三系の基盤構造は、深層ボーリングや物理探査のデータから推定されてきた(例えば、石井, 1962; 福田・鈴木, 1987; 福田ほか, 1988; 鈴木, 2002)。それらの研究によって、関東平野地下の基盤深度は局地的に3,000 mを超えることや、基盤岩の地体構造が関東平野周辺に露出する先新第三系の地体構造区分と基本的に連続することが知られていた。近年では、林ほか(2006)によって、既存のボーリングデータが整理され、物理探査データなどが加味され、関東平野地下における先新第三系の地体構造が総括された。

本地域における先新第三系基盤上面深度は、鈴木(2002)や林ほか(2006)に示された基盤深度図によれば、本地域南西部で2,000 mと浅く北東に向かってやや急に深くなり中心部付近で3,500 mを超え、そこから更に北東部では徐々に浅くなり、北東端部では約3,000 mと推定されている(第8.1図)。重力探査から推定された基盤構造(駒沢・長谷川, 1988など)も、同様な

傾向を示す(第8.2図)。基盤を構成する岩石については、本地域の南東部に隣接する野田地域内の松伏SK-1の深度1,922~1,948 mの区間には、弱くマイロナイト化した角閃石黒雲母トータル岩が分布し、その年代が約67 Maを示すことから、松伏SK-1における基盤岩は領家帯に属し、中央構造線が松伏SK-1より南方に存在する可能性が示された(高木・高橋, 2006)。更に、本地域の南部に隣接する大宮地域内の岩槻観測井の基盤岩基底部(深度3,505.0~35,10.5 m)は、ざくろ石トータル岩質及び緑簾石角閃石質マイロナイトから構成され、その年代が70~83 Maを示すことから、これらは領家帯に属し、マイロナイト化の程度区分とカタクレサイト化から、岩槻コアの基盤岩の深度位置から南側500 m以内に中央構造線が存在する可能性が示された(高木ほか, 2006)。本地域内には先新第三系の基盤まで到達したボーリングが無いため詳細は不明であるが、本地域の基盤岩も、想定される中央構造線より北側に位置し、領家帯に属すると推定されている(高木・高橋, 2006; 高木ほか, 2006; 林ほか, 2006; 第8.1図)。なお、林ほか(2006)は現在の利根川沿いに伏在するとされる利根川構造線(望月, 1950)を、領家帯と足尾・八溝帯の暫



第8.1図 関東平野地下における先新第三系地体構造区分
林ほか(2006)の先新第三系地体構造区分図に鴻巣地域の範囲を加筆。



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鴻巣地域
 地域の範囲を加筆。
 $\Delta \rho = 0.5 \text{ g/cm}^3$, 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

定的な境界として想定した。高橋 (2006) は、利根川構造線を日本海拡大時の東北日本弧の南限を定義する横ずれ断層と考えた。

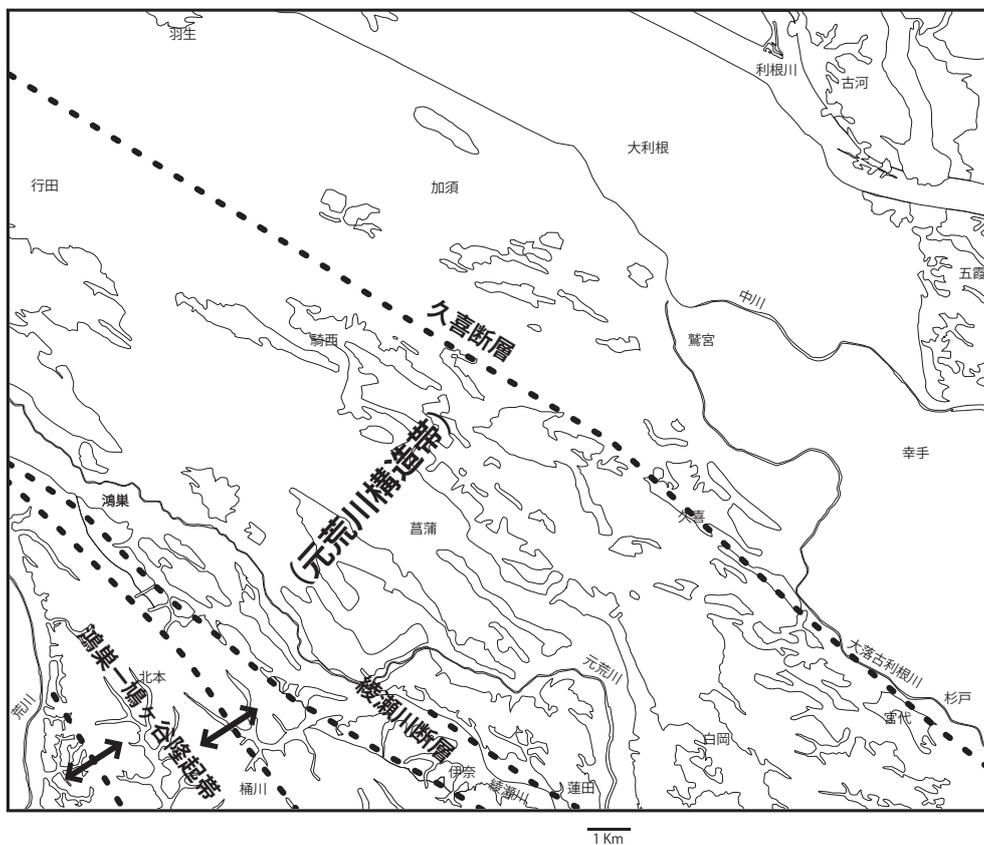
8.2 活構造

本地域には、活構造として綾瀬川断層及び元荒川構造帯、鴻巣-鳩ヶ谷隆起帯が推定されている (清水・堀口, 1981; 杉山ほか, 1997; 第 8.3 図)。

綾瀬川断層及び元荒川構造帯

綾瀬川断層は、清水・堀口 (1981) が、リニアメントと段丘高度の不連続から、最初にその可能性を示した、北西走向、北東落ちの推定断層である。活断層研究会 (1991) は、綾瀬川断層を確実度 II-III、活動度を B-C としている。その後、遠藤ほか (1997)、埼玉県 (1996)、石山ほか (2005)、佐藤ほか (2006)、山口ほか (2006)、産業技術総合研究所 (2007) などによる反射法地震探査、埼玉県 (1996)、石山ほか (2005)、須貝ほか (2007) による群列ボーリング調査が行われ、綾瀬川断層周辺の地下地質構造や活動度などが再検討された。

遠藤ほか (1997) は、伊奈町小針内宿、大宮市藤子地区 (大宮地域内) 及び丸ヶ崎地区にて、綾瀬川断層に直交する測線で浅層反射法地震探査を行った。その結果、



第 8.3 図 これまでに推定された鴻巣地域内の活構造
 杉山ほか (1997) に基づき作成。久喜断層の位置は清水・堀口 (1981) を参考にした。

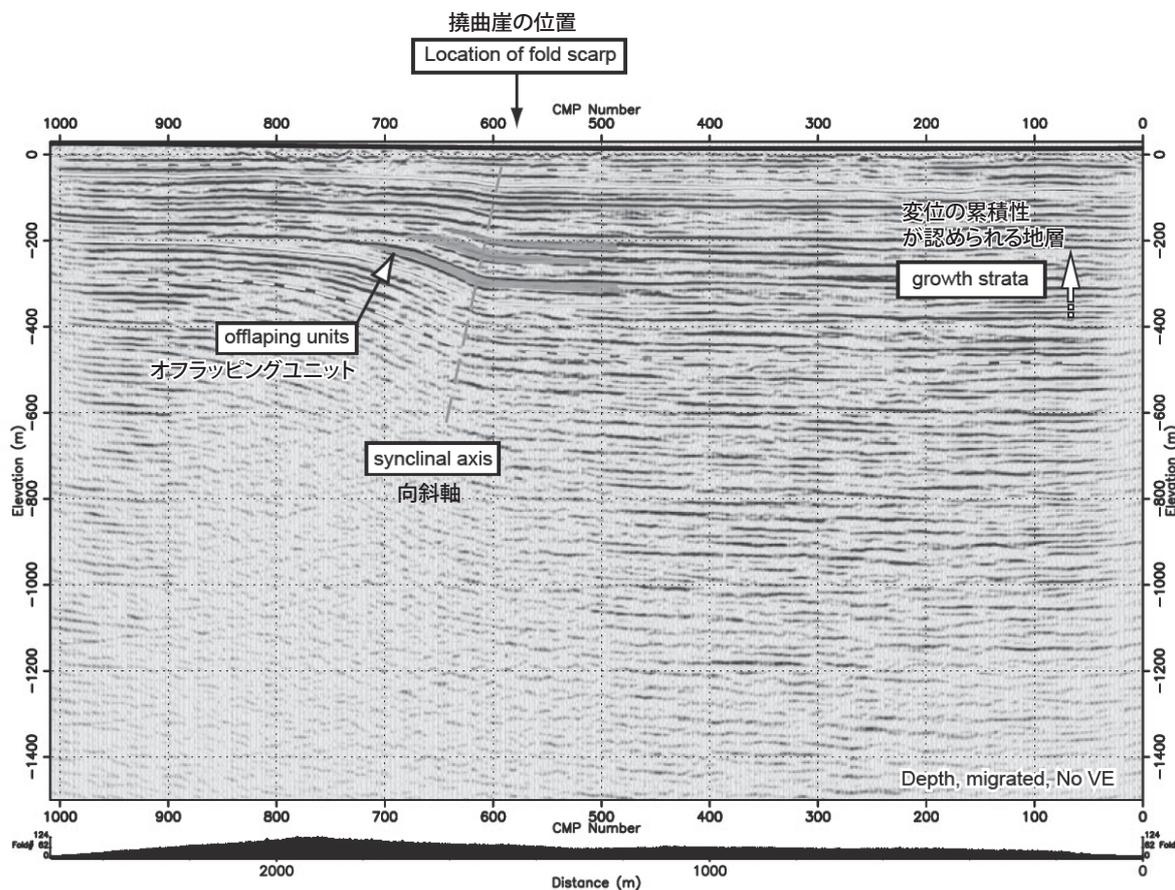
伊奈町小針内宿では、断層推定位置の東側において反射面が北東側に緩傾斜することを示した。また大宮市膝子地区、丸ヶ崎地区（大宮地域内）では断層推定位置付近に地溝状の構造が認められた。遠藤ほか（1997）の伊奈町小針内宿の測線よりもやや北に位置する桶川市加納地区では、埼玉県（1996）によって断層推定位置を挟んだ測線で反射法地震探査が行われている。これによれば、反射面が推定断層位置を挟んで北東側に緩傾斜する構造が認められた。更に、埼玉県（1996）は大宮市深作・膝子両地区（大宮地域内）で反射法地震探査を行い、深度100～150 mで推定断層位置から両側に反射面が傾斜する部分が認められたが、同地区の群列ボーリング調査では、地下浅部に変位が認められなかった。これらの結果から、推定されている綾瀬川断層の北部は断層に伴う撓曲構造が認められるが、南部については断層活動に伴う変位が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）。

その後、綾瀬川断層の北部についてはさらなる調査が行われている。石山ほか（2005）は、鴻巣市と北本市の境界付近における群列ボーリング調査の結果、大宮台地北東縁部の撓曲崖地形が約7万年前に離水した赤羽面からなることを示した。更に、反射法地震探査の結果、撓

曲地形の地下には、西傾斜の伏在逆断層が存在すること、変位に累積性が認められること、反射断面から読み取れる地下の撓曲構造の向斜軸の地表延長が撓曲崖地形に一致することを示し、綾瀬川断層が活断層であることを示した（第8.4図）。須貝ほか（2007）は石山ほか（2005）と同じ測線上で、詳細な群列ボーリング調査と地中レーダー探査から極浅い地層の変形構造を明らかにした。その結果、約7万年前以降に堆積した地層に累積的な変形が認められ、約7万年前以降に2度の活動時期があった可能性を示した。これらの結果から、石山ほか（2005）、須貝ほか（2007）は綾瀬川断層北部の平均上下変位速度を約0.1 mm/yrと推定した。産業技術総合研究所（2007）は、石山ほか（2005）よりも北側の鴻巣市屈巢から八幡田付近を通り吉見町（熊谷地域内）に抜ける測線上で反射法地震探査を行い、この測線上においても伏在逆断層が認められ、石山ほか（2005）の反射断面で示された上下変位量とほぼ同等の変位が認められることを示した。

なお、遠藤ほか（1997）は、地溝状の構造が認められることから、また渡辺（2007）は大宮台地の変動地形の解析から、それぞれ横ずれ変位を考慮した活動度の検討の必要性を指摘している。

本地域の活構造を検討するために、木下層基底の等標



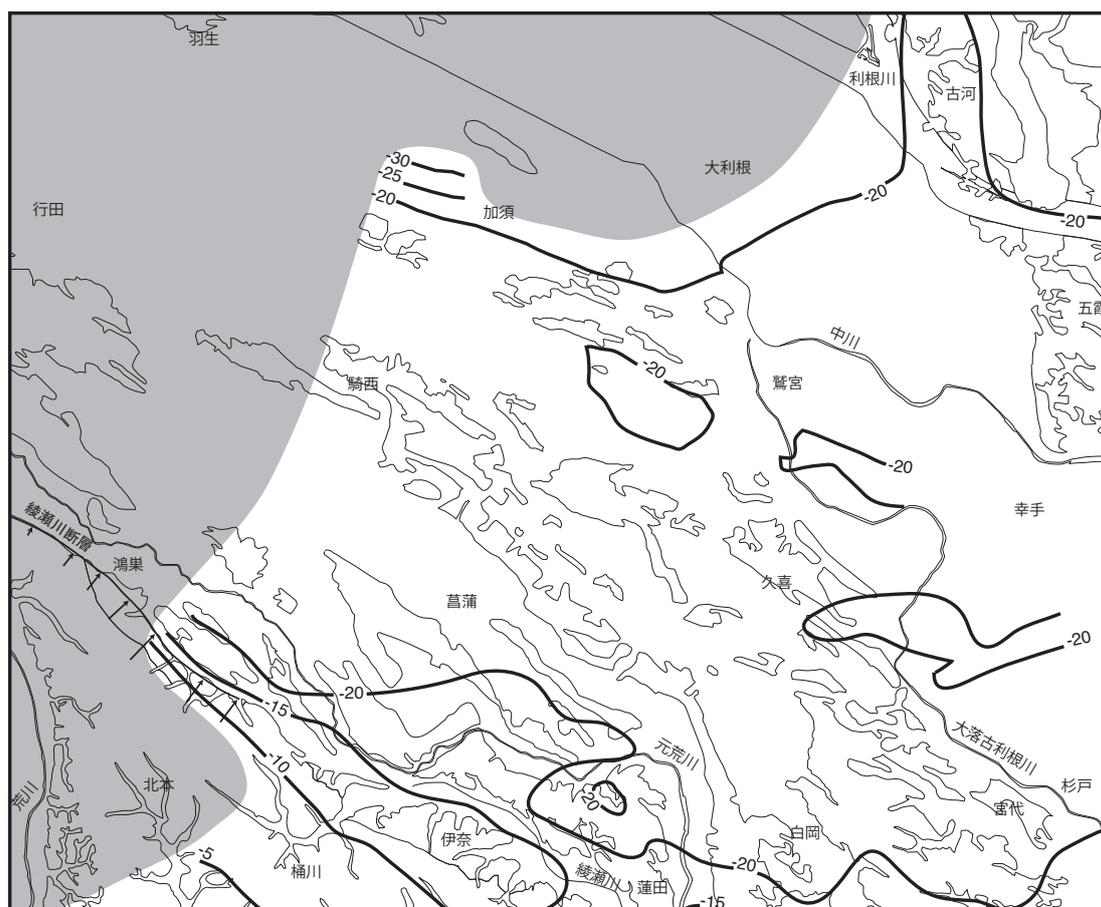
第8.4図 大宮台地北東縁部の撓曲崖地形を横断する反射断面図
石山ほか（2005）による。一部日本語訳を加筆した。測線の位置は付図1に示す。

