融雪と蒸発散を考慮した実効雨量法による 地すべり地の地下水位変動解析

Analyses of groundwater level fluctuation in a landslide site using the effective rainfall method incorporating the effect of snowmelt and evapotranspiration

溝口芽衣^{a) b)}, 桂 真也^{a) *}

Mei MIZOGUCHI and Shin'ya KATSURA

Abstract

Although the effective rainfall method has been widely used for analyzing groundwater level fluctuation in landslide sites, few previous studies have applied the method to snow-cover area throughout a year. This study estimated snowmelt by a simple and easy way, and analyzed groundwater level fluctuation in a landslide site in snow-cover area throughout a year using the effective meltwater and/or rainwater (*MR*). The results suggested that the groundwater level can be reproduced using the effective *MR*, and that incorporating the effect of evapotranspiration can improve the accuracy.

Key words : Groundwater level, Effective rainfall method, Snowmelt, Meltwater and/or rainwater, Evapotranspiration

和文要旨

実効雨量法は地すべり地の地下水位変動解析に多く用いられてきたが、積雪地域において1年を通して適用した事例は見当たらない。本研究では、簡便な手法により融雪水量を求めた上で、降雨量に融雪水量を合算した地表面到達水量(*MR*)から計算される実効*MR*により、積雪地域の地すべり地の地下水位変動を解析した。その結果、実効*MR*により1年を通して精度よく地下水位変動を再現できること、蒸発散の影響を考慮すれば再現精度がさらに向上することが示された。

キーワード：地下水位、実効雨量法、融雪、地表面到達水量、蒸発散

1. はじめに

地すべりは、雨水や融雪水の地下への浸透によって地下水位が上昇し、すべり面に作用する間隙水圧が増加することによって誘発される。このため、雨水や融雪水の供給と地下水位との関係を明らかにすることは、地すべり対策を検討する上で非常に重要である。

降雨量や融雪水量から地下水位変動を把握する手法として、古くから実効雨量法(たとえば海野ら, 2008)やタンクモデル法(たとえば吉松, 1980)、浸透流解析(たとえば浅野ら, 2000)などが提案されてきた。このうち、実効雨量法は、実効雨量と地下水位の間に一定の関係式を仮定し、地下水位の変動を最もよく再現する半減期と関係式中の係数を求めた上で、実効雨量から地下水位の変動を再現する手法である。実効雨量法は必要なパラメータの数が少なく、解析結果を速やかに得られるという利点を有している。無積雪地域では観測された降水量(降雨量)からただちに実効雨量を計算できるため、実効雨量法の適用は容易であり、これまで多くの適用事例が報告され、おおむね良好な結果を示している(たとえば竹本ら, 2004; 海野ら, 2008)。

一方、わが国の国土の約半分を占める積雪地域では、冬期にもたらされた降雪が積雪層を形成した後、気温上昇時等に融け出すため、実効雨量法を適用する場合は融

雪水量も考慮する必要がある。融雪水量を求めるには、ライシメータによる直接計測や熱収支法による算定などの方法があるが、こういった専用の現地連続観測機器が必要な方法を用いるのは、地すべりが多発する山間部では困難な場合が多い。そこで、こうした機器を用いずに、積雪層の水収支と積算暖度法から融雪水量を求めた上で、実効雨量法を適用した事例として桂ら(2016)の研究が挙げられるが、融雪を考慮した事例は非常に少ないのが現状である。さらに、積雪地域でも無積雪期は通常の降雨がもたらされるため、これによっても地下水位の変動が起きる。すなわち、実効雨量法を日本全国に適用可能な汎用性の高い手法とするためには、降雨量のみならず融雪水量も考慮し、1年を通じて地下水位の再現性を検証する必要がある。

そこで本研究では、積雪地域の地すべり地において、桂ら(2016)の手法を参考に融雪水量を求めた上で、無積雪期も含めた1年を通して実効雨量法を適用し、地下水位変動を解析した。そして、地下水位の再現精度のさらなる向上に向けて検討を加えた。

2. 研究方法

2.1 研究対象地

本研究の対象地は北海道芦別市野花南地区の地すべり地(図-1)である。当該地区では、2010年8月22日に延長約250m、幅約150m、移動土塊量約20万m³の地すべりが発生した。地すべりが発生した斜面は一級河川空知川に面した西向き斜面で、地すべりにより林道が3か所

* 連絡著者 / corresponding author

a) 北海道大学

Hokkaido University

〒060-8589 北海道札幌市北区北9条西9丁目

Kita 9, Nishi 9, Kita-ku, Sapporo 060-8589, Hokkaido, Japan

b) 現 大地コンサルタント株式会社

Now in Daichi Consultant Co., Ltd.

