

天竜川流域における斜面風化深について

○草野慎一*1

鈴木徳行*2

栗原俊己*3

中村晋*3

服部康浩*3

*1 国土交通省中部地方整備局天竜川上流河川事務所, *2 名城大学名誉教授, *3 応用地質株式会社

1. はじめに

天竜川上流域では、1961年(昭和36年)に100年確率を超える降雨災害(「36災害」)を被り、その後現在に至るまでこれを凌ぐ降雨に見舞われていない。この災害では広範囲で斜面崩壊が発生し、災害ポテンシャルはほぼリセットされたと考えられる。筆者らは、崩壊発生後約50年を経過した崩壊地で現地調査を行い、風化深度(以下「風化深」と述べる)の分布や、地質の違いによる崩壊様式の相異、さらにそれから推定される風化の進行速度について検討した。

2. 調査の方法

2.1 崩壊地の抽出

「36災害」は天竜川上流域の中央構造線を挟む内帯(領家帯)と外帯(三波川帯・秩父帯)にまたがって発生している。崩壊地の判読は、各地質分布域の代表的な流域を選び、空中写真により行った。また、撮影年次の異なる複数時期の空中写真を対比することにより、各時期の崩壊地の分布割合(崩壊率)や崩壊の発生時期とその後の消長も整理した。

2.2 現地調査

抽出した崩壊地について測量を行うとともに、崩壊地内外で1崩壊地あたりそれぞれ10点の試験掘削(テストピット)と簡易貫入試験を実施し、崩壊地の形状や崩壊地内外の風化深の状況を把握した。

2.3 検討

調査結果は地域・時間ごとに地理情報システム(GIS)の型式で整理・統合し、経時変化等の検討を行った。

3. 調査結果

3.1 崩壊率

「36災害」直後では領家帯古期花崗岩(四徳川地域)、領家帯新期花崗岩(片桐松川地域)、三波川帯(鹿塩川地域)のいずれも崩壊率は4%を超えているが、秩父帯(小黒川地域)のみは1%台と低めであった。「36災害」後は、秩父帯を除く3地域では顕著な回復(減少)傾向を示したが、秩父帯ではこれほど明瞭な変化はみられなかった。

3.2 風化深

簡易貫入試験値(Nd)を風化深の指標に用い、「表土・崩積土」、「強風化岩」(Nd < 10)、「風化岩」(10 ≤ Nd < 30)、「弱風化岩」(Nd ≥ 30)と区分すると、「36災害」の崩壊地の風化岩(10 ≤ Nd < 30)下端の深度は、領家帯古期および新期花崗岩、三波川帯では、崩壊地外は150~250cm、崩壊地内は100~150cm程度、秩父帯では、崩壊地外は120cm、崩壊地内は160cm程度となった。

3.3 崩壊地の形態

領家帯古期花崗岩(四徳川地域)：崩壊地の内外に厚い強風化岩を有するが、風化岩は薄い。崩壊地内外では強風化岩の厚さが異なり、内は外より薄い。崩壊のほとんどは表層付近の強風化岩で発生し、風化と崩壊の関連が大きい。崩壊深度は浅い(約50cm)。

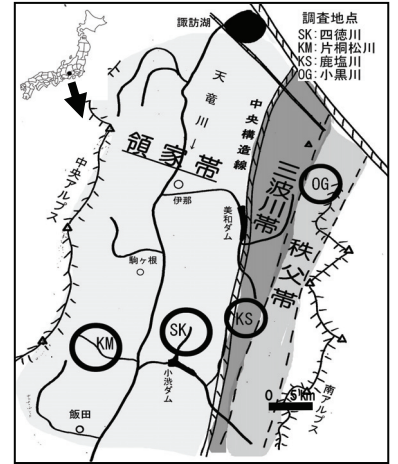


図-1 調査位置図

表-1 現地調査数量

地域	対象地質	崩壊年次	調査崩壊地数	
四徳川	領家帯	1961(S61)	10	18
		1983(S58)	2	
		1997(H9)	3	
片桐松川	領家帯	1961(S61)	3	7
		1997(H9)	1	
鹿塩川	三波川帯	1961(S61)	5	5
		1997(H9)	1	
小黒川	秩父帯	1961(S61)	5	

