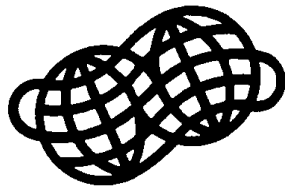


赤石山脈南部, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形

目代邦康・千木良雅弘



日本地理学会

地理学評論 (第77巻第2号) 抜刷

赤石山脈南部, 大谷崩から山伏にかけての山体重力変形地形

目代邦康*・千木良雅弘**

(*筑波大学陸域環境研究センター, **京都大学防災研究所)

赤石山脈南部の大谷崩から山伏にかけて, 幅の広い緩斜面を頂部に持つ山稜が分布する。これらの山稜最上部には比高 10 m 以上の凹地 (山上凹地) があり, その下方には比高数 m 程度の山向きの小さな崖 (山向き小崖) が発達する。この地域には瀬戸川帯のスレートが分布し, その劈開の走向は上記の凹地と小崖の伸びの方向と大略平行である。これらの凹地・小崖地形は, 山体を構成する岩盤が斜面下方に倒れかかった結果形成された重力変形地形であると推定できる。崖頂部の丸みの程度, 凹地内堆積物の層相とテフラが示す変形時期, 山上凹地・山向き小崖の配列と分岐パターンは, 山体の変形が, 山体上部から下部へと進行し, かつ地層の走向方向から等高線に沿う方向へと進行したことを示している。稜線付近にある上位の山向き小崖は, 少なくとも 2 万年前には存在しており, 下位の山向き小崖は約 1 万年前に形成されたと考えられた。

キーワード: 山体重力変形, サギング, スレート, 岩盤クリープ, 山上凹地, 山向き小崖

I はじめに

山稜の上部では等高線とほぼ平行に伸びる直線的な形状を持つ地形が現れることがあり, その地形は山向きの小さい崖に着目した場合, 小崖地形 scarp (清水ほか 1980; 八木 1981), あるいは山向き小崖 uphill-facing scarp (Radbruch-Hall et al. 1977; 千木良 1989) と呼ばれ, 凹地部に着目した場合は線状凹地 linear depression (鈴木 1975; 柳町 1982; 松岡 1985) と呼ばれている。このような山稜は二重山稜, 多重山稜と呼ばれることもあり, かつては周水河作用によって形成されたと考えられていた (たとえば, Kobayashi 1956; 式 1961)。しかし, 近年では山体の重力変形によるとされることが多い (たとえば, Jahn 1964; Tabor 1971; Nemčok 1972; Radbruch-Hall et al. 1976; 清水ほか 1980; 八木 1981; 松岡 1985; Dramis and Sorriso-Valvo 1994; Bovis and Evans 1996)。小崖地形や線状凹地を伴う, 深層の岩盤クリープによる山体の変形現象はサギング sagging (Zischinsky 1966) と呼ばれ, Dikau et al. (1996) は, ランドスライドの一つとして位置付けている。サギン

グは世界各地で観察・記載されているが (たとえば, Mahr 1977; Radbruch-Hall 1978), そのメカニズムは不明な点が多い。そのため主に形態的な特徴から内部構造が推定され, サギングのタイプが分類されている (Hutchinson 1988)。

サギングのメカニズムを解明するため地質構造の調査 (特に堆積岩の山地) や, 変形時期に関する調査が行われている (たとえば, Shindou and Hisada 1981; Bovis 1982; 松岡 1985; 岩松・下川 1986)。Chigira (1992) や Chigira and Kiho (1994) は, 赤石山脈南部の大規模崩壊地周辺における詳細な調査から山体全体の内部地質構造を明らかにし, サギングのメカニズムを推定している。変形時期に関しては, サギングにより形成された凹地内の堆積物に注目し, その分析によって過去の形成過程を推定する研究が行われている。柳町 (1982) は, 線状凹地内の崖錐堆積物の粒度分析を行って過去の礫生産環境を推定し, 線状凹地の形成期を求めている。最近では年代推定に凹地内のテフラが用いられることが多い (たとえば, Beget 1985; Takada et al. 1990; Thorsen 1992; 水落 1992; 八木 1993)。Beget (1985) はアメリカ, カスケード山脈におい

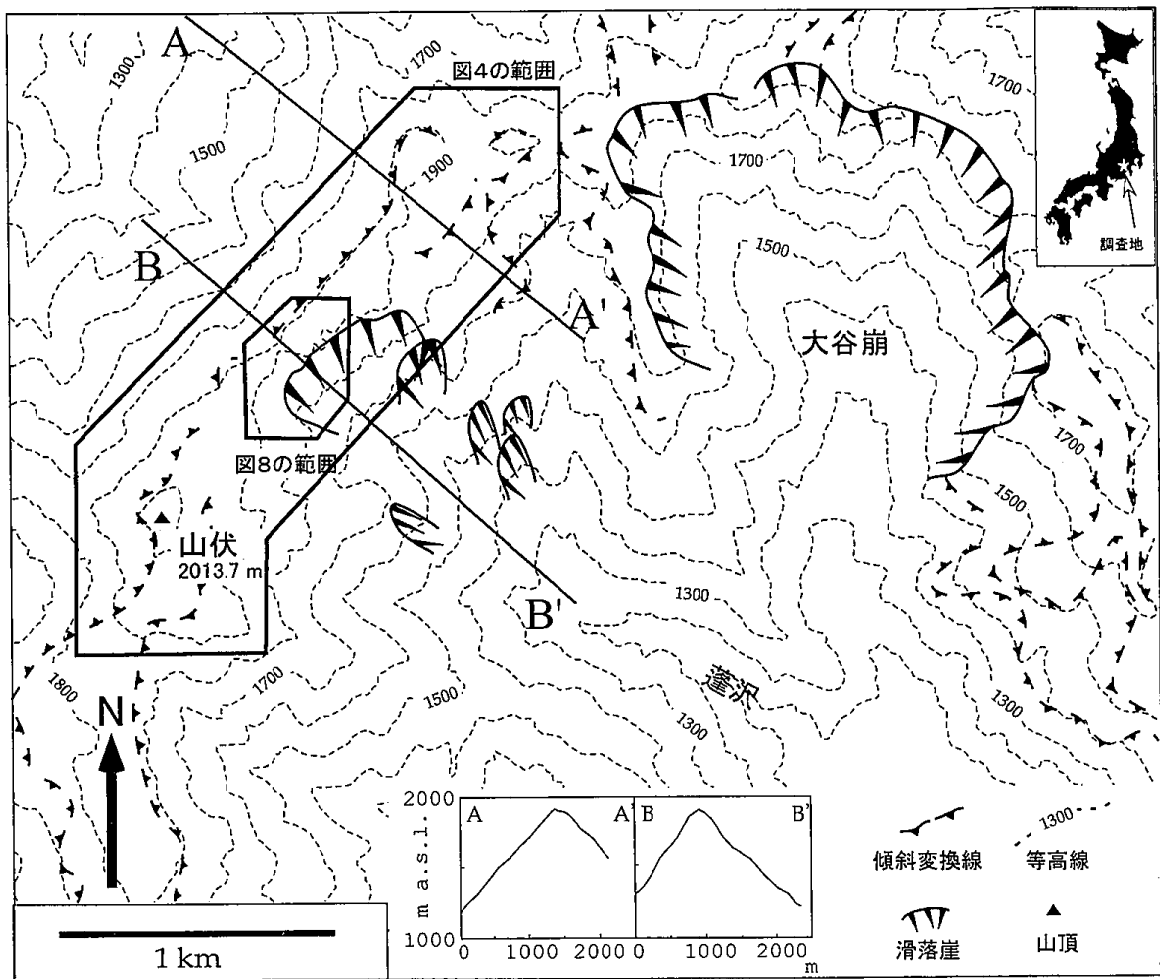


図1 調査地の位置

Fig. 1 Location map of the study area

て更新世後期から完新世にかけてのテフラを用いて山体の変形時期を推定し、氷河消長とサギングの関係を議論している。水落 (1992) は大谷崩近傍においてピットを掘削し、テフラと花粉分析の結果から、山体変形が2 年以上継続している可能性を指摘している。また近年トレンチ法により、過去の詳細な山体変形履歴を解明する研究が北米大陸で行われている (McCalpin and Irvine 1995; Thompson et al. 1997)。Thompson et al. (1997) は、堆積構造の観察とテフラによる年代推定から、カナダ海岸山地では更新世末期から完新世にかけて3~4 回の変形イベントがあったことを明らかにしている。

従来の研究では、小崖地形や線状凹地の記載が、

2 万 5000 分の 1 程度の縮尺の地形図を基図としており、平面分布および断面形態のより詳しい分析は行われていない。またトッピングなどの岩盤の変形現象は各地で記載されてはいるものの (たとえば, Sorriso-Valvo et al. 1999), それがいづどのように進んだのかが、十分解明されているとはいえない。さらに、以前よりサギングによる地形は大規模崩壊の前兆現象であると指摘されているが (たとえば, 建設省国土地理院 1976; 古谷 1979, 1996), サギングの進行と大規模崩壊がどのような関係を持つのか多くの点で不明である。

本研究では、赤石山脈南部安倍川上流の大谷崩から山伏におけるサギングの事例について、地形・地

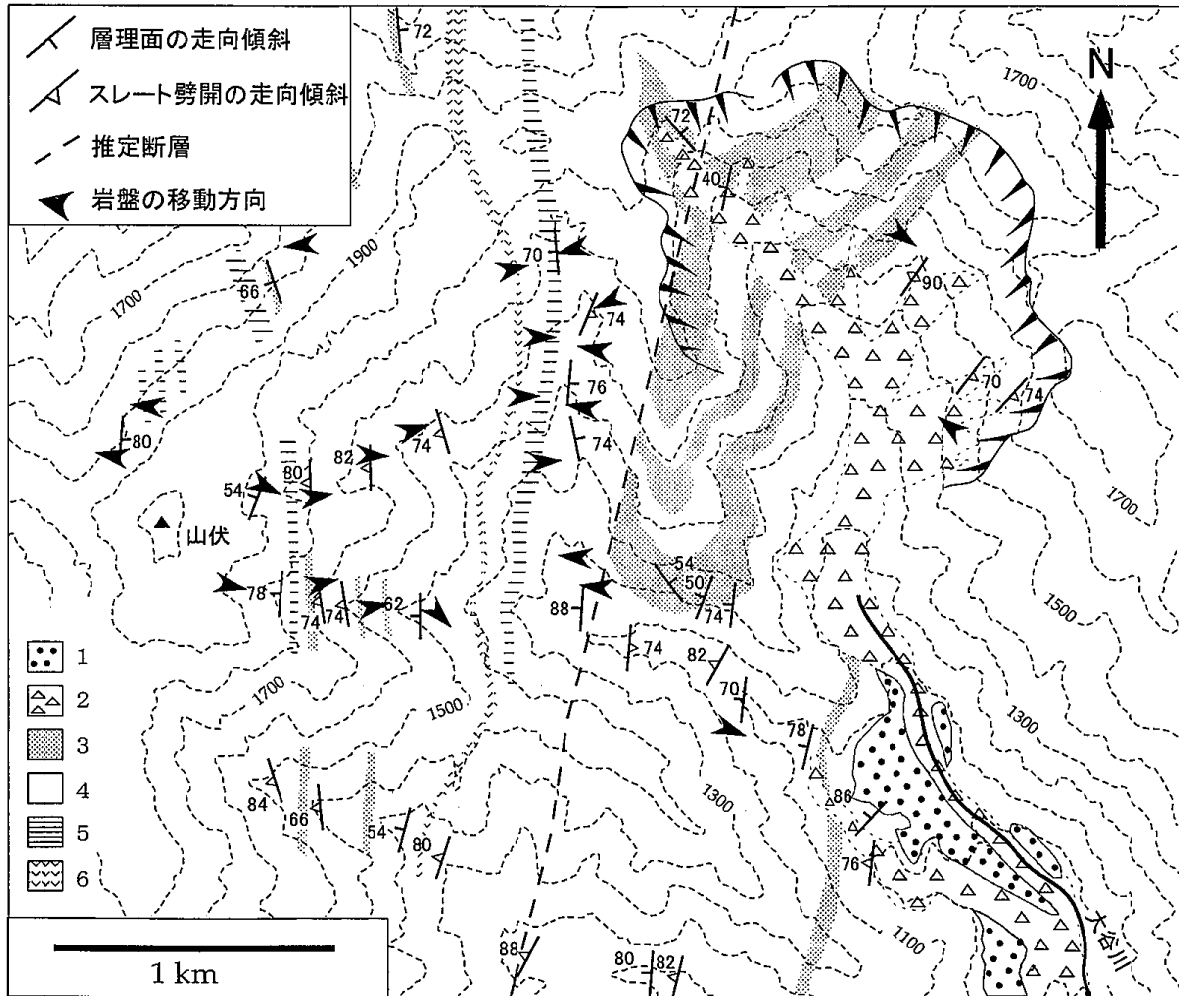


図2 調査地の地質図

矢印はスレート劈開の倒れかかりの方向から推測される岩盤の移動方向を示す。千木良 (1997) を一部改変。
 1: 1707年の崩壊堆積物の堆積面 2: 岩屑 3: 砂岩 4: スレート 5: 酸性凝灰岩とスレートの互層 6: 緑色岩

Fig. 2 Geological map of the study area

Arrows indicate the direction of rock movement inferred from the bowing of slaty cleavage: modified from Chigira (1997).

