

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第4号

NJ-54-36-2

榛名山地域の地質

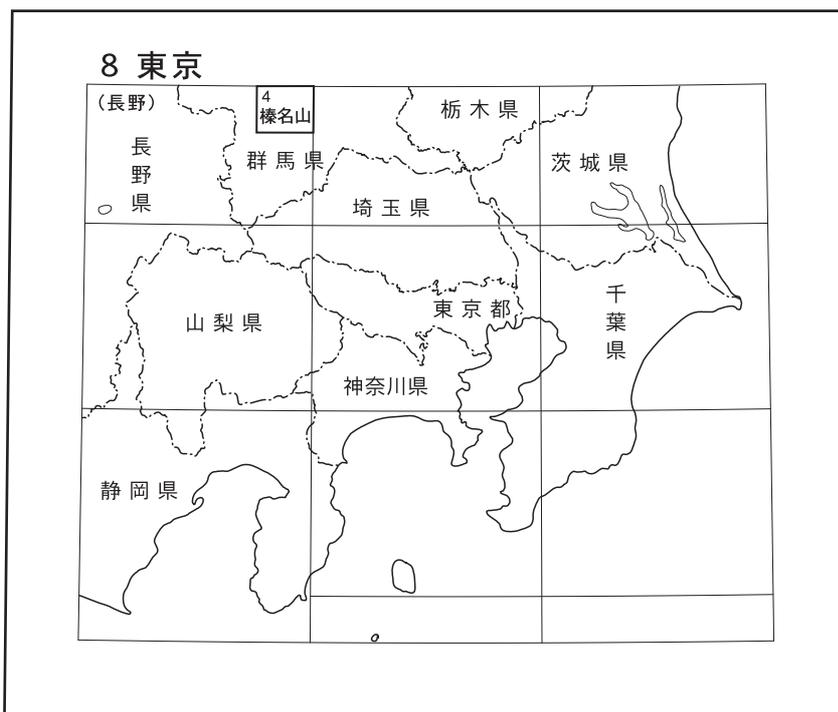
下司信夫・竹内圭史

平成24年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

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

7-98 草津 Kusatsu NJ-54-36-5 (1957)	7-99 中之条 Nakanojō NJ-54-36-1 (未刊行, unpublished)	7-100 沼田 Numata NJ-54-30-13 (1954)
8-3 軽井沢 Karuizawa NJ-54-36-6 (未刊行, unpublished)	8-4 榛名山 Haruna San NJ-54-36-2 (2012)	8-5 前橋 Maebashi NJ-54-30-14 (未刊行, unpublished)
8-14 御代田 Miyota NJ-54-36-7 (未刊行, unpublished)	8-15 富岡 Tomioka NJ-54-36-3 (未刊行, unpublished)	8-16 高崎 Takasaki NJ-54-30-15 (未刊行, unpublished)

榛名山地域の地質

下司信夫*・竹内圭史*

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、1882年の創立以来、わが国の国土の地球科学的実態を示すため、さまざまな主題・縮尺の地質図を出版してきた。それらのうち、5万分の1地質図幅は基礎的な地質情報を網羅した基本地質図である。

「榛名山」図幅地域は、本州の脊梁山地である三国山地と関東平野の境界部に位置する。また東北日本弧の火山フロント上に位置し、本図幅地域には活火山である榛名火山及びその山麓扇状地が広がっている。人文地理的には群馬県のほぼ中央部に位置し、群馬県の中核都市である前橋市・高崎市の市街地に隣接している。本図幅地域を上越新幹線、北陸新幹線が縦貫するほか、関越自動車道・上信越自動車道が近隣地域を通過するなど、関東地方と日本海側を結ぶ交通の要衝に位置する。

「榛名山」図幅地域の野外調査は、主に平成18～21年度に実施した。本図幅地域のうち、主に中新世の安中層群を竹内が、鮮新世-完新世の火山噴出物を下司が担当し、全体のとりまとめを下司が行った。

本図幅地域の調査に際し、群馬大学教育学部の早川由紀夫教授には現地の地質情報に関してさまざまな情報を提供いただいた。群馬県埋蔵文化財調査事業団の矢口裕之氏、埼玉県立本庄高校の中村正芳氏には、本図幅地域のテフラに関して、未公表データを含むさまざまな情報を提供いただいた。首都大学東京の大石雅之博士には、火山噴出物の現地調査や噴出物の解析にご協力いただいた。火山灰考古学研究所の早田勉博士には、榛名火山の活動史とテフラについてご助言をいただいた。

なお、本報告に掲載した全岩分析データは、産総研地質調査総合センターの地質分野共同利用実験室を用いて測定したものである。また、本報告に用いた岩石薄片の一部は、産総研地質標本館の薄片作製室による。

（平成22年度稿）

所 属

*地質情報研究部門

Keywords : regional geology, geological map, 1 : 50,000, Neogene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Gunma Prefecture, Takasaki, Shibukawa, Annaka, Mt. Haruna, Annaka Group, Haruna Volcano, Quarternary Volcano, Active Volcano, Northeastern Japan Volcanic Front, Akima Hill, Ikaho Spa

目 次

第1章 地 形	1
1. 1 山地・丘陵	1
1. 1. 1 榛名山	1
1. 1. 2 秋間丘陵及び霧積山塊	2
1. 2 扇状地・段丘及び低地	2
1. 3 地すべり	4
第2章 地質概説	5
2. 1 層 序	6
2. 2 火山岩類の全岩組成	7
第3章 中新統	10
3. 1 研究史及び概要	10
3. 2 安中層群	10
3. 2. 1 原市層	10
3. 2. 2 板鼻層	11
3. 3 ガラメキ層	16
第4章 鮮新統及び下部更新統	17
4. 1 研究史及び概要	17
4. 2 相間川層	17
4. 3 秋間層	19
4. 4 岩床	23
4. 5 小倉層	24
第5章 下部及び中部更新統	29
5. 1 研究史及び概要	29
5. 2 小根山層	29
5. 3 菅峰火山岩類	29
5. 4 古期榛名火山	31
5. 4. 1 古期榛名火山噴出物	31
5. 4. 2 古期榛名火山岩脈群	33
5. 4. 3 古期榛名火山扇状地堆積物	33
5. 4. 4 宮沢火砕流堆積物	37
5. 5 萩生層	42
5. 6 野殿層	42
第6章 上部更新統及び完新統	43
6. 1 研究史及び概要	43
6. 2 新期榛名火山	43
6. 2. 1 白川火砕流堆積物	43
6. 2. 2 八崎降下テフラ	46

6. 2. 3	榛名富士溶岩	48
6. 2. 4	蛇ヶ岳溶岩	48
6. 2. 5	相馬山溶岩	49
6. 2. 6	陣場岩屑なだれ堆積物	53
6. 2. 7	行幸田扇状地堆積物	54
6. 2. 8	水沢山溶岩	55
6. 2. 9	水沢山火砕流堆積物及び崖錐堆積物	55
6. 2. 10	新期榛名火山扇状地堆積物	56
6. 2. 11	ニッ岳洪川火砕流堆積物及び降下テフラ	58
6. 2. 12	ニッ岳伊香保降下テフラ	60
6. 2. 13	ニッ岳伊香保火砕流堆積物	62
6. 2. 14	ニッ岳溶岩	65
6. 3	浅間火山噴出物	66
6. 4	段丘堆積物及び斜面堆積物	69
6. 4. 1	斜面堆積物	69
6. 4. 2	段丘堆積物	69
6. 5	谷底堆積物	70
第7章	活断層	71
7. 1	深谷断層	71
第8章	応用地質	72
8. 1	高崎炭田	72
8. 2	石材・骨材	72
8. 3	温泉	73
文 献		74
Abstract		77

図・表目次

第1. 1図	5万分の1「榛名山」図幅地域とその周辺の地形陰影図	1
第1. 2図	東方向から見た榛名山地域の鳥瞰図	2
第1. 3図	榛名火山の地形陰影図	3
第1. 4図	北東方向、赤城山山腹から見た榛名山	3
第2. 1図	5万分の1「榛名山」図幅地域及びその周辺地域の地質概略図	5
第2. 2図	5万分の1「榛名山」図幅地域の地質総括図	6
第2. 3図	「榛名山」図幅地域及び周辺地域の火山岩類の全岩組成1	7
第2. 4図	「榛名山」図幅地域及び周辺地域の火山岩類の全岩組成2	8
第3. 1図	中新統の層序対比図	10
第3. 2図	板鼻層下部の砂岩層の露頭写真	12
第3. 3図	館凝灰岩の柱状図	13
第3. 4図	凝灰岩鍵層の露頭写真	14

第 4. 1 図	相間川層の溶岩	18
第 4. 2 図	相間川層の火砕流堆積物	18
第 4. 3 図	相間川層の火砕流堆積物に含まれる岩塊	19
第 4. 4 図	秋間層の模式断面図	20
第 4. 5 図	秋間層の模式柱状図	21
第 4. 6 図	秋間層下部, 森熊火山角礫岩部層中の岩屑なだれ堆積物	22
第 4. 7 図	秋間層下部, 長岩火山礫凝灰岩部層の成層した砂礫岩層	23
第 4. 8 図	秋間層下部, 大戸貝凝灰角礫岩部層の礫層	24
第 4. 9 図	茶白山溶結凝灰岩部層	25
第 4. 10 図	茶白山溶結凝灰岩の顕微鏡写真	25
第 4. 11 図	秋間層上部の火砕流堆積物	26
第 4. 12 図	秋間層上部の軽石層	26
第 4. 13 図	仙ヶ滝を作る玄武岩質安山岩岩床	28
第 4. 14 図	板鼻層上部に貫入するデイサイト岩床の顕微鏡写真	28
第 5. 1 図	小根山層に含まれる安山岩礫の顕微鏡写真	30
第 5. 2 図	菅峰火山岩類の火砕流堆積物	30
第 5. 3 図	古期榛名火山山頂部を構成する安山岩角礫岩	32
第 5. 4 図	古期榛名火山を構成する安山岩溶岩	32
第 5. 5 図	古期・新期榛名火山噴出物の全岩組成	33
第 5. 6 図	古期榛名火山噴出物間に挟まれる小規模な湖成層	34
第 5. 7 図	古期榛名火山の安山岩溶岩	34
第 5. 8 図	掃部ヶ岳南斜面に露出する安山岩岩脈	35
第 5. 9 図	黒岩を構成する火山岩頸	36
第 5. 10 図	古期榛名火山扇状地を構成するラハール堆積物	36
第 5. 11 図	古期榛名火山扇状地を構成する火砕流堆積物	37
第 5. 12 図	古期榛名火山扇状地を構成する軽石流堆積物	38
第 5. 13 図	古期榛名火山扇状地を構成する軽石流堆積物・スコリア流堆積物	38
第 5. 14 図	古期榛名火山から噴出した降下テフラ層	39
第 5. 15 図	宮沢火砕流堆積物	39
第 5. 16 図	宮沢火砕流堆積物の大型のスコリア塊が濃集する部分	40
第 5. 17 図	菖生層の凝灰質シルト層・凝灰質砂層	41
第 5. 18 図	野殿層の露頭写真	41
第 6. 1 図	新期榛名火山噴出物の層序関係	44
第 6. 2 図	新期榛名火山噴出物の全岩化学組成	44
第 6. 3 図	高崎市十文字付近における白川火砕流堆積物の層序	45
第 6. 4 図	白川火砕流堆積物の露頭	46
第 6. 5 図	榛名カルデラ縁近傍の白川火砕流堆積物	47
第 6. 6 図	山麓部における白川火砕流堆積物	48
第 6. 7 図	白川火砕流堆積物の基底部	49
第 6. 8 図	分布域末端部における白川火砕流堆積物	50

第 6. 9 図	白川火砕流堆積物に含まれる斜方輝石普通角閃石安山岩軽石の顕微鏡写真	50
第 6. 10 図	白川火砕流堆積物に含まれる黒雲母普通角閃石石英閃緑岩質捕獲岩	51
第 6. 11 図	黒雲母普通角閃石石英閃緑岩質捕獲岩の顕微鏡写真	51
第 6. 12 図	榛名富士溶岩ドーム	52
第 6. 13 図	榛名富士溶岩の顕微鏡写真	52
第 6. 14 図	蛇ヶ岳溶岩の顕微鏡写真	53
第 6. 15 図	相馬山溶岩の顕微鏡写真	53
第 6. 16 図	陣場岩屑なだれ堆積物の露頭写真	54
第 6. 17 図	水沢山溶岩ドーム	55
第 6. 18 図	水沢山溶岩の顕微鏡写真	56
第 6. 19 図	水沢山火砕流堆積物及び崖錐堆積物	57
第 6. 20 図	榛名二ッ岳洪川噴火及び伊香保噴火噴出物の代表的な層序	58
第 6. 21 図	榛名二ッ岳洪川火砕流堆積物	59
第 6. 22 図	榛名二ッ岳洪川火砕流堆積物中の軽石の顕微鏡写真	60
第 6. 23 図	榛名二ッ岳洪川火砕流堆積物	61
第 6. 24 図	榛名二ッ岳伊香保降下テフラの分布	62
第 6. 25 図	榛名二ッ岳伊香保降下テフラの露頭	63
第 6. 26 図	榛名二ッ岳伊香保降下テフラ中の軽石の顕微鏡写真	64
第 6. 27 図	二ッ岳伊香保火砕流堆積物の露頭	64
第 6. 28 図	二ッ岳伊香保火砕流堆積物に含まれる炭化樹幹	65
第 6. 29 図	二ッ岳溶岩ドーム	66
第 6. 30 図	二ッ岳溶岩ドームの溶岩塊	67
第 6. 31 図	二ッ岳溶岩の顕微鏡写真	67
第 6. 32 図	「榛名山」図幅地域南部における浅間火山起源の降下テフラの模式層序	68
第 8. 1 図	板鼻層の亜炭層の露頭写真	72
第 2. 1 表	榛名山図幅地域の代表的な火山岩試料の全岩組成	9
第 3. 1 表	中関凝灰岩のフィッシュントラック年代	15
第 4. 1 表	秋間層のフィッシュントラック年代	27
Fig. 1	Summary of the geology in the Haruna San District	78

第1章 地 形

(下司信夫)

「^{はるなさん}榛名山」図幅地域は、東経138度44分48.6秒～59分48.5秒、北緯36度20分11.3秒～30分11.2秒（日本測地系では東経138度45分～139度00分、北緯36度20分～30分）の範囲に相当する。本図幅地域には群馬県渋川市、高崎市、安中市、北群馬郡^{しんとう}榛東村、吉岡町、及び吾妻郡^{ひがしあがつま}東吾妻町が含まれる。

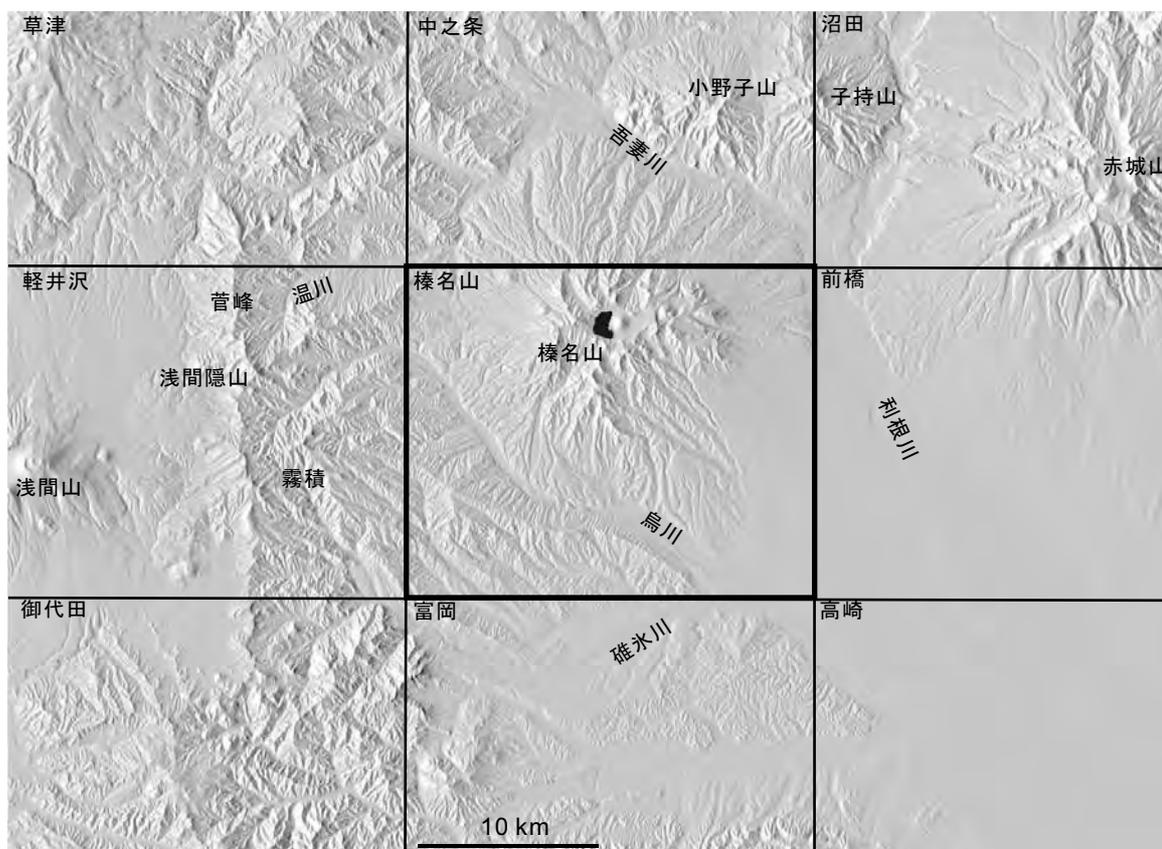
本図幅地域は三国山地の南縁と関東平野との境界に位置する。図幅地域の地形は西部～中央部の山地及び丘陵地と、南東部の山麓扇状地及び利根川等の沖積平地に続く緩傾斜地-平坦地に大別できる（第1.1図、第1.2図）。本図幅地域はすべて利根川水系に属する。本図幅地域の主な水系はいずれも利根川の支流で、秋間丘陵の南側が^{うすい}碓氷川、秋間丘陵北側と榛名山の南面が^{からすがわ}烏川、榛名山の東面が利根川本流の水系である。榛名カルデラ内は吾妻川の水系である。

1.1 山地・丘陵

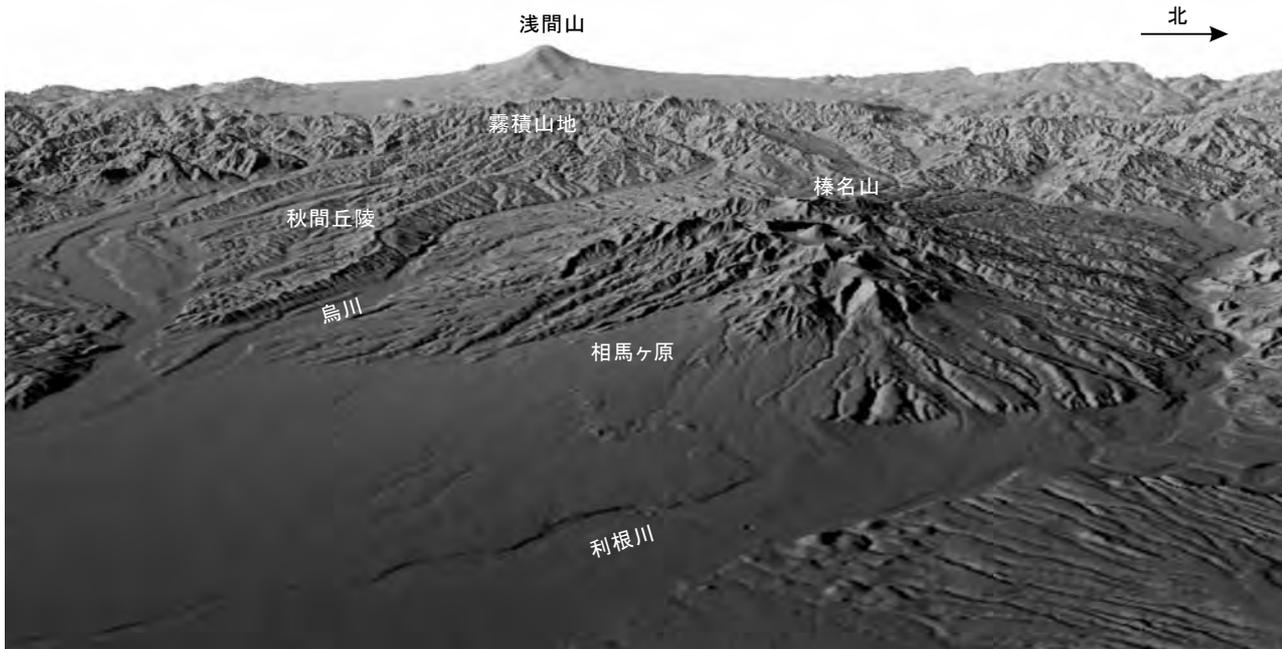
本図幅地域の山地及び丘陵は、地形及び地質構造から、北側の榛名山を中心とする山地と、烏川より南側の丘陵地帯とに大別できる（第1.3図）。

1.1.1 榛名山

烏川よりも北側の地域は、榛名火山の成層火山体及びその山麓扇状地からなる。榛名火山は、中期更新世に形成された直径約25kmの成層火山体とその山頂部に発達する後期更新世-完新世の溶岩ドーム群からなる複雑な地形をしている。榛名火山の最高峰は^{かもんがたけ}掃部ヶ岳(1,449m)である。榛名火山の成層火山体には放射状の侵食谷が多数発達している（第1.3図）。なかでも南西側の榛名川、



第1.1図 5万分の1「榛名山」図幅地域とその周辺の地形陰影図
5万分の1「榛名山」全域及び隣接する5万分の1地形図の範囲を示す。各区画左上にそれぞれの5万分の1地形図の名称を示す。国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）を使用し、カシミールを用いて作成。



第 1. 2 図 東方向から見た榛名山地域の鳥瞰図
国土地理院発行数値地図 50m メッシュ (標高) を使用し、カシミールを用いて作成。

南東側の榛名白川、北東側の沼尾川の侵食谷は比較的大規模で、山頂部まで侵食が進み、その周辺には火山体の原面はほとんど現存していない。古期榛名火山を構成する厚い溶岩流や貫入岩体は侵食に耐え、北部の烏帽子ヶ岳や南部の天狗山などの突出した地形を作っている。

榛名火山の山頂部には東西約 3km、南北約 2km の榛名カルデラが存在する (第 1. 3 図)。榛名カルデラの外輪山は、北部は烏帽子ヶ岳、西部は掃部ヶ岳、南部は天目山からなる。カルデラの東縁は榛名カルデラ形成後に噴出した相馬山溶岩ドームに覆われ、カルデラ地形が不明瞭である。榛名カルデラ西部のカルデラ床には、榛名湖が存在する。

榛名カルデラの内部から東部にかけて、カルデラ形成後に噴出した複数の溶岩ドームが発達する (第 1. 4 図)。榛名富士は榛名カルデラのほぼ中央に発達するカルデラ床からの比高約 300m のほぼ円錐形の溶岩ドームである。蛇ヶ岳は榛名カルデラの北縁に発達する比高 150m の小規模な溶岩ドームである。相馬山は榛名カルデラの東縁に発達する比高約 330m の溶岩ドームで、その南面には南南東に開いた大規模な崩壊地形が発達する。水沢山は榛名山の東山腹斜面に発達する溶岩ドームで、東側の比高は 500m に及ぶ。二ッ岳は比高約 350m の溶岩ドームで、その山頂部は 3 つのピークに分かれている。二ッ岳の南東側には、二ッ岳を取り囲む半円形の崩壊地形が認められ、相馬山の溶岩ドームの北東部はこの火口によって切断されている。

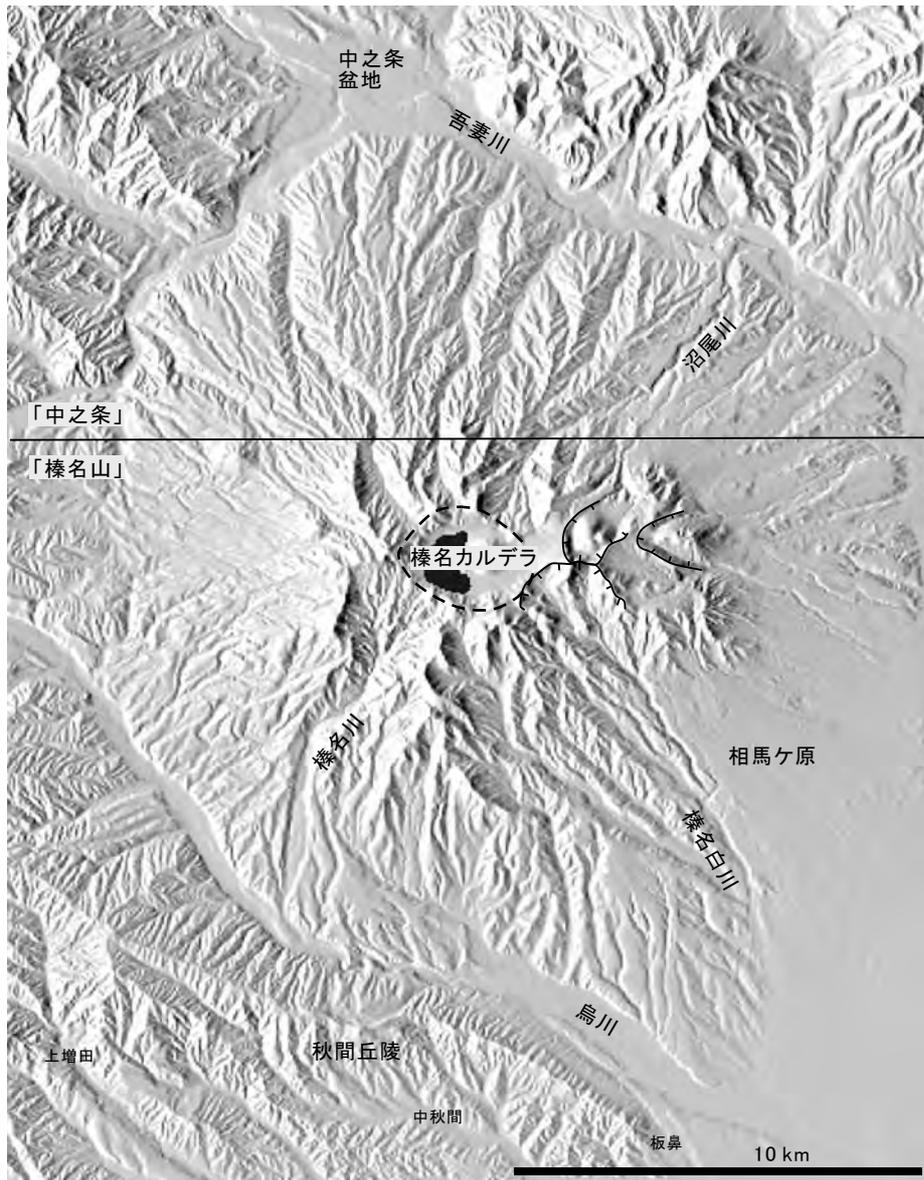
1. 1. 2 秋間丘陵及び霧積山塊

烏川南側の丘陵地帯は秋間丘陵と呼ばれる (第 1. 3 図)。秋間丘陵は図幅南西部で最も高く標高 800m を超えるが、東に向かって緩やかに高度を減少し、図幅南東部の安中市板鼻では標高 150m 以下になる。また、本図幅地域の西側の「軽井沢」図幅内では更に標高を増し、剣の峰 (1,430m)、鼻曲山 (1,655m) を中心とする霧積山塊に連続する。

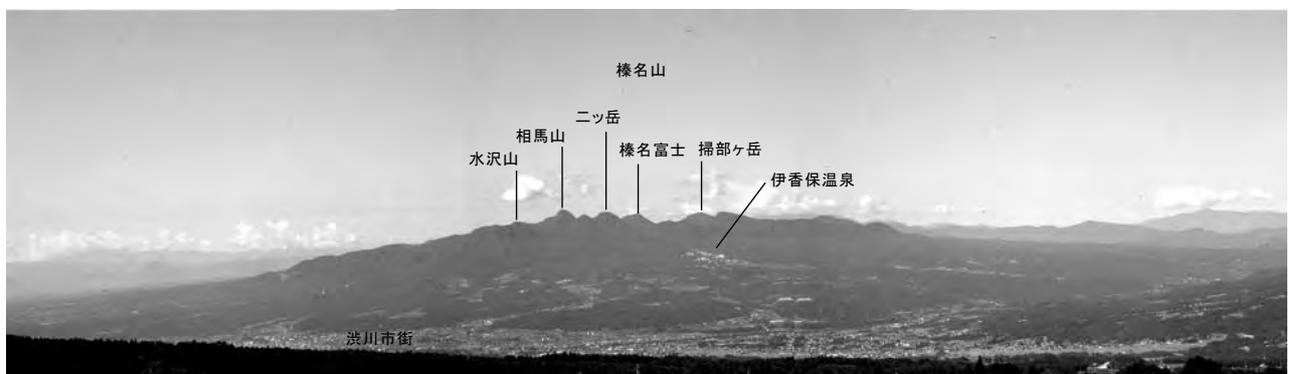
本図幅地域の秋間丘陵は更に安中市上増田-中秋間を結ぶ線より北側と南側に区分され、北側は南側に比べてやや標高が高くかつ急峻である。両地域の境界は、新第三系の板鼻層と秋間層の分布境界にほぼ一致する。北側の秋間層の分布地域では、北東に緩く傾斜する秋間層の構造に支配された西北西-東南東方向に延びる非対称稜線が顕著に発達し、典型的な“ケスタ地形”を作っている。特に右尊山から東部では、秋間層に挟まれる茶白山溶結凝灰岩部層が周辺の秋間層に比べて侵食に強く突出するため、南側が急傾斜で北側が緩傾斜の非対称な稜線が発達する。上増田-中秋間より南側は北側に比べて起伏が小さく、西北西-東南東方向に浅い侵食谷がほぼ平行に発達する。

1. 2 扇状地・段丘及び低地

榛名山の山麓部には、山麓扇状地が広く発達する。これらの扇状地は主に古期榛名火山の成長に伴って発達したもので、榛名カルデラの形成に伴い噴出したと考えられ



第1.3図 榛名火山の地形陰影図
 5万分の1「榛名山」全域及び「中之条」南半分の地域を示す。国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）を使用し、カシミールを用いて作成。カルデラ壁及び顕著な崩壊地形を合わせて示す。



第1.4図 北東方向、赤城山山腹から見た榛名山
 榛名山の山頂部に突出する水沢山、相馬山、ニッ岳、榛名富士はいずれも新期榛名火山の溶岩ドーム。掃部ヶ岳は榛名山の最高峰で、古期榛名火山に属し、榛名カルデラ縁を構成する。

る白川火砕流に伴うもの、及び新期榛名火山の活動に伴うものに区分される。

古期榛名火山に伴う扇状地は、本図幅地域内では主に西-南山麓、及び東山麓に発達する。古期榛名火山に伴う扇状地は侵食が進み、深い谷が刻まれている。しかし、扇状地面は比較的広く保存されており、西側山麓では、高崎市倉渕町榎田付近から東吾妻町萩生にかけての、標高 450m から 900m 付近に発達する緩斜面を作っている。東側山麓では、渋川市伊香保付近から渋川市行幸田付近にかけて発達する緩斜面を形成する。図幅北東部の渋川市入沢から行幸田にかけての地域では、古期榛名火山扇状地の末端部が利根川にほぼ平行な、比高 30 ~ 50m の侵食崖によって切断されている。榛名山南麓の高崎市上室田から宮沢付近の扇状地は開析が進み扇状地面は部分的にしか保存されていない。烏川と碓氷川にはさまれた安中市板鼻から八幡に分布する段丘状の緩斜面も、構成する礫層の類似性から古期榛名火山の扇状地の一部と推測される。

高崎市上室田から下室田付近、及び高崎市宮沢には、古期榛名山扇状地を覆って白川火砕流堆積物が作る比高数 10m の小規模な火砕流扇状地が発達する。扇状地表面上には火砕流堆積物が作る堆積面が部分的に保存されている。白川火砕流堆積物の分布地域には、急峻な側壁と比較的平坦な谷底をもつ侵食谷が多数発達している。

榛名山南東山麓に流下する榛名白川沿いには、相馬山付近を給源とする陣場岩屑なだれ堆積物とその後の河川堆積物が作る扇状地が発達する。陣場岩屑なだれ堆積物の堆積面上の高崎市箕郷町金古には比高数 m ~ 10m の流れ山地形が多数認められる。陣場岩屑なだれ堆積物の上面には、更新世末から完新世にかけて形成された榛名白川やその他の小河川の扇状地が発達する。これらの河川が形成する新期扇状地の上面は比較的平坦で、比高

10m 以下の浅い侵食谷が発達する。

秋間丘陵には角礫層で覆われた緩斜面が発達する。比較的大規模な緩斜面は秋間丘陵北側斜面の高崎市上里見-下里見や、安中市東上秋間の安中榛名駅周辺に分布する。これらの緩斜面は後期更新世の降下テフラに覆われることから、中期更新世-後期更新世初めにかけて形成されたと考えられる。

本図幅地域内における段丘面の発達は限定的である。現河床からの比高が異なる複数の段丘面が認められる。現河床からの比高が数 10 ~ 100m に達する比較的高い段丘面は、図幅南西部の秋間丘陵の九十九川と増田川の流域、図幅西縁部の高崎市倉渕町川浦の烏川沿いに発達する。これらの段丘面は、やや侵食が進んだ緩斜面を形成する。また、本図幅地域の河川沿いには現河床からの比高が数 m ~ 10m 程度の低い段丘が部分的に発達する。

本図幅内の沖積面は、烏川などの河川沿い、及び榛名山の山麓扇状地や秋間丘陵の河川沿いに小規模に発達する。

1.3 地すべり

秋間丘陵には、多数の地すべり地形が発達する（清水ほか、2002）。なかでも、高崎市上里見町の秋間丘陵の北斜面に発達する湯殿山地すべり（大塚ほか、1998）は東西 2.8km 南北 1.5km に分布し、本図幅内では最も大規模である。湯殿山地すべりは円弧状の比高 60 ~ 80m の滑落崖と、その内部の地すべり地塊からなり、この地すべり地塊上には、滑落崖にほぼ平行な地溝が発達する。湯殿山地すべりの活動は約 1 万年前以降少なくとも 2 回の活動が認められる。大塚ほか（1998）は、地表に見られる変形から、この地すべりが現在も活動を続けているとしている。

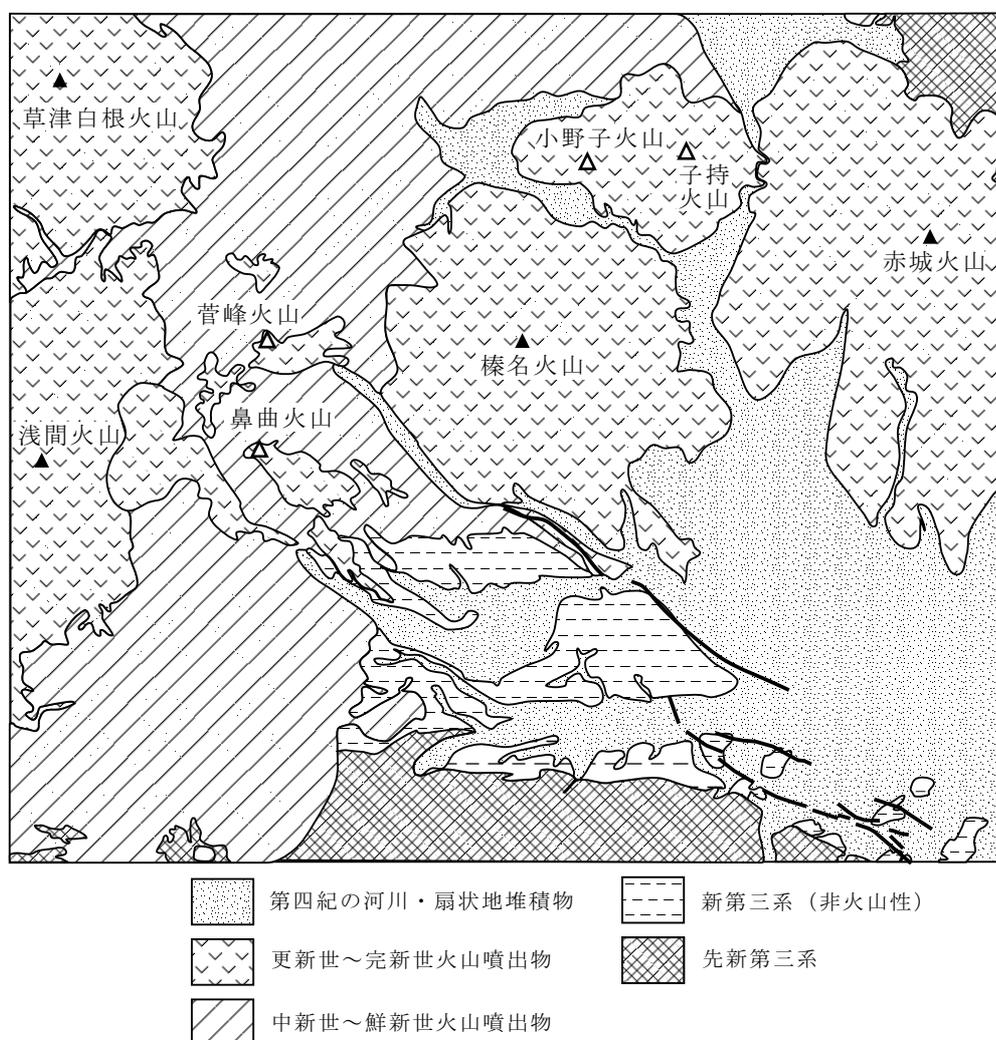
第2章 地質概説

(下司信夫・竹内圭史)

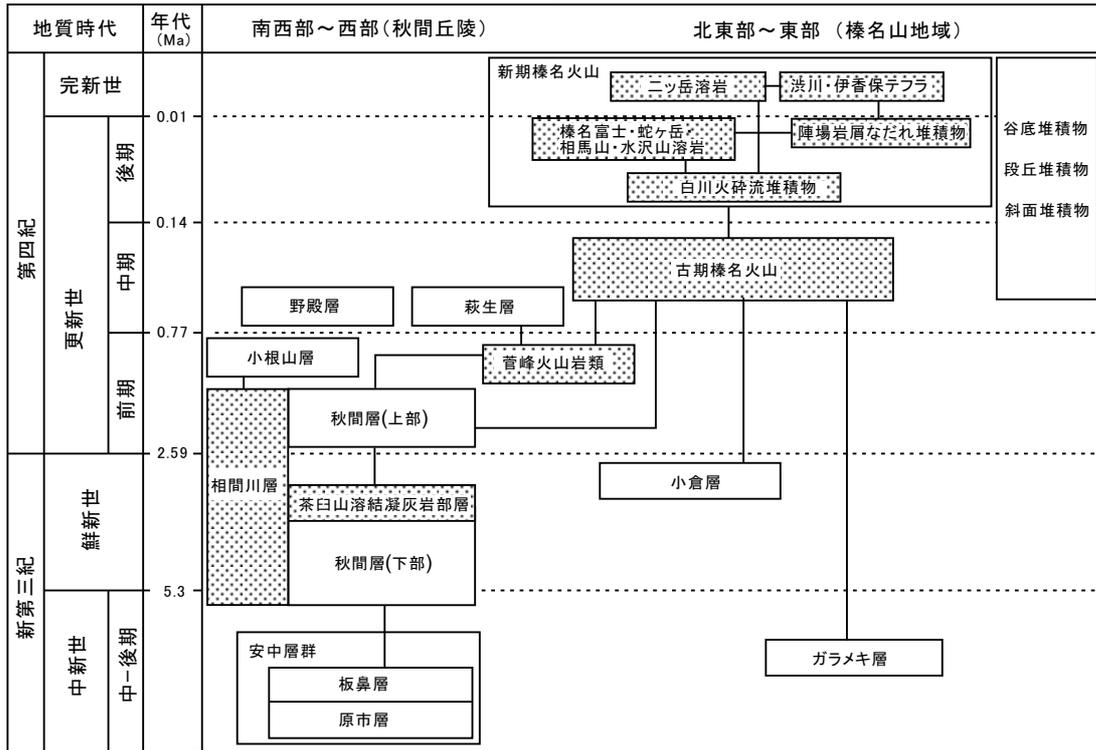
本図幅地域の地質は、本図幅地域の中央部から北西部にかけて発達する第四紀火山である榛名火山と、図幅南部に分布する榛名火山の基盤を構成する中新統安中層群及び鮮新統-下部更新統秋間層に大別できる。本図幅及び周辺地域の地質概略図を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。

本図幅地域の地質研究は、岩崎（1897）による榛名火山及び周辺の地質調査、藤本・小林（1938）による秋間

丘陵の新第三系の研究などによって始められ、その後多くの研究がなされてきた。本図幅地域の地質の概要は、20万分の1「長野」図幅（中野ほか，1998）、群馬県10万分の1地質図（群馬県地質図作成委員会，1999）、土地分類基本調査（群馬県農業局農業基盤整備課編，2005）などにまとめられている。また、各自治体地域の地質の概要については、安中市誌編纂委員会（1964）、渋川市誌編さん委員会（1987）、榛名町誌編さん委員会



第2.1図 5万分の1「榛名山」図幅地域及びその周辺地域の地質概略図
20万分の1地質図幅「長野」（中野ほか，1998）及び「宇都宮」（須藤ほか，1992）を簡略化。活断層については産総研活断層データベース（産業技術総合研究所活断層研究センター，2005）による。黒三角は活火山，白ぬきの三角はその他の第四紀火山の位置を示す。



