

1997年5月八幡平澄川地すべり災害（第2報） —地すべり・岩屑なだれ・土石流の挙動と地形の特徴—

The Landslide Disaster in Hachimantai
-Sumikawa in May, 1997 (Second Report)
—Movement of the Landslide, the Debris Avalanch and
the Mudflow, and Topographic Feature—

地理調査部 星野 実・小野塚良三・浅井健一・稲澤保行

Geographic Department

Minoru HOSHINO, Ryoza ONOZUKA, Ken-ichi ASAI, Yasuyuki INAZAWA

地 図 部 久松文男*

Cartographic Department Fumio HISAMATSU

要旨

1997年5月11日に発生した、八幡平澄川地すべりについて、ボーリングデータによるすべり面形状を面的に求めた。すべり面等高線に示すように地すべり上段と中段は2段構造である。また、地すべり土塊の変位量計測を林冠ギャップに着目して行った。中段の主水平移動方向は約27° E, 変位量は約50~70mである。また、地すべり地の縦断面に変位ベクトルを投影してすべり面を推定する手法を試みた。結果、上段と中段に分かれ円弧状である。なお、変位量計測の林冠ギャップ分布に基づく変位追跡点の同定方法についても説明を加えた。さらに、災害地形調査と空中写真解析による地すべり・岩屑なだれ・土石流の発生・流下・堆積と地形の特徴から、最初の地すべりにともない岩屑なだれが発生して、国道341号線赤川橋付近まで流下堆積し、その後、二次的な地すべり発生による岩屑なだれと土石流が流下して赤川と熊沢川との合流点まで達したと推定した。また、災害前後の地形図を用いた数値地形モデル (DEM) による地形計測の結果、地すべり土塊体積は約510万 m^3 , 流出土砂量 (地形差分量) は約40万 m^3 , 地すべり地内の面積は21万 m^2 であった。

1 はじめに

1997年5月11日8時頃、秋田県鹿角市澄川温泉で大規模な地すべりが発生した (図-1, 図-2, 写真-1)。この地すべりは、上端の標高が975m~800m付近で、地すべりの上端から下端までの標高差は約175m, 平面の長さ約800m, 最大幅約380mの地すべりである。この地すべりによる澄川温泉の立地していた地盤は、澄川温泉の建物を伴って、下流へ押し出された。澄川から赤川を経て流出した土砂及び樹木は、澄川温泉の1km下流左岸に立地していた赤川温泉の建物を破壊し、1.3km下流の国道341号線の赤川橋を埋め、2.5km下流の熊沢川へ赤川が合流する地点まで流下して堆積した (写真-1,

2, 図-2)。

国土地理院では、2次災害防止と今後のため、現地に赴き地すべり・岩屑なだれ・土石流微地形調査 (5月, 10月) 及び、地すべり土塊変位量計測のための測量 (10月) 等を実施した。また、災害前後の縮尺1:5000の地形図を作成し、等高線の数値化及び数値地形モデル (DEM) を作成した。このDEMを用いて各種地形解析を行った。

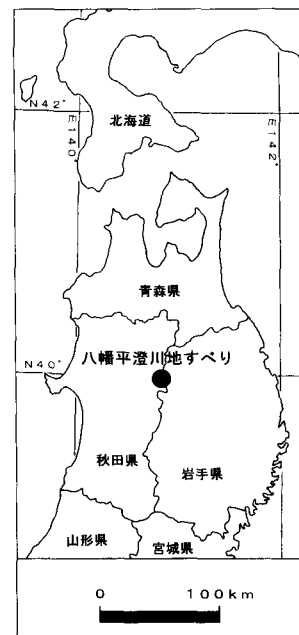


図-1 八幡平澄川地すべり位置図
本地すべり周辺の地

すべり分布については清水ほか (1984) により作成されているが、詳細な古い地すべり地形分布図を作成し、この古い地すべり地形の発生年代を放射性炭素年代測定により行った。

さらに、地すべり発生のきっかけとなった気象 (降雨量) についてアメダスのデータにより分析し、地すべり土塊の変位量計測を林冠ギャップを活用した写真測量により実施し、変位量・移動方向・俯角を55地点について計測した。この計測値から地すべり移動土塊の移動の特徴、推定地すべり面の抽出を試みた。また、地すべり地内のボーリングデータ (林野庁) を用いて、面的なすべり面の形状の検討を行った。また、現地調査及び空中写真解析による地形分類を行い、縮尺1:2000「1997年八幡平澄川地すべり災害地形分類図」 (国土地理院技術資

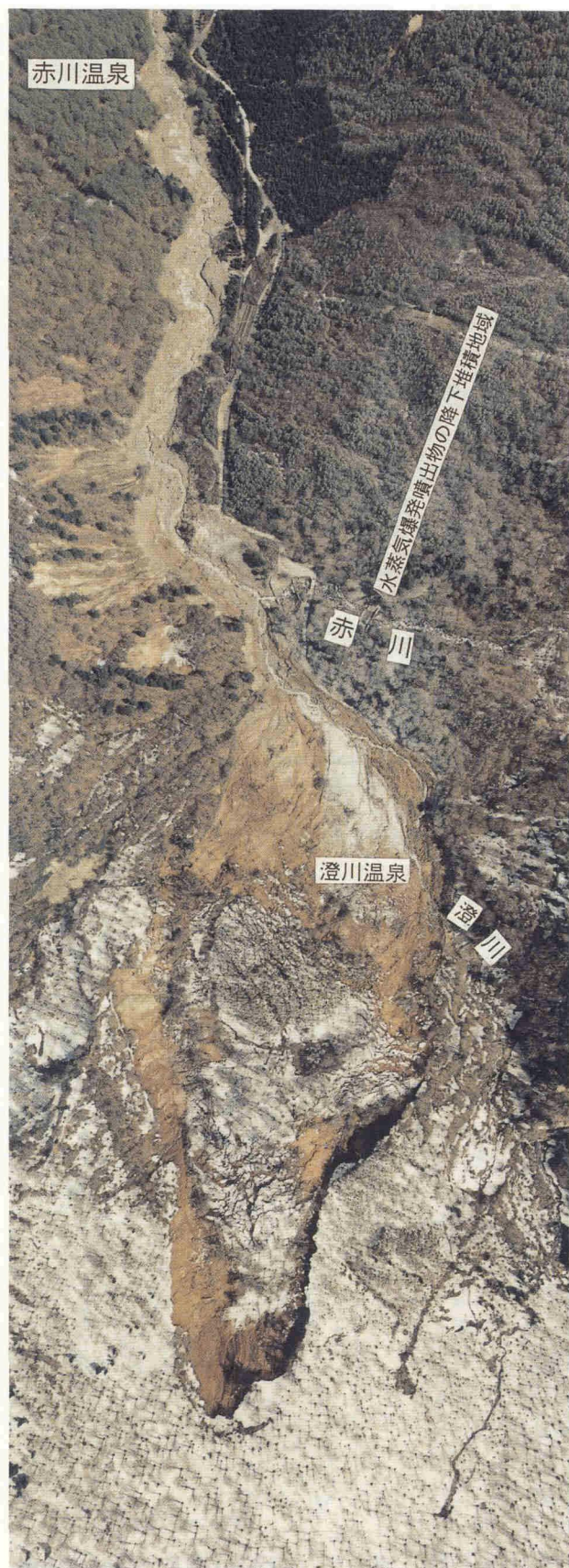


写真-1 八幡平澄川地すべり災害垂直空中写真(その1)
(1997年5月12日朝日航洋機撮影)
地すべり地～赤川温泉付近までを示す。



写真-2 八幡平澄川地すべり災害垂直空中写真(その2)
(1997年5月12日朝日航洋機撮影)
写真-1の下流(一部は写真-1と重複)～熊沢川・赤川合流点付近までを示す。

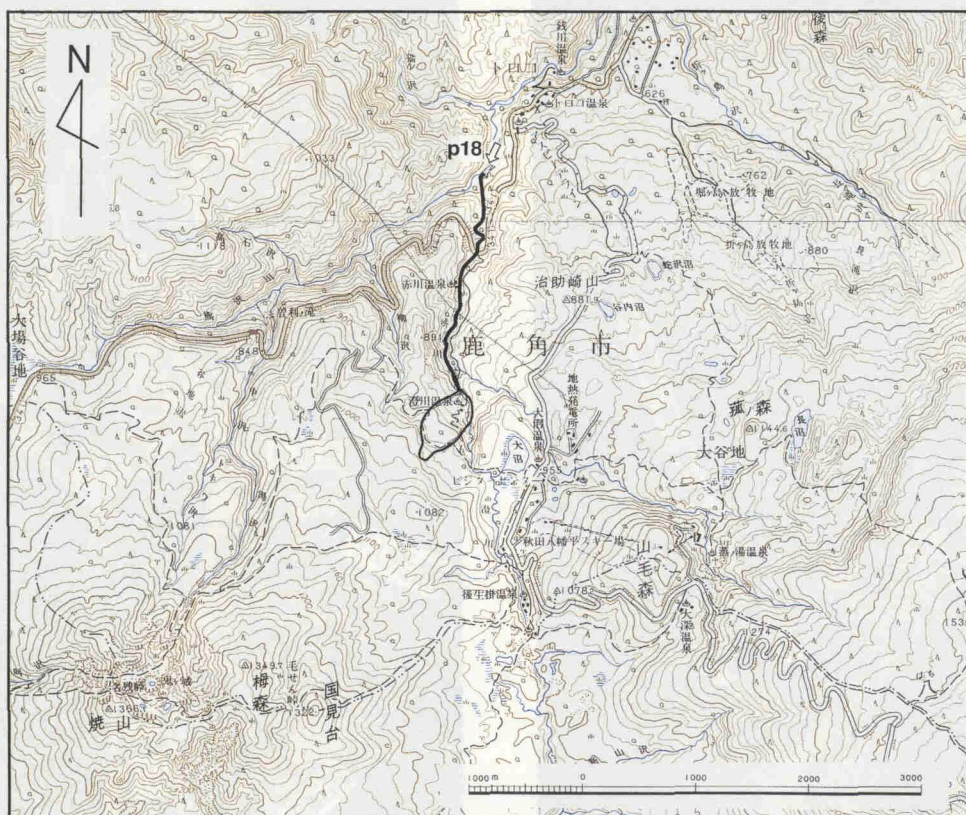


図-2 八幡平澄川地すべり周辺の地形図（国土地理院発行 1 : 50,000地形図「田山」・「八幡平」図葉）
図中の矢印及び番号は、写真の撮影方向及び写真番号

料D・1-No.353)を作成し、地すべり・岩屑なだれ・土石流の流下・堆積状況と水蒸気爆発との関係について考察した。

なお、本災害については、時報第88集において、地すべり発生要因・誘因の地形、地質、気象、災害前後の1:5000地形図作成、地形断面による地すべり土塊の移動量、周辺の古い地すべり地形の分布、地すべり地形内の微地形の概要について速報を行った（星野・浅井，1997）。また、林冠ギャップを活用した地すべり土塊移動量計測については、小野塚（1998）で詳報した。

本報告では、これまで速報等で報告した内容との重複をなるべくさけて、その後新たに明らかとなった事項及び実施した内容の報告として、ボーリングデータによるすべり面形状の検討、地すべり土塊の変位量計測の概要、土塊移動量計測に活用した林冠ギャップ分布に基づく変位追跡点の同定方法、地すべり、岩屑なだれ及び土石流の流下堆積状況、数値地形モデル（DEM）を用いた地形解析について報告する。

