

白神山地・泊の平の地形発達と判読地形分類図・自動地形分類図の比較 Landform Evolution in Tomari-no-tai Area, Shirakami Mountains and Comparison Between Interpreted and Automated Landform Classification Map

地理地殻活動研究センター 佐藤 浩・小荒井 衛・岩橋純子

Geography and Crustal Dynamics Research Center

Hiroshi P. SATO, Mamoru KOARAI and Junko IWAHASHI

地理調査部 関口辰夫

Geography Department Tatsuo SEKIGUCHI

山形大学 八木浩司

Yamagata University Hiroshi YAGI

要 旨

白神山地は、人為的な影響がほとんど無いブナの原生林が優占している。この原生林の成立の基盤ともなる地形を調べるため、秋田・青森県境、標高 1,086m のニッ森（中新統上部花こう岩類）の北麓、中新統中部の泥岩を基盤とする泊の平地区（3.8km²）を対象に、航空レーザ測量データを取得するとともに、このデータから作成した 1m 間隔等高線図の読図に空中写真判読を補助的に用いて判読地形分類図を作成した。そして、現地の露頭観察を組み合わせ、対象地区の地形発達モデル（①ニッ森北面を滑落崖とする大規模な地すべりの発生、②赤石川下刻に伴う地すべり移動域の再滑動、③ニッ森基部では、地すべり移動域を被覆するマサ土主体の土石流堆積面の形成、④土石流堆積面の上流では、これを被覆する現成の扇状地性堆積面の形成）を提案した。

また、航空レーザ測量データから 2m グリッド DEM (Digital Elevation Model) を生成し、傾斜 3 分類（緩・中庸・急傾斜）、テクスチャ 2 分類（キメの粗さ・細かさ）、凹凸 2 分類を組み合わせ、12 分類の自動地形分類図を作成するとともに、判読地形分類図と比較した。さらに、冬季－秋季の航空レーザ測量差分データから、平均積雪深は 3.5m であることが判った。積雪深データと自動地形分類図の関係を調べたところ、傾斜 3 分類に関わらず凸型よりも凹型の斜面で積雪深が大きいこと、同じ凹型の斜面でも、傾斜が急の場合は中庸・緩の場合よりも、キメが細かいほうが積雪深は大きいことが判った。

1. はじめに

白神山地には、青森県側からも、秋田県側からも到達が困難であることから開発の手が及んでおらず、人為的な影響がほとんど無いブナ林が優占している。このことから UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization: 国際連合教育科学文化機関) は、1993 年に白神山地を世界自然遺

産として登録した。本研究では、このような自然環境の基盤でもある地形的特徴を調べるために、樹林下の微細な地形を詳細に捕らえることができる航空レーザ測量を適用した。

研究対象地区で容易に入手可能な最も大きな縮尺の地形図は、国土地理院の 1/2.5 万地形図以外には無く、航空レーザ測量による等高線図（以下、「レーザ等高線図」という。）をより大縮尺で作成すれば、例えば Sekiguchi and Sato (2004) が指摘しているように、より詳しく地形的特徴を把握することが可能性となる。

