

北松鷲尾岳地すべりの構造要素

大八木規夫・大石道夫・内田哲男

国立防災科学技術センター第2研究部地表変動防災研究室

Structural Factors of the Washiodake Landslide in the Hokusho Region, Northwest Kyushu, Japan

By

Norio Oyagi, Michio Oishi and Tetsuo Uchida

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

Concentrated occurrence of landslides can be found in the Hokusho region, Northwest Kyushu, which was one of the important coal fields of Japan. One can recognize some types of landslides in the region, such as block glide, slump and debris flow, etc. Washiodake landslide is a typical example of block-glide type of landslides and probably at incipient stages of movement. Structural factors of the landslide are described and its structural model are considered in this report.

Geology of Washiodake consists of the Upper Sasebo Group of Lower Miocene which is gently dipping toward the Emukae River and the Kita-Matsuura basalts of Pliocene overlying unconformably on the said Group. The main sliding surface is situated at the horizon of "Hedamono" which is the coal measures of C37 after Sawada (1958) in the Upper Sasebo Group and which means separated coal measures. Subordinate sliding surfaces are found or predicted at the horizons of the clayey-sheared zone parallel to bedding surfaces and of C37-38 coal measures. Therefore, the landslide can be correlated with the block glide in the terms of Varnes (1958).

Boundary lines or zones between the moving domain of landslide and the unmoving domain are shown by various boundary structures of landslides which are intimately related to the geologic structures around the landslide. The main scarp is situated at the intersection of the "Hedamono" and the unconformity surface between the Sasebo Group and the basalts. The position of the upper west flank or side scarp coincides approximately with that of the Shitonouji fault. The east boundary structure corresponds with the intersection of the "Hedamono" and the topographical surface. Echelon cracks have been formed as the boundary structure of the landslide from NW-SE joint system at the lower west part, and the moving domain is continuous to unmoving domain at this place.

The movement direction of the landslide is northward, that is, toward the Emukae River parallel to the main sliding surface, "Hedamono", but another bending or warping movement with its folding axis nearly vertical to the bedding surface of the Group can be also predicted from the structural model of Washiodake Landslide.

1 序 言

長崎県北部および佐賀県北西部は、日本における主な地すべり地域の一つであり、小出(1955)は2・3の例を紹介している。地すべりは、主に新第三紀層における「層すべり」(block glide, 岩盤すべり)、玄武岩における崩壊的地すべり、地すべり崩積土の二次すべり、およびこれらの複合地すべりがあるといわれており(安藤, 1967)地すべり指定地は昭和42年現在長崎県内で157ヶ所におよんでいる。

これらの地すべりの活動については明治40年代、大正末期にも報告があり、生月島の松本地すべりではすでに明治13年から活動している(小出, 1955)。しかし、多くの地すべり地において災害として問題となりだしたのは戦後、昭和23年(1948年)頃以降のことであって、とくに、昭和26, 27, 28年には多数の地すべりが活発に動きだし大きな被害が発生した。これらのなかには過去の活動が知られていない場合もあるが、大部分の地すべりは過去に地すべり活動を行なったことを示す地すべり地特有の地形を示していた。北松炭田(または、佐世保炭田)は第二次大戦中、および終戦後10数年間著しい採炭が行なわれている。したがって、戦後の地すべりの活動は採炭と関連あるのではないかという疑いがかかけられている。たとえば、地すべり地の地表にみられる幅広い開口の亀裂は、その直下の採炭鉱区における落盤陥没と直接的つながりがあるものと考えられ、これにともなり地盤の傾動が地すべりを誘発したと考えられた*。しかし、最近になって、そのような亀裂の下部へ地下水の排水隧道を掘削した結果、亀裂の直下において岩盤はまったく乱されておらず、採炭鉱区の影響が上のような直接的なものではないことが明らかになってきた。

当地域の地すべりに関する文献は、大部分は個々の対策工事のための調査報告書で、地域全体にわたる総括的なものは少い。北松地すべりの調査研究史は三つの時期にわけられる。

1952年—1956年は北松地すべり研究の初期ともいべきもので、玄武岩類の地すべりの崩壊と、玄武岩および第三系に由来する崩積層の二

次すべりが重視されている。小貫(1952)は地域の地すべりをA~G型と7分類し、A型、B型が玄武岩の崩壊、C型、D型、E型が崩積層の二次すべりの細分である。第三紀層そのものにおけるすべりをF型、採炭による陥没にともなうすべりをG型と分類している。小貫は、北松地すべりの大部分のものはG型以外であることを指摘している。岩塚(1954)は当地域の主な地すべりとして、岩層の移動および風化した第三紀層の表層部分の移動に注目した。小出(1953, 1955)はこのときすでに岩屑層のみの地すべりに疑問をいだし、第三系におけるすべりを暗示している。その後、野田(1957)は、とくに第三系層におけるすべりに着目し凝灰岩、凝灰岩質頁岩の粘土化と砂岩のブロック化を示すような地すべりを「北松型」と命名した。

この後10年間ほどの間(1957—1966)、個々の地すべり地における対策工事と、それに関係する調査が果、あるいは県の依頼によって大学で多く行なわれた。しかし、地域全体をみわたした研究にはとほしい。個々の地すべり地の調査には試錐をはじめ電気探査、弾性波探査などがとり入れられ、試薬投入による地下水脈調査も行なわれている。しかし、これらの調査・研究は断片的であり、個々の地すべり地の地すべり構造をとらえるにはいたっていない。その原因は精密な地形図をもとにした。精密な地質踏査があまりにも不十分であり、そのために種々のデータを地すべり構造の解明に還元しえなかったためであろう。さらにその遠因は、おそらく当地域の地すべりの個数が著しく多いこと、それらが、戦後10数年間にかなり集中的に発生したこと、および、個々の地すべり地のスケールが大きいためであろう。

第3の時期は1966年ごろにはじまる。黒田ら(1967)は主に写真判読から、小貫(1952)のA~E型の小規模な崩壊的すべりをみとめた上で、「大規模な層すべりの結果形成された」と考えられる「不斉地形」を数ヶ所上げている。上西(1967)は地形的特性から北松地域を玄武岩におよわれ、小規模な地すべりの散在する北西部、玄武岩の分布が少く過去の大規模地すべりがところによって集中する南西部、玄武岩と第三系の露出がほぼ等しく、過去から現在にいたる大規模な地すべりが密集している東部地区に区分している。

* この考え方の代表的例として小貫(1952)のG型がある。

また、現在活動している地すべり地は過去の地すべり痕跡地の再活動であることを認めている。安藤(1967, 1968 a, b)は新第三系とくに佐世保層群に挟まれている57枚にわたる炭層の部分に地すべり面の層準があるとし、とくにすべり面はこれらの炭層に挟まれている凝灰質岩の粘土化した部分に生ずるとしている。

北松地すべり研究の現時点では、個々の地すべりがどのすべり面、どのような地質構造と関係し、地形発達はどういうstageで地すべりが発生し、地すべりとしてはどういうstageにあるか、どのような刺激に対してどのような動きをするかを解明しなければならぬであろう。そのためには、広域における地すべりと、その地学的背景の調査および個々の地すべりの精密な地学的調査が必要である。

われわれは、一つの地すべりを理解するうえで、その基本となるべきもの、したがって最初に明らかにすべきものは地すべり構造であると考えている。これは地すべりの空間的構成をあらわす言葉として使用したい。具体的には、これは地すべりの運動領域・非運動領域の認識から、地形的・形態的特性、地質および地質構造、地下水構造などを含むことになる。

本報では、筆者らは北松地すべり総合研究の一環として当所で担当した地すべりモデルの研究のうち、主実験地としてとりあげた鷲尾岳地すべり地において当所でおこなった観測井および横坑掘削、試錐コア、さらに長崎県で掘削した隧道、試錐コアなどの調査をふくむ地質精査にもとづき、当地すべり地の構造要素を記載し、これにもとづいて、当実験地の地すべり構造を考察し、さらに、運動・力学モデルに関して構造モデルから推定される問題点を指摘してみたい。北松地域の一般的地すべり構造、および、地すべりモデルに関しては稿をあらためて報告したい。

2. 鷲尾岳地すべりの研究史・記録

2.1 鷲尾岳地すべりの研究史

鷲尾岳地すべりについての最初の報告は小貫(1952)によるものであろう。彼は当地すべりをG型にランクしている。この頃、東側亀裂*およびV地点をWNW-ESEに走る亀裂が発生し

* のちのべるOPQRSTUの亀裂・おしかぶせからなる輪郭構造

ていることを報じている。その後、小出(1953)は地すべり地の上部(南部)および下部(北部)に別々に見られる亀裂あるいは鉄道の変形、末端の山太りなどの現象は、第三系内における一連のすべりの結果形成されているのでなかろうかということ、このときすでに暗示している。同じ報告書で速藤(1953)は当地すべりを上下二つに区分し、下部は松浦三尺採掘に伴なり鉱害の可能性もあるとし、上部は山崩れ型の地すべりと考えている。その後、長崎県河川砂防課および県北開発振興局建設部による、調査および対策工事が当地すべり地において集中的におこなわれ、すべり面は隔物(へだもの)とよばれる炭層にあること主として岩盤が移動していることなどが明らかになってきた。野田(1957)は砂岩の割れ目の地下水の移動しやすさが、凝灰岩質頁岩を容易に粘土化するのとべているが、これが隔物をさすかどうか明らかでない。1962年の科学技術庁で行なった地すべり、山くずれ調査に際し、渡および黒田は当地すべりを岩すべり(block glide)型であると指摘している。黒田ら(1967)は当地すべりを流れ盤層すべりの例として報じている。安藤(1968 a, b)は当地すべりについて、既存の資料をもとに地質層序をやゝくわしく報告している。大八木(1969 a, b)は当地すべりの主すべり面はC37C層準にあり、地すべりは上下一連のもので西下端部のみ不動地に連続しているという地すべりモデルを報告した。長崎県関係者の間では、当初、鷲尾岳地すべりは三つのブロックに分れていると考えていたようであるが、最近、隔物をすべり面とし上下一連の地すべりと考えていたようである(瓜生, 1969; 長崎県県北開発振興局建設部, 1968)。

2.2 鷲尾岳地すべりの記録

長崎県の資料および小貫(1952)によれば、当地すべりについてつぎのような記録がのこされている。

- 1) 1950年(昭和25年)春、地すべり地西部中間のEF亀裂が発見されている。
- 2) 1950年夏、地すべり地最上部のAB亀裂が(図-13)発見された。
- 3) 1951年(昭和26年)3月、国鉄松浦線は北側に押し出され弓形に歪曲した。同線路南側の水田に円形(ないし楕円形)の陥没が生じ濁水した。同線路の北側と江迎川との間の水田

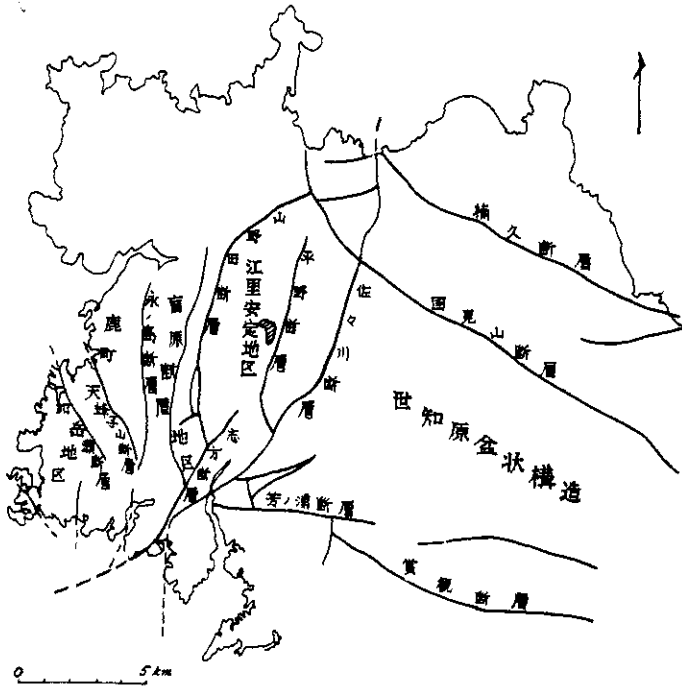


図-1 北松地域地質構造略図

斜線範囲は鷲尾岳地すべり地を表わす

はつぎのように拡大した。A B線付近：落差最大5.5m，幅2.5m，H点付近：落差5~7m，深さ30~40，幅15m，H点西方：深さ14m以上，幅8m。

国鉄松浦線は1950年(昭和25年)10月~1968年(昭和43年)8月末までの期間に，北方へ10.437m(瓜生，1969)，また，これにほぼ平行に走っていた索道の鉄塔は1953年3月~1958年7月末までに4.66m北へ移動している。

なお，長崎県で設置した鉄柱の移動量は図-2 a b に示したように，1953年3月6日~1963年7月13日の間， $N1^{\circ}46'W$ へ7.495m移動した。

(図-2 a, b 次頁参照)

(M点付近)は地盤が上り，とくに北端部が著しく隆起して南側に窪地を作り水田耕作が不可能になって，現在畑地となっている。

- 4) 1952年(昭和27年)末，南剛石氏宅の西側約13.0mの位置に南北延長約500m 追跡しうる亀裂OPQ RSTU(図-13)が生じた。このときは，その幅は0.45~1.0mであった。さらに西側にも延長10.0m，幅0.2mの亀裂が生じ約0.2m西側に落ちている。

馬場けい氏宅では家が歪み庭園の養鯉池が枯渇，また烏帽子岩の崖下の馬場ひろ子氏宅の家の中に南北方向の亀裂が生じた。

- 5) 1953年(昭和28年)~1957年(昭和32年)H点の尾根を横切る亀裂は幅15m 深さ30~40mの大亀裂となり，その西側の溪床では，0.1~1.0m幅の多数の亀裂群に発展した。

江迎川河岸のLMN線は滑出しによって第三系の砂質頁岩，頁岩がアーチ状に折曲って押し出され，先端部はちくじ，小冊子状に破碎して押し出し，河流によって流送されていた。