高線を地質図中に示した(第8.5図)。木下層基底は木下層中の海進時の浸食面と考えられるため、活構造を検討する際の地下の基準面として適している(中澤・遠藤, 2000)。本地域における木下層の基底は、鴻巣地域東部では粗粒な貝殻密集層を伴う明瞭な浸食面が認められるのに対し、本地域中央部～西部では粗粒堆積物を伴わない。そのため、浸食の程度に多少の差があり、基底に粗粒堆積物を伴わない地域では浸食前の地形を反映している可能性はあるが、おおよその基準となると考えられる。本報告で明らかになった木下層基底の標高分布は、元荒川よりも北東側で標高-20～-25 mを示し大きな標高差が認められないのに対し、元荒川よりも南西側では標高-15～-5 mと徐々に浅くなる傾向が認められる。特に、北本市古市場付近よりも北西側では著しく変化する。木下層基底深度の差を地質図の断面で比べると、C-D断面で顕著に標高が変化するのに対し、A-B断面では緩やかな変化を示す。このことは、木下層堆積以降(約12万年前以降)の変位量が、北本市古市場付近よりも

北西側で大きい可能性を示唆する。

本報告では、石山ほか(2005)や産業技術総合研究所(2007)の反射断面で明瞭な撓曲構造が認められており、更に木下層基底の分布深度が断層の西側で浅くなる傾向が明瞭に認められる部分、すなわち、鴻巣市と北本市の境界付近よりも北西側について綾瀬川断層を活撓曲として図示した。これよりも南東側では、木下層基底深度に緩やかで幅が広い撓曲が認められるが、従来断層崖と考えられていた位置の地下に明瞭な高度差が認められないこと(第8.5図、地質図A-B断面)、反射法地震探査結果においても緩傾斜は認められるが明瞭な変形構造が認められていないこと(埼玉県, 1996)などから、断層の位置を判断することができなかったため、地質図には断層位置を示さなかった。なお、加須市付近の一部では木下層基底深度が標高-30 m以上を示すが、これは局所的に分布する谷埋め地形を反映したものと考えられる。

清水・堀口(1981)は、綾瀬川断層の北東側に台地面の変位を示す地形(崖線)や線状構造を示す地形を認め、



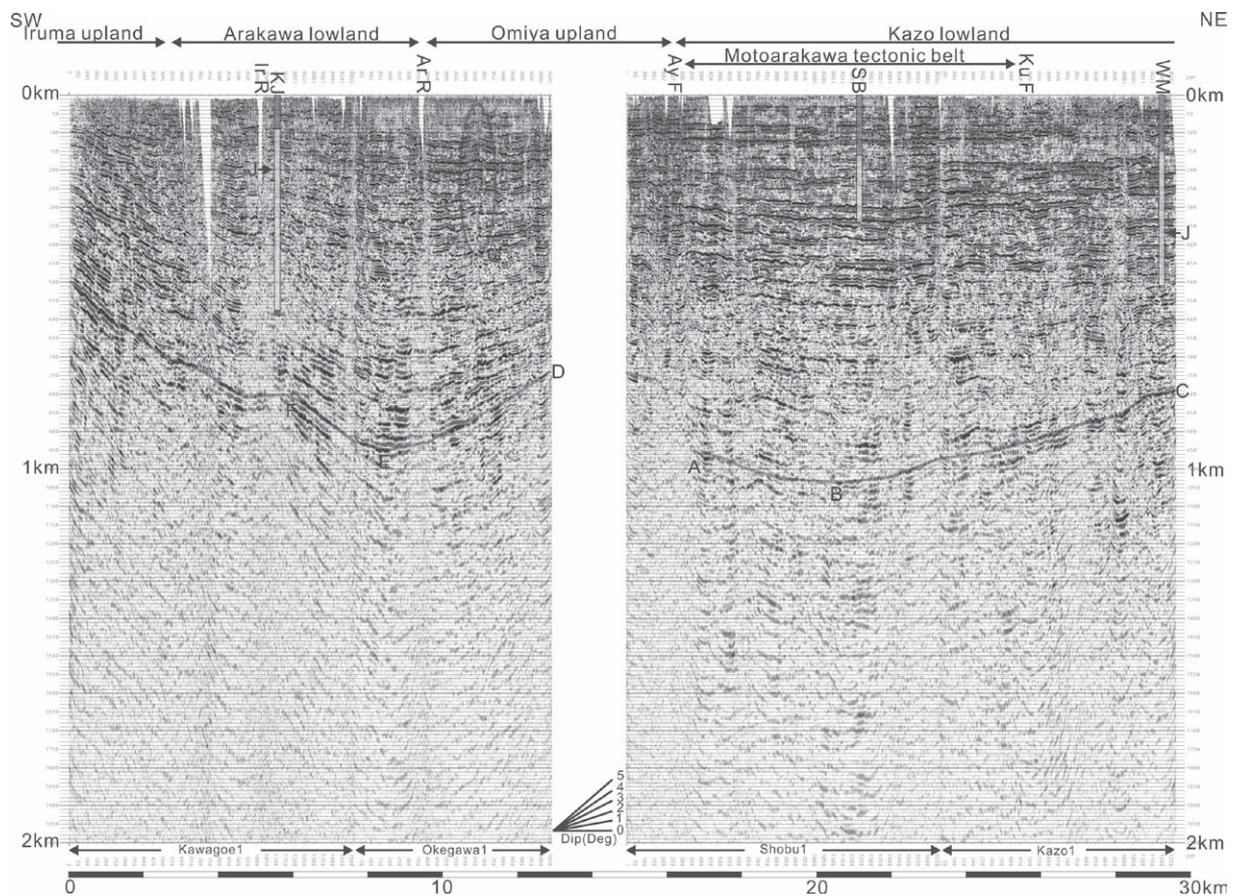
■ 木下層の分布が不明な地域

第8.5図 鴻巣地域における木下層基底の標高分布
等高線の数値は m.

その北東縁を久喜断層とし、綾瀬川断層と久喜断層に挟まれる地域を元荒川構造帯と呼んだ(第8.3図)。佐藤ほか(2006)は元荒川構造帯を横切る反射断面を示しているが、久喜断層については言及していない。山口ほか(2008)は、元荒川構造帯を横切る測線で反射法地震探査を行った結果、綾瀬川断層の南西側には背斜状構造が認められ、北東側には向斜状構造が認められるが、清水・堀口(1981)が示した線状構造を示す地形の直下に断層状の顕著な地層変形は存在しないことを示した(第8.6図)。このように、元荒川構造帯及び久喜断層については現在のところ不明な点が多い。

鴻巣-鳩ヶ谷隆起帯

鴻巣-鳩ヶ谷隆起帯は、貝塚(1975)が指摘した北西-南東に伸びる緩やかな活背斜構造とされる(杉山ほか, 1997)(第8.3図)。本調査による地質図のC-D断面をみると、綾瀬川断層よりも南西側の台地地下には、清川層が標高15mの比較的高い標高に分布している。清川層に挟在する飯綱西山テフラの標高も、台地の軸部で最も高い標高に分布しており(第5.12図)、背斜状の構造を示唆する。これは、鴻巣-鳩ヶ谷隆起帯の背斜構造に対応するのかもしれない。なお、中澤・遠藤(2002)は、本地域の南側に隣接する大宮地域においては、木下層上部の基底深度の分布に基づけば、鴻巣-鳩ヶ谷隆起帯に相当する変形が認められないとした。



第8.6図 元荒川構造帯から荒川低地を横断する4測線を合わせた反射断面図

山口ほか(2008)による。原図はカラー。測線の位置は付図1に示す。

深度断面の縦横比は10:1(鉛直誇張10倍)。Ir R: 入間川, Ar R: 荒川, Ay F: 綾瀬川断層, Ku F: 久喜断層, KJ, SB, WM: 川島コア, GS-SB-1 コア, 鷲宮コアの投影位置, コア上部の濃色部: 下総層群, コア下部の淡色部: 上総層群, J: 上越火山灰, ABCで引かれた線: Bで最深となる反射面, DEFで引かれた線: Eで最深となる反射面, G: 背斜状の構造。

第9章 地下水

(安原正也)

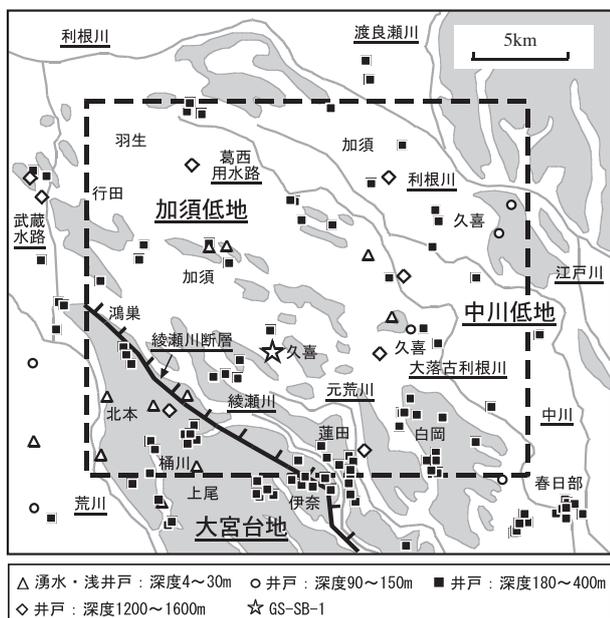
9.1 水理地質の概要

鴻巣地域(第9.1図)において,地下水を産する堆積層は下位から中新統,上総層群相当層(下部~中部更新統),下総層群(中部~上部更新統)に区分される。中新統と上総層群相当層の境界は加須市北東部で深度800m付近(旧大利根町の「大利根温泉」),また久喜市西部(旧菖蒲町)付近で最も深く深度1000m付近にあるとされる(納谷ほか,2013)。一方,本地域における上総層群相当層と下総層群の境界は標高-160~-140mに位置する(本報告,第4章)。加須低地の下総層群相当層には,綾瀬川断層に向かって南西方向に傾斜する構造が認められる(木村ほか,2010)。

上総層群相当層と下総層群は泥質(主にシルト)層と砂礫層の互層からなり,その水理地質学的区分は木野(1970)や通商産業省工業用水課・東京通商産業局開

発業務課(1975a)等によって試みられている。砂礫層の飽和透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-6}$ m/sec程度であり(通商産業省工業用水課・東京通商産業局開発業務課1975b;埼玉県,1993;東京通商産業局産業施設課,1997),深度400m以浅に比較的連続性が良い何枚かの優秀な被圧帯水層の存在が確認されている。下総層群と上総層群相当層中の地下水は,同地域において本格的な地下水開発が始まる前の1960年代初頭には,北西の熊谷方面と北~北東の館林・小山・古河方面から流入する地下水を集め,巨視的には北西から南東方向に向かって流動していたものと考えられる(第9.2図A)。しかし,1970年代半ばから1980年代にかけて地下水揚水量が急増したため,加須低地東部と中川低地北西部を中心として水理水頭の極小域が形成された(第9.2図B)。この結果,周辺部の地下水が同水理水頭極小域に向かって流動するという,1960年代初頭とは著しく異なる人為的な影響を強く受けた地下水流動系が形成され(林,2004),この状態が現在まで続いている。

下総層群の上位には低地部では沖積層(後背湿地・谷底低地堆積物,自然堤防堆積物)が,また台地部には常総粘土・新期段丘堆積物・新期ローム層が堆積している。鴻巣地域の家庭用の浅井戸は概ね深度5~10m程度であり,常総粘土上に帯水したローム層中の地下水あるいは沖積層の基底礫層や埋没段丘層中の地下水を取水していると考えられる。農業用の浅井戸は深度10~30mのものが大半を占め(長沼・早船,1993),これらは主に下総層群の大宮層あるいは木下層中の地下水を揚水しているものと推定される。大宮台地西縁の崖下,台地部を開析する小河川の谷頭や谷壁斜面に点在する湧水は,常総粘土層上の浅層地下水が湧出したものである(長沼・早船,1993)。湧水はいずれも流量的には小規模である。代表的な湧水として,大宮台地西縁の荒川崖線基部から湧出する横田薬師堂下湧水(北本市)をあげることができるが,その流量は日量 300 m^3 程度(2012年3月測定)である。



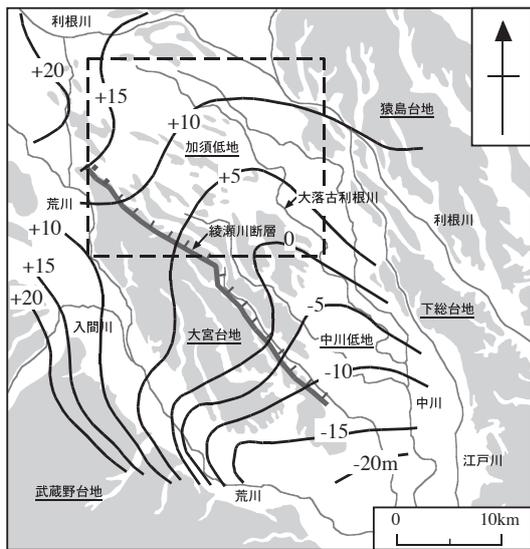
第9.1図 「鴻巣」図幅(破線内)とその周辺の概要と地下水調査地点

Yasuhara *et al.* (2007) と2008年~2012年の調査地点をまとめたもの。井戸深度90~150m,同180~400m,同1,200~1,400mはそれぞれ下総層群,上総層群相当層,中新統中の地下水を代表する。GS-SB-1地点ではオールコアボーリング試料に基づき詳細な層序が明らかとなっている(山口ほか,2009)。綾瀬川断層の位置は杉山ほか(1997)による。

