

# 十日町市水梨地すべり地の地形発達史と地すべり

## —地すべりの集中発生時期—

布施 弘

### 1 はじめに

水梨地すべり地(新潟県十日町市松之山水梨地内)は、旧東頸城郡松之山町の中心街から北西におよそ1.5kmの位置にある(図—1)。

水梨地すべりについて、新潟県土木部砂防課(1965)は、松之山地すべりの頭部(十日町市松之山兎口地内)が2方向に分かれて北方に向かった部分であると指摘している。高浜(1990)は、水梨地すべりを、松之山地すべりなどと共に、古い時代に発生した巨大地すべりのひとつに数えている。そして、高浜・早川(1991)は、それらの巨大地すべりの原因として、第四紀後期に起きた山地のブロック隆起が最も基本的な役割を果たしたと推測している。

松之山水梨地域やその周辺地域には、松之山地すべり地の頭部である松之山兎口の大規模な地すべり(兎口地すべり)から小規模な谷頭崩壊まで、多くの地すべりが発生している。地形・地質の調査から地形発達史を検討し、それらの地すべりが小氷河期以降に発生したことを明らかにする。

現地調査は踏査だけで行った。また、出土した木片や腐植土を試料として $^{14}\text{C}$ 年代を測定した。年代測定は(株)地球科学研究所に依頼した。現地調査及びこの報文に用いた地形図は、国土地理院の2万5千分の1図幅「松代」と「松之山温泉」を使用した。

なお、以下では「松之山水梨」や「松之山兎口」などの新しい地名に代えて、「水梨」や「兎口」などの旧地名を通称として用いている。

### 2 地形と土地利用

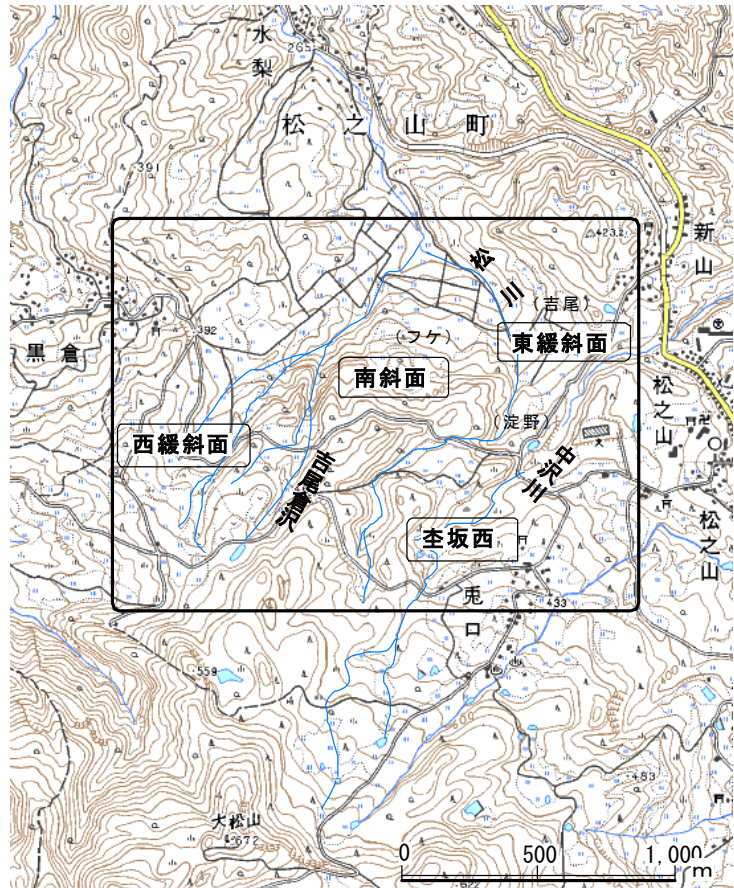
調査地は、水梨集落の南に位置している約150haの範囲である(図—2)。水梨集落は渋海川の右支流松川の上流域に、狭い河岸段丘面上に展開している。集落を挟む東西の尾根



図—1 調査地位置図

は、比高 100mを超えている。

集落の上流側(南側)は、広く開けた緩斜面となっている。緩斜面の南部は大松山(672m)からの山塊が北に張り出した急斜面となっている。その頂部は松川の源流域となっており、中沢川の源流域と共に、兎口地内の緩斜面に続いている。張り出している山塊の急斜面とフケ地区を、以下では「南斜面」ということとする。この南斜面の張り出しによって、水梨集落の上流に開けた緩斜面は、新山(あらやま)地区に近い、吉尾地区と淀野地区を含む東側の緩斜面と黒倉地区に近い西側の緩斜面とに分けられている。以下では、それぞれを「東緩斜面」と「西緩斜面」ということとする。これらの緩斜面は水田や畑などの耕作地として利用されている。尾根や山腹の急斜面は、杉やブナ等を初めとする高木の林地になっている。



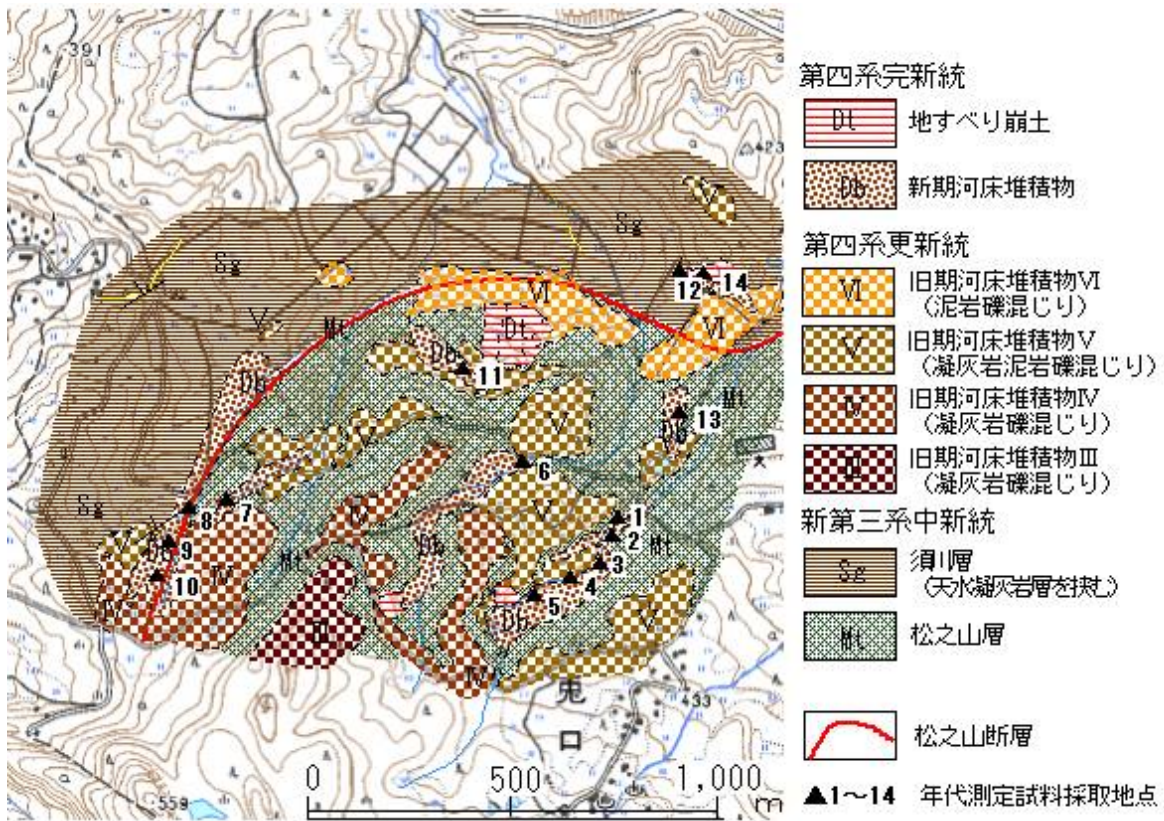
図一 2 調査地の地形と地区区分(国土地理院の図幅「松代」と「松之山温泉」に加筆)

