

1. 概 要

同じような地質構造の地域内でも限られた部分に地すべりが発生する現象を調査してきたが、この結果すべり面中に water film 面が含まれていることを見出して、これが地すべり発生の素因であるとし、この面の特性について発表したことがある。⁽¹⁾その後、これらの面は不連続面であり、小面積のものがある方向へ配列していること、water film 面を含むすべり面の全体的な傾斜は概して小さいことが観察の結果判明した。とくに後者の傾斜にいたつては $3^{\circ} \sim 4^{\circ}$ (長崎県平山地すべり)、 5° (長崎県大抜地すべり) など、長崎、山口県地区の地すべりはその大部分が緩傾斜であり、現状から考えると自重によつてすべり面が形成されたとは思えない。さらに最近にいたり、water film 面は沖積粘土の圧密特性に似た力学的性質をもっていることが判明⁽²⁾し、この事実からこれらの面は地すべり発生前にせん断応力を受けた形跡があることがわかつてきた。このために現在の地すべり面付近に作用したと思われるすべり面上の土塊の斜方分力 $W \cdot \sin \theta$ 以外の横圧力の作用を仮定すると、すべり面の生成機構と water film 面を含むすべり面の力学特性がうまく説明できる。本報文は、この横圧力を地すべり圧と呼称し、これと地すべり面の形成過程の相互関係に重点を置き検討したものである。

2. 地すべり圧について

地すべり圧は、過去のある時期における地表面 (付近) に作用した地殻変動に起因する地質学的な横圧力である。この場合の横圧力とは、本質的には造山運動と変わらないが、部分的小規模なもので、主として地盤の隆起沈降によつて堆積岩中に発生する圧縮応力、あるいは火山岩の噴出、貫入によつてその周辺の地層が受ける圧縮応力などである。したがつて地すべり圧は長期間 (地質学的なタイムスケールの場合もある) にわたり、きわめて緩慢に作用する褶曲性の横圧力ということになる。地すべり圧を仮定した理由として、また実証としてつぎの事項をあげることができる。

(1) 地すべり面付近の未風化岩層中に顕著な破碎帯が見られ、この上部には条痕をもつ鏡肌状すべり面が water film 面と同じ状態で配列している。これらは例外なく地すべり面と付帯しているが、破碎帯および鏡肌ともに $W \cdot \sin \theta$ 程度の外力で破壊する岩石ではない。ときにはケツ岩の異層界面に擦過痕を留めているが、これらはある層にだけ集中する傾向がある。これから見て累層中でもとくに地すべり圧を受けた作用層 (地すべり圧作用層) の存在が推定される。ある地域で特定層中の地すべり発生頻度が大きい理由としてこのようなことも考えられる。

(2) 後述するように地すべり面は water film 面と共役破壊面との複合である。その中 water film 面はこれらがせん断応力を受け強い練り返し作用によつて乱され、圧密されたものであることが土質試験結果から判明している。⁽³⁾さきに述べたように water film 面は不連続面であるが、地すべり面はこれらが特別な破壊面によつて連結されたものであり、後者は滑動しているときでも粘着力は概して大きい。ましてこれらが破壊する前はかなりのせん断強度をもつていたはずで、すべり面上の分力 $W \cdot \sin \theta$ だけでは地すべり面の原形はでき難い。また第 1 図に示すように地すべり方向と water film 面の配列方向が一致しないことがある。このような場合、傾斜のほとんどない地すべり面が形成されるためには、water film 面を結ぶ新規の破壊面が外部からの応力によつて生成される必要がある。

3. すべり面の形成条件

本文で対象とする地すべりは、岩盤中 (岩盤表面から比較的浅い部分) または岩盤と崩積土との間に地すべり粘土を含むすべり面を生じ、土塊がこれに沿つて緩慢な滑動をする場合である。もちろ

