

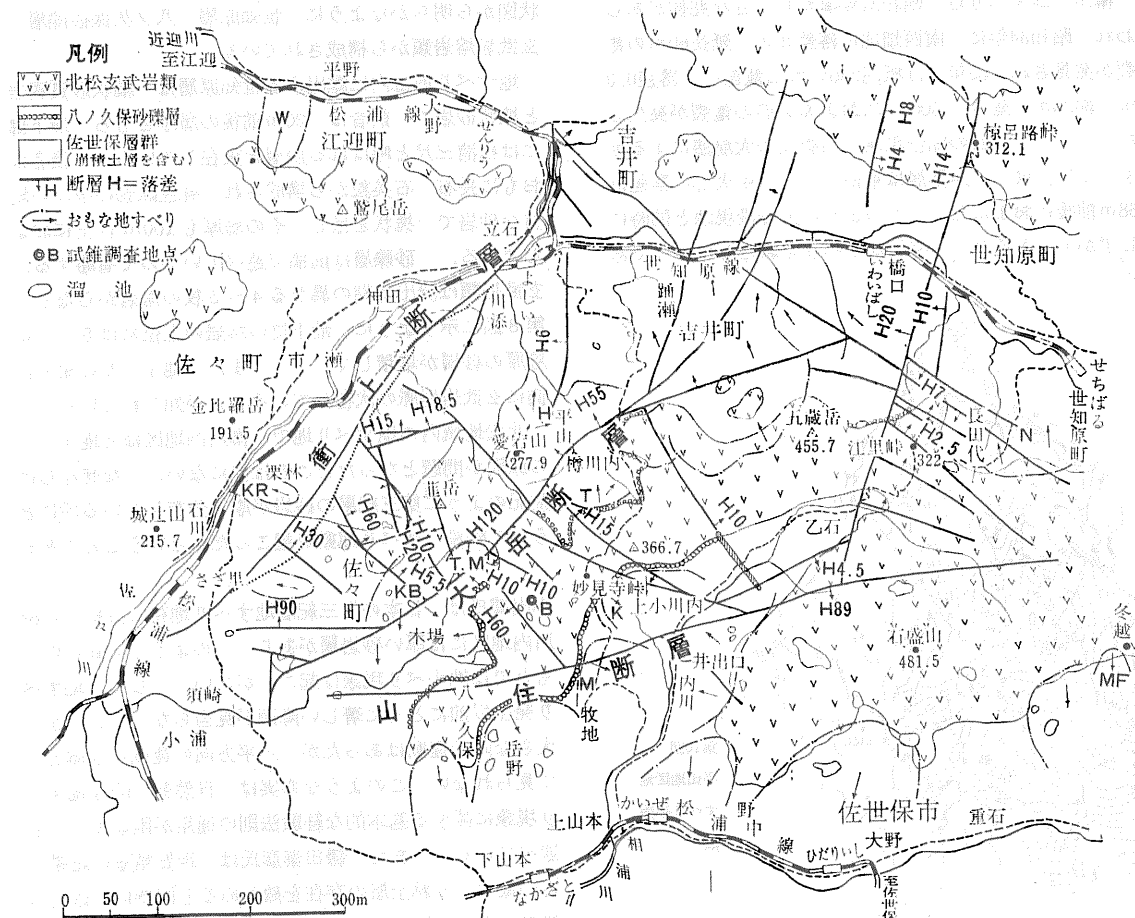


北松型地すべりグループ

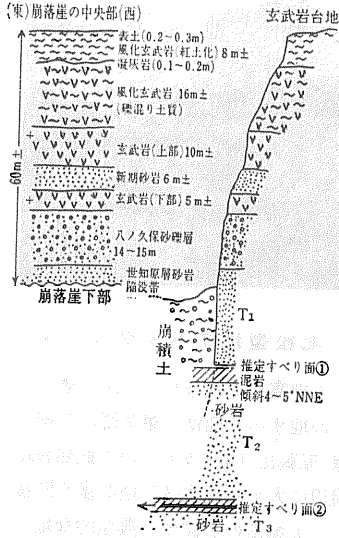
おり 地すべりによって被害をこおむり 田畑は著しく荒廢した。なお この地すべり地は 第7図から明らかなように 妙観寺峠-五蔵岳 (455.7m) の玄武岩台地を中心として その周辺に大小の地すべり地が多く隣接している地域である。五蔵岳の北側は 典型的な地すべり崩落崖を形成している この地すべりは数100年前か 有史時代以前に起こったもので 五蔵池などは頭部にできた地すべり凹地であろう。また 写真の玄武

