

長野県小谷村，土沢周辺の地質と地すべり

森川篤平*・小坂共栄**・高浜信行***・古川昭夫****

*新潟大学大学院自然科学研究科・**信州大学理学部地質科学教室・
新潟大学積雪地域災害研究センター・*明治コンサルタント(株)

Geology and Landslides along the River Tsunzawa of Otari Village, northwestern Nagano Prefecture, central Japan

Tokuhei MORIKAWA*, Tomoyoshi KOSAKA**,
Nobuyuki TAKAHAMA*** and Akio FURUKAWA****

*Graduate School of Science and Technology, Niigata University, **Department of Geology,
Faculty of Science Shinshu University, ***Research Institute for Hazards in Snowy Area,
Niigata University, ****Meiji Consultant Co. Ltd

(Received August 13, 2001)

Abstract

The active landslide of the Ohdaira Landslide is situated along the northern shore of the River Tsunzawa of the Otari Village, northwestern Nagano Prefecture, central Japan. The Ohdaira Landslide's max width is about 400m, the max length is about 750m and the height is about 350m. It is surrounded by the Tsunzawa Landslide. The Tsunzawa Landslide's max width is about 2.5km, the max length is about 1.8km and the height is about 500m. Some linear depressions are present on the head of this landslide. The Ohdaira Landslide is the daughter landslide of the Tsunzawa Landslide.

The Lower Jurassic Kuruma Group is distributed along the streams on the middle reaches of the river Himekawa. The bed strikes east-west and dips 30 to 60° south. It shows monocline structure. But this structure is disturbed along the river Tsunzawa by the Tsunzawa Landslide activity.

The Tsunzawa Gravel rests unconformably upon the Kuruma Group, furthermore the Shirouma-Oike Volcanic Rocks rests unconformably upon the Tsunzawa Gravel. It is composed of only pebble derived from the Kuruma Group. This layer distributes in this study area. It gives great influence on the landslides around middle reaches of the River Himekawa.

They are cause of the Ohdaira Landslide activity.

Key words: *Ohdaira Landslide, Tsunzawa Landslide, Kuruma Group, Tsunzawa Gravel*

1. はじめに

長野県北部から新潟県糸魚川市を経て日本海へと北流する姫川の中流域は、地すべり・崩壊・土石流・豪雪などによる自然災害の多発地帯である。長野県と新潟県を境する姫川支流の蒲原沢では、1996年12月6日に死者14名を数える土石流災害が発生している（赤羽，1997）。その姫川中流域の長野県小谷村，来馬集落西方には、現在活動中である大平地すべり（高浜ほか，1997，1998）がある。その地すべり地内に続く林道のアスファルト路面上には十数個所の亀裂が認められ、それらが年々拡大する傾向にある。1998年11月から、各亀裂間隔の動的変化を簡易計測により計測しており（高浜ほか，1998，Kosaka et al.，1999），現在も継続中である。

この大平地すべりは、土沢北岸に沿って存在するさらに大きな土沢地すべりの範囲内にある地すべりで、土沢・大平の両地すべりは、いわば親子の関係にあるとみなされ、前者が「親」地すべり、後者が「子供」地すべりと呼ばれた（高浜ほか，1997，1998）。

本研究では、現在活動中の地すべり（大平地すべり），さらにはその「親」地すべりなどの山地崩壊の基本的な特性やその地質学的背景について明らかにし、地すべりの災害を未然に防ぎ、あるいは被害を最小限に抑えるための方策を考える上で基礎的資料を提供する。調査地域は姫川中流域西岸の前沢を北限とし、小谷村沢入集落周辺を南限とする南北約3.5km，東西約3kmの土沢流域とその周辺地域である。

II. 調査地域およびその周辺地域の地形・地質概説

本調査地域には南から北に向かって姫川が流れており、その北では流路方向をNW—SE方向に変える。来馬集落周辺では、姫川の河床は東西に幅広く広がっている。

また、本調査地域には地すべり・崩壊地形が多く存在し、過去に多数の土砂災害が発生している。

1996年12月6日には長野県と新潟県を境する蒲原沢において土石流災害が発生した。さらにその北の姫川狭窄部には、姫川右岸が崩壊し、姫川を堰き止めたとされる葛葉峠移動地塊（小嶋・石井，1996）がある。本調査地域の南にある浦川の上流部には、最近では1911年と1912年に大崩壊を起こして姫川を堰き止めた稗田山大崩壊（藤田ほか，1986）の崩壊地がある。この稗田山の崩壊は日本三大崩壊の一つとも言われる。

土沢の南岸側では急崖が発達しているのに対し、北岸側では比較的緩やかな斜面と枝沢が発達している。また、土沢の北岸にある広い緩斜面は牧場に利用されている。この緩斜面上にはNE—SW方向をとって線状凹地が発達しており、高浜ほか（1998）では地すべりによってできた地形とされている。土沢下流部北岸の大平集落や姫川西岸の下寺集落を作っている平坦面、姫川西岸の来馬集落や沢入集落の背後には緩やかな斜面が広がっている。

土沢の上流部には、第四紀更新世の火山である風吹岳がある。本火山の山頂部付近には、溶岩地形が残されている部分がある。また、山頂部に風吹大池がNNW—SSE方向に細長くあり、その東側にある3つのピークが池の方に向かって傾動している。そして北俣沢と南俣沢が山頂部付近で弧状の流路を形成している。柵山（1981）はこれらの地形