第2.2図 5万分の1「榛名山」図幅地域の地質総括図

網掛けの地層ユニットは、主に火山噴出物からなるユニット。白抜きの地層ユニットは主に火山砕屑物の二次堆積物及び非火山性堆積物から構成される。

(2007), 倉淵村誌編さん委員会 (2007) 等によってまとめられている。

2.1 層序

本図幅地域には、新第三系と第四系の地層が分布する。本図幅地域に露出する最も下位の地質ユニットは、中部-上部中新統の安中層群である。安中層群は本図幅地域の南側に隣接する「富岡」図幅内に広く分布しており、本図幅内にはその上部の原市層・板鼻層が分布する。原市層は海成のシルト岩からなる。板鼻層は砂岩・礫岩・砂岩シルト岩互層などからなり、それらの堆積環境は海成から河川成への海退を示す。地表における安中層群の分布は図幅南部に限られ、その北側では上位の鮮新世以降の堆積物に覆われる。本図幅内に露出する板鼻層は北に緩く傾斜しており、その延長は秋間丘陵や榛名山の地下に伏在することがボーリング等により確認されている(たとえば野村ほか, 1990)。また、榛名火山東部には、榛名火山噴出物の下位に分布すると考えられる後期中新世の安山岩質の火山岩からなるガラメキ層が小規模に露出する。

本図幅地域の鮮新統・下部更新統は、図幅南部に分布

する秋間層及び相間川層と、北西部にわずかに分布する小倉層からなる。秋間層及び相間川層は板鼻層を緩い傾斜不整合で被覆する。相間川層は図幅南西部に分布し、主に溶岩流、火砕流堆積物からなる陸成の火山噴出物からなる。秋間層は図幅南部の秋間丘陵に分布し、主に火山砕屑物からなる。相間川層と秋間層は同時異相関係にあり、その境界は地蔵峠の東方にある。相間川層は、西隣の「軽井沢」図幅内に広く分布する霧積火山岩類の一部である。小倉層は、図幅北西部の古賀良山から、「中之条」図幅地域南東部にかけて分布する安山岩質の火山岩類である。

本図幅内に分布する第四紀火山岩類は、図幅南西隅に分布する下部更新統の小根山層と、西縁部に分布する菅峰火山岩類、図幅中央部に分布する中部更新統-完新統の榛名火山噴出物からなる。

小根山層は、霧積川上流部の鼻曲山を中心とする開析された成層火山体を構成する前期更新統の陸成の火山砕屑物で、板鼻層を不整合で覆って分布する。

菅峰火山岩類は、「軽井沢」図幅内の温川上流部を中心とする、前期更新統の開析された成層火山体を形成する。主に陸成の溶岩流や火山砕屑物層からなり、分布域の中心部では貫入岩を伴う。本図幅地域内では、菅峰火

山岩類の分布は図幅範囲の西縁部に限られ、火山岩礫を主体とする礫層からなる。菅峰火山岩類は相間川層を不整合で覆う。

榛名火山噴出物は、榛名山を構成する陸成の火山噴出物で、本図幅地域の中央部から北部の広い地域に分布する。榛名火山噴出物は、約20万年間の活動休止期を挟んで、中部更新統の古期榛名火山噴出物と、上部更新統-完新統の新时期榛名火山噴出物に区分される。古期榛名火山噴出物は、底辺の直径約25kmの円錐形の成層火山体を構成する火山噴出物で、図幅西部で菅峰火山岩類を不整合で覆い、本図幅中部-南部では秋間層及び相間川層を不整合で覆う。また榛名山東部の榛名白川源流部では、ガラメキ層を不整合で覆う。古期榛名火山噴出物は主に輝石安山岩の溶岩流及び火砕岩からなる。

新时期榛名火山噴出物は、約5万年前に榛名カルデラから噴出し、主に榛名山南東麓に分布する火砕流堆積物(白川火砕流堆積物)と、その噴出後に榛名カルデラの内外に噴出した榛名富士、相馬山、水沢山、ニッ岳の溶岩ドーム群、及びこれらの溶岩ドーム群の形成に伴い発生した火砕流・岩屑なだれなどの堆積物からなる。新时期榛名火山噴出物は主に角閃石安山岩からなる。榛名火山の最も新しい噴火活動は現在のニッ岳付近で5世紀末から6世紀にかけて発生した2回の噴火で、それぞれ榛名ニッ岳渋川テフラ及び榛名ニッ岳伊香保テフラを噴出し、一連の活動の最後にニッ岳溶岩を噴出した。

古期・新时期榛名火山の山麓には、火山体から供給された碎屑物からなる扇状地堆積物が広く発達する。扇状地堆積物は主に河川堆積物からなるが、相馬ヶ原には岩屑なだれ堆積物(陣場岩屑なだれ堆積物)が発達する。

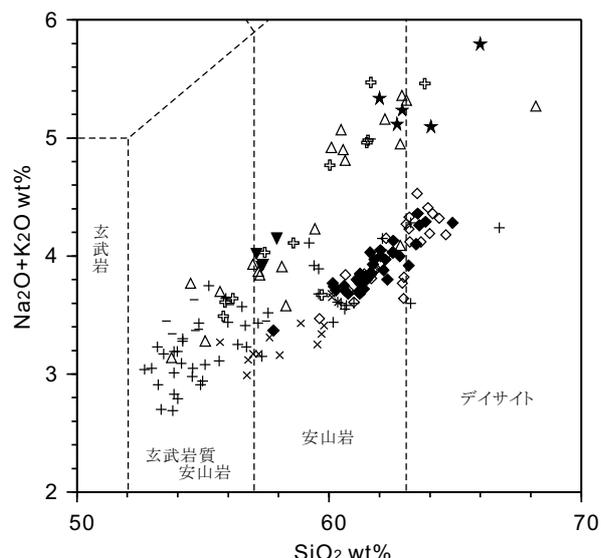
第四系の非火山性堆積物としては、中部更新統の萩生層が図幅西部に分布する。萩生層は菅峰火山と榛名火山との鞍部に堆積した湖成層である。そのほか、烏川やその支流に沿って、小規模な段丘堆積物や谷底堆積物が分布する。

本図幅内に発達する活断層としては、図幅南東部の秋間丘陵と烏川低地との境界に沿って、深谷断層を形成する高崎活動セグメント(全長26km)の北端部が分布することが知られている。

2.2 火山岩類の全岩組成

本図幅内には、鮮新世-完新世の火山岩が広く分布する。本図幅地域の火山岩類は、相間川相・秋間層を構成する鮮新世-更新世の安山岩類と、榛名火山を構成する中期更新世-完新世の玄武岩-デイサイトに分けられる(第2.3図)。図幅西縁部には、前期更新世の鼻曲火山小根山層と菅峰火山を構成する安山岩が分布する。

本図幅地域に分布する火山岩類のうち、菅峰火山岩類、新时期榛名火山の噴出物はいずれもカルクアルカリ岩系列



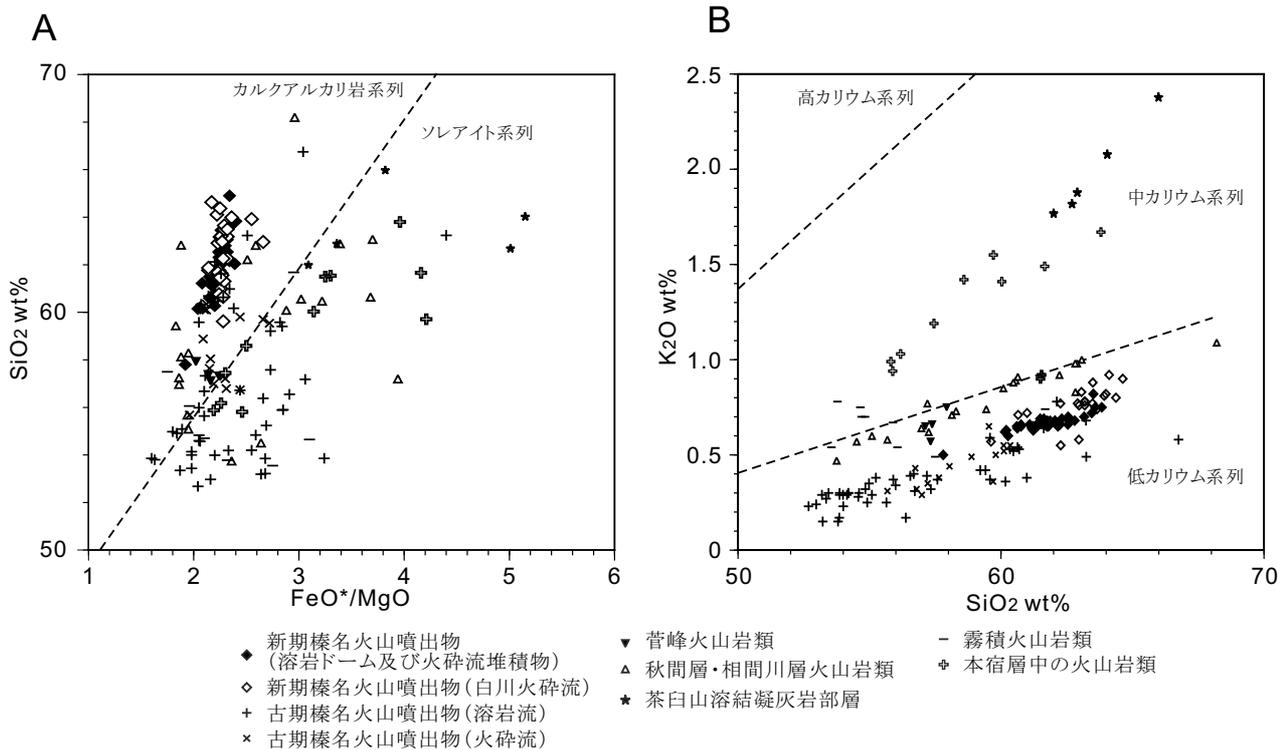
- ◆ 新时期榛名火山噴出物 (溶岩ドーム及び火砕流堆積物)
- ◇ 新时期榛名火山噴出物(白川火砕流)
- + 古期榛名火山噴出物(溶岩流)
- × 古期榛名火山噴出物(火砕流)
- ▼ 菅峰火山岩類
- △ 秋間層・相間川層の火山岩類
- ★ 茶白山溶結凝灰岩部層
- 霧積火山岩類
- ⊕ 本宿層中の火山岩類

第2.3図 「榛名山」図幅地域及び周辺地域の火山岩類の全岩組成1

全岩 SiO₂ 量に対する全岩 Na₂O+K₂O 量. 「軽井沢」図幅地域の霧積火山岩類及び「御代田」図幅地域の本宿層及び相当層の火山岩類の組成を合わせて示す。

に属する(第2.4図A)。古期榛名火山噴出物の大部分はソレアイト系列の組成をもつが、古期榛名火山噴出物のうち、宮沢火砕流堆積物はカルクアルカリ岩系列の領域の組成をもつ。相間川層・秋間層の火山岩類の組成範囲は、ソレアイト系列・カルクアルカリ岩系列の両者にまたがっている。

本図幅地域に分布する火山岩類は、茶白山溶結凝灰岩部層を除き、いずれも低カリウム系列(Peccerillo and Taylor, 1976)に分類される(第2.4図B)。このうち、鮮新世-前期更新世の相間川層・秋間層の火山岩類は、それより上位にあたる下部更新統-完新統の火山岩類(小根山層・菅峰火山岩類・榛名火山岩類)に比較して、全岩 SiO₂ 量に対する全岩 K₂O 量がやや高い。秋間層に挟在する茶白山溶結凝灰岩部層は、上下の秋間層の火山岩類に比較して、全岩 SiO₂ 量に対する全岩 K₂O 量が高く、中カリウム系列に属する。茶白山溶結凝灰岩部層の全岩組成は「御代田」「軽井沢」図幅内に分布する本宿層(本宿団体研究グループ, 1968)や志賀溶結凝灰岩層(長野県地学会, 1962)等の鮮新世火山岩類と一連の組成トレンドを形成する(第2.4図B)。



第 2. 4 図 「榛名山」 図幅地域及び周辺地域の火山岩類の全岩組成 2

A : 全岩 FeO*/MgO 比に対する全岩 SiO₂ 量. B : 全岩 SiO₂ 量に対する全岩 K₂O 量. 「軽井沢」 図幅地域の霧積火山岩類及び「御代田」 図幅地域の本宿層及び相当層の火山岩類の組成を合わせて示す.

なお、本文中に記載した全岩組成は、特に断りのない限り、主要 10 元素の酸化物組成 (全鉄は FeO で計算)

の合計を 100% で規格化した値である.

第 2.1 表 榛名山区域の代表的な火山岩試料の全岩組成

試料番号	原番号	ユニット	地層名	岩相	岩石名	場所	注記	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SUM
GSI R94150	060313P1	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	伊香保町	二ツ庄北麓の県立公園事務所付近	61.7	0.5	17.6	5.9	0.2	2.6	6.5	3.3	0.7	0.1	99.7
GSI R94165	060312D3	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	伊香保町	伊香保町下ツラノ集落から200m	60.3	0.5	17.4	5.3	0.1	2.8	7.4	3.1	0.6	0.1	99.2
GSI R94166	060312D4	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	伊香保町	伊香保町下ツラノ集落から80cm	61.8	0.4	17.4	5.8	0.1	2.3	6.6	3.2	0.7	0.1	98.5
GSI R94167	060312D5	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	伊香保町	伊香保町下ツラノ集落から140cm	60.1	0.5	17.6	6.1	0.1	2.8	7.2	3.0	0.6	0.1	98.8
GSI R94168	060312D6	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	伊香保町	伊香保町下ツラノ集落から180cm(崖上側)	60.3	0.5	18.1	6.2	0.1	2.5	7.0	3.1	0.6	0.1	98.5
GSI R94169	060312D1	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	伊香保町	伊香保町下ツラノ集落から180cm(崖下側)	60.3	0.5	17.8	6.9	0.1	2.9	7.4	3.0	0.6	0.1	98.5
GSI R94170	070228B	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	吉田町	新川火砕流上部	60.3	0.5	17.7	6.1	0.1	2.4	7.1	3.0	0.6	0.1	98.9
GSI R94153	070228B	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	吉田町	新川火砕流上部	61.2	0.5	17.7	6.1	0.1	2.4	7.1	3.0	0.6	0.1	99.2
GSI R94154	070302J	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	61.8	0.5	17.6	6.0	0.1	2.3	6.7	3.4	0.6	0.1	99.4
GSI R94149	060313J	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.0	0.5	18.1	5.9	0.1	2.9	7.7	3.0	0.6	0.1	99.6
GSI R94146	060307G	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.4	0.5	17.3	6.3	0.2	2.9	6.1	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94182	060310A	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	61.4	0.5	17.1	6.5	0.2	2.6	6.3	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94159	060302E	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.9	0.5	17.1	7.2	0.2	2.2	6.0	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94177	060307L	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.6	0.5	17.1	7.2	0.2	2.2	6.0	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94192	060320I	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.6	0.5	17.1	7.2	0.2	2.2	6.0	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94197	060320I	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.6	0.5	17.1	7.2	0.2	2.2	6.0	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94203	060421D	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.6	0.5	17.1	7.2	0.2	2.2	6.0	3.0	0.7	0.1	98.6
GSI R94173	060314V	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.1	0.5	17.4	6.9	0.1	3.0	7.1	3.0	0.5	0.1	99.0
GSI R94178	060421E	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.2	0.6	19.2	7.9	0.2	3.3	7.6	3.0	0.4	0.1	98.3
GSI R94175	070302E	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	60.1	0.6	18.3	6.9	0.2	3.6	8.4	3.0	0.4	0.1	99.4
GSI R94180	081218E2	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.1	0.6	17.6	7.2	0.1	3.1	7.6	3.1	0.5	0.1	99.0
GSI R94183	090310H	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.0	0.6	17.4	7.4	0.2	3.2	7.5	3.1	0.5	0.1	98.8
GSI R94184	090310I	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.0	0.6	17.7	7.4	0.1	3.2	6.8	3.0	0.5	0.1	98.5
GSI R94189	090313O	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.5	0.6	17.7	7.5	0.1	3.1	6.7	3.0	0.5	0.1	98.8
GSI R94170	060313X	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.6	0.8	18.5	10.7	0.2	5.2	8.9	3.4	0.3	0.1	99.7
GSI R94151	060314F	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.1	0.8	21.4	8.9	0.1	3.0	6.7	3.7	0.3	0.1	98.8
GSI R94172	060314F	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.9	0.6	17.7	7.0	0.1	2.9	6.0	3.0	0.4	0.2	98.5
GSI R94174	060314G	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.9	0.6	17.7	7.0	0.1	2.9	6.0	3.0	0.4	0.2	98.5
GSI R94155	070302E	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.0	0.7	19.1	9.7	0.1	4.0	6.0	3.0	0.3	0.1	98.6
GSI R94192	060307K	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.0	0.7	19.1	9.7	0.1	4.0	6.0	3.0	0.3	0.1	98.6
GSI R94196	090310W	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.9	0.7	19.1	9.7	0.1	4.0	6.0	3.0	0.3	0.1	98.6
GSI R94148	060315A	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.5	0.6	17.3	7.3	0.1	2.0	7.2	2.9	0.3	0.1	98.6
GSI R94198	070304V	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	61.8	0.6	17.3	7.3	0.1	2.8	6.9	2.9	0.3	0.1	98.9
GSI R94177	090307F	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.9	0.9	17.9	10.9	0.2	4.5	8.2	3.6	0.5	0.1	99.4
GSI R94160	091125E	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	54.7	0.6	17.8	7.2	0.1	4.3	8.4	3.1	0.6	0.1	98.2
GSI R94162	091125C	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	56.6	0.6	21.2	9.2	0.1	1.6	9.1	3.1	0.8	0.1	98.1
GSI R94161	091125C	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	52.2	0.9	18.6	10.2	0.2	4.2	9.2	2.6	0.5	0.1	98.7
GSI R94202	090309Y	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	54.6	0.8	19.9	9.2	0.1	2.7	9.4	2.8	0.8	0.1	98.4
GSI R94158	090307I	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	61.5	0.7	16.9	6.1	0.1	2.1	6.1	3.9	1.0	0.1	98.5
GSI R94199	090307S	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	61.4	1.0	16.6	7.2	0.1	1.9	4.6	3.3	1.8	0.2	98.4
GSI R94201	090309B	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.8	0.7	18.3	9.2	0.2	4.2	8.6	0.6	0.1	98.9	
GSI R94201	090309B	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.5	0.6	17.7	9.5	0.2	3.8	8.0	0.6	0.1	99.4	
GSI R94201	090309A	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.5	0.8	19.7	9.5	0.2	4.4	6.1	3.1	0.6	0.2	99.0
GSI R94188	090330R	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.2	0.8	17.1	9.0	0.1	4.4	6.1	3.1	0.6	0.1	98.2
GSI R94188	090330R	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.1	1.0	19.1	9.0	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.2
GSI R94190	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94190	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94192	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94192	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3	0.6	17.0	8.9	0.1	3.3	6.1	3.1	0.5	0.1	98.7
GSI R94193	090307Q	新新新	火火山	溶岩(新石)	新新新	津川町	水沼山山頂	59.3										

第3章 中新統

(竹内圭史・下司信夫)

3.1 研究史及び概要

本図幅地域の中新統は、本図幅南部から南隣の富岡図幅内に分布する安中層群原市層・板鼻層と、榛名火山東部に局所的に露出するガラメキ層が知られている。図幅南部に広く分布する板鼻層は全体に北に緩く傾斜し、鮮新統-下部更新統秋間層及び相間川層の基盤として地下に広く伏在することが知られている(野村ほか, 1979, 久保ほか, 2003)。更に北方の榛名山地域でも、秋間層相当層の下位に板鼻層相当層が伏在する(群馬町誌編纂委員会, 1995など)。

本地域から南隣「富岡」図幅地域にかけては中新世の海成堆積岩が広く分布し、藤本・小林(1938)以来多くの研究がなされている(第3.1図)。藤本・小林(1938)は本地域周辺の中新統の地質図を示し板鼻層・秋間層を命名した。渡部(1952)は藤本・小林(1938)の富岡層を再定義し富岡層群と呼び、板鼻層・秋間層を高崎層群と呼んだ。1970年代になって、秋間団体研究グループ(1971)は板鼻層と秋間層を不整合関係とし、久保・角田(1973)は板鼻層を富岡層群に含めた。この時期に富岡層群・秋間層の層序区分が確立されたと言ってよく、富岡層群の詳細な生層序学的研究を行なった松丸(1977)・千地・紺田(1978)・高柳ほか(1978)では、用いる地層名の相違はあっても層序区分での大きな見解の相違はなかった。しかしその後、大石・高橋(1990)は庭谷層と下位層との間の不整合(庭谷不整合)を報告し、高橋・林(2004)は従来の富岡層群のうち庭谷不整

合から上位の庭谷層・原市層・板鼻層を安中層群に区分した。本報告では高橋・林(2004)の地層名に従う。

その他、野村・秋間団体研究グループ(1981)、野村(1991)は本地域周辺の広域の小縮尺地質図を編集している。

ガラメキ層は野村ほか(1990)によって命名され、榛名火山東部で榛名火山噴出物の下位に局所的に露出することが明らかにされた。

3.2 安中層群

安中層群(高橋・林, 2004)のうち、本地域には庭谷層を除く原市層・板鼻層が分布する。

3.2.1 原市層 (Hi)

地層名 石和田(1948)の原市泥岩層を高柳ほか(1978)が原市層と改称。渡部(1952)、松丸(1977)、千地・紺田(1978)の吉井層に相当する。

模式地 南隣「富岡」図幅地域の安中市築瀬久保から下磯部にかけての碓氷川(高柳ほか, 1978)。

層序関係 下位の庭谷層に整合に重なる。

分布 南隣「富岡」図幅地域に広く分布する。本地域には南西部に原市層の上部層準がわずかに分布するのみである。

層厚 本地域南西部から安中市松井田にかけてでは約400m。

岩相 本地域では灰色塊状シルト岩からなり、シルト岩は風化に伴い層理に平行な割れ方を示すことが多い。南

渡部(1952)		秋間団体研究グループ(1971)		久保・角田(1973)	松丸(1977), 千地・紺田(1978)	高柳ほか(1978)	大石・高橋(1990)	磯貝(2000)		高橋・林(2004)	本報告	
高崎層群	秋間層	秋間層		秋間層	秋間層			長者久保層	安中層群	板鼻層	安中層群	
	板鼻層	板鼻層	柿平礫岩部層	板鼻層	板鼻層	板鼻層	板鼻層	秋間層				
富岡層群	吉井層	富岡層群	富岡層群	吉井層	吉井層	原市層	原市層	原市層	原市層	富岡層群	原市層	原市層
	福島層			福島層	庭谷層	庭谷層	庭谷層	庭谷層	庭谷層		庭谷層	庭谷層
				原田篠層	菅木層	原田篠層	原田篠層	原田篠層	原田篠層		原田篠層	原田篠層

第3.1図 中新統の層序対比図

南隣「富岡」図幅北部から本地域にかけて分布する、富岡層群の上半部から秋間層にかけての層序区分の変遷を示す。より南方に分布する富岡層群の下半部は図には示していない。久保・角田(1973)以降は板鼻層以下を富岡層群と総称することが多かったが、本報告では高橋・林(2004)の安中層群を踏襲する。

隣地域で見られる礫岩・砂岩・凝灰岩は本地域ではほとんど挟在しない。

「富岡」図幅地域の原市層中部には北村凝灰岩・馬場凝灰岩など年代層序学的に重要な鍵層が挟在する(高橋, 2008 参照)。金子・野村(1998)は「富岡」図幅地域の碓氷川ルートで底生有孔虫化石から堆積環境を論じ, 原市層中部から板鼻層最下部は漸深海であったと推定した。

化石 本地域からは報告がないが, 「富岡」図幅地域の碓氷川沿いから以下の大型脊椎動物化石が産出する。安中市馬場からクジラの頭骨, 各地から *Carcarodon*・*Isurus* などサメの歯・魚類化石(小林, 1985), クジラの脊椎骨など(宮崎, 1988), 安中市下磯部からハクチョウ化石(Matsuoka *et al.*, 2001; 松岡ほか, 2004)。また, 安中市原市から貝化石 12 種ほか(金原, 1938)が報告されている。

地質時代 「富岡」図幅地域での浮遊性有孔虫層序と凝灰岩鍵層の放射年代から, 原市層の堆積年代は中期中新世の後半とされている(高橋・林, 2004)。

3. 2. 2 板鼻層 (Is, Ic, It, Iu, Ip)

地層名 藤本・小林(1938)を渡部(1952)が再定義。渡部(1952)は藤本・小林(1938)による板鼻層基底の不整合面を同時侵食面とし, 板鼻層の下限をより下位に改めた。

模式地 南隣「富岡」・「高崎」図幅地域の吉井-高崎街道(渡部, 1952; 松丸, 1977)とされるが詳しい記載はなく, むしろ高崎市雁行川で詳しく記載されている(久保・角田, 1973)。

層序関係 原市層に整合に重なる。本報告では板鼻層を中部層準に挟在する館凝灰岩の基底を境に下部と上部に区分した。上位は鮮新統秋間層に軽微な傾斜不整合で覆われる。

分布 本地域南部に広く分布する。西隣「軽井沢」図幅地域では南東隅にわずかに分布し, 上位は秋間層に対比される霧積層に不整合に覆われる(秋間団体研究グループ, 1996)。

層厚 下部は下後閑で 700 m, 九十九川で 300 m と東部で厚くなっている。上部は東上秋間で 680 m, 増田川で 700 m, うち最上部の火山礫凝灰岩がそれぞれ 250 ~ 150 m を占める。

岩相 板鼻層下部は, その下半部を占める砂岩を主とする岩相 (Is) と, 上半部を占める礫岩を主とする岩相 (Ic) からなる。板鼻層上部は, 基底部の館凝灰岩 (It), 主体である礫岩を主とする岩相 (Iu), 最上部の火山礫凝灰岩 (Ip) からなる。

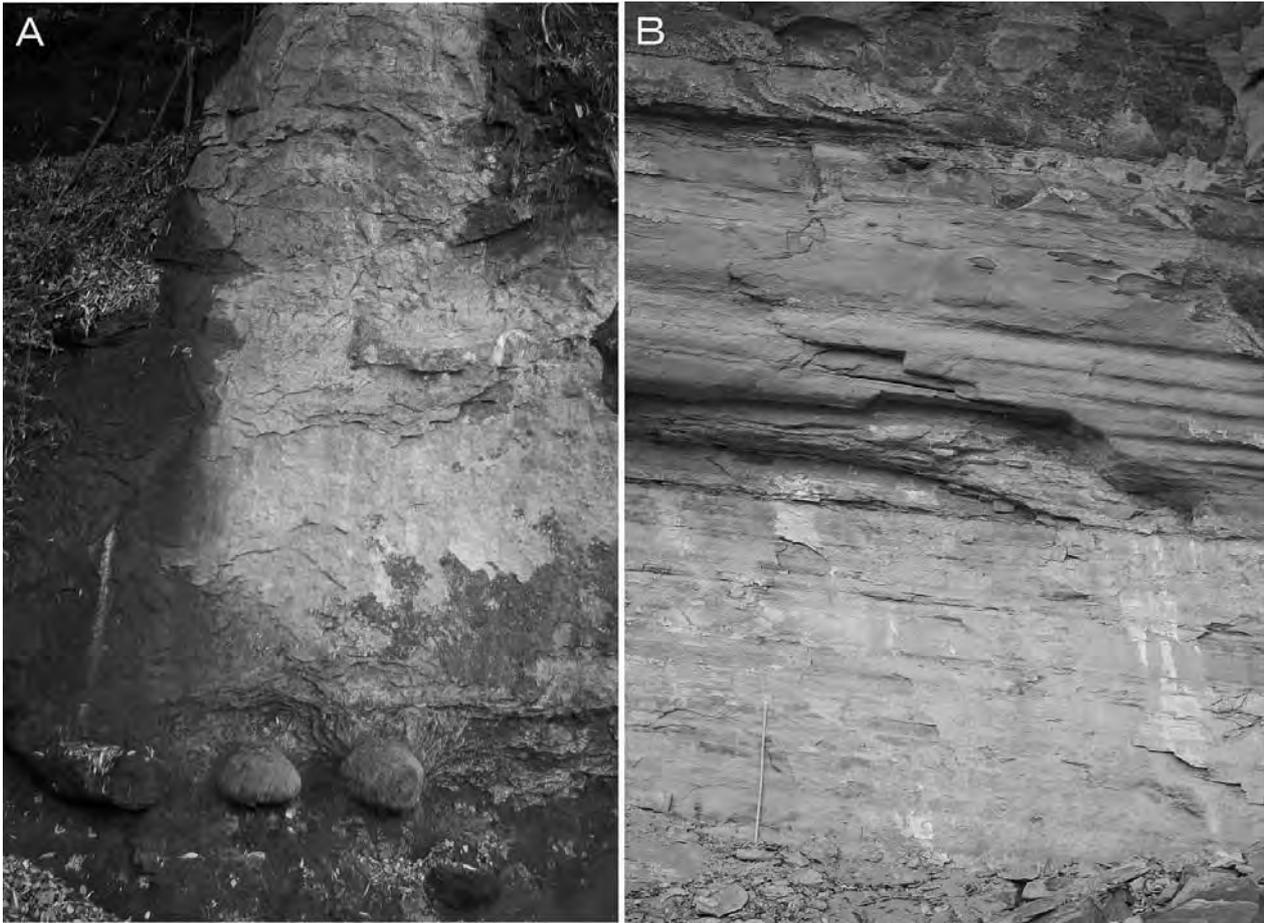
板鼻層下部の下半部 (Is) は, 砂岩及び砂岩シルト岩互層からなる。砂岩は不明瞭な層理を示すかまたは塊状の不淘汰な細粒-粗粒砂岩で, しばしば人頭大ないし層

状の石灰質団塊が形成されている(第 3. 2 図 A)。砂岩シルト岩互層は, 厚さ 2 ~ 10 cm 最大 30 cm の不淘汰な細粒砂岩, 1 ~ 5 cm の砂質シルト岩, 炭質物の葉理の 3 者の細互層からなる。この岩相が厚さ 30 m 以上にわたり連続する場合もある。

板鼻層下部の上半部 (Ic) は, 礫岩が卓越し砂岩・シルト岩が挟在する。下半部との境界は礫岩が出現する層準としたが, これは砂岩と礫岩が指交するため隣接するルートでも同一層準でなく, 境界の認定は便宜的なものである。礫岩が卓越する上半部は西部の増田川から九十九川へ次第に層厚が薄くなっている。礫岩は単層の厚さ 2 ~ 5 m 程度である。礫は径 5 ~ 10 cm の中生界のチャート・砂岩などの垂円礫を主とする。礫岩にはしばしば貝化石の破片が含まれる。礫岩中には館凝灰岩の数 10 m 下位の層準に貝化石を産する全層厚 10 m あまりの砂岩層が挟在するほか(藤本・小林, 1938; 第 3. 2 図 B), 全層厚 5 m 程度以下の砂岩層もしくは砂岩シルト岩互層が礫岩層中に挟在する。

板鼻層上部は主に礫岩からなりシルト岩を挟有する。上部層準には数枚の珪長質凝灰岩が挟在する。礫岩の岩相は板鼻層下部の上半部に見られる礫岩と同様で, 単層の厚さ 5 m 程度, 礫径は 5 ~ 10 cm である。ときに礫の覆瓦構造が見られ, 安中榛名では SE → NW, 上後閑稲子田では S → N ないし SW → NE の古流向が観察された。礫岩層中に挟在するシルト岩は厚さ 2 ~ 3 m で, 特にその上部層準では植物片を含む。板鼻層上部では, 下部で見られたような砂岩シルト岩互層は見られず砂岩層もごくまれである。板鼻層上部にはときに垂炭層が挟在し, 館凝灰岩のすぐ上位の「本層」と呼ばれる垂炭層は稼行されていた。より上位にも三番層・四番層と呼ばれる垂炭層が挟在し, 九十九川の仙ヶ滝や中関・宮掛などで見られる(小林, 1985)。

板鼻層最上部の火山礫凝灰岩 (Ip) は従来秋間層最下部に区分されていた地層である。これは火成活動の始まりを重視したからであったが, 火山礫凝灰岩が挟在し始めた後もしばしば礫岩が挟在することから, 板鼻層の堆積環境がまだ継続すると考えて本報告では板鼻層に含める。板鼻層と秋間層の境界は, 火砕岩に黒色の輝石安山岩の巨角礫が含まれるようになる層準としたが, 径数 cm の黒色の安山岩礫はより下位から含まれるので, 境界は必ずしも明確でない。火山礫凝灰岩は増田川木馬瀬や東方の安中榛名駅北側ではほとんど碎屑岩を交えず厚く発達するが, 後閑川宮掛では礫岩と火山礫凝灰岩が繰り返り重なっており, 地域により岩相の変化が著しい。火山礫凝灰岩は灰白色~暗灰色の厚さ 3 ~ 5 m 程度の単層毎に粒度変化に富み, 細粒凝灰岩層も挟在する。一般的には径 2 ~ 5 cm, 最大 10 ~ 15 cm の白色軽石と安山岩角礫が凝灰質基質に散在する。基質は灰色細粒凝灰岩で 1 ~ 2 mm の岩片のほかに長径 1 mm 以下の斜長石・



第 3. 2 図 板鼻層下部の砂岩層の露頭写真

A：板鼻層下部のうち下半部を占める海成砂岩層。地層の走向傾斜は $N60^{\circ} W, N18^{\circ}$ だが見かけは水平に見えている。露頭下部に球状の、中上部に層状の石灰質団塊が含まれる。写真の上下は約 6m。安中市小俣の滑沢。

B：板鼻層下部のうち上半部を占める礫岩相の上部層準に挟在する砂岩層。この砂岩層は貝化石を多産することから従来より報告されてきた。地層の走向傾斜は $E-W, N20^{\circ}$ 。この砂岩層の数 10m 上位に館凝灰岩が挟在する。スケールは 1m。安中市笹原の後閑川右岸の崖。

斜方輝石結晶が認められる。

堆積環境 久保・角田（1973）は、「富岡」図幅地域の板鼻層下半部に見られる厚さ数 m のシルト岩・砂岩・礫岩が繰り返す堆積サイクルを三角州堆積物とした。本報告の調査では、中部層準に挟在する館凝灰岩に乾陸の堆積環境を示す直立樹幹が見られた。しかし館凝灰岩の上位のシルト岩中に海成を示す石灰質団塊が見られたほか、最も上位の海成層の証拠としては、九十九川の仙ヶ滝上流 600m 地点の、館凝灰岩より約 350m 上位すなわち上部の中部層準のシルト岩に生痕化石 *Rosselia* が見られた。板鼻層下部は貝化石の産出から浅海成であり、中上部は次第に乾陸すなわち河川域の堆積環境を交えるように変化していったものと考えられる。

凝灰岩鍵層 以下 4 層の凝灰岩鍵層について下位から順に述べる。館凝灰岩は板鼻層の中部層準に挟在し、山口凝灰岩単層・中関凝灰岩・増田川橋凝灰岩は板鼻層上部

の上部層準に挟在する。露頭観察地点は地質図に示してある。

^{たて}館凝灰岩 (It)

藤本・小林（1938）が報告し、松丸（1977）が「高崎」図幅地域で T2 凝灰岩部層と呼んだ凝灰岩で、高柳ほか（1978）が館凝灰岩と命名した。本図幅地域から南東の「富岡」「高崎」図幅地域にかけて、板鼻層分布全域の中部層準に挟在し良い鍵層となる。層厚は本地域東部では約 30 ~ 40m、西端の九十九川では約 15m。白色塊状無層理で、やや堅硬なためしばしば突出した露頭を作る。全体として塊状であり最上部で級化成層を示すことから、1 回の火砕流による堆積物であると考えられる。

館凝灰岩は安中市総合運動公園の碓氷川河床でよく観察できるほか各地に露頭がある。下限から上限まで全体を観察できる地点はなく、基底は安中市八貝戸・後閑

川笹原など、最上部は総合運動公園前の碓氷川・九十九川滝下で観察された。以下東から西へ主な地点を記述する（第3.3図）。

総合運動公園の碓氷川河床では、館凝灰岩は厚さ20～25m上で下限は観察されない。塊状の凝灰角礫岩からなり、層理などの堆積構造は観察されない。径5～8cmの軽石を含むほか、径5～10mmのチャートなど異質礫も多量に含む。下部には径10cmの赤色安山岩礫が少量含まれる。中部には0.5～1m大のシルト岩・数10cm大の樹幹片・10cm大の白色軽石を多く含む（第3.4図A）。上部では級化成層を示して細粒となり、上位へ緑灰色凝灰質シルト岩を経て厚さ約5mの灰色シルト岩へ漸移する。その上位に厚さ60cmの亜炭層が挟在する（第8.1図）。

湯沢の北では、下限は観察されないが礫岩の上位に重なるようである。厚さは少なくとも20m以上あり、分布の南北幅から40mに達するものと思われる。湯沢の道路沿いで下部20mがよく観察できる。

下秋間相水では館凝灰岩の基底が観察され、礫岩の上位に厚さ6m以上で重なる。

下秋間藤ノ木では、厚さ15m以上の軽石凝灰岩から級化成層して上部の厚さ3m以上の細粒凝灰岩に漸移する。下限・上限とも観察されないが、碓氷川河床との比較から上限間近までを観察しているものと考えられる。

中秋間八貝戸では、厚さ6mのシルト岩の上位に厚さ15m以上で館凝灰岩が重なる。明灰色の火山礫凝灰岩で、数10cm大のシルト岩偽礫を多く含む。基底部40cmは径2～15mmの火山礫を含むほか炭化木片を含む。

貝戸沢では、秋間川河床に館凝灰岩の上部-最上部と思われる細粒-極細粒凝灰岩が露出する。

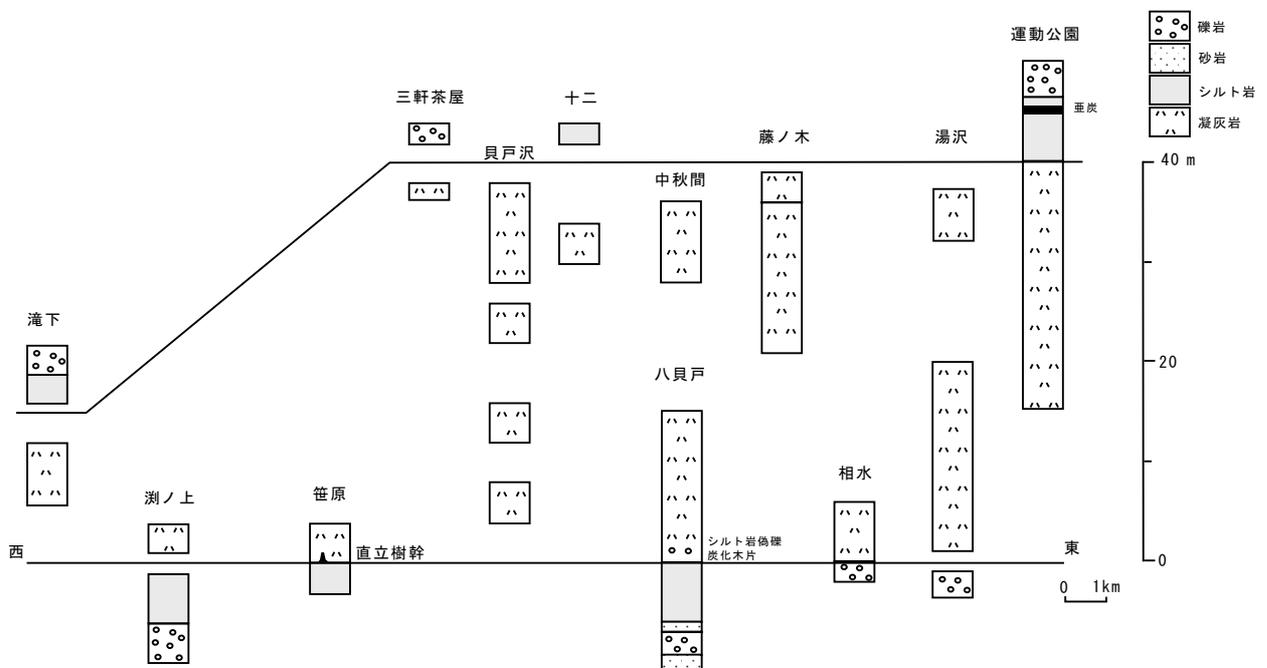
後開川笹原では基底部が観察され、厚さ3m以上のシルト岩に館凝灰岩が厚さ4m以上で重なる。基底面には高さ90cmの直立樹幹が見られたほか（第3.4図B）、基底近くには樹幹片が含まれている。ここでは館凝灰岩の全層厚は不明であるが、北方の礫岩・シルト岩の露頭から最大でも30m程度以下と見積もられる。

