大規模地すべり地における融雪期の地下水流動解析

Groundwater flow analysis in a large landslide during the snow melting season

浅野 志穂* 朴 三奎*

Shiho ASANO Sam Gyu PARK

松浦 純生* 岡本 隆*

Sumio MATSUURA Takashi OKAMOTO

Abstract

During the snow melting season some large landslides cause severe damage in heavy snowfall regions due to the increase of pore water pressure. It is important to clarify the properties of groundwater flow in these landslides during the snow melting season in order to understand the mechanism of landslide occurrence.

The long-term piezometric response of deep groundwater in the Dozangawa landslide, which is in a Tertiary area covered by pyroclastic material, was observed. A geological model for simulation was constructed using hydrogeological parameters obtained by electrical prospecting. Groundwater flow analysis by finite element method was then performed on this model and simulated groundwater flow for the snow melting season and for the rainy season.

Field observation and groundwater analysis showed that numerical simulation of groundwater flow is useful for clarifying the characteristics of groundwater flow in the pyroclastic material layer that influences the pore water pressure in a deep slip surface, and how the geomorphological characteristics of a landslide affect the piezometric response from snow melting water.

キーワード：地下水，有限要素法，シラス

1. はじめに

大規模な地すべりでは災害による影響範囲が広く被害内容も深刻となる場合が多い。しかし対策工事ににより地すべり活動を制御することは容易ではなく、かつ工事には膨大な費用と長い時間が必要となり、警戒避難体制を整備するためにも地すべり発生機構を明らかにしておくことが重要である。積雪地域では融雪期に地すべり発生件数が多くなる¹⁾ことを考えるとこのような地域に分布する大規模地すべりについても積雪層からもたらされる多量の融雪水が地すべりの発生に関与していることは十分に考えられ、地表からの浸透水がどのようにすべり面付近の地下水に影響を及ぼすかを明らかにすることが重要となっている。しかしこうした大規模地すべりの中には地質構造が複雑で地表からの浸透水の挙動を解明することが困難なものも多い。

本研究対象地である銅山川地すべりもこのような地すべりの1つで、すべり面の存在する第三系泥岩層の上位

に未固結白色火山性砂質堆積物(本論では加納ら²⁾に倣ってしらす層と呼ぶことにする)が厚く堆積している地域で発生した地すべりである。山野井の指摘するしらす層の存在と地すべりの規模の関係³⁾に限らず、このような地域ではすべり面に作用する融雪時期の地下水の挙動においてもしらす層が大きな影響を与えていると考えられる。

地下水は地質毎に透水性などの水文特性に差こそあるが全体として1つの系として捉える必要があり、すべり面に作用する水も地下水流動系全体の一部分として位置づける必要があると思われる。このことから銅山川地すべりにおいてもすべり面に作用する間隙水圧の変動について明らかにするためには、しらす層や第三系泥岩層中の地下水の起源や経路を含めて地下水の流動特性を明らかにする必要がある。

そこで本研究では大規模地すべり地における融雪期の地下水の挙動について検討を行うため、現地において気象や地下水位変動の通年観測を行った。また現地調査を基に作成した解析モデルを用いて地下水浸透流解析によ

* 農林水産省林野庁森林総合研究所

る数値実験を行い、融雪時期の地下水挙動、特にしらす層の地下水の挙動について観測と解析の両面から検討を行った。更に地すべり地で地下水浸透流解析の適用に当たった問題点について考察を行った。

2. 本研究における地下水浸透流解析の役割

地下水の現地観測特に被圧地下水分布域では水理ポテンシャルの観測が地下水に関する多くの情報をもたらすものとして非常に重要である。しかし大規模地すべりにおいては複雑な地下構造であることや観測に多くの時間と費用をかけて多くの観測孔を設ける必要があること等のため観測データだけで地下水流動全体を解明することは容易ではない。

限られた情報の中で地下水流動の特徴を把握する手法の1つとして地下水浸透流解析による数値解析が挙げられる。数値解析は地下水流動に関する基本式を適切な条件下で解法して地下水の水理ポテンシャル分布を求める手法である。従って適切なモデルと基本式を構築することが出来れば、観測データを補完して時間的・空間的に地下水の状態をある程度定量的に評価できる可能性を持っている。