を，山頂部が東方へとずり落ちたことにより形成された地形としている。

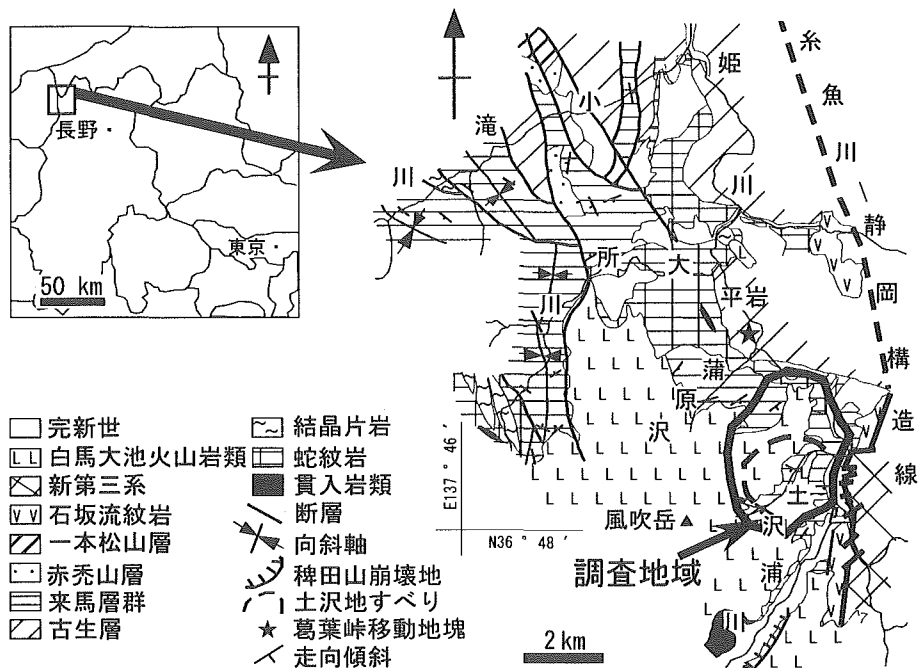
姫川中流域には，フォッサマグナの西縁を画する糸魚川—静岡構造線が，ほぼ姫川に沿って NNW—SSE 方向で存在する。石井（1976）によれば，糸魚川—静岡構造線は本調査地域付近では，姫川東岸に沿って東西に変位しながら南北に伸びている。それより北に行くと，構造線の位置は不明瞭になる。土沢周辺の地質は，糸魚川—静岡構造線の西側に青海—蓮華帯を構成する古期岩類，東側に北部フォッサマグナを構成する新第三紀の新时期岩類が分布している（第1図）。

青海—蓮華帯を構成する岩石は，石炭紀～三畳紀の青海—蓮華結晶片岩，石炭紀のフズリナ化石を含む青海石灰岩帯を中心とする非変成古生層，ジュラ系の来馬層群，白亜系の粗粒砕屑岩，古第三系の中性～酸性火山噴出物などからなっている。

姫川中流域の西岸では，姫川に沿って分布する蛇紋岩体を取り囲むようにして下部ジュラ系の来馬層群が分布している。

白石（1992）は姫川中流域に分布する来馬層群を調査し，それぞれの地層を凝灰岩の分布や堆積サイクルによって下位より，蒲原沢層，大所川層，ヨシナ沢層の3層に区分した。さらに，本調査地域周辺では，来馬層群を Kr I～KrIV に区分し，Kr I を蒲原沢層に，Kr II を大所川層に，Kr III，Kr IV をヨシナ沢層に対比した。また，富山県南部の犬ヶ嶽地域に分布する来馬層群との対比を行った。

来馬層群の年代については小林ほか（1957）により犬ヶ嶽地域において，アンモナイト化石により，寺谷層は中生代ジュラ紀前期の Pliensbachian 後期とされ，大滝谷層は同じ



第1図 姫川中流域地質図および調査位置

くジュラ紀前期の Toarcian 後期にあたとされている。来馬地域においては、大石(1931)・小林(1935)が、植物化石により Lias 世にあたとしている。

古第三紀の溶結凝灰岩である石坂流紋岩は、池原下集落を南限とし、姫川に沿って糸魚川―静岡構造線の西側にほぼ南北に細長く分布し、模式地の石坂集落付近に標式的に分布する。石井(1976)は本層を下位より、礫岩層、非溶結の細粒凝灰岩層、および、溶結凝灰岩を主体とする層に区分し、さらにそれらを岩相により、下位より I₁ 層、I₂ 層、I₃ 層に区分した。本調査地域の南端の姫川沿いに、I₁ 層が分布する(石井, 1976)。

更新世中期の白馬大池火山噴出物は、I 期、II 期、III 期の 3 つのステージに大別される(柵山, 1981)。本調査地域には、II 期の一難場山溶岩類と III 期の風吹岳外輪山溶岩類、風吹岳中央火口丘溶岩、風吹岳火砕流堆積物が分布している(柵山, 1981)。

III. 地質各説

調査地域の模式層序を第 2 図、地質図を第 3 図、地質断面図を第 4 図、来馬層群の対比柱状図を第 5 図に示す。

A. 蛇紋岩

本地域における蛇紋岩は、地帯区分上は青海一蓮華帯とも呼ばれる飛驒外縁帯に属し、本調査地域北西部の姫川沿いに分布する。その東側は糸魚川―静岡構造線により断たれ、西側では、白石(1992)により姫川ブロックとされた非変成古生層、来馬層群と断層で接する。この蛇紋岩メランジュ帯は、深部に存在しているジュラ紀以前に形成された蛇紋岩メランジュ帯が二次的に上昇貫入しているものと考えられている(茅原・小松, 1982)。

蛇紋岩は一般に黒緑色の緻密な岩石であるが、割れ目が網目状に発達し、割れ目に沿って風化が進んでいる所も多い。来馬層群の分布域に近づくに従って、風化が激しくなる傾向がある。前沢から島集落では白馬大池火山噴出物に不整合に覆われる。前沢と塩沢の間では、一ヶ所で蛇紋岩中に幅約 2 m ほどの曹長岩脈が観察される。塩沢下流では、細粒砂岩(時代未詳)を取り込んでいる露頭を観察することができる。

