

松之山町大松山周辺地滑り地の地形発達史(1)

—地形と地質—

布施 弘

はじめに

大松山(標高672m)の周辺には3箇所
の地すべり地があり、それらの頭部
や周辺部には、急崖や緩斜面が発達
している(図-1)。大松山は、新潟県
東頸城郡松之山町の中心部(松之山地
区)から南西におよそ2.3kmの地点にあ
る。その南麓には湯本地すべり地(湯
本地区)がある。また、大松山から東
に、湯峠(標高およそ590m)を挟んで
並び立つ湯山(標高622m)があり、湯
山の東側には湯山地すべり地(湯山地
区)がある。そして、大松山の北東の
麓には、松之山地すべり地(兎口地区)
がある。これらの地すべり地の上部斜

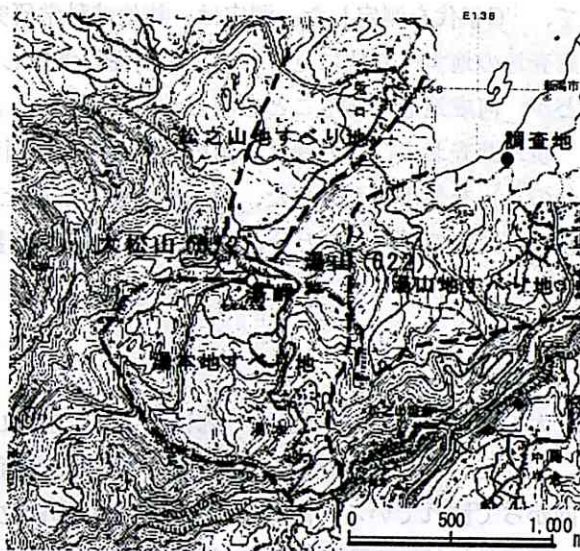


図-1 調査位置図

面や周辺部に、馬蹄形の急崖や緩斜面が発達している。とくに、兎口地区から望む大松山は、馬蹄形の急峻な崖を持つ、松之山地すべり地の象徴的な存在である。

一般に、地すべり地に分布しているこのような急崖や緩斜面は、過去の地すべりによって形成されたとみられている。しかし、緩斜面に地すべりが発生していても、その緩斜面が地すべりで形成された地形であるとは限らない。中村(1973)は、山麓面や浸食面等の周辺に発達している広い緩斜面に発生した地すべりを報告している。そして、そのような緩斜面には山腹の谷を埋没した緩斜面があることを明らかにし、そのような谷の埋没は、わが国では地震・火山活動・気候変化などの影響によって生じ得ることを指摘している。続けて次のように述べている。それらの緩斜面での地すべりが、いわゆる過去の大地すべり地形の2次的な滑動であるという解釈は、一部の緩斜面については考え直す必要がある。つまり、地すべり地の周辺にある緩斜面であっても、その緩斜面が地すべり地形であるとは限らないことを指摘しているのである。

さらに、典型的な地すべり地形といわれている上部に馬蹄形の急崖を持つ緩斜面であっても、地すべりで形成された地形であるとは限らない。地獄沢斜面(新潟県十日町市)には、南に向かって湾曲した馬蹄形の急崖とその麓に広がる緩斜面がある。また、東野名地すべり地(新潟県魚沼市、旧守門村および旧入広瀬村)の上部斜面にも同様に、北に緩く湾曲した急崖とその麓に船底形の緩斜面が広がっている。布施(2001a、2002)は、それ

らの地形が形成された歴史（地形発達史）を検討し、それらの急崖や緩斜面が古河川による浸食や堆積作用によって形成された地形であることを明らかにした。このような、河川の作用でつくられた地形を、布施（2001b）は河成地形と呼んでいる。

この報文では、地形発達史を検討するための現地調査として行った、地形・地質の調査（踏査）結果について報告する。また、緩斜面の堆積物から出土した木片等を試料として、¹⁴C年代を測定した。測定は、(株)地球科学研究所に依頼した。それらの調査によって、調査地の地すべり地に見られる上部斜面の湾曲した急崖や周辺部に分布している緩斜面などが、河成地形であることを明らかにした。

現地踏査およびこの報文に用いた地形図は、国土地理院の図幅「松之山温泉」（2万5千分の1）を使用した。また、距離や面積および上記の図幅に明示されていない標高の計測には、同院の図幅（5万分の1）に50mメッシュ数値地図「日本-Ⅱ」（標高）を組み合わせた画像を使用した。

1 地形と土地利用

大松山は、東頸城丘陵¹の一郭にあって、関田山脈の天水山（標高1,088m）から北北東に伸びている尾根の北端近くにある。尾根の東西には、それぞれ越道川と洪海川とが北に向かって流れている。調査地は、越道川左岸に位置する大松山周辺の斜面である。

調査地には、6段の緩斜面が発達している（下表）。それらの緩斜面を中心にして、それぞれの地区の地形と土地利用形態とを説明する。

表 緩斜面の区分と分布地区

区 分	緩斜面	標高 (m)	分布地区
最高位	I	670～630	湯本地区
高 位	Ⅱ	610～540	湯本地区、湯山地区
中 位	Ⅲ～Ⅴ	550～400	湯山地区、兎口地区
低 位	Ⅵ	400～320	湯山地区、松之山地区

1-1 湯本地区の地形と土地利用

大松山の南麓にあたる湯本地区には、3段の緩斜面と扇状の緩斜面が見られる（次頁、図-2）。前者の緩斜面は、最高位の緩斜面（緩斜面Ⅰ）と高位の緩斜面（緩斜面Ⅱ）、そして中位の緩斜面（緩斜面Ⅲ）である。扇状の緩斜面は、湯本川の左岸に分布している（図-2のF）。

大松山の南には、南西方向に伸びている馬蹄形の急崖がある。馬蹄形の急崖は、大きく西に張り出している。その麓の緩斜面Ⅰには、複数の小高い地形と凹地や平坦地があり、

¹ 東頸城丘陵：新潟県農地部農村総合整備課（1987）は、起伏量の大きさからみて、丘陵ではなく、山地であると指摘している。

多くの池沼や湿地がある。このような地形は、越道川に沿った旧河道跡で随所に見ることができ（布施、2001b）。また、その地形は、菅沼（新潟県糸魚川市）や先に述べた地獄沢斜面などともまったく同じ地形要素とそれらの組み合わせである。旧河道跡はいうまでもなく、菅沼や地獄沢斜面の地形は、いずれも河成地形である。したがって、それらと同じ地形要素の組み合わせを持つ緩斜面Ⅰも、河成地形の特徴を備えていることになる。

緩斜面Ⅰの北端には大松山への登山道があり、その周辺は緩やかな起伏地となっている。中央部には大きな池がある。馬蹄形の急崖からその池に向かって、埋谷地形が発達している。埋谷地形は緩い階段状になっており、かつて水田として耕作されていたようである。緩斜面Ⅰの南端は、台地状になった水田とそれを浸食した深い谷となっている。その谷の下流は、南東方向に流下している浅く幅広い谷地形となっており、緩斜面Ⅱの南端部に連続している。幅広い谷地形には、数個の池沼が存在している。

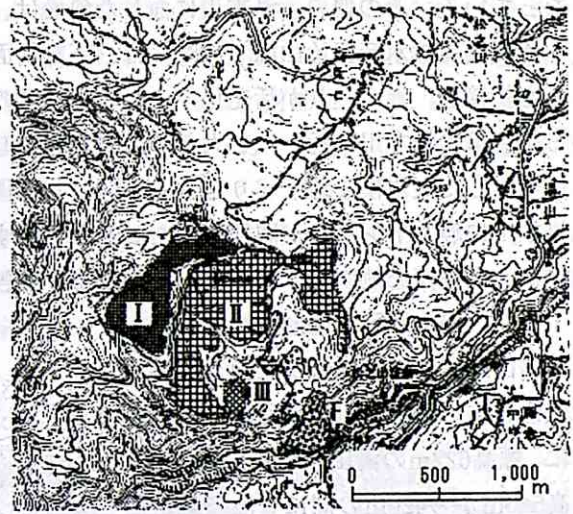


図-2 湯本地区の緩斜面
Ⅰ～Ⅲ：緩斜面Ⅰ～Ⅲ

緩斜面Ⅰの山腹の傾斜地は、杉 (*Cryptomeria japonica* (L.f.) D. Don) や雑木の林地となっている。緩斜面は低木の林地や草地となっている。一部の凹地には、杉が植林されている。