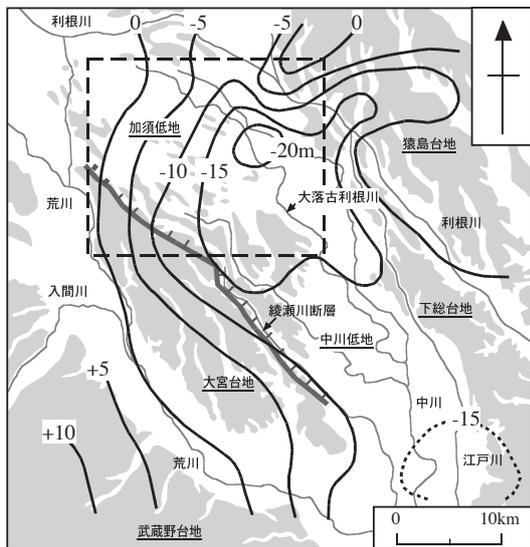
9.2 地下水の地球化学的特徴

9.2.1 鉛直構造

Yasuhara *et al.* (2007) 並びに2008年~2012年にかけて実施した地下水調査の結果に基づいて,以下に鴻巣地域の地下水の地球化学的特性を述べる。調査地点を第9.1図に示した。湧水・浅井戸(浅井戸は深度4~30



A. 1961年 (木野, 1970 による)

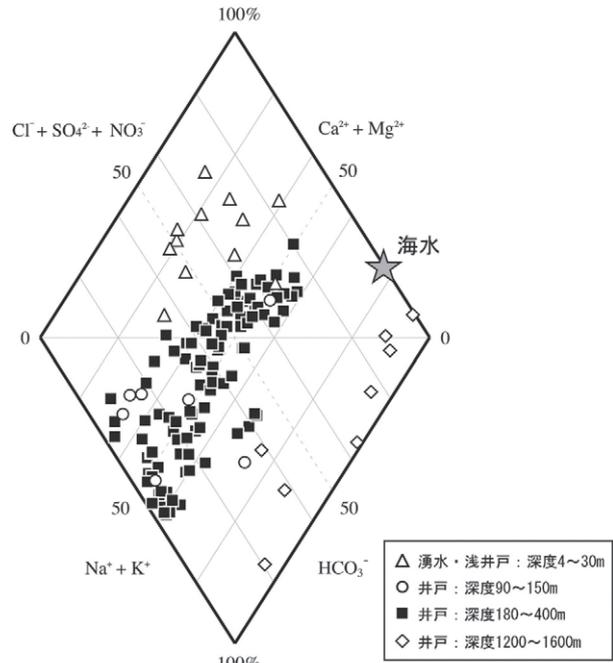


B. 1999~2001年 (林, 2004 による)

第9.2図 関東平野中央部の水理水頭分布

A. は深度 150 ~ 210 m の 1961 年当時の水理水頭分布, また B. は深度 150 ~ 200 m の 1999 年から 2001 年時点における水理水頭分布を示す。破線は鴻巣地域の範囲。綾瀬川断層の位置は杉山ほか(1997)による。

m) は下総層群上部の地下水を代表する。深度 90 ~ 150 m の井戸については, 久喜市菖蒲の GS-SB-1 地点 (第 9.1 図) における上総層群相当層と下総層群の境界が深度 165 ~ 184 m の間にあるとされることから(山口ほか, 2009), 下総層群中部~下部の被圧地下水を代表するものと考えられる。深度 180 ~ 400 m の井戸については, 上総層群相当層中の地下水を, また, 深度 1200 ~ 1600 m の井戸は中新統中に賦存する地下水 (温泉水) を代表する。



第9.3図 鴻巣地域とその周辺の地下水の一般水質組成 (キーマイアグラム)

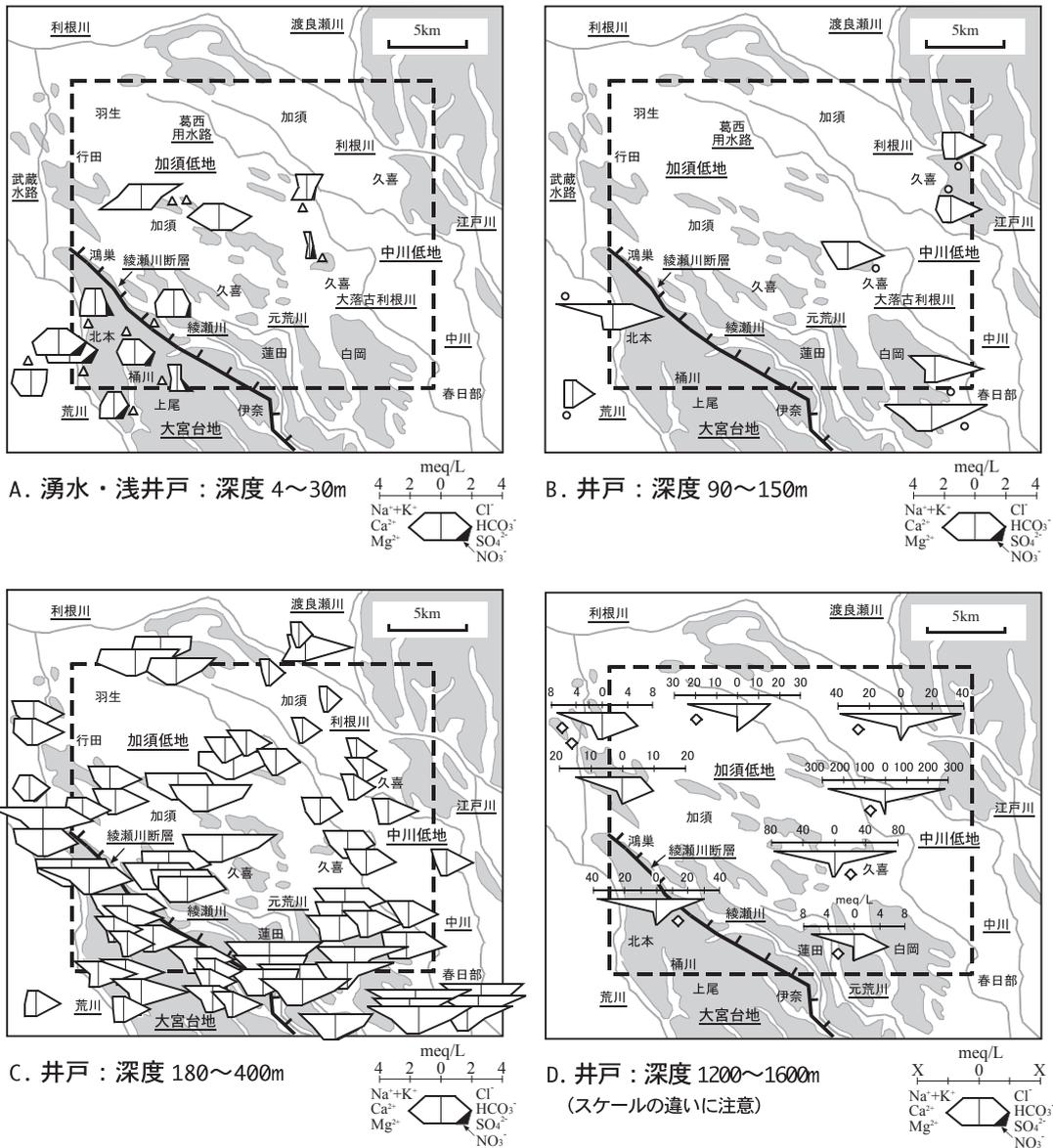
第 9.1 表は地下水の一般水質濃度と同位体比の深度別の平均値を求めたものである。また第 9.3 図と第 9.4 図に, 水質組成と濃度をそれぞれキーマイアグラムとヘキサダイアグラムを用いて表した。第 9.5 図は酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$)・水素同位体比 (δD) プロットである。湧水・浅井戸の地下水の pH は 6.7 と弱酸性であり (第 9.1 表), その多くは涵養後間もない, すなわち水質進化が進んでいない地下水に特徴的な, 溶存イオン濃度が低く, かつカルシウムイオン (Ca^{2+}) に富む組成を有している (第 9.3 図, 第 9.4 図 A)。一方で, 家庭排水の浸透や農業活動等による地表からの人為的汚染の影響を受け, 硫酸イオン (SO_4^{2-}) や硝酸イオン (NO_3^-) 濃度は概して高い。ただ, 加須低地中央部の旧騎西高校脇の沖積低地面上の井戸 (深度 5 m) や荒川低地に位置する井戸 (深度 30 m) については, その NO_3^- 濃度は 0.3 mg/L 以下と極めて低く特異的である。荒川低地上流部などでは, 深度 30 m 以浅に酸化還元電位の低い地下水が分布する (八戸ほか, 2013) ことを考慮すると, 活発な脱窒反応の進行が低地部で認められるこのような局所的な低 NO_3^- 濃度の原因と考えられる。湧水・浅井戸地下水の δD 値は -54.9 ~ -47.2‰ の範囲にあり, 平均は -51.8‰ である (第 9.1 表, 第 9.5 図)。湧水・浅井戸地下水の δD 値は, 主に当地域の降水浸透水 (δD は -57.5 ~ -47.5‰; 安原, 2002) によって支配されているものと考えられる。

下総層群中部~下部の深度 90 ~ 150 m の地下水は, 地層構成物質との接触時間の増加に伴う化学成分の溶

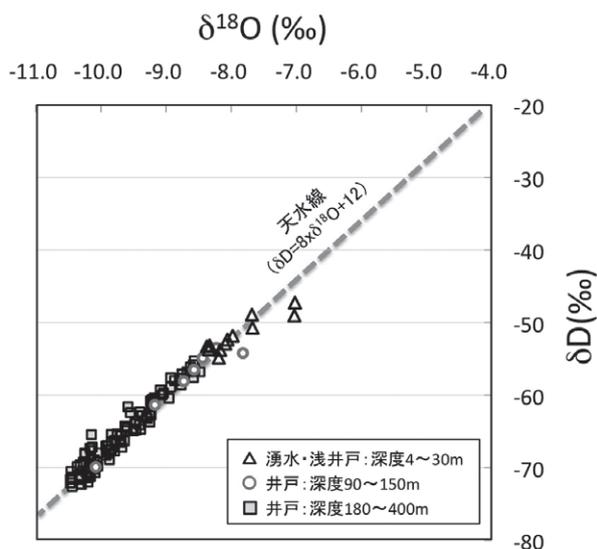
第9.1表 鴻巣地域とその周辺における地下水の深度別の一般水質濃度と水素同位体比 (δD) の平均値

	pH	Na ⁺ +K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	δD (‰)
湧水・浅井戸：深度4~30m (12地点)	6.7 (6.1~7.4)	16.7 (9.0~25.5)	22.4 (2.3~41.0)	23.8 (3.0~91.6)	67.1 (14.6~129.4)	26.8 (4.7~40.7)	18.9 (0.0~38.8)	-51.8 (-54.9~-47.2)
井戸：深度90~150m (7地点)	7.8 (7.1~8.2)	43.0 (13.4~85.9)	19.6 (11.9~36.1)	32.0 (2.2~128.4)	139.8 (84.3~200.1)	2.6 (0.0~16.6)	4.5 (0.1~10.1)	-58.3 (-69.9~-53.5)
井戸：深度180~400m (106地点)	8.1 (7.4~8.8)	47.2 (12.9~96.2)	26.4 (8.3~59.4)	57.7 (1.5~216.4)	130.8 (56.1~211.1)	0.8 (0.0~16.1)	4.0 (0.0~18.0)	-65.5 (-72.6~-55.3)
井戸：深度1200~1600m (8地点)	7.7 (7.4~8.2)	1437.5 (164.7~ 6592.0)	93.5 (5.1~420.6)	2200.5 (62.0~ 11327.0)	436.3 (107.4~ 620.0)	0.1 (0.0~0.4)	0.1 (0.0~0.4)	-59.1 (-68.2~-33.0)

括弧内はそれぞれの最小値と最大値。試料採取地点は第9.1図を参照のこと。



第9.4図 鴻巣地域(破線内)とその周辺の地下水の深度別の一般水質濃度(ヘキサダイアグラム) 綾瀬川断層の位置は杉山ほか(1997)による。



第9.5図 鴻巣地域とその周辺の地下水の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$)・水素同位体比 (δD) プロット
 図中の直線は地域の天水線 (LMWL): $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 12$

出, 酸化還元反応, イオン交換等によって, その pH 値は 7.8 と弱アルカリ性であり, $\text{Ca} \cdot \text{Na}-\text{HCO}_3$ 型あるいは水質進化がより進んだナトリウムイオン (Na^+) に富む $\text{Na} \cdot \text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型の組成を示す (第9.1表, 第9.3図, 第9.4図B; HCO_3^- は炭酸水素イオン). SO_4^{2-} と NO_3^- については, 地下水中の溶存酸素の消費による酸化還元電位の低下に伴う還元反応の進行によって濃度が低下したものと考えられる (第9.1表). δD は $-69.9 \sim -53.5$ ‰ の範囲にあり (平均値: -58.3 ‰), 前述した浅層部の湧水・浅井戸の地下水と比べて明らかに低い (第9.1表, 第9.5図). この事実は, 林ほか (2003) も指摘しているように, 下総層群中部～下部の地下水の主たる涵養源が降水の鉛直浸透によるものではなく, 広域地下水流動に起因することを示唆している. その水の起源としては, より上流域の関東平野北西部にもたらされた内陸部の降水, あるいは関東山地や三国山脈と関東平野の境界部付近における河川からの伏没浸透水を挙げることができる.

上総層群相当層中に賦存する深度 180 ~ 400 m の地下水は, 水道用水源や工業用水源として主要な採水対象となっている. その pH の平均値は 8.1 と高く, また還元反応の進行によって SO_4^{2-} 濃度の平均値は 0.8 mg/L とほぼゼロに近い値を示す (第9.1表). 水質組成からは $\text{Na} \cdot \text{Ca}-\text{HCO}_3$ 型や $\text{Ca} \cdot \text{Na}-\text{HCO}_3$ 型に加えて, 陰イオン成分として塩化物イオン (Cl^-) が卓越する特異な組成の地下水 ($\text{Na} \cdot \text{Ca}-\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3$ 型) が存在していることがわかる (第9.3図, 第9.4図C). Cl^- については, その最高濃度は 216.4 mg/L に達し, 平均でも 57.7 mg/L と非常に高い濃度を示す. 更に, この上総層群相当層中

の地下水は平均で -65.5 ‰, 最低値で -72.6 ‰ という低い δD 値によって特徴づけられる (第9.1表, 第9.5図). 前述の下総層群中部～下部の地下水のそれと比較して平均値で 7 ‰ 以上低い. この地下水についても, 下総層群中部～下部の地下水と同様に, 広域地下水流動による周辺部からの側方流によって涵養されたものと考えられる. 本地域における同層準の地下水の放射性炭素 (^{14}C) 年代が 20,000 年以上 (未補正值; 木村ほか, 2010) であることを考慮すると, 最終氷期の低温気候下にもたらされた, 同位体比が現在より軽い降水や河川からの伏没浸透水がその起源となっているものと判断される.