B. 来馬層群(大石, 1931)

本調査地域の来馬層群は、下位から Kr I・Kr II・Kr III に区分される(白石, 1992)。これらは白石(1992)により、模式地である姫川中流域の来馬層群と対比されている。本調査地域においては沢沿いの狭い範囲に露出している。

1. Kr I(白石, 1992)

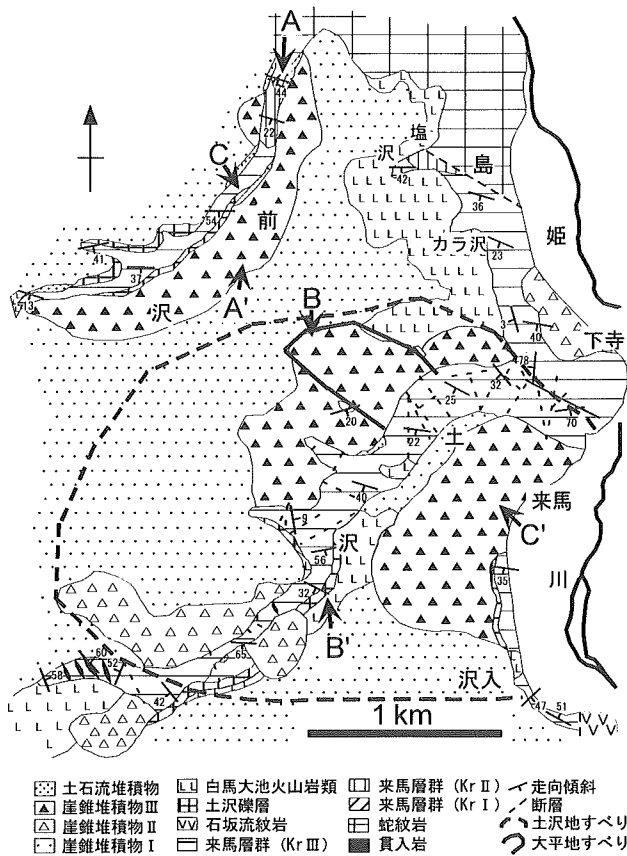
本層は白石(1992)により、姫川中流域における来馬層群の蒲原沢層に対比されている。

長野県と新潟県の県境の蒲原沢から前沢下流域までの、東西約 2.5 km、南北約 1 km の範囲に分布する。本調査地域は前沢までであるので、以北については詳しく述べない。模式地は長野県と新潟県の県境の蒲原沢である(白石, 1992)。層厚は約 30 m、前沢下流域において、蛇紋岩と断層で接する(白石, 1992)。Kr II が整合に重なる。

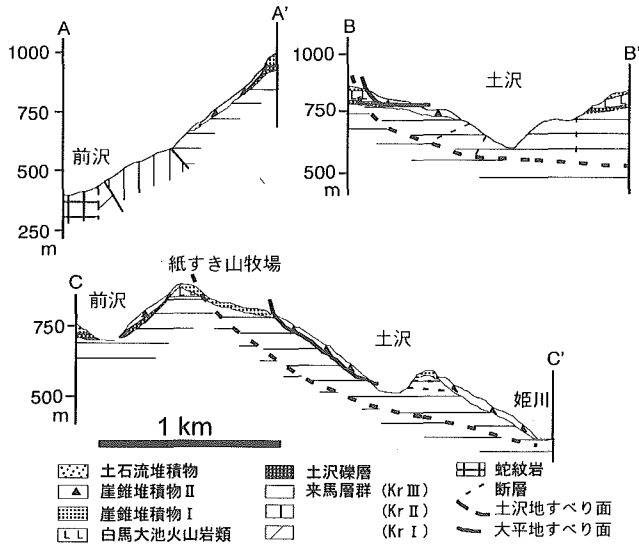
細～粗粒砂岩・頁岩の互層より構成され、頁岩層、砂岩層ともに節理が発達する。頁岩層中に石炭の薄層を挟むことがある。石炭は一般に風化して粉炭状になっているものが多い。砂岩層中に直径 1 cm 程度の軽石が点在する部分がある。走向はほぼ E-W～N65°W

地質時代			地 層		層厚 (m)	
新 生 代	第 四 紀	?	土石流堆積物		2+	
			更新世	崖錐 堆積物	II III	10+
				I		10+
		白馬大池火山岩類		最大60		
	?	土 沢 礫 層		最大30		
代	第三紀	暁新世	石坂流紋岩		?	
中 生 代	?		蛇 紋 岩		?	
	ジ ュ ラ 紀	ラ イ ア ス	来 馬 層 群	Kr III	500+	
				Kr II	250	
Kr I				30		

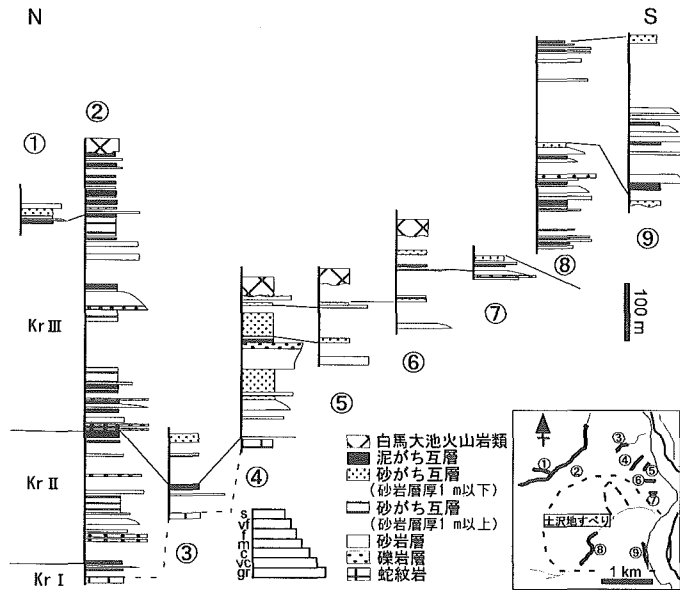
第2図 土沢周辺模式層序



第3図 土沢流域周辺地質図



第4図 土沢流域周辺地質断面図



第5図 来馬層群対比柱状図

で、 $30\sim 50^\circ$ 南傾斜である。

2. Kr II (白石, 1992)

本層は白石 (1992) により、姫川中流域に分布する大所川層の一部とされている。

前沢中流域及び塩沢下流域に分布する。大所川層の模式地は大所川中流域である。(白石, 1992) Kr IIの層厚は約250mで、前沢下流域において、Kr Iに整合に重なる。また、

