堆積層における新規地すべりの発生予知

Prediction of a new Landslide in the Sedimentary Layer

玉田 文 吾* 福田 順 二*
Bungo TAMADA Junji FUKUDA

Abstract

The occurrence of a new landslide in the sedimentary layer is so abrupt that the heavy rainfall involved at the moment seems largely responsible for it. This phenomenon, however, is really more attributable to various factors and occasion that have combined to produce a chain of shearing fissures (slide surface) in a weathered sedimentary layer. This process of forming a slide surface can help to predict the outbreak of a new landslide.

The movement of the earth crust accompanied by lateral earth pressure leads to the forming of the weathered sedimentary layer that contains many discontinuous fissures. This fissure belt is composed of the destructive part and the non-destructive part of 0.15~0.25 per unit length of the belt.

The non-destructive part is put under concentrated stress of thrust force which the pore water pressure has brought about. The action of failure being of creep failure, it is a function of elapsed. The parts still non-destructive, yielding to the pressure at length, burst forth into fresh fissures, and thus the whole range presents a stretch of shearing failure in an unbroken line, this is, a landslide surface.

In the process of the creep failure, the passive and active zones of ground surface continue either the rising or sinking motion for a period of several years. We can make a conclusion from this that the constant measurement of those deformations will make it possible to predict the occurrence of a new landslide.

キーワード: すべり面, クリープ破壊, 地すべり予知, 変形, 野外試験

1. まえがき

風化基盤岩(本文では第三紀層堆積岩類)上の堆積層(主として崩積土, 崖錐堆積土, 土石流など)が移動する堆積層地すべりは, 地域的な偏在はあるが全国的に分布し, 規模の大きい大災害を誘発する。一旦地すべりが発生すると復旧および再発防止に多額の工事費を要するため, 全国的な地域開発の進展と共に予知の必要性が重要な課題になっている。一般に自然災害の予知は, 地震, 火山, 気象などを含めて何れも簡単ではないが, 地すべりは特別な場合を除いて, ある特殊な降雨パターンによって誘発されるので, 降雨パターンを見て予測する方法がある。

しかし, 降雨パターンによって何処でも地すべりが発生する訳ではなく, 地すべり地域と呼称される地内でも, 降雨量だけでは地すべりの予知は難しい。

このため過去に発生した堆積層地すべりを例に, 地形, 地質構造から素因との関係を, 植生, 気象条件とから誘因を, それぞれ統計処理して定量関係を求めて, これを地すべりの予知に応用することが試みられている。しか

し地すべりの場合, 地層中に潜在する地すべり面の力学の性質の影響が大きいため, これと地形, 地層構造との定量関係まで求めることは容易ではない。

以上述べたように, 自然災害の一つである新規堆積層地すべりは, 予知の面でも困難を伴うが, 地震, 火山の予知に比較すると, 影響面積は格段に小さく, 発生地域もある程度限定され, 地表面に現れる現象として直接観察される確率が高い。

本文は, 新規堆積層地すべりの場合, どのような地域においてどのような前兆現象が見られ, これがどのような機構のもとで発生するかについて検討し, 地すべり予知の可能性について言及したものである。

2. 新規堆積層地すべり予知の意義

地すべりには多くの種類があるが, 本文では予知の対象となる地すべりを次のように定義する。

第三紀層の堆積岩(基盤岩)直上位にある崩積土などの堆積層が, 形成された後, 堆積層が可視的な滑動およびこれに付随した変状現象を“新規堆積層地すべり”と言う。また, 対象となる堆積層は, 土砂崩壊および地すべりに起因する崩積土, 土石流の一部が堆積したもので

* 西日本工業大学

あるから、このときに発生した地すべりを“初生地すべり”と言う。したがって初生地すべりは、直接予知の対象にはならないが、後述するように新規堆積層地すべり発生の素因が形成される点で重要である。

一方、新規堆積層地すべりが一応沈静化した後、誘因を受けて滑動を開始するものを“再滑動地すべり”と言う。これは防止対策をはじめとして研究の対象になるが、予知としての対象にはならない。以上述べた三種類の地すべりのうち“新規堆積層地すべり”を地すべり予知の対象とする。

地すべりの予知を検討する場合、地すべりが発生する場所、規模、時間、および根拠が明確にならぬ限り、予知の意義は薄くなるが、仮りに、これらが推知できたとすれば次のメリットを考えることができる。

(1) 前兆を捕捉してから時間的な余裕があれば、当然のことながら防止計画をたてることが可能で、前兆が見られる時期においては、地層中に完全に連続したせん断面は形成されておらず、予防工事を行なうと、地層中における未破壊部分のせん断抵抗力を利用することができ、低廉な工事費で防止が可能になる。

(2) この時期、潜在すべり面を含む仮定すべり面の安全率は、部分的には $F_s \leq 1.0$ であり、降水などの誘因によって徐々に潜在域の安全率が通減するので、安全率の減少を予測し、大口径排水ボーリングなどを実施しておくと、 $F_s \approx 1.0$ を基準にした安全率の値を計算することができる。新規地すべりが（以下、本文では新規堆積層地すべりを言う）発生すると、連続した地すべり面の安全率計算は現状では難しく、仮定値に頼らざるを得ない。

(3) 道路建設、宅地造成などに伴う斜面切土後の新規地すべりが増加傾向にある。前兆が見られる地区においては、切土区間を細分割しながら、切土後、直ちに受働土圧の減少に見合う擁壁工などを施工しておけば、崩壊を予防することが可能になる。

