

# 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 —

布施 弘

はじめに

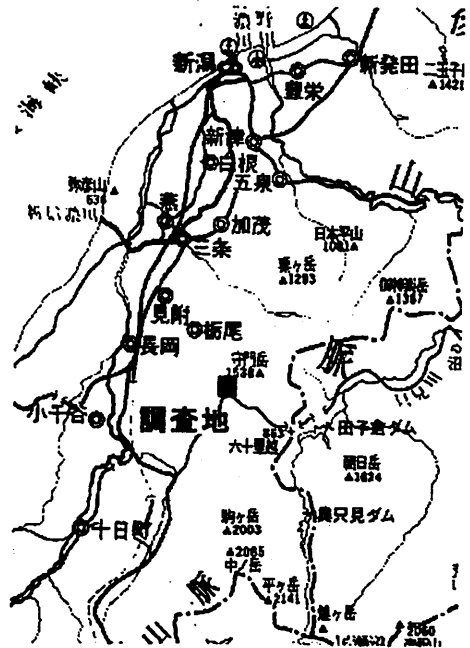
東野名地すべり地は、破間川の右岸に位置し、守門岳（標高 1,537.2m）から南西に伸びている尾根の南麓にある（図—1）。その上部斜面は、新潟県北魚沼郡守門村と同郡入広瀬村との境界を跨っており、尾根まで続く高さおよそ 100mの急斜面の麓にあって、船底形の凹地となっている。下部斜面では、古くから地すべり活動が活発であった。

高浜・早川ほか（1991）は、この上部斜面から下部斜面にかけて起伏する地形の境界や凹部を亀裂地形と呼び、 $C_1$ から $C_{IV}$ に区分した（次頁、図—2）。そして、それらのうち船底形凹地の亀裂地形（ $C_1$ 及び $C_{II}$ ）を、5万年前より前に発生した初生的大規模地すべりの外周や頭部亀裂であると推測している。

その根拠は、第1に、これらの亀裂地形はいずれも斜面上方に張り出した弧状を呈すること、第2に、亀裂地形の延長方向が斜面の傾斜方向と直交していること、第3に、亀裂地形 $C_{II}$ を境として、守門火山噴出物が斜面下方（南）側に落ち込む形態を示すこと、などである。これらの特徴と最上部の亀裂地形 $C_1$ の上下での地形の差もあわせて、総合的に検討すると、上部斜面の亀裂地形の成因が地殻変動によるものでなく、重力活動・地すべりによるものとみることが自然な解釈と考え、地形遷急線でもある亀裂地形 $C_1$ は、古い大規模な初生的地すべりブロックの外周を画するものとみなしたのである。

また、高浜・早川ほか（1991）は、破間川にかかる入広瀬橋の左岸にある段丘に、停滞水域で堆積した粘土層を発見し、古い湖があったことを報告している。そして、その湖の形成は東野名地すべりの初期の活動と関連した可能性が極めて高いと述べている。つまり、この古い湖は、古い大規模な初生的地すべりの土砂が破間川を堰き止めてできた湖である可能性が高いというのである。高浜・早川（1994）は、この古い湖と粘土層を、それぞれ古入広瀬湖及び入広瀬粘土層と呼んでいる。

このように、これまでの研究では、この上部斜面の凹地形は、古い地すべりの頭部亀裂



図—1 調査地位置図

が埋められてできた地形であるとされ、連続する窪地は、古い地すべりの亀裂であるとみられている。しかしそうすると、古い大規模な地すべりが発生した直後から、およそ5万年以上の長い期間にわたって、その頭部亀裂に雨水や融雪水が集中し、多量の水がそれらの亀裂に浸透していたであろう。あるいは、浸透よりも貯留が勝っていて、そこに大きな湖沼ができていたかもしれない。それらのいずれであったにしても、あるいは、無数に存在するそれらの中間形態のいずれかであったにしても、重要なことは、それでもその地すべりは再活動しなかった、という事実である。

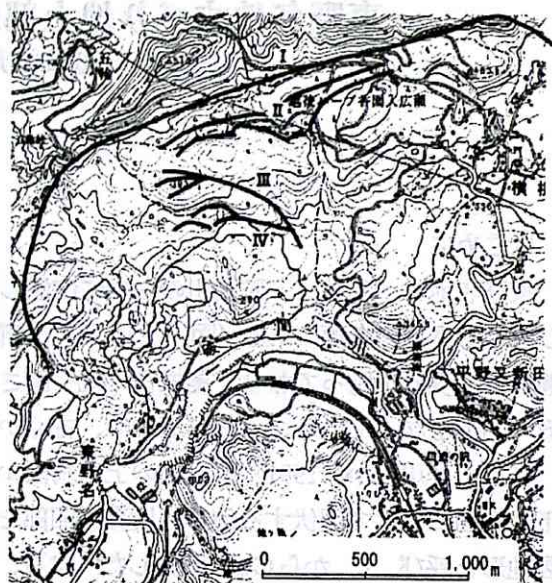


図-2 亀裂地形 I~IV 亀裂地形C<sub>1</sub>~C<sub>IV</sub> (高浜・早川ほか (1991) から抜粋)

これまでの研究によれば、古い地すべりの跡が、そのまま残っていることになる。したがって、そこには、それ以後に地すべりが生じていなかったのである。そして、長い期間にわたって、上に述べたような条件や環境にあったにもかかわらず、その古い地すべりは、再活動しなかったのである。なぜ再活動しなかったのでしょうか。もともと、この上部斜面の成因は、地殻変動ではないとしても、地すべりでもなかったのではないであろうか。むしろ、それらの凹地形や窪地は、古い河川によってつくられた地形ではないのでしょうか。

現地踏査を基に、この上部斜面の地形発達史及び古入広瀬湖の成因を検討した。地形発達史では、現在の地形が形成された過程が明らかにされる。言い換えれば、そこでは、現在の地形が、歴史的に、歴史の結果として、展開される。その歴史的な展開の根拠は、いろいろな地質現象として残されている。つまり、地形発達史は、地形と地質の両面から明らかにされるのである。そして、そこでは、地すべりは、地形をつくる諸々の作用や活動(河川による浸食や堆積、火山活動等々)と並ぶ、それらと同等の、ひとつの活動として捉えられているのである。したがって、ある斜面での地形発達史を明らかにすることは、その斜面での地すべりの有無、そして地すべりが生じていた場合にはその規模や範囲等についても、明らかにすることになる。

地形発達史を明らかにすることは、その地形をより深く認識することである。したがって、地形発達史で現在の地形が展開されたとき、そこで措定された、地形をつくる作用や活動及びそれらを含む仮説は、その限りで、ひとつの実践的な証明を得たことになる。

地形図は、国土地理院の図幅「穴沢」(2万5千分の1)を用いた。

## 1 上部斜面の地形と土地利用形態

東野名地すべり地の斜面を、標高差およそ 100mごとに、頭部斜面、上部斜面そして下部斜面に区分する(図-3)。頭部斜面は尾根(標高およそ 500m前後)からその麓(標高およそ 400m)までの急斜面をいい、上部斜面はそこから標高およそ 300m前後までの範囲を含む。そして、破間川(標高およそ 200m)までの斜面を下部斜面ということとする。

上部斜面は、東西方向に長い緩斜面の一部である。全体の緩斜面は、東は横根地区(入広瀬村)から西は西川左岸(守門村)近くまで、およそ 2.5kmにわたって続いている。上部斜面での緩斜面の南北方向の幅は、広いところでもおよそ 500m程度である。上部斜面の形状は、北に緩く弧状に張り出している。上部斜面のほぼ中央部に、北から南に向かう窪地とそれに続く深い沢(滝沢の上流域)がある。上部斜面は、それによって東西の斜面に分けられる。

上部斜面を特徴づけている地形は、船底形の凹地形を含む緩斜面と船底形凹地の周縁部にある瘤状地形、周縁部の西端にある小起伏地形及び地溝状の凹地形を含む狭く細長い凹地形などである。これらの地形について説明すると共に、他の地域で見られる類似の地形と比較し、それらの成因や条件を検討する。