地すべり地は複雑な内部構造であるため、適切なモデルを構築することは現状では困難で地下水浸透流解析に対して問題点を指摘する意見も示されている⁴⁾。しかし特に大規模地すべり地のように対象範囲が大きくなるほど限られた観測データを補完することが必要となり地下水浸透流解析は効果的な解決手段の1つと考えられる。またモデルの特性を比較的自由に設定出来ることから実験的に用いて水文特性を検討する手法としても利用されている⁵⁾⁶⁾⁷⁾。近年こうした有利性に着目して地下水浸透流解析と安定計算等を組み合わせて、斜面安定評価技術の向上を目指す研究も行われている⁸⁾⁹⁾。

本研究の中では地下水浸透流解析は対象地域の地下水の流動方向や地下水分布の経時変化などの特徴を明らかにするための手法として位置づけて用いることとした。そのためまず現地調査データを基に銅山川地すべりの二次元モデルを作成して、融雪期前後の地下水流動系の特性について検討した。

3. 研究対象地の概要

研究対象地は山形県最上郡大蔵村に位置する銅山川地すべりである。銅山川地すべりは1996年5月の融雪直後から末端部の銅山川への押し出しと冠頭部を通る国道の亀裂や陥没等を伴う大規模な地すべり活動を発生させた。

地すべりは最上川の支流である銅山川の右岸に位置しており、地形的に大きく2つのブロックに区分されており、このうち寒風田ブロックは斜面長約1.1 km、最大

幅約1.2 km、ブロックの範囲は約80 haの大規模なものである。斜面方向の平均勾配は約11度である。地内には過去の地すべり活動に関係すると思われる小起伏が多く存在し、地すべり頭部の国道沿いには主滑落崖が存在し頭部陥没帯が形成されている(図-1)。

地質は新第三系中新統の泥岩層である古口層の上位に凝灰質砂岩層の野口層が重なっており、その上位には肘折火山起源の未固結白色火山性砂質堆積物であるしらす層が不整合面を挟んで堆積している¹⁰⁾。しらす層の堆積年代は約一万年とされている¹¹⁾(図-2)。

銅山川地すべりはこれまでの調査などから第三系泥岩層中にすべり面を持つ大規模岩盤地すべりと考えられている。またボーリング調査によると地すべり地内の多くの地点でしらす層と下位の砂岩層の境界は明瞭でしらす層自体は堆積後地すべりによって大きな攪乱を受けていないと考えられる。

地下水検層の結果からしらす層では全層で地下水流動、砂岩層や泥岩層では部分的に高い透水性を持つ地下水流動層が存在していることなどが明らかとなっており、第三系軟岩である砂岩層や泥岩層は第四系のしらす層に比べて明らかに水文地質学的特性に明瞭な違いが見られる。

図-1 銅山川地すべり(寒風田ブロック)地形図と調査断面位置

図-2 地質柱状図, 弾性波速度分布図及び地下水位観測深度図

4. 現地観測による地下水変動特性の検討

4.1 観測手法

地すべり地に供給される降水量と地質毎の地下水の実態を把握するため気象観測と間隙水圧観測を行った。

気象観測については当地域では冬期間に大量の降雪による積雪が見られることから積雪層下面からの地表浸透水量を計測する必要があった。特に積雪期間の融雪水量は積雪密度や積雪層内の熱収支の状態によって大きく変化する¹²⁾。そのため4m²の平面ライシメータを設置し積雪層下面からの流出水を直接計測した。積雪層下面からの流出水は厳密には積雪層からの融雪水以外にも積雪層を通過する降雨成分等の他の成分も含まれているが、ここでは平面ライシメータで観測している積雪層底面から地表面に達する水量を総じて便宜的に融雪水量と呼ぶことにする。

間隙水圧の観測は地すべりブロックの中央付近(K-15)において行った。観測を行うに当たって事前に地下水検層を実施し、地下水流動の顕著な深度を明らかにして観測深度を決定した。観測は目標深度のみの地下水が観測できるようにスクリーンを設けたピエゾメータ式水位観測専用孔を用いて実施した。

観測はしらす層底部、砂岩層中の地下水流動層、泥岩中のすべり面深度で行った。すべり面深度は1996年の活動時に調査孔で確認した深度と観測孔設置時のボーリングコアの観察結果などを参考に決定した。それぞれの観測深度は深度GL-23.0m, GL-60.5m, GL-73.3mである。観測孔内に電気式水圧センサーを投入して間隙水圧の変動を観測した。また観測地点から約300m上流の陥没帯近傍においてすべり面深度の間隙水圧観測(K-4)も同時に行った。観測深度はGL-96.0mである。

