

鷲尾岳地すべり中央部と末端部の構造

著者	大八木 規夫, 大石 道夫
雑誌名	防災科学技術総合研究報告
号	27
ページ	21-33
発行年	1971-03-25
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002645/

鷲尾岳地すべり中央部と末端部の構造

大八木規夫・大石道夫

国立防災科学技術センター

On the Structure of the Central Part and the Foot of the Washiodake Landslide, Northwest Kyushu, Japan

By

Norio Oyagi and Michio Oishi

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

The Washiodake landslide is a typical block-glide in the area of Northwest Kyushu. The foot of the slide shows a foot swell. In this part at an observation pit there is observed a shear zone which is obliquely cut up from the main slide surface, i.e. the C37c-horizon.

In the central part, shearing deformation of the valley line of the central valley by landslide movement was discovered through the interpretation of the air photographs taken before and after the main sliding, and the C37c horizon and another obliquely sheared zone branching from the C37c horizon and joining the clayey sheared zone were recognized by drilling.

目	次
1. まえがき.....	21
2. 末端隆起部.....	23
2.1 地形的特徴.....	23
2.2 過去の試験資料.....	23
2.3 試験井内部の地質構造.....	23
2.4 破碎帯.....	25
2.5 湧水.....	25
2.6 末端隆起に関する総括.....	27
3. 中央部.....	27
3.1 地形的特徴.....	27
3.2 地質断面.....	30
3.3 玄武岩岩脈のせん断変位量の問題.....	32
3.4 中央部に関する総括.....	33

1. まえがき

鷲尾岳地すべり*のおもな構造要素および構造モデルの概要に関しては、先報に報告されている(大八木ら, 1970)。それを要約すればつぎのようになる。鷲尾岳地すべりは中新世佐世保層群上部袖木層における岩盤層すべりである。主すべり面はへだものとよばれるO37c炭層にあり、副次的すべり面として、2,3の炭層および堆積小輪廻の境界面付近に発達した粘土質破碎帯がある。巨視的には西側下部において非変動領域と連続し、

東側は自由なかたもちばかりが主すべり面の上をすべると考えられた。しかし、地すべり地下部の実測変動量あるいは東側尾根線、谷線の主すべり面による変位量は10mに達するのに対し、地すべり地中央部を横切る玄武岩質岩脈の主すべり面におけるせん断変位量は約3mにすぎない。したがって、地すべり地中央部に構造上の問題点のこされた(大八木ら, 1970, p135)。地すべり地末端部には、いわゆる“山太り”、すなわち、末端隆起があり、江迎川の左岸には、O37炭層の最上部に位置するO37aをはさむ頁岩の褶曲がみられる。この部分の構造は“地層面に斜交するせ

* 所在地は長崎県北松浦郡江迎町志戸氏免。

ん断面が形成されていると推定し”た（大八木ら、1970、p133）。その他、地すべり地西側の亀裂群形成の問題、地すべり周辺における深部の採炭による影響などの問題がある。

本報では、筆者らは上の諸問題のうちさきの二つ、すなわち地すべり地中央部および末端隆起部の問題の手がかりをうるために当所によって行な

った試錐および試験井掘削による調査結果を記載する。

鷲尾地すべり地の調査にあたり、種々の御助力、御協力をいただいた長崎県砂防課のかたがた、また未公表資料の掲載を許された国土地理院の羽田野誠一氏、機会あるごとに御討論いただいた総合研究参加グループの諸氏に厚く御礼申し上げる。



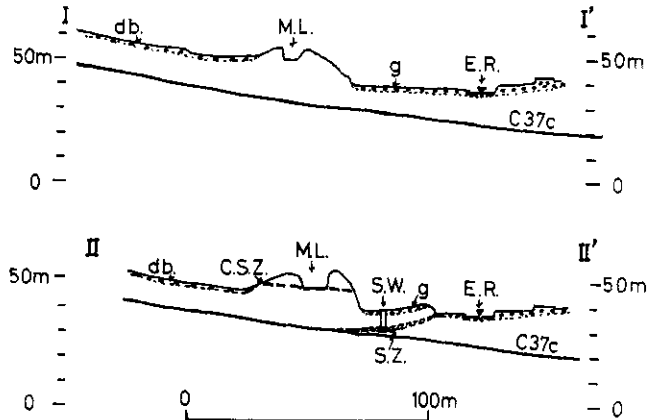
上は、種々の時期の空中写真から地すべりの変動ベクトルを測定するために国土地理院地理課で、図化した平面図のうち地すべり変動前の昭和22年3月17日撮影空中写真による平面図の一部。

下は、昭和41年11月28日撮影空中写真による平面図、ともに国土地理院地理課作成の原図による。

S.W. は末端隆起部に掘削した試験井、B1、B19などは長崎県による鉛直試錐位置。

D7-a、bは当所による鉛直試錐位置。L、M、N……は地点記号、fは小褶曲。

図-1 鷲尾地すべり地最下部の地形図



S. Z. は破碎帯, C. S. Z. は“粘土質破碎帯”. db. は岩層および崩積土, g. は沖積砂礫層, S. W. は末端隆起部試験井, M. L. は国鉄松浦線, E. R. は江迎川.

断面位置は図-1を参照. I-I' 断面は昭和22年(1947)3月17日現在, II-II' 断面は昭和41年11月28日現在の状態を示す.

