飛騨山脈の花崗岩山域における 斜面崩壊が線状凹地の分布に及ぼす影響

西 井 稜 子*

The Role of Landslides in Controlling the Distribution of Linear Depressions on Granitic Mountains in the Hida Range

Ryoko NISHII*

Abstract

Linear depressions and associated uphill-facing scarps, which result from the gravitational deformation of rock slopes, have widely developed along the main ridge in the Mt. Eboshi area, northern Japanese Alps. The role of landslides in the development of linear depressions in granitic rocks is evaluated from the distribution of linear depressions, characteristics of landslides (form, magnitude and frequency) and characteristics of bedrock (geology, discontinuity, degree of weathering and rock mass strength). The morphology of landslides and changes in the areas of landslides from 1958 to 2004 are compared to the development of linear depressions. Most linear depressions lie parallel to the main ridge and the strike of major rock joints, although their distribution differs between the northern and southern areas. In the northern study area, linear depressions are concentrated on the gentle upper slopes and landslides have intensively occurred on the lower slopes. In contrast, the southern area shows sporadic occurrences of linear depressions on the middle to upper slopes and has experienced only minor landslides. The intensive occurrences of landslides and linear depressions in the northern area are considered to result basically from debuttrass and stress-release caused by the landslide activity. In addition, the lower rock mass strength in the northern study area also promotes the development of linear depressions.

Key words : linear depression, landslide, rock mass strength, granite, Japanese Alps

キーワード : 線状凹地, 崩壊, 岩盤強度, 花崗岩, 日本アルプス

I. はじめに

山岳地域の稜線付近には、等高線と平行に伸びる凹地状の地形がしばしば認められ、線状凹地(linear depressions)と呼ばれている。線状凹地の多くは、比較的小規模であり、分布が地質構造や山体形状に制約されていることから、局地的な応力場における岩盤の重力性変形によって形成さ

れた地形として認識されている(例えば, Zischinsky, 1966; Radbruch-Hall, 1978; Crosta, 1996)。したがって、線状凹地は、岩盤斜面表層部の強度低下に伴い斜面の変形が進行し、その結果、破断面が地表に現れて形成された地形の一種として捉えることができる。そのため、これまで線状凹地の形成要因に関する研究として、岩盤の不連続面の方向や発達程度に着目した研究が行わ

* 筑波大学大学院生命環境科学研究科

* Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

図 1 調査地域の位置と地質. 地質図は, 原山ほか (1991) に基づく.

Fig. 1 Location and geology of the study area. Geology is based on Harayama *et al.* (1991).

れてきた (松岡, 1985; Chigira, 1992; Bovis and Evans, 1996; Agliardi *et al.*, 2001)。例えば, 異方性を有する堆積岩を事例として, 松岡 (1985) は, 稜線と層理面の走向が平行である場合に線状凹地の出現頻度が高くなることや, 斜面の最大傾斜方向に働く引張応力により層理面がすべり面となって形成される場合が多いことを指摘し, 層理面の走向・傾斜や引張強度が線状凹地の分布を決める重要な要因の一つであると述べた。また Chigira (1992) は, 層理一枚ごとの厚さの違いと荷重の組合せによって, 岩盤変形に違いが生じることを示すとともに, 層理面と斜面の交差関係 (受け盤または流れ盤) により, 岩盤内部と線状凹地の変形様式も異なることを指摘した。

また, 岩盤の不連続面以外にも斜面の安定性に影響を与える要因として, 応力解放がある。例えば, 解氷した氷食谷の側方斜面では, 応力解放が生じ, 線状凹地や崩壊, 岩盤すべりが生じていることが報告されている (Bovis, 1990; Augustinus, 1995; Käab, 2002; Holm *et al.*, 2004)。また, 目代・千木良 (2004) は, 岩盤クリープと

崩壊の進行が, 重力性変形地形の形成に寄与していることを指摘している。したがって, 解氷や崩壊に伴う斜面下部での応力解放は, 斜面上部の安定性を低下させるといえる。日本のように降水量が多く, 侵食が激しい山地では, 崩壊による山腹の侵食が応力解放として作用し, 線状凹地の形成に果たしている役割は大きいと推測される。しかし, これまで崩壊量や岩盤強度の定量的データに基づいて, 十分に検討されていない。そこで本研究では, 山腹斜面中・下部での崩壊地の形成・拡大が, その斜面上部での線状凹地の分布にどのような影響を及ぼしているのか検討することを目的とする。対象地は, 厚い風化層が発達する花崗岩山地とする。

