

北松型地すべりと地質構造との関連性について - 既刊資料による予察的研究 -

著者	黒田 和男, 松井 和典
雑誌名	防災科学技術総合研究報告
号	22
ページ	39-54
発行年	1970-02-10
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002597/

北松型地すべりと地質構造との関連性について

— 既刊資料による予察的研究 —

黒田 和 男

地質調査所応用地質部環境地質課

松井 和 典

地質調査所地質部地質第3課

A Preliminary Study on the Relation Between the "Hokusho"-Type Landslides and the Geologic Structure

By

Kazuo Kuroda and Kazunori Matsui

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Northwestern corner of Kyushu, including the islands of Hirado and Ikitsuki, is mainly composed of the coal-bearing Tertiary system, the Pliocene Hirado-jima andesites, the Hachinokubo sand and gravel beds and the Kitamatsuura basalts. And many landslides are found throughout the area studied.

The general geology, stratigraphy and geologic structure, and results of investigation into landslides, especially their classification and mechanism, are summarized.

The landslides of the area are subdivided into 4 types based on the positions of sliding planes. Among them, the "Hokusho"-type landslides are considered to be directly connected with recent crustal movements.

Some problems are proposed and discussed with regard to the foreknowledge of the "Hokusho"-type landslides from the geological standpoint.

目 次

要 約.....	39	5. 地形と地質との関係.....	44
1. 緒 言.....	40	6. 地域内地すべりの従来の研究と分類について.....	47
2. 地質の概要.....	40	7. 地すべりの予知に関する問題.....	51
3. 地質構造の概要.....	43	8. まとめ.....	52
4. 地すべりの分布.....	44	文 献.....	52

要 約

平戸島・生月島を含む九州北西端一帯は、石炭を挟む第三系とその上に不整合にのっている砂礫層・玄武岩類とから構成されており、そこに地すべりが集中発生している。筆者は、この地域の地すべりに関し、現在までに公開されたいくつかの調査・研究結果、とくにその分類・発生機構の解釈結果を抄録するとともに

地質の構成から再検討して、4つの種類に整理した。その中の北松型地すべりは、地盤の造構造運動のあらわれと考えられるが、この考えにもとづいた場合の地すべりの予知に関連する地質学上の問題を、2・3提起してみた。

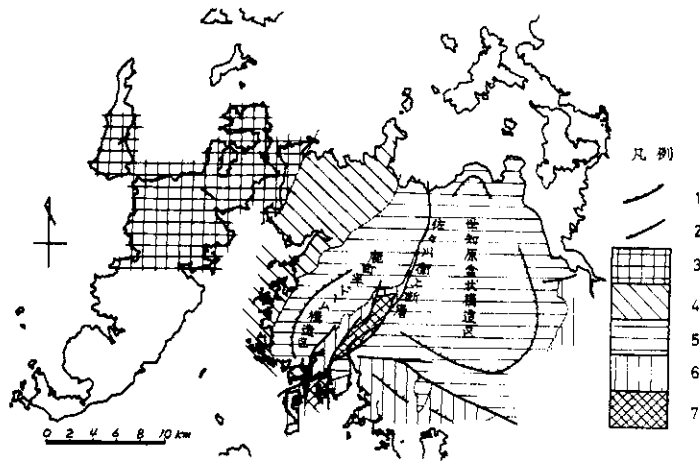


図-2 第三系の地質概要図

1. 一般の走向傾斜, 2. 断層, 3. 平戸層, 4. 野島層群
5. 佐世保層群, 6. 相ノ浦層群, 7. 杵島層群

表-1 地層と炭層・凝灰岩との関係

地層名		炭層	凝灰岩層
佐世保層群	加勢層	—	—
	福井層	— 福井一枚	— 本ガ浦凝灰岩
	世知原層	— 砂盤層	— 歌ガ浦凝灰岩
	上部柚ノ木層	— 松浦三尺	—
	下部柚ノ木層	— 岩石二枚	— 江里凝灰岩
	中里層	— 柚ノ木三枚	—
相ノ浦層群	永ノ島累層	— 大瀬五尺	—
	真申累層	— 川釣層	—
	棚方累層	—	—
	白ノ浦累層	—	—
杵島層群	志田累層	—	—
	大塔累層	—	—
	早岐累層	—	—
	三川内累層	—	—

地域にはみられない。

2) 相ノ浦層群： 杵島層群にひきつづいて堆積した地層で、大きくみて下位から、白色塊状岩が優勢で、間に数枚の炭層をはさむ淡水～半かん半淡水成層——志田累層、塊状砂岩・砂岩頁岩互層に礫岩・凝灰質岩などをはさむ海成層を主とする白ノ浦累層、じばしば炭層・炭質頁岩をはさみ主として砂岩・頁岩（または泥岩）の互層からなる淡水成層——棚方累層、多くの海棲具化石を包蔵する粗粒塊状砂岩・礫岩・凝灰質岩が特徴的な海成層——真申累層、数枚の炭層をはさむ白色砂岩がちの半かん半淡～淡水成層——永ノ島累層に分けられる。白ノ浦累層を除いて各累層中に石炭が狭まれるが、炭層にはしばしば当時の火山活動を示す火山碎屑岩が伴われ、炭層の生成と火山活動とは密接な関係があるとも考えられる。永ノ島累層最上位の炭層は大瀬五尺と呼ばれ、この研究地域の普遍的な炭層の1つである。

3) 佐世保： 相ノ浦層群に引きつづいて堆積した砂岩、泥質岩、およびそれらの互層とからなる地層で、多くの稼行炭層をはさみ、この地域の主要狭炭層となっているとともに、分布範囲も広く“北松型”地すべりに対してもその主役となっているものである。この層群は、下位から中里・下部柚ノ木・上部柚ノ木・世知原・福井・加勢の6累層に分けられ、それぞれの累層のはげ境界位置直下に、柚ノ木三枚・岩石二枚・松浦三尺・砂盤・福井一枚と呼ばれる炭層があって、主要な

稼行炭層となっている。岩石二枚の上方にある江里凝灰層はよく追跡されて、東部地域と西部地域との関係を明らかにする鍵となり、さらに歌ヶ浦凝灰角礫岩層、本ヶ浦凝灰岩層などの顕著な火山碎屑岩層がある。

佐世保層群は一般に、半かん半淡～淡水成層との間にしばしば海棲貝化石を含む比較的薄い海成層を不規則にはさみ、また炭層と凝灰質岩石との関係は、相ノ浦層群のようになりに密接である。

4) 野島層群： 地域北西部に分布し、佐世保層群の上位にある地層で、砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層・凝灰岩・凝灰角礫岩・礫岩からなる地層である。下位から大屋・深月・南田平の3累層に分けられ、とくに大屋累層は、佐世保層群に比較してかなり多量の凝灰岩・凝灰角礫岩および礫岩を含み、激しい火山活動があったことを示している。