兎口集落の北、中沢川の右岸には、馬蹄形の急崖とそれに囲まれた緩斜面が発達している。「奎坂西」の緩斜面である。緩斜面は、階段状の地形であり、棚田状の広い平坦面と高さ 1 m から 3 m 程度の急勾配の段差で構成されている。平坦面はススキ(*Miscanthus sinensis* Anderson var. *sinensis*)とオオアブラススキ(*Spodiopogon sibiricus* Trin.)とが混在している原野であり、その一部は湿地になっている。それぞれの平坦面には畦畔がある。耕作放棄田の跡であろう。畦畔や溪岸には、サワグルミ(*Pterocarya rhoifolia* Siebold et Zucc)の高木が目立っている。段差の急斜面には、ウツギ(*Deutzia crenata* Siebold et Zucc)の叢生が点在している。

### 3 地質

調査地の地質は新第三紀層である。松之山層と須川層とが分布している。竹内ほか(2000)によると、これらは後期中新統であり、松之山層は新潟油田標準層序の寺泊層に、また須川層は椎谷層にそれぞれ対比されている。これらを覆って、後期更新世の旧期河床堆積物(Ⅲ～Ⅵ)や完新世の新期河床堆積物及び地すべり崩土が分布している(図一 3)。





図一 3 松之山水梨南部地域地質図

### 3-1 新第三系

新第三系の岩相を、竹内ほか(2000)は次のように述べている。松之山層の岩相は、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い、泥岩を挟むことがある。須川層は塊状の黒色一暗灰色泥岩からなり、一部で泥岩砂岩互層を挟む。

調査地での松之山層は、硬質な凝灰岩と軟質の中粒砂岩である。前者は南斜面に広く分布している。後者の中粒砂岩層は黄褐色から赤褐色をしており、南斜面の西側に分布している。凝灰岩が側方に層相変化した同時異相であろう。なお、同様の砂岩層は、兎口集落の西に小さな規模で分布している。

須川層は硬質な泥岩層である。東緩斜面から調査地の北部及び西緩斜面に広く分布している。西緩斜面での走向傾斜はN65°E、30°Nであった。黒倉地内の道路脇や東緩斜面の水田脇には、灰白色の粗粒凝灰岩層が挟まれている。天水越凝灰岩(新潟県東頸城郡松之山町、1991)である。凝灰岩は軟質であり、軽いハンマーで容易に削ることができた。黒倉地内での泥岩層との境界面の走向傾斜は、N64°E、22°Nであった。

須川層と松之山層とは松之山断層で接している。新潟県土木部砂防課(1965)は、越道川左岸に位置する松口地区から中沢川に沿って水梨地すべり地の頭部に向かって伸びている衝上断層を報告し、この断層を松之山逆断層と呼んだ。竹内ほか(2000)は、松之山逆断層が松之山層の北縁に沿ってさらに西へ延伸していると推定した。そして、松之山逆断層を含むこの断層全体を松之山断層と呼んだ。

### 3-2 第四系（旧期河床堆積物）

兎口地区から南斜面の頂部には、階段状になった数段の広い平坦面が発達している。これらの埋積物は、硬質な凝灰岩の角礫を混じる粘性土である。それぞれの層厚は2 m程度である。南斜面の中腹部にも平坦面がある。そこには泥岩の礫を含む赤褐色の粘性土が分布している。淡黄褐色のシルト層が水平に堆積しているところもある。層厚は1 m以上である。また、南斜面西部の道路脇には、硬質な泥岩の角礫を混じる粘性土が松之山層の砂岩層を溝状に浸蝕し、埋積している。その規模は、幅数メートル深さ2 mほどである。砂岩層との境界付近には灰白色になった泥岩の角礫が多く含まれている。その境界には、擦痕やすべり面粘土等、地すべりの痕跡は存在しなかった。

南斜面の西には吉尾倉沢に沿う緩斜面が広がっている。緩斜面の頭部には、硬質な泥岩の破片を含む黄褐色の粘性土層や灰色の凝灰質粘土層が分布している。厚さ1.4 mの紫褐色の凝灰質粗砂層を、ほぼ水平に挟んでいる。

西緩斜面の頭部には複数の平坦面が発達している。それぞれ高さ2 mから5 m程度の段差がある。平坦面は池や水田として利用されている。標高と埋積物の違いから、高位の平坦面と低位の平坦面とが区別される。前者には凝灰岩の角礫を混じる粘性土が分布し、後者には泥岩の角礫を混じる粘性土が分布している。

これらの平坦面は、その地形と標高から判断して、南に隣接している大松山地域の緩斜面ⅢからⅥ(布施、2005 及び2006a)、あるいはそれらに対比される地形面であり、それらの埋積物は後期更新世の堆積物である。いずれも塊状無層理であり、松之山層や須川層を不整合で覆っている。

### 3-3 第四系（新期河床堆積物）

中沢川及び松川のそれぞれの上流域や西緩斜面の小川に、完新世の河床堆積物が分布している。それらに挟まれていた木片や腐植土等の<sup>14</sup>C年代測定結果は、それらが平安時代以降のものであることを示している。

#### 3-3-1 中沢川上流域

調査地の中沢川には、新旧2種類の新期河床堆積物が分布している。およそ1200年代から1300年代(平安時代後期から室町時代)と1700年代あるいは1800年代(江戸時代中期)の堆積物である。前者は調査地の中沢川に沿って広く分布している。後者は、中沢川の下流部で右岸側の裾に、小規模な段丘状の小段をつくって分布している。小段の規模は、比高が80 cmから1 m、幅40 cm程度である。

調査地の中沢川に沿う堆積物は、凝灰岩の礫を基底礫岩として含む青灰色の細砂層あるいはシルト層とそれらを覆う礫混じり粘性土層である。礫混じり粘性土層は上流ほど厚くなり、下流部では分布していない(図-4)。