1: depositional surface of 1707 debris avalanche 2: debris 3: sandstone 4: slate 5: alternated beds of acid tuff and slate 6: greenstone

質の特徴と、変形の履歴を明らかにする。そして、それらに基づいて、サギングを山地の地形発達史の中に位置付けることを試みる。

II 調査地の地形概要と地質構造

調査対象地域は、日本有数の大規模な崩壊地である大谷崩から、その南西約 2 km の場所に位置する山伏 (標高 2,013.7 m) までの山稜である (図 1)。この稜線はほぼ標高 1,900~2,000 m の定高性を示

す。山稜の頂部は、幅が広く周囲の斜面に比べ緩傾斜で東に傾斜している。この緩斜面は、主に最新氷期⁹⁾の間に周氷河作用によって形成された化石周氷河成平滑斜面であると考えられている (須貝 1990)。この山稜に平行あるいは大略平行な 3 列から 4 列の線状凹地が分布している (建設省国土地理院 1976; 平野 1981; 大石 1985)。緩斜面下方の南東側斜面には、標高 1,400~1,600 m にかけて、幅 100 m 未満の崩壊地が存在する (図 1)。

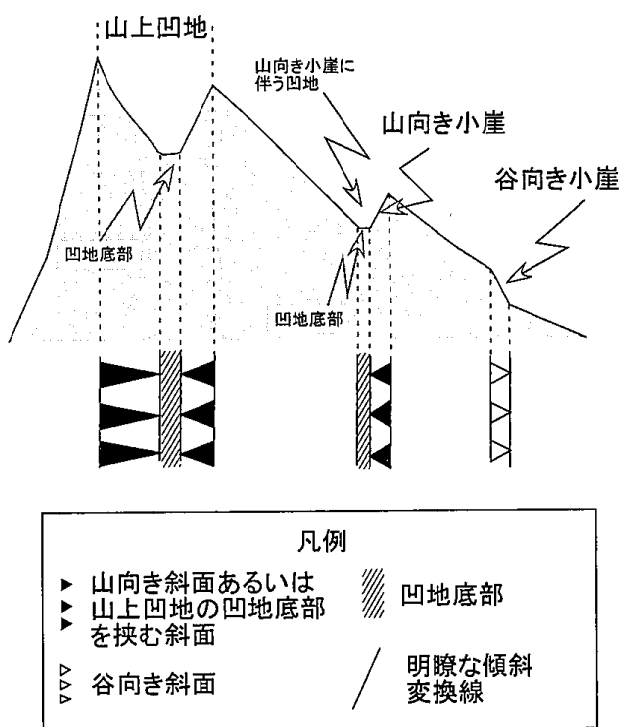


図3 小崖地形の記載方法とその模式図
 Fig.3 Scheme showing the terminology of scarplets

この線状凹地と地質構造との関係を判断するため、大谷崩から山伏の山頂までの範囲で、踏査による地質調査を行った。この地域では、河床レベルよりも高い露頭の岩盤はクリープしていることが多かったため、この点に注意して調査を行った。つまり、開口割れ目が少なく、一般的な走向傾斜を示す劈開を有す岩体を不動岩体とみなし、開口割れ目が多く破碎され劣化しているものはクリープした岩体である可能性が高いとして記載した。

調査地の地質図を図2に示す。調査地の瀬戸川層群は、主にスレートと砂岩から成り、わずかに、酸性凝灰岩および緑色岩を挟む。スレートにはスレート劈開が発達する。スレート劈開面は急傾斜で、多くの場合、地層の層理面と平行する。大谷崩周辺の地質構造は、大谷崩の西部を北北東—南南西方向に通過する断層（推定）によって2分されている。断層の東側の構造は大谷崩西部を南北に通る向斜構造で特徴付けられる。向斜軸は北にプランジしており、

地層は南に凸型の馬蹄形の分布を示している。向斜軸近傍では地層は50°程度の傾斜であるが、それから離れると70~90°と急傾斜となる。この大きなスケールの褶曲構造のほかに、より小規模な褶曲構造もしばしば認められる。断層の西側の地層は南北の走向を有し、西あるいは東に急傾斜している。山稜の特に南東側斜面においては、岩盤が谷側へ向けて倒れるようにクリープしていることが至る所で確認される。これらの露頭では、スレートが厚さ数cm以下の薄板状岩片に分離し、岩片相互の間の割れ目が開口している。

III 地形調査方法と地形の特徴

1. 地形分類・地形計測の方法

1976年国土地理院撮影の1万5000分の1空中写真判読により、山向き的小崖、谷向き的小崖、および凹地を抽出し、5000分の1森林基本図に転写した。それを基に、現地調査により小崖および凹地の位置と連続性を確認してマッピングを行い、地形分類図を作成した。本稿では、地形の記述に関する用語を次のように定義する²⁾ (図3)。全体斜面傾斜と逆傾斜の小斜面（山向き斜面）を「山向き小崖」、全体斜面傾斜と同じ向きの傾斜で、周囲より急傾斜の小斜面（谷向き斜面）と、その上下の傾斜変換線から構成される地形を「谷向き小崖」と呼ぶ。また、山稜頂部に位置する2本の稜線とそれらに挟まれた向かい合う斜面と凹地から成る地形を、「山上凹地」とし、これらの山向き小崖・谷向き小崖・山上凹地を一括して「小崖地形」と呼ぶ。単に「凹地」という場合には、山向き小崖に伴うものと山上凹地の底部の凹地とを区別しない。

小崖地形の配列と形態を詳細に把握するために、現地にてメジャーとハンドレベルを用いた簡易地形測量を行った。測線は後述するように稜線および等高線にほぼ直交する方向である。

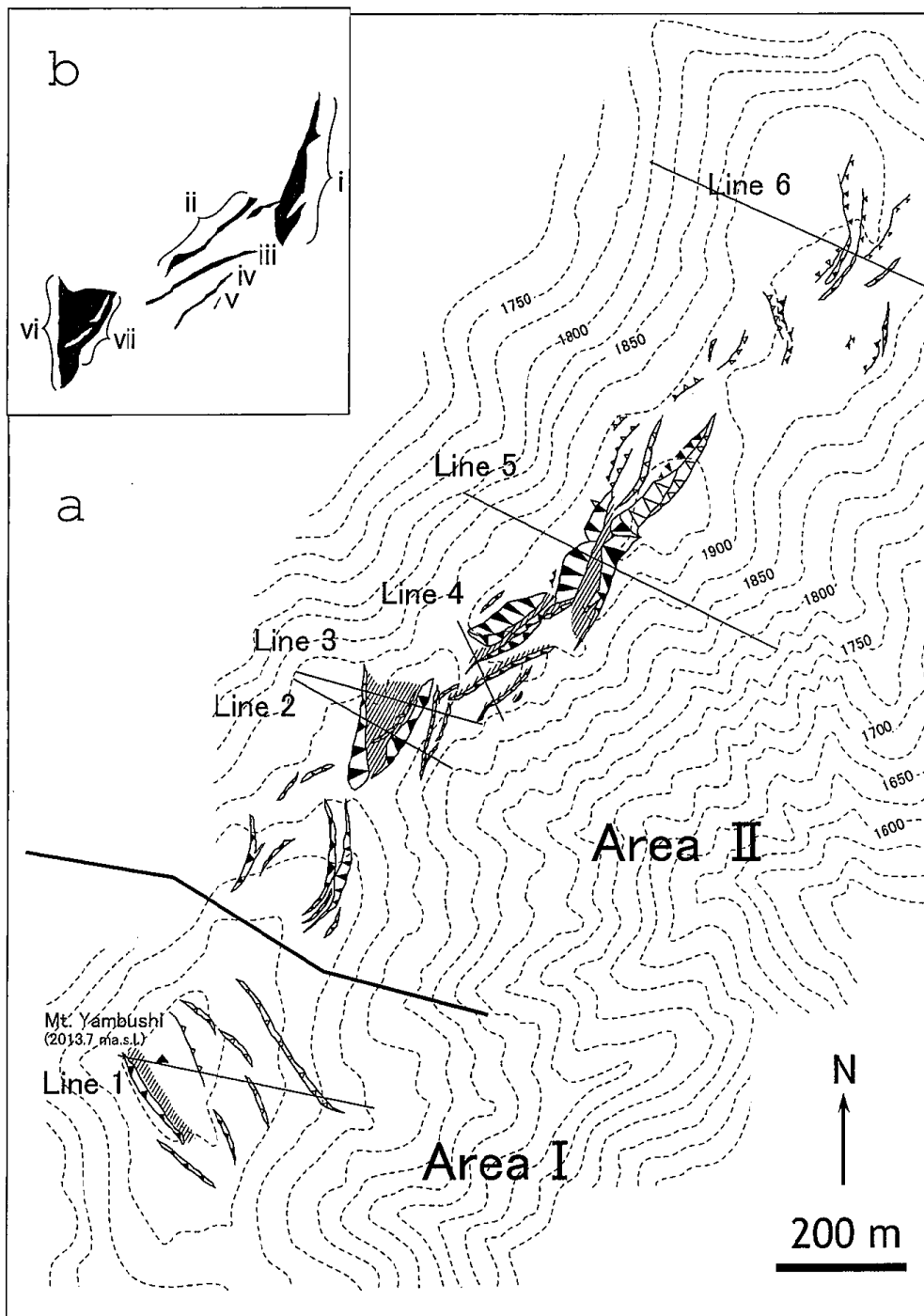


図4 調査地の地形分類図

a: 小崖地形に着目した地形分類図 b: エリアIIにおける明瞭な凹地の分布. aと同一縮尺
地形分類の記号は図3を参照.

Fig. 4 Geomorphological map of the survey area

a: geomorphological map illustrating scarplets

b: distribution of clear depressions in the area II. The scale is the same as in a
The symbols are the same as those in Fig. 3.

