



兵庫県市川中流域の麓層面

大矢, 真也

(Citation)

兵庫地理, 41:54-62

(Issue Date)

1996-03-31

(Resource Type)

journal article

(Version)

Version of Record

(URL)

<https://hdl.handle.net/20.500.14094/90002408>



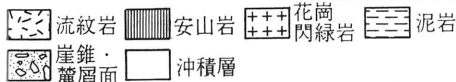
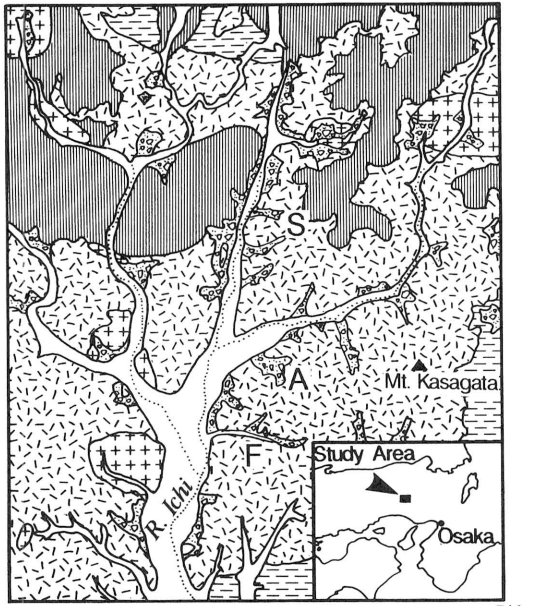
兵庫県市川中流域の麓屑面

大矢 真也

1. はじめに

中国地方には、山麓に緩斜面が広く分布している。田中ほか(1982, 1986)、野村(1991)等はそれらの形成時期、形成過程を明らかにした。

田中らは、緩斜面を堆積性の地形面、麓屑面とし、I~V面またはI~III面に区分した。形成過程については、主に氷期の寒冷な気候環境下での凍結破砕による岩屑生産と緩慢なマスマーブメントによるとした。また、麓屑面の分布と発達を岩質の特性と関係づけた。



第1図 地質図

(岸田・弘原海(1967), 後藤・井上(1985, 1986)により作成。一部簡略化)

A: 粟賀(第4図) F: 福本(第5図)

S: 杉・大山(第6図)

ところで、兵庫県市川支流、越知川・猪篠川の流域にも、麓屑面が広く分布している。その分布と概略的記載は田中ほか(1982)、田中・野村(1985, 1986)にあるが、詳細な検討はなされていなかった。

本研究では、地形と構成層の特徴・テフラとの関係から、麓屑面の形成時期、形成機構、形成環境について検討を行うことにする。

2. 地域の概要

兵庫県中部に位置する市川は、播但山地中央部より発し、瀬戸内海に流れ出す。その支流である越知川は三国峠付近から流れ出し、高度900~1000mの千ヶ峰・笠形山山地の中央部を南西に流下する。猪篠川は、神崎町猪篠から円山断層に沿って南下する。そして、ともに市川中流部で本流と合流する。市川上・中流域の地質は、白亜紀火山岩類生野層群からなり、その大半は流紋岩、安山岩類で占められている。一部で、因美侵入岩類に属する石英閃緑岩、花崗閃緑岩がみられる(岸田・弘原海, 1967; 後藤・井上, 1985, 1986)。

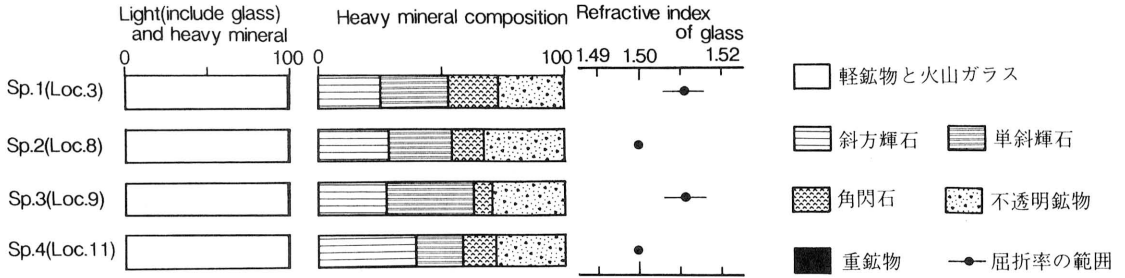
3. 調査方法

a) 地形面の分類および現地調査

写真判読と現地調査をもとに、地形分類を行った。

写真判読には、1万分の1及び2万分の1空中写真を使用した。本調査地域は、杉原川流域と隣接する流域であり、地形的に類似する点が多いことから、田中ほか(1982, 1986)の地形面区分の基準にしたがって区分を行った。

