立石遺跡での先土器遺物を包含する地層

河　西　　学
（帝京大学山梨文化財研究所）

1．はじめに
2．分析法
3．各遺跡の鉱物組成とテフラ
4．立石遺跡の石器出土層位とＡＴ

1．はじめに

立石遺跡は、甲府盆地南東縁に広がる曽根丘陵上に位置している。

曽根丘陵の命名は田中（1925）によるとされている（笠井、1952）。曽根丘陵を構成する地質は曽根層群と呼ばれ、下位から高部層、寺尾礫層、黒富士火砕流堆積物、局所的な佐久シルト層、八ヶ岳の崩壊による韮崎岩屑流堆積物、さらに上位に扇状地性砂礫層（原礫層）が堆積している（内藤、1988）。原礫層は、上部は風化し古土壌となっていて、その上位に褐鉄鉱の薄層を挟んで御岳第１軽石（Ｐｍ－Ｉ；小林ほか、1967）を不整合にのせ、さらに厚さ２～３ｍの褐色風化火山灰層の堆積がみられる。曽根丘陵に分布する風化火山灰層については宮沢(1964)・藤本（1975）の報告がある。

宮沢（1964）は、曽根丘陵に分布する褐色風化火山灰層を曽根ローム層と、また曽根ローム層最下部に約30～90cmの厚さで堆積する黄褐色軽石層を豊富パミス層と呼び、豊富村一の沢での重鉱物分析から信州ローム層中の約８万年前に降灰した御岳第１軽石Ｐｍ－Ｉに対比した。御岳第１軽石Ｐｍ－Ｉはその後小林ほか（1967）によって、東方に分布軸をもち関東地域にまで追跡される広域テフラであることが示された。

藤本（1975）は、中道町の曽根丘陵を沖積面・平面・善藤面・東山面・米倉面に地形面区分し、ローム層が善藤面以上の面に分布することを示した。また上野原遺跡および上向山の露頭において褐色風化火山灰層の重鉱物分析を行ない、Ｐｍ－Ｉの重鉱物組成が褐色風化火山灰のそれとは異なり甲府盆地内で広く対比されることを確認した。しかしＰｍ－Ｉ以外の風化火山灰の起源についての言及はなされていない。

沢（1981）は、曽根丘陵の地形面を上位よりＩａ・Ｉｂ・Ⅱ・Ⅲａ・Ⅲｂ・Ⅳ面に分類した。それによるとＩａ面の坊ケ峰、Ｉｂ面の米倉山・王塚・東山などは韮崎岩屑流堆積物を含む曽根層群により構成されているので30万年前前後、Ⅱ面はＰｍ－Ｉに不整合でおおわれることから10万年前以前、Ⅳ面は火山灰におおわれていないので２万年前以降にそれぞれ形成されたとした。

平川（1982）は、中央自動車道路笛吹サービスエリア地点での露頭の観察から、韮崎岩屑流の流下以降活発化したおそらく逆断層運動に伴う引きずり込みに起因して曽根丘陵の背斜部（テクトニック・バルジ）が形成されているとした。

町田・新井（1976）は、九州姶良カルデラから約2.1～2.2万年前に噴出した姶良Ｔｎ火山灰

（ＡＴ）が全国をおおう広域テフラであることを発見した。ＡＴの発見は考古学の分野特に旧石器遺物の編年に大きく貢献した。

山梨県でも都留市一杯窪遺跡においてＡＴとその下位から石器の発見が報告されている（小林ほか、1982）。山梨県南東部の富士山周辺地域から南関東にかけての地域では、主として富士火山および古くは箱根火山を給源として厚いテフラ層が堆積しており、火山灰層序学が急速に発展していた（たとえば町田、1964；上杉ほか、1980）。

これに対し甲府盆地は富士火山の北西に位置するため、富士テフラの分布域に入るのは曽根丘陵などの甲府盆地南東縁の一部の地域に限られる。富士テフラの分布の縁辺部であることからテフラ降灰量が少なく、また富士火山以外のテフラの降灰も御岳火山の活動休止以降ほとんどないことから褐色風化火山灰層の堆積が薄い。

甲府盆地での先土器時代の遺物の出土は、中道町米倉山、下向山、立石、上の平、後呂、豊富村弥二郎、横畑など曽根丘陵上の各遺跡、一宮町笠木地蔵遺跡、一宮・勝沼町釈迦堂遺跡群塚越北地区、市川大門町宮の前遺跡、市之瀬台地六科丘遺跡、赤坂台地双葉２号墳、牧丘台地込山遺跡などに知られている（保坂ほか、1986）。しかし出土遺物をテフロクロノロジー（火山灰編年学）を用いて編年するという試みはこれまでほとんどされていなかった。しかし最近いくつかの地点での発掘調査において、ＡＴ層準の確認がなされてきた。（河西、1987ａ・ｂ）。

今回、上の平遺跡に近接する立石遺跡において甲府精進湖線の道路拡幅工事に伴う発掘調査が行なわれた。これらの遺跡は沢（1981）のＩｂ面上に位置している。この発掘調査で先土器時代の石器群が褐色風化火山灰中とくに黒色帯を中心とする層準から多く出土することが明らかになった。石器群は台形様石器や鋸歯縁をもつ削器などが含まれる。これらの石器群とテフラの関係を知るためにテフラ分析を行なった。ここでは従来の上野原・上の平遺跡の分析結果もふくめて以下に報告する。

