

木曾山脈・美濃三河高原北部における山頂小起伏面の起源

須 貝 俊 彦

目 次

- I はじめに
- II 地域概説
- III 山頂小起伏面の分類と記載
- IV 分布特性
- V 起源の検討
- VI 準平原が保存される上限高度
- VII おわりに

I. はじめに

日本の山地の尾根上には、山頂小起伏面あるいは山頂平坦面などとよばれる、小起伏で緩傾斜な地表面が広範に分布している(岡崎, 1967; 小疇, 1988)。山地は侵食域であるから、地質学的データを得るのが難しい地域でもある。このため、山頂小起伏面は、山地の地殻変動や形成史を知る手がかりとして古くから着目されてきた(辻村, 1929, 1952; 第四紀地殻変動グループ, 1968; 吉川ほか, 1973; 阪口ほか, 1976; 藤田, 1983など)。しかし、従来、中～高山域に分布する山頂小起伏面はいわゆる「隆起準平原遺物」とみなされるにとどまり、その地形学的性格の詳細は不明なままとなっている¹⁾。

近年、日本を含む湿潤変動帯の大起伏山地は、隆起と侵食の速さが釣り合い、山頂高度が頭打ちとなる「定常状態」にある可能性が指摘されている(Ohmori, 1978, 1985; Yoshikawa, 1985; Adams, 1985; Brunnsden, 1990; Summerfield, 1991)。さらに、中部山岳地域や四国山地の高山域では、激しい侵食のために準平原は保存されえないこと(Ohmori, 1987, 1990)や、山頂小起伏面の一部は周氷河作用などにより形成された「高位削剝面」(吉川, 1985)である可能性が論じられて(吉川, 1984; Clark and Hedges, 1992)、従来の「準平原遺物」説の再検討が要請されはじめている(米倉, 1990)。

そこで、著者は赤石山地・三河高原南部において、山頂小起伏面の形態・構成物質・分布特性を検討し、面の地形学的性格を明らかにするとともに、山頂小起伏面が「準平原遺物」と「高

位削剝面」とに2分されうる可能性を指摘した(須貝, 1990, 1992)。本稿では, 木曾山脈・美濃三河高原北部に分布する山頂小起伏面もまた「高位削剝面」とみなしうる面と「準平原遺物」とみなしうる面とに分類されうることを報告する。

II. 地域概説

1. 地形・地質概観

研究対象地域は, 木曾山脈および美濃三河高原北部であり, その東～南縁を天竜川・矢作川に, 北～西縁を木曾川・阿寺断層・飛騨川に境される範囲である(第1図)。美濃三河高原北部は木曾川を境に, 北の美濃高原と南の三河高原北部とに二分される。

木曾山脈は地球上で最も侵食速度の大きな地域の一つに属し(Ohmori, 1983), 日本で最も発達段階の進んだ山地の一つに位置づけられている(Ohmori, 1978)。山脈の平均高度は1100m, 最高高度は2956m, 高度分散量は213mである(第1表)。木曾山脈山麓には低角逆断層が存在し, 中期更新世以降の断層運動により約4kmの東西短縮が生じてきた(池田, 1990)。木曾山脈の南西に広がる美濃三河高原北部は広大な山頂小起伏面を有し, 面上には, 第四紀初期頃の山砂利層である土岐砂礫層が広範に堆積している(森山, 1990)。美濃三河高原の平均高度・最高高度・高度分散量は, 木曾山脈の各値の半分程度以下である。

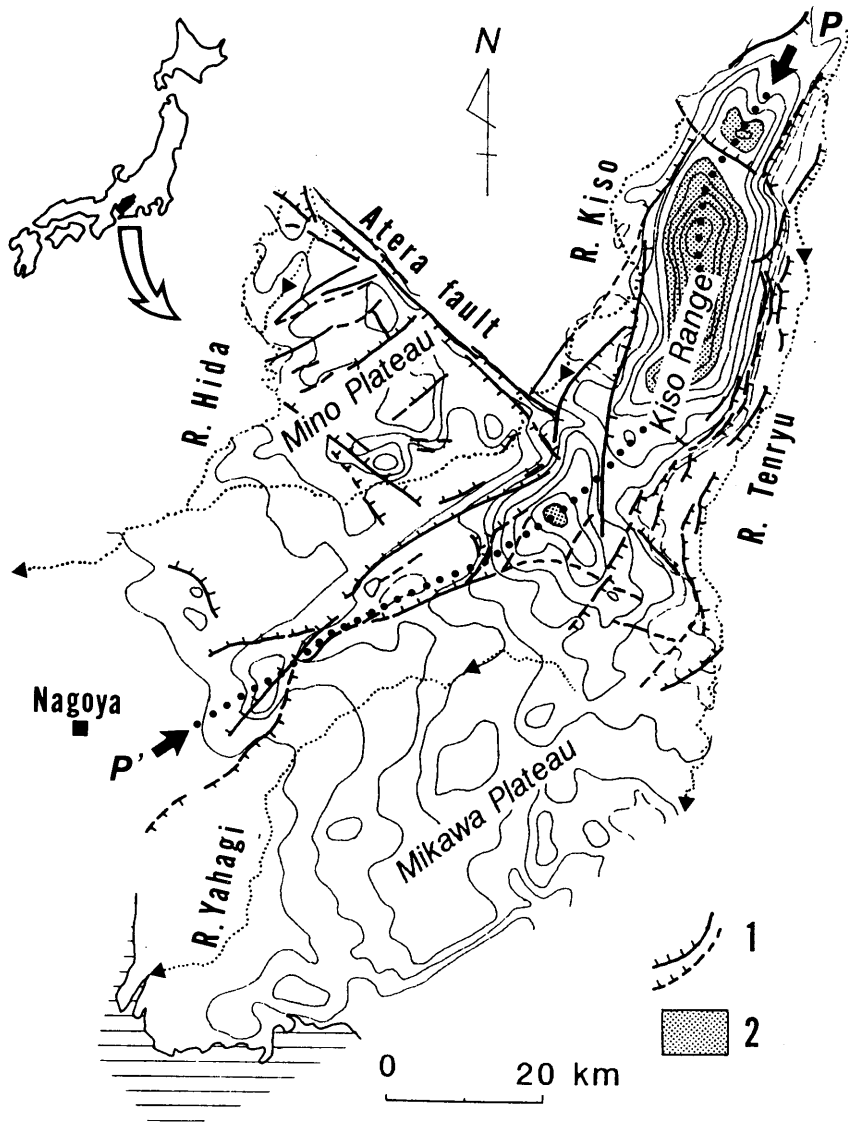
木曾山脈および三河高原北部の基盤岩は, 主として領家花こう岩類からなる(第2図)。木曾山脈の北部には, 領家変成岩類の粘板岩がみられる。また美濃高原には, 美濃帯の中・古生層と濃飛流紋岩類が広く分布する。

第1表 調査地域の地形特性

Table 1 Morphological characteristics in each study region

	Area (km ²)	Altitude (m)		Dispersion of altitude (m)
		average	maximum	
Kiso Range	2,420	1,100	2,958	212.7
Mino-Mikawa Plateau*	3,460	412	1,116	106.5

* This paper deals with northern part of Mino-Mikawa plateau.



第1図 調査地域の地形.

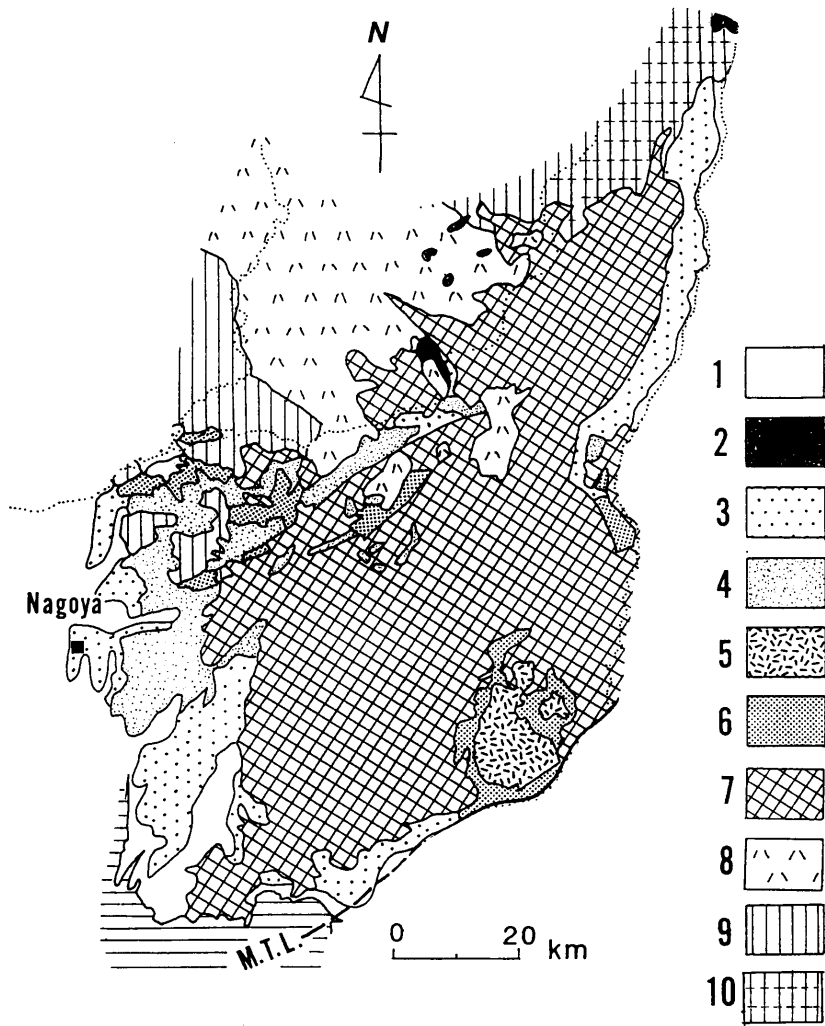
等高線間隔は200m. 等高線は岡山 (1969) による. P-P'は, 第10図の投影断面線を示す.

1 : 活断層 (活断層研究会, 1991による) 2 : 標高2000m以上の範囲

Fig.1. Topography of the study area.

Contour intervals are 200m (simplified from Okayama, 1969). P-P' : Projection line in Fig.10.

1: Active fault (after Research group for active faults,1991) 2: Summit level of the area higher than 2000m



第2図 調査地域の地質.

地質調査所(1972, 1989, 1990)に基づく. M. T. L.: 中央構造線.

1: 完新統 2: 第四紀火山岩類 3: 上部更新統 4: 鮮新統~下部更新統 5: 中新世火山岩類
6: 中新世堆積岩類 7: 領家花こう岩類 8: 濃飛流紋岩類 9: 美濃帯の中・古生層 10: 領家変成岩類

Fig.2. Compiled geologic map of the study area (after Geological survey of Japan, 1972, 1989, 1990)
M.T.L.: Median Tectonic Line. 1: Holocene sediments 2: Quaternary volcanic rocks 3: Upper Pleistocene s. 4: Pliocene~lower Pleistocene s. 5: Miocene v. r. 6: Miocene s. r. 7: Cretaceous~Paleogene granitic r. of the Ryoke Belt 8: Late Cretaceous~early Paleogene rhyolites (Nohi Rhyolites) 9: Mesozoic to Paleozoic r. of the Mino Belt 10: Metamorphic r. of the Ryoke Belt

2. 山頂小起伏面に関連する従来の研究

木曾山脈においては、山頂小起伏面の研究は少ない。古くは、辻村（1929）が富士見台周辺の標高1500～1700mの定高性山稜を「きわめて緩傾斜を呈しているから遺物と認めて差し支えない」とした。最近では、森山（1989）が木曾山脈南西部の標高1500m以下の地域に分布する山頂小起伏面の大半を土岐面（森山，1987）に対比している。しかし、これより高い高度帯の山頂小起伏面は詳しく報告されていない。他方、後述のように山頂小起伏面の形成と密接に関連する地形である周氷河性平滑斜面に関する研究は盛んである。小泉・柳町（1982）は、木曾山脈の空木岳周辺に化石周氷河（性平滑）斜面が発達することを日本の他地域に先駆けて報告し、柳町（1983）、柳町・小泉（1988）は、化石周氷河斜面の構成物質や斜面形態を詳細に検討した。小泉・関（1992）は、化石周氷河斜面構成礫の風化被膜の厚さを用いて、斜面形成期を約2万年前と評価した。