第2図 テフラの分析結果



また、現地調査では、露頭の観察より礫の色調・円磨度・風化の程度・大きさ、マトリックス、構成層の固結状態等を記載した。

b) テフラの分析

i) 分析方法

調査地域のテフラを対比・同定するために、以下の方法で分析を行った。試料をHClにより脱鉄処理し、超音波洗浄した後、篩分けを行い、0.25mmから0.125mmの粒子を比重2.85のプロモフォルムを用いて、重液分離した。これより重いものを重鉱物、軽いものを軽鉱物とした。重鉱物については、300~400粒を偏光顕微鏡下で判定し、組成を明らかにした。火山ガラスの屈折率は、野村(1991)の方法によって、位相差顕微鏡下でステージ温度を変化させ、粒子ごとの屈折率を30個測定した。

ii) 分析結果

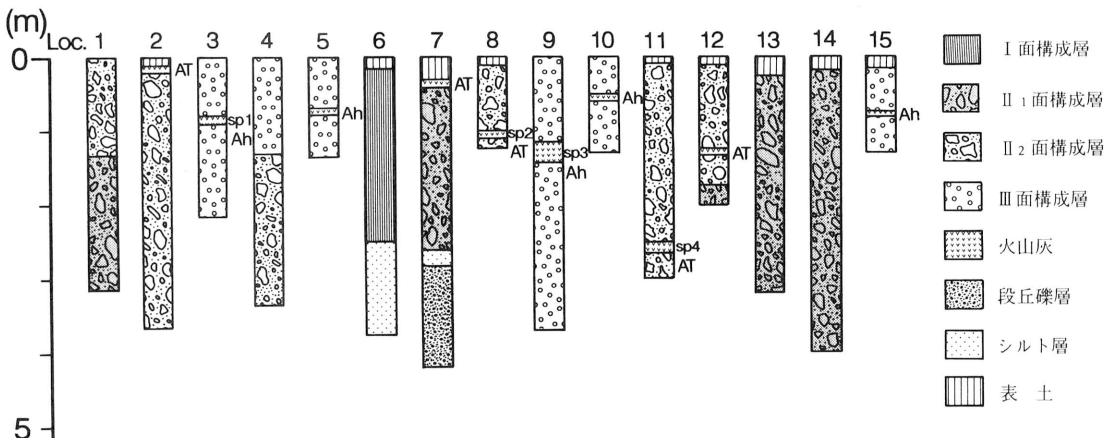
本地域では、二種類のテフラを確認できた。

その代表例を以下に示す。Sp. 1 は栗賀地区、Sp. 2, 3 は福本地区、Sp. 4 は杉・大山地区の露頭で採取した。

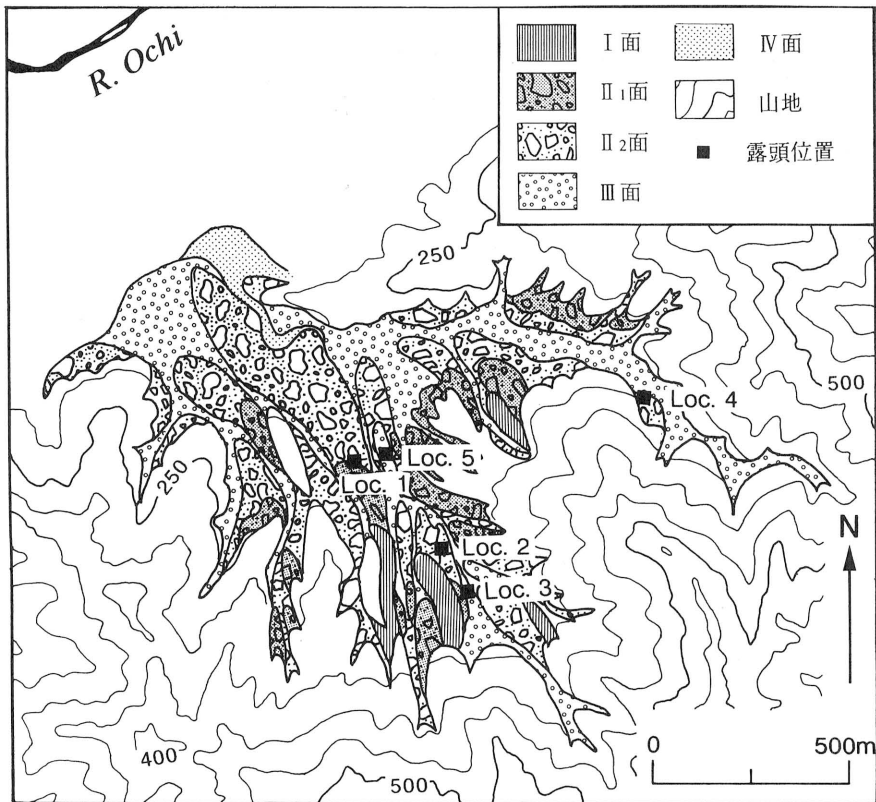
Sp. 1, 3 はそのほとんどが淡褐色を帯びたBw型火山ガラスであり、微量の重鉱物が含まれる。この重鉱物は、斜方輝石(Opx)、単斜輝石(Cpx)、角閃石(Ho)からなり、火山ガラスの屈折率が $n=1.506\sim 1.516$ であることから、アカホヤ火山灰(Ah:町田・新井, 1978)に対比される。

Sp. 2, 4 は、そのほとんどが無色透明のBw型火山ガラスからなり、微量の重鉱物を含む。重鉱物は、Opx, Cpx, Hoで構成され、火山ガラスの屈折率が $n=1.498\sim 1.501$ であることから、始良Tn火山灰(AT:町田・新井, 1976)に対比される。

ATの降下年代は25000年前(松本ほか, 1987; 野村・田中, 1986, 1990), Ahの降下年代は6300年前(町田・新井, 1978)である。



第3図 露頭柱状図



第4図 粟賀地区の地形分類図

4. 調査地における麓屑面と構成層

