

桐生・伊勢崎・前橋
周辺の流れ山

桐生・伊勢崎・前橋周辺の流れ山

調査者 澤口 宏

1 地域の概況

調査地域は桐生市とみどり市にまたがる桐生地域（阿左美沼周辺）および桐生市新里町南部から前橋市東部、伊勢崎市の北部～東南部にわたる赤城南面地域である（図1-1a、b）。両地域とも赤城火山の山麓斜面（裾野）として形成されたが、阿左美沼周辺は大間々扇状地によって赤城火山南東斜面から分断され、裾野としては連続していない。

調査地域には、平坦な裾野の緩斜面や大間々扇状地面とは異なる小丘陵～小高い丘が多数分布している。これらの小丘地形は、赤城火山の岩屑なだれが形成した流れ山である（守屋 1968）。赤城南面地域の流れ山は、標高180m前後を走る上毛電鉄から伊勢崎市街地の間に多数分布しており、分布南限は同市境町北部に達する。調査地域の流れ山の多くは農地や宅地、公園、樹林または社寺境内に利用されて地層の露出が少なく、とくに内部構造を示すほどの露頭はほとんど存在しない。南西斜面の流れ山は、久保（2010）が詳細に報告しているが、ここでは流れ山の分布と地形を中心に、観察できた数箇所の岩屑なだれ堆積物を記載する。なお、調査地域の岩屑なだれ堆積物は、守屋の梨木岩屑なだれ堆積物に対比する。



図1-1a 桐生地域



図1-1b 赤城南面地域

2 地形・地質

(1) 地形

調査地域の地形は、流れ山、流れ山台地、大胡軽石流台地、火山麓台地、大間々扇状地、粕川扇状地、谷底平野よりなるが、ここでは流れ山を中心に述べる(図2-1a、b)。

ア 流れ山

(ア) 分布

流れ山は大間々扇状地を挟んで、東の阿左美沼周辺地域と西の赤城南面地域に分布する。なお、赤城火山の流れ山は、守屋(1968)が「梨木泥流堆積物」の分布地を地形学図で「梨木泥流堆積面」として区分した(梨木岩屑なだれ堆積物は、当時は泥流堆積物と考えられていた)。調査地域の

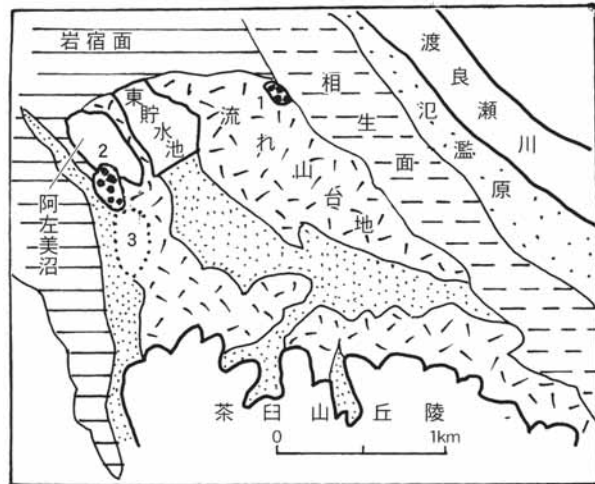


図2-1a 桐生地域の流れ山 1～3と地形分類

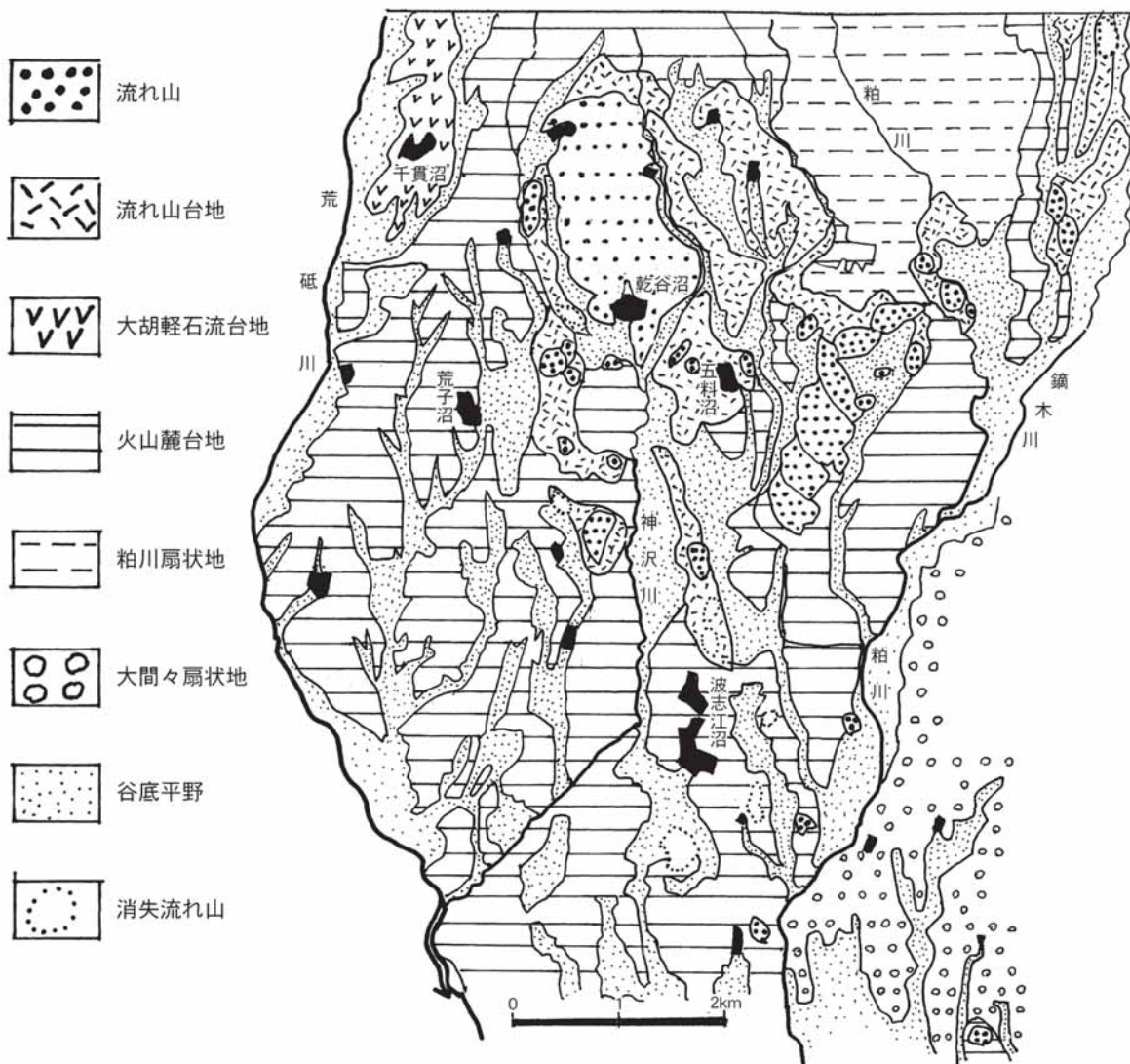


図2-1b 赤城南面地域の地形分類図

「梨木泥流堆積面」は、込皆戸周辺の3箇所と多田山、西野神社丘、峰岸山および新里の7箇所だけであるが、この他に中小の流れ山が多数現存することが分かった。多田山など大規模な丘陵状の流れ山は、複数の流れ山の集合体と考えて数個に分けた。