図-4 鷲尾岳地すべり地最下部断面図

続き, 下の破碎帯によって切られている. 同炭層はその上位にかき化石層をもつこと, および周囲の層序からあきらかにC37a炭層の最上部の石炭層と判定される. 破碎帯は厚さ約80cm主として頁岩岩片と, 淡灰色の粘土, 粘土質シルトからなっている. 坑底の部分的な掘り下げ, および坑底からの試験によると, この破碎帯の下底は, 深度7.90mないし8.20mにあり, その下は灰色頁岩となっている. 坑底で行なった試験では, 地表からの深度9.58mで厚さ43cmの石炭および炭質頁岩にあたっている. これはC37bとC37cの二枚を含む層準であると判定した. さらに, この下位にはコアは破碎しているが11.19~11.65mおよび11.28~11.80mに石炭および炭質頁岩をはさむ層準がある. これらはそれぞれC37d, およびC37e層準と判定される.

2.4 破碎帯

破碎帯の構成物は径30cm以下の大小さまざまな灰色ないし暗灰色の頁岩片および淡灰色ないし褐灰色のシルト質粘土からなっている.

破碎帯は周囲の岩盤成層面と平行の部分もあるが, あきらかに切っている部分があり, また地層の傾斜は北東へ 7° ~ 8° であるのに対し, 破碎帯の全体的な傾斜は南へ約 10° であってあきらかに斜交している. これらの特徴は図-3, 4および写真-

1によく示されている.

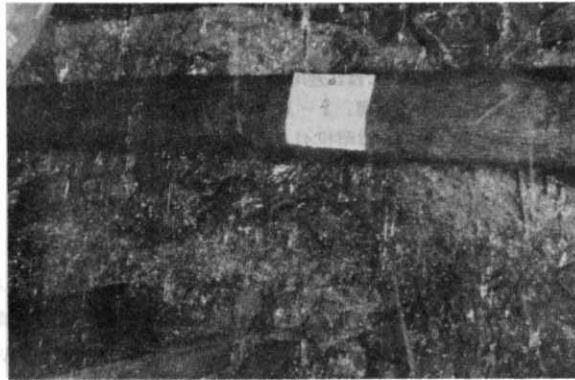
図-3にも示されているように, 周囲の岩盤には多数の開口した節理・亀裂がある. それらは, 傾斜 70° ~ 90° , 走行NWないしNE系のものである. それらの開口量は数ミリメートルから数センチメートルである. 上下方向へは1~1.5m程度しか続かないものが大部分である.

2.5 湧水

試験井の湧水は通常1.2ないし1.5 t/min.であるが, 大きな降雨後江迎川の水位が上昇した場合には2.5 t/min.あるいはそれ以上に増加する. 井内の湧水箇所は上の開口節理, 成層面の開口部, 破碎帯の上部などである(写真-1, 図-3). とくに後者の場合, トンネル状の水路となっている部分がある. これらの湧水口からの湧水量は通常5 l/min.から200 l/min.の間である. 多くの節理は湧水量5~50 l/min.程度であるが, 100 l/min.以上のももある. 破碎帯上部からの湧水量は1箇所あたり100 l/min.前後である. これらの他に, 深度3.2~3.3m付近の沖積礫層と砂岩との不整合面からごく少量の湧水がある. この位置では, 降雨のあと江迎川の水位が上昇した場合に多量の湧水がでる. 一般に他の湧水口からの湧水量も江迎川の水位変動に鋭敏に対応して変動する. また, 山側に面している北側壁からの湧水量は他の側壁面か



(a)



(b)



(c)

a(上), b(中): 東側壁深度7.5m付近の頁岩(上半分)と破砕帯(下半分)。破砕帯の淡色部分は粘土, 暗色部分は頁岩の破片。
c(下): 南側壁深度7.5m付近のC37a岩層(中央上側の黒色部分)と破砕帯。破砕帯には粘土(淡色)が多い。
岩盤の多数の亀裂から湧水が落下している。

写真-1 末端隆起部試験井における破砕帯

らの湧水量に比して著しく少ない。したがって、これらの湧水は節理・亀裂などを通して直接的に江迎川に連続していると考えられる。破碎帯より上部の地層はこの隆起部の範囲では亀裂、節理の分離などの発達という意味で破碎しているものと考えられる。