樽川内地すべり

吉井町樽川内地区は 国鉄松浦線吉井駅の南東2.6kmのところにあつて 面積は約30haの山林 耕地が北に向かつて緩やかに滑動している。この地区は 第10図の平面図で明らかなように 馬蹄型の山稜に囲まれた緩傾斜地をなす 標高200~220mの台地に19世帯が居住して



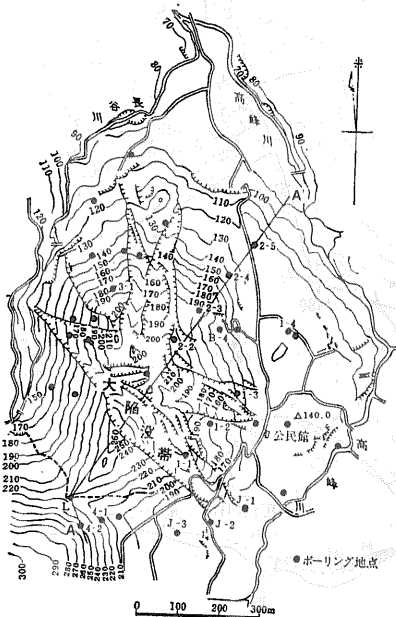
第7図 妙観寺峠地区地質と地すべり



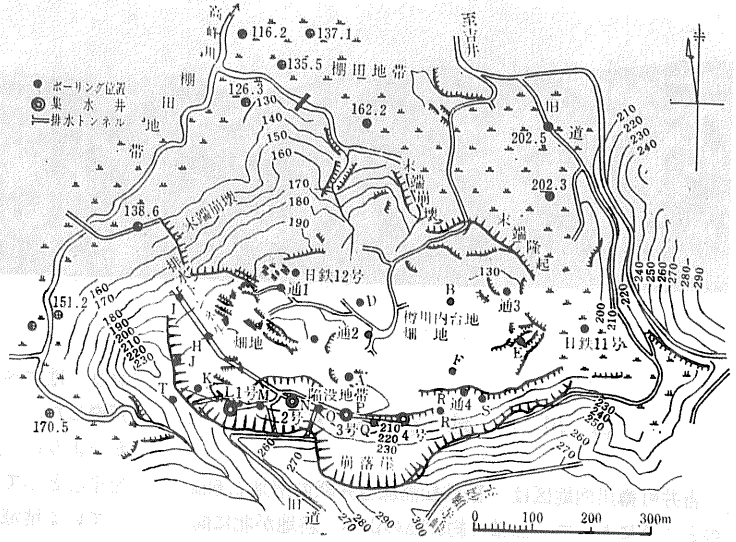
第8図 樽川内地すべり崩落崖の地質構成

岩採石場の一部も同時期に動いたものと考えられる。

樽川内地すべりは 昭和31年頃から小さな兆候があらわれ 昭和34年に 南西畑地に落差3m 延長60mの亀裂が発見され 35年には標高280mの山麓部に 落差0.3m 幅20m 延長約500mにおよぶ2筋の亀裂が発生した。 ついで頭部の陥没現象と山腹面の大崩壊による地すべりに発展し 崩落崖は東西700m 中央部の落差は68m前後におよんだ。 このような大陥没現象と同時にわずかではあるが 水平的なすべりをおこしたようである。



