

2006年8月の豪雨による胆振・日高地方の斜面崩壊 Slope failures caused by August 2006 heavy rain in Iburi and Hidaka districts, Hokkaido

石丸 聡・川上 源太郎・田近 淳
Satoshi Ishimaru, Gentaro Kawakami and Jun Tajika

キーワード：斜面崩壊, 集中豪雨, 斜面堆積物, 軽石層, 谷頭凹地

Key words : Slope failure, Heavy rain, Slope deposits, Pumice layer, Head hollow

I はじめに

2006年8月18日未明から19日早朝にかけて、台風10号の影響で発達した停滞前線により、北海道の日高、胆振、上川、網走地方は集中豪雨にみまわれた。中でも胆振・日高地方の鶴川・沙流川の流域では、総雨量が平取町仁世宇の425mmを筆頭に広範囲で200mm以上を記録し、各地で斜面崩壊や地すべりが発生した。日高町平賀では民家が土砂に押しつぶされ1名の重傷者が出たほか、河川氾濫による被害も合わせ、農業、林業、土木施設など各方面で多大な損害を受けた。

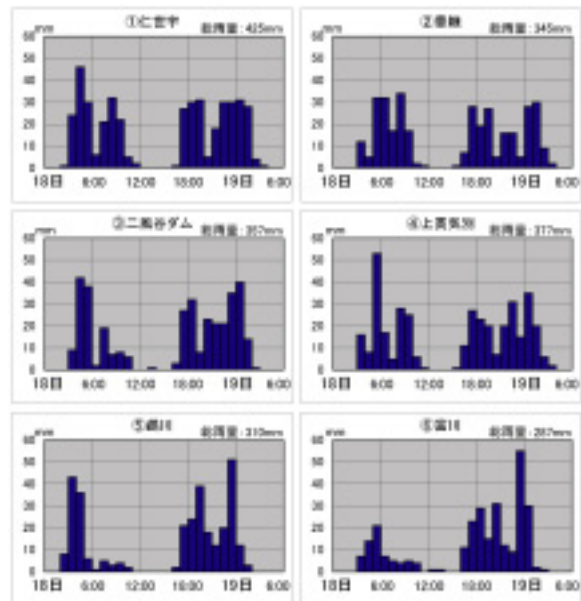
北海道は全国的に見れば降水量の少ない地域であるが、胆振・日高地方は降水量が比較的多く、1981年8月や2003年8月の日高豪雨など、しばしば豪雨による斜面災害に見舞われている（遠藤ほか，1984；石丸ほか，2004）。さらに、この地域の表層崩壊の頻度は、最近300年間に増加していると指摘されている（柳井・五十嵐，1990）。これを受けて、我々は豪雨による斜面災害の常襲地帯である本地域で発生した斜面崩壊と表層地質の関係を把握するために、8月から9月にかけて緊急現地調査を実施した。本稿ではこの調査に基づき、斜面崩壊の分布を示し、降水量や地質・地形分布との関係を確認するとともに、各地で発生した主な斜面崩壊の概要について報告する。なお、今回の現地調査により注目することとなった崩壊土層の透水性については、別稿で改めて報告する予定である。

II 降水状況

2006年8月18日、日本海上の停滞前線が北海道地方に南下するとともに、台風11号を吸収した台風10号の九州北上により前線活動が活発となった。これにより、北海道の胆振、日高、上川、網走地方は豪雨に見舞われた。第1図に各観測所での時間降水量の変化を、第2図に気象レーダーによる胆振・日高地方の総雨量分布を示す。胆振東部から日高西部にかけての雨は8月18日3時頃から降り始め、早朝の4時から6時頃には平取町上貫気別の時間降水量53mmを筆頭に沙流川中流域で40mm以上を記録した。雨は正午ごろに一旦やんだが

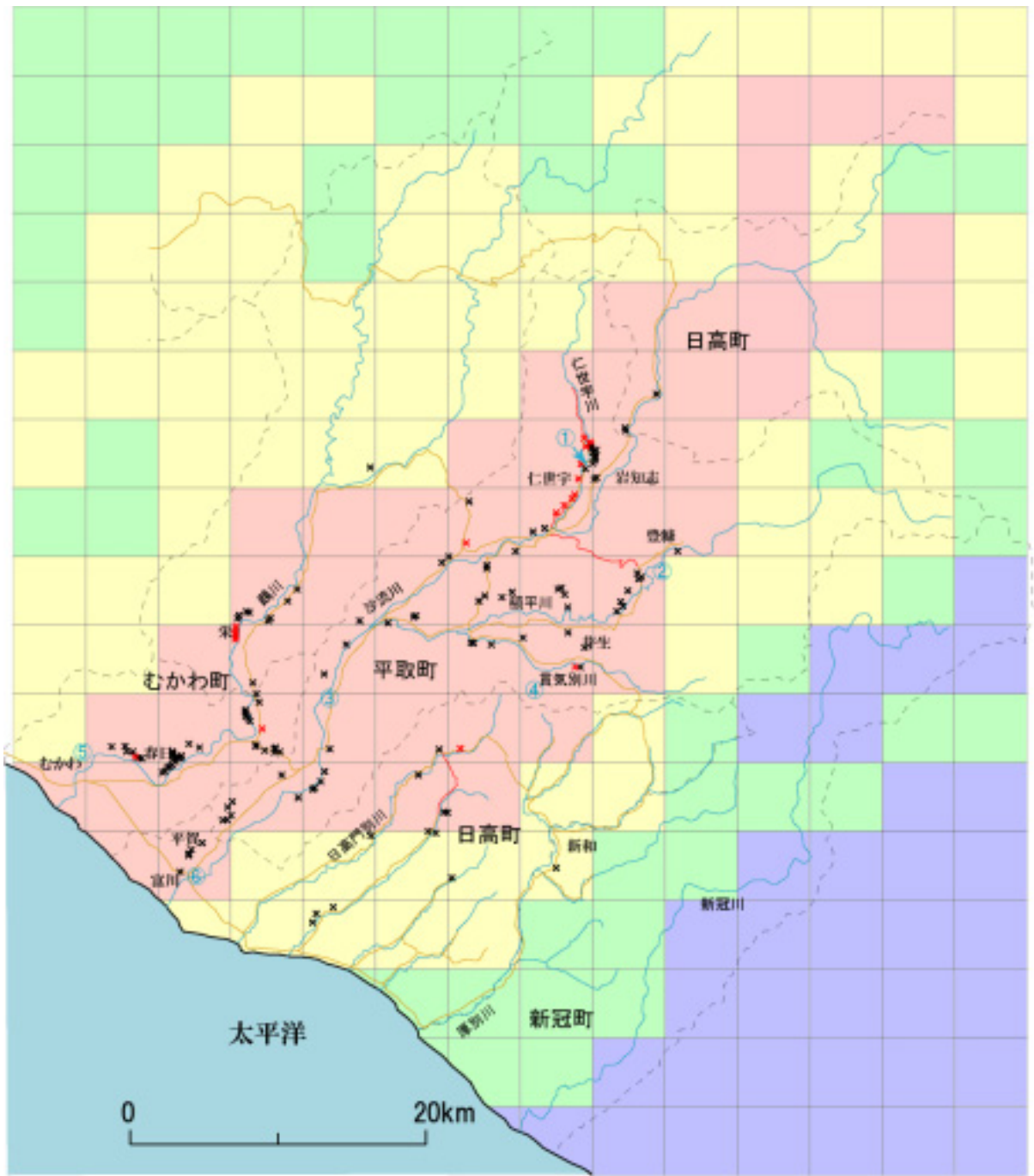
夕刻から再び降り始め、鶴川下流域と沙流川中・下流域では17時から翌19日1時にかけて時間降水量20mm以上の激しい雨が降り続いた。深夜0時から翌1時頃には日高町富川の時間降水量55mmを筆頭に各観測所で30mm以上を記録したが、翌19日の2時から4時には降りやんだ。その結果、8月18日未明から翌19日早朝にかけての総雨量は、平取町仁世宇の425mmを筆頭に、鶴川下流域と沙流川中・下流域の広い範囲で300mm以上となった(第2図)。第1図に示した各観測所では、観測史上最大ないしは第2位の総雨量を記録した。

