■繰り返し加熱式地下水検層により顕在化した 積雪期の地すべり地における地下水動態

Groundwater dynamics in the landslide site during snow cover season
revealed by repeated well logs using the thermometers with a heater

桂 真也* Shin'ya KATSURA／土木研究所 雪崩・地すべり研究センター（現 北海道大学大学院農学研究院）

Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works Research Institute
(Now in Graduate School of Agriculture, Hokkaido University)

丸山清輝 Kiyoteru MARUYAMA／土木研究所 雪崩・地すべり研究センター

Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works Research Institute

池田慎二 Shinji IKEDA／土木研究所 雪崩・地すべり研究センター

Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works Research Institute

石田孝司 Koji ISHIDA／土木研究所 雪崩・地すべり研究センター

Snow Avalanche and Landslide Research Center, Public Works Research Institute

キーワード：加熱式地下水検層，地下水流動層，地下水動態，融雪，検層実施時期

Key words: Well log using the thermometers with a heater, Groundwater flow layer, Groundwater dynamics, Snowmelt, Timing of well log

1. はじめに

地すべり対策施設の一種である地下水排除施設は，地すべりの主な誘因である地下水を速やかに地すべり地外へ排除することで地すべりの安定化を図るものである。地下水排除施設を効果的に計画・配置するには，地下水の流動状況を的確に把握する必要がある。

流動状況を把握する手法の一つとして，水位観測孔を利用して地下水流動層の鉛直分布を調査する地下水検層が挙げられる。現在，一般的に行われている検層法は，渡・酒井（1965）が開発した食塩を用いた手法（食塩検層法）である。これは，観測孔内の地下水中に食塩を溶かし，地下水中の塩分濃度の経時変化から流動層を調査する手法であり，地すべり地での地下水検層に頻繁に用いられている（たとえば山口ら，1969；寺川ら，1982；末峯ら，1984；長谷川ら，2000；梶間ら，2003）。しかし，食塩検層法は調査に時間や手間がかかり，予算・工期の都合や地すべり地内での長時間にわたる作業の安全性の問題もあることから，限られた回数（通常は1回）しか実施せずに地下水排除施設の計画を行っているのが現状である。

一方，地下水を誘因とする地すべりは，豪雨時や融雪期に多く発生する。特に，積雪地域である北信越地方では，春先に融雪水の影響により地すべりが頻発する（青山ら，1984；小林・藤田，1986；丸山・近藤，1988）。このことは，融雪期に地すべり土塊の不安定化が起りやすいことを示しており，限られた回数しか検層を実施でき

ないことを考慮すると，土塊の不安定化につながる流動層を的確に把握できる時期に検層を実施することが重要と言える。

以上を踏まえ，本研究では，積雪地域に位置する地すべり地において，厳冬期から融雪期にかけて同一観測孔で検層を繰り返し実施し，流動層の変化を把握した。その上で，流動層が変化する要因について考察し，適切な検層実施時期について検討を加えた。

2. 調査地

検層は新潟県上越市板倉区に位置する栗沢地すべり防止区域内のA-10ブロックで実施した（図-1）。栗沢地すべり防止区域は，全国でも有数の地すべり地帯であ

図-1 位置図（地理院地図に加筆）

* 連絡著者／corresponding author
〒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, Japan

る東頸城丘陵の西部に位置し、標高200~500m程度の比較的なだらかな丘陵地形を形成している。積雪深を観測している観測所の中でここから約14kmと最も近い気象庁安塚観測所（標高126m）における年最大積雪深は、平年値で174cmに達する豪雪地帯である。

A-10ブロック（標高約220~260m）は勾配10°程度の山林・水田地帯に位置し、最大幅約80m、全長約200mのブロックである（図-2）。頂部には旧滑落崖と見られる痕跡が認められるほか、湧水も複数認められる。基盤地質は新第三紀中新世の塊状黒色泥岩である。推定地質断面図を、簡易揚水試験の結果とともに図-3に示

図-2 平面図（妙高砂防事務所提供資料に加筆）

す。すべり面は深度（GL-）約15mにあると推定され、地すべり土塊は表層に厚さ最大5mの崩積土を上載した強風化泥岩及び風化泥岩で構成されている。A-10ブロックでは新潟県妙高砂防事務所により地すべり対策事業が実施されており、地下水排除を目的として2基の横ボーリングが2014年11月3日から12月6日にかけて施工された（図-2,3）。