増田川では本流には露頭がなく淵ノ上の道路脇の水路で確認された。連続露頭でないが、厚さ約5mのシルト岩の上位に厚さ3m以上で館凝灰岩が重なるようである。

九十九川では厚さ約15m以上あり下限は観察されない。最上部は凝灰岩から漸移して厚さ3mのシルト岩となり、その上位は礫岩が重なる。

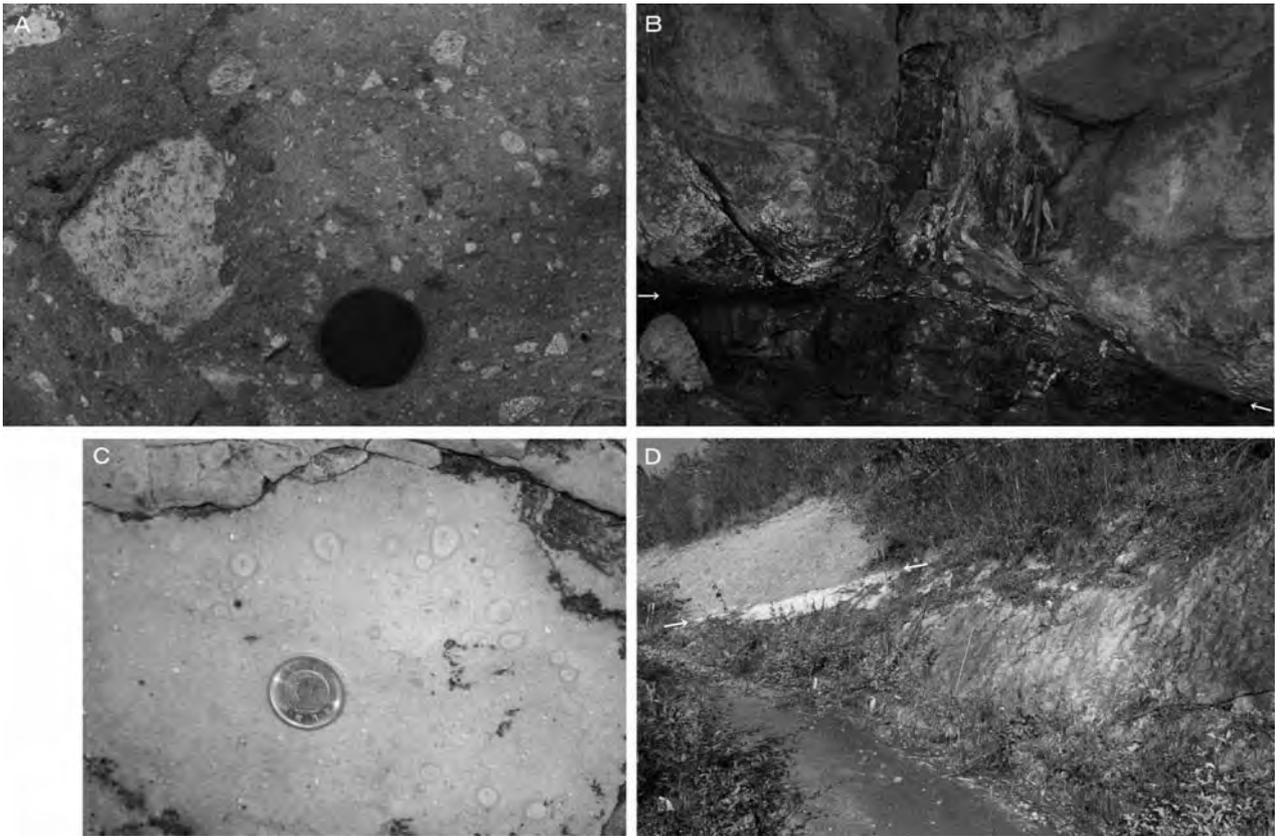
館凝灰岩は本図幅地域から東南東へもよく連続するが、岩野谷丘陵では更新統野殿層堆積時に削剥を受けて上半部が失われている。

館凝灰岩の基質は細粒-中粒凝灰岩からなり、肉眼観



第3.3図 館凝灰岩の柱状図

館凝灰岩の全層厚は東部で30～40mであるがこの図では40mと仮定した。西端の滝下では野外で約15mと見積もられた。各柱状図の間隔は野外での距離に応じて配置した。基底が観察されたのは相水・八貝戸・笹原、上限が観察されたのは運動公園のみである。



第3.4図 凝灰岩鍵層の露頭写真

A：館凝灰岩の岩相

館凝灰岩の中部層準で、露頭面は水平、すなわち層理面をほぼ真上から観察している写真。径1～2cm、最大10cmの軽石を多く含む。基質には斜長石・斜方輝石（肉眼では普通角閃石との識別は困難）の長径1mmの結晶を含む。レンズキャップの径54mm。安中市総合運動公園前の碓氷川河床。

B：館凝灰岩基底の直立樹幹。

露頭面はほぼ鉛直。シルト岩の上面（白矢印）は写真右に緩く傾斜しており、そこに高さ約90cmの直立樹幹が左右に根を広げ、それら全体を館凝灰岩が覆う。直立樹幹の存在は、館凝灰岩堆積時の環境が乾陸域だったことを示す。ハンマーの長さ約30cm。笹原の後開川右岸の崖。

C：山口凝灰岩単層の岩相

山口凝灰岩単層は厚さ3m以上。露頭面は水平、すなわち層理面をほぼ真上から観察している写真。細粒の基質中に火山豆石（ピソライト）が散在する。火山豆石は径数mmで数層からなる同心円状構造を示す。中関の秋間川河床。硬貨は直径2cm。

D：中関凝灰岩の露頭写真

地層は写真左へ緩く傾斜する。中関凝灰岩は厚さ4m以上で下限は不明。写真左寄りの最上部1.2mは級化成層して白色細粒となり、上位は礫岩が重なる。白矢印は礫岩の基底面。写真中央のスケールは1m。安中榛名駅南西方の農道。

察で斜長石・斜方輝石の長径1mmの結晶が確認できる。鏡下では、斜長石・斜方輝石・単斜輝石が確認される。

館凝灰岩は南東方「熊谷」図幅地域の楊井層の下部平方凝灰岩に対比されている（本間，1987）。

山口凝灰岩単層（新称）

黄白色塊状のシルト粒凝灰岩で、径数mmの火山豆石を含むことが特徴である（第3.4図C）。秋間団体研究グループ（1971）の下部凝灰岩の一部に相当する。模

式地の西上秋間山口（森熊の南方）の秋間川河床では、層厚は少なくとも8m以上あるが下限・上限を確認できていない。増田川上増田の道路脇の小沢では、厚さ3m以上の淡緑灰色の塊状シルト粒凝灰岩で、全体に火山豆石が散在する。シルト粒凝灰岩よりも粗粒な、軽石の散在する細粒凝灰岩の転石も見られ、全体像は不明である。

なかぜき
中関凝灰岩（磯貝，2000）

模式地の西上秋間中関（森熊の南）の道路沿いに厚さ

第 3. 1 表 中関凝灰岩のフィッシュントラック年代

試料番号	採集者	試料名	採集地	採取地点番号	緯度経度	測定物	(1) 測定方法	結晶数 (個)	(2, 3)		(4) 相関係数 r	(5) χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)	ウラン濃度 (ppm)	(6,7,8,9) 年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$	
									自発核分裂片飛跡 ρ_s (cm^{-2})	誘発核分裂片飛跡 ρ_i (cm^{-2})					熱中性子線量 ρ_d (Nd) ($\times 10^4 \text{cm}^{-2}$)
GSJ R94204	竹内圭史	珪長質凝灰岩	安中市 安中榛名駅南 の道路	1	東経138度50分53秒 北緯36度21分38秒	ジルコン	ED2	59	3.58×10^5 (251)	1.72×10^6 (1204)	13.11 (4721)	0.726	51	110	10.1 \pm 0.7

(1) 測定方法：外部ディテクター法（内部面：ED1，外部面：ED2）

(2) 熱中性子線量測定用標準ガラス：NIST-SRM612

(3) 照射場所：日本原子力研究所 JRR-3号炉 気送管

(4) r： ρ_s と ρ_i の相関係数

(5) Pr(χ^2)： χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

(6) 年代値： $T=(1/\lambda_D) \cdot \ln [1+\lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s/\rho_i) \cdot \rho_d]$ (ED1は $\rho_s \times 1/2$)

(7) 誤差： $\sigma_t=T \times [1/\sum N_s+1/\sum N_i+1/\sum N_d+(\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$

(8) ^{238}U の全壊変定数： $\lambda_D=1.55125 \times 10^{-10}/\text{yr}$

(9) 樽原： ζ ED1=416 \pm 3； ζ ED2=371 \pm 3 (Danbara & Iwano, 2009)

測定：(株)京都フィッシュン・トラック 樽原 徹

5m以上で露出する中粒凝灰岩である。やや堅硬で岩相は館凝灰岩に似る。ここでは基底部が観察され、下位・上位は礫岩層が卓越する中に、厚さ50cmのシルト岩の上位に平滑な基底面をもって重なる。

安中榛名駅南の道路法面とその西方の農道とに厚さ4m以上の凝灰岩が露出しており、本報告ではこれを中関凝灰岩に対比した。下限は不明で、上部で級化成層を示す(第3.4図D)。長径1cmの扁平な黄色軽石のほか、長径1mmの斜長石結晶・少量の斜方輝石結晶を含む。

板鼻層上部には、館凝灰岩・中関凝灰岩に類似する岩相の斜長石・斜方輝石結晶を含む軽石凝灰岩が他にも複数挟在するが、本報告では東部の下秋間地域ではこれらの対比を確立できなかった。

増田川橋凝灰岩(磯貝, 2000)

灰白色塊状無層理の極細粒凝灰岩である。模式地である増田川橋東詰のほか、増田川右岸と、東へ順に宮掛の林道、青木の北の沢、秋間川の森熊で観察された。本凝灰岩の中部に貫入する堅硬なデイサイト岩床が野外調査の際に良い目印となる。増田川橋東詰では岩床から下位の2.5mが観察されるが下限は不明。増田川右岸では岩床から上位の上半部5mが観察されるが上限は不明。宮掛の林道と青木の北の沢ではデイサイト岩床の下位に下半部5mが観察される。森熊ではデイサイト岩床の上位の約6mが観察される。

肉眼観察ではごく少量の細粒の斜長石・鉄鉱物結晶が認められる。

化石 板鼻層下部の下秋間の秋間川河床からカイギウ化石が産出した(磯貝, 2000; 小林, 2002)。

板鼻層は貝化石が多産することで知られ、下半部から100種以上にのぼる浅海性貝化石(星野, 1958)、下部-中部から貝化石(久保・角田, 1973)が報告されている。小林(1985)は安中市の10箇所余の貝化石産地を報告した。中でも館凝灰岩の数10m下位層準の10数mの範囲にわたる砂岩層群は貝化石を多産し、藤本・小林(1938)は本地域内では引ノ内・笹原・宮入・小俣・相水・湯沢から *Glycymeris*, *Ostrea* などを報告し、中島(1999)はそのうちの後閑川笹原(第3.2図B)から

Ostrea gravitesta・*Glycymeris cisshuensis* などを報告した。

また、板鼻層中・上部の上後閑笹原・安中下高別当・中秋間黒後・下秋間吉ヶ谷津・中秋間台から植物化石が報告されている(尾崎ほか, 1981)。

地質時代 野村・小坂(1987)は、中関凝灰岩ないしその上位層準と思われる板鼻層上部の凝灰岩について、フィッシュントラック年代 $8.1 \pm 1.6\text{Ma}$ を報告した。しかしこれは近年の標準的手法であるゼータ較正法による値であり誤差も大きいため参考値とみなした。本報告では、安中榛名駅南の板鼻層上部の中関凝灰岩からフィッシュントラック(FT)年代 $10.1 \pm 0.7\text{Ma}$ を得た(第3.1表)。板鼻層の基底は、原市層の放射年代・微化石年代からおよそ11Maの中期-後期中新世境界とされており(高橋, 林, 2004)、これらから板鼻層の地質時代は後期中新世の初期と考えられる。

3.3 ガラメキ層 (Gm)

地層名 野村ほか(1990)は、榛名火山東部に露出する、やや変質した安山岩火砕岩をガラメキ層と命名した。

模式地及び分布 野村ほか(1990)に従い、榛名火山東部、榛名白川の支流栗の木沢の標高約780~970m付近を模式地とする。分布は模式地付近のほか、相馬山溶岩の分布地域の縁辺部に沿って小規模な露出が見られる。相互の関係は不明であるが、ここではこれら榛名火山東部に分布する榛名火山の基盤を構成する火山岩類を一括してガラメキ層と呼ぶ。

層序関係 古期榛名火山噴出物に覆われる。また、新时期榛名火山の相馬山溶岩に覆われ、一部では貫入される。

岩相 赤色酸化した斜方輝石単斜輝石安山岩の火山角礫岩を主体とし、部分的に同質の凝灰岩や塊状溶岩が発達する。北西ないし北東方向に40~50度程度傾斜する。本層にはその北側に分布する相馬山溶岩が貫入しており、貫入部付近では部分的に破碎されている。

地質年代 野村ほか(1990)は、本層の安山岩溶岩から $8.14 \pm 0.28\text{Ma}$ のK-Ar年代を報告しており、地質時代は後期中新世である。

第4章 鮮新統及び下部更新統

(下司信夫・竹内圭史)

4.1 研究史及び概要

本図幅地域の鮮新統及び下部更新統は、図幅南部に分布する相間川層・秋間層と、北西部に分布する小倉層からなる。相間川層・秋間層は藤本・小林(1938)によって命名され、秋間団体研究グループ(1975)によってその岩相分布が明らかにされた。相間川層及び秋間層に含まれる火山岩類の岩石学的特徴については、磯貝ほか(1976)による研究がある。また地質年代については野村・海老原(1988)によるK-Ar年代の報告がある。小倉層は久保ほか(1993)及び群馬県地質図作成委員会(1999)によって命名され、その岩相及び分布が明らかにされた。

本図幅内に分布する相間川層及び秋間層は、「軽井沢」図幅内の霧積川及び烏川上流域を分布中心とする鮮新世-更新世の霧積火山岩類の一部である。相間川層は主に火山体中心部を構成する溶結降下火砕物や火砕流堆積物、溶岩流からなり、秋間層は主に火山山麓の扇状地を構成していた土石流堆積物や河川堆積物からなる。相間川層と秋間層は同時異相の関係にあり両者の境界は明確ではないが、本図幅では、地蔵峠付近より西方に分布する溶結降下火砕物や火砕流堆積物、溶岩流を主体と部分を相間川層とし、それより東方に分布する火山碎屑物を主体とする部分を秋間層と区分する。

本図幅南部に分布する相間川層及び秋間層は全体に北に緩く傾斜し、図幅中央部から北部では第四紀の成層火山体である菅峰火山及び榛名火山の噴出物に広く覆われているが、その基盤として地下に広く伏在することが知られている(野村ほか, 1990; 群馬町誌編さん委員会, 1995)。また小倉層も菅峰火山及び榛名火山の基盤として伏在すると考えられる。

4.2 相間川層 (Am)

地層名 相間川層は、高崎市倉測町の烏川支流の相間川の流域に分布する溶岩流及び火砕岩からなる新第三系として、秋間団体研究グループ(1975)によって命名された。秋間層とは同時異相関係にある(秋間団体研究グループ, 1971, 1975)。本報告では、地蔵峠付近より西方に分布する安山岩質の溶岩流・火砕流堆積物を挟む火砕岩からなる部分を相間川層とする。

模式地 高崎市倉測町の烏川支流の相間川流域(「軽井沢」図幅内)。

分布 本図幅内における相間川層は、高崎市倉測町の相間川流域及び増田川右岸の高戸谷山^{たかどやま}周辺などに分布する。本図幅内では西方に向かって層厚が増加し、相間川沿いでは層厚は500mを超える。本層の分布は更に西方の「軽井沢」図幅内に広がり、多数の溶岩流のほか、角落山・剣の峰付近には安山岩の貫入岩体が複数分布する(秋間団体研究グループ, 1971, 1975)。一方、本層は地蔵峠の東側で、火山碎屑物を主体とする秋間層に移行する(秋間団体研究グループ, 1971, 1975)。

本図幅内における相間川層は主に輝石安山岩質の溶岩流及び火山角礫岩からなる(秋間団体研究グループ, 1971, 1975)。本層は中新統板鼻層を不整合で覆う。上位は鼻曲火山噴出物の地蔵峠層や菅峰火山岩類、古期榛名火山扇状地堆積物などに不整合で覆われる。

岩相及び構造 本図幅地域の相間川層は、輝石安山岩の溶岩流、火砕流堆積物、及びそれらの二次堆積物からなる。相間川層は主に溶岩流及び溶結火砕物、火砕流堆積物の互層からなり、その分布地域の中心域には同質の貫入岩体が発達することから、角落山・剣の峰付近に活動中心を持ついくつかの成層火山体を構成していたと考えられる。本図幅地域で採取した本層を構成する溶岩及び火砕流堆積物の本質岩塊の全岩組成は、 $\text{SiO}_2=55.7\sim 62.9\%$ である。

本層を構成する溶岩流は、高崎市倉測町岩氷の相間川沿いや本図幅西縁部の安中市高戸谷山周辺に分布する。本図幅西縁部の安中市高戸谷山周辺には、標高600m以上の地域に本層の溶岩流が分布する。それぞれの溶岩流は厚さ20~40mで、中心部は塊状であるが、溶岩流の上部及び下部には板状節理が発達する(第4.1図)。溶岩流の間には、溶岩流と同質の火山角礫層が発達する。

本層を構成する火砕流堆積物は、高崎市倉測町岩氷の相間川沿いや本図幅西縁部の安中市上増田の増田川上流などに分布する。火砕流堆積物は礫径や礫と基質の比率等の違いによって識別される複数の単層(厚さ最大数m)から構成され、それぞれの単層の層厚は側方変化が大きい(第4.2図)。またしばしば下位の堆積物を削り込んでいる。火砕流堆積物は単層内で逆級化しており、直径数10cmから1mの大型岩塊は各単層の上部に特に集中する。含まれる岩塊は角礫状で、しばしば放射状の冷却割れ目が発達する(第4.3図)。岩塊の発泡度は悪く、緻密である。火砕流堆積物に含まれる岩塊はいずれも斜方輝石単斜輝石安山岩である。

地質年代 野村・海老原(1988)は本図幅範囲内から



第 4. 1 図 相間川層の溶岩
板状節理が発達する輝石安山岩溶岩. 高崎市倉渕町の相間川沿い. 露頭の高さは約 5m.



第 4. 2 図 相間川層の火砕流堆積物
緻密な輝石安山岩質岩塊を多く含む火砕流堆積物. 複数のフローユニットから構成される.
高崎市倉渕町の相間川沿い. 露頭の高さは約 30m.



第 4.3 図 相間川層の火砕流堆積物中に含まれる岩塊
放射状の冷却節理が発達する輝石安山岩の岩塊。周囲の岩塊や基質もほぼ同じ岩質の安山岩からなる。安中市上増田の中川沿い。中央左のハンマーの長さは約 30 cm。

軽井沢図幅内で、相間川層に相当する溶岩・貫入岩体の K-Ar 年代を 13 件報告しており、その年代は 4.45 ~ 1.79 Ma である。これらの年代値から、本層の形成年代は鮮新世-前期更新世と考えられる。

4.3 秋間層 (A11, A12, A13, Chw, Au)

地層名 藤本・小林 (1938) は安中市北部の秋間丘陵に分布する、主に火山碎屑岩からなる新第三系を秋間層と命名した。飯島ほか (1958) はそのうちの茶臼山溶岩が溶結凝灰岩であることを指摘し、碓氷峠を挟んだ長野県側に分布する志賀溶結凝灰岩層に対比した。秋間団体研究グループ (1971) によって秋間層は再定義され、その岩相分布及び構造が記載された。本報告では、地蔵峠及び増田川付近より東方に分布する火山碎屑物を主体とする部分を秋間層とする。

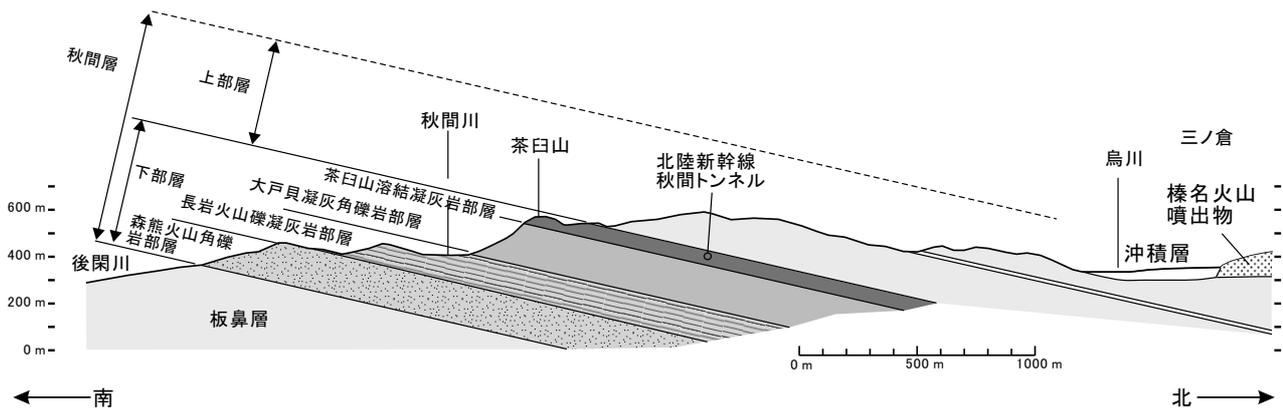
模式地 安中市西上秋間森熊-長者久保間の秋間川沿い (秋間団体研究グループ, 1971)。

層序関係 中新統板鼻層を緩い傾斜不整合で覆う。上位は鼻曲火山噴出物の地蔵峠層や古期榛名火山扇状地堆積物などに不整合関係で覆われる。本層は西方に分布する相間川層と同時異相関係にある (秋間団体研究グループ, 1975)。本研究では、秋間丘陵に分布する火山噴出物を

主体とする鮮新統のうち、おおむね地蔵峠よりも東側の、溶岩流を挟まず、主に火山碎屑物からなる堆積物を伴う部分を秋間層と定義する。

分布 秋間層は烏川南岸の秋間丘陵に分布する。下位に分布する板鼻層との境界は緩い傾斜不整合で、安中市上増田木馬瀬付近から安中榛名駅北方を通り、安中市板鼻付近にいたる。北側の分布境界はほぼ烏川に一致し、湯殿山付近では烏川の北岸で榛名火山の扇状地堆積物に不整合で覆われているのが観察される。西側の分布境界は地蔵峠から増田川付近で、それより西方では火砕流堆積物や溶岩流を主体とする相間川層に遷移する。秋間層の層厚は秋間丘陵中央部付近で約 1,000 m であり、西から東に向かって層厚が次第に減少する。秋間層は全体として北ないし北東方向に約 10° 傾斜する同斜構造をしている (第 4.4 図)。

秋間層は榛名火山噴出物の下位に伏在しており、榛名火山の基盤を構成する。榛名火山の南麓で行われたいくつかの試錐では、古期榛名火山の扇状地堆積物の下位に秋間層が出現する。榛名山南西麓の古期扇状地表面上の標高 610 m 地点で掘削された温泉井では、深度 164 m から 903 m の区間で秋間層及び秋間層相当層が出現した (野村ほか, 1990)。榛名山東麓の古期扇状地表面上の標高約 280 m 地点で掘削された榛東温泉 (北緯 36 度 26 分、



第 4. 4 図 秋間層の模式断面図
秋間丘陵中央部の茶臼山付近を通るほぼ南北の断面。

東経 138 度 58 分) の温泉井では、深度 1,300 m 以深に秋間層相当層が出現した (群馬県温泉協会, 2003)。また、榛名山東麓の古期扇状地面上の標高約 215 m 地点 (北緯 36 度 25 分, 東経 138 度 59 分) で掘削された温泉井 (群馬温泉やすらぎの湯) では、深度 426 m ~ 約 890 m に秋間層相当層が出現した (群馬町誌編纂委員会, 1995)。**岩相及び構造** 秋間層は主に凝灰質砂岩-凝灰角礫岩からなる。秋間団体研究グループ (1971) は本層をその岩相に基づき下位から森熊部層、長岩部層、大戸貝部層、茶臼山溶結凝灰岩部層、相吉部層、長者久保部層、地蔵峠層に細分した。茶臼山溶結凝灰岩部層を除き、それぞれの部層の境界は漸移的である。ここでは、秋間層を下部 (森熊火山角礫岩部層 (A11)、長岩火山礫凝灰岩部層 (A12)、大戸貝凝灰角礫岩部層 (A13)) 茶臼山溶結凝灰岩部層 (Chw)、及び上部 (Au) (秋間団体研究グループ (1971) による相吉部層、長者久保部層、地蔵峠層) に区分する。

秋間層下部は下位から森熊火山角礫岩部層、長岩火山礫凝灰岩部層、大戸貝凝灰角礫岩部層及び茶臼山溶結凝灰岩部層からなり、主に輝石安山岩の火山砕屑物からなる。秋間層下部の層厚は分布地域の中央部-西部では約 550 m である。

森熊火山角礫岩部層 (A11) は、安山岩質の火山角礫岩-凝灰角礫岩を主体とし、凝灰質砂岩・凝灰岩を伴う。森熊火山角礫岩部層の基底部には、白色-淡黄色軽石に富む凝灰質砂岩-凝灰角礫岩が発達する。軽石質凝灰岩層の層厚は 20 m 前後であり、西側ほど層厚が増加する。本層に含まれる軽石は輝石デイサイト及び角閃石デイサイト質で、角礫状である。軽石は 5 cm 大のものが含まれる層準もあるが、多くの場所では 1 cm 以下である。石質岩片としては輝石安山岩の亜角礫-亜円礫が多く含まれる。また、下位の板鼻層に含まれる砂岩やチャートといった堆積岩礫が散在する。図幅西端部の中川沿いで

は、軽石質凝灰岩層の上部に厚さ約 3 m の、炭質物に富む凝灰質シルト岩層が発達する。

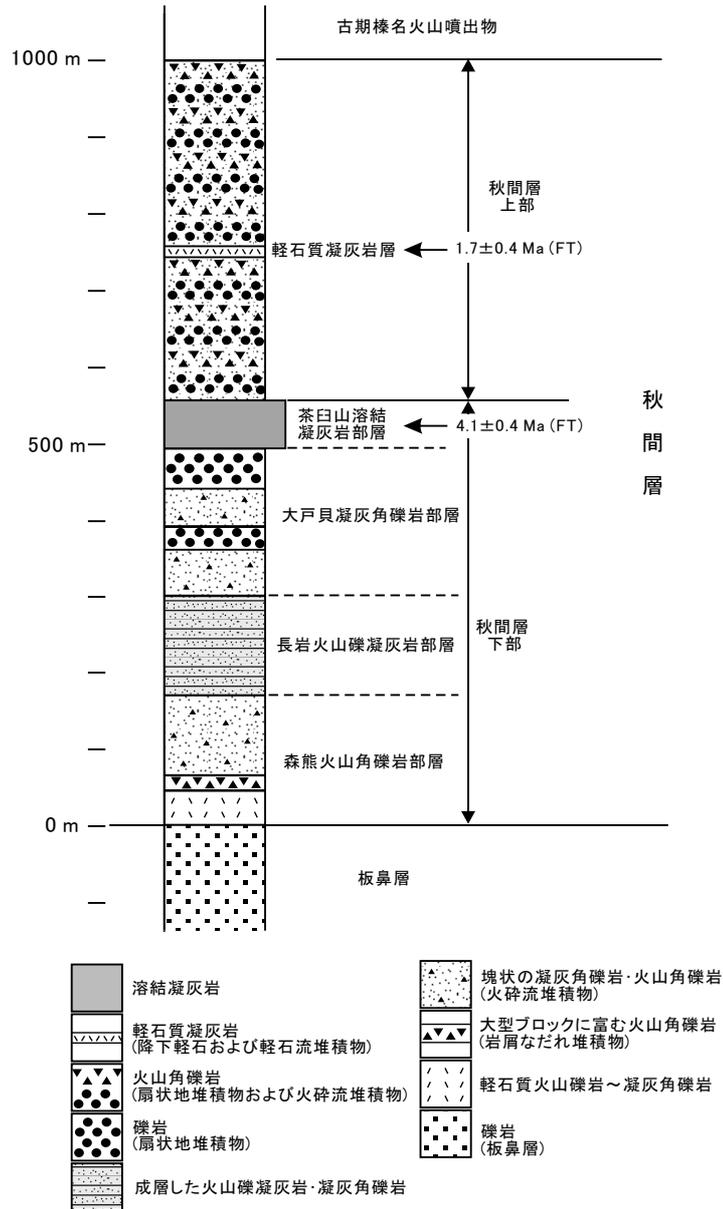
森熊火山角礫岩部層の主体部は、暗灰色の安山岩塊を多量に含む火砕流堆積物及び同質の土石流堆積物と考えられる火山角礫岩層からなる。これらの火砕流堆積物の本質岩片は角礫-亜角礫で、直径は最大 50 cm である。本質岩片にはしばしば放射状の冷却割れ目が発達する。基質は暗灰色を呈する火山灰からなり、部分的に高温酸化によって淡赤色を呈する。火砕流堆積物の層厚は最大 20 m である。土石流堆積物は火砕流堆積物に比べて岩塊がやや円磨しており、また基質が砂質である。

森熊火山角礫岩部層中には、層厚 20 m 前後の岩屑なだれ堆積物が発達する。岩屑なだれ堆積物は直径数 m ~ 10 m のブロックからなるパッチワーク構造をもち (第 4. 6 図)、ブロックにはしばしばジグソー割れ目が発達する。岩屑なだれ堆積物中のブロックは暗灰色の安山岩角礫を主体とする火砕流堆積物、白色軽石質凝灰岩、及び板鼻層由来の暗緑色の円礫岩などからなる。

長岩火山礫凝灰岩部層 (A12) は、火山礫凝灰岩-凝灰岩からなり、顕著な成層構造が発達する (第 4. 7 図)。各単層は層厚数 10 cm で、正級化構造をもつ。部分的に亜円礫を主体とするやや粗粒の礫層が下位層を削り込んで堆積している。含まれる礫は輝石安山岩で、径数 cm 以下の亜角礫-亜円礫を主体とする。発泡度はさまざまであるが、分布域の西部では、よく発泡した黄褐色の軽石を主体とする軽石質火山礫凝灰岩層が卓越する。

大戸貝凝灰角礫岩部層 (A13) は、凝灰質角礫岩を主体とし、部分的に円礫層を挟む。下位の長岩火山礫凝灰岩部層に比べ塊状で成層構造は不明瞭である。円礫層は大戸貝凝灰角礫岩部層の上部に特に多く発達し、最大径 30 cm 程度の安山岩質円礫-亜円礫を主体とする (第 4. 8 図)。

茶臼山溶結凝灰岩部層 (Chw) は、秋間層中に連続的



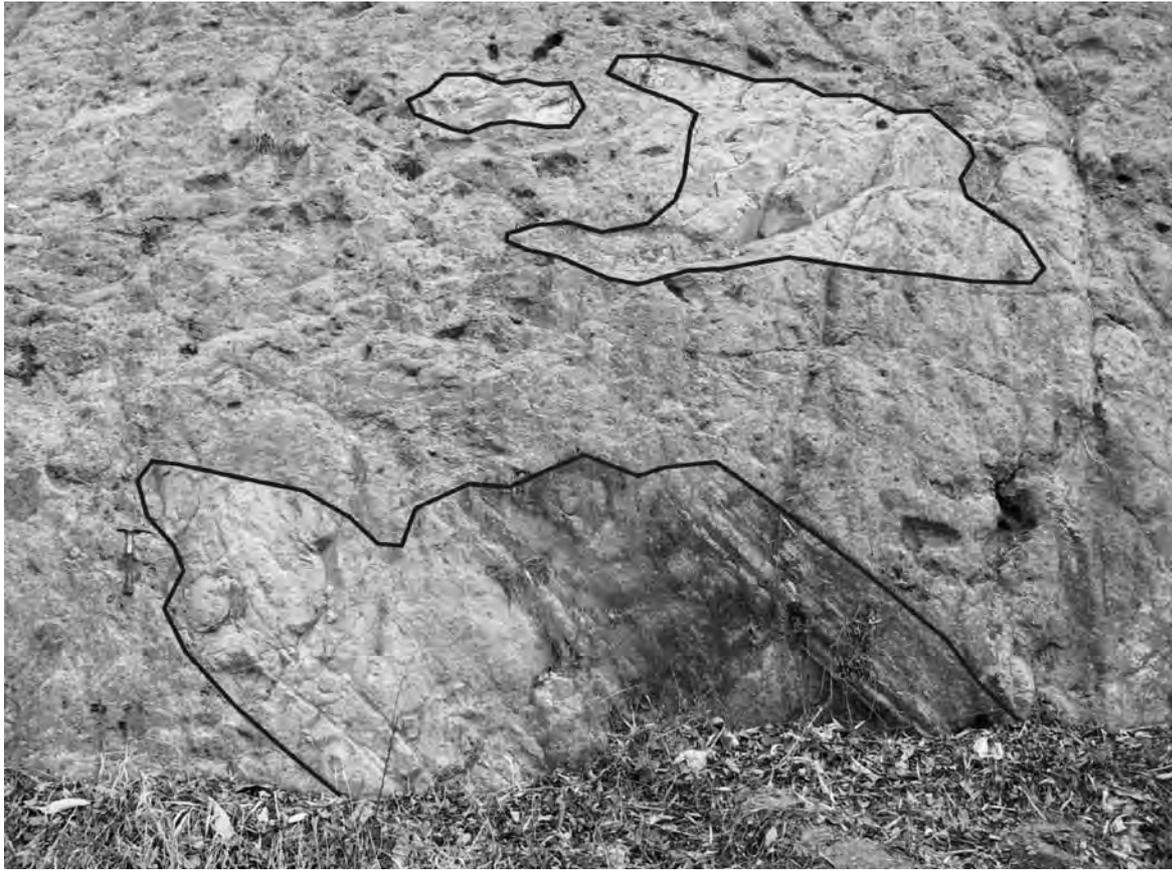
第 4.5 図 秋間層の模式柱状図
秋間丘陵中央部，秋間川付近における秋間層の模式的な柱状図。

に分布する輝石安山岩質の溶結凝灰岩である。その層厚はおよそ 30m で、茶臼山付近でもっとも厚い（野村ほか，1979）。茶臼山溶結凝灰岩層は下位の秋間層下部の大戸貝凝灰角礫岩部層を整合的に覆い、上位を軽微な不整合で秋間層上部に覆われる。茶臼山付近では、基底約 30cm は弱-非溶結の軽石質凝灰岩からなるが、その上位は強く溶結しレンズ構造が顕著な溶結凝灰岩からなる（第 4.9 図）。溶結レンズの大きさは直径 5～10cm 程度、厚さ最大 1cm である。溶結レンズは風化あるいは変質により茶褐色を呈する。顕微鏡下では、顕著なユータキシティック組織が発達する（第 4.10 図）。本層の基質

には少量の安山岩岩片が含まれる。異質岩片の大きさは 5cm 以下であり、大部分は 1cm 以下である。

秋間層上部（Au）は安山岩質の火山碎屑物からなる。秋間川団体研究グループ（1971）は本層を相吉部層、長者久保部層、地藏峠部層の 3 部層に区分したが、ここでは一括して秋間層上部として扱う。

秋間層上部の層厚は分布地域の西部では約 500m であり、東に向かって減少し、高崎市上里見付近で消滅する。秋間層上部は、安山岩火山角礫岩及び凝灰角礫岩を主体とし、少量の凝灰質砂礫岩を伴う。これらに含まれる礫は、亜角礫ないし亜円礫で、緻密な輝石安山岩溶岩の礫



第 4. 6 図 秋間層下部，森熊火山角礫岩部層中の岩屑なだれ堆積物
 岩屑なだれ堆積物中の凝灰岩ブロックの外形を黒線で示す。左中部のスケール（ハンマー）の長さは約 30 cm。
 安中市秋間壱山付近。

を主体とし，層位によっては少量の角閃石安山岩礫が含まれる。秋間層上部には，火砕流堆積物（スコリア流堆積物）がしばしば挟まれる（第 4. 11 図）。火砕流堆積物は淘汰の悪い塊状・基質支持の火山角礫岩からなり，本質岩片としてやや発泡した暗灰色の輝石安山岩塊を含む。基質は同質の火山灰からなり，しばしば高温酸化によって淡赤色を呈する。火砕流堆積物の層厚は数 m ～ 数 10 m である。また，烏川南岸の相吉から細尾付近では，輝石デイサイトの軽石塊からなる軽石流堆積物及び降下軽石堆積物が挟在する（第 4. 12 図）。相吉付近で最大層厚約 15 m である。

茶臼山溶結凝灰岩部層を除く秋間層は主に輝石安山岩質の碎屑岩からなり，その堆積構造からこれらは主に火砕流堆積物，土石流堆積物及び河川堆積物であると考えられる。秋間層の層厚，粒径が分布域の西から東に向かって減少することは，秋間層を構成する碎屑物が西方から供給されたことを示す。秋間層には，しばしば安山岩質の火砕流堆積物が認められるが，その頻度，層厚，粒径などが分布域の西部ほど大きくなることも，これらの火砕流堆積物が西側の相間川層から供給されたことを示

す。秋間層の西側に分布する相間川層は主に陸上に噴出・定置した溶岩及び火砕流堆積物からなる成層火山の複合体と考えられ，秋間層は主にこの成層火山から碎屑物が供給された山麓扇状地及び隣接する水域の堆積物と考えられる。秋間層に含まれる火山岩礫及び相間川層の溶岩・火砕岩の全岩組成はほぼ同じ組成領域にあり（第 2. 3 図，第 2. 4 図），秋間層の堆積物が相間川層を形成した火山体から供給されたことを支持する。

茶臼山溶結凝灰岩部層は強溶結の軽石質火砕流堆積物からなり，秋間層の他の部層を構成する火山角礫層とは異質である。飯島ほか（1958）は，岩相の類似性から，茶臼山溶結凝灰岩部層を碓氷峠を挟んだ長野県側に分布する志賀溶結凝灰岩層（長野県地学会，1962）に対比した。志賀溶結凝灰岩層の給源火山は不明であるが，その分布から碓氷峠南方が想定される。茶臼山溶結凝灰岩部層中の軽石の全岩組成は，本図幅内に分布する秋間層の他の部層や相間川層の火山岩の全岩組成に比べ SiO_2 量に対する K_2O 量が大きく（第 2. 4 図 B），本図幅南西側の「御代田」図幅内に分布する本宿層（本宿団体研究グループ，1968）や志賀溶結凝灰岩層を構成する火山岩類と類



第 4. 7 図 秋間層下部，長岩火山礫凝灰岩部層の成層した砂礫岩層
安中市東上秋間長岩付近，右下のスケール（野帳）の長さは 16cm.