前沢中流域において KrIII が整合に重なる。塩沢下流域では，蛇紋岩と断層で接する（白石，1992）。

下位から上位に向かって次第に細粒堆積物の割合が増加する。最下部には，厚さ 8 m ほどの淘汰の悪い細礫を含む含礫粗粒砂岩層がある。礫種は，凝灰岩，チャート，頁岩などである。上位になるに従い，頁岩層を挟むようになり，砂岩も細粒化する。KrII の最上位の頁岩層は，KrIII の礫岩層に覆われる。KrII のほぼ中位には，保存の良い植物化石（*Neocalamites* sp. ? ・ *Equisetales* sp. ? ）が密集して産する頁岩層がある。頁岩層中には層厚十数 cm の炭の薄層が挟在される。また，凝灰質でラミナの発達するシルト岩の層がその上位にある。この付近は粒度が粗粒から極細粒まで，頻繁に変化する砂岩層が主体である。その数十 m 上位には，不淘汰な長径数 cm から数 mm の軽石を含む層厚約 5 m の粗粒砂岩層がある。一般的に節理が発達している。砂岩層は，ほとんど石英粒からなる。砂岩頁岩互層では特に，砂岩層中に泥のラミナや級化構造が発達している。走向は N60°E~N80°W，25~30°南傾斜である。

3. KrIII（白石，1992）

本層は白石（1992）により，姫川中流域のヨシナ沢層の一部とされている。

前沢上流域，塩沢中流域，島集落から来馬集落までの姫川西岸沿い，土沢，土沢上流の北俣沢，沢入集落周辺に分布する。ヨシナ沢層の模式地は大所川第 2 発電所付近の大所川と，支流のヨシナ沢である（白石，1992）。層厚は 500 m 以上。

前沢中流域，塩沢中流域において，KrII に整合に重なる。前沢の標高 1000 m 付近や姫川沿いにおいて，第四紀更新世白馬大池火山岩類の凝灰角礫岩層に不整合に覆われるのが確認される。前沢，土沢，沢入集落付近では，土沢礫層，崖錐堆積物 I ・ II ・ III に不整合に覆われる。土沢では部分的に風吹岳火砕流堆積物に不整合に覆われる。土沢中流域において幅 2 m ほど，北俣沢では数 m 幅の閃緑岩が貫入している。沢入集落の南では，石坂流紋岩と断層で接する。カラ沢では，頁岩層中に直径数 cm の軽石が密集する層がみられる。これは白石（1992）により，KrIII の最下部に分布するとされる鍵層の WPT と思われるが，他の地域では確認することができなかった。

砂岩優勢の砂岩頁岩互層を主体とするが，時おり礫岩層・含礫砂岩層をはさむ。層相の変化は激しい。前沢中流域において，KrII の頁岩層の上位に，礫径が 1 cm ほどの礫を含む KrIII の礫岩層が重なる。礫岩層・含礫砂岩層に含まれる礫の円磨度は高く，淘汰もよい。最大の礫径は数 cm 程度である。ほとんどの礫岩層は含礫率が 40% 前後であるのに対し，前沢標高 700 m 付近の礫岩層（層厚約 1 m）は，含礫率が 80% と高い。また，泥岩の偽礫を普遍的に含む。礫種はチャート，泥岩，凝灰岩，蛇紋岩，砂岩である。石灰質砂岩層が土沢の下流域と下寺集落の西で確認された。乳白色を呈し方解石脈が多数入り，節理が発達している。北俣沢では，砂岩泥岩互層を主体とし，層厚数 m の亜円礫岩層や含礫砂岩層が挟在される。礫岩層の含礫率は 50% ほどで，礫の大きさは 5 mm ほどである。凝灰質で固結がよいシルト岩の層や，珪化した細粒砂岩層なども見られる。凝灰質なシルト岩の層は，数 cm サイクルで級化を繰り返す。

保存の良い植物化石を多く産する。土沢南岸標高 570 m 付近では，頁岩層中に *Cladophlebis* sp. ・ *Nilssonia* sp. ? などが産する。砂岩層中には長さ数~数 10 cm の材化石が普遍的

に含まれる。

土沢北岸側の枝沢では層厚約2mの貝化石の密集層がある。この層準からは、*Radulonectites japonicus* Hayami・*Eomiodon vulgaris* Hayami・*Bakavellia* sp.などが産出する(浦, 1996MS)。貝化石の密集層は生物擾乱により、細粒から中粒の砂が混じる不淘汰な岩相を示す。またその周辺の層準では、長径が3cmほどの黄鉄鉱ノジュールが見られる。

土沢中流域において黒色頁岩層の層理面が露出しており、その層より恐竜(小型獣脚類)の足跡化石が計4個発見された(畠山, 1995)。

KrIII分布地域全般において、頁岩層中には層厚数から十数cmの石炭層が普遍的に挟まれている。土沢最下流と島集落の南には、第二次世界大戦前に無煙炭を採掘していた炭鉱の坑道跡が残っている。