5) 平戸層： 地域北西部で野島層群のうえに不整合にのると考えられているやや固結度の低い優白色の砂岩・礫質砂岩・砂質シルト岩の優勢な地層である。その詳細については、なおわからない点が多い。

6) 八ノ久保砂礫層： 本研究地域のほとんど全域にわたって分布する砂礫を主とする地層である。第三系との関係は著しい傾斜不整合である。砂礫層の礫は一般によく円磨されている。凝灰質層や粘土質層が砂礫層の間にはさまれることもあり、層相や厚さが水平方向に連続しないことなどから総合的に判断すると、三角州性堆積物ともひん海性堆積物とも考えられるが、まだ解決されている部分は少ない。

7) 平戸島火山岩類： 平戸島には、前述の平戸層を不整合に覆って、平戸島火山岩類が分布し、さらに玄武岩岩類に被覆されている。この火山岩類は、北部の黒雲母・角閃石石英安山岩を除けば、大きく上下2つに分けられる。下位は主として角閃石輝石安山岩質の凝灰角礫岩および溶岩から構成され、全般的に変質作用を受け、一見、緑色凝灰岩様で、ところどころで硫化作用を受けている。下位の岩体は、島の中央部に広く分布し、田崎・宝亀地すべり地の主因をなしている。上位は主として輝石安山岩とその凝灰角礫岩および溶結凝灰岩から構成され、溶結凝灰岩は島の南半に、他は島全体に広く分布している。

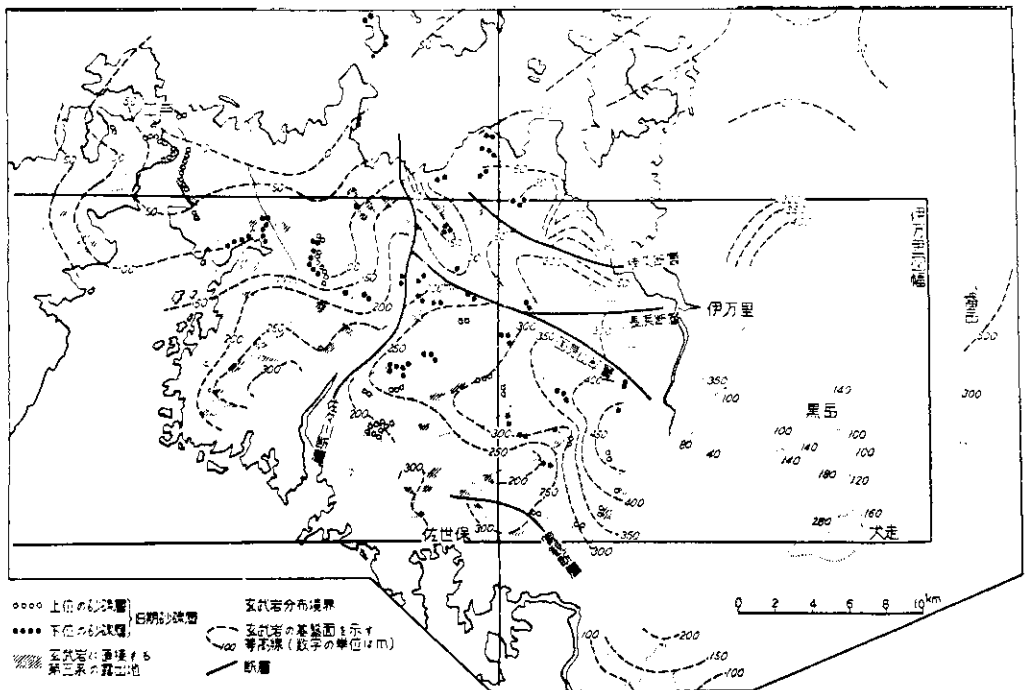


図-3 北松浦玄武岩類の基底面の高さ 今井・沢村・吉田(1958)より
下位の砂礫層は八ノ久保砂礫層のこと

馬込・立石・高越等の地すべり地は、輝石安山岩および凝灰角礫岩地域に主因があると推定される。

8) 田助挾垂炭凝灰質岩層：平戸市田助に、小区域にわたって含垂炭層が、安山岩類の上、玄武岩類の下に分布している。厚さ30m前後で、下位から凝灰角礫石・砂岩・亜炭(山丈1.1m, 炭丈0.5m)および凝灰質泥岩からなり、北西に向かつて4°前後の傾斜を示す。時代は、植物化石から鮮新世とされている。

9) 北松浦玄武岩類：八ノ久保砂礫層を平行不整合に覆って、この地域を含む北西九州一帯に広く分布し、広大な溶岩台地を形成している。岩石は玄武岩質の溶岩・凝灰角礫岩・岩滓凝灰岩などで、砂礫層や砂泥・粘土層が挟まれ、Kurasawa(1967)は火山層序学および古磁気学的方法によって5つのグループに分けており、全体として鮮新世中期から更新世にかけてかなり長い時代を連して活動したものと考えられている。

10) その他の才四系：本研究地域の河岸段丘堆積物は、潜竜付近に著しいものがある以外には、小規模のものがときに認められる程度である。また沖積層の分布も僅かである。崖錐堆積物は、玄武岩台地の周辺で、地域によってはかなり広範囲に第三系を覆って分布している。この崖錐堆積物の分布状態を地すべり現象と関連させてみた場合には、竹原(1956)・岩橋(1962)などの地質図で玄武岩類として塗色している部分、あるいは第三系として塗色されている部分には、実際は地すべり地塊内のいわば岩屑層として取扱かわねばならないものである。

3. 地質構造の概要

本研究地域の地質構造は、含炭第三系と八ノ久保砂礫層、さらに北松浦玄武岩類とでは著しい差が認められるが、含炭第三系についてみると、この地域中央を北東から南西に斜断する佐々川衝上断層によって東側の世知原盆状構造区と、西側の鹿町半ドーム状構造区とに分けられ、それぞれつぎのように細分されている。

1) 世知原盆状構造区

a) 国見山断層以北：一般に南北ないし北北東—南南西の走向が優勢で、10°内外で西方に傾斜する。調川付近では北東—南西に走る向斜軸が認められ、その北西側では地層は南東方6°~10°の角度で傾斜する。さらにこの向斜

軸の南東側に平行に走るゆるやかな背斜構造が認められる。断層は、楠久断層を除いて大規模なものとは少なく、地層は非常に安定している。

b) 国見山断層以南：全体として、ほぼ東西方向の走向をもって3°~4°の傾斜でゆるやかに北方に傾斜する単斜構造を示すが、佐々川断層に近接してこれに平行に走る非対称の向斜軸がある。また、地域東端の有田川に面する山腹では、西に向かう20°以上の傾斜が認められる。断層には、芳ノ浦・賞観・泉福寺・針尾断層その他が挙げられる。左石北方には小断層の密度の高い部分があり、小規模の盆状構造やドーム状構造も認められるが、全体として安定した地塊であるといえることができる。