似した組成を示す。

地質年代 野村・海老原（1988）は秋間層に挟まれる茶臼山溶結凝灰岩層から 3.78～2.91 Ma の K-Ar 年代を報告している。秋間層下部の三輪久保溶岩から 6.63 Ma の K-Ar 年代が報告されている（野村・海老原，1988）。一方，秋間層上部の長者久保部層に対比される相間川層の角落部層，大峯部層からは 2.38～1.97 Ma の K-Ar 年代が報告されている（野村・海老原，1988）。秋間層最上部の地蔵峠部層の西方延長と考えられる剣の峰層からは，1.04～0.90 Ma の K-Ar 年代が報告されている（野村・海老原，1988）。本報告では，茶臼山溶結凝灰岩部層から 4.1 ± 0.4 Ma，秋間層上部及び相間川層のデイサイト質軽石流堆積物から 1.7 ± 0.4 Ma， 2.2 ± 0.4 Ma のフィッシュントラック年代を得た（第 4. 1 表）。これらの年代値から，本層の形成年代は鮮新世-前期更新世（6.6～0.9 Ma）と結論付けられる。このうち，秋間層下部と上部の堆積年代には，約 170 万年の間隙があり，秋間層下部は後期中新世から鮮新世の約 6.6～4.1 Ma，秋間層上部は前期更新世の約 2.4～0.9 Ma に堆積したと考えられる。

4. 4 岩床 (b,d)

本地域南部には，板鼻層上部に貫入する玄武岩質安山岩・デイサイトの 2 種類の岩床がある。いずれも貫入時期は確定できないが相間川層・秋間層を形成した火成活動に関係するものと思われる。

玄武岩質安山岩岩床 (b) 九十九川の仙ヶ滝付近には玄武岩質安山岩からなる岩床が発達する（藤本・小林，1938；秋間団体研究グループ，1975）。岩床の下底面の姿勢は $N45^{\circ} E, 10^{\circ} NW$ で，岩床の厚さは約 15 m である（第 4. 13 図）。岩床の中央部には主に柱状節理，上下の周縁部には板状節理が発達する。この岩床は北東へ増田川木馬瀬の道路沿いの露頭に連続すると思われる。南西への連続は未確認であるが，滝下から西南西へ延びる沢では観察されなかった。仙ヶ滝と木馬瀬の位置関係からみて，この岩床は巨視的には板鼻層の地質構造と大きく斜交する NE-SW 走向に延びている。本岩床は全岩組成 $SiO_2 = 53.8$ 重量%の輝石玄武岩質安山岩からなる。デイサイト岩床 (d) 増田川木馬瀬の増田川橋にはデイサイト岩床が発達する。この岩床は増田川橋凝灰岩（磯貝，2000）中に貫入しており，増田川橋凝灰岩と共に東



第 4. 8 図 秋間層下部，大戸貝凝灰角礫岩部層の礫層
円磨した安山岩礫からなる。スケール（ハンマー）の長さは約 30cm。安中市東上秋間上長岩付近。

へ後閑川宮掛，上後閑青木の北を経て秋間川森熊まで少なくとも 4.5km にわたり確認できる。堅硬で崖をなすため確認しやすい。青木の北の林道では厚さ 10m 以上である。森熊では道路沿いの露頭がコンクリートで覆われていて一部しか観察できないが，厚さ約 15m である。

本岩床は白色に変質したデイサイトからなる（第 4. 14 図）。径 1.5mm 以下の斜長石及び径 0.6mm 以下の石英を斑晶として含む。有色鉱物はほぼすべて変質して二次鉱物に置換されている。石基のガラスは二次鉱物に置換されているが，扁平に変形した多量の気泡が認められる。熱水変質を受けているため，原岩の全岩化学組成は不明である。

4. 5 小倉層 (Kg)

地層名 久保ほか（1993），群馬県地質図作成委員会（1999）は，「中之条」図幅内の東吾妻町大戸・小倉付近に分布する安山岩質の火山岩類を小倉層と定義した。

模式地 東吾妻町小倉付近（「中之条」図幅内）。

分布 小倉層は，「中之条」図幅内の吾妻川南岸の東吾

妻町大戸・小倉付近に分布する。本図幅地域では，榛名火山西麓の扇状地面に突出する古賀良山^{こがらやま}を構成する（群馬県地質図作成委員会，1999）。

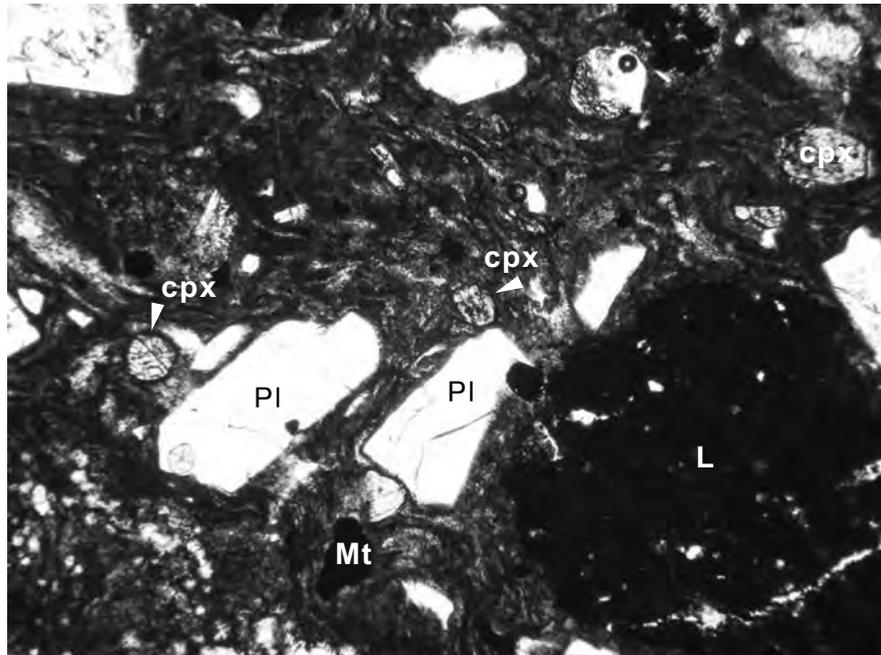
層序関係 本図幅地域内では小倉層の基底は露出していないが，「中之条」図幅内では後期中新世の吾妻層を不整合で覆う（群馬県地質図作成委員会，1999）。本層は，古期榛名火山扇状地堆積物に不整合で覆われる。

岩相及び構造 本図幅地域の小倉層は，古賀良山山頂部にわずかに露出するのみのため，その詳細については不明である。群馬県地質図作成委員会（1999）によると，本層の層厚は 300m 以上で，全体として東ないし南に緩傾斜する。古賀良山山頂部に露出する本層は，赤色酸化した斜方輝石単斜輝石安山岩の溶岩及び火山角礫岩からなる。古賀良山山頂部で採取した本層を構成する溶岩の全岩組成は， $\text{SiO}_2 = 61$ 重量%である。

地質年代 群馬県地質図作成委員会（1999）は，「中之条」図幅内の東吾妻町大戸付近の本層中の溶岩から $3.05 \pm 0.36 \text{Ma}$ の K-Ar 年代を報告している。この年代値から，本層の形成年代は鮮新世と考えられる。



第 4. 9 図 茶白山溶結凝灰岩部層
 暗色の溶結レンズ構造が発達する。スケールのペンの長さ約 14cm. 安中市東上秋間石尊山.



第 4. 10 図 茶白山溶結凝灰岩の顕微鏡写真
 自形 - 半自形の斜長石及び単斜輝石の斑晶を含む。また基質部にはユータキシティック組織が発達する。pl:斜長石,
 cpx:単斜輝石, mt:磁鉄鉱, L:岩片。安中市上後閑長源寺付近。写真の横幅 2.7mm. GSJ R94158.



第 4. 11 図 秋間層上部の火砕流堆積物
緻密な輝石安山岩の角礫と、火山灰質の基質からなる。安中市上里見の烏川河床。スケール（スコップ）の長さ 22cm.



第 4. 12 図 秋間層上部の軽石層
白色軽石を含む軽石流堆積物。図の左下部の細粒物は、露頭を被覆する土砂。高崎市上里見の細尾東方。

第4.1表 秋間層のフィッシュントラック年代

試料番号	試料名	採集地	採取地点番号	緯度経度	測定 鉱物	(1) 測定方 法	結晶数 (個)	自発核分裂片飛跡		誘発核分裂片飛跡		(2,3)	(4)	(5)	ウラン 濃度 (ppm)	(6,7,8,9)
								ρ_s (Ns) (cm^{-2})		ρ_i (Ni) (cm^{-2})		熱中性子線量 ρ_d (Nd) ($\times 10^4 \text{cm}^{-2}$)	相関 係数 r	χ^2 検定 Pr(χ^2) (%)		年代値 (Ma) Age $\pm 1\sigma$
GSJ R84251	秋間層下部の茶臼山溶結凝灰岩部層	安中市西上秋間	2	北緯36度22分33秒東経138度48分8秒	ジルコン	ED2	30	6.28×10^5 (133)		4.28×10^6 (906)		8.023 (3851)	0.714	19	440	4.1 \pm 0.4
GSJ R94249	秋間層上部の珪長質凝灰岩	高崎市倉渕町水沼	3	北緯36度24分52秒東経138度47分25秒	ジルコン	ED2	29	8.55×10^4 (20)		2.54×10^6 (594)		12.70 (4573)	0.846	90	190	1.7 \pm 0.4
GSJ R94250	秋間層上部の珪長質凝灰岩	高崎市倉渕町	4	北緯36度27分38秒東経138度47分11秒	ジルコン	ED2	60	6.31×10^4 (58)		1.45×10^6 (1331)		13.33 (3999)	0.306	31	90	2.2 \pm 0.3

(1) 測定方法：外部ディテクター法（内部面：ED1，外部面：ED2）

(2) 熱中性子線量測定用標準ガラス：NIST-SRM612

(3) 照射場所：日本原子力研究所 JRR-3号炉 気送管

(4) r： ρ_s と ρ_i の相関係数

(5) Pr(χ^2)： χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

(6) 年代値： $T=(1/\lambda D) \cdot \ln [1+\lambda D \cdot \xi \cdot (\rho_s/\rho_i) \cdot \rho_d]$ (ED1は $\rho_s \times 1/2$)

(7) 誤差： $\sigma_T=T \times [1/\sum N_s+1/\sum N_i+1/\sum N_d+(\sigma_\xi/\xi)^2]^{1/2}$

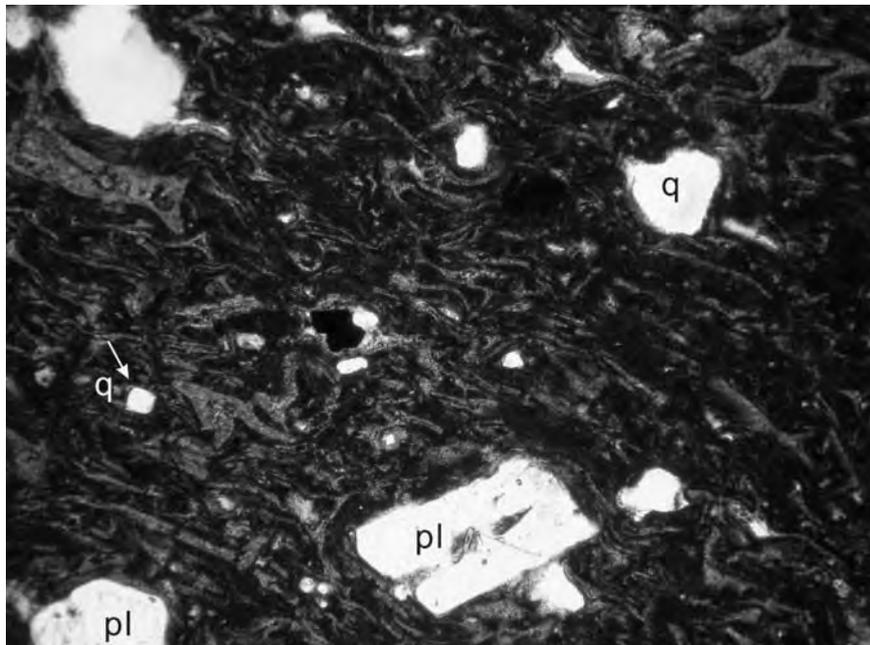
(8) ^{238}U の全壊変定数： $\lambda_D=1.55125 \times 10^{-10}/\text{yr}$

(9) 檀原： ξ ED1=416 \pm 3； ξ ED2=371 \pm 3 (Danbara & Iwano, 2009)

測定：(株)京都フィッシュン・トラック 檀原 徹



第 4. 13 図 仙ヶ滝を作る玄武岩質安山岩岩床
矢印は岩床の底面を示す。滝の高さ約 15m.



第 4. 14 図 板鼻層上部に貫入するデイサイト岩床の顕微鏡写真
安中市上後関の後関川沿い。pl：斜長石，q：石英。写真の横幅 2.7mm。GSJ R94149.

第5章 下部及び中部更新統

(下司信夫・竹内圭史)

5.1 研究史及び概要

本図幅地域の下部及び中部更新統は、本図幅南西部から「軽井沢」図幅内にかけて分布する下部更新統の小根山層、図幅西縁部から「軽井沢」図幅内にかけて分布する下部更新統の菅峰火山岩類と、本図幅中心部に広く分布する中部更新統の古期榛名火山噴出物からなる。菅峰火山岩類と古期榛名火山噴出物の鞍部には、湖成層を主体とする中部更新統の萩生層が分布する。

本地域西部に分布する下部更新統の火山岩類の地質は、太田（1957）や荒牧（1968）によってまとめられた。その後、野村・海老原（1988）、金子ほか（1989）、久保ほか（1993）による年代測定や古地磁気測定などによりその年代や層序関係が明らかにされた。中村（2005）は菅峰火山岩類の火山構造を明らかにした。

榛名火山の地質は岩崎（1896）、大島（1986）、早田（2000）、中村（2005）などによってまとめられている。大島（1986）は榛名火山の形成史を5期に区分し、多数の火山体のユニット名を提唱した。また中村（2005）は古期榛名火山の成層火山体の内部構造について議論し、榛名カルデラ付近を中心とする環状の割れ目群とそれに沿って貫入・噴出した貫入岩体・溶岩の存在を提唱した。

榛名山西麓に分布する湖成層は矢口（1989）、矢口ほか（1992）によって区分され、挟在するテフラからその層序及び年代が明らかにされた。群馬県自然環境課（2008）はこの湖成層を一括して萩生層とし、その分布や層序を記載した。

5.2 小根山層 (Ky)

地層名 群馬県地質図作成委員会（1999）は、安中市松井田町小根山付近に分布する、安山岩質の溶岩及び同質の火山角礫岩からなる火山噴出物を小根山層とした。

模式地 「軽井沢」図幅内の安中市松井田町小根山付近。

層序関係 安中層群板鼻層や霧積層を不整合で覆う。

分布 小根山層は、「軽井沢」図幅内の安中市坂本東方の小根山森林公園周辺から、「富岡」図幅内の安中市松井田町土塩付近にかけての稜線上に分布する。本図幅内では図幅南西部の稜線沿いにわずかに分布する。

岩相及び構造 本図幅範囲内の小根山層はその大部分が扇状地性の礫層からなる。安中市松井田町五料の標高600m付近では、南東に緩く傾斜した、最大直径30cm

の安山岩亜円礫を主体とする円礫-亜円礫層が露出する。礫は含かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩からなり（第5.1図）、一部のやや赤色酸化した礫も含まれる。基質はやや固結した火山砂～シルトからなる。

地質年代 群馬県地質図作成委員会（1999）は、小根山層は鼻曲火山を構成する鼻曲層と同時異相であるとし、その年代を前期-中期更新世とした。野村・海老原（1988）は「軽井沢」図幅内の鼻曲層に相当する剣の峰層の溶岩から、1.04～0.90 MaのK-Ar年代を報告している。これらから、本層の形成年代は前期-中期更新世と考えられる。

5.3 菅峰火山岩類 (Kp)

地層名 太田（1957）は、吾妻川南岸の長野原町と東吾妻町の境界周辺の山地に分布する火山岩類を菅峰溶岩と呼んだ。中村（2005）は菅峰-温川上流部付近を中心とする侵食された成層火山体を復元し、これを菅峰火山と定義した。本報告では中村（2005）による菅峰火山を構成する火山岩類を、菅峰火山岩類と呼ぶ。

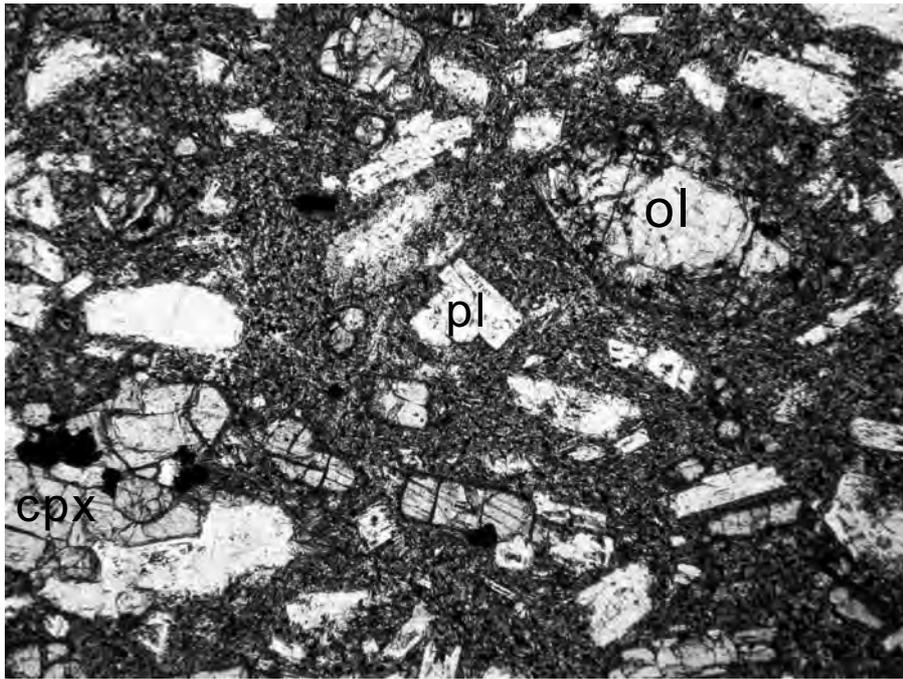
模式地 「軽井沢」図幅内の菅峰付近。

層序関係 菅峰火山岩類は、本図幅北側に隣接する「中之条」図幅内で、鮮新統の火山岩類を覆う。本図幅地域の菅峰火山岩類は東に緩やかに傾斜し、古期榛名火山噴出物に覆われる。

分布 本図幅西端部から「軽井沢」図幅内の群馬県・長野県境の山地に分布し、菅峰、浅間隠山（1,757m）、笹罫山（1,452m）などを形成する。

岩相及び構造 本図幅範囲内の菅峰火山岩類はその大部分が扇状地性の火山礫層からなる。本図幅西縁部の高崎市倉渕町川浦坊峰の標高800m付近では、最大直径30cmの輝石安山岩の亜円礫を主体とする礫層が露出する。菅峰火山の噴出中心は「軽井沢」図幅内の吾妻町須賀尾付近と考えられ（中村，2005）、この地域では、菅峰火山岩類に貫入する多数の安山岩岩脈や貫入岩体が分布する。噴出中心に近い菅峰周辺や笹罫山付近（いずれも軽井沢図幅内）では、厚さ最大150mの輝石安山岩溶岩が多数発達する。また、溶岩塊を多量に含む火砕流堆積物が広く分布する（第5.2図）。一方、火山体周辺部分では、円磨された火山礫層が主体となる。

地質年代 金子ほか（1989）は、「軽井沢」図幅内の笹罫山南方の川浦付近の溶岩から0.97 ± 0.05 MaのK-Ar年代を報告している。久保ほか（1993）は、「軽井沢」



第 5. 1 図 小根山層に含まれる安山岩礫の顕微鏡写真
安中市五料付近. ol: かんらん石, cpx: 単斜輝石, pl: 斜長石. 写真の横幅 2.7mm. GSJ R94156.



第 5. 2 図 菅峰火山岩類の火砕流堆積物
固結した火砕流堆積物. 発泡の悪い安山岩角礫を多量に含む. 「軽井沢」図幅内の, 笹碓山北方約 1.5km の林道沿い. 左側のスケールは長さ 1m.

図幅内の温川上流の溶岩流が逆帯磁していることを報告し、また同地点の溶岩流から 1.1 ± 0.4 Ma, 0.9 ± 0.2 Ma の K-Ar 年代を報告している。これらから、菅峰火山の活動は前期更新世であると考えられる。

5. 4 古期榛名火山

榛名火山は底面の直径約 25 km, 最高点（掃部ヶ岳）標高 1,449 m の大型の成層火山で、その基底は北側を吾妻川、東側を利根川、南側を烏川によって区切られる。榛名火山は侵食の進んだ成層火山体と、その山頂部に噴出した溶岩ドーム群からなる。成層火山体の山頂部には東西約 3 km, 南北 2 km の小型のカルデラ地形（榛名カルデラ）が認められる。

榛名火山はその構造から、侵食の進んだ成層火山である古期榛名火山と、山頂部の榛名カルデラの形成期以降の新期榛名火山に大別できる。古期榛名火山は約 50 万年前頃から活動を開始し、約 24 万年前頃まで活動したと考えられる。その後、約 20 万年間の活動の休止期をはさみ、約 5 万年前から新期榛名火山の活動が開始したと考えられる。

古期及び新期榛名火山の地質は岩崎（1896）、森山（1971）、大島（1986）、早田（2000）、中村（2005）などによってまとめられている。

5. 4. 1 古期榛名火山噴出物（Ohv, Ohl）

地層名 本報告では、榛名火山を構成する成層火山体のうち、榛名カルデラの形成以前に噴出した溶岩流及び火砕物からなる噴出物を、古期榛名火山噴出物と呼ぶ。本層は、大島（1986）の第Ⅰ期～第Ⅲ期の活動で形成された火山体に、また中村（2005）の古榛名火山の火山体のうち溶岩流及び火砕岩を主体とする部分に相当する。

模式地 榛名山山頂部の榛名神社付近及び掃部ヶ岳山頂付近。

層序関係 本図幅東半部では本層の基底はほとんど露出していないため、その基盤岩の詳細は明らかではない。わずかに、榛名白川源流部には中新世のガラメキ層が分布しており、古期榛名火山噴出物はその上位を不整合で覆っているのが確認できる。本層は榛名山の山頂部に分布し、山麓部に向かって後述する古期榛名火山扇状地堆積物に漸移する。本層はその上位を新期榛名火山噴出物（白川火砕流堆積物、榛名富士・相馬山・水沢山・ニッ岳溶岩ドーム群）に覆われ、一部では貫入されている。

分布 榛名山のおおむね標高 700 m よりも山頂側の地域に、榛名カルデラを取り囲むように分布する。榛名山西部では掃部ヶ岳、杏が岳などの榛名カルデラの外輪山を構成する。東部では、榛名湖北岸から伊香保温泉・船尾滝付近に分布する。山麓部の古期榛名火山扇状地堆積物とは同時異相であり、両者の関係は指交関係にある。本

報告では、榛名山中腹以上の地域で、安山岩溶岩を伴う部分を古期榛名火山噴出物とし、それより山麓部に分布する、主に火砕流堆積物及び土石流堆積物からなり、全体として扇状地地形を形成する部分を古期榛名火山扇状地堆積物とした。

岩相及び構造 古期榛名火山の噴出中心は、後述する放射状岩脈群の分布から現在の榛名湖南部に存在したと考えられる。古期榛名火山噴出物は、少量の薄い（厚さ 2～3 m）溶岩流を挟む火山角礫岩を主体とする部分（Ohv）と、厚い安山岩溶岩を主体とする部分（Ohl）に区分できる。前者は火山体中心部に当たる榛名湖を中心とした地域に分布するのに対し、後者は主に古期榛名火山の山体上部に分布する。

本層を構成する火山角礫岩（Ohv）は掃部ヶ岳山頂部や榛名神社参道に模式的に露出する。古期榛名火山を構成する火山角礫岩は、無層理・塊状で、最大直径 20 cm 大の安山岩角礫と同質の基質からなる（第 5. 3 図）。本層の火山角礫岩はしばしば弱く溶結し、赤色酸化を被っている。榛名カルデラ南東部の磨墨峠付近には、黒色の安山岩スコリアを主体とする、強く溶結したアグルチネートが分布する。黒色スコリア質の火山弾同士が強溶結し、部分的には溶結レンズ構造が発達する。スコリア質火山弾の内部はしばしば暗赤色に酸化している。石質岩片はほとんど含まれない。本層を構成する火山角礫岩層中には、しばしば厚さ数 m の塊状の安山岩溶岩が挟まれる。これらの安山岩溶岩は上下の火山角礫岩とほぼ同質の輝石安山岩からなり、しばしば強溶結火砕岩に漸移する。このような特徴から、本層を構成する火山角礫岩や溶岩は、火口近傍に堆積した火砕丘を構成する堆積物であると考えられる。

古期榛名火山の山体上部には、火砕物と互層する厚い安山岩溶岩流が発達する（Ohl）。溶岩流の厚さはさまざまであるが、30 m 以上の層厚を持つ溶岩も見られる。南山腹の李が岳、天狗山、榛名湖北方の烏帽子ヶ岳などには、侵食に強いこれらの安山岩溶岩が突出する。

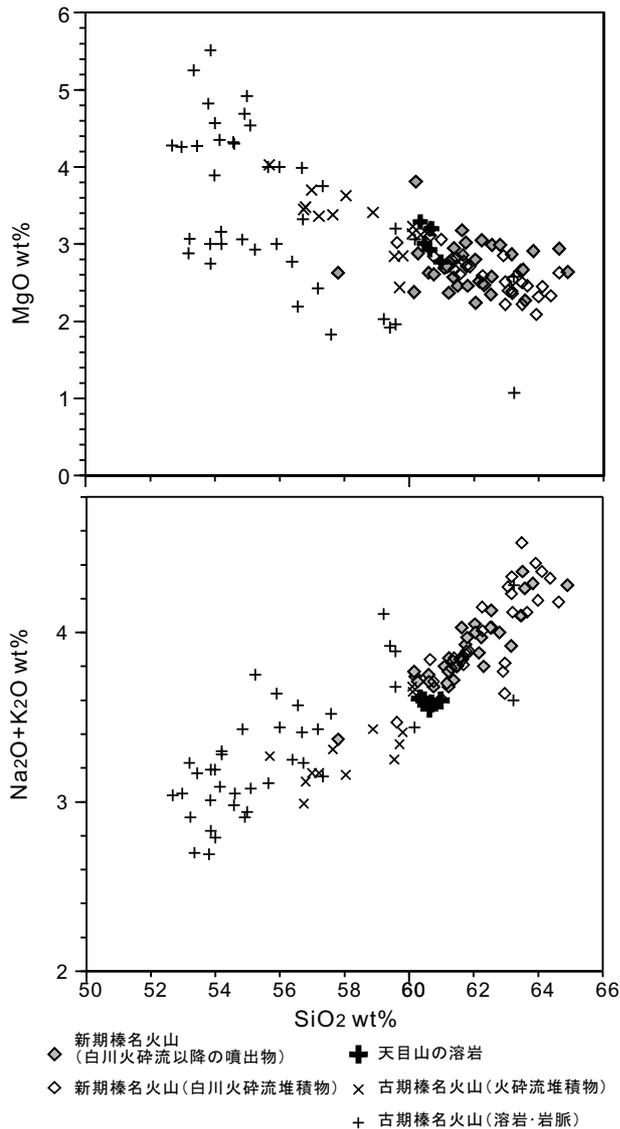
榛名カルデラ南縁を構成する天目山は、輝石安山岩の溶岩ドームである。また、天目山を構成する溶岩の全岩化学組成は、そのほかの古期榛名火山噴出物の組成に比べてやや SiO_2 が高く、古期榛名火山噴出物と新期榛名火山噴出物の中間的組成をもつ（第 5. 5 図）。このことから、天目山を構成する溶岩は古期榛名火山の活動の末期に噴出したと考えられる。大島（1986）は天神峠-天目山南麓-榛名峠付近に南縁が存在する“氷室カルデラ”を想定し、天目山はその中に形成された後カルデラ期の火山体とした。ここでは、大島（1986）による“氷室カルデラ”縁は地形的に不明瞭であること、またその“カルデラ縁”が噴火活動によって形成されたとする積極的な証拠がないことから、特に“氷室カルデラ”の名称を使用しない。



第 5. 3 図 古期榛名火山山頂部を構成する安山岩角礫岩
高崎市榛名山町の榛名神社付近. 左上あるスケール（ペン）の長さ約 14cm.



第 5. 4 図 古期榛名火山を構成する安山岩溶岩
高崎市榛名湖町の掃部ヶ岳南方. 露頭の高さ約 5m.



第 5.5 図 古期・新期榛名火山噴出物の全岩組成
全岩 SiO₂ 量に対する全岩 MgO 量 (上) 及び
Na₂O+K₂O 量 (下)。

分布が狭いため地質図では省略したが、古期榛名火山の山頂部には小規模な水成層が点在する。天神峠東方の榛名川源頭部には、古期榛名火山噴出物に挟在する水平に成層した凝灰質シルト層が小規模に露出する (第 5.6 図)。層厚は約 20m である。この凝灰質シルト層は古期榛名火山の安山岩溶岩や火砕岩を直接覆い、また天神山の崩落堆積物に覆われる。このシルト層は、古期榛名火山の成長過程で、山頂部に小規模な水域が形成されたことを示唆する。

本層の熱水変質の影響は微弱であるが、天目山南側の沢では広く熱水変質作用が認められる。熱水変質を受けた本層は赤褐色に変色しその一部は白色粘土化している。また榛名神社北方の湯沢付近でも本層は熱水変質作

用により部分的に赤褐色に変質している。これらの変質部はしばしば榛名火山の基盤の露出部であるとされてきた (たとえば大島, 1986) が、その岩石学的特徴の共通性や構造の連続性から、古期榛名火山噴出物が局所的に熱水変質を受けた部分と判断する。

古期榛名火山噴出物は主に斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。本層を構成する安山岩には、しばしばやや大型の単斜輝石斑晶 (径 3 ~ 5mm) が点在する (第 5.7 図)。そのほか、掃部ヶ岳南部の溶岩には、オパサイト化した角閃石斑晶を含む安山岩溶岩が存在する。本層の火山岩の全岩組成は SiO₂ = 53 ~ 63 重量% である (第 5.5 図)。また、本層を構成する岩石はほぼソレライト系列に属する (第 2.4 図)。

地質年代 「中之条」図幅内の中之条盆地には、榛名火山の成長に伴って形成されたと考えられる中之条湖成層 (米澤ほか, 1984) が分布する。その形成年代から、古期榛名火山の成長の開始は 50 万年前頃と推測される (竹本, 2008)。山麓に分布する本層と同時代と考えられる古期榛名山扇状地堆積物の形成年代 (後述) から、本層の形成は 24 万年前頃までに終了したと考えられる。

5.4.2 古期榛名火山岩脈群 (Ohd)

模式地 掃部ヶ岳南山腹。

層序関係 古期榛名火山噴出物に貫入する。

分布 掃部ヶ岳、榛名神社付近、沼尾川源流部、榛名白川源流部などに分布し、全体として榛名湖南部を中心とする放射状岩脈群を構成する。およそ 30 枚の岩脈が露出する (第 5.8 図)。

岩相及び構造 分布地域の西側にあたる掃部ヶ岳から榛名神社にかけての地域では、厚さ数 m の岩脈が多数分布する。個々の岩脈の延長は不明であるが、掃部ヶ岳南東山腹の岩脈は東西方向に約 800m、また榛名神社北東の岩脈 (九折岩岩脈) は、北東-南西方向に約 500m 以上にわたって追跡できる。南東側の榛名白川源流部では黒岩岩脈などの厚さ数 10m の大規模な岩脈あるいは岩頸状の貫入岩体が発達する。榛名山南東山腹の黒岩は放射状岩脈の一つで、厚さ約 120m、延長約 1,200m の大規模な岩脈である (第 5.9 図)。

本岩脈群を構成する岩石は、斜方輝石単斜輝石安山岩であり、岩脈を構成する岩石の岩石学的特徴は古期榛名火山噴出物と共通である。

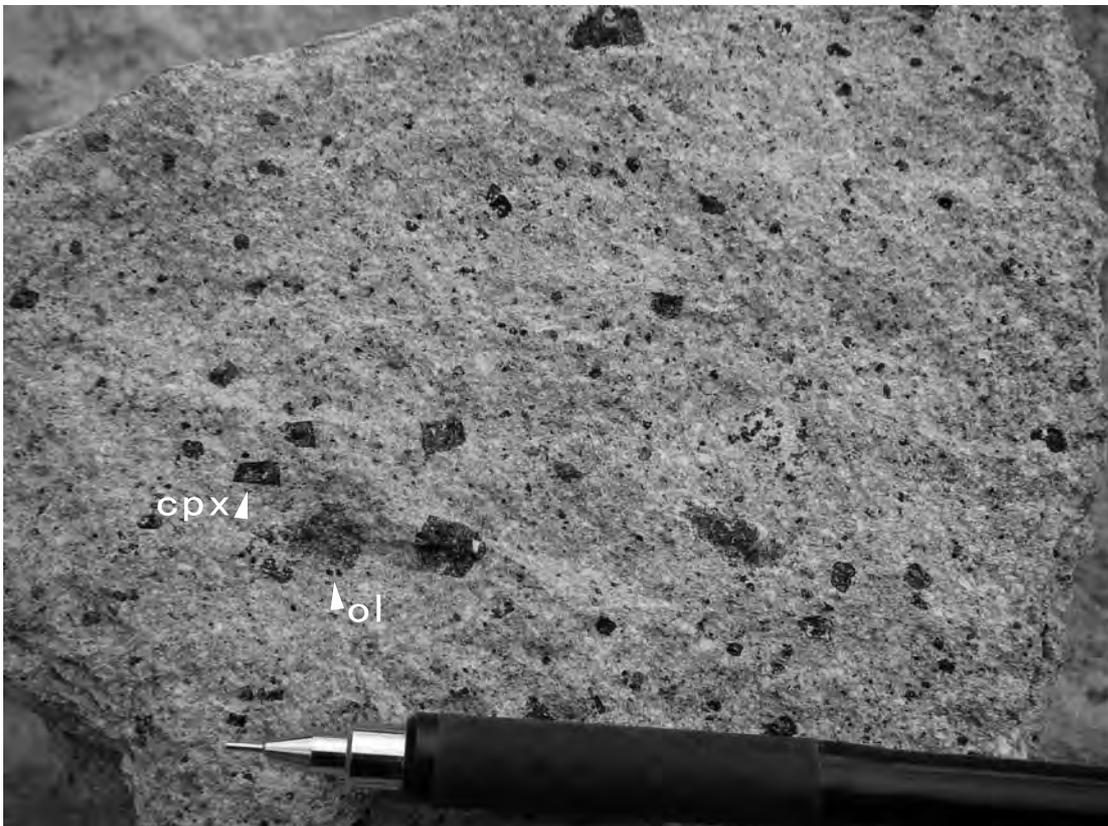
地質年代 岩相の類似性及び層序関係から、古期榛名火山噴出物の噴出と同時に貫入したと推測される。

5.4.3 古期榛名火山扇状地堆積物 (Ohf)

地層名 古期榛名火山の山麓部に分布する、榛名カルデラの形成以前に形成された扇状地性の礫層からなる堆積物を本報告では古期榛名火山扇状地堆積物と呼ぶ。大島 (1986) の第 I 期 ~ 第 III 期の活動で形成された火山体の、



第 5. 6 図 古期榛名火山噴出物間に挟まれる小規模な湖成層成層した凝灰質シルト岩からなる。高崎市榛名山町の榛名川源頭部。右側ハンマーの長さ約 30 cm.



第 5. 7 図 古期榛名火山の安山岩溶岩かんらん石 (ol)、普通輝石 (cpx) 斑晶が点在する。渋川市伊香保町高根付近。GSJ R94155.



第 5. 8 図 掃部ヶ岳南斜面に露出する安山岩岩脈
 古期榛名火山の火山角礫岩中に 2 枚の安山岩岩脈が貫入するのが見える (矢印). 右上の稜線部に露出する岩脈は“耳岩”と呼ばれている. 高崎市榛名湖町の掃部ヶ岳南方, 杖の神峠付近.

また中村 (2005) の古榛名火山の火山体のうち, 山麓部の扇状地を構成する部分に相当する.

模式地 渋川市入沢の黒沢川沿い, 高崎市倉渕町権田の長井川沿い.

層序関係 榛名山西麓では菅峰火山の溶岩流や土石流堆積物を直接覆う. また南西山麓では相間川層及び秋間層の火山角礫岩を不整合で覆う. 北西山麓では小倉層を不整合で覆う. 榛名山南-東山麓では, 白川火砕流堆積物, 陣場岩屑なだれ堆積物などの新期榛名山噴出物に不整合で覆われる. 本層の上位には, 扇状地上では厚い赤褐色ローム層が発達する (下部吾妻ローム層; 矢口, 1999). 本層は榛名山山頂部に分布する古期榛名火山噴出物と漸移関係にある.

分布 古期榛名火山扇状地堆積物は, 榛名火山を取り巻くようにその山麓に分布する火山山麓扇状地を形成する. 本図幅内では, 榛名火山の西-南-東麓の扇状地を構成する. また, 北隣の「中之条」図幅内には, 榛名山北麓の扇状地を構成する本層が分布する.

本層が作る扇状地には多数の侵食谷が発達するが, 扇状地の原地形がよく保存されている. 渋川市入沢から行幸田付近には, 比高 100m 前後の侵食崖が利根川に平

行に発達し, 扇状地の末端部を切断している. また, 高崎市倉渕から下室田, 神戸付近に至る烏川沿いの扇状地の末端も, 烏川に平行して発達する侵食崖によって切断されている.

岩相及び構造 古期榛名火山扇状地堆積物は, 安山岩質の火砕流堆積物と土石流堆積物からなる. 本層を構成する土石流堆積物は, 直径 1m を超える亜角礫-亜円礫を含む淘汰の悪い礫層からなり (第 5. 10 図), 砂礫層の薄層をしばしば挟む. 礫径や礫と基質の比率等の違いによって識別される多数の単層が認められるが, いずれも側方への連続性は乏しい. 構成礫はすべて古期榛名火山噴出物に由来する玄武岩質安山岩-安山岩礫からなる.

本層を構成する火砕流堆積物は, 古期榛名火山扇状地のほぼ全域に分布し, 土石流堆積物を間に挟む複数の火砕流堆積物層からなる. 特に, 榛名山南麓の高崎市下室田から神戸にかけての烏川左岸に発達する古期榛名火山扇状地には, 厚さ 10m を越える複数の軽石質の火砕流堆積物が挟まれる. そのうち, 南東麓の扇状地に分布する最大の軽石流堆積物群を, 本層のサブユニットである宮沢火砕流堆積物 (後述) として区分する. より小規模な火砕流堆積物は古期榛名火山扇状地の全域に分布す



第 5. 9 図 黒岩を構成する火山岩類
古期榛名火山の火山角礫岩及び溶岩中に貫入する岩頸。高崎市箕郷町松之沢付近。



第 5. 10 図 古期榛名火山扇状地を構成するラハール堆積物
含まれる礫はすべて古期榛名火山噴出物の安山岩からなる。渋川市行幸田付近。

る。これらの火砕流堆積物の構成粒子は、いずれも輝石玄武岩質安山岩-安山岩及び角閃石安山岩からなり、その全岩化学組成は古期榛名火山噴出物と一致する。火砕流堆積物の発泡度はさまざまで、良く発泡した軽石あるいはスコリア塊に富む、軽石流あるいはスコリア流堆積物から、発泡の悪い緻密な岩片からなる火砕流堆積物までさまざまである（第5. 11, 5. 12 図）。

高崎市箕郷の榛名白川沿いに露出する古期榛名火山扇状地堆積物は、厚さ数 m の軽石流堆積物とスコリア流堆積物の互層からなる（第5. 13 図）。これらの火砕流堆積物のうち、スコリア流堆積物中の本質物質は発泡の悪い黒色スコリアからなり、その構成物は榛名白川の源頭部にあたる磨墨峠^{するす}付近のアグルチネート堆積物の構成物と類似する。なお、榛名山東山麓には、古期榛名火山噴出物と岩石学的特徴が類似した玄武岩質安山岩-安山岩質の降下スコリア-軽石堆積物が広く分布しており（第5. 14 図）、一部は火砕流堆積物と互層する。

本層の上面には、多数の降下テフラを挟む厚さ 10～15 m の風成火山灰層が堆積している。

地質年代 本層は古期榛名火山の成長に伴って発達した

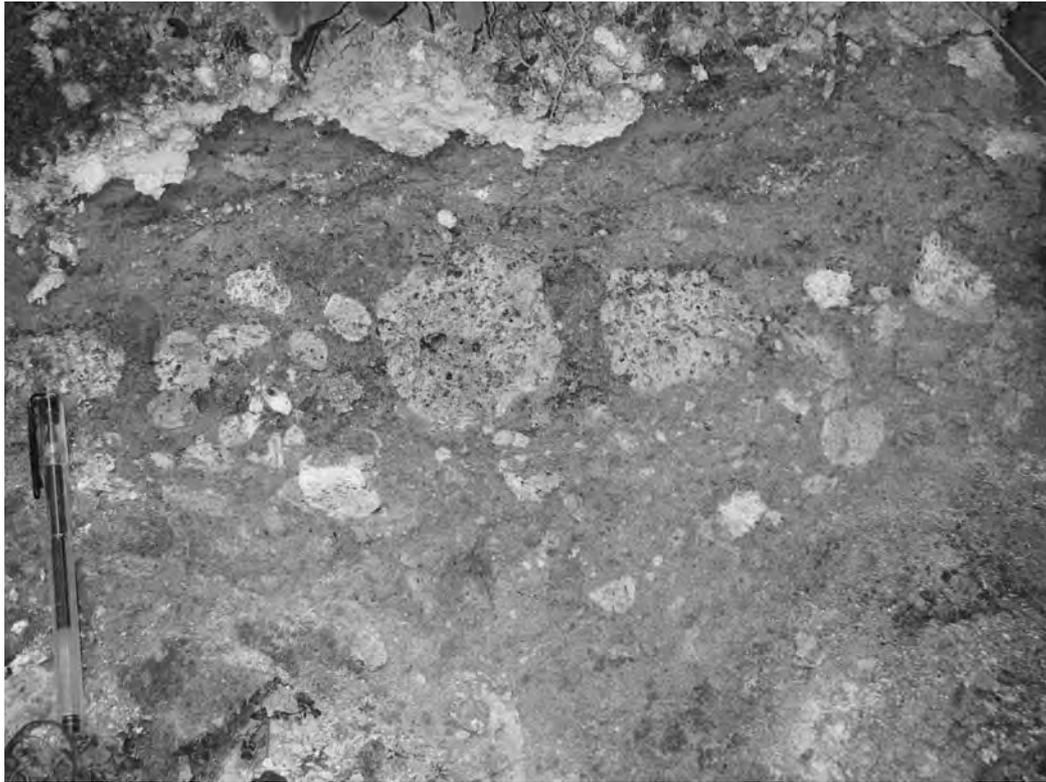
山麓扇状地堆積物であり、その形成年代は古期榛名火山の活動年代とほぼ一致するものと考えられる。本層を覆う下部吾妻ローム層中には阿蘇 1 テフラ（250-270 ka：町田・新井，2003）と考えられる蓑原火山灰層（竹本ほか，1987）や、阿多鳥浜テフラ（240 ka：町田・新井，2003）、横川第二テフラ（220 ka，中山，1978）が挟まれる（矢口，1999）。

5. 4. 4 宮沢火砕流堆積物（Mpf）

地層名 榛名火山南麓にあたる高崎市下室田から宮沢にかけての地域には、火山山麓扇状地堆積物中に複数の火砕流堆積物が分布する（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1998）。大島（1986）は、この地域で 2 枚の火砕流堆積物を認識し、下位から「第一火砕流」及び「宮沢火砕流」と命名した。早田（2000）は「宮沢火砕流」を複数の火砕流堆積物からなるとして「宮沢火砕流群」と称し、「氷室カルデラ」の形成に伴う噴出物と考えた。また、山元（2006）は栃木県内のテフラの対比のため、本図幅地域の火砕流堆積物中の斑晶鉱物の屈折率を報告した。更に、竹本（2008）は本地域で上宮沢火砕流の存



第5. 11 図 古期榛名火山扇状地を構成する火砕流堆積物
緻密な安山岩角礫と同質の火山灰基質から構成される。榛東村富士見峠付近。



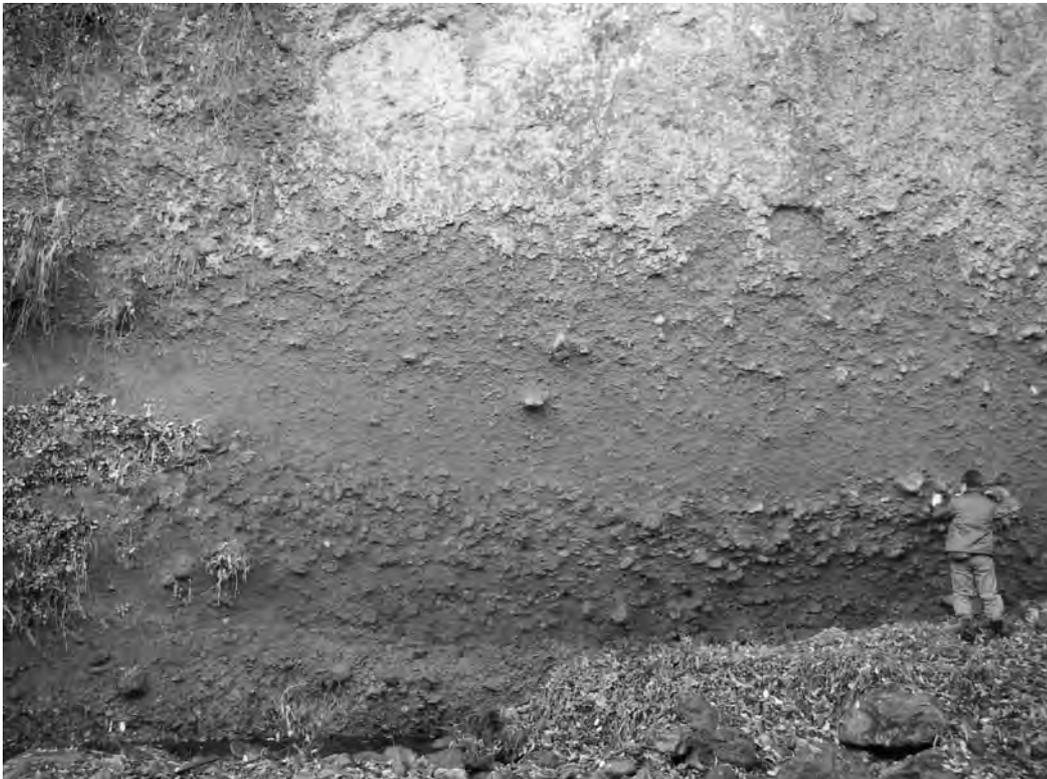
第 5. 12 図 古期榛名火山扇状地を構成する軽石流堆積物
 発泡の良い輝石安山岩の軽石を含む。スケール（ボールペン）の長さ 15cm。渋川市行幸田有馬付近。



第 5. 13 図 古期榛名火山扇状地を構成する軽石流堆積物・スコリア流堆積物
 露頭の下半分は軽石流堆積物からなり、その上位の暗色部は発泡の悪いスコリア塊に富むスコリア流堆積物。冷却節理の入ったブロックが含まれる（矢印で示す）。写っている露頭の高さ約 7m。高崎市箕郷町松之沢の榛名白川沿い。



第 5. 14 図 古期榛名火山から噴出した降下テフラ層
複数の降下スコリア層が累重する。右端のスケールは 1m。榛東村富士見峠。



第 5. 15 図 宮沢火砕流堆積物
高崎市神戸の模式地付近。スコリア塊や軽石塊の粒径やその含有量の違いによる層状構造が認められる。



第 5. 16 図 宮沢火砕流堆積物の大型のスコリア塊が濃集する部分
スケールは縦 80 cm 横 20 cm. 高崎市中室田大久保.

