

能郷白山周辺地域の山くずれ分布と 地質との関係について

黒田和男

地質調査所応用地質部環境地質課

橋本尚幸

地質調査所技術部地形課

On the Relation between Distribution of Landslides and Subsurface Geologic Conditions in the Region near Mt. Nogo-Hakusan

By

KAZUO KURODA and NAOYUKI HASHIMOTO

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Many landslides were caused by the heavy rain of September 1965 in the mountainous region near the boundary between Gifu and Fukui Prefectures.

The writers considered the relation between the distribution pattern of landslides and the subsurface geologic conditions from a macroscopic view-point of topographical development.

The landslides are very densely distributed in the following three areas with different subsurface geological conditions.

1) Hilly mountainland with high drainage density and summit level of 650-700 m which is lower than the surrounding mountainous area with elevation of about 1,000 m. The hilly area is composed of Ozawa formation (undifferentiated Upper Permian or Mesozoic).

2) Mt. Nogo-Hakusan and its surroundings where granodiorite crops out.

3) Steep slopes along the boundary between Paleozoic limestone facies and schalstein facies or clayslate facies.

In the type 3, areas of dense concentration of landslides are found along the boundary between different lithofacies of Paleozoic layers, such as between limestone and schalstein, clayslate or chert, etc. These differences between such erosional characteristics are considered to be one of the photogeologic features of the mountain range.

目 次

1. 緒 言	4	6. 山くずれ集中箇所に対する考察	12
2. 地域内地形の概要	4	7. 古生界山地の崩壊現象と地形発達	
3. 地質の概要	5	との関係	14
4. 崩壊の分類および分布	7	8. ま と め	16
5. 地形と地質との関係	9		

1. 緒 言

山くずれは、それを自然現象とみた場合には、地表の風化浸食現象の一つの表現であると解される。地表に露出する岩石には多くの種類があるが、各々の種類の岩石には、粒度あるいは鉱物組成、固結の度合その他固有の性質に応じて、風化浸食の様式にそれぞれ特有のものを持っているとみてもよい。とくに集中豪雨による山地の崩壊は、その誘因が同一の原因によるものと考えられるために、山くずれ発生型態や度数は、そのまま岩石の個々の種類に対応する山くずれ発生の危険度の指標になると予想される。もちろん、林相や土壌の土性、地形条件等は、山くずれ発生の危険度の指標に加える重要な因子であるが、ここでは問題を地質条件にしぼって、岩石の種類別と山くずれの発生度数とを対応させた考察を行なった。

他方、個々の岩石の種類には、それに対応する特有の風化浸食の型式があるということは、岩石の種類に応じて特有の地形が認められることでもある。ここでは、上記の点にも留意し、岩質と地形発達とを関連させるうえで山くずれがどのような影響を及ぼしているかという考察をしてみた。

本研究は、台風24号・25号による福井・岐阜県境山地災害に関する総合研究の一環として、特に地質特性に関する部分を担当して行なったもので、災害直後に国立防災科学技術センターが撮影した空中写真と、この写真から建設省土木研究所が図化した地形図を用いる資料調査に、若干の現地点検を加えて実施したものである。

終わりに、資料の提供および現地調査に援助を受けた岐阜県土木部砂防課・福井県土木部砂防課・中部地方建設局河川計画課・近畿地方建設局企画室の関係各位に感謝の念を捧げる。

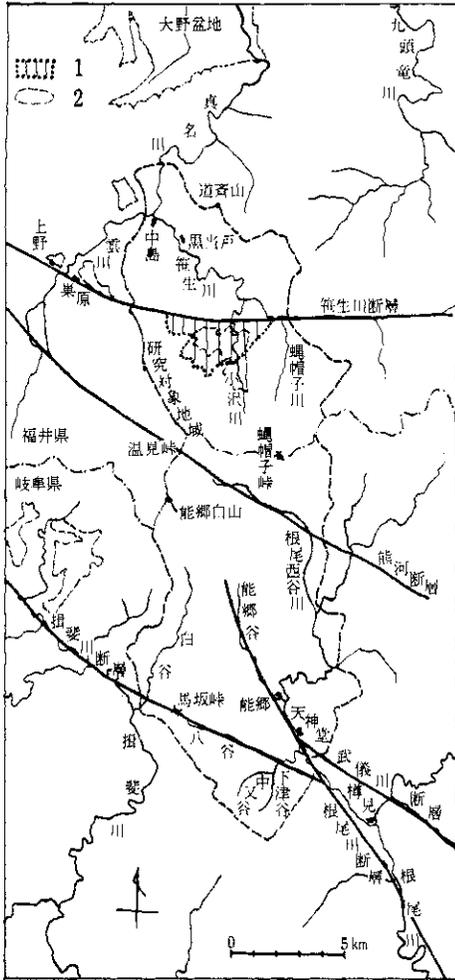
2. 地域内地形の概要

今回、研究の対象とした地域は、昭和40年9月13日から14日にかけて台風24号がもたらした集中豪雨のために、おびたしい山くずれが発生した岐阜県揖斐川流域および福井県九頭竜川流域のそれぞれ1部、能郷白山(権現山とも称する)の南側から北西側にかけての山地一帯で、行政上は岐阜県本巣郡根尾村・徳山村および福井県大野郡西谷村のそれぞれ1部がその中に含まれる。

地域は、いわゆる美濃越前山地の1部であって、標高1,617.3mの能郷白山を最高峰とし、1,200m程度の尾根が連続し、けわしい地ぼうを呈している。揖斐川水系と九頭竜川水系の分水界は、地域の北寄りを東西に走り、それから小沢川・蠟帽子川が北流して笹生川に合流し、深い溪谷を作って北西流し、中島で南西方向からの雲川と合流し真名川となる。また根尾西谷川が、分水界から南流する水を集めて地域の東端をかすめ、黒津から西に向きを変えて深い溪谷を作り、根尾能郷で能郷白山東ろくから南流してきた能郷谷と合流し、さらに南下して樽見に至る。さらに能郷白山南ろくからは白谷が南流して揖斐川本流に注ぐ。

この地域には、顕著な地形的断層線が発達し、笹生川の1部、根尾西谷川上流のほぼ全部、能郷谷、能郷谷の支流八谷谷は、これらの地形的断層線に沿っている。これらの断層線は北からそれぞれ笹生川断層¹⁸⁾、熊河断層¹⁸⁾、根尾川断層¹⁸⁾、揖斐川断層¹⁸⁾と呼ばれ、この地域の地形を特徴づける重要なものとなっている。後述するように、これらの断層線に沿っては、岩盤が著しく破碎され、かつ幅の広い埋積谷が形成され段丘も認められる。その他の箇所では、河谷はせん入メアンダーの形で山地内を流れ、平野にはきわめて乏しい。

* 梶田(1963)、河合(1964)等は別の呼称をしているがここでは岡山(1931)によった。



1：小沢累層の分布範囲
2：尾根線の高さ750～800mの浸食盆地

図-1 研究地域周辺要図

3. 地質の概要

この研究地域は、西南日本内帯にあって、飛騨片麻岩類の分布をもって特徴とする飛騨帯と、非変成古生界が広く露出することで特徴づけられる美濃一丹波帯の接合部に相当し、秋生断層*に沿

*地形的断層線である能生川断層に沿って2本の性格の異なる断層が並列しているのが地質構造上から認められ、それぞれ伊勢衝上、秋生断層と呼んでいる。以下、混乱を避けるために、必要に応じてこの3つの呼称を区別して用いる。