越知川・猪篠川流域の山麓には、高度120～660mに、斜面長100～1250mの麓屑面が分布している。以下、粟賀、福本、杉・大山の3地区について、その地形区分と構成層を記載する。3地区の柱状図は、すべて第3図に示した。

a) 粟賀地区

粟賀地区の麓屑面は、高度165～360mに分布し、斜面長は1200mである。I面からIV面までの地形面で構成され、その配置は山体¹⁾から山麓に向かってI面、II₁面、II₂面、III面、IV面の順である。

I面は、麓屑面中最も山体寄りに位置し、その分布高度は250～360mである。平面形は舌状を呈しており、表面は非常に平滑である。斜面長は120～310m、傾斜は9～35度である。

多くの場合、上端部は傾斜変換線をもって、山体と接している。他の地形面との境界は明瞭である。

II₁面は、山体近くから山腹に分布し、分布高度は195～360mである。平面形は舌状、長舌状であり、斜面長は90～320m、傾斜は7～31度である。上端部は山体または、I面に接している。II₁面の側方はII₂面、III面が接しているほか、溪流によって他と境されている。地形面の境界は、I面ほどではないが明瞭である。

II₂面は、山体近くから山麓まで分布しているが、主に高度165～220mに広い面積を有しており、表面は比較的平滑である。斜面長は70～720mで、傾斜は3～15度である。山腹ではI面、II₁面をとりまき、山麓部でII₁面を覆っている。

III面は、山体近くから山麓まで分布する。特に山麓部、高度165～220mで広い面積を占

めている。山麓部での形状は、扇状で、表面には凹凸がある。傾斜は2～9度である。

IV面は、III面より下方に位置し、面積的には小さい。高度168～180mに分布し、傾斜は緩く、2～3度である。表面の凹凸はIII面より著しい。

Loc. 1：II₂面構成層とそれに覆われたII₁面構成層である。下位のII₁面構成層は、最大礫径70cmの無淘汰な角礫²⁾層である。礫間は、黄褐色のシルト質マトリックスによって充填されている。構成層は、固結・風化ともにやや進んでおり、一部にはクサリ礫がみられる。上位のII₂面構成層は、礫径30cm以下の亜角礫層である。礫の色調は灰白色で、堅硬である。わずかな礫間は、褐色のシルト質マトリックスによって充填されており、これらはAT起源の火山ガラスを多量に含んでいる。

