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



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



8-27	8-28	8-29
寄居	熊谷	鴻巣
Yorii	Kumagaya	Kōnosu
NJ-54-30-16	NJ-54-30-12	NJ-54-30-8
(1992)	(未刊行, unpublished)	(2014)
8-38	8-39	8-40
秩父	川越	大宮
Chichibu	Kawagoe	Ōmiya
NI-54-25-13	NI-54-25-9	NI-54-25-5
(未刊行, unpublished)	(2023)	(2002)
8-49	8-50	8-51
五日市	青梅	東京西北部
Itsukaichi	Ōme	Tokyo-Seihokubu
NI-54-25-14	NI-54-25-10	NI-54-25-6
(1987)	(2007)	(未刊行, unpublished)
八王子 Hachiōji	1:75,000 (1932)	東京 Tōkyō

5万分の1地質図幅索引図 Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

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.狭山市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 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	б
1.5.3 越辺川沿いの低地	6
1.5.4 高麗川沿いの低地	б
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
	11
3.1 研究史及び概要	
 3.1 研究史及び概要 3.2 黒山ユニット 	14
 3.1 研究史及び概要 3.2 黒山ユニット 3.3 高畑ユニット 	·····14 ·····18
 3.1 研究史及び概要 3.2 黒山ユニット 3.3 高畑ユニット 3.4 刈場坂ユニット 	14 18 21
 3.1 研究史及び概要 3.2 黒山ユニット 3.3 高畑ユニット 3.4 刈場坂ユニット 3.5 花桐ユニット 	14 18 21 23
 3.1 研究史及び概要 3.2 黒山ユニット 3.3 高畑ユニット 3.4 刈場坂ユニット 3.5 花桐ユニット 3.6 中藤ユニット 	
 3.1 研究史及び概要 3.2 黒山ユニット 3.3 高畑ユニット 3.4 刈場坂ユニット 3.5 花桐ユニット 3.6 中藤ユニット 3.7 仁田山ユニット 	

第4章 御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類,超苦鉄質岩	
4.1 研究史及び概要	
4.2 御荷鉾緑色岩類······	
4.3 三波川変成岩類	
4.4 超苦鉄質岩······	
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	
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	
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	
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	
8.3 中位段丘堆積物	
8.3.1 武蔵野I段丘堆積物	
8.3.2 武蔵野Ⅱ段丘堆積物	
8.3.3 武蔵野III段丘堆積物	
8.4 下位段丘堆積物	
8.4.1 立川 I-II 段丘堆積物	
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	7
8.5.3 武蔵野ローム層	8
8.5.4 立川ローム層	9
第9章 沖積層,完新世段丘堆積物及び沖積錐堆積物	0
9.1 沖積層	0
9.1.1 荒川低地の沖積層	0
9.1.2 越辺川・高麗川沿いの沖積層	0
9.1.3 日高台地等の開析谷の谷底低地の沖積層	2
9.1.4 入間川沿いの沖積層	2
9.2 完新世段丘堆積物	3
9.3 沖積錐堆積物	3
9.4 埋土	3
第10章 地下地質	7
10.1 概要9	7
10.2 鮮新~更新統	7
10.2.1 広義の飯能礫層相当層	7
10.2.2 上総層群·下総層群相当層及び仏子層相当層······9	9
第11章 活構造の可能性がある地質構造	0
11.1 八王子構造線	0
11.2 越生断層	0
11.3 名栗断層10	0
第12章 応用地質	13
12.1 地震災害)3
12.2 資源地質10	13
文献10)5
Abstract11	8

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	
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	
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	
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	
第4.4 図	三波川変成岩類の岩相及び顕微鏡写真	
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	
第6.6 図	I–12 凝灰岩層の柱状図	
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	X	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	8 🗵	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	区	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	叉	上鹿山層の露頭写真	·81
第 8.3	叉	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	叉	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	叉	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	叉	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	叉	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	X	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	¥	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	Geolo	pgical summary of Jurassic and Cretaceous in the Kawagoe District1	120

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

(納谷友規・原 英俊・小松原純子)

間郡三芳町,毛呂山町,越きせ町,比企郡ときがわ町,鳩 かいた。 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, 弓立山(426.8 m). 金比羅 山(213.5 m), 愛宕山(183 m), 雨乞山(340.0 m), 越生 駒ヶ岳 (368.9 m), 午頭山 (312 m), 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,構造的下 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, 西北西-東南東ないし北西-南東方向に流路を持つ, 高麗 川、入間川、成木川、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、天覚山(445.4 m)や多峯主山 (270.7 m),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200~100m程度である.北から南へ、岩殿丘陵, 毛呂山丘陵,高麗丘陵,前ヶ茸丘陵,加治丘陵そして成 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蔵付近の山頂 (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140m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113.2mである.

