林業試驗場時報

第八号

昭和30年3月

福岡県林業試驗場

(IE

表)

誤 (第八号)

誤

頁	行	Ø	麦
1	目で	267	f目
6	15	行	E
11	第	3	X
7	4	行	邕
11	67	ī~7	行目
9	11	行	囯
12	第	5.4	表
17	22	fī	目
18	第	5.12	表
21	4	行	囯
23	2	行	目
27	第	5.23	表5段目
29	5	行	臣
34	7	ក	目
38	2	行	貫
n	6	፹	貫
39	24	፹	国

(3)土 壞 谷壁階段 朝倉型花崗閃緑岩 諸々に谷壁階段 大樎尺 谷壁階段 岩珪分に富む 開拆面と, 斜面との 末方位别 ・・・・ない限り難いもの 上部かう $F_{(0,01)} < F_0 = 9.84 < F_{(0,01)}$ 陸雨の浸浴 薄い土壌 脆弱な個所が ・・・・する, 地下水の 地集流水

ΤĒ (3)土 櫽 谷壁段 糸島型花崗閃緑岩 処々に谷壁段 小箱尺 谷壁段 建分に富む. 開拆谷斜面と、原面との 方位别 ・・・・ない限り生じ難いもの 上部から $F_{(0,01)} < F_0 = 9.84 < F_{(0,001)}$ 隆雨の漫透 薄い土斑 脆弱な個所か。する地下水の 地表流水

昭和28年6月の豪雨により福岡県下 (八女郡北川内町,朝倉郡杷木町附近) に生じた山地崩壊に関する調査報告

				· · ·	•
•	竹	下	敬	司	
•	,	E	次		
I. 緒 言…	•••••	• • • • • • • • • • • • • • •		••••••••••••••••	p 1
1.調査地及び調査	方法	•••••			p 2
(1)調査地	(2)調査	E 方法			
Ⅱ.気 象…			• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •		p 2
Ⅳ. 地質及地形	概 況	•••••	••••••		p 4
(1)地 質	(2)地	形	(3) 土	壞	•••••
γ. 地質及び地形と	崩壊	•••••	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	••••••••••	p 10
(1) 地質と崩壊	地の分布				I
(2) 地形と崩壊	地の分布				!
(3) 等高線の形	態と崩壊				
(4) 斜面の傾斜	状態と崩壊				-
(5) 地形による	崩壊型の分類	Ĩ			•

[.緒 言

昭和28年6月末の梅雨前線の停帯は九州各地に異常な豪雨を齎らし,随所に重大な被害を惹起した。福岡県下でも平地の水害と共に山地に於いては大小様々の崩壊を生じ,森林の伐採・道路其の他施設の築設等山地利用の進展に伴う林地開発・造林・砂防事業等に対し治山上大きな問題を投げ 懸けている。山地崩壊に就いては其の後数多くの調査報告がなされ種々検討が加えられているので あるが、崩壊地の機構性格が極めて複雑なところから未だ不明の点が数多く残されているようであ る。

本報告は昭和28年度山林事業調査の一端として福岡県下八女郡北川内町,朝倉郡杷木町旧松末村 活防近の崩壊地に対して現地悉皆調査を行つたものである。人員の不足から 調査結果を得るまで予想 外の長期間を要し,調査は昭和28年12月以降10ヶ月の間に行い、資料の整理は更に遅れ,些か調 査及び発表の時機を失した感があるが,一応の結果を得たので報告したい。治山上何等かの参考に なれば幸いである。

本研究に当り終始御指導を賜つた九大農学部佐藤教授をはじめ, 御教示をお願いした九大旅谷教 授・農林省林業試験場木立技官・県林務部治山課中島技師・当場青木場長・坂口技師, 種々御便宜 を計つて頂いた. 杷木町森林組合の藤本組合長他技術員の方々, 北川内町森林組合の方々, 当場谷 川主事,調査及び整理の際に援助をお願いした当場石川,西村,牛島其他の方々に深く謝意を表したい.

なお都合により本報告を2回に分割し、又調査表を削除したことを附記する.

調査地及び調査方法

(1) 調査地 北川内地区は福岡県南部耳納山系中の矢部川支流星野川流域に位し,大部分が田川 変成岩に属する結晶片岩によつて占められる地域であり, 杷木町地区は筑後川が山地より筑後平野 へ入る地点の北部に位し, 大部分が花崗閃緑岩1部が結晶片岩によつて占められる地域である.

調査範囲としては必ずしも行政区割によらず、第1図、第4図、第5図に示す通りである。 北川 内地区は隣接の上広川、横山、黒木の各町村の1部を含めた約 40km² の範囲とし、 杷木地区は旧 松末村を中心として隣接の宝珠山村の1部を加えた 19km² と、旧志波村の過半部の 4.5km² の2 地区とした。この中志波地区は概査を行つたに過ぎず、主対象は北川内、松末両地域とした。

(2)調 査 方 法

- イ)地形 斜面積 50m² 以上の崩壊地を撰定し(但し後述の諸褒の面積数値は特に断らざる限り水 平面積値)崩壊地及びその附近に就いてクリノメーター・巻尺による簡略測量をなし、特に主 要崩壊地に対してはコンパス測量を行い別掲写真のような地形図を作成して、崩壊地の形状、 傾斜線、等高線に対して測定をなした。
- ロ)地質 表層部の土層基岩に対して種類,構造,風化状態, 湧水状況に就いて観察を行つた。
- ハ) 埴生 種類, 令級, 被度について調査した.
- =) 其他 崩壊地の分布, 附近の土地利用状況との関連, 被害等に就いて調査した.
- 附.本報告は所謂狭礎の山崩れを主対象として記述し、特に断らない限り、地辷り・雨裂・土石 流等の崩壊についてはふれていない.

Ⅲ.気 象

昭和28年度は梅雨期間が異常に永く,降水量も莫大な数量にのぼり,6月中の月間降雨量は平年の3~4倍に達している.(第1,2表,第1,3表,第2,2表,第2,3表)6月上旬及び下旬特に下旬の6月25日より29日に至る梅雨前線による豪雨は県下で1時間雨量70粍,日雨量350粍を越えた記録があり,北川内,松末共に25日~29日の降水量は600粍を越えたものと推定され従来云われている豪雨による山地崩壊の誘因としては充分すぎる程のものであつたと思われる.(第1図,第1,1表,第2,1表)

降雨の時間強度について見ると、星野川流域では25日夜22~23時の間に1時間に40 粍をこえる 烈しい雨があり.更に26日朝7時~10時半には最も強く1時間雨量50 粍を越え、平均40 粍内外の 降雨が4時間余りも続いたようである、其の後20 粍を越える強度の雨はなかつたがなお烈しい雨を 伴いながら29日夜半まで降り続いた。杷木地区では25日夜19時~26日4時迄の間に30 粍内外の ビークが3回程あり、26日7時~10時迄の間が最も烈しくて最大50 粍をこえ平均40粍内外の雨が

竹下:昭和28年6月の豪雨により福岡縣下に生じた山地崩壊に関する調査報告



北川内附近雨量表 (m.m) 第1,1表 昭和28年6月下旬降雨 (日別)

地名	H	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	餇	24日 ~26日	27日 ~29日	24日 ~29日
<u>_</u>	木	3.3	12.7	0.4	9.3	340.3	110.4	72.6	79.7	6.5	0.1	635.3	460.0	158.8	618.8
凰	野	8.0	19.0	1.2	11.0	237.5	144.8	115.9	103.0	3.0	2.2	735.6	483.3	221.9	705.2

第1,2表 昭和28年度月别年間雨量

地	名	Ë	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
黒		木	29.5	54.8	124.5	101.2	274.2	1161.3	288.5	225.1	193.0	48.2	41.6	97.2	2639.1
星		野	30.7	56.6	148.5	95.5	316.3	1253.5	369.6	182.7	216.5	39.7	50.7	91.8	2851.9

第1,3表 平均月别年間雨量(明治34年~昭和25年の観測資料による)

地名	H	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
黒	木	58.1	72.5	124.4	173.4	168.4	371.6	325.1	203.4	217.8	106.2	68.4	67.8	1957.2
星	野	71.8	89.2	138.3	192.8	174.8	410.8	376.1	225.0	238.5	118.6	73.4	70.1	2185.5

林業試験場時報

松 末,志 波 附 近 雨 量 表 第 2,1 表 昭和 23 年 6 月 下 旬 雨 量 (日別)

地	名	ш/	21	22	23	24	25	26	27	28	29	. 30	旬計	24日 ~26日	27日 ~29日	24日 ~29日
吉		井	欠	16.5	4.6		283.5	82.5	186.8	78.2		-	(652.1)	366.0	265.0	631.0
Ξ	奈	木	5.2	10.4	1.0	8.5	252.2	66.0	108.0	117.0	7.1		572.2	326.5	232.1	558.6
大	行	寺	10.2	11.5	7.1	13.5	318.3	73.3	190.0	110.0	4.1		737.7	404.8	304.1	708.9

第2,2表 昭和28年度月别年間雨量

地	名	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
吉		井	42.4	104.6	欠	欠	欠	1228.9	306.8	220.4	230.3	26.5	50.8	欠	
Ξ	奈	木	52.8	120.5	133.9	73.4	287.6	1002.0	478.5	195.1	232.3	51.4	41.4	94.1	2763.0
大	行	寺	40.4	82.2	欠	欠	266.0	1224.8	499.8	欠	欠	欠	欠	欠	

第2.3 表 平均月年間雨量(明治30年以降の観測所資料による)

地	月名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
吉	井	62.0	76.3	122.7	162.4	143.1	316.4	315.4	171.0	204.7	104.6	67.1	71.2	1817.0
志	波	64.1	77.3	122.9	164.7	141.9	320.2	334.6	178.8	199.2	115.2	67.6	67.2	1846.6

4 時間程も続いたものと思われる. 其の後 27 日夜半に 40 粍程度, 28 日夜に 30 粍を越えるビークが 見られ 29 日夜迄降り続いた.

崩壊が起きた時間的資料は求められず従つて降雨と崩壊との時間的関係は知り得なかつたが,崩壊後の崩壊土石の堆積状況から判定して,崩壊は最強降雨時或は最大洪水位時に起つたもののみとは考えられず,過半は其の後に生じたものと推定される.

福岡県は明治22年以後10回程の顕著な水害を蒙つているが、いずれも梅雨前線により齎らされた 豪雨によるもので、颱風性のものはなく治山治水上6月頃が最も危険視さるべきものと考えられる。 28年度の豪雨はその間強風は伴わず和風程度であつた為、崩壊の誘因としての風価作用は無かつ

たものと考える.

Ⅳ. 地質及び地形概況

(1)地質 北川内地区の大部分は第2図に見られるように結晶片岩類(田川変成岩)によつて 占められ、南部の1部に新第三紀層,安山岩熔岩,洪積層があらわれている. 片岩としては緑泥片 岩,絹霎母片岩,石墨片岩,珪岩が単一若しくわ複合して露われており,新第三紀層には凝灰質頁岩 と1部に亜炭が見られる.安山岩類は凝灰質の阿蘇熔岩とやや硬質黒色の角閃安山岩,及び集塊岩が あり,洪積層としては安山岩の丸礫を含む砂礫層とガラス砂質の火山灰砂が分布している.又特に図 上に表わさなかつたが結晶片岩地の海抜高200~300m 附近まで所々に砂礫層の不整合分布を見る.



松末地区は中央の大部分が中世代の噴出になる花崗閃緑岩と,これに接触変成をうけたと思われ る片岩類,1部に安山岩類,古第三紀層があらわている。片岩としては緑泥片岩,石墨片岩が露わ れており,これら片岩と花崗閃緑岩の接触部は帯状に片麻岩化した破砕帯となつている。安山岩類 としては凝灰質集塊岩,古第三紀層として頁岩,1部に石炭の分布を見る。(第3図)

志波地区は花崗閃緑岩地区のみを調査した.なお,第2図及び第3図は福岡県土木部発行の地質 図をもととしてそれに現地調整を行つて作成したものである.

(2)地 形

イ) 北川内地区 この地区は断層山脈である水繩(耳納)山脈の南斜面を占めている. 耳納山脈



の脊梁より南の斜面は傾動地塊の背面で, 矢部 川の谷に約7度の角度で緩漫に傾斜する. 海抜 高は星野川本流岸の 60m より最高発心山の697 m に達しこの間を南北或は東北より南西に流 れる谷が刻んでいる. この地方は傾動地塊の背 部が一度侵蝕或は山脈の脊梁部以外の大部分が 沈降により海蝕をうける等して著しく準化した ものが, 極く新しい地質時代に隆起を繰返した と推定され, 新しく開析された谷斜面と上部に 残存する旧時の斜面との間に明かな不連続線を 形成している. 脊梁附近は急斜面をなす既壮年 期の山岳形を示すが, それ以南では, 新開折谷 の斜面形は壮年期を示すのに対しその上部には 準平原化した山岳形を残存している.

谷侵蝕の復活と共に谷中に谷壁階段若しくは 段丘を形成しているのがよく見受けられる.

勾配分布については2万5千分の1地形図を 利用しこれを1糎角に区切りその各々に5粍直 径の(125m)円をかぶせその中の10m 等高線

の数を算出して計測を行つたが,第7図に示す通りである.一般に勾配は山脈の脊梁部に近い地点 と各山岳の北斜面に於いて急であり, 西南部の地域は丘陵性・台地性が強く勾配は小である.

谷密度についても2万5千分の1図を用い1平方粁内の谷長を以て表し第6図の如き 計測結果を 得た.(地形図上で長さが巾より長い凹地は全て谷とみなした.)一般に谷と尾根筋との高度差の小 さい里山附近に密度が大であり,特に西南部に大なる値を示している.