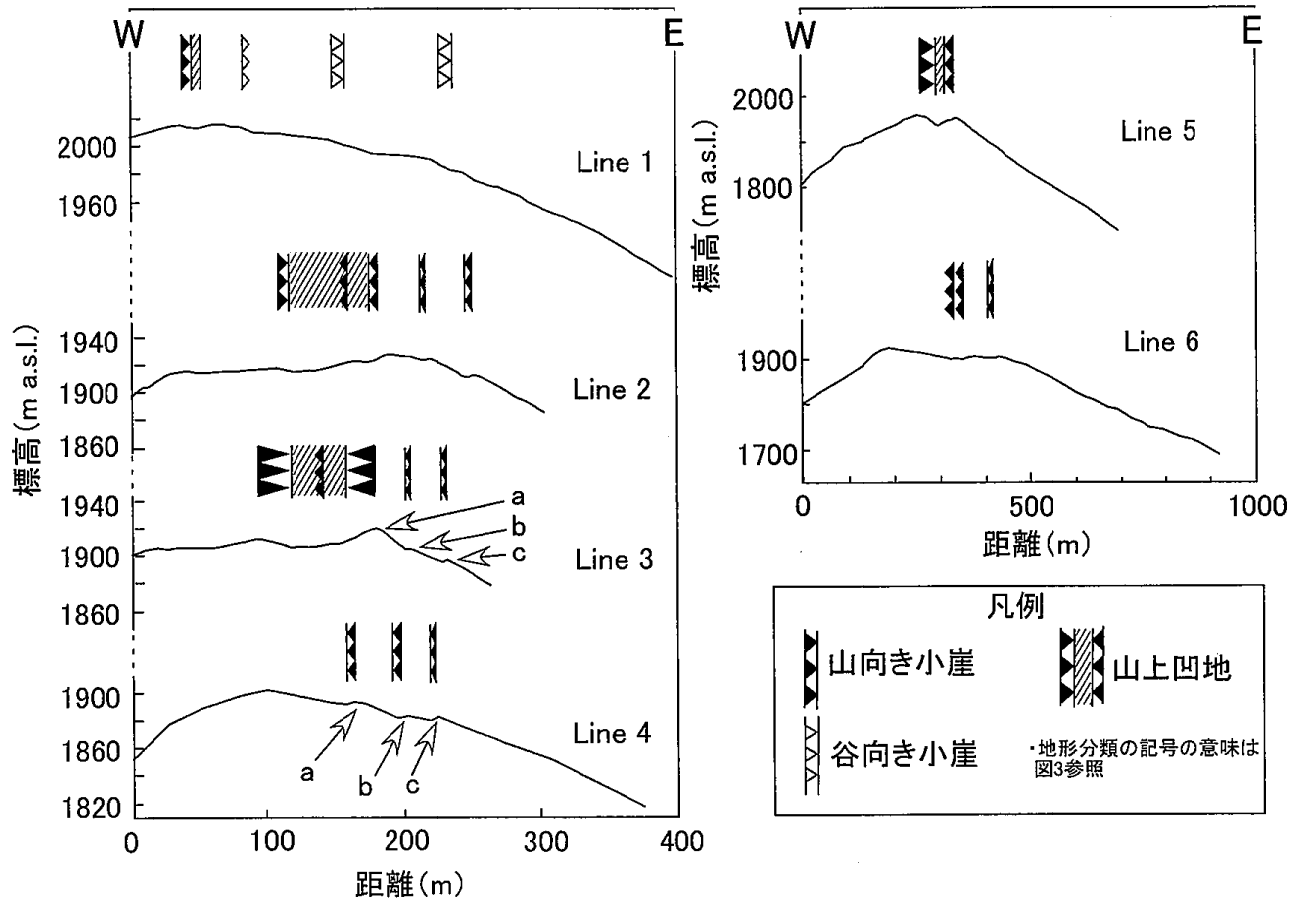


図5 小崖地形のプロファイル

プロファイルの位置は図4に示す。プロファイルの縦横比は1:1。Line 1~4とLine 5, 6は縮尺が異なることに注意。

Fig. 5 Profiles across scarplets along the lines shown in Fig. 4

The ratio of horizontal to vertical scale is 1:1 in profiles. Note that the scale for lines 1-4 is different from the scale for lines 5 and 6.

2. 小崖地形の形態と分布

小崖地形に着目した地形分類図を図4-aに、現地測量により得られた地形断面を図5に示す。図5には地形断面に沿う地形分類の結果も示してある。調査した範囲は小崖地形の分布から大きく二つの区域に区分される(図4-a)。山伏山頂周辺では、山頂の東側斜面に北西-南東方向に伸びる谷向き小崖が数列分布し、階段状地形が形作られ、反対の西側斜面には東側斜面の谷向き小崖と平行な山向き小崖が存在する(Line 1)。ここをエリアIと呼ぶ。その北東の稜線では、山上凹地と数列の山向き小崖のいくつかが分岐合流の形で互いに連結している。これらの地形がみられる場所をエリアIIと呼ぶ。

エリアIIは、大きな山上凹地が存在する(Line 2, 3, 5)ことと、南東側斜面に山向き小崖が2列から3列分布する(Line 2, 3, 4)ことで特徴付けられる。山向き小崖の幅、比高は、いずれも山上凹地の10分の1以下である。さらに、山向き小崖の端を除くと、上位の小崖地形ほど比高、幅ともに大きい傾向がある。たとえば、Line 4沿いのa, b, c(図5)において、山向き斜面の比高を求めると、aでは、3.5 mであり、bでは1.7 m、cでは1.4 mとなる。

山上凹地と山向き小崖に伴う凹地の伸びの方向の傾向をみるため、図4-aのすべての凹地をほぼ直線とみなせる区間に分割し、方位 10° ごとに長さの

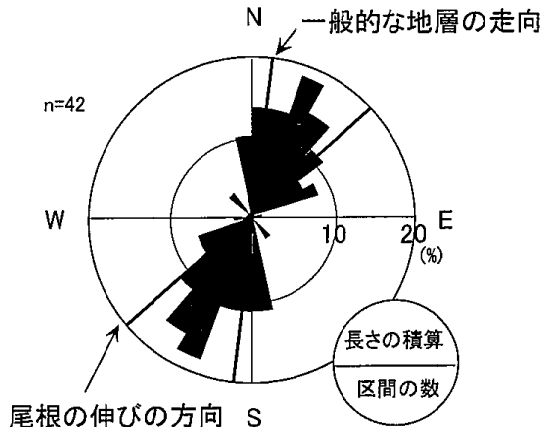


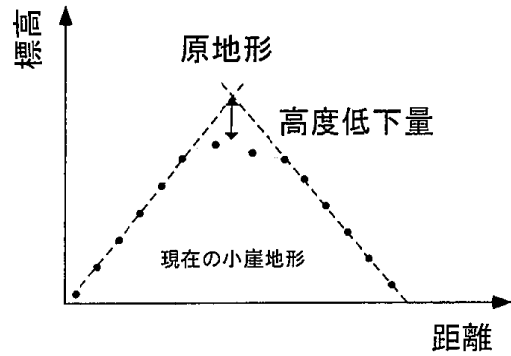
図6 凹地の伸びの方向と長さを示すローズダイアグラム

Fig. 6 Rose diagram showing directions of the axes and lengths of the depressions

積算と区間の数を計測した。それぞれの結果の百分率を求め、ローズダイアグラムの上半円に長さの積算を、下半円に区間の数を示した(図6)。この地域のスレートの一般的な走向と、Line 2からLine 6までの範囲における尾根の伸びの方向も示した。

凹地の伸びの方向は、これらの値の間におおむね収まる。図4-bは、エリアII内の明瞭な凹地のみを抜き書きしたものである。ここでは、凹地iから凹地iiや凹地iiiが分岐している。また、その西側の凹地では、山向き小崖の基部に着目すると、viからviiが分岐していると解釈できる。iやviは、スレートの一般的な走向にほぼ平行で、iiやiii、viiは、等高線の伸びの方向にほぼ平行である。すなわち、地層の走向に平行な凹地から等高線の伸びの方向に平行な凹地が枝分かれる傾向がみとれる。

現地で、斜面の最大傾斜方向に小崖地形を比較すると、小崖の上端が上位のものほど丸みを帯びていることがわかる。この丸みは、上端が削剥されたためできたと考えられるので、Line 3, 4の小崖地形で、あらためて詳細な測量を行い、Cernohouz and Solc (1966)を参考にし、上端の丸みの程度を比較した(図7)。測量により得られた小崖の断面図において、山側および谷側のほぼ直線とみなせ



計測ポイント(1m 間隔)

図7 高度低下量の計測方法

Fig. 7 Method for measuring "height-decreasing value"

表1 Line 3, 4における高度低下量

Table 1 Height-decreasing value along lines 3 and 4

No.	小崖地形の種類	凹地の伸びの方向	高度低下量 (m)
Line 3			
a	山上凹地	ほぼ N-S	0.6
b	山向き小崖	ほぼ N-S	0.2
c	山向き小崖	ほぼ N-S	0.1
Line 4			
a	山向き小崖	NE-SW	1.7
b	山向き小崖	NE-SW	0.2
c	山向き小崖	NE-SW	0.2

計測位置は図5に示す。

Measurement points are shown in Fig. 5.

る斜面部位の上方向延長線の交点を原地形の最高点であるとみなし、そこと現在の最高点の標高差を高度低下量と定義した。Line 3と4のa, b(図5)で計測した高度低下量を表1に示す。それぞれの測線で上位の小崖地形ほど高度低下量が大きいことがわかる。また、下位の二つの値はほぼ等しい。

Line 4周辺の地質調査の結果を図8に示す。スレートの層理面は観察できなかったが、劈開面が層理面とほぼ平行であるため、劈開面の走向・傾斜を示した。緩傾斜面の縁辺部で計測された露頭では劈開面の傾斜は緩傾斜であるのに対し、緩傾斜面の下方に続く斜面では、劈開面の傾斜は52°から74°と急傾斜である。急傾斜を示す岩体は、割れ目が少ない比高1m程度の露岩である。クリープしている

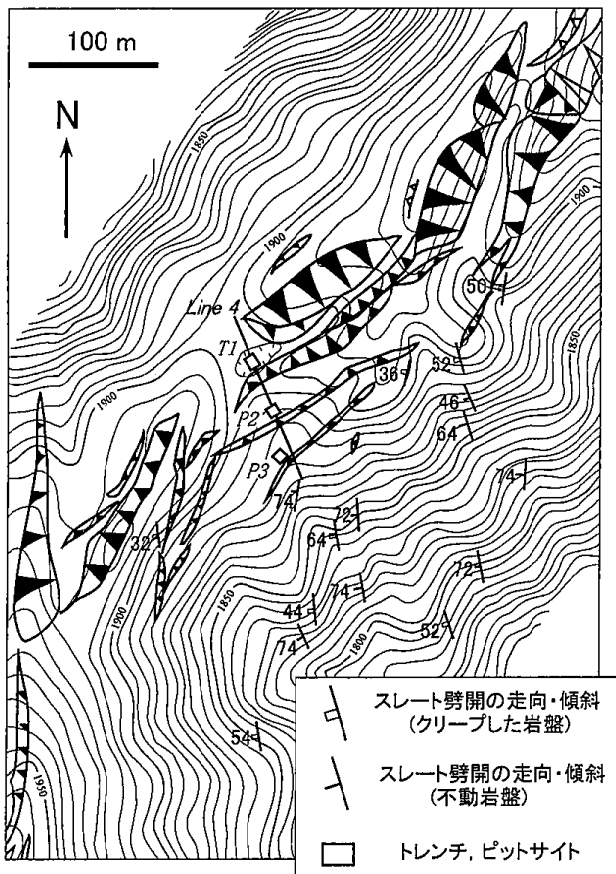


図8 Line 4 周辺におけるスレート劈開の走向・傾斜，およびトレンチ・ピットの位置
地形分類の記号は図3参照。凹地底部は図示していない。
Fig. 8 Attitude of slaty cleavage near line 4 and the locations of the trench and the pits

The symbols are the same as those in Fig. 3. The bottom of depressions is not illustrated.

岩体は小崩壊地で観察され，比較的標高の高い所に位置することが多い。小崖地形の上端でも，表層の土壌層がなく岩盤が確認される所もある。したがって，小崖地形は岩盤表面の形態を反映した地形であると推定できる。

IV 凹地内堆積物の分析

山向き小崖に伴う凹地において，堆積物の堆積構造から変形履歴を読み取り，そこに含まれる火山ガラスを指標にして堆積年代の推定を行うため，基盤岩まであるいは人力で掘削が可能な深さまで Line 4 沿いにトレンチ・ピットの掘削を行った (図8の

T1, P2, P3)。最高位のトレンチは，地層断面観察が主な目的である。下位の2カ所のピットは堆積物の採取が主な目的である。以下，最高位のトレンチをT1，その下方の2地点のピットを，上からP2, P3と呼ぶ。トレンチとピットにおける堆積物を，それぞれT1堆積物，P2堆積物，P3堆積物とする。T1は，標高約1,900 mの，凹地の最も低い場所である。その凹地は，T1付近で屈曲し，東北東方向と南西方向に伸びる。周囲には，ササが分布し木本は存在しない。ここでは，4月まで残雪がみられる。トレンチの大きさは，小崖の伸びの方向 (ほぼE-W方向) に150 cm，それに直交する方向 (ほぼN-S方向) に250 cm，深さ200 cmである。P2, P3は，T1より低位の山向き小崖に伴う凹地に位置する。それぞれの規模は，山向き小崖の伸びの方向 (ほぼ北東-南西方向) に1 m，それに直交する方向 (ほぼ北西-南東方向) に1 mである。P2は深さ150 cm，P3は，深さ130 cmである。P2およびP3周囲の植生は，T1と同様に，ササであり，木本はない。T1では後述するようにトレンチ底に基盤岩が確認されたが，P2, P3のピット底ではいずれも基盤岩は確認されていない。基盤岩までの堆積物厚を推定するため，トレンチ・ピットサイトにおいて簡易貫入試験を行った。T1では，基盤面の深度でNc値は40を超えたので，Nc値40を示す深度を，基盤面深度と考えた。その深さはP2では地表から210 cmで，P3では地表から220 cmであり，ピット底面から基盤岩まではそれぞれ60 cm，90 cm程度であると推定された。

それぞれのトレンチ，ピット壁に現れた堆積物を，粒径，土色，含まれる礫の形状などに注目して，複数の堆積ユニットに区分した。土色は「新版標準土色帖」によった。以下，堆積物の位置は，地表からの深さによって表し，「cm深」と表す。

トレンチ，ピット壁において堆積物を鉛直方向に10 cm間隔でサンプリングし，粒度組成，含水率，

鉍物粒子比, 火山ガラスの屈折率を計測した. サンプルは, 実験室内で秤量し, 恒温乾燥機を用い 80°C で 12 時間乾燥させ, その後, 洗浄, 篩別, 検鏡を行った. 洗浄は, 碗がけおよび超音波洗浄機による. 篩別は, メッシュクロスを用いて -1~4 φ サイズ試料を分離した. -1φ より粗粒の試料 (細礫), -1~4φ の試料 (砂), 4φ より細粒な試料 (シルト, 粘土) の重量比を求めた. また, 自然含水状態重量から乾燥重量を引き, この差を自然含水状態重量で除して, 土壌含水率を求めた. 砂サイズのサンプルの一部を光硬化接着剤でプレパラートに封入し, 偏光顕微鏡を用い, 火山ガラス, 重鉍物, 軽鉍物, 有機物に分類し 300 粒子までカウントした. 火山ガラスは色と形態の区分をした. 形態区分は吉川 (1976) の分類に従い, 鉍物粒子の同定は, 大羽 (1966), 長友 (1993) を参考にした. 残った砂サイズのサンプルを用い, 温度変化型屈折率測定装置 (RIMS86, 京都フィッシュントラック製) により火山ガラスの屈折率を測定した. 1 サンプルにつき原則 20 粒子まで測定し, その結果をヒストグラムに表した. 火山ガラスがごくわずかしかなかったサンプルでは, 20 粒子に満たない場合があった. なお本稿では以下, 屈折率の値を N_d と表す.

