

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7)第103号

NJ-54-30-1

宇都宮地域の地質

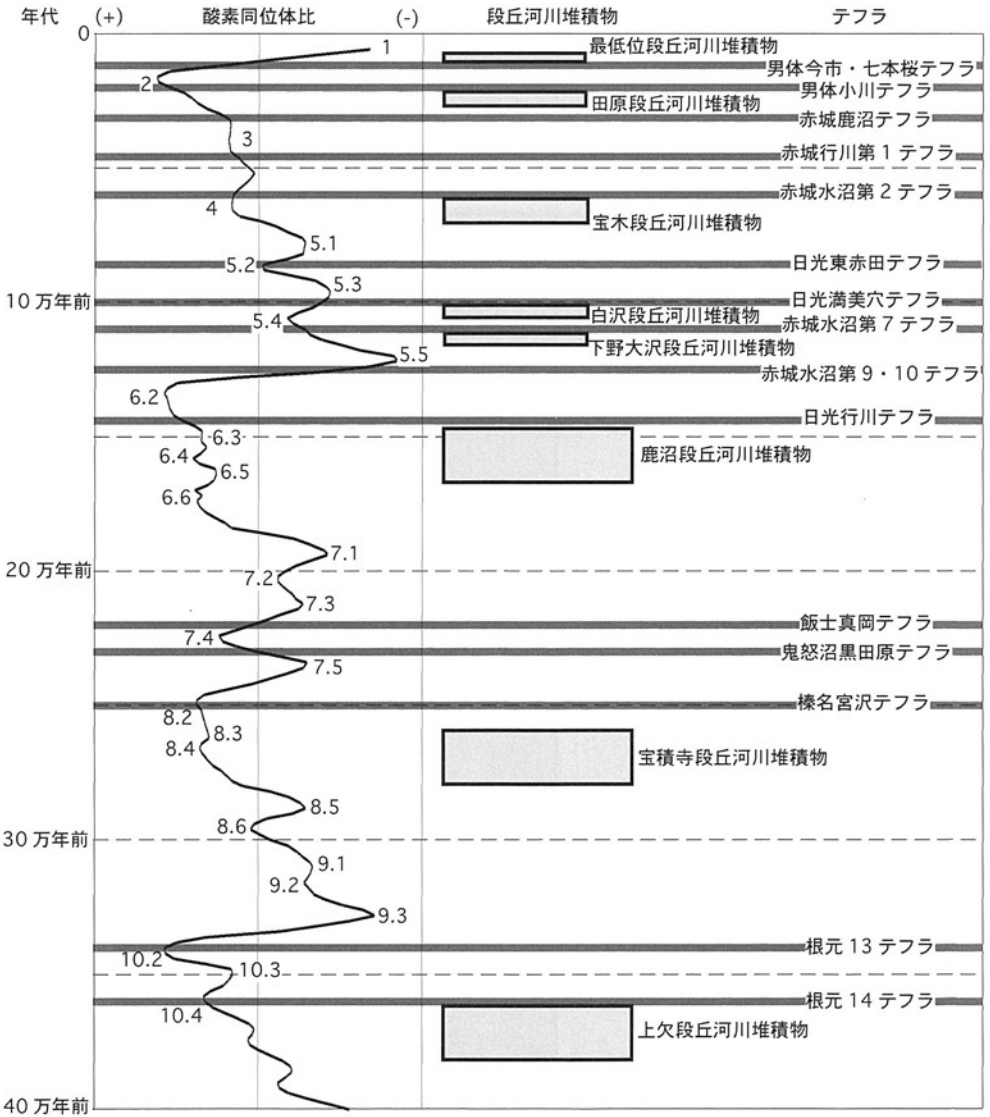
吉川敏之・山元孝広・中江 訓

平成 22 年

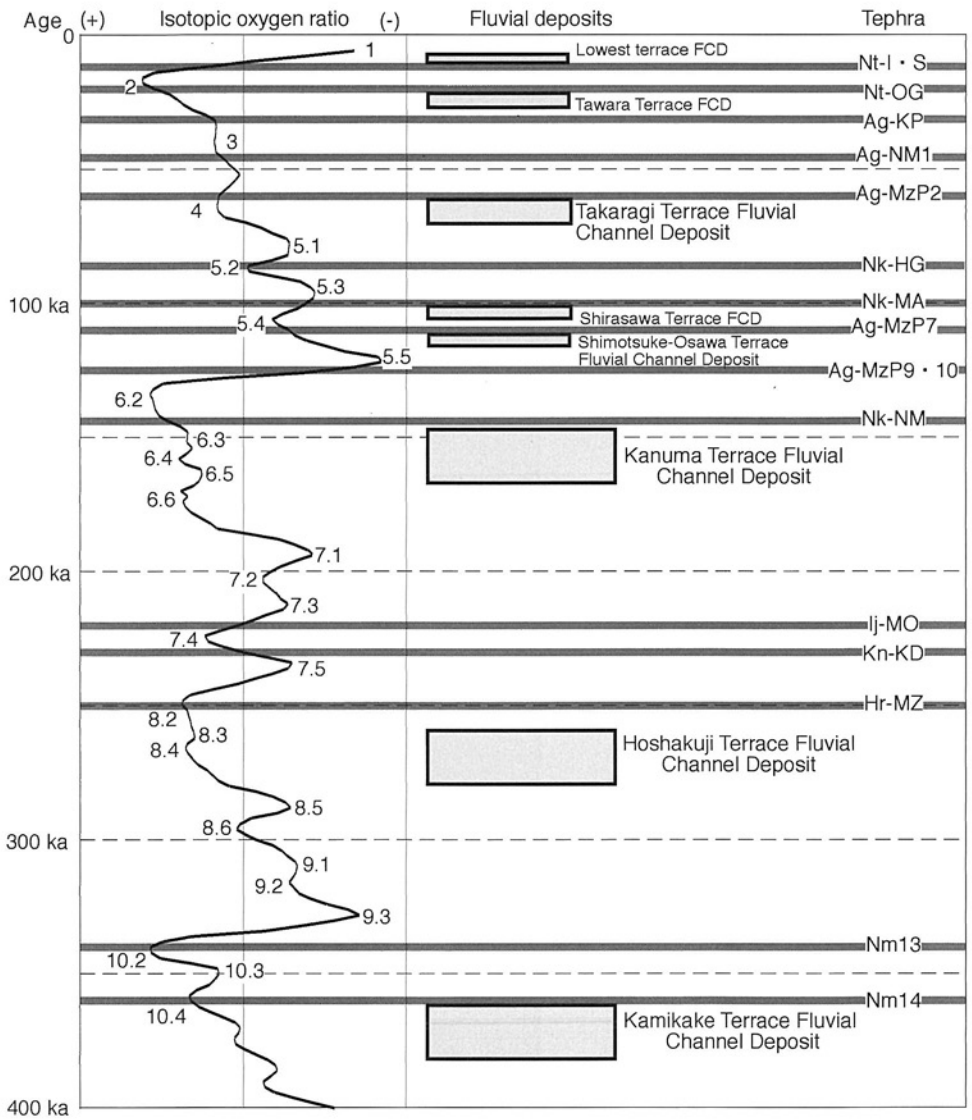
独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

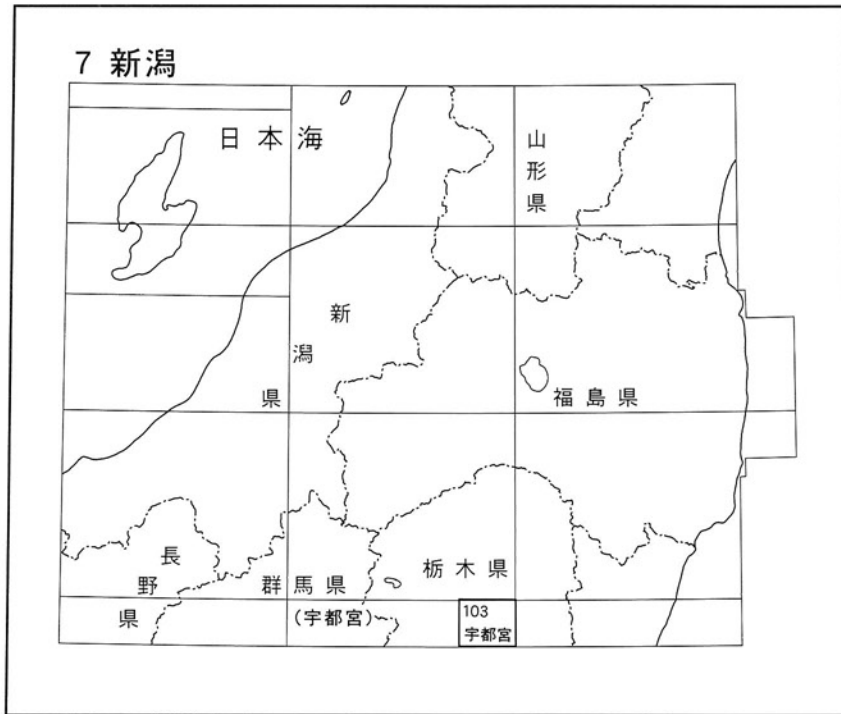
〔修正〕 第 6.2 図



[修正] Fig. 4



位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

塩原 Shiobara 1:75,000 (1955)

7-90 日光 Nikko NJ-54-29-8 (未刊行, unpublished)	7-91 矢板 Yaita NJ-54-29-4 (未刊行, unpublished)	7-92 喜連川 Kitsuregawa NJ-54-23-16 (未刊行, unpublished)
7-102 鹿沼 Kanuma NJ-54-30-5 (未刊行, unpublished)	7-103 宇都宮 Utsunomiya NJ-54-30-1 (2010)	7-104 烏山 Karasuyama NJ-54-24-13 (未刊行, unpublished)
8-7 栃木 Tochigi NJ-54-30-6 (1961)	8-8 壬生 Mibu NJ-54-30-2 (未刊行, unpublished)	8-9 真岡 Moka NJ-54-24-15 (未刊行, unpublished)

宇都宮地域の地質

吉川敏之*・山元孝広*・中江 訓*

地質調査総合センターは1882年にその前身である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調査研究を行い、その成果の一部として様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、独自の調査に基づく最も詳細な地質図シリーズと位置づけられ、基本的な地質情報が網羅されている。「宇都宮」地域の地質図幅の作成は、この地質図幅作成の一環として行われたもので、環境保全、地質災害軽減等の基礎資料として活用されることを目的としている。

本地域の調査・研究は平成16～19年度に実施された。野外調査とその研究報告の作成にあたっては、地形、後期白亜紀-古第三紀火成岩類、新第三系、第四系完新統を吉川が、第四系更新統と完新統の一部を山元が、足尾帯ジュラ系を中江が担当した。また、全体の取りまとめは吉川が行った。

野外調査に際し、大成鉱山工業(株)及びフバサミクレー(株)には稼行中の鉱山への立ち入りと露頭観察及び試料採取を許可していただいた。栃木県商工労働観光部工業振興課には、資料の閲覧・複写に際しご協力いただいた。本研究で使用した薄片は、広報部地質標本館の野神貴嗣氏(現環境安全管理部)、大和田朗、佐藤卓見、福田和幸の各氏の製作による。また、珪藻化石の同定は、地質情報研究部門の柳沢幸夫氏による。これらの方々に深く感謝申し上げます。

本報告で用いる ABCD/GSJ R12345 は、著者の採取番号/地質調査総合センター岩石標本登録番号を示す。なお、本図幅では、2009年に国際地質科学連合(IUGS)が新たに定義した第四紀の下限(2.588 Ma)を使用した。

(平成21年度稿)

所 属

*地質情報研究部門

Keywords : geologic map, 1 : 50,000, Utsunomiya, Tochigi, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Miocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Ashio Terrane, volcanic rocks, microgranite, Myogazawa Formation, Kazamiyamada Formation, Yokoyama Formation, Oya Formation, Ozo Formation, intrusive rock, Tanokura Formation, Hinata Formation, Sakaibayashi Formation, Kamikake Terrace Deposit, Hoshakuji Terrace Deposit, Kanuma Terrace Deposit, Shimotsuke-Osawa Terrace Deposit, Shirasawa Terrace Deposit, Takaragi Terrace Deposit, Tawara Terrace Deposit, Alluvium, hydrothermal deposits, Oya-ishi, Kanuma-tsuchi

目 次

第1章 地 形	1
1.1 山地及び丘陵地	2
1.2 台地及び低地	3
1.3 水 系	4
第2章 地質概説	5
2.1 足尾帯ジュラ系	5
2.2 後期白亜紀-古第三紀火成岩類	5
2.3 新第三系	5
2.4 第四系	8
2.5 地質構造	8
2.6 応用地質	8
第3章 足尾帯ジュラ系	10
3.1 概要及び研究史	10
3.2 栃木コンプレックス	10
第4章 後期白亜紀-古第三紀火成岩類	14
4.1 概要及び研究史	14
4.2 火砕岩類	14
4.3 斑状細粒花崗岩	15
4.4 地質構造及び年代	16
第5章 新第三系	17
5.1 概要及び研究史	17
5.2 茗荷沢層	17
5.3 風見山田層	25
5.4 日向層	26
5.5 横山層	26
5.6 大谷層	27
5.7 大曾層	32
5.8 岩脈, シル及び岩株	33
5.9 田野倉層相当層	35
5.10 宇都宮圏幅地域の新第三系の地質年代	35
第6章 境林層及び段丘堆積物	38
6.1 境林層	38
6.2 上欠段丘堆積物	38
6.3 宝積寺段丘堆積物	42
6.4 鹿沼段丘堆積物	45
6.5 下野大沢段丘堆積物	46
6.6 白沢段丘堆積物	48

6.7	宝木段丘堆積物	50
6.8	田原段丘堆積物	51
6.9	被覆風成堆積物中の降下火砕堆積物	51
第7章	山麓緩斜面堆積物及び完新統	59
7.1	山麓緩斜面堆積物	59
7.2	最低位段丘堆積物	59
7.3	沖積層	59
7.4	埋立地	59
第8章	地質構造	60
第9章	地震及び活構造	62
第10章	応用地質	64
10.1	金属及び非金属資源	64
10.2	石材及び砕石資源	64
10.3	地下水	68
10.4	温泉	68
文 献		69
Abstract		74

図・表目次

第1.1	図 宇都宮図幅地域とその周辺の地形陰影図	1
第1.2	図 宇都宮図幅地域の主要な山と河川	2
第1.3	図 南から望む古賀志山から赤岩山の稜線	3
第2.1	図 宇都宮図幅とその周辺地域の地質概略図	6
第2.2	図 宇都宮図幅地域の層序総括図	7
第3.1	図 宇都宮及び周辺地域の足尾帯ジュラ系の地質概略図	11
第3.2	図 足尾山地葛生地域における足尾帯ジュラ系の層序区分対比	12
第3.3	図 古賀志山地周辺における栃木コンプレックスの柱状図	12
第3.4	図 栃木コンプレックスの岩相	13
第4.1	図 溶結火砕岩の岩相の違いを示す薄片写真	15
第4.2	図 斑状黒雲母細粒花崗岩の薄片写真	15
第5.1	図 宇都宮図幅周辺地域の主要な新第三系の層序区分対比	18
第5.2	図 茗荷沢層の岩相変化	19
第5.3	図 茗荷沢層の角礫岩の露頭写真(1)	19
第5.4	図 茗荷沢層の角礫岩の露頭写真(2)	20
第5.5	図 茗荷沢層の礫岩の露頭写真	21
第5.6	図 茗荷沢層の角閃石デイサイトの薄片写真	21
第5.7	図 茗荷沢層のデイサイト火山礫凝灰岩の露頭写真	22
第5.8	図 茗荷沢層中部-上部の岩相変化を示す柱状図	23
第5.9	図 茗荷沢層の安山岩溶岩の露頭写真	24

第 5. 10 図	茗荷沢層の砂岩に含まれる貝化石	25
第 5. 11 図	風見山田層安山岩の薄片写真	25
第 5. 12 図	横山層の凝灰質泥岩の露頭写真	27
第 5. 13 図	大谷層基底部の柱状図	28
第 5. 14 図	大谷層下部の火山礫凝灰岩・凝灰岩	29
第 5. 15 図	大谷層上部の軽石火山礫凝灰岩	29
第 5. 16 図	大谷層基底部の凝灰角礫岩	30
第 5. 17 図	大谷層の火砕流堆積物	30
第 5. 18 図	大谷層の発泡の悪い軽石からなる凝灰角礫岩	31
第 5. 19 図	大曾層の模式柱状図	33
第 5. 20 図	大曾層の流紋岩凝灰岩・火山礫凝灰岩	34
第 5. 21 図	流紋岩岩脈	34
第 5. 22 図	田野倉層相当層の珪藻質シルト岩	36
第 5. 23 図	大谷層及び大曾層から報告された年代値	37
第 6. 1 図	宇都宮図幅地域周辺の第四系地質概略図	39
第 6. 2 図	段丘河川堆積物とテフラ層及び海洋酸素同位体ステージの関係	40
第 6. 3 図	宇都宮市長岡町赤坂の境林層と被覆する風成堆積物の露頭スケッチ	41
第 6. 4 図	鹿沼工業団地から宇都宮市清川工業団地を通る東西地質断面	41
第 6. 5 図	境林層の円礫層	42
第 6. 6 図	UT05 コアの層序	43
第 6. 7 図	上欠段丘堆積物の模式露頭	45
第 6. 8 図	上欠・宝積寺・鹿沼・下野大沢・白沢段丘の風成堆積物柱状図	46
第 6. 9 図	鹿沼段丘堆積物の模式露頭	47
第 6. 10 図	行川岩屑なだれ堆積物を覆う鹿沼段丘河川堆積物	47
第 6. 11 図	宝木・田原・最低位段丘堆積物の柱状図	50
第 6. 12 図	田原段丘堆積物 (1)	51
第 6. 13 図	田原段丘堆積物 (2)	52
第 6. 14 図	榛名・飯士・鬼怒沼火山起源のテフラの分布	53
第 6. 15 図	日光満美穴テフラの等層厚線	54
第 6. 16 図	上欠段丘堆積物の風成堆積物上部	55
第 6. 17 図	赤城火山起源のテフラの分布	56
第 6. 18 図	男体今市・七本桜テフラの等層厚線図	57
第 8. 1 図	鬼怒川地溝帯の基盤等高線図	61
第 9. 1 図	「宇都宮」地域周辺における浅い地震活動	62
第 9. 2 図	段丘の離水年代と鬼怒川沿い現河床-段丘河川堆積物上面比高との関係	63
第 10. 1 図	大谷石の採石跡	65
第 10. 2 図	最盛期の大谷石の採石状況と近年発生した陥没	66
第 10. 3 図	鹿沼土の採掘域	67
第 5. 1 表	宝積寺の珪藻質シルト岩から産した珪藻化石	36

第 6. 1 表 UT05 コアの岩相	44
第 6. 2 表 テフラ層の特徴と屈折率の頻度分布	49
第 10. 1 表 大谷石の石質区分	65
第 10. 2 表 宇都宮図幅地域の温泉	68
付図 1 第 3 章で掲載した柱状図の作成ルート	72
付図 2 第 5 章で掲載した柱状図の作成ルート	73
Fig. 1 Summary of geology in the Utsunomiya District.....	75
Fig. 2 Summary of Neogene strata in the Utsunomiya District	76
Fig. 3 Simplified geologic map for Quaternary deposits in the Utsunomiya District	77
Fig. 4 Stratigraphic relationship among fluvial deposits, tephra and Marine Isotope Stages	78

第1章 地 形

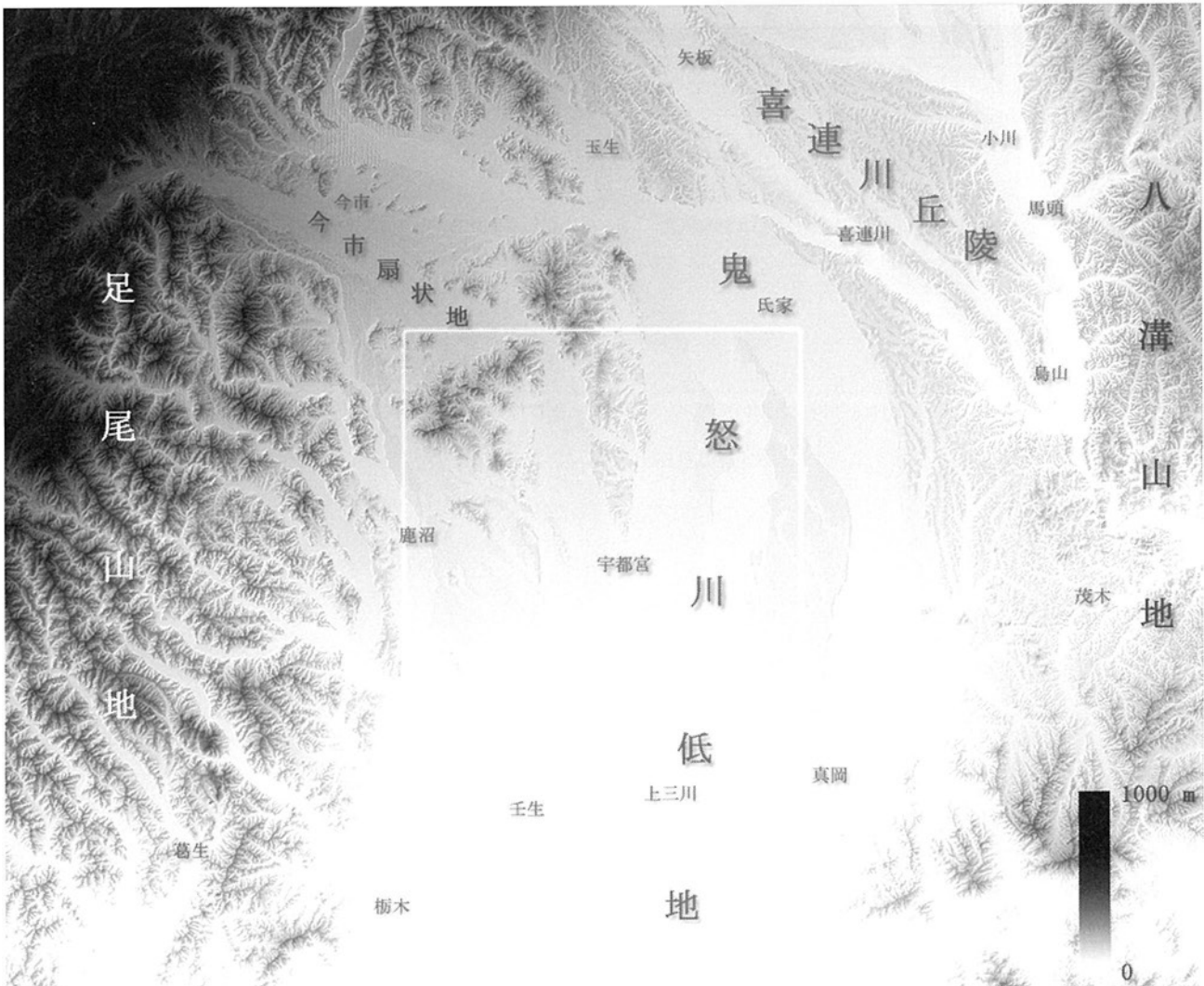
(吉川敏之)

宇都宮図幅地域は関東地方北部、栃木県中央部に位置し、東経 $139^{\circ}44'48.2'' \sim 139^{\circ}59'48.2''$ 、北緯 $36^{\circ}30'11.3'' \sim 36^{\circ}40'11.2''$ (世界測地系；日本測地系では東経 $139^{\circ}45' \sim 140^{\circ}00'$ 、北緯 $36^{\circ}30' \sim 36^{\circ}40'$) の範囲に相当する (第1.1図)。行政上は栃木県の宇都宮市、日光市、鹿沼市、さくら市、真岡市、塩谷郡高根沢町、下都賀郡壬生町、芳賀郡芳賀町に属する。

宇都宮図幅地域は関東平野北部に位置し、平野からその西側に広がる足尾山地へと移り変わる境界部付近を占めている。関東平野は栃木県内では足尾山地と八溝山地

に挟まれて南北方向に伸びており、鬼怒川低地と呼ばれている (貝塚, 2000)。鬼怒川低地は厚い第四紀の地層が分布する地域で、北部では高久丘陵・那須野ヶ原扇状地・喜連川丘陵などの丘陵地が卓越するが、南部では台地が多くを占め、河川沿いの低地と共に平坦な地形が広がっている。宇都宮図幅地域では、喜連川丘陵より南側に広がる台地及び低地が、地域の東部及び南部を占めている。

足尾山地及びその周辺は全体として北西隆起、南東沈降の傾動山塊をなしている (鈴木, 2000)。この傾向は本



第1.1図 宇都宮図幅地域とその周辺の地形陰影図
四角の枠内が宇都宮図幅地域。DAN 杉本氏作のフリーソフト「カシミール」と国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ (標高) を利用し作成。

図幅地域でも認められ、北西部に山地及び丘陵地が、南部及び東部に台地を主体とする平野が広がる地形をなす。貝塚(1987)は、足尾山地の現在の接峰面は関東平野の上総層群基底部に延長され、足尾山地は約3 Maには小起伏山地をなしていたと考えている。

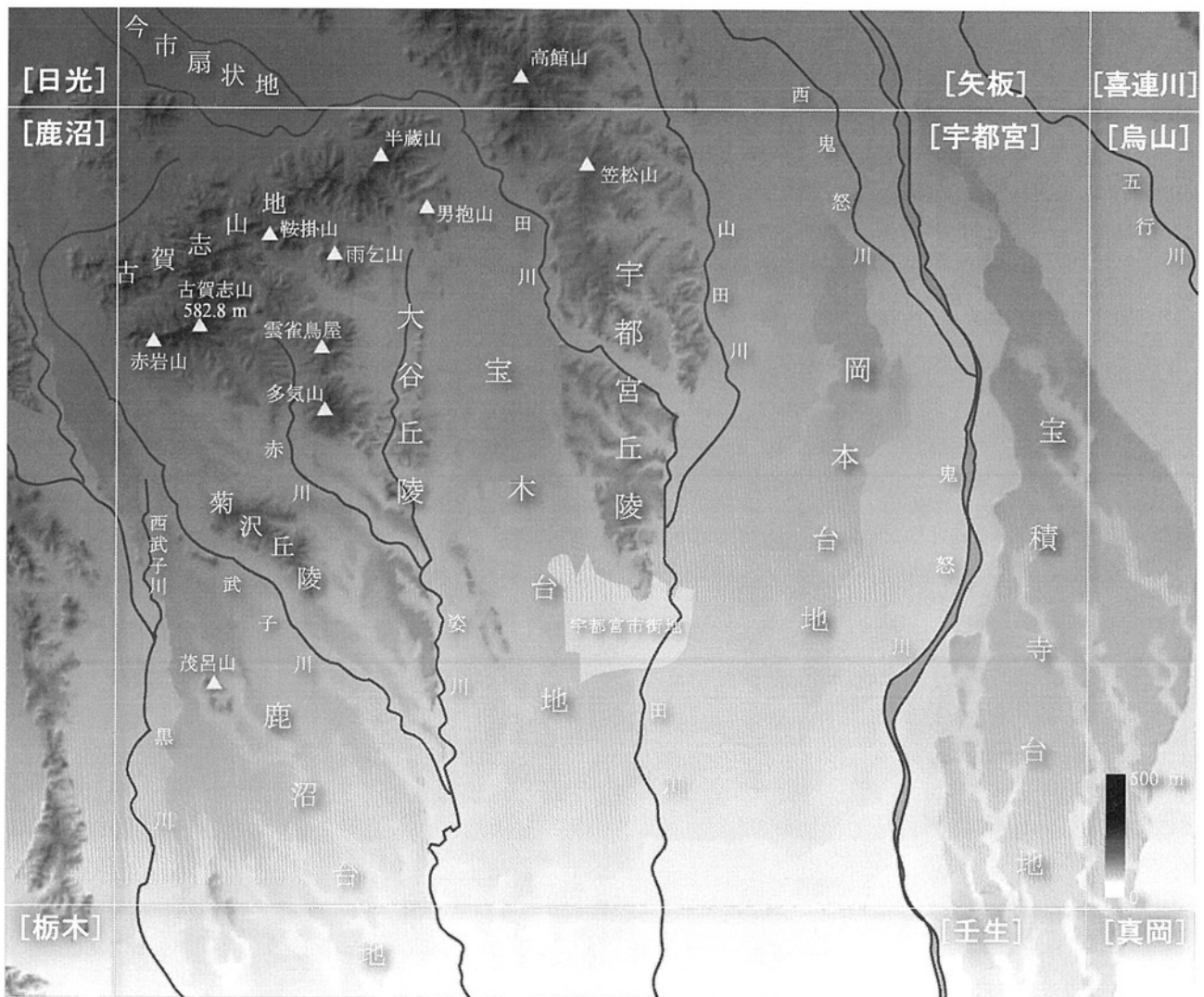
このような地殻変動を反映して、足尾山地の東縁の地形は、北西-南東方向の必従谷に樹枝状の無従谷が派生する様子が一様に認められる(第1.1図)。本図幅地域でも、北西から南東へと流れる河川(武子川など)や北西-南東方向の谷地形が卓越する傾向にある。ただし、現在の主要河川の流下方向は、ほぼ北から南である(鬼怒川、姿川、黒川など)。これは、ある時期に本図幅地域を含む足尾山地東縁部の隆起の傾向が変化したことを示唆する。

宇都宮図幅地域の地形は、図幅地域内に広く分布する平野、図幅中央部から北方及び西方へ広がる比高数10

m程度の丘陵、そして北西部の山地からなっている(第1.2図)。平野の多くは台地からなり、現在の河川に沿った低地がそれを刻む形で分布している。本図幅地域内の最高点は、北西部にある古賀志山の582.8mである。全体として南部ほど標高が低くなり、南東端付近の鬼怒川河床の標高は85m以下である。

1.1 山地及び丘陵地

宇都宮図幅地域の山地は、主にジュラ系栃木コンプレックスと後期白亜紀-古第三紀火成岩類、それに新第三系の火山岩からなっている(第2.1図)。栃木コンプレックス分布域である古賀志山・鞍掛山周辺では、稜線は急峻な山稜をなしてよく目立つ地形をつくっており、古賀志山地とも呼ばれている。また、足尾山地での山稜の配列傾向が北東-南西方向なのに対して、本図幅地域



第1.2図 宇都宮図幅地域の主要な山と河川

DAN 杉本氏作のフリーソフト「カシミール」と国土地理院発行の数値地図50mメッシュ(標高)を利用し作成。



第 1. 3 図 南から望む古賀志山から赤岩山の稜線
山稜右端（東側）のピークが本図幅地域最高峰の古賀志山で、山稜左端（西側）のピークが赤岩山。手前に広がる平坦面は、鹿沼段丘面に相当する。赤岩山の手前側には山麓緩斜面が広がるが、この写真では樹木の陰に隠れている。

内では東西方向に近い。これは、古賀志山、赤岩山、鞍掛山を構成するチャートの走向に一致し、風化に強いチャートが作り出した組織地形である。古賀志山からその西方の赤岩山にかけて連なる山稜の南斜面は切り立った断崖になっており（第 1. 3 図）、その南麓には山麓緩斜面が広がっている。

宇都宮図幅地域には、山地から連続して比高の小さい丘陵が分布している。宇都宮市の市街地から北へ連なる丘陵は宇都宮丘陵と呼ばれ、北隣「矢板」図幅地域内の山地に連続している。宇都宮丘陵は、丘陵の脊梁が西側に片寄っており、丘陵の東部では西に向かう樹枝状の谷が深く伸びているのに対し、丘陵西部では大きな谷が発達していない。この形態の特徴は宇都宮丘陵の基盤をなす新第三系の構造によるもので、脊梁部には本図幅地域で新第三系の最下部をなす風見山田層が分布及び伏している。

宇都宮市大谷町周辺の丘陵地は大谷丘陵と呼ばれ、新第三系大谷層及び茗荷沢層が分布している。軽石に富む火砕岩を主体とする大谷層及び茗荷沢層の中であって、貫入岩及び溶岩は風化・侵食に対する抵抗力が大きく、多気山、雲雀鳥屋、雨乞山、男抱山などの比高 180~200 m 程度の山体を形成している。

鹿沼市栃窪南方から千渡周辺に残丘状に点在する丘陵は、菊沢丘陵と呼ばれている。ジュラ系栃木コンプレックスとそれを覆う新第三系茗荷沢層からなっている。鹿沼市茂呂にある茂呂山は、堅硬な茗荷沢層のデイサイトからできているため、平野の中の残丘となっている。

本図幅地域の丘陵地には多くのゴルフ場がつくられているほか、宇都宮丘陵では大規模な宅地開発などの造成事業が進められ、原地形のかなりの部分が改変されている。本地質図では 2 万 5 千分の 1 土地条件図「宇都宮」及び旧版の地形図などから判別できた埋立地を表現した。また、本図幅地域の山地及び丘陵地では、急峻な尾根や急斜面に小規模な崩落が認められることはあるが、5 万分の 1 スケールで表記できるような規模の崩壊地または地すべり地は見られない。

1. 2 台地及び低地

宇都宮図幅地域の台地及び低地は鬼怒川低地の西半部に相当し、多くの段丘から構成される。宇都宮周辺地域の段丘面は、最初に阿久津（1955）により高位より宝積寺段丘、宝木段丘、岡本段丘、田原段丘、絹島段丘と区分された。その後、関東地方全域に及ぶ風成火山灰層（関東ローム層）の研究が盛んになり、栃木県南部の第四紀段丘は高位より宝積寺面、宝木面、田原面、絹島面と整理された（関東ローム研究グループ、1965）。このうち、宝積寺面、宝木面、田原面はそれぞれ南関東の下末吉面、武蔵野面、立川面に対比され、長い間この区分が使われてきた。しかし、テフラ層序研究の進展と、地形面区分の見直しにより、近年では高位より上欠段丘、宝積寺段丘、鹿沼段丘、白沢段丘、宝木段丘、田原段丘と区分されている（鈴木、2000；山元、2006b；第 6. 1 図参照）。段丘を構成する堆積物は、礫質の河川堆積物とそれ

を覆う風成火山灰層からなる。これらの堆積物とそれの中に含まれるテフラについては、第6章で詳しく述べる。

本図幅地域の台地は南北方向に列をなしており（第1.2図）、上述の複数の段丘面を含む場合もある。すなわち、東部の宝積寺台地は上欠及び宝積寺段丘、鬼怒川の西に広がる岡本台地は白沢及び宝木段丘、宇都宮丘陵の西に広がる宝木台地は宝木段丘、南西部に広がる鹿沼台地は鹿沼及び宝木段丘から構成されている。

宇都宮図幅地域の低地は、台地を刻む河川に沿って形成されている。主要な河川である鬼怒川、田川、姿川、黒川の流域には、三日月湖を含む放棄河道や自然堤防など蛇行河川のつくった微地形が残されている。

1. 3 水系

宇都宮図幅地域の河川はいずれも利根川水系に属し、最終的には太平洋へと流下する。本図幅地域最大の河川である鬼怒川は、栃木県北部の帝釈山地を源流域とし、茨城県下で利根川へ合流するが、本図幅地域周辺の栃木県中央部付近が最も河道の幅が大きい。鬼怒川の現河床には各所に緑地や公園が整備されている。鬼怒川の水は、周辺の広い地域で農業用水として利用されており、下岡本にある岡本頭首工は、8用水・約3300ヘクタールの農業用水の供給源となっている。本図幅地域北東部で鬼怒川の西を流れる西鬼怒川は、鬼怒川から分流した旧河道のひとつで、近年でも1723年の五十里洪水後しば

らくは鬼怒川の本流となっていた。現在は鬼怒川から直接流れ込む流路はなく、北隣「矢板」図幅内にある佐貫頭首工から左岸側へ取水した鬼怒川の水を塩谷町風見山田で分水し、鬼怒川の河床下を通して再び右岸側へ戻して西鬼怒川源流部に流している（手塚・小林，1993）。田川は北西隣「日光」図幅内の今市扇状地を給源とし、南隣「壬生」図幅地域内で鬼怒川に合流する。田川の流路は宇都宮市横山町から瓦谷町にかけて宇都宮丘陵の先行谷となり、幅約500mの横谷を形成している。現在の流路は河川改修により谷の南側に直線的に続いているが、横谷内の谷底低地には蛇行の跡が残っており、現在の地形が穿入蛇行の結果できたことを示唆している。姿川は本図幅地域北西部の山地から発し、そのまま南流する。大谷町付近で大谷丘陵を南北方向に縦貫するが、谷幅は最大でも100m以下で、現在の河道に見られる蛇行の振幅も小さい。本図幅地域西部を流れる武子川は、北隣「矢板」図幅内の今市扇状地を給源とし、本図幅地域南部の宇都宮市下欠町で姿川に合流する。武子川は菊沢丘陵を貫流する付近で流路が狭小となるが、一方で、その西側を流れる西武子川の流路は現在の西武子川の水量と不釣り合いなほどに大きい。島野（2003a）は、鹿沼市古賀志町瀬田東における武子川の流路が尾根状の高まりを横切っているのは不自然であるとし、人為的な流路変更を受けている可能性を指摘している。本図幅地域西端部を北から南へ流れる黒川は、足尾山地を給源とし、本図幅地域内での川幅は約200m以下である。

第2章 地質概説

(吉川敏之・山元孝広・中江 訓)

宇都宮図幅地域の地質は、ジュラ紀の付加体である足尾帯ジュラ系と、それを不整合に覆う後期白亜紀-古第三紀火成岩類、これらを更に不整合に覆う新第三系、そしてこれらを薄く覆う第四系からなる。宇都宮図幅とその周辺地域の地質概略図を第2.1図に、本図幅地域の地質総括図を第2.2図にそれぞれ示す。

2.1 足尾帯ジュラ系

宇都宮図幅地域の基盤をなすのは、足尾帯に属するジュラ紀の付加複合体であり、藤本(1961)により栃木層群と呼ばれていた。この報告では、本図幅地域内の栃木層群を栃木コンプレックスと改称する。主に北西部の古賀志山から鞍掛山にかけての山地と、西部の菊沢丘陵周辺に分布し、層状チャートを中心として珪質泥岩、泥岩及び砂岩を伴う。一般に、足尾帯の付加複合体を構成する多様な岩石類の堆積期間は石炭紀ないしペルム紀からジュラ紀に及ぶが、本図幅地域では時代決定に有効な微化石を産出せず、正確な堆積時期はわかっていない。隣接地域との対比からは、後期ジュラ紀オクスフォード期ないしそれ以降の時代に形成されたとみなされる。

2.2 後期白亜紀-古第三紀火成岩類

後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、本図幅地域北部の半蔵山から鞍掛山にかけての山地に分布している。本図幅地域の後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、黒雲母流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩、流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩と、これを貫く斑状細粒花崗岩からなる。一般に新第三紀の火成活動に伴う著しい変質を受けているほか、一部ではカタクラスティックな変形を受けている。後期白亜紀-古第三紀火成岩類と栃木コンプレックスとの境界は観察できないが、露出状況から断層または断層崖を覆うような高角不整合と判断でき、コールドロン構造をなしている可能性がある。本図幅地域から地質年代を特定できるデータは得られていないが、本図幅地域の北西方に当たる日光市いろは坂周辺地域に広く分布する後期白亜紀-古第三紀火成岩類の火砕岩からは、65 Ma～56 Maの放射年代(矢内, 1972; 雁沢, 1987; 根岸ほか, 2002)が報告されている。

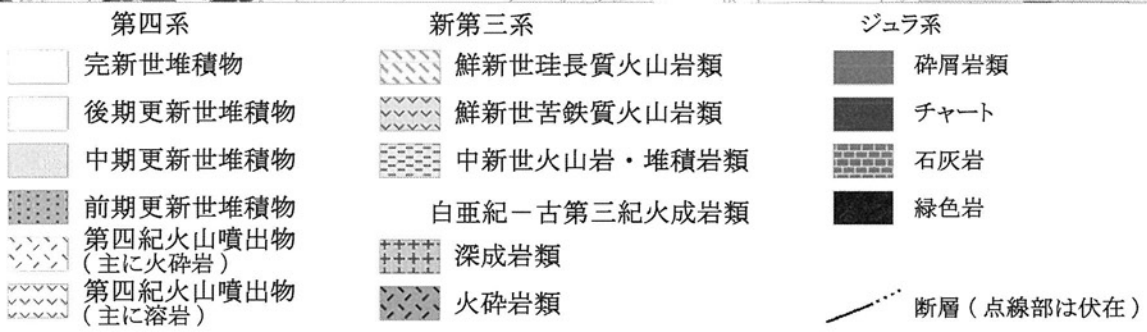
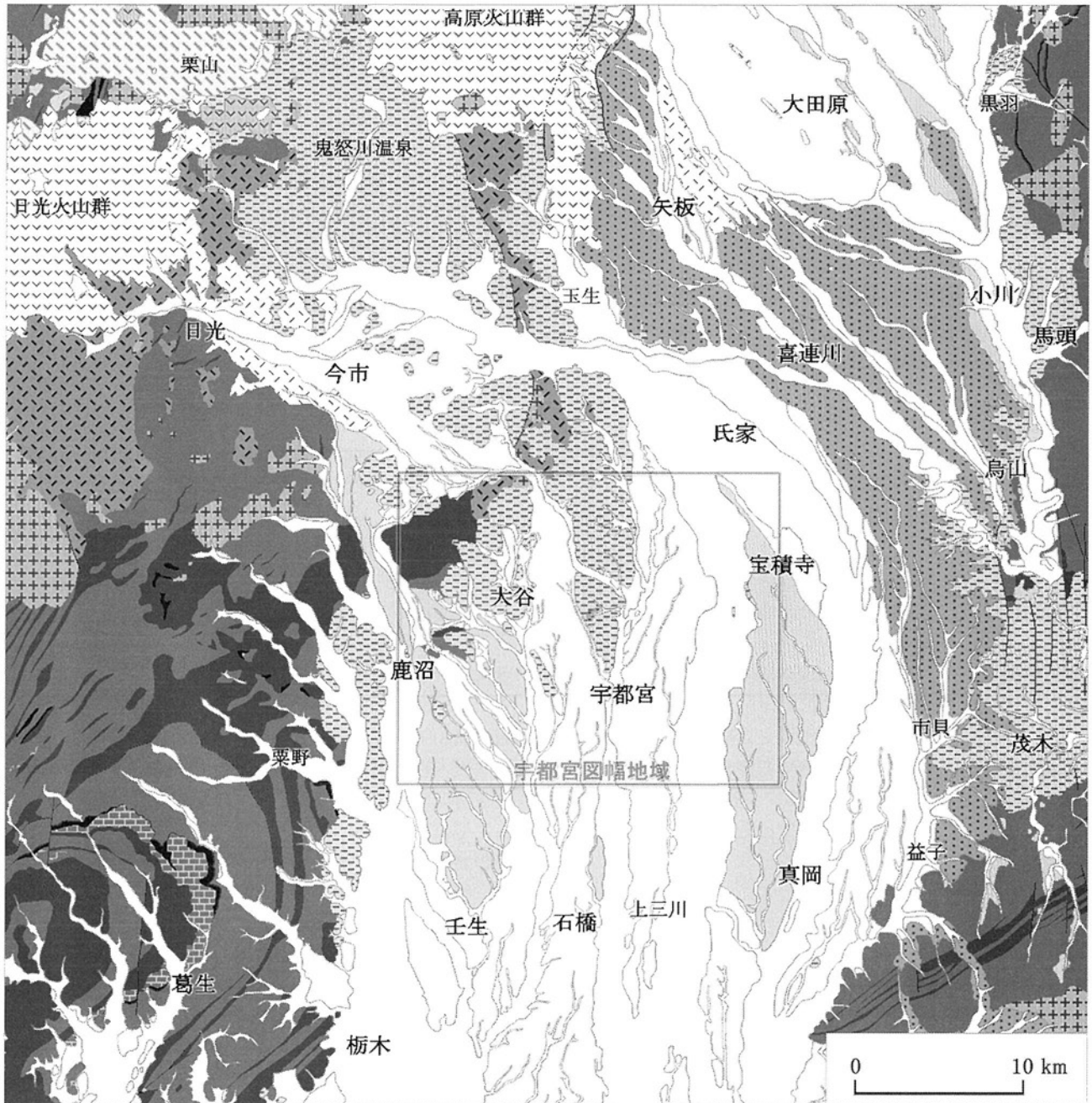
2.3 新第三系

本図幅地域の新第三系は主に比高20～300 m程度の丘陵地を構成し、その主体をなす火砕岩類は側方への岩相変化が著しく、離れた丘陵間の岩相対比は必ずしも容易ではない。このため、従来は宇都宮丘陵、宇都宮市西部の大谷町周辺に広がる丘陵及び山地、今市扇状地の各地域でそれぞれ地層区分されてきた(酒井, 1986; 吉川, 1998; 布川ほか, 2004)。以下ではこれら各地域を、宇都宮丘陵地域、大谷地域、今市扇状地地域と呼ぶ。一方、高橋・吉川(2008)では、確実に対比できる地層については分布が離れていても同じ地層として区分・命名する方向性を示している。本報告でも各地域で命名された新第三系の地層を、岩相及び地質年代の対比に基づきできるだけ統括した地層区分を用いる(第5.2図)。すなわち、本地域の新第三系は、下位より茗荷沢層、風見山田層、横山層、大谷層、大曾層に区分される。また、小規模な貫入岩がこれらの地層及び新第三系の基盤をなす地層を貫いて分布している。このほか、高根沢町宝積寺から宇都宮市下岡本にかけての地域の鬼怒川河岸に荒川層群田野倉層に相当する珪藻質シルト岩が露出している。また、鹿沼市下武子町の黒川河岸付近には日向層の玄武岩がわずかに露出している。

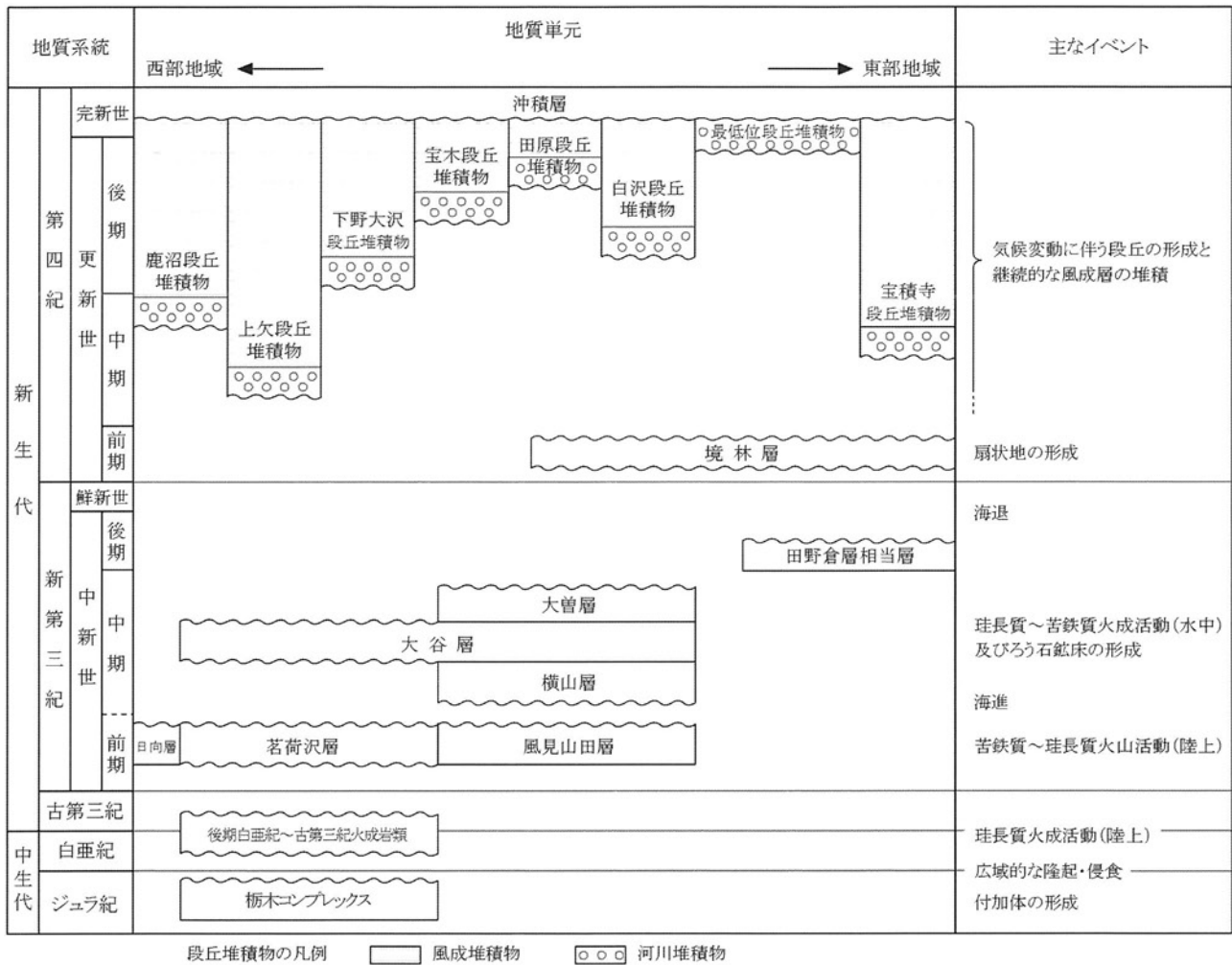
なお、高橋・吉川(2008)では茗荷沢層を風見山田層に含めているが、本報告では従来の茗荷沢層を再定義した区分を用いる(第5章参照)。

茗荷沢層(酒井, 1986)は、大谷地域及び今市扇状地地域に分布する地層である。本報告では従来茗荷沢層の上位に累層として定義された半蔵山安山岩(阿久津, 1960)を含むなど、定義を拡張している。茗荷沢層は角礫岩・礫岩、デイサイト・安山岩の火砕岩、溶岩及び貫入岩と、凝灰質砂岩及び泥岩からなる。場所により主体となる岩相は異なる。茗荷沢層の火砕岩類は石質岩片にやや富み、含まれる軽石片の発泡が一般に悪いことで大谷層とは区別できる。

風見山田層は、従来は風見山田安山岩(鈴木, 1953)と呼ばれていたが、層(Formation)の単元に岩相名を使わないことが推奨されているので(日本地質学会, 2001)、本報告では風見山田層とする。風見山田層は、本図幅地域では宇都宮丘陵の中軸部に分布し、主に輝石安山岩の溶岩を主体として同質の凝灰角礫岩、火山礫岩、凝灰質砂岩及びシルト岩を挟有する地層である。



第 2. 1 図 宇都宮図幅とその周辺地域の地質概略図
吉川 (2005) を一部修正.