1.3.3 高麗丘陵

高麗丘陵は,高麗川と入間川の間に位置する丘陵で飯 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180m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90m である.丘陵は北東か東北東に流れる小鮮川及びその支 流の下小畔川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.







成木丘陵は,竹直川と成木川の間に分布する丘陵である.川越地域内では,背面の標高が220m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面に区分した.本 地域内にはそのうち武蔵野III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90m,それ以外では約60~18m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75~20m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68~13m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 が詳細 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、日高市楡 *** た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 15~10 m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 1 m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 30~20 m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 600 m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.

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), 御荷鉾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 新統や先新第三系を覆って、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

(納谷友規・原 英俊・小松原純子)

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 御荷鉾緑色岩類及び三波川変成岩類,超苦鉄質岩

御荷鉾緑色岩類は、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、御荷鉾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、御荷鉾緑色岩類の形成時期は、後期ジュラ紀で あるとされる.また御荷鉾緑色岩類は、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,御荷鉾緑色岩類及び三波 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.

なお御荷鉾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、御荷鉾緑色岩類 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).そして御荷鉾緑色岩類 と柏木ユニットを合わせ、御荷鉾帯が提唱されている (遠藤・横山, 2019).御荷鉾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鉾緑 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、御荷鉾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散虫化石年代は、指田 (1992b) による。御荷 鉾緑色岩類に累重する赤色泥岩からの放散虫化石年代は、松岡 (2008) による。御荷 鉾緑色岩類に累重する赤色泥岩からの放散虫化石年代は、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散虫 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 年代と砕屑性ジルコン 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: 冨永ほか (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: 砕屑性、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。

地質時代			年代 (Ma)	岩殿丘陵	丘 毛呂山丘陵	- 陵 高麗丘陵	加治丘陵	台地	低地	
	完新世			0.0117						沖積層 後背湿地堆積物 自然堤防堆積物 谷底低地堆積物 完新世段丘堆積物
	更新世	後期					下位段	2 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5	立川 段丘堆積物 立川 - 段丘堆積物 武蔵野 段丘堆積物 武蔵野 段丘堆積物 武蔵野 段丘堆積物	
		中期	チバニアン期	-0.129	前ヶ貫層	▲ 高位段丘	 	前ヶ貫層	所沢層	下総層群
^先 四紀						- - -	上鹿山層	豊岡層 *	-	上総層群相当層
		前期	カラブリアン期	-1.80						
			ジェラシアン期				百惡网	仏子層	仏子層	仏子層
				2.58	初見山僧 	宿谷川層	 巾着田層	飯能層		
	鮮新	後期	ピアセンジアン期	3 600				小曾木層	「飯能礫層」	「飯能礫層」
	世	前 期	ザンクリアン期	5 333						
		後期	メッシニアン期							
			トートニアン期	7.246	今宿層 鳩山層	推				
新	中新	中期	サーラバリアン期	11.63	将軍沢層 * 根岸層	都幾川仍			中新校	
第三紀	世		ランギアン期		神戸層 * 市ノ川層				******/1,000	
		前	バーディガリアン期		荒川層	上上				
		期	アキタニアン期	20.44		*	海成層を主体 海成層を含む 本地域に露	をとするか 3地層 出しない	地下のみに	こ分布する地層

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 れた砕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将軍沢層, 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.将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,将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 量丘陵では, 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

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.

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 |薬断層及び出牛–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(ナッ プ) 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 ⁶ 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 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.