- 6) 1959年(昭和34年)3月現在，主な亀裂

3. 鷲尾地すべりの環境的位置

当地すべりの地理的所在地は，北松浦郡江迎町志戸氏免にあり，佐世保市北北西約15kmの位置にある。地すべり地最上部は地域に部分的に残存する玄武岩台地の平坦面の一部を切り，末端部は西流する江迎川左岸に接する。また，末端部を国鉄松浦線(潜竜-江迎間)が横切り，これがしばしば地すべりによって江迎川へ移動して問題となっている。当地すべりの江迎川対岸には約100m離れて国道204号線が走っており，北松地域の交通の要所となっている。

つぎに，鷲尾岳地すべりの地質的位置を簡単に記しておこう。まず，当地すべり地は北西九州に広く分布する古および新第三系地域，そしてそのなかで，とくに北松炭田(あるいは佐世保炭田)地域に属している。地質構造上は，地域を二つにわけると佐々川衝上断層の西側，山野田断層と平野断層にはさまれている江里安定地帯に属している。(図-1)したがって，断層付近をのぞいて地層はほとんどじょう乱されていない。

地すべり変動と直接関係ある地質は，中新統佐

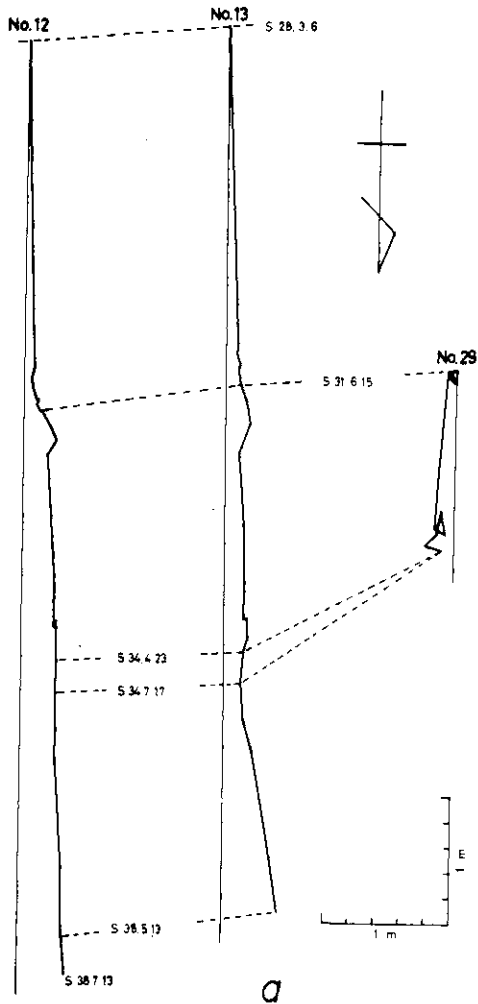


図-2 a 三角測量による鉄柱の移動量
長崎県(1966)によって行なわれた1953年(昭和28年)から1963年(昭和38年)の10年間の測定結果のうち移動量水平面投影である。aは地すべり下部、bは地すべり上部の鉄柱を示す。鉄柱の位置は図-13に示してある。

世保層群の上部袖木層と、この上に不整合関係の鮮新統の北松浦玄武岩類である。

当地すべりの西方には、古い地すべり跡地形と考えられる緩傾斜面がある。これを、その字名をとって鬼突面と呼ぶことにする。この面の東への延長は鷲尾岳地すべりに西接する水田の面、および、地すべり地内であつての水田跡P11地点

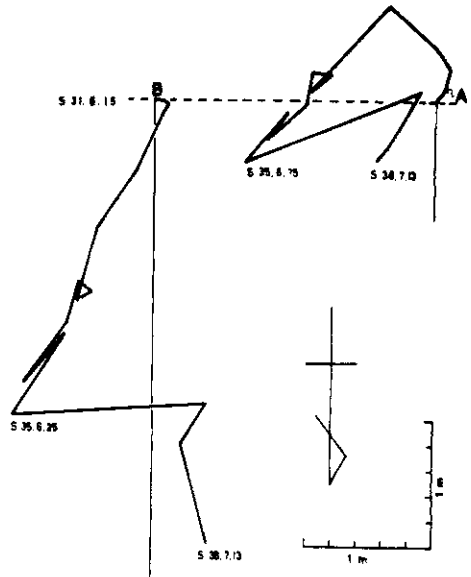


図-2 b 三角測量による鉄柱の移動量
付近の面へ連続することが対岸の堤原付近から明瞭に望見することができる。

4. 鷲尾岳地すべり地付近の地質層序

北松地すべり地域全体の地質層序についてはすでに総括された例が多くあり(沢田1958,長浜1965,岩橋1962)また紹介されているので(黒田ら1967,安藤1968)ここでは省略する。

鷲尾岳地すべり地付近では中新統佐世保層群の相浦層の最上部から世知原層下部、および、これらの上に不整合にのる、シルト・砂層、この上にある鮮新統北松浦玄武岩類がみられる。これらのうち、地すべり地側の山腹斜面に露出する範囲は中里層中部・上部および玄武岩類などである(図-4 a・b)。

佐世保層群の特徴は、粗ないし中粒の砂岩にはじまり砂質泥岩、シルト岩をへて泥岩へいたるかなり規則性のある堆積輪廻をもつこと、および、その各輪廻の最上部に炭層をもち、しかも炭層には凝灰岩あるいは凝灰岩起源の粘土層が挟まれている、これがすべり面となっている場合の多いことである(図-3)。当地すべり地では沢田(1958)の第29輪廻層から第34輪廻層まで、炭層ではC34からC39までが地すべりに直接関係

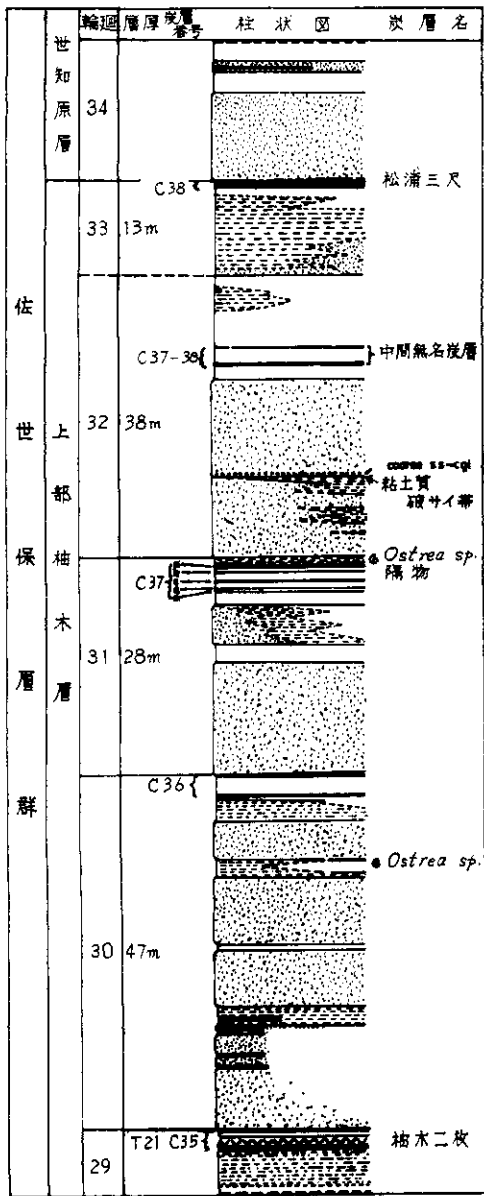


図-3 鷲尾岳挟炭層地質柱状図

をもつものとして調査の対象にした。つきに、これらの特徴を輪廻層、炭層の番号などは沢田(1958)の名命法にもとづいて記載しておく。

第29輪廻層とC35

長崎県で施工したB32試錐では本輪廻層の上部がみられる。これは灰色の泥岩、および砂質泥

岩からなり、この上に青灰色凝灰岩質泥岩、凝灰岩および泥岩をはさんで二枚の炭層C35があり、柚木二枚とよばれている。下の炭層は厚さ約50cm 2枚の暗褐色ゴマ*をはさみ、石灰の一部は粉状である。上の炭層は厚さ10cmで、かざり**はない。C35炭層そのものには粘土層は含まれておらず、現在、すべり面となっている徴候は認められない。しかし、これらにはさまれた青灰色凝灰岩質泥岩、および凝灰岩はやゝ軟弱であり、将来、すべり面に発展する可能性はある。***

第30輪廻層とC36

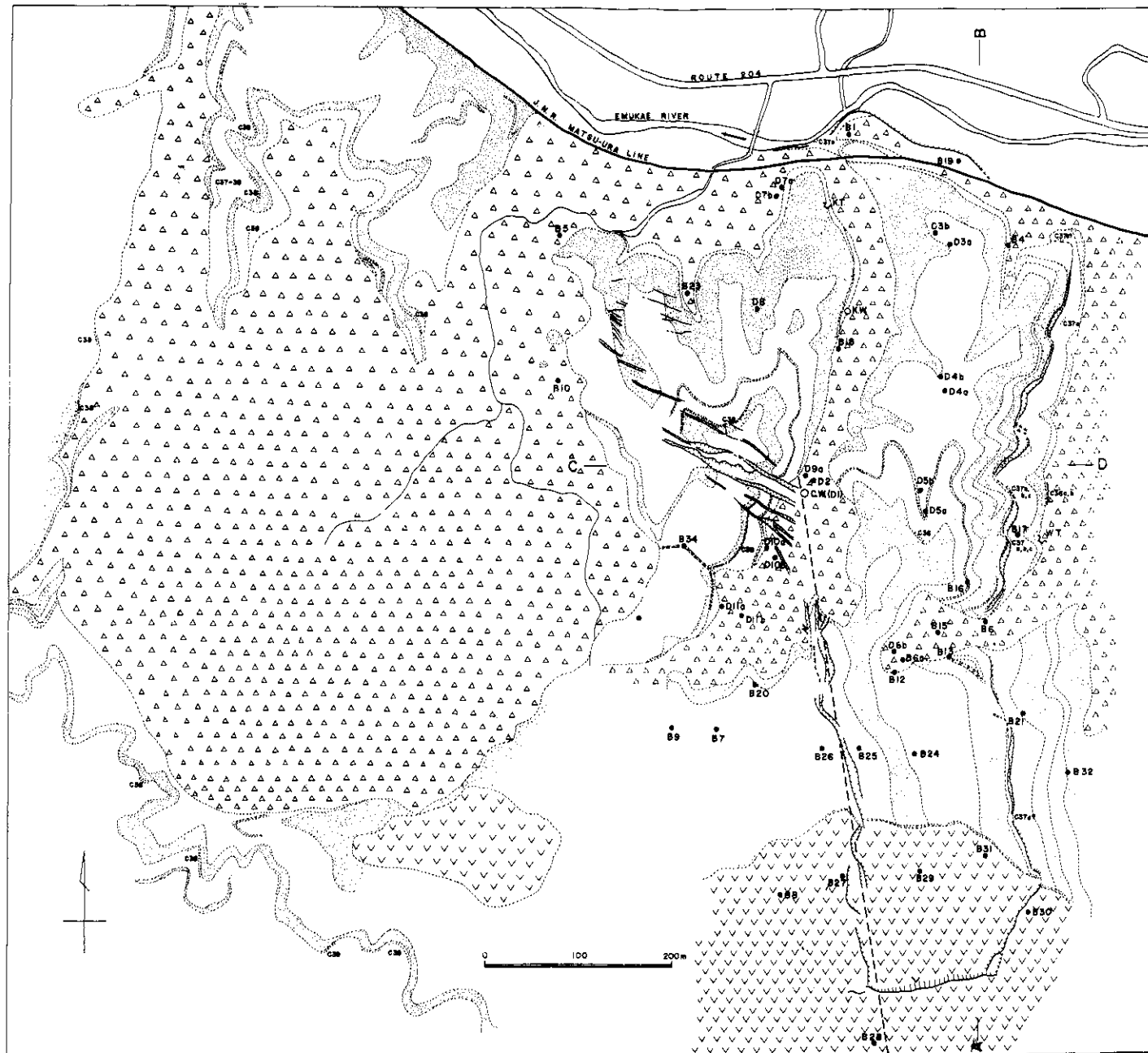
本輪廻層は厚さ47mに達し、主として中粒砂岩からなり、砂質泥岩、砂岩・泥岩互層、および泥岩の薄層を挟んでいる。最上部は泥岩が優勢で三枚の炭層からなるC36をもつ。この泥岩の直下の厚さ数mの砂岩はOstrea sp.を多数産し、小範囲では鍵層として使える。C36炭層を上位のものからC36a, C36b, C36cとよぶ。C36aは鷲尾隧道B坑道140m付近では**厚さ20cm, C36bは35cm, C36cは25cmである。これらの炭層はゴマおよび粘土層をもっている。図-5に鷲尾隧道B坑道141m切羽においてみられた36cの柱状を示す。本層準は下部に暗灰色でやゝ硬いゴマをはさみ、上部に暗灰色の粘土をはさんでおり、石灰の一部に破碎した部分もある。また、36a, 36bは全体がshear zoneとなっている。このような特徴からC36炭層群はすべり面としての可能性をかなりもった炭層であ

* ゴマは漢字では胡麻と書く、これは炭層中のやゝ硬質で胡麻の散存したような一見、粒粗砂岩状の挟在物で、ふつうは暗褐色、凝灰岩起原のものと考えられている。のちに、C37aのゴマをやゝくわしく記載しておいた。

** 炭層は、一般に石灰の他に、ゴマ、粘土層などを挟み、各炭層特有の構成をもっている。そのような構成はかざりとよばれている。

*** 鷲尾岳地すべり地では、地すべり末端部付近を流れる江迎川河床がC35層準より数10m上であるから、そのレベルまで河床が下るのは地質時代的将来のことであろう

**** 鷲尾隧道および金ヶ坂隧道は長崎県によって、地すべり対策の排水隧道として掘削されたものである。鷲尾隧道は坑道が数本に分岐しているの、われわれは図-6に示すように仮の名前をつけ、A坑道では坑口から、他は分岐からの距離(m)をもって、坑道内の位置を表わすことにした。また、左側壁とは、奥へ向って左側の側壁をあらわす。