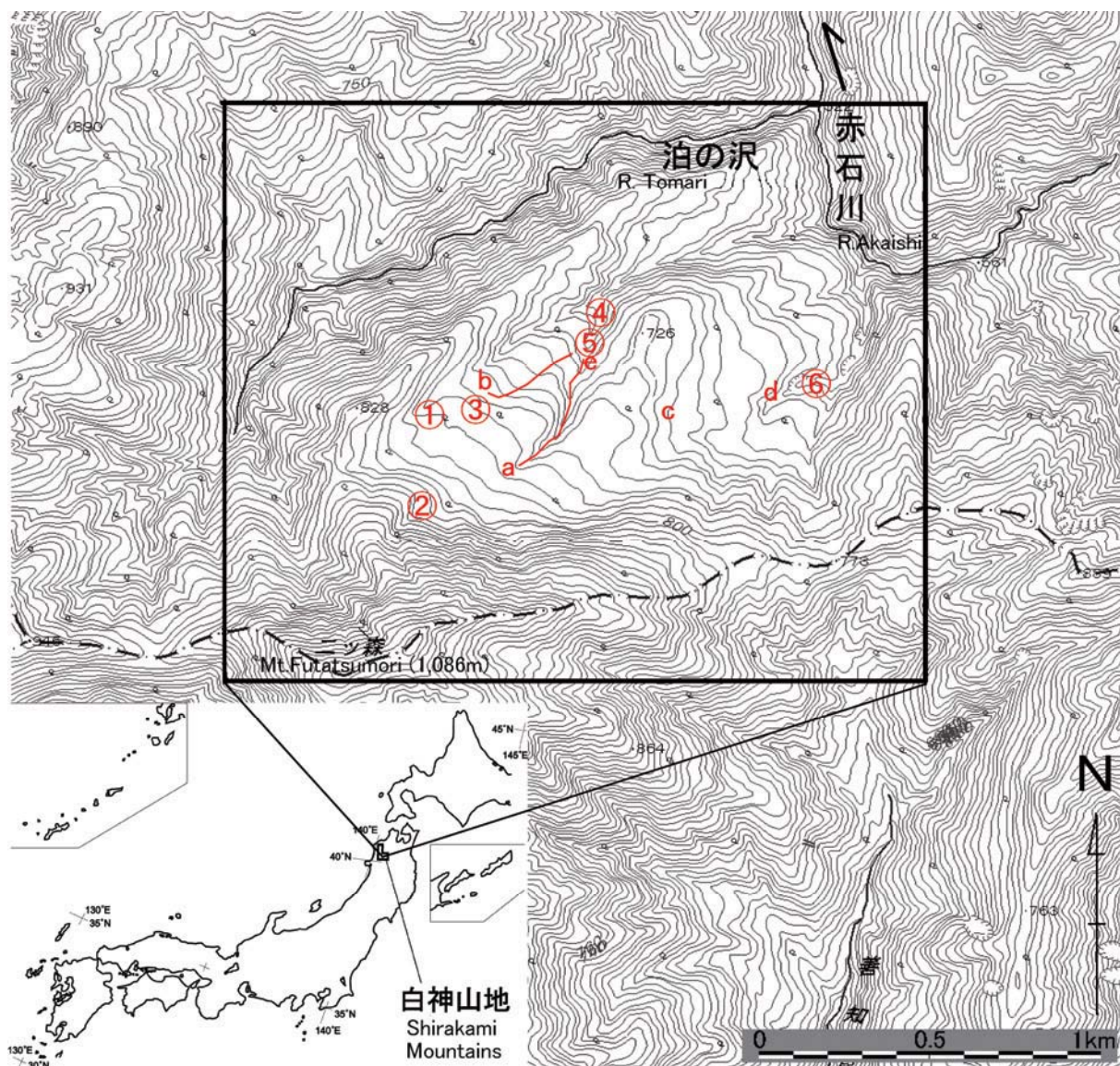
本研究の目的は、①航空レーザ測量等高線図の読図を主とした「判読地形分類図」の作成と露頭観察を組み合わせた地形発達モデルの提案、②航空レーザ測量データによる 2m グリッド DEM (Digital Elevation Model) からの自動地形分類図作成と、判読地形分類図との関係の提示、③冬季の航空レーザ測量データによる積雪深と自動地形分類との関係の提示である。

2. 対象地区の地質と地形

本研究の対象地区は、図－1、図－2 に示すように、白神山地のうち、秋田・青森県境のニッ森北麓に広がる泊の平（3.8km²）である。標高が最も高いのは、対象地区の南に位置するニッ森（標高 1,086m）であり、最も低いのは、赤石川本川と泊の沢の合流（標高 522m）である。

対象地区の地質は、図－3 に示すように、主に中新世中期に堆積した泥岩（早口川層の泊川泥岩部層）であり、中新世後期にこの泥岩を貫いた花こう岩類（石英閃緑岩）がニッ森の山体をなしている（大沢ほか、1983）。泊の平は、花こう岩類と泥岩の接触部を弱線として生じた、ニッ森北面を滑落崖とする大きな地すべり性崩壊によってできた約 100ha の平坦地（八木ほか、1998）である。

図－2 や空中写真を判読すると、泊の平の地形は一見ならぬである。しかし、移動域の構成物質である花こう岩類風化物（マサ土や花こう岩類角礫）及び泥



図－1 白神山地の位置と対象地区の地形. 図中の赤字番号の地点は、「4.」で後述.



