

2000年5月15日, 東静内で発生した斜面崩壊—土石流 A surface-soil slide and debris-flow induced by heavy rainfall, Higashi-shizunai, Hidaka district, May 15, 2000

田近 淳・石丸 聡
Jun Tajika and Satoshi Ishimaru

キーワード: 地すべり, 土石流, 表層崩壊, 地質素因, 沖積錐

Key words: landslide, debris-flow, surface soil slide, geologic cause, alluvial cone

I はじめに

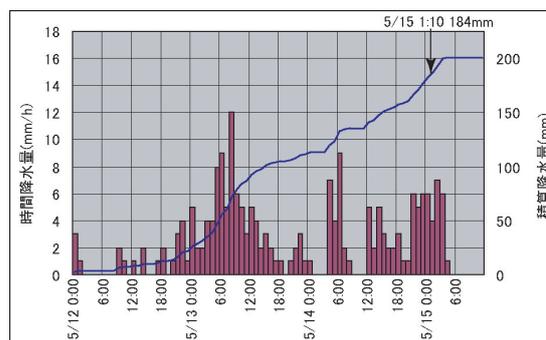
2000年(平成12年)の融雪期は, 同じ時期に発生した有珠山噴火のためにあまり注目されなかったが, 雨による土砂災害の頻発した春であった。4月15日には白糠町上庶路の林道大滝線の地すべり(4月19日朝日新聞), 4月23日には豪雨のため豊頃町礼作別の国道34号や札幌市清田区有明の道道などで土砂崩れが発生し, 負傷者のでる災害となった。この日は弟子屈町川湯硫黄山でも登山客2名が落石により死亡, 26日には小樽市稲穂5で工事中の市道法面が崩壊し2名の方が亡くなっている。さらに5月14日穂別町(当時)キウス由布の沢地すべり(小沼・間所, 2001), 5月15日平取町ニセウ岩屑なだれ(雨宮ほか, 2001), 同日定山溪薄別川の地すべり(河合ほか, 2001; 横田ほか, 2001), 同日静内町(当時)東静内の斜面崩壊—土石流など, 各地で土砂災害が発生した。

これらの災害の多くについては, 調査報告等が公表されているが, 死者1名を出した東静内の例についてはこれまであまり報告が無いようである。筆者らは, 短時間であったが, 同年6月初めにこの崩壊の跡を調査することができた。もはや旧聞に属するが, この災害は被災地の地形という点で教訓的な事例であることから, 資料として記載しておくことにする。

なお, 地質研究所地域地質部川上源太郎博士には粗稿の閲読をしていただいた。記してお礼を申し上げる。

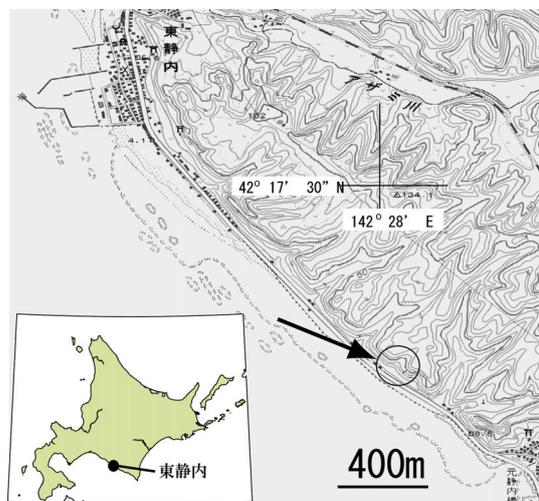
II 災害と地形・地質の概要

5月15日午前1時10分頃, 新ひだか町東静内214の住宅脇の裏山が高さ約30mの地点で崩れ, 土砂が木造二階建て住宅の一階東側を直撃, 室内にいた1名が生き埋めになり, 1時間後救出されたがのちに死亡した。土砂は住宅前の国道235号に達し, 幅約50m高さ約60cmで堆積し, 走行中の乗用車2台が土砂に乗り上げたが, 運転手ら4人は無事だった(北海道新聞, 読売新聞等の報道による)。静内町では3日間にわたって断続的に降雨が続き, 降り始めの12日午前0時から発生