1981年8月や2003年8月にも日高地方で豪雨が発生し、今回の被災範囲と一部重複するが、今回の総雨量は1981年豪雨の降水量を上回り、2003年豪雨に匹敵するものであった。1981年時は総雨量200mm以上の地域で表層崩壊が群発したことが知られており（遠藤ほか，1984）、2003年時は総雨量250mm以上の地域で崩壊が多発した。今回崩壊が発生した地域を見ると、総雨量が300mmを超えた地域にほぼ一致する。

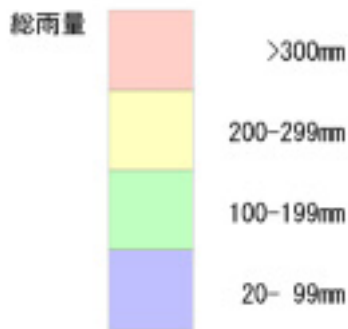


第1図 各地域の降水状況 ○付き番号は第2図の雨量観測所を示す。

Fig. 1 Hourly precipitation on 18-19 Aug, 2006 at some observation stations.

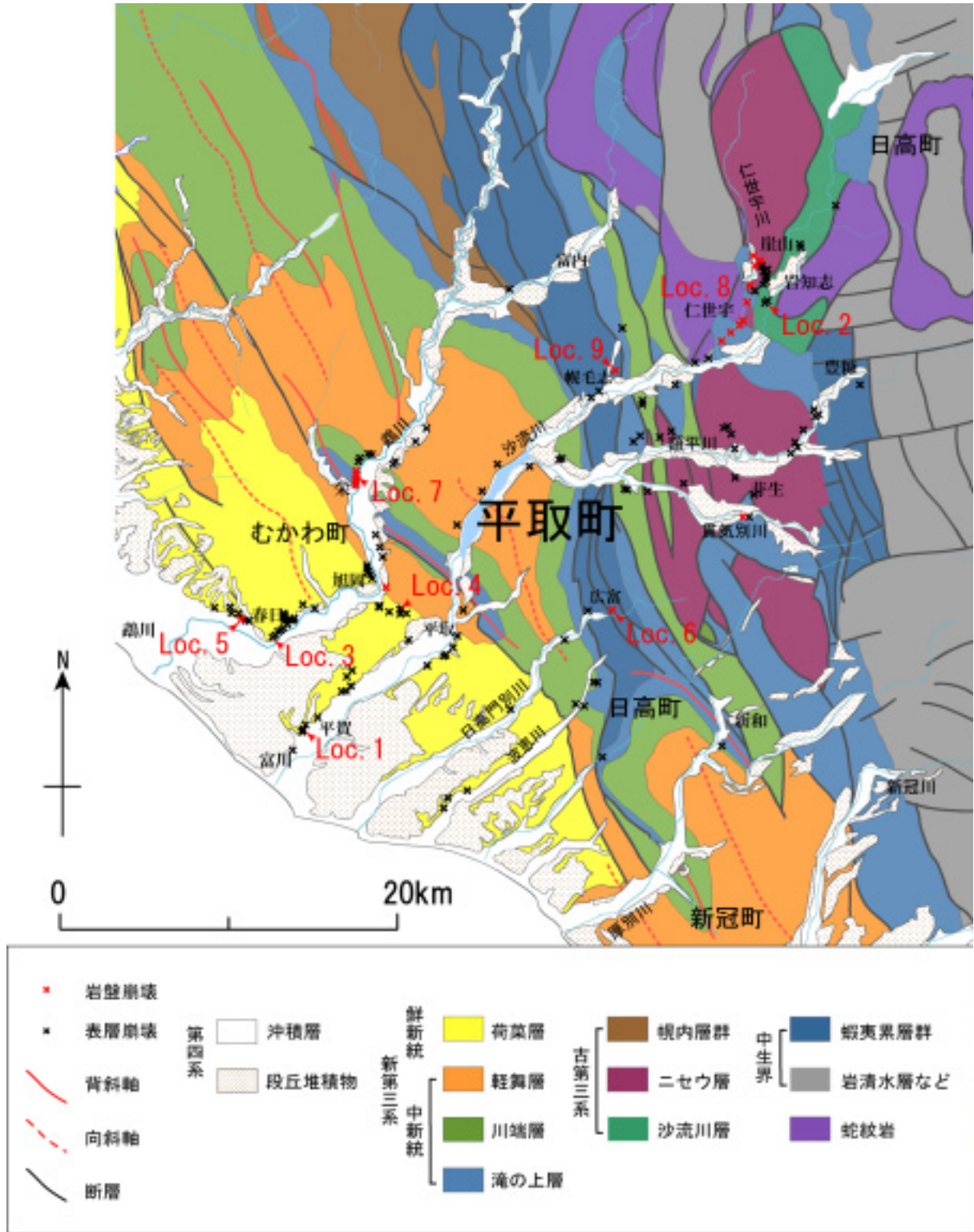


- 被害地点調査ルート
- 通行止ルート (06年9月時点)
- × 表層崩壊
- × 岩盤崩壊



第2図 総雨量分布と斜面崩壊地点分布. ①仁世宇, ⑤鶴川, ⑥富川(日高門別観測所)は気象庁のアメダス観測所, ②豊糠, ③二風谷ダム, ④上貫気別は国土交通省河川局の雨量観測所.

Fig. 2 Distributions of precipitation and slope failures.



第3図 地域地質図と斜面崩壊地点分布. Loc. 1~9は文章中に記述した崩壊地点. 地質図は地質調査所1/200,000地質図「浦河」「夕張岳」「札幌」「苫小牧」を簡略化

Fig. 3 Geological map and distributions of slope failures.

III 崩壊の分布と地形・地質

斜面崩壊が発生した地域は、鶴川下流域（むかわ町春日、旭岡、栄および仁和）と沙流川中・下流域（日高町平賀、平取町紫雲古津、荷菜、豊糠、仁世宇および岩知志）を中心としたNW-SE方向約20km、NE-SW方向約50kmの範囲である（第2図、第3図）。太平洋に面する鶴川・沙流川の下流域には、標高50～60m以上の最終間氷期以前（酸素同位体ステージ11～5e）の海成段丘が（小池・町田，2001）、また河川沿いには最終氷期（ステージ4, 2）の河成段丘が発達する。ステージ5e以前の段丘面は浅い開析谷に刻まれ、段丘の肩は丸味を帯びる。両河川の中流域（平取、仁和より上流の地域）には、比高200～300mの山地が連なる。

この地域の地質は、NW-SE～N-S走向でむかわ町富内～平取町幌毛志～日高町広富にかけて狭長に分布する白亜系蝦夷累層群を軸として、海側（南西側）に向い古第三系幌内層群、新第三系中新統～鮮新統が順次配列する（第3図）。白亜系の分布より内陸側（北東側）では、新第三系中新統がN-S走向に沿う断層により断片化して狭長に、かつ繰り返し露出し、その上位に蛇紋岩および古第三系ニセウ層・沙流川層が低角衝上断層を介して載る（中川，1996）。

