

地すべりダム の地形学的検出方法

横山俊治^{1,2}・村井政徳³・脇田 茂⁴

¹ 深田地質研究所

² 株式会社荒谷建設コンサルタント

³ 川崎地質株式会社

⁴ 土質工学株式会社

Geomorphological detecting method of landslide dams

YOKOYAMA Shunji^{1,2}, MURAI Masanori³, and WAKIDA Shigeru⁴

¹Fukada Geological Institute

²Aratani Civil Engineering Consultants Co., Ltd.

³Kawasaki Geological Engineering Co., Ltd.

⁴Soil Engineering Co.

要旨：この研究の目的は、1/2.5 万地形図を用いて、決壊しなかった地すべりダムを地形学的に検出する方法を確立することである。地すべりや崩壊による移動体が河谷を完全にせき止めたとしても、多くの場合、天然のダム堤体は間もなくして決壊し洗い流され、流路幅や河床の勾配は元に戻る。しかしながら、ダム堤体が長期間に渡って生き残っている場合には、河系の一般的な性質は改変され、局所的な特異地形として河系異常が発生するかも知れない。7 事例の 1/2.5 万地形図読図から、流路幅異常、谷底幅異常、河床縦断面形異常の河系異常が地すべりダム検出の重要な鍵となると結論した。地すべり移動体や崩壊の岩屑が河川に定置すると、その上流には水が溜まり、流路幅が広がる。これが地すべりダム形成による流路幅異常である。流路幅異常の典型事例はダム湖が生き残っている大沼地すべりダムと青木湖地すべりダムである。池ノ谷地すべりダムは天然ダム湖の一部が生き残っている。しかしながら、時間の経過とともに、堆積物によって埋め立てられるために、生き残っているダム湖は少数である。完全に埋め立てられたダム湖の谷底幅は下流よりも広がっている。これが地すべりダム形成による谷底幅異常である。地形図の読図に際しては、地すべり地形の上流に発達している谷底堆積低地はしばしば谷底幅異常の証拠になる。このタイプの河系異常は大沼地すべりダムと青木湖地すべりダムを除くすべての事例で認められている。もうひとつの地すべりダムの証拠は、ダム湖面あるいはダム湖を埋めた堆積物の地表面からダム堤体を横切る排水路に移る遷急点と、排水路から下流の初生河床勾配に移る遷緩点で特徴づけられる河床縦断面図の中に見てとれる。このタイプの河系異常が生き残った地すべりダムによる河床縦断面形異常である。7 事例のすべてがこの河系異常を示している。

キーワード：地すべりダム、ダム湖、ダム堤体、地すべり地形、せき止め湖堆積物、谷底堆積低地、地形学的検出方法、河系異常、偏流屈曲、流路幅異常、河床幅異常、河床縦断面形異常

Abstract: The purpose of this paper is to establish a geomorphological detecting method of landslide dam using topographic map of 1:25000 in scale. Even if landslide mass and debris of slope failure completely dam up river valley, in many cases, the natural dam body is soon broken and washed out, and then the channel width and angle of valley-floor recover. However the dam body survives during a long time, the general features of fluidal system are reformed and any fluidal system anomaly being local abnormal landform may generate. From the reading of topographic map of 1:25000 in scale of 7 examples it is

concluded that the fluvial system anomaly of channel width anomaly, valley-floor width anomaly and longitudinal projected profile anomaly become an important key of detection of landslide dam. When the landslide mass and debris of slope failure emplace in river valley, the upper stream from the dam body fills with water and the channel width becomes wide. This is the channel width anomaly caused by landslide-damming. Typical example of the channel width anomaly is the Onuma and the Aoki Lake landslide dams surviving the dam lake. The Ikenotani landslide dam survives the part of natural dam-lake. However the survival dam lake is a few because of filling-up by sediments with the passage of time. The valley-floor width of completely buried the dam lake becomes wider than that of the downstream. This is the valley-floor width anomaly due to landslide-damming. In reading of topographic map, depositional valley-bottom plain developed in the upper stream from landslide landform becomes often an evidence of the valley-floor width anomaly. This type of fluidal system anomaly is recognized in all examples excepting the Onuma and the Aoki Lake landslide dams. The another evidence of landslide dam comes into view in the longitudinal projected profile, which is characterized by a convex knick point from the surface of lake or the surface of deposit buried the dam-lake to the drain across the dam body, and a concave knick point from the drain to the downstream with the initial valley floor angle. This type of fluidal system anomaly is longitudinal projected profile anomaly by the survival landslide dam. All of 7 examples show this fluidal system anomaly. Keywords: landslide dam, dam lake, dam body, landslide landform, dammed lake deposit, depositional valley-bottom plain, Geomorphological detecting method, drift sinuosity, fluidal system anomaly, valley floor anomaly, channel width anomaly, longitudinal projected profile anomaly

1. はじめに

地すべりや崩壊、土石流によって発生した移動体が河道を閉塞すると、移動体の背後に河川水が貯留されて天然のダム湖が形成される。厳密には、河道を閉塞している移動体（ダム堤体）のことを、用語「地すべり」を広義の意味で使って地すべりダムと呼ぶが、ダム堤体とダム湖を併せて地すべりダムと呼ばれていることもある。また、地すべりダムの同義語として、天然ダムが使用されることがあるが、天然ダムの成因は広義の地すべり現象に限定されるものではなく、中禅寺湖のように溶岩流によるせき止めも天然ダムをつくる。この論文では、ダム堤体とダム湖に分けて記述し、二つを併せて地すべりダムと呼ぶことにする。

歴史記録には、地すべりダムの多くが形成後まもなくして決壊したことが記されている（畑田ほか、2002）。地すべりダムが決壊すると、ほとんどの場合、ダム堤体をつくっていた移動体はほ

ぼ完全に流出してしまい、歴史記録なしには地すべりダムが形成されたという事実の証明は非常に難しくなる。しかし、ダム湖が消滅せずに残っておれば、あるいは、ダム湖が完全に土砂で埋め立てられたとしても、ダム堤体が生き残ってさえおれば、地すべりダムを検出する手だてはある。

この研究の目的は、今日まで生き残った地すべりダムを地形学的に検出する方法を確立することである。

2. 河系異常を手がかりにした地すべりダムの検出方法の考え方

地すべりダムが形成されたとしても、時を置かずして決壊した場合は河川地形に何ら痕跡を残さないが、長期間に渡って河谷をせき止めた地すべりダムでは、河川の一般的な性質は改変され、そこに特異な河系異常（鈴木、2000）が発生している可能性がある。本研究では、国土地理院

1/2.5 万地形図を用いた読図で河系異常を抽出し、地すべりダムを検出する方法を検討する。ここではその考え方を述べる。

2.1 偏流屈曲による地すべりダムの検出

移動体が河川に押し出し、対岸に向かって凸型（扇状）の地形をつくると、河川は移動体の尖端を迂回して偏流する。これを偏流屈曲と呼ぶ。ただし、偏流屈曲しているようにみえても、穿入蛇行や河川侵食による屈曲の場合もある。また、移動体の押し出しによる偏流屈曲であったとしても、移動体が対岸斜面から離れていて、河川を完全閉塞していない場合も考えられる。したがって、移動体の尖端が凸型になっていても、一義的に移動体が河川をせき止めたとは断定することはできないが、地すべりダム検出の手がかりになると考えた。

2.2 流路幅異常による地すべりダムの検出

生き残っている天然のダム湖の風景は人工のダム湖と変わらず、その抽出は比較的容易である。ダム堤体の背後に河川水が貯留されると、流路幅（水面幅）は元の河川の流路幅より広がる。このような流路幅の変化は、上流から下流に向かって流路幅が広がる河川の一般的な性質から外れた現象で、流路幅異常（鈴木，2000）と呼ばれる河系異常である。ダム湖が生き残っている場合は流路幅異常から地すべりダムが検出できる。さらに、移動体を横切っているところの流路幅は元の河川の流路幅と比べて狭くなっている可能性があり、そうなっていれば、これも流路幅異常として抽出できる。

