地すべり地における間隙水圧変動の観測

Pore-water pressure fluctuations in some landslide areas

檜垣大助* 丸山清輝*
Daisuke HIGAKI Kiyoteru MARUYAMA
吉田克美* 吉松弘行*
Katsumi YOSHIDA Hiroyuki YOSHIMATSU

Abstract

Pore water pressure fluctuations are observed in two landslide areas of pre-Tertiary or Paleogene rocks and one landslide area of Neogene rocks.

When the pore water pressure of various depth increases rapidly at the time of heavy rainfall, the landslide movement becomes active in the former two landslides. The pore water pressure fluctuation in the latter one has no relation to the landslide movement, because the measurement of pore water pressure is carried out in impermeable layers where the pore water pressure is not thought to fluctuate frequently. Pore water pressure fluctuation is proved to be an important cause of landslide movement.

The hydraulic water levels of various depth are often measured to be different. According to the ground-water prospecting test or the groundwater level measurement during a period of borehole excavation, impermeable layers make the hydraulic water levels of various depth different to each other. In case that impermeable layers exist in a landslide mass, based on hydro-geological surveys, pore water pressure on the slip surface should be measured for monitoring a landslide slope or designing prevention works.

キーワード: 地すべり, 間隙水圧, 地下水位, 水文地質構造

1. まえがき

地下水の供給は地すべり発生の重要な誘因となる。すなわち、地下水供給による間隙水圧の上昇がすべり面におけるせん断抵抗力の減少をもたらし、斜面が不安定化すると考えられている。このため、降雨や融雪による地すべり発生機構の解明や、地すべり斜面の安定度評価には、すべり面での間隙水圧の把握が必要である。

一般に、地すべり地では、間隙水圧測定のために全区間に小孔をあけたケーシングパイプ中で地下水位を観測し、それを静水圧換算して間隙水圧に代用することが多い。しかし、新第三紀層地すべりでの間隙水圧観測例では、地すべり地の地下水は静水圧分布しないことがあり、また降雨や融雪によって間隙水圧が上昇するものの、その反応のしかたは地すべり斜面の頭部と末端部で異なっていることが指摘^{1),2),3)}されている。このように地すべり土塊中の地下水分布は単純ではないにもかかわらず、間隙水圧の測定例は少ない。

そこで、地すべり地の地下水挙動の把握を目的として、

幾つかの地すべり地において間隙水圧変動の実態を調べ、それと地すべり移動との関係、及び水文地質構造との関係について検討した。

2. 対象とした地すべりおよび間隙水圧計設置の概要

今回間隙水圧測定の対象とした地すべり地は高知県谷の内、静岡県口坂本、新潟県赤崎の3箇所である。

谷の内地区(図-1)では、地すべり地形を呈する範囲は延長1,100 m、幅1,000 mにおよぶが、現在地すべり移動が顕在化しているのは末端部の斜面で、ここに間隙水圧計を設置した。地すべり地の地質は秩父帯古生層の破碎、風化の進んだ粘板岩、チャート、輝緑凝灰岩等からなり、孔内傾斜計の観測結果によるとすべり面は粘土化の進んだ輝緑凝灰岩層中にある。

間隙水圧計は調査ボーリング孔(BV-63-2)中に多段に設置され、その位置はすべり面直上のチャートと輝緑凝灰岩境界付近(深度63.8 m)、粘板岩中の深度52.8 m、48.3 m、46.4 m、42.3 mの5箇所である。各深度ごとの間隙水圧を計るため、間隙水圧計を所定の深度に入れ、間隙水圧計設置部分を中心に1.0 mの区間には透水材として砂を、それ以外の部分には遮水材としてベント

* 建設省土木研究所

図-1 谷の内地すべりの地形(上)及びA-A'線の地質断面図(下)

図-2 間隙水圧計設置方法

ナイト, セメントミルクを用いた(図-2)。

口坂本地すべり地(図-3)は面積約2km²を超える大規模な地すべり地で、かつては年間1mに及ぶ活発な移動を示していた⁴⁾が地下水排除工の施工によって安定化しつつある。地すべり地の地質は中生代-古第三紀の著しく破碎された頁岩からなる。間隙水圧計は地すべりブロックの中央部(BV-22孔)に設置され、その設置方法は谷の内地すべりと同様である。間隙水圧観測孔付近のすべり面深度は、隣接孔での孔内傾斜計観測によって深さ53mに確認されている⁵⁾。すべり面付近で孔壁崩壊が生じたため、間隙水圧計は移動土塊中の3箇所(深度43

