公益社団法人砂防学会 平成 30 年 9 月 26 日

# 平成 30 年北海道胆振東部地震土砂災害緊急調查団

# 第一次調查団 調查報告

調査日時:平成 30 年 9 月 13 日 (木), 14 日 (金) 調査地:北海道勇払郡厚真町

第一次調査団団員名簿:

小山内信智(団長),山田孝,林真一郎,古市剛久(北海道大学) 柳井清治(石川県立大学),

藤浪武史,村上泰啓,伊波友生(寒地土木研究所)

佐藤創、中田康隆、阿部友幸(北海道立総合研究機構林業試験場)

武士俊也,田中利昌(砂防・地すべり技術センター),

柳井一希(国土防災技術北海道)

宮崎知与, 上野順也(シン技術コンサル), 小野田敏(アジア航測)

須貝昂平(ユニテック),本間宏樹(応用地質),

早川智也(日本工営)

※本報告は、限られた箇所の調査に基づき作成しています。今後の詳細な調査等により、見解を 修正する場合があります。
※本報告は、本調査団の見解であり、団員の所属する組織の見解ではありません。 く地震の諸元>

(以下,気象庁:「平成30年北海道胆振東部地震」について(第9報)より抜粋)発生日時:9月6日03時07分

最大震度:マグニチュード 6.7 (暫定値)

場所および深さ:胆振(いぶり)地方中東部、深さ 37km(暫定値)

発震機構:東北東-西南西方向に圧力軸を持つ逆断層型(速報)

最大震度:北海道厚真町(あつまちょう)で震度7

(以下,地震調査研究推進本部地震調査委員会:平成 30 年北海道胆振東部地震の評価(平 成 30 年 9 月 11 日公表)より抜粋)

加速度:安平(あびら)町の K-NET 追分観測点で 1796gal(三成分合成)

<調査の実施体制、目次>

本調査団では,先遣隊の調査報告に基づき,現地で見られた特徴的な土砂移動 現象に対して,以下の4つの班を編成し調査を実施した。

A班:斜面崩壊1班 P.1~5 班長:小山内信智(北海道大学) 副班長:柳井清治(石川県立大学) 古市剛久(北海道大学),佐藤創,阿部友幸(北海道立総合研究機構林業試験 場),早川智也(日本工営)

B班:斜面崩壊2班 P.6~16
 班長:武士俊也(砂防・地すべり技術センター)
 副班長:小野田敏(アジア航測)
 田中利昌(砂防・地すべり技術センター),須貝昂平(ユニテック),本間宏樹(応用地質)

C班:谷地形からの土砂移動班 P.17~23 班長:山田孝(北海道大学) 副班長:宮崎知与(シン技術コンサル) 中田康隆(北海道立総合研究機構林業試験場),柳井一希(国土防災技術北海 道),上野順也(シン技術コンサル)

D班:崩壊が集中する流域班 P.24~33 班長:林真一郎(北海道大学) 副班長:村上泰啓(寒地土木研究所) 藤浪武史,伊波友生(寒地土木研究所) 砂防学会 平成 30 年北海道胆振東部地震土砂災害第一次緊急調査団(2018 年 9 月 13-14 日) A班:斜面崩壊 1 班報告

- 班 長: 小山内信智(北海道大学)
- 副班長: 柳井清治(石川県立大学)
- メンバー: 佐藤創, 阿部友幸, 中田康隆(北海道立総合研究機構林業試験場), 早川智也(日本工営), 古市剛久(北海道大学)

1. 調査地区

幌内地区(日高幌内川中流から下流部両岸),吉野地区,富里地区(2ヶ所),東和川地区(図1).