2.3 谷底幅異常による地すべりダムの検出

時間の経過と共にダム湖は上流から流れてき

た堆積物で埋積されて、谷底幅は広がる、完全に埋積されたときには、谷底幅はダム湖の湖面の幅にほぼ等しくなるであろう。その結果、谷底幅はダム堤体の上流側で広くなり、流路がダム堤体を横切るところで狭くなり、ダム堤体の下流では元の谷底幅に戻って再び広がるはずである。このような谷底幅の変化は河川の一般的な性質から外れた現象で、谷底幅異常（鈴木，2000）と呼ばれる河系異常である。隆起によって、河床堆積物が谷底堆積低地を形成し、さらにその一部は段丘化していることも考えられる。地形図の読図では、谷底堆積低地も谷底幅に含めて抽出対象にする。なお、ダム湖が完全に埋積されるまでは、ダム湖の一部が小さな池として生き残っている状況がつけられるかもしれない。

2.4 河床縦断形異常による地すべりダムの検出

ダム湖が埋め立てられると、河床勾配は、ダム湖跡のせき止め湖堆積物の上を流れるところで最も緩くなり、ダム堤体を横切るところで最も急になり、ダム堤体を抜けたところで元の河川に戻って緩くなるはずである。このような河床勾配の変化は、下流に向かって指数関数的に河床勾配が緩くなるという河川の一般的な特徴から外れた現象で、河床縦断形異常（鈴木，2000）と呼ばれる河系異常である。1/2.5 万地形図で、ダム堤体を横断しているところの河道に図示された「せき」の記号は、河床勾配が急になって下刻が進行している可能性を示唆している。なお、現地では、河床の下刻を防止するための堰堤や床固め工といった河川構造物や早瀬の存在から、河床勾配が急になっていることを読み取ることができる。

3. 地すべりダムのディメンジョンと計測方法

地すべりダムのディメンジョンとして、①ダ

ムの堤体の長さ（L）は、ダム湖の湖面あるいはせき止め埋積物の地表面（谷底堆積低地の地表面）とダム堤体とがなす接線の長さとし、1/2.5万地形図を用いて計測した。

以下に述べるディメンションは1/2.5万地形図から河床縦断面図を作成し、それから読み取った。なお、ダム湖内の断面位置は、ダム湖の上流端と排水口を直線で結んで作成した。一方、谷底堆積低地内では現河川に沿って断面を作成したので、河川が湾曲している場合は長くなる。ダム堤体の下底面の地形は下流の河床勾配を上流に向けて延長させて作成した。ダム湖あるいはせき止め湖堆積物の下底面の地形は、ダム湖あるいはせき止め湖堆積物の上流端とダム堤体の下底面の上流端を結んで作成した。

②ダム堤体の幅（W）は、ダム湖の湖畔あるいはせき止め湖堆積物の地表面の下流端から、移動体の下流端までとした。③ダム湖の長さ（LL）は、移動体の上流端から、ダム湖の湖面あるいはせき止め埋積物の上流端までとした。④ダムの高さ（H）は、ダム湖の湖面あるいはせき止め埋積物の地表面から基盤までの深さとした。

4. 地すべりダムの事例

地すべりダムに関する記載のある論文および防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図を参考に、地すべりダムの可能性のある35地点を抽出し、35地点のうちの25地点については現地踏査を実施した。

この論文では、存在が確実にになった地すべりダムの中から7事例を取りあげ、ダム堤体を形成した地すべり・崩壊の地形・地質、ダム湖の現状、地すべりダムの認定根拠となった河系異常、今日まで決壊することなく生き残った理由を記述し、表1にその結果をまとめた。

4.1 大沼地すべりダム（山形県西山町 寒河江川支流、図1）

(1) 地形・地質概要

大沼は、大沼地すべりが寒河江川支流の最上部付近をせき止めた天然のダム湖である。大八木（2002）は、滑落崖と側方崖の明瞭な地すべりの事例として、大沼地すべりを紹介している。大沼地すべりは非対称山稜（ケスタ地形）の南斜面（ケスタの背面）で発生した流れ盤地すべりである。滑落崖と移動体との間に広がる傾斜25°前

表1 地すべりダムのリスト。

	地すべりダム名 (地すべり、崩壊)	所在地	ダム堤体の 基岩の地質	せき止め河川	河系異常	L (m)	W (m)	H (m)	LL (m)	その他、 認定情報
1	大沼(地すべり)	山形県西山町	第三系	寒河江川支流	谷底幅異常 河床縦断形異常 流路幅異常	300	693	48	481	湖(大沼)
2	青木湖(崩壊)	長野県大町市	中古生界 (砂岩頁岩)	姫川源頭部	流路幅異常 河床縦断形異常	1160	1172	81	1820	湖(青木湖)
3	小井波(地すべり)	富山県八尾町	第三系	別荘川	谷底幅異常 河床縦断形異常	629	538	74	917	湖成堆積物確認
4	桐谷(地すべり)	富山県八尾町	第三系	久婦須川	谷底幅異常 河床縦断形異常 偏流屈曲	300	1095	25	1853	湖成堆積物確認
5	池ノ谷(崩壊)	三重県宮川村	秩父果帯南帯 (チャート)	松原(きそはら) 谷川の支流池ノ谷	谷底幅異常 河床縦断形異常	260	400	27	600	一部池
6	田野々(地すべり)	徳島県三好市	和泉層群 (砂岩・泥岩)	松尾谷川	谷底幅異常 河床縦断形異常 偏流屈曲	190	622	50	1111	
7	久寿軒(地すべり)	高知県大豊町	秩父帯北帯	久寿軒川	谷底幅異常 河床縦断形異常	100	700	19	1460	

後の斜面は層理面と平行な面であり、滑落崖に向かって傾斜した移動体頭部を画する斜面は大沼地すべりが発生した南斜面とは反対側の北斜面の一部であると、大八木（2002）は推察している。

移動体の末端は対岸斜面に達し、その一部は、西から東に流れている寒河江川支流の河道内を下流に向かって移動している。ダム湖が形成された場所は、斜面勾配の緩い複数の谷が合流する広い場所であったため、広い湖が形成された。大沼から流れ出た湖水は、移動体（ダム堤体）と対岸の基盤との境界を下刻し、谷底幅が狭く急勾配の流路を流れ下って、緩やかな勾配をもつ元の河川に放水されている。

(2) 地すべりダム認定の根拠

ダム湖（大沼）の存在で、流路幅異常は明瞭であり、河床縦断形異常も明瞭である。また、移動体を横切る河川と下流の元の河川とで、谷底幅に大きな差があり、これも谷底幅異常にあたる。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

$L=300\text{m}$ （側方崖の位置で計測した）、 $W=693\text{m}$ 、 $H=48\text{m}$ （せき止め湖堆積物があれば、それを含む）、 $LL=481\text{m}$ 。

