

新潟県中越地震の震源域における地すべりの偏在発生と基盤岩の地質工学特性（予報）

Uneven occurrence of landslides in the focal region of Niigataken-Chuetsu Earthquake and geotechnical properties of bedrocks (Preliminary report)

野崎 保（株式会社中部日本鉱業研究所）

Tamotsu NOZAKI (CNK Geotechnical Institute Inc.)

キーワード：地すべりの偏在発生，ダクティリティー，応力解放，地震動

Keywords : uneven occurrence of landslides, ductility, stress-release, earthquake tremor

1. はじめに

今回の地震で発生した地すべりの分布には、明らかな偏在性が見られる。この点に関しては、まだはっきりとした見解が示されたわけではないが、これまでの専門家による講演等では地震の発生機構や伏在断層などの地質構造に規制されたものとする考え方が支配的なようである。しかしながら、今回の地すべりは、新潟県内における地すべり頻度の高い寺泊層や椎谷層（荒谷層）内ではなく、西山層以降の地層分布域に集中する傾向が見られる。特に、地すべり面深度が深いものや急速で移動量の大きいものが芋川流域の灰爪層・和南津層・塚山層に集中発生している。このような地すべりの偏在性あるいは地質による選択的な発生は台湾で発生した集集地震においても指摘されている（Wang et al., 2002）。筆者は、こうした現象は、単に地震動の強弱だけに支配されたのではなく、時代の異なる各地層の岩盤力学的特性や活褶曲帯の応力問題として捉えることができるものと考えており、小論ではこうした観点からの検討を試みるものである。なお、本稿はまだ詳細な検討を行っていない段階であり、いずれ現地調査を実施した上で改めて報告する予定である。

2. 震源域の地質と地すべりの偏在発生

余震分布からみた中越地震の震源域は、概ね本震の震源を中心に北東―南西方向に楕円状に広がっており、今回の地震動によって発生した地すべりの分布もこれに対応する形の広がりか

みられる。Fig.1はこの地域の地質図（地質調査書，1992）に、八木ら（2005）による地すべり分布図から表層崩壊を除いた狭義の地すべりと考えられるものだけを抽出し重ねて表示したものである。なお、図中の円の大きさは大まかな平面積を示したものである。

当該地域の中心部には北方の東山背斜から続く荒谷背斜があり、南端部に当たる信濃川と魚野川の合流点付近で背斜軸が南側にプランジする構造となっている。このため北部の背斜軸部には寺泊層が分布し、その両翼および南部の軸沿いには椎谷層（荒谷層）が帯状に分布している。さらにこの背斜構造の両翼には下位から順に、西山層、灰爪層（白岩層）および魚沼層群を構成する和南津層、塚山層、小国層などの堆積岩類を主体とする地層が順次分布している。しかし、東翼部には概ね軸方向に並走する推定断層があり、地層は緩やかにうねる形で褶曲し、やや複雑な分布をなしている。

Fig.1に示すように、地震による地すべりの分布は、荒谷背斜東翼部において密度が高く、特に芋川西方にある向斜構造（梶金向斜）を中心とした地域に集中し、規模も大きなものが多い。また、全体的な地すべりの分布は、この集中発生域の東方へは急速に数が減少するが、西側では信濃川河岸までの広がりがみられる。このことは、西方に傾斜する震源断層の伏在位置やその発生機構と関連しているようにも見える。しかしながら、地層単位で見ると荒谷背斜の西翼部では軸部を占める荒谷層分布域よ

