

中場地すべりの地質的要因と対策工法

安藤進一*

The prevent method and geological primary factor of the Nakaba Landslide Area

Shinichi ANDOH

まえがき

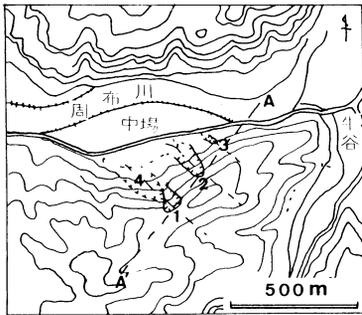
昭和58年7月22日深夜から23日早朝、山陰地方に停滞していた梅雨前線が俄かに活発化し、島根県西部を中心に記録的な豪雨をもたらした。この雨によって浜田市種出町中場地区斜面では23日13時頃、高さ80m、幅50mにわたって大規模崩壊が発生し、死者15名、全壊7戸という大きな被害が生じた。

安全と思われていた斜面がなぜこのような大規模崩壊を生じたのか、周辺斜面状況、地表地質踏査及びボーリング調査結果から地すべり発生の地質的要因と対策工法についての考えを述べる。

本文を作成するに当り島根県土木部砂防課の心よい承諾を下され、謹んで謝意を表します。

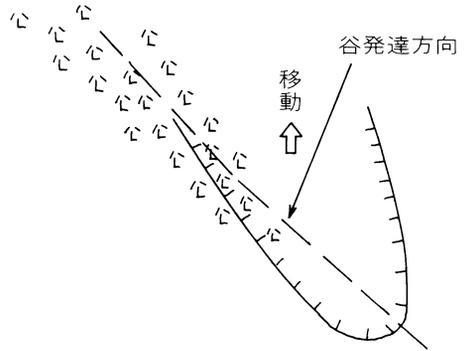
地形

崩壊を生じた斜面は、北側に面し約50°の傾斜角を有し、反対斜面(牛谷地区に面した斜面、傾斜角約30°)よりも急である。この地形は、節理、断層等の傾斜方向に左右されている。



第1図 中場付近の地形

-  崩壊斜面
-  亀裂発生斜面
- 1 写真判読崩壊斜面
- 2 3 昭和58年7月災害
- 4 昭和58年7月災害発生後だけに留る



第2図 崩壊斜面と竹の植生

地形図、航空写真判読から谷発達方向が北西—南東に一様性の伸びを示し、第1図中の4の亀裂発生斜面は1の旧崩壊斜面の延長であることがわかった。更に1, 2, 3の崩壊斜面頭部は、リニアメントA-A、上にあり構造的関連性を推測することができる。

地表含水状況を示す指標植物として上げる竹の繁茂が崩壊斜面左側に観察できる。第2図に示すように竹の繁茂方向に一様性があり、北西—南東方向に伸び崩壊面と密接な関係をもつと思われる。

地質・地質構造

穂出町周辺の地質は、古生代三郡変成岩類結晶片岩とそれを貫く閃緑岩の分布がみられる(第3図)。

崩壊斜面においては、閃緑岩を更に流紋岩が貫き、流紋岩は著しい岩相変化を示す(第4図)。

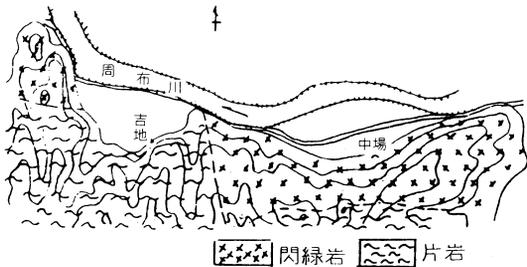
結晶片岩は崩壊斜面上部に分布し、N 60°E 45~60°Sの断層で著しく破碎され、レキ混粘土~レキ状で露出する。

閃緑岩は斜面中部に分布し、N 70°W 40~70°Nの節

* 八雲建設コンサルタント
(昭和44年 島根大学文学部地学教室卒業)

