

津軽十二湖、鶏頭場の池付近において 2005年8月29日の豪雨で形成された石礫型土石流堆積物

Stony Debris Flow Deposits caused by the Localized Torrential Downpour on 29 August, 2005 in the Tsugaru Juniko Lakes area, NE Japan

鎌田耕太郎*・工藤 安昭**
Kotaro KAMADA・Yasuaki KUDO

Abstract: A debris flow occurred in the Tsugaru Juniko Lakes area, NE Japan, due to localized torrential downpour on 29 August, 2005. The debris flow started from a talus cone near the east side of Mt. Ookuzure and flowed down through a very small valley. Finally lobe deposits that are characterized by unsorted, disorganized and reverse graded gravelly deposits with wood chips were formed near the east side of Lake Ketobanoike. The debris flow also formed disorganized and/or reverse graded gravelly deposits beside a channel as natural levee deposits. These sedimentary aspects of the deposits indicate that the flow should be classified as a stony debris flow. The debris which derived from talus breccia were transported by debris flow and mainly deposited in the upper part of the valley near talus breccia as channel floor deposits or channel levee deposits. The debris which formed lobe deposits in the terminal point of the debris flow deposits are mainly composed of large sized boulders derived from channel floor deposits which originated further down the valley. Therefore a replenishment effect of debris happened in the course of moving down of this debris flow. Because abundant debris still remain as talus deposits on the upper valley, it could be determined that debris flow will possibly occur in and around the area in the near future.

Keywords; debris flow deposits, stony debris flow, replenishment effect, sediment disasters, Tsugaru Juniko Lakes,

はじめに

世界遺産に登録される白神山地の西北縁に、青池などで知られる湖沼群と日本キャニオンと呼ばれる白亜の急崖で知られる景勝地、津軽十二湖はある。2005年8月29日午前1時に深浦町（旧岩崎村）十二湖の白神岳登山道付近において土石流が発生した。土石流が流下したのは十二湖の一つである鶏頭場の池東側に位置する小規模な沢筋である（第1図b，第2図）。

筆者らは8月末に土石流の流下した沢筋を中心に現地調査を行い、土石流の発生地点を確認するとともに、活動域における侵食と堆積の挙動について吟味する資料を集めた。その結果、この土石流が石礫型土石流に分類される特徴をもつものであったことを確認した。小論では、この石礫型土石流の起きた、給源から

末端の堆積域までの地形学的、堆積学的な特徴について述べる。

今回の土石流は規模としては小さく、沢沿いに侵食や岩屑の移動や集積が見られたものの、登山道の損壊はごく一部にとどまるなど、幸い大きな災害に結びつくものではなかった。このような土石流は少なくとも最近50年間、白神岳登山道十二湖コースでは起きていないが、現地調査の結果、問題の谷頭域や付近の他の谷頭においては、なお岩屑の集積していることが認められたので、短時間に大量の降水があると、同程度の土石流が発生することは十分に考えられる。

近年、突発的で局地的な豪雨による土砂災害が国内各地で頻発するようになった。渓流域における岩屑生産の実態を把握し、その移動に伴う侵食や堆積などの斜面プロセスの一環を理解するためにも、このような