現段階では予知技術に未解決の問題が残され、新規地すべり発生を完全に予知することが難しいため、予知の理論根拠に乏しいとか、予防ができた場合でも、不要な場所に施工したので当然、とかの批判は起こる。しかし、今後は、地すべり予防が防災の主体になるものと思う。

3. 新規堆積層地すべりの発生機構

新規地すべり発生の条件は、地層中に連続した破壊面が形成されることである。地すべり発生後の調査によると、一部の地すべり面付近に粘土層が存在することから、これが発生要因とされたこともあったが、これの土質試験結果によると、せん断強度定数が大きく、間隙水圧を考慮して見ても地層自体の斜方分力だけでは破壊しないことが判明した。連続破壊面が形成されるためには、次

の条件を必要とする。

(1) 地層中に、節理、層理両面、断層面（破碎帯を含む）、地質構造に基づくせん断破壊面などの弱面が、あるまとまった範囲内に分布する場合。

(2) 地震などの強大な外力による地層内（特に粘性土層）の連続強制破壊面の形成。

(3) 斜面の切土に伴う受働土圧の減少に起因する土の臨界破壊面の形成。

3.1 潜在すべり域

堆積層地すべりにおける連続破壊面は、図-1に示すように生成機構の観点から三領域に分けることができる。新規地すべりは、図-1の破線（地すべり面）より上部の地層が滑動するもので、第三紀層の一部と第四紀の堆積層とが対象になり、潜在すべり域（以下本文では単に潜在域と言う）とは、地すべり面の大部分が堆積層と第三紀層との層界面（不連続面）付近に形成される領域で崩積土直下の強風化第三紀層中および崩積土の一部に後述するように三種類の亀裂帯が分布し（図-4参照）、これらの存在が地すべりの主な素因になるが、これには次に述べる地質学、構造地質学両要因が加わっている。

図-2は、基盤岩（ここでは第三紀層）の地殻変動の模式図である。一方は沈降帯、一方は隆起帯で、隆起帯においては隆起速度の方が侵食速度を上回る場合、沈降帯では堆積作用が侵食作用を上回る状態で堆積層が形成される。この状態が継続したとき、隆起帯には曲げによる引張作用によって破壊亀裂が発生、風化作用が加速して崩壊、土石流は沈降帯に堆積する。移動層の対象となる崩積土中には、この種のものが多く見られる。引続いて地殻の変動作用が進行すると、沈降、隆起両帯の境界面付近に正断層が破碎帯を含んで形成されることがある。その後、地殻変動作用の落着きによって、堆積（沈降帯）と侵食（隆起帯）両作用が落付いて平衡状態になるが、このような変動作用によって、地すべり面の素因となる破壊面が地層中に含まれるようになる。

隆起帯を含めて、噴出岩の溶岩流が堆積すると、図-3のように長崎県北松、山口県油谷両地区の一部にみられるキャップロック地形になる。溶岩流の風化、侵食両

図-1 地すべり面の三領域

図-2 地殻変動と破碎帯の生成機構

図-3 キャップロックと地殻変動

作用に加え、重力崩壊によって巨大な転石を含む崖錐性崩積土、強風化によって粘土化した溶岩を含有する崩積土、が沈降帯に堆積する。

(1) 沈降帯基盤表面付近は、強風化作用を受けた状態で堆積物を被覆して沈降するため、曲げに伴う圧縮応力が発生する。強風化部分の地表面からの深度を h 、 h 部分の単位体積重量を γ_t 、粘着力を c' 、内部摩擦角を ϕ' とす

図-4 強風化帯、風化帯における三種類の破壊面(帯)

れば、強風化帯が圧縮応力 p_s によってせん断破壊する条件は (c' 、 ϕ' はクリープを含むせん断強度定数)、特別な条件のもとで、

$$p_s = \gamma_t \cdot h \cdot \tan^2\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi'}{2}\right) + 2c' \cdot \tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi'}{2}\right) \quad \dots\dots(1)$$

で表され、破壊面が水平面となす角度 θ_s は、

$$\theta_s = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi'}{2} \quad \dots\dots(2)$$

になる。沈降帯の基盤岩の風化程度は下位に向って低くなるので、 θ_s も下位に向って小さくなるが、これによって一次の破壊亀裂面群が形成される。

(2) 一次破壊亀裂面に沿う破壊は、破壊面の粘着力と内部摩擦角とを c_s 、 ϕ_s とすれば、

$$\begin{aligned} p_s &= [\sin(2\theta_s + \phi_s) - \sin\phi_s] \\ &\quad - \gamma_t \cdot h [\sin(2\theta_s + \phi_s) + \sin\phi_s] \\ &= 2c_s \cdot \cos\phi_s \quad \dots\dots(3) \end{aligned}$$

によって示されるが、沈降堆積両作用が続くと、一次破壊面に沿って働く p_s と増加した土かぶり応力 $\gamma_t \cdot h$ との二次元応力によって、さらに二次元の破壊面が形成される¹⁾。これによって図-4 に示す三種類の破壊面が上位から下位に向って生成する。

3.2 潜在域のクリープ破壊

潜在域とは、water film 帯、破碎帯など、特に water film 帯を特定の地層中に含有する領域とも定義される。また“地すべり地帯(地域)”と呼称される地内には、地層中に図-1 に示した潜在域が含まれる確率が高いことが判明している。

図-5 は、潜在域におけるテストピット内の地すべり面の状態を模式的に示したものである。地すべり面は強風化層内の water film 面に沿って、または一部は破碎帯