図-1 観測地の位置図（地理院地図に加筆）

Fig. 1 Maps of the study site (drawn based on the map provided by the Geospatial Information Authority of Japan)

図一 2 地すべり平面図（林野庁北海道森林管理局空知森林管理署提供資料を一部改変）

Fig. 2 Map of the Nokanan landslide (drawn based on the data provided by the Sorachi District Forest Office, Hokkaido Regional Forest Office, Forestry Agency)

で寸断されたほか、移動土塊が斜面下部の国道38号線までと50mの位置まで到達した。地すべり発生後、林野庁北海道森林管理局空知森林管理署によって集水井工、水路工、アンカー工等が2011年度末までに施工され(図-2)、現在地すべり活動は沈静化している。植生は、地すべり範囲の一部は裸地や草本類であるが、周辺も含めた斜面全体としては、カラマツを主体にトドマツ、ホオノキ、エゾイタヤ等が混在する針広混交林である。

同署が実施したボーリング調査によって推定された地質断面図(図-2のB~E測線)を図-3に示す。基岩は上部が白亜紀上部蝦夷層群浦河層の砂岩泥岩互層、下部が白亜紀中部蝦夷層群中川層の頁岩層で、古期に活動したと見られる地すべり移動土塊がその上位に最大20m程度堆積している。2010年の地すべりは、古期地すべり土塊の下部がまず40~50m程度大きく滑動・移動し(災害すべり)、それに伴って不安定化した上部斜面が追従して滑動した(背後拡大すべり)ものと推定される。

2.2 地下水位の計測手法

地下水位の計測は、2か所の水位観測孔(BV2, BV22)を対象に行った(図-2, 3)。BV2は地盤標高201.15mの位置に掘削された深度43.0mの観測孔で、災害すべりのすべり面がGL-17.0m付近に存在する。GL-35.10mまでは災害すべりまたは古期地すべりの地すべり堆積物で、それ以深は中川層頁岩である。全深度にわたってストレーナーが設けられている。

一方、BV22は地盤標高282.21mの位置に掘削された深度20.0mの観測孔で、2010年の地すべり範囲外に位置するため、災害すべりや背後拡大すべりのすべり面は存在しない。GL-2.75mまでは古期地すべり堆積物で、それ以深は浦河層砂岩泥岩互層である。全深度にわたってストレーナーが設けられている。

筆者らはBV2とBV22に圧力式水位計を設置し、孔内の地下水位を自動計測した。計測対象期間は2016年11月16日から2017年11月15日の1年間で、計測間隔は2016年12月14日までは1時間、その後は5分である。計測値から日平均地下水位を算出し、以下の解析に用いた。

2.3 気象・積雪観測手法

筆者らは研究対象地の標高213m地点に温度計を設置し(図-2)、気温を自動計測した。計測は2016年12月15日に開始し、5分おきで記録した。欠測期間(2016年11月16日から12月14日まで)については、以下の方法で研究対象地の気温を推定した。まず、研究対象地での計測値が存在する期間について、日平均気温および時間平均気温を算出し、最寄り(研究対象地から約9.3km)の気象庁観測所であるアメダス芦別(標高91m; 図-1)の値と比較した。その結果、日平均、時間平均ともに、研究対象地とアメダス芦別の間には高い相関が見られた(図-4)。そこで、2016年11月16日から12月14日までは、図-4で得られた回帰式を用いて推定された時間平均気温および日平均気温を、12月15日から2017年11月15日までは研究対象地での計測値から求めた時間平均気温および日平均気温を、それぞれ以下の解析に用いた。

降水量は、アメダス芦別(図-1)の値を用いた。降水は降雨と降雪の二形態をとるため、太田(1989)を参考に、日平均気温が2℃以上の日の降水はすべて降雨、2℃未満の日の降水はすべて降雪と判断した。次に、雨量計の捕捉率を考慮し、降雨量と降雪量を補正した。これは、風により降水粒子の一部がうまく捕捉されず、特に降雪時には本来の降水量よりも少ない値が記録されるためである。捕捉率CRは以下のように表される(横山ら, 2003)。