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

図4a 鷲尾岳地すべり地質図

1: 岩層, 崩積層。2: 玄武岩質岩脈。3: 玄武岩岩岩(北松玄武岩類)。4: 砂・シルト・粘土(鷲尾層)。5: 泥岩, シルト岩, および砂岩泥岩互層のうち泥岩を主とするもの。6: 砂岩, および砂岩泥岩互層のうち砂岩を主とするもの。(5および6は上部佐世保層群)。7: 岩層露頭。8: 開口亀裂(れっか)。10: 積落崖。11: 押しかぶせ。12: 亀裂(とくに開口量の小さいもの)。13: 垂直試験孔の位置。14: 観測井, 集水井の位置。15: 排水隧道坑口

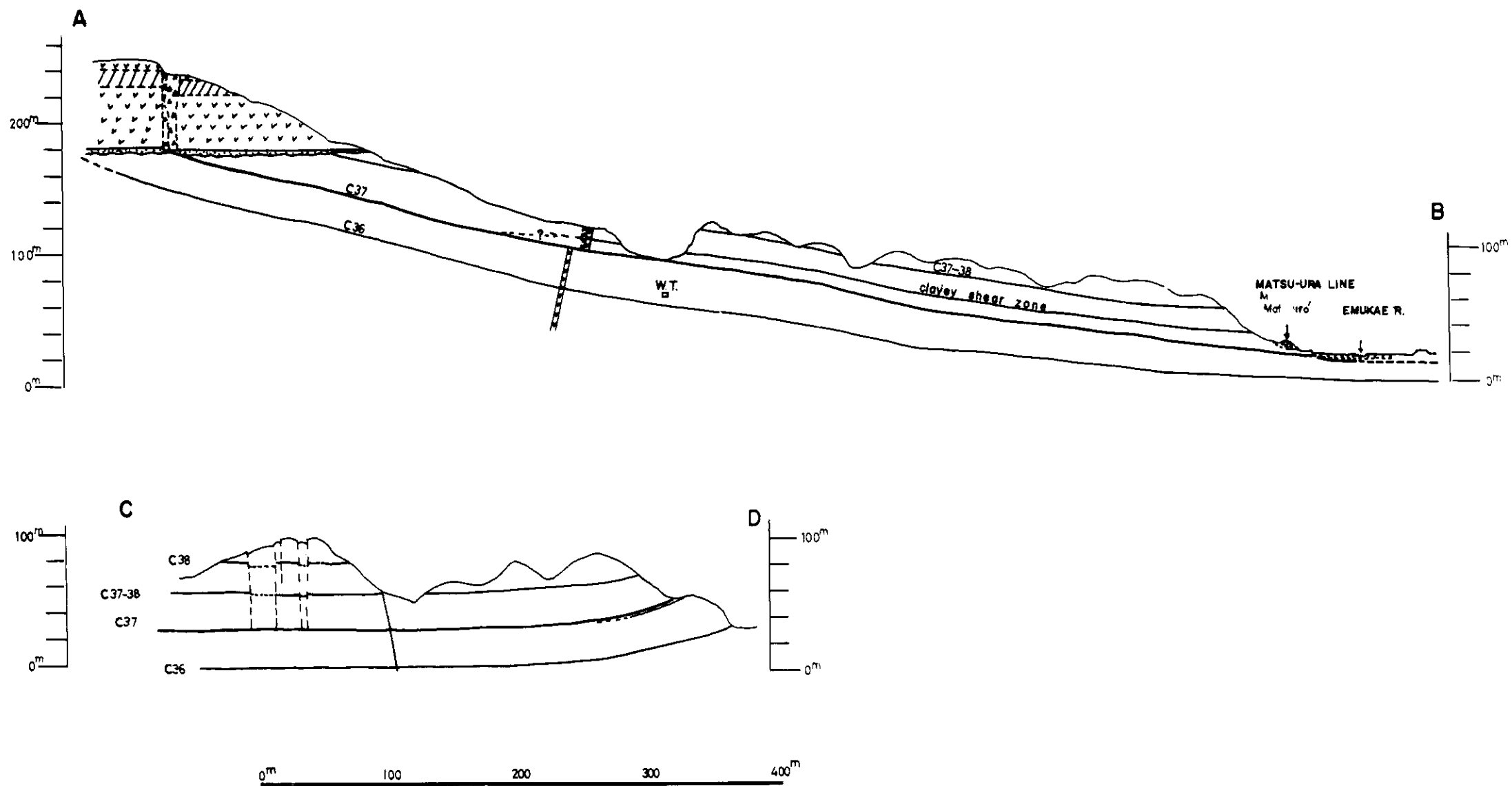


図 4 - b 鷺尾岳地すべり地地質断面図

る。地すべり末端部では、同層準は江迎川河床から約20m下位にあり、現在のところ、地すべり面となっている徴候はまだみとめられていない。

上部(南部)では本層は薄く、下部(北部)では厚くなる傾向をもつ。しかし、本層は当地すべり地では鍵層として利用でき、C37炭層の対比を容易にしている。

C37炭層群は隔物と呼ばれ、当地すべり地区

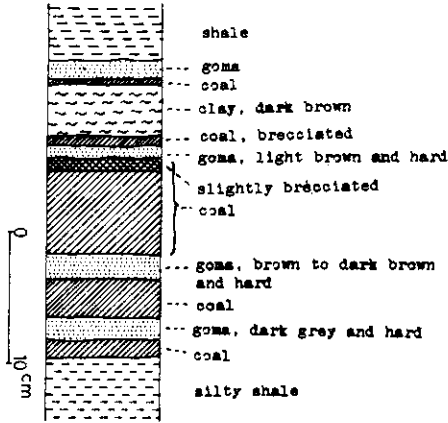


図-5 C36cの地質柱状図

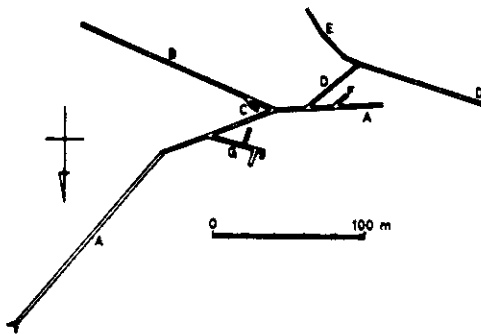


図-6 鷲尾隧道配置図

本報では鷲尾隧道の各支坑道は本図に示した記号で呼んでいる。

第31輪廻層とC37

本輪廻層は厚さ約28mを有し、下部10数mはやゝアルコーズ質の砂岩、上部には泥岩をはさんで数mの砂岩、最上部は泥岩を主とし、C37炭層群をはさむ。上部数mの砂岩は地すべり地西部ではしだいに尖滅する。C37炭層群の上約1.5mの位置に厚さ20~70cmのシルト岩があり、*Ostrea sp.*化石を多量含んでいる。地すべり地

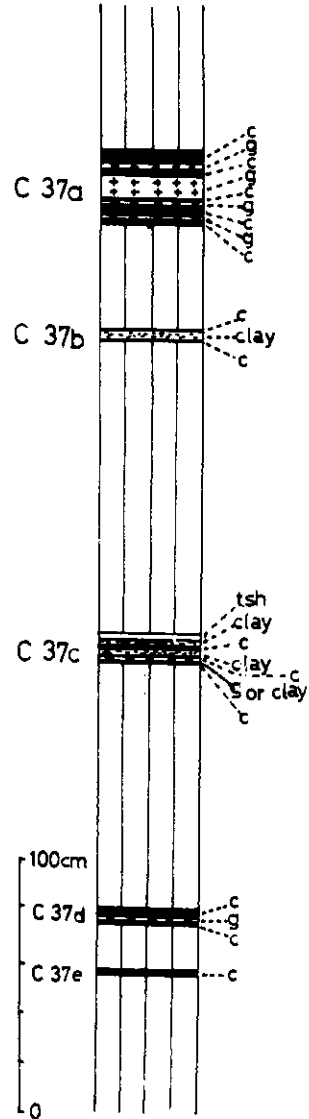


図-7 観測井におけるC37の地質柱状図

c : 石炭, g : 胡麻, clay : 粘土

t.sh : 炭灰岩質頁岩(ないし炭灰岩質泥岩)

では5枚以上の炭層からなっており、当地すべりの主すべり面が形成されている。その構成は観測井深度24~28mの間において良く観察できる。(図-7, 図-8 a, b, 付図-1, および付図-2)。炭層は最上部から, C37 a, C37 b, C37 c, C37 d, C37 eと呼んでいる(大八木, 1968 a)。

C37 aは厚さ25cmないし30cmあり, 3ないし4枚のゴマを挟んでいる。ゴマのうち, もっとも厚いものは5~8cmの厚さを有し, 薄いものは厚さ1~2cmしかない, しかし, いずれも連続性がよい。ゴマは肉眼では暗褐色ないし褐色で, 1mm以下の斑晶状無色鉱物を散在し, 地層面に平行な片状に割れやすい。鏡下では無色鉱物はほとんど自形の斜長石で最大対称消光法でAn 52 ϕ を示す。その他, 玄武岩, チャート, 砂岩, 石英斑岩などの岩片を含んでいる。石基は流理状ないし層状で, 主として粘土鉱物とおもわれる片状鉱物, および斑晶とほぼ同程度のAn成分をもつ短柵状斜長石からなり, かつ, 赤鉄鉱によるセメンティ

ングが行なわれている。ゴマはこのような構成物の特徴と, 連続性の良いことから, その起原は炭層のもととなる有機物堆積中に降下した塩基性火山灰であることはまちがいない。C37 aは石炭およびゴマのいずれも, 志戸氏断層の付近をのぞいて, ほとんど乱されておらず, また剪断面もみとめられないので, C37炭層群のなかでは, すべり面としての可能性の低いものである。

C37 bはC37 aの下底から約40cm下位に存する。厚さは数cmにすぎない。上下に1cm以下の石炭を有し, その間に粘土層を挟んでいる。粘土層は淡褐色でかなり軟弱であり, 湿潤な部分は可塑性に富んでいる。しかし, その乱されない試料は風乾すると凝灰岩質泥岩のみかけを呈し, さらに吸水させると再び軟弱となる。X線回折の結果, これはほとんど大部分モンモリロナイトからなることが明らかになった。*

* 炭層に挟まれている粘土層の鉱物組成については別途報告する予定である。

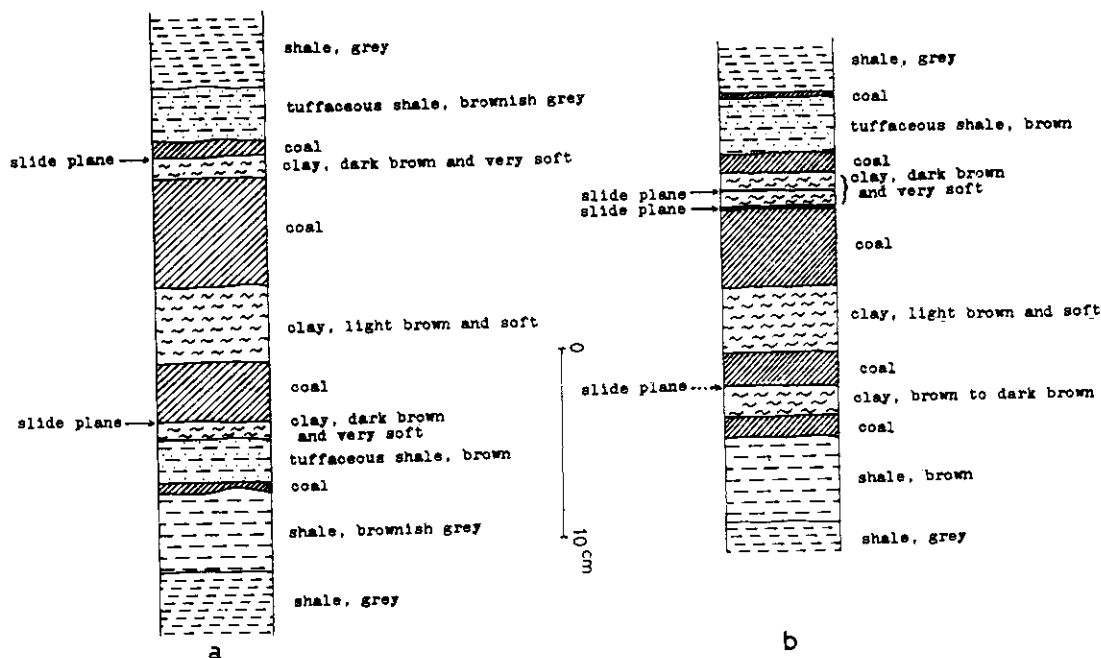


図-8 a, b C37 c の地質柱状図
 aは観測井深度24m, E20°S付近のC37c。
 bは鷲尾隧道F坑道左側壁下部のC37c。

C37bは、このように粘土組成の上からみると、すべり面となるべき性質をもつものである。しかし、本層をはさむ上下の泥岩中の節理面、あるいは坑道の堀削面の観察からは、C37bによるすべりはほとんど確認できない。