また水位観測孔に隣接してすべり面深度と地下水流動層深度で多段式の孔内傾斜計と孔内多層伸縮計による地すべり変動の観測を同時に実施している。

4.2 観測結果と考察

1998年からの地下水観測期間中では、末端部で若干の地すべり変動の兆候が見られたが、観測を行っている地すべり中央部では有意な地すべり変動は観測されなかった。

1998年から1999年にかけて降水量及び融雪水量と間隙水圧変動の観測結果を圧力水頭表示にて示す(図-3)。ここで観測された間隙水圧は、深度が約GL-20mからGL-80mと深いため、長期間に渡る緩やかな変動をして一降雨に対応する速やかな圧力変動は見られなかった。

しらす層内の間隙水圧は5月から6月にかけて約1.5mの上昇が見られその後速やかに低下した。しらす層では他の観測深度に比べて降雨や融雪水量に対して比較的速やかに変動をした。地下水変動ピークは5月と9月下旬と1月に現れ、それぞれが融雪期と秋雨期と積雪初期に対応していると考えられる。砂岩層中の地下水流動層では1998年の5月にピークが現れた後に10月に再び

図-3 間隙水圧の変動(K-15孔)

GL-23.0: しらす層底面, GL-60.5: 地下水流動層,
GL-73.3: すべり面深度
(無積雪時において融雪水量は降雨量を示す)

ピークが観測された。1999年の5月には複数連なった間隙水圧のピークが見られた。間隙水圧の上昇幅は大きなもので約1.5 mとしらす層の変動幅と同様な大きさとなった。すべり面付近の間隙水圧は観測期間中はほぼ一定であったが、融雪時期に上位の地下水流動層における間隙水圧上昇と同時に若干の圧力上昇の傾向が見られた。これに対して陥没帯近傍のすべり面付近の間隙水圧(K-4)は比較的大きな変動を示した(図-4)。すべり面近傍の間隙水圧は地点により変動の大きさが異なっていることが分かる。

各深度における間隙水圧の変動について、1998年の融雪期にはしらす層にてピーク発生から12日後に地下水流動層がピーク、17日後にすべり面でピークとなった。このことは上位のしらす層の間隙水圧の上昇が第三紀層中の間隙水圧の上昇をもたらすことを示していると考えられる。しかし地下水流動層では融雪期のピーク後に緩やかで大きなピークが表れており、また1999年の融雪期には複数のピークが現れているなどしらす層の間隙水圧とは異なった変動成分も含まれていた。これらの結果は融雪水などの鉛直浸透によって第三紀層中の間隙水圧が変動するだけではなくそれ以外の周辺から流動してくる地下水の影響も大きいことを示していると考えられる。

図-4 間隙水圧の変動(K-4 孔)
(無積雪時において融雪水量は降雨量を示す)

図-5 解析に用いた地質区分図

5. 地下水流動解析

観測の結果から間隙水圧の変動は融雪水や降雨の鉛直浸透だけではなく地下水の流動にも影響されると考えられた。そこで銅山川地すべり地の現地調査から得られた結果を基に初期条件や物性値を決定した解析モデルを作成して、実測した融雪水量を降雨条件として非定常地下水浸透流解析による数値実験を実施した。解析結果の適用範囲を観測データとの比較から明らかにした後に大規模地すべり地の地下水流動の特徴について検討を行った。

5.1 解析モデル及び解析条件

解析断面は地すべり中央部のD測線として地質柱状図および弾性波速度分布図(図-2)から測線上の地質断面を推定し、二次元解析モデルを作成した。

解析モデルは地質条件からしらす層、砂岩層、泥岩層の3層に区分して作成した(図-5)。解析範囲は底面は標高0 mで側面は銅山川と古水川に囲まれた範囲とした。またボーリングコア観察から幾つかの地点において泥岩中のすべり面上部近傍には亀裂を多く含む破砕された層が存在し、地下水検層から被圧地下水が流入する地下水流動層になっていることが明らかになっている。今後水文学的特性を詳細に調査する必要があるが、ここでは周辺の泥岩層や砂岩層に比較して特に被圧地下水が多く検出されたため現地観測を行っている砂岩層と泥岩層の境界付近の地下水流動層を解析モデルにも別途設定した。