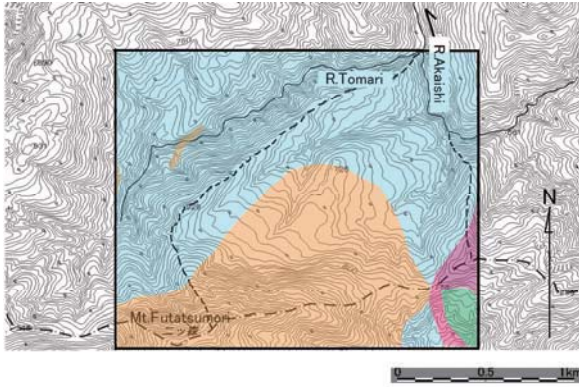
図－2 対象地区を北から南へ臨む. 正面がニッ森北面の雪崩斜面 (八木撮影)

岩風化層表層には、小さな段差を有する小規模な地すべり状の微地形が多数卓越する. そして、段差と段差

の間の凹状地は排水が悪く湛水域を形成していることがある. このように、対象地区の地形は、実際には非常に複雑に襞が入り組んでいる.

白神山地は日本海側の多雪地帯に位置する. 後述するように、2006年2月22日に計測した航空レーザ測量データによれば、泊の平の平均積雪深は3.5mである. 積雪期にはニッ森の稜線上に雪底が非常に発達し、雪底が着かない稜線上は雪が強風で吹き飛ばされる (八木ほか, 1998).

ニッ森北面の下部谷壁斜面には雪崩が岩盤を刻み込んだ筋状地形 (Sekiguchi and Sugiyama, 2003) など、雪崩の影響を受けた斜面 (以下、「雪崩斜面」という.) が見られる. また、雪崩斜面の基部には、泊の平の花こう岩類風化物を覆って、崖錘や、筋状地形や沢を通じて雪崩や豪雨時の土石流が運搬した淘汰の悪い花こう岩類風化物による扇状地性斜面が広がる.



図一 3 対象地区の地質（大沢ほか，1983）。橙色，中新統上部花こう岩類；ピンク色，中新統中部の玄武岩等。以下は中新統中部の早口川層。空色，泥岩；紫色，玄武岩；緑色，酸性火砕岩。

表一 1 航空レーザ測量データ諸元

取得年月日	2004年10月30日 (秋季)	2006年2月22日 (冬季)
対地高度	1,200 m	1,200 m
パルス周波数	69,000 Hz	50,000 Hz
データ取得幅	532.1 m	316.0 m
スキャン周波数	45 Hz	50 Hz
計測回数	1回/1コース	1回/1コース
飛行機の対地速度	203.7 km/h	277.2 km/h
スキャン角度	25°	10°
ビーム幅	0.3 mrad (固定)	0.2 mrad
コース間隔	250 m	211 m
コース間重複率	基準面標高 700 m において約 53%	基準面標高 700 m において約 50%
計測点間隔	1.26 m (進行方向) 0.72 m (進行方向と 直交する方向)	0.61 m (進行方向) 0.85 m (進行方向と 直交する方向)

3. 利用データと空中写真

表一 1 に，本研究で用いた 2 時期（秋季，冬季）の航空レーザ測量データの諸元を示す。秋季の航空レーザ測量データからは，植生上のレーザ反射点を除去した地表面の反射点から 2 m グリッドの DEM (数値地形モデル: Digital Elevation Model) を生成するとともに，縮尺 1/5,000 の 1 m 間隔等高線図を作成した。1/5,000 等高線図を基図として地形分類図を作成したので，表現した地形は微地形というよりも小地形を表している。