3. 方法

3.1 地下水検層

上述の通り、一般的に用いられる食塩検層法では繰り返し実施するのは困難であるため、本研究では丸山ら（2012）が開発した新しい検層法である加熱式地下水検層法を用いた。本検層法の仕組みや方法は丸山ら（2012）に詳述されているが、概略を以下に述べる。

加熱式地下水検層に用いるセンサの模式図を図-4に示す。センサは、地下水を加熱するヒータを温度センサ②付近に内蔵し、ヒータ部及びその上下に計3つの温度センサ（①~③）を取り付けた構造となっている。検層を行う際は、ヒータの電源をオンにし、昇降機により毎秒1cmの速度でセンサを降下させながら、地下水温を温度センサ①で、ヒータにより加熱された地下水温を温度センサ②で、加熱後一定時間経過した後の地下水温を温度センサ③でそれぞれ計測する。ヒータにより上昇した地下水温は、観測孔内に流入する地下水により熱が奪

図-4 加熱式地下水検層のセンサ模式図

図-3 推定地質断面図（妙高砂防事務所提供資料に加筆）

図－5 地質柱状図

表－1 検層対象観測孔

	BV25-1 孔	BV25-2 孔
掘削深度	20m	20m
有孔区間	GL-4～20m	GL-4～20m
すべり面深度	GL-11.0m 付近	GL-16.1m 付近
検層対象区間	GL-5.8～15.5m	GL-6.5～17.5m

われて低下するが、地下水の流れが大きいほど水温の低下量が大きくなることを利用して流動層の規模を検出する仕組みである。本検層法で得られた流動層は、食塩検層法で得られた流動層とはほぼ一致することが確認されている（丸山ら, 2012）。計測した地下水温から流量を求める実験式が提案されており（丸山ら, 2012），本研究でもそれに従って各深度における流量を計算した上で、大きな流量が算出された深度を流動層と判定した。

検層は、妙高砂防事務所が掘削した観測孔のうち、地下水位やアクセス等を考慮して、BV25-1 孔とBV25-2 孔（図－2）を対象に実施した。両孔の地質柱状図を図－5 に示す。また、掘削深度、有孔区間、すべり面深度、検層対象区間を表－1 に示す。検層対象区間は、地下水位や観測孔底への土砂沈積の影響を考慮して設定した。検層は、横ボーリングの施工に伴う水位の低下傾向が認められなくなった2014年12月26日以降、2015年4月27日にかけて、月1～2回の頻度で実施した。

3.2 気象・水位観測

BV25-2 孔のすぐ横の平坦面に気象観測機器を設置し（図－2）、2014年12月1日～2015年4月30日の日平均積雪深と日平均気温を計測した。日降水量は気象庁筒方観測所（図－1）のデータを用いた。また、圧力式水位計を用いて、BV25-1 孔とBV25-2 孔の日平均地下水位を計測した。表－1 に示した有孔区間に複数の帯水層

が存在する場合は、それらを合成した水位が計測されることになる。なお、BV25-2 孔のすぐ脇にはパイプ歪計が設置されており（図－2）、妙高砂防事務所により歪量が深度1mごとに計測されているが、本研究の観測実施期間は冬期のため計測は中断されていた。

3.3 日地表面到達水量の推定

積雪地域における冬期の降水は、積雪・融雪のプロセスを経て、時間的な遅れや強度の変化を伴いながら地表面に到達する（松浦ら, 1994）。本研究では、最終的に地表面に到達したすべての水の量を「地表面到達水量」（松浦, 2003）と定義した上で、次の方法により日地表面到達水量を簡易的に推定した。

まず、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定し、積雪期間中（根雪初日から消雪日まで）の総降雪量 $\sum P_s$ （mm）を求めた。一方、ある期間内の総融雪量 $\sum M$ （mm）は、積算暖度法（degree day法）を用いて以下のように表される（近藤, 1994）。

$$\sum M = K \sum_{T - T_B > 0} (T - T_B) \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 K ：融雪係数（mm/℃/day）、 T ：日平均気温（℃）、 T_B ：基準温度（℃）である。 T_B は、近藤（1994）を参考に、0℃とした。積雪表面からの蒸発量（小島ら, 1985）や地中熱流による底面融雪量（松浦ら, 1994）は非常に少ないことから無視し、積雪期間中の降雨や積雪表面からの融雪水はただちに積雪層内部を流下して地表面に到達する（河島ら, 2002）ものと仮定すると、積雪期間中の総融雪量 $\sum M$ は $\sum P_s$ と一致する。このことから、積雪期間中の平均的な K の値を式(1)から逆算で求めるこ