		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		正丸峠層の一部	ユニットA	柏木層
三畑コーット	ト吉田ユニット *	高畑層	高畑層		ユニットB	万提屑
同処ユークト	上日田ユーット					7.1 *勿宿
刈場坂ユニット	上吉田ユニット	八小 初 次 / 音	刈場坂層・野間層	子の山層の一部		上吉田層
花桐コニット	住居附ユニット	花桐層	花桐層			
1010				正丸峠層		
山藤コーット	トキロユーット	山藤属	上久通層			
〒 水 ニ ノ Г	тац	十 版 7音		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、層序単元である「層」を 構造層序単元として「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・前 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), Kuwahara 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、砕屑岩の 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、構造層序単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 5,1992b).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,チャートが御荷鉾 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、玄武岩火山砕屑岩からなる. 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 て含むインターサー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 50 m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~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3.4 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 の下位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 どの砕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 ^{3.474,559 et} 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, 越生町笹郷~獅子ヶ滝周辺の林 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鉾緑色岩類と接する.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南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、ペルム紀及び三畳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~後期三畳紀、前期ジュラ紀の放散虫化石を、また2地点の黒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,越生町黒山北方の黒色頁岩(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).また冨永ほか (2019)は,北西隣の東秩父村萩平の砂岩より砕屑性ジル コンU-Pb年代を求め,前期白亜紀のバレミアン期の年代 (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砕屑岩の 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、中期及び後期三畳紀、前期 ジュラ紀のチャート、中期ジュラ紀中頃の黒色頁岩から なる(第3.2図).また本ユニットの砕屑岩の年代は、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黒色頁岩. 獅子ヶ滝. Ch:チャート岩片, Chl: 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) はクロスニコル. 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 て含むインターサー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 なるなどす なるなどす 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~50m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). 苦鉄質な凝灰質泥岩は, 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、 片理の発達が弱いため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600m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100~200m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、50m 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500m以下の玄武岩の岩体が、日和田山周辺で は層厚約400m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1,200m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接面 (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 篙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10cm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10m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, PI: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砕屑 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400m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,構造層序単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、飯能市菩野~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、ハイアロクラスタイト及び苦鉄質凝 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、砂岩はブーディ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. PI:斜長石, ChI: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, PI: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ケである(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砕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10m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 50~250m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~ 100mで分布する.天覧山や多峯主山周辺で、層厚 50m



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. 天覚山 ~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全体の 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 放散虫及びコノドント化石(地点 4010 及び 4025),三畳 紀放散虫化石(地点 4004, 4007, 4012, 4024), 前期ジュ ラ紀放散虫化石(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~中頃の放散虫化石(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,中期三畳紀,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、飯能市丸生付近に分布し、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, PI: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.

どの砕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.構造的下位は北に約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、飯能市下上直竹、(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、構造層序単元名として 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砕 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,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.構造的下位は南隣の青 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 ジュラ紀の放散虫化石 (地点 6003~6007), 泥岩より中期 ジュラ紀中頃の放散虫化石 (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 下位の御荷鉾緑色岩類と,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 (パンペリー石-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.

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. この様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)が虚空 蔵尊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、両地質体の間で、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ヤグラム. 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ダイヤグラム (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.

4.1 研究史及び概要

御荷鉾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、御荷鉾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、それぞれ御荷鉾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、御荷鉾緑色岩類について、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鉾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、御荷鉾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、御荷鉾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、御荷鉾緑色岩類と三波川 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. これら御荷鉾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.

御荷鉾緑色岩類は,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.御荷鉾緑色 岩類は,群馬県藤岡市及び神流町の御荷鉾山周辺を模式 地とし,御荷鉾系(Koto, 1988)が提唱され,その後に御 荷鉾層(矢部, 1920a)・御荷鉾帯(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,御荷鉾緑 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,御荷鉾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,御荷鉾緑色岩類の研究は, 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、御荷鉾緑色岩類の起源は、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、さらに御荷鉾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,御荷鉾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、御荷鉾 緑色岩類に含まれるチャートゼノリス中の放散虫化石 (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、御荷鉾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鉾緑色岩類の研究は、朱雀 (1941)により規川沿いにて行われ、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、御荷鉾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鉾 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 鉾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, 都幾川沿いの御荷鉾緑色岩類よ 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鉾緑色岩類より、玄武岩の残留単 斜輝石の地球化学的検討を行い、Cr2O3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鉾緑 色岩類の最上位に位置する赤色泥岩より、後期ジュラ紀 の放散虫化石を報告した. 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、御荷鉾 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. また御荷鉾緑 色岩類は、太平洋-イザナギ-ファラロンプレートの海嶺 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