下流部の青灰色シルトには、かすかなリグニン臭がある。その<sup>14</sup>C年代測定結果は870 ± 40 y. B. P. であった(図-3の▲1地点)。補正曲線を用いて暦年に換算すると1170年頃(平安時代後期)である。また、上流部で、凝灰岩の礫を含んだ青灰色シルト層の上部に黒

色の腐植土が挟まれていた(図—3の▲5地点)。腐植土の長さとは厚さはそれぞれ70cmと10cm程度であった。全体の形状は上流に僅かに傾斜していた。周囲との境界は不定形であり不鮮明であった。腐植土の $^{14}\text{C}$ 年代測定結果は、 $840 \pm 50\text{y. B. P.}$ であった。暦年に換算すると1210年頃(鎌倉時代)である。

中流部と上流部には、赤褐色から黄褐色の礫混じり粘性土層が堆積している。礫は硬質な凝灰岩である。上流部での層厚は3m以上であり、

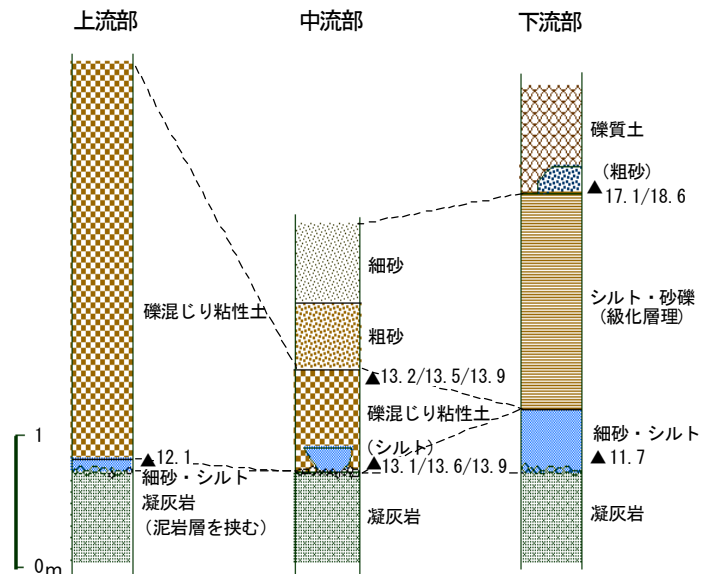
下底部に礫を含む薄い細砂層を挟んでいる。中流部での層厚は60cm程度である。下位の細砂・シルト層が欠けている。

中流部の礫混じり粘性土層の下部には、青灰色のシルト層がある。見かけの延長は2.7mであり、層厚は15cmである。シルト層にはアシ(*Phragmites communis* Trin.)の茎の破片が多量に含まれている。破片の長さは数センチメートル前後であることが多く、そのほとんどが黒化している。黄褐色で艶がある破片も含まれていた。アシの破片を含むシルトの $^{14}\text{C}$ 年代測定結果は、 $620 \pm 60\text{y. B. P.}$ であった(図—3の▲4地点)。暦年に換算すると1310年頃か1360年頃あるいは1390年頃(鎌倉時代中期から室町時代前期)である。なお、シルト層の分布範囲が狭いことと多量のアシを含むことから判断して、このシルト層は浅い池や湿地の堆積物であろう。

階段状地形の末端部に分布している礫混じり粘性土層には、風化した細粒凝灰岩の塊が含まれている。後に述べるように、杵坂西地すべりの崩土の一部である。この細粒凝灰岩塊を覆うようにして、黒色の腐植土が挟まれていた(図—3の▲3地点)。腐植土の長さは約1mであり、厚さはおよそ20cmであった。上流に僅かに傾斜していた。腐植土の $^{14}\text{C}$ 年代測定結果は、 $610 \pm 50\text{y. B. P.}$ であった。暦年に換算すると1320年頃か1350年頃あるいは1390年頃である。アシを含む下部の青灰色シルト層と同年代である。

中流部から下流部には、水平に成層した砂礫層が分布している。層厚は2m程度である。中流部にみられる砂礫層の単層の層厚は30cmから40cmである。下流部では級化成層しており、各単層の層厚は数センチメートルから10cm程度である。それぞれの単層の層相は、細礫あるいは粗砂から細砂あるいは粘土にまで連続的に変化している。

中沢川右岸の小規模な段丘状小段の埋積物は、暗黄褐色の礫質土である。塊状無層理であり、3cm程度の大きさの凝灰岩の円礫が多量に混じっている。一部で、厚さ20cmの青灰色の粗砂層を水平に覆っている。それらの基底部には礫がなく、凝灰岩を直接に覆って



図—4 中沢川の新期河床堆積物

(▲数値： $^{14}\text{C}$ 年代測定結果、西暦×100年)

いる。層厚は 80 cm 程度である。

青灰色の粗砂層に木材が水平に埋まっていた(図-3の▲2地点)。全体の形状は、図-5に示すように棍棒状であった。材の厚さは、上流端(図の左端)で 7 cm、下流端で 7.5 cm であった。木目は材の形状と整合していた。整然とした木目の様子から判断して、この材は杉である。側面

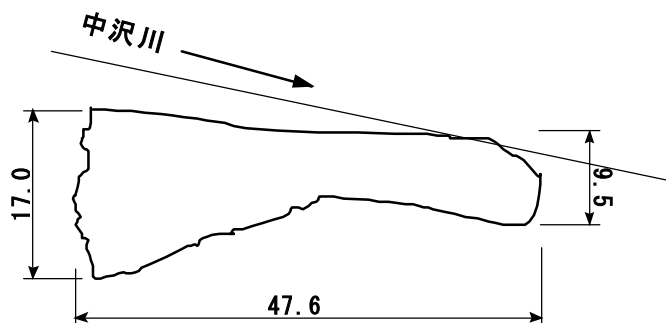


図-5 木材の産出状況と形状(平面図)

(数値の単位: cm)

の向きは、根元側が中沢川の上流に向いていたことを示していた。杉材の上面は平滑であり、中央部分が僅かに凹んでいた。下面は平らに割れており、中心部に沿って縦方向に深く凹んでいた。下面全体は粗雑であり、細かい凹凸が鋭かった。出土時の杉材の表面は暗褐色であり、内部は淡黄灰色であった。採取後は短時間で全体が黒化した。

杉材のこのような産状と形状は、この杉材が流水中で埋没したこと、その際に砂を含んだ流水がその上面を削っていたことを示している。また、杉材の延長方向と形状は、当時の流水の方向が現在の中沢川のそれと同じであったことを示している。

この杉材の<sup>14</sup>C年代測定結果は、40±40y. B. P. であった。暦年に換算すると 1710 年頃と 1860 年頃及び 1960 年頃に該当する。しかし、1947 年に撮影された空中写真とその後の空中写真(1965 年撮影、国土地理院)とを比較しても、この流域の地形には差異が見られない。このことを考慮すると、この杉材が堆積した時期は、1710 年頃あるいは 1860 年頃(江戸時代中期)である。