２．分析法

湿ったままの試料約20ｇを秤量したあと、水を加え、超音波装置を用いて試料の分散をはかり、分析篩（＃250）で受けながら泥分を除去した。乾燥後、分析篩（＃60、＃250）を用いて、＞1/4㎜、および1/4～1/16㎜の粒径に篩別・秤量し粒径組成を算出した。なお分析に用いた試料の乾燥重量は、別に同一試料約５～10ｇを秤量ビンにとって秤量後、乾燥器で105℃、５時間放置して得られた乾燥重量から算出した。鉱物粒子の観察は、1/4～1/16㎜の粒径砂をスライドグラスに封入し、偏光顕微鏡下でおこない、１試料ごとに、例外を除き、火山ガラス・重鉱物・軽鉱物の合計が300粒以上、また風化物やその他の粒子含めた合計が500粒以上になるように計数した。火山ガラスの形態分類は遠藤・鈴木（1980）にしたがい、細粒鉱物粒子を多く包有するＦ型ガラスはＦ’型として区別した。姶良Ｔｎ火山灰ＡＴのバブルウォール型火山ガラス（町田・新井、1976）は、遠藤・鈴木（1980）のＡ・Ａ’型に、また吉川（1976）の扁平型（Ｈａ・Ｈｂ）に相当する。火山ガラスの屈折率の測定は、新井（1972）の方法に従った。

ただし、上野原遺跡・上の平遺跡では、1/4～1/16㎜粒径砂を秤量後、テトラブロモエタン（比重約2.96）を用いて重・軽鉱物を比重分離し、秤量後プレパラートに封じ、偏光顕微鏡下で検鏡した。重鉱物組成は重鉱物総数を基数とし、軽鉱物組成は風化粒子等を除いた火山ガラス・石英・長石・雲母の総数を基数にして各鉱物の産出割合を算出し粒数％で表示した。

したがって、上野原・上の平遺跡における火山ガラスの表現方法と立石遺跡のそれとは算出方法が異なるため、比較の際注意が必要である。

3．各遺跡の鉱物組成とテフラ

以下に各遺跡の分析結果について述べる。

(1) 上野原遺跡

本遺跡Ｂ区西端で採取されたＰｍ－Ｉより上位の風化火山灰試料24点である（第１図）。

砂分構成では、上方に向って重鉱物量の漸減と軽鉱物量の漸増傾向がみられる。

Ⅳ～Ⅱ層では、Ａ・Ａ’型（いわゆるバブルウォール型）の無色火山ガラスが合わせて30～50％台の出現率をを示す。火山ガラスの屈折率はNo.11において、1.497-1.501(主要レンジ1.499-1.500)の値が得られた。火山ガラスの含有量の変化から見てＡＴの降灰層準はⅣ層最上部からⅢ層下部付近と推定される。

重鉱物組成ではカンラン石が優占する。カンラン石は、Ⅵ～Ⅳ層において60％台の高率を示し、Ⅲ層最下部を境に上方に向って漸減し40～50％台となる。このカンラン石の変化曲線は、砂分中の重鉱物量変化と類似性がみられる。今回の分析でカンラン石が優占することから、地表下約1.2mの火山灰層は、カンラン石を多量に含む玄武岩質の富士テフラに由来する可能性が極めて高い。これは風化火山灰層中に黒色・褐色スコリア片が含まれることも一致する。なお、斜方輝石・単斜輝石・斜長石等の一部も富士火山起源の鉱物である可能性が強い。