在を指摘し、11 万年前頃の噴出物とした。これらの本図幅地域の火砕流堆積物の区分は、いずれの報告も火砕流堆積物の分布や層序、岩相、岩石学的特徴等についての記載が欠如するため、それぞれの名称がどの火砕流堆積物に対応するかが不明確である。本報告では、高崎市宮沢-神戸付近の扇状地を形成する輝石安山岩の火砕流堆積物を、古期榛名火山扇状地堆積物のサブユニットとしての宮沢火砕流堆積物と再定義する。本報告による宮沢火砕流堆積物は、その分布から大島（1986）による宮沢火砕流、日本鉄道建設公団東京新幹線建設局（1998）による中期火砕流堆積物にほぼ相当すると考えられる。

模式地 高崎市宮沢町上宮沢付近及び高崎市神戸町。

分布 本図幅内では模式地付近から高崎市下室田-神戸の烏川左岸に広く分布する。北陸新幹線沿いでの本層の層厚は 15～30m である（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1998）。本層は榛名山東麓の渋川市行幸田、榛東村富士見峠付近にも広く分布する。また、「中之条」図幅内の榛名山北麓の扇状地にも広く分布する。

層序関係 古期榛名火山扇状地堆積物に挟在する。その上位は古期榛名火山扇状地堆積物の土石流堆積物に覆われる。矢口ほか（1993）、矢口（1999）は、榛名山から

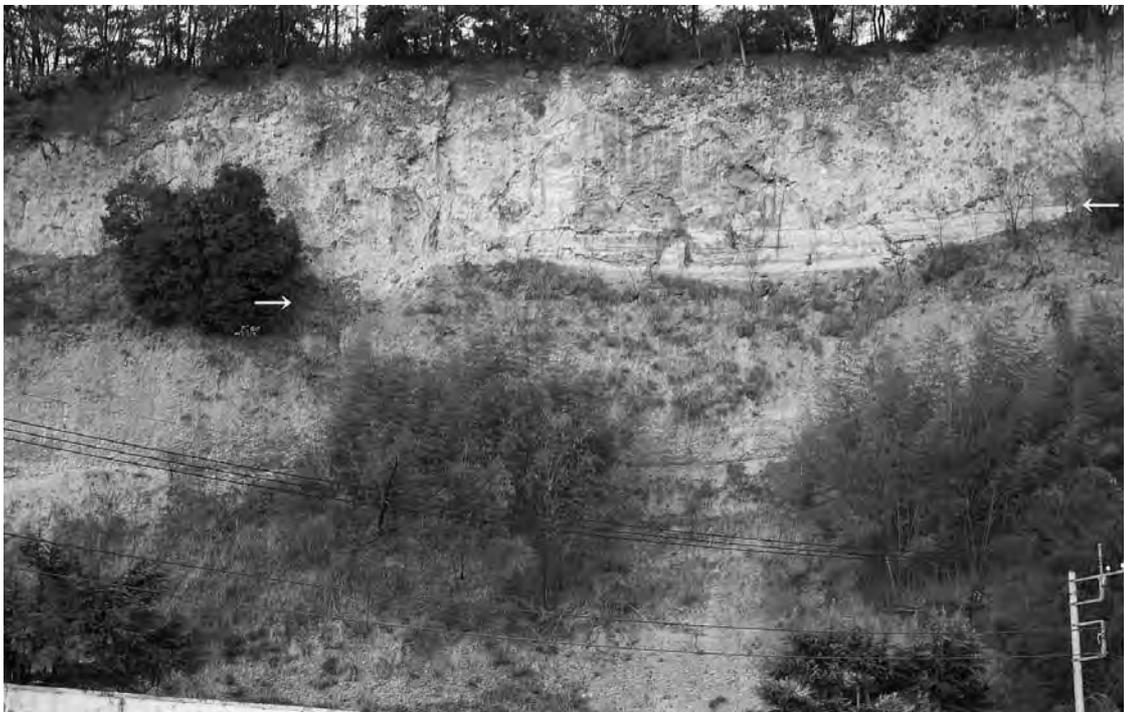
東方に 17km 離れた群馬県北橋村で、本火砕流堆積物に対比される降下テフラを見出し、榛名富士見（宮沢 1）軽石層と命名した。

岩相及び構造 模式地を含む高崎市宮沢町の上宮沢付近から下室田付近にかけて露出する本層は、厚さ 20m 以上のスコリア流堆積物である（第 5. 15 図）。高崎市神戸付近では、本層はその岩塊の粒径や岩塊と基質の比率等から複数のフローユニットに区分できる。それぞれのフローユニットの層厚は最大 3～5m である。それぞれのフローユニット内でも岩塊の粒径や岩塊と基質の比率等は不均質で、しばしばフローユニットの上部により大型の岩塊が集中する（第 5. 15 図）。高崎市上宮沢付近では、しばしば発泡の悪いスコリアあるいは石質岩片に富むフローユニットがみられる。本層の上面から 1～2m は高温酸化によって淡赤色を帯びる。

本層は直径 1cm 以上のスコリア及び軽石塊がその大半を占めるが、ほとんどの地点では基質支持である。スコリア及び軽石塊の礫径は平均 5～15cm の場合が多いが、30cm を超える大型のスコリア-軽石塊が濃集する箇所が見られる（第 5. 16 図）。スコリア及び軽石塊は円磨しており、亜円礫-亜角礫状である。発泡の悪いス



第 5. 17 図 萩生層の凝灰質シルト層・凝灰質砂層
画面上部の凝灰質砂・シルト層には水平な層理が発達する。露頭下部は、凝灰質シルトの偽礫を多数含む凝灰質砂層。高崎市倉渕町権田の倉渕温泉付近。露頭の高さ約 6 m。



第 5. 18 図 野殿層の露頭写真
板鼻層の礫岩・砂岩を覆って、野殿層の厚さ約 10 m の火山礫凝灰岩が水平な地形面を形成しつつ堆積する。写真右半部では砂岩層に整合的に重なるが、中央左寄りでは砂岩・礫岩を削り込んでいる（白矢印）。火山礫凝灰岩には最大 1 m の火山岩角礫が含まれる。安中市総合運動公園東方の崖。

コリアあるいは石質岩片は、角礫-亜角礫状である。

本層に含まれる本質岩片は、暗褐色-暗灰色の玄武岩質安山岩スコリアを主体とし、少量の灰白色安山岩軽石塊を含む。またしばしば両者が混在した縞状軽石が含まれる。大型のスコリア及び軽石塊の内部は周縁部に比べやや発泡度が高く、またしばしば赤色酸化している。ごく少量の安山岩溶岩や熱水変質を被った火山岩片が含まれる。

本層に含まれるスコリア及び軽石の全岩組成は $\text{SiO}_2=56\sim 60$ 重量%である。暗色のスコリアの全岩組成はこの組成範囲の中でやや苦鉄質側に、白色軽石は珪長質側に分布する。斑晶鉱物は斜長石、単斜輝石、斜方輝石及び少量の磁鉄鉱である。また、斑晶として普通角閃石が少量含まれる。総斑晶量は20体積%前後である。

地質年代 高崎市宮沢町では、本層の直上のローム層中に横川第二テフラ(220ka, 中山, 1978)が挟在する。矢口ほか(1993)、矢口(1999)は、本層に伴う榛名富士見(宮沢1)軽石層は、阿多鳥浜テフラ(240ka, 町田・新井, 2003)の直下にあり、四阿蓑原テフラ(矢口・田辺, 1990; 町田・新井, 2003)の直上にあるとした。これらから本層の噴出年代は24万年前頃と考えられる。

5.5 萩生層(Hu)

地層名 矢口(1989)、矢口ほか(1992)は、榛名山西麓に分布する湖成堆積物層を下位から押平層、大戸層、萩生層、相原層、分去層に区分し、これらが中之条湖成層の最上部に相当すると考えた。群馬県地質図作成委員会(1999)では、榛名山西山麓に分布する湖成層を一括して萩生層とした。群馬県自然環境課(2008)はこれらの湖成堆積物を一括して萩生湖成層と命名し、榛名火山の火山山麓扇状地堆積物と同時相と考えた。本報告では、群馬県地質図作成委員会(1999)、群馬県自然環境課(2008)の区分に従い、本層を萩生層と呼ぶ。

模式地 高崎市倉渕町榎田の倉淵温泉周辺。

層序関係 本層は菅峰火山岩類を不整合で覆う。分布域の東側では、古期榛名火山の山麓扇状地堆積物の礫層と指交関係にある。本層はその上位を古期榛名火山の山麓扇状地堆積物の礫層に覆われる。

分布 榛名山と浅間隠山との鞍部にあたる見城川の上流域、東吾妻町萩生地域を中心とする南北約4km、東西約4kmの範囲に分布する。図幅区域内で確認できる基底部の標高は600m付近(大戸付近)、最高部の標高は約680m付近である。層厚は側方変化が大きいが、最大20mと考えられる。

岩相及び構造 本層は水平成層した凝灰質シルト層を主体とし、凝灰質砂層-砂礫層を挟む(第5.17図)。分布域の周辺部ではしばしば礫層が挟まれる。露頭ではシルト層-粘土層は淡黄褐色を呈する。標高620~640m付

近には植物遺体が集中するシルト層が発達し、部分的に泥炭質になっている。植物遺体が集中する部分ではシルト層は青灰色を呈する。本層の大部分は水平成層するが、しばしば層内褶曲やブロック化した構造が観察される(第5.18図)。

本層には多くの火砕物層が挟まれる。火砕物層は主に降下軽石層で、その層厚は数cmから最も厚いもので1mである。そのほか、シルト層中に降下軽石と思われる軽石粒がしばしば点在する。小森・矢口(1992)は本層中から、飛騨山地起源の広域テフラであるクリスタルアッシュを報告している。

地質年代 本層中に挟在するクリスタルアッシュの年代(0.49~0.43Ma; 竹本ほか, 1987; 矢口ほか, 1992; 小森・矢口, 1992 鈴木ほか, 1993)から推測すると、本層の形成年代はおおむね50~40万年前と考えられる。

5.6 野殿層(Nd)

地層名 藤本・小林(1938)の^{のどの}野殿集塊岩層に由来し、中村・高崎地学愛好会(1989)が再定義。

模式地 安中市野殿(南隣「富岡」図幅地域内)。

層序関係・層厚 中新統板鼻層を谷埋め状に傾斜不整合に覆う。層厚は最大60m(矢口ほか, 1992)。本地域では最大10m以下。

分布 野殿層は主に「富岡」図幅北東部の岩野谷丘陵に分布する(群馬県, 1999)。岩野谷丘陵の野殿層は標高200~270mの起伏の緩やかな地形面を形成しつつ分布する。本図幅地域内には安中市板鼻の台地に小規模に分布するのみで、露頭は安中市総合運動公園の崖(第5.18図)以外にはほとんど観察されない。

岩相 野殿層は主に凝灰角礫岩からなる。矢口ほか(1992)は野殿層を最下部-上部の4つに区分した。最下部・中部は厚さ5~6mの凝灰質シルトなどの碎屑物からなり、下部・上部は厚さそれぞれ30mと20mの泥流堆積物で、最大径1mの安山岩塊や火砕岩塊を含み、基質は軽石を含む(矢口ほか, 1992)。

本図幅地域の野殿層は最大厚さ10mの凝灰角礫岩からなり、最大径1mの火山岩角礫を含む。この火山泥流堆積物が岩野谷丘陵の矢口ほか(1992)の下部・上部のいずれに対比されるのかは不明である。

化石 野殿層最下部より昆虫化石(林, 1995)、淡水生珪藻化石38属(中島・南雲, 1999)が報告されている。

地質年代 矢口ほか(1992)は、野殿層中及び上位に挟在する広域火山灰鍵層により、野殿層の地質時代を中期更新世とした。野村・矢口(1993)は野殿層中部から 430 ± 40 kaのフィッシュントラック年代を報告した(吉川ほか, 1994の記述による)。これらから、野殿層の地質時代は中期更新世である。

第6章 上部更新統及び完新統

(下司信夫)

6.1 研究史及び概要

本図幅地域に発達する上部更新統及び完新統は、新期榛名火山噴出物とそれに伴う扇状地堆積物からなる。また、本図幅地域から約20km西方にある浅間火山の降下テフラが広く分布する。

新期榛名火山の噴出物については、主に後期更新世の火山灰層序学の観点から多くの研究がなされてきた。新期榛名火山の噴出物に関しては、新井(1962)によって榛名火山周辺には2つの火砕流堆積物が分布することが認識され、それぞれ白川 Pyroclastic flow deposit、沼尾川 Pyroclastic flow deposit と命名された。新井(1962)は、白川 Pyroclastic flow deposit が、群馬県中部に広く分布する八崎軽石(HP)と同一の噴火による噴出物であることを見出した。その後、新井(1979)は、沼尾川 Pyroclastic flow deposit が数10年の時間間隔を挟む2枚の噴出物であることを認識し、下位の6世紀前半頃に噴出した火砕流堆積物をニッ岳第1火砕流堆積物、上位の火砕流堆積物をニッ岳第2火砕流堆積物と命名した。更に、新井(1979)は、ニッ岳第1火砕流の噴火に伴う降下テフラをニッ岳降下火山灰層(FA)、ニッ岳第2火砕流堆積物に伴う大規模な降下軽石層をニッ岳降下軽石層(FP)と命名した。その後、これらのテフラに埋没した多くの遺跡の発掘調査により、これらの噴火が古墳時代の6世紀頃に発生したことが明らかにされた。早田(1989)、Soda(1996)はこれらの6世紀の噴出物の分布や層序を詳細に調査し、その噴火推移を復元した。大島(1986)は榛名山全体の地質をまとめ、新井(1962)による白川 Pyroclastic flow deposit に相当する、榛名川沿いの上室田付近に分布する火砕流堆積物を室田火砕流と呼んだ。また、大島(1986)は、榛名カルデラ形成後山頂部に噴出した榛名富士、蛇ヶ岳、相馬山、水沢山、ニッ岳の溶岩ドームを識別した。

榛名山東麓から赤城山麓にかけての地域には、新期榛名火山から噴出したいくつかの降下テフラが分布する(新井, 1962; 関東ローマ研究グループ, 1965; 鈴木, 1990; 竹本・久保, 1995など)。このうち、八崎軽石(HP)は、榛名山山麓に分布する白川火砕流堆積物と同時の噴出物であり、その噴出年代は約5万年前である。約3.5万年前に噴出し榛名山北東山麓に降下したテフラは、新井(1962)によって八崎火山灰(HA)と命名された。本テフラはその後さまざまな地点で確認さ

れ、それぞれ箱田(早田, 1996)、三原田(竹本・久保, 1995)、榛名中郷(矢口, 1999)などの名称で呼ばれている。また、6世紀頃に噴出したニッ岳渋川テフラの直下には、小規模な火山灰層が認識されており、榛名有馬火山灰(Hr-AA)(新井, 1979; 町田ほか, 1984; 早田, 1989)と命名されている。

6.2 新期榛名火山

約24万年前の古期榛名火山の活動終了後、活動休止期にあった榛名火山は、約5万年前の八崎降下軽石・白川火砕流の噴出で活動を再開した。八崎降下軽石・白川火砕流を噴出した噴火時に榛名カルデラが形成されたと考えられている。カルデラ形成後現在までに、榛名富士、蛇ヶ岳、相馬山、水沢山、及びニッ岳の、少なくとも5個の安山岩溶岩ドームが形成された(第6.1図)。これらの活動によってもたらされた火砕物の一部は再移動し、榛名山東側及び南側山麓に大規模な山麓扇状地を形成した。これら後期更新世から完新世の活動による噴出物を新期榛名火山噴出物と呼ぶ。現在知られている最新の活動は伊香保降下軽石、伊香保火砕流及びニッ岳溶岩ドームを噴出した6世紀の噴火である。

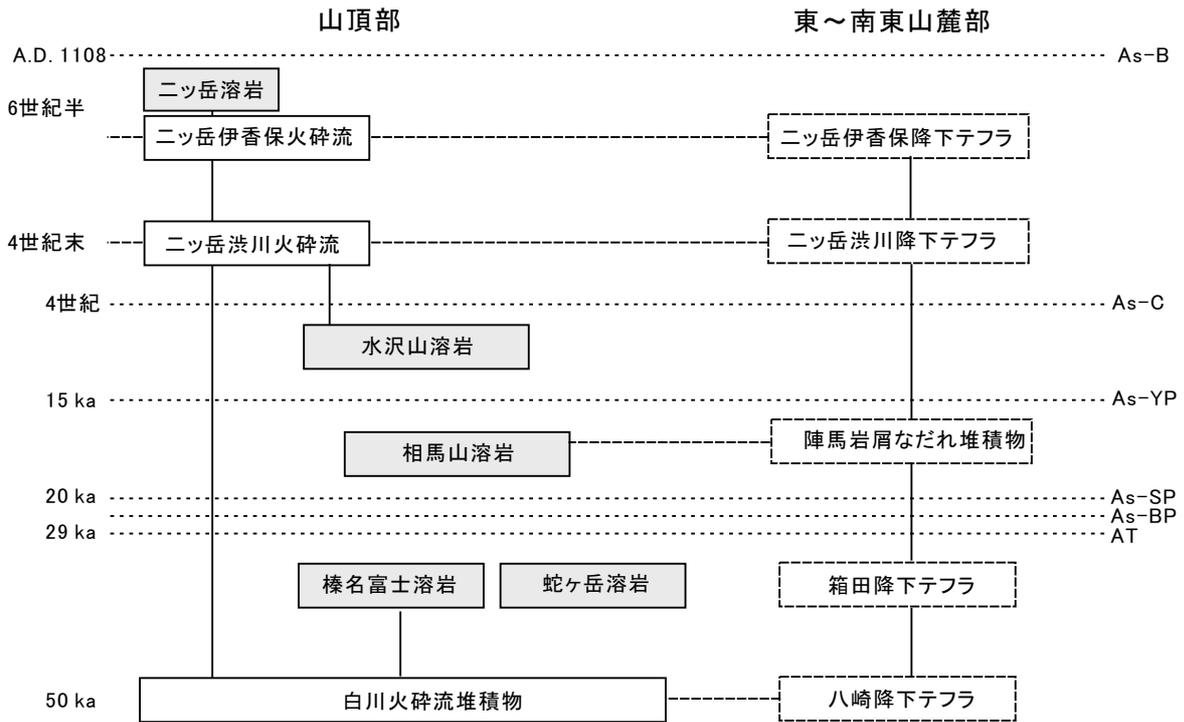
新期榛名火山噴出物は、安山岩からデイサイトからなり(第6.2図)、普通角閃石を斑晶として含むことが特徴である。

6.2.1 白川火砕流堆積物(Spf)

地層名 新井(1962)は、榛名山の南山麓に広く分布する火砕流堆積物を白川 Pyroclastic flow deposit と命名した。また、同時期に榛名山付近から噴出し、東方に広く分布する軽石質の降下テフラを榛名八崎浮石層と命名した。新井(1962)は榛名八崎浮石層と白川 Pyroclastic flow deposit の層序関係から、これらが同一の噴火による噴出物であると指摘した。一方、大島(1986)は、榛名川沿いの上室田付近に分布する本層を室田火砕流と呼んだ。本報告では、榛名山山麓に広く分布する本火砕流堆積物を新井(1962)に従い、白川火砕流堆積物と呼ぶ。また、後述する八崎降下テフラ堆積物と合わせて、榛名八崎テフラと呼ぶ。

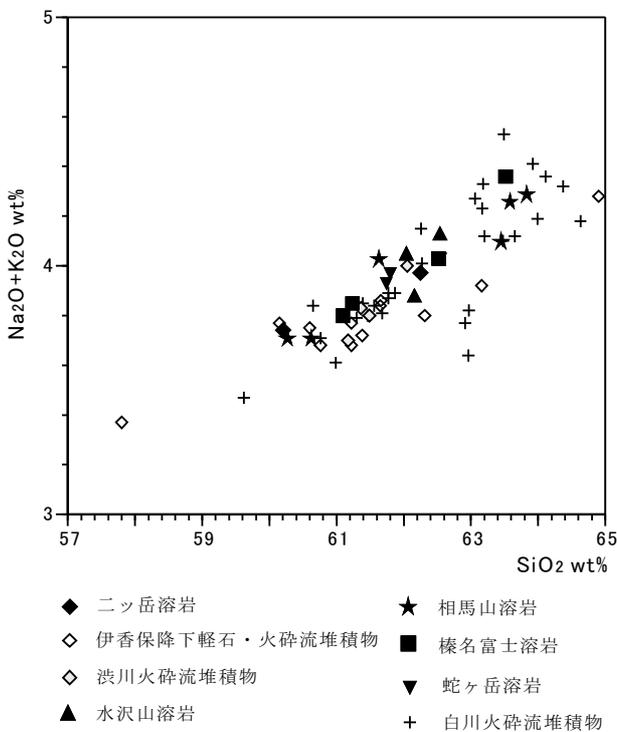
模式地 高崎市中室田町荒神周辺。

分布 白川火砕流堆積物は、榛名カルデラから噴出し古期榛名火山の山体のほぼ全域を覆ったと考えられる。特に、南南西及び南東斜面の榛名川及び榛名白川の谷沿い



第 6. 1 図 新期榛名火山噴出物の層序関係

網掛けのユニットは溶岩流、破線で囲ったユニットは降下テフラ及び岩屑なだれ堆積物、主な外来テフラの層位を点線で示す。AT：始良-Tn テフラ，As-BP：浅間板鼻褐色軽石，As-SP：浅間白糸軽石，As-YP：浅間板鼻黄色軽石，As-C：浅間C軽石，As-B：浅間天仁テフラ。



第 6. 2 図 新期榛名火山噴出物の全岩化学組成
全岩 SiO₂ 量に対する全岩 Na₂O + K₂O 量を示す。

には厚い堆積物が現存する。

榛名山山頂部における白川火砕流堆積物の分布は、榛名カルデラ縁の榛名峠付近、天神峠付近、硯岩北方、蛇ヶ岳北方などに点在する。山麓では南東方向に流下した火砕流堆積物が榛名白川沿い、車川沿いの扇状地に分布し、その末端は高崎市箕郷西明屋付近、三ツ子沢付近に達する。また南西方向の榛名川沿いに流下した火砕流堆積物は、榛名町上室田の榛名川の扇状地を形成する。高崎市中里見、下里見では烏川右岸に沿って火砕流台地を形成し、その末端は安中市板鼻にまで達する。「中之条」図幅内にあたる榛名山北麓にも、白川火砕流堆積物に対比される火砕流が谷沿いを中心に局所的に分布する。また、榛名山西麓の扇状地にも、厚さ 1m 以下の白川火砕流堆積物が認められる。

榛東村新井の地表から深さ約 80m に相当する、上越新幹線榛名山トンネル内大宮基点 88.5～90.9km の区間には、古期榛名火山扇状地堆積物を覆って八崎軽石層が分布することが記載されている（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1982）。層厚（最大 30m 以上）や火山砂及び火山灰を大量に含む岩相（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1982）から推測すると、降下軽石である八崎軽石層ではなく、白川火砕流堆積物に相当すると考えられる。

白川火砕流と同時期の噴火で噴出した八崎降下テフラは榛名山から東側の北関東の広い範囲に分布する(新井, 1962; 町田・新井, 2003)。「榛名山」図幅内では, 高崎市榛名町十文字付近から東で認められる。

層序関係 榛名山南東山麓に当たる高崎市榛名町十文字付近では, 白川火砕流堆積物は厚さ 2.5m の褐色ロームを挟んで, 古期榛名火山活動末期の宮沢火砕流堆積物の上位に分布する(第 6.3 図)。また, 白川火砕流堆積物の上位には, 約 1m の厚さの褐色ローム層を挟んで浅間板鼻褐色軽石層(20~25ka; 町田・新井, 2003)が覆っている。また相馬ヶ原扇状地では陣場岩屑なだれ堆積物に覆われる(日本鉄道建設公団東京新幹線建設局, 1982)。

岩相 白川火砕流堆積物は, 淡褐色-灰色を呈する軽石

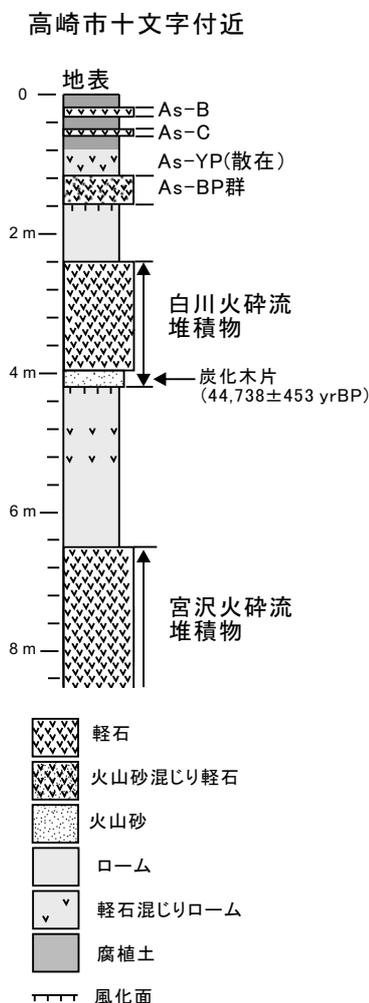
質火山砂礫-火山角礫層で, 谷沿いでは最大厚さ 30m 以上の無層理・塊状の軽石流堆積物である(第 6.4 図)。地表に露出する白川火砕流堆積物はすべて非溶結である。淡褐色を呈する粗粒火山灰質の基質に, 白色の安山岩質の軽石が散在する。本層に含まれる軽石の形状は垂円礫状で, 軽石は比較的良く発泡している。模式地付近では軽石の最大径は約 15cm である。

榛名カルデラ縁の榛名峠付近, 天神峠付近, 硯岩北方, 蛇ヶ岳北方等の稜線上には白川火砕流堆積物が薄く分布する。層厚は最大 5m で, 地形に応じた層厚の側方変化が大きい。榛名カルデラ縁の白川火砕流堆積物は, 異質岩片に富む塊状無層理の軽石流堆積物である(第 6.5 図)。本層に含まれる軽石は, 発泡の悪い角閃石安山岩からなる。軽石塊の最大径は 50cm に達する。基質は淘汰の悪い無層理・塊状の火山灰-火山砂からなり, 淡褐色を呈する。

榛名カルデラから南西方向の榛名川沿いに流下した白川火砕流堆積物は, 高崎市上室田付近に火砕流扇状地を形成する。また榛名カルデラから南方向の車川沿いに流下した白川火砕流堆積物は, 古期榛名火山扇状地を下刻する谷を埋積して, 高崎市十文字付近から三ッ子沢付近を経て本郷付近まで分布する。これら榛名山麓に分布する白川火砕流堆積物は, 模式地周辺の上室田-中室田付近では厚さ最大約 20m の無層理塊状の軽石混じりの砂礫層として発達する(第 6.4 図)。模式地の中室田町荒神では, 基底部から約 1.5m は, それより上位の火砕流堆積物本体に比べてやや細粒の火山灰に富み, 径数 cm の軽石塊が集中する。火砕流堆積物本体は無層理・塊状で, 径 20cm 大の角閃石安山岩軽石や異質岩片を多く含む(第 6.6 図)。本層の基質は淘汰の悪い無層理・塊状の火山灰-火山砂からなり, 淡褐色-淡桃色を呈する。本層の上部にはしばしば最大径 20cm, 長さ 1~3m の吹き抜けパイプ構造が発達する。本層の下位には炭質物を多く含む粘土質ローム層が発達する。

榛名山山麓部に発達する古期榛名火山扇状地の上面には, 薄い白川火砕流堆積物が広く分布する。榛名山南東山麓の高崎市宮沢町上宮沢十文字に分布する白川火砕流堆積物は, 宮沢火砕流堆積物を作る扇状地面上に, 厚さ約 2m のロームを挟んで厚さ約 1.5m の火山灰に富む軽石質砂礫層として発達する(第 6.3 図)。本層の基底部には, 火砕サージ堆積物と考えられる, やや粒度が細かく成層した火山礫混じりの火山灰層(厚さ約 20cm)が認められる(第 6.7 図)。榛名山西麓の古期榛名火山扇状地上には, 薄い白川火砕流堆積物が分布する。層厚は 0.5m 以下で, 径 5cm 以下の白色の軽石塊を含む火山灰層からなる。

白川火砕流分布域の末端部に当たる高崎市中里見の烏川右岸には, 白川火砕流堆積物を作る比高 15m ほどの台地状の地形が発達する。烏川右岸の白川火砕流は, 安



第 6.3 図 高崎市十文字付近における白川火砕流堆積物の層序

As-BP: 浅間板鼻褐色軽石群, As-YP: 浅間板鼻黄色軽石, As-C: 浅間 C テフラ, As-B: 浅間天仁テフラ。炭化木片の炭素 14 年代は下司・大石(2011)による。



第 6. 4 図 白川火砕流堆積物の露頭
塊状無層理の軽石質火山角礫層からなる。露頭の高さ約 25 m。高崎市中室田。

中市板鼻付近まで分布する。烏川右岸の白川火砕流堆積物は、無層理塊状の軽石礫混じりの火山灰である（第 6. 8 図）。含まれる軽石の最大径は数 cm 未満で、よく円磨している。

本層に含まれる軽石は斜方輝石普通角閃石安山岩で、少量のカミングトン閃石、石英、黒雲母を含む（第 6. 9 図）。斑晶の斜長石は最大径 5 mm、角閃石は長さ 5 mm 程度である。本層に含まれる軽石の全岩 SiO_2 量は 57.1 ~ 64.6 重量%であり、大部分の軽石の全岩 SiO_2 量は 60 ~ 63 重量%に集中する（第 2. 3, 5. 5 図）。

本層には石質岩片が比較的多く含まれる。石質岩片は緻密な輝石安山岩が多く、しばしば赤褐色に変質した安山岩質火山岩片を多く含むことが野外における本層の特徴である。また石英閃緑岩質の深成岩の捕獲岩片を含む（第 6. 10, 6. 11 図）。これらの深成岩捕獲岩片は他の岩片にくらべて脆弱で、露頭面から取り出すのが困難な場合が多い。また、まれに堇青石を含む深成岩片が含まれる。また、榛名カルデラ縁に分布する白川火砕流堆積物には、古期榛名火山噴出物の石質岩片が多量に含まれている。

年代 白川火砕流堆積物から 40.5 ± 3.5 ka の炭素 14 年

代（大島, 1986）が報告されている。本図幅調査により、榛名山南東山麓の扇状地面上（高崎市宮沢町上宮沢十字字）に分布する白川火砕流堆積物の基底部から採取した炭化木片から、 $44,740 \pm 450$ yrBP、南山麓の高崎市上室田地域の扇状地を構成する白川火砕流堆積物の基底部から採取した炭化木片から、 $45,030 \pm 620$ yrBP の炭素 14 年代がそれぞれ得られた（下司・大石, 2011）。本層と同時に噴出したと考えられる八崎降下テフラの年代は、次節で述べるように他のテフラとの層序関係から約 50 ka と推測されている。従って、本報告では白川火砕流堆積物の噴出年代を約 50 ka とする。

6. 2. 2 八崎降下テフラ（地質図では略）

地層名 新井（1962）は、榛名山から約 4 万年前に噴出した一連のテフラのうち、白川火砕流堆積物に対応し、榛名山東方に分布する降下軽石層を榛名八崎浮石層と命名し、榛名八崎浮石層と白川 Pyroclastic flow deposit の層序関係からこれらが同一の噴火による噴出物であることを明らかにした。本報告では、この約 50 ka に榛名火山から噴出した一連のテフラを榛名八崎テフラと呼び、そのうち榛名山から東方に分布する軽石質の降下テ



第 6. 5 図 榛名カルデラ縁近傍の白川火砕流堆積物
角礫状の異質岩片に富む。左側最大の岩塊の直径は約 50cm。榛名川上流、榛名神社北方の稜線上。

フラを八崎降下テフラと呼ぶ。

模式地 「榛名山」図幅の東隣の「前橋」図幅内にあたる、渋川市八崎の赤城山麓野扇状地上に模式的に分布する。本図幅内では、渋川市有馬、高崎市十文字などに露出するが、新期榛名火山の噴出物に覆われているためその露出は限定的である。

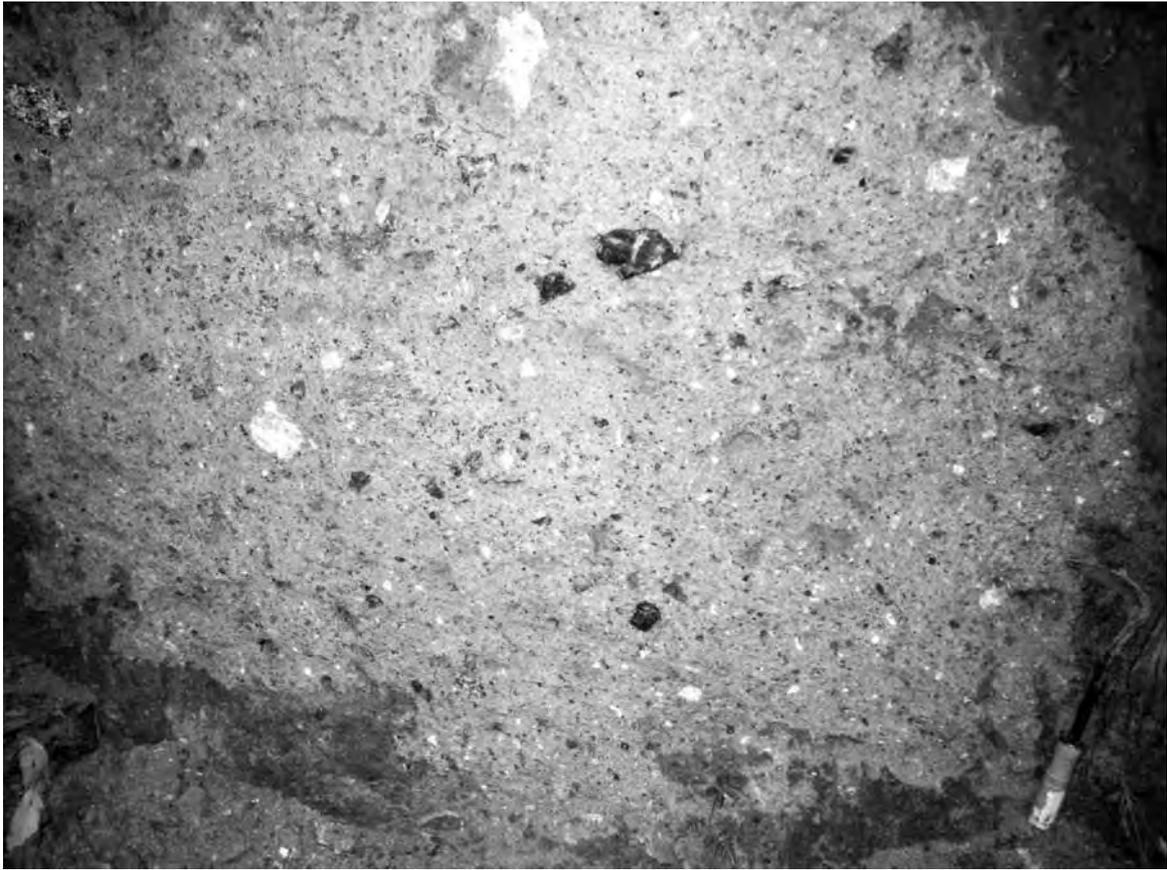
分布 本図幅内では、本層は榛名火山南東-北東山麓の古期榛名火山扇状地面を覆うローム層中に発達する。八崎降下テフラの分布主軸は榛名山付近から東方向に伸びている。本層の層厚は高崎市箕郷町十文字では約 5cm、渋川市有馬で約 50cm である。本層は榛名火山から東方の関東平野北部に広く分布し、榛名火山から約 70km 離れた栃木県南部でも約 10cm の厚さで認められる（関東ローム研究グループ、1965）。

層序関係 榛名山南東山麓に当たる榛名町十文字付近では、本層は古期榛名火山活動末期の宮沢火砕流堆積物の上位に厚さ 2.5m の褐色ロームを挟んで存在する。白川火砕流堆積物の上位には、約 1m の厚さの褐色ローム層を挟んで始良 Tn テフラ (29ka)、浅間板鼻褐色軽石層 (20 ~ 25ka；町田・新井、2003) が覆っている。赤城山東山麓では八崎降下軽石は赤城湯ノ口テフラと赤城鹿沼テフラの間に挟在する（新井、1962）。

岩相 本層は、本図幅北東部の渋川市有馬では本層は直径 2cm 大の黄色軽石からなり、1cm 大の岩片を多く含む。岩片は青灰色の安山岩溶岩片を主体とし、赤褐色の変質岩片を含む。また少量の石英閃緑岩質の深成岩片が含まれる。

八崎降下テフラに含まれる軽石は斜方輝石普通角閃石安山岩である。斑晶鉱物組み合わせは、斜長石・普通角閃石・斜方輝石・カミングトン閃石・石英・黒雲母・磁鉄鉱である。斑晶の大きさは斜長石斑晶が 2 ~ 3mm、普通角閃石斑晶が 1mm 程度である。石英斑晶はしばしば融食した外形を示す。火山ガラス、普通角閃石及び斜方輝石の屈折率が早田 (1996)、大石 (2010) によって示されている。

地質年代 層序関係及び岩相の類似性から、白川火砕流堆積物と同時に噴出・堆積したと考えられる。赤城火山東麓で本テフラを覆う赤城鹿沼テフラ (鈴木、1990) の年代は、鹿島灘の海底堆積物の層序から 44.2ka と推測されている (青木ほか、2008)。これに従うと、八崎降下テフラ及び白川火砕流堆積物の噴出年代は炭素 14 年代から推測されるよりもやや古い、50ka 前後の可能性が高い。



第 6. 6 図 山麓部における白川火砕流堆積物
塊状・無層理の軽石混じり火山礫層からなる。右下のねじり鎌の全長は約 25 cm。高崎市上宮沢小田原。

6. 2. 3 榛名富士溶岩 (Hf)