図-3 推定地質断面図(林野庁北海道森林管理局空知森林管理署提供資料を一部改変)

Fig. 3 Estimated geological profiles (drawn based on the data provided by the Sorachi District Forest Office, Hokkaido Regional Forest Office, Forestry Agency)

図-4 アメダス芦別と野花南地区の時間平均気温（左）および日平均気温（右）の関係

Fig. 4 Relationship between the hourly (left) and daily (right) average temperature at AMeDAS Ashibetsu and Nokanan

図-5 アメダス芦別と野花南地区の積雪深の関係

Fig. 5 Relationship between the snow depth at AMeDAS Ashibetsu and Nokanan

$$CR = \frac{1}{1+mU} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 U ：風速（m/s）である。 m は係数で、アメダス芦別の降水量計は風除け付きであるため、降雪で0.128、降雨で0.0192とした。 U にアメダス芦別の日平均風速を用いて CR を求めた上で、アメダス芦別の日降水量を CR で除することにより、捕捉率を考慮した日降水量を求めた。

研究対象地内の樹木等の障害物から離れた平坦地（図-2）において、筆者らはスノーサンプラーを用いて積雪水量を計測した。計測日は、2016年12月14日、2017年2月7日、3月3日、3月27日である。

積雪深はアメダス芦別の値を用いた。積雪水量の計測日に、すぐ横で筆者らが積雪深を計測したところ、アメダス芦別の値とはほぼ一致した（図-5）ため、アメダス芦別の値は研究対象地にも適用できると判断した。解析対象期間に含まれる2016-17冬期の根雪開始日は2016年

11月22日、消雪日は2017年4月5日であった（根雪は気象庁の定義による）。

2.4 地表面到達水量の算定手法

降雨と融雪により地表面へ到達する水は、それぞれ到達の仕方が異なる。降雨による場合、雨水は直接地表面に到達し、地下へと浸透していく。一方、降雪の場合は、降雪が続くと積雪層を形成する。気温の上昇などによって融雪が発生すると、積雪層内を流下して地表面に到達し、地下へと浸透していく。このように、積雪期の降水は、時間的な遅れや強度の変化を経て地表面に到達する（松浦, 2003）。そこで、最終的に地表面に到達したすべての水の量である地表面到達水量（松浦, 2003）を、桂ら（2016）を参考に以下の方法で算出した。

まず、解析対象期間中の積雪期を、根雪開始日、積雪水量の計測日、および消雪日を区切りとして5つの期間（2016年11月22日～12月14日、12月14日～2017年2月7日、2月7日～3月3日、3月3日～3月27日、3月27日～4月5日）に分けた。次に、このうちのある期間における積雪層での水収支は以下の式で表される。

$$S_{\text{end}} - S_{\text{ini}} \cong \sum P_s - \sum M \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 S_{ini} ：期首の積雪水量（mm）、 S_{end} ：期末の積雪水量（mm）、 P_s ：日降雪量（mm/day）、 M ：日融雪量（mm/day）である。降雨や融雪水はただちに積雪層から流出して地表面に到達するものとする。また、積雪表面からの蒸発量や地熱による底面融雪量は非常に少ないことから無視した。

期間内の総融雪量 $\sum M$ は、積算暖度法を時間単位で用いるdegree hour法によって以下の式で表される。

$$\sum M = K \sum_{T-T_B > 0} (T - T_B) \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 K ：融雪係数（mm/℃/hour）、 T ：時間平均気温（℃）、 T_B ：基準温度（℃）である。 T_B は既往研究（たとえば境, 1963；大橋ら, 1991；小原・堺, 2008）を参考に0℃とした。ここで桂ら（2016）が用いたdegree day

法ではなく, degree hour法を用いたのは, 本研究対象地のような内陸部では特に晴天日の気温の日較差が大きく, 日平均気温は氷点下でも最高気温は 0°C 以上であることが多いため, 日中の融雪を考慮できるようにするためである。

各期間における水収支を(2)式によって計算し, $\sum M$ を求めた。その値を(3)式に代入して各期間の K を算出し, 時間融雪水量 M_{hour} (mm/hour) を以下のように求めた。

$$\begin{aligned} T > T_B \text{ の時間 } M_{\text{hour}} &= K(T - T_B) \dots\dots\dots (4) \\ T \leq T_B \text{ の時間 } M_{\text{hour}} &= 0 \end{aligned}$$