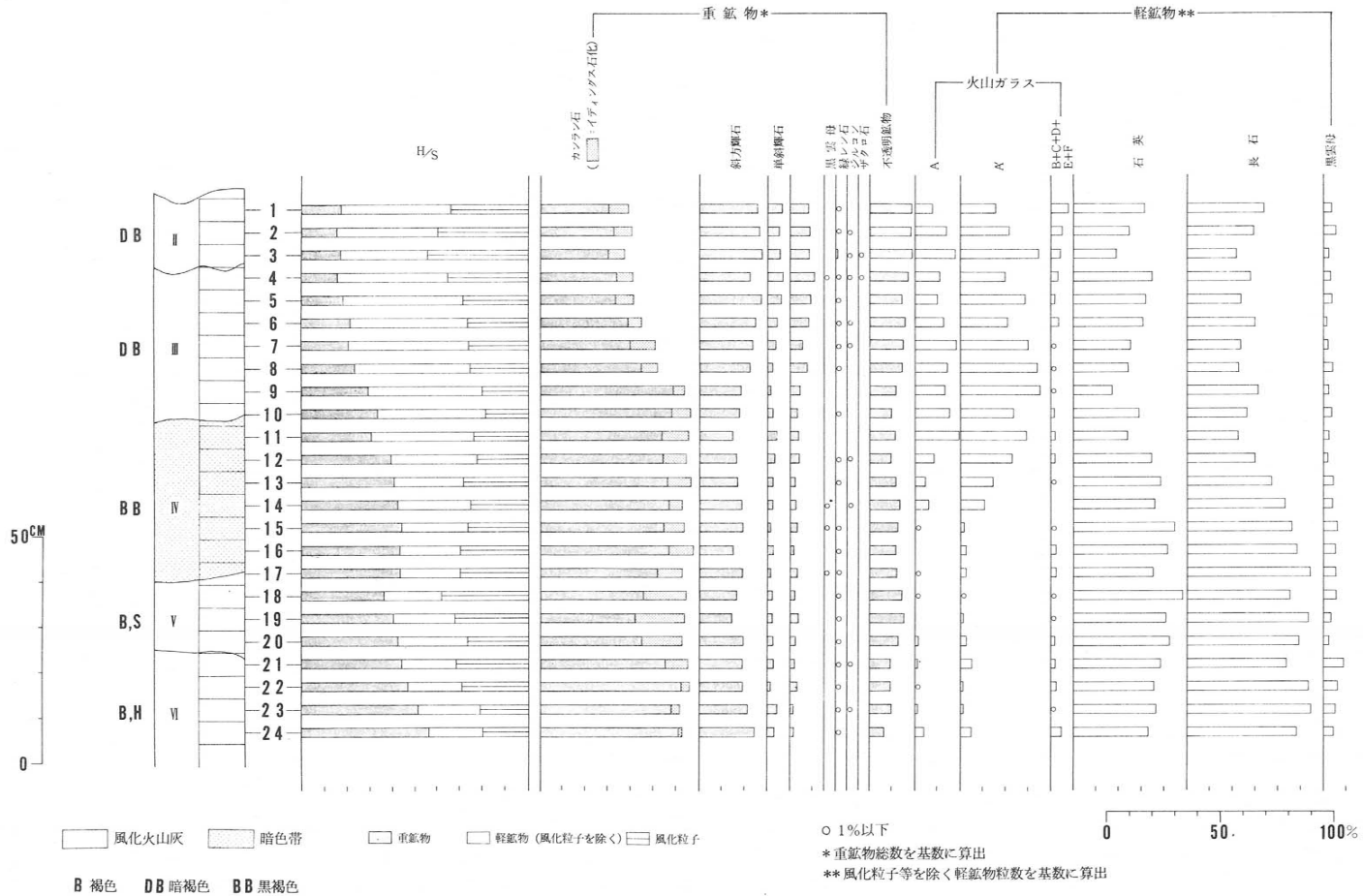
ＡＴ層準、カンラン石の変化傾向、および暗色帯の存在は、富士火山東方の武蔵野台地立川ローム層中の分析結果と極めて高い類似性を示している（遠藤・鈴木，1980；羽鳥ほか、1983；東京天文台構内遺跡調査団，1983)。従って曽根丘陵で広く追跡できる暗色帯（本遺跡Ⅳ層）は、立川ローム層第２暗色帯（ＢＢⅡ）に対比されると考えられる。

Ⅴ層は、軽鉱物風化粒子やインディングス石化したカンラン石がやや多く出現していることから他に比してやや風化が進んでいる可能性がある。

石英・角閃石・黒雲母等の一部は、後背地から運搬されてきた二次的堆積物に由来する鉱物と考えられる。またⅢ層上部～Ⅱ層に含まれるＡ・Ａ’型火山ガラスも、二次堆積あるいは上下方向の攪乱作用によってもたらされた可能性がある。

(2) 上の平遺跡

本遺跡は、立石遺跡に近接して東山の山頂部に位置する。ナイフ形石器２点・剝片１点などの先土器遺物が出土しているが、縄文時代の遺構中の撹乱された堆積物中からあるいは表面採



第１図　上野原遺跡、Ｂ地区試料1/4～1/16㎜粒砂中の重鉱物量（Ｈ／Ｓ）重・軽鉱物組成

取によって得られたものである。

分析試料はK※グリット西壁から採取したＰｍ－Ⅰおよびその上位の褐色風化火山灰試料29点である（第２図）。

1/4～1/16㎜の砂分中の重鉱物量は、重鉱物組成中のカンラン石の割合と相関的な変化を示す。Ｐｍ－Ⅰ（Ⅸ層）は、角閃石・不透明鉱物が多く、かつジルコンが産出することで特徴づけられる。小林ほか（1967）は、駒ケ根東中学において厚さ約３ｍにおよぶＰｍ－Ⅰの重鉱物組成を示している。それによるとＰｍ－Ⅰ最上部付近で、不透明鉱物が減少し、斜方輝石・単斜輝石が増加する傾向がみられる。本遺跡のNo.26～27においても同様の傾向がみられる。

