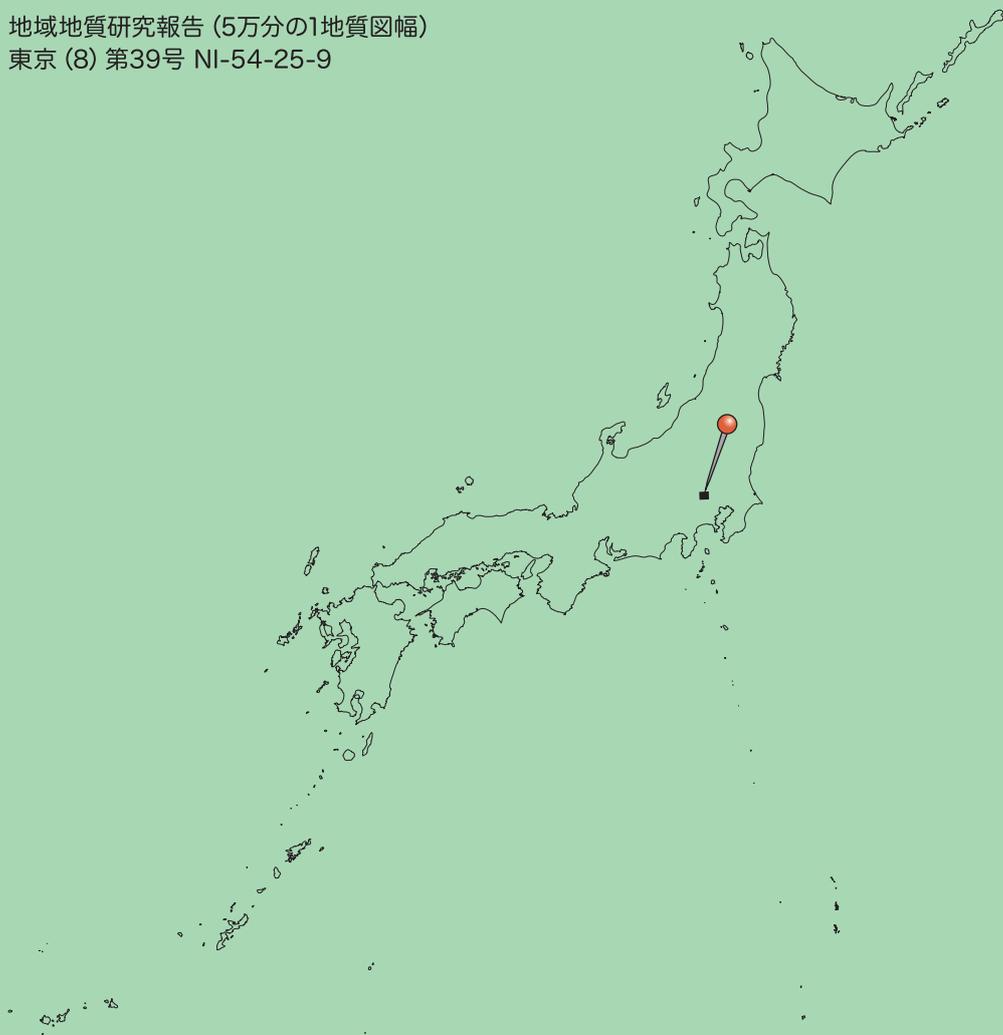


地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)
東京 (8) 第39号 NI-54-25-9



川越地域の地質

Geology of the Kawagoe District

納谷友規

NAYA Tomonori

原 英俊

HARA Hidetoshi

小松原 純子

KOMATSUBARA Junko

令和5年

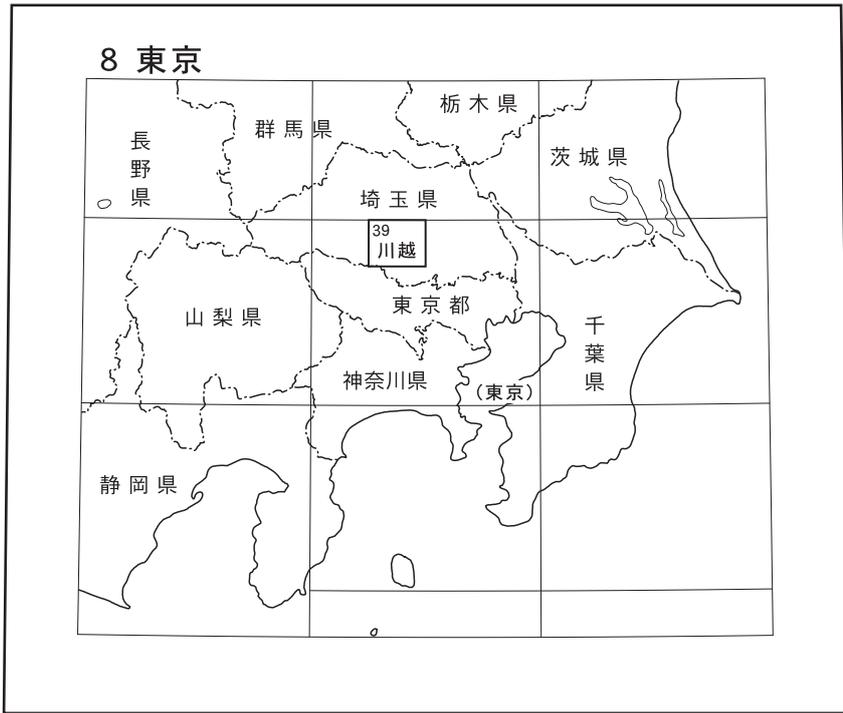
地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
東京(8)第39号
NI-54-25-9

川越地域の地質

納谷友規・原 英俊・小松原純子

令和5年

国立研究開発法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター



() 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

8-27 寄居 Yorii NJ-54-30-16 (1992)	8-28 熊谷 Kumagaya NJ-54-30-12 (未刊行, unpublished)	8-29 鴻巣 Kōnosu NJ-54-30-8 (2014)
8-38 秩父 Chichibu NI-54-25-13 (未刊行, unpublished)	8-39 川越 Kawagoe NI-54-25-9 (2023)	8-40 大宮 Ōmiya NI-54-25-5 (2002)
8-49 五日市 Itsukaichi NI-54-25-14 (1987)	8-50 青梅 Ōme NI-54-25-10 (2007)	8-51 東京西北部 Tokyo-Seihokubu NI-54-25-6 (未刊行, unpublished)

八王子 Hachiōji 1:75,000 (1932)

東京 Tōkyō

川越地域の地質

納谷友規¹・原 英俊¹・小松原純子¹

地質調査総合センターは明治15年(1882年)にその前身の地質調査所が創設されて以来、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、様々な尺度の地質図を作成・出版してきた。そのなかで5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図の1つであり、基本的な地質情報が網羅されている。川越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、環境保全、地質災害軽減対策等の基礎資料として活用されることを目的としている。

川越地域の地質図幅の作成は、平成25年～令和元年度に行った野外調査と室内作業の成果に基づいている。本地域におけるジュラ系付加コンプレックス(北部秩父帯)・御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類・超苦鉄質岩・白亜系高岡層については原が、中新統・上部鮮新統～下部更新統・段丘堆積物及び関東ローム層・地下地質については納谷が、沖積層については小松原及び納谷が担当し、それぞれ研究報告を執筆するとともに、地質図の作成を担当した。また、研究報告及び地質図の全体的なとりまとめは納谷が行った。

平成29～30年度地質情報研究部門リサーチアシスタントの富永紘平博士(現つくば市ジオパーク室)には、ジュラ系コンプレックス(北部秩父帯)及び御荷鉾緑色岩類において、調査への同行及び試料の分析、図面の一部を作成していただいた。筑波大学(現文教大学)の久田健一郎教授及び株式会社大林組技術研究所の奥澤康一博士には、ジュラ系コンプレックス(北部秩父帯)及び御荷鉾緑色岩類に関する未公表資料を提供していただいた。福島再生可能エネルギー研究センター主任研究員の石原武志氏には、沖積層の未公表試料を提供していただいた。横浜国立大学の間嶋隆一名誉教授には、中新統に関する未公表資料を提供していただいた。東松山市文化財専門調査員の原田吉樹氏には、珪藻化石分析用の試料として、消失した露頭の岩石試料を提供していただいた。越生町立越生中学校には、校庭への立ち入り許可をいただいた。日豊鉱業株式会社には武蔵野炭鉱敷地内への立ち入り許可をいただいた。西武鉄道株式会社には、敷地内への立ち入り許可をいただいた。狭山みどり公園課及び坂戸市維持管理課には、敷地内でのボーリング調査の許可をいただいた。日高市管財課及び教育委員会、飯能市建築課、狭山市水道施設課、鶴ヶ島市資産管理課、坂戸市維持管理課、毛呂山町まちづくり整備課、東松山市高坂区画整備事務所、東日本高速道路株式会社関東支社所沢管理事務所、埼玉県環境科学国際センターの八戸昭一博士にはボーリング資料を提供していただいた。本研究に用いた岩石薄片は、地質標本館室地質試料調製グループの制作による。

所 属

¹ 地質調査総合センター 地質情報研究部門

Keywords : Chichibu Belt, accretionary complex, Mikabu Greenstones, Sanbagawa Metamorphic Rocks, high-P/T regional metamorphism, serpentinite, Takaoka Formation, Karigome-Kuroyama Fault, Ogose Fault, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Hiki Group, Tokigawa Group, Pliocene, Pleistocene, Osoki Formation, Hanno Formation, Kinchakuda Formation, Koma Formation, Shukuyagawa Formation, Moroyama Formation, Monomiyama Formation, Bushi Formation, Kamikayama Formation, Maeganuki Formation, Tokorozawa Formation, terrace deposits, Holocene, Alluvium, natural levee deposits, abandoned channel deposits, backmarsh and valley floor deposits

令和4年7月29日受理 令和5年3月31日発行

目 次

第1章 地形	1
1.1 概要	1
1.2 山地	2
1.3 丘陵	2
1.3.1 岩殿丘陵	3
1.3.2 毛呂山丘陵	3
1.3.3 高麗丘陵	3
1.3.4 前ヶ貫丘陵・加治丘陵・成木丘陵	3
1.4 台地	5
1.4.1 武蔵野台地	5
1.4.2 日高台地	5
1.4.3 高坂台地	5
1.5 低地	6
1.5.1 荒川低地	6
1.5.2 都幾川沿いの低地	6
1.5.3 越辺川沿いの低地	6
1.5.4 高麗川沿いの低地	6
1.5.5 入間川沿いの低地	6
1.5.6 丘陵及び段丘面を開析する小河川沿いの低地	6
第2章 地質概説	7
2.1 ジュラ系付加コンプレックス（北部秩父帯）	7
2.2 御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類，超苦鉄質岩	7
2.3 白亜系高岡層	10
2.4 中新統	10
2.5 上部鮮新統～下部更新統	10
2.6 段丘堆積物及び関東ローム層	10
2.7 沖積層，完新世段丘堆積物及び沖積錐堆積物	10
2.8 地下地質	10
第3章 ジュラ系付加コンプレックス（北部秩父帯）	11
3.1 研究史及び概要	11
3.2 黒山ユニット	14
3.3 高畑ユニット	18
3.4 刈場坂ユニット	21
3.5 花桐ユニット	23
3.6 中藤ユニット	25
3.7 仁田山ユニット	27
3.8 黒山ユニットと御荷鉾緑色岩類の区分と関係	28

第4章 御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類, 超苦鉄質岩	32
4.1 研究史及び概要	32
4.2 御荷鉾緑色岩類	34
4.3 三波川変成岩類	38
4.4 超苦鉄質岩	39
第5章 白亜系高岡層	42
5.1 研究史及び概要	42
5.2 高岡層	42
第6章 中新統	45
6.1 研究史	45
6.2 市ノ川層	47
6.3 将軍沢層	47
6.4 鳩山層	51
6.5 今宿層	54
6.6 地質構造	55
第7章 上部鮮新統～下部更新統	56
7.1 研究史と概要	56
7.2 小曾木層	57
7.3 飯能層	57
7.4 巾着田層	61
7.5 高麗層	65
7.6 宿谷川層	65
7.7 毛呂山層	66
7.8 物見山層	67
7.9 仏子層	68
第8章 段丘堆積物及び関東ローム層	79
8.1 研究史と概要	79
8.2 高位段丘堆積物	79
8.2.1 上鹿山層	79
8.2.2 前ヶ貫層	79
8.2.3 所沢層	81
8.3 中位段丘堆積物	82
8.3.1 武蔵野I段丘堆積物	82
8.3.2 武蔵野II段丘堆積物	82
8.3.3 武蔵野III段丘堆積物	82
8.4 下位段丘堆積物	83
8.4.1 立川I-II段丘堆積物	83
8.4.2 立川III段丘堆積物	84
8.5 関東ローム層	84
8.5.1 多摩ローム層	84

8.5.2 下末吉ローム層	87
8.5.3 武蔵野ローム層	88
8.5.4 立川ローム層	89
第9章 沖積層, 完新世段丘堆積物及び沖積錐堆積物	90
9.1 沖積層	90
9.1.1 荒川低地の沖積層	90
9.1.2 越辺川・高麗川沿いの沖積層	90
9.1.3 日高台地等の開析谷の谷底低地の沖積層	92
9.1.4 入間川沿いの沖積層	92
9.2 完新世段丘堆積物	93
9.3 沖積錐堆積物	93
9.4 埋土	93
第10章 地下地質	97
10.1 概要	97
10.2 鮮新～更新統	97
10.2.1 広義の飯能礫層相当層	97
10.2.2 上総層群・下総層群相当層及び仏子層相当層	99
第11章 活構造の可能性がある地質構造	100
11.1 八王子構造線	100
11.2 越生断層	100
11.3 名栗断層	100
第12章 応用地質	103
12.1 地震災害	103
12.2 資源地質	103
文献	105
Abstract	118

図・表目次

第1.1図 川越地域の位置図	1
第1.2図 川越地域の地形概要	2
第1.3図 川越地域の行政区分	3
第1.4図 川越地域の地形区分図	4
第2.1図 秩父帯付加コンプレックス, 御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類の地質総括図	8
第2.2図 新第三系及び第四系の地質総括図	9
第3.1図 関東山地秩父帯付加コンプレックス, 御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類の地質概略図	12
第3.2図 秩父帯付加コンプレックスの地質総括図	13
第3.3図 秩父帯付加コンプレックスの地質対比表	13
第3.4図 黒山ユニットの岩相	15

第 3.5 図	黒山ユニット構成岩相の顕微鏡写真	16
第 3.6 図	黒山ユニットの柱状図	17
第 3.7 図	高畑ユニットの岩相	19
第 3.8 図	高畑ユニット構成岩相の顕微鏡写真	20
第 3.9 図	高畑ユニットの柱状図	21
第 3.10 図	刈場坂ユニットの岩相及び顕微鏡写真	22
第 3.11 図	刈場坂ユニットの柱状図	23
第 3.12 図	花桐ユニットの岩相及び顕微鏡写真	24
第 3.13 図	花桐ユニットの柱状図	25
第 3.14 図	中藤ユニットの岩相及び顕微鏡写真	26
第 3.15 図	仁田山ユニットの岩相及び顕微鏡写真	27
第 3.16 図	黒山ユニット及び御荷鉾緑色岩類における玄武岩及びチャートの試料採取地点	29
第 3.17 図	黒山ユニット及び御荷鉾緑色岩類の玄武岩全岩化学組成	31
第 3.18 図	黒山ユニット及び御荷鉾緑色岩類におけるチャートの顕微鏡写真	31
第 4.1 図	御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類の地質総括図	33
第 4.2 図	御荷鉾緑色岩類の岩相	35
第 4.3 図	御荷鉾緑色岩類構成岩相の顕微鏡写真	36
第 4.4 図	三波川変成岩類の岩相及び顕微鏡写真	38
第 4.5 図	超苦鉄質岩の岩相	40
第 4.6 図	超苦鉄質岩の顕微鏡写真	41
第 5.1 図	高岡層の岩相及び顕微鏡写真	43
第 6.1 図	岩殿丘陵に分布する中新統の層序区分とその変遷	45
第 6.2 図	比企層群と都幾川層群の年代層序の概要	46
第 6.3 図	比企層群と都幾川層群の柱状図	48
第 6.4 図	市ノ川層の露頭写真	49
第 6.5 図	I-8～11 凝灰岩層の柱状図	50
第 6.6 図	I-12 凝灰岩層の柱状図	52
第 6.7 図	将軍沢層の露頭写真	53
第 6.8 図	鳩山層の露頭写真	54
第 6.9 図	今宿層の露頭写真	54
第 7.1 図	川越地域に分布する丘陵の上部鮮新統-下部更新統の層序区分の変遷	59
第 7.2 図	上部鮮新統-下部更新統の模式柱状図	60
第 7.3 図	小曾木層の露頭写真	61
第 7.4 図	飯能層の露頭写真	62
第 7.5 図	巾着田層及び高麗層の露頭写真	63
第 7.6 図	宿谷川層の露頭写真	64
第 7.7 図	毛呂山層の露頭写真	67
第 7.8 図	物見山層の露頭写真	67
第 7.9 図	仏子層の柱状図位置図	68
第 7.10 図	仏子層の柱状図	70～71

第 7.11 図	仏子層の露頭写真	72
第 7.12 図	ユニット B の M6 海成層直下の亜炭層から産出したオオバタグルミ	73
第 7.13 図	仏子層の代表的なテフラ層 (その 1)	75
第 7.14 図	仏子層の代表的なテフラ層 (その 2)	76
第 7.15 図	仏子層の代表的なテフラ層 (その 3)	77
第 7.16 図	仏子層の代表的なテフラ層 (その 4)	78
第 8.1 図	川越地域に分布する中～上部更新統の模式的柱状図	80
第 8.2 図	上鹿山層の露頭写真	81
第 8.3 図	所沢層, 武蔵野 I～III 段丘堆積物とそれらを覆う関東ローム層の柱状図	83
第 8.4 図	武蔵野 I 段丘堆積物とそれを覆う下末吉ローム層と武蔵野ローム層	85
第 8.5 図	武蔵野 II 段丘堆積物の露頭写真	85
第 8.6 図	宿谷川層を不整合で覆う立川 I-II 段丘堆積物の露頭写真	86
第 8.7 図	下末吉ローム層と武蔵野ローム層の露頭写真	86
第 9.1 図	沖積層基底標高分布図及び断面図位置	91
第 9.2 図	土質ボーリング柱状図を用いた断面図 (荒川低地)	92
第 9.3 図	荒川低地の層序ボーリング 09KJ の柱状図	93
第 9.4 図	土質ボーリング柱状図を用いた断面図 (越辺川～高麗川沿い)	94
第 9.5 図	土質ボーリング柱状図を用いた断面図 (入間川沿い)	95
第 9.6 図	断面図作成に利用したボーリングデータの位置	96
第 10.1 図	川島コアにみられる地下地質の層序概要	98
第 11.1 図	川越地域周辺の活構造分布	101
第 12.1 図	川越地域の鉱山	103
第 7.1 表	仏子層のテフラ層の一覧とテフラ層の広域又は地域的対比	74
第 8.1 表	下末吉ローム層, 武蔵野ローム層, 立川ローム層に挟在するテフラの記載岩石学的特徴	88
第 8.2 表	GS-KNIR-1 コア (青梅地域内) の下末吉ローム層に挟在するテフラの火山ガラスの主成分化学組成	88
第 9.1 表	本地域内で得られている放射性炭素年代	94
第 11.1 表	越生断層と名栗断層の文献ごとの活断層評価の比較	102
付図 1	ジュラ系及び白亜系の柱状図作成ルート及び露頭の位置図	115
付図 2	新第三系及び第四系の柱状図作成ルート及び露頭の位置図	116
付図 2	新第三系及び第四系の柱状図作成ルート及び露頭の位置図 (つづき)	117
Fig. 1	Geological summary of Jurassic and Cretaceous in the Kawagoe District	120
Fig. 2	Geological summary of Cenozoic in the Kawagoe District	121

第1章 地 形

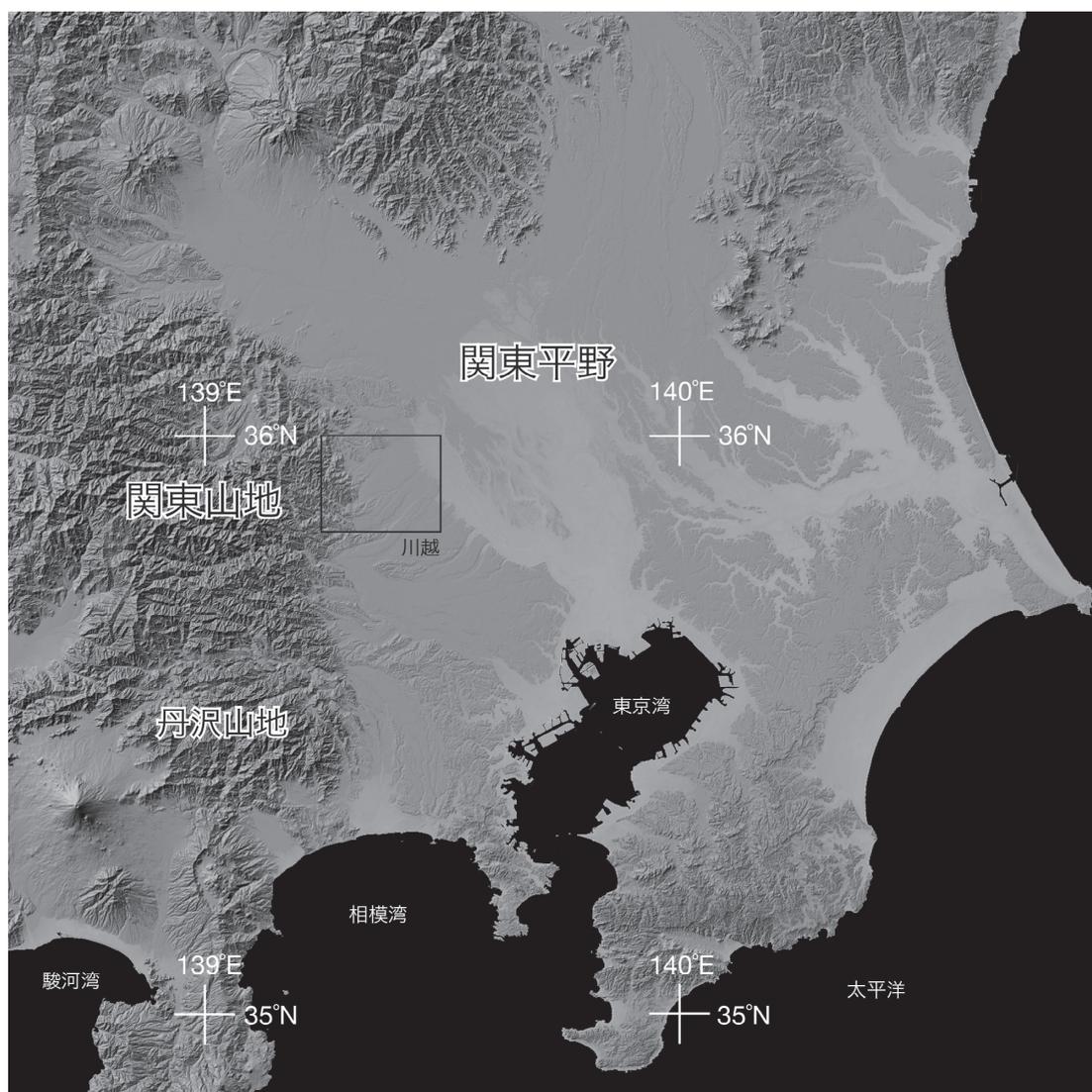
(納谷友規・原 英俊・小松原純子)

1.1 概 要

川越地域は、埼玉県中南部に位置し、北緯 35 度 50 分 11.5 秒～36 度 0 分 11.5 秒，東経 139 度 14 分 48.5 秒～139 度 29 分 48.4 秒(日本測地系 北緯 35 度 50 分～36 度 0 分，東経 139 度 15 分～139 度 30 分)の範囲に相当する(第 1.1 図，第 1.2 図)。行政区分は埼玉県飯能市，入間市，狭山市，所沢市，ふじみ野市，川越市，日高市，入

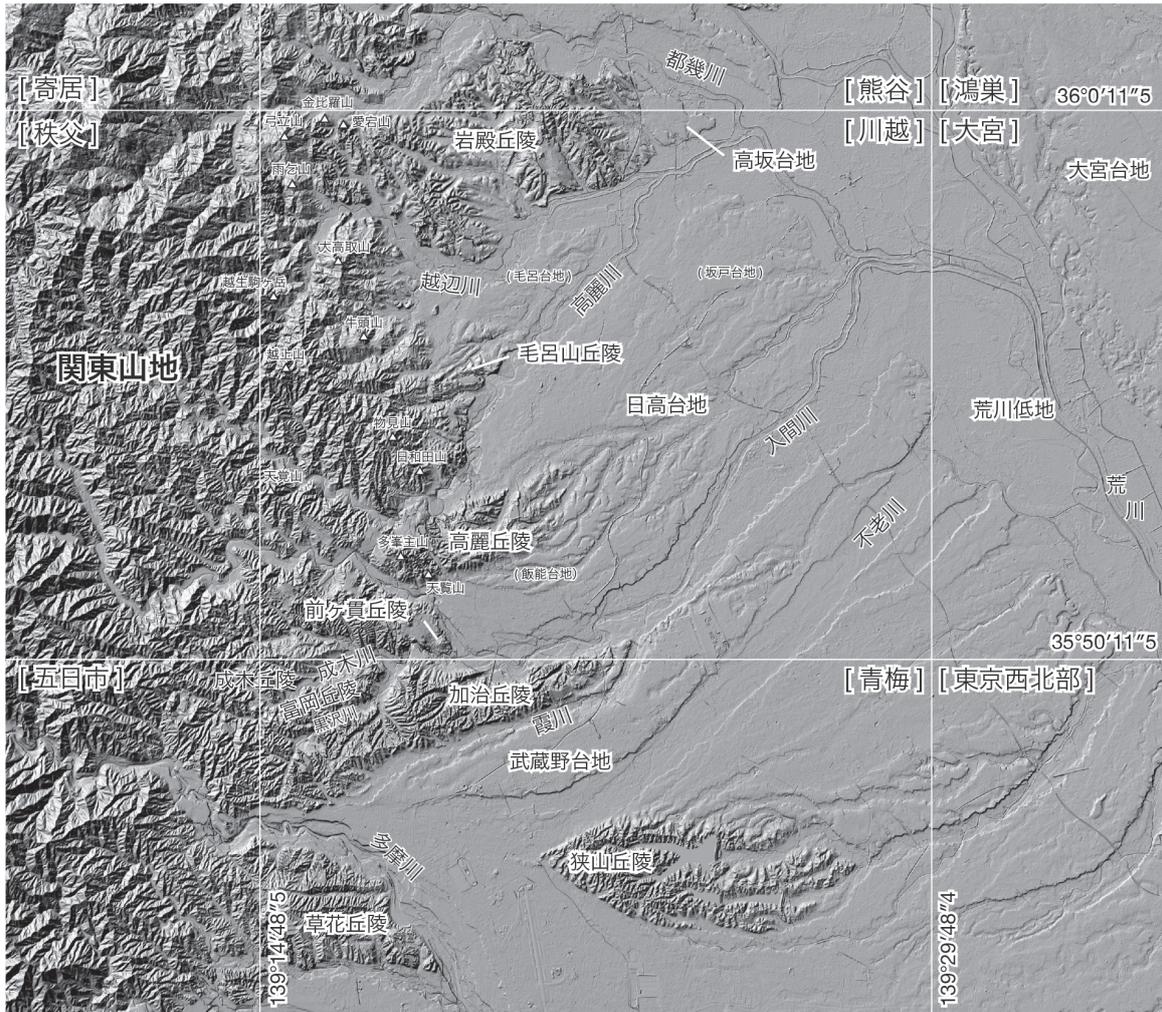
間郡三芳町，毛呂山町，越生町，比企郡ときがわ町，鳩山町，川島町，鶴ヶ島市，坂戸市，東松山市，東京都青梅市が含まれる(第 1.3 図)。

川越地域の地形は、西側の関東山地，関東山地の縁辺部に分布する丘陵，関東平野側に分布する台地，荒川，入間川，高麗川，越辺川，都幾川沿いに分布する低地に分けられる(第 1.4 図)。



第 1.1 図 川越地域の位置図

地図は国土地理院の地理院地図を用いて、色別標高図と陰影起伏図を重ねて作成した。



第 1.2 図 川越地域の地形概要
背景の陰影起伏図は国土地理院の地理院地図を用いて作成した。

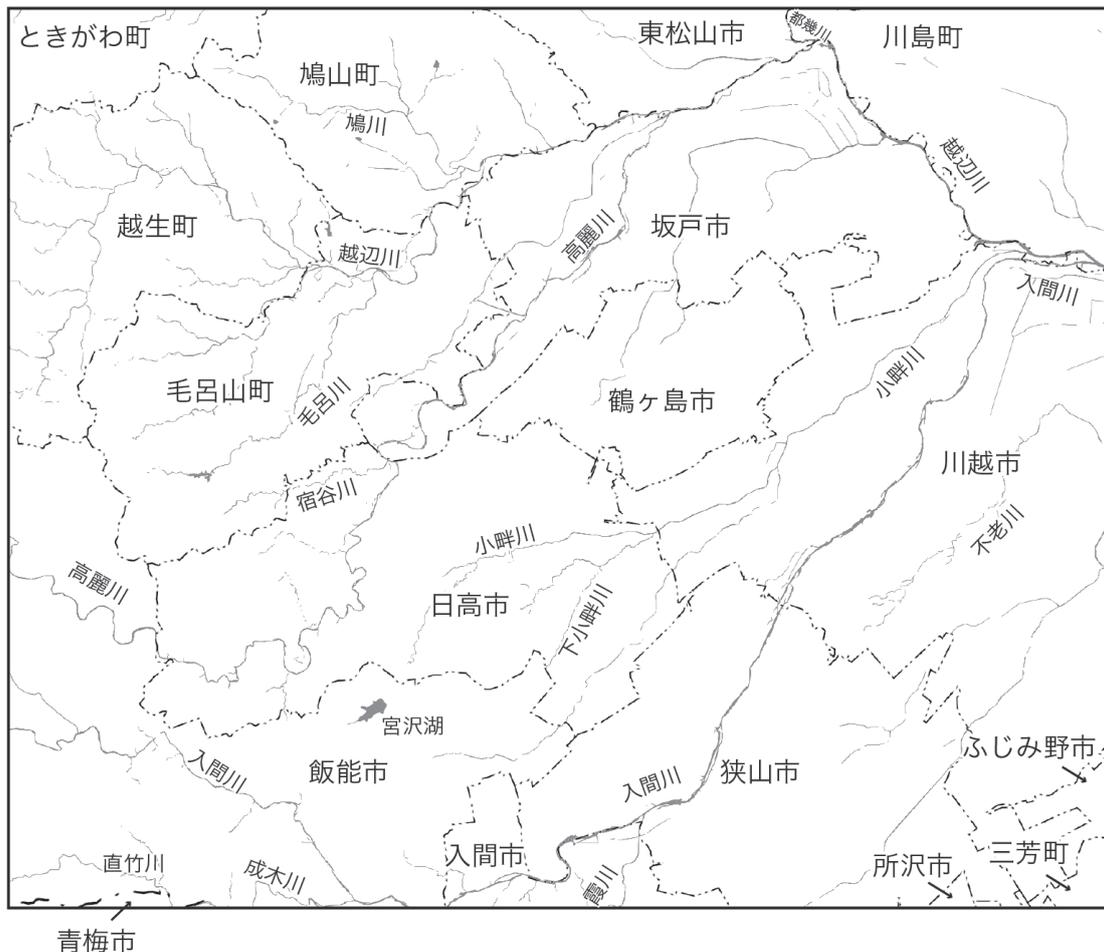
1.2 山地

川越地域の西部は、関東山地の東端に位置し、緩やかな山地地形をなす。北西部は、ゆみたてやま 弓立山 (426.8 m)、こんびらやま 金比羅山 (213.5 m)、あまごいやま 愛宕山 (183 m)、あまごいやま 雨乞山 (340.0 m)、あまごいやま 越生駒ヶ岳 (368.9 m)、あまごいやま 午頭山 (312 m)、あまごいやま 大高取山 (376.2 m) などの山々が山塊をなす。本地域の北西部は、構造的低位に位置する御荷鉾緑色岩類に対して、その上位に秩父帯付加コンプレックスが累重する。そのため、地形的に低い河川沿いなどで御荷鉾緑色岩類が、地形的に高い山地で秩父帯付加コンプレックスが分布する。本地域の南西部は、秩父帯付加コンプレックスが広く分布する。最高峰の越上山 (566.3 m) から権現堂～物見山 (375.3 m)～日和田山 (305.0 m) などの山地が北西-南東方向に稜線をなし、南東に向け標高が下がる特徴を示す。この稜線付近にはチャートが良く露出する。この稜線より南側は、おがみやま 西北西-東南東ないし北西-南東方向に流路を持つ、高麗川、おがみやま 入間川、おがみやま 成木川、おがみやま 直竹川に沿って低地が広がる。こ

れら河川は、山地内及び山地の東端では河川が蛇行する。高麗川と入間川の間にも、てんかくざん 天覚山 (445.4 m) や とうのすやま 多峯主山 (270.7 m)、てんらんざん 天覧山 (197 m) からなる稜線が認められる。入間川以南では、目立った山地はなく、また山地は宅地・工業地の造成、ゴルフ場建設により開析されている。南西部における稜線と河川の発達方向は、秩父帯付加コンプレックスの層理面の走向と調和的である。

1.3 丘陵

川越地域には関東山地から連続して、山地から半島状に突出した丘陵が複数分布する。これらの丘陵の背面の標高は 200～100 m 程度である。北から南へ、いわどの 岩殿丘陵、あまごいやま 毛呂山丘陵、まへがぬき 高麗丘陵、かじ 前ヶ貫丘陵、かじ 加治丘陵そして かじ 成木丘陵が分布し (第 1.2 図)、丘陵の範囲は新第三系、下部更新統及び高位段丘堆積物の分布域と概ね一致する。川越地域内に分布する丘陵の地形は、宅地・工業地の造成、ゴルフ場建設によって著しく改変されている。



第 1.3 図 川越地域の行政区分

1.3.1 岩殿丘陵

岩殿丘陵は南側と西側を越辺川に、北側と東側を都幾川に区切られた丘陵で、背面の標高は、丘陵東部の物見山(134.9 m)や丘陵西部の越生町六地藏付近の山頂(136.7 m)で高い。丘陵の中部は鳩川とその支流によって広く開析されており、鳩川流域では背面の標高が最高で約 100 m 程度と低くなっている。

1.3.2 毛呂山丘陵

毛呂山丘陵は高麗川と宿谷川の北側に分布する小規模な丘陵で、丘陵西端付近の背面の標高は約 140 m あり、東に向かって徐々に低くなる。東端の城山における背面の標高は 113.2 m である。

1.3.3 高麗丘陵

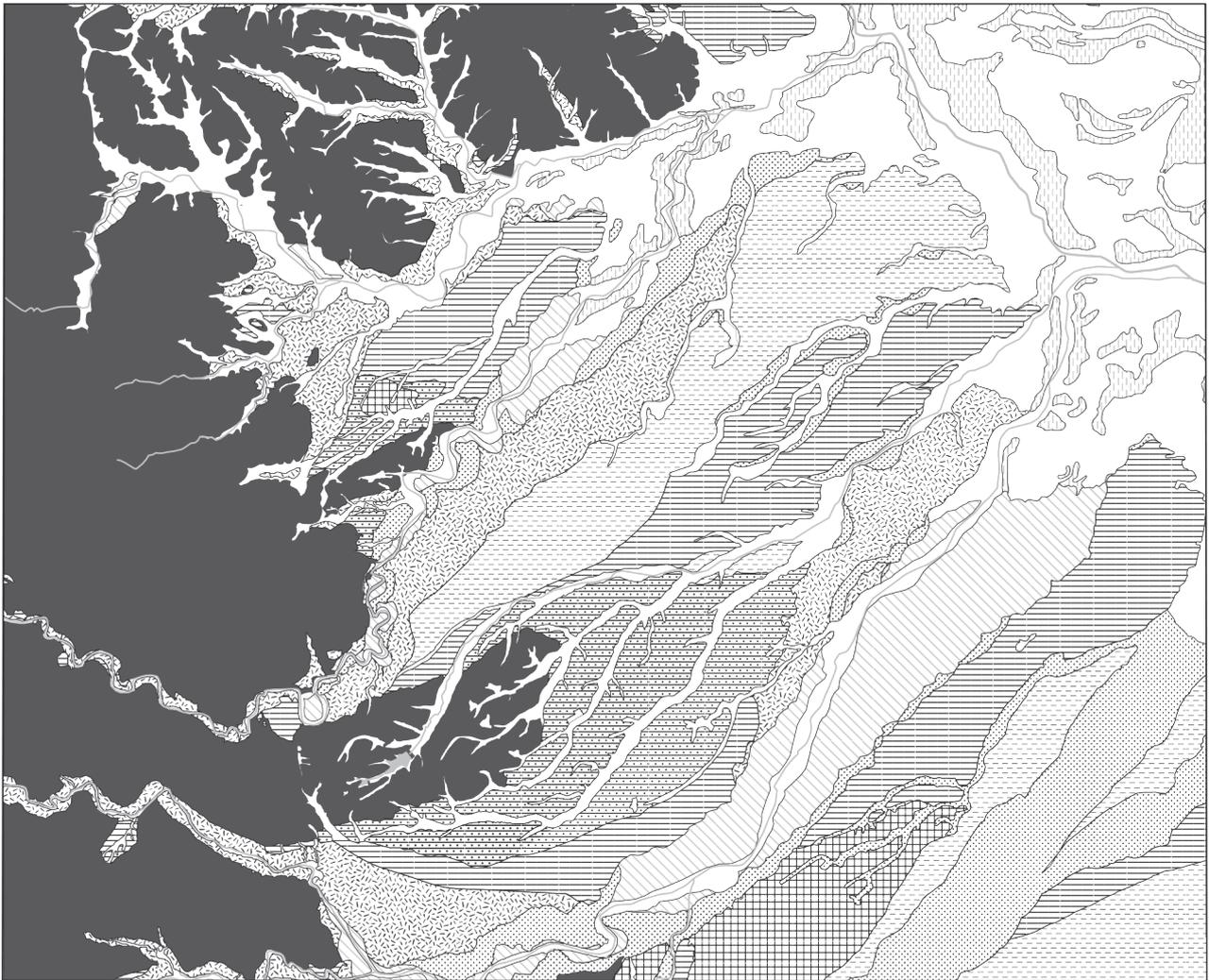
高麗丘陵は、高麗川と入間川の間位置する丘陵で飯能丘陵と呼ばれることもある(皆川・町田, 1971)。背面の標高は、丘陵西端付近の高麗峠付近で約 180 m と高く、東側に向かって徐々に低くなり、下鹿山付近では約 90 m である。丘陵は北東か東北東に流れる小畔川及びその支流の下小畔川によって開析され谷が刻まれている。小畔川

の上流では谷を堰き止めて人工湖である宮沢湖が造られている。おおよそ小畔川の東側に相当する丘陵の東側には、高位段丘堆積物である上鹿山層が分布し、その堆積面は上鹿山面(町田, 1973)と呼ばれる。

1.3.4 前ヶ貫丘陵・加治丘陵・成木丘陵

前ヶ貫丘陵は、成木川と入間川の間の前ヶ貫付近に分布する小規模な丘陵である(飯能市, 1986)。最高地点の標高は 143 m である。前ヶ貫付近には、高位段丘堆積物である前ヶ貫層が分布し、その堆積面は前ヶ貫面(町田, 1986)と呼ばれる。

加治丘陵は北側を入間川と成木川に、南側を霞川に区切られた丘陵で、阿須山丘陵と呼ばれることもある(例えば、福田・高野, 1951)。丘陵の最高地点は青梅地域内の七国峠北の標高 238 m であり、そこから東に向かって徐々に低くなる。丘陵東端の上小谷田付近における背面の標高は 154 m である。川越地域の範囲内には、丘陵北側の斜面がわずかに含まれるのみである。青梅地域範囲内の丘陵東端部には、高位段丘堆積物である豊岡層が分布し、その堆積面は阿須山面(皆川・町田, 1971)と呼ばれる。



山地・丘陵



第 1.4 図 川越地域の地形区分図

成木丘陵は、竹直川と成木川の間分布する丘陵である。川越地域内では、背面の標高が220 m程度である。

1.4 台地

川越地域内の台地は、入間川を境にその南側が武蔵野台地、北側が日高台地と呼ばれる(植木・酒井, 2007)。日高台地は入間台地と呼ばれることもあるが(例えば, 村本, 1975)、武蔵野台地北部も入間台地と呼ばれる場合があり(埼玉県, 1972)混乱する可能性があるため、本報告では植木・酒井(2007)に従ってこの名称を用いる。また、岩殿丘陵の東側の台地は高坂台地と呼ばれる(村本, 1975)。

1.4.1 武蔵野台地

武蔵野台地は青梅地域の青梅市を扇頂とする扇状地性の台地と考えられており(羽鳥, 2004)、川越地域にはその北東端が分布している。武蔵野台地は形成年代が異なる複数の段丘面から構成されており、本報告では、川越地域内に分布する武蔵野台地の段丘面を、高位段丘、中位段丘そして下位段丘に区分した(第1.4図)。川越地域内に分布する高位段丘は所沢面(東木, 1933)に区分した。武蔵野台地の中位段丘は尾崎(2021)に従って古い面から武蔵野I面、武蔵野II面、武蔵野III面に区分した。本地域内にはそのうち武蔵野II面、武蔵野III面が分布する。下位段丘は立川段丘に相当し、貝塚(1976)や山崎(1978)によれば武蔵野台地の立川段丘の地形面(立川面)は古い面から立川I面、立川II面、立川III面に区分される。本地域の武蔵野台地には立川III面のみが分布する(第1.4図)。

所沢面は入間市高倉及び狭山市稲荷山公園から、狭山市大字加佐志付近まで分布する。川越地域内での平坦面の標高は約110~58 mである。所沢面は中期更新世末期の海洋酸素同位体ステージ(Marine oxygen Isotope Stage, 以下MISと記す)MIS7~MIS7/6移行期に形成されたと考えられる(第8章)。

武蔵野II面は、入間市豊岡付近、狭山市狭山から川越市宮下町付近、川越市上赤坂からふじみ野市西鶴ヶ岡付近に分布する。川越地域内での平坦面の標高は、入間市豊岡付近では約90 m、それ以外では約60~18 mである。武蔵野II面は後期更新世のMIS5aに形成された地形面と考えられる(第8章)。

武蔵野III面は、狭山市入間野から川越市中台付近、川越市中福から藤間付近に分布する。川越地域内での平坦面の標高は約75~20 mである。武蔵野III面は後期更新世のMIS4に形成された地形面と考えられる(第8章)。

立川III面は、狭山市的場から川越市砂新田の不老川沿い及び川越市富士見台から下松原付近に分布し、平坦面の標高は約68~13 mである。入間市仏子から川越市南大塚付近の武蔵野台地の縁に沿って狭く分布する立川III面

の平坦面の標高は約80~30 mである。立川III面は後期更新世の約1.7~1.5万年前に形成された地形面と考えられる(第8章)。

1.4.2 日高台地

日高台地は飯能市飯能を扇頂とする入間川扇状地、日高市台を扇頂とする高麗川扇状地、越生川及びその支流の小扇状地群からなる越辺川扇状地の複合扇状地性台地である。そのため、小畔川と高麗川を境にして、南から飯能台地、坂戸台地、毛呂台地と呼ばれることがある。日高台地は形成年代が異なる複数の段丘面から構成されている。本報告では、武蔵野台地の段丘面区分を延長し、日高台地の段丘面を、高位段丘(所沢面)、中位段丘(武蔵野I面、武蔵野II面、武蔵野III面)、下位段丘(立川I-II面、立川III面)に区分した(第1.4図)。これらの段丘面は、武蔵野台地に分布する同名の段丘面とほぼ同時期に形成されたと考えられる。

所沢面は毛呂山町南台付近に分布する。侵食が進んでいるため明瞭な平坦面は見られない。現在みられる最高地点の標高は約90 mである。

武蔵野I面は、高麗丘陵の周辺の飯能市中山から川越市笠幡付近や、毛呂山丘陵周辺の日高市北平沢付近、毛呂山町葛貫から坂戸市けやき台付近に分布する。平坦面の標高は、高麗丘陵周辺で125~40 m、毛呂山丘陵周辺で約90~60 mである。武蔵野I面は後期更新世のMIS5cに形成された地形面と考えられる(第8章)。

武蔵野II面は、入間川左岸側では飯能市原町から狭山市柏原付近に、高麗川の南側では、日高市台、日高市榎木から坂戸市下小阪付近に、高麗川の北側では毛呂山町中央から坂戸市北峰付近に分布する。平坦面の標高は、高麗川の南側で約120~20 m、北側で65~40 mである。

武蔵野III面は、日高市四本木から坂戸市青木付近に分布する。平坦面の標高は、入間川の左岸沿いでは約110~20 m、高麗川の右岸沿いでは約90~25 mである。

立川I-II面は入間川左岸では飯能市本町から入間市野田、狭山市柏原から川越市鯨井付近に分布し、平坦面の標高は約110~90 m、55~17 mである。高麗川右岸川では日高市梅原から坂戸市本町付近に分布し、平坦面の標高は90~30 mである。越辺川の右岸川では、越生町の市街地から毛呂山町の市街地にかけて、毛呂山町大類から竹之内付近に分布し、平坦面の標高はそれぞれ約90~55 mと40~30 mである。立川I-II面は後期更新世のMIS3に形成された地形面と考えられる(第8章)。

立川III面は、入間川、高麗川そして日高台地を侵食する小規模な河川沿いに狭く分布する。

1.4.3 高坂台地

川越地域には高坂台地の南半分が含まれる。本報告では高坂台地の段丘面を武蔵野II面に区分した(第1.4

図). 武蔵野台地および日高台地に分布する同名の段丘面とほぼ同時期に形成されたと考えられる。

1.5 低地

川越地域内の低地は北東部の荒川低地と、都幾川、越辺川、高麗川、入間川沿いの低地(第1.2図)に分けられる。荒川は秩父山地に水源を持ち東京湾に注ぐ一級河川で、現流路は本地域外(北東側)に位置するが、本地域の入間川などの河川はいずれも荒川の支流である。

1.5.1 荒川低地

荒川低地は本地域内の北東部分を占める。越辺川などの河川が入間川と合流し、荒川へ向かって流れている。標高15~10mの平坦な後背湿地からなり、荒川や越辺川、入間川の残した自然堤防が分布する(第1.4図)。自然堤防の比高は1m程度である。

1.5.2 都幾川沿いの低地

都幾川沿いの低地は本地域内では北端にわずかに分布する。標高17~15mの平坦な後背湿地と自然堤防が分布する。自然堤防の比高は1m程度である。

1.5.3 越辺川沿いの低地

越辺川沿いの低地は、毛呂山町と坂戸市の境界付近よ

りも下流側では標高約30~20mの平坦な後背湿地と比高1m程度の自然堤防が分布し、右岸には完新世段丘が分布する(第1.4図)。完新世段丘は人工改変により本来の標高は不明だが、低地面の後背湿地との比高は2m程度である。上流側では完新世段丘を含む段丘に囲まれた幅500m以下の谷底低地が川沿いに分布する。完新世段丘との比高は3m程度である。

1.5.4 高麗川沿いの低地

高麗川沿いの低地は坂戸市鶴舞^{つるまい}付近よりも下流側では標高約30mの平坦な後背湿地と比高1m程度の自然堤防が分布する(第1.4図)。上流側では完新世段丘を含む段丘に囲まれた幅400m以下の谷底低地が川沿いに分布し、完新世段丘との比高は2m程度である。

1.5.5 入間川沿いの低地

入間川沿いの低地では完新世段丘を含む段丘に挟まれた幅600m以下の谷底低地が分布する。谷底低地と完新世段丘との比高は3m程度である。完新世段丘の下流側境界は低地の後背湿地面に漸移する。

1.5.6 丘陵及び段丘面を開析する小河川沿いの低地

丘陵及び台地には多くの開析谷があり小河川が流れている。その小河川沿いには小規模な谷底低地が分布する。

第2章 地質概説

(納谷友規・原 英俊・小松原純子)

川越地域の地質概略を第2.1図と第2.2図に示す。関東山地東部に位置する川越地域の西部には、ジュラ系～白亜系としてジュラ系付加コンプレックス(北部秩父帯)、御荷銚緑色岩類及び三波川変成岩類、超苦鉄質岩、白亜系浅海成堆積物の高岡層が分布する。川越地域北部の岩殿丘陵には、新第三系中新統の比企層群と都幾川層群が分布する。関東平野西縁部に分布する丘陵には、中新統や先第三系を覆って、上部鮮新統～下部更新統が分布し、それらを覆って中部更新統の高位段丘堆積物が分布する。台地には、中部更新統の高位段丘堆積物、上部更新統の中位及び下位段丘堆積物が分布する。段丘堆積物を覆って関東ローム層が分布する。低地には完新世段丘堆積物、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物、旧河道堆積物が分布する。なお本報告で用いる地質年代は、国際層序委員会(International Commission on Stratigraphy)発行の「The Geologic Time Scale 2020」(Gradstein *et al.*, 2020)に従い、年代値については2021年の改訂版を用いた。本報告及び地質図は、日本工業規格JIS A 0204:2019「地質図-記号、色、模様、用語及び凡例表示」(日本規格協会, 2019a)及び日本工業規格JIS A 0205:2019「ベクトル数値地質図-品質要求事項及び主題属性コード」(日本規格協会, 2019b)に基づいて作成を行った。

2.1 ジュラ系付加コンプレックス(北部秩父帯)

本地域のジュラ系付加コンプレックスは、北部秩父帯(松岡ほか, 1998)に属し、6つのユニットに構造層序区分される。本報告では、秩父帯付加コンプレックスと呼ぶ。秩父帯付加コンプレックスは、北より黒山ユニット、高畑ユニット、刈場坂ユニット、花桐ユニット、中藤ユニット、仁田山ユニットに区分される。黒山ユニットは、主にチャートからなり、黒色頁岩、多色頁岩、玄武岩を伴う。高畑ユニットは、凝灰質泥岩及び多色泥岩を主体とし、玄武岩及びチャートの岩体を伴うことを特徴とする。刈場坂ユニットは、主に破断した砂岩泥岩互層からなり、砂岩及びチャートを伴う。花桐ユニットは、破断した砂岩泥岩互層及び砂岩からなり、玄武岩及びチャートの岩体を伴う。中藤ユニットは、砂岩及び破断した砂岩泥岩互層からなり、チャートの岩体を伴う。仁田山ユニットは、破断した砂岩泥岩互層及びチャート岩体からなる。泥岩から産する放散虫化石年代は、花桐ユニットが前期ジュラ紀の後半、中藤ユニットが中期ジュラ紀の前半で

あり、その他のユニットは中期ジュラ紀の中頃を示す(指田, 1992b)。松岡ほか(1998)の秩父帯付加コンプレックスの広域対比におけるユニット区分に従えば、すべてのユニットが北部秩父帯に含まれ、黒山ユニット・高畑ユニットは柏木ユニットに、刈場坂ユニット・中藤ユニット・仁田山ユニットの一部は上吉田ユニットに、花桐ユニットは住居附ユニットに、仁田山ユニットの一部は遊子川ユニットに対比される。なお本報告では、高畑ユニットは上吉田ユニットに、仁田山ユニットは遊子川ユニットに対比させた。花桐ユニットを中心にし、全体として向斜構造を示す。

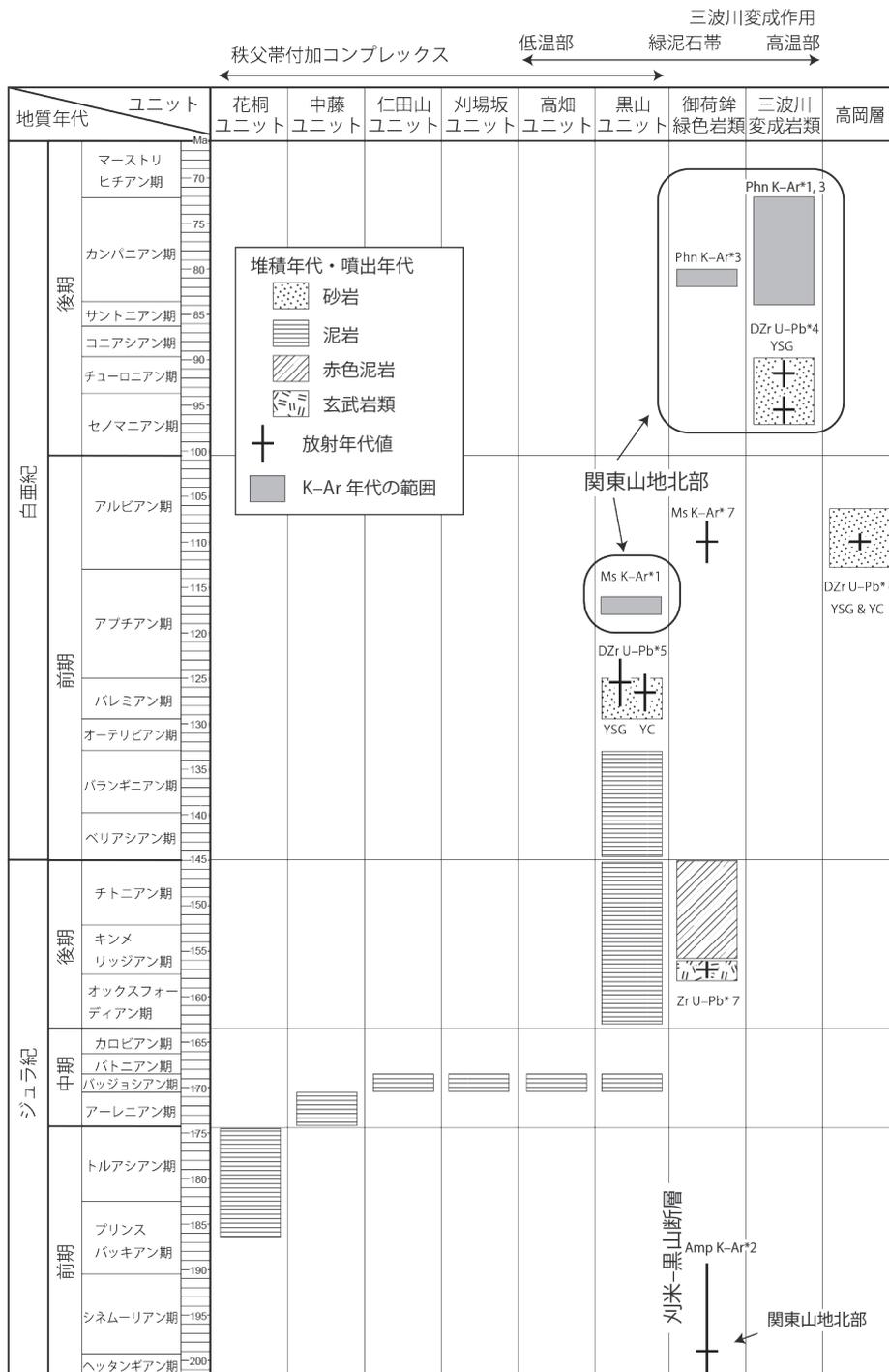
2.2 御荷銚緑色岩類及び三波川変成岩類、超苦鉄質岩

御荷銚緑色岩類は、変成玄武岩・変成ドレライト・変成斑れい岩からなり変成チャートの岩体を伴う。本地域外では、御荷銚緑色岩類に累重する赤色泥岩から後期ジュラ紀の放散虫化石(松岡, 2008)、斑れい岩に貫入する斜長岩より後期ジュラ紀のジルコンU-Pb年代(157.0 ± 0.9 Ma)が得られている(Tominaga and Hara, 2021)。そのため、御荷銚緑色岩類の形成時期は、後期ジュラ紀であるとされる。また御荷銚緑色岩類は、緑泥石帯(パンペリー石-アクチノ閃石相)の三波川変成作用を受けている(牧本・竹内, 1992)。

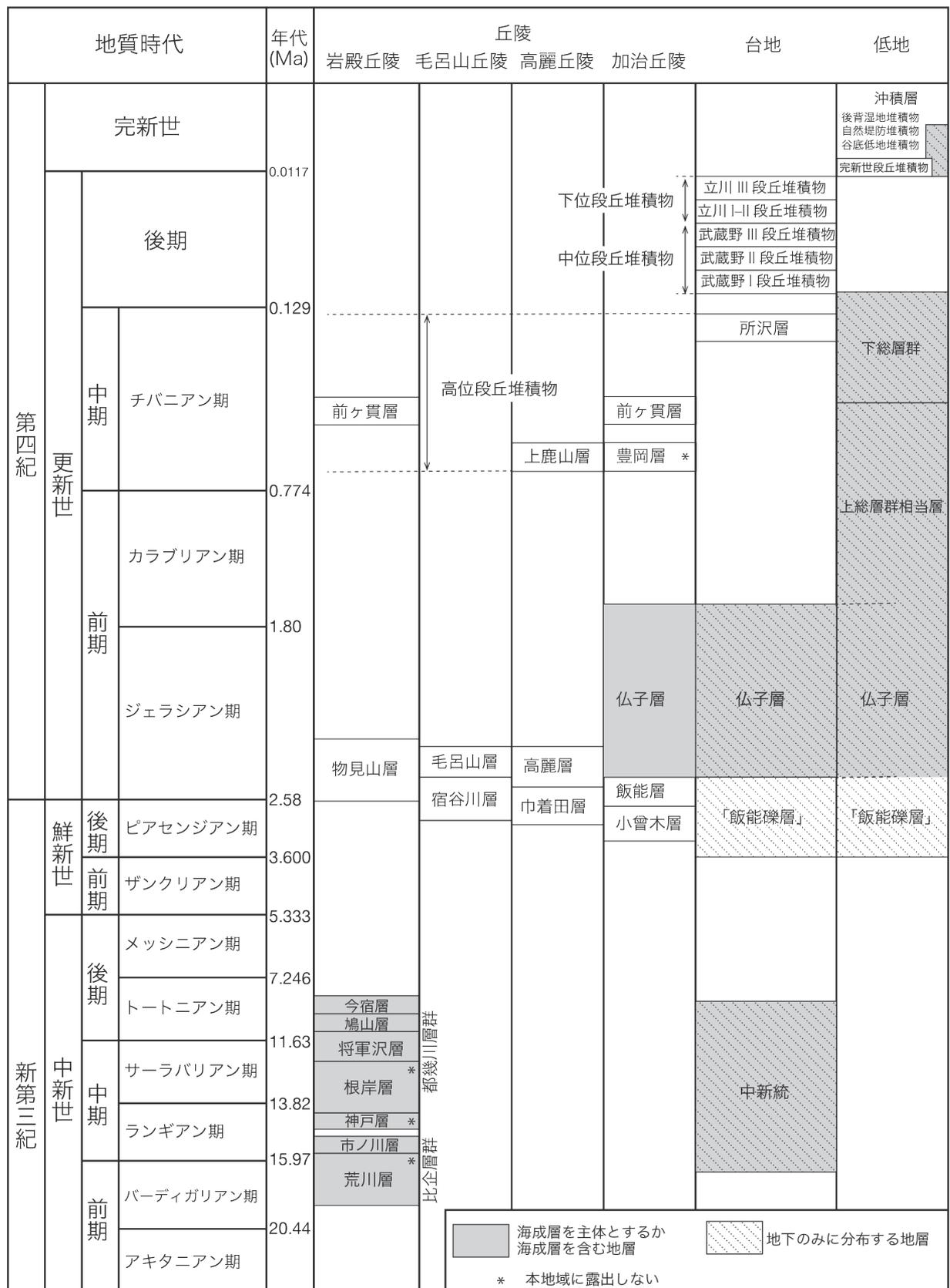
三波川変成岩類は、越辺川の東側にわずかに分布する。主に超苦鉄質片岩からなり、泥質片岩を伴う。ざくろ石が認められないことから、三波川変成作用の緑泥石帯に属すると考えられる。

超苦鉄質岩として蛇紋岩が、御荷銚緑色岩類及び三波川変成岩類に伴って分布する。また日高市駒高の秩父帯付加コンプレックス中にも蛇紋岩が分布する。

なお御荷銚緑色岩類と三波川変成岩類は、ともに低温高圧型三波川変成作用を受けていることから、一般に三波川帯に含められる(牧本・竹内, 1992)。また近年、岩相・形成年代・地質構造の類似性から、御荷銚緑色岩類は三波川変成岩類よりむしろ秩父帯付加コンプレックスの柏木ユニットに関連が深いと考えられている(松岡ほか, 1998; Endo and Wallis, 2017)。そして御荷銚緑色岩類と柏木ユニットを合わせ、御荷銚帯が提唱されている(遠藤・横山, 2019)。御荷銚緑色岩類の帯区分は検討の余地があるため、本報告では、帯区分を行わず御荷銚緑色岩類として記載を行う。また本地域に分布する三波川



第 2.1 図 秩父帯付加コンプレックス、御荷鉢緑色岩類及び三波川変成岩類の地質総括図
 秩父帯付加コンプレックスの泥岩からの放射虫化石年代は、指田 (1992b) による。御荷鉢緑色岩類に累重する赤色泥岩からの放射虫化石年代は、松岡 (2008) による。また黒山ユニットについては、西隣に分布する柏木ユニットから報告された泥岩からの放射虫化石年代 (松岡, 1996, 2007, 2009) も参照した。三波川変成岩類は、本地域の変成作用に相当する緑泥石帯のデータのみを示した。白雲母、フェンジャイト及び角閃石 K-Ar 年代と碎屑性ジルコン U-Pb 年代は、*1: 平島ほか (1992), *2: Ozawa *et al.* (1997), *3: Miyashita and Itaya (2002), *4: Tsutsumi *et al.* (2009), *5: 富永ほか (2019), *6: 原 (2020), *7: Tominaga and Hara (2021) による。Ms K-Ar: 白雲母 K-Ar 年代, Phn K-Ar: フェンジャイト K-Ar 年代, Amp K-Ar: 角閃石 K-Ar 年代, D: 碎屑性, Zr U-Pb: ジルコン U-Pb 年代, YSG: 最若粒子年代, YC: 最若クラスター年代。放射年代値の縦線の長さは誤差の範囲を示す。



第 2.2 図 新第三系及び第四系の地質総括図

年代値は Cohen *et al.* (2013 : updated) の 2021 年版 (v2021/05) に従った。括弧付きの飯能礫層は広義の飯能礫層を指す (第 7 章参照)

変成岩類についても、その露出が限られ詳細が不明なことから、帯区分を行わない。

2.3 白亜系高岡層

白亜系浅海成堆積物の高岡層は、礫岩からなる下部層と、石灰藻を豊富に含む石灰質砂岩泥岩互層からなる上部層から構成される。礫岩は、チャートや玄武岩など、秩父帯付加コンプレックス由来の小～大礫を多く含む。石灰質砂岩からは、大型有孔虫のオルビトリナ化石が産出する(松丸ほか, 1976)。高岡層の石灰質砂岩より得られた碎屑性ジルコンの最若粒子年代及び最若ピーク年代は 110 ± 1 Ma を示し、アルビアン期前半以降の堆積物であることを示唆する(原, 2020)。

2.4 中新統

岩殿丘陵に分布する中新統は海成層からなり、下位より比企層群と都幾川層群に区分される。川越地域には、そのうち比企層群の市ノ川層と都幾川層群の將軍沢層、鳩山層、今宿層が分布する。市ノ川層は砂岩礫岩を主体とする。將軍沢層は珪藻質シルト岩、砂質シルト岩からなり、ガラス質凝灰岩鍵層を挟有する。鳩山層は砂岩泥岩互層からなる。今宿層は中～粗粒砂岩からなる。微化石年代からは、市ノ川層が中期中新世初頭の 15.4～15.2 Ma、將軍沢層が中期中新世後半の 12.5～11.6 Ma、鳩山層が後期中新世下限付近の 11.6～11 Ma、今宿層が後期中新世後半の 11～10 Ma の堆積年代が推定されている(堀内・柳沢, 1994; 栗原ほか, 2003; Hayashi *et al.*, 2003; 高橋・柳沢, 2004; 納谷, 2022)。

2.5 上部鮮新統～下部更新統

川越地域の関東平野西縁に分布する丘陵には上部鮮新統～下部更新統が分布する。岩殿丘陵、毛呂山丘陵、高麗丘陵では、河川成の礫層が分布し、岩殿丘陵では物見山層、毛呂山丘陵では宿谷川層と毛呂山層、高麗丘陵では巾着田層と高麗層と呼称する。加治丘陵では、河川成の礫層からなる小曾木層と飯能層の上に、浅海成層と河川成層の泥層、砂層、礫層からなる仏子層が分布する。小曾木層と巾着田層は鮮新世末期、飯能層と宿谷川層は後期鮮新世末期～前期更新世初期、高麗層と毛呂山層は前期更新世初期に堆積したことが、テフラ層の対比や古地磁気極性から示されている(植木・酒井, 2007; 納谷ほか, 2021 など)。仏子層は前期更新世の 2.5～1.45 Ma に

堆積したことが広域テフラの対比によって示されている(納谷・水野, 2020)。物見山層からは年代決定に有効な化石やテフラ層の報告が無いが、これらの地層とはほぼ同じ時代の年代と考えられる。

2.6 段丘堆積物及び関東ローム層

丘陵の一部と台地は段丘堆積物から構成され、段丘堆積物の上には関東ローム層が分布する。段丘堆積物は、高位段丘堆積物、中位及び下位段丘堆積物に区分される。高位段丘堆積物は上鹿山層、前ヶ貫層、所沢層に細分される。中位及び下位段丘堆積物は武蔵野Ⅰ段丘堆積物、武蔵野Ⅱ段丘堆積物、武蔵野Ⅲ段丘堆積物、立川Ⅰ-Ⅱ段丘堆積物、立川Ⅲ段丘堆積物に細分される。段丘堆積物の堆積年代は、段丘堆積物を覆う関東ローム層に挟在するテフラ層の年代から推定され、高位段丘堆積物は中期更新世、中位及び下位段丘堆積物は後期更新世に堆積したと推定された。

2.7 沖積層、完新世段丘堆積物及び沖積錐堆積物

低地は沖積層と完新世段丘堆積物で構成される。地表付近の沖積層は後背湿地及び谷底低地堆積物、旧河道堆積物、自然堤防堆積物からなる。地下の沖積層は主に河川成の泥、砂、礫からなるが、荒川低地の一部ではボーリング試料から貝化石が得られているため海成層を含むことが推定される。完新世段丘堆積物は河川成の礫及び砂から構成される。山間部には沖積錐堆積物が分布する。

2.8 地下地質

川越地域の平野部台地・低地域の深度 600 m 以浅の地下には、鮮新統～中部更新統が分布する。鮮新統～中部更新統は、上総層群及び下総層群相当層に区分されるが、上総層群相当層の下部は下位より広義の飯能礫層相当層と仏子層相当層に細分される。広義の飯能礫層相当層は礫層と泥層を主体とし、陸上の小曾木層、飯能層、巾着田層、高麗層、宿谷川層、毛呂山層、物見山層に相当する。仏子層相当層よりも上位は、礫層、砂層、泥層からなり、浅海成層と陸成層からなる複数の堆積サイクルから構成される(納谷ほか, 2017)。仏子層相当層よりも上位の上総層群及び下総層群相当層は、川越地域の陸上には分布がなく、地下のみに分布が認められる。

第3章 ジュラ系付加コンプレックス(北部秩父帯)

(原 英俊)

3.1 研究史及び概要

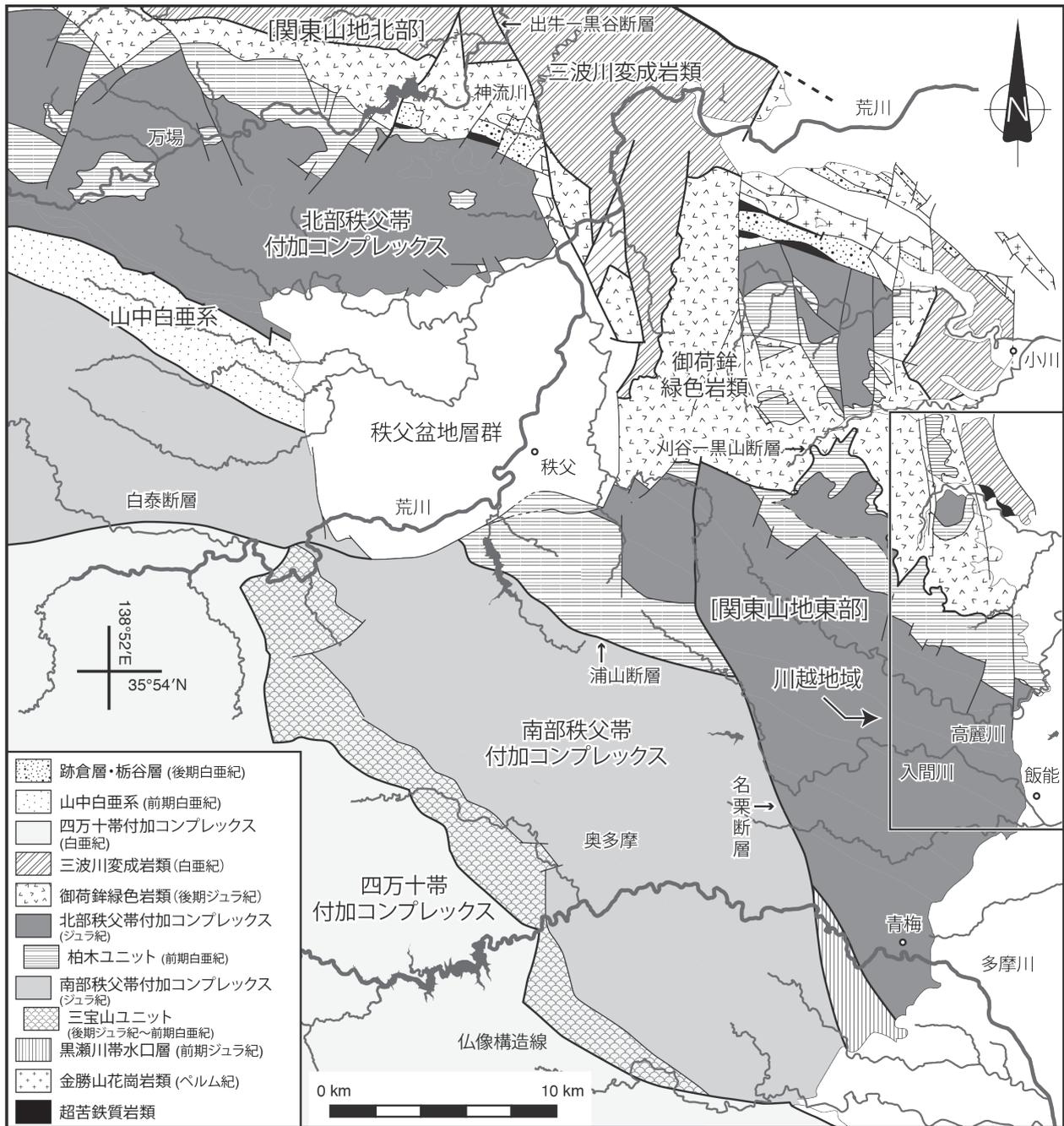
秩父帯は、主にジュラ紀にアジア大陸東縁に付加したジュラ系付加コンプレックスから構成される。本報告では、この秩父帯に属するジュラ系付加コンプレックスを、秩父帯付加コンプレックスと呼ぶ。また松岡ほか(1998)によれば、秩父帯は北部秩父帯と南部秩父帯に分けられ、本地域には北部秩父帯のジュラ系付加コンプレックスが分布する。関東山地に分布する秩父帯付加コンプレックスは、本地域の西隣に分布するほぼ南北の走向を持つ名栗断層及び出牛-黒谷断層を境にして、その東西で構成される地質体の分布や地質構造が大きく異なる(久田, 1984; 指田, 1992b; 原ほか, 1998; 松岡ほか, 1998)。なお本章で述べる名栗断層(小澤, 1975)は、第11章で述べる活断層としての名栗断層とは異なる断層であり、蛇紋岩を伴うことから黒瀬川帯との関連性が示唆されている(Hisada and Arai, 1989; 坂ほか, 1989)。これら断層の東側は、北部秩父帯付加コンプレックス及び御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類が南に張り出す分布を示し、御荷鉾緑色岩類の上位に秩父帯付加コンプレックスが低角な断層を介して衝上する構造を特徴とする(第3.1図)。

