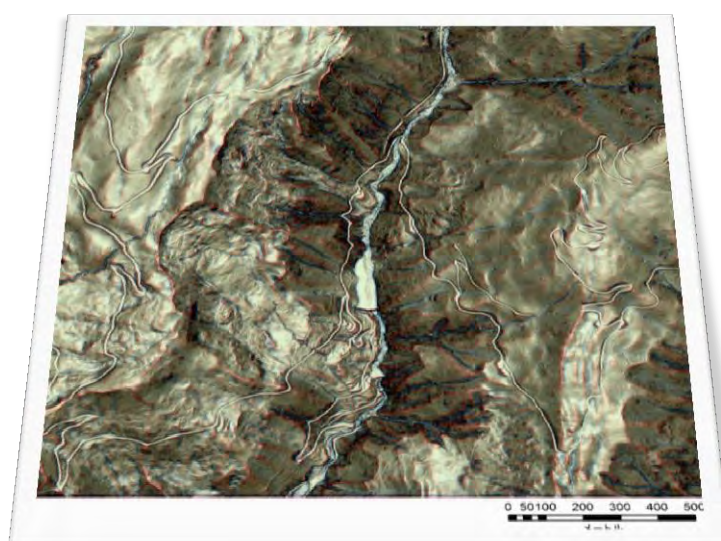
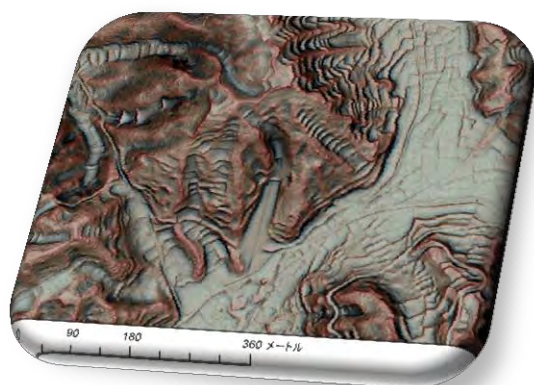


# CS立体図でみる 代表的な地形



## ～ 代表的な地形の事例 ～

ここでは、“地すべり”や“崩壊”等の地形（地場）が、CS 立体図でどのように表現されているかを、その代表的な事例について記載します。

### 1 地すべり

#### (1) 地すべり

斜面の物質（土砂等）が、明瞭な面を境に、重力に従って下方に低速で滑動する現象を“地すべり”、そのせん断面を地すべり面と呼びます(図-1)。

地すべり面が地表に露出している部分を滑落斜面と呼び、特に急崖をなす部分を滑落崖、地すべり面の末端が旧地表面と交わる部分を脚部、滑動した物質の全体を地すべり移動体、その定着地形を地すべり堆、その末端を尖端線とそれぞれ呼びます。地すべりによって形成された地形種を一括して“地すべり地形”と呼びます。

地すべりの種別は、第三紀層（新第三系地帯）・破砕帯・温泉変質帯の地すべりに分類されます。長野県内は、これら全ての地すべりが分布しています。

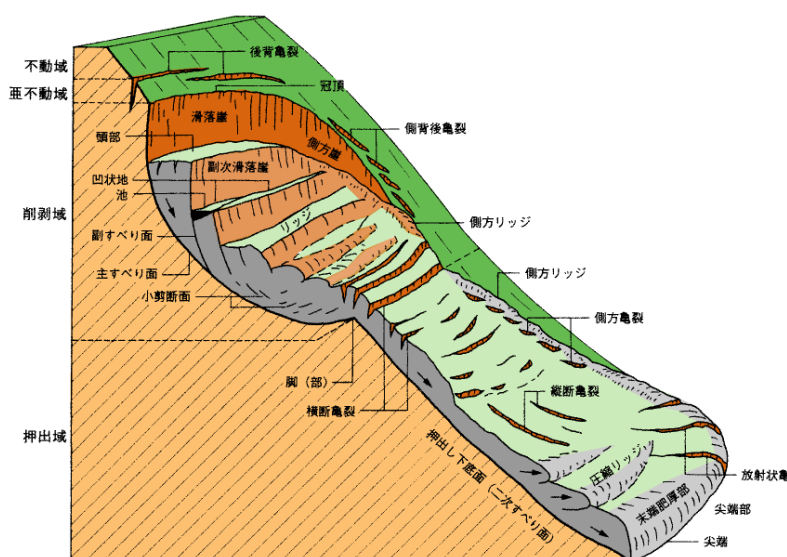


図-1 地すべり地の模式図（大八木 1982 を基に作成）

#### (2) 新第三系地帯の地すべり

“第三紀層地すべり”は、県の中部から北部にかけて広く分布し、特に犀川・姫川沿いの山地に集中します。これらは、新潟県に続き、信越地すべり地帯として知られていますが、新潟県の地すべりと比較して斜面傾斜が5度程度急で、比較的規模が大きい傾向にあります。この原因は砂岩層や凝灰岩層の介在する割合が多いことによると考えられています。