透水係数及び有効間隙率について、砂岩層や泥岩層は文献¹³⁾を参考にして決定し、またしらす層は頭部陥没帯で実施した揚水試験や地下水観測孔で実施したボーリング孔を利用した透水試験結果を参考に決定した。また地下水流動層についてはボーリング孔を利用した透水試験結果を参考に決定した。ボーリング孔を利用した透水試験は調査孔の極近傍の透水性を計るもので地層の代表として扱うにはばらつきが大きいとされているため参考程

度として用いた。以上のようにして決定した透水係数及び有効間隙率を表-1に示す。

初期条件を現地の地下水分布状況から決定するため、D断面に沿って二次元比抵抗探査を行った。使用した計測器の特性等の理由からここではボールーダイポール配列による探査を行った。逆解析の結果から求めた銅山川地すべりにおける地盤の比抵抗分布図を示す(図-6)。また同時に河川水や湧水の電気伝導度調査や室内実験による飽和したしらすの比抵抗測定を行った。実験の結果から地表近くに分布するしらす層のうち、1000 Ωm 以上は不飽和状態、500 Ωm が地下水面であると判断して、比抵抗分布図から飽和域および地下水面の推定を行った。比抵抗分布図から推定された地下水面は地形面に沿うように分布しており、中でも地すべりの頭部陥没帯や末端部では地下水面が比較的高い位置に分布している。この結果を基に解析の初期条件を決定した。

境界条件としてモデル側面は銅山川と古水川の位置として解析期間中は圧力水頭が一定で地下水面が地表と一

表-1 解析に用いた物性値

地質区分	透水係数 (cm/sec)	有効間隙率
しらす層	1.0×10^{-3}	0.4
砂岩層	1.0×10^{-5}	0.4
泥岩層中の地下水流動層	5.0×10^{-6}	0.4
泥岩層	1.0×10^{-6}	0.5

致するとした。またモデル底面は不透水境界とした。解析モデルは要素数 758 で節点数 711 の三角形要素と四角形要素から構成されている(図-7)。

解析は有限要素法による飽和不飽和浸透流解析により行った。解析はダルシー則を拡張した Richards の方程式から赤井¹⁰⁾が導いた式を支配方程式として、対象地域の解析モデルに適切な内部・境界条件と初期条件を与えて解く手法を用いた。解析は地表からの降水の浸透を評価する必要があるため非定常で行うことにして探査で明らかになった地下水面を初期条件として与えた。初期条件に実測値を与えたためモデル中の圧力水頭が部分的に不安定となった。そこで初め安定するまでを予備期間として非定常で解析を行い、地下水面型を損なわずにある程度安定した 100 日後を改めて初期状態として 60 日間降雨条件を与えて本解析を行った。更に降雨終了後も

図-8 解析に用いた融雪水量

図-6 比抵抗断面図

図-7 解析用有限要素メッシュ図

100 日後まで継続して解析を行った。

非定常解析の際に入力した融雪期として 1999 年 3 月 1 日から 4 月 30 日までの 2 ヶ月間の融雪水量を用いて解析を行った。この期間の総融雪水量は 1478 mm である (図-8)。

5.2 解析結果と考察

解析結果を検証するため現地観測データと対応する節点の間隙水圧変動を比較した結果を示す (図-9)。解析時の降雨終了後の地下水低下過程については実際には降雨がある現地とは条件が異なった。ここでは降雨条件を与えた非定常解析と同時に無降雨条件での解析を行い、無降雨での解析結果に対する差を融雪水による間隙水圧の増加または減少分として示している。K-15 孔におけるしらす層には節点 597、地下水流動層には節点 599、すべり面深度には節点 601 が対応する。結果から検討した節点の多くは融雪水の浸透に対応して速やかに間隙水圧が上昇した。個別に検討すると、節点 597 のしらす層では速やかな間隙水圧の上昇が見られ、現地観測による地下水変動と同様な傾向を示した。節点 599 の地下水流動層においても解析結果が現地観測結果と比較的同様の上昇傾向を示した。節点 601 のすべり面深度では現地観測では解析結果に比べてかなり遅れて間隙水圧が上昇し、

図-9 解析結果と観測値の比較
(解析値は無降雨時に対する増加・減少分)