(原 英俊)



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

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), 砕屑性ジルコン年代 (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:砕屑性, 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,パンサッ 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瀞町周辺で検討 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.長瀞町周辺において 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, 砕屑性ジルコン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). 北隣の嵐山町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 誌三波川帯グループ, 2004). 嵐山渓谷周辺の三波川変成 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 380~415 ℃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, Ml, 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(Ml)の岩体を伴う.

変成玄武岩は,変成玄武岩溶岩・変成玄武岩火山砕屑 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).

変成玄武岩火山砕屑岩は,苦鉄質凝灰岩及び玄武岩岩 片を含む砕屑岩からなり,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.越生町芹ケ沢.(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 しくソーシュライト化を受けて,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5mの岩体として分布する。片 理が発達し、幅約10cmで板状に割れる(第4.2図e)。 径0.5mm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, 御荷鉾緑色岩 類の特徴を示す(Tominaga and Hara, 2021)ことから, 本報 告では御荷鉾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 0.1 mm 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 20 m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500 m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), 御荷鉾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. 御荷鉾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、御荷鉾 緑色岩類の最上位に位置する赤色泥岩より, *Mirifusus dianae 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鉾 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)は御荷鉾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, 御荷鉾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 プラトー年代を得た. 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、 御荷鉾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、御荷鉾緑色岩類に帰属さ 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、御荷鉾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、御荷鉾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.

変成作用御荷鉾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 地域の御荷鉾緑色岩類も、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 地域の御荷鉾緑色岩類も、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鉾緑 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 御荷鉾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, Tm: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 鉾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、御荷鉾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, ぶどう石からなり, 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 長瀞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散虫化石 (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砕屑性 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),北隣の嵐山渓谷周辺では 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 くと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 (古武グ山蛇紋岩),2) 御荷鉾緑色岩類, 3) 秩父帯付加コンプレックス (騎高蛇紋岩)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700m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1,200m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1mm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1m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~10m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400m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+Fe²⁺)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.

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 の石灰質砂岩の砕屑性ジルコンの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.この他、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.

(原 英俊)

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.この他,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在 される.

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). 亜円〜亜角の円磨度を示 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~粗粒な砕屑 粒子を伴う砂岩である(第5.1 図d).砕屑粒子は、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).砕屑粒子のやや多い、石 灰質砂岩も認められる(第5.1 図f).砕屑粒子として、 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20m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10cm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) 砕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20mほど露欠したあと,石灰質砂岩泥 岩互層が約10m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50m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10cm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,「著しく破砕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、破砕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、 Stenoporidium 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Stenoporidium 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Stenoporidium 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砕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). 砕屑性 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、オルドビトリナ化石の産 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状の類似性から、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・冨 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・冨島, 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.

(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金丘陵 に分布する新第三系の時代を中新世とし、比金丘陵の南 部~西部に分布する地層を市ク川層、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,将軍沢 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)		か 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			東松山層群		今宿 砂岩部層		赤沼層		大塔	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	倚層	鳩山 砂岩シルト岩 (泥岩)*部層	鳩山層	鳩山層		鳩山層	- 都幾川層	鳩山層	
	比企層群	都幾川層		都幾川層	将軍沢	松山層群		都幾川層		将軍沢 シルト岩 (泥岩)*部層		** 将軍沢層 川 層	将軍沢層		将軍沢層	
	H				泥岩部層		神戸層	群	岩殿層	根岸 砂岩部層	将軍沢層	根岸層	群	根岸層	群	根岸層
					神戸					神戸				神戸層		神戸層
市ノ川層					砂礫岩部層		鎌 形僧		Ļ	₩岩部層	一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一 一	神戸層 ***		市ノ川層	比企	市ノ川層
	男衾層群	荒川層			上唐子層		上唐子層		(□→ ♥ ♥ ♥		荒川層	上唐子層		荒川層	<u></u> 層 群	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,将軍沢 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かった.