第 2. 2 図 宇都宮図幅地域の層序総括図

横山層(阿久津, 1953)は、宇都宮丘陵中軸部から東部にかけて下位の風見山田層を不整合に覆って分布している。横山層は下部が凝灰質砂岩・泥岩の互層からなり、上部はほぼ塊状の凝灰質シルト岩からなる。

大谷層(太田, 1949)は、大谷地域及び宇都宮丘陵地域に広く分布する。本報告の大谷層は、従来宇都宮丘陵地域で長岡層及び山本層(阿久津, 1953)と呼ばれた地層も含む。大谷層は流紋岩の火砕岩、溶岩及び貫入岩と、凝灰質砂岩、安山岩・デイサイト貫入岩からなる。大谷層の火砕岩に含まれる軽石片は一般によく発泡しており、しばしば「軽石凝灰岩」と呼ばれた。大谷地域で本層から採掘される石材は「大谷石」として広く知られており、現在でも採石場が稼働している。大谷地域の大谷層は流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩を主体とし、凝灰質砂岩・シルト岩を挟有する。宇都宮丘陵地域の大谷層は流紋岩凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩及び凝灰岩を主体とし、凝灰質砂岩、シルト岩を挟有し、流紋岩溶岩及び礫岩を伴う。

大曾層(阿久津, 1953)は宇都宮丘陵の南端部及びそ

の西方の宇都宮市鶴田町の丘陵に分布する。大曾層は主に凝灰質-石灰質砂岩・シルト岩からなり、中位層準に流紋岩凝灰岩・火山礫凝灰岩を挟有する。

宝積寺の鬼怒川河岸に露出する珪藻質シルト岩は、本図幅地域の第三系系地層には対比されず、栃木県東部の烏山地域に分布する荒川層群田野倉層に対比される。

本図幅地域北西部には、流紋岩及び斑状細粒花崗岩からなる貫入岩(岩脈、シル及び岩株)が見られる。特に鞍掛峠北方では北東-南西方向に貫入した岩脈群をなしている。宇都宮市石那田町周辺には溶岩潜頂丘ないしシルが、鞍掛山南方、古賀志山南方には小規模な貫入岩体が見られる。日光市猪倉西部には流紋岩・斑状細粒花崗岩の貫入岩体があり、ろう石鉱床を伴っている。

これらの新第三系からは、多くの放射年代及び微化石年代が報告されている。その中には層序と矛盾した結果を示すものもあるが、確度の高い年代値を優先すれば、本図幅地域の第三系は16~14 Ma頃に形成されたと考えられる。鬼怒川河岸に露出する珪藻質シルト岩からは、新たに Yanagisawa and Akiba (1998) の *Thalas-*

siosira yabei 帯 (NPD 5C) に属する珪藻化石が得られた。

2. 4 第四系

本図幅地域の第四系は、^{さかいばやし}境林層と台地を構成している更新-完新世の段丘堆積物、上部更新-完新世の山麓緩斜面堆積物、そして沖積層からなる。

境林層は主に栃木県北部の喜連川丘陵に広く分布するが、本図幅地域の地表部には宇都宮市長岡町にごくわずかに分布するのみである。また、宝積寺段丘堆積物の下位に伏在することが、UT05 ボーリングで確認されている(山元, 2006b)。境林層は礫及び砂を主体とする河川堆積物で、喜連川丘陵における放射年代報告から前期更新世に堆積したと推定されている。

本図幅地域の段丘堆積物は、古いものから^{かみかけ}上欠段丘堆積物、^{ほうしゅうじ}宝積寺段丘堆積物、^{しもつけ}鹿沼段丘堆積物、下野大沢段丘堆積物、白沢段丘堆積物、宝木段丘堆積物、^{たわら}田原段丘堆積物に区分される。いずれも礫・砂を主体とする河川堆積物と、これを覆う風成堆積物からなる。風成堆積物には降下テフラが挟在しており、テフラ層層に基づいて各段丘堆積物を構成する河川堆積物の離水時期が編年されている。ただし、離水した河床面の比高は離水時期の古いものほど低く、通常の河岸段丘とは比高と年代の関係が異なっている(詳細は第6章)。

上欠段丘堆積物は、宇都宮市西部を流れる姿川の右岸側と、本図幅地域東部の飛山に分布している。層厚は30~35m以上で、風成堆積物の厚さが30m以上ある。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ10 (MIS 10) と推定されている。

宝積寺段丘堆積物は、鬼怒川左岸側の宝積寺台地に広く分布している。層厚は20m程度で、風成堆積物の厚さが14~17mである。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ8 (MIS8) と推定されている。

鹿沼段丘堆積物は、黒川と姿川の間台地に広く分布している。層厚は25m以上で、風成堆積物の厚さが約10mである。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ6 (MIS 6) と推定されている。

下野大沢段丘堆積物は、^{かみかけ}今市扇状地地域に広く分布するが、本図幅地域では北部の狭い範囲に分布している。層厚は15m以上で、風成堆積物の厚さが約10~12mである。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ5.4 (MIS 5.4) と推定されている。

白沢段丘堆積物は、鬼怒川右岸側の宇都宮市白沢町から平出町にかけてと、左岸側のさくら市勝山に分布している。層厚は15m以上で、風成堆積物の厚さが約8~10mである。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ5.4~5.3 (MIS 5.4~5.3) と推定されている。

宝木段丘堆積物は、鬼怒川と黒川の間にある台地に広く分布し、本図幅地域の段丘堆積物の中では最も広い分

布面積を示す。層厚は10~20mで南部ほど厚く(阿久津, 1960)、風成堆積物の厚さが約4~6mである。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ4 (MIS4) と推定されている。

田原段丘堆積物は本図幅地域ほぼ中央部を南北に連続して分布する。また、高根沢町石末付近及び宇都宮市徳次郎町から横山町の田川流域にも分布している。層厚は4~11mで、風成堆積物の厚さが約4~6m程度である。本段丘河川堆積物の離水時期は、海洋酸素同位体ステージ2 (MIS 2) と推定されている。

山麓緩斜面堆積物は北西部の山地の周辺に分布しており、礫、砂、シルト及び風成堆積物からなる。

最低位段丘堆積物は田原面より一段低く、現河床よりも2m程度高い段丘面をなす地形面をつくる堆積物である。鬼怒川の右岸側及びさくら市氏家から高根沢町石末に分布し、礫及び砂からなる。本段丘堆積物の離水時期は、約1万年前頃と推定されている。

沖積層は最終間水期以降に堆積した地層で、自然堤防堆積物・旧河道堆積物・後背湿地及び谷底堆積物・現河床堆積物からなる。本図幅地域では東部の鬼怒川及び西部の黒川の流域に広く分布するほか、現在の河川に沿って小規模に分布している。沖積層のうち、自然堤防堆積物は砂、旧河道堆積物は砂及び泥、後背湿地及び谷底堆積物は砂、礫及び泥、現河床堆積物は礫、砂及び泥を主体とする。

2. 5 地質構造

本図幅地域の栃木コンプレックスは、大局的には南傾斜・南上位の地層群で、北東-南西方向の軸を持ち翼間隔が比較的閉じた半波長500m~1km程度の褶曲構造をなしている。後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、ほぼ水平から緩い南傾斜の同斜構造をなす。後期白亜紀-古第三紀火成岩類と基盤の栃木コンプレックスとの境界は、断層または断層崖を覆うような高角不整合と考えられ、カルデラのような陥没構造をなしている可能性が高い。

新第三系の地質構造は、大局的には南東傾斜の同斜構造を示し、本図幅地域北西部の山地から南東部の平野下に向かって上位の地層が分布している。ただし、本図幅地域北西端部の今市扇状地地域では、新第三系はほぼ水平に近い構造をなしていると考えられる。この地域の地層は他の地域と比べて分布高度が低く、その境界には正断層が形成されていることから、新第三系堆積時期に形成されたカルデラ(吉川, 1998)またはそれ以前に形成されていた構造盆地(栃木県, 1977)である可能性がある。

2. 6 応用地質

本図幅地域には北西端部の山地及び丘陵地に、新第三

紀の火成活動によって生成された熱水性金属・非金属鉱床が胚胎している。金属鉱山は既に稼行をやめているが、非金属鉱山は鞍掛山北西方の大席鉱山と、その更に北西方の大貫鉱山がいずれも露天掘りでろう石及びセリサイトを採掘している。新第三系大谷層の軽石に富む火山礫凝灰岩は、古くから石材「大谷石」として採掘されている。大谷石は当初は露天掘りで採掘されていたが、近年では地下での採石が主流である。地下採掘場の跡地

は空洞のまま放置されることが多く、地表の陥没事故を起こすなど社会問題にもなっている。本図幅地域に広く分布する赤城鹿沼テフラ（Ag-KP）は、園芸用途に採掘され、「鹿沼土」の名前で関東地方近辺に出荷されている。鬼怒川及び黒川沿いでは砂利の採取が、菊沢丘陵西端部では碎石が行われている。本図幅地域には数箇所ではボーリングによる温泉が湧出している。

第3章 足尾帯ジュラ系

(中江 訓)

3. 1 概要及び研究史

足尾山地からその北方の帝釈山地や三国山地にかけて付加複合体からなるジュラ系が分布する地帯は、一般に足尾帯と呼ばれている(第2.1図, 第3.1図)。足尾帯のジュラ系については、これまで数多くの調査・研究が行われてきたが、その殆どは南西隣の栃木地域を含む足尾山地で実施されたものであり(例えば、吉田, 1956, 1957; 渡辺ほか, 1957; 藤本, 1961; 羽鳥, 1965; 小池ほか, 1971; 柳本, 1973; Kamata, 1996 など)、その層序区分ならびに対比は、第3.2図の通りである。一方、宇都宮図幅地域に分布するジュラ系についての調査研究は、旧農商務省地質局による20万分の1地質図幅「日光」(奈佐, 1889)の調査に始まるが、それ以降あまり実施されておらず、5万分の1表層地質図(阿久津, 1960)、ならびに20万分の1及び15万分の1栃木県地質図(栃木県, 1953, 1963, 1977)が出版された程度である。これらの地質図には、北西部の古賀志山地周辺に、泥岩・砂岩を僅かに伴ったチャートが分布していることが示されている。

古賀志山地の周辺に分布するジュラ系は、西隣の「鹿沼」図幅地域東部において北東-南西走向に広く分布するチャートの北東延長であり(第3.1図参照)、渡辺ほか(1957)の栗野層群、あるいは藤本(1961)及び小池ほか(1971)が定義した栃木層群の大平山層・広戸層・中妻層にほぼ相当する。従って本研究報告では、宇都宮図幅地域の足尾帯ジュラ系を栃木コンプレックスと改称する。

3. 2 栃木コンプレックス

名称及び分布 藤本(1961)により、栃木市西方から葛生町(現佐野市)にかけての地域を模式地として、栃木層群と命名された。本報告では、層序単元名称としてコンプレックスを用いることから、栃木コンプレックスに改名する。本コンプレックスの分布は、足尾山地北部の栗野川・桐生川流域など広範囲に及ぶが、宇都宮図幅地域での栃木コンプレックスの分布は、宇都宮市古賀志町から日光市手岡・猪倉にかけての古賀志山地(鞍掛山・古賀志山・赤岩山)周辺に露出する。更に、古賀志山地南方の菊沢丘陵(鹿沼市栃窪〜千渡)にも点在する。

対比 渡辺ほか(1957)の栗野層群ならびに葛生層群最下部の砂岩層、羽鳥(1965)の栃木層群と、会沢層を

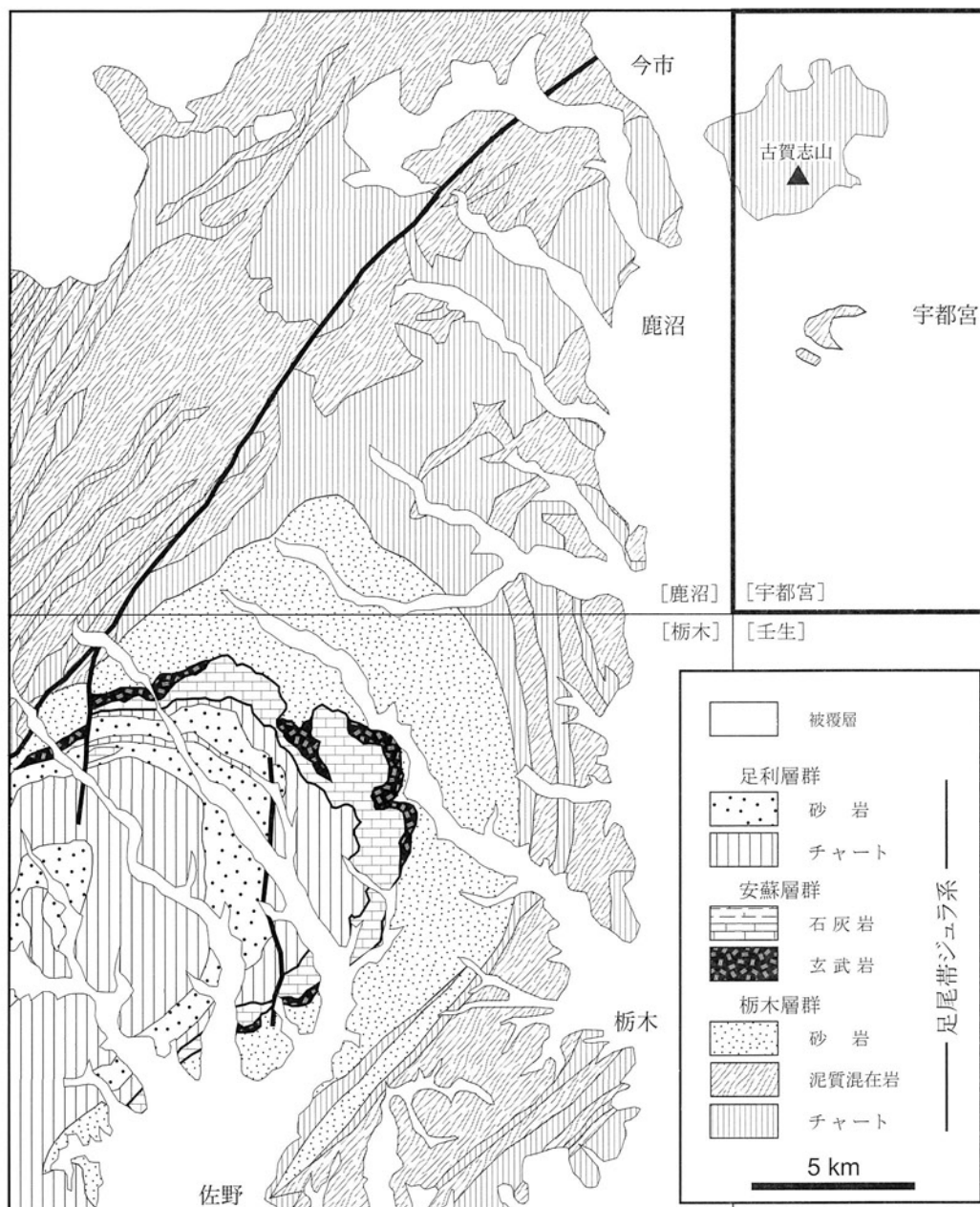
除く佐野層群、藤本(1961)及び小池ほか(1971)の栃木層群、ならびにKamata(1996)の葛生コンプレックのうちユニット1の大部分に対比される(第3.2図)。

層序関係 後期白亜紀-古第三紀火成岩の溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩に不整合に覆われ、斑状細粒花崗岩に貫入される。更に下部中新統茗荷沢層の砂岩・礫岩と第四系に不整合で被われる。

層序 本図幅地域では古賀志山地と菊沢丘陵とも、栃木コンプレックスの露出はあまり良くなく露頭は散点的であるため、正確な層序を確立するのは困難である。しかしながら第3.3図に示した柱状図から判断して、古賀志山地では下位より、チャート、珪質泥岩、泥岩、砂岩泥岩互層の順に累重するシーケンスが少なくとも2回繰り返していることが認識できる(珪質泥岩と砂岩泥岩互層は場所により欠如することがある)。各岩相の層厚は、チャートが約250m、珪質泥岩が0~50m程度、泥岩が50~170m程度、砂岩泥岩互層が0m~200m以上であり、1つのシーケンスの層厚は500~600m程度である。ただし下位のシーケンスの下限は地表に露出せず、また上位のシーケンスの上限は宇都宮市福岡町周辺で下部中新統及び第四系に覆われるため、それぞれ不明である。各シーケンスに見られるチャートから泥岩または砂岩泥岩互層に移化する岩相変化は、チャートが下位で砂岩泥岩互層が上位であることを示していると、一般的に考えられている。

岩相 チャート(Tc):チャートは本地域の栃木コンプレックスの大部分を占め、古賀志山地とその南方の鹿沼市栃窪に分布する。層状チャートが卓越し、層状チャートの層理面が不明瞭になると、産状としては塊状となる。層状チャートは普遍的に分布するが、古賀志山(582.8m)山頂付近の稜線沿いでは、層状チャートに由来する角礫化したチャートが僅かに確認された。層状チャートは、層厚1~3cm程度の黒灰色ないし灰色を呈する珪質層と層厚3mm以下の黒色の泥質層の律動的な細互層からなる(第3.4図a)。角礫化したチャートは、層状チャート中に層厚数10cmの層として挟有される。細礫から構成される基質と径1~5cm程度の角礫からなる(第3.4図b)。礫種は全てチャートである。

珪質泥岩(Ti):珪質泥岩は、チャートまたは泥岩に伴って露出する。灰色を呈する細粒の珪質な泥質岩であり、シルト-細粒砂からなる葉理が見られる場合もある。劈開が発達していることが多いが、層厚2~3cmの珪質泥岩と層厚1~2mm程度の泥岩が層状に互層したり



第3.1図 宇都宮及び周辺地域の足尾帯ジュラ系の地質概略図
 20万分の1地質図幅宇都宮の一部を簡略化。ジュラ系の層序区分と層序单元名は小池ほか(1971)に従った。右上の太線の囲みは宇都宮図幅地域の範囲を示す。[]内は5万分の1地形図の名称。

(第3.4図c), 珩長質凝灰岩の薄層(層厚1~2cm程度)と互層する(第3.4図d)ことがある。

泥岩(Tm): 古賀志山地では, 珩質泥岩の見掛け上位に分布する傾向があるが, その南麓では砂岩泥岩互層に伴って露出する。黒灰色を呈した極細粒の泥岩と, シルト葉理を挟有する泥岩が見られる(第3.4図e)。後者の泥岩では, シルト葉理が長径数mm~1cm程度のレンズ状に破断・分断されている場合がある。

砂岩泥岩互層(Ta): 古賀志山地の南麓に分布する。層厚が数cm~20cm程度の砂岩とシルト葉理を挟有す

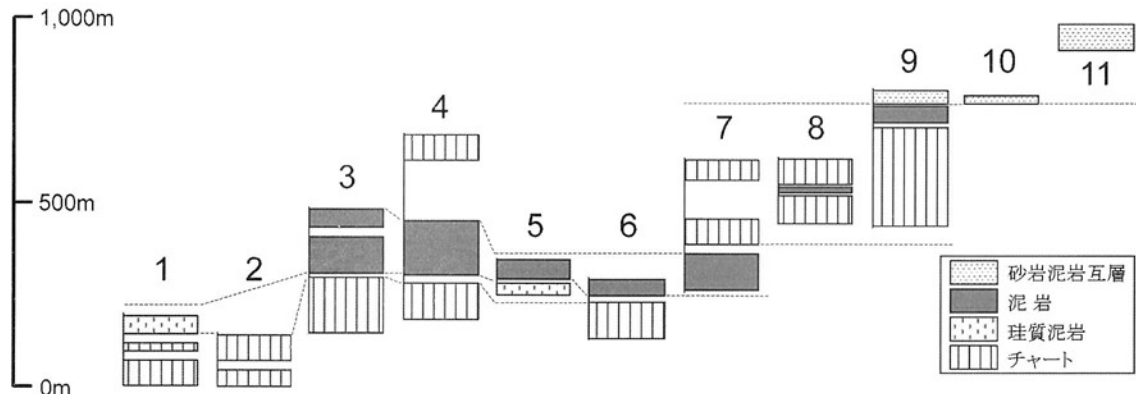
る泥岩層の互層として見られることが多い(第3.4図f)。

砂岩(Ts): 砂岩は, 泥岩や砂岩泥岩互層に伴って露出する。細粒の碎屑粒子からなる。露頭では風化が著しく, 灰白色を呈している(第3.4図g)。

地質構造 層理面の走向は, 本図幅地域の最西端では西北西-東南東を示すが, より東方では北東-南西ないし東北東-西南西(N50°E~N80°E)に変わる。傾斜は北または南に30°~80°程度である。このことから, 北東-南西方向の軸を持ち翼間隔が比較的閉じた半波長500m~1km程度の褶曲構造を認めることができる(地質断面

吉田(1956,1957)		渡辺ほか(1957)		藤本(1961)		羽鳥(1965)		小池ほか(1971)		柳本(1973)		Kamata(1996) 鎌田(2000)	
石炭系?→ヘルム系 鍋山層群	御神楽層	足利層群	中層→上部ヘルム系 安蘇層群	御神楽層	ヘルム系 安蘇層群	御神楽層	足利層群	御神楽層	中層→上部ヘルム系 安蘇層群	御神楽層	上部ジュラ系 葛生コンプレックス	ユニット3	ユニット3
	牧層			牧層		牧層		牧層					
	アド山層	アド山層		アド山層		アド山層	アド山層						
	鍋山層	鍋山層		出流層		鍋山層	出流層	鍋山層		出流層			
	会沢層	会沢層		会沢層		会沢層	会沢層	会沢層					
石炭系→下部ヘルム系 栗野層群	栗野層群	石炭系→下部ヘルム系 栃木層群	石炭系?→ヘルム系 佐野層群	中妻層	中妻層	中妻層	上部三畳系 栃木層群	中妻層	中妻層	ユニット2	ユニット2	ユニット2	
				広戸層	中山層	広戸層		広戸層					
				大平山層	岩出層	大平山層		大平山層					
					大沢層								
					大平山層								

第3.2図 足尾山地葛生地域における足尾帯ジュラ系の層序区対比



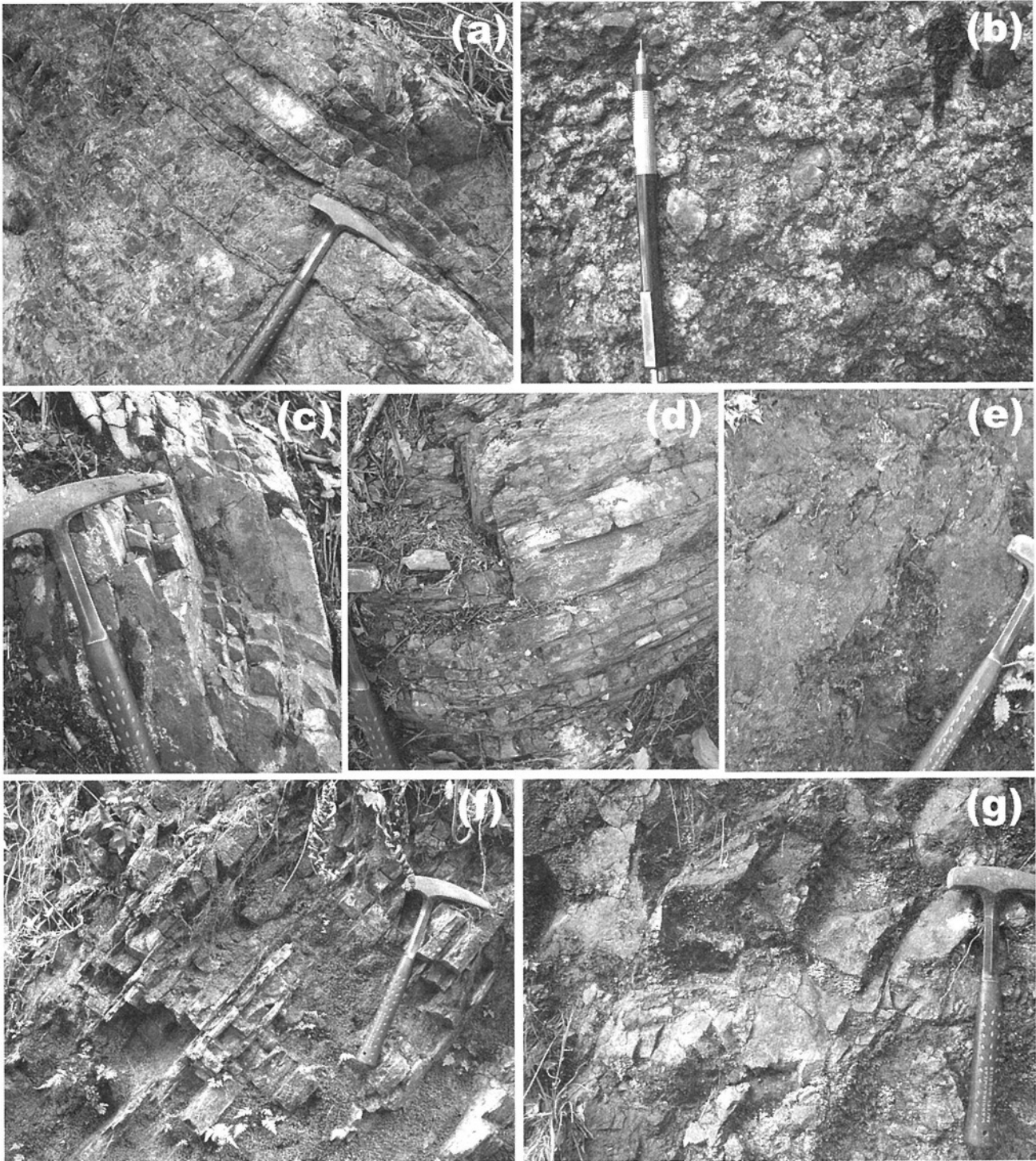
第3.3図 古賀志山地周辺における栃木コンプレックスの柱状図
柱状図の作成ルートは付図1に示す。

図を参照)。また柱状図(第3.3図)に基づいて復元されたシーケンスから推定される上位方向は、栃木コンプレックスが逆転層でないことを示している。従って宇都宮図幅地域では、栃木コンプレックスは大局的には南傾斜・南上位の地層群であると判断される。

栃木コンプレックスの走向・褶曲構造にほぼ平行する東北東-西南西方向の縦走断層と、これらに斜交する北西-南東方向の横断断層が見られる。両者の断層面は高角傾斜である。縦走断層に沿って地層(泥岩)が変位していることが地質断面図から推定されるので、この断層は南側が上昇した変位センスであった可能性が示唆され

る。横断断層の近傍では、栃木コンプレックスの走向が北西-南東方向に回転していることがある。しかしながらその変位センスは不明である。

産出化石及び地質時代 本図幅地域内では、化石の産出報告はない。栃木コンプレックスは、Kamata(1996)が定義した葛生コンプレックスのうちユニット1(鎌田, 2000)にほぼ相当する。鎌田(2000)によれば、抽出した放散虫化石の検討から、チャートは三畳紀のラディニアン期~ジュラ紀のバトニアン期、珪質泥岩はジュラ紀のバジョシアン期~カロビアン期、砂岩泥岩互層の黒色泥岩はバトニアン期~カロビアン期、更にシルト質泥岩



第3.4図 栃木コンプレックスの岩相

(a) 層状チャート、(b) チャート角礫岩、(c) 層状の珪質泥岩、(d) 珪長質凝灰岩の薄層を挟む珪質泥岩、(e) 泥岩、(f) 砂岩泥岩互層、(g) 砂岩。

はカロビアン期～オクスフォーディアン期とされている。これらは、各岩相の堆積時期を示している。通常、付加複合体の形成時期は、下部のチャートから上部の泥岩・砂岩に至るシーケンスのうち、泥岩または砂岩か

ら産出する化石の指示時代に基づいて推定される。このことから、栃木コンプレックスの形成時期は、オクスフォーディアン期ないしそれ以降の時代とみなされる。

第4章 後期白亜紀-古第三紀火成岩類

(吉川敏之)

4.1 概要及び研究史

宇都宮図幅地域周辺の後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩と、これを貫く斑状石英細粒閃緑岩及び斑状細粒花崗岩からなる(吉川, 1998)。本図幅地域の後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、北西部の山地に分布している。ただし、分布の主体は本図幅地域北西方の日光市の西部地域にあり、本図幅地域ではごく小規模に分布するに過ぎない。

日光市西部地域の後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、1950年代から研究されてきたが、当時は「石英斑岩」と呼ばれ、半深成岩的な岩石とされてきた(河田・大沢, 1955; 河田, 1955)。その後、河田(1966)は本地域北西の日光市にかけて広く分布する「石英斑岩」の再検討を行い、これらが火砕岩を主体とすることを明らかにし、奥日光流紋岩類と命名した。また、矢内(1972)は奥日光流紋岩類とその分布地域に伴って産する花崗岩類を総称して中禪寺型酸性岩類と呼んだ。更に2000年代になって、根岸ほか(2002)による火山学的な研究が報告され、火砕ユニット区分や岩石学的特徴が論じられた。ただし、日光市いろは坂周辺地域では矢内(1972)及び根岸ほか(2002)によって層序が報告されているものの、それ以外の後期白亜紀-古第三紀火成岩類は研究が進んでおらず、層序及び構造などに不明な点が多い。この理由は、これらの地域では地表での分布が限られているうえ、新第三紀及び第四紀の火山活動による変質を強く被っていて初生の組織や構造の保存が悪いためである。本図幅地域でもその例外ではなく、近年になっても「石英斑岩」と一括された区分が用いられている例もある。唯一、栃木県(1977)は、本図幅地域から旧今市市にかけて分布する珪長質火山岩類に長畑酸性岩類という名称を用いているが、詳しい定義や記載はないため適切な区分かどうかは判断しがたい。本図幅地域における後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、この長畑酸性岩類の南東端の一部に相当するが、長畑酸性岩類に占める相対的な分布面積がごく狭いうえ、新第三紀の火成活動に伴う変質が著しく、模式地としては適当ではない。このため、本報告では後期白亜紀-古第三紀火成岩類を単に岩相で区分し、地層名は定義しない。

4.2 火砕岩類

後期白亜紀-古第三紀火成岩類のうち、火砕岩類は大きく2層準に区分され、下位には黒雲母流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩が、上位には流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩が位置する。両者の境界が位置すると考えられるのは山間の急斜面で、連続露頭がなく、野外では直接の関係は観察できない。下位のみ少量の黒雲母を含んでおり、岩質が異なるようにも見えるが、両者の結晶片量が大きく異なっているために、黒雲母の量だけを根拠に異なる火砕流シートからなると判断するのは難しい。一方、時間間隙を示す非溶結相や再堆積相などの岩相は、両者の境界部付近には認められない。このため、両者は漸移関係にある可能性が高いものと考えている。地質図には結晶量及び石英結晶片のサイズから判断される岩相境界の位置を実線で示した。

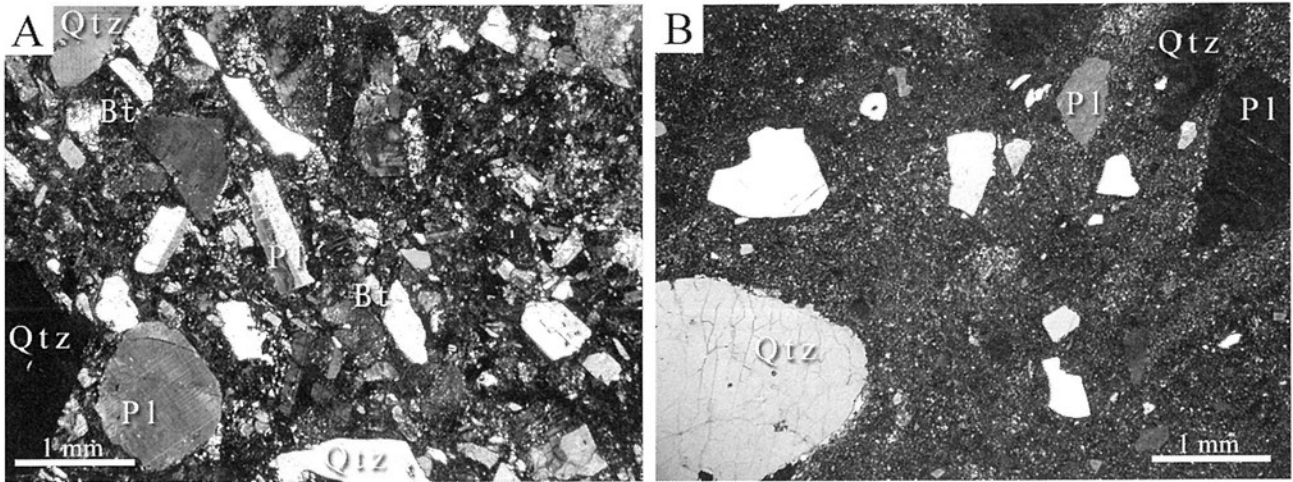
黒雲母流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩は鞍掛峠東方のごく限られた地域にのみ分布している。結晶片に著しく富み、緻密で硬い岩石である。野外での産状は一般に塊状で、暗緑灰色を呈する。結晶片として含まれる鉱物は、径8mm大に及ぶ石英がよく目立ち、他に斜長石、カリ長石、黒雲母を伴う(第4.1図A)。

流紋岩溶結凝灰岩・火山礫凝灰岩は鞍掛山北東方から半蔵山北方にかけて分布する。一般に変質及び珪化が著しく、鞍掛峠では熱水変質鉱床(ろう石)が形成されている。比較的新鮮なものは暗緑褐色、暗灰緑色を呈するが、野外では風化して灰白色に変わったものが多い。結晶片として含まれる鉱物は石英、斜長石、カリ長石で、いずれも最大径3mm程度である(第4.1図B)。広く変質及び珪化を受けているため、本質レンズが観察されることはまれである。異質岩片として、2cm大以下のホルンフェルス化した砂岩や、変質火砕岩、変質流紋岩を含む。本岩は上位の新第三系茗荷沢層に広く覆われるが、境界部付近ではしばしば節理が発達し、角礫岩化しつつある産状を呈する。

これらの溶結火砕岩類は、一部カタクラスティックな変形を受けており、劈開の発達する箇所、及び破碎している箇所が観察される。

岩石記載

黒雲母流紋岩溶結結晶火山ガラス凝灰岩(862/GSJ R 88848; 第4.1図A)



第 4. 1 図 溶結火砕岩の岩相の違いを示す薄片写真

本図幅地域の後期白亜紀-古第三紀火成岩類に見られる 2 種類の溶結火砕岩. A : 下位の黒雲母流紋岩溶結結晶火山ガラス凝灰岩 (862/GSJ R88848) は結晶片に著しく富む. 宇都宮市栗谷沢ダム北西方. B : 上位の流紋岩溶結火山ガラス結晶凝灰岩 (865/GSJ R88849) は結晶片量は相対的に少ない. 宇都宮市栗谷沢ダム北方. いずれもクロスニコル. Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Bt : 黒雲母 (変質).

産地 : 宇都宮市栗谷沢ダム北西方.

産状 : 厚い溶結火砕岩.

結晶片 : 石英 (<7mm, 長径, 以下同), 斜長石 (<1mm), カリ長石 (<2.5mm), 黒雲母 (<2mm), 不透明鉱物 (<0.5mm).

岩片 : 砂岩 (<5mm).

基質 : ガラス片, 微細な結晶片.

結晶片に著しく富む. 石英の一部は融食形を呈する. 黒雲母は完全に変質し, 緑泥石と鉄鉱物に変わっている. 基質のガラス片は溶結と変質のため, 原組織の形態を残していない. 変質鉱物として緑れん石, 緑泥石, 炭酸塩鉱物が生じている. 一部カタクラスティックな変形を受けており, 粗粒な石英結晶片には波動消光を示すものもある.

流紋岩溶結火山ガラス結晶凝灰岩 (865/GSJ R88849 ; 第 4. 1 図 B)

産地 : 宇都宮市栗谷沢ダム北方.

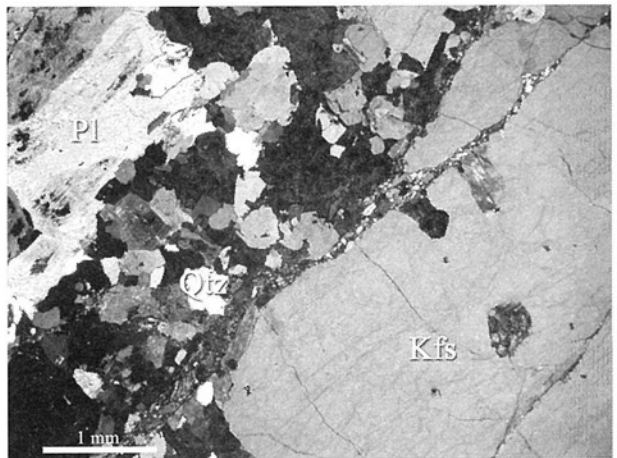
産状 : 厚い溶結火砕岩.

結晶片 : 石英 (<2.5mm), 斜長石 (<2mm), カリ長石 (<2mm), 不透明鉱物 (<0.5mm).

岩片 : 変質デイサイト (? : 半自形の斜長石を含む変質岩).

基質 : 微細な石英, 層状珪酸塩鉱物の集合体に再結晶しており, ガラス片などの組織は残存していない.

本岩は変質著しいが, 岩片を含み, 結晶片が破片状を呈することで, 溶結凝灰岩起源であることが判別できる. 石英結晶片の一部には, 周縁部に再成長リムが認められる. 有色鉱物は変質のため残存しない. 変質鉱物として緑れん石, 緑泥石が生じている. 一部カタクラスティックな変形を受けており, 劈開が形成されている.



第 4. 2 図 斑状黒雲母細粒花崗岩の薄片写真

本図幅地域の後期白亜紀-古第三紀火成岩類にはカタクラスティックな変形が認められ, 写真の斑状黒雲母細粒花崗岩 (879/GSJ R88850) にも右上から左下方向に micro fault が伸びており, カリ長石斑状結晶を変位させている. 宇都宮市半蔵山北東方の林道脇. クロスニコル. Qtz : 石英, Pl : 斜長石, Kfs : カリ長石.