II. 調査地概要

調査地は, 飛騨山脈中央部に位置する南沢岳 (2,625 m) から野口五郎岳 (2,924 m) にかけての南北約 7 km に伸びる主稜線とその両側斜面で, この稜線は黒部川東沢谷と高瀬川本流の分水嶺となっている (図 1)。調査地の北部は奥黒部

花崗岩、南部は有明花崗岩と呼ばれる白亜紀後期～古第三紀初期に貫入した花崗岩類からなる（原山ほか, 1991）。更新世中期以降の飛驒山脈の隆起速度は、隆起軸に位置する水晶岳付近で $2.9 \sim 4.0 \text{ mm/年}$ と推定されている（原山ほか, 1991）。現在の隆起速度は、近年の地殻歪データなどから周辺地域と同程度の約 1 mm/年 であることが報告されている（山岡, 1996）。また、高瀬川に沿って高瀬川断層が存在し、主稜線を挟む東西斜面の中腹にもいくつかの小規模な断層が、ほぼ南北方向に伸びている（原山ほか, 1991）。最終氷期後半には、野口五郎岳の南西斜面、南東斜面および三ッ岳の北東斜面に氷河が存在していたと考えられているが（五百沢, 1979）、詳細な編年は行われていない。

主稜線付近では、南部に比べ北部の方が岩盤の風化進行（マサ化）の度合いが高い（西井, 2007）。また、等高線と平行にいくつもの線状凹地が分布している。この線状凹地の成因は、清水ほか（1980）によって、第四紀の急激な山地の隆起運動とそれに伴う河川の急激な下刻が誘因となり、自荷重により稜線部に正断層性の凹地が形成されたと指摘されている。

森林限界は約 $2,500 \text{ m}$ に位置し、主稜線の大半は高山帯に属する。高瀬ダムの東方約 15 km に位置する大町（標高 784 m ）のアメダスデータ（1980～2007 年）から求めた年降水量は $1,385 \text{ mm}$ である。また、冬季卓越風により、風背斜面である東斜面では、初夏まで残雪が認められる。

III. 調査方法

1) 地形学図の作成

林野庁の 2004 年撮影の白黒空中写真（1：16,000）の判読により、線状凹地、カール壁、明瞭な遷急線、遷緩線、崩壊地を抽出し、現地踏査の結果と合わせて、地形学図を作成した。線状凹地を抽出する際には、凹地の一部が谷によって分断されている場合や堆積物で埋積されている場合でも、両側の凹地の走向がほぼ同じであるものは、一連の地形として扱った。崩壊地に関しては、林野庁の 1958 年撮影の白黒空中写真（1：

15,000）と前述の 2004 年撮影空中写真とを比較し、新たに形成、拡大が認められた新崩壊地（type A）、1958 年から継続的に存在している継続崩壊地（type B）の 2 タイプに分類した。崩壊が同じ斜面でより深く進行することも想定されるが、本研究では空中写真で判読可能な水平方向への崩壊地の拡大だけに着目し、深さ方向への拡大は考慮していない。

2) 崩壊地面積率・比堆砂量

崩壊地面積率は、流域面積に対するその流域の崩壊地面積の比率である。崩壊地面積率の経年変化を調べることにより、各流域の相対的な侵食速度を評価した。崩壊地面積率を算出するため、調査地の主稜線を境に、東側斜面を E1～4、西側斜面を W1～6 の計 10 流域に区分した。そして、前述の 1958 年、2004 年撮影の空中写真ならびに国土地理院 1977 年撮影のカラー空中写真（1：15,000）を用いて、各時期に存在した崩壊地の分布図を作成し、崩壊地面積率を求めた。さらに、各流域における崩壊地面積率の時系列的変化を、1958 年と 2004 年の崩壊地面積率の差分で示した。