白亜系蝦夷累層群のうち上部蝦夷層群は無層理・塊状の泥岩を主体とし、蛇紋岩とともに流動型地すべりを起こしやすい地層として知られている。古第三系のニセウ層は砂岩頁岩互層を主体とし、沙流川層は砂岩・頁岩・枕状溶岩からなる。幌内層群は、今回の被災地域にはほとんど分布しない。新第三系は下位より中新統の滝の上層、川端層、軽舞層、鮮新統の荷菜層からなる。滝の上層はシルト岩・泥岩を主とし、川端層はタービダイト性の砂岩・礫岩を主とする。軽舞層は硬質頁岩・礫岩からなるが、鶴川・沙流川流域では礫岩が卓越する。荷菜層はシルト岩・砂岩を主体とし、上位層準で砂岩・礫岩が卓越する。

本地域は、道南の火山地域の東に位置することから、多くのテフラが地表面を覆っている。支笏第1テフラ（Spfa-1）、樽前bテフラ（Ta-b）がほぼ全域に、樽前dテフラ（Ta-d）、樽前cテフラ（Ta-c）が北部に、有珠bテフラ（Us-b）^{注1）}が南部に分布する。Spfa-1は約42,000年前（柳田，1994）、Ta-dは約9000～8000年前（佐藤，1971；梅津，1987）、Ta-cは約3000年前（佐藤ほか，1969）、Us-b、Ta-bはそれぞれA. D. 1663年とA. D. 1667年噴出（山田，1958）とされる。Spfa-1、Ta-d、Ta-cは風化が進行し、それぞれ橙色、赤褐色、黄色を呈する。Us-bとTa-bはともに未風化の新鮮な細粒白色軽石である

が、時間間隔が4年と短いため、両者の間に土壌は形成されていない。また、Us-b、Ta-bは降灰から約300年余りしか経過していないため、ほとんど削剥されずに地表面を覆っており、特に斜面脚部には崖錐性の堆積物として厚く堆積する。

IV 斜面崩壊の状況

IV. 1 斜面崩壊のタイプ

斜面崩壊は、土層および斜面堆積物が崩れ落ち流動化した表層崩壊と、岩盤内にすべり面をもつ岩盤崩壊に分けられる。それぞれの主な変動様式は、表層崩壊が土砂のすべり-流動（earth slide-flow）、岩盤崩壊が岩盤すべり（rock slide(-flow)）によるものである。現地調査により確認した斜面崩壊の地点を、表層崩壊、岩盤崩壊に分類し第3図に示す。今回発生した斜面崩壊は、岩盤崩壊よりも表層崩壊が多く、岩盤崩壊であっても2003年の豪雨斜面災害に比べ、崩壊面はそれほど深いものではない。

表層崩壊は、鮮新世の荷菜層や後期中新世の軽舞層など新生代後期の地層を基盤とする段丘崖や丘陵斜面で発生した。崩壊源は浅い沢型斜面の谷頭凹地、あるいは斜面脚部が多い。谷頭部および斜面脚部には白色軽石（Ta-b/Us-b）をはじめ斜面堆積物が厚く堆積しており、また谷頭凹地の底部には、しばしば腐植質の泥炭が堆積する。また、ニセウ層の下部谷壁斜面では、薄く発達した悪い土層での崩壊が多発した。

岩盤崩壊は局所的に集中しており、ニセウ層・滝の上層・川端層分布地域で多発している。岩盤崩壊は主に節理に規制されたすべり面であるため、崩壊面は平滑であることが多い。額平川右岸や仁世宇川左岸のニセウ層分布地域では、詳細な調査を行っていないが、過去の崩壊により露出した岩盤の風化が進行し、再び崩壊したケースが多いようである。一方、蛇紋岩や上部蝦夷層群分布域では再活動タイプの地すべり（slump）が発生している。

IV. 2 各地点の斜面崩壊

各地で発生した斜面崩壊のうち主なものを、以下に表層崩壊と岩盤崩壊に分けて記述する。なお、現地調査での距離や傾斜の計測は、レーザー測距傾斜計、巻尺、クリノメーターを用いて簡易的に行なったもので、本報告の崩壊規模や平面図、縦断面図は、これに基づき作成したものである。

注1) 本報告のUs-bの名称は山田(1958)、町田・新井(2003)に従った。このテフラは、北海道火山灰命名委員会(1982)および柳井・五十嵐(1990)のUs-cにあたる。



第4図 日高町平賀 (Loc.1) で発生した斜面崩壊のななめ空中写真 (株シン技術コンサル8月20日撮影)。中央下部の青い屋根が倒壊した家屋。矢印は家屋の移動量を示す。

Fig. 4 Slope failure at Biraga, Hidaka Town.

IV. 2. 1 表層崩壊

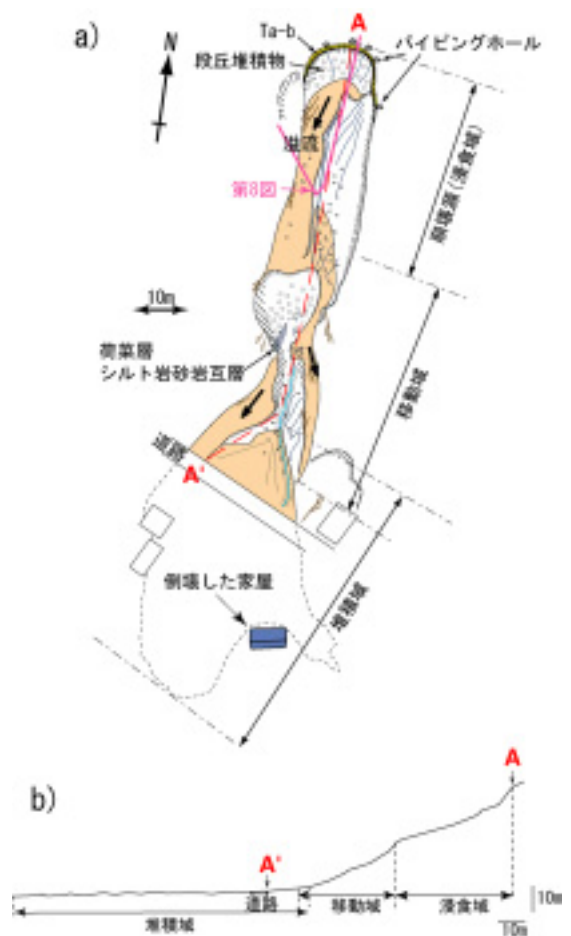
日高町 平賀 (第3図Loc. 1)

8月19日0時10分ごろ、むかわ町平賀の段丘崖 (比高45m) で斜面崩壊 (slide-flow) が発生し、崩壊地正面に建つ2階建て住宅が崩壊土砂に20mほど押し流され倒壊した (第4図)。この段丘 (ステージ7: 小池・町田, 2001) は開析が進み、段丘崖に浅い沢型斜面が発達する。崩壊が発生したのは、こうした沢型斜面の谷頭凹地であった。本地点の1km南に位置する富川のアメダス観測所では、18日23時から24時に時間雨量55mmの最大値を記録しており (第1図: 過去27年間で2位)、崩壊時刻はその直後にあたる。

