

岩石の風化と崩壊(1)

——花崗岩質岩石にみられる風化——

矢野 勝正・沢田 豊明

WEATHERING OF ROCKS AND LANDSLIDE (1)

——Weathering of Granitic Rocks——

By *Katsumasa YANO* and *Toyoaki SAWADA*

Synopsis

Preliminary attempts to research into the characters of landslide in acidic intrusive rocks, have already been described (Yano etc.).

The present investigation is essentially an exploration of this idea. The purpose of the present investigation is to examine the relation between weathering of rocks and landslide. It is the intention of this paper to point out that the relation between the compressive strength and the density of joint net in these rocks is a clue elucidate practical order of weathering.

For the research of those characters of weathering in the rocks, the authors measured the compressive strength, the density of joint net and analyzed the clay mineral in the rocks.

The results are summarized as follows: The order of weathering (Capacity of landslide) was decided by the expanse of compressive strength and density of joint net in the granitic rocks.

1. 緒 言

著者らは蒲田川流域の地形・地質学的特性に関する研究(3)において、とくに酸性侵入岩体を母材とする崩壊は、単位崩壊の規模、崩壊の拡大速度が母材の風化の程度およびその空間的拡がりに関係するとみられる若干の資料を得た¹⁾。

このことより、崩壊とその内部的要因とみられる岩石の風化との関係を明らかにすることは、崩壊の予知や土砂生産の推定を行なう上で必要である。しかしながら、こういった研究を進めていくうえで、風化の表現に統一されたものがないために、具体的な量的・質的とりあつかい、対比などの上で問題が生じている。

この報告では、風化の具体的表現方法、つまり量的とりあつかいができるいくつかの方法を実際に行ない、その結果を比較した。

2. 土砂生産からみた風化

風化は素材となる岩石の物性および化学性と密接に関係することはもとより外的要因も数多くある。したがって、具体的にあらわれる風化の形態は多種多様である。それゆえに、風化の基準となるものが不明確で

あるため体系的、定量的なとりあつかいが困難であり、したがって、風化のとりあつかいは主観的、経験的表示にたよっている。

風化の過程を別としても災害とむすびつくとりあつかいをするためには、風化の定量化が望まれる。

岩石の風化に関する研究には、北野、金森、加藤²⁾の岩石中を通過する天然水の化学組成に関する研究、杉山、渡辺³⁾、水谷⁴⁾、小坂⁵⁾による造岩鉱物の変質、粘土鉱物の生成などから風化の程度を知る方法に関する研究があり、奥田、福尾⁶⁾による岩塊の割れ目に着目した風化度の定量化の研究がある。

風化とは質的なものであり、量的な表現はむづかしい。これらの研究はいずれも、風化の質的な研究である。いっぽう、土砂生産や崩壊という立場から風化現象をあつかう場合、岩石を構成する鉱物間の結合力および鉱物内部の結合力の減少（これは風化の一側面であるが、風化というふうに限定しないほうがよいと考える。）が、もっとも問題となるところである。岩石のこのような結合力を示すものとして、岩石の圧縮強度および結合力の不連続面の分布と相関するとみられるひび割れの密度を上述の結合力の強弱を示す基準として考え、これらの測定結果から土砂生産と風化の程度との関係を検討した。

1) 圧縮強度

同一母材の結合力は一応風化の程度を示すものとして、単位崩壊における圧縮強度の測定とその分布をもとめた。圧縮強度の測定は前回の報告にあるようにテストハンマーで行なった。風化の程度を面的に表現する方法として圧縮強度を面的に測定した。Fig. 1 は単位崩壊における圧縮強度の分布を示したものの一例である。

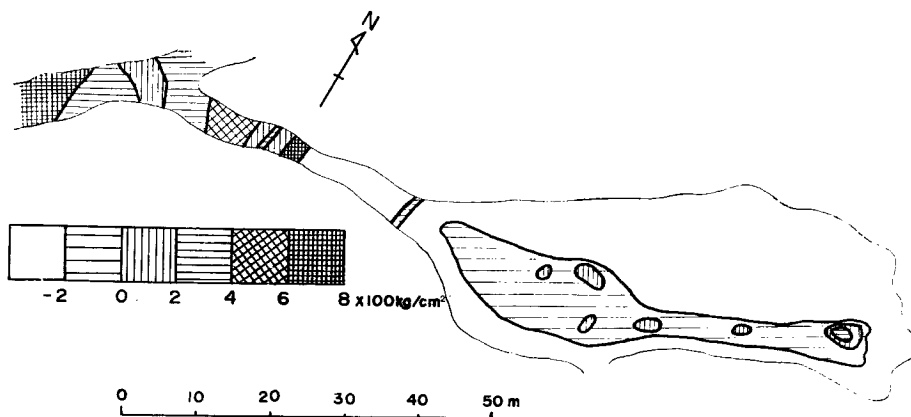


Fig. 1 Distribution of compressive strength in the landslide.