理系を主とした網目状風化がみられる。これらの節理面が流れ盤構造を成し、今度の崩壊面を形成している $N70^{\circ}W40\sim70^{\circ}N$ の節理系は、斜面下部で観察される $N70^{\circ}W60^{\circ}N$ の断層（層厚 2m 前後の断層粘土を伴う）に関連するものと考えられる。

流紋岩は硬い岩盤をなし、構成地質の中で最も若く、貫入の全体的傾向は $N45\sim70^{\circ}W$ の走向にある。



第3図 中場周辺の地質図

$N30^{\circ}E85^{\circ}S$ の断層運動が最も新しく、粘土を伴っており、地下水流動に対し遮水壁を形成し、地形的集水域にとどまらず、他地域からの流入を容易にしている。

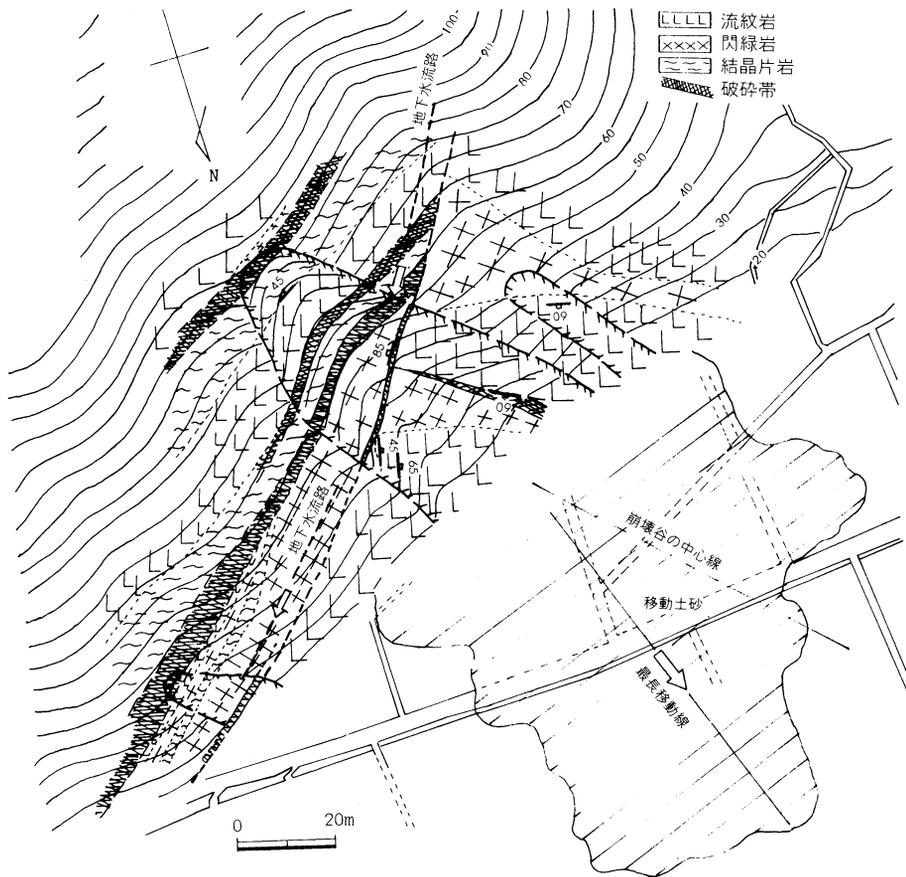
$N30\sim60^{\circ}E45\sim85^{\circ}S$ の断層が北に面する斜面に対して受け盤構造で地形勾配を支配している。一方、 $N70^{\circ}W60^{\circ}S$ の断層は第1図中の1~4の崩壊面発達方向と一致するとともに、第2図中の竹の繁茂方向とも一致する。

