アメダス等のデータによる八幡平澄川地すべり発生前の 積雪層外流出量の推定とその生起確率

Estimation of the Intensity of Meltwater Flowing out from the Bottom of a Snow Pack Prior to
Hachimantai-Sumikawa Landslide and its Probability Analysis Using AMeDAS Data Set

松浦 純生* 浅野 志穂* 岡本 隆*
Sumio MATSUURA Shiho ASANO Takashi OKAMOTO
竹内 美次* 中村 三郎**
Yoshitsugu TAKEUCHI Saburo NAKAMURA

Abstract

The primary cause of the large landslide in Hachimantai, Akita Prefecture on May 11, 1997 is considered to be heavy rainfall of 110 mm/day on the 8th three days prior to the landslide. However, the occurrence of this landslide cannot be explained by this rainfall alone because such events occur every 7 to 8 years, according to the Gambel-Chow method for the last 19 years meteorological data. In addition to the heavy rainfall, continuously supplied meltwater from snow pack is also thought to have played an important role in the occurrence of this landslide. Therefore, we estimated the rate of meltwater flow by the heat balance method using the AMeDAS data set of the Meteorological Agency to clarify the meltwater conditions prior to the landslide. Our calculations showed that the 30–50 mm/day of meltwater in late April rose to 40–60 mm/day in the beginning of May due to the seasonal increase of heat fluxes. On May 8, 170 mm of water which consisted of 110 mm of rainfall and 60 mm of meltwater was assumed to have flowed out from the snow pack to the ground. As a result of calculations of meltwater for 19 years and subsequent comparison between meltwater and rainfall of each year and analysis of probable distribution of the annual maximum daily values, it was revealed that the 170 mm of [meltwater+rainfall] flow on May 8 occurs only once every 70–80 years.

キーワード：降水種*, 降雨, 熱収支法*, 融雪水*, 再現期間*

1. はじめに

1997年5月11日に発生した八幡平澄川地すべりは、5月3日頃から地すべり活動の徴候が見られ、さらに7～8日にかけて降った114mmに達する降雨により活発化し、11日の崩壊につながったものと推定される。しかし、地すべり発生時に冠頭部付近で70～90cm程度の積雪が残っていたことから、3月の融雪初期より断続的に融雪水が供給されていたと考えられ、この融雪水がいわゆる先行降雨としての重要な役割を果たしたものと考えられる。このように、八幡平澄川地すべりの発生には降雨だけでなく融雪水も深く関与していると考えられるが、本地すべりに限らず融雪期に発生する地すべりの誘因については、降雨量からの検討はなされてきたも

の、融雪水量を含めた検討例は少ない。これは、山地における気温、降水量、積雪などの気象データが不足していることに加え、正確な融雪水量の推定が困難であることが原因と考えられる。

ところが近年、融雪期に大規模な地すべりが頻発し、しかも今回のように移動土塊が直接土石流化し、下流域に大きな被害をもたらす例も見られる。したがって重要な誘因である融雪水量についても、その強度やパターンを正確に推定し、地すべり発生のメカニズムを明らかにすることが求められている。一方、警戒避難システムといった観点から、融雪水量も含めたいわゆる基準「融雪水量+降雨量」についても詳しく検討されるべきであろう。そこで今回は、気象庁の地域気象観測システム(Automated Meteorological Data Acquisition System, 以下アメダス)等のデータを用いて、地すべり発生前に供給された融雪水量を熱収支法によって推定するとともに、過去19年間に遡って融雪水量を計算し、八幡平澄川地す

* 農林水産省林野庁森林総合研究所

** 早稲田大学

べりの発生に関与した「融雪水量+降雨量」が過去の統計量と比較してどの程度のイベントだったかについても検討を加えた。

なお本論では、融雪期における融雪水の大部分は積雪表層で発生することから積雪表層で融ける量を融雪水量とし、融雪水が積雪層を流下し積雪層底面から流出する量、もしくは積雪層に降った雨が融雪水と一体となって積雪層底面から流出する量を積雪層外流出量と定義する。

2. アメダスデータによる確率降雨量の算出

2.1 アメダスデータセットの概要

アメダスの八幡平観測所（A, B）は、今回発生した地すべりの約3 km 北に位置し（図-1）、1978年11月から降雨、気温、風向・風速、日照の4要素について1時

図-1 八幡平澄川地すべりと気象観測所の位置図

間ごとの観測を実施している（1991年11月に移設（八幡平B））。本観測システムでは、いっすい式の雨雪量計を用いて1 mm 単位の降水量観測を行い、気温は測温抵抗体のセンサーを用いて0.1℃の精度で、風については風車型風向風速計を用い、16方位による風向と10分間平均風速を1 m/s（日平均風速は0.1 m/s）単位で観測している。日照時間の観測は1985年まで、ジョルダン式の日照計（しきい値：210 W/m²）を用いていたが、現在ではWMOの勧告にもとづき、太陽方向からの全日射量と太陽の直射量を遮ったときの差から直射量を判断する回転式の日照計（しきい値：120 W/m²）を用い