4. 3 斑状細粒花崗岩

斑状細粒花崗岩は本図幅地域内では半蔵山北東方にのみ分布している. 周辺の地層との接触部は観察されないが, 分布の形態から判断して岩脈または岩株として産するものと考えられる. 溶結火砕岩類と違って斑状細粒花崗岩の変質は弱い, 一部カタクラスティックな変形を受けているのが観察される (第 4. 2 図). この変形構造

は後述する新第三系には認められないことから、本斑状細粒花崗岩は変質は弱いものの後期白亜紀-古第三紀火成岩類に属するものと判断される。

岩石記載

斑状黒雲母細粒花崗岩 (879/GSJ R88850 ; 第 4. 2 図)

産地 : 宇都宮市半蔵山北東方の林道脇。

産状 : 周囲の地層との関係は観察できないが、溶結凝灰岩を貫く貫入岩と考えられる。

主成分鉱物 : カリ長石 (<1cm), 斜長石 (<2mm), 石英 (<1mm), 黒雲母 (<2mm), 不透明鉱物 (0.4mm)。

カリ長石は半自形で粗粒な結晶が多く、斑状である。黒雲母は部分的に変質し、緑泥石と鉄鉱物を生じている。

副成分鉱物 : ジルコン, アパタイト。

一部カタクラスティックな変形を受けている。

4. 4 地質構造及び年代

後期白亜紀-古第三紀火成岩類と基盤の栃木コンプレックスとの境界は、野外では直接観察できない。しかし、いずれの場所でも露出状況から判断される境界は高角で、断層または断層崖を覆うような高角不整合と考えられる。鞍掛峠から北方にかけては、後期白亜紀-古第三

紀火成岩類と栃木コンプレックスとの境界を挟んで栃木コンプレックスの分布高度が大きく異なり、東側が大きく落ち込んでいる。その境界は北西側に張り出したゆるやかな弧状を描いており、現在ではその原形は不明であるが、カルデラのような陥没構造をなしている可能性が高い。

なお、後期白亜紀-古第三紀火成岩類は半蔵山南東方の平野部にも伏在していることが知られており、福田 (1991) によれば新里町畑中東方の温泉ボーリングでは深度 1,142m 以下にあることが確認されている。

本図幅地域の後期白亜紀-古第三紀火成岩類からは、地質年代を特定できるデータは得られていない。栃木県北部に分布する後期白亜紀-古第三紀火成岩類全体では、日光市いろは坂周辺地域の火砕岩から、65 Ma 及び 56 Ma の K-Ar 放射年代 (矢内, 1972), 61.6 ± 1.3 Ma のフィッシュン・トラック年代 (雁沢, 1987; 誤差は 2σ) が報告されている。また、根岸ほか (2002) は、複数の火砕ユニットから得られた試料を用いて、63.43 ± 3.17 Ma の Rb-Sr アイソクロン年代を得ている。この他、直接の年代報告ではないが、新第三系の火砕岩のフィッシュン・トラック年代測定時に、60 Ma 前後の年代を示す異質ジルコンが含まれていることが知られている (山田ほか, 2004; 吉川, 2006 など)。

第5章 新第三系

(吉川敏之)

5. 1 概要及び研究史

宇都宮とその周辺地域の新第三系は、古くからその存在が知られ、層序学的・古生物学的研究が行われてきた。新野(1933)は、宇都宮市街から北へ塩原地域までの南北40 km弱に及ぶ広範囲な地域について概括的に地質を整理した。宇都宮地域周辺の新第三系は、塩原地域の層序に対比され、福渡層と区別されている。

宇都宮とその周辺地域の詳しい地質については、第二次世界大戦後まもない時期に相次いで報告されるようになった。宇都宮丘陵周辺では阿久津(1953)の研究がある。阿久津は新第三系の火砕岩から第四系の沖積層までを調査し、新第三系を下位より横山層・長岡層・山本層・大曾層に区分した。これより先、内尾(1950a, b)及びUchio(1951)は大曾層から産出する有孔虫化石を報告し、新種の記載を行った。Akutsu(1959)は大曾層から産する貝類化石の記載を行った。宇都宮市大谷町付近では、丘陵部に分布する軽石火山礫凝灰岩が石材「大谷石」として採掘されていたこともあって、宇都宮丘陵地域での詳しい調査・報告に先んじて太田(1949)が地質図を作成し、層序をまとめている。太田(1949)は「軽石凝灰岩」を大谷層と定義し、これを7つに細分するなど詳しい記載を行ったが、主目的は石材としての適性の検討や石材の分類で、その調査範囲は石材に適する地層の分布範囲に限られる。石材「大谷石」の研究としては、入江(1957)が化学分析及びX線回折分析を行っている。また、中村(1948)は大谷層から産した化石を報告している。大谷地域での基盤岩類も含めた総合的な層序は、中村ほか(1981)によって詳しくまとめられた。中村ほか(1981)は大谷層の定義を拡大し、流紋岩質の「軽石凝灰岩」から安山岩の溶岩まで大谷層の中に含めている。また、同時に中村ほか(1981)は主な岩石種についての岩石学的な記載を行っている。

宇都宮とその周辺地域全体の地質は、阿久津(1960)が表層地質図「宇都宮」としてとりまとめているが、層序に関して詳しくは記述されていない。その後、酒井(1986)が初めてこの地域各地の層序を対比してまとめた。その中で酒井(1986)は、新しい累層の命名や、北方の塩谷郡塩谷町付近の層序との対比も行っているが、詳しい地層の記載などは報告していない。吉川(1998)は宇都宮とその周辺地域の地質について詳しく報告し、初めて放射年代を報告している。その層序はほぼ酒井

(1986)に準じている。布川ほか(2004)は、栃木県内の海成新第三系について岩相分布図を示し、広域的な層序対比を論じている。高橋・吉川(2008)は本図幅地域周辺の広域的な層序の総括を行い、関東地方に分布する新第三系との対比を行っている。

近年では年代に関する報告が増え、青島(1985)及び林ほか(2004)は大曾層の有孔虫化石の検討を行い、Blow(1969)のN.9帯に相当することを報告している。吉川ほか(2001)は、本図幅地域周辺の安山岩類の全岩K-Ar年代を報告している。山田ほか(2004)は各地で石材として採掘されている厚い軽石火山礫凝灰岩のフィッシュ・トラック年代結果を報告している。しかし、これらには層序と矛盾する結果も含まれており、問題も生じていた(吉川, 2006)。吉川(2007)は本図幅地域内の火砕岩のフィッシュ・トラック年代を報告し、層序と年代値の不一致は年代測定結果の精度に問題があるためと解釈している。

本地域では、2箇所で大谷層に産する石鉾山が稼行しており、須藤・月村(1982)、関東通商産業局関東地方非金属鉱物資源対策委員会(1994)による調査・報告がある。鉾山については第10章で述べる。

従来、本図幅地域の新第三系は分布の離れた宇都宮丘陵地域、大谷地域のそれぞれで独自の層序区分がなされてきた。ただし、これらの層序区分は細分されすぎる傾向にある。一方、今市扇状地地域では新第三系の正確な分布がわかっていなかったため、地層区分が定義されてこなかった。このため、本報告では岩相及び年代に基づいて各地の地層を統括し、従来の層序区分のうち対比できるものについては地域間を越えて同じ地層名を用いた(第5.1図)。また、本報告では新たに得られた野外調査結果に基づき、大谷地域における新第三系最下部の層序(本報告の茗荷沢層)を見直している。ただし、この地域は露出が悪く、地層の接触関係を直接観察できないことが多い。以下、不確実な箇所については層序関係を判断した根拠となる野外での状況をできるだけ記述するように努めた。

5. 2 茗荷沢層

地層名 酒井(1986)命名。本報告の茗荷沢層は従来の定義よりも広く、従来「半蔵山安山岩」(阿久津, 1960)と累層区分されていた安山岩類を含む。また、これまで地層名の定義のなかった本図幅北西端部(今市扇状地

本報告 (宇都宮丘陵地域) (大谷地域)		布川ほか(2004) (宇都宮丘陵地域) (大谷地域)		吉川(1998) (宇都宮丘陵地域) (大谷地域)		酒井(1986) (宇都宮丘陵地域) (大谷地域)		中村ほか(1981) (大谷地域)	阿久津(1953) (宇都宮丘陵地域)
大曾層		大曾層		大曾層		大曾層			大曾層
大谷層	山本層	大谷層	長岡層	大谷層	山本層	大谷層	大谷層	上部層	山本層
	長岡層				長岡層			中部層	長岡層
横山層	横山層		横山層		横山層			下部層	横山層
風見山田層	茗荷沢層 (半蔵山安山岩を含む)	笠松山層	半蔵山安山岩	風見山田安山岩	半蔵山安山岩	風見山田安山岩	半蔵山安山岩	最下部層	
(ナガド坂層*)			茗荷沢層	ナガド坂層	茗荷沢層	ナガド坂層	茗荷沢層		

第 5. 1 図 宇都宮図幅周辺地域の主要な新第三系の層序区分対比

ナガド坂層は本図幅地域には分布しない。縦線はその地域のその層準に地層が分布しないことを示す。

域)の新第三系の地層についても、岩相及び岩質が共通することから本報告では茗荷沢層に区分する。

高橋・吉川(2008)は、より広域的に層序を総括する観点に基づき、茗荷沢層を風見山田層に含めている。本報告の茗荷沢層に含まれる岩相は多様で、一部は風見山田層とも共通するが、主体をなす岩相は異なっており、その形成環境も変化に富む。また、本報告では今市扇状地地域の新第三系の一部を新たに茗荷沢層と考えているが、この岩相は風見山田層には含まれない。宇都宮図幅地域はその範囲が従来の茗荷沢層の分布域にほぼ限定されることもあり、本報告では茗荷沢層という区分を踏襲する。なお、地質年代の情報が乏しいため正確なことはわからないが、風見山田層の岩相が陸成火山岩類に限定され、同様の岩相が本報告の茗荷沢層にも含まれることから、茗荷沢層の形成年代が風見山田層よりも長期に及んでいる可能性がある。

模式地 酒井(1986)は模式地を指定していない。本報告では従来の茗荷沢層よりも解釈を拡大しているので、地層名の由来となった茗荷沢ではなく、半蔵山周辺を模式地と指定する。

分布及び層厚 茗荷沢層は大谷地域及び今市扇状地地域に分布する。大谷地域の本層は、模式地に指定した半蔵山付近から南西へ弧状に連続し、茗荷沢、赤川ダム、菊沢丘陵へと連なる。また、第四系の中に孤立している鹿沼市茂呂山には普通角閃石デイサイトが分布している。茂呂山のデイサイト岩体と他の地層との関係はわからないが、岩相及び岩質が共通することから茗荷沢層に含めた。層厚は半蔵山付近で最大約 160 m、茗荷沢付近で約 145 m、赤川ダム南方で約 65 m、菊沢丘陵で約 50 m で、北部地域ほど厚い。ただし、局所的な層厚の変化が大きいことがあり、例えば半蔵山北西斜面や栗谷沢ダム付近では、本層と下位の後期白亜紀-古第三紀火成岩類との不整合面の高度変化が大きい。今市扇状地地域の茗荷沢層は、本図幅地域を越えて北西方に連続している。日光市中猪倉での層厚は 190 m 以上である。

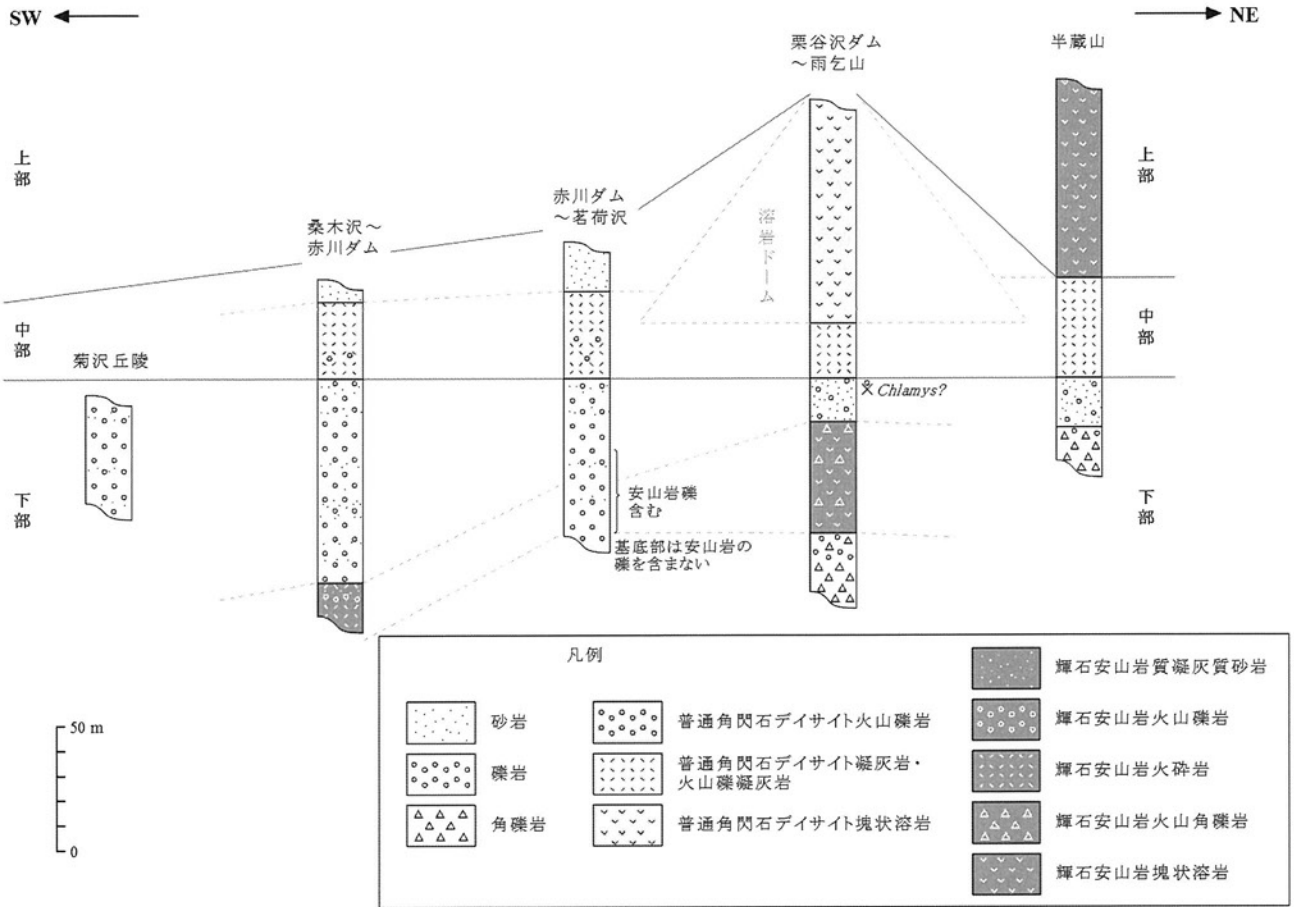
層序関係 本層は、後期白亜紀-古第三紀火成岩類及び足尾帯の中・古生界を不整合に覆って本図幅地域西部

での新第三系の基底をなしている。上述のように、局所的な不整合面の高度変化が大きく、本層堆積以前に存在した地形が起伏に富んでいたことを示唆する。

岩相 茗荷沢層は角礫岩、礫岩及び砂岩 (Mb)、輝石安山岩溶岩、火砕岩及び貫入岩 (Ma)、礫岩、角礫岩及び砂岩 (Mc)、普通角閃石デイサイト溶岩及び貫入岩 (Md)、デイサイト凝灰岩・火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩及び泥岩 (Mt) の 5 岩相からなる。主体をなす岩相は分布地域によって異なるが、これは本層が起伏に富む古地形を埋積するように堆積したこと、複数認められる火山岩の噴出中心付近で溶岩及び火砕岩が厚く累積する一方、側方へ薄くなるのが主な理由と考えられる。地質図では岩相を基準として凡例を区分したが、主体となる岩相及び火山岩の岩質を基準にすると、茗荷沢層は大きく下部・中部・上部に分けることができる(第 5. 2 図)。中部にデイサイトの火成活動に伴う火山岩・火砕岩類が広く認められ、これを鍵層として下位には安山岩類を伴う礫岩・砂岩・角礫岩が、上位には安山岩類がある。従来の半蔵山安山岩は本層の上部に相当する。

茗荷沢層下部は角礫岩、礫岩及び砂岩 (Mb) と、輝石安山岩溶岩、火砕岩及び貫入岩 (Ma) からなる。半蔵山周辺から栗谷沢ダム周辺、茗荷沢から赤川ダムを経て福岡町に至るまで連続して分布しているほか、その南方延長にあたる菊沢丘陵東斜面にも分布している。また、今市扇状地地域でも広く分布している。

基底には角礫岩が見られることが多いが、側方への連続性は不良で、礫種構成や円磨度などの特徴は地域ごとに異なる。半蔵山周辺の角礫岩は、ほとんど後期白亜紀-古第三紀火成岩類を起源とする単源角礫岩で、通常は塊状無構造である(第 5. 3 図)。ときに数 m 大の岩塊を含む。一方、栗谷沢ダム北方及び北西方では、チャート礫からなる単源角礫岩が分布している(第 5. 4 図)。礫径は 25 cm 以下で、通常は基質支持、一部礫支持である。場所により細粒砂岩の亜角-亜円礫を含むこともあるが、多くの場所では礫種はチャートのみからなる。この岩石は非常に硬く、また礫を切る節理が発達しており、見かけはジュラ系栃木コンプレックスの地層とほと



第 5. 2 図 茗荷沢層の岩相変化

先新第三系の基盤より南東側の地域について、模式的な断面での岩相変化を示す。柱状図の作成ルートは付図 2 に示す。



第 5. 3 図 茗荷沢層の角礫岩の露頭写真 (1)

後期白亜紀-古第三紀火成岩類の溶結凝灰岩を起源とする塊状の単源角礫岩。宇都宮市新里町栗谷北方。



第5.4図 茗荷沢層の角礫岩の露頭写真(2)
ジュラ系栃木コンプレックスのチャートを起源とする塊状の単源角礫岩。宇都宮市新里町栗谷北方。

んど変わりがない。ただし、その分布は尾根部に限られ、後期白亜紀-古第三紀火成岩類の構造と斜交してこれを覆っている。したがって、本報告では新第三系の最下部として茗荷沢層に含めた。

礫岩は、半蔵山周辺では角礫岩から漸移して20 m程度の厚さで認められるが、茗荷沢から赤川ダム、福岡町にかけての丘陵地と菊沢丘陵では広く分布し、厚さ50 m以上に及ぶ。ただし、この地域の茗荷沢層は露出状況が悪く、菊沢丘陵のように露頭がほとんどない地域もある。また、この地域の礫岩は風化してクサリ礫化した部分が多く、従来は段丘礫層とされてきた。しかし、本図幅の調査において、比較的風化の弱い露頭では礫岩は十分膠結しているのが確認できた。また、露出状況から推定される基盤のジュラ系栃木コンプレックスとの不整合面が、東におよそ6~10°で傾斜しており、その構造は他地域の茗荷沢層の構造とも調和的である。したがって、本報告ではこれらの礫岩は茗荷沢層のものと認定した。礫岩は一般に基質支持で、比較的円磨の良い中-大礫を多く含む(第5.5図)。まれに砂岩及び角礫岩を挟有する。礫種は後背地の地質を反映して地域によって異なるが、一般に本層基底部では後期白亜紀-古第三紀火成岩類の火砕岩、ジュラ系栃木コンプレックスのチャート、砂岩を主体とし、新第三系以降の新期の地層の礫を含まない。本層下部の中でも中-上位層準の礫岩では新第三系の礫を含むようになり、茗荷沢西方では、ときに1.5 mを越えるような大型の安山岩の円礫も含まれている。また、宇都宮市福岡町膳棚付近では、礫種に安山岩及び

安山岩溶結凝灰岩を含み、基質も安山岩質である特徴がある。

砂岩は、一般に礫岩から漸移してその上位に位置しており、半蔵山北東部では茗荷沢層下部の主体をなす。ほぼ塊状で、散点的に円礫を含んでおり、淘汰は一般に良くない。

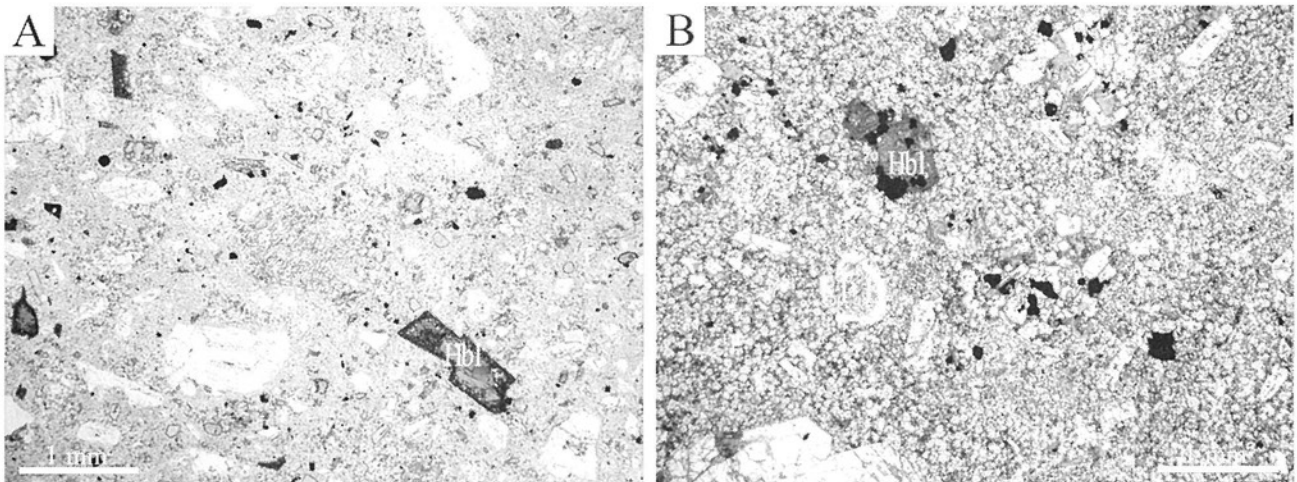
輝石安山岩溶岩、火砕岩及び貫入岩は、主に栗谷沢ダム周辺、古賀志山南方の桑木沢、そして鹿沼市西久保の丘陵に分布している。このうち、栗谷沢ダム周辺での分布が最も厚く、火山礫凝灰岩及び塊状溶岩からなる。後述する茗荷沢層上部の安山岩(半蔵山)より変質はやや弱い。火山礫凝灰岩の一部には、細粒な火山灰成分を欠き、粒子が円磨されているものがあり、それらは再堆積物と考えられる。上位は塊状の礫岩及び砂岩が覆っている。

桑木沢にみられる安山岩火山岩類は、安山岩火山礫凝灰岩、安山岩質の礫岩及び極細粒砂岩、デイサイト・安山岩凝灰岩、そして産状不明の無斑晶安山岩からなる。露頭が限られており、他の岩相との関係は観察できない。しかし、上述したように東方に位置する膳棚の礫岩に安山岩類の礫が多量に含まれていることから、上位を礫岩に覆われていると判断される。

西久保の安山岩類は、塊状安山岩が丘陵北側斜面に露出しているのが確認できた。ただし、周辺の地層との関係は確認できず、詳しい産状は不明である。転石に安山岩質の凝灰質極細粒砂岩が認められたが、塊状安山岩は発泡が悪く、石基の結晶が粗粒であること、周辺の栃木コンプレックス分布域に安山岩の貫入岩が見られないこ



第 5. 5 図 茗荷沢層の礫岩の露頭写真
宇都宮市飯田町上飯田西方.



第 5. 6 図 茗荷沢層の角閃石デイサイトの薄片写真
石基の粒度及び結晶度の違いを示す. A: 石基の細粒なデイサイト, 宇都宮市新里町茗荷沢. B: 石基の粗粒なデイサイト, 宇都宮市新里町茗荷沢北方. いずれもオープンニコル. Pl: 斜長石, Hbl: 普通角閃石.

とから、丘陵頂部にのみ分布する安山岩質の碎屑岩とそこに貫入するシルと判断した。

茗荷沢層中部は普通角閃石デイサイト (Md) と同質の火砕岩 (Mt) からなる。大谷地域では雨乞山の山体をなす普通角閃石デイサイトを中心に、北は半蔵山北部、南は多気山西部まで分布している。また、上述のように鹿沼市茂呂山に分布する普通角閃石デイサイトも、本報告では茗荷沢層に含めた。今市扇状地地域では、本図幅地域北西端部に普通角閃石デイサイトが広く分布するほか、デイサイト火砕岩が数箇所点状に分布している。雨乞山の山体をなす普通角閃石デイサイトは溶岩及び

貫入岩の産状をなし、一部には柱状節理が発達している。斑晶に石英、斜長石、普通角閃石、単斜輝石を含むが、有色鉱物は変質が進んでいる。石基は一般に隠微晶質であるが (第 5. 6 図 A)、微晶質で半深成岩の産状を示すこともある (第 5. 6 図 B)。宇都宮市新里町栗谷北方における本デイサイト分布北端部は、側方 (北方) へ急激に薄くなる形態をなしていることから、茗荷沢層の下部の地層を貫く溶岩潜頂丘をなしていると考えられる。鞍掛山東方では、茗荷沢層下部の安山岩類の見かけ下位に本デイサイトの露頭があるが、周囲の地層との関係は観察できず、これも貫入相と解釈した。一方、分布



第 5. 7 図 茗荷沢層のデイサイト火山礫凝灰岩の露頭写真
宇都宮市新里町栗谷北方の尾根。

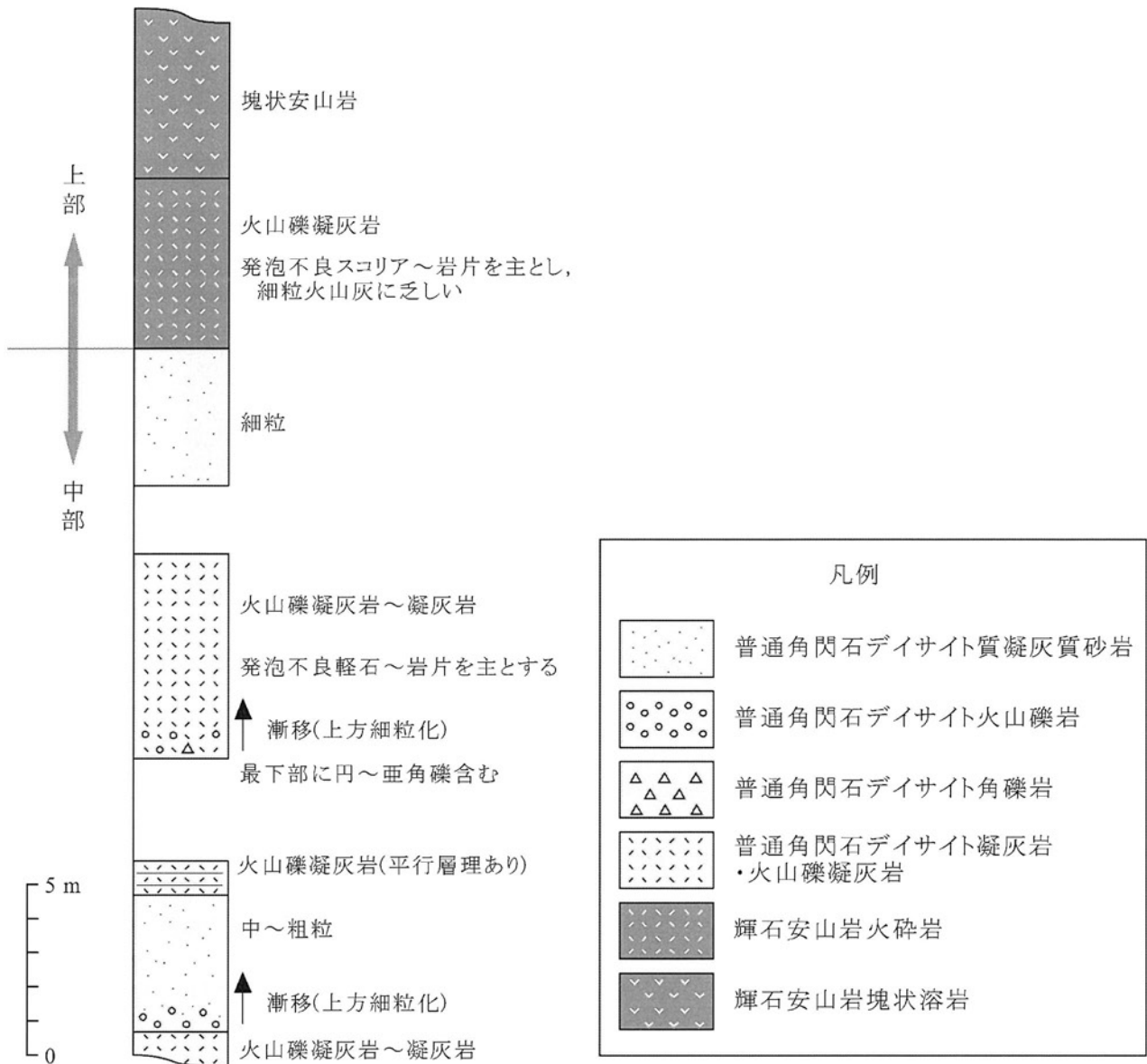
の南端では後述するように火砕岩に移化している。したがって、全体としては北方から南方に向かって斜め方向に貫入・流出したものと推定される。雨乞山の西部では、本デイサイトを貫く安山岩のシルがあるが、厚さが数 m 程度と薄いため地質図には示さなかった。この安山岩には冷却に伴う柱状節理が発達しているため、下位層準の安山岩のブロックとは考えにくく、茗荷沢層上部に相当する安山岩または大谷層の安山岩・デイサイトの貫入相である可能性が大きい。

茂呂山の普通角閃石デイサイトは、塊状で、粗粒な斑晶に富んでいる。本デイサイト岩体には火山角礫岩などの他の岩相は確認できず、石基をなす結晶も粗粒であるが、不定形の気泡が見られ、溶岩ドームの中心相または浅所貫入相と考えられる。

日光市猪倉西部に分布する普通角閃石デイサイトは、更に北西方へ連続して、一連のやや大きな岩体をなしている。一般に灰褐色、緑褐色を呈し、塊状で、一部には柱状節理が発達している。猪倉城址のある山に分布する本デイサイトは斑晶量が多く、石基も完晶質に近い。同様の粗粒相は北西隣「日光」図幅地域にも広く認められ、本地域のデイサイトの主体をなしている。一方、本図幅地域北西端部には、苦鉄質鉱物に乏しく、石基もガラス質であるデイサイトが分布している。ただし、火山角礫岩などの明瞭な噴出相は確認できなかった。したがって、これらのデイサイト岩体は削剥されて山体内部の中心相が露出した大規模な溶岩ドーム（群）か、浅所貫入相と推定される。場所によっては変質がやや進んでお

り、北西隣「日光」図幅地域の城山では黄鉄鉱が生成している箇所もある。

デイサイト火砕岩は凝灰岩・火山礫凝灰岩からなり、凝灰質砂岩・泥岩を伴う。半蔵山北東から茗荷沢、多気山西方にかけてほぼ連続して分布するほか、今市扇状地地域では宇都宮市石那田町と日光市猪倉に点在して分布している。茗荷沢層中部の中でも一般に下位層準ほど凝灰岩・火山礫凝灰岩が優勢で、上位層準ほど凝灰質砂岩・泥岩が主体となる。最上位は成層した凝灰質砂岩からなる。デイサイト凝灰岩・火山礫凝灰岩は、一見大谷層の火山礫凝灰岩と似ているが、石英結晶片を含まず、また軽石の発泡が良くない点で他の地層の珪長質火砕岩とは異なる。数 cm 大以下の円礫を含むこともある。一般に塊状で、細粒火山灰成分に乏しい。雨乞山の普通角閃石デイサイト溶岩の近傍では、火山礫凝灰岩は結晶片に富み、構成粒子は円磨度が低いうえ発泡が悪いため、溶岩の破碎によって生産された堆積物と考えられる。上部層準では数 10 cm～数 m 単位の成層構造をなし（第 5. 7 図）、しばしば凝灰質砂岩と互層している（第 5. 8 図）。池ノ鳥屋東方の尾根に孤立して分布する火山礫凝灰岩には、トラフ型の斜交層理が認められ、その古流向はほぼ北から南の向きである。凝灰質砂岩は塊状またはほぼ平行な成層構造を呈し、淘汰はやや良い。成層構造を示す場合には成層単位は約 15～50 cm で、プラナー型斜交層理が見られることもある。凝灰質シルト岩は日光市猪倉からその西方に広く分布するが、本図幅地域では大貫鉦山の東側に新第三紀斑状細粒花崗岩・流紋岩のルーフペ



第 5. 8 図 茗荷沢層中部-上部の岩相変化を示す柱状図
宇都宮市新里町栗谷北方の林道沿いの露頭。柱状図の作成ルートは付図 2 に示す。

ンダントとして分布するのみである。灰白色や淡黄褐色を呈し、一般には塊状無構造のことが多いが、大貫鉱山の露頭では不明瞭ながらほぼ平行な成層構造が見られる。

茗荷沢層上部は半蔵山の山体をなしている輝石安山岩溶岩及び火砕岩からなる。この溶岩及び火砕岩は、従来「半蔵山安山岩」(阿久津, 1960)と累層区分されていた。しかし、茗荷沢層下部層準には岩相・岩質の共通する安山岩類が挟在している。また、「半蔵山安山岩」はごく短期間に噴出したと考えられる岩相を示し、更にその地質構造も茗荷沢層と共通している。したがって、本報告では「半蔵山安山岩」という累層区分は使わず、茗荷沢層の安山岩類に含める。

茗荷沢層上部の安山岩火山岩類は、輝石安山岩の溶

岩、火山礫凝灰岩及び少量の貫入岩からなる。新里町栗谷北方の林道露頭では、最下部に火山礫凝灰岩があり、塊状の凝灰質細粒砂岩を整合に覆っている(第 5. 8 図)。火山礫凝灰岩はやや発泡した岩片(スコリア)を主体とし、細粒火山灰を欠いている。その厚さは約 5 m と薄い。火山礫凝灰岩の上位は厚い安山岩溶岩が卓越する。溶岩は露頭では一般に均質塊状で、暗緑灰色から暗青灰色を呈し、風見山田層や茗荷沢層下部の安山岩溶岩に比べて変質が更に進んでいる。一部に柱状及び板状節理が認められるが(第 5. 9 図)、火山角礫岩は少なく、個々のフローユニットを判別することは難しい。また、この溶岩は間に休止期を示すような火砕岩や堆積岩は挟在せず、溶岩がごく短期間に噴出し、半蔵山の山体を形成し



第 5. 9 図 茗荷沢層の安山岩溶岩の露头写真
宇都宮市新里町栗谷北方の林道沿い。

たものと推定できる。塊状の安山岩を主とし、フローユニットの厚さも大きいと考えられるが、半蔵山周辺以外に分布しないため火山体の原地形は不明である。鏡下での観察では斑晶に斜長石、単斜輝石、斜方輝石を含むが、輝石類は一般に変質が著しい。なお、本安山岩は半蔵山南東方の平野部にも連続しており、福田（1991）によれば新里町畑中東方の温泉ボーリングは深度 625 m で本安山岩に着岩している。

岩石記載

茗荷沢層斜方輝石単斜輝石普通角閃石デイサイト (855/GSJ R88851)

産地：宇都宮市茗荷沢北方。

産状：溶岩円頂丘の末端部。

斑晶：斜長石 (<2.5 mm)、石英 (<3 mm)、普通角閃石 (<1.2 mm)、単斜輝石 (<1.5 mm)、斜方輝石 (<0.8 mm)、不透明鉱物 (<0.15 mm)。

石基：石英、不透明鉱物、斜長石、有色鉱物 (変質)、ガラス (変質)。

斑晶の石英は融食形を呈する。普通角閃石はオパサイト化している。粗粒な斜長石の一部はふるい状になっているものがある。副成分鉱物としてアパタイトが見られる。気泡はない。変質鉱物として緑れん石、緑泥石が生じている。

茗荷沢層単斜輝石斜方輝石安山岩 (688/GSJ R88852)

産地：宇都宮市石那田南方の半蔵山北斜面。

産状：溶岩の塊状部。

斑晶：斜長石 (<2.5 mm)、斜方輝石 (<4 mm)、単斜輝石 (<2 mm)。

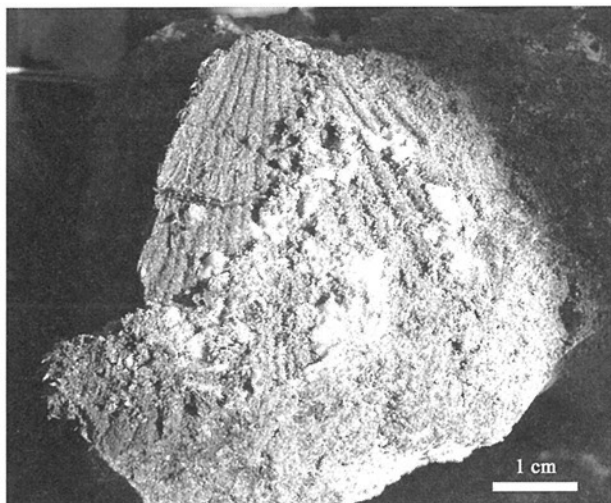
斑晶量は多く、集斑状のものが目立つ。斜長石は一部ふるい状になっているものもあるが、顕著な累帯構造は見られない。斜方輝石は部分的に緑泥石に変質している。

石基：ガラス、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物。

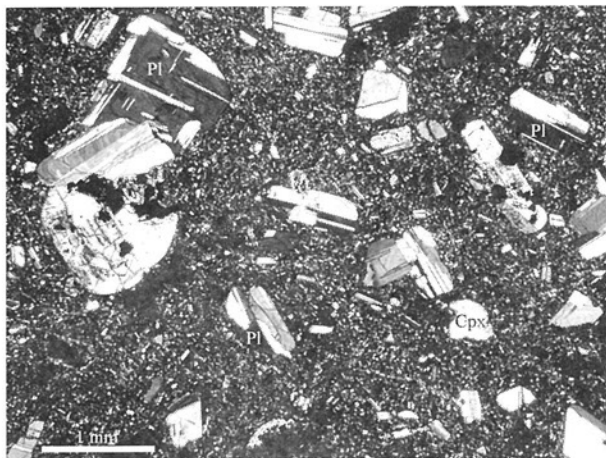
石基の鉱物は 0.05 mm 以下と微細で、ハイアロピリティック組織を示す。本安山岩は不透明鉱物に乏しい特徴がある。

化石 茗荷沢層からは化石はほとんど産出しないが、茗荷沢に分布する本層下部の最上位層準の砂岩 (Mt に相当；第 5. 2 図) には海棲二枚貝 (*Chlamys?*) の破片が含まれているのを確認した (第 5. 10 図)。従来、海棲化石の産出報告がなかった茗荷沢層であるが、今回発見された貝化石は、茗荷沢層の一部が海成である可能性を示唆する。

地質年代 半蔵山の北斜面から採取された単斜輝石斜方輝石安山岩の全岩 K-Ar 年代測定結果は、 15.3 ± 0.2 Ma (1σ) と報告されている (吉川, 1998)。ただし、この安山岩は若干の変質を受けているために、年代が若返っている可能性がある (高橋・吉川, 2008)。高橋・吉川 (2008) は、本層の安山岩が後述の風見山田層及び日向層と対比されるとして、本層の年代を前期中新世末と考えている。



第 5. 10 図 茗荷沢層の砂岩に含まれる貝化石
露頭の前の転石に見つかった印象化石。宇都宮
市新里町茗荷沢。



第 5. 11 図 風見山田層安山岩の薄片写真
斜方輝石単斜輝石安山岩 (148/GSJ R88853)。宇
都宮市高間木東方の道路脇 (北隣「矢板」図幅地
域)。クロスニコール。Pl: 斜長石, Cpx: 単斜輝石。

5. 3 風見山田層

地層名 鈴木 (1953) 命名。鈴木 (1953) は風見山田安山岩と呼んだが、現在では層 (Formation) の単元に岩相名を使わないことが推奨されている (日本地質学会, 2001) ので、本報告では風見山田層とする。

模式地 鈴木 (1953) は模式地を指定していない。地層名の由来となった北隣「矢板」図幅地域内の塩谷町風見山田周辺には、現在では露頭が少ない。「矢板」図幅地域内の宇都宮市宮山田町周辺に比較的良好に露出している。

分布及び層厚 「矢板」図幅地域に広く分布しているが、本図幅地域では北部の高松町及び笠松山周辺にややまとまって分布する他は、宇都宮丘陵中軸部に上位層に覆われて谷部に露出するにすぎない。層厚は本図幅地域内では約 140 m、「矢板」図幅地域の宮山田町付近では 170 m 以上である。

層序関係 本図幅地域内では下限は見られない。本図幅地域のすぐ北側の冬室町付近 (「矢板」図幅地域内) では下位のナガド坂層 (酒井, 1986) を整合に覆うほか、後期白亜紀-古第三紀火成岩類をアバット不整合に覆う。ただし、高橋・吉川 (2008) は、更に北方の塩谷町玉生付近 (「矢板」図幅地域内) でナガド坂層に相当する珪長質溶結凝灰岩が風見山田層に挟在しているとして、玉生溶結凝灰岩部層と命名している。

岩相 風見山田層は、主に輝石安山岩の溶岩からなり、同質の凝灰角礫岩、火山礫岩、凝灰質砂岩及びシルト岩を挟有する。溶岩に対して火砕岩及び碎屑岩は少なく、溶岩噴出を主体とする火山活動が活発であったことをうかがわせる。「矢板」図幅地域内の^{うとうつし}謡辻付近では最下部に変質の進んだ輝石安山岩火山凝灰岩を伴うことが多

く、一部は溶結している。安山岩溶岩は新鮮なものは暗褐色ないし暗青灰色を呈し、ち密で硬い。1枚のフローユニットの厚さが数 m 程度のブロック溶岩であるが、塊状部は少なく、多くの部分が火山角礫岩になっている。これらにはクリンカーが残されていることがあるほか、「矢板」図幅地域内の高間木では溶岩が下位の溶岩を赤色に変色させているのが観察されることから、陸上に噴出した溶岩である。溶岩の塊状部にはしばしば板状節理が発達する。斑晶には斜長石、単斜輝石、斜方輝石、不透明鉱物を含むが (第 5. 11 図)、斑晶の量及び粒度は地域ないしフローユニットによって異なる。本層は一般に変質を受けており、しばしばカルセドニーの脈が認められる。

高橋 (1989) は、未公表データとして鹿沼・宇都宮地域の火山岩の岩石学的な特徴を報告している。それによれば、宇都宮地域の笠松層とされる火山岩 (高橋 (1989) の図 3 中の SiO₂ 量から判断して安山岩) は TiO₂ に富むソレライト系列火山岩類に属し、一部にアイスランダイトを伴う。笠松層という地層名は不明であるが、宇都宮市北部の笠松山に分布するのが風見山田層の安山岩であることから、この特徴は風見山田層のことでありと考えられる。アイスランダイトは、ソレライト岩系の安山岩の中でも、特に FeO/MgO 比の大きなものをさし、カルクアルカリ安山岩に比べて Al₂O₃ に乏しく、一般には主として海洋島に産する。

岩石記載

風見山田層斜方輝石単斜輝石安山岩 (148/GSJ R88853)
産地: 宇都宮市高間木東方の道路脇 (北隣「矢板」図幅地域)。
産状: ブロック溶岩の流動角礫岩部のブロック
斑晶: 斜長石 (<2mm), 単斜輝石 (<1.5mm), 斜方輝石 (<

1.5 mm), 不透明鉱物 (<0.3 mm).

斑晶量はやや多く, 集斑状のものもやや目立つ. 輝石は部分的に緑泥石に変質している.

石基: ガラス, 斜長石, 不透明鉱物, 単斜輝石, 斜方輝石

ガラスは脱ガラス化している. 石基の鉱物は短柱状のものが多く, ハイアロピリティック組織を示す.

地質年代 風見山田層の輝石安山岩からは, 14.8 ± 0.2 Ma (吉川, 1998), 15.78 ± 0.64 , 16.61 ± 0.84 , 15.26 ± 0.40 , 15.02 ± 0.39 Ma (吉川ほか, 2001) の全岩 K-Ar 年代が報告されている (誤差はいずれも 1σ). これらの年代値はばらつきが大きいが, 本層の安山岩は全体に変質を受けていることから, 一部は若返っている可能性がある. したがって, 本層は前期中新世末に形成されたと考えられる.

5. 4 日向層

地層名 栃木県 (1977) 命名.

模式地 栃木県 (1977) では模式地の指定はない.

分布及び層厚 日向層は西隣「鹿沼」図幅地域の丘陵地に広く分布する地層であるが, 本図幅地域では西縁部の鹿沼市下武子町の黒川河岸付近にわずかに露出するに過ぎない. 層厚は, 「鹿沼」図幅地域では 200 m 以上と推定されているが (高橋, 2008), 本図幅地域の地表で認められるのは数 m 程度である.

層序関係 本図幅地域では第四系に不整合に覆われる. 「鹿沼」図幅地域では新第三系の最下部に相当し, 上位を縦山層に覆われる.

岩相 「鹿沼」図幅地域の日向層は, 玄武岩及び安山岩溶岩・火砕岩からなるが (栃木県, 1977), 本図幅地域で認められるのは塊状の玄武岩のみである. 露頭のある場所は現在は西に黒川を望む住宅地であるが, 1947 年に撮影された空中写真を見ると小高い丘になっており, 黒川の侵食に対して相対的に抵抗力の強い塊状の玄武岩が残丘をなしていたものと推定される. 肉眼では斑晶鉱物は見られず, 均質で, 暗青褐色を呈する. ほぼ球形に近い気泡 (~3 mm) がまばらに含まれる. 鏡下での観察では, ごく少量のガラスを含むものの, 石基は完晶質に近い. 周囲の地層との関係が観察できないので産状は不明であるが, 上述のような特徴からは厚い溶岩流の塊状部か, 浅所貫入岩と推定される.

岩石記載

日向層斜方輝石玄武岩 (931/GSJ R88854)

産地: 鹿沼市下武子町の黒川沿いの道路脇.

産状: 溶岩の塊状部または貫入岩.

斑晶: 斜方輝石 (<2 mm).

斑晶量は乏しい. 斜方輝石は大部分が鉄サポナイト及び緑泥石に変質している.

石基: 斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物, ガラス

斜長石は最大 0.2 mm 以下の長柱状ないし短冊状をなし, 単斜輝石は短柱状のものが多く, ガラスは脱ガラス化して褐色を呈する. インターサータル組織を示す.

地質年代 日向層の安山岩からは, 16.8 ± 2.1 , 17.3 ± 2.0 , 15.6 ± 2.2 , 15.3 ± 2.4 Ma (誤差は 1σ) の全岩 K-Ar 年代が報告されている (吉川ほか, 2001). 「鹿沼」図幅地域で日向層を覆う縦山層は, Blow (1969) の N. 8 帯に相当すると考えられており (高橋, 2008), 日向層はそれより古い. これらの年代及び岩相から判断して, 日向層は風見山田層に対比され, 前期中新世末に形成されたと考えられる.

5. 5 横山層

地層名 阿久津 (1953) 命名.

模式地 宇都宮市横山町.

分布及び層厚 横山層は宇都宮丘陵中軸部に分布し, 下位の風見山田層を不整合に覆っている. 層厚は模式地付近で約 50 m である.

層序関係 下位の風見山田層を不整合に覆う. 上位の大谷層との関係は, 走向傾斜や分布から見て全体としては整合的と考えられる. しかし, 模式地付近の両層の境界では大谷層の基底に礫岩が認められ, また地層の傾斜も大谷層の方が大きいなど, 一部は非整合的である.

岩相 横山層は岩相から大きく下部と上部に分けられる. それぞれの層厚は, 下部が約 20 m, 上部が最大 40 m 程度である. 横山層下部は凝灰質砂岩・泥岩の互層からなり, 風見山田層を覆う基底部には厚さ 1~5 m の礫岩がある. 基底礫岩の礫径は最大 1 m に及び, 礫種は風見山田層の礫のほかに後期白亜紀-古第三紀火成岩類の礫も含む. 横山層下部の主体をなす凝灰質砂岩・泥岩互層は, 単位層厚 30~50 cm で, 凝灰質砂岩が青灰色, 泥岩が灰白色を呈する. 一般に明瞭な葉理は認められず, 砂岩・泥岩の境界も漸移的である. まれにレンズ状に礫岩を挟有する. 横山層上部はほぼ塊状の凝灰質泥岩からなり, 淡灰色または白色で, 全体的に風化が進み, 顕著な玉葱状構造やスレーキングを示すことが多い (第 5. 12 図).

化石 松居ほか (1997) によれば, 横山層からは *Chlamys hatai* Masuda and Akutsu が産する. また, 阿久津 (1953) によれば下部の凝灰質砂岩・泥岩互層から植物化石が産する.