図－6 (a)日降雨量 P_r , 日降雪量 P_s , 日地表面到達水量 MR , (b) $MR_{30.5}$, $MR_{15.10}$, (c)日平均気温 T , 日平均積雪深, (d)日平均地下水位, (e)検層対象区間の最大流量 Q_{max} の経時変化 (破線は検層実施日を表す)

とができる。以上から, 日融雪量 M (mm/day) は以下のように表される。

$$\begin{aligned} T > T_B \text{ の日 } & M = K(T - T_B) \dots\dots\dots(2) \\ T \leq T_B \text{ の日 } & M = 0 \end{aligned}$$

そして, 積雪期間中の日地表面到達水量 MR (mm/day) は以下のように求められる。

$$MR = P_r + M \dots\dots\dots(3)$$

ここに, P_r : 日降雨量 (mm/day) である。無積雪期は, 日降水量をそのまま MR として用いた。

4. 結果

4.1 気象

2014年12月1日から2015年4月30日までの日降水量 (日降雨量 P_r 及び日降雪量 P_s) を図－6 aに, 日平均気温 T と日平均積雪深を図－6 cにそれぞれ示す。この期間中に観測された降水量は1,451mmであり, そのうち409mmが降雨, 1,042mmが降雪と判定された。初めて降雪

と判断されたのは12月5日であり, この日が根雪初日となった。概ね2月中旬までの厳冬期は T が 2°C 以下と低い日が多く, 降水のほとんどは降雪と判定された。これに伴い, 積雪深も増加し, 2月10日に最大積雪深254cmを記録した。その後, 融雪期に入ると, T の上昇に伴って降雨の割合が増加するとともに, 積雪深は概ね減少傾向となり, 4月10日に消雪を迎えた。

積雪期間中の平均的な融雪係数 K の値は $2.7\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{day}$ と計算された。一般に, K は $2 \sim 7\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{day}$ の値を取ることが知られており (近藤, 1994), 本研究で得られた値はその範囲内にあることから, 融雪量を概ね適切に推定できたと考えられる。

MR の経時変化を図－6 aに示す。 MR は2月中旬までの厳冬期は比較的少なく, 12月1日から2月20日までの総 MR は524.2mmであり, 日平均6.4mmと少なかった。一方, 2月下旬以降の融雪期に入ると MR は急激に増加し, 消雪日 (4月10日) にかけてほぼ毎日 MR が発生した。2月21日から4月10日までの総 MR は860.3mmであり, 日平均で17.6mmの MR が発生していたことになる。このように, 厳冬期に積雪層に捕捉・貯留された降

図-7 BV25-1 孔における検層結果

図-8 BV25-2 孔における検層結果

水（降雪）が、融雪期に地表面に到達する状況が見てとれる。

4.2 水位

日平均地下水位の経時変化を図-6 dに示す。BV25-1 孔では厳冬期に低下し、融雪期から消雪直後にかけて上昇する傾向が見られたが、水位の変動幅は非常に小さかった。最高水位は4月14日に観測されたGL-3.35m、最低水位は2月22日に観測されたGL-3.51mであった。

一方、BV25-2 孔でも厳冬期に低下し、融雪期に上昇する傾向が見られたが、変動幅はBV25-1 孔よりも大きかった。2月3日にGL-3.73mまで低下した後、融雪期に入って上昇し、4月7日に最高水位GL-3.34mを記録した。その後は降雨時を除いて低下傾向が顕著となり、4月30日に観測期間中の最低水位GL-3.78mを記録した。

4.3 地下水流動層

検層の結果を図-7, 8に示す。BV25-1 孔では、2014年12月26日にGL-7.8~9.0mに最大流量31ml/minの流動層が検出された。その後、2015年1月20日から4月9日にかけては最大流量が30ml/minを超えるような顕著な流動層は検出されなかったが、4月27日にはGL-10.1~10.6mに最大流量49ml/minの流動層が検出された。