* 弘前大学教育学部

Department of Geology, Faculty of Education, Hirosaki University

** 青森県西津軽郡深浦町

小規模土石流に関する知見を蓄積することが大事である。

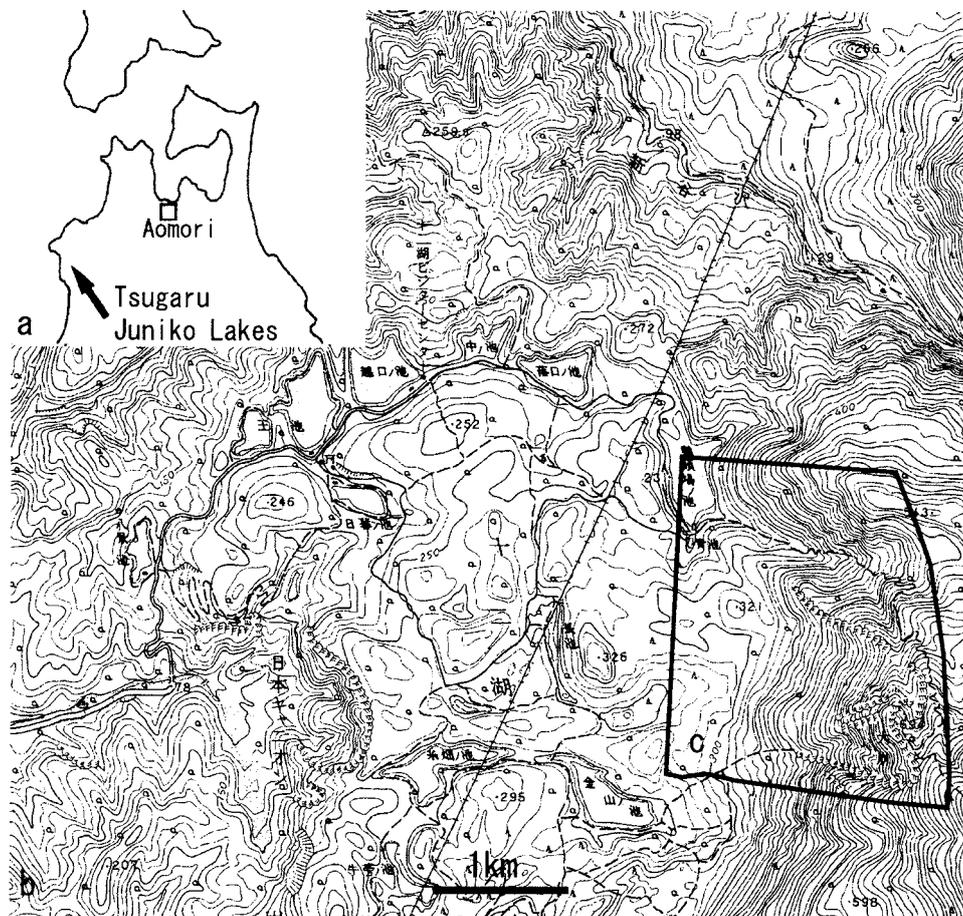
地形と地質の概要

津軽十二湖と呼ばれる湖沼群は白神山地の北西縁に位置している。この湖沼群は、その東側にある大崩（標高694m）付近を頂点として西に開いた急崖に囲まれる、やや低起伏の地形面上に分布する（第1図b）。その周囲とは明瞭な地形学的コントラストを示す特異な地形と湖沼群の存在から、1930年代には湖沼群の成因について多くの議論がなされた（盛谷, 1968）。最近では宝永元年（1704年）の地震に伴う地滑り地形であるとの観点から議論が試みられている（古谷ほか, 1987; など）。澤田（2008）は、菅江真澄の「外浜奇勝前篇第二部」の図絵の一部の添え書きに十二湖に関する記述があることを指摘している。