### (1) 緩斜面・船底形凹地

東斜面には、標高 404m地点を頂点とする、狭い凹地となっている緩斜面がある。北に湾曲しながら、東西に向かってそれぞれ低くなっている。その凹地の北側は頭部斜面の急斜面となっており、南側は小高い丘状の高まりとなっている。その高まりは、「越後ハーブ香園入広瀬」(以下、「ハーブ香園」という。)の駐車場や総合案内所などとして利用されている。その北東にも、標高 430mから 450m前後に、同様の地形がある。オートキャンプ場として利用されている。さらに、ハーブ香園の南、急斜面の南麓(横根地内)に、緩斜面がある(標高 310mから 330m)。階段状の水田として利用されている。その緩斜面の最低部、標高 310m前後には、2段の平坦面が区別される。平坦面は、それぞれ東西に長い、整然と区画整理された水田となっている。平坦面の南には小高い丘があり、その南斜面は、下部斜面に続く急斜面となっている。



図-3 調査地の斜面区分

西斜面の標高 350mから 400mの間は、幅広い船底形の凹地になっている。凹地の西と南には、緩く起伏した丘状の高まりがあり、凹地の周縁部となっている。凹地の最低部には幅 1 mほどの小川があり、東に向かって流れている。小川は、上部斜面のほぼ中央部にある滝沢の上流域に合流し、破間川に向かって南に流下している。その小川の北側（左岸）は、大道（だいどう）地区（入広瀬村）であり、小川の南側（右岸）は逆清水（さかさしみず）地区（守門村）である。小川の上流部の流路は、ほぼ直角に曲がっており、北から南に向かって流れている。小川の源泉は、大道地区の山裾からの湧水であり、その周辺は、湿地となっている。

大道地区は、多くの小丘が繰り返しており、全体として緩く波打った南向きの緩斜面となっている。それぞれの小丘の形状は、東西に細長く、かつ非対称である。西側の斜面は、勾配が緩く長い。東側の斜面はそれよりも短く、急勾配になっている。この小丘群を含む大道地区の緩斜面は、これらの波打った地形を生かしたまま、ハーブ香園として整備されている。小川の上流部の左岸では、4枚の水田として利用されている。ハーブ香園となっている緩斜面一帯も、かつては水田として利用されていたということである。

逆清水地区には、湿地と段丘がある。小川の上流部から西の周縁部にかけては、低湿地となっており、ミツガシワが群生している。小川の上流部の右岸に、小規模な4段の段丘がある。それぞれの段丘崖の高さは、60cmから 1 m程度である。最低位の段丘面は湿地になっており、アシなどの湿地性の植生が生えている。左岸にある4枚の水田も、それぞれが小規模な段丘である。小川の下流部の右岸側（南側）は、周縁部の急斜面となっている。原野や雑木林である。

これらの緩斜面は、いずれも、北に緩く湾曲した馬蹄形の急斜面の麓にあり、緩斜面の南側には小高い地形がある。つまり、それらは、河成地形（布施、2001b）としての特徴を備えており、河川的作用でつくられた地形であることを示唆している。

## （2）瘤状地形

西斜面の周縁部には、比高数メートルから 10m程度の高まりをもった4個の瘤状の地形が、ほぼ 200mから 300mの間隔で、東西に並んでいる。それらの頂部の標高は、全体としては、西端の瘤状地形（標高 393m）から滝沢の右岸にある瘤状地形（標高およそ 380m）まで、西から東に向かって、次第に低くなっている。ただし、西端の瘤状地形とその東隣にある瘤状地形とは、ほぼ同じ高さである。また、後者の形状を地図画像上で計測<sup>\*</sup>したところ、西側の斜面の勾配が緩く（およそ 3%）、東側の斜面は、それよりも急勾配（およそ 14%）となっている。その他の瘤状地形も、同様の傾向を持っている。

同様の瘤状地形は、他の地域にも存在していた。十日町市の晒川（さらしがわ）左岸には、「三塚（みつつか）」と呼ばれている瘤状地形があった。東から西に向かって、標高を

<sup>\*</sup> 地図画像上で計測：国土地理院の5万分の1地図画像に50mメッシュの標高データを組み合わせた画像上で、3次元地図ソフト「カシミール3D」を使って計測した。

少しずつ下げながら並んでいる、3個の瘤状の高まりである。瘤状地形とその周囲には、魚沼層を覆う礫層が分布していた。これらの瘤状地形は、初めは、地すべりの頭部亀裂の跡とみられていた。しかし、詳細な調査の結果、地すべりとは無関係であり、古い河川の跡であることが明らかにされている。それぞれの瘤状の高まりの上流面は、上流に向かって緩く傾斜していた。下流面は急勾配になっていた。それぞれの下流面での高さは、2m前後であった。

梅雨前線豪雨による出水後の姫川の川原（糸魚川市西川原地内）に、段差を持った地形があった。ひとつは、礫と粗砂でつくられた3段の段差地形である（写真—1）。それらの段の高さは、15cm程度であった。それぞれの上流面は、長さがおよそ90cmで、上流側にわずかに傾斜していた。下流面は短く、急勾配となっていた。これらの形状は、規模こそ異なるが、晒川の三塚に類似していた。



写真—1 姫川の段差地形1

その周囲には、洪水が減水したときの浸食跡が、深さ2cmほどの、枯れた小川（ガリー）になっていた。その枯れた小川には、かつての流水の痕跡が、段差（滝）などの微地形や流れているような細砂の配列さらに細い滯筋等で、明瞭に残されていた。それらに混じって、細砂でつくられた、小規模な段差地形があった（写真—2）。



写真—2 姫川の段差地形2

これらの段差地形の内部構造

（堆積構造）は明かではなかった。しかし、それらの形状及び周囲の状況からみて、それらは、小型の水流波漣痕（current ripple mark）である。これは、供給される堆積物が比較的少なく、再浸食作用が活発な時に形成される（地学団体研究会、1983）。つまり、洪水後の、水位が低下する過程などで形成されるのである。

晒川の三塚（瘤状地形）は、姫川の段差地形と同様に、水流波漣痕であったであろう。そして、水流波漣痕では、それらが急勾配になっている面が前置葉理（fore set laminae）であり、河川の下流側である。

調査地の周縁部にある瘤状地形の形状は、上に述べた水流波漣痕に似ている。それらが水流波漣痕であれば、それらの形状は、流水の方向が、現在の破間川や西川とは逆に、西から東に向っていたことを示していることになる。

### (3) 小起伏地形

上部斜面の西端にあたる周縁部の緩斜面は、多くの小規模な窪地が繰り返えず小起伏地形となっている。それらの窪地の長さとは幅は、それぞれおよそ5m前後と1mから2m程度である。小起伏地形は、杉の植林地として利用されている。

調査地の西側に隣接している高倉地区から西名地区（いずれも守門村）にも、小起伏地形が広く分布している。そのうち、高倉地内には、五輪峠の下（西）に、直径およそ500mのほぼ円形に湾曲した、幅60~70mほどの緩傾斜地があり、その北端に窪地や浅い凹地が繰り返している小起伏地形がある（図-4）。

この湾曲した緩傾斜地は、水田として利用されている。また、大小のため池や湿地が点在している。それらには、ガマやオモダカ等の湿地性の植生が生えている。

その上流端は、面積2haほどの平坦地となっている。そこに、守門村が指定した天然記念物「池の山の池」がある。池の周囲には、水田と大小の多くの池沼が点在している。これらの池沼には、アシやガマを初めと

する湿地性の植生が繁茂している。平坦地の中央には、「池の山の池」の山、高さ5m、周囲50mほどの小山がある。この池の西に、小起伏地形が広がっている。小起伏地形には、標高362.6mの小丘状の小山があり、その北東に向かう低い尾根が、分水嶺となっている。

湾曲した緩傾斜地の東側の斜面は、急斜面になっている。そして西側には、小高い地形がある。ここでも、河成地形の特徴が備わっている。つまり、地形からみて、湾曲した緩傾斜地は、古い河川の跡である。したがって、その延長上にある小起伏地形も、河成地形である可能性がある。