流域の侵食量を見積もるために、比堆砂量という指標を利用した。比堆砂量（ $\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ）とは、年間のダム堆砂量を集水面積で除したもので、ダムの上流域に他のダムがない場合に、流域の侵食速度を表す有効な指標として用いられている（Yoshikawa, 1974; 長谷川ほか, 2005）。調査地の東端に位置する高瀬ダム（標高約 $1,250 \text{ m}$ ）では、1978～1996 年までのダム堆砂量から比堆砂量が算出されており（井上ほか, 2000）、本研究対象の一部（流域 E1～4）も含まれている。そこで、このデータを用いて侵食量の検討を行った。

3) 岩盤の不連続面

主稜線周辺に露出する岩盤の計 112 点において、主要な節理の走向・傾斜を計測した。計測結果は、シュミットネットに下半球投影を行い、コンターダイアグラムを用いて図示した。

4) 岩盤の強度と風化度

線状凹地や崩壊地の分布特性を論じる上で、そ

の場所の岩盤強度は必要なデータである。しかし、流域全体を対象に岩盤強度を計測することは、技術的に困難である。そこで、多くの線状凹地が分布している南沢岳から野口五郎岳の主稜線沿いにおいて、露出した岩盤を対象に岩盤強度を測定し（西井, 2007）、これを一つの指標として用いた。計測した測定項目は、岩盤の硬度や風化程度の指標となるシュミットハンマーの反撥値、超小型弾性波速度測定器（応用地質（株）製 PS-1 試験機）を用いた弾性波（P 波）速度（ V_{pf} ）である。また、Japan Society of Engineering Geology（1992）の岩盤分類に基づき、岩石ハンマーを用いて岩盤の風化度を B ～ D_H に区分した。風化度 B から D_H に向かって、より風化が進行した状態を表す。具体的には、B はハンマーを強打してもほとんど剥離せず、澄んだ打撃音を発する状態である。一方、D_H は、岩盤表面に鉱物粒子が突出し、ハンマーで削ると粒状に剥がれ、非常に濁った打撃音を発する状態である。

現地の稜線部における推定岩盤引張強度（ S_{tf} ）は、次式（池田, 1979）により推定した。

$$S_{tf} = S_{ts} \cdot (V_{pf} / V_{ps})^2 \quad (1)$$

S_{ts} と V_{ps} は、新鮮な岩石の圧裂引張強度と弾性波（P 波）速度であり、調査地北部（奥黒部花崗岩）と南部（有明花崗岩）の各代表点で採取した岩石ブロックから供試体を作成して、計測した。計測した S_{ts} と V_{ps} の平均値（奥黒部花崗岩では $S_{ts}=3.4$, $V_{ps}=2.3$; 有明花崗岩では $S_{ts}=4.1$, $V_{ps}=2.7$; 各単位は MPa, km/s）を各地質の代表値と見なし、稜線で計測した V_{pf} の値とともに式（1）に代入し、 S_{tf} を算出した。詳細な調査方法と測定結果については、西井（2007）に示した。本研究では、岩石ハンマーによる岩盤の風化度と現地における岩盤引張強度（ S_{tf} ）について、西井（2007）のデータを使用する。

IV. 結 果

1) 線状凹地の分布と形態的特徴

調査地に存在する線状凹地は、比高 10 m 以下、長さ 1,000 m 以下のものが大半を占め、稜線か

ら斜面中腹にかけて分布する（図 2）。調査地北部と南部では、線状凹地の分布位置と形態に明瞭な差異が認められる。北部の烏帽子岳付近では、稜線付近まで谷頭侵食が及んでおり、線状凹地は、崩壊地頂部の明瞭な遷急線の直上にある緩斜面に分布する（図 3A, 図 4）。そして、細かい畝状の微起伏（数 m 程度）をもつ凹地群が密集する（図 5A）。一方、三ッ岳の南側では、明瞭な遷急線が存在しない斜面中腹に、線状凹地が疎らに分布する（図 3B, 図 4）。また、凹地は直線状に伸び（図 5B）、前述のような畝状の微起伏は認められない。