谷系の発達を見るに大きな谷の主要部は既に平衡状態に達しているものがあるが,その谷の源頭 及び小支谷においてはなお伸長期にあるものと見られ,里山の谷密度の高い地域に於いても末だ満 拡張期には達していないと思われる.

全般的に主要な山岳地は全部結晶片岩によつて占められ,新三紀層,安山岩,洪積層の地域は低い台地或は丘陵地を占めているに過ぎない.

四)松末地区

赤谷川が中央部を走り北西部と東南部山地に2分し,更に赤谷,乙石谷,大山谷,小川内谷等に よつて数個の山地に分割されている.赤谷川の両側の200~500m 以下の山地はその上部が準化し た低山性の花崗閃緑岩の山地で,北西部に高く東部に低く,本地区の主要部を占めている.その上 部に結晶片岩の山地が拡り,更に上部には東部に古第三紀の土師山(466m),東南部(主として大山





		<u></u>							
4.5	.4.4ر	5.6	j 	谷	密 <u>度</u> 1 1	(七m) ² 当り) とはて示す。	の谷费(先in)	
i. 4.8	4.5	5.2	3.4		0 	1000	2000 **		
4.0	4.2	3.4	4.0	4.0			.~~.	./3.5	 ز
(5.3	5.1	5.1	6.0	4.7		3.75	4.8 [^]	2.6	
6.1	6.4	5.1	5.1	4.3	4.1/	4.7	4.4		-
7.1	8.1	5.9	4.0	2.1	2.8	3.0	ج م ر	Į	
C	7.0	4.5	4.8	3.8	5.7	4.5 <i>r</i>	// 		
	6.1_	6.6	5.5	3.3	6.3				
	Ľ,		·'	,	2	/	•		

第6 图 北 川 内 谷 密 度 分 布 図

谷の東南) に凝灰質角礫岩よりなる 針目山(400m),西部には広蔵山(700m)米山(590m)の安 山岩質の山々が発えている.この地方も侵蝕或は沈降により殆ど老年準化した山地が最近隆起を繰 返したものと思われ,谷の新しい開析面と旧時の斜面との間に北川内に於ける 程明かではないが不 連続線を形成している所が多く,諸々に谷壁階段・段丘を見ることが出来る.(第5図)

斜面の傾斜は北川内のそれに比して上昇斜面形をなすことが多く,5万分の1図を用いて北川内 と同様な方法で勾配分布,谷密度を計測し第8図と第9図のような結果を得た.この種の計測は大 縮尺の地図を用いる程小さな値が出ることを考慮して(北川内は2万5千分の1図を使用)見ると 勾配の分布は北川内のそれと差はないが,谷密度は松末においてやや大なるものと考えられる.勾 配分布,谷密度とも中央部の花崗閃緑岩地区に於いて低い値を示しているが,花崗岩性の低山は地 図に表われない小凹凸起伏が多く且つこの部分に沖積層の分布が広いことを考えると数値は可成り 高く見積る必要があり,この計測値は不満足な点が多い.

(3)土 壤

イ) 北川内 地形・母材の種類によつて可成り異つた堆積様式を示している。先ず最も大面積を

林菜試驗場時報



占める結晶片岩地区について見る.谷の新しい開析面では所によつては谷斜面に 基岩露頭を示し幼 年谷の様相を示す所があるが概して壮年期の谷斜面をなし, 膨軟な壌土で磔に富む俀良林地が分布 している.凹地には崖錐の形成もあり崩積土が広く存在して B_D 型の土壌型をなしており,凸部は やや土層は薄いが B_D'型の土壌分布を見る.この地域は前記開析面形成後の再度の谷侵蝕により, 更に新しい開析面の明かな所もあり所々に押出段丘が見られる,特に東部中川原の北側の谷に顕著 である.

開折面の上部には、旧時の準化した山岳地形が残つており、緩傾斜・低起伏の様相を呈し所々に 砂礫層の不整合分布を見る、土層は凸部においても比較的厚い。凹部としては広い谷状を呈するも のと擬圏谷状をなすものがあり厚い崩積土が見られる、土性は火山灰の分布と相俟つて開析面のそ れに比して埴質でやや堅密なものが多く凹所で Bo~Bo'型,凸部においては広く Bo型土壌の分布 を見る他、海抜高300m 以下の地域では赤色土の分布も見られる。

次に基岩の種類に関して見ると絹鏨母片岩・緑泥片岩は風化が著しく軟弱であり, これに起因する土壌は堆質が強い.結晶片岩中珪分の含量の多いものは化学的風化に対して比較的強く 硬質であ

第8团 松末勾配分布团 秋末 9 1 4 分 布 团

第9図 松末谷密度分布図 1(km)² 当りの谷長(km)を以て谷密度を表す。

				-													-	
2	LON	ា		0	-	<u>'</u>	2	_	3		•		5	-	6	7		8
R	읽면와)用		۳ ۲	4.	5	9.	1	5.5"	[ľ,	.8	2	1.8*	29	5.6°	29	.8	32.6
				E	3	5	ł	6\		6								
	5,	.7	٢.	5	5	-Ġ	1	6	8	3	⁻ 4		- 4	5				
	i5	7		6	5	6		7	1	7	4		i	, I				
	5	7		4	۴ 	6		8	4	۴	6		4	i				
	6 <u>)</u>	5		4	Ļ	3		6	1	5	6		3	;) [⁵	5		
	ەر	. 5	•	5	5	4	Τ	3	1	3	5		5		S	۶.		
•			1		٢.	4		4	:	3	3		5	:	5	;	7	į
				7	ŕ	6		4	4	\$	3		5		4	-	19	
				5	51	4		3	:	3	4	•	6		6		(5
				9	; į	3		0	!	5	6)	5		4	L	!	5
				1	1	i 1	Ι	4	1	5	e	5	3	;	4	ŀ	1	5
						Ľ.,		5		7	6	;	5	;	7	7	1	ş
								5		5	• 4	F	4	-	. 7	7		5
																	-	

		.5.3		
(3.9 (,. 	6.0	4.8 ?	
) 	7.5	4.6	5.2	5.6
<u>ک</u> . 4.7٦.	^{6.4}	5.3	5.3	3.4
	/ (5.9	4.9	4.6	5.8
	; 4.4 ;	4.8	4.5	4.2
·	٦. ٦	5.5	5.0	4.9
٥	10	00 20	00 m	

るが割目にとみ、その風化過程は「岩一礫一土」と連続的に行われ、これに起因する土壌は礫の含 量が多い壌土で開祈谷面で特に良好な林地を形成している.

三紀層には凝灰質の頁岩に由来する埴壌土. 洪積層には安山岩質のやや堅密な埴壌土と砂質黒色の火山灰砂. 安山岩地区は丘陵性地形の上に他の地質区に比してやや薄い埴壌土〜壌土の土層が分布しており, B_B型の土壌が多い.

ロ)松末 北川内に於ると同様地形基岩に応じて種々の堆積様式を示す。

花崗閃緑岩では基岩が深層風化して純粋の土層との区分が明かでない.新しい開祈谷の斜面はほ ぼ早壮年期の様相を呈し淡褐色の砂質壌土が分布している.基岩は著しい深層風化をうけ殆ど全部 「まさ」状を呈するため磔に乏しく,斜面形が上昇型で基部が比較的魚斜をなし崖錐の形成された所 はなく谷斜面上の崩積土の分布は少ないようである.特に凸部では純粋の土層は極めて薄い.段丘崖 面は上部と著しい不連続線をなし,その崖斜面上には分化した土壌を欠く場合が少なくない.谷壁階 段或は段丘の上部では比較的厚い古い土層を見ることが出来るが,やや埴質で,色も赤色の度を増 加している.一般に開折谷面上部の凹地には比較的広い谷状地や浅い擬圏谷状を成す所があり,や や厚い砂質の崩積土で覆われている.土壌型としては B_B型とついで B_b′型が広く分布し, B_D型 の分布は北川内に比して狭く凹部附近と沢筋に限られるようである.

結晶片岩地は比較的崩積土に富み松末地区の優良林地となつているが, 北川内に比して上昇斜面

形を示す所が多い.北北西部の脊梁部は準化山岳地形を残しており, やや埴質の厚い土層が分布している.

土師山附近の古三紀層の地域も旧時の老年期地形が残存しており海抜高 300m の附近に原野状の 台地が見られ旧時の厚い砂礫層の分布をみる。新しい侵蝕谷は僅かにその下辺を侵しているに 過ぎ ない。

集塊岩地区は針目山南部の急斜地以外は緩傾斜の原野性埴土によつて占められている. 急斜地に は礫に富んだ崩積土が分布し良好な林地となつている.

♥. 地質及び地形と崩壊

(1) 地質と崩壊地の分布

山地崩壊の発生状況が地質によつて異なり,崩壊発生の難易は基岩,土層等の地下部の構造によ つて強く支配されている.

イ) 地質区別崩壊状況

今回の豪雨によつて各調査地に発生した崩壊地面積及び個所数は第5,1表,第5,2表,第5,3表に 示す通りである.即ち北川内に 5.4ha.約200 個所,松末に 5 ha 310 ケ所,志波の1部に 130 ケ 所余りの崩壊を生じている.各地区にはなお未調査の崩壊地が数ケ所(何れも小型)あり数値はも う少し上廻るものと思われる.崩壊地の面積は崩土による被覆面積は含まず,これを考慮に入れる と荒廃面積は更に倍加するはずである.なお地辷土石流面積は含んでいない.

安山岩 窗 結晶片岩 | 新三紀層 | 洪 積 層 | 冲積層 地 全心的 積 (ha) 3520 44 40 67 315 3986 ha 地 質 面 積 (m²) 51,610 1220 745 53,615m² 歯 崩 面 27.8 100ha 当りの崩壞面積 (a) 14.7 18.7 13.5a 96.3 2.3 全崩壞面積に対する百分率(%") 1.4 100% 182 7 8 0 197 崩 壞 圸 数 0 5.2 17.5 20.0 5.O· 100ha 当 り 崩 壞 地 数 100 _ 92.3 全数に対する百分率(%) 3.6 4.1

第5,1表 北川内,地質区别崩壞面積,崩壞数

......

, i.i.

第5,2表 松末地質別,崩壞面積,崩壞数

地		質	花 崗 閃 緑 岩	結晶片岩	古三紀層	安山岩	冲積層	全
地 質	面	樹 (ha)	1144	449	27	174	120	1914
崩壞	面	積 (m²)	42920	4620	2095	170	, —	49.805
100ha 当 り 崩	壞面	積 (a/ha)	37.6	10.1	77.4	1.0		26.0a
全崩壞面積之	の百分	峯 (%)	86.5	9,0	4.2	0.3		100%
	地	数	256	39	13	. 2	0	310
100ha 当 り 崩	壞地	数	23.1	8.5	48.0	1.1	0	16.4
全数に対す	る百分	率 (%)	82.6	12.6	4.2	0.6		100%
			,					

(註.以下なお面積、個所数を扱つた表が数個ありい ずれも夫々の合計値を示しているが整理の都合上 重複、省略を行つているため合計値は調査区全体 の崩壊面積或は個所数と一致せぬ場合が多く、真 の値を示しているのは第5,1表、第5,2表、第5,3 表の3表である)

第5,3赛 志波地区,地質别	山崩れ発生数
----------------	--------

地質名	花崗閃 緑岩	冲積層	全
地質面積(ha)	410	40	450ha
崩壞地発生数	123	0	123
100ha 当りの崩壊数	30.0	0	27.3
全数に対する百分率	100%	0%	100%

今回の調査地における 100ha 当りの 発生 面

積, 発生数を他所或は過去の著しい崩壊の数値に比較すると発生数は兎も角として発生面積は著し く低い値を示している. 災害直後地元において調査された崩壊面積は兎角誇大示され勝ちであり, 崩壊地数に関しては主として大きな崩壊地のみを対象とするため比較的少い値が出ているようであ る. これらを考慮してみても,北川内,松末両地区の山崩れは60年に1度の豪雨に起因するとはい え比較的少なかつたものと見られ,又本地区が県下でも決して崩壊が少なかつた方ではないという 声から判定すると福岡県南部では大正10年等の過去の記録から見ると山地の崩壊はあまり多くな かつたのではないかと推定される.(註.大正10年6月の大分県日田及び八女郡の山崩れの資料によると山 林 100ha 当りの崩壊数は15.6 個所,崩壊面積は 1.25ha となつている)

表について地質別に崩壊の難易があるかどうかを検定するため, 沖積層を除く各地質区に平等に 崩壊が起りうるものとして面積(単位アール)・個所数について期待値を算定し「X²ー検定」を行つ た所,北川内,松末両区内の地質別対比に於いても,又,特に花崗閃緑岩と結晶片岩のみを対比し た場合にも著しい有意の差が認められた.(検定数値は省略して掲げない)即ち花崗閃緑岩地域が結 晶片岩地域より崩壊が多い結果が出ており,又同じ花崗閃緑岩についても志波の方が松末より多い 結果が出ている.

この事は後述の地形, 森林, 土地利用状況等にも 関連があるが, 今基岩状態についてのみ考察 を加えて見る. 花崗閃緑岩は著しい深層風化を受け所謂「真砂」の状態を呈して基岩の 面影を残し たまま砂質の土層化をなしており,時に丸い礫を見るが, 健全な硬岩を見ることは少ない. これに 対して結晶片岩は剝離しやすく珪分に乏しい霎母片岩など軟弱なものもあるが, 一応の基岩として 性状を有しており, 基岩そのものの抵抗性は深層風化した花崗閃緑岩のそれより.可成り大きいもの と考えられる. 又土層について見ても花崗閃緑岩に起因するものは砂質で流動性が強いのに比して 結晶片岩のそれは礫に富み, 層断面においても表土から次第に礫の含量及び大きさを増して基岩へ と連続的に連なつており土層自体の抵抗性も大きいのではないかと考えられる.