う位置が飛騨帯となっている。さらに非変成古生界についてみると、美濃弧西翼と近畿弧東翼とがぶつかり合う根尾対曲の位置に相当し、非常に複雑な地質構造を呈している。

この地域北部の地質の調査研究は、古く20万分の1地質図幅調査以来、主として「手取統」について若干の知見がなされてきた以外には、とくに古生界については全く未知の状態にあった。しかし、1949年、石岡、亀井によってシルリヤ紀層(=ゴトランド紀層)が発見されて以来、飛騨帯南縁のこの地域が注目され、20万分の1福井県地質図幅、地質調査所の5万分の1地質図幅をはじめとして、数々の調査研究成果が報告され、現在に至っている。他方、地域南部は、明治24年の濃尾大地震の震央付近ではあるが、中村・別所(1933)による地質の調査研究以外にはほとんど知られたものはなかった。しかし、地質調査所の5万分の1地質図幅および20万分の1岐阜県地質図が出版され、この地域の地質構造はようやく明らかにされてきた。

しかし、これら数々の調査研究の成果の間には、先新才三系の基本的な地質構造に対する見解にかなりの相違が認められる。この見解の相違についての記述は略するが、山くずれ、あるいは地形と地質との関係を明らかにするためにはとにかく、岩石の平面図上での分布範囲と山くずれの関係を解く場合に、その結果にかなり開きができる。不幸にして、今回の調査研究では、外業に制約があり上記の問題に触れることができなかったため、とりあえず図-2に示す地質図を編集し、後の作業のための基礎資料とした。以下、主として岩石の種類とその性質を簡単に記述する。

a) 非変成古生界 石灰岩・輝緑凝灰岩・チャート・粘板岩・砂岩等から構成されている。これを次のように区分した。

石灰岩相〔⁵⁾藤倉谷層、⁷⁾徳山層¹²⁾、およびその他のレンズ状のはさまりも若干含めた〕石灰岩を主とし、ドロマイトや輝緑凝灰岩・チャートを伴い、岐阜県側には石灰の薄層を含む部分もある。地域最北部にわずかに分布するものには、千枚岩質岩石のはさまっているものがある。

輝緑凝灰岩相〔¹⁾秋生層、¹⁾野尻累層米俵輝緑凝灰岩層、⁵⁾¹²⁾下部輝緑凝灰岩、¹⁾坂内層、¹⁾徳山層

・馬坂峠層上部・八谷層下部¹⁴⁾ 徳山層¹²⁾ 灰緑色～暗緑色時には赤かつ色を呈し、一般に細粒であるが、中～粗粒のこともあり、暗かつ色のものは粘板岩質である。笹生川流域のものは千枚岩質となり、秋生断層に近づくとつれて、破碎の程度がはなはだしくなる。

チャート相 (赤岩チャート層⁴⁾、チャート層⁷⁾、坂内層¹¹⁾、徳山層¹²⁾、八谷層上部・馬坂峠層下部¹⁴⁾) 一般に灰黒色を呈し、一部には赤色を呈する所もある。層理面は比較的よく発達するが、節理の発達も著しい。笹生川流域のものははなはだしくしゅう曲し、岩石は破碎され角れき状となっている。

粘板岩相 (Pe層²⁾、雲川層¹⁵⁾、黒谷粘板岩層⁴⁾、小椋谷粘板岩層⁵⁾、けつ岩層⁷⁾、根尾層¹²⁾、能郷層¹⁴⁾) 粘板岩を主とするが、砂岩・チャートをはさむ。粘板岩は暗灰色～黒色を呈し、一般に層理がよく発達している。秋生断層以北のものはかなり千枚岩質となっている。また蠅帽子川流域のものは塊状で多角状に割れやすく、岩質上は手取層群中の黒色けつ岩と区別できない。チャートは、チャート相のものと同ーで、能郷北東方はかなり厚い層が発達しているが、図上では省略した。

b) 未詳中～古生界 (小沢梁層⁴⁾、左門岳層⁴⁾、美濃層群⁵⁾¹²⁾) 砂岩・れき岩を主とする部分と、けつ岩を主とする部分とに分けられる。小沢川流域のものはれき岩はまれで、輝緑凝灰岩を含み、本稿でもとくに小沢梁層として別に取扱うことにする。

粘板岩相 (久沢粘板岩層¹²⁾) 主として粘板岩からなり、ときにチャート、砂岩をはさむ。粘板岩は一般に黒色を呈し、砂質のものは少ない。

砂岩相 (魚坂峠砂岩層¹²⁾) 砂岩を主とし、れき岩および粘板岩をきょう有する。砂岩は青灰色～灰白色しばしば暗灰色で、粗粒のものは少ない。粗粒の砂岩はしばしば黒色粘板岩の細れきまたは粗粒の砂を含み、ときに含れき砂岩となる。

小沢梁層⁴⁾ 秋生断層とこれに約45°に交わりSW方向に延びる断層にかこまれた地区に露出する。輝緑凝灰岩を含むことをもって特徴とする。けつ岩と砂岩との互層である輝緑凝灰岩は一般に粗粒のものが多く、角れき質のものは少ない。

c) 本戸累層¹⁾⁵⁾¹⁶⁾ 直径10～5 cmの種々の岩石の円れきをあずき色の細粒～粗粒の砂あるいは凝灰質物質で充てんしたもので、凝灰角れき岩と区別されないこともある。中部には赤～赤紫色のけつ岩を数枚きょう有する赤色の砂岩からなる部分があり、上部はれきの直径も1～2 cmと小さく垂角れきが多く基質もでい質となる。なお、図-2では、上部・中部の区分は省略した。

d) 手取層群 研究地域内に露出するものは、いわゆる手取層群の中～上部に相当する。笹生川沿いの部分にはけつ岩・砂岩相が、道済山の本体にはれき岩相がみられる。

砂岩けつ岩相 (黒当戸けつ岩層¹⁾、貝皿けつ岩層⁵⁾) けつ岩は暗灰色～黒色を呈し、一般に雲母の細片を含みち密である。時にノジュールを含みでい灰質や砂質のこともある。砂岩は青灰色～淡灰色を呈し、細粒～中粒で、厚さ1～2 mの砂岩がこれとはほぼ同じ厚さのけつ岩と互層し、また数cmの細互層をなしている。