図-2 1997年の融雪期におけるアメダスの観測結果

表-1 使用したデータの一覧表

観測所名	観測種						緯度	経度	観測所の高さ (m)	風向風速計の高さ (m)	使用したデータの観測期間
	降水量	気温	風向・風速	日照時間	積雪深	蒸気圧					
八幡平A	◎	◎	◎	◎			40°00.4'N	140°48.2'E	620	8.5	1978.11-1991.10
八幡平B	◎	◎	◎	◎			40°00.7'N	140°48.3'E	578	6.4	1991.11-1997.12
八幡平委託					◇		39°58.9'N	140°48.3'E	960	—	1978.11-1991.10
鎧畑					◇		39°47.3'N	140°39.4'E	330	—	1978.11-1997.12
秋田						○	39°43.1'N	140°06.0'E	9	20.5	1978.11-1997.12

◎：時別値、◇：9時の値、○：日平均値

て観測を行っている。なお、今回の解析には八幡平観測所のデータだけでなく、気象官署および気象庁が委託して行っている積雪深のデータも合わせて利用した（表-1）。

2.2 統計データによる確率降雨量の算出

1997年3月から5月末までのアメダスの気象観測によると、降水量は3月に151 mm、4月には84 mmを記録した後、5月は211 mmの降水量が観測された。5月に入ってから地すべりの発生した11日までの降水量は130 mmとなっているが、そのうち110 mmが8日に降っている（図-2）。この110 mmの降水はすべて降雨としてもたらされ、結果的に1997年の最大日降雨量となった。この降雨の3日後に地すべりが発生していることから、降雨との関係が強く示唆される。このため、本地域における過去の気象データを用いて、8日の降雨がどの程度の確率降雨であったかについて検討を加えた。

降水は降雨あるいは降雪などの形態をとるが、降雪は一旦地表に貯留されたのち、強度とタイミングを変えて流出するなど、地表部への到達過程が降雨と全く異なる。したがって、アメダスの降水量データを用いて通年にわたる降雨量を求める場合、まず最初に降水種を判断する必要がある。これまでの研究の結果、一般的に日平均気温が1.5～2.0℃の時に降水形態の雨と雪の確率がほぼ50%になることが示されている¹⁾。さらに詳しく、155カ所の気象観測地点における23年間のデータを統計処理した研究結果によると、東北地方東部における50%の確率で降雪になる3月の判別気温として、1.9℃という値が得られている²⁾。この結果をもとに、アメダスの1時間毎の降水量と気温のデータを用いて、0～1.9℃で50%の確率になるように一次関数で補完し、通年にわたる降雨量と降雪量を算出した。

1978年11月から1997年12月までの19年間にわたる降水量のデータを用いて、上記の方法で日降雨量を算出し、さらに年最大日降雨量を求めた。その結果、19年間の最大日降雨量は1986年8月に記録した117 mmとなり、1997年5月8日における110 mmの日降雨量は過去3番目の記録となった。110 mmの日降雨量がどの程度の再現期間をもつかを、Gambel-Chow法によって算出したところ、7～8年の確率で起こりうる量となった（図-3）。この再現期間は、現実の地すべり履歴を考えると説明できない値となるため、積雪層からの融雪水も考慮した解析を行う必要性がより明確となった。

3. アメダスデータによる融雪水量の算出方法

3.1 熱収支法の基本式

融雪水量を簡単に推定する方法として、日平均気温から基準温度を減じた値をある期間について積算し、これ

図-3 年最大日降雨量の再現期間

に地域に固有の係数を乗ずる degree-day 法がある。しかしこの方法は、気温のみで融雪量を推定するもので、簡便な方法ではあるものの風速や積雪面のアルベドによる影響を表現できないなど、適用性に限界がある。過去の地すべりの発生例を見ると、低気圧の通過にともなう強風や豪雨など異常気象が関与した例が多い。したがって、地すべり発生予測を考えた場合、融雪水量をより正確に評価できる熱収支法を用いることが望ましい。

熱収支法は、大気や地盤などから積雪層に出入りする熱エネルギーを評価する方法であるが、融雪期は積雪表面での日射や気温などによるエネルギー交換量が卓越するため、地中熱流などによる積雪底面での融雪や雪温の変化に伴う伝導熱などは無視して良い。したがって、式で表現すると以下ようになる。

$$Q_M = Q_{RS} + Q_{RL} + Q_A + Q_E + Q_r \quad \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 Q_M ：融雪熱量、 Q_{RS} ：短波放射収支量、 Q_{RL} ：長波放射収支量、 Q_A ：顕熱フラックス、 Q_E ：潜熱フラックス、 Q_r ：降雨による熱量となる。

今回の融雪水量の推定では、上記の熱収支式と利用可能な気象観測データを用いて融雪熱量を算出した。なお、本来は全積雪期間を通して融雪水量を推定する必要があるが、通常は融雪期が最も融雪強度が高いことから、3月から消雪までの期間に限定して融雪水量を計算した。