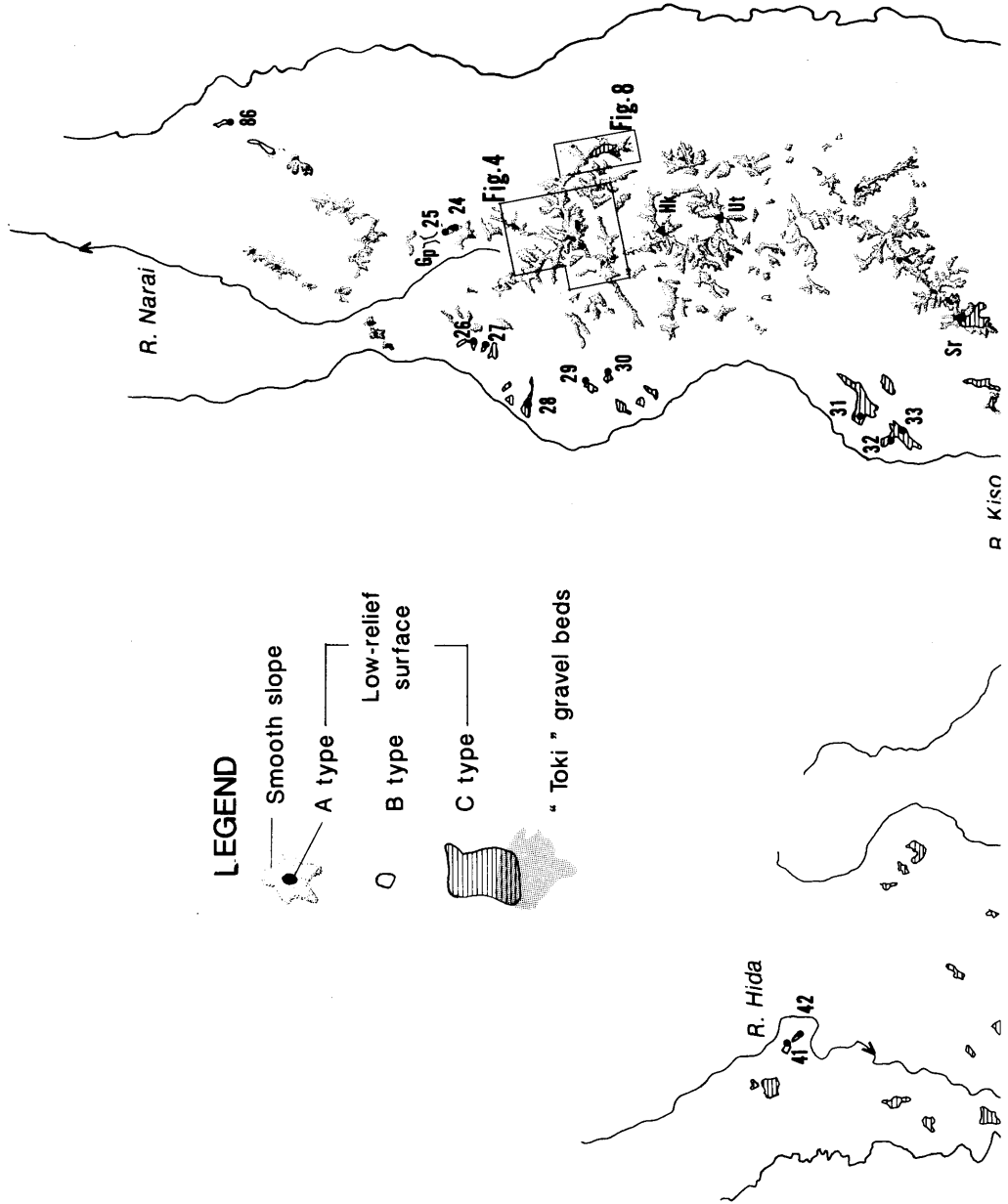
美濃三河高原北部においては、山頂小起伏面の研究は数多く、1960年代に土岐砂礫層や瀬戸層群と小起伏面との関係が論じられた（太田ほか，1963；木曾，1963；貝塚ほか，1964など）。1980年代に入ると、森山の地形学的・堆積学的研究（森山・丹波，1985；森山，1987；森山，1990）により、この地域の山頂小起伏面の大部分が土岐砂礫層の堆積面とそれに連続する侵食面に対比された。

このように、土岐砂礫層の分布する低山域では小起伏面研究が進展してきたが、中～高山域では研究が少なく、不明な点が多く残されている。以下の章では、土岐砂礫層の分布域から化石周氷河斜面の分布域に至る幅広い高度帯に位置する山頂小起伏面を系統的に取り上げ、面の地形学的性格を明らかにしたうえで、面の起源を検討してみる。

Ⅲ. 山頂小起伏面の分類と記載

1. 山頂小起伏面の定義と認定

本稿では須貝(1990)と同様、山頂小起伏面を、周囲をより急勾配な斜面によって境される地表面の緩傾斜部分で、傾斜は面内のどの部分においても 20° を越えず、かつ面積が 0.01km^2 以上、面の幅が100m以上あるものとする。この小起伏面は、周辺の急勾配斜面との傾斜あるいは水系網のコントラストが大きいため、空中写真判読によっても明瞭に区分できる。小起伏面の認定には、縮尺約1：40000の米軍写真を使用し、撮影状況が悪い一部の地域と、小起伏面の面積が小さい木曾山脈の主稜付近については縮尺約1：20000の写真を併用した。写真判読の際の具体的な小起伏面の識別基準は、内藤（1979）を参考にし、次のように定めた。すなわち、勾配のより大きい周辺の谷壁斜面とは遷急線をもって境される尾根上の緩傾斜な部分であること、または、個々の斜面は周囲の谷壁斜面に近い傾斜を有していても、水系が高密度で分布し



第3図 山頂小起伏面の分布.

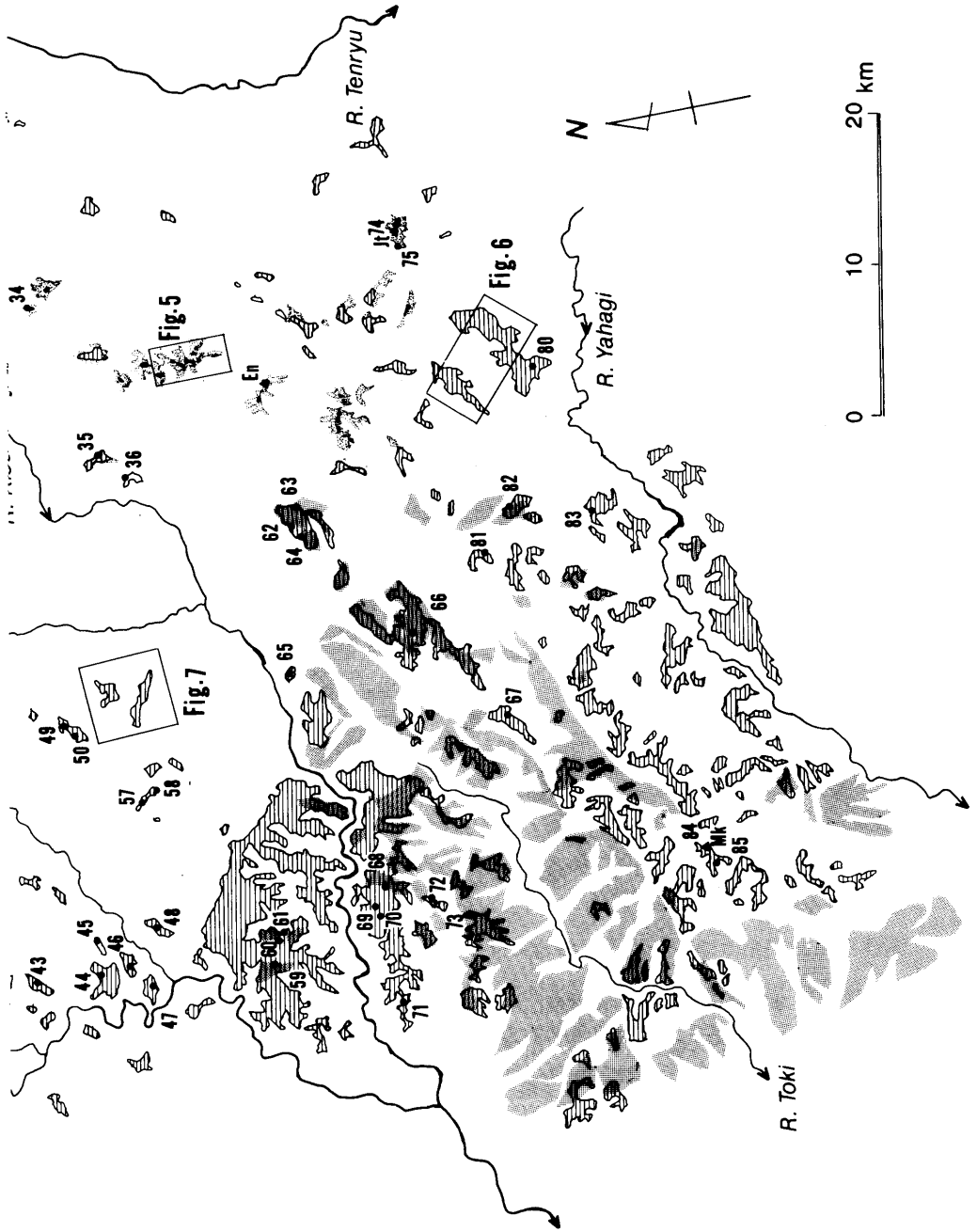
土岐砂礫層の分布は森山・丹羽（1985）および森山（1987）に基づく。

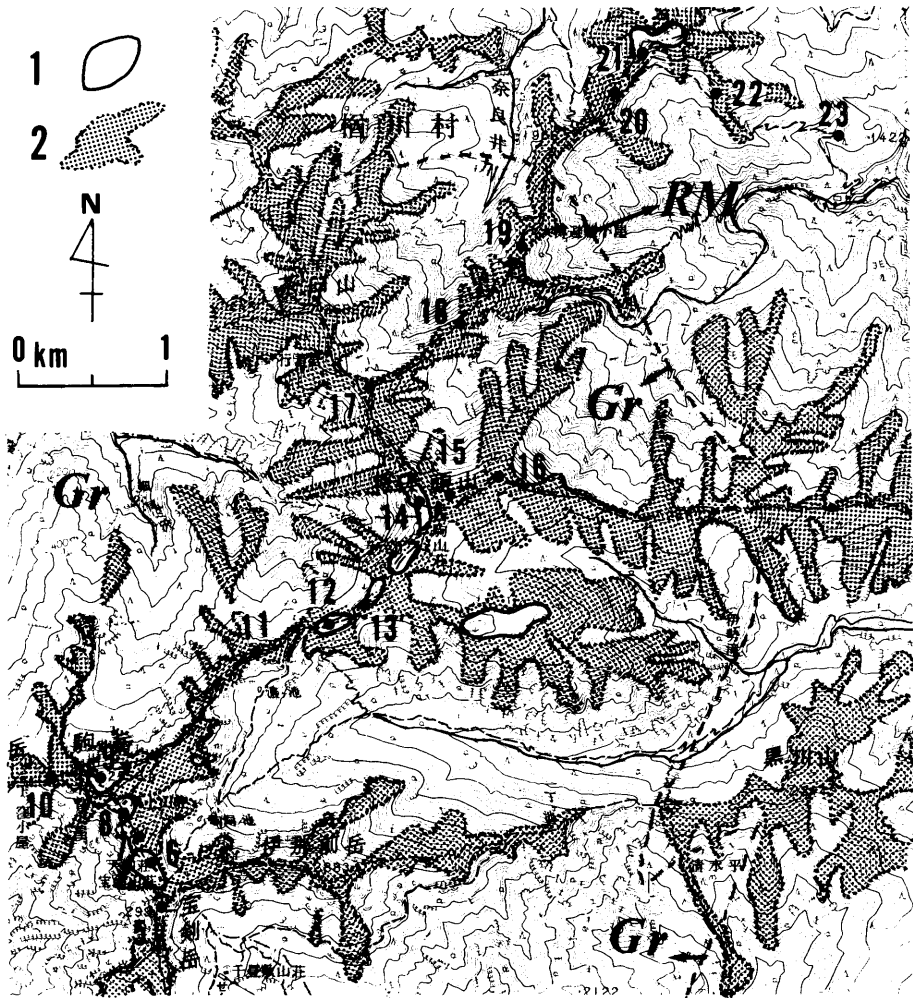
En： 恵那山 Gp： 権兵衛峠 Hk： 宝剣岳 Jt： 蛇峠山

Mk： 三国山 Sr： 榎古木山 Ut： 空木岳

Fig.3. Distribution of the low-relief surfaces. The distribution of Toki gravel beds is based on the maps of Moriyama and Niwa (1985) and Moriyama (1987). En : Mt. Ena Gp : Gonbee pass

Hk : Mt. Hoken Jt : Mt. Jyatoge Mk : Mt. Mikuni Sr : Mt. Surikogi Ut : Mt. Utsugi





第4図 木曾山脈，將基頭山周辺のAタイプの山頂小起伏面。

位置は第3図に示す。1：山頂小起伏面 2：平滑斜面

基盤地質 Gr：花こう岩類 RM：領家変成岩類

Fig.4. A type low-relief surfaces around Mt. Shogigashira, Kiso Range.