周辺の基盤地質は、新第三紀中新世の硬質な泥岩層である。「池の山の池」の周辺の露頭では、風化して淡黄褐色になっており、亀裂が発達している。この泥岩層は、高浜・早

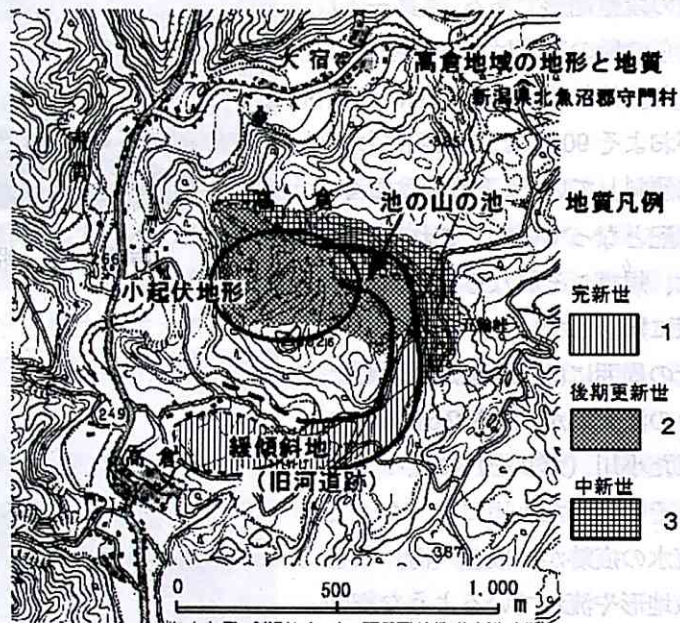


図-4 高倉地域の地形と地質  
1 礫混じり粘性土、2 砂礫層、3 貫木層（泥岩）

川ほか (1991) によると、貫木層であり、寺泊層に対比されている。

「池の山の池」の山や小起伏地形には、塊状の砂層が分布している。新鮮な部分では青灰色を示し、風化している部分では淡黄褐色となっている。ハンマーで容易に掘り崩すことができる。小起伏地形にある砂層の上部には、厚さおよそ 20cm の礫層が挟まれている。礫は、直径 5 cm 前後の円礫を主体としている。礫質は、硬質な安山岩である。泥岩の礫を含んでいることがある。この砂礫層の層厚は、5 m 以上である。西川との位置関係及びそれからの比高、さらにその岩質から判断して、この砂礫層は、後期更新世の西川（以下、「古西川」という。）の堆積物である。

湾曲した緩傾斜地には、「池の山の池」とその周辺を除いて、泥岩の角礫を混じる柔らかい粘性土が分布している。新鮮な部分では青灰色をしている。地元の方の話によると、湿地を重機で掘ったところ、青い粘土層から直径 30cm を超える太い雑木の幹が出土した。また、青い粘土層の下に、深さおよそ 1 m の厚さで、アシの腐植土が堆積していたということである。これらのことは、この緩傾斜地には、安定した湿地があったこと、さらにその湿地を覆って、新しい時期に、雑木を運搬した混濁流があったことを示している。

湾曲した緩傾斜地の末端に近い、標高およそ 275m（西川からの比高約 30m）には、地形遷急線<sup>\*</sup>がある。上流側は、ほぼ平坦な広い斜面になっている。その地形遷急線の標高は、高倉から荒貫地区（守門村）にかけての西川左岸にある小規模な段丘の標高と一致している。したがって、湾曲した緩傾斜地の原形が完成したのは、その小規模な段丘が形成された時期、つまり更新世末期であり、古西川の河床が標高 275m 付近にあった頃であった。そして、礫混じり粘性土は、その地形遷急線を覆っている。したがって、混濁流が発生したのは、さらに新しく、更新世の末期から完新世の初期であった。

緩傾斜地東側の急斜面の裾には、黄褐色から赤褐色をした、泥岩の角礫を多量に混じる柔らかい粘性土が分布している。角礫は、1~2 cm 程度の破片状である。崖錐や浅層の崩落、あるいは地すべりによる堆積物である。

これらの事実に基づいて、小起伏地形及び湾曲した緩斜面の形成史を考察する。

後期更新世には、古西川は、厚い砂礫層を堆積させていた。その古西川は、更新世末期から完新世にかけて、現在の西川にまで撤退した。古西川は、流路を次第に西に移動させながら、流路の標高を下げていったのである。その初期の段階で、厚い砂礫層を堆積させていた流路では、水位が次第に低下した。それと共に、河床に堆積していた砂礫層が掃流土砂となって移動した。土砂の掃流には、水位や水面勾配などの水理量と、土砂の粒径や比重あるいは混合状態などの土砂特性との間に密接な関係があることは、よく知られているところである。砂礫層にとっては、差別的な浸食である。やがて砂礫層が陸化した。陸

<sup>\*</sup> 地形遷急線：高浜ほか (1978) は、この種の地形遷急線を地形変換線といい、浸食基準面の一時的な安定期としている。そして、地形変換線と地すべり崩積土の分布との比較から、地すべりの発生期を検討している。

化した砂礫層には、差別的な浸食の跡に、小川（ガリー）が形成された。現在の小起伏地形である。

古西川は、陸化した砂礫層の周囲を浸食しながら、流路をさらに低下させていった。下流側では、現在の湾曲した緩傾斜地の原形がつけられた。そこには、多くの池沼や湿地が残された。

完新世の初期の頃に、湾曲した緩傾斜地の東側にある急斜面から崩落した土砂が、緩傾斜地の一部を埋めて、大きな池（堰止湖）をつくった。古「池の山の池」である。しかしやがて、その天然堤防が決壊した。決壊に伴って発生した混濁流は、湾曲した緩傾斜地に、礫混じり粘性土を堆積させた。

このように、高倉地内の小起伏地形は、古西川が撤退したとき、その分水嶺附近の河床堆積物に残された、差別的な浸食の跡であった。このことは、調査地の周縁部にある小起伏地形も、同様に、古い河川が撤退したときの分水嶺附近で、差別的に浸食された跡であり得ることを示している。

#### （4）地溝状の凹地形

上部斜面には、複数の狭く細長い凹地形がある。頭部斜面との地形遷急線には、大小2箇所の凹地形がある。ひとつは、尾根の西端に近い、五輪峠にいたる細い山道に沿う凹地形である。最大の底幅がおよそ10mであり、長さは、およそ250mにわたっている。その一部に池がある。その池の水位は、融雪と共に一時的に高くなる。しかし、残雪が消えると、急速に元の水位に低下する。池からの漏水があることを示唆している。池の一部は、山腹斜面から崩れた土石で埋められている。凹地の中や周囲は、雑木林になっている。この池を含む凹地形が形成された年代は、明らかではない。この山道は、古くから、横根の人たちの農作業用や通学路として、五輪峠方面への道として用いられてきた。したがって、この凹地形は、それ以前から存在していたことは明らかである。

他の小規模な凹地形は、ハーブ香園の西端にあたる雑木林の中にある。底幅1.8m、高さ50cmの、頂部が開いたU字型の凹地である。それが形成された年代は、地元の方の話によると、1950年代後半から1960年代前半のようであるが、詳らかではない。

上部斜面の南西部には、船底形凹地の周縁部から南東側の山麓にかけて、1945年頃に形成されたという大規模な、地溝状の凹地形がある。新潟県農林水産部治山課（1981）は、その規模を、幅20m余、長さ200m、高さ5mにもおよぶと記載し、その成因について次のように述べている。これは大きな地すべり性の変動、あるいは地下浸食による陥没か、いずれかであろうが、まだ確証を得るまでにはいたっていない。

その南側、地すべりが活発な下部斜面に移行する山麓の緩傾斜地にも、多数の小規模な地すべり地形のほか、大小の凹地形がみられる。それらの末端には、大小の池沼ができている。

このような凹地形は、魚沼層が分布している地獄沢斜面（十日町市中条地内）にもみられる。布施（2001a）は、それらが、陥没地形であったことを明らかにしている。そこでの



陥没地形は、両壁がほぼ垂直であり、深いU字型の凹地であった。地獄沢斜面での魚沼層は、透水性が大きく、かつ固結度が低い堆積物であった。そして、山麓には多くの湧水があった。魚沼層の山体から地下水が噴出したとき、山体内部の細粒分や礫が吸い出された。その結果、山体の内部が空洞になって、地表面が陥没したのである。尾根部にある大規模な陥没では、噴出した地下水と礫が、土石流になって流下した。土石流は直線状の沢を形成し、その末端に土石流堆積物を残していた。

調査地にある狭く細長い凹地形も、同様に、陥没地形である可能性がある。

## 2 地質

地質調査（踏査）の結果を図-5に示す。この地域の基盤地質は、新第三紀中新世の泥岩層とそれを覆う第四紀の守門火山噴出物である。それらを、更新世の堆積物や土石流堆積物、崖錐堆積物等が覆っている。破間川沿いには、後期更新世の段丘が分布している。また、流紋岩が泥岩層に貫入しており、複数の独立峰をつくっている。上部斜面の地質を中心に、下位層から説明する。