崩壊地形の平面図および縦断面図を第5図に示す。崩壊地形は4段の浅い馬蹄形の凹地を持ち (第6図)、比高 (H) 43m、最大幅18mで、水平距離 (L) は170mに達する。等価摩擦係数 (H/L) は0.25と比較的小さな値となり、水に飽和して流動したことを示す。

崩壊による移動物質は、そのほとんどが斜面堆積物で、主に腐植土および白色細粒軽石からなる。崩壊地側部に現われた土層断面を第7図に示す。白色細粒軽石層の上・下には泥炭質の腐植土層が存在し、崩壊面は軽石層の下底に沿う。崩壊物質にあたる軽石層と上位の腐植土層の厚さは合わせて40-50cmであった。腐植土の下部には、段丘堆積物由来の径10cm前後の円礫が含まれる。白色軽石層の全層厚は30cmで、粒径3mm程度のUs-bの直上に粒径1mm程度のTa-bがのる。

主な崩壊源は最上段の馬蹄形凹地で、過去の崩壊により形成されたとみられる緩やかな谷頭凹地である。この凹地の頭部で幅17mにわたり、腐植土層が崩壊し、段丘堆積物が露出した。その段丘堆積物を覆う腐植土層内に複数のパイピングホールが形成されており、水の噴き出した痕跡が見られた。



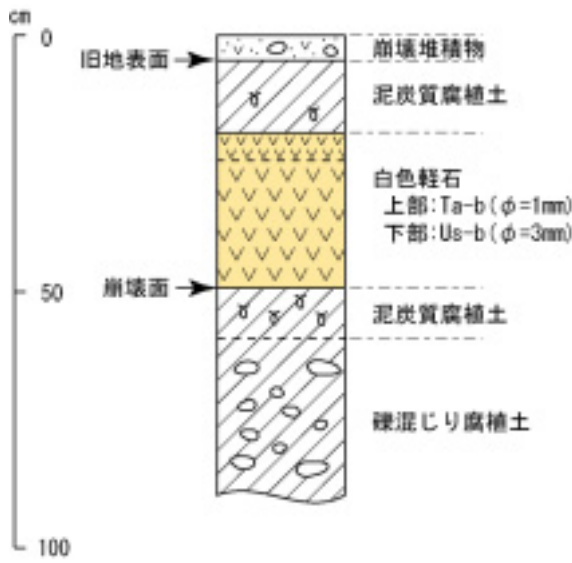
第5図 日高町平賀の斜面崩壊の形態 a) 平面図, b) 縦断面図

Fig. 5 a) Sketch map and b) profile of the Hiraga landslide.



第6図 日高町平賀の斜面崩壊ステップ状の崩壊面。
Fig. 6 Stepped slide surface of the slope failure at Hiraga.

その1段下の馬蹄形凹地では、崩壊土砂の移動方向に対して右側に、水を含んだ土砂がササ地を溢流した痕跡が残る。そこでは層厚5cm以下の薄い崩壊土砂が、ササを押し倒して堆積している (第8図)。斜面左側では高さ20cm、幅80cmのパイピングホールを頂部として、



第7図 日高町平賀斜面の崩壊斜面における土壌柱状図
Fig. 7 Soil column at slope failure at Hiraga.

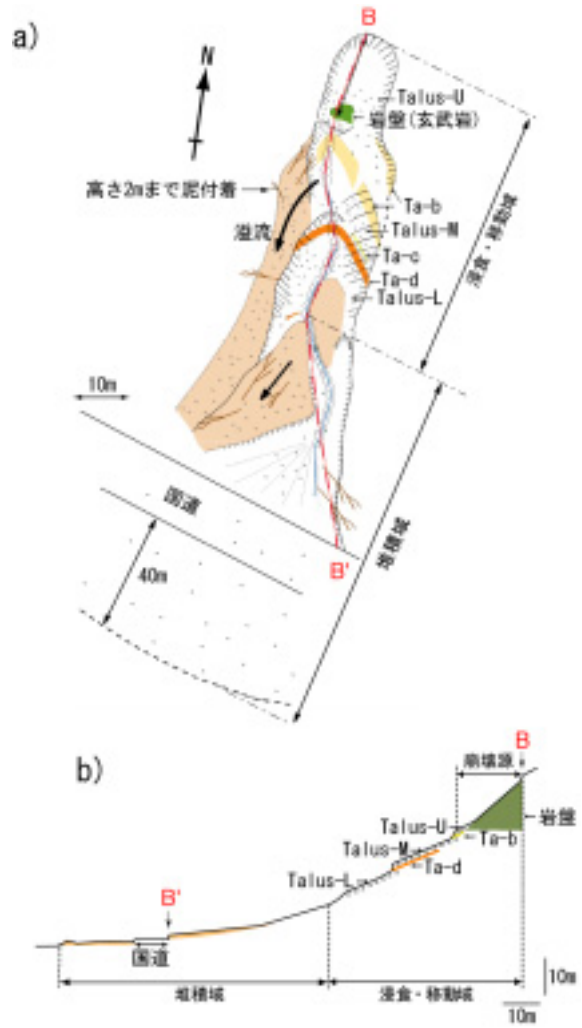


第8図 軽石/腐植土のすべり面(黄色破線)と溢流した(白色破線矢印)崩壊堆積物。
Fig. 8 Slide surface between pumice/kuroboku soil and overflow of collapse deposits.

白色軽石層(Ta-b/Us-b)直下の腐植土層上面を崩壊面とする深度50cm, 幅10mの平滑な表層崩壊が生じている(第8図)。さらに下段の馬蹄形凹地では腐植土層が削剥され, 段丘堆積物および荷葉層のシルト岩・砂岩互層が露出する。最下段の中央部には, 幅8mにわたり白色軽石層(Ta-b/Us-b)直下の腐植土層上面が崩壊面となり露出する。崩壊面の一部には削痕が見られた。斜面直下には段丘礫を含む土砂が扇状に広がる。堆積域にあたる斜面下から崩壊土砂先端までの距離は95mで, 崩壊翌日の写真(第4図)によれば土砂先端周縁に流れ山が点在する。

平取町 岩知志1(第3図Loc. 2)

岩知志発電所西側(沙流川右岸)において, 山麓斜面を開析する浅い谷の谷頭凹地で崩壊(slide-flow)が発生し, 土砂がその直下の国道237号線をふさいだ。この地区の道路パトロール員によると, 崩壊発生時刻は19



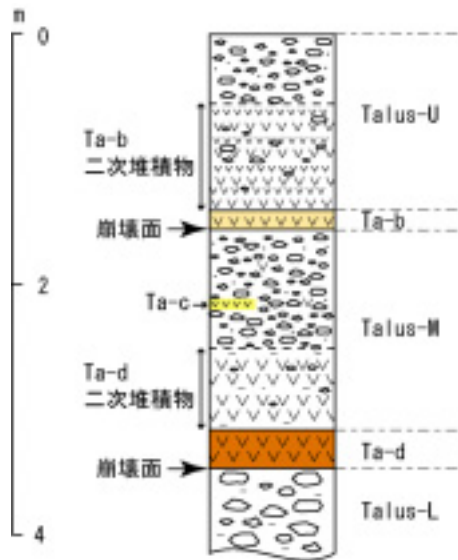
第9図 平取町岩知志1(Loc. 2)の斜面崩壊の形態 a) 平面図, b) 縦断面図
Fig. 9 a) Sketch map and b) profile of the Iwachishi 1 landslide.