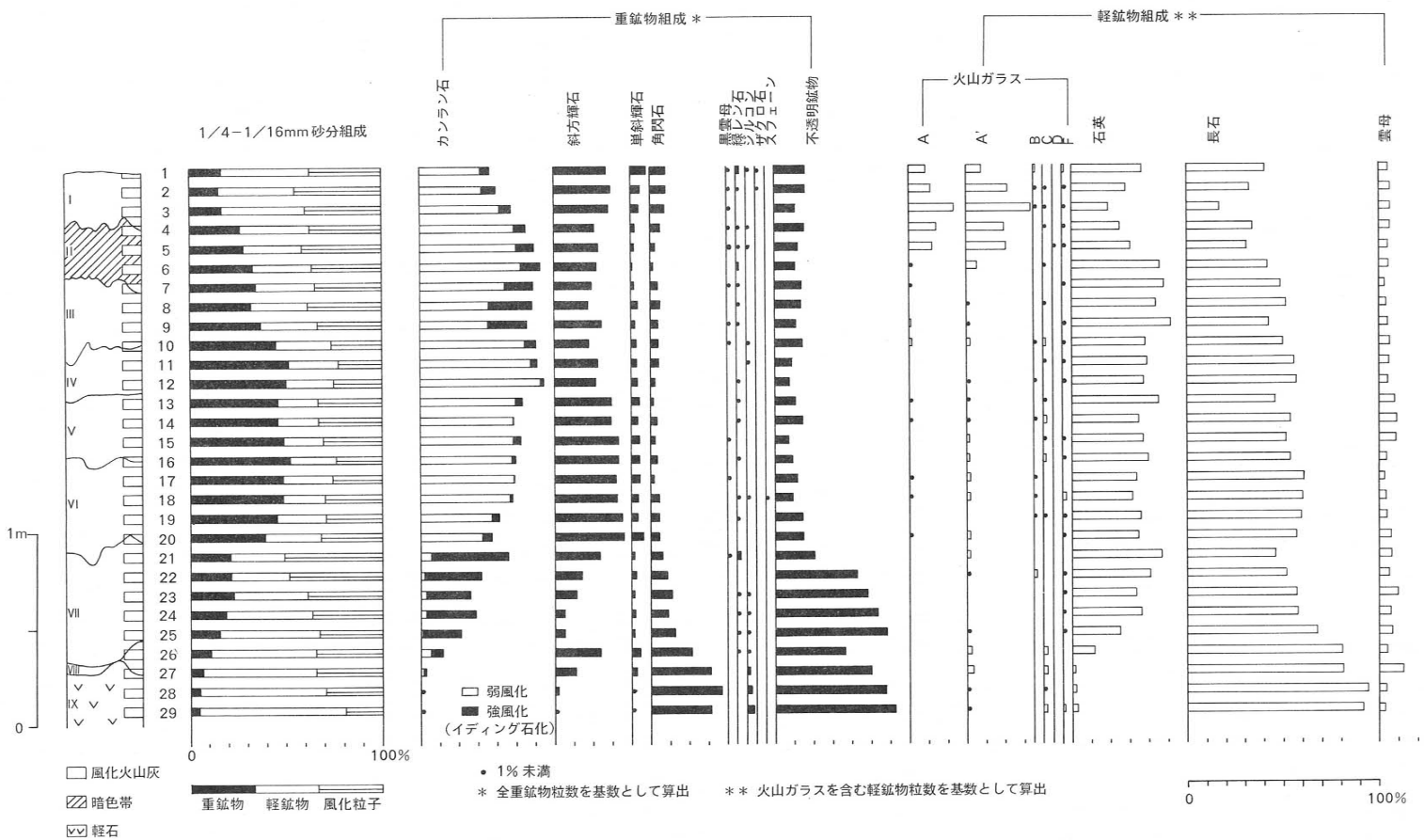
No.５～１においてバブルウォール型のＡ・Ａ’型火山ガラスが多産する。火山ガラス屈折率の測定値は、No.５で1.498－1.501（モード1.500）、No.３で1.497－1.501（モード1.4995）であった。従ってこれらの火山ガラスの濃集は、形態・屈折率および層位から姶良Ｔｎ火山灰ＡＴに同定される。火山灰層の軟質化が本地点の場合Ⅰ・Ⅱ層ばかりでなくⅢ層にまで及んでいることからNo.４～５の火山ガラスは二次的混入の可能性もあろう。ＡＴの降灰層準は、バブルウォール型火山ガラスの最大含有率を示すNo.３付近を中心としたⅡ層最上部からⅠ層最下部にかけてと考えられる。

富士火山のテフラは一般にカンラン石を多く含む玄武岩質テフラで特徴づけられ、安山岩質～流紋岩質の木曽御岳火山あるいは両輝石安山岩の箱根火山のテフラとは区別される。富士火山の活動は下末吉ローム層上部の堆積期までさかのぼるとされ、関東地域において下末吉ローム層上部から上位でカンラン石の出現が従来から報告されている（関東ローム研究グループ、1965；町田洋ほか、1968；町田瑞男、1973）。上の平遺跡の分析結果は、重鉱物組成においてＰｍ－Ⅰ直上からカンラン石が増加しⅣ～Ⅲ層で高率を保ち、暗色帯から上方にむかってカンラン石が減少する傾向が顕著である。この傾向は従来の関東地域などからの報告とよく一致している。従って、富士の火山活動が活発化する約８万年以降、富士火山から北北西約30㎞に位置する曽根丘陵にも富士テフラの降灰が連続的に及んでいたと考えられる。

本遺跡の暗色帯Ⅱ層においてカンラン石が減少しはじめ、その直上付近にＡＴの火山ガラス濃集層準がある。この関係は南関東の立川ローム層において一般的であることから、本遺跡Ⅱ層の暗色帯は上野原遺跡Ⅲ層暗色帯と同様立川ローム層第２暗色帯（ＢＢⅡ）に対比されると考えられる。