2) ひび割れの密度

ひび割れの密度は、潜在するひび割れを含めず、肉眼的にあらわれたものについて測定した。その密度は 1 m^2 中に存在するひび割れによって囲まれたブロックの長径とその数を測定し、その長径を 10 cm 単位に整理し、その値からブロックの粒度分布を求め、その中央値 $d \text{ cm}$ を求め、 $d^2 \text{ cm}^2$ の値で 10000 cm^2 を割ったものをひび割れの密度とした。

3) 1) と 2) の比較検討

単位崩壊におけるひび割れの密度分布と圧縮強度分布の関係から岩石の結合力の強弱をみるために、Fig. 2 のように、縦軸に圧縮強度 P をとり、横軸にひび割れの密度 D をとり、 P/D の値で結合力の強弱を表現した。 P/D が大きくなれば結合力が強いことを示し、 P/D が小さければ結合力が弱いことを示す。なお、この場合使用する P と D は、単位崩壊の露岩について求めた圧縮強度分布とひび割れの密度分布の中央値である。

3. ひび割れも含めた岩石風化の内容とその表現

岩石風化を具体的には圧縮強度とひび割れの密度であらわしたが、このような物性を左右する内部的要因として、次のものが考えられる。

1) ミクロのひび割れ

岩石には鏡下の観察からひびわれが認められないようなものでも、その中の長石類などは砕けやすくなっている。このような物性をミクロのひび割れと考え、これを量的に表示する方法として、風化を受けない石英を基準にし、岩石の粉碎による最小粒径における石英と長石類の含量比を測定した。測定の方法は、約 50 g の岩石試料を 3 mm 以下になるまで鉄鉢で粉碎し、その中の 0.08 mm 以下の粒径のものについて含量比を X 線回折から求めた。その際、試料と同一の岩体からとり出した石英と長石類を種々の含量比に混合し、その試料について X 線回折のピークの高さを各含量比に対応させて曲線で示したのが Fig. 3 の標準曲線である。なおピークの高さは、石英の $3.3\text{\AA}$ のピーク、長石類は $3.2\text{\AA}$ 付近のピークで比較した。

Fig. 3 から石英と長石類の含量を求め各試料の結合力を比較する場合、次のことに注意しなければならない。

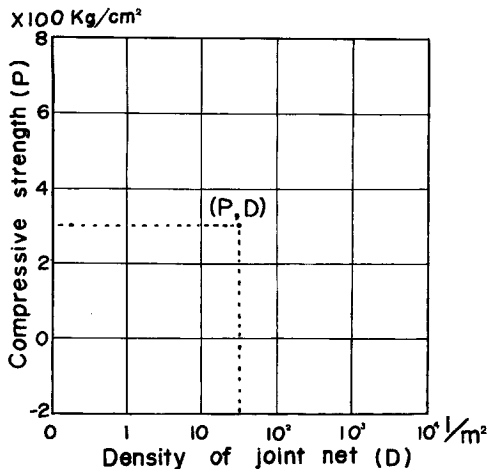


Fig. 2 Indicative method of relation between compressive strength and density of joint net.

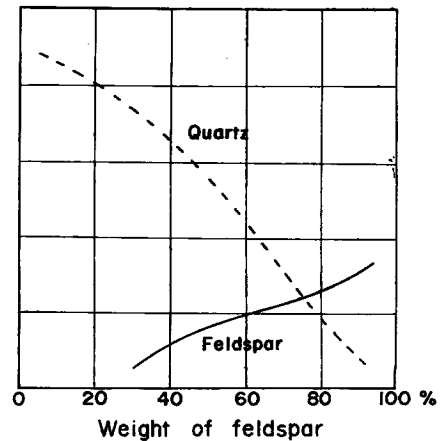


Fig. 3 Standard curve of diffraction ray intensities in various mixture rate of feldspar and quartz: For example, intensities of feldspar (62 parts) is 50 per cent of intensities of quartz (38 parts).

