

平成 30 年北海道胆振東部地震によって発生した札幌市清田区里塚での
谷埋盛土の流動化に関する振動台実験

Shaking table test about geodisaster of valley fill at Satoduka, Kiyota-ku, Sapporo
city caused by The Hokkaido Eastern Iburi Earthquake in 2018

○小林凌・渦岡良介・上田恭平
○Ryo Kobayashi, Ryosuke Uzuoka, Kyohei Ueda

Geodisaster of valley fill occurred in the residential area at Satozuka, Kiyota-ku, Sapporo caused by The 2018 Hokkaido eastern Iburi Earthquake. This residential land was filled by sandy soil including volcanic ash along the valley around 1980. After the earthquake, a ground settlement zone was formed along the valley line in the upperstream part, and a large amount of sediment was ejected in the downstream part. In this study, we reproduce the mechanism of the fluidization in the downstream part of the embankment by the shaking table test in 1G and 50G.

1. はじめに

平成 30 年北海道胆振東部地震により札幌市清田区里塚の宅地造成地において大規模な盛土の液状化、流動化が発生した。この宅地造成地は 1980 年頃、旧谷地形に沿って埋土された。地震発生後、上流部では宅地造成前の谷筋線に沿って沈下帯が形成され、下流部では大量の土砂が噴出していた。今回起きた現象として図 1 のような盛土下流部の流動化メカニズムが考えられている。本研究では清田区里塚で起こった谷埋盛土の流動化を再現するため、1G 場と遠心場において振動台実験を行う。1G 場での振動台実験では現場でのスケールを無視した地盤模型を作成し、いくつかの条件下で水を浸透させた上で、流動化が見られる要因を検討する。遠心場では現場での地形条件（盛土層厚、地下水位等）を可能な限り再現した模型を設定し、振動台実験を行う。実験結果に基づき、実験の再現性と流動化をもたらした要因を検討する。

2. 1G 場での振動台実験

(1) 実験概要

1G 場での振動台実験では、対象地域の土砂が流出した箇所から採取した火山灰砂質土を用い、模型地盤を形成した（図 2）。採取した土は、土質試

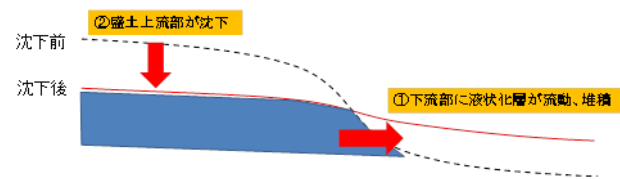


図-1. 盛土下流部の流動化メカニズム

験より土粒子密度 $\rho_s=2.26 \text{ g/cm}^3$, 最適含水比 $w_{opt}=20\sim 25\%$, 最大乾燥密度 $\rho_{dmax}=1.04\sim 1.05 \text{ g/cm}^3$, $D_{50}=0.21 \text{ mm}$, $F_c=25\%$ であることがわかった。対象とする地域の地形のスケールは無視し、実際の地形よりも大きい傾斜をもつ片盛土を模型とした。土層底面付近の給水口から水を浸透させ水槽の水位がある高さで定常状態となったタイミングで加振し、そのときの盛土の挙動を確認した。一回目の加振で盛土の変形が見られない時は再度同様の加振を繰り返した。盛土部の底面長さ、定常時の水槽の水位をパラメータとして、ケースごとに変化させた。

(2) 実験結果

実験ケースと実験結果を表 1 に示す。ケース 1 での加振で流動化を確認できた。また、下流部の流動化が確認できたケース 1 とよりも盛土底面長さの大きいケース 2 では流動なく、ケース 1 よりも水槽の