図-5 潜在域の地すべり面

を通過して、時には崩積土内に分布する water film 面に沿って形成されており、滑動後の状態によると 4 種類の地すべり面形態に分類されることが判明している²⁾。

water film 面は、既述のように強風化層内に生成したせん断破壊面であり、厚さ 0.05~0.10 mm の水膜を持つ平滑面であるため、これが湿潤剤になって、 $c_u = 0.035 \sim 0.09 \text{ kgf/cm}^2$ 、 $\phi_u = 0^\circ 30' \sim 3^\circ 20'$ の低いせん断強度定数を持つ超弱面であるが、単位長に対して 0.15~0.25 の不連続部を持ち、連続していないことが特徴で³⁾、地すべり面に転化するためには、不連続部が破壊する必要があり、下記の破壊機構が考えられている。

(1) 表-1 は、地すべり地区における不連続部分のせん断強度定数 c_u 、 ϕ_u を示したものである。強風化(粘土化)層とは言え、定数は意外に大きい。また、表-2 は、地すべり面位置(深度)における不連続部分のせん断強度 τ_f を示したものであるが、water film 面間の不連続部分には、地層の自重に基づく斜方分力によるせん断応力 τ_d (集中応力) が働いており、クリープ現象が考えられるので、せん断上限降伏応力 τ_u も示してある。こ

こで、 τ_f/τ_u の比は、強風化層の種類、風化程度などによって異なるが、

$$1.38 \leq \tau_f/\tau_u \leq 1.69$$

の範囲の値が得られている。

(2) τ_d の値が τ_f をこえると不連続部のせん断破壊が発生するが、 τ_d が τ_u をこえた場合、クリープ破壊を誘発する。図-6 は、 $\tau_d/\tau_u \geq 1.0$ の条件において、 τ_d/τ_u とクリープ破壊時間 t_c との関係を、一面せん断試験装置によって測定したもので、

$$t_c = A_t \cdot \exp\left(-B_t \cdot \frac{\tau_d}{\tau_u}\right) \dots\dots\dots(4)$$

によって表される。式(4)において A_t は係数、 B_t は指数である。式(4)の関係は $\tau_d/\tau_u \leq 1.6$ において見られる。

(3) 不連続部分に作用するせん断応力 τ_d は、常時ほぼ一定のものが作用すると推定されている。実験結果によると、せん断上限降伏応力 τ_u は、間隙水圧の上昇によって低下することが認められているが、図-5 に示したように water film 面帯下位の破砕帯は、被圧地下水の流入経路と貯留帯になっているため、一定の降雨パターンにおいて被圧間隙水圧が作用し、見掛けの τ_d/τ_u の値が大きくなり、不連続部の一部がクリープ破壊を誘発する。

(4) 不連続部の一部がクリープ破壊すると、周辺の残存不連続部には、更にせん断応力が集中するようになり、条件によっては不連続部が連鎖破壊して、これが全体に対して加速度的に伝播することがある。図-7 は、トンネル天盤岩石(第三紀砂質頁岩)が層間分離してビーム状になり、自重によって曲げ破壊する直前の沈下速度 dy/dt ($\times 10^{-2} \text{ mm/min}$) を測定したものである。砂質頁岩内には多数の微小亀裂があり、これらが連続して沈下

表-1 不連続部(粘土層)のせん断強度定数

地 域	地 区	c_u (kgf/cm ²)	ϕ_u (deg)
口 之 津	富士山	0.16	27° 40'
	富士山	0.20	23° 40'
	大 抜	0.21	20° 10'
	万 胎	0.24	12° 30'
油 谷	角 山	0.14	26° 15'
	白 木	0.17	25° 30'
	平 野	0.21	15° 20'
	油 谷 島	0.18	10° 15'
北	元 触	0.23	20° 10'
	皿 山	0.26	24° 20'
	船 唐 津	0.19	26° 10'
	中 尾	0.29	19° 25'
松	大 塔	0.17	25° 50'
	田 原	0.16	30° 40'
	筒 井	0.21	18° 30'
	赤 木	0.15	31° 30'

表-2 不連続部のせん断特性

地域	地 区	湿潤密度 ρ_w (g/cm ³)	含水比 w (%)	液性限界 w_L (%)	せん断破壊 応力 τ_f (kgf/cm ²)	せん断上限 降伏応力 τ_u (kgf/cm ²)	τ_f/τ_u
油 谷	角 山	1.861	23.0	41.5	2.71	1.94	1.39
	平 野	1.792	43.5	72.7	1.33	0.84	1.58
口 之 津	富士山	1.729	43.9	78.6	0.94	0.58	1.62
	大 抜	1.777	40.9	75.6	0.42	0.29	1.44
	万 胎	2.022	27.5	49.2	0.36	0.21	1.69
	宮ノ木場	1.716	48.1	84.5	1.54	1.00	1.54
北	大 塔	1.766	34.9	52.5	0.94	0.62	1.51
	皿 山	1.670	25.3	47.3	1.08	0.74	1.45
	赤 木	1.721	30.7	65.5	1.14	0.78	1.46
	元 触	1.825	33.7	60.0	0.46	0.30	1.51
松	中 尾	1.825	34.5	71.1	2.01	1.46	1.38

* 垂直応力は採取地点の有効応力

図-6 不連続部のクリープ破壊時間と τ_d/τ_u との関係

図-7 クリープ破壊における岩盤沈下速度と経過時間との関係

速度が加速度的に増加していることが推定できる。図－7で、 m を指数、 C_{rf} を係数とした場合、破壊崩落時を基準とした時間 t を用いると、

$$\frac{dy}{dt} \cdot t^m = C_{rf}, \quad \frac{dy}{dt} = \frac{C_{rf}}{t^m} \dots\dots\dots(5)$$