(4) ダム堤体の地質と性状

地すべりの基岩は新第三系の堆積岩である。移動体の地形面の保存状態が良いことから、移動体は基岩の構造を保存していると思われる。

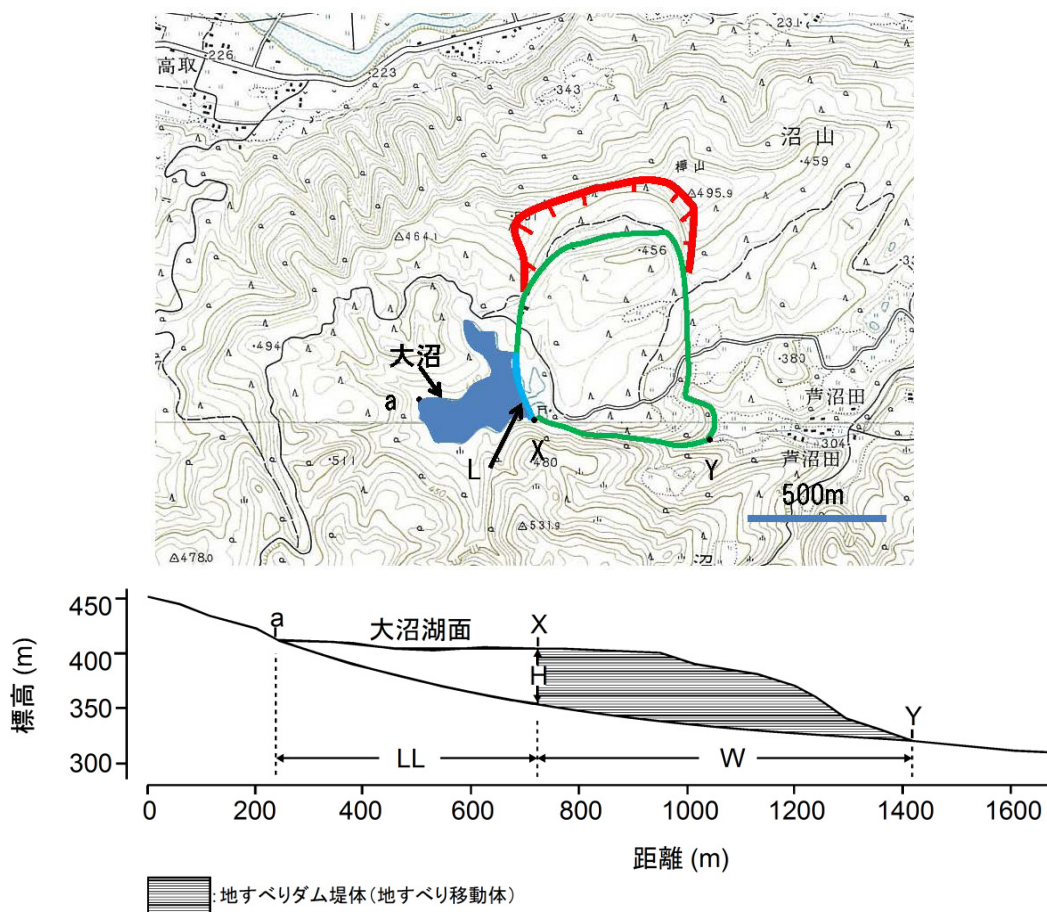


図1 大沼地すべりダムの地形（上図）と河床縦断面図（下図）（国土地理院発行 1/2.5 万地形図「本道寺」「貫見」を使用）。a：ダム湖の上流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体。

(5) ダム湖の堆積状況

ダム湖の水深については異なる情報があり、確定できていない。

(6) 今日まで決壊せずに生き残った理由

ダム堤体の長さ (L) よりも幅 (W) が広いこと、河川の最上部をせき止めているために、湖面の上流端までの距離 (LL) がダム堤体の幅 (W) より短いことで、今日まで決壊せずに生き残ったと推察される。今後、ダム湖が埋め立てられると、益々安定性が増し、決壊の危険性は低くなると予測される。

4.2 青木湖地すべりダム (長野県大町市 姫川, 図 2)

(1) 地形・地質概要

青木湖はその北岸を佐野坂丘陵にせき止められる形になっている。山下ほか (1985) は、仁科山地の東側斜面に位置する佐野坂スキー場から佐野坂丘陵にかけて分布する岩屑堆積物を佐野坂崩壊堆積物と呼んだ (図 3)。佐野坂崩壊堆積物を構成する角礫の岩型 (砂岩・頁岩, 酸性火山岩類, 角閃石斜長岩など) が、中生代界の神城層・木崎層, 火成岩類など仁科山地に分布している岩石と基本的に一致していることから、崩壊発生源が仁科山地であることは明らかであり、特に酸性火山岩類やその熱変成岩は仁科山地の尾根部に起源を求めることができる (多ほか, 2000)。上野 (2000) は、佐野坂スキー場の直上の標高 1500 m 付近の尾根に残っている急崖地形が崩壊の滑落崖であり (図 3), 山頂を含む反対斜面から崩壊し、最終的には岩屑なだれとなって移動し、姫川をせき止めたと考えている。佐野坂丘陵をつくっている佐野坂崩壊堆積物の地表面には、孤立峰や凹地が不規則に分布し (上野, 2000), 小さな流山も観察されている (多ほか, 2000)。このよう

な地形の特徴は、佐野坂崩壊堆積物内に巨礫群が不均質に集積していることを示すものである。

佐野坂丘陵の東部では、青木湖の東側の仁科湖東丘陵を構成する新第三系的美麻累層が西に張り出していて、佐野坂崩壊堆積物はその張り出した斜面に乗り上げる形で堆積している。したがって、佐野坂崩壊堆積物がつくるダム堤体の長さは青木湖北岸の長さの 60% 程度である。佐野坂崩壊堆積物が最も厚くなるのは青木湖北岸の中央より西寄り、厚さ約 140m である。

佐野坂丘陵よりも南の姫川が大礫の堆積する河川環境から深い湖の環境に急激に変化したのは約 3 万年前と考えられている (井内ほか, 1987)。この湖沼環境が生まれた約 3 万年前に佐野坂丘陵をつくった崩壊が発生したと考えられている (多ほか, 2000)。

青木湖誕生後の堆積物は青木湖底堆積物と青木湖段丘堆積物である (多ほか, 2000)。いずれも、ダム湖のせき止め湖堆積物である。湖底には、湖底を横切って NNW 方向に延び、猪子ヶ鼻から西に二つ目の岬の西岸で佐野坂丘陵に達する、比高 20m の急崖が確認されている (多ほか, 2000)。急崖は東側が高く、この急崖の両側で行ったボーリング調査でも、アカホヤ火山灰層の深度が東側で浅くなっていることから、急崖を走る糸魚川―静岡構造線の断層運動によって、東側が隆起し、青木湖段丘堆積物は離水したと考えられている (多ほか, 2000)。

青木湖は姫川の最上流部に位置するために、現在、青木湖の湖水 (平均湖水面標高 822m) は、青木湖の南端からその南に位置する中綱湖に転流している。今日、姫川の源流と呼ばれている場所は佐野坂山丘陵の北側の低地にあり、至る所から湧水がわき出ている。親海 (およみ) 湿原 (標高 744m) もそのひとつである。湧水は青木湖の湖