a 桐生地域

茶臼山丘陵の北端から阿左美沼南端および東貯水池下流の谷底平野の東側に分布している（図2-1a）。前者には三方が沼に臨む浅海八幡宮の丘とその南の丘があったが、南の丘は病院敷地になって原型をとどめない。後者は東武桐生線新桐生駅の北約400mにあり、東側は大間々扇状地相生面に接している。中心部は白滝神社の境内になっている。なお、鹿田山丘陵の北麓には、梨木岩屑なだれ堆積物が基盤岩に乗り上げている露頭があるが、その堆積面は山地斜面と区別できない。

b 赤城南面地域

赤城火山の南麓中央部を南下する荒砥川、粕川の流域では、標高550m付近に山麓線があり、そこから標高350m付近までの2km余は、ガラシ石質火砕流堆積物の堆積面が扇状地状に発達する。これより下流、標高300+mから伊勢崎市街地北部標高70mにいたる長さ約12km、東西の幅（西限・荒砥

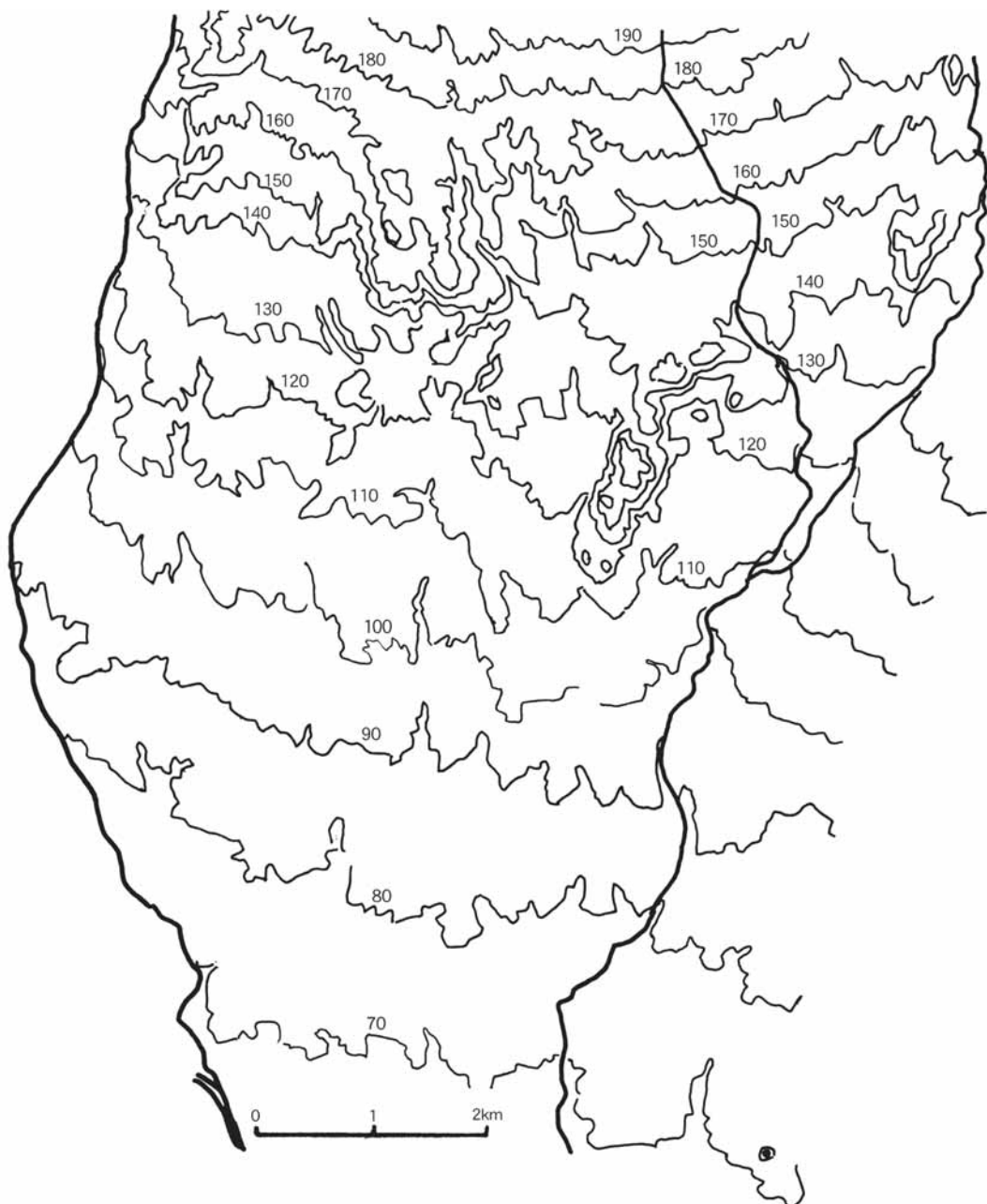


図2-2 赤城南面地域の等高線図

川～東限鐮木川―粕川) 6～7kmの地域には、広大な「新規火山麓扇状地」(竹本 1999)が発達する。

標高350mから4kmほど下がると、上毛電鉄が180m等高線と交差しながら東西に走る。ここまでは平坦な火山麓台地・粕川扇状地面で、等高線もきれいに扇状に配列している。ところが上毛電鉄以南になると、等高線の大きな乱れや閉曲線が現れる(図2-2)。扇状の等高線配列と異なる部分は、火山麓台地や粕川扇状地形成以前の古い地形すなわち流れ山である。

赤城南面地域には、大小41個の流れ山が存在していたが、その内8個は完全に破壊されて消滅したか、ほとんど消滅している(図2-3)。破壊の要因は、土地改良(32・37)、土砂採取(4・26・41)、工場用地(35・36)、公共施設(40)であった。なお、多田山は調査地域最大規模の丘陵状流れ山で5個(17～21)の流れ山に分けられる。18・19は、北関東道の盛り土採取によりそれぞれ半分ぐらい消失している。

大部分の流れ山は、標高180m～70m、南北約8kmの間で、神沢川中流部から波志江沼―華蔵寺の線と粕川―鐮木川に囲まれた範囲に分布している。とりわけ、その北半部標高180m～100mの間、ちょうど上毛電鉄と国道50号線の間に集中的に分布している。分布の最南端は、権現山(43)からさらに3km余り南の旧境町伊与久字馬場の小丘・お寺山(図1-1b 44)、標高55mの地まで延びる。