図1. 第1班の調査対象地区(赤丸)(背景地図は「地理院地図」,

空中写真は国土地理院「平成30年(2018年)北海道胆振東部地震に関する情報」よりダウンロード)

#### 2. 斜面崩壊

吉野地区,富里地区,東和川地区での観察では,基盤である新第三系泥岩を覆って堆積している表土 層(火山灰と埋没腐植層の互層)の最下部が風化して粘土化しており,多少の水分も含んでいた.この 水分を含む風化粘土層が滑り面となったと考えられる(図2).一方,幌内地区の日高幌内川の右岸斜面 での観察では、基盤である新第三系泥岩(軽舞層)が地域の背斜構造を反映して谷方向に傾斜する「流 れ盤構造」を有していた.また、基盤である泥岩の風化層は水を含むと「ヌルヌルする」特性を持つと 見られ、この地質構造と岩石特性があいまって、幌内地区では基盤の風化層が滑り面となった場合もあ ることが確認された(図3).しかしこの場合でも滑り落ちた土塊の殆どは表土層であり、基盤が大きく 削剥された崩壊は限定的である.幌内地区では、更に、表土層の中にある埋没腐植層が滑り面となり、 滑った斜面には火山土層が残存している場合もあることが確認された(図4).

表土層は火山灰と埋没腐植層の互層からなり、斜面が形成されてきた歴史(斜面発達史)に応じて遷

急線(図 5)で区切られる斜面上部と下部では含まれる火山灰の種類が異なる. 傾斜が比較的緩い上部で は 9000 年前に降下した Ta-d が最下部に見られるが(図 6), 傾斜が比較的きつい下部(35°以上)では Ta-d が見られないことが多い. 今回の斜面崩壊では Ta-d が残っていることから少なくとも 9000 年前以降は 安定していた上部斜面(勾配 20°~30°)でも崩壊が起こったという点が特筆できる. 表土層の層厚は斜 面上部で 2.5~3.5m 程度である. なお, 厚真川流域では Ta-d 降下前の恵庭 a 降下軽石堆積物(En-a; 15,000-17,000 年前)と支笏降下火砕堆積物 1 (Spfa-1; 40,000 年前)が厚く分布することが知られて いるが, 今回観察した斜面ではこれらの堆積物は確認できず,基盤に Ta-d が直接載っていた.

崩壊跡地や崩土中の倒木の観察からは、植生の根系が基盤風化層まで到達していたことは殆どなく、 Ta-c と Ta-d もしくは Ta-b と Ta-c の境界に根が密集しているゾーンが認められた(図 7). 流木の多く は Ta-d を根系に付着したまま流出しており(図 8), Ta-d 層上位に樹木の生育基盤があったことが裏付 けられる. この地域の斜面は 1970-80 年代に植林された樹齢 30-40 年程度、胸高直径 40cm 程度のカラ マツ林が多くを占め、そのほかコナラなどの落葉広葉樹の 2 次林も生育していた. しかし崩壊はいずれ のタイプの森林においても発生していた. 伐採地において、ササや草本が覆っていた斜面の根系の発達 深は更に浅く、そうした場合は上位の Ta-b 層を境界に流出していることが観察された(図 9).

#### 3. 崩壊土砂の移動

谷地形で崩壊が起こった場合には、大量の土砂が谷筋に沿って移動して谷底平野に広く氾濫堆積している。そのように多くの土砂が流出しているに関わらず治山堰堤は残っており(幌内地区)、谷出口付近の侵食も限定的である(図10).

### 4. 今後の斜面崩壊・土砂移動(危険性)

幌内地区での観察からは、崩れ残った斜面頂部に亀裂が入っていることが確認された(図 11).また、 表土層内の滑り面で崩壊した斜面には火山灰を主体とした下層表土が残っている.特にこれらの斜面で は今後の余震や大雨で新たな斜面崩壊が起こる可能性は残されていると考えられる.



図2. 斜面崩壊地の滑り面 (テフラ風化層型)



図3. 斜面崩壊地の滑り面(基盤風化層型)



図4. 斜面崩壊地の滑り面(埋没腐植層型)



図 5. 谷地形内の遷急線の分布. 上部の緩斜面と下部の急斜面に分けられる



図 6. 斜面上部の土層構造



図 7. 斜面上の火山灰分布と樹木の根系. Ta-b もしくは Ta-c 層下位の埋没腐植層に根系が集中しており、Ta-d より下位には根系は分布していない



図 8. 流出したカラマツの根系. 根の周辺に多くの Ta-d 軽石層が付着している



図 9. 移動中の草本土塊. 根系が浅く, Ta-b 層より流出している



図10. 谷出口の土砂氾濫, 地形, 治山堰堤



図11. 斜面頂部の亀裂

# 平成 30 年北海道胆振東部地震土砂災害緊急調査団

### 斜面崩壊2班(B班) 概要報告

班長:武士俊也(砂防・地すべり技術センター) 副班長:小野田敏(アジア航測) 田中利昌(砂防・地すべり技術センター),須貝昂平(ユニテック),本間宏樹(応用地質)