底から流出して来たものである。

(2) 地すべりダム認定の根拠

ダム湖（青木湖）が生き残っていて、そこで

の流路幅は非常に広く、流路幅異常が明瞭である。

ダム堤体上を流れる流路はないが、河床縦断面異常も明瞭である。

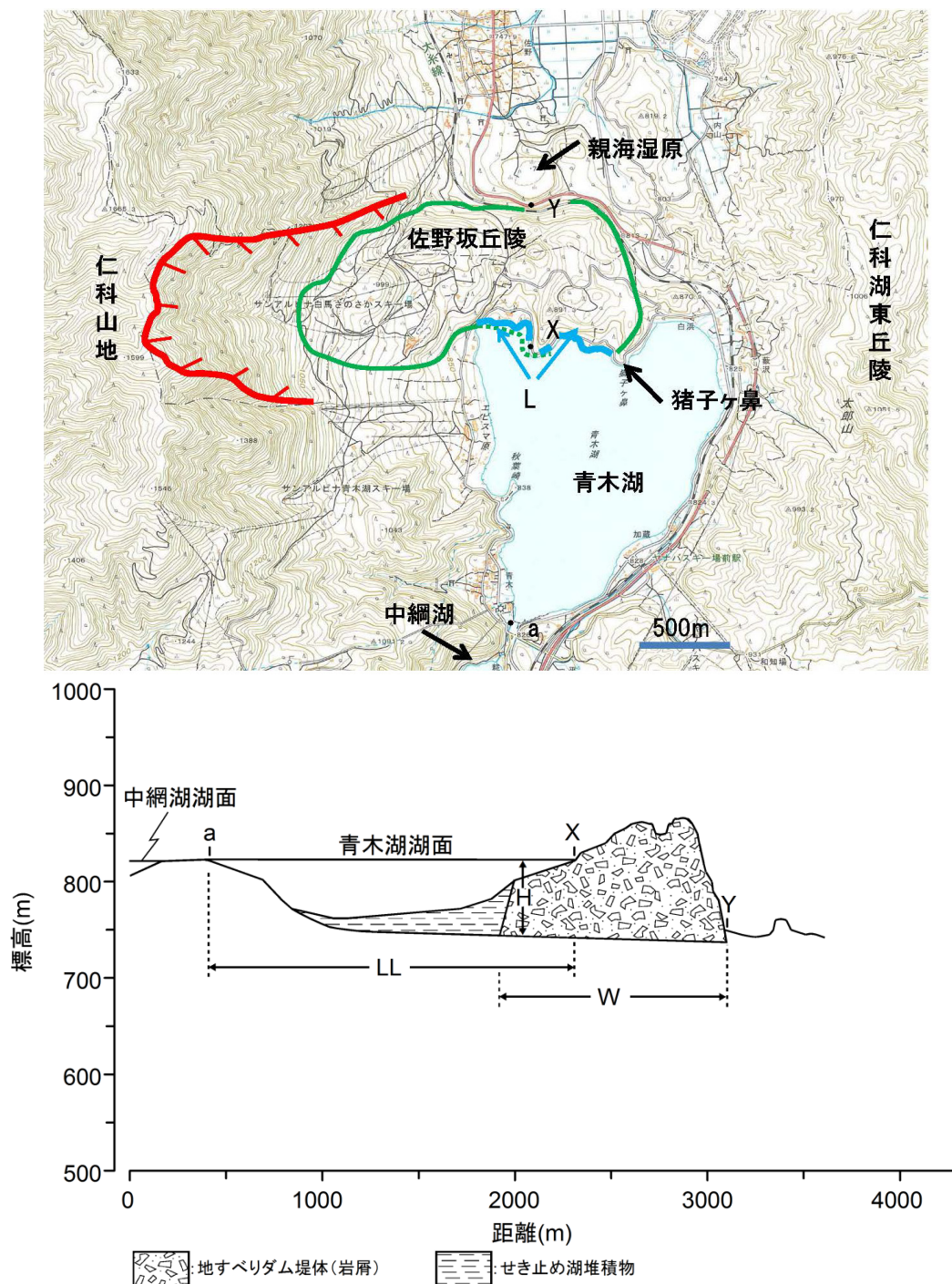


図2 青木湖地すべりダムの地形（上図）と河床縦断面図（下図）（国土地理院発行1/2.5万地形図「神城」を使用）.
a：ダム湖の上流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体.

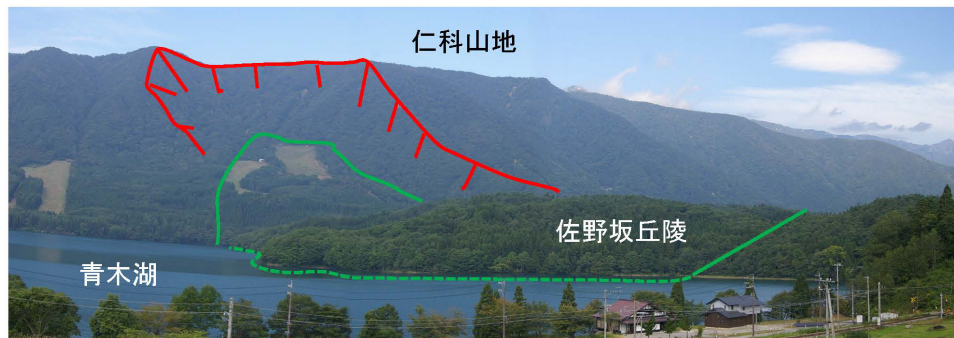


図 3 青木湖地すべりダム。仁科山地の稜線で発生した崩壊によって、姫川はせき止められ、ダム湖、青木湖が形成された。ダム堤体は岩屑からなり、佐野坂丘陵を形成している。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

L=1160m, W=1172m, H=81m (せき止め湖堆積物を含む), LL=1828m.

(4) ダム堤体の地質と性状

地質は中古生層(砂岩・頁岩), 酸性火山岩類, 角閃石斜長岩と多様である。径 1m を越える巨礫を含む角礫からなり、透水性は高いと推定される。

(5) ダム湖の堆積状況

ダム湖は水深 58m というところがあり、そこには最大層厚 30m の堆積物が堆積している(井内ほか, 1987)。

(6) 今日まで決壊せず生き残った理由

青木湖は姫川の最上流部に形成されたため、湖に流入する大きな河川はない。青木湖の湖水は、青木湖の上流側に当たる中綱湖に向かって流出し、水位が上昇しても排水される構造になっている。また、ダム堤体は透水性が高く、ダム堤体の底から神城側に湧水が常にわき出し、水位が調節されている。青木湖北岸で最も標高の低い位置は JR 大糸線が走っている標高 835m の地点で平均湖水面 822m との比高差は 13m しかないが、そこは基盤の新第三系が分布しており、侵食されにくいと考えられる(上野, 2000)。湖畔の凹凸も入れて測定したダム堤体の長さ(L)よりも幅(W)の方が長く、さらに、佐野坂崩壊堆積物は新第三

系の基盤からなる斜面に乗り上げているために、ダム堤体の幅(W)は深部では狭くなっているの、計測値以上に安定性は大きい。青木湖底堆積物を横切る断層の活動でダム堤体も切断されているはずであるが、変位が角礫の境界で吸収され、これまでダム堤体の崩壊に至らなかったものと考えられる。これらのことから今日まで決壊せずに生き残ったと推察される。断層変位・地震動によってダム堤体が破局的な破壊を受けない限り、今後も長期間安定していると予測される。

4.3 小井波地すべりダム(富山県八尾町小井波別荘川, 図 4)

(1) 地形・地質概要

ほぼ南から北に流れる別荘川沿いの谷底堆積低地は、富山県八尾町小井波で一気に広がり、盆地を形成しているが、盆地は猿丸大夫塚の北、X 地点で閉じている。この盆地が地すべりダムのダム湖であったところである。現在、盆地内では水田が営まれている。

小井波盆地の両側には地すべりがあるが、別荘川をせき止めたのは盆地の東側に位置する地すべりである。616m 標高点を含む弧状の尾根の内側(西側)の緩斜面が、その地すべりの移動体である。地すべり移動体の内部には、多くの谷が複

雑に入り込んでいて、発生時の地すべり地形はすでに失われている。

盆地の端 (X 地点) から下流では、別荘川の河床勾配が急になり、「せき」の記号が表記されていることから、下刻が進んでいるものと思われる。

この河床急勾配部に地すべり移動体の末端が来ている。そして地すべり移動体から離れた下流では、河川勾配が緩くなっている。別荘川の流路幅は小井波の盆地内でも、その上流および下流でも変わらない。