2.6 末端部隆起に関する総括

鷲尾岳地すべり地は、末端部付近までは主要すべり面はC37cであるが、上の調査結果から末端部においてC37c層準から斜めに地層面に斜交してはい上がる破碎帯を主すべり面としてすべっていることが明らかになった。

いま、「主すべり面」といったが、破碎帯を詳細に観察したところC37cの中に見られたようなすべり面は認められない。したがって、破碎帯全体をすべり帯とみなすべきであろう。また、現在のところ、粘土分は破碎帯の上部に多いことから、変動は破碎帯の上部に集中していると考えられる。地すべりの進行にともなって、破碎帯にそって地層がまくれ上がる結果、地層に多数の亀裂がはいり、ブロック化の傾向をたどったものである。亀裂は多くの場合、節理系から発生している。また、地すべりの進行にともなって、破碎帯では岩石(頁岩)の圧砕が進行し、粒径上シルト、あるいは粘土を形成するにいたった。これらの細粒物質が粘土鉱物学上原岩である頁岩の構成鉱物と同様のものであるかどうかは、地すべり面(この場合は、むしろすべり帯というべきであるが)粘土の成因に関連して興味ある問題である。

M点の50m南西には、さきに報告したC37a層準の孤立した褶曲がある(大八木ら, 1970, p127)。この地点では同層準は江迎川の通常水位から約1m下の浅い位置にあったことと、頁岩よりも可塑性であるために、地すべり変動によっても著しくは破碎せず、一部ではあるが褶曲したものであろう。

3. 中央部

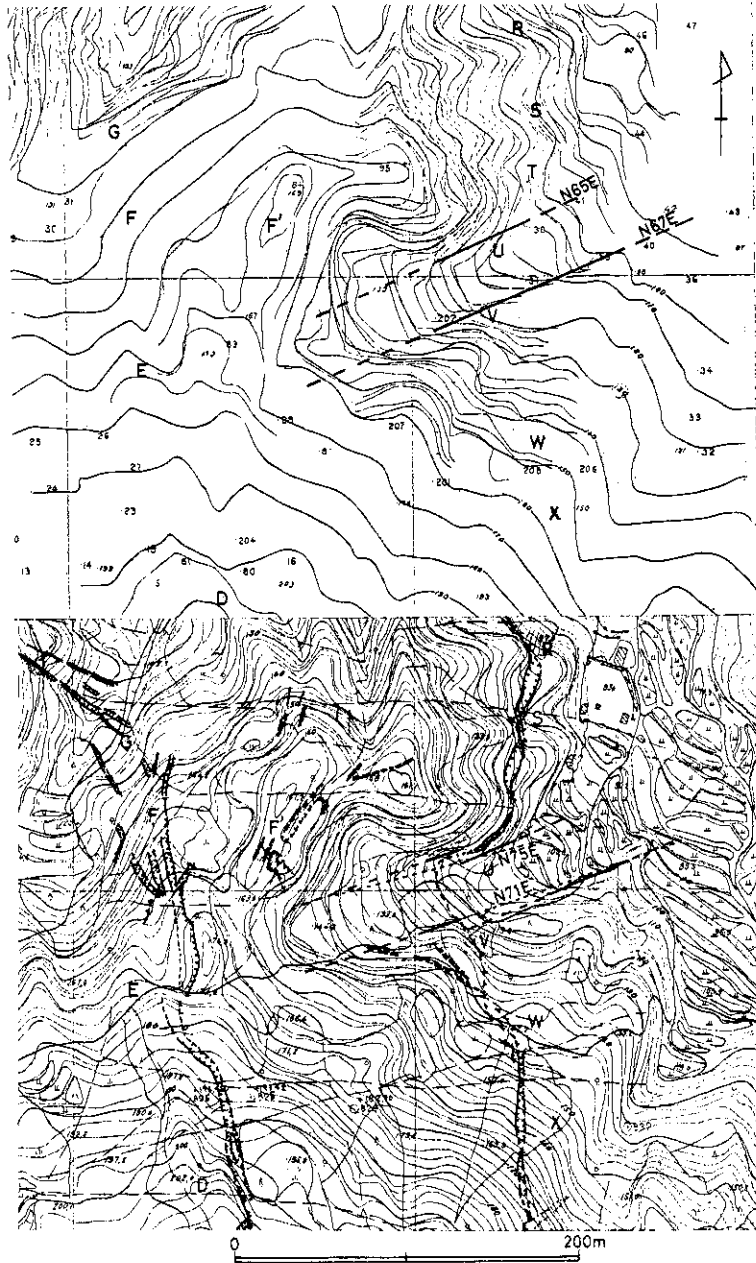
3.1 地形的特徴

鷲尾地すべり地の中央部は、東側にENEへ傾斜する底の広い谷と、その西側に南北ないしNNE—SSWに走り傾斜のゆるやかな尾根によって特徴づけられる。前者の谷の南北(地すべり地の上下)には、急傾斜の斜面がせまっている。とくに、その北側は、比高30~40mの小丘があり、斜面の一部は垂直に近い急崖となり、岩盤が