中場地区の地形は、地質と地質構造に大きく左右されており、力学的不連続面が潜在していると言えよう。

地すべり崩壊機構

移動土砂堆積層厚 1~2 m、移動距離 200 m と薄く広く分布している状況、移動状況を第4図に示す。

堆積層厚が非常に薄く遠距離まで移動している点から崩土は多量の水を含んだ状態で直進性があったと推



第4図 崩壊部周辺の地質図

No. 1

標尺 (m)	深度 (m)	標高 (m)	層厚 (m)	観察記録		標準貫入試験	
				土質名	色調	10cm毎 N値	N値
1.				礫泥	含炭10% 礫泥	10.20	15
2.	2.00	26.03	2.00	粘質砂	開積土	10.20	15
3.						10.20	15
4.						10.20	15
5.	5.05	27.19	3.05	礫泥	団粒粘土状	10.20	15
6.				礫泥	土層の中心部	10.20	15
7.						10.20	15
8.				断層	7.3~9.8m 砂状	10.20	15
9.	9.90	18.23	2.95	粘土	塊状	10.20	15
10.	9.60	18.53	0.80	砂	礫面粘土状	10.20	15
11.						10.20	15
12.				細粒	15°~40°斜	10.20	15
13.	12.70	15.33	3.10	砂	鈣化作用を受け、	10.20	15
14.	13.70	14.33	0.90	砂	亀裂面が发育し、	10.20	15
15.	15.00	13.03	1.30	砂	短柱状の片状と	10.20	15

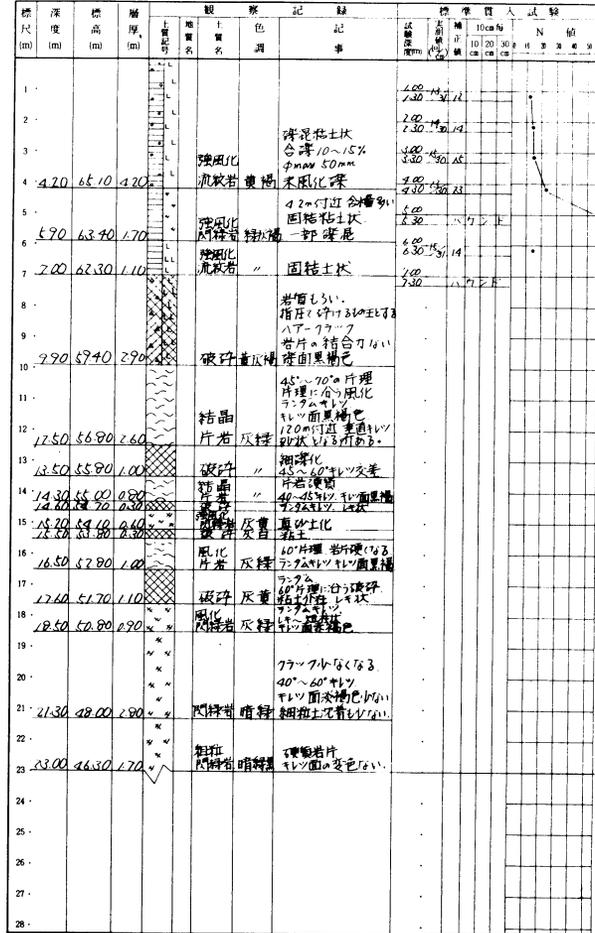
No. 2

標尺 (m)	深度 (m)	標高 (m)	層厚 (m)	観察記録		標準貫入試験	
				土質名	色調	10cm毎 N値	N値
1.	1.65	42.09	1.65	礫泥	粘土	10.20	15
2.				灰	粘土	10.20	15
3.	2.97	40.36	1.27	流砂	赤褐色	10.20	15
4.	3.50	39.83	0.60	流砂	赤褐色	10.20	15
5.	5.00	38.23	1.50	破砕	黄白	10.20	15
6.	6.70	36.93	1.70	流砂	青灰	10.20	15
7.	8.00	34.83	1.70	破砕	黄白	10.20	15
8.	9.40	33.23	1.40	破砕	黄白	10.20	15
9.						10.20	15
10.	10.50	32.73	2.10	粘土	黄	10.20	15
11.	11.20	32.03	0.70	破砕	黄	10.20	15
12.	11.70	31.53	0.60	破砕	黄	10.20	15
13.	12.90	30.33	1.10	破砕	黄	10.20	15
14.						10.20	15
15.	15.00	29.23	2.20	流砂	黄	10.20	15
16.	16.00	27.23	1.00			10.20	15
17.	17.00	26.23	1.00			10.20	15
18.	18.00	25.23	1.00			10.20	15
19.	19.60	24.59	0.65	破砕	黄	10.20	15
20.						10.20	15
21.						10.20	15
22.	22.00	21.23	3.35	流砂	黄	10.20	15