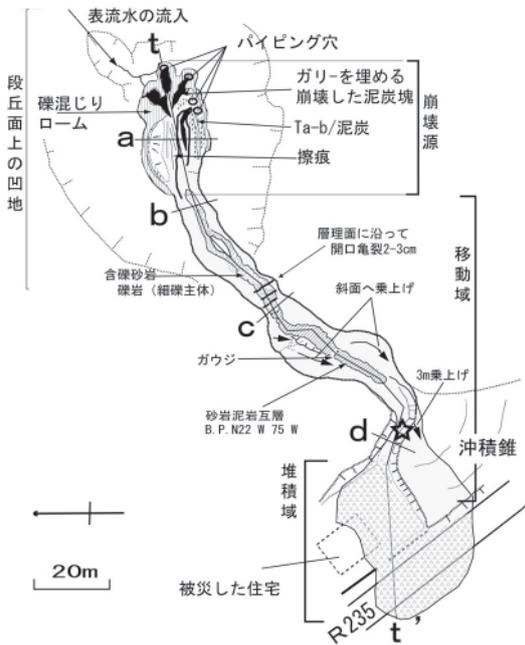


第1図 静内の降水状況
Fig. 1 Precipitation on 12-15 May, 2000 at Shizunai AMeDAS station.

時までには184mmの降雨が観測されていた(第1図)。被害の発生地点は新ひだか町東静内市街地から国道235号を浦河寄りに2kmほど進んだ地点である(第2図)。住宅は海に沿った国道に面する海成段丘の段丘崖の下に位置している。東側には段丘面を開析して流下する沢があり, 沢口には沖積錐(土石流堆)が形成されて



第2図 災害の発生位置。国土地理院発行GSI Map 25,000(地図画像)を使用
Fig. 2 Index map. Arrow shows locality of the landslide.

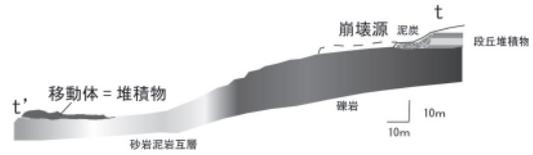


第3図 東静内崩壊一土石流のスケッチマップ. t-t': 縦断面 (第4図). a~d: 流路の横断面スケッチ位置 (第5図). ☆印: 柱状図 (第8図) 位置
 Fig. 3 Sketch map of the landslide. t-t': Location of longitudinal section showing in Fig.4. a-d: Locations of profile showing in Fig.5. Open star shows locality of columnar section of alluvial cone.

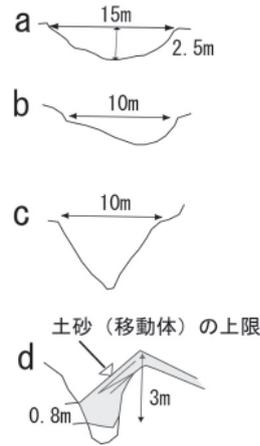
いた. 住宅の敷地はこの沖積錐の一部を切土して造成されており, これが被害を大きくした原因となっている. なお, 一見した限りでは, この周辺の小さな沢では治山工事がおこなわれている例が多かったが, この沢については残念ながら実施されていなかった.

段丘は概ね標高70~90mの面をもつもので, 明確な証拠を欠くが, 酸素同位体ステージ7に対比されている (小池・町田, 2001). 段丘面は開析が進んでおり, 開析する沢の谷頭部は数段の広く平坦な凹地が形成されている. 日高海岸地方の, このような凹地では, 基盤の上いわゆる段丘堆積物 (段丘礫層とそれを覆うテフラ・ロームなど) を欠いて, 泥炭・崩壊堆積物・テフラが堆積しており, しばしばここが崩壊源となっている (柳井・五十嵐, 1990; 石丸ほか, 2007). 本災害事例もこれに相当する.