2 ボーリングデータによるすべり面形状

前回の報告で示されている空中写真（星野・浅井，1997の写真-1）からもわかるように、地すべり上段と中段（図-3）ですべりの方向や形状が異なることは定性

的には明らかであり、それがすべり面形状にも反映されることは容易に想像がつく。地すべり地では林野庁がボーリング調査を実施している。筆者らはボーリングコアを見る機会には得られなかったもので、柱状図等のボーリングデータに基づいて推定されるすべり面形状について述べる。

ボーリング地点は図-4のとおりである。ボーリング孔の配置は概ね基盤目状の測線に基づいているが、現場の状況等に

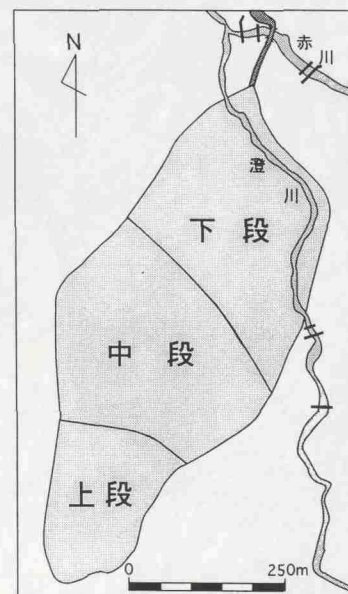


図-3 八幡平澄川地すべり地形の地域区分図

災害前の古い地すべり地形を基に3つの地域に区分した。

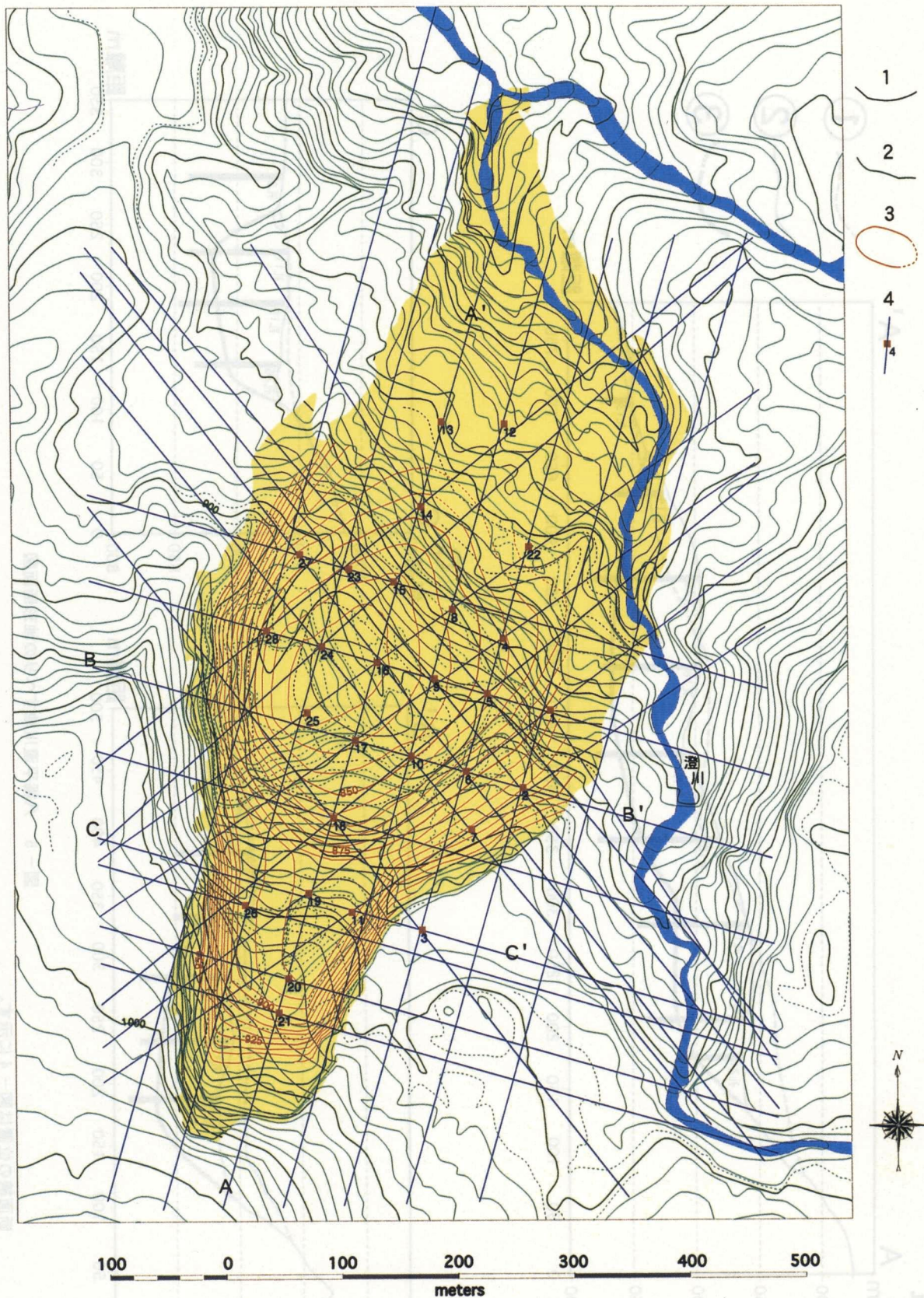


図-4 八幡平澄川地すべりの推定すべり面等高線図

①：災害前の地形等高線，②：災害後の地形等高線，③：推定すべり面等高線（点線部は地すべり中段の推定すべり面を災害後の地表まで延長した仮想の面であり，この部分から下流側は災害前の地形面が地すべり土塊の底面である。）④：ボーリング位置及び測線 ①②③とも主曲線間隔は5 m。

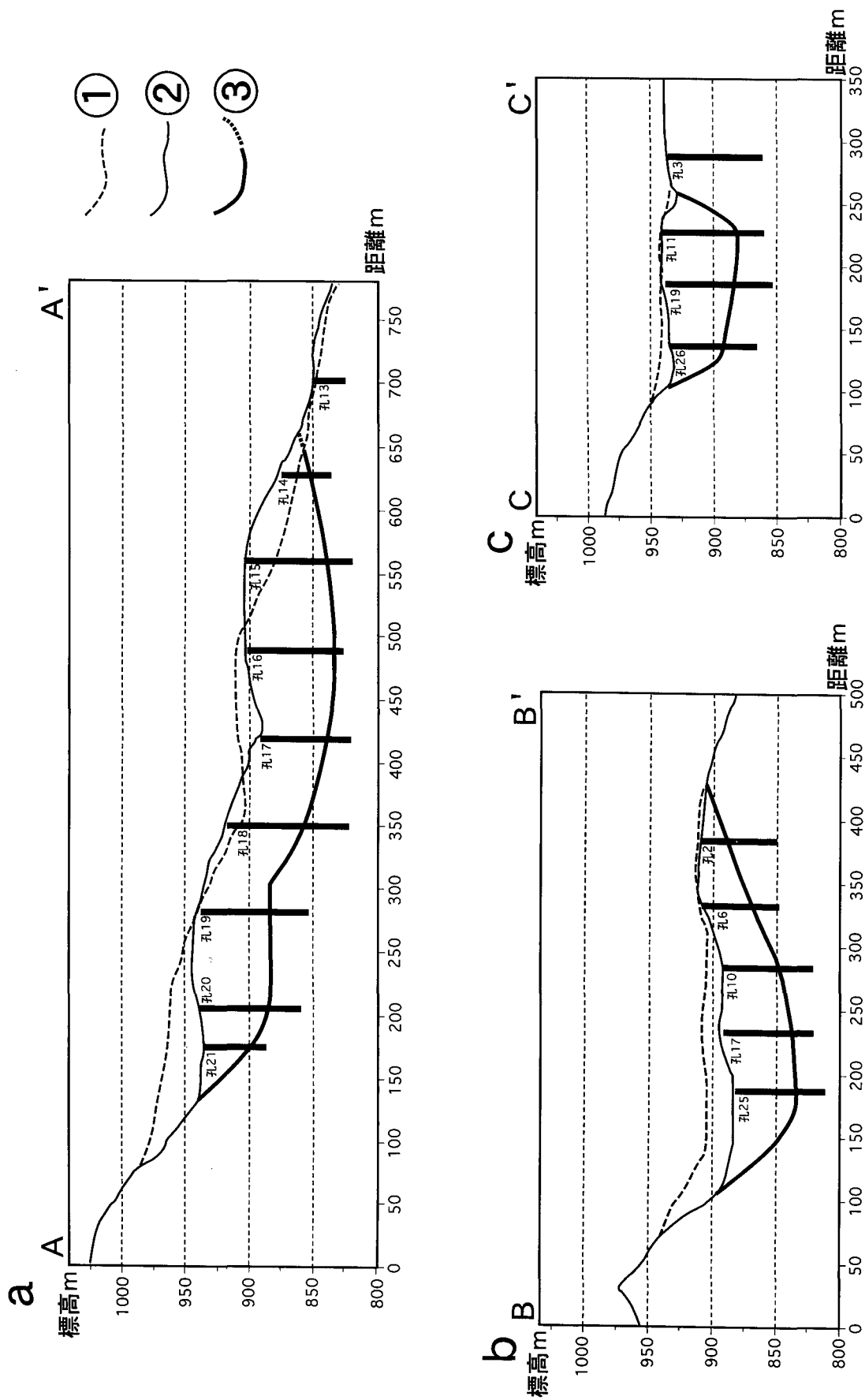


図-5 八幡平澄川地すべりの地形断面図

断面線の位置は図-4に示す。

①：災害後の地形断面，②：災害前の地形断面，③：推定すべり面（点線部は地すべり中段の推定すべり面を災害後の地表まで延長した仮想の面であり，この部分から下流側は災害前の地形面が地すべり土塊の底面である。）

よってしばしば測線からずれた位置にあったり間引かれたりしている。

地すべりの中央部を通る縦断測線A-A'の断面図を図-5aに、中段の横断測線B-B'の断面図を図-5bに、上段の横断測線C-C'の断面図を図-5cに示す。地すべり中段では、ボーリング孔の底部に「一様に変質」「亀裂少ない」などと記載されている硬い凝灰岩が分布している。この凝灰岩とその上位との境界付近は軟弱であり、そのうちいくつかのボーリング孔では「鏡肌」「擦痕（あるいは条痕）」という記載がある。それより上位はボーリング孔によって層相が様々であって、表層以外には連続する層が見いだせないようである。したがって、地すべり中段のすべり面は底部の凝灰岩とその上位の境界の軟弱な部分と推定される。この推定すべり面は比較的なめらかな曲線でつなぐことができ、また最も低い部分が中心より西側に寄っている。地すべり上段の横断測線C-C'の位置では、「鏡肌」「条痕」の見られる深さが底部の硬い凝灰岩から離れる。両者の間にも軟弱な部分の記載があるが、番号19のボーリングの「攪乱された痕跡はない」などの記載から、「鏡肌」「条痕」の位置をすべり面と推定した。その上のボーリング番号20及び21では、「鏡肌」「条痕」の記載がないため、複数ある軟弱な部分から確実にすべり面を特定し難い。したがって、ここでは林野庁が推定した位置を参考にすべり面を作図したが、これ以外の推定もあり得る。A-A'断面全体を通してみると、地すべり上段と中段ではすべり面もそれぞれに対応した2段構造であってその境界はボーリング孔18と19の間にあると推定できる。なお、地すべり下段については中段の地すべり土塊の先端の崩壊流下であるので災害前の地表面が土塊の底面である。ただしボーリングデータから推定される下段の地すべり土塊の底面と災害前の地表面ではしばしば3m程度以内の標高差があり、これについては地表が剝削されたのか図化による誤差であるのか判断できない。