Loc. 2：層厚3 m + のII₂面構成層が、幅50mにわたって観察できる。最大礫径1 mの未固結かつ、角礫質な構成層で、シルト質マトリックスによって充填されている。礫は堅硬で、色調は灰白色である。角礫層はいくつかのユニットに分けることができる。層全体では、15～30cmの礫が主体であるが、各ユニットの境界は、2～5 cmのやや細粒な礫からな

る。地表面は、Ahによって覆われている。

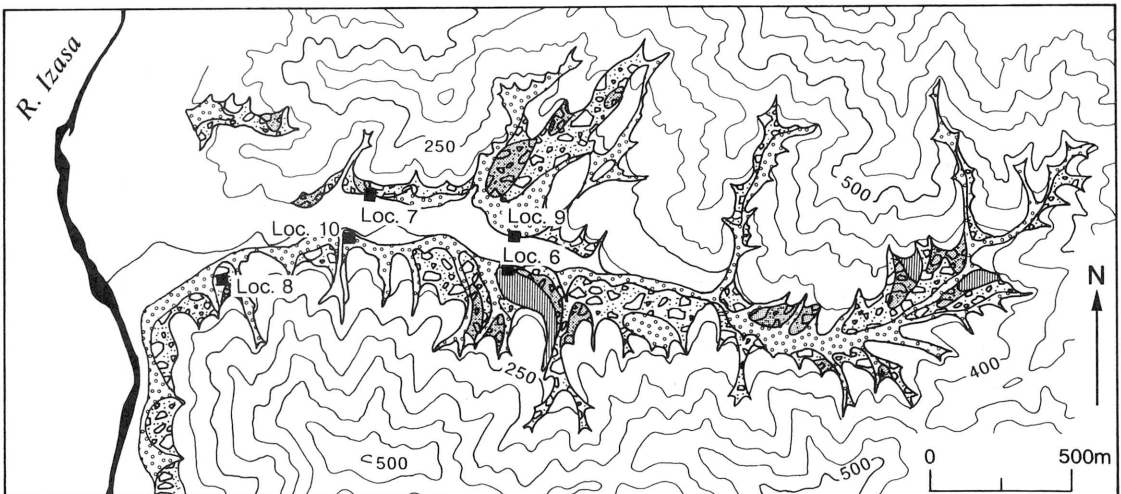
Loc. 3：山体付近でみられるIII面構成層である。III面構成層は層厚2 mの新鮮かつ未固結な角礫層であり、卓越礫径は5～10cmである。また、礫表面に厚さ約1 mmの風化殻がみられ、やや黄赤色化した礫も含んでいる。礫間は、砂質マトリックスによって充填される。地表下80cmで、層厚10～20cmのAhを挟在している。

Loc. 4：谷奥部でみられる崖錐である。II₂面構成層をIII面構成層が覆っている。下位のII₂面構成層は角礫からなり、礫間は茶褐色のシルト質マトリックスで充填される。固結は、上位のIII面構成層よりも進んでいる。III面構成層も、10～50cmの角礫からなるが、より堅硬かつ鋭利である。礫間は、マトリックスを欠いていることが多い。

Loc. 5：層厚1.3mの未固結なIII面構成層である。最大礫径が30cmで、主として10cm以下の亜角礫と砂質シルトからなる。地表下80 cmにAhが団子状に挟まれる。

b) 福本地区

麓屑面は、猪篠川の支谷をはさんで両岸に分布している。I～II₂面は、山体付近から山腹で断片的に分布する。ここでは、III面が



第5図 福本地区の地形分類図

凡例は第4図と同じ。

最も発達しており、山麓を緩扇状地状にとりまいている。Ⅲ面の斜面長は50~500m、傾斜は3~10度程度であり、その表面には凹凸がみられる。

Loc. 6: 層厚1.3mのシルト層の上に、層厚3mのⅠ面構成層が観察できる。Ⅰ面構成層は無層理・無淘汰で、固結の進んだ角礫層である。礫は全般にクサリ礫化しているが、中には堅硬なものも含まれている。礫間は、赤灰色のシルトで充填されている。