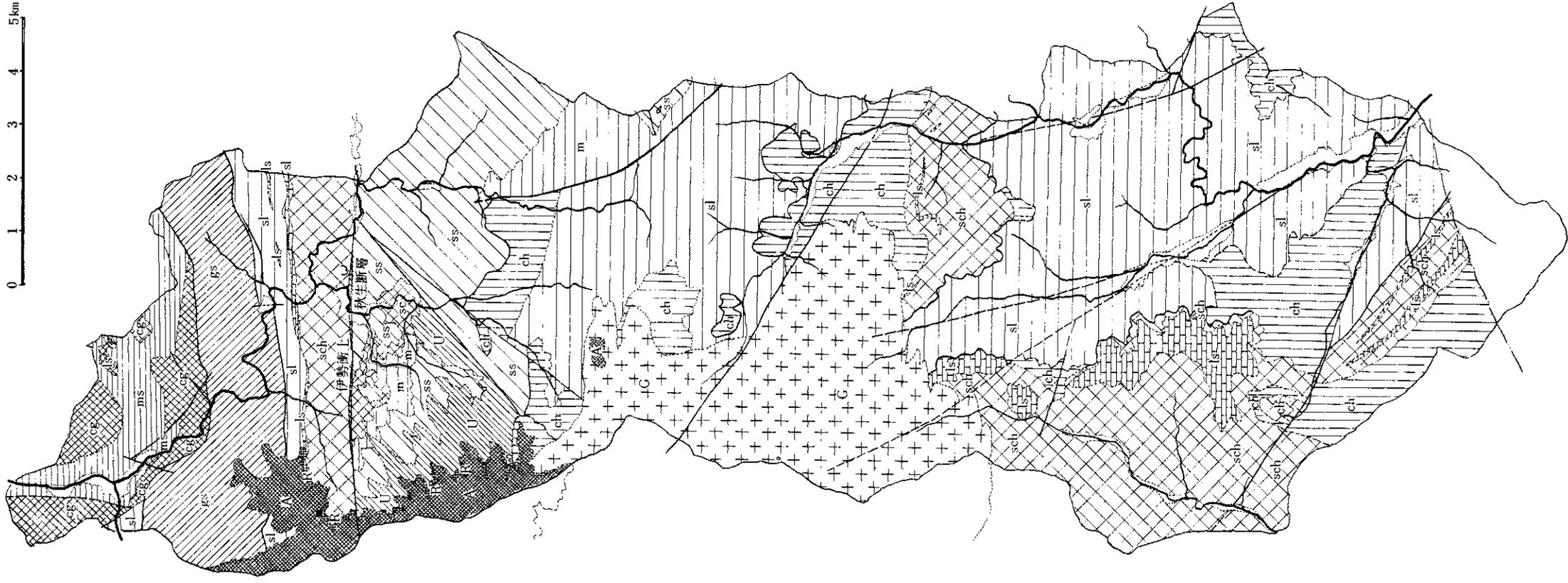
れき岩相 (中島れき岩層¹⁾、上笹又砂岩層¹⁾、道齋山れき岩層¹⁾⁵⁾、山原れき岩層⁹⁾) 主としてれき岩からなり、とくに下部には径数10 cmのものまで達する。れきは垂角れきないし円れきで、花こう岩質の砂で充てんし、固く固結している。砂岩けつ岩を所によりきょう有する。

e) 姥が岳層¹²⁾ 姥が岳の北東中腹部に分布するれき岩を主とし、砂岩およびけつ岩を伴う地層である。

れき岩のれきは、一般にこぶし大でしばしば人頭大以上に達する角れきないし垂角れきで、れきの種類は黒色～灰色のチャートがもっとも多く、流紋岩・砂岩・粘板岩れきを含むれき岩・粘板岩などである。これらのれきは、粗粒の砂で充てんされている。砂岩は灰白色を呈し、中粒ないし粗粒のものが多く、しばしば含れき砂岩となる。けつ岩は黒色～灰色を呈し、しばしば砂質となる。砂岩とけつ岩は、この地層の上部に行くにしたがつて、しだいにひんぱんにはさまれるようになる。

梶田(1963)によれば、研究地域南西方の隣接地域に、同様の地層が分布している。その層相はほぼ水平に堆積するきわめて厚いれき層であり、円れきないし垂角れきが粗粒の砂および小岩片で固結されているが、風化面ではボロボロになって

図-2 研究地域地質概要図



凡 例

A	R	G	r	U	ms	cg	gs	sc	ss	m	sl	ch	sch	ls	断	地層岩石の境界線	
第四系	安山岩類	西谷流紋岩	花こうせん緑岩	面谷流紋岩	姥ガ岳層	砂岩けつ岩相	れき岩相	本戸累層	輝緑凝灰岩相	砂岩相	粘板岩相	粘板岩相	チャート相	輝緑凝灰岩相	石灰岩相	層	
						手取層群			未詳中(古生界)		非変成古生界						

いる。河合(1964)は能郷谷西方山地に露頭は確認されていないが、本層に特有のれき岩に類似した転石が流されてきているのを報告している。

なお、伊勢衝上と秋生断層にはさまれた岩体として、小規模に本層が露出する。

f) 面谷流紋岩類¹²⁾ 本研究地域内には姥ガ岳北東方の中腹にわずかに露出するだけである。岩質は、流理構造の顕著な角れき質流紋岩である。

g) 花こうせん緑岩¹²⁾ 研究地域中央の能郷白山を中心に露出し、周辺部では無数の花こうせん緑岩岩脈が網状に古生層を貫いているのが観察される。岩石は青灰色を呈し、中粒へ粗粒で、角せん石黒雲母花こうせん緑岩に属する。

h) 西谷流紋岩^{5) 12)} 姥ガ岳周辺部に、高さ約1,200 mの位置にはほぼ同じ高さを占めて分布している。岩石は赤かつ色でしま状を呈し、流理構造が顕著である。

i) 安山岩類^{5) 12)} 姥ガ岳の山頂部を占めて分布するもので、変朽安山岩の溶岩流を主とし、とくに下部に集塊岩ないし凝灰角れき岩を含む。その時代は明らかでないが、岩質から考えて、中期中新世のものとしてされている。

j) 第四系 この地域では、おもな河川に沿う現河床堆積物、段丘および崖錐堆積物がある。崖錐堆積物は能郷白山を刻む各溪谷や姥ガ岳北東側の斜面によく発達している。姥ガ岳北東側斜面では、崖錐堆積物は小沢付近の河岸段丘堆積物に移化しており、過去のある時期に大崩壊が発生したことを推察させる。また能郷谷に沿っては、現河床から25~30 mの高さの位置に段丘面をもつ段丘堆積物が観察されるが、明りょうな段丘地形が認められない山腹でも、今回側方浸食による崩壊発生箇所では、わずかに段丘堆積物がついているのが多数観察された。これも、時期ははっきりしないが、過去のある時期に多量の堆積物で谷底平野が埋められていたことが示され、能郷谷に残っている段丘が岩石段丘でなく堆積段丘であることも考慮すると、能郷白山でれきの生産のおびたしい時期があったことを推定させる。

4. 崩壊の分類および分布

この研究地域で昭和40年9月の災害以前に発生した山くずれの記録については岐阜県・林野庁

・中部地方建設局等によって報告されているので省略するが、とくに山くずれの発生に大きな影響を与えているのは、明治24年10月28日、能郷谷付近を震央として発生した濃尾大地震である。

濃尾大地震の際に発生した山くずれは、大森(1899)によれば、能郷東方の倉見峠で山腹から土砂が崩壊し、一時流れを閉そくして池を作ったという記述があり、能郷と白山の間根尾谷北部では地類(原文のまま)の大きなものは少ない、白谷には地類が多い、また秋生川の谷には地類が多いが巨大なものはないということである。

昭和22年から23年にかけて、米軍により撮影された空中写真をみると、揖斐川支流の白谷下流右岸側山頂付近や能郷谷上流部に大きな崩壊が認められるが、それができた時期は明らかでない。また福井県側にも若干の崩壊のこん跡があり(昭和23年6月の福井地震の影響も考えられる。)、とくに道齋山南尾根のものと、笹生川断層北側の古生界中にあるものが目立っている。