図 6A は、主稜線周辺の岩盤に見られる主要な節理の走向傾斜を、コンターダイアグラムで表したものである。最も卓越する節理の走向傾斜は、N5-20°W, 70-80°S で、ついで N5-15°E, 50-80°S である。すなわち、主稜線方向に伸びる高角度の節理が発達している。また、図 6B は、図 2 に記載されている線状凹地の長さを計測し、凹地の総延長に対する方向別（10°ごと）の凹地長の割合を表したものである。凹地の卓越方向は、N0-10°W, ついで N0-10°E を示し、主稜線方向とはほぼ同一である。したがって、節理の走向と主稜線、凹地の伸長方向は、大局的には一致する。

2) 崩壊斜面の特性

2-1) 分布域の変化

調査地では、崩壊地は主稜線の東側斜面に偏って分布しており、南北に伸びる高瀬川断層や東側斜面に存在する断層群の影響を受けていると考えられる（図 2）。また、いくつかの崩壊地は、断層線上に存在する。1958 ～ 2004 年の 46 年間における新崩壊地の拡大は、ほぼすべての流域において生じており、とくに調査地北部の流域 E1, E2 と W1 で著しい。これらの流域に見られる新崩壊地の形成は、主に河床付近から斜面中腹で生じており、斜面下部において崩壊による侵食が進行する傾向が認められる（図 2）。このような崩壊地では、急傾斜で基盤岩の露出していることが多い。場所によっては崩壊斜面長が約 500 m に達し、河床から稜線まで崩壊が及んでいる。

図 2 調査地域の地形学図。1958 年と 2004 年撮影の空中写真を用いて、1958 ～ 2004 年の間に新たに形成された裸地斜面を新崩壊地 (type A), 1958 年以前から存在し続けている裸地斜面を継続崩壊地 (type B) に分類。国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「烏帽子岳」をもとに作成。等高線は 50 m 間隔。

Fig. 2 Topographical map of the study area. Landslides are classified into two types (A and B) on the basis of aerial photographs taken in 1958 and 2004. Type A (new landslides) consists of bare slopes exposed between 1958 and 2004. Type B (inherited landslides) consists of bare slopes exposed before 1958. Contour interval is 50 m.

図 3 調査地の特徴的な線状凹地を示す空中写真。図2に撮影範囲を示す。写真上部の数字は写真番号。
Fig. 3 Aerial photographs of the study area. The locations are indicated in Fig. 2. The numbers at the upper-right corners are photo IDs.

一方、調査地南部の流域では、新たな崩壊は散在的に発生しているにすぎず、46 年間に拡大した新崩壊地は小規模（面積 0.01 km^2 程度）なものが多い。河床から斜面上部にわたる崩壊地はわ

ずかであり、面積の大きい崩壊地は稜線付近に多く分布する。また、南部に分布する崩壊地は、表層の風化層だけが侵食されている特徴をもち、北部で多く認められるような基盤岩まで達する深い

図 4 山体の横断面形。楔印は線状凹地の位置を示す。図 2 と図 3 に、横断面形の位置を示す。

Fig. 4 Crosssections across main ridge. Solid wedges indicate the locations of linear depressions. The locations of the crosssections are shown in Figs. 2 and 3.

図 5 2 タイプの線状凹地。(A) 調査地北部の山頂緩斜面上に密集して分布する線状凹地。(B) 調査地南部の斜面中腹に疎らに分布する線状凹地。

Fig. 5 Two types of linear depressions. (A) Multiple ridges and depressions on a summit gentle slope in the northern area. (B) A series of isolated uphill-facing scarps on a middle slope in the southern area.

崩壊とは異なる。崩壊地の一部には、初夏まで残雪が認められ、融雪による侵食の影響を受けていると考えられる。

2-2) 崩壊地面積率

図 7 は、各流域における崩壊地面積率（1958, 1977, 2004 年）と、1958～2004 年の差分を示す。流域 E1 を除くすべての流域において、崩壊

図 6 (A) 節理の走向をシュミットネット下半球に投影したコンターダイアグラム. (B) 線状凹地の方向別出現頻度を示したローズダイアグラム (10°ごと).

Fig. 6 (A) Poles of discontinuities (joints) in the bedrock, displayed by the lower hemisphere equal-area projection. (B) Rose diagram (at 10° intervals) indicating the frequency of directions of linear depressions.

図 7 各流域 (E1 ~ 4, W1 ~ 6) における 1958 年, 1977 年, 2004 年の崩壊地面積率と 1958 ~ 2004 年の差分.