緩斜面Ⅱは、大松山大池から湯山を含む広い緩斜面である。その東端は、湯山の頂上から南に連続している緩いS字状の急崖で断ち切られている。大松山大池の東側に小高い地形があり、それを挟んで湯峠の南側にも低地がある。それらの池と低地は一对となって、河成地形に特徴的な地形のひとつになっている。大松山大池の周辺は杉や雑木の林地となっている。大松山大池の南には2mほど低い緩斜面が広がっている。緩斜面は水田として利用されている。大松山大池は、それらの水田の用水池として整備されている。これらの水田を浸食するように、深い沢が湯本集落に向かって流下している。

緩斜面Ⅱの南端は、緩斜面Ⅰから連続する、南側に緩く張り出すように湾曲した幅広い谷状の地形になっている。その左岸に3段の広い平坦面がある。最低位の平坦面は、湿地となっている。湿地には、アシのほかミツガシワ (*Menyanthes trifoliata* Linn.) が群生している。中位と高位の平坦面は、かつて水田耕作されていたのであろう、畦畔が付いた草地になっている。平坦面の東側には小高い地形がある。ここにも河成地形の特徴がみられる。小高い地形は、杉を主とする林地となっている。

緩斜面Ⅲは、湯本集落の西にある小規模な緩斜面である。ここにも、河成地形がある。急斜面の麓に湾曲した狭い平坦面があり、その平坦面を挟んで小高い地形がある。平坦面

は畑や水田として利用されている。傾斜地はブナや杉の林地となっている。

湯本地区の東部は、幅広く開けた凹地となっており、その底部には細い沢がある。沢は南に流下し、湯本川に合流している。沢の両岸も水田として利用されている。また、沢の下流域から湯本川との合流点にかけて、扇状の緩斜面が広がっている。扇状の緩斜面は、小規模な緩い凹凸を繰り返しながら、湯本川に向かって傾斜している。杉や雑木の林地となっている。その他の、湯本川に面した斜面は、急斜面となっている。

新潟県農林水産部治山課（1980）は、下部斜面では古くから地すべりが活発であったことを指摘し、地すべりが活発化するのには主に秋の霖雨期と融雪期であって、地すべりによる被害は、湯本川に近いほど大きいことを報告している。そして、1887年（明治20年）頃に発生した大規模な地すべりをきっかけにして湯本川の瀬替えが行われ、さらに1945年に湯本川に導水トンネルが開削されたことから地すべりは静穏化したこと、それでも1951年には、大規模な地すべりがあったことなどを報告している。

1-2 湯山地区の地形と土地利用

湯山地区には、集落が立地している低位の広い緩斜面（緩斜面Ⅳ）のほか、標高622mの湯山の東側山腹に、標高540mから420mの間に3段の緩斜面が分布している（図-3）。中位の緩斜面（緩斜面ⅢとⅣおよびⅤ）である。

湯山の頂上から南におよそ600mにわたって、高さ約30mの急崖が緩いS字状に湾曲して続いている。この急崖の東には緩斜面Ⅲが広がっている。緩斜面Ⅲには微地形の高まりと平坦地とが緩やかに起伏している。緩斜面を囲む尾根筋には杉が茂っており、ハウノキ (*Magnolia obovata* Thunb.) やブナ等の高木がそれに混じっている。また、緩斜面内の沢筋や微地形の高まりには杉が密生している。平坦面はナガバカワヤナギ (*Salix gilgiana* Seemen) の若木と他の低木を交じるススキ (*Miscanthus sinensis* Andersson var. *sinensis*) の草原となっている。緩斜面の周縁部では、ススキとオオアブラススキ (*Spodiopogon sibiricus* Trin.) とが混在している。

緩斜面ⅣとⅤは、大規模な馬蹄形の急崖（図-3のC）によって、兎口地区に近い北部と松之山温泉の後背地にあたる南部とに分けられる。北部では、緩斜面Ⅴの下位に小規模な緩斜面があり、兎口地区で空坂の上流側にある緩い凹地（空坂面）に連続している。緩斜面は水田として利用され、傾斜地は杉や雑木の林地あるいは荒蕪地となっている。南部の緩斜面ⅣとⅤとは、小規模な緩傾斜地となっている。杉や雑木の林地となっている。

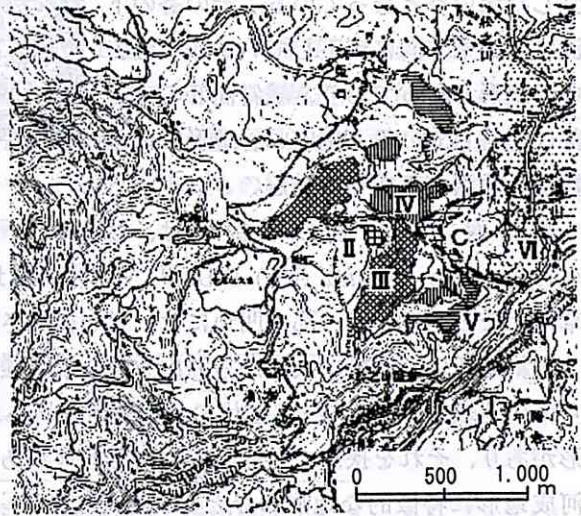


図-3 湯山地区の緩斜面
Ⅱ～Ⅵ：緩斜面Ⅱ～Ⅵ C：馬蹄形の急崖

緩斜面Ⅳは越道川の左岸にあって、比高およそ70mの台地状の緩斜面である。その緩斜面の傾斜方向（東西）の距離は約1.1kmであり、幅（南北）は0.8km、面積は約6haである。緩斜面の平均傾斜度は5度程度である。この緩斜面に湯本集落がある。集落の周辺は、主として、水田として利用されている。

湯本集落の西には、大規模な馬蹄形の急崖とそれに囲まれている緩斜面がある。緩斜面の規模は、東西方向の長さがおよそ650m、南北方向での最大の幅がおよそ550mであり、面積は約2.3haに及んでいる。急崖の最大の高さは、およそ50mである。馬蹄形の急崖は、南部では急峻である。しかし、西部から北部にかけての崖は、南部に比較して高さが低くなり勾配も緩くなる。南端部に小規模な河成地形が存在しており、南部の急崖が浸食崖であったことを窺わせている。

馬蹄形の急崖の頂部（西端）から湯山沢が東に向かって流下し、越道川に合流している。湯山沢に沿って、急崖の麓から湯山集落まで、下流側（東方向）に緩く張り出した緩斜面になっている。地すべり地形である。緩斜面は、水田として利用されている。

1-3 兎口地区の地形と土地利用

兎口地区は、大松山の北東側に広がる緩斜面である。中位の緩斜面（緩斜面Ⅲ）と、それを南北に二分している広い凹地（兎口斜面）とがある。南北の緩斜面Ⅲはそれぞれ、比高10m程度の急斜面を境に高位面と低位面とに区別される。兎口斜面の下流端にあたる杓坂の周辺は小規模な丘陵となっている。その上流側は、緩い凹地（杓坂面）となっている（図-4）。

大松山の北麓に、北側の緩斜面Ⅲが比高20mほどの台地状の緩斜面（標高520mから510m）となって北に広がっている。緩斜面の上部には南に張り出した

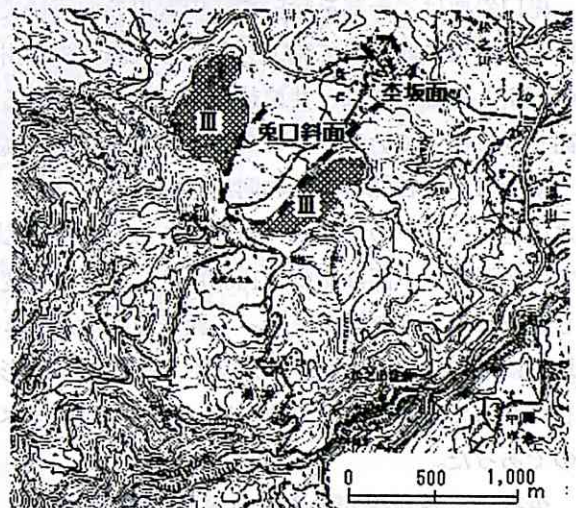


図-4 兎口地区の緩斜面
Ⅲ：緩斜面Ⅲ

した馬蹄形の急崖がある。その急崖の麓に南北方向に長い小高い地形があり、その東西の両側がそれぞれ低地になっている。西側の低地には池がある。このような、上部の馬蹄形の急崖とその麓の小高い地形、さらにその小高い地形を挟んで両側に低湿地が存在している地形は、河成地形の特徴を示している。したがって、大松山の北麓にあるこの緩斜面も、地形から見る限り、典型的な河成地形である。杉を初めとするブナなどの高木を交える雑木林となっている。