C37cは15cmないし20cmの厚さを有し、3枚の粘土層を挟んでいる。観測井におけるC37cの構成は図-8aに、鷲尾隧道におけるものは図-8bに示した。上部の粘土層は暗褐色で非常に軟かい。中部の粘土層は淡褐色で軟かく、しかし、著しくは乱されておらず、共役の細かい割目が認められる場合がある。下部の粘土層は褐色ないし暗褐色で部分的に硬く、C37aのゴマに似た凝灰岩質泥岩の部分がある。炭層の上部に接した泥岩は厚さ2ないし3cmにわたり凝灰質である。うえにのべた粘土層は連続性が良く、観測井から200m離れた鷲尾隧道において、ほぼ同様な層序がみられる。粘土層の主な構成鉱物はモンモリロナイトである。連続性の良いことから、粘土層の起源はおそらく火山灰であろう。C37cにはすでに報告したように(大八木, 1968a, b)当地すべりの主要すべり面が存在する。すべり面には明瞭な条線が付いており、かつ、暗褐色ないし黒褐色のきわめて軟弱な粘土のフィルムが付着している。この粘土もモンモリロナイトからなっている。C37aに認められるすべり面は3枚あるが、このうち、現在もっとも剪断量の大きいのは図-8aでは上のすべり面、図-8bでは上から2枚目のものであって、1969年6月から7月にかけての梅雨期に40mm前後の移動がみられた。C37c中の石炭は上部に粉状に破碎したものがあつたり、また、最上部の1cm前後の薄い石炭層は場所により欠けているところもある。これは、地すべり変動の影響によるものであろう。C37cの等高線図は図-13に示した。

C37dは厚さ約10cmでC37cの下底から約1m下位に存在し、1cm前後の凝灰質泥岩をはさむ。石炭は一般にほとんど破碎していない。しかし、鷲尾隧道G坑道の一部、360m水平水抜ボーリング孔、あるいは志戸氏断層の近くなどでは破碎しているのが認められる。C37dがすべり面となっているかどうか問題である。のちにのべるように、C37dと玄武岩岩脈との交線において、岩脈が約30cmずれていることから、部分的にはC37dもすべり面となっているか、あるいは

は、すべり面となった時期があつたといえる。しかし、観測井、隧道の他の部分で観察される範囲では、すべり面として確認されていない。

C37eはC37dより20~50cm下位にあり、厚さ10cm以下の炭層である。本炭層はすべり面としての証拠はまだ認められていない。C37eより下位には、薄い炭質頁岩が3~4枚あり、これらには植物化石に富んだ部分がある。しかし、地すべり面は認められない。

第32輪廻層と粘土質破碎帯およびC37-38

第32輪廻層は38m前後の層厚をもち、中・下部に小輪廻をはさむ粗粒・中粒の砂岩、上部に砂岩を部分的に挟む頁岩からなっている。下部の小輪廻では、厚さ約10mの砂岩を主としその上位に厚さ1.5m以下のシルト岩ないしシルト質泥岩がある。この上に上部の小輪廻の凝灰質粗粒砂岩がのり、この境界面直下のシルト岩ないしシルト質泥岩は付図-1*に示すように粘土質破碎帯となっている。破碎帯の最上部が厚さ1cmの湿潤な粘土層となっており、観測井堀削中に、この個所では、堀削直後翌日約10mm、翌々日約5mm観測井の内側へ粘土層のせり出しをみた。このような粘土層の存在から考えて、当破碎帯はすべり面となっている可能性がある。なお、地すべり地末端付近の松浦線切通しでは、この層準を境界として、上の砂岩に亀裂が入り、局所的な動きが示されている。粘土質破碎帯の等高線も図-13に示した。

上部小輪廻の基底は厚さ15cm前後の凝灰質粗粒砂岩で、青灰色を呈する場合がある。この上に厚さ約12mの中粒砂岩(部分的に粗粒)がありさらにその上が炭質頁岩ないし、炭層をはさむ泥岩となっている。この炭層はC37-38、または中間無名炭層と呼ばれている(大八木, 1968a)。泥岩上部には縞状の砂質泥岩となっている部分がある。

C37-38は1~2mの間隔をおく2枚の炭層からなる。炭層としては、悪炭またはドヤと呼ばれるものから炭質頁岩程度のもので、厚さはかざりをいれて20cm以下の薄層であり、かつ、消長が著しいので炭層としては全く問題にならない。

* 付図-1 観測井展開地質図の深度11.5m付近。

しかし、粘土層をもつ部分があり、* また、D-5a 試錐コアでは石炭に地層面に平行な剪断の痕跡が認められることなどから、部分的にはすべり面となったか、あるいは、なっている可能性もある。しかし、地表面とこの層準との交線付近に著しい地形変化** は認められていないので、この層準における変動量は小さいものであろう。

第33 輪廻層とC38(松浦三尺)

本輪廻層と、下の第32 輪廻層との境界は明瞭ではないが、東部で厚さ2m、西部で部分的に数mとなる縞状細粒ないし中粒砂岩から上を第33 輪廻層とみなす。本輪廻層の厚さは約13mで、最下部をのぞき、主として砂質泥岩、泥岩が優勢であり、最上部付近に炭層C38(松浦三尺)を胚胎している。当地すべり地では、上の第34 輪廻層の基底をなす砂岩は直接C38の上にあるが、鬼突部周縁ではC38の上に2~3mのシルト質泥岩がある。北松地域では第33 輪廻層と第34 輪廻層との間に垂不整合があるとされている(沢田, 1958)。上の関係は、おそらく垂不整合によるものであろう。

C38は厚さ70~100cmの炭層である。地すべり地周辺においても、かつて盛んに採掘され、坑口が多数残されている。C38には粘土層はともなわず、ごく硬質の暗褐色凝灰質泥岩が不規則に挟まれている。B25号試錐コアでは炭層の下の泥岩部分が暗灰色粘土となっていた。C38は現在の鷲尾岳地すべりの変動領域内では、その面積よりははるかに狭い範囲にしか分布していないことから、当地すべりの主要なすべり面ではないことは確かである。しかし、きわめて局所的な地表面付近のすべり面となっている例もある。地すべり地中央部の標高165mのNNW-SSEにのびる尾根部分に発達する亀裂群はC38の上位の砂岩(第34 輪廻層)に生じたもので、砂岩はブロック状に分離し、C38をすべり面して局所的な変動を行なっている。

第34 輪廻層

沢田(1958)は本輪廻層から世知原層に入れ

ている。当地域では約40mの厚さを持ち、下部に厚さ約10mの中粒砂岩、中部に厚さ約2m前後の中ないし細粒砂岩を持ち、この上に、薄い炭層ないし炭質泥岩をもつ。これから上部にかけて確認されていない。最上部には厚さ3m+の含ノジュール凝灰岩質砂岩とこの上に厚さ2m以下の泥岩がのる場合がある。鬼突面直下の岩屑の厚さを平均10mとすれば、中部の厚さ2mの砂岩直上付近が岩屑と岩盤との境界面となる。この付近にC39層準がくるものと推定される。そして、もしも、鬼突面が古い地すべりによって形成されたとすれば主すべり面はこのC39であったと推定される。

第35 輪廻層

当地域の鬼突部落背後の崩落崖に下部が露出している。厚さ20数mの中粒砂岩からなり、その上に不整合に玄武岩類がのっている。

鷲尾層

鷲尾岳地すべり地背後の平坦面直下では、試錐B28, B38, B39, B40の資料によれば佐世保層群の上に厚さ数m以下の青灰色砂、シルトの互層からなる軟質未固結の地層がのっている。これを鷲尾層と呼ぶことにする。鷲尾層にはほとんど礫*が含まれていないことから、岩相上八ノ久保層との対比は困難である。しかし、その時代は、鮮新世の北松浦玄武岩類の下にあり、中新世の佐世保層群を不整合に覆うことから鮮新世であろう。なお、地層は未固結である。

玄武岩類

鬼突部落背後の斜面では、佐世保層群の上に不整合に30~50cmの凝灰岩あるいは凝灰角礫岩(溶結)がのり、この上に溶岩がのる。凝灰角礫岩は厚さ数m以上の部分がある。鷲尾岳地すべり地上部の平坦面下では鷲尾層の上に厚さ10~55cmの凝灰角礫岩がのる。この基底面は標高199~200mで非常に平坦である。凝灰角礫岩の上に2枚の溶岩がのっている。下部溶岩は未風化部分の厚さ約45m、暗青灰色ないし黒色の無斑晶質かんらん石玄武岩で、この上に約20mの風化帯

* 地すべり地上部の試錐B24, B25, B29では、C37-38層準に粘土層が発達している。

** たとえば、C37c層準と地形面との交線付近では、あとでのべるように地すべり地の東限をきめる著しい輪郭構造がみとめられる。➤

➤しかし、C37-38の場合には、そのようなものがみられない。

* 三扇コンサルタント近藤直英氏はチャートの礫を、大八木は第三系砂岩の礫をわずかに認めている。

がある。風化帯は褐色粘土化がすすんでおり、その上部には2~3枚の赤色粘土層をはさんでいる。この上に厚さ数mのかんらん石斑晶の大きいかんらん石玄武岩がのっている。本岩は節理にそって、黄褐色風化殻が形成されている。これら玄武岩類はその岩質からKuraswa(1967)のⅢ群、およびⅣ群に属すると推定される。Ozima, et al(1968)は人形石山における玄武岩類の年代を800万年前後と報告している。もし上の推定が正しければ、鷲尾岳の玄武岩類もほぼ同様な年代のものということになる。

5. 鷲尾岳地すべり地付近の地質構造

走向傾斜

佐世保層群の走向は、地すべり地東部ではNN E-S SW, 中央部でE-W, 西部、および鬼突部落でNW-SEとゆるやかにわん曲している(図-13)。志戸氏断層近くでは局所的な走向傾斜の変動があり、地すべり中央部でもNW-SEの走向を示す場合がある。傾斜は、地すべり地の下部では北へ7°前後であるが、上部へいくにつれてしだいに急斜し、最上部付近では25°に達する、しかし、鬼突部落周辺では全般的にゆる

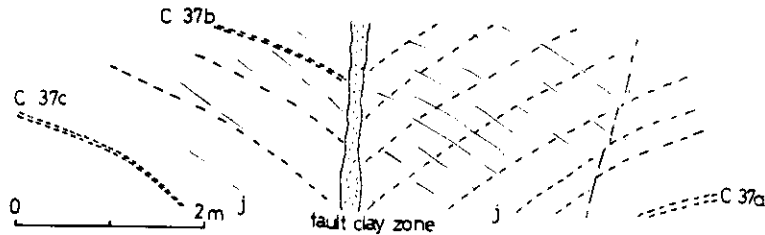


図-9 鷲尾隧道A坑道286m、右側壁における志戸氏断層のスケッチ
断層粘土帯を中心にその左右は向斜構造的におちこんでいる。破線は地層面、
細線およびjは節理。

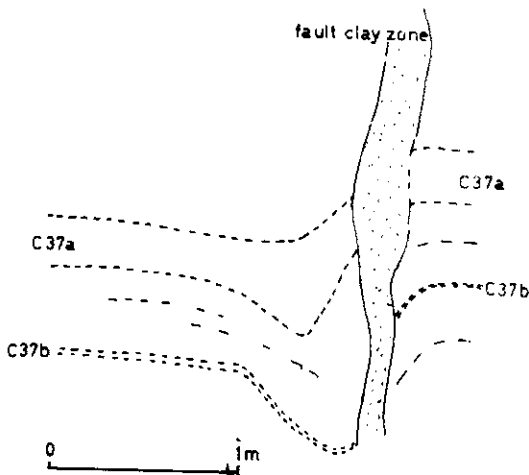


図-10 観測井横坑6.5m 切羽における志戸氏断層のスケッチ

やかに北西へ5°~12°の傾斜である。

断層

当地すべり地では志戸氏断層および鷲尾断層がみとめられている。

志戸氏断層は鷲尾隧道(図-9)および観測井横坑(図-10)によって確認されている。これらの確認地点をむすぶと走向はN8°30'Wとなり、北松炭田地質図(沢田, 1958)に示された江里炭鉱背後の断層に連続すると推定される。この断層は鷲尾隧道では幅10~20cmの灰白色粘土帯があり、この両側に幅数mの破碎帯がある。断層帯は垂直ないし東へ80°程度傾斜し、落差は東おち約5mである。地層面は粘土帯を軸面とする小規模な向斜状に傾斜しており、この点から、志戸氏断層は単なる正断層とはいえない。断層をはさんで約20mの幅にわたり、節理系が発達している。観測井横坑においても粘土層は観察される。しかし、破碎帯はほとんどなくなり、地層面の向斜的構造の範囲は幅2m以内に減少し、落差は80cmに減少している。志戸氏断層の北への延長

は金ヶ坂隧道,あるいは観測井から下流側へむけて掘進した排水用試錐によって認められるはずであるが,いずれも断層にあたっていない。したがって,志戸氏断層は観測井より北で尖滅していると考えられる。鷲尾隧道および観測井横坑における断層の落差の比および両点間距離から,断層の消滅点は観測井北方50m以内の地点であろう。以上から志戸氏断層は観測井北方にはじまり,南へしだいに落差の大きくなる逆断層である。

鷲尾断層は地表付近では確認されていない,しかし,地すべり地上部では地層のくいちがいから推定断層が設定される。また,地すべり地東側の谷にそって,深度200~300mの坑道において落差約10mの逆断層にあたっている(三扇コンサルタント本村芳政氏談)。上の推定断層はおそらくこの逆断層へ連続するものであろう。これは鷲尾断層と呼ばれている。

地すべり非変動領域では,試錐結果*などから志戸氏,鷲尾両断層はいずれも玄武岩類を切っ

* B28, B38, B39, B40 の玄武岩類基底面のレベルは,これらの断層の位置をはさんでも,ほとんど変わらない。

いないと推定される。

岩脈

地すべり地中央部を $N68^{\circ}W$ に走る一本の玄武岩質岩脈がある。これは幅3~4m,深部では延長約4kmにおよぶことが確認されている(元村芳政氏談)。傾斜は深部では平均 $80^{\circ}S$,地表付近では $60^{\circ}S$ とやゝゆるやかになる。この岩脈の露頭あるいは,試錐による岩脈の地表付近確認地点は,上の傾斜から推定される位置よりも下方へずれている場合が多く,そのような変位の認められるのは地すべり変動領域において著しい。地すべり地東部では,その変位量数m,中央部では約20mに達する。しかし非変動領域である西部の尾根では,変位はほとんど認められない。岩脈と地すべり面との交線付近は地すべり構造解明の上で問題点である。この点については,のちにのべる。

節理系

地すべり変動領域において,急傾斜の節理系では佐世保層群,および玄武岩類ともにNW-SE系節理が著しく,その他NE-SW系,およびNS系節理が認められる。節理系の方向測定例を図-11,12に示す。地すべり西部の亀裂と節理系と