この杉材が産出した地点のおよそ 30m 上流の左岸には、幅 10m 前後の凹地がある。凹地の端で小川が中沢川に合流している。その小川の上流部は、広い平坦面と谷を横断する方向の段差とで、下流に向かって緩い階段状の埋谷地形となっている。棚田のように見える。しかしそれらの平坦面には畦畔がない。自然の地形である。布施(2002)は、同様の階段状の地形を、晒川左岸(十日町市)や出水後の姫川の河原(糸魚川市)で報告している。

この埋谷地形の埋積物は、青灰色の軟らかい細砂層とそれを覆う凝灰岩の礫を混じる粘性土層である。礫混じり粘性土層の層厚は 1 m 程度である。塊状無層理であり、土石流状になって流下した洪水での堆積物である。中沢川右岸の礫質土層とその下位の粗砂層は、それらの分布範囲から判断して、中沢川を埋塞したこの土石流状堆積物が再浸食され、再堆積した堆積物である。したがって、この洪水流が発生した時期は、杉材を含む下位の粗砂層が堆積した直前であり、江戸時代中期である。

### 3-3-2 松川上流域(東緩斜面、南斜面)

東緩斜面の頭部斜面には平坦面が広がり、水田として利用されている。その一面に凹地があり、アシとガマが密生する湿地になっている。この湿地から下流およそ 200m の間に



幅約 10mの水田と灌木が生えている荒蕪地が続いている。末端の荒蕪地は舌状の高まりになっている。埋積物は、泥岩の角礫と腐植物を含む濃暗紫褐色の粘性土である。須川層の泥岩を水平に覆っており、層厚はおよそ 60 cmである。かつて頭部斜面の湿地が池であった頃、その池が決壊した時の泥流の堆積物であろう。粘性土の  $^{14}\text{C}$  年代測定結果は、 $1,110 \pm 60\text{y. B. P.}$  であった(図—3 の▲1 2 地点)。暦年に換算すると 900 年頃か 920 年頃あるいは 960 年頃(平安時代中期)である。

東緩斜面の尾根に近い斜面に埋谷地形がある。平坦面と段差とで、下流に向かって緩い階段状の地形になっている。段差は 60 cm前後から 2 m程度までさまざまである。頭部の平坦面はガマ(*Typha latifolia* L.)が疎らに生えている湿地や水田になっており、中流部と下流部はススキを主とした荒蕪地になっている。埋谷地形の埋積物は、凝灰岩の礫を混じる赤褐色から黄褐色の粘性土である。凝灰岩を覆っている。中流部の広い荒蕪地では、礫混じり粘性土の層厚は 20 cm程度である。その底部に、暗褐色から黒色を示す薄い腐植土が水平に挟まれていた。腐植土の  $^{14}\text{C}$  年代測定結果は、 $660 \pm 60\text{y. B. P.}$  であった(図—3 の▲1 3 地点)。暦年に換算すると 1300 年頃(鎌倉時代中期)である。

南斜面にも埋谷地形がある。一部で浅い池や水田として利用されているほかは、湿地や荒蕪地となっている。池にはガマが繁茂しており、コナギ(*Monochoria vaginalis* (Burm. f.) Presl var. *plantaginea* (Roxb.) Solms-Laub.)の群落やオモダカ(*Sagittaria trifolia* L. var. *trifolia*)等の水草が見られる。谷頭には凝灰岩を覆う旧期河床堆積物Vの平坦面があり、その末端が高さ 2 mほどの急崖になっている。埋谷地形の上流部は、谷方向に長い平坦面と 50 cmから 60 cm程度の段差とで、緩い階段状地形になっている。池や水田以外の中流部は、急勾配の階段状地形となっている。平坦面の谷方向の長さが 2 mから 3 m程度と短く、段差は 1 mから 2 m程度である。これらの平坦面には畦畔がない。

埋谷地形の埋積物は、凝灰岩の小礫を含む暗青灰色の粘性土や礫質土である。層厚は 60 cm以上であり、塊状無層理である。頭部斜面で発生した崩壊の崩土が、土石流状になって流下したのであろう。上流部の末端に、凝灰岩の小礫を含む濃暗紫褐色の腐植土が水平に堆積している(図-3 の▲1 1 地点)。層厚は 50 cm以上である。この腐植土の  $^{14}\text{C}$  年代測定結果は、 $460 \pm 50\text{y. B. P.}$  であった。暦年に換算すると 1440 年頃(室町時代中期)である。

南斜面の松川には、幅数メートルの埋谷地形が発達している。谷方向に長い平坦面と高さ 50 cm程度の段差とで、緩い階段状地形になっている。埋谷地形の両岸は高さ数メートルの急崖になっている。この地形から推定される古松川は、平坦面IVと基盤の凝灰岩を浸食した、水量が豊かな河川であった。現在の松川は、幅 60 cmほどの小川であり、埋谷地形の端を流れている。この埋谷地形は、上流左岸の崩壊型地すべりの跡地に続いている。下流部と上流部の平坦面は水田や荒蕪地になっており、中流部では湿地になっている。

松川の平坦面は、比高 1 mほどの段丘になっている。その埋積物は、凝灰岩の角礫を含む厚さおよそ 60cm の暗褐色土である。礫の長径は 15cm から 20cm 程度である。基底部に礫を挟んで、凝灰岩を覆っている。基底部の礫の多くは、その平らな面を現在の河川の上流

に向けて傾斜させていた。なお、基盤の凝灰岩との境界には、地すべりの痕跡は存在しなかった。

基底部に挟まれていた礫の平らな面に、暗灰色の腐植物が糊で貼り付けられたかのように付着していた(図-3の▲6地点)。腐植物の幅は約10cmであり、長さは約15cm、厚さはおおよそ1.5cmであった。平らな礫の面に垂直方向に無数の細い茎が密生しており、極太の糸で織られた厚い絨毯のようであった。茎に沿って脆く崩れやすかった。無臭であった。木本類にみられる木質部が含まれていなかったのであろう。これらのことから、この腐植物はカワゴケ属<sup>\*1</sup>(*Fontinalis*)の蘚苔類である。腐植物の<sup>14</sup>C年代測定結果は520±60y. B. P.であった。暦年に換算すると1420年頃(室町時代中期)である。

南斜面の西部にある吉尾倉沢に沿う緩斜面には、後期更新世の平坦面Ⅳ及びⅤが広がっている。それらの平坦面を、吉尾倉沢の左支流の小川が浸食している。地形から推定される小川の旧河床幅は数メートルである。旧河床は下流に向かう階段状の埋谷地形となっている。段差は50cmから2mほどである。埋谷地形の平坦面は、一部が水田として利用されているほか、アシが繁茂する湿地となっている。

中流部に発達している埋谷地形の埋積物は、凝灰岩の礫を混じる粘性土である。礫は鮮やかな青色であり、粘性土は青灰色である。層厚はおおよそ50cmである。礫混じり粘性土層と基盤の凝灰岩との境界は急角度であり、前者が後者に寄りかかるように接している。境界には地すべりの痕跡は存在しなかった。

この礫混じり粘性土層に、濃暗灰色の腐植土層が水平に挟まれていた(図-3の▲7地点)。層厚は約5cmである。かすかなリグニン臭があった。腐植土の<sup>14</sup>C年代測定結果は430±50y. B. P.であった。暦年に換算すると1450年頃(室町時代中期)である。