本地域を含む関東山地東部に分布する秩父帯付加コンプレックスは、鈴木(1888)により20万分の1地質図において秩父古生層として示された。その後、藤本(1933)によって、高麗川上流、名栗川、横瀬川及び武甲山周辺の地質図が示され、石灰岩よりフズリナ化石の産出報告が行われた。その後、Fujimoto(1936)や森川(1952)及びMorikawa(1955)により、石灰岩や石灰岩礫岩よりフズリナ化石の報告がなされた。その後、松丸ほか(1979)及び堀口・竹内(1982)によって、高麗川上流域では、フズリナ化石の産出とともに、岩相及び地質構造の検討がなされ、層序区分がなされた。1980年代以降の付加体地質学と放散虫化石層序の導入は、小澤・小林(1985)によって行われた。しかし関東山地南半分の全域を含む研究のため、本地域に分布する秩父帯付加コンプレックスは詳しく層序区分されず正丸層と一括して表現された。放散虫化石に基づく詳細な層序区分は、指田(1992a, b)によって行われた。指田(1992b)では、岩相及び放散虫とコノドント化石年代により、6つの地層に層序区分が行われた。またHisada(1989)は、秩父帯付加コンプレックスとその北側に分布する御荷鉾緑色岩類との関係について、低角な断層境界であることを示した。吉田・大藤(1998)

は、西隣の飯盛峠付近の地質図を示し、放散虫化石の産出及び歪解析を行い、地質体の対比を行った。松岡・八尾(2011)は、越生町黒山~刈場坂峠付近の地質図を示し、上吉田ユニット(本報告の高畑ユニット)より中期ジュラ紀の放散虫化石を報告した。松岡(2014a)は、西隣の住居附ユニット(本報告の花桐ユニット)より、層状チャートに挟有する赤褐色砕屑岩層を記載した。松岡(2017, 2019a, b)は、上吉田ユニット及び住居附ユニットより石灰岩礫岩及び苦灰岩(ドロストーン)及び砕屑性苦灰石(ドロマイト)の記載を行った。

また本地域の北東部の大高取山周辺では、御荷鉾緑色岩類に秩父帯付加コンプレックスが累重する構造が認められる。これは、Fujimoto(1936, 1937)によって提唱された関東山地北部及び北東部に分布するクリッペ(ナツ)群の一つと考えられ、大高取山クリッペと命名された。一方、井尻ほか(1944)は、本地域西隣の秩父地域に位置する堂平山クリッペの調査から、関東山地に発達するクリッペ群に対して否定的な立場を示した。その後、須藤・松丸(1973)は、大高取山付近の地質図を示し、越生中学校グラウンドで衝上断層を発見し、大高取山クリッペを支持する見解を示した。また大高取山クリッペのほかに、同じく秩父帯付加コンプレックスが御荷鉾緑色岩類に衝上する越生クリッペと堂山クリッペを認定した。Ueno *et al.*(1999)は、大高取山付近の地質図を示すとともに、御荷鉾緑色岩類に衝上する秩父帯付加コンプレックスをUnit AとUnit Bに区分した。そしてUnit Aを松岡ほか(1998)による柏木ユニットに、Unit Bを上吉田ユニットに対比し、またUnit Bの石灰岩から石炭紀の有孔虫化石を報告した。

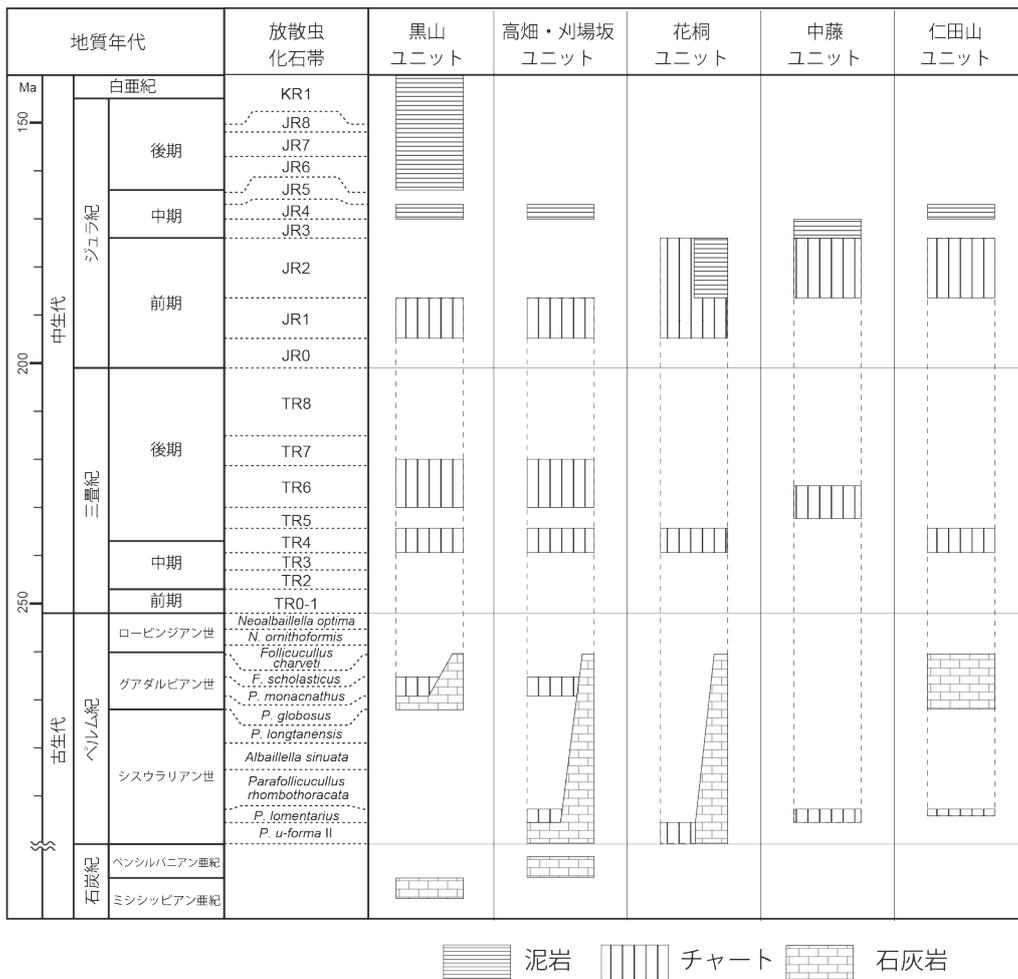
一方、プレートテクトニクスを基にした最新の見解では、秩父帯付加コンプレックスと御荷鉾緑色岩類は、海洋プレートの沈み込み・付加作用を経てプレート沈み込み帯の内部にて形成されたことが明らかとなっている(Endo and Wallis, 2017)。特に秩父帯付加コンプレックスの柏木ユニット(松岡ほか, 1998)と御荷鉾緑色岩類は、その地質構造が調和的で、かつ変成・変形作用の特徴が連続的である(Endo and Wallis, 2017)。そのため両地質体の接合は、変成・変形作用の時期より前であったと考えられ、沈み込み帯内部で形成された衝上断層運動により起きたと考えられる(Endo and Wallis, 2017)。関東山地東部においても、三波川変成作用は御荷鉾緑色岩類だけでなく、秩父帯付加コンプレックスにまで及んでいること



第 3.1 図 関東山地秩父帯付加コンプレックス、御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類の地質概略図
久田ほか (2003) 及び Tominaga and Hara (2021) より編纂した。

が知られている (Seki, 1958; 牧本・竹内, 1992)。そのため、秩父帯付加コンプレックスと御荷鉾緑色岩類との接合は、異地性の移動岩体として定義されるクリッペの性質を伴わず、沈み込み帯内部で形成されたと考えられる。一方、関東山地北部や北東部に分布する上部白亜系跡倉層・栃谷層、ペルム紀金勝山石英閃緑岩などは、内帯の地質体に起源を持つとされ、三波川変成岩類や秩父帯付加コンプレックスに衝上する (Fujimoto, 1936, 1937)。これらに

については、形成場の全く異なる地質体が変成・付加コンプレックスに衝上していることから、クリッペであると考えられる (磯崎・板谷, 1990)。以上のことから、大高取山周辺に分布する御荷鉾緑色岩類に衝上する秩父帯付加コンプレックスはクリッペとして認定する必要はないと考え、本報告では大高取山クリッペの名称を用いない。また須藤・松丸 (1973) が提案した越生クリッペ・堂山クリッペに対しても同様に考えクリッペの名称を用いない。



第 3.2 図 秩父帯付加コンプレックスの地質総括図

指田 (1992b) による報告, また西隣に分布する柏木ユニットから報告された泥岩からの放散虫化石年代 (松岡, 1996, 2007, 2009) も合わせて示した。

高麗川及び入間川流域					越生地域	関東山地北部
本報告	松岡ほか (1998)	指田ほか (1992b)	堀口・竹内 (1982)	松丸ほか (1979)	Ueno <i>et al.</i> (1999)	藤本 (1935)
黒山ユニット	柏木ユニット	黒山層	高畑層	正丸峠層の一部	ユニットA	柏木層
高畑ユニット	上吉田ユニット *	高畑層			ユニットB	万場層
刈場坂ユニット	上吉田ユニット	刈場坂層	刈場坂層・野間層	子の山層の一部		上吉田層
花桐ユニット	住居附ユニット	花桐層	花桐層	正丸峠層		
中藤ユニット	上吉田ユニット	中藤層	上久通層		子の山層の一部	
仁田山ユニット	遊子川ユニット及び上吉田ユニット	仁田山層	-	仁田山層の一部		

第 3.3 図 秩父帯付加コンプレックスの地質対比表

*松岡ほか (1998) によると高畑ユニットは, 柏木ユニットに対比されるが, 本報告では上吉田ユニットに対比させる。

本地域の秩父帯付加コンプレックスは、指田(1992b)により6つ地層に区分された。本報告では指田(1992b)の層序区分を踏襲するとともに、層序单元である「層」を構造層序单元として「ユニット」に置き換え、黒山ユニット・高畑ユニット・刈場坂ユニット・花桐ユニット・中藤ユニット・仁田山ユニットと新たに命名する。それぞれのユニットは、断層境界の関係にあり、見かけ上帯状配列を示すが、刈場坂ユニット・花桐ユニット・中藤ユニットでは、背斜及び向斜構造が形成され、堆積年代の一番古い花桐ユニットが構造的に最上位に位置する。一般に地質図幅では、堆積年代の古い地質体から記載を行うが、本地域ではユニットの累重構造と堆積年代の関係がわかりにくい。そこで指田(1992b)に従い、本報告においても、各ユニットについて北から南にかけて分布する順番で記載を行う。また秩父帯付加コンプレックスの地質総括図を第3.2図に、地質対比表を第3.3図に示す。なお放散虫化石帯については、Ishiga(1986)、Sugiyama(1997)、Kawahara *et al.* (1998)、Zhang *et al.* (2014)及びMatsuoka and Ito(2019)の最近の成果に基づき見直しを行った。また各ユニットの付加作用の時期は、碎屑岩の堆積年代以降である。

3.2 黒山ユニット (Kub, Kul, Kuc, Kut, Kum)

命名 指田(1992b)は、主にチャートからなり、緑色凝灰岩、石灰岩、ドロマイト質石灰岩、黒色頁岩を伴う地質体を黒山層と命名した。緑色凝灰岩は、本報告の多色頁岩に相当する。本報告では、指田(1992b)の黒山層について、構造層序单元名にユニットを用い、黒山ユニットとして報告を行う。

模式地・分布 越生町黒山周辺で模式的に分布する(指田, 1992b)。越生町黒山～越上山～毛呂山町鎌北～毛呂山町宿谷～日高市新堀付近にかけチャートが広く分布し、走向方向に連続性の良い玄武岩及び黒色頁岩を伴う。また大高取山周辺や金比羅山周辺に、チャートが御荷嶺緑色岩類に累重し分布する。

岩相 本ユニットの構成する岩相は、主にチャート(Kuc)からなり、黒色頁岩(Kum)や多色頁岩(Kut)及び玄武岩・ドレライト(Kub)を伴い、まれに石灰岩(Kul)の岩体を含む。

玄武岩は、玄武岩溶岩、玄武岩火山碎屑岩からなる。玄武岩溶岩は、塊状で暗緑色を呈する(第3.4図a)。無斑晶ないし半完晶質であり、主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物から構成され、緑泥石、緑れん石、チタン石などの二次的鉱物を伴う(第3.5図a)。斜長石を斑晶として含むインターサタル組織を示すことがある。ドレライトは、完晶質であり、斜長石、単斜輝石ないしチタン普通輝石から構成され、緑泥石、緑れん石、チタン石を伴う(第3.5図b)。本ユニットには、チャートに貫入す

るドレライトが報告されている(越生町教育委員会, 2008)。ドレライトは、チタン普通輝石やケルスート閃石を含むアルカリ玄武岩とされ、アクチノ閃石やアルカリ角閃石の変成鉱物が確認されている(牧本・竹内, 1992)。北部秩父帯の付加コンプレックスは、緑泥石帯低温部のパンペリー石-アクチノ閃石相の三波川変成作用を受けていることが知られている(牧本・竹内, 1992)。本地域でも、アクチノ閃石、アルカリ角閃石(第3.5図c)、パンペリー石(第3.5図d)、ぶどう石、緑泥石、緑れん石からなる変成鉱物組み合わせが認められる。これらの変成鉱物により、本ユニットは緑泥石帯低温部のパンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けている。

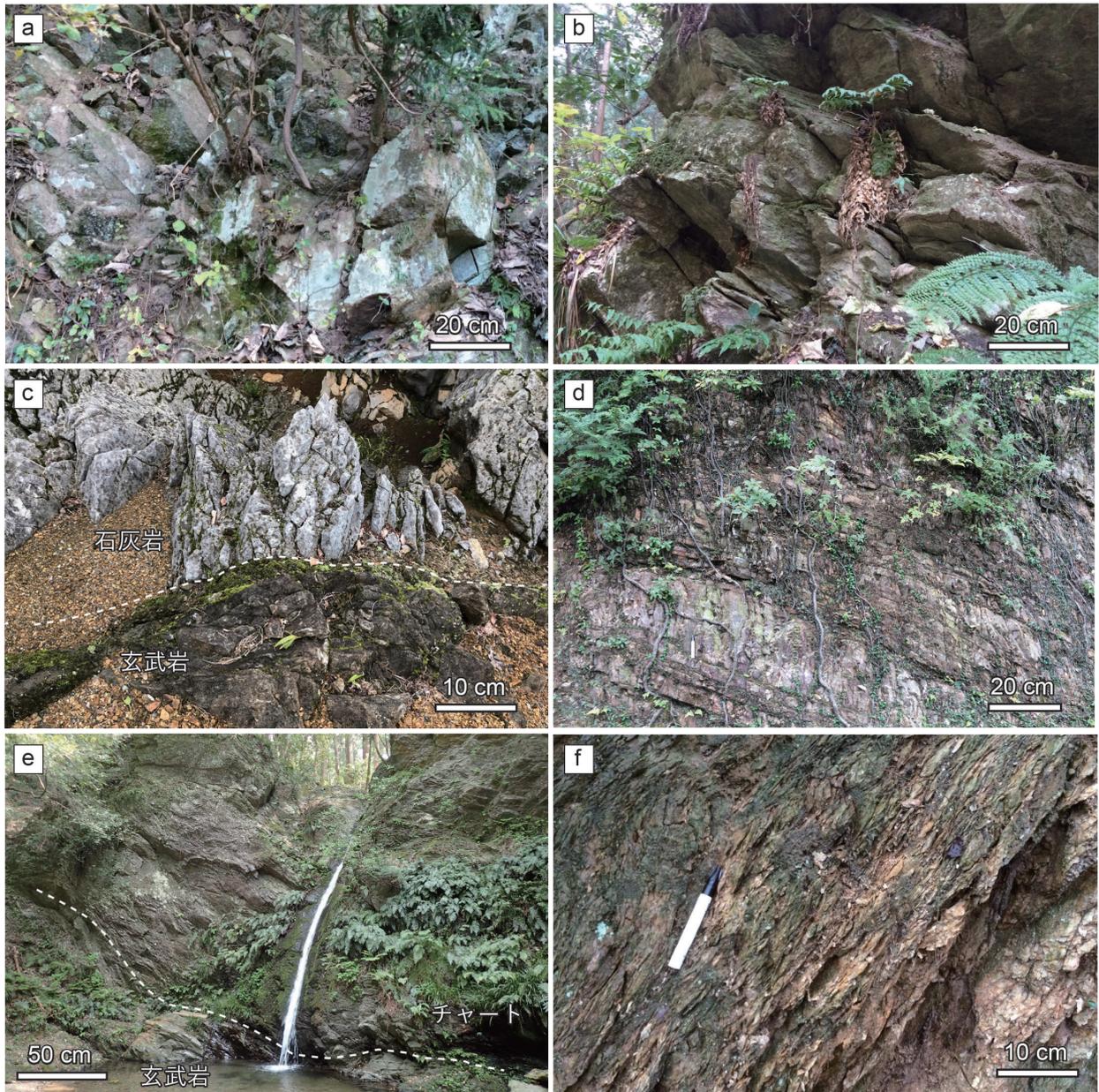
石灰岩は、層厚50m以下の岩体として、越生町黒山や日高市北平沢の高麗川河床などに分布する(第3.4図b)。日高市の聖天院では、石灰岩と玄武岩が断層で接しているのが観察される(第3.4図c)。微晶質な再結晶化した方解石からなり(第3.5図e)、苦灰石(ドロマイト)に富むことを特徴とする。

チャートは、本ユニットを構成する主要な岩相であり、越生町黒山～毛呂山町鎌北～宿谷にかけて広く分布する。また大高取山や金比羅山周辺にも分布する。チャートは白色～灰色ないし赤色で、厚さ数cm～10cmで良く成層し、しばしば1cm以下の珪質粘土岩と有律互層をなす(第3.4図d)。チャートは、微晶質な再結晶化した石英と定向配列をなす粘土鉱物からなることが鏡下で観察される(第3.5図f)。日高市の宿谷の滝では、チャートの下に玄武岩が断層及び整合で接する関係が認められる(第3.4図e)。

多色頁岩は、赤色、灰色、淡緑色～緑色を呈し、苦鉄質凝灰岩を伴う凝灰質ないし珪質な泥岩である。黒色頁岩を伴うこともある。様々な色を呈し、片理が強く発達することから多色頁岩と呼ぶ(第3.4図f)。鏡下では、定向配列をなす粘土鉱物と不透明鉱物からなることが観察される。また灰色ないし淡緑色をなす多色頁岩は、放散虫化石を含む珪質泥岩へ漸移することがある(第3.5図g)。

黒色頁岩は、黒色を呈し、片理の発達する泥岩である。定向配列をなす粘土鉱物と、シルト大の石英及び長石などの碎屑粒子及び炭質物からなる。チャート近傍では、黒色頁岩中にチャートが岩体ないしレンズ状の小岩片として取り込まれ、混在岩の様相を示すことがある(第3.5図h)。黒色頁岩に伴い、淘汰の悪い細粒な砂岩が鼻曲山北方と大高取山東方で、厚さ数mほどでわずかに認められたが、その分布範囲は狭いため黒色頁岩に含めて地質図上に示した。

層序 本ユニットは厚いチャートによって特徴づけられる。特に林道権現堂山線では厚いチャートが広く分布する。この厚いチャートには、玄武岩や多色頁岩及び黒色頁岩の岩体が挟在される(第3.6図)。またまれに石灰岩



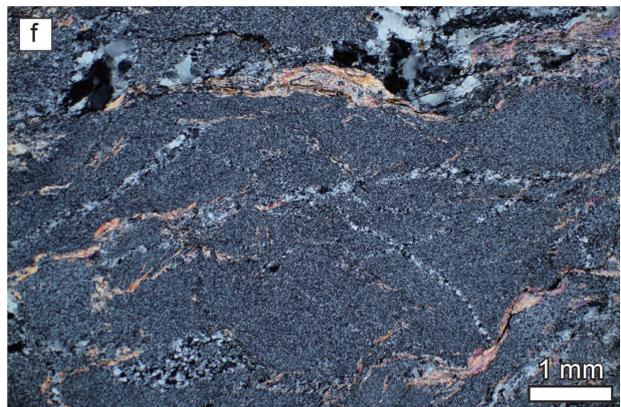
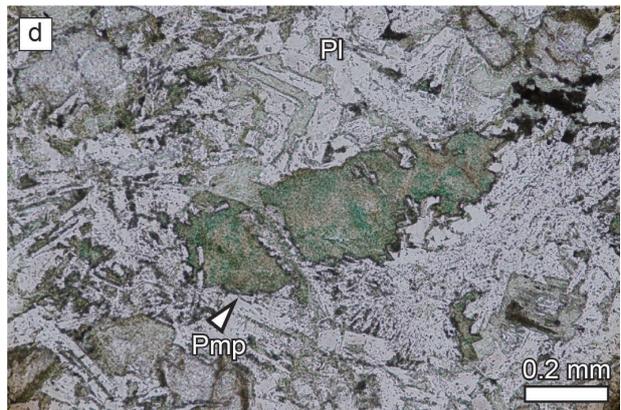
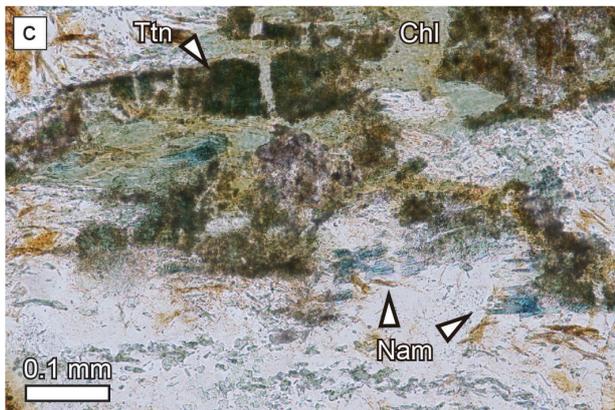
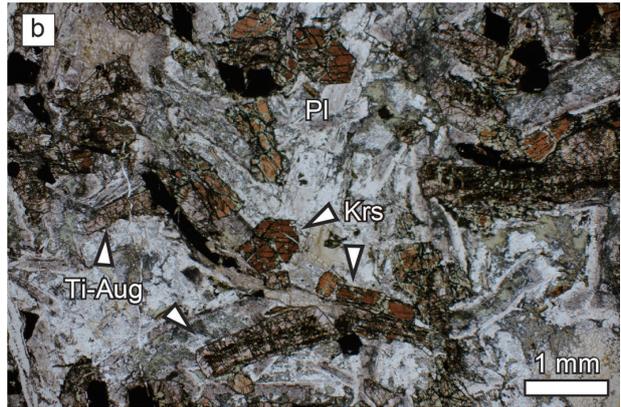
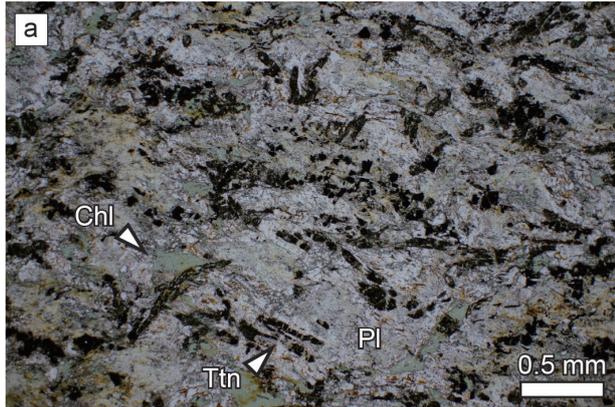
第 3.4 図 黒山ユニットの岩相

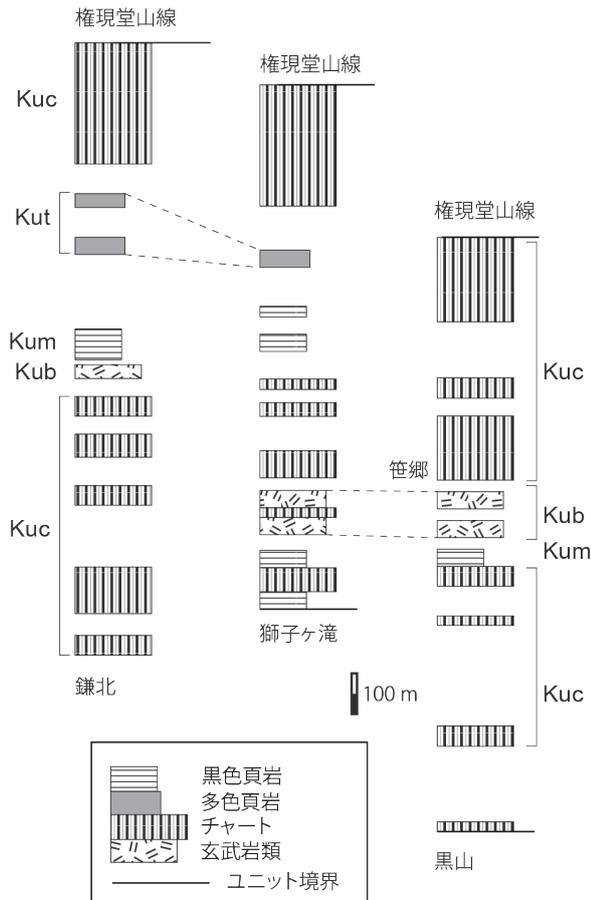
- (a) 塊状玄武岩溶岩, 越生町黒山. (b) 石灰岩, 越生町黒山. (c) 石灰岩と玄武岩, 聖天院. (d) チャート, 権現堂山線.
 (e) チャートと玄武岩, 宿谷の滝. (f) 多色頁岩, 越生町黒山.

岩体を含む。玄武岩は、越生町^{ささこう}笹郷～獅子ヶ滝^{ししがたき}周辺の林道沿い、毛呂山町鎌北南方～宿谷周辺で、層厚 50～100 m で走向方向に良く連続して分布する。多色頁岩は、毛呂山町鎌北南方で、走向方向によく連続し、層厚 250 m 以下で分布する。また大高取山東方や南方にも、層厚 150 m 以下で分布する。黒色頁岩は、毛呂山町鎌北の南方に層厚 100 m 以下で分布するほか、層厚 50 m 以下でチャートに挟有し分布する。ユニット全体での層厚は約 2,000 m である。

地質構造 本ユニットの層理面は、越生町黒山～毛呂山町

鎌北～宿谷周辺では、ほぼ北西-南東で南に 30～50° 傾斜する。日高市新堀周辺では、地層の走向が南北に振れる。大高取山周辺では、北東-南西走向ないし北西-南東走向で、北に 30° 以下で傾斜する。大高取山周辺では緩い向斜構造を示すと考えられるが、高畑ユニットが構造的上位に重なるため詳細は不明である。金比羅山や愛宕山周辺では、チャートないし黒色頁岩が、北東-南西ないし北北東-南南西走向で 30～40° で北に傾斜する。ただし露出が限られるため、地質構造の詳細は不明である。黒山ユニットの下位は、越生町黒山付近では約 45° で南に傾





第3.6図 黒山ユニットの柱状図
柱状図作成ルートは付図1を参照。

斜する断層によって、大高取山及びその北方では20～30°の低角な断層を介して御荷鉢緑色岩類と接する。上位は、飯能市長沢～間野～権現堂周辺で、約50°で南に傾斜する断層によって高畑ユニットと接する。

産出化石 越生町黒山や毛呂山町阿諏訪周辺の石灰岩岩体において、石炭紀～ペルム紀のフズリナ化石の産出報告がある(小池ほか, 1980; Hisada, 1989)。越上山北方のチャートより、ペルム紀及び三疊紀のコノドント化石が報告されている(小池ほか, 1980)。指田(1992b)は、7地点のチャートより、中期ペルム紀、中期～後期三疊紀、前期ジュラ紀の放散虫化石を、また2地点の黑色頁岩より中期ジュラ紀中頃の放散虫化石を報告した。これらの報告のうち、本地域からの化石産出は、チャートから5地点(指田, 1992bの地点1004～1008)である。吉田・大藤

(1998)は、越生町黒山北方の黑色頁岩(彼らの地点12, 14, 15)より、中期ジュラ紀の放散虫化石を報告している。また越生町教育委員会(2008)による泥岩からの放散虫化石産出のうち、地点4, 5, 6, 8は本地域の黒山ユニットからの報告であり、中期ジュラ紀を示す。なお、大高取山周辺の本ユニットから化石の産出報告はない。

地質年代 西隣に位置する越生町龍ヶ谷のチャートに貫入するドレライトから、前期ジュラ紀の 182 ± 5 Maの角閃石K-Ar年代の報告がある(越生町教育委員会, 2008)。毛呂山町鎌北南方のドレライトより、 115 ± 6 Maの角閃石K-Ar年代値が得られている(埼玉県地質図編纂委員会, 1999)。また関東山地北部の万場地域で、チャート中に含まれる角閃石ドレライトより、 123 ± 6 Maの角閃石K-Ar年代が得られている(埼玉県地質図編纂委員会, 1999)。これら前期白亜紀を示す角閃石K-Ar年代値は、堆積岩の化石年代より若く、関東山地北部の神流川流域で得られた 117 ± 3 Maの白雲母K-Ar年代と調和的である(平島ほか, 1992)。そのため、玄武岩の噴出年代ではなく、変成作用もしくは変質作用のある時期を示していると考えられる。

北西隣の東秩父村や北隣の小川町に分布する柏木ユニット(本報告の黒山ユニット)では、珪質泥岩及び泥岩より後期ジュラ紀及び前期白亜紀の放散虫化石が報告されている(松岡, 1996, 2007, 2009, 2013)。また富永ほか(2019)は、北西隣の東秩父村萩平の砂岩より碎屑性ジルコンU-Pb年代を求め、前期白亜紀のパレミアン期の年代(最若粒子年代= 125.4 ± 2.8 Ma, 最若クラスター年代= 126.7 ± 2.0 Ma)を得た。そのため本ユニットの碎屑岩の年代は、前期白亜紀まで及ぶことが明らかとなっている。

産出化石年代より、本ユニットは、石炭紀及びペルム紀の石灰岩、中期ペルム紀、中期及び後期三疊紀、前期ジュラ紀のチャート、中期ジュラ紀中頃の黑色頁岩からなる(第3.2図)。また本ユニットの碎屑岩の年代は、前期白亜紀まで含まれる可能性がある。

対比 越生町黒山周辺では、松丸ほか(1979)の正丸峠層の一部、堀口・竹内(1982)の高畑層の一部に相当する(第3.3図)。またHisada(1989)のユニットB～Dに相当する。越生町周辺では、須藤・松丸(1973)の大高取山クリッペ・越生クリッペのチャート、Ueno *et al.* (1999)のユニットAに相当する。また北西隣の寄居地域のチャート・珪質岩ユニット(牧本・竹内, 1992)に対比される。松岡ほか(1998)による秩父帯付加コンプレックスの広

←第3.5図 黒山ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 玄武岩溶岩。宿谷の滝東。(b) ドレライト。権現堂山線。(c) 玄武岩中のアルカリ角閃石。宿谷の滝東。(d) ドレライト中のパンペリー石。獅子ヶ滝南。(e) 石灰岩。越生町黒山。(f) チャート。毛呂山町桂木。(g) 凝灰質灰色頁岩。上半部に観察される丸い粒は放散虫化石。大高取山南西。(h) チャートの岩片を含む黑色頁岩。獅子ヶ滝。Ch: チャート岩片, ChI: 緑泥石, Krs: ケルスート閃石, Nam: アルカリ角閃石, Ti-Aug: チタン普通輝石, Ttn: チタン石, Pmp: パンペリー石, Pl: 斜長石。(f)はクロソニコル。その他はオープンニコルで撮影。

域対比では、柏木ユニットに対比される。なお久田(1994)では本ユニットの一部を、上吉田ユニット(松岡ほか, 1998)に相当する上吉田層(藤本, 1935)に対比している。

3.3 高畑ユニット (Tab, Tal, Tac, Tat, Tad, Tas)

命名 堀口・竹内(1982)は、チャート及び緑灰色片状泥質凝灰岩(本報告の凝灰質泥岩、以下括弧内は同様に本報告での岩相名を示す)、塩基性火山岩(玄武岩)、石灰岩、粘板岩(黒色泥岩)からなる地層を高畑層と命名した。指田(1992b)は、主に北半分に分布するチャートからなる地層を高畑層から分け黒山層と新称し、南半分に相当する黒色泥岩及び緑色～赤褐色片状凝灰岩(凝灰岩泥岩)からなる地層を、高畑層と再定義した。本報告では、指田(1992b)の高畑層に、刈場坂層中の層厚 400m 以下の大規模な玄武岩及びチャートの岩体を加え、さらに構造層序単元名にユニットを用い高畑ユニットとする。

模式地・分布 西隣の飯能市高畑周辺が模式地とされた(指田, 1992b)。本地域では、模式地から南東方向の飯能市長沢～間野～権現堂にかけて、苦鉄質凝灰岩及び玄武岩とチャートの岩体が連続して分布する。また日和田山周辺ではチャート岩体が、また日高市高麗本郷～高岡の高麗川河床では玄武岩の岩体が、破断した砂岩泥岩互層を伴い分布する。また大高取山では、下位の黒山ユニットの構造的上位に重なり、苦鉄質凝灰岩が分布する。

岩相 主に凝灰質泥岩及び多色泥岩(Tat)からなり玄武岩(Tab)及びチャート(Tac)の岩体を伴う。また破断した砂岩泥岩互層(Tad)や砂岩(Tas)も伴う。

玄武岩は、玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩からなる。玄武岩溶岩は、緑色ないし赤褐色な多孔質な溶岩を特徴とし、しばしば枕状溶岩や枕状角礫岩も認められる(第 3.7 図 a)。無斑晶ないし半完晶質であり、主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物から構成され、緑泥石、緑れん石、チタン石などの二次的鉱物を伴う。単斜輝石を斑晶として含むインターサタル組織を示すことが多い。方解石により充填された発泡跡も認められる(第 3.8 図 a)。玄武岩火山砕屑岩は、玄武岩溶岩の亜円礫ないし亜角礫からなる火山角礫岩や、玄武岩礫を伴うハイアロクラスタイトからなる(第 3.7 図 b)。玄武岩火山砕屑岩中の玄武岩溶岩も多孔質を特徴とする。また複数の玄武岩の岩体から、アルカリ角閃石の産出が認められた。アルカリ角閃石は、単斜輝石の縁辺部や割れ目に沿って、もしくは石基中に形成される(第 3.8 図 b)。本ユニットは、黒山ユニットと同様に、緑泥石帯低温部の三波川変成作用を受けていると考えられる。

凝灰質泥岩及び多色泥岩は、本ユニットを構成する主要な岩相で、飯能市長沢～権現堂～物見山にかけて分布する。凝灰質泥岩は、一般に苦鉄質で、赤色、灰色、淡

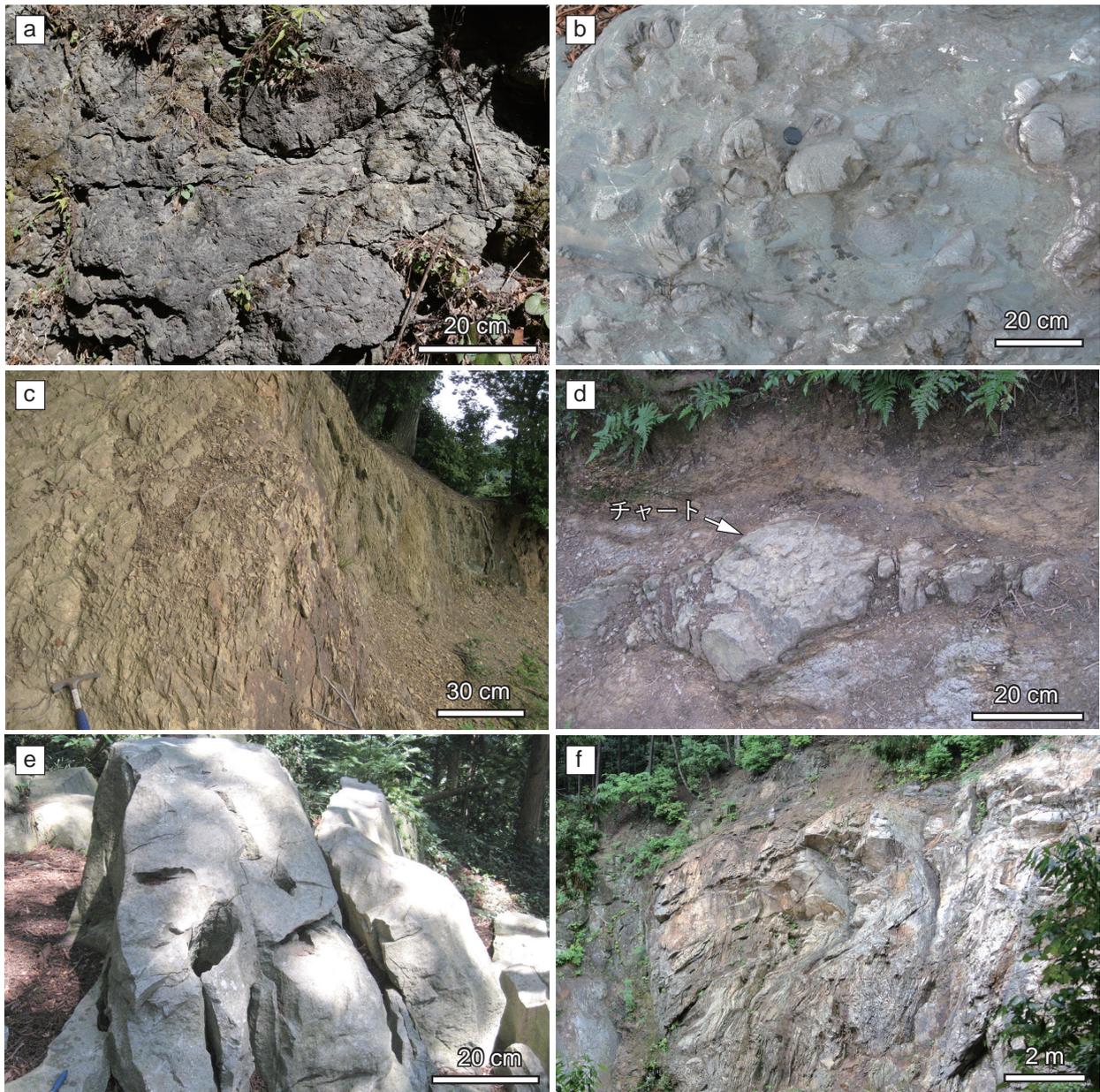
緑色～緑色を呈し、層理面にほぼ平行な片理が発達する(第 3.7 図 c)。しばしば層厚数 m～50 m 以下のチャート及び玄武岩の岩塊ないし岩体を含有する(第 3.7 図 d)。玄武岩近傍では赤色を呈することが多い。また風化が進むと脱色し、淡黄色や灰色をなすことが多い。鏡下で凝灰質泥岩は、微晶質ないし隠微晶質な粘土鉱物、斜長石、磁鉄鉱や赤鉄鉱などの不透明鉱物などからなり、石英脈も観察される(第 3.8 図 c)。苦鉄質凝灰質泥岩は、苦鉄質凝灰岩に漸移し、単斜輝石や再結晶化した方解石を含むことがある(第 3.8 図 d)。多色泥岩は、赤色、灰色、淡緑色～緑色を呈し、凝灰質もしくは珪質泥岩である。鏡下では、多色泥岩は定向配列をなす粘土鉱物と不透明鉱物からなることが観察され、これらが片理を構成する。珪質泥岩では、灰色ないし淡緑色をなし放散虫化石も認められる。これらの岩相は、須藤・松丸(1973)の灰緑色粘板岩及び輝緑凝灰岩、堀口・竹内(1982)の片状泥質凝灰岩、指田(1992b)の凝灰岩に相当する。なお本ユニットの多色泥岩は、黒山ユニットの多色頁岩と比較して、片理の発達が弱い泥岩として記載を行った。

石灰岩は、大高取山の北稜及び東稜の 2ヶ所に、幅 50 m 以下で分布する(第 3.7 図 e)。石灰岩の大部分は、再結晶化が進み、隠微晶質な方解石からなる。一部の石灰岩から、ペルム紀サンゴ化石及び石炭紀有孔虫化石が報告されている(須藤・松丸, 1973; Ueno *et al.*, 1999)。化石を産する石灰岩は、生物片の粒子と石灰泥の基質からなり、粒子支持のパックストーン及び基質支持のワッケストーンからなる(Ueno *et al.*, 1999)。

チャートは、白色～灰色、暗灰色、まれに赤色を呈し、厚さ数 cm～10 cm で良く成層し、しばしば 1 cm 以下の珪質粘土岩と有律互層をなす(第 3.7 図 f)。チャートは、微晶質な石英からなり、しばしば放散虫化石が認められる(第 3.8 図 e)。

砂岩は、越生町古池及び大高取山山頂に分布する。砂岩は、石英、長石、チャート岩片に富み、基質の割合が少なく、主に長石質アレナイトである。特に、大高取山では、砂岩を構成する粒子の大部分がチャートからなるチャート砂岩(チャートアレナイト)が分布する。チャート砂岩には、石英や長石及び泥質部も認められ、チャート及び石英粒子の境界は、圧力溶解により黒色不透明な接面(シーム)が形成されている(第 3.8 図 f, g)。

破断した砂岩泥岩互層は、日高市高麗本郷周辺に分布する。玄武岩及びチャートの岩体に挟まれ分布する。見かけ上、玄武岩やチャートと同等の分布範囲を示すが、露頭は少なく井尻谷下流周辺に露出する。砂岩は、単層の厚さが数 cm～数 10 cm であり、ブーディン構造によりレンズ状の形態をなす。泥岩は黒色を呈し、定向配列をなす粘土鉱物と、シルト大の石英及び長石などの砕屑粒子及び炭質物からなる。また破断した砂岩泥岩互層は、厚さ数 10 m 以下の砂岩や泥岩を伴う。



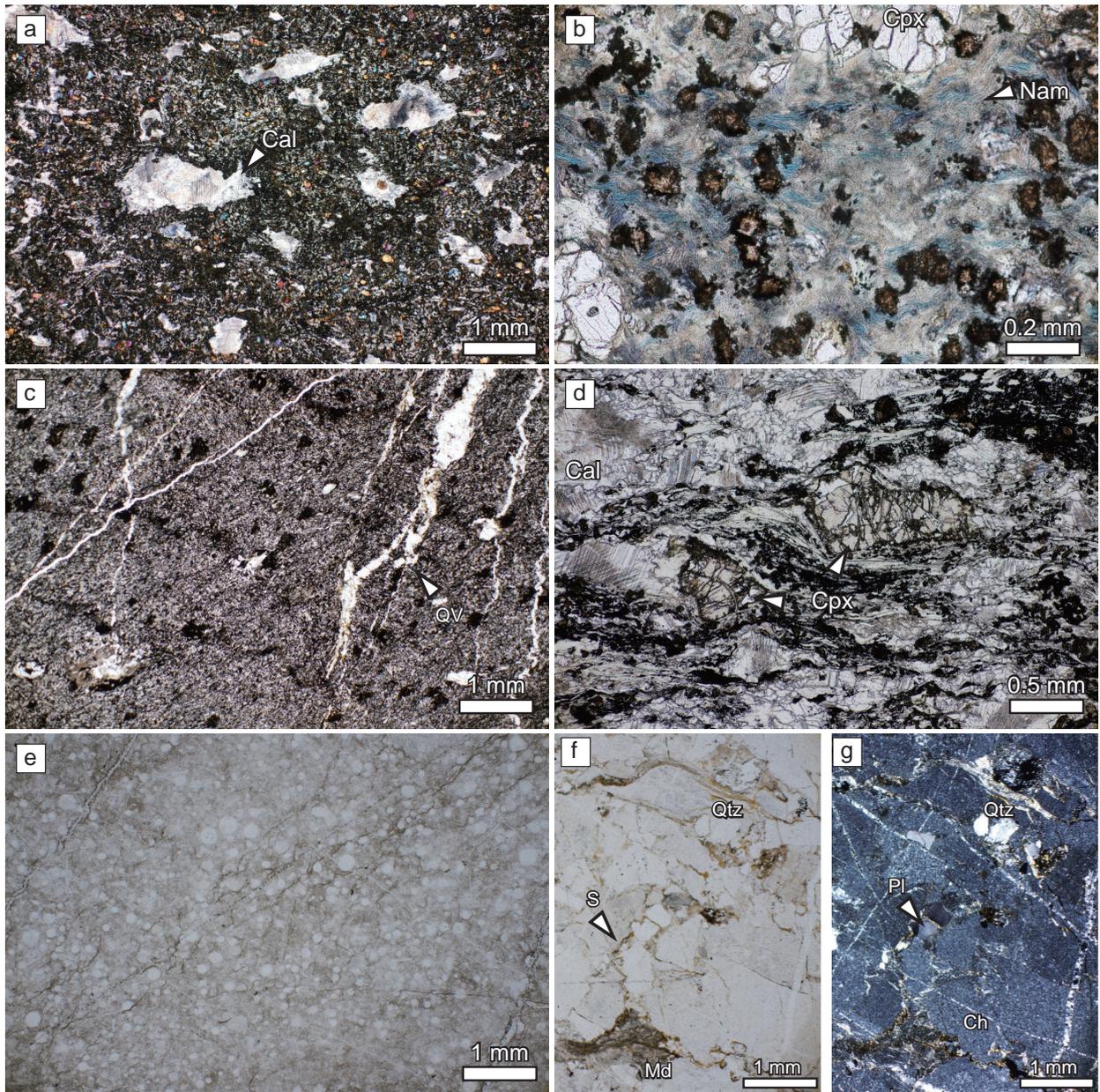
第 3.7 図 高畑ユニットの岩相

(a) 枕状溶岩及び枕状角礫岩。飯能市長沢。(b) 玄武岩火山砕屑岩。日高市高麗本郷の高麗川河床。(c) 凝灰質泥岩。日高市駒高。(d) チャート岩塊を伴う凝灰質泥岩。日高市駒高。(e) 石灰岩。大高取山北東。(f) チャート。飯能市長沢。

層序 本ユニットは、主に凝灰質泥岩及び多色泥岩に玄武岩とチャートの岩体を伴う層序を特徴とする(第 3.9 図)。玄武岩は、飯能市長沢～虎秀で層厚約 600 m の岩体としてまとまった分布をなす。チャートは、飯能市長沢周辺～五常の滝で、層厚 100～200 m で走向方向への連続性が良く分布する。この他、玄武岩とチャートは、50 m 以下の岩体として、凝灰質泥岩中に認められる。高麗本郷付近では、玄武岩とチャートの岩体に破断した砂岩泥岩互層を伴う特徴を示す(第 3.9 図)。日高市高岡周辺では層厚約 500 m 以下の玄武岩の岩体が、日和田山周辺で

は層厚約 400 m のチャート岩体が認められる。高麗本郷周辺では、チャートや玄武岩などの硬い岩相以外は露頭が欠如する。この露欠部は、チャートに比べ柔らかい岩相である破断した砂岩泥岩互層が分布すると推定した。ユニット全体での最大層厚は約 1,200 m である。

地質構造 本ユニットの層理面は、飯能市長沢～間野～権現堂や日高市高岡では、西北西-東南東ないし北西-南東走向で 30～60° で南に傾斜し、同斜構造を示す。また大高取山周辺では、東西ないし西北西-東南東走向を示し、10～50° 南に傾斜する。構造的下位の黒山ユニットと

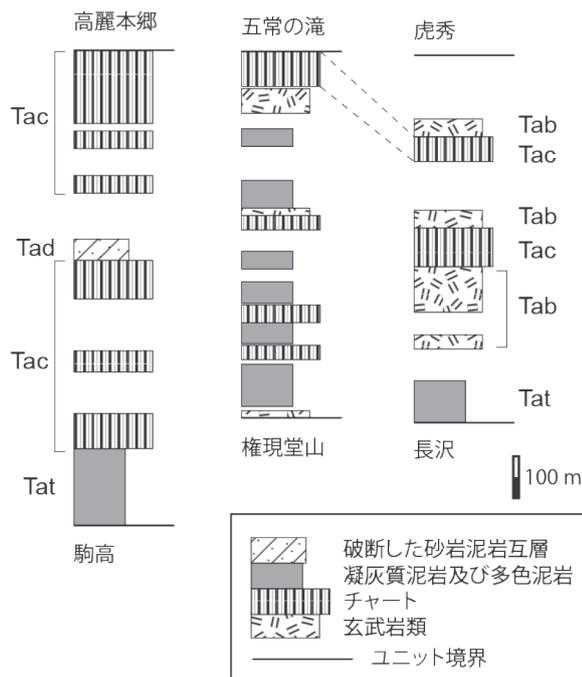


第 3.8 図 高畑ユニット構成岩相の顕微鏡写真

(a) 発泡跡を持つ玄武岩溶岩。飯能市長沢。(b) アルカリ角閃石を伴う玄武岩。日高市高麗本郷の高麗川河床。(c) 凝灰質泥岩。日高市権現堂。(d) 苦鉄質凝灰岩。日高市権現堂。(e) チャート。丸い粒は放散虫化石。(f, g) チャート砂岩, Cal: 方解石, Ch: チャート岩, Cpx: 単斜輝石, Md: 泥質部, Nam: アルカリ角閃石, Pl: 斜長石, Qtz: 石英, Qv: 石英脈, S: 黒色不透明な鉱物粒子の界面(シーム)。(a)～(f)はオープンニコル,(g)はクロスニコルで撮影。

は、飯能市長沢～間野～権現堂では、約 50°の南傾斜の断層によって接する。構造的上位の刈場坂ユニットとは約 60°の南傾斜の断層によって接する。大高取山周辺では、本ユニットと黒山ユニットは低角な断層で接する。
産出化石 西隣の飯能市八徳^{やっどこ}の石灰岩より中期ペルム紀フズリナ化石 (Morikawa, 1955), 日高市高岡の石灰岩より前期ペルム紀フズリナ化石 (石井・田口, 1983) の産出報告がある。大高取山に分布する石灰岩から、石炭紀の

有孔虫化石 (Ueno *et al.*, 1999) 及びペルム紀のサンゴ化石 (須藤・松丸, 1973) の報告がある。指田 (1992b) は、4 地点の黒色泥岩 (地点 2001, 2002, 2003, 2004) より、中期ジュラ紀の放散虫化石を報告した。これらのうち地点 2003 が、本地域からの報告である。また指田 (1992b) が刈場坂層から報告した放散虫化石は、本報告の高畑ユニットからの産出となる。すなわち、高畑ユニットには、前期～中期ペルム紀のチャート (地点 3012～3015), 中期



第 3.9 図 高畑ユニットの柱状図
柱状図作成ルートは付図 1 を参照.

～後期三畳紀のチャート(地点 3006～3008), 前期ジュラ紀のチャート(地点 3005, 3010), 中期ジュラ紀中頃の黒色泥岩(地点 3003, 3004)が含まれる。吉田・大藤(1998)によると, 放散虫化石産出地点 1～10 が本ユニットに含まれ, 前期ジュラ紀のチャート及び中期ジュラ紀の泥岩及び凝灰岩が報告されている。松岡(2020)は, 日高市駒高付近の珪質泥岩より中期ジュラ紀の放散虫化石を報告した。

地質年代 放射年代として, 日高市高麗本郷の高麗川河床の玄武岩より 110 Ma 及び 67 Ma, また巾着田北の苦鉄質凝灰岩より 120 Ma の K-Ar 年代値が得られている(日高町史編集委員会, 1991)。ただし分析対象鉱物は明らかにされていない。これら年代値は, 堆積岩の化石年代より有意に若いため, 変成作用もしくは変質作用のある時期を示していると考えられている。

産出する化石より本ユニットは, 石炭紀～ペルム紀の石灰岩, 前期及び中期ペルム紀, 中期～後期三畳紀, 前期ジュラ紀のチャート, 中期ジュラ紀中頃の泥岩から構成される(第 3.2 図)。

対比 松丸ほか(1979)の正丸峠層の一部, 堀口・竹内(1982)の高畑層の一部, 指田(1992b)の高畑層及び刈場坂層の一部に対比される(第 3.3 図)。越生町周辺では, 須藤・松丸(1973)の大高取山クリッペ・越生クリッペの砂岩や多色泥岩, Ueno *et al.* (1999)のユニット B に相当する。また北西隣の寄居地域の泥質混在岩ユニット(牧本・竹内, 1992)に対比される。松岡ほか(1998)による広

域対比では, 柏木ユニットに対比された。なお関東山地北部では, 柏木ユニットの上位に, 苦鉄質凝灰岩・凝灰角礫岩からなる万場層と, チャート・砂岩泥岩互層ないし泥質混在岩からなる上吉田層が分布する(藤本, 1935; 松岡ほか, 1998)。高畑ユニットは, 主に苦鉄質凝灰岩からなるため, 関東山地北部に特有に分布する万場層に対比されると考えられる。なお松岡ほか(1998)では, この万場層を上吉田ユニットに含めている。そのため本報告では, 高畑ユニットを松岡ほか(1998)の上吉田ユニットに対比させる。

3.4 刈場坂ユニット (Kac, Kad, Kas)

命名 堀口・竹内(1982)は, 主に泥岩及び砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなり, 緑色～淡緑色凝灰岩及び凝灰角礫岩からなる地層について, 刈場坂層と命名した。また砂岩及び砂岩泥岩互層からなり, 玄武岩とチャート岩体を伴う地層を野間層と命名した。指田(1992b)は, 堀口・竹内(1982)の刈場坂層と野間層を一括して, チャート, 泥岩及び砂岩からなる地層を刈場坂層とした。本報告では, 指田(1992b)の刈場坂層を踏襲し, 砂岩, 破断した砂岩泥岩互層及びチャートからなる地層を, 構造層序単元名にユニットを用い刈場坂ユニットとする。なお指田(1992b)が, 刈場坂層とした玄武岩及びチャートの一部は, 本報告では玄武岩とチャート岩体が卓越する高畑ユニットに含めた。

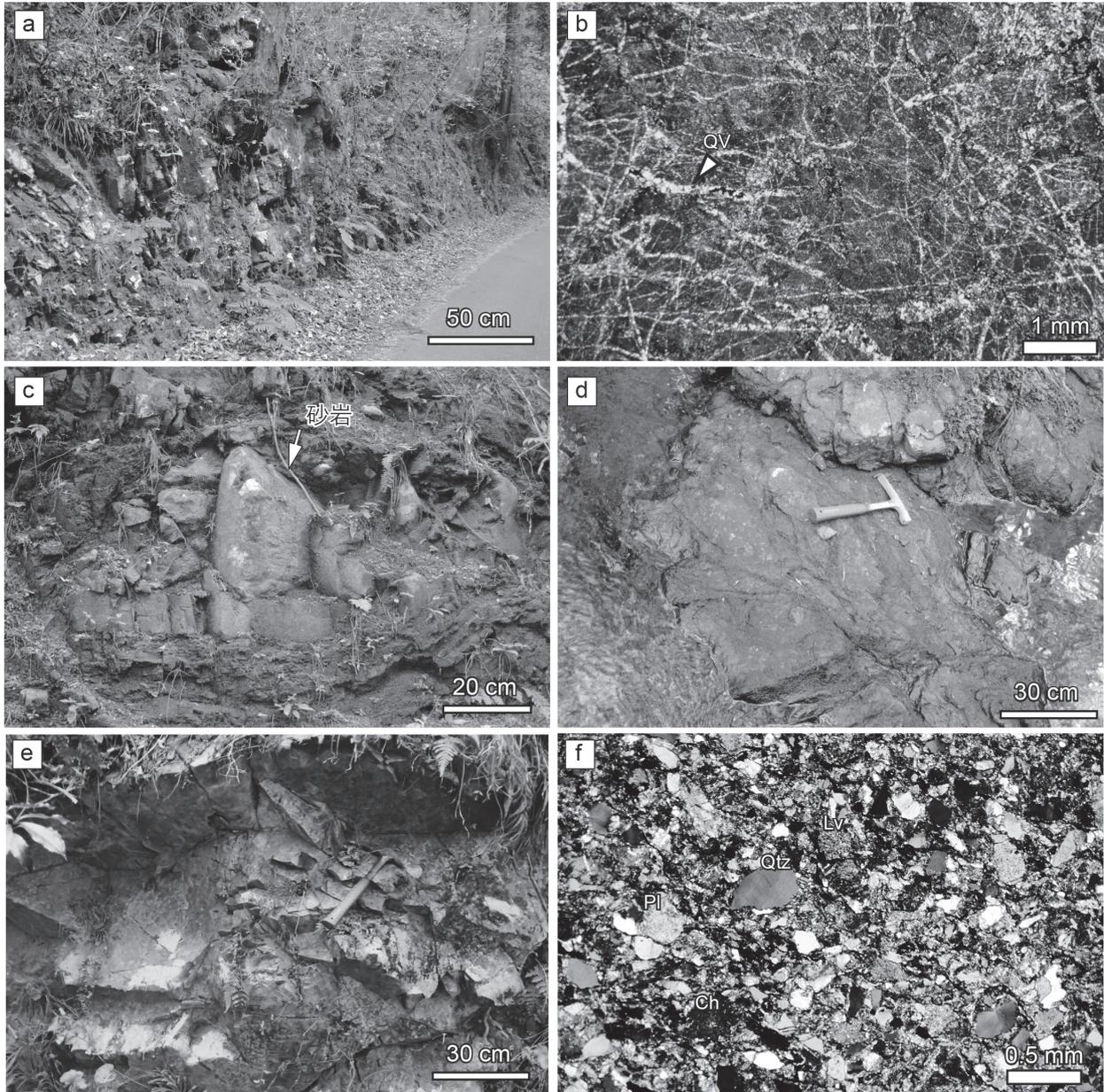
模式地・分布 西隣の飯能市刈場坂～坂本の林道沿いの露頭が模式地とされた(指田, 1992b)。本地域では, 日高市横手の林道関ノ入線沿いに良く分布する。また飯能市虎秀～深沢, 日高市横手～坂下付近や, 西隣の刈場坂峠及びその以西にかけて連続して分布する。

岩相 主に破断した砂岩泥岩互層(Kad)からなり, 砂岩(Kas)及びチャート(Kac)を伴う。

チャートは, 層厚が薄いため, 急崖や滝などの急峻な地形を示さず, 林道沿いの切り割りや河川沿いやその侵食崖で認められる(第 3.10 図 a)。白色～灰色, 暗灰色を呈し, 厚さ数 cm～10 cm で成層し, しばしば 1 cm 以下の珪質粘土岩と有律互層をなす。チャートは, 隠微晶質な石英からなり, 一般に結晶化が進み石英の細脈も発達する(第 3.10 図 b)。

破断した砂岩泥岩互層は, 本ユニットの主要な岩相である。飯能市中居～深沢～横手にかけて分布する。単層の厚さが数 cm～数 10 cm の砂岩層が破断した砂岩泥岩互層で, 砂岩はブーディン構造にレンズ状の形態をなす(第 3.10 図 c)。また破断した砂岩泥岩互層は, 厚さ数 10 m 以下の砂岩や泥岩を伴う(第 3.10 図 d)。

砂岩は一般に塊状砂岩(第 3.10 図 e)で, 数 cm の泥岩を挟有することもある。砂岩は, 主に石英, 長石, 火山岩片, チャート岩片からなる長石質ワッケである。高畑



第 3.10 図 刈場坂ユニットの岩相及び顕微鏡写真

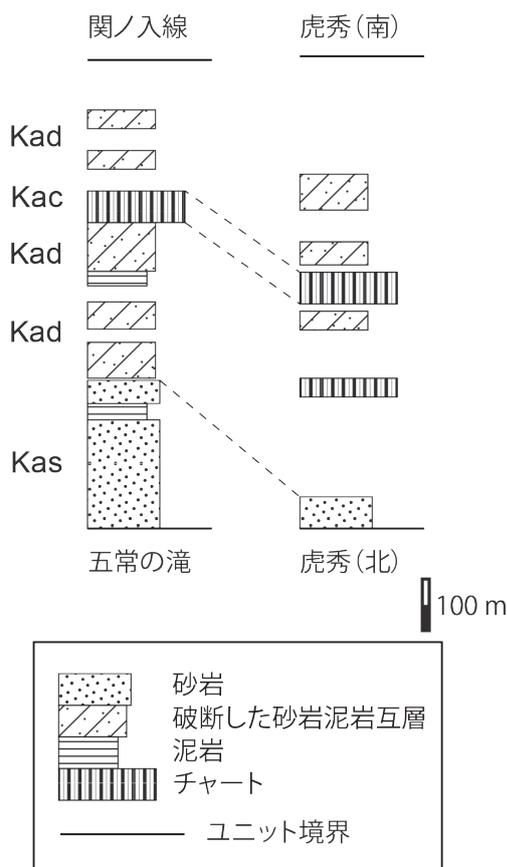
(a) チャート. 日高市横手. (b) チャートの顕微鏡写真. QV: 石英脈. 日高市横手. (c) 破断した砂岩泥岩互層. 日高市横手. (d) 泥岩. 日高市横手. (e) 塊状砂岩. 日高市横手. (f) 砂岩の顕微鏡写真. 日高市横手. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Lv: 火山岩片, Ch: チャート岩片. (b) と (f) はクロスニコルで撮影.

ユニットの砂岩に比べ、チャート岩片の含有量は少ない特徴を示す(第 3.10 図 f). 泥岩は黒色を呈し、定向配列をなす粘土鉱物と、シルト大の石英及び長石などの碎屑粒子及び炭質物からなる.

層序 本ユニットの最下部は砂岩からなり、五常の滝～虎秀にかけて、最大層厚約 400 m 以下で走向方向に良く連続して分布する(第 3.11 図). この砂岩の東端は北北東-南南西走向の高角な胴切断層により絶たれ、西端は

層厚が薄くなりながら高畑ユニットとの境界断層に収れんする. 砂岩の上位には、破断した砂岩泥岩互層が層厚 800～1,200 m 以下で重なる. 破断した砂岩泥岩互層には、層厚 50 m 以下のチャートが挟在される. 日高市横手周辺では、チャートが密に挟まれる. ユニット全体での層厚は約 1,200 m である.

地質構造 層理面は、ほぼ北西-南東走向で 50～80° で南に傾斜し、同斜構造を示す. 構造的下位の高畑ユニット



第 3.11 図 刈場坂ユニットの柱状図
柱状図作成ルートは付図 1 を参照。

とは南に約 60° 傾斜する断層により、構造的上位の花桐ユニットとは南に約 70° 傾斜する断層により接する。

産出化石 本ユニットから、産出化石の報告はない。指田ほか(1992b)は刈場坂層より、チャート及び泥岩から放散虫化石の産出を報告したが、いずれの産出地点も本報告では高畑ユニットに含まれる。

地質年代 刈場坂ユニットは、高畑ユニットと同様に、松岡ほか(1998)の上吉田ユニットに対比される(松岡, 2020)。そのため、本ユニットの構成岩類は、高畑ユニットと同年代を示すと推定される。すなわち本ユニットは、前期及び中期ペルム紀、中期～後期三畳紀、前期ジュラ紀のチャート、中期ジュラ紀中頃の泥岩から構成される(第 3.2 図)。

対比 松丸ほか(1979)の子の山層の一部、堀口・竹内(1982)の刈場坂層及び間野層、指田(1992b)の刈場坂層に対比される(第 3.3 図)。また北西隣の寄居地域の泥質混在岩ユニット(牧本・竹内, 1992)に対比される。また松岡ほか(1998)による広域対比では、上吉田ユニットに対比される。また関東山地北部の上吉田層(藤本, 1935)に対比される。後述する向斜構造及び岩相の類似性を考慮すると、刈場坂ユニットは中藤ユニットと同一ユニッ

トの可能性がある。

3.5 花桐ユニット (Hab, Hac, Had)

命名 堀口・竹内(1982)により、チャート及び玄武岩で特徴づけられる地層について、花桐層と命名された。指田(1992b)は、堀口・竹内(1982)による上久通層の一部を花桐層に含めて、花桐層を再定義した。なお上久通層は、砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、チャート及び玄武岩を伴う地層として定義されている(堀口・竹内, 1982)。本報告では、指田(1992b)を踏襲し、破断した砂岩泥岩互層及び砂岩からなり、チャート及び玄武岩の岩体を含む花桐層について、構造層序单元名にユニットを用い花桐ユニットとする。

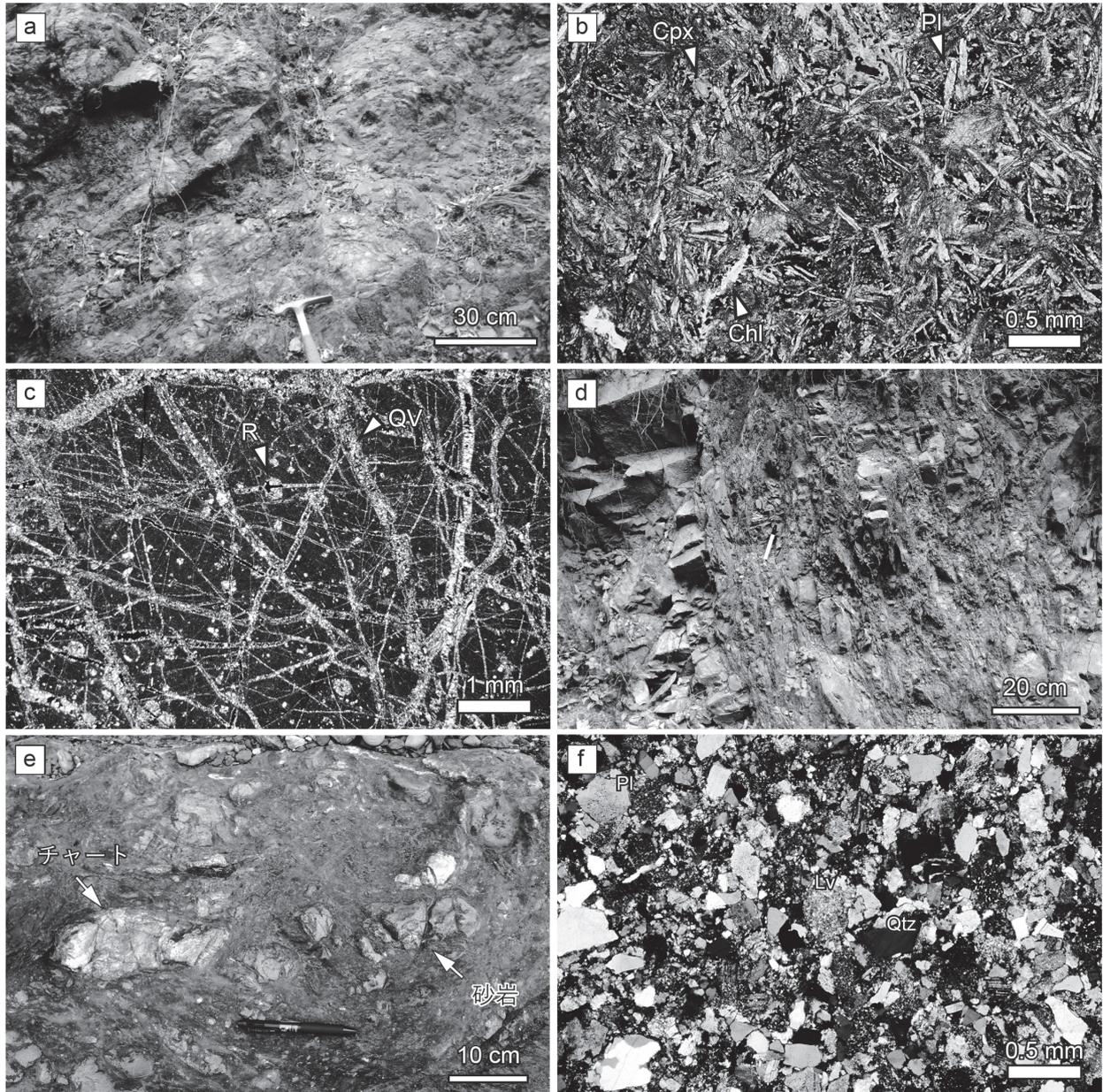
模式地・分布 西隣の飯能市花桐周辺を模式地とされた(指田, 1992b)。本地域では、飯能市吾野～小瀬戸間の林道(長尾坂野口入線)沿いを模式地とする。飯能市吾野～白子～横手の高麗川河床から、天覚山～多峯主山の稜線付近に向かう林道釜戸谷線及び大倉谷線沿いにかけて分布する。西隣は正丸峠及びその以西にも広く分布する(指田, 1992a, b)。

岩相 主に破断した砂岩泥岩互層及び砂岩(Had)からなり、玄武岩(Hab)及びチャート(Hac)の岩体を伴う。

玄武岩は、玄武岩溶岩及び玄武岩火山砕屑岩からなる。玄武岩溶岩は、赤褐色ないし緑色な塊状溶岩である(第 3.12 図 a)。無斑晶ないし半完晶質であり、主に斜長石、単斜輝石、不透明鉱物から構成され、緑泥石、緑れん石などの二次的鉱物を伴う。細粒であるが、針状の斜長石とその間を充填する単斜輝石からなる間粒状(インターグラニューラー)組織を示す玄武岩も認められる(第 3.12 図 b)。方解石により充填された発泡跡も認められる。玄武岩火山砕屑岩は、ハイアロクラストイト及び苦鉄質凝灰岩からなり、石灰岩岩片を含むことがある。

チャートは、赤色ないし灰色を呈し、珪質泥岩を挟有する層状チャート及び玄武岩近傍の塊状なチャートからなる。チャートは、隠微晶質な石英からなり、放散虫化石も観察される(第 3.12 図 c)。

破断した砂岩泥岩互層及び砂岩は、本ユニットの主要な岩相であり、高麗川河床や林道釜戸谷線、大倉谷線沿いに広く分布する。破断した砂岩泥岩互層は、単層の厚さが数 cm～数 10 cm の砂岩層が破断した砂岩泥岩互層で、砂岩はブーデン構造をなすことがある(第 3.12 図 d)。著しく破断した砂岩泥岩互層は、砂岩が岩塊として泥質基質中に取り込まれる混在岩相を示すことがある。また砂岩岩塊を含む混在岩には、チャートや苦鉄質凝灰岩の岩塊を含むことがある(第 3.12 図 e)。これら混在岩は、連続的な分布を示さず、露頭規模で小規模に分布するのみなので、地質図上では破断した砂岩泥岩互層に含めた。砂岩は、数 m～数 10 m の層厚を持つ塊状砂岩ない



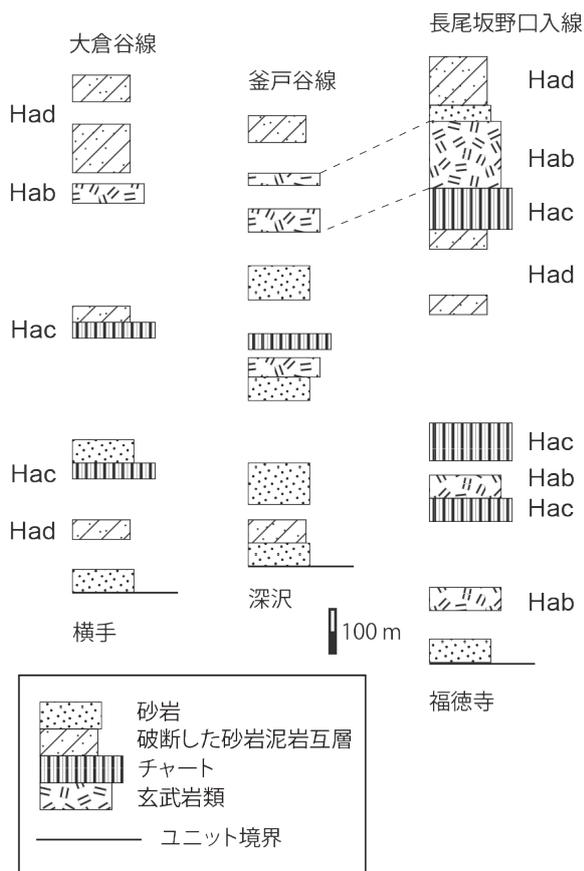
第 3.12 図 花桐ユニットの岩相及び顕微鏡写真

(a) 玄武岩溶岩. 長尾坂野口入線. (b) 玄武岩溶岩. 長尾坂野口入線. Pl: 斜長石, Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石. オープンニコル. (c) チャート. 長尾坂野口入線. QV: 石英脈, R: 放散虫化石. オープンニコル. (d) 破断した砂岩泥岩互層. 林道大倉谷線. (e) チャート岩塊を含む破断した砂岩泥岩互層. 飯能市白子の高麗川河床. (f) 砂岩. 飯能市平戸. Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Lv: 火山岩片. (b) はオープンニコル, (c) と (f) はクロスニコルで撮影.

し成層砂岩からなる. 数cm以下の泥岩を挟むこともある. 砂岩は, 石英, 長石, 火山岩片からなる長石質ワックである (第 3.12 図f). また少量のチャート及び泥質片岩の岩片を含む. 泥岩は黒色を呈し, 定向配列をなす粘土鉱物と, シルト大の石英及び長石などの碎屑粒子及び炭質物からなる. 混在岩の基質をなす泥岩には, 鱗片状劈開が発達することがある.