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 ンフィッショントラック年代(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 層と将軍沢層)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)、石灰質ナン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、比金丘陵と岩殿丘陵に分布する中新統の層下部を下位



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将軍 沢層より上位の都幾川層群(将軍沢層,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,鳩山町竹本から高野倉,越生町 べしぞう 六地蔵に分布する.

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将軍沢層と,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~5 cm 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, 15 cm 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 化石带区分 (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 将軍沢層 (Sg)

命名・定義 福田・石和田 (1964)の都幾川層将軍沢泥岩 部層を基に,間嶋 (1989)が将軍沢層と改称した.地層名 の将軍沢という地名は,福田・石和田 (1964)が将軍沢泥



各ルートの位置は付図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(将軍沢凝灰岩層)(渡部ほか,1950)としてすで に使われていた.本来,将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将軍沢層 の名称を継続して採用した栗原ほか(2003)に従い,本報 告でも将軍沢層と呼ぶ.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 嵐山町将軍澤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)の将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3mの灰白色ガラス質凝灰岩層であ る. 嵐山町将軍澤の前川(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),将軍澤では凝灰 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.将軍澤では本層 の中上部にコンボリュ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).



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.将軍澤の露頭(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15m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5mm程度の軽石を含み, 直径5~10mm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 熊谷地域も含めた将軍沢層からは,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帯集 (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 (=将軍沢凝灰岩層) 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 (*Crucidenticula 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),将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,将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 将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, 「前の沢奥部, 大平の沢沿いに分布する.

層厚 約 200 m.

層序関係下位の将軍沢層を整合で覆う(間嶋, 1989). 将軍沢層の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2cm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,将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



silt vffmc-vc

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 将軍沢層の露頭写真

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.露頭の上部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プ構造がみられる.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)が断層破砕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将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15~20°であるのに 対し将軍沢層の傾斜が5~10°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.

(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 え 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 bombifrins: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ョ 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 部に相当する小會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、下部を下部更新続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ョントラック年代(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,飯能市矢颪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颪の丘陵の 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10m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.飯能市矢颪の不動の 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 地点は逆極性を示すことから,この区間をカエナ逆磁極 亜帯に対比した.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亜 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序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基底部に挟 在する矢颪テフラが、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序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. *clavareaui*)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亜帯よりも上位のガ ウス正磁極帯に対比され,鮮新世後期のピアセンジアン 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(1*o*)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	ホ・田山 (1930)	藤本 (1932)		井口 (1951)			福田・高野 (1951)			町田 (1973)		垢 (国口ほか 1977)
			礫層					「同く石」して厳厉				电回磁屏		上部	- 部豊岡礫層		豊岡礫層
	成田層				五日市	五	日市	则浿			豆凹味眉			下部	下部豊岡礫層		
		凑	疑灰岩層		砂礫層 	│ 砂礫層 │		凝灰 小布	マ岩層 市礫層		仏子		站土層 仏				仏子層
			礫層		東京層?	仏	子層	仏子層		飯能層							
			砂質凝灰岩								取雨		《傑僧	盿	能傑僧	E	敗 能傑僧
竹 (「越ほか 1979)		三友ほか (1986)		Machi (1999	da 9)	松川((200	まか)6)	植木・ (200	 [] [] [] []	井	()	E田・* 2018)		本報告		
	未記載 上部豊岡礫/		围					豊岡層			豊岡層			豊岡層			
			下部豊岡礫		Toyoc Grav	oka 豊同 el		豊尚層									
仏子粘土層			仏子粘土	層	Bushi Formation		仏子	一層	仏王	Z層		仏子層		仏子層			
飯能	上部層	飯 能 飯能礫層 層			Hanno Formation		飯創	『層	飯肯	能層		飯	上部層	a l	飯能層		
礫層	礫 層 下部層		矢颪 凝灰岩層		Yaoroshi Formation		矢颪	ĩ層	小曾木		留 一	形 層	下部層		小曾木層		