特に崩壊の著しかつたのは松末地区の片岩と深成岩との接触部における破砕部で,計算によると 100ha 当り約 2 ha, 35 ケ所の崩壊発生度を示している. 岩質としては 硬いが,割目の 発達が顕 著で,基岩そのものが煉瓦大の角礫を積み重ねた様な構造を示す所が多く,抵抗性は著しく低いも のと思われる.

又花崗閃緑岩についても松末と志波とは前者が糸島型であるのに対して、 後者は朝倉型であり、 後者(志波)の場合の方が更に深層風化が著しいようであつたが詳細については 知り得なかつた。

結晶片岩及び花崗閃緑岩の地形変移部の上部には砂礫層其の他の古い土層の分布を見,地形変移 部の周縁部に起つている崩壊にはこれに関係したものが多いように見受けられる.

第三紀層及び洪積層地域はその分布面積が少ないので明かでないが一応片岩地区より崩壊しやす いのではないかと思われる. 松末の古三紀層に於いて特に高い数値が出ているがこの附近は旧時の 砂礫層よりなる台地が地辷りを起しており, これに附帯した山崩れが起つているためであつて, 三 紀層における正常な数値を示しているものではない.

安山岩及び集塊岩地域は北川内,松末共殆ど崩壊は見られず最も安定した様相を呈している. この附近は大略晩壮年期の低山で,新しい開析谷の分布も明かでなく地形的に現在やや安定しているのではないかと思われる.

従来豪雨により崩壊しやすい地質は花崗岩・集塊岩・凝灰岩・洪積層などで崩れにくい地質は古 生層・中生層・三紀層などであるとされており、今回の調査によつても花崗閃緑岩地区が結晶片岩地 区よりも崩壊しやすいという傾向が表われている.しかし集塊岩についてはやや 反対の結果が見受 けられ、本調査地の外に星野川,矢部川上流部の集塊岩地区約 500ha を概査した結果でも余り著し い崩壊分布は見られなかつた.しかしこの区域は大正 10 年の豪雨時に大崩壊があつた記録があり、 崩壊の免疫性を考慮に入れると確かなことは云えない.

.

n)結晶片岩地域の基岩の種類と崩壊

調査地内の結晶片岩地域では絹雲母,石墨,緑泥の各片岩類が単一若しくは複合,或は互層をな してあらわれ,軟質のものと,やや硬質の珪分に富むものとがある. 珪分に乏しいものは片理構造 がよく発達して剝離しやすく,又風化が進み易いようであり,特に絹雲母片岩では,片理の面影を 残したまま埴質の土層化した個所があつた. 片岩中に挾雑する石英の薄脈は硬質であるが脆弱で, 基岩強度を著しく減退させているようである. 珪分に富むものは剝離性に乏しいが, 割目の発達す るものが多く,著しい褶曲或は断層に伴う破砕部が随所に見受けられた.

次に基岩の種類別に崩壊数を見てみると、大略第5,4 表のような結果を得た. 調査地内における各 基岩の占有面積が明かでないためどの岩がくずれやすいか結論ずけることは出来ないが、一応絹雲 母片岩区が崩れやすいものと云えそうである.

岩	4			名	珪分に乏しい 軟 質 岩	岩珪分に富む 硬 質 岩	計
緑	泥		片	岩	9	16	25
石	盟		片	岩	42	19	61
絹	拭	₽₽	片	岩	102	29	131
		計			153	64	217

第5,4表 基 岩 别 崩 壞 数(北川内,松末合計)

又片岩地域の崩壊の中で崩壊面に基岩が露出しているもの159ヶ所について、 基岩が割目に富む

ものと剝離性の著しいものとの2つに分けその数を算定した所,前者が63,後者が96ヶ所あり,剝 離性のものの方が多かつたが,土積面積的には前者の方に大規模のものが多いようであつた.

結晶片岩地域では軟質岩では片理構造,硬質岩では節理其の他割目の有無が崩壊に対する重要な 素因となつている。

ハ)地質と崩壊地の状況

(a) 崩壊地の規模

崩壊地の斜長,巾,斜面積を幾つかの階級に分け,夫々に於ける崩壊地数を地質別に算定して第 5,5 表から第5,7 表のような結果を得た.

	北	Л		内			松						末	
地型	結		片	岩	花	崗	四	緑	岩	裙	i	E E E E	片	岩
斜長(m)		頗	更	%	度	数	頗	庻	%	更	数	頗	更	%
0~ 10	42		22.0)	4	8		22.8		1	2		29.2	•
~ 20	103		54.0)	11	۱		52.5		2	5		61.0	-
~ 30	25		13.0)	3	0		14.2			2	· .	4.9	
~ 50	12		6.3	l	1	7		8.0		i i	2		4.9	
~ 70	5		2.6	i		3		1.5		-			_	
~ 90			2.1		-	-		_		-			·	
~110	-			•		2		1.0		-	-			
a t:	191		100.0		21	1		100.0		4	1		100.0	

第5,5表 崩壊地の斜長とその頻度

第5,6表 崩壊地の最大巾とその頻度

	北	Л		内									未	
地質	結	en Bei	片	岩	花	崗	閃	緑	岩	結	ł	晶	片	岩
最大巾(m)	度 数	頗	度	%	庻 数	2	頒	度	%	度	数	頗	度	%
0~10	. 73.		38.2	2	86			40.8			16		39.0	
~ 20	83		43.5	5	89			42.2			20		49.0	
~ 30	20		10.5	5	19			9. 0			2		4.8	
~ 50	7		3.7	,	16			7.5			3		7.2	
~ 70	6		3.1	L	1			0.5			-			
~ 90	2		1.0)							-	_	-	
計	191		100.0)	211			100.0			4 1		100.0	

林蕊試驗場時報

														-	
		北	Л	内				松						宋	لينتز
·····	地位	結	晶片	七 岩		花	崗	閃	緑	岩	麉	i		片	岩
面積(m ²)	更双旗度	度 数	頗		%	度 梦	201	頻	度	%	度	数	頗	度	%
50 ~	100	78		40.8		112			45.4			20		46.5	
~	200	50		26.2		65			26.3			11		25.6	•
~	300	20		10.5		22			8.9			6		14.0	•
~	400	13		6.8		15			6.1			2		4.6	
~	500	6.		3.2	1	ε			3.2		1	1		2.3	•
~	1000	14		7.4		18			7.3			3		7.0	
~	2500	5		2.0		4			1.6					·	•. •
~	5000	4		2.1	i	2	2		0.8					-	
~	10000	2		1.0	• •	1		•	0.4						
Ē	ł	191		100.0		247	·		100.0			43		100.0	

第 5, 8 表 地質区别崩壞単位平均面積(m²) (水平面積)

北川	t -		耛	n H	片	坮	新	Ξ	紀	阏	洪	徴	鬫	全	
72	Л	R			2	84			1	74			93		272
	-		花崗閃緑岩	結	संस संस	片	岩	古	Ξ	紀	曆	安	Щ	岩	全
松		禾	. 168		1	18			1	61			85		160

表より大略次のようなことが云えよう.

- (1) 各地質共,殆どの崩壊地が斜長 30m 以下特に過半数は 20m 以下であり,最大 100m 程 度のものがある.
- (2) 巾は長さよりやや狭い傾向があり、大部分が 20m 以下で、最大 80m 程度のものがある.
- (3) 斜面積は殆どが 300m² 以下,特に 200m² 以下のものが多い. 花崗閃緑岩地区では殊に 200m² 以下のものが多い。
- (4) 第5,8 表に見られるように地質別の崩壊地の平均単位面積は、北川内の結晶片岩地区が松末 の花崗閃緑岩、結晶片岩に比して大きい値を示す。北川内地区が谷斜面上の崩積土の分布量 が多いのがその理由の一つとも考えられよう。 1.1

なお、崩壊地の平均深度、崩壊地の長さと巾の比を算定したが、 地質的な特色は認められなかつ た、(崩壊型の項参照)

三紀層、安山岩類、洪積層地区は占有面積、崩壊地数が少ないので明かなことは判らなかつた。

(b) 崩壊地とその部分の土壌の深さ

崩壊地に於ける土壌の平均深度を推定してこれを浅(1m未満)中(1m~2m未満)深(2m 以上)の3階級に区分し、地質別に夫々の階級の頻度を算出し(a)表のような結果を得た。一般に結 晶片岩地区では花崗閃緑岩地区に比して土壌が薄い所では崩壊し難い傾向がある様に考えられる。

竹下:昭和28年6月の豪雨により福岡縣下に生じた山地崩壊に関する調査報告

• · ·	(a)云 _, 朋	環 地 の 状 態	、 数値は 規 世 %)	
<u>я</u>		北川内	松	末
F	曹 地 質	結晶片岩(%)	花崗閃緑岩(%)	結晶片岩(%)
崩壞発生地に於け る 土 層 の 深 さ	1 m 未 満 2 m 未 満 2 m 以 上	33.2 41.8 25.0	58 25 15	3.8 5.8 5.4
崩壞面に於ける基 岩 露 出 状 況		24.2 50.0 25.8	78.0 17 <i>.</i> 3 4.7	45.0 37.5 17.5
崩落材料	表 土 の み 崩 積 土 の み 表土と風化 基岩 崩積土と風化 基岩 崩積土と風化 基岩	27.7 45.2 11.3 12.3 3.5	48.2 13.8 19.4 6.9 11.7	43.2 29.8 18.9 5.4 2.7

(c) 崩壊面の位置

崩壊面内の基岩の露出状況を調査し、これを基岩の露出していないもの、 風化した軟質或は脆弱 な基岩の露出しているもの,硬質の基岩の露出しているものの3つに区分し,地質別に夫々に対す る頻度を算定し(a)表,(中段)のような結果を得た.花崗閃緑岩の風化基岩としては著しく着色土 層化したものは除き,未だ土壌としての分化を見ないやや硬質で白色の深層風化基岩をとつた. 又 崩壊面内に基岩が局部的にしか露れていないものは基岩不露として扱つた.

一般に結晶片岩では崩壊面が土層間にあるものの他、土層と基岩の境界部、或は風化基岩内にあ るもの等いずれもよく見受けられた.

花崗閃緑岩地区では崩壊面に硬質の基岩は勿論、土層に比してやや硬質の白色深層風化基岩の露 われることは少なく大部分の崩壊面は土層若しくは土層化した深層風化基岩内或は その境界部にあ るものと考えられる.

(d)崩落材料

各崩壊地に於ける崩落土砂が、 その部分の土層或は基岩の如何なる部分に由来するかを調査し、 第(a) 表(下段)の如き結果を得た.

土曜を崩積土とそれ以外のものに区分し、崩積土以外の残積土・制行土等をやや適切を欠くが単 に表土として表現した. 更に崩壊が土層のみを主体として生じたもの, 土層と風化基岩の表層部剝 離とが一緒に起つたもの,主として基岩部分が崩壊したものとに分け,都合5種に区分した. その 各々について地質別に崩壊頻度を算定した.

一般に谷形の壮年期に達した北川内の結晶片岩地区では崩積土地域の崩壊が多くそれ以外の土層 の分布する地区では比較的少ないが,谷の若い松末の結晶片岩地区では前述した通り 100ha 当りの 崩壊発生数量も大きく、崩積土以外の土層の分布地域にも多数の崩壊を生じている。

花崗閃緑岩地区では崩積土以外の土層の分布区域における崩壊地が多く、 麦土崩落とついで表土 に伴う深層風化基岩の崩落が広く見受けられた.

(2) 地形と崩壊地の分布

山地の崩壊は不断に行われる侵蝕輪廻過程の一コマであり、今回の如き豪雨による多数の川崩れ の発生は極めて長時間の間に行われる地形形成の現象が短時間且つ大規模に展開されたに過ぎず 山地の崩壊が地形と密接な関係にあることは云うまでもない. ÷.

イ)局部的地形と崩壊分布

崩壊地附近の局部的地形を区分して、地質別にそれに発生した崩壊地の発生個所数を算定し第5. 9 表, 第 5, 10 表, 第 5, 11 表の如き結果を得た. 表中の名称はやや適切を欠いているが, 大体, 次の ような意味のものである.

/// 斜面上(上下	の位置		位置	山脚面	微小山脚面	面徐重普	斜面上の ガリ状凹 地 頭 部	準谷状凹地	谷頭	計
ሻ			端	18	15	52	3	1	2	91
ሾ			腹	5	8	18	· 2	1	1	35
中			腹	3	1	12	12	1	6	、35
上			腹	1	1	1	2	-	7 .	12
稜	線	附	近	1	_		—		15	16
	1	Ħ		28	25	83	19	3	31	189

第5.9 表 北川内,結晶片岩地における地形的位置の相違と崩壊地発生数

第5,10表

松末地形的位置の相違と崩壊度数 結晶片岩

新面上の 上下位	位置	蹬	山脚面	徵小山脚	普通斜面	斜面上の ガ リ 状 凹地頭部	谷状凹地	谷頭	共の他	計
ፑ		端	6	2	16	_	-			24
ሻ		腹	2			—		3	—	5
中		腹	1	-	2	1	-	1	—	5
上		腹			—	—	-	—	-	
稜線	附	近		—	—	-	—			·
	計		9	2	18	1		. 4		34

第 5,11 表 松末地形的位置の相違と崩壊度数 花崗閃緑岩

斜面の上 上下位置		消面状 形態	山即面	微小山脚面	普通斜面	準ガリ状 凹地頭部	谷状凹地	谷頭	其の他	計
ጉ	•	端	18	23	88		1		1	131.
ሻ		腹	6	2	27	4	-	—		39
中		腹	1	4	16	7	1	10	1	40
上		腹	-	1	8	. 1	—	4	1	- 15
稜線	附	近	1	-	1		—	1	6	9(1)
1	# †		26	30	140	12	2	15	. 9	234

〇川脚面…広く凸状斜面を包含せしめたもの

○ 微小山 脚面 … 斜面上の 襞状の 凸状部

○斜面状のガリ状凹地…やや広い斜面の局部に細長く生じたガリ状凹地.