### 1. 調査担当地区

当班は、吉野地区と富里地区の斜面崩壊を対象とし調査を実施した。調査は、斜面崩壊の概況調査と 源頭部の亀裂調査を実施した。



図-1 調査位置図

# 2. 吉野地区

- (1) 共通事項
- ・ 当該地の一部は、土砂災害防止法の土砂災害警戒区域および特別警戒区域(いずれも急傾斜地の崩壊)に指定されている。
- ・ 斜面崩壊は、大別すると谷型と平滑型の2つに大別出来ると考えられる(写真 1)。
- ・ 斜面の傾斜は、平均的には 30°程度である。
- ・ 崩壊地の頭部は、遷急線直下にある。
- ・ 崩壊土砂はほとんど落ち切っている。
- ・ 頭部より上方斜面にクラックはほとんど確認できなかった。ただし、調査は、短時間かつ一部の箇 所であったため、今後精査が必要である。
- ・ 崩壊したのは、基盤の新第三紀の堆積岩の上にマントルベディング (Mantle bedding:地表に沿っ てほぼ同じ厚さで降り積もること)した約2万年前以降の降下火砕物及びその二次堆積物、クロボ クなどの有機質土が互層した未固結堆積物である。
- ・ 分離した層準は、約 9000 年前の Ta-d の下部が多く、一部で En-a の下部もある。ただし、確認した 範囲では、崩壊源に下位の En-a が認められないことも多かった。



### 写真 1 吉野地区の斜面崩壊(遠景)

- (2) 谷型タイプ
  - ・ 崩壊地は谷地形をなしており、頭部付近だけやや急傾斜になる。
  - ・ 崩壊前の地形は、周辺の地形状況から緩やかな谷であった。
  - ・ 崩壊地の頭部は、馬蹄形をなしている。
  - ・ 頭部の比高は、平滑斜面よりも高いことが多い。
  - ・ 崩壊堆積物は平滑型よりも遠くまで及んでいることが多く、最大100m以上。
  - ・ 擦痕は谷底に向かって収れんし、谷底の深さは最大で 7~8m である。
  - ・ 谷底に基盤の堆積岩が露出していることが多い。
  - ・ 基盤の最上部付近で地下水が湧出し流れた侵食跡がある。
- (3) 平滑型
  - ・ 崩壊地は、平滑または緩やかな凸型地形斜面で、傾斜は一様。
  - ・ 崩壊前の地形は平滑な斜面、または緩やかな尾根地形。
  - ・ 頭部の比高は一様で、谷型よりも低いことが多い。
  - ・ 崩壊堆積物は、谷型よりも近い位置で停止していることが多く、最大 50m 程度。
  - ・ 擦痕の向きは、一様に斜面の最大傾斜方向。
  - ・ 基盤の堆積岩が露出していることは少ない。
  - ・ 基盤の上部で地下水が湧出した跡はほとんどみられない。



写真 2 崩壊斜面の拡大 谷型の崩壊土砂は、平滑型と比較し到達距離が長い傾向にある。



写真 3 北東部崩壊斜面(谷型)の側部

- ・ 主に基盤情報の火山灰層が露出している。
- ・ 崩壊の頭部や側部の崖の高さは、おおよそ1~2m程度である。



写真 4 北東端の崩壊地(A断面)

•

崩壊地頭部の比高(H)は約47m、谷底平野を土砂が移動した距離(L1:堆積域)は約82m(簡易計測による)。



写真 5 崩壊土砂末端の状況

•

土砂が到達した範囲よりも先の 10~20m の位置で地盤の隆起(最大高さ 3m 程度)や横ずれせん断が 発生している。



写真 6 崩壊遠方における農道の変形 崩壊土砂からやや離れた農道で横ずれ(幅約2m)および水路工の破損も確認された。



**写真7 平滑型斜面の頭部状況** 崩壊斜面の傾斜は一様である(約30°)。滑落崖付近は頭部側部とも崩壊深は高さ約1~2m。



## 写真 8 崩壊堆積物の状況

- ・ 崩壊堆積物の層厚は約3m(集落を通る道路面からの高さから推定)
- ・ 崩壊堆積物は、谷型のほうが遠くまで到達する傾向がある。
- ・ 崩壊堆積物の到達距離が短い領域では、土砂と一緒に滑り落ちた倒木の幹が一様に斜面上方を向い ているのに対し、遠くまで到達した領域では、不規則に見える。