層序 本ユニットは破断した砂岩泥岩互層及び砂岩を主体とし, 玄武岩とチャートの岩体を伴うことを特徴とす

る (第 3.13 図). 破断した砂岩泥岩互層及び砂岩は, 数mないし数 10 m オーダーで繰り返し分布するため, 地質図上で両岩相を区別して表現することが難しい. そこで地質図上では, 両岩相を一括して, 破断した砂岩泥岩互層及び砂岩として表現した. 玄武岩は, 飯能市吾野周辺の林道沿い (長尾坂野口入線, 釜戸谷線, 大倉谷線) に層厚 50~250 m の岩体として分布する. チャートは, 平坂飛村線, 長尾坂野口入線, 釜戸谷線, 大倉谷線に層厚 50~100 m で分布する. 天覧山や多峯主山周辺で, 層厚 50 m



第3.13図 花桐ユニットの柱状図
向斜軸より北翼のみを示す。柱状図作成ルートは付図1を参照。

以下で分布する。平坂飛村線のチャート岩体は、層厚約400 mに達し、玄武岩の岩体を挟有する。本ユニットの層厚は、向斜構造をなす北翼では層厚約1,500 m、南翼では層厚650 mで北翼の方が厚い。

地質構造 層理面は概ね北西-南東走向を示す。天笠山～多峯主山の稜線よりやや北側に向斜軸があり、その北側では40～80°で南に、南側では60～70°で北に傾斜する。また飯能市平戸～白子付近ではほぼ垂直な傾斜となる。本ユニットに認められる向斜構造は、ほぼ垂直な向斜軸を持ち、軸跡は層理面の走向にほぼ一致する北西-南東方向を示し、本地域の秩父帯付加コンプレックス全体の構造に影響を及ぼす。秩父帯付加コンプレックスの中で、構造的最上位のユニットである。本ユニットの下位は、北限では南に70°傾斜する断層で刈場坂ユニット、南限では北に70°傾斜する断層で中藤ユニットと接する。

産出化石 本地域からの化石産出報告はないが、西隣の模式地周辺に分布する本ユニットからは、以下の化石産出報告がある。石灰岩及び石灰岩礫岩からは、ペルム紀のフズリナ化石が報告されている(Morikawa, 1955; 松丸ほか, 1979; 指田 1992b)、チャートより前期ペルム紀放射虫及びコノドント化石(地点4010及び4025)、三疊

紀放射虫化石(地点4004, 4007, 4012, 4024)、前期ジュラ紀放射虫化石(地点4005, 4008, 4009)が報告されている(指田, 1992a, b)。また黒色泥岩より、前期ジュラ紀前半～中頃の放射虫化石(地点4001～4003)が報告されている(指田, 1992a, b)。

地質年代 指田(1992b)に基づくと、本ユニットは、前期ペルム紀の石灰岩、前期ペルム紀、中期三疊紀、前期ジュラ紀のチャート、前期ジュラ紀後半の泥岩から構成される(第3.2図)。

対比 松丸ほか(1979)の正丸峠層、堀口・竹内(1982)の花桐層及び上久通層の一部、指田(1992b)の花桐ユニットに対比される(第3.3図)。松岡ほか(1998)による広域対比では、住居附ユニットに対比される。

3.6 中藤ユニット(Nac, Nad, Nas)

命名 指田(1992b)により、砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、チャート及び混在岩を伴う地層として、中藤層が新称された。本報告では、指田(1992b)の中藤層について、構造層序単元名としてユニットを用い中藤ユニットとする。

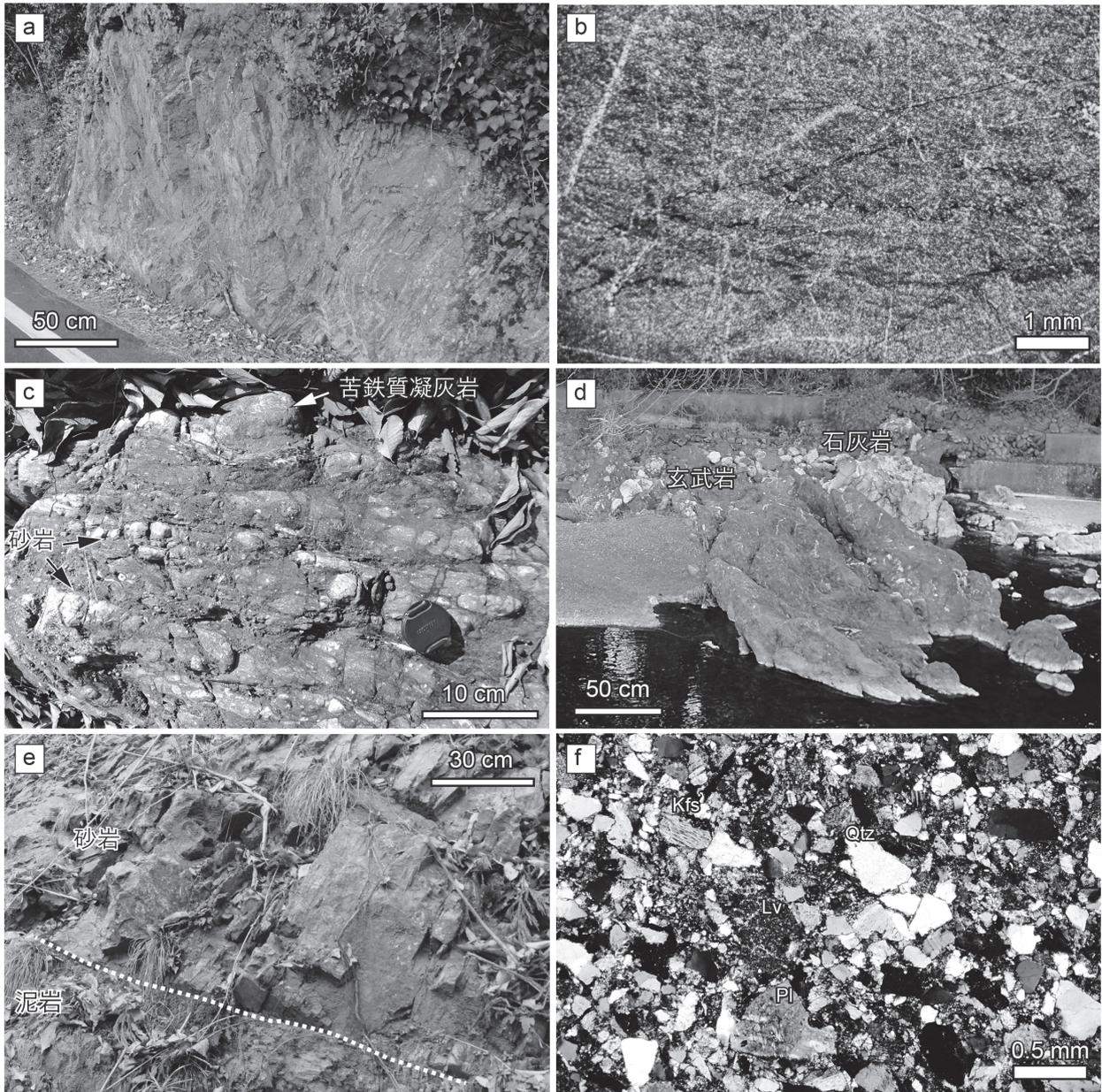
模式地・分布 西隣の中藤川上流域が模式地とされた(指田, 1992b)。本地域では、飯能市大河原の入間川周辺によく分布する。また中藤川下流及び入間川沿いに分布する。本地域では、河川沿いを除き、露出は良くない。

岩相 砂岩(Nas)及び破断した砂岩泥岩互層(Nad)からなり、チャート(Nac)岩体を伴う。

チャートは、灰色～暗灰色ないし赤色を呈し、厚さ数cm～10 cmで良く成層し、しばしば1 cm以下の珪質粘土岩と有律互層をなす(第3.14図a)。チャートは、隠微晶質な石英からなる(第3.14図b)。

破断した砂岩泥岩互層は、本ユニットの主要な岩相で、入間川流域に分布する。破断した砂岩泥岩互層は、単層の厚さが数cm～数10 cmの砂岩層が破断した砂岩泥岩互層で、砂岩はブーディン構造にレンズ状の形態をなす。著しく破断した砂岩泥岩互層は、砂岩や苦鉄質凝灰岩を岩塊として基質中に取り込み混在岩相を示すことがある(第3.14図c)。また飯能市前ヶ貫の成木川では、玄武岩と石灰岩の岩塊を含む混在岩が認められる(第3.14図d)。なお混在岩は、連続的な分布を示さず、露頭規模で小規模に分布するのみなので、地質図上では破断した砂岩泥岩互層に含めた。

砂岩は、飯能市苅生付近に分布し、礫質砂岩も認められる。また飯能市大河原の入間川沿いにも泥岩を伴い分布する(第3.14図e)。一般に塊状砂岩であるが、露出が良くなく、詳細は不明である。砂岩は、石英、長石、火山岩片からなる長石質ワッケないし長石質アレナイトであり、カリ長石を含む(第3.14図f)。泥岩は黒色を呈し、定向配列をなす粘土鉱物と、シルト大の石英及び長石な



第 3.14 図 中藤ユニットの岩相及び顕微鏡写真

(a) チャート。飯能市小岩井。(b) チャート。飯能市中藤下郷。(c) 苦鉄質凝灰岩岩塊を伴う破断した砂岩泥岩互層。飯能市小岩井。(d) 玄武岩及び石灰岩。飯能市前ヶ貫の成木川河床。(e) 砂岩及び泥岩。飯能市原市場 (f) 砂岩。飯能市久須美。パーサイト構造を示すカリ長石を含む。Qtz: 石英, Pl: 斜長石, Kfs: カリ長石, Lv: 火山岩片。(b) と (f) はクロスニコルで撮影。

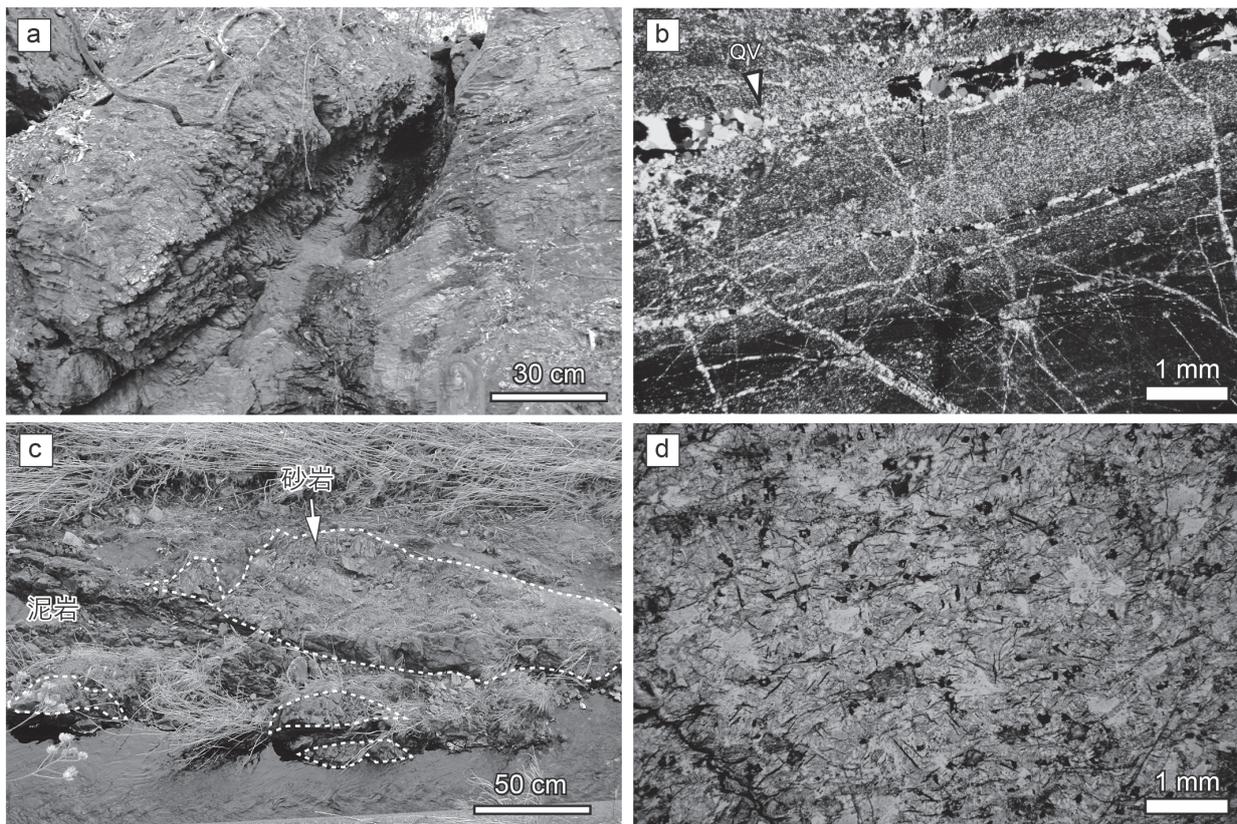
どの碎屑粒子及び炭質物からなる。

層序 露出が限られるため、岩相の層序関係は不明である。破断した砂岩泥岩互層を主体とし、走向方向に連続性の良い砂岩が層厚約 100 m ないし約 300 m で 3 層準認められる。チャートは、層厚 100~300 m の岩体として、中藤川や龍前山周辺に分布する。本ユニット全体の見かけの層厚は約 1,200 m である。

地質構造 層理面は北西-南東走向で北に 60~80° 傾斜し、同斜構造を示す。中藤川付近では、局所的に南傾斜

も認められる。構造的低位は北に約 70° 傾斜する断層により仁田山ユニットと、構造的上位は北に約 70° 傾斜する断層により花桐ユニットと接する。

産出化石 本地域では、指田 (1992b) が天覧山や多峯主山のチャート (地点 5008, 5009) より、前期ペルム紀放散虫化石を報告した。また西隣のチャートより前期ペルム紀 (地点 5010)、後期三畳紀 (地点 5007)、前期ジュラ紀 (地点 5003)、泥岩より前期ジュラ紀後半~中期ジュラ紀前半の放散虫化石が報告されている (指田, 1992a, b)。



第 3.15 図 仁田山ユニットの岩相及び顕微鏡写真

(a) チャート. 飯能市上直竹下分. (b) チャート. 飯能市下上直竹. (c) 破断した砂岩泥岩互層. 飯能市下直竹. (d) シルト岩. 飯能市上上直竹. (b) はクロスニコル, (d) はオープンニコルで撮影.

地質年代 指田 (1992b) に基づくと, 本ユニットは, 前期ペルム紀, 後期三畳紀, 前期ジュラ紀のチャート, 中期ジュラ紀前半の泥岩から構成される (第 3.2 図).

対比 松丸ほか (1979) の正丸峠層及び子の山層の一部, 堀口・竹内 (1982) の上久通層の一部, 指田 (1992b) の中藤層に対比される (第 3.3 図). 松岡ほか (1998) による広域対比では, 上吉田ユニットに対比される. 本ユニットは, 刈場坂ユニットと同一のユニットである可能性がある.

3.7 仁田山ユニット (Nic, Nid)

命名 松丸ほか (1979) は, 砂岩泥岩互層からなりチャート及び石灰岩を伴う地層として, 仁田山層を定義した. 指田 (1992b) は, 松丸ほか (1979) の仁田山層の一部を, 砂岩及び砂岩泥岩互層からなり, チャートや石灰岩を含む混在岩を伴う地層として再定義した. 本報告では, 指田 (1992b) の仁田山層について, 構造層序单元名としてユニットを用い仁田山ユニットとする.

模式地・分布 西隣の仁田山峠周辺が模式地とされた (松丸ほか, 1979). 本地域の最南西部, 飯能市上直竹下分や下直竹周辺の直竹川周辺に分布する. しかし露出が悪く, 層序関係も不明である. なお 5 万分の 1 地質図幅

青梅 (植木・酒井, 2007) によれば, 本地域の最南西端には, 主に砂岩泥岩互層と混在岩からなる成木ユニットが分布することになる. しかし本地域では, その分布範囲は非常に狭くユニット区分が行えないため, 成木ユニットの分布域も仁田山ユニットに含めた.

岩相 破断した砂岩泥岩互層 (Nid) 及びチャート岩体 (Nic) からなる. 仁田山ユニットは, 本地域の南西端部の直竹川や成木川流域に分布するが, 分布範囲も狭く, また河川工事が進み露出は極めて少ない. そのため概要のみを記す. 指田ほか (1992b) や植木・酒井 (2007) によれば, 仁田山ユニットは, 砂岩, チャート, 石灰岩, 玄武岩を含む混在岩を主体とする. しかしチャート, 石灰岩, 玄武岩を含む混在岩, 石灰岩及び玄武岩の岩体は, 本地域では未確認である.

チャートは, 飯能市上直竹下分や上畑付近に, 層厚 20m 以下で分布する (第 3.15 図 a). 灰色～暗灰色を呈する層状チャートからなる. チャートは, 隠微晶質な石英からなる (第 3.15 図 b).

破断した砂岩泥岩互層は, 本ユニットの主要な岩相である. 砂岩層は変形によりレンズ上に引き伸ばされることもある (第 3.15 図 c). 本地域では極細粒ないしシルト質な砂岩が頻繁に認められる (第 3.15 図 d). 青梅地域で

は、砂岩はカリ長石に富む長石質アレナイトと記載されている(植木・酒井, 2007). 泥岩は黒色を呈し、定向配列をなす粘土鉱物と、シルト大の石英及び長石などの碎屑粒子及び炭質物からなる.

層序 露出に限られるため、岩相の層序関係は不明である. 破断した砂岩泥岩互層を主体とし、層厚約 50 m のチャート岩体を伴う. 背斜構造に対して、北翼は最大層厚約 1000 m で南東に向かい約 250 m と薄くなる. 南翼は最大層厚約 1,500 m である. チャートは南翼に多く認められる.

地質構造 層理面のほぼ北西-南東走向で、直竹川に沿って背斜軸が認められる. 背斜軸の北側では北に 50~70°, 南側では南に 40~80° 傾斜する. 構造的低位は南隣の青梅地域で成木ユニットと、構造的上位は 70° で北に傾斜する断層により中藤ユニットと接する.

産出化石 本地域からの化石産出の報告はない. 西隣の仁田山峠付近で、石灰岩より中期ペルム紀のフズリナ化石の産出報告がある(Morikawa, 1955; 松丸ほか, 1979). また指田(1992b)により、チャートよりペルム紀~前期ジュラ紀の放射虫化石(地点 6003~6007), 泥岩より中期ジュラ紀中頃の放射虫化石(地点 6001, 6002)が報告されている.

地質年代 指田(1992b)に基づくと、本ユニットは、中期ペルム紀の石灰岩、前期ペルム紀、中期~後期三疊紀、前期ジュラ紀のチャート、中期ジュラ紀中頃の泥岩から構成される(第 3.2 図).

対比 松丸ほか(1979)の仁田山層の一部、指田(1992b)の仁田山層に対比される(第 3.3 図). 松岡ほか(1998)は、仁田山層を遊子川ユニット及び上吉田ユニットに対比した. 本地域の仁田山ユニットは、遊子川ユニットのみに対比される.

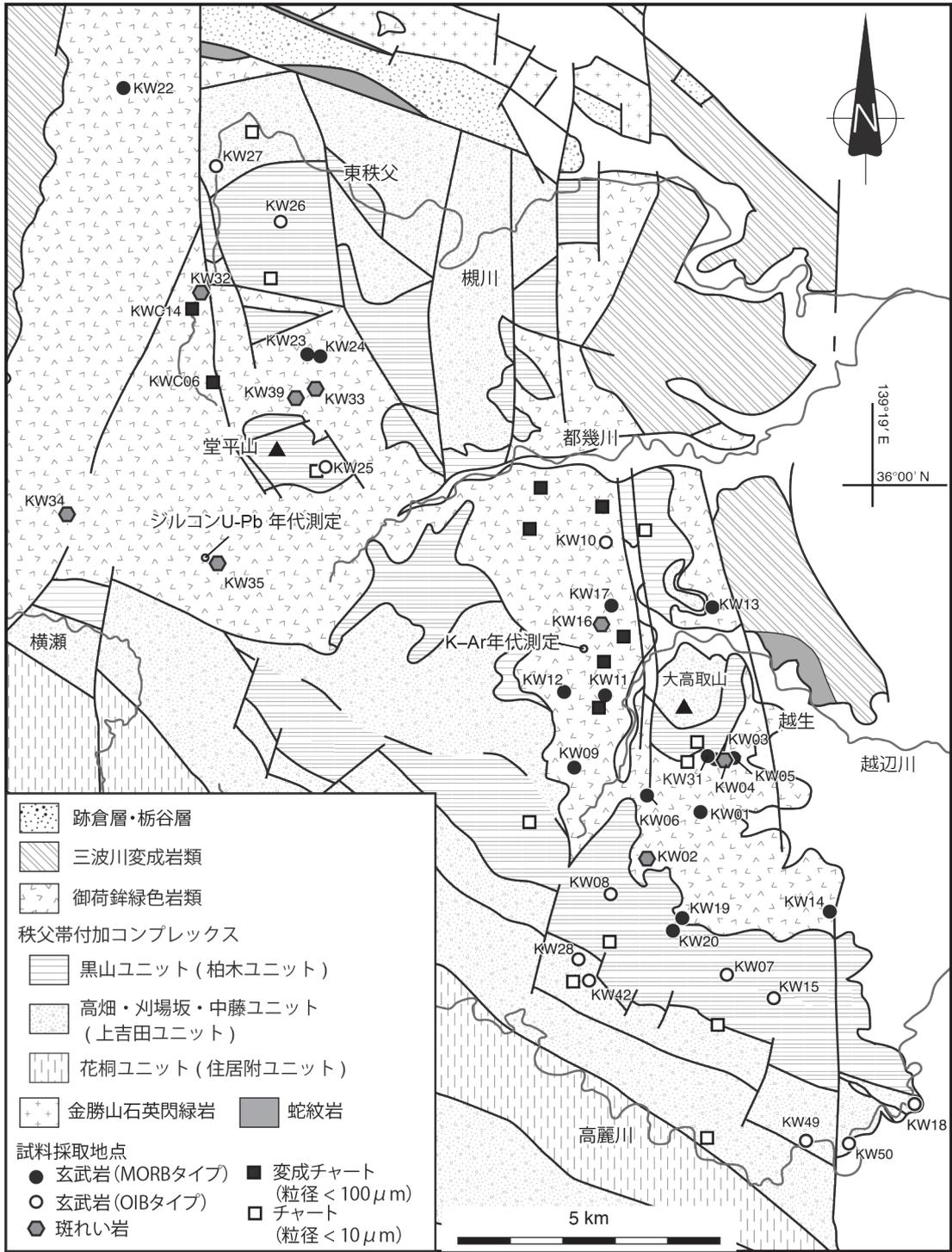
3.8 黒山ユニットと御荷鉾緑色岩類の区分と関係

秩父帯付加コンプレックスの黒山ユニットは、構造的低位の御荷鉾^{かりこめ}緑色岩類と、低角な断層により接する. この断層は、刈米-黒山線と名付けられている(Fujimoto, 1936). 本報告では、この断層を刈米-黒山断層と呼ぶ. また須藤・松丸(1973)による大高取山クリッペ・越生クリッペの基底断層も刈米-黒山断層に相当する. なお関東山地北部では、秩父帯付加コンプレックスと御荷鉾緑色岩類の境界断層は、御荷鉾断層と呼ばれている(埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会, 1995). 関東山地東部の秩父帯付加コンプレックスと御荷鉾緑色岩類は、ともに後期白亜紀の三波川変成作用を受けているため(牧本・竹内, 1992), 刈米-黒山断層は後期白亜紀以前に活動したといえる.

越生町黒山や毛呂山町阿諏訪奥の獅子ヶ滝付近、毛呂山町大谷木周辺では、秩父帯付加コンプレックスと御荷

鉾緑色岩類の間に、ほぼ北西-南東走向で南に約 45° 傾斜した刈米-黒山断層が推定される. この刈米-黒山断層は、Hisada(1989)により越生町黒山北方で確認されており、岩相分布により 45° 以下の傾斜であるとされている. 大高取山周辺や金比羅山周辺では、ほぼ東西走向で北に 20~30° 傾斜している. 大高取山の秩父帯付加コンプレックスでは向斜構造も推定され、越生町津久根周辺で刈米-黒山断層は北傾斜となる. 数ヶ所で断層露頭の報告があり、現在でも越生中学校の校庭、越生町津久根の岩清水観音堂裏の崖などで、断層露頭が観察できる(須藤・松丸, 1973; 越生町教育委員会, 2008). これらの露頭では、上盤が西側に移動するセンスが確認されている(川島・高木, 2015, 2017).

刈米-黒山断層上盤の黒山ユニットは、主にチャート及び玄武岩からなり、御荷鉾緑色岩類の岩相と類似する. また黒山ユニットと御荷鉾緑色岩類は、同様の緑泥石帯(パンベリー石-アクチノ閃石相)の変成作用を受けているため(牧本・竹内, 1992), 両地質体の区分は難しい. 本報告では、玄武岩の全岩化学組成及びチャートの石英粒径から、両地質体を区分した(第 3.16 図). Tominaga and Hara(2021)によれば、関東山地の柏木ユニット(本地域の黒山ユニット)の玄武岩は、海洋島玄武岩(OIB: Ocean Island Basalt)と海嶺玄武岩(MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt)の特徴を、御荷鉾緑色岩類の玄武岩は MORB の特徴を示すことが指摘されている. 本地域及び周辺地域に限れば、黒山(柏木)ユニットの玄武岩化学組成は、1 試料(KW20)を除き、すべて OIB の特徴を示す(第 3.17 図). 一方、御荷鉾緑色岩類の玄武岩は 1 試料(KW10)を除き、すべて MORB に相当する化学組成を示す(第 3.17 図). そのため両者では、玄武岩の化学組成に違いがみられる. チャート中の石英粒径については、褶曲の影響のないチャート単層を採取し、その X-Y 面(層理面)上での石英粒子サイズを検討した. 一般に、チャート層理面に垂直な XZ 面では層理面に平行な片理の形成に伴い、石英が扁平していることが多い. 一方、層理面に沿った X-Y 面では、石英は扁平していることもあるが、変形を受けずに等粒状の形状をなすことが多いためである. 第 3.18 図に、黒山ユニットと御荷鉾緑色岩類中のチャートの X-Y 面の薄片を示す. 黒山ユニットのチャートは、約 10 μm 以下の微晶質な石英からなる. 一方、御荷鉾緑色岩類中のチャートは、約 100 μm 以下の微晶質な石英からなる変成チャートである. そのため両者には、石英の粒径に大きな違いが認められる. Hara *et al.* (2021) は、後方散乱電子回折(EBSD: Electron Backscatter Diffraction)を用いて、石英の粒径分布を調べた. 石英の平均粒径を二乗平均平方根により示し、黒山ユニットでは 3.5~9.1 μm , 御荷鉾緑色岩類では 9.5~12.9 μm であり、チャート中の石英粒径は黒山ユニットより御荷鉾緑色岩類の方が明瞭に大きいことを示した. 以上の様に本報告では、玄



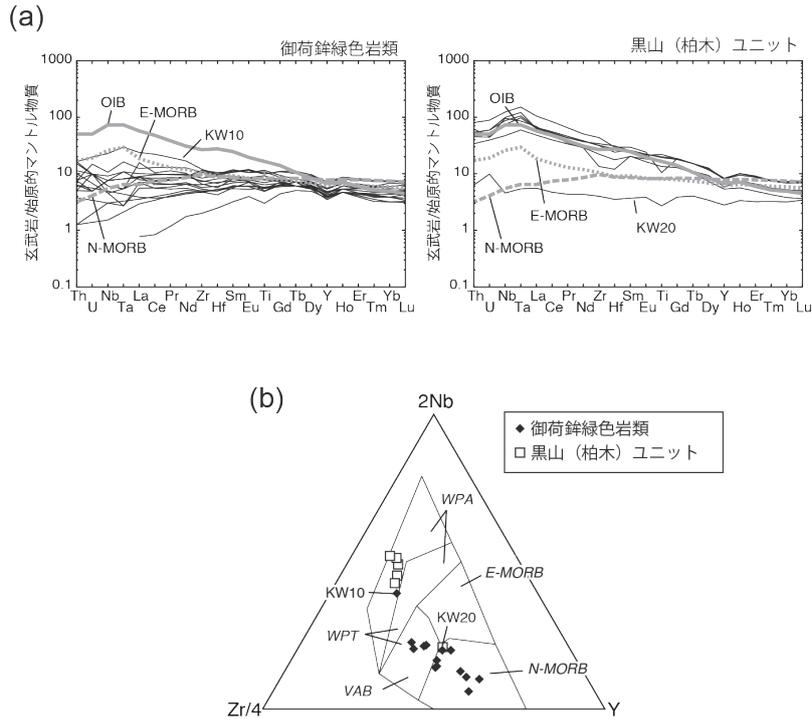
第 3.16 図 黒山ユニット及び御荷鉾緑色岩類における玄武岩及びチャートの試料採取地点
Tominaga and Hara (2021) を改変。

玄武岩の化学組成，チャートの薄片観察，石英粒径の検討により，黒山ユニットと御荷鉾緑色岩類とが区分できることを示した。

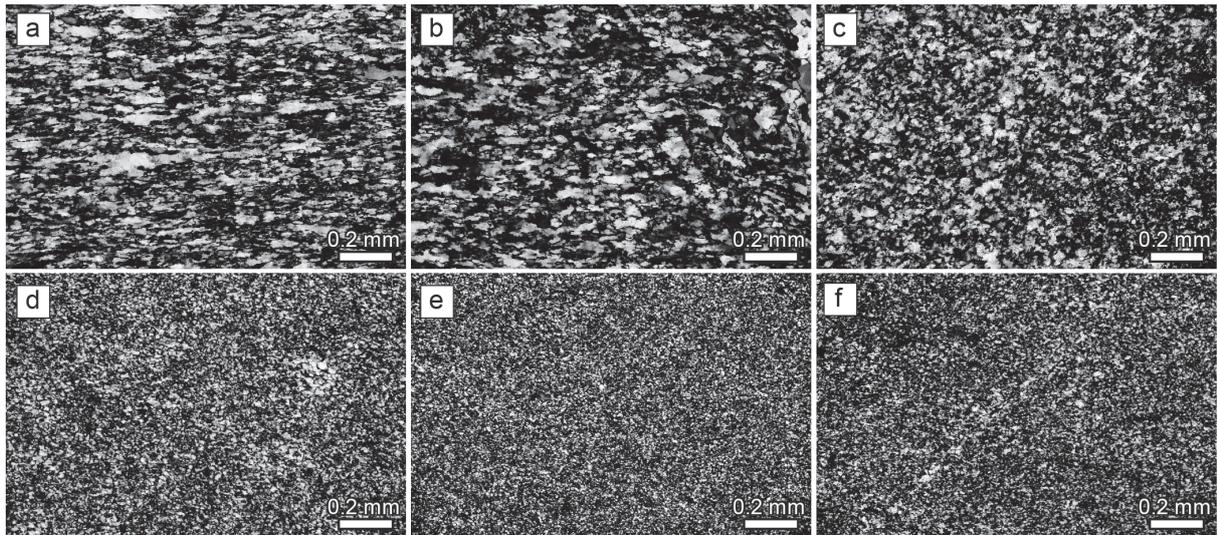
越生町堂山付近に分布するチャートは，御荷鉾緑色岩類に衝上する秩父帯付加コンプレックスのチャートとされ，堂山クリッペと呼ばれていた（須藤・松丸，1973）。しかしこのチャートは，堂山の中腹から山入川で，西に低角度に傾斜して分布し，地形的にクリッペを構成していない。さらにチャートは，再結晶化した微晶質な石英から構成され（第3.18図b），御荷鉾帯緑色岩類中の変成チャートの特徴を示す。また柳・高木（2010）及び柳ほか（2011）は山入川で，堂山クリッペの基底をなす断層が確認できないこと，さらに玄武岩とチャートの互層が認められることを報告した。そのため本報告では，堂山クリッペを否定し，堂山や山入川に分布する変成チャートを御荷鉾緑色岩類に帰属させた。このような御荷鉾緑色岩類の構造的上位に位置する秩父帯付加コンプレックスとされるチャート（クリッペ）が，数多く示されている（埼玉県地質図編纂委員会，1999；越生町教育委員会，2008）。しかし御荷鉾緑色岩類中にもチャート岩体は多く存在するため，チャートの帰属については，石英粒径などから再検討を行う必要がある。

大高取山南麓^{かつらぎ かんのん}の桂木観音周辺に分布する黒山ユニットのチャート（第3.5図f）の構造的下位に，同ユニットの多色頁岩（第3.5図g）及びチャート（第3.18図f）が^{こくう}虚空蔵尊^{ぞうぞん}周辺で広く分布する。この多色頁岩の南東側には，御荷鉾緑色岩類に特徴的な角閃石を含むMORBタイプの玄武岩，ドレライト及び斑れい岩が分布する（第3.16図）。また多色頁岩の西側，桂木観音周辺のチャートの東側にも，黒山ユニットに挟まれ御荷鉾緑色岩類が分布する。これは，御荷鉾緑色岩類と黒山ユニットは低角な断層で接すること，かつ背斜構造の存在により，構造的下位の御荷鉾緑色岩類が断層に挟まれフェンスター状に露出しているためである。また虚空蔵尊西方の沢沿いには，地形的高所からもたらされた御荷鉾緑色岩類の転石や地すべり堆積物が多く認められる。

秩父帯付加コンプレックスの黒山（柏木）ユニットと御荷鉾緑色岩類は，その岩相・形成年代・地質構造に類似性を示すことから，両地質体の形成過程には一連のテクトニクスが関与していると考えられている（Endo and Wallis, 2017；Tominaga and Hara, 2021）。一方，本地域に限れば，両地質体の中で，玄武岩の化学組成とチャート中の石英粒径の違いが認められ，これらにより両地質体の区分が可能である。



第 3.17 図 黒山ユニット及び御荷鉾緑色岩類の玄武岩全岩化学組成
 (a) 始原的マントル物質で平均化した玄武岩のスパイダーダイアグラム。始原的マントル物質は McDonough and Sun (1995), 海洋島玄武岩 (OIB, ocean island basalt) は Sun and McDonough (1989), Nタイプ及びEタイプ海嶺玄武岩 (N- and E-MORB, N- and E-type mid-ocean ridge basalt) は Gale *et al.* (2013) のデータに基づく。 (b) 2Nb-Zr/4-Yダイアグラム (Meschede, 1986)。WPT: プレート内ソレライト (within-plate tholeiite), WPA: プレート内アルカリ玄武岩 (within-plate alkaline basalt), VAB: 火山弧玄武岩 (volcanic arc basalt)。Tominaga and Hara (2021) より本地域及び周辺地域のデータのみを抜粋した。



第 3.18 図 黒山ユニット及び御荷鉾緑色岩類におけるチャートの顕微鏡写真
 (a) 変成チャート。弓立山北麓. (b) 変成チャート。越生町小杉の麦原川河床. (c) 変成チャート。越生町堂山. (d) チャート。雷電神社. (e) チャート。越生町黒山. (f) チャート。虚空蔵尊西. (a-c): 御荷鉾緑色岩類. (d-f): 黒山ユニット。すべてクロスニコルで撮影。

第4章 御荷銻緑色岩類及び三波川変成岩類, 超苦鉄質岩

(原 英俊)

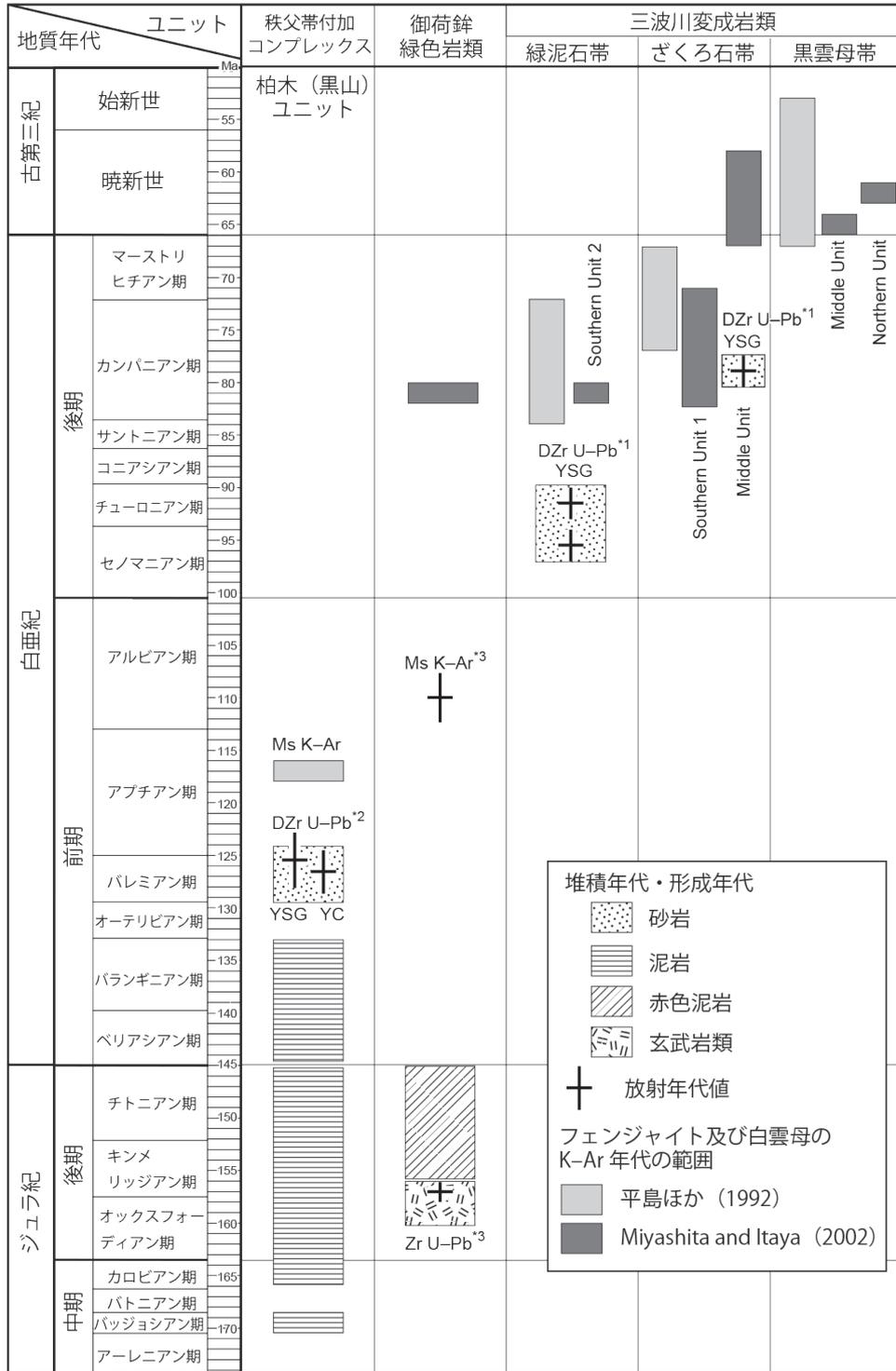
4.1 研究史及び概要

御荷銻緑色岩類及び三波川変成岩類は、北西隣の5万分の1地質図幅寄居(牧本・竹内, 1992)で示されている。牧本・竹内(1992)は、御荷銻緑色岩類と三波川変成岩類はともに三波川帯に属するとし、構造層序単元としてユニットを与え、それぞれ御荷銻ユニット及び三波川ユニットと命名した。一方、遠藤・横山(2019)は四国中央部の本山地域において、御荷銻緑色岩類について、主に苦鉄質岩～超苦鉄質岩からなり、前期白亜紀の高圧型変成作用を受けた地質体として御荷銻帯高圧型変成コンプレックスと呼んだ。また変成作用及び地質構造が調和することから、御荷銻帯高圧型変成コンプレックスに従来秩父帯付加コンプレックスとして扱われていた柏木ユニット(松岡ほか, 1998, 本報告の黒山ユニット)を含めた。また三波川変成岩類は、海洋地殻ないし遠洋性堆積物と海溝充填堆積物が、主に後期白亜紀の高圧変成作用(三波川変成作用)を受け変成岩となった地質体とされ、三波川変成コンプレックス(脇田ほか, 2007)、三波川帯高圧型変成コンプレックスと呼ばれている(遠藤・横山, 2019)。この様に、御荷銻と三波川の地理的名称は、異なる地質系統である「帯」、「岩類」、「ユニット」、「コンプレックス」に用いられ混乱を生じている。本報告では、第2章の地質概説で記した通り、御荷銻緑色岩類と三波川変成岩類の地質体としての名称をそのまま用い、地帯区分を行わない。これら御荷銻緑色岩類と三波川変成岩類の地質概略図は秩父帯付加コンプレックスと合わせ第3.1図に、地質総括図は第4.1図に示す。また第4.1図には、関東山地北部での研究も編纂し示した。

御荷銻緑色岩類は、主に苦鉄質～超苦鉄質岩類からなり、三波川変成岩類と秩父帯付加コンプレックスの間に、関東山地から九州東端部にかけて分布する。御荷銻緑色岩類は、群馬県藤岡市及び神流町の御荷銻山周辺を模式地とし、御荷銻系(Koto, 1988)が提唱され、その後御荷銻層(矢部, 1920a)・御荷銻帯(小島, 1950)と呼ばれた。鈴木(1964)は、地質系統名称が複数使用され混乱していたため、苦鉄質～超苦鉄質岩体を総称し、御荷銻緑色岩類と呼ぶことを提唱した。また、Seki(1958)やMiyashiro and Banno(1958)は、変成岩岩石学的研究により、御荷銻緑色岩類は三波川変成作用を受けた苦鉄質火成岩類であるとした。その後、御荷銻緑色岩類の研究は、四国や紀伊半島で進んだ。Ernst(1972)や鈴木(1972)は

岩相組み合わせに基づき、御荷銻緑色岩類の起源は、沈み込んだ海洋地殻ないしオフィオライトであるとした。小澤ほか(1999)は、地球化学的特徴から玄武岩を3タイプの岩石群に分類し、さらに御荷銻緑色岩類の火成活動は下部マントルより上昇するスーパープリュームとの関係を示唆した。またOzawa *et al.*(1997)は、関東山地北部の蛇紋岩中のピクライト質玄武岩より 199 ± 10 Maの角閃石K-Ar年代を得て、御荷銻緑色岩類の火成活動の時期を前期ジュラ紀とした。一方、最近の見解では、御荷銻緑色岩類に含まれるチャートゼノリス中の放射虫化石(Sakakibara *et al.*, 1993)やピクライト質玄武岩の角閃石K-Ar年代(小澤ほか, 1997)、さらに斑れい岩及び玄武岩、また斑れい岩に伴う斜長岩のジルコンU-Pb年代(遠藤・横山, 2019; Sawada *et al.*, 2019; Tominaga and Hara, 2021)により、御荷銻緑色岩類の火成活動の時期は後期ジュラ紀とされている。

関東山地東部における御荷銻緑色岩類の研究は、朱雀(1941)により槻川沿いにて行われ、岩相分布などが示された。また槻川沿いや越生町周辺及び西隣の堂平山付近の玄武岩中より、ローソン石(関, 1957)、パンペリー石(関・横山, 1957)、アルカリ角閃石(関, 1958)、アクチノ閃石(関, 1959)を報告し、御荷銻緑色岩類の変成作用が藍閃変成作用に達するとした(Seki, 1958)。安戸研究グループ(1974, 1982)は、北隣の小川町赤木南方の御荷銻緑色岩類において、水中自破砕溶岩を記載し赤木層群と命名した。矢島ほか(1984)は、西隣の堂平山西方の御荷銻緑色岩類を丸山累層と名付け、下位の三波川変成岩類と上位の秩父帯付加コンプレックスとは整合関係にあるとした。牧本(1987)は、都幾川沿いの御荷銻緑色岩類より、鉄に富む堆積岩を報告した。舟越・橋本(1991)は、越生町に分布する御荷銻緑色岩類より、玄武岩の残留単斜輝石の地球化学的検討を行い、 Cr_2O_3 に富むことを明らかにした。松岡(2008)は、ときがわ町日影の御荷銻緑色岩類の最上位に位置する赤色泥岩より、後期ジュラ紀の放射虫化石を報告した。Ichiyama *et al.*(2014)は、都幾川上流に分布する玄武岩の地球化学的検討より、御荷銻緑色岩類は大規模火成岩岩石区(Large igneous provenances: LIPs)の活動で形成されたとし、シャツキー海台の一部に対比できることを指摘した。また御荷銻緑色岩類は、太平洋-イザナギ-フェラロプレートの海嶺三重点ないしその近傍で形成されたことが指摘されている(Kimura *et al.*, 1994; Sawada *et al.*, 2019)。Tominaga and



第 4.1 図 御荷鉢緑色岩類及び三波川変成岩類の地質総括図

本地域には、緑泥石帯に属する三波川変成岩類が分布する。関東山地北部で得られたフェンジャイト K-Ar 年代 (平島ほか 1992, Miyashita and Itaya, 2002), 碎屑性ジルコン年代 (Tsutsumi *et al.*, 2009) を合わせて示した。関東山地北部での三波川変成岩類の Northern, Middle, Southern unit の区分は, Miyashita and Itaya (2002) による。また秩父帯付加コンプレックスの柏木ユニット (本報告の黒山ユニットに対比) も合わせて示した。*1: Tsutsumi *et al.* (2009), *2: 富永ほか (2019), *3: Tominaga and Hara (2021)。Ms K-Ar: 白雲母 K-Ar 年代, D: 碎屑性, Zr U-Pb: ジルコン U-Pb 年代, YSG: 最若粒子年代, YC: 最若クラスター年代。放射年代値の縦線の長さは誤差の範囲を示す。

Hara (2021) は、関東山地の御荷鉾緑色岩類と秩父帯付加コンプレックス(柏木ユニット)の玄武岩化学組成の検討を行い、御荷鉾緑色岩類は中央海嶺玄武岩、柏木ユニットは海洋島玄武岩及び中央海嶺玄武岩の特徴に一致することを示した。また両地質体の海洋プレート層序を復元し、両者は密接な関係があることから、御荷鉾緑色岩類の形成は、海嶺三重点付近で起きたのではなく、パンサラサ(古太平洋)の中心部に噴出した大規模火成岩岩石区の活動であると結論づけ、その古地理とプレートテクトニクスの変遷を復元した。

三波川変成岩類は、海洋地殻ないし遠洋性堆積物と海溝充填堆積物が、主に後期白亜紀の高圧型の変成作用(三波川変成作用)を受けて形成された変成岩類である。群馬県藤岡市の三波川流域を模式地とし、三波川結晶片岩類と定義され(Koto, 1888)、三波川層(矢部, 1920a)、三波川変成岩類(関, 1959)とも呼ばれた。四国などの最近の研究では、三波川変成コンプレックス(脇田ほか, 2007)や三波川帯高圧型変成コンプレックス(遠藤・横山, 2019)と呼ばれる。関東山地における三波川変成岩類の研究は、模式地である三波川周辺や長瀨町周辺で検討が進んでいる。変成岩岩石学的検討は、Toriumi (1975)によって三波川流域周辺で行われ、緑泥石帯・ざくろ石帯・黒雲母帯の変成作用が区分された。長瀨町周辺においても田中・福田(1974)や徳田(1986)らによって、三波川変成岩類の変成分帯が明らかにされた。橋本ほか(1992)は、炭質物の石墨化度などの検討により、変成分帯と地質構造の関係を明らかにした。また放射年代値として、後期白亜紀を示すフェンジャイトK-Ar年代(84~53 Ma)が得られている(植田ほか, 1977; 平島ほか, 1992; Miyashita and Itaya, 2002)。フェンジャイトK-Ar年代は、緑泥石帯から黒雲母帯へ変成作用が強くなるに従い、その年代が若くなる傾向が示されている(Miyashita and Itaya, 2002)。そして最近では、碎屑性ジルコンU-Pb年代の検討により、緑泥石帯及びざくろ石帯の砂質片岩の原岩年代が後期白亜紀を示すことが明らかにされている(Tsutsumi *et al.*, 2009)。緑泥石帯では 95.3 ± 1.5 Maと 91.4 ± 1.4 Ma、ざくろ石帯では 78.8 ± 1.3 Maの最若粒子年代が得られており、ざくろ石帯の方が若い年代を示す(Tsutsumi *et al.*, 2009)。北隣の嵐山渓谷にはざくろ石帯に属する三波川変成岩類が分布する(嵐山町博物館三波川帯グループ, 2004)。嵐山渓谷周辺の三波川変成岩類では、ラマン分光計による炭質物の結晶化度測定によって変成温度が求められ、ざくろ石の出現温度が $380 \sim 415$ °Cと見積もられている(横尾・松岡, 2017)。Hara *et al.* (2021)は、北西隣の寄居地域の三沢川や荒川周辺において、炭質物ラマン分光計を用いて、緑泥石帯で 358 と 368 °C、ざくろ石帯で 387 °Cの温度条件を推定した。

4.2 御荷鉾緑色岩類 (Mb, MI, Mc)

命名 御荷鉾緑色岩類は、三波川変成岩類と秩父帯付加コンプレックスの間に分布する苦鉄質~超苦鉄質岩からなる地質体として、鈴木(1964)によって命名された。牧本・竹内(1992)は北西隣の寄居地域において、御荷鉾ユニットと呼んだ。また御荷鉾ユニットは下部と上部に分けられ、下部は主に泥質片岩からなり変成玄武岩を含む地質体、上部は主に変成玄武岩からなる地質体とされた(牧本・竹内, 1992)。徳田・原(1979)及び徳田(1986)によれば、御荷鉾ユニット下部は、御荷鉾緑色岩類と三波川変成岩類が接合した際に、御荷鉾緑色岩類の下部に発達した断層剪断帯(テクトニックメランジュ)と解釈されている。

模式地・分布 本地域での模式地は、御荷鉾緑色岩類とチャートが分布する山入川河床とする。本地域北西部、ときがわ町桃木・大附、越生町上谷・小杉・大満、毛呂山町桂木・滝ノ入に広く分布する。また毛呂山町の出雲伊波比神社付近にも分布する。ときがわ町の弓立山や越生町堂山などで、チャートが御荷鉾緑色岩類に挟有する岩体として分布する。また毛呂山町阿諏訪で、結晶質石灰岩がわずかに分布する。本地域では、牧本・竹内(1992)による御荷鉾ユニット上部のみが分布する。

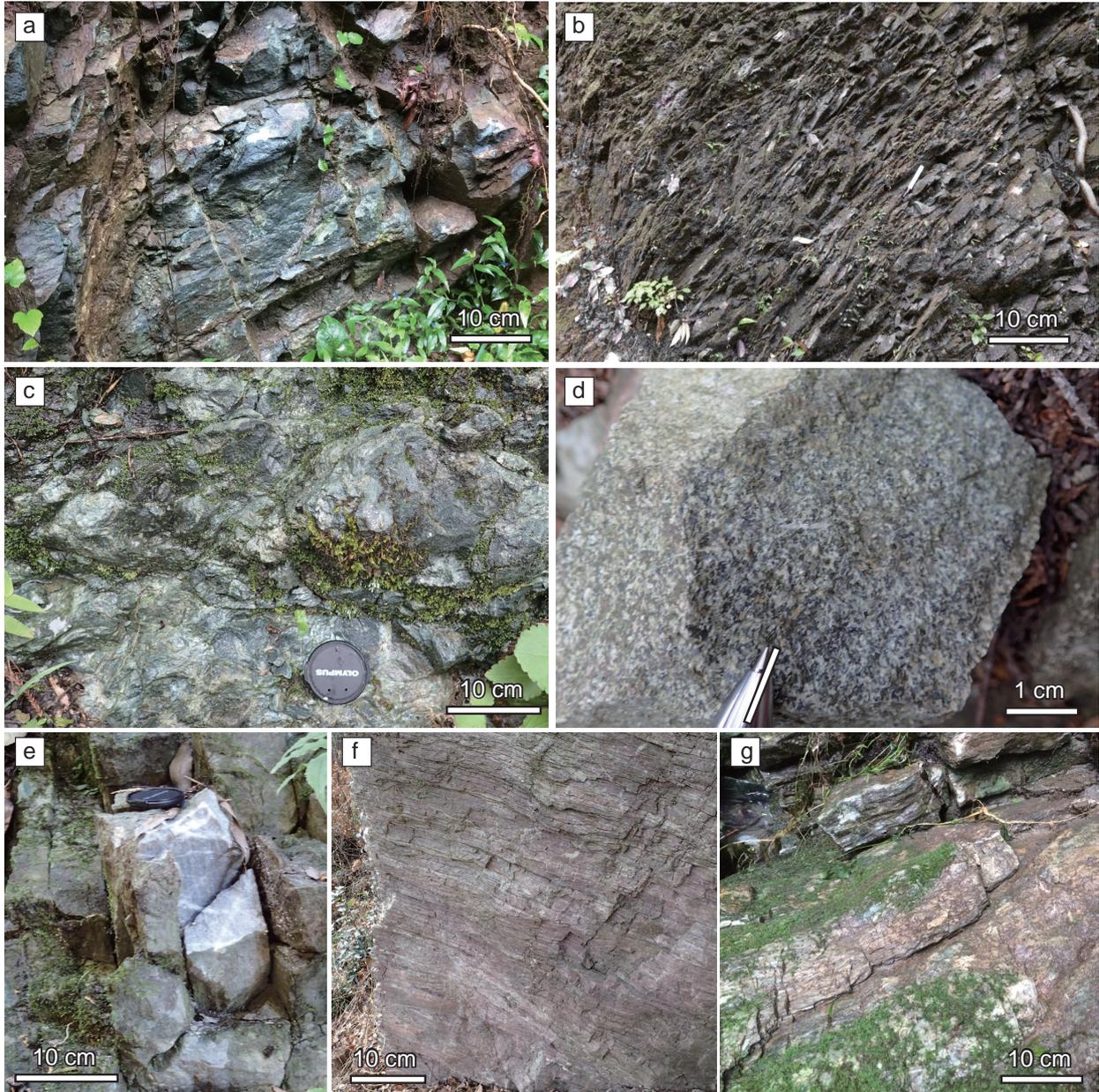
岩相 主に変成玄武岩・変成ドレライト・変成斑れい岩(Mb)と、変成チャート(Mc)の岩体からなる。まれに結晶質石灰岩(MI)の岩体を伴う。

変成玄武岩は、変成玄武岩溶岩・変成玄武岩火山碎屑岩からなる。変成玄武岩・変成ドレライト・変成斑れい岩は、露頭ないし岩石標本で識別が可能であるが、お互いの関係について未確認であるため、地質図では一括して示した。

変成玄武岩溶岩は、塊状ないし片状を呈する。変成玄武岩に伴って、単斜輝石の斑晶を含む変成ドレライトも認められる。塊状な変成玄武岩溶岩は、暗緑色~緑色を呈し片理はほとんど発達しない(第4.2図a)。針状ないし短冊状の斜長石と、無斑晶質ないし単斜輝石に富む完晶質な玄武岩である(第4.3図a)。発泡跡も認められ、発泡の充填物は、一般に緑泥石で置換されている。片状な変成玄武岩は、緑色~暗緑色を呈し片理の発達が顕著で、一般に構成鉱物は細粒である(第4.3図b)。片理に沿って、主に緑泥石ないしアクチノ閃石が定向配列をなし、単斜輝石や緑れん石も認められる(第4.3図b)。

変成玄武岩火山碎屑岩は、苦鉄質凝灰岩及び玄武岩岩片を含む碎屑岩からなり、一般に片理が発達する(第4.3図c)。水冷自破砕されたガラス質なハイアロクラスタイトや火山角礫岩(第4.2図c)を伴うことがある。西隣の堂平山周辺では苦鉄質な火山角礫岩の報告(安戸研究グループ, 1982)があるが、本地域では未確認である。

変成斑れい岩は、本地域では地質図で示せる規模では



第 4.2 図 御荷鉾緑色岩類の岩相

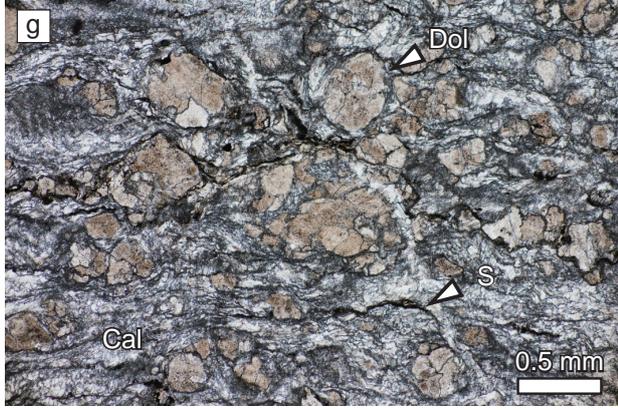
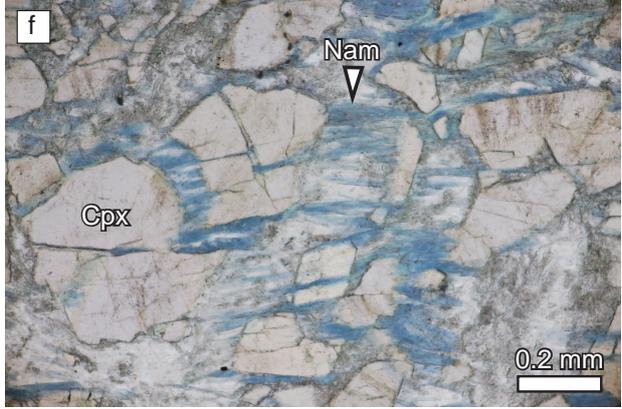
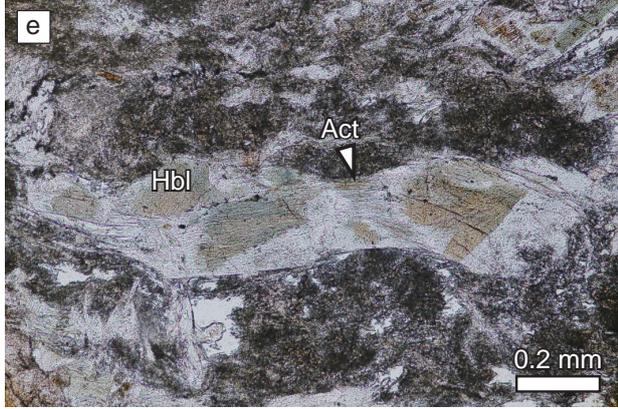
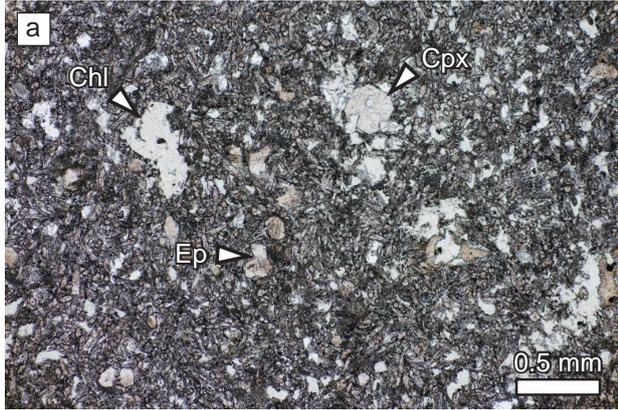
(a) 塊状変成玄武岩. 越生町芹ヶ沢. (b) 片状変成玄武岩. 越生町堂山. (c) 変成玄武岩火山碎屑岩. 虚空蔵尊南. (d) 変成斑れい岩. 北西隣笠山の南東. (e) 結晶質石灰岩. 毛呂山町阿諏訪 (f) 層状変成チャート. 弓立山. (g) 塊状変成チャート. 越生町堂山.

認められなかった。北隣の寄居地域内、笠山南東に大きな岩体が認められている(第 4.2 図 d, 牧本・竹内, 1992)。変成斑れい岩は、斜長石と単斜輝石からなり、普通角閃石を伴うことを特徴とする(第 4.3 図 d)。斜長石は、著しくソーシユライト化を受けて、セリサイトとなっていることもある。また斜長石が濃集した優白質斑れい岩や斜長岩が付随することがある。

これら変成玄武岩・変成ドレライト・変成斑れい岩には、変成鉱物として、主に緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石、アルカリ角閃石、パンペリー石が形成されている

(第 4.3 図 e, f)。アルカリ角閃石は、単斜輝石や角閃石の割れ目に沿って産出することが多い。

結晶質石灰岩は、方解石が再結晶化した白色な石灰岩で、毛呂山町阿諏訪で幅 5 m の岩体として分布する。片理が発達し、幅約 10 cm で板状に割れる(第 4.2 図 e)。径 0.5 mm 以下の等粒状の苦灰石(ドロマイト)粒子と片理が発達する微細な方解石からなる(第 4.3 図 g)。微細な方解石中には、圧力溶解が進み黒色不透明なスタイロライトも認められる。なお Hisada (1989) は、阿諏訪に分布する石灰岩岩体を秩父帯付加コンプレックスに帰属した。



しかし、方解石の粒径が黒山ユニットの石灰岩に比べ大きいこと(第3.5図e, 第4.3図g), この石灰岩の構造的上位に分布する玄武岩の全岩化学組成は、御荷鉢緑色岩類の特徴を示す(Tominaga and Hara, 2021)ことから、本報告では御荷鉢緑色岩類中の石灰岩岩体として扱う。

変成チャートは、幅数mないし数10mの幅を持ち、変成玄武岩に挟有する岩体として分布する。層序チャートであるが、チャートの単層の間に珪質粘土岩を伴わない(第4.2図f)。再結晶化が進み、塊状チャートとなることもある(第4.2図g)。変成チャートは、再結晶化した微晶質な石英からなり、弱い片理を示す(第4.3図h)。再結晶化した石英の粒径は、秩父帯付加コンプレックスのチャートより粗く約0.1mm前後である(第3.18図a-c, 第4.3図h)。弓立山、麦原川河床などで、幅20m以下で分布する。越生町堂山付近では、本地域では最大な約500mの幅を持つチャートが分布する。このチャートは、堂山クリッペ(須藤・松丸, 1973)として秩父帯付加コンプレックスに対比されたチャートであるが、本報告では第3章の第8節で述べた様に石英の再結晶化が進んでいるため(第3.18図c)、御荷鉢緑色岩類を構成するチャートとした。

地質構造 変成玄武岩の片理面は、構造的上位に位置する秩父帯付加コンプレックスの走向傾斜と概ね調和的である。御荷鉢緑色岩類分布域の北方、ときがわ町大附や弓立山、越生町成瀬では、片理面は、北西-南東ないし西北西-東南東走向で北東に中角~高角度で傾斜する。一方、分布域南方の越生町大満・黒山、毛呂山町滝ノ入南西・阿諏訪周辺では、北西-南東ないし西北西-東南東走向で、南西に中角~高角度で傾斜する。両地域の間、越生町堂山や毛呂山町滝ノ入北東では、片理面が南北や北北東-南南西ないし北東-南西走向を示し、走向が乱れる。この領域は、大高取山周辺で認められる秩父帯付加コンプレックスの背斜・向斜構造の軸部の位置に相当し、複雑な褶曲構造を示している可能性がある。しかし、鍵層がないため、褶曲軸の位置など詳しいことは不明である。チャートの岩体は、北東-南西走向を示すことが多く、片理面の走向と平行ないしやや斜交する場合が多い。

産出化石 本地域からの産出化石報告はない。松岡(2008)は、北隣のときがわ町日影西方において、御荷鉢緑色岩類の最上位に位置する赤色泥岩より、*Mirifusus diana baileyi*, *Parvicingula cf. boesii*, *Ristola cf. altissima*

などの後期ジュラ紀を示す放散虫化石を報告した。これは、松岡(1999)により報告された関東山地北部の御荷鉢山周辺の赤色泥岩から産する放散虫化石年代と一致する。またGuidi *et al.* (1984)は御荷鉢山周辺のチャートより、ジュラ紀の放散虫化石を報告している。

地質年代 Tominaga and Hara (2021)は、西隣の大野峠北東に分布する変成斑れい岩に貫入する斜長岩より157.0±0.9 MaのジルコンU-Pb年代値を得た。そしてこの年代を、御荷鉢緑色岩類の火成活動の時期と解釈した。北隣のときがわ町別所の角閃岩より135±7 Maの角閃石K-Ar年代が得られている(埼玉県地質図編纂委員会, 1999)。奥澤ほか(2005)は、大高取山の南方に分布する玄武岩より、120.0±2.0 MaのAr-Arプラト一年代を得た。この玄武岩は奥澤ほか(2005)によれば柏木ユニットに属するが、同一地点の玄武岩は、高Mg及びMORBの地球化学的特徴を有し、御荷鉢緑色岩類の玄武岩と似ている(Tominaga and Hara, 2021)。そのため本報告では、奥澤ほか(2005)が検討した玄武岩を、御荷鉢緑色岩類に帰属させた。この前期白亜紀を示す角閃石K-Ar年代やAr-Ar年代は、ジルコンU-Pb年代より若い年代であり、変成作用もしくは変質作用のある時期を示している可能性がある。また松岡(2008)が報告した後期ジュラ紀の赤色泥岩は、御荷鉢緑色岩類の形成後に堆積したと考えられている。以上のことより、御荷鉢緑色岩類の原岩の形成時期は、斜長岩のジルコンU-Pb年代(Tominaga and Hara, 2021)及び赤色泥岩の放散虫化石(松岡, 2008)より、後期ジュラ紀であると考えられる。

変成作用 御荷鉢緑色類は緑泥石帯の三波川変成作用を受けている(牧本・竹内, 1992)。変成玄武岩の変成鉱物は、アルカリ角閃石とパンペリー石の出現を特徴とし、緑泥石、緑れん石、アクチノ閃石を伴うことが報告されている(牧本・竹内, 1992)。また鉱物組み合わせから、パンペリー石-アクチノ閃石相の変成度を示すとされる。本地域の御荷鉢緑色岩類も、緑泥石及び緑れん石が普遍的に認められ、一部でパンペリー石とアルカリ角閃石及びアクチノ閃石が認められた(第4.3図e, f)。そのため本地域の御荷鉢緑色岩類も、緑泥石帯のパンペリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けている。

変成白雲母の年代値として、関東山地北部の御荷鉢緑色岩類より、81.7 Maと80.1 MaのK-Ar年代が得られている(Miyashita and Itaya, 2002)。また本地域では、千枚岩質な苦鉄質凝灰岩より110.1±2.4 MaのK-Ar年代が得

←第4.3図 御荷鉢緑色岩類構成岩相の顕微鏡写真

(a) 塊状変成玄武岩。越生町龍ヶ谷。(b) 片状変成玄武岩。越生町堂山。(c) 変成玄武岩火山砕屑岩。虚空蔵尊西方。(d) 変成斑れい岩。虚空蔵尊西方。(e) 変成斑れい岩中の普通角閃石とアクチノ閃石。越生町堂山。(f) 変成斑れい岩中のアルカリ角閃石。越生町小杉。(g) 結晶質石灰岩。毛呂山町阿諏訪。(h) 変成チャート。弓立山。Act: アクチノ閃石, Cal: 方解石, Chl: 緑泥石, Cpx: 単斜輝石, Dol: ドロマイト, Ep: 緑れん石, Hbl: 普通角閃石, Nam: アルカリ角閃石, Pl: 斜長石, S: スタイロライト, Ttn: チタン石。(a)~(g)はオープンニコル、(h)はクロスニコルで撮影。

られている (Tominaga and Hara, 2021). 以上より, 御荷鉢緑色岩類の変成作用は, 前期白亜紀後半~後期白亜紀頃に起きたと考えられる.

4.3 三波川変成岩類 (Sn)

命名 関東山地東部に分布する三波川変成作用 (関, 1958) を受けた変成岩について, 関 (1959) が三波川変成岩類と呼んだ. 本報告でも三波川変成岩類を用いる.

模式地・分布 本地域での三波川変成岩類は, 越生町の北東, JR 八高線東側の丘陵地にわずかに分布するのみである (埼玉県地質図編纂委員会, 1999; 越生町教育委員会, 2008), ときがわ町高野倉, 越生町大谷, 毛呂山町箕和田及び如意付近に分布する.

岩相 主に苦鉄質片岩からなり, 泥質片岩を伴う.

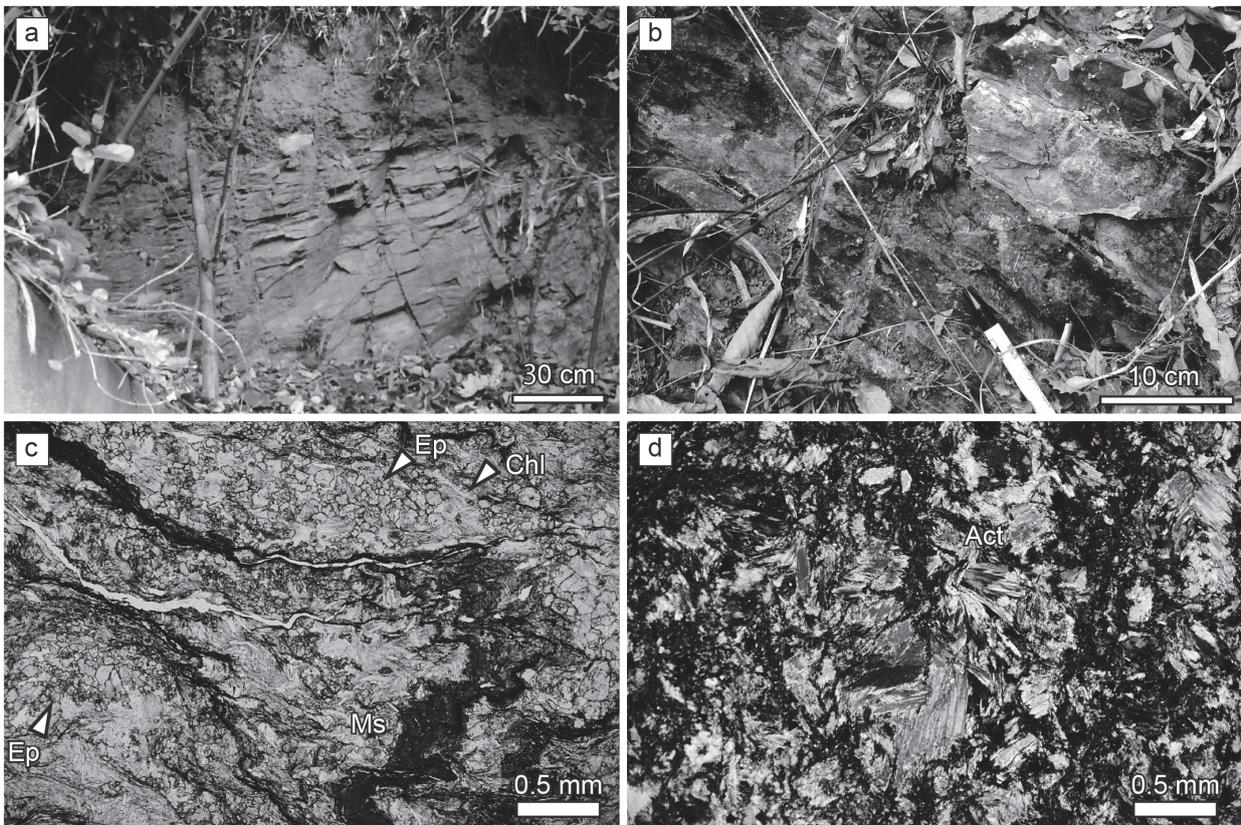
苦鉄質片岩は, 御荷鉢緑色岩類の変成玄武岩より片理の発達が顕著である (第 4.4 図 a, b). 主に緑れん石と緑泥石, アクチノ閃石, おどう石からなり, 残留火成鉱物は確認できなかった (第 4.4 図 c, d). 原岩は苦鉄質凝灰岩と考えられる. また苦鉄質片岩には, 泥質片岩を伴う

こと, もしくは互層することがある. 泥質片岩は, 黒色~灰色ないし淡緑色を呈し, 鏡下では, 主に白雲母からなる明白部と, 炭質物を多く含む黒色部が観察される.

地質構造 片理面は, 北西-南東走向を示し北ないし南に中角度で傾斜する.

地質年代 長瀨町の荒川河床の石英片岩に挟有する石灰質片岩からジュラ紀の放射虫化石 (Fujimoto, 1939), 寄居町風布の石灰質片岩からウミユリ (クリノイド) 化石 (Fujimoto and Yamada, 1949) が報告された. Tsutsumi *et al.* (2009) は, 関東山地北部において砂質片岩より碎屑性ジルコン U-Pb 年代の検討を行い, 緑泥石帯 (彼らの Southern 2 Unit) から 95.3 ± 1.5 Ma と 91.4 ± 1.4 Ma, ざくろ石帯 (同 Middle Unit) から 78.8 ± 1.3 Ma の最若粒子年代を得た. これらの年代値は, 砂質片岩の原岩である砂岩の堆積年代の下限を示すと考えられる. 以上のことから, 三波川変成岩類の原岩 (砂岩) の地質年代は, 緑泥石帯では後期白亜紀前半以降, ざくろ石帯では後期白亜紀後半以降であると考えられる.