冬季の航空レーザ測量データについても同様の処理を経て積雪面の反射点から 2 m グリッド DEM を生成するとともに，冬季の DEM－秋季の DEM から 2 m グリッド積雪深データを作成した。

判読地形分類図作成のため補助的に用いた空中写真は，国土地理院が 1975 年に撮影した 1/8,000 (CT0-75-21, C25-18～21 の 3 モデルと C26A-17～20 の 3 モデル，計 2 コース 6 モデル) である。夏季に別途撮影したデジタル航空写真から，1975 年空中写真でも明瞭に確認できる像点の位置座標を読み取り，これを地上基準点として空中三角測量を行って 8 枚の 1975 年空中写真の外部標定要素を推定した。これを手がかりに 1975 年空中写真のオルソ画像を別途作成して，判読結果を等高線図に移写する補助資料とした。

4. 現地調査

2004 年 9 月 14 日～9 月 17 日，2005 年 9 月 29 日～10 月 6 日，2006 年 10 月 8 日～13 日の 3 回，現地において判読地形分類図と現地の照合を行うとともに，露頭の観察を行った。図一 1 に示した赤字番号の地点と，以下に示した露頭観察の地点番号は一致している。

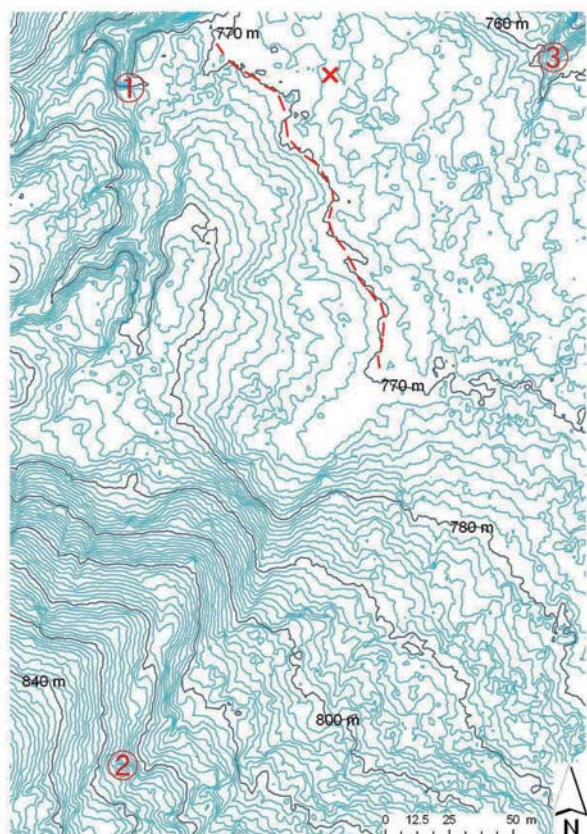
4. 1. 地点①

泥岩の分布域である地点①，沢の左岸の水際付近で，図一 4 に示す粘土層を観察した。泥岩の風化物と考えられる。図一 5 には，地点①の微地形を示す。この地点の標高は 770m であり，沢に沿ってすぐ下流の 769m 付近から泥岩が露出する遷急点，すなわち落差 4 m 程度の滝となっている。



図一 4 地点①の粘土層。
右側：下流，左側：上流

地点①より沢の上流 50m，標高 774m 付近まで泥岩の中～小角礫が谷を埋積して粘土層の下部を隠していたため地点①で観察された粘土層の実際の厚さは不明であるが，図一 4 で計測した限り，見かけの厚さは約 30cm だった。地点①の鉛直上方，標高 772m の地表面までの谷壁断面には，泥岩の中～小角礫と風化した赤褐色の土壌がみられた。地点①右岸の谷壁，すなわち地すべり性の緩斜面の断面も同様の地質であった。



図－5 地点①～③周辺の微地形

4. 2. 地点②

ニッ森花こう岩類の山体を刻む沢を遡った地点で、図－6に示す花こう岩類と泥岩のすべり面を観察した。図－5には、地点②の微地形を示す。

地点②の標高は約825mであり、露頭は沢沿いの右岸谷壁にみられた。すべり面の走向はN59°E、傾斜は40°Sであった。ネットスリップの方向（スリッペンサイド）も傾斜方向と同じである。