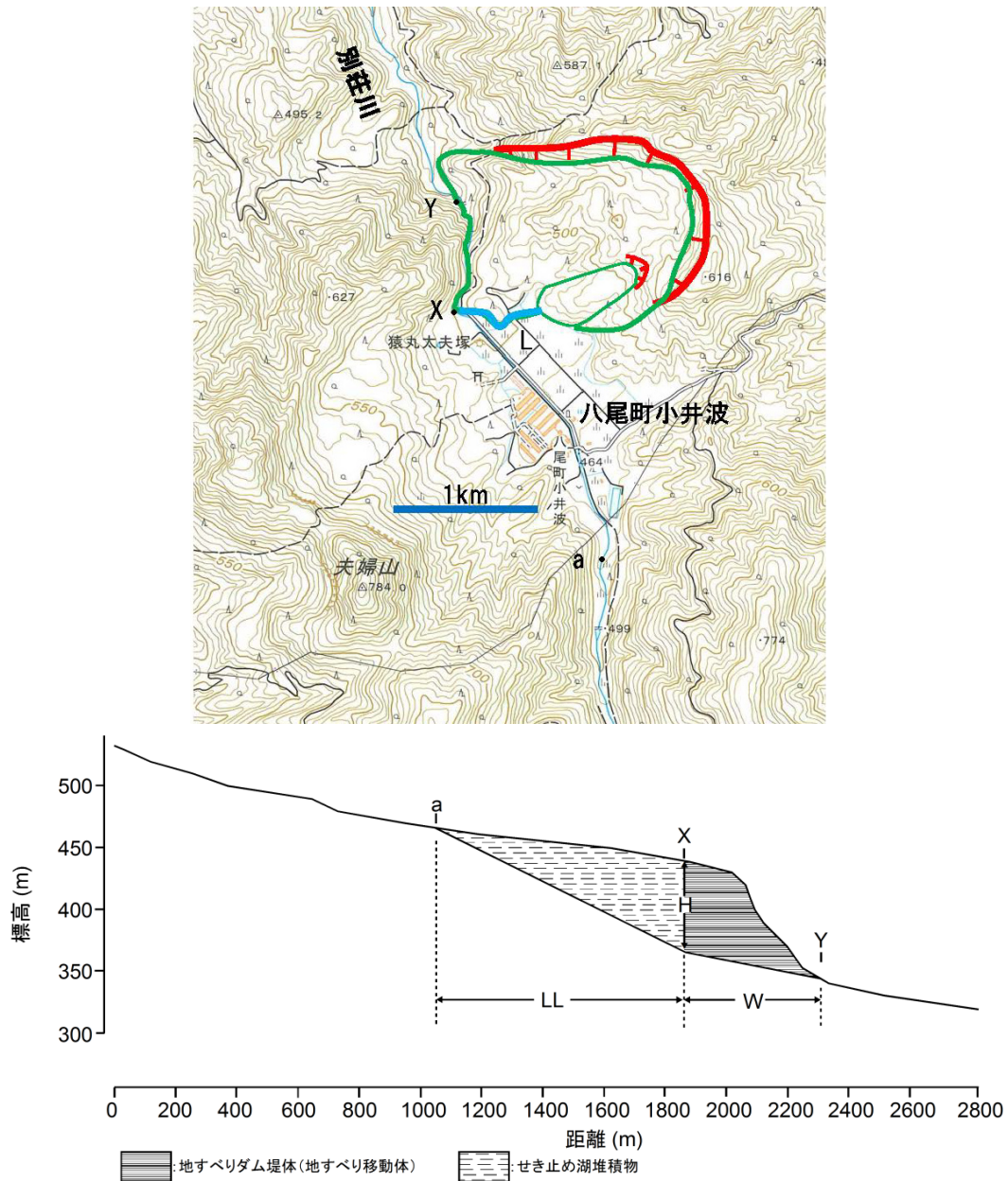


図4 小井波地すべりダムの地形(上図)と河床縦断面図(下図)(国土地理院発行1/2.5万地形図「八尾」を使用).
a: ダム湖の上流端, X, Y: それぞれダム堤体の上流端と下流端, L: ダム堤体.

盆地両側の地すべり移動体の侵食によって供給された堆積物によっても、ダム湖は埋め立てられた。

(2) 地すべりダム認定の根拠

谷底幅異常と河床縦断形異常が明瞭である。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

L=629m, W=538m, H=74m, LL=917m.

(4) ダム堤体の地質と性状

地すべりの基岩は新第三系岩稲累層である。地すべり移動体は、著しく侵食されていることから、強度の小さい地質で構成されているものと推察される。

(5) ダム湖の堆積状況

ダム湖は完全に埋積され、せき止め湖堆積物ならなる地表面を別荘川が緩やかに流れている。せき止め湖堆積物から得られた埋没林の ^{14}C 年代は $2475 \pm 30\text{BP}$ である（小嶋ほか，2009）

(6) 今日まで決壊せず生き残った理由

ダム堤体の地質は軟質であるが、ダム堤体の長さ（L）よりも幅（W）が遙かに長く、安定性が高い。このため、今日まで決壊せずに生き残ったと推察される。

4.4 桐谷地すべりダム（富山県八尾町桐谷，久婦須川，図5）

(1) 地形・地質概要

桐谷地すべりダムは完全に埋め立てられ、現在は、せき止め湖堆積物からなる谷底堆積低地を形成している。さらにその一部は段丘化し、八尾町桐谷の集落が発達している。谷底堆積低地の下流では、両岸に地すべりが発達しているが、久婦須川をせき止めているのは右岸側の地すべりである。

久婦須川をせき止めている地すべりは、標高448.9mと標高394.1mの二つの三角点が通る馬蹄

形の尾根に滑落崖と側方崖をもち、その内側（西側）の緩斜面が地すべり移動体を形成している。地すべり移動体の末端は久婦須川に向かって張り出し、久婦須川は偏流屈曲している。地すべり移動体の上半部には、3箇所の凹地が地すべり移動体を横断して配列し、それらの凹地のすぐ下流側に当たる中央部は高まりをつくっている。この高まりのさらに下流側、すなわち、地すべり移動体の下半部には、小規模な地すべり群が発達し、久婦須川に向かって移動している。中央部の高まりは、地すべり移動体の対岸斜面への衝突によって隆起したものであり、下半部の小規模な地すべり群は隆起によって不安定化したために発生したと考えられる..

せき止め湖堆積物は $2520 \pm 25 \sim 2545 \pm 25 \text{ B.P}$ の堆積年代が得られている（小嶋ほか，2009）。

(2) 地すべりダム認定の根拠

谷底幅異常と河床縦断形異常が明瞭である。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

L=300m, W=1095m, H=25m, LL=1853m.

(4) ダム堤体の地質と性状

地すべりの基岩は前期～中期中新世の非アルカリ苦鉄質火山岩類である。現地では、玄武岩や安山岩を確認している。久婦須川は流量が多く、ダム堤体を縦断するところでは、急流をなしているため、堰堤が複数設置されている。

(5) ダム湖の堆積状況

ダム湖は完全に埋積されている。

(6) 今日まで決壊せずに生き残った理由

ダム堤体は幅（W）が長さ（L）よりもはるかに長く、安定性が高い。ダム堤体の地質は火山岩で比較的硬質であるで、決壊することはなかった。このため、今まで決壊せずに生き残ったと推察される。

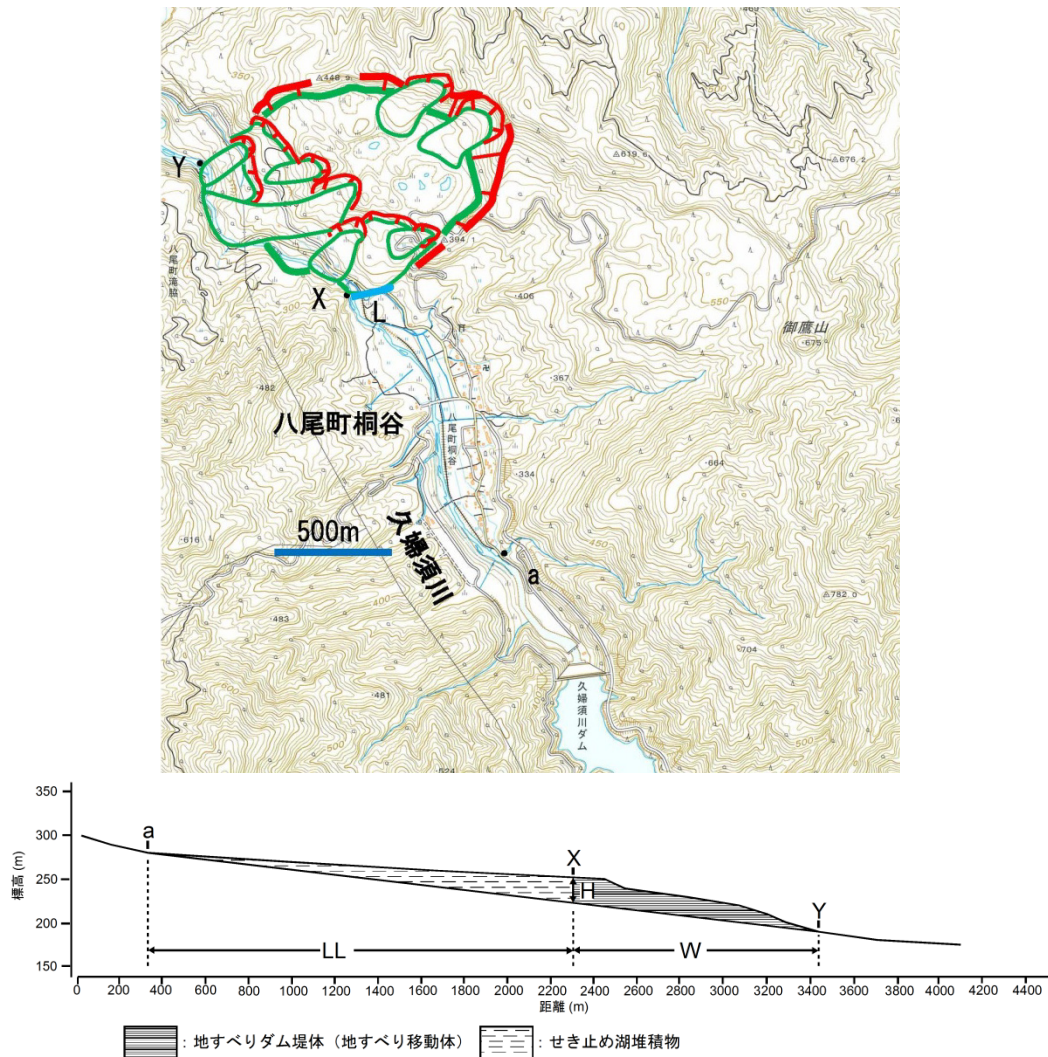


図5 桐谷地すべりダムの地形（上図）と河床縦断面図（下図）（国土地理院発行 1/2.5 万地形図「八尾」を使用）。
a：ダム湖の上流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体。