Location is shown in Fig.3. 1: Low-relief surface 2: Smooth slope

Bedrock Gr: Granitic rocks RM: Ryoke Metamorphic rocks

個々の斜面長が短いため、全体として周囲より小起伏になっている部分であること、である。ただし、明瞭な滑落崖が背後に認められる地すべり起源の面は除外した。

上記の基準により認定した個々の小起伏面（一本の線でくくられる小起伏面）の起伏量は、広い面の分布する標高の低い地域では300m以下であり、個々の小起伏面の面積が小さい標高の高い地域では200m以下となる。全ての面の平均起伏量は約50mである。また、小起伏面の傾斜は、面の分布高度や面積によらずほぼ一定で、おおむね 5° ～ 10° の範囲にある。

2. 山頂小起伏面の類型分類

須貝（1990）は、赤石山脈・三河高原南部の山頂小起伏面を、面の表面形態、構成物質および周囲の斜面地形の性格に着目して、以下に述べるA・B・Cの3つのタイプに類型分類している。

Aタイプ：平滑斜面（凸型～直線型の縦断面形をもち水平方向に凹凸の極少ない斜面で、尾根から谷へ向かって数10m～数100mの広がりをもって分布するもの）の中で、山頂付近の傾斜 20° 以下の緩傾斜な部分である。面積は 10^{-2} ～ 10^{-1} km²と小さい。Aタイプ地には、表面を風化皮膜で覆われる程度の比較的新鮮な角～亜角礫層が数m以下の厚さで基盤岩を切って堆積する。

Bタイプ：平滑斜面に囲まれず、古水系（後述）も存在しない山頂小起伏面の総称²⁾である。面積は 10^{-1} km²のオーダーであり、風化残留物に覆われる。

なお、Bタイプ地や次に述べるCタイプ地に堆積する風化残留物と、Aタイプ地の角～亜角礫層とは、以下の点で明瞭に異なる。風化残留物は上方細粒化構造を示し、基盤岩石の組織や構造が断片的に認められ、残留物の直下の基盤岩は著しく風化している。これに対し、角礫層は、無層理・無淘汰もしくは上方粗粒化傾向を示し、基盤岩石の組織や構造は認められず、基盤岩は総じて新鮮である。

Cタイプ：一辺の長さが数100m以上あり、水系が密に分布するため、小さな凹凸に富む表面形態を示す丘陵状の面である。Cタイプ地の水系は、面を開析しつつある周囲の谷壁斜面上の水系と比べ、高密度かつ緩傾斜であるとともに、一次流路長が短い点对照的であり、面の開析が始まる前の「古水系」の名残であると考えられる。Cタイプ地は厚い風化残留物に覆われる。なお、平滑斜面に囲まれ、かつ古水系が存在する山頂小起伏面はCタイプとする。

木曾山脈・美濃三河高原北部の山頂小起伏面もまた、A・B・Cの3タイプに類型分類することができる。次節では、A～Cのタイプごとに個々の山頂小起伏面を記載する。分類した山頂小起伏面の分布を第3図に、各タイプの小起伏面の例を第4図～第8図に示す。

3. 個々の山頂小起伏面の記載

山頂小起伏面の構成物質を中心に記載する。第9図は、本文中で露頭番号に井を付した露頭スケッチを示す。風化残留物が堆積する露頭では、風化基盤岩をも含む風化殻全体を記載することが望ましい。しかし、そうした露頭では、風化殻の厚さは通常数10mに達するため、新鮮岩と風化残留物とを共に観察できることは極めて希である。このため、本稿では、風化残留物の記載に重点を置くことにする³⁾。

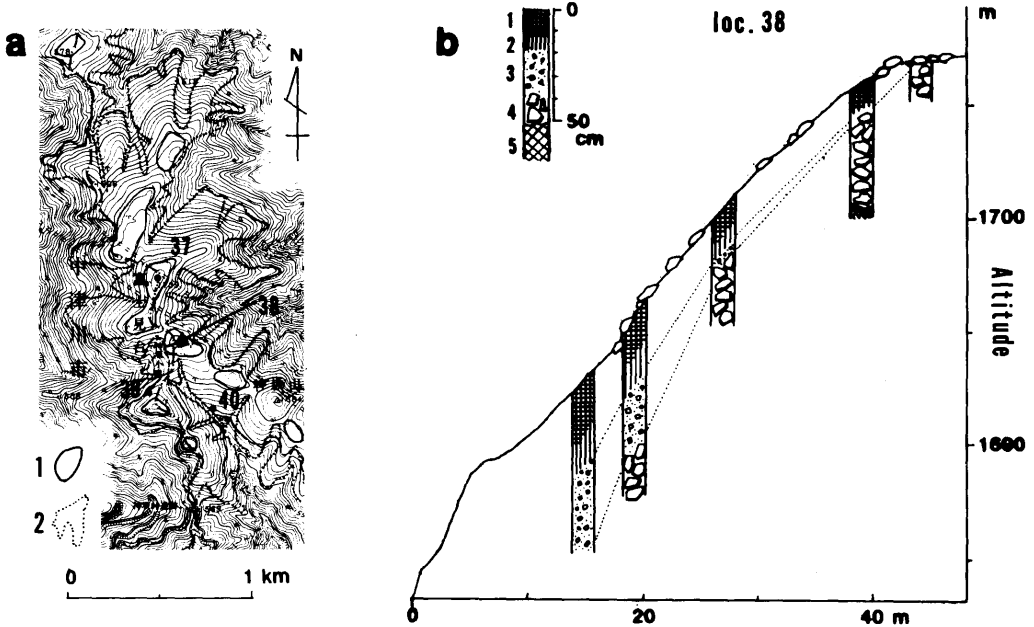
1) Aタイプ

平滑斜面の概略を述べ、ついで、平滑斜面と関連させながらAタイプを記載する。木曾山脈には、赤石山地と同様、平滑斜面が発達する⁴⁾ (第3図, 写真1, 2)。空木岳(Ut)から檜尾岳(Hn)にかけては平滑斜面の発達が顕著で、この斜面は、小泉・柳町(1982)により最終氷期に形成された化石周氷河斜面とされている。木曾駒ヶ岳周辺(第4図)や富士見台周辺(第5図)にも平滑斜面が連続的に分布する。しかし、平滑斜面の分布は総じて断片的であり、斜面の下端の大半は崩壊地に切られている。また、主山稜付近では、最終氷期に形成された氷食地形が広がり(柳町, 1984; 青木, 1994など)、平滑斜面はこれらの氷食地形と相補的に分布している。

Aタイプの山頂小起伏面は、将基頭山周辺(第4図)や富士見台(第5図)など凸型平滑斜面の発達の顕著な尾根上に認められる。

木曾駒ヶ岳、中岳、宝剣岳の頂部を取り巻く斜面上には、長径1~3mの岩塊が長軸を斜面の最大傾斜方向に向けてマトリクスを欠いた状態で堆積する(第4図, locs. 5, 7井, 9)。これらのピークに夾まれた鞍部(locs. 6, 8井)や将基頭山山頂などのAタイプ地(locs. 12井, 13, 14井)では、長径50cm以下の亜角礫が新鮮な花こう岩の基盤を切って堆積する。礫層のマトリクスは粗砂(マサ)であり、層厚は0.2~1mである。これらのAタイプを取り囲む平滑斜面は、loc. 11とloc. 19とを境に性格を異にしている。すなわち、loc. 11以南では、平滑斜面は径1m以上の岩塊からなり(loc. 10)、斜面の縦断形態は直線部分が長く、稜線はやせ尾根状を示すことが多い。loc. 11とloc. 19の間では、平滑斜面の構成物質は主に径50cm未満の亜角礫からなり、マトリクスは粗砂で充填されている(locs. 17~19)。ここでは、平滑斜面の凸形部分が長く、尾根は丸みを帯びている。loc. 20より北側では、基盤岩が花こう岩(Gr)から領家変成岩類の粘板岩(RM)にかわり、平滑斜面構成層はシルト~粘土質のマトリクスに充填された径10cm以下の角礫層となる(locs. 20井, 21, 22)。ところで、木曾山脈では、御岳第一軽石層(Pm-1, 町田・新井, 1992; 8~9.5万年前に降下)が一部に認められる。第4図の範囲で、これまでに確認されたPm-1軽石層の分布の上限高度は標高1450m(loc. 23)である。

富士見台においては、凸型平滑斜面の発達が顕著である(第5図, 写真5)。斜面は径10~50cmの流紋岩質の角礫層に覆われる(locs. 37井, 38, 39; 写真6, 40井)。Aタイプ地では、山



第5図 a；木曾山脈，富士見台周辺のAタイプの山頂小起伏面。

位置は第3図に示す。1：山頂小起伏面 2：平滑斜面

b；Aタイプの表層地質断面。

1：黒色土 2：褐色土 3：小角礫混じりシルト 4：角礫層（透かし礫） 5：基盤岩（流紋岩）

Fig.5-a; A type low-relief surfaces around Mt. Fujimidai, Kiso Range.

Location is shown in Fig.3. 1: Low-relief surface 2: Smooth slope

b; Subsurface geologic cross section at the site-38. 1: Black soil (A horizon) 2: Brown soil

(B horizon) 3: Small angular gravel with silty matrix 4: Angular gravel (matrix free)

5: Bedrock (Rhyolites)

頂から斜面下方へ向かって、角礫層を覆う細粒堆積物の層厚が増す（第5 b 図, loc. 38#）。

木曾山脈北部の権兵衛峠（第3 図：G p）付近のAタイプ地（loc. 24#）には、径5～15cmの角礫層が30cmの厚さで粘板岩の基盤岩をきって堆積する。マトリクスはシルト質で腐植が入り込んでいる。周辺の平滑斜面（loc. 25#）にも、Aタイプ地と同様の角礫の薄層が堆積する。

木曾山脈南方の大平峠付近のAタイプ地（loc. 34#）では、径2～5cmの小角礫混じりシルト層が粘板岩の基盤岩を切って約10cmの厚さで堆積している。

大平峠のさらに南方の蛇峠山山頂のAタイプ地（loc. 74, 写真3）では、径5～30cmの角礫が花こう岩の基盤岩を切って無層理・無淘汰で堆積している。堆積物の層厚は10～数10cmであり、マトリクスは粗砂（マサ）である。周辺の平滑斜面の構成物質（loc. 75#）は、Aタイプ地と同様の角礫層からなり、礫層の下位には新鮮な花こう岩が観察される。

2) Bタイプ

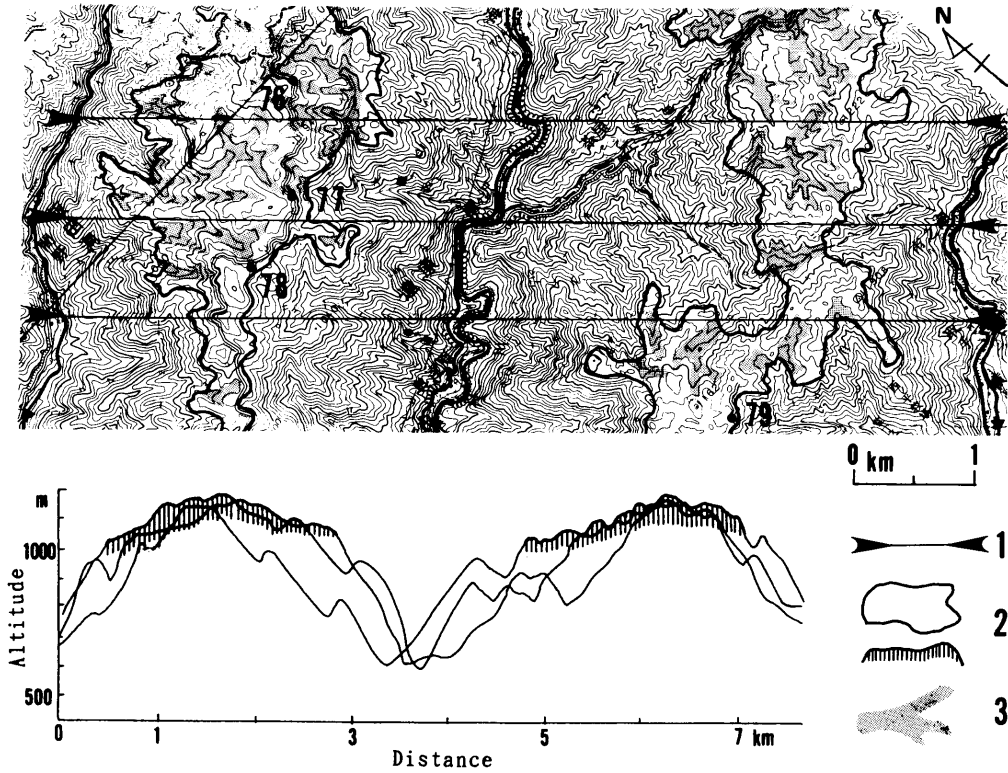
Bタイプは、主に木曾川上流の左岸沿いと飛騨川の周辺部に点在する（第3 図）。木曾川沿いの山頂小起伏面（locs. 26～36）は、一部に風化の進んだ砂礫層を載せており（locs. 28#, 30, 33）、礫層は土岐砂礫層に対比されている（森山, 1987）。これらの面のなかで、Bタイプに分類されるものは、木曾駒高原の面（locs. 26, 27）と梵天山山頂の面（loc. 36#）である。前者は、著しく開折を受けているうえに、Pm-1 軽石層を含む火山灰層（loc. 27）や崖錐（loc. 26）に厚く覆われるため、面の性格は不明である。後者には、コアストーンを含む厚いマサが堆積する。