段丘の基盤となっている新第三系は, 中新統の静内層で, おもに硬質頁岩 (泥岩) と細粒砂岩の互層からなり, 含礫砂岩・中~細礫岩を挟む (佐藤・山口, 1960). 層理面は急立しており, NNW-SSEの走向, 70~90°西傾斜を示す. 礫岩や含礫砂岩には層理面に沿う開口亀裂と地表面に準平行な剥離節理 (シーティング) がみられ, 全体として大きなブロック状に風化が進んで緩んでいる可能性がある. 静内層は崩壊源の基底となっているとともに, 移動体の流路を構成して



第4図 崩壊一堆積域の縦断面. 位置は第3図参照
 Fig. 4 Longitudinal section of landslide.



第5図 崩壊一移動域の横断面スケッチ. 位置は第3図参照
 Fig. 5 Profiles of the valley.

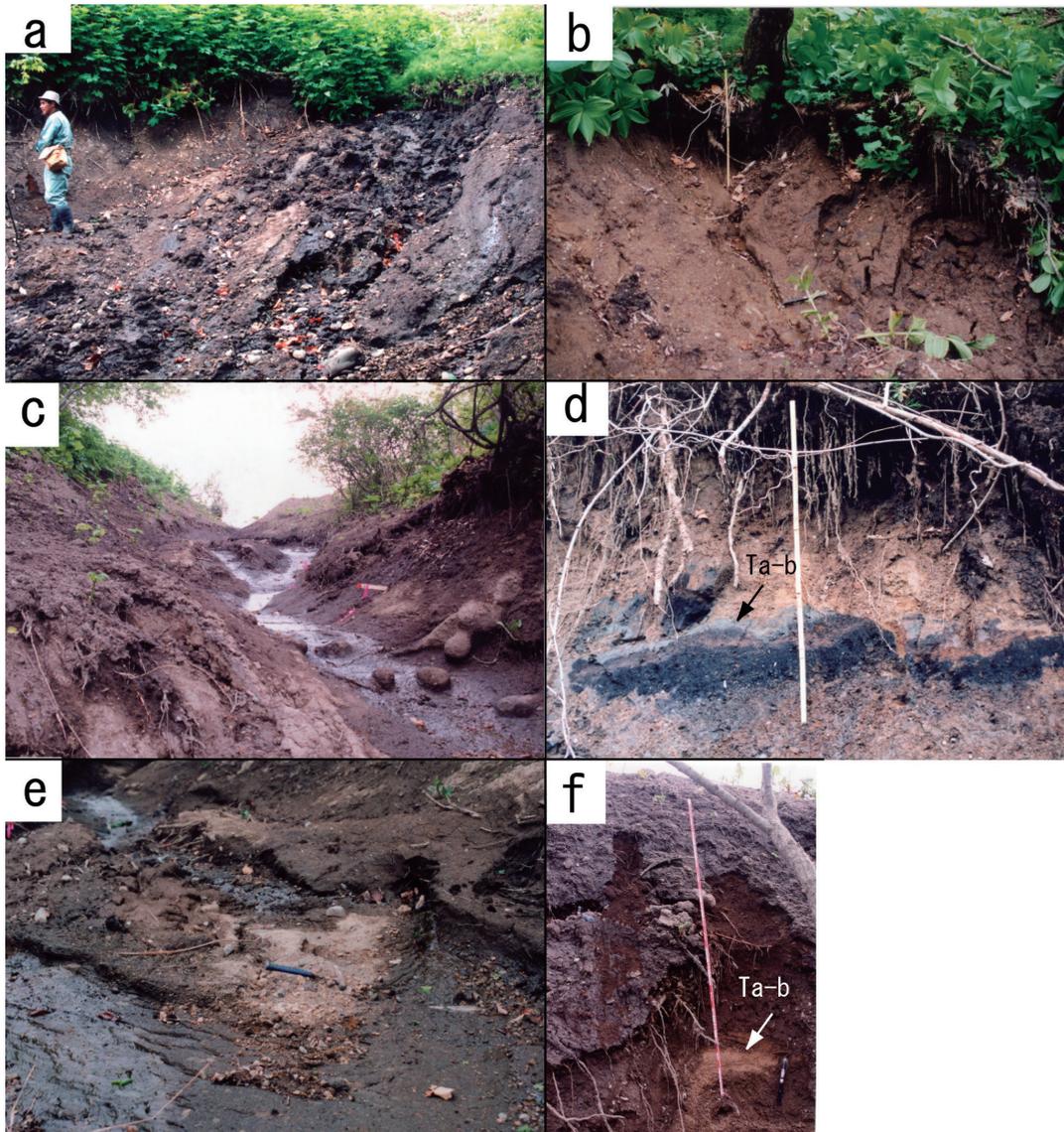
いる.