Loc. 7: 層厚2.3mのⅡ₁面構成層が、風化した段丘礫層を覆っている。Ⅱ₁面構成層はやや固結した角礫層で、マトリックスは黄灰色のシルトである。礫は最大礫径が20cm、卓越礫径が10cm前後である。角礫表面には、厚さ1cm未満の風化殻がみられる。礫の並びには規則性があり、礫の長軸あるいは、中軸を地形面の最大傾斜方向に向けている。Ⅱ₁面構成層直上には、層厚5cmのATがある。

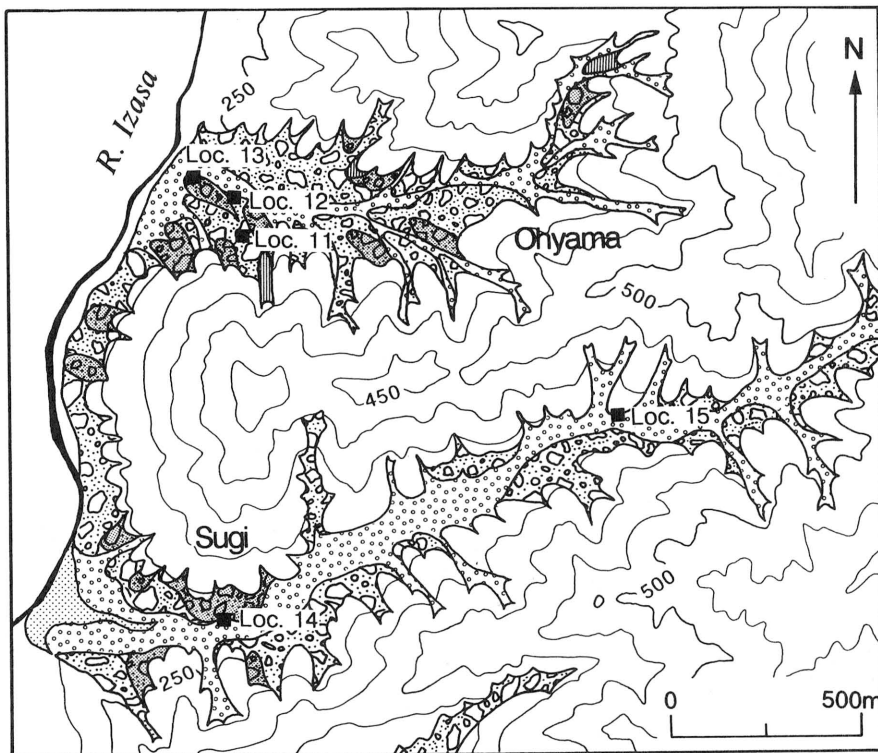
Loc. 8: 山体付近で断片的に分布するⅡ₂面である。Ⅱ₂面構成層は、地表下1mで層厚10cmのATを挟んでいる。

Loc. 9: Ⅲ面末端部の構成層であり、最大礫径70cmの新鮮な亜角~亜円礫からなる。全体にルーズであり、礫間は茶褐色の砂質シルトによって埋められている。礫層中には、層厚が10~45cmのAhを挟在している。Ah中には、細礫、砂が混入している。

Loc. 10: 山体から60m程距離を隔てたⅢ面構成層である。礫は角~亜角礫、マトリックスは砂質シルトである。礫径は、10cm前後でそろっている。地表下50cmで層厚5~10cmのAhが、不連続に堆積している。

c) 杉・大山地区

杉地区の支谷は谷幅が広く、Ⅲ面の発達が顕著である。大山地区は、Ⅱ₂面の保存がよく、層相の異なるⅡ₂面構成層が、林道沿い



第6図 大山地区の地形分類図

凡例は第4図と同じ。

の随所で観察できる。また、猪篠川沿いで山体をとりまくⅡ₂面の背後に、明瞭な水系は発達していない。

Loc. 11：層厚3 m+のⅡ₂面構成層が観察できる。無淘汰かつ未固結の堆積物である。最大礫径1 mの堅硬な角礫層で、礫間は茶褐色のシルト質マトリックスによって充填されている。地表下2.5 mに挟在するATは、層厚15 cmではほぼ水平に連続している。ATの上部は角礫層へと漸移している。AT上位の角礫層は、いくつかのユニットからなる。ユニット本体は、30~45 cmの礫を主体とし、各ユニット間は、5 cm以下の礫とシルトが卓越する細粒部となる。