推定すべり面の3次元形状をすべり面等高線図として図-4に示す。本図は次の手順で作成した。

地すべり中段については、ボーリング孔配置がしばしば測線からずれた位置にあること及び縦断測線の方が土塊の推定移動方向とずれていることを考慮し、碁盤目状の測線に加えて斜め方向の測線も数多く設け、各測線の断面図上でボーリングデータ及び滑落崖の位置を考慮して推定すべり面を作図した。このとき、他の測線との交点では互いに推定すべり面位置の補完を行った。次に、各断面で作図した推定すべり面の標高を読みとって平面図にプロットし、推定すべり面等高線を作図した。

地すべり上段については、縦断測線の方向が土塊の推定移動方向に近いことから、斜め方向の測線は設けなかった。横断方向のすべり面形状の情報が得られるのはボーリングの位置から考えて測線C-C'付近のみであり、その推定形状は中段と異なり箱形に近い。横断方向

のすべり面形状の情報のないボーリング孔20及び21での横断面においては、滑落崖の形状も考慮し、横断測線C-C'の推定すべり面形状を参考に作図した。次に、地すべり中段の場合と同様に各断面で作図した推定すべり面の標高を読みとって平面図にプロットし、推定すべり面等高線を作図した。

地すべり上段と中段の境界付近については、ボーリング孔配置が間引かれているためすべり面形状についての情報が不足している。ここでは、まず中段側の推定すべり面等高線を上段がないものとしてなめらかな形に作図し、それに対して上段側の推定すべり面等高線を延長して接続した。したがって、地すべり上段と中段で明確に形状が変化する推定すべり面等高線となったが、他にも移行的な形状を推定するなど複数の考え方があり得る部分であることをお断りしておく。

3 澄川地すべり土塊の林冠ギャップに着目した変位量計測

澄川地すべりは、自然斜面において突発的に発生した地すべりである。このような地すべりの土塊の移動状況を短時間かつ定量的に把握するため、災害前後の空中写真を利用して、デジタル写真測量システムを用いた変位量計測を行った（小野塚，1998）。

澄川地すべりは、土塊上に道路交点や構造物などの従来法で特定できる変位追跡点がない。そのため、極相^{注1)} 林の更新に重要な役割を果たしている林冠^{注2)} ギャップの分布を利用して同定した高木を用いて、これを変位追跡点とする新たな手法を試みた。変位追跡点の新・旧座標はデジタル写真-測量システム（DPW：Leica社）を用いて計測し、地すべり地内55地点について変位ベクトルを得た。

地すべり地を4ブロックに区分し、変位ベクトルの移動方向・俯角・距離に基づいて、それぞれの移動状況を明らかにした。また、この結果をもとに地形縦断面図上に投影した変位ベクトルから、すべり面を推定した。

3.1 計測方法と結果

同地区は、地すべり発生前は、上・中・下3段の旧地すべり土塊に区分することができたが、今回の地すべりにより下段部分は流出した。ここでは、上・中2段の地すべり土塊について検討する。

写真判読によるクラックの分布状況と移動土塊の輪郭線およびすべり面の下端部位置から判断して、中段地すべり地をM-nwブロック、M-seブロック、上段地すべり地をH-nブロック、H-sブロックの4ブロックに区分した（図-6）。地すべり直後のクラックの分布状況は、クラックの土色と積雪による雪の白色との色調の違いが空中写真上で明瞭であり、容易に把握できた。また、移動土塊の輪郭線およびすべり面の下端部位置の決定については、現地調査結果も考慮した。

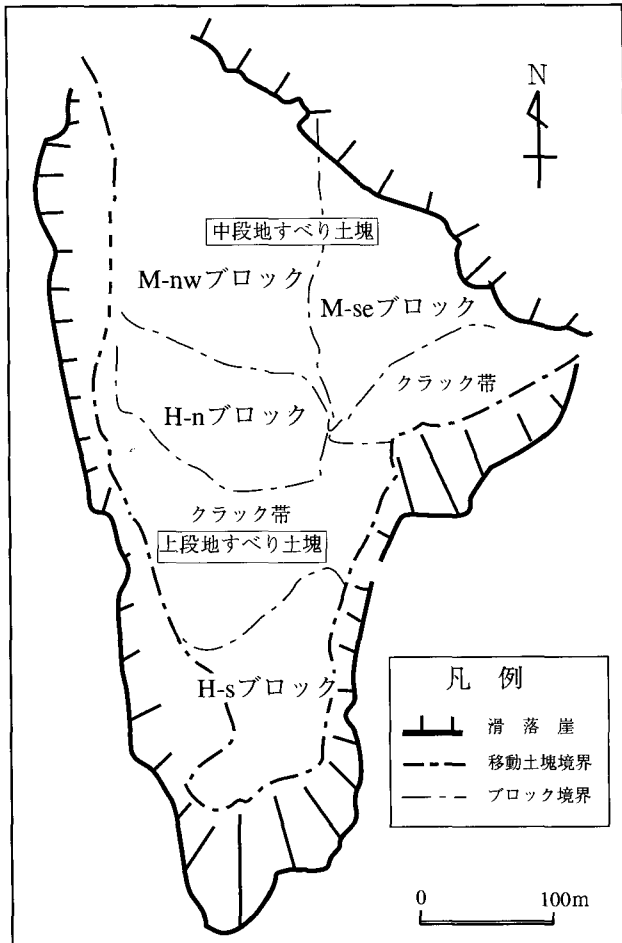


図-6 ブロック区分図

各ブロックの移動状況を把握するために必要な変位追跡点の座標計測には、地すべり前後の密着空中写真上で対応点を特定し、それらの座標値を解析図化機などで読み取る方法がある。これまでの報告では、道路交点や建物、法枠の変状といった構造物に着目した例が主であり、自然林だけに着目したものはない。

澄川地すべりは、崩落・流下した下段部分およびクラックが分布する破碎地域を除いて、地すべり前後の空中写真によると雪面や樹木相互の位置関係が大きく乱れてなく、滑動前の状態をおおむね残存したまま移動している。そこで、地すべり土塊表面の林冠ギャップに着目して、変位追跡点の同定を行った。

まず、写真判読により地すべり前後の林冠ギャップ分布図を作成し、2時期の林冠ギャップの形状および位置関係を比較することで、ギャップに隣接する高木を変位追跡点として同定する(図-7)。

次に、DPWを使用して高木を詳細に同定し、あわせて変位追跡点の座標値を計測した。DPWは、1組の空中写真をスキャナーによりそれぞれデジタル化し、その画像データをもとにコンピュータ画面上などで3次元写真画像データを生成して、必要な地点の座標を直接計測できるシステムである。利点として、従来の図化機に比

表-1 変位ベクトルの計測結果

ブロック名	方位角 (N度)	俯角 (度)	長さ (m)
M-nwブロック	27	9	72
南部平均	27	15	70
中部平均	18	10	68
北部平均	32	3	76
M-seブロック	27	9	53
西部平均	30	11	59
東部平均	24	6	47
H-nブロック	12	18	77
H-sブロック	32	36	60
南部平均	35	42	62
北部平均	28	29	57

べ未経験者でも立体視が容易である。

地すべり前後の変位追跡点の座標値から、地すべりによって生じた変位ベクトルを求め、規則性を見極め、同定の確かさをチェックした。

変位ベクトルの計測結果を表-1、図-8に示す。

3.2 地すべり土塊の移動状況と推定すべり面の検討

(1) 各ブロックの移動状況

写真判読によるブロック区分とそれぞれの変位ベクトルから、各ブロックの移動状況を推定した。

1) M-nwブロック, M-seブロック

- ・主水平移動方向は、約N27° E方向である。
- ・変位ベクトルの全移動量は、東南部から北西部に向かって大きくなる。
- ・旧滑落崖下部を含む、円弧状の地すべりと見ることができる。
- ・土塊の移動にともなって、東南端付近を中心に時計方向の回転をおこした。

2) H-nブロック

- ・M-nwブロックの移動したことによって、下向きに直線的な移動がおきた。

3) H-sブロック

- ・H-nブロックが移動したことによって、より東向き成分の大きい移動がおきた。

(2) 推定すべり面の検討

各ブロックの移動状況から、推定すべり面の検討を行った。中段の地すべりと上段のH-sブロックのすべり面は、ほぼ円弧であると仮定した。また、この2つのすべり面は直線的なすべり面(H-nブロック)によって連結される形状を持つとみなした(図-9)。