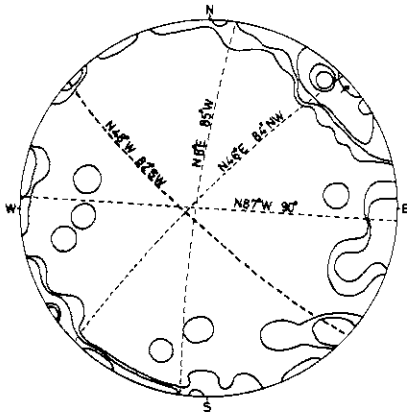


図-11 最上部滑落崖玄武岩中の節理系
節理面の極のシュミット網南半球投影,
個数52,等高線は1%面積あたり2-4-8-
12-17%の集中を表わす。
最も集中度の高い節理系の走向傾斜は $N48^{\circ}W$,
 $82^{\circ}SW$ である。

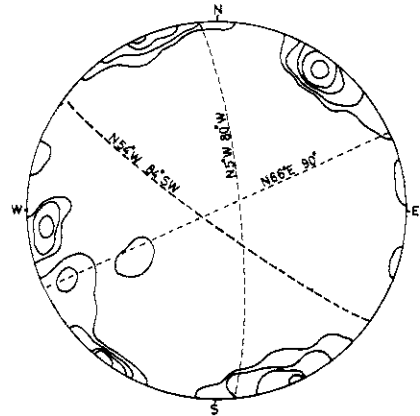


図-12 観測井および観測井横坑における節理系
投影法は図-11と同様,
個数85,等高線は1%面積あたり2-5-8-11-
18%の集中をあらわす。
最も集中度の高いものは $N54^{\circ}W$, $84^{\circ}SW$ の走向
傾斜をもつ。

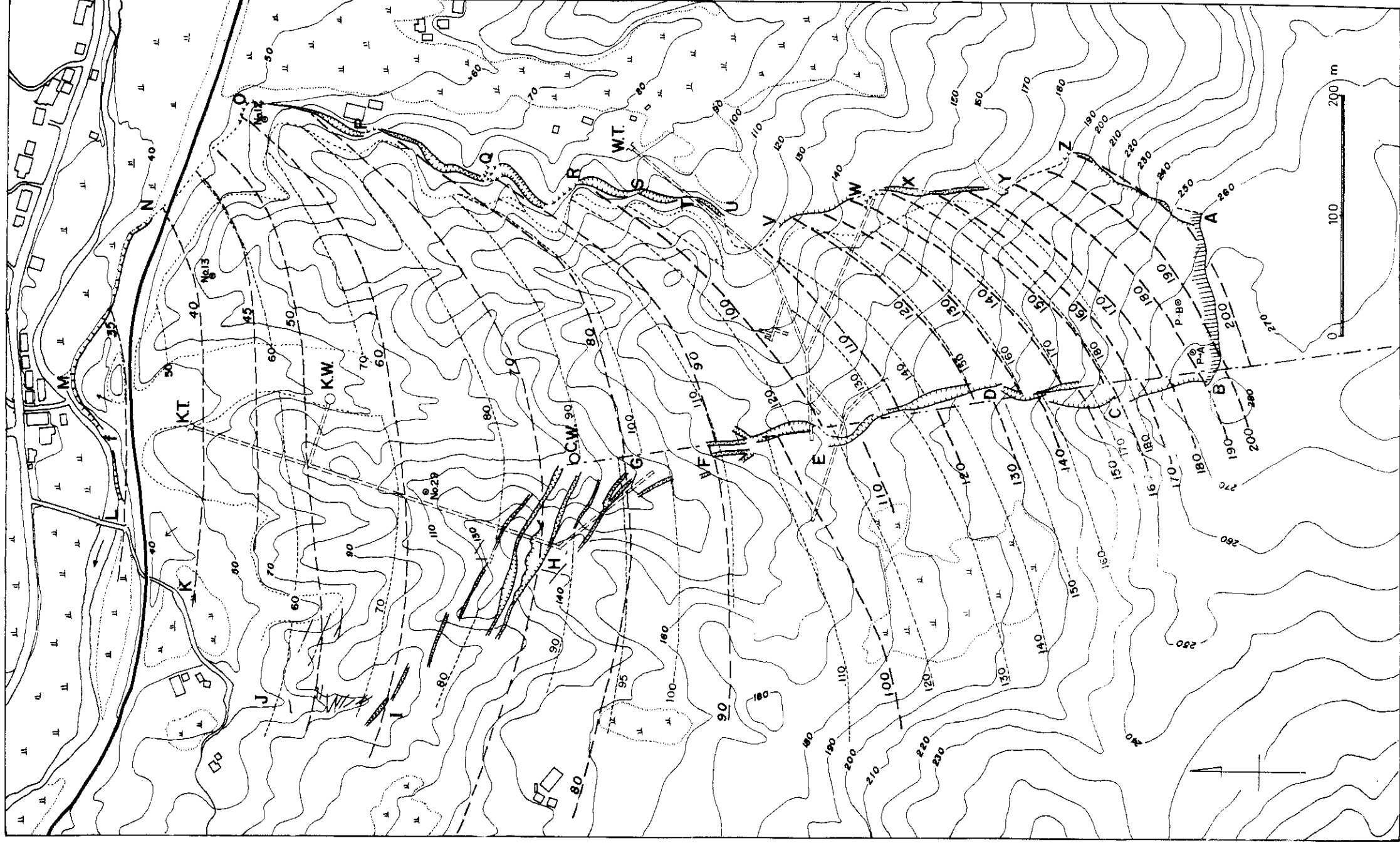
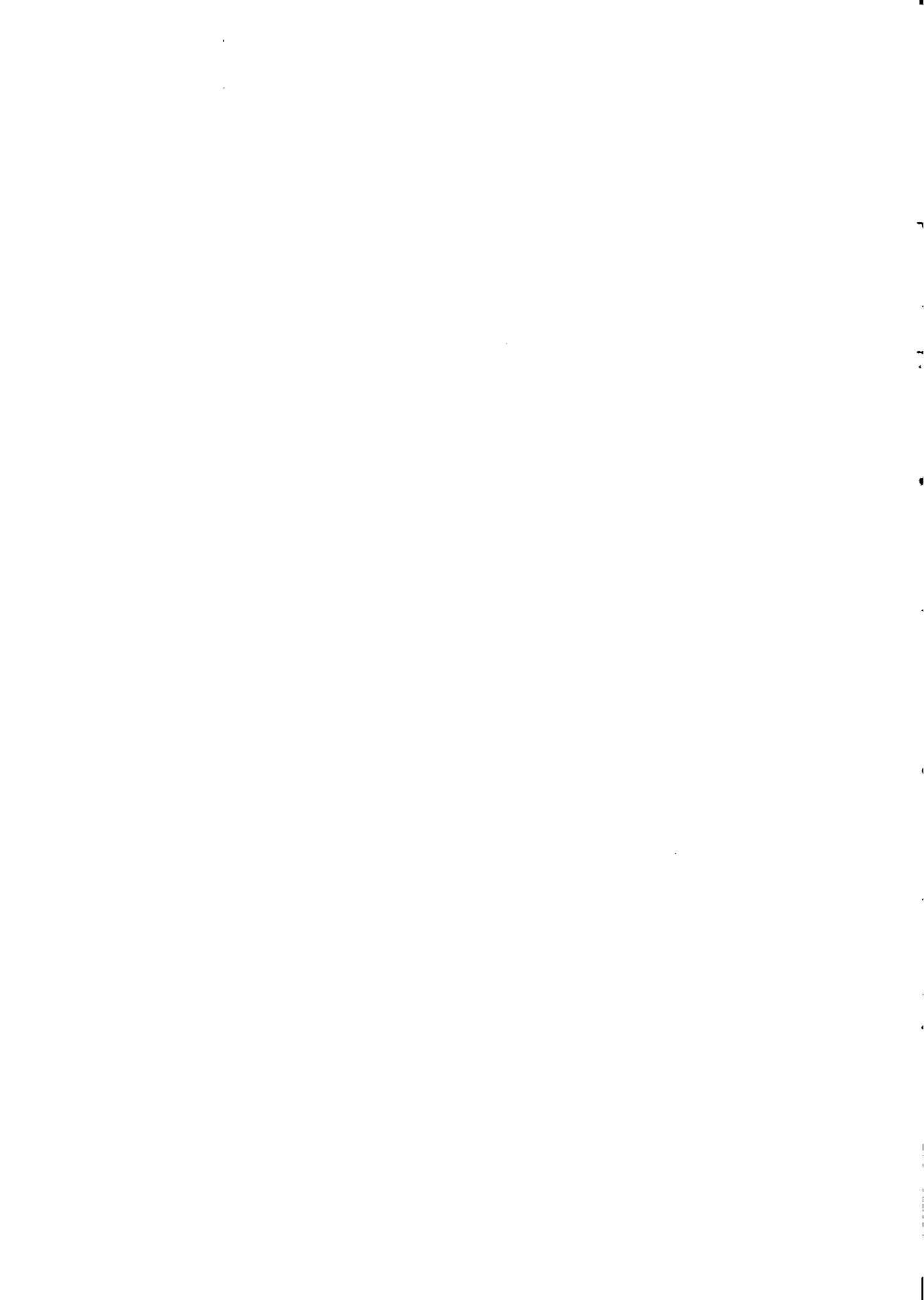


図-13 すべり面等高線図

太破線はC37c層準，細破線は粘土質破砕帯のそれぞれ上側の面の等高線である。鎖線は志戸氏断層を示す。A～Zは本文の6.1における記号の位置を示す。◎は三角測量鉄柱位置，WTは鷲尾隧道，KTは金ヶ坂隧道，CWは観測井，KWは集水井を示す。



の関係は興味深いものがある。この点ものちにのべる。

6. 地すべり変動による地表および地下の構造

4. および5節において地すべり変動以前から存在する構造、すなわち、地質構造を記載した。本節では、主に地すべり変動によって形成されたと考えられる種々の構造形態を記載する。

6.1 地表における地すべりの輪郭構造

地表面において、地すべりの変動領域と非変動領域との境界を示す構造を地すべりの輪郭構造とよぶことにする。こゝでは、図-13に示したA-Zの位置にみられる鷲尾岳地すべりの輪郭構造を概説したい。

AB. 最上部滑落崖というべき部分は図-13のABを結ぶ線に位置している。この線の北側が変動領域である。南側は非変動領域で両者の高度差は8~14mに達する。しかし、この値はそのまま滑落崖にその落差とはいえない。のちに示す地すべり構造モデルにもとづけば、この部分は大きな亀裂が表われるはずであるが、現在、地表では開口亀裂はほとんどみとめられない。その理由として、開口亀裂の周囲の岩石、表土層が崩壊して開口亀裂を埋積したとみなければならぬ。この崩壊・埋積作用によって地表面はたんなるすべりによる落差よりもかなり低下したはずである。

BCDEF. 図-13のBからFにいたる部分は側方滑落崖というべきものである。しかし、BCD間は3本の雁行する滑落崖からなり、DEFは連続する滑落崖または亀裂からなっている(とくにFの近くは亀裂の性格が強い)。BCD間は玄武岩類の分布範囲でありDから北は世知原層分布範囲である。この原因は地表下の地質構造にあるはずであり、のちに考察したい。

FG. FG間は巨大な転石(主に第34輪廻層の中粒砂岩)のために、亀裂の連続性が明らかでない。

GHI. 地すべり下部西側は多数の雁行する開口亀裂群で特徴づけられる。1本の亀裂は長さ40mから最大150m、開口幅1ないし2m、深さ10mから20m程度である。H点の尾根では、大きな亀裂3本が平行し、それらの亀裂に挟まれた地層が崩落してみかけ上開口幅30mの大亀裂に発展している。I点付近では亀裂の幅は数10cm以下に減少する。しかし、分布密度はやゝ大きくなる。I点より西ではまだ亀裂は認められていない。

下に減少する。しかし、分布密度はやゝ大きくなる。I点より西ではまだ亀裂は認められていない。

IMN. 地すべり末端部でけん着な構造は、M点を中心とする末端隆起である。先端ほど上昇し、その上昇量約4mに達した。このため後部に半月形の窪地を生じた。また、この部分にはC37a層準を含む半波長約1mの褶曲が形成されている。これは軸方向が地すべり変動方向に垂直に近いことから、地すべりによって形成されたものと考えられる(図-14)。

OPQRSTU. NEないしNNE-SWないしSSW方向の開口亀裂または地溝、およびNW-SE方向のおしつかぶせからなるじぐざぐ状に連続した構造が地すべり地の下部東側に存在し、その総延長500mに達する。この構造より上位の尾根線は下位のものより北へ約10~10数m変位している。*(次頁脚註参照)

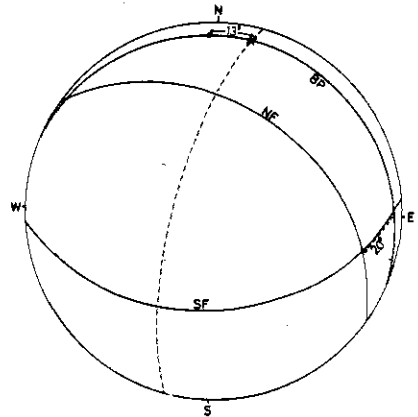


図-14 地すべり地末端部江迎川左岸にみられる褶曲軸と地すべり移動方向との関係
シュミット網による南半球投影

BPはこの地点周辺の一般的な地層面、NFは褶曲の北翼、SFは南翼をあらわす。●は褶曲軸(b軸)、×は一般的な地層面上で褶曲軸に垂直な方向(=a軸)、○は地すべりの移動方向。この褶曲が地すべりによって形成されたとすれば、理想的には○と×は平行すなわちこの図上で一致しなければならないが、13°斜交している。