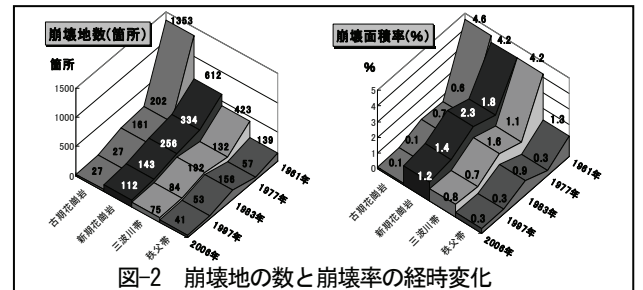


図-2 崩壊地の数と崩壊率の経時変化

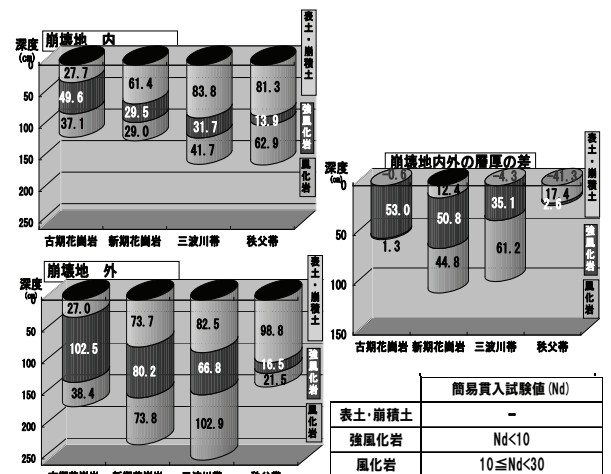


図-3 各地域の平均的な風化深(cm)

(1961年に発生した崩壊地の平均風化深を示す)

領家帯新期花崗岩(片桐松川地域)：強風化岩は古期花崗岩より薄く風化岩は厚い。崩壊地内は強風化岩・風化岩のいずれも外より薄い。崩壊の一部は風化岩を含んで発生しており、風化と崩壊の関連性は古期花崗岩類に準ずる。崩壊深度は1m程度と思われる。

三波川帯(鹿塩川地域)：崩壊地内外の差は風化岩のほうが著しく、崩積土も厚い。崩壊は風化のみでなく、断層・割れ目などの地質構造による要因も反映していると考えられる。

秩父帯(小黒川地域)：崩壊地内外のいずれも強風化岩・風化岩とも薄く、風化は軽微である。崩壊は主に破碎帯など地質構造に起因すると思われる。

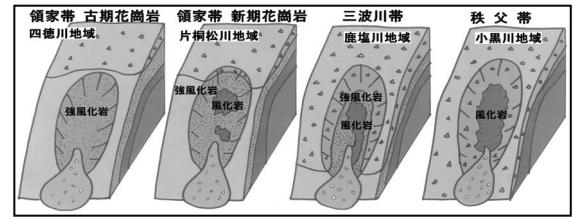


図-4 崩壊地の典型的なモデル

3.4 風化の進行速度

風化と崩壊の関連性が高い領家帯古期花崗岩(四徳川地域)について、「36 災害」(1961)以降に発生したと思われる崩壊地を空中写真で抽出し、同様に現地調査を行った。最近の崩壊は1983年と1997年に発生しており、古期花崗岩の崩壊対象となる強風化岩の深度はいずれも30cm程度であった。「36 災害」の崩壊地も含めこれら3時期の風化深(強風化岩)について、経過時間を指標に整理した(図-5)。これから直線回帰で