図-3 口坂本地すべりの地形(上)及びA-A'線の地質断面図

m, 36m, 27m)と不動岩盤に1箇所(深度65m)設置された。

赤崎地すべり地は斜面長1,000m、幅最大500mの規模で、上部、下部ブロックに分けられる(図-4)。地質は新第三紀のアルコーズ砂岩、凝灰岩からなり、上部ブロックには背後にある流紋岩からなる赤崎山よりの岩屑が堆積している。すべり面は上部ブロックでは崩積土の下限、下部では砂岩、凝灰岩中に推定されている。間隙水圧計は、上部ブロックのBV-59-A孔の深度18m(すべり面付近)(間隙水圧計No.1)、下部ブロックのBV-59-B孔で深度23m(すべり面付近)(間隙水圧計No.1)と深度12m(間隙水圧計No.2)に設置された(図-4)。設置方法は他地区と同様である。

3. 間隙水圧測定結果

3.1 谷の内地すべり

図-5に谷の内における1989年の日降水量、間隙水圧変動、間隙水圧観測孔と隣あわせの孔における従来の観測方法による地下水位変動を示す。なお、地下水位観測結果と比較するため間隙水圧については、各観測深度ごとに水頭の示す水位に変換してある(全水頭に相当し、ここでは換算水位と呼ぶ)。観測間隔は間隙水圧が24時間毎、地下水位は約7-10日毎である。

どの深度にも、雨期に間隙水圧が上昇する季節的変動と降雨に反応する水圧の上昇という共通した変動パターンが認められる。全期間の観測データの無いNo.5を除き、期間中の間隙水圧(換算水位)の変動幅はNo.1, 2,

地すべり地における間隙水圧変動の観測

図-4 赤崎地すべりの地形(上)及びA-A'線の地質断面図
(BV-56-6, 59-BはAA'測線から離れており、すべり面位置(深度23m)は図と異なる。地質構造は図-11 参照)

図-5 谷の内における降水量, 地下水位, 間隙水圧変動及び地すべり移動量(1989年)

a 谷の内における一連降雨量と間隙水圧上昇量 (No.4 間隙水圧計)

b 口坂本における一連降雨量とそれによる間隙水圧上昇量 (間隙水圧計 No.2)

図-6 一連降雨量と間隙水圧上昇量

3, 4 の順にそれぞれ 5.4, 3.5, 2.8, 2.7 m となっており, すべり面直上にある No.1 が他に比べ大きい。日降水量と間隙水圧ピーク出現日の比較から, No.2, 3, 4 間隙水圧計における水圧の上昇は降雨に対し 0-5 日, No.1 では 1-6 日程度の遅れが見られる。

間隙水圧の上昇はすべての降雨に対し生じているわけではない。No.2, 3, 4 間隙水圧計では, 降雨に対する水圧上昇の遅れがいずれも最大 5 日程度であることから, No.4 間隙水圧計を例にとって, 一連の降雨(間に 1 日以上は無降雨日を含まない) 開始日の間隙水圧と降雨終了日から 5 日後までの間隙水圧最大値の差を一連降雨に対する上昇量として, 降雨と間隙水圧上昇量を調べてみた(図-6(a))。この結果, 間隙水圧はおよそ 30 mm 以上の一連降雨で上昇している。

地下水位と間隙水圧は似たような変動パターンをしめすが, 水位は地表下 40.5-47 m に観測されており No.2-5 の間隙水圧計の示す換算水位に近く, No.1 のそれとは 5 m 程度異なっている。

3.2 口坂本地すべり

口坂本地すべりにおける間隙水圧変動(6 時間毎観測で図-4 と同じ表示方法) を図-7 に示す。ここでは季節

図-7 口坂本における降雨量と間隙水圧, 地表移動速さ (1989 年)