3.3 林冠ギャップ分布に基づく変位追跡点の同定方法

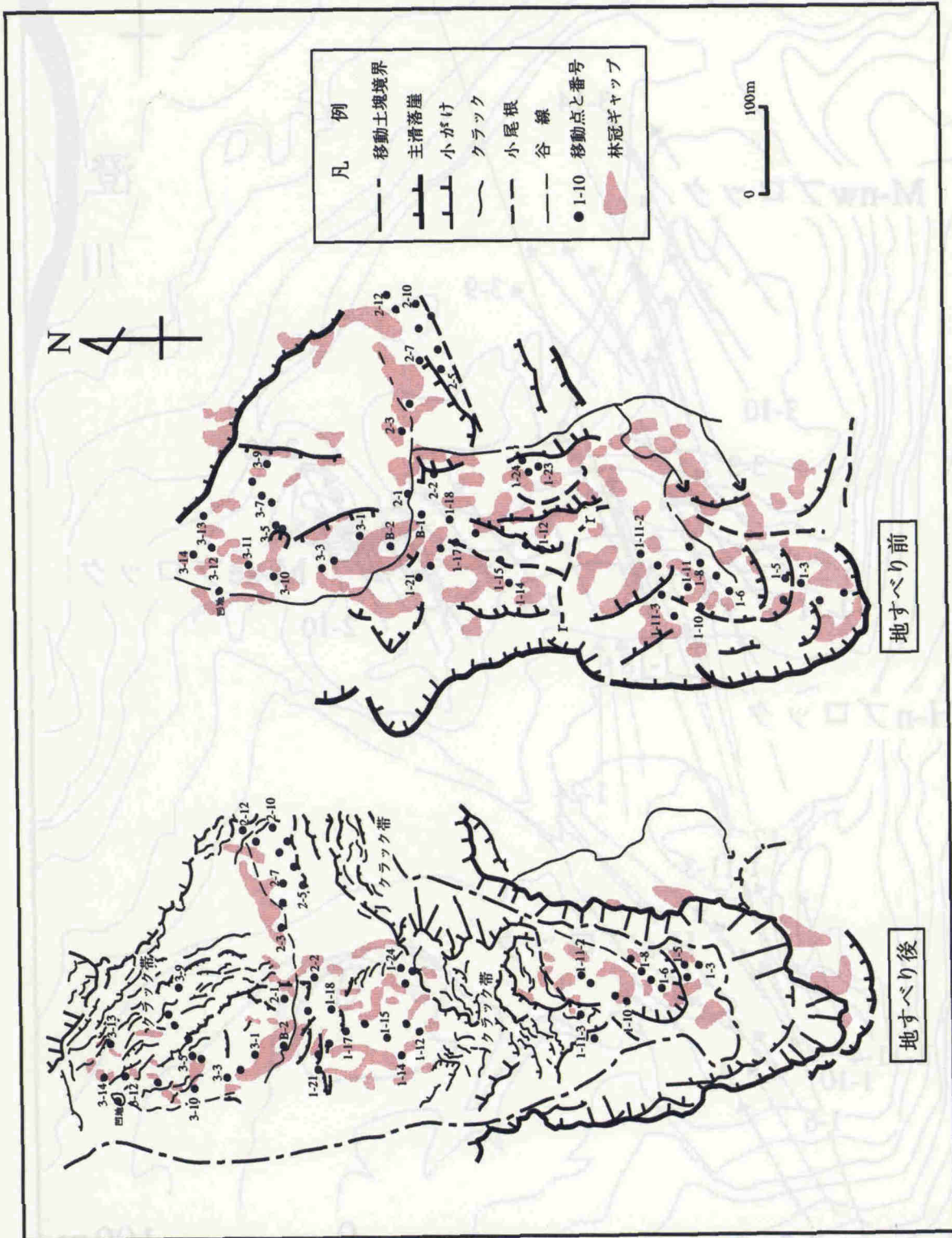


図-7 地すべり前後の地形と林冠ギャップの分布

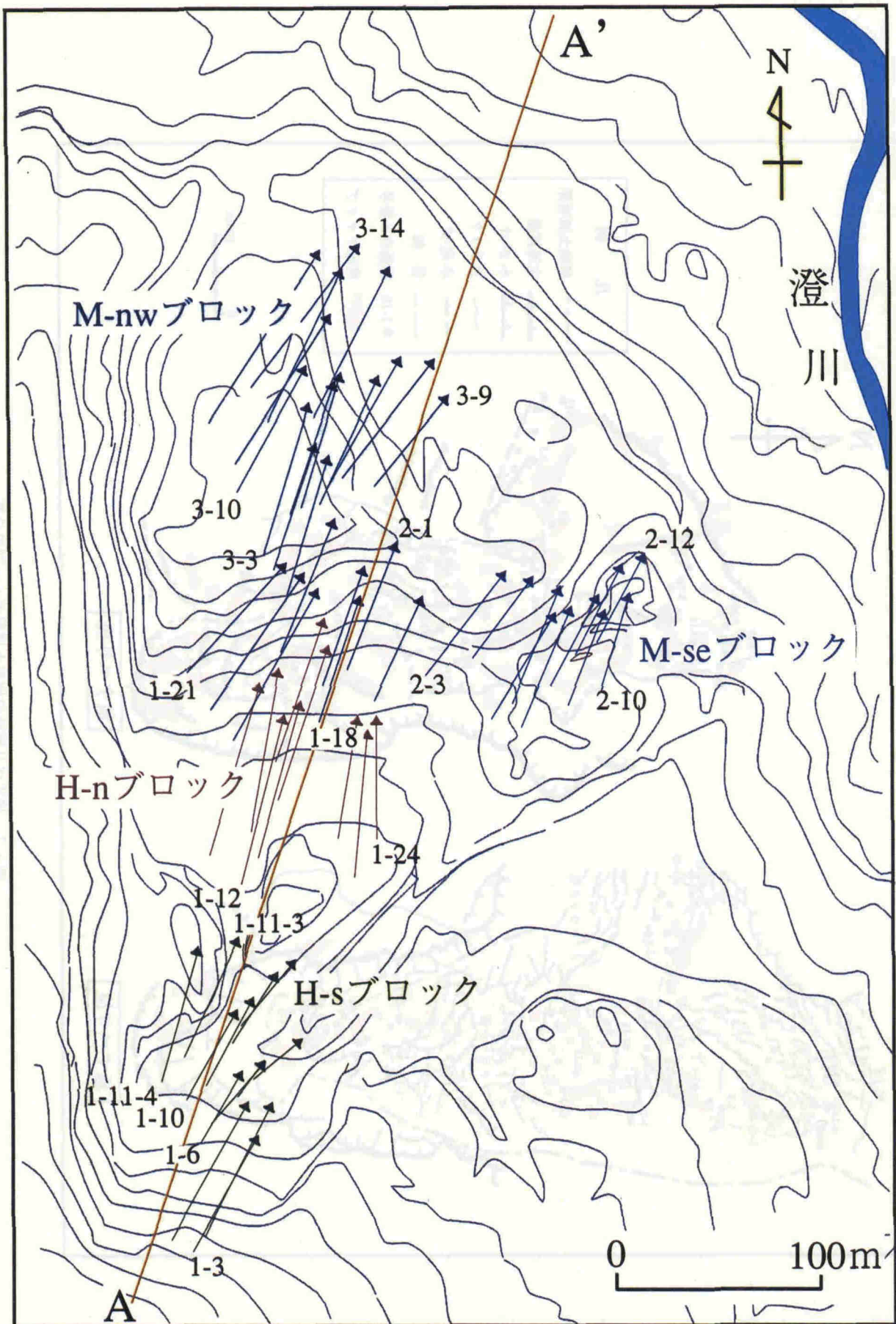


図-8 変位ベクトル分布図（等高線は地すべり災害後のもの）

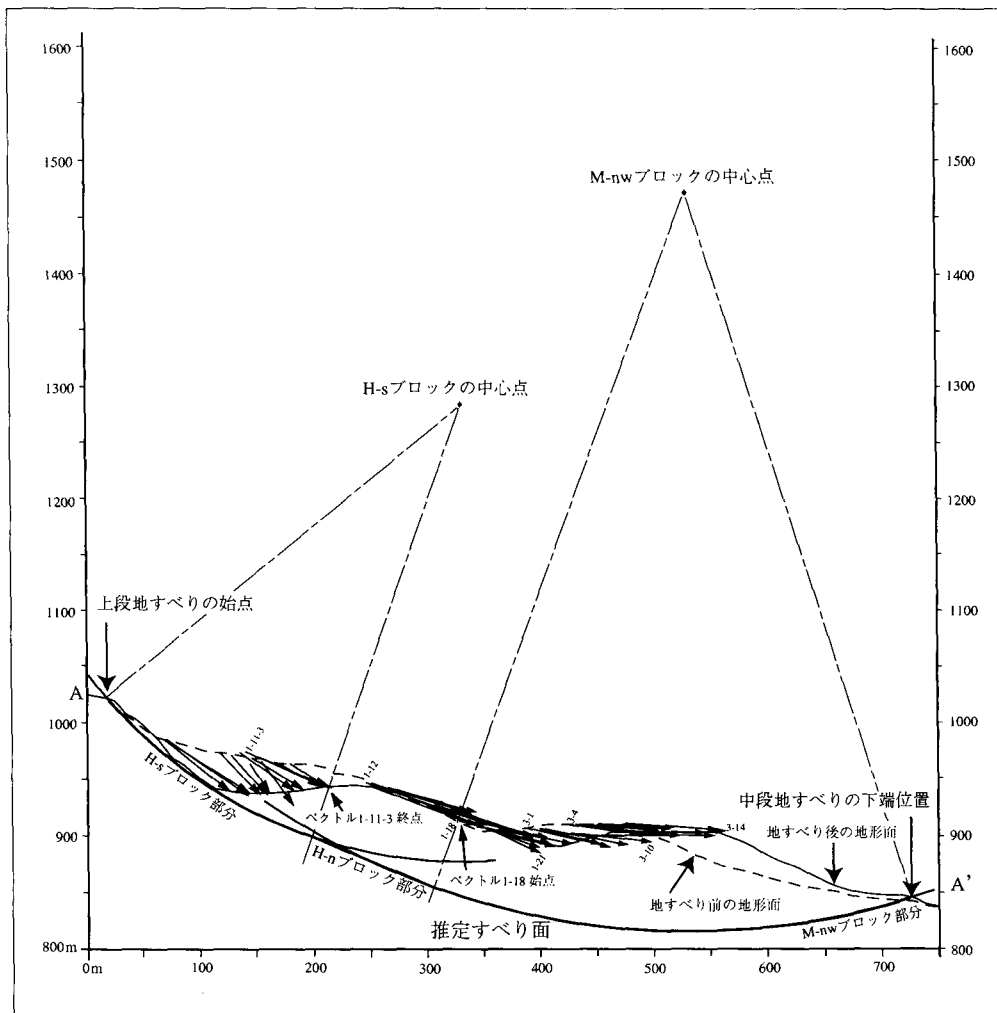


図-9 変位ベクトルからの八幡平澄川地すべりの推定すべり面

(1) 森林の更新における地表変動（攪乱）とギャップ

近年の生態学では、「自然攪乱」の概念の変化とともに、森林の極相概念が大きく変化してきた。植生が1つの極相に向かって進行遷移するとした単極相概念から、植生が立地する土地条件の違いに由来する多方向の遷移という多極相・土地的極相概念を経て、さらに最近になるとギャップ（パッチ）・ダイナミクスと呼ばれる理論に変化している。

このギャップに代表される攪乱^(註3)は、種多様性を考える上で重要なテーマとなっている。

例えば、熱帯林などの多極相林では、山火事や倒木によって穴あきの状態（ギャップ）がみられ、そのオープンになった空間には裸地からの回復途上のさまざまな段階の植生が混じっている。こうして、森林の若返りが図られ、森林全体として異なるステージの植生がパッチ状に分布し、森林コンプレックス全体の活力が保たれる（武内，1991）。

ギャップとは、極相林内に見られる林冠木1～数本の

倒木によって形成される林冠の疎開した部分である。森林の更新（世代交代）は、林冠木の欠如によって出来た空間を他の個体が占める置換現象によって説明される（山本，1984）。

ギャップを生じる原因としては、火災、火山爆発による降灰等、土砂崩壊、洪水、虫害、台風、恒常風、暴風、寿命等がある。これらの原因に応じて、面積スケールは個体単位（数～数百 m^2 ）から数百個体単位（数～数十ha）まで変化するが、ギャップとしては最大数百 m^2 程度までのものをいう（山本，1984）。ギャップを生じる間隔（再来間隔）は、森林の構成種によって異なる（表

表-2 林冠ギャップの再来間隔（中静・山本，1987）

森林の構成種	再来間隔
ブナ林（東北）	97～194年
ブナ・ウラジロモミ林（大台が原）	161～322年
照葉樹林	180年

ー2) (中静・山本, 1987)。

ギャップは、「地形的に安定な場所に成立した林を対象とする」(中静・山本, 1987)ものとして議論されることが多かった。

これに対して, 中村(1990)は, 「生態学で論じる地形的安定がどの程度の時間スケールに属するのか, また長い再来期間とはいったいどの程度の期間なのか」との疑問を示し, 地形区分に応じた攪乱様式の再考が必要であることを指摘した。また, 地表変動による攪乱の特徴として, “裸地”の出現による天然性の同齢林の形成を上げている。そして, 「湿潤な気候, 急峻な地形を有し, 火山帯など多くの地殻・地表変動流域が分布する日本において, 地表変動過程が森林群落レベルの構造に与える影響を, どの程度に評価するべきか」を考察している。

森林群集の遷移や更新は $10 \sim 10^3$ 年の時間スケールで論ずる現象であるとされる(中静, 1995)。しかし, 中村(1990)は, 地形変化と生態系の相互作用が最も劇的とされる $10^1 \sim 10^2$ 年オーダーの時間スケールで発生する現象を対象として, 山腹斜面や段丘面などの地形区分と地表変動との対応を試み, 急峻な地形が発達する日本では, 急斜面地域での森林動態を考える場合, 地表変動は無視できない重要な攪乱であることを指摘している。

(2) 林冠ギャップの存続期間

今回, 澄川地すべりに際して行ったように, 林冠ギャップに着目して高木を同定するには, 地すべり前に林冠ギャップが形成されており, 地すべり後においても, 地すべり地上でその形状が存続していることが必要である。