*: 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 三友ほか (1979) (1986)		新井 (1995)	Machida (1999)	松川ほか (2006)	ī (E田・* 2018)	本報告		
上鹿山礫層	山礫層 未記載			未記載	未記載	Kamikayama Gravel	未記載	未記載		上鹿山層
飯能飚層	飯能	上部層 飯 下部層 下部層		飯能礫層	飯能礫層	Hanno Formation	飯能層	飯	上部層	高麗層
政府2时/百	礫層			矢颪 凝灰岩層	矢颪 凝灰岩層	Yaoroshi Formation	矢颪層	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)		Mach (199	nida 99)	Т (E⊞ (20	1ほか)05)	正 (20		⊞•* 018)	本	報告		
丘陵上部の确 (上部層)	樂層	Hanı Forma	Hanno Formation		Ŀ	部層	飯	Ŀ	_部層	毛呂山層			
丘陵下部の确 (下部層)	樂層	Yaoro Forma	oshi Ition	礫 層 下 		部層	^形 層	7	「部層	宿谷	川層		
岩殿丘陵							*.	関	東平野	西縁 f	主陵団体	₩研究?	ゲループ
渡部ほか (1950)	福田 (19	・高野 951)	松丸 (198	・材 80)	ţ	小池 (198	ほカ 85)	`	間 (198	嶋 39)			
物見山砂礫層	物見山礫層		物見山	礫		物見	山層	mth	物見	山層			
Machida (1993)	栗原 (20	うほか 003)	:か 松川ほ 3) (200			本報台							
Hanno Formation ^牧		見山層	山層 飯能			物見山							

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, 飯能市矢颪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100mとされる(植木・酒井, 2007).加賀美ほか(1995)では200m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ネル状の形 状をしている.飯能市矢颪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、矢颪テフラ層(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、矢颪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7.3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. 飯能市矢颪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).

飯能市矢颪、入間川支流の不動の沢を模式地としてテフ ラを記載し、矢颪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颪テフラ層は、 下部の約1m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(n₂) 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アン期の 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、矢颪テフラに含まれるジルコ ンFT年代を測定し、2.5±0.1 Ma(1*o*)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10m.

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(n₂)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 に挟まる矢颪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. 飯能市矢颪飯能大橋下流の入間 川河床(地点 7-2). B:矢颪テフラの基底部. 円礫層の上位に層厚 40 cmの泥層が重なり, その上位に矢颪テフラが重なる. 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K₂O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颪テフラとの層 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颪 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 矢颪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 日高市谷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,天覚山から天覧山の間の 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.坂戸市多和自の城山の森 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1m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 ^{うしのきわ} 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在する鈴峰テフラ(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 日高市山税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の亜角~亜円礫を主体とする(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回,第7.10回). 層厚 100m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10cm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 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. megacinerea) (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海成層付近の花粉群集では、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~湾央部に生息する 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(Batillalia 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.





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6m上位には,阿須公園1テフラが挟在し,その50cm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1m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).



_ 10 mm

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 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., Diadesmis 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ルドヴァイ正磁極亜帯に対比さ 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.

ユニットテノラ名 人歌 人歌 人歌 春日町2 水野・納谷 (2011) Kd11 Type (Kd16.2 ~ Kd19の範 納谷ほか (2017) ,					
春日町2 水野・納谷(2011) Kd11 Type (Kd16.2 ~ Kd19の範 四の類似した時触たはつニフェン 納谷ほか(2017),					
囲の規収した特徴を持つアノフ)	納谷ほか(2017),宇都宮ほか(2019)				
- 春日長1.5 納谷・水野(2020) – – –					
L 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 堀之内第1 高野(1994)					
(=E1) 狭山ゴマシオ 田浦ほか(2004)					
(SSI)研究グループ (2008)堀之内第2高野 (1994)					
D 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) – –					
A20400 Rd44-中 野木・中山(2007) 究グループ(2010)					
A20500 ニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニ					
ス20200 究グループ(2010)					
C					
スと0150 ニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニューニ					
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) – –					
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)					
B 中橋1 納谷・水野(2020) 谷口(Tng) 町田・新井(2003)					
阿須公園 5	納谷・水野(2020)				
)				
納谷・水野(2020)					
A2U090					
A					
- 阿須公園2 水野・納谷(2011) – - - - - -					

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.



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). 亜炭層中に挟在する.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). 2m 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).