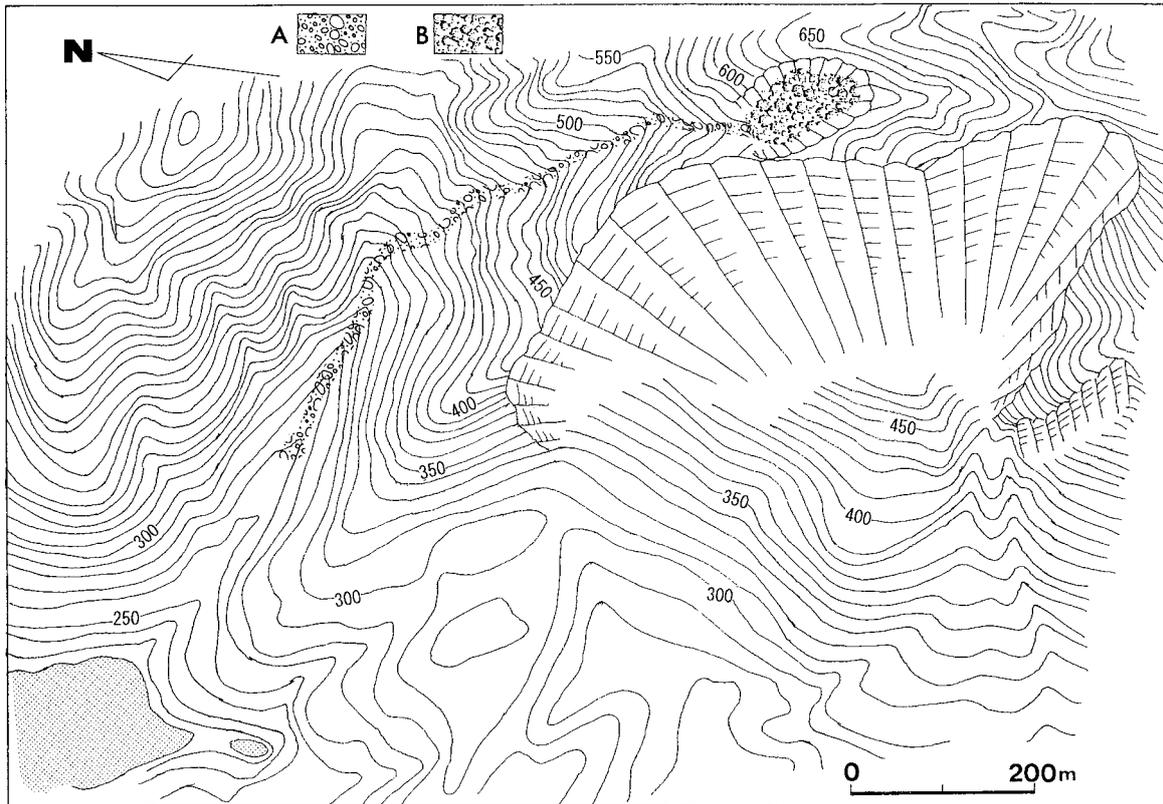
十二湖を構成する湖沼群の大部分は、中新統大童子層の十二湖凝灰岩部層分布域に位置するが、墓沼と沸壺の池、落口の池は十二湖凝灰岩部層に属するカン

ラン石玄武岩集塊岩分布域に、鶏頭場の池はより下位の中新統大戸瀬層下部層分布域に位置する（盛谷, 1968）。十二湖凝灰岩部層と大戸瀬層を区切るNNE-SSW方向の断層が鶏頭場の池の西縁付近を通っている。この断層を境に、深浦地質図幅内では十二湖凝灰岩部層と大戸瀬層とが接しており、同断層は左雁行の傾向を示す雁行断層である大間越断層（盛谷, 1968）の一部に相当する。

土石流は大崩東部の谷頭付近で発生し、鶏頭場の池方向に向かう小さな谷沿いに流れ下ったもので（第2図）、盛谷（1968）の地質図では大戸瀬層下部層の分布域に含まれる。盛谷（1968）は藤倉川層に整合に重なり、田野沢層を不整合に覆う地質系統を大戸瀬層とし、これを上・中・下部層に細分した。また古生物学的資料に基づき本層堆積時に海進を受けたとみなしている。上部層は流紋岩質火山岩が、中・下部層は安山岩質火山岩が卓越することで識別される。中部層は、従来、沢辺安山岩と呼ばれてきた安山岩質の凝灰角礫岩相に対比されるもので、本層下部層は安山岩質の凝灰角礫岩相のほかに火山円礫岩を伴うことが特徴である。



第1図 津軽十二湖の位置（図のb）と土石流堆積物を調査した地域（図のc）を示す。国土地理院発行の1:25,000地形図の一部を利用した。太線で囲んだcの部分は図2の範囲を示す。



第2図 土石流が発生、流下した沢の位置を示す。1：5,000森林基本図から作成した。A：土石流堆積物の分布域
B：土石流堆積物の供給源となった、崖錐堆積物の堆積域

