

I. 現地踏査

実施日：2014年2月13日

参加者：國生（教授），新井・山田（M2），向井（M1），笹岡（B4）

行程：2013.2.13 6時 岡田港出発→7時元町→大金沢砂防ダム→神達地区→崩壊斜面沿いに NTT 基地局→御神火スカイライン沿いに登坂→10時御神火茶屋→帰路はすべて御神火スカイライン沿いに→14時大金沢水路沿いに下流被災地まで

1. 流動経路について

数日前の積雪により崩壊斜面や御神火スカイラインには斑上に雪が残り、滑り面が覆われている反面、遠くから滑り崩壊斜面の全貌が非常に把握しやすい状態であった。それもあって、崩壊斜面上部での泥流が大金沢方面と神達方面に分流したメカニズムが今回の現地踏査で良く理解できた。

すなわち図-1に示すように、崩壊源流部のうち標高の高かった三枚の滑り面 a,b,c は真西を向いており、そこで発生した滑り土砂が西向のベクトルで標高 EL400m 付近から EL260m 付近まで流下する途中で比高 10m 程度の痩せ尾根筋 A-B（北西—南東向き）にぶつかったが、大きなポテンシャルエネルギーにより尾根を浸食・越流し、そのまま真西に進み神達地区に大量の泥流を送り込んだと考えられる。この流



図-1 ヘリから見た崩壊斜面と泥流流下経路



図-2 崩壊斜面 a, b, c から尾根筋 A-B を越えた流路の連続写真

れの痕跡として、図-1の尾根筋 A-B 間での激しい浸食とその下流での基底溶岩の広範囲の露出が見られた。滑り面 a,b,c より北側の滑り面の泥流は大金沢やその南で樹林間を抜ける泥流となったと思われる。また神達への泥流は尾根筋 A-B の下流で合流する南側の沢からもかなり供給されたことも分かった。

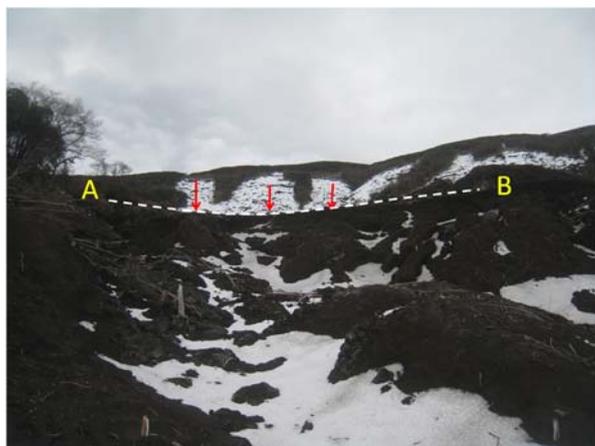


図-3 尾根 A-B 下部から見た崩壊斜面 a, b, c

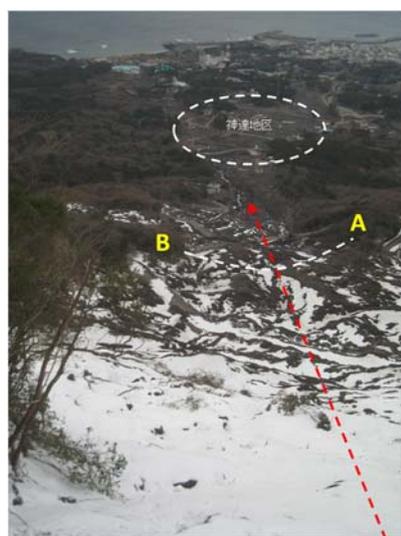


図-4 崩壊斜面上部から見た尾根筋 A-B を超えた流路と神達地区



図-5 尾根筋 A-B を超えた泥流落下地点の浸食状況

2. 崩壊地層断面について

崩壊斜面の滑り面深度はいずれも浅く、残存地山の際では1m以下である。崩壊斜面上流部の浸食溝ではさらに深くなっているが、平均しても崩壊斜面の平均深さ(厚さ)は1~2m程度と思われる。今回の崩壊・流動範囲は全て低高樹林で覆われていたが崩壊斜面に樹根は残されておらず、樹根到達深度より深い深度で滑ったと考えられる。複数の残存地山で地層断面の土質・硬さ・樹根到達深度を調べた。表面近くは非粘性・黒色の火山灰質が多く数10cmの深さでは茶色の多少粘性を帯びた火山灰に変化する傾向がある。また非粘性火山灰でも粗粒砂の連続的成層構造が認められるところもあり、この層が水平方向に連続性があれば透水層と滑り面になり得たと思われる。樹根深さはせいぜい数10cmで余り深くはないが、ある特定の層によってそれ以深への伸びが明瞭に止まっているという傾向は見いだせなかった。