露出している。昭和22年米軍撮影の空中写真(1/4万)によるとこの谷底には地すべり活動前、3世帯が住み、家屋6戸が建っていた。さらに谷と南北の斜面とのなす線は、ほぼ直線状である。この特徴は南側の線においてとくに顕著であり、かつその方向はN67°Eであった。^{*}しかし、地すべりによって、この線はほぼ谷の中段において切れ、横ずれを示すにいたった。その状態は昭和35年長崎県撮影(1/1.5万)、昭和40年、43年地理院撮影(1/2万)、昭和41年、43年国立防災科学技術センター撮影(1/1万、1/6千)の各空中写真によって判読することができる。上の昭和35年長崎県撮影空中写真からの図化図(1/2,000)によれば、横ずれ量は数mないし10mの範囲であり、地理院により算定された中上部2点の変位量にはほぼ等しい(地理院地理課1970, 図版Ⅲ)。南側の谷の線の方向は全体としてN71°Eと変った。これらの変形状態は図-5に示した。また谷底部では、上の横ずれの延長上にあった水田が破壊された。これらの横ずれ部は、前報で報告した上部および下部東側の輪郭構造(大八木ら, 1970, p127)に連続する。南側の斜面には赤褐色に風化した玄武岩岩脈の南(山側)に開口量約30cm、N70°W方向へ走り、延長約80m、およびN45°W、延長約20mの亀裂が認められる。

中央部の尾根付近の地すべりによる地形変化については、空中写真によって明瞭にとらえることが困難である。その原因は地すべり活動前の写真(米軍1/4万、昭和22年)のスケールが小さいこと、および鮮明度が悪いことによる。しいて判読すれば、昭和22年当時には、E点付近の尾根は幅広い頂部をもち、その尾根線の方向はF'付近の尾根線とほぼ平行なNNEを示していた。しかし、地すべり後、前者はNS方向に変わっている。現在、これらの尾根付近には図-5下、6に示すように多数の亀裂がはいっている。F'付近ではNNE—SSW系、NNW—SSE系、およびWNW—ESE系の亀裂が多い。これらの亀裂の一つをはさんで、伸縮計が設置されているが、へだちの層における変位に対応できる変位は観測されていない(熊谷, 1970, p175~176)。しかし、地すべり発生によって形成された亀裂であることは確かであるの