昭和28年から31年にかけて、福井県および岐阜県によって実施された砂防関係の調査資料によれば、岐阜県側では表-1のように直径1 kmの円内(面積0.785 km²)に平均10個の崩壊地が分布していることになる。とくに崩壊の多い箇所としては、能郷山頂付近から能郷谷上流部にかけての花こう岩地帯、および八谷下流の右岸側山腹があげられているが、これらを同一の原因による崩壊とすることはできない。また福井県側では表-3のような結果も報告されており、崩壊の多い所としては、古生界からなる山地の場合には30°前後、花こう岩質の岩石の場合には25~30°の山腹傾斜角のところが多い。また手取層群の分布している所ではとくに40°付近の山腹傾斜角をもつ箇所に崩壊が多いことも知られている。しかし、これらの事例について、地形発達史という立場からみた解釈はなされていない。

昭和40年9月14日から15日にかけて発生したこの地域一帯の山くずれについて、昭和40年11月に国立防災科学技術センターが撮影した空中写真と、その写真から建設省土木研究所が図化した地形図上から区別してみると、おおまかに次のようになる。

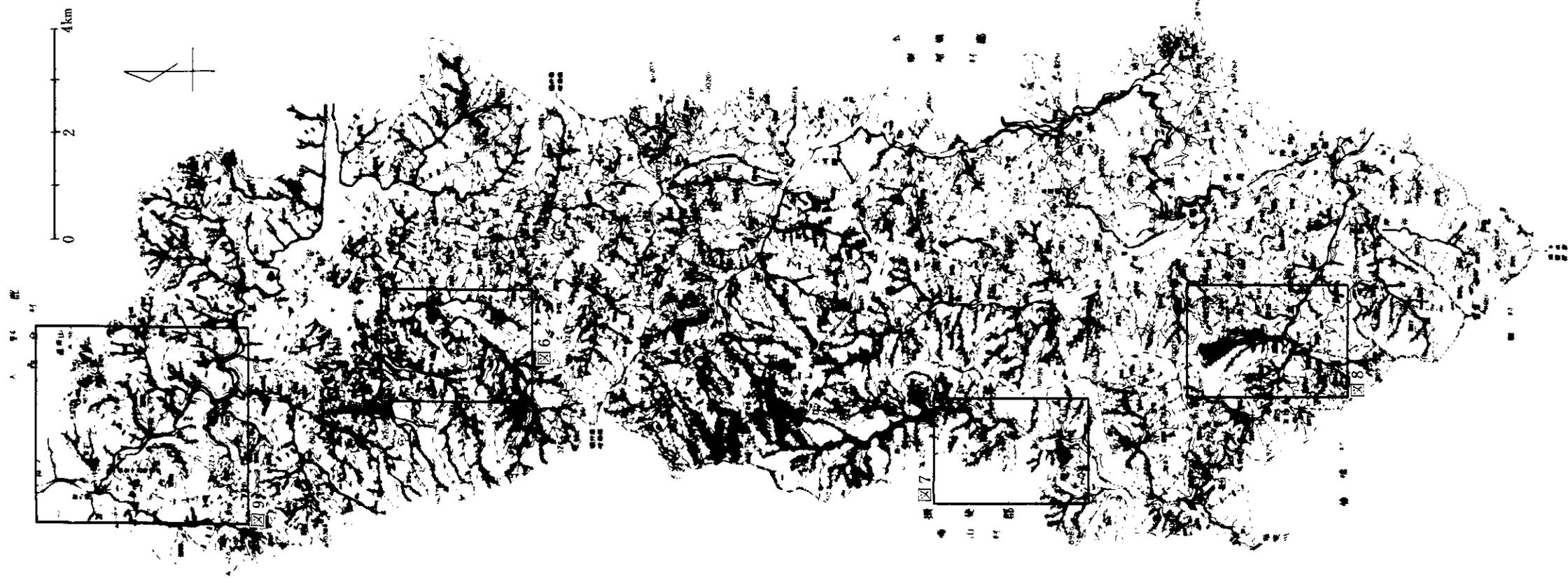
表 1 根尾川流域崩壊箇所数調査結果(文献21)より抜粋)

			流域面積	崩壊箇所数	1km ² 当り	0.785km ² 当り
根尾西谷川下流	本 敷	原 流	8.28	48	5.8	4.6
		谷	1.08	4	3.7	2.9
八 谷	本 脇 下 中 赤 華	流	10.40	70	6.7	5.3
		津 谷	1.50	15	10.0	7.8
		津 谷	4.16	42	10.1	8.0
		又 谷	3.26	46	14.1	11.1
		谷	0.86	16	18.6	14.6
		陽 谷	1.42	23	16.3	12.8
能 郷 谷	本 半 上 藤 八 此	流	12.12	97	8.0	6.3
		中 谷	2.14	23	10.7	8.4
		谷	0.46	8	17.4	13.7
		谷	3.06	66	21.9	15.9
		谷	0.88	8	11.0	8.6
		方 谷	1.46	15	10.3	8.1
根尾西谷川中流	本 遊 宮 小	流	10.08	111	11.0	8.6
		び 谷	1.70	25	14.7	11.5
		谷	0.84	14	16.7	13.1
		谷	1.30	23	17.7	13.9
越 新 谷	本 南 北	流	0.52	3	5.8	4.6
		又	0.70	12	17.2	13.5
		又	0.96	12	12.5	9.8
根尾西谷川上流	本 向 小 下 小 角 越 水 大 砂 中	流	9.88	199	20.1	15.8
		谷	4.46	16	3.4	2.6
		和 谷	1.54	24	15.6	12.3
		津 卷 谷	2.14	4	1.9	1.5
		倉 谷	2.30	10	4.3	3.4
		卷 谷	2.24	5	2.2	1.7
		山 谷	1.08	12	1.1	0.8
		無 谷	1.24	8	6.5	5.1
		後 谷	1.44	14	9.7	7.6
		利 谷	1.22	30	2.5	2.0
		筋 谷	0.56	10	17.9	14.0

表 2 岐阜県側の傾斜別崩壊箇所数

	~30°	30~40°	40~50°	50~60°	60~70°	70~80°	80~	計
根尾西谷川下流			13	13	35	17	1	79
八 谷			1	6	66	124	3	200
能 郷 谷		3	55	42	50	22	2	174
根尾西谷川中流		1	21	27	47	93	8	197
越 新 谷					4	3	2	9
根尾西谷川上流			24	30	17	5		76

文献21)より抜粋



図一3 山くずれ分布平面図
わく内は詳細図の範囲

表-3 福井県九頭竜川流域の地質および傾斜別崩壊箇所数

	4°35'	13°12'	17°45'	21°50'	25°40'	29°15'	32°35'	35°45'	38°40'	41°20'	計
せん緑岩・花こうせん緑岩		20		4	14	13	11	5			67
本戸累層				4	6						10
手取層群	8	1	12	7	7	19	10	7	25	14	110
石灰岩				8	7		28	9			47
古生層		6	2	8	7	14	12	5			54

文献 23) より抜粋

1) 山腹斜面の岩塊が深くえぐられたような形ですべり落ちた「地すべり性崩壊」、これはもともとまれなものであるが、研究地域内で4カ所に認められる(図-3)。

2) 山頂付近の急斜面ないし、一次の谷の水源近く発生する「表土のくずれ」、これは谷頭浸食の一つのあらわれと見られ、豪雨時の山くずれには、よく認められる。

3) 谷の側壁あるいは山腹に発生する表土ないし段丘堆積物のくずれ、これは側方浸食の型式をとるもので、揖斐川支流の白谷、能郷谷、根尾西谷など狭長な谷底平野の側壁には、大規模なものがある。