$$\text{風化深(cm)} = 0.84 \times \text{経過時間(t年)} + 18.6$$

が読み取れ、風化の進行速度(比例成分)は、0.84cm/年となる。

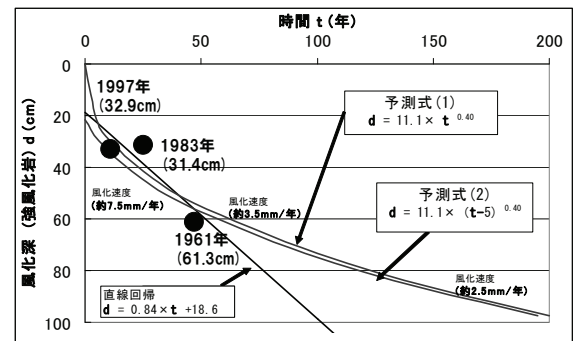


図-5 風化深(古期花崗岩)の経時変化と予測

4. 考察

風化の進行速度については、墓石・建設石材の表層観察や岩石の暴露実験(参考文献7)によるほか、原位置での力学的試験(簡易貫入試験ほか)の調査・報告例(参考文献8,9)がある。また、測地学的な隆起量(参考文献3,4,5)やダム湖の堆砂量(浸食量)から推定した浸食速度(参考文献2,10)も提示されている。

本報告では、0.84cm/年=8.4mm/年の平均風化速度が得られた。これは暴露実験による報告値(0.0003~0.009mm/年)に比べるとはるかに大きい。本報告と同様な手法(原位置試験)の報告値(3~50mm/年)、近傍のダム堆砂量から推定した侵食速度(1.9mm/年)あるいは長期的な測地データ(6~8mm/年)とは類似した値となっている。

一般に、材料の劣化履歴は当初は速く徐々に緩やかになることが知られており、累乗関数で近似することができる。これに従うと本地域で崩壊の対象とされる強風化帯の深度は、次のような風化深-時間の予測式で表現することができる。

予測式(1) $d = 11.1 \times t^{0.40}$ (「36 災害」でリセットが完全の場合)

予測式(2) $d = 11.1 \times (t-5)^{0.40}$ (「36 災害」でリセットが不完全の場合)

予測式に従えば、「36 災害」で発生した崩壊地の風化深(強風化岩)は、災害100年後にあたる2061年には現在より15cm程度深い70~75cm程度になると推定される。

表2 浸食速度・変位速度・風加速度の例

	浸食速度	変位速度	風化速度	出典
国内山岳地	5 ~0.01mm		数mm ~	福岡(2003) 福岡(2004)
小沢ダム	堆砂量 1.9mm			天竜川ダム統合管理事務所 (2005)より算出
南アルプス(70年間)	隆起量(長期)	4mm		壇原(1971)
測量成果(10年間) (飯田・大鹿・樽屋遺跡)	隆起量(短期)	1.3 ~0.5mm		国土地理院:日本列島の地殻変動
人工構造物 (花崗岩の墓石)	風化厚		0.1 ~0.001mm	福岡(2003)
	風化皮膜 (花崗岩)		0.0045 ~	福岡(2003)
切土法面 (信楽花崗岩)	簡易貫入試験値		50mm	伊藤・千木良(2000)
自然斜面 (花崗岩・花崗閃緑岩)	簡易貫入試験値		8 ~3mm	若月・松倉(2008)
風化深調査 (四徳川流域・古期花崗岩)	簡易貫入試験値		8.4mm(最大)	天竜川上流域風化深調査検討業務

5. 参考文献

- (1) 天竜川上流河川事務所, 2008, 天竜川上流域風化深調査検討業務報告書
- (2) 天竜川ダム統合管理事務所, 2005, 小沢ダム土砂バイパストンネルの設計について
- (3) 壇原, 1971, (国土地理院地理地殻活動研究センターHPによる)
- (4) 植村・山田, 1988, 日本の地質4 中部地方I, pp218
- (5) 国土地理院, 日本列島の地殻変動 (HPによる)
- (6) 福岡, 2003, 風化研究における溶解速度と風化速度 室内実験と野外測定と比較
- (7) 福岡, 2004, 流域スケールの風化速度と浸食速度 (HPによる)
- (8) 伊藤・千木良, 1999, 信楽における風化花崗岩の急速風化について, 日本応用地質学会研究発表会講演集, 33-36, 日本応用地質学会
- (9) 若月・松倉, 2008, 愛知県小原村と茨城県多賀山地の花崗岩斜面における土層形成速度の推定, 日本応用地質学会研究発表会講演集, 日本応用地質学会
- (10) 藤原・三箇・大森, 1999, 日本列島における浸食速度の分布, サイクル機構技報 No.5, 1999, 12