* 当総合研究の一環として地理院で作成した米軍撮影空中写真の図化1/2,000地形図上でのよみとりによる。

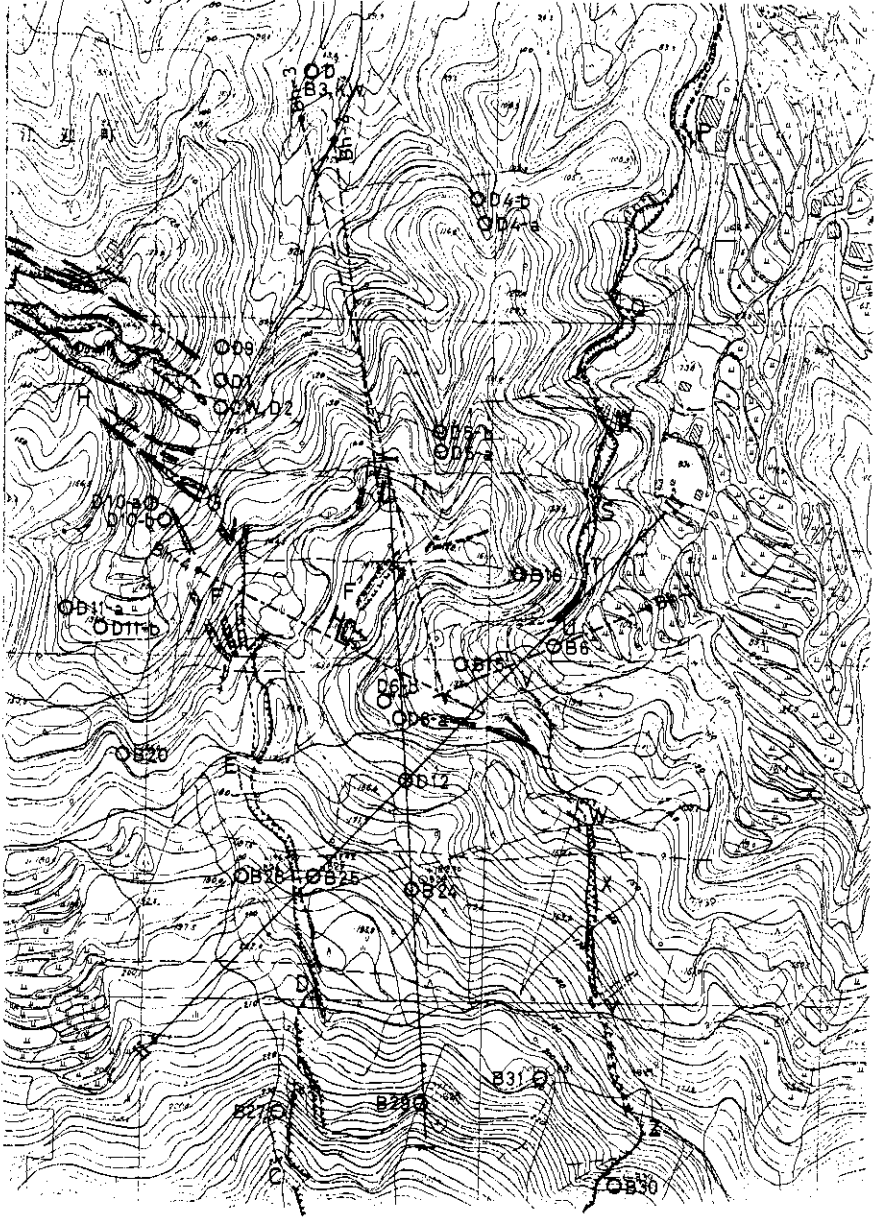


上は地すべり活動前の昭和22年3月17日撮影空中写真による平面図の一部。下は昭和41年11月28日撮影空中写真による平面図の一部。

上図において、 $N65^{\circ}E$ ないし $N67^{\circ}E$ を示す谷底と斜面とのなす線は、下図では、UおよびV点のやや西でせん断し、西側のブロックが北へ数 ~ 10 m変位し、谷全体として、 $N75^{\circ}E$ ないし、 $N71^{\circ}E$ に方向が変わった。

D, E, F..., U, V, W... は地点記号で大八木ら(1970)の図-13と同一地点を示している。

図-5 鷲尾岳地すべり地の中央部谷の変形



B24, B25…は長崎県による鉛直試錐。Bh-1…はおなじく水平ないし緩傾斜試錐。
 Bh-1 : 水平, 掘進長 140.0m, Bh-2 : 水平, 掘進長 220.0m, Bh-3 : 3° 上向, 掘
 進長 360.0m, Bh-4 : 20° 下向, 掘進長 200.0m, 黒点はこれらの孔口位置, 鎖線は平
 面投影, D1, D2…は当所による鉛直試錐。C.W. : 当所による試験井, K.W. : 長崎
 県集水井。

I-I', II-II' は図-9 の断面線。亀裂記号は大八木ら (1970) の図-13 に等しい。
 なお, 本図には地すべり地の上部および下部の一部が含まれている。

図-6 鷲尾岳地すべり地中央部の亀裂, 試錐, 断面位置図

で、現在変動していないとすれば、当総合研究着手前の当地すべり活動の初期に形成されたものであろう。E点からF点へいたる亀裂は、さきに報告した両側の輪郭構造の一部である。その形態的特徴はE点付近において、亀裂をはさんで相対的に西側落ちとなっていること、およびE Fの間において亀裂が三方へ分岐していることである。E点における東西の落差は1~2mである。F点の東には小さい平坦地ないし緩傾斜地があり、ま

ばらな竹林、雑木林および、C38層準より上位の砂岩の巨岩屑が覆っているため亀裂などの構造が正確にはつかみにくいが、巨大な転石を分離させている幾筋かの亀裂が走っている。そのおもな走向はN-SないしNNW-SSEである。

3.2 地質断面

3.2.1 破砕帯

鷲尾岳地すべり地の変動領域と、その周辺の非変動領域における試錐調査の結果から、第32輪廻層の中下部に存在する粘土質破砕帯(大八木ら、1970、図-3参照)の分布範囲を図-7に示した。この図から、その粘土質破砕帯は地すべり変動領域の中央部からはじまり、下部の西側をのぞく大部分の変動領域に存在することが読みとれる。一方、非変動領域にはほとんど、粘土質破砕帯は認められない。例外はD-11aであって、その層準に粘土層をはさんでいる。これらのことから粘土質破砕帯の成因について二つの場合が考えられる。第一のものは、地すべり変動開始前*には粘土質破砕帯は存在しなかったが、変動によって破砕および粘土化がおこなわれた。第二のものは、地すべり変動開始前、すでに地殻変動によって層層的弱部が圧碎し、粘土化した層準が形成されており、その層準が地すべり変動によってさらに発展したとする考えである。