4) その他、山頂付近で発生した表土のくずれによって発生した小さなくずれの生成物が、急傾斜の溪流を落下する間に谷底あるいは谷の両壁をけずり取ったものなどがある。図-3は、建設省土木研究所作成の山くずれ分布平面図であるが、崩壊の発生状況の分布模様はこれから察することができる。

ここで、山くずれの発生度数と、岩石の種類とを対応させるために、研究地域内に発生した山くずれの頭をすべて1個と数えて、直径1,000mの円で地域内をかこんだ時にその円内に含まれるすべての山くずれの数を求めることによって作成した山くずれ発生度数を図-4に示す。

この図によれば、山くずれのとくに集中した箇所として、次の3カ所が認められる。

a) 小沢川流域の丘陵性山地で、小沢累層が露出する地区、

b) 能郷白山周辺、とくに北側斜面で、花こうせん緑岩が露出する地区、

c) 能郷谷から白谷中流域にかけて、輝緑凝灰

岩と石灰岩、粘板岩の3つの岩石が接している箇所。

以下、次項に、山くずれがとくに集中した箇所について、若干の考察を行なう。

5. 地形と地質との関係

この研究地域一帯は満壮年期の地形を呈し、なお飛騨高原・美濃山地・丹波山地などの本邦中・古生界から構成されている山地の特徴である一様な高さの尾根が続くという傾向をもち、しかもその山の尾根線の高さは、構成する岩石の種類によって異なるという性質をもっている。

さきに地形の概要の項で述べたとおり、この研究地域は、顕著な地形的断層線で4ブロックに分けられる。その各ブロックごとに、山の高さ、形状の特徴を拾い上げると次のようになる。

A) 笹生川断層以北 古生界および時代未詳本戸累層・ジュラ系手取層群からなるがそれらの岩石の間の差異は認められず、山の高さは900~1,000mを示している。ただ、姥ガ岳から北に延びる尾根線上は、安山岩類が乗っているが、その基底の形については、現在、資料がないためにくわしいことはわからない。

B) 笹生川断層以南一熊河断層以北 このブロック西縁の姥ガ岳から延びる尾根上には、西谷流紋岩および安山岩類(いずれも新才三系に属する)が分布しており、その基底の高さは1,100~1,200mを示している。未詳中~古生界の露出する地域および古生界の分布する地域では1,100mから850mの高さで、北西に行くにしたがって漸次低くなり、とくに小沢累層の露出する箇所では、600~700mの尾根線の高さがあり、現河床との比高差100~130mの丘陵性の山地を形

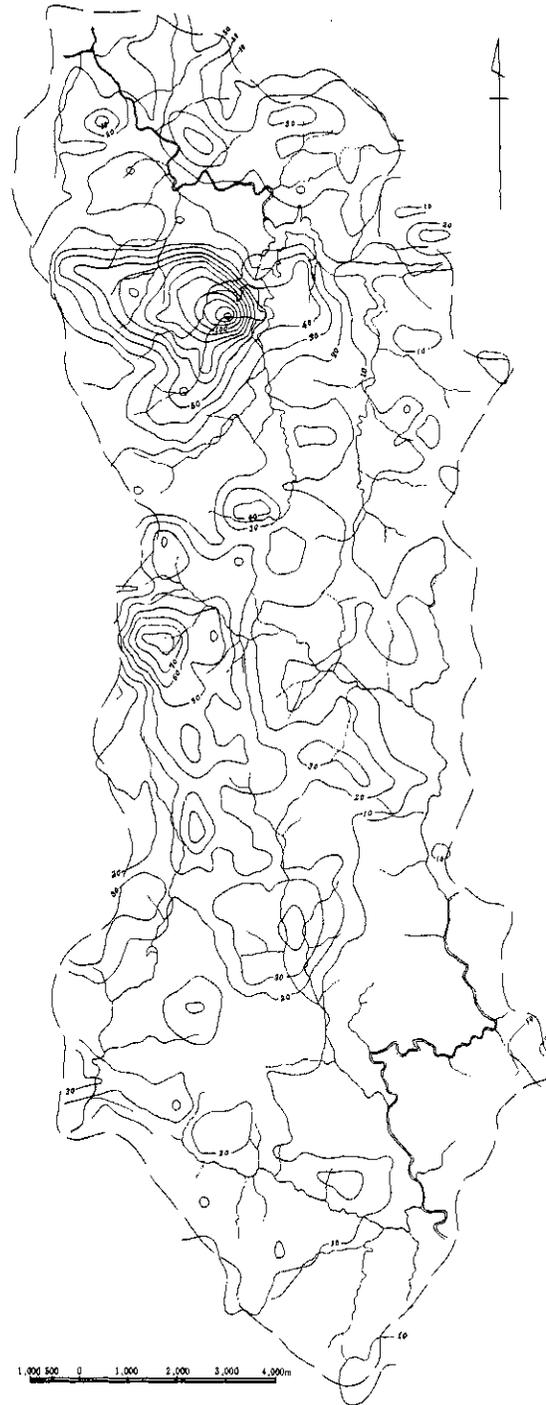


図 - 4 山くずれ発生度数分布曲線図



図 - 5 切 峰 面 図

成しているのが注目される。したがって、姥ガ岳層の露出する位置が、姥ガ岳山腹の急傾斜部に当ることも、付随した特徴となっている。なお、花こうせん緑岩からなる山の尾根線の高さは、1,300 m前後となっており、越山のチャートからなる尾根線の高さ1,100 mに比較しても若干高い。

C) 熊河断層以南—揖斐川断層以北 このブロックでは、花こうせん緑岩からなる能郷白山およびこれから派出する屋根線が、1,600～1,200 mの高さで突出しており、石灰岩相および輝緑凝灰岩相の古生界から構成されている山の高さは、1,000～1,100 m、粘板岩相の古生界の高さ700～900 mと続く。

D) 揖斐川断層以南 研究地域の南の輪郭となっている尾根線は、チャート相の古生界で占めており、次いで輝緑凝灰岩相を示す地層、粘板岩相を示す地層が分布している。

このような尾根線の高さの差は、研究地域の地史、とくに新オセノ紀以後は、もっぱら浸食作用のみを受けていたこと、新期の断層（活断層であることがはっきりしているものも含め）による相対的変位は、垂直方向にはごく少量しか考えられないという地史的背景からみて、少なくともかなり定量的に風化浸食に対するそれぞれの地層を構成する岩石の抵抗性の差に関係したものであるということが言える。

この地域について、岩石の風化浸食に対する抵抗性の順位を求め、これを他の地域のものについて比較してみると、日本全体のうち西南日本内帯の先新オセノ三系露出地域のもの³¹⁾とほとんど差はない。しかし、能郷白山を構成し、その周囲に露出する花こうせん緑岩の場合は、本来はたとえ伊吹山北方の花こうせん緑岩からなる山地のように低い浸食盆地を形成するような状況であるにもかかわらず、実際は周囲の山よりも高く突出していることが注目される。河合(1964)によれば、花こうせん緑岩に塗色してある部分には、網目状に貫いた岩脈の集合体のようになっている部分もあるとのことであり、山の抵抗性としては、ホルンフェルスに比較される。あるいは、地質時代のごく新しい時期に、ルーフベンダントとして、ホルンフェルスの部分が残されていたが、現在は、浸食によってはぎ取られた直後ということも言える