本遺跡Ⅶ層（No.25～21）、およびⅢ層（No.９～７）付近の２層準において、カンラン石のイディンス石化が進んでいる。特に前者ではカンラン石の大部分がイディングス石化しており、その上位のⅣ層とは風化程度ばかりでなく重・軽鉱物組成においてやや変化がみられる。本遺跡Ⅲ層中のカンラン石風化は、上野原遺跡Ⅳ層のそれに対比される可能性が強い。

風化カンラン石については従来からいくつかの報告がなされているたとえば（羽鳥、1971；羽鳥ほか、1983；町田瑞男ほか、1983）。町田瑞男ほか（1983）は、カンラン石が完全にイディングス石化されているのはＰｍ－Ⅰから東京軽石ＴＰ直下であると述べ、飯能市新町の立川礫層直上の砂質ローム層中においての多量のイデイングス石を報告している。上杉ほか（1983）



第２図　　上の平遺跡Ｋ－13地点テフラ試料　1/4～1/16㎜粒径砂分鉱物組成

は古期富士テフラ累層（ＯＦＴ）上部のＹ103～113付近においてテフラの風化が激しいことを述べている。以上のことから本遺跡Ⅶ層はＰｍ－ＩからＴＰ直下の間の風化層準に、またⅢ層は立川礫層直上付近の風化層準にそれぞれ対比されると考えられる。ＴＰの年代は約4.9万年とされていることからⅦ層の上限は約５万年前と推定される。なお、立川礫層の年代は約３万年前とされている（遠藤ほか、1983）。カンラン石の風化層準は礫層直下や水つきローム層中に多く見られるが、本遺跡Ⅲ層のように段丘面がゆるやかな背斜構造をなしている部分で礫層より少なくとも２ｍ以上も上位の場合、地下水の影響は少ないものと考えられる。カンラン石の風化は気候的な要因と関連性をもって形成された可能性がある。