一方、BV25-2 孔では、2015年3月12日までは顕著な流動層は見られなかったものの、3月31日のGL-8.2~9.0mとGL-15.6~16.2mに最大流量56~63ml/minの流動層、4月27日のGL-9.4~9.9mに最大流量33ml/minの流動層が検出された。

5. 考察

5.1 流動層と地盤状況

4.3節で述べた顕著な流動層が検出された深度を図-5の地質柱状図にあわせて示す。流動層が検出された深度は概ね破碎された泥岩層であり、破碎に伴う亀裂等の大空隙を移動する地下水が流動層として検出されたものと考えられる。これは、栗沢地区と同じ新潟県上越地方

の第三紀層泥岩地すべり地において、強風化~中風化泥岩中に地下水流動層が形成されていることを示した今泉ら（1995）の報告や、破碎泥岩層中に地下水流動が存在することを示した奥山ら（2003）の報告と一致する。

BV25-2 孔付近では、横ボーリングの集水管がGL-8.0m付近を通過している（図-3）。2015年3月31日のGL-8.2~9.0mに検出された流動層は、集水管に向かう顕著な地下水の流れを検出した可能性が考えられるが、この日以外は同深度に顕著な流動層は検出されなかった。その理由については次節で考察を加える。なお、BV25-1 孔については、集水管はGL-5.0m付近を通過しており（図-3）、検層対象区間外であった。

検出された流動層のうち、4月27日にBV25-1 孔のGL-10.1~10.6mに検出された流動層と、3月31日にBV25-2 孔のGL-15.6~16.2mに検出された流動層は、いずれもすべり面付近であった。このような流動層がすべり面に間隙水圧を作用させて土塊を不安定化させ、地すべりの発生に影響を与える可能性（長谷川ら, 2000）を指摘できる。

5.2 流動層の深度が変化する要因

上述の通り、流動層の深度や規模（流量）は検層実施日により異なっていた。ここではまず深度が変化する要因について考察する。地すべり土塊の移動が顕著な地すべり地では、地すべり土塊の移動に伴い地下水流路が開閉している可能性が指摘されている（寺川ら, 1982）。しかし、本研究で対象とした栗沢地区では、観測対象期間中のパイプ歪計のデータは存在しないものの、その前後の期間に顕著な地すべり性的変動は認められておらず、現地でも地すべりの移動によると見られる変状は確認されていない。顕著な土塊の移動が見られない地すべり地で流動層や水みちが変化する理由として、岸本（1972）が考察しているように、亀裂等の大空隙周辺の土が局所的に崩れることによる空隙の埋没や、大空隙内の流水のために周辺の土が洗掘されることによる大空隙の拡大が

考えられる。地質柱状図（図－5）に示した通り、栗沢地区の基盤は主に軟質な強風化/風化泥岩で構成されており、大空隙の埋没や洗掘が生じやすいものと考えられる。BV25-2 孔で見られたように、横ボーリングの集水管が通過している深度であっても、集水管への集水効果よりこうした大空隙の埋没や洗掘の影響のほうが卓越しているものと考えられる。栗沢地区と同様に顕著な土塊の移動の見られない長野県湯ノ入地区の地すべり地（大平ら, 1966）や新潟県東野名地すべり（稲葉ら, 2004）でも水みちや亀裂状況の変化が起きている可能性が指摘されており、これらの文献中に記述はないものの、上記と同様の原因であった可能性が考えられる。

5.3 流動層の規模が変化する要因

次に、流動層の規模（流量）が変化する要因について考察する。図－6eは、検層対象区間の最大流量 Q_{max} の経時変化を示したものである。これを見ると、BV25-1 孔では3月31日、BV25-2 孔では3月12日までは小さく、それ以降に大きくなる傾向が認められる。これは、厳冬期や融雪期の MR の減少・増加に起因しているものと考えられ、流動層の最大規模は MR の増減と対応関係があることが示唆される。竹内・渡辺（2003）は、豪雪地帯である新潟県松之山地すべりの地下水流脈の規模が厳冬期に小さく、融雪期に大きくなることを報告しており、本研究の結果と一致する。

そこで、 MR と Q_{max} の関係について解析を加える。竹内（1974）は、松之山地すべりにおいて1 m深地温探査により求められた地下水流脈の規模が、探査実施日の50日前から20日前までの30日間の累積降水量と高い相関を示したことを報告している。そこで、本研究では、検層実施日の a 日前から b 日間の累積 MR を $MR_{a,b}$ とし、 a, b の値を5刻みで変化させながら $MR_{a,b}$ と Q_{max} との相関係数 r を計算し、 r が最も大きくなるように a, b の値を決定した。