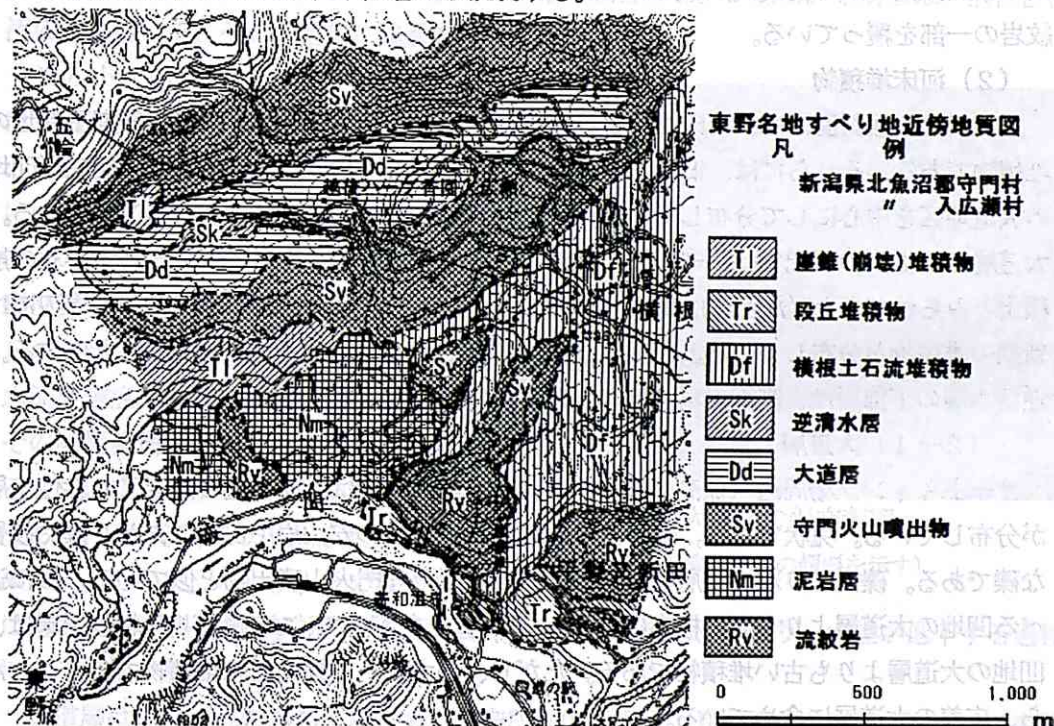


図-5 東野名地すべり地近傍地質図

### (1) 基盤地質

新第三紀の泥岩層は、七谷層に対比される暗灰色の硬質な泥岩層である。東野名地すべり地の下部斜面に分布している。下部斜面の上部（標高 300m前後）にある露頭では、塊状である。滝沢の2号谷止工直下流左岸（標高およそ 250m）では、層理が認められる。

守門火山（鮮新世～中期更新世）の噴出物（以下、「守門火山噴出物」という。）は、頭部斜面の山体から上部斜面にかけて、厚く分布している。横根地区では、下部斜面にまで分布している。それらは、赤紫褐色から紫褐色であり、見かけは、泥岩のようであったり、砂質泥岩あるいは砂岩のようであったりする。多量の安山岩の角礫が、いわゆる集塊岩状になって含まれている露頭もある。そのような角礫は、著しく風化しており、いわゆるクサレ礫となっている。それらには、直径が30cm以上にもなる、硬質な安山岩の円礫が含まれていることがある。また、滝沢の上流域左岸の道路脇には、濃い紫色をしている風化した安山岩が、およそ20m以上の厚さで分布している。守門火山噴出物は、それらのいろいろな見かけにもかかわらず、いずれも、ハンマーでは容易には崩せない程度に、固く締まっている。

これらの産状から、これらの安山岩類は、おそらく、守門火山の旧期噴出物である火砕岩を主体としており、一部では溶岩流であったであろう。守門火山噴出物の底面は、尾根の南側で標高およそ300m前後、北側でおよそ420m前後にある。したがって、尾根部（標高500m前後）までの見かけの最大の厚さは、200m以上である。新第三紀の泥岩層及び流紋岩の一部を覆っている。

## （2）河床堆積物

上部斜面の緩斜面には、河床堆積物が分布している。中期更新世の末から後期更新世の堆積物である。それらには、旧期の堆積物と新期の堆積物とがある。前者は、船底形凹地の大道地区を中心にして分布している。それを大道層（だいどうそう）ということとする。大道層は、従来の研究では、守門火山噴出物の風化部あるいはそれに生じた地すべりの崩積土とみられてきた（たとえば高浜・早川ほか、1991）。逆清水地区の小川とその周辺には新期の堆積物が分布している。それを、逆清水層（さかさしみずそう）ということにする。逆清水層の下部層は、高浜・早川ほか（1991）の凹地埋積物に相当している。

### （2-1）大道層

オートキャンプ場周辺（標高410mから450m前後）には、赤褐色の礫混じり粘性土層が分布している。塊状である。礫は、5cm前後の大きさの安山岩であり、クサレ礫や硬質な礫である。礫混じり粘性土層の見かけは、風化した守門火山噴出物と似ている。次に述べる凹地の大道層よりも高い標高に分布している。したがって、この礫混じり粘性土層は、凹地の大道層よりも古い堆積物である。ただし、いずれも旧期の河床堆積物であることから、広義の大道層に含めている。

ハーブ香園を中心とする船底形凹地から西の周縁部にかけて、狭義の大道層が広く分布している。淡黄褐色や淡い紫褐色をした塊状の礫混じり粘性土である。礫は、安山岩のクサレ礫であり、硬質な礫を含むことがある。大道層は、滝沢の左岸側で、下位の守門火山噴出物を斜めに抉り、それを不整合で覆っている（次頁、写真-3）。

周縁部の大道層は、風化が進んでおり、クサレ礫の小片を含む褐色の粘性土となっている。周縁部にある瘤状地形の高まりや小起伏地形にも、大道層が分布している。したがっ

て、それらは、先に述べた地形の形状からの類推だけではなく、地質からみても、河成地形であり得る。そして、その場合には、瘤状地形は、大型の水流波漣痕である。

船底形凹地の底部にある、高さ4 mほどの小丘の掘削面(道路の法面)では、下部に灰白色や褐色の礫混じり粘性土が分布し、上部には淡黄褐色をした砂質土が分布している。これらには、安山岩のクサレ礫が含ま

れている。また、長径が1 cmほどの、白い凝灰岩の礫が含まれている。この小丘のやや急斜面となっている東側の地表面には、5 cmから20 cm大の硬質な安山岩礫が散乱している。地表から深さ3 m附近まで、ほぼ垂直な小断層(落差3 cm)がある。断層面は、黒褐色に汚染されている。その上盤側に亀裂を伴っている。

この小丘の上部にある砂質土には、地表面と並行に、東に傾斜している葉理が発達している。その下部には、灰白色の粘土と黄褐色のシルトとの水平な葉理がある。これらは、斜交葉理である(写真-4)。この小丘の形状と堆積構造は、この小丘が水流波漣痕であり、傾斜した葉理はその前置葉理であることを示している。ここには、かつて流水があった。そして、その流水の方向は、西から東に向っていた。さらに、その流水

は、堆積物の供給が比較的少なく再浸食作用が活発な流水、つまり、水位が低下する過程にある流水であった。

大道層は、いずれの層相であっても、守門火山噴出物よりも柔らかく、ハンマーで容易に掘り崩すことができる。大道層の層厚は、分布範囲の標高差から推測して、およそ30 mである。

#### (2-2) 逆清水層

逆清水の小川とその周辺には、逆清水層が分布している。逆清水層は、不整合面を境にして、上部層と下部層とに分けられる。逆清水層は、大道層を浸食して堆積している。

露頭で認められる逆清水層の下部層は、乳白色の火山灰層である。小川の両岸及び河床



写真-3 大道層と守門火山噴出物  
(滝沢上流域左岸)

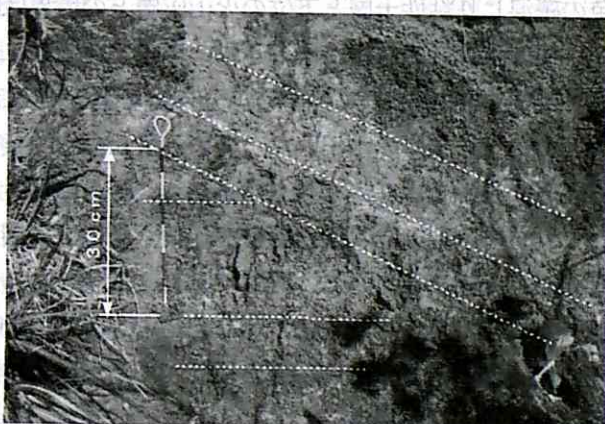


写真-4 大道層の斜交葉理  
(点線は葉理の傾斜を示す)