### 3-3-3 松川上流域(西緩斜面)

西緩斜面の東端に、小川に沿う細長い荒蕪地が広がっている。その規模は、幅10mから15m、長さおおよそ600mである。広い平坦面と段差とで、下流に向かう緩い階段状の埋谷地形となっている。高位の埋谷地形と低位のそれとが区別できる。高位の埋谷地形は左岸に広がっている。一部で水田として利用されているほか、灌木が生えている荒蕪地になっている。低位の埋谷地形は現河床である。上流部ではアシが繁茂する湿地になっている。

埋谷地形の埋積物は、礫混じり粘性土である。礫は主に須川層の泥岩の角礫であり、所によっては、乳白色の凝灰岩の角礫である。礫混じり粘性土層は、左岸側では成層した灰色の硬質な泥岩層(須川層)を水平に覆っており、右岸側では凝灰岩層に急角度で寄りかかるように接している。礫混じり粘性土層とそれらの下位層との境界は明瞭である。地すべりの痕跡は存在しなかった。

高位の礫混じり粘性土層には、厚さ15cmから30cm程度の腐植土が、斑状あるいは層状

---

<sup>\*1</sup> カワゴケ属：年間を通して水温がほぼ一定な穏やかで清澄な流水中に群生する蘚苔類であり、カワゴケ(*F. hynoides* Hartm.)とクロカワゴケ(*F. antipyretica* Hedw.)との2種がある。



に水平に挟まれている(図一3の▲9及び10地点ほか)。上部斜面と中部斜面のそれらの $^{14}\text{C}$ 年代測定結果は、それぞれ $510\pm 60\text{y. B. P.}$ 及び $740\pm 60\text{y. B. P.}$ であった。暦年に換算すると、それぞれ1420年頃と1270年頃である。したがって、これらの礫混じり粘性土層は鎌倉時代中期や室町時代前期の堆積物である。

礫混じり粘性土層の下位に、暗青灰色の細砂層とそれを覆う淡青灰色のシルト層が堆積していることがある(図一3の▲8地点)。それらの層厚は、それぞれ15cm以上と20cm程度である。細砂層には僅かにリグニン臭がある。その $^{14}\text{C}$ 年代測定結果は $830\pm 50\text{y. B. P.}$ であった。暦年に換算すると1220年頃(鎌倉時代前期)である。

シルト層と下位の細砂層との境界に、複数の黒化したシダ植物片が挟まれていた。植物片の長さは7.5cm以上であり、最大の幅は3cm程であった。全体の形状は左右対称の羽状であった。それぞれの小羽片は羽軸を中心にして左右対称に分岐しており、裂片は長楕円形であり鈍頭であった。これらのことから、この植物片はワラビ(*Pteridium aquilinum* (L.) Khun var. *latisculum*)の羽片の先端部である。出土した羽片に損傷や捩れがないこと及びそれらを挟んでいる岩相とから判断して、その堆積環境は穏やかな流水であった。また、複数の羽片がほぼ平行に重なるようにして産出したことから、それらは流末に流れ寄せられて埋もれたのであろう。

### 3—4 第四系(地すべり崩土)

中沢川の中流部左岸には細粒凝灰岩が分布しており、比高5m以上の急崖となっている。その急崖の下部に鏡肌になった面があった。その面よりも下流側の凝灰岩は黄褐色になっていた。上流側の凝灰岩はさらに風化しており、褐色化が進んでいた。面の大きさは、縦が40cm余であり、横幅がおよそ30cmであった。この面の走向は $\text{N}32^\circ\text{W}$ であり、中沢川とほぼ直交していた。傾斜は上流に向かって約50度であった。鏡肌の面には多数の平行した線条痕が付いていた。線条痕は明瞭であり、中沢川に向かって緩く傾斜していた。線条痕のセンスは、上盤側の土塊が中沢川に向かって移動したことを示していた。したがって、線条痕を含む鏡肌の面は、地すべりの下流側の側方滑落崖の一部である。この地すべりを「壱坂西地すべり」ということとする。

この側方滑落崖の5mほど上流左岸の河床近くに、黄褐色の細粒凝灰岩に暗赤褐色の薄い粘土層が断続的に挟まれている。粘土層の厚さは4.8mmであり、硬く脆かった。粘土層の表面には緩い僅かな凹凸があり、擦られた痕跡があった。古いすべり面粘土であり、かつてのすべり面である。移動体の凝灰岩は塊状であり、岩盤での地すべりであった。

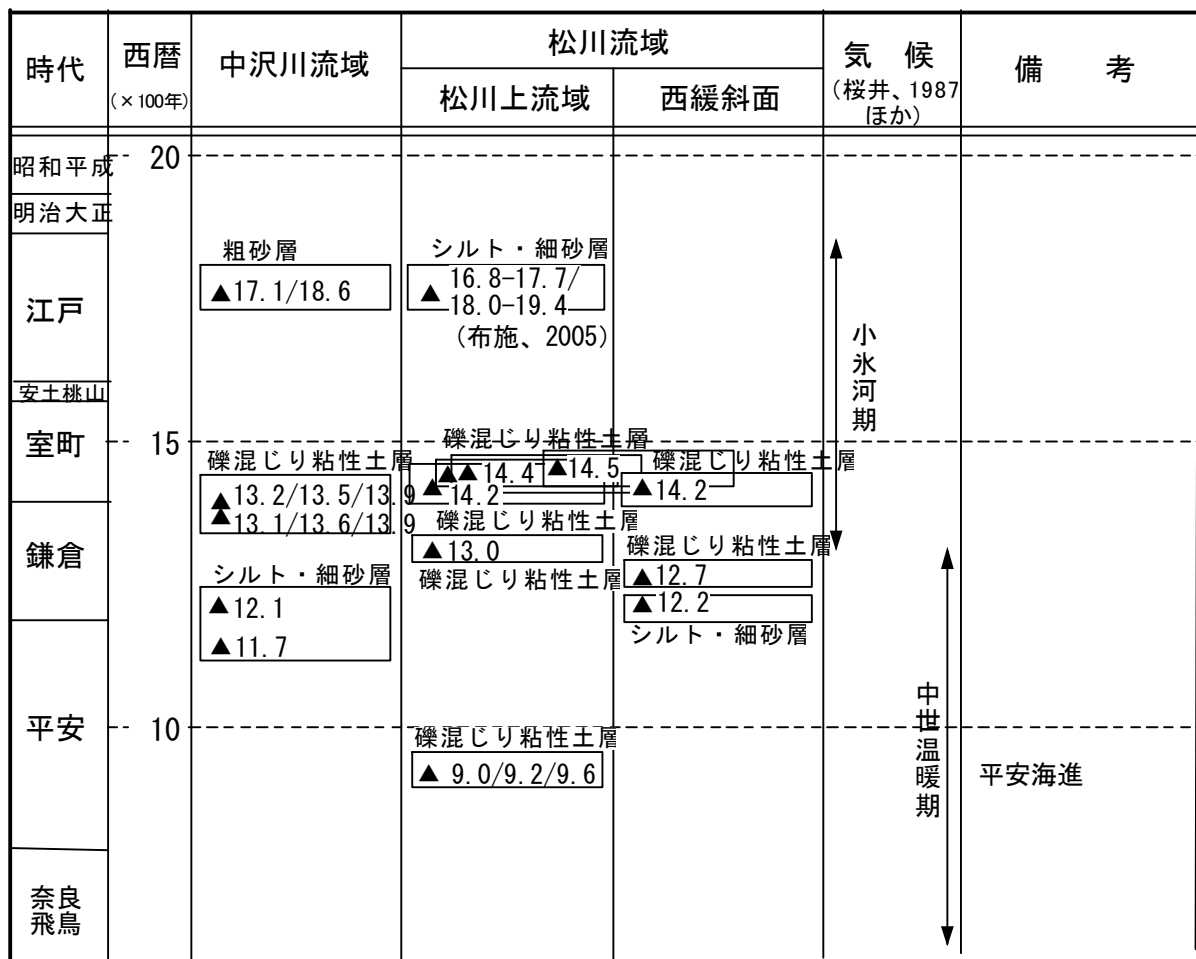
移動体の末端部は、かつては現在の中沢川の右岸に達していたであろう。しかし、現在の右岸の地形は比高1m程度の平坦面をもつ階段状地形であり、そこには礫混じり粘性土層と成層したシルト層や砂礫層が分布している。移動体の脚部はすでに浸食されていたのである。