変動は認められないが、地すべり移動層、不動層に関係なく、どの深度でも間隙水圧が降雨に0-2日以内に反応し急激に上昇している。間隙水圧の変動幅はどの深度でもほぼ同じ(約5.5 m)である。ただし、No.4(深度27 m)ではある時期から突然全く変動がなくなり不良データとみられる。

ここでも降雨に対するピーク出現の遅れを考慮し、No.2の間隙水圧計について、一連降雨の終了日から2日後までの間隙水圧最大値と降雨開始日の最小値の差を間隙水圧上昇量として、それと一連降雨量の関係を見た(図-6(b))。口坂本地すべりでも降雨量30 mm程度以上で間隙水圧が上昇する。

各深度の水圧からの換算水位はすべて異なっており、最上位と最下位の換算水位は30 mも異なる。このことから、地下水は静水圧分布していないことがわかる。

3.3 赤崎地すべり

赤崎地すべりではBV-59-A、BV-59-B孔にそれぞれ隣接するBV-56-7、BV-56-6孔で従来の方法による地下水位も観測されている。ここでは、平面的位置による間隙水圧変化の違いが明瞭である(図-8)。上部ブロックにあるBV-59-A孔のNo.1間隙水圧計(深度18 m)による観測では、間隙水圧は降雨に敏感に反応し、BV-56-7孔の水位も間隙水圧とほとんど同じ値

で変動している。一方、下部ブロックのBV-59-B孔のNo.1(深度23 m)、No.2(深度12 m)では間隙水圧はある程度まとまった降雨がないと変化せず、応答のしかたもきわめて緩やかであるのに対し、BV-56-6孔の水位は降雨時や融雪期に小刻みに上昇していて、隣接孔の間隙水圧と地下水位の変動パターンは大きく異なっている。また、BV-59-B孔のNo.1とNo.2間隙水圧計の換算水位は、前者が後者に比べ6-8 m低い。

図-8 赤崎地すべりにおける降雨、積雪、地下水位(BV-56-6、BV-56-7)、間隙水圧(換算水位で示す)(BV-59-A: No.1(深度18 m)、BV-59-B: No.1(深度23 m)、No.2(深度12 m))、及びBV-56-6、7孔における地すべり移動速さ(mm/日)の関係

図-9 谷の内の間隙水圧観測孔におけるボーリング掘進時の孔内水位変動

4. 地すべり地の水文地質構造と間隙水圧の関係

谷の内、口坂本地すべり地における観測結果からは、どの深度でもおよそ 30 mm 以上の降雨があると 0-6 日以内に反応する間隙水圧の上昇が共通して見られるのに、各深度の水圧からの換算水位は必ずしも同じ値を示さず、地下水は静水圧分布していないことがわかった。赤崎地すべりでは降雨、融雪に対する間隙水圧の応答のしかたが場所により異なり、地下水位と水圧も変動のしかたが場所により同じ場合とまったく異なる場合があった。そこで、地すべり地の水文地質構造が各層の間隙水圧変動にどう影響しているかを調べてみた。

調査ボーリング孔掘削中の、日々の掘進作業前と作業終了後の孔内水位計測は漏水帯や被圧地下水帯を探るのに役立つ⁹⁾。図-9 に谷の内地すべり地の間隙水圧計設置孔掘削時に観測された水位変化を示す。深度 44-48 m の間はずっと 42 m 付近で一定の水位を示し同じ地下水帯にあると推定され、この区間にある No.3-5 の水圧計も、おおむね同様の換算水位を示している。一方、深度 63-65 m の区間は作業終了後から翌朝までに大幅な水位低下の生じた区間に当り、孔内水位はそれまでで最も低くなっている。したがってこの区間には漏水帯があると考えられる。深度 63.8 m 付近で他に較べかなり低い換算水位を記録したのは、漏水帯で水圧観測が行われたためと考えられる。この漏水帯はすべり面のやや上に位

置しており、すべり面直上にしばしば存在するせん断亀裂帯に沿った漏水面⁹⁾であるかもしれない。

口坂本地すべりでは、間隙水圧観測孔から斜面上、下方に 80 m 程離れたボーリング孔 (BV-3, 5) で地下水検層により地下水流動層が調べられている (図-10)。