に分布している。グリースのような感触の、柔らかい粘土状である。有色鉱物が、直径1mm程度の黒点となって、全体に散らばっている。いわゆるゴマシオ状である。ルーペ鏡下では、多量の軽石 (pumice) が認められる。塊状である。層厚は、50cm以上である。

この逆清水の凹地には、山野井 (私信) によると、地表下数メートルまで泥炭層が堆積している。そして、山野井は、その泥炭層の形成期を、 $^{14}\text{C}$ 年代 (35,000y. B. P) と花粉分析に基づいて、最終氷期以降と推定している。また、高浜・早川ほか (1991) は、この泥炭層の中に後期更新世の広域テフラATとDKPに対比される火山灰層を確認している。そして、それらはそれぞれ、2.1~2.2万年前及び4.5~4.7万年前に噴出したものであることを指摘している。この泥炭層は、先に述べた乳白色の火山灰層の下位に位置している。それらは、逆清水層の下部層である。

小川の両岸に、火山灰層を覆って、黒褐色の礫混じり粘性土層が分布している。層厚は、60cm程度である。それに含まれている礫は、硬質な安山岩であり、15cm程度の大きさである。とくに、下位の火山灰層との境界には、それらの礫が、扁平な上面を境界面に平行に、あるいは西に傾斜させて並んでいる。後者は、堆積時に流水があったこと、さらにその流水の方向が、現在の小川の流れと同様に、西から東に向いていたことを示している。黒褐色の礫混じり粘性土層と下位の火山灰層との境界は明瞭である。それらは不整合である。

小川の上流部の右岸にある4段の小規模な段丘には、安山岩のクサレ礫や硬質の礫を含む、赤褐色の礫混じり粘性土層が分布している。含まれている礫の大きさは、3cmから15cm程度である。左岸の水田となっている段丘にも、黄褐色をした礫混じり粘性土層が分布している。粘性土は、いずれも柔らかく、容易に掘ることができる。

これらの礫混じり粘性土層は、逆清水層の上部層である。上部層の層厚は、全体でおよそ3mである。これらは、同質であり、塊状である。このことは、これらの礫混じり粘性土層が、土石流でいっきに堆積したことを示している。そして、これらの段丘は、礫混じり粘性土層が浸食されてできた段丘である。

### (3) 土石流堆積物

土石流堆積物は、旧期の土石流堆積物と新期の土石流堆積物とに区別できる。前者は、標高310mの平坦面にある高まりに残されているだけである。後者は、横根地区の緩斜面を広く覆っている。ただし、地質図 (図-5) では、これら新旧の土石流堆積物を区別せず、横根土石流堆積物としている。

ハーブ香園の下 (南) に位置する標高310mの平坦面には、高さ2mほどの、3箇所の高まりがある (次頁、写真-5)。その中央部の高まりに、紫褐色や淡褐色、黄褐色などを主としながら灰色の部分を含むなど、いろいろな色を混じえた塊状の粘性土層がある。未固結である。層厚は、2m以上である。大小の安山岩礫を含んでいる。含まれている安山岩礫の多くは、著しく風化し、クサレ礫となっている。硬い安山岩礫が含まれていることもある。また、直径30cm以上もある硬質な安山岩の円礫が混じっているところもある。著しく風化した、やや緑がかかった黒色の、直径数センチメートルの泥岩礫が含まれているこ

とがあった。そして、同じ平坦面の西端（写真一5の右端）にある高まりには、硬質な安山岩のやや角張った円礫が、茶色の粘性土を挟んで、積み重なっている。礫の大きさは、20cm から 30cm 程度である。



写真一5 平坦面と高まり（横根地内）

これらのことは、この平坦面に、西端の高まりを先端とする土石流があったことを示している。そして、この土石流は、この平坦面を

東から西に向かって流下したのである。土石流堆積物の厚さは、2 m 以上である。

土石流堆積物は、平坦面に残されている高まりに分布している。それに隣接している東端（写真一5の左端）の高まりには、守門火山噴出物が分布している。つまり、土石流は、守門火山噴出物を浸食していた河川に流れ込んでいたのである。したがって、水田となっている現在の平坦面は、それが自然の地形であるならば、土石流が流下した後に、土石流堆積物を浸食した河川によってつくられたことになる。平坦面（水田）の末端となっているやや急な斜面には、安山岩の円礫や歪円礫が散乱あるいは集中しており、その平坦面がかつての河道の跡であったことを窺わせている。

この土石流堆積物は、堆積後に浸食されていることと岩質の違いから、横根地内の緩斜面を広く覆っている土石流堆積物とは区別される。旧期の横根土石流堆積物である。

横根地内の緩斜面には、安山岩のクサレ礫を含む赤褐色の粘性土に、硬質な安山岩の円礫や角礫が混じっている堆積物が分布している。下流域では、風化して灰白色となった流紋岩の巨礫を含んでいることがある。粘性土は、ハンマーで容易に掘ることができる。それに混じっている硬質な安山岩の礫の大きさは、大小いろいろであり、長径の長さが1 m を越える巨礫もある。住家の庭先や道端には、2 m 近い巨礫（安山岩）が掘り出され、置かれている。新期の横根土石流堆積物である。

新期の横根土石流堆積物は、横根集落の後背地に当たる尾根（標高 578.3m）の山麓（標高およそ 460m）から破間川の近くまで、延長 2.3km、面積およそ 120ha にわたって分布している。上流域から中流域にかけては、横根集落全体に広く分布し、その緩斜面は水田や住宅地として利用されている。下流域では、流紋岩でできた独立峰の山麓を覆い、平野又新田の段丘の縁に張り付いて分布している。末端では、現在の植物園の台地（上面の標高およそ 220m）を形成している。この土石流が流下したときの様子や発生時期等については、古入広瀬湖との関係で、後に詳しく検討している。

なお、青木ほか（1975）は、新旧の横根土石流堆積物をそれぞれ、新期崩土層（土石流型堆積物）及び旧期崩土層と呼び、後者が堆積した後に浸食され、その跡に前者が堆積し

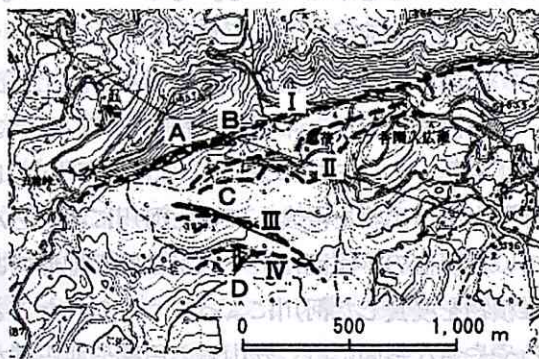
たことを指摘している。

#### (4) 崖錐堆積物

西斜面の南面は急崖となっている。その急崖の山麓（標高およそ 340m）から下部斜面に移行する緩斜面（標高 280m 付近）には、大小の硬質な安山岩の角礫と褐色の粘性土が、不均質に混じりあって分布している。安山岩礫の大きさは、多くは 20cm 以下である。しかし、縦横それぞれ 3m 以上にもなる安山岩（火砕岩）の転石も混じっている。粘性土には、安山岩のクサレ礫が含まれている。粘性土は締りがなく、ハンマーで容易に崩すことができる。守門火山噴出物の崖錐堆積物である。泥岩層を覆っている。

### 3 いわゆる亀裂地形の形成史

地形と地質の調査結果から、上部斜面の地形発達史を考察する。なお、上部斜面が古い大規模な初生的地すべりの跡であると推測された根拠は、主として、 $C_1$  及び  $C_{II}$  などの亀裂地形の存在とその形状にあった。また、亀裂地形  $C_{III}$  は、近年の地すべり変動とみられている。したがって、地形発達史は、それらの亀裂地形（図—6）の形成史を中心にして展開する。



図—6 亀裂地形と凹地形

I~IV (鎖線) 亀裂地形、A~D 主要な凹地形

#### (1) 亀裂地形 $C_1$

守門火山の噴火がおさまり、周辺の河川が守門火山の噴出物を開析し始めた頃(中期更新世)、東野名地すべり地の頭部斜面には、すでに守門火山の旧期噴出物を浸食している古い河川があった(図—7)。その古河川は、現在の西川や破間川に並行するように東から西に向かって、わずかに北に湾曲しながら流れていた。守門火山噴出物を大きく抉って、現在の頭部斜面の急崖をつくっていたのである。古河川は、縦浸食(下刻作用)が旺盛であった。