その結果、BV25-1 孔では $a = 30, b = 5$ 、BV25-2 孔では $a = 15, b = 10$ が得られた。 $MR_{30,5}$ または $MR_{15,10}$ と Q_{max} との関係を図－9に示す。 r はいずれも0.85以上であり、強い相関（柳井, 2012）が見られた。竹内（1974）が示した $a = 50, b = 30$ と比較すると、 a, b ともに小さい結果となった。その理由として、竹内（1974）が対象とした松之山地すべりと比べて地すべりの規模が小さく、供給された MR に対する流動層の応答が比較的早いことが考えられる。いずれにしても、同一地すべり地内で近接する観測孔でありながら、BV25-1 孔とBV25-2 孔で a, b の値が異なることは、地すべり地の複雑な水文地質条件を反映しているものと言える。

$MR_{30,5}$ 、 $MR_{15,10}$ の経時変化を図－6 bに示す。 $MR_{30,5}$ は4月30日に、 $MR_{15,10}$ は4月12日に、それぞれ最大値を示した。このことから、本研究の観測対象期間においては、BV25-1 孔では4月30日、BV25-2 孔では4月12日に検層を実施するのが最も望ましいと言える。

図－9 $MR_{30,5}$ または $MR_{15,10}$ と Q_{max} との関係

5.4 検層の適切な実施時期

地下水排除施設の効果的な計画・配置のためには、土塊の不安定化につながる流動層が検出されるような時期に検層を実施する必要がある。一般的に用いられている食塩検層法では、上述の通り、通常は1回しか実施されないのが現状である。仮にBV25-1 孔で2015年1月20日に実施した検層の結果をもとに地下水排除施設を計画した場合、地下水の状況を反映した適切な計画とはならない可能性がある。一方、2015年4月27日の検層結果をもとに計画した場合、GL-10.10～10.60mに検出された流動層を狙って地下水排除施設が配置され、その深度はすべり面付近でもあることから、地すべり土塊の安定に対して非常に高い効果をもたらす可能性が高い。このことから、予算・工期の都合や作業の安全性の問題により検層を1回しか実施できないとしても、その実施時期を適切に選択することが重要であると言える。

これまでの検討から、流動層の規模（最大流量）は $MR_{30,5}$ または $MR_{15,10}$ と強い相関が見られたことから、栗沢地区のBV25-1 孔では $MR_{30,5}$ 、BV25-2 孔では $MR_{15,10}$ が大きい時期に検層を実施するのが望ましい。ただし、 a や b の値は、既往研究の結果も踏まえると、地すべり地や観測孔ごとに異なっていることから、今後さらに解析事例を増やすことで、 a や b の値を決定づける因子を明らかにする必要がある。また、流動層の規模が大きくなる時期に検層を実施したとしても、前述の通り、流動層の深度が変化してしまうという別の問題も指摘できる。この点については、今後さらに検討を加える必要がある。

6. まとめ

本研究では、積雪地域に位置する地すべり地において、地下水検層を同一観測孔で繰り返し実施し、地下水流動層の変化を把握した上で、適切な検層実施時期について検討を加えた。本研究で得られた主な成果は以下の通りである。

- 1) 検層実施日により、流動層が検出される深度や流動層の規模（流量）が異なっていた。

- 2) 流動層が検出された深度は概ね破碎された泥岩層であった。
- 3) すべり面付近に検出された流動層は, すべり面に間隙水压を作用させて土塊を不安定化させ, 地すべりの発生に影響を与える可能性が考えられた。
- 4) すべり面以浅の流動層の最大流量は, 検層実施日の a 日前から b 日間の累積日地表面到達水量を $MR_{a,b}$ として, $MR_{30.5}$ または $MR_{15.10}$ と強い相関を示した。このことから, これらの値が大きい時期に検層を実施するのが望ましいと考えられた。

今後は, 無積雪期も含めた流動層の季節変化の実態を把握するとともに, 解析事例を増やして a や b の値を決定づける因子を明らかにする必要がある。

謝 辞

本研究を実施するにあたり, 新潟県妙高砂防事務所には現地調査の便宜や資料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。