地質年代 横山層からは地質時代決定に有効な化石は産出しない. また, 放射年代も報告されていない. しかし, 下位の風見山田層とは明確な不整合関係である一方, 本層から海棲化石を産する報告があり, 上位の海成層 (大谷層-大曾層) と構造がほぼ同様であることから,



第 5. 12 図 横山層の凝灰質泥岩の露头写真
顕著なスレーキングを示す。宇都宮市立伏町南部。

これら海成層と一連に中期中新世前期に形成された地層と考えられる。

5. 6 大谷層

従来、大谷層は大谷地域に分布する珪長質火砕岩類に対して定義された地層である(太田, 1949)。一方、宇都宮丘陵地域では大谷層に対比される地層として、長岡層及び山本層(阿久津, 1953)が定義されていた(第 5. 1 図)。近年の年代学的研究から、大谷層を含むこれらの地層はほぼ同時代に形成されたことが明らかになっている(吉川, 1998; 山田ほか, 2004; 吉川, 2007)。また、岩相からもほぼ一連の地層と認定されるため、高橋・吉川(2008)は長岡層及び山本層を大谷層に一括して再定義している。本報告でもこれにならい、長岡層及び山本層は大谷層に含めることにする。

地層名 太田(1949)命名。上述のように本報告の大谷層は、太田(1949)の命名した従来の大谷層に加え、阿久津(1953)の定義した宇都宮丘陵地域の長岡層及び山本層も含む。

模式地 太田(1949)は模式地を指定していない。本報告では、大谷町にある大谷資料館周辺を模式地と指定する。また、宇都宮丘陵地域での模式的な層序は、瓦谷町の田川沿いに見られるので、これを副模式地と指定する。

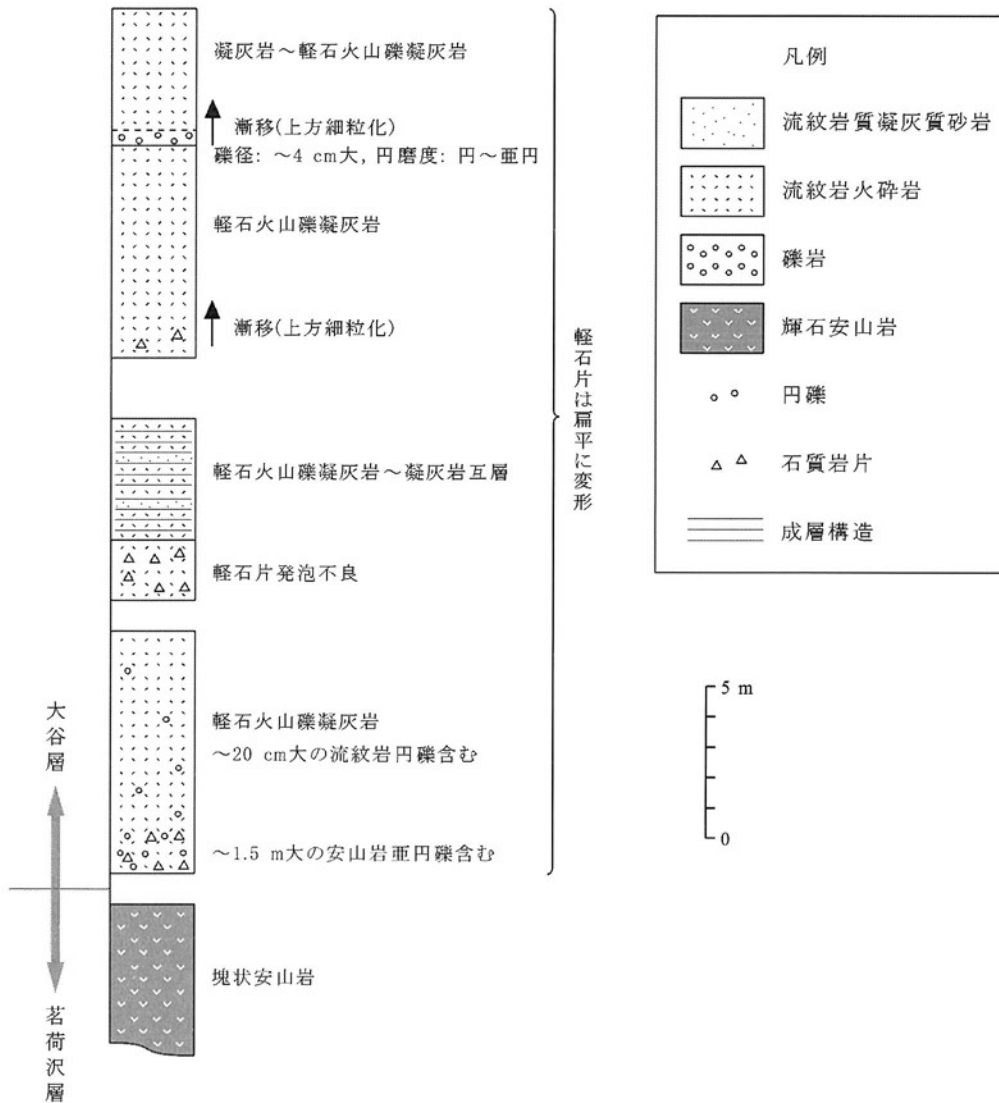
分布及び層厚 宇都宮市大谷町周辺から北方の徳次郎町付近までの丘陵地に連続して分布するほか、宇都宮丘陵の大部分を占めている。大谷層の層厚は、大谷地域で

は全体として約 600 m に及び、宇都宮丘陵地域では長岡町付近で最大約 370 m である。

層序関係 大谷地域では下位の茗荷沢層を覆うが、直接の関係は観察できない。全体として茗荷沢層の構造とほぼ調和的に重なってはいるが、茗荷沢層以下の地層よりも大谷層の方が傾斜が緩い傾向がある。半蔵山南東では、大谷層基底部に茗荷沢層上部の安山岩の巨礫が含まれており(第 5. 13 図)、分布形態から判断して半蔵山の山体をなす茗荷沢層の安山岩に大谷層の火砕岩類がアバットしている。宇都宮丘陵地域では下位の横山層を整合に覆うが、横山層の項で述べたように構造のやや非調和な場合がある。このように、大谷層と下位層との間には、ある程度の時間間隙がある可能性もある。宇都宮市上横倉町から高松町周辺では、大谷層基底の厚い礫岩が風見山田層を不整合に覆う。

岩相 大谷層は、主にデイサイト-流紋岩質の火山礫凝灰岩・凝灰岩、凝灰質砂岩・シルト岩、溶岩及び貫入岩からなり、普通角閃石輝石安山岩・デイサイトの貫入岩を伴う。以下では、地域ごとに岩相の特徴を示す。

大谷地域の大谷層は、流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩、凝灰質砂岩・シルト岩からなる。大谷地域の大谷層では、中位層準に連続の良い凝灰質砂岩が見られ、吉川(1998)はこの砂岩の上限を基準に大谷層を下部と上部に分けている。下部層準では主に流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩、凝灰質砂岩の互層からなり、ときに礫岩を挟有する。上部には石材「大谷石」として採掘されてきた厚い軽石火山礫凝灰岩がある。



第 5. 13 図 大谷層基底部の柱状図
半蔵山南方の林道沿いの露頭。柱状図の作成ルートは付図 1 に示す。

半蔵山南東斜面で下位の茗荷沢層を覆う大谷層基底部には、最大径 1.5 m の安山岩礫を含む凝灰質礫岩が発達し、その上位に火山礫凝灰岩・凝灰岩が累重している(第 5. 13 図)。各岩相の層厚は通常は 5~10 m 程度で、火山礫凝灰岩の基底部には礫岩を伴うことがある。大谷層下部の軽石火山礫凝灰岩は、軽石が著しく扁平につぶれているのが特徴で、大型の軽石では長径 10 cm 以上になる。単位層厚数 10 cm の火山礫凝灰岩・凝灰岩が累重していることもある(第 5. 14 図)。また、雲雀鳥屋^{ひばりがとや}周辺の大谷層下部には、よく円磨された安山岩礫に富む礫岩がしばしば挟在する。

大谷地域の^{たげさん}大谷層下部の最上位に挟在する凝灰質砂岩は、多気山東部から雲雀鳥屋東斜面に分布している。灰褐色ないし淡褐色を呈し、10~30 cm 単位の成層構造をなす。この凝灰質砂岩には海棲貝化石が産するほか(太

田, 1949; 中村, 1948), 植物化石片が含まれている。

大谷地域の^{たげさん}大谷層上部は主に厚い流紋岩塊状軽石火山礫凝灰岩からなり、石材「大谷石」として大量に採掘されてきた。地下採掘場で採掘された岩石のように新鮮な場合は灰緑色を呈するが、地表の露頭では一般に風化して灰白色を呈する。この軽石火山礫凝灰岩にもやや扁平な軽石(石材で通称「ミソ」と呼ばれる)が多量に含まれているが、大谷層下部の軽石火山礫凝灰岩ほど著しく扁平ではなく、一般により大型である。露頭では風化して空洞になった産状を示す(第 5. 15 図)。また、ときに数 cm 大の流紋岩質火山岩岩片を含む。

男抱山には大谷層下部を貫いた流紋岩が分布している。これは斑晶に石英、斜長石のほか変質した輝石を含み、著しい流理が見られる。同様の流紋岩は大谷町の南部の戸室山南西端にも分布している。多気山及び雲雀鳥



第 5. 14 図 大谷層下部の火山礫凝灰岩・凝灰岩
塊状の軽石火山礫凝灰岩から上方へ細粒化し、
平行葉理の発達した凝灰岩までがひとつの正級
化ユニットを構成する。軽石片は扁平化し、風
化面では層理面に平行なフォリエーションが見
られる。半蔵山南方の尾根。



第 5. 15 図 大谷層上部の軽石火山礫凝灰岩
「ミソ」と呼ばれるやや扁平化した大型の変質
軽石片を含み、風化面ではこれが溶脱した跡が
フォリエーションをなしている。宇都宮市大谷
資料館。

屋では、山体の高所に普通角閃石輝石安山岩・デイサイトが分布する。塊状で、青灰緑色、青緑褐色を呈し、やや変質が進んでいる。周囲の地層との直接の境界は観察できないが、多気山東麓では近接する大谷層の火山礫凝灰岩・凝灰岩が貫入による変形のため 50° 以上の急傾斜を示す。また、しばしば粗い柱状節理が発達し、不定形の気泡を含んでいることから、貫入岩と推定される。斑晶に斜長石、石英、単斜輝石、不透明鉱物、斜方輝石を含み、入江 (1957) の分析では $\text{SiO}_2 = 61.10\%$ で、安山岩に分類される。なお、多気山東方付近でのボーリングの結果によると、深度約 100 m で安山岩に着岩しており、多気山で地表に露出する安山岩が地下に連続しているものと考えられている (中村ほか, 1981)。

宇都宮丘陵地域の大谷層は流紋岩火山礫凝灰岩・凝灰岩、凝灰角礫岩、凝灰質砂岩・シルト岩、流紋岩溶岩及び礫岩からなる。下位の風見山田層を不整合に、また上述のように横山層を整合 (一部非整合的) に覆って宇都宮丘陵に広く分布している。

宇都宮市上横倉町から高松町周辺には、大谷層基底部に層厚 40 m 以上の礫岩・凝灰角礫岩が発達している。

礫径は 5~25 cm 大で、基底部では最大 3 m に達し、円磨度は亜角-亜円程度を示す。基質を構成するのは淡青灰色を呈する火山礫凝灰岩で、2 cm 大以下の軽石片が含まれている。礫種は不整合面直上ではジュラ系栃木コンプレックスのチャート及び砂岩、後期白亜紀-古第三紀火成岩類の斑状細粒花崗岩、風見山田層の安山岩、流紋岩であるが、上位になるに従い流紋岩礫が卓越し、礫岩から凝灰角礫岩へと漸移する。本凝灰角礫岩には一般に礫及び軽石片の配列による成層構造が見られるが、高松町ではほぼ平行成層を示すのに対し、上横倉町ではトラフ型の斜交成層が発達する (第 5. 16 図)。高松町でも一部ではプラナー型の斜交成層が見られる。

宇都宮丘陵地域の大谷層の主体である凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩及び凝灰岩は、上方細粒化する一連の堆積ユニット (層厚数~数 10 m) をなし、この堆積ユニットの間に凝灰質砂岩、シルト岩、礫岩が最大数 m の厚さで挟在する産状をなす。堆積ユニットは、下部が塊状の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩、上部が成層構造を呈する火山礫凝灰岩・凝灰岩からなる。堆積下部の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩は一般に軽石に富み、厚い塊状の軽石火山礫凝灰岩は各所で石材として採掘されてきた (「長岡石」な



第 5. 16 図 大谷層基底部の凝灰角礫岩
トラフ型の斜交成層を示す凝灰角礫岩. 左側（北）から右側（南）に向かって堆積が進行した形態を示す. 上位は凝灰質砂岩に覆われる（白色部）. 崖の高さは約 25 m. 宇都宮市上横倉町.

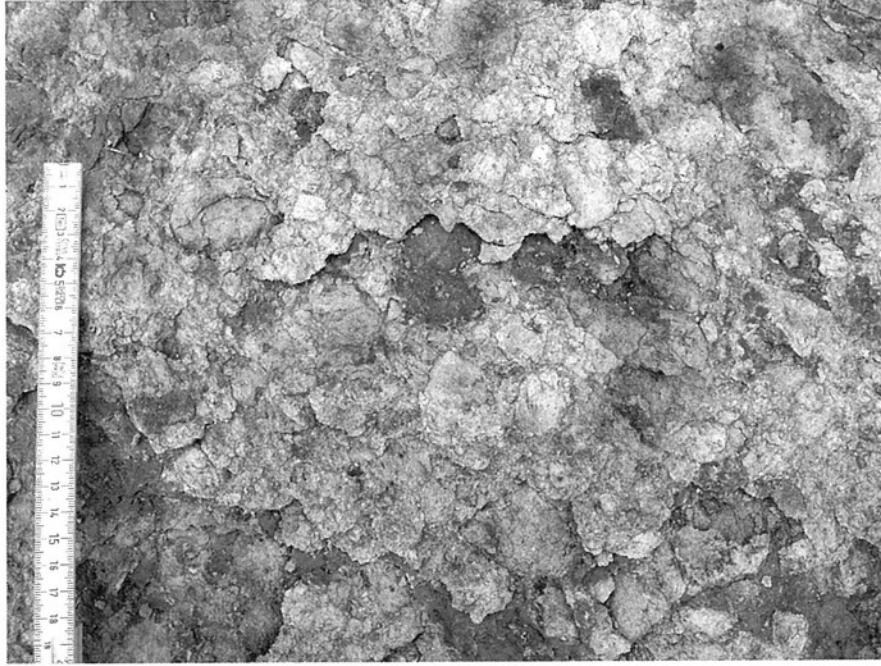


第 5. 17 図 大谷層の火砕流堆積物
A: 下部の塊状軽石火山礫凝灰岩. 吉川（2007）の年代測定試料採取場所に相当する. B: 上部の成層した軽石火山礫凝灰岩. いずれも宇都宮市関堀町の田川沿い.

ど). 堆積ユニット基底部では石質岩塊が明瞭な正級化構造を示し, 堆積ユニット下部では軽石が逆級化構造を示すことがある. armoured lapilli または block を含むこともある. 堆積ユニット上部の火山礫凝灰岩・凝灰岩は, 10~数 10 cm 単位の成層構造を呈し, トラフ型またはプラナー型の斜交葉理が観察されることがある. これらは岩相の側方変化が著しいほか, 基底部では下位の地層を削り込んで堆積している様子が観察できる. このような特徴から, 宇都宮丘陵地域の大谷層の火砕岩類にみられる堆積ユニットは, 水中火砕流堆積物またはそれを

起源とする火山碎屑タービダイトと考えられる (第 5. 17 図).

宇都宮丘陵地域の大谷層のうち, 相対的な下部層準には塊状の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩や凝灰岩が多く, 砂岩・シルト岩は少ない. 堆積ユニットの層厚はやや厚く, 露頭単位ではその厚さを確認できないことも多い. これらの堆積ユニット間には成層した凝灰質砂岩・シルト岩が挟在することがあるが, その層厚は大きくなく, 本質火砕岩の堆積速度が大きかったものと考えられる. 一方, 宇都宮丘陵地域の大谷層のうち, 相対的な上部層



第 5. 18 図 大谷層の発泡の悪い軽石からなる凝灰角礫岩
宇都宮市横山町の田川河床。

準は凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩及び凝灰岩とともに、凝灰質砂岩・シルト岩が多くなり、堆積ユニットの層厚も小さくなる。凝灰質砂岩は一般に成層し、数 mm 大の細礫を含むことが多い。しばしばチャンネル構造やスランプ層が認められる。宇都宮丘陵地域の大谷層全体を通じて、火山岩の岩質は流紋岩-デイサイト質でほぼ変わらないが、上部層準の火砕岩の一部ではまれに角閃石結晶片に富むことがある。

宇都宮丘陵地域の大谷層の流紋岩は、本図幅地域では北部の黒戸山及び兜山周辺に分布しており、北隣「矢板」図幅の高館山に分布する流紋岩へ連続している。本図幅地域内では流紋岩はガラス質で、斑晶に石英、斜長石と、細粒の黒雲母を含む黒雲母流紋岩である。その産状は塊状及び角礫岩状であることから、溶岩及び浅所貫入岩をなしているものとみられる。これら流紋岩は、他の岩相との境界を観察することはできないが、後期白亜紀-古第三紀火成岩類の直上に位置し、大谷層の凝灰岩に覆われていることから、相対的に最下部に近い層準に相当する。特に、本流紋岩体の東部には上述した大谷層基底の礫岩が分布しているが、そこに含まれる流紋岩は本流紋岩とほぼ同質である。また、礫岩の基質に多量の軽石片が含まれている。したがって、本流紋岩の火山噴火活動に伴い、東方及び南方にかけて厚い礫岩・凝灰角礫岩からなる火山扇状地が形成されたものと推定される。本流紋岩と同質の流紋岩岩塊は、南方に分布する大谷層の火砕岩類（礫岩を含む）にも多数含まれており、本流紋岩はこれらの一部の給源にもなったものと推定される。

宇都宮市横山町から瓦谷町にかけて宇都宮丘陵を横断する田川の河床には、連続して大谷層の露頭が現れている。このうち上流側の横山町付近では、主体となる岩相は軽石を主体とする凝灰角礫岩で、火山礫凝灰岩・凝灰岩を伴う。凝灰角礫岩は発泡の悪い軽石からなり、軽石はあまり円磨されていない（第 5. 18 図）。また、真珠岩の岩塊や火山礫を含む。この産状は、発泡の悪い流紋岩溶岩が水底で破碎されてからの移動距離が短いことを示しており、溶岩相は見いだされていないが、この付近に大谷層火砕岩の噴出源のひとつがあったことを示唆する。

宇都宮市西の宮町から鶴田町に伸びる丘陵には、凝灰質砂岩、礫岩、凝灰岩及びシルト岩などが互層して分布する。しかし、この地域は露出が悪く、明確な層序関係や岩相変化の特徴は把握できていない。西の宮町に分布する一部の地層は、岩相が類似すること、海棲の貝化石を産することから大谷層上部に相当する。一方、南部の鶴田町付近からは浮遊性有孔虫化石が産し、大谷層に対比されている（林ほか、2004）。両層の境界は野外では確認できないため、地質図には地形の特徴から推定した境界を示した。

岩石記載

黒雲母単斜輝石流紋岩 (917/GSJ R88855)

産地：宇都宮市大網町東方。

産状：溶岩ドームの外縁部。

斑晶：石英 (<2mm)、斜長石 (<1.5mm)、単斜輝石 (<0.5mm；完全に変質)、黒雲母 (<0.4mm)、不透明鉱物 (<0.1mm)。

石基：ガラス，石英，斜長石。

斑晶の石英は融食形を呈する。石基のガラスには棒状のクリスタライトが多量に含まれている。石基は流理構造を示し，不定形の気泡が含まれている。変質鉱物として褐鉄鉱，チタン石が生じている。

化石 男抱山北方の大谷層下部の凝灰岩中からは，魚類化石が産出している（中村ほか，1981）。また，下部の最上位には凝灰質砂岩が挟在するが，この砂岩は植物片化石に富むほか，浅海棲の貝化石を産する（太田，1949；中村，1948）。更に，大谷層上部の泥岩からは保存不良の小型二枚貝が生じている（中村ほか，1981）。

宇都宮丘陵地域では，最上部層準の凝灰質砂岩，礫岩から海棲貝化石や珪化木が産する。布川ほか（2004）は本層から *Chlamys kaneharai*, *Vasticardium shiobaraense*, *Turritella tanaguraensis* 等の産出を報告し，やや沖合種を含むが，これを塩原動物群に対比した。林ほか（2004）は本層から 28 種の貝化石のほか，単体サンゴ，腕足類，正形ウニ，サメの歯などの産出を報告し，その中に含まれる *Nanaoclamys notoensis notoensis* を重視して，中期中新世前期の茂庭型貝化石群に対比している。

地質年代 大谷層からはまれに有孔虫，放散虫等の微化石が産出し，布川ほか（2004）は有孔虫化石群集が Blow（1969）の N. 10~12 帯に相当するとしている。

大谷層の放射年代は，ほぼ最下部に相当する半蔵山南東麓の軽石火山礫凝灰岩から 14.7 ± 0.5 Ma（吉川，2007），横式地付近の大谷町大谷寺西方の姿川河床に露出する軽石火山礫凝灰岩から 12.9 ± 0.6 Ma（山田ほか，2004）のジルコンのフィッシュン・トラック年代が報告されている（誤差はいずれも 1σ ）。宇都宮丘陵地域では，長岡町百穴付近に露出する軽石火山礫凝灰岩から 12.9 ± 0.7 Ma（山田ほか，2004），ほぼ最上部に相当する関堀町の田川沿いに露出する軽石火山礫凝灰岩から 13.7 ± 0.6 Ma（吉川，2007）のジルコンのフィッシュン・トラック年代が報告されている。また，北隣「矢板」図幅地域内に位置する羽黒山山頂東側の黒雲母流紋岩から 14.2 ± 0.2 Ma（吉川，1998）の全岩 K-Ar 年代が報告されている（誤差は 1σ ）。

このように，大谷層からは多くの年代報告があるものの，中には層序と矛盾するものも含まれている。後述するように，大谷層を覆う大曾層からは Blow（1969）の N. 9 帯（およそ 15 Ma に相当）に属する浮遊性有孔虫化石が報告されており（青島，1985；林ほか，2004），大谷層の上限もこれに規制される。これらの年代から総合的に判断して，大谷層は N. 9 以前の中期中新世前期に形成されたものと考えられる。本図幅地域の新第三系の地質年代については，5. 10 節で詳しく述べる。

5. 7 大曾層

地層名 阿久津（1953）命名。

模式地 宇都宮市大曾の八幡山公園東斜面（阿久津，1953）。

分布及び層厚 大曾層は宇都宮市街北部の丘陵地に分布し，宇都宮丘陵地域の新第三系の最上位に相当する。また，現在の宇都宮市街地の地下にも伏在しており，野外調査時に聞いた話によればかつては宇都宮城址付近でも地表に露出していたらしいが，現在は観察できない。地表部分の層厚は，約 60 m である。

層序関係 下位の大谷層を整合に覆う。

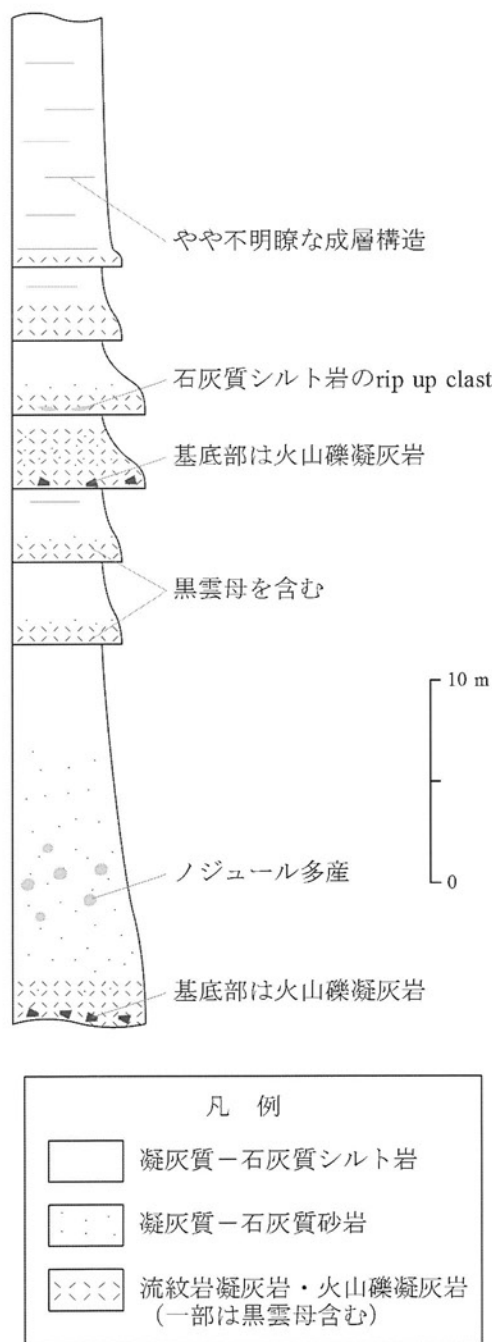
岩相 大曾層は凝灰質-石灰質砂岩・シルト岩からなり，流紋岩凝灰岩・火山礫凝灰岩を挟有する。全体として上方細粒化する海進相を呈し，最下部は下位の大谷層の火山礫凝灰岩・凝灰岩から漸移する礫岩・粗粒砂岩があり，下部は主に凝灰質-石灰質砂岩，上部は主に凝灰質-石灰質シルト岩からなる（第 5. 19 図）。

凝灰質-石灰質砂岩は灰褐色，灰緑色を呈し，黒雲母片を含むことがある。塊状または不明瞭な成層構造をなし，しばしば 5~10 cm 大でほぼ球形のノジュールを含む。この凝灰質-石灰質砂岩は二枚貝，巻貝，植物片，サメの歯，ウニなどの化石を多産する。

凝灰質-石灰質シルト岩は，淡紫灰色，灰褐色を呈し，風化するとやや淡黄色を帯びた灰白色を呈するようになる。ほぼ塊状または不明瞭な成層構造を示し，黒雲母片を含むことがある。

流紋岩凝灰岩・火山礫凝灰岩は層厚 1~5 m で，大曾層全体では数層が挟在している。大曾層全体の中では主に中位層準に挟在するため，地質図ではこれを図示したが，上部にも数 10 cm 程度の薄層が挟まれている。多くは凝灰岩で，ときに軽石片，まれに石質岩片を含む火山礫凝灰岩が見られる（第 5. 20 図）。下部が火山礫凝灰岩から，上部が凝灰岩からなる正級化構造も観察される。一般に下限は明瞭で，下位層を削り込んでいるが，上限は不明瞭で，砂岩・シルト岩へと漸移している。貝化石片を含むこともあるほか，上部が生物擾乱を受けている凝灰岩も観察される。これらの特徴から，本層の凝灰岩・火山礫凝灰岩は重力流堆積物（火砕タービダイト）と推定される。

化石 大曾層は海棲貝化石や植物片化石に富むほか，ウニ，サメの歯，クジラの骨などを産している。また，内尾（1950a），青島（1985），林ほか（2004），布川ほか（2004）は本層から微化石（有孔虫など）を報告している。内尾（1950b）は大曾層から産した有孔虫化石について，かなり冷水型の種と判断し，また堆積環境を陸棚中部付近と考えている。なお，大曾層は宇都宮市街地の地下にも伏在しており，道路や下水道の工事などの際に化



第5.19図 大曾層の模式柱状図
八幡山公園における大曾層の基本層序模式図。

石の産出をみることがある。

上述のように宇都宮市鶴田町の丘陵に露出する砂岩からは浮遊性有孔虫が産し、大曾層に対比されている(林ほか, 2004)。

地質年代 大曾層から産する浮遊性有孔虫化石は、Blow (1969) の N. 9 帯に属することが報告されている(青島, 1985; 林ほか, 2004)。八幡山公園西側に露出する火山礫凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代は、 $14.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$ (1σ) である(吉川, 2007)。したがって、

大曾層は中期中新世前期に形成された地層と考えられる。

5. 8 岩脈、シル及び岩株

本図幅地域には、主に北西部の山地周辺に、栃木コンプレックス、後期白亜紀-古第三紀火成岩類及び新第三系を貫く貫入岩(岩脈、シル及び岩株)が分布する。

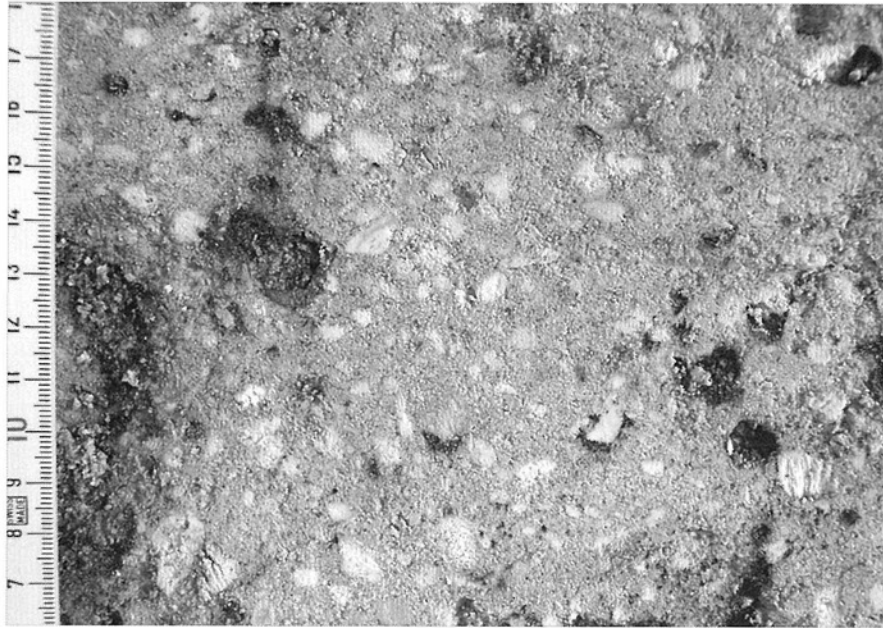
鞍掛峠北方には多数の流紋岩岩脈が見られ(第5.21図)、岩脈群をなしている。流紋岩岩脈は主に後期白亜紀-古第三紀火成岩類及び栃木コンプレックスを貫いており、貫入方向はいずれも北東-南西方向かつほぼ鉛直である。貫入面はほぼ平滑で、岩脈内部には貫入面に直交する方向の柱状節理が形成されている。岩脈の規模は一般に小さいが、池ノ鳥屋の山頂部に見られる岩脈は幅10m以上に及ぶ。池ノ鳥屋周辺では変質した後期白亜紀-古第三紀火成岩類の溶結火砕岩に貫入した流紋岩が尾根部を形成しており、岩脈の分布が地形を規制している。

石那田町仲根周辺の山地には、上述の岩脈とほぼ同じ岩質のシルまたは岩株が点在している。このうち、中根東部の岩体は周辺の地層との直接の境界は観察できないが、東縁部では後期白亜紀-古第三紀火成岩類及び茗荷沢層の構造に非調和に分布している一方、西部ではこれらを緩傾斜で覆うような形態をなし、茗荷沢層火山礫凝灰岩のルーフペンダントを載せている。したがって、この岩体は東方から西方に向かって貫入し、非対称な溶岩潜頂丘のような形態をなしているものと考えられる。これ以外の2つの岩体は尾根部のみに小規模に分布し、周辺の地層との直接の境界も観察できないため、詳しい産状はわからない。岩脈として産する流紋岩と違って板状節理が発達すること、基盤岩類の上位に位置することから、これら2つの岩体はシルまたは溶岩潜頂丘が浸食により取り残されたものと考えられる。

これらの流紋岩は、一般に変質が進んでおり、淡灰白色、淡黄白色を呈する。斑晶に石英、斜長石が認められるが、有色鉱物は観察できない。岩質や岩相の特徴から、本流紋岩は北隣「矢板」図幅地域の本山に分布する流紋岩及び今市周辺に広く分布する飯山層の流紋岩(溶岩及び貫入岩)に対比される可能性が大きい。飯山層の流紋岩火砕岩からは $14.8 \pm 0.7 \text{ Ma}$ (吉川, 2006; 誤差は 1σ) というジルコンのフィッシュン・トラック年代が報告されており、上述の対比に基づけばこれらの流紋岩の活動時期は新第三紀中期中新世と考えられる。

日光市猪倉の大席鉦山及び大貫鉦山周辺には、茗荷沢層を貫く斑状細粒花崗岩・流紋岩が分布している。大席鉦山付近では、一部は極めて粗粒な石英を含む変質粗粒黒雲母優白質花崗岩になっている。極めて変質の著しい岩石で、大席鉦山及び大貫鉦山では本岩体中に胚胎したろう石を稼行している(第10章地下資源参照)。

本岩体は大席鉦山及び大貫鉦山を含む半径約900m



第 5. 20 図 大曾層の流紋岩凝灰岩・火山礫凝灰岩
吉川（2007）の年代測定試料採取場所に相当する。宇都宮市八幡山公園。



第 5. 21 図 流紋岩岩脈
風化・侵食に対して抵抗力が強いため、地表面から突出した露頭として残っている。日光市猪倉南方。

円形の地域に分布している。大貫鉦山南西方及び大貫鉦山東部に茗荷沢層凝灰岩・火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩のルーフペンダントを載せており、したがって、岩体のほぼ頂部が露出していることになる。主体となる岩相は斑状細粒花崗岩と考えられるが、変質が著しいために石基の原組織の保存が悪く、判然としないことが多い。岩体内における鉦物の粒径分布は不均質で、斑晶の少ない変

質岩はもとは流紋岩であったとみられる。大貫鉦山では、鉦山南東部に茗荷沢層のデイサイトと同じ岩質のデイサイト・斑状石英細粒閃緑岩が見られる。斑状細粒花崗岩・流紋岩との接触部は赤褐色に変色・変質しているが、それ以外の場所では一般に斑状細粒花崗岩・流紋岩よりも変質が弱く、一部では造岩鉦物の多くが新鮮なまま保存されていることもある。須藤・月村（1982）及び関東

通商産業局関東地方非金属鉱物資源対策委員会（1994）は、これを斑状細粒花崗岩・流紋岩より後に貫入したものと考えているが、一部では黄鉄鉱の鉱染を受けているのが確認され、本報告では貫入岩体に捕獲された茗荷沢層のブロックと判断した。

変質粗粒黒雲母優白質花崗岩は、ろう石化が著しいために野外では石英以外の鉱物を判別することが難しい。鏡下では石英、カリ長石が残存し、斜長石はソーシュライト化、黒雲母はセリサイト化しているのが観察される。須藤・月村（1982）及び関東通商産業局関東地方非金属鉱物資源対策委員会（1994）はこの岩石を花崗岩として周囲の岩石とは分けて記載している。しかし、一般の花崗岩とは異なり粒度が極めて不均質であること、周辺に粗粒な石英斑晶を含む流紋岩が分布すること、岩体の貫入・定置位置がそれほど深いとは考えられないことなどから、流紋岩と同時に貫入した浅所貫入岩と一連である可能性が高い。したがって、本報告ではこの粗粒花崗岩を斑状細粒花崗岩・流紋岩からなる貫入岩体の局所的な粗粒岩相として全体を一括して区分した。

鞍掛山南方及び古賀志山南方にも、変質の著しい流紋岩及び斑状細粒花崗岩の貫入岩が小規模に分布している。これらはいずれも側方への連続が悪く、谷部のみ分布するので、母岩の侵食により岩体の頂部が露出したシルまたはストックと考えられる。

岩石記載

流紋岩（884/GSJ R88856）

産地：石那田町仲根。

産状：溶岩潜頂丘と考えられる貫入岩の一部。

斑晶：石英（<2mm）、斜長石（<3mm；ほぼ完全に変質）、不透明鉱物（<0.8mm）。

石基：石英、斜長石（完全に変質）、セリサイト。

副成分鉱物：ジルコン。

石英は一部融食形を呈する。長石はソーシュライト化している。変質鉱物として黄鉄鉱が生成している。

変質粗粒黒雲母優白質花崗岩（898/GSJ R88857）

産地：日光市猪倉にある大席鉱山の露天掘り採掘場。

産状：浅所貫入岩体の一部。

主成分鉱物：カリ長石（<1.2cm）、石英（<1.5mm）、斜長石（<4mm；完全に変質）、黒雲母（<1.8mm；完全に変質）。

副成分鉱物：ジルコン。

変質鉱物：セリサイト、黄鉄鉱、緑れん石。

カリ長石はごく粗粒で、ほぼ自形をなす。斜長石はソーシュライト化している。石英は中粒の集合体をなし、鉱物粒子の境界は凹凸に富む。黒雲母はセリサイトと不透明鉱物の集合体に変わっている。岩石には全体に細かい網状の割れ目が発達し、セリサイトが充填しているが、石英集合体部には明らかに少ない。

変質斑状細粒花崗岩（926/GSJ R88858）

産地：日光市猪倉にある大貫鉱山の露天掘り採掘場。

産状：浅所貫入岩体の上部。

斑晶：石英（<6mm）、長石（<2.5mm；完全に変質）。

石基：石英（<0.2mm）、クリストバライト、セリサイト。

副成分鉱物：ジルコン。

長石は完全に変質して微細なクリストバライトに置換されている。気泡を充填して微細なクリストバライトとセリサイトが生成している。変質鉱物として、黄鉄鉱、ゼオライト（方沸石？）が生成している。

5. 9 田野倉層相当層

本図幅地域では、宇都宮丘陵より東には新第三紀の地層は地表にはほとんど露出せず、高根沢町宝積寺から宇都宮市下岡本にかけて地域の鬼怒川河岸に塊状の珪藻質シルト岩が認められるのみである。この珪藻質シルト岩は、宇都宮丘陵に分布する新第三系には共通した岩相がないため、宇都宮丘陵地域の地層区分には含めなかった。塊状で、新鮮な場合は暗灰褐色ないし暗青褐色を呈し、風化して淡黄灰色を呈する。風化するとスレーキングを起こしやすい（第5.22図）。下岡本の鬼怒川右岸には層厚20cm程度の珪長質凝灰岩が挟んでいるが、生物擾乱が著しく、堆積構造等は保存されていない。シルト岩との境界も擾乱を受けているが、参考として測定した走向傾斜はN15°W、14°Eであった。この付近には珪長質凝灰岩の碎屑岩脈（幅10cm程度）も見られる。また、石灰質コンクリーションが含まれることがある。

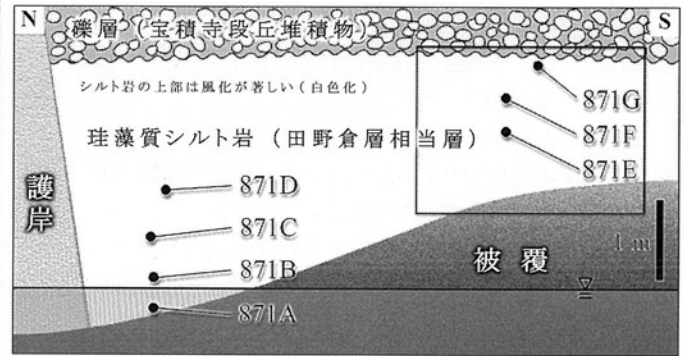
鬼怒川左岸に露出するシルト岩からは第5.1表に示す珪藻化石が得られた。これらの珪藻化石は、Yanagisawa and Akiba (1998) の *Thalassiosira yabei* 帯 (NPD 5C) に属する。その年代はYanagisawa and Akiba (1998) 及びWatanabe and Yanagisawa (2005) によれば、11.4~10.0Maである。鬼怒川右岸に露出するシルト岩からは、林ほか (2008) によりBlow (1969) のN.16帯に相当する浮遊性有孔虫化石と、Okada and Bukry (1980) のCN7b 亜帯付近に相当する石灰質ナンノ化石が報告されている。したがって、本珪藻質シルト岩は中期中新世の中期に堆積したものと考えられる。

本シルト岩は岩相及び年代から栃木県東部の烏山地域に分布する荒川層群田野倉層に対比される。

5. 10 宇都宮図幅地域の新第三系の地質年代

本図幅地域及びその周辺地域の新第三系からは、1980年代以降微化石年代及び放射年代の報告が数多くなされるようになってきた。しかし、年代値データは増えたものの、その中には層序関係と矛盾する結果も含まれていた。

特に、本報告の大谷層及び大曾層に相当する海成層に



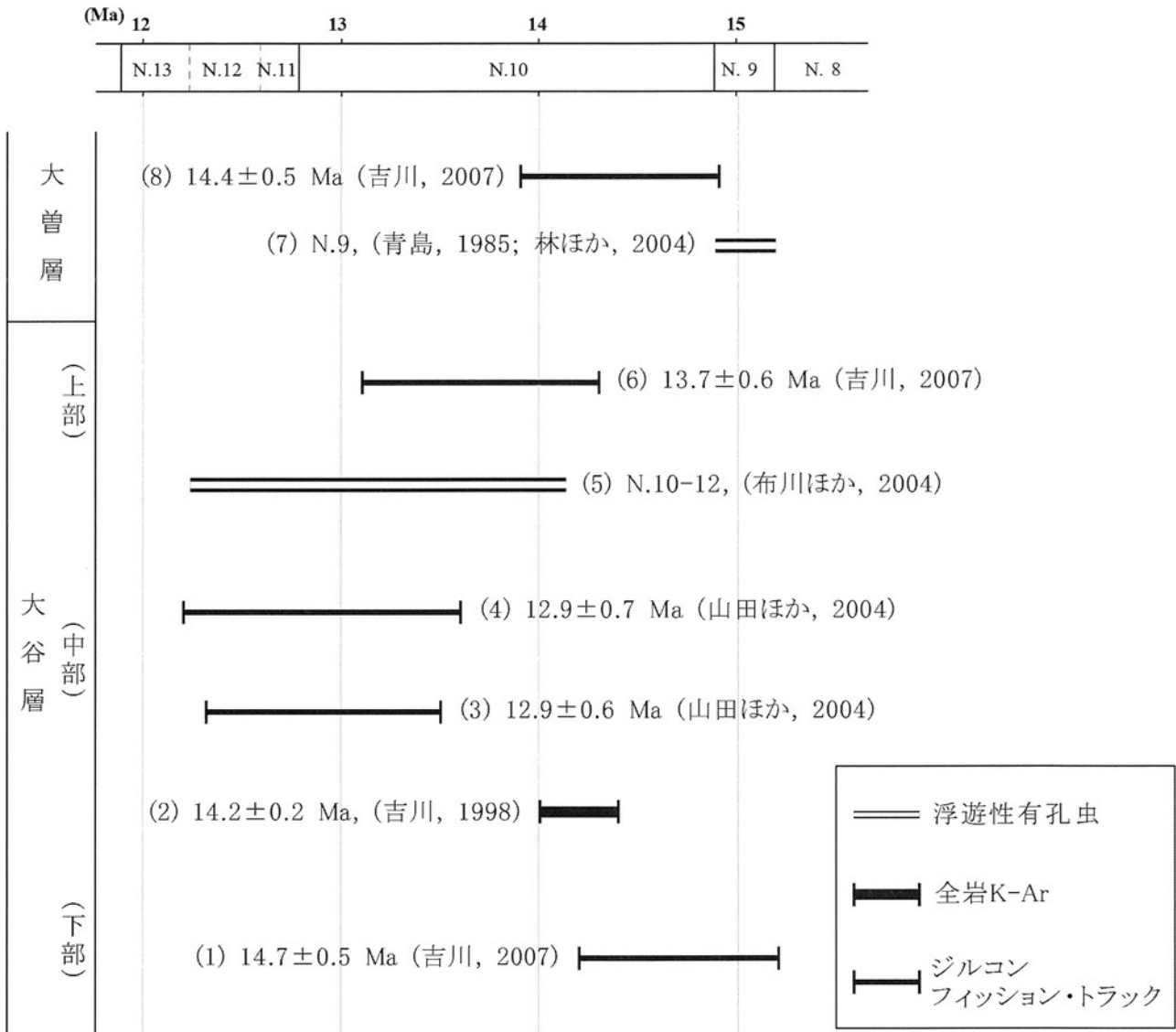
第 5. 22 図 田野倉層相当層の珪藻質シルト岩

高根沢町宝積寺の国道 4 号線鬼怒川橋下の鬼怒川河岸。右のスケッチには第 5. 1 表の試料採取位置を示す。長方形の枠は、写真のおおよその範囲を表す。左端の護岸は、国道 4 号線下り車線用の橋脚の基部に相当する。

第 5. 1 表 宝積寺の珪藻質シルト岩から産した珪藻化石

Sample number	871A	871B	871C	871D	871E	871F	871G
Diatom zones (NPD)	5C	5C	5C	5C	5C	5C	5C
Preservation	P	P	P	P	P	P	P
Abundance	R	R	R	R	R	R	R
<i>Actinocyclus ellipticus</i> Grunow	1	1	4	1	3	1	2
<i>A. ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting et Schrader	4	1	7	4	5	1	3
<i>Actinocyclus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg	1	5	4	-	1	5	1
<i>Azpeitia endoi</i> (Kanaya) Sims et Fryxell	-	1	-	1	1	-	-
<i>A. nodulifera</i> (Schmidt) Fryxell et Sims	1	-	-	1	-	1	-
<i>A. vetustissima</i> (Pantocsek) Sims	-	1	-	1	1	-	-
<i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams	-	-	-	-	1	-	-
<i>Cocconeis costata</i> Gregory	-	-	-	1	-	-	-
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg	4	2	3	5	4	3	9
<i>Denticulopsis hustedtii</i> (Simonsen et Kanaya) Simonsen	-	-	-	-	1	-	-
<i>D. simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba	-	-	-	-	1	+	1
<i>D. vulgaris</i> (Okuno) Yanagisawa et Akiba	+	1	1	3	3	1	1
S-type girdle view of <i>D. simonsenii</i> group	+	2	1	2	-	+	+
<i>Diploneis bombus</i> Ehrenberg	-	-	-	-	-	1	-
<i>D. smithii</i> (Brébisson) Cleve	-	-	-	-	2	1	-
<i>Eucampia</i> sp. A (= <i>Hemiaulus polymorphus</i> Grunow)	-	-	-	-	1	-	-
<i>Goniothecium odontelle</i> Ehrenberg	2	2	-	-	1	-	3
<i>Grammatophora</i> spp.	-	+	-	-	-	-	-
<i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova	4	2	1	-	3	2	1
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	-	2	-	+	+	2	1
<i>Melosira scopos</i> Mann	1	-	-	-	-	1	-
<i>M. sol</i> (Ehrenberg) Kützing	1	-	-	-	-	-	-
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	34	27	47	48	31	50	63
<i>Plagiogramma staurophorum</i> (Gregory) Heiberg	1	-	-	1	-	1	-
<i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle	16	3	1	-	1	-	-
<i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran	1	-	-	2	1	1	1
<i>R. miocenica</i> Schrader	-	5	1	-	2	-	-
<i>R. styliformis</i> Brightwell	1	-	2	-	3	-	1
<i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims	-	1	4	-	-	-	-
<i>Stephanopyxis</i> spp.	8	6	3	3	2	5	3
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader	-	1	-	-	-	+	-
<i>T. nitzschoides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo	20	36	20	25	31	23	9
<i>Thalassiosira brunii</i> Akiba et Yanagisawa	-	-	-	-	1	-	-
<i>T. grunowii</i> Akiba et Yanagisawa	-	-	-	-	-	-	1
<i>T. leptopus</i> (Grunow) Hasle et Fryxell	-	1	1	2	-	1	-
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow	+	-	-	-	+	-	-
Total number of valves counted	100	100	100	100	100	100	100
Resting spore of <i>Chaetoceros</i>	42	60	42	41	41	29	31

高根沢町宝積寺の国道 4 号線鬼怒川橋下の鬼怒川河岸。露頭における試料採取位置は第 5. 22 図に示す。同定は地質情報研究部門の柳沢幸夫氏による。



第 5. 23 図 大谷層及び大曾層から報告された年代値

放射年代の誤差は 1σ を表す。(2) のみ北隣「矢板」図幅地域内。布川ほか (2004) による浮遊性有孔虫の年代は、本文中では Blow (1969) の N. 10~12 に相当するとしているが、彼らの層序対比図における表示では下限を N. 10 帯下部の中頃に置いているため、それに従った。複合年代層序は斎藤 (1999) による。

おける矛盾は大きく、一時は層序に対する信頼が揺らぎかねない問題にもなっていた。本図幅調査ではこの問題を解決するために、大谷層及び大曾層から確度の高い新たな地質年代を得るための努力を続けてきた。このうち、海成堆積岩の微化石に関しては適当な岩相・岩質の地層の分布に限られるうえ、処理した試料からは保存の良い化石が得られず、新たな年代は得られなかった。一方、火山岩類は本図幅地域に広く分布するため、野外調査中に各地で放射年代の測定候補となる試料を集めた。その多くは後の検鏡の結果不適と判断されたが、変質の影響の少ない 3 試料についてフィッション・トラック年代測定を行うことができ、その結果は吉川 (2007) として報告した。

本図幅地域における大谷層及び大曾層の年代値を第 5. 23 図に示す。大谷層中-上部の年代値が相対的に若くなっていることが分かる。吉川 (2007) は、この理由を現時点で明確に説明することは難しいとし、年代測定手法間の結果の検証が必要であるとしている。現在報告されている年代値の中で確度が高いのは、異なる研究者が異なる試料で同一の結果を出した大曾層の浮遊性有孔虫年代 (N. 9) であると言える。大曾層からは Blow (1969) の化石帯 N. 9 帯の下限を定義する *Orbulina* 属が報告されており (青島, 1985; 林ほか, 2004), 大曾層より下位の地層の形成年代は N. 9 帯よりも古いことになる。これ以外の層準では、今後も年代値の確度を向上させる努力が必要である。

第6章 境林層及び段丘堆積物

(山元孝広)