が、ここではそのいずれかを判断する資料がないので、今後の問題点として残しておく。

笹生川断層、熊河断層、根尾川断層、揖斐川断層に沿う破碎帯は、河合その他によって記載されているが、地形状況とくに温見峠、馬坂峠のあん部の状況などから判断すると、破碎帯の幅2300 mにも達するものと思われる。

特定の岩石から構成される山の尾根線の平均的高さが、その岩石の種類に応じてほぼ一定していることから、かなり定量的に風化浸食に対する抵抗性の差が見いだされることは前に述べたが、これを過去の地質時代のある時期に準平原化した平坦面があり、この平坦面から差別浸食によって現在の尾根線の平均的高さが形成されたという仮定を置き、平坦面の高さからの削はく量を、風化浸食に対する抵抗の度合とすることも可能である。しかし、この問題はまた後日触れることとし、ここでは抵抗性の順位だけで話を進める。

6. 山くずれ集中箇所に対する考察

a) 小沢南方の丘陵性山地 ここは時代未詳中—古生界小沢累層が露出している箇所で、山の尾根線の高さ750～800 mの浸食盆地状の地ぼうを呈しており、かつ谷密度も著しく大きい。小沢累層の一部分は、かつて新オセノ紀層と間違えられたこともあるが、現地観察の結果でも、もともともろく割れ目に富み、風化の深度も大きいことが認められた。空中写真上からは、過去に地すべり性崩壊があったことを示す地形が認められるが、これは、上記の性質をさらによく表現しているものである。

尾根の高さ750～800 mの浸食盆地は、研究地域外北西方の、花こうせん緑岩からなる地域にも認められ、ここでも局部的に、山くずれの多発地点がある。これが仮に古気候あるいは古い海水準に関係した深部風化帯に相当するかどうか考慮する必要があるが、本論については、資料もなく言及することができない。ただ、この事例は、昭和36年9月伊那谷地方に発生した集中豪雨による山くずれの発生状況と非常によく似ている。すなわち、ここでは花こうせん緑岩が分布する地域ではほぼ1,000 mの海拔高度を示す山麓階状平坦面が仮想される部分に深部風化帯が認められ、こ

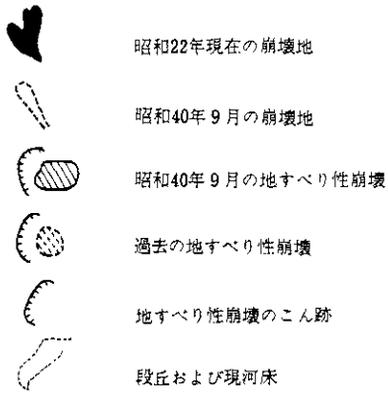


図-6, 7, 8 の凡例

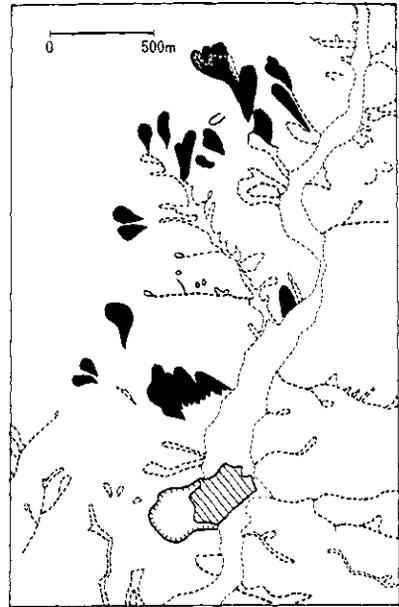


図-7 山くずれ分布詳細図Ⅱ

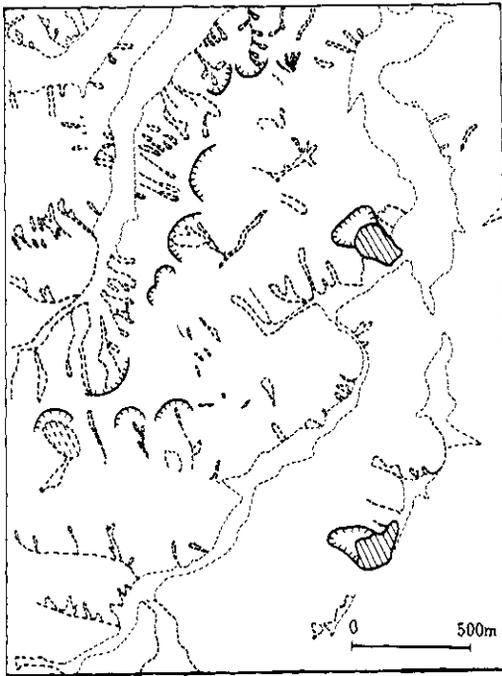


図-6 山くずれ分布詳細図Ⅰ

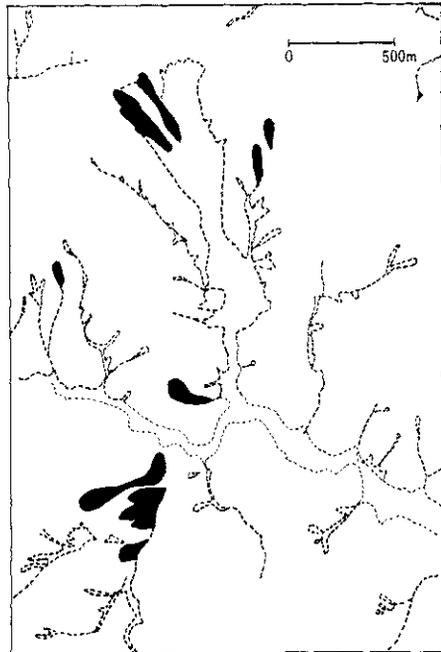


図-8 山くずれ分布詳細図Ⅲ

こが山くずれの集中箇所となっている。島根県大原郡地方でも起伏量が小さく谷密度の非常に大きい箇所が深部風化帯となり、やはり山くずれが集中した箇所となった。大石・皆川(1961b)は、京都府南部の和東川流域についても同じ傾向にあることを報告しており、山麓階状平坦面とそれに伴う深部風化帯の存在は今後も注目する必要がある。さらに福井県側について、地域外の単原・上野等の地すべりを伴う平坦地の考慮も、この尾根線の高さを基礎に検討することも必要である。

b) 能郷白山周辺の花こうせん緑岩からなる山地 災害以前の空中写真を観察しても、能郷白山の山頂付近は裸岩地に近い状態である。もともと花こう岩質の岩石は、表土がはがれやすいことによって、簡単に豪雨によって山くずれが発生する。この山地は、もともと浸食盆地になっているはずの岩石からなっており、この理由は前項で推定しておいた。ただ、割れ目に規制される谷の発達の間合から、花こうせん緑岩体内に発達する割れ目の分布は、他の地域たとえば伊那谷地方、島根県大原郡地方、京都府北部の花こうせん緑岩と大差なく、したがって、山くずれの発生状況とそれによる土石の排出は、本地域の場合山腹の傾斜が急であるだけ、著しいものであろうと予想される。

c) 能郷谷—白谷中流地域 この地域は、山の尾根線付近に石灰岩が分布し、山の中腹から能郷谷・白谷の谷底にかけて、輝緑凝灰岩相ないし粘板岩相の地層が分布している。石灰岩は、風化浸食に対し特異な抵抗性を示す岩石であり、また粘板岩相の地層は、風化浸食に対する抵抗性が最小の種類に属するものである。したがって、石灰岩相の地層と粘板岩相の地層との接触部は、岩石の抵抗性の差によって急な斜面が形成され、巨視的にみた場合すなわち本論で取り扱うような直径1,000mの円内に含まれる崩壊の数として考察した場合には、山くずれ発生度数分布の極大点は、二つの岩相の境界位置に沿っている急斜面の分布にはほぼ一致しているといえることができる。