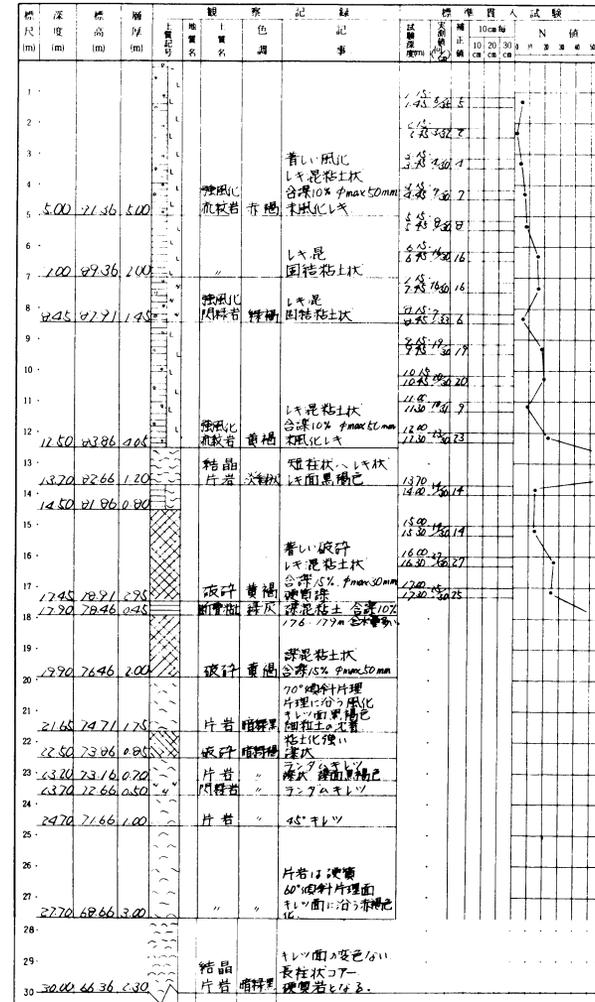
第5図 ボーリング柱状図

ボーリング地点は第6図中に示してある。

No. 3



No. 4



第5図 ボーリング柱状図

ボーリング地点は第6図中に示してある。

定される。また、崩壊土砂の最大移動方向が北々東であることから、最大滑動力は崩壊谷の法線上での発生ではなく $N70^{\circ}W60^{\circ}N$ の断層面、節理面にはほぼ直交する方向で発生したであろう。

ボーリング結果は土質柱状図（第5図）にまとめた。BP1地点で確認できた $N70^{\circ}W60^{\circ}N$ の断層粘土は、崩壊斜面中腹に分布する $N30^{\circ}E85^{\circ}S$ の断層に切られる所まで分布し、一次崩壊面を形成した。この一次崩壊によって抵抗土塊を失った斜面は、流れ盤構造となる節理系の顕著な網目状風化している閃緑岩が、 $N60^{\circ}E45\sim60^{\circ}S$ の断層破碎帯風化片岩で二次崩壊を生じ、多量の崩土となった。