V 凹地内堆積物の特徴

1. T1 堆積物

T1 の壁面のスケッチを図 9 に示す. トレンチ東壁の 200 cm 深と底面にみられた酸性凝灰岩の岩盤は, 周辺の地質分布 (図 2) から基盤岩であると判断した. この基盤岩と堆積物を傾斜不整合と層相から六つのユニットに区分した (表 2). ユニット 6 は基盤岩である. ユニット 5 と 4 は角礫層とシルト層が成層構造を成す. ユニット 3, 2, 1 は, 土壤層であるが, 含まれる岩片の種類や量などが異なる. ユニット 5 と 4, ユニット 4 と 3 の境界は, 傾斜不整合面である. トレンチ壁面において, 断層運動に伴

う堆積物の变形や断層面などはみられなかった. 以下, ユニットごとの特徴を記す.

基盤岩 (ユニット 6): 基盤岩である酸性凝灰岩のモザイク状ブロック. 観察された部位の厚さは 10~15 cm であるが, 地中に連続している. 基盤岩の層理面の走向傾斜は $N57^\circ W/74^\circ N$.

角礫層シルト層互層 (ユニット 5): 主に長径 0.5~2 cm の粘板岩の扁平角礫岩片から成る層 (角礫層) と, 岩片をわずかに含む主にシルトから成る層 (シルト層) の互層. 長径約 30 cm のスレートの角礫をわずかに含む. この角礫層の水平方向の連続性は悪く, 最大層厚は 5~7 cm で, シルト層の層厚は 10~15 cm である. 角礫層とシルト層の境界は不明瞭である.

角礫層シルト層互層 (ユニット 4): 4 層の角礫層と 4 層のシルト層との互層 (図 10). 最下位の角礫層は, 長径 5~6 cm の角礫から成り, その層厚はトレンチ底の北西角で最も厚く 30 cm 以上である. 上位 3 層の角礫層は, 長径 1~2 cm の角礫から成り, その層厚はおのおの薄い所では 1~2 cm, 厚い所では 10~20 cm である. シルト層は長径 20~50 cm の粘板岩の扁平角礫をわずかに含む. 層厚は 12~35 cm.

亜角礫混じりシルト質土壤層 (ユニット 3): 明褐色 (7.5YR 5/8) のシルト質土壤. 長径 5~8 cm の亜角礫と白色をした長径 2~3 cm の酸性凝灰岩風化物が混在する. 層厚は 15~30 cm.

シルト質土壤層 (ユニット 2): 明褐色 (7.5YR 5/8) のシルト質土壤から成り, わずかに岩片を含む. ユニット 3 とは, 酸性凝灰岩風化物がないことで区分されるが, その境界は漸移的である. 層厚はトレンチ壁北面で 30 cm 程度, 南面で 100 cm 程度.

腐食土壤層 (ユニット 1): 植物根を含む黒褐色 (7.5YR 2/3) の土壤層. 長径 1~2 cm の扁平亜角礫を含む. ユニット 2 との境界は不明瞭である.

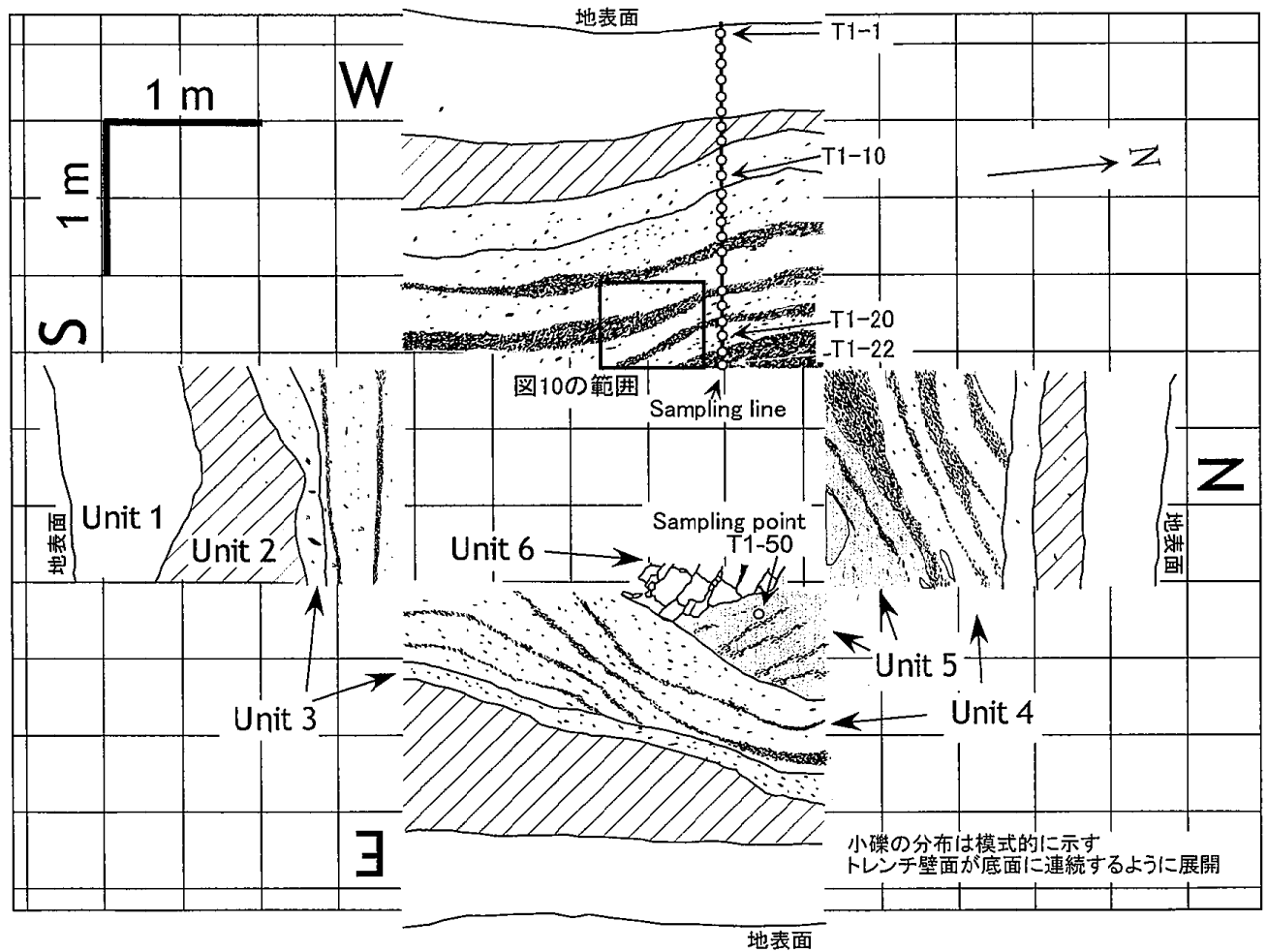


図9 T1 壁面スケッチ
層序は表2に示す。

Fig. 9 Diagram of the materials exposed on the wall of trench T1
Stratigraphic units are described in Table 2.

層厚は50~60 cm.

T1 堆積物の鉱物粒子比, 含水比, 粒度組成, および火山ガラスの屈折率に関する分析の結果を図11に示す. サンプリングはトレンチ西側壁面で, 10 cm 深からトレンチ底 (220 cm 深) まで10 cm 間隔で行った. これらのサンプルを上位より順に T1-1, T1-2, …… , T1-22 と呼ぶ. 東側壁面200 cm 深から採取したユニット5のサンプルは T1-50 とする.

T1 堆積物のほとんどすべてのサンプルに, Nd 1.499~1.501 の火山ガラスが出現する. 多くは, 平板状の面に1~3の直線状・曲線状の突起がある

Hb タイプ (吉川 1976) である. これらの特徴は, 町田・新井 (1992) により報告された始良 Tn 火山灰 (AT) (町田・新井 1976) の屈折率および岩石記載的特徴と一致する. この火山ガラスは, 噴出年代 24.5 ka (池田ほか 1995; 奥野 2002) の AT に由来するものである可能性が高い. しかし特定層準に層を成すことなく, この火山ガラスが二次堆積したものであることを示唆している.

土壌断面における鉛直方向の火山ガラスの出現パターンを分類した竹村・檀原 (1988) に従えば, 火山ガラス集中のピークである T1-4 が, テフラの降灰層準であると判断できる. T1-4 とその上下の T1

表2 T1における層序区分
Table 2 Stratigraphic units in trench T1

ユニット	層序	特徴	土色 (Mancel color)
1	腐食土壤層	植物根に混じり、直径1~2 cmの亜角礫含む。	7.5 YR 2/3
2	シルト質土壤層	主にシルト質土壤から成る。	7.5 YR 5/8
3	亜角礫混じりシルト質土壤層	直径5~8 cmの亜角礫を含む。直径2~3 mmの酸性凝灰岩風化物を多く含む。	7.5 YR 5/8
4	角礫層シルト層互層		
4a	シルト層	主に砂・シルトから成る。	2.5 YR 6/3
4b	角礫層	主に直径1~2 cmの角礫から成る。	2.5 GY 6/1
4c	シルト層	主に砂・シルトから成る。	7.5 YR 6/4
4d	角礫層	主に直径1~2 cmの角礫から成る。	2.5 GY 5/1
4e	シルト層	主に砂・シルトから成る。	10 YR 6/3
4f	角礫層	主に直径1~2 cm角礫から成る。	2.5 GY 5/1
4g	シルト層	主に砂・シルトから成る。	10 YR 6/3
4h	角礫層	主に直径5~6 cmの角礫から成る。	2.5 GY 5/1
5	角礫層シルト層互層	岩片の密集している部位とシルト層との境界が不明瞭であるが、成層構造を示す。	2.5 GY 5/1
6	基盤岩	酸性凝灰岩がブロック状に割れ南に向かって倒れかかる構造を持つ。	—

-3とT1-5には、前述のATと考えられる火山ガラスと、高いNd (1.507~1.512)の火山ガラスが混在している。T1-3, 4では、褐色の火山ガラスが観察されていることから、この高いNdの火山ガラスは、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)(町田・新井1978)に由来するものであると考えられる。K-Ahの噴出年代は6.5 kaである(Kitagawa et al. 1995; Kitagawa and van der Plicht 1998)。T1-1~2では、Ndのレンジが広い。この火山ガラスは、Caタイプ(平板状の面に曲線状の突起が多くあるガラス)やTaタイプ(不規則な多角形で曲線状の突起が密にある透明で気泡を多く含む多孔質のガラス)の火山ガラスが多い。町田ほか(1984)による屈折率の測定値(Nd 1.493~1.503)と、嶋田(2000)による火山ガラスの鏡下観察の記載から、この火山ガラスは、主に天城カワゴ平火山灰(Kg)に由来するものであると考えられる。T1-1~2でも他の層準同様にAT二次堆積物の混入の可能性があるが、T1-1からはHbタイプが見出されないことから、AT二次堆積物混入の割合は低いと考えられる。Kgの噴出年代は3.06~3.19 ka(嶋田 2000)であ