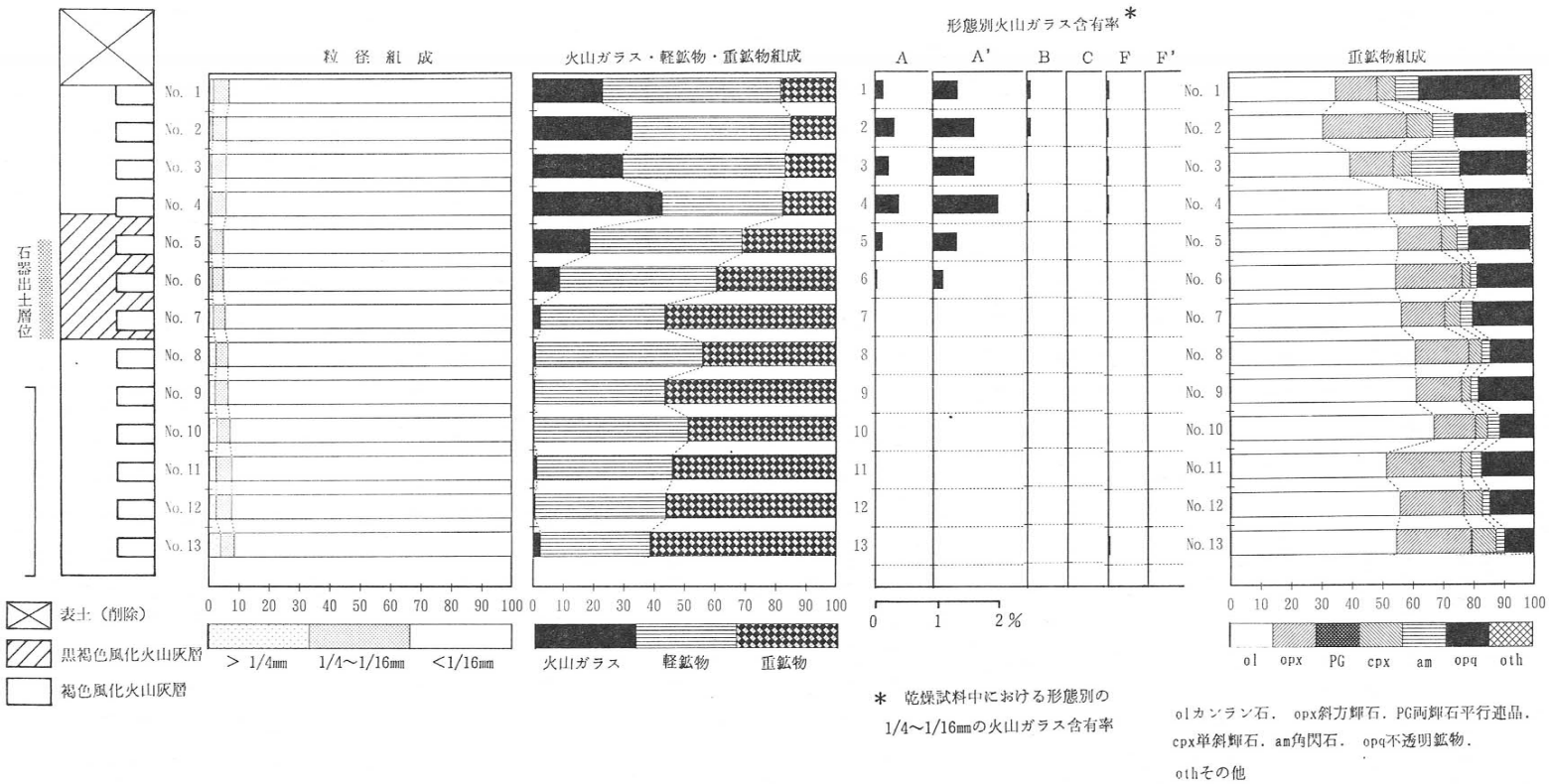
(3) 立石遺跡

試料は、Ａ地点先土器時代調査溝の断面において第３図に示す層位で試料13点を採取した。１試料は、高さ５cm、幅10cm、奥行き５cmの直方体の部分から採取した。

分析結果を第１表、第３図に示す。第１表は計数した鉱物ごとの粒数を示す。第３図は、粒径組成、火山ガラス・軽鉱物・重鉱物組成、形態別の火山ガラス含有率、および重鉱物組成を示す。なお、火山ガラス含有率は、試料単位重量あたりの1/4～1/16mm粒径の火山ガラスの割合で表示した（注１）。以下に各地点ごとの鉱物組成の特徴についてのべる。

粒径組成は、どの試料も約90％を越える1/16mm以下のシルト・粘土粒子から構成されている。数％の1/4～1/16mm細粒砂と１～３％の1/4mm以上の砂とを含む。これらの粒径組成は、風化作用によって分解したテフラ粒子が細粒化していることが予想され、テフラの降灰時の粒径組成をそのまま示すものではないと考えられる。粒径組成の層位による変化はあまり顕著ではない。しかし、傾向として下位の褐色風化火山灰層中のNo.13～８では、1/4mm以上の粒子も２～４％と比較的多く、上方にむかって漸減傾向がみられる。黒色帯中のNo.７～５では含有砂分（＞1/4mm、1/4～1/16mm）の量は減少して数％の最低値をとる。その上位の軟質の褐色風化火山灰層は黒色帯より増加するが、増加の大部分は1/4～1/16mm粒径の細砂分であり、＞1/4mmはほとんど１％前後の低率で変化しない。1/4～1/16粒径砂分中で風化粒子などを除く火山ガラス・軽鉱物・重鉱物組成をみると、火山ガラスの極大がNo.４に明瞭に認められる。火山ガラスの割合は、黒色帯のNo.６～５付近で火山ガラス含有率が漸増し、No.４で約40％の極大に達している。その後上方に緩やかに漸減し、No.1～3で20～30％台の値を示している。また軽鉱物は約40～60％で変化があまり大きくないのに対し、重鉱物は、下部の褐色風化火山灰層から黒色帯にかけてのNo.17～７で約50～60％と高率であるが、黒色帯中で急減し、軟質風化火山灰層のNo.４～１では約20％前後の低率で安定している。

火山ガラス含有量を形態別にみると、バブルウォール型であるＡ・Ａ’型火山ガラスから大部分が構成されている。またＡ・Ａ’型火山ガラスそれぞれの含有量もNo.４において極大を示し、前述した火山ガラス・軽鉱物・重鉱物組成における火山ガラスの極大の位置と一致している。試料No.４中に含まれる火山ガラスの屈折率を測定したところ、レンジ1.498 ～ 1.501（主要レンジ1.499 ～ 1.500）の値を得た。No.４を中心とするバブルウォール型無色火山ガラスの



＊ 乾燥試料中における形態別の1/4～1/16mmの火山ガラス含有率

olカンラン石．opx斜方輝石．PG両輝石平行連晶．cpx単斜輝石．am角閃石．opq不透明鉱物．othその他

第3図　中道町立石遺跡試料　粒径組成，火山ガラス・軽鉱物・重鉱物組成，火山ガラス含有率，重鉱物組成

濃集は、火山ガラスの形態、屈折率、および黒色帯直上に含有量の極大があることなどの層位関係からＡＴに同定される。重鉱物組成は、カンラン石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物・角閃石などから主として構成される。カンラン石は、No.13～10で50％前後の値を示したのち、No.10で68％と部分的な急増がみられ、その後No.９～４において極めて緩やかな漸減傾向がみられ、No.４～２で急減して、No.２では31％の極小値をとって上方に増加傾向を示す。斜方輝石は10～20％台の値を、単斜輝石は10％未満の値をとる。ときに両輝石平行連晶か認められるが極めてまれである。角閃石は数％が一般的であるが、No.３において16％の含有率を示す。不透明鉱物は10～30％台の値をとり上方に漸増傾向を示す。