林冠ギャップは, その周囲の林冠木の枝の側方成長や, 耐陰性の高い陰樹類がその場所の次世代の林冠木となることで閉鎖される(山本, 1984)。

林冠ギャップが十分に閉鎖されていない期間内であれば, 空中写真を用いることで林冠ギャップは容易に確認できる(小野塚, 1998)。

例えば, 森吉山での観察によれば, 林冠ギャップは長いもので49年間存続している(Nakashijuka, 1984)ことが分かっている。

地すべりという一瞬(数日~数ヶ月オーダー)の現象からみれば, 十分な期間である。過去数十年以内に大規模な攪乱が生じていない限り, 林冠ギャップに着目して高木を同定するこ

とは, 非常に有用である。

(3) 筑波山南斜面における林冠ギャップの分布状況

ここでは, 筑波山南斜面の一部(図-10)で, 国土地理院撮影・所有の空中写真(表-3)を使用して, 3時期にわたっての林冠ギャップの形成・閉鎖の状況を確認する。

64年, 74年, 90年のそれぞれの空中写真から, 林冠ギャップ分布図を作成した(図-11)。

観察地区の北西端にみられる規模の大きい崩壊跡地は, どの写真でも確認できる。この崩壊跡地は, 明瞭な林冠ギャップを形成している。樹木の成長によって林冠ギャップに多少の変化が見られるものの, 26年間にわたって存続している。

観察地区の中心を北から南に流下する溪流の中央部にみられる規模の大きな林冠ギャップは, 同様に3時期の

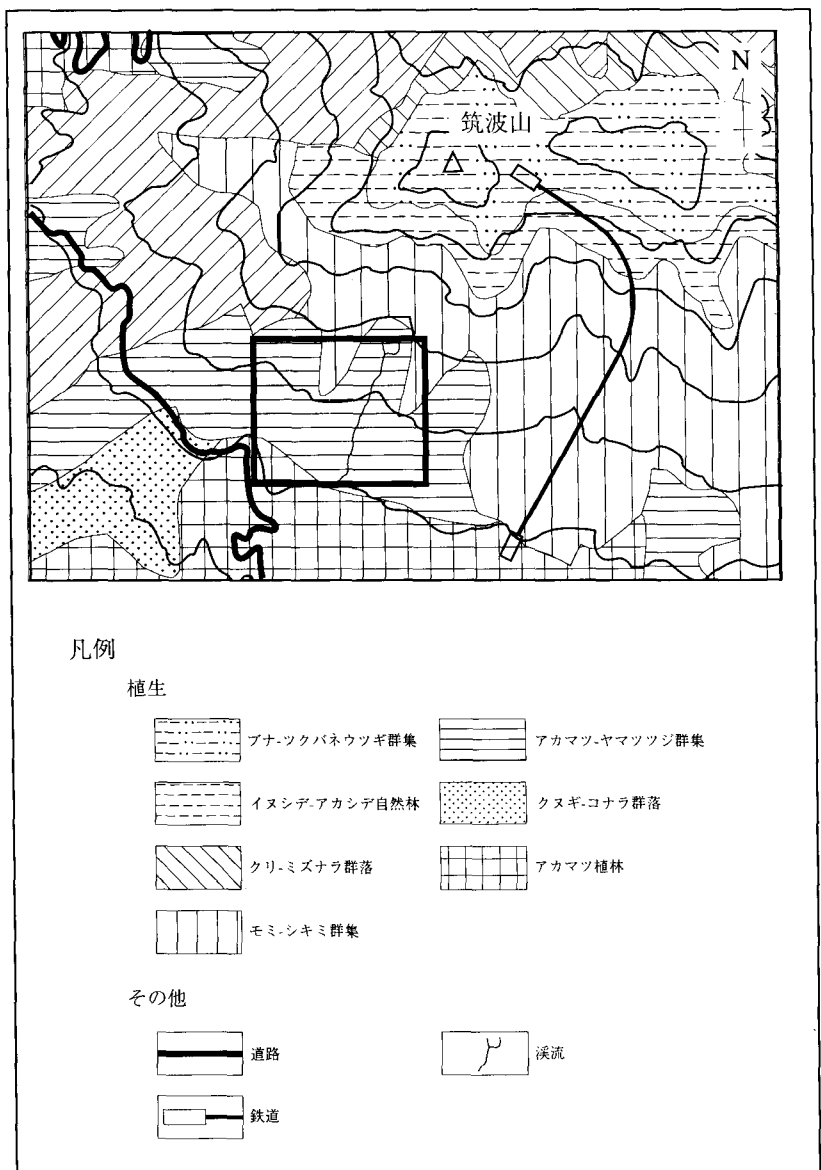


図-10 筑波山南斜面の林冠ギャップ分布図作成位置と周辺の植生

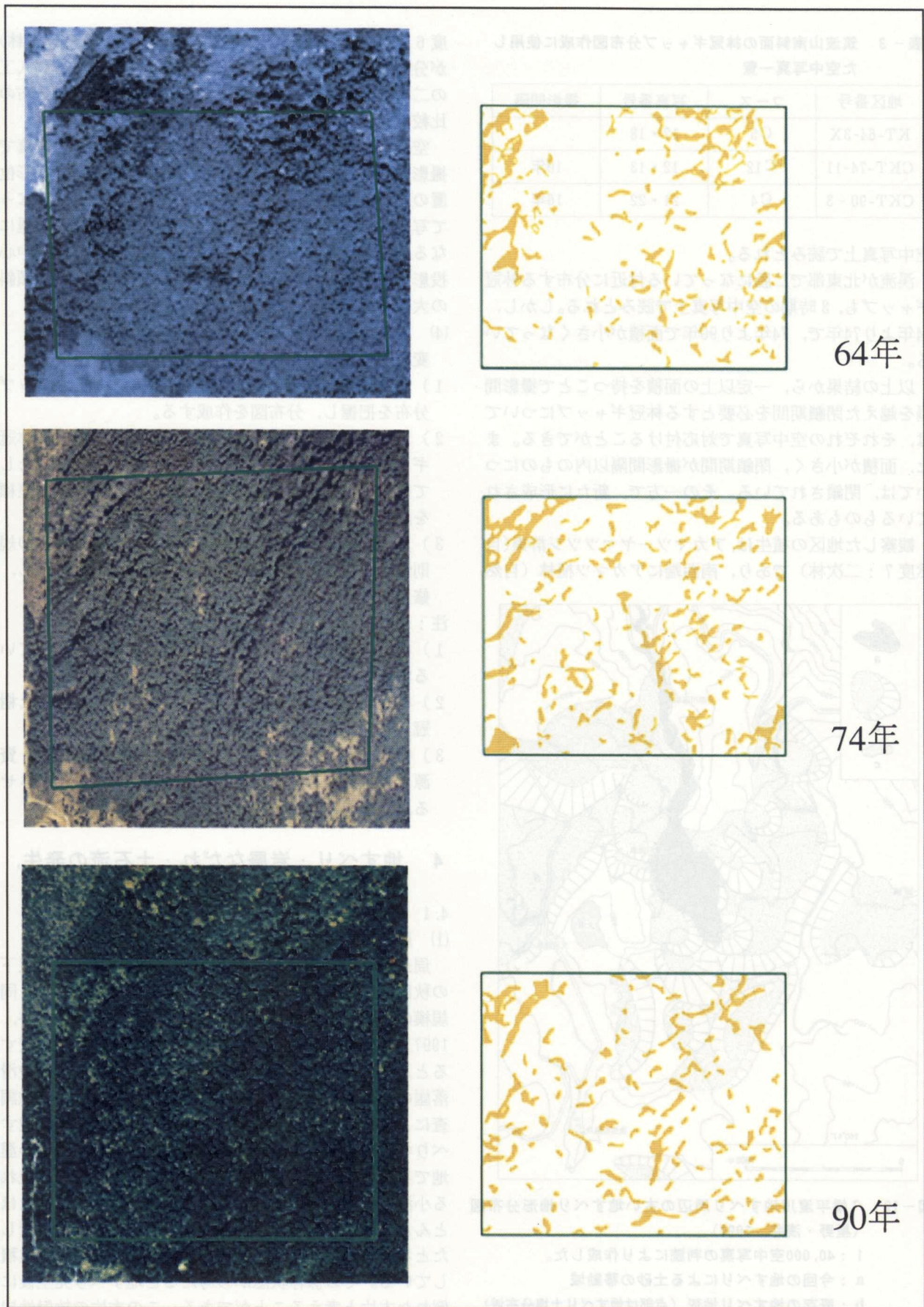


図-11 64年、70年、90年の空中写真と林冠ギャップ分布図

表-3 筑波山南斜面の林冠ギャップ分布図作成に使用した空中写真一覧

地区番号	コース	写真番号	撮影間隔
KT-64-3X	C5	17・18	
CKT-74-11	C12	12・13	10年
CKT-90-3	C4	21・22	16年

空中写真上で読みとれる。

溪流が北東部で二股になっている付近に分布する林冠ギャップも、3時期の空中写真上で読みとれる。しかし、64年より74年で、74年より90年で面積が小さくなっている。

以上の結果から、一定以上の面積を持つことで撮影間隔を越えた閉鎖期間を必要とする林冠ギャップについては、それぞれの空中写真で対応付けることができる。また、面積が小さく、閉鎖期間が撮影間隔以内のものについては、閉鎖されている。その一方で、新たに形成されているものもある。

観察した地区の植生は、アカマツ・ヤマツツジ群集(自然度7:二次林)であり、南西端にアカマツ植林(自然

度6)、北東端にモミ・シキミ群集(自然度9:天然林)が分布する(図-10)(環境庁, 1981)。ほとんどが人工の二次林であるが、極相林と同様に林冠ギャップ分布の比較は可能であった。

空中写真を使用することの問題点としては、各写真で撮影位置が異なることと像の歪みがあげられる。撮影位置の違いについては、写真によって木々の間隔が異なって写るため、面積の小さい林冠ギャップの判読が困難になることがある。像の歪みについては、空中写真が中心投影であることと切り離せない問題であるが、特に傾斜の大きい場所では、判読を困難にする要因となる。

(4) 変位追跡点の同定方法

変位追跡点の同定作業は、以下の方法で行う。

- 1) 空中写真を利用して、地すべり前後の林冠ギャップ分布を把握し、分布図を作成する。
- 2) 地すべり前後の林冠ギャップ分布図を比較し、林冠ギャップの形や位置、樹木相互の位置関係を指標として変位追跡点となる高木を同定し、図化機などで座標を計測する。
- 3) 算出した変位ベクトルにより変位追跡点の移動の規則性を吟味し、各変位追跡点の同定の可否を判定し、修正等を行う。

注:

- 1) 極相: 森林が定常状態で安定的に多種が共存している状態。
- 2) 林冠: 森林を代表するもっとも上部の連続した樹冠。
- 3) 攪乱: 「生態系、群集、個体群の構造を破壊し、資源・基質の獲得可能性あるいは物理的環境を変化させる、時間的にやや不連続なあらゆるできごと。」

4 地すべり・岩屑なだれ・土石流の発生、流動、堆積

4.1 地すべり地形

(1) 周辺に分布する古い地すべりの発生年代測定

周辺地域の地すべり地形の分布は標高約1,080m以下の秋田焼山火山の東斜面に、今回発生した地すべりと同規模の地すべりが多数分布する(図-12, 星野・浅井, 1997)。この地すべりの微地形を空中写真により比較すると、滑落崖や土塊の地形開析状況(谷の入り具合や滑落崖の地形の明瞭さ)に大きな差は見られない。現地調査により木片を採取した位置は(図-13), 今回の地すべり中段の西側、写真判読から古い地すべり土塊上の湿地で災害前の地形図では滑落崖に沿って澄川温泉に流れる小河川の横に位置する。また、土塊と木片の間にはほとんど堆積物がなく、木片の上には水により二次堆積したと考えられる砂礫及び湿地性の腐葉土が数10cm堆積している。その保存状態から考えると地すべり発生後に倒れた木片と考えることができる。この木片の放射性炭素年代測定値を表-4に示す。この結果からおよそ5000