中沢川右岸の階段状地形の末端部に、淡乳黄灰色に風化した細粒凝灰岩の塊が、礫混じり粘性土層の同時異相のように含まれている。塊の大きさはおよそ2m以上である。この

風化した凝灰岩塊は、岩質から判断して、杵坂西地すべりの崩土である。古中沢川の洪水流は、杵坂西地すべりの崩土を巻き込みながら礫混じり粘性土を堆積させたのである。したがって、この地すべりが発生した時期は、下位のシルト層が堆積した 1200 年頃から礫混じり粘性土が堆積した 1300 年代までの間である。

東緩斜面の東側の急斜面(吉尾地区)に、小規模な崩壊型地すべりの跡がある。滑落崖の高さと幅はそれぞれおよそ 7 m と 10 m である。滑落崖には、滑落した 2 段の地塊が残されている。滑落崖には泥岩が分布し、地塊には泥岩塊が、その麓から下流の緩斜面には泥岩の角礫を混じる粘性土が分布している。緩斜面にできた狭い水路には、風化した泥岩礫を混じる青灰色の粘土が堆積している。層厚は 20 cm 以上であり、塊状無層理である。浸食された崩土の再堆積物である。黒化した小枝やブナ科(*Fagaceae*)の葉、ススキとみられるイネ科(*Poaceae*)の茎の破片などを含んでいる。その粘土の  $^{14}\text{C}$  年代測定結果は  $470 \pm 60 \text{ y. B. P.}$  であった(図—3 の▲14 地点)。したがって、この地すべりが発生した時期は、1440 年頃(室町時代中期)あるいはその直前である。

南斜面の中腹(フケ地区)にも地すべり地がある。斜面の頭部は、凝灰岩を覆う旧期河床堆積物 V の平坦面である。地すべり地の頭部は、高さ 5 m 以上の馬蹄形の急崖になっている。



図—6 放射性同位炭素年代測定結果 (▲数値：西暦×100 年)

る。その麓の地すべり斜面は、階段状の水田として利用されている。それぞれの水田面の高低差は2m前後であり、全体としてやや急斜面になっている。崩土は、凝灰岩の大小の角礫あるいはそれらを混じる粘性土である。礫と礫との間には空隙があることがある。

そのほか、調査地の中沢川上流部は急峻な地形であり、谷頭や溪岸での崩壊が発生していた。また、西緩斜面の両側を画している急斜面の麓に、複数の小規模な地すべりの痕跡がある。それぞれに凝灰岩や泥岩の礫を混じる暗褐色の粘性土が分布している。

これまでに述べてきた木材や腐植土等の<sup>14</sup>C年代測定結果を図―6に示す。

#### 4 地形発達史

これらの調査結果を基に、調査地域の地形発達史を検討する。

後期更新世には、古越道川が凝灰岩の礫を混じる粘性土を堆積させ、兎口斜面や南斜面の頭部に広い平坦面ⅢからⅤをつくった(布施、2005)。そして西緩斜面には、古渋海川系の古河川が侵入しており、凝灰岩礫や泥岩礫を混じる粘性土(平坦面Ⅳ及びⅤ)を堆積させた。この古河川は、流路の標高を低下させながらその位置を次第に西に移し、完新世の初期までには西緩斜面から撤退していった。

更新世末期から完新世初期には、東西の緩斜面の原形が形成された。その頃の古越道川は兎口の下部斜面から東緩斜面に向かって北流していた。古松川は、東緩斜面の頂部で古越道川から分かれて西へ大きく蛇行し、現在の水梨集落の西側へと曲流していた。それに伴って、東緩斜面の頂部から西緩斜面の下部斜面にかけて、緩斜面Ⅵが形成された。その後、東西の緩斜面では泥岩層が浸食され、緩傾斜の広い凹地形となった。それと共に、西緩斜面では緩斜面Ⅴ及びⅥが流失した。

調査地での1200年頃の中沢川は、凝灰岩の岩盤を洗う穏やかな溪流であった。シルトや細砂が堆積していた。その後、その左岸で壱坂西地すべりが発生し、塊状の崩土は古中沢川に達した。古中沢川を埋めた崩土は、1300年代に発生した多量の土砂を含む洪水流によって流出した。多量の土砂は礫混じり粘性土となって堆積し、壱坂西に広い階段状の埋谷地形をつくった。これらの多量の土砂が供給されたのは、源流域である兎口地区に大規模な地すべりが発生したためであろう。その時期は、壱坂の人柱伝説が伝えている兎口地すべりの発生時期(およそ500年前<sup>\*2</sup>)と符合している。

上流部に堆積した礫混じり粘性土の一部は、再び浸食された。中沢川とその右岸に沿う凹地形が形成された。流出した土砂は、中流部に堆積していた礫混じり粘性土層を覆う成層した砂層となって再堆積した。それらも定期的に繰り返される出水によって再び浸食され、下流部に堆積した。そこでは細長い湖沼となっていたのであろう、級化層理が発達した厚い砂礫層となった。江戸時代中期には、それらの砂礫層は浸食され段丘化した。

---

<sup>\*2</sup> 兎口地すべりの発生時期：布施(2006a)が採録した壱坂の人柱伝説は、少なくとも40年以上前から、「およそ500年前」と伝えられている。現在からは、「およそ600年前」であろう。