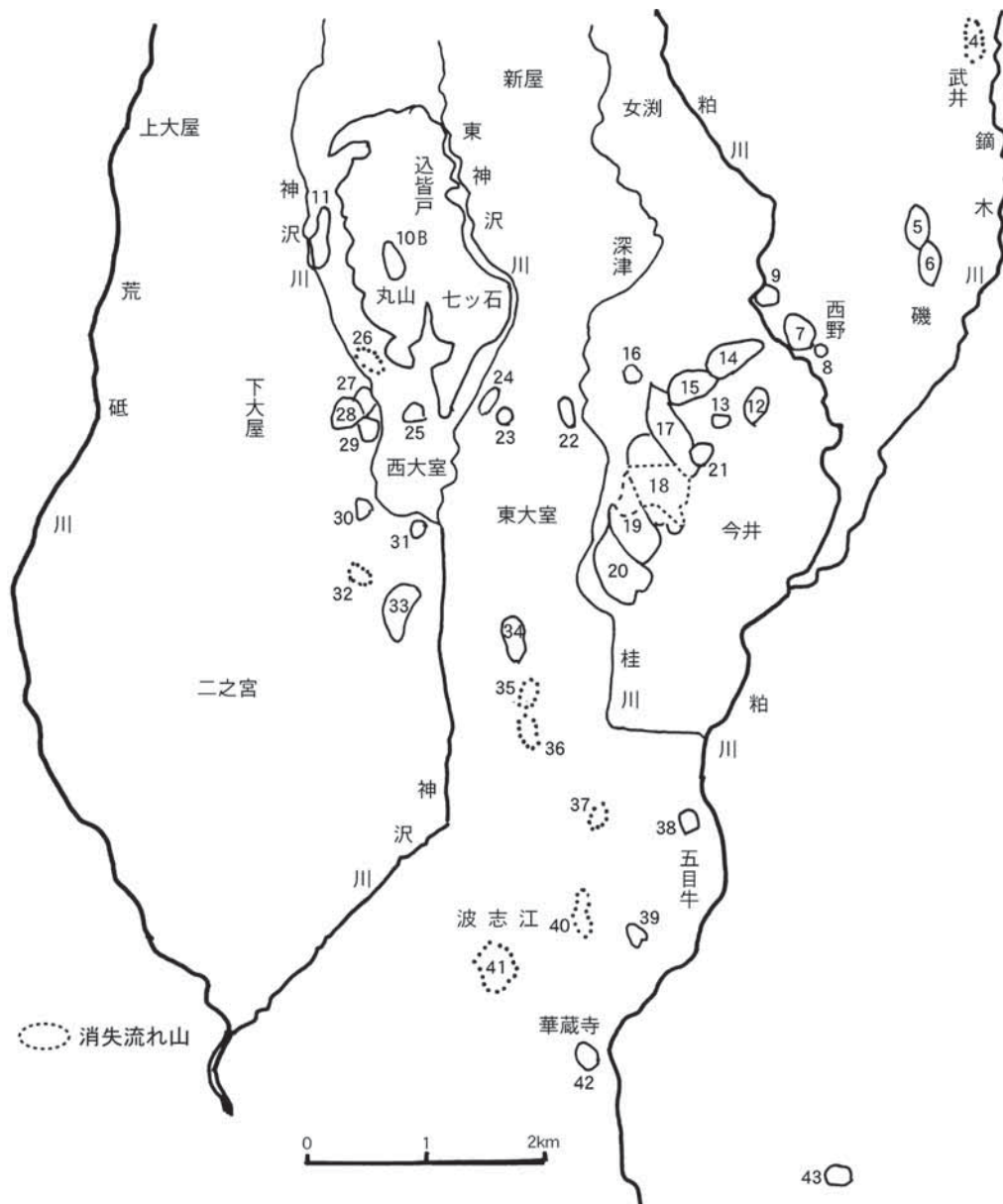


図2-3 流れ山の番号(赤城南面地域。44は図1-1bに示した)

(イ) 形態

流れ山の平面形は、やや歪んだ楕円形が多く、小規模なものは円形に近いものが多い。表2-1に5千分の1地形図上で計測した長径、短径、長径の方向、最高点標高 (m以下切り捨て)、比高および構成物質を記した。比高は、流れ山の最高点と麓の地形面の最低点との高度差を示した。流れ山の四周で地形面の性質や高度が異なる場合があるが、ここでは単純に地表に出ている流れ山の高さを示した。

流れ山の認定は、原則として2万5千分の1地形図上で等高線の閉曲線で囲まれたピークを持つマウンドを1個の流れ山とした。閉曲線でなくとも、現場で明らかにピークがあれば流れ山とした。一続きの丘陵である多田山は、全体として大規模な1個の流れ山としてとらえることも可能であるが、

表2-1 流れ山の規模と構成物質

番号	通称名	長径m	短径m	長軸の方向	最高点m	比高m	構成物質等※
1		100	50	N10W	125	10	凝灰角礫岩、山頂に巨礫
2		230	125	N10W	140	10	凝灰角礫岩
3							(凝灰角礫岩)
4							(凝灰角礫岩)
5	峰岸山	300	250	N25W	168	24	
6	峰岸山	400	300	NS	168	28	
7		250	180	N22W	155	13	凝灰角礫岩
8		100	70	NS	141	9	
9		200	150	N30W	143	8	凝灰角礫岩
10A		2,150	1,000	N25W		10～30	
10B	丸山	350	150	N20W	180	40	
11		500	150	N15E	165	17	
12	轟山	250	200	N10E	148	27	
13	毒島城址	175	150	N80W	129	10	凝灰角礫岩
14		400	350	N75E	156	26	
15		500	300	EW	155	20	
16		200	150	N37W	148	18	
17	多田山	420	250	N20W	145	25	
18	多田山	800	550	N10W	159	39	(凝灰角礫岩)
19	多田山	570	400	N25W	148	33	(凝灰角礫岩)
20	多田山	500	350	N17W	122	12	
21		150	150	N35W	131	14	
22		250	150	N15W	142	15	
23		150	150		150	17	
24		200	150	N35E	140	20	
25		150	130	N40W	127	7	山頂に掘り出した巨礫
26							(凝灰角礫岩)
27		200	150	N20W	127	7	凝灰角礫岩
28		300	250	N10W	139	15	凝灰角礫岩、山頂に巨礫
29		250	225	N30W	130	9	
30		300	230	N22W	118	5	
31		200	150	N10E	115	6	凝灰角礫岩
32							
33		550	300	N10E	116	13	凝灰角礫岩
34	石山	350	220	N20W	124	23	山頂に巨礫
35							
36							
37							
38	堂山	200	150	N65E	102	16	山麓に巨礫
39	地蔵山	380	330	N70W	97	17	
40							(掘り出し巨礫)
41	(権現山)						(凝灰角礫岩)
42		275	175	N35W	84	11	
43	権現山	220	200	N13W	91	20	凝灰角礫岩
44	お寺山	140	110	N15W	61	7	凝灰角礫岩