第10図 平山地区地すべり平面図



第9図 樽川内地すべり平面図

樽川内地域の地質の概要は 第8図および第9図の柱状図から明らかなように 世知原層 八ノ久保砂礫層 玄武岩熔岩類から構成されている。

地すべり地区内に露出する世知原層は 縞状砂質頁岩と塊状砂岩で 前者は 20m前後の層厚をもち 最下部には松浦三尺と呼ばれる炭層を夾在している。 後者はおもに長石 石英粒から構成され 有色鉱物の少ない均質な砂岩で 塊状を呈し その層厚も 100m以上におよんでいる。 砂礫層は前稿で述べているので省略する。 玄武岩類は流出時期の異なる4~5枚の熔岩からなり 第8図に示すように 最下位の熔岩の上位には5~6m層厚の砂層が堆積している。 また 地すべりの東と西側に玄武岩岩脈の伏在していることが知られている。

北松地域内の地すべり地 樽川内地区ほど地すべりの原因が問題となったところは他にない。 なぜならば前記のように第三紀層の砂岩が厚く分布している所にどうして陥没 すべり運動が起こったかということである。

小出博氏は 日本の第三紀層地すべり地帯の分析から樽川内地区には厚い砂岩層があり このような地質状件のもとは地すべり現象は起こりがたい さらに 地すべり発生以前にとくに著しい降雨が見当らないこと また大きな陥没運動はあったが 水平方向の運動が全体として見られない このような事実は 自然発生的な地すべり現象に関する基本的な経験法則の通用が困難であると述べている。 また 鎌田泰彦氏は 地質精査の結果古い地すべり粘土層の存在を確かめると同時に 砂岩の節理方向との関連に注目している。

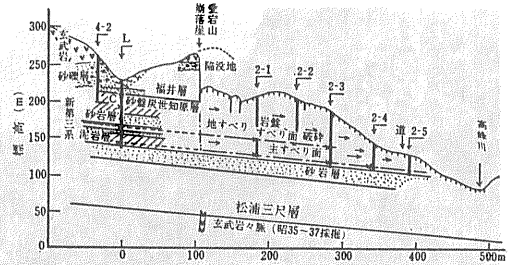
平山地すべり

この地すべり地は 前記樽川内地すべり地の西隣に当り 愛宕山 (標高277.9m) を中心として ほぼN60°W 方向の亀裂を生じ 愛宕山の $\frac{2}{3}$ が滑動しはじめた大規模なものである。平山地区には21世帯が居住し 山麓部は棚田地帯をなしていたが被害をうけて荒廃した。

亀裂は 昭和34年頃から発生し 35年には山麓にあった井戸水の枯渇 湧水の減少などが徴候としてあらわれ 36年6月には舌端部を結ぶ線上に亀裂が生じ 末端部の水田では隆起現象が見られるに至り 各所で小亀裂が発生し始めた。37年夏の豪雨で 地すべり地の両側を流れる高峰川・長谷川の両支流河岸で部分的な崩壊をおこし 翌年 愛宕山の標高250~270m地点に2本の平行亀裂を生じた。引続いて活発な陥没と移動現象が行なわれ 現在のような地溝帯ができた。

この地区の周辺には 神田 高峯 里山 新報国 一ノ瀬等諸炭礦があり 地すべり地区は大部分採炭ずみである。平山地すべり地域の地質は 前記 樽川内地区とほぼ同じ構成であるが 樽川内地区の世知原層よりさらに上位の地層が発達し 福井層の一部が露出している。