2005年8月29日土石流堆積物について

今回の土石流堆積物の活動域について観察した結果、堆積学的な特徴の違いに基づいてAからEまでの5つのセグメントに区分できた(第3図)。セグメントAは土石流堆積物の供給域となった溪流上流部の崖錐堆積区域、セグメントBからDは運搬と堆積の顕著な区域、セグメントEは堆積のみからなる区域の特徴を示す。次にそれぞれのセグメントについて述べる。セグメントEのさらに下流域にもより希釈された土石流が移動したと考えられるが、明瞭な堆積物の痕跡がのこされていなかったため、本報告ではセグメントEまでについて記述し考察する。

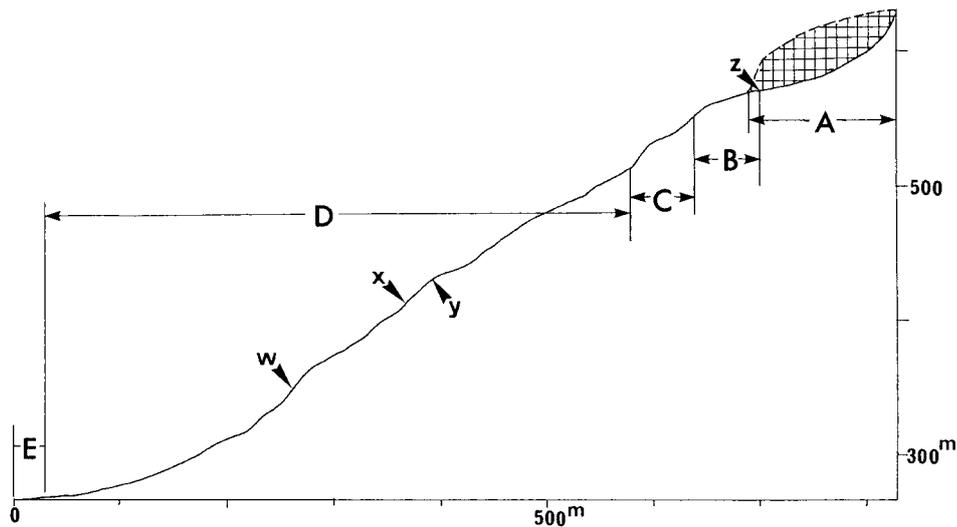
セグメントA：土石流の流下した沢の谷頭のやや下流に位置する、標高640から570mのすり鉢状の窪地地形をなす部分(写真12)。谷が厚い崖錐堆積物に埋積されたためにできた盆状地形と判断される。ススキやキオン、ウメバチソウ、ミツバベンケイソウ、ミヤマモジズリなどの植生がみられる。裸地となっている部分もある。この崖錐地形の基部には土石流への碎屑物の供給を示す、高さ2m程度の新たにできたと判断される崩壊部分がみられる(写真11)。この崩壊部分を観

察すると、崖錐堆積物は未固結な碎屑物からなる。大礫サイズを含むものの、主に中礫サイズの角礫からなり、崖錐表層部を除くと砂サイズ以下の碎屑物をほとんど含まないことが特徴である。

セグメントB：土石流の発生地点である標高570m付近から550mまでの区間である。沢床と、沢の路肩部分の両者に堆積物を残していることが特徴である(写真10)。路床は細かい枝の破片を含む淘汰不良の厚い礫質堆積物からなり、その表層部には拳大前後のサイズの角礫が礫支持組織を呈して分布している(写真9)。流路は深さ1.5m程度の側壁に囲まれる。この側壁は礫質不淘汰堆積物から構成され、自然堤防状の地形をつくっている。

セグメントC：標高550～510mの区間にあたり、土石流の流下したルートの中では、流路内に残された堆積物が比較的少なく、流路脇への自然堤防としての堆積物がみられることからバイパス域としての役割をもっていたと考えられる。セグメントBに比べると流路(沢床)の傾斜がより急である。

セグメントD：侵食と堆積の顕著な区域である。上流部は流路側面が著しくはぎとられ、草や細い灌木の根がむき出しになっている(写真18)。沢床が深くえぐ



第3図 土石流の発生域から堆積域までを示す沢沿いの流路断面形。土石流活動域をAからEのセグメントに区分した。w：基盤である大戸瀬層下部層の凝灰角礫岩露頭の地点 x：右岸方向に小さなlobeが認められる地点 y：流路脇の植生がなぎ倒されている地点 z：土石流の発地点