地層名 榛名富士溶岩ドーム (榛名富士溶岩円頂丘；大島, 1986) を構成する溶岩を、本報告では榛名富士溶岩と呼ぶ。

模式地 高崎市榛名湖の榛名富士山頂付近。

層序関係 本層の基底は露出していないため被覆関係は不明であるが、榛名カルデラを埋める白川火砕流堆積物を覆うものと考えられる。榛名富士西麓の榛名湖岸では、本溶岩の表面を始良 Tn テフラ、浅間板鼻褐色軽石群を挟在するローム層が被覆する。

分布 榛名富士 (標高 1,390 m) を中心とする、直径約 1 km の溶岩ドームを構成する (第 6. 12 図)。榛名富士溶岩ドームの大きさは最大比高 210 m、面積 1.0 km²、体積 0.05 km³ である。榛名湖東岸に榛名富士から張り出した高まりが認められるが、本報告では岩相の類似性からこの部分も含めて榛名富士溶岩ドームとする。

岩相・構造 斜方輝石普通角閃石安山岩溶岩及び崖錐堆積物からなる。榛名富士の表面は最大径数 m に及ぶ岩塊からなる崖錐堆積物で覆われており、内部を構成する溶岩流本体部の露出はごく限られている。表面を覆う岩塊の大部分は高温酸化を受けて淡赤色を呈するが、内部

を構成する溶岩流本体は灰色を呈する。榛名富士溶岩は斑晶量 30% 程度の斜方輝石普通角閃石安山岩からなる (第 6. 13 図)。含まれる斑晶鉱物は斜方輝石、普通角閃石、斜長石からなり、少量の石英、磁鉄鉱、アパタイトを伴う。**地質年代** 本溶岩の基底は露出していないが、榛名富士北西で掘削された榛名温泉の温泉井では、白川火砕流に相当すると考えられる火砕流堆積物が深度 303 m まで分布する (榛名町誌編さん委員会, 2007)。このことから、本溶岩は白川火砕流を覆って分布すると考えられる。また、本溶岩の表面を始良 Tn テフラ、浅間板鼻褐色軽石群を挟在するローム層が被覆する。これらの層序関係から、本溶岩の噴出年代は白川火砕流の噴出 (50 ka) と、始良 Tn テフラの堆積 (29 ka) の間であると考えられる。

6. 2. 4 蛇ヶ岳溶岩 (Jg)

地層名 蛇ヶ岳溶岩円頂丘 (大島, 1986) を構成する溶岩流を本報告では蛇ヶ岳溶岩と呼ぶ。

模式地 高崎市榛名湖の蛇ヶ岳山頂付近。

層序関係 古期榛名火山噴出物を覆う。

分布 蛇ヶ岳 (標高 1,411 m) をピークとする溶岩ドームを構成する。露出する蛇ヶ岳溶岩ドームの大きさは最



第 6. 7 図 白川火砕流堆積物の基底部

スコップの先端部が白川火砕流の底面。白川火砕流基底部には、火砕サージ堆積物と考えられる、やや粒度が細かく成層した火山礫混じりの火山灰層（厚さ約 20cm）が発達し、その上位を軽石流堆積物が覆う。高崎市十文字。第 6. 3 図の柱状図の露頭。

大比高 100 m，面積 0.13 km²，体積 0.008 km³である。

岩相・構造 斜方輝石普通角閃石安山岩の溶岩からなる。蛇ヶ岳溶岩ドームの表面は破碎された角閃石安山岩の岩塊で覆われている。ほとんどの岩塊は赤色に酸化している。蛇ヶ岳溶岩は斑晶量 30% 程度の角閃石安山岩からなる（第 6. 14 図）。含まれる斑晶鉱物は斜方輝石、普通角閃石、斜長石からなり、少量の石英、磁鉄鉱、アパタイトを伴う。角閃石は酸化し、結晶周辺部がオパサイト化している。

地質年代 本溶岩の噴出年代は不明であるが、榛名富士溶岩との岩相の類似性、地形の保存状態から、榛名富士とほぼ同時期かそれよりも古いと考えられる。

6. 2. 5 相馬山溶岩 (Sm)

地層名 相馬山溶岩ドーム（相馬山溶岩円頂丘；大島，1986）を構成する溶岩流を、本報告では相馬山溶岩と呼ぶ。

模式地 相馬山山頂付近。

層序関係 古期榛名火山噴出物を覆い、一部では貫入する。相馬山溶岩は、6 世紀の榛名二ッ岳洪川及び伊香保

テフラを噴出した噴火によって形成されたと考えられる二ッ岳火口に切断され、また榛名二ッ岳洪川及び伊香保テフラに覆われる。

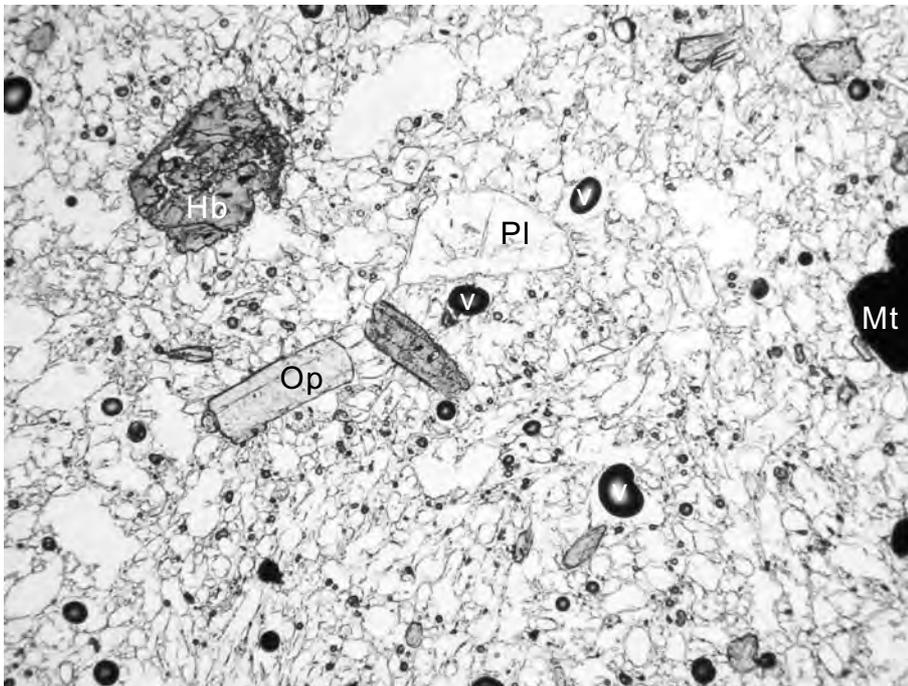
分布 相馬山（標高 1,411 m）をピークとする溶岩ドームを構成し、北西側はヤセオネ峠付近から南東側はガラメキ温泉付近の標高 900 m 付近まで東西約 2.5 km にわたって分布する。相馬山溶岩ドームの南西側は陣場岩屑なだれの発生に伴う崩壊で、北側は 6 世紀の二ッ岳噴火に伴う火口の形成によって失われている。現存する相馬山溶岩ドームの大きさは最大比高 600 m，面積 2.3 km²，体積 0.3 km³ である。

岩相・構造 斜方輝石普通角閃石安山岩溶岩及び貫入岩からなる。相馬山溶岩の分布域の中心部である相馬山付近では、不規則な粗い節理が発達した塊状の溶岩からなる。相馬山山頂部では、溶岩塊は部分的に赤色酸化している。榛名白川源流部のガラメキ温泉付近では、相馬山溶岩が古期榛名火山を構成する溶岩や火砕岩に貫入する。貫入部付近の相馬山溶岩は著しく破碎されている。

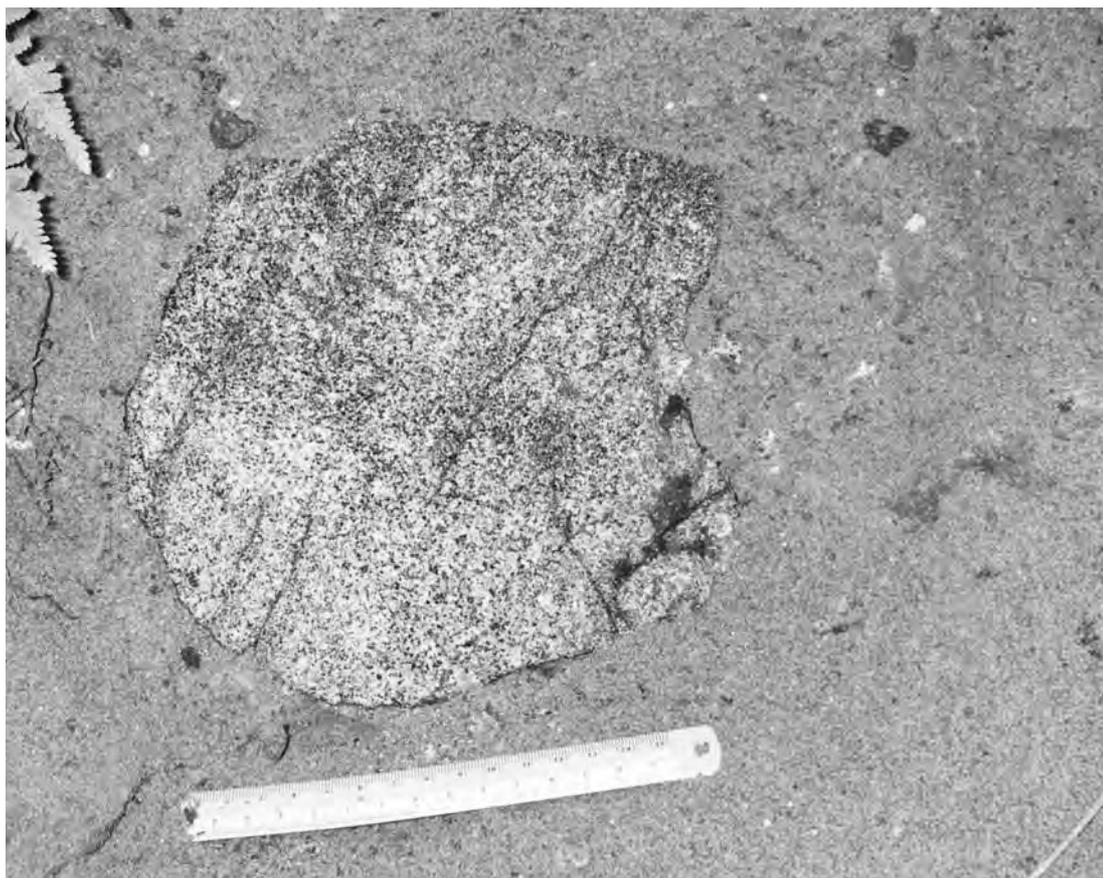
相馬山溶岩は斜方輝石普通角閃石安山岩からなる（第 6. 15 図）。含まれる斑晶鉱物は斜方輝石、普通角閃石、



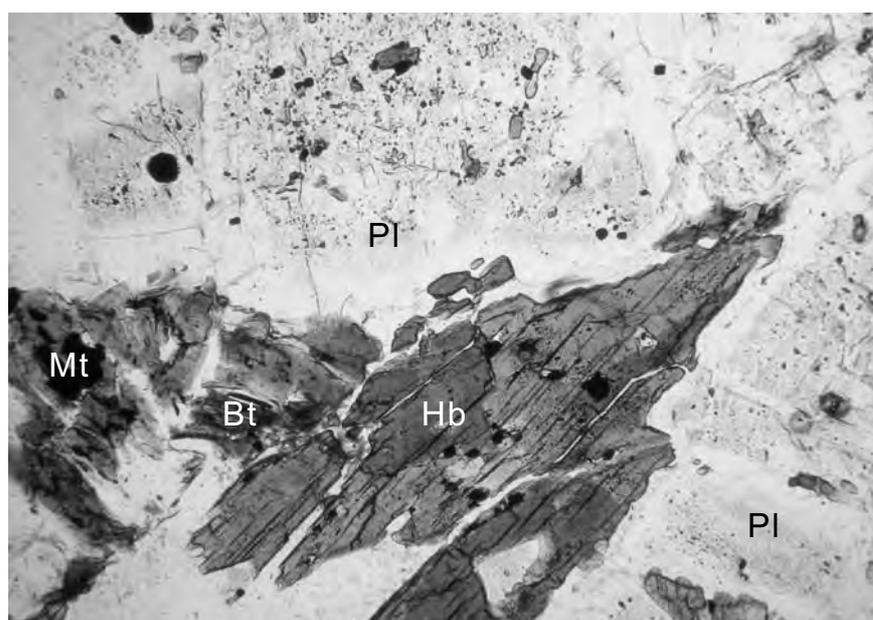
第 6. 8 図 分布域末端部における白川火砕流堆積物
 径2～3cm以下の軽石粒が散在する火山灰流堆積物からなる。高崎市巾里見。



第 6. 9 図 白川火砕流堆積物に含まれる斜方輝石普通角閃石安山岩軽石の顕微鏡写真
 Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Op: 斜方輝石, Mt: 磁鉄鉱, V: 樹脂中の気泡。
 写真の横幅約 2mm. 高崎市上室田の湯殿山付近. GSJ R94152.



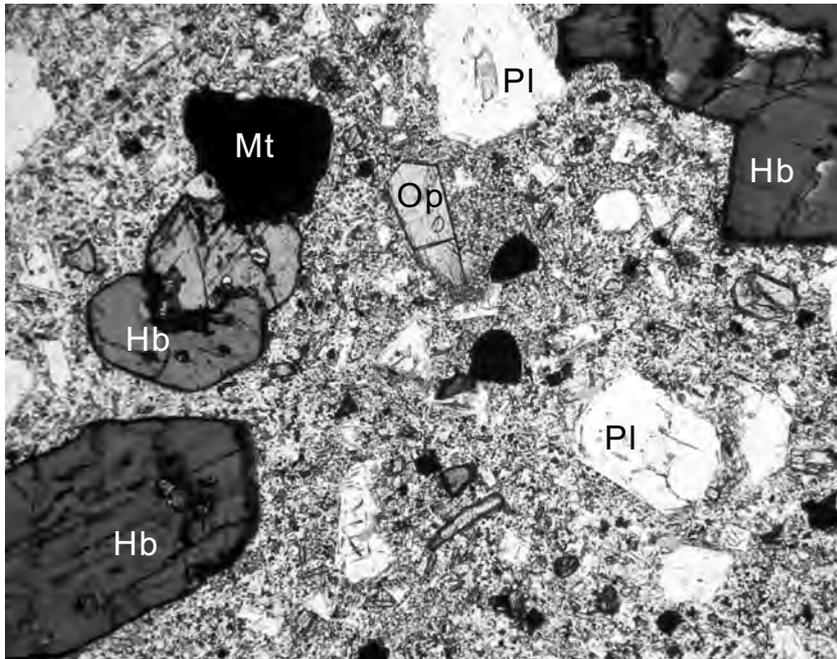
第 6. 10 図 白川火砕流堆積物に含まれる黒雲母普通角閃石石英閃緑岩質捕獲岩
スケールの目盛は 15 cm. 高崎市上室田の湯殿山付近. GSJ R94203.



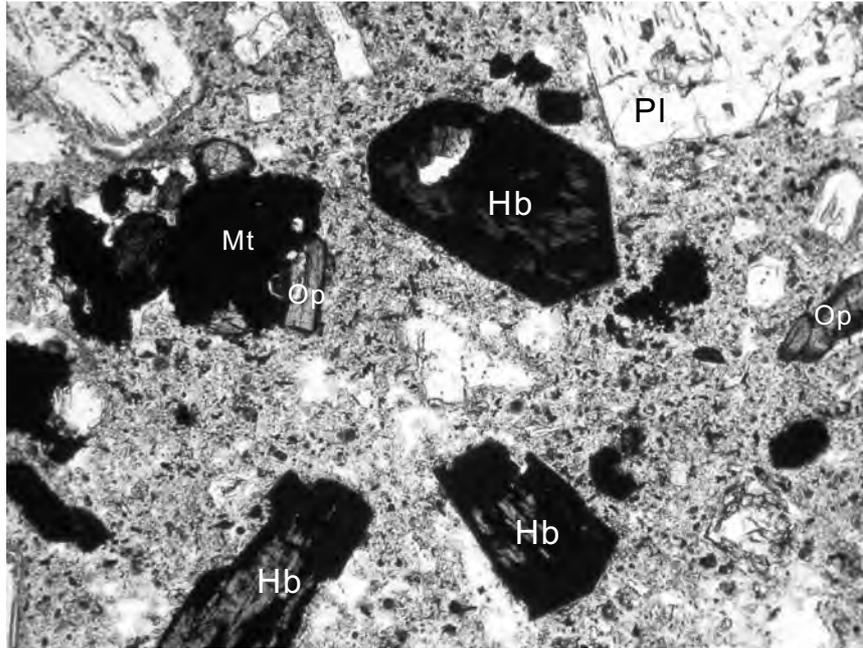
第 6. 11 図 黒雲母普通角閃石石英閃緑岩質捕獲岩の顕微鏡写真
第 6. 10 図と同じ捕獲岩塊. PI: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Bt: 黒雲母, Mt: 磁鉄鉱.
写真の横幅約 2.5 mm. GSJ R94203.



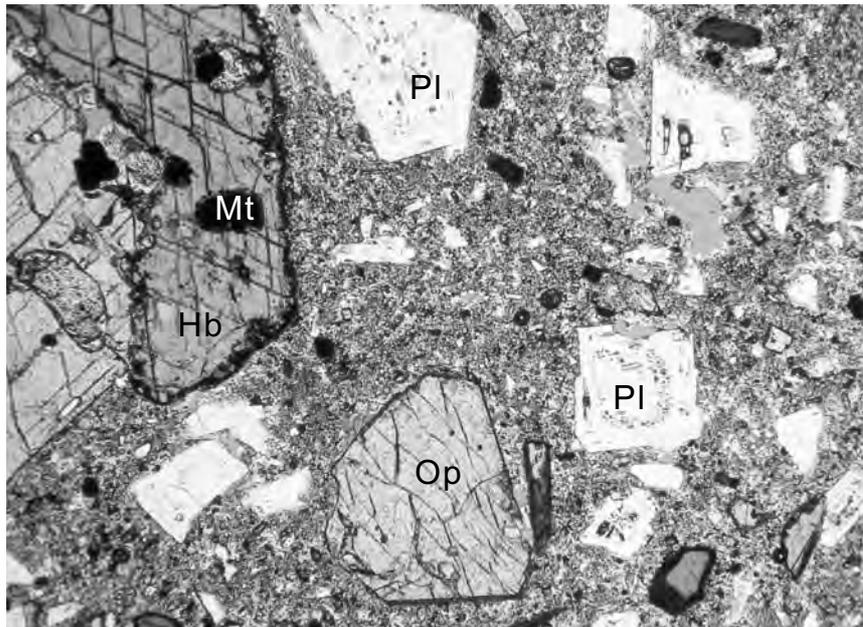
第 6. 12 図 榛名富士溶岩ドーム
西側の榛名湖西岸から見る。滑らかな山体表面の大部分は崖錐堆積物で覆われている。
右端の突出した山は相馬山溶岩ドーム。手前の榛名湖の湖面は部分的に氷結している。



第 6. 13 図 榛名富士溶岩の顕微鏡写真
Pl：斜長石，Hb：普通角閃石，Op：斜方輝石，Mt：磁鉄鉱。写真の横幅約 2.5mm。
GSJ R94146.



第 6. 14 図 蛇ヶ岳溶岩の顕微鏡写真
 Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Op: 斜方輝石, Mt: 磁鉄鉱. 普通角閃石は結晶周辺部がオパサイト化を受けている. また斜方輝石も結晶周辺部が酸化している. 写真の横幅約 2.5mm. GSJ R94147.



第 6. 15 図 相馬山溶岩の顕微鏡写真
 Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Op: 斜方輝石, Mt: 磁鉄鉱. 写真の横幅約 2.5mm. GSJ R94149.

斜長石からなり, 少量の磁鉄鉱, アパタイトを伴う.

地質年代 相馬山溶岩ドームの崩壊によって形成された陣場岩屑なだれ堆積物は 20ka の浅間白糸軽石層を覆い, 16 ~ 15ka の浅間板鼻黄色軽石層に覆われることから, 20 ~ 15ka の間に噴出したと考えられる.

6. 2. 6 陣場岩屑なだれ堆積物 (Jd)

地層名 大島 (1986) による陣場岩屑流を本報告では陣場岩屑なだれ堆積物と呼ぶ.

模式地 榛東村新井付近.

層序関係 陣場岩屑なだれ堆積物は, 古期榛名火山扇状

地堆積物や白川火砕流堆積物、新期榛名火山扇状地堆積物を覆う。陣場岩屑なだれ堆積物はその上位を新期榛名火山扇状地堆積物に覆われる。浅間火山の降下テフラとの関係では、陣場岩屑なだれ堆積物は20kaの浅間白糸軽石層と15～16kaの浅間板鼻黄色軽石層との間に存在する。

分布 陣場岩屑なだれ堆積物は、榛名火山の南東山麓に分布する相馬ヶ原扇状地を形成する。陣場岩屑なだれ堆積物の上面は、より新しい扇状地の砂礫層に覆われるため、流れ山の山頂部のみが突出する。相馬ヶ原扇状地を横断する上越新幹線榛名山トンネル工区では、陣場岩屑なだれ堆積物は最大40mの層厚で分布する（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1982）。

岩相・構造 斜方輝石普通角閃石安山岩の角礫及び基質を充填する淘汰の悪い塊状の火山礫-火山灰からなる（第6.16図）。異質礫はほとんど含まれない。大型の角礫にはしばしばジグソー割れ目が発達する。基質は同質の火山礫及び火山砂からなる。基質は部分的に高温酸化により淡桃色を呈する。大島（1972）によると、本堆積物の自然残留磁化方位は一定していない。

地質年代 陣場岩屑なだれ堆積物は20kaの浅間白糸軽

石層を覆い、15～16kaの浅間-板鼻黄色軽石層に覆われることから、20～15kaの間に形成されたと考えられる。

6. 2. 7 行幸田扇状地堆積物 (My)

地層名 大島（1986）による行幸田泥流を再定義し、行幸田扇状地堆積物と呼ぶ。

模式地 渋川市行幸田付近

層序関係 古期榛名山扇状地堆積物を覆う。また15kaの浅間板鼻黄色軽石層の上位を覆う。本層の上位を覆う黒土層には浅間C軽石層、榛名二ッ岳テフラが挟在する。渋川市行幸田付近では、本層の上位に約40cmの黒褐色土層を挟んで浅間Cテフラが覆う。更にその上位には約30cmの黒土層を挟んで、榛名二ッ岳渋川テフラが覆う。

分布 渋川市行幸田付近の唐沢川沿いに分布し、渋川市行幸田中筋付近で利根川の沖積地上に扇状地を形成する。

岩相・構造 本層が作る扇状地地形のほぼ中央部に当る渋川市石原で造成工事に伴い露出した本層は、淘汰の悪い輝石安山岩火山亜角礫-亜円礫からなり、同質の火山



第6.16図 陣場岩屑なだれ堆積物の露頭写真
角閃石安山岩の角礫状のブロックと、同質の基質からなる火山角礫岩。写真に示すように、大型のブロックはしばしば強く破碎されている。榛東村新井の群馬県林業試験場付近。

礫・火山砂及び風化土壤に由来する粘土からなる。最大径約40cmの安山岩の亜円礫が含まれる。安山岩礫の多くは風化している。堆積物中にはパッチワーク構造やブロックに発達するジグソー割れ目構造などの岩屑なだれ堆積物に特徴的な構造が認められない。このことから、渋川市石原付近の本層を岩屑なだれ堆積物であるとは認定することは困難であり、また本層に含まれる礫は主に亜円礫であることから、ここでは河川による扇状地性堆積物と考える。本層の分布は唐沢川沿いに限られ、その上流部には古期榛名火山噴出物からなる山体に、水沢山溶岩ドームを囲むような馬蹄形の急峻な崩壊地形が認められる。本層の分布や含まれる岩片の岩質などから、本層を構成する堆積物はこの崩壊地形から供給されたものであろう。なお本層には水沢山溶岩ドームを構成する角閃石安山岩礫が含まれないことから、水沢山溶岩ドームの形成に先行して形成されたと考えられる。本層は、唐沢川源頭部の古期榛名火山山体が水沢山溶岩ドームの出現の直前に小規模に崩壊し、その崩壊堆積物が唐沢川によって二次的に運搬され利根川沖積面上に扇状地を形成したものと考えられる。

地質年代 降下テフラとの層序関係から、水沢山溶岩ドームの形成直前の約1万年前に形成されたと考えられる。

6. 2. 8 水沢山溶岩 (Mz)

地層名 水沢山溶岩ドーム (水沢山溶岩円頂丘；大島、

1986) を構成する溶岩を、本報告では水沢山溶岩と呼ぶ。
模式地 渋川市伊香保町水沢の水沢山山頂付近。

層序関係 古期榛名火山の溶岩及び火砕岩類を覆い、榛名二ツ岳テフラに覆われる。

分布 水沢山 (標高1,194m) を構成する (第6. 17図)。現存する水沢山溶岩ドームの大きさは最大比高約500m、面積1.4km²、体積0.08km³である。

岩相・構造 水沢山溶岩の分布域の中心部である水沢山山頂付近では、不規則な数m間隔の節理が発達した塊状の溶岩からなる。新鮮な部分は淡灰色を呈するが、溶岩ドーム表面では高温酸化により淡赤色を呈する。水沢山溶岩は斜方輝石普通角閃石安山岩からなる (第6. 18図)。含まれる斑晶鉱物は斜方輝石、普通角閃石、斜長石からなり、少量の磁鉄鉱、アパタイトを伴う。角閃石はオパサイト化が著しい。

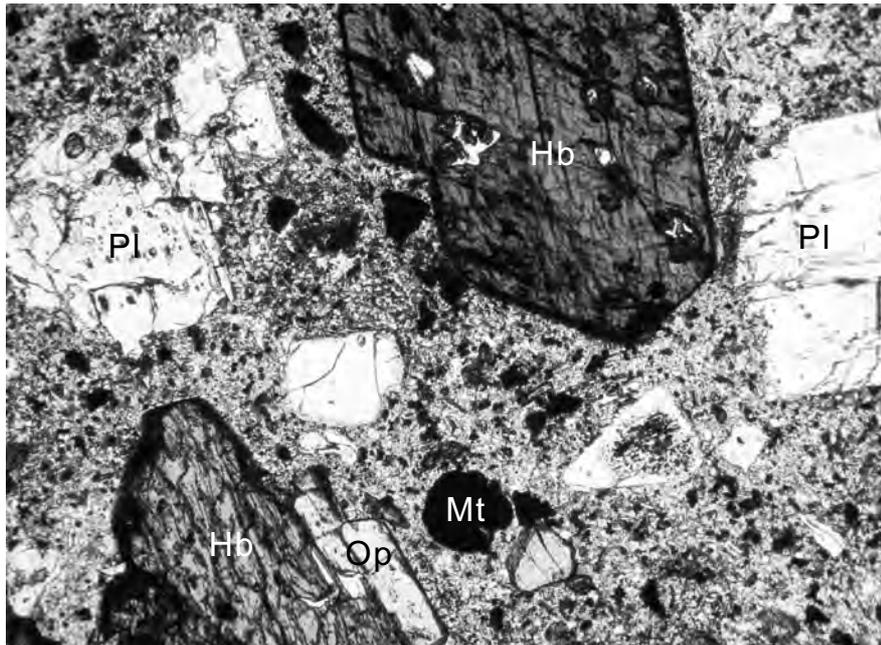
地質年代 本溶岩の年代を直接測定した報告はない。新井・矢口 (1994) は、本溶岩を覆う黒色土中に挟まれる浅間火山起源のテフラの年代から、本溶岩の年代を約9千年～1万年前と推測した。水沢山溶岩ドームの形成に関係すると考えられる崖錐堆積物や行幸田扇状地堆積物の形成年代から推測して、本溶岩は約1万年前に噴出したものと考えられる。

6. 2. 9 水沢山火砕流堆積物及び崖錐堆積物 (Mzd)

地層名 新称。水沢山溶岩ドームの山麓部に分布する崩落堆積物及び小規模な火砕流堆積物を、本報告では水沢



第6. 17図 水沢山溶岩ドーム
東側山麓の渋川市明保野付近から撮影。



第 6. 18 図 水沢山溶岩の顕微鏡写真

Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Op: 斜方輝石, Mt: 磁鉄鉱. 写真の横幅約 2.5mm. GSJ R94154.

山火砕流堆積物及び崖錐堆積物と呼ぶ。

模式地 渋川市伊香保町水沢の船尾滝付近の滝沢川左岸。

層序関係 水沢山溶岩と同時相。古期榛名山溶岩及び扇状地堆積物を覆う。また 15～16ka の浅間板鼻黄色軽石層の上位を覆う。本層の上位には浅間 C 軽石層、榛名二ツ岳テフラが発達する。

分布 水沢山の中腹から山麓部にかけての、おおむね標高 850m 以下の斜面に分布する。

岩相・構造 淘汰の悪い火山角礫を主体とし、基質は同質の火山礫・火山砂及び火山灰からなる。岩片支持である(第 6. 19 図)。全体に無層理である。礫の集中する部分とやや基質に富む部分が弱く成層するが、それぞれの岩相の側方への連続性は極めて悪い。

本層に含まれる岩片は斜方輝石普通角閃石安山岩で、水沢山溶岩と同質である。本層に含まれる岩片・基質とも全体に高温酸化を受けて淡赤色を呈する。水沢山南東山麓の船尾滝公園付近では、本層に含まれる礫は最大 3m に及ぶ。本層は水沢山溶岩ドームの成長に伴う崩壊堆積物であり、火砕流(ブロックアンドアッシュフロー)堆積物と崖錐堆積物が混在していると考えられるが、両者を区分することは困難であることからここでは一括して扱う。

地質年代 水沢山溶岩との位置関係、岩相の類似性から、水沢山溶岩ドームの成長と同時に、約 1 万年前に形成されたと考えられる。

6. 2. 10 新期榛名山火山扇状地堆積物 (Yhl)

地層名 榛名山の主に東-南東山麓に発達する、新期榛名山火山の活動期に形成された扇状地堆積物を、本報告では新期榛名山火山扇状地堆積物と呼ぶ。本層は、大島(1986)による後カルデラ期の二次的火山砕屑物、日本鉄道建設公団東京新幹線建設局(1998)による新期泥流堆積物・扇状地堆積物にはほぼ相当する。また、群馬県地質図作成委員会(1999)の山麓堆積物のうち、榛名山周辺に分布するものの一部に相当する。本図幅地域の東に隣接する「前橋」図幅地域の利根川西岸には、後期更新世末期-完新世初期の前橋泥炭層(新井, 1962)を覆う砂礫層が発達しており、総社砂層(早田, 1990)あるいは元総社ラハール堆積物(新井・矢口, 1994)と呼ばれている。これらの堆積物は地形的に本図幅地域の新規榛名山火山扇状地堆積物に連続すると考えられる。

模式地 高崎市箕郷町の榛名白川沿い。

分布 本図幅地域では、榛名山南東山麓の高崎市箕郷町から榛東村にかけて広がる相馬ヶ原扇状地や、本図幅地域北東端の渋川市街地付近に発達する。新期榛名山火山扇状地堆積物の分布域は、古期榛名山火山扇状地に比べて平滑で、比高 5m 以下の浅い浸食谷が発達する。しかし、高崎市箕郷町西明屋から松之沢にかけての榛名白川は、新期榛名山火山扇状地を深く下刻しており、その浸食谷は比高 20m を超える。

北陸新幹線工事に伴う試錐結果では、本層は本図幅南東端の浜川付近から榛名白川付近までの地表直下に分布し、その層厚は最大約 40m である(日本鉄道建設公団



第 6. 19 図 水沢山火砕流堆積物及び崖錐堆積物
やや円磨した火山岩塊と赤色酸化した火山砂・火山灰からなる。スケール（ハンマー）の
長さは約 30cm。渋川市水沢観音付近。

東京新幹線建設局，1998）。また，上越新幹線工事区間では本層は図幅南東端の浜川付近から榛名トンネル南端部にかけて出現する。榛名トンネル区間では，八崎軽石を覆う新期泥石流堆積物・扇状地堆積物の最大層厚は約 70m である（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1982）。

層序関係 本層は白川火砕流堆積物の上位に発達する。本層が最も広く分布する相馬ヶ原扇状地では，本層の間に陣場岩屑なだれ堆積物が挟在する。また本層の最上位には榛名二ッ岳洪川火砕流堆積物や伊香保火砕流堆積物の二次堆積物が発達する。上越新幹線榛名トンネル内では，榛名トンネル南側入口から榛東村新井付近（大宮起点 89.8km 付近）までの区間で，八崎降下テフラ（あるいは白川火砕流堆積物）を覆う泥石流堆積物が出現しており，岩相から本層に連続するものと考えられる。本層は，分布域の南東端では利根川・烏川流域の河川堆積物と指交関係にある。

岩相 安山岩礫を主体とする碎屑物からなる砂礫層となり，砂層，シルト層の薄層を伴う。砂礫層はほとんど固結していない。本層を構成する礫は主に古期榛名火山噴出物に由来する輝石安山岩礫からなるが，新期榛名火

山噴出物に由来する角閃石安山岩の礫を含むことが特徴である。礫径は様々で，扇状地の頂部から末端に向かって次第に小さくなる傾向がある。扇状地頂部の榛名白川上流部では径数 10cm を超える巨礫がしばしば含まれるのに対し，扇状地末端部の高崎市井出町付近では，本層は細礫を含むシルト-砂層からなる。本層には礫径や礫と基質の比率等の違いによって識別される多数の単層が認められるが，いずれも側方への連続性は乏しい。堆積構造から，土石流堆積物及び河川堆積物からなると考えられる。

本層分布域の末端部に当たる高崎市下芝や井出では，小河川沿いの本層最上部に，榛名二ッ岳洪川火砕流堆積物や伊香保火砕流堆積物に由来する円磨した角閃石安山岩質軽石礫を多量に含む土石流堆積物が発達する。これらは，その層位や分布，含まれる礫種から，6 世紀頃二ッ岳付近から発生した 2 回の噴火の直後に発生した土石流堆積物と考えられる。早田（1989）はこれらの土石流堆積物を S 洪水堆積物・I 洪水堆積物と呼んだ。

地質年代 本層は約 50ka の白川火砕流堆積物の上位に発達することから，その形成は 50ka 頃から開始したと考えられる。また本層最上位に発達する榛名二ッ岳洪川

テフラや伊香保テフラの二次堆積物から、6世紀頃までその形成が継続したと考えられる。本層の形成は連続的ではなく、急速に発達した時期が存在したと考えられる。特に、20～15kaと考えられる陣場岩屑なだれの発生直後、及び完新世初期には大規模な土石流・洪水堆積物が形成された。また、6世紀ごろの2回の噴火の直後にも、河川沿い土石流・洪水堆積物が形成された。

6. 2. 11 ニッ岳渋川火砕流堆積物 (Sbf) 及び降下テフラ (地質図では略)

本図幅地域北東部には、ニッ岳付近では、5世紀末から6世紀にかけて発生した2回の大規模な噴火の噴出物が分布する(第6. 20図)。

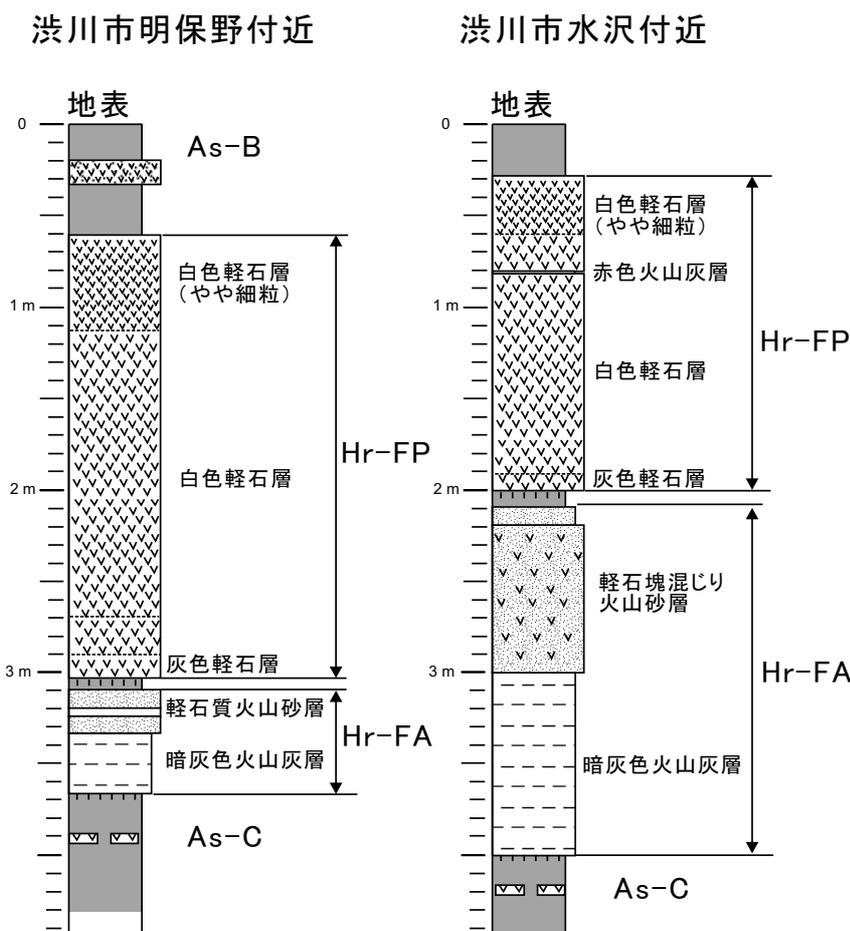
新井(1979)は6世紀頃にニッ岳付近から噴出したテフラが、数十年の間隔をおいて噴出した2枚の噴出物からなることを見出し、下位の火砕流堆積物をニッ岳第1火砕流堆積物、上位の火砕流堆積物をニッ岳第2火砕流堆積物と命名し、またニッ岳第1火砕流に伴う降下テフラをニッ岳降下火山灰層(FA)と命名した。早田(1989)

は、6世紀の1回目の大規模な噴火に伴うこれら一連のテフラを一括して榛名-渋川テフラ層(Hr-S)と命名し、岩相からS1～S12に細分した。本報告では、1回目の噴火を榛名ニッ岳渋川噴火と呼び、この噴火による一連のテフラのうち、火砕流堆積物を榛名ニッ岳渋川火砕流堆積物、降下テフラを榛名ニッ岳渋川降下テフラと呼ぶ。

この噴火の推移は早田(1989)、Soda(1996)によって詳細にまとめられている。それによると、噴火初期にはマグマ水蒸気噴火が発生し、細粒の火山灰が榛名山東麓に降下した。続いて軽石質火砕流が榛名山東麓の谷沿いに流下し、それに伴う火砕サージは榛名山東麓の扇状地面を覆い、その一部は利根川を越えて現在の前橋市付近まで到達した。「渋川」図幅内の渋川市行幸田にある中筋遺跡は本噴火により被災・埋没した古墳時代の集落遺跡である(渋川市教育委員会、1987)。

模式地 渋川市大野の黒沢川沿い、吉岡町上野原の滝沢川沿い。

層序関係 浅間Cテフラの上位に、最大数10cmの腐植質土壌を挟んで堆積する。上位は数cmの腐植質土壌



第6. 20図 榛名ニッ岳渋川噴火及び伊香保噴火噴出物の代表的な層序
As-C:浅間Cテフラ, As-B:浅間天仁テフラ, Hr-FA:榛名ニッ岳渋川テフラ, Hr-FP:榛名ニッ岳伊香保テフラ。

を挟んで榛名二ッ岳伊香保テフラに覆われる（第 6. 19 図）。

分布 火砕流堆積物は二ッ岳から主に北東から南東側の広い範囲に分布する。また付随する降下火山灰層は北関東の広い範囲で確認されている。粗粒の軽石質火砕流堆積物は榛名山東麓の谷沿いに厚く堆積しており、本図幅内では滝沢川、黒沢川などの谷沿いに分布している。

岩相・構造 本層は、下部の暗紫色の細粒降下火山灰層と、それを覆う灰白色軽石質火山砂礫-火山角礫層からなる。早田（1989）の区分では、下部の細粒火山灰層は S-1～S-4、上部の軽石質火山砂礫-火山角礫層は S5～S12 に相当する。

本層下部の暗紫色細粒火山灰層は二ッ岳から約 3.7km 離れた水沢付近で 1.2m、約 7.4km 離れた御幸田付近で約 40cm 程度の層厚をもつ細粒砂-シルトサイズの火山灰からなる。弱い成層構造が認められ、またしばしば径 5mm 程度の火山豆石が含まれる。また細粒で発泡の悪い角閃石安山岩軽石が少量含まれる。軽石粒子の形状は亜円礫から亜角礫状である。下部の細粒火山灰層は地表をマントルベッディングすることから、降下火山灰として堆積したと考えられる。高崎市箕郷中野付近では、下

部の細粒火山灰層のみが認められる。

本層上部の灰白色軽石質火山砂礫-火山角礫層は、谷沿いで厚さ 5m 以上の塊状の軽石流堆積物として認められる（第 6. 21 図）。図幅内に二ッ岳渋川火砕流堆積物（Sbf）として分布を示した範囲は、おおよそ層厚 1m 以上で塊状の軽石流堆積物の分布範囲に相当する。二ッ岳付近から噴出・流下した塊状の軽石流堆積物は、古期扇状地堆積物の上面を下刻する谷に沿って流下した。黒沢川に沿って流下した軽石流堆積物は、渋川市入沢付近まで、南東に流下した堆積物は滝沢川に沿って伊香保町水沢付近から渋川市有馬付近まで分布する。また北東方向に流下した堆積物は「中之条」図幅内の沼尾川に沿って分布し、その末端は祖母島付近で吾妻川を越えてその北岸まで分布する。これらの谷を埋める厚い軽石流堆積物には、上方粗粒化する厚さ 2～3m のフローユニットが複数認められる場合が多い（第 6. 21 図）。またフローユニットの間には、厚さ数 cm 下の細粒火山灰に乏しい降下軽石層が認められることがある。本層に含まれる軽石は白色で、比較的良く発泡している。軽石の形状は亜円礫から亜角礫状である。模式地付近では軽石の最大径は約 25cm である。石質岩片の量は比較的少なく、10%