能郷谷および白谷の支溪の個々の型態に注目した場合、各支溪は樹枝状水系模様を呈している。すなわち、谷の出口は狭いが、奥に行くにしたがって広くなり、谷頭は石灰岩の壁に突き当たるよう

になっている。山くずれは、この樹枝状水系模様をもつ谷頭の位置に発生し、それから土砂がでい流状に急傾斜の谷底を落下している。仮にこのような状況にある地ぼりを谷頭の壁とでも称するならば、この谷頭の壁は崩壊団地の形成の原因とも結果ともなりうるものであり、また山くずれに関係した地形発達の過程の主力をなすものである。

図一7は、揖斐川支流白谷の下流部に発生した地すべり性崩壊とその付近の山くずれの発生状況を示したものである。一般に輝緑凝灰岩を主とする山地の場合には、山腹あるいは尾根線付近に過去に小さな山くずれが発生したことを示す細かいU字形のくぼみが輝緑凝灰岩自体の特徴としてよく保存されているために、谷頭の壁と過去の山くずれ発生位置との関係が明りょうである。ここで注意されることは、昭和40年9月の地すべり性崩壊の頭部にあるU字形のくぼみは、山の尾根線付近にみられる谷頭の壁と全く類似の形をしており、もしこの崩壊の岩塊が削り去られた状態を考えると、この種の大崩壊が長い地形発達の経過中に“偶発”することが、この付近の地形形態を決定しているものと考えねばならない。

山くずれ発生度数の極大点からはずれているが、八谷川支流の白谷の谷頭付近に発生した大崩壊は、谷頭の壁を形成する典型的な例である。図一8にはこの崩壊を示したが、昭和22年の空中写真でも崩壊が認められており、これが拡大したと解釈される。山腹斜面には、この山くずれによって生じた岩塊・岩片が崖錐層として厚く堆積しているが、他の同じ条件下にある谷には、崖錐層のこん跡が空中写真上から読み取ることはできないから、新しく形成された崖錐層は、かなり早く移動してしまうものと思われる。なお、地質構造からみて同じ構成をもっている伊吹山の東側のふもとには、谷頭の壁と、厚い崖錐層の分布が報告されていることは注目してもよい。

7. 古生界山地の崩壊現象と地形発達との関係

以上述べてきたように、古生界山地でも塊状の輝緑凝灰岩と、細かい割れ目の発達した粘板岩からなる山地では崩壊の形態が若干異なっている。塊状岩石の典型として花こう岩質岩石をとりあげた場合、伊那谷の小波川下流域にみられるように、

山ろく階状平坦面から深さ60~70mで風化帯が発達し、小波川の溪谷はさらに200mも深く溪谷を形成して河岸には新鮮な岩盤が露出している。西南日本外帯では、せん入メアンダーを示す川の両岸には、階段状の平坦面があり、風化帯の厚さや地すべり地の分布がこの平坦面に密接な関係をもっているということも知られている。しかし、西南日本内帯の粘板岩を主とする古生界から構成されている山地では、上記のような山ろく階状の平坦面の確認はまだなされていない。これは、根尾谷がその代表であるように、岩石が割れ目に富んでいるという性質によるものであろう。

根尾谷の場合、山腹の傾斜は、横谷の場合と縦谷の場合とで異なる。横谷は、根尾西谷川の能郷一黒津間がその典型であり、そこでは今回の豪雨

では山くずれはわずかである。むしろ主谷が縦谷である場合のオーダー1あるいは2の谷の谷頭付近のくずれと、主谷の側方浸食がとくに目立っている。これは、粘板岩を主とする地層が層理に平行によくはく離するという性質で特徴づけられる。ことに現在も活動していると考えられている断層に沿ったこの地域では、岩盤がよく破砕されていることもあって、層理に平行なはく離性が、幅の広い埋積谷を形成した理由となっている。

西南日本内帯には、中一古生界の分布する地域に、埋積された縦谷がしばしば認められる。福井県若狭地方では、昭和28年9月、豪雨により多数の山くずれが発生した。この地域は千枚岩質の粘板岩が発達しており、谷頭の壁の発達もみられる。また琵琶湖東方山地の一部にも、粘板岩一チ

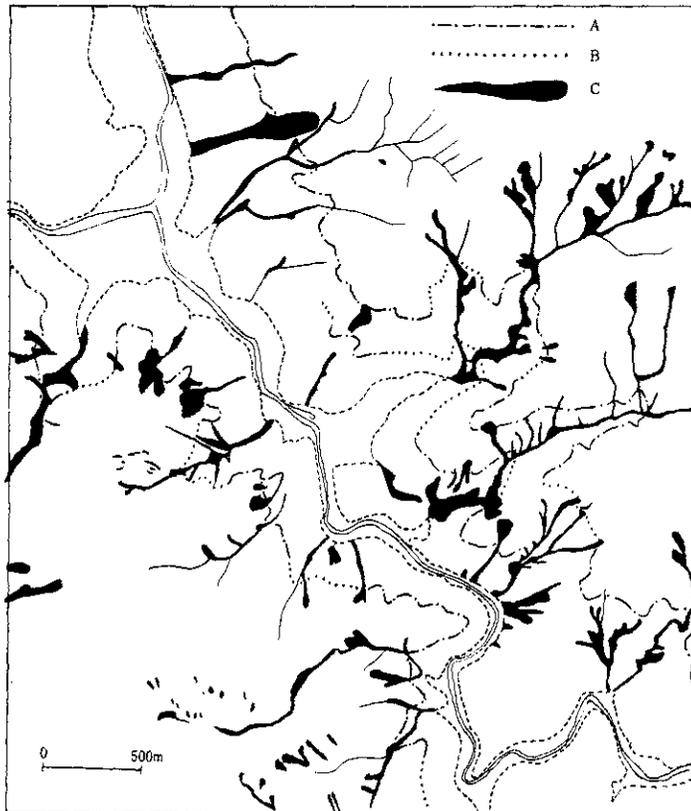


図-9 道隆山南方の山くずれ分布

A: 明りょうな傾斜変換線

B: 不確実な傾斜変換線

C: 新しい山くずれ

(2095)

ャート細互層の分布する箇所があり、ここでは崖面性の扇状地の発達に着しく、過去に山くずれが何回か繰返し発生したことを思わせる。

小出(1955)は、地すべり性崩壊が多発した福井県若狭地方から西南西に、大江山破砕帯の名称をもって、破砕帯が延びていると考えているが、筆者はとくに破砕帯(文献22)の定義による破砕帯のことをいう。)をもって来るまでもなく、粘板岩ないし千板岩の厚い地層あるいは、これとチャートとの互層で、山脚部に埋積谷が発達している箇所では、いつでも山くずれの発生が予想されるものとした。なおチャート相と粘板岩相の地層が交互する古生界山地では風化浸食に対する抵抗性の差から、山頂部にチャートが分布する場合は非常に多いが、山頂部に発達するチャートを根無し岩塊とする考え方(たとえば藤原・沢田(1940)、河合(1964)など)も出てくる。いずれにせよ、チャート層が谷頭の壁の形成を支配していることは古生界山地の特徴であり、模式的な断層谷における三角末端面によく似た地形があることも、この地質状況に支配されているからである。