飛騨川沿いのBタイプ（locs. 41, 42#, 45#）は、濃飛流紋岩を基盤岩としており、粘土～シルト質のマトリクスに富む風化残留物が数10cm以上の厚さで堆積する。白山神社の位置するBタイプ（loc. 45#）は、周囲のCタイプ（locs. 43#, 44#, 46#, 47）よりも、300～400m高所に位置し、山麓階的な関係にある。同様の関係は、美濃高原や阿寺山地などの広い範囲で認められ、従来、山麓階の分類や対比が試みられている（たとえば、吉川ほか, 1973）が、本稿では、従来の解釈を積極的に支持または否定する資料を持ち合わせていないため、以下ではとくに論じないことにする。

3) Cタイプ

Cタイプの分布は、森山（1987）の土岐面の分布とよく一致している。両者の相違点は、明瞭な平坦部分を持たないが土岐砂礫層が残存している丘陵を、森山（1987）は土岐面としているのに対して、本研究では小起伏面としていない点である。土岐砂礫層とその堆積地形は森山（1987）に詳しいので、本稿では主に土岐砂礫層の堆積しない小起伏面を、土岐砂礫層との関係に留意しつつ、記載する。なお、Cタイプは広範囲に分布するため、三河高原北部・美濃高原・木曾山脈に分けて述べる。

三河高原北部：Cタイプが最も密に分布する地域である（第3 図）。矢作川上流には土岐砂



第6図 三河高原，矢作川上流のCタイプの山頂小起伏面.

位置は第3図に示す. 1:断面位置 2:山頂小起伏面 3:古水系

Fig.6. C type low-relief surfaces at the upper reach of the Yahagi River, Mikawa Plateau. Location is shown in Fig.3. 1: Cross sections 2: Low-relief surface 3: Paleo drainage nets

礫層の堆積しないCタイプの山頂小起伏面が広く分布する(第6図)。上村川の北側に位置するCタイプ地では(locs.76, 77#, 78), コアストーンを含むマサが10~15mの厚さで堆積し, マサの一部は赤色化している(loc.78)。loc.78では森林が伐採されているため, Cタイプを特徴づける古水系の浅い谷地形が地上からもよく観察できる(写真8)。谷の横断面は, 上部が凸型, 下部が凹型の典型的な盆状谷を示し, 谷底は数10cm以上の厚さの岩屑層に覆われている。古水系の下流部は, 遷急点を経て面の周囲の深い谷へ連続している場合が多い。

御嵩のCタイプ地(locs.68~70)では, 調査時にゴルフ場を造成中であつたため, 風化殻を約20mの深さまで観察することができた。ここでは, 基盤岩は美濃帯の砂岩・頁岩および領家花こう岩類からなり, 一部に土岐砂礫層が数m以下の層厚で堆積している。土岐砂礫層の一部(loc.68)と頁岩の上部(loc.70#)には赤色風化層が認められる。砂岩・頁岩・花こう岩ともに風化殻の厚さは少なくとも20mに達する。しかし, 風化殻の強度という点でみると, 前二者の場合, 強度は, 深さが増すとともに一様に増加するのに対し, 後者では強度は深度によらずコアストーン部分で大きくマサ部分では極端に小さい, という相違が認められる。また, 風化殻の上部を占める風化残留物のみの層厚を比較すると, 前二者は2m程度であるのに対し, 後者は20mに達し, 対照的である。

根ノ上高原(locs.62~64)では, 土岐砂礫層が広く堆積し(loc.63), 花こう岩類または流紋岩類の基盤岩石が所々に地表に露出している。基盤岩の露出する箇所のうち, 土岐砂礫層の堆積面とはほぼ同高度のloc.62では赤色風化層が発達し, 地表から下方へ向かって, 赤色土・粘土層・マサ・コアストーン・風化花こう岩が観察される。一方, 根ノ上高原の最高点を占め, 土岐砂礫層の堆積面より約100m高位置にある保古山山頂(loc.64)では, コアストーンが地表に露出している。三国山(第3図:Mk)においても, 山頂部(loc.84)ではコアストーンが露出し, 山頂より30m高度の低い稜線部(loc.85)において, 赤色風化層を含む風化残留物(マサ)が厚く堆積する。保古山や三国山の山頂部では, 風化殻の最上部が削剝されたものと判断される。

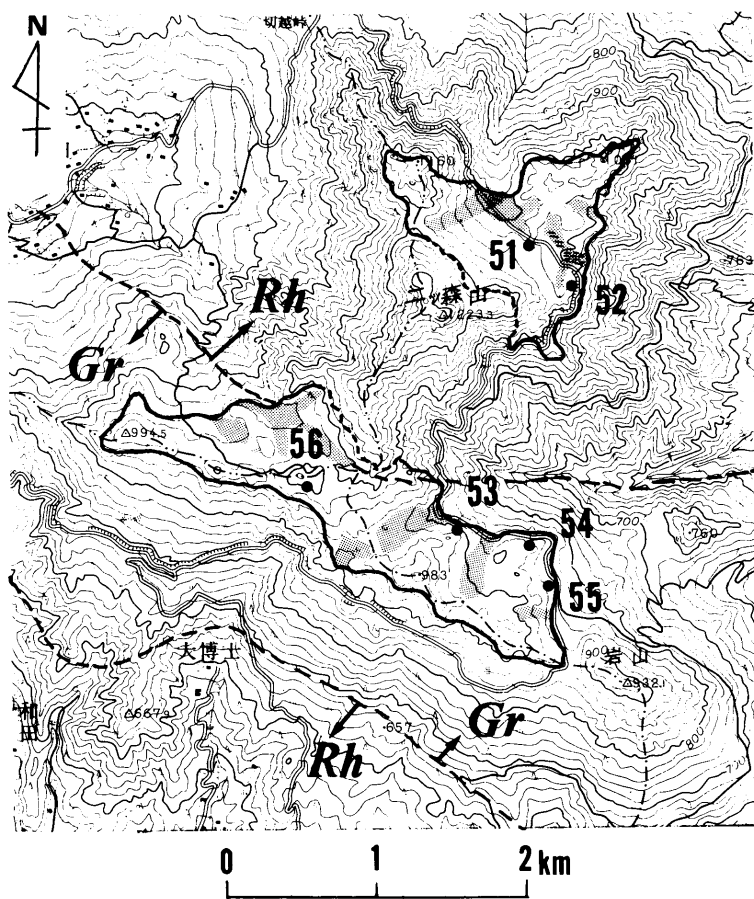
他方, 周囲の土岐砂礫層の堆積面より数10m高位置にある田代牧場(loc.67#)では, マサが10mの厚さで堆積し, マサの上部約3mが赤色化している。また, 田代牧場と同様に土岐砂礫層よりも数~数10m高位置にあるloc.65や66においても, 赤色風化層が認められる。

以上のように, 三河高原北部においては, 土岐砂礫層の堆積しないCタイプ地では, 風化残留物が厚く堆積し, 赤色風化層がしばしば観察される。

美濃高原:Cタイプは, 南西部に密集して分布する(第3図)。とくに, 飛驒川と木曾川の合流点の上流側には, 大面積のCタイプが広がり, その一部に土岐砂礫層が堆積する(loc.59)。基盤岩石は美濃帯の砂岩・頁岩からなり, 一部にチャートが帯状に分布する。基盤が砂岩・頁岩のCタイプ地では風化残留物の厚さは2~3m(loc.61)に達するが, チャートの場合には1m未満である(loc.60)。

飛騨川沿いには小面積のCタイプが多数分布し、いずれも流紋岩類を基盤岩としている (locs. 43#, 44#, 46#, 47, 48#)。風化残留物の厚さは、loc. 44#で最大6 mに達するが、他の露頭では、1.2~3.5 mである。loc. 48#では、風化残留物全体が赤色風化を受けている。

ニツ森山周辺 (第7図) には、標高900~1100 mにCタイプが分布する。基盤岩石は流紋岩類(Rh)が過半を占め、一部に花こう閃緑岩(Gr)が分布する。流紋岩を基盤とする範囲では風化残留物の厚さは1~3 mである (locs. 49#, 50, 51#, 52, 57, 58)。花こう閃緑岩の範囲では、風化残留物の厚さは5~10 mに達し、赤色化した部分も認められる (locs. 53: 写真4,



第7図 美濃高原、ニツ森周辺のCタイプの山頂小起伏面。

位置は第3図に示す。凡例は第6図に同じ。

基盤地質 Gr: 花こう岩類 Rh: 流紋岩類

Fig.7. C type low-relief surfaces around Mt. Futatsumori, Mino Plateau.

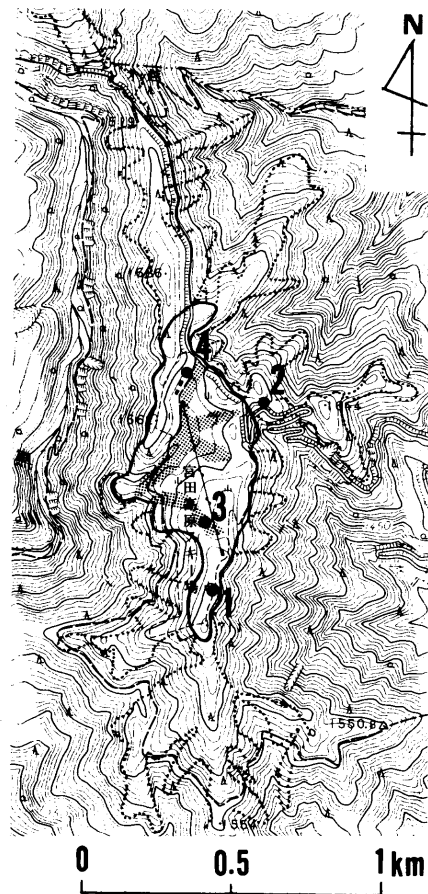
Location is shown in Fig.3. Legends are the same as in Fig.6.

Bedrock Gr: Granitic rocks Rh: Rhyolites

54#, 55, 56#)。流紋岩・花こう閃緑岩ともに、風化残留物の一部には基盤岩の節理構造が残存し、コアストーンが多数観察される。風化残留物と基盤岩との境界は明瞭で、基盤岩は節理沿いに風化（粘土化）している。小起伏面は、こうした基盤岩石の構造を切ってほぼ水平に広がっている。

木曾山脈：Cタイプは宮田高原（第8図）や摺古木山周辺（第3図）に分布する。宮田高原の面（写真7）は、平滑斜面に囲まれることからAタイプの特徴を備えるが、面上には古水系が存在することからCタイプに分類される。平滑斜面は長径30cm以下の角礫層によって構成される。礫層の層厚は山頂部（loc. 1#）で1m、山腹斜面（loc. 2#）では2～3mである。古水系の谷底（loc. 3#）には、小礫混じりの粗砂が80cmの層厚で堆積する。古水系の谷壁斜面の基部（loc. 4#）には角礫層が約3mの厚さで堆積し、礫層の下位にP_{m-1}軽石層が挟在する。軽石層の高度が古水系の谷底高度とほぼ等しいことから、P_{m-1}軽石の降下後に角礫層の移動・堆積により、古水系の一部が埋積されたと判断される。角礫層の移動時期は、周囲の平滑斜面の形成期に一致すると考えられる。