兎口地区の南側にも緩斜面Ⅲが発達している。その形状は、北東—南西方向の長さがおよそ800mであり、幅は約200mと細長くなっている。上部に馬蹄形の急崖があり、中央部

に北東—南西方向に沿った細長い小高い地形（比高約20m）がある。やはり河成地形の特徴を備えている。杉や雑木に覆われている。

大松山の北東面は、高さおよそ120mの馬蹄形の急崖となっている。この急崖の麓（標高およそ560m）から北東方向にある空坂（標高およそ430m）まで、緩斜面（兎口斜面）が広がっている。兎口斜面の規模は、傾斜方向の距離で約1.3km、兎口温泉から北西への幅が約0.8km、面積およそ10haであり、その平均傾斜度は6度程度である。上部の斜面は、傾斜面Ⅲを南北に分ける幅広い凹地となっている。ところどころに池沼や湿地がある。湿地にはガマ（*Typha latifolia* Linn.）が繁茂している。その畦畔にナガバカワヤナギの若木が生えている湿地もある。兎口温泉と兎口集落がある中部から下部の斜面は、北東—南西方向に伸びている緩い小規模な台地状の高まりになっており、その末端は、やや急な斜面になっている。

上部の急斜面は杉を主体とした雑木林になっており、緩斜面は水田として利用されている。兎口集落の周辺は、主に水田や畑として利用されている。空坂面は水田になっており、空坂の小規模な丘陵は墓地として利用されている。

兎口斜面は、一部を除いて、中沢川の源流域である。兎口斜面の南東側の境界には、南西から北東に向かって流下している直線状の小川があり、葛畑川の上流域となっている。中沢川と葛畑川とは、共に越道川の左支川である。兎口斜面でのそれらの流域界は、緩い高まりになっている。この高まりの北側には、高まりに沿うように細長い凹地がある。

湊元ほか（1965）はこの凹地を地溝帯と呼び、1962年に発生した地すべり（いわゆる松之山地すべり）の南東側の境界であったと指摘している。そしてこの地溝帯の成因について、新潟県土木部砂防課（1965）は、地すべり変動が進むにつれて、さらに地下水が集中し底抜けのような機構をもって顕著な陥没が起きたと述べている。しかし、この地溝状の地形は、1947年に撮影された空中写真（米軍撮影）に、狭く細長い凹地として見出される。したがって、この地形の現形は、1962年の地すべりが発生する前にすでに形成されていたのであった。

空坂に人柱伝説がある。新潟県土木部砂防課（1965）および新潟県東頸城郡松之山町（1968）によると、昔、地すべり災害の恐怖におのいた村人を救うために空兵衛²が自ら人柱となってこの坂に埋められたと語りつがれている。今からおよそ500年前のことである（松之山町教育委員会の談話）。

2 地 質

この地域には、新第三紀層と第四紀層とが分布している。地質図と兎口地区の地質断面図をそれぞれ図-5と図-6に示す。新第三紀層は中新世の凝灰岩層と泥岩層であり、それらを覆って第四紀更新世の新时期河床堆積物および完新世の崖錐や土石流堆積物、地すべり崩土などが分布している。それらを下位層から説明する。

² 空兵衛：松之山町史（新潟県東頸城郡松之山町、1991）では「空右衛門」となっている。

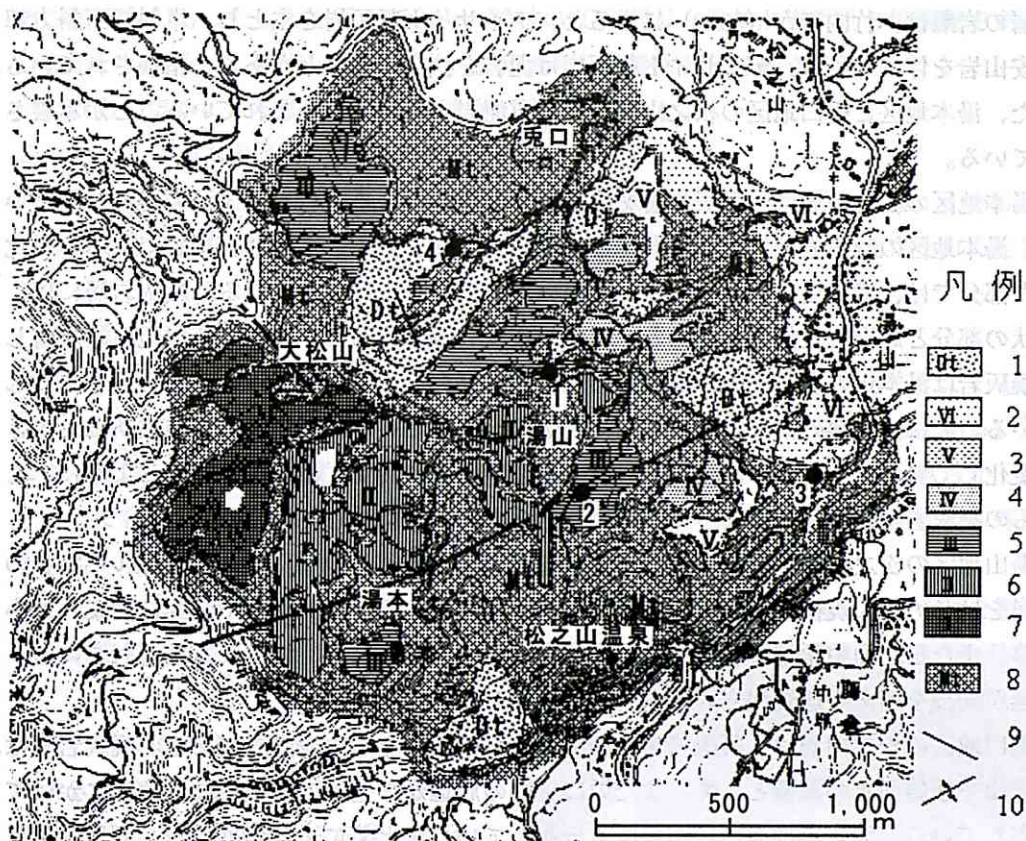


図-5 大松山周辺地質図

- 1：崩土（地すべり崩土、土石流堆積物、崖錐堆積物） 2～7：新期河床堆積物
 8：松之山層 9：断層 10：松之山背斜軸（竹内ほか(2000)を参考にした）
 ● 1～4：¹⁴C年代測定試料採取地点

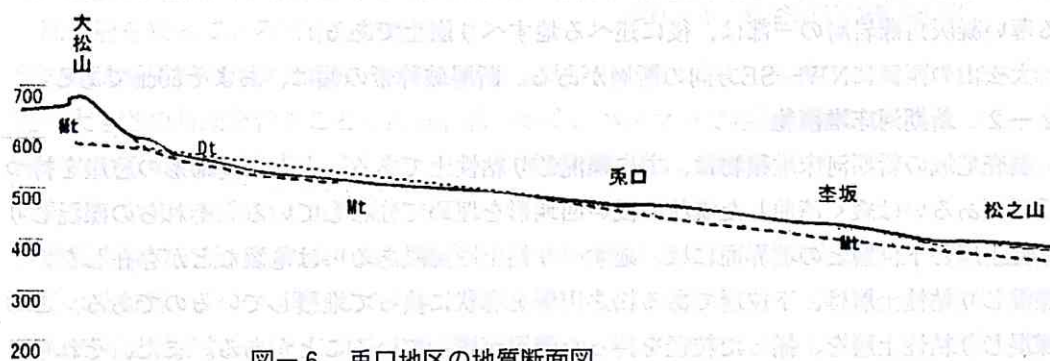


図-6 兎口地区の地質断面図

Dt：崩土（崖錐堆積物と地すべり崩土） Mt：松之山層（凝灰岩層と下位の泥岩層）

2-1 新第三紀層

調査地域に分布する新第三紀層は松之山層と呼ばれ、新潟油田標準層序の寺泊層（後期中新統）に対比されている（新潟県農地部農村総合整備課、1987；竹内ほか、2000）。松之