○谷状凹地…常には流水なく全体的に土層の分布を見るような谷状地

○谷頭…谷の優蝕頭部

○普通斜面…谷などに比して等高線が大きな曲率半径を示す凹地や、凹凸の少い広い斜面とし、や や大きな山脚の末端面が三角状の広い面をなしている場合もこれを山脚面とせず 普通斜面とし た。

○其の他 段丘等の特殊なもの.

地形の垂直的な位置としては普通に侵蝕を受ける沢状地を下端とし、その直上部の稜線までの間 を、上、中、下腹に区分した.

表より次のことが推定出来る.

(i) 谷頭其の他侵蝕の頭部に起つた崩壊以外は斜面の基部に近い所で起つている。

- (ii) 凸状地の崩壊は特に斜面の基部に集中している.
- (iii) 凹地形の崩壊程斜面の上部にまで分布する傾向がある.
- (iv) 凸状地よりも凹地形に崩壊が多い.
- (v) 集水線に接するか或はそれに近い所に多くの崩壊分布を見る.
- (vi) 花崗閃緑岩地の方が結晶片岩地よりも基部に近い崩壊が多い。

ロ)谷の状態と崩壊

北川内・松末両地区とも概況で述べたように谷が回春により準化山岳地形を優蝕し,新しい谷の 開析面が分布しており,特に北川内に於いて著しい斜面の変移部を見ることが出来る.多くの崩壊 はこの開析面と,斜面との不連続線の周縁部に分布している.従つて谷と谷との中間に残存する未 だ開析の及ばぬ緩い山岳形の個所には崩壊は稀であり,又逆に開析の進んだ脊梁部に近い晩壮年期 のやや魚な斜面にも崩壊は見られない.

谷の開析に関連する崩壊については大略次の3つに区分出来る...

- (i) 開析谷斜面において崩壊部の下端を斜面の基部に接し,[主として脚部喪失に起因するもの, この場合崩壊地の頭部の位置はその地域の山骨に支配され区々である.
- (ii) 崩壊地の頭部を開析面と原地形との不連続部附近に有するもの。
- (iii) 斜面の不連続部の上部に生じたもので崩壊地の下端部を不連続線附近に有するもの. この場合原面上の凹所に分布する古い崩積土或は砂礫層の崩落するものが多い.

上記の3型が単一に表われる場合の他,上下に複合して表われる場合も多い.

次に谷密度と崩壊地の分布については、一応谷密度の大なる地区程崩壊が多い傾向がありそうに 感じられたが、地形図を利用してこの両者の相関表を作成した所、地形計測法の未熟にもよるが、 明かな相関関係は認められず、結論づけることは出来なかつた.

いずれにしても谷がなお伸長期にあるので地形的には未だ不安定な個所が多いことになり,今後 共多少の崩壊は免れない.

. . . .

ハ)斜面の方位と崩壊分布

崩壊斜面の方位を東西南北の4方向に分け夫々における崩壊地数と面積とを合計し、それにより 頻度を算定して第5,12表,第5,13表のような結果を得た.これによると北川内に於いては南面に多 く北面に少く,松末においては南面に多く,西面に少ない傾向が見られる.しかし別に地形図上より 調査地全体に於ける斜面の方位分布を計測した所第5,12表,第5,13表の下段に示すような頻度を 得,方位別の崩壊地の数量と同様の傾向を示している.そこでこれら斜面上に平等な割合で崩壊が起 りうるものと仮定して面積、個所数に対する期待値を算定、これを実測値と対比せしめて「X²ー検 定」を行つた所、面積(単位としてはアールをとつた)上でも個所数についても有意の差は認めら れず、斜面の方位による崩壊の難易は認められなかつた.(検定の計算数値は省略して掲げない)

方位	N	E ·	S	w	全
崩壞地発生面積(m²)) 11265	13060	17400	11795	53520
〃 频 度(%) 21.0	24.4	32.5	22.1	100 /
崩壞地発生数	29	49	67	57	202 ,
〃 頻 度(%) 14.4	24.2	33.2	28.2	100)
地斜面庇数	125	140	188	168	621.
計 // 頻度(%) 20.1	22.6	. 30.3	27.0	100

第 5,12 表 北川内 末方位别崩壞地発生状況

第5,13表 松末 方位别崩壊地発生状況

 方 位	N	E	S	w	全
崩壞地発生面積(m ²)	11800	11230	15735	9570	48330
〃 頻 度(%)	24.4	23.1	32.6	19.9	100
崩壞地発生数	66	60	73	49	248
〃 頻 度(%)	26.6	24.2	29.5	19.7	100
地斜面度数	71	69	81	59	280
計 // 頻 度(%)	25.4	24.6	28.9	21.1	100

北川内の北向斜面に於いて面積頻度に比して発生頻度が著しく小であり,他の方位より大きな崩 壊が多いことを示している.これは星野川本流に沿う北向斜面の中腹附近に旧時の砂礫層の分布が 多く、これに伴う地辷り性の大きな崩壊があり、この数値が数少ない北向の崩壊数値に大きく影響 しているためと考えられる.

(3) 等高線の形態と崩壊

崩壊地の発生が斜面の凹部,或は凸部について如何なる分布を示しているかを知るため,崩壊地 とその周縁の局部的地形より第10図の如き等高線型に区分し,その夫々における崩壊地の発生数を 算定した.次に各等高線型について述べて見る.

- I. 図では一応下部に広い三角形状の凹地を示したが実際にはこれにすべての凹地形を含ませた 擬圏谷状の逆三角形の凹地もこの型とする.
- 崩壊の上端までは凸状若しくは直線的な等高線を示しているが、崩壊部分以下は凹形を示す もの。
- Ⅰ. 崩壊の中部までは凸状若しくは直線的等高線を示しているが、 崩壊の中部以下では僅かに凹 型を示している地形.
- Ⅳ. 極めて徴少な凹凸はあるが大略直線的等高線を示す地形,しかしこれは局部的な見方で本来 広い凸状地或は広い凹状地の1部をとつたものである.

¥.崩壊地及びその周縁で等高線が凸形を示す場合.

以上の各等高線型における崩壊発生数を地質別に算定し、第5,14 表のような結果を得た. Ⅰ, Ⅱ を凹地形、■Nを中間地形、Vを凸地形としてみて見ると凹地形に最も崩壊が多く、凸地形に少な

	地質	I	П	Ш	Ш	v	i t
41-	結晶片岩	72	28	6	42	40	188
-10	新第三紀剧	3	1		2	1	7.
л	洪積層	3	1	_		4	8
	全地質	78	30	6	44	45	203
内	同上百分率(%)	38.4	14.7	3.0	21.6	22.3	100
	花崗閃緑岩	71	36	21	50	59	237
松	結晶片岩	12	6	4	6	13	41
	古三紀園	5	1	4	1	2	13
#	全、地、双	88	43	29	57	74	291
*	全 致 に 対 す る 百 分 率 (%)	30.1	15.0	9.9	19.6	25.4	100

第5,14 表 等高 線 型 と 崩 壊 度 数 (地質別)

い大体の傾向を認めることが出来る.

後述する如く崩壊の誘因として切取工事が深い関連を有しており、 切取が凸状地に特に著しく施 されるのを考慮すると、 人為を加えぬ自然状態では凸部の崩壊は更に少ない値いを示すものと推定 される.

等高線の凹部は降雨時における流水の集水区にあたり,地表流の洗掘作用を受けやすいと共に, 一方地中に於ける地下水の集中区でもあり,土地の膨軟, 重量の増加, 催滑作用が強く行われる. 又凹地形では沢に沿う斜面の基部や擬圏谷状地等の如く崩積土の分布量が大で厚い土砂礫の層を有 し,加えて基岩に対する化学的風化作用も著しく行われており,凹部は凸部に比して崩壊に対する 抵抗性が非常に小さい.

土層の厚さと基岩の風化程度は表面的地形では僅かの凹凸を示す所でも内部的には 可成り著しい 相違を示し、崩壊の規模形態は極めて微細な斜面の凹凸によつても支配される場合が 多いようであ つた.

結晶片岩地区に比して花崗閃緑岩地区にやや凸部崩壊が多い傾向があるが,後者の場合基岩の深 層風化が著しいため凸部でも不安定な状態にあると云えよう.

(4) 斜面の傾斜状態と崩壊

崩壊地が斜面のどのような傾斜の所に生じているかを知るために崩壊地の中心線を通る 傾斜線に 就いてその形状を調査した。

イ)傾斜線の不連続変移と崩壊

崩壊地が地形上の不連続線を境にしてその上下に起つている場合が多い.その不連続線は自然の



 倒蝕によるものと人為工事によるもの等その成 因は種々あるが、一応それには深く触れずに、 見受けられた不連続地点の断面図を想定し第11 図に示す模式図のような分類を行つて見た。 図についてその概略をのべて見る。

下。斜面の脚部喪失の形, 溪流による側方侵蝕, 旧崩壊地の上端部, 人為的切取りに起因する.

下。斜面中部に生じたもので主として人為の切取によるものが多く、この中崩壊が切取の下部ま で及んだもののみを対象とし、崩壊が上部に止つたものは下。とした。

上。谷の開析面と上部の原面との間に形成される場合,段丘崖の上端の縁部,大きな切取り面の 上端部等に生ずる.

上b,上。斜面上に切取盛土の工事を施した場合に見られる.

上記の夫々の型に発生した崩壊地の発生状況を、地質別に面積・個所数について算定し第5,15 表 第5,16 表のような結果を得た。

崩壊は単一の型に属する場合もあるが一つの崩壊で上下に別の不連続型を有する場合もあり、こ

第5,15 赛 北川内 傾斜不連続点型と崩壊

地質	. 不	連	税	型	下a	Ŀa	<u>-</u> Eb	其 他	全
結	崩壞地	発生	三面も	贵 (m²)	32690	6040	260	8790	47780
	全崩面積的	こ対す	る百分	挈(%)	68.6	12.6	0.5	18.3	100
片	崩壞」	山 発	生数	汝	123	39	2	47	211
岩	全数に丸	けする	百分章	簳(%)	58.4	18.4	0.9	22.3	100
#	崩壞地	発生	と面も	崀 (m²)	1495	425		265	[:] 2185
	全崩面積的	こ対す	る百分	峄(%)	68.0	19.5		12.5	100
	崩」壞」均	也 発	生業	Ż	10	5		2	17
他	全数に対	けする	百分辈	犎(%)	59.0	29.4	-	11.6	100
숲	崩壞地	発生	E.面 f	贵 (m²)	34185	6465	260	9055	49965
	全崩面積的	こ対す	る百分	髥(%)	68.5	13.0	0.5	18.0	100
폐	崩壞,均	也 発	生業	 	133	44	2	49	· 228
質	全数に対	けする	百分章	壑(%)	58.6	19.3	0.9	21.4	100

地質	不	連	1	党 型	下a	下b	上a	上b	他	全
花	崩	壞	面	截 (m ²)	26535	700	7005	740	12950	47930
崗	全数)	こ対す	る百分	分率(%)	55.4	1.45	14.7	1.55	26.9	100.0
る	崩	壞	地	数	120	2	51	3	76	252
岩	全数に	こ対す	る百分	分率(%)	47.7	0.8	20.2	1.2	30.1	100.0
結	崩	垠	面	積 (m²)	4990	630	270	200	540	6630
EB BB	全数1	こ対す	る百	分率(%)	75.0	9.5	4.2	3.1	8.2	100.0
片	崩	壞	圳	数	33	2	3	1	5	44
岩	全数日	こ対す	る百分	分率(%)	75.0	4.5	6.8	2.3	11.4	100.0
Ξ	崩	壞	面	積 (m²)		—	1080	_	1435	2515
紀	崩	壞	地	数		-	2	-	11	13
	崩	壞	面	積 (m²)	31525	1330	8355	940	14925	57075
~	全数)	に対す	る百	分率(%)	55.3	23.0	14.6	16.0	26.2	100.0
Ŧ	崩	壞	地	数	153	. 4	56	4	92	. 309
	全数に	に対す	る官	分率(%)	49.5	1.3	18.1	1.3	29.8	100.0

第5,16 表 松末 傾斜不連続点型と崩壊

の場合は夫々の型に重複して算定した.

:

÷

表から大体次のような事が推定されよう.

- (i) 明かな不連続を示さぬ斜面に起つている崩壊は花崗閃緑岩地域で 30 %以下, 結晶片岩地域 で 20 %程度以下であり, 殆どの崩壊が地形的不連続に起因し地形的異常がない限り難いもの であることを示している. 特に結晶片岩地域で低い値を示しており崩壊しがたいことが 推定 されよう.
- (ii) 不連続型のや脚部喪失が最も大きく崩壊に影響を及ぼしており, 花崗閃緑岩において5割,

結晶片岩においては6~7割程度がこれに起因している.

- (iii) 上部の不連続に起因する崩壊は花崗閃緑岩地区においてやや大きい値を示している.
- (iv) 下部の不連続に起因する崩壊は発生個所数の割合にくらべて発生面積の割合が大であり, 上部の不連続の場合は逆である.このことから脚部喪失に起因する崩壊の方が,崩壊規模が 大きい傾向があると云えよう.

ロ)谷斜面形と崩壊

今回の調査地に於いて、崩壊地の生じた谷斜面形を第12図の如く a, b, c, d, e, f, の6型に 分類し夫々の斜面に生じた崩壊地の規模と位置に応じて更に小分けを行い次の15に区分した。



a---下降斜面

a₁ 斜面基部に崩壊したもの.

a: 斜面中腹部に崩壊したもので、著しい凹形斜面の場合が多い.

a3 上部の斜面変曲部から基部にかけて崩壊したもの.