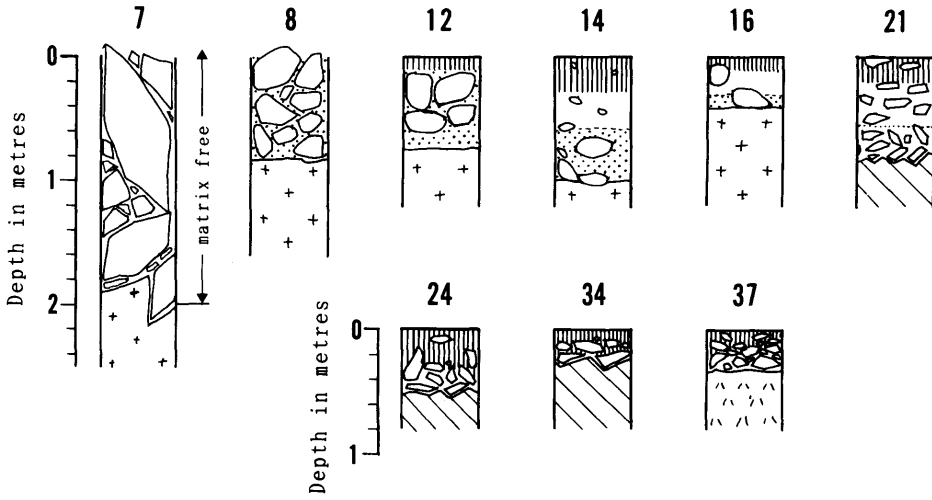
摺古木山付近の山頂小起伏面は、宮田高原の面と同様、平滑斜面に囲まれ、古水系の谷が従順化しているという形態的特徴を示す。それゆえ、ここでも、Cタイプは、平滑斜面の形成時に、岩屑の移動・堆積による修飾を受けたものと考えられる。



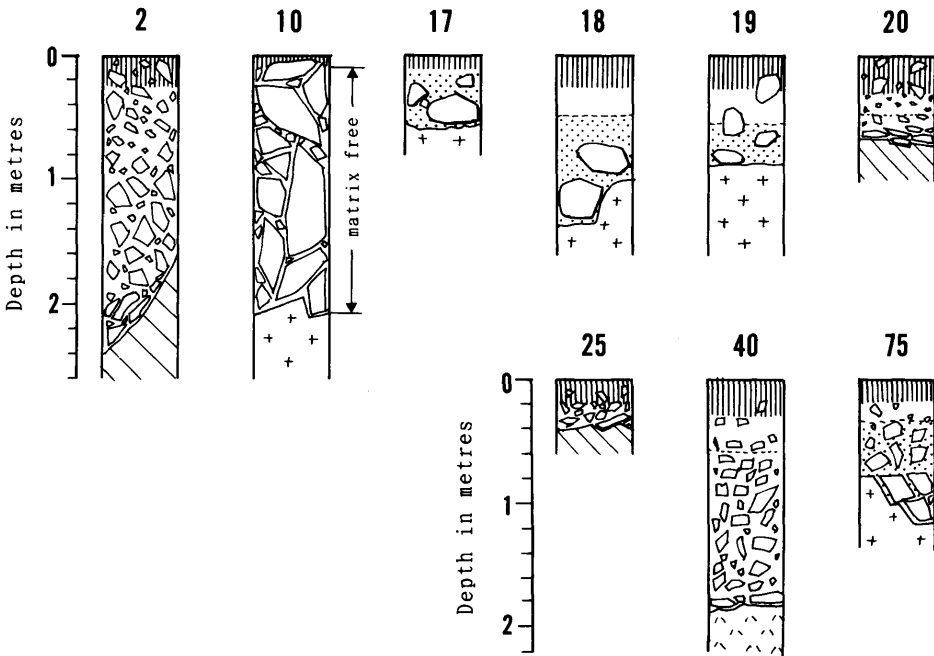
第8図 木曾山脈、宮田高原のCタイプの山頂小起伏面。位置は第3図に示す。凡例は第6図に同じ。

Fig.8. C type low-relief surface at Miyata highland, Kiso Range. Location is shown in Fig.3. Legends are the same as in Fig.6.

A type surface



Smooth slope



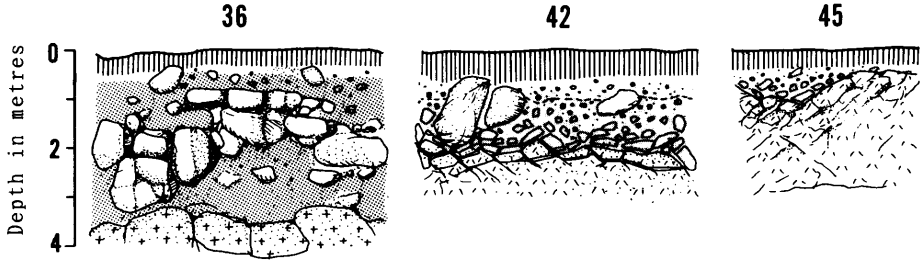
第9図 山頂小起伏面の堆積物層序.

露頭の位置は第3～8図に示す.

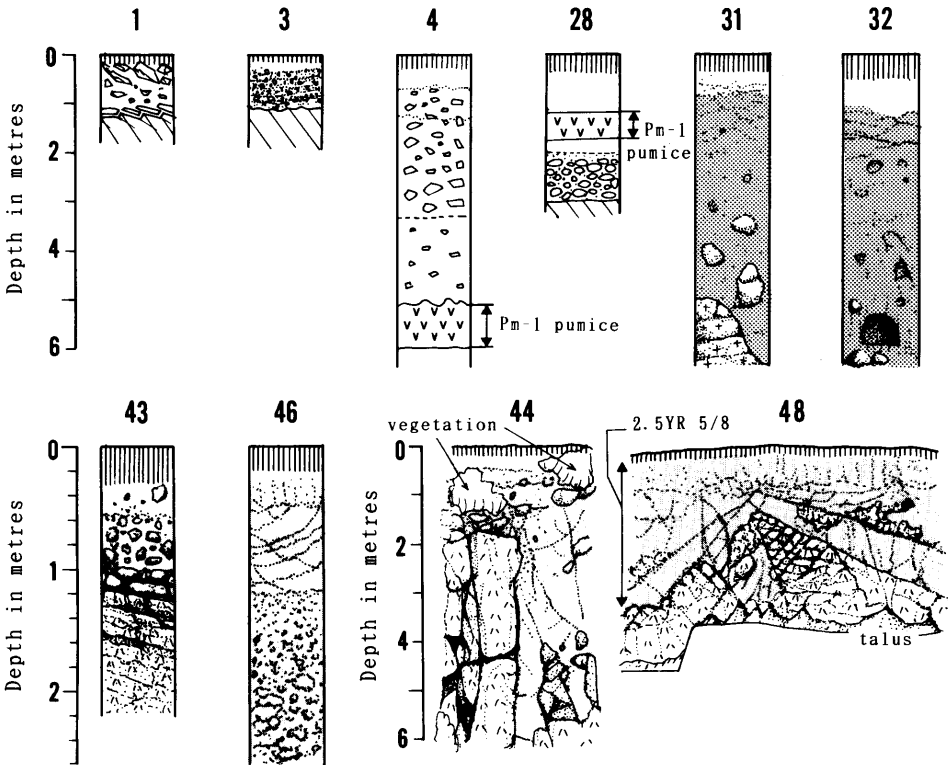
Fig.9. Stratigraphy of the deposits of the low-relief surfaces and the smooth slopes.

Locations of outcrops are shown in Figs.3-8.

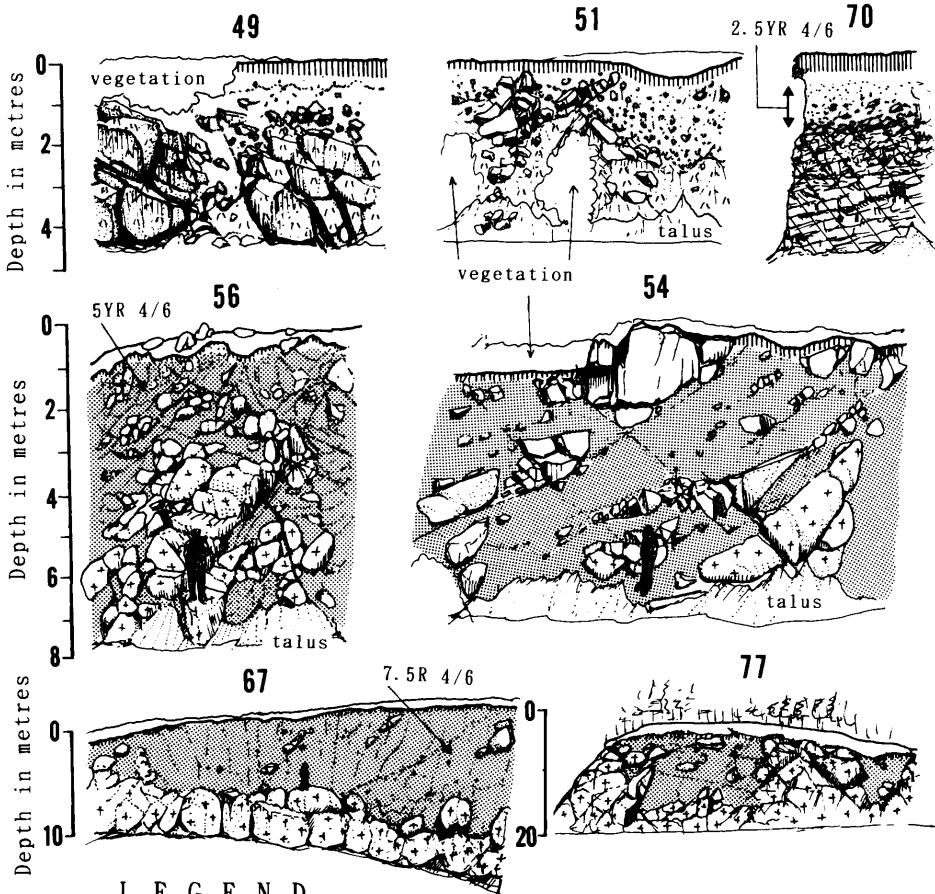
B type surface















C type surface



C type surface



LEGEND

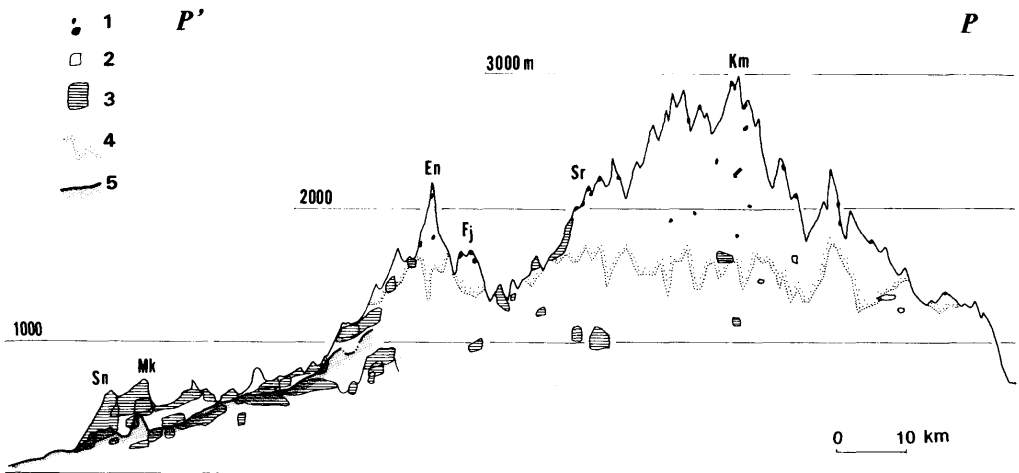
	humic soil		core stone
	silt-clay		residual deposits
	coarse sand		"masa" (residual dep. of granitic rocks)
	breccia(fresh)		Granitic rocks (fresh / weathered)
	breccia(weathered)		Rhyolites (fresh / weathered)
	fluvial gravel		Paleozoic to Mesozoic rocks(fresh / weathered)

IV. 分布特性

本章では、はじめに、山頂小起伏面の分布を概観し、続いて、山頂小起伏面の構成物質の特徴を、面のタイプ別・基盤地質別・分布高度帯別に吟味する。

1. 山頂小起伏面の垂直分布特性

第10図は、山頂小起伏面の垂直分布を示す。これは、木曾山脈主稜から恵那山 (En)・三国



第10図 山頂小起伏面の垂直分布。

投影断面線 ($P-P'$) の位置は第1図に示す。En: 恵那山 Fj: 富士見台 Km: 木曾駒ヶ岳 Sn: 猿投山 Sr: 摺古木山 1: Aタイプの山頂小起伏面 2: Bタイプ 3: Cタイプ 4: 平滑斜面の下限高度 5: 土岐砂礫層の上限高度

Fig.10. Vertical distribution of low-relief surfaces in the Kiso Range and the northern part of the Mikawa Plateau. Projection line ($P-P'$) is shown in Fig.1. En: Mt. Ena Fj: Fujimidai Mk: Mt. Mikuni Km: Mt. Komagatake Sn: Mt. Sanage Sr: Mt. Surikogi 1: A type low-relief surface 2: B type 3: C type 4: Lower limit of smooth slopes 5: Upper limit of "Toki gravel beds"