山層の岩層は、竹内ほか（2000）によると、デイサイト凝灰岩を主とし、単斜輝石斜方輝石安山岩を伴っている。デイサイト凝灰岩は泥岩を挟在することがあると指摘されている。また、湯本地区と兎口地区の松之山層には珪質泥岩（頁岩）が挟まれていることが示唆されている。

湯本地区の松之山層は、凝灰岩層を主とし、淡灰色から暗灰色を示す泥岩層を挟んでいる。湯本地区の凝灰岩は、比較的新鮮な部分では暗緑灰色をしており、硬質である。風化した部分では、濃黄褐色の砂岩あるいは白い泥岩のような見かけになる。凝灰岩層には、塊状の部分と成層した部分とがある。塊状の凝灰岩は湯峠および湯本集落周辺に、成層した凝灰岩は湯本川の右岸や大松山大池の南部および大松山の頂上付近に、それぞれ分布している。大松山大池の南部にある水田の周辺に分布している凝灰岩層の走向傾斜は、大きく変化している。そのため、新潟県農林水産部治山課（1980）は、後に述べるように、これらの凝灰岩は地すべりによって移動した岩塊であると指摘している。

湯山地区の松之山層は凝灰岩層である。凝灰岩層の露頭は、湯山の南にある緩いS字状の急崖をはじめ、大規模な馬蹄形の急崖や林道脇、段差の急崖面、水田や畑等に囲まれた小丘等、また松之山中学校の脇にある小山状の地形にも見られる。いずれも成層している。長径が50cmを超える珪質泥岩の礫が含まれていることがある。

兎口地区の松之山層は、凝灰岩層と淡灰色から暗灰色を示す泥岩層である。凝灰岩層は、大松山や緩斜面Ⅲの基盤として、また兎口集落の周辺から空坂の小規模な丘陵地にかけて分布している。泥岩層は兎口斜面に広く分布している。とくに上部斜面では、層厚10m以上の泥岩層が堆積している。層理が発達している。各単層の厚さはおよそ10cmである。薄い砂岩層を挟んでおり、その層理面の走向傾斜は、N10°W、15°Eであった。この泥岩層は、湊元ほか（1965）および新潟県土木部砂防課（1965）が指摘している、薄い凝灰角礫岩層の下位に分布している砂岩泥岩（頁岩）凝灰岩互層である。なお、泥岩層を覆っている薄い凝灰角礫岩層の一部は、後に述べる地すべり崩土である。

大松山の西側にNW—SE方向の断層がある。断層破碎帯の幅は、およそ60cmである。

2-2 新期河床堆積物

調査地域の新期河床堆積物は、主に礫混じり粘性土である。上部に馬蹄形の急崖を持つ緩斜面あるいは緩く湾曲した溝状の浅い凹地形を埋めて分布している。それらの礫混じり粘性土層と下位層との境界面には、地すべり粘土や鏡肌あるいは亀裂などが存在しない。礫混じり粘性土層は、下位層である松之山層を溝状に挟んで堆積しているのである。この礫混じり粘性土層を、揃った粒径を持った礫層が覆っていることがある。また、それらとは別に、幅広い谷地形の底や凹地に河岸段丘状の小規模な平坦面を形成している堆積物もある。

これらの地形や下位層との関係などから判断すると、それらは、更新世以降の古河川や沢が下位層を溝状に浸食した跡を埋めて、あるいは下位層を覆って、堆積したものである。事実、それらの一部から出土した杉材の形状とそれを囲む堆積構造は、後に述べるように、

そこに流水があったことを示しており、杉材の¹⁴C年代は、それが更新世の堆積物であることを示している。したがって、それらを新期河床堆積物として独立される。

これらのほかに、小規模な段丘堆積物が分布している。

2-2-1 湯本地区の新期河床堆積物

湯本地区には、上部に馬蹄形の急崖を持った3段の緩斜面（緩斜面Ⅰ～Ⅲ）があり、それらにはそれぞれ礫混じり粘性土層が分布している。また、礫層や粘土層がそれらを覆っていることがある。

緩斜面Ⅰ

緩斜面Ⅰには、凝灰岩の角礫を含む茶褐色の礫混じり粘性土層が広く分布している。粘性土が優勢な部分では、1 cmから2 cm程度の大きさの礫をわずかに含むだけである。露頭によっては、礫が5 cm程度と大きく、かつ多量に含むことがある。いずれも軟らかく、ハンマーで容易に掘ることができる。まれに、長径が15 cmから20 cm程度の珪質泥岩の礫が含まれている。層厚は1.5 mから2 m程度である。

急崖から大きな池に向かって発達している埋谷地形には、角礫の礫岩層とそれを覆っている暗褐色の礫質土層とが堆積している。

礫岩層の角礫は、5 cmから10 cm程度の大きさの硬質な、白色あるいは黄白色の凝灰岩である。それらの礫と礫との隙間には粘性土等の細粒分が存在しない。礫岩層は、松之山層の白く風化した凝灰岩層を覆っている。かつての池に流入した土石流堆積物である。



写真-1 埋谷地形の礫質土層

礫岩層を覆っている暗褐色の礫質土層の礫は凝灰岩の角礫であり、おおむね1 cm以下の小礫である（写真-1）。まれに5 cm程度の大きさの角礫を含むことがある。軟らかく、ハンマーで容易に掘ることができる。層理がやや不明瞭な成層構造をしている。各単層の層厚は、数センチメートルから10 cm前後である。全体の層厚は1 m程度である。

礫質土層の上部に、3枚の薄い腐植土層が雁行状に並んで水平に挟まれていた。それらはそれぞれ薄いレンズ状をしており、最大の厚さは1 cmから2 cm、水平方向の長さが25 cmから30 cm程度であった。これらの腐植土層は、かつての池のほとりに生えていた植生であろう。また、これよりも約3 m上流の地点には、細い小枝を含む落葉樹の葉がレンズ状の薄層になって挟まれていた。黒褐色になっており、分解されていない腐葉土のような状態であった。この埋谷地形が緩斜面Ⅰの最新期に属する地形であることから、これらの堆積物は、近年の堆積物である。

緩斜面Ⅱ

緩斜面Ⅱは、高さ2mほどの段差で、高位の緩斜面と低位の緩斜面とに分けられる。高位の緩斜面は、大松山大池から湯山に広がっている緩斜面である。低位のそれは、大松山大池の南に広がっている水田を含む緩斜面である。それぞれに泥岩や凝灰岩の角礫を含む粘性土層が分布している。それらの礫混じり粘性土層は、それらが分布している緩斜面の高低によって、高位層と低位層とに分けることができる。

高位層は、湯山や湯峠を含む標高580m前後の緩斜面の、湾曲した浅い溝状の低地に分布している（図-7の右端、「北東部」）。軟らかい泥岩礫や凝灰岩礫を含む塊状の礫混じり粘性土

である。表層では濃褐色を示しているが、内部では黄褐色である。層厚は2m程度である。凝灰岩層を2mほどの幅で溝状に抉って堆積している。凝灰岩層との境界近くには、大きさが2cmから3cm程度の、白く風化した凝灰岩の角礫を含んでいる。凝灰岩層を浸食した古河川の堆積物である。この礫混じり粘性土層は、低位の緩斜面で削られている。したがって、次に述べる低位層よりも古い堆積物である。

標高570m付近の広い水田を含む低位の緩斜面には、低位層が分布している。低位層には、礫混じり粘性土層とそれを覆う礫層とがある（図-7の「中央部」）。

低位層の礫混じり粘性土層について、新潟県農林水産部治山課（1980）は次のように述べている。この斜面には松之山層（凝灰岩）でできた多数の小さな丘状の地形的な高まり（小丘）があり、それらの小丘間の低地には、凝灰岩や泥岩を起源とする礫混じり粘土が深さ20m付近まで堆積している。また、それらの小丘は地すべりで移動した岩塊であると述べ、それらの間を埋めている礫混じり粘土も地すべり崩土であることを示唆している。