図—7 古河川の変遷 1

守門火山噴出物の底面の標高から推測すると、守門火山が噴火する前、つまり鮮新世の頃の地形は、現在の東野名地すべり地周辺では標高 300m 前後、尾根の北側では標高 420m 前後であり、緩い傾斜地であった。守門火山噴出物は、その傾斜地を基盤にして、幅 1,000m 以上、見かけの厚さが 200m を超える大規模な台地を形成したのである。そして、古河川は、その大規模な台地を浸食していたのである。

やがて、およそ 20 万年前から 10 数万年前<sup>\*</sup>、中期更新世の末期から後期更新世の初め頃、その古河川は、堆積期を迎えた。古河川は、上流で浸食した守門火山噴出物を懸濁しており、それを上部斜面で連続的に堆積させた。大道層の堆積である。堆積面は、古河川が撤退した後に、現在のハーブ香園を中心とする船底形の凹地形とその周縁部をつくる小高い地形の原形となった。

守門火山噴出物が浸食されてできた頭部斜面の急崖と大道層の堆積面である上部斜面の緩斜面との境界は、明瞭な地形遷急線となった。いわゆる亀裂地形C<sub>I</sub>の主要な部分である(図一6のI)。つまり、亀裂地形C<sub>I</sub>の主要な部分は、古河川によってつくられた地形遷急線である。さらに詳細にみれば、東斜面の大道層が、西斜面の大道層よりも古い時代の堆積物である。したがって、亀裂地形C<sub>I</sub>の主要な部分は、時代が異なる地形遷急線を含んでいるのである。

## (2) 亀裂地形C<sub>II</sub>

大道層の堆積は、数万年前まで続いた。そしてその後、古河川は、その流路を南下させながら、再び活発な縦浸食を行った。その縦浸食によって、上部斜面の南面にあたる急斜面が形成された(図一8)。それは、同時に、古河川が上部斜面の緩斜面(河道跡)から撤退を始めたことでもあった。古河川が撤退する際の流路は、上部斜面の中央部にできた北から南に向かう窪地であった。現在では、深い沢(滝沢)になっている。

古河川が撤退する際に、東斜面では、大道層と守門火山噴出物が浸食された。そのときの流路跡が、標高 404m地点を頂点とする狭い馬蹄形の凹地となった。東斜面の古河川は、その地点を東西の両方向に分かれる分水嶺としながら、撤退したのである。

西斜面では、古河川の撤退に伴って大道層が浸食された。撤退時の水流は、供給される堆積物が少なく、水位の低下と共に、再浸食作用が活発となる。その結果、撤退時の水流によって大型の水流波砂漣が形成された。周縁部では、4個の瘤状の地形(水流波漣痕)となった(次頁、図一9)。これらの瘤状地形の形状が示しているように、撤退したときの流水の向きは、古河川の本流のそれとは逆に、西から東に向かっていた。つまり、古河川が西斜面から撤退したときの分水嶺は、周縁部の西端であった。したがってここでも、先



図一8 古河川の変遷2

<sup>\*</sup> 20 万年前から 10 数万年前：逆清水層の厚さと堆積に要した年数から推定した堆積速度を基に、大道層の厚さから推定した。

に述べた高倉地区の小起伏地形が形成された過程と同じ条件が揃っていた。周縁部の西端では、大道層が浸食されて緩斜面になるとともに、流水の差別的な浸食によって、小さな窪地が繰り返す小起伏地形が形成された。

古河川の撤退が進み、大道層がさらに浸食された。そして、そこに船底形の凹地形が形成された。その凹地でも、古河川が撤退したときの水流によって、水流波砂漣が形成され、水流波漣痕となった。それらは、全体として、緩く波打った緩斜面となった。現在のハーブ香園の西斜面に分布している小丘群とそれらによって形成されている緩斜面である。

古河川が撤退したときの流路となった上部斜面中央部の窪地は、浸食されて拡大し、深くなった。現在の滝沢の原形（古滝沢）が形成された。それと共に、船底形となった凹地の一部は、さらに深く浸食された。やがて、その最深部に、撤退した古河川に替わって、いわゆる三日月湖が残された。亀裂地形C<sub>II</sub>の枠組みが用意されたのである。

三日月湖は、現在の逆清水の小川とその周辺の狭い範囲を占めていた。そこでは、火山灰層を含む厚さ数メートルの泥炭層を堆積させた。逆清水層（下部層）の堆積である。この堆積環境は、およそ5万年前から2万年前まで続いた。そして最後に、ゴマシオ状の火山灰層を堆積させた。

火山灰層が堆積してから若干の期間を経た頃、三日月湖に土石流が襲った。それによって、逆清水層の上部層が堆積した。土石流が流下した方向は、逆清水層の上部層の下底に含まれている安山岩礫の傾きが示しているように、西から東に向かっていった。この土石流で堰き止められて、西の周縁部との間の低地に、ミツガシワが群生する湿地がつけられた（図—9）。なお、土石流の成因については、陥没地形との関連があるので、次項で述べる。



図—9 東斜面の地形

その後、三日月湖の水は、古滝沢を通過して下部斜面に流れだした。その直接のきっかけは、土石流による洪水であったかもしれない。三日月湖の衰退と消滅である。そしてそれと共に、逆清水層の上部層と火山灰層が浸食され、逆清水の小川とその上流部の小規模な段丘が形成された。段丘を含む小川の周辺及び周縁部との間にある低湿地は、上部斜面の凹地形の中でもさらに低地となり、平坦な地形となった。

この逆清水の平坦な地形と東斜面の狭い馬蹄形の凹地形を合わせて、亀裂地形C<sub>II</sub>とされている（図—6のII）。しかし、それらの地形は、第1に、古河川によって浸食された地形である。そして、東斜面の狭い馬蹄形の凹地形は、上に述べたように、逆清水層が堆積する前に形成された地形であり、明らかに、逆清水層が浸食された平坦な地形よりも古い地形である。したがって、第2に、ここでも、亀裂地形C<sub>II</sub>は、形成された時代がそれぞ



れ異なっている地形を含んでいるのである。

### (3) 亀裂地形C<sub>III</sub>

上部斜面の南西部に、大規模な地溝状の凹地形がある(図一6のC)。新潟県農林水産部治山課(1981)は、それを大陥没帯と呼んでいる。この大陥没帯を含む凹地形(亀裂群)を、亀裂地形C<sub>III</sub>としている(図一6のIII)。高浜・早川(1991)は、亀裂地形C<sub>III</sub>を形成している亀裂群で、現在のような亀裂や陥没が始まったのは、地元住民の話や杉の形状及びアテの観察から、1970年頃以降であると推察している。その頃から、多くの亀裂や陥没が、新たに発生するようになったのであろう。そして、高浜・早川ほか(1991)によると、地溝状の陥没地形(亀裂地形C<sub>III</sub>)は現在でも拡大しており、東側では約10mの落差をもち、さらに西側への拡大が進行中であるということである。

高浜・早川(1991及び1994)は、1990年から行っている地形変動観測の結果から、このC<sub>III</sub>亀裂群の活動が、大きな累積的な変動ではなく部分的な変動であること、断続的に(植林した杉のアテを調査した結果からも、数年おきに)くりかえしている垂直変位であること、そして、多量の融雪水が直ちに地下に浸透していることなどを明らかにしている。

ところで、高浜・早川ほか(1991)によると、守門火山噴出物は透水性が大きく(透水係数 $10^{-2} \sim 10^{-4}$ cm/sec)、また多孔質であるために、頭部斜面から供給される地下水がここに多量に貯留されているということである。なお、守門火山噴出物に多量の地下水が貯留されていることは、すでに新潟県農林水産部治山課(1981)が指摘している。守門火山噴出物のあちこちで湧水があることは、それらのことを示している。逆清水の小川の源泉となっている湿地も、そのような湧水のひとつである。

このように、東野名地すべり地の上部斜面では、大きな透水性をもつと同時に多量の地下水を包含している守門火山噴出物が厚く分布している。大きい透水性と緩い固結度の岩質、そしてあちこちで湧水があるという条件は、先に述べた地獄沢斜面(十日町市)の場合と全く同じである。実際に、ここでも、垂直変位が生じた。その結果、両壁がやや傾斜し、頂部が開いたU字型の狭い凹地となった。陥没である。そのひとつが、いわゆる亀裂地形C<sub>III</sub>である。先に簡明に整理して述べたC<sub>III</sub>亀裂群の変動観測結果は、総合的にみれば、それらの変動が、地すべり性の変動というよりも、地下内部の空洞化による陥没であることを示しているのである。