山(Mk)に連なる地形的高まりに沿う投影面(第1図:P-P')を設定し、木曾山脈および三河高原北部の山頂小起伏面を投影したものである。図には、平滑斜面の分布の下限高度と土岐砂礫層の分布の上限高度も示してある。平滑斜面の下限高度が概ね水平であるのに対して、土岐砂礫層の上限高度は右上がりの傾きをもち、対照的である。

Aタイプは、平滑斜面の分布の下限である1500m以上の高度帯に点在する。個々の面は小規模で、分布高度のばらつきが大きい。Bタイプは、木曾山脈北部の1000~1500mの高度帯に散在する。Cタイプは、1000m以下の高度帯に密に分布しており、分布の上限高度は2000mどまりとなっている。またCタイプは、濃尾平野東縁から木曾山脈の主稜へ向かって徐々に高度をあげ、摺古木山(Sr)付近まで連続している。これは、土岐砂礫層の分布の上限とも調和的である。以上のように、各タイプの山頂小起伏面は、それぞれ特定の高度帯に偏在しているといえることができる。

2. 山頂小起伏面構成物質の分布特性

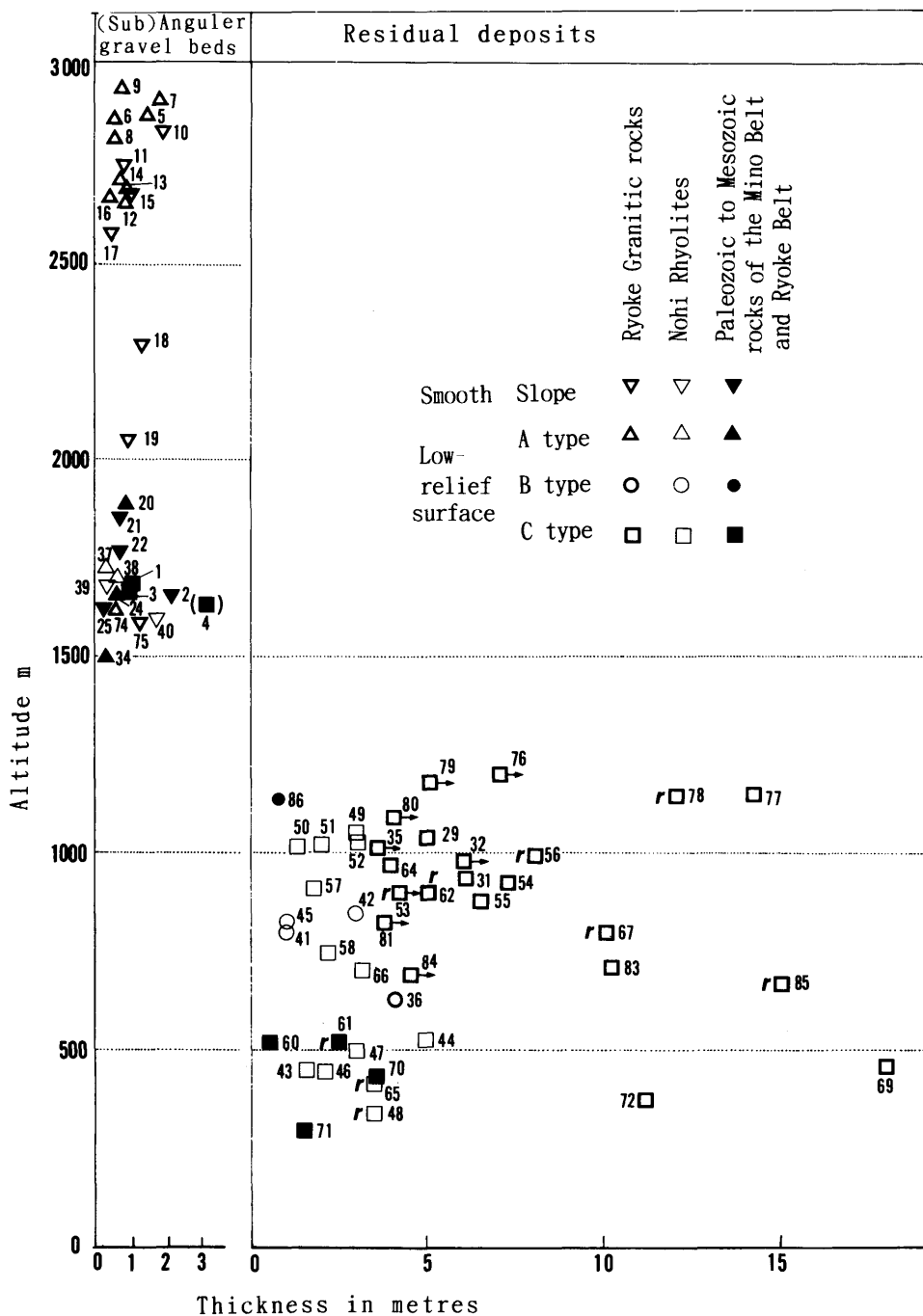
1) 構成物質のタイプと山頂小起伏面の関係

小起伏面および平滑斜面の構成物質は、①比較的新鮮な角~亜角礫層(以下、たんに角礫層と記す)、②風化残留物、③土岐砂礫層に大別される。第11図は、角礫層および風化残留物の層厚と分布高度との関係を、基盤地質別、面のタイプ別に示す⁵⁾。図中の数字は第3~9図の露頭番号に対応している。横軸の構成物質の層厚は、土壌層の厚さも含んだ値であり、同一露頭における最大層厚とした。なお、構成物質の基底面(下位の基盤岩との境界部分)が完全には確認できなかった露頭については、観察範囲内での最大層厚を矢印を付して示してある。また、縦軸の分布高度は、各露頭の地表面高度とした。

Aタイプ地と平滑斜面には角礫層が、B・Cタイプ地には風化残留物が堆積しており、小起伏面のタイプは構成物質のタイプとよく対応していることが確認される(第11図)。唯一の例外は角礫層の堆積する宮田高原のCタイプ地であるが(locs. 1~4)、宮田高原には平滑斜面が発達しており(第8図)、平滑斜面の構成物質は全ての露頭で角礫層となっていることから(第9, 11図)、このことはむしろ妥当であると判断される。

2) 基盤地質別分布

花こう岩類、流紋岩類、領家帯・美濃帯の中古生層(砂岩、頁岩、粘板岩)のいずれの基盤岩地域においても、角礫層および風化残留物が、ともに観察される(第11図)。それゆえ、基岩の種類によって構成物質のタイプが決まることはないと判断される。言い換えれば、特定の基岩上で特定のタイプの山頂小起伏面が形成されることはないのみなされる。ただし、基岩の岩質が異なれば、風化生成物の粒径や粒度組成などが異なることは、定性的にはよく知られており(たとえば、松倉, 1994)、基盤岩石の違いは、このようなより細かいレベルでの構成物質の



第11図 山頂小起伏面構成物質の高度帯別分布 r: 赤色風化殻

Fig.11. Vertical distribution of the surface geology of the low-relief surfaces. Location is shown in Figs.3-8. r: red weathering crust

特徴の違いに表れている。具体的には、風化残留物においては層厚やコアストンの有無などに、角礫層においては礫の粒径・円磨度やマトリクスの粒度などに、基岩の違いが反映されている(第2表)。

3) 高度帯別分布

構成物質は、1250~1500mの高度帯を境に明瞭に二分され、より高い高度帯では角礫層が、低い高度帯では風化残留物が分布している。

風化残留物の層厚はばらつきが大きく、基盤岩石による違いが目立つ。同じ種類の基盤岩で比較した場合、風化残留物の層厚は高度帯が上昇するにつれて減少する傾向にあるようにもみえるが、必ずしも明瞭ではない。また、赤色風化層は、特定の高度帯に偏在することはない。ゆえに、1250m以下の高度帯では、風化残留物の層厚や赤色風化層の有無に与える高度の影響は小さいと判断される。

角礫層は、どの高度帯でも3m未満の薄層となっており、高度帯による違いは認めがたい。ここで注目したいのは、角礫の大きさの高度分布である。すなわち、1500~2000mの高度帯では拳大(locs. 2#, 25#, 34#, 37#, 40#, 75#)、2000~2600mでは人頭大(locs. 12#, 17#, 18#, 19#)、2600m以上では径1m以上の岩塊(locs. 5, 7#, 9, 10#)が卓越し、高度上昇とともに礫の最大粒径が増大する傾向が認められる点である。この傾向は、岩盤での最大凍結・融解深度がその場所で生産される礫の最大粒径を規定すると考えられることから(

第2表 山頂小起伏面構成物質の特徴と基盤地質との関係

Table 2 Relations between characteristics of low-relief surface materials and their bedrock types

Base rock type	Residual deposits		Angular - sub angular gravel beds		
	thickness, m	core stone(size, m)	size(max, m)	roundness*	matrix
Granitic rocks	10 \leq	frequent (max. 5)	boulder (3)	0.1-0.5	coarse sand
Rhyolites	1-6	frequent (max. 3)	boulder (1)	0-0.3	silt - clay
Sand stone	0.1-1	rare (max. 0.3)	cobble (0.2)	0-0.2	sand - silt
Slate, Shist	0.2-2	rare (max. 0.3)	cobble (0.2)	0-0.2	silt - clay

* according to Krumbein(1941)

松岡, 1992), 角礫生産時の凍結・融解深度が高い高度帯ほど大きかったことを示唆している。

P m-1 軽石層の分布の上限高度は1650m (loc. 4) である。ここでは前述のとおり, 古水系の凹地に降下したP m-1 が, 角礫層に埋積されたために偶然保存されることになったと考えられる。そこで, loc. 4 を除くと, P m-1 の分布の最高高度は1450m (loc. 23) となる。第11図にはとくに示さなかったが, 1000~1300mの小起伏面上の多くにP m-1 が堆積していることを考えあわせると (たとえば, locs. 27, 28井), P m-1 降下以降の最終氷期において小起伏面上での物質移動が活発であった高度帯は概ね1500m以高であったと判断される。この値は, 平滑斜面の発達する高度帯が約1500m以高であること (第10図) とも調和的である。

V. 起源の検討

1. Aタイプ

Aタイプの面積はCタイプの数10分の1と小さく (第3~5図), 個々の面の分布高度はばらついている (第10図)。それゆえ, Aタイプが一定の高度で形成された広大な小起伏面を起源とするとは考えにくい。また, Aタイプ地においては, P m-1 軽石層・赤色風化層・土岐砂礫層などの最終氷期よりも古い時代の堆積物が見つかっていないことから (第9, 11図), 面の形成期を最終氷期より古いと考える根拠はない。

他方, Aタイプを特徴づける平滑斜面は, 凸型~直線型の縦断面形をもち水平方向に凹凸の極少ない斜面であり, 従来指摘されている化石周氷河性平滑斜面の形態的特徴 (小泉・柳町, 1982; 清水, 1983; 高田, 1986; 小泉, 1992) を有している (第3~5図, 写真1)。また, 平滑斜面の構成物質は, 無層理・無淘汰または上方粗粒化構造を示す角~亜角礫層であり, 風化残留物や水流による堆積物とは区別される (第9図, 写真2)。さらに, 平滑斜面は主に標高1500m以高に分布しており (第10図), 最終氷期に中部日本では森林限界が標高1000m (Ohmori, 1979; 貝塚・鎮西, 1986) ないし1500m前後 (柳町, 1984) まで低下したとされていることから, 平滑斜面の分布域は最終氷期の森林限界以高と考えられる。加えて, 平滑斜面は, 小泉・柳町 (1982) の化石周氷河斜面および, 小泉・関 (1992) が形成期を約2万年前と推定した化石周氷河斜面を含んでいる⁶⁾。以上の斜面形・堆積物・分布高度などの特徴から, 平滑斜面は, 主に最終氷期に周氷河作用によって形成された化石周氷河斜面であると考えられる。

Aタイプを含む平滑斜面は, 最終氷期に形成された化石周氷河斜面とみなされることから, 平滑斜面のコアをなすAタイプ地では, 氷期に斜面を従順化する強い周氷河作用が働いたと考えられる。Aタイプ地では, B・Cタイプ地と比べて基盤岩の風化度が明らかに低く, Aタイプの構成物質である角礫層も総じて新鮮であることから, Aタイプ地での面的削剝が基岩の深部にまで及んだことは確実である。ちなみに, 現成の周氷河砂礫地における緩速度のマスムー

ブメント（岩田，1980）による物質移動速度をもとに，山頂部の平坦化速度を見積った結果，径数100m以下の山頂小起伏面であれば，前地形として準平原のような平坦な地形が存在しなくとも，数万年で形成されうるという結論も得られている（須貝，1992）。以上から，Aタイプは，氷期の周氷河作用などにより形成された高位削剝面（吉川，1985）にあたりとみなしうる。