本図幅及び周辺地域の鬼怒川及びその支流沿いに広がる丘陵と台地は、更新世～完新世に形成された境林層と段丘堆積物から構成されている(第6.1図)。これらは粗粒な河川堆積物とこれを覆う多くの降下火砕物を含んだ風成堆積物からなる。丘陵を構成するのは下部更新統境林層で、北北東にある八溝山地から広がった当時の広大な扇状地が侵食され残ったものである(小池ほか, 1985)。一方、中期-後期更新世の河川堆積物は、かつての鬼怒川及びその支流が堆積したもので、被覆風成堆積物とともに本図幅地域の段丘群を構成している(鈴木, 2000; 山元, 2006b)。風成堆積物は、褐色火山灰土と呼ばれる各種結晶片を含んだ淘汰の悪い粘土からなり、火砕物を多く含む細粒風成堆積物が土壌化を被って形成されたものである。各段丘の離水時期は、被覆風成堆積物中のテフラから編年できる(第6.2図)。なお、本図幅及び周辺地域の段丘は、鬼怒川及びその支流沿いに分布するものの、成因的には単純な河岸段丘ではないことに注意されたい。通常の河岸段丘は河川の下刻によって形成され、離水時期が古いほど離水した河床面の高度は高くなる。しかしながら、本図幅及び周辺地域の段丘では、地質図のH-I-J-K断面に示されるように離水時期が古いほど離水した河床面の高度は低くなっており、通常の河岸段丘とは逆の特徴をもつ。地形的な段丘面の高度は古いものほど現河床に比べ高くなるが、これは古い離水河床面の上ほどより厚い風成堆積物が被覆しているためである(山元, 2006b)。

6.1 境林層

境林層は栃木県北部の主に喜連川丘陵を構成する前期更新世の河成層で、基質のやや固結した礫・砂からなり、白河火砕流群を挟んでいる(小池ほか, 1985; 山元, 2006a)。

地層名 鈴木(1952)・鈴木・阿久津(1955)の境林層による。

模式地 栃木県矢板市境林の内川河岸(「矢板」図幅地域内)。地層の露出状況は、同県那須郡那珂川町柳林の第川右岸(「喜連川」図幅地域内)が最も良好。

分布 本図幅内では、本層相当の礫層が宇都宮市街地の北の長岡町に断片的に分布する(第6.1図の地点11; 阿久津, 1957; 鈴木, 2000)。このほか、宝積寺段丘南部の地下に本層相当層が厚く伏在することが、ボーリング掘削で確認されている(栃木県, 1979; 山元, 2006b)。

層序関係 下位の第三系を不整合に覆う。本層の上位には層厚10m以上の被覆風成堆積物が重なり(阿久津, 1957; 第6.3図)、その下部(原著の戸祭ローム層)には後述する約36万年前の根元14テフラよりも更に古いテフラ群が含まれている(鈴木, 2000)。

層厚 喜連川丘陵での層厚は最大約70m。地点11の長岡町での層厚は3~4mである。宝積寺段丘堆積物下に伏在する本層相当層(栃木県水理地質書のB・C層; 栃木県, 1979)の全てが、厳密に境林層に対比できるのかどうかは明らかではないが、B・C層の厚さは宝積寺段丘中央部の宇都宮市清原工業団地周辺で150mに達している(第6.4図)。

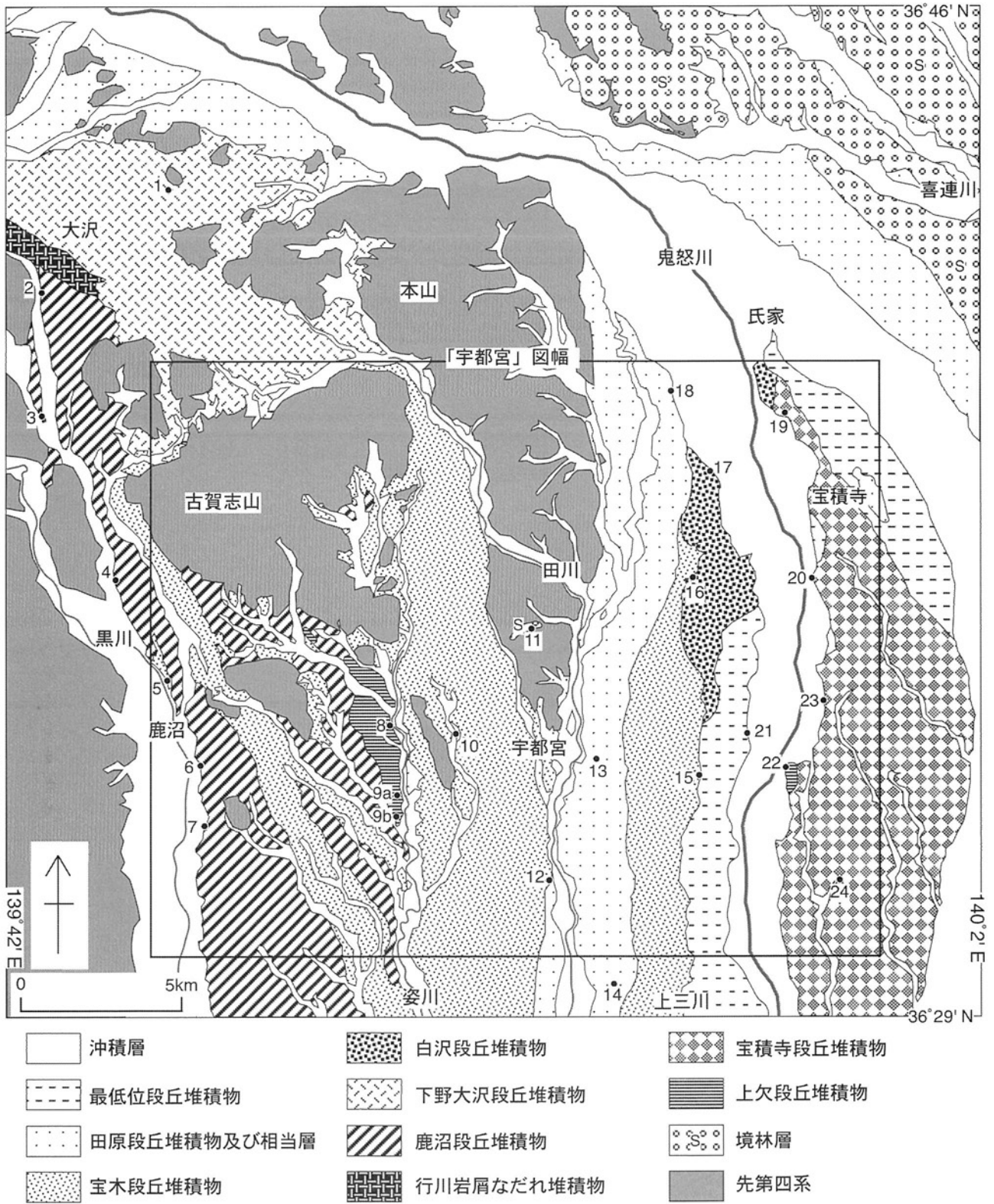
岩相 地点11の長岡町の本層は、岩片支持で砂質基質を持つ塊状円礫層からなる。礫の平均最大粒径(最大5個の平均)は37cmで、構成物は流紋岩や安山岩などの火山岩が主体である(第6.5図)。ほとんどの礫が著しい風化を被り、いわゆるクサリ礫になっている。

地点24のUT05孔(孔口の標高は109.9m)では、本層は深度18.88mから40.00mに出現し(第6.6図)、主に礫・砂からなる(第6.1表)。基質の固結度はやや高く、コアは棒状となる部分が多い。礫層は塊状で、砂質基質を持っている。礫の最大粒径は4~8cmで、良く円磨されている。礫層間に挟まれる粗粒-中粒砂には平行層理やトラフ型斜交層理が発達している。礫種は安山岩・流紋岩などの火山岩が卓越するが、コアにおいても岩片が風化を被りクサリ礫となったものが特徴的に含まれる。

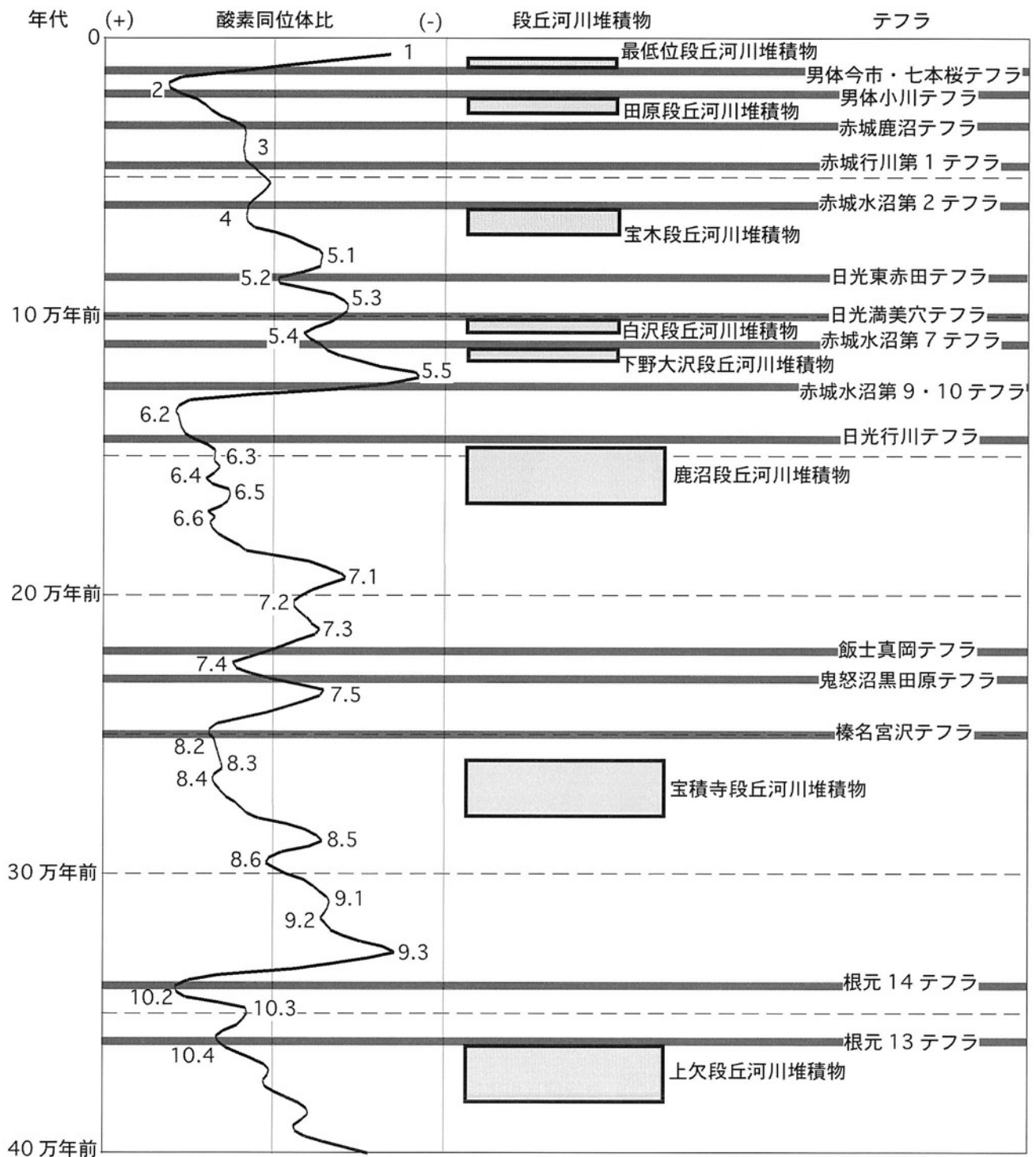
年代・対比 喜連川丘陵の本層上部に挟まれる天栄火砕流堆積物(GSJ 80568)から、 0.94 ± 0.20 Maのジルコン・フィッシュオントラック年代が報告されている(「喜連川」図幅地域内; 山元, 2006a)。白河火砕流群全体の年代も考慮すると(山元, 2006a)、喜連川丘陵における本層の堆積時期は少なくとも1.5~0.9 Maで、実際には前後に幅があるものと見られる。ただし、宇都宮図幅地域内では、本層から年代決定できる火砕物は見つからない。特に、宇都宮図幅南東部に伏在する相当層の上限の年代が、喜連川丘陵のものとは一致するのか、より若い地層が含まれるのかどうか未解決のままである。

6.2 上欠段丘堆積物

本段丘堆積物は、海洋酸素同位体ステージ10(MIS 10)に離水した河川堆積物とこれを覆う風成堆積物から



第 6. 1 図 宇都宮 図幅 地域 周辺 の 第四系 地質 概略 図
 数字は地点番号. 山元 (2006b) による.



第6.2図 段丘河川堆積物とテフラ層及び海洋酸素同位体ステージの関係
 酸素同位体変動曲線は Bassinot *et al.* (1994) による。

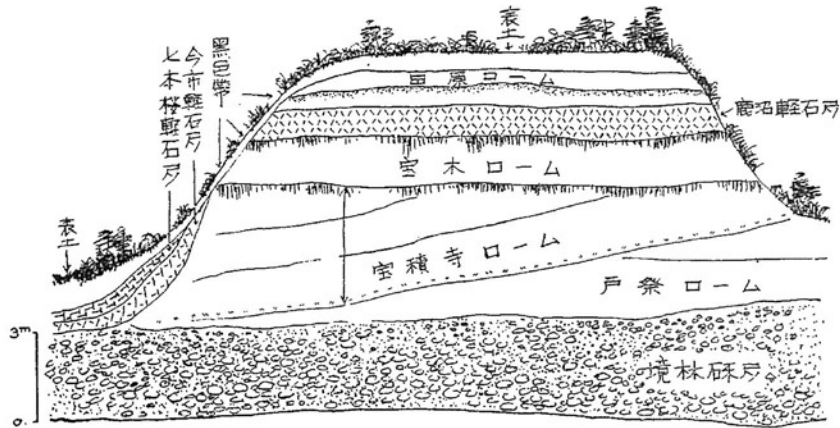
なる。

地層名 鈴木 (2000) の上欠面による。鈴木 (2000) は上欠面と飛山面に細分しているが、離水時期が大きく違わないので、両者をついにまとめている。

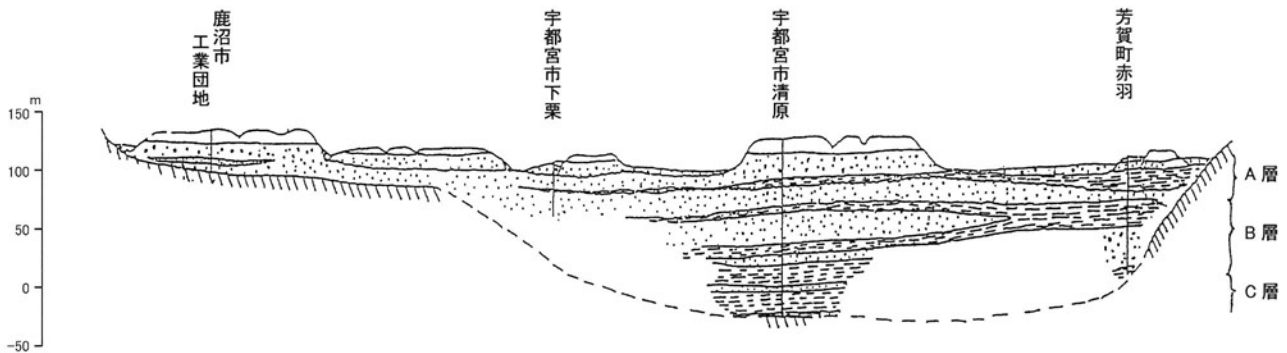
模式地 栃木県宇都宮市下荒針町滝の姿川右岸 (第6.7図; 第6.1図の地点8)。

分布 本段丘は、宇都宮西方の姿川沿いに分布する面高度 165~140 m の段丘である。また、宇都宮東方の鬼怒川右岸で宝積寺段丘よりも比高が大きい飛山 (段丘面高度約 135 m) も、構成物の層序から上欠段丘とほぼ同時期の段丘とされている (鈴木, 2000)。

層序関係 下位層を不整合に覆うと見られるが、段丘



第 6. 3 図 宇都宮市長岡町赤坂の境林層と被覆する風成堆積物の露頭スケッチ
阿久津（1960）による。露頭位置は地点 11 と同一。



第 6. 4 図 鹿沼工業団地から宇都宮市清川工業団地を通る東西地質断面
栃木県（1979）による。A 層は段丘礫層，B・C 層はその下位にある固結度のやや低い伏在砂礫層。
本報告では，B・C 層を，境林層相当層とした。

堆積物の基底は露出してない。

層厚 本段丘面は、姿川沿いの沖積面に対して、30～35 m の比高を持っている。姿川沿いでは堆積物の基底が露出しないので、段丘構成層の厚さは比高以上である。

岩相 模式地の地点 8 では、基底部に厚さ 3.5 m のやや基質が固結した塊状円礫層からなる段丘河川堆積物が露出する。礫は流紋岩・安山岩・火山礫凝灰岩の順で卓越し、最大粒径は 20 cm を越える。円礫層の淘汰は良く、礫の中間軸が流れに平行な b タイプインブリエーションの発達した典型的な河川流路堆積物で、トラフ型斜交層理を持った砂層を挟んでいる。一方、鈴木（2000）の記載した地点 22 の飛山における露頭については、護岸工事が施され、現在完全に被覆されている。鈴木（2000）の柱状図から判断すると、礫質河川堆積物の上面は、現鬼怒川の沖積面よりも僅かに高い程度であることが伺われる。

円礫層の上位には厚さ約 30 m の土壌化した風成堆積物が堆積しており、これが本段丘堆積物の大半を構成する。降下テフラ以外の風成堆積物は結晶片を含む褐色-

黄褐色-茶褐色の淘汰の悪い粘土からなり、いわゆる褐色火山灰土と呼ばれるものからなる。円礫層の直上には細礫混じりで黒雲母結晶片の多い砂質部、間に 70 cm 厚の褐色火山灰土を挟んでその上位には径 1 mm 前後の黒雲母・石英結晶片に富んだ厚さ 13 cm の粗粒火山灰層がある。これらは大町 Apm テフラ群に対比される根元 14・根元 13 テフラである（鈴木、2000）。更に鈴木（2000）は地点 8 で根元 14 テフラの上位にある厚さ 1.6 m の粘土化した白色火山灰層を大田原火砕流堆積物の縁辺相に対比しているが、風化が激しく、これを洗浄した試料からは大田原火砕流を特徴付ける屈折率 1.715～1.722 の斜方輝石は検出できなかった。飯土真岡テフラ (Ij-MO) よりも上位の風成堆積物は地点 9a と 9b で観察できる（第 6. 8 図）。

年代・対比 根元 14・根元 13 テフラは、それぞれ 36 万年前・34 万年前に噴出したものと考えられている（鈴木、2000）。従って、本段丘堆積物の河川堆積物は海洋酸素同位体ステージ 10 (MIS10) に離水したものと判断さ



第 6. 5 図 境林層の円礫層
円礫は流紋岩や安山岩からなるが、著しい風化を受け、ねじり鎌で容易に露頭面を削ることができる。
宇都宮市長岡（地点 11）。

れる（第 6. 2 図）。

6. 3 宝積寺段丘堆積物

本段丘堆積物は、MIS8 に離水した河川堆積物とこれを覆う風成堆積物からなる。

地層名 阿久津（1957）の宝積寺段丘、鈴木（2000）の宝積寺面による。ただし、本段丘は阿久津（1957）の示した宝積寺段丘のうちの北半分に相当し、南半分は宝木段丘に再編される（鈴木、2000）。

模式地 栃木県宇都宮市満美穴町（第 6. 1 図の地点 23）。

分布 本段丘は、鬼怒川左岸の宝積寺台地の大半を占める地形面で（第 6. 1 図）、面高度は最北端で約 190 m、最南端の真岡市内（「真岡」図幅地域内）で約 70 m まで低下する。

層序関係 宝積寺の鬼怒川鉄橋下（第 6. 1 図の地点 20）で新第三系を不整合に覆う。地点 24 の UT05 孔では境林層を不整合に覆う。

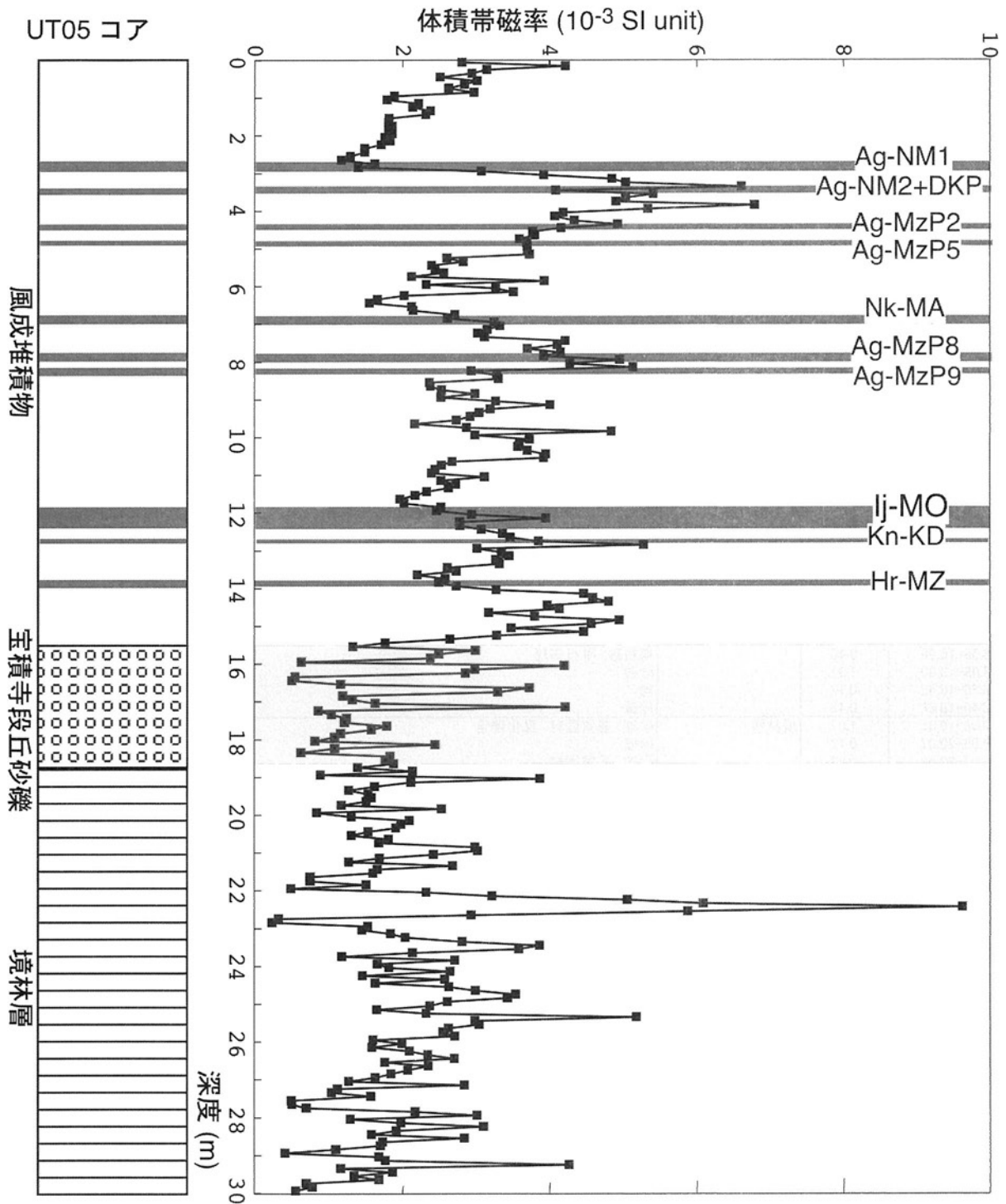
層厚 鬼怒川鉄橋下（地点 20）での本段丘河川堆積物の厚さは約 4 m（上面の高度は約 132 m）、地点 24 の UT05 孔での本段丘河川堆積物の厚さは約 3.5 m で、深度 15.40～18.88 m 間に出現する（孔口の標高は 109.9 m で本段丘河川堆積物の上面高度は 94.5 m；第 6. 6 図、第 6. 1 表）。これらを覆う風成堆積物の厚さは、14～17 m である。栃木県（1979）によると宇都宮市板戸町の清原北小学校（標高 142 m）では、深度 20～26 m までが礫層

で、以深は先第四系となる（本段丘河川堆積物の上面高度は約 122 m）。

岩相 模式地の地点 23 では鬼怒川沖積面の直ぐ脇の段丘崖基底部に、本段丘河川堆積物である固結度の低い塊状円礫層が露出する。礫の最大粒径は約 15 cm で、礫種は安山岩・流紋岩・砂岩・頁岩・チャートなど多様である。UT05 コアでは最大粒径 8 cm 以下の塊状円礫層と、平行層理を持った粗粒砂層から構成される（第 6. 1 表）。段丘崖に本河川堆積物が露出するのはここから地点 20 までの区間で、他の場所ではさくら市上阿久津（地点 19）のように本河川堆積物は沖積面下に没して地表に露出しない。

本段丘堆積物の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、飯土真岡テフラ（Ij-MO）・鬼怒沼黒田原テフラ（Kn-KD）・榛名宮沢テフラ（Hr-MZ）の普通角閃石・斜方輝石・石英が特徴的に含まれる降下火砕物群をその下部に挟んでいる（第 6. 4 図、第 6. 8 図）。また、本段丘河川堆積物の直上の褐色火山灰土中には著しく粘土化した赤褐色のスコリア細粒火山礫が濃集している（第 6. 1 表）。ただし、その給源は確定していない。

年代・対比 関東ローム研究グループ（1965）は本段丘を南関東の下末吉面に対比していた。しかしその後の被覆風成堆積物中のテフラ研究の進展（鈴木、1993）により、宝積寺面は最終間氷期よりも古いものであることが確実である（鈴木、2000）。飯土真岡テフラ（Ij-MO）・鬼怒沼黒田原テフラ（Kn-KD）・榛名宮沢テフラ（Hr-



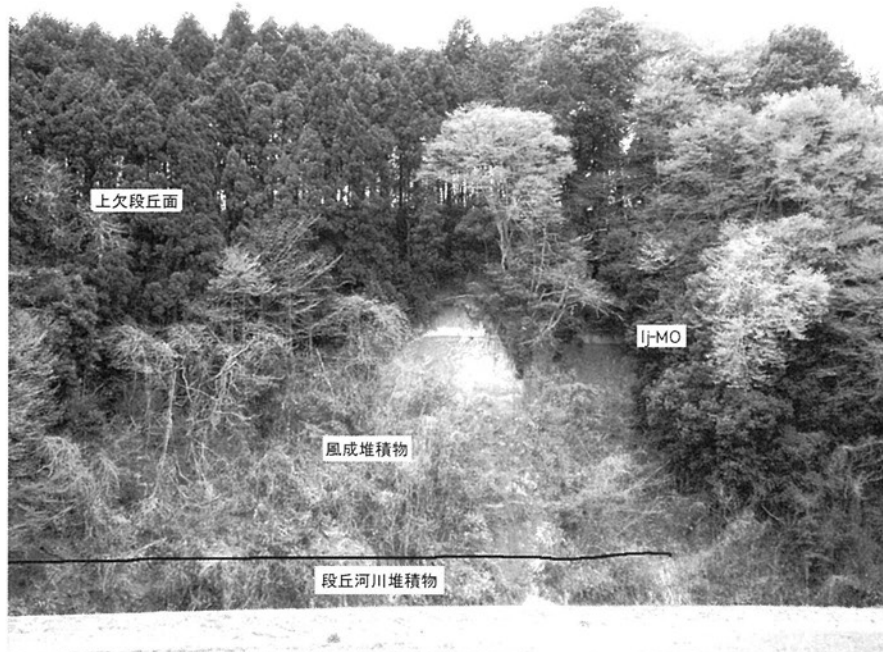
第 6. 6 図 UT05 コアの層序

孔口の標高は 109.9 m で、宝積寺段丘面上から掘削された。コア試料の体積帯磁率は、10 cm 間隔で測定、SI 単位系で表示されている。テフラの詳細は、本文を参照、山元 (2006b) による。

第 6. 1 表 UT05 コアの岩相

深度 (m)	厚さ (m)	ユニット名	岩相	最大粒径 (cm)	試料番号
0.00-0.72	0.72		黒色土壌		
0.72-1.00	0.28		暗褐色土壌		
1.00-2.10	1.10		褐色土壌		
2.10-2.60	0.50		軽石火山礫混じり褐色土壌	1	UTB01
2.60-2.90	0.30	Ag-NM1	黄色軽石火山礫及び結晶質粗粒火山灰 (Pl, Hb, Opx)	1.1	UTB02
2.90-3.30	0.40		褐色土壌		
3.30-3.48	0.18	Ag-NM2+DKP	結晶質粗粒火山灰 (Pl, Opx, Cpx, Hb, Bt)		UTB03
3.48-4.38	0.90		結晶質褐色土壌		
4.38-4.47	0.09	Ag-MzP2	軽石細粒火山礫 (Pl, Opx, Cpx)	0.3	UTB04
4.47-4.86	0.39		褐色土壌		
4.86-4.90	0.04	Ag-MzP5	火山灰 (Pl, Opx, Cpx)		UTB05
4.90-6.79	1.89		褐色土壌		
6.79-6.96	0.17	Nk-MA	赤褐色スコリア火山礫 (Pl, Opx, Cpx)	0.8	UTB06
6.96-7.70	0.74		褐色土壌		
7.70-7.95	0.25	Ag-MzP8	軽石細粒火山礫混じり結晶質粗粒火山灰 (Pl, Opx, Cpx)	0.4	UTB07
7.95-8.10	0.15		結晶質褐色土壌		
8.10-8.28	0.18	Ag-MzP9	軽石細粒火山礫混じり結晶質粗粒火山灰 (Pl, Opx, Cpx)	0.6	UTB08
8.28-11.27	2.99		褐色土壌		
11.27-11.80	0.53		軽石火山礫混じり褐色土壌		
11.80-12.38	0.58	lj-MO	黄色軽石火山礫 (Pl, Qz, Hb, Opx)	1.2	UTB09
12.38-12.65	0.27		褐色土壌		
12.65-12.73	0.08	Kn-KD	結晶片 (Pl, Qa, Hb, Opx) 混じり褐色土壌		UTB10
12.73-13.50	0.77		褐色土壌		
13.50-13.78	0.28		軽石細粒火山礫混じり褐色土壌		
13.78-13.90	0.12	Hr-MZ	橙色軽石細粒火山礫 (Pl, Qz, Hb, Opx) 混じり褐色土壌	0.4	UTB11
13.90-14.19	0.29		軽石, スコリア細粒火山礫混じり褐色土壌		
14.19-14.87	0.68		褐色土壌		
14.87-14.98	0.11		赤褐色スコリア細粒火山礫混じり褐色土壌	0.2	
14.98-15.14	0.16		褐色土壌		
15.10-15.40	0.26		礫混じり褐色土壌		
15.40-15.83	0.43	宝積寺段丘	砂礫	3.4	
15.83-16.05	0.22	河川堆積物	礫	6.5	
16.05-16.58	0.53		砂礫	7	
16.58-16.98	0.40		粗粒砂, 平行層理		
16.98-18.30	1.32		砂礫	8	
18.30-18.42	0.12		礫	6.3	
18.40-18.88	0.46		砂礫	4.5	
18.88-19.95	1.07	境林層	砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.5	
19.95-20.07	0.12		砂礫	5.7	
20.07-20.59	0.52		砂礫, 基質固結	4.2	
20.59-21.10	0.51		砂礫	4.5	
21.10-22.00	0.90		砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.3	
22.00-22.56	0.56		粗粒砂, 平行層理		
22.56-23.32	0.76		砂礫, 基質固結	4.4	
23.32-23.62	0.30		粗粒砂, 平行層理		
23.62-25.43	1.81		砂礫, 基質固結	5	
25.43-25.51	0.08		粗粒砂		
25.51-27.00	1.49		砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.3	
27.00-27.63	0.63		砂礫, 基質固結	5.7	
27.63-27.76	0.13		礫	7.6	
27.76-28.47	0.71		砂礫, 基質固結	6.5	
28.47-28.56	0.09		粗粒砂		
28.56-29.57	1.01		砂礫, 基質固結, 風化礫含	5.8	
29.57-29.62	0.05		粗粒砂		
29.63-30.00	0.38		砂礫, 基質固結	7.5	
30.00-30.51	0.51		礫	8.6	
30.51-31.06	0.55		砂礫, 基質固結	4.8	
31.06-31.30	0.24		粗粒砂		
31.30-32.30	1.00		礫まじり粗粒砂	6.3	
32.30-33.00	0.70		砂礫, 基質固結	7.5	
33.00-33.67	0.67		砂礫, 基質固結	6	
33.67-34.05	0.38		中粒砂, 斜交層理		
34.05-35.46	1.41		粗粒砂, 斜交層理		
35.46-36.00	0.54		砂礫, 基質固結	4.8	
36.00-36.24	0.24		礫	7.5	
36.24-38.59	2.35		砂礫, 基質固結	8	
38.59-38.96	0.37		粗粒砂, 平行層理		
38.96-39.22	0.26		礫まじり粗粒砂	3.7	
39.22-40.00	0.78		砂礫, 基質固結	4.5	

山元 (2006b) による.



第 6. 7 図 上欠段丘堆積物の模式露頭

宇都宮市下荒針町滝（地点 8）. 露頭手前の姿川沿いの沖積面からの比高は 33 m で、段丘の大半が風成堆積物からなる。その中程には飯土真岡テフラ（Ij-MO）が挟まれ良い鍵層となる。また、段丘河川堆積物の直上には、大町 Apm テフラ群に対比される根元 14・根元 13 テフラがある。

MZ) の噴出年代（後述）から判断すると、本段丘河川堆積物の離水時期は、MIS8 の氷期となる（第 6. 2 図）

6. 4 鹿沼段丘堆積物

本段丘堆積物は、MIS6 に離水した河川堆積物とこれを覆う風成堆積物からなる。

地層名 阿久津（1957）の今市-鹿沼段丘、鈴木（2000）の鹿沼面による。ただし、本段丘は阿久津（1957）の示した今市-鹿沼段丘のうちの南半分に相当し、北半分は下野大沢段丘に再編される。

模式地 栃木県鹿沼市富岡の黒川支流、^{なめかわ}行川の左岸（第 6. 1 図の地点 4；「鹿沼」図幅地域内）。

分布 本段丘は、黒川と姿川の間にある地形面（第 6. 1 図）、面高度は最北端の日光市明神（「日光」図幅地域内）で 350 m に達し、南端の壬生市内（「壬生」図幅地域内）では約 80 m にまで減少する。

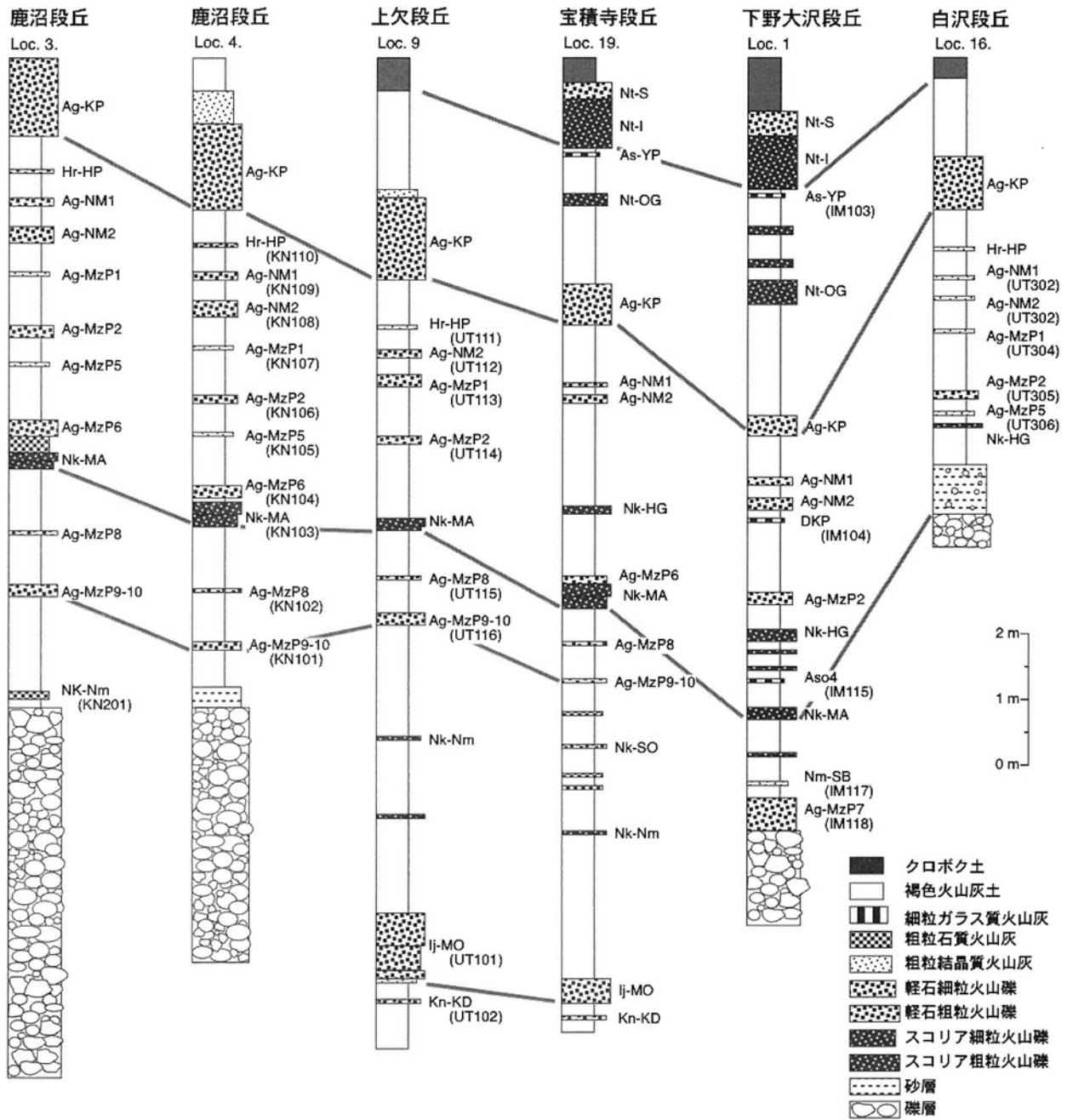
層序関係 足尾帯のジュラ系や新第三系を不整合に覆う（第 6. 9 図）。また、日光市明神（地点 2）で行川岩屑なだれ堆積物（鈴木、1993）を侵食面で覆う（第 6. 10 図）。

層厚 栃木県鹿沼市富岡（地点 4）での段丘河川堆積物の厚さは 15 m。これよりも下流（宇都宮図幅地域内）では段丘河川堆積物の基底が露出しない。これらを覆う風成堆積物の厚さは 10 m 前後である。栃木県（1979）によると鹿沼段丘の中央部での基盤深度は概ね 40 m 前後

で、例えばさつき町の鹿沼工業団地では深度 38.5 m で基盤に達し、深度 12.5～38.5 が砂礫層となっている。

岩相 最北端部の本段丘堆積物は（地点 2）、岩片支持で粗粒砂基質を持つ安山岩角礫からなる土石流堆積物と岩片混じりで連続性の悪い平行層理を持つ粗粒砂-細礫からなる高密度洪水流堆積物からなる。この堆積物の層厚は 3.8 m で、女峰赤薙火山の山体崩壊で形成された行川岩屑なだれ堆積物（鈴木、1993）を、侵食面を挟んで直接覆っている（第 6. 10 図）。これよりも下流域では、下位の岩屑なだれ堆積物は消失し、土石流堆積物も淘汰がよくインプリケーションの発達した塊状円礫層からなる河川流路堆積物（第 6. 9 図）に岩相変化する。土石流堆積物の基質はやや固結している。一方、円礫層の固結度は低い。円礫の平均最大粒径（最大 5 個の平均）は、上流の地点 3 では 41 cm、中流の地点 4 で 38 cm、下流の地点 7 で 32 cm と減少する。礫種は、安山岩・流紋岩のほか、砂岩・頁岩・チャートなどである。

本段丘堆積物の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、赤城水沼第 8 テフラ（Ag-MzP8）・赤城水沼第 9・10 テフラ（Ag-MzP 9・10）をその下部に挟んでいる（第 6. 8 図）。地点 2 での本段丘河川堆積物の上位には、厚さ 45 cm の褐色火山灰土を挟んで、層厚 8 cm で淘汰の良い最大粒径 1.2 cm 中の良く発泡した赤褐色スコリア層がある。また、地点 3 での本段丘河川堆積物の上位には、厚さ 15 cm の褐色火山灰土を挟んで、層



第 6. 8 図 上欠・宝積寺・鹿沼・下野大沢・白沢段丘の風成堆積物柱状図
 テフラの詳細は、本文を参照。() は第 6. 1 表の試料番号. 柱状図の位置は第 6. 1 図を参照.