Fig. 7 Ratios of landslide areas in individual drainages (E1-4, W1-6) in 1958, 1977, 2004 and difference between 1958 to 2004 of ratios of landslide areas.

図 8 1978～1996 年の高瀬ダム堆砂量を基に算出された比堆砂量と、1977 年の各流域における崩壊地面積率。

Fig. 8 Specific sedimentation rates based on the amount of debris deposited from 1978 to 1996 at the Takase dam and the ratios of landslide areas in drainages in 1977.

地面積率は 10% 未満であった。いくつかの流域では崩壊地面積率が前回値に比べ多少低くなる場合が認められるが、これは崩壊地に植生が侵入したためである。崩壊地面積率の変化に着目すると、W1、E1、E2、E3 の 4 流域では、崩壊地面積率が 2004 年に向かって顕著に増加した。1958～2004 年の差分は 2～7% と高く、近年崩壊地の面積が拡大していることがわかる。その他の流域では、崩壊地面積率の増減はわずかであり、1958～2004 年の差分は 1% 以下を示す。崩壊地の拡大・縮小は、ほとんど生じていない。

2-3) 比堆砂量

高瀬川流域の一部における比堆砂量と崩壊地面積率を図 8 に示す。ダム堆砂量は、流域 E1、E5 を含む高瀬川流域北部 (N_R) と、流域 E2～4、E6 を含む高瀬川流域南部 (S_R) の流域単位において計測が行われており、流域 E1～4 の個別の

比堆砂量を求めることはできない。そのため、図 8 には、流域 N_R と S_R における比堆砂量を示す。また、流域 E1～4、E5 (流域 N_R から E1 を除いた流域)、E6 (流域 S_R から E2～4 を除いた流域) の計 6 流域における個別の崩壊地面積率(堆砂量計測の開始前年にあたる 1977 年の値)と比堆砂量とを比較した。北部 N_R での比堆砂量は、 $32 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ であり、南部 S_R での値 ($3 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) に比べ 1 桁大きい。崩壊地面積率は、比堆砂量が多い N_R の流域では 14～21%、 S_R ではいずれの流域も 5% 程度であり、流域 N_R と S_R における比堆砂量の差異と調和的である。

3) 岩盤強度

図 9A は、主稜線沿いにおいて、岩石ハンマーを用いて段階的に区分した岩盤の風化度を示す(西井, 2007)。調査地北部の岩盤では風化度が高

図 9 主稜線沿いの岩盤特性(西井(2007)の Fig. 3 に加筆). (A) 地質と岩盤の風化度. 風化度 B から D_H に向かって, 風化が進行した状態を示す. (B) 推定岩盤引張強度 (S_{tr}).

Fig. 9 Bedrock characteristics along the main ridge (after Nishii, 2007). (A) Geology and degree of weathering. The degree of weathering increases from B (slightly weathered) to D_H (highly weathered). (B) Estimated rock mass strength (S_{tr}).

く, D_H 級が卓越する。一方, 南部では, ハンマーの強打により塊状に剥離する C_H や C_M 級の岩盤が広く分布し, 北部の岩盤に比べ風化度が低い。図 9B は, 岩石試験の結果と現地で計測した P 波速度の値を基に算出した稜線部での推定岩盤引張強度 (S_{tr}) を表す。風化度の違いは S_{tr} に反映されている。北部 (奥黒部花崗岩) での S_{tr} 値は 0.04 ~ 0.55 MPa (平均 0.16 MPa) を示し, 南部 (有明花崗岩) での S_{tr} 値 0.32 ~ 1.08 MPa (平均 0.68 MPa) に比べ, 著しく低い。

V. 考 察

調査地に分布する線状凹地は, 長さ 1,000 m 以下の小規模なものが多く, 主稜線とほぼ平行に分布する特徴をもつ。これは, 重力性変形地形の典型的な特徴 (例えば, Radbruch-Hall, 1978) と一致しており, 清水ほか (1980) が指摘したように, 本調査地の線状凹地は岩盤の重力性変形により形成された地形であると考えられる。また, 線状凹地は, 既存の不連続面を利用して形成されやすいことが指摘されている (Bovis, 1982;