ところで，徳山（1986）は，赤石山地の高山域では，風化殻がほぼ水平に削剝されて新鮮岩が露出していることを指摘するとともに，稜線上では風食による平坦化が進行してきた可能性を論じている。小泉（1984）は，日本アルプスが世界最高の強風域であることを示し，高山の地形形成に与える風食の重要性を指摘している。また，鈴木（1992）は，谷川連峰の現成の周氷河斜面の物質移動の40%がslope washなどの非周氷河作用によるとしている。これらの研究は，凍結破砕作用に風食や流水などの作用が加わることによって，山頂平坦化がより速やかに進みうることを示唆しており，高位削剝面形成の可能性をさらに高めるものである。

2. Bタイプ

Bタイプの多くは，Cタイプの分布の上限高度付近の等高的な尾根上にCタイプと連続的に点在する。また，Bタイプの面積はCタイプの10分の1以下であるが，Bタイプ地ではCタイプ地と同様，厚い風化残留物が保存される（第9図）。小起伏地に特徴的な風化残留物を含む厚い風化殻は，過去の温暖湿潤な気候下で生成された遺物であって，現在はあまり厚さを増していないと考えられている（木宮，1981；徳山・湊，1986など）。したがって，B・Cタイプ地では，風化殻形成以後に周氷河作用などによる面的削剝を強く受けてきたとは考えにくい。これらのことから，Bタイプの大半は，後述するCタイプと同様「準平原遺物」起源であり，面をとりまく谷壁斜面の後退侵食により縮小し，古水系が不明瞭になったものとする。

3. Cタイプ

Cタイプは個々の面積が大きく（第3，6，7図），広範囲にわたって等高的に分布する（第10図）。したがって，Cタイプは，かつては一続きの小起伏な地形面として広域に存在していたと考えられる。また，Cタイプは厚い風化残留物や土岐砂礫層に覆われ，砂礫層が堆積しない場合には赤色風化層がしばしば観察される（第9，11図）。木宮（1981）は，三河高原の厚い風化殻は更新世中期以前に形成されたとしており，赤色風化層が保存されている面は中新世後期頃に形成された可能性があることを指摘している。一方，森山（1987）は，土岐砂礫層の堆積時期を鮮新世末から更新世前期としている。したがって，Cタイプの形成は中新世後期頃に始まり，土岐砂礫層の堆積が終了する更新世前期まで継続したと推定される。

Cタイプを特徴づける古水系は，周囲の開析谷とは遷急点で隔てられており，その縦断勾配は開析谷と比して著しく緩やかである。したがって，古水系形成後，急速な隆起運動が始ま

り、谷の下刻が活発化して遷急点が形成され、遷急点の後退によってCタイプが開析されてきたと考えられる。

以上のことからCタイプは、鮮新世頃に低位置で広域的に形成された小起伏面を起源としており、更新世初期には、森山(1987)が指摘するようにプラネーションにより一層平坦化が進むと同時に土岐砂礫層が堆積し、更新世中期以降に活発化した山地の隆起に伴い新たに生じた河谷の侵食によって分断されたものと考えられる⁷⁾。よって、Cタイプは「隆起準平原遺物」とみなしうる。

ところで、Cタイプの山頂小起伏面なかには、宮田高原(第7図)のように、古水系を有し、かつ、平滑斜面が発達する面も存在する。これは、Cタイプが、氷期の周氷河作用による修飾を受けた結果であると考えられる。この点については次章で再び述べる。

VI. 準平原が保存される上限高度

前節では、Aタイプの山頂小起伏面が「高位削剥面」、B・Cタイプの面が「準平原遺物」とみなしうることを述べた。したがって、準平原の保存されうる上限高度は、B・Cタイプの分布の上限高度である2000mどまりということになる。この値は、赤石山地における値(須貝, 1990)に等しい。また、Ohmori(1990)の数理モデルによる準平原の保存されうる上限高度の推定値(1600~2000m)とも一致する。

B・Cタイプの山頂小起伏面は、山稜をはさんで隣り合う谷の切合いで消失するが、谷の切合う高度は、谷壁斜面の勾配と河間距離との組み合わせで決まる(須貝, 1993)。他方、周氷河作用により尾根が平滑化しうる高度は、氷期の気候帯の垂直分布に強く規定されていると考えられる。したがって、準平原が谷の切合いで消失する高度の上限と、周氷河作用により尾根が平滑化する高度の下限とは、独立した要因で決定されているものと判断される。前者が後者よりも低い場合には、両者の間の高度帯には、山頂小起伏面は分布しないことになる。逆の場合には、両者の間の高度帯において、準平原が残存したまま氷期に周氷河作用を受けることになり、たとえば宮田高原のように、AタイプとCタイプの特徴を兼ね備えた地形が発達しうるものと解釈される。

VII. おわりに

本研究により、従来、「準平原遺物」と無批判に仮定されることが多かった山頂小起伏面が「高位削剥面」と「準平原遺物」とに2分されることが示された。同時に、準平原の分布高度は2000mどまりであり、これ以高では準平原は保存されない可能性が指摘された。このこと

は、冒頭で述べた山地の定常状態説と整合する。土岐砂礫層の堆積しない「準平原」の形成時期や形成過程は、なお不明な点が多い。今後は、風化残留物の定量的な分析が、その方法も含めて必要である。

ところで、近年、山頂小起伏面上での土地利用の変化が顕著である⁸⁾。山頂小起伏面は、現在と異なる地形形成環境下で形成された「化石地形」としての性格をもつ。たとえば、小起伏面を覆う風化残留物や角礫層は可動性に富んでいる。このため、安易な地形改変が予想外の土砂流出を誘発する危険も無くはない。長期的視点に立った適切な小起伏面の利用開発が望まれる所以であり、本研究は、そのための基礎資料の一つとなろう。

本稿は1993年に東京大学に提出した博士論文の第Ⅲ章第1節の一部に、その後の調査結果を加筆したものである。学位論文作成にあたり終始御指導いただいた東京大学理学部地理学教室の大森博雄教授、現地調査に協力いただいた同大学院の宿小俊氏に感謝します。なお、本研究の一部に、文部省科学研究費補助金（平成4年度特別研究員費および平成6年度奨励研究A課題番号06780143、研究代表者はともに著者）の一部を使用した。

注 記

1)三野(1952)は、高い山地に分布する小面積の小起伏面が準平原以外の起源をもつ可能性を指摘したが、それ以降、具体的な研究はほとんど行われていない。他方、標高500m前後の低山域では、小起伏面を構成する堆積物の検討がなされてきた。具体的には、阿武隈山地（中村，1960；松本，1963；小池，1968；木村，1994）、三河高原（木宮，1981；森山，1987）、伊那山地（森山・光野，1989）、中国山地（岡田，1967；府本，1974；多井，1975；阿子島，1980；小畑，1991）などの例をあげることができる。

2)須貝（1990）は、周囲の斜面地形の特徴に基づき、Bタイプの山頂小起伏面を山崩れ斜面に囲まれるB1タイプと、地すべり土塊に囲まれるB2タイプに細分している。

3)風化基盤岩の存在は地すべりなどの大規模マスマーブメントの発生条件としても重要であり（たとえば 徳山，1986）、地すべりの分布から逆に基盤岩の風化状態や岩石物性を推定できる可能性もある（Sugai *et al.*, 1994）。風化基盤岩を含む風化殻全体の検討は今後の課題である。

4)ただし、木曾山脈に発達する平滑斜面の縦断面形は、赤石山地のそれ（須貝，1992）と比

較して、上部の稜線付近の凸型区間が短く、下部の直線区間が長い傾向にある。このため、木曾山脈においては、Aタイプの山頂小起伏面は、赤石山脈の面よりも一般に小面積である。ただし、木曾山脈のなかでも、基盤岩石の節理間隔が短く細粒物が生産されやすい部分では稜線高度が低いことが指摘されており（小泉・柳町，1982），こうした部分では、稜線と直交する断面において凸型斜面区間が長く、Aタイプが発達しやすい傾向にある。

5)土岐砂礫層に関しては、森山（1987）に詳しいので、本稿では省略する。ちなみに、土岐砂礫層はCタイプ地の一部に堆積し、A・Bタイプ地では分布が確認されていない。

6)平滑斜面が、小泉・柳町（1982）の化石周氷河斜面より広範囲におよぶことについては、以下のように考える。小泉・柳町（1982）は化石周氷河斜面の下限は少なくとも2200m付近まで追跡可能であることを指摘しているが、斜面の下端は崩壊によって侵食されており、2200mより低い位置で周氷河斜面が形成されなかったことは意味しない。また、小泉・柳町（1982）の化石周氷河斜面の構成層は長径1mを越える岩塊であるが、2200mより低い高度に位置する宮田高原や富士見台の平滑斜面構成礫の大きさは50cm以下と小さい（第9図）。なかでも平滑斜面の発達が顕著な富士見台の基盤岩石は流紋岩である（写真6）。流紋岩地では節理密度が高いために凍結破砕を受けやすく、現在ブナ帯の領域にある森林下でも岩屑生産が行われているという（小泉・柳町，1984）。それゆえ、標高1500～2200mの地域では、それ以上の地域よりも氷期の凍結破砕作用が弱かったために岩塊斜面は形成されなかったが、節理間隔が小さい基盤岩の分布範囲では、凍結破砕作用などにより平滑斜面が形成されたと考えられる。なお、標高1500～2200mの地域は、柳町（1984）のハイマツ帯に一致しており、上述の考えと調和的である。

7)ただし、Cタイプのなかには、土岐面（森山，1987）と分布が一致しないものも若干含まれる。これらのCタイプが、土岐面と同一時期に同一の侵食基準面のもとの形成されたと考えられる必然性はない。むしろ、美濃山地においては、本文中に述べたとおり、小起伏面の一部が山麓階的な分布を示しており、山麓階の低位の面が土岐面に対比されている（吉川ほか，1973）。したがって、山麓階の高位の面に対比されるCタイプは、土岐面よりも形成時期が古いか、土岐面形成期間中に何らかの理由で分化し、土岐面完成時には土岐面よりも高位置に分布するに至ったと判断される。いずれにせよ、Cタイプが、中期更新世より古い時代に形成されたことは確実である。

8)都市住民の余暇活動の高まりを背景として、大都市圏からのアクセスに優れた山頂小起伏

面を中心に、避暑別荘地・キャンプ地・ゴルフ場・スキー場などの開発が目立っている。山頂小起伏面は、地表面が平坦であるばかりでなく、標高が高く、急斜面に囲まれ、山地内に位置する、といった地理的特性をもつ。これらの特性は、眺望・気候条件・自然の保存状態・地価などの点で、開発に有利な条件となっている。

引用文献

- Adams, J. (1985) : Large-scale tectonic geomorphology of the Southern Alps, New Zealand. Morisawa M. and Hack J. T. (eds): 『Tectonic Geomorphology』 Allen and Unwin, 105-128.
- 阿子島 巧(1980) : 吉備高原の準平原問題—吉備高原面と瀬戸内面の区分の再検討. 『西村嘉助先生退官記念論文集』古今書院, 15-20.
- 青木賢人(1994) : モレーン構成礫の風化皮膜の厚さから推定した中央アルプス北部における氷河前進期. 地理評, 67A, 601-618.
- Brunsdon, D. (1990): Tablets of stone: toward the ten commandments of Geomorphology. Zeit. Geomorph. N. F. Suppl. Bd., 79, 1-37.
- 地質調査所(1972) : 二十万分の一「豊橋」地質図.
- 地質調査所(1989) : 二十万分の一「高山」地質図.
- 地質調査所(1990) : 二十万分の一「飯田」地質図.
- Clark, M. and Hedges, J. (1992): Origin of certain high-elevation local broad uplands in the central Appalachians South of the Glacial border, U.S.A.-A paleo periglacial hypothesis. Dixon, C. and Abrahams, A. D. (eds): 『Periglacial Geomorphology』 Wiley, 31-61.
- 第四紀地殻変動研究グループ(1968) : 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, 7, 182-187.
- 藤田和夫(1983) : 『日本の山地形成論』蒼樹書房, 466 p.
- 府本礼司(1974) : 花崗岩の風化と浸食小起伏面の形成に関する一考察. 地理科学, 21, 11-22.
- 池田安隆(1990) : 断層による山脈の隆起. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編 : 『変動地形とテクトニクス』古今書院, 45-59.
- 岩田修二(1980) : 白馬岳の砂礫斜面に働く地形形成作用. 地学雑誌, 89, 319-335.
- 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄(1964) : 木曾川・矢作川流域の地形発達. 地理評, 37, 89-102.
- 貝塚爽平・鎮西清高(1986) : 『日本の山』岩波書店, 259 p.