4.5 池ノ谷地すべりダム（三重県宮川村 桧原谷（きそはらたに）の支流 池ノ谷，図6）

(1) 地形・地質概要

池ノ谷とほぼ平行に延びる左岸側の尾根の頂き（標高 790m）付近から，池ノ谷に向かって馬蹄形に開いた二つの支尾根に滑落崖が形成され，崩壊した岩屑が池ノ谷をせき止めている。崩壊堆積物は対岸斜面に衝突して盛り上がっている。そのため，ダム堤体を横断する池ノ谷の河道は崩壊

した斜面の麓を流れている。このとき生じたダム湖はほとんど埋積されているが，現在も小さな池が残っている。ダム堤体およびダム湖が存在した場所の河道はもともと広い谷底幅をもっていたと推定される。河道を横断している急傾斜の斜面がダム堤体の下流端（標高 356m 付近）である。

(2) 地すべりダム認定の根拠

谷底幅異常と河床縦断面形異常が明瞭である。ダム堤体の上流側河床の池はダム湖が存在してい

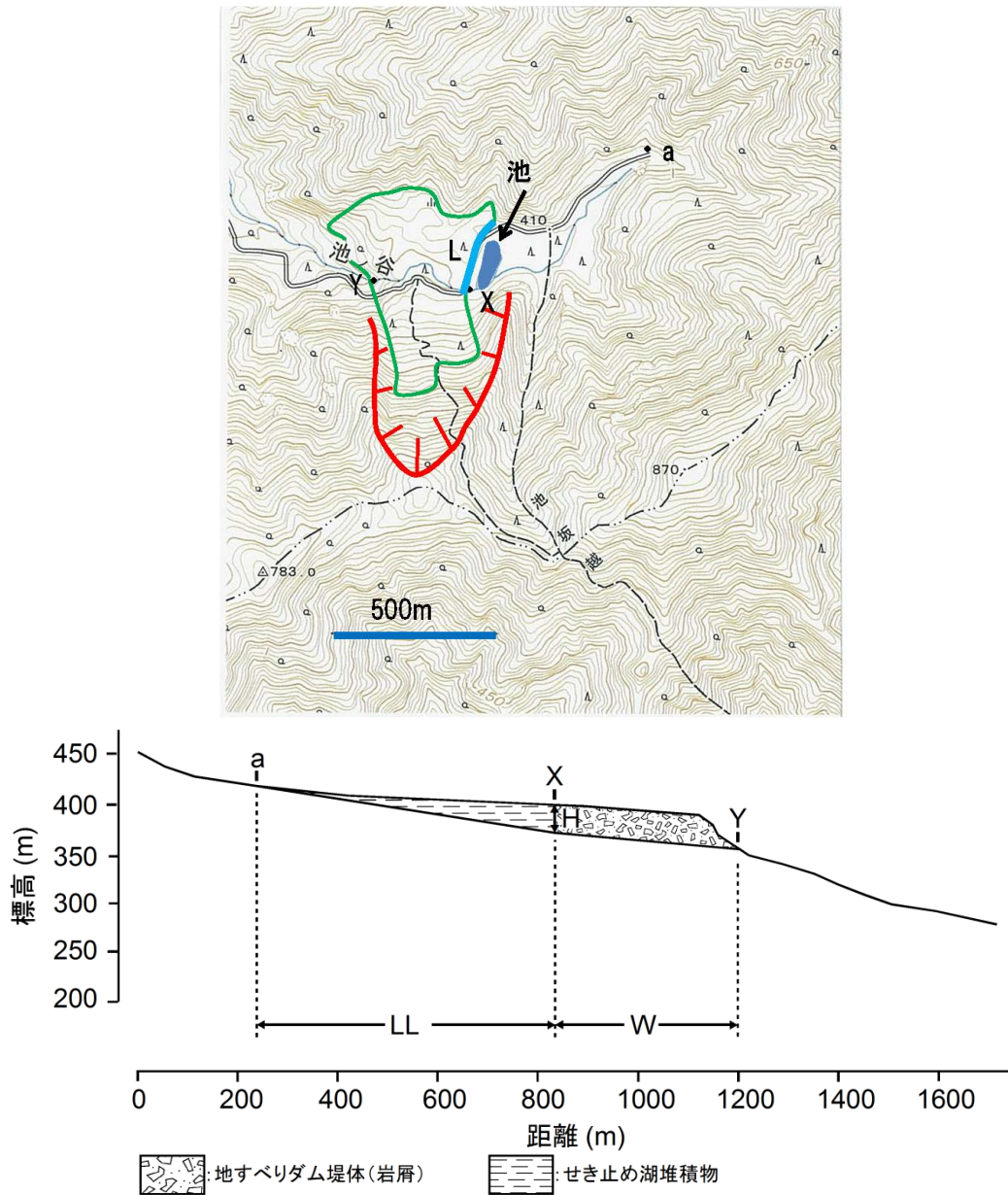


図 6 池ノ谷地すべりダムの地形（上図）と河床縦断面図（下図）（国土地理院発行 1/2.5 万地形図「宮川貯水池」を使用）。a：ダム湖の上流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体。

たことを示している。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

L=260m, W=400m（河道を横切る急斜面まで），H=27m, LL=600m。

(4) ダム堤体の地質と性状

岩盤崩壊の基岩は秩父帯南帯のチャートであ

る。ダム堤体には最大径 20m に及ぶチャート巨礫が含まれていることが確認されている（永田・小嶋，2009）。

(5) ダム湖の堆積状況

ほとんど埋積しているが，小規模な池が残っている。

(6) 今日まで決壊せずに生き残った理由

ダム堤体の下流側は侵食されているが、ダム堤体の幅 (W) が長さ (L) より長いことから、決壊することが無かったと推察される。

4.6 田野々地すべりダム (徳島県三次市, 河内谷川の右支, 松尾谷川, 図 7)

(1) 地形・地質概要

松尾谷川をせき止めている地すべりは河内谷川と合流する手前の右岸側斜面に発達している。

標高 624.5m の三角点と 615m の標高点を通る矩形の尾根に囲まれた緩傾斜地がその地すべりの移動体である。地すべり移動体の右半部 (右岸側) には入れ子状に二つの規模の小さい地すべりが発達し、そのうちの内側の地すべりが松尾谷川をせき止め、松尾谷川は偏流屈曲している。地すべりの尖端は隆起し、池がある凹地がその隆起部の内側に存在している。凹地と隆起は地すべり移動体が松尾谷川の対岸斜面に衝突したことで生じたと考えられる。