この原因として、地すべりの変動にもなって、この部分が分離し、回転して河床上にのし上げられたためと推定される。

P. 巾0.5m,長さ20m+の開口亀裂で砂岩に発生しており,方向はN70°E~N80°Wである。

UV. 地すべり中央部のUV線の西側には住宅が2軒あった。この付近に南北方向に亀裂が入ったという記録(2の4)(参照)があり,1960年撮影の空中写真では,亀裂がみとめられるが,現在は全くみとめられない。

VW. 上部岩塊のおしかぶせが認められる。

WX. 現在は,輪郭構造が不明瞭である。しかし,1960年の空中写真では山道,畑のくいちがいが明瞭に認められた。

XYZA. 開口亀裂ないし窪地,およびおしかぶせからなる。前者はNE-SSEの方向をもち,後者はNNW-SSEの方向をもつ。XYの間には1968年11月調査時には小さな池が形成されていた。Yの崩壊は1968年7月9日*の集中豪

雨のとき亀裂の一部が崩壊したものである。

6.2 地表下で認められる地すべりによる構造

地表H点の大亀裂はC37層準の下には達していないことが金ヶ坂隧道掘削によって確認されている。観測井横坑における観察では地表の開口亀裂はそのまゝC37層準まで達していない(付図-2)。ある幅をもった帯の中で,亀裂は単層ごとに不連続的に発達している。この関係を概念的に図-15に示した。

鷲尾隧道A坑道は最奥部に志戸氏断層にあたっている。断層よりも奥は非変動領域に,手前は変動領域に属している。この付近は掘削後約1年半を経過し,平面的には坑道は断層付近において屈折し,変動領域が北へずれている。また,変動領域では,断層付近において,坑道底部が隆起し,かつ,坑道方向にのびる小規模な亀裂が数条発生

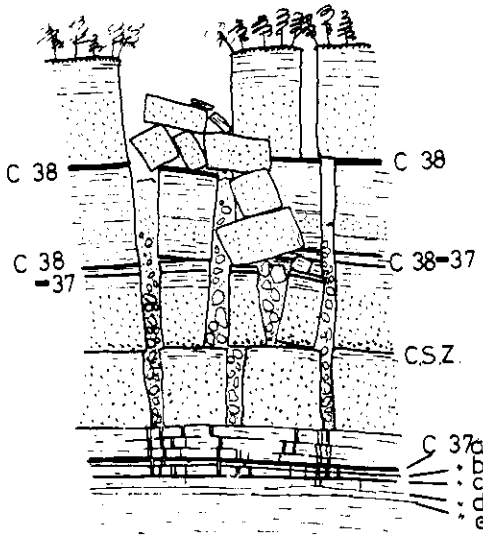


図-15 亀裂帯垂直断面概念図

CSZ. は粘土質破砕帯,地表では開口量の大きな亀裂がみられるが,その下位では小亀裂の集合がみられる。しかし全体として,一つの亀裂帯となっている。

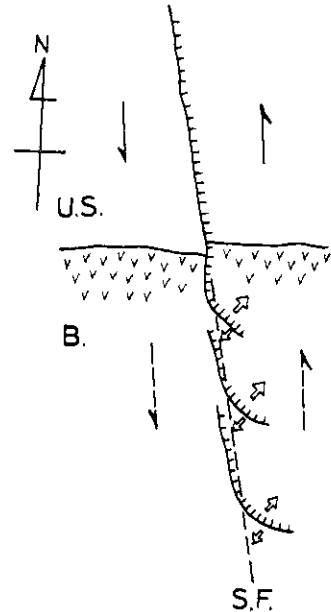


図-16 上部西側亀裂と断層および地すべり方向との関係

実線,破線矢印は世知原層における地すべり運動方向(相対的),中空矢印はこの運動にともなう張力方向,破線は断層。

* これは国土地理院羽田野誠一氏によって空中写真により発見された。

** 正確にいえば,玄武岩類がなく,世知原層が

が直接地表へ露出するか,崖層,崩積層,表土層に覆われている範囲のことを,このように表現しておく。

している。

最近、玄武岩岩脈とC37層準の交線付近を長崎県で堀削しG横坑を開いたところ、玄武岩岩脈はC37c、およびC37dにおいて剪断していることが確認された。そのみかけ変位量はC37cにおいて1.8m、C37dにおいて0.3mである。

6.3 地すべりによって形成された構造と層序、地質構造との関係

最上部滑落崖

最上部滑落崖の方向はほぼN80°Eである。ところが、滑落崖の玄武岩類露頭では、この方向の急傾斜節理はほとんどなく、じっさいには、この崖面はNW系、NS系、NE系の節理(図-11)にそこのこぎり状に凹凸した崖面である。したがって、この滑落崖を方向づける原因は、露頭面よりさらに下位の構造による。下部玄武岩溶岩、およびこの下の世知原層のいずれか、または両者の断裂系がこの崖面に一致するか、あるいは主すべり面であるC37c層準の不整合面との交線の位置が崖面の延長上に存在するかの2つの場合が考えられる。深部の断裂系のパターンは明らかでない、しかし、C37c層準の上限はほぼ崖面の位置にあることは図-13、および4bによって示されている。

上部西側滑落崖

玄武岩類分布範囲では雁行し、世知原層分布範囲*では連続している原因として、世知原層分布範囲の滑落崖は志戸氏断層そのものが、地すべりによって側方滑落崖に発展したものであり、玄武岩類分布範囲の雁行亀裂はこれによる引きずりと考えられる。当断層は非変動領域では玄武岩類を切っていないことから、おそらく現在の変動、非変動領域境界部でも地すべり発生以前は玄武岩類を切っていなかったであろう。そのため図-16に示したように世知原層の上のった玄武岩類は、世知原層における断層の左づれの動きに応じて、左づれの雁行亀裂を生ずるはずである。3本の雁行亀裂は世知原層部分の地すべり変動方向と一致するセンスをもっている。

東側の輪郭構造

* 正確にいえば、玄武岩類がなく、世知原層が直接地表へ露出するか、崖層、崩積層、表土層に覆われている範囲のことを、このように表現しておく。

地すべり東側の輪郭構造は主すべり面であるC37c層準と地表面との交線に一致するか、または交線より1~2m上に位置している。NW方向のものはおしかぶせとなり、NE方向のものは開口亀裂ないし窪地となっている原因は地すべりの主な運動方向がNないしNNWとなっているためである。

下部西側の亀裂群

地すべり地下部西側の尾根を切る亀裂群は幅数m以下長さ150m以下(地表で観察される範囲では)の亀裂の集合からなっており、その全体の巾は70mないし100m、長さ約350mに達する。亀裂群の東端は志戸氏断層に接する地表で観察されるかぎりでは、志戸氏断層付近の位置で、亀裂は不明瞭になるか、あるものは、その走向をNNWに変え、ほぼ志戸氏断層にそって上部西側の側方滑落崖へ連続する。地下の状態は、観測井横坑において、志戸氏断層と、西側の亀裂群の一部との関係を観察することができた。断層の西側では最大60cmの巾をもつ亀裂は、すべて断層に接して消滅し、断層の東側へは連続していない。つきに、志戸氏断層と亀裂群との平面的関係を検討しよう。志戸氏断層は、さきのべたようにhinge faultで観測井から北へ約50mの地点付近で消滅すると推定されている。亀裂群の、志戸氏断層付近の北限は観測井の北20~30m付近であり、断層の消滅点より北へは発達していない。亀裂群は、断層の消滅点付近から南数10mの間に集中的に発達しているのである。このような亀裂群の発生した原因は全体的構造モデルを明らかにした上で考察することにした。

当亀裂群の深部への延長は、長崎県で堀削した金ヶ坂隧道によってC37層準より下へはまったく認められないことが明らかになった。また、部分的、かつ、微小な亀裂では、C37c層準から下へは延長していないことが、観測井によって確認されている。(付図-2)。これは当地すべりの面がC37cにあることと関係している。この問題も全体の構造モデルとの関係でのちにのべる。

当亀裂群の各亀裂の走向は大部分N45°WないしN80°Wの範囲に入りN60°W~N70°Wのものが多い。(図-4a, 13)。この走向は玄武岩岩脈の走向と一致し、またこの付近の卓越している節理系と共通の走向をもっている(図-12)なお、傾斜はいずれも急傾斜である。

亀裂群全体の方向は $N40^{\circ}W \sim N45^{\circ}W$ を示し、このなかの各亀裂は 20° ないし 30° 全体の方向からずれている。また、志戸氏断層と亀裂群全体の方向とは約 150° (鋭角では約 30°) である。これらの角度関係について、とくに主なる亀裂の走向と、亀裂群全体の方向との斜交関係などにつ

いては、当地すべり地の運動方向についてのべたのちに検討するのが有効であるので、この問題ものちに考察したい。

玄武岩岩脈とすべり面

鷲尾隧道G横坑における観察から、玄武岩岩脈によって、地層のずれはないことが確認された。

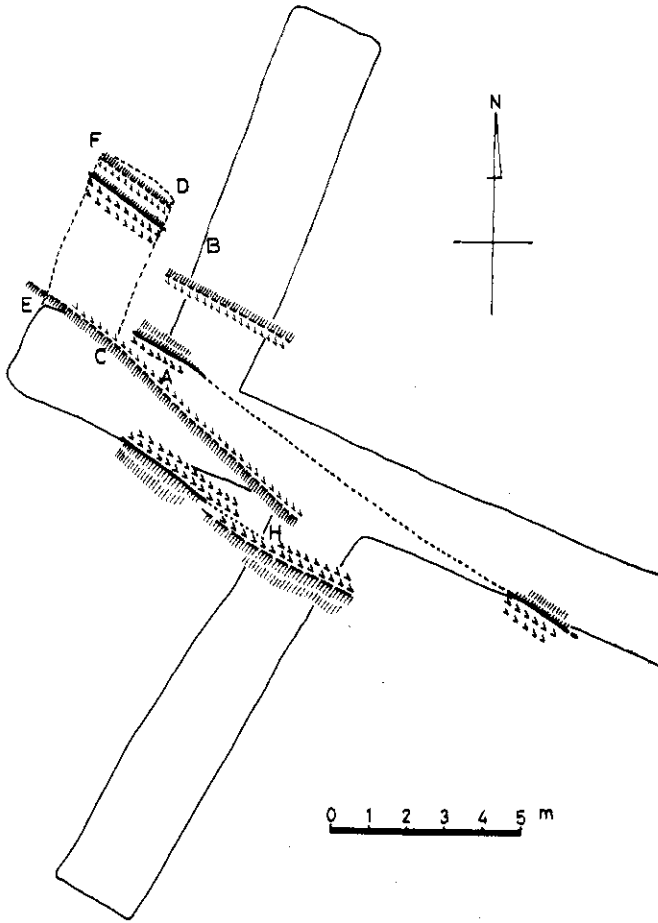


図-17 鷲尾隧道G坑道平面地質図

実線は坑道の下底面位置における玄武岩岩脈と第三系(泥岩、シルト岩)との接触面(境界面)、破線は天井位置における接触面の位置を示す。V印は玄武岩岩脈、斜線は第三系。

A-Bは図17、18の位置を示す。A-Bは岩脈のC37cによる、HはC37dによる剪断のみられる場所である。G坑道は分岐から奥へ向って 15° 上り勾配、先端から北へ4m入る坑道も 15° 上り勾配他の2坑道はほとんど水平。

図-18において、たとえばC37a, C37bは岩脈の進入面によるずれがない。したがって、同岩脈は、断層に進入したのではなく、むしろ、節理(NW系)に進入したものである。同岩脈は周囲の岩石に対してきわめて弱い熱変成をあたえている。すくなくとも接触面から30cmの範囲の岩石、炭層などを硬化している。炭層のC37a,あるいはC37cにはこぶ状に進入した部分がある(図-18)。以上は同岩脈の進入時の構造であるが、進入後、進入面に平行な節理系NW系(急傾斜)、およびほぼ垂直な節理系NE系(急傾斜)が周囲の地層とともに発生している。なお、この系に入らない水平ないし緩傾斜、その他種々の節理ないし裂かが認められる。岩石は著しく変質しており、主として、方解石、および緑泥石からなっている。節理、および裂かは、ほとんど方解石脈石が入っている。これらのために、同岩脈は玄武岩質ではあっても、力学的強度は一般の玄武岩よりも著しく小さいことが予想される。同岩脈の節理、あるいは裂かをふくまない2個の試料*における一軸圧縮強度は $1,030 \text{ Kg/cm}^2$ 、および 551 Kg/cm^2 を得た。この値は一般の、玄武岩の破壊強度 $1800 \sim 2600 \text{ hpz}$ ** (タローブル, p163) よりはるかに小さい。さらに、方解石脈石をもつ試料がもし測定できればさらに小さい値になるであろう。