られた所では深さ2mを越える。沢床に堆積物がほとんどないこともある(写真16)。沢床を構成する岩盤や沢床上の岩塊にはコケなどの植生がみられない。このセグメントの上流部では流路が浅く、あふれ出しによる自然堤防状堆積物が形成されている。この堆積物は拳大以下の角礫から成り、堆積物の上面は沢床から60cmの高さが測定された。

特に流路がカーブする部分では、カーブの内側側壁では植生を含む表土が著しくはぎとられ(写真8)、カーブの外側にはあふれ出し状に堆積物を残している。流路の傾斜は22度である。標高430mではハンマーのところ左手に植物をなぎ倒した跡がみられ、右手に礫の堆積を残している。水深約110cm。

標高412mでは流路の右岸近傍に礫質ローブが形成されている。地形的な窪みがあるのは枝沢との合流点によるものとみなされる。流路左岸にはあふれ出しによる礫質堆積物がみられる。

場所によっては、流路を横切るように大木が倒れていたり、堆積物に乏しい沢床に草が生えたりコケに覆われた長径1m弱の岩塊が転がっているのがみられる(写真17)。流路の一部には表皮がはがされた草の茎や根がむき出しになっている所もあり、その地点は土石流発生以前には水の流れていない涸れ沢だったことがうかがわれる。沢を覆うように倒れた木や流路脇の植物に泥が付着している高さに着目すると、この地点を通過した時の土石流の水深は流路の縁を数10cm越えていたことを示している。また流路の縁に生える大木の根本には、長径40cmほどの岩塊が宙に浮く状態で引っかかっているのも見られた。標高350m付近の

沢床には堆積物による被覆はなく、基盤が露出している(第3図の地点w)。この付近の流路の傾斜は26度である。

自然堤防状の堆積物の発達、このセグメントの下流部では顕著ではない(写真13, 14)。流路の深さは2m以下である。また木に付着した泥などにより土石流の水深は2m~1.7mであったと判断できる。沢の縁の低くなっている所など、まれに流路の縁に引っ掛かるように大礫サイズの角礫が配列するようすがみられる。また沢の縁部分の草や細い灌木がなぎ倒され、茎から上を欠き根の部分がむき出しになっているようすが観察される。沢床には草や樹幹片を含む、サイズ構成の不淘汰な土砂が不規則に分布し、厚みをもった堆積物とはなっていない。

セグメントE：この付近の傾斜は12.9~12.6度で、セグメントB~Dに比較すると極めて緩傾斜である(第3図)。樹幹を伴った大量の岩塊を主とした礫質堆積物が集積している(写真2)。侵食構造はみられない。堆積物の表面はやや凹凸を示すものの全体に緩く上に凸の形状を示す、lobeと呼ばれる舌状の堆積体をつくっている。角礫の密集するlobeの縁辺には、砂混じりでより細礫の角礫からなる堆積物や泥質砂の堆積物も部分的に見られた(写真1)。

樹幹の多くは舌状堆積体(lobe)の表層に分布している。特にlobeの先端を縁取るように、長径40cmに達するようなより大きな角礫が分布し、樹幹もより太いものがみられる(写真2)。樹幹の伸長方向に着目すると、lobeの先端および先端に近い部分では流下方向に対して直角な配列が見られるが、lobeの上流側や

中ほどではすべて流れ方向に平行な配列を示している。

写真3と4はセグメントEの最上流部分で観察されるものである。この地点はセグメントB～Dまでの急傾斜の谷地形から、急に緩傾斜の開けた地形への遷急点にあたる。ハンマーを置いた所の堆積物は長径数cm以下の角礫から成る堆積物で段丘状の堆積体をなしている。この角礫堆積物には礫支持構造と角礫の定向配列の示す上流傾斜のインプリケーションが識別できる。