変成作用 関東山地東部の三波川変成岩類が受けた変成作用は, 緑泥石帯・ざくろ石帯・黒雲母帯に区分され,



第 4.4 図 三波川変成岩類の岩相及び顕微鏡写真

(a) 苦鉄質片岩. 毛呂山町如意. (b) 苦鉄質片岩. 越生町大谷. (c) 苦鉄質片岩及び泥質片岩の互層. 苦鉄質片岩は主に緑れん石と緑泥石からなる. 泥質片岩は主に白雲母からなり石英や炭質物を伴う. ときがわ町高野倉. オープンニコル. (d) 苦鉄質片岩中のアクチノ閃石. 毛呂山町如意. クロスニコル. Act: アクチノ閃石, Chl: 緑泥石, Ep: 緑れん石, Ms: 白雲母.

これらはパンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相、曹長石緑れん石角閃岩相の変成相系列を示している(牧本・竹内, 1992)。本地域に近い寄居地域の南方では緑泥石帯(牧本・竹内, 1992)、北隣の嵐山溪谷周辺ではざくろ石帯(嵐山町博物誌三波川帯グループ, 2004, 横尾・松岡, 2017)の変成作用が認められている。本地域の苦鉄質片岩で認められた変成鉱物は、緑れん石・アクチノ閃石・緑泥石・ぶどう石である。これらの変成鉱物に加え、ざくろ石が認められないことから、三波川変成作用でも低変成度である緑泥石帯に属すると考えられる。

関東山地の三波川変成岩類の放射年代値として、後期白亜紀を示す白雲母K-Ar年代(84~53 Ma)が得られている(植田ほか, 1977; 平島ほか, 1992; Miyashita and Itaya, 2002)。これらの年代値のうち、緑泥石帯から得られている年代は、84~72 Ma(平島ほか, 1992)及び82~81 Ma(Miyashita and Itaya, 2002)である。そして、関東山地では、緑泥石帯から黒雲母帯と変成度が上がるにつれて、K-Ar年代が82 Maから58 Maと若くなることが指摘されている(Miyashita and Itaya, 2002)。本地域の三波川変成岩類から放射年代の報告はないが、先行研究に基づく変成作用は後期白亜紀頃に起きたと考えられる。

4.4 超苦鉄質岩(U)

本地域には、超苦鉄質岩として蛇紋岩が分布する。原・久田(2021)は、本地域の蛇紋岩が産出する地質体を、1)三波川変成岩類(古武ノ山蛇紋岩)、2)御荷鉾緑色岩類、3)秩父帯付加コンプレックス(駒高蛇紋岩)と3つに分け、それぞれの蛇紋岩の記載及びクロムスピネルの化学組成を報告した。本報告では、これらの蛇紋岩について、地質図上では超苦鉄質岩として一括で示した。

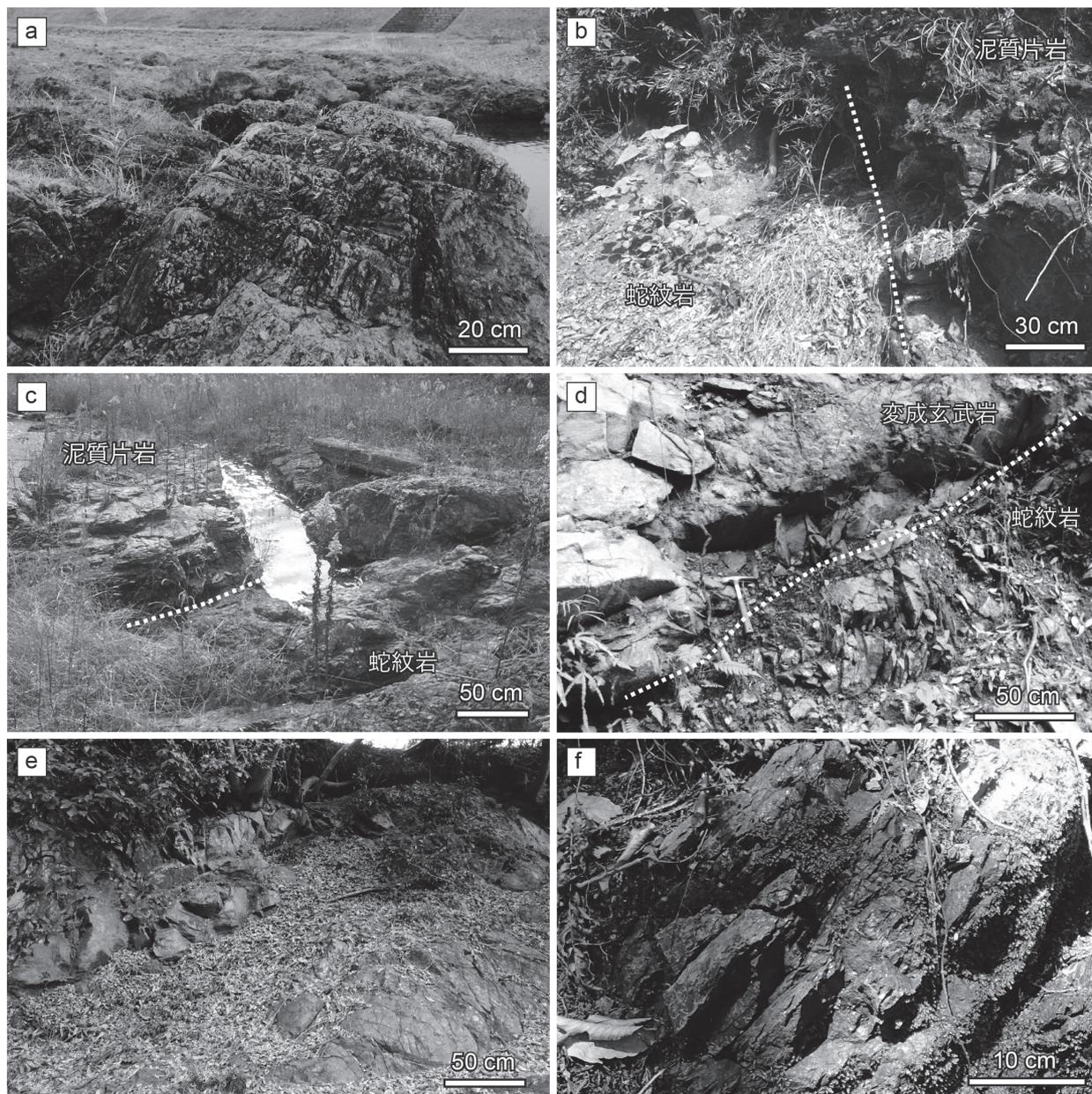
三波川変成岩類に伴う蛇紋岩は、古武ノ山周辺で、越生町大谷及び西和田や如意にまとまって露出する(第4.5図a)。原・久田(2021)が古武ノ山蛇紋岩と命名した。三波川変成岩類の西側に700 mほどの幅を持ち、三波川変成岩類の片理面に平行に分布するとした。その後の調査で、蛇紋岩はより東にも露出し、最大1,200 mの幅を持ちストック状に分布することが明らかとなった。如意では、蛇紋岩と三波川変成岩類とが接すると考えられる露頭があるが、露頭の崩壊が進み詳細は不明である(第4.5図b)。蛇紋岩は、主に蛇紋石からなり、クロムスピネルや磁鉄鉱を伴う。蛇紋石化が進み、残存かんらん石

は未確認である。蛇紋石は網目状の組織を示し、蛇紋石中にクロムスピネルが点在して存在する。また径約1~数mmのバスタイト化した直方輝石の仮像が認められる(第4.6図a)。まれに径1 mm以下の単斜輝石が残存する。また古武ノ山蛇紋岩からは、クロムざくろ石の産出が知られている(小林, 1986; 越生町教育委員会, 2008)。越生町越生東の越辺川河床では、蛇紋岩中に三波川変成岩類の泥質片岩が層厚1 m以上で包有される(第4.5図c)。包有される泥質片岩は、淡緑色から淡灰色を呈する凝灰質な泥質片岩と黒色な泥質片岩からなる。定向配列をなす白雲母及び石英からなり、緑泥石や長石を伴う。

御荷鉾緑色岩類中に、蛇紋岩が厚さ数m~10 mで挟有する(第4.5図d)。一般に蛇紋岩化の程度は弱く、かんらん石ないしその仮像、単斜輝石及び蛇紋石からなる(第4.6図b)。また越生町小杉の梅園小学校裏手の越辺川河床で、越生断層に沿って御荷鉾緑色岩類中に約200mの幅で蛇紋岩が露出する(第4.5図e)。この蛇紋岩は、主に蛇紋石からなり、直方輝石及び単斜輝石を含む。また直方輝石は、単斜輝石に比べ径約1~数mmの大きな結晶からなり(第4.6図c)、三波川変成岩類に伴う古武ノ山蛇紋岩の構成鉱物に類似する。

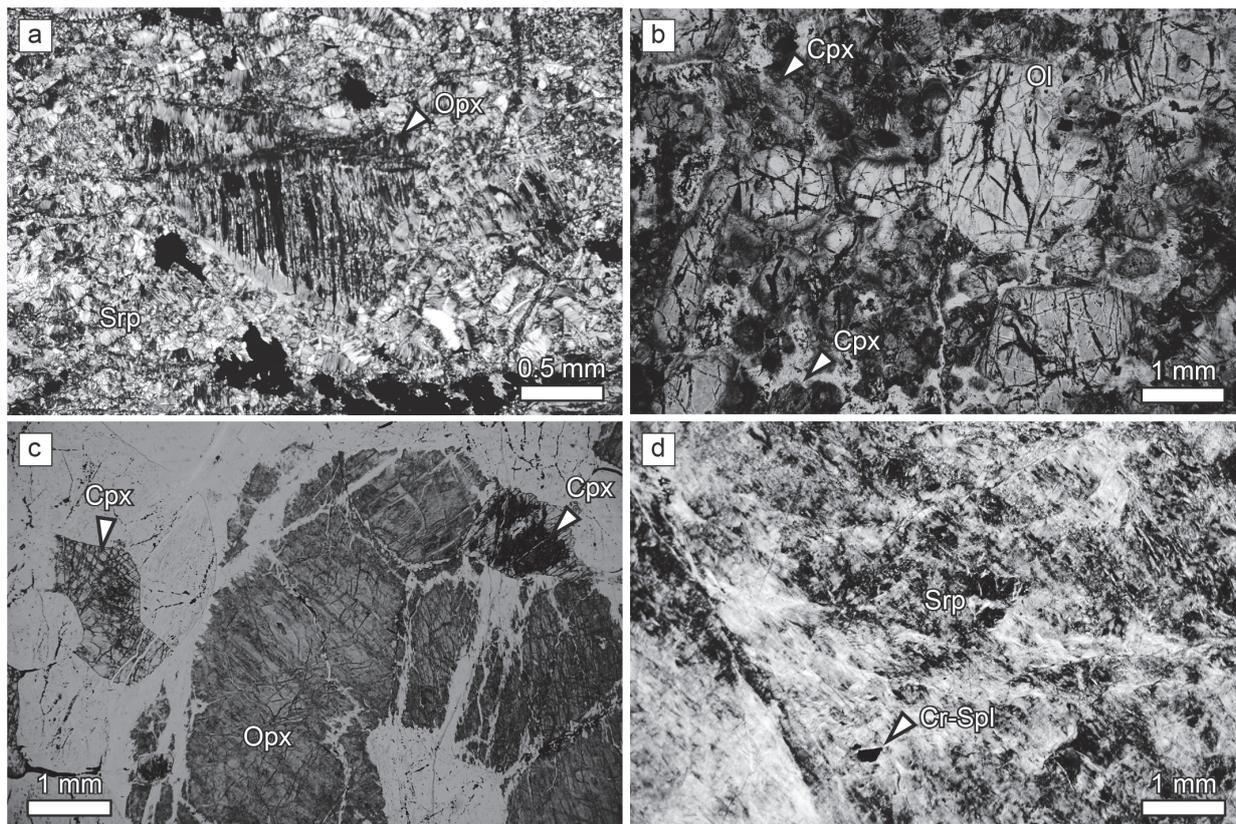
秩父帯付加コンプレックス中の蛇紋岩は、日高市駒高付近において、高畑ユニット内の断層に沿って、幅数10 m及び長さ400 mで露出する(第4.5図f)。この蛇紋岩は、網目状ないしモザイク状の組織を示す蛇紋石からなり、クロムスピネルや磁鉄鉱を伴う(第4.6図d)。日高町史編集委員会(1991)によって初めて報告され、原・久田(2021)が駒高蛇紋岩と命名した。

原・久田(2021)は、蛇紋岩中のクロムスピネルの化学組成について報告した。三波川変成岩類中の古武ノ山蛇紋岩と秩父帯付加コンプレックス中の駒高蛇紋岩は、よく似た化学組成を示す。また両者は、黒瀬川帯東方延長と考えられている関東山地西部に分布する山中地溝帯の白亜系(山中白亜系)南縁の蛇紋岩(Hisada and Arai, 1989, 1993)、名栗断層に沿う蛇紋岩(Hisada and Arai, 1989)、木呂子メランジュ中の蛇紋岩(坂ほか, 2005)に比べ、高い $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ 原子比と低い $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ 原子比を示すことを明らかにした。御荷鉾緑色岩類中の蛇紋岩については、変質及び変成作用を受け、クロムスピネルの化学組成は初生的な情報を保持していないと考えられる。



第 4.5 図 超苦鉄質岩の岩相

(a) 古武ノ山蛇紋岩. 越生町西和田の越辺川. (b) 古武ノ山蛇紋岩と三波川変成岩類(泥質片岩)との境界. 毛呂山町如意. (c) 古武ノ山蛇紋岩に包有される三波川変成岩類(泥質片岩). 越生町越生東. (d) 御荷鉾緑色岩類中の蛇紋岩. 毛呂山町中在家. (e) 越生断層に沿って露出する蛇紋岩. 越生町小杉の越辺川. (f) 駒高蛇紋岩. 日高市高岡.



第 4.6 図 超苦鉄質岩の顕微鏡写真

(a) 古武ノ山蛇紋岩. バスタイト化した直方輝石. 越生町如意の越辺川河床. (b) 御荷鉾緑色岩中の蛇紋岩. 毛呂山町中在家. (c) 越生断層に沿って露出する蛇紋岩. 単斜輝石と直方輝石が産出. 越生町小杉. (d) 駒高蛇紋岩. 日高市高岡. Cpx: 単斜輝石. Cr-Spl: クロムスピネル, Ol: かんらん石, Opx: 直方輝石, Srp: 蛇紋石. (a) と (d) はクロスニコル, (b) と (c) はオープンニコルで撮影.

第5章 白亜系高岡層

(原 英俊)

5.1 研究史及び概要

関東山地東縁部、埼玉県日高市付近の高麗川河床及びその周辺にはわずかに白亜系浅海成層が分布する。この白亜系浅海成層は、渋谷・堀口(1967)によって初めて報告された。渋谷・堀口(1967)は、石灰質砂岩より石灰藻化石を報告し、その化石種の構成や産状から関東山地西部の山中地溝帯に分布する白亜系浅海性～汽水性堆積物(以後、山中白亜系)の中で、宮古統に対比される可能性を指摘した。さらに松丸ほか(1976)は、石灰質砂岩より、大型有孔虫のオルビトリナ化石を見出し、高麗川河床の白亜系浅海成層の堆積年代は、アプチアン期～アルビアン期を示すことを明らかにした。また松丸ほか(1979)では、この白亜系浅海成層に対して、高麗オルビトリナ層の名称を与えた。一方、石井・田口(1983)は、日高市高岡の高岡沢沿いに分布する白亜系浅海成層について調査を行い、岩相記載及び新たに石灰藻化石とオルビトリナ化石を報告した。石井・田口(1986)は、高麗川流域及び北西の高岡沢・ゾロ沢で白亜系浅海成層の層序学的検討を行い、礫岩から構成される下部層とこれに整合で重なる砂岩泥岩互層からなる上部層からなることを明らかにし、この白亜系浅海成層を新たに高岡層と命名・定義した。そして、アンモナイト化石による生層序が進んだ東北及び西南日本に分布する下部白亜系との対比を行い、高岡層の堆積年代はアプチアン期後半～アルビアン期前半になるとした。また基盤となる秩父帯付加コンプレックスとは不整合関係にあるとし、さらに高岡層は北東-南西走向の軸跡を持つ向斜構造を明らかにした。石井・田口(1988)は、高麗川沿いで新たに下部層の礫岩を報告した。指田(1992b)は、高麗川に分布する高岡層について、高麗オルビトリナ層の名称を用い、ルートマップを示し記載を行った。松岡(2020)は、高岡層の礫岩について詳しく検討し、礫種構成比がチャート(40%)・砂岩(20%)・泥岩(5%)・火山岩(3%)・生物化石片(32%)となることを明らかにした。原(2020)は、高岡層の石灰質砂岩の碎屑性ジルコンのU-Pb年代測定を行い、堆積年代がアルビアン期前半以降であること、後背地にペルム紀～三畳紀の花崗岩類及び秩父帯付加コンプレックスが広く分布していたことを指摘した。その他、日高町史編集委員会(1991)において、高岡層の岩相や産出化石について詳しく紹介されている。

5.2 高岡層 (Tc, Ta)

命名 埼玉県日高市高岡周辺及び高麗川河床にて分布する下部白亜系は、松丸ほか(1979)及び指田(1992b)により高麗オルビトリナ層と呼ばれた。石井・田口(1986)は、日高市高岡周辺を模式地とし、下部白亜系を高岡層と新称した。また高岡層を、礫岩からなる下部層と砂岩泥岩互層からなる上部層に区分した。本報告では、石井・田口(1986)を踏襲し、下部白亜系の浅海成堆積物を高岡層と呼ぶ。

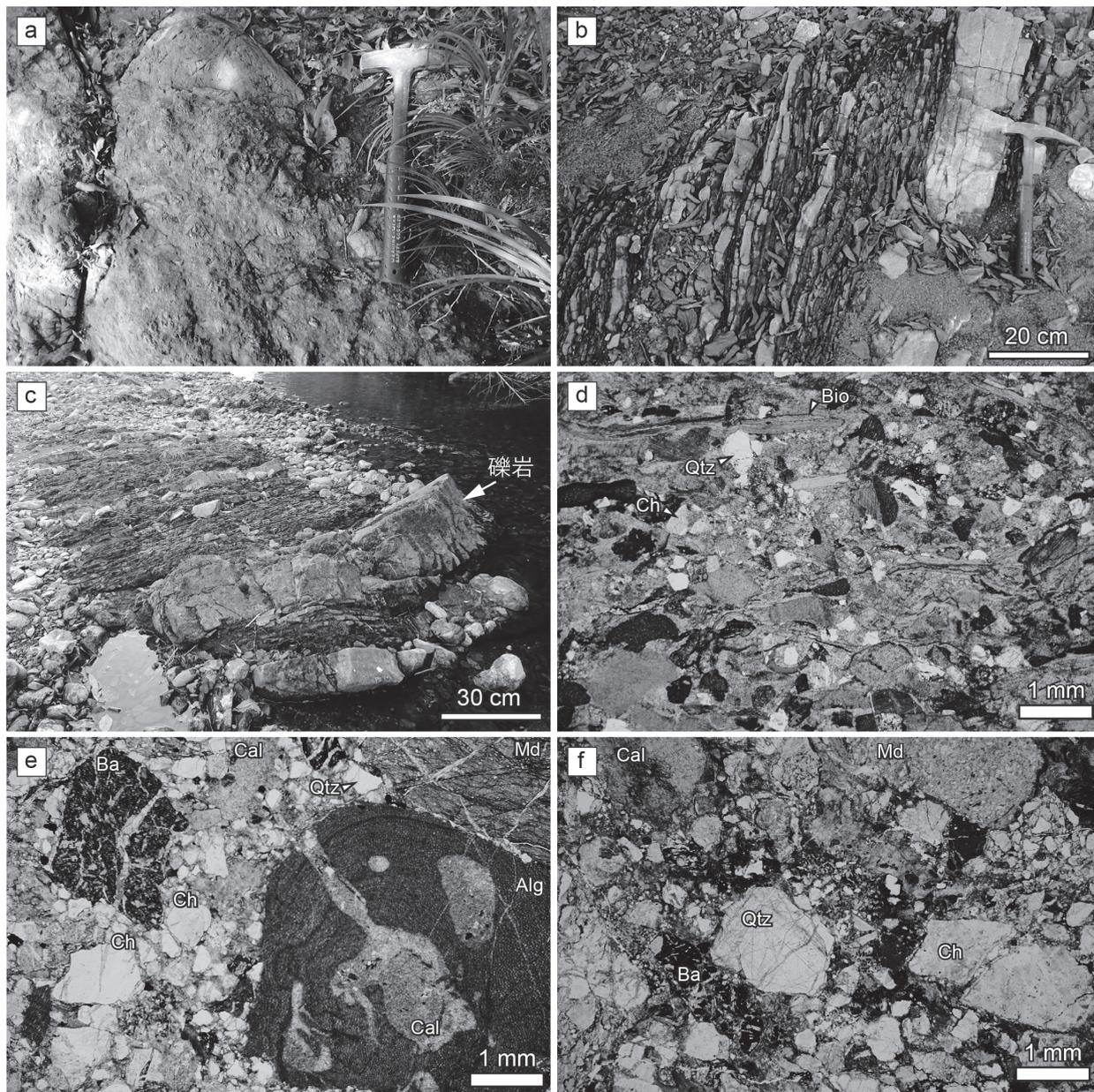
分布・模式地 埼玉県日高市高岡の高麗川沿いを模式地とする。その他、高岡沢及びゾロ沢周辺に分布する。長さ約1.1 km、幅約200 mにわたって、小規模に分布するのみである(石井・田口, 1986)。なお現在では、石井・田口(1983, 1986, 1988)の記載当時より、高岡層の露出が悪く、露頭が限られる。

岩相 主に礫岩からなる下部層(Tc)と主に石灰質砂岩泥岩互層からなる上部層(Ta)から構成される。下部層の礫岩には砂岩が、上部層の砂岩泥岩互層には礫岩が挟まれる。

礫岩は、小～大礫の大きさでまれに巨礫を含み、一般に礫支持である(第5.1図a)。垂円～垂角の円磨度を示す。礫種は、チャート・砂岩・泥岩・玄武岩・石灰岩などから構成される。基質は石灰質砂岩からなる。上部層の石灰質砂岩泥岩互層をなす石灰質砂岩と同様の岩相を示す。

石灰質砂岩泥岩互層は、石灰質砂岩と黒色泥岩からなる有律互層で、それぞれの単層の厚さは数cm～数10 cmである(第5.1図b)。礫岩を挟むこともある(第5.1図c)。石灰質砂岩は、方解石粒子ないし方解石からなる基質や生物片が50%以上の割合を占め、中粒～粗粒な碎屑粒子を伴う砂岩である(第5.1図d)。碎屑粒子は、礫種と同様に、チャート・砂岩・泥岩・玄武岩・石灰岩などから構成される(第5.1図e)。碎屑粒子のやや多い、石灰質砂岩も認められる(第5.1図f)。碎屑粒子として、チャートの岩片を多く含み、石英、長石、堆積岩の岩片、まれに玄武岩の岩片も認められる。黒色泥岩は、微細な粘土鉱物に富み、かつ石灰質であり炭質物も含む。

層序 高岡層が比較的連続的に露出する高麗川沿いでは、約20 mの厚さをもって下部層の礫岩が露出する。基底部の礫岩では、礫支持で層理面が不明瞭である。礫岩の中でも上位では、厚さ10 cmの石灰質砂岩を挟有する。



第 5.1 図 高岡層の岩相及び顕微鏡写真

(a) 礫岩. (b) 石灰質砂岩泥岩互層. (c) 礫岩を挟む石灰質砂岩泥岩互層. (d) 石灰質砂岩. (e, f) 碎屑粒子に富む石灰質砂岩. すべて日高市高岡の高麗川河床. Alg: 石灰藻, Ba: 玄武岩, Bio: 生物片, Cal: 方解石, Ch: チャート, Md: 泥岩, Qtz: 石英. 顕微鏡写真は, すべてオープンニコルで撮影.

礫岩の上位は, 約 20 m ほど露欠したあと, 石灰質砂岩泥岩互層が約 10 m の厚さをもって露出する. この石灰質砂岩泥岩互層にはスランプ褶曲が見られ, この褶曲が発達する付近を境にして, 地層の傾斜が南側で北東であるが, 北側で南西に変化する. そのため高岡層が示す向斜構造(後述)の向斜軸が, この褶曲が発達する付近に存在する. 褶曲軸より北東側では, 南西傾斜を占める石灰質砂岩泥岩互層が約 50 m の厚さをもって露出する. 石灰質砂岩泥岩互層には厚さ約 10 cm の礫岩が挟在することがあ

る. なお高岡沢及びゾロ沢では, 礫岩と石灰質砂岩泥岩互層のわずかな露頭が点在して認められるだけで, その層序関係は不明である.

高岡層は, 秩父帯付加コンプレックスを不整合で覆うとされている(石井・田口, 1986). 特に高岡沢と高麗川沿いで不整合面が報告されている(石井・田口, 1983, 1988). しかし現在では, 不整合面を示す露頭は観察できない. 高麗川沿いのルートでは, 高岡層の礫岩は, 秩父帯付加コンプレックス(高畑ユニット)の破断した玄武

岩と断層により接している。このことは指田(1992b)により、「著しく破碎された高畑層の緑色凝灰岩が礫岩と接する」と指摘されている。またこの断層付近の礫岩中にも小断層がいくつも発達する。さらに石灰質砂岩泥岩互層の北縁部では、破碎された石灰質砂岩を伴う断層ガウジが観察された。一方で、石井・田口(1986)により示されている基底礫岩の分布は確認できなかった。指田(1992b)によっても、「石灰質砂岩が著しく剪断されブロック状を呈していること、さらに石灰質砂岩のブロックは緑色凝灰質泥岩に取り込まれている」ことが指摘され、断層の存在が示唆される。以上のことより、高岡層と秩父帯付加コンプレックスの関係は、不整合だけでなく断層で接していると判断し地質図上に表現した。また高岡層は、上部鮮新統～下部更新統である飯能層の礫岩層によって不整合に覆われる(石井・田口, 1986; 新井, 1995)。

地質構造 高岡層は石灰質砂岩泥岩互層内に、おおよそN60°W方向の軸跡を持ち、ほぼ垂直な軸面を持つ向斜構造を形成する。向斜軸の北翼及び南翼の地層は、おおよそ北西-南東方向の走向を示し、ともに中角度～高角度に傾斜する。なお高岡層の分布は小規模なため、地質図に褶曲軸を示していない。

産出化石 高岡層の石灰質砂岩は、石灰藻化石を多産し、また有孔虫化石やサンゴ・ウニ・二枚貝などの生物片や植物片を含むことが知られている(渋谷・堀口, 1967; 松丸ほか, 1976; 石井・田口, 1986)。渋谷・堀口(1967)は、*Stenoporiidum* cf. *chaetetiformis*, *Nipponophycus ramosus*, *Parachaetetes* sp., *Ptilophyllum* sp. の石灰藻化石を報告した。また礫岩からも石灰藻化石である*Stenoporiidum* sp.が報告されている(石井・田口, 1983)。石井・田口(1986)は石灰質砂岩より、*Petrophyton miyakoense*, *Nipponophycus ramosus*, *Lithothamnium?* sp.を報告し、それぞれ渋谷・堀口(1967)の*Stenoporiidum* cf. *chaetetiformis*及び石井・田口(1983)の*Stenoporiidum* sp.は*Petrophyton miyakoense*であると指摘した。有孔虫化石は、*Orbitolina lenticularis*(松丸ほか, 1976)及び*Peneroplis* sp.(石井・田口, 1986)が報告されている。

地質年代 高岡層の石灰質砂岩から、大型有孔虫のオルビトリナ化石(*Orbitolina lenticularis*)の産出年代により、高岡層の堆積年代はアプチアン期～アルビアン期とされた(松丸ほか, 1976)。石井・田口(1986)は、アンモナイト化石による生層序が進んだ東北及び西南日本に分布する下部白亜系との対比を行い、高岡層の堆積年代はアプチアン期後半～アルビアン期前半になるとした。高岡層の石灰質砂岩より得られた碎屑性ジルコンの最若粒子年代は 109.7 ± 0.8 Ma, 最若クラスター年代は 110.0 ± 1.0 Maで、ともにアルビアン期前半を示す(原, 2020)。碎屑性ジルコンU-Pb年代は堆積年代の下限についての情報をもたらすため、高岡層の堆積年代はアルビアン期前半以降と考えられる。この年代は、オルビトリナ化石の産出年代の範囲であり、かつ石井・田口(1986)による白亜系の対比から考察した堆積年代ともほぼ一致する。したがって、高岡層の堆積年代をアルビアン期前半とする。

対比 高岡層は、山中白亜系の南東延長部に分布することから、山中白亜系と層序学的関係があることが指摘されていた(松丸ほか, 1976)。渋谷・堀口(1967)は、石灰藻化石の種構成と産出の類似性から、高岡層は宮古統に対比されることを指摘した。さらに松丸ほか(1976)は、オルビトリナ化石の産出も含め山中白亜系の石堂層下部に対比されるとした。一方、石井・田口(1986)は、東北日本及び西南日本に分布する白亜系との対比により、高岡層は山中白亜系の瀬林層上部ないし三山層下部に相当するとした。ただし瀬林層は淡水～汽水成堆積物であるので、浅海成堆積物である高岡層は三山層下部のみに対比される。三山層は、産出するアンモナイト化石年代及び瀬林層を整合で覆うことから、その堆積年代はアプチアン期後半～チューロニアン期中頃とされる(松川・富島, 2009)。以上のことより、アルビアン期前半の堆積年代を示す高岡層は、三山層に対比される可能性が高い。しかし三山層は、黒色泥岩を主体とする岩相であり(松川・富島, 2009)、高岡層で認められる石灰質な堆積物や礫岩を含まない。そのため高岡層は、三山層とは同時異相の関係であることを考慮する必要がある。

第6章 中新統

(納谷友規)

6.1 研究史

岩殿丘陵に分布する中新統の研究は、貝化石を含む第三紀層の存在を認めた藤本(1926)に始まる。その後、小林(1935)は貝化石の記載に基づき岩殿丘陵や比企丘陵に分布する新第三系の時代を中新世とし、比企丘陵の南部～西部に分布する地層を市ノ川層、岩殿丘陵に分布する地層を都幾川層と名付けた。それ以降数多くの研究によって岩相層序区分が更新されてきた(第6.1図)。ここでは、北隣の熊谷地域を含め、岩殿丘陵に分布する中新統の研究史について述べる。

渡部ほか(1950)は、東松山市上唐子付近(熊谷地域内)付近に分布する泥岩・砂岩互層を男衾層群荒川層に対比し、岩殿丘陵に分布する中新統を比企層群都幾川層とした。また、泥岩層中の顕著な凝灰岩層を奥田凝灰岩層と呼び、地域内の分布を追跡して地質図に図示することで、地質構造の概略が示された。

その後、福田・石和田(1964)は、都幾川より南側に分

布する中新統を東松山層群と呼び、不整合によって下位の上唐子層と上位の都幾川層に2分した。さらに、都幾川層を岩相に基づき下位より、神戸砂礫岩部層、將軍沢泥岩部層、鳩山砂岩泥岩部層、今宿砂岩部層に細分した。この層序区分はその後の多くの研究で踏襲されている。一方で、松丸・林(1980)は岩殿丘陵の中新統は整合一連の堆積物であると考え、下位より上唐子層、鎌形層、神戸層、奥田層、赤沼層に区分し、それらを松山層群にまとめた。上唐子層を最初に提案した福田・石和田(1964)には読み方が明記されていないが、松丸・林(1980)は上唐子層と記載しており、その後の研究でも地層名としては「かみからこ」という呼び方が使われる。なお、上唐子という地名は現在「かみがらこ」と呼ばれる。

1980年代に入ると、小池ほか(1985)と間嶋(1989)などによって、岩殿丘陵に分布する中新統の岩相層序が再検討された。これらの研究では凝灰岩層の記載を行い、従来区別されていなかった凝灰岩鍵層を識別・対比することによってより正確な層序対比を行い、詳細な岩相分

小林 (1935)	渡部ほか (1950)	福田・石和田 (1964)	松丸・林 (1980)	小池ほか(1985) 嵐山町博物誌比企 ・岩殿グループ (2004)*	間嶋 (1989)	栗原ほか (2003)	高橋・柳沢 (2004) 高橋 (2008)**	本報告	
都幾川層	比企層群 都幾川層	今宿 砂岩部層	赤沼層	大橋層 今宿 砂岩部層	今宿層	今宿層	今宿層	今宿層	
		鳩山砂岩 泥岩部層	奥田層		鳩山 砂岩シルト岩 (泥岩)*部層	鳩山層	鳩山層	鳩山層	鳩山層
		將軍沢 泥岩部層	松山層群 神戸層	都幾川層群 岩殿層	將軍沢 シルト岩 (泥岩)*部層	將軍沢層	將軍沢層	**都幾川層群 將軍沢層	都幾川層群 將軍沢層
		神戸 砂礫岩部層			鎌形層		根岸 砂岩部層	根岸層	根岸層
市ノ川層	男衾層群 荒川層	上唐子層	上唐子層	神戸 礫岩部層	神戸層	神戸層	神戸層	神戸層	
				(*)	荒川層	上唐子層	**比企層群 市ノ川層	比企層群 市ノ川層	
					荒川層	荒川層	荒川層	荒川層	

第6.1図 岩殿丘陵に分布する中新統の層序区分とその変遷

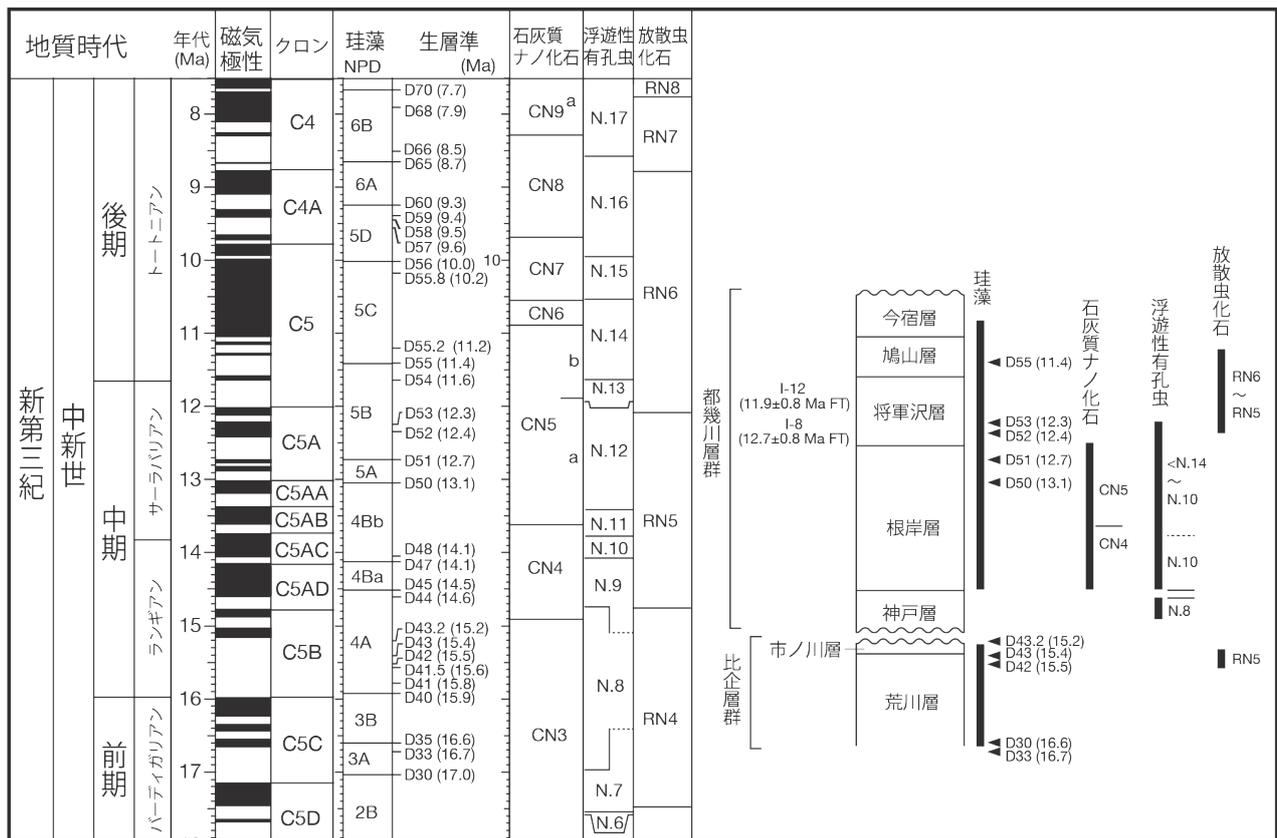
この図には比企丘陵の層序区分が示されていないため、間嶋(1989)の中に市ノ川層は示されていない。間嶋(1989)は比企丘陵において荒川層を覆う地層を市ノ川層と区分し、岩殿丘陵における神戸層に相当するとした。

布と地質構造を明らかにした。小池ほか(1985)は、従来の都幾川層を層群に格上げした。そして、都幾川層群を下部の岩殿層と上部の大橋層に区分した。岩殿層と大橋層はそれぞれ岩相に基づいて部層に細分されるが、神戸礫岩部層の上位に根岸砂岩部層が加わったことを除き基本的に福田・石和田(1964)と同じ区分である。嵐山町博物誌比企・岩殿グループ(2004)でもほぼ同様の層序体系が採用されている。一方、間嶋(1989)は、福田・石和田(1964)の部層を層に格上げし、下位より神戸層、將軍沢層、鳩山層、今宿層に区分した。これらの研究によって、岩殿丘陵の中新統の岩相層序はほぼ確立したが、最下部層の層序区分及び最下部層と神戸層との層序関係については統一した見解には至っていない。

1980年代には年代層序の検討も行われた。Kasuya(1987)は、小池ほか(1985)が報告した凝灰岩層のジルコンフィッシュトラック年代(以下、ジルコンFT年代と記す)を検討した。また、松丸・林(1980)、Matsumaru *et*

al.(1982)、小池ほか(1985)は浮遊性有孔虫化石の検討から年代を推定した。これらの研究によって、岩殿丘陵の中新統には中部中新統が含まれることが確かめられたが、年代が明らかになった範囲は全体のごく一部(根岸層と將軍沢層)に限られていた。

1990年代以降は、岩殿丘陵の中新統全体を対象として複数の微化石年代層序を組み合わせた複合年代層序が検討され、より広域な層序対比が進められた(第6.2図)。有孔虫化石層序の再検討はHayashi *et al.*(2003)によって、珪藻化石層序は、堀内・柳沢(1994)、Kurihara(1999)、栗原ほか(2003)、Hayashi *et al.*(2003)、高橋・柳沢(2004)、石灰質ナノ化石層序は栗原ほか(2003)、Hayashi *et al.*(2003)によって報告された。Takahashi *et al.*(2004)は、凝灰岩層の角閃石K-Ar年代を測定した。さらに、高橋・柳沢(2004)は、それまでに得られた年代層序に基づき、比企丘陵と岩殿丘陵に分布する中新統の層序を総括し、岩殿丘陵に分布する中新統の最下部を下位



第6.2図 比企層群と都幾川層群の年代層序の概要

珪藻化石帯および生層準は Yanagisawa and Akiba (1998)、石灰質ナノ化石帯は Okada and Bukry (1980)、浮遊性有孔虫化石帯は Blow (1969)、放散虫化石帯は Sanfilippo and Nigrini (1998) にそれぞれ基づく。珪藻化石帯と生層準の年代は、Watanabe and Yanagisawa (2005) に従って Raffi *et al.* (2020) の地磁気極性年代尺度に合わせて調整した柳沢 (2021) の年代値に基づく。石灰質ナノ化石帯、浮遊性有孔虫化石帯、放散虫化石帯の年代は、Raffi *et al.* (2020) に従ったが、浮遊性有孔虫化石帯 N8 帯の年代については、Gradstein *et al.* (2004) の年代を実線で示し、Raffi *et al.* (2020) の年代値を点線で示した。比企層群および都幾川層群の珪藻化石層序は堀内・柳沢 (1994)、栗原ほか (2003)、高橋・柳沢 (2004) に、石灰質ナノ化石層序は栗原ほか (2003) に、有孔虫化石層序は Hayashi *et al.* (2003) に、放散虫化石層序は松岡・鈴木 (2014)、坂井 (2019) に基づく。凝灰岩層のジルコン FT 年代は、Kasuya (1987) に基づく。

より荒川層と市ノ川層に区分し、神戸層基底に推定される不整合を広域不整合である庭谷不整合^{にわや}に対比し、関東平野各地に分布する中新統形成のテクトニクスとの関連を議論した。高橋(2008)は、神戸層基底に推定される不整合よりも下位を比企層群、上位を都幾川層群にまとめた。本報告における層序区分は高橋(2008)に従う。その後、栗原・柳沢(2015)、荒井・原田(2015)は、東松山市葛袋の露頭観察とボーリング調査によって、この地域では神戸層基底は傾斜不整合で市ノ川層ではなく荒川層と接することを明らかにした。

岩殿丘陵の中新統からは、貝化石や魚類化石をはじめとする大型化石が産出し、数多くの報告がある(Hatai and Masuda, 1962; 間嶋, 1989; Kurihara, 1999; 藤井・水原, 2015; 原田, 2015a-d; 北川・丸山, 2015; 栗原, 2015; 千代田・原田, 2015 など)。

川越地域の岩殿丘陵には、比企層群の市ノ川層と將軍沢層より上位の都幾川層群(將軍沢層, 鳩山層, 今宿層)が分布する。

6.2 市ノ川層(Ic)

命名・定義 小林(1935)が命名。高橋(2008)は、市ノ川層を下位の荒川層(川越地域には分布しない)を整合で覆い、神戸層に不整合で覆われる地層と再定義した。従来、本地域内で神戸層(松丸・林, 1980)、神戸礫岩部層(小池ほか, 1985)、神戸層(間嶋, 1989; 栗原ほか, 2003)とされた石灰質礫岩や礫岩層は、嵐山町鎌形の都幾川沿いに分布する市ノ川層の石灰質礫岩と、また、平行層理が発達する含礫砂岩~砂岩層は嵐山町菅谷付近に分布する市ノ川層の礫岩層と岩相が共通することから、本報告では市ノ川層に区分した。市ノ川層は比企層群に属する(高橋, 2008)。

模式地 間嶋(1989)は比企丘陵の小川町^{ならなし}奈良梨付近(熊谷地域内)とした。

分布 川越地域内では、鳩山町竹本^{たかのくら}から高野倉、越生町六地蔵^{ろくじぞう}に分布する。

層厚 300 m以上。

層序関係 熊谷地域内の都幾川沿いでは、下位の荒川層を整合で覆い、上位の神戸層に不整合で覆われるとされる(高橋・柳沢, 2004; 高橋, 2008)。本地域内において本層は、下位の基盤岩類と上位の將軍沢層と、それぞれ断層で接していると考えられる(第6.3図)。なお、越生町六地蔵において、本報告で市ノ川層と区分した石灰質礫岩の下位に、貝化石を含むシルト岩が報告された(原田, 2009)。原田(2009)はこのシルト岩を、市ノ川層よりも下位の荒川層に対比されると考えたが、現在この露頭は消滅している。このシルト岩からは珪藻化石が検出され比企層群に対比されることは明らかになったが、その珪藻化石年代から荒川層と市ノ川層を区別はできなかった

(納谷, 2022)。本報告ではこのシルト岩も市ノ川層として扱う。

岩相 細粒~粗粒砂岩、礫岩、石灰質礫岩~砂岩、シルト岩からなる。細粒~粗粒砂岩は淘汰が良く、褐色を呈し、しばしば直径2cm程度の角礫を含む。砂岩層の固結度は低く、ねじり鎌等で容易に削ることができる。礫岩層は細礫~中礫の角礫~亜円礫からなり、しばしば砂岩層と互層する。砂岩層と礫岩層には平行層理及び低角の平板型斜交層理が発達する(第6.4図A)。石灰質礫岩層・砂岩層は強く固結している。貝化石細片など石灰質生物起源粒子を多く含む(第6.4図B)。礫径は数mm~5cmを主体とする。平行層理が観察される。礫岩、石灰質礫岩ともに、礫種はチャート、砂岩、泥岩、結晶片岩を主体とする。原田(2009)によれば、シルト岩は茶褐色に風化した黒雲母を含むシルト岩からなり、15cm程度の角礫を含む。納谷(2022)が珪藻化石を観察したシルト岩は細粒砂を含む砂質シルト岩であった。

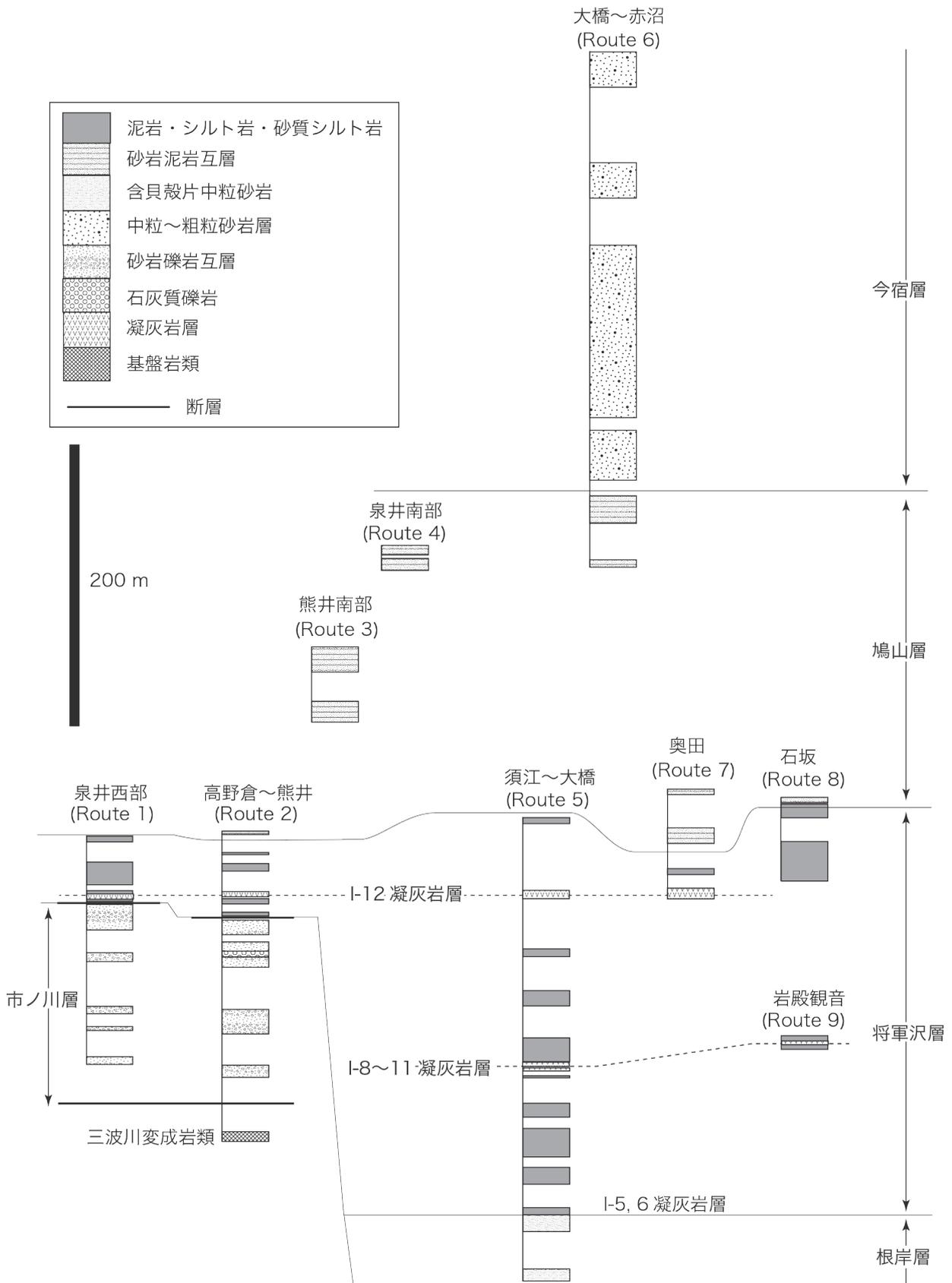
化石 鳩山町熊井に分布する石灰質礫岩からは、貝化石が産出するほか、サメの歯化石 *Isurus* sp. の産出が報告されている(原田, 2001)。鳩山町熊井及び竹本の石灰質礫岩からは石灰藻が産出する(小池ほか, 1985)。越生町六地蔵のシルト岩からは *Glycymeris* sp., *Lucinoma* sp. 等の貝化石や(原田, 2009)、NPD4A帯に属する珪藻化石が産出する(納谷, 2022)。

堆積環境 産出する化石から海成層であると考えられる。粗粒堆積物が卓越することから高エネルギーの流れの環境下で堆積したと考えられる。

年代 熊谷地域内の都幾川沿いに露出する本層の年代は、Yanagisawa and Akiba(1998)の新第三紀北太平洋珪藻化石帯区分(NPD: Neogene North Pacific diatom zone)のNPD4A帯に属し、生層序基準面D43(15.4 Ma)とD43.2(15.2 Ma)の間に限定されることから、15.4~15.2 Maとされる(高橋・柳沢, 2004)。坂井(2019)は同じく都幾川沿いの本層から、Sanfilippo and Nigrini(1998)の放散虫化石帯区分のNR5帯中部に属する放散虫化石群集を報告し、年代を13.8 Ma前後と推定した。この放散虫化石年代は珪藻化石から推定される年代より新しい。原田(2009)が報告した越生町六地蔵の貝化石を含むシルト岩からは珪藻化石が検出され、NPD4A帯に属し、*Caviatatus lanceolatus*を産することから生層準D41.5(15.6 Ma)-D43.2(15.2 Ma)の区間に限定され比企層群に属することが明確となったが、荒川層と市ノ川層を区別できる生層序基準面は認定できなかった(納谷, 2022)。

6.3 將軍沢層(Sg)

命名・定義 福田・石和田(1964)の都幾川層將軍沢泥岩部層を基に、間嶋(1989)が將軍沢層と改称した。地層名の將軍沢という地名は、福田・石和田(1964)が將軍沢泥



第 6.3 図 比企層群と都幾川層群の柱状図
各ルートは付図 2 を参照.

岩部層と呼ぶよりも以前に、本層上部に挟在する凝灰岩層の名称(將軍沢凝灰岩層)(渡部ほか, 1950)としてすでに使われていた。本来、將軍沢層と呼ぶことは、「同一の地名を異なる単元と組み合わせて使用することは不適切である」という日本地質学会の地層命名の指針(日本地質学会, 2000)に相反するが、名称を変えることによって生じる層序区分のさらなる混乱を避けるために將軍沢層の名称を継続して採用した栗原ほか(2003)に従い、本報告でも將軍沢層と呼ぶ。下位の根岸層(川越地域には分布しない)を整合で覆い、上位の鳩山層に整合で覆われる地層とされる(栗原ほか, 2003)。

模式地 嵐山町將軍沢東方を南北に流れる前川沿い(熊谷地域内)(間嶋, 1989)。

分布 川越地域内では、鳩山町熊井、泉井、竹本~奥田、石坂の山村学園短大の西側の沢、東松山市岩殿の岩殿観音付近に分布する。

層厚 模式地付近では最大350 mに達するとされる(栗原ほか, 2003)。

層序関係 模式地では下位の根岸層を整合で覆うとされる(栗原ほか, 2003)。本地域内では、下位の比企層群市ノ川層と接しており、層位関係から断層で接すると判断される。上位の鳩山層には整合で覆われる。

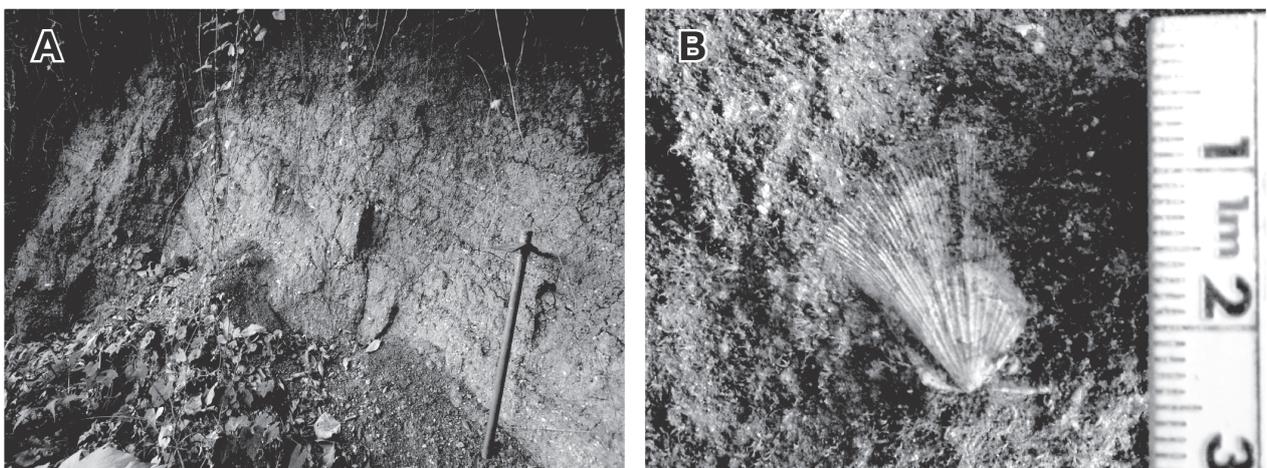
岩相 暗灰色~灰色の塊状珪藻質シルト岩、塊状砂質シルト岩からなる。生痕化石がしばしば認められ、貝化石や植物化石を含むことがある。本層には顕著な凝灰岩鍵層が挟在する。川越地域内には、下位よりI-8~11(第6.5図)、I-12(第6.6図)が認められた。

I-8~11 凝灰岩層: 小池ほか(1985)は、渡部ほか(1950)の將軍沢凝灰岩層が近接した4層のガラス質凝灰岩層からなることを示し、下位よりI-8, I-9, I-10, I-11

と名付けた。これらは間嶋(1989)のT9凝灰岩層に相当する。本報告では、4層のガラス質凝灰岩層が識別されたが、ひとつの露頭ですべての凝灰岩層が観察されることは稀で、ほとんどの場合一部分しか観察できないため、I-8以外は対応が不明な場合が多い。本報告では、小池ほか(1985)や栗原ほか(2003)と同様に、これらはほぼ同一層準とみなして地質図上ではI-8~11と一括して表現した。

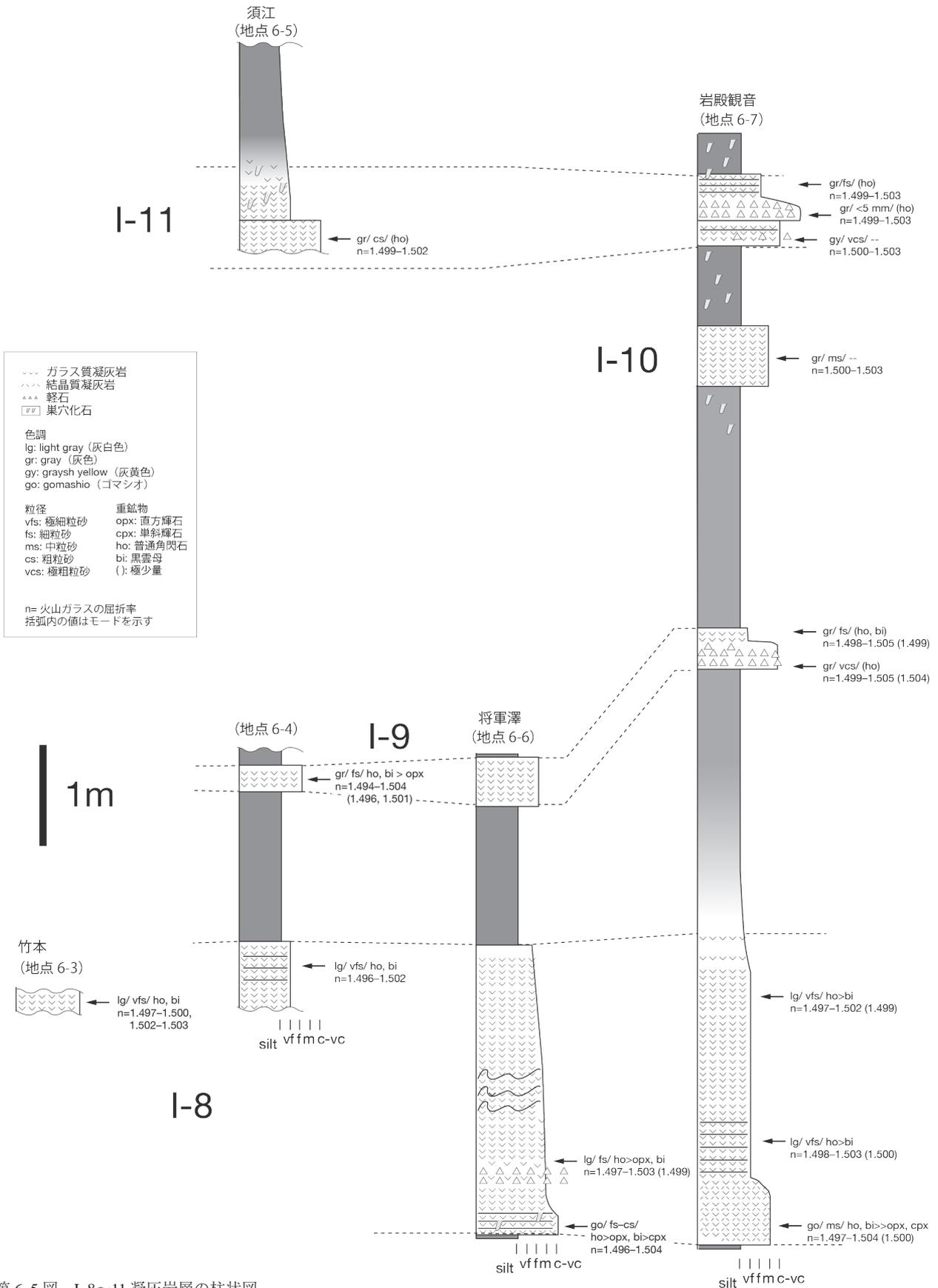
第6.5図にI-8~11凝灰岩層の柱状図を示す。I-8は最も下位にある層厚約3 mの灰白色ガラス質凝灰岩層である。嵐山町將軍沢の前川(熊谷地域内)(第6.7図A, 地点6-6)と東松山市岩殿の岩殿観音(地点6-7)で全体が観察できる。最下部の50 cmは、平行葉理が発達した中粒~極粗粒砂サイズの火山ガラスと結晶を主体としたゴマシオ状凝灰岩層からなり(第6.5図)、將軍沢では凝灰岩層下面から50 cmほど上位に軽石が多く含まれる。それよりも上位では級化し、中粒~極細粒砂サイズの火山ガラスを主体とした凝灰岩層からなる。將軍沢では本層の中上部にコンボリユート葉理が認められる。重鉱物の含有量はI-8~11の中では最も多く、普通角閃石、黒雲母が多く、直方輝石がわずかに含まれる。他の凝灰岩層とは、重鉱物が多いことや灰白色な色調で識別できる。

I-8の1.5~3 mほど上位に挟まる、層厚50 cm程度の灰色ガラス質凝灰岩層がI-9である。I-9は火山ガラスを主体とするが、わずかに普通角閃石、黒雲母などの重鉱物が認められる。岩殿観音(地点6-7)では、I-9の3 mほど上位に、層厚約60 cm、中粒砂サイズの灰色ガラス質凝灰岩層(I-10)が挟まる(第6.7図C)。I-10のさらに1 mほど上位には、層厚60 cm程度の灰色粗粒ガラス質凝灰岩層(I-11)が挟在する(第6.7図C)。I-11は中粒~粗



第6.4図 市ノ川層の露頭写真

A: 平行層理を持つ含礫粗粒砂岩と礫岩。鳩山町泉井(地点6-1)。ハンマーの柄の長さは60 cm。B: 石灰質礫岩に含まれる貝化石 *Chlamys* sp. (カミオニシキガイ属)。鳩山町熊井(地点6-2)。



第 6.5 図 I-8~11 凝灰岩層の柱状図

各露頭の位置は付図 2 を参照。採取した試料の色調、粒度、重鉱物組成、火山ガラスの屈折率を柱状図横に示した。將軍澤の露頭 (地点 6-6) は熊谷地域内に位置する。

粒砂サイズの火山ガラス，粒径 5 mm 程度の軽石を主体とする。重鉱物は極めて少ないが，普通角閃石やジルコンが認められた。

I-12 凝灰岩層：小池ほか (1985) が命名した。渡部ほか (1950) の奥田凝灰岩層と間嶋 (1989) の T-10 凝灰岩層のうち，鳩山町須江に分布する凝灰岩層を除いたものに相当する。I-12 凝灰岩層は灰白～灰色の火山ガラスを主体とする凝灰岩層である。小池ほか (1985) によれば，層厚は最大 15 m ほどであるが，本凝灰岩層全体が観察できる露頭は少ない。下部は平行葉理が発達した中粒～極粗粒砂サイズの粒子を主体とし，径 5 mm 程度の軽石を含み，直径 5～10 mm の火山豆石が密集する層準が認められる (第 6.6 図，第 6.7 図 D)。全体では上方に細粒化し，上部では極細粒～細粒砂サイズの粒子を主体とする (第 6.6 図)。重鉱物は普通角閃石と黒雲母が多く，直方輝石と単斜輝石がわずかに観察される。火山ガラスの屈折率 (n) は，1.494～1.501 で，1.407～1.408 にモードを持つ場合がある。

化石 熊谷地域も含めた將軍沢層からは，二枚貝，巻き貝，ツノガイなどの貝化石，腕足類，ウニなどの棘皮動物，魚類，鯨類などの脊椎動物そして植物の葉などの大型化石が報告されている (渡部ほか，1950，Hatai and Masuda, 1962；角田ほか，1979；小池ほか，1985；間嶋，1989；栗原，1996；原田，1999) (第 6.6 図 F)。

微化石も多く産出する。Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N13-N10 帯に属する有孔虫化石群集 (Hayashi *et al.*, 2003)，Okada and Bukry (1980) の石灰質ナンノ化石帯 CN5a 帯に属する石灰質ナンノ化石群集 (栗原ほか，2003；Hayashi *et al.*, 2003)，Yanagisawa and Akiba (1998) の北太平洋珪藻化石帯 NPD5B 帯に属する珪藻化石群集 (堀内・柳沢，1994；栗原ほか，2003；Hayashi *et al.*, 2003)，そして *Eucyrtidium inflatum* 帯 (例えば，本山・丸山，1998) と Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN5 帯～RN6 帯に属する放散虫化石 (松岡・鈴木，2014；坂井，2019) が報告されている。花粉化石も産出する (原田，1999)。

堆積環境 産出する化石から海成層であると考えられる。貝化石群集からは，沖合泥底の環境 (間嶋，1989) や上部漸深海帯の環境が推定されている (栗原，1996)。

年代 I-8 凝灰岩層 (= 將軍沢凝灰岩層) からはジルコン FT 年代 (12.7 ± 0.8 Ma；Kasuya, 1987) と黒雲母 K-Ar 年代 (12.0 ± 0.2 Ma；Takahashi *et al.*, 2004) が得られている。I-12 凝灰岩層 (= 奥田凝灰岩層) からはジルコン FT 年代 (11.9 ± 0.8 Ma；Kasuya, 1987) と角閃石 K-Ar 年代 (10.9 ± 0.2 Ma；Takahashi *et al.*, 2004) が得られている。浮遊性有孔虫，石灰質ナンノ化石，珪藻化石，放散虫化石の化石帯から推定される年代はいずれも中期中新世を示す。特に，珪藻化石層序では，本層下部が Yanagisawa and Akiba (1998) の生層序基準面 D51 (*Denticulopsis praedimorpha* var. *minor* の初産出：12.7 Ma) と D52 (*Crucidentacula nicobarica* の

終産出：12.4 Ma) の間の層準であることから，本層下限の年代は概ね 12.5 Ma と推定される (栗原ほか，2003)。また，上位の鳩山層中の下部には生層序基準面 D55 (*Denticulopsis praedimorpha* の終産出：11.4 Ma) があるため (栗原ほか，2003)，將軍沢層の上限の年代は中期中新世の上限付近の 11.6 Ma と推定される。放散虫化石からは，將軍沢層と鳩山層の間に *Cyrtocapsella tetrapera* の終産出層準 (11.9 Ma) が推定されており (松岡・鈴木，2014)，珪藻化石から推定された年代と矛盾しない。

6.4 鳩山層 (Hy)

命名・定義 福田・石和田 (1964) の都幾川層鳩山砂岩泥岩部層を基に，間嶋 (1989) が鳩山層と改称した。下位の將軍沢層を整合で覆い，上位の今宿層に整合で覆われる地層とされる (間嶋，1989)。

模式地 鳩山町奥田周辺 (間嶋，1989)。

分布 川越地域内では，鳩山町奥田，泉井，熊井，赤沼，小用の沢奥部，大平の沢沿いに分布する。

層厚 約 200 m。

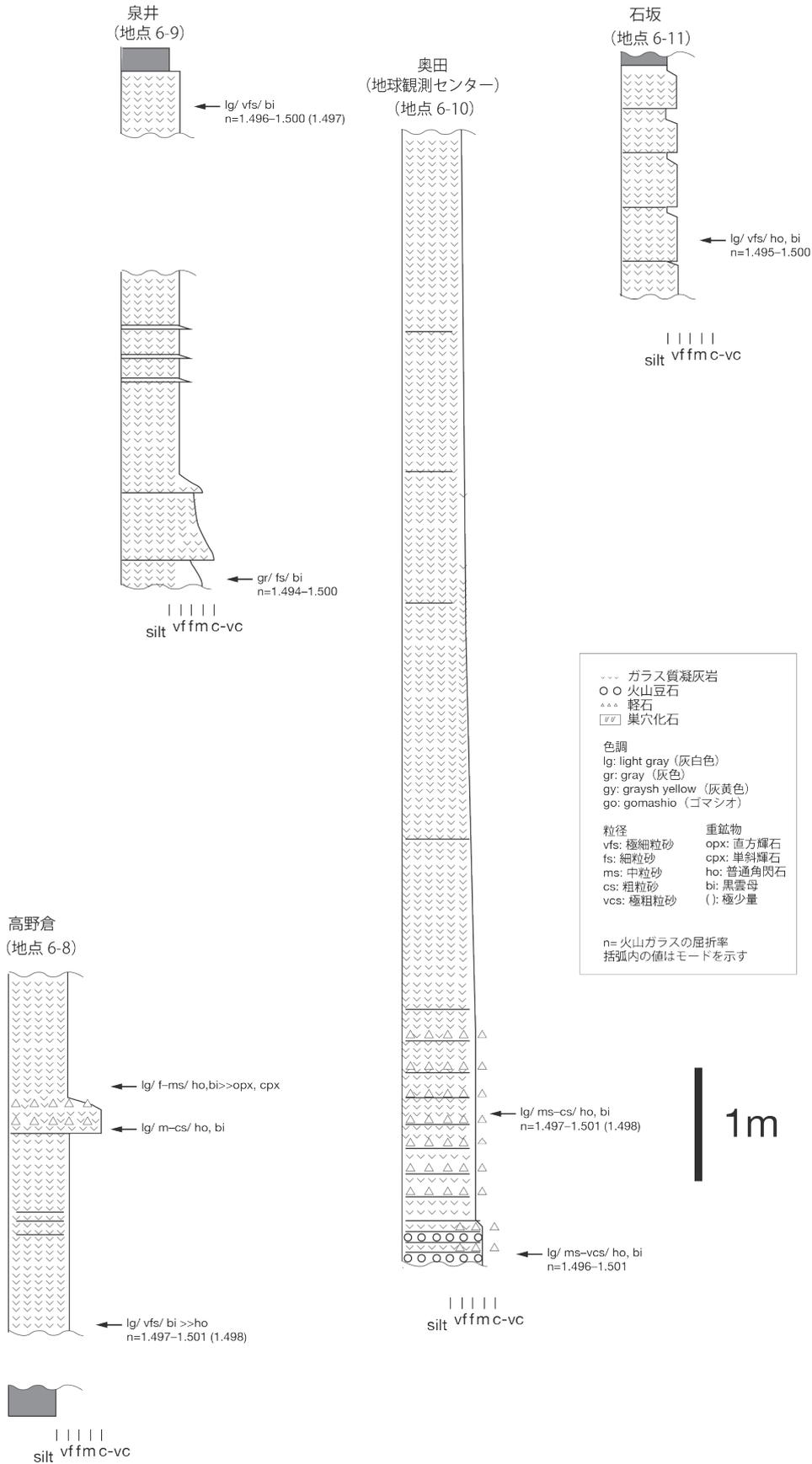
層序関係 下位の將軍沢層を整合で覆う (間嶋，1989)。將軍沢層の I-12 凝灰岩層 (間嶋，1989 の T10 凝灰岩層) の上位に最初に重なる砂岩層の基底が鳩山層の基底とされる (間嶋，1989)。上位は今宿層に整合で覆われる。

岩相 砂岩泥岩互層からなり，下部では泥岩優勢か，砂岩と泥岩の層厚比はほぼ等しく，上部では砂岩を主体とする。砂岩は細粒～中粒砂岩からなり，径 2 cm 程度の泥岩の偽礫をしばしば含む。泥岩は砂質シルト岩からなる。植物片をしばしば含む。スランプ構造が認められることがある (第 6.8 図)。

化石 植物片化石が多産する (間嶋，1989)。また，*Anadara* sp. を含む上部浅海帯の貝化石が産出する (栗原ほか，2003)。微化石は，Yanagisawa and Akiba (1998) の北太平洋珪藻化石帯 NPD5B～5C 帯に属する珪藻化石群集 (堀内・柳沢，1994)，*Lychnocanoma magnacornuta* 帯下部 (例えば，本山・丸山，1998) と Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN5 帯～RN6 帯に属する放散虫化石 (松岡・鈴木，2014；坂井，2019) が報告されている。

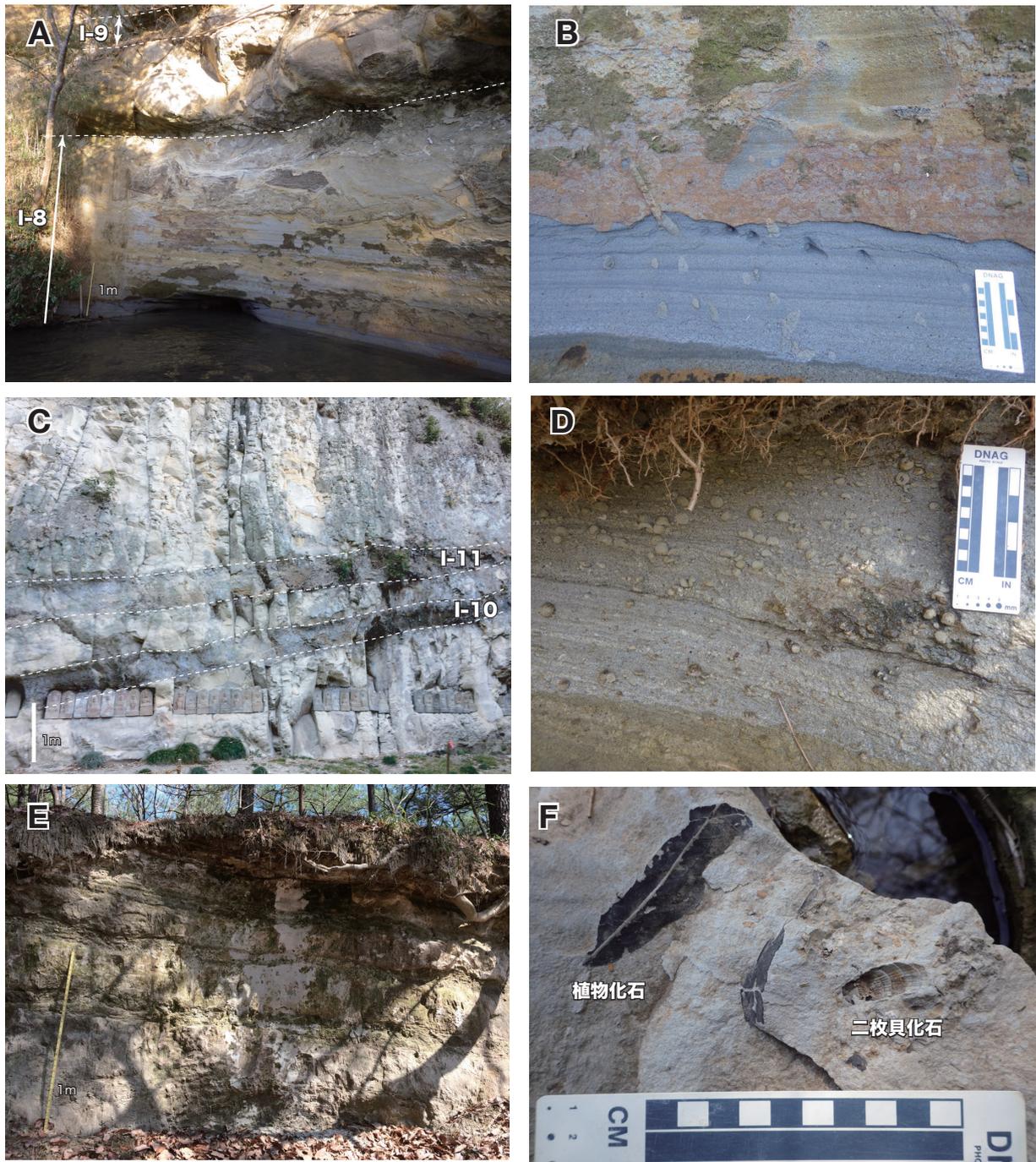
堆積環境 上部浅海帯の貝化石が産出すること (栗原ほか，2003) から，將軍沢層よりは浅海化したと考えられる。

年代 珪藻化石層序からは，本層下部に Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石生層序基準面 D55 (*Denticulopsis praedimorpha* の終産出：11.4 Ma) が位置するため (堀内・柳沢，1994)，NPD5B の最上部から NPD5C の下部に相当する。したがって，年代は後期中新世下限付近の 11.6 Ma～11 Ma 付近と推定される。放散虫化石からは，*Cyrtocapsella tetrapera* の終産出層準 (11.9 Ma) よりも上位で *Cyrtocapsella japonica* の終産出層準 (10.0 Ma) よりも



第 6.6 図 I-12 凝灰岩層の柱状図

各露頭の位置は付図 2 を参照。採取した試料の色調、粒度、重鉱物組成、火山ガラスの屈折率を柱状図横に示した。



第 6.7 図 将軍沢層の露头写真

A : I-8 及び I-9 凝灰岩層. 嵐山町将軍澤 (熊谷地域) (地点 6-6). B : 平行葉理が発達した I-8 凝灰岩層の下部. 生痕化石を含む (地点 6-6). C : 将軍沢層に見られる典型的な泥岩層. I-10 及び I-11 凝灰岩層が挟まる. 東松山市岩殿観音 (地点 6-7). D : 平行葉理が発達した I-12 凝灰岩層最下部. 火山豆石が多く含まれる. 嵐山町将軍澤の前川支流 (熊谷地域) (地点 6-12). E : I-12 凝灰岩層. 鳩山町石坂の物見山西方の尾根 (地点 6-11). F : 将軍沢層の砂質シルト中に含まれる植物化石と二枚貝化石. 嵐山町将軍澤の前川河床 (熊谷地域) (地点 6-13).