すべり面に対して下部が泥岩、上部が花こう岩類の岩体であり、この岩体が泥岩に対して谷壁から出っ張っていた。いわば、花こう岩類の岩体の一部、宙に浮いている形であり、基盤の泥岩に対する花こう岩類の貫入という説明からは、すべり面に対する花こう岩類と泥岩の上下関係が逆転している。これは、花こう岩類が平らな一枚の板状に泥岩へ貫入したのではなく、岩脈のように指交して泥岩に貫入した後、例えばサギングのような作用により南傾斜のすべり面が形成されて、図－6はその一部分を観察していると解釈した。

4. 3. 地点③

地点③は、傾斜5°より緩い斜面の末端に位置し、その下流側の比高約25mの滑落崖を刻むガリの谷床と谷壁に、花こう岩類風化物が流されて成層した露頭が見られた（図－7）。その地質柱状図を図－8に示す。



図－6 花こう岩類と泥岩のすべり面。左、南側（谷側）、右、北側（山側）。図の手前から向こうへ傾斜している。



図－7 マサ土と花こう岩類角礫の成層構造

図－8の「表流水の堆積物」とは、図－7の赤いフィールドノートが置いてある位置より上方、ガリの谷を埋めている堆積物である。「岩屑」では花こう岩類中礫の角礫が卓越し、覆瓦状構造を成さないので堆積時の流向は判らない。図－7からは、さらに上方なので写っていないが、地点③の上に載る現成の扇状地性斜面は、雪崩や豪雨でニッ森から給砂される花こう岩類の淘汰の悪い主に小礫～粗砂からなる。図－8の「岩屑」にあるような中礫サイズの角礫は、扇状地性斜面では卓越しない。

①と③の間地点付近の凹地、標高769m付近（図－5の×付近）では、図－9に示すように、八木（1995）が地表面下30cmに約1,000年前のTo-a（十和田a）火山灰層を見出したことを報告しており、地すべり性崩壊による泊の平は、1,000年前には既に成立していたと考えられている。八木（1995）は明らかにしていない。

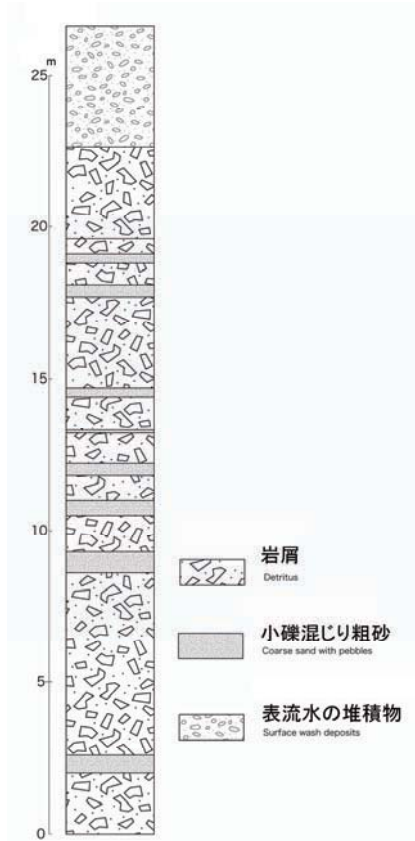
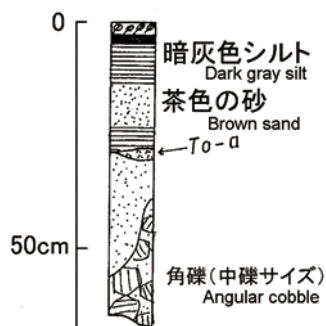