2) 鹿町半ドーム構造区

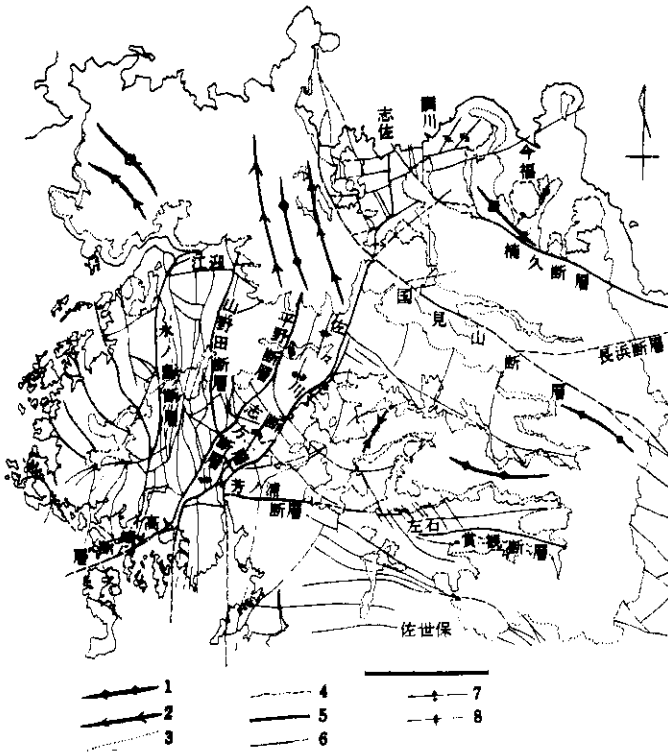
a) 佐々川断層地区：佐々川断層と、平野・志方・高崎の各断層には含まれた地区で、小褶曲構造が認められ地層の傾斜も30°以上を示す場合がある。全体として、佐々川断層の生成に直接関係があるとみられるじょう乱帯である。

b) 江里安定地区：平野・志方・山野田の3断層にかこまれる地区で断層も少なく、地層の一般走向は東西ないし東北東—西南西で、3°~10°で北方に傾斜するというきわめて安定した地区である。なお、地区の周辺部で上記の3断層に近接して、若干のじょう乱がみられる。

c) 盲目原断層地区：山野田・永ノ島両断層にかこまれた地区で、無数の中~小断層が網目状に発達し、全体として断層地帯を形成している。地層は、一般に北西に5°~20°傾斜している。

d) 鹿町・矢岳地区：永ノ島断層以西にある鹿町半ドーム構造区の主部で、地層は一般に海岸に向かつて10°内外傾斜しているが、外側へ行くにしたがって傾斜は急になるという特性をもっている。断層は放射状排列を示し、この構造区の特徴となっている。

八ノ久保砂礫層の構造は、巨視的にみてN40°Eの走向で僅かに北西に傾斜(約1°)している。岩橋(1961a)は八ノ久保砂礫層基底の等高線図を描いており、その中に見掛上背斜・向斜に類する起伏が認められ、図-4にその起伏状況を示しておいた。さらに僅かなドーム状構造や盆状構造がある。佐々川断層・楠久断層・国見山断層等の主要断層は、八ノ久保断層に落差を与えている。これらの事実を総合してみると、現在みられ



1. 八ノ久保砂礫層基底の見掛上背斜
2. 八ノ久保砂礫層基底の見掛上向斜
3. 北松浦玄武岩
4. 崩積層の分布範囲
5. 主要断層
6. その他の断層
7. 第三系の背斜
8. 第三系の向斜

図-4 地質構造概念図

る砂礫層の起伏は、必ずしも堆積当時の原地形を表現しているとはいえず、その後の褶曲運動や断層運動の影響を受けているとみなければならない。

北松浦玄武岩類の構造はさらにわかっていない。しかし、主要断層の中には、北松浦玄武岩類に落差を与えているものもあり、さらに図-3の基底等高線図をみると明らかに地殻運動の影響を受けている。

沢田(1956)は、世知原盆状構造区の第三系の基盤は、西彼杵半島の背骨をなして広く露出する変成岩類で、有田川以東の花崗岩類を基盤とする伊万里微褶曲帯に比較して基盤が若干沈降しているために第三系が安定した構造を示していると考え、さらに佐々川断層は、北西方向からの側圧がかたい変成岩地塊に第三系を衝上させた結果できたものであるとしている。しかし、含炭第三系、八ノ久保砂礫層、北松浦玄武岩類の構造に影響を与えたものの考察は、今後解決されなければならない大きな問題であり、北松型地すべり総合研究の中心課題の1つである。

4. 地すべりの分布

本研究地域内の地すべりの記載があらわれたのは、経済審議庁(1952)の調査結果で、ここには長崎県下・佐賀県下あわせて19箇所の地すべり地が挙げられている。(第2表) これに引きついで、長崎県地対策本部(1952)が地すべり地の詳細な記載を報告したが(表-3)(表-4)、これは経済審議庁(1952)が挙げている細区を中心とした具体的な説明となっている。

佐賀県側では、昭和32年7月の人形石山地すべりを契機に、従来まとめられてきた結果が公刊された。この結果を含めて、今井・沢村・吉田(1959)は、伊万里図幅地域にかかる本研究地域の地すべり地を17箇所示している(表-5)。

地すべり等防止法が施行されて以後は、本研究地域内の地すべり防止区域指定箇所は毎年その数を増しており、現在はつぎのとおりとなっている。(表-6)

5. 地形と地質との関係

一般にある地域の地形は、その地域内に営まれた侵食作用の経過をすべて記録しているものと解

番号	県別	流域河川名		箇所名	所在地			備考	
		幹川名	溪流名		郡	市	町		村
1	佐賀	黒牟田川	境川	鳥帽子	伊万里	(二里)	大星		
2		有田川		古子					中里
3		志佐川		神門					川内野
4		佐代川		東分					東分
5	長崎	調川	銅田川 佐々山川	白井免	北松浦	(調川)	白井免		
6		佐々川		長田代			世知原		長田代
7		志佐川		柏木			(上志佐)		柏木免
8		松本川		松本			生月		松本
9		今福川		白木			(今福)		白木
10		"		木場			"		木場
11		調川		堀切峠			(調川)		堀切峠
12		江迎川		猪調			北松浦		江迎猪調
13		佐々川		佐々			北松浦		小浦神田木場
14		桃太谷		大屋			北松浦		鹿町大屋
15		相浦川		上小川内			佐世保		皆瀬上小川内
16		海岸		尾瀬			北松浦		(今福) 尾瀬
17		"		宇瀬			北松浦		生月宇瀬
18		"		殿水			"		殿水
19		"		元触			"		元触