その頃、古中沢川の左支流のひとつに、細砂層を堆積させる穏やかな小川があった。その小川の上流部で、1710 年頃あるいは 1860 年頃に、地すべり(中沢川左岸地すべり)が発生した。地すべり崩土は土石流状になって中沢川を埋塞した。その際に、土石流状になった崩土は中沢川左岸の級化成層した砂礫層を削り、凹地を形成した。埋塞した土砂は再び浸食され、青灰色の粗砂層とそれを覆う暗黄褐色の礫質土として再堆積した。それらはその後さらに浸食され、中沢川右岸に残る小規模な段丘状の小段となった。

中沢川の谷頭や溪岸で 3 カ所以上の大規模な崩壊が発生した。それらの土砂は、上流部の河床に比高 30 cm ほどの、低い段丘状の小規模な平坦面をつくった。

東緩斜面の上部斜面に、900 年代初め頃に小規模な崩壊が発生した。その崩土は土石流状になって現在の中中部斜面にまで流下した。現在の上・中部斜面の地形は、その頃にはすでに形成されていたのである。さらに 1300 年頃及び 1440 年頃にも、小規模な崩壊型地すべりが発生した。前者の崩土は土石流状になって流下し、埋谷地形を形成した。

古松川の上流部は、1400 年代には、凝灰岩を浸食して数メートルの川幅をもつ、水量が豊かな河川になっていた。その河床には凝灰岩の大小の礫が転がっていた。それらの礫にはカワゴケ属の水草が付着し、細く長い茎を流水になびかせていた。岩盤の凝灰岩を洗う穏やかな清流であった。それ以前には土砂が堆積していなかった。

その古松川の上流左岸で、1420 年頃に崩壊型の地すべり(大松山北麓地すべり)が発生した。地すべりの崩土は土石流状となって流下した。古松川の河床は、凝灰岩の礫を含む多量の暗褐色土で急激に埋められた。階段状の埋谷地形となり、松川面が形成された。その後、流量が減少し、松川の幅は 60 cm 程度に狭まった。その小川で松川面が浸食され、段丘化した。

南斜面や南斜面の西部にある緩斜面の古河川でも、それぞれ 1440 年頃と 1450 年頃に、多量の土砂を含む洪水が発生した。これらの洪水流で階段状の埋谷地形が発達した。溪岸あるいは谷頭で崩壊が発生したのである。これらの古河川でも、古松川とほぼ同じ時期に同様の過程を辿ったのである。

西緩斜面の東端では、1220 年頃には松之山断層に沿う小河川があった。その小河川は細砂やワラビの葉を含むシルトを堆積させる穏やかな清流であった。ところが、1270 年頃及び 1420 年頃に、その小河川の上流部で 2 度にわたって崩壊が発生し、崩土が土石流状になって流下した。それらで階段状の埋谷地形が形成された。その後、おそらく江戸時代以降に、その埋谷地形を浸食していた小河川の谷頭で 3 度目の崩壊が発生した。その崩土も土石流状になって流下し、低位の埋谷地形をつくった。やがて、小氷河期の終焉と共に小河川の流量が減少したのであろう、かつての広い川幅が狭まり、現在の小川になった。

## 5 地すべりの集中発生時期

これまでに述べてきたように、調査地では、谷頭崩壊を含めて大小の地すべりが発生していた。調査地及び周辺地域で、発生時期が明らかな地すべりを図-7 に示す。



時代	西暦 (×100年)	松之山水梨 (本稿)	松之山大松山 (布施、2005; 本稿)	松之山五十子平 (布施、2006b)	気候 (桜井、1987 ほか)	備考
江戸	20	● 中沢川左岸		● 下鍛池 ● 天明(五十子平) ● 池の平 4	小氷河期	
室町	15	● 西緩斜面 ● 東緩斜面 ● 東南緩斜面 ● 東全緩斜面 ● 西緩斜面	● 大松山北麓 ● 兎口(人柱伝説)	3	中世温暖期	
鎌倉	10			● 五十子平北 (小崩壊) 2		平安海進
平安	5			1	古墳寒冷期	弥生小海退
奈良	0				弥生温暖期	
飛鳥	-5		● 湯山(小崩壊)		縄文寒冷期	縄文海退
古墳	-10					
弥生						
縄文 晩期						
縄文 後期						

図一七 調査地及び周辺地域の地すべり発生時期（1～4及びT：平坦面）

一般に、地すべりが集中的に発生した時期は、更新世末期から完新世初期の頃であるといわれており、津田ほか(1970)は、その時期を地すべり多発時代と呼んだ。その頃、およそ5万年前から1万年前の間の大松山地域では、古河川が現在の地形の原形をつくっていた。大松山の東斜面などに大規模な浸食崖を形成するとともに、その麓に平坦面ⅠからⅥを形成させていた(布施、2006a)のである。

更新世の末期には急崖となっていた大松山の浸食崖で兎口地すべりが発生したのは、鎌倉時代のことであった。それ以前には、地すべりが発生していなかった。その麓に整然と発達している旧期河床堆積物の平坦面がそのことを示している。また、それらの平坦面の段差は、2mから3m程度であった。そのような斜面に地すべりが発生していたとしても、それらは小規模な河岸崩壊型の地すべりであったであろう。

現在の地形が形成される以前の地すべりとしては、縄文時代晩期に発生した湯山の小崩壊(布施、2005)及び鎌倉時代初期に発生した五十子平北の小崩壊(布施、2006b)がある(図一七)。それらの崩土は、いずれも現在の斜面の中腹にとどまっている。現在の河川にまで達する地すべりが発生したのは、言うまでもなく現在の地形がつくられた後である。五十

子平地域で最低位の河岸段丘Tがつくられたのは、図―7 に示すように、およそ 300 年前であった。したがって、五十子平地域で現在の河川にまで達する地すべりが発生することができたのは、およそ 300 年以内のことであった。調査地ではその時期は、古中沢川や古松川が溪谷を刻んでいた平安時代中期以降の 1,000 年以内のことであろう。

図―7 に示した地すべりを気候区分別に集計した(表―1)。小氷河期には 55 年に 1 箇所 の頻度で地すべりが発生している。次いで、中世温暖期と後小氷河期での発生率が大きな割合を占めている。ただし、西緩斜面での小規模な地すべり群や中沢川での谷頭崩壊など明らかに近年に発生した地すべりであっても、その発生時期を特定できなかった多くの地すべりを除いている。

表―1 調査地及び周辺地域の地すべり発生状況

気候区分	主な時代 区 分	概算 年数 a(年)	地す べり数 b	左の 割合 (%)	発生率 (100 年当り) (b/a)×100	左の 割合 (%)	頻 度 (年) a/b	備 考
後小氷河期	江戸～現代	250	1	6.7	0.40	14.0	250	
小氷河期	鎌倉～江戸	550	10	66.7	1.82	63.9	55	
中世温暖期	平安～鎌倉	720	3	20.0	0.42	14.7	240	
古墳寒冷期	古 墳	500	0	0.0	0.00	0.0	—	
弥生温暖期	弥 生	470	1	6.7	0.21	7.4	470	
計		2,490	15	100.1	2.85	100.0	166	

古文書や地形に残されている地すべりの記録は、古くなると急激に少なくなる。さらに、現在の地形が形成された時期は、それぞれの地域で異なっている。したがって、発生率等の歴史的な比較や評価は、これらの事情を考慮した上で検討する必要がある。