III 崩壊一土石流

III. 1 全体的な特徴

調査にあたっては, 崩壊源から堆積域までを巻尺とクリノメータで簡易測量を行ってスケッチマップを製作した (第3図). また, 沢の縦断面・横断面のスケッチを行った (第4図, 第5図).

この崩壊は, 段丘面が開析されてできた標高約40mの凹地を崩壊源とするもので, 移動体は沢の両岸斜面にのり上げながら移動した. 流下した移動体は沢口の沖積錐の頂部で右に大きく曲がって, 一部は頂部からオーバーフローしながら, 住宅の一階部分を破壊し国道を乗り越えて堆積した. 全水平延長 (L) は135m, 比高 (H) は30mほどで, 見かけの等価摩擦係数は $H/L = 0.22$ と比較的小さな値である. この値は小規模な土石流としては一般的な値であり, かつ堆積物の状況から見ても, 移動体はほぼ水に飽和していたとみられる. 移動体は泥炭や木片・樹皮・砂礫からなり, 表層の土砂のすべりが斜面で加速した, 土砂のすべり一流動 (surface-soil slide and flow) に分類できる.



第6図 崩壊源から移動域の状況。a：崩壊源。表流水のため壁の泥炭が洗掘されている。b：崩壊源の崖に残るパイピング穴の跡。木の根元と右の崩れた部分。スケール1m。c：下方から崩壊源を見る。丸い岩塊は細礫岩の団塊。スケール1m。d：泥炭に挟まれるテフラ（Ta-b）、2層のうち上位層。e：含礫砂岩。地表面に準平行に、剥がれるような節理が発達。f：沖積錐堆積物に挟まれるテフラ（Ta-b）。スケール2m

Fig. 6 Source and transportation areas. a: Head of scar. b: Pyping holes. c: Down-stream of source area. d: Ta-b tephra intercalated in peat-bed. e: Pebbly sandstone of the Miocene Shizunai Formation. f: Ta-b tephra intercalated in alluvial cone deposit.

Ⅲ. 2 崩壊源

崩壊源は段丘面が開析されてできた凹地に位置する。上流側にはその凹地よりも更に数m高い凹地状の平坦面が発達するが、そこには崩壊の形跡は見られない。崩壊源（第3図、第5図a、第6図a～c）は崖で囲まれた盆状の形をしており概ね延長34m、幅15m、深さ2.5m、で少なくとも637.5m³を超える土砂が移動したと推定される。崩壊崖は泥炭層とそれを覆う礫混じりのロームからなり、ここではいわゆる段丘礫層は欠けている。ローム、ロームと表土の境界部にはパイピングホール

の跡が観察された（第6図a, b）。泥炭の崖の一部は、崩壊後の上流側からの表流水によりガリー侵食を受けている。崩壊源の下流側は殆ど被覆層を欠き、静内層の細礫岩・含礫砂岩が剥き出しになっている（第6図c）。背後に残存する透水性の大きな段丘堆積物や新第三紀層礫岩の風化部に浸透した水が過剰な間隙水圧条件を形成し（例えば、田近・石丸、2000）、それを塞ぐように発達する泥炭層全体が抜けたようにすべり、斜面下方に流下したと考えられる。

泥炭層には灰白色で層厚10～15cmの細粒降下軽石が挟まれている（第6図d）。分布、層厚および層相



第7図 堆積域と被災の状況. a: 国道から沢口を見る. 土砂が屈曲して住宅の一階部分を破り埋め尽くす. b: 沖積錐扇頂部から被災住宅を見る. 流路は切り替えられている. c: 国道から沖積錐と背後の流路を見る. d: オーバーフローした土砂も国道に達した

Fig. 7 Depositional area of the landslide. a: Depositional area and top of alluvial cone. b: Debris and damaged house viewing from top of alluvial cone. c: Alluvial cone and up-stream area of the channel. d: Trace of overflow-debris to the Route 235.