(経済審議庁)

郡市町	村	地区名	備考
1 松浦	(今福)	白木	
2 "	"	木場	
3 "	"	尾瀬	
4 "	(調川)	白井	
5 "	(志佐)	白浜免遠見	
6 "	"	桑木原	
7 "	(上志佐)	栢木	
8 北松浦	世知原	長田代	
9 "	"	赤木場	
10 北松浦	佐々	木場	
11 "	"	栗林	
12 北松浦	鹿町	大屋	

(野田光雄による)

郡市町	村	地区名	備考	小買の分類
1 北松浦	生月	松本	F	
2 "	"	元触	D	
3 "	"	殿水	D	
4 "	"	宇瀬	B	
5 松浦	(今福)	木場	B	
6 "	"	白木	C・B	
7 "	"	尾瀬	A	
8 "	(調川)	白井	D	
9 "	"	堀切峠	B	
10 "	(上志佐)	栢木	B	
11 北松浦	江迎	猪調	G	
12 北松浦	佐々		G	
13 北松浦	世知原	長田代	E	
14 佐世保	(皆瀬)	上小川内	A・G	
15 "	"	里見池	G	

(小買義男による)

表-5

	県別	郡・市	町・村	地区名	備 考	
1	長崎	松浦	(今福)	今福川上流		
2			"	"		寺上
3			"	"		人形石山麓
4			"	"		石倉岳
5	佐賀	伊万里	(東山代)	西大久保	昭27年3月,昭32年7月大地すべり	
6			"	"	平木場	昭26年,昭26年2月大地すべり
7			"	"	立岩	大5年
8			"	"	東分	大11年
9			"	"	城山南麓	昭26年
10			"	"	峰	昭32年7月
11			"	"	川内野	昭27年6月
12			"	"	辻堂	昭28年3月
13			"	"	大久保	昭26年8月
14			"	"	大久保南万	昭28年
15			"	"	(二里) 烏帽子	昭26年
16	長崎	北松浦	世知原	北川内		
17						佐世保

今井・沢村・吉田 伊万里図幅

べり活動史が、地史—地形発達史として把握することができる。

本研究地域の地形の特徴は、まず玄武岩の溶岩台地が広く発達していることである。その台地表面の高さは、すでに前項でのべたように、研究地域南東部で最も高く、全体としてゆるく北西に傾斜して田平町地区で最低となり、さらに生月島に向って

表-6 地すべり防止区域指定箇所数

県	市・町	建設者	農林(農地)	農林(林野)
佐賀	伊万里*	5		4
	西有田*	2		
長崎	松浦	19	1	4
	平戸	5	14	2
	生月		6	
	田平	5		2
	江刺	3		1
	世知原	4		1
	吉井	1		3
	佐々	4	2	3
	小佐々			1
	鹿町	2		
佐世保	11	2	1	

*印は1部域のみ

いく。そうして、田平町地区では、玄武岩の基底は海水準以下となっている。

地域内の河川は、志佐川・江迎川・佐々川・相ノ浦川その他の支流があり、これらの河川は源流部を除いて玄武岩台地を深くえぐり、その下の第三系にまでくいで流れている。玄武岩台地の縁では、100~150mの高さの急斜面が形成され、さらに第三系の分布する地域でも所により150mに近い急斜面が形成されており、ごく新しい地質時代に地盤の隆起があったことを示している。

つきにこの研究地域の地形にみられる特徴は、岩塚(1954)も指摘したように、山麓緩斜面状の平坦地が認められることである。この平坦地はとくに玄武岩の分布範囲と第三系の分布範囲との境界位置に傾斜変換線をもつ場合がとくに発達が目立つ。この山麓緩斜面には通常崖錐堆積物のついている。

黒田・岡(1967)は、平戸島・生月島および佐賀県下を除く本研究地域主要部において、空中写真から地すべり滑落崖と判読される地形を抽出した(図-6)。この結果をみると山麓緩斜面の発達状況と基盤の第三系との構造の間にはひと

判され、とくに地質の構成と地形とを組合せてみると、その地域の地盤の昇降運動に加えて岩種ごとの侵食型式の差がそのまま地質時代から現在までの総括として表現されているとみてよい。したがって、地すべりに特有の地形があれば、その地形を細かく抽出することによって、地域内の地す

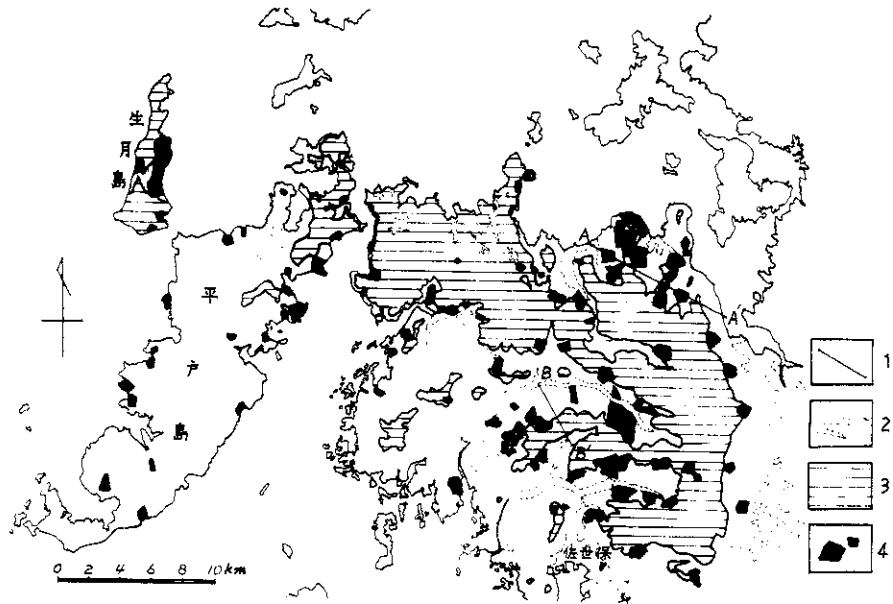


図-5 地すべり防止区域分布図(玄武岩類の分布は20万分の1地質図幅・府津・長崎によって)

1. A-A'第14図の地質断面線 B-B'第15図の地質断面線
2. 沖積地の境界
3. 玄武岩類の分布範囲
4. 地すべり防止区域(輪廓は正確でない)

つの規則性があり、流れ盤の部分を受け鉢の部分よりも発達が著しい。その典型は生月島にとることができる。そうしてこの山麓緩斜面がとくに広く発達しているところに黒田・岡(1967)の不斉地形がある。