によって表わされる。一方、粘土のクリープ実験結果によると、クリープひずみ ε 、載荷応力 σ 、経過時間 t としたとき、これらの間には、

$$\varepsilon = a + b \cdot \sigma \cdot \log t \dots\dots\dots(6)$$

の関係があるとされている⁴⁾。式(6)を両辺 t について微分すると、 a 、 b を係数、 σ を定数としたとき、

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{b \cdot \sigma}{t} \dots\dots\dots(7)$$

式(5)において $m=1$ とし、 dy/dt と $d\varepsilon/dt$ とを同じ意味の変位に関する速度と解釈すれば、式(5)は亀裂を含む岩盤のクリープを示している。

(5) 斜面崩壊における崩落発生時間 t_r と、斜面の変状ひずみ速度 $\dot{\varepsilon}$ との関係について、斉藤は

$$t_r \cdot \dot{\varepsilon} = a \dots\dots\dots(8)$$

を示し、崩壊予知の実用式として有名である⁵⁾。新規地すべりは、潜在域における不連続部のクリープ破壊だけではなく機構上、後述するように他の領域の破壊も関係する。

(6) 不連続部のクリープ破壊は、ここに作用するせん断応力と、この部分のせん断上限降伏応力との比、さらに間隙水圧の継続時間などによるため、不連続部分が短区間であっても、状況によっては地質学的タイムスケールを必要とすることがあるが、不連続部の一部が破壊し始めると後述する現象が現われ、10年単位のタイムスケールで地すべりが発生することが多い。

3.3 受働域の破壊

潜在域に連続した破壊面が形成されると、破壊面の75%以上を占める water film 面のせん断強度定数が著しく低いため、潜在域の自重による斜方分力が直接受働域に作用する。受働域の堆積層には、堆積時に形成された層理面以外には既存の弱面は存在しないので破壊過程は次のようになる。

(1) water film 面帯に形成される連続破壊面(地すべり面)は、変位過程において鉛直方向に対して狭い幅の層内褶曲(Drag folds)を伴うので、地すべり面は波状構造を呈するが、潜在域からの斜方分力(厳密には斜方分力から地すべり面のせん断抵抗力を差引いたもの)が、ほぼ一定値として受働域の崩積土に作用する。表－3は、受働域の崩積土における圧密非排水せん断強度定数を示したものであるが、意外に大きな値を示し、斜方分力との均衡を保持して斜面の安定を保っている。

(2) 受働域の破壊条件は、式(1)と同様に示される。破

表－3 崩積土のせん断強度

地域	地区	湿潤密度 (ρ_w) (g/cm^3)	粘着力 (c) (kgf/cm^2)	内部摩擦角 (ϕ) (deg)
口之津	富士山	1.742	0.52	22° 00'
	上大抜	1.795	0.39	18° 30'
	万詰	1.845	0.47	20° 40'
	新切	1.796	0.30	29° 20'
	宮ノ木場	1.823	0.58	11° 30'
油谷	角山	1.765	0.26	18° 50'
	平野	1.826	0.32	15° 05'
	白木	1.792	0.18	32° 10'
北松	元触	1.801	0.23	20° 00'
	皿山	1.670	0.26	24° 20'
	中尾	1.792	0.21	28° 50'
	大塔	1.761	0.27	21° 30'
	田ノ頭	1.754	0.18	29° 10'
	赤木	1.796	0.27	30° 10'
	田ノ平	1.847	0.36	18° 50'

壊した場合の角度 θ_s は式(2)になるが、 ϕ' が大きいので低角度になり、潜在域とは逆方向の傾斜になる。普通、受働域が受働破壊するのは、降雨などによる侵食によって式(1)の h が徐々に減少、または道路取付などの切土によって h が短時間に消失する場合である。特に後者による新規地すべりの発生は、規模も大きく全国各地で見られる。

(3) 図－8は、潜在域と受働域との境界面付近の、強風化層内の層内褶曲をテストピットにおいてスケッチしたものである。これらは潜在域からの推力が加わるためであるが、受働域もクリープ破壊を誘発する。受働域では表－3から推定すると、せん断上限降伏応力自体は大きい、破壊面の深度が比較的に浅いこと、地表面からの浸透水による間隙水圧が作用し易いこと、破壊区間長が短いこと、などによってクリープ破壊が進行するが、潜在域のクリープ破壊が不連続部分に限られるのに対して、受働領では域特定部分全体がクリープ破壊する。

(4) 受働域の地表面は難透水層で構成されているが、図－9に示したように、地表面付近と連絡した透水係数 $10^{-2} \sim 10^{-3} cm/s$ 程度の、砂質土が混入する透水層が分布することがある。平時は、貯留した地下水が徐々に排出

図－8 受働域の破壊状況

図-9 崩壊土層内の透水層分布

され、透水層は不飽和状態になっている場合が多く、降水が地下水として地表面から浸透すると、湿潤面が不飽和層内を下降して間隙空気を圧縮し、湿潤面が持つ水頭 h_w に対して $(0.75 \sim 0.85) \cdot h_w$ の間隙空気圧が発生することが知られている。この間隙空気圧は、地すべり面(破壊面)付近に存在する地下水の間隙水圧を上昇させる効果があるが、比較的薄い受働域の地層を大音響と共に破壊することがあり、これをブロウイング(Blowing)現象と言っている。これによって受働抵抗が瞬時に消失すると、潜在域が同時に滑動を開始するため災害を誘発する確率が高い。なお、ブロウイング現象発生には、先行降雨量を含む、特殊な降雨パターンを必要とすることが知られている。