Loc. 12：Loc. 11から100 mほど下方の谷際に位置する。厚さ2 mのⅡ₂面構成層が、5 cm以下のクサリ礫からなるⅡ₁面構成層を覆っている。Ⅱ₂面構成層は、礫径15~20 cmの新鮮な亜角~亜円礫が卓越し、マトリックスは砂質分に富む。地表下1.3 mに挟在するATはレンズ状で、厚さは約6 cmである。ATの上下で、礫径は1~3 cmになり、分級がみられる。

Loc. 13：溪流沿いのⅡ₁面構成層がみられる。亜角~亜円礫と砂質シルトから構成され、固結している。礫は10 cm前後が卓越し、3~5 mmの風化殻を有している。堆積物の風化・固結の程度を除くと、その層相はLoc. 12のⅡ₂面構成層とほぼ同様である。

Loc. 14：層厚4 mのやや固結したⅡ₁面構成層である。礫は80 cm以下の角~亜角礫で、厚さ5 mmの風化殻がみられる。マトリックスは砂~シルトである。構成層は、いくつかのユニットからなる。

Loc. 15：山体付近に形成されたⅢ面がみられる。その構成層は、最大礫径60 cmの非常に円磨度の低い礫からなる。構成層最上部には、クロボクが混入している。地表下80 cmに、層厚5~10 cmのAhが挟在している。

5. 考察

以上の記載に基づいて、麓層面の形成時期を明らかにする。更に、本地域の麓層面は、大部分がⅡ₂面とⅢ面によって構成されている。そこで、Ⅱ₂面以降の形成機構、形成環境を考察する。

a) 麓層面の形成時期

構成層の風化・固結の状態、層序関係から、Ⅰ面が最も古く、Ⅱ₁面、Ⅱ₂面、Ⅲ面の順に新しくなり、Ⅳ面が最も新しいと考える。

更に、Ⅱ₂面は構成層中にATを挟在し、Ⅱ₁面、Ⅰ面はATによって覆われている。また、Ⅲ面は構成層中にAhを挟在し、Ⅱ₂面以前の地形面はAhによって覆われている。したがって、Ⅱ₂面は最終氷期後半に、Ⅲ面は晩氷期から後氷期にかけて形成された。

Ⅰ面は、その構成層が最終間氷期の赤色風化(松井・加藤, 1962)を受けていることから最終間氷期以前に形成されたものとする。また、Ⅱ₁面構成層はⅠ面ほど赤色風化を受けておらず、表層をATに覆われていることから最終間氷期以降、AT降下以前、すなわち、最終氷期前半に形成されたと考えた。

b) 麓層面の形成機構

Ⅱ₂面構成層の多くは、角礫層からなり、礫間はシルト質マトリックスによって充填されている。そして、Ⅱ₂面構成層中に挟在するATは、連続性がよく、礫等の混入もない。AT上部は角礫層に漸移している。また、Ⅱ₂面背後の山地斜面に明瞭な水系は発達していない。Ⅱ₂面は、構成層の特徴、ATの堆積状態、地形条件から、その形成においてほとんど流水の影響を受けていない。上記の構成層の特徴と地形条件の関係は、北上山地でも認められている(西城ほか, 1991)。

Ⅱ₂面構成層は谷沿いでのみ、礫の円磨度は高く、マトリックスも砂質であることから流水の影響が考えられる(Loc. 12)。つまり、

本地域のⅡ₂面の主部は、小土石流の集合によるd部（田中ほか，1986）であり，粟賀地区のように凹部に形成された場合を除くと，f部（田中ほか，1986）はあまり保存されていない³⁾。

越知川・猪篠川は山間域の支流であり，谷底平野の幅は概して狭く，杉原川流域や多紀連山地域に比べて，谷底高度は高い（田中・野村，1992）。そのため，Ⅱ₂面形成時に麓層面最下方に形成されていたf部は，堆積の場を限定されていた上に，支流による側刻の影響を頻繁に受けたと考える。

Ⅲ面構成層は，そのほとんどが円磨度が高い礫と，砂質分に富むマトリックスで構成されている。Ⅲ面中に挟在しているAhは，層厚が一定せず，不連続である。また，細礫や砂が混入していることが多い。以上，構成層の特徴，Ahの堆積状態から，Ⅲ面は流水の影響下での形成と考える。