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 面 (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 日高市上鹿山の鉱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面分布域の地下に分 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 2~20 cmの 亜円~亜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 22 m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700 ka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 面(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 3~4 m (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~ 亜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8.2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8mの径10cm 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 所況層 (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: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1.5m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(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)を下部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 なかしたまた。 鶴ヶ岡付近,狭山市狭山~川越市宮下町の範囲,日高台 かしたまた。 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MIS 5a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 むむの 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6cm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II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II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~入間市野苗,狭山市柏原~川越市 (とち) 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1m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姶良-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40~20 ka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)は武蔵野台地の菁柳段丘 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.

層厚 ボーリング柱状図資料によれば 3~10 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 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 礫層を離水面とする地形面も見つかり(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 ム層を高位段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20 m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18 mとされる(町田, 1986).所沢層を覆う多摩ローム層の層厚は,2 m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,=1.687~1.689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0.62 Ma(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 (1o) 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, n₂=1.685~1.696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20cm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。



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位 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薮層の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 たの名された.武蔵野台地の淀橋台や荏原台にみられる 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、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3~4m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1~3m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1m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). 重鉱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. 重鉱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 (n₂)

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	орх, срх	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	орх, срх	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	орх, срх	H > Cb	gl(n): 1.499–1.501	AT
日高市北平沢	Kitahirasawa-T1	170221-5⊤2	10-20 cm	fs	ho, opx >>bi	(Ca)	ho(n ₂):1.677-1.691*	On-Pm1
No.8-2	Kitahirasawa-T2	161027-1T1.5	レンズ状 5cm	< 5 mm	орх, срх	(Ta, Tb)	opx(γ):1.704-1.707,1.711-1.715*	Hk-TP

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

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 0	Total (生データ)	n	同定
	76.07	0.16	13.83	0.93	0.11	0.22	1.56	3.50	3.62	100.00	15	On-Pm1
NININI - 7.21	0.17	0.09	0.08	0.09	0.06	0.05	0.04	0.08	0.05	(95.45)		
	75.99	0.17	13.86	0.95	0.15	0.21	1.61	3.51	3.56	100.01	3	On-Pm1
KNIP1 603	0.23	0.08	0.01	0.05	0.06	0.04	0.04	0.14	0.06	(94.45)		
NININ1-0.95	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)

鬼界葛原テフラ(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

8.5.3 武蔵野ローム層

頃に堆積したと考えられる。

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3mと約2~3m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(y)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1~2m, 立川III段丘堆積物を覆う本層の層厚は1m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 暗視色化山灰質土焼らなり、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,姶良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14ka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4ka以降の堆積物と考えられる.

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.

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). 84 KJコアでは,沖 積層は31 mの厚さで,最下部に7 m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18.6 m (標高-8.6 m)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 15.1~17.8 m (標高-5.1~-7.8 m)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 19.15 m (標高-7.27 m)の有機質 シルトから 8,355~8,182 cal yBP, 09KJコアの深度 13.47 m(標高-3.47 m)の有機物及び深度 7.75 m(標高 2.25 m) 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

(小松原純子·納谷友規)



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10 m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 谷底に局地的に分布し, 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.





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±35 yBP及び 2,990 ±35 yBPの¹⁴C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 飯能市大字阿須から川越市大字小室ま 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 颪 ~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

Ν

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	標高	試料	δ13C	同位体分別補正年代 暦年較正年代		試料番号	試料名	文献
			m	m T.P.		%0	1 σ, yBP	2σ , cal yBP			
а	川島町大字下ハツ林	84KJ	19.15	-7.27	有機質シルト	-26.63	7440 ± 40	8182-8355	IAAA-71386	84KJ-1915	Ishihara <i>et al</i> . (2012)
b	川島町大字上狢地	09KJ	7.75	2.25	木片	-27.73	5050 ± 30	5714-5950	IAAA-83234	09KJ-0775	Ishihara <i>et al</i> . (2012)
			13.47	-3.47	有機物	-25.27	7010 ± 40	7010±40 7740-7938 IAAA-		09KJ-1347	Ishihara <i>et al</i> . (2012)
с	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)
е	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.

- 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 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).

(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10km離れた地点における基盤岩類の分布深度 は-2,500m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940~1,300m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(本報告の小管木層と飯能層)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 ~372.55m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 がハラミヨ正磁極亜帯に,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).