前沢、カラ沢付近では走向傾斜は安定しており、 $N80^{\circ}W \sim N80^{\circ}E \cdot 30 \sim 50^{\circ}S$ である。しかし下寺集落の西部・土沢の下流域の両岸共で、走向傾斜が $N-S \sim N45^{\circ}W$ ・西傾斜になり、破碎帯も多くみられる。特に頁岩層が激しく風化・粘土化しているのが見られ、炭層を介した層面すべりが多い。土沢標高430m付近では、両岸ともに石炭層を介した層面すべりを起こしているのが観察される。また、土沢北岸沿いの林道の標高約450m付近では来馬層群の細粒砂岩が破碎され、粘土化が進んでいる露頭が観察される。土沢南岸標高500m付近では、河床から標高差約80mにわたって砂岩頁岩互層が $N20^{\circ}W \cdot 65^{\circ}E$ などの断層によって断たれたり頁岩層を介した層面すべりなどがあり、破碎が進んでいる様子が観察される。

土沢流域ではさらに中・上流域にも断層が発達しており、破碎が進んでいる。

北俣沢では、来馬層群の走向傾斜が $N30 \sim 40^{\circ}W \cdot 60 \sim 70^{\circ}E$ となっており、明らかに本調査地域の基本的な構造と非調和である。また断層、破碎帯も見られる。沢入集落東の姫川沿いに続く露頭では破碎が進み、地層の連続性が悪い。

C. 石坂流紋岩(石井, 1976)

池原集落付近を南限とし、姫川に沿って糸魚川―静岡構造線の西側にほぼ南北に細長く分布し、石坂集落付近に標式的に露出する。本調査地域には、 I_1 層が姫川と浦川の合流点付近にのみ分布する。模式地は石坂集落付近である(石井, 1976)。

I_1 層の層厚は、最大約230mである(石井, 1976)。本調査地域においては、分布が小規模なため、層厚は不明である。本調査地域においては浦川と姫川の合流地点付近で、来馬層群 KrIIIと断層関係にあると思われる。

乳白色の溶結凝灰岩で、鏡下では石英、斜長石が多く、黒雲母も見られる。また、直径数mmの岩片を含む。

D. 土沢礫層(新称)

来馬層群を不整合に覆い、白馬大池火山岩類に不整合に覆われる、来馬層群の堆積岩のみの角礫からなる礫層である。水を含んで粘土化していることが多い。特に頁岩の割合が高いと粘土化しやすいようである。礫の長径は数cmから最大で数十cm。礫の比率が非常に高い。マトリックスは不淘汰な暗灰色砂。前沢、土沢の沢沿い、姫川西岸沿いに分布する。模式地は土沢中流域の東岸側、標高700m付近である。層厚は最大約30m。層厚の変

化は激しい。本層は各沢において細長く、またほぼ沢に沿って細長く分布していること、層厚の変化が激しいことなどから、これらの沢の谷埋め堆積物であると考えられる。

来馬層群を不整合に覆い、白馬大池火山岩類に不整合に覆われる。時代は未詳である。石坂流紋岩との関係については、直接確認できる露頭を確認していないため不明であるが、土沢礫層の固結の程度が弱く、手で崩せるほどであるため、石坂流紋岩より新しい堆積物とした。

E. 白馬大池火山岩類 (柵山, 1981)

柵山(1981)により、本調査地域の白馬大池火山岩類は、II期の一難場山溶岩類、III期の風吹岳外輪山溶岩類、風吹岳中央火口丘溶岩、風吹岳火砕流堆積物に分類されている。本研究においては詳細な調査を行っていないため、白馬大池火山岩類として一括する。

固結のよい凝灰角礫岩や板状節理の発達する溶岩類は、前沢上流標高1000m付近、前沢から土沢までの姫川沿い、土沢南岸側、沢入集落南に分布する。火砕流堆積物は土沢の上流域から下流域にかけて存在する。凝灰角礫岩や溶岩類の層厚は最大約60mである。火砕流堆積物は、土沢上流域で約50mである。土沢礫層、蛇紋岩、来馬層群を不整合に覆い、崖錐堆積物Iに不整合に覆われる。火砕流堆積物は、ほとんど安山岩の不淘汰な亜角～亜円礫より構成され、まれに来馬層群の堆積岩や蛇紋岩の亜角礫を含む。1.5mに達する安山岩の礫もある。マトリックスは不淘汰な火山砂で、一般に含礫率は高い。また、相対的に安山岩の礫は大きいものが多く、堆積岩や蛇紋岩礫は小さい。下流に向かって、固結の程度が弱くなる。所により火山砂質な部分が最大数十cmの厚さでレンズ状にはいる。

G. 崖錐堆積物

1. 崖錐堆積物I

マトリックスが褐色のロームで、ほぼ白馬大池火山岩類の安山岩のみの不淘汰な亜円～亜角礫礫を含む。所により、来馬層群の堆積岩の角礫を含む。場所により、含礫率は大きく変化する。本調査地域一帯を広く覆って分布する。層厚は数～十数m。本調査地域において、蛇紋岩・来馬層群・石坂流紋岩・土沢礫層・白馬大池火山岩類を不整合に覆う。

2. 崖錐堆積物II

来馬層群堆積岩の角礫が主体の、過去の崩壊や地すべりによる崖錐堆積物。土沢礫層と層相は似ているが、白馬大池火山岩類の安山岩の亜角～亜円礫がたまに混じること、粘土化が進んでいないことなどから区別される。堆積岩の礫は、長径数cm～十数cm。マトリックスは不淘汰な暗褐色の砂。含礫率は60～80%ほど。前沢南岸、土沢下流から中流域北岸、来馬集落から沢入集落周辺にかけて分布する。層厚は数～数十mである。

3. 崖錐堆積物III

亜角～亜円の白馬大池火山岩類に属する安山岩の不淘汰な礫を主体とする、過去の崩壊や地すべりなどによる崖錐堆積物である。来馬層群の角礫も含むが、崖錐堆積物IIと比べると、その含まれる割合が格段に少ない。礫の長径は、最大約2m。含礫率は60%ほどである。マトリックスは暗褐色の不淘汰砂である。土沢上流域に分布する。層厚は数～数十m。