3.2 短波放射収支量

融雪期は天候が安定化するのに加え、季節に依存する日射量が増加することから、短波放射収支量（ Q_{RS} ）の

全体融雪熱量に占める割合が相対的に大きくなり、平均すると全体の融雪熱量の50%近くを占めるとされる。したがって、 Q_{RS} の推定精度が全体融雪熱量の算出に大きな影響を及ぼすので厳密な計算が必要となる。短波放射収支量を式で表すと以下ようになる。

$$Q_{RS} = (1 - \gamma)S \quad \dots\dots\dots(2)$$

ただし、 γ ：アルベド、 S ：水平面日射量、となる。このように短波放射収支量の計算には日射量やアルベドなどの観測データが必要となるが、アメダスでは日照時間の観測しか実施していないため、日照時間から全天日射量を推定する必要がある。これまで、入力放射量の推定に関するさまざまな研究がなされてきたが、アメダスデータの利用を考えた場合、次式が最も一般的な推定式となっている³⁾。ただし、この方法によっても時間ごとの推定は困難で、日射量の日平均値 S_d が求められるのに留まっている。

$$\frac{S_d}{S_{sd}} = a + b \left(\frac{N}{N_o} \right), \quad 0 < (N/N_o) \leq 1 \text{ の場合} \quad \dots\dots\dots(3)$$

$$= c, \quad N/N_o = 0 \text{ の場合} \quad \dots\dots\dots(4)$$

ここで、 S_{sd} ：全天日射量の大气上端の値、 a 、 b ：日照計の係数、 N ：日照時間、 N_o ：計算可照時間となる。本式のアメダスデータへの応用を考えて、日照計の係数について検討した結果によると、 $a = 0.244$ 、 $b = 0.511$ 、 $c = 0.118$ （ただしジョルダン式は0.179、0.550、0.114）という値が得られている⁴⁾。一方、日照時間はアメダスの1時間ごとの観測値を積算すれば良い。これに対して、計算可照時間 (N_o) は以下の式で求めることができる。

$$N_o = \frac{2H}{0.2618} \quad \dots\dots\dots(5)$$

$$\sin\left(\frac{H}{2}\right) = \left(\frac{A}{\cos\phi \cos\delta}\right)^{1/2} \quad \dots\dots\dots(6)$$

$$A = \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{(\phi - \delta - \gamma)}{2}\right) \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{(\phi - \delta - \gamma)}{2}\right) \quad \dots\dots\dots(7)$$

ただし、 H (rad) は日の出から南中までの時角、 ϕ は緯度、 δ は太陽の赤緯、 γ は地平屈折度で0.01 (rad) であり、これらは太陽の赤緯や観測地点の緯度などから計算可能である。また、大气上端の値である S_{sd} は以下の式で求まる。

$$S_{sd} = \left(\frac{I_o}{\pi}\right) \left(\frac{d_{sd}}{d_s}\right)^2 (H \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \sin H) \quad \dots\dots\dots(8)$$

$$\left(\frac{d_{sd}}{d_s}\right)^2 = 1.00011 + 0.034221 \cos\eta + 0.00128 \sin\eta + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta \quad \dots\dots\dots(9)$$

$$\eta = 2\pi(k/365)i \quad \dots\dots\dots(10)$$

ただし、 I_o ：118.11 MJ/m²、 d_s ：地球と太陽の距離、 d_{sd} ： d_s の平均値、 η は1年の*i*番日目に対するパラメータと

なる。この手法を用いて全天日射量を計算した例によると、15~20 Wm⁻²程度の推定誤差で求めることができるとされる⁴⁾。これは1時間の融雪水量に換算すると0.15~0.20 mmとなるので、十分な精度と考えられる。また、アルベド (γ) は融雪末期にはほぼ一定の値に近づくとされることから消雪時を0.45、3月1日を0.65として一次関数で補完して与えた。ただし気温と降水量から判断して降雪があった場合は、アルベドを0.75とし3日間で所定のアルベド値になるように設定した。

3.3 長波放射収支量

Q_{RL} は長波放射収支量であるが、一般に測定が困難なので、計算で求めることが多い。今回の計算では以下の式を用いた。

$$Q_{RL} = \sigma T^4 [1 - (1 - A)C] \quad \dots\dots\dots(11)$$

ただし、 σ ：ステファン・ボルツマン定数、 T ：地上気温である。 A は $A = 0.74 + 0.19X + 0.07X^2$ で、 $X = \log_{10} w_{top}$ となる。ここで、 w_{top} は有効水蒸気量の全量であり、露点温度 (T_d) を用いて下記の実験式で表される⁵⁾。