第１表　立石遺跡試料の計数鉱物

試料番号	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	No.8	No.9	No.10	No.11	No.12	No.13
A　無色	14	36	27	49	16	6	1						
A'　無色	39	77	78	135	49	24	2	1	1		1		3
A'　褐色					1								
B　無色	7	8	1	5	2	2	2	1	1			1	
C　無色		3	3	1			1	1			1		
F　無色	5	3	4	4			2				1		4
F　褐色		1											
F'　無色						1	1				1		1
F'　褐色												1	
石英	68	75	84	72	75	78	70	71	62	45	57	45	46
長石	99	128	121	107	108	113	83	112	79	113	95	100	83
カンラン石	18	18	25	42	63	80	119	90	114	102	95	105	119
斜方輝石	7	16	9	13	16	32	30	26	28	21	46	40	54
両輝石平行連晶													1
単斜輝石	3	5	4	2	6	4	11	6	6	6	6	11	17
角閃石	2	3	10	5	4	3	8	4	4	6	6	5	6
酸化角閃石	2	1											
緑簾石	1	1	1		1							+	+
ジルコン										+			
スフェーン	1												
ザクロ石			+										
炭酸塩鉱物					+								
不透明鉱物	17	14	14	18	23	27	42	21	34	17	32	27	21
雲母	12	15	16	10	3	6	4	7	5	12	10	5	2
その他	209	131	148	143	136	131	203	186	169	193	152	170	170
合計	504	535	545	606	503	506	579	526	503	515	503	510	527
重鉱物小計	51	58	63	80	113	146	210	147	186	152	185	188	218
軽鉱物小計	167	203	205	179	183	191	153	183	141	158	152	145	129
火山ガラス小計	65	128	113	194	68	32	9	3	2		4	2	8

上野原遺跡・上の平遺跡ではカンラン石の含有率は、ＡＴ直下の黒色帯で極大を示し、ＡＴから上位にかけてカンラン石は漸減するが、これらの傾向はどの遺跡でも共通し、また南関東の立川ローム層第２暗色帯（ＢＢⅡ）の特徴とも一致することから本遺跡第Ⅲ層も第２暗色帯（ＢＢⅡ）に対比されると考えられる。さらに立石遺跡ではＡＴ層準の約60～70cm下位のNo.11～10においてカンラン石の減少とその後の急激な増加がみとめられる。これは、上の平遺跡でＡＴより90～100cm下位のⅤ・Ⅳ層にみられる現象と類似する。南関東地域の東京天文台構内遺跡などにおいて武蔵野地域のⅨ層およびⅪ層付近に同様な傾向がみられる場合がある。しかしこれは地域的な堆積環境を反映している可能性もあり、武蔵野地域と直ちに対比できるか不明だが、曽根丘陵内での対比の指標となるかもしれない。上野原遺跡の分析結果ではこれらの層準は認められない。おそらく上野原遺跡の分析試料はこれらの層準よりも上位であると考えられる。

4．立石遺跡の石器出土層位とＡＴ

No.4を中心とするバブルウォール型火山ガラスの濃集部は、ＡＴに由来するものであることが明らかになった。このバブルウォール型火山ガラスの含有量曲線は、No.4直下で急激に増加し、No.4で極大を示した後、No.4より上方では緩やかに減少することから、ＡＴの降灰層準はNo.4付近に、すなわち黒色帯とその上位の軟質の褐色風化火山灰層の境界あるいはⅡ層最下部に推定される。これに対して本遺跡の出土石器は、主として黒色帯（Ⅲ層）中およびその直下の褐色風化火山灰層（Ⅳ層）上部に包含されていた（第4図）。この石器出土層準は、明らかにＡＴの降灰層準よりも下位である。従ってこれの石器群の年代はＡＴの降灰した2.2～2.1万年前よりも古く見積られる。下限については、立石遺跡No.11～10のカンラン石の減少から増加が東京天文台構内遺跡のⅨ層あるいはⅪ層に対比されるとするならば、立石遺跡出土石器は、少なくとも武蔵野地域のⅨ層あるいはⅪ層よりも新しいと推定されるが、今後の再検討が必要であろう。なお、第4図における丘の公園14番ホール遺跡・丘の公園第2遺跡の出土石器は、ＡＴ降灰以降の堆積物中に含まれるこから、立石遺跡の石器群より明らかに新しい石器群である。

甲府盆地は、富士山東方の地域とは異なり、ＡＴ以降のテフラの堆積がほとんどない地域である。従って先土器時代の遺物の編年をすすめていくうえで、土壌化されてしまったＡＴ火山ガラスの極大層準が今のところ唯一の鍵層であるといえる。しかし曽根丘陵には富士テフラの降灰が認められることから今後より精度の高いテフラの検出が望まれる。

注1　ある形態x型の火山ガラス含有率Ａxは次の式で算出した。

$$Ax\ (\%) = (C/B) \times (Ex/D) \times 100$$

ただし　Ｂ：試料の乾燥重量（g）
Ｃ：1／4－1／16mm粒径砂分の重量（g）
Ｄ：計数した1／4－1／16mm粒計粒子の総数
Ｅx：計数したx型火山ガラスの粒数

文　献

新井房夫（1972）斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定―テフロクロノロジーの基礎的研究―．第四紀研究，11，254－269．