日2時頃とのことである。この地点の1km北に位置するアメダス仁世宇観測所では, 今回の被災地域で最大の総雨量425mm(過去27年間で1位)を記録し, 18日22時から翌19日2時まで時間雨量30mm前後の雨が降り続けている(第1図)。

1978年撮影(CHO-78-12)の空中写真によれば, 今回の崩壊箇所より上部の斜面に複数の明瞭な崩壊地形が並列する。この旧崩壊地形の堆積域に, 今回の崩壊箇所は位置する。崩壊地の平面図および断面図を第9図に示す。崩壊地形全体の形態は3段の馬蹄形凹地が連続し, ステップ状の縦断面となる(第9図, 第10図)。崩壊頭部から先端までの水平距離(L)は120m, 比高(H)は46mで, 等価摩擦係数(H/L)は0.38となる。この崩壊堆積物は崩壊地の右側斜面を溢流し, 斜面途中に立つ樹木の幹に高さ2mまで泥が付着した。崩壊土砂の先端は国道237号線を乗り越え, 正面の林にぶつかり停



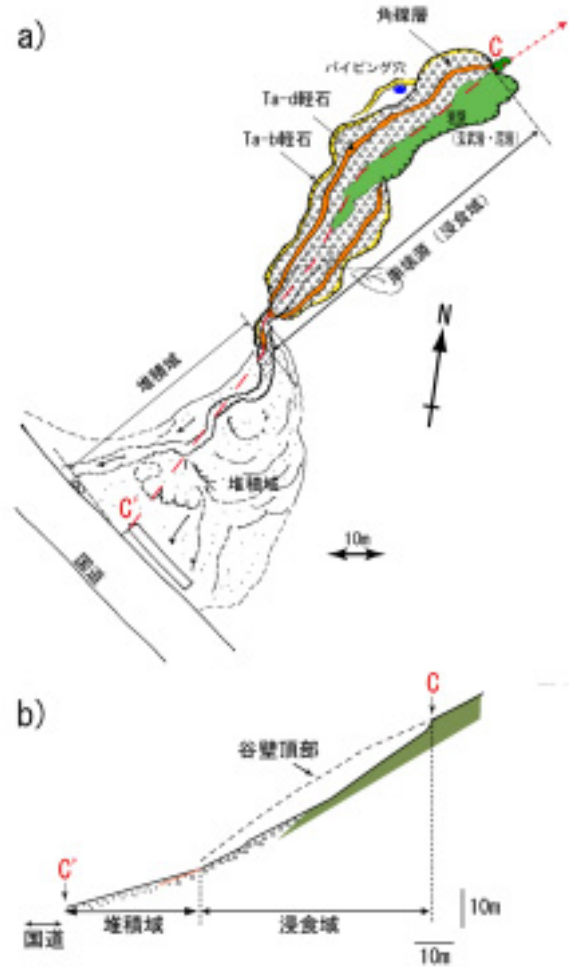
第10図 岩知志1の馬蹄形ステップ状地形
Fig. 10 Slide surface as steps and slope failure at Iwachishi 1.



第11図 むかわ町平取町岩知志1斜面の総合土壌柱状図
Fig. 11 Soil column at slope failure at Iwachishi 1.

止していることから、本来の等価摩擦係数はもう少し低い値となる。

崩壊源は斜面傾斜30~40°、最大幅15mの馬蹄形の凹地となっている。この凹地の上部には玄武岩が露出しており、表層部は角礫化している。崩壊物質は、Ta-d, Ta-c, Ta-b軽石を挟む山麓斜面堆積物である(第11図)。Ta-d, Ta-bは斜面上を移動してきたとみられるラミナの発達した二次堆積物を含めると、両テフラとも層厚は最大1mに達する。ここで、山麓斜面堆積物のうちTa-dより下位のものをTalus-L, Ta-dとTa-b間のものをTalus-M, Ta-bの上位のものをTalus-Uと呼ぶことにする。Talus-Lの礫径(約3cm)は上位のTalus-U, Talus-Mのもの(約1cm)より粗粒である。上述したとおり、本斜面が比較的新しい崩壊地形の堆積域にあたることから、最上位のTalus-U上部は、この時の崩壊堆積物を含むものと考えられる。



第12図 むかわ町平取町岩知志2(Loc. 2)の斜面崩壊の形態 a) 平面図, b) 縦断面図
Fig. 12 a) Sketch map and b) profile of the Iwachishi 2 landslide.

最上部の馬蹄形凹地の崩壊面はTalus-U直下の岩盤上面、2段目の崩壊面はTa-b直下のTalus-M上面、3段目の崩壊面はTa-d直下のTalus-L上面である。崩壊の主体は最上部のもので、Talus-UおよびTa-bが崩壊移動体の主要部となる。いずれも崩壊面の上位層は下位層にくらべ透水性が高く、地中水の斜面側方流が生じやすい状態にあったと考えられる。Ta-dおよびTalus-Mは移動量が小さく、斜面途中にブロック状にとどまる。斜面直下にはガリー浸食起源とみられるシルト質の堆積物が扇状に広がる。

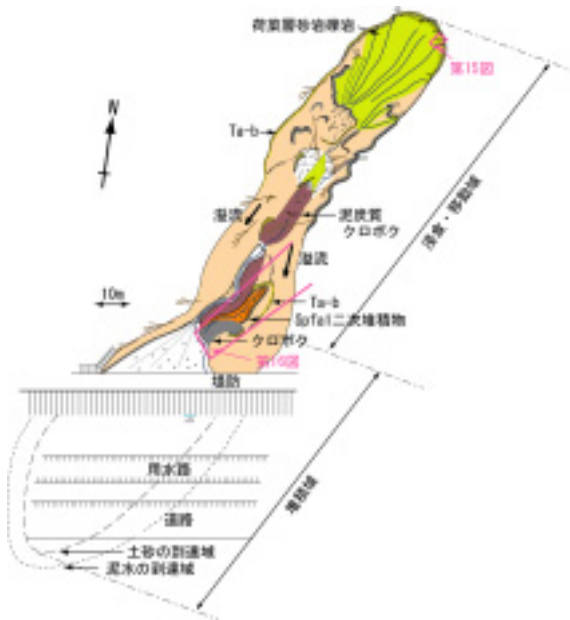
平取町 岩知志2(第3図Loc. 2)

上述の崩壊地(岩知志1)の100m南側(沙流川下流側)でも、山麓の浅い沢型斜面で斜面崩壊(slide-flow)が発生した(第12図)。崩壊時刻が不明のため崩壊直前の時間雨量は定かではないが、上で述べたとおり、アメダス仁世宇観測所では、被災地域の中で最大の総雨量



第13図 むかわ町春日三区 (Loc. 3) の斜面崩壊 (株シン技術コンサル8月19日撮影) 白色破線矢印は崩壊物質の, 青色破線矢印は水路を流走した土砂の移動方向を示す。

Fig. 13 Aerial photo of the slope failure at Kasugasanku, Mukawa Town.



第14図 むかわ町春日三区の斜面崩壊の平面図

Fig. 14 Sketch map of the Mukawasanku landslide.