- a: 斜面上部に崩壊を生じたもの.
- b ——上部に著しい不連税変移点を有する斜面.
- b, 主として段丘崖の上部より基部にかけて崩壊したもの.
- b. 段丘崖,或は谷開析面の上端部に崩壊を生じたもの,盛土, 捨土斜面に生じたものもこれ に該当させた.

c---平衡斜面

- c, 基部に崩壊を生じたもの.
- c: 上部より基部にかけて崩壊したもの.
- c: 上部に崩壊を生じたもの.

d——上昇斜面

d₁ 斜面の中部以下に崩壊を生じたもの.

d₂ 斜面の上部かう中腹部にかけて崩壊を生じたもの.

e----複合斜面

- e, 斜面の基部に崩壊を生じたもの.
- e: 中腹部の段状地に崩壊を生じたもの.

f ——複合斜面形であるが、谷頭或は旧崩壞地の頭部が不連続地形をなすもの.

- f₁ 魚斜部の上端附近より崩壊したもの。
- f. 魚斜部が脚部喪失の形となつてその上部が崩壊したもの.

地質区毎に上記斜面形に生じた崩壊個所数の度数及び頻度を算定したものが第5,17表である.調 査地内における傾斜型そのものの分布が明でないため如何なる斜面が最もくずれ易いかを表から判 定するのはやや困難である.北川内の場合下降斜面の分布が多く,松末では平衡〜上昇斜面が多か つたように観察されたことから表中の数値は斜面形の分布に比例的に表われているようでもあり, 崩壊そのものの発生は谷斜面形によつて多少がないもののように感じられる.しかしこれが斜面形 により崩壊の難易がないことを示すものではなく,侵蝕・切取り等の諸現象がどの斜面にも平等に 行われているならば,矢張り下降〜平衡斜面と云うような崩積土の分布の多い斜面が一番崩れ易い のではなかろうか.

地質	傾斜型	а	ь	с	d	e	f	∄†
北川内	崩壤地数	56	18	31	35	27	29	196
帮 帮	〃 百分率(%)	28.6	9.2	15.8	17.8	13.8	14.8	100.0
松素	崩壤地数	9	4	12	9	7	1	42
帮 署	〃 百分率(%)	21.4	9.5	28.6	21.4	16.7	2.4	100.0
松末	崩壞地数	47	32	48	73	10	13	223
16 岡 閃緑岩	〃 百分率(%)	21.0	14.4	21.6	32.7	4.5	5.8	100.0

5.17 表

又上記の15の区分においてそれぞれに於ける発生度数とその崩壊地の平均勾配を算定したもの が第5,18表である。一応崩積土の分布が大と思われる料面の崩壊が緩勾配を示すようであるが、 各平均値はその資料の分散が著しく、表中の数値から斜面形の特性を判定するのは困難である。

へ)勾配と崩壊

崩壞地の上端部と下端部とを結ぶ直線の水平面となす角度を以て崩壞地の傾斜角とした.

(a)勾配と崩壊庻数

崩壊地の発生が、その個所の土層基岩の構造・分布とこれに作用する重力との間の 安定度に支配 される所から、あまり緩傾斜地にも又逆に極端な急傾斜地にも起らないことはよく 知られている.

林菜試験場時報

	地質	傾	斜	型	aı	a:;	a3	a4	b,	b3	Cı	C3	C3	d,	d₂	eı	e3	f	f ₂	全
	結晶	¥	均公	· 55	40	29	39	37	52	45	42	43	44	43	37	39	34	41	42	39.5
北	片岩	資	料	数	15	11	8	22	14	4	17	13	1	31	4	13	14	24	5	196
111	其	.	均公	配.	30	_	_	_	_	36	_	38	_	35	_		35	36	23	34.1
14	做	資	料	数	1					2		1		3		_	1	2	1	. 11
内		平	均公	53	39	29	39	37	52	42	42	42	44	43	37	39	34	40	39	39.3
	Ŧ	資	料	数	16	11	8	22	14	6	17	14	1	34	4	13	15	26	6	207
	孤盟	ж .	均公	- 51 5 -	38.1	39.7	43.6	43.6	47.2	47.0	44.4	44.6	49.8	47.4	46.1	41.6	37.6	47.3	45.7	44.9
松	潜	資	料	数	25	12	5	5	20	12	25	13	10	67	6	3	7	6	7	223
1	結晶	平	均公	"强"	36.5	27.0		43.5	45.2	_	47.4	43.3	47.0	48.8	45.0	44.6	40.0	60.0	_	44.4
	片岩	資	料	数	6	1	_	2	4		1	3	8	8	1	5	2	_ 1		42
	直	ᆓ	均么	1 范2	37.0	42.6	38.0	38.2			42.0				-		-	-		40.1
	記	資	料	数	2	5	1	4			1	•			-				_	13
末		平	均公) 配	37.8	39.9	42.7	41.6	46.9	47.0	45.0	44.3	49.4	47.5	46.0	43.5	38.1	49.1	45.7	44.6
	Ŧ	· 資	料	数	33	18	6	.11	24	12	33	16	12	75	7	8	9	7	7	278

第5,18表 傾斜型と崩壊角の関係

崩壊
定数の最も多い角度はその土地の地質地形に支配されて大体或特定の値を示すもののようである.地質別の崩壊角の平均値は前掲の第 5,18 表に示す通りである.

これらの平均値の差を検定し第 5,19 表のような結果を得た。

地 質	X	平均勾配角	分 散	自由度	平均値の差の検定
花崗閃幕	录岩	44.9	63.9	222	$F_0 = 48.7 > F_{(al=0,01)}$
北川内結晶	片 岩	39.5	59.8	195	
松末結晶	片 岩	44.4	47.1	41	$F_0 = 13.5 > F_{(a=0.001)}$

第5,19表

即ち北川内の結晶片岩区は松末の花崗閃緑岩・結晶片岩区より比較的緩い、傾斜角の崩壊が多いこ とになる. 北川内の結晶片岩と花崗閃緑岩との間に差があるのは一応地質的なものとも解釈される が、同じ結晶片岩でも北川内と松末とのそれでは差があり、又結晶片岩と花崗閃緑岩でも松末にお いては差がない. これは崩壊角の緩急が単なる地質的特性によるものでなく地形等の他の因子にも 左右されるのではないかと考えられる.(松末の結晶片岩区が小面積であるため明らかなことは云え ない)松末の結晶片岩区はやや奥に偏して,平均的に見て北川内に比して若い谷地形をなしており, この事実が崩壊角にも影響を及ぼしているものと考えられる.

花崗閃緑岩区の場合は地形開折も進んでおり北川内の結晶片岩区との勾配角の差は主として 基岩 の構造に依るものと考えられる.即ち花崗閃緑岩の場合は深層風化によつて「マサ」 状を呈してい るため、流水による洗蝕が容易であり、崩積土が斜面上に緩く分布することが少なく、 谷沿いの斜 面は急勾配をなすことが多い.従つて崩壊角自体も大きい値を示すものと思われる.

今回の調査地内における崩壊角の実測値により、5 度毎の傾斜角階に区分し、 それぞれの階に属 する崩壊地の面積、個所数及びその百分率、平均面積を地質別に算定して第 5,20 表、第 5,21 表 第 13 図のような結果を得た。

65 斜 뿹 ~15° ~20* ~25" ~30" ~35" -~40° |~45° |~50° | ~55* -60° ~65° 地質 傾 全 . 以上 崩壞地発生面積(m²) 235 1050 13320 10160 13930 13900 1465 505 40 54815 210 結 同 上 の 全 崩 面 韻 え の 百 分 率 (%) 0.9 0.1 1.5 24.2 18.7 25.5 25.5 2.8 0.4 . 1.0 100 삡 地 数 3 6 29 36 73 20 8 2 崩 歯 12 4 193 同上の全数に対する(%) 片 3.5 1.6 6.2 15.0 18.2 38.0 10.2 4.1 2.2 100 . 1.0 岩 崩壞地平均単位面積(m²) 75 175 1105 349 387 191 74 63 53 20 282 崩壞地発生面積(m²) 205 230 630 375 220 100 65 30 1855 其 同上の全崩面積に対(%) する面分率(%) 11.0 20.3 ----12.4 34.0 11.8 5.4 35 1.6 100 3 数 1 3 3 崩壞 圸 1 1 1 1 14 n 同上の全数に対する(%) 7.1 7.2 21.4 21.4 21.4 7.2 ----7.2 7.1 , 100 伷 1 崩壞地平均単位面積(m²) 205 230 210 125 73 100 -------65 30 132 崩壞地発生面積(m²) 235 1255 13550 10790 14305 14120 1565 505 .275 70 56670 全 同上の全崩面積に対(%) する一百分率(%) 0.4 2.2 23.9 25.1 19.2 24.9 2.8 0.9 0.5 0.1 100 崩壞地 3 7 13 32 39 地 数 76 21 8 5 3 207 同上の全数に対する(%) 1.5 3.4 6.3 15.4 18.3 36.8 10.3 3.9 2.7 100 1.4 分 百 蜤 _1 崩壞地平均単位面積(m²) 75 179 1043 337 368 186 75 63 55 23 272

第 5,20 表 北川内傾斜角(崩壊角)と崩壊発生面積、個所数の関係(地質別)

第5,21 表 松末傾斜角(崩壊角)隔と崩壊発生面積個所数の関係(地質別)

地質	傾	斜	階	~20°	~25*	~30'	~35*	~40°	~45	~50°	~55'	~60°	~以上	計
花	崩壞	地 面	樻 (m²) –	165	825	2990	12525	16780	7745	2300	945		44095
崗	全数に対	ける百分	日本(%)) -	0.4	1.9	6.6	28.3	38.0	17.5	5.2	2.2	_	100.0
閃	崩壞	地	数		1	5	12	28	72	77	26	13	_	234
緑	全数に対	する百分	分率(%) –	0.4	2.1	5.1	12.0	30.8	33.0	11.0	· 5.5		100.0
冶	崩壞地	の平均	面積 (m ²) –	1,65	. 165	249	448	232	101	89	73		[:] 189
結	崩壞	地 面	微 (m²) –		150	290	875	3140	935	220	55		5665
.	全数に対	ける百分	分率(%) –		2.6	5.1	15.5	55.5	16.4	3.9	0.97	_	100.0
	崩壞	地	数			1	1	6	15	11	5	2	-	41
片	全数に対	する百分	分率(%) -		2.4	2.4	14.7	36.6	26.8	12.2	4.9		100.0
岩	崩壞地	の平均	面積(m ^u)		150	290	129	209	85	44	28	. –	145

林菜試験場時報

地質	傾	斜	階	~20°	~25*	~30°	~35*	~40°	~45*	~50°	~55*	~60"	~以上	計
第三	崩壊	地面移	t (m²)		_		95 1	1225	705	70	-	.		2195
紀層	崩壞地	の平均面積	t		_	_	95	174	177	70			_	161
4	崩壞	地面移	((m²)		165	975	3375	14625	20625	8950	2520	1000		52035
-	全数に対	する百分率	2(%)		0.3	1.9	6.6	28.0	39.6	16.8	4.8	1.9		100.0
	崩壞	地 数	τ		1	6	14	41	91	89	31	15		288
_	全数に丸	する百分革	1 (%)		0.4	2.4	4.7	14.0	31.6	30.9	10.8	5.2	_	100.0
区	崩壞地	の 平均面積	t (m²)		165	162	241	349	227	101	81	67		182



表より大略次の如きことが云えよう.

- (1) 崩壊は 20°以下及び 60°以上には殆どなく大部分の崩壊は 30°~55° までの間に生じている.
- (2) 結晶片岩地域は花崗閃緑岩地域よりやや緩傾斜において山崩れの分布を見る.
- (3) 結晶片岩の中でも北川内の方が緩傾斜において山崩れの分布を見る.
- (4) 崩壊地の発生数の頻度が最大を示す勾配は崩壊面積頻度の最大の勾配より高い 値を示す.
- (5) 崩壊単位面積の大なる崩壊は最大発生数を示す勾配より低い勾配角の所におこる傾向がある。
- (6) 北川内地区が松末地区に比して低勾配で面積的に多数の崩壊を見るのは、 後者に比して崩 積土層の分布が広いためと考えられる.

附 松末地区の花崗閃緑岩地域において,片岩地区との接触部附近の変質破砕基岩地域を除くと 平均崩壊角は稍、大になり,平均単位面積は小となる.

(b) 基岩構造と崩壊角

(i)結晶片岩の構造と崩壊角

一般に結晶片岩地帯で崩壊地はその片理の傾斜方向が山岳斜面と順層をなす場合に多く, 逆層の 場合に起り難いと云われている.北川内の結晶片岩地域における崩壊地の中で, 崩壊面に基岩の露 出したものの中基岩構造が崩壊に影響を及ぼしていると思われるものにつきその片理 その他基岩構 造の観察を行い, これと崩壊角, 其の他について第 5,22表. 第 5,23 表の如き結果を得た.