下位であるため、本層下位の年代は 11.9~10.0 Ma と推定された(松岡・鈴木, 2014).

6.5 今宿層 (Ij)

命名・定義 福田・石和田(1964)の都幾川層今宿砂岩部層を基に、間嶋(1989)が今宿層と改称した。下位の鳩山層を整合で覆う(間嶋, 1989).

模式地 鳩山町赤沼周辺(間嶋, 1989).

分布 鳩山町赤沼, 重郎に分布する.

層厚 300 m 以上.

層序関係 下位の鳩山層を整合で覆う(間嶋, 1989). 上限は、物見山層及び物見山層以上の第四系に不整合で覆

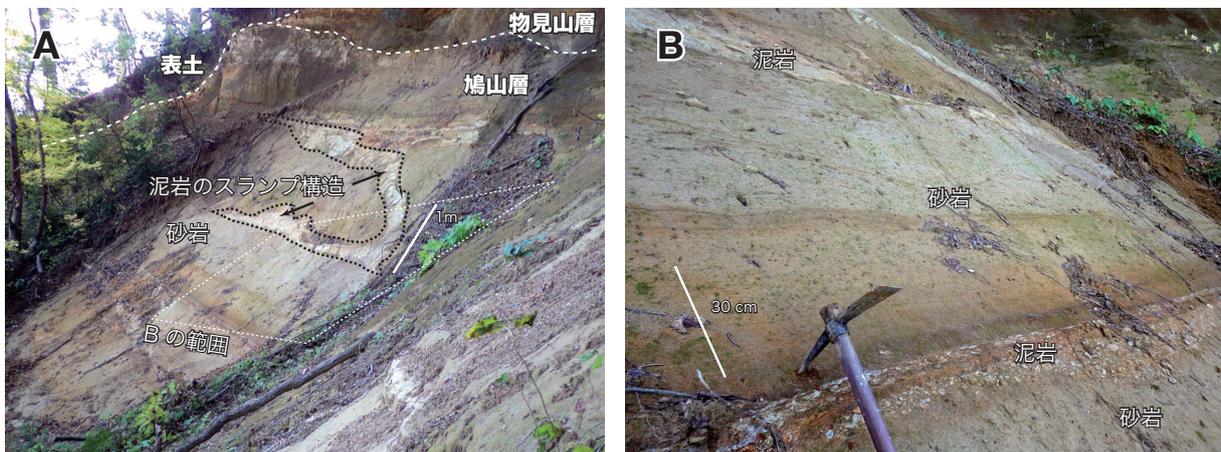
われる.

岩相 塊状の中粒~粗粒砂岩からなる(第 6.9 図). 粒径 5 mm 程度の礫や泥岩の偽礫を含むことがある. 植物片を含むことがある.

化石 保存の悪い貝化石が産出する(原田, 1999). また、北太平洋珪藻化石層序帯 NPD5C 帯に属する珪藻化石群集が報告されている(堀内・柳沢, 1994).

堆積環境 鳩山層よりも粗粒な堆積物からなり泥岩を挟まないため、下位の鳩山層よりも浅海化したと考えられる.

年代 本層からは、Yanagisawa and Akiba(1998)の北太平洋珪藻化石帯 NPD5C 帯に属する珪藻化石群集が産出するため、後期中新世の前半の 11~10 Ma 付近の年代が推定される.



第 6.8 図 鳩山層の露頭写真

A: 砂岩が卓越する砂岩泥岩互層. 露頭の上は物見山層に不整合で覆われる. 写真の真ん中付近の黒点線で囲まれた泥岩にはスランブ構造がみられる. 鳩山町泉井(地点 6-13). B: Aの露頭の拡大.



第 6.9 図 今宿層の露頭写真

A: 塊状粗粒砂岩. 風化して褐色を呈する. 鳩山町赤沼(地点 6-14). B: Aの露頭の粗粒砂岩の近接写真.

6.6 地質構造

本地域を含む岩殿丘陵に分布する中新統の地質構造は、全体的には南に開いた盆状構造を呈し、西縁は南北方向の断層によって基盤岩類と接していると考えられる。松丸・林(1980)による寄居-如意断層の南半分がこの断層に相当し、関東山地と関東平野の地形境界である八王子線(八王子構造線)(Yabe and Aoki, 1926)に相当すると考えられている(小池ほか, 1985)。本地域内において、基盤岩類と中新統が接する断層の露頭は観察されないが、熊谷地域の槻川では、基盤岩の三波川変成岩類と荒川層(上唐子層)が断層破碎帯を挟んで接しているのが観察されている(栗原ほか, 2003)。

本地域で観察された地層の傾斜は最大で 20° だが、ほとんど場合 10° 前後と緩傾斜である。全体的にはより上

位の地層が南側に分布するが、北西-南東方向、及び南北方向に褶曲軸を持つ開いた褶曲が複数認められる。この地質構造は、間嶋(1989)や栗原ほか(2003)とほぼ同様の解釈である。小池ほか(1985)は、南北及び東西方向の複数の断層を推定したが、本報告ではそれらの断層を確認することはできなかった。一方、本地域における中新統分布域の西縁付近では、比企層群市ノ川層と、層位的には上位である都幾川層群將軍沢層の上部が接している。今回の調査で断層露頭は見つからなかったが、両層の間には300万年ほどの時間間隙が想定されること、両層の境界付近では市ノ川層の傾斜が $15\sim 20^{\circ}$ であるのに対し將軍沢層の傾斜が $5\sim 10^{\circ}$ であり、両層の間に構造的な違いが認められることから、両層は南北方向の断層で接していると判断した。

第7章 上部鮮新統～下部更新統

(納谷友規)

7.1 研究史と概要

関東山地東縁の丘陵に分布する上部鮮新統～下部更新統は、鈴木(1888)の20万分の1東京図幅で洪積層として初めて記載された。地層名が与えられたのは藤本(1926)による成田層が初めてで、それ以降数多くの研究が行われ、研究の進展とともに多くの地層名が提案されてきた。ここでは、川越地域に分布する上部鮮新統～下部更新統の層序区分と地層名の変遷について述べる。層序対比表は第7.1図に、年代と模式柱状図を第7.2図に示す。

青木・田山(1930)は、関東山地東縁に分布する粘土層や亜炭層を含む地層を東京層(?)と呼び、それらを覆い、最上位の関東ローム層に挟まれる砂礫層を五日市砂礫層と呼んだ。当時、五日市砂礫層は関東山地東縁に分布する丘陵の堆積面を構成すると考えられた。

藤本(1932)は、加治丘陵に分布する亜炭や貝化石を含む砂質粘土層を仏子層と呼び、五日市砂礫層に不整合で覆われるとした。井口(1951)は、五日市砂礫層を細分し、下位より小布市礫層、凝灰岩層、阿須山礫層に区分した。一方、福田・高野(1951)は、従来仏子層よりも上位とされてきた五日市砂礫層は、仏子層よりも下位で仏子層に整合に覆われる礫層と、仏子層を不整合で覆う上位の礫層に分かれることを明らかにし、五日市砂礫層には層位の異なる礫層が混同されていたと考えた。そして、仏子層と下位の礫層を合わせて飯能層と呼び、基盤岩類を不整合で覆う下位の礫層を飯能礫層、飯能礫層を整合で覆う粘土層を仏子粘土層と区分した。この研究によって、加治丘陵に分布する鮮新～更新統の基本的な層序は確立された。以下では、飯能礫層と仏子層に分けて、それぞれの研究史について述べる。

1970年代以降、飯能礫層はさらに2つに細分される。竹越ほか(1979)は、飯能礫層を、主に角礫と泥層を主体とする下部層と円礫層を主体とする上部層に細分した。また、福田・高野(1951)では飯能層及び飯能礫層という地層名は、加治丘陵に分布する地層に限定して使われていたが、竹越ほか(1979)では関東山地の東縁に分布する他の丘陵(草花丘陵、加住丘陵、多摩丘陵)に分布する礫層についても同層準と考えすべて飯能礫層と呼んだ。本報告では、竹越ほか(1979)による飯能礫層を広義の飯能礫層と呼ぶ。広義の飯能礫層に対しては、研究者によって異なる地層名が付けられることが多く、場合によって

は同じ地層名であっても異なる層準を示す場合がある(第7.1図)。例えば、三友ほか(1986)は、高麗丘陵から加治丘陵に分布する広義の飯能礫層の調査を行い、竹越ほか(1979)による飯能礫層下部層に相当する地層を矢嵐凝灰岩層、飯能礫層上部層に相当する地層を飯能礫層と呼んだ。このように研究者によっては異なる地層名で呼ばれることがあるが、いずれの研究においても広義の飯能礫層に相当する地層は岩相によって上下2つの地層に区分されており、層序区分としてはほぼ同じとみなすことができる。

広義の飯能礫層からは、メタセコイア(*Metasequoia*)やステゴドン(*Stegodon bombifrons*: 現在ではミエゾウ(*Stegodon miensis*)と考えられている)化石が産出することから、広義の飯能礫層の年代は当時の地質時代区分で鮮新～更新世と考えられた(竹越ほか, 1979)。その後、植木・酒井(2007)は、古地磁気極性とテフラのフィッシュントラック年代などから、広義の飯能礫層の年代は前期鮮新世から前期更新世初期の範囲に及ぶこと、下部と上部の年代は、異なる丘陵間で必ずしも一致しないことを示した。そして、広義の飯能礫層に対して丘陵ごとに別の地層名を与えた。例えば、加治丘陵では、飯能礫層下部に相当する小曾木層と飯能礫層上部に相当する飯能層に区分された。

川越地域内に分布する高麗丘陵と毛呂山丘陵については、従来広義の飯能礫層として扱われており、丘陵固有の地層名は与えられていなかった。本報告では、新たに、高麗丘陵の広義の飯能礫層下部と上部に相当する地層を、巾着田層、高麗層、毛呂山丘陵の広義の飯能礫層下部と上部に相当する地層を、宿谷川層、毛呂山層と呼ぶことを提案する。

岩殿丘陵に分布する広義の飯能礫層は、渡部ほか(1950)によって、物見山砂礫層と呼ばれた。同層は福田・高野(1951)、松丸・林(1980)では物見山礫層、小池ほか(1985)、間嶋(1989)では物見山層とそれぞれ呼ばれている。その年代についてはまだよく分かっていない。

福田・高野(1951)によって仏子粘土層と呼ばれた地層について、堀口ほか(1977)は、入間川沿いに分布する仏子粘土層を、礫層を基底とする5つの部層(A～E部層)に細分し、仏子層と呼ぶことを提案した。仏子層は中期更新世に形成された高位段丘構成層である豊岡層に覆われる。ただし、豊岡層については、それを下部と上部に細分し、下部を下部更新統に対比する見解がある(例え

ば, 町田, 1973).

仏子層の年代は, 産出する大型植物化石の特徴から, 当時の年代区分の鮮新~前期更新世(ジェラシアン~カラブリアン期)(Kimura *et al.*, 1981)や, 前期更新世(カラブリアン期)(笹井化石林調査グループ, 1984)と考えられていた. 竹越・村松(1994)は, 仏子層上部のE1火山灰層のジルコンフィッシュトラック年代(以下では, ジルコンFT年代と記す)(1.03 ± 0.07 Ma)を報告した. 2000年代以降, 広域テフラが次々と見つかり仏子層の年代が詳細に決定されるようになった(植木ほか, 2006; 正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 2008; 水野・納谷, 2011; 納谷・水野, 2020). また, 植木・酒井(2007)では古地磁気層序が検討された. これらの層序学的検討により, 仏子層はジェラシアン期初期のおよそ2.5 Maからカラブリアン期前半の1.5 Maに堆積したと考えられている(納谷・水野, 2020).

本報告では, 広義の飯能礫層の層序区分は丘陵ごとに細分された区分に従った. 加治丘陵の小曾木層と飯能層, 高麗丘陵の巾着田層と高麗層, 毛呂山丘陵の宿谷川層と毛呂山層, 岩殿丘陵の物見山層という順番で記述し, 最後に仏子層について述べる. 仏子層を覆う豊岡層は本地域に分布しないので, 本報告では記載しない.

7.2 小曾木層(Os)

命名・定義 植木・酒井(2007)が命名. 基盤岩類を不整合で覆い, 飯能層に不整合で覆われる地層(第7.4図A). 竹越ほか(1979)による飯能礫層下部層のうち, 加治丘陵とその周辺に分布する地層に対して命名された. 本報告では, 加治丘陵に加えて成木・富岡丘陵に分布する地層に対してもこの地層名を用いる.

模式地 青梅市小曾木の青梅ゴルフクラブ北東端(青梅地域内)(植木・酒井, 2007).

分布 川越地域内では, 清川橋下流の成木川河床, 飯能市クリーンセンター西側の畑トンネル周辺, 赤根ヶ峠周辺, 飯能市矢風の矢久橋周辺の入間川河床に分布する. 特に, 飯能市クリーンセンターから飯能市矢風の丘陵の上には, 住宅地造成によって広く本層が露出していたとされるが(三友ほか, 1986), 現在ではほとんど観察することが出来ない.

層厚 露出が限定的で全体を観察できないが, 約10 mとされる(植木・酒井, 2007).

層相 礫層, 砂層, 泥層からなる. 礫層は礫支持で, 礫径1~5 cmの角~亜角礫を主体とする(第7.3図A). 砂層は細粒~粗粒砂からなり角礫が混ざることもあり, 斜交層理が観察される. 泥層は青灰色を呈した凝灰質シルトからなりやや砂混じりである. 本層の泥層と砂層には材化石が含まれることが多い(第7.3図B). 飯能市落合の清川橋下流の成木川河床では, 基盤岩類との不整合が

観察される. この地点では, 基盤岩類との境界は角礫を含む褐色の粘土層からなっている. 飯能市矢風の不動の沢では本層中に直立した材化石が(竹越ほか, 1979), 青梅市小曾木の黒沢川河床(青梅地域内)では大量の材化石が報告されている(三友ほか, 1986).

古地磁気 植木・酒井(2007)は, 古地磁気測定結果から, 小曾木層の大部分は正磁性であることを示し, ガウス正磁極帯に対比した. また, 川越地域内の成木川河床の1地点は逆磁性を示すことから, この区間をカエナ逆磁極帯に対比した. ただし, 小曾木層の他の地点との層位関係は不明であることから, 現段階ではカエナ逆磁極帯に対比されるかどうかの判断は難しい. 従来, 小曾木層と上位の飯能層との層位関係は不整合と考えられてきたが, 広義の飯能礫層上部層にあたる飯能層底部に挟在する矢風テフラが, 高麗丘陵では広義の飯能礫層下部層にあたる巾着田層に挟在すること, 広義の飯能礫層下部層の宿谷川層の中にガウス-松山境界が位置すること(納谷ほか, 2021)を考慮すると, 広義の飯能礫層下部層と上部層の関係は一部同時異相関係にあると考えられる. 小曾木層と飯能層の層位関係も同様に一部同時異相である可能性があり, 逆磁性を示す地点は松山逆磁極帯に対比される可能性も考えられる.

化石 本層には材化石が多く認められるが, 植物が同定された研究は少ない. 福田・高野(1951)は, 本層と思われる亜炭層に含まれる材化石は*Taxodioxylon sequoianum*に同定されるとした. 三友ほか(1986)は青梅市小曾木の黒沢川河床(青梅地域内)の本層から, *Cymbella* spp., *Pinnularia* spp.などの淡水生珪藻からなる珪藻化石群集を報告した. 植木・酒井(2007)は, 黒沢川河床の本層からメタセコイア属を含む花粉化石群集を報告している. Hayashi(1999)によって飯能市美杉台の本層から, オオミズクサハムシ(*Plateumaris constricticollis*), フトネクイハムシ近縁種(*Donacia* cf. *clavareau*)などの昆虫化石が報告されている.

堆積環境 淡水生珪藻が産出することから, 淡水環境で堆積したと考えられている(三友ほか, 1986).

年代 本層の大部分はカエナ逆磁極帯よりも上位のガウス正磁極帯に対比され, 鮮新世後期のピアセンジャン期に含まれる. 松川ほか(2006)は青梅市小曾木(青梅地域内)の本層に挟まれるテフラ層のジルコンFT年代を測定し, 2.3 ± 0.1 Ma (1σ)の年代値を報告しているが, この年代は古地磁気極性から推定される後期鮮新世という年代よりは若い.

7.3 飯能層(Hn)

命名・定義 福田・高野(1951)が命名. 植木・酒井(2007)が再定義した. 小曾木層を不整合で覆い, 仏子層に整合で覆われる地層. 竹越ほか(1979)による飯能礫層

加治丘陵とその周辺

	藤本 (1926)	徳永・飯塚 (1926)	青木・田山 (1930)	藤本 (1932)	井口 (1951)	福田・高野 (1951)	町田 (1973)	堀口ほか (1977)
成田層	礫層	五日市 砂礫層	五日市 砂礫層	阿須山礫層	豊岡礫層	上部豊岡礫層	豊岡礫層	
	凝灰岩層			凝灰岩層		下部豊岡礫層	仏子層	
			小布市礫層	飯能層	仏子粘土層	仏子粘土層		
	礫層	東京層?	仏子層		仏子層	飯能礫層	飯能礫層	飯能礫層
砂質凝灰岩								

竹越ほか (1979) 三友ほか (1986) Machida (1999) 松川ほか (2006) 植木・酒井 (2007) 正田・* (2018) 本報告

未記載	上部豊岡礫層	Kanekozaka Gravel	豊岡層	豊岡層	豊岡層	豊岡層	
仏子粘土層	下部豊岡礫層	Toyooka Gravel		豊岡層	仏子層	仏子層	仏子層
		仏子粘土層	Bushi Formation	仏子層			
飯能礫層	上部層	飯能礫層	Hanno Formation	飯能層	飯能層	上部層	飯能層
	下部層	矢風凝灰岩層	Yaoroshi Formation	矢風層		小曾木層	下部層

*: 関東平野西縁丘陵団体研究グループ

高麗丘陵とその周辺

町田 (1973) 竹越ほか (1979) 三友ほか (1986) 新井 (1995) Machida (1999) 松川ほか (2006) 正田・* (2018) 本報告

上鹿山礫層	未記載	未記載	未記載	Kamikayama Gravel	未記載	未記載	上鹿山層		
飯能礫層	飯能礫層	上部層	飯能礫層	飯能礫層	Hanno Formation	飯能層	飯能層	上部層	高麗層
		下部層	矢風凝灰岩層	矢風凝灰岩層	Yaoroshi Formation	矢風層		下部層	巾着田層

*: 関東平野西縁丘陵団体研究グループ

第 7.1 図 川越地域に分布する丘陵の上部鮮新統-下部更新統の層序区分の変遷

毛呂山丘陵とその周辺

新井 (1995)	Machida (1999)	飯能礫層	上部層	飯能層	上部層	毛呂山層
			下部層		下部層	宿谷川層
丘陵上部の礫層 (上部層)	Hanno Formation					
丘陵下部の礫層 (下部層)	Yaoroshi Formation					

*: 関東平野西縁丘陵団体研究グループ

岩殿丘陵

渡部ほか (1950)	福田・高野 (1951)	松丸・林 (1980)	小池ほか (1985)	間嶋 (1989)
物見山 砂礫層	物見山礫層	物見山礫層	物見山層	物見山層

Machida (1993)	栗原ほか (2003)	松川ほか (2006)	本報告
Hanno Formation	物見山層	飯能層	物見山層

第 7.1 図 川越地域に分布する丘陵の上部鮮新統-下部更新統の層序区分の変遷

上部層のうち、加治丘陵とその周辺に分布する地層に範囲を限定して再定義された。本報告では、加治丘陵に加えて成木・富岡丘陵に分布する地層に対してもこの地層名を用いる。

模式地 飯能市阿須の県道沿い(竹越ほか, 1979; 植木・酒井, 2007) (青梅地域内)。

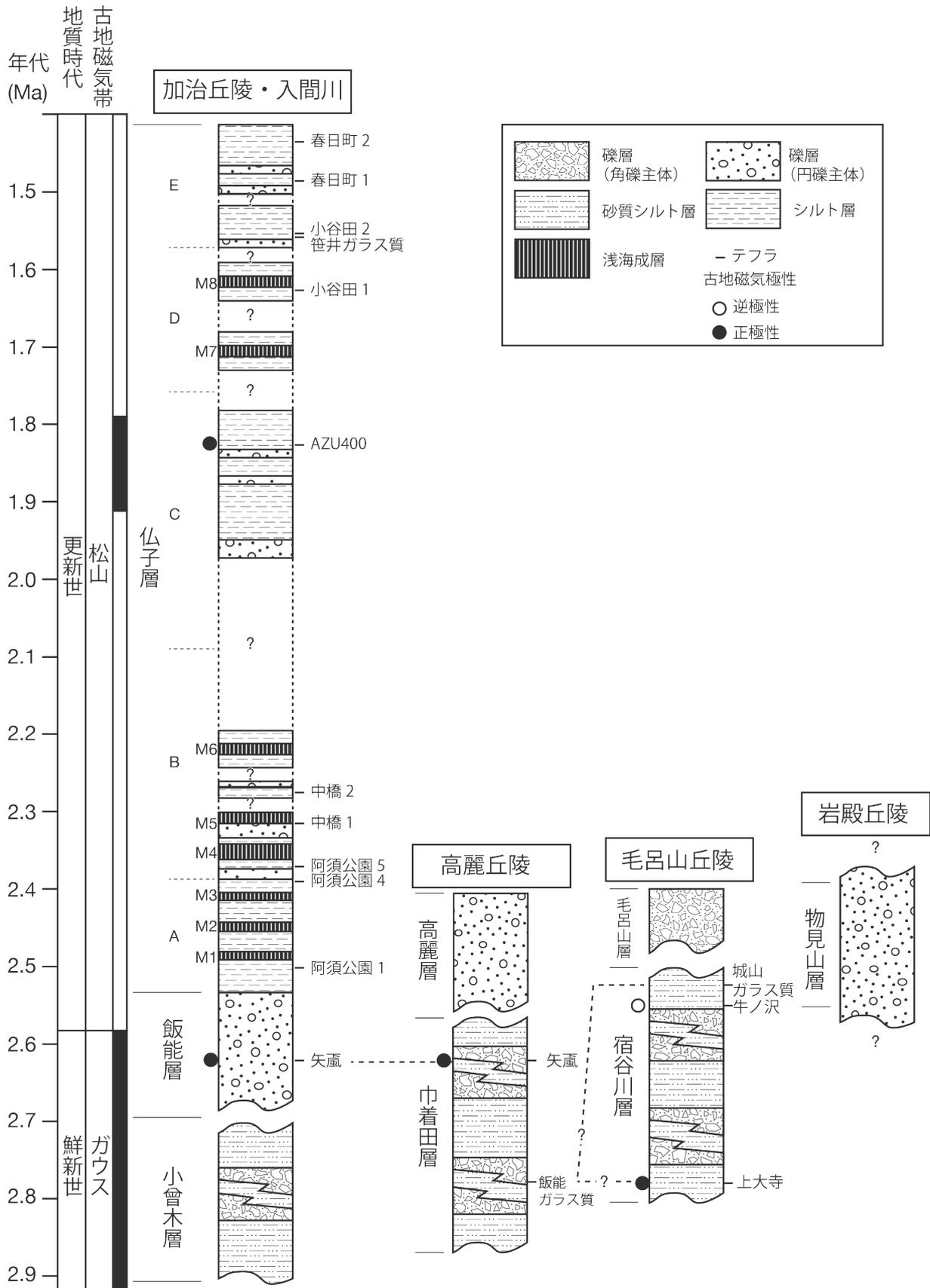
分布 川越地域内では、飯能市矢嵐の飯能大橋下流から岩沢までの入間川河床、飯能市征矢町の新大橋よりも下流の成木川河床、飯能市下直竹の飯能パークカントリークラブゴルフ場の丘陵尾根に分布する。

層厚 約 100 m とされる(植木・酒井, 2007)。加賀美ほか(1995)では 200 m と推定されている。

層相 礫層, 砂層, 泥層からなる。礫径 2~30 cm の亜円礫を主体とし、多くの場合礫支持である(第 7.4 図)。礫種は砂岩, 泥岩, チャートを主体とし、石英閃緑岩も含まれる。石英閃緑岩礫は風化していることが多い。礫層は層厚 2~3 m の堆積ユニットの重なりから構成されて

いる。各ユニットの基底は礫径 10~30 cm の中~大礫で、上部では礫径 3 cm 程度の中礫や細礫になり、最上部には粗粒砂や礫混じり粘土が観察されることもある(第 7.4 図C)。各堆積ユニットの基底は下に凸のチャンネル状の形状をしている。飯能市矢嵐の飯能大橋の下では、下位の小曾木層の泥層を、本層の円礫層が不整合で覆っているのが観察される(第 7.4 図A)。石垣・竹越(1982)は飯能層に含まれる礫の礫種について詳しく検討している。新井(2003)は、飯能層に含まれる礫の礫種と古流向を検討している。

テフラ 本層基底の円礫層上面から層厚 30 cm の泥層を挟んだ上位には、矢嵐テフラ層(正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 2018)が挟在する(第 7-4 図B)。正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(2018)によれば、矢嵐凝灰岩層という名称は、堀口(1968)によって初めて使われたが、その後、詳細な記載はされていなかった。正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(2018)は、



第 7.2 図 上部鮮新統-下部更新統の模式柱状図
丘陵ごとの岩相と年代の関係を示す。



第 7.3 図 小曾木層の露頭写真

A：角礫層と凝灰質シルト層の互層。飯能市矢嵐矢川橋上流の入間川河床(地点 7-1)。B：凝灰質シルト層とそれに挟まれる材化石(白矢印)(地点 7-1)。

飯能市矢嵐，入間川支流の不動の沢を模式地としてテフラを記載し，矢嵐テフラ層と改称した。模式地では層厚 2.4 m であるが，今回の調査ではこの露頭を見つけることができなかった。入間川河床に露出する矢嵐テフラ層は，下部の約 1 m しか観察できない。普通角閃石を多く含み，直方輝石や単斜輝石，そして黒雲母がわずかに認められた。正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(2018)は，各層準の鉱物組成変化を検討しており，最下部では直方輝石と単斜輝石を主体とし，上部では角閃石や黒雲母の割合が増えると報告した。また，模式地では火山ガラスが検出され，火山ガラスの屈折率(n)は最下部で 1.508～1.525，上部で 1.501～1.513 と幅広い特徴を示す(正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ，2018)。本調査において，入間川河床で測定された普通角閃石の屈折率(n_2)は 1.665～1.676 であった。飯能市飯能の入間川支流に露出する巾着田層に挟在するテフラも本テフラに対比されている(正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ，2018)。

古地磁気 植木・酒井(2007)は，古地磁気測定結果から，飯能層の下部は正磁性，上部は逆磁性であることを示し，下部をガウス正磁極帯に上部を松山逆磁極帯に対比した。
化石 植木・酒井(2007)は，青梅市小曾木(青梅地域内)

の本層から，メタセコイアに類似する花粉(cf. *Metasequoia*)を含む花粉群集を報告している。

堆積環境 礫支持の礫層は掃流堆積物の特徴で，河床や礫質州堆積物の特徴であることから河川環境で堆積したと推定される。

年代 ガウス正磁極帯最上部から松山逆磁極帯最下部に対比されることから，後期鮮新世のピアセンジャン期の末期から前期更新世のジェラシアン期の初期に相当する。植木・酒井(2007)は，矢嵐テフラに含まれるジルコン FT 年代を測定し， $2.5 \pm 0.1 \text{ Ma}$ (1σ) の年代を報告している。この年代は，古地磁気層序に基づく年代と大きく矛盾しない。

7.4 巾着田層 (Kc)

命名・定義 新称。基盤岩類を不整合で覆い，高麗層に不整合で覆われる地層。竹越ほか(1979)による飯能礫層下部層のうち，高麗丘陵とその周辺に分布する地層に対して命名する。

模式地 日高市巾着田の高麗川河床。

分布 模式地の他では，飯能市飯能の国道 299 号線東側の露頭，飯能市民会館の西側と東側の沢沿いに分布する。

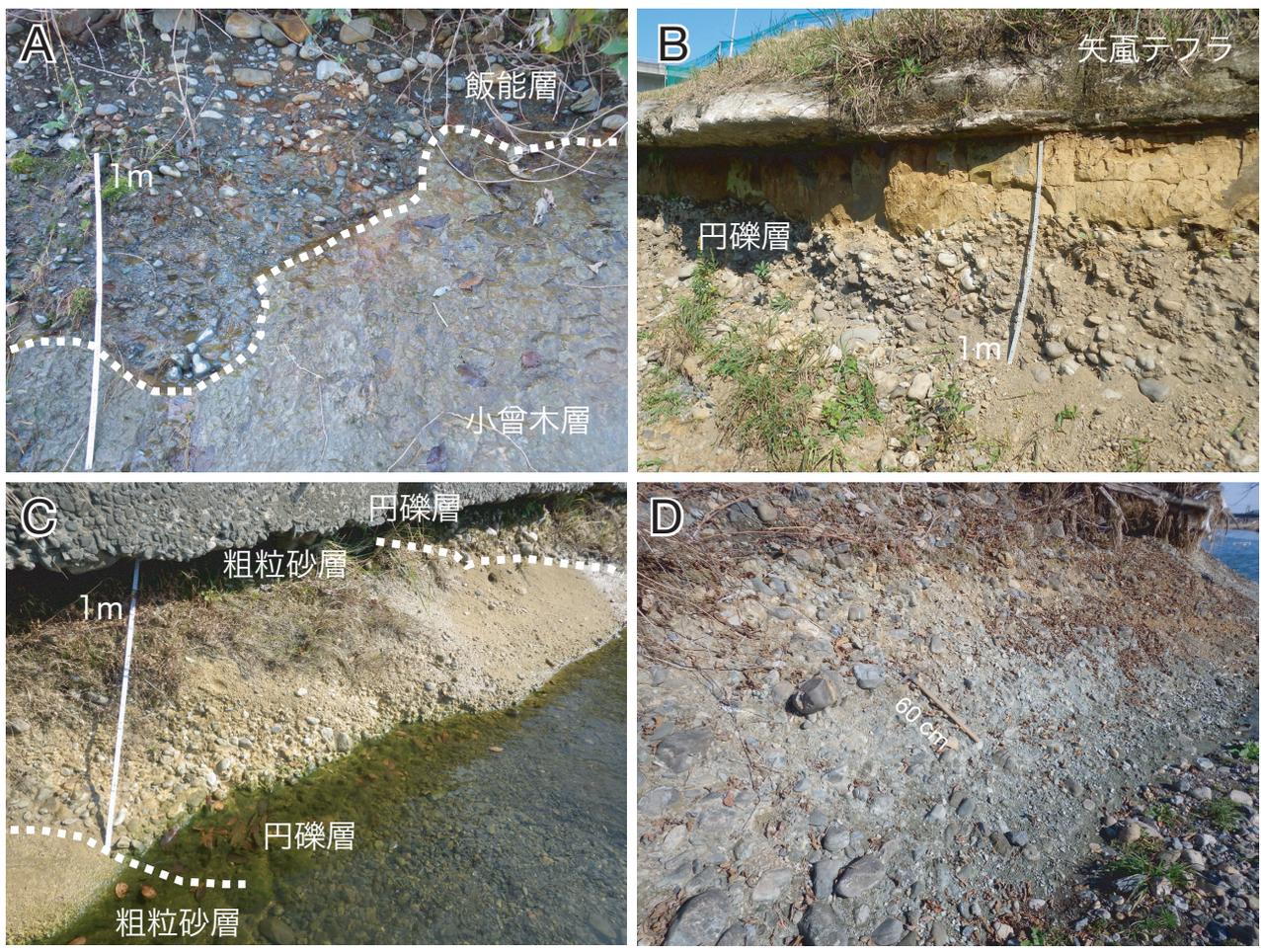
現在は見られないが、飯能斎場付近にも分布していた(飯能市, 1986)。新井(1995)は、ボーリング柱状図資料から日高市高麗本郷の巾着田の地下にも分布することを示している。

層厚 約 10 m.

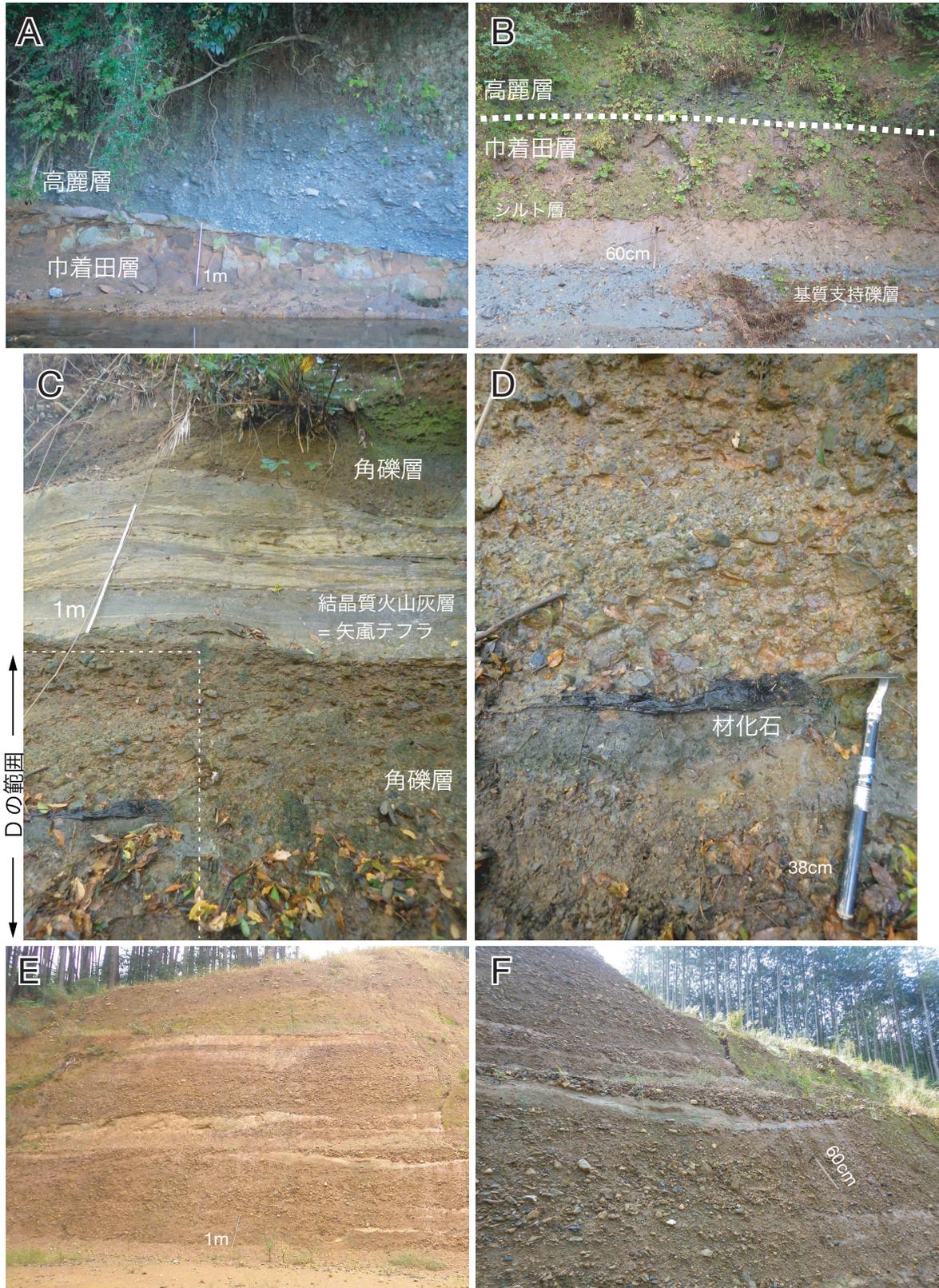
層相 礫層, 砂層, 泥層からなり, しばしばこれらは互層する。材化石を含むことがある。礫層は礫支持または基質支持で, 礫径 1~30 cm の角~亜円礫を主体とする(第 7.5 図 A~D)。砂層は中粒~粗粒砂を主体とし, しばしば細礫や泥が混じる。泥層は砂混じりシルトを主体とし凝灰質であることが多い。模式地では基質支持の不淘汰な亜円~亜角礫層と凝灰質シルト層からなり, 上部は高麗層基底面に侵食されている(第 7.5 図 A, B)。一方, 飯能市飯能の入間川支流にみられる本層は礫支持の角礫層と材化石を含むシルト層からなり(第 7.5 図 C, D), 結晶質テフラが挟在する(第 7.5 図 C)。

テフラ 飯能市飯能の飯能市民会館前の沢沿いの露頭では, 角礫を主体とする礫層の間に, 層厚 1.3 m の結晶質テフラが挟在する(第 7.5 図 C)。中粒砂サイズの結晶を主体とし斜交層理が発達する。また, 泥の薄層を挟む。重鉱物は, 普通角閃石が多く, わずかに直方輝石, 単斜輝石, 黒雲母がみられた。普通角閃石の屈折率(n_2)は, 1.667~1.678 (1.669~1.674: 括弧内はモードを示す, 以下省略)であった。正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(2018)はこのテフラ層を入間川河床の飯能層中に挟まる矢嵐テフラ層に対比している。

飯能ガラス質テフラ層(HaG)は, 飯能市飯能の国道 299 号線東側の露頭で記載された細粒~粗粒砂サイズ火山ガラスを主体とするガラス質テフラである(正田ほか, 2005)。植生に被覆されており全層準は観察できないが, 層厚は 2.5 m 以上で 3 つのユニットに区分され, 火山ガラスの屈折率(n)は 1.498~1.500 と低く, 火山ガラ



第 7.4 図 飯能層の露頭写真
 A: 下位の小曾木層との境界。飯能層の円礫層が小曾木層の泥層を侵食して重なっている。飯能市矢嵐飯能大橋下流の入間川河床(地点 7-2)。 B: 矢嵐テフラの基底部。円礫層の上位に層厚 40 cm の泥層が重なり, その上位に矢嵐テフラが重なる。飯能市南町の入間川河床(地点 7-3)。 C: 基底部が円礫層からなり上部が粗粒砂からなる堆積ユニット。飯能市岩沢の入間川河床(地点 7-4)。 D: 大礫を多く含む飯能層の円礫層。飯能市岩沢の入間川河床(地点 7-5)。



第 7.5 図 巾着田層および高麗層の露頭写真

A : 巾着田層と高麗層の境界。下位の巾着田層のシルト層と上位の高麗層の礫層が明瞭な侵食面で接している。日高市台の高麗川 (地点 7-6)。 B : 巾着田層の礫層とシルト層 (地点 7-6)。 C : 天覧入の沢における巾着田層。礫層の間に結晶質テフラを挟在する (地点 7-7)。 D : 巾着田層の角礫層に挟まる泥層には材化石が認められる (地点 7-7)。 E : 高麗層の礫層。日高市台の工事露頭 (地点 7-8)。 F : E の近接写真。礫層には層厚 50 cm 程度の泥層がレンズ状に挟まる (地点 7-8)。



第 7.6 図 宿谷川層の露頭写真

A: 日高市下大寺の宿谷川河床(地点 7-9)における宿谷川層。泥層と角礫層の互層から構成される。B: 基盤岩類と宿谷川層の不整合。礫径 30 cm 以上の巨礫を含む淘汰の悪い角礫層が基盤岩類と直接接している。日高市新堀の高麗川(地点 7-10)。C: 本層の泥層中にみられる立木化石。ハンマーの柄の長さは 60 cm。日高市南平沢の高麗川河床(地点 7-11)。

スに含まれる K_2O が1.8 wt %と高い(正田ほか, 2005). 正田ほか(2005)は, 層相や記載岩石学的特徴が類似することから, 本テフラを青梅市千ヶ瀬の多摩川沿い(青梅地域内)の友田層に挟在する千ヶ瀬2テフラ及び, 毛呂山丘陵の宿谷川層に挟まる城山ガラス質テフラ層(正田ほか, 2005)に対比した. 最近, 納谷ほか(2021)は, 毛呂山丘陵の広義の飯能礫層下部層(宿谷川層)中にガウス-松山地磁気極性逆転境界が位置することを示し, 城山ガラス質テフラ層は宿谷川層の中でも上部に位置することから, 松山逆磁極帯に含まれる可能性があり, これらのテフラ層対比のためには, 古地磁気極性を明らかにする必要性を指摘した. 飯能ガラス質テフラ層の古地磁気極性は不明であるため, 本テフラの対比や矢風テフラとの層位関係についてはさらなる検討を要する.

化石 本層には材化石が産出する.

古地磁気 飯能市飯能の飯能市民会館前の沢沿いの矢風テフラ層の脇の露頭の古地磁気極性は正磁性で, ガウス正磁極帯の上部に対比される(植木・酒井, 2007).

堆積環境 礫支持または基質支持の礫層は河床堆積物や土石流堆積物の特徴である. 材化石を含む泥層は河川の氾濫原堆積物の特徴である. また角礫を含むことから, 扇状地のような河川環境で堆積したと考えられる.

地質構造 東北に向かって緩く傾斜している.

年代 矢風テフラ層とほぼ同層準はガウス正磁極帯の上部に対比されることから(植木・酒井, 2007), 少なくとも後期鮮新世のピアセンジアン期末期を含む. それ以外の年代を示す資料は得られていないため, 詳しい年代範囲は不明である.

7.5 高麗層 (Km)

命名・定義 新称. 基盤岩類と巾着田層を不整合で覆い, 上鹿山層以上の地層に不整合で覆われる地層. 竹越ほか(1979)による飯能礫層上部層のうち, 高麗丘陵とその周辺に分布する地層に対して命名する.

模式地 日高市台の高麗川河床及び河食崖.

分布 国道299号線よりも東側で県道30号線よりも西側の高麗丘陵に分布する. また, 天覚山から天覧山間の稜線上にも断片的に分布する.

層厚 約100 m.

層相 礫支持の亜円~円礫層からなる礫層と, 礫層の間に挟まる泥層からなる. 礫径は1~30 cmで礫種はチャート, 砂岩, 泥岩を主体とする. 礫層単層は1~3 m程度の層厚があり, しばしばチャンネル状の形態がみられる(第7.5図E, F). 泥層は数10 cmから2 m程度の層厚があるが, 礫層のチャンネル構造に削剥されて, 側方の連続性は良くなく, しばしばレンズ状に挟まる. 泥層の中には礫層がレンズ状に挟まることもある. 模式地では, 下位の巾着田層のシルト層と明瞭な侵食面で接しているのが観

察される(第7.5図A). 飯能グリーンカントリークラブ北側の稜線に分布する本層には, 礫径30 cm程度の亜円礫を主体とする礫層からなり, 礫支持と基質支持の部分がみられる. 基質は黄褐色の砂混じり泥からなる. また, 径50 cm~3 mほどの巨礫が尾根の頂部に観察されることがある. 石垣・竹越(1982), 新井(1995, 1996, 2003)は本層に含まれる礫の礫種を詳しく検討し, 本層に含まれる礫はチャート, 砂岩, 泥岩を主体とし, 高麗丘陵の南端部ではこれらに加え石英閃緑岩を含むとした. 新井(1995, 1996, 2003)は礫層の古流向を検討し, 南西から北東方向の流れを推定した.

テフラ 本層からテフラは見つかっていない.

化石 本層から化石は見つかっていない.

古地磁気 本層で古地磁気は測定されていない.

堆積環境 礫支持または基質支持の礫層は河床堆積物や土石流堆積物の特徴であることから, 河川環境で堆積したと考えられる.

地質構造 東北に向かって緩く傾斜している.

年代 下位の巾着田層には後期鮮新世のピアセンジアン期末期が含まれるため, それよりも年代は若いと考えられるが, 詳細な年代は不明である.

7.6 宿谷川層 (Sy)

命名・定義 新称. 基盤岩類を不整合で覆い, 毛呂山層以上の地層に不整合で覆われる地層. 竹越ほか(1986), 正田ほか(2005)による飯能礫層下部層のうち, 毛呂山丘陵とその周辺に分布する地層に対して命名する. 新井(1995)の丘陵下部の礫層(下部層)に相当する.

模式地 日高市上大寺付近の宿谷川河床.

分布 日高市上大寺付近の宿谷川河床及び支沢. 日高市北平沢の天神社裏の切り通しの法面(現在は被覆されている). 日高市栗坪付近から坂戸市けやき台の城西大学付近までの高麗川河床と河食崖. 坂戸市多和目の城山の森の高麗川支沢.

層厚 50 m以上.

層相 礫層, 砂層, 泥層からなり, しばしばこれらは互層する. 本層で最も普通にみられる層相は次の通りである. 礫層は礫径1~5 cmの角~亜角礫からなり, 単層の層厚は10 cm~3 m程度であることが多い. 多くの場合は礫支持だが, 基質支持の礫層も存在する. 礫層の基底は下に凸のチャンネル状であることが多い. 礫層には泥層が挟まる. 泥層は灰色~青灰色でしばしば砂質である. 植物片や材化石を含み, 黒色の有機質泥を挟むこともある. 泥層単層の層厚は10 cm~3 mで, しばしばレンズ状に礫層や砂層の薄層を挟む(第7.6図A). 日高市北平沢の工事露頭では, 泥層に層厚30~80 cm程度の凝灰質な細粒砂層が挟まる. 日高市新堀の出世橋周辺の高麗川沿いでは, 基盤の千枚岩質泥岩を不整合で覆う本層が観察され

る(第7.6図B)。この地点では、基盤岩と明瞭な侵食面で接しており、境界面を礫径50~70 cmの角礫からなる淘汰の悪い礫支持の礫層が覆っている。出世橋の下流では、層厚1 mほどで、基底の数10 cmが植物片混じりの粘土層からなり、その上位で礫径5~10 cmの角礫を含む基質支持の礫層に上方に向かって粗粒化する地層の重なりが観察された。日高市上大寺の宿谷川河床では、褐色に風化して粘土化したチャートからなる基盤岩を、礫径2~5 cmの角礫を主体とする礫支持の礫層が明瞭な境界面で接している。日高町史編集委員会(1991)、新井(1995)は、宿谷川層に挟まる礫層の礫種組成と古流向を検討し、西南西から東北東に向かう流れを推定した。本層の泥層には多くのテフラ層が挟まる。

テフラ これまでに3層のテフラ層、下位より上大寺テフラ、牛ノ沢テフラ、城山ガラス質テフラ層、が記載されている。

上大寺テフラ(納谷ほか, 2021)は、日高市上大寺の宿谷川支沢の本層最下部付近に挟まる、細粒~中粒砂サイズの火山ガラスを主体とするガラス質テフラで、多摩川沿いの友田層に挟まる千ヶ瀬2テフラに対比される(納谷ほか, 2021)。

牛ノ沢テフラ(納谷ほか, 2021)は、坂戸市多和目の高麗川の支沢である牛ノ沢と、日高市北平沢の天神社裏の切り通しで観察された細粒ガラス質テフラで、川越地域の北東端にあたる川島町で掘削された掘進長600 mのボーリングコア(川島コア)の深度380.5 mに挟まれるテフラ(KJT-380.5テフラ)にも対比される。東海地方に分布する東海層群に挟まる鈴峰テフラ(宮村ほか, 1981)に対比される広域テフラである(納谷ほか, 2021)。

城山ガラス質テフラ層(SiG)(正田ほか, 2005)は、坂戸市けやき台の城西大学下の高麗川の河食崖の本層中に挟まる、細粒から粗粒砂サイズの火山ガラスを主体とするガラス質テフラである。正田ほか(2005)は、記載岩石学的特徴が一致することから、友田層の千ヶ瀬2テフラに対比されるとした。納谷ほか(2021)は、宿谷川層の古地磁気の検討から、宿谷川層の上部は松山逆磁極帯に対比されることから、宿谷川層の中でも最上部に位置するSiGテフラは、ガウス正磁極帯に対比される千ヶ瀬2テフラには対比されない可能性を指摘した。SiGテフラの対比については古地磁気極性による検証が必要であろう。

化石 本層から材化石が産出するが植物化石の詳細は検討されていない。日高市史編集委員会(1991)は、本層の泥層中に立木状の産状を示す材化石を報告しており、本調査でも立木化石が観察された(第7.6図C)。

古地磁気 納谷ほか(2021)によれば、本層の古地磁気極性は、下部では正極性であり、牛ノ沢テフラよりも上位では逆極性であるとし、下部をガウス正磁極帯最上部、

上部を松山逆磁極帯最下部に対比した。

堆積環境 礫支持または基質支持の礫層は河床堆積物や土石流堆積物の特徴である。材化石を含む泥層は河川の氾濫原堆積物の特徴である。このような特徴に加え角礫を多く含むことから、扇状地のような河川環境で堆積したと考えられる。

地質構造 東北に向かって緩く(数度)傾斜している。

年代 本層最下部付近に挟在する上大寺テフラは、友田層の千ヶ瀬2テフラや房総半島の千倉層群に挟在するOikura4テフラに対比される広域テフラで、千倉層群における底生有孔虫殻で測定された酸素同位体比曲線との対比に基づき、酸素同位体ステージG9に対比され、2.79 Maに降灰したとされる(Tamura *et al.*, 2016)。牛ノ沢テフラは東海層群の鈴峰テフラに対比される広域テフラで、松山逆磁極帯基底付近に挟在する。従って、本層は、後期鮮新世のピアセンジアン期末期から前期更新世のジェラシアン期初期に相当し、2.8~2.5 Maごろの地層と考えられる。ただし、本層上限の詳細な年代は不明である。

7.7 毛呂山層(My)

命名・定義 新称。基盤岩類と宿谷川層を不整合で覆い、段丘堆積物以上の地層に不整合で覆われる地層。竹越ほか(1986)、正田ほか(2005)による飯能礫層上部層のうち、毛呂山丘陵とその周辺に分布する地層に対して命名する。新井(1995)の丘陵上部の礫層(上部層)に相当する。

模式地 坂戸市多和目の城山の森の崖。

分布 日高市山根付近から城山付近の毛呂山丘陵の頂部に分布する。

層厚 30 m以上。

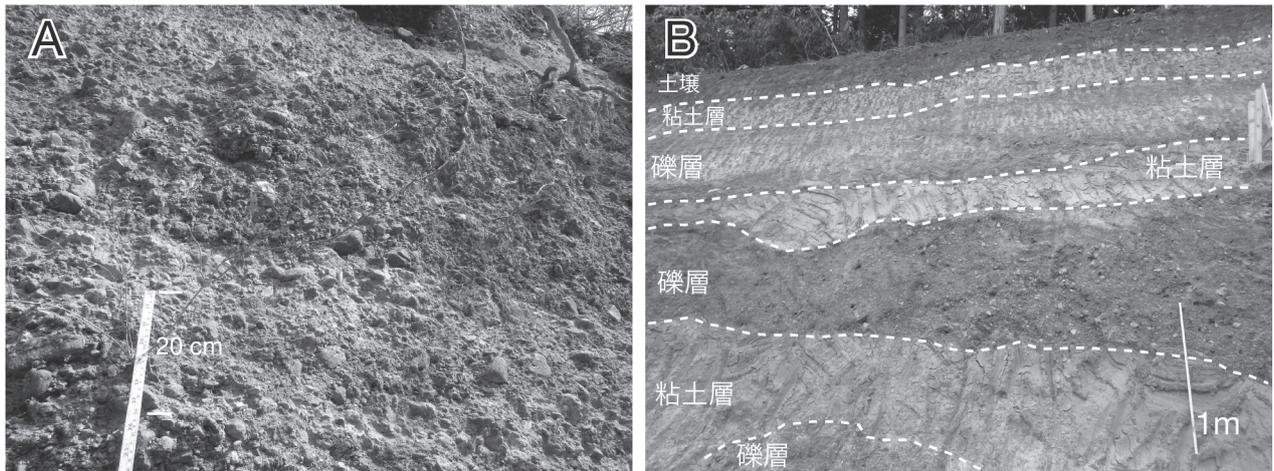
層相 礫層と泥層からなり、しばしばこれらは互層する。礫層は礫径1~20 cmの垂角~垂円礫を主体とする(第7.7図A)。一般的に礫支持だが、部分的に基質支持である。礫種は、砂岩、チャート、泥岩を主体とする。礫層の層厚は50 cm~3 m程度で基底は下に凸のチャンネル状の侵食面からなり、レンズ状に挟在することもある。礫層の間には泥層(粘土層)が挟まり互層する(第7.7図B)。泥層は白~褐色の粘土からなり、礫が混ざることがある。日高市史編集委員会(1991)、新井(1995)は、本層の礫種組成と古流向を検討し、西から東への古流向を推定した。

化石 本層から化石の産出は確認されていない。

堆積環境 礫支持または基質支持の礫層は河床堆積物や土石流堆積物の特徴であることから、河川環境で堆積したと考えられる。

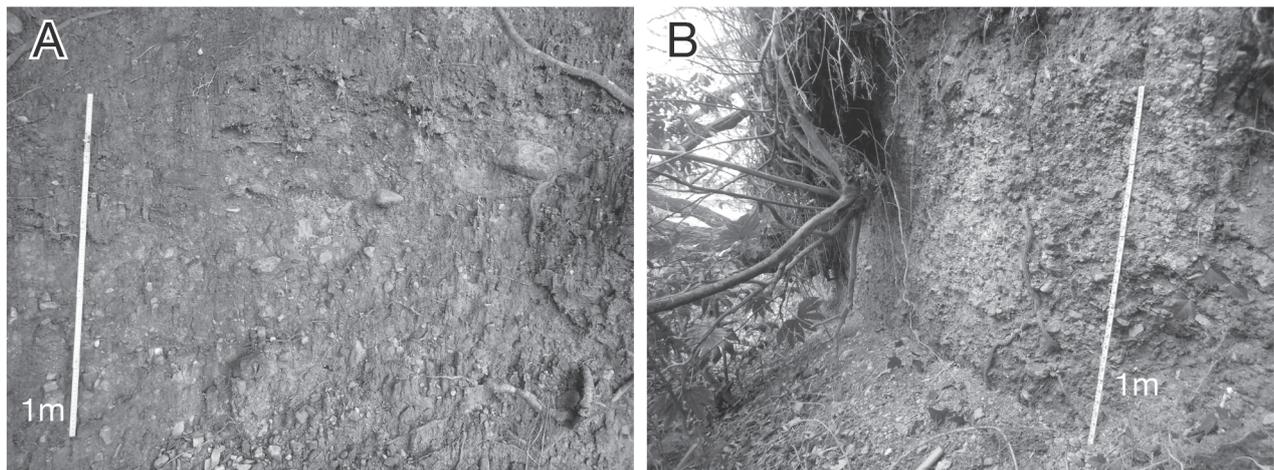
地質構造 不明。

年代 本層が不整合で覆っている宿谷川層は前期更新世初期まで堆積していたと考えられるため、本層の堆積は



第 7.7 図 毛呂山層の露頭写真

A：模式地における本層の礫層。坂戸市多和目(地点 7-12)。B：日高市山根の工事露頭(地点 7-14)。層厚 50~100 cm 程度の礫層と粘土層の互層からなる。



第 7.8 図 物見山層の露頭写真

A：模式地における本層の礫層。東松山市岩殿，物見山山頂付近(地点 7-15)。B：毛呂山町西戸(地点 7-16)における本層の礫層。

前期更新世初期以降と考えられるが，詳しい年代は不明である。

7.8 物見山層 (Mm)

命名・定義 渡部ほか(1950)の物見山砂礫層に基づき小池ほか(1985)は物見山層と呼んだ。

模式地 これまで明確に定義されていなかったが，本報告では岩殿丘陵の物見山山頂付近とする。

分布 物見山山頂付近より南側の岩殿丘陵頂部に広く分布する。

層厚 100 m 以上。

層相 礫層からなる。礫径 1~20 cm の亜円~亜角礫を主

体とする礫支持礫層からなる(第 7.8 図)。ほとんどが塊状の礫層からなる。礫はチャート，砂岩，泥岩，結晶片岩などから構成され，砂岩はくさり礫となっていることが多い。基質は泥質砂からなる。中井ほか(2007)は物見山層の礫層の礫種組成，帯磁率，古流向を検討している。それによれば，古流向は西から東へ流れた地点と，北東から南西へ流れ地点が認められた。

化石 本層から化石の産出は確認されていない。

堆積環境 礫支持の礫層は掃流堆積物の特徴で，河床や礫質州堆積物の特徴であることから河川環境で堆積したと推定される。

地質構造 不明。



第 7.9 図 仏子層の柱状図位置図
 納谷・水野 (2020) に加筆.

年代 本層は広義の飯能礫層に対比され(竹越ほか, 1979), 鮮新～前期更新世の地層と考えられているが, 年代を示す根拠は得られておらず, 年代の詳細は不明である.

7.9 仏子層 (Bs)

命名・定義 藤本 (1932) が命名, 福田・高野 (1951) が仏子粘土層と呼び, 堀口ほか (1977) が仏子層と再定義した. 下位の飯能層を整合に覆い, 豊岡層(本地域には分布しない)以上の地層に不整合で覆われる地層である.

模式地 堀口ほか (1977) は, 入間市仏子の切り通しから笹井までの間, すなわち仏子層分布範囲全体を仏子層の模式地として設定したが, 範囲が広すぎるため, 福田・高野 (1951), 植木・酒井 (2007) に従い, 飯能市阿須から入間市仏子の切り通しを本層の模式地とする.

分布 飯能市阿須の駿河台大学付近(青梅地域内)から入間市上小谷田の加治丘陵東部と, 飯能市岩沢から狭山市笹井の入間川河床に分布する(第 7.9 図, 第 7.10 図).

層厚 100 m 以上.

層相 仏子層は, 礫層, 砂層, 泥層からなる. 堀口ほか (1977) は, 仏子層を顕著な礫層を基底とする A～E 部層に区分した. 納谷・水野 (2020) は, 層相に基づいてユニット区分をし, 堀口ほか (1977) とほぼ同様に 5 つのユニット(下位よりユニット A～E)に区分した. 以下では, 納谷・水野 (2020) の区分に基づき, 各ユニットの層相について記述する.

最下位のユニット A は, 主に泥層と砂混じり泥層からなり, 層厚数 10～100 cm の亜炭層を複数層挟む. 大型植物化石が頻繁に産出する. 泥層からなる 3 層の海成層 (M1～M3) が挟まる(第 7.11 図 A).

ユニット B は, 主に泥層と砂混じり泥層からなり, 斜交層理が認められる礫層や砂層が複数層挟まる. 最も下位の礫層の基底が本ユニットの基底をなす(第 7.11 図 B). 生痕化石が認められる砂層及び泥層からなる 3 層の海成層 (M4～M6) が挟まる(第 7.11 図 C). M4 海成層からは貝化石が産出する. M4 海成層の上位には, 最大径 30 cm の良く円磨された円礫を含む細粒～粗粒砂層が重なる. この円礫は関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2007, 2010) が「ころころ石」というフィールドネームで

呼んだ円礫層に相当する。

ユニットCは、シルトや砂質シルト層を主体とし、しばしば有機質シルトを挟有する。また、チャンネル状の侵食面を有し斜交層理が認められる礫層と砂層が挟まる。礫層は亜円～亜角礫からなり最大礫径は約10 cmである。

ユニットDは、主に泥層及び砂層からなる。2層の海成層を挟む。下位のM7海成層は生痕化石が発達したシルト層と砂質シルト層からなり、貝殻の印象化石を含む。上位のM8海成層は生痕化石がみられる砂層や泥質極細粒砂層が挟まるシルト層からなる。海成層(M8)の下位には、植物片を含む砂質シルト層と、礫径2～5 cmの亜角～角礫を主体とする礫層が挟まる。

ユニットEは、主に礫層、泥層、有機質泥層からなる。本ユニット基底は、最大礫径20 cmの円礫を主体とする礫層からなる。この礫層の上位には、粘土化した結晶質テフラ(小谷田2テフラ)が重なる。小谷田2テフラは加治丘陵では約4.5 mの層厚がある。小谷田2テフラは堀口ほか(1977)のE1テフラに対比されるが、現在入間川沿いで観察されるE1テフラの層厚は15 cm程度とされており(正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 2018)、地点によりその層厚は大きく異なる。笹井堰の下流の入間川河床において観察される本ユニット最上部は、チャンネル状の侵食面を有し斜交層理が発達する礫層、砂質シルト、植物化石が豊富に産出する有機質泥層からなる(第7.11図D)。

化石 仏子層に産出する化石については、大型植物化石、花粉化石、貝化石、有孔虫化石、昆虫化石、大型哺乳類化石、生痕化石、珪藻化石に分けて記述する。

大型植物化石：仏子層は古くから亜炭を豊富に産する地層として知られ(徳永・飯塚, 1926)、そこから産出する植物化石については多くの報告がある。島倉(1934, 1936)は、仏子層の亜炭層から*Taxodioxylon sequoianum*や*Glyptostroboxylon tenerum*等の材化石の産出を報告した。藤本(1977a, b)、Kimura *et al.* (1981)、笹井化石林調査グループ(1984)は、笹井堰下流の入間川河床(ユニットEの最上部)から、メタセコイア属(*Metasequoia*)やオオバタグルミ(*Juglans cinerea* var. *megacineria*) (第7.12図)などの前期更新世以降に日本から消滅したとされる植物化石の産出を報告した。大澤(1984)、入間川足跡化石発掘調査団(1993)や松岡・大澤(2005)は、ユニットAのM3海成層付近とユニットBのM6海成層付近の泥炭層そしてユニットEの笹井にて、上記の消滅種以外に、オオバラモミ(*Picea koribai*)や、シキシマサワグルミ(*Cyclocarya paliurus*)などの産出を報告した。松岡・大澤(2005)は、それまでに仏子層から産出した植物化石の一覧表を示した。笹井堰の下流では化石林が報告されており、本調査では立木化石を観察することができた(第7.11図D)。

花粉化石：笹井化石林調査グループ(1984)は、ユニットEの最上部の亜炭質粘土層から、メタセコイア属

(*Metasequoia*)を含む花粉化石の産出を報告した。楡井(1992, 1995)は、M3海成層とM6海成層付近のシルト質堆積物の花粉分析を行い、メタセコイア属-スイショウ属(*Metasequoia-Glyptostrobus*)、イヌカラマツ属(*Pseudolarix*)、コウヨウザン属(*Cunninghamia*)、カリヤグルミ属(*Carya*)、ハリゲヤキ属(*Hemiptelea*)などの消滅属を含む花粉群集を報告した。さらに楡井(1995)は、2つの層準のうち、上位のM6海成層付近の花群集では、イヌカラマツ属やカリヤグルミ属が産出しないこと、また大阪層群との比較から、下位のM3海成層付近は古谷・田井(1993)によるメタセコイアB帯に、M6海成層付近をメタセコイアC帯に対比した。

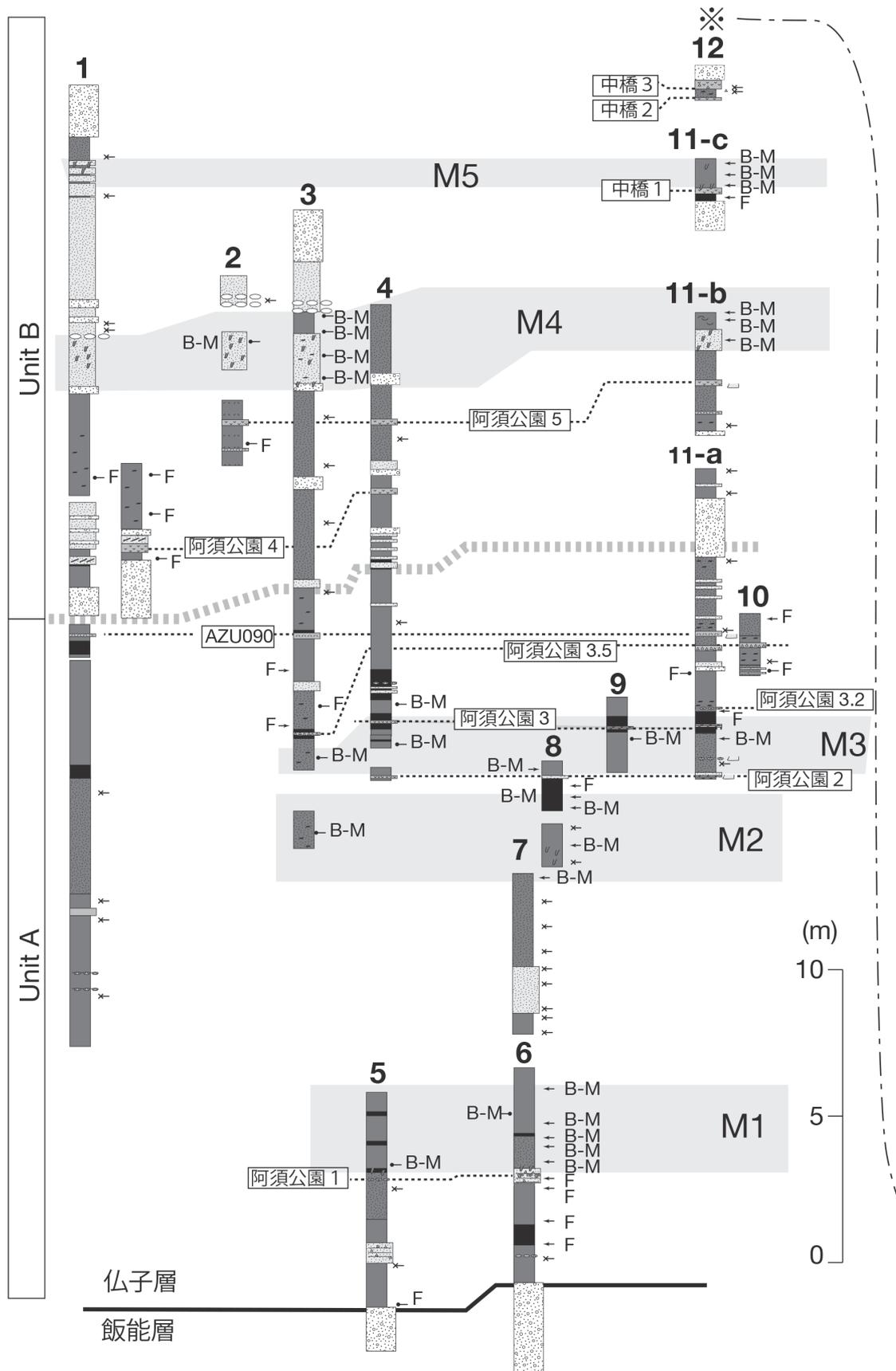
貝化石：仏子層から貝化石が産出することは古くから知られている(徳永・飯塚, 1926)。これまでに、M4海成層とM7海成層から貝化石群集が報告されている。関東平野西縁丘陵団体研究グループ(2010)は、M4海成層から、イボウミニナ(*Batillaria zonalis*)、オキシジミ(*Cyclina sinensis*)など、干潟の砂泥底や潮下帯～湾奥部に生息する種からなる貝化石群集を報告した。竹越(1986)、小幡(1997)は、福田・高野(1951)が牛沢貝層と呼んだM7海成層の貝層から、サルボウ(*Scapharca cf. subcrenata*)、イボウミニナ(*Batillaria cf. zonalis*)、ハイガイ(*Tegillarca granosa*)、マガキ(*Crassostrea gigas*)、ヤマトシジミ(*Corbicula japonica*)などを含む、湾奥部の砂泥質干潟に生息する種を主体とする貝化石群集を報告した。また、正確な層準は不明だが、竹越(1986)は、ユニットAに相当するA部層の最下部付近から貝化石を報告している。

有孔虫化石：福田・高野(1951)は、M7海成層に相当する牛沢貝層から、*Elphidium planum*、*E. etigoense*、*Rotalia beccarii*などの有孔虫化石が豊富に産出したことを報告している。

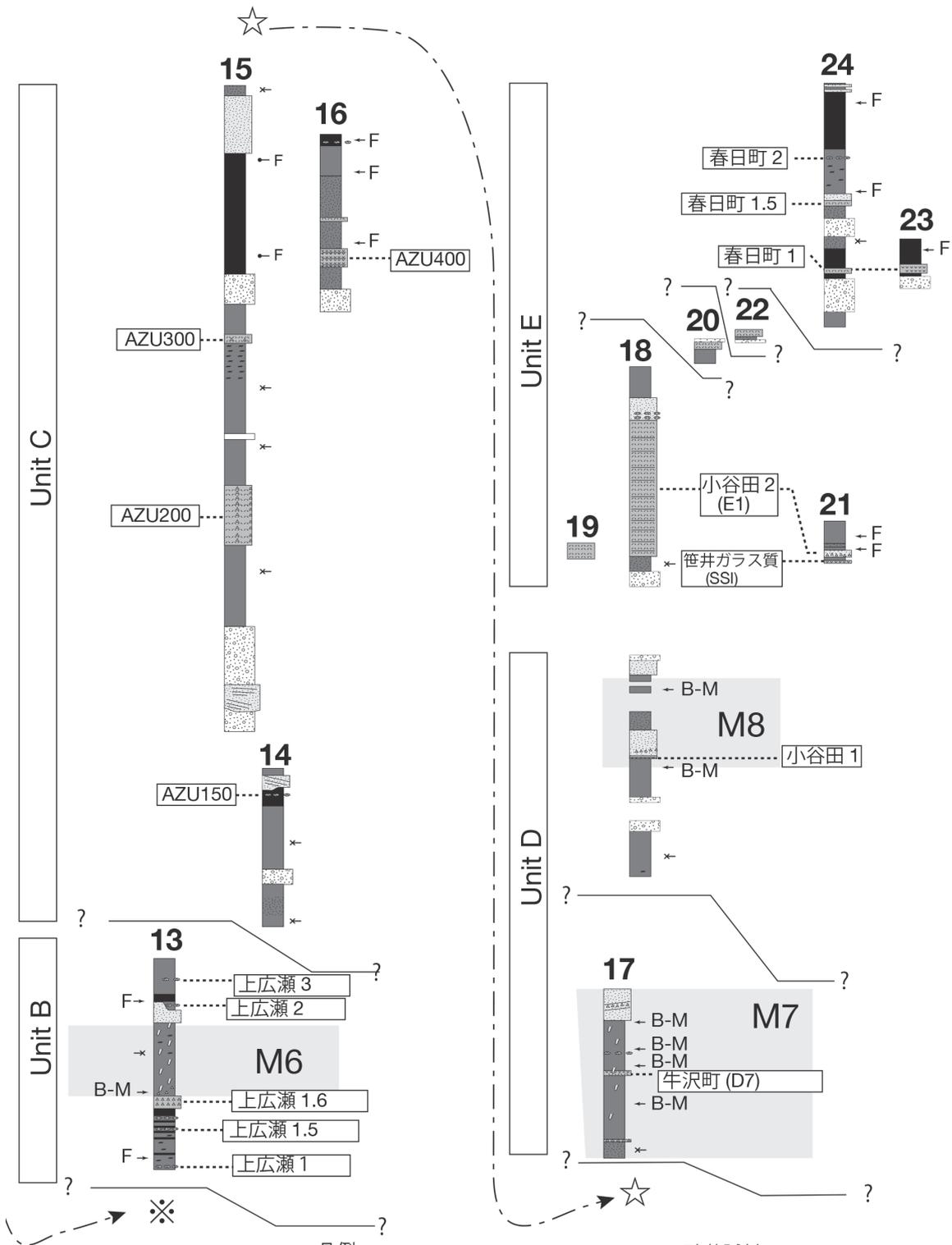
昆虫化石：林(1996)は、M3海成層付近の亜炭層と、ユニットE最上部の笹井化石林の亜炭層から、ネクイハムシ類やゴミムシ類が優占しミズスマシ属(*Gyrinus*)を伴う昆虫化石群集を報告した。また、M3海成層付近の亜炭層からは、ミズクサハムシ属の化石種(*Platenumaris dorsata*)が記載された(Hayashi, 1997, 1999)。