その結果、BV-5 孔では電解質投入 60 分後まで深度 36 m 前後や 40 m 以深では比抵抗が増大せず、これらの部分は難透水層とみられる。ただ、その後は深度 40 m 以浅ほぼ全体で電気比抵抗が増大しているが、これは時間を経るにしたがい孔内で鉛直方向の電解質の拡散が進んだためであろう。BV-3 孔では深度 17 m, 21 m, 28 m 付近に地下水流動層または被圧地下水層の存在が考えられ、それらの間は難透水層が存在しているとみられる。これら地下水検層孔の間に位置する間隙水圧観測孔でもこのような難透水層の存在が予想され、それによって各深度の水圧からの換算水位が異なったものと考えられる。

赤崎地すべりでも地下水検層が実施されている (図-11)。BV-56-7 孔では水位面以下の深度 11-20 m まで一様に電導度が小さくなっており、この深度全体に地下水の流動が認められる。BV-56-6 孔では深度約 12 m まで崩積土で電導度が低下しているが、それ以深では電導度の変化が小さいことから透水性が低くなっていると考えられ、地質的にも難透水性と予想される砂岩、凝灰岩からなる。

この結果を隣接する間隙水圧観測孔に当てはめると、

図-10 口坂本地すべりの地下水検層結果及び地質柱状図 (BV-3, 5)
(参考のため間隙水圧観測孔 BV-22 の地質柱状図も示す)

図-11 赤碓地すべりの地下水検層結果

図-12 口坂本及び赤碓地すべりににおける間隙水圧（換算水位）、地下水位と地表移動量の関係
(a) 口坂本地すべり (b) 赤碓地すべり

BV-59-A の No.1 間隙水圧計は地表面から一様に地下水が流動している層内に位置し、BV-59-B の No.1, No.2 間隙水圧計は透水性の低い層内に位置する。このことが、BV-59-A と BV-59-B 孔の降雨に対する間隙水圧変動応答の速さやパターンの違い、及び BV-59-A 孔で地下水位と水圧からの換算水位が一致するのに BV-59-B 孔の間隙水圧が静水圧分布とならないこと、の原因と考えられる。同じようなことは猿俣養寺地すべりでも指摘されている⁷⁾。また、BV-56-6 孔では深度 12 m 以深全体に難透水層とみられることから、地下水位は深度 12 m から上の水位変動を捕らえているとみられる。

このように、地すべり土塊中の難透水層の有無が間隙水圧の垂直分布に影響することがわかる。

6. 地すべり移動と間隙水圧変動

谷の内の間隙水圧観測孔に近接した孔における孔内傾斜計によるすべり面で地すべり移動量を図-5 に示す。移動量は月 1-2 回程度と観測間隔が粗いため細かな傾向は読み取れないが、地すべりは間隙水圧の季節的な上昇に呼応して移動が活発化していることがわかる。

口坂本では地すべりブロック上部の 2 箇所の伸縮計（図-3 の S-4, 5）で地表移動量の連続記録が得られておりそれを図-7 に示す。図からは間隙水圧の上昇と地すべり移動の活発となる時期はほぼ一致している。日々の地すべり移動速度と間隙水圧の関係を図-12 (a) でみるとその傾向が読み取れる。2 カ所の伸縮計の日移動量

の極大日はたがいに1-3日ずれることもあるが、おおまかには地すべり移動は降雨による間隙水圧上昇の結果として生じているとみなされる。

赤崎ではBV-56-6, BV-56-7孔に設置された移動計によって地すべり移動量を見た(図-8)。上部ブロックの移動量はわずかであるため、それと間隙水圧変動との関係は議論できない。一方、BV-59-B孔のある下部ブロックは移動が活発である⁹⁾。BV-56-6での移動量と地下水位および隣接するBV-59-B孔のすべり面付近の間隙水圧との関係を見ると(図-12(b))、地すべり移動は間隙水圧上昇期とは対応せず、むしろ移動層の浅い部分での地下水位上昇と関係がある。

青山ほか²⁾や近藤・丸山⁷⁾によると新潟県の新第三紀泥岩地すべり地では、融雪による間隙水圧上昇が地すべり発生の原因となるが、地すべり斜面上の位置により間隙水圧応答のしかたが異なる。すなわち、頭部引張部では融雪による間隙水圧上昇が激しいが、圧縮部ではそれが明瞭でないことがあり、積雪荷重による過剰間隙水圧の発生する場合もある。