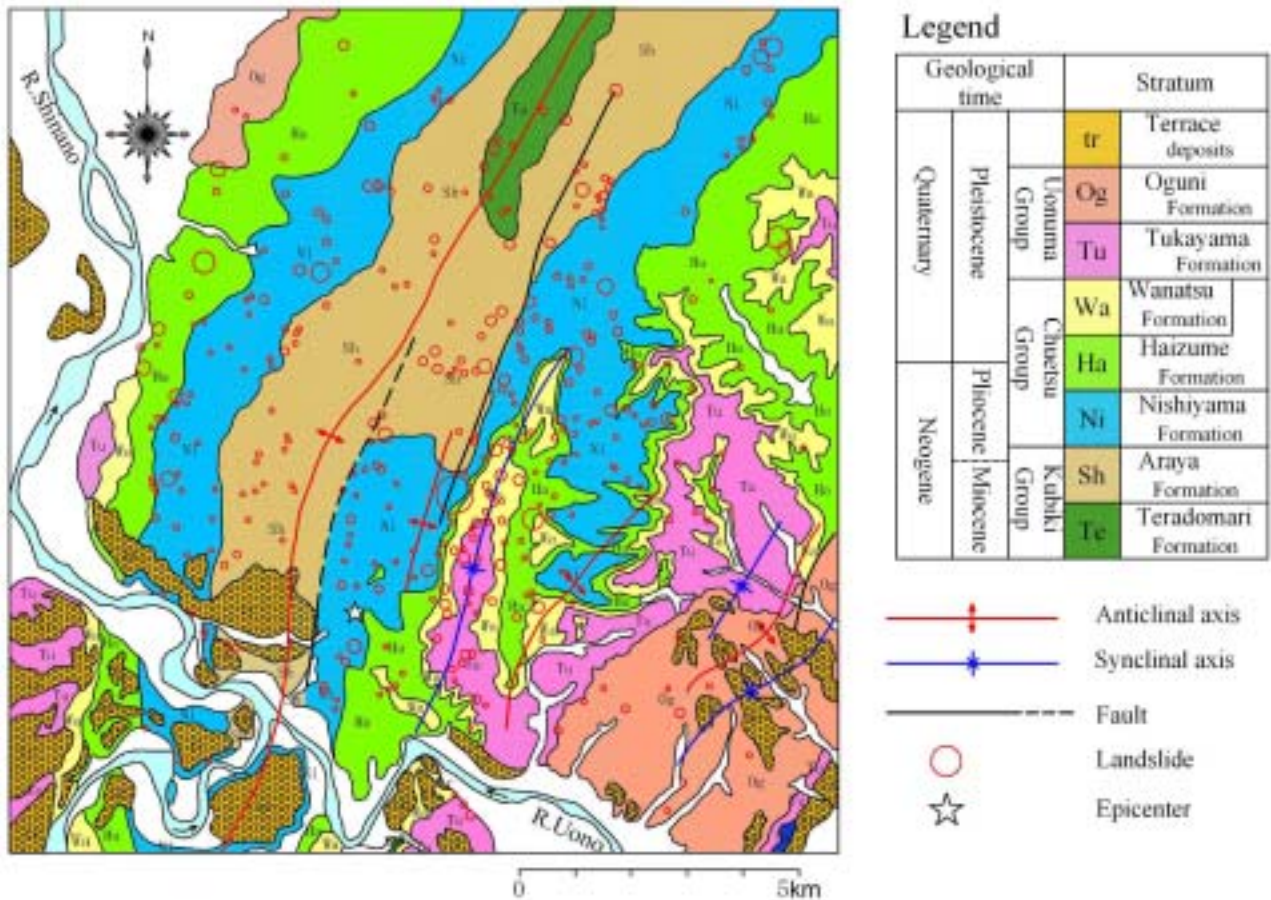


Fig.1 新潟県中越地震による地すべりの発生分布と地質（地質調査所(1992)に追加・改変）

りも西山層分布域における地すべりの分布密度が明らかに高くなっている。灰爪層（白岩層）分布域では発生密度は低くなっているが、浦柄（白岩）の崩壊のように比較的規模の大きなものがみられる。以上のような地すべりの偏在発生は、単に地震動の大きさを示すものではなく、地すべり母岩の力学的特性を反映したものである可能性が高い。以下にはこうした観点で、基盤の力学的特性、特に延性度(ductility)を指標とした検討を試みた。

3. 地すべり母岩の力学特性

ここでは新潟県下における堆積軟岩地域の地すべり母岩の力学特性について検討した野崎(1994, 1995)の研究成果を要約しておく。

新潟県下における5つのダム調査で実施された原位置せん断試験によると、地すべり母岩となっている寺泊層から魚沼層群までの岩盤強度

は概ね下記ような値を示し、大きな差はない。

| | 泥岩 | 砂岩 |
|--------|-----------------------|---------------------------|
| 純せん断強度 | 0.4~0.6MPa | 0.2~0.4MPa |
| 内部摩擦角 | $\phi = 35^\circ \pm$ | $\phi = 30 \sim 35^\circ$ |

しかし、西山層の泥岩が最も高い値を示し、時代の新しい魚沼層群の泥岩も比較的高い値を示している。これに対して、寺泊層は泥岩優勢層も砂岩優勢層も低い値を示している。また、これらの地層のせん断特性を見ると、一般に固結度の低い砂岩より泥岩の強度の方が大きく、逆に ductility（ここでは破壊時の総歪みとした）は小さくなることが多い。特に、能生谷層下部層は泥岩と砂岩の強度に大きな隔りがある。したがって、外部応力の作用による地層の変形に際しては、泥岩層が能動的にふるまうことになり、この場合泥岩層が competent 層というこ