偏 角	1	万型	勾配	0°~10°	~20°	~30*	~40 °	~50°	~60 °	全	■ 軟質岩	硬質岩
0.00	平均	崩壞	勾配	38.5	33.2	36.3	37.6	34.2	42.3	36.7	34.4	42.0
0~90	個	所	数	2	13	12	18	8	3	55	38	17
00*. 180*	平均	崩壞	勾配	46.5	38.5	40.3	39.5	43.0	-	40.1	37.9	43.6
<i>50 ~</i> 180	個	所	数	2	8 ·	4	6	1		21	13	8

第 5,22 表 結晶片岩の片理構造と崩壊角の関係(剝離性岩)

第 5, 23 表

							NI 01 LU 2	•	
ż	H			質	平均崩壞角	自由度	分散	分散比	平均値の差の検定
स्त	敷	順		層	34.4	37	53.70	F 1 22 < F	E 212 CE
4	周 岩	逆		曆	37.9	12	65.40	$\Gamma_0 = 1.22 < \Gamma(0,0.5)$	r0=2.13 <r.0.05< td=""></r.0.05<>
蹝	硬	順		層	42.0	16	11.25	F 1 22 < F	
性	貿岩	逆		闣	43.6	7	9.13	r 01.23 < r (0.03)	$r_0 = 1.30 < r_{(0,05)}$
	~	順		脑	36.7	54	52.71	E -104 <e< td=""><td>E 0.07 CE</td></e<>	E 0.07 CE
岩	æ	逆		層	40.1	20	50.49	1°0 = 1.04 < 1° (0.05)	$\Gamma_0 = 3.27 < \Gamma(0.05)$
衆]	離	性	岩	37.7	75	53.34	F 210 / F.	
破	ł	砕	性	岩	41.0	33	25.39	r0=2.10≤r(0.01)	$r_{(0.01)} < r_0 = 9.84 < r_{(0.01)}$
臥	<	貿		岩	35.5	56	53.04	$F_{\rm m} = 2.99 \searrow F_{\rm m}$	$(F_{\rm H} = 34.10 \times F_{\rm H})$
Ø	t	貿		岩	42.2	52	17.76	10-2.59/1(0.001)	(I'0 - 04.19 > I'(0.001))

第 5,22 表は片理の方位及び勾配と崩壊角との間の関係を算定したもので、 片理勾配を 10°毎の 階に分け,更に片理の傾斜方位と崩壊方位との偏角により順層(偏角 0~90°),逆層(偏角 91°~180°) の二つに区分して、夫々の平均崩壊角と崩壊地数を算定した。此の場合、 基岩に一応の片理構造は 認められるが破砕性の著しいものは除き、 剝離性の強いもののみを対象とした。 又同じ剝離性の強 いものでも珪分に乏しい軟質岩と珪分に富む硬質岩があるのでこれをも区分した。

第5,23 表は下記の場合の平均崩壊角間の差について検定を行つたものである.

- (1) 剝離性岩について軟質岩,硬質岩,及び両者を合一した場合の夫々における順層,逆層の 2つの平均崩壊角間.
- (2) 基岩を剝離性岩と破砕性岩の2つに分けた場合の夫々における平均崩壊角間.
- (3)
 基岩を軟質岩と硬岩の2つに分けた場合の夫々における平均崩壊角間.

表より大体次のような事が云える.

- (1) 順層の剝離性岩では片理が 20°以上の場合片理勾配を増すにつれ崩壊角も増加する.
- (2) 逆層の場合より順層の場合の方が、崩壊数が多い。
- (3) 順層の場合が逆層の場合より崩壊角がやや緩なる傾向を有するが、両者の平均崩壊角の差 違を検定した所、有意の差は認められなかつた。
- (4) 剝離性岩を軟質岩,硬質岩にわけて考えた場合も,順層, 逆層の平均崩壊角の差は認めら れなかつた。
- (5) 剝離性岩と破砕性岩との平均崩壊角は両者の分散比がやや大なるため確かなことは 云えな いが、大略有意の差を認められる.
- (6) 軟質岩と硬質岩との平均崩壊角は分散比が過大であるため判定出来ないが、 平均値として は一応の差が認められよう.
- (7) 破砕性岩は剝離性岩に比して少ない分散を示す. これは剝離性岩が片理構造の支配をうけて場所によつて種々異つた崩壊角を示すのに対して, 破砕性岩はその支配をうけず大略一定した崩壊角を示すものと考えられる.
- (8) 硬質岩は軟質岩に比して少い分散を示す.これは硬質岩は軟質岩のように片理構造の支配 をうけることが少なく、節理割目に沿つて崩壊を起し、崩壊角が大略一定していることを示 すものと考えられる.
- 次に崩壊角と一応無関係であるが、面積についても大略次のことが云える.
 - (1) 順層の剝離性岩においては逆層の剝離性岩の場合より崩壊発生面積が大きく,且つ単位面 積も大きいようである。
 - (2) 北川内の場合、剝離性岩の崩壊地が、破砕性岩の場合より多かつた。 硬質の破砕性岩地で は時として大規模な崩壊を起す可能性がある。

(ii) 地下水と崩壊角

地下水現象は崩壊発生機構の根本とも考えられる重大な問題であるが、 今回はこれに対する調査

を殆んど行わなかつたので、ここでは簡単に触れておく、

地下水の作用としては崩落部分とその下部との境界部における催滑,分離と,地表に近い滞水層 からの表層突破等が考えられる.

調査地内の観察例を二,三述べてみると,

開祈谷面上部の緩傾斜地域は降雨の浸滲が著しい地域で,開祈面に臨む此の部分の凹所では旧い, 崩積土の下部に比較的浅い滞水層が生じて,これにより崩壊したものがよく見受けられた.開祈面 内の崩壊も地下水の影響は大きく崩壊面内の常時湧水を見るものもあるが,その機構については知 り得なかつた.一般に斜面の上部或は中腹部に小面積でも緩斜地を有する場合,それに由来する地 下水がその下部斜面に強く影響を及ぼしているようであつた.又花崗閃緑岩地帯で観察した例で は、地表に近い所から数段の滞水層と目される薄い粘土層があり、(比較的衰層部では地表の凹凸 に従つているが,深くなるにつれて必ずしも地形に従つていない)崩壊がこれにそつて生じている 個所があつた.

次に崩壊面内に湧水を見たものと然らざるものについて平均崩壊角と個所数を算定し第5,24 表の 如き結果を得たが、表について見ると一般に湧水のあつたもの程崩壊角が緩なる傾向があり。又花 崗閃緑岩地区より結晶片岩地区が湧水性の崩壊が多かつたように推定される.

地	区	폜	71	、 :	有	無	湧 水	有) 谢 水	無	全
-11- 11	l na	平	均	崩	壞	角	34.6		38	.7	38.3*
-67	1 13	個		所		数	36		18	1	217
+71	-1	平	均	崩	壞	角	37.5		45.	2	44.4*
松	不	個		所		数	25		25	4	279

第5,24 表 崩壊地における湧水の有無と崩壊角

(c) 斜面の傾斜分布と崩壊

地形図上に崩壊地の位置を記入し図上の崩壊角及び斜面の傾斜分布を計測して、傾斜を幾つかの 階に分け、その夫々に於ける傾斜頻度及び崩壊角の度数と頻度を算定して第 5,25 表,第 5,26 表 のような結果を得た。

傾斜分布の計測には北川内の場合は2万5千分の1図を利用して松井法に準じた計測を, 松末の 場合は5万分の1図を利用して寺田法に準じた計測を行つた.

表によると、北川内、松末共に崩壊は最多傾斜角階よりも高い勾配の所で生じており、北川内の 場合2万5千分の1図上で25°程度の勾配を示す斜面に起る可能性が大きく、松末の場合も5万分 の1図について大略同様の事が云える.(なお 5,25 表, 5,26 表と第13図を対比して判るように図 上で計測した崩壊角は実測崩壊角と10°~15°或はそれ以上の差を示しており、2万5千分の1図を 利用した北川内地区が5万分の1図を利用した松末地区よりその差が小である.)

別に傾斜と崩壊地数との相関表を作成して両者間の関係を求めようとしたが、相関関係は全く認められなかつた.

第5.2	25 表 北川内	傾斜分布と	崩壞角分布		第5,26表	松末 傾余	分布と崩壊	角分布
傾斜角階 (度)	傾 斜 角 分布頻度	崩 壊 地 発 生 数	同 左 頻	等高級数	i (傾斜角階 ((傾 斜 角 分布頻度	崩壞地 発生数	同 7 頻度(%
0*	6.2			0	0~ 2*20'	2.0	_	_
~ 5*	_	_		1	~ 6*50'	4.1	3	1.2
				2	~11*20	-	4	1.7
~10*	0.9	1	0.5	3	~15*40'	12.4	18	7.3
~15° [`]	6.6	7	3.3	4	~19"50'	21.4	36	14.5
~20°	20.0	30	14.3	5	~23*50'	26.5	44	17.7
				6	~27*30'	19.4	61	24.6
~25*	26.8	55	26.2	7	~31.00	11.2	40	16.1
~30*	22.2	61	29.0	8	~34*10'	3.0	24	9.7
~35*	12.7	31	14.8	9	~37*10'		7	2.8
				10	~40'00'	-	9	3.6
~40*	4.2	16	7.6	11	~42*40'		2	0.8
~45°	0.4	7	3.3	12	~45'00'			. –
~50	·	2	1.0	12以.	上 45°以上			-
~55*		_		計		100.0	248	100.0
 計	100.0	210	100.0	等	高線数は5万	河の1図上	ග 5mm (2	50m) 直征

等高 線数	傾斜角階 (定)	個 斜 角 分布瀕度	崩 壤 地 発 生 数	同 左 <i>損</i> 庻(%)
0	0~ 2°20'	2.0	-	_
1	~ 6*50'	4.1	3	1.2
2	~11*20'	-	4	1.7
3	~15*40'	12.4	18	7.3
4	~19*50'	21.4	36	14.5
5	~23*50′	26.5	.44	17.7
6	~27*30′	19.4	61	24.6
7	~31°00′	11.2	40	16.1
8	~34°10′	3.0	24	9.7
9	~37°10′		7	2.8
10	~40°00′		9	3.6
11	~42*40'		2	0.8
12	~45°00′	-	-	
2以上	45°以上		-	-
計		100.0	248	100.0

図上の 5mm (250m) 直径 円内のもの。

(5) 地形による崩壊型の分類

崩壊地の形状がその周囲の地形に左右されることはよく知られているが、これに対する徴地形的 な観察はあまり深く行われていないようである。今回の調査によつて崩壊地とその周辺の地形に基 ずいて便宜的に下記のような分類を行つてみた.

崩壊地の地形を第14図の模式図に示すように等高線の形態に応じて7個の基本型に区分し、そこ に生じた崩壊地の深さ其の他の条件を考慮して13個の崩壊型を定め、これに豪雨性山腹崩壊型3個 を加えて計16個の崩壊型に分類した.

豪雨性山腹崩壊型は次の3つである.

1s 凸斜面の中腹部に起つた表土崩壊

23 目立つた凹凸のない広い斜面の中腹部に生じた表土崩壊

4s 等高線が凹形を示す山腹斜面の中腹部に生じた表土崩壊

上記の各崩壊型について次のようなことを調査した.

- (i) 崩壊発生地の土壌の深さ(第 5,27 表)
- (ii) 崩壊面の地下部における位置(第 5,28表, 第 5,29表)
- (iii) 崩 落 材 料 (第 5,30 表)
- **壞 角(第5,31表)** (iv) 崩
- **壞 数(//)** (v)崩
- (vi) 面 積(第5,32表)(第5,33表)



ļ

31

崩壊型とその発生地の土壤深 第5,27要

Т	-	+國-		型	1 a	1 b	1 s	2 a	2 b	2 s	3 a	3 b	4 a	4 b	4 c	4 s	5 a	5 b	6	7	他	計
	_ ام	<u> 米(1 m</u>	*	一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	14	13	3	8	2	6		1	3	9	3	1	3	1		-		67
10	Ŧ	成(1~2m	小 n未	潀)	1	11		8	15	1	3	8	2	9	13	2		6	2	۱		82
小	ম	元(1 2. 预(2 m	以	"上)	_	1	_	1	7	_	10	15	1				-	7	5	-	-	47
二枞	순	我(深さ	lm	未満)	30	13	5	39	12	11	1	4	10	-	1	7	13	3	5	1	4	159
-	-1-	中(1~2)	m 未	:満)		16	-	4	13	10	4	5	3	7	3	-	-	2	1	2	-	70
末	R	碶(2 m	以	上)		2	-	ı	4	1		9		6	14			2	4	-	-	42
_						<u>.</u>	<u> </u>			<u>.</u>												

第5.	28 表	北川内	崩壊型と崩壊面の地下部における位置の関係

地下部	1 a	1 b	1 S	2a	2 b	2 s	3 a	3 b	4 a	4 b	4 c	4 s	5 a	5 b	6	7	他	全
	2	4	1	5	5	3	10	5		3	2	1	3	4	4	—		52
上 温 书	7	8	1	7	10	2	2	14	6	11	10	2	_	9	1	1	-	.91
風化热岩内	4	7	-	4	6			3] —	3	4	-		1	1	—	-	33

林菜試験場時報

第5.	29 表	松末	崩壊型と崩壊面に於る基果の露出状況
25 3,	20 20	100 100	

地質	項目型	_	la	1 b	1 s	2 a	2 b	2 s	3 a	3 b	4 a	4 b	4 ċ	4 s	5 a	5 b	6	7.	伷	全
花	<u>苏</u> 岩不	該	20	16	4	35	16	15	1	11	6	5	12	4	11	5	11	2	6	180
問題	準基岩 マ 政	出	8	5	-	4	6	2		1	4	4	2	1	2	1	2	—		40
岩	硬基岩露	出		-	—	—	3		1	1	2	2	1		—	—	—		. 1	11
結	基岩不	鸖	2	1	2	2	2	-	3	3			1	_	<u> </u>		1		1	18
品 片	準義岩露	出				3	4		-	2		1	2	1		2	-	-		15
岩	硬基岩翼	出	—	5	—				-	1	—		-			1			-	7