それでも、調査地及びその周辺地域では、小氷河期以降に地すべりが多発していた。とくに小氷河期の初期(1300 年頃～1400 年代)には、多くの河川や溪流で礫混じり粘性土が堆積した(図―6)。それぞれの谷頭などで崩壊が発生していたのである。その他の周辺地域でも、新潟県東頸城郡松之山町(1991)によると、西荒山の地すべり(永享2年、1430 年)や中尾の大規模な地すべり(享保の初期、1720 年頃)、東浦田村の地すべり群(延享2年、1745 年)などが小氷河期に発生していた。また、五十子平北や西緩斜面などの地すべりが発生した中世温暖期の末期には、寒冷化が始まっていた。ところが、東緩斜面では、中世温暖期に地すべりが発生している。阪口(1984)の図によると、それが発生した 900 年代前半は温暖期の中で一時的に気温が低下した時期であった。これらのことは、気候の寒冷化と地すべりの発生とが関連していることを示しているのであろう。

布施(2006b)は、地すべりが発生する条件として内的条件と外的条件が必要であると指摘し、さらに次のように述べている。小氷河期の気候は多雨・豪雪であり、洪水が多発し

ていた。小氷河期のこの気候は、岩盤の風化を促すことで地すべりが発生するための内的条件を調べ、地下水位を上昇させることで外的条件を満たした。また、阪口(1984)は古墳寒冷期が寒冷多雨であったことを指摘している。つまり、これらの寒冷期には地すべりが発生する条件が揃っていたのである。

調査地や周辺地域では、先に述べたように、小氷河期に地すべりが集中的に発生していた。したがって、これらの地域でも、小氷河期には地すべりが発生するための両条件が満たされていたのである。そして岩盤の風化は、小氷河期が終焉した後にも休むことなく進行した。地すべり崩土にあつては、風化はさらに加速されたであろう。それらの風化の進捗に伴って、従前では地すべりが発生する契機にはなり得なかった程度の地下水位であっても、契機になり得るようになった。内的条件の進展に応じて、外的条件の閾値が小さくなったのである。その結果、後小氷河期にも地すべりが多発することになった。

小氷河期での洪水や地すべりの多発は、旺盛な新田開発とそれに支えられた急激な人口増加<sup>\*3</sup>による居住地の拡大や造成などと相俟って、しばしば水害や地すべり災害をもたらした。その対策として割地制度<sup>\*4</sup>が成立した。小出ほか(1963)は、地すべり地でのこの制度は「割りあげ」と呼ばれて江戸時代からの慣習であったと指摘している。小出ほか(1963)や高野(1978)が地すべり地を示す地名として指摘している多くの地名の中で、「論田」や「論地」など「論」が付く地名は、そのような制度あるいは慣習に由来しているであろう。

## 6 おわりに

水梨地区南部地域の地形と地質を調査し、地形発達史を検討してきた。そして地形発達史に基づいて、小氷河期以降に地すべりが集中的に発生したことを明らかにした。

調査地には、新第三紀後期中新世の松之山層と須川層とが分布している。それらは松之山断層で接している。それらの新第三系を、後期更新世から完新世に堆積した旧期河床堆積物及び平安時代以降の新期河床堆積物や地すべり崩土などが覆っている。

東西の緩斜面を初めとする現在の地形の原形は、更新世末期から完新世初期にかけての古河川によってつくられた。その後、平安時代後期には、古中沢川や古松川が深い溪谷を刻んでいた。そして気候学的に小氷河期といわれている鎌倉時代から江戸時代にかけて、とくにその初期に、それらの古河川に階段状の埋谷地形が発達した。兎口の大規模な崩壊型地すべりを初めとして多くの地すべりが発生し、それらの崩土が土石流状になって流下したのである。つまり、地形の発達には地すべりの発生を可能にしたのである。

---

<sup>\*3</sup> 人口増加：室町～江戸時代前期に人口が増大している。とくに江戸時代前期(17世紀初頭から18世紀初頭)は、日本の歴史において最も急激に人口増加が生じた時期の一つである(縄田、2006)。

<sup>\*4</sup> 割地制度：割地制度について五十嵐(1995)は次のように述べている。水害を受けやすい土地や地すべり地帯で多く見られる制度であり、江戸時代に成立したと考えられている。村の全耕地または災害を受けやすい耕地を、基盤割りまたは土地の状況で割って一定期間耕作させ、満期後には再びくじ引きで割り替えて受益と負担の公平を期した制度であった。

調査地や周辺地域では、多雨・豪雪という小氷河期の気候が、地すべりが発生するための内的条件である岩盤の風化を促進し、同時に外的条件つまり契機としての地下水位の上昇をもたらした。そのために、小氷河期に地すべりが集中的に発生したのであった。小氷河期の後も、岩盤等の風化が進行した。それと共に、以前には地すべりが発生する契機にはなり得なかった程度の地下水位であっても、契機になり得るようになった。その結果、小氷河期に続いて後小氷河期にも、多くの地すべりが発生したのである。

## 参考文献

- 五十嵐秀太郎(1995)：新潟県地名考、(株)恒文社、p. 111
- 小出 博・谷口敏雄・高野秀雄・大和栄次郎・黒田和男・安藤 武(1963)：「地下の科学」シリーズⅢ、地すべり地に生きる、地質調査所編、(株)実業広報社、p. 141-154、169
- 阪口 豊(1984)：日本の先史・歴史時代の気候—尾瀬ヶ原に過去 7600 年の気候変化を探る—、自然、(株)中央公論社、vol. 39、no. 5、p. 18-36
- 桜井邦朋(1987)：太陽黒点が語る文明史—「小氷河期」と近代の成立—、中公新書、(株)中央公論社
- 高野秀夫(1978)：地すべり地の地名、地すべり、vol. 15、no. 3、p. 38-43
- 高浜信行(1990)：新潟・北陸地方における巨大地すべり(予報)、新潟大災害研年報、no. 12、p. 25-36
- 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. 13-14、17-18、53
- 津田禾粒・岩永 伸・永田 聡(1970)：「地すべり多発時代」の提言(演旨)、地すべり学会第9回研究発表要旨、p. 2
- 縄田康光(2006)：歴史的に見た日本の人口と家族、立法と調査、参議院事務局企画調整室、no. 260、p. 90-101
- 新潟県土木部砂防課(1965)：松之山地すべり、全国地すべり対策協議会編、p. 7-15、17
- 新潟県東頸城郡松之山町(1991)：松之山町史、p. 16-18、766-768
- 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
- 布施 弘(2005)：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—、新潟応用地質研究会誌、no. 63、p. 19-38
- 布施 弘(2006a)：松之山町大松山周辺地すべり地の地形発達史(2)—地形発達史と地すべり—、新潟応用地質研究会誌、no. 65、p. 31-42
- 布施 弘(2006b)：松之山五十子平地域の地形発達史と地すべり—地すべり発生の条件—、新潟応用地質研究会誌、no. 67、p. 17-36