## 3. 富里地区

- (1) 共通事項
- ・ 崩壊斜面は、主に谷型だけからなる。
- ・ 頭部や側部の小崖の高さは 1m 程度で、吉野地区よりもやや浅い崩壊深である。
- ・ 崩壊源の下方斜面は、平坦面がほとんどなく、傾斜 5~10°未満(現在、精査中)の緩斜面が厚真川 の堤防付近まで続く。
- (2) 現地状況



写真 9 崩壊斜面全景



### 写真 10 崩壊斜面近景

- ・ 頭部や側部の小崖の高さは 1m 程度で、吉野地区よりもやや浅い。
- ・ 崩壊源の下方斜面は、平坦面がほとんどなく、傾斜 5~10°程度(測量結果をもって修正する)の緩 斜面が厚真川の堤防付近まで続く。
- ・ 崩壊斜面の末端では、小規模な二次崩壊が発生していた。



# 写真 11 崩壊地頭部の小崖の地質状況

下位から基盤の風化帯、Ta-d、Ta-c 混じりのクロボク、Ta-b が堆積しており、Ta-dと基盤との境界 付近ですべっている。なお、基盤の傾斜は現地斜面勾配とほぼ同じ。



# 写真 12 崩壊地下の緩斜面上部のクラック

- ・ 幅 30cm、深さ約 1.2m、長さ 20m 以上にわたり、クラックが発生している。
- ・ クラックの底部は水が溜まっており、クラックの下方斜面からは湧水が認められる。



# 写真 13 崩壊地内の浄水タンクの状況

浄水場のタンク背後側の崩壊土砂の接触跡は、基礎から 10m ほどの高さまでついている。崩壊物の 移動速度の目安は得られる可能性がある。



写真 14 崩壊土砂堆積域右側末端の隆起帯

隆起高さは 3m 程度。隆起帯の上にも崩壊土砂や倒木が堆積している点が吉野地区と異なっている。 浄水場の復旧にあたり、今後の詳細な調査が望まれる。



写真 15 厚真川右岸の堤防コンクリート状況

- ・ 当該地は、写真14の隆起帯と厚真川の間に位置する。
- ・ 堤防のコンクリートブロックの座屈や地盤のたわみが発生し、河岸が川側に押し出されて膨らんで いるほか、コンクリート壁の護岸も川側に傾倒している。

#### C班:谷地形からの土砂移動班

#### 厚真町幌内地区での谷地形からの土砂流出の実態調査概要

厚真町幌内地区で2018年9月6日の地震により発生した移動距離の長い土砂移動現象を調査対象とした。この土砂移動現象は、谷地形を呈した流域(0.037km<sup>2</sup>)の上流部(山頂近傍)で発生した複数の崩壊に起因したものである(写真-1)。崩壊発生実態、崩壊末端部から谷出口までの区間での土砂移動実態、谷出口下流での土砂氾濫・堆積実態(谷出口からの最長到達水平距離、最大堆積幅、堆積深、堆積先端部微地形(snout)の傾斜角、堆積到達地点付近での旧地盤の地形勾配など)、堆積土砂の内部構造の攪乱状況について調査した。さらに、崩壊発生場の地山の堆積層や堆積土砂から土砂サンプルを攪乱状態で採取し、崩壊の発生特性や土砂移動特性を考察するために土質試験(粒度分布、液性・塑性限界、等)を実施した(現在、試験中)。

#### 1. 調査対象流域の縦断形

谷出口(氾濫開始点付近)より上流域の地形は,流域最上流部は標高 140m,標高 80~100m が河岸段丘 となっている。今回の地震後は,流域の最上流(今回の崩壊発生場)の縦断勾配は 25°,その直下の河岸 段丘の区間(流下区間)では,一旦,9.5°と緩くなった後,谷出口まで 14.5°と急勾配となっている(図 -1)。谷出口より下流では,急激に勾配変化しており,ほぼ水平である。谷出口直下は,土砂の衝撃によ るとみられる窪地が形成されている。なお,この土砂移動における谷出口下流に堆積した土砂量は 13,400m<sup>3</sup>,単位面積当たり流出土砂量 360,000m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>,崩壊面積率 33%であった。