$$\log_{10} w_{top} = 0.0315T_d - 0.1836 \quad \dots\dots\dots(12)$$

また、雲量 C は日照率と相関関係があるため、雲量を日照率の3次式として近似した以下の式を用いた⁵⁾。ただし $A \equiv (N/N_o)$ である。

$$C = 0.826A^3 - 1.234A^2 + 1.135A + 0.298 \quad \dots\dots\dots(13)$$

3.4 顕熱・潜熱フラックス

顕熱交換量 (Q_A) は大気と雪面の温度差にもとづく熱量で、潜熱交換量 (Q_E) は雪の蒸発あるいは大気中の水蒸気の雪面への凝結による熱量となり、どちらも同じメカニズムで熱が移動すると考えられている。これらの熱量は以下のバルク法で求めた。

$$Q_A = C_p \rho C_k U (T_o - T_a) \quad \dots\dots\dots(14)$$

$$Q_E = l \rho C_e U (q_s - q_a) \quad \dots\dots\dots(15)$$

C_p ：空気の定圧比熱 (J・kg⁻¹・K⁻¹)、 ρ ：空気の密度 (kg・m⁻³)、 U ：特定の高さにおける風速 (m・s⁻¹)、 T_o ：積雪面の温度 (K)、 T_a ：特定の高さにおける気温 (K)、 C_k ：顕熱に対するバルク係数、 C_e ：潜熱に対するバルク係数、 q_s ：0℃における飽和比湿、 q_a ： T_a における大気の比湿、 l ：水の気化熱 (J・kg⁻¹)

顕熱、潜熱交換量の計算に必要な、大気圧、蒸気圧などのデータはアメダス観測所では観測していない。八幡平澄川地すべりに最も近い蒸気圧等の観測を行っている気象官署は盛岡地方気象台であるが、冬期間は盛岡よりも秋田の蒸気圧データの方が相関性が高い。したがって大気圧、蒸気圧のデータは、秋田地方気象台のデータを標高補正して求めた。一方、融雪に関係する風速は、通常積雪面から1mの高さの値を用いることが多い。アメダス観測所の風速計の設置高は8.5mもしくは6.4m

であることから、風速のデータをべき乗式を用いて積雪面から1 mの高さに補正した。また、1991年のアメダス観測所の移動に伴い、移動後の風速データが大幅に低くなるなど有意な差が認められた。これは、移転前後の観測所周辺における環境の違いが原因と思われるが、設置前後のデータの共通化をはかるため、移動前13年間の融雪期における平均風速と、移動後6年間の平均風速を比較し、補正係数を算出した。その後、各年の日平均風速データに求めた補正係数を乗じ、融雪熱量を計算した。

3.5 降雨による融雪熱量

Q_r は降雨による融雪であり、以下の式で求めることができる。ただし雨滴の温度は1時間の平均気温としている。

$$Q_r = 1.163P \cdot t_r \quad \dots\dots\dots (16)$$

P : 時間雨量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), t_r : 雨滴の温度 ($^{\circ}\text{C}$)

一般に、雨が降れば急速に融雪が進行すると思われるが、これは積雪底面から流出する雨を融雪水と見誤るため、実際は雨そのものによる融雪は多くない。例えば 10°C の雨が 1 mm 降ると、約 $4.19 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{h}^{-1}$ の融雪熱量が積雪層に供給されるが、氷の融解熱は $3.34 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ なので、約 0.13 mm の融雪を発生させるにすぎない。しかし今回の場合、降雨量が多かったことなどから、 13 mm 程度の融雪水が発生したと推定される(図-4)。降雨による直接の融雪は少ないものの、一般に降雨があれば風も吹き、湿度も高くなるので潜熱フラックスも大きくなる。さらに気温も高くなれば乱流熱交換量が大きくなるので、顕熱フラックスも大きくなり、多量の融雪水が発生する可能性が高い。

4. 1997年の融雪期における融雪水量と降雨量

4.1 融雪熱量の計算

以上の方法を用いて、3月1日から地すべりが発生した5月11日までの日単位の融雪熱量を計算した(図-5)。3月では、すでに日射による融雪熱量が $5 \text{ MJ/m}^2/\text{day}$ 前後になっているが、上旬から中旬にかけては気温などが低いため積雪層から大気に奪われる熱量が大きく、合計融雪熱量はまだ低いレベルにある。したがって、積雪

図-4 5月7～8日の降雨とそれによる融雪水量の変化

図-5 1997年の融雪期における計算融雪熱量

表層での融雪はほとんど発生していないか、発生しても積雪層内に貯留されてしまうと考えられる。3月下旬から徐々に増加した融雪熱量は、4月に入って気温の上昇にともなう顕熱・潜熱の影響により、大幅に増加する傾向が見られた。4月下旬から5月初めには、気温もさらに高くなることから風の影響も受けやすく、5月2日や4日には風の影響による顕熱・潜熱フラックスの増加も認められた。