低位層の礫混じり粘性土層は、大松山大池から南に広がっている水田に広く分布している。淡黄褐色を示す。無層理、塊状である。高位層の礫混じり粘性土層よりも固く締まっている。それでも、ハンマーで容易に掘ることができる。含まれている礫は、白色から乳白色あるいは象牙色をした泥岩の角礫である。角礫は2cmから3cm程度の大きさに砕けていることが多い。まれに拳（こぶし）大の大きさの礫がある。礫をほとんど含まない露頭もある。凝灰岩層との境界に近くなると、凝灰岩の礫が多くなる。見かけの最大の層厚は、10m以上である。凝灰岩とは急角度で接している。それらの境界面には、鏡肌や粘土層が存在しない。高位層と同様に、凝灰岩層を溝状に抉って堆積しているのである。

礫層は、中央部の平坦面（水田）の一部に分布している。基質の部分は軟らかく、ハンマーで容易に掘ることができる。礫は、凝灰岩の垂円礫や角礫が主であり、硬質である。

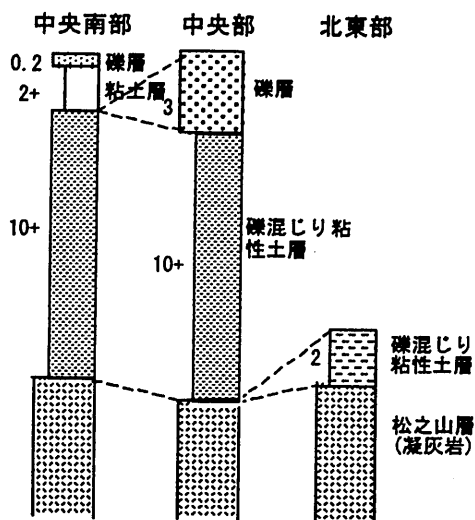


図-7 緩斜面Ⅱの地質柱状図
(数字は層厚(m))

礫の大きさは数センチメートルである。長径が20cmを超える長方形の礫や長径が40cmにもなる凝灰岩の亜円礫が交じっている。まれに珪質泥岩の角礫を含んでいる。層厚は3m程度である。

礫層は、凝灰岩層および礫混じり粘性土層を水平に覆っている。凝灰岩層とは斜交不整合である。礫混じり粘性土層との関係では、礫混じり粘性土層をわずかに浸食しているだけであり、短期間の不整合関係である。なお、礫混じり粘性土層は、凝灰岩層を緩く斜めに覆っている。ここでも、それらの境界面には鏡肌や粘土層が存在しない。

緩斜面Ⅱの南端部にある3段の平坦面のうち、中位の平坦面を掘削したところ、厚さ約25cmの表土（粘性土）の下に未固結の礫層が分布していた。礫は、1cm以下の大きさの、凝灰岩の小礫であった。礫は群青色をしていた。このことは、この礫が常に還元環境にあったことを示している。これらの礫は、流水の底に堆積後も、そのまま水中に埋もれていたのである。なお、地下水の滲出が激しく、深さ40cm以上の掘削が困難であった。

大松山大池の南、緩斜面Ⅱのほぼ中央部には、北西から南東に向かって緩斜面を深く浸食している沢がある。その沢に設置されている第1号谷止工の直下流左岸にある休耕田の薄い耕土の下に、黄白色の粘土層とそれを覆う赤褐色の薄い礫層とがある（図-7の左端、「中央南部」）。北側と西側を高さ3mの急斜面で囲まれている、狭い平坦地である。

粘土層は、白い泥岩の角礫を含む、礫混じりの軟らかい粘土層である。含まれている泥岩の角礫も風化しており、基質と同様に軟らかくなっている。層厚は、およそ2mである。粘土層には、直径および長さがそれぞれおよそ1cm以下の短柱状の炭質物が多数散在している。アシ等の水生植物の茎である。このことは、かつて上流に池沼が形成されていたことを示している。粘土層は、その池沼が決壊した時に流出した土砂が再堆積した堆積物である。この粘土層を、厚さ20cmほどの赤褐色の礫層が覆っている。礫は、大きさが1cm以下の凝灰岩の小礫である。礫層は、沢の下流（東方向）に向かって大きく緩く傾斜している。当時の沢の河床勾配である。

これらの粘土層と礫層は、緩斜面Ⅱに分布している新規河床堆積物の中では最新期に属している。現在の深い沢が形成される前、つまり、更新世末期あるいは完新世初期の堆積物であろう。

緩斜面Ⅲ

緩斜面Ⅲには、凝灰岩の小礫を含む黄褐色の軟らかい粘性土が分布している。礫も白く風化し、軟らかくなっている。露頭によっては、礫をほとんど含まないこともある。水田や畑地となっている低地を埋めて分布している。塊状無層理である。層厚は2m以上である。

2-2-2 湯山地区の新时期河床堆積物

湯山地区の緩斜面Ⅲ、ⅣおよびⅤには、それぞれ礫混じり粘性土層が分布している。また、松之山温泉の後背斜面にある広い谷地形などに、近年の礫混じり粘性土層が河岸段丘状に分布している。

緩斜面Ⅲ

湯山地区の緩斜面Ⅲは、湯山の南から東側の中腹に広く分布している。その北端は、兎口地区に近い沢の上流部にあるため池周辺である。

ため池の脇には、ため池の築造材料を採取した後とみられる急斜面（掘削法面）がある。斜面の方向（走向）は、N70°Wであり、北に傾斜している。その斜面の下部（標高およそ515m）に濃紫褐色の礫混じり粘性土層がある。緩斜面Ⅲの堆積物である。含まれている礫の種類は、長径20cmの珪質泥岩や4cm前後の硬質な凝灰岩礫である。粘性土部分も硬く締まっている。軽いハンマーでは、掘削が容易ではない。塊状無層理である。層厚は1m以上である。炭化した杉の小破片（長さ10cm以下）が多量に散在している（図-5の●1地点）。その一郭から、炭化した杉の材を採取した（写真-2）。

杉材の大きさは、長さ41.5cm、最大の幅15cm、最大の厚さが8cmであった。材は一部を法面に露出していた。露出していた面は、法面を整形した際に削られたのであろう、法面に平行になっていた。

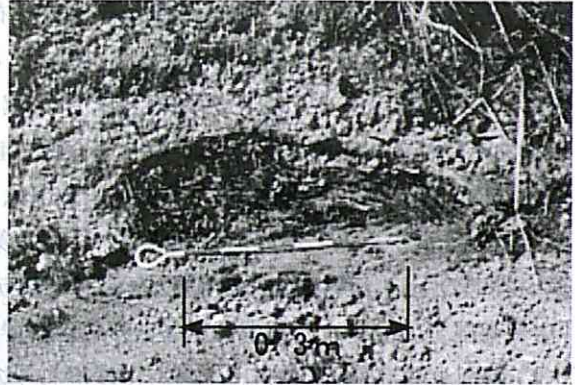


写真-2 杉材の出土状況（写真左が東方向）

埋もれていた側は、幹の丸みをそのまま残していた。材は、西（写真右方向）に向かって、わずかに傾斜して埋まっていた。材の上面の形状は上に緩く湾曲した流線型であり、東側上部の先端が削られていた。砂礫を含む流水によって削られたことを示している。さらに、材を囲んでいる堆積物（礫混じり粘性土）には、材の形に沿う堆積構造が認められた。材と堆積物とは整合関係にあったのである。

これらのことは、この材が流水の底に沈み、礫混じり粘性土で次第に埋められたことを示している。つまり、ここには流水（古河川）があったのであり、その流水は東から西に向かって流れていたのである。

この材の¹⁴C年代は、33,560±320y. B. P.であった。また、後に述べるように、この礫混じり粘性土層を覆う土石流（泥流）堆積物に含まれている木片の¹⁴C年代は、4.3万年（y. B. P.）よりも前であり、その木片は高位面の礫混じり粘性土層から由来したものであった。したがって、これらの礫混じり粘性土層は、後期更新世（中期ウルム氷期）の堆積物である。

なお、これらと同じ時期（およそ5万年前から3万年前までの間）での、河岸段丘以外の堆積物が、各地の山間地の緩斜面に分布している。地獄沢斜面（十日町市）の上部斜面では、急崖の麓に堆積している砂岩層から出土した木片の¹⁴C年代が、46,050±2,890y. B. P.であった（布施、2001a）。また、東野名地すべり地（魚沼市）の上部斜面に分布している逆清水層（布施、2002）も、この時期の堆積物である。山野井（私信）は、逆清水層に含まれている泥炭層の¹⁴C年代が3.5万年前（y. B. P.）であったと述べるとともに、花粉分