一部，その層相にも礫の円磨度と礫：マトリックスの構成比に変化が観察される（Loc. 9, 10）。それは堆積の場の違いによると考えられる。また，山体付近でみられるⅢ面構成層は，崖錐・沖積錐状の層相を示しており，流水の影響はみられない（Loc. 4, 15）。これ

らは田中ほか（1986）のc部に相当する。

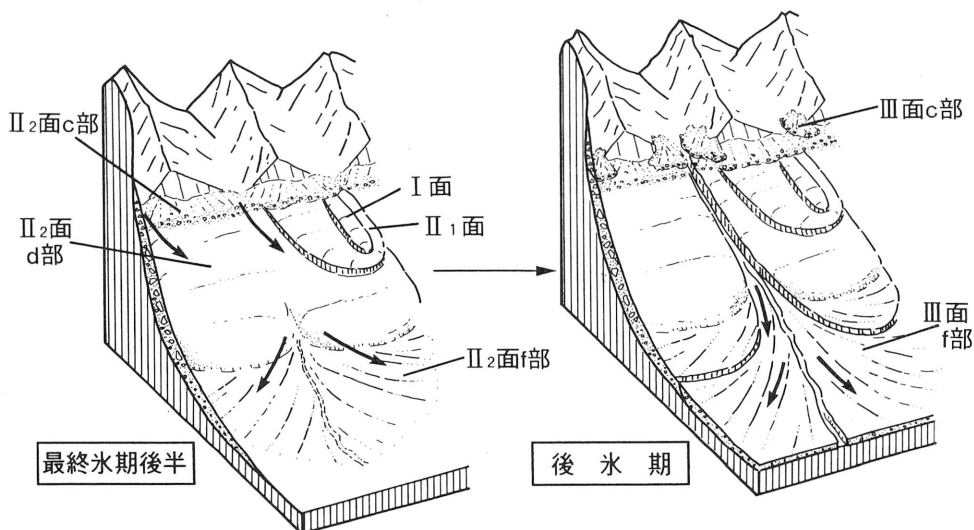
つまり，Ⅲ面の大部分はf部からなる。Ⅲ面f部は，山体付近から山腹でⅡ₂面以前の地形面を線状に開析し，その構成物の再堆積の結果として山麓に形成されたと考える。開析谷に沿う崖は，いくつかの段からなり，支谷河床面が断続的に低下したことを示す。

Ⅱ₁面，Ⅰ面に関しては，構成層の多くは，角礫とシルト質マトリックスによって構成される（Loc. 14, Loc. 6）。これらの層相からⅡ₂面d部と同様に土石流によって形成されたと考える。

c) 麓層面の形成環境

Ⅱ₂面の主部は，流水の影響を受けていない。また，Ⅱ₂面の広い分布状況は，それ以前の地形面を，凹部を埋めながら被覆した結果と考える。それはⅡ₂面形成時の大量の岩屑生産を示唆する。以上から，Ⅱ₂面は，田中ほか（1982, 1986）と同様に，最終氷期の周氷河環境下で，凍結破砕による大量の岩屑生産が起こり，流水を伴わないマスムーブメントによって岩屑が移動し，形成されたと考える。

次にⅢ面についてであるが，Ⅲ面c部の構



第7図 市川流域における麓層面の発達模式図

成礫は、Ⅱ₂面構成礫より新鮮である。それに対して、Ⅲ面f部構成礫の大部分は、Ⅱ₂面構成礫と同程度の風化状態であり、中には赤色化したクサリ礫も含まれる。すなわち、晩氷期以降、岩屑の生産量が減少する一方で、流水が増加し、Ⅱ₂面以前の地形面を侵食することで構成物を生産していたと考える。

Ⅱ₂面とⅢ面の面配置を比較すると、Ⅱ₂面中最も顕著な広がりをもつd部に相当する部分を、Ⅲ面は欠いている。多くの場合、Ⅱ₂面構成層下位には、Ⅱ₁面構成層が残存しているが、Ⅲ面構成層下位に、Ⅱ₂面構成層はみられない。これはⅢ面がⅡ₂面とは異なる形成機構をもっていた事、それがⅡ₂面を被覆するようなものではなかった事を示している。

Ⅱ₂面形成期には、凍結破碎によって生産された岩屑が、古い面を被覆しながら山麓まで運搬されていた。しかし、Ⅲ面形成期には、基岩部で崩壊性の岩屑生産が起こったが、岩屑の生産量は減少し、山麓まで運搬されることはなかったと考える（第7図）。