K は各期間で一定とした。各日, 24時間分の M_{hour} を合算し, M とした。

以上から, 積雪期の日地表面到達水量 MR (mm/day) は以下のように表される。

$$MR = P_r + M \dots\dots\dots (5)$$

ここに, P_r : 日降雨量 (mm/day) である。なお, 積雪期以外に降水が降雪と判断された日も存在するが, 根雪を形成するには至らなかったため, ただちに融けたとし, 日降水量を MR とした。

一方, 無積雪期については, 融雪水量を考慮する必要がないため, 日降水量をそのまま MR とした。

2.5 実効地表面到達水量の算定手法

実効雨量の計算式における日雨量の代わりに日地表面到達水量を用いることで, 実効地表面到達水量を算出した。計算式は以下のように表される。

$$EMR = \alpha \cdot MR_0 + \alpha \cdot EMR_{-1} \dots\dots\dots (6)$$

ここに, EMR : 実効地表面到達水量 (mm), MR_0 : 当日の MR (mm), EMR_{-1} : 1 日前の EMR (mm), α : 日単位の減少係数 ($0 < \alpha < 1$) である。 α は 1 日ごとの MR の影響の減少度合いを示すものであり, 影響度合いが半分になる期間である半減期 H (日) を用いて以下のように表される。

$$\alpha = (0.5)^{\frac{1}{H}} \dots\dots\dots (7)$$

式(6)を用いて EMR を計算するにあたっては, 解析対象期間の約 8 か月前である 2016 年 3 月 30 日にさかのぼって計算を開始することにより, 初期値 (2016 年 3 月 30 日の EMR) が解析結果に与える影響を排除した。初期値は 0 mm とした。計算開始日を 3 月 30 日としたのは, その日が 2016 年の消雪日の翌日であり, 降水量のデータのみから MR の計算が可能であったためである。

2.6 実効地表面到達水量を考慮した解析

MR が地盤内を浸透して地下水面に到達するには時間がかかるため, 地下水位の変動を最もよく説明できるのは何日か前の EMR である可能性がある。本研究ではこの所要時間を遅延日数 d (日) (増山, 2009) とし, d 日前

の EMR と地下水位の関係を求めることとした。以下, 半減期 H , 遅延日数 d の EMR を $EMR_{H,d}$ と表記する。

$EMR_{H,d}$ と地下水位の間に直線関係 (海野ら, 2008; 増山, 2009; 桂ら, 2016) を仮定し, 地下水位は以下のように表現した。

$$GL_{\text{cal}} = aEMR_{H,d} + b \dots\dots\dots (8)$$

ここに, GL_{cal} : 計算地下水位, a, b : 係数である。単回帰分析を行い, 以下に示す残差平方和 RSS が最小となるように H, d, a, b の値を決定した。

$$RSS = \sum (GL_{\text{cal}} - GL_{\text{obs}})^2 \dots\dots\dots (9)$$

ここに, GL_{obs} : 計測地下水位である。こうして求められた H, d をそれぞれ最適半減期, 最適遅延日数と呼ぶこととする。

式(9)を用いて単回帰分析を行う際, すべてのデータ (365 個) を用いると, データ数の多い低水位時の再現性に比重が置かれ, 融雪期や豪雨時などの一時的な高水位時のデータの再現性が低下するという問題が生じる。そこで, 以下の方法により, 単回帰分析に用いるデータを抽出することとした。まず, 水位が下降から上昇に転じる日, および上昇から下降に転じる日 (以下, 広義の「ピーク」と呼ぶ) は, ピークの大きさに関わらずすべて抽出した (ピーク抽出データ)。次に, 計測値の最大値と最小値の差分をある整数 n で除した値 ΔGL を計算し, 計測値の最大値を 1 番目のデータとして抽出した上で, 「最大値よりも ΔGL 小さい値に最も近い計測値」を 2 番目のデータ, 「最大値よりも $\Delta GL \times 2$ 小さい値に最も近い計測値」を 3 番目のデータとして抽出した。これを「最大値よりも $\Delta GL \times n$ 小さい値 = 最小値」となるまで繰り返した (n 等分抽出データ)。なお, 水位変動が大きい場合, 最も近い計測値同士の差が ΔGL よりも大きくなることもあるため, 抽出されるデータ数は $n + 1$ より少なくなる。最後に, n 等分抽出データのうち, ピーク抽出データのそれぞれと最も近いものは, そのピークの値と置き換えて, 最終的な解析対象データとした。 n の値は, 試行錯誤を繰り返した上で, 199 と定めた。こうして抽出された解析対象データ数は, BV 2 で 160 個, BV22 で 164 個である。