H. 土石流堆積物

前沢・土沢の沢沿いに薄く分布する、淘汰の悪い土石流堆積物で、白馬大池火山岩類の

安山岩，来馬層群の堆積岩，まれに古期岩類の亜角～亜閃礫を含む。マトリックスは黄褐色の不淘汰砂である。前沢・土沢の沢沿いの，現河床およびそれより数～十数m上位に薄く細長く分布する。層厚は数mである。

1. 貫入岩

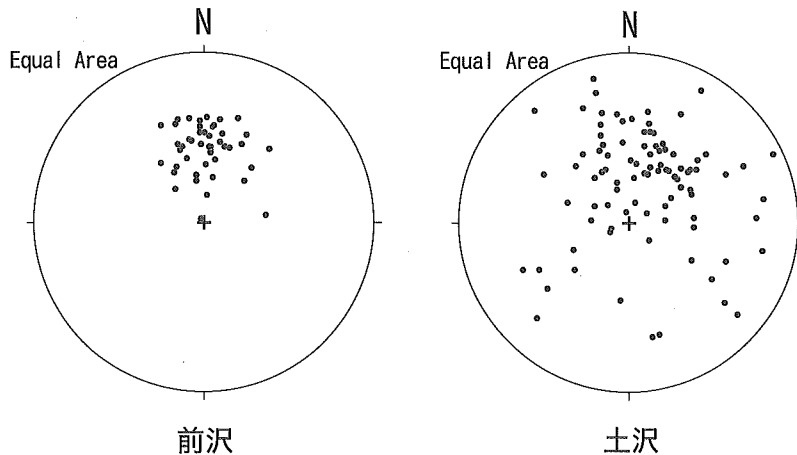
土沢中流域，土沢上流の北俣沢，土沢上流南岸側の林道沿いに分布する。来馬層群にシート状に貫入している。時代は不明であるが，北俣沢において，風吹岳火砕流堆積物に不整合に覆われているため，少なくともその付近に貫入しているものは，白馬大池火山岩類よりは古い時期に貫入したものと思われる。層厚は数m。貫入しているのは，斜長石・黒雲母・石英・斜方輝石・角閃石・不透明鉱物を含む閃緑岩である。緑泥石や緑レン石，方解石など二次鉱物が間を埋める充間状組織を示す。組織は，斜長石が配列するピロタキシチック組織である。

土沢中流域で貫入しているデイサイトは，来馬層群との境界において，頁岩を取り込んだり，頁岩中に細く入り込んだりしている。デイサイトの貫入を受けた頁岩は激しく風化している。

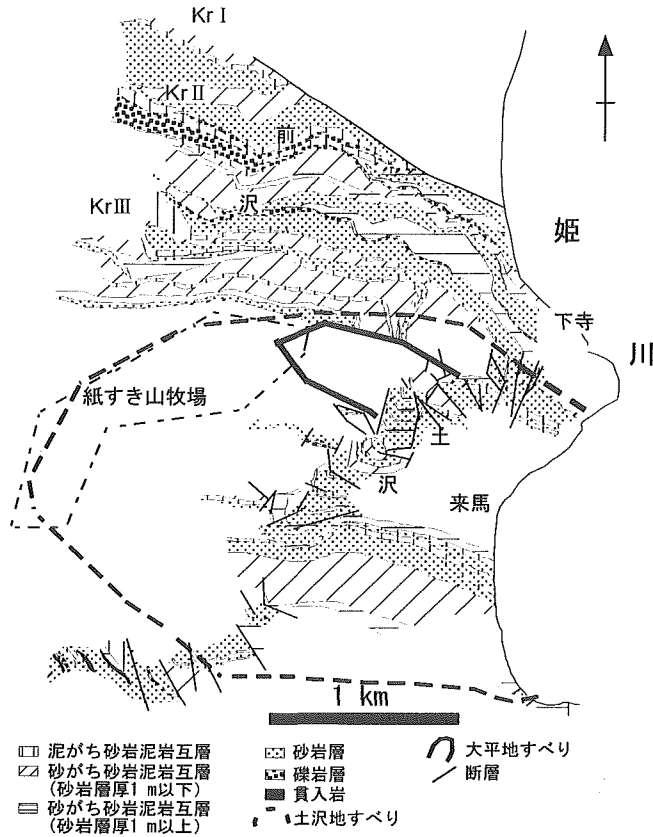
IV. 前沢周辺と土沢周辺の地質構造の比較

調査地域北部の来馬層群の構造はKr Iでは走向がほぼE-W～N65°Wで，30～50°南傾斜，Kr IIでは，走向はN60°E～N80°W・25～30°南傾斜，Kr IIIではN80°W～N80°E・30～55°Sである。しかし，下寺集落の西部・土沢の下流域では，走向傾斜がN-S～N45°Wになり，断層破碎帯も多くみられるようになる。土沢南岸標高約500m付近の露頭では，姫川方向への層面すべりが確認される。また，土沢流域ではさらに中・上流域にも多くの断層が認められ，破碎が進んでいる。土沢上流の北俣沢では，走向傾斜がN30～40°W・60～70°Eとなっており，北部の来馬層群が示す基本的な構造と非調和である。また，断層・破碎帯も見られる。

第6図は前沢と土沢に分布する来馬層群の層理面の極をシュミットネット上に下半球投



第6図 来馬層群の層理面における極の下半球等積投影図



第7図 来馬層群における岩相区分図 (来馬層群を不整合に覆う堆積物を除いている)

影したものである。これによると，前沢においては極の分布に集中がみられるのに対して，土沢においては，ある程度極の分布が集中しているが不確定で，明らかに来馬層群の地質構造が不安定であることがわかる。