#### 2. 崩壊(主要な土砂発生源)

土砂発生源の表層には、樽前山を噴出源とする降下火砕堆積物が約 3m の厚さで覆われており、これ らが崩壊して土砂が発生した。渓流崩壊地側壁での露頭観察からは、明瞭な層構造が見られた(図・2)。表 層部からは Ta-a(1739年の降下火山灰)に相当する箇所が存在するが泥をかぶり,腐植土と混在している。 その下位層には白色粗粒火山灰の Ta-b(1667年の降下火砕物)が 0.3m の層厚で見られ、クロボクを 0.1m 程度挟んで黄褐色を呈した Ta-c(約 3000年前の降下火砕物)が 0.3m の層厚で観察される。クロボクを 0.1m 程度挟んで黄褐色を呈した Ta-c(約 3000年前の降下火砕物)が約 1.5m 程度で厚く堆積しており、その上部・中部・ 下部において性質が異なっている。それらは Ta-d 内でも風化の程度が異なっていることで、粘土化の度 合いに違いが見られた。とくに下部の Ta-d については水を多く含み粘土化が進んでいるような状態であ った。Ta-d の下位には粘土質である難透水層のローム層(En-a)(約 15000年前の降下火砕物)が存在し ており、En-a 上層の Ta-d 層内が滞水していると思われる。現地では近傍の集水地形箇所において同様 に露頭観察を行ったところ、Ta-d と En-a との境界で Ta-d 内に水を多量に含んだ状態が確認された。そ の結果及び現地での崩壊面の観察から、本崩壊地においては Ta-d と En-a との境界付近ですべり面が形 成されたと推定した。

3. 崩壊地から谷出口までの土砂移動 今回の調査対象の流域の地形は、平行斜面の崩壊箇所にはみられない細かな集水地形があり、谷地形 が形成されている。崩壊前の常時表流水のない谷には En-a 上層の Ta-d 層内に相当量の滞水があったものと思われる。

崩壊地から谷までの流下区間への崩土の流入角度は約20°と小さい。また、谷出口付近の常時流水の ある渓床上(2018年9月13日現在)には、流出せずに残った樹木の幹や植生などの現地の痕跡から判断し て、基盤岩となる泥岩上に、渓床幅2.0m、厚さ約1.0の土砂堆積層があったものとも推定される(写真 -2)。また、図-1の流下区間の上流端では、空中写真解析により、地震前と地震後の渓床高との差が約7m と計測された。よって、延長約100mの流下区間において平均4.0mの浸食が発生し、今回の土砂移動に よってこれらの多くが流出している(図-1参照)。仮にこの堆積層が飽和していたとして空隙率を0.5とす れば約400m<sup>3</sup>(=2.0m×4.0m×100m×0.5)の水量が存在していたことになり、そのような水も土砂移 動に加わった可能性が考えられる。

谷出口付近における土砂移動痕跡は,現渓床から約7.0mの高さにある。移動断面積は約90m<sup>2</sup>(流下 断面を逆台形に近似すると,下底2m,上底24m,高さ7.0m)となる(写真-2)。崩壊土層厚は3.0m程度 であるが,谷内を土砂が移動した際に,大きな流動深を呈した流れになったことがわかる。

#### 4. 谷出口から下流の土砂氾濫・堆積

谷出口を通過した土砂は、ほぼ地形勾配が水平に近い旧地盤(田や畑)上に氾濫・堆積した。最長到達水 平距離は 180m,最大堆積幅は 120m 程度である。土砂は、中央部が若干、盛り上がった形で堆積してお り、谷出口から水平距離 80m の横断において、厚いところで 2.0m、谷出口から水平距離で 105m の位 置に相当する道路沿い(土砂堆積横断面観測位置 No.1)で約 1.3m、堆積先端部(土砂堆積横断面観測位置 (No.2)で約 1.2m である。現地踏査ならびに空中写真の判読によれば、堆積土砂表面には、いくつかのロ ーブ地形が重なりあい,堆積土砂表面付近は攪乱されていると判断される。