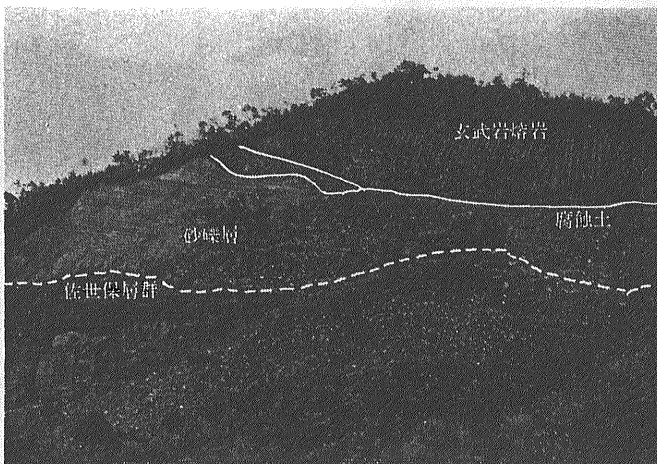
これらを砂礫層および玄武岩熔岩が被覆している。その断面は 写真でも明らかなように山頂部の大滑落崖で観察することができる。また 高峯川に添って大岳断層 (坑内で45~70mの落差) が確認されており 陥没地帯は坑内では 40mにわたって破碎帯があること 松浦三尺層準に 玄武岩岩脈があることなどが知られている。



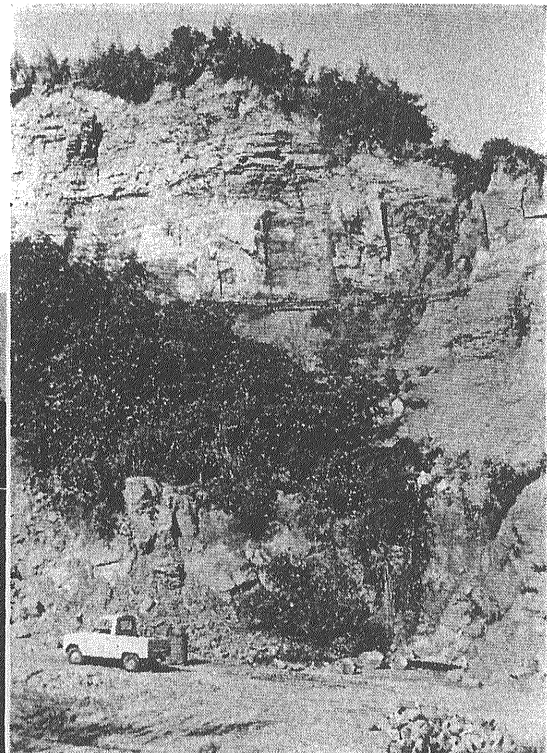
第11図 平山地すべり断面図

砂礫層の層厚は樽川内崩落崖でみるより薄く 礫の径も小さくなっている。玄武岩熔岩流は一枚で 柱状節理の発達している橄欖石玄武岩で 腐蝕土を挟んで砂礫層を不整合におおっている。

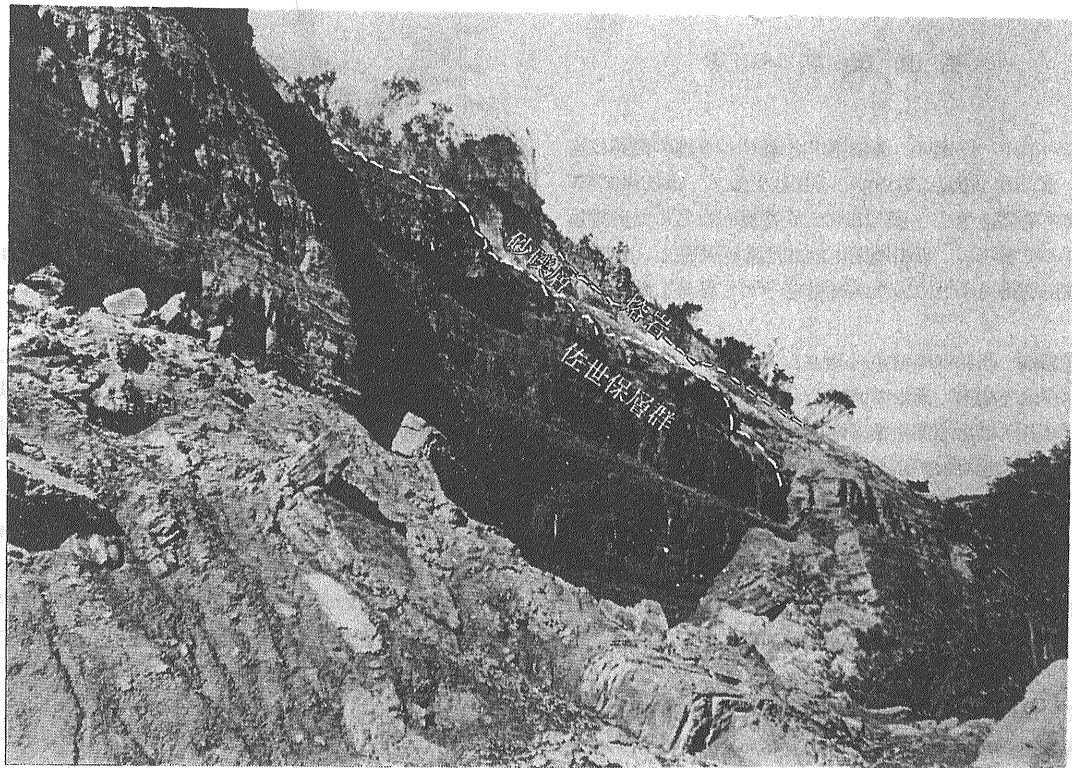
愛宕山山体をほとんど直線に切る滑落崖 またこれと平行的に走る大小の陥没の原因について 鎌田氏は 基盤の第三紀層中の多くの断層に注目し 水平的なすべり面が 砂礫層より下位にある凝灰岩を含む含炭層中の炭層の下盤粘土に当る凝灰質頁岩の粘土化をあげている。