- 活断層研究会編(1991)：『新編日本の活断層』東大出版会，437 p.
- 木宮一邦(1981)：三河高原の風化殻とその形成時期—花崗岩の風化・第3報—。地質雑，87，91-102.
- 木村和雄(1994)：阿武隈高地北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史。季刊地理学，46，1-18.
- 木曾敏行(1963)：木曾川流域の地形発達。地理評，36，87-109.
- 小崎 尚(1988)：第四紀後半の日本の山地の地形形成環境。第四紀研究，26，255-263.
- 小池一之(1968)：北阿武隈山地の地形発達。駒沢地理，4・5合併号，109-126.
- 小泉武栄(1984)：日本の高山帯の自然地理的特性—とくにその自然景観の多様性について—。福田正巳・小崎 尚・野上道男編：『寒冷地域の自然環境』北大図書刊行会，161-181.
- 小泉武栄(1992)：日本における周水河性平滑斜面の研究。地理評，65 A，132-142.
- 小泉武栄・柳町 治(1982)：木曾山脈主稜部における周水河性岩層生産。第四紀研究，20，281-287.
- 小泉武栄・柳町 治(1984)：地形変化と土壌成分，水質に関する調査。国立公園協会編：『関越自動車道・関越トンネル周辺地域の自然環境に及ぼす影響調査報告書』21-63.
- 小泉武栄・関 秀明(1992)：風化被膜から推定した木曾駒ヶ岳の化石周水河斜面の形成期。季刊地理学，44，245-251.
- Krumbein, W. C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Jour. Sed. Petrol., 11, 94-97.
- 町田 洋・新井房夫(1992)：『火山灰アトラス』東大出版会，276 p.
- 松倉公憲(1994)：風化過程におけるロックコントロール。地形，15，203-222.
- 松本繁樹(1963)：阿武隈山地，花崗岩類地域の岩塊形。東北地理，15，99-106.
- 松岡憲知(1992)：凍結融解作用の機構からみた周水河地形。地理評，65 A，56-74.
- 三野与吉(1952)：日本における山頂平坦面の形成形式。地理評，25-別冊，31.
- 森山昭雄(1987)：木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動。地理評，60 A，67-92.
- 森山昭雄(1989)：木曾川上流域の山地地形と地殻変動。愛教大研究報告，38 (自然科学編)，1-19.
- 森山昭雄(1990)：中部山岳地域における山地形成の時代性。米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編：『変動地形とテクトニクス』古今書院，87-109.
- 森山昭雄・丹波正則(1985)：土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関する諸問題。地理評，58 A，275-294.
- 森山昭雄・光野克彦(1989)：伊那谷南部，伊那層の堆積構造からみた木曾・赤石両山脈の隆起時期。地理評，62 A，691-707.

- 内藤博夫(1979)：近畿地方における高位置小起伏面の分布について。奈良女子大学地理学研究報告, 1979, 101-118.
- 中村嘉男(1960)：阿武隈隆起準北部の地形発達。東北地理, 12, 62-70.
- 小畑 浩(1991)：『中国地方の地形』。古今書院, 262 p.
- Ohmori, H. (1978): Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 10, 31-85.
- Ohmori, H. (1979): A statistical approach to asymmetry in roughness of mountain slopes in Japan from the viewpoint of climatic geomorphology. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 11, 77-92.
- Ohmori, H. (1983): Characteristics of the erosion rate in the Japanese mountains from the viewpoint of climatic geomorphology. Zeit. Geomorph. N. F. Suppl. Bd., 46, 1-14.
- Ohmori, H. (1985): A comparison between the Davisian scheme and landform development by concurrent tectonics and denudation. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 17, 19-28.
- Ohmori, H. (1987): Mean Quaternary uplift rates in the Central Japanese mountains estimated by means of geomorphological analysis. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 19, 29-36.
- Ohmori, H. (1990): Geomorphogenetic crustal movement and the altitudinal limitation of peneplain remnants of the Shikoku mountains, Japan. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 22, 17-34.
- 岡田篤正(1967)：吉備高原中部の地形発達。東大地理学教室修士論文 (MS), 110 p.
- 岡崎セツ子(1967)：日本各地の山地内に認められる侵食平坦面の性質とその成因に対する考察。お茶の水女子大学人文科学紀要, 20, 193-204.
- 岡山俊雄(1969)：「接峰面図」第四紀地殻変動図 No. 6, 国立防災科学技術センター。
- 太田陽子・貝塚爽平・加藤芳朗・桑原 徹・白井哲之・土 隆一・山田 純・伊藤通玄 (1963)：三河高原およびその西縁の段丘群。地理評, 36, 617-624.
- 阪口 豊・高橋 裕・鎮西清高(1976)：日本の地形—その生い立ちと特色—。科学, 46, 223-234.
- 清水長正(1983)：秩父山地の化石周氷河斜面。地理評, 56, 521-534.
- 須貝俊彦(1990)：赤石山地・三河高原南部の侵食小起伏面の性質と起源。地理評, 63A, 793-813.
- 須貝俊彦(1992)：赤石山地高山域における周氷河作用による侵食小起伏面の形成—プロセス・レスポンス・モデルによる量的検討—。地理評, 65A, 168-179.
- 須貝俊彦(1993)：谷の切合いモデルによる隆起山地の侵蝕過程の解明。東大地理学教室博士論

- 文 (MS), 76 p .
- Sugai, T., Ohmori, H. and Hirano, M. (1994) : Rock control on magnitude—frequency distribution of landslide. 地形, 15, 233-252.
- Summerfield, M. A. (1991): 『Global Geomorphology』 Longman, 537 p .
- 鈴木郁夫(1992) : 谷川連峰の強風砂礫地における表面礫の移動—周氷河作用と非周氷河作用のかかわりについて. 地理評, 65A, 75-91.
- 多井義郎(1975) : 中新世古地理からみた中国山地の準平原問題. 地学雑誌, 84, 133-139.
- 高田将志(1986) : 三国山地主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地. 地理評, 59A, 729-749.
- 徳山 明・湊 秀雄(1986) : 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形化作用 (I) 風化殻形成の機構. 地学雑誌, 95, 114-125.
- 徳山 明(1986) : 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形化作用 (II) 風化殻の形成と地形. 地学雑誌, 95, 1-12.
- 辻村太郎(1929) : 『日本地形誌』古今書院, 572 p . 佐藤 久・式 正英 校訂(1984) : 古今書院, 315 p .
- 辻村太郎(1952) : 日本の準平原問題. 東大地理学研究, 2, 1-21.
- 柳町 治(1983) : 木曾山脈北部における氷河の消長と編年. 地学雑誌, 92, 152-172.
- 柳町 治(1984) : 木曾山脈北部における最終氷期の地形形成帯・植生帯の垂直分布. 地理評, 57A, 110-121.
- 柳町 治・小泉武栄(1988) : 木曾山脈における周氷河成平滑斜面の斜面形と斜面低下量. 東京学芸大学紀要 (社会科学) 40, 129-145.
- 米倉伸之(1990) : 展望 : 日本における変動地形研究. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編 : 『変動地形とテクトニクス』古今書院, 203-222.
- 吉川虎雄(1984) : 湿润変動帯の地形学. 地理評, 57A, 691-702.
- 吉川虎雄(1985) : 『湿润変動帯の地形学』東大出版会, 132 p .
- Yoshikawa, T. (1985): Landform development by tectonics and denudation. Pitty, A. (ed.): 『Themes in Geomorphology』 Croom Helm, 194-210.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊(1973) : 『新編日本地形論』東大出版会, 415 p .

Origin of the Low-Relief Surfaces on Ridges in the Kiso Range and Northern Part of the Mino-Mikawa Plateau, Central Japan

Toshihiko SUGAI

This paper re-examines the origine of the mountain-top flat surfaces based on their morphological and surface geological characteristics. The Kiso range is one of the highest and ruggest mountains in Japan and has the highest rates of uplift and dedudation in the world. But low-relief surfaces, which have been regarded as remnants of uplifted peneplains, are distributed in patches on the ridges. On the other hand, Mino-Mikawa plateau has been considered as a typical uplifted peneplain with late Tertiary and early Quaternary sedimentary rocks. Low-relief surfaces on ridges in both of the areas can be divided into two categories: "high-altitude denudation surfaces" (type A) and "remnants of uplifted peneplains (original surfaces)"(subdivided into type B and C). Type A is the flat part (with an area less than 0.5 km^2) of the fossil periglacial smooth slopes covered with thin angular gravel beds formed during the late Quaternary. Type B is a small fragment (with an area of 10^{-1} km^2) of an original surface covered with thick residual deposits and type C is a broad original surface (with an area of 10^0-10^1 km^2) where shallow low gradient drainage nets (paleo drainage systems) can be recognized.

In the study area the original surfaces of type B and C are not recognized on the ridges higher than 2000m, indicating that at an altitude of around 2000m the original surface have been completely removed. The low-relief surfaces observed above 2000m can be viewed as relict small individual surfaces formed at about their present height by Pleistocene periglacial erosional process as opposed to remnant fragments of a peneplain.



photo.3



photo.4



photo.1



photo.2



photo.5



photo.6

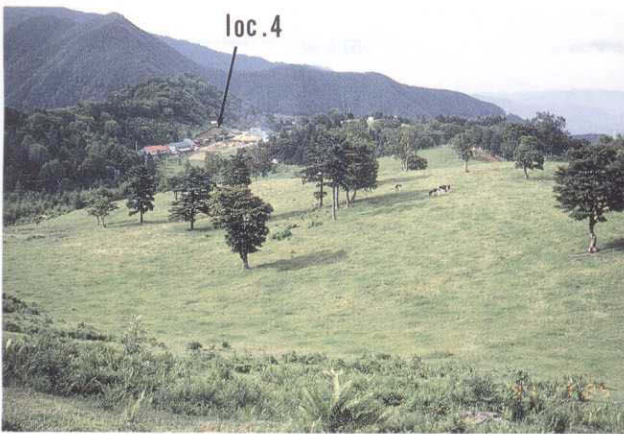


photo.7



photo.8

Photo—caption

写真1 将基頭山周辺の平滑斜面. loc.14 (第4図) から loc.16の方向を望む.

Photo.1. Smooth slopes around Mt. Shogigashira; view is from loc.14 to loc.16 (Fig.4).

写真2 将基頭山周辺の平滑斜面構成物質. 標高2670m (第4図, loc.15). 植生に覆われた花こう岩の岩塊からなる.

Photo.2. Section cut through a smooth slope at 2670m near Mt. Syogigashira (loc. 15 in Fig. 4). Vegetation—covered boulders of granitic rocks form the slope.

写真3 蛇峠山山頂 (第3図, loc.74) に位置するAタイプの山頂小起伏面の堆積物, 標高1640m. 基底には原位置性の岩層が未風化花こう岩と共存する. フィールドノートの大きさは, 17x10cm. loc.15 (写真2) と比べて, 礫径が著しく小さいことに注意.

Photo.3. Deposits of the A type low-relief surface located at 1640m on the Mt. Jyatoge (loc.74 in Fig.3). At the base, in situ detritus merges into unweathered granitic bedrock. Field notebook dimensions are 17×10cm. Note the gravel size is much smaller than that at loc.15 (Photo 2)

写真4 ニツ森山付近 (第7図, loc. 53) のCタイプの山頂小起伏面の堆積物, 標高920m. 赤色風化したマサとコアストーンからなる. フィールドノートの大きさは, 17x10cm.

Photo.4. Deposits of the C type low-relief surface at 920m around Mt. Futatsumori (loc.53 in Fig.7). The deposits consist of red weathered "masa" (residuals of granitic rocks) and small size corestones.

写真5 富士見台の地形. loc.37 (第5図) から loc.40の方向を望む. 凸形の縦断形をもつ平滑斜面が発達する.

Photo.5. Landform around Mt. Fujimidai; view is from loc.37 to loc.40 in Fig.5. Smooth slopes with convex longitudinal profiles develop well.

写真6 富士見台の流紋岩を基盤とする平滑斜面に発達する岩海状の角礫層，標高1690m（第5図，loc. 39）．ハンマーの長さは約30cm．角礫の粒径が30cmよりも小さいことに注意．

Photo.6. Blockfield-like angular gravels developed on rhyolites at 1690m (loc.39 in Fig.5) on the smooth slope at Mt. Fujimidai. Hammer is about 30cm long. Note the gravel size is smaller than 30cm.

写真7 宮田高原の地形．loc.1（第8図）からloc.4の方向を望む．平滑斜面と古水系の浅い谷が共に発達する．

Photo.7. Landform around Miyata highland; view is from loc.1 to loc.4 in Fig.8. Both smooth slopes and shallow valleys of paleo-drainage nets are developed.

写真8 Cタイプの山頂小起伏面を特徴づける古水系の谷地形．loc.78（第6図）から北方を撮影．典型的な盆状谷を示す．

Photo.8. Valley landform of paleo drainage nets characterizing C type low-relief surfaces; the northern view from loc.78 in Fig.6. The landform shows typical trough-shaped valley.