3.4 主働域の破壊

図-2の地質構造にも示したように、主働域には断層面または破碎帯が形成されている場合が多い。主働域において調査ボーリングが実施された例はあまりないが、50 m 以上に達する基盤の落差が見られる地区がある。図-10は、主働域付近の模式断面図であるが、以下述べる過程で陥没帯(または滑落崖)が形成される。

(1) 潜在域不連続部のクリープ破壊が進行すると共に、潜在域の自重斜方分力による微小変状が、主働域の図 d_1 、 d_2 部に発生すると、図の右側は主働の状態になる。既存の断層面は主応力の減少、降水の浸透を繰返して、不連続部の断層粘土などがクリープ破壊するが、この状

態は機構的に潜在域の water film 面帯のクリープ破壊に類似する。

(2) 断層面と主働域内の破壊面とが交錯すると、図-10の斜線に示した三角形の土塊が形成される。土塊周面の破壊面に降雨が浸透すると、摩擦力の低下、吸水膨張可能範囲では粘土化促進と粘着力低下、などによって自重沈下を開始する。これによって斜線部分は土塊くさび(wedge)の作用を持つに至る。くさびの自重を W_e 、先端部の角度の $1/2$ を α 、くさび周面の摩擦角を ϕ_f とすれば、くさびが沈下することで発生する推力 H_e は、

$$H_e = \frac{W_e}{2(\tan \phi_f \cdot \cos \alpha + \sin \alpha)} \quad \dots\dots\dots (9)$$

になる。式(9)は、くさび周面の粘着力による抵抗力は考慮していない。推力 H_e の発生は、潜在域のクリープ破壊と連動して沈下量が徐々に増加、この時期になると断層面または破壊面付近に明瞭な段差を生じる。主働域に断層面が存在しない場合、引張亀裂が生成する。

3.5 新規堆積層地すべり面の形成過程

新規堆積層地すべり面とは、受働域、潜在域、主働域の全領域に亘って連続した破壊面が形成されたもので、この過程は、第一期と第二期とに分けられる。

(1) 第一期形成過程

潜在域は、せん断力によるクリープ破壊が最も進行しやすい領域であるが、主働域も断層面(破碎帯)が存在すると、潜在域と同様の構造をしているため、クリープ破壊が進行しやすい。領域中、最もせん断抵抗力の大きい部分は受働域である。このため潜在域に連続したせん断破壊面が形成されると、主働域に断層がある場合、

潜在域 → 主働域 → 受働域

と、せん断破壊面が全領域に亘ってほぼ連続状態になる。一方、主働域に断層面、破碎帯が発達しない場合、潜在域の斜方分力によって破壊面は、

潜在域 → 受働域 → 主働域

の順序で破壊面が連続する。この時期、主として破壊面の連続過程を第一期形成過程と言う。

(2) 第二期形成過程

全領域に亘って連続した破壊面が形成され、これが新規堆積層地すべり面の原形になる。せん断破壊面がほぼ連続した状態になると、原形地すべり面において特に受働域に応力が集中し、加えて間隙水圧が作用すると、受働域のせん断変形が加速する。同時に潜在域は自重による斜方分力によって、せん断破壊面に沿って変状が進行、主働域には対の正断層型亀裂が発生することが、藤田らの模型実験によって報告されている⁶⁾。この現象は主働域に既存の正断層があれば、くさび周面部の摩擦力の減少、亀裂の拡大を招くため、くさびの自重沈下速度(地表面の沈下速度) dy/dt は、経過時間 t と共に加速度的に

図-10 主働域の破壊と wedge の形成

増加し、

$$\left. \begin{aligned} \frac{dy}{dt} &= a_f \cdot t^n \\ n &= b_f \cdot \exp(\beta \cdot t) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

によって示されることが、現地測定（伸縮計）によって観測されている⁷⁾。式(10)において、 a_f 、 b_f は係数、 n 、 β は指数である。この時期になると主働域では段差が一段と大きくなり、陥没地形が形成される。受働、主働両域の変状時期を第二期と言う。

4. 新規堆積層地すべりの予測

新規堆積層地すべり面の原形が形成された後、特に受働域に間隙水圧が作用すると、短時間にこの面の土質力学的安定が崩れて可視滑動を開始するので、これ以前の状態で地すべり発生の予測を行わなければ効果はない。このため新規堆積層地すべり面の原形が地層中に形成されつつあるとき、これが地表面にどのような現象として現れるかを補足する必要がある。

4.1 新規地すべりの前兆となる地表面変状

以前から、地すべり発生前には湧水変化など種々の前兆が現れることが指摘されていた。しかし、これらの前兆と地すべり発生機構との相関関係がはっきりしていなかったため、前兆の予測に適用できなかった面がある。ここでは各領域において、どのような前兆現象が見られるかについて過去の大規模な新規堆積層地すべりを例にまとめて見る。

4.1.1 潜在域

潜在域は、不連続部が全域の15～25%のため、最もクリープ破壊が発生しやすい領域である。破壊が全域に拡大する期間は、既述のように地質年代を要することがもあるが、一部が破壊し始めると普通、大規模な場合10年単位で進行し、同時に前兆現象が累積して現れる。