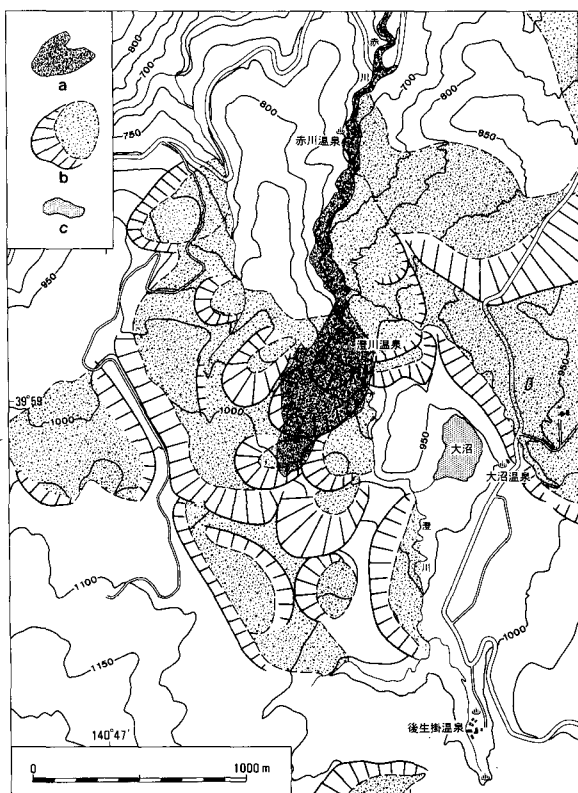


図-12 八幡平澄川地すべり周辺の古い地すべり地形分布図(星野・浅井, 1997)

1: 40,000空中写真の判読により作成した。

a: 今回の地すべりによる土砂の移動域

b: 既存の地すべり地形(点部は地すべり土塊分布域)

c: 湖沼

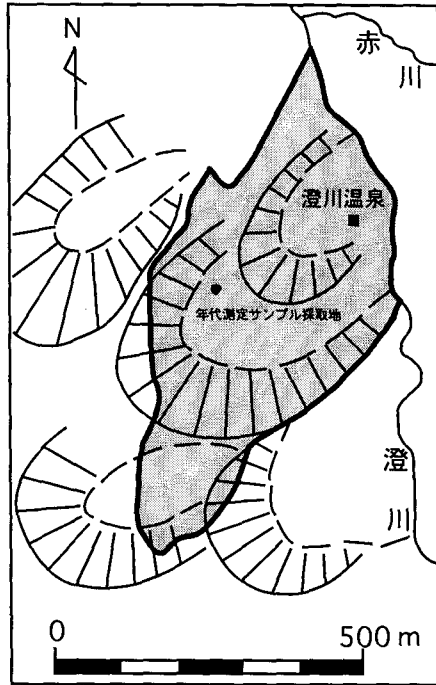


図-13 八幡平澄川地すべりと古い地すべりの関係及び年代測定サンプル採取位置図

表-4 古い地すべりの発生年代測定値

A=1 木片	4,950±110yrBP (BC3,000)
A=2 木片	5,230±110yrBP (BC3,280)
B=1 木片	5,080±110yrBP (BC3,130)
B=2 木片	4,990±120yrBP (BC3,040)
B=3 腐葉土	5,400±140yrBP (BC3,450)

試料は、A、B2カ所で採取した（図-13）。Aは1つの樹木のうちの内側と外側に分けて行った。B=1,2は1つの樹木のうちの内側と外側に分けて行った。B-3は腐葉土（直径1.5cmの樹木を含む）

年前に古い地すべりが発生したと推定できる。

(2) 災害による地形変化の抽出

地すべり地内の地形的特徴は、地すべり上段では、滑落崖下に傾斜約40度のすべり面が露出し、この上部に地下水が湧出している（星野・浅井，1997）。また、亀裂（クラック）の分布（図-14）の特徴として上段中央部では、南西から北東方向の亀裂が主であるが、西側の地域では、土塊の表面が滑落崖側方向へ傾斜し、滑落崖に沿って谷地形が形成された。また、亀裂の段差の大きい箇所は崖を伴っており（写真-3）地表部は黒色土などの堆積は一般に極薄いため、雨水の浸透は容易である。

地すべり中段では下流方向へ約50～70m土塊が移動した（図-8）。上段の地すべり地形と比較して中段の地すべり地形の幅が広く（図-14）、中段の東、西両端への土砂の供給が少ないことと、土塊が地すべり時に後方回転したことにより東及び西端に凹地地形が形成されたと推定できる（図-15）。

亀裂の分布は（図-14）、東の凹地北側では上段から続く南西から北東方向、また、西の凹地地形の北側では、滑落崖の上部に小さな亀裂が多数集中している。この部分の尾根が残っているためと、土塊に押されているためとが考えられる。また、中央部の古い地すべり土塊部分の北側（下流側）では、南東から北東方向の比較的長い亀裂が多数分布する。これは土塊移動計測3.2(1)1)の時計方向の回転を起こしたためにできたと考えられる。土塊南の古い地すべり地形の滑落崖とその下部では亀裂がほとんど見られない。中段の古い地すべりの滑落崖とその下部は一体で活動したと考えられる。

下段の古い地すべり地形は、全体が下流方向へ流出した。地すべり下段の上部には比較的比高差のある滑落崖が分布するが亀裂はあまり見られない。東及び西側の上部には小規模の滑落崖がみられる（図-14）。写真-4は西側の滑落崖下の土砂が澄川へ流入する箇所を下流から撮影したもので、茶色の堆積地形は、二次地すべり発生後堆積した地形である。その理由は、1つは、灰色の堆積地形は水蒸気爆発により噴出された降下堆積物が載っている地形で、この地形に乗り上げていること、また、2つ目は、灰色の堆積地形を浸食して堆積していることから、少なくとも灰色の堆積地形が堆積後に形成された地形であることである。

4.2 岩屑なだれ・土石流地形

(1) 岩屑なだれ・土石流地形の特徴

澄川から赤川に沿って堆積する地形について、上流から下流に順に記述する。写真の撮影方向及び写真番号を図-2、図-14、図-16、図-17に示す。

①写真-4は、澄川温泉付近を下流から撮影した。中央奥の灰色の部分は地すべりによる堆積地形上に、水蒸気爆発による噴出物降下堆積物が載っている（澄川温泉が立地した場所）。この地形は、流出した土砂が堆積した後、側方浸食され、澄川側に崖が形成された。

②写真-5は、地すべり北西端の地すべり地と流下堆積地域に移行する付近を下流から撮影した。写真右下の澄川左岸に接する崖を伴う灰色の土砂は、最初の流出により堆積した地形（①と同じ）である。

③赤川左岸（写真-6）の河床から約10mの岩屑なだれ堆積地形上に形成された小丘（高さ2～3m）である。この小丘は、山体崩壊により山体の一部が岩屑なだれとして移動してきたときに形成されるもので比較的硬い部分が露出したもので、いわゆる流れ山地形とよばれているものである。

④赤川上流から下流方向を撮影（写真-7）

右岸は、斜面上に岩屑なだれが乗り上げて堆積している。この堆積物には木片等はほとんど含まれない。また、右手前に二次的に堆積した巨礫と木片、土砂が混じった堆積地形がみられる。左岸は、岩屑なだれの側方が浸食された地形が見られる。この堆積物には木片はほとんど

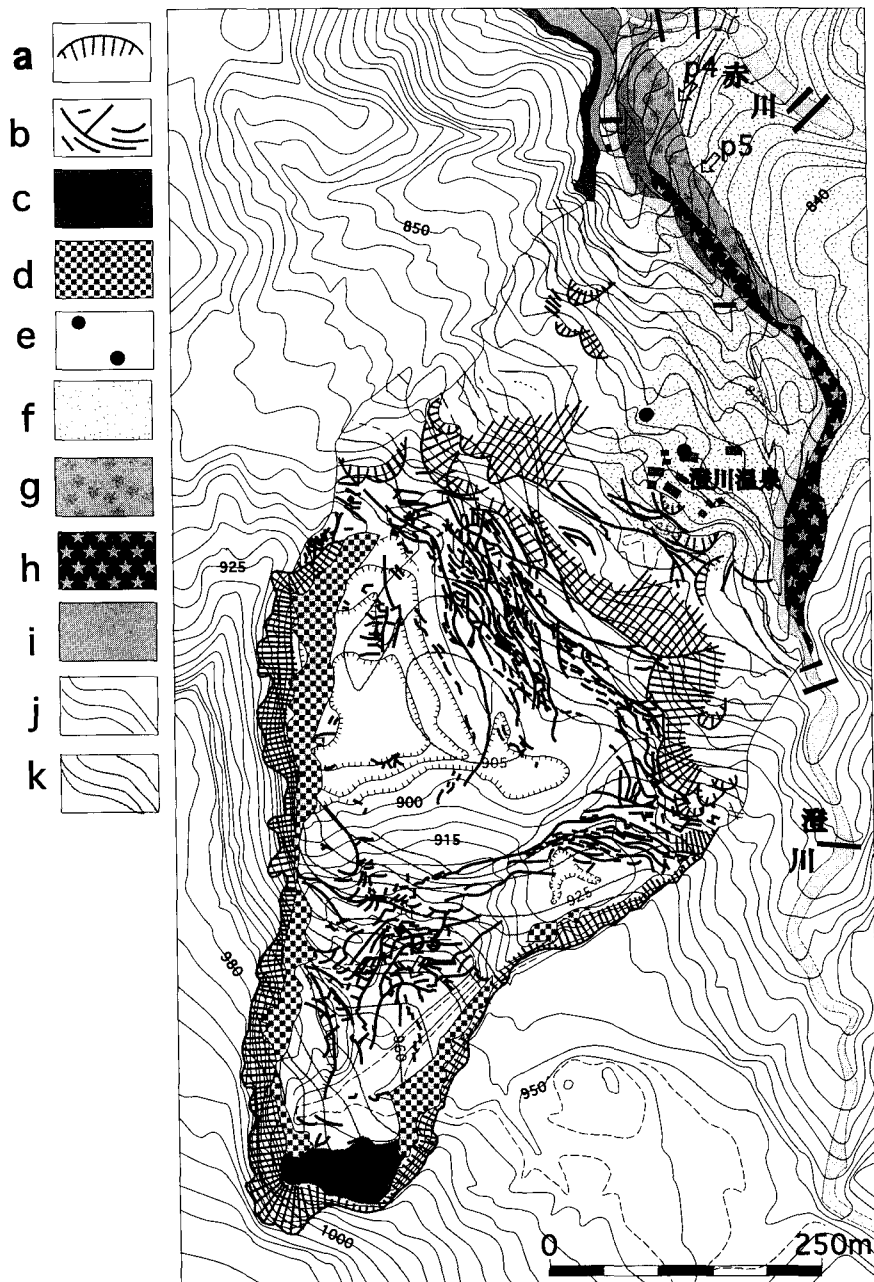


図-14 八幡平澄川地すべりの微地形分布図

(原図：国土地理院技術資料D・1, No. 353 1:2,000「1997年八幡平澄川地すべり災害地形分類図」を編集した。)

図中の矢印及び番号は、写真の撮影方向及び写真番号

含まれておらず、風化が進んでおり、岩屑なだれ堆積地形と推定される。この堆積地形の左端（赤白ボール付近から左）部分には、礫層が数枚垂直にかつ平行に堆積する地形が見られる。このブロックは、上流で礫層が水平に堆積したブロックが移動してくる途中で方向を変えたために垂直となったと考えられる。