Agliardi *et al.*, 2001)。本調査地においても, 線状凹地の伸長方向は, 基盤岩節理の走向と大局的には一致していることから, 岩盤内の節理が弱線となり, 線状凹地が形成された可能性が高い。しかし, 線状凹地の分布は一様ではなく, 明らかに偏りが認められる。調査地北部では, 崩壊地頂部の明瞭な遷急線の直上である緩斜面に細かい微起伏 (数 m 程度) からなる凹地群が密集している (図 3A, 図 4, 図 5A)。一方, 調査地南部では, 平滑な斜面中腹に, 線状凹地が疎らに分布する (図 3B, 図 4, 図 5B)。調査地一帯の降水量, 隆起量は, ほぼ同等と考えられるので, これら 2 つの要因が線状凹地の分布の偏りを左右しているとは考えにくい。

線状凹地が形成されやすい場所として, 遷急線付近 (八木, 1981) や, 相対的に岩盤引張強度の低い地点 (松岡, 1985) が指摘されている。したがって, 遷急線付近において岩盤強度が低い場合や, 引張応力が作用しやすい状況である場合に, 線状凹地の形成が促されることが推測される。

調査地北部では, 崩壊が多く発生しており, 崩

図 10 調査地北部における下部斜面の崩壊状況（流域 E1）。

Fig. 10 Landslide-affected lower slopes in the northern area (E1 drainage).

壊地の面積は拡大傾向を示す。例えば、E1 を含む流域 N_R からは、年間 $32 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ という土砂が流出している。この値は、長谷川ほか（2005）のデータを基に算出した日本のダム 72 ヶ所の平均比堆砂量 ($0.6 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) よりも 2 桁大きく、流域 N_R では非常に激しい侵食が起こっていることを示している。この土砂供給源となる崩壊は、主に斜面下部で発生している（図 10）。したがって、斜面下部での侵食による応力解放により、稜線付近に引張応力が作用しやすい状況が生じ、上部の岩盤斜面の重力性変形が進行していることが推測される。稜線上に存在する畝状の微起伏をもつ凹地群は、このような引張応力の作用によって形成された亀裂群の一種と考えられる。さらに、岩盤の引張強度も、南部に比べ 2 割程度と小さいことから、北部の稜線付近では線状凹地の形成により適した地形・地盤条件が揃っていると考えられる。このような状況を反映して、崩壊地より上部の緩斜面には、線状凹地が密集すると考えられる。

一方、岩盤強度が相対的に高い調査地南部では、崩壊地面積率の差分（1958～2004 年）が 1% 以下であり、崩壊地の拡大・縮小はほとんど生じていない。また、線状凹地が存在する斜面は、明瞭な遷急線のない平滑な形態を示すため、北部に

比べ稜線付近での引張応力は小さいと考えられる。したがって、南部では、稜線付近の引張応力が小さく、同時に相対的に岩盤の引張強度が高いため、北部に比べ線状凹地が形成されにくく、分布が疎らであると考えられる。

斜面下部での応力解放を引き起こす崩壊の発生を規定している要因として、本調査地では主に断層や風化による岩盤強度低下の影響が考えられる。崩壊地は、東側斜面に偏って分布しており、そのうちのいくつかは断層線上に存在する。とくに、本調査地において最大面積を有する流域 E1 の南沢岳の北北東に位置する崩壊地は、基盤岩の露出した急傾斜な崩壊斜面を呈しており、高瀬川断層の西側を並走する断層の破碎帯の影響を受けていると考えられる。また、図 7、図 9 を比較すると、岩盤強度の低い主稜線を分水界にもつ北部の流域の大部分（W1, E1～3）では、崩壊地面積率の差分（1958～2004 年）は 2～7% を示し、近年、崩壊による侵食が激しく起こっているといえる。一方、岩盤強度の比較的高い南部の流域（W4～6, E4）では、1958～2004 年の崩壊地面積率の差分は 1% 以下であり、崩壊による斜面の侵食は小さい。風化が進行し、岩盤強度が低いところで、崩壊による斜面侵食が大きい傾向が認められることから、岩盤の風化の進行程度も、崩壊発生を促す要因の一つと考えられる。