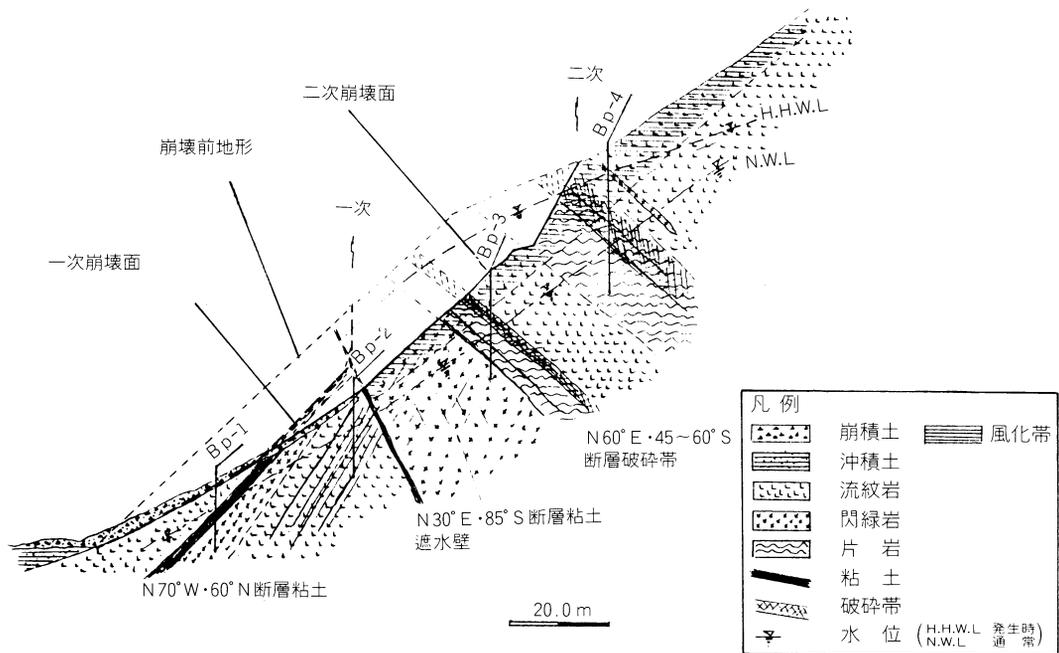
地質断面図（第6図）に示すように、斜面中部から上部の断層破碎帯での地下水が断層粘土（ $N30^{\circ}E85^{\circ}S$ ）で側方流下を避けられ、異常な地下水位上昇となった。断層粘土遮水壁での水頭差が大きくなるとともに、 $N70^{\circ}W60^{\circ}N$ の断層粘土（一次崩壊面）に沿う地下水の浸透を生じた。この地下水の浸透が断層粘土の強度低下を促し、力学的不連続面を形成していった。力学的不連続面形成の進行により斜面の安定バランスがなくなり、一次崩壊が発生した。一次崩壊による遮水層破壊で急激な浸透流が生じ、その結果、破碎帯風化域の二次崩壊につながったであろう。

主移動土塊は、斜面に対し右側の風化帯であり、左側の土塊は右側土塊移動の引張りによる崩落と考える。

崩壊発生の23日13時頃は、浜田地区の降雨ピーク時刻10時から3時間後で、時間降雨量2mm程度の雨上がりであった。そして、泥流的移動になるだけの豊富な地下水の存在が考えられる。これらのことは、第4図に示すように、地表水地下浸透域が非常に広く、破碎帯を流路とする他地域からの流入が活発であるとともに、側方流下が停止し水位上昇へと変化するまでの時間的経過を考慮すれば、多量の地下水と降雨ピーク時刻と崩壊発生のズレは頷けよう。

地すべり崩壊発生の誘因は、異常降雨による多量地下水の集水を上げることができようが、多量地下水の集水は $N60^{\circ}E45\sim85^{\circ}S$ の断層に伴う破碎帯の存在なしでは考えられない。

崩壊斜面下部では、一次崩壊面が露出して安定斜面勾配を形成し、それ以深での再滑動は無いと判断できる。というのは、ボーリングBP1、2によると、断層粘土分布深度以深のコアは硬質岩片〜棒状となり、一連の力学的弱線を求めることがむずかしいからである。一方、斜面上部で急崖を形成している風化帯の崩壊が考えられるが、崩壊面形成となる脆弱面の存在を構造的な面から探すことはむずかしい。