谷出口から 105m 下流の道路沿いでの土砂堆積層厚は約 1.3m である(図-3)。堆積表面より下位には Ta-b, ブロック状の Ta-d とクロボクが含まれており, クロボクが Ta-d と Ta-b に一部貫入するようにし て存在することから層境界は明瞭ではなく内部構造は乱れている。ビンガム流体で特徴的な「プラグ」 部分は認められない。旧地盤(路面)より直上位層(層厚約 0.5m)は, せん断破壊が顕著で, 指で擦るとひも 状になるため, 粘土・シルトが主体の層であるが, 旧地盤から表層土砂が若干取り込まれている。

道路沿いから 75m 下流の土砂堆積先端部の層厚は約 1.2m である(図-4)。堆積土砂先端部(snout)の傾 斜角は、約 40 度と急こう配を呈している。堆積表面より下位にはブロック状の Ta-b とクロボクを含み、 クロボクが Ta-b に一部貫入している。さらに下位にはクロボクと Ta-d が含まれており、Ta-d は指でつ ぶれて湿り気があるほどの高含水となっている。堆積土砂の層界は不明瞭で内部構造は乱れており、ビ ンガム流体で特徴的な「プラグ」部分は認められない。旧地盤(畑)の直上位層(層厚 0.1m)の特徴は、前述 の道路沿いのそれと同様である。

以上のことから,谷出口からの土砂の流出とその停止に至るまでの土砂移動現象のレオロジーは,ビ ンガム流体(流動深がプラグ部分の厚さを下回った時に停止する)ではなく,土砂移動内部が全体的に攪乱 した流れ(流れ底面はせん断破壊が特に顕著)であったと考えられる。また,道路沿い(No.1)のほうが堆積 先端部(No.2)よりも,せん断破壊が顕著な層厚が大きい理由は,以下のように考えられる。崩壊した土砂 が谷に流入した地点から谷出口までの約 100m の谷地形区間(勾配 9.5~14.5°)を土砂が流下したときに, 土砂の移動底面付近や移動側面付近が摩擦エネルギーによってせん断破壊され,土砂移動層内部の破 壊・攪乱が進行したものと考えられる。ただし,谷出口から下流域は,勾配がほぼ水平の区間に移行す るため,そこを通過した土砂は,急激に速度が減少し,流れの底面(せん断破壊が顕著な層)から堆積が順 次進行し,土砂の移動厚が減少して堆積に至ったものと考えられる。

崩壊した土砂は、谷内を流れる際に、河床や渓岸との摩擦などによって内部構造の破壊がすすみ、結 果として谷出口から長距離流走したと考えられる。谷内の渓床堆積土砂の間隙水が移動する土砂に取り 込まれる場合は、流れの底面付近の含水率を高めるために土砂の移動をさらに促進すると考えられる。

今回の調査地において、崩土の移動距離指標として先行研究により提案された「移動係数」(臼杵ら, 2005)と「流下比」(石川, 1999)を求めると、それぞれ、1.6、4.3 となる。さらに、今回の調査地を含め て、その近傍において、平行斜面における崩壊(15 事例)および谷地形を土砂が移動(15 事例)した合 計 30 事例を対象として、「移動係数」と「流下比」を算出した。その結果、「移動係数」は、平行斜面で は 0.8~2.3、谷地形では 1.2~2.8、「流下比」は平行斜面では 1.1~4.8、谷地形では 2.8~8.3 程度の値を 示す(図-5)。臼杵らは、移動係数が概ね 0.5 以上で土砂移動が「完全流動」、0.3 以上 0.5 未満で「不完全 流動」としている。また、石川によると、火山噴出物に覆われた地域において地震により発生した崩土 が谷地形を流下した 5 事例の流下比は 10~18 といった値を示している。特に、流下比が 7.5 以上の事例 は、崩土の堆積物表面の攪乱が著しいために土石流化したとしている。

今回の現地調査並びに臼杵らや石川による崩土の移動距離指標によれば,今回の調査地ならびにその 近傍で発生した土砂移動は比較的流動性は高いが土石流化には至らないものであったと評価できる。ま た,谷地形は平行斜面に対してより土砂が遠方まで移動しやすいといえる。