地溝状の陥没(亀裂地形C<sub>III</sub>)のほかにも、頭部斜面との地形遷急線である亀裂地形C<sub>I</sub>の一部に、大小の凹地形、つまり陥没地形がみられる(図一6のA及びB)。先に述べた逆清水の小川の源泉にあたる湿地は、大きい陥没地形(図一6のA)、とくにその陥没によってつくられた池の下流斜面に当たっており、上に述べた、陥没と下流斜面での地下水の噴出との関係を示している。また、崖錐堆積物も、透水性が大きく、固結度が緩い堆積物である。そこにも、小規模ではあるが、多くの狭い凹地形がある(図一6のDほか)。そして、それらの末端には、大小の池沼や湿地が存在している。それらの凹地形も、陥没によってつくられた地形である。そしてこれらの陥没は、いずれも、地下水の噴出に伴って山体内

部が吸いだされた結果である。湊元ほか (1965) は、この種の現象を中抜けと呼んでいる。

このように、これらの陥没が起きるのに必要な条件は、下流斜面での地下水の噴出である。そして、下流斜面に地下水が噴出するためには、当然のことながら、それ以前に、地下水が噴出できる下流斜面が形成されていなければならない。

したがって、亀裂地形C<sub>I</sub>の一部でみられた大きな陥没 (図—6のA) は、逆清水地区に三日月湖が残されていた頃には、その必要条件を満たしていたことになる。そして実際に、陥没が生じた。その陥没が生じた時期は、明らかではない。しかし、陥没に先立って、およそ2万年前よりも新しい時期に、下流斜面である船底形凹地に多量の地下水が噴出した。その噴出した地下水とそれに伴って噴出した守門火山噴出物とが、土石流になって、三日月湖に流入した。小規模な段丘群をつくっている逆清水層 (上部層) の堆積である (図—9)。下流斜面での湧水は、現在でも続いている。逆清水の小川の源泉である。

また、同じ理由から、亀裂地形C<sub>III</sub>群の陥没が生じるための地形的な条件は、上部斜面の南面が古河川によって浸食され、守門火山噴出物の急斜面が形成された後には整っていた。その時期は、およそ2万年前よりも新しく、現在でも続いている。今後も、守門火山噴出物を浸透する地下水と下流斜面からの排水 (湧水) がある限り、亀裂地形C<sub>III</sub>群の陥没は進行し、その範囲を拡大するであろう。また、その排水の勢いが強いほど、山体内部からの吸出しも強くなり、したがって、陥没の規模が急速に拡大するであろう。

あらためて述べるまでもなく、崖錐堆積物の陥没についても、これらの事情は、同じである。

#### (4) 亀裂地形C<sub>IV</sub>とその後

逆清水層の下部層が堆積している頃、古河川は、西に向かって流れながら、さらに南下と浸食を続けていた。上部斜面南面の急斜面と標高 310mの緩斜面とが形成された。東斜面では、緩斜面は旧期の横根土石流堆積物に覆われた。古河川は、その土石流堆積物を再び浸食し、下部斜面に流れ下った。古河川は、現在の水田となっている平坦面を残した。西斜面では、急斜面の麓に崖錐が堆積した。そこに大小の陥没と小規模な地すべりが多発した。それらの陥没地形が、亀裂地形C<sub>IV</sub>である (図—6のIV)。

更新世の終わり頃には、古河川はさらに南下し、泥岩層が分布している下部斜面を流れ下った (図—10)。滝沢下流域の左支石田川 (横根地内) である。石田川では、古河川の跡が土石流堆積物で薄く覆われており、当時の地形が保存されている。そこでは、上部斜面で見られた東西方向の緩斜面や平坦面 (旧河道跡) ではなく、



図—10 古河川の変遷3

南西に向かう幅広い沢が形成されている。破間川に向かって、斜面の傾斜方向（縦方向）に浸食されているのである。そして、その沢の下流部である標高 240m 付近が地形遷急線となっており、上流側の勾配が緩く、下流側が急勾配となっている。

この地形遷急線の標高は、ほぼ 600m 上流にある、平野又新田の段丘面（標高 240m～250m）のそれと一致している。平野又新田の段丘面は、入広瀬粘土層を載せている段丘面よりも、およそ 15m から 20m 高い位置にある。そして、後者の段丘は、高浜・早川（1994）によると、後期更新世の段丘Ⅲ群に属している。したがって、その段丘は、破間川に隣接していることを考慮すると、柳沢ほか（1986）が報告している、更新世最新期の段丘 T<sub>7</sub> に相当するのであろう。

これらのことは、古河川が、およそ 2.5 万年前<sup>\*</sup>に、標高およそ 300m から 240m 付近までの下部斜面を流れ下ったことを示している。古河川は、守門火山噴出物が分布している斜面では、東から西に向かって流れていた。しかし、泥岩層が分布している下部斜面では、すでに傾斜地になっていたために、その流れの方向を斜面の傾斜方向（南西方向）に変えたのである。そして、古河川は、平野又新田の段丘面を河床にしていた破間川に合流した。その頃すでに、下部斜面（東野名地すべり地）では、尻高沢や明後沢が形成されていた。

下部斜面には、泥岩層が分布している。そこに、崖錐堆積物からの地下水が恒常的に供給され、浸透した。泥岩層は、地表面からの風化と共に、地下水の浸透による風化（軟弱化）に曝された。さらに、尻高沢や明後沢が流域を浸食し、それらの溪岸では、小規模な崩壊や地すべりが繰り返された。それらは、下部斜面全体にわたる大きな地すべりを準備した。東野名地すべりは、高浜・早川（1994）によると、縄文時代に、破間川を堰き止めた可能性が大きいということである。

地すべりは、尻高沢や明後沢の流域の地形を変えた。とくに、明後沢の流域では、古くから地すべりが繰り返しており、いわゆる馬蹄形の急斜面とそれに続く緩斜面となっている。末端部は、ほとんど平坦になっている。

横根地区の斜面には、守門火山噴出物が下部斜面にまで広く分布している。泥岩層は、守門火山噴出物で覆われ、保護されていた。そのために、泥岩層の風化が進まず、地すべりは発生しなかった。しかし、守門火山噴出物に、土石流が発生した。土石流は、上流域では横根地区の古河川の跡を削り、中流域や下流域では、古河川の跡や古河川そのものを埋めて緩斜面にした。このようにして、古河川は、横根地区から消滅した。また、土石流は、破間川を堰き止めて古入広瀬湖をつくった。

#### 4 横根土石流と古入広瀬湖

新期の横根土石流堆積物（以下、この項では、たんに「横根土石流堆積物」という。）

<sup>\*</sup> 2.5 万年前：柳沢ほか（1986）の第 46 図から、船岡山面（小千谷）の古い方の年代値を採用した。なお、T<sub>6</sub> 及び T<sub>7</sub> 段丘に対比される正面段丘（津南）及び下原 I 段丘（十日町）の <sup>14</sup>C 年代は、およそ 1.2 万年前である（信濃川段丘グループ、1968 及び新潟平野団体研究グループ、1972）。

は、横根地区の斜面を広く覆い、緩斜面を形成している。横根地区の後背斜面に発生した土石流（以下、「横根土石流」という。）は、広い緩斜面を残したのである（図-11）。横根土石流は、さらに流下した。そして、斜面の末端にある流紋岩の2つの独立峰（標高345.9mと355m）で、その流下を遮られた。遮られて膨れ上がった土石流は、それらの間の谷に流れ込み、標高およそ215mにまで達した。

谷の右岸に残されている横根土石流堆積物の分布は、標高280m前後にまで達している。見かけの厚さは、30m以上である。山麓のやや緩い斜面を形成しており、畑や水田として利用されている。左岸では、流紋岩の山裾の急崖に覆いかぶさりながら、平野又新田の段丘の縁に張り付いている。

これらのことは、横根土石流が、平野又新田の後背にある独立峰に激しく突き当たって方向を変え、谷の右岸に乗り上げながら流下したことを示している。土石流は、激しい勢いで流下したのである。また、その頃には、平野又新田の段丘はすでに形成されていた。そして、破間川は、ほぼ現在の位置にあったであろう。したがって、横根土石流は、破間川にまで達していたであろう。