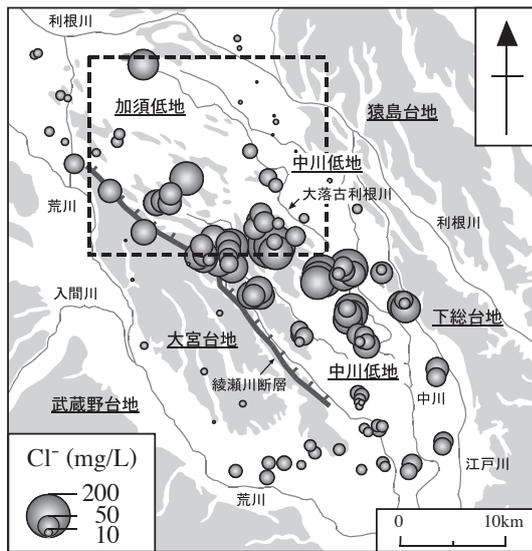
中新統中の地下水 (温泉水) は $\text{Na}-\text{Cl}$ 型もしくは $\text{Na}-\text{HCO}_3$ 型の水質組成を有する (第9.3図, 第9.4図D). このうち, $\text{Na}-\text{Cl}$ 型の温泉水は加須低地中央部や中川低地に卓越する. また, 綾瀬川断層近傍の大宮台地の深部にも $\text{Na}-\text{Cl}$ 型の温泉水が認められる. 温泉水の Cl^- 濃度, HCO_3^- 濃度は, それぞれ平均値で 2200.5 mg/L, 436.3 mg/L と上位の上総層群相当層中の地下水と比べてはるかに高い値を示す. また, δD の平均値も 6 ‰ 程度高い (第9.1表). これら中新統中の地下水の起源, 水質形成プロセス, 滞留時間, 流動方向についてはデータの少なさも一因となって現段階では不明な点が多く, その解明には今後の研究を待つ必要がある.

9.2.2 Cl^- 濃度の水平分布

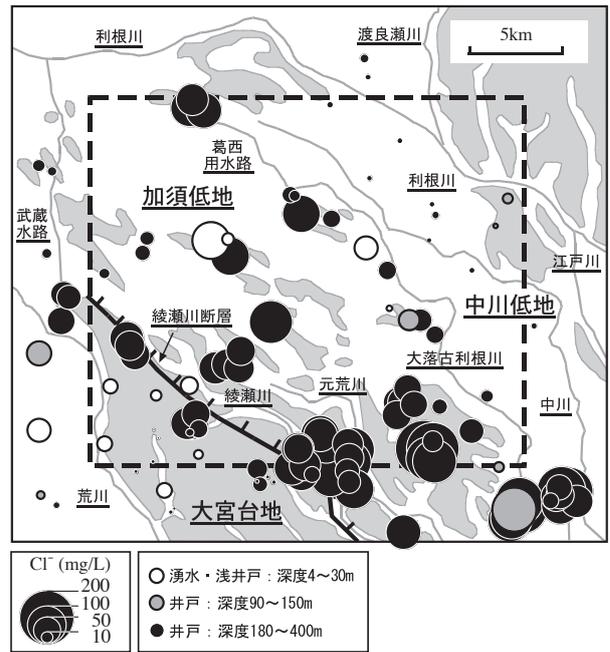
本地域の綾瀬川断層よりも北東側に分布する上総層群相当層には, 綾瀬川断層と平行な北西-南東方向の軸を持つ向斜状構造が認められる (木村ほか, 2010). この向斜状構造は, 加須低地から南の越谷市域まで約 30 km にわたって存在が確認される. 同構造の位置は, 清水・堀口 (1981) が綾瀬川断層と綾瀬川断層の北東約 9 km 付近に想定した“久喜断層” (大落古利根川の流路とほぼ一致) の間に推定した“元荒川構造帯”の位置とほぼ重なる.

これまで多くの研究において, この綾瀬川断層北東側の向斜状構造部には, Cl^- 濃度が高い停滞性の地下水が周辺の循環性の地下水から孤立する形で存在することが指摘されている (たとえば, 木野, 1965; 高橋, 1965; 木野, 1970; 通商産業省工業用水課・東京通商産業局開発業務課, 1975b; 池田, 1984; 林, 2003, Yasuhara *et al.*, 2007). その一例として, Yasuhara *et al.* (2007) による関東平野中央部における上総層群相当層中の地下水の Cl^- 濃度分布を第9.6図に示した. 綾瀬川断層を境界として, その北東側の加須低地や中川低地を中心とする地域と, 南西側の大宮台地では地下水の Cl^- 濃度に明らかな差が認められる.

第9.7図は, 2008年～2012年に実施した地下水調査結果を第9.6図の線と統合して作成した, 鴻巣地域とその周辺におけるより詳細な Cl^- 濃度分布図である. 図



第9.6図 関東平野中央部における上総層群相当層中の地下水の塩化物イオン (Cl⁻) 濃度分布
Yasuhara *et al.* (2007) を一部修正。破線は鴻巣地域の範囲。綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による。



第9.7図 鴻巣地域 (破線内) とその周辺における地下水の塩化物イオン (Cl⁻) 濃度分布
綾瀬川断層の位置は杉山ほか (1997) による。

中、上総層群相当層中 (深度 180 ~ 400m) の地下水の Cl⁻ 濃度は黒丸で表してある。綾瀬川断層を挟んでその北東側 (加須低地) と南西側 (大宮台地) では、上総層群相当層中の地下水の Cl⁻ 濃度に明瞭なコントラストが存在する。一方で、大落古利根川より北東側の中川低地、更には加須低地でもその北西部には低 Cl⁻ 濃度の地下水が賦存することを読み取ることができる。

第9.2表では、上総層群相当層中の地下水の一般水質濃度と同位体比を、綾瀬川断層の北東側の加須低地部と南西側の大宮台地部に分けて比較した。綾瀬川断層の北東側には蓮田市や白岡町等、大宮台地の一部も含まれるが、便宜上一括して加須低地と表示した。第9.2表において、大宮台地部の地下水の Cl⁻ の平均濃度 27.0 mg/L に対して、加須低地部の地下水は 77.4 mg/L と3倍近い高い濃度を有する。一方、Cl⁻ とは異なり、 δD 値は -66 %前後と台地部と低地部の地下水の間には差がない。これは、綾瀬川断層南部地域においては、断層を挟む大宮台地部 (さいたま市) と中川低地部 (越谷市、

松伏町、春日部市) の地下水に、Cl⁻ 濃度と δD 値の両方に明瞭な差が認められる (Yasuhara *et al.*, 2007) ことと対照的である。綾瀬川断層の北部地域と南部地域においては、水の起源や地下水システムに及ぼす綾瀬川断層の水理学的影響の程度が大きく異なる可能性がある。

上総層群相当層中の高 Cl⁻ 濃度地下水については、その成因として、帯水層を挟む泥質層中から帯水層への塩類の供給 (木野, 1970 など) や帯水層堆積時の塩類の残留 (池田, 1984 など) が提唱されている。林 (2003) は、塩類供給過程で地下水がこのような古海水と混合した場合、古海水の寄与率は最大で 1.5 %程度と見積もっている。更に、安原ほか (2011) は放射性塩素 (³⁶Cl) に基づく検討結果から、Cl⁻ の起源が上総層群相当層堆積時のものではなく、その後の地下水流動によって浅層部から上総層群相当層中にもたらされた“異地性”のものであるという知見を提示した。今後、このような新しい同位体トレーサーの導入によって、高 Cl⁻ 濃度地下水の成

第9.2表 加須低地部と大宮台地部における上総層群相当層中の地下水 (深度 180 ~ 400 m) の一般水質濃度と水素同位体比 (δD) の平均値

	pH	Na ⁺⁺ K ⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	δD (%)
加須低地 (70地点)	8.0 (7.4~8.6)	52.5 (21.9~96.2)	31.1 (13.5~59.4)	77.4 (7.6~216.4)	131.3 (91.0~211.1)	0.6 (0.0~16.1)	4.8 (0.0~18.0)	-66.6 (-72.6~-55.8)
大宮台地 (24地点)	8.1 (7.5~8.7)	44.7 (15.2~78.5)	20.1 (9.4~42.9)	27.0 (1.5~78.9)	145.9 (81.8~200.1)	1.7 (0.0~13.2)	2.0 (0.0~9.8)	-65.9 (-71.3~-57.1)

括弧内はそれぞれの最小値と最大値。

因（水と Cl⁻ の起源，滞留時間），周辺の循環性地下水との交流関係，広域地下水流動に及ぼす綾瀬川断層の水

理学的影響の評価を含めた関東平野中央部の地下水システムの総合的な解明が待たれる。

第10章 応用地質

(納谷友規・安原正也)

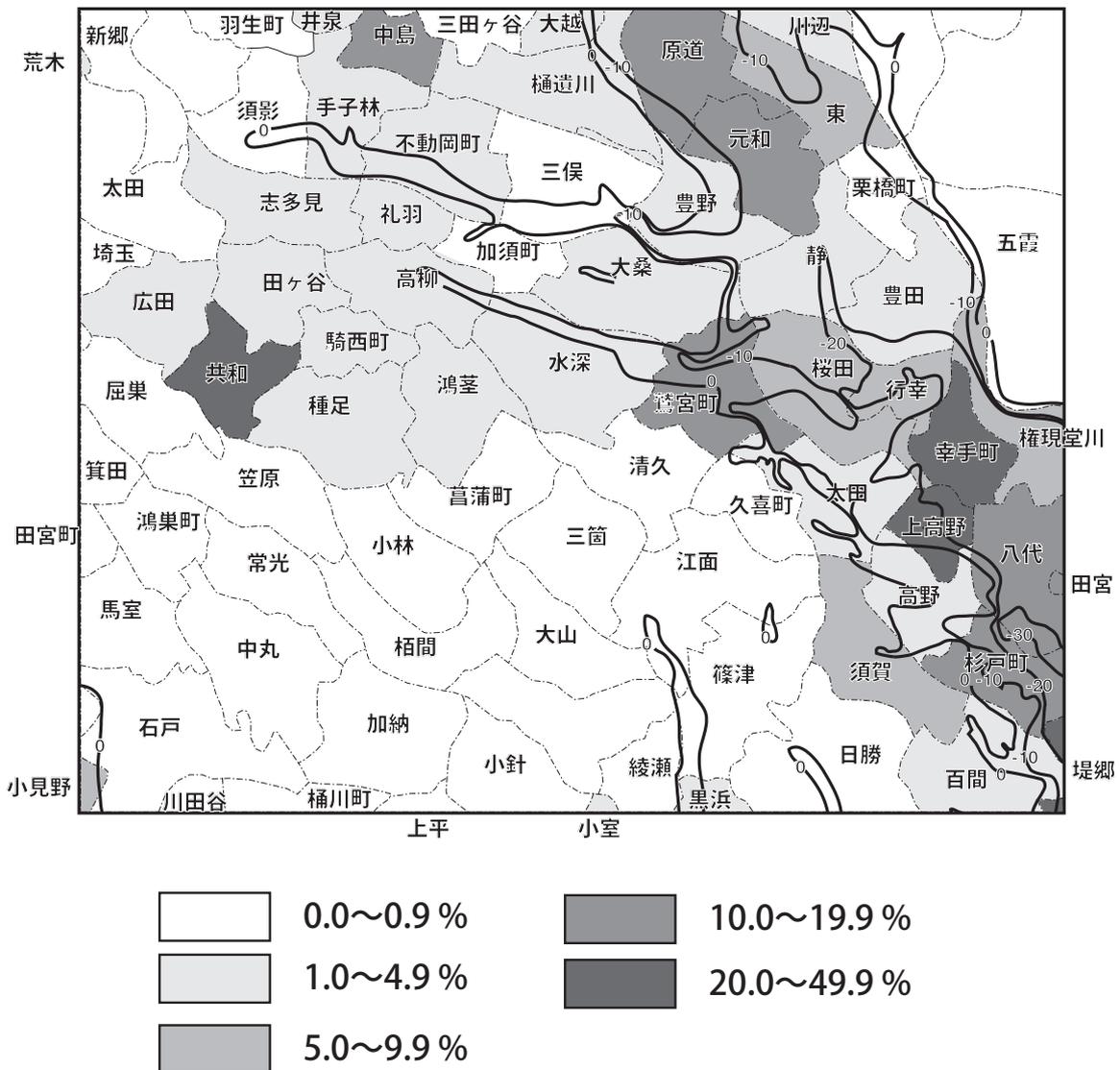
10.1 地震災害

関東地震

1923年(大正12年)に発生した関東地震は、本地域に大きな被害をもたらした。地質調査所(1925)は、関東地震による家屋倒壊や地割れをはじめとした被害について報告した。それによれば、液状化と考えられる地割れが、中川低地の広範囲で観察されている。本地域内では、大落古利根川、中川、見沼代用水～星川などに沿っ

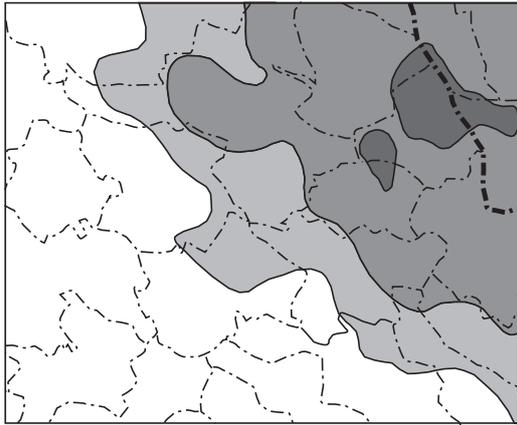
て地割れが確認されている。

関東地震による木造家屋の被害については、貝塚・松田(1982)が松沢(1925)のデータに基づいて被害率分布図を作成している。第10.1図は、貝塚・松田(1982)による木造家屋の被害率分布に本報告による沖積層の基底標高分布を重ね合わせたものである。なお、貝塚・松田(1982)による木造家屋の被害率は、全壊率+半壊率÷2に基づき計算されている。この図からは、中川低地に沿った地域の被害率が比較的高いことが分かる。中川低地では多くの地域で5%以上の被害率を示し、原道、