3. 結果

3.1 気象・積雪観測

解析対象期間の日降雨量 P_r , 日降雪量 P_s と日平均気温 T の経時変化を図-6a, 6b に示す。本研究対象地では冬の気温が低く, 積雪期中の降水はほぼ降雪と判断された。

日最大積雪深の経時変化を図-6b に示す。積雪深は, 根雪開始 (2016 年 11 月 22 日) からおおむね増加傾向を示し, 2017 年 2 月 25 日に最大積雪深 85 cm を記録した。それ以降は増減を繰り返しながら徐々に減少し, 4 月 5 日に消

雪にいたった。

3.2 地表面到達水量

水収支を計算した各期間における水収支と K の値を表-1に示す。 K の値は $0.070 \sim 0.247 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/\text{hour}$ をとり、既往研究(たとえば池淵ら, 1984; 小池ら, 1985; 大橋ら, 1991)で示されている範囲($0.05 \sim 0.3 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/\text{hour}$)にあることから、おおむね適切に融雪水量を推定できたと言える。なお、12月14日~2月7日の期間については、総融雪量は計算上 -0.96 mm となったが、誤差の範囲と判断して 0 mm とし、この期間中に融雪は発生しなかったものとした。

MR の経時変化を図-6aに示す。根雪開始から厳冬期にあたる2017年3月10日までは MR は非常に少なく、一時的に気温が上昇し、積雪深が減少した日に発生するのみであった。3月11日以降は気温の上昇と積雪深の減

少に伴って MR は徐々に増加し、消雪日の前日(4月4日)に積雪期中の最大値 30.6 mm を記録した。このように、積雪層に貯留された降雪が、融雪に伴って MR として地表面に到達している状況が見てとれる。消雪日以降は降水時のみに MR が発生し、解析対象期間中の最大値は10月23日の 47.1 mm であった。

3.3 地下水位

BV2の計測地下水位 GL_{obs} の経時変化を図-6cに示す。地下水位は標高で表示している。地下水位は、2017年2月16日までは緩やかな下降傾向にあったが、2月17日以降は MR の増減に伴って上昇・下降を繰り返すようになり、消雪2日後の4月7日に最高地下水位 175.9 m を記録した。消雪後は、ある程度大きな MR の発生に伴い地下水位が上昇した。 MR が少なかった夏期の終わり(9月11日)に最低地下水位 171.8 m を記録した。

図-6 (a) 日降雨量, 日降雪量, 日地表面到達水量, (b) 日平均気温, 日最大積雪深, (c) BV2の地下水位, (d) BV22の地下水位の経時変化

Fig. 6 (a) Daily rainfall, snowfall, and meltwater and/or rainwater, (b) the daily average temperature and daily maximum snow depth, (c) the groundwater level in borehole BV2, and (d) the groundwater level in borehole BV22 from 16 November 2016 through 15 November 2017

BV22の計測地下水位 GL_{obs} の経時変化を図-6dに示す。 MR への応答性の違いはあるものの、おおむねBV2と同様の傾向を示し、4月7日に最高地下水位276.1m、9月14日に最低地下水位267.9mを記録した。

3.4 実効地表面到達水量と地下水位の関係

単回帰分析の結果、BV2の最適半減期は5日、最適遅延日数は0日となった。このときの a, b の値は表-2の「蒸発散を考慮せず」欄に示した通りである。 $EMR_{5,0}$ と GL_{obs} の関係を図-7aに示す。決定係数は0.410となり、精度は「やや良い」(菅, 2001)と判断された。計算地下水位 GL_{cal} の経時変化を図-6cに示す。計測水位と計算水位の差($GL_{cal} - GL_{obs}$)は-1.47~2.26mの範囲にあり、差の絶対値の平均は0.57mであった(表-2)。 GL_{cal} が GL_{obs} よりも大きい期間や小さい期間が見られるものの、おおむね GL_{obs} の変動を再現できていると言える。

一方、BV22の最適半減期は10日、最適遅延日数は1日であった。このときの a, b の値は表-2の「蒸発散を考慮せず」欄に示した通りである。 $EMR_{10,1}$ と GL_{obs} の関係を図-7bに示す。決定係数は0.475となり、精度は「やや良い」(菅, 2001)と判断された。計算地下水位 GL_{cal} の経時変化を図-6dに示す。計測水位と計算水位の差($GL_{cal} - GL_{obs}$)は-3.54~4.48mの範囲にあり、差の絶対値の平均は1.21mであった(表-2)。 GL_{cal} が GL_{obs} よりも大きい期間や小さい期間が見られるものの、おおむね GL_{obs} の変動を再現できていると言える。