			•		第!	5, 30	表	前	」 壊	型	ح	崩	落	材	料						
	地質	」	<u> </u> 1	la	Ίb	1 s	2 a	2 b	2 s	3 a	3 b	4 a	4 b	4 c	4 s	5 a	5 b	6	7	他	全
北	結	麦土の	み	6	7	3	7	5	7	_		4	5		2	3	5		-	—	54
	Ę,	崩積土の	みー	-	3		3	13	-	10	17	2	14	15	—	1	6	3	1		88
Л	нн µц.	表土と風化基	岩	7	7		2	2	—			1	1		1		1	1	·		23
	л	崩積土と風化基	岩・	-	2		2	5		3	8		1	1			1		-	·	23
М	冶	- おお お 大 部 ・	分	-	5	—	2	-			—	-		-	-		-	-	-		7
	花	表土の	み	25	7	4	28	-	18			7	1		6	10	4	6	·	3	119
1	崗	崩徴土の	み・	-		-		6	3	2	7			11	—	—		3	2		34
松	悶	表土と風化基	岩	4	12		9	10			1	3	5			—	2	1		1	48
	緑	崩潰土と風化基	岩・					4			4		5	4			_			_	17
	岩	蒸岩 が大部	£7		2	—	4	8	—		2	2		2		3	1	3	-	2	29
	結	表土の	み	4	1	1	3	2	2		1			_	1	_	1	-			16
	E	崩積土の	み・		1			2	-	3	4			1	-	_	—		_	_	-11
末	日日	表土と風化基:	岩 -		4	_		_		_	1		1				1	_			7
	Fî 	崩積土と風化基	岩 ·								_	_	_	1		_	1	_	_		2
	宕	<u> お</u> 岩 が 大 部 /	£} ∙	_	1	—				-		-		· —	-			-			1

第5,31 表 崩 壊 型 と そ の 崩 壊 角

						10 H	JIa		RA	-900	स्र	ς, '	τ (D A	月 42	2 73						
	地質	崩	壞	型	1 a	1 b	15	2 a	2 b	2 s	3 a	3 b	4 a	4 b	4 c	4 s	5 a	5 b	6	7	他	計
北	結	Ψ.	均勾	配	43	45	45.3	43	42	41	39	35	40	38	28	45	40	42	43	20	—	40
	片 岩	資	料	数	13	26	3	16	21	6	13	21	5	18	15	4	2	12	7	1	-	183
74		平	均勾	函	45	45	45.3	43	42	41	39	36	40	38	28	45	42	41	43	20		40
内	全	۲. T	料	数	15.	30	3	16.	22	6.	<u>)</u> 14	23	5	18	16	4	5	13	7	i		198
	花閃	墀:	匀傾斜	角	51.0	46.4	49.6	45.1	42.8	47.2	35.5	42.0	46.4	41.3	34.4	43.6	46.4	48.3	44.6	25.3	46.8	44.7
松	岡林	资	料	数	27	20	3	40	25	19	2	13	11	11	14	6	13	6	14	3	6	-233
	結晶	平	勾傾於	角	52	46.5	45.5	46.3	42.8	43.5	43.3	42.3		45	34.3		45	49.6	35	-	-	44.5
	片 岩	资	料	数	4	7	2	3	6	2	3	6		1	3		1	3	1		<u> </u>	. 42
末		墀:	勾傾斜	角	50.7	45.9	48.0	45.7	42.8	46.7	40.4	41.9	45.5	40.4	34.4	43.8	46.5	49.0	43.9	25.3	47.1	44.6
	_ 全 · · ·	资	料	数	32 ·	30	5	44 ·	34	21 ·	.5 .	21	14	15 ·	17	6	14	9	15	3	6.	.291

- (vii) 土 積(第5.32表)(第5.33表)
- (iix)平均深度(//)(//)
- (ix) 形 態 (平均巾/長さ比) (第 5.32 表) (第 5.33 表)
- (x) 其他 地質, 地形的な考察, 崩壊の分類, 原因等

第 5,31 表,第 5,32 表,第 5,33 表に於いて崩壊角,面積,土積,深度,其の他について平均 値を示しているが,山崩れの規模形態は一応の型に分けたものの未だ区々であり,資料の分散は非 常に大きく従つて平均値は可成り大きな誤差を有するものであり一応の目安程度の意味しかもつて いない.

従来豪雨による山崩れは急な山腹にある薄い土壌層が剝落するものであるから, 辷面は浅く1m 以下のものが多く,その崩落面も凹形をなすものは稀で大体平面的である場合が多いとされている 今回の調査では崩積土の分布せぬ斜面に起つた崩壊は一応この傾向が強いが, 厚い土層を有する凹 所の崩壊等は深度も可成り大きく,又崩壊面も曲面を示しており, 後者の崩壊が可成り見受けられ た.

次に各崩壊型について記して見よう.

- (1)…等高線が凸状を示す地形で上昇~平衡斜面を呈するものが多い。
- (1_n) 大小基部山脚面等の凸斜面の基部に生じた浅崩で、(山脚面が深蝕等により広い未端切面をなす場合はこれに該当せしめず(2)型とした。)崩壊面はなお凸状を示し崩前崩後の等高線があまり著しい変化をせぬものである。薄い土壌の分布する比較的健全な個所が、軽度の深蝕或は切取等により脚部を喪失した場合に生ずる表層剝離現象で、脚部喪失がない場合は殆んど生じていない。結晶片岩地区では風化基岩の表層剝離を伴うこともあるが花崗閃緑岩の場合基岩の露われることは少ない。規模形態は不規則であるが、面積的には他に比してやや小で、特に土積的には斜面基部の崩壊中最も小さい。崩壊角は最も急な部類に属するものが多く、分布としては花崗閃緑岩地域に稍、多い傾向がある。
- (1_b)…(1_a) に類似した凸斜面に生じたやや深い崩壊で、崩壊部における等高線の崩前崩後の変化が著しいものである。比較的薄い土壌((1_a)よりやや厚い個所もある)の分布する凸状地が、著しい脚部の喪失によつて生ずる崩壊で、基岩構造と脚部喪失の規模によつて崩壊地の形態規模も区々で、多くの場合抛物線に近い形をとるが、長さに対する巾の大いさは一定しない、上部の不安定になつた土層或は基岩部が土崩、石崩の形で崩壊するもので、単なる落下現象に近い様相を示す場合が多いが、時には可成り上部にまで及んで仰裂を伴うやや大規模な地辷性の滑落現象をなす場合がある。崩壊角は大体において最も急な部類のものが多く特に前者が著しく、後者の場合はやや緩となる。崩後の勾配は崩前に比してやや緩になる傾向がある。最も普通に見られる崩壊型であるが、過半数は道路切取等の人為によるものであり自然状態では比較的少ないようであつた。

林菜試驗場時報

		第 5, 3	2表 :	北川内 崩	崩壊、型	しと崩	壞地	
地質	型	1 a 🛛	1 b	15	2 a	2 b	2 s	3 a
#	崩壞地発生面積](m ²)	1575	2865	310	4555	7580	350	4480
10 A A	全崩面積に対する百分率(%)	3.6	6.8	0.7	11.5	18.0	· 0.8	10.4
. 5	平均単位面積(m ²)	142	119	103	285	291	58	344
	崩壞地発生土積(m ³)	1455	4860	320	6415	15290	255	11645
片	全崩土間に対する百分率(%)	2.1	6.9	0.5	9.1	21.5	0.4	16.4
	平均単位土積(m ³)	121	212	106	402	589	42	. 890
岩	平均深度(m)	0.8	1.4	1.0	1.2	1.6	0.8	1.6
# ![)	崩 坡 地 発 生 面 稂 (m²)	546	425		—		. —	· · 70
〔記	平均単位面積(m ²)	182	106	-	— ·	-		70
法	崩 壤 地 発 生 土 稢 (m ³)	530	825	-			-	70
	平均単位土 硪(m ³)	173	206	<u> </u>	-			70
	·崩壞地発生面積(m²)	2120	3290	310	4555	7580	350	4550
全	全崩面積に対する百分率(%)	4.7	7.4	0.7	10.7	17.2	0.8	10.6
	平均単位面積(m ²)	144	118	103	285	291	58	325
+++1	崩 壤 地 発 生 土 積 (m ³)	1985	5685	320	6415	15290	255	11715
713	全崩土間に対する百分率(%)	2.7	7.7	0.5	8.7	20.8	0.3	16.0
	平均単位土積(m ³)	135	203	106	402	587	. 42	.838
質	平均深	0.8	1.5	1.0	1.2	2.1	0.8	1.5
	平均/長さ比	0.72	0.84	0.50	0.97	0.81	0.61	0.87

- (1s) 薄い土壌の分布する凸状斜面の中腹部に生ずる表土の崩壊であるが、他の豪雨性山腹崩壊 に比して形態はやや区々であるが概ね楕円形をなすものが多く崩壊角は最も急である。 局部的 ・ 地形の不連続に左右されることが多い。 崩土は流動性が強い。
- (2)…等高線が殆んと凹凸を示さぬか或は後細な凹凸を含んだ平面的な斜面で、 大局的に見た場合 凸所に属する場合とそれ以外の場合とがあるが特に区別はしなかつた。 斜面形としては平衡~ 下降型を呈する.
 - (2)…(1)に比しては幾分厚いが比較的薄い土壌の分布する斜面の基部に生じたもので斜面の広 さに比してやや局部的に崩壊し土層の剝離によるものが多く、 地山に及ぶことは稀である. 花 崗閃緑岩地帯で最も数多い崩壊型であるが概して北川内の結晶片岩地区に比して面積、土積、 深度が稍、小さなものが多いようである。 殆どの場合脚部喪失の形であらわれやや巾の広い勘 物線型或は下開きの半円状を示すものが多い. 崩壊角は(1)に比して幾分小であるが(24)より **僅かに大なる傾向を有する**.
 - (2,)…凹凸の目立たぬ斜面に崩積土其の他の(2,)に比して稍、厚い土層の分布するか,基岩が軟 弱か破砕性に富む等して抵抗性が小さい場合に生ずる基部崩壊で、 崩前崩後の等高線の変化が 大きい、単に土層部を主とした崩壊の場合は規模が小さいが、 崩壊面が基岩に及ぶときはやや

竹下:昭和28年6月の豪雨により福岡縣下に生じた山地崩壊に関する調査報告

	の規	漠 と の	朝田係	(地質別)						
3 b	4 a	4 b	4 c	4 s	5 a	5 b	6	7	他	全
7610	515	4925	3370	225	85	1270	2010	80	295	42100
18.0	1.2	11.5	8.0	0.5	0.2	3.2	4.7	0.2	0.7	100.0
347	86	289	211	75	43	91	287	80	98	220
10605	625	8965	5390	. 235	45	1410	2550	80	550	70695
15.0	0.9	12.7	7.6	0.3	0.1	2.0	3.6	0.1	0.8	100.0
. 485	104	528	336	78	23	109	364	80	383	376
1.5	1.0	1.6	1.5	1.0	0.7	1.3	1.4	1.0		1.34
310	_	_	205		185	210	-	-	_	1950
155		-	205		62	210	-	-		130
415	_	-	410		120	315	-			2685
208		—	410		40	315				179
7920	515	4925	3575	225	270	1480	2010	80	295	44050
17.6	1.2	11.2	8.1	0.5	0.6	3.4	4.6	0.2	0.6	100.0
.330	86	289	210	75	54	98	287	80	98	214
11020	625	8965	5800	235	165	1725	2550	80	550	73380
15.0	0.8	12.4	7.9	0.3	0.2	2.3	3.5	0.1	0.8	100.0
459	104	528	341	78	33	115	364	80	183	361
1.5	1.0	1.6	1.5	1.0	0.7	1.3	1.4	1.0		1.35
0.59	0.43	0.45	0.55	0.46	0.79	0.81	0.82	0.59		0.74

- 地辷性を帯び大なるものとなる.時に上部に亀裂を伴う.この場合崩壊面内に湧水を見ることが 多く、地下水による 催滑と 強度低下が崩壊を助長したものと 考えられる. 一般に規模は (2,) に比して大きな傾向があり、特に松末の花崗閃緑岩と結晶片岩との 接触部附近の破砕部には大 きなものが見受けられた.多くの場合脚部喪失の形であらわれている.
- 崩壊角は(2ⁿ)に比してやや小さく崩壊が茂いもの程大きい角度を示すように思われる。形 態 は馬蹄形乃至拋物線型を呈し数多く見受けられる崩壊型である。
- (2s)…広い斜面の中腹部に生ずる楕円形乃至杓子状の表土崩壊である. 多くの場合傾斜変移部附近に生じ、斜面形が a₁, d₂, f₂ 等をなす個所で下部の急斜部に比して上部のやや厚い 残積土が崩壊するもので((1s)の場合も同様)局部的傾斜線の変異部にも影響をうけ,僅かであるが凹形を示すような所に多いようである. 降雨の際崩壊地点上部の浸透水によつて生じた浅い地下水層がこの部分で地表を破るために崩壊するものと思われ, 崩壊面の基部附近に基岩の露出をみるものがある.