厚 12 cm で最大粒径 2 mm 中の暗灰色-赤褐色スコリア粗粒火山灰層がある。後者と同じものは地点 6 及び 7 でも確認できるが、地点 4 では同段丘河川堆積物の上位に見つからない。鈴木 (1993) では前者が矢板テフラ、後者が行川テフラと呼ばれ、どちらも日光火山群起源とされている。

対比・年代 本段丘河川堆積物の離水前後に噴出した日光行川テフラ (Nk-NM) 自体からは直接の年代は得られていない。しかし、栃木県那須塩原市東赤田の国際医療福祉病院 (「塩原」図幅地域内) では、本テフラの下位

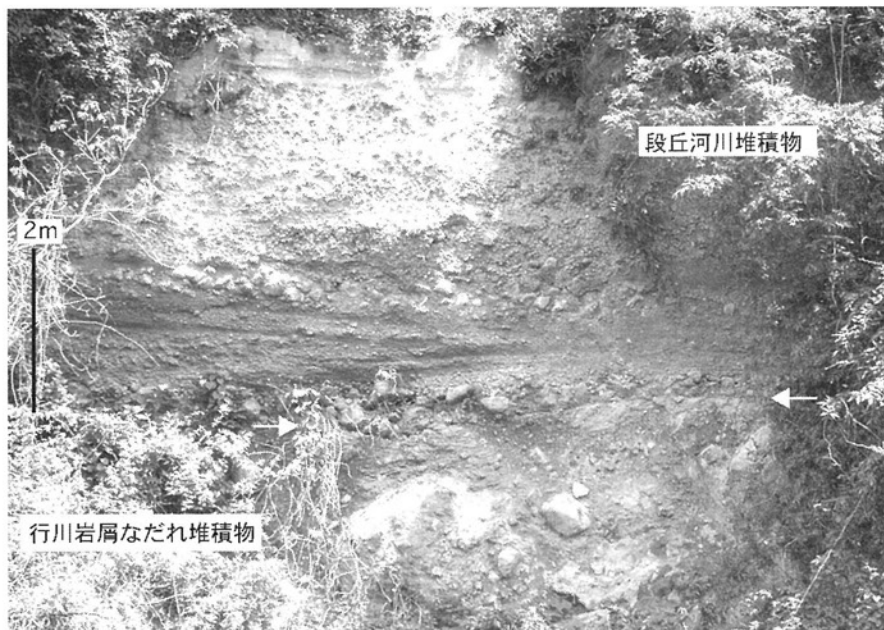
に、厚さ 45 cm の褐色火山灰土を挟んで、MIS6 の河床面の指標である飯綱上樽テフラ [鈴木 (2001) ; 鈴木 (1993) の那須野ヶ原テフラ] がある。従って、本段丘河川堆積物の離水時期も MIS6 とみなせよう。鈴木 (2000) も同様な層序関係の解釈から、本離水時期を 15 万年前頃としている。

6. 5 下野大沢段丘堆積物

本段丘は、MIS5.4 に離水した河川堆積物とこれを覆



第 6. 9 図 鹿沼段丘堆積物の模式露頭
 鹿沼市富岡の黒川支流，行川の左岸（地点 4；「鹿沼」図幅地域内）。段丘の比高は 25 m。段丘河川堆積物は，インプリケーションの発達した塊状の円礫層からなる。風成堆積物には赤城水沼第 9・10 テフラや日光満美穴テフラが挟まれている。川底には足尾帯のジュラ系が露出する（B）。黒線は段丘堆積物基底の不整合面。



第 6. 10 図 行川岩屑なだれ堆積物を覆う鹿沼段丘河川堆積物
 日光市明神の行川左岸（地点 3；「日光」図幅地域内）。白矢印は両者の間の侵食面。行川岩屑なだれ堆積物は，安山岩岩片を含む基質支持の塊状凝灰角礫岩からなり，基質には塑性変形を受けた粘土質の変質岩の塊が包有されている。段丘河川堆積物は，安山岩礫の多い土石流堆積物と高密度洪水流堆積物からなる。

う風成堆積物からなる。

地層名 新称、阿久津（1957）の示した今市-鹿沼段丘のうちの北半分に相当する。

模式地 栃木県日光市大室の大室ダム（第6.1図の地点1；「矢板」図幅地域内）。ただし、露頭は現在水没している。

分布 本段丘は、鬼怒川支流の大谷川と古賀志山・本山の間にある地形面で（第6.1図）、面高度は最西端の日光市野口（「日光」図幅地域内）で470mに達し、東端の宇都宮市石那田町では225mにまで減少する。本図幅地域内には段丘の南縁部がわずかに分布するに過ぎない。

層序関係 下位層を不整合に覆うとみられるが、露頭では確認していない。

層厚 模式地（地点1）での本段丘河川堆積物の厚さは3m以上で、下限は確認できていない。これを覆う風成堆積物の厚さは10~12mである。栃木県（1979）によると、本段丘面下の砂礫層の層厚は25mとされている。

岩相 模式地（地点1）の本段丘河川堆積物は、固結度の低い、インプリケーションの発達した淘汰の良い塊状円礫層と平行層理を持つ礫混じり粗粒砂層からなる。礫は安山岩・流紋岩・火山礫凝灰岩などの火山岩が卓越し、砂岩・頁岩・チャートなど足尾帯のジュラ系由来のものを伴っている。最大粒径は20cmを越える。本図幅地域内では、河川堆積物の露頭を見いだすことができなかった。

本段丘河川堆積物の直上には、褐色火山灰土を挟まずに直接、層厚35cmで最大粒径2.3cmの淘汰の良い黄色軽石層からなる赤城第7テフラ（Ag-MzP7）が重なっている（第6.8図）。軽石はやや円磨され、粒径の違いが作る連続性の悪い平行層理を持っていること、河川堆積物上にもみ出し周辺の同層準の風成堆積物中にはないことから、この堆積物は噴火直後に発生したラハールであると考えられる。

本段丘堆積物の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、日光満美穴テフラ（Nk-MA）をその下部に挟んでいる（第6.8図）。一方、地表付近にはクロボク土の直下に男体今市テフラ（Nt-I）・男体七本桜テフラ（Nt-S）が厚く堆積しており、本段丘面のほぼ全体を覆っている。

対比・年代 本段丘河川堆積物の離水期に噴出したAg-MzP7は、福島県原町市塚原の海岸（「原町・大甕」図幅地域）において、MIS5.5の塚原層を覆う河成の小浜面（鈴木、1999）の直上に層厚2cmの結晶質粗粒火山灰として確認できる〔第6.2表；安達太良岳テフラ（鈴木、1999）の19cm下位に相当〕。すなわち、本図幅地域の下野大沢面と原町・大甕図幅地域の小浜面はMIS5.4のほぼ同時に離水しており、MIS5.5の最終間氷期最盛期に続く海面低下時に形成されたことになる。

6.6 白沢段丘堆積物

本段丘堆積物は、MIS5.4~5.3に離水した河川堆積物とこれを覆う風成堆積物からなる。

地層名 鈴木（2000）の白沢面による。これは阿久津（1955）・貝塚（1957）の岡本段丘の北部に相当する。

模式地 栃木県宇都宮市中岡本奈坪台（第6.1図の地点16）。

分布 本段丘は、鬼怒川右岸の宇都宮市白沢町から平出町付近に分布する面高度160~140mの段丘と、左岸のさくら市勝山の面高度165mの段丘からなる。

層序関係 下位層を不整合に覆うとみられるが、露頭では確認していない。

層厚 宇都宮市白沢町（地点17）での段丘河川堆積物の厚さは5m以上で、下限は確認できていない。これを覆う風成堆積物の厚さは8~10mである。栃木県（1979）によると、白沢付近のボーリングでは地表より5mで礫層となり深度25mまで続き深は先第四系となる。ただし、この礫層が全て本段丘堆積物に属するものかどうかは明らかではない。白沢・宝木・田原段丘堆積物の河川堆積物は、一連のフィルストラス段丘群をなしており、河川堆積物自体を離水時期の違いで厳密に区別することはできない。それゆえ、これら段丘を構成する河川堆積物は、地質断面図において低位段丘河川堆積物として一括している。

岩相 模式地（地点16）の本段丘河川堆積物は、固結度が低く淘汰の良い塊状円礫層と、これを覆う固結度のやや高いスコリア火山礫混じりの中粒-粗粒砂層（層厚80cm）が発達する（第6.8図）。円礫層は、安山岩・流紋岩・砂岩・頁岩・チャートの円礫からなり、インプリケーションの発達が良く、最大粒径は20cm以上である。中粒-粗粒砂層には、最大粒径5cm前後の安山岩や砂岩・頁岩円礫、もしくは粒径1~3cmの円磨された赤褐色スコリアの連続性の悪い薄層が挟まれ、平行層理をなしている。砂の構成粒子も安山岩が卓越するが、砂岩・頁岩起源の粒子も含まれている。砂粒子同士は膠着しており、バラバラにならない。鈴木（2000）は被覆風成堆積物の層序から、これを日光満美穴テフラ（Nk-MA）を形成した噴火に伴うラハール堆積物としている。

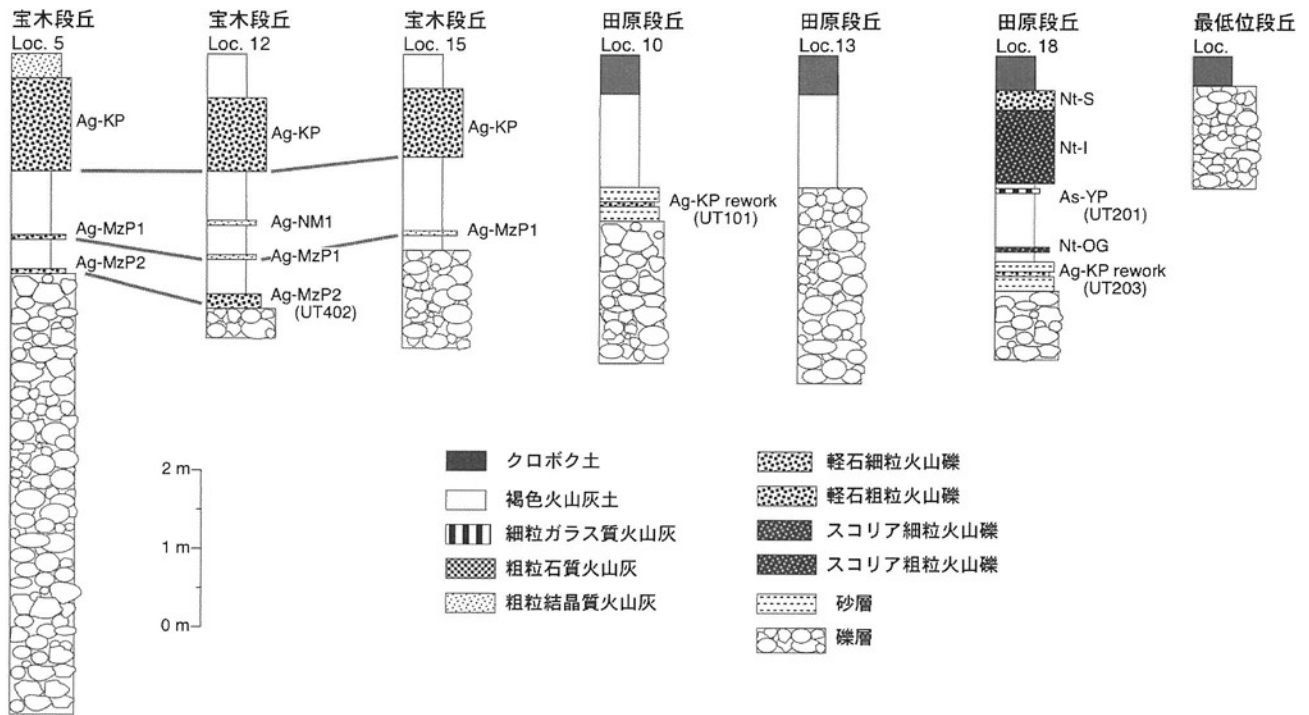
本段丘の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、日光東赤田テフラ（Nk-HG）・赤城水沼第5テフラ（Ag-MzP5）をその下部に挟んでいる（第6.8図）。

対比・年代 本段丘河川堆積物の離水期に噴出した日光満美穴テフラ（Nk-MA）の直上には御岳第1テフラ（On-Pm1）があるので（鈴木、1993）、白沢段丘の離水時期は約10万年前である（鈴木、2000）。

第 6. 2 表 テフラ層の特徴と屈折率の頻度分布

Unit	Sample	Loc.	Mineral composition	Refractive index mode			Ref.
				Glass (n)	Opx (γ)	Hb (n2)	
As-YP	IM103	1	Opx > Cpx, [Hb]	1.501-1.503 (100%)	1.705-1.709 (90%)		
As-YP	UT201	18	Opx > Cpx, [Hb]	1.501-1.503 (100%)	1.706-1.710 (90%)	[1.681-1.691 (60%)]	
Ag-KP	UT101	10	Opx > Hb, [Cpx, Bt, Cum]; [Qz]	1.504-1.508 (90%)	1.705-1.711 (100%)	1.672-1.677 (70%)	[1.658-1.662] (100%)
Ag-KP	UT203	18	Opx > Cpx, Hb; [Qz]	1.505-1.507 (100%)	1.704-1.707 (90%)	1.674-1.692 (80%)	
Hr-HP	UT111	9a	Opx > Hb, Cpx, [Cum]; Qz	1.502-1.504 (70%)	1.700-1.711 (90%)	1.671-1.677 (60%)	[1.659-1.662 (80%)] 1.682-1.685 (30%)
Hr-HP	KN110	4	Opx, Hb > Cpx, [Cum]; Qz	1.497-1.505 (90%)	1.704-1.711 (90%)	1.666-1.684 (90%)	[1.658-1.662 (100%)]
Ag-NM1	KN109	4	Opx > Cpx, Hb; Qz	1.512-1.515 (50%) 1.503-1.507 (30%) 1.496-1.499 (20%)	1.702-1.710 (90%)	1.678-1.685 (90%)	
Ag-NM1	UT302	16	Opx > Cpx, Hb; [Qz]	1.503-1.507 (70%) 1.495-1.498 (10%) 1.512-1.515 (10%)	1.702-1.710 (90%)	1.678-1.684 (90%)	
Ag-NM2	UT112	9a	Opx > Cpx, Hb	1.506-1.508 (90%)	1.702-1.711 (80%)	1.680-1.685 (80%)	
Ag-NM2	KN108	4	Opx > Cpx, [Hb]	1.506-1.509 (90%)	1.705-1.712 (90%)	1.673-1.677 (50%)	[1.680-1.688 (30%)] [1.673-1.689 (50%)]
Ag-NM2	UT303	16	Opx > Cpx, [Hb]	1.505-1.508 (70%)	1.707-1.712 (80%)	1.673-1.689 (50%)	[1.694-1.698 (20%)]
DKP	IM104	1	Hb > Opx, [Bt, Ol]	—————	1.702-1.706 (90%)	1.679-1.683 (80%)	
Ag-MzP1	UT113	9a	Opx > Cpx, [Hb]	1.508-1.510 (90%)	1.707-1.711 (80%)	1.673-1.685 (90%)	
Az-MzP1	KN107	4	Opx > Cpx, [Hb]	1.507-1.509 (90%)	1.707-1.711 (90%)	1.676-1.687 (80%)	[1.693-1.700 (10%)] [1.677-1.691(90%)]
Ag-MzP1	UT304	16	Opx > Cpx, [Hb, Bt]; [Qz]	1.504-1.509 (90%)	1.706-1.712 (90%)	1.677-1.691(90%)	
Ag-MzP2	UT114	9a	Opx > Cpx, Hb	1.507-1.509 (60%) 1.498-1.501 (20%)	1.706-1.709 (60%)	1.682-1.692 (60%)	1.671-1.675 (10%)
Ag-MzP2	KN106	4	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]	1.498-1.503 (60%) 1.505-1.508 (30%)	1.706-1.710 (90%)	1.672-1.700 (100%)	
Ag-MzP2	UT402	12	Opx > Cpx, Hb, [Bt]; Qz	1.506-1.509 (90%) 1.498-1.501 (10%)	1.705-1.712 (90%)	1.671-1.677 (50%)	1.682-1.699 (40%)
Az-MzP2	UT305	16	Opx > Cpx, Hb; [Qz]	1.502-1.509 (60%) 1.495-1.501 (40%)	1.704-1.712 (90%)	1.674-1.684 (60%)	1.688-1.698 (20%)
Ag-MzP5	KN105	4	Opx > Cpx, [Hb, Bt]	1.502-1.508 (70%) 1.498-1.500 (30%)	1.706-1.712 (90%)	1.673-1.684 (50%)	[1.689-1.704 (50%)]
Ag-MzP5	UT306	16	Opx > Cpx, Hb; [Qz]	1.495-1.500 (50%) 1.502-1.507 (40%)	1.706-1.712 (90%)	1.678-1.686 (60%)	1.689-1.708 (30%)
NT	Ng101	y	Opx > Cpx, [Hb]	1.506-1.509 (65%)	1.706-1.710 (70%)	1.684-1.690 (80%)	
Aso4	IM115	1	Opx, Hb > Cpx	1.505-1.509 (100%)	1.698-1.702 (70%)	1.689-1.694 (60%)	
Ag-MzP6	KN104	4	Opx > Hb	1.505-1.507 (50%)	1.707-1.713 (90%)	1.674-1.683 (90%)	
Nk-MA	KN103	4	Opx > Cpx, [Hb]	—————	1.704-1.710 (80%) 1.715-1.717 (10%)	1.678-1.692 (90%)	
Nm-SB	IM117	1	Hb > Bt, [Opx, Cpx]; Qz	1.499-1.502 (100%)	[1.708-1.711 (70%)]	1.678-1.692 (90%)	
Ag-MzP7	IM118	1	Opx > Hb	—————	1.706-1.709 (70%)	1.677-1.681 (40%)	
Ag-MzP7	Hm203	x	Hb > Opx, [Bt]; [Qz]	1.497-1.502 (60%) 1.504-1.508 (40%)	1.702-1.708 (100%)	1.679-1.683 (80%)	
Ag-MzP8	UT115	9a	Opx > Cpx, [Hb]	1.505-1.507 (80%)	1.707-1.711 (90%)	1.682-1.690 (60%)	[1.673-1.674 (10%)] [1.679-1.690 (90%)]
Ag-MzP8	KN102	4	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]	1.508-1.511(80%)	1.708-1.711(90%)	1.679-1.690 (90%)	
Ag-MzP9-10	UT116	9a	Opx > Cpx, [Hb]	1.500-1.504 (90%)	1.706-1.709 (80%)	1.674-1.683 (80%)	
Ag-MzP9-10	KN101	4	Opx > Cpx, [Hb]; [Qz]	1.500-1.507 (80%)	1.707-1.709 (90%)	1.672-1.688 (90%)	
NK-Nm	KN201	3	Opx > Cpx, [Hb]	—————	1.704+1.713 (90%)	1.673-1.695 (100%)	
Ij-MO	UT101	9b	Hb > Opx, [Cum]	1.501-1.504 (100%)	1.709-1.716 (100%)	1.680-1.684 (100%)	
Kn-KD	UT102	9b	Hb > Opx; Qz	—————	1.705-1.712 (100%)	1.665-1.692 (100%)	
Hr-MZ	UTB11	24	Hb > Opx; [Qz]	—————	1.706-1.710 (60%)	1.673-1.679 (100%)	

Cpx = 斜方輝石; Cum = カミングトン閃石; Hb = 普通角閃石; Opx = 斜方輝石; Qz = 石英; [] = 微量成分; a = 山元 (1999a); b = 山元 (1999b); c = 山元 (2006b); d = 山元 (2007); x = 福島県原町市塚原 (「原町・大甕」図幅地域); y = 福島県南会津郡田島町長野 (「田島」図幅地域)



第 6. 11 図 宝木・田原・最低位段丘堆積物の柱状図
 テフラの詳細は、本文を参照。()は第 6. 1 表の試料番号。柱状図の位置は第 6. 1 図を参照。

6. 7 宝木段丘堆積物

本段丘堆積物は、MIS4 に離水した河川堆積物とこれを覆う風成堆積物からなる。

地層名 阿久津 (1957) の宝木段丘による。ただし、阿久津 (1957) の宝木段丘は本報告の白沢段丘を含んでおり、これを除いたものが本図幅の宝木段丘となる。

模式地 栃木県宇都宮市上横田町 (第 6. 1 図の地点 12)。

分布 本段丘は、鬼怒川と姿川の間にある地形面で、中央を刻む田川の両岸に分かれて分布する。田川沿いの最上流部での面高度は 220 m、下流部の上三川町内 (「壬生」図幅地域内) では 70 m まで低下する。また、姿川支流の武子川沿いに鹿沼段丘よりも一段低い地形面を刻んでいる (第 6. 1 図)。

層序関係 下位層を不整合に覆うとみられるが、露頭では確認していない。

層厚 鹿沼市武子 (地点 5) での本段丘河川堆積物の厚さは 6 m 以上で、下限は確認できていない。これを覆う風成堆積物の厚さは 4~6 m である。一方、既存のボーリング資料によると鬼怒川右岸の宇都宮市平出工業団地では礫層の厚さ 15 m、深度 22 m で先第四系となり、宇都宮大学構内でも礫層の厚さ 15 m、深度 19.5 m で先第四系となる (栃木県, 1979)。ただし、これらの礫層全てが本段丘堆積物の河川堆積物に対比できるかどうか

かは明らかではない。上述のように、白沢・宝木・田原段丘堆積物の河川堆積物は、地質断面図において低位段丘河川堆積物として一括している。一方、宇都宮市南部の下栗町以南では、基盤深度が急速に深くなり、宇都宮市下栗のボーリングでは深度 40 m まで砂礫層となり、基盤に到達していない (栃木県, 1979)。これらの砂礫層全てが低位段丘河川堆積物に対比できると思われず、段丘下の B・C 層と呼ばれる伏在砂礫層の実態はよく分かっていない。

岩相 本段丘河川堆積物は、固結度の低い、インブリケーションの発達した淘汰の良い塊状円礫層と平行層理を持つ中粒-粗粒砂層からなる。円礫層は、安山岩・流紋岩・砂岩・頁岩・チャートの円礫からなり、最大粒径は 20 cm 以上である。

本段丘の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、赤城水沼第 2 テフラ (Ag-MzP2)・赤城水沼第 1 テフラ (Ag-MzP1)・赤城鹿沼軽石 (Ag-KP) などを挟んでいる (第 6. 8 図)。赤城水沼第 2 テフラ (Ag-MzP2) は本段丘河川堆積物の直上に見られるが、場所によってはこれを欠く場所 (地点 15) もあり、離水時期に幅がある。

対比・年代 本段丘河川堆積物の離水期に噴出した赤城水沼第 2 テフラ (Ag-MzP2) の噴出年代から、離水時期は 8~6 万年前の MIS4 である (鈴木, 2000)。

6. 8 田原段丘堆積物

本段丘堆積物は、MIS2に離水した河川堆積物とこれを覆う風成堆積物からなる。

地層名 阿久津（1955）の田原段丘による。

模式地 栃木県宇都宮市芦沼町（第6.1図の地点18；第6.12図）。

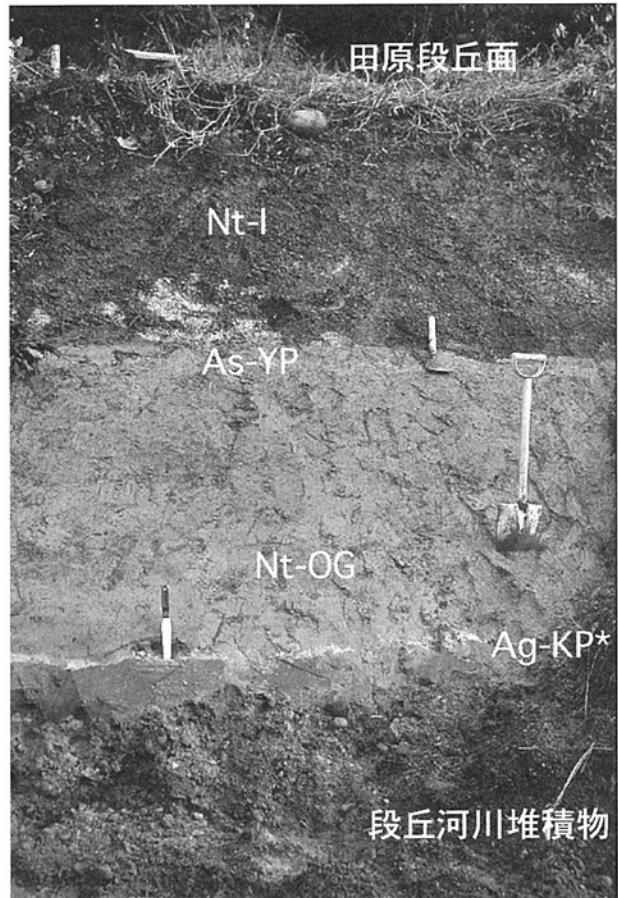
分布 本段丘は、鬼怒川右岸の上河内今里（「矢板」図幅地域内）から上三川町内（「壬生」図幅地域内）へと続く旧鬼怒川河道の地形面である（第6.1図）。最上流部での面高度は195m、下流部の上三川付近では65mまで低下する。同時期の地形面は、姿川沿いにも小規模ながら分布し（例えば地点10）、高根沢町石末では最低位段丘に囲まれ島状に分布する。

層序関係 下位層を不整合に覆うとみられるが、露頭では確認していない。

層厚 宇都宮駅東口（地点13）の掘削ピットでの本段丘河川堆積物の厚さは2.5m以上で、下限は確認できていない（第6.13図）。これを覆う風成堆積物の厚さは、1.5～2.6mである。東北新幹線建設時の地質調査結果によると、宇都宮駅構内での基盤深度は9mと若干浅く、以北の路線沿いの基盤深度は概ね10～15mである（日本国有鉄道、1981）。ただし、これらの礫層全てが本段丘河川堆積物に対比できるかどうかは明らかではない。前述のように、白沢・宝木・田原段丘の河川堆積物は、地質断面図において低位段丘河川堆積物として一括している。一方、すでに宝木段丘の項で述べたように宇都宮市市街地以南では、急速に基盤深度が深くなり、宇都宮町屋板町では風成堆積物が2.5m、それより深度57mまでは砂礫層と粘土混じり砂礫層の互層となり、砂礫層下限に達していない（栃木県、1979）。これらの砂礫層全てが低位段丘河川堆積物に対比できると思われず、段丘下のB・C層と呼ばれる伏在砂礫層の実態はよく分かっていない。

岩相 本段丘河川堆積物は、固結度の低い、インブリケーションの発達した淘汰の良い塊状円礫層と平行層理やトラフ型斜交層理を持つ中粒-粗粒砂層からなる。円礫層は、流紋岩・安山岩・砂岩・頁岩・チャートの円礫からなり、最大粒径は15～25cmである。本段丘河川堆積物の最上部には、赤城鹿沼テフラに由来する軽石細礫や結晶片に富む中粒-粗粒砂層がしばしば確認できる（例えば、地点10、14、18）。

本段丘堆積物の被覆風成堆積物は、大部分が褐色火山灰土からなり、最上部にはクロボク土が重なる。本図幅地域の北半分の場所では、風成堆積物中に男体小川（Nt-OG）・浅間板鼻黄色テフラ（As-YP）・男体今市テフラ（Nt-I）・男体七本桜テフラ（Nt-S）を挟んでいる（第6.8図；地点15）。しかし、南半分の場所では火山灰土中に



第6.12図 田原段丘堆積物（1）

宇都宮市芦沼町（地点18）円礫からなる段丘河川堆積物の最上部には、層厚30cmの中粒砂層があり、再堆積した赤城鹿沼テフラ（Ag-KP*）を挟んでいる。風成堆積物中には、男体小川（Nt-OG）・浅間板鼻黄色（As-YP）・男体今市（Nt-I）テフラが挟まれる。

肉眼で検出できるテフラはない。

対比・年代 本段丘河川堆積物と男体小川（Nt-OG）の間には厚さ14～15cmの褐色火山灰土が挟まれるが、鈴木（2000）も指摘するようにこの中からAT由来の火山ガラスは鏡下でも検出されなかった。従って本段丘河川堆積物の離水時期は、男体小川（Nt-OG）が噴出した約2万年前よりは古い、AT噴出の2.5万年前よりは新しい（鈴木、2000）。

6. 9 被覆風成堆積物中の降下火砕堆積物

榛名宮沢テフラ（Hr-MZ）

山元（2006b）命名。榛名火山、宮沢火砕流堆積物（早田、2000）の降下火砕物相である（第6.14図）。斜方輝石普通角閃石デイサイト質で（第6.2表）、本図幅地域内では宝積寺段丘堆積物の風成堆積物中の基底から1.5



第 6. 13 図 田原段丘堆積物 (2)

宇都宮駅東口 (地点 13). 段丘河川堆積物はインプリケーションの発達した塊状の円礫層からなり、その層厚は 2.5 m 以上である。風成堆積物中には肉眼で確認できるテフラ層はない。

m 上位の褐色火山灰土に挟まれ (第 6. 6 図), 層厚 12 cm の火山灰土中に最大粒径 4 mm の橙色軽石細粒火山礫が濃集している。榛名宮沢テフラ (Hr-MZ) の噴出年代は、後述の鬼怒沼黒田原テフラ (Kn-KD) や飯士真岡テフラ (Ij-MO) との層序関係から 25~26 万年前頃と見られる (山元, 2006b)。

鬼怒沼黒田原テフラ (Kn-KD)

岩崎ほか (1984)・鈴木 (1993) の黒田原テフラを、山元 (1999b) が再定義。鬼怒沼火山, ヒナタオソロシノ滝火砕流堆積物の降下火砕物相である (第 6. 14 図)。斜方輝石普通角閃石デイサイト質で (第 6. 2 表), 本図幅地域内では宝積寺段丘風成被覆層中の基底から 2.7 m 上位の褐色火山灰土に挟まれ (第 6. 6 図), 層厚 4~8 cm で最大粒径 3 mm の粘土化の進んだ白色軽石細粒火山礫からなる。鬼怒沼黒田原テフラ (Kn-KD) の噴出年代は、放射年代値 (山元, 1999b; 鈴木ほか, 1998) と後述の飯士真岡テフラ (Ij-MO) との層序関係から 23~24 万年前頃と見られる (山元, 2007)。

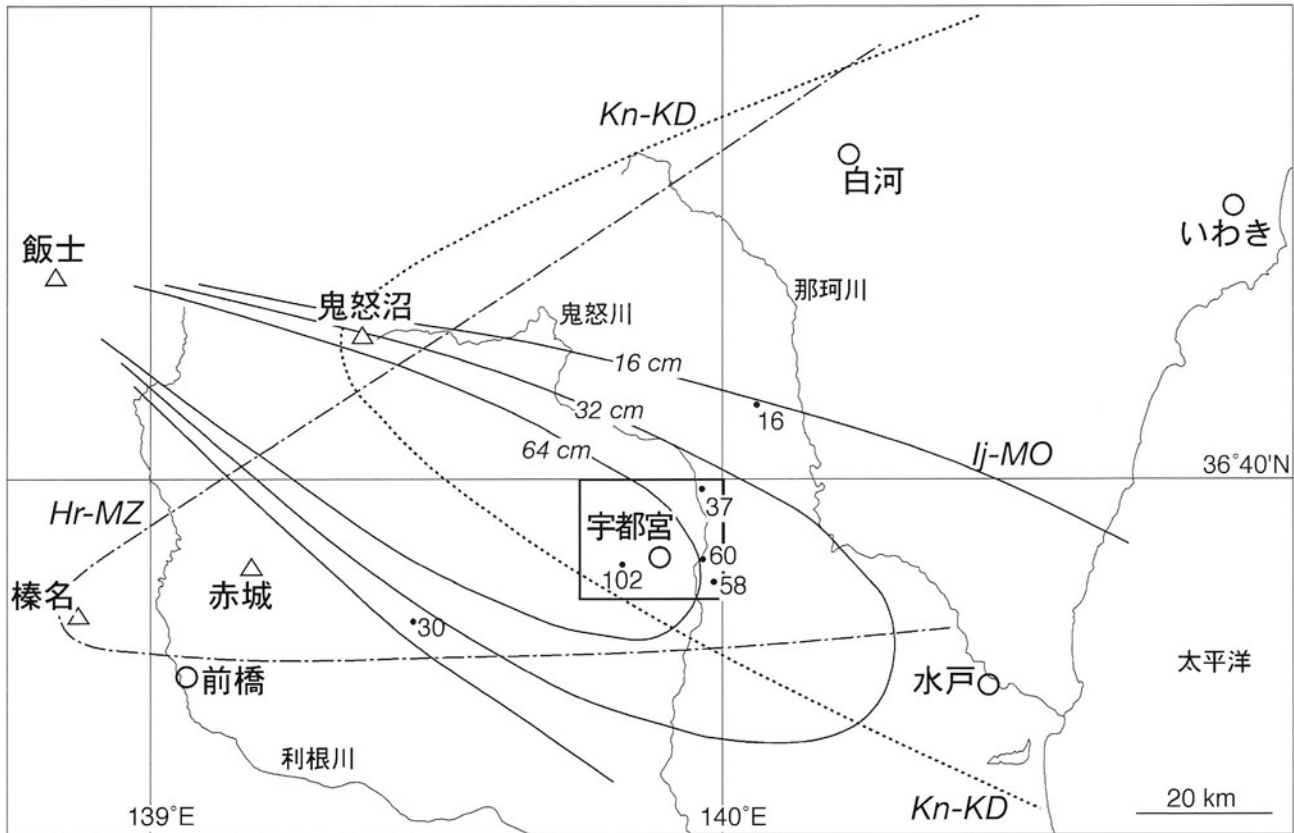
飯士真岡テフラ (Ij-MO)

阿久津 (1957) の真岡軽石を、山元 (2007) が再定義。飯士火山, 越後湯沢火砕流堆積物の降下火砕物相である (第 6. 14 図)。カミングトン閃石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト質で (第 6. 2 表), 本図幅地域内では宝積寺段丘風成被覆層中の基底から約 3.0 m 上位の褐色火山

灰土に挟まれる (第 6. 6 図)。本テフラが模式的に分布する宇都宮市上欠 (地点 9b) では層厚 102 cm で、最下部 4 cm は結晶片に富む粗粒火山灰を基質に持つ最大径 5 mm の軽石細粒火山礫, その上位 11 cm は基質の火山灰を欠く淘汰のよい最大径 1.6 cm の軽石粗粒火山礫, 更に上位 36 cm は最大径 1.1 cm の軽石粗粒火山礫をまばらに含む淘汰のよい軽石細粒火山礫, 最上部 51 cm は基質の火山灰を欠く淘汰のよい最大径 2.3 cm の軽石粗粒火山礫から構成されている (第 6. 8 図)。軽石は多面体型で発泡が良く, 典型的なプリニー式噴火の降下火砕物の岩相を示している。飯士真岡テフラ (Ij-MO) の噴出年代は、放射年代値と MIS7 海成層との層序関係から 22~23 万年前頃と見られる (山元, 2007)。

日光行川テフラ (Nk-NM)

鈴木 (1993) 命名。日光火山群起源の降下火砕物である。分布主軸に近い栃木県那須塩原市東赤田の国際医療福祉病院 (「塩原」図幅地域内) では、層厚 30 cm で、下位から黄色軽石細粒火山礫 (3 cm 厚), 赤褐色スコリア細粒火山礫 (8 cm 厚), 暗灰色スコリア細粒火山礫 (6 cm 厚), 暗灰色粗粒火山灰 (13 cm 厚) の順に重なっている。本図幅地域内では層厚 15 cm 以下で、最大粒径 4 mm の暗灰色及び赤褐色のスコリアが混じった細粒火山礫-粗粒火山灰からなり、成層構造は確認できない。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉾が主体で、微量の普通角閃石を伴っている (第 6. 2 表)。



第 6. 14 図 榛名・飯士・鬼怒沼火山起源のテフラの分布
山元 (2006b ; 2007) による。

日光早乙女テフラ (Nk-SO)

小池 (1977)・鈴木 (1993) 命名。日光火山群起源の降下火砕物である。分布軸に近い栃木県那須塩原市東赤田の国際医療福祉病院 (「塩原」図幅地域内) では、層厚 24 cm で、下位から良く発泡した黄色軽石粗粒火山礫 (4 cm 厚)、暗灰色スコリア細粒火山礫 (20 cm 厚) の順に重なっている。本図幅地域内では、宝積寺段丘の北部において、火山灰土との混合が進んだ層厚 5 cm 程度のスコリア粗粒火山礫として確認できる。

赤城水沼第 9・10 テフラ (Ag-MzP9-10)

守屋 (1968) の P9・P10 を鈴木 (1990) が再定義。赤城火山を給源とするプリニー式降下火砕物である。赤城火山南東山麓で見られる Ag-MzP9 と Ag-MzP10 が合わさったもの、あるいはどちらか一方であると考えられ、赤城水沼第 9・10 テフラと命名された。本図幅地域内での層厚は 20 cm 以下で、結晶片に富む粗-極粗粒火山灰からなる下部と、粒径 2.5 cm 以下の軽石粗粒火山礫からなる上部に分けられる。ただし、上下の火山灰土と混合していることが多く、このような成層構造は観察できない地点が多い。また、上・下部間に土壌の挟みはなく、1 枚の降下火砕物に見える。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱が主体で、微量の普通角閃石を伴っ

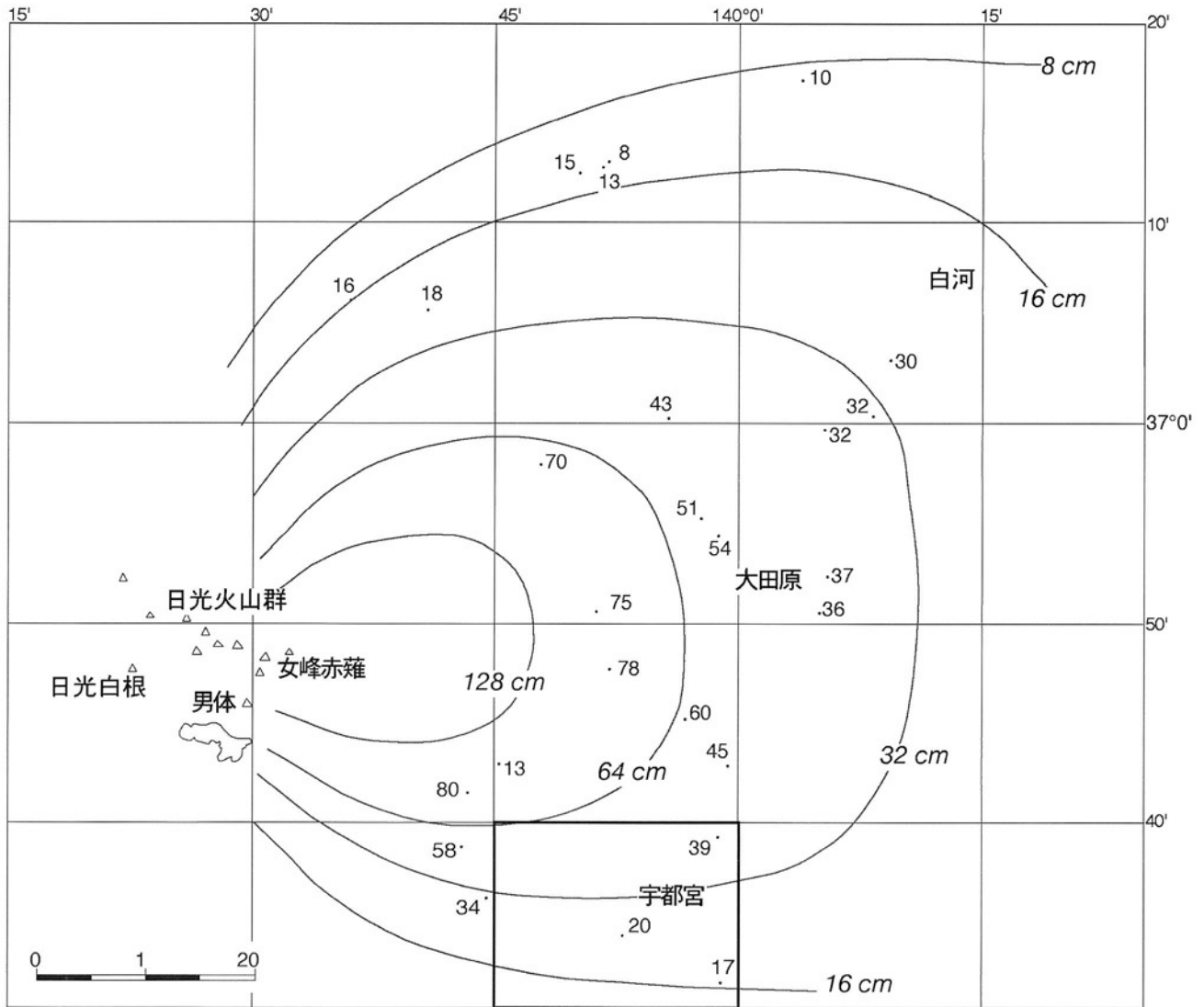
ている (第 6. 2 表)。本テフラは、赤城水沼第 8 テフラ (Ag-MzP8) と共に茨城県北部で MIS5.5 の海成層 (見和層上部) 中に挟まれる (鈴木, 1989)。

赤城水沼第 8 テフラ (Ag-MzP8)

守屋 (1968) の P8 を鈴木 (1990) が再定義。赤城火山を給源とするプリニー式降下火砕物である。本図幅地域内での層厚は 10 cm 以下で、粒径 1.8 cm 以下の軽石粗粒火山礫からなり、基質に細粒物を欠き、淘汰がよい。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱が主体で、微量の普通角閃石を伴っている (第 6. 2 表)。本テフラは、赤城水沼第 9・10 テフラ (Ag-MzP9-10) と共に茨城県北部で MIS5.5 の海成層 (見和層上部) 中に挟まれる (鈴木, 1989)。

赤城水沼第 7 テフラ (Ag-MzP7)

守屋 (1968) の P7 を鈴木 (1990) が再定義。赤城火山を給源とするプリニー式降下火砕物である。本図幅地域内では降下火砕物として確認することができなかった。しかし、地点 1 の下野大沢段丘河川堆積物の直上には、層厚 35 cm で最大粒径 2.3 cm の淘汰の良い黄色軽石層からなる再堆積した赤城水沼第 7 テフラ (Ag-MzP7) が重なっている (第 6. 8 図)。軽石はやや円磨され、粒径の



第 6. 15 図 日光満美穴テフラの等層厚線
山元 (1999b) に加筆.

違いが作る連続性の悪い平行層理が発達している。鏡下では斜長石・斜方輝石・普通角閃石・鉄鉱が主体である (第 6. 2 表)。単斜輝石に乏しい有色鉱物組成は、本テフラの特徴である (鈴木, 1990)。前述のように、本テフラは福島県原町市塚原の海岸 (「原町・大甕」図幅地域) において、MIS5.5 の塚原層を覆う河成の小浜面 (鈴木, 1999) の直上に層厚 2 cm の結晶質粗粒火山灰として確認できる [第 6. 2 表; 安達太良岳テフラ (鈴木, 1999) の 19 cm 下位]。

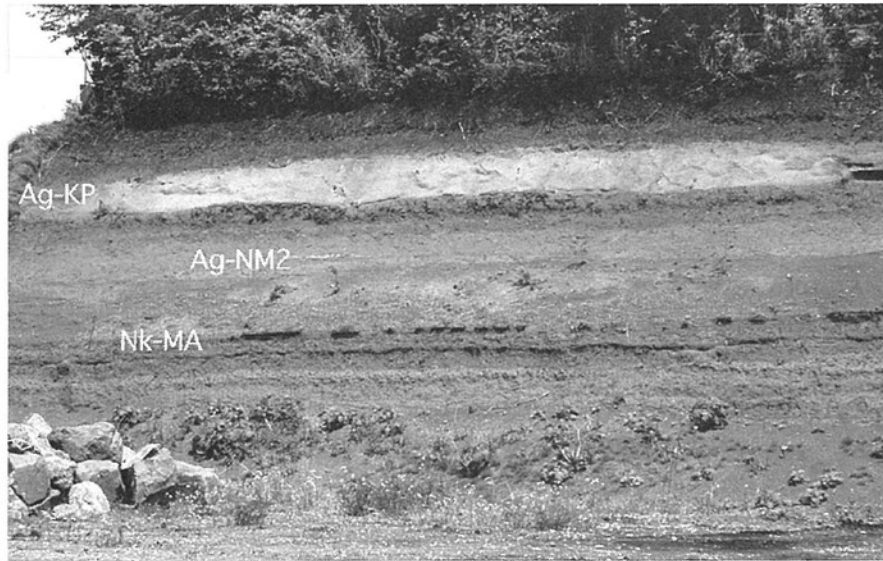
沼沢芝原テフラ (Nm-SB)

岩崎ほか (1984)・鈴木 (1990) 命名。福島県会津地域の沼沢火山 (「宮下」図幅地域) 起源のプリニー式降下火砕物である (山元, 1999b)。地点 1 の下野大沢段丘の風成被覆層から見つかった。その層厚は 6 cm で、軽石片

に富む粗粒砂サイズの薄黄色火山灰からなる下部と、中粒砂サイズの明灰色火山灰からなる上部で構成される。鏡下では、斜長石・石英や普通角閃石・黒雲母・鉄鉱のほか少量のカミングトン閃石が含まれている (第 6. 2 表)。

日光満美穴テフラ (Nk-MA)

阿久津 (1957) 命名。日光火山群を給源とするプリニー式降下火砕物である (第 6. 15 図)。栃木県北部から福島県白河周辺から南会津地域まで分布が追跡でき、しかも直上に御岳第 1 テフラ (On-Pm1) があることから、約 10 万年前の明瞭な時間指標面となっている (山元, 1999b)。本図幅地域では、上欠・宝積寺・鹿沼段丘の風成被覆層中に見いだされる (第 6. 16 図)。本図幅地域内の層厚は 60 cm 以下で、良く発泡した淘汰の良い赤褐色



第 6. 16 図 上欠段丘堆積物の風成堆積物上部
赤城鹿沼 (Ag-KP)・赤城行川第 2 (Ag-NM2)・日光満美穴 (Nk-MA) テフラが挟まれる。

スコリア粗粒火山礫からなる下部と、粗粒火山礫混じりで基質の固結した暗灰色粗粒火山灰からなる上部に分けられる。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鋳が主体で、微量の普通角閃石を伴っている (第 6. 2 表)。

赤城水沼第 6 テフラ (Ag-MzP6)

守屋 (1968) の P6 を鈴木 (1990) が再定義。赤城火山を給源とするプリニー式降下火砕物で、分布主軸は東北東である。日光満美穴テフラ (Nk-MA) の直上に、間に厚さ 3 cm 以下の火山灰土を挟んで重なる。日光満美穴テフラ (Nk-MA) の上面には侵食面があることが多く、そのような地点では間に火山灰土を挟むことなく本テフラが重なっている。本図幅地域内での層厚は 20 cm 以下で、粒径 1.8 cm 以下の軽石粗粒火山礫からなり、基質に遊離結晶片を多く含んでいる。基底部には厚さ 2 cm 以下の軽石細粒火山礫があり、逆級化していることがある。鏡下では斜長石・斜方輝石・普通角閃石・鉄鋳が主体である。火山ガラスの屈折率は、1.505~1.507 に集中する (第 6. 2 表)。

日光東赤田テフラ (Nk-HG)

鈴木 (1993) 命名。日光火山群起源の降下火砕物である。鈴木 (1993) は栃木県那須塩原市東赤田の阿蘇 4 テフラ (Aso4) の上位にある 2 枚のスコリア層に対して東赤田第 1・東赤田第 2 テフラと呼び、両者が混合して 1 枚に見えるところでは便宜上、東赤田テフラと呼んでいる。しかし、より給源に近い地点 1 では阿蘇 4 テフラ (Aso4) の上位に東赤田テフラ相当の良く似た粗粒スコリア火山礫が 3 枚あり、どれが鈴木 (1993) の東赤田第 1・東赤田第 2 テフラに対応するのか判断できない。本報告では

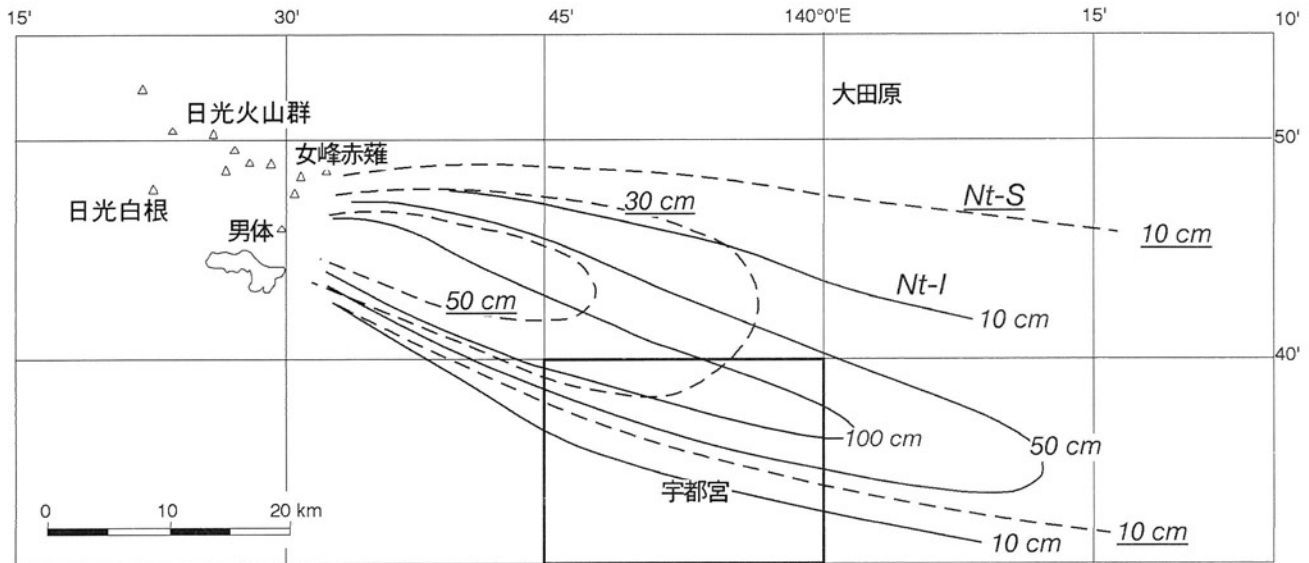
これらをまとめて日光東赤田テフラと呼ぶ。本図幅地域内の層厚は、最上位のものが最も厚く 20 cm 以下である。3 層とも良く発泡した赤褐色のスコリア火山礫からなり、最大粒径は 3 cm 以下である。

赤城水沼第 5 テフラ (Ag-MzP5)

守屋 (1968) の P5 を鈴木 (1990) が再定義。赤城火山を給源とするプリニー式降下火砕物である。本テフラは山元 (1999a) が「田島」図幅で記載した中山峠テフラ (Nt) と同一のものと見られる。中山峠テフラの層準は阿蘇 4 テフラ (Aso4) と御岳奈川テフラの間にあること、構成鉱物組成・屈折率が赤城水沼第 5 テフラ (Ag-MzP5) と一致することから、両者は対比されよう (第 6. 2 表)。また、その分布主軸は給源から北東に向かう (第 6. 17 図)。本図幅地域内の本テフラの層厚は 3 cm 以下で、中粒サイズの結晶片に富む粗粒火山礫からなる。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鋳が主体で、少量の普通角閃石を伴っている。火山ガラスの屈折率は、1.498~1.508 に分散する (第 6. 2 表)。試料 KN105 には褐色のバブル型火山ガラスが特徴的に含まれ、直下の阿蘇 4 テフラ (Aso4) が混在しているものとみられる。

赤城水沼第 2 テフラ (Ag-MzP2)

守屋 (1968) の P2 を鈴木 (1990) が再定義。赤城火山を給源とするプリニー式降下火砕物である。分布主軸は東向きで宇都宮市街地を通る。本図幅地域内での層厚は 20 cm 以下で、粒径 8 mm 以下の軽石細粒火山礫からなり、基質に遊離結晶片を多く含んでいる。鏡下では斜長石・斜方輝石・単斜輝石・普通角閃石・鉄鋳が主体である。火山ガラスの屈折率は、1.498~1.509 に分散する (第



第 6. 18 図 男体今市・七本桜テフラの等層厚線図
Nt-I=実線; Nt-S=波線. 阿久津 (1955) と村本 (1992) のデータから作成.