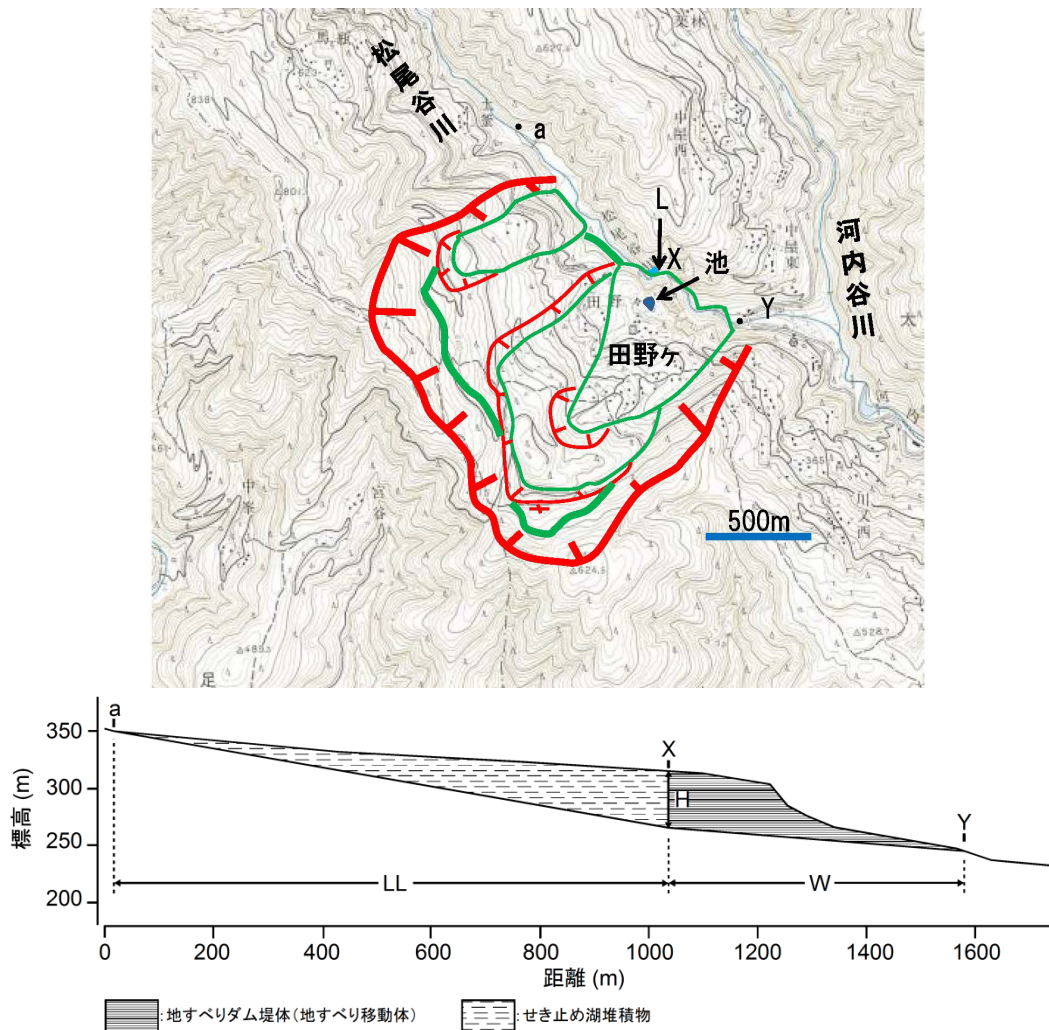


図 7 田野々地すべりダムの地形 (上図) と河床縦断面図 (下図) (国土地理院発行 1/2.5 万地形図「辻」を使用).
a: ダム湖の上流端, X, Y: それぞれダム堤体の上流端と下流端, L: ダム堤体.

地すべりの基岩は後期白亜紀の和泉層群の砂岩泥岩互層である。層理面の測定値が走向 $N15^{\circ} E$ 、傾斜 $14^{\circ} E$ であったので、横盤に近い流れ盤側斜面で地すべりが発生しているものと推察される。

(2) 地すべりダム認定の根拠

谷底幅異常と河床縦断形異常が明瞭である。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

$L=190m$, $W=622m$, $H=50m$, $LL=1111m$.

(4) 地すべりダム堤体の地質と性状

松尾谷川をせき止めている地すべり移動体の先端には「がけ（岩）」の地図記号があり、実際に河床にも硬質な砂岩層が露頭しているので、ダム堤体は硬質な砂岩優勢の砂岩泥岩互層の岩盤からなると推察される。

(5) ダム湖の堆積状況

完全に埋積している。

(6) 今日まで決壊せずに生き残った理由

ダム堤体の W （幅）が長さ（ L ）よりかなり長いこと、硬質な砂岩層が優勢であることから、今日まで決壊することが無かったと推察される。

4.7 久寿軒地すべりダム（高知県大豊町、穴内川の左支、久寿軒谷川、図8）

(1) 地形・地質概要

穴内川の左支、久寿軒谷川では、その右岸側斜面に位置する久寿軒地区の地すべりが久寿軒谷川をせき止めている。この地すべりは滑落崖も地すべり移動体も侵食が進んでいる。標高 $807.0m$ の三角点から南西方向に延びる尾根の南東側に、この地すべりの滑落崖が形成されているが、滑落崖の南西ほど侵食が進み、その結果、比高が低くなり、傾斜も緩くなっている。また、地すべり移動体も侵食が進み、開いた谷に沿って輪郭構造が発達する小規模な地すべり群に分化している。

現在、ダム湖は完全にせき止め湖堆積物で埋積され、谷底堆積低地では水田が営まれている。久寿軒谷川の河川侵食によって、ダム堤体の下流側は流失し、さらに谷底堆積低地も抉られている。

地すべりの基岩は秩父帯北帯の付加体からなり、玄武岩・チャート・泥岩・砂岩を原岩とする変成岩が分布している。地すべりは流れ盤側斜面で発生している。

(2) 地すべりダム認定の根拠

ダム堤体およびせき止め湖堆積物は侵食されているが、谷底幅異常と河床縦断形は明瞭である。

(3) 地すべりダムのディメンジョン

$L=100m$, $W=700m$, $H=19m$, $LL=1460m$.

(4) ダム堤体の地質と性状

付加体の硬質な地質からなるが、地すべり移動体の内部は小規模地すべり分化していて、岩盤は緩んでいる。

(5) ダム湖の堆積状況

完全に埋積している。

(6) 今日まで決壊せずに生き残った理由

ダム堤体の幅（ W ）は長さ（ L ）よりも長い。ダム湖の長さ（ LL ）はダム堤体の幅（ W ）の約2倍とやや長い。標高 $410m \sim 430m$ は河床幅が非常に狭くなっており、しかもダムの高さも $19m$ と低いために、ダム湖に貯まった水量は少なかったと思われる。こういった条件が重なり、今日まで決壊することが無かったと推察される。

5. まとめ

4章で取りあげた7事例は、1/2.5万地形図の読図によって最終的に地すべりダムであると判断した事例である。地形図の読図に際しては、偏流屈曲、流路幅異常、谷底幅異常、河床縦断形異常といった河系異常に着目したが、実際の地すべりダ