ん岩盤とは風化したものであるが一応固結した状態にあるものをいう。岩盤は地表面に露出していると風化作用によつて段々と軟化（強度低下）する。地すべり面が形成されるためには、ケツ岩、泥岩、凝灰岩などの堆積岩が長期間にわたつてこのような作用を受けていることが必要である。このような状態下の岩層に地すべり圧 P が作用すると、長時間の間にヒズミエネルギーが蓄積する。いま第2図の状態を考えると岩層は圧縮状態に置かれる。岩層中には任意の深度において $\gamma \cdot h$ の垂直応力が作用しているので P との最大応力差 ($P > \gamma \cdot h$) において、岩層はすべての方向に破壊するとすれば

$$P = \gamma h \tan^2(\pi/4 + \theta/2) + 2C \tan(\pi/4 + \theta/2) \dots\dots\dots (1)$$

の条件において、最も弱い方向が選ばれるならば $\theta = \pi/4 - \theta/2$ の線に沿つて破壊する。 C は岩層の粘着力、 θ は内部摩擦角である。

このようにしてできた破壊面は、平行条痕があり、一定間隔で配列し、層の傾斜（流れ盤、受け盤）には関係がない。一般に岩層の風化は亀裂などがない限りその当時の地表面からの深度に反比例し、岩層強度は同一性質の岩層ならば深部になる程大きくなるので、 P が深度に比例して増大しない限り P によつて破壊される部分は地表面に近い範囲に限られると同時に、第3図に示すように θ は深部になる程小さくなる傾向をもつ。破壊面が発生すると蓄積されたエネルギーは解放されるので P は消失するが、このような破壊面を“潜在すべり面”という。地すべり圧による破壊進行は地質学的タイムスケールのもとにきわめてゆっくり行なわれるので、潜在すべり面を含む地層は地表面から侵食が進行して削られ、破壊亀裂は第3図に示したように下部だけ残留するようになる。この時期になると C 面付近の岩層も相当風化されることになるが、地すべり圧は一時小康を保つた時代のように思える。

つぎに崩積土堆積の時代に入ると地すべり圧が再度大きくなりエネルギーの蓄積によつて水平応力が目立つようになる。崩積土が薄い間、地表面付近に作用する P は、岩層につぎのような影響をおよぼす。第4図はこの時点の状態を模式的に示したものであるが、風化岩層中には AB なる亀裂面（弱い面）が完成している。崩積土の自重を γh とすれば、地すべり圧 P によつて AB 面に働く垂直応力 σ とせん断応力 τ は $P > \gamma h$ の条件において

$$\begin{aligned} \sigma &= \frac{1}{2}(P + \gamma h) - \frac{1}{2}(P - \gamma h) \cos 2\theta \\ \tau &= -\frac{1}{2}(P - \gamma h) \sin 2\theta, \quad \theta = \pi/2 - \beta \end{aligned} \dots\dots\dots (2)$$

によつて表わすことができる。ただし面は最大主応力の方向に θ 傾いているものとする。また AB の破壊面は γh によつて一応閉止した状態になつていてと考える。このような弱い面の破壊機構は Coulomb 形式になり

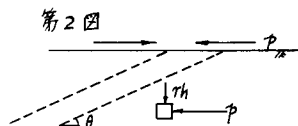
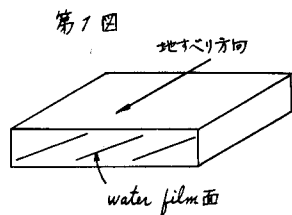
$$\tau = C_f + \sigma \tan \theta_f \dots\dots\dots (3)$$

で表わすことができる。式(2)と式(3)とから弱い面の破壊条件はつぎのようになる。

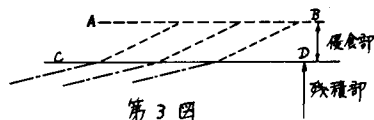
$$P[\sin(2\theta + \theta_f) - \sin \theta_f] - \gamma h[\sin(2\theta + \theta_f) + \sin \theta_f] = 2C_f \cos \theta_f \dots\dots\dots (4)$$

ここで C_f および θ_f は AB 面の粘着力および内部摩擦角である。これらの数値を式(1)の C 、 θ と比較すると $C > C_f$ 、 $\theta > \theta_f$ になつてゐることは、三軸圧縮試験においてせん断破壊面ができた後の応力差にたとえることができる。土塊がやや顕著な滑動を開始し始めた頃、テストピットによつて地すべり面を探查すると、第5図のような模式面を確認することができる。これらは幅数 cm 以内のねつとりとした粘土層でありかなり乱された跡がある。これを塑性帯という。塑性帯は鏡のような光沢をもつた $water\ film$ 面と、とくに乱された帯状の共役破壊面との複合波状面である。以下これらの生成過程について述べる。