G横坑においては、玄武岩岩脈は

* A坑道から掘進した試錐コアの試料にもとづく、2個の試料における値のいちぢるしい違いの原因としてhair cracks 存在がきいているのかもしれない。

** $1 \text{ hpz} = 1.02 \text{ Kg/cm}^2$

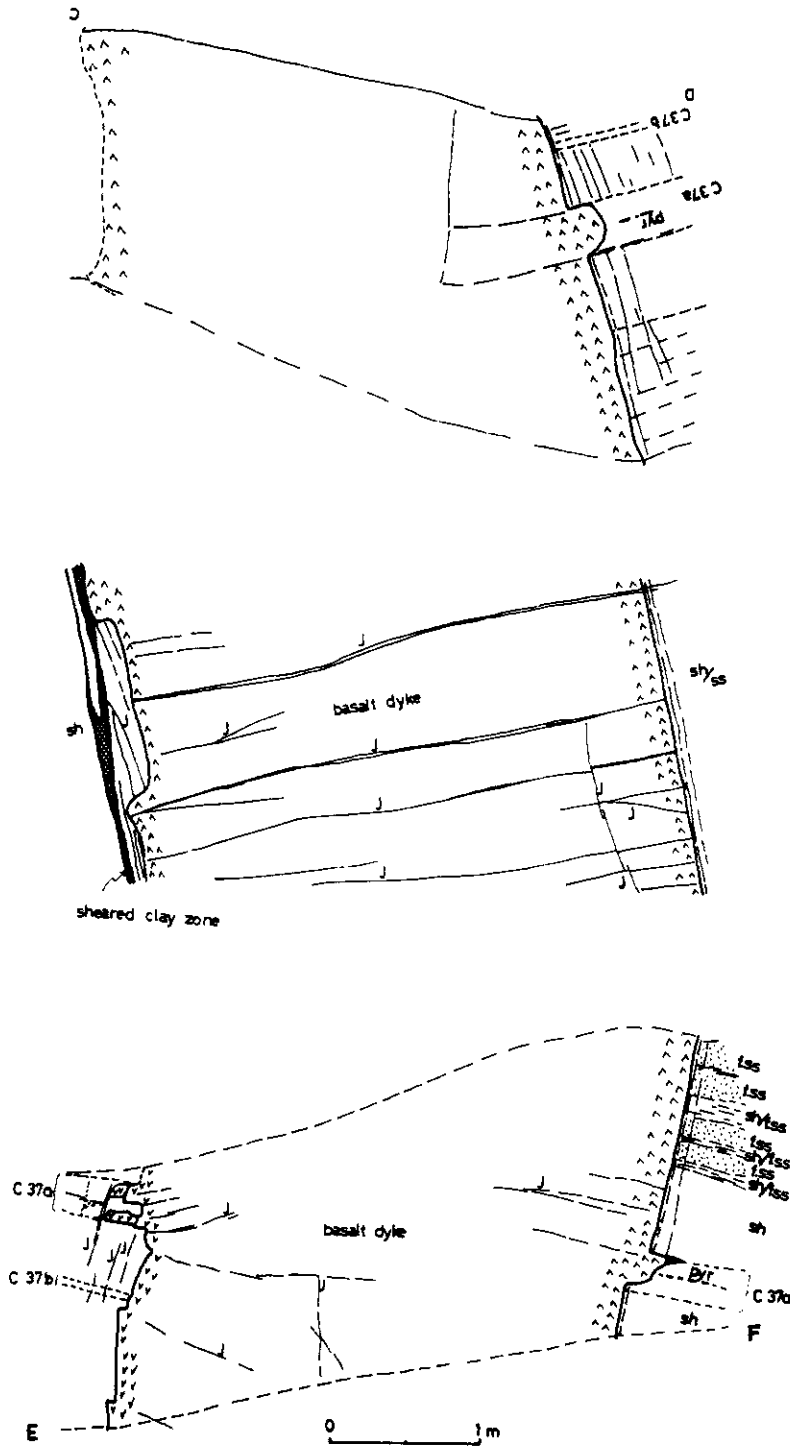


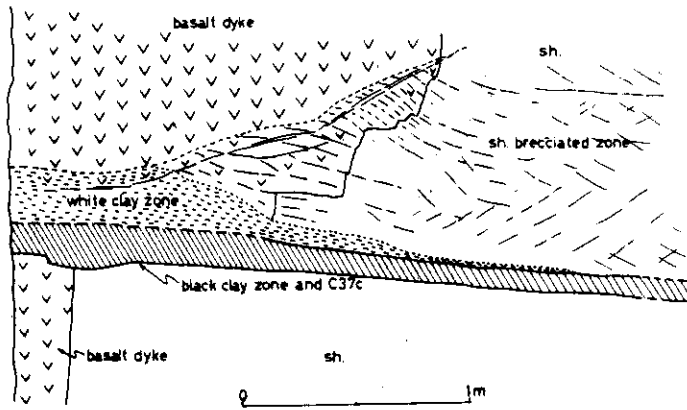
図-18 玄武岩岩脈とC37a, C37b, との関係, G坑道奥の右小坑道地質展開図

C37a, は岩脈のこぶ状侵入がみられ30cm程度, 両炭層を硬化しており, 黄鉄鉱が鉱染している. この位置では岩脈は明らかに剪断していない. しかし岩脈の山側(南側)には破砕帯がみられる.

f.ss は細粒砂岩.
f.ss/sh は細粒砂岩と頁岩(泥岩)との互層
sh は頁岩(泥岩).
J は節理.

図aは右側壁, bは天井, cは左側壁.

図-19 玄武岩岩脈とC37cとの関係, A B側壁スケッチ



黒色粘土帯は右へゆくにつれて、しだいにC37cの構成が明瞭になるしかし、左端近くでは全く乱された粘土である。白色粘土は玄武岩岩脈の破片を含み、これが粘土化したものである。岩脈の右上部、およびこれに接する頁岩は著しく破砕している。

解される。C37c 層準によるすべり変位量は、地すべり下部東側の輪郭構造と地形、すなわち尾根との関係からみるかぎり、約10m、すなわち変位量の大部分に相当して

C37a, およびC37b 層準では剪断していない(図-18)。しかし、C37c 層準において、みかけ上1.8m, C37d 層準において、0.3m 変位している(図-17, 19)この変位量を、最下部における実測の地すべり方向に投影すると合計約3mの変位量に達する。また、それをこの付近のC37c すべり面に観察されるすべり線方向N18°Wに投影すると合計約3.5mになる。この合計移動量は地すべり最下部における1953年3月から1963年7月の間の実測値約7.5mの約半であり、松浦線の移動量約10mの半である。いずれにしても地すべり中部においてC37c 付近では玄武岩岩脈の剪断量は全体の移動量より小さいわけで、この問題は地すべり構造に関する重要な問題である。当地すべり全体の地すべり構造をのべた上で再びこの問題を検討することにしよう。

7. 鷲尾岳地すべりの構造モデルとこれに関連する2.3の問題に関する議論

7.1 構造モデル

上にのべた鷲尾岳地すべりに関する諸資料から、当地すべりの構造モデルを考察してみたい。

(1) すべり面

主要すべり面は、直接的には坑道による観察、間接的には坑道支柱の変形、地表における輪郭構造とC37c 炭層との位置関係、多くの試錐資料などから、明らかにC37c 炭層にあることが理

いる。

副すべり面と考えられるものとして、C37a, C37b, 粘土質破砕帯(第32輪廻層中の), C37-38, およびC38などがあげられる。C37aは軟弱粘土層を含んでいないこと、また、玄武岩岩脈との交線部分で岩脈をまったく剪断していないことなどから、現在までのところすべり面とはなっていないと考えるべきであろう。C37bは岩脈を切っていないが、きわめて軟弱な粘土を主とする層準であって部分的にすべり面となっている可能性を打消すことはできない。粘土質破砕帯は地表面における輪郭構造に関するかぎり、変位量の大きなすべり面となっている根拠はない。観測井掘削時の粘土のせり出し、地下水の浸出また、多くの試錐でも同一層準に粘土化した破砕帯が存在すること、などから地層面に平行な副次的すべり面の可能性が残る。C37-38は地すべり地上部の試錐B24, B25, B29などによって破砕化と粘土化が認められていることから、上部では副次的すべり面となっている可能性がある。C38(松浦三尺炭層)はもともと粘土質ゴマの少ない層準である。しかし、地すべり地中央部標高260mの尾根にみられる多数の亀裂は、C38層準で止まっており、この点では一種のすべり面といえることができる。しかし、C37c層準のすべり面とは性格のいちじるしく異ったものであって、亀裂によって、1辺2~10mの直方体状に

分離した砂岩塊の下部の不連続面、ないし、剝離面を形成しているのである。

(2) 垂直断面における形態と変動領域

地すべり下部では、上にのべた炭層および、地層面に平行な粘土質破碎帯の他にはすべり面の可能性のある面は認められない。これは、地層面に斜交する面、たとえば円弧すべりに相当するものは認められないことを示している。ただし、末端隆起の部分だけは、地層の一般的走向傾斜からは解決できない。筆者らはこの部分では地層面に斜交する剪断面が形成されていると推定している。この末端部をのぞけば、当地すべり下部は新第三系佐世保層群柚木層上部における層状岩盤すべりであるといえることができる。これは Varnes (1958) の Planar Block glide に相当する。垂直的変動領域は C37c (ところにより C37d) 層準より上側である。地すべり上部も基本的には層状岩盤すべりであるが、B25、B24において、上記すべり面以外の位置に地層の著しい乱れ、破碎帯が認められることから、一部に地層面に斜交する剪断面が存在している可能性がある。

(3) 平面的変動領域

当地すべりの平面的変動領域は亀裂、押しつぶせ、滑落崖、末端隆起などの輪郭構造によって囲まれた範囲である。輪郭構造のうち東側のものは C37c 層準と地表面との交線、上部・中部西側のものは志戸氏断層に一致し、最上部のものは C37c の上限付近に位置する。下部西側では、変動領域と非変動領域の境界は他の場所とことなり 70 ないし 100m の幅をもっている雁行亀裂群の地帯である。雁行亀裂は地表から一種の亀裂帯として C37 層準まで達し、これより下位にはない。

上の垂直的、および平面的変動領域から、立体的には図-20 に示したように、西側は志戸氏断層と雁行亀裂群で境され、東側から北西側へ傾斜する C37c の上位層準が変動している。

これを、もっとも単純化していえば、西端固定のかたもちばりがあるすべり面の上にのせてすべらせている状態である。現在の時点では、主すべり面は、地すべりの下部から上部へかけて、C37c 層準にあるという点で、上の地すべり変動領域は構造上一連のものと考えている。しかし、これには 2、3 の問題があり、のちに考察したい。

7.2 構造モデルと運動との関係

長崎県で行なった標柱移動量測定結果(図-2

a, 2b) では、1953 年(昭和 28 年)3 月から 1963 年(昭和 38 年)7 月の期間において下部では N3°W (旧, 12 号鉄柱)、および N3°40'W (旧, 13 号鉄柱) の移動方向を得ている。また、最上部では N1°50'E (旧, A 鉄柱) の移動方向を得ている。しかし、B 鉄柱の場合は標柱自身の傾動、回転運動があり問題がある。

鷲尾隧道にみられる C37c すべり面上のすべり線は、クリノメーターによる測定では N15°W ~ N18°W、12°N 落しである。

地表にみられる東側の輪郭構造は(図-4 a, 13) 走向が NNE-SSW ないし N-S の場合には開口亀裂となり、NNW-SSE 方向では押しつぶせとなっていることから、移動方向はわずかに西よりの北(N5°W 前後)が予想される。

これから、地表および地下における移動方向は 15°以内で平行であるといえる。しかし、15°のずれは有意義でないとはいえない。この点を検討するには岩盤の残留磁気の影響をうけない方法によってすべりすじの方向を測定しなければならない。

地すべり下部西端部は非変動領域に連続しているために、巨視的にはこの付近に位置し南へ約 30°で急斜する軸のまわりに、変動領域がとう曲していると考えられる。したがって、移動量は東端では大きく、西部へしだいに小さくなると推定される。また、西端部では 2 本の亀裂にはさまれた岩体は、その東側に新たにこれらと斜交する亀裂が入って地すべり変動領域から解放された場合には、そして、その岩体西側が非変動領域に連続している場合には、ひずみが弾性変形領域内であれば、これまでの移動方向とは逆向きにくもどる方向へ) 動くことがあってもよい。

7.3 亀裂群の成因

地すべり地東側の亀裂・押しつぶせはすべりのべたように、主すべり面と地表面との交線にあたり、その成因は明瞭であろう。ここで問題にするのは下部西側の亀裂群である。

この亀裂群は、地すべり変動開始後発生し変動の進展とともに発展している。また、この下限は C37c 層準である。これらから、亀裂群は、C37c 層準を主すべり面とする地すべりによって形成されたことは明らかである。亀裂群のはじまる東端は、志戸氏断層の尖波点ちかくである。この付近は、変動領域の北方への運動によって応力

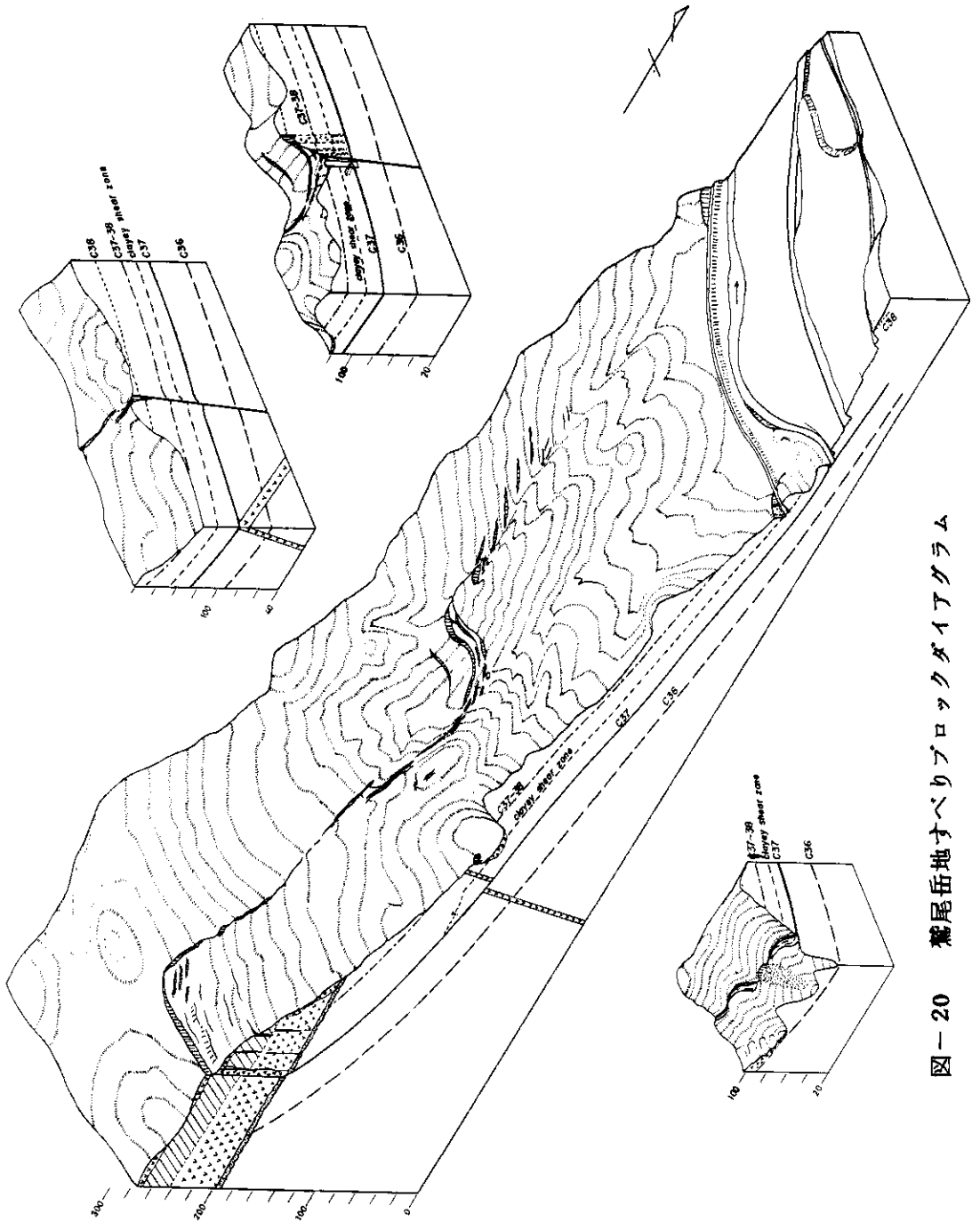


図-20 鷲尾岳地すべりブロックダイアグラム

の集中する場所である。亀裂群をはさむ接線を引くと、亀裂群全体の方向が示めされるが、これは $N40^{\circ}W \sim N45^{\circ}W$ で、この方向は、地すべり変動による、この部分への最大圧縮方向であり、その垂直方向は最大引張方向である（図-21）。しかし、各亀裂の方向は後者に斜交している。この原因として考えられることは、これらの亀裂は地すべり発生以前からNW節理系が存在していたために、その節理系が亀裂に発展したためであろう。さきにのべたように玄武岩岩脈は $N60^{\circ}W$ 系（NW系）節理に進入したものであって、この付近にはNW系節理が卓越していたことは十分推定できる。