不斉地形の成因については、黒田・岡(1967)の詳細な記述にゆずり、ここでは、現に平山地すべりが活動していく地形変化がその実例となっていることだけを記しておく。

6. 地域内地すべりの従来の研究と分類について

研究地域内の地すべりを、その地質構成にもとづいて分類したものは、おそらく小貫(1952)が最初である。小貫(1952)は、長崎県下の地すべりを、地質構成からつぎのように分類した(図-7)。

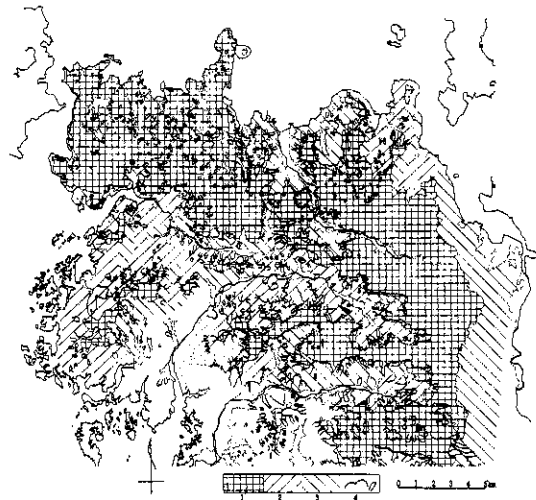
1) **A型:** 含炭第三系・八ノ久保砂礫層・北松浦玄武岩類が重なっている場合に、玄武岩の中を浸透する水の流動に伴なって玄武岩の急斜面で割れ目が大きくなり、遂に安定を失ってすべり

落ちるものである。同時に含炭第三系の岩石もすべり落ちることになるが、簡単な場合には砂礫層が押し出される程度である。この型は山くずれの要素ももっている。

2) **B型:** 含炭第三系のうえに玄武岩類がのっている場合に、含炭第三系の岩石の上面に粘土層が生じ、岩石自体も脆弱になっている。玄武岩中の割れ目に沿って地下水が流動する間に龜裂が増大し、安定を失って玄武岩類がすべり落ちる。これも山くずれの要素をもったものである。

3) **C型:** 含炭第三系からなる山の急斜面には、崩積層(崖錐堆積物と同じ)が堆積しているが、玄武岩類と含炭第三系の岩石との境界位置から湧出する極めて多量の水が地下水となって崩積層の中あるいは崩積層とその下の含炭第三系との不整合面に沿って流動し、その間に地すべりが起るもの。

4) **D型:** 含炭第三系のうえには崩積層が厚く堆積している。含炭第三系の上面は、ふつう緩傾斜から急傾斜に移っているが、その上に崩



使用空中写真 米軍空中写真 M102, M665, M742

1. 玄武岩類の分布範囲
2. 流れ盤となる範囲
3. 受け盤となる範囲
4. 地すべりの滑落崖(写真判読による)

図-6 地すべり地形分布図

積層がある場合、傾斜変換部の上に乗っている崩積層の表面に龜裂が生じ、地下水の流動によって崩積層がすべり落ちる。一たん滑動が始まると、あとは順次緩傾斜部の崩積層までその運動が及んでいく。

5) E型: 含炭第三系からなる岩盤の急傾斜面に砂礫層・崖錐層・崩積層がのっている場合に、地下水が浸透して、岩盤の急斜面上にのっている地層がすべり出すものである。移動する区域の上端には龜裂が形成されるが、区域の中央部には龜裂は少ない。

6) F型: 含炭第三系の岩石には節理が発達している。これに水が徐々に浸透して頁岩は膨脹粘土化し、あるいは溶解して糊状となり、その結果地層の傾斜の方向に進行が起る。

7) G型: 深度による陥没に伴って山腹の傾斜側に押し移動するa型と、採炭により地層の傾斜側に陥没・龜裂が生じ、このために含炭第三系の地層がその傾斜の方向に移動するb型とに分けられる。

以上のようにであるが、A・B型は山くずれの要素を含み主として山地に多く、C・D・E・F型の地すべりは、含炭第三系の分布地帯に多く、G型は鉱害に伴う地すべりであるとした。

岩塚(1954)は、この地域の地形の特徴、ことに山麓面様の緩傾斜面の存在に注目し、緩傾斜面の上ののっている玄武岩層が移動するもの、含炭第三系の風化した表層も同時に移動するもの、含炭第三系の崩壊した物質だけが移動するもの等の4つに分類した。

中村(1955)は、この地域の含炭第三系を覆っている玄武岩類に節理がよく発達しているためそれに沿って風化しやすく、かなり深部にまで脆弱な岩質となっている。そうして、その下にある含炭第三系が玄武岩類よりも不透水性であるため、玄武岩下底を地下水が流動する 경우가多く、これが地すべり・山くずれの直接的、間接的原因となっていることを指摘している。玄武岩台地に生ずる崩壊がその下にある比較的軟弱な含炭第三系を破壊するのは当然で、したがってこの地方では、変動区域の上部が玄武岩類、下部が含炭第三系というようになっている。このような変動の結果形成されたと認められる急斜面(主として玄武岩類)とその前下方に続く緩斜面(主として含炭第三系)とからなる山崩れ地形はこの地方に多くみられるが、現在地すべりが生じているのは主として第三紀層からなる区域、すなわち旧崩土の中