425mmを記録している。

1978年撮影(CHO-78-12)の空中写真によれば, 今回の崩壊箇所は, かつての崩壊堆積地形の側部にあたる。この地点でも岩知志1の崩壊と同様, Ta-d, Ta-bを挟む角礫を主体とする厚い山麓斜面堆積物からなる。

崩壊全体の規模は, 比高45m, 奥行き95m以上である。崩壊源は比高30m, 水平距離50mにわたり斜面が削り取られ, V字型の横断面となることから, ここでは流水の影響が大きいと考えられる。一方, 崩壊源頭部の崖は低く, 頭部および右側部のTa-b底面付近にパイピングホールが見られる(第12図)。崩壊源上部の左側斜面には玄武岩と泥岩が露出し, 右側および下部斜面には山麓斜面堆積物が露出する。谷壁に露出した斜

面堆積物の中位(地表面からの深さ2-3m)にはTa-dがはさまり, 斜面堆積物最上部にはTa-bがのり。斜面堆積物の礫径は, 岩知志1と同様Ta-dの下位のほうが上位のものより大きい。

崩壊源(浸食域)の出口付近は幅3mに狭まり, 直下に扇状に広がる堆積域の頂部となる。堆積域頂部は浸食により深さ3.4mのガリー地形となり, その底面に斜面堆積物とTa-dが露出する。扇状の堆積域中央部は比高1m以下の舌状の微高地となる。堆積域の土砂は細粒物質を含み淘汰が悪い。等価摩擦係数(H/L)は0.47と他の地域より大きい, これは崩壊地の出口がボトルネック状に狭まり, 土砂の流下速度が減じたためかもしれない。

むかわ町 春日三区 (第3図Loc. 3)

鶴川の春日橋上流右岸400-500m区間には, 表層崩壊が群発する。これらは, 高位段丘の段丘崖を開析する浅い沢型斜面沿いに発生した。その最南端に位置する崩壊(slide-flow)は他のものに比べ緩傾斜であるが, 崩壊土砂量が多く流走距離も長い。この崩壊により, 土砂は斜面正面を横切る堤防, 用水路, および道路を乗り越えて, 農地へ流れ込んだ。また, 崩壊土砂が用水路をせき止めたため, その上流側の農地が一部浸水した(第13図)。

崩壊地の平面図を第14図に示す。比高(H)55m, 奥行き(L)185mで, 等価摩擦係数(H/L)は0.30となる。最上部の谷頭凹地が崩壊源となり, 崩壊面上部には基岩の新第三系荷葉層の成層した砂岩・礫岩が露出する。頭部崖には基岩上に円礫混じりの斜面堆積物がのり, その境界付近に多数のパイピングホールが並ぶ(第15図)。崩壊移動体の主体は斜面堆積物およびその上位の腐植土, 白色軽石(Ta-b/Us-b)である。谷頭凹地の下部は白色軽石(Ta-b/Us-b)直下の腐植土が崩壊をまぬがれ露出する。

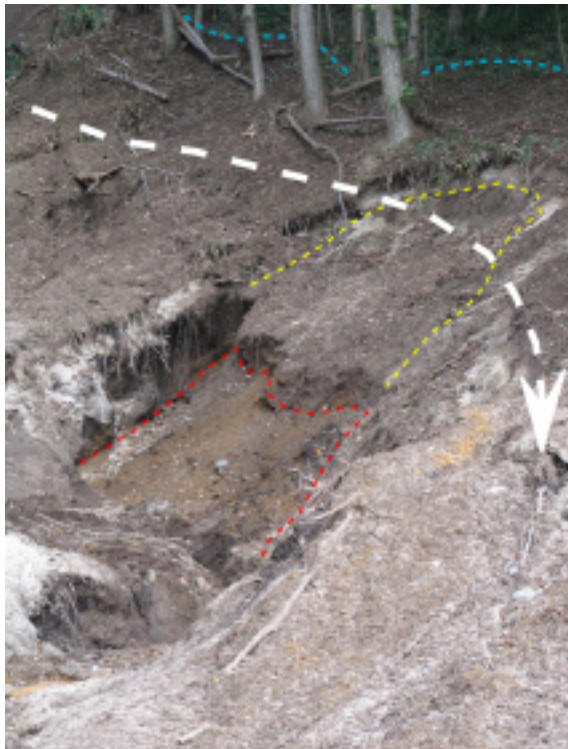
谷頭凹地の下, 崩壊斜面中部にも馬蹄形の凹地が見られる。凹地上部には礫岩・砂岩が露出する。凹地内では, 斜面堆積物が基岩を覆うが, 底部付近では腐植質の泥炭が挟まれる。泥炭の存在は, この箇所がかつても凹地であったことを示唆する。さらに, 凹地直下の遷急線下では, 白色軽石(Ta-b/Us-b)が泥炭を直接覆う。これらの泥炭露出箇所では泥炭上面が崩壊面となっている。

沢型斜面は出口付近でやや右へ屈曲しているため, 崩壊土砂の一部は左斜面に乗り上げ, 斜面下の堆積域ではやや右寄りに土砂が広がった。また, 8月19日撮影のななめ空中写真によると, 用水路に流れ込んだ土砂の一部は, 水路内を下流方向に流走したようである(第13図)。

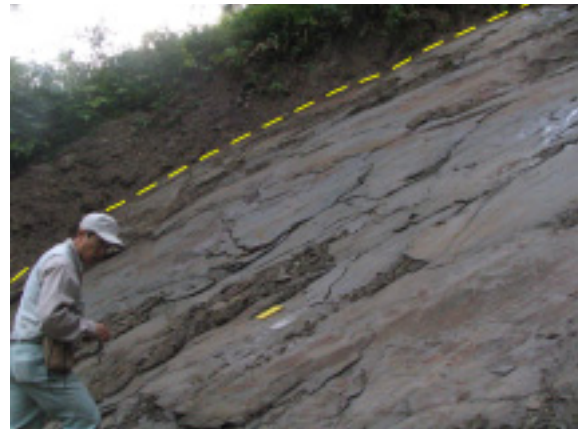
上述の崩壊土砂が乗り上げた左斜面では, Spfa-1の二次堆積物直下および白色軽石(Ta-b/Us-b)直下の斜面堆積物上面を崩壊面とする小規模な2段の表層崩壊



第15図 斜面崩壊頭部に出現したパイピングホール (径40cm). 破線の下は岩盤, 上は斜面堆積物
 Fig. 15 Piping hole at the top of the landslide.



第16図 Ta-b直下(黄色破線)とSpfa-1直下(赤色破線)がそれぞれ崩壊面となった。白色破線矢印は崩壊物質の移動方向を示す。青色破線は崩壊物質の堆積限界。
 Fig. 16 Sliding surfaces beneath Ta-b pumice (yellow break line) and beneath Spfa1 pumice.



第17図 崩壊により露出したシーティング斜面 (Loc. 4) 写真奥の破線より上位は, 崩壊地側面に露出した斜面堆積物断面
 Fig. 17 Sliding surface and sheeting joints.

が発生している。Spfa-1二次堆積物直下のすべり面上には谷頭凹地の崩壊土砂がのらず, 白色軽石直下のすべり面上には崩壊土砂がのることから(第16図), 谷頭で生じた崩壊は, Spfa-1の二次堆積物底面すべり発生前, 白色軽石底面すべり発生後である。

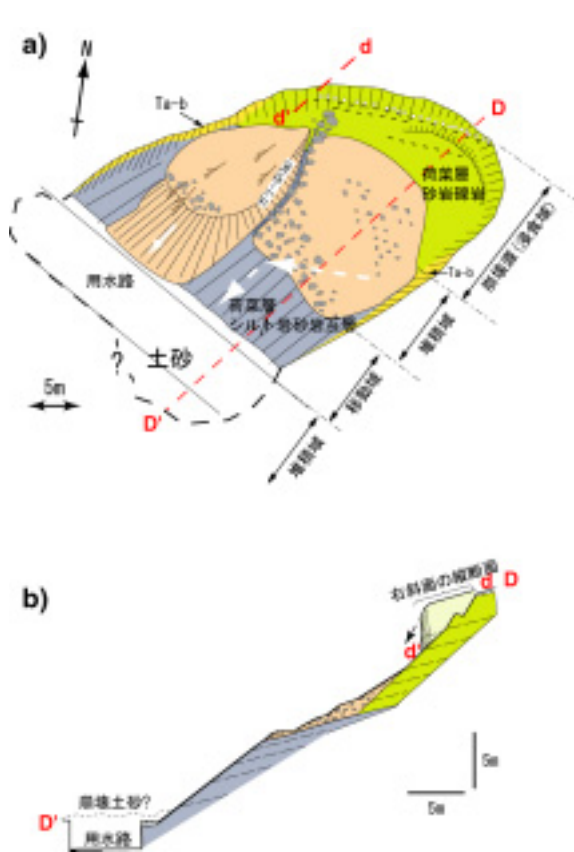
むかわ町 田の沢川 (第3図Loc. 4)