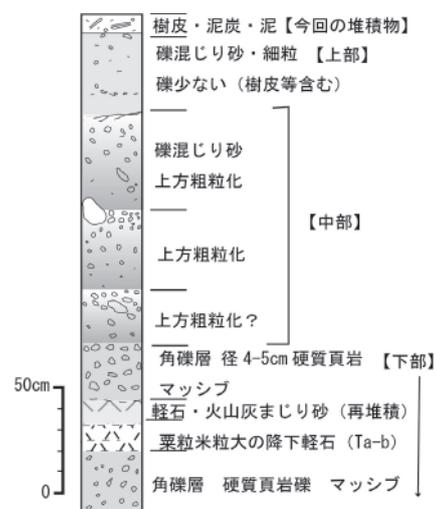
から, これは樽前b降下軽石 (A.D. 1667年: 山田, 1958; 町田・新井, 2003) と考えられる. したがって泥炭は完新世のなかでも数千年前以降といった最近の堆積物と考えられる

Ⅲ. 3 移動域

移動域の最上部は剥き出しの岩盤からなる. 沢の両岸の草がなぎ倒され (むしり取られ), 移動体がスライドしながら流下したことを示唆する (第5図b, 第6図c). この部分よりも下流は平均傾斜が 30° 以上あり, 谷幅が狭まってV字の谷となっている (第5図c). この付近は部分的に階段状に垂直の滝の連続になっており, 移動体が谷底に集中するとともに加速したと考えられる. 再びやや屈曲した谷に沿って移動体は斜面へのり上げながら移動した. 谷は沢口で沖積錐の右側端を開析して流下しているため, 移動体は沖積錐を開析してできた谷壁にぶつかってほぼ直角に曲がり, 谷に沿って住宅の方向に流下した. この屈曲点では高さ3mの谷壁を越えて, 一部は沖積錐面上にオーバーフローした. 一方右岸側の谷壁では泥水の上限は高さ80cmほどまでしか到達していない (第5図d). このことから, 移動体を含む流れに遠心力が働き, 回りこむような状態だったと考えられる.

Ⅲ. 4 堆積域

上述のように沢口には開析された沖積錐 (半径40~50m) が発達する. このうち西側が道路に直交した方向に人工的に切り取られており (第3図), 右側端に



第8図 沖積錐堆積物の柱状図. 位置は第3図に示す
Fig. 8 Geologic columnar section of the alluvial cone deposit.

沿う開析谷（流路の深さ2～3m, 幅1～1.5m）から流れ出た土砂は、切り取られた部分（畑?）とその一部に建てられた住宅の一階部分を埋め尽くした（第7図a, b）。住宅に流入した土砂はさらに一階部分を流れ抜け玄関から国道に達した。また、扇頂部からオーバーフローした部分（第7図c, d）や畑（?）部分を埋めた移動体も国道に達した。

移動体は観察した限りでは、土砂であるが、砂礫よりも黒色化した樹皮や泥炭、樹幹などが多く、もともと谷を埋めていた樹幹や樹皮も巻き込んで流下したものと考えられる。

IV 沖積錐堆積物

沖積錐堆積物は過去の土石流の発生を記録している。沖積錐の扇頂部に近い地点（第3図）で沖積錐堆積物の地表から2.6mの深さまでの断面が観察できた（第8図）。沖積錐堆積物は、下位より、下部、中部、上部および最上部の4ユニットに分けることができる。これらは全体として上方に細粒化する層相を示す。