とになる。しかし、同じ泥岩であっても地層ごとの相違が見られる。紙面の制約のため、試験結果を示す図は省略するが、魚沼層群と泥岩と寺泊層の泥岩優勢層のせん断試験時の応力変位曲線を比較してみると、前者は脆性的 (brittle) な破壊様式であるのに対して、後者は延性的 (ductile) であり、その違いが顕著である。なお、両者のせん断速度や供試体の大きさなどの試験条件に大きな相違はない。

同様に、Fig.2 と Fig.3 は、それぞれ魚沼層群の泥岩と寺泊層の泥岩 (砂岩の薄層挟在) の変形試験の結果を示したものである。両者を比較してみると、その変形特性の違いはより明らかである。すなわち、魚沼層群の泥岩は、荷重の増減に対して残留歪みがなく弾性的な変位をしているが、寺泊層の泥岩の場合は、極めて低応力の段階から残留歪みが生じ、定応力下で明瞭

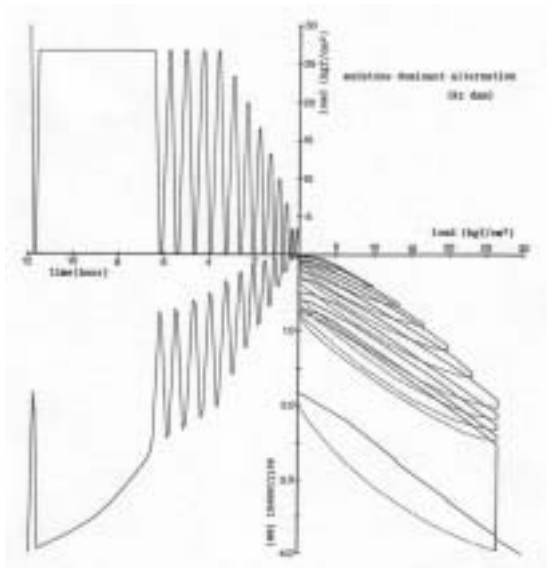


Fig.2 寺泊層泥岩 荷重・変位曲線

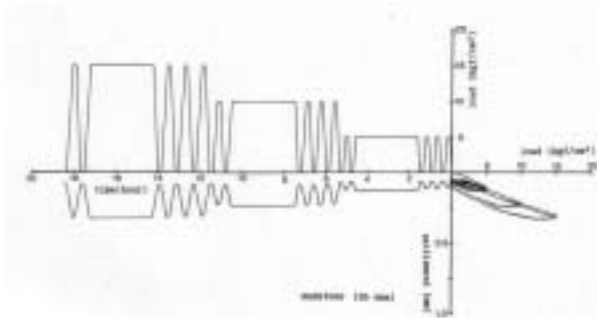


Fig.3 魚沼層群泥岩 荷重・変位曲線

なクリープ変位が生じている。

Fig.4 は、原位置せん断試験によって測定されたピーク強度時の歪みを ductility として図示したものである。この図から後述する地すべりの運動形態と関連する次のような特性を指摘することができる。

- ・魚沼層群の地層は、平均延性度 (Dm) が小さく、延性度較差 (Dc) が大きい。
- ・寺泊層は Dm が大きく、Dc が小さい。
- ・能生谷層は Dm, Dc 共に大きい。