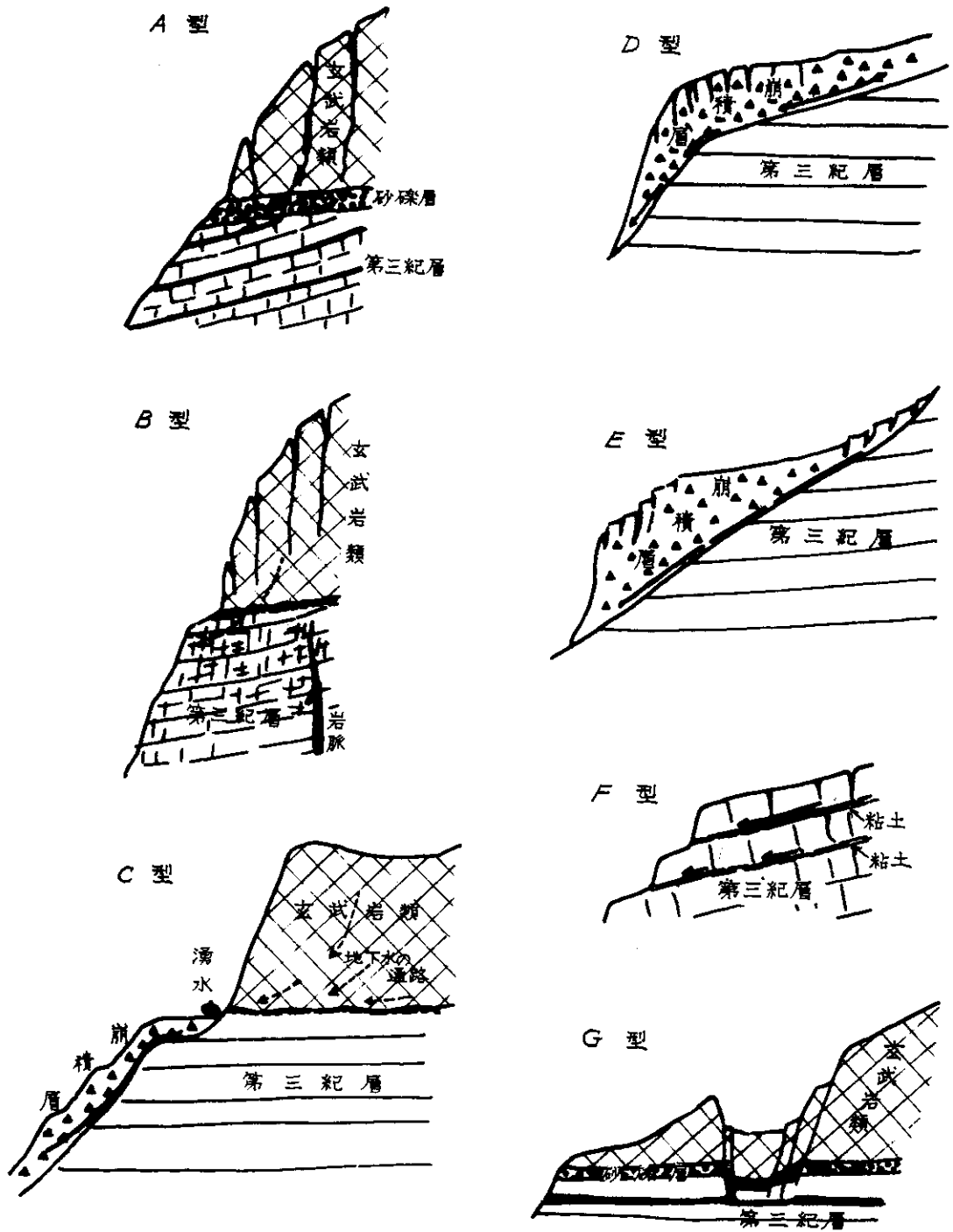


図-7 地すべりの分類

部ないし下部である。要するにこの地方の変動は玄武岩山地に生じた山くずれを主とするものであり、その後含炭第三系の分布する区域において、崩土の移動の生じやすい傾向をもっている。以上の中村(1955)の見解は、地すべり地形と地質構成との関連を地域性として求めたものの始まりとみてもよい。

野田(1957)は、この地域の地すべり・山くずれの特徴として、含炭第三系とこれを不整合に覆う砂礫層の上にさらに厚い玄武岩類がのり、山頂部は概して平坦で、その台地状の山の縁は急傾斜で谷に面しており、谷底には含炭第三系が露出しているという地形・地質条件を挙げて、総じて台地の周辺が非常にくずれやすく、また山腹の急斜面にも崩土・岩屑・崖錐層が厚く堆積して、これもまたくずれやすいことを示している。しかしこのくずれ以上に注目する必要があるものとして、含炭第三系中にある頁岩・石英粗面岩質凝灰岩ないし同質の凝灰岩質頁岩が極めてよく粘土化されており、さらに砂岩のブロック化が著しいということが、含炭第三系からなる岩盤の層すべり型地すべりを起すもととなり、玄武岩や砂礫層・崩土層などのせたまま岩盤が滑動することを挙げ、「北松型」地すべりと命名した。野田(1957)には、さらに「東彼型」地すべりと命名したものがあるが、両者は本質的に異なるものではないと筆者は考えている。また潜在的な地盤の造構運動を考慮の中に加えなければならないと指摘しているが、その具体的な内容には触れていない。

今井ほか(1958)は、伊万里図幅地域内の地すべりの原因として、当地域の含炭第三系は側圧による造構造運動を受け、さらに著しい地塊運動を受けていること、とくに有田川流域は、伊万里微褶曲構造区と世知原盆状構造区との境界に当り、有田川以西の含炭第三系はさらに莫大な量の玄武岩類の重圧を受けていること等を考えているが、このことが直接地すべりの発生に結びつくものか否かは今後に残された問題であるとしている。

大島(1965)は、佐賀県に属する本研究地域の地すべりは、いわゆる第三紀層地すべりと認識されているが、必らずしも第三紀層(含炭第三系)に主たる原因があるとはいえないし、とくに第三紀層と地すべりとの関係については

1) 頁岩に富む地層の分布地域における流れ

整型地すべり

2) 砂岩に富む地層の分布地域で、断層に近接した地区の地すべり

の2つの型があることを示している。

長崎県の記述によれば、本研究地域内の地すべりを接触面地すべりと層すべりとに分けた。この中で、層すべりの特徴として

- a. 崩落崖の滑落状況が陥没現象をたどる
 - b. 地下水の供給源が地すべり地の背後にあって崖錐内に流入しその量が非常に多い。
 - c. 階段地形の台地は、第三紀層上部に起伏の波が多く形成され、ために地下水の流路となり、地すべり方向とも一致する。
 - d. 地すべり面は深く、龜裂発生が顕著ではあるが、比較的単一なすべり面の場合が多い。
- という点を挙げている。ここでは、粘土が生成される位置を重視しているが、第三紀層と崩積土との接触面(要するに不整合面)に粘土が形成される場合が接触面地すべりであり、第三紀層内にぜい弱な地層が存在して粘土化され滑動している場合が層すべりである。

以上のことがらを通じて、本研究地域には少なくともつぎの4つの型の地すべりが、その場の地質条件を背景として分類することが可能である。すなわち

(1) 表土層、崩積層あるいは岩屑層などと呼ばれるごく新しい堆積物の内部、あるいは基盤の含炭第三系と、それらの堆積物との境界にすべり面をもつ地すべりで、黒田(1966)が堆積性地すべりとしたもの。

(2) 第三紀末から第四紀にかけて噴出した火山岩類の中、とくに溶岩と凝灰角礫岩などの火山性碎屑物との境界付近にすべり面をもつもの。要するに火山岩類の分布する地域の地すべり。(注)

(3) 含炭第三系の中にすべり面をもつ層すべり型の地すべりで、狭義の「北松型」と称するものはこの分類に入れられる。

(4) 含炭第三系の中にすべり面をもつが、地層の傾斜の方向と斜面の方向とが逆になる受け盤上の地すべり。この場合に、含炭第三系と、その上の砂礫層あるいは火山岩類との境界位置がすべり面になることもあるが、同時に基底の含炭第三系も破壊するもので、詳細がわからない場合が多い。