平取から旭岡へ抜ける道道平取厚真線沿いを流れる田の沢川の北側支流に面する斜面で表層崩壊 (slide) が発生した。この斜面は傾斜約40度の平滑斜面で, 比高18m, 幅18m, 厚さ2mにわたり斜面堆積物が滑落し, 斜面上部に風化した荷菜層砂質シルト岩が露出した。この砂岩の層理構造は南西傾斜であるが, 斜面に平行な南東向き40度のシーティング節理が発達しており, 節理に沿って風化岩盤が薄く剥がれ, 斜面堆積物とともに崩壊した(第17図)。シーティング節理に規制された崩壊は, 1999年の苫前町古丹別の崩壊 (田近・石丸, 2000) など, 豪雨時に発生しやすい現象として注目されている (千木良, 2000)。

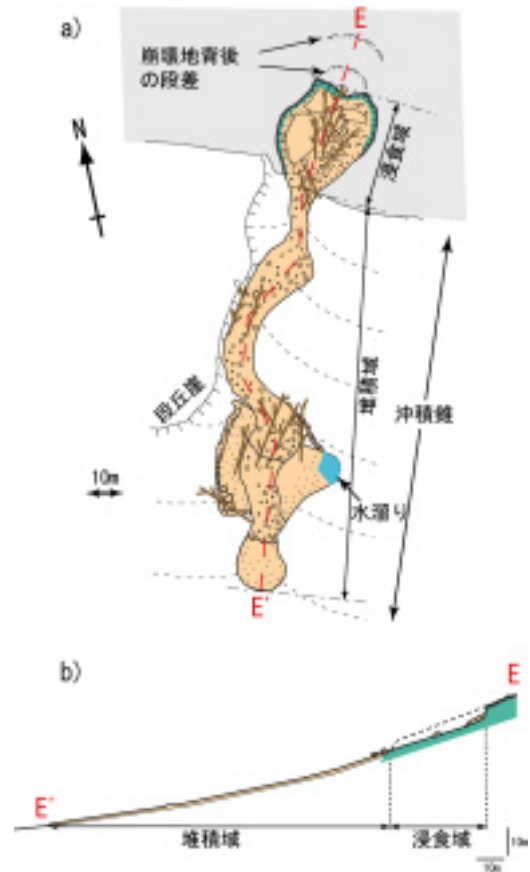
IV. 2. 2 岩盤崩壊

むかわ町 春日一区 (第3図Loc. 5)

比高23mの段丘崖で岩盤崩壊 (rock slide-fall) が発生し, 斜面前面を横切る用水路を埋めた。斜面上部の比高14mの範囲の岩盤が厚さ3mにわたり, 段丘崖斜面を崩れ落ちた(第18図)。斜面上部および下部には, 斜面方向に対し右下がり30°傾斜 (西傾斜) の荷菜層砂岩シルト岩互層が露出する。斜面の中ほどで地層の傾斜と一致する西傾斜のステップを形成し, 径1m以下の岩塊およびササのついた表土ブロックがのる。斜面上部の中央～左側は層理の傾斜方向にしたがい右側前方へ滑動し (slide), ステップ先端から岩屑化したブロックが崩れ落ちたこと (fall) が崩壊後の地形から読み取れる。また斜面上部右側の頭部崖付近は高角差し目節理



第18図 むかわ町春日一区 (Loc. 5) の斜面崩壊の形態
 a) 平面図, b) 縦断面図
 Fig. 18 a) Sketch map and b) profile of the Kasugaikku landslide.



第19図 日高町広富 (Loc. 6) の斜面崩壊の形態
 a) 平面図, b) 縦断面図
 Fig. 19 a) Sketch map and b) profile of the Hiroтоми landslide.

に規制されたブロックが前方転倒し (topple), その下部では緩んだ風化岩盤が前方へ押し出される.

日高町 広富 (第3図Loc. 6)

日高門別川中流の広富の右岸側山地谷頭斜面において、蝦夷累層群中部蝦夷層群の風化砂岩で岩盤すべりが発生し、崩壊土砂が倒木と共に牧草地を流下し舌状のロープを形成した。崩壊地の平面図、断面図を第19図に示す。

崩壊源は幅30m、奥行き33m、沢地形の頭部から側方にかけてスランプが生じ、比高約3mの崖に囲まれる。頭部崖には斜面堆積物をのせた風化砂岩が露出する。崩壊源の背後斜面には比高数cmの2段の段差が見られる。また、崩壊源・堆積域ともに樹木のほとんどが移動方向に対し後方に倒れることから、地すべり性の崩壊 (slump) 後、そのまま大きく方向を変えずに流走 (flow) したものとみられる。

堆積域を見るとロープの厚さは1m以下と比較的薄く、樹木も激しく回転した痕跡は無い。牧草地は段丘上に発達した山麓緩斜面～沖積錐上にあり、崩壊土砂の舌状ロープは沖積錐と段丘崖の間を縫うように地形に沿って曲流する (第20図)。ロープがカーブする箇所



第20図 崩壊土砂の舌状ロープ。黄色矢印は流走方向、白円の中に人物。
 Fig. 20 Lobe-shaped debris by Hiroтоми landslide.

の外側側面には比高50cm以下の自然堤防が形成された。崩壊頭部からロープ末端までの奥行き(L)は171m、比高(H)は44mで、等価摩擦係数(H/L)は0.26と低い値を示す。

むかわ町 栄 (第3図Loc. 7)

鶴川の栄和橋上流右岸(仁和の対岸)に岩盤崩壊が並ぶ。このうち、栄和橋から1.2km上流の崩壊は、奥行き210m、幅110m、比高110mの規模の大きなものである(第21図)。2004年6月撮影の林野庁空中写真には、すでに新鮮な崩壊地形が見られることから、おそらく2003年8月豪雨時に崩壊した移動体が、今回の豪雨により再移動したものと考えられる。崩壊源頭部には比高20~30mの滑落崖を持ち、そこには複数の小断層に切られた東傾斜の横盤構造を持つ川端層が露出する。岩相は層理の発達した細粒砂岩と凝灰岩質の白色泥岩である。すべり面末端は完新世段丘下を通り鶴川に抜ける、岩盤すべり(rock slide)である。段丘背後の元々の斜面脚部は約60m前方に押し出され、斜面上に立つ樹木は進行方向に対し後方へ倒れた。滑落崖の形態は断層・節理面に規制され、北東向きと南東向きくさび型の急崖となる。

平取町 仁世宇 (第3図Loc. 8)