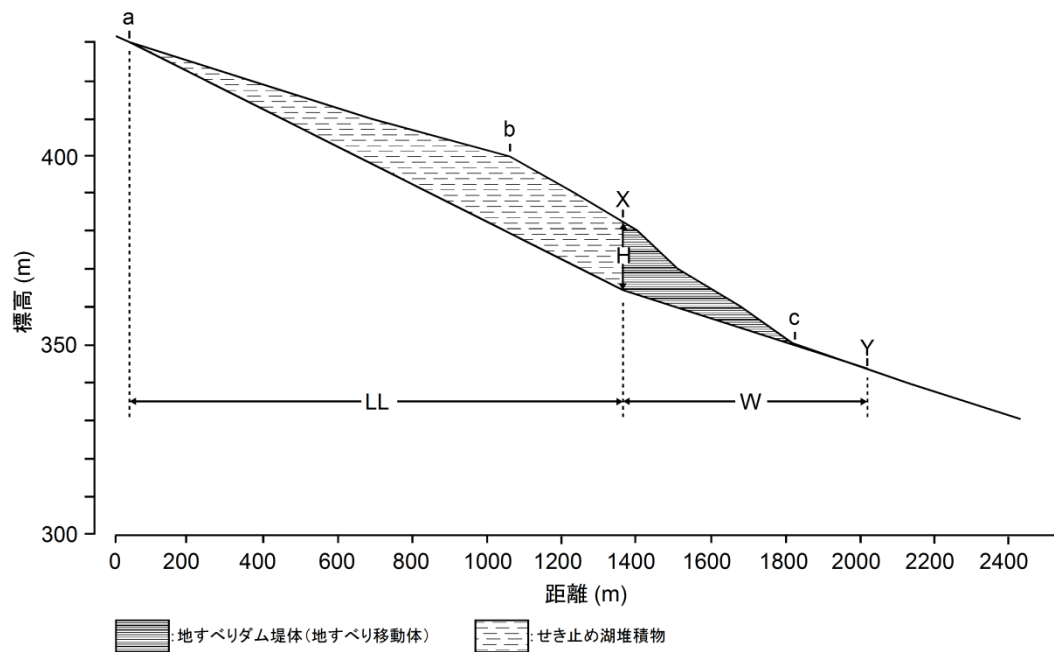
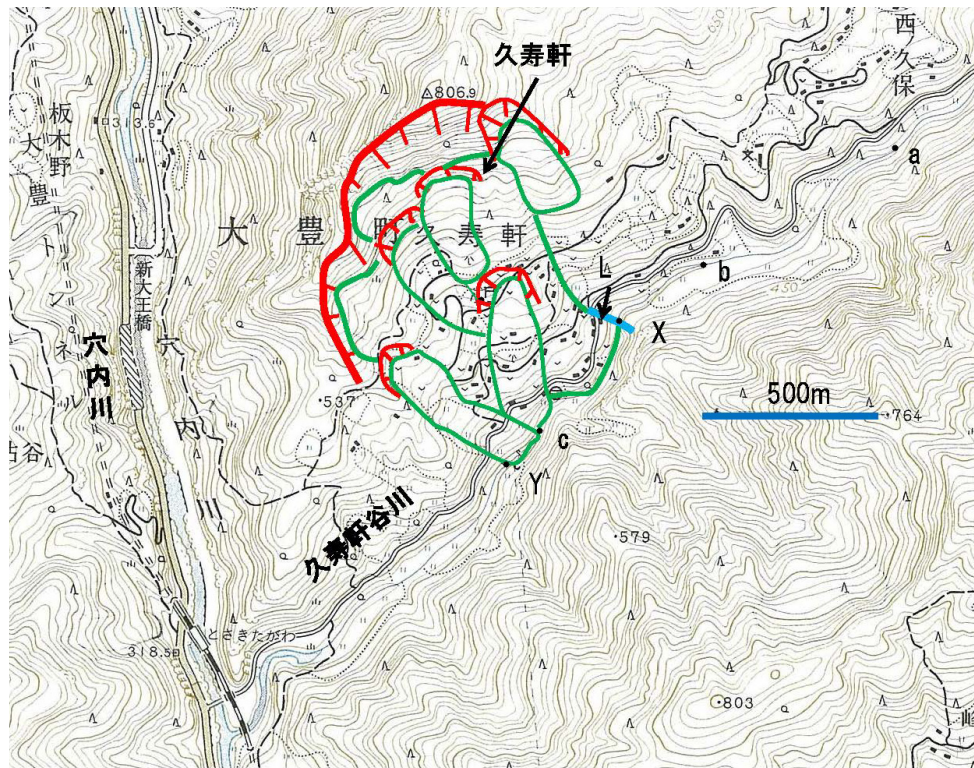


図8 久寿軒地すべりダムの地形（上図）と河床縦断面図（下図）（国土地理院発行1/2.5万地形図「繁藤」を使用）。
a：ダム湖の上流端，b：谷底堆積低地の侵食部の上流端，c：現在のダム堤体の下流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体。a：ダム湖の上流端，X，Y：それぞれダム堤体の上流端と下流端，L：ダム堤体。

ムの検出では、それぞれの河系異常で有効性に差が出た。

偏流屈曲は、ダム堤体を形成している可能性のある地すべり・崩壊の絞り込みに有効であると期待したが、偏流屈曲の存在が最終的に認められた事例は桐谷地すべりダムと田野々地すべりダムの2件に過ぎなかった。本論文に掲載しなかった事例を含めても、偏流屈曲の存在しない地すべりダムの方がはるかに多かった。偏流屈曲を手がかりに、ダム堤体を形成している可能性のある地すべり・崩壊を抽出することは難しいことが分かった。

湖沼の存在は、その成因が広義の地すべりによるせき止めに因るものであれば、この論文で検出しようとしている地すべりダムであることが確定する。7事例の中で、大沼地すべりダムと青木湖地すべりダムは湖沼がほぼ完全に生き残っている事例である。また池ノ谷地すべりダムはダム湖の一部が生き残っている事例である。湖沼は1/2.5万地形図で容易に見つかり、初期段階の絞り込みに際しても有効である。

大沼地すべりダムと青木湖地すべりダムの事例から明らかなように、湖沼の存在は流路幅異常そのものである。ダム湖が埋積されている地すべりダムであっても、せき止め湖堆積物の地表を流れる河川の流路幅は広く、ダム堤体を横切るところでは狭くなるはずと期待していたが、1/2.5万地形図では流路幅の違いは確認できなかった。

谷底幅異常は、大沼地すべりダムと青木湖地すべりダムを除く、残りの5事例すべてで認められる。幅の広い谷底堆積低地は1/2.5万地形図でも目立つ存在である。とくに下流側が急激に狭くなっている谷底堆積低地はダム湖跡の可能性があり、初期段階の絞り込みでも有効である。ただし、谷底幅異常が認められても、ダム堤体を形成して

いる地すべり・崩壊地形が認められない場合は、谷底幅異常の原因を地すべりダムによるものと断定することはできない。

地すべりダム検出の最終的な決め手になったのは河床縦断面異常であった。7事例のすべて認められた。ダム湖面あるいはダム湖を埋めた堆積物の表面からダム堤体を横切る排水路に移る遷急点と、排水路から下流の初生河床勾配に移る遷緩点が河床縦断面に認められるならば、この河床縦断面異常の原因は地すべりダムの形成で間違いなしと判断した。

しかし、ダム湖に当たる谷底堆積低地が発達し、ダム堤体に当たる移動体が河道内に存在していても、河床縦断面図に異常が現れない場合がある。その場合、ダム湖埋積後、ダム堤体が侵食で失われた可能性がある。しかし、元々移動体が河川のせき止めに至っておらず、別の原因の谷底堆積低地が偶然その場所に形成されていた可能性もある。河床縦断面異常として現れない地すべりダムの検出は今後の課題である。

謝辞

本研究をまとめるにあたり、科学研究費助成金基盤研究(C)2007~2009年度(19510188, 研究代表: 諏訪浩)を使用しました。京都大学防災研究所の諏訪浩先生には地すべりダムの研究にお誘い頂きました。現地調査では、岐阜大学の小嶋智先生、富山大学の柏木健司先生、当時応用地質株式会社の技師長の上野将司博士、野崎技術士事務所の野崎保博士、有限会社風水土の永田秀尚博士に現地をご案内頂き、有益なご意見を伺うことができました。ここに記して感謝の意を表します。

文献

- 井内美郎・山崎晴雄・下川浩一（1987）：長野県青木湖の音波探査結果（予報）．第四紀学会講演要旨集，17，116-117.
- 小嶋 智・永田秀尚・近藤遼一・野崎 保・鈴木和博・池田晃子・中村俊夫・大谷具幸（2009）：富山県下のせき止め湖堆積物の特徴および形成史．日本惑星地球連合 2009 大会，
<http://earth.jtbcom.co.jp/session/Y229.htm>.
- 永田秀尚・小嶋 智（2009）：紀伊半島東部宮川流域におけるせき止め湖をとまなうランドスライド．日本惑星地球連合 2009 大会，
<http://earth.jtbcom.co.jp/session/Y229.htm>.
- 大八木規夫（2007）：2.1.1 滑落崖と側方崖が明瞭－大沼地すべり．地すべり地形の判読法－空中写真をどう読み解くか－，近未来社，名古屋，22-26.
- 鈴木隆介（2000）：13.2 河系異常．建設技術者のための地形図読図入門 第 3 巻 段丘・丘陵・山地，古今書院，東京，731-749.
- 田畑茂春・水山高久・井上公夫（2002）：天然ダムと災害．古今書院，東京，205p.
- 多 里英・公文富士夫・小林舞子・酒井潤一（2000）：長野県北西部，青木湖の成因と周辺の最上部第四紀層．第四紀研究，39，1，1-13.
- 上野将司（2000）：【事例 2】青木湖の大崩壊．日本応用地質学会編：山地の地形工学，古今書院，東京，188-194.
- 山下 昇・小坂共栄・矢野賢治（1985）：長野県青木湖北岸の佐野坂山の崩壊堆積物．信州大学理学部紀要，20，199-219.