VI. まとめ

線状凹地の分布に影響を与える要因として、崩壊地の発達に着目し、その対応関係を調べた。その結果、崩壊が多く発生している斜面の上部では、線状凹地が密集するという対応関係が明らかになった。これは、斜面下部での崩壊の進行に伴い、岩盤斜面上部では、より引張応力が作用しやすく、不安定な状況が生じているためと考えられる。また、相対的に岩盤の風化が進行し、岩盤引張強度が低下している場所で線状凹地が形成されやすい傾向が認められた。この崩壊地の発達を規定している要因として、本調査地では断層による岩盤の破碎や風化による岩盤強度低下が重要である。

謝 辞

本稿を作成するにあたり、松岡憲知教授（筑波大学）には、数多くの有益なご助言を頂いた。小泉武栄教授（東京学芸大学）には、研究の端緒を与えて頂き、様々なご示唆を頂いた。筑波大学地球環境科学専攻の諸先生方、大学院の諸氏、東京学芸大学自然地理ゼミの方々には討論して頂き、目代邦康氏（当時、筑波大学陸域環境研究センター）には、適切なご助言を頂いた。また、現地調査にあたっては、福井幸太郎氏（国立極地研究所）、池田 敦氏（筑波大学）、松江大輔・笠井哲光氏（当時、東京農業大学）、銚谷寿一氏（当時、東京学芸大学）のご協力を得た。上條文吾氏、上條盛親氏をはじめとする烏帽子小屋、野口五郎小屋の方々には、現地調査の際に格別な便宜を図って頂いた。林野庁富山森林管理署、中信森林管理署および環境省中部地方環境事務所には、調査を許可して頂いた。以上の方々には心より感謝の意を表します。

文 献

- Agliardi, F., Crosta, G. and Zanchi, A. (2001): Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, **59**, 83-102.
- Augustinus, P.C. (1995): Rock mass strength and the stability of some glacial valley. *Zeitschrift fuer Geomorphologie. N. F.*, **39**, 55-68.
- 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 Sciences*, **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.
- Chigira, M. (1992): Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, **32**, 157-184.
- Crosta, G. (1996): Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: Analysis, examples, problems and proposals. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **19**, 297-313.
- 原山 智・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教 (1991): 槍ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 分の 1 地質図幅). 地質調査所.
- 長谷川浩一・若松加寿江・松岡昌志 (2005): ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布. 自然災害科学, **24**, 287-301.
- Holm, K., Bovis, M. and Jakob, M. (2004): The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology*, **57**, 201-216.
- 池田和彦 (1979): 割れ目岩盤の性状および強度. 応用地質, **20**, 158-170.
- 井上素行・千賀春夫・高橋 保 (2000): 山地流域における土砂流出過程の実証的研究. 水工学論文集, **44**, 711-716.
- 五百沢智也 (1979): 鳥瞰図譜 = 日本アルプス. 講談社.
- Japan Society of Engineering Geology (1992): *Rock Mass Classification in Japan*. Engineering Geology, Special Issue.
- Kääb, A. (2002): Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, **57**, 39-52.
- 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, **58**, 411-427.
- 目代邦康・千木良雅弘 (2004): 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. 地理学評論, **77**, 55-76.
- 西井稜子 (2007): 飛騨山脈・野口五郎岳周辺における花崗岩類の風化特性と地形. 地形, **28**, 239-256.
- Radbruch-Hall, D.H. (1978): Gravitational creep of rock masses on slopes. in *Rockslides and Avalanches, 1. Natural Phenomena. Developments in Geotechnical Engineering* edited by Voight, B., **14A**. Elsevier, Amsterdam, 607-657.
- 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屋地形の成因. 地理学評論, **53**, 531-541.
- 八木浩司 (1981): 山地に見られる小屋地形の分布とその成因. 地理学評論, **54**, 272-280.
- 山岡耕春 (1996): 地球物理的観測からみた山脈形成. 月刊地球, **18**, 77-85.
- Yoshikawa, T. (1974): Denudation and tectonic movement in contemporary Japan. *Bulletin of the Department of Geography, University of Tokyo*, **6**, 1-14.
- Zischinsky, U. (1966): On the deformation of high slopes. in *Proceedings of the Congress of the International Society for Rock Mechanics*, **2**, 179-185.

(2008 年 5 月 12 日受付, 2008 年 12 月 22 日受理)