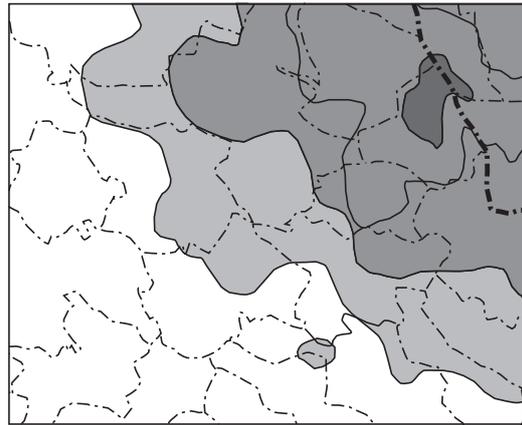


第10.1図 鴻巣地域内における関東地震による木造家屋被害率分布と沖積層基底標高分布の比較
木造家屋の被害率分布は貝塚・松田(1982)に基づく。

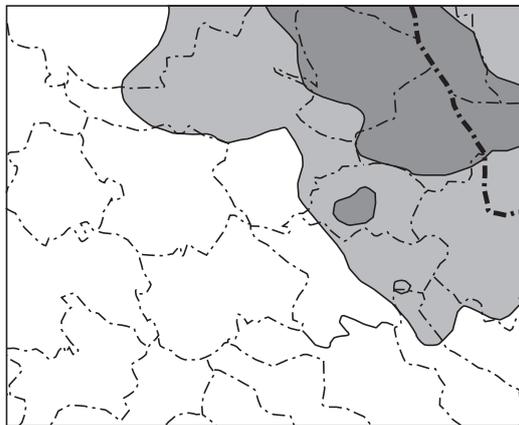
1983.1.1～1988.1.1 (5年間)



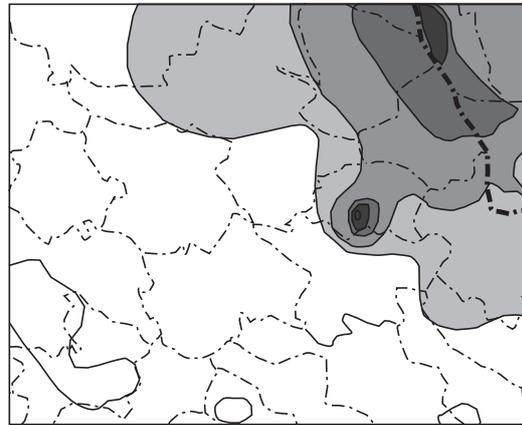
1988.1.1～1993.1.1 (5年間)



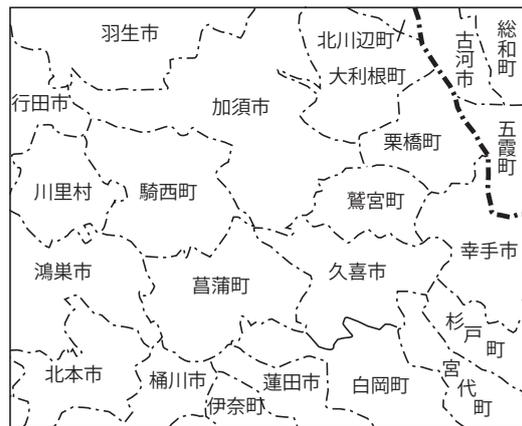
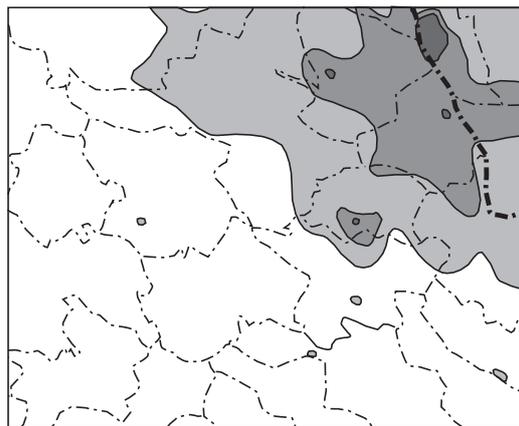
1993.1.1～1998.1.1 (5年間)



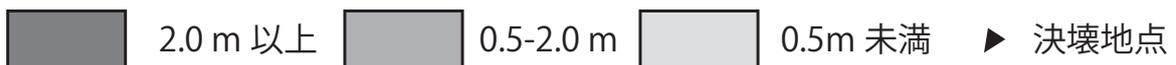
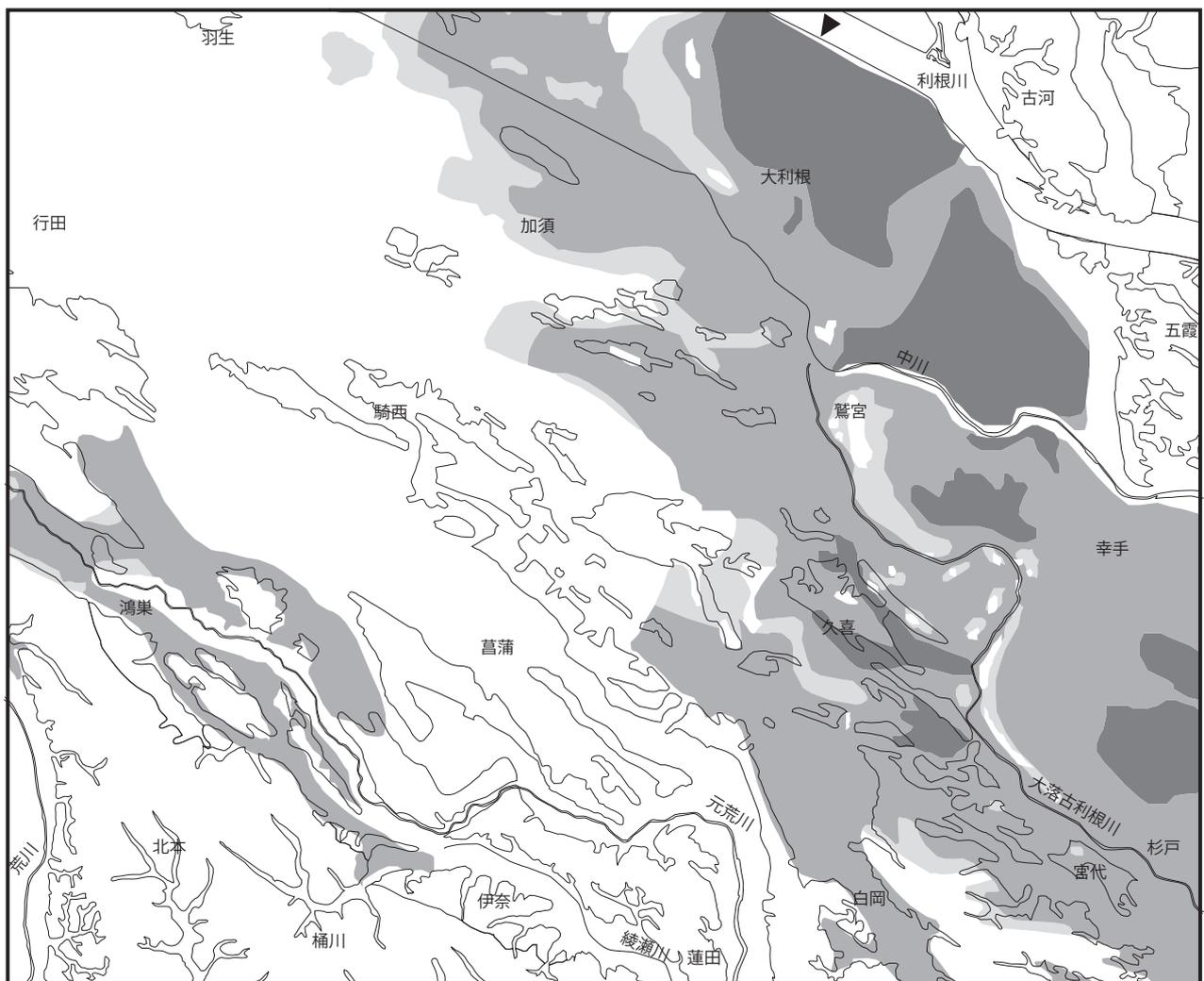
1998.1.1～2003.1.1 (5年間)



2003.1.1～2008.1.1 (5年間)



第 10. 2 図 鴻巣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（1989, 1994, 2000, 2008, 2012）を基に作成。



第 10. 3 図 カスリーン台風による荒川及び利根川洪水の深度分布
地理調査所（1947）を基に作成。

元和（旧大利根町，現大利根町），鷺宮町（現久喜市），八代（現幸手市），杉戸町において，10.0～19.9%の高い被害率を示し，特に，開析谷中軸部の幸手町・上高野（現幸手市）では，20.0～49.9%という顕著に高い被害率を示す。一方，加須低地では，中川低地ほどの高い被害率は示さず，多くの地域で1.0～4.9%の被害率であるが，共和（現鴻巣市）では20.0～49.9%の顕著に高い被害率となっている。大宮台地では，ほとんどの地域で1%未満の低い被害率であった。

（2011）によって報告されている。それによれば，本地域内では茨城県古河市（ひばりが丘，三和），五霞町（川妻，小手指，堀ノ内，元栗橋，下分），埼玉県幸手市（高須賀），宮代町（西原），栗橋町（現久喜市）（南栗橋），加須市（川口）大利根町（現加須市）（杓子木，白倉，三分野，北平野，古川，生出，間口，阿佐間，外記新田，新川通），羽生市（須影，下手子林），行田市（真名板），騎西町（現加須市）（上戸塚，中嶋，上川棚，川棚，西原，皮屋西）で液状化が認められた。

東北地方太平洋沖地震

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震では，関東平野の広範囲で液状化が発生し，その概要が国土交通省関東地方整備局・公益社団法人地盤工学会

10.2 地盤沈下

本地域を含む関東平野中央部では，昭和30年代以降の高度経済成長による急激な都市化に伴い，地下水揚水

量が増加したため、水理水頭の低下（本報告、第9章）とそれに伴う下総層群と上総層群相当層中の泥質層の収縮によって深刻な地盤沈下が発生した。埼玉県南部地域では昭和30年代から地盤沈下が観測され、昭和40年代初めには川口市周辺で年間16cmほどの沈下が観測された。埼玉県南部地域の地盤沈下は、「工業用水法」や「建築物用地下水の採取の規制に関する法律」（ビル用水法）による地下水の揚水規制によって昭和50年代以降沈静化した。一方、昭和40年代末以降は、観測地域の拡大により埼玉県北東部、茨城県西部にも地盤沈下が観測されるようになった。特に、栗橋町や旧鷲宮町を中心とした地域では広い範囲で年間10cm以上、累積沈下量が最大で140cmに達する深刻な地盤沈下が記録された（埼玉県、1987；埼玉県、1993；林、2004、埼玉県、2007）。これらの地域の地盤沈下は、1991年策定の「関東平野北部地盤沈下防止等対策要綱」による揚水規制の結果、最も顕著な時期と比べると全体的に大幅に沈静化しているが、地盤沈下は現在も続いている（たとえば、埼玉県、2007）。

本地域内における1983年（昭和58年）～2008年（平成20年）の5年間ごとの地盤沈下量（第10.2図）をみると、本地域北東部の栗橋町や古河市を中心とした広範囲で地盤沈下が継続的に認められることが分かる。1983年～1988年、1988年～1993年の期間では、栗橋町、古河市、五霞町で5年間20cm以上の顕著な沈下が認められ、その後、沈下量が徐々に小さくなると共に、沈下が認められる範囲が少しずつ小さくなる傾向があるが、2003年～2008年の期間でも、古河市では5年間で6～8cmの沈下が認められる。

10.3 水害

本地域の北東部を流れる利根川は、古くから頻繁に氾濫し、流域に多くの水害をもたらしてきた。利根川の氾濫は、中川低地を下って東京まで被害を及ぼした。1947年（昭和22年）9月に発生した、カスリーン台風がもたらした記録的豪雨による洪水は、近年の利根川水系において最も大きな被害をもたらした水害として知られている。カスリーン台風による洪水被害に関しては、地理調査所（1947）によって浸水状況が詳しく報告されている。第10.3図は、地理調査所（1947）の洪水深度図に本報告による台地の分布を重ねて示したものである。地理調査所（1947）によれば、1947年9月16日、大利根町（現加須市）新川通の利根川右岸堤防が幅350mにわたり決壊したことにより発生した洪水は、中川低地を流下し5日後には東京都葛飾区、江戸川区、足立区まで到達した。本地域内の浸水域にはほぼ1日で到達している。本地域内では、中川低地の大部分が浸水した。特に、決壊地点に隣接した大利根町（現加須市）、栗橋町（現久喜市）、幸手市では、水深2m以上の浸水を記録している。水深2m以上の浸水が記録された地域では、洪水発生から半月経過した10月2日時点でなお灌水していた。カスリーン台風による増水は、荒川や渡良瀬川でも洪水を引き起こした。荒川の洪水は鴻巣市田間宮付近で堤防が決壊したことにより発生し、元荒川に沿って本地域内の桶川市小針新田付近まで浸水している（第10.3図）。なお、カスリーン台風の洪水被害がもたらされた関東平野中央部では昭和30年代以降地盤沈下が発生したことや、人工的に地形が改変されているため、現在においてカスリーン台風と同程度の洪水が発生した際は、洪水範囲の拡大や氾濫流量の増大が予測されている（中央防災会議、2006）。

文 献

- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. *et al.*, *Initial Report of Deep Sea Drilling Project*, vol. 87, p. 393-481.
- 青木かおり・町田 洋 (2006) 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成-K₂O-TiO₂ 図によるテフラの識別. 地調研報, vol. 57, p. 239-258.
- 荒牧重雄 (1968) 浅間火山の地質. 地団研専報, no. 14, p. 1-45.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of First International Conference on Planktonic Micropossils (Geneva, 1967)*, E.J. Brill, Leiden, vol. 1, p. 199-422.
- 地理調査所 (1947) 昭和二十二年九月洪水利根川及荒川の洪水調査報告. 地理調査所時報・特報, 20 p.
- 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, 204 p.
- 中央防災会議 (2006) 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書 (1947 カスリーン台風). <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/kyoukun/rep/1947-kathleenTYPHOON/>
- 江口誠一 (1991) 埼玉県加須低地の沖積層と埋没地形. 地理誌叢, vol. 32, p. 29-36.
- 江口誠一 (1999) 関東平野中央部加須低地の形成史. 第四紀, vol. 31, p. 11-17.
- 江口誠一・村田泰輔 (1999) 関東平野中央部加須低地における完新世の環境変遷史. 地理学評論, vol. 72A, 253-266.
- 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. 14-28.
- 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. 37-38.
- 藤岡導明・小竹信宏 (2003) テフラ鍵層に基づく房総半島の上総層群大田代層・梅ヶ瀬層と豊房層群加茂層との対比. 第四紀研究, vol. 42, p. 375-387.
- 福田 理・石和田靖章 (1964) 関東地方の地質と天然ガス鉱床の探鉱と開発への序章. 石油技術協会誌, vol. 29, p. 3-21.
- 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・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, 589 p.
- 八戸昭一・石山 高・濱元栄起・高橋基之・林 武司・宮越昭暢・安原正也 (2013) IV 地下水質データ集. 埼玉県環境科学国際センター, 埼玉県地質地盤資料集 (ボーリング柱状図集, 深層 S 波速度構造・地下温度・地下水質に関するデータ集), p. 777-788.
- 原田正夫 (1943) 関東ロームの生成について. 東大土壌肥料科学教室報告, no. 3, p. 1-140.
- Hayashi, H., Kurihara, Y., Horiuchi, S., Iwashita, T. and Yanagisawa, Y. (2003) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Miocene sequence in the Iwadono Hills, central Japan: an integrated approach. *Palaios*, vol. 18, p. 176-191.
- 林 広樹・堀内誠示・高橋雅紀・笠原敬司 (2004) 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・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. 地質学雑誌, vol. 112, p. 2-13.
- 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・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. 日本水文科学会誌, vol. 33, p. 125-136.
- 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質. 日本水文科学会誌, vol. 34, p. 217-226.
- 早津賢二・新井房夫 (1982) 妙高火山群テフラ地域南部の最新世テフラ層-指標テフラ層の記載とそれに関連した 2・3 の問題-. 第四紀研究, vol. 21, p. 1-13.
- 比企団体研究グループ (1991) 比企丘陵および岩殿丘陵の構造発達概観. 地団研専報, no. 38, p. 59-65.
- 比企団体研究グループ (2004) 関東山地北東縁部の比企丘陵-吉見丘陵-荒川河岸地域の中新統. 地団研専報, no. 52, p. 1-34.
- 平井幸弘 (1983) 関東平野中央部における沖積低地の地形発達. 地理学評論, vol. 56, p. 679-694.
- 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-上部更新統の層序及構造運動. 地球科学, vol. 62, p. 43-56.
- Hong, W., Park, J. H., Sung, K. S., Woo, H. J., Kim, J. K., Choi, H. W. and Kim, G. D. (2010) A new 1MV AMS facility at KIGAM. *Radiocarbon*, vol. 52, p. 243-251.
- 本郷美佐緒・納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2011) 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された 350 m ボーリングコア