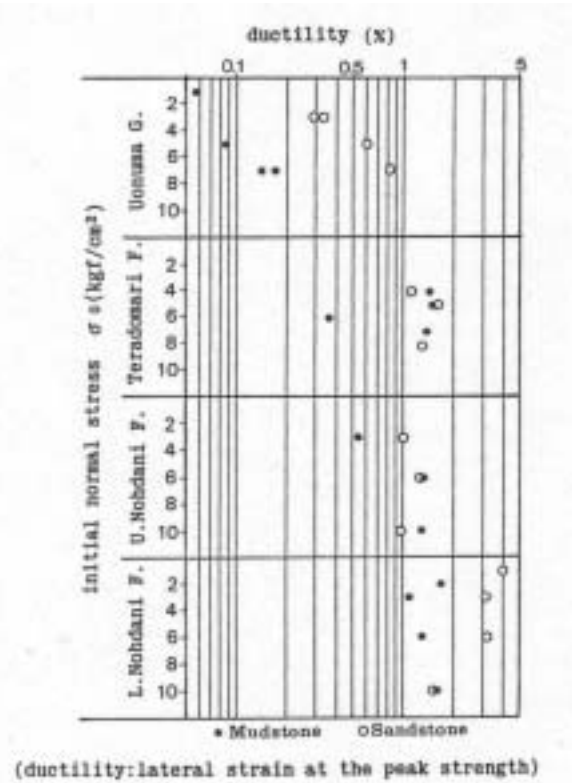


Fig.4 ductility とせん断時初期垂直応力の関係

地すべり母岩となっている各地層の密度は概ね時代を追って一方的な増加傾向を示すが、力学的な特性にこのような傾向は見られず、それぞれの層準あるいは地域的特性が見られる。Fig.5 はこのような変化を概念的に表したものである。すなわち、各地層を構成する岩石 (特に competent 層である泥岩層) の強度は魚沼層群から西山層まではしだいに大きくなるが、椎谷層や寺泊層では逆に小さくなっている。これとは逆に ductility は西山層以前の地層で低く、椎谷・寺泊層で高くなっている。

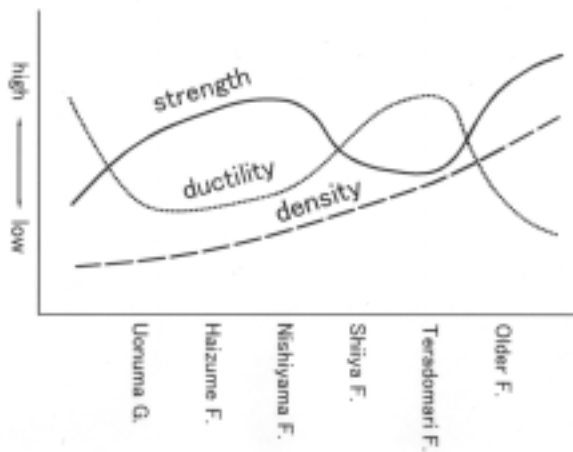


Fig.5 地すべり母岩の密度・強度・ductilityの地層別変化概念図

4. 活褶曲に伴う残留造構応力とその解放形態

今回の震源域は、第三紀層の褶曲構造に対応した段丘面の変位状況などによって、古くから活褶曲帯として知られている地域である。つまり、地層の変形は現在も進行中であり、褶曲運動に伴う造構応力は、地形地質条件によっては各地層を構成する岩石中に歪みとして、すなわち、残留造構応力として蓄積されている。

筆者らは、今回の震源域の南端に近い十日町市東部丘陵地の小溪流において、溪床に沿う谷背斜(valley anticline)を発見し、それが応力解放によるものであることを指摘した(Nozaki & Masumura, 1998)。これに類似した構造は、段丘の発達する佐渡島小木半島においても発見されており、本来の褶曲構造とは別に、地表付近にのみ形成された構造であることが明らかにされている(野崎, 1998a)。すなわち、このような褶曲構造は、構造運動によって直接的に形成されたものではなく、河川の侵食過程で形成されたものであることから non-tectonic な構造であるということになる。同様な valley anticline は本地域の信濃川向斜や田川川向斜の軸部に沿った河床部にも見られることから、類似した成因によるものである可能性が指摘されている(野崎, 1997)。また、このような除荷作用に伴う地層の変形は、人為的な掘削によっても生じることが、最近筆者ら(野崎・田川, 2004)に

よって明らかにされた。

Fig.6, 7は、小千谷市南部の信濃川右岸側における小さな谷沿いの切り土斜面で観察された背斜様の褶曲構造およびその周辺域の地質図である。Fig.6は概ね地層の走向方向の断面スケッチ図であり、Fig.7の断面図は地層の最大傾斜方向の構造を示したものである。これらの図からわかるように、この褶曲構造は谷側に向かって開く形の半ドーム状構造となっている。また、この半ドーム構造は、小規模な段丘砂礫層の直下にあることが確認されている。このような状況から、筆者はこれも段丘形成期における河川の差別侵食によって形成された一種の valley bulging であると考えている。