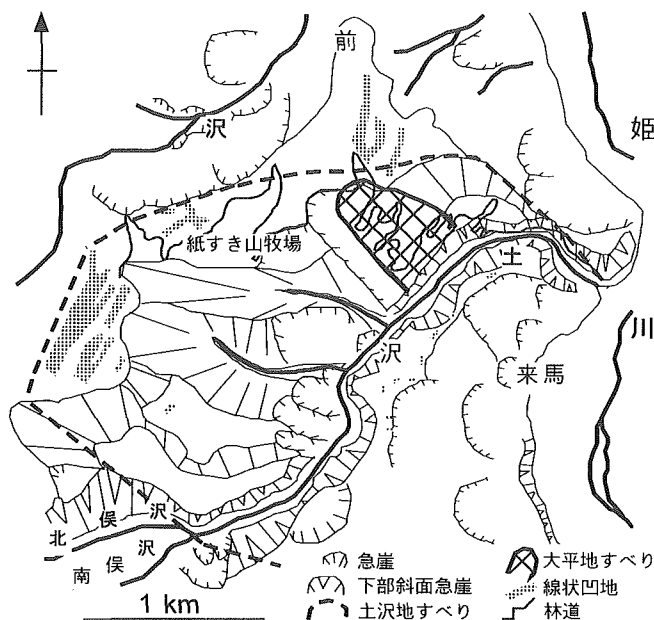
このように周囲3 kmほどの範囲において，土沢流域に認められる来馬層群の構造の乱れは，この地すべりのすぐ東に存在する，糸魚川—静岡構造線系統の断層の存在によるものと考えも可能であるが，北部と南部とでは，構造は別として，岩相そのものが大きく異なっていないこと，次に述べる土沢・大平などの地すべり地形が明瞭に認められることなどから，それらの地すべりの活動によるものと考えるのが妥当であろう (第7図)。

V. 本調査地域の地すべり

A. 土沢地すべり

土沢流域地形区分図を第8図に示す。

土沢の北岸にある，大平地すべりの上方には，ほぼ北東から南西方向に伸びている広い緩斜面が存在する。現在この緩斜面は牧場 (紙すき山牧場) に利用されている。牧場の総面積は約 $7.5 \times 10^5 \text{ m}^2$ ，平坦部の標高は760m～1200mまでと，かなり高低差がある。この



第8図 土沢流域周辺地形区分図

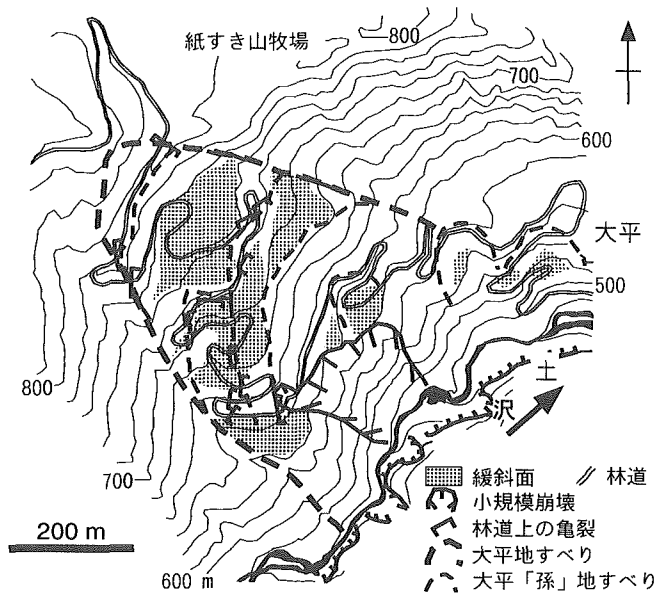
緩斜面には出口のない線状凹地などのリニアメントが発達しており、それに伴う池が点々と分布している（牛の飲料水用として作った人工の池も含められると考えられる）。地形判読により、これらの線状凹地は土沢地すべりの発生に伴う頭部亀裂であるとみられる。標高が1130m～1200mの範囲ではほぼN30°E方向に4列並んでおり、もっとも顕著な線状凹地の幅は約120m、長さが約600mである。標高760m～810mの範囲ではほぼN5°E方向に3列並んでいる。

土沢地すべりは、最大幅が約2.0km、最大長が約2.5km、標高差約760mの規模である。その東端は土沢と姫川の合流点近く、ちょうど土沢が流路を東西から少し南に向けるあたり、西端は北俣沢と南俣沢の合流点付近になる。

土沢下流部北岸の大平集落や、姫川西岸の下寺集落を作っている平坦面、姫川西岸の来馬集落や沢入集落の背後にある緩やかな斜面は、地すべりにより形成された地形とみられる。本調査において、土沢南岸に沿って続く細い尾根沿いに数本の線状凹地を確認した。それらは幅数m・長さ数十m～数十mで、尾根に沿って帯状に続く。

第二次世界大戦直後には、来馬集落の背後の山体が小規模な地すべりを起こしている（古谷，1996）。来馬、沢入集落の背後にある山体の尾根に帯状に続く線状凹地は、この緩傾斜地形が地すべりによるものであることを裏付けるものと考えられる。

前述のように、土沢兩岸において来馬層群の走向傾斜の乱れ、断層破碎帯、姫川方向への層面すべりを確認した。このことは土沢南岸沿いに続く尾根、姫川沿いの来馬集落周辺まで土沢地すべりの移動地塊であることを示すものである（第4図）。また、姫川沿いに露出している来馬層群も、地層が破碎され、乱されている。このことは、姫川沿いの地域



第9図 大平地すべり地形区分図

までが土沢地すべりの移動地塊内であるということを示唆している。しかし，土沢南岸沿いに続く尾根，姫川沿いの来馬集落周辺において，土沢地すべりのすべり面の確たる証拠を確認することができなかった。そのため，土沢地すべりの範囲や，すべり面の深度などの詳細は不明である。よって，このことについては今後，ボーリング調査など，さらに詳しい調査による検証が必要である。