※ () は消失露頭。

それぞれピークを有する5個の流れ山が接続して一連の丘陵を形成したと考える。多田山北東方の峰岸山No.5・6丘も同様に考えられる。

ところで、込皆戸No.10の形態は、流れ山の一般的概念とはいささか異なる。ここで流れ山としたのは南北2km余、東西1kmの範囲で、全体の地形は波状のゆるい起伏がある緩斜面状台地を呈する。末端部は比高30～40mの急斜面をなして乾沼へ落ちる。側端は南部で比高20m程度の急斜面であるが、北方へ比高を減じてゆき北端で新規地形面に埋積されて消滅する。台地東半部の南北平均傾斜は、300分の1と平野並みの平坦さである。流れ山らしい起伏は、西半南部に長径350m、短径150m、最高点標高180m、西の谷との比高40m、周辺台地面との比高10mの小丘・丸山が1個あるのみである。そのため台地面の北部と東半分は宅地化が進んでおり、小丘の周囲も企業用地に整地されている。

緩斜面状台地の末端部は8～10度の急斜面を形成している（図2-4a）。この急斜面は、流れ山の岩屑なだれ堆積末端の末端崖と考えられる。緩斜面状台地の先端部には「セツ石」（図2-4b）と呼ばれる安山岩巨礫の集積現象も見られる。また、側端斜面も単なる侵食崖ではなく、流れ山の側端崖と考えられる。他の流れ山のように1個の山体ではないが、この緩斜面状台地全体を大規模な1個の流れ山と考える。

（ウ） 規模

込皆戸No.10を除く現存の流れ山の規模を表2-1で見ると、長径200m未満が7個、200～399mが18個、400m以上は9個を数える。最大は多田山18の約600m（採石前の原形は800m）、最小はNo.1、8の小丘で100mである。南西麓の流れ山（久保 2010）に比べると、本地域では400m以上の大規模な流れ山が少ない。

比高は、流れ山の地表部分の高さを示す。流れ山の山脚部の地盤高が、場所によって異なる場合が多い。例えば、多田山北東のNo.14では、北麓の地盤高は南麓より約14m高い。南麓からの比高26mに対して北麓からの比高は12mと半分以下になる。同じ流れ山でも、見る位置によって見かけの高さがかなり違ってくる。位置による比高差は、ほとんどの流れ山で1～5mの範囲であるが、高度差の大きい方を比高とした。

イ 流れ山台地

流れ山と呼べるほどのマウンドを形成しなかった梨木岩屑なだれ堆積物の堆積面である。ほとんど平坦な台地および浅皿をかぶせたような比高の小さいマウンドが波状微高地をつくる台地を「流れ山台地」と仮称して区分した。ただし、火山麓台地との境界を地層で確認することは困難なので、地形で推定した。

（ア） 分布

その成因からして流れ山の周辺に分布する。桐生地域では、阿左美沼南の流れ山2丘から茶白山丘陵北端部の山麓および東野水池へ入る谷底平野の東側、白滝神社丘周辺から南東へ延びる。

赤城南面地域では、込皆戸のNo.10の東側およびその東の新屋・深津の南北に長い台地。峰岸山のNo.5・6の北東へ延びる台地。多田山北部のNo.14～16の西方へ延びる台地。No.22～24を乗せる大室公



図2-4a 込皆戸流れ山の末端崖



図2-4b セツ石

園の台地。産泰神社No.28から神沢川右岸沿いに東神沢川との合流点まで延びる台地。石山No.34の南北へ延びる台地が主な分布地域である。込皆戸のNo.10および東に並ぶ2つの台地は、守屋（1968）の地質図の「梨木泥流堆積物」の分布地である。他の分布地は、流れ山との関係から主に地形的に推定した。例えば石山から南へ約800mのびる台地にはかつて流れ山が2個あったが、いまは両方とも工場敷地になって消滅した。石山に続くこの台地は、梨木岩屑なだれ堆積物の有無を確認しなくとも、流れ山形成時にできた起伏と判断できる。

（イ） 形状と規模

阿左美沼南部から茶臼山丘陵北麓に分布する火山麓台地は、一見、山麓緩斜面状を呈する。白滝神社丘と東貯水池から南東へ約2km伸びる台地は、相生面からの比高10～5mで全体に波状起伏がある。

込皆戸東部の台地は南北1250m、東西250mの細長い台地で、西を東神沢川、東を桂川に挟まれる。平坦な台地面は東西の谷底平野より10mほど高い。すべて畑地であったが、現在、前橋・大間々・桐生線以南は全面が工場敷地である。深津の台地は南北1100m、東西450mの規模があり、谷底平野より10mほど高い平坦な台地面は古い農業集落と畑地である。峰岸山No.5・6の台地は、幅200mで北東へ約700m延び、台地東縁は7m前後の段丘崖をもって鐺木川の谷底平野と接する。台地面は平坦で、工場敷地になっている。西野の台地は、浅皿をかぶせた波状起伏地で、農業集落と畑地である。

多田山北方の流れ山No.15・16の西北部は、南側低地からの比高14mの波状起伏台地で、打越の集落が立地する。西大室台地は、全体に波状起伏が顕著で、比高の大きいマウンドを流れ山No.22・23・24とした。産泰神社No.28から神沢川右岸にのびる地域も、浅皿をかぶせて並べたような波浪状の台地である（図2-5）。石山の南北に伸びる幅150～300m、南北2kmの台地は、東西の谷底平野より2m前後高い。前記のように流れ山に伴う堆積地形と考えられる。



図2-5 流れ山台地（西大室町）

ウ 大胡軽石流台地

大胡軽石流堆積物（新井 1962）の堆積面を大胡軽石流台地とする。荒砥川低地からの比高10m～15mの台地である。守屋（1968）の地形学図の「南麓軽石流堆積面」にあたる。荒砥川と赤城白川の間の赤城南麓に広く分布しており、調査地域では荒砥川左岸、上大屋町の千貫沼周辺に分布する。守屋は、これより南方の荒子町から二之宮町の台地も軽石流体積面に含めているが、この地域にはボーリング資料から見て大胡軽石流堆積物は無いようである（後述）。なお、竹本（1999）は大胡軽石流台地を新期成層火山の後期カルデラ期火砕流の堆積地域、荒子から二之宮の台地は同前期カルデラ期火砕流の堆積地としている。

エ 火山麓台地

荒砥川～粕川・鐺木川間の調査地域の洪積台地のうち、流れ山台地と大胡軽石流台地以外の台地を「火山麓台地」とした。守屋（1968）の地形学図では、「梨木泥流堆積面」と「南麓軽石流堆積面」以外は、「河岸段丘、崖錘、扇状地など」として一括表示し、台地を区分していない。しかし、台地地形は広範に分布しており、谷底平野との区別も明瞭である。台地は2面以上に細分できそうだが、テフラなど編年資料が得られなかったので、一括して火山麓台地とした。

オ 粕川扇状地

調査地域北部の東半、粕川沿岸に発達する扇状地である。粕川は、赤城山南麓の標高350m、苗ヶ島付近を扇頂に、約7km下流、標高140mの深津～西野付近にかけて典型的な扇状地を形成した。集落と畑地の微高地には関東ローム層があるが、層位の分かる露頭は見られなかった。

カ 谷底平野

台地の侵食谷や台地間の低地を谷底平野とした。

キ 大間々扇状地

粕川左岸は、大間々扇状地で最高位の桐原面である。権現山と南へ続く火山麓台地は、桐原面の中に島状に分布している。阿左美沼の西から北は大間々扇状地中位の岩宿面で、相生面は渡良瀬川の河岸段丘である。