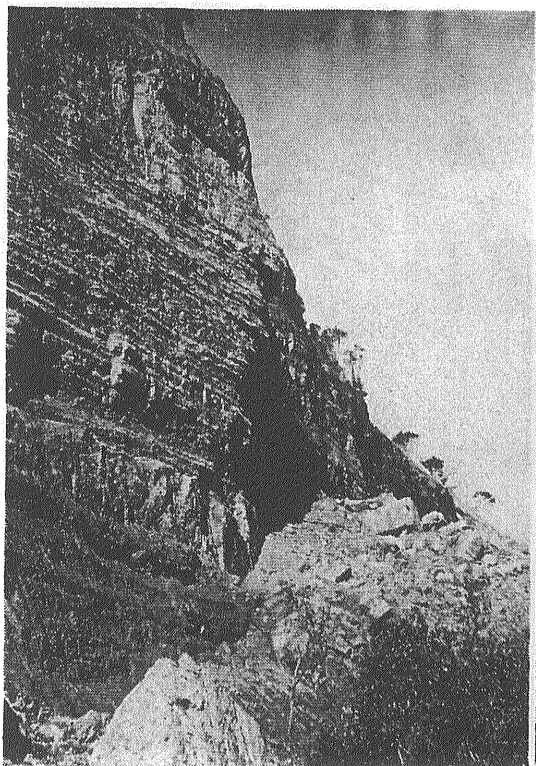
① 平山地すべり地の大滑落崖



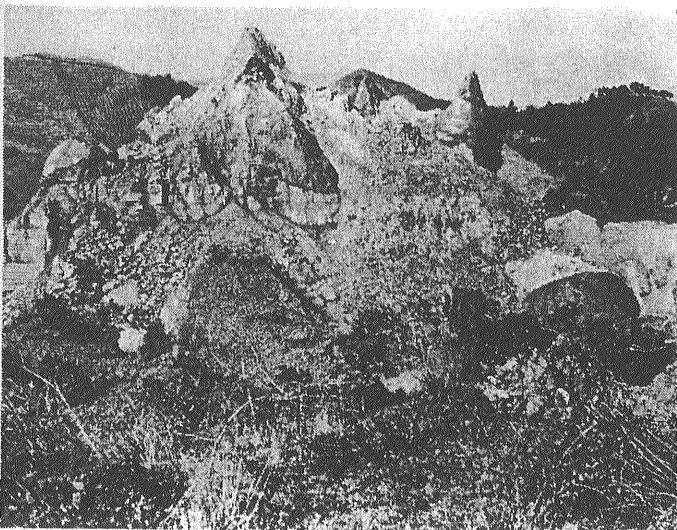
② 平山地すべり地 (崖の部分は佐世保層群)