実際は、以上の4つの分類がさらに組合わさった型態をとるので、個々の地すべりを吟味するに

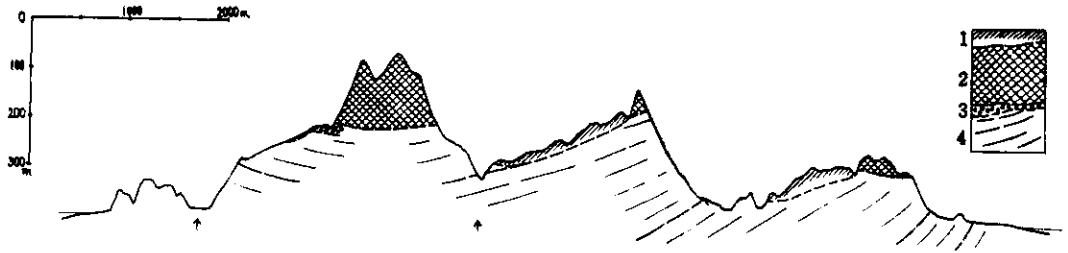


図-8 今福南方 地質推定断面図

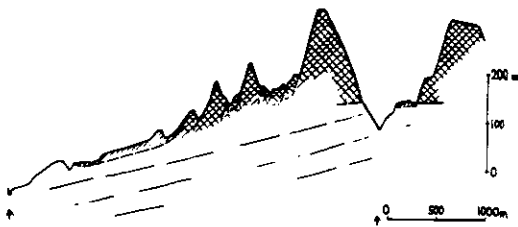


図9 吉井南東方地質推定断面図

は、微細な地質の資料をさらにくわしく検討する必要がある。なお、小貫(1952)の分類をこの(1)、(2)、(3)、(4)に当てはめると、

- (1) はC型、D型、E型
- (2) はA型、B型
- (3) はF型で、G型もこれに相当すると考える。
- (4) はA型およびB型の1部のものに相当する。

図-8は、本研究地域内で最も著しい不斉地形をもっている吉井町南東方の孤田—吉田を結ぶ地形断面図に既存地質図から読みとる地質を入れたものであるが、孤立した玄武岩類の小丘は、G型の断面図によく似ており、地すべりはクスタの流れ盤上ではその基本はF型であって、玄武岩類の割れ目は、地盤のF型の移動に引きずられた結果とみてもよい。またクスタの受け盤側ではA型あるいはB型のものが期待される。

図-9は、白井—久原を結ぶ地質断面で、現実に白井地区ではE型の地すべりがあり、A型の地すべりもその痕跡を残している。寺上・東分地区は顕著な不斉地形があり、クスタの受け盤側の斜面である寺上の対岸の延長に、人形石山の地すべり跡がある。

7. 地すべりの予知に関する問題

前項で、研究地域内地すべりの地質からみた分

類に触れてみたが、ここではさらに地質構成からみた発生機構、さらに地すべりの予知について、問題点を挙げてみたい、予地の方式には3つの段階があり、それは黒田(1968)が論じているこの3つの段階を当ててみよう。

すでに記述したように、たとえば「人形石山地すべり」と「平地すべり」とでは、その活動型態の間に大きな差が認められる。すなわち、前者は相当量の降雨直後に急激な大崩壊を起しており後者は、いつとはなして山に亀裂が発生し、山がすべり地面が割れ、その間に少なくとも3カ年は経過した。このような活動型態の差は結局、地質構成の差からくるものであり、前項でのべた筆者の分類では、典型的な「北松型」受け盤上の地すべりと「北松型」流れ盤上の地すべりに入れられている。

黒田室住(1969)は、佐賀県藤津郡太良町大浦地区および里地区で、昭和37年7月の集中豪雨で発生した「がけくずれ」の機構に関し、下位に火山砕屑岩、上位に溶岩があるという地質の構成で、しかもその境界面の傾斜が山腹斜面と逆方向にあるところの特性をとらえてみた。この機構を、人形石山などの受け盤上の地すべりと比較してみると、きわめて類似していることが見つけられる。

つぎに長崎海洋気象台の資料によれば、長崎県北松浦郡地方の地すべり現象は、300mm以上の継続的降雨によって顕著になり、500mm以上の継続的降雨によって大きな山くずれが起るという結論になっている。これも、黒田・室住(1969)がのべた場合と同じような地質構成と降雨条件で、同じような現象が発生したという裏付けになるとともに、堆積性地すべりの誘因としても充分考えられることである。したがって、地すべり現象を

予知する場合にも、1つは誘因となる降雨の予知と、素因としての地質構成が、たとえば佐賀県太良地区の例と同じような、すなわち下位に不透水性の岩石があって、その上に水を含みやすい岩石(未固結の堆積物も含めて)がのっており、その境界が山腹傾斜と逆方向に傾斜している箇所を抽出すれば第1近似の予知は可能とみてもさしつかえない。しかしこれを第2・第3近似の予知に高めるには、さらに鉱物学的その他の方法を加味しなければならぬであろう。

層すべり型の地すべり、の場合には、その予知は甚だ困難である。これをケスタの流れ盤上の岩盤内にすべり面をもつ層すべりとみた場合には、その比較を黒田(1964)が記述した能登半島基部の地すべり地帯にとることができる。黒田(1964)は、ケスタ地形の流れ盤上に発生し岩盤内にすべり面をもつ層すべり型地すべりは、能登半島基部によく発達するケスタ地形を形成するそのものであり、侵食の基準面が変化しない限り、1つの地区を限るとその範囲内ではただ1回しか発生しないものであるとしたが、本研究地域にこれを当てはめると、黒田・岡(1967)が報告した不斉地形は、層すべり型地すべりによって形成されたケスタの流れ盤上の地すべり地形であり、その中で現在すべり残している部分がたまたま変動を起しているのが「北松型」地すべりである。能登半島基部では、昭和38年7月の山陰・北陸豪雨の際に、永見市胡桃地区で大規模な層すべり型の構造性地すべりを起したが、これは誘因がはっきりした例である。本研究地域では、鷲尾岳にしても平山地すべりにしても誘因がはっきりしないので、「北松型」地すべりに関して誘因の予知をもって地すべり現象の予知に代えることすら困難である。素因から考察した場合には、粘土化し、すべり面となるような凝灰岩質岩石の立体的分布だけでなく、粘土化作用の速さを、岩盤中の割れ目の形成速度、ないしは地盤の昇降・曲隆運動までを含めた新しい地質時代から現在までの地盤の変動状況をもとに細かく検討しなければならない。

8. ま と め

いままでに、北松型地すべりと地質構造との関連性を主として既刊資料から考察してみた。とくに地すべり現象をその予知の問題とからませてみ

た場合には、地質の構成にコントロールされた地形を鍵として過去の地すべり活動の痕跡を抽出したのちに、地質構造や地盤の運動にもとづいた地形発達史をのみ出す必要がある。