考察

土石流は山地の河谷における主要な運搬力であり、洪水や地震時などに土石が多量に流出する（平，2004）とされる。八木下（2001）では、土石流は流れのメカニズムに着目すると堆積物重力流の一種で、礫や砂、シルト、泥などの流体を構成する碎屑物が重力によって流動し、水はむしろ碎屑物に対して受身であり、碎屑物が水を流すと紹介している。そうして形成される、いわゆる土石流堆積物は一般に基質支持の枠組み（framework）をなすとされる（八木下，2001；など）。また流れの中で乱流や掃流がほとんど起こらないことから、その堆積物は塊状を呈する（フリッツ・ムーア，1991）。

土石流は29日正午前に発生したとみられている。県土整備部の雨量調査によると、岩崎地区では午前9時から1時間に44mm、大間越地区で午前10時から1時間に50mmの激しい降雨があった（2005年8月30日付東奥日報記事）。土石流は鶏頭場の池東側の小さな溪流沿いに流れた。この土石流は大崩の東側に位置する標高570m付近で発生し、沢筋に沿って流下した後、標高270m付近にローブ状の堆積物を残した（セグメントE，第3図）。発生地点には土石流堆積物の給源となった崖錐堆積物の新たな崩壊地が認められた（写真11，12）。崖錐堆積物は厚さ2m以上あり、裸地や植生の特徴から不安定な地盤をなしていたと推定される。

この崖錐堆積物の一部が豪雨により斜面崩壊を起こし、土石流となったと判断される。土石流は沢を流下する間に、あふれ出しにより流路の脇に逆級化を示す自然堤防状堆積物を残した。この土石流は堆積物から判断すると石礫型土石流（高橋，2004）に分類される。池谷（1999）による土石流の分類用語に砂礫型土石流がある。これは土石流の後続流を特徴づける泥流

や土石流と区別して、先端部を構成する石礫の粒径が大きく、粒子衝突の効果の大きな性質などに着目して区分されたもので、高橋（2004）の分類基準とはやや異なる。本論では一般的に用いられる後者の区分に基づいて石礫型土石流の用語を使用している。土石流堆積物を運搬した沢の上流部を調査した結果、今回の土石流とその堆積物には以下のような特徴を示すことがわかった。

土石流の流路となった沢は、平時には水はほとんど流れていない。セグメントDで観察されたように沢床に植生があったことを示しており（写真17）、涸れ沢だったことを示唆している。

新聞報道では土石流は2mの侵食をもたらしたと報告されたが、土石流の始まりの崖錐部分が流失により2m程度の崩壊壁を残しているのみで、この土石流の流下により沢床が新たに深く侵食された形成はほとんどない。沢筋のなかで、階段状の地形のところにより侵食の影響が大きかったと思われるが、そこでも流路を掘り下げるような顕著な下方侵食は起きてはいない。路床上には新期の堆積物が部分的に残されており、植生の付着した表土が残されているからである。土石流発生以前の沢は堆積物で充填されていない状態であり、セグメントBとEを除くと、土石流は路床をほとんど侵食も堆積もせずに流下し、流路の両岸に自然堤防の形状に堆積物を残した。

セグメントBとCにみられる流路内や自然堤防の堆積物（写真9，10）を構成するのは、岩質と礫サイズから判断すると、セグメントAの崖錐を構成する碎屑物に特定される。しかしセグメントDの流路内またはあふれ出し堆積物を構成するのは崖錐堆積物を構成する角礫より大きな岩塊や、コケで覆われた岩塊（写真15，17）などであり、セグメントA起源ではない。つまりセグメントAの崩壊土砂はセグメントBに堆積したが、セグメントCでは路床には無堆積傾向で岩屑は自然堤防域に堆積した。セグメントD域でみられる路床の堆積物は、セグメントAの崩壊土砂というよりは、路床にあったより風化の進んだ既存の岩塊や土砂である。時に流路内でみられるコケなどの植生を残した大きな岩塊（写真17）は、土石流通過後に、流路の側壁を構成していた岩塊が滑落してできたと判断される。セグメントDの下流部では、流路の縁部分の植生がはぎとられていることと、流路の縁に引っ掛かるように大礫サイズの角礫が配列することから、土石流は流路をあふれ出すぎりぎりの高さで流下し、堆積物を残したと判断される。セグメントEの土石流 lobe を