大型哺乳類化石：藤本(1939)が象牙化石を報告して以来、これまでユニットA～Dの8地点でゾウ(長鼻類)化石の産出が報告されている(入間川足跡化石発掘調査団, 2003)。中でも、入間市笹井の入間川沿いの崖では、アケボノゾウ(*Stegodon aurorae*)の臼歯ほかの化石産出(堀口ほか, 1978)に続き、全身の骨格化石の産出が報告された(坂本ほか, 1988)。この産出層準は、堀口ほか(1977)のD部層(本報告のユニットD)とされ、海生の貝化石が共産するとされる(坂本ほか, 1988)。入間川足跡化石発掘調査団(2003)は、入間市谷ヶ貫(青梅地域内)の本層からシカ科の骨化石を報告している。

生痕化石：本層の海成層からは多くの化石生管の報告



第 7.10 図 仏子層の柱状図
 納谷・水野 (2020) に基づくが、その後の調査に基づき一部加筆した。柱状図の位置は第 7.9 図を参照。

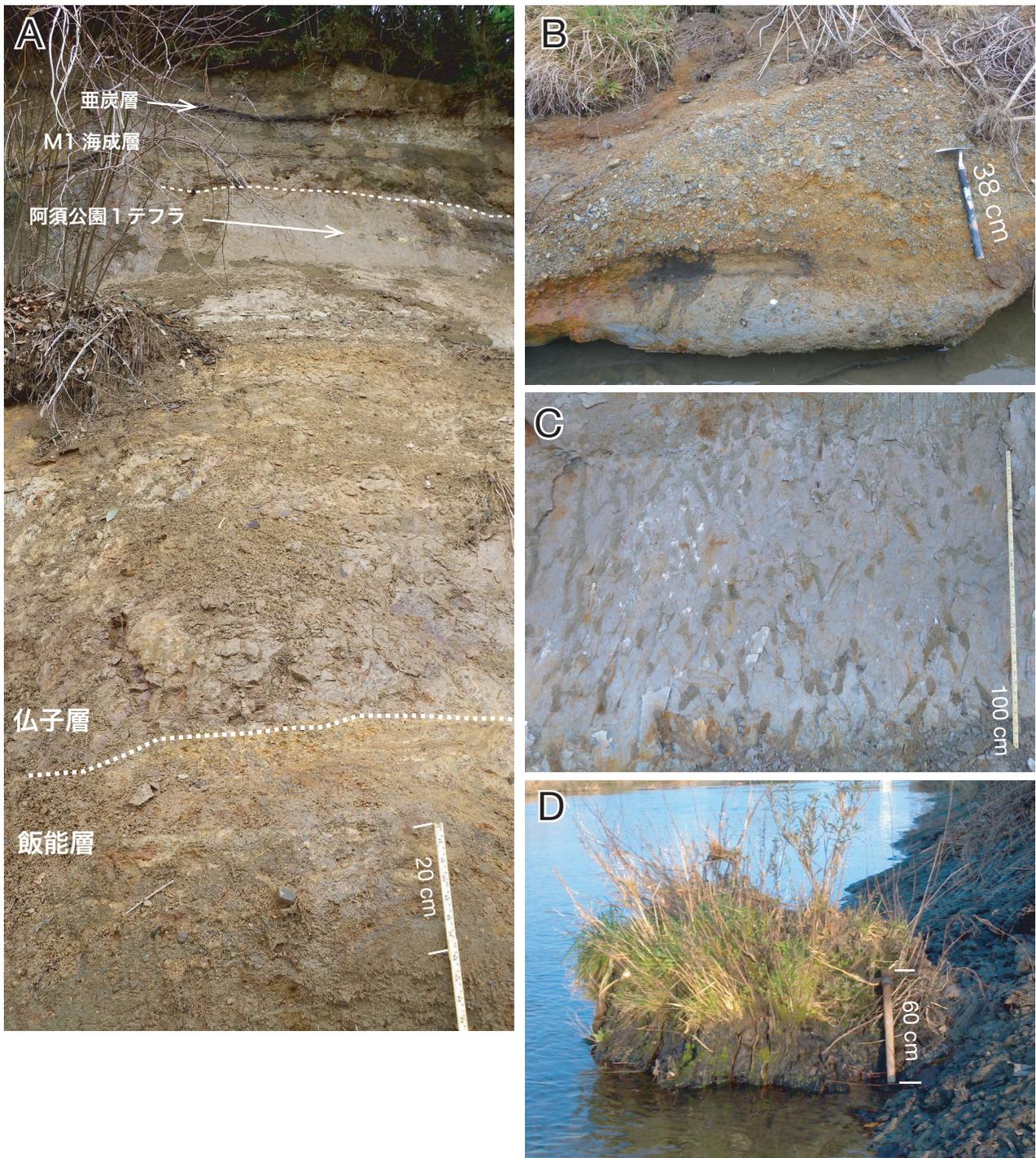


凡例

テフラ名	テフラ	ガラス質テフラ
海成層	垂炭, 泥炭	結晶質テフラ
	泥	軽石テフラ
	砂質泥	生痕
	砂	足跡
	礫	貝殻
		植物片

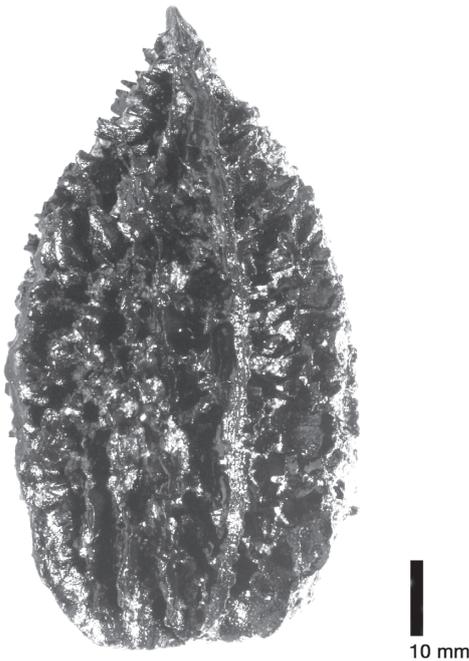
珪藻試料

F: 淡水生種, B: 汽水生種, M: 海生種
 納谷・水野 (2020) で定量的に分析された試料
 ← 定性的に産出が確認された試料
 ● 珪藻産出
 × 珪藻無産出



第 7.11 図 仏子層の露頭写真

A：飯能層を整合に覆う仏子層の基底部。急な崖を見上げているので、スケールは写真の最下部にのみ有効である。仏子層の最下部は泥層と砂混じり泥層からなる。仏子層基底から約 6 m 上位には、阿須公園 1 テフラが挟在し、その 50 cm 上位には泥層からなる M1 海成層が重なる。M1 海成層には亜炭層が挟まる。飯能市岩沢 (青梅図幅内) (第 7.9 図の地点 5)、B：ユニット B 基底の礫層。入間市野田の入間川河床 (第 7.9 図の地点 11-a)。C：M6 海成層のシルト層で観察される生痕化石。入間市仏子の入間川河床 (第 7.9 図の地点 13)。D：E ユニット最上部の有機質泥層にみられる直径 1 m 以上の立木化石。狭山市笹井の入間川河床 (第 7.9 図の地点 24)。



第 7.12 図 ユニット B の M6 海成層直下の重炭層から産出したオオバタグルミ入間市仏子の入間川河床 (第 7.9 図の地点 13)。

がある。関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010) は、ユニット 2-b (本報告の M4 海成層に相当する) とユニット 3 (本報告の海成層との対応は不明) から、*Thlassionoides* isp. を報告した。小幡ほか (1991) は M6 海成層から *Spongelimorpha* isp. と *Thalassinoides* isp. を、小幡 (1997) は、M7 海成層から *Psilonichnus* isp. を報告した。また、本層からは脊椎動物による足跡化石が多く産出する。入間川足跡化石発掘調査団 (1993, 2003) は、ユニット A の上部の足跡化石を記載し、足印がゾウによるものでありアケボノゾウの足跡化石と考えた。

珪藻化石：仏子層の珪藻化石は、入間市加治丘陵自然環境調査研究会 (1990)、小幡ほか (1991) によって断片的に報告された。最近、納谷・水野 (2020) は、仏子層全体の珪藻群集変化から、仏子層は淡水成層と浅海成層の繰り返しからなり、少なくとも 8 層の浅海成層が挟まることを示した。淡水成層からは、*Aulacoseira* spp., *Staurosira* spp., *Eunotia* spp., *Diademsis contenta*, *Luticola* spp. などの淡水生珪藻が、浅海成層からは、*Cyclotella* cf. *litoralis*, *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii*, *Tryblionella compressa*, *T. granulata* などの海～汽水生種や *Pseudopodosira kosugii* などの汽水生種が多く産出する (納谷・水野, 2020)。

Naya and Mizuno (2021) は、大分県姫島の下部～中部更新統の試料を模式標本として記載された化石種 *Sarcophagodes duodecima* が仏子層の M1 及び M2 海成層からも産出することを報告した。

堆積環境 仏子層は主に河川や沼沢地で堆積した陸成堆積物と、干潟や内湾で堆積した浅海成堆積物からなる。

地質構造 仏子層は東側にわずかに傾斜している。植木・酒井 (2007) は、飯能層と仏子層の境界の高度を基準に、走向傾斜を N20°W3°E とした。関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010) は 3 点における AZU200 テフラの高度から、走向傾斜を N15°W2.2°E と求めた。

古地磁気 植木・酒井 (2007) は、仏子層の古地磁気極性を測定し、仏子層の大部分が逆極性で、後述する AZU400 テフラの層準は正極性であることを示した。AZU400 テフラは上総層群黄和田層の Kd44 テフラに対比され、この正極性を示す層準はオールドヴァイ正磁極帯に対比される。

テフラ 仏子層には多くのテフラ層が挟在する。堀口ほか (1977) は合計 35 層のテフラ層を報告した。田浦ほか (2004) が、狭山丘陵の狭山層に挟在する狭山ゴマシオ火山灰層と仏子層の E1 火山灰層 (堀口ほか, 1977) が対比されることを示して以降、多くの広域テフラが識別されている。植木ほか (2006) が上総層群黄和田層の Kd44 テフラ (Kd44-中テフラ：鈴木・中山, 2007) に対比されるテフラ (後に、関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010) が AZU400 と呼んだ) が挟在することを報告した。正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2008) は笹井ガラス質 (SSI) テフラを記載し、上総層群黄和田層の Kd25 テフラに対比した。関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010) は、仏子層下部から 7 層のテフラ層を記載した。水野・納谷 (2011) は、既知のテフラ層も含め 11 層のガラス質テフラを記載した。納谷・水野 (2020) は仏子層全体のテフラ層を再検討し、合計 27 層のテフラ層を報告し、そのうち 6 層が広域テフラで、5 層が関東平野内で対比可能なテフラであることを示した (第 7.1 表)。仏子層に挟在する 27 層のテフラ層の一覧を第 7.1 表に示し、そのうち 24 層のテフラ層の露頭写真を第 7.13 図～第 7.16 図に示す。各テフラ層の記載岩石学的特徴や火山ガラスの化学組成は納谷・水野 (2020) に詳しく報告されている。

年代 本層の年代は、前期更新世のジェラシアン期～カラブリアン期前期に相当する。納谷・水野 (2020) は各ユニットの年代を、ユニット A は 2.5～2.4 Ma、ユニット B は 2.4～2.2 Ma、ユニット C は 1.8 Ma 前後、ユニット D は 1.7～1.6 Ma、ユニット E は 1.6～1.4 Ma と推定した。

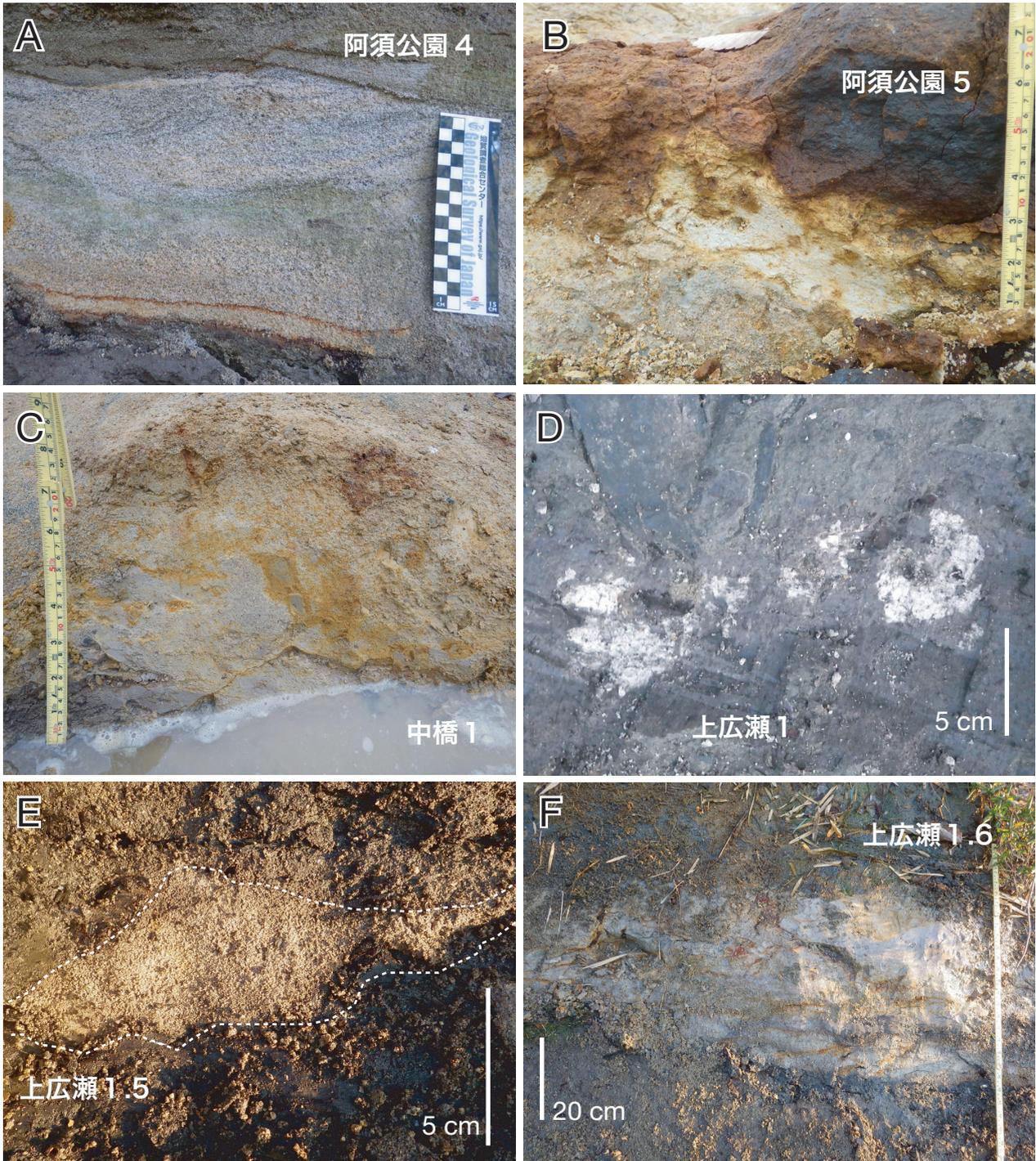
第 7.1 表 仏子層のテフラ層の一覧とテフラ層の広域又は地域的対比
納谷・水野 (2020) に基づく。

ユニット	テフラ名	文献	対比	文献
E	春日町 2	水野・納谷 (2011)	Kd11 Type (Kd16.2 ~ Kd19の範囲の類似した特徴を持つテフラ)	納谷ほか (2017), 宇都宮ほか (2019)
	春日長1.5	納谷・水野 (2020)	-	-
	春日町 1	水野・納谷 (2011)	Kd12 Type (Kd16.5 or Kd20)	納谷ほか (2017), 宇都宮ほか (2019)
	小谷田 2 (=E1)	納谷・水野 (2020)	堀之内第 1 狭山ゴマシオ	高野 (1994) 田浦ほか (2004)
D	笹井ガラス質 (SSI)	正田・関東西縁丘陵団体研究グループ (2008)	Kd25 堀之内第2	三梨ほか (1959) 高野 (1994)
	小谷田 1	納谷・水野 (2020)	Kd28-9	宇都宮・大井 (2019)
	牛沢町	納谷・水野 (2020)	-	-
C	AZU400	関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010)	Kd44-中	鈴木・中山 (2007)
	AZU300	関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010)	-	-
	AZU200	関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010)	-	-
	AZU150	関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010)	-	-
	上広瀬 3	納谷・水野 (2020)	-	-
	上広瀬 2	水野・納谷 (2011)	-	-
	上広瀬 1.6	納谷・水野 (2020)	-	-
	上広瀬 1.5	納谷・水野 (2020)	-	-
	上広瀬 1	水野・納谷 (2011)	-	-
	B	中橋 3	納谷・水野 (2020)	-
中橋 2		納谷・水野 (2020)	串浜 2 (KH2)	田村ほか (2019)
中橋 1		納谷・水野 (2020)	谷口 (Tng)	町田・新井 (2003)
阿須公園 5		水野・納谷 (2011)	白岩-L	納谷・水野 (2020)
		納谷・水野 (2020)		
A	阿須公園 4	水野・納谷 (2011)	Oikura10	Tamura <i>et al.</i> (2016)
		納谷・水野 (2020)	常楽寺白色ガラス質テフラ群-3 (Jwg-3)	黒川・沢栗 (1990)
	AZU090	関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2010)	-	-
	阿須公園 3.5	納谷・水野 (2020)	-	-
	阿須公園 3.2	納谷・水野 (2020)	-	-
	阿須公園 3	水野・納谷 (2011)	-	-
	阿須公園 2	水野・納谷 (2011)	-	-
	阿須公園 1	水野・納谷 (2011)	鎌掛	川邊 (1981)



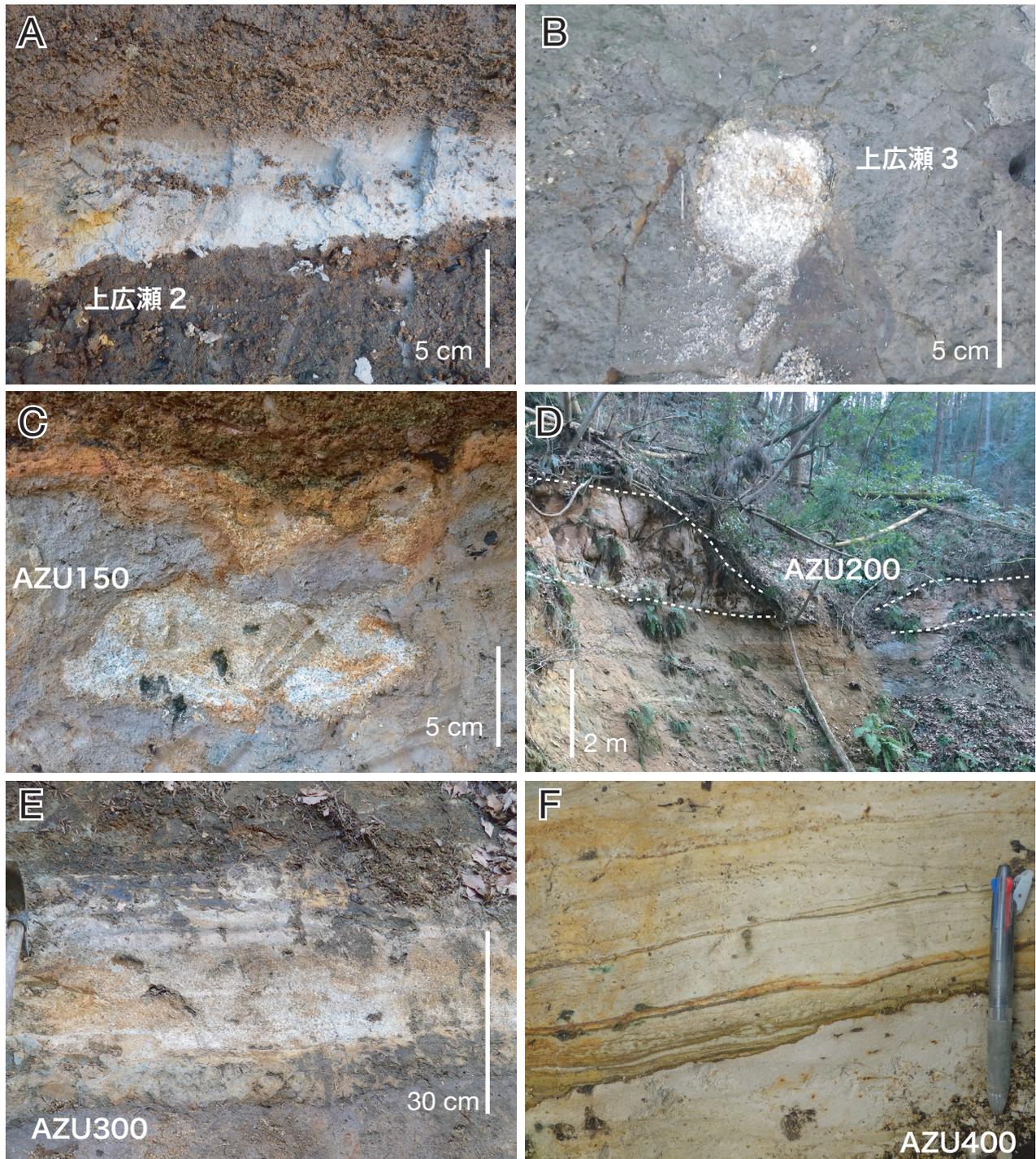
第 7.13 図 仏子層の代表的なテフラ層(その 1)

A: 阿須公園 1 テフラ (第 7.9 図の地点 5), B: 阿須公園 2 テフラ. 足跡化石と思われる凹みを埋積している (第 7.9 図の地点 11-a). C: 阿須公園 3 テフラ (第 7.9 図の地点 11-a). 垂炭層中に挟在する. スケールのハンマーの柄の長さは 60 cm. D: 阿須公園 3.2 テフラ (第 7.9 図の地点 11-a). 有機質泥層中にパッチ状に産する. E: 阿須公園 3.5 テフラ (第 7.9 図の地点 11-a). この地点では有機質泥層中にレンズ状に挟在するため層厚に変化がある. F: AZU090 テフラ (第 7.9 図の地点 11-a).



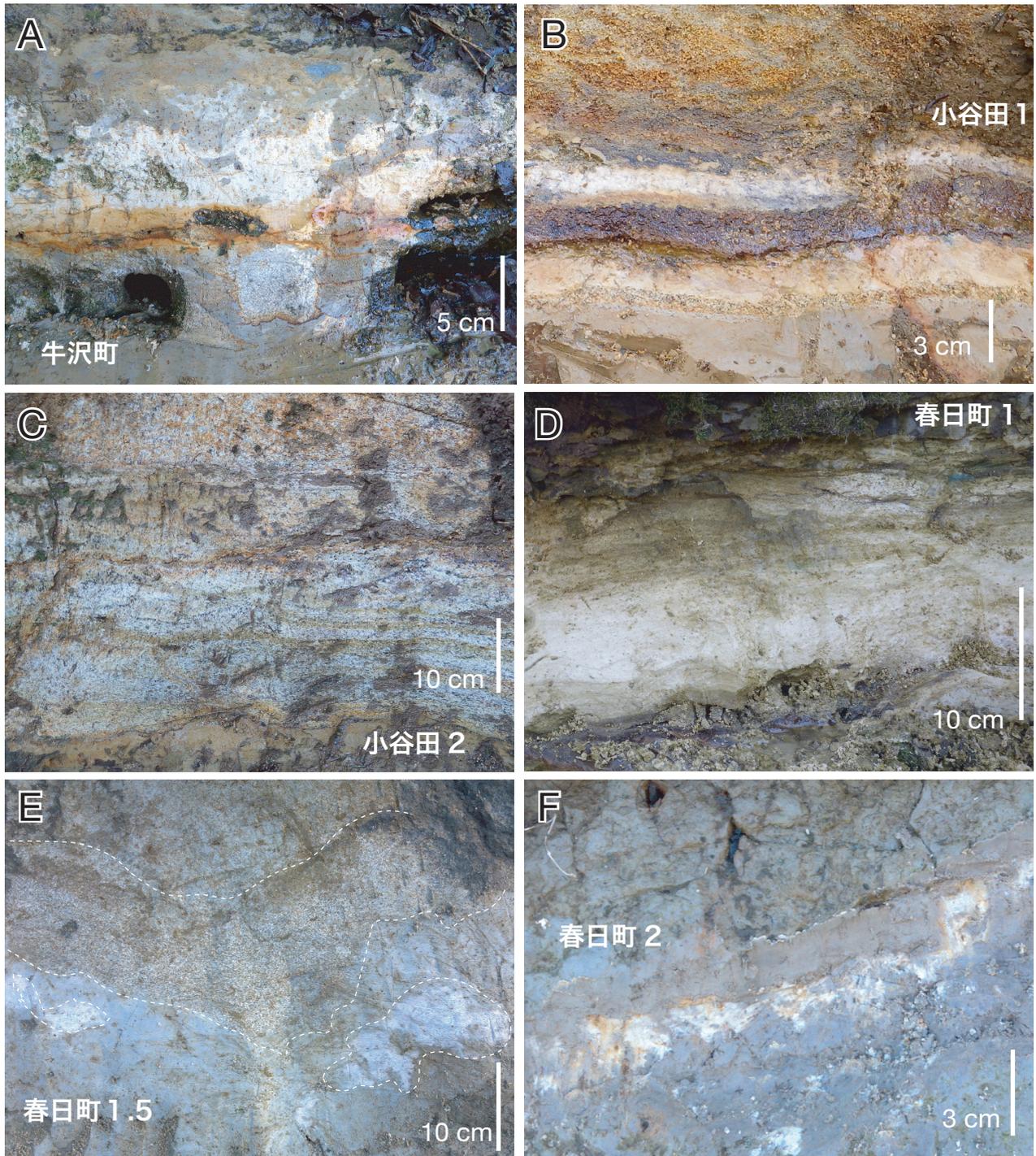
第 7.14 図 仏子層の代表的なテフラ層(その 2)

A: 阿須公園 4 テフラ (第 7.9 図の地点 1)。斜交層理が発達する。B: 阿須公園 5 テフラ。入間川河床 (第 7.9 図の地点 11-b)。C: 中橋 1 テフラ (第 7.9 図の地点 11-c)。D: 上広瀬 1 テフラ (第 7.9 図の地点 13)。有機質泥層中にレンズ状に挟在する。E: 上広瀬 1.5 テフラ (第 7.9 図の地点 13)。有機質泥層中にレンズ状に挟在する。F: 上広瀬 1.6 テフラ (第 7.9 図の地点 13)。



第 7.15 図 仏子層の代表的なテフラ層 (その 3)

A: 上広瀬 2 テフラ (第 7.9 図の地点 13). B: 上広瀬 3 テフラ (第 7.9 図の地点 13). 上広瀬 2 テフラの 10 cm ほど上位にレンズ状に挟まる. C: AZU150 テフラ (第 7.9 図の地点 14). D: AZU200 テフラ (第 7.9 図の地点 15). 2 m ほどの層厚があり露頭を追跡することができる. 粘土化しておりピンク色を呈する. E: AZU300 テフラ. F: AZU400 テフラ (第 7.9 図の地点 16). テフラの基底部. 直径 5 cm 程度の火山豆石が含まれる. スケールのペンの長さは約 15 cm.



第7.16図 仏子層の代表的なテフラ層(その4)

A: 牛沢町テフラ(第7.9図の地点17). 下部はやや粗粒で上部は細粒. 生痕化石が認められる. B: 小谷田1テフラ(第7.9図の地点18). このテフラの上位は生痕化石が見られる砂混じり泥層で, M7海成層の基底部に位置する. C: 小谷田2テフラの基底部(第7.9図の地点18). この上部約4mの層厚がある. D: 春日町1テフラ(第7.9図の地点23). E: 春日町1.5テフラ(第7.9図の地点24). F: 春日町2テフラ(第7.9図の地点24).

第8章 段丘堆積物及び関東ローム層

(納谷友規)

8.1 研究史と概要

川越地域の丘陵の一部は中期更新世の高位段丘堆積物、台地は中期更新世の高位段丘堆積物と後期更新世の中位及び下位段丘堆積物から構成される。これら段丘堆積物は、関東ローム層に覆われる。関東ローム層は下位より、多摩ローム層、下末吉ローム層、武蔵野ローム層、立川ローム層に区分される。高位段丘堆積物は多摩ローム層以上、中位段丘堆積物は下末吉ローム層以上、下位段丘堆積物は立川ローム層以上の堆積物にそれぞれ覆われる。

本地域に分布する段丘面の区分は、古くは青木・田山(1930)や大塚(1931)などによる関東平野全域にわたる研究がある。その後、各地形面の対比は段丘堆積物を覆うローム層の対比(関東ローム研究グループ, 1956)に基づき行われるようになり、段丘面の地形区分とその形成年代に関する見解が更新された(貝塚, 1957, 1958; 関東ローム研究グループ, 1965)。

関東平野の段丘面区分及びローム層区分の模式の一つである武蔵野台地では、その後も段丘面区分と編年に関する研究が多くなされている(例えば、寿円, 1965; Kobayashi *et al.*, 1968; 寿円・奥村, 1970; 杉原ほか, 1972; 町田, 1973; 山崎, 1978; 貝塚・松田, 1982; 岡ほか, 1984; 久保, 1988; 鈴木, 2000; 羽鳥, 2004; 遠藤ほか, 2019)。

一方、本地域の入間川よりも北側に位置する日高台地の段丘面区分や編年に関する研究は、武蔵野台地の延長として、南側の一部だけ区分が示されることが多く(例えば、寿円・奥村, 1970; 杉原ほか, 1972)、日高台地全域が対象とされるのは、町田(1973, 1986)、Machida(1999)や、関東平野全体を扱った研究に限られる。

本報告では、米軍以降の空中写真と、国土地理院から公開されるDEMデータと、自治体等から収集したボーリング柱状図データのローム層の層厚に基づき地形面区分を行い、従来の地形面区分を参考にして段丘面と段丘堆積物の区分を行った。段丘面区分、段丘堆積物区分、関東ローム層の層序と挟在するテフラの模式的柱状図を第8.1図に示す。地質図の平面図では関東ローム層を除いた段丘堆積物の分布を示しているため、関東ローム層は断面図のみに表現される。

8.2 高位段丘堆積物

8.2.1 上鹿山層(Kk)

命名・定義 町田(1973)の上鹿山礫層に基づく。上鹿山(町田, 1973)を構成する段丘礫層。清水・堀口(1994)の高麗礫層は本層に相当する。

模式地 日高市上鹿山の鉾山前の切り割りに設定されるが(町田, 1973)、現在の状況は不明である。

分布 日高市上鹿山の県道日高狭山線沿いに観察される(地点8-1)。それ以外の露頭は確認されていないが、日高市上鹿山から下鹿山付近の上鹿山分布域の地下に分布すると考えられる。

層厚 礫層の基底は観察されていないため、正確な層厚は不明である。

層相 観察できた露頭(地点8-1)では、礫径2~20cmの垂円~垂角礫を主体とする礫層からなる(第8.2図)。礫支持で、チャート、泥岩、砂岩の礫が多く、くさり礫を含む。基質は粘土混じりの分級の悪い砂からなる。町田(1973)によれば、本層の最上部付近では巨礫が混ざる。本層は層厚約22mの関東ローム層に覆われる。

年代 本層からは年代を示唆する情報は得られていないが、本層を覆う多摩ローム層の最下部には、房総半島の上総層群笠森層のKs22テフラ(河井, 1952)、貝塩上宝テフラ(鈴木, 2000)、C1テフラ層(関東火山灰グループ・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 1998)に対比される黒雲母を含むテフラが挟在することから(皆川・町田, 1971; 町田, 1973; 関東火山灰グループ, 2001)、本層の年代は中期更新世(チバニアン期)最下部の約700kaと考えられる。

8.2.2 前ヶ貫層(Mg)

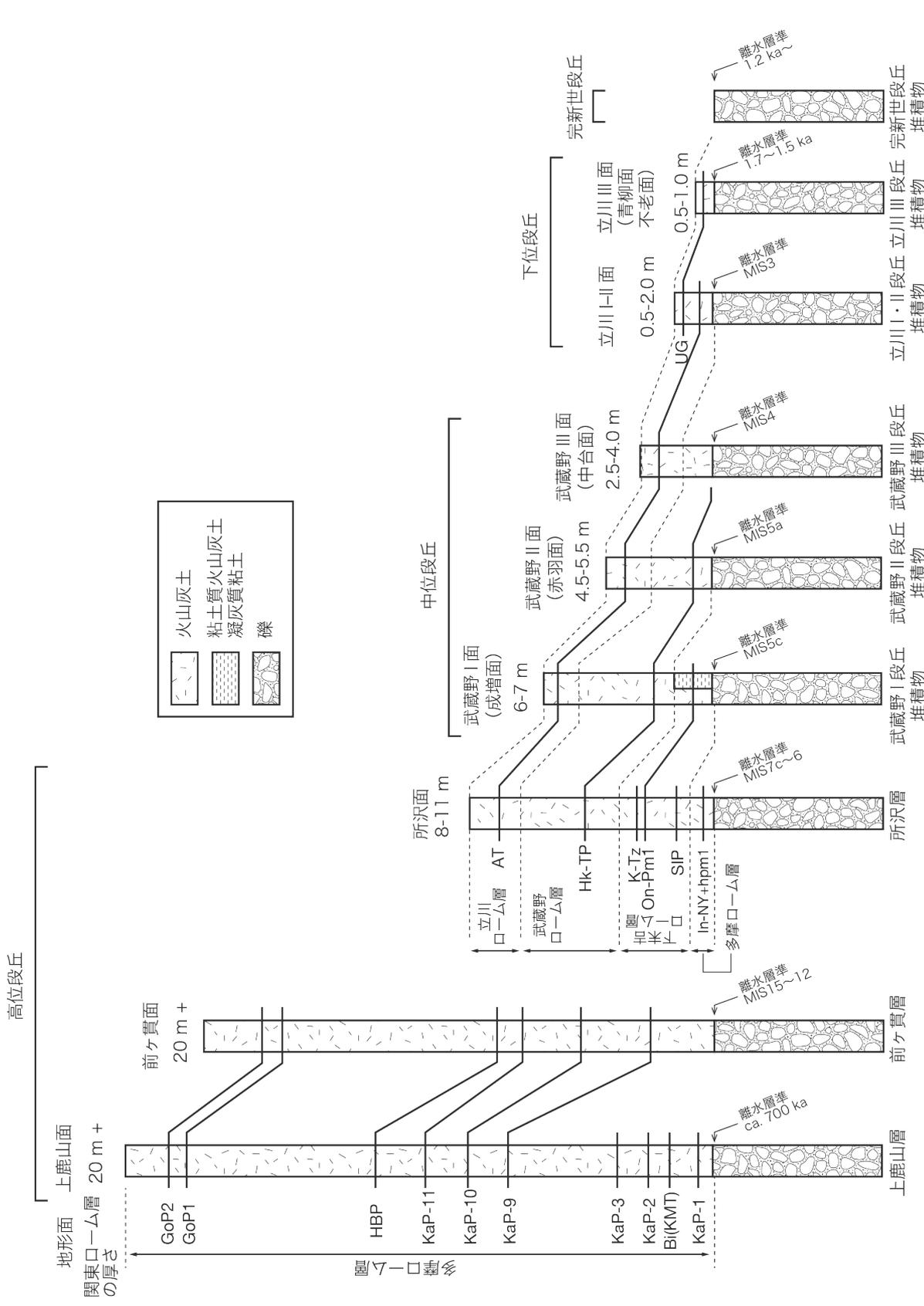
命名・定義 町田(1986)の前ヶ貫礫層に基づく。前ヶ貫(町田, 1986)を構成する段丘礫層。基盤岩類を不整合で覆う。

模式地 飯能市前ヶ貫の丘陵南東端の公園(Machida, 1999)。

分布 飯能市前ヶ貫付近の丘陵頂部。東松山市田木付近の岩殿丘陵南東端部にも本層に相当する礫層が分布する。

層厚 3~4m(町田, 1986)。

層相 現在観察することができないが、町田(1986)、Machida(1999)によれば、本層は中~大礫サイズの円~垂円礫を主体とする礫層から構成され、礫種は砂岩、泥岩、チャート、石英閃緑岩からなり、基質は凝灰質な泥及び砂からなる。本層は、層厚約18mの関東ローム層に



第 8.1 図 川越地域に分布する中～上部更新統の模式的柱状図
 段丘構成層区分、関東ローム層と挟在するテフラの層序、関東ローム層の層厚の関係を示した。上鹿山面および前ヶ貫面の多摩ローム層のテフラ層序は町田 (1986) に従った。



第 8.2 図 上鹿山層の露頭写真
日高市上鹿山(地点 8-1). 礫径 2~20 cm の亜円~亜角礫を主体とする礫層.

覆われる。岩殿丘陵南東端部では、層厚約 8 m の径 10 cm 以下の礫を主体とする礫層からなり、最上部付近に植物化石を含む礫混じりシルトを含み、小礫混じりのローム層に覆われる(大澤ほか, 1993)。

化石 岩殿丘陵南東端の本層相当層からは、化石種である *Fagus microcarpa* (ヒメブナ) を含む大型植物化石群集と、*Fagus* 属を高率に含む花粉化石群集の報告がある(大澤ほか, 1993)。

年代 本層を覆う多摩ローム層からは、上鹿山第九軽石層(KaP-9)(町田, 1973)より上位のテフラが挟まることから(町田, 1986)、中期更新世(チバニアン期)の上鹿山層より若い年代に堆積したと考えられる。おそらくは 60~50 万年前頃と考えられる。岩殿丘陵南東端から産出する *Fagus microcarpa* は鮮新世以降の産出があり、大阪層群における産出上限は MIS13 に相当する Ma8 海成粘土層とされる(例えば, Momohara, 2011)。一方、大型植物化石や花粉化石群集からは、下部更新統から産出するメタセコイアなどの消滅属は産出しないことから、中部更新世であると考えられた(大澤ほか, 1993)。花粉化石群集は MIS17 以前に多産する *Quercus* 属(楡井・本郷, 2018)が産出せず *Fagus* 属が多産することから、楡井・本郷(2018)の花粉生層序区分による *Cryptomeria-Fagus* 超帯に対比されると考えられ、MIS15~MIS12 の時期に堆積した可能性が高い。

8.2.3 所沢層 (Tk)

命名・定義 関東ローム研究グループ(1965)の所沢台 G、岡ほか(1971)の所沢台礫層を町田(1973)が再定義した所沢台礫層に基づき、植木・酒井(2007)が改称。杉原ほか(1972)の所沢礫層、金子台礫層なども本層に相当する。下位の下部更新統を不整合に覆い、関東ローム層に整合に覆われる地層。

模式地 所沢市本郷(東京西北部地域内)(町田, 1973)。

分布 川越地域では金子台の所沢面の範囲に分布する。

層厚 ボーリング柱状図データでは、下位の地層も礫層からなるため、本層の基底を認定することが難しく本層の層厚を正確に把握することができない。金子台における本層の層厚を、岡(1991)は 10~13 m、杉原ほか(1972)は 10 m 以下と推定している。

層相 金子台における本層は、礫径 3 cm 以上の亜円礫からなる(岡, 1991)。GS-KNIR-1 コア(入間市向陽台^{こうようだい}: 青梅地域内)に見られる本層は、礫径 4 cm 以下の亜円礫からなり、礫種は砂岩と泥岩を主体とする。

年代 本層の年代は、本層を覆う関東ローム層の下底よりも 1.5 m ほど上位に下末吉ローム層の下限付近に挟まる三色アイス軽石層(SIP)が挟まることから、下末吉面の段丘より古いと考えられてきた(町田, 1973)。最近、寺田・鈴木(2015)、鈴木(2015)により、本層を覆う関東ローム層の最下部から、飯縄西山テフラ^{いづなにしやま}(In-NY: 早津・新井, 1980)と大山火山起源の hpm1 テフラ(岡田ほか,

1990)が検出されたため、本層の離水年代はMIS7cあるいはMIS7a～MIS7/6移行期と推定された(第8.1図)。

8.3 中位段丘堆積物

8.3.1 武蔵野I段丘堆積物(M1)

命名・定義 中澤ほか(2021)に従い、尾崎(2021)の武蔵野I面を構成する堆積物を武蔵野I段丘堆積物と呼ぶ。武蔵野台地におけるKobayashi *et al.*(1968)、杉原ほか(1972)、町田(1973)の成増礫層、貝塚(1976)のM₁砂礫層にほぼ相当する堆積物。日高台地では、関東ローム研究グループ(1965)の高萩礫層にもほぼ相当するが、関東ローム研究グループ(1965)が示した高萩礫層の分布範囲よりはかなり狭い。下位の下部更新統を不整合に覆い、御岳第1テフラ(On-Pm1)の層準より上位の関東ローム層に覆われる地層。本地域の東に隣接する大宮地域における大宮層に相当する(中澤・遠藤, 2022)。

分布 毛呂山町葛貫～坂戸市けやき台、日高市北平沢、飯能市大字原町～日高市大字高萩付近の武蔵野I段丘分布域。

層厚 日高市北平沢の工事露頭では、1.6～2 mであった。他の地点では露頭が無く直接観察できなかったが、既存ボーリング柱状図資料を参照すると、最大で20 mほどの層厚があるが、おそらくは下位の礫層との分離ができていないと思われる。

層相 日高市北平沢の工事露頭(地点8-2)では、最大径20 cmほどの亜円～亜角礫を主体とする礫層からなる(第8.4図)。

年代 本段丘堆積物を覆う関東ローム層の下底付近には、下末吉ローム層に挟在するOn-Pm1テフラが挟まる(第8.1図, 第8.3図)。On-Pm1テフラの降灰年代は 97.5 ± 6.3 kaとされる(青木ほか, 2008)ので、本段丘堆積物の形成年代は、それよりも少し前のMIS5cと考えられる(第8.1図)。

8.3.2 武蔵野II段丘堆積物(M2)

命名・定義 中澤ほか(2021)に従い、尾崎(2021)の武蔵野II面を構成する堆積物を武蔵野II段丘堆積物と呼ぶ。武蔵野台地における福田・羽鳥(1952)の武蔵野礫層や、杉原ほか(1972)の赤羽砂層、貝塚(1976)のM₂砂礫層にほぼ相当する地層。本地域の南に隣接する青梅地域において、植木・酒井(2007)は武蔵野台地における武蔵野礫層(福田・羽鳥, 1952)と赤羽砂層(杉原ほか, 1972)を一括して赤羽層と呼んだ。本地域の東に隣接する大宮地域では、中澤・遠藤(2002)が同堆積物を赤羽段丘堆積物と区分した。日高台地では、町田(1973)やMachida(1999)の武蔵野礫層の一部に相当する。下位の下部更新統を不整合に覆い、箱根東京テフラ(Hk-TP; 原田, 1943; 町田・新井, 2003)を下位に挟在する関東ローム層に整合に

覆われる。

分布 武蔵野台地では、川越市上赤坂～ふじみ野市西鶴ヶ岡付近、狭山市狭山～川越市宮下町の範囲、日高台地では、飯能市新町～狭山市柏原、日高市高萩東～坂戸市下小坂、毛呂山町下川原～坂戸市堀込、越辺川の左岸では、東松山市西本宿付近の台地、飯能市小岩井などに分布する。

層厚 露頭で観察出来る範囲が限られているため、正確な層厚は不明である。町田(1973)は、武蔵野台地の本段丘堆積物の層厚を3～10 mと報告した。

層相 狭山市根岸で観察された本段丘堆積物は、最大径20 cm程度の亜円礫を主体とする礫層からなる(第8.5図)。礫種はチャート、砂岩、泥岩から構成される。

年代 本段丘堆積物は、下部にHk-TPテフラを挟有する関東ローム層に覆われる(第8.1図, 第8.3図)。Hk-TPテフラの降灰年代は 66.0 ± 5.5 kaとされる(青木ほか, 2008)ことから、本段丘堆積物はそれより少し前のMIS5aに堆積したと考えられる。

8.3.3 武蔵野III段丘堆積物(M3)

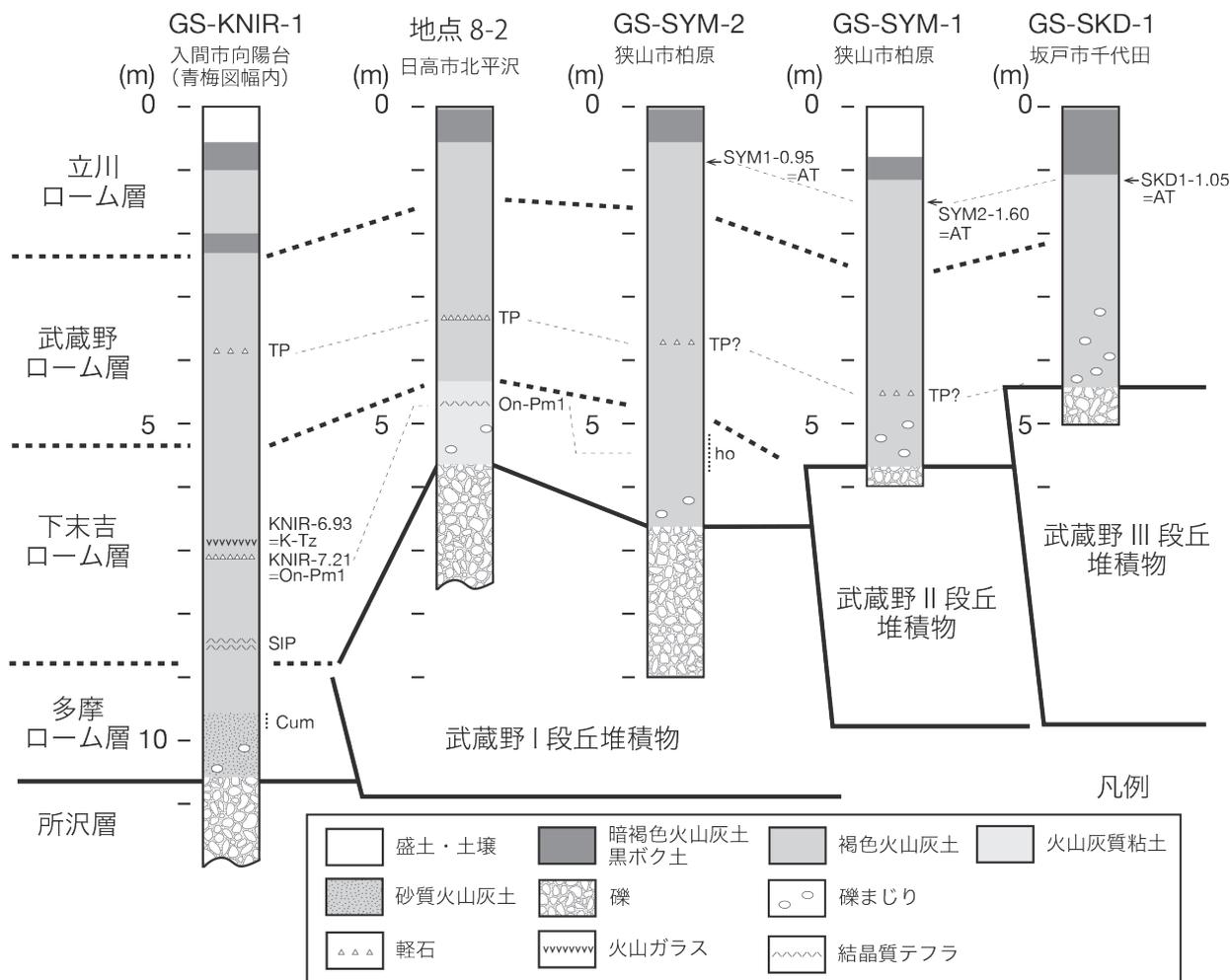
命名・定義 中澤ほか(2021)に従い、尾崎(2021)の武蔵野III面を構成する堆積物を武蔵野III段丘堆積物と呼ぶ。武蔵野台地の中台段丘(羽鳥ほか, 1962)を構成する段丘礫層として、寿円(1966)が命名した中台段丘礫層、貝塚(1976)のM₃砂礫層に相当する。本地域の南に隣接する青梅地域において、植木・酒井(2007)は武蔵野台地における中台段丘礫層(寿円, 1966)を中台層と呼んだ。本地域の東に隣接する大宮地域では、中澤・遠藤(2002)が同堆積物を中台段丘堆積物と区分した。日高台地では、武蔵野礫層とされた段丘堆積物(町田, 1973; Machida, 1999)の一部に相当する。下部更新統以上の地層を不整合に覆い、おおよそ箱根東京テフラ(Hk-TP)の層準より上位の関東ローム層に覆われる(寿円, 1966)。

分布 武蔵野台地では、所沢市下富～ふじみ野市大井武蔵野、狭山市入間野～川越市中台、日高台地では日高市四本木～坂戸市青木などに分布する。

層厚 ボーリング柱状図資料によれば5～10 m程度の層厚があるが、層厚の差が大きく、下位の地層の礫層と区別できていない可能性がある。

層相 坂戸市千代田で掘削されたボーリング(GS-SKD-1)では、最大径6 cm以上の亜円～亜角礫を主体とする礫層からなり、礫種はチャート、泥岩、砂岩から構成される。

年代 本段丘堆積物は、Hk-TPテフラ層準以上の関東ローム層に覆われる(第8.1図, 第8.3図)。Hk-TPテフラの降灰年代は約66 kaとされることから(青木ほか, 2008)、本段丘堆積物は約66 kaか、それよりも少し前のMIS4に堆積したと考えられる。



第 8.3 図 所沢層，武蔵野 I～III 段丘堆積物とそれらを覆う関東ローム層の柱状図。柱状図の位置は付図を参照のこと。

8.4 下位段丘堆積物

8.4.1 立川 I-II 段丘堆積物 (Tc1-2)

命名・定義 福田・羽鳥 (1952) は武蔵野台地の立川段丘を構成する段丘堆積物を立川礫層と呼んだ。立川段丘は、古い面から立川 I 面，立川 II 面，立川 III 面に区分されるが (貝塚, 1976, 山崎, 1978)，本段丘堆積物は立川 I 面と立川 II 面を構成する段丘堆積物に相当する。立川 I 面構成層には立川ローム層全体が，立川 II 面構成層には立川ローム層の上部が載るとされる。ただし，武蔵野台地では立川 I 面と II 面の間には明瞭な段丘崖が無い場合もあり，その区分と範囲に関しては多くの議論がある (久保・小山, 2010; 角田, 2018 など)。本報告では，貝塚 (1976) および山崎 (1978) の立川 I 面と II 面を構成する段丘堆積物をまとめて，立川 I-II 段丘堆積物とする。

分布 飯能市本町～入間市野田，狭山市柏原～川越市鯨井の入間川の左岸側の台地，日高市梅原～坂戸市本町の高麗川右岸側の台地，日高市山根付近の宿谷川沿い

などに分布する。

層厚 ボーリング柱状図資料によれば 3～8 m 程度の層厚があるが，層厚の差が大きく，下位の地層の礫層と区別できていない可能性がある。日高市山根の工事露頭 (地点番号 8-4) で観察された本層の層厚は 2～2.5 m であった。

層相 ボーリング柱状図資料によれば礫層からなる。日高市山根の工事露頭 (地点番号 8-4) で観察された本層は，最大径 30 cm 程度の角～亜円礫を主体とする礫層からなる (第 8.6 図)。礫層を構成する礫にはチャートが多く含まれる。この地点では，下位の宿谷川層の泥層を不整合で覆い，層厚 1 m ほどの火山灰質土 (立川ローム層) に整合で覆われるのが観察された。

年代 立川 I 段丘堆積物を覆う関東ローム層には始良-丹沢 (AT) テフラが含まれ，立川 II 段丘堆積物を覆う関東ローム層には AT テフラが含まれないとされる (久保・小山, 2010)。AT テフラの年代は 30～29 ka とされる (Smith *et al.*, 2013) ため，立川 I-II 段丘堆積物の堆積時期は，AT

テフラの年代の前後を含むMIS3の約40~20kaと考えられる。

8.4.2 立川Ⅲ段丘堆積物 (Tc3)

命名・定義 福田・羽鳥(1952)は武蔵野台地の青柳段丘^{あおやぎ}を構成する段丘堆積物を青柳礫層と呼んだ。その後、青柳段丘(青柳面)は立川Ⅲ面に区分された(貝塚, 1976)。山崎(1978)は、従来立川Ⅱ面に対比されていた川越地域内の不老川沿いの段丘も立川Ⅲ面に相当することを示し、久保(1988)はこの段丘面を不老面^{としとらず}と呼んだ。植木・酒井(2007)では、青柳面と不老面を構成する段丘堆積物をそれぞれ青柳層と不老層と区分したが、本報告では両者をまとめて立川Ⅲ段丘堆積物として扱う。

分布 狭山市的場^{まとぼ}~川越市砂新田^{すなしんでん}付近の不老川沿い、入間市仏子^{ぶし}~川越市大塚^{おおつか}付近の入間川右岸側、飯能市岩沢~狭山市笹井^{ささい}の入間川左岸側、日高市栗坪^{くりつぼ}~坂戸市中富町^{なかとみちよう}付近の高麗川両岸などに分布する。

層厚 ボーリング柱状図資料によれば3~10m程度の層厚があるが、層厚の差が大きく、下位の地層の礫層と区別できていない可能性がある。

層相 ボーリング柱状図資料によれば礫層からなる。

年代 ATテフラの年代を基準として推定したローム層の堆積速度に基づき、立川Ⅲ段丘堆積物の堆積時期は、約1.7~1.5万年前と推定されている(山崎, 2006)。

8.5 関東ローム層 (L:断面図のみに表示)

8.5.1 多摩ローム層

命名・定義 多摩丘陵を構成する多摩面に分布する関東ローム層の名称として、関東ローム研究グループ(1956)によって命名された。最初は、屏風ヶ浦層やオシ沼砂礫層の離水面からなる地形面が多摩面とされたが(関東ローム研究グループ, 1956)、より古い時代に形成された御殿峠^{ごてんとうげ}礫層を離水面とする地形面も見つか(関東ローム研究グループ, 1965)、現在では多摩面とされる丘陵群は、形成年代の異なる複数の地形面からなると考えられている(皆川・町田, 1971)。本報告では、多摩ローム層を高段位丘堆積物を整合で覆う主に火山灰土からなる堆積物として扱う。

分布 上鹿山層、前ヶ貫層、所沢層などの高位段丘堆積物を覆って分布する。

層厚 上鹿山層を覆う多摩ローム層の層厚は最大で20m以上とされる(町田, 1973; 清水・堀口, 1994)。前ヶ貫層を覆う多摩ローム層の層厚は18mとされる(町田, 1986)。所沢層を覆う多摩ローム層の層厚は、2m以下である(第8.3図)。

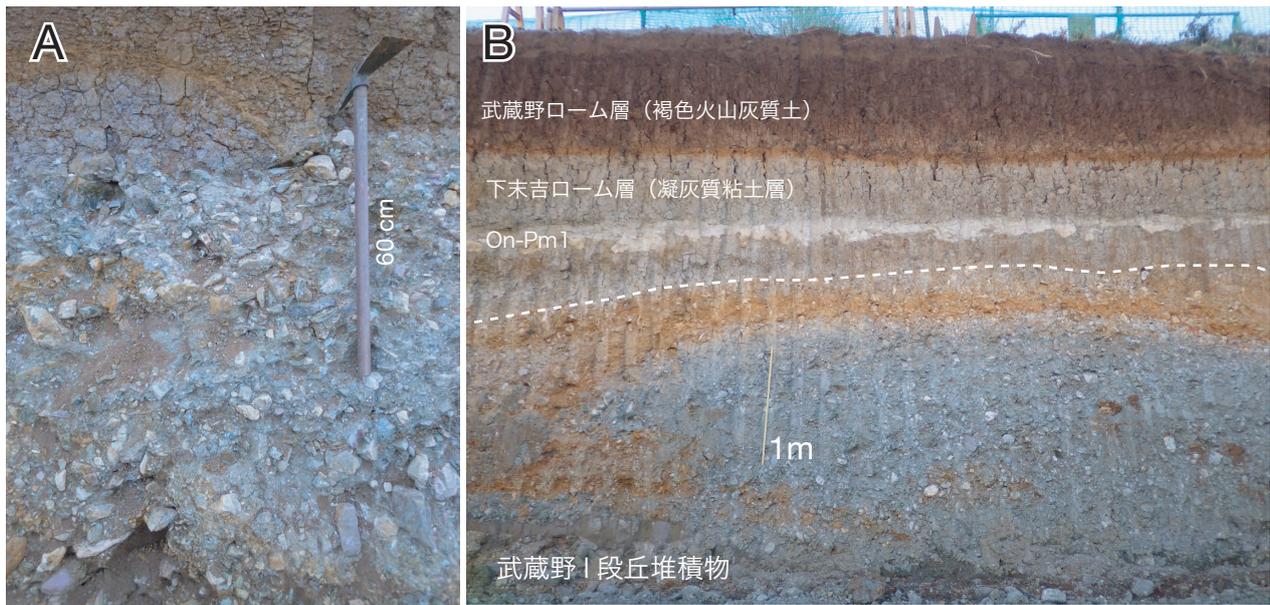
層相 褐色~暗褐色を呈する粘土質火山灰土からなる。上鹿山層及び前ヶ貫層を覆う多摩ローム層には、多くの軽石層が挟まるとされるが(町田, 1973, 1986; 清水・堀

口, 1994)、本調査では全層準を観察できる露頭はみつからなかった。所沢層を覆う多摩ローム層は褐色の砂まじり粘土質火山灰土~粘土質火山灰土からなる。

テフラ 上鹿山層及び前ヶ貫層を覆う多摩ローム層からは、数多くのテフラ層が記載されている(皆川・町田, 1971; 町田, 1973; 清水・堀口, 1994; 関東火山灰グループ・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 1998; 関東火山灰グループ, 2001)。町田(1973)は、軽石を主体とするテフラ層を下位より上鹿山第一~第十一軽石層(KaP-1~KaP-11)と呼んだ。その後、清水・堀口(1994)や関東火山灰グループ・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(1998)は、同じ地域のテフラにそれぞれ独自のテフラ名を与えた。これらの軽石層は角閃石を多く含み、中にはカミングトン閃石を含むものが多くみられるのが特徴である(関東火山灰グループ, 2001)。これらの軽石層に加え、黒雲母を含む2層のテフラ(町田, 1973によるBPとHBPテフラ)が認められており、丘陵間の対比をする上で重要な鍵層となっている。最上部には、第1ゴマシオ軽石(GoP1)と第2ゴマシオ軽石(GoP2)が挟まるとされるが(町田, 1986)、詳細は不明である。

貝塩上宝テフラ(KMT:鈴木, 2000)に対比されるテフラ:上鹿山層を覆う多摩ローム層の最下部のKaP-1とKaP-2の間には黒雲母密集帯(BP)として記載された(皆川・町田, 1971; 町田, 1973)、黒雲母を多く含むテフラが挟まれる。本テフラは、町田(1986)とMachida(1999)ではBi、清水・堀口(1994)ではBio1、関東火山灰グループ(2001)ではTama102と呼ばれた。関東火山灰グループ・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(1998)によれば、 $n_2=1.687\sim 1.689$ という高屈折率の普通角閃石がわずかに含まれる。関東火山灰グループ・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(1998)は、このテフラを長野県松本盆地のC1テフラ(松本盆地団体研究グループ, 1972)に対比した。鈴木(2000)は、黒雲母密集帯をKMTテフラに対比した。KMT及びC1テフラは上総層群笠森層のKs22テフラ(河井, 1952)に対比される。KMTテフラの降灰時期はMIS16付近で(鈴木, 2000)、約0.62Ma(中里, 2006)と考えられている。Machida(1999)は狭山丘陵の黒雲母密集帯から 0.55 ± 0.07 Ma (1σ)のジルコンFT年代値を報告した。

八王子黒雲母軽石層(HBP:皆川・町田, 1971):黒雲母と普通角閃石を含むことを特徴とし、関東平野西部の多摩ローム層分布域に広く分布するテフラである(皆川・町田, 1971)。川越地域内では、上鹿山層と前ヶ貫層を覆う多摩ローム層中に挟在する(皆川・町田, 1971; 町田, 1973, 1986; Machida, 1999)。関東火山灰グループ(2001)は上鹿山層を覆う多摩ローム層中のHBPから、 $n_2=1.685\sim 1.696$ という高い屈折率の普通角閃石を含むことを報告した。本テフラは、清水・堀口(1994)ではBio2、関東火山灰グループ(2001)ではTama116と呼ばれた。



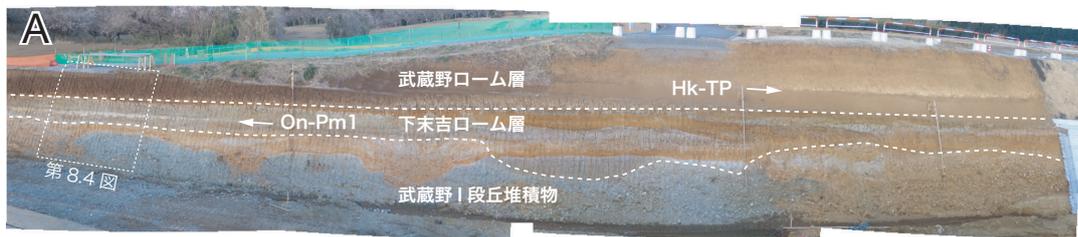
第 8.4 図 武蔵野I段丘堆積物とそれを覆う下末吉ローム層と武蔵野ローム層
 A: 武蔵野I段丘堆積物. 最大径 20 cm の亜円～亜角礫からなる礫層. 写真の最上部は下末吉ローム層の凝灰質粘土層. B :
 武蔵野I段丘堆積物とそれを覆う下末吉ローム層の凝灰質粘土層と褐色火山灰土層. 下末吉ローム層には粘土化が進んだ
 On-Pm1 テフラが挟在する. A と B とともに日高市北平沢の工事露頭 (地点 8-2)



第 8.5 図 武蔵野II段丘堆積物の露頭写真
 亜円礫を主体とする礫層. 狭山市根岸 (地点 8-3).



第8.6図 宿谷川層を不整合で覆う立川I-II段丘堆積物の露頭写真
日高市山根(地点8-4)の工事露頭。礫層は層厚約1mの火山灰土に覆われる。



第8.7図 下末吉ローム層と武蔵野ローム層の露頭写真
日高市北平沢の工事露頭(地点8-2)
A:露頭のパノラマ写真。4枚の写真をAdobe Photoshop 2021のPhotomerge機能を使って統合した。B:箱根東京(Hk-TP)テフラの近接写真。

HBPテフラは大磯丘陵のTE-5テフラに対比され(町田ほか, 1974), 房総半島では下総層群地蔵堂層のJ4テフラに対比される。TE-5テフラの降灰年代は, MIS11のピーク付近とされることから(中澤ほか, 2009)約0.4 Maと考えられる。

その他のテフラ: 所沢層を覆う関東ローム層の最下部には, 角閃石とカミングトン閃石を含む細粒火山灰層及びクリプトテフラが含まれることが青梅地域内のボーリング調査によって報告されている(寺田ほか, 2014; 寺田・鈴木, 2015)。カミングトン閃石の屈折率と化学組成から, 細粒火山灰層は飯縄西山テフラ(Iz-NY: 早津・新井, 1980), クリプトテフラは山陰の大山火山起源のhpm1テフラ(岡田ほか, 1990)に対比される可能性が示された(寺田・鈴木, 2015; 鈴木, 2015)。ただし, 所沢層を離水面とする金子台面には2つの地形面があり, 高いほうの地形面では両テフラが分離しているのに対し, 低い方の地形面では両テフラが混合してクリプトテフラとして産することから, 地形面の違いは離水時期の違いによるものとされた(寺田・鈴木, 2015; 鈴木, 2015)。青梅地域内の入間市向陽台の彩の森入間公園で掘削されたボーリングコア(GS-KNIR-1)(植木・酒井, 2007)を本調査で再検討した結果, 所沢層を覆う関東ローム層の最下部付近にカミングトン閃石が検出されたため(第8.3図), これらのテフラが含まれる可能性がある。

古地磁気 植木(2006)は, 上鹿山層を覆う多摩ローム層基底部の古地磁気測定を行い, 正の古地磁気極性が得られたことからブリュン正磁極帯の最下部に対比した。

年代 上鹿山層を覆う多摩ローム層の基底付近にはKMTテフラに対比されるテフラを挟むことから, 基底の年代はそれよりも少し古い70万年前頃と考えられる。上鹿山層と前ヶ貫層を覆う多摩ローム層の上部にはGoP1が挟まれるとされる(町田, 1986; Machida, 1999)(第8.1図)。GoP1は房総半島の下総層群数層のYb5テフラに対比され, 堆積時期はMIS9と考えられている。したがって, 両地域の多摩ローム層の上限の年代は, 33万年より少し新しいと考えられる。

所沢層を覆う多摩ローム層の基底部の年代は, MIS7cからMIS7/6移行期と考えられている(寺田・鈴木, 2015; 鈴木, 2015)。多摩ローム層の上限の年代は, 後述するSIPテフラの年代であるMIS5e後期よりもやや古いMIS5e前期と考えられる。

8.5.2 下末吉^{しもすえよし}ローム層

命名・定義 南関東分布する下末吉面を覆う関東ローム層の名称として, 関東ローム研究グループ(1956)によって命名された。武蔵野台地の^{よとぼしだい}淀橋台や^{えぼらだい}荏原台にみられる下末吉ローム層は渋谷粘土層(鈴木・北崎, 1953), 成増面にみられる下末吉ローム層の上半分は板橋粘土(福田, 1950)と呼ばれた。日高台地では, ^{おなかげ}女影粘土層(関東

ローム研究グループ, 1965)と呼ばれた。

分布 武蔵野台地では所沢層, 日高台地で武蔵野I段丘堆積物の分布域に分布する。

層厚 所沢層を覆う関東ローム層には下末吉ローム層のほぼ全層準が含まれ, 層厚は3~4 mである。日高台地の武蔵野I段丘では本層の上半分のみが分布し, その層厚は1~3 mである。

層相 所沢層を覆う本層は, 褐色~暗褐色の粘土質火山灰土からなる。下位の多摩ローム層, 上位の武蔵野ローム層との境界は不明瞭である。日高台地の武蔵野I段丘堆積物を覆う本層は, 日高市北平沢の露頭(地点8-2)では, 灰色の凝灰質粘土からなり, 白色の火山灰質粘土を挟有する(第8.4, 8.7図)。白色の火山灰質粘土は後述するようにOn-Pm1テフラに対比される。既存のボーリング柱状図資料からは, 火山灰質粘土が飯能市中山~日高市高萩~日高市下大谷沢に分布し, その下部は本層に相当すると考えられる。狭山市柏原の智光山公園で掘削されたGS-SYM-2コア(狭山市柏原)では, 褐色の粘土質火山灰質土からなり, 所々に植物片を含み, 下位の礫層との境界から1 mの範囲にはわずかに礫を含む(第8.3図)。GS-SYM-2コア(狭山市柏原)では上位の武蔵野ローム層との境界は不明瞭である。

テフラ 本地域内の下末吉ローム層には, 下位よりSIP, On-Pm1, K-Tzテフラが挟在される。

三色アイス軽石層(SIP: Kobayashi *et al.* 1968): 下末吉ローム層の下部に挟まれる粘土化した雑色の軽石群で, 一部は箱根起源のKIPテフラ群のいずれかに相当する(町田, 1971)。KIPテフラ群は, 挟在層の花粉群集に基づきMIS5e後期以降に降灰したと考えられている(坂田ほか, 2018)。金子台の所沢層を覆う関東ローム層中には, 青梅地域内入間市向陽台のGS-KNIR-1コアや(植木・酒井, 2007), 立川断層近傍で掘削されたボーリングコア(鈴木, 2015)から本テフラが報告されている。

御岳第1テフラ(On-Pm1: Kobayashi *et al.*, 1968): 下末吉ローム層の中部に挟まれる軽石テフラで, 軽石は粘土化が進んでいることが多い。GS-KNIR-1コア(入間市向陽台: 青梅地域内)のKNIR1-7.21テフラは, 粗粒砂サイズの灰白色の軽石からなり粘土化が進んでいるが火山ガラスが残されており, 火山ガラスの形態は中間型(Cb), 屈折率(n)は1.500~1.503であった(第8.1表)。火山ガラスの主成分化学組成はSiO₂が76.07 wt%で, FeOが0.93 wt%, CaOが1.56 wt%とやや低く, K₂Oが3.62 wt%であった(第8.2表)。重鉍物は普通角閃石と黒雲母が多く, 直方輝石も含まれる(第8.1表)。日高市北平沢の切り通しで観察されたKitahirasawa-T1テフラは, 層厚10~20 cmで白色の凝灰質粘土で, ほとんど火山ガラスは残されていなかったが, わずかに検出された火山ガラスは中間型(Ca)であった。重鉍物は普通角閃石と直方輝石が多く, 黒雲母も含まれる。普通角閃石の屈折率(n_2)

第 8.1 表 下末吉ローム層, 武蔵野ローム層, 立川ローム層に挟在するテフラの記載岩石学的特徴

コア/地点	テフラ名	深度 (m)/ 試料名	試料採取深度 (m) /層厚	粒径	重鉱物組成	火山ガラスの形態	屈折率	同定
GS-KNIR-1	KNIR1-7.21	7.14-7.23	7.19-7.21	ms-cs	ho, bi > opx	Cb	gl(n): 1.500-1.503	On-Pm1
	KNIR1-6.93	6.90-6.93	6.90-6.93	fs	opx, cpx, ho	H >> Cb	gl(n): 1.497-1.500 (H), 1.501-1.503 (Cb)	K-Tz + On-Pm1
GS-SYM-1	SYM1-1.60	1.58-1.60	1.58-1.60	fs	opx, cpx	H > Cb	gl(n): 1.498-1.501 (1.499)	AT
GS-SYM-2	SYM2-0.95	0.93-0.95	0.93-0.95	fs	opx, cpx	H > Cb	gl(n): 1.499-1.502 (1.500)	AT
GS-SKD-1	SKD1-1.05	1.03-1.05	1.03-1.05	fs	opx, cpx	H > Cb	gl(n): 1.499-1.501	AT
日高市北平沢 No.8-2	Kitahirasawa-T1	170221-5T2	10-20 cm	fs	ho, opx >> bi	(Ca)	ho(n ₂): 1.677-1.691*	On-Pm1
	Kitahirasawa-T2	161027-1T1.5	レンズ状 5cm	< 5 mm	opx, cpx	(Ta, Tb)	opx(γ): 1.704-1.707, 1.711-1.715*	Hk-TP

opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, ho: 普通角閃石, bi: 黒雲母, gl: 火山ガラス, fs: 細粒砂, ms: 中粒砂, cs: 粗粒砂, H, Ca, Cb, Ta, Tb: 吉川 (1976) による火山ガラスの形態区分
*古澤地質 (株) による測定値

第 8.2 表 GS-KNIR-1 コア (青梅図幅内) の下末吉ローム層に挟在するテフラの火山ガラスの主成分化学組成 EDX による分析値. FeO は全鉄を FeO として計算した. 上段: 平均値 (wt. %), 下段: 標準偏差. 分析は (株) 古澤地質による.