7.4 玄武岩岩脈における剪断変位置の問題

地表における測量結果では、地すべり変動量は下部で北へ約10m、上部でも空中写真法で北へおおよそ10m程度である（地理院1970）。

C37c を主すべり面とすれば、玄武岩岩脈はこ

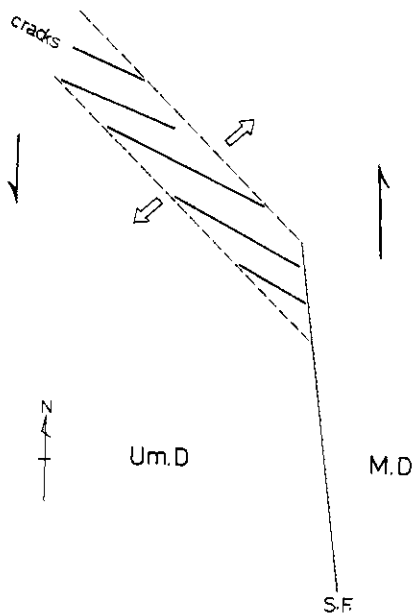


図-21 下部西側亀裂と断層および地すべり方向との関係

SFは志戸氏断層、○は雁行亀裂、実線矢印は相対的すべり方向、中空矢印は運動にともなう張力方向、M.D.は変動領域、Um.D.は非変動領域を示す。

れとの交線において10m前後剪断していると推定された。しかし、隧道によって掘削したところこの位置で約3m、C37dの位置で約0.5m剪断していたにすぎない。C37層準より数m下位の泥岩中でも、多少剪断している部分があるので、不足分の6~7mの一部はそのようなところで補われるであろう。しかし、不足分全体が、顕著なすべり面ではない泥岩部分で変位しているとは考えられない。地すべり上部の試錐B24、B25、B29では、C37-38が著しく乱れ、すべり面の可能性のあることはさきに指摘した。その他、B24、B25ではC37層準より上位に厚い破碎帯があり、地層面の急斜している部分がある。この部分が地層面に斜交する剪断面を形成し、玄武岩岩脈がC37層準で剪断するまでは主すべり面として発達したと考えることもできる。これは地すべり発生のごく初期の段階であろう。この段階では、同岩脈は一時抵抗杭の役目をはたしたと推定される。しかし、C37層準で剪断後は、同岩脈はまったく、その役目を失い、地すべり上部の応力は直接下部へ伝達されていると考えられる。

なお、主すべり面はこれまでC37c層としてきた。しかし、同岩脈付近ではその範囲はC37d層などまでひろがっている。

7.5 力学モデルにおける問題点

最後に、上にのべた構造モデルから、当地すべりの力学モデルを考える上での問題点を指摘しておきたい。

まず現在の時点における力学モデルを考える場合には、すべり面、主にC37c層準のせん断抵抗と、すべり面のわん曲（側方への）、すべり面上の岩盤の厚さ（荷重）の側方への著しい非対称、上部西側の断層面におけるせん断、そして、下部西端において変動領域と非変動領域との連続部における岩盤の（一種のかたもちばりの）まげに対する抵抗、さらに、末端隆起部の抵抗などの条件がある。地下水の条件も、力学モデルにおいて基本的に重要である。

* 鷲尾隧道A坑道180m付近において、大八木(1968b)は玄武岩岩脈が数cmないし10cmの間隔で剪断し総計数cmの地層にほぼ平行な方向の変位を発見し、これから、C37c層準における岩脈の、かなり大きな剪断変位を予想した。

ただし、これは当実験地において他機関において調査されているので本報ではとりあげなかった。また、これと関連して地すべり対策工事の影響は地下水位・間げき水圧の変化として力学モデルに関係するであろう。

地すべり発生の初期条件としては、地すべり対策工事の影響をのぞく上の諸条件の他に、玄武岩岩脈のせん断抵抗を考慮しなければならない。また、下部西側の岩盤のとう曲部では、現在より大きなまげ抵抗が推定される。なお、地すべり地周辺における、深部の採炭による影響については直接的関係は認められないが、間接的關係に対してはまだ明確な資料がえられていない。

謝辞：この総合研究を行なうにあたり、長崎県土木部河川砂防課、および県北開発振興局建設部第二課の方々には種々ご援助、ご助言をたまわったことを厚く御礼申し上げます。また研究連絡会およびそのほかの機会に熱心に討論していただいた関係研究機関の方々に感謝の意を表したい。

文 献

- 安藤 武(1967)：北松地区における地すべり層準について(その1)地すべりVol.4, No.2, 1-9.
- (1968a)：北松地区における地すべり層準について(その2)地すべりVol.4, No.2, 9-18.
- (1968b)：北松地区における地すべり層準について(その3)地すべりVol.4, No.1, 1-10.
- 遠藤 隆一(1953)：地じり調査報告。長崎県の地じり一第二輯, 23-26, 長崎県地じり対策本部。
- 岩崎 徹(1962)：'佐世保炭田'炭の石炭化度の地質学的研究。九大理学部研究報告(地質学), Vol.6, No.2, 95-134.
- 岩塚 守公(1954)：長崎県北部の地じりとその一般的特性について, 地理評, Vol.27, No.6 244-253.
- 上西 時彦(1968)：写真判読による長崎県北松浦半島の地すべり地形解析(D)。写真測量, Vol.6, No.4, 155-168.
- 小出 博(1953)：長崎県の地じりとその対策。長崎県の地じり一第二輯, 1-22, 長崎県地じり対策本部。
- (1955)：日本の地すべり。東洋経済新報社 pp.256.
- 国土地理院地図部地理課(1970)：北松地域における最近の地すべり変動の地形特性(予報)防セ総研報 No.22, 5-37.
- Kurasawa, H. (1967)：Petrology of the Kita-matsuura basalts in the Northwest Kyushu, Southwest Japan. Report No.217 of Geological Survey of Japan. pp.108.
- 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 Vol.6, No.2, 45-56.
- 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 第211号 pp.66.
- 長崎県北開発振興局建設部(1966)：昭和34~38年度鷲尾岳地区地すべり調査資料, 第1集
- (1968)：鷲尾岳地すべり報告書
- 野田 光雄(1957)：唐津佐世保両炭田内の地すべりについて, 九州鉱山学会誌, Vol.25, No.11, 443-452.
- 小貫 義男(1952)：長崎県北野地方の地じりに就いて。長崎県の地じり, 69-107, 長崎県地じり対策本部。
- Ozima, M., I.Kaneoka, M.Kono, H.Kinoshita, K.Kobayashi, N.Ohnaka and T.Nagata (1960)：Paleomagnetism and K-Ar ages of successive lava flows (2) — Kita-Matsuura basalts, Kyushu, Japan. Jour. Geomag. Geoelect. Vol.20, No.2, 85-92.
- 大八木規夫(1968a)：北松鷲尾岳地すべり地におけるすべり面, 第5回災害科学総合シンポジウム講演論文集, 217-218, 文部省特定研究災害科学総合研究班。
- (1968b)：北松鷲尾岳地すべりの構造モデルについて, 地すべり学会第7回研究発表会 要旨 p.3. および「地すべり」Vol.5, No.3, p.29.
- 沢田 秀穂(1958)：北松炭田地質図ならびに説明書, 日本炭田図Ⅱ, 地質調査所。
- Talobre, J (1967)：岩盤力学 進藤一夫訳

森北出版

瓜生 宣憲(1969): 鷲尾岳地すべりについて
地すべり研究(第13集), 全国地すべり対策
協議会

Varnes, D. J., (1958): Landslide types
and process. Landslides and Engi-
neering Practice, 20-47,
NAS-NRC Publication, pp 544

付表 1 ~ 1

Nagasaki Pt. Office Boring No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Sed debris	3969	6021	6434	5801	6898	11125	17397	22331	17247	(11700)		(14600)	(13157)		12959	(14200)
	<250>	<100>	<152>	<487>	<1050>	<100>	<850>	<480>	<920>	<1475>		<785>	<490>	<1240>	<1300>	<785>
	3719	5921	6284	5314	5848	10120	16547	21851	16327	10225		13815	12664		11659	14015
basalt					砂レキ層 下底 4208											
34							sh	20411								
							sh	20411	sh							
33								20311	16217							
								15460	15282							
32									15282							
									< 885 >							
31									15011							
									13731							
30																
29																

付表 1~2

Nagasaki Pr. Office Boring No.	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	34
Level	(9400)	(7300)	(435)	16450	(14200)	(20200)	5803	17705	18986	19195	23545	27289	22744	21659	20684	(14250)	(16010)
debris	< 640 > 9160	< 0 > 7300	< 330 > 0	< 0 > 16450	< 1235 > 12865	< 580 > 19620	< 140 > 5703	< 330 > 17375	< 589 > 0	< 700 > 18435	< 1447 > 22198	< 190 > 27189	< 1180 > 21564	< 500 > 21159	< 400 > 20224	< 372 > 3938	< 0 > 16010
basalt																	15820
下底											20758	20000	19528	19890	20104		岩脈 15486
34				ss 16310 砂					18245								
sb				{ 16070				{ 17681		{ 18095	{ 20385						14460
sb				{ 15125				{ 16429		{ 16938	{ 19835						13040
				15125				16429									
				< 085 >				< 080 >		< 073 >	< 107 >						< 110 >
33				14340				16383	18358	16095			19494				12376
上 限				14430				15210	15240	15495			19244				11865
下 底				12720				15105	14033	14510			18646				11487
32				{ 12435				14825	13765	14285	17111		18200	20059	20059		10980
上のss				{ 11350	{ 16360			14825	12476	12435	15745		16909	18949	18949		9576
砂				{ 10880	{ 15665			12335	13389	13695	15722		15449	18654	18654		9220
下のss				{ 10305	{ 13950		5328	12335	11376	11805	14609		15299	17654	17654		8687
31				6030	6210			4882	11265	11675	11466						8410
37a				3890	6030			4882	11265	11675	11466						8410
37c				3750				4772	11939	11585	14192						8244
上 限				2810				11657						19124	17099		
下 底	8150	4810	1735	8630	12175	11020	2783	9335				19308		17959	14609		
36a	7600	3300	2160		11700			9324				19231		17907	14609		
30								9324				19231		17907	14609		
上のss	7450	3075	1100		11420			9053				18849		17359			
下のss	16860	16570	605		10930			9053				18849		16849			
30	5570	2420			10850			18100				18100		15564			
30	5485	100			7470			13746				18100		13746			10598
T21																	
35a					7140												10584
ss 上 限					6920												10360

付表 1~3

Center Boring No.	D1	D2	D3-a	D3-b	D4-a	D4-b	D5-a	D5-b	D6-a	D6-b	D7-a	D7-b	D8-a	D9-a	D10-a	D10-b	D11-a	D11-b
debris	9610	9995	7664	7363	9928	9444	11980	11359	14370	14321	4789	4853	7233	9372	11730	12001	13658	13648
Level																		
下底	9605	9645							12870	12871					10250	11201	13123	12408
34																		
C38																		
33 ss 上限							11780											
下底							11440										ss	12198
C37-38							11240								11184		11932	12028
上限						2枚	10975	10729										
32 上のss (ハサノ指)	8568	8852	7464		9442	9144	10600	10359	(12870)		4834		7103	(9332)	10948	11624	11803	
下のss 上限	8263	8495			8177	7974	9430		11680	11656			6438	8149	9660	9781	10301	10468
下底	7595	7885		4833	7867	7534	9110		11610	11621	4134	4953	(9332)	7832	9350	9501	9863	10268
Ostrea 上限	7595	7885			7272	7044	8465	8099	10535	10866	3918	3323	5251	7297	8630	8831	9398	9498
31 C37 a	7554	7620	4798	4490	6959	6734	8235	8039	10490	10466	3809	3913	5330	6905	8420	8601	9153	9368
C37 c	7136	7430	4588		6777	6549	8027		10325	10266	3649	3660	5183	6707	8245		8913	
主ss 上限					5626	小ss 5654												
下底					4588	主ss 5459												
C36 a					4432	4229												
32 ss 上限																		