a) 黒雲母の X 線回折のピークが認められる場合、または、粘土鉱物や分解物などのピークが認められない場合は、Fig. 3 において長石類の含量が多い程風化が進んでいる。

b) X 線回折において 黒雲母のピークが認められず、粘土鉱物および分解物のピークが認められる場合は、Fig. 3 において長石類の含量が少なくなる程風化が進んでいる。このことは分解した長石類がそのピークを減少させるためであると考えられる。

2) 鉱物の粘土化

岩石中にみられる粘土鉱物の種類とその量は風化の程度を知る基準として役に立つと考える。しかし、ここで注意しなければならないことは、岩石が地表条件下におかれる以前に熱水・熱気作用を受けていた場合に生成された粘土鉱物のとりあつかいをどのようにするかという点である。

この報告ではそれらを区別せずに、岩石中の粘土鉱物の種類とその量を調べた。前述の方法で検討した同一の岩石試料について、鏡下の観察、X線回折および示差熱分析を行った。

鏡下の観察において、ほとんどの試料について特徴的なことは長石類の変質が著しいことである。長石類はカリ長石、斜長石が大部分で、わずかに微斜長石が認められる。斜長石は累帯構造を示すものと示さないものからなり、累帯構造を示すものは灰長石に富んだ内側から曹長石に富む外側に向かって変質が弱くなっている。これは変質の特徴であり、風化の場合は逆になるはずである。主な変質物はソーシユル石で、これは風化では生じないものである。累帯構造を示さないものには、全体的に変質が生じているもの、結晶の(001)面にはほぼ平行しているもの、あるいは双晶にそって変質物がみられるものなどがある。その他にミルメカイト構造が発達しているものがあり、このようなものは全体的に不規則な状態で変質物が生成されているのが特徴である。また、鏡下で認められるひび割れには(001)に平行なものが多く、これらのひび割れに変質が認められる。このことから、変質の条件としてひび割れが重要な意味をもっていることがわかる。カリ長石は全体によごれた感じでカオリン化をうけている。その中に曹長石の細いバンドがパーサイト構造をなして入っているものが多く、一般にその曹長石は変質を受けていないのが特徴的である。つまり、自生のカリ長石の変質は曹長石の生成より前である。微斜長石は一般に格子双晶にそって、よごれた感じで分解物が生成している。その分布は一般的に結晶の(010)面に平行なひび割れにそっている。

X線回折および示差熱分析による粘土鉱物の分析の方法とその結果を述べる。

試料は前述の各方法に使用したものである。試料の処理は、岩石試料約 50 g を鉄鉢で碎き、60 メッシュの篩を通し、通ったものを水ひし、 2μ 以下の鉱物粒子を採集する。それをガラス板に張りつけ定方位試料とした。花崗斑岩の風化の程度の異なる 3 つの試料の測定結果は次の通りである。肉眼観察によると試料番号 51 のものは塊状になってはいるが軟かいもの、試料番号 52 のものは砂状でボロボロになったもの、および試料番号 53 のものはやや土壌化しているものである。Fig. 4 はこれらの試料の X 線回折図を比較したものである。この図から、石英および黒雲母は肉眼観察において風化の進んだもの程少なくなっている。それに反して、ハロイサイトおよびモンモリロナイトを主体とした混合層粘土が多くなる傾向がみられる。つまり、岩石中の粘土鉱物が多くなる傾向と肉眼観察の風化の程度がほぼ一致する。したがって、粘土鉱物の生成は風化の程度を知る 1 つの目安となる。