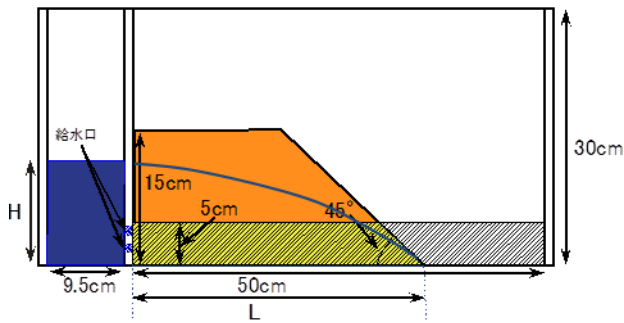


図-2. 1G 場での振動台実験での模型図

表-1. 実験ケースと結果

ケース番号	盛土底面長さ: l(cm)	加振前の水層水位: H(cm)	加振1回目	加振2回目	動水勾配 (H/L)
1	30	15	下流部の流動あり		0.5
2	38	15	全体が変形		0.39
3	30	10	変形なし	全体が変形	0.33

水位が低いケース3では流動がなかった。ケース1,2の比較, ケース1,3の比較から, 盛土下流部の流動化が要因の一つとして地盤内を流れる水の動水勾配が影響していることが考えられ, 動水勾配が小さくなることで流動が見られず, また動水勾配が大きくなると下流分の流動がみられるということが考えられる。

3. 遠心模型実験

(1) 実験概要

遠心場で振動台実験をおこなう模型は火山灰で造成された盛土部分をモデル化するものとし, それに伴い, 被災エリアでの盛土層厚と地下水位を整理した。土槽の大きさと盛土層厚の関係上, 土砂流出地点から上流側50mの範囲をモデル化するものとした。下流部の流動を観察するため下流部を斜面上に切り取った模型に決定した。模型材料は1G場での振動台実験同様, 現地で採取した土を使用した。入力地震波は現場にもっと近い地点で観測された地震波を入力した(図4)。この地震波の振幅を1倍として, その後振幅1.25倍, 1.5倍, 2.5倍と段階的に加速度の大きい地震波を入力した。

50G到達後, 盛土上流側の水位調整タンク内の水位を一定に保った。その後地盤内の水圧P1~P5が定常状態に達したタイミングで加振を行った。浸透時, 加振時の水圧応答, 盛土天端の変位, 上面から撮影した盛土の変形を観察した。

(2) 実験結果

締固め度を83%, 含水比を42%, 水位調整タンク内の水位を8.5cmに維持した条件下でのケースを示

す。定常時に観測された地盤内の水位を図5に示す。実際の地震を想定した振幅1倍の地震波の入力では沈下は見られなかった。振幅2.5倍の地震波の入力ではプロトタイプ値で100mm沈下した。実際の沈下帯ではおよそ2000mmであったことを考えると沈下量は実験結果と現実の間で大きな差があった。図6では振幅2.5倍の地震波を入力した時, 上面から撮影した画像を示す。振幅1, 1.25, 1.5倍の地震波の入力時は大きな変動は見られなかったが, 振幅2.5倍の地震波の入力時は下流部の大きな変形が確認できた。

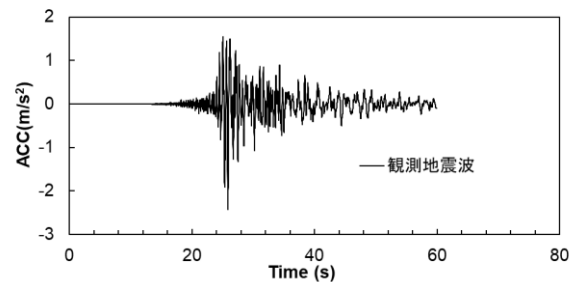


図-4. 対象地域付近での観測地震波

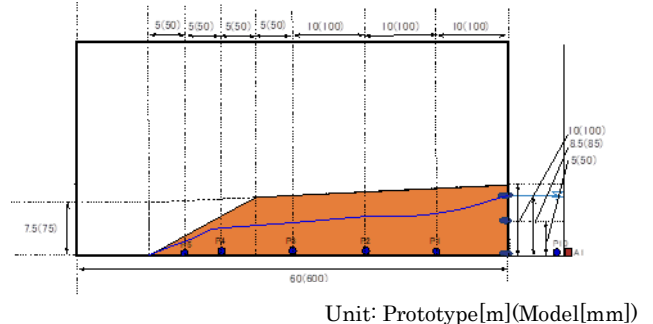


図-5. 地盤内の水位



図-6. 振幅2.5倍の地震波の入力前, 入力後の上面からの画像