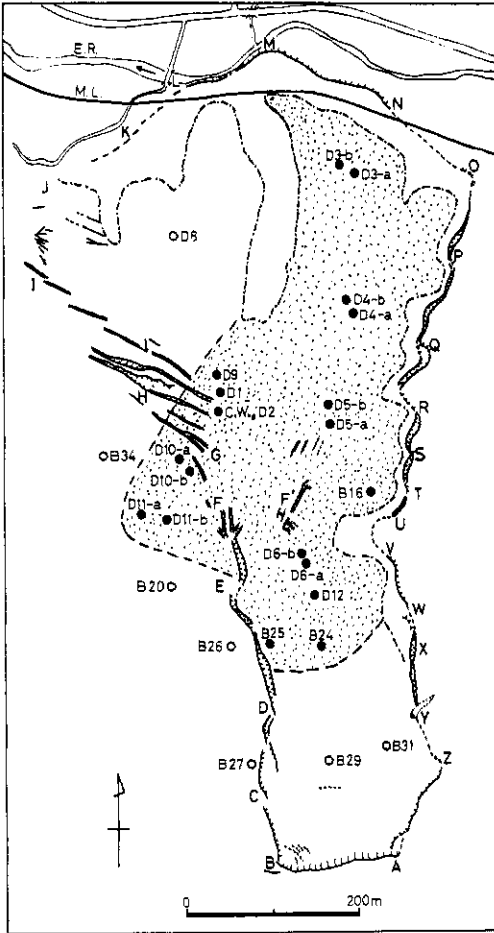
D12-B24断面

破砕帯はB24では“粘土質破砕帯”の層準にはみとめられず、C37aの約1m上位に存在する。D12には“粘土質破砕帯”層準および、その1.4m下位に破砕帯が認められる。したがって、この断面ではB24試錐位置より約30m南において、C37層準から破砕帯性のすべり面が分岐し地層を斜めに切りD12付近で“粘土質破砕帯”層準と合流し、下方へ連続すると考えられる(図-9, I-I')。

D12-B25断面

B25試錐ではC37層準から“粘土質破砕帯”層準の2m下位までの間は連続的破砕帯で、とくに上下両端部にそれぞれ厚さ1mの著しい破砕帯がある。上位のものD-12の破砕帯が連続するとなれば、D12-B24断面におけると同様に、ほぼ水平な破砕帯が想定される(図-9, II-II')。

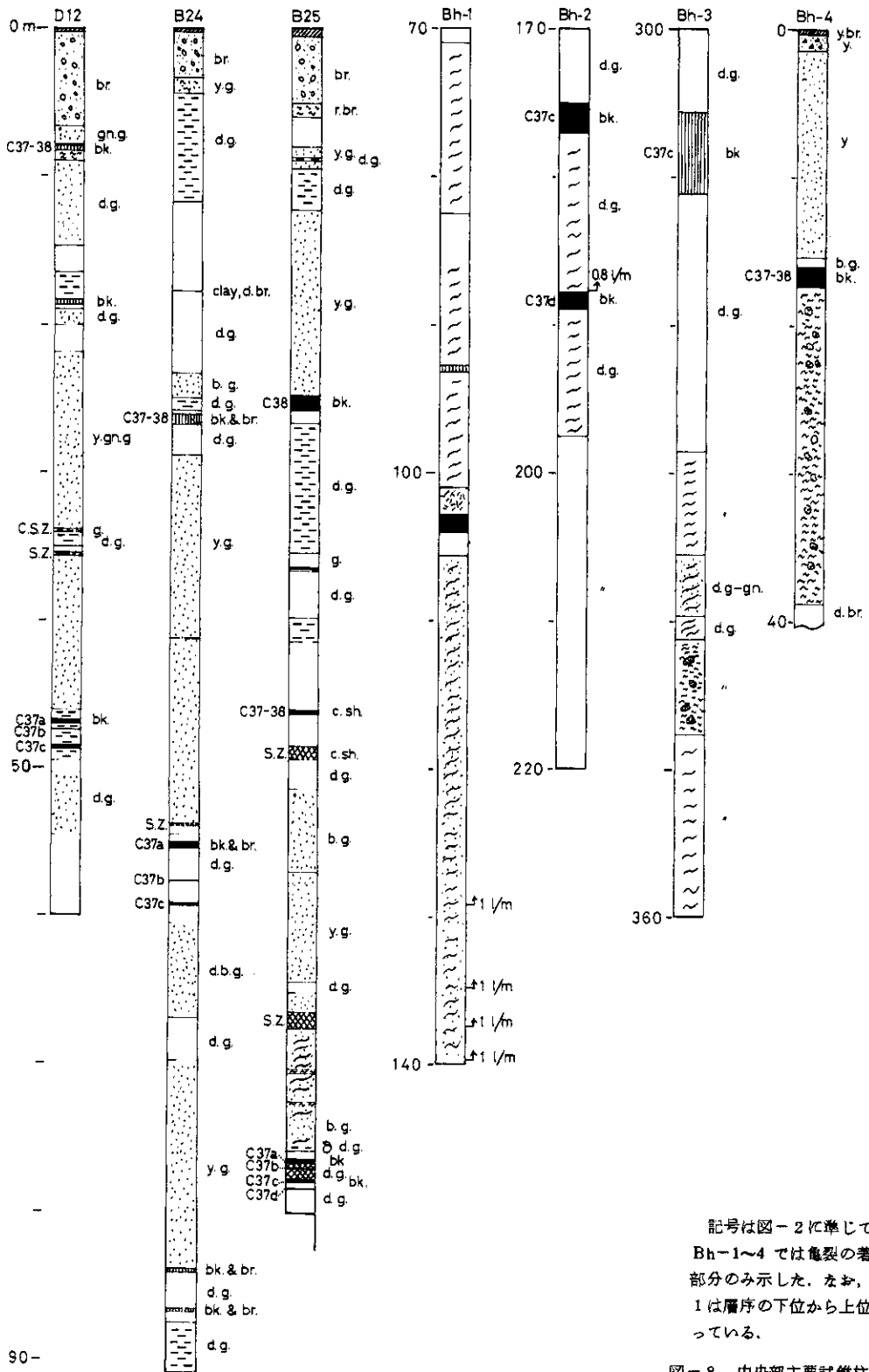
* 1950年(昭和25年)、春にEF亀裂が発見されている。これが当地すべりの変動が認められた、最初の地表変形である。