しかし、当地の地質構造や地盤の運動に関しては、そのきめ手となる第三系の多くが玄武岩類や崖錐堆積物に被覆されているために不明確な部分が少ない。さらに地すべり活動の素因あるいは誘因となる地下水を集めやすいような地質の構成や、断層や岩脈の存在あるいは第三系と玄武岩類の間に狭まれる砂礫層の内容がくわしく検討される必要があり、この点は、本総合研究の中で再検討されるので、その結果をまって、新しい考察をする予定である。

文 献

- 1) 地質調査所(1959): 20万分の1地質図幅「唐津」
- 2) 地質調査所(1960): 日本鉱産誌V-a(主として燃料となる鉱石)
- 3) 地質調査所(1965): 20万分の1地質図幅「長崎」
- 4) 波多江信広・有吉正夫・田代信夫(1961): 佐世保炭田志佐川上流地域の地質、特に加勢層の異状発達について、九州鉱山誌, 29, 4, 167~178
- 5) 今井 功・沢村考之助・吉田 尚(1958): 5万分の1地質図幅「伊万里」及説明書、地質調査所
- 6) 岩橋 徹(1960): 長崎県北松浦郡九十九島・佐々地区の杵島層群の層序と地質構造——「佐世保炭田」の研究(その1)、九大理研報(地質学), 5, 1, 1~13
- 7) 岩橋 徹(1961a): 北松地域およびその周辺にみられる八ノ久保砂礫層(新称)について——「佐世保炭田」の研究(その2)、九大理研報(地質学), 5, 2, 80~97
- 8) 岩橋 徹(1961b): 佐世保炭田に分布する相ノ浦層群の総括的層序・岩相変化・堆積状況について——「佐世保炭田の研究(その3)」、九大理研報(地質学), 5, 1, 111~128
- 9) Iwahashi, T. (1961c): Study of the Sasebo coal field, northwestern Kyushu, Japan. Part 1.

- Stratigraphy of the Tertiary Sasebo group, Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geology 11, 3, 419~439
- 10) 岩橋 徹 (1962): '佐世保炭田' 炭の石炭化度の地質学的研究, 九大理研究報 (地質学) 6, 2, 95~134
- 11) 岩塚守公 (1954): 長崎県北部の地じりとその一般的等性について, 地理学評論, 27, 6, 244~254
- 12) 経済審議庁計画部国土調査課 (1952): 全国地じり地の概要
- 13) 小林 勇・今井 功・松井和典 (1952): 5万分の1地質図幅「唐津」及同説明書, 地質調査所
- 14) 小出 博 (1966): 日本の地じり, 東洋経済新報社
- 15) 小出 博ほか5名 (1963): 地すべり地に生きる. 実業公報社
- 16) Kurasawa, H. (1967): Petrology of the Kita-matsuura Basalts in the Northwest Kyushu, Southwest Japan, G. S. Japan Report 217
- 17) 黒田知男 (1963): 山くずれの予知 — とくに北九州の例にまなぶ, 地質ニュース, 104, 22~29
- 18) 黒田和男 (1964): 能登半島基部地すべり地帯の地形発達について, 地すべり, 1, 2, 9~18
- 19) 黒田和男 (1967): 地すべり地と地質構造との因果関係について, 地学雑誌, 75, 3, 123~135
- 20) 黒田和男 (1967): 災害地質の概観, 災害地質討論会論文集, 1~9
- 21) 黒田和男・岡 重文 (1967): 北松型地すべりの写真判読とその問題点について, 写真測量, 6, 2, 45~56
- 22) 黒田和男・室住正義 (1969): 噴出岩地帯におけるかけくずれに関する地質学的研究 (第2報): 防災科学技術総合研究報告, 17, 3~19
- 23) 長浜春夫 (1952): 長崎県北松浦郡平戸島付近の地質, 地調月報, 3, 11, 583~586
- 24) 長浜春夫 (1953): 佐世保炭田に関する若干の新事実と考察, 地調月報, 4, 1, 63~67
- 25) 長浜春夫 (1954): 佐世保炭田におけるいわゆる佐世保層群上部について, 地調月報, 5, 8, 413~440
- 26) 長浜春夫 (1962): 佐世保層群中上部における炭層・炭層の上・下盤の等層厚線図および鍵層間の等層厚線図について, 地調月報, 13, 11, 67~70
- 27) Nagahama, H. (1964): Relation between Azimuths of Diagonal Bedding Pattern and Isopach Map Pattern on the Fukui Formation of the Sasebo Coal Field, Nagasaki Prefecture, Jour. Geol. Soc. Japan, 70, 827, 500~507
- 28) 長浜春夫 (1965): 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積, 地質調査所報告, 211
- 29) 長浜春夫・松井和典 (1958): 5万分の1地質図幅「壱ノ浦」及同説明書, 地質調査所
- 30) 中村慶三郎 (1955): 崩災と国土 — 地じり山崩の研究, 古今書院
- 31) Nakamura, S. (1964): On the Landslides around the Pyroclastic Deposits, Mem. Defence Acad. 4, 1, 1~11
- 32) 長崎海洋気象台 (1954): 地じりと大雨について
- 33) 長崎県地じり対策本部 (1952): 長崎県の地じり
- 34) 長崎県農業試験場 (1960): 20万分の1長崎県地質図
- 35) 野田光雄 (1957): 唐津佐世保両炭田内の地じりについて, 九州鉱山誌, 25, 11, 443~452
- 36) 大島恒彦 (1965): 佐賀県下地じり地区の地質学的背景, 第2回災害科学総合講演論文集, 95~98
- 37) 佐賀県 (1954): 5万分の1佐賀県炭田地質図
- 38) 佐賀県 (1957): 地すべり
- 39) 坂本琢磨 (1953): 梅雨に伴う豪雨に

- よる地すべり調査報告, 長崎海洋気象台
- 40) 沢村孝之助(1952): 北松炭田地帯の玄武岩と断層(演旨), 地質学雑誌, 58, 682, 308
- 41) 沢田秀穂(1956): 佐々川衝動に関する若干の覚書, 地調月報, 7, 1, 29~32
- 42) 沢田秀穂(1958): 北松炭田地質図及同説明書, 日本炭田図Ⅱ, 地質調査所
- 43) 沢田秀穂ほか3名(1955): 5万分の1地質図幅「平戸」及同説明書, 地質調査所
- 44) 高野秀夫(1960): 地すべりと防止工法, 地球出版
- 45) 竹原平一(1956): 佐世保炭田の層序学的研究(そのⅠ~そのⅣ), 九州鉱山誌, 24, 8, 411~428, 9, 492~506, 11, 573~587, 12, 607~611