テフラ名	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total (生データ)	n	同定
KNIR1-7.21	76.07	0.16	13.83	0.93	0.11	0.22	1.56	3.50	3.62	100.00	15	On-Pm1
	0.17	0.09	0.08	0.09	0.06	0.05	0.04	0.08	0.05	(95.45)		
KNIR1-6.93	75.99	0.17	13.86	0.95	0.15	0.21	1.61	3.51	3.56	100.01	3	On-Pm1
	0.23	0.08	0.01	0.05	0.06	0.04	0.04	0.14	0.06	(94.45)		
	78.78	0.28	11.85	0.98	0.08	0.20	1.06	3.38	3.39	100.00	12	K-Tz
	0.21	0.07	0.09	0.08	0.08	0.04	0.05	0.08	0.12	(94.85)		

は 1.677~1.691 であった (第 8.1 表). これらは, On-Pm1 テフラの特徴 (町田・新井, 2003) と良く一致する. GS-SYM-2 (狭山市柏原) コアの深度 5~6 m には, 軽石などは認められないが火山灰土中の砂粒には普通角閃石が含まれることから, この範囲は On-Pm1 テフラの降灰層準に相当すると考えられる (第 8.3 図). On-Pm1 テフラの降灰年代は MIS5c の 97.5 ± 6.3 ka とされる (青木ほか, 2008)

^き 鬼界 ^{かいとつらはら} 葛原テフラ (K-Tz): 所沢層を覆う下末吉ローム層の中部に挟まる (第 8.3 図). GS-KNIR-1 コア (入間市向陽台: 青梅地域内) の KNIR1-6.93 テフラは, にぶい黄褐色の火山灰土のなかに層厚数 cm のやや色調が淡い層として観察される. 砂粒は細粒砂サイズで, 扁平型火山ガラスを主体とし, 少量の中間型 (Cb) ガラスを含む. また, 高温型石英を含み, 重鉱物は直方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石からなる. 火山ガラスの屈折率 (n) は扁平型で 1.497~1.500, 中間型で 1.501~1.503 であった (第 8.1 表). 火山ガラスの主成分化学組成は, SiO₂ が 78.78 wt% と高いクラスターと, 量は少ないが SiO₂ が 75.99 wt% とやや低いクラスターを含む (第 8.2 表). 扁平型のガラス及び SiO₂ が 78 wt% を超える火山ガラスは K-Tz テフラ, 中間型及び SiO₂ が約 76 wt% の火山ガラスと普通角閃石は, 直下に挟在する On-Pm1 テフラに由来すると考えられる. 金子台面の所沢層を覆う関東ローム層中で, On-Pm1 テフラの直上に K-Tz テフラが挟在することは, 鈴木 (2015) でも示されている. K-Tz テフラの降灰年代は約 95 ka とされる (町田・新井, 2003).

化石 関東ローム研究グループ (1965) は本層に相当する女影粘土層から, カラフトグルミ (*Juglan sieboldiana* var. *sachalinensis*) を含む植物化石を報告している. 年代 金子台の所沢層を覆う本層は SIP テフラを含み下末吉ローム層の下部を含むため MIS5e 後期~MIS5a 頃, 武蔵野 I 段丘を覆う本層は, On-Pm1 テフラよりも上位の下末吉ローム層の上部しか含まないため, MIS5c~MIS5a 頃に堆積したと考えられる.

8.5.3 武蔵野ローム層

命名・定義 南関東分布する武蔵野面を覆う関東ローム層の名称として, 関東ローム研究グループ (1956) によって命名された.

分布 所沢層, 武蔵野 I 段丘堆積物分布域では, 下末吉ローム層を覆って, 武蔵野 II, III 段丘堆積物の分布域では, 各段丘堆積物を覆って分布する.

層厚 下位の下末吉ローム層や上位の立川ローム層との境界を決めることは難しいので正確な層厚を見積もることは困難だが, 下末吉ローム層を覆う本層の層厚は約 3~4 m, 武蔵野 II 段丘堆積物と武蔵野 III 段丘堆積物を覆う本層の層厚はそれぞれ約 3 m と約 2~3 m である.

層相 褐色の火山灰質土からなる. 武蔵野 II 段丘堆積物と武蔵野 III 段丘堆積物との境界付近では, 礫が混じる場合がある (第 8.3 図). 本層下部には箱根東京テフラ (Hk-TP) が挟在される. 下位の下末吉ローム層, 上位の立川ローム層との境界は多くの場合不明瞭である.

テフラ 本地域の本層には箱根東京テフラが含まれる.

箱根東京テフラ(Hk-TP: 原田, 1943; 町田・森山, 1968; 町田・新井, 2003): 武蔵野ローム層の下部に挟在される。日高市北平沢の工事露頭(地点8-2)では, 最大層厚5 cmでレンズ状に挟まる黄橙色の軽石層が観察された(第8.7図)。軽石は粘土化が進んでおり火山ガラスがほとんど残されていないが, わずかに多孔質型(Ta, Tb)の火山ガラスが認められた。重鉱物は直方輝石と単斜輝石からなる。直方輝石の屈折率(γ)は1.704~1.707, 1.711~1.715であった(第8.1表)。これらの特徴から, Hk-TPテフラに対比される。Hk-TPテフラに含まれる直方輝石の屈折率は, 降下ユニットによって範囲が異なることが知られていて(新井ほか, 1977), 本報告でも2つの範囲が認められた。ここで観察されたテフラの中には複数のユニットの軽石が含まれると考えられる。

GS-SYM-1(狭山市柏原), GS-SYM-2(狭山市柏原)コアでは, 肉眼では軽石層が確認出来なかったが, 泥分を水洗して除去することによって, 重鉱物がやや多くわずかに軽石を含有する層準を検出することができた(第8.3図)。軽石の粒径は最大で粗粒砂サイズと小さく, 直方輝石の屈折率などは検討できないが, ローム層中の層位からこれらの軽石はHk-TPテフラに由来する可能性が考えられる。

Hk-TPテフラの降下年代は, MIS4の 66.0 ± 5.5 kaとされる(青木ほか, 2008)。

年代 本層下部にHk-TPテフラが挟まれ, 上位の立川ローム層の下部にATテフラが挟まれることから, 本層の年代は, MIS5a~MIS3の約7~4万年前と考えられる。

8.5.4 立川ローム層

命名・定義 南関東分布する立川面を覆う関東ローム層の名称として, 関東ローム研究グループ(1956)によって命名された。

分布 所沢層, 武蔵野I~III段丘堆積物分布域では, 武蔵野ローム層を覆って, 立川I-II段丘堆積物及び立川III段丘

堆積物の分布域では, 各段丘堆積物を覆って分布する。

層厚 下位の武蔵野ローム層との境界を決めることは難しいので正確な層厚を見積もることは困難だが, 武蔵野ローム層と立川I-II段丘堆積物を覆う本層の層厚は1~2 m, 立川III段丘堆積物を覆う本層の層厚は1 m以下である。

層相 褐色及び暗褐色の火山灰質土からなり, 最上部は暗褐色火山灰質土壌からなる。本層中部, 暗褐色火山灰質土壌の下底よりも少し下位には, 始良Tnテフラ(AT)の火山ガラス濃集層が認められる。

テフラ 下位より始良TnテフラとUGテフラが挟在する。

始良Tnテフラ(AT: 町田・新井, 1976): 盛土を除いた台地の地表面から50~150 cm下の火山灰土中に火山ガラスの濃集層が挟まれる。これらは, 肉眼では識別できないが試料の泥分を水洗で除去することによって検出することができる(第8.3図)。GS-SYM-1(狭山市柏原), GS-SYM-2(狭山市柏原), GS-SKD-1(坂戸市千代田)コアで検出された火山ガラスは, 扁平型を主体とし, 中間型(Cb)も含まれ, 火山ガラスの屈折率(n)は1.498~1.502の範囲を示し1.499~1.500にモードがみられる試料も認められた(第8.1表)。これらの特徴はATテフラの特徴と一致する。ATテフラの降灰年代はMIS3の末期(青木ほか, 2008)で, 30~29 kaとされる(Smith *et al.*, 2013)。

立川ローム上部ガラス質テフラ(UG: 山崎, 1978): 立川ローム層の上部に挟まる火山ガラス密集層で, 小気泡を含む塊状ガラスと繊維束状ガラスからなり, 火山ガラスの屈折率(n)は1.501~1.503とされる(山崎, 1978)。本テフラは武蔵野台地の立川面群に分布が確認されており, 川越地域内の不老面の立川III段丘堆積物を覆う立川ローム層中からも検出されている(山崎, 1978)。UGテフラの降灰年代は約14 kaと推定されている(山崎, 2006)。

年代 本層中部にはATテフラが挟在するため, 立川ローム層はMIS3の約4 ka以降の堆積物と考えられる。

第9章 沖積層，完新世段丘堆積物及び沖積錐堆積物

(小松原純子・納谷友規)

9.1 沖積層 (al, ac, ab)

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 川越地域の沖積層は、荒川低地、越辺川、高麗川、入間川沿いの低地、日高台地の開析谷の谷底低地に分布している。越辺川、高麗川、入間川沿いの低地に分布する沖積層の一部は、現河床との高度差及び沖積低地との傾斜の違いから完新世段丘堆積物として区別した。現在の荒川は本地域外を流れているが、大宮台地と武蔵野台地に挟まれた低地を荒川低地と呼ぶため、本地域の北東角の低地に対してこの名称を使うこととする。

本地域内で掘削されたオールコアボーリングはいずれも荒川低地で埼玉県が掘削した比企郡川島町大字下八ツ木の84KJコア(堀口, 1994; 関東平野中央部地質研究会, 1994; 水野・納谷, 2011)及び比企郡川島町大字上猪地の09KJコア(Hachinohe *et al.*, 2009; Ishihara *et al.*, 2012)がある。第9.1図にそれぞれ位置を示した。

荒川低地の沖積層は最終氷期に利根川が下刻した谷の中に形成され(Matsuda, 1974)、軟弱な泥層が厚く、全体で20mを越えるところもある。越辺川及び高麗川の沖積層はそれぞれの河川によって形成され、礫層を除いた厚さは10mを越えない。

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礫層上面標高分布を示した。荒川低地では沖積層の基底に分布する礫層(基底礫層)を貫通しているボーリング資料が少なく、また越辺川、高麗川沿いの低地では下位の更新統の礫層と融合して基底の識別が難しいことから、基底礫層の上面の基底標高分布を示した。沖積層中に年代指標となるテフラは報告されていない。

沖積層は上記の定義に従えば英語でpost-LGM deposits等と表記されるが、日本では慣習的にAlluviumが用いられており、本地域でも便宜上Alluviumを使用する。本地域の沖積層のうち、地表に現れている部分は自然堤防堆積物、旧河道堆積物、後背湿地及び谷底低地堆積物からなる。

9.1.1 荒川低地の沖積層 (al, ac, ab)

層相・層厚 荒川低地下の埋没谷は現在の荒川よりも入間川よりに谷軸があり、北西-南東方向に延びている。この谷軸では沖積層の基底礫層上面は標高-14 m付近であ

る。軸部の沖積層は泥層の卓越する砂泥互層からなり、最下部に基底礫層を伴う(第9.2図)。84KJコアでは、沖積層は31mの厚さで、最下部に7mの砂礫層を伴い、下位から砂礫、細砂、シルトからなる下部と、礫混じり中砂、シルト、細砂、腐植土、盛土からなる上部に分けられる(第9.2図; 堀口, 1994)。09KJコアでは深度18.6m(標高-8.6m)までの主にシルトからなる沖積層が確認されており、有機質シルト層、砂層、腐植土層を挟む(第9.3図; Ishihara *et al.*, 2012)。地表面を構成する堆積物は、泥及び砂からなる自然堤防堆積物(al)、泥からなる旧河道堆積物(ac)、泥を主体とし腐植を伴う後背湿地堆積物(ab)からなる。

N値 基底礫層は50を越えることが多い。沖積層の主体をなす泥層では0~5程度と軟弱である。砂層は主に10以下の値を示すがしばしば10~20を示すことがある。

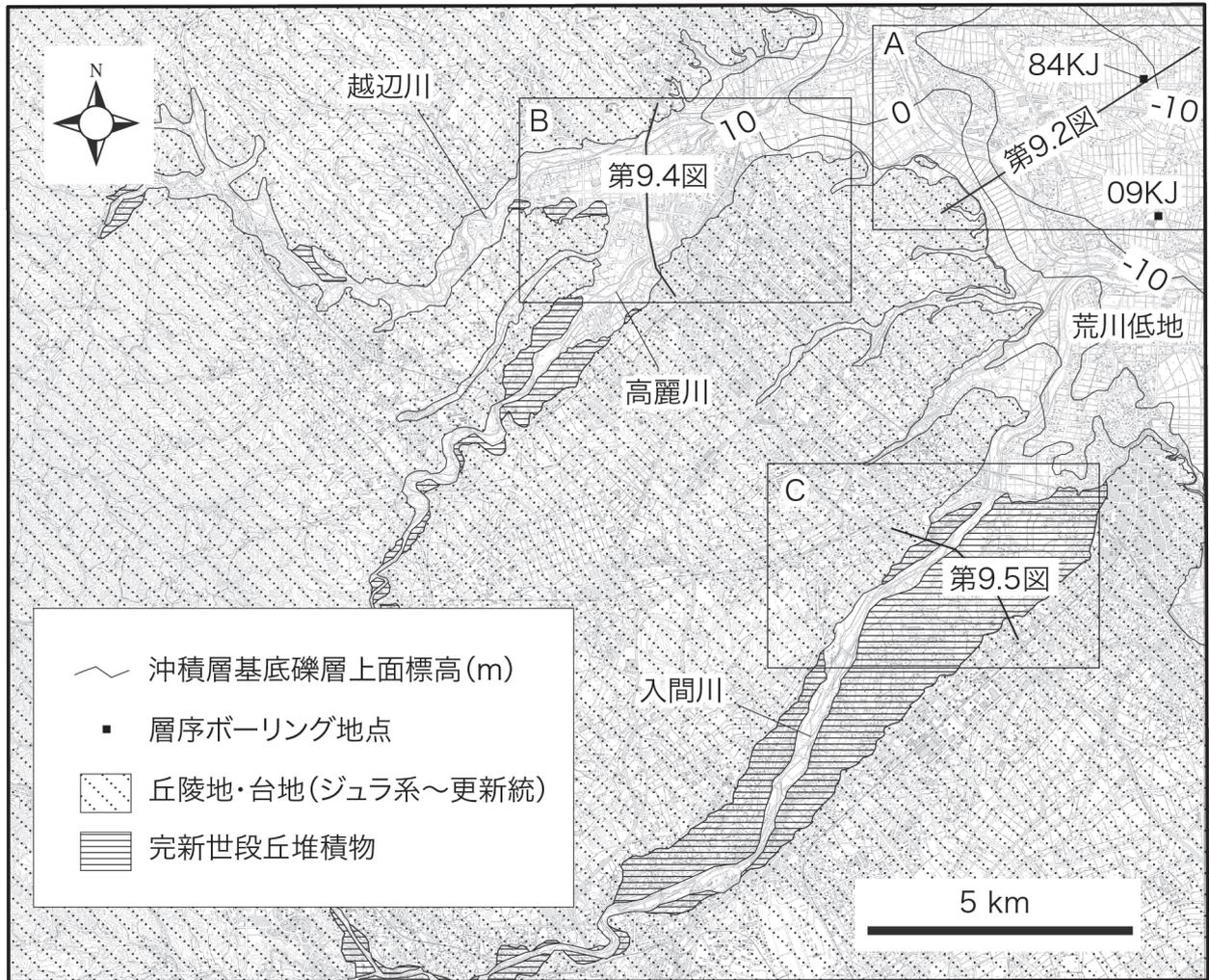
化石 越辺川沿いの都幾川との合流点よりも下流左岸には貝化石の記載がみられるボーリングデータが点在する。84KJコアの完新統からは*Quercus* (*Lepidobalanus*)、*Celtis-Aphananthe*などの花粉化石と珪藻化石の報告がある(関東平野中央部珪藻グループ, 1994; 関東平野中央部花粉グループ, 1994)。

堆積環境 84KJコアの完新統下部のシルト層からは*Actinocyclus normanii*などの海生の珪藻を産出する(安藤, 1987)。また、09KJコアでは総硫黄含有量が測定されており、深度15.1~17.8m(標高-5.1~-7.8m)の層準で総硫黄含有量が0.3~0.4%と海成層の値を示す(第9.3図; Hachinohe *et al.*, 2009)。これらの結果と堆積相からいずれのコアでも下位から礫質河川流路堆積物、河川成堆積物、海成泥層、河川成堆積物からなると推定されている(Ishihara *et al.*, 2012)。さらに、貝化石の記載のあるボーリングデータの分布から、完新世の海面上昇期には川島町の範囲まで海が入り込んでいたと考えられる。

年代 84KJコアの深度19.15m(標高-7.27m)の有機質シルトから8,355~8,182 cal yBP、09KJコアの深度13.47m(標高-3.47m)の有機物及び深度7.75m(標高2.25m)の木片からそれぞれ7,740~7,938 cal yBP、5,714~5,904 cal yBPの¹⁴C年代が得られている(第9.1表a, b; Ishihara *et al.*, 2012)。

9.1.2 越辺川・高麗川沿いの沖積層 (al, ab)

層相・層厚 越辺川とその支流である高麗川沿いには下流側の荒川低地から連続して沖積層が分布する。少なく



第9.1図 沖積層基底標高分布図及び断面図位置

とも越辺川沿いの関越自動車道付近から下流では、表層は主に腐植物を含む軟らかい泥層からなる後背湿地堆積物(ab)からなり、砂層を伴う。この泥層の下位に厚い礫層が分布し、一部は沖積層の基底礫層の可能性があるが、下位の更新統も礫層で構成されており区別が難しい(例えば、第9.4図のNE30720)。越辺川沿いの関越自動車道よりも上流側、及び高麗川沿いでは沖積層は主に礫質な谷底低地堆積物(ab)からなる。後背湿地堆積物を構成する泥層及び砂層の厚さは合計10m以下である(第9.4図)。越辺川沿いの関越自動車道付近から下流では地表に泥及び砂からなる自然堤防堆積物(al)が現河道に沿って分布する。

N値 泥層は0~5、砂層は10~20である。泥層直下の礫層は15~30を示すが、南側の台地を構成する更新統の礫層も同様のN値を示すため、ほとんどが更新統の礫層と考えられる。

堆積環境 既存ボーリングデータでは泥層に腐植が含まれることが多く、貝化石の記載が見当たらないことから、河川成と考えられる。

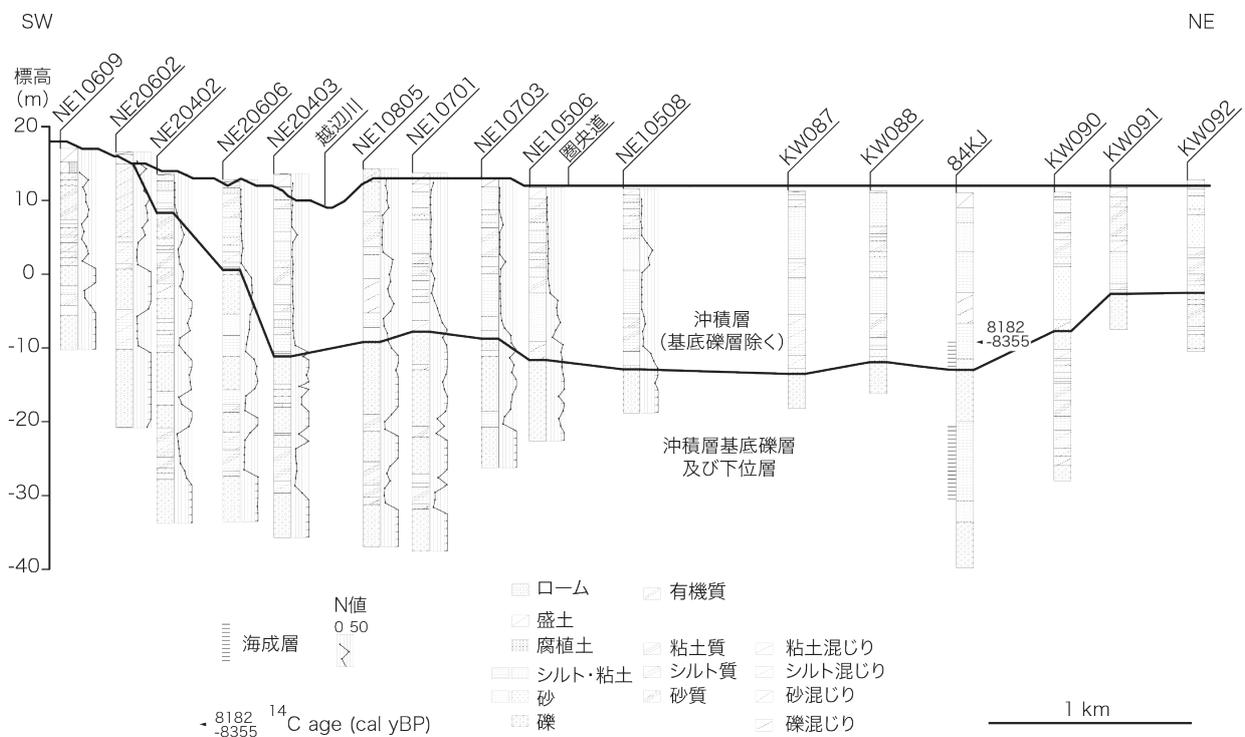
年代 坂戸市赤尾の越辺川河床から採取された泥炭質シルトから2,150±80 yBPの¹⁴C年代が得られている(第9.1表c; 町田, 1995)。

9.1.3 日高台地等の開析谷の谷底低地の沖積層(ab)
層相・層厚 日高台地上には台地を開析する小規模な谷が存在する。これらの谷には泥及び腐植土からなる厚さ数m程度の谷底低地堆積物(ab)が分布する。

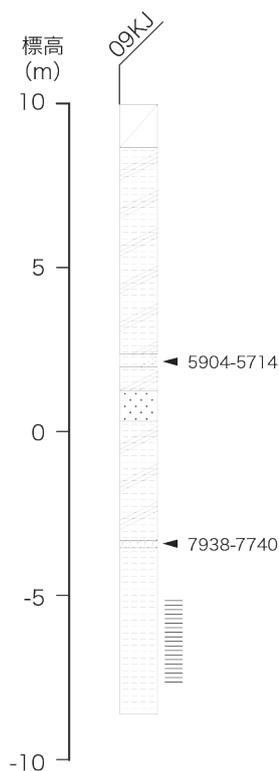
N値 泥、腐植土ともに0~1と非常に軟弱である。
堆積環境 谷底に局部的に分布し、腐植土を伴うことから、現在の環境と同様の湿地で形成されたと考えられる。
年代 鶴ヶ島市池ノ台の泥炭質堆積物から15,280±230~1,520±100 yBPの3点の¹⁴C年代が得られている(第9.1表d; 小林ほか, 1989)。鶴ヶ島市給食センター北の休耕田の泥炭から7,960±200 yBP、鶴ヶ島市逆木の池脇の湿地の泥炭から5,850±280 yBPの¹⁴C年代が得られている(第9.1表e, f; 楡井・柴崎, 1987)。

9.1.4 入間川沿いの沖積層(ab, ac)

層相・層厚 東武東上線よりも上流の入間川沿いでは現河床に礫質な谷底低地堆積物(ab)が堆積し、周辺に旧河道堆積物(ac)を伴う。現河床を構成する谷底低地堆積物は既存柱状図からは下位の地層を構成する礫層と区別ができないため(例えば、第9.5図のNE60205)、沖積層の層厚は不明である。東武東上線付近から下流の入間川沿いでは荒川低地から連続する泥質な後背湿地堆積物(ab)が分布している。



第9.2図 土質ボーリング柱状図を用いた断面図(荒川低地)
ボーリング地点は第9.6図を参照のこと。84KJは安藤(1987)、ボーリング柱状図の番号の頭がKWのものは堀口ほか(2006)に基づく。NEのものは東日本高速道路株式会社提供。



第9.3図 荒川低地の層序ボーリング09KJの柱状図
ボーリング位置は第1図、凡例等は第9.2図を参照のこと。Ishihara *et al.* (2012)に基づく。

N値 10～50以上を示す。地表付近ではやや低くなる傾向がみられるが、明瞭な境界は見られず、また周辺の高位の段丘を構成する礫層も20程度のN値を示す場合があるため、N値から下位層との違いを識別することは難しい。

堆積環境 現河床に沿って分布することから、現在の環境と同様の河川環境で形成されたと考えられる。

年代 川越市寺山の入間川河床に露出する泥炭質シルトから得られたヒシ属の果実から、 $3,015 \pm 35$ yBP及び $2,990 \pm 35$ yBPの ^{14}C 年代が得られている(第9.1表g; 松岡・大澤, 2006)。

9.2 完新世段丘堆積物(Ht)

定義 完新世の河川堆積物のうち、現河川の侵食により堆積面が段丘化しているもの。

研究史及び概要 飯能市大字阿須^{はんのう}から川越市大字小室^{あず}までの間の入間川沿いには現在の河床から3～4m高く、蛇行した礫質河川の流路跡が顕著な平坦面が広がっている。この面は連続的なローム層を伴わず、下流の沖積面

へなだらかに連続する。既存文献では現河川による沖積面として扱われている場合と(関東ローム研究グループ, 1965; 国土地理院, 1972, 1977a, b; 坂本ほか, 1987)、立川段丘として区別している場合がある(埼玉県, 1986; 狭山市, 1996; 遠藤ほか, 2019)。本報告で立川Ⅲ段丘とした段丘面に比べて低く、連続的なローム層を伴わないことから、本地域範囲内で最も新しい段丘面と考えられ、ここでは完新世段丘とした。

分布 飯能市大字矢^{やおろし}嵐～川越市大字小室付近の入間川沿いに主に分布する。また、越辺川、高麗川沿いにも小規模に分布する。

層厚・層相 礫層が表層まで分布しており、下位の地層の礫層と区別できないため(例えば、第9.5図のNE3015)、層厚は不明である。表層付近に有機質な泥層や礫質な砂層がみられることがあるが、合計で5mを越えることはなく、分布も局地的である(第9.5図)。最上部は耕作土の可能性が高い。

N値 礫層は10～50以上を示す。地表付近ではやや低くなる傾向がみられるが、明瞭な境界は見られず、また周辺の高位の段丘を構成する礫層も20程度のN値を示す場合があるため、N値から下位層との違いを識別することは難しい。

堆積環境 礫層からなり、植物片以外に化石を含まないこと、現在の河川に沿って分布し、流路跡が顕著にみられるため、河川成と考えられる。

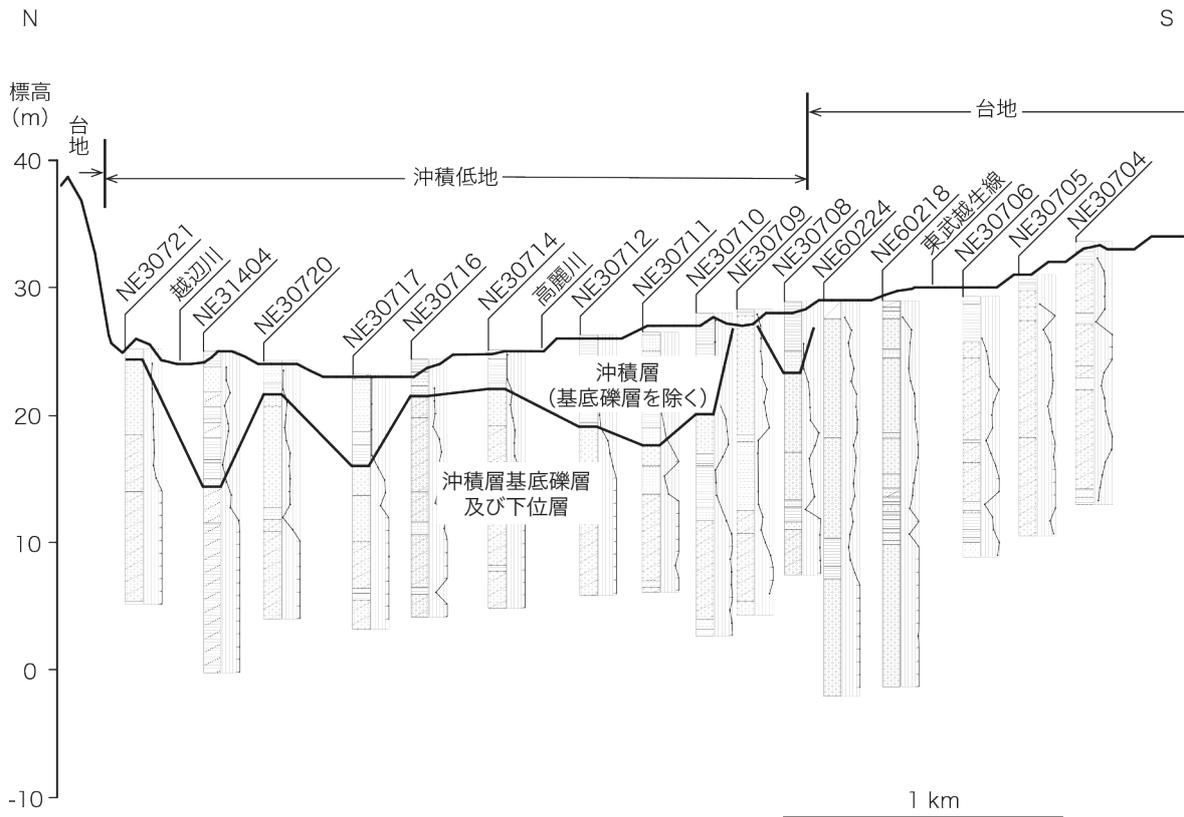
年代 連続的なローム層が認められないことから、ロームを伴う段丘のうち最も新しい立川Ⅲ段丘堆積物(約1.7～1.5万年前)よりもさらに新しいと考えられ、完新世とした。

9.3 沖積錐堆積物(af)

山間部の入間川と越辺川及びその支流に沿った山地斜面には、小規模な扇状地や崖錐と思われる緩斜面が認められる。これらの斜面地形を構成する地層を本報告では沖積錐堆積物とした。堆積物は礫及び砂からなると考えられるが詳細は不明である。

9.4 埋土(r)

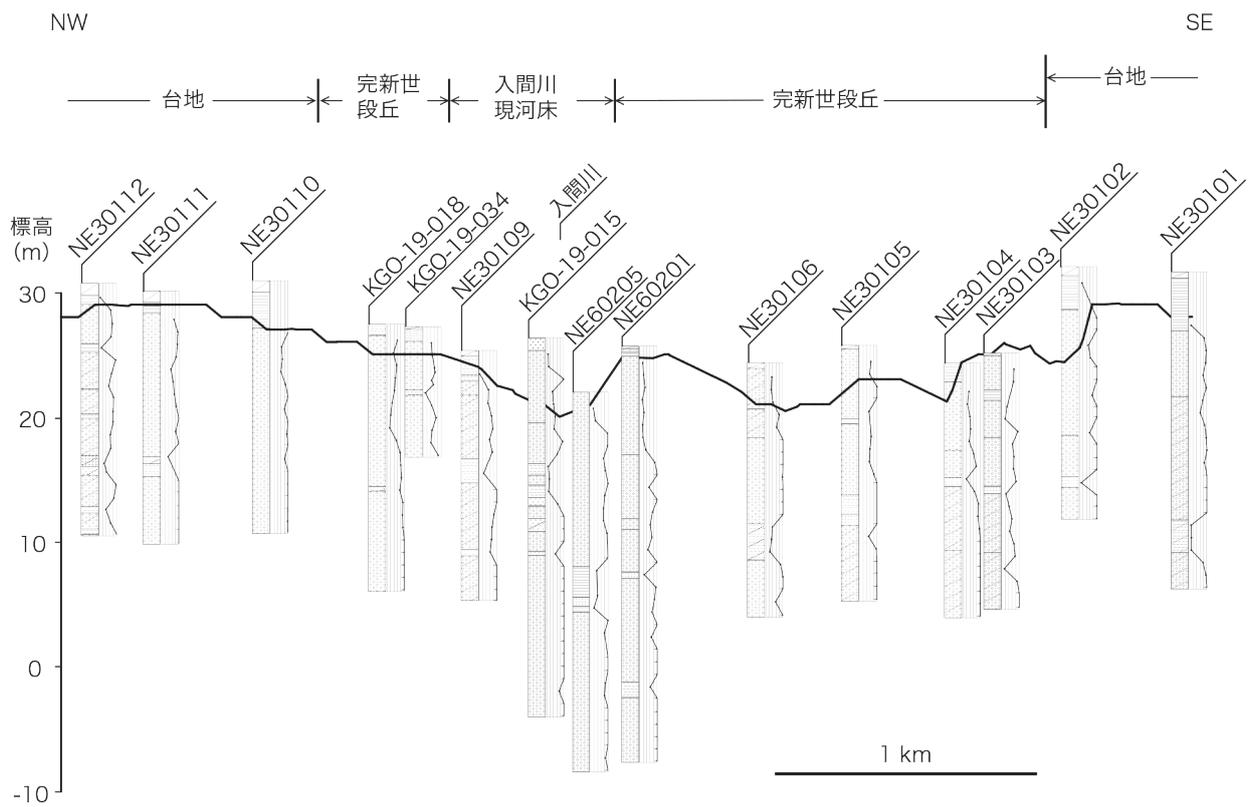
川越地域の丘陵と山地では、主に宅地やゴルフ場の開発に伴って地形改変が行われている。本報告では、過去の地形図や空中写真との比較に基づき、谷などの凹地を埋めて平坦化された部分を埋土とした。低地や台地では、人工的に造成した盛土が認められるが、本報告ではまとめて埋土として扱った。埋土は主に礫及び砂からなると考えられるが詳細は不明である。



第9.4図 土質ボーリング柱状図を用いた断面図(越辺川～高麗川沿い)
断面図の位置は第9.1図, 凡例等は第9.2図を参照のこと. ボーリング柱状図は東日本高速道路株式会社提供.

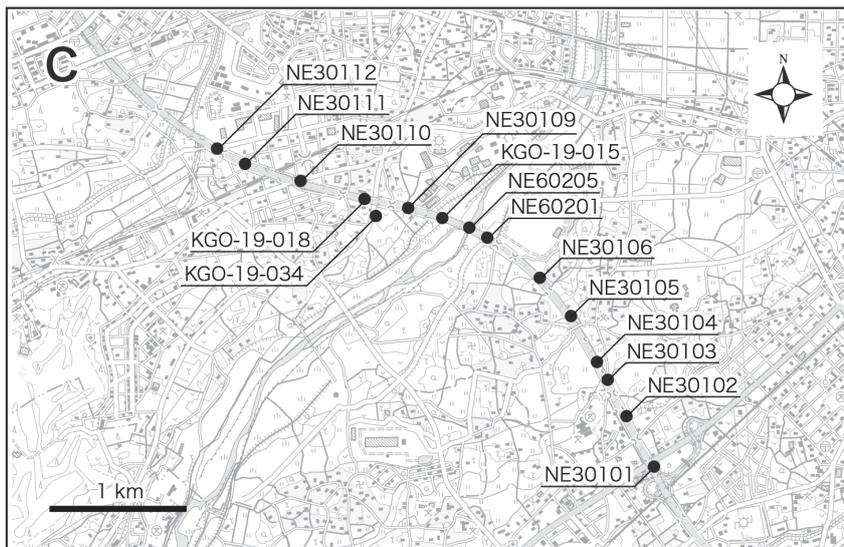
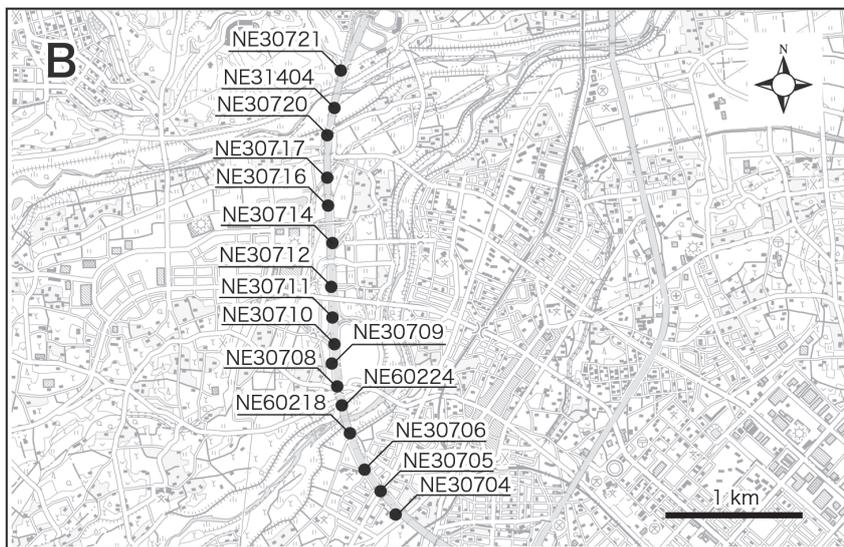
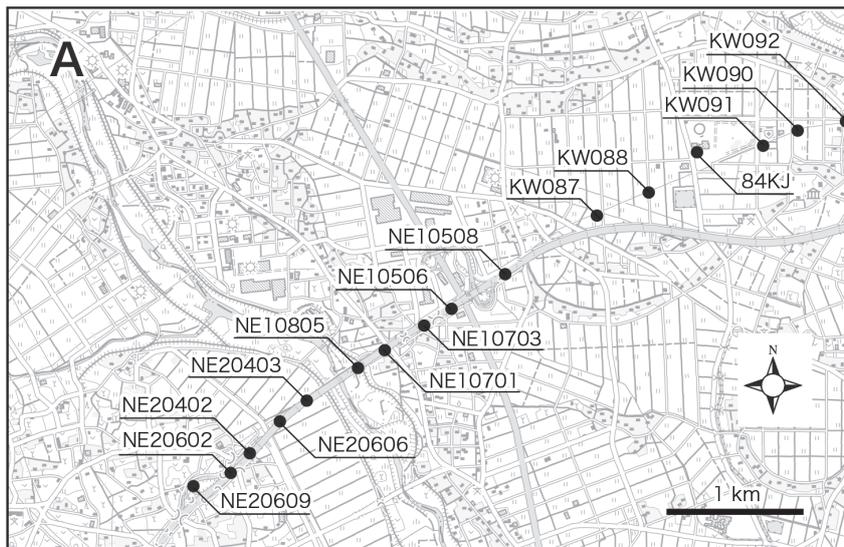
第9.1表 本地域内で得られている放射性炭素年代
楡井・柴崎(1987), 小林ほか(1989), 町田(1995), 松岡・大澤(2006), Ishihara *et al.* (2012)に基づく.

地域	地点・コア	深度 m	標高 m T.P.	試料	$\delta^{13}C$ ‰	同位体分別補正年代 1 σ , yBP	暦年較正年代 2 σ , cal yBP	試料番号	試料名	文献
a	川島町大字下八ツ林	84KJ	19.15	有機質シルト	-26.63	7440±40	8182-8355	IAAA-71386	84KJ-1915	Ishihara <i>et al.</i> (2012)
b	川島町大字上猪地	09KJ	7.75	木片	-27.73	5050±30	5714-5950	IAAA-83234	09KJ-0775	Ishihara <i>et al.</i> (2012)
			13.47	有機物	-25.27	7010±40	7740-7938	IAAA-83233	09KJ-1347	Ishihara <i>et al.</i> (2012)
c	坂戸市赤尾	越辺川河床		泥炭質シルト		2150±80		GaK-13839		町田(1995)
d	鶴ヶ島市池ノ台			泥炭質堆積物		2670±90		GAK13598		小林ほか(1989)
				泥炭質堆積物		1520±100		GAK13596		小林ほか(1989)
				泥炭質堆積物		15280±230		GAK13597		小林ほか(1989)
e	鶴ヶ島市			泥炭		5850±280		GaK-12487		楡井・柴崎(1987)
f	鶴ヶ島市			泥炭		7960±200		GaK-12488		楡井・柴崎(1987)
g	川越市上寺山	入間川河床		果実(ヒシ属)	-25.7	2990±35		PLD-2898		松岡・大澤(2006)
				果実(ヒシ属)	-26.1	3015±35		PLD-2899		松岡・大澤(2006)



第9.5図 土質ボーリング柱状図を用いた断面図(入間川沿い)

断面図の位置は第9.1図，凡例等は第2図を参照のこと．ボーリング柱状図の番号の頭がKGOのものは川越市下水道部(1990)に基づく．NEのものは東日本高速道路株式会社提供．



第 9.6 図 断面図作成に利用したボーリングデータの位置
 A：荒川低地（第 9.2 図）. B：越辺川～高麗川沿い（第 9.4 図）. C：入間川沿い（第 9.5 図）.

第10章 地下地質

(納谷友規)

10.1 概要

川越地域の平野部における基盤岩類は関東山地の東縁から平野側に向かって急激に深くなり、関東山地東縁から東側へ10 km離れた地点における基盤岩類の分布深度は-2,500 m以上に達することが、大深度ボーリング試料や反射法地震波探査の結果に基づいて推定されている(鈴木, 2002; 高橋ほか, 2006)。しかし、川越地域内では、基盤岩類まで到達したボーリングは無く(鈴木, 2002)、本地域の平野部地下における基盤岩類の岩相については明らかでない。本地域で中新統まで到達しているボーリングは3本存在する。本地域及び周辺地域の平野部地下の鮮新統～第四系の層序については、関東平野中央部地質研究会(1994)、水野・納谷(2011)、納谷ほか(2014, 2017)などがボーリング試料の解析に基づき報告している。山口ほか(2014)は、同地域の深度500 m以浅の地質構造の解明を目的とした反射法地震探査結果を報告している。この章では、これらのボーリング試料解析結果を中心に、平野部の地下地質について述べる。

防災科学技術研究所の地殻活動観測井である日高観測井は、掘削長が1,832.0 mあるが、基盤岩までは到達していない(鈴木・小村, 1999)。カッティングス試料とスポットコア試料の岩相と孔内物理検層結果に基づき、日高観測井の深度450 m以深は新第三系に区分される(鈴木・小村, 1999)。深度670 m以深からは石灰質ナノ化石が産出し、深度1,500 m以深がOkada and Burkry (1980)の石灰質ナノ化石帯区分のCN4帯に、深度790～1,500 mがCN5a帯に対比され、中期中新世に対比される(鈴木・堀内, 2002; 林ほか, 2004)。

最近、狭山市入間川の狭山やまと温泉井(掘削長1,300 m)のカッティングス試料の微化石分析結果が報告された(加藤・平松, 2022)。カッティングスの岩相から、狭山やまと温泉井の深度940～1,300 mは灰色泥岩からなり中新統と推定された(加藤・平松, 2022)。灰色泥岩からは、Okada and Burkry (1980)の石灰質ナノ化石帯区分のCN5a帯に属する石灰質ナノ化石群集とYanagisawa and Akiba (1998)のNPD5A帯に属する珪藻化石群集が産出し、中期中新世に対比される(加藤・平松, 2022)。

下限と上限の年代は不明だが、日高観測井と狭山やまと温泉井にみられる中新統の年代範囲は、岩殿丘陵に分布する都幾川層群の範囲にほぼ相当する(第6.2図を参照)。

埼玉県が地盤沈下観測井設置のために掘削した川島コアは掘削深度600 mのオールコアボーリングであり(納谷ほか, 2017)、関東平野中央部地質研究会(1994)では84KJボーリングとして報告されたものである。川島コアの深度586.7 m以深は凝灰質泥岩からなり、中新統と考えられている(関東平野中央部地質研究会, 1994)(第10.1図)。

日高観測井の深度450 m以浅と川島コアの深度586.7 m以浅は、鮮新～更新統及び完新統からなっている。従来、関東平野の地下において、中新統に重なる鮮新～更新統は、上総層群として扱われることが多いが、本報告書では可能な範囲で川越地域内に露出する広義の飯能礫層相当層(本報告の小曾木層と飯能層)と仏子層に細分した。以下では、川島コアにみられる鮮新統より上位の地下地質の層序概要(第10.1図)について述べる。

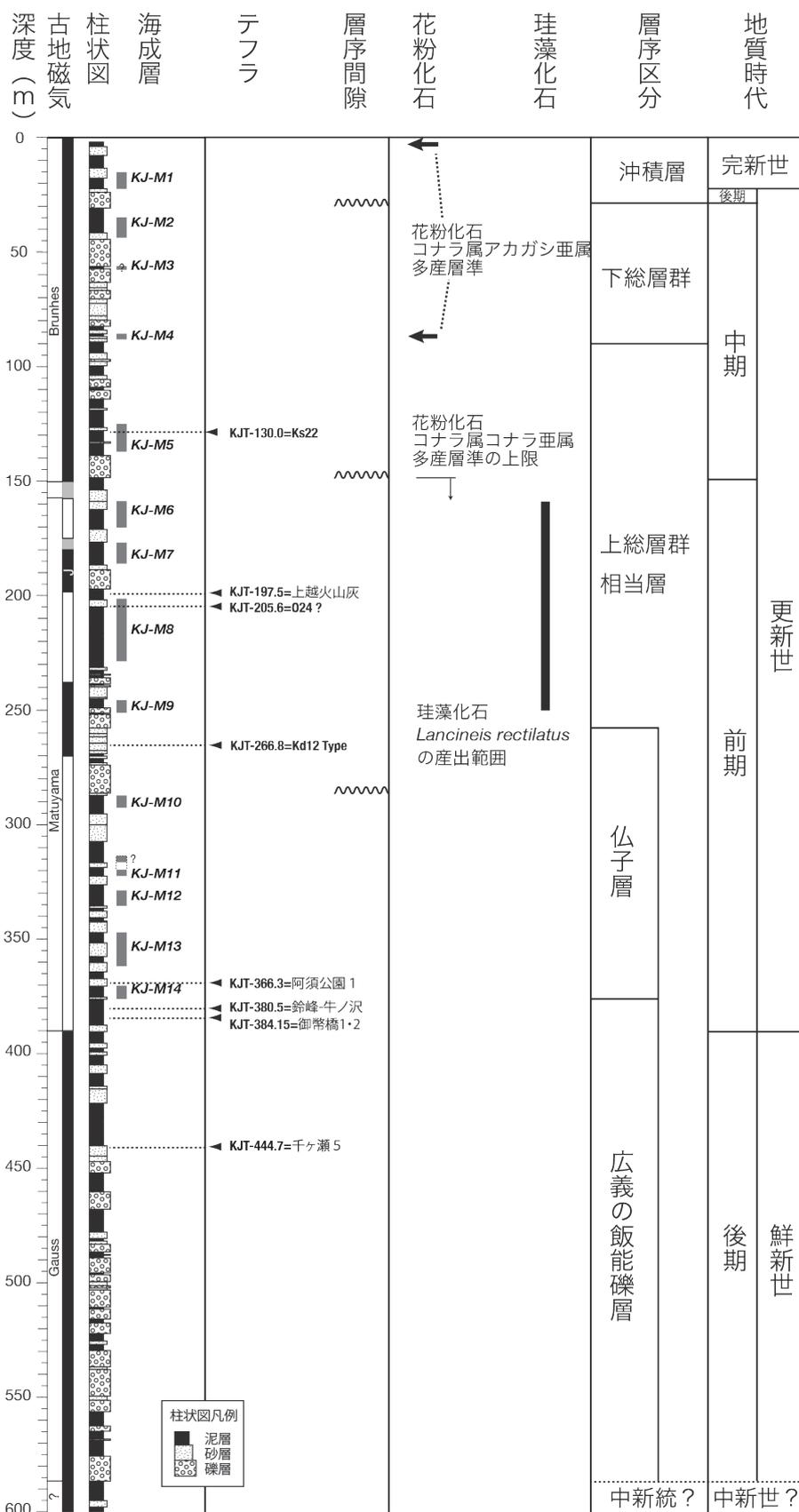
10.2 鮮新～更新統

10.2.1 広義の飯能礫層相当層

層相・対比 川島コアの深度586.7～372.55 mの区間は、礫層、砂層、泥層からなり海成層は認められない。上位の仏子層相当層との地層境界を厳密に決めることは難しいが、海成層が認められない区間は、加治丘陵の小曾木層、飯能層、高麗丘陵の巾着田層、高麗層、毛呂山丘陵の宿谷川層、毛呂山層に対比され、広義の飯能礫層に相当する。日高観測井では、下位の中新統と上位の仏子層相当層に挟まれ、礫層及び砂層と泥層の互層からなる深度460～230 mの区間が広義の飯能礫層に対比された(納谷ほか, 2020)。

テフラ 川島コアの深度444.7 mに挟在するKJT-444.7テフラは、青梅地域の鮮新～下部更新統友田層に挟在する千ヶ瀬5テフラ(正田ほか, 2005)に対比された(水野・納谷, 2011)。さらに、深度384.15 mに挟在するKJT-384.15テフラは、三重県鈴鹿市の東海層群の松山逆磁極帯最下部付近に挟在する御幣橋1、御幣橋2テフラのいずれかに、深度380.5 mに挟在するKJT-380.5テフラは、毛呂山丘陵の宿谷川層に挟在する牛ノ沢テフラ及び東海層群で御幣橋1・2テフラの直上に挟まる鈴峰テフラにそれぞれ対比された(納谷ほか, 2021)。

古地磁気 川島コアの古地磁気層序は会田ほか(1994)、納谷ほか(2017)で検討された。納谷ほか(2017)によれば、深度390 m以深がガウス正磁極帯に、深度390 m以



第 10.1 図 川島コアにみられる地下地質の層序概要

古地磁気と柱状図は納谷ほか(2017), 海成層は納谷ほか(2012, 2017)に, テフラは水野・納谷(2011), 納谷ほか(2017, 2021)に, 花粉化石は関東平野中央部花粉グループ(1994), 納谷ほか(2017), 珪藻化石はNaya(2019)に基づく

浅が松山逆磁極帯にそれぞれ対比された。

年代 下限の年代は不明だが、ガウス-松山地磁気逆転境界を挟むことから、後期鮮新世～前期更新世の初期に堆積したと考えられる。

10.2.2 上総層群・下総層群相当層及び仏子層相当層層相・対比 川島コアの深度 372.55 m 以浅の区間は、礫層、砂層、泥層からなり、砂層と泥層からなる複数の浅海成層が挟在する。川島コアでは合計 14 層の海成層(下位より、KJ-M14～KJ-M1)が識別されており(納谷ほか, 2012)、最上位の KJ-M1 海成層は沖積層の海成層で完新統に属し、それよりも下位の KJ-M2～KJ-M14 海成層が更新統に属する。

上総層群及び下総層群の模式地である房総半島では、上総層群が主に陸棚斜面より深い海成層からなるのに対し、下総層群は河成層と浅海成層からなり、両層群では層相が明瞭に異なるが、埼玉県南部が位置する関東平野中央部では、上総層群と下総層群ともに河成層と浅海成層の繰り返しからなり、両層群を層相で分けることができない(例えば、中澤ほか, 2009)。川島コアでも同様に、上総層群と下総層群の間に層相の違いは認められず、両層群は堆積年代によって区別される。納谷ほか(2017)は、KJ-M4 海成層の下面を下総層群と上総層群相当層の境界とした。

川島コアで納谷ほか(2017)によって上総層群相当層とされた区間のうち、KJ-M14 海成層の基底から、KJ-M9 海成層の下位の礫層基底までの区間は、後述するテフラの対比によると概ね仏子層の層序区間に相当する。

日高観測井の深度 110～230 m は礫層、砂層、泥層からなる(納谷ほか, 2020)。この区間には、貝化石が含まれる層準があり、後述するように海生の珪藻化石が産出することから、浅海成層が含まれると考えられ、層相や珪藻化石群集の特徴から、仏子層に対比された(納谷ほか, 2020)。

テフラ 川島コアの KJT-366.3 テフラは仏子層の阿須公園 1 テフラに、KJT-266.8 テフラは、上総層群黄和田層の Kd12 に類似する Kd12 Type テフラに、KJT-197.5 テフラは新潟地域の下部更新統の上越火山灰(=SK030)に、KJT-130.0 テフラは上総層群笠森層の Ks22 テフラにそれ

ぞれ対比された(水野・納谷, 2011; 納谷ほか, 2017)。また、KJT-205.6 テフラは上総層群大田代層の O24 テフラに対比される可能性がある(水野・納谷, 2011)。

化石 川島コアから報告された花粉化石群集(関東平野中央部花粉グループ, 1994)は、楡井・本郷(2018)で示された、近畿地方～関東地方の前～中期更新世花粉帯の *Fagus-Quercus* 超帯の上限を規定するコナラ属コナラ亜属(*Quercus*)の多産層準の上限(MIS15の直下)と、*Cyclobalanopsis-Cupressaceae* 超帯を特徴づけるコナラ属アカガシ亜属(*Cyclobalanopsis*)の多産層準(MIS11)が認められる(納谷ほか, 2017)。

川島コアの珪藻化石は、関東平野中央部珪藻グループ(1994)、納谷ほか(2012)、Naya(2019)で、日高観測井の珪藻化石は納谷ほか(2020)で報告された。これらのうち、関東平野中央部珪藻グループ(1994)、納谷ほか(2012, 2020)では、産出する珪藻化石に基づいて堆積環境の推定がなされ、海成層の識別がなされた。また、Naya(2019)は、川島コアの KJ-M9～KJ-M6 海成層中から浅海成層に産出する化石珪藻 *Lancineis rectilatus* (Naya, 2010)が産出することを報告した。関東平野において *L. rectilatus* は約 1.45～0.7 Ma の浅海成層に限って産出するため、この区間の年代指標となる(Naya, 2019)。日高観測井の深度 230～110 m から産出した珪藻化石群集からは、*L. rectilatus* が認められないことから、これらの層準は *L. rectilatus* の産出区間よりも下位に位置すると推定され、仏子層に対比された(納谷ほか, 2020)。

古地磁気 川島コアの古地磁気層序は会田ほか(1994)、納谷ほか(2017)で検討された。納谷ほか(2017)によれば、深度 150 m 以深が松山逆磁極帯に、深度 180～200 m がハラミヨ正磁極帯に、深度 150 m 以浅がブリュン正磁極帯に対比された。

年代 川島コアの仏子層相当層基底の直上には阿須公園 1 テフラが挟まるため、その年代は陸上の仏子層とほぼ同じ(納谷・水野, 2020)約 2.5 Ma と考えられる。約 2.5 Ma を下限に下部～中部更新統が断続的に重なるが、KJ-M10 海成層と KJ-M6 海成層の直上には不整合があり、それぞれ約 50～30 万年間の堆積間隙があると考えられている(納谷ほか, 2017)。

第 11 章 活構造の可能性のある地質構造

(納谷友規・原 英俊)

川越地域内には、活構造の可能性のある断層やリニアメントの存在が指摘されている(第 11.1 図)。現在のところ、いずれの構造も活構造であることを示す積極的な証拠は得られていないため、地質図では活構造として扱わなかったが、各構造について概要を記述する。

11.1 八王子構造線

Yabe and Aoki (1926) は、関東山地と関東平野の境界をなす直線状の地形境界を八王子構造線と呼んだ。矢部 (1920b)、Yabe and Aoki (1926) は、この地形境界が断層に起因するものと推定した。八王子構造線は、関東山地を構成する基盤岩類と新第三紀以降に堆積した関東平野を構成する地層との境界と一致しており、ブーゲー異常図や重力基盤深度分布図における基盤深度の急変地点ともほぼ一致している(駒沢・長谷川, 1988; 萩原ほか, 1988)。断層としての八王子構造線を地表で観察できる場所はほとんど無いが、熊谷地域内の都幾川支流の槻川左岸において基盤岩類の三波川変成岩類と新第三系が断層で接することが確かめられている(栗原ほか, 2003)。八王子構造線が活断層である証拠は得られていない(東京都防災会議, 1975)。

11.2 越 生 断 層

越生断層は、飯能市～毛呂山町～越生町に至るほぼ南北走向の断層(第 11.1 図)として、松田ほか(1977)によって命名された。低断層崖や河岸段丘の変位(0.5～1 m)が推定され、少なくとも毛呂山町より北方では活断層であると考えられた(松田ほか, 1977)。東京都防災会議(1977)、貝塚・松田(1982)は、越生断層とほぼ同じ場所に、3列の雁行状に配置する南北性のリニアメントを認め、越生-高麗本郷断層と呼び、活動度C?級(活動度C級の活断層とは、1000年あたりの平均的な変位量が1 cm以上10 cm未満の活断層のことを指す)の推定活断層とした。活断層研究会(1991)は、越生断層を確実度II(活断層であると推定されるもの)、活動度Cとした。萩原ほか(1988, 1994, 1996)は越生断層に沿って重力調査を行っている。本報告では、これら3列の断層について、西側の越生断層・中央の越生断層・東側の越生断層と便宜的に呼ぶ。なお、越生断層による地震活動は、これまでに記録されていない。後述するように、越生断層のり

ニアメントの位置に、基盤岩を切る地質断層は認められたものの、段丘の変位などは確認できなかったため、地質図には活断層としては図示していない。越生断層の文献ごとの活断層としての評価については、第 11.1 表にまとめた。

西側の越生断層は、ときがわ町桃木～越生町上谷及び堂山を通り、大高取山西方に至る。北隣のときがわ町桃木の都幾川で、河岸段丘の変位が推定された(松田ほか, 1977)。ほぼ南北の直線的な谷地形が認められる。この断層は、秩父帯付加コンプレックスと御荷鉾緑色岩類の境界をなす。構造的上位に累重する秩父帯付加コンプレックスが断層の東側に分布することから、東落ちの垂直変位である。後述する鉱泉(都幾の湯)の源泉は、この断層沿いから湧出する。

中央の越生断層は、ときがわ町馬場～越生町鹿下～黒岩～毛呂山町滝ノ入を通り、ほぼ南北の走向を示す。松田ほか(1977)により越生断層と命名された断層に相当する。越生町黒山付近では大高取山の山地地形と市街地の平坦地の境界がリニアメントとして認められる。松田ほか(1977)は、越生町の弘法山付近の扇状地で比高0.5～1 mの低断層崖らしき変位地形を認めたが、本調査で確認はできなかった。またときがわ町馬場～越生町鹿下～越生町黒岩においては、この断層の東側では三波川変成岩類が、西側では御荷鉾緑色岩類が分布し、これら地質体の境界断層となる。南方の毛呂山町滝ノ入周辺では、越生断層は御荷鉾緑色岩類の中を通る。

東側の越生断層は、毛呂山町大谷木～宿谷～日高市清流を通る。ほぼ南北の谷地形が発達する。また秩父帯付加コンプレックスに対しては、黒山ユニットと高畑ユニットを南北に変位させる左横ずれの胴切断層である。貝塚・松田(1982)の高麗本郷断層及び新井(1995)の高麗本郷断層系とほぼ一致する。

11.3 名 栗 断 層

東京都防災会議(1975)は立川断層の北西延長部の、川越地域内の飯能市下直竹付近から秩父地域内の山王峠、中屋敷、仁田山峠、入間川沿いの金比羅山北側へ向かって、北西-南東に延びるリニアメント(第 11.1 図)を名栗断層と呼んだ。なお、本章で述べる名栗断層は第 3 章で述べた名栗断層(小澤, 1975)とは異なる断層である。一方、松田ほか(1977)は名栗断層の区間も立川断層の一部

第 11.1 表 越生断層と名栗断層の文献ごとの活断層評価の比較

	文献	名称	長さ (km)	確実度・種別	活動度
越生断層	松田・羽田野 (1975)	越生断層 (仮称)		-	-
	東京都防災会議 (1975)	-	-	活断層の疑いのあ るリニアメント	-
	松田ほか (1977)	越生断層	16	-	-
	東京都防災会議 (1977)	越生一高麗本郷断層	15	II活断層 (未確認)	C?
	貝塚・松田 (1982)	越生・高麗本郷断層	15	推定活断層	C?
	活断層研究会 (1991)	越生断層	13	活断層であると推 定されるもの (確実度II)	C
	地震調査研究推進本部地 震調査委員会 (2015)	越生断層	14	-	-
名栗断層	東京都防災会議 (1975)	名栗断層	10	II活断層 (未確認)	C?
	東京都防災会議 (1977)	名栗断層	10	II活断層 (未確認)	C?
	松田ほか (1977)	立川断層 (の一部)	32 (立川断層全 体として)	-	-
	貝塚・松田 (1982)	名栗断層	10	活断層の疑いのあ るリニアメント	C?
	活断層研究会 (1991)	名栗断層	10	活断層であると推 定されるもの (確実度II)	C
	地震調査研究推進本部地 震調査委員会 (2003)	立川断層帯 (名栗断層)	33 (立川断層帯 として)	-	-

第12章 応用地質

(納谷友規・原 英俊)

12.1 地震災害

安政江戸地震 1855年11月11日(安政二年十月二日)に発生し、江戸をはじめとして関東一円に大きな被害をもたらした地震で、震央は東京湾北部で $M = 7.0 \sim 7.1$ と推定されている(宇佐美, 2003). 宇津ほか(1987)は「埼玉県入間郡で山崩れがあった」と記載しているがその場所は特定されていなかった. 新井(2007)は、毛呂山町大谷木で起こったとされる山崩れと地盤沈下が、安政江戸地震によって引き起こされた可能性を、古文書や地元の言い伝えに基づき推定した. 新井(2017)は、台地に位置する川越域下における建物被害に加え、荒川低地においても相当な家屋被害があったことを、歴史資料に基づき示した.

明治27年6月20日の地震 1894年(明治27年)6月20日に発生した、東京湾北部を震央とする $M = 7.0$ と推定された地震で、飯能で幅350間(約630m)に及び山崩れが生じとされる(宇佐美, 2003). 新井(2009)は、この山崩れの場所が、飯能市久須美と永田の間の斜面であったことを、記録文書や旧家に伝わる話、そして現在の地形の状況などから推定した.

関東地震 1923年(大正12年)9月1日に発生した、神奈川県西部を震央とする $M = 7.9$ と推定された地震である(宇佐美, 2003). 関東に甚大な被害を及ぼし、死者は約10万5千人、住家の全壊焼失流失は約30万棟と数えられている(武村, 2003). 貝塚・松田(1982)によれば、

川越地域内における木造家屋被害は、川越市(川越市、田面沢、名細)、狭山市(奥富、柏原、水富)、飯能市(精明)、日高市(高萩)、鶴ヶ島市(鶴ヶ島)、坂戸市(大家、坂戸町、勝呂、三芳野)、東松山市(高坂)、鳩山町(今宿、亀井)、ときがわ町(明覚)などでも認められたが、いずれも全壊・半壊率は数%以下と小さかった一方で、荒川低地に位置する川越市(山田、芳野)、川島町(伊草、三保谷、八ッ保、中山、小見野)では、数%以上の全壊率、10%以上の半壊率で、中でも川島町(伊草)では全壊率13%、半壊率21.3%と大きな被害が記録されている.

西埼玉地震 1931年(昭和6年)9月21日に発生した埼玉県西部を震央とする $M = 6.9$ の地震である(宇佐美, 2003). 坂戸市と川越市では、液状化現象とみられる土砂の噴出が発生した(埼玉県熊谷測候所, 1932). 岩殿丘陵の岩殿山では、崖崩れのほか屋根瓦の落下や石塔の倒壊などの被害が報告された(市川・内田, 1932).

12.2 資源地質

金属資源鉱床 本地域には稼行中の金属資源鉱床はない. 過去に採掘されていた金属鉱床として、クロム及びマンガン鉱床がある. 非金属鉱床として、稼行中及び休止中の採石場がある. また鉱泉がある.

クロムは、越生町大谷の古武ノ山の蛇紋岩から採掘が行われていた(第12.1図a). 古武ノ山の北西は、現在では採掘により平坦地となっている. 越生町教育委員会



第12.1図 川越地域の鉱山

(a)クロム採掘跡. 古武ノ山. (b)マンガン採掘坑跡. 龍崖山.