黒丸は“粘土質破砕帯”の確認された試錐位置、ただし、B24、B25は破砕帯をこれに含めた。白丸は同層準を切っているが粘土質破砕帯の認められない試錐位置。打点領域は“粘土質破砕帯”の分布範囲。破線は推定境界線

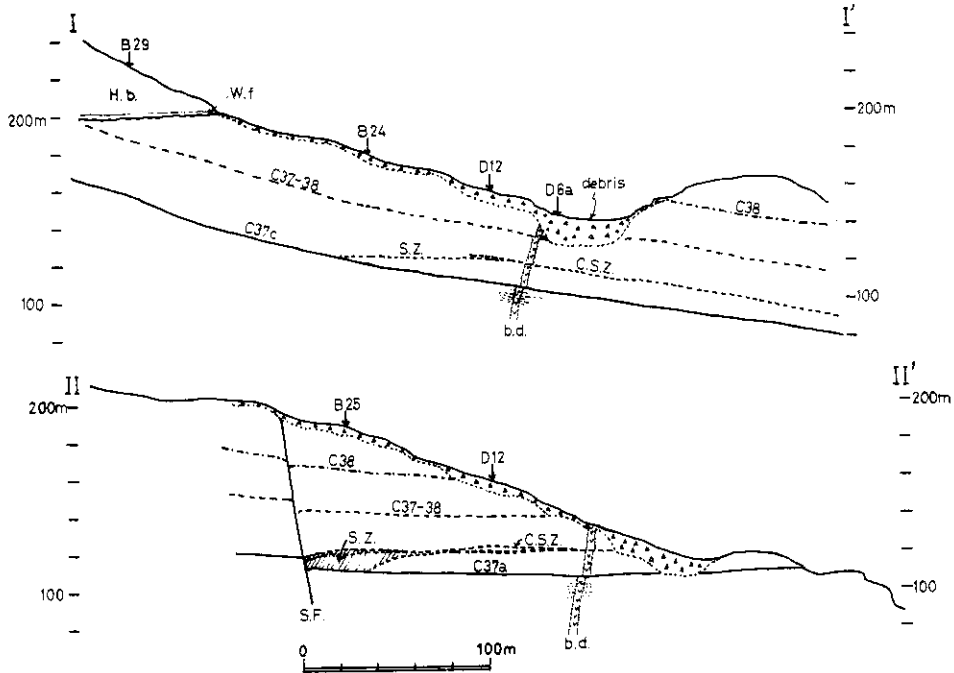
図-7 “粘土質破砕帯”分布範囲

鷲尾岳地すべり中央部と末端部の構造—大八木・大石



記号は図-2に準じている。
 Bh-1~4では亀裂の著しい部分のみ示した。なお、Bh-1は層序の低位から上位へ切っている。

図-8 中央部主要試験柱状図



B24 あるいは B25 位置付近にはじまる地層に斜交する破砕帯 (S.Z.) は D12 付近から “粘土質破砕帯 (C.S.Z.)” に合流する。b. d. は玄武岩岩脈, H. b. は北松玄武岩類, W. f. は鷲尾層, S. F. は志戸氏断層。