(納谷友規・原 英俊)

川越地域内には,活構造の可能性がある断層やリニア 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1cm 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、越生断層のリ

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鉢緑色岩類の境 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図 川越地域周辺の活構造分布 活構造の可能性が指摘されているリニアメントの位置は産総研地質調査総合センターの活断層データベースに基づく.

とみなした. 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003)は,名栗断層と立川断層を一連の断層として立川 断層帯と呼んだ.

東京都防災会議(1975),山崎(1978)などによれば,名 栗断層は顕著なリニアメントを持ち,断層の北東側の山 地の標高が相対的に高く,尾根に一部横ずれ状の地形が 存在すること,新鮮な断層粘土帯を持つことから,活断 層の可能性が高いとした.一方で,更新世の段丘に変位 が認められないことから,立川断層よりは古い時代に活 動したと考えられた(山崎,1978).貝塚・松田(1982)は, 名栗断層を活断層の疑いのあるリニアメントで活動度 C?級とし,活断層研究会(1991)は名栗断層を確実度II (活断層であると推定されるもの)活動度C級とした.杉 山ほか(1997)は左横ずれの変位地形がみられるとした. 名栗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.

本報告では,名栗断層のリニアメントの位置に地質断 層を含め断層の証拠が得られなかったので,地質図には 断層を図示していない.

	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)	С
	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)	С
	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

(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* = 7.0~7.1と推 定されている(宇佐美,2003).字津ほか(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 る川越城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2m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40m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 層群将軍沢層・鳩山層から産出した放散虫化石の比較に 基づき,須恵器の原材料が将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,そのことからも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).

- 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颪凝灰岩層および 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— 天覚山〜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 lowgrade 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 出した板鰓類化石.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 Mountnainland. 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ヤ化石林などの研究. 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鉾緑色岩及 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 ら得られた砕屑性ジルコン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・四万十帯の古地温構造.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鰓類化石. 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―長瀞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—. 地団研ブックレットシリーズ 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. *Palaios*, **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ッペ構造.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 Kawanto, 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 Cental 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・武井晛朔・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 --- 姶良 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¹⁴C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) 関東山地御荷鉾緑色岩類中の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性線状地形について.地学雑誌, 86, 20-37.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・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散虫化石.地球科学, 50, 251-255.
- 松岡喜久次 (1999) 関東山地北縁部,御荷鉾緑色岩の赤色頁岩か らのジュラ紀新世放散虫化石の発見.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 亜紀古世の放散虫化石.地球科学, 61, 421-424.
- 松岡喜久次 (2008) 埼玉県ときがわ町, 御荷鉾ユニットの砕屑岩 から産出したジュラ紀新世放散虫化石. 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散虫化石. 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 赤褐色砕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, 秩父帯北帯の砕屑性ドロマイト 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 石灰岩礫岩と砕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,秩父帯北帯の砕屑性炭酸塩岩の 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 放散虫化石—. 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¹⁴C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 新世中期の放散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 義一地球科学, **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)矢颪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・小橿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 年度沿岸域の地質・活断層調査研 究報告, 地質調査総合センター速報, no. 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・放散虫化石年代尺度: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・松島紘子・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)紘子・ 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・小村健太朗(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 Pälike, 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) 土地分類基本調查 「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・鳥田賢舟 (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·字野沢 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.大阪微化石研究集会誌,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) Glaucophanitic 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・堀口萬吉 (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 tephras 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.
- 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ョントラック年代.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 Japna, 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.
- 冨永紘平・原 英俊・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)丘陵の鮮新一下部更新 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—兒玉 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.
- 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帯 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鉾緑色岩中の溶岩流.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 地質概略と放散虫化石.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.



QUADRANGLE SERIES, 1:50,000 Tokyo (8) No. 39

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 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 chert blocks. The Nakato and Nitayama units are composed of broken beds of sandstone and mudstone with blocks of chert and basalt. The Nakato and Nitayama units are composed of broken beds of sandstone, 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 thrusted 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 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.



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	亰純子・	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		納行	谷友規・	原	英俊
第12章	応用地質		納行	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颪テフラ 飯能市矢颪~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.矢颪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.



2023 Geological Survey of Japan, AIST