析と合わせて、その泥炭層が形成された時期を最終氷河期以降であると推定している。また、高浜ほか(1991)は、同層に含まれている下位の火山灰層を、大山倉吉軽石層(DKP、4.5~4.7万年前)と同定した。白石(2002)は、駒の上地すべり地(新潟県佐渡市、旧畑野町)の上部斜面にある堆積物に含まれていた木片の¹⁴C年代が、33,560±260y. B. P.であったと報告している。

南部の広い緩斜面(緩斜面Ⅲ)には、林道脇の崖や斜面の段差の急斜面などに暗灰色や緑灰色の凝灰岩が露出しているほかは、ススキを主体とする草本類が繁茂している。そのため、この緩斜面には新时期堆積物の露頭が無かった。そこで、林道脇の3箇所(標高およそ535m)で掘削調査を行った。掘削調査の位置は、緩斜面の南端近くにある林道の峠を挟んで、その北側(2箇所)と南側(1箇所)である。掘削の深さは20cmから60cmであった。これらの掘削調査の結果、この緩斜面の浅い部分には、風化して軟らかくなった凝灰岩礫を含む粘性土、あるいは8cm程度の珪質泥岩礫を含む凝灰岩礫混じり粘性土が分布していた。掘削調査結果の詳細を、北側の調査孔から順に記す。

もっとも北側の調査孔は、緩斜面のほぼ中央に位置している。地表から30cmまでは凝灰岩や泥岩の角礫を混じる黄褐色の粘性土であった。角礫の大きさは5cm程度であった。礫は白く風化し、軟らかくなっていた。この調査孔の地下35cmの深さから、ススキの根が絡み合った黒褐色の根塊(直径10cm余)が出土した。その根塊には、1本の短く折れた茎(長さ1.5cm)が付いていた。茎は薄い黄白色であり、硬く艶があった。また、同じ深さの孔壁からも、多くのススキの根が伸びていた。これらは、その深さから判断しても、現在生えているススキの根ではあり得ない。実際に、調査孔の周辺は、ススキが生えていない草地であった。したがって、これらのことは、地下30cm付近にかつての地表があったことを示しているのである。また同時に、それは最近の過去のことであった。

地下30cmから60cmの間では、暗褐色の粘性土であった。還元環境から酸化環境に変わりつつある段階にあるのであろう。掘削調査時(2003年9月)には、地下35cm付近からわずかながら地下水が滲出した。現在でも、地下水位が高い状態が続いているのである。

中央の掘削調査は、緩斜面の南端にある小高い地形の近くで行った。そこは、北北西から南南東に向かう、西に緩く湾曲した幅2mほどの凹地形となっている。緩斜面内の小規模な河成地形である。そこでの堆積物は、地下30cmまでは白く風化した軟らかい凝灰岩の礫を混じる褐色の粘性土であり、それから深部(40cmまで)では暗青灰色の粘性土であった。地下30cmより深い部分では、現在でも還元環境にあるのである。

この調査孔の地下30cmの深さから、杉の木片が出土した(図-5の●2地点)。木片の大きさは、長さ29cm、幅13cm、最大の厚さ10cmであった。木片の表面は、黒くなっていた。出土したときの木片の上面は平滑で水平であった。下面には直径10cm余りの節が付いており、凹凸に富んでいた。出土したときの木片は、緩く湾曲した側面を北北西に向けていた。この木片の¹⁴C年代は、現代であった。

この調査孔周辺の地形と掘削調査の結果は、最近までここに北から南に向かう幅2mほ

どの小川が存在していたことを示している。

南端の掘削調査は、さらに南へ200mほど離れて、緩斜面から下り道になる林道脇の空き地で行った。底では珪質泥岩礫を含む凝灰岩礫混じり粘性土があった。その礫は、5cmから10cm程度の大きさであり、いずれも硬質であった。粘性土部分は軟らかく、褐色であった。他の調査孔よりも礫が多かった。このため、深さ20cm以上の掘削が困難であった。掘削調査地点は緩いS字状の急崖の脚部であり、急崖からの礫や岩塊が堆積したのである。

緩斜面Ⅳおよび緩斜面Ⅴ

南部の緩斜面ⅣとⅤには、風化した凝灰岩層を覆って、黄褐色の軟らかい礫混じり粘性土層が堆積している。礫は凝灰岩と泥岩である。凝灰岩礫は2cmから3cm程度の大きさであり、白く風化している。泥岩礫は乳白色をした角礫であり、長径が10cmを超える角礫もあった。層厚は2m以上である。礫混じり粘性土層と下位の凝灰岩層とは隣接している。両者の境界には、地すべり粘土層や鏡肌が無い。前者が後者を抉って堆積したのである。また、両者の境界は、地形の段差にも表れている。礫混じり粘性土層は2mほど低くなっているのである。

湯山地区の南部、松之山温泉の後背斜面には、風化した凝灰岩礫を混じる暗褐色の軟らかい粘性土層が分布している。粘性土層に含まれている礫の大きさは、3cm程度である。粘性土層の層厚は、いずれも60cm程度である。松之山層の凝灰岩層を覆っている。松之山温泉に面した山腹の幅広い谷地形の底部や林道脇の狭い湾曲した凹地に、河岸段丘状の小規模な平坦面や低湿地を形成している。それらの分布範囲は小規模で限定的である。湯山地区における最新期に属する河床堆積物である。

2-2-3 兎口地区の新时期河床堆積物

兎口地区の主要な緩斜面は、緩斜面Ⅲと兎口斜面である。緩斜面Ⅲには礫混じり粘性土層が、兎口斜面の小川には小規模な河岸段丘の堆積物などがそれぞれ分布している。

緩斜面Ⅲ

緩斜面Ⅲは植生に覆われており、新时期河床堆積物の露頭はほとんどなかった。そこで、大松山北麓の緩斜面Ⅲで掘削調査を行った。掘削調査の位置は、緩斜面Ⅲの東端であり、杉を植林している凹地である。掘削の深さは60cmである。地表から45cmまでは赤褐色の軟らかい粘性土であり、その下端に厚さ2cmほどの腐植物の層があった。近年の堆積物である。その下位に、黄褐色の礫混じり粘性土層が分布していた。礫は、大きさ5cm前後の白く風化した凝灰岩であった。礫混じり粘性土層はやや硬質であり、スコップでの掘削は容易ではなかった。後期更新世の堆積物である。同質の堆積物は、兎口斜面のほぼ中央付近にある小高い緩斜面にも見られる。

兎口斜面

兎口斜面の大部分は中沢川の源流域であり、複数の小川がある。兎口斜面の中央部を北に向かって流れている小川の一部に、小規模な河岸段丘がある。河岸段丘の周辺には、直径2mを超える凝灰岩の転石を含む礫混じり粘性土（地すべり崩土）が分布している。段

丘面の広さは、およそ10mであり、段丘崖の高さは75cmである。段丘堆積物は、下部から青灰色の凝灰質砂層、黄褐色の砂礫層そして褐色の礫混じり粘性土層である(写真-3)。

青灰色の凝灰質砂層は、露頭の表面では風化して黄褐色である。層厚は薄い部分で10cm、厚い部分で20cmである。下位の地すべり崩土(凝灰岩礫混じり粘性土)との境界は、波打っている。凝灰質砂層



写真-3 小規模段丘の堆積物

の最下部には、直径6cmの硬質な凝灰岩の円礫が含まれている。また、下位層との境界には、2cm前後の大きさの凝灰岩礫が並んでいる。基底礫岩である。これらのことから、凝灰質砂層と地すべり崩土との関係は、不整合である。これらの産状と段丘全体の形状は、凝灰質砂層が地すべり崩土の凹地にできた池に堆積したことを示している。

この凝灰質砂層の下部から、2種類の樹種の木片(小枝)が一緒に出土した(図-5の●4地点)。そのひとつは杉であった。大小あわせて13個の木片が出土した。最大の木片の大きさは、長さ7.0cm、直径1.8cmであった。そのほかの木片は、長さ1.6cmから5.1cmであった。いずれも炭化していた。もう一種類の木片は、細い小枝であった。全部で9個が出土した。それらの材質は緻密で硬く、枝の芯(髓)が柔らかかった。なかには、中空になっているものもあった。これらの特徴は、この小枝がウツギ(*Deutzia crenata* Sieb. et Zucc)であることを示している。ウツギの木片は、最大で長さ8.1cm、直径0.6cmであった。そのほかは、長さ1.5cmから5.6cmであった。これらウツギの木片の表面は、いずれも暗褐色になっていた。しかし、内部は黄褐色であった。これらの杉やウツギの木片は、いずれも水平に埋まっていた。水流によって池の下流端付近に寄せ集められて埋まったのであろう。