③ 平山地すべり



④ 平山地すべりの断面（佐世保層群の砂岩・泥岩の互層）



⑤ 平山地すべりの中心部の荒廃地



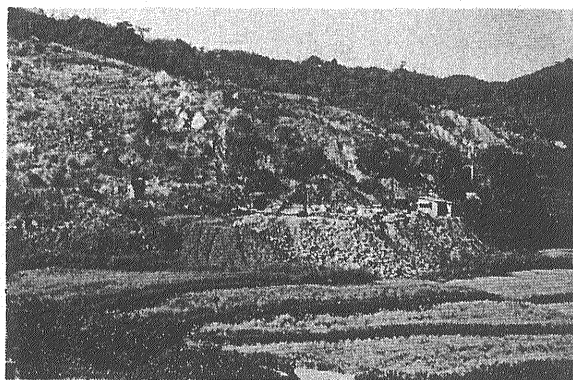
⑥ 昭和38年秋には数mの亀裂が発生していた。その後40年には写真1～5のような大きな地すべりに発展してきた



⑦ 昭和38年秋の亀裂 (近くの民家にて)

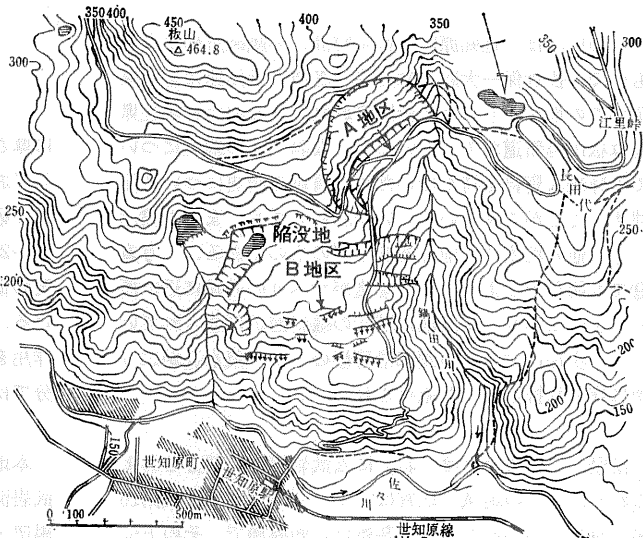
長田代地すべり

世知原町西南方約2kmの山腹に起ったもので 昭和26年の夏頃から水田・県道に亀裂 沈降時に隆起現象が続いておこった。この付近はむかしの地すべりの跡が処々に認められていたところである。27年にはA地域が滑動し 31年にはB地域にまでおよび 地すべりに発展して県道 農地 河川に被害がでている(第12図参照)。地質状態から再度大きな地すべりが発生する危険性をもっているため 28年には県の地すべり防止地区に指定され 排水ボーリング・集水井工等の地すべり防止工事が施行されている。現在 亀裂は稜線に平行して雁行状に数本生じている。また これに隣接して上野原地すべり地区があり これは 昭和36年夏に 標高400～450mの山腹に稜線に沿って 約400mにわたって亀裂が発生している。



⑧ 平山地すべりの押し排水トンネルの工事

また この地区を地質的にみれば 第15図のボーリング柱状図 および第14図の地すべり地区断面図からも明らかなように 基盤は佐世保層群世知原層の堆積岩で その上位には八ノ久保砂礫層および北松浦玄武岩類が分布しており さらに おもに玄武岩礫と風化土からなる崩積土でおおわれている。