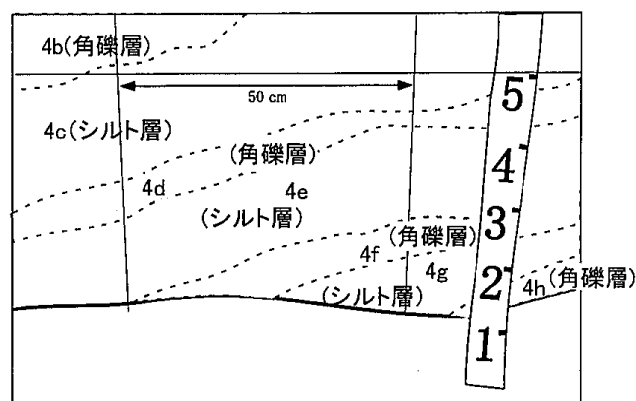
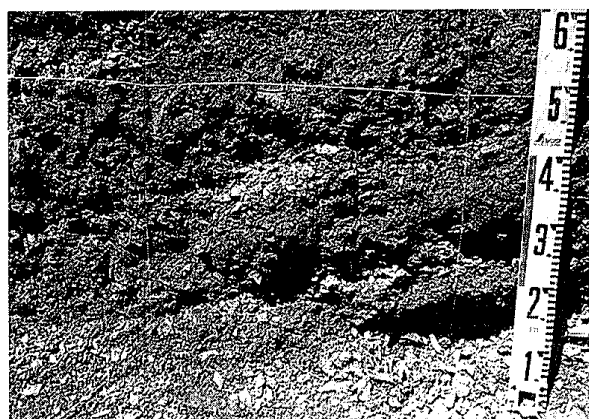


図10 T1における岩片層とシルト層の互層
Fig. 10 Example of the alternation of rock fragments and silt layers exposed in trench T1

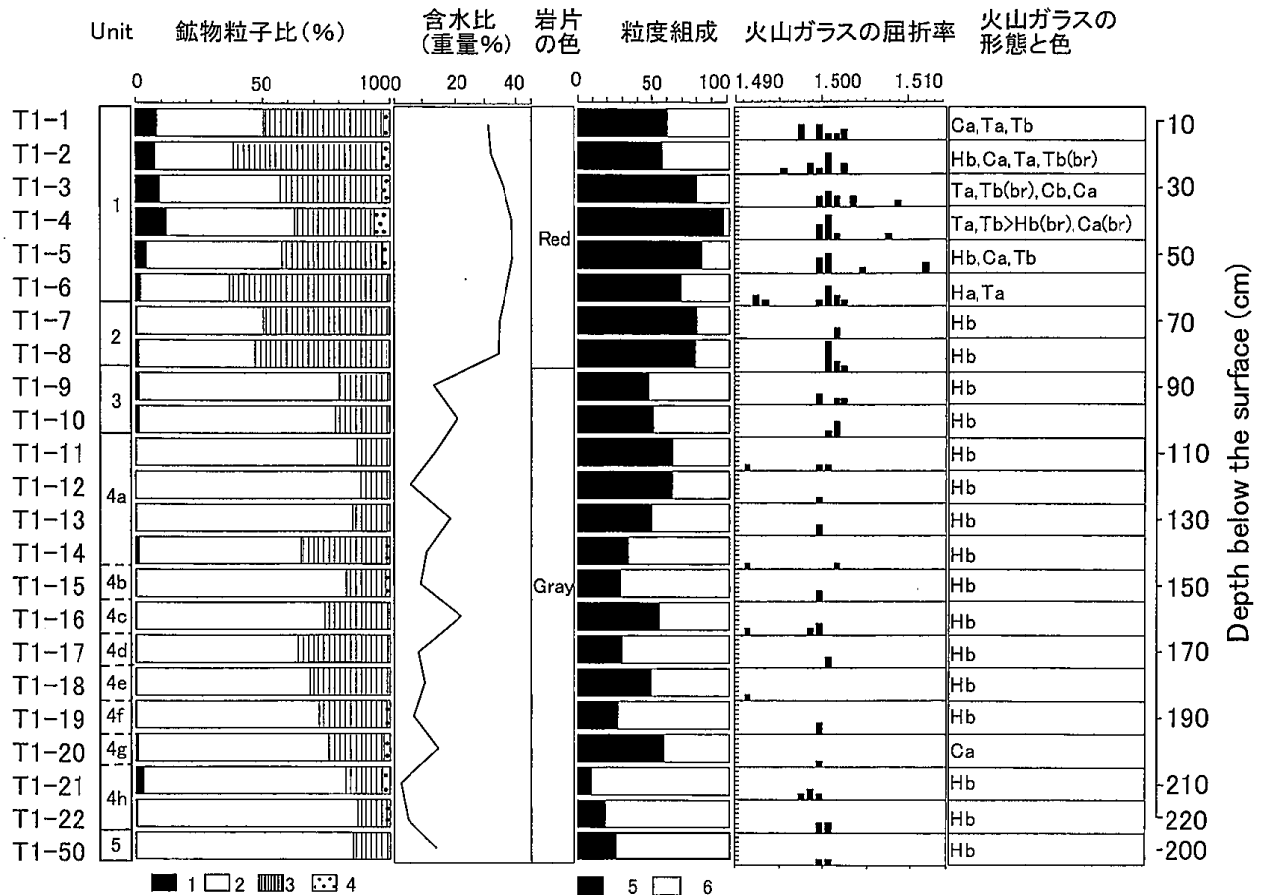


図 11 T1 における堆積物の粒度組成、火山ガラス・重鉱物・軽鉱物組成と火山ガラス屈折率頻度分布

1: 火山ガラス 2: 重鉱物 3: 軽鉱物 4: 有機物 5: シルト～粘土 6: 砂～細礫

H: 扁平型火山ガラス T: 多孔質型火山ガラス C: 扁平型と多孔質型との中間的な性質のガラス

Fig. 11 Descriptions of the trench T1 site, including: Columnar section, grain size, and relative composition of volcanic glass, heavy minerals and light minerals, and refractive index histogram of volcanic glass

1: volcanic glass 2: heavy mineral 3: light mineral 4: carbon 5: silt-clay 6: sand-granule

H: depressed type T: vesicular type C: intermediate type between H and T

り、サンプルの位置は、前述の K-Ah の層準の位置と調和的である。Kg の分布範囲は近畿地方にまで及んでおり (西田ほか 1993)、給源である天城山の北西に位置する山伏においてもテフラが降下した可能性は十分ある。

T1-6～22 にわずかに存在する Nd 1.491 の火山ガラスは、安房ガラス質火山灰層 (AG) (杉原ほか 1978) の可能性がある。これは神津島あるいは新島起源で、降灰年代は 13～14 ka と考えられている (町田・新井 1992)。

2. P2 堆積物

P2 堆積物は、下位のマトリックスに富む亜角礫層とその上位の礫混じり土壌層、および表層の三つのユニットに分類される。成層構造は認められない。ここには N73° W/40° S の黒色の細粒物質で充填されているクラックが存在する。充填物の厚さは 3～6 mm で、周囲の土壌の色 (黄土色) とは異なる。クラックの上端は、表層部まで連続し、ユニット 1 の礫が多い所で不明瞭となる。下端はピット底よりさらに下方に連続している。クラックの走向は、T1 堆積物の最下部で観察された酸性凝灰岩の層理面

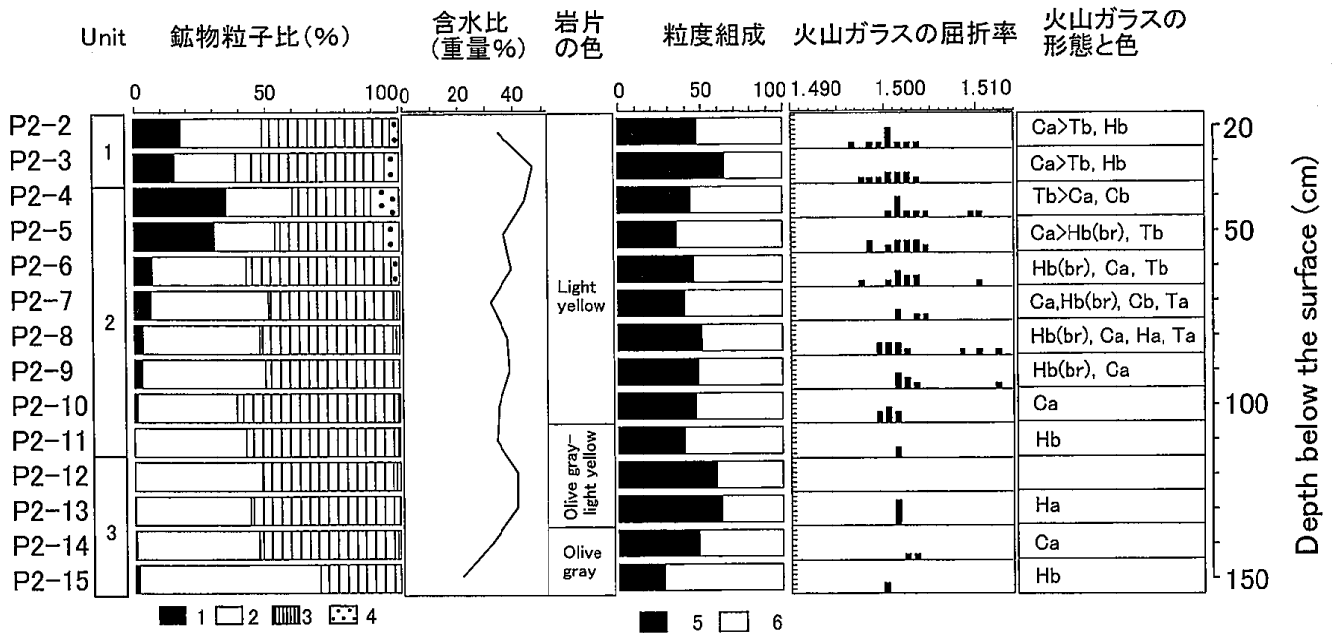


図12 P2における堆積物の粒度組成, 火山ガラス・重鉱物・軽鉱物組成と火山ガラス屈折率頻度分布
凡例は図11と同じ。

Fig. 12 Descriptions of the pit site P2, including: Columnar section, grain size, and relative composition of volcanic glass, heavy minerals and light minerals, and refractive index histogram of volcanic glass

The legends are the same as those in Fig. 11.

の走向とほぼ平行である。クラックの割れ目の表面には最大傾斜方向と同じ向き筋が認められた。これは上盤側の土塊が、クラックに沿って相対的に傾斜方向にずれたため形成された条線であると思われる。

P2堆積物についてもT1堆積物と同様の分析を行った。その分析結果を図12に示す。サンプリングは、ピット北東側壁面で20 cm深からピット底まで、10 cm間隔で行った。これらのサンプルを上位より順にP2-2, P2-3, ……、P2-15と呼ぶ。地表付近では、ササの根が密集しているため、10 cm深のサンプル(P2-1)は採取できなかった。

P2-4, 5は、鉱物粒子中の火山ガラスの割合が他のサンプルに比べ、それぞれ36%, 31%と非常に高く、T1堆積物と同様に下位のP2-5を降灰層準と認定することができる。その火山ガラスにはNd 1.499~1.503のものと、Nd 1.505以上のものがあり、T1堆積物と同様、前者がAT、後者がK-

Ahに由来するものと考えられる。

P2-2, 3では、Ndのレンジは1.497~1.504で、これもT1堆積物同様、主にKgに由来する火山ガラスであると考えられる。

3. P3堆積物

P3堆積物は、最下位のマトリックスに富む亜角礫層、その上位の亜角礫混じり土壌層、および表層部の三つに分類される。成層構造は認められず、P2と同様のクラックが存在する。クラックの走向傾斜はN84°W/74°Sで、この走向はT1でみられた基盤岩の層理面の走向および、P2のクラックの走向とほぼ一致する。

図13に、P3堆積物の分析結果を示す。ピット北東側壁面において10 cm深からピット底まで10 cm間隔でサンプリングを行った。これらのサンプルを上位より順にP3-1, P3-2, ……、P3-13と呼ぶ。