4. 考察

4.1 融雪を考慮した実効雨量法の適用可能性

本研究では、桂ら(2016)の手法を参考に、専用の現地連続観測機器を用いずに簡便な手法で融雪水量を求め

た上で、融雪水量を考慮した実効雨量法により地下水位の変動を解析した。その結果、精度はBV2, BV22ともに「やや良い」(菅, 2001)となり、一定の精度で地下水位の変動を再現できることが分かった。以上から、本研究で用いた手法は、積雪地域の地すべり地における地下水位変動を解析する上で有効と言える。本手法の実用面への応用としては、桂ら(2016)も指摘しているように、積雪地域における地下水排除施設の効果判定や維持管理への活用が期待できる。すなわち、地下水排除施設の施工前後に本手法を適用し、地下水位の応答特性を比較すれば、地下水排除施設の効果を定量的に評価することができる。また、本手法により地下水位の応答特性を経年的に評価すれば、地下水排除施設の機能低下を定量的に評価でき、施設の適切な維持管理につなげることも可能である。

4.2 BV2とBV22の比較

解析の結果、BV2はBV22と比較して最適半減期は小さく、最適遅延日数も小さかった(表-2)。このことは、BV2のほうがより短期間の MR に応答して、地盤内の浸透に要する時間も短く地下水位が変動していることを示している。地下水面は、BV2で $GL - 25.25 \sim 29.35$ m、BV22で $GL - 6.11 \sim 14.31$ mの範囲で変動しており、BV2のほうが地下水面が深部にあるにもかかわらずこのような結果となった理由として、BV2では地表面から地下水面まですべて災害すべりまたは古期地すべりの地すべり堆積物であり(図-3)、土塊が乱されたことによって地盤の透水性が高くなっているためと考えられる。

4.3 精度向上の検討

解析の結果、 GL_{cal} は GL_{obs} の変動をおおむね再現できて

表-1 各期間の水収支と融雪係数
Table 1 Water balance and the degree hour factor in each period

期間	降水量 (mm)		積雪水量 (mm)		総融雪量 ΣM (mm)	積算暖度 $\Sigma (T - T_B)$ ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{hour}$)	融雪係数 K (mm/ $^{\circ}\text{C}/\text{hour}$)
	ΣP_r	ΣP_s	S_{ini}	S_{end}			
11/22-12/14	6.2	66.9	0	32.9	33.97	289.8	0.117
12/14-2/7	0.0	103.9	32.9	137.8	0	74.4	-
2/7-3/3	0.0	44.1	137.8	165.3	16.58	237.0	0.070
3/3-3/27	0.0	12.7	165.3	154.3	23.70	414.4	0.154
3/27-4/5	0.0	1.7	154.3	0	155.99	632.8	0.247

表-2 本研究における解析結果のまとめ
Table 2 Summary of the results in this study

解析方法	観測 孔	最適 半減期 (日)	最適 遅延日数 (日)	a	b	決定 係数	計測水位と計算水位の差 (m)		
							最小	最大	絶対値 の平均
蒸発散を 考慮せず	BV2	5	0	0.028	172.55	0.410	-1.47	2.26	0.57
	BV22	10	1	0.040	268.62	0.475	-3.54	4.48	1.21
蒸発散を 考慮	BV2	8	0	0.026	172.76	0.621	-1.36	1.97	0.45
	BV22	14	1	0.040	269.05	0.700	-2.78	4.00	0.83

いるものの、決定係数から判断される精度はともに「やや良い」(菅, 2001)にとどまった。精度をさらに向上させるため、図-6c,dを注意深く見ると、両孔とも2017年4~5月ごろを境に、それ以前では GL_{cal} が GL_{obs} より小さく、それ以降は逆に GL_{cal} が GL_{obs} より大きくなっている傾向が読み取れる。このような傾向が見られる理由として、蒸発散の影響が考えられる。 MR の一部は実際には蒸発散により大気に戻り、地下水位には寄与しないが、上記の解析ではそのことが考慮されていないため、冬期に少なく夏期に多い蒸発散量の季節変化(塚本編, 1992)を反映して上記のような傾向が表れたと考えられる。