(2) 地質

ア 地質概要

調査地域の地質は梨木岩屑なだれ堆積物、大胡軽石流堆積物、火山麓台地形成層、粕川扇状地礫層、大間々扇状地礫層などからなる（図2-6a、b）。調査地域全体が平坦な地形のために露頭が少ない。とくに目的

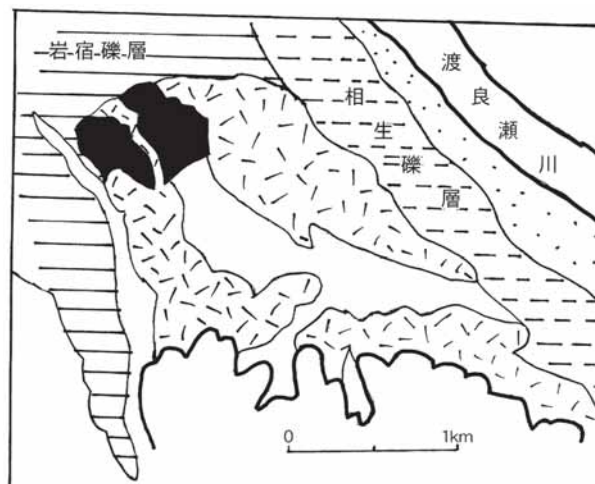


図2-6a 桐生地域の地質

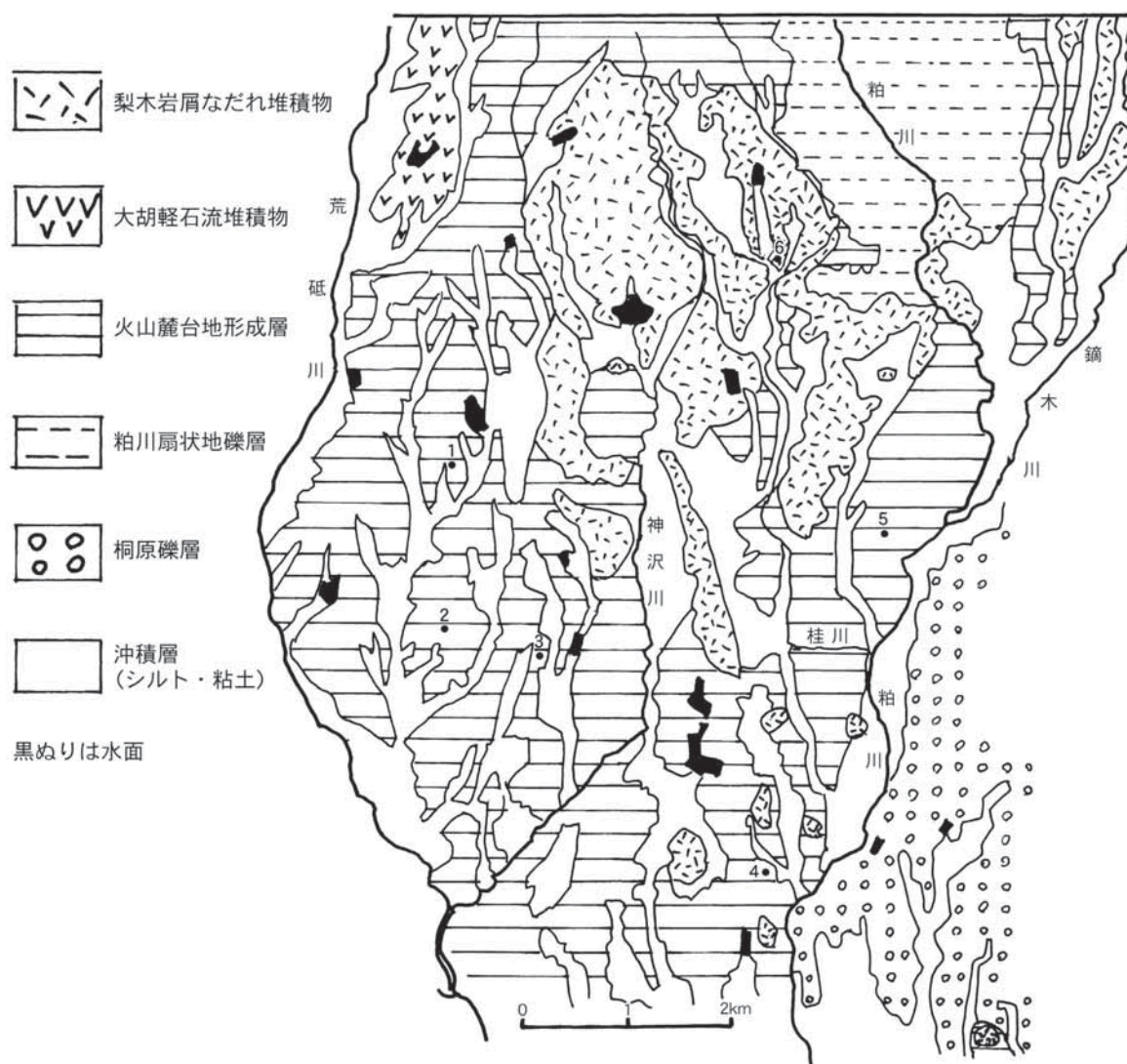


図2-6b 赤城南面地域の地質図（・1～6＝図2-14の地点）

の梨木岩屑なだれ堆積物は、数地点しか観察できなかった。なお、岩屑なだれの概念や用語は、日本地質学会編『地質基準』（2003）にもとづく。

イ 地質各説

（ア） 梨木岩屑なだれ堆積物

a No.1白滝神社丘

相生面からの高さ約15mの中ほどから上に、長径1m以上の安山岩塊が見えるだけで50余個集積している（図2-7）。最大径は2.6mに達する。岩塊は塊状、角の取れた亜角礫で、径1m以下には丸みを帯びた亜円礫もある。岩塊集積の南側には、凝灰角礫岩の露頭がある。無層理、無分級で褐色火山灰基質中に径30cm～1m大の安山岩塊を数個、不規則に含む。凝灰角礫岩層中の安山岩礫は角礫で、亜角礫は少ない。

b No.2浅海八幡宮丘

阿左美沼面からの比高10m余の小丘で、北端部の中段に高さ約5mの露頭がある。無層理、無分級の凝灰角礫岩層である（図2-8）。径5～20cm安山岩角～亜角礫で、上部に径1mの岩塊が2個不規則に堆積し、礫は基質の褐色火山灰にコーティングされている。この下位に淡紫灰～淡青灰色の角礫混じり岩塊がある。ハンマーで容易に削れるほどに風化した部分では、硬質な安山岩礫が表面に浮き出ている。かなり硬結した部分も残っていることから、弱溶結した石質火砕流堆積物の風化岩塊と判断した。なお、西側山麓の沼底面の一面に、長径1～最大1.5mの塊状安山岩塊が6個散在する。

c No.7西野神社丘

南麓の小露頭には、赤紫色～褐色の凝灰角礫岩が見える。径5～10cmの亜角礫支持で腐り礫が散在し、基質は同色の火山灰である。径50cm～1m大の安山岩塊が東南山麓に散在する。山頂の社殿脇には15個ほど纏まっているが、自然堆積か掘り出し物かは不明である。