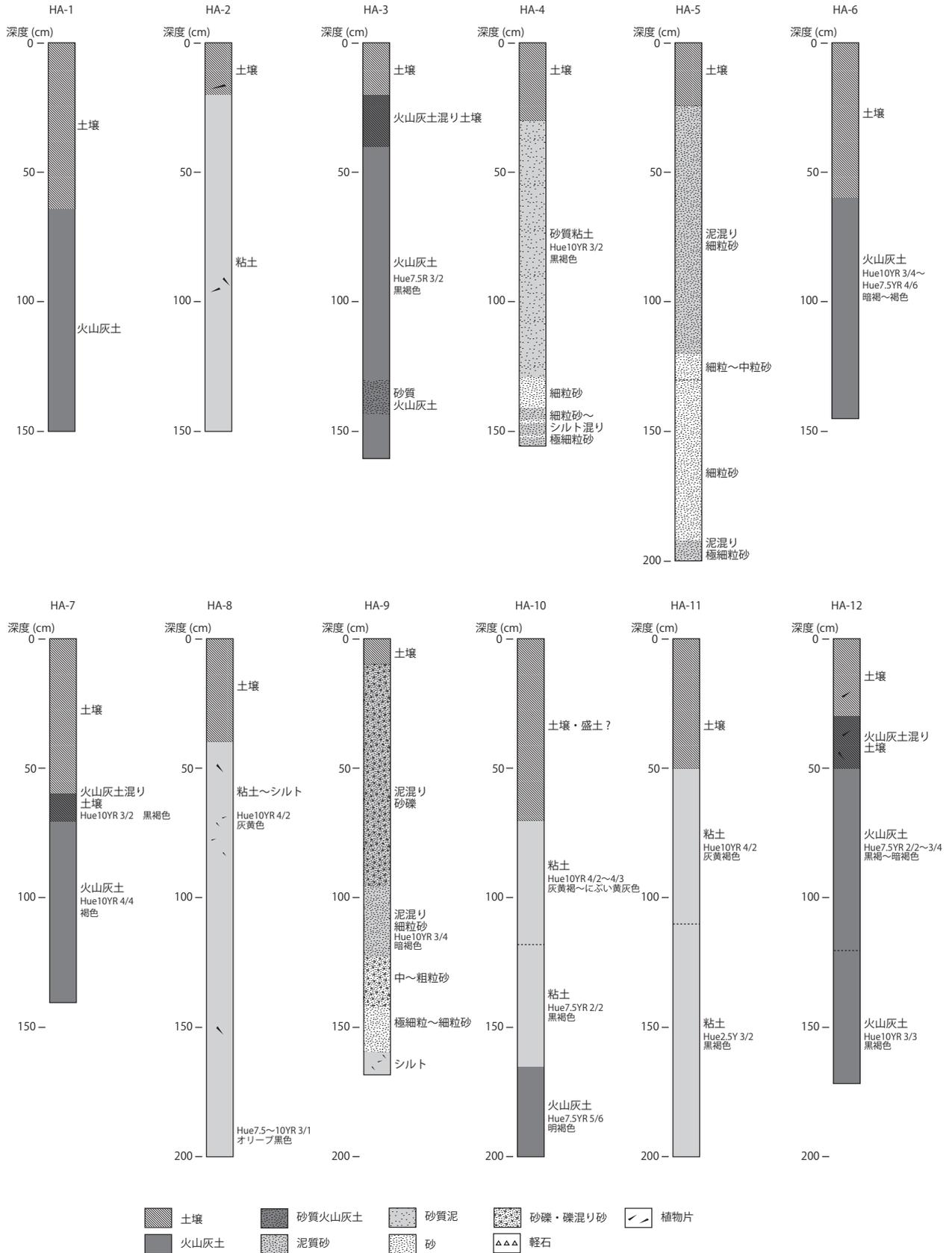
- (GS-SB-1) から産出した花粉化石群集. 地調研報, vol. 62, p. 281-318.
- 堀口万吉 (1970) 大宮台地南部の地質 (演旨). 地質学雑誌, vol. 76, p. 80.
- 堀口万吉 (1981) 関東平野中央部における考古遺跡の埋没と地殻変動. 地質学論集, no. 20, p. 79-94.
- 堀口万吉 (1994) 関東平野中央部地下地質の概要. 地団研専報, no. 42, p. 1-16.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫 (1956) 関東南部の地層の大区分について. 地調月報, vol. 7, p. 435-436.
- 池田喜代治 (1984) 関東構造盆地中央部の被圧地下水の水質. ハイドロロジ (日本水文科学会誌), no. 14, p. 36-49.
- 入月俊明・納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2011) 中期更新世 (MIS11 および MIS9) における古東京湾湾奥の環境変遷—埼玉県菖蒲コアの下総層群産貝形虫化石の群集解析—. 地質学雑誌, vol. 117, p. 35-52.
- 石原武志・須貝俊彦・八戸昭一 (2011) 荒川低地中・上流域と妻沼低地における最終氷期の埋没地形面群. 第四紀研究, vol. 50, p. 113-128.
- 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・細矢卓志 (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 (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—. 東京都防災会議, p. 43-54.
- 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・松田磐余 (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, 49 p.
- 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.
- 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. 東京大学出版会, 東京, 437 p.
- 関東地区地盤沈下調査測量協議会 (1989) 関東地域累積地盤沈下量図 (自 昭和 58 年 1 月 1 日 至昭和 63 年 1 月 1 日). 関東地区地盤沈下調査測量協議会.
- 関東地区地盤沈下調査測量協議会 (1994) 関東地域累積地盤沈下量図 (自 昭和 63 年 1 月 1 日 至平成 5 年 1 月 1 日). 関東地区地盤沈下調査測量協議会.
- 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 1 日 至平成 10 年 1 月 1 日). 関東地区地盤沈下調査測量協議会.
- 関東地区地盤沈下調査測量協議会 (2008) 関東地域累積地盤沈下量図 (自 平成 15 年 1 月 1 日 至平成 20 年 1 月 1 日). 関東地区地盤沈下調査測量協議会.
- 関東地区地盤沈下調査測量協議会 (2012) 関東地域累積地盤沈下量図 (自 平成 10 年 1 月 1 日 至平成 20 年 1 月 1 日). 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 (II). 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, 東京, 378 p.
- 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.
- 加須市教育委員会生涯学習課 (1996) 埼玉県指定「加須の浮野とその植物」調査報告書. 加須市教育委員会, 172 p.
- 菊地隆男 (1979) 関東平野中央部における後期更新世以後の古地理の変遷. 第四紀研究, vol. 17, p. 215-221.
- 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.
- 木村克己・水野清秀・山口和雄・駒澤正夫・安原正也・小松原純子・竹村貴人・関口春子 (2010) 関東平野沿岸域の地震動特性と広域地下水流動系の解明に関する地質学的総合研究. 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 54, p. 167-187.
- 木野義人 (1965) 埼玉県久喜付近の地下地質と深層地下水—久喜 GS-1 号井試掘に関連して—. 地調月報, vol. 16, p. 243-257.
- 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. 1-39.
- 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.
- 小林雅弘・関東火山灰グループ (2003) 関東平野中央部の地下および房総半島で新たに発見された前期更新世の含莖青石テフラ. 地球科学, vol. 57, p. 155-160.
- 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.
- 小池美津子・武井暁朔・下野敏弘・町田二郎・秋元和実・橋屋功・吉野博厚・平社定夫 (1985) 岩殿丘陵の中新統・都幾川層群. 地質学雑誌, vol. 91, p. 665-677.

- 国土交通省関東地方整備局・公益法人 地盤工学会 (2011) 東北地方太平洋沖地震による関東地方の地盤液状化現象の実態解明. http://www.ktr.mlit.go.jp/ktr_content/content/000043569.pdf
- 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.
- 小杉正人・金山喜昭・張替いづみ・樋泉岳二・小池裕子 (1989) 古東京湾周辺における縄文時代黒浜期の貝塚形成と古環境. 考古学と自然科学, vol. 21, p. 1-22.
- 久喜市史編さん室 (1987) 久喜市史調査報告書第9集 自然環境の変遷-地質調査報告書-. 久喜市, 123 p.
- 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, 141 p.
- 栗原行人・堀内誠示・柳沢幸夫 (2003) 埼玉県岩殿丘陵地域に分布する中新統の岩相層序と珪藻・石灰質ナンノ化石層序. 地質学雑誌, vol. 109, p. 215-233.
- 黒川勝己・遠藤敦子・木下由紀子 (1981) 魚沼層群および灰爪層中の火山灰層から堇青石とカミングトン閃石の発見. 地球科学, vol. 35, p. 253-258.
- 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.
- 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, 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, 336 p.
- 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・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 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学-考古学研究と関係するテフラのカタログ-. 文部省科学研究費特定研究「古文化財」総括班 渡辺直徑編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」総括報告書, p. 865-928.
- 間嶋隆一 (1989) 埼玉県中央部, 荒川から岩殿丘陵にかけて分布する新第三系の層序. 静岡大地球科学研報, no. 15, p. 1-24.
- 横山次郎 (1931) 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念論文集, p. 307-382.
- 増田富士雄・中里裕臣 (1988) 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像. 月刊地球, vol. 10, p. 616-623.
- 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.
- 松丸国照・林 明 (1980) 関東山地東縁の新第三系の層序. 地質学雑誌, vol. 86, p. 225-242.
- 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.
- 松沢武雄 (1925) 木造建築物に依る震害分布調査報告. 震災予防調査会報第百号甲, p. 163-260.
- 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.
- 水野清秀・納谷友規 (2011) 広域テフラと海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比. 地質調査総合センター速報, no. 56, p. 121-132.
- 水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤 努・松島紘子・細矢卓志 (2004) ボーリング調査から推定される深谷断層南東部の地質構造と活動性. 活断層・古地震研究報告, no. 4, p. 69-83.
- 水野清秀・杉山雄一・石山達也・須貝俊彦・松島紘子・八戸昭一・中里裕臣・細谷卓志 (2006) 深谷-綾瀬川断層帯周辺の地下地質. 月刊地球, vol. 28, p. 30-37.
- 望月勝海 (1950) 東北日本・中央日本の関東対曲. 地質学雑誌, vol. 56, p. 285.
- 森川六郎 (1969) 埼玉県南東部の地盤沈下. 応用地質, vol. 10, p. 1-23.
- 長沼信夫・早船元峰 (1993) 埼玉県北本市域における地下水・湧水と水文環境. 駒澤地理, vol. 29, p. 59-77.
- 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・中澤 努 (2007) 飯綱西山テフラの発見による関東平野西北部, 江南台地のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, vol. 113, p. 628-635.
- 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・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・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, vol. 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, 41 p.
- 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・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, 72 p.
- 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. 111, p. 87-93.
- 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