引用文献

- 青山清道・中俣三郎・小川正二 (1984): 新潟県における地すべりと雪との相関性に関する検討, 地すべり, Vol. 21, No. 3, pp. 11-16.
- 長谷川祐二・田和愛子・大河原彰 (2000): 地すべり地における地下水流動の地球化学的解析, 地すべり, Vol. 36, No. 4, pp. 78-84.
- 今泉眞之・奥山武彦・備前信之 (1995): 第三紀層泥岩地すべり斜面の水文地質構造と地下水流動脈の関係-新潟県板倉町の大池地すべりを例として-, 応用地質, Vol. 36, No. 4, pp. 2-16.
- 稲葉一成・吉田英二・早川嘉一 (2004): 東野名地すべり地の地下水特性-孔内水位観測と水質調査の結果から-, 日本地すべり学会誌, Vol. 41, No. 4, pp. 63-66.
- 梶間厚邦・竹本大昭・春口孝之・佐々木康・奥園誠之・古川浩平 (2003): 地すべり地における地下水排除工のための地下水動態調査の一事例, 土木学会論文集No. 749/VI-61, pp. 21-32.
- 河島克久・飯倉茂弘・杉山友康・遠藤徹・藤井俊茂 (2002): 鉄道防災に適用可能な日融雪量の簡易推定方法, 雪氷, Vol. 64, No. 6, pp. 605-615.

- 岸本良次郎 (1972): 地すべり地の地下の水の動態 (I), 日本地下水学会会誌, Vol. 14, No. 1, pp. 1-8.
- 小林俊一・藤田至則 (1986): 融雪地すべりについての概要, 自然災害科学, Vol. 5, No. 1, pp. 1-8.
- 小島賢治・石川信敬・本山秀明・山田芳則 (1985): 積雪の蒸発量-札幌と母子里での測定結果-, 低温科学物理篇, Vol. 44, pp. 49-62.
- 近藤純正 (1994): 水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-, 朝倉書店, 350p.
- 丸山清輝・近藤政司 (1988): 新潟県における積雪期の地すべりについて, 地すべり, Vol. 25, No. 2, pp. 18-26.
- 丸山清輝・中村明・野呂智之 (2012): 加熱式地下水検層による地すべり地の地下水調査, 日本地すべり学会誌, Vol. 49, No. 5, pp. 41-47.
- 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.
- 松浦純生・竹内美次・落合博貴・梁瀬秀雄 (1994): 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, pp. 37-44.
- 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.
- 奥山武彦・黒田清一郎・中里裕臣・長束勇 (2003): 地すべりブロック内におけるため池の浸透防止工による地下水流動の変化, 農業工学研究所技報, 第201号, pp. 165-172.
- 大平成人・岸本良次郎・萱野勇新 (1966): 長野県地すべり対策調査報告(2) 湯ノ入地区・郷露地区, 農業土木試験場技報. C, 造構, Vol. 3, pp. 1-27.
- 末峯章・島通保・小西利史 (1984): 結晶片岩地すべり地における地温探査と地下水検層の一調査例, 地すべり, Vol. 21, No. 2, pp. 22-30.
- 竹内篤雄 (1974): 地すべり地における地温測定調査について(7) -その適用時期および地下水流脈の年変化と地すべり活動について-, 地すべり, Vol. 11, No. 3, pp. 23-31.
- 竹内篤雄・渡辺知恵子 (2003): 地すべり地内の効果的地下水排除のための調査法-兵庫県北部等における融雪に伴う地すべり地を例として-, 日本雪工学会誌, Vol. 19, No. 1, pp. 28-32.
- 寺川俊浩・水谷宣明・西田彰一 (1982): 谷地地すべり-とくに岩盤地すべり地における地下水の挙動-, 地すべり, Vol. 19, No. 1, pp. 34-43.
- 渡正亮・酒井淳行 (1965): ボーリング孔を利用した地下水垂直探査について, 地すべり, Vol. 2, No. 1, pp. 1-9.
- 山口真一・高田雄次・竹内篤雄 (1969): 串林地すべり地について, 京都大学防災研究所年報, 第12号B, pp. 25-45.
- 柳井久江 (2012): 4 Stepsエクセル統計第3版, オーエムエス出版, 294p.

(原稿受付2016年6月15日, 原稿受理2016年12月28日)