また、写真右上の巨礫上部の表面には砂礫が付着している。この付着は岩屑なだれ堆積後にできたもので、おそらく側方浸食の時に付着したものと考えられる。

⑤赤川右岸から左岸を撮影（写真-8）

左岸の奥に岩屑なだれが堆積する。その手前（赤川側）に一段低い平坦な地形が赤川沿いに続く。この地形上には、大きな礫や家屋の柱、樹木等が載っている。この地形は、大小の礫とマトリックスは砂（シルトが少ない）、で構成されており、奥の岩屑なだれの側方を土石流が浸食して形成された段丘であると考えられる。この段丘の下部には、灰色の堆積物が赤川の水面下まで堆積（50～60cm）している（写真-9）。この堆積物は、礫が少なく、粘土化しており、熱性変質を受けた澄川温泉付近の土塊が岩屑なだれとして流下堆積したものと推定できる。

⑥赤川温泉の少し上流左岸には、側方浸食を受けた岩屑なだれ堆積地形が分布する（写真-10）。側方浸食面にはメガブロックがみられ（写真-11）、岩屑なだれの特徴である岩部に多数の割れ目が入りパッチ状の模様がみられる。この割れ目は山体の一部が運ばれてくる間の振動等により形成されるものと考えられる。

⑦赤川温泉付近の赤川右岸の露頭では、下部に灰色の粘土化した堆積層が2～3m堆積している（写真-12、写真-13）。この堆積物は風化の進んだ堆積物で樹木等の混入物が見られないため、岩屑なだれ堆積物である。その上部には、マトリックスが砂～シルトの砂礫層が堆積して

いる。樹木等の混入がなく、堆積面上は平坦で倒木が載っていることから岩屑なだれと考えられる。また、赤川をはさんで左岸には、水分の比較的小さい堆積物である岩屑なだれが堆積し、この岩屑なだれの堆積面は、谷の端の方向へ傾斜している。これは、谷の中心部で岩屑なだれの流れが強いために多く堆積し、周辺部では少ないためと考えられる。

⑧赤川温泉付近を上流から下流を望む（写真-14、左岸には赤川温泉が立地していた。）



写真-3 地すべり上段の大きな亀裂の崖面
表土が少ない。



写真-5 地すべり地～流下地域の様子（下流→上流）
2次地すべりにより流下後の地形



写真-4 澄川温泉付近の地形の様子（下流→上流）
左下の河川は澄川，その上部に澄川温泉が立地していた（図-14）



写真-6 岩屑なだれ上に出現した流れ山（上流→赤川左岸）
流れ山の比高は，1～2mである。



写真-8 岩屑なだれを浸食した平坦面（赤川右岸→左岸）
下部に凡化した岩屑なだれが堆積し，その上部に土石流が堆積する。奥の堆積物は岩屑なだれ堆積物

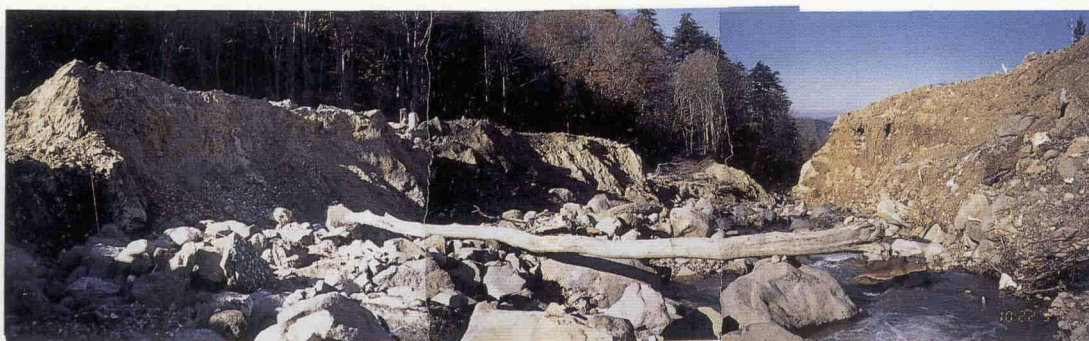


写真-7 岩屑なだれ堆積地形と河床の様子（赤川上流→下流）
左崖の岩屑なだれは、側方浸食を受けて崖が生じた。

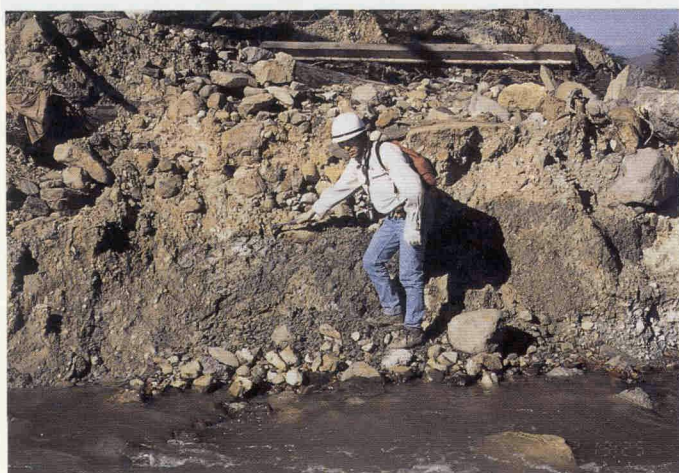


写真-9 写真-8の拡大（赤川右岸→左岸）
下部に風化の進んだ岩屑なだれが堆積する。
上部は土石流堆積面



写真-10 岩屑なだれが側方浸食を受けた地形（赤川下流→上流）
崖の高さはおよそ4～5m



写真-11 写真-10の拡大（赤川右岸→左岸）
岩屑なだれ堆積物の断面には、メガブロックがある。
メガブロック中心部の岩質部は、パッチ状の割れ目が入っている。



写真-12 赤川温泉付近の右岸の様子（赤川上流→下流、写真-14の拡大）
下部の風化した岩屑なだれ堆積物上に別の岩屑なだれ堆積物が載っている。



写真-14 赤川温泉（左奥）付近の全景（赤川上流→下流）

左岸には岩屑なだれが堆積する。右岸は、写真-12・13に示す岩屑なだれが堆積する。



写真-13 写真-12の拡大（赤川左岸→右岸）
下部は凡化の進んだ岩屑なだれ堆積物で、上部に別の岩屑なだれがのっている。



写真-15 かろうじて残った赤川温泉への道路（赤川右岸→下流）



写真-16 国道341号赤川橋右岸直上流の露頭（赤川左岸→右岸）
樹木や家屋の破片を含む礫層で、土石流堆積地形と考えられる。



写真-17 国道341号赤川橋右岸直上流の
岩屑なだれ堆積地形（赤川左岸
→右岸）



写真-18 赤川・熊沢川合流点付近（下流→上流）
土石流と樹木・家屋の破片が堆積する。

右岸は、段丘化した岩屑なだれ堆積地形（⑦の場所）が分布し、上部の堆積物中には中礫が含まれる。河川の中央には褐色のコンクリートブロックが2個横たわっているが、この付近には赤川温泉に通じていた道路の橋と堰堤があった場所である。左岸の岩屑なだれ堆積物は風化しており、礫があまり含まれない。谷全体が風化した

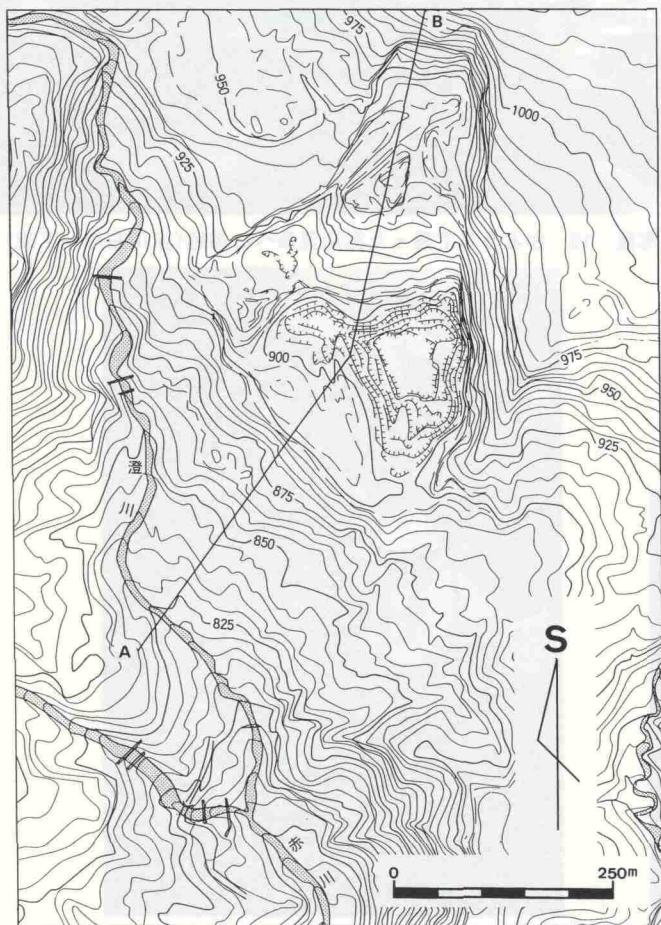


図-15 八幡平澄川地すべりの地形図（星野・浅井（1997）
掲載の図を一部修正）

堆積物に覆われた後、主に右岸の堆積地形上部を削りながら礫を含む堆積物（岩屑なだれ）が堆積したと考えられる。

⑨写真は赤川温泉付近右岸（写真-15、上流から下流方向を望む）、赤川温泉は、国道341号線から赤川右岸沿いにアスファルトの道路が建設されていたが、写真-14の箇所を残してほとんど破壊された。

⑩赤川橋すぐ上の赤川右岸の露頭では、上部に樹木や家屋の破片を含む礫層が分布し、上部の礫層は、堆積物中に樹木や家屋の破片等を含むことから土石流堆積地形と考えられる（写真-16）。

⑪⑩の近くの露頭では、上述の下部堆積物上に礫層（マトリックスが褐色の砂及びシルトを主体とする）が載った露頭がある（写真-17）。上部堆積物は、攪乱が少なく、堆積物中には木片等の混入が見られず、堆積状況から岩屑なだれ堆積物である。また、下部には、マトリックスは砂を主とした灰色の礫層が分布する。