沙流川の支流、仁世宇川右岸沿いの段丘上で流動型地すべりや後方回転を伴う岩盤すべりが多数発生した。仁世宇川の溪岸浸食により斜面末端が不安定化し、背後の地すべりが再活動したものである。浸食によりしばしば蛇紋岩粘性土が露出する。仁世宇橋上流右岸の地すべり地では、蛇紋岩に滝の上層が載る地点で抑止杭工が施工されていたが、地すべり土塊の変形により抑止杭が前方に押し倒され、むき出しとなった(第22図)。一方、仁世宇川左岸の崖山直下では、風化したニセウ層頁岩で節理に規制された岩盤崩壊(rock slide)が多数発生している。この地区は豪雨のたびに頻繁に崩壊が発生することで知られている(雨宮・今野, 2002)。

平取町 幌毛志 (第3図Loc. 9)

沙流川支流ホロケシオマップ川沿いの地すべり末端が溪岸浸食により崩壊し、背後の地すべりが再活動した。これにより、地すべり下部を横断する水路溝が押し出された(第23図)。崩壊斜面に露出した蝦夷累層群上部蝦夷層群の風化泥岩の一部が流動化し、小規模なロープを形成した。崩壊斜面のすぐ背面に亀裂や比高数cmの段差が生じたほか、30~40m背後の斜面中腹に比高2.5mの段差が生じた。

V まとめ -2006年豪雨斜面災害の特徴-

今回の胆振・日高地方の豪雨による斜面崩壊の発生地域は、鶴川下流域と沙流川中・下流域を中心とした範囲であることを確認した。この範囲は総雨量が300mmを超えた地域にほぼ一致する。今回の豪雨の



第21図 むかわ町栄(Loc. 7)のスランプ型斜面崩壊
Fig. 21 Slump type landslide at Sakae, Mukawa Town.



第22図 平取町仁世宇(Loc. 8)の斜面崩壊 地すべり土塊が変形しながら抑止杭(千鳥状配列)を前方へ押し倒した。(2007.1.9.撮影) 矢印で杭の位置を示す。
Fig. 22 Landslide bent steel piles at Niseu, Biratori Town.



第23図 平取町幌毛志(Loc. 9)の地すべり末端の押し出し。矢印は斜面中腹に生じた段差。写真中央部のコンクリートは水路溝。
Fig. 23 Slope failure occurred at the toe of a landslide at Horokeshi.

降水量は, 1981年豪雨を上回り, 2003年豪雨に匹敵する激しいものであった。しかし, 斜面崩壊の頻度は過去2回の豪雨時に比べ少なく, 2003年に見られたような深い岩盤崩壊はほとんど発生しなかった。

今回の豪雨前1ヶ月間の降水は富川のアメダス観測所で7月18日と24日のそれぞれ1mm, 4mmのみという記録的な少雨であった。このため, 地表は乾燥状態で地下水位も通常より低い状態であったと推測する。今回の豪雨が記録的なものであったにも関わらず, 斜面崩壊の発生数, 特に深い岩盤崩壊は1981年や2003年に比べ少なく, また, 崩壊多発地域が総雨量のより多い300mm以上という条件下に限られたのは, 崩壊の“免疫効果”^{注2)}(小出, 1955)以外に, こうした理由があったものと考えられる。

斜面崩壊の形態は, 土層や斜面堆積物が崩れた表層崩壊がほとんどで, 崩壊面が岩盤まで達する岩盤崩壊はきわめて局所的であった。岩盤崩壊は二セウ層・滝の上層・川端層分布地域で多発している。地すべりの再活動は蛇紋岩や上部蝦夷層群分布地域などに集中した。

表層崩壊は段丘崖や丘陵斜面の浅い谷頭部を崩壊源とするものが多く, その頭部にはしばしばパイピングホールが見られた。本地域の斜面堆積物はテフラを挟み, テフラ基底面を崩壊面とする事例がしばしば見られた。これは, 軽石層に地中水が集中しやすく, また強度も低く崩れやすいためであろう。同様の崩壊は, 北海道内の登別のUs-b基底部(遠藤・岡村, 1984)や, 南茅部の駒ヶ岳aテフラ(Ko-a)基底部(石丸ほか, 1999)でも確認されている。テフラが複数の層準にある斜面では, 崩壊面が複数生じるため, 多段の浅い馬蹄形凹地が形成される。このことは同一斜面で崩壊が繰り返して発生しやすいことを示す。こうした崩壊が多発するのは斜面上をテフラが被覆するこの地域特有のものといえる。

本報告は豪雨により発生した斜面崩壊の分布や概況をまとめたものであるが, 今後は土層の透水性についての解析を進め, 白色軽石層基底部に崩壊面が形成されるメカニズムについて改めて報告する予定である。

謝 辞

斜面崩壊発生箇所の情報収集にあたり, 日高支庁産業振興部林務課, 室蘭土木現業所門別出張所, むかわ町・平取町・日高町の各役場関係者にお世話になった。また, (株)シン技術コンサルからは崩壊箇所の情報提供のほか, 空中写真を提供していただき, (株)矢野建設か

らは斜面崩壊時刻の情報を教えていただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 雨宮和夫・今野 晃(2002): 2000, 2001年に発生した仁世宇岩屑なだれと気象条件. 平成14年度地すべり学会北海道支部研究発表会予行集, 37-42.
- 千木良雅弘(2000): 1999年広島県豪雨災害による斜面崩壊と花崗岩のマイクロシーティング. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 45-48.
- 遠藤祐司・岡村俊邦(1984): 1983年9月の登別地方の豪雨災害. 地下資源調査所報告, 55, 83-90.
- 遠藤祐司・山岸宏光・岡村俊邦(1984): 1981年8月豪雨による日高地方の斜面崩壊. 地下資源調査所報告, 55, 69-82.
- 北海道火山灰命名委員会(1982): 北海道の火山灰. 22p.
- 石丸 聡・遠藤祐司・田近 淳(1999): 1998年台風5号による南茅部町, 鹿部町の斜面崩壊. 地下資源調査所報告, 70, 123-128.
- 石丸 聡・田近 淳・大津 直・高見雅三(2004): 日高地方における2003年台風10号による豪雨災害. 北海道立地質研究所報告, 71, 61-70.
- 小出 博(1955): 山崩れ. 古今書院, 205p.
- 小池一之・町田 洋(2001): 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 105p.
- 町田 洋・新井房夫(2003): 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336p.
- 中川 充(1996) 20万分の1「夕張岳」地質図幅内の緑色岩の区分とナップ構造. 「総合研究(A)付加体形成における緑色岩の意義」研究報告, No. 1, 41-50.
- 佐藤博之(1971): 樽前火山灰d層の¹⁴C年代. 地球科学, 25, 185-186.
- 佐藤博之・竹田輝雄・曾屋龍典・対馬坤六・山口昇一(1969): 樽前火山灰c層の降下年代について. 地質調査所北海道支所調査研究報告会講演要旨録, 20, 5-10.
- 田近 淳・石丸 聡(2000): 1999年7月の大雨による留萌地方苫前町古丹別地域の斜面崩壊. 北海道立地質研究所報告, 75, 151-162.
- 梅津 譲(1987): 恵庭 a 降下軽石及び樽前d降下軽石の年代に関する資料. 東北地理, 39, 141-143.
- 山田 忍(1958): 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報, 8, 40p.
- 柳田 誠(1994): 支笏降下軽石 1 (Spfa-1)の年代資料. 第四紀研究, 33, 205-207.
- 柳井清治・五十嵐八枝子(1990): 北海道日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の発生史とその古環境. 第四紀研究, 29, 319-336.

注2) 一度崩壊した斜面は, 風化の進行等の素因条件が再び整うまでは同じような誘因が作用しても崩壊しない。