出土した杉の ^{14}C 年代は、 $110 \pm 60\text{y. B. P.}$ であった。これを暦年に換算すると、大気中の ^{14}C 濃度の変動によって、1680年から1770年の間、1800年から1940年の間および1950年に該当した(誤差の確率68%)。炭化が進んでいたことから判断して、この杉片の年代は、1950年(現代)であるよりも1800年代あるいは1700年代前半である。また、ウツギの ^{14}C 年代は、 $30 \pm 70\text{y. B. P.}$ (^{13}C 比による補正前)から現代(同補正後)であった。つまり、段丘堆積物が堆積を始めたのはおよそ100年前以降であり、その際に地すべり崩土を浸食した小川が、その礫と一緒に、およそ200年前あるいは300年前の杉片を堆積させたことになる。いいかえれば、この地すべり崩土は、200年前よりも前に形成されていたのである。

青灰色の凝灰質砂層の上に砂礫層が重なっている。砂礫は、硬質な凝灰岩の小礫や砂である。まれに直径5cmほどの礫が含まれている。小礫の配列は、砂礫層が下流方向に緩く傾斜して堆積したことを示している。砂礫層の最大厚は30cm程度であり、薄い部分では15cm程度である。下位の凝灰質砂層を波打ちながら斜めに覆っている。

段丘堆積物の最上部には、凝灰岩の小礫を混じる粘性土層が、砂礫層を緩く斜めに覆っている。境界の傾斜は砂礫層の傾斜と一致している。それらの傾斜は、河床勾配に対応しているのである。したがって、礫混じり粘性土層と砂礫層とは、整合関係である。礫混じり粘性土層の層厚は30cm程度である。

葛畑川流域の兎口温泉の上流部にも、水域で堆積したとみられる小規模な堆積物が分布している。黒い硬質な凝灰岩の小礫を混じる黄白色の柔らかい粘性土である。地すべり崩土の直下流に位置している。崩土を浸食した小川で堆積したのである。

そのほかにも、完新世の小規模な河岸段丘が分布している。上部斜面の小川では、泥岩の小礫を混じる黄褐色の粘性土層や青灰色の粘土層などが松之山層の泥岩層を覆っている。それらは、高さ20cmから70cm程度の小規模な河岸段丘となっている。

2-3 地すべり崩土・崖錐堆積物等

各地区に、地すべり崩土や崖錐堆積物あるいは土石流堆積物などの崩土が堆積している。

2-3-1 湯本地区の崩土

湯本地区の崩土は、下部斜面にある扇状の緩斜面に分布している。この緩斜面のほぼ中央部を縦断して、石積み水路工が新たに建設されていた。その水路工脇の切土法面は、連続した露頭となっている。その一部には、細礫や粘土あるいはシルトなどの細粒分が多い堆積物が、下流に向かって緩く傾斜しながら成層している。それらの層厚は、全体で1.2m以上である。粘性土混じりの礫層が、それらを不整合で覆っている（写真-4）。

礫層は不淘汰であり、細礫から2mを超える巨礫までの、様々な大きさの凝灰岩の角礫を多量に含んでいる。茶褐色から黄褐色まで雑多な色を示している。末端は、松之山温泉街の西端にあたる道路脇に迫っている。その末端部では、礫は拳大以下の礫や細粒となっており、地下水が滲み出している。



写真-4 湯本地区の土石流堆積物

この粘性土混じり礫層は、その分布の形状と岩質から判断して、土石流堆

積物である。それらは、下部斜面末端の急崖から湯本川の河原に移り変わる斜面勾配の急変点に、扇状地となって堆積している。扇状地末端部の東側（湯本川の下流側）が西側よりも厚くなっている。土石流が下流川に偏って流下したのであろう。

2-3-2 湯山地区の崩土

湯山地区の崩土は、湯山集落の西にある大規模な馬蹄形の急崖の南東端および北部のため池周辺からその下流の開けた谷地形の底部に、また大規模な馬蹄形の急崖に囲まれた緩斜面などに分布している。

大規模な馬蹄形の急崖の南東端に小規模な崩土がある。急崖の上に新たな道路工事が行

われていた。その工事中の道路法面に、灰緑色をした塊状の凝灰岩とそれを覆っている黄褐色から灰褐色をした凝灰岩礫混じり粘性土層が分布している。前者は平坦な台地状地形を形成しており、後者はその台地状地形の先端部（東側）にある。後者の粘性土層に含まれている凝灰岩の礫は、数センチメートル以下の大きさで、風化して白くなっており軟質である。粘性土部分も軟らかく、ハンマーで容易に掘ることができる。また、粘性土層には、硬質な凝灰岩の礫や転石が含まれている。それらは、直径数センチメートルから50cm、あるいは1 m以上にもなる大小の不定形の礫や転石である。これらのことから、この堆積物は、崩壊による堆積物である。

この崩壊堆積物に、黒い腐植土層が挟まれていた（図-5の●3地点）。腐植土層は、地表からおよそ1.5mの深さに挟まれており、全体としては、わずかに南に傾斜していた。腐植土層の形状は、長さ30cm、最大の厚さ15cm、薄い部分では2 cm程度であり、縦方向に激しく膨縮する不規則な形をしていた。その腐植土の¹⁴C年代は、2,150±50y. B. P. (BC200年頃)であった。

大規模な馬蹄形の急崖で囲まれている斜面では、黄白色の泥岩片を含む灰白色から黄白色をした軟らかい粘性土が凝灰岩を覆って、あるいは凝灰岩の割れ目を埋めて分布している。粘性土に囲まれた凝灰岩の転石もある。大きい転石では、直径が1 mを超えている。これらは、地すべりによる崩土である。地すべり崩土は、馬蹄形の急崖から湯山沢に沿って分布しており、その一部は、湯山集落にまで達している。

兎口に近いたため池脇の掘削法面には、先に述べた濃紫褐色をした礫混じり粘性土層（後期更新統、3.4万年前）を斜めに覆って、凝灰岩礫混じりの赤褐色をした軟らかい粘性土層が分布している。ハンマーで容易に掘削することができる。礫は硬質である。礫の大きさは、多くは5 cm以下である。大きい礫では15cm前後である。この礫混じり粘性土層の層厚は3 m以上であり、塊状無層理である。

この赤褐色の軟質な礫混じり粘性土層に、炭化した杉の大小の木片が多く含まれている。それらから、隣り合っていた大小2個の杉の木片を採取した（図-5の●1地点）。大きい方の木片の長さは21cmであり、幅9 cm、厚さ3.5cmから4.5cmであった。小さい木片は、長さが12cm、幅8.5cm、厚さ3.5cmであった。それらの木片の¹⁴C年代は、42,610年 (y. B. P.) よりももっと前（スケールオーバー）であった。

この¹⁴C年代測定結果は、炭化した杉の木片が、下位の礫混じり粘性土層（3.4万年前）よりも古い堆積物（高位面の堆積物）から由来したことを示している。緩斜面Ⅲの礫混じり粘性土層の堆積は、4.3万年前よりもっと前（高位面）から始まり、少なくとも3.4万年前（低位面）まで続いていたのである。

それらの礫や杉の木片等に混じって、茶褐色をしたヨシ属 (*Phragmites* Adans) の根茎が出土した。根茎は、地表面から2 m以上の深さの法面に、長短4片に切れて埋まっていた。それらを合わせると、22.5cmであった。その断面は扁平であり、中空になっていた。節があり、その間隔は4.5cmであった。また、節の周長は7.4cmであった。長さ7 cm余の細

い根が付いている節もあった。しかし、節には匍匐枝が付いていた痕跡が無かった。これらの諸特徴から判断して、この根茎は、アシ (*P. communis* Trin.) の根茎である。同一種の根茎が、ほかにも3個、同じ法面内に散乱していた。また、法面内には、まだ炭化していない杉の木片が数多く含まれていた。