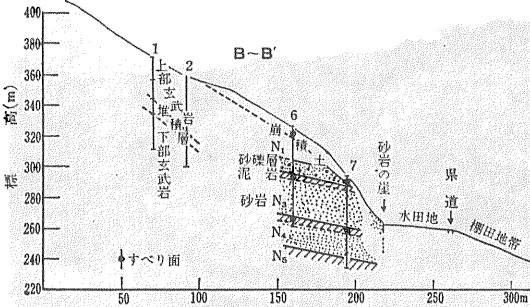
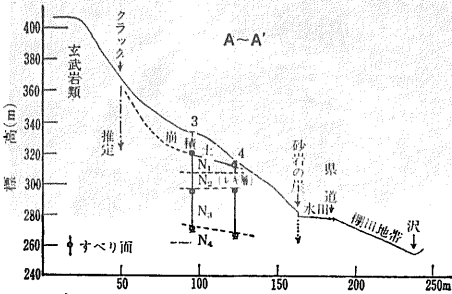


以上のような地質構成の中で 滑動面は基盤の世知原層との境界付近および基盤岩の中でも

第12図 長田代地すべりの概要

上部のシルト岩 炭質頁岩層に見出されているようである。

また 地質構造からみると この地域の世知原層はほぼ北方向に 5~10°位の緩傾斜を示している。 断層は落差10~30m位の小断層がほぼNW—SE方向で数本認められ いずれも北傾斜である。 玄武岩岩脈もこれら小断層にはほぼ平行に数本存在しているようである。

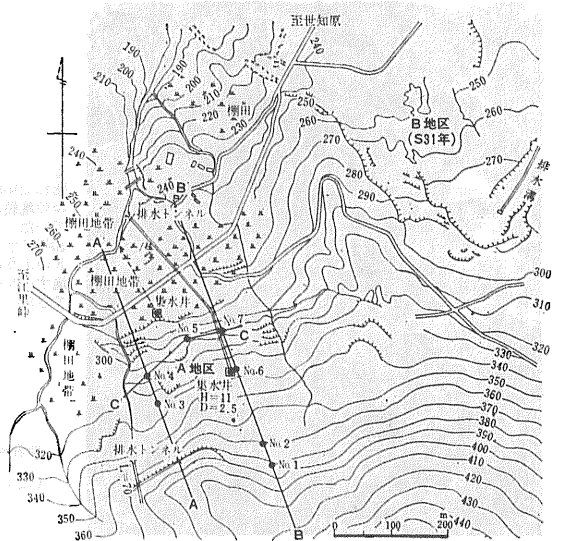


第14図 長田地すべり地区平面図

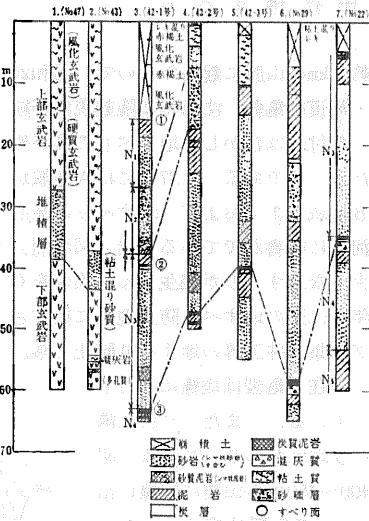
元触地すべり

この地区は 世知原町一杣木町間の冬越峠近傍にあるもので 佐世保—大野—知見寺—冬越—世知原に至る県道がこの地すべりのため分断された。 このため現在県道は板山越新道ができています。 なお この地域についての詳細な資料を持たないため 滑動の歴史について記述することができない。 いずれにしても今まで述べてきた他の地すべり地と同様なものである。 写真⑨でも明らかなように 滑落崖がすべりの先端に近い所と二カ所にあり 山麓部に階状の緩斜面が形成されている。 現在はすべりの頭部滑落崖の下に 集水孔が二カ所に作られ排水工事が施行されている。