ところが、横根土石流堆積物は、破間川の右岸にある寿和温泉（標高およそ205m）には分布していない。また、対岸の段丘面（標高およそ210m）やその段丘崖にも、その痕跡が見当たらない。横根土石流堆積物は、植物園の台地で、突如、消滅しているのである。

入広瀬粘土層を載せている段丘面の比高は、現在の破間川から約20mであり（高浜・早川、1994）、したがってその標高は、およそ230mである。そして、その段丘の近くにある入広瀬橋の河床高と寿和温泉付近の河床高との差は、およそ12mである。入広瀬粘土層を載せている段丘面と横根土石流堆積物の末端との標高差は、それにほぼ一致している。

これらのことから、横根土石流は、入広瀬粘土層を載せている段丘面が河床であった頃の破間川に流入していた。したがってまた、横根土石流が発生したのは、およそ2万年前であった。

ところで、横根土石流は、横根集落の後背地である尾根の斜面で発生した大規模な崩壊から始まった。尾根の斜面で崩壊した土量は、現在の地形から推定すると、1,000万 $\text{m}^3$ を

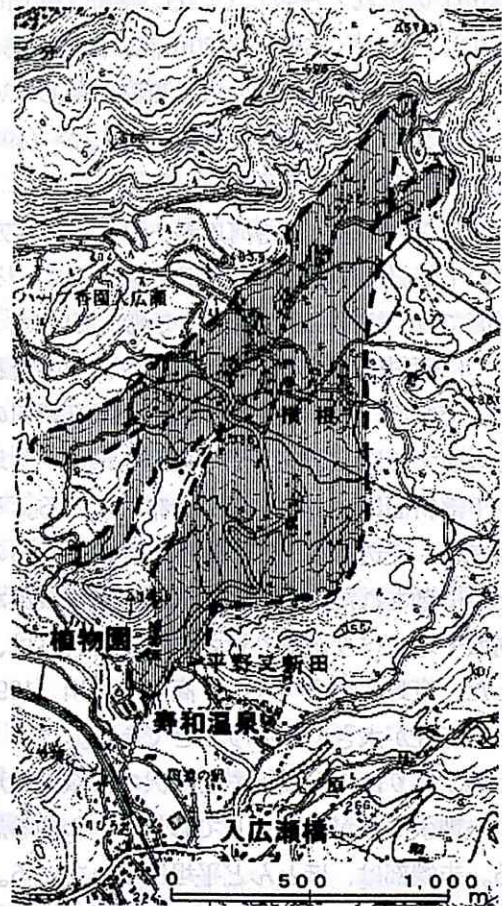


図-11 横根土石流堆積物の分布

超えている。一方、古入広瀬湖に層厚約3mの入広瀬粘土層を堆積させるためには、長期にわたって、安定して破間川を堰き止めている必要がある。それに必要な土量は、高さ15mの天然堤防として、およそ20万 $m^3$ 程度\*である。谷に残されている横根土石流堆積物の厚さが30m以上にも達していることからみても、それ以上の土量が破間川に流入していたことは、明らかである。したがって、横根土石流は、尾根の斜面で崩壊した土量の大部分が途中で堆積したとしてもなお、破間川を堰き止め、長期にわたって安定した古入広瀬湖をつくるのに十分な土量をもった土石流であった。

斜面の末端にある流紋岩の2つの独立峰は、横根土石流を阻止した。その一方で、それらの間の谷は、土石流の幅を収束させたことで、横根土石流を破間川の狭い範囲に集中的に流入させ、破間川を効率的に堰き止めることを可能にした。

このように、破間川を堰き止めて古入広瀬湖をつくり、入広瀬粘土層を堆積させたのは、その分布と発生時期及び土量などからみて、横根土石流であった。

### おわりに

東野名地すべり地の上部斜面は、頭部の急斜面の麓にあつて、東西に長い船底形をした凹地形や緩斜面となっている。これまでの研究では、それらは、地すべりの頭部亀裂あるいはそれに関連する地形とみられてきた。とくに、上部斜面にある亀裂地形C<sub>I</sub>及びC<sub>II</sub>は、古い大規模な初生的地すべりの外周部や頭部亀裂であるとされてきた。

その上部斜面の地形発達史を、地形及び地質の両面から検討してきた。地形発達史は、上部斜面に、東から西に向かって流れながら、その流路を次第に南下させていった古河川があったことを示した。そして、上部斜面の地形を特徴づけている船底形の凹地形を初めとする緩斜面や瘤状地形及び小起伏地形などは、その古河川の変遷とそのときどきの流水の作用で、統一的に説明されることを明らかにした。

それによると、亀裂地形C<sub>I</sub>及びC<sub>II</sub>が古い大規模な初生的地すべりに関連しているであろうと推測された根拠の主要な部分、つまり、これらの亀裂地形がいずれも斜面上方に張り出した弧状を呈していること、それらの延長方向が斜面の傾斜方向と直交していること、そして頭部斜面との間に大きな地形の差があることなどは、その古河川による浸食や堆積の結果であった。つまり、亀裂地形C<sub>I</sub>及びC<sub>II</sub>は、河成地形であった。

また、近年の地すべり変動とみられていた亀裂地形C<sub>III</sub>は、守門火山噴出物が陥没したときの亀裂であった。地溝状の凹地形を初めとする狭く細長い凹地形は、陥没地形であったのである。そして、それもまた、古河川による下流斜面の浸食を条件としていた。

さらに、東野名地すべりの初期の活動と関連した可能性が非常に高いとされた古入広瀬湖をつくったのは、その分布と発生時期及び土量からみて、横根土石流であった。横根土

\* 堰き止めに必要な土量：現在の地形を基に、標高215mを河床にして、高さ15m（入広瀬粘土層の上面までの高さ）、堤頂長（川幅）420mのフィルタイプのダムを想定して算定した。

石流が破間川を堰き止め、その結果として、古入広瀬湖がつけられたのである。

このように、東野名地すべり地上部斜面の地形発達史の中では、古い大規模な初生的地すべりは、その存在場所を見出すことができなかった。

### 謝辞

山形大学の山野井徹教授からは、逆清水の凹地に泥炭層が存在していることやその厚さ等、踏査だけでは得られなかった貴重なご教示をいただいた。それらは、上部斜面の地形発達史を考察する際の参考にさせていただいた。おかげで、地形発達史は、より具体的になった。ここに記して厚く感謝する次第である。

### 参考文献

- 青木 滋・西田 彰一・茅原 一也・小林 巖雄・鈴木 幸治 (1975) ; 新潟県北魚沼郡入  
広瀬村横根地すべり地の地質、新潟大地盤災害研年報、no. 1、p. 89-103
- 信濃川段丘グループ (1968) ; 新潟県津南地域の第四系—新潟県の第四系・そのIX—、新潟  
大学教育学部高田分校紀要、vol. 13、p. 175-203
- 高浜 信行・青木 滋・小林 巖雄・鈴木 幸治 (1978) ; 新潟県西頸城郡能生町高倉地す  
べり地の地質、新潟大地盤災害研年報、no. 4、p. 47-52
- 高浜 信行・早川 嘉一・片桐 信二・福本 安正 (1991) ; 東野名地すべり—その1、地  
すべり地の生いたちと地下水—、地すべり、vol. 28、no. 1、p. 40-47
- 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
- 高浜 信行・早川 嘉一 (1994) ; 東野名地すべりの現在の活動と初生的地すべり移動地塊、  
地すべり、vol. 31、no. 3、p. 16-23
- 地学団体研究会 (1983) ; 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩—、地学双書 24、碎屑性堆  
積物研究会編、p. 19
- 湊元 光春・奥村 義郎・伊藤 有三 (1965) ; 松之山地すべりの地下内部構造と地下水の  
性質について、地すべり研究、第9集、p. 63-80
- 新潟県農林水産部治山課 (1981) ; 東野名地すべり地、地すべり調査報告書IV—魚沼地域・  
中越地域編一、p. 295-319
- 新潟平野団体研究グループ (1972) ; 新潟県小千谷市周辺の第四系—新潟県の第四系 その  
XVI—、新潟大学教育学部高田分校紀要、vol. 17、p. 251-277
- 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—波海川・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
- 柳沢 幸夫・小林 巖雄・竹内 圭史・立石 雅昭・茅原 一也・加藤 碩一 (1986) ; 小  
千谷地域の地質、地域地質研究報告 (5万分の1図幅)、地質調査所、p. 74-75, 79