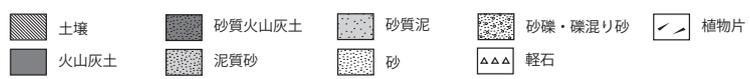
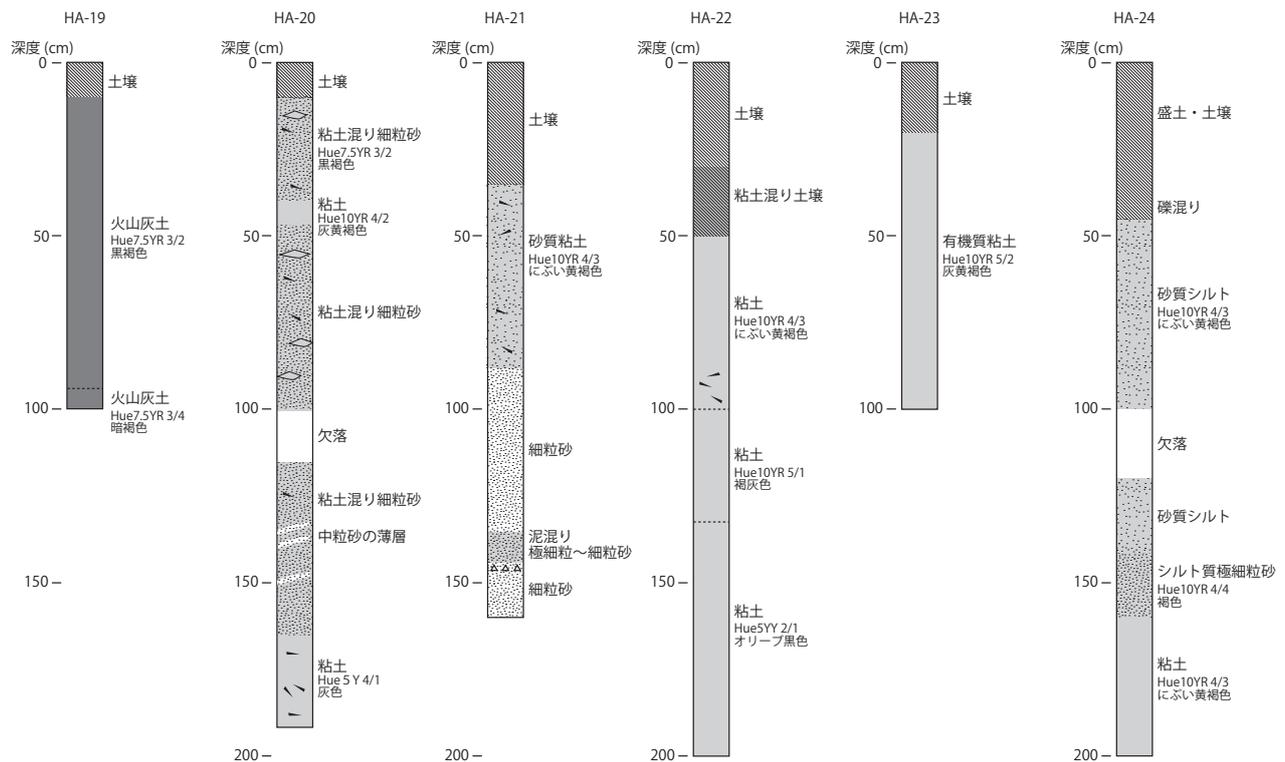
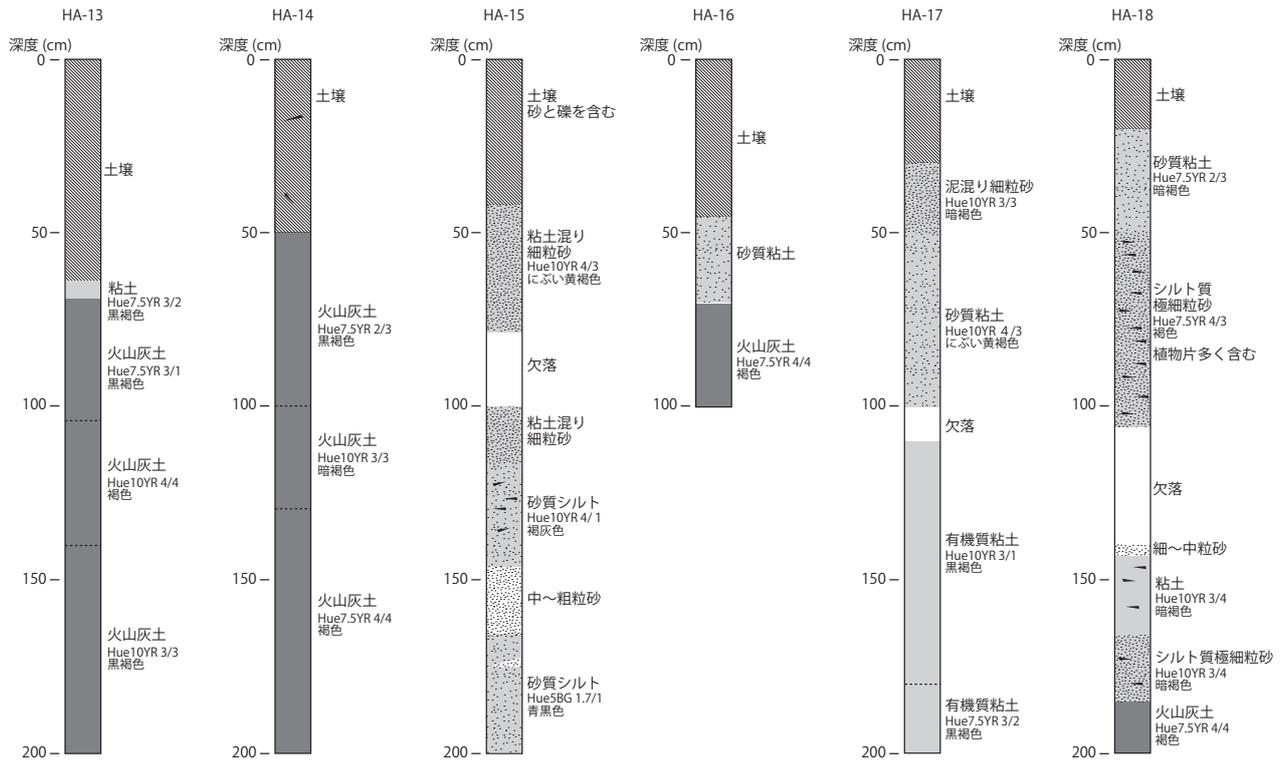
- 央部における上総-下総層群境界：越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定。地質学雑誌, vol. 115, p. 49-63.
- 成瀬 洋 (1968) 関東地方における第四紀地殻変動。地質学論集, no. 2, p. 29-32.
- Naya, T. (2010) *Lancineis rectilatus* sp. nov., a new fossil species from Pleistocene sediments in Japan. *Diatom Research*, vol. 25, p. 111-124.
- Naya, T. (2012) Marine *Thalassiosira* species from coastal Pleistocene sediments in central Kanto Plain, Japan. *Diatom Research*, vol. 27, p. 141-163.
- 納谷友規・水野清秀・古澤 明 (2011) 大宮台地北部の大宮層におけるテフラ層序と堆積環境。日本地質学会第 118 年学術大会・日本鉱物学会 2011 年年会合同学術大会講演要旨集 (セクション B), p. 173.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2009) 関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) の珪藻化石産出層準と淡水成層準及び海成層準の識別。地調研報, vol. 60, p. 245-256.
- 納谷友規・八戸昭一・松島紘子・水野清秀 (2012a) 珪藻化石と岩相に基づく関東平野中央部で掘削されたボーリングコアの海成層準の認定。地調研報, vol. 63, p. 147-180.
- 納谷友規・植木岳雪・本郷美佐緒・水野清秀 (2012b) 関東平野における浅海成更新統の層序指標としての海生珪藻化石 *Lancineis rectilatus*。日本第四紀学会講演要旨集, no. 42, p.10-11.
- 納谷友規・平松 力・古澤 明・柳沢幸夫・山口和雄 (2013) 関東平野中央部埼玉県大利根町で掘削された 1505 m 温泉ボーリングの年代層序。地質学雑誌, vol. 119, p. 375-395.
- 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.
- 日本地質学会地質基準委員会 (2001) 地質基準。共立出版, 東京, 180 p.
- 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・小林健助 (2008) 鴻巣市滝馬室付近の完新統黒色有機質シルト層の ^{14}C 年代。埼玉県立自然の博物館研究報告, no. 2, p. 27-30.
- 楡井 尊・小林健助 (2010) 鴻巣市滝馬室付近の完新統花粉化石群集からみた古環境変遷。埼玉県立自然の博物館研究報告, no. 4, p. 25-36.
- 大石雅之 (2010) 斜長石斑晶の屈折率を用いたテフラ対比の検討。第四紀研究, vol. 49, p. 35-42.
- 大石雅之・高橋雅紀 (1990) 群馬県高崎地域に分布する中新統-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) 利根川治水の変遷と水害。東京大学出版会, 東京, 393 p.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low - latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, vol. 5, p. 321-325.
- 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, G., Manning, S., 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, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, vol. 46, p. 1029-1058.
- 埼玉県 (1987) 埼玉平野における荒川水系の地下水。荒川総合調査報告書 1「荒川 自然」, 722 p.
- 埼玉県 (1993) 中川水系 総論・自然。中川水系総合調査報告書 1, 埼玉県, 340 p.
- 埼玉県 (1996) 埼玉県活断層調査報告書。埼玉県環境部地震対策課, 200 p.
- 埼玉県 (2007) 埼玉県地盤沈下調査報告書 (平成 18 年度観測結果)。144 p.
- 埼玉県立博物館 (1990) 大針貝塚・浮谷貝塚：発掘調査報告。埼玉県立博物館, 131 p.
- 酒井豊三郎 (1990) 千葉県銚子地域の上部新生界-岩相・古地磁気・放散虫化石層序-。宇都宮大教育紀要, no. 23, p. 1-34.
- 坂倉勝彦 (1935) 千葉県小櫃川流域の層序 (其の 2)。地質学雑誌, vol. 42, p. 753-784.
- 産業技術総合研究所 (2007) 第 2 章 2.6 近接活断層間調査 (AIST-地下地質 2)。平成 18 年度原子力安全基盤調査研究 原子力安全基盤調査研究自然科学分野総合的評価研究報告書, p. 88-127.
- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額額一起・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.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗 (1987) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序 その 1 : 新潟地域。石油技術協会誌, vol. 52, p. 11-21.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲 (1999) 石灰質ナノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序。地球科学, vol. 53, p. 265-274.
- Sato, T., Chiyonobu, S. and Hodell, D. A. (2009) Quaternary calcareous nannofossil datums and biochronology in the North Atlantic Ocean, IODP Site U1308. *Proc. IODP*, vol. 303, p. 1-9.
- 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.

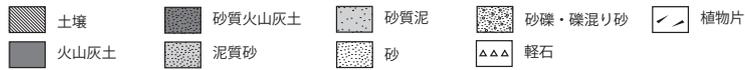
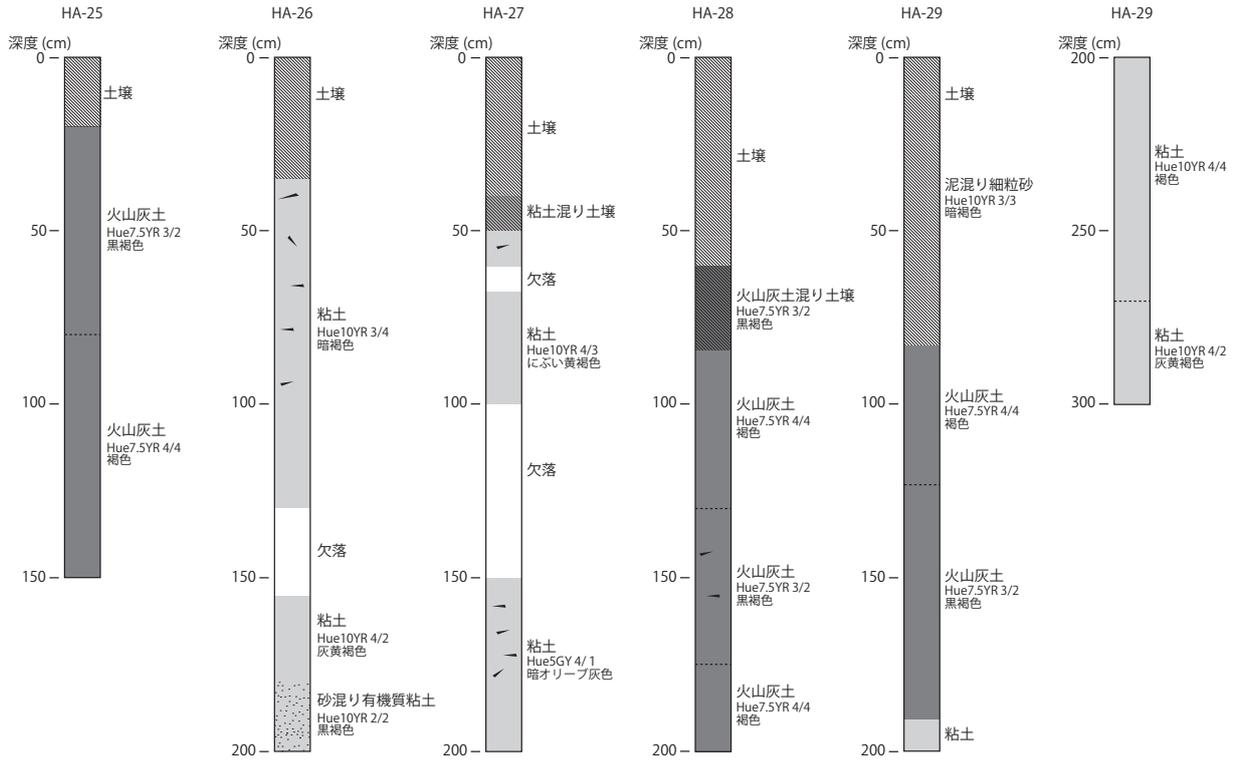
- 清水康守・堀口万吉 (1981) 大宮台北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地質学論集, no. 20, p. 95-102.
- 新堀友行・鳥羽謙三・成瀬 洋 (1970) 関東平野の地下地質 第2報 関東平野中央部の洪積層. 資源科学研究所彙報, no. 73, p. 30-36.
- 早田 勉 (1995) テフラからさぐる浅間山の活動史. 御代田町誌自然編, p. 22-43.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age 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・松島紘子・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統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・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.
- 杉山雄一 (1991) 渥美半島-浜名湖東岸地域の中中部更新統-海進-海退サイクルとその広域対比-. 地調月報, vol. 42, p. 75-109.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒沢正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章 (1997) 50 万分の 1 活構造図「東京」(第2版) 説明書. 活構造図8, 地質調査所, 34 p.
- 須藤 斎・高橋雅紀・柳沢幸夫 (2003) 埼玉県比企丘陵の中新統土塩層 (明戸セクション) の珪藻化石層序. 地質学雑誌, vol. 109, p. 48-62.
- 鈴木宏芳 (1996) 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, no. 56, p. 77-123.
- 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.
- 鈴木正章 (1991) 立川ローム層最上部 UG 火山灰の層序と岩石化学的特性. 道都大学短期大学部紀要, no. 25, p. 87-97.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝充・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, 109 p.
- 鈴木毅彦 (2000) 飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理学評論, vol. 73, p. 1-25.
- 鈴木毅彦 (2001) 海洋酸素同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究, vol. 40, p. 29-41.
- 田口雄作・石井武政・安原正也・丸井敦尚・永井 茂・吉川清志・遠藤秀典・稲崎富士・風早康平・内田利弘・渡辺史郎・牧野雅彦・高倉伸一・鈴木裕一・塚田公彦 (1992) 先端技術産業に係る環境汚染物質の拡散予測とモニタリング手法の開発に関する研究 (深層地下水の汚染・拡散機構の研究). 公害特別研究報告集 (平成3年度), p. 92.II.1-18.
- 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・濱元拓志・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.
- 高橋雅紀 (2003) “N.8 層” と “post N.8 層” に二分される関東地域の新第三系-庭谷不整合のテクトニクス-. シンポジウム関東地方の地質-最新成果と今後の課題-講演要旨集, 日本地質学会関東支部, p. 11-14.
- 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 (2008) 岩殿丘陵, 関東山地周辺. 日本地方地質誌 3: 関東地方, 朝倉書店, 東京, p. 162-166.
- 高橋雅紀・柳沢幸夫 (2004) 埼玉県比企丘陵に分布する中新統の層序-複合年代層序に基づく岩相層序の総括-. 地質学雑誌, vol. 110, p. 290-308.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野西縁の地震波探査記録の地質学的解釈-とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長-. 地質学雑誌, vol. 112, p. 33-52.
- 高橋 稠 (1965) 埼玉県行田・羽生地区における工業用地下水源地域調査報告. 地質調査所月報, vol. 16, p. 36-44.
- 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-特に上総層群と下総層群間の不整合問題に関連して-. 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, 135 p.
- 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.
- 東京通商産業局産業施設課 (1997) 埼玉県上尾地域地下水利用適正化調査報告. 工業用水, no. 463, p. 39-48.
- 辻 隆司・宮田雄一郎・岡田 誠・三田 勲・中川 洋・佐藤由理・中水 勝 (2005) 房総半島に分布する下部更新統上総層群大田代層と梅ヶ瀬層の高精度堆積年代-石油公団研究井 TR-3 コアの酸素同位体比・古地磁気・石灰質ナンノ化石に基づく年代層序-. 地質学雑誌, vol. 111, p. 1-20.
- 角田史雄 (1992) 埼玉平野の地下地質. 埼玉大学教養部紀要, no. 28, p. 5-23.
- 通商産業省工業用水課・東京通商産業局開発業務課 (1975a) 首都圏地下水理総合大規模調査報告 (その2). 工業用水, no. 203, p. 31-51.
- 通商産業省工業用水課・東京通商産業局開発業務課 (1975b) 首都圏地下水理総合大規模調査報告 (その3). 工業用水, no. 204, p. 33-48.
- 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.
- 植木岳雪・酒井 彰 (2007) 青梅地域の地質. 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, 136 p.
- 植木岳雪・山口正秋・本郷美佐緒・納谷友規・水野清秀 (2009)