赤崎の観測結果では、積雪や地すべり移動発生による土塊圧縮など過剰間隙水圧発生の可能性のある時期には間隙水圧上昇は対応していない。また、すべり面付近の間隙水圧観測点の高度はブロック末端の阿賀野川より約20m高く、河川水位変動が間隙水圧変動の原因とは考えにくい。赤崎も多雪地帯の新第三紀層地すべりであり、地下水位上昇が融雪、降雨期と対応しているので、地すべりは融雪、降雨による地下水供給が原因と考えられる。今回間隙水圧が難透水層中で観測されたため変動が緩慢で、それと地すべり移動との関係は見られなかったが、下部ブロックの頭部引張部(主働部)では地すべり発生の原因となる間隙水圧の上昇が生じているのではなかろうか。

7. まとめ

高知県谷の内、静岡県口坂本、新潟県赤崎の各地すべり地で地塊中の間隙水圧測定を行った。その結果、谷の内、口坂本地すべり地では地下のどの深度でも降雨にかなり速く反応する間隙水圧の上昇がみられ、それが地すべり移動の活発化する時期と一致していることから、降雨による間隙水圧上昇が地すべり発生の原因となることが実際にわかった。

しかし赤崎地すべり地ではその下部ブロックにおけるすべり面の間隙水圧変化はきわめて緩慢で、地すべり移動時期とは対応しない。これは観測位置が適当でなく、

地すべり不安定化の原因となる間隙水圧上昇が捉えられなかったためと思われる。地すべりの発生機構の把握やモニタリングのためには、地すべりの主働域で間隙水圧を測定する必要がある。

一方、各深度の間隙水圧からの換算水位は一致せず、従来の方法による地下水位観測値とも異なり、地すべり地の地下水は静水圧分布していない場合の多いことがわかった。しかし、中には地下水位と一致する場合もある。これらの原因として、地下水検層やボーリング掘削中の孔内水位調査から難透水層の有無が関係していることがわかった。すなわち、地表から水圧観測深度まで一様に透水性の良い場合には、地下水は静水圧分布に近くなり地下水位観測値と一致するが、難透水層が挟まれると静水圧分布にならなくなる。谷の内、口坂本地区では、深度ごとに水圧換算水位が異なり深度が大きい程換算水位が低くなるのに、どの深度でもおなじような水圧変動パターンをしめす。このことから、地下水は難透水層にはさまれたいくつかの帯水層や流動層として存在し、降水による間隙水圧上昇はこの層に沿って斜面方向に伝わるものと考えられる。複層の地下水分布構造下で、観測されたような間隙水圧の垂直分布、変動パターンが生じるかを浸透流解析を用いて検討中であり、これについては別稿で論じることとしたい。

地すべり斜面の安定計算、対策工計画にはすべり面の間隙水圧を把握することが必要である。このためには、地下水検層、ボーリング掘進中孔内水位変化などの水文地質構造の調査を実施し、難透水層の存在する場合には全孔ストレナ方式の地下水位観測ではなく、すべり面で間隙水圧を測定する必要がある。

参考文献

- 1) 小川正二・池田俊雄・亀井健史・和田正・平松俊英: 濁沢地すべりにおける融雪水・間隙水圧・地下水位・地温の変動特性, 地すべり, Vol.25, No.2, pp.21~27, 1988
- 2) 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
- 3) 是沢一樹・近藤政司・丸山清輝・佐藤克徳: 猿供養寺地すべり調査報告書(2), 土木研究所資料第2614号, p.83, 1988
- 4) 中村浩之・綱木亮介・吉田克美: 静岡県口坂本地すべり災害調査報告書, 土木研究所資料2857号, p.43, 1990
- 5) 静岡県静岡土木事務所: 平成元年度口坂本地すべり調査報告書, p.45, 1990
- 6) 申潤植: 地すべり工学—理論と実践, p.1002, 山海堂, 1989
- 7) 丸山清輝・近藤政司: 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, 1988
- 8) 吉松弘行・近藤政司・白石一夫・丸山清輝: 赤崎地すべり調査報告書, 土木研究所資料第2499号, p.54, 1987

(原稿受理日 平成3年10月9日)