図-6 斜面上部地山際の滑り境界。
厚さ数10cm程度



図-7 斜面中腹地山際の滑り境界。
厚さ1m以下, 上部は黒色系, 下は赤色系。



図-8 斜面上部地山際の滑り境界地層断面。
明確な層序は見えない。



図-9 斜面中腹地山際の滑り境界地層断面。
ドライバーの柄の部分には粗砂の成層構造が見える。

II. 火山灰土の非排水中空ねじりせん断試験

採取試料：御神火スカイライン沿いの滑動斜面最上部の図-10 に示す No.3 において地表から 40～50 センチメートル深度で採取した火山灰である。図-11 には試料の粒度分布を示す。混入した直物根を取除き分析した結果、平均粒径 $D_{50}=0.1\text{mm}$ ，細粒分含有率 $F_c=40\%$ 程度で、流動範囲全域で調べられた粒度曲線にきわめて近いことが分かった（中央大学國生研究室 HP 参照）。表-1 には火山灰の最大・最小密度など物理特性が示されており、多く含まれている細粒分は非塑性（NP）であった。

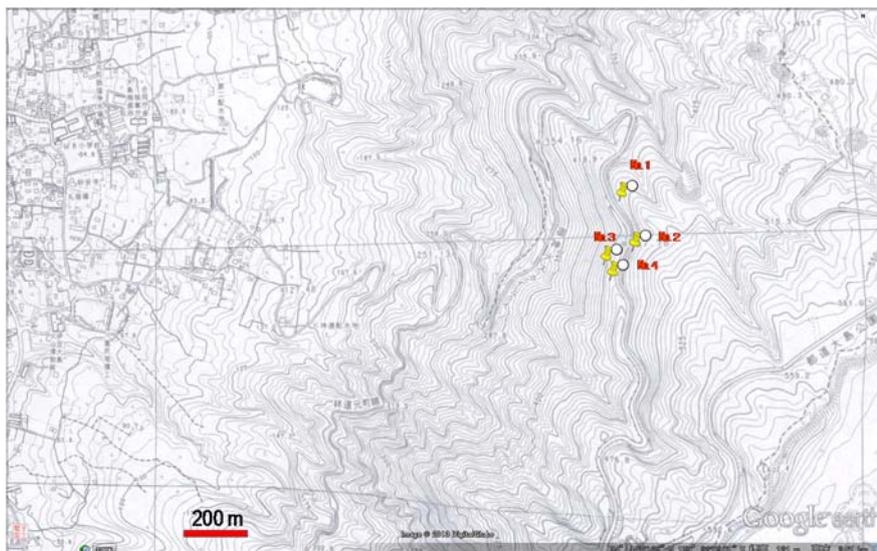


図-10 火山灰試料採取位置

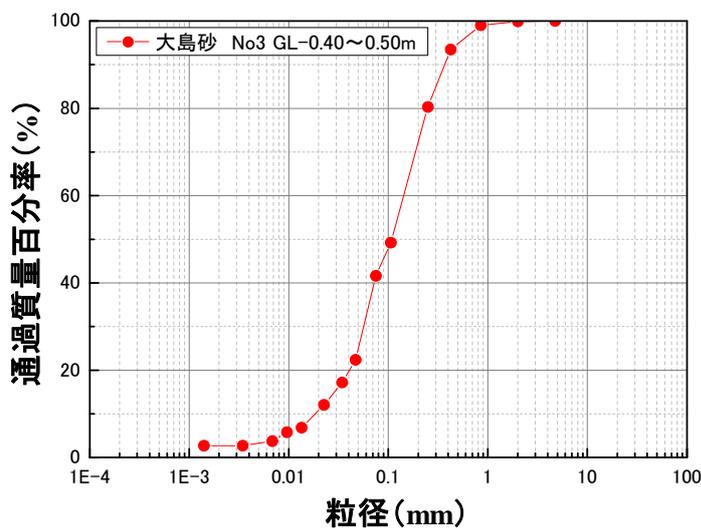


図-11 火山灰試料の粒度分布曲線

表-1 火山灰試料の物理特性

| F_c (%) | ρ_s (g/cm^3) | ρ_{dmax} (g/cm^3) | ρ_{dmin} (g/cm^3) | e_{max} | e_{min} | w_L (%) | w_p (%) | I_p |
|--------------|--|---|---|-----------|-----------|--------------|--------------|-------|
| 41.6 | 2.818 | 1.657 | 1.232 | 1.288 | 0.701 | 19.5 | NP | - |