#### 参考文献

石川芳治(1999):地震による土石流の発生に関わる地形・地質条件,砂防学会誌,Vol.51, No.5, p.35-42 臼杵伸浩,田中義成,水山高久(2005):移動距離の長い地すべりの実態,砂防学会誌,Vol.57, No.5, p.47-52

19



写真-1 調査対象流域の崩壊地および土砂移動・氾 濫・堆積区域(株式会社シン技術コンサル撮影)



図-1 調査対象流域の縦断図(地震前の渓床高は国土地理院地図での読み取り 値をもとに現地および空中写真判読の結果から補正)



図-2 崩壊地の滑落崖の地山堆積層



写真-2 谷内を移動した土砂の横断面



図-3 谷出口を通過した土砂の堆積横断面 (谷出口から105m下流の道路沿い)



(谷出口から180m下流,道路沿い(図-3)から75m下流)



図-5 土砂の移動指標(移動係数(臼杵ら, 2005), 流下比(石 川, 1999))についての比較

砂防学会 平成 30 年度胆振東部地震土砂災害緊急調查団

D班:崩壊が集中する流域班

班長:林真一郎(北海道大学) 副班長:村上泰啓(寒地土木研究所) 藤浪武史,伊波友生(寒地土木研究所)

調査日:平成 30 年 9 月 13 日 (木), 14 日 (金) 調査対象地 東和川 (厚真川左支川, 流域面積約 4.9km<sup>2</sup>)

<平成 30 年度胆振東部地震による崩壊地分布の概況>

- ・厚真町を中心に、安平町、むかわ町に今回の地震による崩壊地が分布(図1)。
- ・崩壊地が集中する流域が厚真町、安平町に存在。
- ・崩壊地が集中する流域の代表的な流域である東和川において現地調査を実施した。



図 1 崩壊地分布図(平成 30 年 9 月 26 日時点)

く東和川調査結果>

- ・東和川は,流域面積 4.9km<sup>2</sup>,幅 3m 程度,深さ 1m 程度の小規模な河川。 河道の状況から,平常時において流水はそれほど多くない河川と考えられる。
- ・東和川は,途中で右支渓(北側の流域)と左支渓(南側の流域)に分かれる。 両支渓の上流域の丘陵・山地部において,同程度,崩壊が集中的に発生している。(写 真1,2;今回の調査では,踏査は左支渓のみで実施。)
- ・左支渓の谷底平野の幅は約90m。
- ・上流域の谷底平野の両側の尾根部を除き,大半の斜面・谷地形において土砂移動現象 が発生。



・植生及び樹木の有無と崩壊発生に関係があるとは考えにくい。

写真1 右支渓の崩壊状況(右支渓と左支渓の間の稜線から上流側を UAV により撮影)



写真2 左支渓の崩壊状況(右支渓と左支渓の間の稜線から上流側を UAV により撮影)

・斜面では崩壊深 1m 程度の浅い表層崩壊が多くみられ、保水性の高い火山灰の層がすべり面になっている場合が多い(写真3の事例では、樽前dより上層の火山灰層)。
 土塊があまりかく乱されずに流動している。斜面勾配は主として約12~30°の範囲で見られる。崩壊地は幅200m 程度のものもみられる。



写真3 表層崩壊のすべり面の一事例(左支渓)

- ・上流域の谷底平野は、両側の斜面・谷地形から土砂・立木により覆われている。
   表層崩壊による土砂移動の層厚は1m~2mであり(写真4)、谷底平野の土砂の層厚も
   同程度と考えられる。谷地形での土砂移動は流動距離が長く、谷底平野を完全に閉塞
   はしないものの、表層崩壊による崩壊土砂の上に、高さ5m程度の堆積厚で横断的に
   堆積している箇所もある(写真5)。
- ・谷地形からの土砂移動は、土塊があまりかく乱されず流動しているものと、かく乱があり流動距離の長いものの2種類が見られる。表層崩壊の箇所に比べ、崩壊深が深く、崩壊土砂量が多い(写真2)。
- ・左支渓内の谷底平野の堆積土砂は勾配 1/40 程度で堆積しており、土石流のような急激な土砂移動が生じるとは考えにくい(写真 2, 5)。



写真4 谷底平野への流出土砂の下流末端(左支渓)