下部はマッシブな頁岩の角礫を主体とするもので、中位に降下軽石層を挟む（第6図f）。マッシブな角礫層（厚さ20～30cm）は礫支持の砂基質であり、1ないし複数の土石流—土砂流ロープの堆積物と考えられる。降下軽石は粟粒～米粒大の降下軽石からなり、分布・性状から主に樽前b降下軽石（A.D. 1667年）と考えられる。なお、これには直前（A.D. 1663年）に噴火した有珠b降下軽石が含まれる可能性がある。このテフラの上位10cmほどは軽石を含む礫混じり砂となっており、二次的に再堆積した可能性がある。

中部は基質支持の礫混じり砂（シルトを含む）からなる不明瞭な上方粗粒化礫混じり砂層（厚さ25～50cm）3層からなる。各層は概ね1回の土石流に対応するものと見られる。頁岩角礫が少なくなるのは、主に崩壊源が表層（土）や斜面上部の砂岩礫岩の風化部に由来するようになったためと見られる。

上部は厚さ40cmの礫混じり砂・シルト層である。礫は少なくほとんど含礫砂岩の風化部に由来するような碎屑物からなり、植物片を含むことがある。植物片がラミナを構成しているように見える部分もあるが、層理は不鮮明である。1回ないし複数回の土石流の堆積物と考えられる。沖積錐の主チャンネルからオーバーフローした堆積物の可能性もある。

最上部は今回の土石流のオーバーフロー堆積物であり、樹皮や泥炭に富む。この点は、上部層に似ているが、その量は圧倒的に多く、これまでの堆積物とは異なる。沖積錐の側端の流路は3mと深く、普段は少量の水が流れているだけなので、沖積錐に土砂は供給しない。今回の規模の土石流が発生しない限り、堆積物は残さないと考えられる。

層相や地形条件から、この沢から流出した過去の土石流の発生頻度が推定できる。堆積は樽前bテフラの降下した1667年から、谷が沖積錐を下刻して流路からの土砂供給がほとんどなくなった時期までに、少なくとも5回発生したと考えられる。流路からの土砂供給がなくなった時期を考える上で問題となるのは、側端の谷（流路）の成因である。ここまでの記述ではこれは開析された谷と考えてきたが、沖積錐を下刻するためには侵食基準面を下げる何らかの原因が必要である。しかしとくに周辺に原因となるような地形要因は認められない。可能性としては人工的な流路の開削や沖積錐の切土が考えられる。1978年撮影の空中写真（国土地理院撮影、CHO78-18浦河地区C6A, 2-3）によれば、この時期には流路は既に固定して、2000年と同じような形状をしている。したがって、土砂の供給された期間は最大で1978年まで311年間となり、土石流の発生を今回の規模のものまでを含めて6回以上とすると概ね50～60年に1回以上の頻度で発生してきたといえる。

V まとめと教訓

1) 2000年5月15日に発生した東静内の斜面崩壊—土石流は、断続的に3日間にもわたって続いた降雨が総降雨量200mmに達した頃に発生した。

2) 移動体は、開析された段丘面上の（谷頭）凹地を構成する泥炭や崩壊堆積物で、1981年豪雨（柳井・五十嵐, 1990）や2006年豪雨（石丸ほか, 2007）などで指摘された日高地方の段丘における豪雨による斜面崩壊の一般的なパターンに対応する。

3) 崩壊源にはパイピング穴がみられ、凹地背後の風化岩盤や段丘堆積物中の高間隙水圧が示唆される。

4) 堆積物は水に飽和していたと考えられ、流路ぞいを高速で流下したと考えられる。

5) 山麓の沖積錐は一部切土されてならされており、流路もその切土の方向に向いていた。被災した住宅はこの延長線上にあった。このため流下した移動体の主要部は、切土部分と住宅の1階部分を破壊して流入した。室内にいた1人が犠牲となった。