このすぐ北のNo.9の小露頭では、褐色火山灰基質支持で、径10～20cmの亜角礫～亜円礫の凝灰角礫岩層がわずかに見える。



図2-7 白滝神社丘の安山岩塊



図2-8 浅海八幡宮丘の凝灰角礫岩



図2-9a 産泰神社丘の安山岩塊



図2-9b 産泰神社丘の凝灰角礫岩

d No.10込皆戸

大面積であるが露頭が見つからなかった。わずかに南東部の末端崖上に位置する七ツ石雷電神社裏に、淡紫灰色安山岩塊の集積が見られる(図2-4b)。径2m以上の塊状岩塊が12個集積しており、最大径3.3mである。角の取れた亜角礫が多い。

e No.28産泰神社

この山頂、社殿裏には長径1~2m大の安山岩塊が数十個集積して奇観を呈する(図2-9a)。最大径4.9×2.35×2.2m。岩塊は淡紫灰色、形態は塊状のものもあるが、表面積に対して厚さが薄い板状六面体が目立つ。板状岩塊は長径を軸に立っているものが多いが、方向に規則性はないようである。岩塊には板状節理が発達し、風化作用によって節理が明瞭になっている。

岩塊集積地北側の採石跡の露頭(図2-9b)では、関東ローム層の上から150cmの層準に八崎軽石層が明瞭に堆積し、下位30cmはチョコ色ロームになる。その下は褐色火山灰基質と径1~5cmの角~亜角礫からなる凝灰角礫岩層で、最上部に径0.5~最大2.3mの安山岩塊を不規則に含んでいる。岩塊が凝灰角礫岩に乗っているように見えるが、集積岩塊群と凝灰角礫岩との関係は見えない。また、八崎軽石層下1mの層準に、チャートの円礫が点在する。チャート礫は、梨木岩屑なだれが流送途中に取り込んだものと考えられるので、この凝灰角礫岩層は「岩屑なだれ基質」にあたる。

この東No.27丘では28と同様の褐色火山灰基質の凝灰角礫岩層で、丘頂部に径0.5~1.5mの淡紫灰色安山岩塊が集積している。

f No.31の小丘の小露頭では、八崎軽石層下の暗褐色粘土質ローム(層厚50cm)以下は、径30cm~1mの安山岩塊を含む凝灰角礫岩層で、基質は褐色火山灰である。

g No.33の山頂には径0.5~1mの安山岩塊が数個見られる。山頂東の小露頭には径10~30cmの亜角礫からなる凝灰角礫岩層が見える。

h No.34石山

この丘は、文字通り石の山である。山頂の社殿裏には長径2m台の安山岩塊が累々と積み重なっている(図2-10a)。岩塊は淡紫灰色で板状節理が発達しており、ジグソークラックの発達する岩塊もある。形態は厚さが0.4~1m程度の板状六面体岩塊(図2-10a)と略長方形の塊状岩塊が目立つ。最大は4.7×2.8×0.7mの扁平な多面体岩塊である。これらの岩塊は、丘頂の東側から西側へ折り重なって堆積しているように見え、各岩塊は見かけ上40度前後傾斜している(図2-10b)。

i No.38五日牛の堂山

堂山東麓と粕川右岸沖積低地の接点に「牛石」と呼ばれる巨大な安山岩塊が横たわっている(図2-11)。露出部の長径11m余、高さ2.2m、幅2.7m。本来は臥牛の形でもっと大きかったが、用水路工事で変形したという。牛石西側の山麓には長さ9m、高さ2.4mの「屏風岩」が露出し、その上の斜面にも径2m台の岩塊が5・6個散在する。堂山の地層は見えないが、牛石は堂山をつくる岩屑なだれ堆積物から粕川が洗い出したものと推察できる。

j No.44お寺山(スクモ塚)

南麓の龍昌院裏に長径1m前後の淡紫灰色、青灰色の安山岩塊が散在している。北麓には径20cm前後の安山岩礫からなる凝灰角礫岩が見える。礫はすべて亜角~角礫である。



図2-10a 石山の安山岩塊



図2-10b 石山の安山岩塊



図2-11 牛石



図2-12a 多田山No.19丘（消失露頭）、
左（北）が流れ山A



図2-12b No.19丘、流れ山A



図2-12c No.19丘、流れ山A

k No.19多田山（消失露頭）

北関東道の採石で大露頭が出現した。流れ山の構造を見る絶好の機会であったが、筆者は1998年に数枚の写真と簡単なスケッチをしたのみであった。当時の写真とメモを記して参考資料としたい。

No.19丘は、北側18丘との鞍部の峠を越える旧道の南側にあり、図2-12a、b、cは前橋市と旧赤堀町との境界線西側辺りで、既に3分の1は消失していたと記憶する。注目すべき第1点は、緩斜面の単丘に見える流れ山の下に2丘が覆没している事実である（図2-12a）。流れ山間の鞍部が厚い関東ローム層で埋められているために、地表地形は平滑な単丘斜面をなすのである。写真の流れ山Aの露出部の規模は、長さ約40m、高さ約15mである。この断面が丘体のどの部分なのかは、掘削の経過を見ていないので分からない。No.19丘の規模からみると、3丘以上あっても不自然ではない。

第2に流れ山を形成する梨木岩屑なだれ堆積物が、かなり明瞭な堆積構造を保持していることである。図2-12bは、流れ山Aの露頭で、図2-12cはその中央から北寄りの接近図である。岩屑なだれ堆積物は、見かけ上はドーム状に撓曲した堆積構造を示す。露頭下半部約7mは、硬結した分級の悪い暗灰色凝灰角礫岩で、ドーム状の層状堆積構造が明瞭である。本層上部に厚さ2m、硬結した粗砂基質支持の淡灰色凝灰角礫岩を挟む。これも無分級であるが、明瞭な層理が発達する。下部の砂質部よりも礫部の方がより顕著な層理を示している。この挟在層は、断面の北部と南部で指交関係をもって暗灰色凝灰角礫岩へ収斂する。層理の見かけ上の傾斜は、断面北側では挟在層が15度北落ち、下部暗灰凝灰角礫岩が25度北落ち、南側では20度南落ちを示す。

露頭上半部は褐色～暗灰色火山灰基質および淡紫灰色～淡桃色軽石質火山灰基質の凝灰角礫岩が互層状に約5m堆積する。最上部は、黄緑色火山灰基質の凝灰角礫岩で、径1m台の岩塊が点在する岩塊帯になっている。岩塊帯以外では径50cm以上の岩塊は点在程度で少ない。露頭中央の長径1.8mが最大で、その下の茸形岩塊が長径1m。