(1) 受働域が破壊していない場合、潜在域の自重による推力（斜方分力－せん断抵抗力）が徐々に増大し、受働域は押される側、潜在域は押す側になり；領域境界付近は圧縮帯になが、崩積土は水平、鉛直両方向に極めて不均質な物理、力学両性質を持つため、必ずしも規則的な亀裂が発生するとは限らない。亀裂は不明瞭でも、受働・潜在両境界域付近では、圧縮作用によって、うねりを伴う地表面の変状が進行するので、この付近に家屋があると変状に対して鋭敏に反応し、ドア、窓の開閉支障、石垣の変状、擁壁、壁の亀裂が徐々に進行する。また、水田の場合は、灌漑時に表面に起伏が発見される。

(2) 潜在域の上流側では、潜在・主働両域の境界域付近が引張帯になる。先に述べた、藤田らの模型実験によると、この付近では正断層状の亀裂が発生、これが徐々に段差亀裂へと発達する。

4.1.2 受働域

潜在域のクリープ破壊過程において、受働域に作用する圧縮力は、降雨による間隙水圧の発生も加わって、徐々に増加傾向をたどる。これによって受働域には下記の変状が現れる。

(1) 臨界面（最大せん断応力面）に沿うクリープ変形と地層（特に粘性土）の褶曲状変状部の発生。

(2) 受働域のクリープ破壊面の発生による隆起現象、堆積層を貫通する井戸の地下水位変化、時には井戸水の枯渇現象が見られる。特に道路があると隆起による亀裂が目立つようになる。

(3) 緩慢な押出し（移動）が見られ、水路、石垣、道路の弯曲現象が見られる。

(4) 地表面からの降水浸透が活発になり、間隙水圧の発生による変状の進行と拡大が見られ、先端隆起部の侵食と小規模の崩壊が目立つようになる。

既述のように受働域は、三領域の中でも抵抗力が大きく、これによって安定が保持されている場合が多いが、受働域が破壊されると、新規地すべりを含めて発生現象が加速される。

4.1.3 主働域

潜在域のクリープ破壊によって主働・潜在両境界付近に発生する段差亀裂を引金として、下記の変状が見られる。

(1) 主働域に既存の正断層があると、既述の機構によってこれを面の一部とするくさび（wedge）が形成され、ここが陥没を開始、正断層に沿う段差が地表面に現れる。この時期になると、くさびの推力（式(9)）が加わるため、3領域の変状が互に連動して、潜在域の変状→主働域の陥没→受働域の隆起と押出し→潜在域の変状、のパターンを繰返して、次第に段差が大きくなる。

(2) 新規地すべり発生前、最も顕著に現れる地表面の変状は主働域の段差である。写真－1、写真－2は⁸⁾、長崎県石倉山地すべりにおいて、主働域に現れた段差（昭和63年）と地すべり発生（平成2年7月）を示した航空写真であるが、このような段差は、新規地すべりの数年前から見出される。例えば、佐世保市小舟地すべりでは、地表面踏査によって6年前から検出されている。段差は地すべりの規模が大きい程、短時間に発達することが判明している。

4.2 前兆となる地形と地質構造

新規地すべり発生の主要因は、潜在域と主働域の正断層との存在である。これらが地層中に形成されるためには、模式的なものとして図－2、図－3に示した機構および構造地質が必要である。すなわち地殻の変動作用、地層の崩壊、堆積両作用とである。これらの変動および作用は、第四紀（約200万年前）以降と言われているが、

写真-1

写真-2

潜在域などの素因を地層中に形成した後においても地質年代を経過しているため、その当時の地形を留めている場所もあるが、その大部分は地盤の傾動、風化、侵食面作用などによって、崩壊、堆積面作用の痕跡、断層の存在を明瞭に地表面に残す地区はなく、加えて植生は、これらの存在を更に不明確にする。特に地中深くに分布する潜在域は、地表面の踏査だけでは分布状況を知ることは難しく、現地形から素因の存在を判断することも難しい状態にある。

今までに発生した堆積層地すべりを参考に、特に新規堆積層地すべりと地形、地質構造との関係をまとめると、次のようになる。

(1) 斜面の高位部に滑落跡（段差地形）または崩壊跡が残存する地形。

(2) 斜面の低位部、すなわち斜面先が侵食地形になって、河川、溪流、海岸、崖が存在する場合。新規地すべりの場合、地すべり面は侵食部の底面（例えば河床）より深部には存在しないことが認められている。

(3) 斜面中に湿地、溜池、凹地が点在し、斜面低位部に棚田状の水田または耕地が分布する。

(4) 多くの場合、正断層と関係があるとされる段丘状

地形、または我国では断層と関係があると言われるリニアメントが高位部に存在する地形。

4.3 地下水と地すべり前兆との関係

さきに、潜在域のクリープ破壊には間隙水圧が関与していることを述べた。これには、自由・被圧両地下水が関係するが、特に図-1の潜在域下部の破碎帯が帯水層になり、主働域に存在する断層（破碎帯）と連絡した地下水補給系統が完成し、被圧地下水として作用する場合が多い。しかし、この種の地下水は、ある種の降雨パターン時に地下水として貯留されるが、平常時は徐々に外部に湧水として排出される。

(1) 受働域付近に湧水があり、気温と水温との間に大きな差がなく、湧水量が降雨と連動し、時間の関数となって減少する場合、破碎帯の存在が裏付けられる。このとき破碎帯の直上部に図-3で示した water film 面帯が分布すると、このクリープ破壊を助長する原因になり、破碎帯と water film 面帯とは地質構造の観点から共存するため、湧水は新規地すべり発生に関係する。しかし、帯水帯があっても、常時水温、量ほぼ一定の湧水が見られるときには無関係のことがある。