4.2 積雪層外流出量の推定

次に融雪熱量から計算した融雪水量に、降水種判別による降雨を加え、積雪表層から供給される水量について検討した(図-6)。この結果によると、3月後半から徐々に融雪水が発生し始めるが、4月になるとほぼ毎日のように10~20 mm程度の融雪水が発生していることが明らかとなった。また、4月には降雨の頻度が高くなるのに伴い、融雪水と降雨が一体となって流出する場合も増えたと考えられる。ここで、積雪のもつ貯留機能が問題となるが、4月以降の積雪層の比重は、通常0.45前後と一定の値になっているので、積雪表面で発生した融雪水および積雪層に降った降雨は、ほとんどすべてが積雪層内を流下し短時間に積雪層外に流出したものと推定される。一方、積雪層外に流出した水が地盤に浸透する過程で、土壤凍結による影響が問題となるが、この地域は数mに及ぶ積雪層が形成されることから土壤凍結は起こりにくいと考えられ、また土壤凍結が発生しても影響は融雪期の初期段階に留まると考えられる。したがって、積雪層外に流出した水は、そのほとんどが透水性の良い火山性の表層土から地盤内部に浸透したものと推定される。

4月の後半からは融雪水の強度が急激に増加し、5月になると1日あたり30~60 mmの融雪水が積雪層から流出していたと考えられる。とくに8日は、融雪水量が約60 mm程度に達したと計算されたが、そのうち最も

図-6 地すべり発生前の計算融雪水量と降雨量

多かったのが潜熱による融雪で約19 mm、さらに顕熱で約17 mmとなり降雨による融雪も13 mm程度と推定された(図-7)。この計算では、短波長収量による融雪水量が7 mm程度になるとの結果を得たが、これは統計的に日照時間が0でも大気上端の日射量の約12%が到達している(「(4)式」という結果⁵⁾に基づく。当日は一日中低層雲状態であったと思われるので、この値は過大と考えられるが、絶対値が小さいので誤差の範囲内と考えて良い。また通常、顕熱の方が潜熱による融雪量よりも多いが、この日は逆の結果となった。これは、8日は一日中雨が降り続くなど高湿度の状態、しかも気温も高かったため、大気中の水蒸気が多量の凝固熱を積雪層に供給したためと考えられる。これら積雪層で発生した約60 mmの融雪水に110 mmの降雨が加わり、合計で約170 mmの「降雨+融雪水」が一体となって積雪層外に流出し、地すべり発生の直接の原因になったものと推定される。

5. 積雪層外流出量の生起確率

5.1 積雪水量の推定

結果的に、1997年5月8日の約170 mmの積雪層外流出量が、降雨も含めた年最大日量となったように、積雪期における融雪水を考慮した上で無積雪期の降雨と比較し、年間を通して山地斜面に供給される最大水量を推定する必要がある。各年の融雪期における融雪水量を計算する上で最も問題となるのが、融けるべき積雪層が存在するかどうかである。山岳地帯の積雪水量の推定は非常に困難であるが、八幡平では1991年の融雪期まで委託観測による積雪深の観測が標高960 mの地点で行われており、このデータが利用可能となる。ところが積雪深の委託観測期間は11月から翌年4月までとなっており、八幡平のように積雪量が多い地点では消雪までの完

図-7 5月8日における積雪層外流出量の構成比

全な観測データがない。したがって、4月30日時点での積雪深のデータに融雪時期の一般的な積雪密度0.45を乗じることで初期値としての積雪水量を求め、その後、逐次融雪熱量から求めた融雪水量を減じ、積雪水量が0になるまでの期間における日融雪水量を算出した。

一方、1991年から1997までの八幡平における積雪水量は、八幡平から南南西に約13kmの地点に位置する鎧畑の積雪深の委託観測データを用いて推定した。鎧畑でも毎年11月1日から4月30日まで、毎日9時に積雪深のデータを観測している。これらのデータのうち、極端な少雪年や多雪年、さらに典型的な里雪型年のデータは除外した上で、両者の共通観測期間である1978年から1991年までの3～4月における観測データについて相関性を検討した。その結果、両者の関係に高い相関関係が認められ、鎧畑の積雪深から八幡平の積雪深が予測可能となった(図-8)。したがって1992年寒候期からは、鎧畑の消雪時点での八幡平の積雪深を184.5cmと設定し、その後は上記と同様の手法で、消雪までの融雪水量を計算した。

5.2 積雪層外流出量の再現期間

次に、アメダス等のデータと熱収支法などを用いて、1979年から1997年までの3月1日から消雪までにおける日融雪水量を計算した。さらに降水種を判断して、積雪層に雨が降った場合は融雪水量に加え、積雪層外流出量を求めた。ただし短波放射収支量の計算については、日照時間の観測が1985年にジョルダン式から回転式に

変更されたので、日照計の係数を変更して計算している。

19年間にわたる積雪層外流出量の計算結果によると、八幡平澄川地すべりが発生した1997年に限らず、毎年融雪期に多量の融雪水が積雪底面から流出することが明らかとなった。とくに5月になると、季節に依存する日射量や気温の上昇によって融雪が促進されるため、一般的に融雪強度が高くなる傾向が見られた。さらに、積雪層に雨が降ると融雪水と雨が一体となり、多量の融雪水等が積雪底面から流出する場合が多い。実際、19個の年最大日積雪層外流出量のうち11個が降雨と関係していた。この他、山岳地では強風によって平坦地以上に融雪が促進されるとの報告もあるが⁸⁰⁾、実際強い風が吹いた日に最大日積雪層外流出量を記録した年もあった。