- 関東平野中央部，埼玉県菖蒲町で掘削された GS-SB-1 コアの古地磁気・岩石磁気測定. 地調研報, vol. 60, p. 199-243.
- 植木岳雪・納谷友規・水野清秀 (2012) 関東平野中央部の深層ボーリングコアの古地磁気層序. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 42, p. 8-9.
- 渡部景隆・菅野三郎・高野 貞・村山猪久馬 (1950) 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究 (寄居-小川-松山-兒玉地域). 秩父自然科学博物館研究報告, no. 1, p. 93-46.
- 渡辺満久 (2007) 綾瀬川断層の地形学的認定とその活動性. 地学雑誌, vol. 116, p. 387-393.
- 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.
- 山口和雄・加野直巳・大滝壽樹・住田達哉・牧野雅彦・伊藤 忍・横田俊之・木村治夫 (2008) 関東平野中部，加須低地・荒川低地の浅部地下構造. 活断層・古地震研究報告, no. 8, p. 119-131.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努 (2009) 関東平野中央部，埼玉県菖蒲町で掘削された 350 m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性. 地調研報, vol. 60, p. 147-197.
- 山崎晴雄 (1978) 立川断層とその第四紀後期の運動. 第四紀研究, vol. 16, p. 231-246.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.
- 柳沢幸夫・渡辺真人・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 (2002) 関東平野と周辺山地の天水にみられる同位体効果. 2002 年度日本水文科学会学術大会発表要旨集, no. 16, p. 120-121.
- Yasuhara, M., Inamura, A., Takahashi, M., Hayashi, T., Takahashi, H., Makino, M., Handa, H. and Nakamura, T. (2007) Groundwater system compartmentalized by a tectonic zone in the Kanto plain, central Japan. *IAH Selected Papers*, vol.10, p. 281-288.
- 安原正也・稲村明彦・森川徳敏・高橋 浩・水野清秀・高橋正明・大和田道子・風早康平・戸崎裕貴・宮越昭暢・Gingerich, S.B.・林 武司・鈴木秀和・宮下雄次・藪崎志穂・鈴木裕一 (2011) 関東平野の被圧地下水中の塩化物イオンと水の起源に関する同位体的検討. 日本地球惑星科学連合 2011 年大会, AHW023-P10.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, vol. 82, p. 497-515.
- 吉見雅行・竿本英貴 (2006) 埼玉県鴻巣市における綾瀬川断層の被覆層の 50 m ボーリング, PS 検層および三軸圧縮試験結果. 活断層・古地震研究報告, no.6, p. 1-9.



付図2 検土杖による簡易ボーリング柱状図
調査位置は付図1に示した。





Geology of the Kōnosu District

By

Tomonori NAYA* and Masaya YASUHARA*

(Written in 2013)

(ABSTRACT)

The Kōnosu district is located in the eastern part of Saitama Prefecture and the western part of Ibaraki Prefecture, in the central Kantō Plain in NE Japan. The quadrangle occupies the area of long. 139°29'48"4–139°44'48"3 E and lat. 36°0'11"5–36°10'11"4 in WGS 84. The topography of this district consists of uplands and alluvial lowlands. The uplands are divided into the Sashima and Ōmiya Uplands by the Nakagawa Lowland, which distributes along the Watarasegawa and Nakagawa Rivers. While the Ōmiya Upland is distributed widely around the district, the Sashima Upland is situated in its northeastern corner. The Kazo and Arakawa Lowlands lie on the north and west sides of the Ōmiya Upland, respectively. The Arakawa Lowland is situated in a narrow part of the district's southwestern corner.

GEOLOGY

The Kōnosu district is situated within the central part of the Kantō Sedimentary Basin and is underlain by thick Cenozoic successions. Shallower than about 1500 m, the subsurface belongs to the Lower Miocene Hiki Group, Middle to Upper Miocene Tokigawa Group, Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group, and Middle to Upper Pleistocene Shimōsa Group, with distributed younger terrace deposits and younger loam and Alluvium.

HIKI AND TOKIGAWA GROUPS

The Lower Miocene Hiki Group and the Middle to Upper Miocene Tokigawa Group are distributed deeper than 1000 m. The Niwaya Unconformity, which divides these two groups, is estimated to be at an elevation of about -1434 m in Otone town. The Hiki Group is characterized by marine sediments (mudstone and muddy sandstone). The Tokigawa Group can be divided to a lower and an upper part. The lower part is characterized by marine sediments mainly composed of sandstone and sandy mudstone, and the upper part consists of non-marine sediments (sandstone and mudstone containing lignite). A stratigraphic framework of these groups has not been established. The ages of the Hiki and Tokigawa Groups are estimated from biostratigraphy as being older than about 15 Ma and about 15-10 Ma, respectively.

KAZUSA GROUP

The Lower to Middle Pleistocene Kazusa Group commonly occurs at elevations deeper than -150 m. The Kurotaki Unconformity, which defines the base of the Kazusa group, is estimated to lie at elevations between -1000 to -1500 m. The boundary between this group and the upper Shimōsa Group is defined by the base of the Jizōdō Formation, which correlates to MIS 12. The Kazusa Group consists of depositional cycles of non-marine and marine sediments in the Kōnosu district, but its stratigraphic framework has not been established.

* Institute of Geology and Geoinformation

SHIMŌSA GROUP

The Middle to Upper Pleistocene Shimōsa Group is distributed in the subsurface shallower than an elevation of approximately -150 m in the Kōnosu district. This group is divided into six formations and a bed.

Jizōdō Formation: The lower and middle parts are dominated by mud and/or sandy mud. The middle part contains molluscan fossils. The upper part consists of sand and/or gravelly sand. It is less than 33 m thick. This formation was deposited at MIS 12-11.

Yabu Formation: The lower part is composed of sand and gravel, sand and/or mud. The middle part consists of muddy sand and/or mud containing molluscan fossils. The upper part contains cross-stratified, well sorted sand and/or gravelly sand. It is less than 55 m thick. This formation developed at MIS 10-9.

Geologic Age		Age (Ma)	Stratigraphic division	Tephra	MIS	Lithofacies	Environment									
Quaternary	Pleistocene	0.01	Shimōsa Group	Younger Loam	As-YP? AT Hk-TP K-Tz On-Pm1 In-Ny Ky3 Ks5 Kh6 Ks22 Joetsu Azu-Koen1	(upper) sand and mud	Fluvial									
						Alluvium (middle) mud	Bay									
						(lower) sand and gravel, peat	Fluvial									
						Younger Loam volcanic ash soil	Terrestrial									
						Buried terrace deposits sand, mud	Fluvial									
						Ayasegawa terrace deposits sand and gravel, sand and mud	Fluvial									
						Jōsō Clay tuffaceous clay, sand	Terrestrial									
						Ōmiya Fm sand and gravel, sand, mud	Fluvial									
						Kioroshi Fm sand, mud, alternation of sand and mud	Sand shoal Bay									
						Kiyokawa Fm sand, mud, sand and gravel,	Fluvial									
						Kamiizumi Fm (upper) sand	Sand shoal Bay									
						(middle) muddy sand, sandy mud	Bay									
						(lower) sand and gravel, sand, mud	Fluvial									
Neogene	Pliocene	0.78	Formations equivalent to Kazusa Group (undivided)	Joetsu	Ks5 Kh6 Ks22 Joetsu Azu-Koen1	Depositional cycles of sand and mud	Alternation of marine and non-marine sediments									
								Early	2.58	Azu-Koen1	Depositional cycles of sand and mud	Alternation of marine and non-marine sediments				
													Late	3.60	Depositional cycles of sand and mud	Alternation of marine and non-marine sediments
								Miocene	11.6	Tokigawa Group (undivided)	Azu-Koen1	(upper) mudstone, sandstone	Fluvial outer shelf, continental slope			
														Middle	16.0	Hiki Group (undivided)
	Early	16.0	Hiki Group (undivided)	Mudstone, muddy sandstone	deeper than bathypelagic											

Fig.1 Stratigraphic summary in the Kōnosu district

Kamiizumi Formation: The lower part consists of gravelly sand, sand and mud contacting fossil plant roots. The middle part is composed of muddy sand and sandy mud, and parts of it contain molluscan fossils. The upper part is characterized by well-sorted sand, and occasionally includes mud and peaty mud. It is less than 35 m thick. This formation formed at MIS 8-7.5.

Kiyokawa Formation: This formation is gravelly sand, sand, mud containing fossil plant roots and peat. The thickness is less than 38 m. It accumulated at MIS 7.4-7.3.

Kioroshi Formation: This formation consists of sand, mud, and alternating beds of sand and mud. The basal part of this formation includes abundant molluscan fossils in the east part of the district. It is less than 20 m thick, and is deposited at MIS 6-5.5.

Ōmiya Formation: This formation consists of gravel, cross-stratified, poorly sorted sand and mud. The depositional surface of this formation corresponds to the Ōmiya Surface. This formation is less than 20 m thick and formed at MIS 5.4-5.3.

Jōsō Clay: This bed is composed mainly of tuffaceous mud and tuffaceous silty sand, and locally intercalates “Kata-zuna”, a well-sorted solid sand. The thickness is less than 6 m. This bed conformably overlies the Ōmiya Formation.

LATE PLEISTOCENE TERRACE DEPOSITS AND YOUNGER LOAM

Terrace deposits (Ayasegawa terrace deposits) younger than the Shimosa Group are found along the Ayase-gawa and Moto-Arakawa Rivers. These deposits consist of gravelly sand, sand and mud, which is deposited mainly at MIS 5.3-5.1.

The younger Loam (Kantō Loam) bed is mainly composed of brownish volcanic ash soil. The loam bed in the Kōnosu district is intercalated with marker tephra layers of Hk-TP and AT.

ALLUVIUM

The alluvium distributes in the Nakagawa, Kazo, Arakawa Lowlands and in small valleys. A thin layer of alluvium overlies the younger loam bed on the northern side of the Ōmiya Upland in the Kōnosu district.

The alluvium in the Nakagawa and Kazo Lowlands can be divided into lower, middle and upper parts. The lower part is composed of gravelly sand, sand and peaty mud and/or peat. The middle part mainly consists of mud. In the Nakagawa Lowland this mud layer contains molluscan fossils. The upper part is composed of sand and mud. The alluvium is less than 40 m thick in the Nakagawa Lowlands and 20 m thick in the Kazo Lowlands.

GEOLOGIC STRUCTURE

The Middle to Upper Pleistocene and Holocene successions are almost horizontally distributed in the Kōnosu district except in the eastern part. The Middle to Upper Pleistocene successions are deformed on the west side of the active Ayasegawa fault, which has a NW-SE trend extending from the north Kōnosu to north Kitamoto area.

GROUNDWATER

Groundwater occurs in: 1) the alluvium and/or uppermost parts of the Shimōsa Group at depths of 4 to 30 m from the ground surface, 2) the Middle-Late Pleistocene Shimōsa Group at depths of 90 to 150 m, and 3) the Late Pliocene–Middle Pleistocene Kazusa Group at depths from 180 to 400 m. The spatial variation in chloride (Cl⁻) concentration indicates that in the Kazo Lowlands, groundwater with high Cl⁻ concentrations (up to 216 mg/l) occurs in the Kazusa Group. This Cl⁻ rich groundwater is also characterized by low δD, low δ¹⁸O, and low ¹⁴C values. The area with the Cl⁻ rich groundwater, spreading from NW to SE, is bounded by the Ayasegawa Fault on its SW side and corresponds to a fold structure (syncline) of the Kazusa Group formed in association with the Ayasegawa Fault movement. This unique geologic setting has put groundwater in the Kazo Lowland in an isolated hydrologic environment for a long period of time, resulting in the occurrence of groundwater with anomalous Na-Cl hydrochemistry. With regard to the origin of isotopically depleted groundwater, a potential source is assumed to be precipitation and influent seepage from large rivers in a cooler climate than the present. An admixture of connate seawater originally contained in the marine sediments of the Kazusa Group or downward movement of Cl⁻ rich groundwater recharged in the period of the Middle-Late Pleistocene Shimōsa Group deposition is likely to account for the elevated Cl⁻ concentration of the groundwater in the Kazo Lowland area.

APPLIED GEOLOGY

The Kantō Earthquake in 1923 severely damaged wooden houses in the Nakagawa Lowlands. The damage frequency was especially high in areas where the Alluvium was thick.

Land subsidence has been observed since the 1970's in the Kōnosu district. The northeast part of the Kōnosu district was the center of land subsidence during that time. Although the subsidence rate has decreased since the regulation of water usage, it still continues.

The lowlands in the Kōnosu district have suffered frequent flood damage in historical times. The flood disaster that was caused by Typhoon Kathleen in 1947 caused the most serious damage to the area in recent years.

執筆分担

第1章	地形	納谷友規
第2章	地質概説	納谷友規
第3章	中新統	納谷友規
第4章	上総層群相当層	納谷友規
第5章	下総層群	納谷友規
第6章	新期段丘堆積物及び新期ローム層	納谷友規
第7章	沖積層	納谷友規
第8章	地質構造	納谷友規
第9章	地下水	安原正也
第10章	応用地質	納谷友規・安原正也

文献引用例

納谷友規・安原正也（2014）鴻巣地域の地質. 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，82p.

章単位での引用例

納谷友規（2014）鴻巣地域の地質，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

Naya, T. and Yasuhara, M. (2014) *Geology of the Kōnosu District*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 82p. (in Japanese with English abstract 3 p.) .

Bibliographic reference of each chapter

Naya, T., (2014) *Geology of the Kōnosu District, 1. Topography*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-3. (in Japanese) .

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

鴻巣地域の地質

平成26年3月31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1-1-1 中央第7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社

©2014 Geological Survey of Japan, AIST

裏表紙写真説明：鴻巣地域の西端（行田市小針の古代蓮の里展望台）から東方を望む。手前の水田は後背湿地で，集落が密集する場所は自然堤防からなる。写真左側の遠方には筑波山を眺めることができる。

Back Cover photo: The east view from the west end of the Kōnosu district (the observatory in “Kodai-hasu-no-sato”, Kobari, Gyōda city)

A front paddy field is cultivated on a back marsh, and a village is distributed on a natural levee. Mt. Tsukuba can be seen in the far distance on the left-hand side of the photograph.