(2) 植生のある自然斜面の多くは、特別の場合を除いて難透水層であり、降雨が直接地表面から多量に浸透する機構にはなっていない。しかし、受働域の隆起によって地表面に引張亀裂が発生すると、これを通じて地表水が流入、貯留または破碎帯に到達、濁水として湧出する場合があり、この現象が見られるとき、新規地すべり発生の前兆になるが、既に新規堆積層全体の変状と地すべり面原型の形成が進行しているため、短時間に大規模地すべりが発生した例が多い。

4.4 計器による地すべりの予知

新規地すべりの予知とは、地表面の変状およびこれの時間的变化から、新規地すべりの発生を事前に察知することである。このためには変状が顕著な領域、変状の程度と時間的变化、変状の特性と根拠などが判明していることが望ましい。

(1) 潜在域

この時期、潜在域においては顕著な変状は見られず、普通、踏査によって地表面の亀裂などを調査するが、連続した変状として追跡することが難しく、これらの変状が時間の関数として示されることはない。この理由として、初期の段階においては、クリープ破壊面付近には4種類の地すべり面の原形が分布し、これらの力学的性質の不均衡によって、変状に際しての個々の不規則な挙動が、領域全体の変状を乱すものと考えられる。従来、潜在域において予知のための観測が実施された例があるが、何れも有効な資料は得られていない。

(2) 受働域

クリープ破壊によって潜在域に連続した地すべり面が形成される過程において、潜在域の斜方分力に基づく水平方向力が受働域に漸次加わって行くため、受働域にはクリープに基づく受働破壊面が生成する間、鉛直方向に対しては隆起、水平方向に対しては押し出し現象が現れる。これら地表面の変状測定のため、地表面の傾斜量と移動量測定とが有効である。

(3) 主働域

この領域に断層または破砕帯が存在する場合、潜在域の変状によって、断層面に沿う段差が顕著な変状として現れ易い。段差は断層面に沿って形成されたくさび(wedge)の自重沈下に加わるため、降雨毎の摩擦係数低下などによって、沈下はある程度時間の関数として示されるケースが多い。従って、わずかな亀裂または段差が検出されたとき、移動量計(沈下量計)の設置は、予知計器としては極めて有効である。最近、マイクロエレクトロニクス、レーザーなどを応用した高精度の自記装置があるので、これらを用いると予知精度は格段に高くなる。

初期段階において主働領域に見られる段差は、植生の遮蔽効果が少ない地内では、踏査よりも人工衛星による地表面探査が有効な場合がある。部分的にはカメラを搭載したりモコン飛行機も利用される。

計測器を設置した場合、次の点に注意を要する。

(i) 主働、受働両域の変状は運動する特性があるので、両域において同時に測定を実施しないと効果がない。一方の領域のみで測定した結果は予知資料としての判定が難しい。

(ii) 短期の観測は予知に結び付かない。さらに、潜在域のクリープ破壊はこの域における未破壊部分の破壊と述べたが、未破壊部分の単位長 0.15~0.25 は平均値であり、未破壊部分が偏在によってクリープ破壊が中断することがあり、これを“中断現象”と言う。中断現象は数年以上に亘ることがある(佐世保市、小舟地区)。

(iii) 主働域段差の変状曲線が時間に比例し、陥没曲線と呼称されるタイプになる場合、発生までに十分な時間がなく、予知としての効果がないことがある。ただし緊急避難などには役立つ。一方、変状が短時間に進行する場合には部分的な崩壊のケースがある。

5. あとがき

斜面の崩壊予知については、斉藤によって発生の理論解析が行なわれ、実用化されている。しかし地すべりに対しては、重要な保全対象物が存在する地域について、顕著な変状が見られるようになって防止対策が実施された例はあるが、新規堆積層地すべりについて、これを予

知、予防された例は極めて少なく、これは地すべりの予知が困難なことに起因する。現在、どのような地すべりに対しても予知できる段階ではなく、本文で対象とした予知可能な新規堆積層地すべりは、

(1) 堆積層が厚い堆積層地すべり(堆積層が移動する型)で、潜在域が 100 m 以上ある地区。

(2) 主働域に正断層または類似の破砕帯が存在し、発生前、主働、潜在、受働各領域が形成される地区。

であるが、このような地質構造が、どのような地域に分布するのか、これを見出すこと自体に限界がある。

しかし、このような地内で潜在域のクリープ破壊が進行すると、(1)、(2)の条件を持つ地区では主働、受働両域に段差、隆起などの現象が現れ、特に主働域の段差に関しては、滑動 2~3 年前から空中写真またはリモートセンシングなどによって前兆現象として捉えられる可能性が大きい。この時期になると主働、受働両域の地表面に設置した計器による連続測定が予知に効果を発揮する。これが実施された例は、平成 2 年(1990)7 月発生した長崎県石倉地すべりであり、3 年前から頂部の陥没および段差亀裂の発見によって新規地すべりの発生が予測され、長崎県林務課では伸縮計の設置などの予知手段が講じられていた。

したがって予測の三要素のうち、場所と規模については、ほぼ予測できたが、時期については明確にするに至っていない。問題は、予測される新規地すべりの発生を如何にして防止するかである。

受働、潜在両域における地下水排除工など各種の工法が考えられるが、予知と予防とは一体にならなければ予知の意義が薄れるので、この時期における有効な防止対策を検討する必要がある。