そこで、蒸発散量を考慮して上記と同様の解析を試みた。蒸発散量は、全国各地の気象官署に日本で典型的に見られる森林(樹高15m程度の針広混交林)の存在を仮定して月蒸発散量を推定した近藤ら(1992)のうち、研究対象地に最も近く、気象条件も近い旭川の値を用いた。森林パラメータや気象要素の違いによる推定誤差は年蒸発散量で $\pm 50\text{mm}$ 程度(近藤ら, 1992)であるため、研究対象地の月蒸発散量をおおむね評価できていると判断される。近藤ら(1992)に示されている月蒸発散量を各月の日数で除して日平均蒸発散量 ET (mm/day)を算出し、上記で求めた MR から ET を減ずることで MR' (mm/day)を算出した。そして MR' を用いて上記と同

様の解析を行い、 EMR' および GL_{cal}' を算出し、 GL_{obs} との対応をみた。

その結果、BV2の最適半減期は8日、最適遅延日数は0日となった。このときの a, b の値は表-2の「蒸発散を考慮」欄に示した通りである。 $EMR_{8,0}$ と GL_{obs} の関係を図-8aに示す。決定係数は0.621となり、精度は「良い」(菅, 2001)に向上した。 GL_{cal}' の経時変化を図-6cに示す。計測水位と計算水位の差($GL_{cal}' - GL_{obs}$)は $-1.36 \sim 1.97\text{m}$ の範囲にあり、差の絶対値の平均は 0.45m となった(表-2)。 GL_{cal} に比べて GL_{cal}' のほうが GL_{obs} をより精度よく再現できていることが分かる。

一方、BV22の最適半減期は14日、最適遅延日数は1日となった。このときの a, b の値は表-2の「蒸発散を考慮」欄に示した通りである。 $EMR_{14,1}$ と GL_{obs} の関係を図-8bに示す。決定係数は0.700となり、精度は「良い」(菅, 2001)に向上した。 GL_{cal}' の経時変化を図-6cに示す。計測水位と計算水位の差($GL_{cal}' - GL_{obs}$)は $-2.78 \sim 4.00\text{m}$ の範囲にあり、差の絶対値の平均は 0.83m となった(表-2)。 GL_{cal} に比べて GL_{cal}' のほうが GL_{obs} をより精度よく再現できていることが分かる。

このように、蒸発散を考慮することで、さらに精度よく地下水位の変動を再現できることが示された。

図-7 EMR と GL_{obs} の関係 (a) BV2, (b) BV22
Fig. 7 Relationship between EMR and GL_{obs} for boreholes (a) BV 2 and (b) BV22

図-8 蒸発散を考慮した場合の EMR と GL_{obs} の関係 (a) BV2, (b) BV22
Fig. 8 Relationship between EMR and GL_{obs} for boreholes (a) BV 2 and (b) BV22 analyzed considering the effect of evapotranspiration

4.4 蒸発散を考慮する意義

蒸発散を考慮しない場合と比較して、考慮した場合は、BV2, BV22ともに最適遅延日数は変化しないものの、最適半減期は大きくなる傾向が見られた(表-2)。これは、蒸発散を考慮しても、与えられた水が地盤内を浸透するのに要する時間は変化しないものの、与えられる水自体は蒸発散の分だけ減少するため、蒸発散を考慮する前と同程度のEMRを得るためには半減期を大きくする必要のあることを反映しているものと考えられる。

実効雨量法により地すべり地の地下水位を解析した既往研究(たとえば海野ら, 2008; 増山, 2009など)は、いずれも蒸発散を考慮していないため、そこで得られた最適半減期は実際よりも過小評価している可能性がある。急傾斜地の崩壊や土石流の発生予測などのために、強雨時に着目して半減期の小さい(1.5~72時間程度)実効雨量を用いる場合(たとえば鈴木・小橋, 1981)は蒸発散を考慮しなくても大きな影響は生じないと考えられる。しかしながら、地すべり地における1年を通した深い地下水位の変動解析のように半減期の大きい実効雨量を考える場合は、蒸発散の影響を考慮する必要がある。現地連続観測機器を用いて微気象観測を行う等により蒸発散量を把握することは、パラメータが少ないという実効雨量法の利点を損なう恐れもあるが、本研究で用いたような手法であれば、容易に解析に採用することが可能である。