崩土は流動性が大きく時に下部の斜面に雨裂を生ずる. 結晶片岩地区では規模も発生数も小で あるが,花崗閃緑岩地区では片岩地区に比して規模発生共やや大きな傾向が認められる. いず れにしても2アール程度以下のものが多い. 林菜試験場時報

		第 5,	33 表	松末	崩壊。	盟と嵐	肖 坡 地	1
地質	項 目	1 a	1 b	1 s	2 a	2 b	2 s	3 a
75	崩壞地発生面積(m²)	3440	3135	145	5950	15585	1800	,530
10	全数に対する百分率(%)	7.8	7.1	0.2	13.5	35.3	4.1	1.2
崗	平均面 截(m²)	113	149	48	149	557	106	⁻ 265
閃	崩壞地発生土 碳 (m ³)	2025	6065	140	5850	42210	-2195	1120
始 '	全数に対する百分率(%)	3.3	7.1	0.2	6.8	49.2	2.6	1.3
A-K	平均土 截(m ³)	94	289	47	146	1510	129	560
岩	平均巾/長さ比	0.77	0.81	0.45	0.79	0.69	0.53 .	1.15
<u>م</u> د	崩壞地発生面積(m ²)	175	1535 [.]	105	260	1110	200	765
144	全数に対する百分率(%)	2.9	25.2	1.7	4.3	18.2	3.3	12.6
र्थ द्वर्ध	平均面 祓 (m ²)	44	220	53	87	185	50	255
	崩壞地発生土 徴(m ³)	155	2690	90	190	2440	180	1850
「片	全数に対する百分率(%)	1.4	23.6	0.7	1.5	22.0	1.6	16.0
	平均土 積(m ³)	39	384	40	63	407	45	617
岩	平均巾/長さ比	1.26	0.99	0.56	0.63	0.54	0.42	0.72
111	崩壞地発生面稅(m²)	_	435		60	315	' —	_
層	崩壞地発生土 徴(m ³)	-	530	—	· 60	380	-	-
• • • •	崩壞地発生面積(m²)	3615	5105	250	6270	17010	2000	1295
全	全数に対する百分率(%)	7.0	9.7	0.5	12.0	32.6	3.8	2.5
	平 均 面 穑(m²)	104	165	50	142	458	95	259
-11-	崩 壞 地 発 生 土 積 (m ³)	2980	9285	220	6100	45030	2375	2970
. <i>Ч</i> Ц	全数に対する百分率(%)	3.1	9.5	0.2	6.1	46.5	2.5	3.1
	平 均 土 街(m ³)	.88	300	44	139	1215	113	594
質	均崩壞深度(m)	0.9	1.6	0.9	1.0	2.1	1.1	2.0
•	平均巾/長さ比	0.82	0.84	0.49	0.77	0.67	0.50	0.92

(3)…地山の地形が下部に広い三角形状の凹形を示す基部斜面.

- (3a)…沢筋に沿つた基部凹斜面に厚い崩積土が堆積し崖堆或は崖錐状をなす場合、その崩積土斜面の基部に生ずる崩壊で、多くの場合脚部喪失により厚い土層が崩落するものである。崩壊面は基部に母岩を露出する事があるが主として土層内にあつて明かな凹曲面を呈し、上端部、側面部は著しい急傾斜をなし馬蹄形状をとるものが多い。50 アールにも達する程の大型のものはないが、今回の調査地中では平均的に稍と大規模なものが多く崩土によつて一時溪流を堰止めた個所もあり、崩壊地としての土砂の供給量は一般に大きい、一般に花崗岩地区では小規模で、その個所数も少ないが、結晶片岩地区では比較的大きく、個所数も前者に比して多い。崩壊角は40 度程度のものが多い。
 - (3,)…(3,)の如く錐状に近い形態はとらぬが、凹斜面に厚く崩積土の堆積した個所が地下水によ つて土層と基岩部との間に催滑分離現象を生じて崩壊したもので、 脚部喪失の場合が多い、下

3 b	4a	4 b	4 c	4 s	5 a	5 b	6	7	他	全
2300	1270	1630	3255	545	1845	420	1625	75	500	44090
5.2	2.9	3.7	7.4	1.2	4.2	0.9	3.7	0.2	1.2	100.0
177	115	148	230	109	123	60	135	38	83	185
6490	1025	5055	8860	450	1250	325	1060	75	. 700	85695
7.6	1.2	5.9	10.2	0.6	1.5	0.4	1.2	0.1	0.8	100.0
499	93	460	634	90	83	47	88	38	117	359
0.71	0.39	0.48	0.49	0.38	0.48	0.61	0,93	0.34		0.53
920	- 1		670	100	-	25	100	-	130	6095
15.1	-		11.0	1.6		- 0.4	1.6		2.1	100.0
i53	-	-	223	50	-	5	100	-	130	358
1915			1415	105		10	190		120	11340
16.8	-		12.1	0.9		0.1	1.7	· -	1.6	100.0
320	-		472	52	-	23	190	-	120	218
1.04		—	0.41	0.42	-	0.28	0.47	-		0.74
95	830	360	-		- 1	_	_	-		2095
90	940	420	-		-		-			2420
3315	2100	2060	3925	645	1845	445	1725	75	630	52280
6.3	4.0	3.8	7.6	1.2	3.5	0.9	3.3	0.1	1.2	100,0
166	161	137	231	92	137	55	133	38	[:] 90 [:]	177
8495	1965	2545	10065	555	1240	335	1250	75	820	96180
8.8	2.0	2.6	11.1	0.6	1.3	0.4	1.3	0.1	0.8	100.0
425	151	170	594	80	83	42	96	38	117	327
1.7	0.9	1.9	2.9	0.7	0.7	1.3	1.5	1.0		1.5
0.87	0.39	0.41	048	0.39	0.54	0.48	0.9	0.34		0.67

の規模との関係(地質別)

降~平衡谷斜面に生じ、崩壊角は斜面基部の崩壊型では最も緩く片岩地区で 35° 内外花崗閃緑 岩地区では 42° 内外を呈する. 一般に崩積土の薄い個所程大なる崩壊角を示し,崩後の勾配が崩 前より惫傾斜をなす. 平均的に見て他の型に比し大規模であるが特別に大きなものはない. 崩 土は破砕して崩落するものと塊状をなして山辷りの形態をとるものとがあるが,後者は少い. 一般に結晶片岩で広く見受けられるが,谷斜面に崩積土の分布の少ない松末地区では小規模で ある.

- (4)…上部では谷頭若しくはそれに類似した個所,下部では基部小山脚相互の間に存する 線型乃至 逆三角形状の凹斜面である。
 - (4,)…谷頭若しくはそれに類似した線型のやや急な個所に生ずる短冊型の崩壊で、土壌層は比較 的薄く、表土と下層のやや硬質な層との間に滞水層が生じて、表層部が崩落するもので、崩壊 面は浅く崩前の傾斜と平行状態をなし、規模は小さい、崩土は流動性が強く崩壊面内に残存す

ることは稀である.

(4_b)…基岩が非常に脆弱な個所が, 或は厚い土層の分布を見る個所の浅い線型の凹斜面に生ずる 短冊型或は長い杓子型の崩壊である. 崩壊前比較的僅かな凹所であつたに拘わらず 崩後は深崩 をなすことが多く, 崩前崩後の等高線は著しい変移部を形成する.

- 一般に崩壊地の上方に厚い土層に覆われた段状の緩斜地を有することが多く,この部分に由来 する.地下水の滞水層が,崩壊地点で地表に表われるため生じたものと考えられ,崩壊面の中 部以上に湧水或はその痕跡を残すものが多い.時に亀裂を伴い地辷性と思われる大型のものも あり,崩壊面は他の型に比して深く,やや長い凹曲面をなし,崩壊角は(4,)に比してはやや 緩である.面積に比して土積量が大で,崩土は流動性に富み,崩壊面に残存することは少ない. 一般に花崗閃緑岩地区に比して結晶片岩地区がやや規模,個所数が大きい. 松末では花崗閃緑 岩と結晶片岩との接触部の片麻岩様の破砕性基岩地区に多く見られた.
- (4。)…厚い崩積土が分布する上広がりの逆三角形状凹斜面(やや擬圏谷状をなす場合がある)に 生ずる深く長い杓子状乃至貝殻状の崩積土の崩壊である。崩壊面はやや長い凹曲面をなし崩壊 角は最も緩い部類に属し30度内外をなすものが多い。地下水の影響を強く受け、(中部附近に 湧水を見る)崩壊面内に湧水若しくはその痕跡を認められ、崩土は流動性に富み、崩壊面内に 残存することは稀である。概して土層とその下部の基岩(花崗閃緑岩の場合基岩状を呈しない ものが多いが上部に比して硬質の層)との間に分離面を生じて崩壊するもので、時に基岩の表 層部剝離をも伴う。面積、土積は大きなものではないが、大略類似するものが多く、平均的に は他の崩壊よりやや大きな値を示している。大部分はやや旧い地形上にあつて下方の谷の開折 面との不連続線に近接している部分に分布している。上部に亀裂を伴うことがある。

(4_s)…山腹斜面上の線型の凹所に生ずる豪雨性山腹崩壊で、急傾斜をなし土壊層は薄く、崩壊深 度の我い表土崩壊で小規模である、大略(2_s)型に似ているがやや長い形状を呈する。

(5)…凹斜面が旧時の未開析面に接する頭部凹斜面.

 (5a)…著しい不連続線を形成する急な凹斜面の頭部に生ずるもので、絶えず土壌洗蝕をうけて、 土壌は極めて薄い、崩壊深度は浅く、崩壊面は崩前の斜面形と殆ど変化を示さない、面積的に
 0.1ha に達するものは稀で小規模なものが多い、結晶片岩地区に比して花崗閃緑岩地区に見られることが多い、崩土は流動性が強い。

(5_b)…ガリ状凹地の頭部が上部の旧い土層に急傾斜をなして接する場合,その土層が崩落するもので,地下水の影響を受けていることが多い. 極めて小規模であるが崩壊面は深く凹曲面をな す. 崩壊角は急で 50°を越す場合もある.円形状馬蹄型の形態をなし,崩土は流動性が強い.

(6)…段丘状地崖面の脚部喪失個所に生ずる崩壊で、Slump 型の塊状滑動現象をなしている、崩壊 面は深く、凹曲面をなしているが大部分は塊状の滑落土に覆われて露出せぬものが多い、崩壊土 積の多いのに比して流出土砂は少ない、崩壊は 40°以上のものが多い、松末地区南部の段丘地 区によく見受けられた、なお段丘崖面の上端部にのみ生ずる小規模の崩壊は(5)として扱つた。

竹下:昭和28年6月の豪雨により福岡縣下に生じた山地崩壊に関する調査報告

- (7) 凹斜面の途中にやや局部的であるが段状の綴斜部を有し、そこに堆積した比較的厚い崩運積 土層が崩壊するもので、地下水の作用を強くうけ崩壊角は非常に綴く 20~25 度以下のものが 多く、崩土は流動性が強い、崩壊面は凹曲面を示し、土層と基岩部との境界部に形成されてい る、形態は小規模で馬蹄形を示し、個所数は少ない。
 - (備考)
 - (i) 崩壊土砂の性状は花崗閃緑岩地区では塊状をなすもの以外は流動性強く崩壊面を覆つている部分が少ないが結晶片岩地区では塊状,破砕状の両者とも特に流動性の強いもの以外の崩壊型(斜面基部の崩壊)では崩壊土砂が可成りの上部から崩壊面を覆つている場合が多い.従つて同じ規模の崩壊でも土砂の流出率は花崗閃緑岩の方が大であり.崩壊跡地の荒廃も著しいことになる.
 - (ii) 結晶片岩では 1,2,2,3,3,4,の如き斜面基部の崩壊が最も大規模に且つ多数生じて お り、特に花崗閃緑岩では 2,2,02型が大きく面積、土積的には凡そ半ばを占めている。一般 に凸状地に生じた崩壊はその個所数に比して崩壊面積は少ない。
 - (iii) 崩壊角は崩積土の分布が厚い程,又地下水の影響が強い程緩傾斜となる傾向があり,基部 斜面の崩壊では 1a 1b 2a 2b 3a 3b の順で緩となり,4b は 3 程度の値を示す.地下水の影響 の強い崩積土崩壊である 4c,7 等は最も緩傾斜の崩壊角を示す.
 - (vi) 第 5.29 表,第 5.30 表の花崗閃緑岩の項に於いて、表土として一応土層扱いをなしたものでもその表層部と下層部とは可成り物理性を異にする場合が多い.一般に下層土は帯色し稍に埴質であるが、深層風化した基岩部ともみられ、土層とは区分して扱うべきであつたかもしれない.表中花崗閃緑岩の基岩不露・表土崩壊の数値が他の地質区に比して高い値いを示しているのに就いては、このことを考慮に入れて判定する必要がある.
- (8)…其の他の崩壊
 - (i) 雨裂状崩壊

凹斜面の集中化した地集流水や流動性の崩壊土砂流によつて,下部斜面及び基部に存する押出 段丘面に雨裂を生ずる場合がある。一般に結晶片岩地区に比して花崗閃緑岩地区に多く見られ る。やや例を異にするが,花崗閃緑岩地区に作られた搬出歩道に雨裂に類似した現象がある。 その降雨時における侵蝕は著しいものがあり,始め尾根筋に作られたと思われる道が現在では 侵蝕によつて殆んどの場合路面が著しく低下して,あたかも谷間を行くような感じがする。こ の地域の搬出道の分布は密であり,これによる土砂の流出量は莫大なものにのぼろう。

(ii) 土 石 流

一次的土石流による荒廃例は北川内に少数見受けられたが、いずれも小規模であった。二次的
 土石流によるものはなかったが、ややこれに類似した溪流荒廃現象が北川内の本谷に見られた。
 (iii) 地 辷 り

北川内、松末共二、三の例があつたが、一町歩を越えたものは二ケ所あつた程度でいずれも小

規模のものである.

北川内の結晶片岩地域の場合は、いずれも山腹の段状地に堆積している厚い砂礫層(旧時の河 成堆積土と崩積土)が脚部の喪失と地下水の作用によつて下部の基岩と共に 30 度内外 の 傾斜 で地ごを起しており、又松末に於ては古第三紀層の土師山中腹部に広く堆積した 砂礫層地域が 基岩と共に 25° 内外の傾斜で地辷りを起しているもの(その基部附近から著しい湧水をみせて いる)と花崗閃緑岩地区で段丘状を呈する山嘴末端の綴い凹斜地が 20°~25° 程度の傾斜で滑動 しているものとがある.いずれもその周緑に幾つかの崩壊を伴つているが、完全に滑動崩壊し こものはない.(未完)

_40