第 6. 21 図 榛名二ッ岳渋川火砕流堆積物

粗粒な軽石塊に富む軽石流堆積物の部分。軽石塊の粒径等の違いによって、複数のフローユニットが識別できる。中央やや右下部に 1m スケールあり。渋川市大野の黒沢川沿い。

程度かそれ以下であることが多い。岩片は緻密な角閃石安山岩が多く、輝石安山岩も含まれる。またしばしば茶褐色に変質した輝石安山岩が含まれる。

地形的に比較的高い場所では、上部層は厚さ20～40cm程度の成層した火山砂礫層として分布する(第6.23図)。細かい平行葉理が発達し、やや粗粒の軽石粒が集中するレンズ状の薄層が認められることなどから、火砕サージとして堆積したと推測される。この火砕サージ堆積物は榛名山の東麓から、利根川の東岸にかけての広範囲に分布する(早田, 1989)。図幅中には、数10cm以下の厚さのサージ堆積物が認められるおおよその範囲を点紋で示した。渋川市行幸田の中筋遺跡では、厚さ約27cmの降下火山灰層の上を厚さ約43cmの成層した火砕流堆積物が覆っており、火砕流によって倒壊・焼失した住居跡が検出されている(渋川市教育委員会, 1987)。また、本層中からは火砕流によりなぎ倒された樹木が各地で見出されている(Soda, 1996)。また、本層の下部には、しばしば数10cmの角閃石安山岩の岩塊が散在しており、一部は下位の地層にめり込んでいるのが観察される(Soda, 1998)。

本層を構成する軽石は斜方輝石普通角閃石安山岩である(第6.22図)。斑晶の大きさは斜長石斑晶が最大10mm、角閃石斑晶が最大6mm程度である。本層を構成する軽石の全岩SiO₂量は61.2～62.1重量%である。

本テフラの体積は、火砕流堆積物が約0.5km³、降下

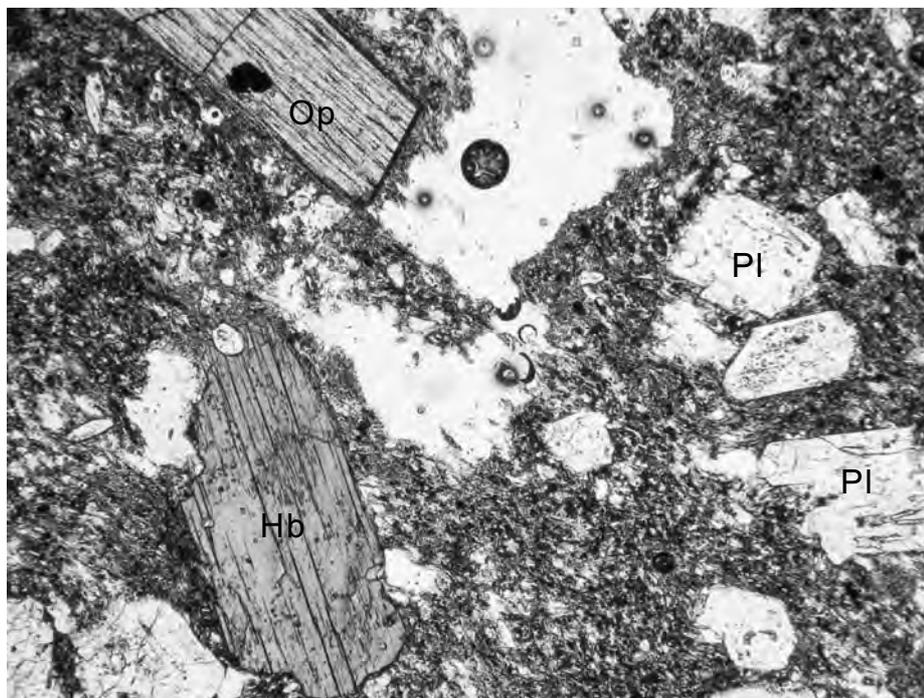
テフラが約0.3km³と推定される(Soda, 1996)。

地質年代 考古資料との関係から、本テフラの噴出時期は6世紀前半と推測された(町田ほか, 1984; 坂口, 1986など)。早川ほか(2009)はニッ岳東山麓の本テフラに埋没した樹幹を用いてウイグルマッチング年代測定を行い、489/+3/-6calADの年代を報告している。したがって、本層の堆積年代は5世紀末と考えられる。

6.2.12 ニッ岳伊香保降下テフラ(地質図では略)

命名 6世紀頃にニッ岳周辺から発生した2回の噴火による噴出物のうち、新井(1962)は上位の噴出物に属する降下軽石層をニッ岳浮石層(FP)と命名した。新井(1979)は、沼尾川沿いに分布する火砕流堆積物のうち、2回目の噴火に伴う火砕流をニッ岳第2火砕流と呼び、これと同時に噴出した降下軽石層をニッ岳降下軽石層(FP)と改称した。早田(1989)は、一連の噴出物を榛名ニッ岳伊香保テフラ層(Hr-I)と総称した。本報告では、この6世紀頃の2回目の大規模噴火を榛名ニッ岳伊香保噴火と呼び、この噴火によるテフラのうち、降下テフラを榛名ニッ岳伊香保降下テフラ、火砕流堆積物を榛名ニッ岳伊香保火砕流堆積物(後述)と呼ぶ。

この噴火の推移は早田(1989)によってまとめられている。それによると、まず噴火の初期に大量の降下軽石が噴出し北東方向に飛散した(町田・新井, 2003など)。「沼田」図幅内の渋川市子持の黒井峯遺跡はニッ岳伊香



第6.22図 榛名ニッ岳渋川火砕流堆積物中の軽石の顕微鏡写真
Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Op: 斜方輝石。写真の横幅約2.5mm。GSJ R94153。



第 6. 23 図 榛名二ッ岳渋川火砕流堆積物
細粒の軽石粒を含む成層した、サージ堆積物の部分。渋川市行幸田。

保噴火の降下軽石によって被災・埋没した古墳時代の集落の遺跡として知られている。降下軽石は宮城県内でも確認される。降下軽石の噴出の末期には軽石質火砕流が発生し、榛名山東麓の沼尾川、滝沢川などの谷沿いに流下した。一連の噴火の最後には二ッ岳溶岩ドームが形成された。

模式地 渋川市総合公園西方地点。

層序関係 榛名二ッ岳渋川テフラの上位に数 cm の腐植質土壌を挟んで堆積する（第 6. 19 図）。上位には数 cm ～数 10 cm の腐植質土壌を挟んで浅間天仁テフラ（AD1108）が認められる。

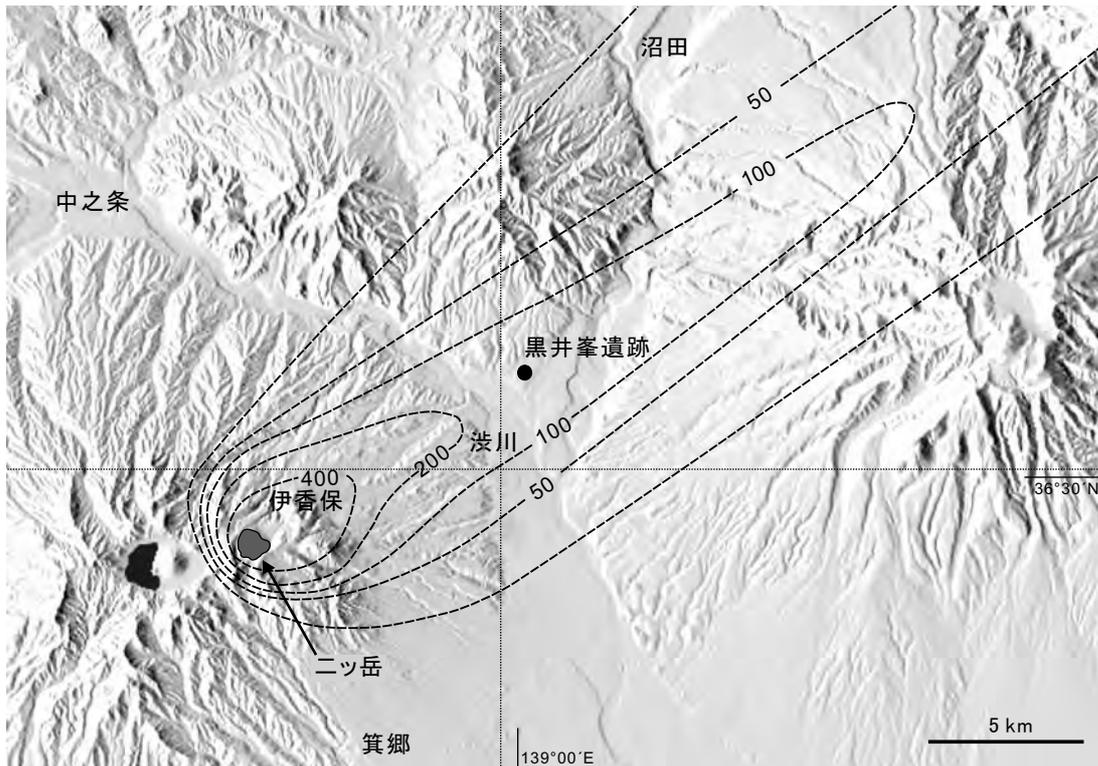
分布 本テフラは榛名二ッ岳から主に北東方向に分布する（第 6. 24 図）。二ッ岳から約 2.7 km 離れた模式地付近では、約 10 m の降下軽石層として認められる。本図幅北端部の伊香保温泉北東で降下軽石層の最大層厚は約 4 m である。分布主軸は榛名山から北東に伸び、渋川市子持の黒井峯遺跡付近を通り沼田方面に伸びている（早田, 1989）。本テフラは更に遠方の北関東から南東北の広い範囲で確認されている（町田・新井, 2003）。

岩相・構造 噴出源である二ッ岳近傍の、伊香保温泉湯元付近では、伊香保降下テフラの層厚は 15 m を超え、

細粒物を含む淘汰の悪い軽石層として堆積する（早田, 1989）。軽石の最大径は 35 cm を超える。大型の軽石塊の内部は高温酸化によって淡赤色を呈する。また本層には灰色緻密な角閃石安山岩岩塊が多く含まれる。

噴出源から 1 km 程度以上離れた榛名山北東山麓では、本テフラは淘汰の良い粗粒（径 5 cm 以上）な降下軽石層として認められる（第 6. 25 図）。軽石の粒度や構成岩片の種類などから、大きく下部層、中部層及び上部層に区分できる。早田（1989）の区分では、下部層は I-1 ～ I-5、中部層は I-6、上部層は I-7 ～ I-14 に相当する。

模式地付近では、下部層の層厚は約 2.0 m で、淘汰の良い降下軽石からなる。下部層は灰色軽石や縞状軽石を多く含むことで特徴付けられる。中部層は模式地付近で約 6 m の層厚を有し、粗粒で淘汰の良い降下軽石からなる。中部層は伊香保降下軽石の層厚のうちおよそ 60% を占める。中部層の軽石は白色-淡黄色を呈する。二ッ岳から 2 km 以内の露頭では、径 10 cm を超える大型の軽石の内部は高温酸化により淡桃色を呈することが多い。上部層は模式地付近で 2.5 m の層厚を有し、淘汰の良い降下軽石からなる。同一地点では中部層に比べて軽石の粒径がやや小さい。また軽石の色調は中部層に比べ



第 6. 24 図 榛名ニッ岳伊香保降下テフラの分布.

やや灰白色である。また上部層基底には赤色の火山灰混じりの降下軽石層が発達する。ニッ岳から約 2km の範囲では、上部層は軽石質の榛名ニッ岳伊香保火砕流堆積物と互層する。

模式地付近では石質岩片の量は比較的少なく、10%程度かそれ以下であることが多い。岩片は緻密な斑状の角閃石安山岩が多く、古期榛名火山噴出物と思われる輝石安山岩も少量含まれる。またしばしば茶褐色に変質した輝石安山岩が含まれる。本層を構成する軽石の岩質は斜方輝石普通角閃石安山岩である(第 6. 26 図)。斑晶の大きさは斜長石斑晶が最大 4mm、角閃石斑晶が最大 2mm 程度である。本層の下位に発達する渋川テフラに含まれる軽石と全岩組成はほぼ同一だが、本層中の軽石は渋川テフラの軽石に比べ斑晶サイズが小さく、また風化すると黄白色を呈することで両者を区別できる。本層を構成する軽石の全岩 SiO₂ 量は 57.8 ~ 63.2 重量%である。本層の基底部に発達する灰色軽石は、それより上部を構成する白色軽石よりも全岩 SiO₂ 量が低く、60 重量%以下であるのに対し、本層の主体部を構成する白色軽石の全岩 SiO₂ 量は 60 重量%以上である。本層の降下軽石の岩石学的特徴及びマグマプロセスについては、大島(1975)や Suzuki and Nakada (2007) による研究がある。

本テフラの体積は、降下テフラが約 1.3km³ と推定される(Soda, 1996)。

地質年代 本テフラの噴出時期は、考古資料との関係から 6 世紀中葉または後半と推測されている(町田ほか, 1984; 坂口, 1986)。渋川市子持の黒井峯遺跡は 6 世紀中頃の集落遺跡で、本降下軽石によって埋没している。

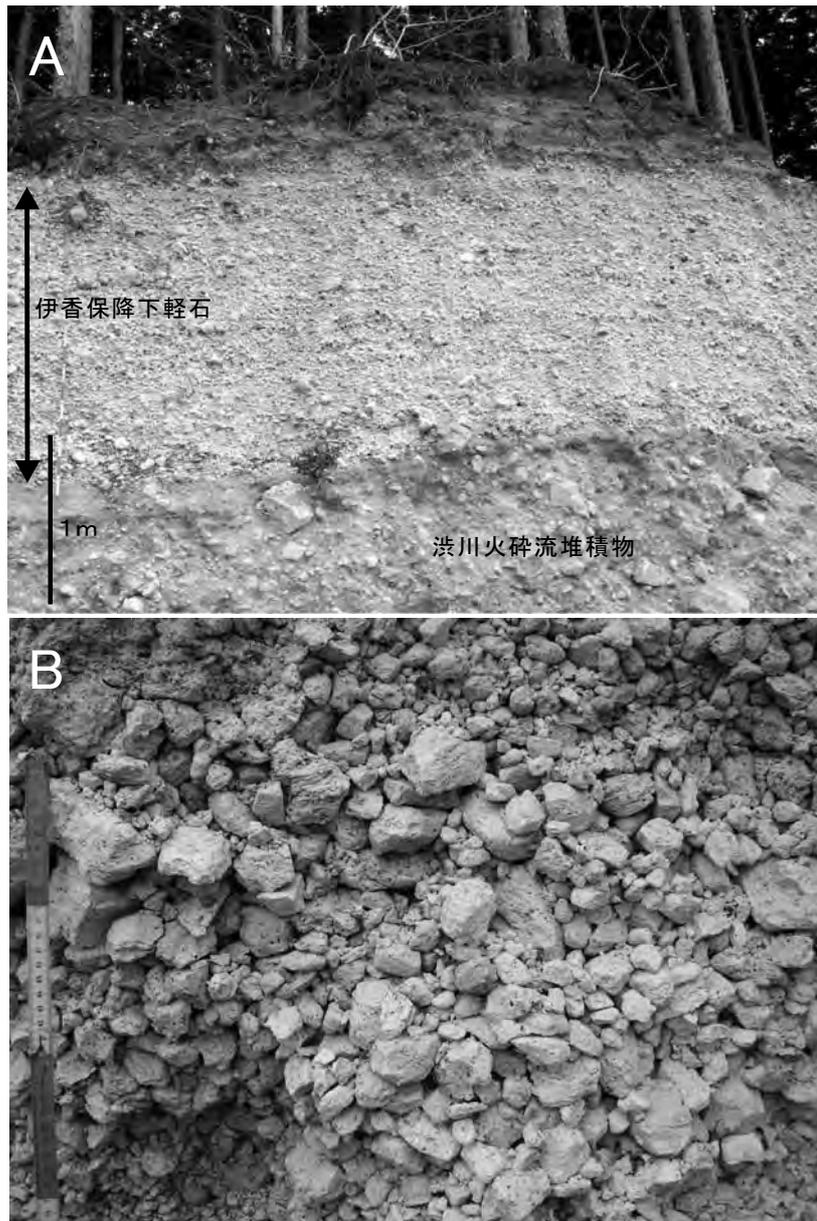
本図幅調査では、ニッ岳から東北東に 5km 離れた渋川市明保野御蔭及び東方に 7km 離れた渋川市行幸田で本層の基底部から採取した炭化植物片の炭素 14 年代測定を行い、いずれも 1480 ± 30yrBP の炭素 14 年代を得た(下司・大石, 2011)。この年代の暦年較正年代は 555 ~ 615 AD (68.2% probability) である。したがって、本層の形成年代は 6 世紀後半から 7 世紀初頭であると考えられる。

6. 2. 13 ニッ岳伊香保火砕流堆積物 (lpf)

地層名 新井(1979)は沼尾川 Pyroclastic flow deposit (新井, 1962)のうち、FP よりも上位の火砕流堆積物をニッ岳第 2 火砕流堆積物 (FPF-2) と命名した。早田(1989)は榛名伊香保降下軽石層と伊香保火砕流堆積物を総称して榛名ニッ岳伊香保テフラ層と命名した。本報告では、一連のテフラのうち、火砕流堆積物を榛名ニッ岳伊香保火砕流堆積物と呼ぶ。

模式地 「中之条」図幅内の、渋川市祖母島の大輪沢川沿い、沼尾川沿い。

層序関係 榛名ニッ岳伊香保降下軽石の上部に挟まれ



第 6. 25 図 榛名二ッ岳伊香保降下テフラの露頭

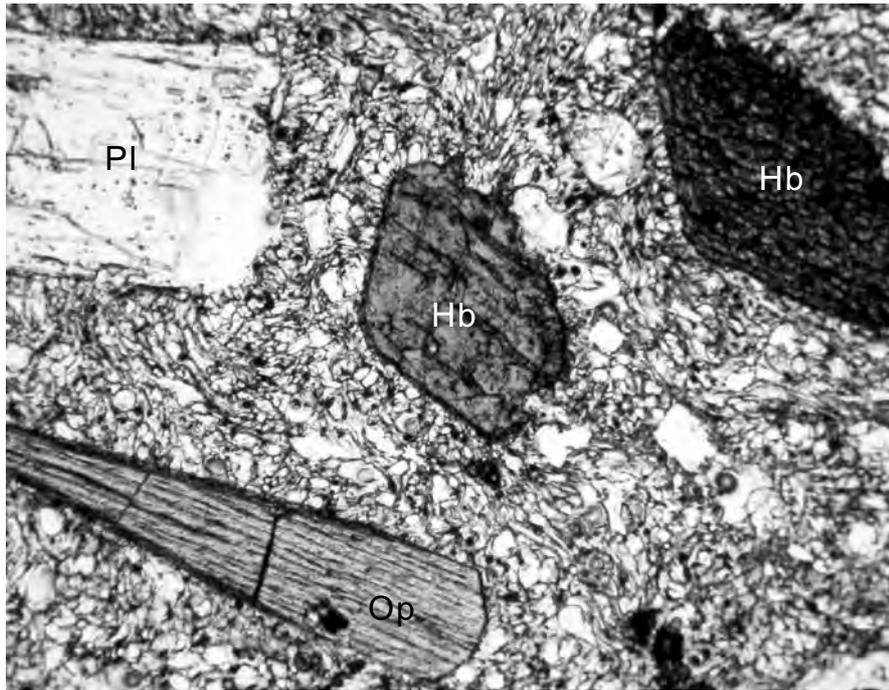
A：渋川火砕流堆積物の上面を覆う榛名二ッ岳伊香保降下テフラ。淘汰の良い降下軽石層からなる。スケールは 1m。渋川市大野の黒沢川沿い。B：榛名二ッ岳伊香保降下テフラの拡大図。角礫状の白色軽石からなる。渋川市伊香保。

る。

分布 ニッ岳を中心として、主に榛名火山の北東から南東山麓に分布する。またニッ岳から西側の榛名カルデラ内に分布する。榛名山山麓部での主な火砕流の分布地域は、ニッ岳をとりまく谷沿いに放射状に分布している。本図幅内では、東方に流下した火砕流堆積物は滝沢川に沿って分布し、東側の「前橋」図幅内の渋川市小倉付付近まで分布している。また南東方向に流下した火砕流堆積物は榛名白川沿いに分布し、遺跡の発掘調査等で高崎市箕輪町下芝付付近まで分布することが確認されている（早

田, 1989)。また、「中之条」図幅内では、ニッ岳から北東に流下した火砕流堆積物が沼尾川、大輪沢川沿いに分布している。沼尾川沿いでは、本層は比高 30～50m の火砕流台地を形成している。

岩相・構造 本層は、淡黄褐色を呈する粗粒火山灰質の基質に白色の角閃石安山岩軽石が密集する軽石流堆積物である（第 6. 27 図）。軽石は比較的良く発泡している。軽石の形状は亜円礫から亜角礫状である。模式地付近では、軽石の最大径は約 12cm である。石質岩片の量は比較的少なく、10%程度かそれ以下であることが多い。岩



第 6. 26 図 榛名ニッ岳伊香保降下テフラ中の軽石の顕微鏡写真
Pl: 斜長石, Hb: 普通角閃石, Op: 斜方輝石. 写真の横幅約 2.5mm. GSJ R94166.



第 6. 27 図 ニッ岳伊香保火砕流堆積物の露頭
榛名白川沿いの谷部を埋める厚い軽石流堆積物の部分. 薄い土壌を挟んでその下位には渋川火砕流堆積物が認められる. 露頭の高さ約 20m. 高崎市箕郷町松之沢の榛名白川沿い.

片は緻密な角閃石安山岩が多く、古期榛名火山噴出物に由来する輝石安山岩も含まれる。またしばしば茶褐色に変質した輝石安山岩が含まれる。

本図幅内では、本層は榛名白川の上流部などの緩斜面に分布する。最大直径 30cm の黄白色軽石と、同質の火山灰-火山砂からなる基質からなる。淘汰は悪く、また層理構造などの発達も悪い。堆積物上部にはしばしばガス抜けパイプ構造が発達する。「中之条」図幅内の沼尾川、大輪沢川の溪谷沿いには特に厚い軽石流堆積物が分布する。沼尾川沿いの火砕流堆積物の層厚は 50m 以上である。本火砕流堆積物にはしばしば炭化木片が含まれる(第 6. 28 図)。本図幅では、厚さ約 1m 以上の、塊状の軽石流堆積物として分布する範囲をニッ岳伊香保火砕流堆積物 (Ipf) として図示した。本層の分布地域の縁辺部では、次第に層厚が薄くなり、次に記載する、薄く成層した火山砂礫層に移りかわる。

ニッ岳周辺から東山麓にかけての扇状地面上などの比較的比高が高い地域や、本火砕流堆積物の分布範囲の縁辺部では、本火砕流堆積物は薄い成層した火山砂礫層として観察される。灰白色-薄ピンク色の軽石質火山砂からなり、火山灰サイズの細粒物に乏しい。層厚は 1m 以下で、伊香保降下軽石層の上部に挟在する。本層には成層構造が発達し、平行葉理や緩いデューン構造が見られ

ることから、本層は火砕サージ堆積物と考えられる。本図幅では、層厚がおよそ 1m 以下の、成層した火山砂礫層として分布するおおよその範囲を点紋で図示した。

本層を構成する軽石の岩質は斜方輝石普通角閃石安山岩で、ニッ岳伊香保降下テフラ中の軽石とほぼ同質である。斑晶の大きさは斜長石斑晶が 6mm、角閃石斑晶が 4mm 程度である。本テフラの体積は、約 0.3km³ と推定される (Soda, 1996)。

地質年代 本層は榛名ニッ岳伊香保降下軽石層の上部に挟在することから、一連の噴火の後期に噴出したと推測される。本図幅調査では、ニッ岳から南東に約 3km 離れた吉岡町上野田上野平で本層中から採取した炭化植物片の炭素 14 年代測定を行い、1480 ± 30yrBP の炭素 14 年代を得た (下司・大石, 2011)。この年代の暦年較正年代は 560 ~ 619 AD (68.2% probability) である。以上から、本層の年代は、6 世紀後半から 7 世紀初頭と推測される。

6. 2. 14 ニッ岳溶岩 (F1)

地層名 本報告ではニッ岳溶岩ドーム (大島, 1986 のニッ岳溶岩円頂丘) を構成する溶岩をニッ岳溶岩と呼ぶ。

模式地 渋川市伊香保町のニッ岳山頂周辺。

層序関係 榛名ニッ岳伊香保降下軽石を直接被覆する。



第 6. 28 図 ニッ岳伊香保火砕流堆積物に含まれる炭化樹幹
渋川市伊香保町湯中子の沼尾川沿い。

分布 本溶岩は二ッ岳溶岩ドーム（標高1,343m）を構成する（第6.29図）。二ッ岳溶岩ドームは山頂部が3つに分かれたほぼ円錐形の山体からなる。二ッ岳溶岩ドームは、相馬山溶岩ドームの東面に形成された馬蹄形の火口地形（オンマ谷）の中に形成されている。崖錐堆積物を含めた二ッ岳溶岩ドームの大きさは最大比高340m、面積0.84km²、体積0.09km³である。

岩相 二ッ岳溶岩ドームの表層部は、径数mに及ぶ溶岩塊で覆われる。溶岩ドーム山頂部には、溶岩ドーム本体を構成する溶岩が部分的に露出する。溶岩ドーム表面の岩塊は赤色酸化を被っている。また溶岩ドーム表面の傾斜がやや緩くなる標高1,200m以下の部分は主に溶岩ドームの成長に伴い崩落した岩塊からなる崖錐堆積物からなる（第6.30図）。

岩質は斜方輝石普通角閃石安山岩からなる（第6.31図）。含まれる斑晶鉱物は斜方輝石、普通角閃石、斜長石からなり、少量の磁鉄鉱、アパタイトを伴う。

地質年代 本溶岩に対する直接の年代測定値は報告されていないが、二ッ岳伊香保テフラの給源に分布し、かつ二ッ岳伊香保テフラを直接覆うこと、二ッ岳伊香保テフラと岩相が類似することなどから、6世紀後半から7世紀初頭の榛名二ッ岳伊香保噴火の末期に、その噴出口を埋めて形成したと推測される。

6.3 浅間火山噴出物（地質図では省略）

浅間火山は本図幅地域の西方約20kmにあり、約4万年前以降活発な火山活動を続けている活火山である（Aramaki, 1963；荒牧, 1968）。浅間火山から噴出したテフラは主に東方向に降下し、本図幅範囲を含む北関東地域に広く分布する（町田・新井, 2003）。本図幅範囲にみられる浅間火山噴出物はすべて降下テフラで、後期更新世-完新世の編年に有効なため、主に火山灰層序学の視点から多くの研究がなされてきた（新井, 1962；石川ほか, 1979；町田ほか, 1984；早田, 1990, 1995など）。ここでは、本図幅地域内で顕著な降下テフラ層として認識できる、板鼻褐色軽石群より上位の代表的な浅間火山起源テフラについて、その概要を記述する（第6.32図）。これらのテフラはいずれも降下テフラであるため、地質図ではその分布は省略した。

板鼻褐色軽石群（As-BP）

板鼻褐色軽石群（新井, 1962；町田ほか, 1984）は、浅間黒斑火山から約20～25kaに噴出したテフラ群である。本テフラ群は、軽石の色調や粒径、軽石と岩片の量比の異なる複数のユニットからなり、しばしばユニット間には薄いローム層が認められる。板鼻褐色軽石群の

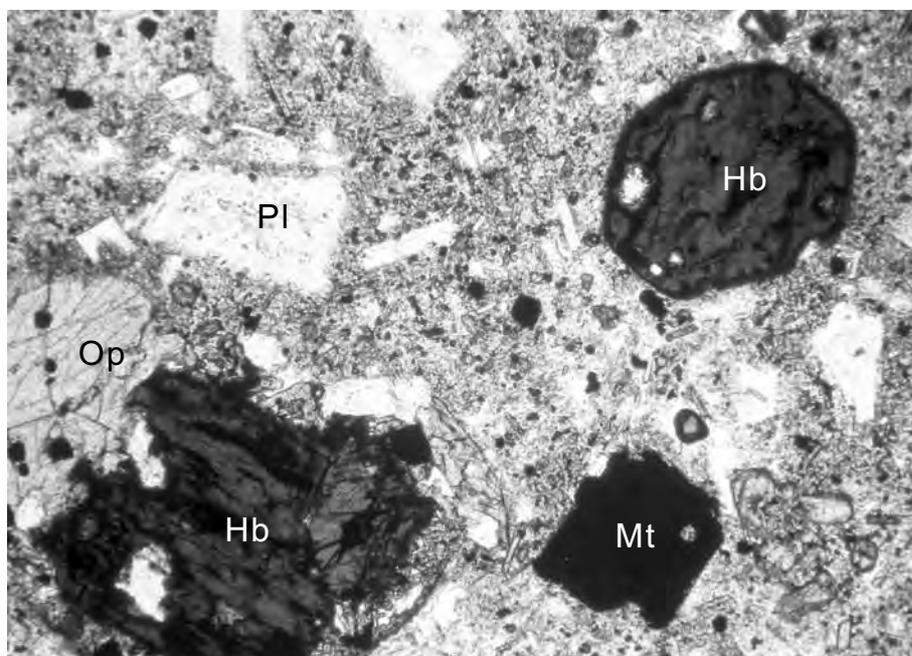


第6.29図 二ッ岳溶岩ドーム

二ッ岳の上半分の急斜面には溶岩ドームを構成する塊状の溶岩が露出し、中腹以下の緩斜面は溶岩ドームの成長に伴う崖錐堆積物からなる。北側の渋川市伊香保町高根付近から見る。



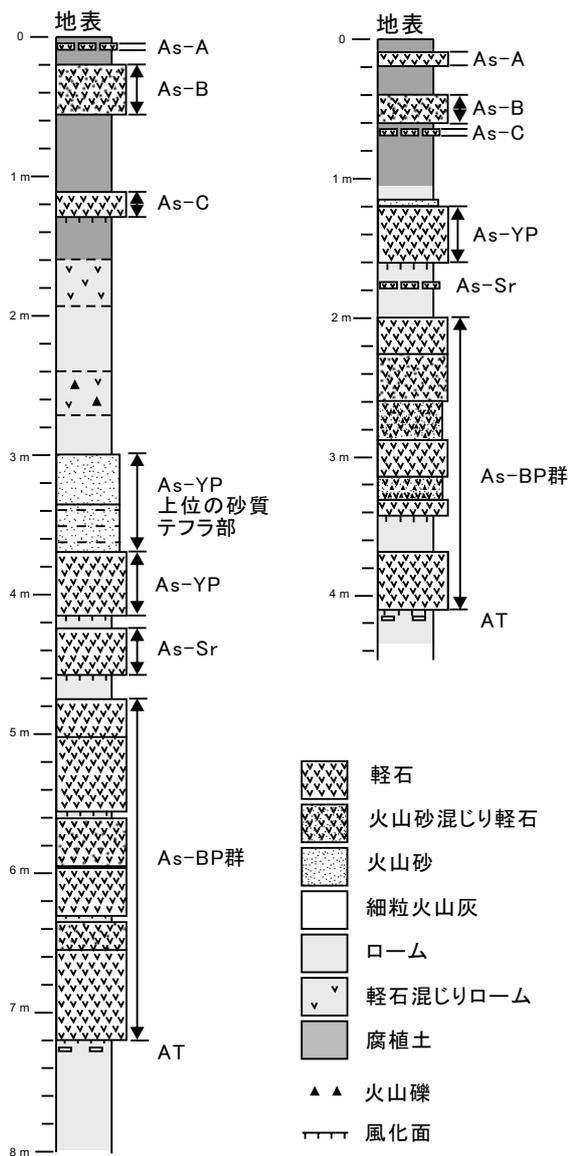
第 6. 30 図 ニッ岳溶岩ドームの溶岩塊
 表面に冷却節理が発達するニッ岳溶岩のブロック。ニッ岳東麓の崖錐堆積物上。



第 6. 31 図 ニッ岳溶岩の顕微鏡写真
 Pl：斜長石，Hb：普通角閃石，Op：斜方輝石，Mt：磁鉄鉱。写真の横幅約 2.5mm。GSJ R94150.

高崎市上室田付近

高崎市板鼻付近



第 6. 32 図 「榛名山」 図幅地域南部における浅間火山起源の降下テフラの模式層序
高崎市上室田及び高崎市板鼻における模式層序。
As-A: 浅間天明テフラ, As-B: 浅間天仁テフラ,
As-C: 浅間 C テフラ, As-YP: 浅間板鼻黄色軽石,
As-SP: 浅間白糸軽石, As-BP: 浅間板鼻褐色軽石群, AT: 始良 Tn テフラ。

うち、最下位に発達する最も層厚の厚い軽石層を特に室田軽石 (As-MP) と独立して呼ぶことがある (森山, 1971; 町田ほか, 1984)。本テフラ群の直下に、始良 Tn テフラが認められる。

本テフラは暗褐色-赤褐色の輝石安山岩の軽石からなり、暗灰色の緻密な安山岩質岩片を多数含むことが特徴である。

白糸軽石 (As-SP)

白糸軽石 (町田ほか, 1984) は、浅間仏岩火山から約 20ka に噴出したテフラで、本図幅地域のほぼ全域で確認できる。本テフラの層厚は図幅西端部の高崎市権田付近で約 1m であるが、図幅中央部から東部では純層として認識できる場所は少ない。東部では板鼻黄色軽石層の下位のローム中に本テフラの白色軽石が散在して産出する。

本テフラは白色の含角閃石輝石デイサイト軽石からなり、繊維状の絹糸光沢を呈する軽石が特徴的である。軽石の径は図幅の西部で 3~5cm 程度である。

板鼻黄色軽石 (As-YP)

板鼻黄色軽石 (新井, 1962; 町田ほか, 1984) は、浅間仏岩火山から 15~16ka に噴出した、浅間火山の形成史の中で最大規模の降下テフラである。本テフラは浅間火山の南北山麓に分布する小諸火砕流と一連の噴火で噴出した降下軽石とされる。本テフラは本図幅地域のほぼ全域で純層として確認できる。本テフラの層厚は図幅の西部で 80~100cm であり、東部に向かって層厚は減少し、東部の安中市板鼻付近では 40cm である。

本テフラは淡黄色-黄色の輝石安山岩軽石からなる。図幅範囲の西部では軽石の最大径は 5cm を超える。また遊離した斜長石・輝石の結晶片が多数含まれる。

板鼻黄色軽石層の上位にしばしば成層した火山砂層が伴われる。図幅地域西部の保存の良い場所ではこの火山灰層の層厚は 50cm を超え、色調や粒径の違いによる顕著な成層構造が認められる。

総社テフラ (As-Sj)

総社テフラ (Aramaki, 1963; 荒牧, 1968; 早田, 1990, 1995) は、浅間火山から 13ka 頃噴出した降下軽石で、本図幅地域では主に南半部で確認できる。保存の良い場所では本層は灰白色の輝石安山岩軽石の純層として認識できるが、本図幅地域のほとんどの場所では純層としては認められず、地表を覆う黒土層の基底部に本テフラの軽石が散在する。

浅間 C テフラ (As-C)

浅間 C テフラ (浅間 C 軽石) (Aramaki, 1963; 荒牧, 1968; 町田ほか, 1984) は、浅間前掛火山から 4 世紀中頃に噴出したテフラ (石川ほか, 1979) で、本図幅地域のほぼ全域で確認できる。本図幅範囲の西部では本テフラの層厚は約 20cm である。東方に向かって層厚は減少し、本図幅地域の北東部では純層として確認できる地点は限られている。本テフラは黒土層の中位に挟まれ、榛名山東部では榛名二ッ岳渋川テフラの下位約 10cm に認められる。

本テフラは灰白色-淡黄色の輝石安山岩軽石からなる。

本テフラは層厚に対して粒径が大きいことが特徴で、図幅範囲の西部では軽石の最大径は 35 mm を超える。

浅間天仁テフラ (As-B)

浅間天仁テフラ (Aramaki, 1963; 荒牧, 1968; 新井, 1979) は、浅間前掛火山から西暦 1108 年 (天仁元年) に噴出したテフラで、本図幅地域のほぼ全域に分布する。本テフラは、浅間 B 軽石とも呼ばれる (Aramaki, 1963; 荒牧, 1968)。本図幅範囲西端の仙ヶ滝付近では本テフラの層厚は約 50 cm である。東に向かうにつれて層厚は減少し、安中市板鼻付近では約 7 cm である。また北方に向かっても層厚が減少する。図幅の北半分の地域では保存状態の良い場所を除き本テフラの純層が認められる場所は少なく、多くの地点では榛名ニッ岳テフラの上位の黒土中に本テフラに由来する軽石粒が散在する。

本テフラは灰白色-暗灰色の輝石安山岩質軽石からなり、淘汰の良いやや細粒の軽石粒からなり、輝石安山岩質の石質岩片を比較的多量に含む。中に 2~3 枚のやや火山灰に富む薄層を挟むことが特徴である。

浅間天明テフラ (As-A)

浅間天明テフラ (Aramaki, 1963; 荒牧, 1968; 新井, 1979, 田村・早川, 1995) は、浅間前掛火山から西暦 1783 年 (天明三年) に噴出したテフラで、本図幅地域の主に南部の地域で確認できる。本テフラは、浅間 A 軽石とも呼ばれる (Aramaki, 1963; 荒牧, 1968)。本図幅範囲の南西端の仙ヶ滝付近では本テフラの層厚は約 30 cm であるが、北東に向かうにつれて層厚は減少する。図幅東部では保存状態の良い場所を除き、浅間天仁テフラの上位の黒土中に径 5 mm 以下の軽石粒が点在するのが確認できる程度で、純層として観察できる地点はほとんどない。

本テフラは白色-淡黄色の輝石安山岩質軽石からなり、石質岩片は全体に少ない。本図幅西部では、下部のやや細粒な軽石層の上位に、4~5 枚の暗紫色の火山灰の薄層を挟む、やや粗粒の軽石層が重なっているのが認識できる。

6. 4 段丘堆積物及び斜面堆積物

(下司信夫・竹内圭史)

6. 4. 1 斜面堆積物 (c)

本図幅南部の上里見から下里見付近の秋間丘陵北斜面の緩斜面上には、秋間層上部を不整合で覆う厚さ数 m ~ 10 m の淘汰の悪い角礫層が発達する。本層を構成する礫は、斜面の基盤を構成する秋間層上部の安山岩礫からなり、基質は同質の砂礫からなる。上里見-下里見の斜面堆積物は、始良 Tn テフラやその上位の浅間板鼻褐

色軽石など後期更新世の降下テフラを挟むローム層に覆われる。テフラとの層序関係から、その形成年代は中期-後期更新世と考えられる。

本図幅南部の秋間丘陵南斜面の安中榛名駅周辺の緩斜面上には、板鼻層や秋間層を不整合で覆う厚さ最大 15 m の角礫層が発達する。磯貝 (2000) は、安中榛名駅の南斜面において崖錐性の泥流堆積物を報告し、北原泥流と呼んだ。本層は最大径 2 m に及ぶ安山岩礫と、基質の砂礫からなる。上位は浅間火山起源の降下テフラ層に覆われている (金井, 2000; 磯貝, 2000)。現在は大規模な造成により地形が改変されているが、旧版地形図で安中榛名駅付近から秋間川近くまで見られる緩斜面を斜面堆積物の分布範囲とみなした。安中榛名駅西方の大石の地表にも秋間層由来の安山岩巨礫が見られることから、二軒茶屋から大石にかけての緩斜面群も一連の斜面堆積物が分布すると考えられる。本層の分布と、本層が秋間層由来の安山岩巨礫を含むことから、本層は石尊山南側に分布する秋間層から崩壊した堆積物であると推定される。

本図幅南西部の安中市上増田宮掛にみられる標高 450 ~ 520 m にかけての緩斜面上には厚さ 20 m 以上の巨礫層が発達する。礫層は安山岩の亜円礫-亜角礫から構成され、基質は同質の砂礫からなる。基質はやや固結している。礫層を構成する礫は、周辺の秋間層及び相間川層からもたらされた安山岩からなる。増田川と九十九川に挟まれた丘陵に分布する斜面堆積物は、本研究の調査では増田川新井の崖の上部に厚さ約 5 m の巨礫層と約 4 m のテフラ層が遠望できたのみであるが、須貝 (1992) によると礫層は最大厚さ 10 m で、その上位には横川第一テフラ (中山, 1978) を挟むローム層が覆っていることから、この礫層の形成年代は約 150 ka の中期更新世と考えられている (須貝, 1992; 金井, 2000)

6. 4. 2 段丘堆積物 (t)