構成する碎屑物（写真2）は、粒径や形状、風化の度合いから判断すると、セグメントAの崖錐を構成していた角礫ではなく、流路内の既存の岩塊である。つまりセグメントEの堆積物を特徴づける粒径の大きな碎屑物は、セグメントD内の既存路床堆積物に由来するとみなせる。

上述のように、この土石流堆積物にはセグメントCやD区域に自然堤防堆積物がみられた。一般に土石流が移動した流路に接して自然堤防が形成されるとともに、段丘状の地形もできることが述べられている（Bridge and Demicco, 2008）セグメントE区域の写真4に示した礫支持構造とインプリケーションを示す角礫堆積物は、掃流運搬による堆積を示している。またその周囲の大礫から成る土石流堆積物の内側に段丘状の堆積様式（写真3）を示すことから、この角礫堆積物は土石流終息後、まだ溪流沿いの運搬エネルギーが高い状態の時に、土石流堆積物から篩分けられたより細粒の碎屑粒子が再堆積してできたものと判断される。後続流が先にできていたLobeを迂回する流路を選択してできた堆積物とみなされる。またセグメントEの堆積物の形態と組織は、高橋（2004）が紹介する「ロープ」のそれに該当する特徴を持っている。

山間地における豪雨に伴う表層の滑落や崩壊として、高橋（2006）は山腹斜面や谷の源頭部の凹状斜面および溪岸を挙げているが、十二湖土石流でみられた谷の源頭部における崖錐堆積物の崩壊は、希少な事例といえる。今回の土石流では、崖錐堆積物の崩壊により供給された碎屑物はセグメントB・C区域に主に堆積した。セグメントD区域では溪流の路床にあった既存の堆積物を取り込むことによる、途中から新に付け加わった碎屑物が順次あふれ出し堆積物としてその下流側に自然堤防状の堆積物を形成している。このような残された土石流堆積物の堆積相の上流から下流への変化をみると、この土石流では碎屑物の供給、移動には、流路内の既存堆積物に由来する継足し効果が起きていたことを示唆している。

既述のように今回の土石流の活動域について検討した結果、低頻度災害に関するさまざまな知見が得られた。溪床内の堆積物は、いつ、どのように供給され移動するのかを、この事例は暗示している。つまりこのような急傾斜地における沢地形では、上流からの碎屑物の供給や移動は普段は乏しく、ときどき発生する土石流などの運搬営力の強い流れが生じた時に碎屑物は移動し堆積する。また強い流れで流路内の堆積物が掃き去られるので、定常時、流路内での堆積物の定着率

はよくない。もともと流路周辺の地形自体に斜面プロセスが働いていて岩屑を供給し沢地形を維持しているので、岩盤でない流路では側壁がもろい岩屑から構成されている。したがって沢地形の貧弱な路床堆積物は、流路側壁の崩壊や浸食により供給される岩塊と混合して下流に運ばれ、新たな流路埋積物の一部となる。

少なくとも最近50年、このような土石流は白神岳登山道十二湖コースでは起きていない。しかし谷頭にはなお大量の岩屑が集積している。この堆積物の表面は周囲に比べると灌木に覆れておらず、草がまばらにはえているのみなので、斜面が安定していないことを意味している。したがって、8月29日のような、短時間に大量の降水があると、今回と同程度で石礫型の土石流が発生することは十分に考えられる。

まとめ

2005年8月29日に津軽十二湖、鶏頭場の池東側において発生した土石流は、大崩（標高694m）頂上北側の谷頭付近に集積していた大量の岩屑が、短時間の豪雨により流下したもので、鶏頭場の池東側にある溪流下流部に堆積物を形成した。残された堆積物の特徴から、この土石流は石礫型土石流と比定される。また、この土石流では流動時に途中からの碎屑物の継足し効果が起きていたことがわかった。

今回の土石流は規模としては小さく、登山道の一部の崩壊と沢筋にその痕跡を残したが、幸い大きな災害に結びつくものではなかった。このような小規模な土石流は全体の特徴を俯瞰しやすいので土石流の流動や堆積を吟味するための現象が把握しやすく、より大きな土石流現象を考察する上で参考となる。