5. まとめ

本研究では、積雪地域の地すべり地において、融雪を考慮した実効雨量法により、無積雪期も含めた1年を通した地下水位変動解析を行った。その結果、降雨量に融雪水量を加味して求めた実効地表面到達水量により地下水位の変動を精度よく再現することができた。また、実効雨量法において通常は無視される蒸発散を考慮することにより、地下水位の再現精度がさらに向上することが示された。

本研究で用いた手法は、専用の現地連続観測機器を用いずに融雪と蒸発散を考慮した上で、実効雨量法により地下水位変動を解析することが可能であり、山間地に位置することの多い日本全国の地すべり地に適用可能な手法と言える。本手法の実用面への応用として、地下水排除施設の効果判定や維持管理への活用が期待できる。今後は無積雪地域も含め適用事例を増やすことにより、本研究で得られた成果の妥当性をさらに検証していく必要がある。

謝辞

本研究を実施するにあたり、林野庁北海道森林管理局空知森林管理署には資料の提供等のご協力をいただきました。また、査読者からは本稿の改善に有益なコメントをいただきました。ここに記して謝意を表します。本研究は、JSPS科研費JP16K16376の助成を受けたものです。

引用文献

- 浅野志穂・朴三奎・松浦純生・岡本隆(2000):大規模地すべり地における融雪期の地下水流動解析, 地すべり, Vol. 36, No. 4, pp. 70-77.
- 池淵周一・宮井宏・友松光秀(1984):琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京都大学防災研究所年報, Vol. 27, B-2, pp. 197-220.
- 菅民郎(2001):Excelで学ぶ多変量解析入門, オーム社, 266p.
- 桂真也・畠田和弘・木村諒・丸山清輝・池田慎二・秋山一弥(2016):実効雨量法を用いた積雪地域の山間地に位置する地すべり地の地下水位変動解析, 日本地すべり学会誌, Vol. 53, No. 1, pp. 1-12.
- 小池俊雄・高橋裕・吉野昭一(1985):融雪量分布のモデル化に関する研究, 土木学会論文集, Vol. 363/II-4, pp. 165-174.
- 近藤純正・中園信・渡辺力・桑形恒男(1992):日本の水文気象(3)-森林における蒸発散量-, 水文・水資源学会誌, Vol. 5, No. 4, pp. 8-18.
- 増山孝行(2009):実効雨量に基づいた地すべり内の地下水位解析-富山県長坂地区の事例から-, 日本地すべり学会誌, Vol. 45, No. 5, pp. 33-41.
- 松浦純生(2003):融雪水等の地下浸透機構と地すべりの挙動, 日本雪工学会誌, Vol. 19, No. 3, pp. 59-64.
- 小原一哉・堺茂樹(2008):降雪・積雪・融雪過程のモデル化と河川融雪流出予測への応用に関する研究, 土木学会論文集B, Vol. 64, No. 1, pp. 49-61.
- 大橋伸之・笹本誠・堺茂樹・平山健一・江口斉(1991):北上川ダム貯水池への融雪流入量の計算, 水工学論文集, Vol. 35, pp. 51-56.
- 太田岳史(1989):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, Vol. 51, No. 1, pp. 37-48.
- 境隆雄(1963):河川の融雪流出に関する研究, 土木学会論文集, Vol. 95, pp. 9-20.
- 鈴木雅一・小橋澄治(1981):がけ崩れ発生と降雨の関係について, 砂防学会誌, Vol. 34, No. 2, pp. 16-26.
- 竹本大昭・梶間厚邦・倉本和正・本庄勉・古川浩平(2004):ニューラルネットワークによる地下水位予測モデルを用いた地すべりの警戒避難基準の設定と対策工効果の評価に関する研究, 砂防学会誌, Vol. 56, No. 5, pp. 3-14.
- 塚本良則編(1992):森林水文学, 文永堂, 319p.
- 海野寿康・中里裕臣・井上敬資・高木圭介(2008):破碎帯地すべり地区における地下水位計測と実効雨量に基づく地下水位の降雨応答特性, 日本地すべり学会誌, Vol. 45, No. 3, pp. 33-40.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上聡・川方俊和(2003):冬期における降水量計の捕捉特性, 雪氷, Vol. 65, No. 3, pp. 303-316.
- 吉松弘行(1980):地すべり地における地下水変動現象の解析, 地すべり, Vol. 17, No. 2, pp. 20-25.
- (原稿受付2018年5月14日, 原稿受理2018年9月5日)