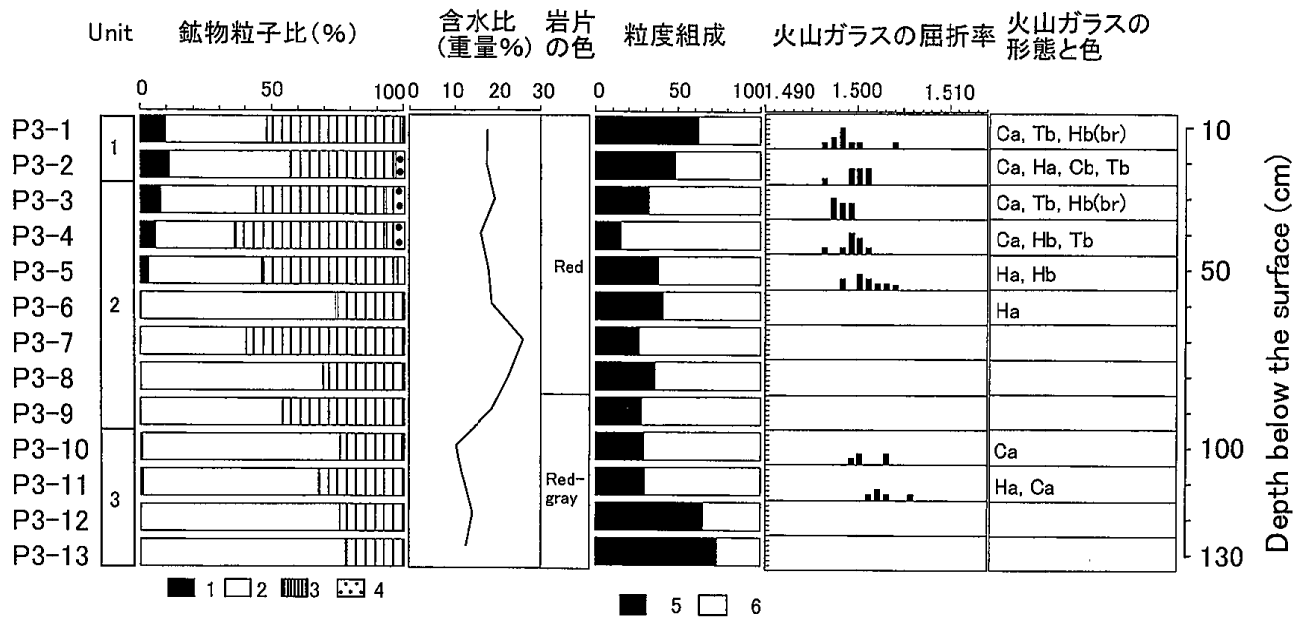


図13 P3における堆積物の粒度組成、火山ガラス・重鉱物・軽鉱物組成と火山ガラス屈折率頻度分布
凡例は図11と同じ。

Fig. 13 Descriptions of the pit site P3, including: Columnar section, grain size, and relative composition of volcanic glass, heavy minerals and light minerals, and refractive index histogram of volcanic glass

The legends are the same as those in Fig. 11.

火山ガラスは、P3-1~5に存在する。そのうち、P3-1とP3-3で、褐色の火山ガラスが観察された。このP3-1とP3-3では、T1堆積物、P2堆積物と異なり、高いNdを示さなかったが、褐色の火山ガラスの存在からP3-1,3に含まれる火山ガラスはK-Ahに由来するものであろう。これらのサンプルの粒子中の火山ガラスの割合は、ほぼ同じであるため、下位のP3-3をK-Ahの降灰層準と考える。

VI 山体重力変形の構造と履歴、およびそれが 山体解体に果たす役割

1. 山体重力変形の地形と地質構造との関係

調査地の小崖地形の伸びの方向はおおむね等高線に沿う方向であり、凹地は閉塞している。したがって、これらの小崖地形が通常の流水による侵食作用で形成されたとは考えにくい。また、山向き的小崖の上下の傾斜変換線が非常に明瞭であることから、風食などによる差別侵食で形成されたとも考えられない。山向き小崖は薄い土壌層に覆われてはいるも

の、その地形は基盤岩の形態を反映しており、小崖地形の形成が、基盤岩の変形によると考えることができる。小崖地形の配列と地表付近の地質構造の関係も、追って述べるように、これらの地形が基盤岩の重力変形に起因して形成された地形であることを示している。小崖地形に沿うテクトニック断層の存在は完全には否定できないが、地層は山稜を横断して連続しているため(図2)、少なくとも小崖地形に平行でマップブル³⁾な横ずれを伴うような断層は想定できない。

エリアIとエリアIIの山稜上部の断面形態は、おのおの、Line 1の地形断面とLine 2~6の地形断面(図5)に示すように、大きく異なる。Line 1にみられるような山向き小崖は、山伏山頂の東側斜面が、北東方向へすべった結果、移動地塊の頭部に形成されたものと考えられる。一方、エリアIIでは、岩盤の斜面下方への倒れかかりが起こっていることが明らかになっており(千木良 1997; Mokudai and Chigira 1999)、山上凹地と山向き

小崖は岩盤変形の地表表現であると考えられる。すなわち、小崖地形は、岩盤が斜面下方に倒れるときに層理面に沿って剪断された結果（目代ほか 2001）、あるいは岩盤の変形によってもたらされた引っ張り応力場での正断層の結果であると考えられる。

活断層研究の分野では、地震断層トレースの幾何学的形態と破壊プロセスとの関係に関する研究が行われている（たとえば、King 1986; 佃 1991; 中田ほか 1998）。中田ほか（1998）は、地震断層トレースが V, Y 字状の分岐形状を示す場合、分岐する方向に破壊が伝播したことを明らかにした。本稿の小崖地形は、活断層ではないが、山稜程度のスケールでの岩盤の破壊現象の結果であることから、地震断層の事例を参考にして、破壊現象がどのように伝播したか推定できると考えられる。山伏では、北北東—南南西方向（ほぼ地層の走向）の小崖地形から、東北東—西南西方向（ほぼ等高線と平行）の小崖地形が分岐している傾向がある。また、上位の小崖地形から下位の小崖地形が分岐する傾向もみられる（図 4-a, b）。これらの分岐形状は、地層の走向に沿う小崖地形が先に形成され、その後地形の影響を受けて等高線とほぼ平行な小崖地形が発達したことを示している。このことは、劈開に沿う剪断強度が最も小さいことをおそらく反映している。また、小崖地形を作るような山体の変形が、上位から下位に波及することも示している。

山向き小崖の上端の断面形は斜面上部のものほど丸みを帯びており、高度低下量が大きい（表 1）。高度低下量は、ほぼ同じ削剝環境下にあるのならば、小崖地形が形成されてからの時間の長さに比例すると考えられる。調査範囲内で削剝環境が大きく異なるとは考えにくいので、高度低下量の違いは、小崖地形のうち上位のものほど、形成時期が古いことを意味している。このことは、分岐形状から推定した山体変形の進行過程と符合する。

2. 凹地内堆積物が示す変形履歴

1) T1 堆積物から推定される山体変形の時期

成層構造を持つ堆積物（以下、成層堆積物と呼ぶ）である T1 のユニット 4, 5 は、中緯度地域の周氷河環境下での堆積物であると考えられているグレーズリテ grezes litees, stratified slope deposits (Guillien 1951; 小野 1981; フレンチ 1984; van Steijn et al. 1984; Selby 1993; Coltorti and Dramis 1995) の層相に類似している⁴⁾。山伏の山頂付近では、最新氷期最寒冷期（約 20 ka）の森林限界高度は、気温低下量から標高 2,000 m 程度と見積もられており（貝塚・鎮西 1995: 23）、山頂現象（小泉 1984）も考えると、トレンチ掘削を行った場所は、当時無植生地であったと推測される。つまり、この時期に凍結破碎作用により礫が生産され、凹地が成層堆積物で埋積されたと考えられる。一方、T1 堆積物に含まれる火山ガラスの分析は、凹地形成前に AT が降下していたこと、すなわち凹地の形成は 24.5 ka より新しいことを示しており、成層堆積物が約 20 ka に堆積したと矛盾しない。

ユニット 4, 5 は、色や粒径などが、ほぼ同じ性質を示しており（図 11, 表 2）、同一プロセスで堆積したものと考えられる。間の傾斜不整合は、凹地に礫を供給する斜面の部位が変化したことを示すと思われる。

T1 のユニット 3 の層厚は、各壁面においてほとんど変化しないのに対し、ユニット 1, 2 は南壁面ほど厚くなっている（図 9）。この違いは、ユニット 3 の堆積期とユニット 1, 2 の堆積期との間に、大きな地形変化があり、堆積場が大きく変化したためと考えられる。ユニット 2/3 境界が示すその時期は、K-Ah (6.5 ka) の降灰層準より下位であり、成層堆積物（約 20 ka）より上位である。図 11 に示されるように、ユニット 3 から 2 への境界で、堆積物の砂・小礫の割合が減少しており、ユニット 3 以深にみられる多量の岩片が、周辺斜面の活発な礫生産

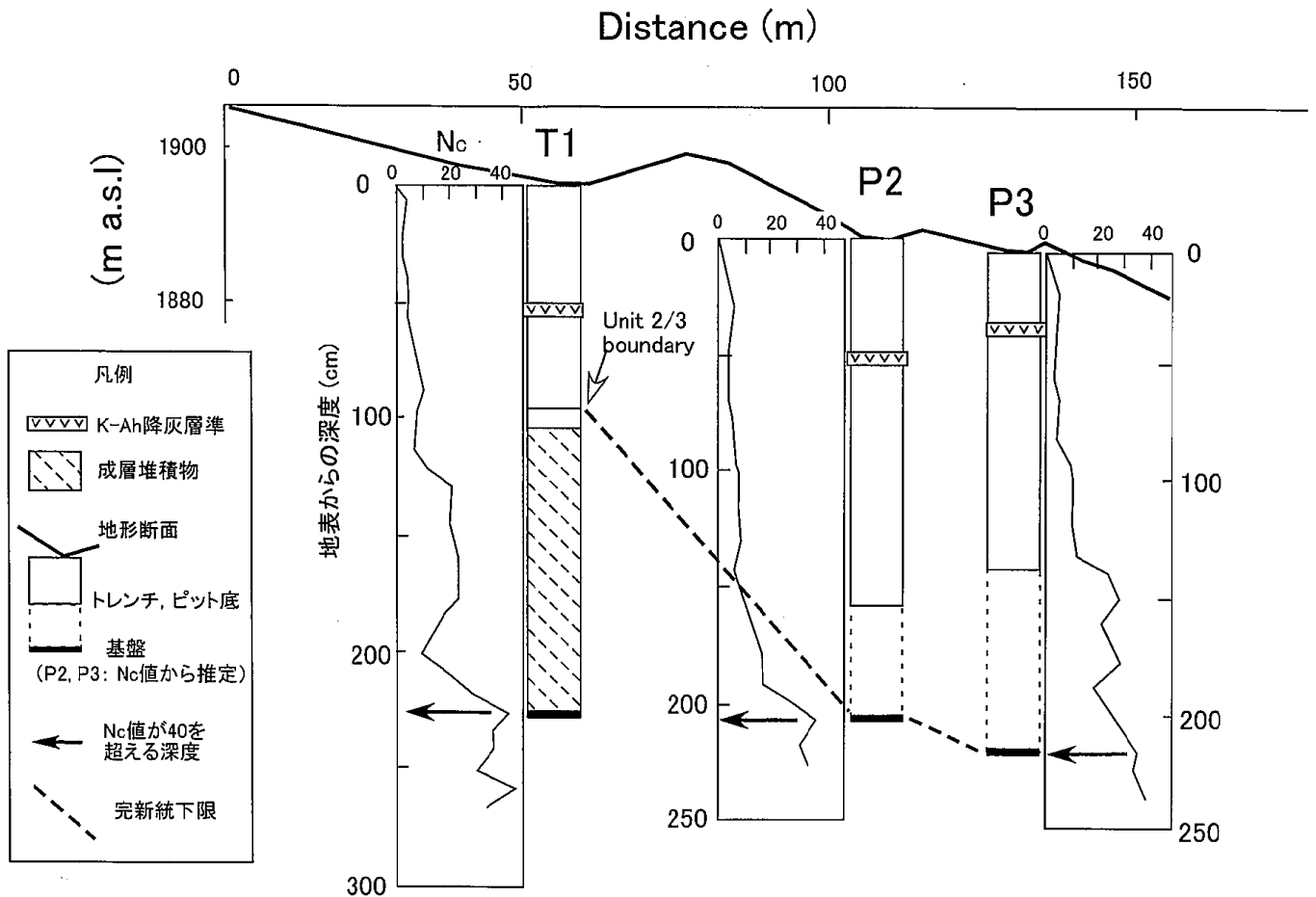


図 14 Line 4 における地形断面と堆積物
Fig. 14 Topographic and geologic cross-sections along line 4

に由来するものであることを示唆している。また、ユニット 2 の細粒物質の増加は、植生の繁茂による土壌層の形成と風成堆積物の堆積によるものであろう。これらの諸特性値の変化は、直接的な証拠はないが、晩氷期から完新世にかけての気候変化によるものと考えたと説明がつく。ユニット 2 と 3 の境界は、約 10 ka である。