⑫赤川が熊沢側に合流した地点を下流より上流を撮影（写真-18）。岩石、家屋の破片及び樹木が堆積しており、土石流は少なくともこの地点まで到達した。

(2) 岩屑なだれ・土石流の特徴

地すべり地内から流出した土砂は、2.5km下流の赤



図-16 下流部の岩屑なだれ・土石流分布図（その1）

図-14の下流に続く部分。空中写真判読等により作成した。

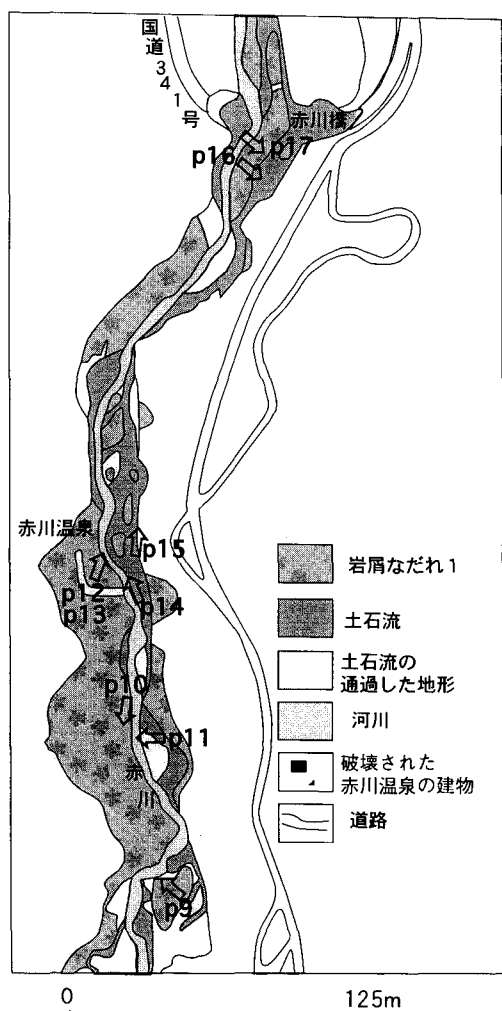


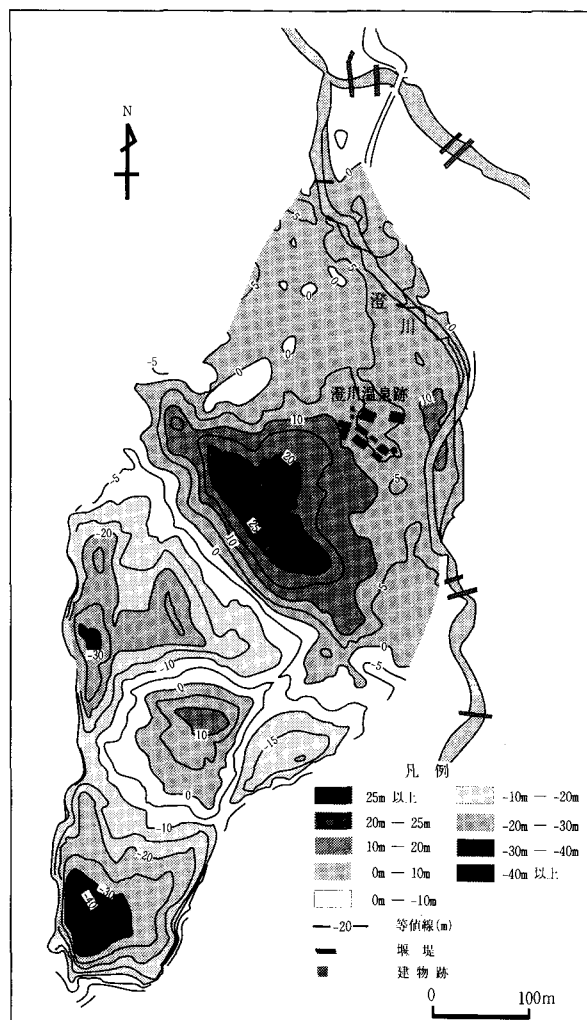
図-17 下流部の岩屑なだれ・土石流分布図(その2)

図-16の下流に続く部分。空中写真判読等により作成した。

川と熊沢川との合流点まで流下堆積した(図-2, 写真-1, 写真-2)。また, 流下土砂は一度に流出したのではなく, 最初の地すべりに伴う大規模な流出に続き二次的な地すべりによる流出が発生したことが地形の形態から明らかとなった。流下した堆積物は比較的水分が少なく流下時において攪乱の少ない岩屑なだれと, 礫が多くマトリックスが少なく, 建物の一部や樹木の切れ端等が含まれる土石流とに分けられる。

岩屑なだれ堆積地域は, 澄川の標高855m付近(図-14, 図-16, 図-17)から, 赤川にかかる国道341号線の赤川橋下流約100m付近の砂防堰堤(標高650m)付近まで分布する。

澄川に沿った地域に土砂の流出に伴う堆積地形が分布する(図-14)。この堆積地形は, 最初の地すべりにより流出した土砂及び2次すべりによって流出した土砂が澄川右岸に堆積したもので, 水蒸気爆発による降下堆積物を載せた地形, 澄川温泉から下に分布する灰白色の風化した地形, 澄川沿いに堆積した2次すべりの堆積地形


 図-18 八幡平澄川地すべり災害前・後の高度差分量等値線図
災害前・後のDEMにより算出した。

等である。

最初の岩屑なだれは直進し, 小さな尾根を乗り越え谷が曲がる地点では攻撃斜面側の谷壁へ乗り上げながら一気に流下した地形が各所に見られる(写真-1, 写真-2, 図-16, 図-17)。

岩屑なだれ堆積地形の形態は, 谷の中央部で高く端に行くほど低い傾向がある。堆積地形の浸食状況と土石流の堆積状況から岩屑なだれが堆積した後に岩屑なだれ堆積地形を浸食して土石流が流下堆積したことが推定できる。

土石流の分布は, 赤川が熊沢川へ合流する地点までである。岩屑なだれの堆積地域より下流に堆積する土石流は, 最初の岩屑なだれの先端で水を取り込んで発生したか, あるいは岩屑なだれが堆積後に発生した土石流が, 岩屑なだれ堆積地域を乗り越えて流下堆積したことが考えられる。

岩屑なだれの一つは, 下部に風化あるいは粘土化した灰色の堆積層が赤川温泉の少し上流から赤川橋付近にかけて分布しており(写真-9, 写真-12, 写真-13, 図-14, 図-16, 図-17), この堆積物は澄川温泉付近の地

盤が最初の土砂流出により、岩屑なだれの先端を流下して谷の下部に堆積したものと考えられる。また、後続の岩屑なだれや、その後の土石流により削られた地形、あるいは、その上部に岩屑なだれや土石流堆積物を載せている地形が谷沿いに分布している。また、赤川温泉付近の赤川左岸では、上部に岩屑なだれや土石流堆積物を載せない堆積地形が分布し、上述した粘土化した岩屑なだれと同時期に流下堆積した岩屑なだれと考えられる。なお、この岩屑なだれが赤川温泉の建物を破壊したことが赤川温泉付近の地形の分布状況から考えられる（図-17）。

また、赤川に澄川が合流する付近から上流には、最初の岩屑なだれ堆積地形のほかに2つの岩屑なだれ堆積地形が分布する（図-14、図-15）。この地形は、最初の土砂流出後、地すべり下段の東及び西側で発生した2次的地すべりにより堆積したものと考えられ、この土砂が澄川の水を取り込んで土石流化し、岩屑なだれ堆積地形を浸食しながら規模の大きな土石流となって流下したと考えられる。土石流は、赤川橋付近の岩屑なだれ堆積物の上部に大量に堆積しており（星野・浅井，1997）、この土石流堆積物の量が多いこと等から考えると、土石流が岩屑なだれ堆積物を浸食後に熊沢川まで流下したと考えるのが自然である。

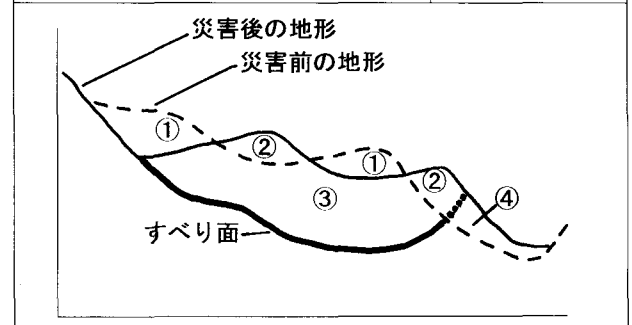
5 数値地形モデル（DEM）による計測と解析

災害前と後の地形図作成については星野・浅井（1997）において速報したが、この地形図と図-4の推定すべり面等高線図を用いて数値地形モデル（DEM）を作成し、各種の地形計測を行った。そのうち、地すべり地形変化体積・地すべり土塊体積及び地すべり地面積の計測結果を表-5に示す。計測の結果、地すべり地の面積は約21万 m^2 、地形差分体積は約40万 m^3 であった。また、地すべり土塊の体積は約510万 m^3 、地すべり土塊の地すべり地内への残存体積は約470万 m^3 と算定され、両者の差は地形差分体積に一致し、その値約40万 m^3 が下流への流出土砂量と推定される。

また、地すべりによる高度差分量等値線図を図-18に示す。変化量は災害以前のDEMから災害後のDEMの標高を差し引いた値の等値線を引き、段彩図を作成した。災害前と後の高度差を見ると、上段の-40mは尾根の部分が滑落したため高度差がマイナスである。中段中央部の+10mは、古い地すべり土塊部分に、上部から土塊が約

表-5 数値地形モデル（DEM）による地すべり地形差分体積・地すべり土塊体積及び地すべり地面積の計測結果

計 測 項 目	計測結果
減少した体積 ①	$1,283 \times 10^3 \text{m}^3$
増加した体積 ②	$879 \times 10^3 \text{m}^3$
地形差分体積 ①-②	$404 \times 10^3 \text{m}^3$
地すべり土塊の地すべり地内への残存体積 ②+③+④	$4,669 \times 10^3 \text{m}^3$
上記のうち地すべり上段・中段への残存体積 ②+③	$4,323 \times 10^3 \text{m}^3$
地すべり地面積	212,450 m^2



60m移動してきたため高度差がプラスとなった。中段の東及び西にできた-15m、-30mの凹地は、土塊が50~70m下流方向へ移動したが、上部から土砂の供給が中央部に限られ、不足したため形成されたと考えられる。中段北部の+25mは、土塊の後方回転による隆起と、古い地すべり土塊の下段への押し出しによる高度差と考えられる。

6 謝辞

本研究を進めるにあたって、林野庁鹿角営林署には、ボーリングデータの提供をいただきました。田中耕平さん（防災科学技術研究所地表変動防災研究室室長）、岡田直久さん（九州地方測量部長）、中川勝登さん（測図部写真測量技術開発室室長）、原口和政さん（九州地方測量部測量課長）、海野芳聖さん（地理調査部地理第一課技術専門員）、足立直樹さん（国立環境研究所研究員）、松浦純生さん（森林総合研究所地すべり研究室室長）、吉澤孝和さん（信州大学工学部教授）から、貴重な示唆・指導・助言をいただいた。吉成秀勝さん（地図部地図編集課技術専門職）には、澄川地すべりの現地補足調査に協力いただいた。ありがとうございました。

なお、本研究には、科学技術庁科学技術振興調整費を一部使用した。

参 考 文 献

- 小野塚良三 (1998) : 林冠ギャップに着目した写真判読とデジタル写真測量システムによる八幡平澄川地すべり土塊の変位量計測, 地すべり, Vol. 35, No. 2, 69-76.
- 環境庁 (1981) : 第2回植生調査 (現存植生図)
- 清水文健・大八木則夫・井口 隆 (1984) : 地すべり地形分布図「八幡平」, 国立防災科学技術センター研究資料, No.85.
- 武内和彦 (1991) : 地域の生態学の新しい視点, 地域の生態学, 朝日書店, pp.11-16.
- NAKASHIJUKA Tohru (1984) : Regeneration Process of Climax Beech (*Fagus Crenata* Blume) Forests IV. Gap Formation, Jap. J. Ecol, No. 34, pp.75-85.
- 中静 透 (1995) : 森林群集と自然攪乱, 現代生態学とその周辺, 沼田眞編, 東海大学出版会, 96-104.
- 中静 透・山本進一 (1987) : 自然攪乱と森林群衆の安定性, 日生態会誌, 37, pp.19-30.
- 中村太士 (1990) : 地表変動と森林の成長についての一考察, 生物科学, 42, pp.57-67.
- 星野 実・浅井健一 (1997) : 1997年5月八幡平澄川地すべり災害 (速報), 国土地理院時報, 第88集, pp.28-40.
- 山本進一 (1984) : 森林の更新, —そのパターンとプロセス—, 遺伝, 38, pp.43-49.