次に計算した最大日積雪層外流出量と最大日降雨量を比較して、年最大日量を抽出したところ、19個のデータのうち半数以上の10個が融雪期に生起することがわかった(表-2)。この中でも、やはり1997年5月8日の173.6mmが最も大きく、次に1982年5月13日の125.2mm、1986年8月5日の117mmの順となった。

この結果をもとに、Gambel-Chow法による最大日量の解析を試みたところ、1997年のイベントは70～80年の再現期間に相当する確率量であることが明らかとなった。(図-9)。この値は70～80年周期で発生するという意味でなく、あくまでも確率としての可能性に過ぎない。しかし、八幡平澄川地すべり発生前の地形解析の結果でも、特徴的な地すべり地形が見られることから⁷⁾、この地すべりが以前から繰り返し活動していたと考えられる。

図-8 融雪期における鎧畑と八幡平の積雪深の関係

表-2 各年における最大日量

年	最大日降雨量 (mm)	最大日積雪 層外流出量 (融雪水+降雨を含む) (mm)	最大日量 (mm)	最大実効量 ($\alpha=0.991$) (mm)
1997	110	173.6	173.6	480.2
1996	63	98.3	98.3	429.4
1995	93	90.6	93.0	369.6
1994	58	83.0	83.0	404.2
1993	68	90.1	90.1	326.1
1992	46	96.0	96.0	348.9
1991	90	77.8	90.0	401.0
1990	114	77.5	114.0	350.4
1989	94	57.8	94.0	265.7
1988	57	87.7	87.7	400.3
1987	108	67.0	108.0	366.4
1986	117	66.4	117.0	368.8
1985	59	71.3	71.3	375.1
1984	76	63.4	76.0	384.1
1983	97	97.8	97.8	431.5
1982	78	125.2	125.2	487.1
1981	96	69.7	96.0	306.7
1980	59	75.7	75.7	363.3
1979	92	79.0	92.0	318.2

※: 融雪期間中に生起

図-9 年最大日雨量もしくは年最大積雪層外流出量の再現期間

図-10 年最大実効雨量もしくは年最大実効積雪層外流出量の再現期間

地すべりの履歴が、得られた再現期間と調和的かどうかは明らかではないが、少なくとも降雨のみの解析で得られた20年の再現期間よりは妥当な値と考えられる。今後、樹木の年輪解析や火山性堆積物の層序学的な解析結果を参考にしながら、地すべり活動の履歴を検証する必要がある。

5.3 実効「積雪層外流出量」を考慮した再現期間

次に、8日の約170 mmの積雪層からの流出と地すべり発生までの間に3日間のタイムラグがあったことなどから、崩壊や土石流の発生予測などに用いられてきた実効雨量の概念を用いて、八幡平澄川地すべり発生前の積雪層外流出量の確率量について検討を加えた。

実効雨量の考え方は、崩壊などの誘因となった降雨の効果は時間とともにある係数で減少し、現在の状態は過去にもたらされた降雨の総和であるとする考え方で、最も単純なタンクモデルである線形貯留関数の貯留量を表す。実際の計算では、低減係数 a をどのようなアルゴリズムで表現するかが重要な問題となるが、ここでは地すべりが3日後に発生していることから、11日の実効雨量が最大になるような低減係数を求めたところ、半減期として6日に相当する値を得た($a = 0.891$)。

この低減係数を用いて、実効積雪層外流出量および実効降雨量を算出し、各年ごとに年最大実効積雪層外流出量もしくは年最大実効降雨量を求めた。その結果、19年間のすべてのデータで年最大実効日量は実効積雪層外流出量となった(表-2)。しかし、最大値は1982年に記

録した487 mmとなり、1997年の480 mmは2番目に大きい値となった。ただし、計算や観測誤差を考えると、実際には両者の間にほとんど差がないものと考えられる。実効積雪層外流出量について、同様に再現期間を求めたところ、20年程度の確率量に該当することがわかった(図-10)。この再現期間は、融雪水量を考慮した年最大日量の70~80年確率よりも大幅に短い期間となった。この原因として、融雪期にはいずれの年も一定量の融雪水が発生するので、降雨が加わったとしても全体として平準化されてしまうためと考えられる。しかし、1982年は1997年と同様に、地すべり発生の危険度が高まったものと推定された。