なお、本文は、平成 2 年度地すべり学会シンポジウムにて一部発表した。

参考文献

- 1) 玉田文吾: water film 面を含む地すべり面の安定計算について、地すべり, vol. 9, No. 1, 1972
- 2) 玉田文吾: 地すべり面の種類と力学的性質との関係、地すべり, vol. 22, No. 2, 1985
- 3) 玉田文吾: 第三紀地すべりの発生機構について、土と基礎, vol. 21, No. 8, 1973
- 4) 村山朗郎, 柴田 徹: 粘土のレオロジー特性について、土木学会論文集, vol. 4, 1956
- 5) 斉藤迪孝: 斜面崩壊発生時の予知に関する研究、鉄道技術研究報告, No. 626, 1968
- 6) 藤田至則, 山岸武徳, 山本直樹: 地すべり崩壊土の亀裂の研究、新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, vol. 9, 1987
- 7) 玉田文吾: 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. 6, No. 2, 1969
- 8) 長崎県農林部林務課: 石倉地すべり, 平成 4 年 10 月(原稿受理日 平成 5 年 6 月 10 日)

堆積層における新規地すべりの発生予知

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 1～9, 1994年(平成6年)6月

玉田 文吾, 福田 順二

新規の堆積層地すべりは、素因と誘因とによって、地層の特定部に連続したせん断破壊面(地すべり面)が形成されることによって発生するが、この過程が地すべり予知と密接な関係がある。素因としては、地殻変動によって特殊な地層中に形成された潜在すべり面の存在が主なものであるが、これは一般に単位長に対して0.15～0.25の未破壊部分を含有しているため、誘因が働く毎に未破壊部分のクリープ破壊が連鎖的に発生し、せん断面の連続化が進行する。これによって先端部(受働域)の隆起と破壊、始端部(主動域)の亀裂と段差とが、地表面の進行性変状として数年前から顕著になる。これらの変状について連続的な観測と測定ができれば、一時的な現象の中断などはあるが、発生時間は別として、位置、規模についての予知は可能である。

土の一面剪断試験により作られた剪断層の構造

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 10～20, 1994年(平成6年)6月

岸本良次郎

一面剪断試験機により、種々の発達段階にある剪断層を作り、その構造を軟X線写真により観察した。破壊段階やクリープの段階に達した剪断層には、剪断面が多数樹枝状に密集している。さらにこれら剪断面にはそれぞれ、多数の小規模の剪断面が種々の仕方でも連鎖している。

熱水性脈状粘土化帯と地すべりとの密接な関係－北海道金華峠地すべりの例－

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 21～28, 1994年(平成6年)6月

前田 寛之

金華峠地すべりは、旧期地すべり地形の下部ユニットが再活動したものであり、その新・旧期地すべりはそれぞれ“粘質土地すべり”と“崩積土・粘質土地すべり”に相当する。これらの地すべり粘土はおもに多量のモンモリロナイトからなり、その鉱物の大部分は基岩の流紋岩溶岩の節理に沿う熱水性脈状モンモリロナイト・カオリナイト帯に由来すると考えられる。したがって、これらの地すべりは熱水変質帯の産状や性状と密接な関連をもつ事例でもある。

成層斜面の安定解析手法と斜面崩壊への適用

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 29～36, 1994年(平成6年)6月

渡辺 康二, 小川 正二

同じ岩質で構成され、比較的深くまで風化が進んでいる斜面について「成層斜面の安定解析法」を適用する手法を検討し、実際の斜面崩壊に適用した結果について述べている。

豪雪地帯の地すべり地における融雪水量の変動特性

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 37～44, 1994年(平成6年)6月

松浦 純生, 竹内 美次, 落合 博貴, 梁瀬 秀雄

地すべり発生の重要な誘因となる融雪水量の実態を把握するため、豪雪地帯の地すべり地で積雪を中心とする気象観測を実施してきた。その結果、①冬期間の降水量の分布特性と降水種、②積雪初期および融雪期における積雪底面からの融雪水の流出特性、③平年および少雪年における融雪水量の変動特性などが明かとなった。

移動観測による地すべり斜面の管理基準値

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 45～51, 1994年(平成6年)6月

丸山 清輝, 小嶋 伸一

地すべりの管理基準値の精度向上を図ることを目的として、管理基準値の設定状況調査及び、移動観測データをもとにした管理基準値の検討を実施した。その結果、同じ日移動量であっても、地すべり毎に滑落余裕時間が異なっており、地すべり毎に管理基準値を設定する必要があることが分かった。そして、その方法として、地すべり地形を考慮した地すべり滑落余裕時間の予測法を提案した。

地すべり地のエコロジカルな土地利用に関する提言

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 52～55, 1994年(平成6年)6月

岡村 俊邦

鹿児島8月6日災害における土砂災害調査報告

「地すべり」Vol. 31, No. 1 (通巻第117号) pp. 56～63, 1994年(平成6年)6月

北原 一平, 河村 和夫, 佐口 治

平成5年8月6日に鹿児島市を中心に発生した土砂災害について、写真判読を中心に災害特性調査を実施し、報告した。調査内容は、降雨特性調査、地形・地質特性調査、および写真判読による崩壊発生特性調査である。今回の災害は長雨後の集中豪雨が原因であったが、日雨量の確率規模は20年～30年である。崩壊の発生箇所は地形・地質によって、シラス台地面浅谷の谷壁の斜面崩壊、シラス台地周辺部の斜面崩壊および山地の斜面崩壊に区別される。最も人的被害が大きかったのは山地に区別される竜ヶ水急傾斜地である。シラス台地の土砂災害がほとんど表層崩壊であるのに対し、山地部の災害の特徴は斜面崩壊と土石流が混在していることである。写真判読によると、この地区における土石流に対し、治山・砂防施設の効果が明らかに発揮されているところが多く確認される。しかし、地形的な制約からハード対策では限界があり、総合的なソフト対策の検討も必要であるものと考えられる。