に、間に厚さ 30~40 cm の火山灰土を挟んで産出する。本テフラの層厚は 3~4 cm で、結晶片の多い粗粒火山灰からなり、少量の軽石砂粒火山礫を含んでいる。鏡下では斜長石・石英・斜方輝石・普通角閃石・単斜輝石・鉄鉱が主体で、微量のカミングトン閃石を伴っている (第 6. 2 表)。

赤城鹿沼テフラ (Ag-KP)

阿久津 (1955) 命名。赤城火山を給源とする大規模なプリニー式噴火の産物で、本図幅地域で最も目立つ降下火砕物である (第 6. 16 図)。宝木段丘以前の段丘中に挟まれるほか、山腹斜面にも広く分布している。本図幅地域南西部での層厚は 150 cm を越える (第 6. 17 図)。黄白色の発泡の良い軽石粗粒火山礫からなり、基質に細粒物がなく、極めて淘汰が良い。軽石の最大粒径は南西部で 4 cm 以下である。軽石粗粒火山礫の上位には平行層理の発達した結晶片に富む灰色粗粒火山灰層があるが、場所によっては擾乱により火山灰土と混じり、確認できないことがある。鏡下では、主に斜長石・斜方輝石・普通角閃石・鉄鉱からなる。火山ガラス片の屈折率は 1.504~1.508 である (第 6. 2 表)。本テフラの噴火年代は 3.1~3.2 万年前と考えられている (鈴木, 1976)。

男体小川テフラ (Nt-OG)

関東ローム研究グループ (1965) 命名。男体火山の形成初期に噴出したテフラで、給源から東に向かって分布する。本図幅地域内では、発泡の悪い暗灰-灰色-赤褐色のスコリア細粒火山礫からなる。最大粒径は 5 mm 程度で、基質に遊離した斜長石斑晶が目立つ。宇都宮市街地よりも北に分布する。噴出年代は、浅間板鼻黄色テフラ

(As-YP) と始良 Tn 火山灰 (AT) の間にあることから、約 2 万年前と考えられている (鈴木, 2000)。

浅間板鼻黄色テフラ (As-YP)

新井 (1962) 命名。浅間火山を給源とする細粒ガラス質火山灰で、男体今市テフラ (Nt-I) の下位に、5~8 cm の火山灰土を挟んで産出する (第 6. 12 図)。その層厚は 3 cm 以下で、白-灰色火山灰の塊として水平方向に断続的に続く。ただし、男体今市テフラ (Nt-I) 分布域外では土壌との擾乱が進み、肉眼でその存在を確認することはできない。鏡下では、斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱を主とし、少量の普通角閃石を伴っている。また、火山ガラスの屈折率は、1.501~1.503 に集中する (第 6. 2 表)。噴出年代は 1.3~1.4 万年前である (町田・新井, 1992)。

男体今市テフラ (Nt-I)

阿久津 (1955) 命名。日光火山群の男体火山で発生したプリニー式噴火の降下火砕物で、噴火主軸は男体山から今市を経て宝積寺と向かう東南東である (第 6. 18 図)。本図幅地域内でも、分布主軸上では 1 m 以上の層厚を持つ。宇都宮市街地以南には分布しない。本テフラは、良く発泡した赤褐色の多面体型軽石粗粒火山礫からなり、基質に細粒物を持たず、淘汰が非常に良い。本図幅地域内での最大粒径は 4 cm 以下である。鏡下では斑晶として斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱が認められる。本テフラは次の男体七本桜テフラ (Nt-S) と一連の活動で噴出しており、その年代は 1.2~1.3 万年前である (町田・新井, 1992)。

男体七本桜テフラ (Nt-S)

阿久津 (1955) 命名。日光火山群の男体火山で発生したプリニー式噴火の降下火砕物で、時間間隙をあげずに男体今市テフラ (Nt-I) に引き続いて噴出・堆積した。本テフラの分布主軸も東南東である (第 6. 18 図)。本図幅地域内では 30 cm 以下の層厚を持ち、宇都宮市街地よりも北に分布する。本テフラは良く発泡した黄-白色の軽

石火山礫からなり、基質に粗粒砂-細礫サイズの軽石や結晶片を持っている。本図幅地域内での最大粒径は 3 cm 以下である。鏡下では斑晶として斜長石・単斜輝石・斜方輝石が主に認められ、少量の普通角閃石・鉄鉱を伴っている。本テフラの噴出年代は男体今市テフラ (Nt-I) と伴に 1.2~1.3 万年前である (町田・新井, 1992)。

第7章 山麓緩斜面堆積物及び完新統

(吉川敏之・山元孝広)

7. 1 山麓緩斜面堆積物

山麓緩斜面堆積物は、本図幅地域北西部の山地周辺に分布する。堆積物が確認できる箇所は多くないが、傾斜の大きい山地縁辺部は角礫及び砂・シルトを主体とし、緩傾斜部は角-亜角礫混じりの風成火山灰層（ローム）を主体とするとみられる。鞍掛山東部では、主にチャートの岩塊からなる崖錐状の堆積物が発達している。鞍掛山南方では、風成火山灰層中に長径2mを越えるチャートの岩塊が含まれている。古賀志山南方では緩斜面最上部に赤城鹿沼テフラ（Ag-KP）の露頭があり、本堆積物の堆積年代が更新世までさかのぼることを示唆する。

7. 2 最低位段丘堆積物

鬼怒川沿いにみられる田原面より一段低い段丘で、上流の氏家付近での面高度は160m、下流部の上三川町内（「壬生」図幅地域内）では60m程度まで低下する。本段丘堆積物は、固結度が低く淘汰の良い塊状円礫層の河川流路堆積物からなる。礫の最大粒径は15～20cmで、礫種は安山岩・流紋岩・砂岩・頁岩・チャートなどである。本段丘河川堆積物は、男体山今市・七本桜テフラ（Nt-I, Nt-S）に覆われず、厚さ30～40cmのクロボク土が段丘表層を構成する（第6.11図）。従って、本段丘は1万年前前後に離水したのであろう。地点21における本段丘河川堆積物の上面と、現鬼怒川後背湿地面との比高は、約2mである。

7. 3 沖積層

本図幅地域の沖積層は、自然堤防堆積物・旧河道堆積物・後背湿地及び谷底堆積物・現河床堆積物からなる。

自然堤防堆積物

自然堤防堆積物は鬼怒川流域の3箇所に認められる。これらの場所では、畑地に淘汰の良い中-細粒砂があることを確認できた。これ以外にも空中写真判別では自然

堤防堆積物の可能性がある箇所も見いだされたが、現在は土地の改変が進んでいるために現地で確認できず、地質図には示していない。

旧河道堆積物

旧河道堆積物は鬼怒川及び黒川沿いに数多く分布するほか、田川や姿川の流域にも小規模に分布している。堆積物は確認できなかったが、砂及び泥からなるものと考えられる。なお、蛇行部分の旧河道のうち、河川改修により人工的に付け替えられ、埋め立てられたことが確認できたものは埋立地に含めた。

後背湿地及び谷底堆積物

後背湿地及び谷底堆積物は、本図幅地域内の現河川沿いに分布する。砂、礫及び泥からなり、河川流量の大きい鬼怒川や黒川沿いでは礫優勢となる。宇都宮市街地の宮の橋では、表土の下に約4.5mの礫層（中部に約1mの粗粒砂層を挟有）が基盤の新第三系を覆っていることが報告されている（阿久津、1960）。

現河床堆積物

現河床堆積物は、鬼怒川及び黒川の堤内地に分布する。網状の河道と砂礫堆からなり、洪水時には冠水する。堆積物は礫、砂及び泥からなり、礫径は通常5～15cm、ときに50cmに及ぶことがある。礫種は各河川の上流域で現在地表に分布する砂岩、泥岩、チャート、溶結凝灰岩、安山岩、花崗岩などからなるが、黒川では足尾帯のジュラ系由来の堆積岩類の礫が多くを占める（阿久津、1960）。

7. 4 埋立地

本図幅地域の埋立地には住宅地及び工業用地のための埋立地と、フィルダムの堤体、そして上述の河川改修による旧河道の埋積地がある。住宅地及び工業用地のための埋立地は、主に丘陵地及び台地に入り込んだ谷を埋谷している。ダムの堤体は栗谷沢ダム及び赤川ダムであり、旧河道埋積地は田川及び姿川沿いに点在している。

第8章 地質構造

(吉川敏之)

第1章でも述べたように、本図幅地域は足尾山地の隆起・傾動の影響を受け、地形・地質とも相対的に地域の北西側が隆起している傾向を示す。特に、新第三系までの地層は大局的には北西部の山地に下位の地層が分布し、図幅地域中央部の丘陵に上位の地層が分布する南東傾斜の同斜構造をなしている。更に、本図幅地域東縁部の鬼怒川河岸にわずかに露出している珪藻質シルト岩は、新第三系としては最上部に相当し、本図幅地域南部及び東部の第四系分布域には南東側を上位とする新第三系以下の地層が広く伏在していると考えられる。ただし、新第三系以下の地層は、平野部ではほとんど地表へ露出しないため、その岩相や分布はボーリングデータに頼るのみで、詳しい地質構造や岩相変化はよくわかっていない。以下、時代の古い地層が分布する本図幅地域北西部をはじめとして、中央部、東部及び南部の順に、本図幅地域全体の地質構造とその特徴を記す。

本図幅地域北西部には上部ジュラ系の栃木コンプレックスと、後期白亜紀-古第三紀火成岩類が分布している。第3章に述べたように、本図幅地域の栃木コンプレックスは大局的には南傾斜・南上位の地層群で、北東-南西方向の軸を持ち翼間隔が比較的閉じた半波長500 m-1 km程度の褶曲構造をなしている。褶曲軸にはほぼ平行する地層の走向が、この地域の尾根及び谷地形の方向を規制している。

栃木コンプレックスを覆う後期白亜紀-古第三紀火成岩類は、ほぼ水平から緩い南傾斜の同斜構造をなす。栃木コンプレックスとの間は西北西-東南東方向の高角度の境界が目立ち、これらは断層と判断した。この他にも、栃木コンプレックスと後期白亜紀-古第三紀火成岩類には北西-南東方向の断層が発達している。宇都宮市冬室町北西方(北隣「矢板」図幅地域)にみられる後期白亜紀-古第三紀火成岩類の斑状細粒花崗岩岩脈の貫入方向も西北西-東南東方向で(吉川, 1998)、後期白亜紀-古第三紀火成岩類形成時期にこの方向の断層が存在したことを示唆する。

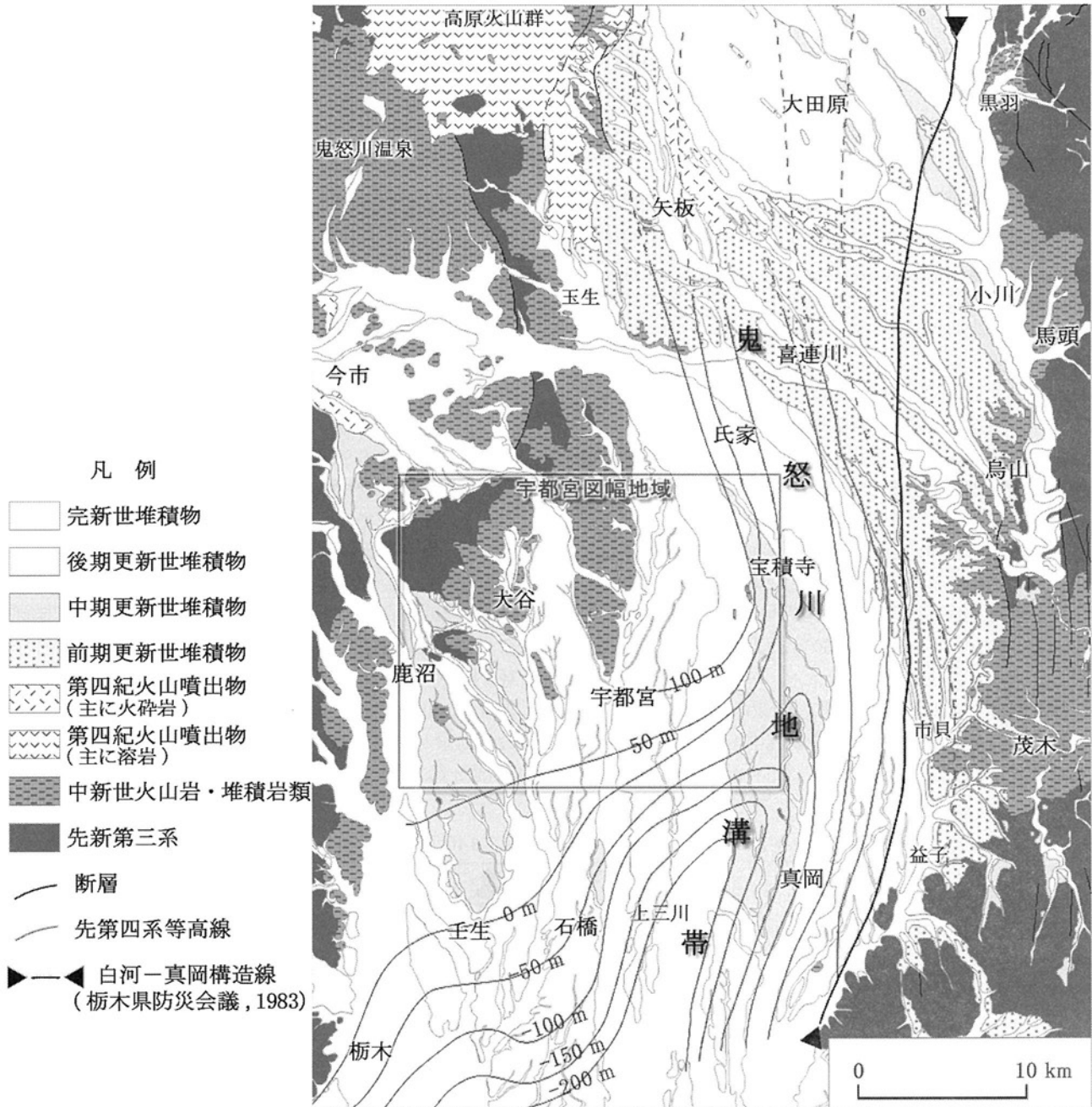
本地域の新第三系の地質構造は、北西部に分布する先新第三系を境に、南東側と北西側で異なる。先新第三系の北西側では、新第三系は走向・傾斜の値はばらつきが大きく、地質構造は明確ではないが、岩相変化が乏しいこと、貫入岩のルーフペンダントの下限が、ほぼ等高線に沿う形態をなすことなどから判断して、ごく緩傾斜をなすものと思われる。半蔵山北西部では新第三系は推定断層で後期白亜紀-古第三紀火成岩類と境されている。

北隣「矢板」図幅内では、後期白亜紀-古第三紀火成岩類との間に高角西傾斜の正断層である男山断層(西原, 1964)の存在が確認されており、その延長部である可能性がある。男山断層の断層露頭は地表の調査では確認できないが、男山北西でかつて稼行していた富井鉾山の坑道内では、破碎帯及び断層粘土を伴う西傾斜40~50°の正断層が確認されている(西原, 1964)。この断層を挟んで、新第三系の基盤をなす地層の分布高度は大きく落ち込んでおり、これより北西に広がる今市扇状地地域では、南側の山地に分布するジュラ系栃木コンプレックス及び後期白亜紀-古第三紀火成岩類は地表には露出しない。今市扇状地地域の新第三系は厚い珪長質火山岩類を主体とする。したがって、この地域が新第三系堆積時期に形成されたカルデラ(吉川, 1998)またはそれ以前に形成されていた構造盆地(栃木県, 1977)である可能性がある。

一方、先新第三系の南東側に分布する新第三系は、大局的には先新第三系に対してアバット状に重なり、南東傾斜の同斜構造を示す。宇都宮丘陵では、南北方向に延びる丘陵の中心からやや西寄りの脊梁部に緩やかな背斜があるが、この構造は北方へは連続せず、北隣「矢板」図幅地域では不明瞭になる。宇都宮丘陵西側の宝木段丘堆積物下には、周辺の丘陵に露出する新第三系の走向・傾斜から判断して、緩いベーズン状または南側に開いた緩い向斜構造が推定される。酒井(1986)は、この地域(宝木台地)のほぼ中央に、また財団法人大谷地域整備公社(1997)は、宝木台地の西縁付近に南北方向の向斜軸を推定している。

宇都宮丘陵に分布する新第三系のうち、最上部に相当する大曾層は緩く東-南東方向に傾斜している。宇都宮丘陵より東側には新第三系はほとんど露出しないが、本図幅地域東部の鬼怒川河岸には、大曾層より上位に相当する荒川層群田野倉層相当層が露出しており、基本的には南東傾斜の同斜構造が連続していると考えて矛盾はない(地質断面図参照)。宇都宮丘陵と鬼怒川の間では、いくつかのボーリングで第四系下に伏在する基盤岩に着岩しており、地層の情報は断片的には得られている。ただし、その中には厚い凝灰岩(栃木県, 2003のB151)など、地表に露出する大曾層及び荒川層群のいずれにも含まれない岩相も認められる。平野下に伏在している新第三系の層序・構造の確立は、今後更に検討されるべき課題である。

新第三系以下の地層は、鬼怒川低地下では分布深度が



第 8.1 図 鬼怒川地溝帯の基盤等高線図
 栃木県防災会議 (1983) に基づく。鬼怒川地溝帯の東縁には白河-真岡構造線の存在が推定されている。

急速に深くなることが知られている (第 6.4 図で A・B・C 層が厚い地域)。このため、鬼怒川地溝帯と呼ばれることもある (第 8.1 図)。高屋・佐藤 (1992) は、この凹地が新第三系の上面で深度 200 m 以深、先新第三系の上面では 1,000 m 以深に及ぶことを指摘している。栃木県北部では、鬼怒川地溝帯の伸長方向はほぼ南北方向で、その西縁は 1683 年の日光地震を引き起こした (寒川・室井, 1989) 関谷断層である。関谷断層は西側の山地が隆起する逆断層で、山地に分布する新第三系の地層も著しく変形を受けている。関谷断層の南方延長は塩谷

構造線と呼ばれ、矢板西方から本図幅地域の東縁の高根沢町宝積寺付近 (あるいはその東側) まで続くと考えられている。ただし、塩谷構造線は活断層である関谷断層とは異なり、地表での変位が認められなくなるため、その実体はよくわかっていない。鬼怒川地溝帯は、本図幅地域付近より南方では伸長方向が北北東-南西方向に変化するとともに、新第三系の分布深度も、北部のように急激に深くなるのではなく、より緩やかに深くなる傾向に変化する (第 8.1 図)。

第9章 地震及び活構造

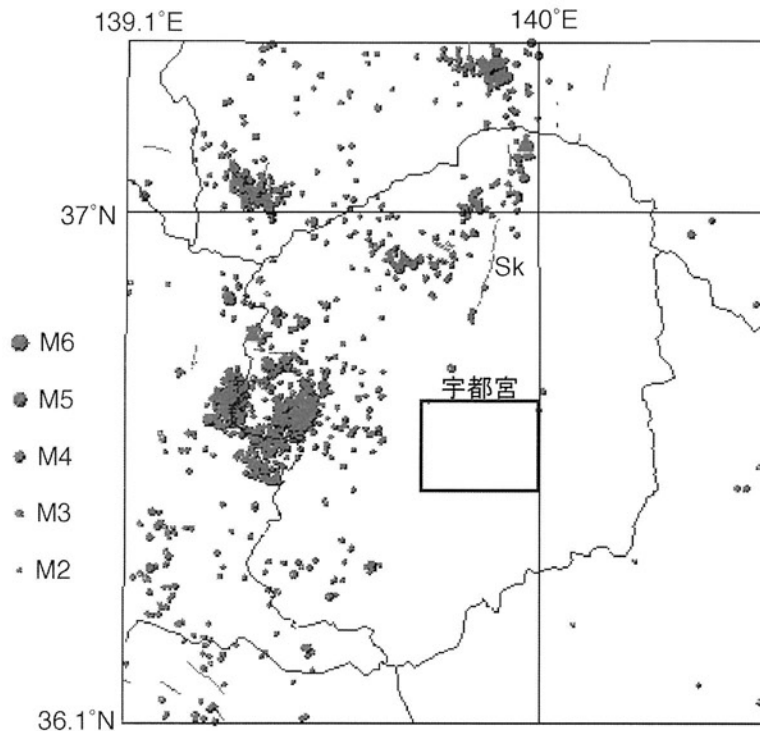
(山元孝広)

栃木県に被害を及ぼす地震は主に陸域の浅い地震で、関東地方東方沖から沈み込む太平洋プレート沿いの地震の影響は顕著ではない(地震調査研究推進本部, 1997). 陸域の浅い地震で「宇都宮」地域を震源とする被害地震はこれまで記録されていないものの、周辺地域では顕著な被害地震が発生している. 例えば、江戸時代の1683年に栃木県北部の関谷断層が活動した際には(第9.1図のSk), 「宇都宮」地域でも震度VI~V相当の強い揺れがあったと予想される. また、明治以降では1949年に本地域西方の日光市を震源として、ほぼ同程度の規模の地震(M 6.2とM 6.4)が8分の間隔を置いて発生した. 本地域でも震度V相当の揺れが生じ、地域の北西部では建物被害が起きている(宇佐美, 1996). 第9.1図は本地域周辺における小さな地震までも含めた浅い地震の活動状況である. 本地域下の地殻内(30 km以浅)では、小さな地震もほとんど発生していない.

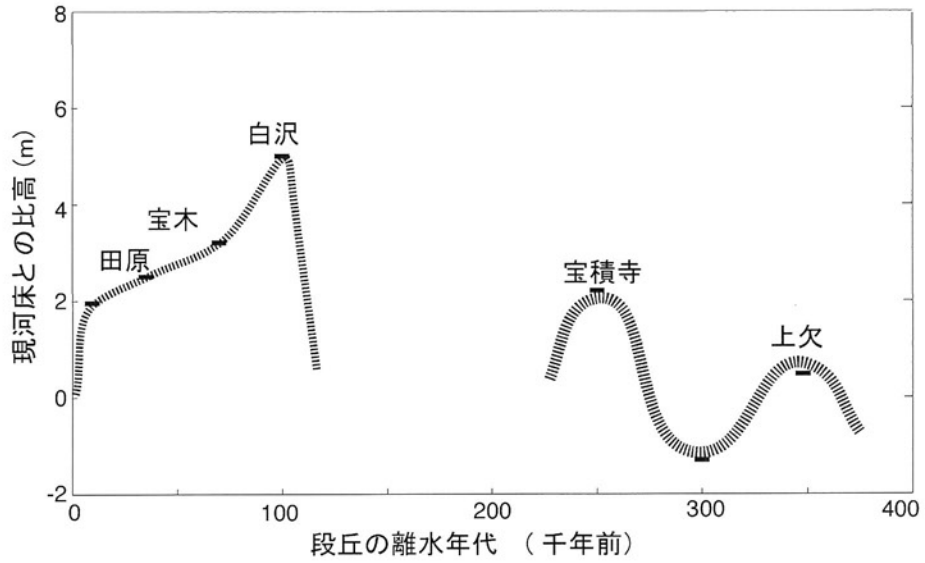
活断層についても、「宇都宮」地域において、その存在は確認されていない(地震調査研究推進本部, 1997). 本地域には中期更新世以降の段丘地形の発達が良いが、こ

れら地形面にはオフセットや傾動等の変動地形は認められず、伏在する活構造も存在しないものとみられる.

段丘地形の発達には、当該地域の地殻変動の変遷が反映されていることが普通である. しかしながら、宇都宮市周辺の鬼怒川沿いで現河床と段丘河川堆積物の上面との比高は、過去約35万年前にまで遡っても6m以内で、この値は年代とともに増加減少している訳ではない(第9.2図). 地形的な段丘面の高度は古いものほど現河床に比べ高くなるが、これは古い河川堆積物の上ほどより厚い風成堆積物が被覆しているにためにすぎない. このことは本地域では侵食堆積作用を加速させるような汎世界的海水準(ユースタシー)に対するテクトニックな隆起沈降はほとんど起きていないことを示唆している(山元, 2006b). このような河床面変動の傾向は「宇都宮」地域に限定されるものではなく、喜連川丘陵や那須野ヶ原を含む下野山地と八溝山地に挟まれた鬼怒川低地帯全体に共通するものであり、この地域全体の第四紀地殻変動量が非常に小さかったことを示すものであろう(小池・鈴木, 2000). 鬼怒川沿いでは10万年前頃離水し



第9.1図 「宇都宮」地域周辺における浅い地震活動
1987~1999年に発生した深さ30km以浅でM2以上の震央と、活断層(灰色線)の分布を示す.
Sk=関谷断層. 地震調査研究推進本部(1997)に加筆.



第9.2図 段丘の離水年代と鬼怒川沿い現河床-段丘河川堆積物上面比高との関係
山元 (2006b) による.

た白沢段丘河川堆積物の比高が最も大きいですが、これは鬼怒川上流部で16万年前頃起きた女峰火山の山体崩壊（行川岩屑なだれ堆積物；鈴木，1993）や日光満美穴テフ

ラ（Nk-MA）の噴出を初めとする日光火山群の一連火山活動により砂礫供給量がそれ以前よりも大きくなったことの現れと考えられる（山元，2006b）。

第10章 応用地質

(吉川敏之)

10. 1 金属及び非金属資源

本図幅地域には北西端部の山地及び丘陵地に、新第三紀の火成活動によって生成された熱水性金属・非金属鉱床が胚胎している。このうち、金属鉱山としては日光市手岡東部に大生(大成)鉱山があり、昭和27年まで採掘していたが(阿久津, 1960)、現在では既に採掘をやめている。栃木コンプレックスの泥岩中に発達した含金銀石英脈鉱床で、黄銅鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄鉄鉱を伴う。局部的にはAu 6%、Ag 6%という驚異的な富鉱部が見られた(日本金山誌編纂委員会, 1994)。非金属鉱山は鞍掛山北西方の山地(大席鉱山)と、その更に北西方の丘陵地(大貫鉱山)の2箇所であり、現在でも稼行している。この2つの鉱山はいずれも露天掘りでろう石及びセリサイトを採掘しており、須藤・月村(1982)、関東通商産業局関東地方非金属鉱物資源対策委員会(1994)による調査・報告がある。

大貫鉱山

大貫鉱山では、フバサミクレー(株)によりろう石が採掘されている。本鉱山には茗荷沢層を貫く斑状細粒花崗岩・流紋岩が主に分布しており(5.8 岩脈, シル及び岩株参照)、主要な鉱床もこの斑状細粒花崗岩・流紋岩中に賦存する。須藤・月村(1982)は、変質の強い部分であるパイロフィライト帯から外側へ向かってカオリン帯、セリサイト帯、弱変質帯と累帯していること、中心部は更に珪化を被っていることを明らかにしている。本鉱山での主な鉱石鉱物は、パイロフィライト、カオリン、セリサイトで(関東通商産業局関東地方非金属鉱物資源対策委員会, 1994)、ガラス長繊維用原料、農薬用キャリア、各種フィーラーなどに利用されている。

大席鉱山

大席鉱山では、大成鉱山工業(株)により主にセリサイトが採掘されている。花崗岩・流紋岩貫入岩(第5章貫入岩参照)の中に発達した塊状鉱床であり、中心部の珪化帯から外側に向けて、パイロフィライト帯、セリサイト帯、弱変質帯の順に配列している(須藤・月村, 1982)。本鉱山の鉱石は、主に磁器及び衛生陶器原料として出荷されている。

鞍掛山北方では、白亜紀火山岩類の溶結火砕岩の一部

に顕著なろう石化が認められる。かつては採掘が行われていたらしく、鞍掛峠東方では現在でも旧坑口が見られる。地質図には鉱産地として示した。

古賀志山南方では、流紋岩貫入岩体の周辺に珪化と共に黄鉄鉱の鉱染が見られる。また、母岩である栃木コンプレックスの砂岩には細かい石英脈が発達すると共に、それが角礫岩化した岩相も認められる。

10. 2 石材及び砕石資源

大谷石

本図幅地域に分布する大谷層は、軽石に富む均質・塊状の火山礫凝灰岩を主体とし、採掘や加工が容易なこと、比較的軽く耐火性に優れていること、独特の質感が好まれたことなどから、明治時代初期から盛んに採掘され、建築材として利用されてきた(第10.1図)。特に宇都宮市大谷町周辺に分布する大谷層上部(地質図では凝灰質砂岩・シルト岩(Os)より上位のOtに相当)の軽石火山礫凝灰岩から採掘される石材は、「大谷石」として広く知られている。

大谷石には「みそ」と呼ばれる粘土鉱物の濃集物が含まれている。「みそ」は火山岩が捕獲されて粘土化したもの(入江, 1957)、または軽石が変質したもの(中村ほか, 1981)と考えられている。「みそ」は特定の層準に濃集していることがあり、これを「通り」と呼んで採掘の際には鍵層のように利用している。大谷石は、火山礫凝灰岩を構成する粒子及び「みそ」の性状や含有量、サイズなどの違いに起因する石質によって、主に細目石、軟質荒目石、硬質荒目石に区分される。このほか周辺地域から産出する田下石、桜田石、戸室石なども広い意味での大谷石に含めることがある(東京通商産業局, 1982; 財団法人大谷地域整備公社, 1997)。これらの石質の違いは、ほぼ大谷層の層準と対応している(第10.1表)。また、色調に基づき青目、白目に区分されることもある。青目は地下採石場で採掘されたものに相当し、白目は地表及び地表近くの地下採掘場で採掘されたものである。地表での採掘がほとんどない現在、採掘される大谷石の大部分は青目に相当する。白目は長い年月をかけて風化されているため、「みそ」が珪化し、採掘後も変色しないので良質の石材とされていた(安藤・岡, 1967)。

大谷石の採掘場は当初は露天掘りが一般的であったが、良質な石材を求めて次第に地下での採石が主流に



第10.1図 大谷石の採石跡
 壁面に空いている穴は、「みそ」が風化・溶脱した跡。写真中央付近では「みそ」が配列し、右側に向かって緩く傾斜しているのが認められる。宇都宮市大谷資料館。

第10.1表 大谷石の石質区分

石材と石質区分	産出層準 (*1)	本報告の区分	岩相	特徴
大谷石 細目	上部	Ot	軽石火山礫凝灰岩	「みそ」をほとんど含まない。
大谷石 軟質荒目	中部 (上部)	Ot	軽石火山礫凝灰岩	大型の「みそ」を含み、石質岩片に乏しい。
大谷石 硬質荒目	中部 (中部)	Ot	軽石火山礫凝灰岩	大型の「みそ」を含み、石質岩片をやや多く含む。
(なし)		Os	凝灰質砂岩・シルト岩	
田下石・桜田石・戸室石・日光石	下部	Ot	軽石火山礫凝灰岩	軽石片がつぶれている。 地域名をつけた石材として採掘されている (*2)。

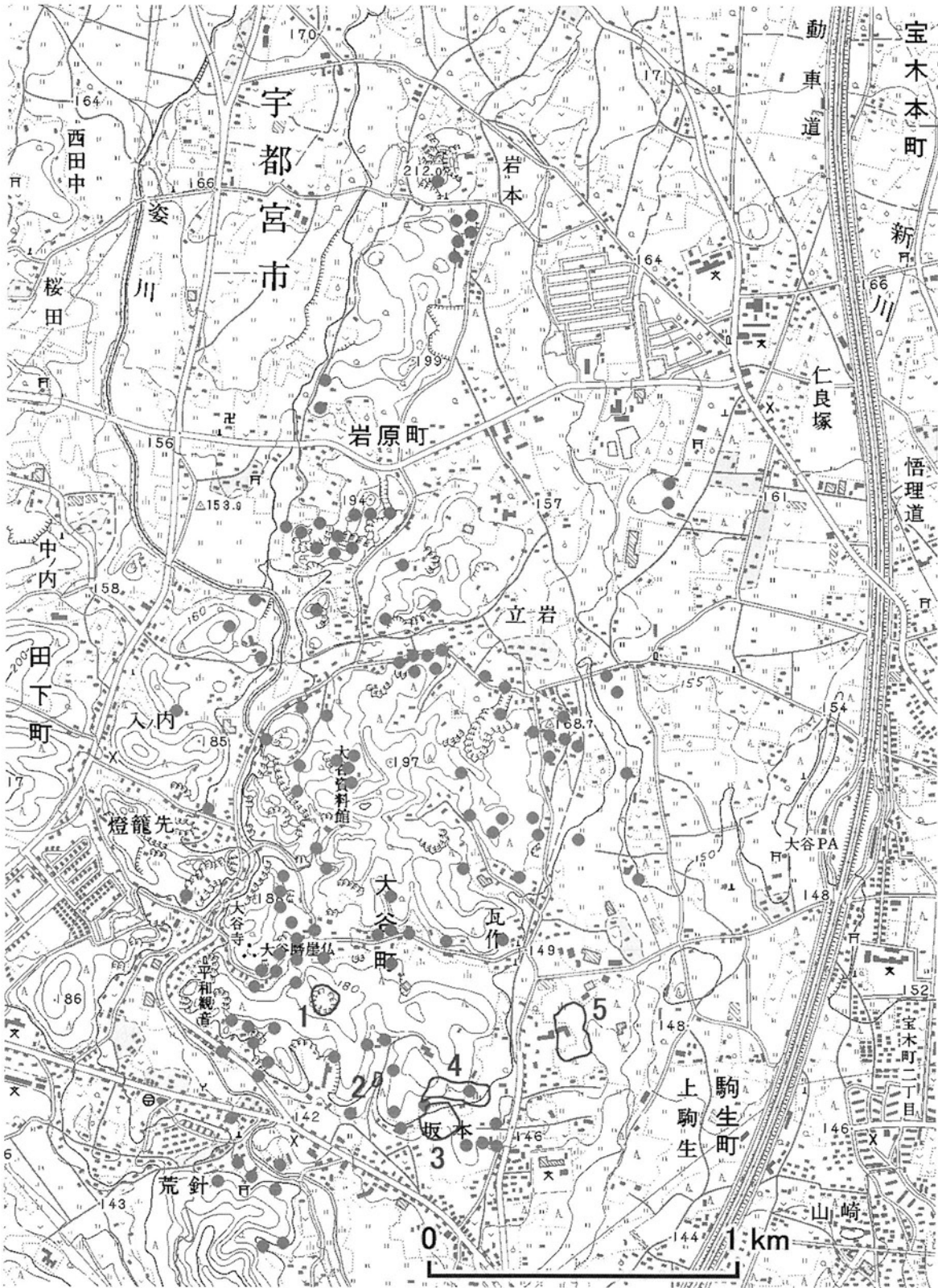
*1: 本表に示す産出層準は、大谷層の中でも石材として適した層準のうちの相対的な位置を示すもので (太田, 1949), 大谷層全体の中の相対的な層準とは若干異なる。太田 (1949) の分類は、主に「みそ」の量に基づいている。

*2: 日光石は大谷地域より北の男抱山付近で採掘されていた石材。

なった (立坑式坑内採取方式)。1979年に開館した大谷資料館では、地下採掘場が一般に公開されている。大谷石の採掘の歴史については、NPO法人 大谷石研究会 (編) (2006) に詳しい。

一方で、大谷石の地下採掘にともなって落盤・陥没などの事故も発生しており、問題とされてきた。特に、細目の石材を採掘する地下採石場で落盤や石ハネが発生しやすいことが指摘されている (安藤・岡, 1967)。採掘が終わっても、空洞のまま放置された地下採掘場跡地が後

年になって地表の陥没事故を起こすなど、社会問題ともなっている。近年では、1989年2月10日に、大谷町坂本で長径130m、深さ約25mの大規模な陥没事故が発生し、住民が避難する事態となった (第10.2図の地点3)。1990年3月29日にはそのすぐ北側の土地 (第10.2図の地点4) が陥没し、1991年4月29日には更に東方 (第10.2図の地点5) で陥没と沈下が起こった。このような事態をうけて、地下採掘場跡の一部では埋め戻しも進められているが、採掘した業者が既に廃業していることも



第 10. 2 図 最盛期の大谷石の採石状況と近年発生した陥没
 黒丸は安藤・岡（1967）の第 2 図に示された大谷石事業場を表す。1960 年代の大谷石採掘最盛期の稼行状況を表している。太線は 1980 年代以降に発生した陥没地で、財団法人大谷地域整備公社（1997）に基づく。陥没の発生時期は、1：1981 年，2：1986 年，3：1989 年，4：1990 年，5：1991 年。基図に国土院地発の数值地図 25000（地図画像）「大谷」を使用。

多く、また埋め戻しに使う材料の安全性に対する住民の不信もあり、現在でも多くの空洞が残存したままとなっている。また、2001年8月には廃坑で爆発事故が起きたり、埋め戻した跡が再陥没を起こしたりなど、対策は必ずしも順調には進んではいない。

大谷石地下採掘場跡地の陥没の特徴として、陥没地形の多くがほぼ円形であること、陥没で生じた崖がほぼ垂直であること、陥没が短時間のうちに一気に起きることなどがある。1989年の陥没事故以降、大谷石採掘地区にはAE(acoustic emission)による観測システムが設置され、その後の陥没に対しては前兆をとらえることにより予知が可能になっている(岡川ほか, 1992; 村山ほか, 2004)。

1989年の陥没事故の影響もあり、採掘業者の数は減り続けている。最盛期(昭和40年代)には約120箇所の採掘場から年間85万tの出荷があった大谷石であるが、2002年の年間出荷量は約34,500tで採掘場の数は約15箇所へと減少している。

鹿沼土

本図幅地域に広く分布する赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)は、1920年代から園芸用に採掘され、「鹿沼土」の名前で販売されてきた。特に1970年代初めにはサツキブームがあり、これを契機に生産が一段と盛んになった。現在でも鹿沼市東部から宇都宮市西部にかけて、大小の採土場が点在している。ただし、採掘業者は中・小規模な場合が多く、採土場も長期間にわたって存続しないことが普通なので、その位置は地質図には示していない。

鹿沼土の原材料とされる赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)の分布域は栃木県中部を中心に広範囲に及んでいるが、園芸用として品質の高い鹿沼土を産する地域は本図幅地域西部からその南方にかけた地域に限られている(石井, 2003; 第10.3図)。鹿沼市東部では、赤城鹿沼テフラは地表下2~5mの位置に層厚約1.5m程度の規模で伏在しており、上位の地層をはぎ取って採掘される。採掘された鹿沼土は、一般には天日による自然乾燥、一部はボイラーを利用した人工乾燥の後、ふるい分けを経て袋詰めされて出荷される。

鹿沼土の起源である赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)は、赤城火山の降下軽石堆積物であるため分級がよく、5~10mmの粒径を主体とすることが多い。軽石の粒度と風化の程度により硬質なものから軟質なものまで品質にはやや幅がある。一般に鹿沼土が園芸用土として広く用いられる理由は、粒状土であることから水はけや通気性が良く、一方で風化軽石質であることから保水性もあるという独特の性質による。鹿沼土は主に軽石、石質岩片、風化火山ガラスから構成され、有機物を伴わない火山性の堆積物であることから雑菌の繁殖が少ないとも言われている。また、鹿沼土は弱酸性を示すため、このような環



第10.3図 鹿沼土の採掘域

石井(2003)の図I-6-2に本図幅地域の範囲を示したもの。この図に示される「現在の採掘域」は、1993年頃の情報に基づいて描かれている。

境を好むサツキなどの植物には好適な土壌となっている(島野, 2003b)。

上述のように、良質の鹿沼土を産する地域は限られているため、鹿沼土埋蔵量には限りがある。鹿沼市役所・鹿沼商工会議所(1993)の試算によれば、現在の採掘量が続くと45~59年後には枯渇する可能性が高い。ただし、赤城鹿沼テフラ(Ag-KP)以外にも、その上位の風成火山灰層(ローム層)を粒状に砕いて「赤玉土」と呼ばれる園芸土を出荷している例もある。近年では赤玉土を高温で処理し、鹿沼土のように硬質にした園芸土も開発されている。

砕石資源

栃木県は関東地方の中でも砂利・砕石などの骨材資源の供給地として機能しており、特に砕石量は2005年時点では全国第一位である。これら骨材資源の多くは埼玉県・千葉県・東京都方面に出荷されている(須藤・藤橋, 2007)。特に、県南西部の足尾山地、南東部の鶏足山地には付加複合体からなるジュラ系が広く分布し、その砂岩・泥岩・チャートなどを対象とする砕石場が多数稼行している。

本図幅地域内では、菊沢丘陵西端部の1箇所で砕石場が稼行中である。足尾帯ジュラ系栃木コンプレックス中の砂岩及び泥岩を採掘している。

本図幅地域及びその周辺では、鬼怒川流域で砂利の採取が盛んであり、黒川流域でも砂利採取場が稼行してい

第 10. 2 表 宇都宮図幅地域の温泉

番号	名称	所在地	泉質	泉温 (°C)
1	ただおみ温泉	宇都宮市新里町丙712	アルカリ性単純温泉	47
2	宇都宮市農林公園ろまんちっく村「ろまんちっく温泉館」	宇都宮市新里町丙254	アルカリ性単純温泉	42.4
3	サンヒルズ温泉	宇都宮市立伏町油久保111-8-3 (湧出地)	ナトリウム・カルシウム-硫酸塩温泉(アルカリ性低張性温泉)	41.7
4	健康ランド南大門	宇都宮市今泉3丁目2-18	ナトリウム-硫酸塩・塩化物泉	40.0
5	天然温泉極楽湯 宇都宮店「宇都宮温泉 自然の湯」	宇都宮市御幸本町4880	ナトリウム塩化物温泉(弱アルカリ性低張性温泉)	不明
6	宇都宮天然温泉 ベルさくらの湯	宇都宮市陽東6-5-31	ナトリウム・カルシウム-塩化物温泉(中性低張性高温泉)	60.8
7	パワー温泉リフレ鶴田店「仙鶴の湯」	宇都宮市鶴田1457-2	アルカリ性低張性温泉	不明
8	ウェルサンピア栃木 鹿沼温泉 華ゆらり	鹿沼市柳窪1255	アルカリ性単純温泉	40.5

番号は地質図の記号に添えてある参照番号と一致する。

る。これらは主に沖積層の谷底堆積物である。

10. 3 地下水

宇都宮図幅地域の平野部では、台地及び低地に河川堆積物が広く分布する。本図幅地域の地下水は、これら河川堆積物の主体をなす礫層・砂層を帯水層として考えられている(阿久津, 1960)。

本図幅地域東部の鬼怒川流域では、現在の河道よりも右岸側に沖積層及び最低位段丘堆積物が広く分布している。この地域は鬼怒川の伏流浸透地域となっており、ところにより浸透あるいは流出しながら流下している(栃木県, 2003)。本図幅地域中央部を流れる田川は、宇都宮丘陵を横断した後、田原段丘の西縁部を南流する。田原段丘及び田川周辺の低地の地下水位は、田川の流量に支配されて変化することが知られている(栃木県, 2003)。

本図幅地域の平野部で広い面積を占める段丘は、一般に下部の河川堆積物、上部の風成堆積物からなる。このうち、河川堆積物は主に礫及び砂からなり、浅層不圧地下水を賦存している。高位の段丘ほど河川堆積物を覆う風成堆積層が厚いため、地表から地下水面までの深さも深くなる。本図幅地域の台地上には大きな河川は存在し

ないことから、地下水の多くは天水から供給されていると考えられる。鬼怒川の周囲では、台地で涵養された地下水が低地に向かって流動し、鬼怒川へ流出する地下水系が推定されている(宮越・内田, 2001)。

本図幅地域南東部では、段丘堆積物の下位に下部更新統の境林層及びその相当層が厚く伏在していることがわかっている。その分布は本図幅地域より南方へと更に厚くなり、栃木県南部の小山付近のボーリングでは砂礫層と粘土層がそれぞれ4層ずつ認められている。これらの地層で主体をなす砂礫層は被圧帯水層となっており、鬼怒川をはじめとする主要河川の河川水及び不圧地下水に涵養されている。

10. 4 温泉

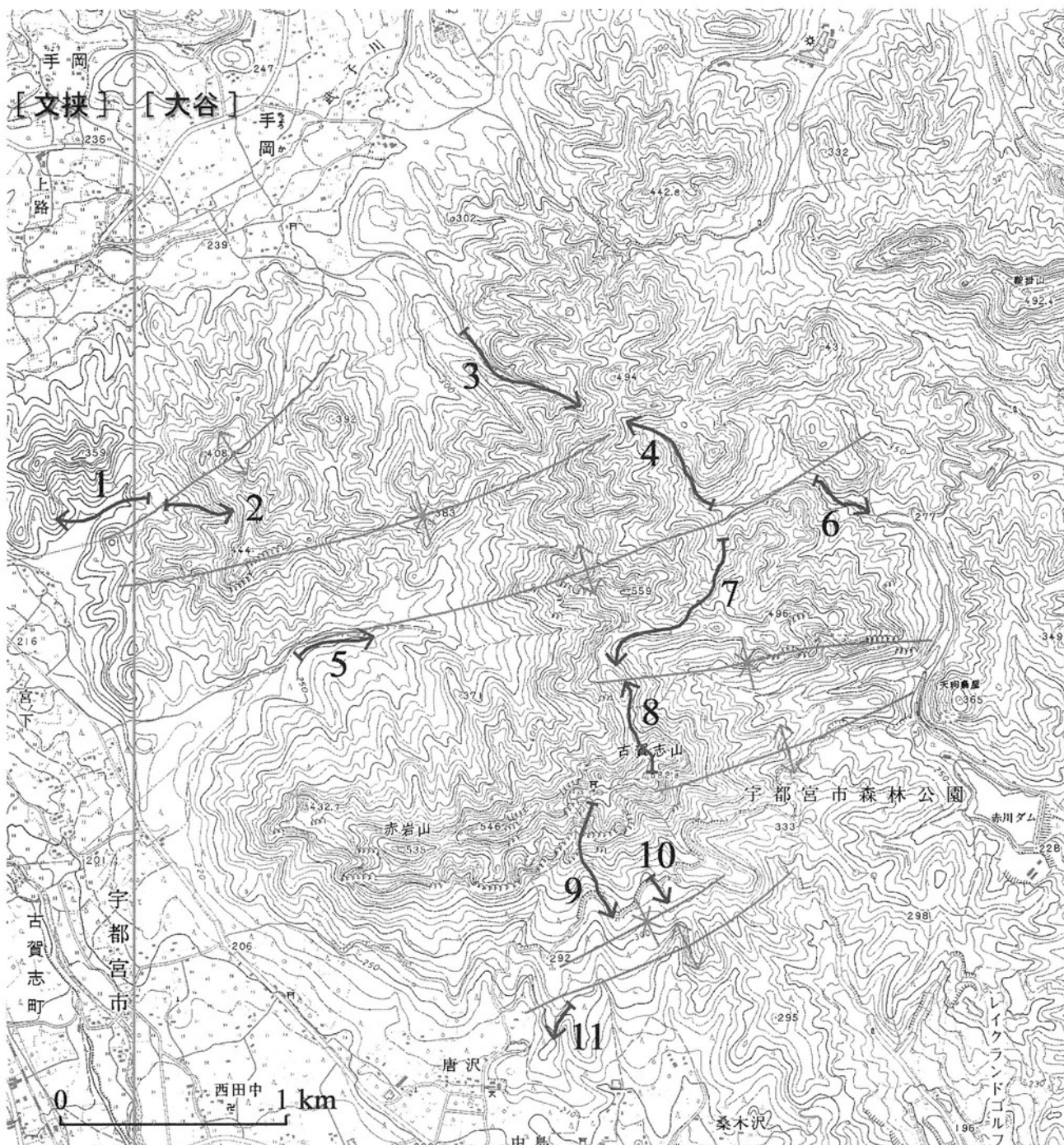
本図幅地域には数箇所ではボーリングによる温泉が湧出している。これらの多くは日帰り温泉入浴施設もしくは宿泊施設として営業している。また、かつては同様に入浴施設もしくは宿泊施設として営業していたが、現在では廃業した温泉もある(金原, 1992)。第10.2表に、宇都宮図幅地域内に現存する温泉を一覧で示した。