1982年5月13日は、1997年の約170 mmには及ばないものの、76 mmの降雨と約50 mmの融雪水の合計約126 mmの積雪層外流出量が地盤に供給された点で、類似性がきわめて高い。また、5月に入ってから晴天が続いたことから、計算上では多量の融雪水が発生していたと考えられる。実際、5月13日には鹿角市周辺の山間部で崩壊などが多数発生した。しかし、八幡平澄川地すべり地で地すべり活動があったという記録はない。そこで、両年の相違をより明確にするため、1982年と1997年の実効積雪層外流出量の変化をプロットしたところ、全量はほとんど同じとなったが、1997年の方が最大値への勾配が急な結果となった(図-11)。この差が、地すべりの発生と非発生につながった可能性がある。すなわち、実効量の絶対値と最大値へ至る過程が地すべりの発

図-11 1997年と1982年の融雪期における実効積雪層外流出量の変化

生を規定すると考えられるので、実効量を正確に監視できれば地すべりの発生をある程度予測できる可能性があると思われる。しかしながら、これらのデータはすべて計算で求めた結果なので、積雪層からの流出水が地盤内に浸透する過程や、その結果としての間隙水圧と地すべり発生についての詳細な検証が必要となる。したがって今後、融雪と地すべりの関係を明らかにするため、山岳地域における融雪水量の強度やタイミングについての観測、さらに積雪底面から流出した水量の地すべり土塊への浸透過程を検証するための間隙水圧の観測やモデル解析などを進める必要がある。

6. まとめ

アメダス等のデータと熱収支法を用いて、八幡平澄川地すべり発生前の積雪層外流出量を推定した。アメダスのデータは最も簡単に入手できしかも広範囲に観測地点があるので、今後、これを用いたより正確な融雪地すべりの発生予測が可能になるものと考ええる。以下、本論で得られた成果をまとめると次のようになる。

- ①1997年5月8日に記録した110 mmの日降雨量は、過去19年間で3番目に大きな年最大日降雨量となり、7～8年の再現期間に相当する現象であることが明らかになった。
- ②地すべりの発生時に積雪層が残っていたため、熱収支法によって融雪水量を計算したところ、5月8日の融

雪水量は約60 mmとなり、降雨の110 mmと合わせると約170 mmの「融雪水+降雨」が積雪層から山地斜面に流出したと推定された。

- ③同様な手法で、1978年から1997年までの19年間のデータについて融雪水量を計算し、降雨を加えた日積雪層外流出量を求め、年最大日降雨量と比較したところ、半数以上の10年間で融雪期に年最大日量が生じた。
- ④1997年5月8日における約170 mmの日積雪層外流出量は、19年間における最大値となり、70～80年の再現期間をもつ現象であることがわかった。
- ⑤半減期6日の実効積雪層外流出量と実効雨量を計算したところ、すべての年で融雪期に最大実効量が生じることが明らかとなった。しかし、1997年5月8日のイベントは2番目の記録となり、20年確率の実効量に相当することがわかった。

なお、本調査研究は「八幡平地すべり及び出水市土石流に関する緊急研究」(平成9年度科学技術振興調整費)の一環として実施した。

参考文献

- 1) 太田岳史：気温および降水量による山地積雪水量の経時変化の推定，雪氷，51(1)，pp.37-48，1989
- 2) 小川真由美・野上道男：冬季の降水形態の判別と降水量の分布，水文・水資源学会誌，7(1)，pp.421-427，1994
- 3) 吉田作松・篠木誓一：日本における月平均全日射量およびその年々の変動度のマップの作成，天気，25，pp.375-389，1978
- 4) 近藤純正・中村 亘，山崎 剛：日射量および下向き大気放射量の推定，天気，38(1)，pp.41-48，1991
- 5) 近藤純正・三浦 章：地表面日射量の実験式と日射計をチェックする簡便な方法，天気，30(1)，pp.284-290，1983
- 6) 松浦純生・竹内美次・浅野志穂・岡本 隆：山地斜面における強風時の融雪特性，水文・水資源学会誌，9(1)，pp.48-56，1996
- 7) 田中耕平・井口 隆：1997年5月秋田県鹿角市澄川地すべり・土石流災害調査報告，防災科学技術研究所主要災害調査第34号，40 pp.，1998

(原稿受理日 平成9年12月25日)

地すべり構造と広域場からみた澄川地すべり

「地すべり」Vol. 35, No. 2 (通巻第 134 号) pp. 1~10, 1998 年 (平成 10 年) 9 月

大八木規夫, 池田浩子

1997 年 5 月 11 日八幡平澄川温泉に発生した地すべりは、「澄川左岸」大規模地すべり地形内部の 2 つの旧二次地すべりが一体となって再活動したものであった。この移動体は第四紀焼山火山の安山岩溶岩の一肥厚部にあたり、すべり面は主にこの溶岩と下位の新第三系火砕岩類あるいは先焼山カルデラ堆積物との境界付近に認められる。これより、溶岩流の流下時の谷地形 (現在は埋没谷) が地すべり発生場を先導したと考えられる。