解析結果とは異なる傾向となった。これに対して同じくすべり面深度である K-4 孔では観測値で融雪期に上昇傾向が見られ解析結果が観測結果と同様の傾向となった。以上の結果からしらす層の地下水の挙動はある程度解析によって推定が可能であると考えられ、また地下水流動層についても早い水圧の上昇など部分的には地下水浸透流解析が有効であると考えられる。すべり面付近の間隙水圧については解析による推定は困難であったが、一部観測地点によっては解析による推定の可能性があった。K-4 は頭部陥没帯の近傍に位置しており、地下水検層の結果から頭部陥没帯は深層においても地下水が流動し易い場であるから K-4 においても融雪水の浸透による比較的速やかな地下水変動が現れたためであると考えられる。

以上の結果からしらす層や第三紀層の一部について地下水浸透流解析が有効であると判断できたため、解析結果を用いてしらす層における地下水挙動を検討した。し

図-10 地点別の間隙水圧の経時変化
(無降雨時に対する増加・減少分)

らす層内の間隙水圧の経時変化を圧力水頭表示にて示す(図-10)。ここではK-15孔位置の節点597と頭部陥没帯近傍でK-4孔位置の節点421及び冠頭部台地の節点190についてその変動を比較した。各々しらす層内の地下水面より下位の深度に位置する。

解析の結果から間隙水圧は節点597で大きく上昇し、上流側に当たる節点421では上昇幅が小さく、冠頭部台地の節点190では目立った間隙水圧の上昇は示されなかった。また下流側の節点597で最も早く上昇し上流側の節点421の上昇は遅れて上昇した。

また融雪期における融雪水浸透前と融雪水浸透終了時の地下水面と全水頭分布と流速ベクトルの分布を示す(図-11)。これによると地下水は地層面に沿った流動が常に卓越している。深部に比べてしらす層では流速ベクトルが大きく特に末端部と頭部陥没帯で流速ベクトルが大きくなっている。流速ベクトルなどから図-10で示された節点597の間隙水圧の速やかな上昇は地すべり地内の観測点近傍で供給された融雪水により引き起こされたもので、頭部陥没帯近傍の節点421は冠頭部台地から流入した地下水によって間隙水圧が遅れて上昇したと考えられる。融雪水浸透終了時には末端部で側方流動が卓越し台地側では降下浸透が卓越した。解析対象地域全体で地表からの融雪水浸透は見られるが、二次元断面図内で大きく区分すると冠頭部台地を地下水涵養域、地すべ

り末端部を流出域と見なすことが出来る。特に台地上の地下水の多くは地すべりのある銅山川方向に流下しており、地すべり地へ供給される地下水の涵養域はかなり広域になる可能性があると考えられる。

5.3 大規模地すべりに対する地下水浸透流解析の適用についての考察

銅山川地すべりを対象に現地調査データを基に地下水浸透流解析を実施したところ、しらす層や頭部陥没帯などの一部の泥岩層中の地下水の挙動を地下水浸透流解析によりある程度明らかにできることが示された。これはしらす層等で比較的均質な地下水流動であったため解析モデルや基本式が現地を比較的良く再現出来ていたためと考えられる。これに対してすべり面に作用する間隙水圧を解析により直接推定することは現時点で困難であった。すべり面周辺では変動により破砕が進んで亀裂が多く存在するため、すべり面に作用する地下水は裂か水などの水みちの影響を受け易いと考えられる。特に泥岩分布域においては一般的に破砕を受けていない泥岩は透水性が低いため、水みちなどの不均質な流れの地下水流動に与える影響はより大きく現れると考えられる。こうした不均質な地下水の流れを解析モデルに取り込むことが出来なかったことが1つの原因であると考えられる。従って地すべり活動に直接寄与するすべり面の間隙水圧を予測するためには、深層の亀裂や破砕などの分布や水