図-9 鷲尾岳地すべり地中央部の断面

これらのことから、地すべり地中央部では、B24, B25 試錐位置より上部から、地層とわずかに斜交し、ほぼ水平な破砕帯が C37 層準から分岐し、“粘土質破砕帯”に連続していると推定される。

3.2.2 C37 層準下位の亀裂

さきに C37d 層準でも玄武岩岩脈がせん断していることを報じたが、この層準や、これより下位の層準にも変動のあることを裏づける資料が認められた。地すべり地中央部に集中している長尺の水平ないし、斜試錐 (Bh-1, Bh-2, Bh-3, Bh-4), および、その付近の鉛直試錐で、これまであまり乱れていないと考えていた C37c より下位の層準にも、亀裂および破砕がみとめられている。たとえば Bh-1 の 71.0~140.0 m 間, Bh-2 の 177.0~197.5 m 間, Bh-3 の 328.5~360.0 m 間。とくに Bh-3 では 341.2~347.6 m 間に「断層粘土」と記載された部分がある (図-8)。「断層」は誤りであるが、この部分はおそらく一種の粘土をもった破砕帯であろう。このような構造的

弱帯が存在することから、C37 層準の下位 (d, e, あるいはこれよりも下位) にも地すべり面あるいは、すべり帯をなしている部分があることが推定される。

3.3 玄武岩岩脈のせん断変位位置の問題

地理院による空中写真の計測結果では (地理院地理課 1970, 図版 IV) 中央部の玄武岩岩脈より上部で、地表の変位は昭和 22 年から昭和 35 年までの間に北へ 6~7 m 程度である。C37c, d 層準における玄武岩岩脈のせん断変位量は、坑内で直接観察された場所では約 3 m であった (大八木ら, 1970, p 30, 図-17)。したがって、地下において、玄武岩岩脈は C37c, d 層準以外の部分で、総計 3 m 以上のせん断変位を受けていることが期待される。これまでの調査では、そのような位置として、粘土質破砕帯と C37d より下位の層準が考えられる。変位量は粘土質破砕帯では、ある程度のもたまった量、しかし、地表に特徴的な変形が現われていないことから、1~2 m 以下であろう。C37d より下位では変位は微小変位の集積である

う。

3.4 中央部に関する総括

当地すべり地の中央部では、主すべり面と考えられているC37c層準から地層に斜交する破砕帯が分岐し、約100m北の位置において、第32輪廻層中の部分的な堆積変化部に発達した“粘土質破砕帯”層準と合流する。

地すべり地をWNW-ESEに走る玄武岩岩脈付近では、上のC37c層準および破砕帯または粘土質破砕帯層準の他にC37d層準およびそれより下位の層準においても微量ずつの変位を行なったすべり面——すべり帯という方が実状に合う——が存在しているか、あるいは過去のある期間に存在していたと考えられる。その期間はC37c層準で玄武岩岩脈がせん断する以前と考えられる。昭和35年4月長崎県撮影の空中写真では、すでに、中央部付近でもC37c層準における変形が地形に現われていることから、その時期は昭和35年4月以前であろう。これは、V点付近(図-5,6)のおしつぶせからなる輪郭構造(大八木ら, 1970, p127)。および、さききのべたU-V間における谷の変形である。図-5には昭和41年撮影の空中写真からの図化図を示したが、昭和35年撮影空中写真にもこの谷の変形は明瞭に示されている(地理院地理課, 1970, 写真⑧)。

中央部におけるもう一つの問題点は、地表に無

数にみられる亀裂であろう。それらの走向はおおむねNNW-SSE, WNW-ESE, NNE-SSWの3系統を示すものが多く、走向からいえば輪郭構造を構成する亀裂と類似している。しかし、その成因は異なると考えられる。中央部では、10~20°のやや急な傾斜で降ってきた主すべり面(C37c)から分かれた破砕帯による第二のすべり面はほぼ水平であり、粘土質破砕帯で7°~10°の傾斜で再び下降するという複雑な構造をもつために、すべり面の変換部では、すべり面より上位の地層に撓曲を生じ、その結果多数の亀裂を生じたものであろう。ただし、輪郭構造における亀裂と走向が類似している原因は、当地すべり地一帯に発達する節理系、あるいは潜在的弱線から両者が発達したと考えるべきであろう。

文 献

- 大八木規夫・大石道夫・内田哲男(1970): 北松鷲尾岳地すべりの構造要素 防セ総研報 No. 22, 115-140.
- 熊谷貞治(1970): 鷲尾岳地すべり地の変位測定 防セ総研報 No. 22, 171-177.
- 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, 5-38.