B. 大平地すべり

土沢下流北岸では，南岸の斜面に比べ比較的緩やかな斜面が広がり，大平地すべりとされている地域では，さらにそれがいくつかの急崖によって分けられ，斜面が階段状になっている（第9図）。このことから，大平地すべりはさらに小さな単位の地すべり（孫地すべり）に区分される。土沢沿いの下部斜面急崖では小規模な崩壊が頻繁に起こり，土沢沿いの林道を寸断することがしばしばあり，対策工事が絶えない。大平地すべりの東には，過去の地すべりによって形成されたと思われる急崖と，大平集落のある平坦面が存在する。

大平地すべりの範囲は，今回の調査と高浜ほか（1998）による見解にはほぼ一致し，土沢から紙すき山牧場へと続く林道を囲む範囲に限られ，釣り鐘状の形状を示す。最大幅は約400m，最大長は約750m，標高差約350mである。そして，この地すべりは土沢地すべりの範囲内にあり，土沢地すべりの移動地塊の一部が再活動しているものと解釈できる。

VI. 地すべりの発生要因・時代

A. 大平地すべりの発生要因

大平地すべりの発生要因は，土沢地すべりの発生にともなう移動体の破壊，破碎，断裂（大小不規則）による土沢流域の来馬層群の不安定化が，最大の要素となっていると考え

られる。さらに、土沢礫層のような、不安定で透水性の高い礫層が来馬層群を不整合に覆い、それを白馬大池火山岩類のような固結の良い堆積物が不整合に覆う、不安定な地層の積み重なり（キャップロック構造）が認められること、土沢北岸には本調査地域ではほかにあまり見られない緩斜面が存在することなどが挙げられる。

B. 土沢地すべりの発生要因

大平地すべりについては上記のように様々な要因が挙げられる。その親地すべりである土沢地すべりの発生要因については、ひとつは土沢北岸が来馬層群の構造と一致し、流れ盤になっていることが挙げられるが、決定的な地すべりの発生要因については今のところ不明である。これについては今後の課題である。

C. 土沢地すべりの活動時代について

現在活動中の大平地すべりの親地すべりである土沢地すべりの活動時代については、未だ不明な点が多い。崖錐堆積物Ⅰ～Ⅲの堆積年代も明らかになっていないため、地すべりの年代論を論ずることは、きわめて難しい。今後、広域テフラなどによる土沢地すべりの年代決定を行う必要がある。

VII. まとめ

A. 来馬層群と白馬大池火山岩類との間に土沢礫層をみいだした。本層は土沢流域周辺に分布しており、本地域における地すべりにも大きな影響を与えているとみられる。

B. 土沢流域における来馬層群は、過去に起こった土沢地すべりにより地層の走向傾斜が兩岸ともに乱れ、断層・破碎帯が発達している。この構造の不安定、土沢礫層の存在が、大平地すべりの大きな要因となっていると考えられる。

VIII. 謝 辞

本研究を進めるにあたり、信州大学理学部地質科学科の諸先生方をはじめ、多くの方々にお世話になった。小谷村高地集落の細田文博氏夫妻には宿舎を快く提供していただいた。また、大平地すべりの亀裂計測、紙すき山牧場周辺の調査等では、小谷村役場の建設課をはじめとする多くの関係者にご便宜をはかっていただいた。

これらの方々に深く感謝するとともに、厚くお礼申し上げる。

IX. 文 献

- 赤羽貞幸, 1997, 姫川支流の蒲原沢土石流災害とその地質学的背景. 地球科学, 51, 257-262.
茅原一也・小松正幸, 1982, 飛騨外縁構造帯のジュラ紀変動. 月刊地球, 4, 449-466.
藤田至則・青木 滋・佐藤 修・高浜信行・鈴木幸治・池田信俊, 1986, 稗田山大崩壊の崩積土と崩壊の要因. 地質学論集, 28, 147-159.
古谷尊彦, 1996, ランドスライド 地すべり災害の諸相. 古今書院, 149-155.
畠山幸司, 1995, 長野県北部のジュラ系下部来馬層群より出土した恐竜足印化石. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨集, 147.
石井久夫, 1976, 長野県姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川―静岡構造線. 大阪市立自然史博物館研究報告, 30, 49-60.

- 小林貞一，1935，本邦中生層に関する二・三の新事実．地質雑，42，192-200．
———・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明，1957，来馬層群（ジュラ系下部）．地質雑，63，182-194．
- Kosaka, T., Takahama, N., Furukawa, A., Takenouti, K., Akahane, S., Kumagai, D., 1999, A large-scale landslide distribution in the western margin of the Fossa Magna region, central Japan, Journal of Nepal Geological Society abstract volume20. International Symposium on Engineering Geology, Hydrogeology & Natural Disasters with Emphasis on Asia. 218.
- 小疇 尚・石井正樹，1996，真那板山の崩壊と姫川の堰き止め．日本地理学会予稿集，192．
- 大石三郎，1931，信濃国北小谷中生代植物化石層について．地質雑，38，45-50．
- 棚山雅則，1981，白馬大池火山の地質．地質雑，86，265-274．
- 白石秀一，1992，姫川中流域の飛驒外縁帯一特に，ジュラ系来馬層群について一．地球科学，46，1-20．
- 高浜信行・小坂共栄・古川昭夫・赤羽貞幸・竹之内耕・熊谷大介，1997，姫川中流域の大規模マ
スムーブメント．日本地質学会第104年学術大会講演要旨，309．
———・小坂共栄・古川昭夫・竹之内耕・赤羽貞幸・熊谷大介，1998，姫川中流域の大規模地
すべりと土砂災害．日本地質学会第105年学術大会見学旅行案内書，17-28．
- 石井久夫，1976，長野県，姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川-静岡構造線．大阪市立自然史博
物館研究報告，30，49-60．
- 浦 元啓（1996MS）：来馬地域に分布する下部ジュラ系来馬層群の堆積環境．信大理地質卒業
論文．