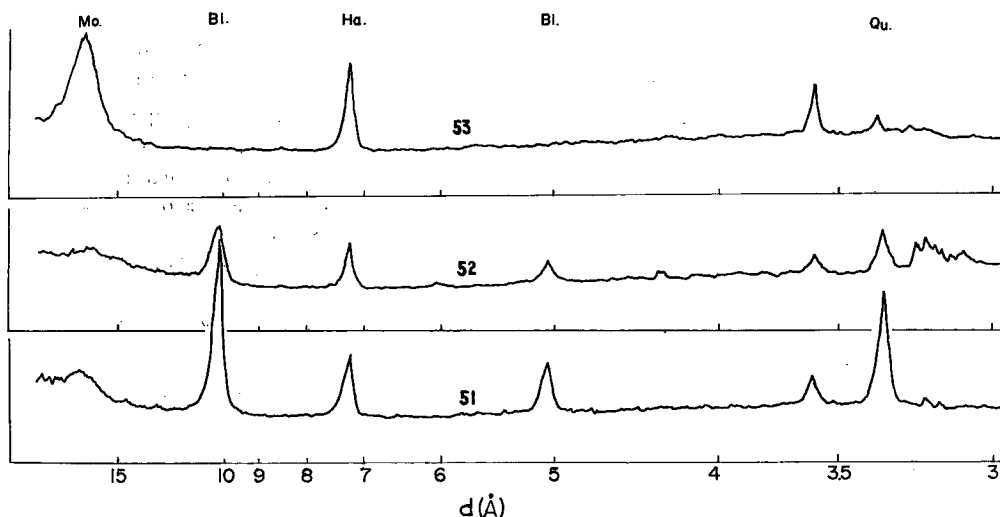


Fig. 4 X-ray diffraction chart of minerals in the granite porphyry.

Mo : Montmorillonite Bi : Biotite Ha : Halloysite
Qu : Quartz Fe : Feldspar

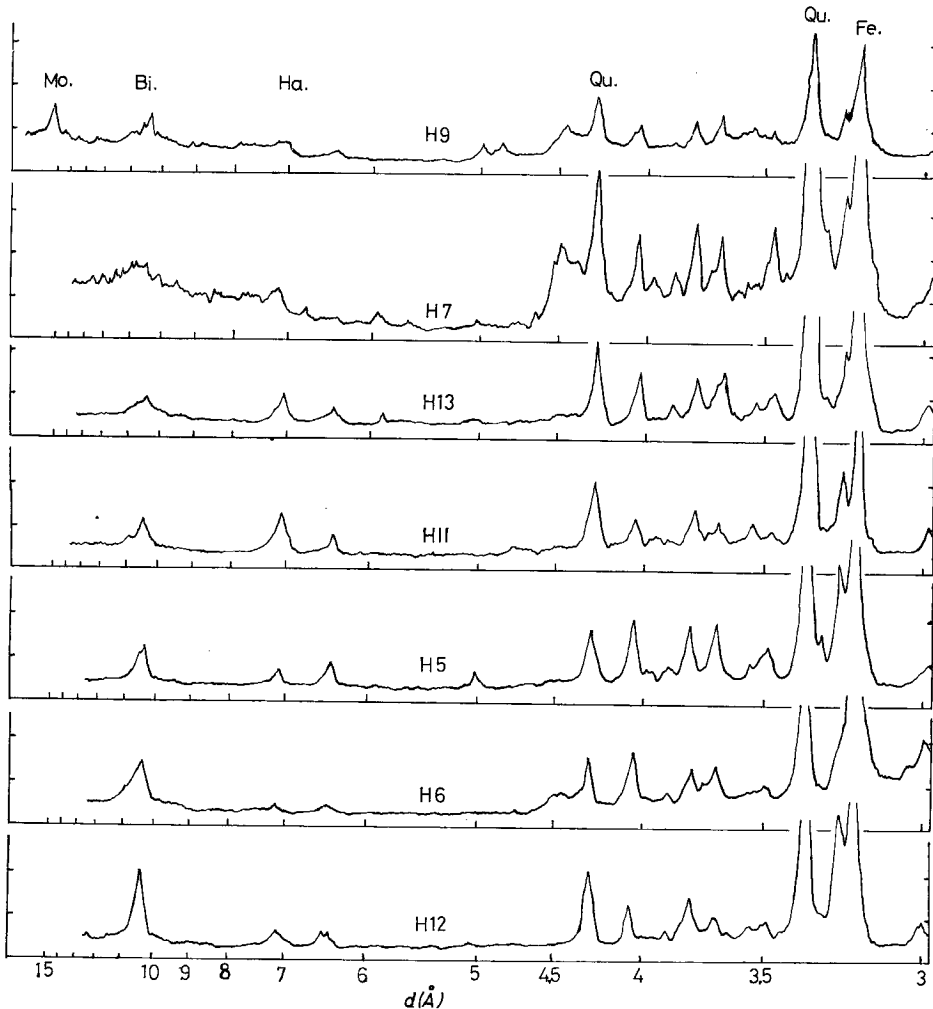


Fig. 5 X-ray diffraction chart of minerals in the granite.