これらの杉の木片やアシの根茎は、垂直あるいはそれに近い高角度で斜めに埋もれて産出した。このことは、この堆積物が崩壊（地すべり）あるいは土石流等の乱流で運搬され堆積したこと、したがって崩土であることを示している。ところが、下位層との境界面には、鏡肌や地すべり粘土層が存在しない。地すべりの痕跡が無いのである。

1947年に撮影された空中写真では、その南側の斜面に草で覆われた崩壊の痕跡が存在している。またその写真で、沢頭周辺はすでに現在と同じ地形であり、ため池を確認することができる。さらに、先に述べたアシの根茎で測定した¹⁴C年代は、現代であった。また、同種の堆積物は、ため池から下流に、幅広い谷状の地形の底部に沿って分布

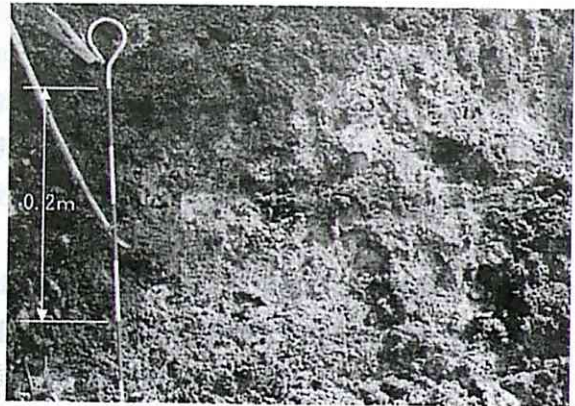


写真-5 谷内形底部の土石流堆積物
(多くの炭質物が含まれている)

している (写真-5)。そこにも、細粒の炭質物が多量に含まれている。

これらのことから、この崩土は、およそ100年前以内に発生した崩壊によって形成された池沼が近年になって決壊したときの、土石流（泥流）堆積物である。

2-3-3 兎口地区の崩土

大松山の北東斜面は馬蹄形の急崖となっている。その急崖の麓から兎口斜面の中部斜面にかけて、黄褐色の粘性土を混じる凝灰岩の角礫層が、松之山層の泥岩層を薄く覆っている。湊元ほか（1965）や新潟県土木部砂防課（1965）が指摘している、兎口集落の上流側斜面に分布している薄い凝灰角礫岩層に相当している。基質は凝灰質の粘性土であり、軟質である。角礫は黒色や暗緑褐色の安山岩や凝灰岩の礫であり、硬質である。その大きさは15cmから20cmであることが多い。礫と礫との間に空隙があることがあった。直径2mを超える転石が含まれていることもある。このような大きな転石は、角礫層の末端部である中部斜面に集中している傾向がある。これらのことから、この凝灰角礫岩層は、崖錐あるいは崩壊（地すべり）による崩土層である

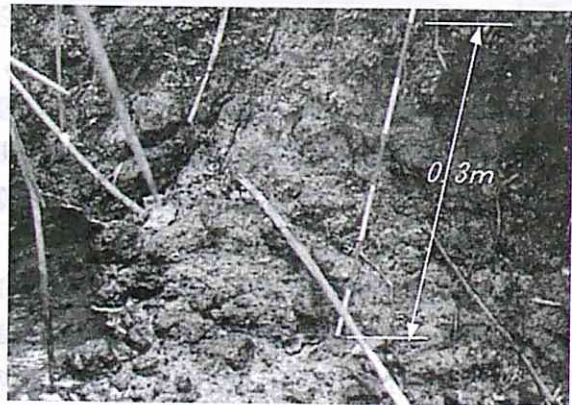


写真-6 兎口地区の崩土

(写真-6)。崩土層の層厚は、厚いところで5m程度である。

この崩土層は、分布する地形の傾斜度によって、上部と下部とに分けられる。上部に相当する急崖の脚部では、傾斜度は30度以上である。その下流およそ800mにわたる下部は、緩い傾斜度（およそ10度）となっている。前者は崖錐である。後者は、その傾斜度から判断して、山腹の急崖で生じた崩壊（地すべり）の崩土が、崖錐の岩塊と一緒に土石流状になって流下し、堆積した斜面である。大きな転石が崩土の末端部（中部斜面）に集中している傾向があることも、崩土が土石流状になって流下したことを示している。

崩土層を覆っている河岸段丘から出土した杉片の¹⁴C年代は、先に述べたように、およそ200年前あるいは300年前であった。したがって、崩土が土石流状になって流下したのは、およそ200年前よりも前であった。

急崖の脚部では、新しい崖錐が地すべり崩土を覆っている。農道脇の崖錐堆積物から、暗褐色になった円筒状の腐植物を採取した。地表から30cm余の深さである。その腐植物の直径は2cmほどであり、長さはおよそ10cmであった。外皮は薄く脆くなっていた。また、外皮の表面には、ひげ根の跡が、多数の小さな点状の突起となって、規則的に並んでいた。内部は中空であり、淡黄褐色をした細く長い10数本の繊維が残されていた。太さやひげ根の跡そして細く長い繊維組織等から判断して、この腐植物はイタドリ属 (*Reynoutria*) の茎である。そして、この腐植物が暗褐色であることから、近年の腐植物であることが明らかである。急崖からの崩落は、近年でも続いているのである。

おわりに

大松山周辺には地すべり地が分布しており、その頭部や周辺部には馬蹄形の急崖や緩斜面が発達している。それらの地形発達史を明らかにするために、地形と地質について現地調査を行った。

調査地域には、分布している標高を基準にして6段の緩斜面が区別できる。それらは急崖や小高い地形と一緒にあって、河成地形の特徴を示している。また、調査地域の地質は、新第三紀層と第四紀層とである。新第三紀層は松之山層と呼ばれており、凝灰岩層を主とし泥岩層を挟んでいる。とくに、兎口斜面では、厚い泥岩層が発達している。第四紀層は、中期更新世以降の薄い礫混じり粘性土層と完新世の土石流や崖錐、地すべりなどの崩土である。それらの第四紀層は、松之山層を覆っている。

馬蹄形の急崖や小高い地形には松之山層が分布し、それらに挟まれた緩斜面には更新統が松之山層を挟って堆積している。したがって、馬蹄形の急崖と小高い地形そして緩斜面などの地形は、地質からみても、古河川による河成地形であった。

今回は、それらの河成地形が形成された時期や過程など、地形発達史を明らかにする。そこでは、地形の発達が地すべりの歴史的条件であったことを示す。また、地形発達史に基づいて、兎口地区の地すべりと空坂の人柱伝説について検討する。

参考文献

- 白石 秀一(2002);新潟県各地に分布する斜面堆積物の¹⁴C年代、新潟応用地質研究会誌、
no. 59、p. 43-54
- 高浜信行・早川嘉一(1991);古い巨大地すべり地形と現在の地すべり活動、平成3年度地
すべり学会シンポジウム論文集、p. 15-23
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝(2000);松之山温泉地域の地質、地域地質研究報告(5万
分の1地質図幅)、地質調査所、p. 14、47-48
- 湊元光春・奥村義郎・伊藤有三(1965);松之山地すべりについて、新潟応用地質研究会誌、
no. 11、p. 23-29
- 中村 三郎(1973);地すべり地形に関する一視点、地すべり、vol. 10、no. 1、p. 1-5
- 新潟県土木部砂防課(1965);地すべり記録集—松之山地すべり—、全国地すべり対策協議
会編、no. 1、p. 4、10、28-29
- 新潟県農地部農村総合整備課(1987);土地分類基本調査、松之山温泉(5万分の1図幅)、
p. 49-50
- 新潟県農林水産部治山課(1980);地すべり調査総括書Ⅲ
—中頸城地域・東頸城地域(2)編—、p. 59-64
- 新潟県東頸城郡松之山町(1968);松之山地すべりの記録、p. 46
- 新潟県東頸城郡松之山町(1991);松之山町史、p. 1059
- 布施 弘(2001a);地獄沢斜面の地形発達史、新潟応用地質研究会誌、no. 56、p. 23-32
- 布施 弘(2001b);松代町東部地域の河成地形—浜海川・越道川筋にみる河成地形と地す
べり地形—、新潟応用地質研究会誌、no. 57、p. 25-31
- 布施 弘(2002);東野名地すべり地上部斜面の地形発達史—いわゆる亀裂地形の形成史—、
新潟応用地質研究会誌、no. 59、p. 21-42