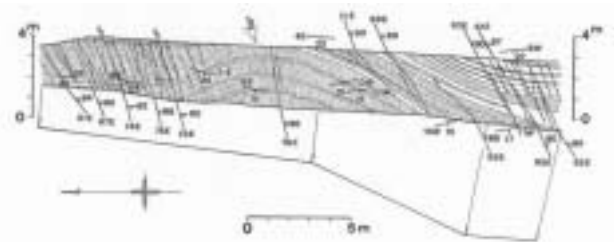
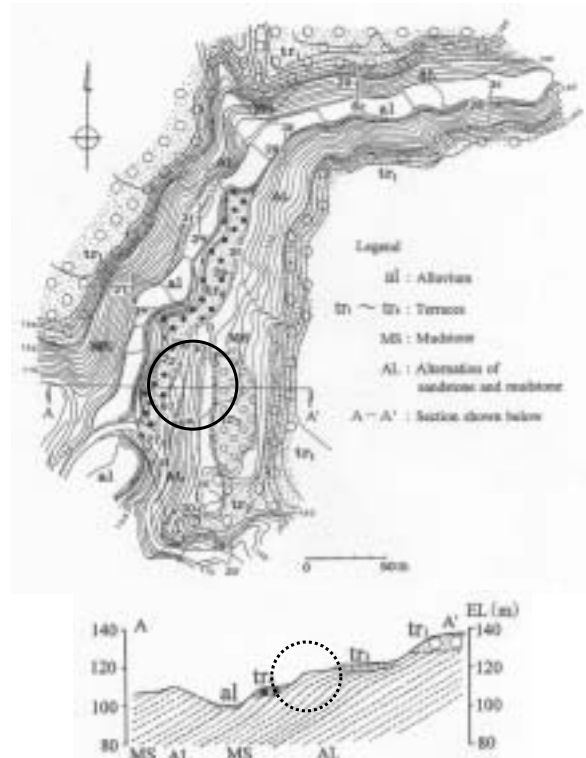


Fig.6 ハーフドーム構造の断面スケッチ図

Fig.7 ハーフドーム構造周辺地質図



現在の段階では、本地域におけるこのような

残留造構応力や除荷作用による二次的な褶曲構造の形成機構について、十分に実証されたわけではない。しかし、本地域の地層中には造構応力が残留歪みという形で蓄積されていることは十分に予測できることである。したがって、河川などの侵食による除荷作用が時間をかけて進行する場合は、地層の撓み変形という形となって現れ、人為的な大規模掘削による急激な除荷や地震の震動などの大きな外力が作用すれば、斜面崩壊の一因となる可能性が指摘される。このような残留歪みは、どの様な地層にも均等に蓄積しているわけではなく、その大小は前述のような岩石の ductility に左右されることになるが、この問題は次章において議論する。

5. 地すべりの偏在発生と発生形態

前述のように、今回の地震による地すべりの発生密度は、芋川西方の梶金向斜付近に分布する灰爪層および和南津層や塚山層などの魚沼層群の地層中において圧倒的に高い。こうしたことが地震の発生機構や地震動の地域差に関係するであろうことは容易に想像できる。しかし、荒谷背斜両翼の西山層分布域では軸部の荒谷層分布域よりも明らかに発生密度が高くなっている。西翼の灰爪層分布域では震源から遠くなるせいもあり発生密度は低いが、比較的規模の大きなものが見られる。また、崩壊に巻き込まれた車の中から幼児が救出されたことで注目された浦柄（白岩）の崩壊は、移動量が少ない割に移動体の破壊が著しく、「爆発的」な破壊形態を成しているのが特徴である。

このような地すべりの偏在発生や崩壊形態は、地震の発生機構や地質構造上の問題としてのみ理解されようとする傾向があるようだが、筆者はそれぞれの地層を構成する岩石の力学的特性にも依存していると考えている。すなわち、前述のように椎谷層や寺泊層の泥岩は ductile な変形様式であるために外力に対する変形能力が大きく、地震動のような急激な力の作用に対しても破壊が生じ難いかあるいはすべり面のようなせん断破壊が生じたとしても、完全な崩壊

にまで至らないケースが多いということが考えられる。これに対して西山層以降の新しい地層は、brittle な破壊様式であることから、わずかな歪みでも破壊に至り、斜面崩壊が生じやすいものと考えられる。