流れ山の構成層は、明瞭で乱れの無い成層構造を示している。構成層には「岩屑なだれ基質」を含まない。したがって、このマウンドは、梨木岩屑なだれ堆積物の中で、山体崩壊以前の成層火山の構造をとどめる「岩屑なだれ岩塊」、いわゆるメガブロックと判断できる。

1 No.41波志江の権現山（消失露頭）

昭和57年、採石で半分以上破壊された露頭を見た。長径1～2m大、最大3mの安山岩塊が多数掘り出されていたが、高さ約18mの流れ山の断面は凝灰角礫岩である。径5～10cmの安山岩角礫からなる硬結した暗灰～黒色凝灰角礫岩で、基底部に径0.5～1m大の安山岩塊が点在する。ただし、山頂にも長径2.4mの安山岩塊が露出しているので、多数の掘りし岩塊の層準は不明であった（澤口 1984）。
m No.40伊勢崎聖苑（消失）

昭和57年、現在の伊勢崎聖苑の整地工事で、長径1～2m大の多数の安山岩塊が掘り出されていた。最大は長径5m、板状節理が発達する淡紫色安山岩塊であった（澤口 1984）。掘り出した岩塊の多くは、華蔵寺公園No.42流れ山の山頂部に積み上げられている。No.42本来の岩塊は、東側斜面に径1m前後のものが数個あるだけである。

（イ） 大胡軽石流堆積物

灰白色、硬質で発泡のよい粗粒軽石で、4枚のフローユニットからなる（澤口 1976）。大胡付近の層厚は12～13m、上大屋の千貫沼付近では層厚10m程度である。

（ウ） 火山麓台地形成層

上大屋東部の神沢川の谷壁に下記の地層が成層堆積している。上から淡灰色土・厚さ1m、無層理褐色火山灰1.5m、無層理黄灰色火山灰0.6m、灰色、ラミナの入る硬結火砕流堆積物0.5m、黄褐～乳灰色でラミナの明瞭な凝灰質粘土1.5m。最下部粘土層には角礫が散在するところもある。厚さ2m前後の風化火山灰層は軽石層を含まず、風成の関東ローム層とは思えない。

西大室の神沢川と東神沢川合流点右岸には、上から表土0.5m、砂混じり淡灰色ローム0.5m、クラック顕著なチョコ色ローム0.5m、淡黄色凝灰質粘土0.5m、波状ラミナが発達した半固結の礫混じり粗砂層1.5m（図2-13）。礫は亜角～亜円礫。この下位1m以上は、径10～30cmの亜円礫が増える。河床まで約3mあるが、下限不明である。合流点から1km下流、地表から約10m下の河床に、亜円礫～円礫とラミナの入る砂層、シルト層が互層状に成層堆積する断面が河床面から高さ2mほど露出している。以上、わずか3地点に過ぎないが、火山麓台地の形成層は主に成層堆積した河成層である。



図2-13 火山麓台地形成層（西大室町）

図2-14に深度10mまでのボーリング資料を示した。No.1、2は、守屋（1969）の「南麓軽石流堆積面」であるが、ローム層下は火山灰質粘土、シルトで軽石の堆積は見られない。その東のNo.3や華蔵寺公園北方No.4では、砂、シルト、粘土が多く、粘土、シルトは火山灰質が多い。No.5でも深度3.8m以下は火山灰質粘土である。ローム層下の砂礫1mの薄層は、大間々扇状地桐原礫層の疑いもあるが、地形面が桐原面より一段高いので火山麓台地にした。

既述のように、火山麓台地は地形面の形成時代を無視して一括した。したがって、地層も上記のように年代不明のままに記した。

（エ） 粕川扇状地礫層

露頭では観察できなかった。月田・標高220mのボーリング資料によると、厚さ3m前後の砂礫層が堆積する。扇状地礫層以下には、シルト、粘土、砂が互層状に厚さ10m余堆積している。

（オ） 桐原礫層

伊勢崎市街地東部の粕川左岸一帯は桐原面の扇端にあたる。桐原礫層の層厚は流れ山No.43権現山西方の文化会館で7m+である。流れ山No.39の東方粕川左岸の層厚が9mなので、それ以下と推定する（澤口 1984）。

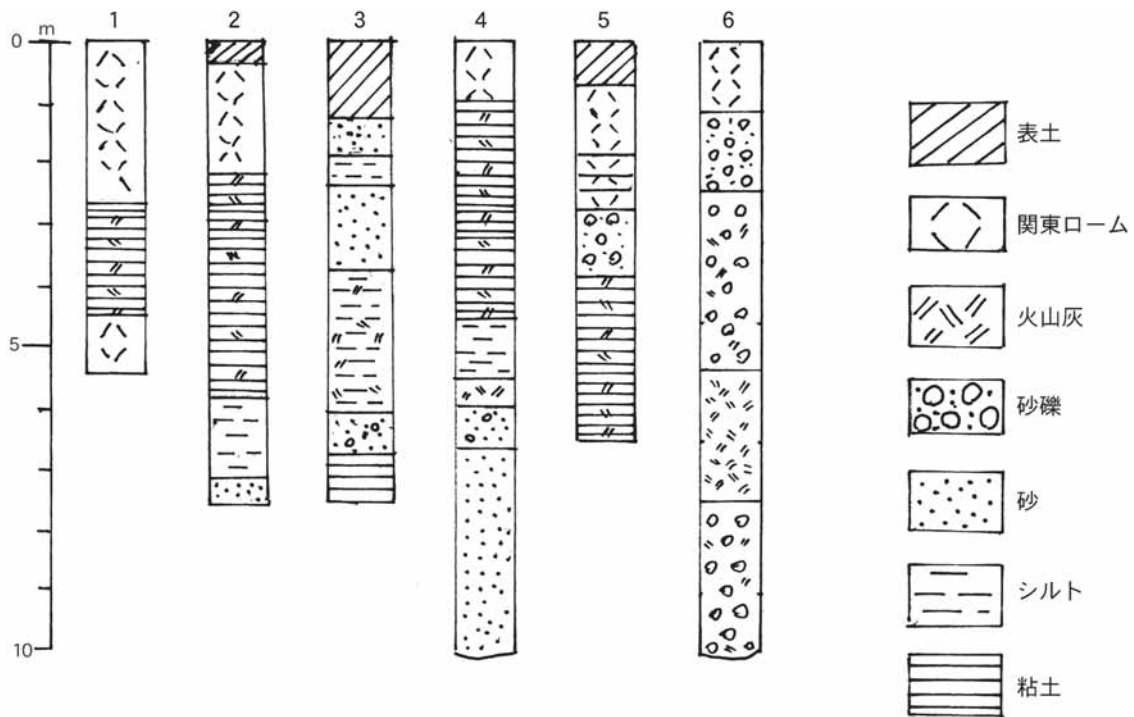


図2-14 火山麓台地のボーリング地質柱状図

ウ 流れ山の形成について

赤城火山南西麓の流れ山の形成については、久保（2011）が流れ山の内部構造の詳細な分析から考察した。山頂部が崩壊して流下した1個または2個以上の巨大岩塊（岩屑なだれ岩塊）が合体した流れ山が3個確認された。また、南西麓の流れ山を構成する岩体は、著しい破壊を受けた痕跡が無く、崩壊以前の成層火山の構造がかなり明瞭に残されている。その理由は、橘山岩屑なだれの流下速度が遅く、流送距離が短かったためとしている。