滑動している部分は おもに玄武岩熔岩の部分と考えられる。 この地域の地質は ポーリング柱状図(第16図)からもわかるように 基盤は世知原層で その上位



第13図 長田地すべり断面図



第15図 長田地すべりのポーリング柱状図

に厚さ数mの砂礫層が分布し 玄武岩熔岩流が数枚累重しており 熔岩流の下部には 基盤岩を直接不整合におおう砂礫層とは別の それより新期の堆積岩層が 厚さ10~20mで夾在している。 この堆積岩層はおもに固結度の低い凝灰質シルト岩で 植物化石片を多量に含んでいる。 また玄武岩熔岩流も 下位のものは著しく風化作用をうけており すべり地頭部の滑落崖に露出する部分では 砂状を呈している。

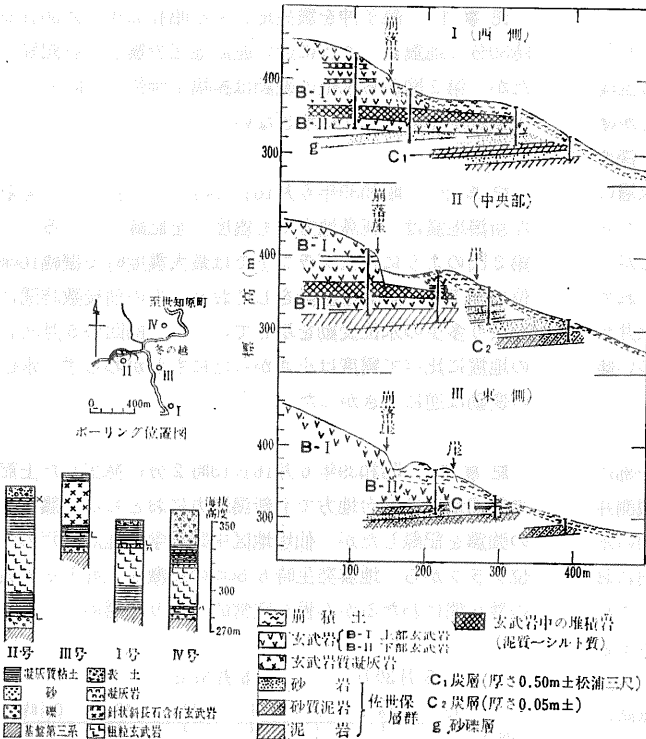
本地域の地すべりの滑動面は おそらく世知原層と玄武岩流との境界部にあたるのではないかと考えられる。 黒田・岡(1968)は空中写真の検討から 基盤岩と火山

岩との境界に素因があるのではないかと指摘している。

ます。

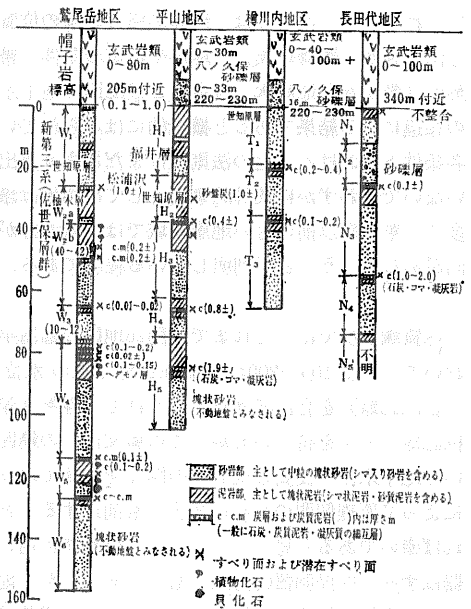
本稿をもって佐世保北部地域の地すべりについての紹介を終り 次回は佐世保炭田北部の佐賀・長崎県境地域の地すべりの紹介に移る。本稿までにいろいろな調査資料あるいは未公表資料を参考にさせていただいたがとくに文献としてあげないが 紙面をかりて謝意を表し

なお 北松地域にはこの他まだまだ多くの地すべり地があり なかでも平戸島 生月島の地すべりも併せて記述すべきであったかも知れないが 別の機会にゆづりたい。



第16図 冬の越峠付近の試錐柱状図 (伊万里地質図幅より)

第17図 元触地すべり断面図



第18図 地すべりの構成層群 (横式柱状図)



⑨ 元触地すべり地の崩落崖