(2008)によれば、クロム鉱山閉山後は蛇紋岩の採石も行われ、越生町如意の現在ゴルフ場となっている一角でも、クロムの採掘が行われていた。また、クロムざくろ石の産出が知られている(小林, 1986; 越生町教育委員会, 2008)。

マンガンの採掘坑は、飯能市の龍崖山周辺などに、採掘坑の径が2 m程度で小規模に認められる。マンガンは秩父帯付加コンプレックスのチャートに胚胎する。龍崖山におけるマンガンの採掘坑跡地には、飯能市教育委員会が平成25年度に設置した看板がある(第12.1図b)。看板の説明書きによると、採掘坑の長さは40 m程度で、戦前から戦中にかけて採掘が行われていたこと、また飯能市周辺では13ヶ所で採掘が行われていたことが記されている。越生町黒山周辺でもチャートに胚胎するマンガン採掘坑がある(越生町教育委員会, 2008)。この他にも記録のない小規模なマンガン採掘坑は多数存在する。

亜炭 入間川沿いに露出する仏子層に亜炭層が挟在することは古くから知られていた(徳永・飯塚, 1926)。青梅地域内の飯能市大字阿須の武蔵野炭鉱では、昭和17年(1942年)の開山以降、本報告の調査時現在まで仏子層に挟在する亜炭の採掘を行っている。武蔵野炭鉱については、植木・酒井(2007)にも概要が記されている。

鉱泉 鉱泉は、越生町黒山、ときがわ町大附で知られている。越生町黒山の黒山鉱泉は、明治初期に開発された炭素水素塩泉である。水温20.1℃、pH値8.0で、湧出量は微量である(森川, 1971)。なお現在では閉鎖されている。黒山鉱泉は、秩父帯付加コンプレックスと御荷鉾緑色岩類との境界断層である刈米-黒山断層付近にある。ときがわ町大附には、都幾の湯としてナトリウム-塩化物冷鉱泉が湧出する(都幾の湯, https://www.town.tokigawa.lg.jp/forms/info/info.aspx?info_id=11774, 2020年5月3日参照)。水温20.5℃、pH値8.9で、湧出量8.5 L/minである。温泉スタンドとして、また都幾川四季彩館などで利

用されている。3列の越生断層のうち、最も西を通る断層の北方に位置する。

採石 採石は、越生町黒山で御荷鉾緑色岩類中の変成玄武岩より行われている。小規模な休廃止採石場も存在する。主に秩父帯付加コンプレックスの砂岩ないしチャートが採石されていた。また大高取山周辺に分布する秩父帯付加コンプレックスの珪質凝灰岩及び珪質泥岩は、砥石として利用されていた(越生町教育委員会, 2008)。

川砂利 入間川や高麗川の現河床では川砂・川砂利の採取が行われていた。村本・上松(1943)によれば、昭和11年、12年の時点で、入間川に11カ所、高麗川に1カ所の採取場が稼行していた。1968年に砂利採取が禁止されて以降は、川砂・川砂利の採取は行われていない。

陶土 飯能市では、江戸時代の天保3年(1832年)前後から明治20年(1887年)頃まで、地元の陶土を使った陶器が生産されており、飯能焼と呼ばれる(飯能市, 1988)。飯能焼には、愛宕山(現在の飯能市飯能の斎場付近)や赤根ヶ峠などの土が使用されていたと伝えられる(飯能市, 1988; 飯能市郷土館, 2001)。愛宕山の土は、巾着田層もしくは高麗層の、赤根ヶ峠の土は小曾木層のシルト層に由来すると考えられる。飯能焼は明治時代に一度途絶えたが、1970年代に現代の陶工によって復活されており、現在も生産されている(飯能市郷土館, 2001)。

岩殿丘陵には、奈良~平安時代に須恵器を生産していた遺構が残されており、南比企窯跡群と呼ばれる(鳩山町教育委員会, 2012)。松岡・鈴木(2014)は、岩殿丘陵の窯跡や、埼玉県内の遺跡から出土した須恵器と、都幾川層群將軍沢層・鳩山層から産出した放散虫化石の比較に基づき、須恵器の原材料が將軍沢層もしくは鳩山層に由来する粘土であるとした。須恵器には海綿骨針も多く含まれており、そのことから須恵器の材料が岩殿丘陵の新第三系に由来すると考えられていた(松岡, 2014b)。

文 献

- 会田信行・野村 哲・北爪智啓 (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの古地磁気層序. 地団研専報, no. 42, 48-55.
- 安藤一男 (1987) 化石珪藻からみた荒川流域の古環境. 埼玉県編, 荒川 自然 — 荒川総合調査報告書 1—, 205-222.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道 (2008) 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, **47**, 391-407.
- 青木廉二郎・田山利三郎 (1930) 関東構造盆地特に其の西辺部の地形及び地質に就て. 斎藤報恩会学術研究報告, **8**, 1-13.
- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫 (1977) 南関東における後期更新世の指標テフラ層—特性記載とそれに関する諸問題—. 第四紀研究, **16**, 19-40.
- 新井健司 (1995) 埼玉県日高市に分布する矢嵐凝灰岩層および飯能礫層の堆積環境. 地学雑誌, **104**, 267-283.
- 新井健司 (1996) 関東山地東部, 奥武蔵の飯能礫層の運搬経路—天覧山～天覧山の例—. 地学雑誌, **105**, 485-491.
- 新井健司 (2003) 関東山地東部, 奥武蔵の飯能礫層構成礫の運搬経路—入間川・多摩川間の山地の例—. 上武大学経営情報学部紀要, no. 26, 95-107.
- 新井健司 (2007) 安政江戸地震の際の武蔵国入間郡の災害—埼玉県入間郡毛呂山町大谷木の山崩れと地盤沈下. 地震ジャーナル, no. 43, 45-59.
- 新井健司 (2009) 1894 年東京地震による飯能の斜面崩壊—「飯能町・久美山中」で 350～360 間崩壊墜落した山腹」はどこか?—. 地震ジャーナル, no. 48, 20-31.
- 新井健司 (2017) 1855 年安政江戸地震の川越における被害. 地震ジャーナル, no. 63, 32-39.
- 荒井 豊・原田吉樹 (2015) 葛袋における都幾川層群の基底礫岩と不整合. 埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 17-32.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P., and Renz, H. T., eds., *Proceedings of First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, volume 1, 199-422.
- 千代田厚史・原田吉樹 (2015) 葛袋の神戸層から産出した中新世生痕化石. 埼玉県東松山市葛袋地区化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 119-125.
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. - X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199-204.
- 遠藤邦彦・千葉達朗・杉中佑輔・須貝俊彦・鈴木毅彦・上杉 陽・石綿しげ子・中山俊雄・舟津太郎・大里重人・鈴木正章・野口真利江・佐藤明夫・近藤玲介・堀伸三郎 (2019) 武蔵野台地の新たな地形区分. 第四紀研究, **58**, 353-375.
- Endo, S. and Wallis, S. R. (2017) Structural architecture and low-grade metamorphism of the Mikabu-Northern Chichibu accretionary wedge. *Journal of Metamorphic Geology*, **35**, 695-716.
- 遠藤俊祐・横山俊治 (2019) 本山地域の地質. 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, 100p.
- Ernst, W. G. (1972) Possible Permian oceanic crust and plate junction in central Shikoku, Japan. *Tectonophysics*, **15**, 233-239.
- 藤井孝二・水原 猛 (2015) 埼玉県東松山市葛袋の神戸層から産出した板鰐類化石. 埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 33-73.
- 藤本治義 (1926) 関東山地東縁部の地質学的考察. 地質学雑誌, **33**, 119-142.
- 藤本治義 (1932) 増訂改版 関東の地質. 中興館, 東京, 278p.
- 藤本治義 (1933) 関東山地東部の地質学的研究. 地質学雑誌, **40**, 1-15.
- 藤本治義 (1935) 関東山地北部の地質学的研究 (其の 1). 地質学雑誌, **42**, 137-151.
- Fujimoto (Hujimoto), H. (1936) Stratigraphic and palaeontological studies of Titibu System of the Kwanto Mountainland, part 1 Stratigraphy. *Science Reports of the Tokyo Bunrika Daigaku, Section C*, **1**, 157-188.
- Fujimoto (Hujimoto), H. (1937) The nappe theory with reference to the north-eastern part of the Kwanto Mountainland. *Science Reports of the Tokyo Bunrika Daigaku, Section C*, **1**, 215-243.
- 藤本治義 (1939) 埼玉県仏子に発見した象牙化石. 博物学雑誌, **35**, 14-16.
- Fujimoto, H. (1939) Radiolarian remains discovered in a crystalline schist of the Sambagawa System. *Proceedings of the Imperial Academy*, **14**, 252-254.
- 藤本治義 (1951) I 古い地層・岩石から成る山地, 第 1 章 関東山地, 第 4 節 関東山地北東縁・北縁の地形と地質. 日本地方地質誌 関東地方 増補版. 朝倉書店, 東京, 68-78.
- 藤本治義 (1977a) 関東平野西縁の丘陵地帯の地質とここで発見されたメタセコイア化石林. 日本私学教育研究所紀要, **12**, 97-110.
- 藤本治義 (1977b) 関東平野西縁の丘陵地帯の地質並びにこの中から産するメタセコイア化石林などの研究. 日本私学教育研究所紀要, **13**, 293-302.
- Fujimoto, H. and Yamada, J. (1949) Discovery of a crinoid-limestone in a crystalline schist of the Nagatoro system of the Kwanto Mountainland. *Proceedings of the Japan Academy*, **25**, 175-178.
- 福田 理 (1950) 東京都内の地質 I 山の手台地北東部. 自然科学と博物館, **17** (5), 1-14.
- 福田 理・羽鳥謙三 (1952) 武蔵野臺地の地形と地質. 東京都内の地質 IV. 自然科学と博物館, **19**, 171-191.
- 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, **29**, 3-21.
- 福田 理・高野 貞 (1951) 東京都青梅町東北方阿須山丘陵の地質. 地質学雑誌, **57**, 459-472.
- 古谷正和・田井昭子 (1993) 大阪層群と段丘堆積層. 沖積層の花

- 粉化石. 市原 実編著, 大阪層群, 創元社, 大阪, 247–255.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y. and Schilling, J. (2013) The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **14**, 489–518.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. and Smith, A. G. eds. (2004) *Geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, 589p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. eds. (2020) *Geologic time scale 2020*. Elsevier, Amsterdam, 1390p.
- Guidi, A., Charvet, J. and Sato, T. (1984) Finding of Granitic Olistoliths and Pre-Cretaceous Radiolarians in the Northwestern Kanto Mountains, Gunma Prefecture, Central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **90**, 853–856.
- 舟越理恵・橋本光男 (1991) 関東山地越生地域の御荷鉢緑色岩及び吾野地域の秩父帯緑色岩の残留単斜輝石. 岩鉱, **86**, 333–345.
- Hachinohe, S., Ishiyama, T., Sasaka, K., Ishihara, T., Sugai, T., Kumari, K. G. I. D. and Oguchi, C. T. (2009) Development of Geo-database system with the perspective of environmental scientific use and its application. *Proceedings of the International Symposium on Geo-informatics and Zoning for Hazard Mapping*, 152–157.
- 萩原幸男・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平 (1988) 活断層の重力調査 (3) —越生-高麗本郷断層と立川断層北部—. 地震研究所彙報, **63**, 33–50.
- 萩原幸男・糸田千鶴・田川善教・武田一紀・大久保修平 (1994) 奥武蔵丘陵の重力調査 (I) —越生-高麗本郷断層南部—. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **30**, 55–64.
- 萩原幸男・大久保修平・小林茂樹 (1996) 奥武蔵丘陵の重力調査 (II) —丘陵東縁断層系の地震危険度—. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **31**, 105–110.
- 飯能市 (1986) 飯能市史資料編 XII 飯能の自然—地形・地質, 101p.
- 飯能市 (1988) 飯能焼と白子焼 (蔵原伸二郎). 飯能市史編集委員会編, 飯能市史通史編, 731–739.
- 飯能市郷土館 (2001) 特別展図録「黎明のとき—飯能焼・原窯からの発信—」. 飯能市郷土館, 88p.
- Hatai, K. and Masuda, K. (1962) Megafossils from near Higashi Matsuyama city, Saitama prefecture, Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan. New Series*, no. 46, 254–262.
- 鳩山町教育委員会 (2012) 鳩山窯跡群:25年を過ぎて振り返る大発掘. 鳩山町教育委員会, 10p.
- 原 英俊 (2020) 関東山地東縁部, 白亜系高岡層の石灰質砂岩から得られた碎屑性ジルコン U-Pb 年代. 地質調査研究報告, **71**, 509–516.
- 原 英俊・久田健一郎 (2021) 関東山地東縁部に分布する蛇紋岩のクロムスピネル化学組成. 地質調査研究報告, **72**, 447–458.
- 原 英俊・久田健一郎・木村克己 (1998) イライト結晶度からみた関東山地秩父帯・四十万帯の古地温構造. 地質学雑誌, **104**, 705–717.
- Hara, H., Mori, H., Tominaga, K. and Nobe, Y. (2021) Progressive low-grade metamorphism reconstructed from Raman spectroscopy of Carbonaceous material and an EBSD analysis of quartz in the Sanbagawa metamorphic event, central Japan. *Minerals*, **11**, 854.
- 原田正夫 (1943) 関東ロームの生成に就いて. 東京帝大土壌肥料学教室報告, **3**, 1–138.
- 原田吉樹 (1999) 埼玉県比企南丘陵の化石. 地学研究, **47**, 211–224.
- 原田吉樹 (2001) 埼玉県比企南丘陵の中新世板鰐類化石. 地学研究, **50**, 15–35.
- 原田吉樹 (2009) 埼玉県岩殿丘陵西縁の“N.8 期堆積層”と貝類化石. 地学研究, **58**, 29–33.
- 原田吉樹 (2015a) 葛袋の神戸層から産出した中新世深海性サメ類 (ツノザメ上目) 化石. 埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 74–81.
- 原田吉樹 (2015b) 葛袋の神戸層から産出した中新世硬骨魚類化石. 埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 82–86.
- 原田吉樹 (2015c) 葛袋の神戸層, 根岸層から産出した無脊椎動物化石. 埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 103–109.
- 原田吉樹 (2015d) 葛袋の根岸層, 将軍沢層から産出した中新世植物化石. 埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書. 東松山市教育委員会, 110–118.
- 橋本光男・田切美智雄・日下部和宏・増田一稔・矢野徳也 (1992) 関東山地児玉—長瀬町三波川変成域における層状体の構造的累積による地質構造. 地質学雑誌, **98**, 953–965.
- 羽鳥謙三 (2004) 武蔵野台地の地形発達—地形・地質と水理・遺跡環境—. 地研研ブクレットシリーズ 11, 45p.
- 羽鳥謙三・井口正男・貝塚爽平・成瀬 洋・杉村 新・戸谷 洋 (1962) 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題. 第四紀研究, **2**, 69–90.
- 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. *Palaaios*, **18**, 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, **69**, 404–416.
- 林 成多 (1996) 関東平野西縁丘陵の下部更新統仏子層の昆虫化石群集と古環境. 地球科学, **50**, 223–237.
- Hayashi, M. (1997) An extinct fossil species of the genus *Plateumaris* from the Lower Pleistocene in Saitama Prefecture, Japan (Coleoptera: Chrysomelidae: Donaciinae). *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **51**, 361–370.
- Hayashi, M. (1999) A revisional study on fossil Donaciinae from the Plio-Pleistocene Kazusa Group in Saitama Prefecture, Japan, with reference to phylogeny of the extinct *Plateumaris dorsata* Hayashi (Coleoptera, Chrysomelidae). *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **53**, 36–50.
- 早津賢二・新井房夫 (1980) 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—示標テフラの記載および火山活動との関係—. 地質

- 学雑誌, **86**, 243–263.
- 日高町史編集委員会 (1991) 日高町史自然史編, 530p.
- 平島崇男・磯野玄伯・板谷徹丸 (1992) 関東山地三波川変成岩の白雲母の化学組成と K–Ar 年代. 地質学雑誌, **98**, 445–455.
- 久田健一郎 (1984) 関東山地南部芦ヶ久保—鴨沢地域の中・古生層. 地質学雑誌, **90**, 139–156.
- 久田健一郎 (1994) 関東山地秩父帯のナツペ構造. 構造地質 (構造地質研究会誌), no. 40, 59–69.
- Hisada, K. (1989) Nappe of the Chichibu complex in the Kuroyama area, eastern part of the Kanto mountains, central Japan. *Annual Report of the Institute Geosciences, the University of Tsukuba*, no. 15, 49–53.
- Hisada, K. and Arai, S. (1989) Itsukaichi serpentinites in the Kanto mountains, central Japan—possibility of eastern extension of Kurosegawa Tectonic Zone. *Annual report of the Institute Geosciences, the University of Tsukuba*, no. 15, 78–82.
- Hisada, K. and Arai, S. (1993) Detrital chrome spinels in the Cretaceous Sanchu sandstone, central Japan: indicator of serpentinite protrusion into a fore-arc region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **105**, 95–109.
- 久田健一郎・小池敏夫・棚瀬充史・中山俊雄 (2003) 東京都奥多摩地域地質図. 東京都土木技術研究所.
- 堀口萬吉 (1968) 日曜の地学 埼玉の地質をめぐって. 築地書館, 東京, 159p.
- 堀口萬吉 (1994) 関東平野中央部地下地質の概要. 地団研専報, no. 42, 1–16.
- 堀口万吉・竹内敏晴 (1982) 関東山地東部・高麗川上流域の地質と構造. 埼玉大学教養部紀要, 自然科学, **18**, 227–236.
- 堀口万吉・角田史雄・清水康守・駒井 潔・板東尋子・栗原陽子 (1977) 関東平野西部入間川沿いに発達する仏子粘土層の再検討. 埼玉大学教養部紀要 (自然科学編), **13**, 93–98.
- 堀口万吉・三島弘幸・吉田健一 (1978) 埼玉県狭山市笹井より発見されたアケボノゾウについて. 地球科学, **32**, 38–40.
- 堀口萬吉・清水康守・駒井 潔・小林健助・加藤智江 (2006) 川島町の地形と地質. 川島町編, 川島町史 資料編 地質・考古, 3–149.
- 堀内誠示・柳沢幸夫 (1994) 埼玉県岩殿丘陵に分布する中新統の珪藻化石層序. 地質調査所月報, **45**, 655–675.
- 市川徳一・内田正作 (1932) 比企郡岩殿山震災地踏査報告. 験震時報, **5**, 377–380.
- Ichiyama, Y., Ishiwatari, A., Kimura, J., Senda, R. and Miyamoto, T. (2014) Jurassic plume-origin ophiolites in Japan: accreted fragments of oceanic plateaus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **168**, 1019.
- 井口正男 (1951) 東京都青梅町付近の礫層について—関東山地東麓における礫層形成の一例—. 地理学評論, **24**, 131–134.
- 井尻正二・杉山隆二・小川賢之助・岩井四郎・和田 信・渡邊善雄・木村 正 (1944) 関東山地に於ける押し被せ構造の再検討. 東京科学博物館研究報告, no. 14, 1–13.
- 入間川足跡化石発掘調査団 (1993) 入間川足跡化石調査報告書. 入間市, 151p.
- 入間川足跡化石発掘調査団 (2003) 改訂版アケボノゾウの足跡: 入間昔むかし. 入間市博物館, 119p.
- 入間市加治丘陵自然環境調査研究会 (1990) 加治丘陵自然環境調査報告書. 入間市, 420p.
- Ishiga, H. (1986) Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of southwest Japan. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **29**, 89–100.
- 石垣 忍・竹越 智 (1982) 関東山地東縁の飯能礫層の上部円礫層について. 地団研専報, no. 24, 209–214.
- Ishihara, T., Sugai, T. and Hachinohe, S. (2012) Fluvial response to sea-level changes since the latest Pleistocene in the near-coastal lowland, central Kanto Plain, Japan. *Geomorphology*, **147–148**, 49–60.
- 石井 醇・田口聡史 (1983) 関東山地東縁部, 埼玉県日高町の下部白亜系. 東京学芸大学紀要 4 部門, **35**, 117–131.
- 石井 醇・田口聡史 (1986) 関東山地東縁部, 下部白亜系高岡層. 東京学芸大学紀要 4 部門, **38**, 97–115.
- 石井 醇・田口聡史 (1988) 埼玉県日高町, 高麗川北岸の下部白亜系高岡層. 東京学芸大学紀要 4 部門, **40**, 165–175.
- 磯崎行雄・板谷徹丸 (1990) 四国中央部および紀伊半島西部黒瀬川地帯北縁の弱変成岩の K–Ar 年代—西南日本における黒瀬川地帯の広がりについて—. 地質学雑誌, **96**, 623–639.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) 立川断層帯の長期評価について. [URL: https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/34_tachikawa.pdf] (2021 年 10 月 27 日閲覧)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) 越生断層の長期評価. [URL: https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_8.pdf] (2021 年 10 月 27 日閲覧)
- 寿円晋吾 (1965) 多摩川流域における武蔵野台地の段丘地形の研究—段丘傾動量算定の一例—(その一). 地理学評論, **75**, 557–571.
- 寿円晋吾 (1966) 多摩川流域における武蔵野台地南部の地質 (1) (2). 地学雑誌, **75**, 185–199, 266–281.
- 寿円晋吾・奥村 清 (1970) 武蔵野・多摩・相模野地域に発達する洪積世礫層と段丘地形. 地理学評論, **43**, 104–106.
- 加賀美英雄・岡野裕一・力田正一・松本昭二・阿比留稔・須田邦彦・相田一郎 (1995) 飯能層研究の背景と展望. 城西大学研究年報. 自然科学編, no. 19, 9–25.
- 貝塚爽平 (1957) 武蔵野台地の地形変位とその関東造盆地運動における意義. 第四紀研究, **1**, 22–30.
- 貝塚爽平 (1958) 関東平野の地形発達史. 地理学評論, **31**, 59–85.
- 貝塚爽平 (1976) 東京の自然史第二版. 紀伊國屋書店, 東京, 228p.
- 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, 45p.
- 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, 154–164.
- 関東平野中央部花粉研究グループ (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの花粉層序. 地団研専報, no. 42, 121–150.
- 関東平野中央部珪藻グループ (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの珪藻遺骸群集. 地団研専報, no. 42, 91–120.
- 関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2007) 仏子層から見つかった, 通称「ころころ石」について—関東平野西縁・加治

- 丘陵に分布する円れき層の意義—。地学団体研究会第61回総会(大阪)講演要旨集, 145.
- 関東平野西縁丘陵団体研究グループ(2010) 関東平野西縁, 加治丘陵に分布する下部更新統仏子層下部の層相と古環境。地球科学, **64**, 159–174.
- 関東火山灰グループ(2001) 多摩Iローム層の鉱物組成とテフラの対比。地球科学, **55**, 23–36.
- 関東火山灰グループ・関東平野西縁丘陵団体研究グループ(1998) 関東平野西縁丘陵における多摩Iローム層の層序と広域テフラ「C1」の発見。地球科学, **52**, 498–501.
- 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, **62**, 302–316.
- 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, 378p.
- Kasuya, M. (1987) Comparative study of Miocene fission-track chronology and magneto-biochronology. *The Science Reports of the Tohoku University. Second Series, Geology*, **58**, 93–106.
- 加藤 進・平松 力(2022) 埼玉県狭山やまと温泉井における中新統の石灰質ナンノ化石および珪藻化石。瑞浪市化石博物館研究報告, no. 49, 25–35.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層。東京大学出版会, 437p.
- 河井興三(1952) 茂原ガス田西方周辺地域(茂原～鶴舞地域)の地質及び天然ガス。石油技術協会誌, **17**, 1–21.
- 川邊孝幸(1981) 琵琶湖南東方, 阿山・甲賀丘陵付近の古琵琶湖層群。地質学雑誌, **87**, 457–473.
- 川越市下水道部(1990) 地下をさぐる 川越地盤図 資料集。川越市, 449p.
- 川島庸亮・高木秀雄(2015) 関東山地東部における御荷鉾帯と秩父帯の関係。日本地質学会第122回学術大会講演要旨, 412.
- 川島庸亮・高木秀雄(2017) 関東山地東部における御荷鉾帯と秩父帯北帯の関係。日本地質学会第124回学術大会講演要旨, 391.
- Kimura, G., Sakakibara, M. and Okamura, M. (1994) Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan. *Tectonics*, **13**, 905–916.
- Kimura, T., Yoshiyama, H. and Ohana, T. (1981) Fossil plants from the Tama and Azuyama Hills, Southern Kanto, Japan. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan. New Series*, no. 122, 87–104.
- 北川博道・丸山啓志(2015) 葛袋地区化石調査で産出した脊椎動物化石。埼玉県東松山市葛袋化石調査報告書。東松山市教育委員会, 87–97.
- Kobayashi, K., Minagawa, K., Machida, M., Shimizu, H. and Kitazawa, K. (1968) The Ontake Pumice-Fall Deposit Pm-I as a Late Pleistocene Time-Marker in Central Japan. *Journal of the Faculty of Science, Shinshu University*, **3**, 171–198.
- 小林 学(1935) 関東平原西北部松山町地方の地質。地学雑誌, **47**, 211–224.
- 小林暉子(1986) 日本産含クロムざくろ石の化学組成。岩石鉱物鉱床学会誌, **81**, 399–405.
- 小林忠夫・楡井 尊・柴崎達雄(1989) 第2章 埼玉県鶴ヶ島町池ノ台泥炭質堆積物の微化石分析 1. 試料採取地点と周辺地域の地質について。鶴ヶ島研究, no. 6, 71–76.
- 小島丈児(1950) 西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について。地質学雑誌, **56**, 339–344.
- 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, **91**, 665–677.
- 小池敏夫・池崎文也・岡村 晋・高島清行(1980) 関東山地各地の層序ならびに地質構造。昭和54年度科学研究費補助金(総合研究A)「日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討」研究成果報告書, 77–86.
- 国土地理院(1972) 土地条件図「川越」。国土地理院。
- 国土地理院(1977a) 治水地形分類図「川越北部」。国土地理院。
- 国土地理院(1977b) 治水地形分類図「川越南部」。国土地理院。
- 駒澤正夫・長谷川功(1988) 関東地方の重量基盤に見える断裂構造。地質学論集, no. 31, 57–74.
- Koto, B. (1888) On the so-called crystalline schists of Chichibu (The Sambagawa Series). *The Journal of College of Science, Imperial University of Tokyo*, **2**, 77–141.
- 久保純子(1988) 相模野台地・武蔵野台地を刻む谷の地形—風成テフラを供給された名残川の谷地形—。地理学評論, **61**, 25–48.
- 久保純子・小山善雅(2010) 多摩川左岸における立川段丘面区分の再検討。早稲田大学教育学部学術研究(地理学・歴史学・社会科学編), no. 58, 23–41.
- 栗原行人(1996) 埼玉県岩殿丘陵地域の中期中新世貝化石群。日本古生物学会第145回例会講演予稿集, 81.
- Kurihara, Y. (1999) Middle Miocene deep-water molluscs from the Arakawa Formation in the Iwadono Hills area, Saitama Prefecture, central Japan. *Paleontological Research*, **3**, 225–233.
- 栗原行人(2015) 葛袋地区化石調査で神戸層・根岸層から得られた中新世貝類化石。埼玉県東松山市葛袋地区化石調査報告書。東松山市教育委員会, 98–102.
- 栗原行人・柳沢幸夫(2015) 東松山市葛袋地区の地質。埼玉県東松山市葛袋地区化石調査報告書。東松山市教育委員会, 8–16.
- 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, **109**, 215–233.
- 黒川勝己・沢栗隆之(1990) 長岡市西方, 中央油帯中央部における水底堆積テフラとその対比。新潟大教育紀要(自然科学編), **31**, 53–87.
- Kuwahara, K., Yao, A. and Yamakita, S. (1998) Reexamination of Upper Permian radiolarian biostratigraphy. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, **52**, 391–404.
- McDonough, W. F. and Sun, S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223–253.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*, **56**, 207–218.
- 町田 洋(1971) 南関東のテフロクロノロジー(I)。第四紀研究, **10**, 1–20.
- 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, **46**, 339–347.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵の tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理学評論, **41**, 241–257.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, **83**, 302–338.
- 町田瑞男 (1973) 武蔵野台地北部およびその周辺地域における火山灰層位学的研究. 地質学雑誌, **79**, 167–180.
- 町田瑞男 (1986) 関東平野西縁の第四紀地史. 北村信教授記念地質学論文集, 193–203.
- 町田瑞男 (1995) 埼玉県坂戸市赤尾における越辺川仮称の泥炭質シルト層の ^{14}C 年代. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 13, 37–38.
- Machida, M. (1999) Quaternary geology in the central to western part of the Kanto Tectonic Basin. *Saito Ho-on Kai Museum of Natural History Research Bulletin*, no. 67, 92p.
- 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. 静岡大学地球科学研究報告, **15**, 1–24.
- 牧本 博 (1987) 関東山地御荷銚緑色岩類中の Fe に富む堆積岩. 地質学雑誌, **93**, 701–704.
- 牧本 博・竹内圭史 (1992) 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- Matsuda, I. (1974) Distribution of the recent deposits and buried landforms in the Kanto Lowland, Central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **9**, 1–36.
- 松川正樹・柿沼宏充・馬場勝良・大平寛人 (2006) 関東平野西縁に分布する鮮新—更新統の層序と対比の再検討. 東京学芸大学紀要. 自然科学系, **58**, 173–202
- 松川正樹・富島耕太郎 (2009) 山中白亜系の層序と堆積環境に関する Matsukawa (1983) 以後の研究の評価. 東京学芸大学紀要自然科学系, **61**, 119–144.
- 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, **86**, 225–242.
- Matsumaru, K., Mastuo, Y. and Kishi, R. (1982) Miocene foraminifera from the Chichibu Basin and the south Hiki Hill, Saitama Prefecture, Japan. *Journal of Saitama University, Faculty of Education (Mathematics and Natural Science)*, **31**, 39–63.
- 松丸国照・須藤和人・瀬名波 任 (1976) 埼玉県入間郡日高町高麗川河床からのオルビトリナ化石の発見. 地質学雑誌, **82**, 661–662.
- 松丸国照・須藤和人・大沢今朝男・大附邦夫 (1979) 関東山地東部の地質—Part 1. 正丸・吾野周辺の地質—. 埼玉大学紀要教育学部 (数学・自然科学), **28**, 91–95.
- 松本盆地団体研究グループ (1972) 松本盆地の第四紀地質の概観—松本盆地の形成過程に関する研究 (1). 地質学論集, no. 7, 297–304.
- 松田博幸・羽田野誠一 (1975) 関東平野西辺の線状構造について. 日本地理学会予稿集, no. 8, 76–77.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. 地学雑誌, **86**, 20–37.
- 松岡 篤・山北 聡・榎原正幸・久田健一郎 (1998) 付加体地質の観点に立った秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, **104**, 634–653.
- Matsuoka, A. and Ito, T. (2019) Updated radiolarian zonation for the Jurassic in Japan and the western Pacific. *Science Reports of Niigata University (Geology)*, no. 34, 49–57.
- 松岡喜久次 (1996) 埼玉県比企郡小川町, 秩父累帯北帯から産出したジュラ紀新世の放射虫化石. 地球科学, **50**, 251–255.
- 松岡喜久次 (1999) 関東山地北縁部, 御荷銚緑色岩の赤色頁岩からのジュラ紀新世放射虫化石の発見. 地球科学, **53**, 71–74.
- 松岡喜久次 (2007) 関東山地北東部, 秩父帯北帯から産出した白亜紀古世の放射虫化石. 地球科学, **61**, 421–424.
- 松岡喜久次 (2008) 埼玉県ときがわ町, 御荷銚ユニットの碎屑岩から産出したジュラ紀新世放射虫化石. 埼玉県自然の博物館研究報告, no. 2, 31–36.
- 松岡喜久次 (2009) 埼玉県小川町, 秩父帯北帯のチャート・珪質岩ユニットから産出したジュラ紀新世放射虫化石. 埼玉県立自然の博物館研究報告, no. 3, 49–54.
- 松岡喜久次 (2013) 関東山地北東部, 秩父帯北帯の柏木ユニット—岩相, 地質年代および海洋プレート層序—. 地球科学, **67**, 101–112.
- 松岡喜久次 (2014a) 関東山地, 秩父帯北帯住居附ユニットから赤褐色碎屑岩の発見とその意義. 地球科学, **68**, 29–34.
- 松岡喜久次 (2014b) 須恵器に含まれる海綿骨針について. 地学教育と科学運動, no. 73, 53–56.
- 松岡喜久次 (2017) 関東山地, 秩父帯北帯の碎屑性ドロマイト岩—チャートとドロマイト岩にみられる堆積構造. 埼玉県立川の博物館紀要, no. 17, 1–12.
- 松岡喜久次 (2019a) 関東山地, 秩父帯北帯の上吉田ユニットの石灰岩礫岩と碎屑性ドロストーンの層序・岩相と堆積環境. 埼玉県立川の博物館紀要, no. 19, 9–18.
- 松岡喜久次 (2019b) 関東山地, 秩父帯北帯の碎屑性炭酸塩岩の層序・岩相と堆積環境. 地球科学, **73**, 5–14.
- 松岡喜久次 (2020) 埼玉県日高市高麗付近の地質—白亜系高岡層の礫岩の礫種構成と秩父帯の泥岩から産出したジュラ紀放射虫化石—. 埼玉県立川の博物館紀要, no. 20, 25–32.
- 松岡喜久次・大澤 進 (2005) 入間川沿いの仏子層から産出した大型植物化石. 埼玉県自然史博物館研究報告, no. 22, 15–20.
- 松岡喜久次・大澤 進 (2006) 埼玉県川越市の入間川の完新統から産出した大型植物化石と ^{14}C 年代. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 23, 31–34.
- 松岡喜久次・鈴木紀毅 (2014) 須恵器 (土器) から発見された中新世中期の放射虫化石と胎土の起源となった層準の推定. 地球科学, **68**, 109–114.
- 松岡喜久次・八尾 昭 (2011) 関東山地東部の秩父帯北帯の上吉田ユニット—*Striatojaponocapsa conexa* 帯の認定とその意義—. 地球科学, **65**, 219–229.
- 皆川紘一・町田瑞男 (1971) 南関東の多摩ローム層層序. 地球科学, **25**, 164–176.

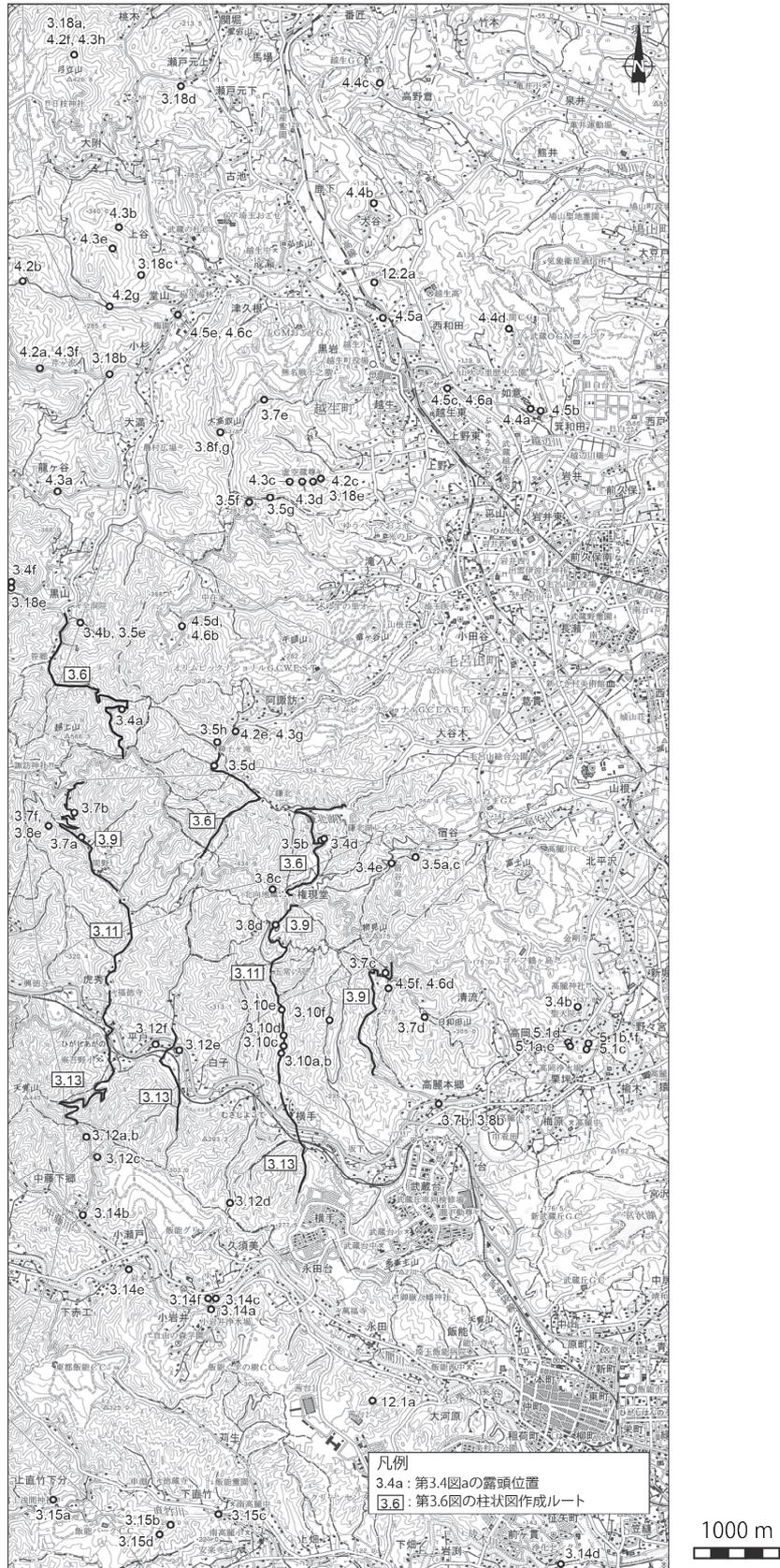
- 三友清史・町田瑞男・戸塚敦子 (1986) 矢嵐凝灰岩層および飯能礫層における新知見について. 埼玉県立自然史博物館研究報告, **4**, 73-86.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎 (1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地質調査所月報, **10**, 83-98.
- 宮村 学・吉田史郎・山田直利・佐藤岱生・寒川 旭 (1981) 亀山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 128p.
- Miyashiro, A. and Banno, S. (1958) Nature of galucophanitic metamorphism. *American Journal Science*, **256**, 97-110.
- Miyashita, A. and Itaya, T. (2002) K-Ar age and chemistry of phengite from the Sanbagawa schists in the Kanto Mountains, central Japan, and their Implication for exhumation tectonics. *Gondwana Research*, **5**, 837-848.
- 水野清秀・納谷友規 (2011) 広域テフラ対比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. 脇田浩二・牧野雅彦編, 平成22年度沿岸部の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, no. 56, 121-132.
- Momohara, A. (2011) Survival and extinction of the Taxodiaceae in the Quaternary of Japan. *Japanese Journal of Historical Botany*, **19**, 55-60.
- 森川六郎 (1952) 下久通礫岩について. 地質学雑誌, **58**, 187-190.
- Morikawa, R. (1955) Schwagerinidae in the vicinity of the Shomaru Pass, eastern part of Kanto Mountainland, central Japan. *Science Report of the Saitama University, Series B*, **2**, 45-114.
- 森川六郎 (1971) 秩父山地の鉱泉について. 秩父自然科学博物館研報, no. 16, 1-20.
- 本山 功・丸山俊明 (1998) 中・高緯度北西太平洋地域における新第三紀珪藻・放射虫化石年代尺度: 地磁気極性年代尺度CK92およびCK95への適合. 地質学雑誌, **104**, 171-183.
- 村本達郎 (1975) 埼玉県の地形区分と名称. 埼玉大学紀要社会科学篇, **22**, 11-14.
- 村本達郎・上松秀雄 (1943) 荒川の砂礫資源について. 地理学評論, **19**, 479-487.
- 中井睦美・森岡俊郎・上野直樹・佐藤 瞳 (2007) いわゆる物見山層の礫組成と現河床礫との比較研究—物見山礫層の起源について—. 大東文化大学紀要, no. 45, 17-27.
- 中里裕臣 (2006) 犬吠層群における貝塩上宝テフラの層位と年代. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 36, 106-107.
- 中澤 努・遠藤秀典 (2002) 大宮地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 41p.
- 中澤 努・中里裕臣・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, **115**, 49-63.
- 中澤 努・納谷友規・野々垣進 (2021) 第5章 段丘堆積物及び関東ローム層. 都市域の地質地盤図「東京都区部」(説明書). 産総研地質調査総合センター, 39-45.
- Naya, T. (2010) *Lancineis rectilatus* sp. nov., a new fossil species from Pleistocene sediments in Japan. *Diatom Research*, **25**, 111-124.
- Naya, T. (2019) Stratigraphic distribution and biostratigraphic utility of the fossil diatom *Lancineis rectilatus* in the central Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, **519**, 131-143.
- 納谷友規 (2022) 埼玉県岩殿丘陵西縁部から採取された砂質シルト岩試料の珪藻化石年代. 地質調査研究報告, **73**, 137-142.
- 納谷友規・水野清秀 (2020) 埼玉県加治丘陵に分布する下部更新統仏子層の層序と年代の再検討. 地質学雑誌, **126**, 183-204.
- Naya, T. and Mizuno, K. (2021) *Sarcophagodes duodecima* sp. nov., a new small araphid fossil diatom (Bacillariophyceae) from Lower to Middle Pleistocene sediments of Japan. *Phytotaxa*, **505**, 85-96.
- 納谷友規・八戸昭一・松島絃子・水野清秀 (2012) 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. 地質調査研究報告, **63**, 147-180.
- 納谷友規・石原武志・植木岳雪・本郷美佐緒・松島 (大上) 絃子・八戸昭一・吉見雅行・水野清秀 (2014) 関東平野中央部の第四系地下地質. 関東平野中央部の地下地質情報とその応用. 特殊地質図, no. 40, 産総研地質調査総合センター, 178-203.
- 納谷友規・本郷美佐緒・植木岳雪・八戸昭一・水野清秀 (2017) 関東平野中央部の地下に分布する鮮新—更新統の層序と構造運動. 地質学雑誌, **123**, 637-652.
- 納谷友規・長井雅史・小村健太郎 (2020) 日高観測井の珪藻化石群集に基づく埼玉県日高台地地下における海成更新統の認定と層序対比. 地質調査研究報告, **71**, 463-472.
- 納谷友規・岡田 誠・古澤 明・水野清秀 (2021) 関東平野西部毛呂山丘陵と川島コアから発見された第四系最下部の指標テフラ. 地学雑誌, **130**, 331-352.
- 日本地質学会 (2000) 日本地質学会地層命名の指針. 地質学会 News, **3**, no. 4, 3.
- 日本地質学会地質基準委員会 (2001) 地質基準. 共立出版, 東京, 180p.
- 日本規格協会 (2019a) JIS A 0204:2019 地質図—記号, 色, 模様, 用語及び判例表示. 126p.
- 日本規格協会 (2019b) JIS A 0205:2019 ベクトル数値地質図—品質要求事項及び主題属性コード. 192p.
- 楡井 尊 (1992) 入間市仏子付近の下部更新統, 仏子層の花粉化石について. 埼玉県自然史博物館研究報告, no. 10, 47-54.
- 楡井 尊 (1995) 入間市元加治付近の仏子層下部の花粉化石. 埼玉県自然史博物館研究報告, no. 13, 21-28.
- 楡井 尊・本郷美佐緒 (2018) 中部日本における前期末—中期更新世の花粉生層序. 第四紀研究, **57**, 143-155.
- 楡井 尊・柴崎達雄 (1987) 鶴ヶ島町におけるボーリング試料の花粉分析. 鶴ヶ島研究, no. 4, 4-10.
- 小幡喜一 (1997) 入間市牛沢町の仏子層 (下部更新統) 産の貝化石群集および生痕化石と古環境. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 15, 33-41.
- 小幡喜一・石田吉明・大森昌衛・関東平野西縁丘陵研究グループ (1991) 埼玉県加治丘陵の仏子層 (上総層群) の化石生管. 地球科学, **45**, 279-282.
- 越生町教育委員会 (2008) 越生の自然. 越生町史自然史編, 585p.
- 岡 重文 (1991) 関東地方南西部における中・上部更新統の地質. 地質調査所月報, **42**, 553-653.

- 岡 重文・宇野沢昭・黒田和男(1971) 武蔵野西線に沿う表層地質～むさしの台地横断面～. 地質ニュース, no. 206, 22–27.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂(1984) 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 148p.
- 岡田昭明・谷口 恵・木下直美(1990) 模式地における大山最下部火山灰層中の強磁性鉱物の熱磁気特性. 鳥取大学教育学部研究報告. 自然科学, **39**, 143–160.
- 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*, **5**, 321–325.
- 奥澤康一・平野直人・久田健一郎(2005) 関東山地東部秩父帯柏木ユニットから発見された120Ma玄武岩. 地球惑星科学連合2005年大会予稿. g015p-007.
- 大澤 進(1984) 付編 入間市の植物化石. 入間市史植物編, 入間市史編纂室, 447–451.
- 大澤 進・楡井 尊・間室幸仁(1993) 岩殿丘陵より産出した *Fagus microcarpa* を含む植物化石群. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 11, 73–76.
- 大塚彌之助(1931) 第四紀. 岩波講座, 地質学及び古生物学, 鉱物学及び岩石学(地質・古生物), 岩波書店, 東京, 107p.
- 尾崎正紀(2021) 第1章 地形. 都市域の地質地盤図「東京都区部」(説明書). 産総研地質調査総合センター, 1–3.
- Ozawa, H., Murata, M. and Itaya, T. (1997) Early Jurassic volcanism of the Mikabu belt: evidence from K–Ar age of picritic basalt, Kurouchi ultramafic mass, Kanto Mountains, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **103**, 1089–1092.
- 小澤大成・村田 守・西村 宏・板谷徹丸(1997) 造山帯中の緑色岩からみた海洋地域の火成活動—みかぶ帯の火成岩の岩石学的特徴と火成年代—. 火山, **42**, S231–S237.
- 小澤大成・元山茂樹・井上宗弥・加藤泰浩・村田 守(1999) 四国東部みかぶ緑色岩類の岩石学的特徴. 地質学論集, no. 52, 217–228.
- 小澤智生(1975) 関東山地南東部多摩川流域の中・古生界の層序. 九州大学理学研究報告(地質), **12**, 57–76.
- 小澤智生・小林文夫(1985) 関東山地南部の中・古生界の層序と地質構造. 兵庫教育大研究紀要(自然系教育, 生活, 健康系教育), **6**, 103–141.
- Raffi, I., Wade, B. S. and Pálike, H. (2020) Chapter 29, The Neogene Period. In Gradstein, F. M. et al. eds. *Geologic Time Scale 2020*, 1141–1215. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge.
- 嵐山町博物誌比企・岩殿グループ(2004) 嵐山町と周辺の丘陵地域の地質. 嵐山町博物誌調査報告第9集. 嵐山町教育委員, 13–78.
- 嵐山町博物誌三波川帯グループ(2004) 嵐山町の三波川帯. 嵐山町博物誌調査報告第9集. 嵐山町教育委員, 1–12.
- 埼玉県(1972) 土地分類基本調査「川越」. 埼玉県開発部調整課, 32p.
- 埼玉県(1986) 新編埼玉県史 別編3 自然. 埼玉県, 560p.
- 埼玉県地質図編纂委員会(1999) 埼玉県地質図(山地・丘陵地) 解説書. 埼玉県農林部林務課, 242p.
- 埼玉県熊谷測候所(1932) 西埼玉強震報告. 験震時報, **5**, 277–317.
- 埼玉総会中・古生界シンポジウム世話人会(1995) 関東山地の中・古生界研究の現状と課題. 地球科学, **49**, 271–291.
- 坂 幸恭・平 明夫・小笠原義秀(1989) 関東山地東縁部, 秩父帯の名栗断層—黒瀬川構造帯の東端(?)—. 地質学雑誌, **95**, 339–342.
- 坂 幸恭・猿渡ふみよ・大竹奈保(2005) 関東山地北縁部小川町～神泉村地域の緑色岩メランジェ. 早稲田大学教育学部学術研究 生物学・地球科学編, **53**, 1–26.
- 坂井 充(2019) 岩殿丘陵に分布する中新統上唐子層と都幾川層群の放散虫化石と年代. 埼玉県立川の博物館紀要, **19**, 25–32.
- Sakakibara, M., Hori, R. S. and Murakami, T. (1993) Evidence from radiolarian chert xenoliths for post-Early Jurassic volcanism of the Mikabu greenstones, Onuki area, western Shikoku, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **99**, 831–833.
- 坂本 治・町田瑞男・本間岳史・猪山 健・本名信一・島田賢舟(1988) 埼玉県狭山市笹井産アケボノゾウの骨格化石の産出について. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 6, 33–44.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・岡 重文(1987) 20万分の1地質図幅「東京」. 地質調査所.
- 坂田健太郎・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努(2018) 茨城県筑波台地に分布する中—上部更新統下総層群の層序の再検討. 地質学雑誌, **124**, 331–346.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C. (1998) Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontology*, **33**, 109–156.
- 笹井化石林調査グループ(1984) 埼玉県西部・入間川河床に分布する笹井化石林と周辺の地質. 埼玉県立自然史博物館研究報告, no. 2, 67–80.
- 指田勝男(1992a) 埼玉県飯能市正丸峠—東吾野地域より産する前期ジュラ紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 8, 35–46.
- 指田勝男(1992b) 関東山地東縁部の秩父帯北・中帯. 地学雑誌, **101**, 573–593.
- 狭山市(1996) 狭山市史 通史編I 狭山市, 1027p.
- Sawada, H., Isozaki, Y., Aoki, S., Sakata, S., Sawaki, Y., Hasegawa, R. and Nakamura, Y. (2019) The Late Jurassic magmatic protoliths of the Mikabu greenstones in SW Japan: a fragment of an oceanic plateau in the Paleo-Pacific Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences*, **169**, 228–236.
- 関 陽太郎(1957) 関東山地東部のローソン石. 岩石鉱物鉱床学会誌, **41**, 155–163.
- 関 陽太郎(1958) 関東山地東部のアルカリ角閃石とその産状. 岩石鉱物鉱床学会誌, **42**, 128–135.
- Seki, Y. (1958) Glauconitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, central Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **29**, 233–258.
- 関 陽太郎(1959) 関東山地東部の三波川変成岩類中の緑閃石. 岩石鉱物鉱床学会誌, **43**, 179–184.
- 関 陽太郎・横山重夫(1957) 関東山地東部のパンペリー石とその産状. 岩石鉱物鉱床学会誌, **41**, 227–235.

- 渋谷 紘・堀口万吉 (1967) 関東山地東縁部に白亜紀層の発見. 地質学雑誌, **73**, 575-577.
- 島倉巳三郎 (1934) 化石木に関する研究雑記III. 地質学雑誌, **41**, 9-19.
- 島倉巳三郎 (1936) 化石木雑記 (4). 地質学雑誌, **43**, 269-296.
- 清水康守・堀口万吉 (1994) 関東平野西部の多摩ローム層について. 埼玉大学教養部紀要 (自然科学編), **29**, 107-119.
- 正田浩司・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2008) 仏子層中に挟在する笹井ガラス質テフラ層 (SSI) の記載と広域対比. 日本地質学会関東支部第2回研究発表会「関東地方の地質」講演資料集, 44-45.
- 正田浩司・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2018) 関東平野西縁地域のテフラ層序と後期鮮新世以降の変動. 地球科学, **72**, 59-72.
- 正田浩司・菊地隆男・鈴木毅彦・竹越 智・関東平野西縁丘陵団体研究グループ (2005) 関東平野西縁に分布する飯能礫層下部層のテフラ層序と広域対比. 地球科学, **59**, 339-356.
- 須藤和人・松丸国照 (1973) 埼玉県入間郡大高取山付近の地質. 秩父自然史博物館研究報告, no. 17, 13-24.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K. and Danhara, T. (2013) Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121-137.
- 朱雀智介 (1941) 関東山地槻川上流の所謂御荷鉾式岩石に就て. 地質学雑誌, **48**, 62-74.
- 杉原重夫・高原勇夫・細野 衛 (1972) 武蔵野台地における関東ローム層と地形面区分についての諸問題. 第四紀研究, **11**, 29-39.
- Sugiyama, K. (1997) Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino terrane, central Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, **24**, 79-193.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・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) および説明書, 活構造図8, 地質調査所, 34p.
- 角田清美 (2018) 立川段丘面群と野川の流路. 駒沢地理, no. 54, 59-72.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In *Sunders, A. D. and Norry M. J., eds., Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, no. 42, 313-345.
- 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, 2-19.
- 鈴木宏芳・堀内誠示 (2002) 関東平野の深層観測井地質試料のナンノ化石分析. 防災科学技術研究所研究資料, no. 225, 1-71.
- 鈴木宏芳・小村健太郎 (1999) 関東地域の孔井データ資料集. 防災科学技術研究所研究資料, no. 191, 1-80.
- 鈴木好一・北崎梅香 (1953) 東京山の手台地の洪積層中の粘土について. 資源科学研究所彙報, **32**, 102-112.
- 鈴木 敏 (1888) 20万分の1地質図幅「東京」及び同説明書. 地質調査所, 78p.
- 鈴木堯士 (1964) 四国における御荷鉾緑色岩類 (1) — 高知県大杉地域の御荷鉾緑色岩類とその地質構造 —. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **13**, 93-102.
- 鈴木堯士 (1972) 四国中・西部におけるみかぶ緑色岩類の火成活動と変成作用. 高知大学学術研究報告 自然科学編, **21**, 39-62.
- 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, **73**, 1-25.
- 鈴木毅彦 (2015) 3.2.2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査. 立川断層帯における重点的な調査観測 平成24~26年度 成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 79-98.
- 鈴木毅彦・中山俊雄 (2007) 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする2.0Maに噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ. 火山, **52**, 23-38.
- 高橋雅紀 (2008) 岩殿丘陵, 関東山地周辺. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3: 関東地方, 朝倉書店, 東京, 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, **110**, 290-308.
- Takahashi, M., Yanagisawa, Y. and Okada, T. (2004) K-Ar ages of the Shogunzawa and Okuda Tuff beds in the Miocene marine sequence in the Iwadono Hills, central Japan. *Journal of the Japanese Association for Petroleum Technology*, **69**, 284-290.
- 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—特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, **112**, 33-52.
- 高野繁昭 (1994) 多摩丘陵の下部更新統上総層群の層序. 地質学雑誌, **100**, 675-691.
- 竹越 智 (1986) 入間市の位置と地形. 入間市史編纂室編, 入間市史原始・古代資料編, 1-27.
- 竹越 智・石垣 忍・足立久男・藤田至則 (1979) 関東山地東縁の鮮新-更新世の堆積盆地の発生に関する研究. 地質学雑誌, **85**, 557-569.
- 竹越 智・五日市団研・加治団研 (1986) 関東平野中央部の更新統. 日本の地質3 関東地方. 共立出版, 東京, 167-169.
- 竹越 智・村松敏雄 (1994) 関東平野中央部ボーリングコアの火山灰によるフィッシュオントラック年代. 地団研専報, no. 42, 151-153.
- 武村雅之 (2003) 関東大震災: 様々な被害とその教訓. 地震ジャーナル, no. 36, 26-39.
- Tamura, I., Okada, M. and Mizuno, K. (2016) An integrated stratigraphy around the Plio-Pleistocene boundary in the Chikura Group, the Boso Peninsula, central Japan, based on data from paleomagnetic, oxygen isotopic and widespread tephra correlation. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, no. 51, 41-52.
- 田村糸子・水野清秀・宇都宮正志・中嶋輝允・山崎晴雄 (2019) 房

- 総半島に分布する上総層群の広域テフラ—特に上総層群下部におけるテフラ層序と新たな対比—. 地質学雑誌, **125**, 23–39.
- 田中耕平・福田正光 (1974) 関東山地の三波川帯北縁部の地質構造と変成分帯—とくに黒雲母の現出について. 岩鉱, **69**, 313–323.
- 田浦 泉・所沢高校地学部・正田浩司 (2004) 狭山丘陵に分布する火山灰層の記載と加治丘陵に分布するE1火山灰層との対比. 地団研第58回川越総会プログラム講演要旨集, 114.
- 寺田慧介・鈴木毅彦 (2015) 武蔵野台地における中期更新世の河成段丘と立川断層帯の活動の再評価. 日本地理学会発表要旨集, no. 87, 126.
- 寺口慧介・鈴木毅彦・中山俊雄 (2014) クリプトテフラを用いたテフロクロノロジーによる武蔵野台地北西部、金子台・所沢台の編年. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 44, 181.
- 東木龍七 (1933) 関東地方の地形面の新古と其の系統. 地質学雑誌, **40**, 781–786.
- 徳田 満 (1986) 関東山地三波川帯・秩父帯の地質構造の研究. 広島大学地学研究報告, **26**, 195–260.
- 徳田 満・原 郁夫 (1979) みかぶ緑色岩類下底のメランジュ帯の地質—関東山地大霧山地域を例として. 中生代造構作用の研究 (総合研究連絡会誌), no. 1, 51–57.
- 徳永重康・飯塚 實 (1926) 石炭を含む東部関東山地 (其二). 石炭時報, **2**, 1078–1091.
- 東京都防災会議 (1975) 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等に関する考察—. 東京都防災会議, 223p.
- 東京都防災会議 (1977) 東京直下型地震に関する調査 (その4)—活断層及び地震活動等に関する考察—. 東京都防災会議, 329p.
- Tominaga, K. and Hara, H. (2021) Paleogeography of Late Jurassic large-igneous-province activity in the Paleo-Pacific Ocean: constrains from the Mikabu greenstones and Chichibu accretionary complex, Kanto Mountains, central Japan. *Gondwana Research*, **89**, 177–192.
- 富永紘平・原 俊英・常盤哲也 (2019) 関東山地に分布する北部秩父帯付加コンプレックス柏木ユニットのジルコンU-Pb年代. 地質調査研究報告, **70**, 299–314.
- Toriumi, M. (1975) Petrological study of Sambagawa metamorphic rocks, the Kanto Mountains, central Japan. *The University Museum, the University of Tokyo, Bulletin*, no. 9, 99p.
- 角田史雄・小池美津子・千代田厚史・岩殿丘陵地質調査グループ (1979) 埼玉県中央部, 岩殿丘陵の地質と古生物. 埼玉大学紀要自然科学篇, **15**, 19–24.
- Tsutsumi, Y., Miyashita, A., Terada, K. and Hidaka, H. (2009) SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto Mountains, Japan: need to revise the framework of the belt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **104**, 12–24.
- 宇津徳治・嶋 悦三・吉井敏尅・山科健一郎 (1987) 地震の辞典. 朝倉書店, 東京, 582p.
- 植木岳雪 (2006) 関東平野西縁, 上鹿山面, 狭山面の古地磁気による編年. 第四紀研究, **45**, 81–97.
- 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, 189p.
- 植木岳雪・鈴木毅彦・水野清秀 (2006) 古地磁気, 広域テフラによる関東平野西縁, 加治 (阿須山) 丘陵の鮮新—下部更新統の層序と編年. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 36, 100–101.
- 植田良夫・野沢 保・大貫 仁・河内洋佑 (1977) 三波川変成岩のK-Ar年令. 岩鉱, **72**, 361–365.
- Ueno, K., Okuzawa, K. and Hisada, K. (1999) Carboniferous foraminifers from the Otakatori-yama area, eastern Kanto Mountains, central Japan. *Annual Report of the Institute Geosciences, the University of Tsukuba*, no. 25, 27–33.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧[416]–2001. 東京大学出版会, 東京, 605p.
- 宇都宮正志・大井信三 (2019) 上総大原地域の地質. 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, 127p.
- 宇都宮正志・水野清秀・田村糸子 (2019) 下部更新統上総層群黄和田層下部～中部に挟まれるテフラ層の層位と特徴. 地質調査研究報告, **70**, 373–441.
- 脇田浩二・宮崎一博・利光誠一・横山俊治・中川昌治 (2007) 伊野地域の地質. 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, 140p.
- 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—児玉地域). 秩父自然科学博物館研究報告, no. 1, 93–146.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early to Middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, **14**, 91–101.
- 矢部長克 (1920a) 関東山地北東部の地質構造 (一). 地質学雑誌, **27**, 129–149.
- 矢部長克 (1920b) 関東山地北東部の地質構造 (三). 地質学雑誌, **27**, 243–251.
- Yabe, H. and Aoki, R. (1926) The Great Kwanto Earthquake of September 1, 1923, geologically considered. *Annual Report of the Work*, no. 1, Saito Ho-on Kai, 70–72.
- 矢島敏彦・梶間幹雄・荒井 豊 (1984) 埼玉県・横瀬町丸山付近の緑色岩類. 地質学雑誌, **90**, 329–343.
- 山口和雄・伊藤 忍・加野直巳・横倉隆伸・住田達哉・大滝壽樹・牧野雅彦 (2014) 反射法地震探査による関東平野中央部の浅部地下構造. 関東平野中央部の地下地質情報とその応用, 特殊地質図, no. 40, 産総研地質調査総合センター, 204–230.
- 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, **16**, 231–246.
- 山崎晴雄 (2006) 関東平野の地震地質—南関東の基盤断層と活断層の関係—. 月刊地球, **28**, 8–16.
- 柳 京介・高木秀雄 (2010) 関東山地東部越生地域の御荷鉾岩と秩父帯チャートとの関係について. 日本地質学会第117回学術大会講演要旨, 233.
- 柳 京介・遠藤裕貴・高木秀雄 (2011) 関東山地東部の御荷鉾岩との関係. 日本地質学会118回学術大会講演要旨, 240.

- 柳沢幸夫 (2021) 秋田県大仙市下荒川に分布する中新統上部の船川層における暖流系石灰質微化石産出層準の珪藻年代. 地質調査研究報告, **72**, 459–477.
- 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. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 395–414.
- 安戸研究グループ (1974) 埼玉県堂平山付近の御荷鉢緑色岩中の溶岩流. 地質学雑誌, **80**, 331–333.
- 安戸研究グループ (1982) 関東山地東部堂平山周辺, みかぶ緑色岩類分布地域の層序と構造. 地球科学, **36**, 23–34.
- 横尾彩花・松岡喜久次 (2017) 埼玉県小川町地域の三波川帯の温度構造とザクロ石の出現温度の検討. 埼玉県自然の博物館研究報告, no. 11, 61–64.
- 吉田 拓・大藤 茂 (1998) 関東山地東部飯盛峠地域の秩父帯の地質概略と放射虫化石. 大阪微化石研究集会誌, 特別号, no. 11, 137–146.
- 吉川周作 (1976) 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**, 497–515.
- Zhang, L., Ito, T., Feng, Q. L., Caridroit, M. and Danelian, T. (2014) Phylogenetic model of *Follicucullus* lineages (Albaillellaria, Radiolaria) based on high-resolution biostratigraphy of the Permian Bancheng Formation, Guangxi, South China. *Journal of Micropaleontology*, **33**, 179–192.



付図1 ジュラ系及び白亜系の柱状図作成ルート及び露頭の位置図

地形図は北海道地図株式会社 GISMAP50000R+「川越」による。基図については、国土地理院長の承認を得て、同院発行の2万5千分の1地形図を使用した(承認番号: R2JHs 66-GISMAP44734号)。



付図2 新第三系及び第四系の柱状図作成ルート及び露頭の位置図
 地形図は国土地理院発行の電子地形図 25000 を使用した。

Geology of the Kawagoe District

NAYA Tomonori¹, HARA Hidetoshi¹ and KOMATSUBARA Junko¹

ABSTRACT

A geological summary of the Kawagoe District is shown in Figs. 1 and 2. The Jurassic and Cretaceous systems consist of a Jurassic accretionary complex in the Chichibu Belt, Mikabu Greenstones, Sanbagawa Metamorphic Rocks, ultramafic rock and the Cretaceous Takaoka Formation, all of which are distributed in the western part of the Kawagoe District in the eastern Kanto Mountains. The Miocene Hiki and Tokigawa groups are exposed in the Iwadono Hills in the northern part of the Kawagoe District. The hills along the western margin of the Kanto Plain comprise Upper Pliocene to Lower Pleistocene deposits overlying the Miocene and pre-Neogene formations, which are overlain by lower Middle Pleistocene higher terrace deposits. In the uplands, upper Middle Pleistocene higher terrace deposits and Upper Pleistocene middle and lower terrace deposits are distributed. Terrace deposits are covered by Kanto Loam. Alluvium and Holocene terrace deposits are distributed in the lowlands.

Jurassic accretionary complex in the Chichibu Belt

The Jurassic accretionary complex in the Kawagoe District consists of six tectono-stratigraphic units (i.e., the Kuroyama, Takahata, Kabasaka, Hanagiri, Nakato and Nitayama units, from north to south). The Kuroyama Unit is characterized by dominant chert, with black shale, tuffaceous shale, basalt and dolerite. The Takahata Unit is composed mainly of mafic tuff and blocks of chert and basalt. The Kabasaka Unit consists of broken beds of interbedded sandstone and mudstone with chert blocks. The Hanagiri Unit comprises sandstone and broken beds of interbedded sandstone and mudstone with blocks of chert and basalt. The Nakato and Nitayama units are composed of broken beds of sandstone and mudstone with chert blocks. The Nitayama Unit is characterized by dominant sandstone. Based on the radiolarian age of the mudstone, the depositional age suggests that the Hanagiri Unit represents the late Early Jurassic, the Nakato Unit represents the early Middle Jurassic, and the Kuroyama, Takahata, Kabasaka and Nitayama units represent the middle Middle Jurassic. In addition, Late Jurassic and Early Cretaceous radiolarians from mudstone, and Early Cretaceous detrital zircon ages have been reported for the Kuroyama Unit distributed in the adjacent area to the west. The Jurassic accretionary complex is thrust over the Mikabu Greenstones along the Komagome–Kuroyama Fault.

Mikabu Greenstones, Sanbagawa Metamorphic Rocks and ultramafic rock

The Mikabu Greenstones are composed of metabasalt, metadolerite and metagabbro with minor blocks of metachert and crystalline limestone. Late Jurassic radiolarians have been reported for the red mudstone overlying metabasalt, and the Late Jurassic zircon U–Pb age was dated from anorthosite in an adjacent area to the west. In addition, the Mikabu Greenstones were affected by high-pressure Sanbagawa metamorphism in the chlorite zone (pumpellyite–actinolite facies metamorphism). The Sanbagawa Metamorphic Rocks, which are composed mainly of mafic schist with minor pelitic schist, are slightly distributed in the eastern area along the Oppe River. The metamorphic rocks were also subjected to pumpellyite–actinolite facies metamorphism in the chlorite zone. Serpentinite of ultramafic rock is distributed within the Mikabu Greenstones, the Sanbagawa Metamorphic Rocks and the Jurassic accretionary complex.

Cretaceous Takaoka Formation

The Cretaceous Takaoka Formation is assigned as shallow marine sediments that are composed of a conglomerate in the lower stratigraphic part, and interbedded calcareous sandstone and mudstone in the upper part. The conglomerate contains granules and cobbles of chert, sandstone, mudstone, limestone and basalt, which originated from the Jurassic accretionary complex in the Chichibu Belt. The calcareous sediments contain abundant calcareous algae and large foraminifera (*Orbitolina*) from the Aptian to the Albian. In addition, the detrital zircon U–Pb age was estimated from calcareous sandstone, representing the Early Albian.

¹ Research Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan

Miocene deposits

The Miocene series of the Iwadono Hills consists of marine strata, which are divided into the Hiki Group and the Tokigawa Group from the lower part. The Ichinokawa Formation of the Hiki Group and the Shogunzawa Formation, the Hatoyama Formation and the Imajuku Formation of the Tokigawa Group are distributed in the Kawagoe District. The Ichinokawa Formation consists mainly of sandstone and conglomerate. The Shogunzawa Formation comprises diatomaceous siltstone and sandy siltstone, intercalated with felsic tuff beds which are important key beds. The Hatoyama Formation is composed of interbedded sandstone and mudstone. The Imajuku Formation is characterized by medium- to coarse-grained sandstone. Based on microfossil biostratigraphy, the depositional age of each formation is estimated as follows: the Ichinokawa Formation at 15.4–15.2 Ma in the early Middle Miocene, the Shogunzawa Formation at 12.5–11.6 Ma in the late Middle Miocene, the Hatoyama Formation at 11.6–11 Ma near the base of the Late Miocene, and the Imajuku Formation at 11–10 Ma in the early Late Miocene.

Late Pliocene to Early Pleistocene deposits

Upper Pliocene to Lower Pleistocene sedimentary deposits are distributed in the hills on the western margin of the Kanto Plain in the Kawagoe District. The Monomiyama Formation of the Iwadono Hills, the Shukuyagawa and the Moroyama formations of the Moroyama Hills, the Kinchakuda and Koma formations of the Koma Hills and the Osogi and Hanno formations of the Kaji Hills comprise fluvial successions composed mainly of gravel. The Bushi Formation of the Kaji Hills is composed of mud, sand and gravel of shallow marine and fluvial sediments. Tephrostratigraphy and magnetostratigraphy findings suggest that the ages of the Osogi and Kinchakuda formations, the Hanno and the Shukuyagawa formations, and the Koma and Moroyama formations are the Late Pliocene, the Late Pliocene to the Early Pleistocene, and the early Pleistocene, respectively. The age of the Bushi Formation is estimated to be between 2.5 and 1.45 Ma in the Early Pleistocene based on correlations with widespread tephra layers (Naya and Mizuno, 2020). The exact age of the Monomiyama Formation is not clear because there are no data available for dating.

Terrace deposits and Kanto Loam

Parts of the hills and the uplands are composed of terraced deposits overlain by Kanto Loam. The terrace deposits are divided into the higher, middle and lower terrace deposits. The higher terrace deposits are subdivided into the Kamikayama, Maeganuki and Tokorozawa Formations. The middle and lower terrace deposits are subdivided into Musashino I, II, III terrace deposits and Tachikawa I–II and III terrace deposits, respectively. The depositional ages of the terrace deposits were estimated from the ages of intercalated tephra layers in the Kanto Loam overlying the terrace deposits, and the depositional ages of the higher terrace deposits and the middle and lower terrace deposits are estimated to date from the Middle Pleistocene and the Late Pleistocene, respectively.

Alluvium and Holocene terrace deposits

The lowland consists mainly of alluvium (i.e., post-LGM [Last Glacial Maximum] deposits) and Holocene terrace deposits. The surface of the alluvium consists of backmarsh and valley floor deposits, abandoned channel deposits and natural levee deposits. The subsurface alluvium consists mainly of fluvial mud, sand and gravel, and the influence of marine incursion is inferred based on the presence of shell fragments in some boring cores from the Arakawa lowland. The Holocene terrace deposits consists of fluvial gravel and sand.

Subsurface geology

Pliocene to Middle Pleistocene sediments are distributed beneath the Kanto Plain in the Kawagoe District at depths shallower than 600 m below the base of alluvium. The subsurface Pliocene to Middle Pleistocene deposits are divided into the Kazusa and Shimosa groups, and the lower part of the Kazusa Group is subdivided into “Hanno Gravel” and the Bushi Formation. The “Hanno Gravel” consists mainly of gravel and mud. Above the base of the Bushi Formation, the sediments are composed of gravel, sand and mud, and consist of multiple sedimentary cycles of shallow marine and fluvial sediments. The Kazusa and Shimosa groups, which overlie the Bushi Formation, are not distributed on the surface of the Kawagoe District, but are distributed only in the subsurface.

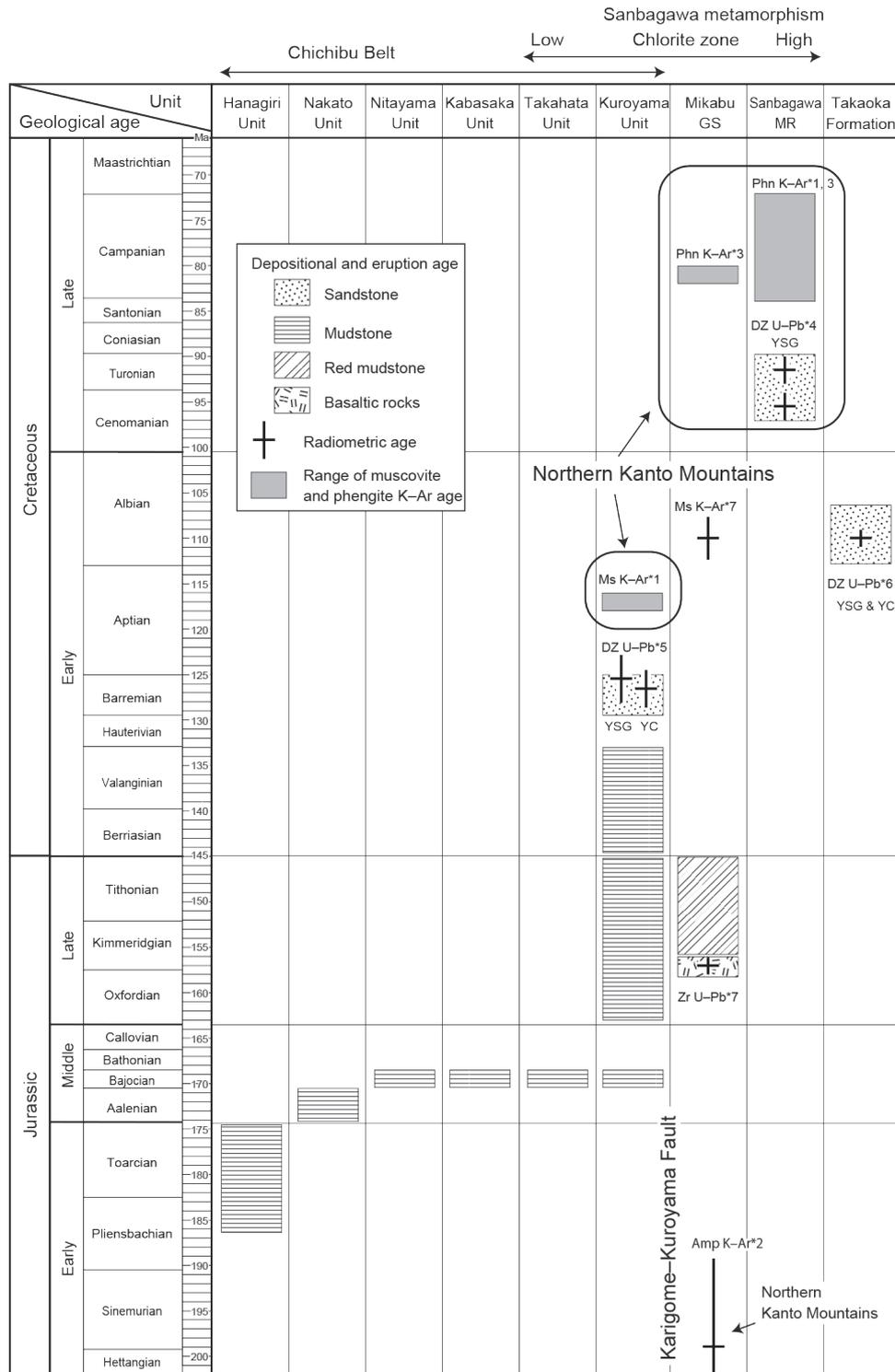


Fig. 1 Geological summary of Jurassic and Cretaceous in the Kawagoe District

Radiolarian ages of mudstone are based on Sashida (1992b), age of red mudstone is from Matsuoka (2008). Late Jurassic and Early Cretaceous ages of mudstone from the Kuroyama Unit is referred from Matsuoka (1996, 2007, 2009). GS: Greenstones, MR: Metamorphic Rocks. References of K-Ar ages and zircon U-Pb ages are based on *1: Hirajima *et al.* (1992), *2: Ozawa *et al.* (1997), *3: Miyashita and Itaya (2002), *4: Tsutsumi *et al.* (2009), *5: Tominaga *et al.* (2019), *6: Hara (2020), *7: Tominaga and Hara (2021). Ms K-Ar: Muscovite K-Ar age, Phn K-Ar: Phengite K-Ar age, Amp K-Ar: Amphibole K-Ar age, DZ: detrital zircon, Zr U-Pb: zircon U-Pb age, YSG: Youngest single grain U-Pb age, YC: Youngest cluster U-Pb age.

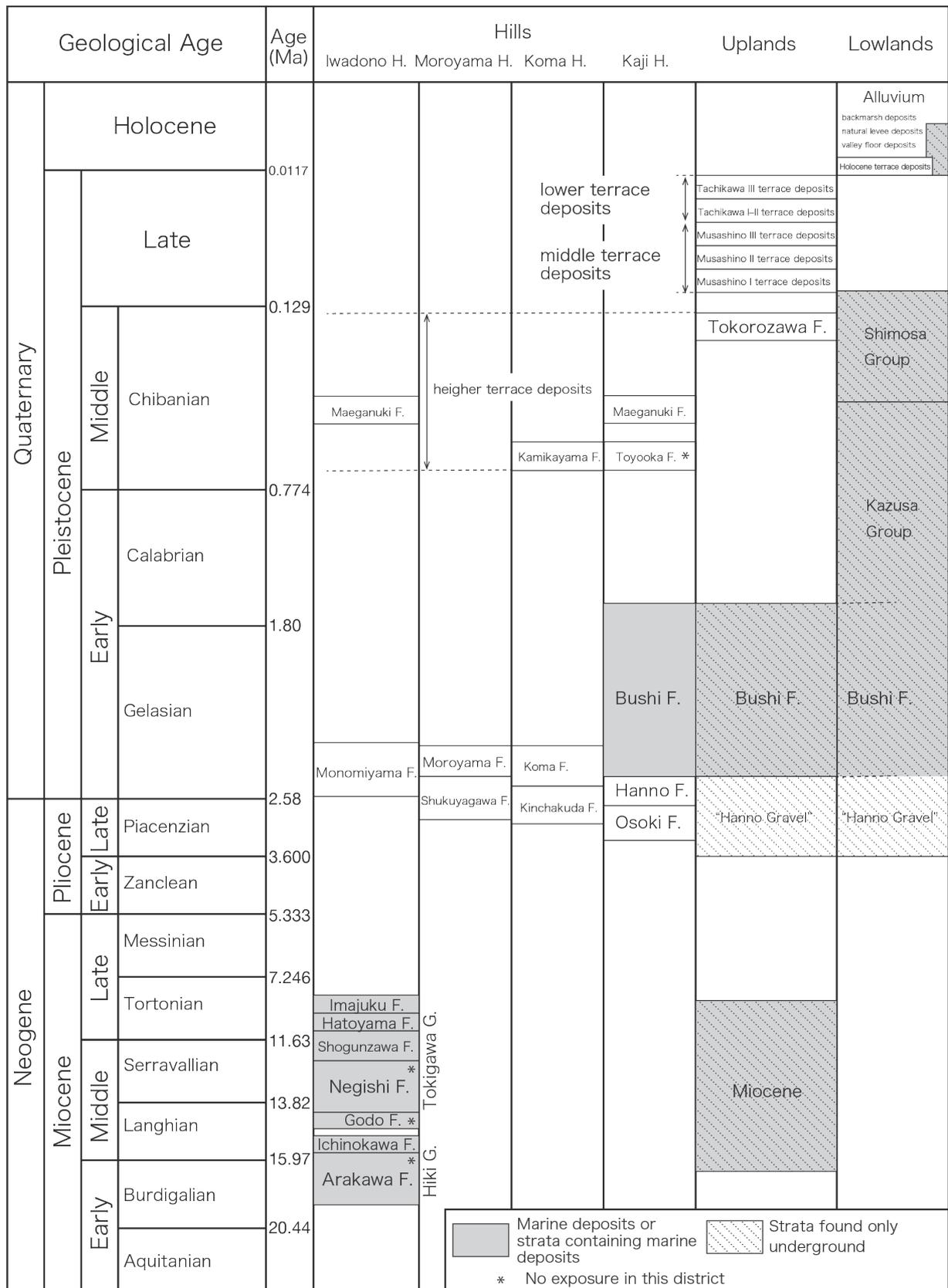


Fig. 2 Geological summary of Cenozoic in the Kawagoe District
The ages follow the 2021 version (v2021/05) of Cohen *et al.* (2013; updated). F.: Formation, G.: Group.

執筆分担

第1章	地形	納谷友規・原 英俊・小松原純子
第2章	地質概説	納谷友規・原 英俊・小松原純子
第3章	ジュラ系付加コンプレックス（北部秩父帯）	原 英俊
第4章	御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類，超苦鉄質岩	原 英俊
第5章	白亜系高岡層	原 英俊
第6章	中新統	納谷友規
第7章	上部鮮新統～下部更新統	納谷友規
第8章	段丘堆積物及び関東ローム層	納谷友規
第9章	沖積層，完新世段丘堆積物及び沖積錐堆積物	小松原純子・納谷友規
第10章	地下地質	納谷友規
第11章	活構造の可能性がある地質構造	納谷友規・原 英俊
第12章	応用地質	納谷友規・原 英俊

文献引用例

全体の引用例：

納谷友規・原 英俊・小松原純子（2023）川越地域の地質．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，121p.

章単位での引用例：

納谷友規・原 英俊・小松原純子（2023）第1章 地形．川越地域の地質，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，1-6.

Bibliographic reference

In the case of the whole citation:

Naya, T., Hara, H. and Komatsubara, J. (2023) *Geology of the Kawagoe District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 121p. (in Japanese with English abstract)* .

In the case of part citation:

Naya, T., Hara, H. and Komatsubara, J. (2023) Chapter 1, Topography. *Geology of the Kawagoe District, Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 1-6 (in Japanese)* .

地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）

川越地域の地質

令和5年3月31日発行

国立研究開発法人 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

Geology of the Kawagoe District. Quadrangle Series,
1:50,000

Published on March 31, 2023

Geological Survey of Japan, AIST

AIST Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba,
305-8567, JAPAN

印刷所 株式会社 アイネクスト

Inext Co., Ltd

裏表紙写真説明：入間川河岸に露出する矢嵐テフラ

飯能市矢嵐～狭山市笹井付近の入間川河床と河岸には、上部鮮新統～下部更新統が断続的に露出している。矢嵐テフラは飯能層の最下部に挟在するテフラであり、河岸一面に白色の火山灰層を観察することができる。

Back Cover Photo: The Yaoroshi Tephra exposed on the river bank of the Iruma River
Upper Pliocene to Lower Pleistocene deposits are intermittently exposed along the riverbed and river bank of the Iruma River between Yaoroshi, Hanno City and Sasai, Sayama City. The Yaoroshi Tephra is intercalated in the lowest part of the Hanno Formation, and white tephra layer can be observed along the river bank at Yaoroshi.