文 献

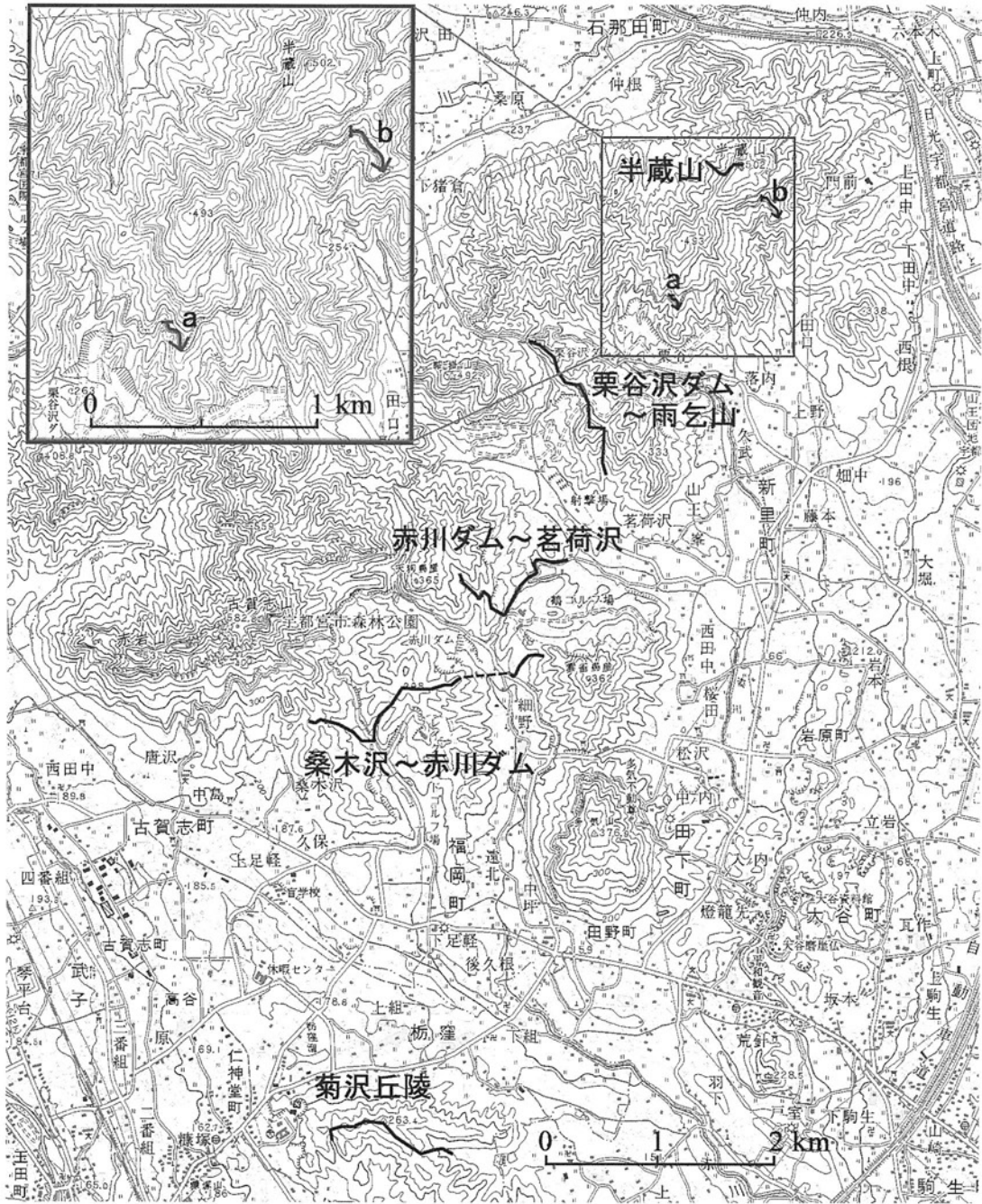
- 阿久津純 (1953) 宇都宮付近の層序. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no. 3, p. 41-49.
- 阿久津純 (1955) 宇都宮周辺の関東火山灰層と河成段丘. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no. 4, p. 33-46.
- 阿久津純 (1957) 宇都宮付近の関東ローム (火山灰) 層. 地球科学, vol. 33, p. 1-11.
- Akutsu, J. (1959) On some fossil marine Gastropoda from Utsunomiya, Tochigi Prefecture, Japan. *Bull. Utsunomiya Univ.*, no. 10, p. 51-58.
- 阿久津純 (1960) 5 万分の 1 表層地質図「宇都宮」及び同説明書. 土地分類基本調査, 地形・表層地質・土じょう調査, 経済企画庁, 38p.
- 安藤 武・岡 重文 (1967) 大谷石の地質と採掘に関連する破壊状況. 地質調査所月報, vol. 18, p. 1-37.
- 青島睦治 (1985) 栃木県下の第三系の有孔虫化石 (予報). 栃木県博紀要, no. 2, p. 87-97.
- 新井房夫 (1962) 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, no. 10, p. 1-79.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 126, p. 91-108.
- Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Bronnimann, P. and Renz, H.H. eds. *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, E. J. Brill, Leiden, vol. 1, p. 199-422.
- 藤本治義 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「栃木」及び同説明書. 地質調査所, 62p.
- 福田 理 (1991) 宇都宮市大谷地区北部の地下地質と温泉. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, p. 520.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュン・トラック年代: 奥尻島・男鹿半島・朝日山地. 地質学雑誌, vol. 93, p. 387-401.
- 羽鳥晴文 (1965) 足尾山地南東部の層位学的研究. 地質雑, vol. 71, p. 247-256.
- 林 広樹・栗原行人・酒井豊三郎 (2004) 浮遊生有孔虫および貝類化石に基づく宇都宮丘陵地域に分布する海成中新統の年代対比. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 361-373.
- 林 広樹・田中裕一郎・渡辺真人・青島睦治 (2008) 栃木県中央部, 宇都宮地域の鬼怒川河岸に露出する中新統の微化石年代. 地質雑, vol. 114, p. 141-144.
- 石井英也 (2003) 第 I 章 人びとの生活の舞台としての自然, 第 6 節 自然と人びとの生活, 1) 自然の活用, ①鹿沼土の利用. 鹿沼市史編さん委員会 (編), 鹿沼市史地理編. 鹿沼市, p. 141-151.
- 入江敏勝 (1957) 宇都宮市大谷地区の地球化学的研究. 宇都宮大学学芸学部研究論集, no. 7, p. 43-61.
- 岩崎孝明・小池一之・百瀬 貢・中村拓道 (1984) 那須火山周辺に分布する火山灰層. 日本地理学会予稿集, no. 25, p. 60-61.
- 地震調査研究推進本部 (1997) 日本の地震活動: 被害地震から見た地域別の特徴. 391p.
- 貝塚爽平 (1957) 関東平野北東部の洪積台地. 地学雑誌, vol. 66, p. 217-230.
- 貝塚爽平 (1987) 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, vol. 96, p. 223-240.
- 貝塚爽平 (2000) 1-総説. 1-1 関東・伊豆小笠原の大地形と地形区分. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (編) 日本の地形<4>関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, p. 1-6.
- Kamata, Y. (1996) Tectonostratigraphy of the sedimentary complex in the southern part of the Ashio Terrane, central Japan. *Sci. Rep., Institute of Geosci., Univ. Tsukuba, sec. B (Geological Sci.)*, vol. 17, p. 71-107.
- 鎌田祥仁 (2000) 足尾帯葛生地域におけるチャート-碎屑岩シーケンスの復元. 地質学論集, no. 103, p. 343-356.
- 関東ローム研究グループ (1965) 関東ローム: その起源と性状. 築地書館, 378p.
- 関東通商産業局関東地方非金属鉱物資源対策委員会 (1994) ろう石鉱床賦存状況調査報告書. 関東通商産業局, 71p.
- 鹿沼市役所・鹿沼商工会議所 (1993) 鹿沼地域園芸用土埋蔵量調査報告書. 鹿沼市役所・鹿沼商工会議所, 16p.
- 河田清雄 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「男体山」及び説明書. 地質調査所, 50p.
- 河田清雄 (1966) 奥日光流紋岩類-足尾山地北方における白亜紀火山活動. 地球科学, no. 84, p. 6-13.
- 河田清雄・大沢 穠 (1955) 5 万分の 1 地質図幅「足尾」及び説明書. 地質調査所, 64p.
- 金原啓司 (1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧. 地質調査所, 394p.
- 小池一之 (1977) 栃木県, 喜連川丘陵に分布するテフラについて. 日本地理学会予稿集, no. 13, p. 176-177.
- 小池一之・鈴木毅彦 (2000) 鬼怒川低地-火山と河川がつくる丘陵・台地群. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編, 日本の地形 第 4 巻, 関東・伊豆小笠原弧, 東京大学出版会, 172-183.
- 小池一之・岩崎孝明・檀原 徹・百瀬 貢 (1985) 下野火山灰下部層のフィッシュン・トラック年代とその地史的意義.

- 駒沢地理, no. 21, p. 39-67.
- 小池敏雄・木下 勤・猪郷久治・滝沢 茂 (1971) 栃木県葛生付近の栃木層群産コノドントと衝上断層の発見. 地質雑, vol. 77, p. 221-222.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 松居誠一郎・羽瀬 広・柏村勇二 (1997) 栃木県の新第三紀貝化石. 貝一今・昔一, 栃木県立博物館 第58回企画展報告書, p. 50-55.
- 宮越昭暢・内田洋平 (2001) 関東平野における地下温度分布と地下水流動系. 地質調査研究報告, vol. 52, p. 253-290.
- 守屋以智雄 (1968) 赤城火山の地形と地質. 前橋営林局, 64p.
- 村本芳英 (1992) 日光火山群東方地域に分布する中・後期更新世テフラ: 日光火山群の噴火史. 静岡大地球科学研究報告, no. 18, p. 59-91.
- 村山信策・野口静雄・藤原盛光・大村 猛 (2004) 大谷石採取場跡地の観測システムについて. 土と基礎, vol. 52, p. 31-34.
- 中村久由 (1948) 栃木県大谷緑色凝灰岩層の介化石. 地質学雑誌, vol. 54, p. 129.
- 中村洋一・松居誠一郎・鈴木陽雄 (1981) 宇都宮市大谷付近の地質. 宇都宮大学教育学部紀要, no. 31, p. 105-116.
- 奈佐忠行 (1889) 20万分の1地質図幅「日光」及び同地質説明書. 農商務省地質局, 84p.
- 根岸義光・丸山孝彦・山元正継 (2002) いろは坂溶結凝灰岩類の噴出機構と西南日本内帯後期白亜紀火成活動への対比. 地球科学, vol. 56, p. 269-288.
- 日本地質学会 (訳編) (2001) 国際層序ガイドー層序区分・用語法・手順へのガイドー. 共立出版, 238p.
- 日本金山誌編纂委員会 (1994) 日本金山誌 第4編 関東・中部. 社団法人資源・素材学会, 233p.
- 日本国有鉄道 (1981) 東北新幹線 (宇都宮・白河間) 地質図. 139p.
- 新野 弘 (1933) 下野山地北東縁の地質 (1), (2). 地質学雑誌, vol. 40, p. 517-532, p. 578-585.
- 西原元男 (1964) 栃木県富井鉾山の鉾脈構造. 鉾山地質, vol. 14, p. 11-21.
- NPO 法人 大谷石研究会 (編) (2006) 大谷石百選. 企画出版 NPO 法人 大谷石研究会, 128p.
- 布川嘉英・酒井豊三郎・天野一男 (2004) 栃木県内に分布する新第三系の層序. 栃木県博紀要, no. 21, p. 1-18.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude cocolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973 ; 1975). *Mar. Micropaleont.*, vol. 5, p. 321-325.
- 岡川建之介・小平佳志・中田文雄・野口静雄 (1992) 大谷石採取場跡地の陥没に伴う野外 AE 活動. 土と基礎, vol. 40, p. 45-48.
- 太田苗司 (1949) 大谷石の研究—石材としての性質について. 地質学雑誌, vol. 55, p. 85-89.
- 斎藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. 石油技術協会誌, vol. 64, p. 2-15.
- 酒井豊三郎 (1986) 新第三系関東地方北部足尾山地周辺部宇都宮地域. 大森昌衛・端山好和・堀口万吉 (編), 日本の地質 3「関東地方」, 共立出版, p. 127-129.
- 寒川 旭・室井利一郎 (1989) 街道・宿場の移転と地震. 考古学と自然科学, no.21, p. 85-92.
- 島野安雄 (2003a) 第1章 人びとの生活の舞台としての自然, 第2節 地形・地質・土壌, 1) 地形. 鹿沼市史編さん委員会 (編), 鹿沼市史 地理編. 鹿沼市, p. 20-31.
- 島野安雄 (2003b) 第1章 人びとの生活の舞台としての自然, 第2節 地形・地質・土壌, 3) テフラ層. 鹿沼市史編さん委員会 (編), 鹿沼市史 地理編. 鹿沼市, p. 40-54.
- 早田 勉 (2000) 榛名火山—山頂部のカルデラと溶岩円頂丘群. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編, 日本の地形 第4巻, 関東・伊豆小笠原弧, 東京大学出版会, p. 61-64.
- 須藤定久・藤橋葉子 (2007) 関東甲信越地方各都県の骨材資源. 骨材資源調査報告書—関東甲信越地方各都県の骨材資源— (平成18年度), 産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門, p. 1-55.
- 須藤定久・月村勝宏 (1982) 栃木県大貫・大席鉾山の陶石鉾床. 未開発陶磁器原料資源調査報告書 (昭和56年度), 地質調査所, p. 53-73.
- 鈴木陽雄 (1952) 高原火山東南周縁に分布する新生界の層序. 宇都宮大学学芸部研究論集, no. 2, p. 177-190.
- 鈴木陽雄 (1953) 塩原山地南部荒川流域の地質. 宇都宮大学学芸部研究論集, no. 3, p. 29-40.
- 鈴木陽雄・阿久津純 (1955) 栃木県中央部の川崎累層の堆積状態. 宇都宮大学学芸部研究論集, no. 5, p. 89-98.
- 鈴木正男 (1976) 過去をさぐる科学. 講談社, 234p.
- 鈴木毅彦 (1989) 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理学評論, ser. A, vol. 62, p. 475-494.
- 鈴木毅彦 (1990) テフロクロノロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史. 地学雑誌, vol. 99, p. 60-75.
- 鈴木毅彦 (1993) 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. 地学雑誌, vol. 102, p. 73-90.
- 鈴木毅彦 (1999) 福島県太平洋岸, 塚原海岸における最終間氷期最盛期の海進海退過程とその時期降下したテフラについて. 地学雑誌, vol. 108, p. 216-230.
- 鈴木毅彦 (2000) 宇都宮丘陵, 大志白遺跡周辺の地形. 大志白遺跡群発掘調査報告書: アンビックス緑が丘ニュータウン造成に伴う発掘調査 (旧石器時代編). 河内町埋蔵文化財調査報告書第3集, 栃木県河内町教育委員会, p. 164-191.
- 鈴木毅彦 (2001) 海洋酸素同位体ステージ5-6境界に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究, vol. 40, p. 29-41.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹 (1998) 関東北部から東北部

- に分布する第四紀テフラのフィッシュ・トラック年代. 第四紀研究, vol. 37, p. 95-106.
- 高橋正樹 (1989) マグマ活動からみたフォッサマグナ地域の 18~12 Ma 期のテクトニクス. 月刊地球, vol. 11, p. 544-551.
- 高橋雅紀 (2008) 日本地方地質誌 関東地方「鹿沼地域」. 朝倉書店, p. 241-244.
- 高橋雅紀・吉川敏之 (2008) 日本地方地質誌 関東地方「宇都宮地域」. 朝倉書店, p. 234-241.
- 高屋 正・佐藤幸二 (1992) 鬼怒川地溝帯の温泉. 温泉科学, vol. 42, p. 114-124.
- 手塚裕司・小林 茂 (1993) 第四章 流域再発見 三, 上流域 (2) 西鬼怒川の今昔. 鬼怒川・小貝川読本編纂会議, 編集委員会(編) 鬼怒川 小貝川—自然 文化 歴史. 建設省下館工事事務所, p. 176.
- 栃木県 (1953) 20 万分の 1 栃木県地質図及び栃木県地質説明書. 52p.
- 栃木県 (1963) 20 万分の 1 栃木県地質図及び栃木県地質説明書 (改訂版). 64p.
- 栃木県 (1977) 15 万分の 1 栃木県地質図及び栃木県地質説明書. 81p.
- 栃木県 (1979) 栃木県水理地質書. 栃木県, 141p.
- 栃木県 (2003) 栃木県水理地質書. 栃木県, 178p.
- 栃木県防災会議 (1983) 栃木県地震対策基礎調査報告書. 161p.
- 東京通商産業局 (1982) 大谷地域における大谷石採石技術指針. 東京通商産業局, 119p.
- 内尾高保 (1950a) 栃木県産中新世有孔蟲群について. 地質学雑誌, vol. 55, p. 174.
- 内尾高保 (1950b) 栃木県産第三紀化石群 (其の 1). 地質学雑誌, vol. 56, p. 455-458.
- Uchio, T. (1951) New species of foraminifera of the Miocene Age in Tochigi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 57, p. 369-377.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会, 493p.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early Miocene to Middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, vol. 14, p. 91-101.
- 渡辺武男・向山 広・兼平慶一郎・浜田隆士 (1957) 足尾山地地質図 (同説明書). 栃木県, 40p.
- 山田隆二・林 広樹・笠原敬司 (2004) 栃木県鬼怒川低地の西縁および地下に分布する珪長質軽石凝灰岩の FT 年代測定. フィッシュ・トラック ニュースレター, no. 17, p. 9-16.
- 山元孝広 (1999a) 田島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 85p.
- 山元孝広 (1999b) 福島—栃木地域に分布する 30-10 万年前のプリーニ式降下火砕物: 沼沢・燧ヶ岳・鬼怒沼・砂子原火山を給源とするテフラ群の層序. 地質調査所月報, vol. 50, p. 743-767.
- 山元孝広 (2006a) 1/20 万「白河」図幅地域の第四紀火山: 層序及び放射年代値に関する新発見. 地質調査研究報告, vol. 57, p. 17-28.
- 山元孝広 (2006b) 宇都宮市宝積寺段丘を貫く UT05 コアの層序記載と鬼怒川の堆積侵食履歴. 地質調査研究報告, vol. 57, p. 217-228.
- 山元孝広 (2007) テフラ層序からみた新潟県中期更新世飯土火山の形成史: 関東北部での飯土真岡テフラと MIS7 海面変動の関係. 地質調査研究報告, vol. 58, p. 117-132.
- 柳本 裕 (1973) 栃木県葛生地域の中・古生層の層序と地質構造の再検討. 地質学雑誌, vol. 79, p. 441-451.
- Yanagisawa Y. and Akiba F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 104, p. 395-414.
- 矢内桂三 (1972) 足尾山地北部の後期中生代酸性火成岩類 その 1. 地質. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 67, p. 193-202.
- 吉田三郎 (1956) 栃木県安蘇郡葛生町附近の地質 (1). 北海道地質要報, no. 32, p. 1-10.
- 吉田三郎 (1957) 栃木県安蘇郡葛生町附近の地質 (2). 北海道地質要報, no. 34, p. 1-5.
- 吉川敏之 (1998) 栃木県宇都宮地域に分布する新第三系の地質と層序. 地質学雑誌, vol. 104, p. 346-356.
- 吉川敏之 (2005) 日本の地盤 46 栃木県の地盤. 地質と調査, no. 104, p. 65-71.
- 吉川敏之 (2006) 栃木県北部に分布する中新世珪長質火山岩の形成年代. 地質学雑誌, vol. 112, p. 760-769.
- 吉川敏之 (2007) 栃木県宇都宮市付近の第三系から得られたフィッシュ・トラック年代. 日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨, p. 85.
- 吉川敏之・高橋雅紀・岡田利典 (2001) 足尾山地東縁部に分布する中新世火山岩の K-Ar 年代. 地質学雑誌, vol. 107, p. 41-45.
- 財団法人大谷地域整備公社 (1997) 平成 8 年度大谷石採取場跡地調査業務委託報告書 (地質編). 65p.



付図 1 第 3 章で掲載した柱状図の作成ルート
 1~11 は第 3.3 図の 1~11 に相当。各ルートの横棒が始点を、矢印が上位方向の終点を表す。基図に国土地理院地発行の数値地図 25000（地図画像）「大谷」及び「文挾」を使用。



付図 2 第 5 章で掲載した柱状図の作成ルート
 第 5.2 図の各模式ルート及び第 5.8 図 (a), 第 5.13 図 (b) の各柱状図作成ルートを示す. a, b では横棒が始点を, 矢印が上位方向の終点を表す. 基図に国土地理院地発刊の数値地図 50000 (地図画像)「宇都宮」及び数値地図 25000 (地図画像)「大谷」を使用.

Geology of the Utsunomiya District

By

Toshiyuki YOSHIKAWA*, Takahiro YAMAMOTO* and Satoshi NAKAE*

(Written in 2009)

(Abstract)

OUTLINE

The Utsunomiya district is situated in the central part of Tochigi Prefecture, northern part of the Kanto Plain, NE Japan. It occupies the area of long. $139^{\circ}44'48.2''$ – $139^{\circ}59'48.2''$ E and lat. $36^{\circ}30'11.3''$ – $36^{\circ}40'11.2''$ N in the International Terrestrial Reference Frame. The area is located between the Ashio Mountains and Kanto Plain, therefore hilly land with small mountains and fluvial terraces are dominant. In the Utsunomiya district, mountainous land occupies the northwestern part and is surrounded by a hilly area. In the middle to southern part of the district, lowland area composed of some terraces and riverside plain is common.

Summary of the geology in the Utsunomiya district is shown in Fig. 1. The district consists of Jurassic accretionary complex, Cretaceous to Paleogene igneous rocks, Neogene volcanic and sedimentary strata, Pleistocene terrace deposits and Alluvium as major geologic units. Clay mineral deposits are developed in the northwestern part of this district.

JURASSIC

The Tochigi Complex is designated as a Jurassic accretionary complex in the Ashio belt in the Utsunomiya District, and is distributed around the Kogashi Mountains with a narrow area of 20 km² at the northwestern part of the district. This complex is mainly composed of predominant bedded chert with subordinated mudstone and sandstone and is folded with NEE-SWW trending subhorizontal axes.

CRETACEOUS TO PALEOGENE

Cretaceous to Paleogene igneous rocks occupy a part of the northern mountainous area in the district. They are composed of rhyolite welded tuff to lapilli tuff with a minor amount of porphyritic microgranite. Stratigraphically there are two lithologic units. The lower unit of welded tuff to lapilli tuff contains many crystal fragments including biotite, while the upper unit is ash dominant. They are deformed cataclastically in part and altered strongly by the Neogene volcanism. Because the boundaries between Cretaceous to Paleogene volcanic rocks and Jurassic accretionary complex are generally high-angled, the volcanic rocks might have formed the cauldron structure.

NEOGENE

Neogene deposits in the Utsunomiya district were formerly subdivided into many formations in each distribution area. The age dating and lithological correlation have advanced to make comprehensive stratigraphic division possible. In this report, Neogene deposits are mainly classified into five formations, the Myogazawa, Kazamiyamada, Yokoyama, Oya and Ozo Formations in ascending order (Fig. 2).

The Myogazawa Formation is the lowest unit in the Oya area and composed of breccia, conglomerate, andesitic to dacitic volcanic rocks and sandstone. The main lithology differs from place to place reflecting the location of the paleo-valleys and volcanic centers. The radiometric age of the uppermost andesite is about 15.3 Ma.

The Kazamiyamada Formation is well distributed in the Yaita district ; however, it shows restricted distribution around Kasamatsuyama in the Utsunomiya district. This formation consists of subaerial andesite lava and volcanoclastic rocks and

* Institute of Geology and Geoinformation

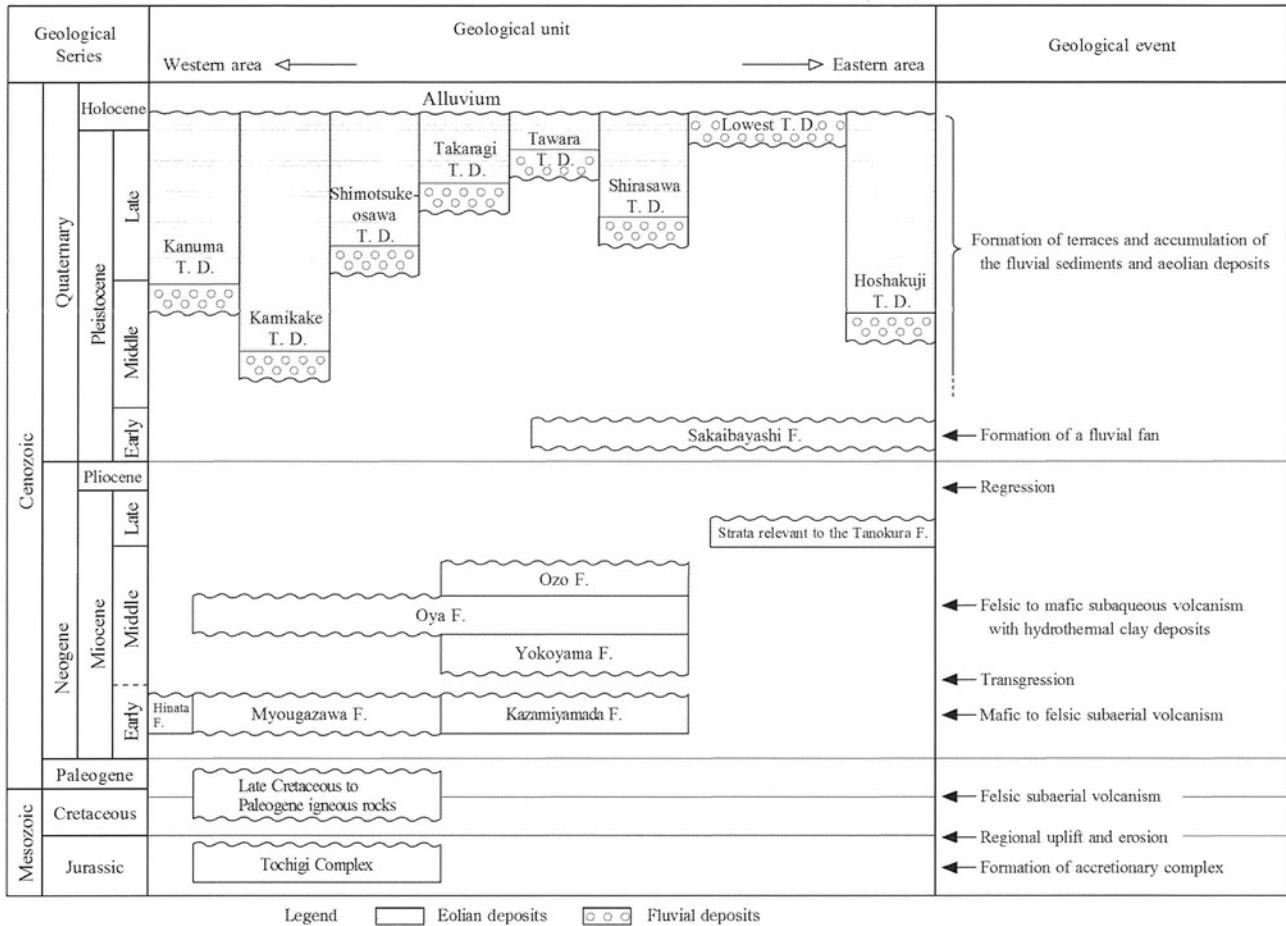


Fig. 1 Summary of geology in the Utsunomiya District

radiometric ages in the range of 16.6 to 14.8 Ma. In the Yaita district, this formation overlies conformably the Nagadozaka Formation which is the lowermost unit of Neogene deposits.

The Yokoyama Formation overlies the Kazamiyamada Formation unconformably and occupies the small area in the central part of the Utsunomiya Hill. Basal conglomerate is recognized on the unconformity surface, and the alternation of sandstone and mudstone is dominant in the lower part of this formation. Massive light-gray colored mudstone is the main lithology in the formation's upper part.

The Oyo Formation shows a wide distribution in this district. This formation was formerly recognized as the Nagaoka and Yamamoto Formations in the Utsunomiya Hill. The formation consists mainly of rhyolitic tuff to lapilli tuff, which contains well vesiculated pumice fragments. A massive part of the pumice-lapilli tuff is quarried as building stone especially in the Oyo area ("Oya-ishi"). Sandstone to siltstone including marine molluscan fossils intercalates into the succession of tuff to lapilli tuff. Andesite to rhyolite intrusive rocks or lava domes occur along the margin of the distribution area. Age data of this formation vary widely implying that some problems still remain for age determination of this formation.

The Ozo Formation is distributed in the city of Utsunomiya, and well-known as the fossil bearing bed in the Neogene strata of the Utsunomiya area. Tuffaceous-calcareous sandstone to siltstone shows vague to almost no stratification and intercalates felsic tuffs. Planktonic foraminifera and fission-track ages indicate that the Ozo formation was deposited before 14 Ma at the latest.

Rhyolite dykes occur in the northwestern part of the district, which are mostly NE-SW with a few dykes occurring NW-SE. The rhyolite is lithologically correlative to that of the Oyo Formation. A shallow intrusion of rhyolite to porphyritic microgranite crops out at the northwestern end of the district. This body partly suffered strong hydrothermal alteration to form clay mineral deposits.

Along the side of the Kinu River at Hoshakuji, massive diatomaceous siltstone is isolated from other distributions of the Neogene deposits. Age of the diatom assemblage corresponds to 11.4 to 10.0 Ma, and this is relevant to the Tanokura Formation, Arakawa Group. In the central part of Kanuma City, massive basalt crops out at the river side of the Kurokawa. This rock is thought to be a part of the Hinata Formation which is widely distributed in the Kanuma district.

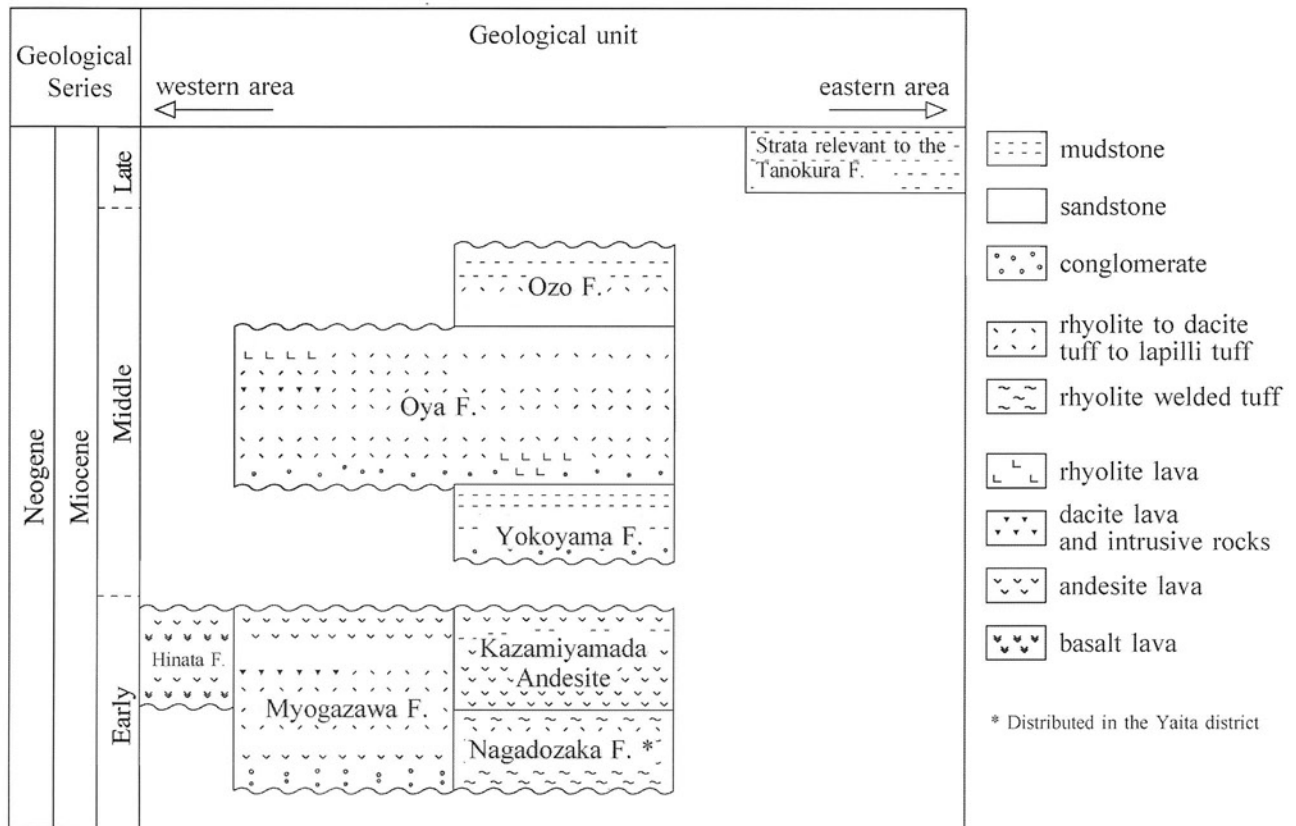


Fig. 2 Summary of Neogene strata in the Utsunomiya District

QUATERNARY

Early Pleistocene

The Sakaibayashi Formation unconformably overlies the Neogene strata in the central part of the district and unconformably underlies the Hoshakuji Terrace Deposit in the eastern part of the district. The thickness of the formation is 3 to 4 m in the central part and more than 20 m in the eastern part. This formation consists of gravel-dominant fluvial deposits, interpreted to be a braided river system. The main part of the formation in the Kitsuregawa Hill (Fig. 3) intercalates the Shirakawa Pyroclastic Flow Deposits.

Middle to Late Pleistocene

Terraces have typically developed in this district (Fig. 3). There are the Kamikake, Hoshakuji, Kanuma, Shimotsuke-Osawa, Shirasawa, Takaragi and Tawara Terraces, in ascending order; these terraces are composed of gravelly fluvial deposits and overlying eolian deposits. The eolian deposits consist mainly of brown-colored massive sandy mud containing abundant weathered volcanic materials and overlain by 0.4- to 0.6-m-thick Holocene black humic soil. The tephrostratigraphy of the eolian veneers shows that the abandonment ages of these terraces (Fig. 4). The Kamikake Terrace is 165 to 140 m in height, and made up of fluvial gravels with 30-m-thick eolian veneer deposits. The abandonment age of the Kamikake Terrace Fluvial Channel Deposit is marine isotope stage (MIS) 10. The Hoshakuji Terrace is distributed along the Kinugawa River in the eastern part of the district and 190 to 70 m in height. This terrace deposit consists of 4-m-thick fluvial gravels and 14- to 17-m-thick overlying eolian deposit. The Hoshakuji Terrace Fluvial Channel Deposit was abandoned in MIS 8. The Kanuma Terrace spreads between the Kurokawa and Sugatagawa Rivers in the western part of the district and is 350 to 80 m in height. This terrace is composed of 15-m-thick fluvial gravels and 10-m-thick eolian veneer deposits. The abandonment age of the Kanuma Terrace Fluvial Channel Deposit is MIS 6. The Shimotsuke-Osawa Terrace is distributed in the northwestern part of the district and 470 to 225 m in height. This terrace is made up of the fluvial gravels with a 10- to 12-m-thick eolian veneer deposit. The Shimotsuke-Osawa Terrace Fluvial Channel Deposit is capped by lahar deposits of the 110-ka Akagi-Mizunuma 7 tephra. The Shirasawa Terrace is distributed along the Kinugawa River in the northeastern part of the district and 165 to 140 m in height. This terrace consists of >5-m-thick fluvial gravels and 8- to 10-m-thick overlying eolian deposits. The

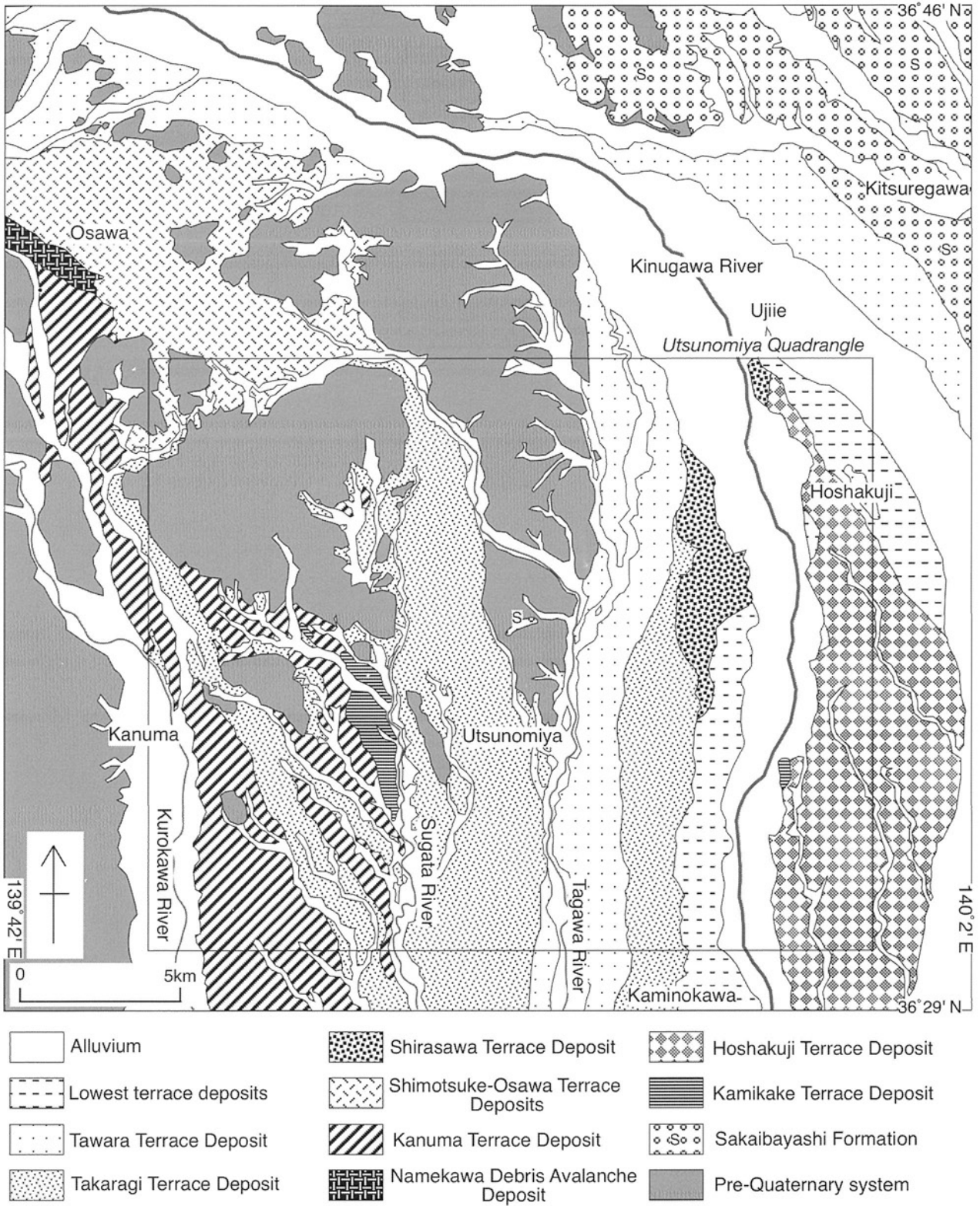


Fig. 3 Simplified geologic map for Quaternary deposits in the Utsunomiya District.

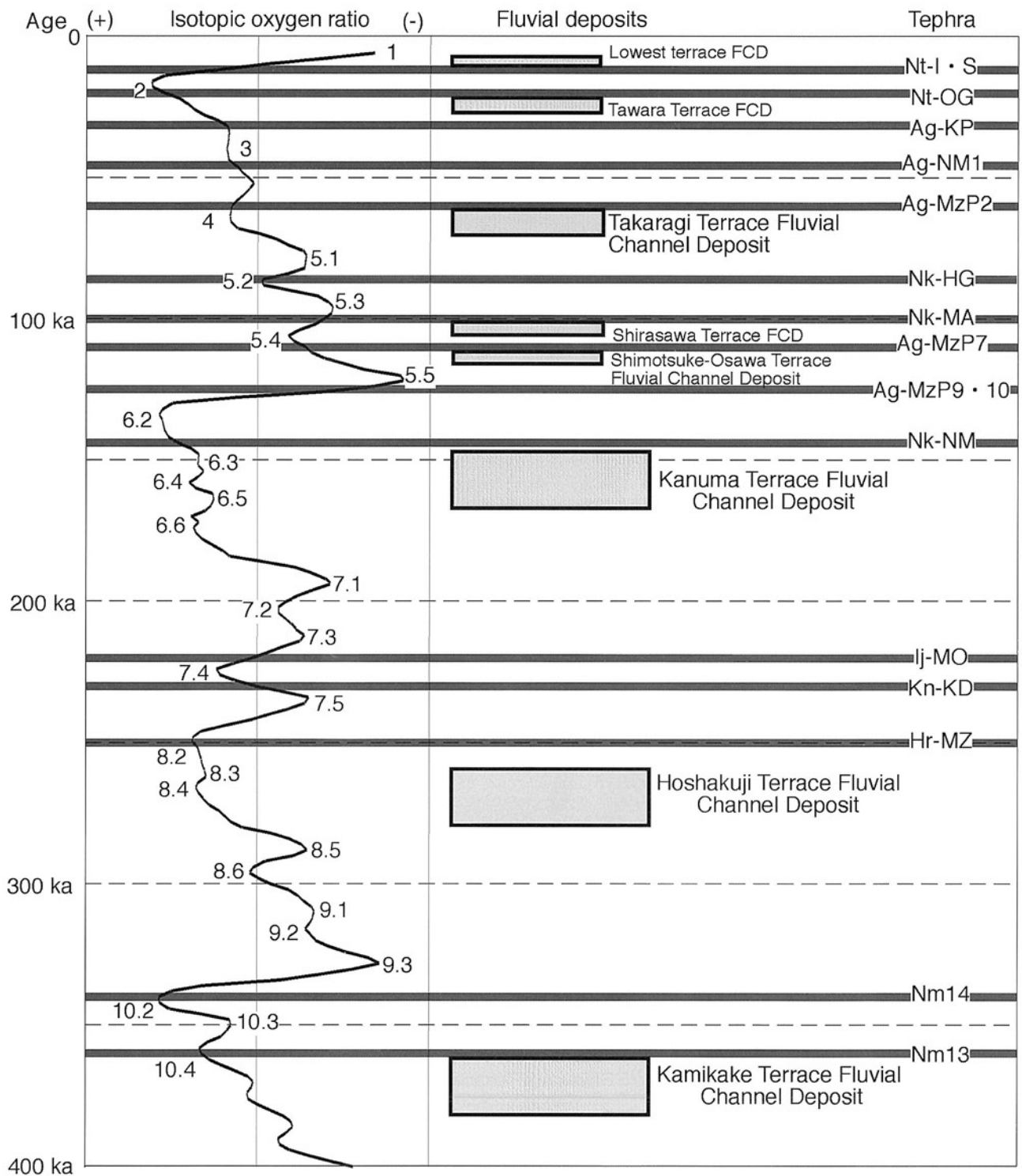


Fig. 4 Stratigraphic relationship among fluvial deposits, tephra and Marine Isotope Stages.
 Ag-KP= Akagi-Kanuma tephra, Ag-MzP= Akagi-Mizunuma tephra series, Ag-NM= Akagi-Namekawa tephra series, FCD=fluvial channel deposit, Hr-MZ=Haruna-Miyazawa tephra, Kn-KD=Kinunuma-Kurodahara tephra, Ij-MO=Iiji-Moka tephra, Nk-MA=Nikko-Mamiana tephra, Nk-NM=Nikko-Namekawa tephra, Nm13 and Nm14=Nemoto 13 and 14 tephra, Nt-I=Nantai-Imaichi tephra, Nt-S=Nantai-Shichihonzakura tephra.

Shirasawa Terrace Fluvial Channel Deposit is covered by lahar deposits of the 100-ka Nikko-Mamiana tephra. The Takaragi Terrace spread between the Kurokawa and Kinugawa Rivers and is 220 to 70 m in height. This terrace is composed of >6-m-thick fluvial gravels and 4- to 6-m-thick overlying eolian deposits. The Takaragi Terrace Fluvial Channel Deposit was abandoned in MIS 4. The Tawara Terrace is mainly distributed along the Tagawa River and 195 to 65 m in height. This terrace deposit consists of >2.5-m-thick fluvial gravels and a 1.5- to 2.6-m-thick overlying eolian deposit. The abandonment age of the Tawara Terrace Fluvial Channel Deposit is MIS 2.

Late Pleistocene to Holocene

The piedmont slope deposits are distributed around the mountains in the northwestern area of the district. The deposits are composed of gravel, sand, silt and eolian deposit. The lowest terrace is distributed along the Kinugawa River and 160 to 60 m. This terrace is made up of fluvial gravels with overlying 30- to 40-cm-thick black humic soil. The natural levee deposits are recognized along the Kinugawa River and consist mainly of sand. The abandoned channel-fill deposits are dispersed along the main rivers in this district. Sand and mud fill the paleo channel of each river. Back marsh and valley floor deposits are also distributed along the rivers in this district. They are composed of gravel, sand and mud.

GEOLOGIC STRUCTURE

No active fault is recognized in this district. Older faults which cut the formations up to Neogene are present in the mountainous area. They extend in the NW-SE and NE-SW directions and parts of some faults might be a caldera-forming fault associated with late Cretaceous to Paleogene volcanic activities.

ECONOMIC GEOLOGY

Pyrophyllite-sericite deposits, Onuki and Daiseki mines are developed in the northwestern part of the Utsunomiya district. Building stone made of pumice-lapilli tuff of the Oya Formation is called “Oya-ishi” and a famous building stone. Ag-KP tephra is a pyroclastic fall deposit of the Akagi volcano and widely distributed in the district. This tephra have been used as gardening soil called “Kanuma-tsuchi”. Because the distribution of the high quality “Kanuma-tsuchi” is limited to the western part of this district, soil pits have been developed especially on the Kanuma and Takaragi terraces. Groundwater is mainly distributed in the gravel and sand layers in the terrace deposits and Alluvium. Hot springs are developed by deep well drillings in this district.

執筆分担

第1章 地形	吉川敏之
第2章 地質概説	吉川敏之・山元孝広・中江 訓
第3章 足尾帯ジュラ系	中江 訓
第4章 後期白亜紀-古第三紀火成岩類	吉川敏之
第5章 新第三系	吉川敏之
第6章 境林層及び段丘堆積物	山元孝広
第7章 山麓緩斜面堆積物及び完新統	吉川敏之・山元孝広
第8章 地質構造	吉川敏之
第9章 地震及び活構造	山元孝広
第10章 応用地質	吉川敏之

文献引用例

吉川敏之・山元孝広・中江 訓 (2010) 「宇都宮」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, 79 p.

章単位での引用例

吉川敏之 (2010) 「宇都宮」地域の地質, 1. 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, p. 1-4.

Bibliographic reference

Yoshikawa, T., Yamamoto, T. and Nakae, S. (2010) Geology of the Utsunomiya district. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 79 p (in Japanese with English abstract 6 p).

Bibliographic reference of each chapter

Yoshikawa, T. (2010) Geology of the Utsunomiya district, 1. Topography. Quadrangle Series, 1 : 50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4.

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)

宇都宮地域の地質

平成22年2月24日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 創文印刷工業株式会社