8. ま と め

以上、本研究地域内の山くずれについて、巨視的な立場から若干の考察を加えた。とくに山くずれが著しく集中した箇所すなわち、1. 小沢累層の分布する地区、2. 花こうせん緑岩の地区、3. 石灰岩相の地層と粘板岩相の地層との接触部、のそれぞれが認められることをあげた。この中で、1および2の場合は、昭和36年7月の伊那谷集中豪雨、昭和39年7月の鳥根県大原郡下を襲った集中豪雨による山くずれの発生状況とよく似た結果を示している。3の場合は、本邦古生層地帯の山くずれの発生状況の様式と考えることができる。古生層を構成する岩石には、石灰岩・輝緑凝灰岩・粘板岩・チャート・砂岩があるが、とくに粘板岩を主とする部分、輝緑凝灰岩を主とする部分が、山くずれの多発地帯となり、異種岩相の地層の接触部に崩壊団地が形成されている。

なお、道齋山西ろくの笹生川・真名川へ傾斜する山腹には、伊那谷における小沢川下流域にみられると同じ条件で、山ろく階状の平たん面とそれに伴う傾斜変換線が確認できる。傾斜変換線のう

ち上段のものは、740mの等高線にほぼ沿っており、下段のものは、550mの等高線にほぼ沿っている。笹生川左岸側における上段の傾斜変換線は確かめられないが、これはおそらく姥ガ岳を構成する安山岩類が存在しているため、山ろく階状の平たん面が形成されにくかったものである。小沢累層が分布する地区の尾根線の高さ650~700mが、このいずれと関連をもっているかは、秋生断層の新しい時期の活動経過がわからないために判定できない。中島北西方のものは、むしろ下段に属するものであり、鳥根県北部、京都府北部、伊那谷地方の中新統基底の高度からかなりの高度差をもって下位に位置する仮想平たん面の時期に対応するものとみたい。

引 用 文 献

- 1) 小林 学(1954): 福井県大野郡西谷村付近の地質。東京教育大学地質教室研究報告, Ⅱ3, 35-42.
- 2) 今井 功(1954): 福井県大野郡上穴馬村西谷村南域の地質調査報告。地質調査所資料(MS).
- 3) 福井県(1954): 20万分の1福井県地質図及説明書。
- 4) 河合正虎(1956): 飛騨山地西部における後期中生代の地殻変動(才1報)一荒島岳南方山地の地質学的研究一。地質学雑誌, 62, Ⅱ733, 559-573.
- 5) 河合正虎・平山健・山田直利(1957): 5万分の1地質図幅「荒島岳」並に同説明書。
- 6) 河合正虎(1959): 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動(才2報)一美濃・越前山地の地質学的研究一。地質学雑誌, 65, Ⅱ771, 760-765.
- 7) 宮村 学・富成武雄・丹羽鼎(1960): 本巣郡根尾村地区の地質およびマンガン鉱床調査報告。岐阜県地下資源調査報告書, Ⅱ8, 1-6.
- 8) 前田四郎(1961a): 岐阜県揖斐郡徳山地域のいわゆる中生層の地質時代。地学研究, 12, Ⅱ1, 51-53.
- 9) 前田四郎(1961b): 福井県九頭竜川南域の

- 手取層群の層序。地質学雑誌, **67**,
 №784, 23-31.
- 10) 前田四郎(1961c): 福井県九頭竜川南域における手取層群の構造発達史の1解釈。地質学雑誌, **67**, №787, 189-198.
- 11) 梶田澄雄(1963): 揖斐川上流地域の地質。岐阜大学学芸学部研究報告, 自然科学, **3**, №2, 192-201.
- 12) 河合正虎(1964): 5万分の1地質図幅「根尾」並に同説明書。
- 13) 岐阜県(1965): 20万分の1岐阜県地質図
- 14) 宮村 学(1965): 本巣郡根尾村馬坂峠地区の石灰石鉱床調査報告。岐阜県地下資源調査報告書, №12, 1-14.
- 15) 若林健介・佐藤 弘(1966): 中竜鉱山北部鉱床群の地質構造規制と鉱床探査について。鉱山地質, **16**, №78, 161-171.
- 16) 小西健二・三浦 静・大村明雄(1966): 九頭竜川上流および中竜鉱山地質見学案内書—雲川・本戸地区—, p.5-20.
- 25) 東京大学理学部地質学教室(1957): 足尾山地地質図。
- 26) 大石道夫・皆川 真(1961a): 砂防調査における地形解析について(オ2報)—特に微地形について—。新砂防, №42, 13-21.
- 27) 大石道夫・皆川 真(1961b): 砂防調査における地形解析について(オ3報)—特に山地崩壊とその標高との関係について—。新砂防, №42, 22-33.
- 28) 柏木日出治(1961): 四万十川流域における地形発達史とその土地質学的意義について。地学雑誌, **70**, №720, 19-27.
- 29) 田中真吾(1962): 崩壊団地とその形成機構—西丹沢大又沢流域を例として—。地理学評論, **35**, №6, 263-271.
- 30) 科学技術庁研究調整局(1962): 昭和36年度特別研究中間報告, p.153-160。(天竜川上流域山くずれの研究)
- 31) 黒田和男(1962): 空中写真探査とその日本における適用条件。応用地質, **3**, №1, 30-36.
- 32) 林野庁治山課(1962): 治山事業調査報告(VI)—流域保全調査揖斐川編—。
- 33) 黒田和男(1963): 山の地形と地質。地質ニュース, №112, 29-35.
- 34) 黒田和男・岡重文(1963): 崩壊多発地帯の写真地質学的考察—伊那谷の例について—(講演要旨)。応用地質, **4**, №3, p.159.
- 35) 黒田和男・坂巻幸雄(1965): 京都府奥丹後地方の写真地質と水理(講演要旨)。地質学雑誌, **71**, №838, p.380.
- 36) 黒田和男(1966): 風化花こう岩による山くずれ多発地帯の地質・地形上の特性について。オ3回災害科学総合シンポジウム論文集, p.70-73.
- 37) 黒田和男(1967): 京都府舞鶴宮津地方の地質と地形との関係について(講演要旨)。地質学雑誌(印刷中)。
- 38) 黒田和男・坂巻幸雄(1967): 奥丹後産ウラン地域の古地形学的考察(講演要旨)。原子力学会誌(印刷中)。

参 考 文 献

- 17) 大森房吉(1899): 明治24年10月28日濃尾大地震調査(オ2回報告)。農林報, №32, 67-88.
- 18) 岡山俊雄(1931): 美濃越前山地内部の断層地形(I, II)。地理学評論, **6**, №11, №12.
- 19) 中村新太郎・別所文吉(1933): 根尾断層をめぐる地質構造(演旨)。地質学雑誌, **40**, №477, 318-320.
- 20) 藤原健一・沢田秀穂(1940): 京都北山の地質。地質学雑誌, **47**, №562, 270-274.
- 21) 岐阜県土木部(1954): 根尾川上流流域砂防調査報告書。
- 22) 小出 博(1955): 日本の地すべり。東洋経済新報社。
- 23) 磯見 博(1956): 5万分の1地質図幅「近江長浜」並に同説明書。
- 24) 福井県土木部(1957): 砂防調査関係資料(九頭竜川上流)。