以上からまとめると、最終氷期後半から後氷期にかけて岩屑の生産、移動様式は変化し

たと考える。すなわち、Ⅱ₂面が最終氷期の寒冷な気候下で形成されたのに対して、Ⅲ面は気候が温暖・湿潤化していく中で形成されたと推定される。

6. まとめ

市川中流域の麓屑面についてまとめる。

- (1) 市川中流域の麓屑面は、Ⅰ面からⅣ面に区分できる。Ⅰ面、Ⅱ₁面は断片的で、Ⅱ₂面とそれを開析して面を広げるⅢ面の発達が顕著である。
- (2) AT、Ahとの関係から、Ⅱ₂面は最終氷期後半に、Ⅲ面は晩氷期から後氷期にかけて形成されたことが明らかとなった。
- (3) Ⅱ₂面は、寒冷な気候下で、凍結破碎に伴う岩屑生産と流水を伴わないマスマーブメントによる岩屑の移動によって形成されたと考える。対して、Ⅲ面は、気候が温暖・湿潤化していく中で、Ⅱ₂面以前の地形面を開析し、それらの構成物の再堆積の結果として形成された。

本研究は、日本地形学連合1995年秋季大会において発表されたものである。

注

- 1) 麓屑面中の位置の高低により、基盤山地近くを山体付近、谷底平野近くを山麓、その中間を山腹とよぶことにする。
- 2) 構成礫の礫種は、すべて流紋岩である。
- 3) 田中ほか(1986)でしめされた麓屑面中の小地形単位c部—talus cone, alluvial cone, d部—debris flow, f部—fanによる。

文献

- 後藤博弥・井上剛一(1985):国土調査「生野」(5万分の1)表層地質図ならびに同説明書。兵庫県
後藤博弥・井上剛一(1986):国土調査「山崎」(5万分の1)表層地質図ならびに同説明書。兵庫県
岸田孝蔵・弘原海清(1967):姫路酸性岩類の火山層序——近畿の後期中生代火成岩類の研究(1)。柴田秀賢教授退官記念論文集, 241-255

- 町田洋・新井房夫(1976):広域に分布する火山灰—始良Tn火山灰の発見とその意義—。科学, 46, 339-347。
町田洋・新井房夫(1978):南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰—。第四紀研究, 17, 143-163。
松井健・加藤芳朗(1962):日本の赤色土壌の生成時期・生成環境に関する一、三の考察。第四紀研究, 2, 161-179。
松本英二・前田保夫・竹村恵二・西田史朗(1987):始良Tn火山灰(AT)の¹⁴C年代。第四紀研究, 26, 79-83。
野村亮太郎・田中眞吾(1986):兵庫県東部で発見された大山起源の火山灰層。第四紀研究, 24, 301-307
野村亮太郎・田中眞吾(1990):兵庫県千種町の麓屑面堆積物の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(172)—。地球科学, 44, 159-161。

- 野村亮太郎 (1991) : 中国山地中央部道後山の麓屑面と岩塊流. 地理学評論, 64, 735-758
- 西城潔・吉永秀一郎・小岩直人・澤口晋 (1991) : 北上山地北部における最終間氷期以降の斜面物質移動期. 第四紀研究, 32 (4), 219-225
- 田中眞吾・井上茂・野村亮太郎 (1982) : 杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならび形成年代について — 兵庫県南半部の麓屑面の研究, 第一報 —, 地理学評論, 55, 528-548.
- 田中眞吾・井上茂・野村亮太郎・田中智彦 (1982) : 兵庫県市川流域の麓屑面. 地形, 3, 208-209
- 田中眞吾・野村亮太郎 (1985) : 国土調査「生野」(5万分の1) 地形分類図ならびに同説明書. 兵庫県
- 田中眞吾・野村亮太郎 (1986) : 国土調査「山崎」(5万分の1) 地形分類図ならびに同説明書. 兵庫県
- 田中眞吾・野村亮太郎・井上茂 (1986) : 兵庫県・多紀連山地域の麓屑面. 地理学評論, 59, 261-275
- 田中眞吾・野村亮太郎 (1992) : 中国山地東部における後期更新世の山地堆積地形とその形成環境. 地理学評論, 65A-2, 180-194
(おおや まさや・神戸大学大学院)