調査地域では流れ山の内部構造が見える露頭は現存せず、わずかに多田山No.19丘の消失露頭の不完全なスケッチのみである。そこでは外観が単丘でも、大きな流れ山では二個の岩屑なだれ岩塊丘が伏在している事実が明らかになった。被覆層を除いた本来の流れ山構成層は、明瞭で乱れの無い成層構造を示し、岩屑なだれ基質を含まない。したがって、このマウンドは、梨木岩屑なだれ堆積物の中で、崩壊以前の成層火山体の構造をとどめる「岩屑なだれ岩塊」、いわゆるメガブロックでできている。

写真撮影時に既に破壊・消失した部分および残存部分に伏在する岩屑なだれ岩塊丘の個数は不明であるが、3個以上の複数丘を推定できる。多田山のNo.17、18、20、その北No.8、9や峰岸山No.5、6などは、規模から見て2個またはそれ以上のメガブロックが伏在する可能性があるように思える。

さて、流れ山の特徴として、安山岩塊と記した巨礫の存在が上げられる。山頂部に集積する流れ山は、桐生のNo.1、西野No.7、込皆戸の七ツ石、産泰東のNo.28そして圧巻なのは石山と産泰神社である。掘り出したものでは西大室のNo.25、伊勢崎聖苑No.40、波志江権現山No.41などがある。その他にも径1m台の巨礫は大部分の流れ山の山麓、山腹などに散在し、最南端の境伊与久No.44にも径1m前後が数個見える。

これらの安山岩塊は、成層火山を構成した溶岩が、山体崩壊時に破碎された岩片（岩屑なだれ岩塊）が岩屑なだれとして運搬されたものである。岩屑なだれ岩塊には、流動中の衝突によって「ジグソー割れ目」が生じる場合が多いといわれるが、本地域の岩塊表面にはジグソー割れ目は見られない。したがって、岩塊は山体の崩壊時に破碎され、流動中の衝突による破碎はほとんどなかったと考えられる。また、岩塊は流れ山の山頂部に集まる傾向が見られる。白滝神社と産泰神社では、集積岩塊群の側方に基質支持の泥っぽい凝灰角礫岩層があり、中の岩塊は上部に堆積している。集積岩塊群が凝灰角礫岩層の上に乗っているように見える。石山と産泰神社に多い板状の岩塊は、浮

力を得て山頂へ乗り上げたようにも見える。

岩屑流の流動モデルのひとつ、ダイラタントモデルによると、岩片どうしの衝突による上向きの分散圧力が岩屑なだれ岩塊を支えるので、大きい岩片ほど上部へ上昇するという（宝田 1991）。また、岩片どうしが激しく衝突することによって流れが持続するという。しかし、本地域の岩塊にはジグソー割れ目が見られないから、このモデルでは説明しきれない。

岩屑なだれ岩塊が定着・堆積したところが流れ山を形成し、巨礫の少ない岩屑なだれ基質が堆積したところは波状起伏の流れ山台地となった。崩壊以前の成層火山の構造をとどめる多田山のメガブロックとジグソー割れ目のない安山岩塊は、梨木岩屑なだれの流下速度が、橘山岩屑なだれと同様に遅かったことを示している。

ところで、No.6峰岸山東麓の沖積低地にある清掃センターのボーリングNo.3では、深度6.9m～12.8m～16.7m～20.1mの間に転石が3個ある。それぞれの径は5.9m、3.1m、3.4mの巨礫。同No.2でも3個続き、最深部11.9～20.1mに径8.2mの巨礫が伏在する。20m以深は不明であるが、梨木岩屑なだれ堆積物は、地下20m以上は堆積している。

エ 梨木岩屑なだれ堆積物の規模について

守屋（1968）によると、梨木岩屑なだれ堆積物は、推定標高2500mの古期成層火山の崩壊物質である。推定火口・大沼北部から梨木岩屑なだれ堆積物の到達南限、流れ山No.44までの直線距離約28km、両者の高度差2446m。高度差／到達距離の比は0.087になる。

日本の岩屑流堆積物約70の統計では、給源からの到達距離は1.6～32km、給源から末端までの高度差は200～2400m、高度差／到達距離の比は0.2～0.06の範囲内にあるという（宇井 1990）。梨木岩屑なだれ堆積物では、高度差／到達距離比が大きすぎる。古期成層火山の推定高度を1800mにすると0.064となり、統計値の範囲に収まる。

1980年セントヘレンズ火山の岩屑なだれは、幅2kmの谷を28km流下し、山頂から2600m低い所へ到達した（宇井・荒巻 1983）。梨木岩屑なだれ堆積物は、層厚はほとんど不明で、分布の全体像も明らかではないが、国内有数規模の岩屑なだれであったと推察できる。

3 保全・保護の現状

現存する37個の流れ山を見ると、全体に斜面が緩傾斜なので、おおむね畑地化されている。最近では畑地が住宅や工場用地に転換している所が目立つ。たとえば、No.10は規模は大きい全体が微起伏程度の平坦面が多いので、乾谷沼北部の末端崖斜面西側に樹林を残すのみで、込皆戸集落の他は全面的に畑地である。その畑地も、宅地化、企業用地化が進んでいる。

一方、良好な自然環境を残している流れ山も少なくない。社寺の境内や公園になっている流れ山には社寺林や森が残っていて、平野部では貴重な自然空間を保持している。No.1、2、7、28、34、39、43、特に28産泰神社と34石山は、巨大な安山岩塊集積の奇観とともに優れた景観を維持している。大室公園No.22、23、華蔵寺公園No.42やNo.18多田山、No.38牛石の堂山、No.43権現山には、樹林が維持されている。現在残されている樹林は、自然景観の乏しい平野部では貴重な存在であるので、これ以上の破壊を防いで現状を維持してゆくべきである。

参考文献

- 1) 新井房雄（1962）関東盆地北西部の第四紀編年，群馬大学教育学部紀要，自然科学編，10：1-79.
- 2) 久保誠二（2002）赤城山南西麓，良好な自然環境を有する地域学術調査報告書（X X XVI）93-112，群馬県自然環境課.
- 3) 守屋以智雄（1968）赤城火山の地形および地質，53P，前橋営林局.
- 4) 澤口 宏（1984）伊勢崎市史自然編，21-108，伊勢崎市.
- 5) 澤口 宏（1976）大胡町誌，42-70，大胡町役場.
- 6) 宝田普治（1991）岩屑流の流動・堆積機構，火山36，11-23
- 7) 竹本弘幸（1999）北関東北西部地域における第四紀古環境変遷と火山活動，茨城大学大学院理工学研究科学位論文

- 8) 宇井忠英 (1990) 火砕噴火—流れ現象・山体崩壊—カルデラ, 火山34, 135-144
- 9) 宇井忠英・荒巻重雄 (1983) 1980年セントヘレンズ火山のドライアバランシュ堆積物, 火山28-3, 289-299