また、椎谷層や寺泊層の岩石は外力に対して極めて低応力段階からクリープ的な残留変位が生ずるために、地震動のような急激な外力に対してはやや弾性的・脆性的な挙動を示すものの、造構応力のような極めて長期的でゆっくりと作用する外力は弾性歪みとして蓄積されることなく、クリープ変位によって解消されてしまう。これに対して西山層以降の地層の場合は、地震動に対しては弾性的・脆性的挙動を示し、褶曲運動に伴って作用する持続的造構応力は岩石中に弾性歪みとして蓄積されることになる。上述した non-tectonic な valley valging 現象はこうした考えを裏付けるものであり、河川の長期的下刻侵食によって岩盤中に蓄積されていた歪みが徐々に解放された結果であると考えられる。また、このような地域において大規模な人為的掘削や信濃川のような大河川による急激で大規模な侵食が生じた場合には、急激な応力解放が斜面崩壊の一因となるであろう。筆者は、1972年6月に小千谷市南部の塩殿地区で発生した国道117号線の切り土施工中の崩壊事故や近隣地域で発生した過去の急激な岩盤崩壊はこうした応力解放が誘因あるいはその一因となっていることを指摘した（野崎，1992）。

ところで、上記のように浦柄の崩壊は、移動距離が短く外部から観察する限り、すべり面もあまり明瞭ではない。ところが、朝日川を挟んでその南方に生じた崩壊は、同じ白岩層であるが、層理面をすべり面とした典型的な層すべりであり、移動量が大きく、すべり面が広く露出している状態である。これはせん断強度の低い凝灰岩の薄層が挟在していたためであるが、砂岩泥岩互層の発達する魚沼層群の地層にも同様なタイプのものが発生しやすいことが知られている（野崎，1998b）。これは植村(1980)によって指摘されたように、ductility contrast (Dc)に関

係するものであり、一般に D_c が高い場合は、後者のような層すべりが生じやすい。しかし、前者の場合は比較的均質なシルト岩のみから構成され、 D_m , D_c 共に低いことがこうした崩壊形態になったものと考えられる。また、浦柄の崩壊は尾根の先端部に生じていることから地震動加速度の増幅が大きな要因かもしれない。しかし、「爆発的」崩壊はこうした歪みの急激な解放が主要因であろう。

6. まとめ

新潟県中越地震による地すべりの発生分布には明らかな偏在性が見られる。大局的には地震の発生機構や地質構造を反映したものであると考えられるが、各地層ごとに発生密度や崩壊形態に相違が見られる。これは地形や地質構造などにも規制されているが、各地層を構成する材質の岩盤力学的特性を反映したものと考えられる。すなわち、時代の古い椎谷層・寺泊層は ductility の高い材質であることから、地震動の衝撃に受動的に反応することで破壊が進行し難しく、地すべりの発生率が低くなったものと考えられる。これに対して、西山層以降の新しい地層は、ductility の低い材質であることから、地震動に対して能動的に反応することによって急激な破壊が生じ、地すべりの発生率が高くなったものと考えられる。それと同時に、潜在的な残留歪みが解放されることによって爆発的な崩壊や移動距離の大きい地すべりが発生したものであろう。しかし、未だ十分な現地調査が実施されていない段階であり、今後こうした観点で現地調査を進めていきたいと考えている。

主な引用文献

地質調査所(1992)：日本油田・ガス田図 13 10 万分の 1 図幅「新潟県中部地域」
野崎保(1992)：Proceedings of the 2nd Symposium on Geo-Environments, pp.193-198.
野崎 保(1994, 1995)：新潟県下における地すべり母岩の力学特性(前編・後編). 地すべり, Vol.31-2, pp.17-23, Vol.32-2, 17-25.

野崎 保(1997)：谷底の膨らみ現象 (Valley Bulging) 一予報一. 新潟応用地質研究会誌, Vol.49, pp.21-30.

野崎 保(1998a)：バレーバルジングの発見. 第 37 回地すべり学会研究発表講演集. pp.149-150.

野崎 保(1998b)：地すべりと地質. 新潟の地すべり, pp.3-11.

Nozaki T. and Masumura M.(1998): Valley bulging found in Japan. Proceedings of the 8th IAEG Congress, Vancouver/Canada. pp.1375-1381.

野崎保・田川義弘(2004)：人為的バレーバルジング. 地すべり, Vol.40, No.6, pp.1-9.

植村武(1980)：地すべり考. 災害科学総合研究班 研究成果普及版「自然災害と水—その引き金となる水—」, pp.37-48.

Wang W., Nakamura H., Tsuchiya S., Chen C. (2002): Distributions of landslides triggered by the Chi-Chi Earthquake in Central Taiwan on September 21, 1999. Landslides, Vol.38, No.4, pp.18-26.

八木浩司・山崎孝成・守岩勉(2005)：2004 年 新潟県中越地震にともなう地すべり・崩壊分布図. 平成 16 年 新潟県中越地震災害被害調査報告会 講演集, pp.3-11.