中空ねじりせん断試験は図-12 に示す装置を用い、表-2 の条件で行った。すなわち、Moist tamping 法により相対密度 $D_r=13\% \sim 34\%$ で4個の緩詰め供試体を作成し非排水単調せん断試験を行った。有効拘束圧 $\sigma'_c=98 \text{ kPa}$ 、背圧 196 kPa で等方圧密し、 B 値は90%以上にした後、ひずみ速度 $0.1\%/min$ にて非排水せん断した。

4個の供試体の試験結果を図-13 に示す。図の上段は有効応力経路、下段は応力ひずみ関係を重ね書きしている。

今回行った試験結果はすべて流動的破壊モードを示したが、そのうちひずみ軟化のみを示すものとその後ひずみ硬化に転ずるものとの微妙な違いが現れた。

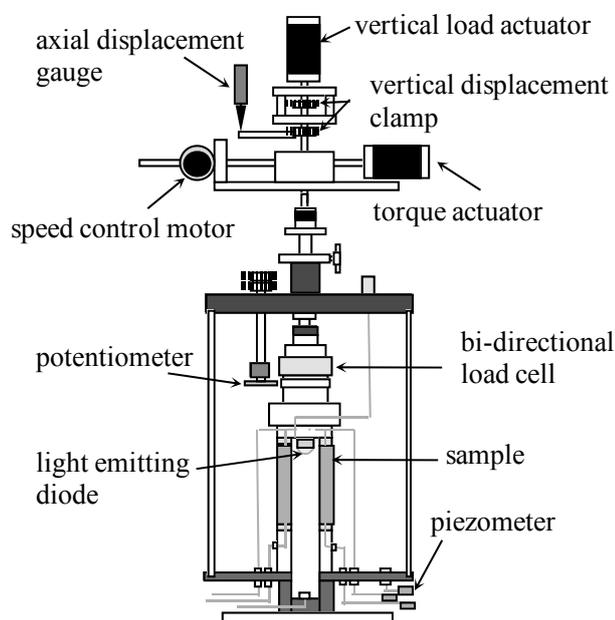


図-12 試験機の名義

表-2 試験条件と結果一覧 (単調せん断試験)

| Date | Nominal relative density D_r (%) | Actual D_r (%) before Test | CSR | phase transformation point | Angle of shear resistance ϕ' (°) | |
|-----------|------------------------------------|------------------------------|-------|----------------------------|---------------------------------------|-----------|
| | | | | | ϕ'_{USS} | ϕ'_y |
| 2014/3/17 | 30 | 32 | 0.209 | ○ | 36.4 | 18.4 |
| 2014/3/18 | 20 | 20 | 0.209 | | | 18.5 |
| 2014/3/25 | 10 | 13 | 0.214 | | | 19.3 |
| 2014/3/28 | 40 | 34 | 0.227 | | | 20.1 |