図-11 飽和帯、全水頭分布、流速ベクトル分布(融雪期) Time 0: 降雨前 Time 60: 降雨終了後

みち等の不均質性を空間的に把握して物性を正しく評価するための調査技術の開発とその特性をモデルに組み込むための手法を開発することが今後必要である。

また一方ですべり面の地下水も地下水流動系の一部であることを考えると地すべり地を含む広い地域の地下水流動系を明らかにすることも同時に重要である。例えば銅山川地すべりにおいてしらす層中の地下水から見たとき冠頭部台地が地すべり地への大きな地下水の供給源となっていることや頭部陥没帯とすべり面の地下水に関連性が高いことなどが指摘できた。こうした地すべり地全体における地下水の賦存状況や流動過程を明らかにすることは、すべり面の間隙水圧形成のバックグラウンドの理解としても重要である。すべり面に影響を与える地下水の範囲とその動態を明らかにすることはすべり面の間隙水圧変動の予測に寄与するだけでなく、効果的な対策工事を計画する上で非常に重要な情報をもたらすものであると考えられる。特に大規模地すべり地では地下水賦存状況や流動過程の解明のため、現地観測や調査結果を空間的に補完し時間的に予測する必要性が高く、地下水浸透流解析は一つの有効な手段になると考えられる。このような観点から大規模地すべり地における地下水流動解析は、解析の特性や条件を十分考察の上適用することにより、効率的に地すべり地の地下水を把握できる手法に成り得ると考えられる。

6. まとめ

大規模岩盤地すべりである銅山川地すべりにおいて、地下水流動特性を明らかにするため現地観測と地下水浸透流解析を行って検討した。地下水浸透流解析では電気探査等による現地調査データに基づいた解析モデルを作成し、観測された融雪水量を用いて解析を行い融雪期の地下水変動の特性について検討した。

現地観測の結果から地層毎に間隙水圧の融雪水に対する応答が異なっていることが明らかとなった。また浸透

流解析結果と現地観測結果を比較して本解析における浸透流解析の有効範囲を明らかにして、頭部陥没帯や末端部などではその挙動が異なるなど地すべり地の融雪時期の地下水挙動の特徴を明らかにした。これらの解析手法は適用条件を十分検討して使用することにより対策工に有益な地下水情報をもたらすものとして有効であると考えられる。

引用文献

- 1) 青山清道, 中俣三郎, 小川正二: 新潟県における地すべりと雪の相関性に関する検討, 地すべり, Vol. 21, No. 3, pp. 11~16, 1984
- 2) 加納博, 富所憲二, 進藤義男: 山形県豊牧地すべりの地質学的考察, 地すべり, Vol. 1, No. 3, pp. 20~28, 1965
- 3) 山野井徹: 羽羽丘陵の崩壊災害, 山形応用地質, No. 7, pp. 35~40, 1987
- 4) 矢田部龍一: 地下水流動と安定解析, 地すべり学会シンポジウム, pp. 45~50, 1998
- 5) 亀井健史, 榎本雅夫: 降雨及び地下水流が斜面内の間隙水圧挙動に及ぼす影響, 地すべり, Vol. 33, No. 2, pp. 10~16, 1996
- 6) 丸山清輝, 口坂本地すべりにおける間隙水圧の変動, 地すべり, Vol. 31, No. 2, pp. 32~40, 1994
- 7) 渡辺邦夫, 今井久: 水みちを持つ斜面内の非定常地下水流れの性質: 応用地質, Vol. 25, No. 1, pp. 1~9, 1984
- 8) 鶴飼恵三, 祭飛, 阪上最一, 若井明彦: 降雨時の斜面安定性の全体安全率による評価, 地すべり, Vol. 35, No. 1, pp. 19~23, 1998
- 9) 稲葉一成, 吉田昭治, 竹内伸一, 中野俊郎, 佐藤修: 有限要素法による地すべり斜面の浸透流解析とそれに基づいた斜面安定解析, 地すべり, Vol. 30, No. 4, pp. 1~11, 1994
- 10) 山形県商工労働部工業課: 山形県の地質, pp. 14, 1962.
- 11) 宇井忠英, 杉村新, 柴橋敬一: 肘折火砕流堆積物の 14 C 年代, 火山, Vol. 2, No. 8, 1973
- 12) 松浦純生, 竹内美次, 浅野志穂, 落合博貴: 豪雪地帯の地すべり地における熱収支法を用いた融雪水量の予測, 地すべり, Vol. 31, No. 2, pp. 9~16, 1994
- 13) 地下水ハンドブック編集委員会: 地下水ハンドブック, pp. 70, 1998
- 14) 赤井浩一, 大西有三, 西垣誠: 有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析, 土木学会論文報告集, No. 264, pp. 87~96, 1977

(原稿受理日 平成 11 年 11 月 5 日)