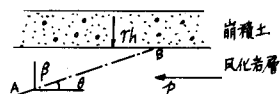
地すべり圧 P （主応力）が一定の数値に達すると、潜在すべり面（ AB 破壊面）付近のせん断応力もある値にまで増大する。この方向は第5図のようになるため、 BC 間には共役せん断応力が作用し



てこれが破壊応力以上になると、BC面に引張亀裂を発生しAB
 CD……の波状破壊面を形成する。ここでBCに引張亀裂が発生
 するためには第4図に示した γ_h は小さいものでなければならない。
 このようにしてできた既成亀裂面を含む破壊面を“一次地
 すべり面”と呼称する。ここにおいて“潜在すべり面”が“一次
 地すべり面”へと転化する訳であるが、このような波状すべり面は現場
 セン断試験においても生成することが確認されている。このようにして
 連続した破壊面ができたとき、引続いて地すべり圧が作用すると、AB
 CD……上部はゆつくり滑動するが、AB面とBC面とでは状態が可
 なり異なる。



第3図



第4図

(1) AB面の状態変化

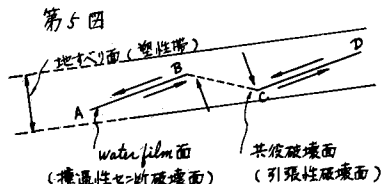
AB面は、最初比較的固い風化岩層中に生成した多数の条痕をもつ面が、地表面の侵食と共に浅い
 所まで上昇した状態になり、一段と風化作用を受けたものである。このような面がゆつくり動く
 と擦過のために磨かれて徐々に平滑化すると同時に、セン断による練り返しのためにその表面は吸水膨張
 する。これが擦過性既成粘土であり、その厚さはかなり薄いものである。擦過面は地すべり圧が消失
 すると落着き、次第に増加する崩壊土の重量によつて圧密され正の間隙水圧を発生するにいたる。圧
 密進行と共に排除される水は磨かれた破壊面に滲出して鏡のような面を形成する。これが擦過性
 water film 面である。したがつてwater film 面は圧密進行とともにKrey-Tiedmann 規準によつて粘着
 力が発生し、冲積粘土と同じ圧密特性をもつようになる。とくにこれらには過圧密粘土の傾向がある
 が、⁽⁵⁾この理由として崩壊土の侵食、地すべり圧による垂直応力の加圧などをあげることができる。いま
 water film 面が形成される背景を考えると、破壊面付近の岩層は風化が進んで周辺は飽和して
 いること、その当時の地表面からあまり深くないこと(体積膨張の必要から)、地下水がかなり多い
 ことなどの自然条件が揃っていたようである。

(2) BC面の状態変化

BC間は風化が進んでいるとはいえ固結した粘土である。このため共役セン断応力の方向にいちじ
 るしい体積膨張をおこして引張亀裂が配列する。この配列方向はAB, CD方向と45°を主方向とす
 るが、これから派生する亀裂はさらに複雑である。派生亀裂が崩壊土下部に達すると地下水の浸入通
 路になり、引張亀裂の一部も水浸されることになる。一方崩壊土による垂直方向の応力増加と地すべ
 り圧によるセン断応力は、引張亀裂の閉止と回転運動を与え亀裂に入つた水と共に練り返しを受けて、
 配列した亀裂付近にねつとりとした塑性帯を形成するようになる。塑性帯ができると今度はABC
 D……面に沿つたセン断運動に移行し、吸水と共に特定の面にとくに軟かいすべり面を形成するが、
 この部分にはwater film 面はできない。このような過程によつてできた粘土はAB面に比較して粘着
 力が大きい。