図-8 地点③の地質柱状図（八木原図に加筆）

図-9 地点①・③中間地点における地質柱状図（八木, 1995
に加筆）

が、図-9の地表面から深さ20cm前後の茶色の砂及び60cm前後の角礫は花こう岩類風化物である。

地点①と③の間においては、地表面上に露出する泥岩風化土壌の分布と花こう岩類風化物の分布の境界を現地で確認できていない。しかし、地点①の谷の右岸斜面から地点③に向かう傾斜遷緩線、標高770m付近がその境界（図-5の点線）であり、それより東側については、地点③に向かうほど、基盤の泥岩の上に花こう岩類風化物が厚く分布していると考えている。

4. 4. 地点④

図-10の赤で示した沢aに沿っても、標高770mか

ら660mの地点④に至るまで、沢a谷壁の両岸に露出する花こう岩類風化物は層が厚く、沢aの「a」と示した標高770mから740mまでの谷壁には、図-8にみられる成層構造が見られた。その下位では、成層構造の有無を確認していない。

地点④の右岸側では、花こう岩類風化物が基盤の泥岩に直接載っていた（図-11）。地点④の左岸側も同様の層序となっているかは、斜面を植生が密に覆っており露頭が無いため不明である。地点④の直下では、泥岩が比高8mの遷急点（滝）を成している。

沢aを中心とする移動域表層が、全て花こう岩類風

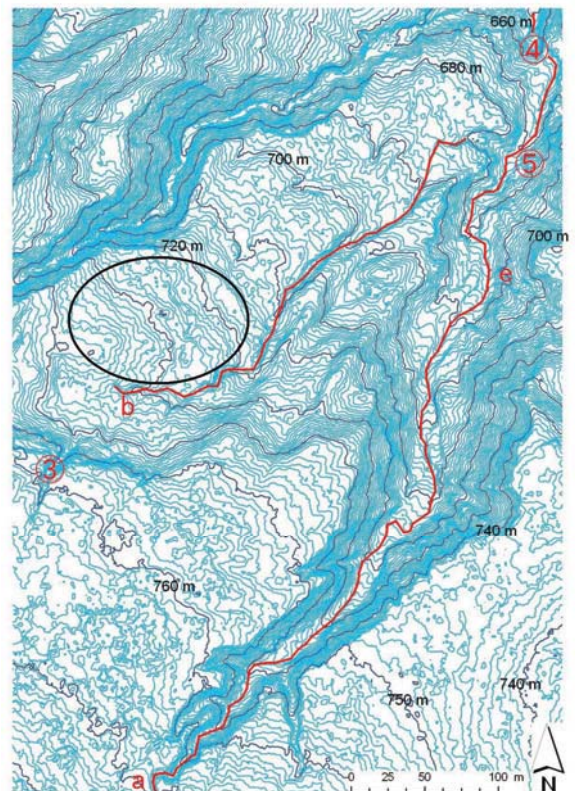


図-10 地点④～⑤周辺の微地形



図-11 基盤の泥岩に載る花こう岩類風化物

化物からなると結論するのは早計である。図-10において、地点③の位置する滑落崖に対応すると思われる移動域（黒の楕円で囲んだマウンド）には、移動物質であると期待された花こう岩類風化物は無かった。地点③の基部には花こう岩類風化物が流され堆積した扇状地性斜面が形成され、直近の沢bの河床にも花こう岩類風化物は散在しているが、沢bを下って標高730mよりも下流になると、河床にも谷壁にも花こう岩類風化物は見当たらず、地点①で観察したような泥岩の風化した中～小角礫や赤色の厚層な土壌が見られ、標高685m付近までそのような状態が続いていた。つまり、図-10の沢a左岸の谷壁を標高770mから660mまで下りながら見ると、マサ土や花こう岩類角礫は、標高740mまでは、図-10の西端まで広がりをもって厚く成層して分布しているが、標高740mより下流になると、マサ土や花こう岩類角礫の西側への広がりとは、たかだか沢aと沢bを分ける支尾根までと範囲が限られていると考えることができる。

なお、沢a右岸より東方へ約200m、図-13のc（標

高715m）でもガリの谷壁に花こう岩類風化物が見られた。図-10の沢a及びその右岸では、泥岩は地表面に露出すること無く皿状の凹状をなして、その上に厚層の花こう岩類風化物が載り、さらにその上に、前述の土石流堆積物が載っているのであろう。