写真5 谷底平野への土砂流出の状況(左支渓)

- ・残存する切り株からカラマツは 20~30 年程度で伐採・植栽されていると考えられ, 流域の倒木は細いものが多い。広葉樹の細い倒木もある(写真6)。
- ・谷底平野内にはところどころ数m程度の大きさの凹地に小池があり湛水が確認できる ものの、ダム状の湛水は確認できない(写真6)。



写真6 斜面崩壊下部に生じた小池(左支渓)

・左支渓と右支渓の間の稜線では、崩壊地縁辺部にクラックや落ち残った土砂が確認された(写真7)。



写真7 左支渓と右支渓の間の稜線で見られる崩壊地縁辺部のクラック (写真奥側が下流方向)



写真8 左支渓と右支渓の間の稜線で見られる崩壊地縁辺部の落ち残った土砂 (写真奥側が上流方向,左支渓側に落ち残る)



・東和川流域の崩壊のほとんどが今回の地震により発生(写真9,10)。

写真9 東和川周辺の平成30年6月7日の状況 (SENTINEL2 衛星画像より作成した TrueColor 画像)



写真10 東和川周辺の平成30年9月15日の状況 (SENTINEL2 衛星画像より作成した TrueColor 画像)

 ・東和川流域の崩壊面積率は約40%と推定される(図2)。過去の崩壊面積率の高い地 震災害の事例(表1,日本・台湾)と比較しても、東和川の崩壊面積率は大きな値で あると考えられる。(※崩壊面積率は、判読対象面積、判読対象範囲の取り方により、 変化しやすい指標であることに留意が必要。)



### 図2 東和川流域の崩壊面積率の推定

### 表1 過去の崩壊面積率の高い地震災害の事例

(引用元:国土交通省国土技術政策総合研究所:平成 16 年新潟県中越地震に伴う斜面 崩壊について,

http://www.nilim.go.jp/lab/rbg/tech\_info/niigata/chuetsujishin\_sabo.htm)

地震被害	崩壊面積率(%)	判読対象面積(k ㎡)	文献	備考
新潟県中越地震(2004)	4.7	2 1	-	崩壊地、流下堆積範囲を含む
台湾集集地震(1999)	7.0 (13.3)	690	林ほか(2002)	(地震後の台風による崩壊を含 む)
兵庫県南部地震(1995)	0.2	140	建設省資料	
新潟地震(1964)	0.2	151	大村ほか(1980)	
関東大震災(1924)	15.2	5 3	山口・川辺(1982)	地震後の降雨による崩壊を含む
	7.0	86	自然災害科学総合研究班(1982)	
	4.5	100	安江・仲野(1981)	

・下流部では、人家近くで、粒形の細かい火山灰・軽石等の流出・堆積により、河床が 上昇し、人家の敷高と河床の比高差が1.5m程度になっている箇所が見られる。(写真 11)



写真11 東和川沿いの人家近くの河床上昇

<二次災害防止への留意事項>

・上流部の谷底平野の堆積土砂は、勾配 1/40 程度で堆積しており、土石流のような急激な土砂移動が生じるとは考えにくい。また、谷底平野両岸の谷地形・斜面から土石流・斜面崩壊が生じても、谷底平野の勾配が緩いため、谷底平野内で停止する可能性が高い。
 ・下流部では、人家近くで、粒径の細かい火山灰・軽石等の流出・堆積により、河床が上昇している箇所が見られる。今後も、継続的な土砂流出、流木の流出が生じる可能性があり、下流域での河積の減少、流木による橋梁・ボックスカルバートの閉塞による氾濫、濁水の継続が発生する可能性がある。

・上流域の崩壊面積率も高く、過去の地震被害の例と比較しても、流域は著しく荒廃し ている状況にあると考えられる。拡大崩壊等の新規の土砂生産、堆積土砂・倒木の再移 動の状況を継続的にモニタリングし、二次災害のリスクの把握を継続的に行う必要があ ると考えられる。

・崩壊地の分布状況から、東和川以外にも崩壊が集中する流域が存在しており、東和川

と同様の土砂移動現象が生じていることが予測される。そのため、同様の二次災害のリ スクがある状態にあることが考えられ、他の崩壊が集中する流域についても迅速な調査 が待たれる。

以上