4. 二次地すべり面への転化

一次地すべり面は以上述べた機構によつて崩壊土のすぐ下の風化岩層中に形成される。すなわち一
 次地すべり面は地すべり圧によつて連続した破壊面として地中
 に完成されるものである。しかしこれ自体が活発な滑動をする
 ことはなく、我々が一般に地すべりと呼称しているのは一次地
 すべり面が二次地すべり面へ転化した場合を言っている。そこ
 で転化の自然条件について検討する。一次地すべり面が形成さ
 れたときの状態を第6図において模式的に表示した。ここで
 water film 面部には ω , 共役破壊面部には ϕ の suffixをつけて



第5図

区別すると、一次地すべり面上の土塊の安定はつぎのようになる。water film面の粘着力 $C_w \neq 0$ であることは既に述べた通りであるが、共役破壊面の粘着力 $C_c \geq 0.2 \text{ kg/cm}^2$ であることはいままでの地すべり粘土の測定によつて得られた数値である。したがつて一次地すべり面上の抵抗力 F はつぎのように表わされる。

$$F = \sum W_{wi} \cdot \cos \theta_{wi} \cdot \tan \theta_{wi} + \sum C_{ci} l_{ci} + \sum W_{ci} \cdot \cos \theta_{ci} \cdot \tan \theta_{ci} \dots \dots \dots (5)$$

一方 water film 面の傾斜は水平面に対して 30° 以内となつてゐるが、共役破壊面の傾斜は水平もしくは逆傾斜を呈することが多い。よつて一次地すべり面上の土塊斜方分力 R は

$$R = \sum W_{wi} \cdot \sin \theta_{wi} - \sum W_{ci} \cdot \sin \theta_{ci} \dots \dots \dots (6)$$

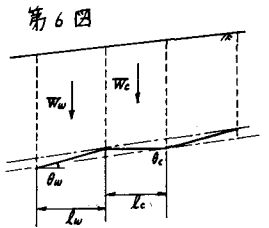
となる。一般に式(6)右辺第二項の数値は大きなものでない。このために一次地すべり面上で $R > F$ となれば土塊は移動を開始するが、この時点においては F が大きく斜方分力だけでは二次地すべりに移行しない。すなわち地すべり圧を P とするならば

$$R + P > F \dots \dots \dots (7)$$

が二次地すべり面への転化条件となる。もちろんこの時期になると僅かな P によつて式(7)の条件式が成立する。さらに一次すべり面がゆつくり動く間に第5図に示したBC面は、せん断による繰り返しのために吸水膨張するが、このような面の含水比が増加すると粘着力はつぎの式

$$C = C_c \cdot \exp(-B_c \cdot \omega) \dots \dots \dots (8)$$

によつて低下して条件が揃えば連鎖的に F が減少し、 $R > F$ となり土塊の自重による斜方分力だけでゆつくり滑動を開始する。移動速度が大きいと、すべり面は非排水の形式となつて間隙水圧を発生しその他の自然条件とマッチすればすべり面の有効応力が加速度的に低下して式(5)は $(W_i - U_i)$ の形式となるため、二次地すべり面となり本格的な地すべりを発生するにいたる。



第6図

5. あ と が き

本報文は地すべり粘土を含む地すべり面を地中にもち、土塊が徐々に移動する landcreep 型の発生機構を地すべり圧の観点、いかえると地殻の変動現象において検討したものである。これによつて従来土質工学の面だけでは解決できなかった water film 面の生成機構、破壊面の拡大にともなう一次地すべり面の発生とこれらの二次地すべり面への転化過程が説明できる。もちろん地すべり圧は現在では仮定条件として提案するものである。その理由は生成過程のタイムスケールが地質学的なものであり、とくに地盤の隆起、沈下にとまらぬ侵食、堆積現象など、すべり面形成のための必要自然条件を直接観察することができないことにもよる。このためには、さらに色々な角度からこれらを実証して行かねばならない。

参考文献

- (1) 玉田：岩層内に形成される地すべり面の発生機構について：第3回岩の力学国内シンポジウム
- (2)(3)(4) 玉田：地すべり面付近の排水が安定におよぼす影響について：第6回土質工学研究発表会
- (5) 玉田：岩層中の地すべり粘土と先行圧密荷重との関係：第25次土木学会全国大会
- (6) 玉田：長崎県北松地区における地すべり発生機構の特性：地すべり Vol. 17, No. 1
- (7) 玉田：地すべり地区における地層面の吸水崩壊現象：第13回土質工学シンポジウム