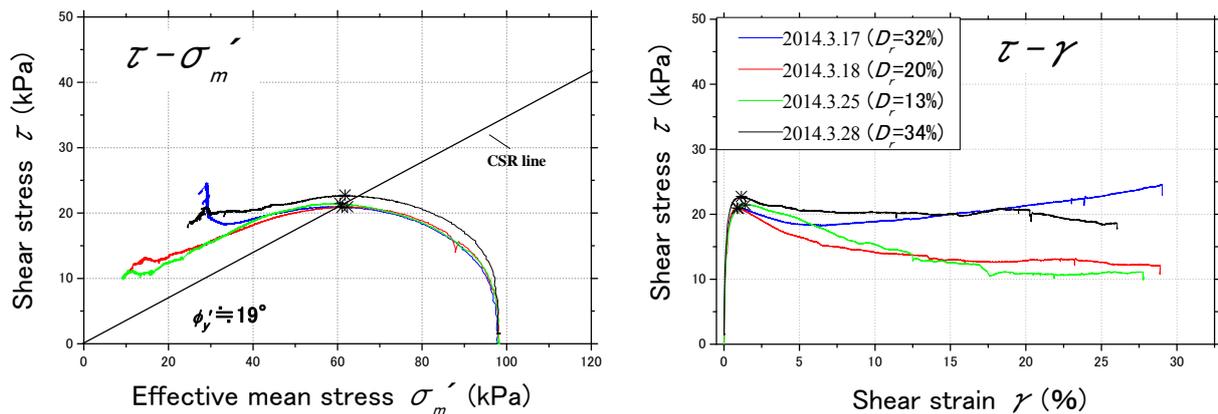


図-13 有効応力経路と応力～ひずみ関係の比較

全体的には、荷初期に大きな正の過剰間隙水圧が発生し平均有効主応力が大きく減少し、小さいせん断ひずみでせん断応力がピークを示すことがわかる。その後せん断応力が減少しさらに大きなひずみが発生すると、いったん低いせん断抵抗が継続した後に (Quasi-steady state), 応力が回復する傾向が2つの試験で見られた。なお、この試験では供試体にせん断面を確認できた。一方荷初期より定常状態に至るまで一貫して正の過剰間隙水圧が発生し、せん断応力も減少し続けるひずみ軟化型の挙動を示したものが2つの試験で見られた。

これらの試験結果で特筆すべき点として、いずれもB値が90%以上の供試体にも関わらず、荷終了時においても有効応力が0にはならず15～30KPa程度の値で定常状態を向えていることが挙げられる。これは同研究室で類似の実験を行ってきた試料(富津砂)ではほぼゼロに近づくこととは大きな違いである。

なお、せん断応力のピーク強度もしくはひずみ軟化の開始点に対応した点を図-13の上に*印で表している。相対密度が異なるにもかかわらず、いずれの試験結果も応力経路図上で原点とピーク点を結んだ直線の勾配は $CSR \approx 0.21$ 程度の値をとっており、 τ/σ'_m が0.21程度で滑り始めることに対応している。ただし、流動破壊終了時の定常状態におけるせん断強度は各試験でばらつきが見られ、相対密度が高いほどより大きな値となった。

比較のために図-14に示す粒度曲線の細粒分を含む富津砂を用いて行った同様の中空ねじりせん断試験の結果を図-15に示している。これより、富津砂では相対密度 $Dr=30\%$ でダイレイタンス特性は膨張性を示すが、細粒分が増すことによって収縮性に転じ、流動破壊を示すようになる。そして大島の火山灰砂の特性は細粒分含有率10%程度の富津砂にある程度対応していることが分かる。

以上より、大島火山灰はその原位置密度が $Dr=13\sim 34\%$ とした場合、非排水単調せん断により破壊すると、ひずみ軟化特性が著しく流動しやすい性質を持っていたことが示された。

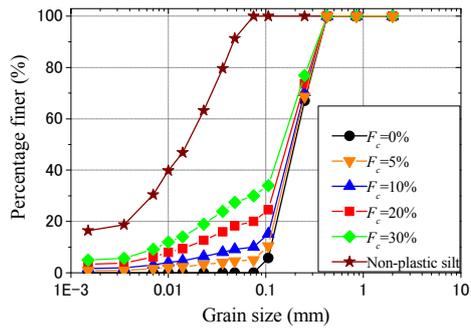


図-14 富津砂とまさ土細粒分の粒度分布

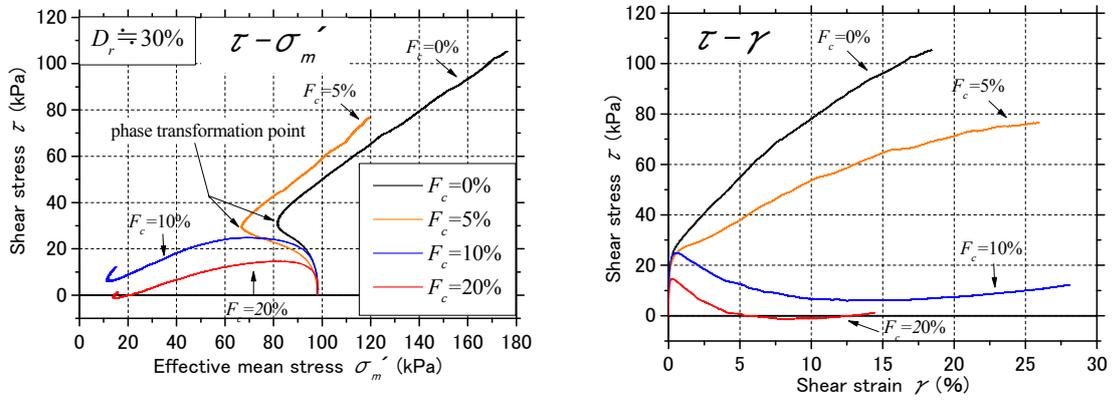


図-15 富津砂とまさ土細粒分による $D_r \doteq 30\%$ の有効応力経路 (左) と応力ひずみ関係 (右)