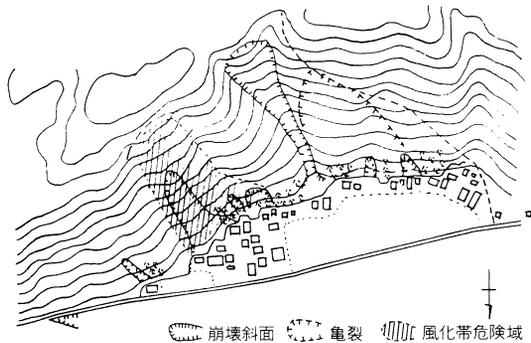
第6図 崩壊部の地質断面図

対策工法

崩壊斜面の安全対策としては、斜面上部に分布する風化帯（固粘土～レキ混粘土層）の地すべり崩壊に対する防止工法を検討する必要がある。

風化帯での崩壊は、第7図に示す範囲に及ぶと判断し、斜面の一樣化、排土を計画する。

今後想定される風化帯破壊面の傾斜角（ α_i ）が 40° であり、計画斜面傾斜角（ θ ）は $\theta \leq \alpha_i = 40^\circ$ が成立するように計画する。



第7図 崩壊斜面と風化帯危険域

崩壊斜面上部風化帯の強度定数が今後の対策工法選定に大きく影響してくるため、その決定については慎重にしなければならない。崩積土（レキ質土）の堆積傾斜角を基に次式から算出し、数値の低い方を用いた。

$$H_c = \frac{2.67 \cdot C}{\gamma_t} \tan \left(45^\circ + \frac{\phi}{2} \right) \quad \text{---(1)}$$

$$H_c = \frac{4C \sin \alpha \cdot \cos \phi}{\gamma + \{1 - \cos(\alpha - \phi)\}} \quad \text{---(2)}$$

$$\phi = 30^\circ \quad \text{---(3)}$$

ここに、 H_c ：限界高さ C ：粘着力

ϕ ：内部摩擦角 α ：斜面傾斜角

γ_t ：単位体積重量（ 1.9 tf/m^3 ）

(1), (2), (3)から $\phi = 30^\circ$, $C = 5.0 \text{ tf/m}^3$, とした。

第1図に示す1～3の崩壊斜面における地下水流動は、 $N30^\circ E 85^\circ S$ の断層によって連続性が生じ、崩壊の誘因となっていると推定すると、各地すべり崩壊頭部がリニアメント上にあることも不思議ではない。

崩壊の誘因となった地下水を有効に地区外排除することで、斜面全体の安定を計ることが第一の手段である。

そこで、今回の崩壊斜面上部の対策工法と併せて、横穴ボーリングによる地下水排除を計画した。地下水排除工は側方流下を速やかにし水位上昇とならないように出来る限り密に行い、地盤の透水性大になる改良工法と言えるほどの規模とした。

尚、横穴ボーリングは崩壊斜面中部より上位に集中させ、裂隙水の排除を狙っている。

まとめと今後の課題

中場地すべりは、移動土砂量に対し、残留崩積土が非常に少なく残留崩積土に対する防止工法を立案する必要性がなかった。これは、崩壊斜面傾斜角が 40° と大きく、移動土塊が多量の水を含み泥流的崩壊となったためである。このような地すべり崩壊形態となった原因は、地質構造にあり、運動に対する地質的要因は、地すべり崩壊機構解明の上で重要な位置づけが必要であるとともに、地質的要因に基づく地すべり崩壊誘因の抑制、排除が重要と考える。

崩壊斜面には崩積土の残留がほとんどなく崩積土再滑動の危険性は少ないが、風化帯での後退性崩壊の危険性が高い。そのため、排土工で二次災害の防止工法を検討し、設計切土勾配を1：1.0を基本にし、小段を設けることで全体斜面勾配を緩くした。微地形に即した切取りを行い、斜面内小崩壊を防止しなければならない。

斜面全体の安定化確認、抑制工の効果確認のため、地下水位観測、地盤変動観測を行う必要がある。