2) P2, P3 堆積物から推定される山体変形の時期

P2, P3 においては、T1 堆積物にみられた成層堆積物が認められない。ピット底から基盤までの間に、成層堆積物が存在する可能性は否定できないが、T1 で岩片が確認された深さより 50 cm 深い場所でも、岩片が確認されなかったことから、P2, P3 には成層堆積物はないと判断した。これは P2, P3 の

凹地が形成されたときには、成層堆積物が形成される環境でなかったことを示しており、P2, P3 堆積物は、完新世以降の堆積物であると考えられる。一方で、P2, P3 のいずれにおいても K-Ah が認められることから、少なくとも 6.5 ka には山向き小崖は存在していたと考えられる。すなわち、この場所の山向き小崖は約 10 ka から 6.5 ka までの間に形成が開始されたと推定できる。それぞれのピットには K-Ah 以深にも土壌層が堆積しており、P2, P3 の山向き小崖の形成開始時期は 6.5 ka より以前にさかのぼることができ、T1 のユニット 2 と 3 の間に大きな地形変化があったことを考慮すると、約 10 ka と推定される。

3) 山体の変形履歴

それぞれの凹地内堆積物の堆積時期と層厚を Line 4 の地形断面沿いに示す (図 14)。なお P2, P3 の基盤岩の深度は、簡易貫入試験の結果から求めている。いずれの凹地でも、K-Ah 降灰層準の深さは 30~50 cm で大きく変わらない。6.5 ka 以降は、周囲からの物質の供給がほとんどなく、風成堆積物が主たる堆積物であり、堆積速度はほぼ一定であったと考えられる。対照的に K-Ah 降灰層準以深の完新世の堆積物の厚さは、T1 では 50 cm であるのに対し、P2, P3 では 150~200 cm である。約 10 ka から 6.5 ka にかけて、T1 では、周辺斜面からの物質の供給はほとんどなく、現在と同じような堆積環境であったことが想像できる。同じ時期の P2, P3 では、山向き小崖形成開始直後であり、地震断層崖が形成直後に崩落する (Wallace 1977; 吾妻ほか 1996) ように、山向き斜面において崩落が起こり、凹地内への岩屑の供給が多かったと考えられる。

本調査地域における小崖地形の形成期に関するこれまでの議論を整理すると、図 15 のようになる。堆積物から推定される山向き小崖の形成時期は、VI の 1 で論じた地形の特徴から推定される小崖地形形成時期の前後関係と調和的である。目代ほか (2001) は、道路法面のトップリングタイプの斜面変形が上方から下方に伝播したことを示しており、山伏でも同様の変形様式であったことが、地形の分析とトレンチの結果から推定できる。

水落 (1992) は、図 4-a の Line 6 付近の凹地で岩盤の変形過程を調査するためピットを掘削し、地上から 1.5 m の深さで AT の層準を見出した。そして、テフラと花粉分析から山体の変形は 2 万年以上にわたって継続したものであると考えている。この結果は、本研究の結果とほぼ一致する。Line 4 沿いで明らかにされた変形過程は、少なくともエリア II の 1 km 弱の長さにわたって山稜上部で起こっていた現象であるといえる。

須貝 (1990) は、空中写真判読と堆積物の調査に

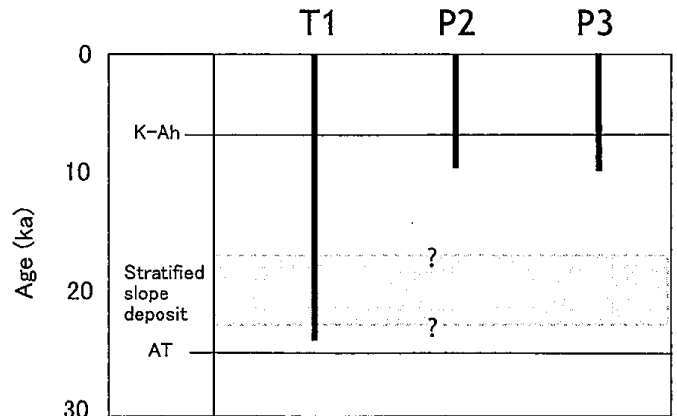


図 15 小崖地形の形成期
Fig. 15 Period of scarplet formation

基づいて、大谷崩から山伏までの山稜頂部の緩斜面は、主に最新氷期間に形成された化石周氷河成平滑斜面であるとした。しかしトレンチ調査の結果から、過去の周氷河作用で生産された礫は、山向き小崖に伴う凹地を一部埋積するのみであり、周氷河作用が山向き小崖全部を消去するほどではなかったと考えられる。少なくとも本調査地域においては、山稜頂部の緩斜面は、周氷河作用のみで形成されたものではなく、現在の山稜横断形は、山体重力変形や周氷河作用の複合によりつくられていると考えられる。本調査地域を含む赤石山脈一体では、小崖地形が分布する山稜の頂部が緩斜面となっていることが多く、さらに、そのような山稜には大規模崩壊が分布していることが多い (古谷・嵯峨 1981; 松岡・小野 1982; 大村・吉本 1986; 目代 2000)。しかし、山稜頂部の緩斜面の形成と山体変形現象との関連は、今後の課題であり、その解明にはより多くの事例の積み重ねが必要である。

3. 山体変形の進行と崩壊の拡大

現在、小崖地形の発達が顕著なのは、Line 2 から 5 にかけての山稜である。その緩斜面下方の南東側斜面 (図 1 地形断面 B-B') では、標高 1,400~1,600 m の位置に、崩壊地がある (図 1)。崩壊地上方の斜面は、水平方向に凹型、上下方向に平滑

で、明瞭な水路はみられず、崩壊跡地と推定できる。上方の緩斜面の幅が狭いのは、この古い崩壊地に緩斜面の一部が開析されたためであろう。対照的に、北側の Line 1 の下方の南東側斜面（図 1 地形断面 A-A'）は、凸型の斜面形状を示し、崩壊が発生した形跡はない。このような凸型形状は岩盤クリープが発達した斜面で典型的にみられるものである（たとえば、千木良 1995；大八木・横山 1996）。B-B' の位置における崩壊前の地形断面は、A-A' と類似していたと推測される。Line 4 周辺で、不動岩盤とクリープ岩盤双方がみられたこと（図 8）は、クリープした岩盤が崩壊の繰り返しにより部分的に取り去られたことを示唆している。蓬沢の谷頭侵食によって下方からの支持力が減少し、クリープした岩盤が崩壊したと考えられる。

Line 4 の下位の山向き小崖（P2, P3）は、完新世に入ってから形成されたものである。また、それに伴う凹地には、いずれもクラックが存在し、これは現在も山体変形が進んでいることを示すものである。前述のように、ここでは崩壊の発生と拡大が、岩盤クリープによる山体変形と並行して進行していると考えられる。これまでの研究で、大規模な崩壊が発生する前に、多くの場所で大規模な岩盤クリープが起きていることがわかっている（千木良 1998）。岩盤クリープが進行し、崩壊が繰り返し起こって、大規模な崩壊地に発達していく過程は、大規模崩壊に関わる山体解体プロセスの一つの類型であると考えられる。

VII ま と め

赤石山脈南部安倍川上流の大谷崩から山伏にかけての稜線の地形・地質構造と、凹地内の堆積物の分析を行い、当堆積岩山地における山体重力変形の時期の解明と変動像の推定を行った。本研究で得られた主な結論は以下の通りである。

1) 山稜上部の緩斜面に小崖地形が分布し、その

多くは、山稜の南東側斜面にみられる。この小崖地形は、規模の大きい山上凹地と規模の小さい山向き小崖とに分類できる。

2) この地域に分布するスレートのスレート劈開は、一般的に地表付近で重力によって岩盤が斜面下方に倒れかかる変形構造を示している。小崖地形は、この岩盤の変形によって作り出された地形である。

3) 小崖地形の分岐形態は、小崖地形が形成される進行方向を示している。その進行方向は、地層の走向に沿う方向から等高線に沿う方向である。

4) 山向き小崖に伴う凹地内の堆積物の分析から、上位の山向き小崖は約 2 万年前には形成されており、下位の山向き小崖は約 1 万年前に形成が開始されたと推定できた。

5) 地形の削削程度の比較と、凹地内堆積物の分析から、小崖地形を作り出す山体の変形は、斜面の上位から下位に進行することがわかった。

6) 完新世を通じて、岩盤クリープと山体重力変形と崩壊が共に進行した。変形は現在まで継続している。

産業技術総合研究所の水野清秀さんには、火山ガラス屈折率の測定に関して便宜を図っていただいた。京都大学の竹村恵二先生には、堆積物の分析について御指導いただいた。山形大学の八木浩司先生には、山体変形現象全般について、多くの御教示をいただいた。伊藤栄紀さんをはじめとする京都大学防災研山地災害環境分野の院生の方々、東京学芸大学自然地理ゼミ関係者の方々、川畑大作さん、鈴木啓介さん、竹内裕希子さん、徳武真人さん、永井 修さん、中村洋介さん、福井幸太郎さん、中田智丈さん、佐波洋美さんらには、現地調査を手伝っていただいた。小口 高さんには、現地にて貴重なコメントをいただいた。嶋田 繁さん、三島正資さんにはテフラ試料を提供していただいた。穂坂直哉さん、由貴子さんには調査の際、宿泊など便宜を図っていただいた。Sidle, Roy C. 先生には英文要旨を校閲していただいた。以上の方々に感謝申し上げます。本稿は、著者の一人である目代が 2002 年 3 月に京都大学大学院理学研究科に提出した学位論文の一部に加筆したものである。本稿の骨子は、1999 年 10 月の日本応用地質学会、2001 年 3 月の日本地理学会、2001 年 8 月の 5th ICG において

発表した。研究遂行にあたり、京都大学防災研究所特定共同研究 10P-1、京都大学防災研究所一般共同研究 11G-04、平成 12 年度砂防学会ワークショップ若手研究助成、および（財）深田地質研究所『深田研究助成』の研究費の一部を使用した。

（投稿 2003 年 3 月 25 日）

（受理 2003 年 10 月 18 日）

注

- 1) 一般に、last glacial stage は、「最終氷期」と訳されているが、本来の意味からすれば、「最新氷期」が適切であると思われる。本稿では「最新氷期」と記述する。
- 2) 日本では、これまで二重山稜・多重山稜、小崖地形、あるいは線状凹地という語が用いられてきた。しかし、同一の地形に対して複数の名称が当てられており、混雑がみられる。また、1990 年代以降、海外の研究者は、uphill-facing scarp, downhill-facing scarp および、trench という用語を用いて記述していることが多い（たとえば、Bovis 1990; McCalpin and Irvine 1995; Bovis and Evans 1996; Thompson et al. 1997）。本稿ではこれにならい、それぞれ、山向き小崖、谷向き小崖、凹地の訳語を用い、地形の記載を行った。また、特に稜線上部にみられる凹地を ridge-top depression 山上凹地（千木良 1985）とした。
- 3) マップブルとは、図 2 に示した地質図のスケールにおいて地図上に表現できるという意味である。マップブルという場合には、基図の縮尺が 2 万 5000 分の 1 であることが一般的である（Friedman et al. 1992）。
- 4) 日本では、田中・野村（1992）が、中国山地において「グレーズリテ状堆積物」を記載している。その堆積時期は、テフロクロノロジーと ^{14}C 年代測定の結果から約 2 万年前の最新氷期最寒冷期であるとしている。