6) 沖積錐堆積物の記録に残るような規模の土石流は少なくとも50～60年に1回の頻度で発生している。

地形・地質の研究者として、この災害で最も残念なことは、土石流の堆積の場である沖積錐が切土されており、さらにそこに住宅が建てられていたことである。加えて人為的かどうかは不明であるが、それに向かって流路が開いていたことである。沖積錐は土石流堆ともいうように、山腹の崩壊した土砂が土石流・洪水流として山麓に至って堆積し、形成されるものである。それを切土して平坦化するという事は土砂の新たな

ポケットをつくることに他ならない。そこに施設を建てるということは土砂ダムの中にもものを作るということである。今回の例のように少なくとも50～60年に1回発生するとすれば、一生のうちにこの沢の土石流に遭遇する可能性は大きい。地形・地質の見方が普及していれば、せめて2階にいてくれたら、と思うと残念である。

実はこのような沖積錐（土石流堆）や崩壊によってできた崩壊堆を切土して造成し、同じ種類の災害を受けるといった例は枚挙にいとまがない。やや古いものでは「太陽の国」救護施設の被災で注目された1998年福島県南部の豪雨の例がある（井口, 1999, 2001）。ここでは古い崩壊堆を切土して住宅を建て、再び発生した崩壊により住宅が押しつぶされて死者2名を出した例がある。また、上述の救護施設も沢口の切土地に立地している。2003年台風10号による日高地方の豪雨では、沖積錐の上を土石流（または洪水流）が流下する例が多かった。幸いにも東静内の例のように土石流で死者をだすことはなかったが、道路切土では同様な例があった。道道平取静内線旧門別町三和付近（イワ山麓）では、沖積錐の切土によって直線化された道路が、土石流によって埋め尽くされた（石丸ほか, 2004）。道路の調査・設計・施工では「土石流堆（沖積錐）の切土はさらに要注意」ということが一般常識とされていたはずである（奥園, 1986）。改めてこの教訓を、繰り返し語り続けなければならない。

文 献

- 雨宮和夫・赤田哲哉・和田 茂・芳賀浩之（2001）：平成12年融雪期に発生した仁世宇高速地すべり。地すべり学会北海道支部研究発表会予稿集, 33-38.
- 井口 隆（1999）：福島県南部地域における斜面崩壊の分布と特徴。共同研究10 G-3, 土砂の流動機構に関する研究（研究代表者三森利昭）, 京都大学防災研究所, 1-15.
- 井口 隆（2001）：1998年8月豪雨による阿武隈川上流地域における斜面災害調査報告。主要災害調査, 防災科学技術研究所, No.37, 107-136.
- 石丸 聡・川上源太郎・田近 淳（2007）：2006年8月の豪雨による胆振・日高地方の斜面崩壊。北海道立地質研究所報告, No.78, 201-212.
- 石丸 聡・田近 淳・大津 直・高見雅三（2004）：日高地方における台風10号による豪雨災害。北海道立地質研究所報告, No.75, 61-70.
- 河合芳郎・蔵田昭美・柳澤志樹（2001）：定山溪薄別川地すべり 地すべり現況と発生機構。地すべり学会北海道支部研究発表会予稿集, 39-46.
- 小池一之・町田 洋（編）（2001）：日本の海成段丘アトラス。東京大学出版会, 109p. CD-ROM.
- 小沼忠久・間所一公（2001）：穂別町由布の沢地すべり（平成12年5月豪雨災害）について。地すべり学会北海道支部研究発表会予稿集, 5-10.
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺。東京大学出版会, 336p.
- 奥園誠之（1986）：これだけは知っておきたい斜面防災100のポイント。鹿島出版会, 173p.
- 佐藤博之・山口昇一（1960）：5万分の1地質図幅「春立」及び同説明書。地質調査所, 23p.
- 田近 淳・石丸 聡（2000）：1999年7月の大雨による留萌地方古丹別地域の斜面崩壊。北海道立地質研究所報告, No.71, 151-162.
- 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, no. 8, 40p.
- 柳井清治・五十嵐八重子（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.
- 横田 寛・中山敦智・三浦 亮（2001）：定山溪薄別地すべりについて。地すべり学会北海道支部研究発表会予稿集, 47-54.