烏川沿い及び秋間丘陵の各河川沿いに分布する段丘上には、厚さ数 m ~ 10 m の円礫-亜円礫層が発達する。礫層の構成粒子は安山岩の円磨された大礫-巨礫からなり、基質は同質の未固結な砂礫からなる。これらの礫層中の構成粒子は烏川流域に分布する古期榛名火山・鼻曲火山・菅峰火山岩類や、それらの基盤をなす相間川層の安山岩からなる。秋間丘陵の碓氷川水系の秋間川・増田川・九十九川沿いには比較的低位の段丘が小規模に分布する。これらの低位の段丘堆積物は厚さ 2~3 m 以下の砂礫層からなり、砂礫層を構成する粒子は、周辺の秋間層あるいは板鼻層からもたらされた礫からなる。

本図幅区地域の河成段丘は、その比高が数 m から 50 m を超えるものまでさまざまであり、段丘堆積物を覆うテフラの年代もさまざまである。しかし、これらの段丘はいずれも小規模で、分布も断続的であることから、

本報告では年代を区別せず一括して段丘堆積物として扱う。秋間丘陵周辺の碓氷川水系の河岸段丘については、中山（1978）・小林（1985）・須貝（1992）・金井（2000）・磯貝（2000）の報告がある。なお、最も低位の河岸段丘面は碓氷川・九十九川水系の段丘面群のうち最低位のもので、その形成時期は1.3ka以降の更新世末ないし完新世初頭と考えられている（須貝，1992）。

6.5 谷底堆積物（a）

本図幅地域は主に山地及び丘陵からなり、沖積面の発達は河川沿いの谷底平地に限られている。そのうち、烏川沿いの低地には比較的広く後期更新世-現世の河川堆積物からなる谷底堆積物が発達する。

烏川沿いに発達する谷底堆積物は、比高数m以下の段丘及び現河床を構成し、安山岩礫を主とする亜円礫や砂からなる。なお、高崎市中里見付近で行われた北陸新幹線建設工事に関連する試錐結果では、烏川低地の谷底堆積物の層厚は最大22mで、その大部分が円礫層からなる（日本鉄道建設公団東京新幹線建設局，1998）。榛

名山から放射状に発達する開析谷の谷底には、後期更新世-現世の河川堆積物からなる谷底堆積物が発達する。古期榛名火山噴出物由来の安山岩角礫-亜円礫からなり、淘汰の悪い塊状の堆積物を主体とする。しばしば径数mの巨礫を含む。層間には連続性の悪い平行層理が発達する。淘汰の悪い亜角礫-亜円礫混じりの粗粒砂層を伴う。本堆積物は、主として斜面からの崩落堆積物や土石流堆積物と考えられる。

榛名山麓の古期榛名火山の扇状地に発達する開析谷の谷底には、小規模な谷底堆積物が発達する。いずれも周辺の古期榛名火山扇状地堆積物を母材とする砂礫層からなり、谷頭部には泥炭質のシルト層-粘土層が小規模に発達する。秋間丘陵に発達する開析谷の谷底にも小規模な谷底堆積物が発達する。いずれも周辺の秋間層及び板鼻層を母材とする砂礫層からなる。また、しばしば泥炭質のシルト層-粘土層が小規模に発達する。

これらの谷底堆積物の上面には、完新世の降下テフラが断片的にみられる。また最も比高の低い堆積物は現世の河川堆積物からなる。したがって、これらの谷底堆積物の形成年代は主に完新世と考えられる。

第7章 活断層

(下司信夫)

7.1 深谷断層

本図幅南東部には、深谷断層を形成する高崎活動セグメント（全長26km）の北端部が分布する。深谷断層高崎活動セグメントは平均走向N50°W方向、南側隆起の逆断層で、その平均変位速度は0.4m/1000年、その平均活動間隔は7.6千年と推測される（産業技術総合研究所活断層研究センター、2005）。本図幅内では、深谷断

層は高崎市上里見付近から安中市板鼻にかけて見られる秋間丘陵の北東縁の直線的な谷地形に沿って伏在すると考えられている（杉山ほか、2000）。秋間丘陵の北東縁は南西側の秋間丘陵側が上昇する撓曲地形が発達する。下室田付近で行われた反射法地震探査によると、深谷断層を挟んで秋間丘陵側が約350m上昇することが知られている（杉山ほか、2000）。本図幅地域の深谷断層による歴史地震の記録はない。

第8章 応用地質

(下司信夫・竹内圭史)

8.1 高崎炭田

本図幅南部の安中市下秋間から富岡図幅内の高崎市南部の観音山丘陵にかけての地域では、板鼻層上部の礫岩砂岩層に挟在する亜炭層がかつて採掘され高崎炭田と呼ばれた。亜炭層は数層挟在し、主要なのは最も下位の厚さ60～80cmの「本層」と呼ばれる亜炭層である（地質調査所，1960）。佐々木（1958）は亜炭層の層序や炭質成分について詳しく報告している。田中（1952）によれば、高崎炭田は明治2年（1869年）に高崎市乗附で田島炭鑛を開発したことに始まる。産炭量は1940年に2,300t/月、1952年に18鉱山で7,500t/月、うち本地域では秋間・湯澤・碓氷・磯貝の4炭鉱で約1千t/月であった。

本報告の調査では坑口などの詳細は確認していない。

「本層」は館凝灰岩の上位に重なるシルト岩中に挟在し、安中市総合運動公園前の碓氷川の橋の下で観察できる（第8.1図）。

8.2 石材・骨材

本図幅地域では、榛名火山の安山岩溶岩及び相間川層の鮮新世安山岩溶岩が主に砕石として採掘されている。高崎市箕郷町の榛名白川沿いの標高700m付近では、古期榛名火山の安山岩溶岩及び火砕岩を主に砕石として採掘している。また、高崎市倉測町の相間川沿いでは相間川層の安山岩溶岩を主に砕石として採掘している。

榛名山の北東山麓では、榛名ニッ岳テフラの軽石が軽量骨材や園芸用砕石として採掘されている。本図幅内では、渋川市大野の黒沢川沿いで渋川火砕流堆積物中の軽石が、また渋川市明保野から渋川市運動公園にかけての



第8.1図 板鼻層の亜炭層の露頭写真

館凝灰岩の上位に挟在する亜炭層「本層」。地層面を斜め上から見下ろした写真で、写真右手前は下位のシルト岩、左上奥は上位のシルト岩。亜炭層の下底と上面を矢印で示す。シルト岩層を挟みつつ全体として厚さ約60cmの亜炭層をなす。写真中に見られる礫はすべて現河床礫であり地層ではない。ハンマーの長さ約30cm。安中市総合運動公園の碓氷川。

一帯では伊香保降下軽石堆積物中の軽石が採掘された。2010年現在、本図幅内ではほとんど採掘が行われていないが、北側の「中之条」図幅内では現在も採掘が続けられている。

秋間層下部の茶白山溶結凝灰岩部層の強溶結部は、秋間石あるいは鹿間石の名称で石材としてごく小規模に採掘され利用された。石材としての利用は江戸時代に始まり、昭和中期頃まで利用されていた（安中市誌編纂委員会、1964）。

8.3 温泉

本図幅地域には、伊香保温泉をはじめとする多くの温泉が存在する。これらの温泉は、活火山である榛名火山に由来するものと、基盤を構成する秋間層・板鼻層から湧出するものに大別される。

榛名火山に由来すると考えられる温泉としては、伊香保温泉、榛名湖温泉、及びガラメキ温泉が挙げられる。伊香保温泉は二ッ岳溶岩ドームの北東約1.2kmの標高850m付近に湧出する硫酸塩泉で、奈良時代にすでに湧出・利用の記録がある。かつては地表に自噴する温泉が利用されていたが、第二次大戦以降複数の温泉井の掘削が行なわれ、現在は温泉井から自噴あるいは動力揚湯された温泉が利用されている。そのほか、周辺から自然湧出する温泉の一部も合わせて利用されている。泉温は1～5号泉（深度60～347m）が39～48℃、6号泉（深度400m）が59～68℃である（久保、1995）。これらの源泉井からの合計湧出量は約3,000l/分である（久保、1995）。伊香保温泉付近で行なわれた掘削によると、深度238m付近まで二ッ岳渋川テフラに対比される角閃石安山岩質凝灰角礫岩が分布し、それ以深は熱水変質

を受けた輝石安山岩からなる（柳原・井田、1955）。伊香保温泉の源泉付近には二ッ岳渋川噴火で形成されたと考えられる角閃石安山岩質凝灰角礫岩が埋積する凹地形が埋没しており、その底部及び基盤内に発達する少なくとも3層の温泉貯留層から温泉が湧出している（久保、1995）。

榛名湖温泉は、榛名富士の北西麓の榛名カルデラ内に掘削された深度303mの温泉井から動力揚湯されているナトリウム塩化物-硫酸塩泉で、泉温は約37℃、湧出量は230l/分である。

ガラメキ温泉は相馬山南東山麓の標高885m付近に自然湧出する単純泉で、泉温は約28℃、湧出量3.2l/分である（石井・伊藤、1996）。古期榛名火山噴出物と相馬山溶岩ドームの境界部付近から湧出している。室町期から温泉の所在に関する文献記録が残され、第二次大戦直後まで利用されていたが、現在は利用されていない。

本図幅地域の南端部の板鼻層の分布地域には上益田温泉、西上州湯沢温泉などが分布し、泉質はナトリウム-炭酸水素塩泉あるいは硫黄泉である。これらの温泉は自噴あるいは浅井戸からの揚湯である。

また榛名火山の南から東山麓の扇状地上には、榛名温泉、梅香温泉、榛東温泉などが分布する。また本図幅地域の南西部に分布する鮮新世から更新世の火山岩地帯では、倉沢温泉、亀沢温泉、倉沢湯ヶ沢温泉、相間川温泉などのナトリウム塩化物泉あるいはアルカリ性単純泉が分布する。これらはいずれも500～1,600mの深井戸から動力揚湯され、泉温は40～60℃である。温泉貯留層は伏在する板鼻層と考えられる（たとえば榛東温泉、久保ほか、2003）。

地質図では、温泉の自然湧出地点のみを示し、揚湯地点は省略している。

文 献

- 秋間団体研究グループ（1971）群馬県安中市北部の新第三系。地球科学, vol.25, p.219-226.
- 秋間団体研究グループ（1975）群馬県烏川支流, 相間川流域の地質。地球科学, vol.29, p.166-176.
- 秋間団体研究グループ（1996）群馬県松井田町, 碓氷川上流地域の地質。地球科学, vol.50, p.161-176.
- 安中市誌編纂委員会（1964）安中市誌。安中市, 1008p.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道（2008）鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序。第四紀研究, vol.47, p.391-408.
- 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, vol.6, p.1-79.
- 新井房夫（1979）関東地方北西部の縄文時代以降の指標テフラ層。考古学ジャーナル, no.157, p.41-52.
- 新井雅之・矢口裕之（1994）榛名火山の後期更新世末から完新世の噴火誌。日本第四紀学会講演予稿集, vol.24, p.174-175.
- Aramaki, S. (1963) Geology of Asama Volcano. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol.14, p.229-443.
- 荒牧重雄（1968）浅間火山の地質。地団研専報, no.14, p.1-45.
- 千地万造・紺田 功（1978）富岡層群及び西八代層群・静川層群の浮遊性有孔虫による生層序。「日本の新生代地質」, p.73-92.
- 地質調査所編（1960）III. 12 高崎炭田。主として燃料となる鉱石-石炭-, 日本鉱産誌 BV-a, 工業技術院地質調査所, p.355-360.
- 藤本治義・小林 學（1938）群馬県碓氷川及び鐺川流域の第三紀層に就いて。地質雑, vol.45, p.205-225.
- 下司信夫・大石雅之（2011）榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素 14 年代。地質調査研究報告, vol.62, p.177-183.
- 群馬県地質図作成委員会（1999）群馬県 10 万分の 1 地質図。
- 群馬県農業局農業基盤整備課編（2005）榛名山。5 万分の 1 土地分類基本調査, 群馬県農業局農業基盤整備課, 45p.
- 群馬県温泉協会（2003）学術調査研究報告 温泉科学, 温泉地質図（榛東温泉）。10p.
- 群馬県自然環境課（2008）良好な自然環境を有する地域学術調査報告書（XXX III）里山地域（榛名山西部）。p.1-110.
- 群馬町誌編纂委員会（1995）群馬町誌資料編 4, 自然。335p.
- 榛名町誌編さん委員会（2007）榛名町誌自然編。459p.
- 早川由紀夫・中村賢太郎・藤根 久・伊藤 茂・広田正史・小林絃一（2009）榛名山で古墳時代に起こった洪川噴火の理学的年代決定。日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, V159-008.
- 林 成多（1995）群馬県西部岩野谷丘陵の中部更新統, 野殿層から産出した昆虫化石。野尻湖博物館研報, no.3, p.35-44.
- 本間岳史（1987）関東山地北東縁部荒川中流域の中新統（その 3）一楊井層の層相と層序一。埼玉県立自然史博研報, no.5, p.23-48.
- 星野通平（1958）板鼻層の貝化石群集について。藤本治義教授還暦記念論文集, p.220-223.
- 飯島南海夫・田口今朝男・石和一夫・甲田三男・中村二郎・木船 清・小林将喜・矢野和男・山岸いくま（1958）フォッサ・マグナ東部の火山と基盤。地球科学, no.37, p.46-59.
- 石井栄一・伊藤芳朗（1996）群馬県榛名山中にあるガラメキ温泉の地表面温度分布。温泉科学, 46, 132p.
- 石川正之助・井上唯雄・梅沢重昭・松本浩一（1979）火山堆積物と遺跡 I。考古学ジャーナル, vol.159, p.3-40.
- 石和田靖章（1948）群馬県碓氷部附近の瓦斯鑛床。石油技誌, vol.13, p.225-234.
- 磯貝基一・周藤賢治・富樫敬吾（1976）群馬県南西部の秋間層, 相間川層及び剣ヶ峰層中の火山岩類の岩石学的研究。岩鉱, vol.71, p.50-59.
- 磯貝基一（2000）第 2 節 安中市の地質。安中市史刊行委員会編, 安中市史 第一巻 自然編, 第 I 章 地形・地質, 安中市, p.19-35.
- 岩崎重三（1897）榛名火山及び角落火山地質調査報文。震災予防調査会報告, no.11, p.140-180.
- 金井 孝（2000）第 1 節 安中市の地形。安中市史刊行委員会編, 安中市史 第一巻 自然編, 第 I 章 地形・地質, 安中市, p.3-18.
- 金子 稔・野村正弘（1998）群馬県富岡。安中地域の原市層。板鼻層最下部の有孔虫化石と古環境。群馬県立自然史博物館研究報告集, vol.2, p.57-66
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸（1989）K-Ar 年代から見た信越地域の火山活動。岩鉱, vol.87, p.211-225.
- 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。p.378.
- 小林二三雄（1985）第二章 地形・第四章 地質。松井田町誌編さん委員会編, 松井田町誌, p.1-12・p.16-52.
- 小林昭二（2002）群馬県安中市の板鼻層（中期中新世後期-後期中新世前期）産のハリテリウム亜科の海牛目化石。地球科学, vol.56, p.179-190.
- 小森郁美・矢口裕之（1992）クリスタル・アッシュの層位と強磁性鉱物の熱磁気特性による対比。第四紀, no.25, p.11-16.
- 久保誠二（1995）伊香保温泉付近地質図, 学術調査研究報告 温泉科学 温泉地質図（平成 5.6 年度）。群馬県温泉協会, 29p.
- 久保誠二・角田寛子（1973）群馬県高崎市西方に分布する板鼻層の堆積サイクル。地質雑, vol.79, p.687-697.
- 久保誠二・中村庄八・小山和久・高橋陽一（1993）地形・地質（吾妻溪谷及びその南西域）。長野原の自然, 長野原町, p.3-89.
- 久保誠二・飯島静男・後藤哲也・中村庄八・中村正芳・山岸勝治・吉羽興一（2003）榛東温泉ボーリング柱状図・説明書。群馬県温泉協会, 10p.

- 倉渕村誌編さん委員会 (2007) 新編倉渕村誌第3巻自然編. p.255.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫 (1984) テフラと日本考古学—考古学研究と関係するテフラのカタログ—. 渡辺直経編「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学」, p.865-928.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 松丸国照 (1977) 関東山地北縁—北東縁の新第三系の層序. 地質雑, vol.83, p.213-225.
- Matsuoka, H., Nakajima, H., Takakuwa, Y. and Hasegawa, Y. (2001) Preliminary note on the Miocene flightless swan from the Haraichi Formation, Tomioka Group of Annaka, Gunma, Japan. *Bull. Gunma Mus. Nat. Hist.*, no.5, p.1-8.
- 松岡廣繁・長谷川善和・高桑祐司 (2004) 完全剖出された中新統富岡層群産“アンナカコバネハクチョウ”標本の骨格要素. 群馬県立自然史博物館研報, no.8, p.35-56.
- 宮崎重雄 (1988) 群馬県の海生哺乳類化石の概要. 日本産海生哺乳類化石の研究, 総合研究 (A) 報告書, p.11-14.
- 森山昭雄 (1971) 榛名山東・南山麓の地形—とくに軽石流の地形—. 愛知教育大地理学会地理学報告, vol.36-37, p.107-116.
- 本宿団体研究グループ (1968) 群馬県本宿地域のグリーンターフ層内で発見した二重陥没構造とその意義. 地球科学, vol.22, p.32-36.
- 長野県地学会 (1962) 20万分の1 長野県地質図幅及び同説明書 (改訂版). 内外地図, 78p.
- 中島啓治 (1999) 板鼻層中の貝化石床. 群馬県立自然史博物館編, 群馬県天然記念物 (地質・鉱物) 緊急調査報告書, 群馬県教育委員会, p.67.
- 中島啓治・南雲 保 (1999) 群馬県安中市野殿に分布する中期更新世野殿層の珪藻. 群馬県立自然史博物館研報, no.3, p.25-36.
- 中村正芳・永沢和弘 (1984) 群馬県武尊火山北麓における含堇青石・カミングトン閃石火山灰の発見. 地球科学, vol.38, p.210-214.
- 中村正芳・高崎地学愛好会 (1989) 群馬県西部碓氷川下流域の第四系—野殿集塊岩層の再検討. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨集, p.276-276.
- 中村正芳・新井房夫 (1998) 群馬県中央部で発見された前期更新世の含堇青石テフラについて. 地球科学, vol.52, p.153-157.
- 中村庄八 (2005) 群馬県吾妻川流域に分布する侵食された火山の内部と基盤構造. 地球科学, vol.59, p.5-24.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・濱崎聡志・広島俊男・駒澤正夫 (1998) 20万分の1 地質図幅「長野」. 工業技術院地質調査所.
- 中山茂樹 (1978) 碓氷川流域の河岸段丘. 駒澤地理, no.14, p.245-252.
- 日本鉄道建設公団東京新幹線建設局 (1982) 上越新幹線 (大宮・水上) 地質図.
- 日本鉄道建設公団東京新幹線建設局 (1998) 北陸新幹線 (高崎・長野間) 地質図.
- 野村 哲 (1991) 関東山地北側の新生代末の隆起過程. 地団研専報, no.38, p.95-102.
- 野村 哲・伊藤 収・新井文夫 (1979) 群馬県茶臼山溶結凝灰岩の地質構造と磁化. 地質学論集, no.16, p.213-220.
- 野村 哲・秋間団体研究グループ (1981) 関東平野北西縁の地質. 地質学論集, no.20, p.161-167.
- 野村 哲・小坂共栄 (1987) 群馬県南西部の新第三系の地質構造発達史. 群馬大学教養部紀要, vol.21, p.51-68.
- 野村 哲・海老原充 (1988) 群馬県西部新生代火山岩類のK-Ar年代と古地磁気. 群馬大学教養部紀要, vol.22, p.65-78.
- 野村 哲・小林 豊・渡辺将哲・海老原 充 (1990) 群馬県榛名火山の基盤. 群馬大学教養部紀要, vol.24, p.79-92.
- 野村 哲・矢口裕之 (1993) 火山地域における火砕流流域河川の地質学的研究. 河川整備基金助成事業報告書, 群馬県, 38p.
- 大石雅之・高橋雅紀 (1990) 群馬県高崎地域に分布する中新統—とくに庭谷不整合形成過程について—. 東北大地質古生物研報, no.92, p.1-17.
- 大石雅之 (2010) 斜長石斑晶の屈折率を用いたテフラ対比の検討. 第四紀研究, vol. 49, p.35-42.
- 大島 治 (1972) 榛名火山の火砕流および関連堆積物 (その1). 火山, vol.17, p.156-157.
- 大島 治 (1975) 噴火現象の Mineralogy. 火山, vol.20, p.275-298.
- 大島 治 (1986) 榛名火山. 日本の地質「関東地方」編集委員会編「関東地方」, p.222-224.
- 太田良平 (1957) 5万分の1 地質図幅「草津」及び説明書, p.83.
- 大塚富男・高浜信行・中里裕臣・野村 哲・足立照久 (1998) 現在活動中の巨大地すべり—群馬県烏川中流域の湯殿山巨大地すべりの事例—. 地球科学, vol.52, p.210-224.
- 尾崎公彦・石井淑子・茂呂 徹 (1981) 群馬県安中市周辺の板鼻・秋間層産化石植物群. 横浜国大理科紀要, no.28, p.77-89.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.58, p.63-81.
- 坂口 一 (1986) 榛名二ツ岳起源FA・FP層下の土師器と須恵器. 群馬県教育委員会編「荒砥北原遺跡・今井神社古墳群・荒砥青柳遺跡」, p.103-119.
- 産業技術総合研究所活断層研究センター (2005) 活断層データベース. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/>
- 佐々木実 (1958) 群馬県高崎亜炭田炭質調査報告. 地調月報, vol.9, p.441-448.
- 渋川市教育委員会 (1987) 中筋遺跡発掘調査概要報告書. 渋川市発掘調査報告書 vol.13, 16p.
- 渋川市誌編さん委員会 (1987) 渋川市誌第1巻自然編. 654p

- 清水文健・八木浩司・桧垣大助・井口隆・大八木則夫 (2002) 地すべり地形分布図 第16集「長野」, 防災科学技術研究所研究資料, no.238.
- 早田 勉 (1989) 6世紀における榛名火山の2回の噴火とその災害. 第四紀研究, vol.27, p.297-312.
- 早田 勉 (1990) 第一章 群馬県の自然と風土. 群馬県史編さん委員会編「群馬県史 通史編1 原始古代1」, p.37-129.
- 早田 勉 (1995) 第2章 地形と地質, 第2節 テフラからさぐる浅間山の活動史. 御代田町誌・自然編, p.22-43.
- Soda, T. (1996) Explosive activities of Haruna volcano and their impacts on human life in the sixth century A.D. *Geograph. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.* vol.31, p.37-52.
- 早田 勉 (1996) 関東地方～東北地方南部の示標テフラの諸特徴 -とくに御岳第1テフラより上位のテフラについて-. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (VII), 名古屋大学年代測定資料研究センター, p.256-266.
- 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 第四巻, 関東・伊豆小笠原弧. 東京大学出版会, p.61-64.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男 (1992) 20万分の1地質図幅「宇都宮」. 工業技術院地質調査所.
- 須貝俊彦 (1992) 利根川支流, 碓氷川における中期更新世以降の河成段丘発達史. 地理学評論, vol.65, p.339-353.
- 杉山雄一・水野清秀・須貝俊彦・伏島祐一郎・遠藤秀典・宮下由香里・山崎晴雄・山口和雄・伊藤久男 (2000) 群馬県下における深谷断層系の反射法地震探査. 地質調査所速報, 平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書, p.43-59.
- 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, vol.99, p.182-197.
- 鈴木毅彦 (1992) 大町 APm テフラ群の岩石記載的特性とそれにもとづく対比. 第四紀, vol.25, p.1-5.
- Suzuki, Y. and Nakada, N. (2007) Remobilization of Highly Crystalline Felsic Magma by Injection of Mafic Magma: Constraints from the Middle 6th Century Eruption at Haruna Volcano, Honshu, Japan. *Jour. Petrol.*, vol.48, p.1543-1567 (doi :10.1093/petrology/egm029) .
- 高橋雅紀 (2008) 3.2.1 富岡地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3 関東地方, 3 第三系, 3.2 関東山地周辺, 朝倉書店, 東京, p.135-143.
- 高橋雅紀・林 広樹 (2004) 群馬県富岡地域に分布する中新統の地質と複合年代層序. 地質雑, vol.110, p.175-194.
- 高柳洋吉・酒井豊三郎・尾田太良・高山俊昭・織山 純・金子稔 (1978) Kaburan Stage に関する諸問題. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), p.93-111.
- 竹本弘幸 (2008) 榛名火山の活動と中之条盆地・烏川・碓氷川・鍋川の段丘. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 関東地方, 朝倉書店, 東京, p.357-361
- 竹本弘幸・米澤 宏・由井将雄・小池一之 (1987) 中之条湖成層の層序とフィッシュン・トラック年代. 駒沢地理, 23, p.93-108.
- 竹本弘幸・久保誠二 (1995) 群馬の火山灰. みやま文庫, 180p.
- 田村知栄子・早川由紀夫 (1995) 史料解読による浅間山天明三年 (1783年) 噴火推移の再構築. 地学雑誌, vol.104, p.843-864.
- 田中 勇 (1952) 群馬県下の亜炭産業. 群馬縣地質産産誌 第二報, 群馬縣地下資源報告書, no.2, p.28-63.
- 渡部景隆 (1952) 関東山地北東縁部第三紀層中に見られる部分的不整合. 地質雑, vol.58, p.523-528.
- 矢口裕之 (1999) 群馬県北西部のテフラとローム層の層序. 群科研埋蔵文化財調査事業団研究紀要, vol.16, p.61-89.
- 矢口裕之・田辺智隆 (1990) 群馬県北部に分布する中期更新世の火山灰. 日本第四紀学会講演予稿集, vol.20, p.110-111.
- 矢口裕之・榛名団体研究グループ・高崎地学愛好会 (1992) 群馬県榛名火山周辺の中期更新統. 第四紀, no.25, p.57-62.
- 矢口裕之・野村 哲・檀原 徹・高崎地学愛好会 (1993) 榛名火山南東部に分布する中期更新統の層序. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨, p.297.
- 山元孝広 (2006) 宇都宮市宝積寺段丘で掘削されたUT05コアの層序記載と鬼怒川の侵食履歴. 地質調査研究報告, vol.57, p.217-228.
- 柳原親孝・井田太治 (1955) 群馬県伊香保町湯本における温泉試錐調査報告. 通産省工業技術院地質調査所, 14p.
- 米澤 宏・竹本弘幸・岡田武幸・由井将雄・丸山三美 (1984) 中之条盆地周辺のテフラ―とくに中之条湖成層の時代について. 関東平野, vol.1, p.2-5.
- 吉川和男・中村正芳・大場孝信 (1994) 群馬県安中市周辺の野殿累層中の凝灰岩ブロックから発見された堇青石とカミングトン閃石について. 地球科学, vol.48, p.133-141.

Geology of the Haruna San District

By

Nobuo GESHI*, Keiji TAKEUCHI*

(written in 2010)

ABSTRACT

OUTLINE

The Haruna San district locates at the connection of the eastern and central part of the Honshu arc and on the southernmost part of the volcanic front of the Northeastern Japan Arc. The geology of this district is characterized by the Pliocene – Quaternary volcanic complexes overlaying the Middle – Late Miocene marine strata.

The geology of this district can be divided into four major geological units: (1) Miocene marine to fluvial sediments (Annaka Group), (2) Pliocene – Early Pleistocene volcanoclastic deposits (Akima and Aimagawa Formations), (3) Early Pleistocene volcanoclastic deposits (Kanpo volcanic rocks), and (4) Middle Pleistocene to Holocene Haruna volcano. The Geology of this district is summarized in Figs 1 and 2.

NEOGENE

Miocene strata

The early Middle to early Late Miocene thick marine strata are widely distributed in the southern margin of the Haruna San district and the Tomioka district. Among them, upper two of the Annaka Group, i.e. the Haraichi and Itahana Formations are distributed in the Haruna San district.

The Middle Miocene Haraichi Formation is composed of siltstone with 400m in thickness in the Haruna San district. In the Tomioka district, the formation comprises several vertebrate fossils and intercalates chronostratigraphically important tuff key beds (Takahashi and Hayashi, 2004).

The early Late Miocene Itahana Formation is mainly composed of conglomerate, sandstone and interbedded sandstone and siltstone with 1,400-1,000m in thickness. The Itahana Formation is divided into lower and upper parts by the Tate Tuff Bed intercalating in the middle horizon of the formation. The lower half of the lower part is composed of marine sandstone and interbedded sandstone and siltstone. And the upper half of the lower part is composed of conglomerate with sandstone and siltstone. The Tate Tuff Bed is the felsic pumice tuff with 40m in thickness. It is a key bed found throughout the Itahana and correlative formations. The upper part of the Itahana Formation is mainly composed of conglomerate with minor siltstone. The uppermost part of the formation is composed of 250m-thick felsic lapilli tuff beds. The Itahana Formation totally shows the regressive facies change from deltaic to fluvial.

Pliocene to Early Pleistocene volcanic rocks

The Pliocene – Pleistocene volcanic rocks of Akima and Aimagawa Formations distribute in the southern part of the Haruna San district. The distribution of Aimagawa Formation is mainly in the southwestern part of the district and continues to the adjacent Karuizawa area. Distribution of Aimagawa Formation suggests that the eruption centers were located in the area around Mt. Kengamine in the adjacent Karuizawa area. The Aimagawa Formation in the Haruna San district consists of andesitic pyroclastic rocks with some andesite lava flows. The K-Ar ages reported from the Aimagawa Formation range from 4.45 to 1.79Ma.

The Akima Formation distributes in the Akima Hill and consists mainly of the volcanoclastic rocks. The Akima Formation can be subdivided into the lower and upper parts. The lower part consists of three subunits consisting of andesitic volcanoclastic rocks. The Chausuyama Welded Tuff Member distributing in the uppermost zone of the lower part is the strongly-welded andesitic pumice flow deposit. The upper part of the Akima Formation consists mainly of andesitic pyroclastic flow deposits and the conglomerates. The lithofacies of the Akima Formation indicates that the Formation was formed as the volcanic fan deposit. The facts that the thickness

* Insitute of Geology and Geoinformation

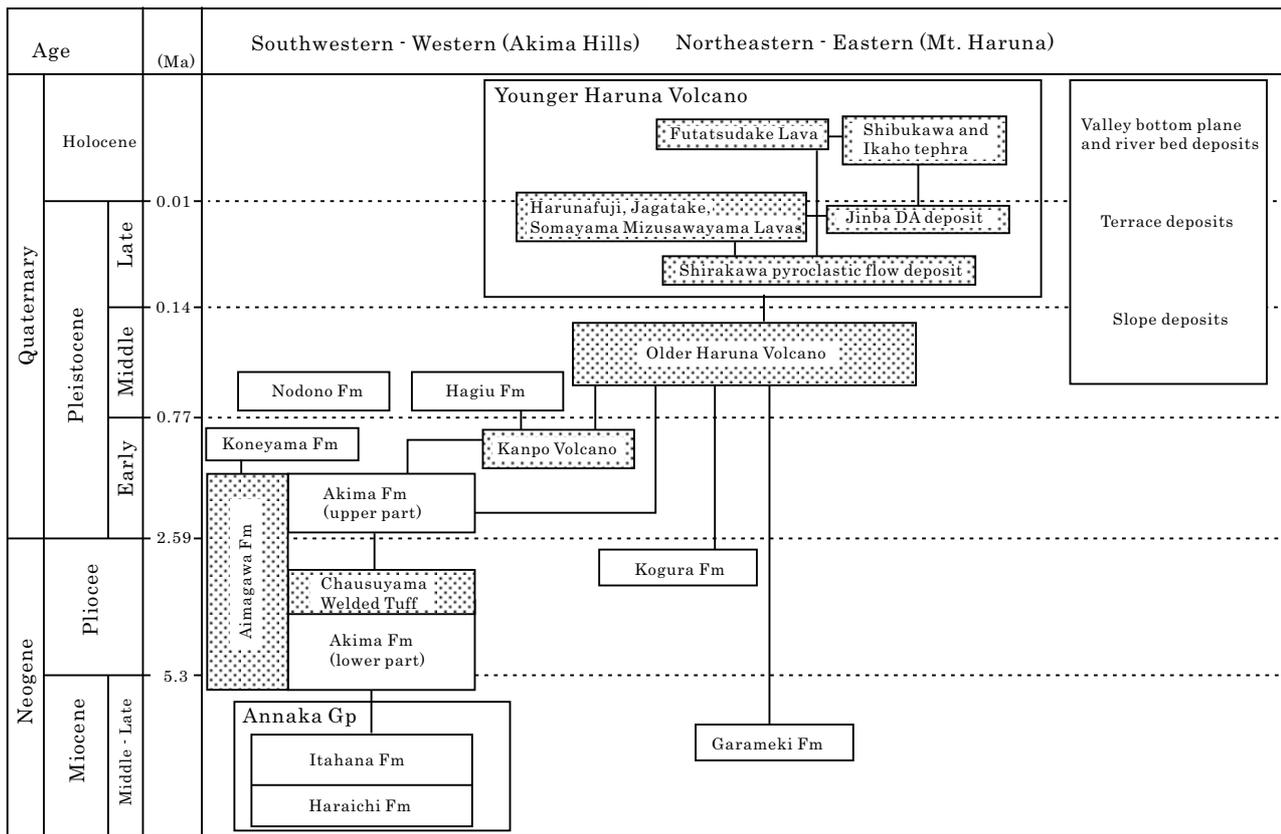


Fig. 1 Summary of the geology in the Haruna San District

and grain size of the Akima Formation increase westward and the rock type of the Akima Formation is similar to that of the Aimagawa Formation in the same age indicate that the pyroclastic and volcanoclastic materials consisting of the Akima Formation were derived from the area of the Aimagawa Formation. The petrological signatures of the Chausuyama Welded Tuff Member are distinct from the other units of the Akima Formation and similar to that of the Shiga welded tuff in the Karuizawa area. The K-Ar ages and FT age reported from the Akima Formation range from 6.6 to 0.9 Ma. The lower part was formed between 6.6 and 4.1 Ma and the upper part was formed between 2.4 Ma and 0.9 Ma.

The Pliocene volcanic rocks of Kogura Formation distribute locally around Mt. Kogara in the northwestern part of the Haruna San district. A K-Ar age around 3 Ma was reported from the lava of Kogura Formation.

QUATERNARY

Early to Middle Pleistocene volcanic rocks

The Haruna volcano is an andesitic composite volcano locating at the central part of the Haruna San district. The volcanic edifice of the Haruna volcano can be divided into the older Haruna volcano and the younger Haruna volcano from the age and the lithofacies.

The older Haruna volcano consists of a pyroxene-andesitic stratovolcano at the central portion of the Haruna San district. The stratovolcano of the older Haruna volcano has a conical edifice with about 25 km across at its base and about 1000 meters high from the surrounding plane. The volcanic edifice of the older Haruna volcano is dissected by many valleys distributing from the summit of the older Haruna volcano. The volcanic activities of the older Haruna volcano were in the middle Pleistocene.

The upper part of the older Haruna volcano is comprised of the welded pyroclastic materials and massive lava flows, consisting of the pyroxene andesite. Some massive lava flows develop in the uppermost part of the edifice of the older Haruna volcano. More than 30 radial dikes distribute in the summit area of the older Haruna volcano and form a radial dike swarm.

The flank part of the older Haruna volcano consists of the complex of volcanic fans. The deposits of the volcanic fan consist of the volcanic breccias and conglomerate, considered as the lahar and debris flow deposits. Some andesitic scoria flow deposits develop in the fan deposits. Among them, the Miyazawa pyroclastic flow deposits distributing mainly in the southern flank of the older Haruna volcano is the largest pyroclastic flow deposit.

The eastern margin of the distribution of the Kanpo volcanic rocks in the early Pleistocene age distributes in the westmost part of the Haruna San district. The Kanpo volcanic rocks in the Haruna San district consist of the volcanic breccias and conglomerate of andesitic blocks. The volcanic rocks of Hanamagari Volcano, consisting of the conglomerate with andesitic blocks, distributes in the southwestern part of the Haruna San district.

Late Pleistocene to Holocene volcanic rocks

The younger Haruna volcano consists of the pyroclastic fall and flow deposits from the Haruna caldera and some andesitic lava domes distributing on the summit area of the older Haruna volcano. The volcanic activities of the younger Haruna volcano started around 45 ka with the eruption of Haruna-Hassaki tephra, following the hiatus of about 20 kyr. The Haruna-Hassaki tephra consists of the Haruna-Hassaki airfall tephra deposit and the Shirakawa pyroclastic flow deposits. The Haruna-Hassaki airfall tephra deposit distributes mainly in the eastern flank of the Haruna volcano and can be recognized in the northern part of the Kanto Plane. The Haruna-Hassaki airfall tephra deposit is a well-sorted pumice-fall deposits consisting of hornblende andesite pumice. The Shirakawa pyroclastic flow deposit is a massive pumice flow deposit distributing mainly in the southern flank of the Haruna volcano. The Shirakawa pyroclastic flow deposit forms a pyroclastic flow fan along the Haruna River. The maximum thickness of the Shirakawa pyroclastic flow deposit is more than 30 m.

During the eruptions of Haruna-Hassaki tephra, the Haruna caldera with 3×2 km across was formed at the summit of the older Haruna volcano.

The pumice block of the Shirakawa pyroclastic flow deposit consists of the hornblende andesite with the whole-rock SiO₂ content ranging from 60 to 63 wt.%. The petrological character of the Shirakawa pyroclastic flow deposit is similar to that of the Hassaki airfall deposit.

Some andesitic lava domes were built on the summit area of the Haruna volcano after the eruption of Haruna-Hassaki tephra. The Jagatake lava dome and Haruna-Fuji lava dome were the oldest. The age of the Haruna Fuji lava dome is estimated between 45 and 29 ka from the tephra stratigraphy. The Somayama lava dome located at the eastern rim of the Haruna caldera was erupted around 20 ka. The southern part of the Somayama lava dome was collapsed during its growth and formed the Jinba debris flow deposit distributing on the eastern flank of the Haruna volcano. The Mizusawayama lava dome erupted on the eastern part of the Haruna volcano around 10 ka.

The Futatsudake lava dome is the youngest lava dome formed during the 6th century. Prior to the formation of the Futatsudake lava dome, two major pyroclastic eruptions occurred from the vent located at the Futatsudake lava dome during the 5th and 6th centuries. The first pyroclastic eruption named Shibukawa eruption produced the Haruna-Futatsudake-Shibukawa tephra. The Haruna-Futatsudake-Shibukawa tephra consists mainly of the thin pyroclastic flow deposit, considered as the pyroclastic surge deposit, and the massive pumice flow deposit. The pyroclastic surge deposits covered mainly in the eastern part of the Haruna volcano and the distribution covered the central portion of the Maebashi city. The eruption age of the Haruna-Futatsudake-Shibukawa tephra is considered as the end of the 5th century.

The second pyroclastic eruption named Haruna-Futatsudake-Ikaho eruption produced the Haruna-Futatsudake-Ikaho tephra. The Haruna-Futatsudake-Ikaho tephra consists of a pumice fall distributing from the Haruna volcano to northeastern direction. The pumice fall deposits reached to the southern part of the Miyagi Prefecture. Some archeological sites around 6th century have been founded from the bottom of the pumice fall deposit. The pyroclastic flow deposits of the Haruna-Futatsudake-Ikaho tephra distributed in the eastern part of the Haruna San district. The massive pumice flow deposits distribute mainly along the valleys of the Numaogawa River on the northeastern flank and the Haruna-Shirakawa River on the southeastern flank. The Futatsudake lava dome is the latest product of this eruption.

The petrological characters of the two eruptions are similar. The tephra and lava consists of hornblende andesite with whole-rock SiO₂ content ranging from 60.2 to 63.2 wt.% except for the gray-colored pumices at the base of the Ikaho tephra.

ECONOMIC GEOLOGY

Many hot springs are developed in the Haruna San district. The largest hot springs is the Ikaho hot springs, which discharges from the northeastern base of the Futatsudake lava dome. The usage of this hot springs has been recorded from the Nara Period (8th century). The hot springs are mainly produced from some wells 60 – 400 m deep. The total production of the Ikaho hot spring is about 3000 l/min and the temperature ranges from 39 to 68 °C.

The Harunako hot spring in the Haruna caldera is produced from the well reaching 303 m deep. The production is about 230 l/min and the temperature is 37 °C.

Some hot spring wells reached 500 – 1,600 m deep are also developed in the Haruna San district.

The main mineral resources developing in this district is stone materials. The lavas of the Akima Formation and the older Haruna volcano are developed for the crushed-stone. The pumice deposits of the Haruna-Futatsudake-Shibukawa pyroclastic flow deposit and Ikaho pumice fall deposit are developed for the concrete aggregate and the agricultural soil materials.

The Upper Itahana Formation was mined for lignite in the Takasaki Coal field. There were several mines from 1870's, and all mines closed until 1964.

執筆分担

第1章 地形	下司信夫
第2章 地質概説	下司信夫・竹内圭史
第3章 中新統	竹内圭史・下司信夫
第4章 鮮新統及び下部更新統	下司信夫・竹内圭史
第5章 下部及び中部更新統	下司信夫・竹内圭史
第6章 上部更新統及び完新統	下司信夫
第7章 活断層	下司信夫
第8章 応用地質	下司信夫・竹内圭史

文献引用例

下司信夫・竹内圭史(2012)榛名山地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 79p.

章単位での引用例

下司信夫(2012)榛名山地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p.1-4.

Bibliographic reference

Geshi, N. and Takeuchi, K. (2012) Geology of the Haruna San district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 79p. (in Japanese with English abstract 3p).

Bibliographic reference of each chapter

Geshi, N. (2012) Geology of the Haruna San 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) 榛名山地域の地質
平成24年 3月12日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 創文印刷工業株式会社

© 2012 Geological Survey of Japan, AIST