文 献

- 吾妻 崇・太田陽子・小林真弓 1996. 野島地震断層崖の断面形の変化過程. 地理学評論 69A: 365-379.
- 池田晃子・奥野 充・中村俊夫・筒井正明・小林哲夫 1995. 南九州、始良カルデラ起源の大隅降下軽石と入戸火砕流中の炭化樹木の加速器質量分析法による ^{14}C 年代. 第四紀研究 34: 377-379.
- 岩松 暉・下川悦郎 1986. 片状岩のクリープ性大規模崩壊. 地質学論集 28: 67-76.
- 大石道夫 1985. 『目でみる山地防災のための微地形判読』鹿島出版会.
- 大羽 裕 1966. 土壌一次鉱物の同定法. 日本土壌肥料学会誌 37: 1-8.
- 大村 寛・吉木博則 1986. 赤石山脈における多重山稜と大規模崩壊の関係について. 新砂防 38(6): 3-11.
- 奥野 充 2002. 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究 41: 225-236.
- 小野有五 1981. グレーズリテ. 町田 貞. 井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・樫根 勇・小野有五編『地形学辞典』158-159. 二宮書店.
- 大八木規夫・横山俊治 1996. 斜面災害と地質学——地すべり構造論の展開. 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子編著『テクトニクスと変成作用（原 郁夫先生退官記念論文集）』335-343. 創文.
- 貝塚爽平・鎮西清高編 1995. 『日本の山』岩波書店.
- 建設省国土地理院編 1976. 『航空写真による崩壊調査法』建設省国土地理院.
- 小泉武栄 1984. 日本の高山帯の自然地理的特性——特に自然景観の多様性について. 福田正己・小崎 尚・野上道男編『寒冷地域の自然環境』161-181. 北海道大学図書刊行会.
- 式 正英 1961. 赤石山地北部の地形について. 『辻村太郎先生古稀記念論文集』224-238. 古今書院.
- 嶋田 繁 2000. 伊豆半島、天城カワゴ平火山の噴火と縄文時代後～晩期の古環境. 第四紀研究 39: 151-164.
- 清水文健・東郷正美・松田時彦 1980. 日本アルプス・野口五郎岳付近における小崖地形の成因. 地理学評論 53: 531-541.
- 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. 地理学評論 63A: 793-813.
- 杉原重夫・吉村光敏・細野 衛・森脇 広 1978. 房総半島南部の後期更新世テフラ層と海岸段丘について. 第四紀研究 16: 255-262.
- 鈴木郁夫 1975. 赤石山地南部の線状凹地. 式 正英編著『日本の氷期の諸問題』112-123. 古今書院.
- 竹村恵二・檀原 徹 1988. 土壌中火山ガラス抽出分析による遺跡の地層対比および編年——温度変化型屈折率測定装置を利用して. 考古学と自然科学 20: 35-50.
- 田中真吾・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: 180-194.
- 千木良雅弘 1985. 結晶片岩の大規模岩盤クリープ性地質構造——関東山地三波川帯大谷地区を例として. 地学雑誌 94: 357-380.
- 千木良雅弘 1989. 巨大崩壊発生の地質的要因と土砂生産——赤石山地の堆積岩の崩壊例. 電力中央研究所報告 U88064.
- 千木良雅弘 1995. 『風化と崩壊』近未来社.
- 千木良雅弘 1997. 大谷崩から山伏岳にかけての大規模岩盤クリープと巨大崩壊の可能性. 平成 9 年度応用地質学会発表会講演論文集: 89-92.
- 千木良雅弘 1998. 岩盤クリープと崩壊——構造地質学か

- ら災害地質学へ。地質学論集 50: 241-250.
- 佃 栄吉 1991. 断層の幾何学的バリヤと破壊プロセス. 地学雑誌 100: 417-428.
- 中田 高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃 栄吉 1998. 活断層はどこから割れ始めるか? 地学雑誌 107: 512-528.
- 長友由隆 1993. 一次鉱物同定法——実体・偏光顕微鏡法. 日本第四紀学会編『第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法』70-90. 東京大学出版会.
- 西田史朗・高橋 豊・竹村恵二・石田志朗・前田保夫 1993. 近畿地方へ東から飛んできた縄文時代後・晩期火山灰層の発見. 第四紀研究 32: 129-138.
- 平野昌繁 1981. 空中写真で見る地形災害——歴史的大災害(その1). 京都大学防災研究所年報 24B-1: 449-460.
- 古谷尊彦 1979. 四国山地のGravitational Slideの予察的研究——三嶺・天狗塚・綱附森・京柱峠付近の航空写真判読を例に. 千葉大学教養部研究報告 B-12: 63-68.
- 古谷尊彦・嵯峨要一 1981. 大規模崩壊前兆現象——赤石山脈北部の場合. 昭和56年度砂防学会概要集: 128-129.
- 古谷尊彦 1996. 『ランドスライド』古今書院.
- フレンチ, H. M. 著, 小野有五訳 1984. 『周氷河環境』古今書院. French, H. M. 1976. *The Periglacial Environment*. London: Longman.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫 1992. 『火山灰アトラス——日本列島とその周辺』東京大学出版会.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫・小田静夫・遠藤邦彦 1984. テフラと日本考古学. 渡辺直経編『古文化財に関する保存科学と人文・自然科学——総括報告書』865-928. 文部省科学研究費特定研究「古文化財」総括班.
- 松岡憲知 1985. 赤石山脈主稜線部における線状凹地の分布と岩石物性. 地理学評論 58A: 411-427.
- 松岡憲知・小野有五 1982. 大井川上流域の赤石山地における二重山稜. 筑波大学・大井川プロジェクト編『山地崩壊にともなう土砂流出の機作と環境保全に関する山岳地域生態研究II』41-55. 筑波大学・大井川プロジェクト.
- 水落幸広 1992. 山頂小起伏面の内部構造——安倍川上流域を例として. 日本地質学会学術大会講演要旨 99: 558.
- 目代邦康 2000. 大井川流域における大規模崩壊地と小崖地形の分布. 小口 高編『GISを活用した中部山岳地域南部における土砂流出の研究』(京都大学防災研究所共同研究11G-4報告書) 11-21. 京都大学防災研究所.
- 目代邦康・千木良雅弘・長谷川修一 2001. 急傾斜する頁岩砂岩互層のトップリングにより出現した斜面変形——小規模な山向き小崖とその内部地質構造. 地形 22: 837-856.
- 八木浩司 1981. 山地にみられる小崖地形の分布とその成因. 地理学評論 54: 272-280.
- 八木浩司 1993. 真昼山地・和賀岳付近に認められる小崖地形の発達過程. 季刊地理学 45: 83-91.
- 柳町 治 1982. 木曾山脈・檜尾岳南西方の線状凹地. 地理学評論 55: 258-273.
- 吉川周作 1976. 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌 82: 497-515.
- Beget, J. E. 1985. Tephrochronology of antislope scarps on an alpine ridge near Glacier peak, Washington, U. S. A. *Arctic and Alpine Research* 17: 143-152.
- Bovis, M. J. 1982. Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* 93: 804-812.
- Bovis, M. J. 1990. Rock-slope deformation at Affliction Creek, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science* 27: 243-254.
- Bovis, M. J., and Evans, S. G. 1996. Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 44: 163-182.
- Cernohou, J., and Solc, I. 1966. Use of sandstone wanes and weathered basaltic crust in absolute chronology. *Nature* 212: 806-807.
- Chigira, M. 1992. Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology* 32: 157-184.
- Chigira, M., and Kiho, K. 1994. Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineering Geology* 38: 221-230.
- Coltorti, M., and Dramis, F. 1995. The chronology of upper Pleistocene stratified slope-waste deposits in central Italy. *Permafrost and Periglacial Processes* 6: 235-242.
- Dikau, R., Brusden, D., Schrott, L., and Ibsen, M.-L. 1996. *Landslide Recognition: Identification, movement and causes*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Dramis, F., and Sorriso-Valvo, M. 1994. Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology* 38: 231-243.
- Friedman, G. M., Sanders, J. E., and Kopaska-Merke, D. C. 1992. *Principles of sedimentary deposits: Stratigraphy and sedimentology: Glossary*. New York: MacMillan Publishing.
- Guillien, Y. 1951. Les grezes lites de Charente. *Revue*

- Geographique des Pyrenees et du Sud-Ouest* 22: 154-162.
- Hutchinson, J. N. 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In *Proceedings of the fifth international symposium on landslides*, ed. C. Bonnard, 1: 3-35.
- Jahn, A. 1964. Slopes morphological features resulting from gravitation. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband* 5: 59-72.
- King, G. C. P. 1986. Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. *Pure and Applied Geophysics* 124: 567-585.
- Kitagawa, H., Fukusawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K., Hayashida, A., and Yasuda, Y. 1995. AMS ¹⁴C dating of the varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ¹⁴C change during the late Pleistocene. *Radiocarbon* 37: 371-378.
- Kitagawa, H., and van der Plicht, J. 1998. A 40,000 years varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: Extension of the radiocarbon calibration curve. *Radiocarbon* 40: 505-516.
- Kobayashi, K. 1956. Periglacial morphology in Japan. *Biuletyn Peryglacjalny* 4: 15-36.
- Mahr, T. 1977. Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16: 121-127.
- McCalpin, J. P., and Irvine, J. R. 1995. Sackungen at the Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environmental and Engineering Geoscience* 1: 277-290.
- Mokudai, K., and Chigira, M. 1999. Evolution of ridge-top linear depressions and a disintegration process of mountains. In *Slope Stability Engineering*, ed. N. Yagi, T. Yamagami and J.-C. Jiang, 163-168. Rotterdam: Balkema.
- Nemčok, A. 1972. Gravitational slope deformation in high mountains. In *Proceedings 24th IGC, Sect. 13*, 132-141. Montreal.
- Radbruch-Hall, D. H., Varnes, D. J., and Savage, W. Z. 1976. Gravitational spreading of steep-sided ridges ("sackung") in western United States. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 14: 23-35.
- Radbruch-Hall, D. H., Varnes, D. J., and Colton, R. B. 1977. Gravitational spreading of steep-sided ridges ("sackung") in Colorado. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey* 5: 359-363.
- Radbruch-Hall, D. H. 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. In *Rockslide and Avalanches* 1, ed. B. Voight, 607-657. Amsterdam: Elsevier.
- Selby, M. J. 1993. *Hillslope materials and processes*. Second edition. New York: Oxford University Press.
- Shindou, S., and Hisada, K. 1981. Bed rock creep in the Akaishi Mountains. *Annual Report of the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba* 7: 60-62.
- Sorriso-Valvo, M., Gulla, G., Antronico, L., Tansi, C., and Amelio, M. 1999. Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto-Greci slope (Calabria, Italy). *Geomorphology* 30: 147-163.
- Tabor, R. 1971. Origin of ridge-top depressions by large-scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 82: 1811-1822.
- Takada, M., Sasaki, M., Yanagimachi, O., and Ohmori, H. 1990. Environmental changes during the late Holocene and the climatic implications of snow accumulation hollows in and around Mt. Tango, the Echigo Range, central Japan. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo* 22: 35-53.
- Thompson, S. C., Clague, J. J., and Evans, S. G. 1997. Holocene activity of the Mt. Currie scarp, Coast Mountains, British Columbia, and implications for its origin. *Environmental and Engineering Geoscience* 3: 329-348.
- Thorsen, G. W. 1992. Splitting and sagging mountains. *Washington Geologic Newsletter* 17: 3-13.
- van Steijn, H., van Brederode, L. E., and Goedheer, G. J. 1984. Stratified slope deposits of the greze-litess type in the Ardeche region in the south of France. *Geografiska Annaler* 66A: 295-305.
- Wallace, R. E. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1267-1281.
- Zischinsky, U. 1966. On the deformation of high slopes. In *Proceedings of the congress of the International Society for Rock Mechanics, 1st* 2: 179-185.

**Geomorphic Features and Processes of Gravitational Mountain Deformation
in the Area from Mt. Yambushi to Oya-Kuzure, Central Japan**

MOKUDAI Kuniyasu*, and CHIGIRA Masahiro**

(*Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba,

**Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University)

Gravitational deformation of mountains (sagging) is evidenced by a series of ridge-top depressions and uphill-facing scarps in the upper reaches of the Abe River, central Japan. The characteristics are present in an area extending from the Oya-kuzure landslide to Mt. Yambushi.

Ridges are underlain by slate, the cleavage of which trends slightly obliquely to the ridge axis. The cleavage dips steeply (from 70° to 90°) in most of the valley bottom outcrops, but dips gently toward the mountain at higher elevations. This orientation indicates that the slate bowed toward the valley at the surface of the slopes. Such bowing likely generated the ridge-top depressions and uphill-facing scarps. Some ridge-top depressions and uphill-facing scarps are parallel to the strike of the slaty cleavage, and some are parallel to the ridge. The depressions and scarps parallel to the ridges branch from those that are parallel to the strike, indicating that those that are parallel to the strike formed first. Thus sagging first started with the separation of rocks along cleavage planes, and then the separation surface propagated parallel to the ridge.

Depositional accumulations in depressions on ridge-tops (≥ 10 m deep) and at the foot of uphill-facing scarps (several meters deep) exhibited regional tephra and characteristic facies, indicating that the sagging has been developing since the late Pleistocene. Ridge-top depressions existed for at least 20 ka, and the lower uphill-facing scarps formed about 10 ka BP. The edges of ridge-top depressions and uphill-facing scarps at higher elevations are more rounded than those at lower elevations, suggesting that the higher features are older than those at lower elevations, i. e., sagging started near the ridge-top and propagated downslope.

Key words: sagging, slate, mass rock creep, ridge-top depression, upslope-facing scarp