Mo : Montmorillonite Bi : Biotite Ha : Halloysite
Qu : Quartz Fe : Feldspar

さらに、花崗岩の種々の風化程度のものについて同じような試みを行なった。その結果を示すのが Fig. 5 である。この場合も粘土鉱物の回折線のピークの高さと黒雲母のピークの高さから各試料の回折図を下から上に配列した。この順位は風化の程度の順位を示すものと考ええる。上にいく程風化が進んでいる。なおX線回折の際、粘土鉱物の同定が困難なものについて、試料はエチレングリコール処理および加熱処理を行なった。さらに示差熱分析によって確認した。

3) 各方法の比較

各方法を比較するために、便宜的に圧縮強度とひび割れの密度による方法をA法、岩石のミクロのひび割れによる方法をB法、および鉱物の粘土化による方法をC法とする。各方法を比較する前に、各方法で全試料をその程度に応じて5段階に区分した（Iは風化が進んでいないもの、Vは最も風化の進んだものを示す。この区分には別に意味はなく、単に得られた試料を5等分しただけである）。それをもとに、その区分

B method	I				HI1 10'	0.1.2.6 7.9.10 HI
	II				3.6:H2 1'.HI2	4.5
	III			21.24.33 35.48.51 H6	H5	
	IV	28.43	23.25.31 41.44.52 H4	H3		
	V	45.47 53.H7 H9	29.46 HI3			
		V	IV	III	II	I
A method						

Fig. 6 Relation between A method and B method.

C method	I				3	0.1.2.4 5.6.7.9 10.H1
	II		3I	33.35	1'.6'.10' H2.H12	
	III		4I	21.24.48 51.H3 H6	H5.H11	
	IV		23.25.29 44.46.52 H4.H13			
	V	28.43.45 47.53 H7.H9				
		V	IV	III	II	I
A method						

Fig. 7 Relation between A method and C method.

を比較し、各方法の比較とする。そのために作成したのが **Figs. 6**, および **7** である。図中の番号は試料の番号である。**Figs. 6** および **7** からわかるように、各方法による区分の順位は大体一致するが、厳密にみれば、B法はII, IIIの段階を示す場合にA法とよく一致する。C法はI, IV, Vの段階を示す場合にA法とよく一致する傾向がみられる。このことから、岩石の結合力の減少においては、それが強いものはひび割れが、それが弱いものは鉱物の粘土化が主な原因となっていると考える。さらに、ここでとりあつかった岩石は、風化よりも熱水作用や温泉作用の影響を強く受けており、これらとひび割れとが関連することは風化の強弱がこういった段階にまでさかのぼることを示している。つまり、岩石の結合力という点では岩石に対してほぼ均質に作用する風化よりも母材の性質（結合力の不均質性）を強く反映していると考えられる。したがって、このような岩石に対しては風化の程度を決定することよりも、母材の性質や結合力を測定することが、土砂生産や崩壊の研究に対して有効であると考えられる。

4. 結 語

以上、本文において、土砂生産の立場から、風化の具体的表現について、2, 3の方法を述べたが、得られた主な結果をまとめて結語とする。

従来、風化作用によるものといわれていた岩石の特性には、風化作用が働く以前の岩石の性質が強く反映されていることが認められた。したがって、崩壊や土砂生産を明らかにするには、岩石の風化の程度よりも岩石の結合力ということを問題にすべきであり、その具体的表現を圧縮強度 P kg/cm² とひび割れの密度 D 1/m² から P/D とした。

しかし、本文において述べたことは、岩石の結合力を十分説明しうるものではないが、今後このような方法に加えて、基礎的実験を行ない、結合力の空間的把握のため方法を明らかにしていきたい。

最後に本研究を遂行するにあたって、色々と助言をいただいた富山大学教育学部相馬恒雄助教授に深く感謝する。なお、本研究の一部は文部省特定研究費によるものである。

参 考 文 献

- 1) 矢野勝正・土屋義人・沢田豊明：蒲田川流域の地形・地質学的特性に関する研究(3), 京都大学防災研究所年報, 第12号B, 昭44, pp. 311~321.
- 2) 北野 康・金森 悟・金森暢子・加藤喜久雄：伊吹山周辺水系(姉川本川および草野川)の水質に

- よる岩石風化・崩壊の調査，災害の地域的特異性に関する基礎的総合研究，昭41，pp.72～78.
- 3) 杉山隆二・渡辺晃三：花崗岩風化における雲母類の変質，花崗岩地帯の崩壊に関する岩石風化と土砂流出の研究，昭44，p.7.
 - 4) 水谷伸二郎：醒ヶ井付近二疊系頁岩中の風化帯について，災害の地域的特異性に関する基礎的総合研究，昭41，pp.60～72.
 - 5) 小坂丈予：火山地域における岩石の変質現象と地沁りについて，5学会連合学術大会討論会講演集「山地，丘陵地に発生する災害に関する諸問題」，昭42，pp.43～57.