焼山火山体の周囲には円弧状に大小の地すべり地形が分布し、それらは火山体の下位に伏在している先焼山カルデラの推定輪郭線上に配置されている。また、火山体は下底部にも凸型の断面形をもつことから、火山体の先焼山カルデラ堆積物への沈下と、これに伴うこの堆積物の側方流動が推定され、これが上述の地すべり地形の分布の一要因になったと考える。八幡平東部の前森山や茶臼岳などの第四紀火山体周辺に分布している巨大な地すべり地形群が直径 11~12 km の環状範囲に入ることは、これらの第四紀火山体の下位にも火山性の環状構造が存在し、地すべり地形の形成に関係したことを示唆している。

澄川地すべり発生前の地すべり地形と地すべり変動

「地すべり」Vol. 35, No. 2 (通巻 134 号) pp. 11~19, 1998 年 (平成 10 年) 9 月

井口 隆

1997 年 5 月に発生した鹿角市八幡平澄川地すべりは、過去に変動した地すべりの再滑動である。また、秋田焼山火山の山麓に生じた、大規模地すべり地形の移動体内に、二次的に生じた地すべりである。澄川地すべりを含めた秋田焼山から八幡平火山一帯には、巨大・大規模地すべり地形が多数分布しており、その移動体の一部が火山噴気の変質作用のために滑動し、地すべり災害を発生させてきた。

澄川地すべりは、表層部の変動量が比較的小さいのに対し、内部の地層が絞り出されて遠方まで到達するスクイーズ型の変動を起こした。

過去の地すべり滑動の痕跡である地すべり地形の分布を表わした地すべり地形分布図は、地すべりに関する研究の資料としてだけでなく、これから起きる地すべり発生場所の予測など広く防災行政にも活用できる資料として、幅広い活用が期待される。

アメダス等のデータによる八幡平澄川地すべり発生前の積雪層外流出量の推定とその生起確率

「地すべり」Vol. 35, No. 2 (通巻 134 号) pp. 20~28, 1998 年 (平成 10 年) 9 月

松浦純生, 浅野志穂, 岡本 隆, 竹内美次, 中村三郎

秋田県八幡平で発生した、大規模な地すべり発生前の融雪水の動態を明らかにすることを目的として、気象庁のアメダス等のデータを用いて熱収支法による融雪水量の推定を試みた。さらに、過去 19 年間の融雪期における融雪水量を算出し、無積雪期における降雨量と比較して年最大日量を求め、これらの結果をもとに確率年最大日量等を計算した。

秋田県澄川地すべり、鹿児島県針原川土石流における高速長距離土塊移動のメカニズムについて

「地すべり」Vol. 35, No. 2 (通巻 134 号) pp. 29~37, 1998 年 (平成 10 年) 9 月

佐々恭二, 福岡 浩, 汪 発武

平成 9 年 5 月の秋田県八幡平澄川地すべりおよび平成 9 年 7 月の鹿児島県出水市針原川の土石流の現場よりサンプルを採取し、応力制御リングせん断試験機を用いて、すべり面の応力とせん断変位を再現する試験を行った結果、せん断により粒子破碎を起こしやすい安山岩質の岩屑または砂礫層において非排水せん断、非排水載荷が生じたと考えることにより、この両者の高速運動を無理なく説明できることが分かった。

澄川地すべりの発生機構について

—澄川地すべり調査結果と対策工の概要—

「地すべり」Vol. 35, No. 2 (通巻 134 号) pp. 38~45, 1998 年 (平成 10 年) 9 月

小川内良人, 山崎 勉, 山崎孝成, 菊地 章, 小原喜幸, 保坂金雄

1997 年 5 月、八幡平熱水変質地帯に発生した澄川地すべりは、地すべり発生と同時に水蒸気爆発と土石流が発生した特異な地すべりである。すべり面は、モンモリロナイトを多量に含む変質した第四系の澄川凝灰岩上面に形成されている。ボーリングの孔内温度は、すべり面に近づくにしたがって上昇し、すべり面以深では 100 度に達する。地すべり地内の地下水は弱アルカリ性を示し、埋没した澄川温泉の酸性泉とは際だった違いを見せている。澄川凝灰岩を覆う焼山火山噴出物には、キレツの発達した安山岩溶岩が分布し、地下水の通路となっている。地すべり発生の素因は、変質して粘土化した澄川凝灰岩の存在と、基盤が円弧すべりを発生しやすい凹面型を呈していたことである。

1997 年 5 月 11 日秋田県鹿角市八幡平で発生した澄川地すべり・土石流の発生時系列と発生形態

「地すべり」Vol. 35, No. 2 (通巻 134 号) pp. 46~53, 1998 年 (平成 10 年) 9 月

佐々木隆司, 石井 学, 南 哲行, 山田 孝

澄川地すべり・土石流災害では、大規模な地すべりが発端となり、引き続いて土石流及び水蒸気噴出・爆発が発生しており、これら諸現象が 5 月 11 日午前 8 時前後の短い時間で発生したという興味ある特徴を有している。しかしながら、土石流を発生させた地すべりの発生形態や、地すべり・土石流がどのようなプロセスで発生したかについては未知な点が多い。本論では、澄川地すべり・土石流災害の発生時系列及び発生形態を明らかにした。