図-12 花こう岩類の粗大な風化岩体

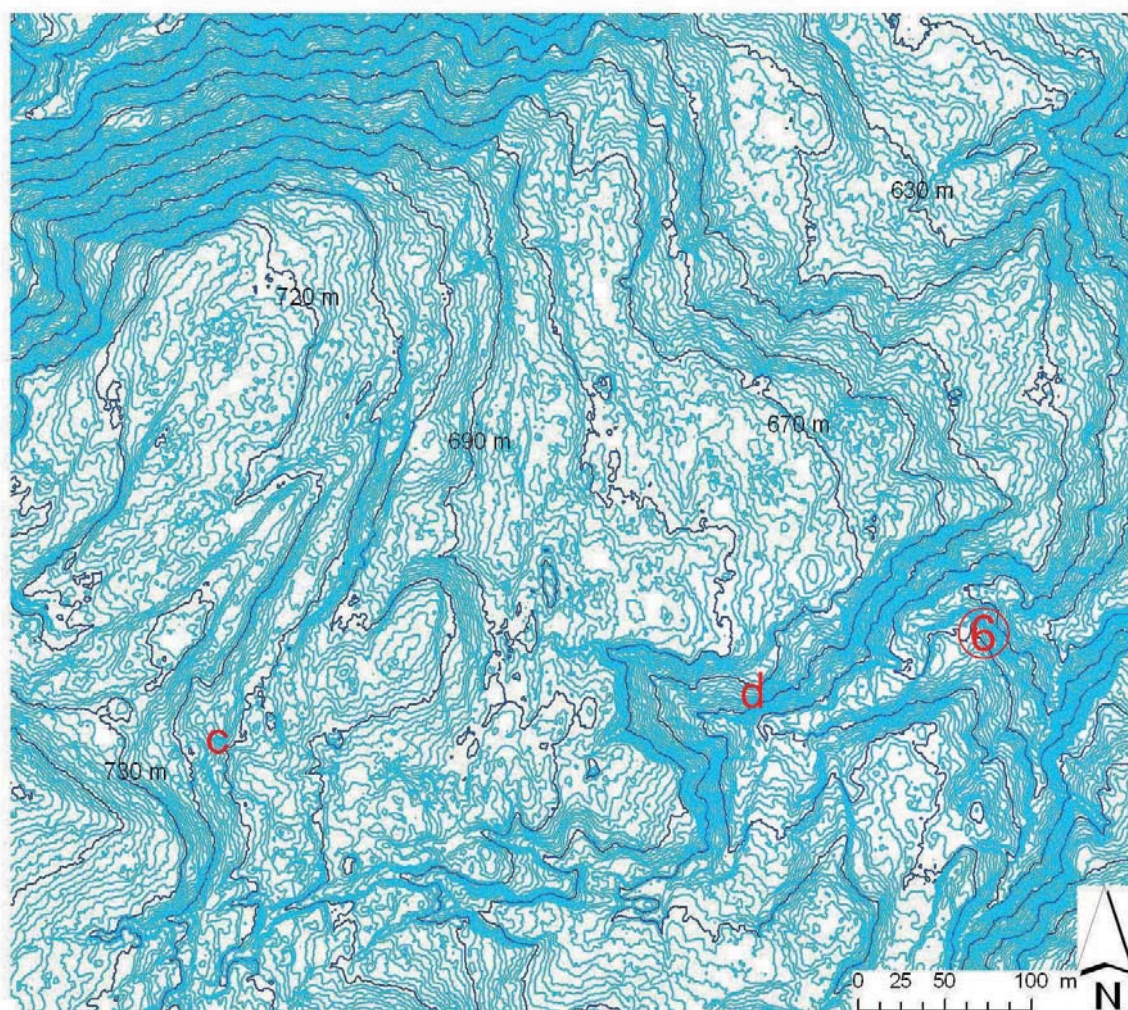


図-13 地点⑥周辺の微地形