なお土石流発生地点には、大量の崖錐堆積物がいまだに残存しており、また付近の溪流上流部にも同様の土砂の集積物がみられることから、今後も大雨により、このような土砂災害が発生することが懸念される。

謝辞：野外調査時には古川克彦、山田敏智、佐々木寛氏らの協力を得た。また東北森林管理局からは1：5,000森林基本図の提供を受けた。以上の関係各位にお礼申し上げる。

文献

- J. Bridge and R. Demicco (2008) Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits. Cambridge Univ. Press, 815p.
- 池谷 浩 (1999) 土石流災害. 岩波書店, 221p.
- ウィリアム J. フリッツ・ジョニー N. ムーア (原田憲一 訳, 1991) 層序学と堆積学の基礎. 愛智出版, 386p.
- 古谷尊彦・町田 洋・水野 裕 (1987) (1) 津軽十二湖を形成した大崩壊について. 昭和61年度文部省科学研究費自然災害特別研究報告書 (研究代表者 新藤静夫), 183-188.
- 盛谷智之 (1968) 深浦地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57p.
- 佐々恭二 (1997) 蒲原沢土石流-崩壊誘起土石流の事例研究-. 月刊地球, 19, 603-605.
- 佐々恭二 (1997) 崩壊誘起土石流-溪床堆積物の非排水載荷のメカニズム. 月刊地球, 19, 652-660.
- 澤田庄一郎 (2008) 菅江真澄と十二湖. 青森地学, 53, p.18.
- 平 朝彦 (2004) 地層の解説. 岩波書店, 441p.
- 高橋 保 (2004) 土石流の機構と対策. 近未来社, 432p.
- 高橋 保 (2006) 土砂流出現象と土砂害対策. 近未来社, 420p.
- 八木下晃司 (2001) 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 222p.
- 東奥日報2005年8月30日付記事

(2012. 8.31受理)





写真の説明

- 1 lobe 堆積物の縁辺でみられる不淘汰堆積物（セグメントE）。
- 2 lobe 堆積物の先端の表層部を特徴づける、より大きな岩塊や樹幹片（セグメントE）。
- 3 土石流堆積物を侵食して遷急点の下流側に形成された、段丘状の細礫質堆積物（セグメントE）。
- 4 写真3の拡大部分。礫支持構造とインプリケーションが識別される。
- 5 侵食された流路側面と、不淘汰礫質堆積物の載る路床と路肩のようす（セグメントD）。
- 6 流路壁面は侵食を受け、その上部に張り付くように堆積する巨礫（セグメントD）。
- 7 流路の上端に自然堤防状に堆積した、逆級化傾向の不淘汰堆積物（セグメントD）。
- 8 土石流通過により植生が引き剥がされているカーブする流路の内側（セグメントD）。
- 9 土石流通過後の路床（セグメントD）。岩塊が露出し、路床と側壁に不淘汰堆積物が不規則に薄く堆積している。
- 10 路床は厚い礫質堆積物に、両側も厚い自然堤防状の不淘汰礫質堆積物がみられる（セグメントB）。
- 11 厚い崖錐堆積物の崩壊部分がみられる土石流の発生地点（セグメントA）。
- 12 上流側からみた土石流の発生地点。裸地と植生に覆われる崖錐。



写真の説明

- 13 浅い流路の路床部に、大礫サイズ角礫が散在するようす (セグメントD下流部)。
- 14 浅い流路に、階段状に残された大～巨礫サイズの角礫に富む不淘汰堆積物 (セグメントD下流部)。
- 15 不ぞろいの岩塊が不規則に分布する、土石流通過後の流路 (セグメントD)。
- 16 より狭い流路部分では、ほとんど堆積物が残されていない (セグメントD)。
- 17 引き剥がされた植物根の残る流路内にみられる、表面がコケで覆われた岩塊 (セグメントD)。
- 18 流路側壁の突起部において、植生が引き剥がされているようす (セグメントD)。