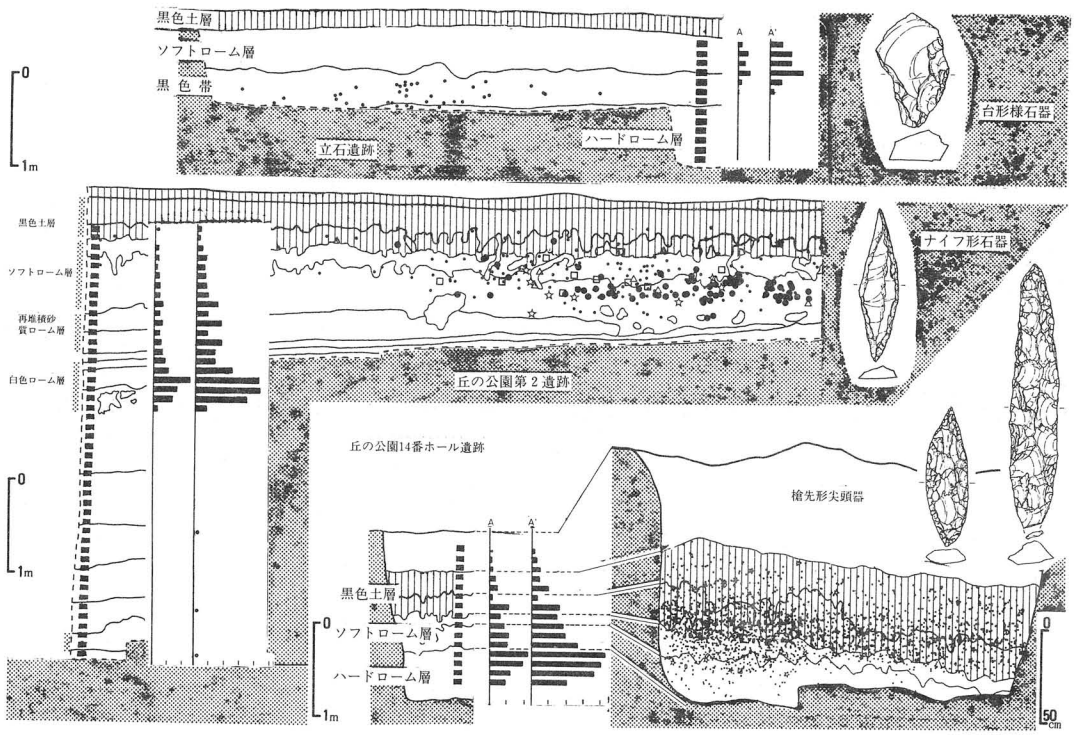
遠藤邦彦・鈴木正章（1980）立川・武蔵野ローム層の層序と火山ガラス濃集層．考古学と自然科学．13，19－30．

遠藤邦彦・関本勝久・高野司・鈴木正章（1983）関東平野の沖積層．アーバン・クボタ，21，26－43．

藤本丑雄（1975）地質．『中道町史』，34－72．

羽鳥謙三・千葉達朗・加藤定男（1983）多聞寺前遺跡のローム層と地形．『多聞寺前遺跡Ⅱ』，645－670．

平川一臣（1982）山梨県の地形に関する試料（Ⅲ）曽根丘陵のテクトニック・バルジ．山梨大



第4図　ＡＴのガラス含有量と石器出土層位（含有量の目盛は不同）

学教育学部研究報告，33，93－101.

保坂康夫・河西学（1986）甲府市内における先土器時代の可能性について．甲府市史研究，3，99－108.

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.

笠井恵祐（1952）古甲府湖の地質学的研究.『高校教育の研究』，山梨県教育委員会.

河西学（1987a)上野原遺跡の火山灰層.『上野原遺跡・智光寺遺跡・切附遺跡』，95－98，山梨県教育委員会.

河西学（1987b)上の平遺跡のテフラ.『上の平遺跡』，121－124，山梨県教育委員会.

小林広和・上杉陽・里村晃一（1982）桂川上流菅野川杯窪で発見された旧石器とその火山灰層序．日本第四紀学会要旨集，12，112－113.

小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦（1967）御嶽火山第一浮石層―御嶽火山第一浮石層の研究その１．地質学雑誌，73，293－308，337－350.

町田洋（1964）Tephrochronologyによる富士火山とその周辺地域の発達史―第四紀末期について―．地学雑誌，73，293－308，337－350.

町田洋・森山昭雄（1968）大磯丘陵のTephrochronologyとそれにもとづく富士および箱根火活動史．地理学評論，41，241－257.

町田洋・新井房夫（1976）広域に分布する火山灰―姶良Ｔｎ火山灰の発見とその意義―．科

学，46，339－347．
町田瑞男・村上雅博・斉藤幸治（1983）南関東の火山灰層中の変質鉱物“イディングサイト”について．第四紀研究，22，69－76．
宮沢忠治（1964）曽根丘陵の第四系．山梨地学，6．
内藤範治（1988）曽根丘陵．『日本の地質4中部地方Ⅰ』，171－173，共立出版．
沢　洋（1981）甲府盆地西縁・南縁の活断層．地理学評論，54，473－492．
田中啓爾（1925）甲府盆地．地理学評論．
東京天文台構内遺跡調査団（1983）『東京天文台構内遺跡』．
上杉陽・米沢宏・開原志津恵・中村仁子・重藤伸子・岩井郁乃（1980）富士山東縁地域の古期富士テフラ累層．『自然と文化』，3，33－46，平塚市博物館．
上杉陽・米沢宏・千葉達朗・宮地直道・森慎一（1983）テフラからみた関東平野．アーバン・クボタ，21，2－17．
吉川周作（1976）大阪層群の火山灰について．地理学雑誌，82，497－515．