図-2は、滑落崖が鮮明に確認でき、また削剥域の形状や押出域の圧縮リッジ、末端肥厚部も確認できる比較的新しい地すべりで、図-1の模式図に相応する形状です。現在、この地すべり地形は樹木で覆われていますが、末端肥厚部の直下に施設（建築物）があり、この施設の上部に路網を配置するのは極めて危険です。

図-3は、地すべり地の脚部（移動体フロント部）に路網を開設した時に、切取法面に変状が発生した事例です。この事例は、後背山地の比高が小さく、勾配も緩い山地で、概成した地すべり地と判断して溪流沿いに路線を選定したところ、切取法面を整形した段階で切取法面にクラックが発生したものです。この変状は不連続に、また断続的に発生し、しばらくの間活動が続きました。現在は移動体の排水、フレキシブルなカゴ構造物の設置によって安定を取り戻しています。この事例のように、移動体内部は、亀裂が多く石礫を多量に含む泥質な堆積物が分布することが多いため、移動体の脚部を



切る（掘削する）と不安定化しやすくなります。また、一見、安定化したように見える地すべりでも滑落崖は地下水の通り道となることが多いため、滑落崖を切る法面では地下水による崩壊に注意する必要があります。

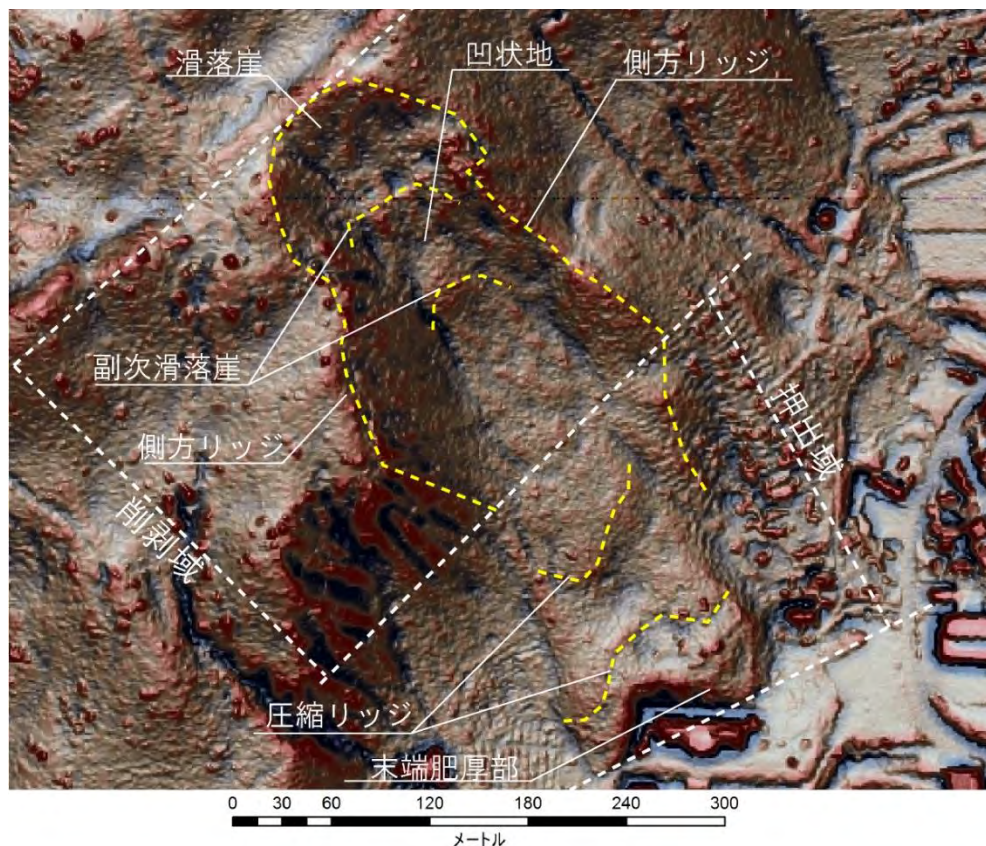


図-2 新第三系地帯の地すべりの事例（長野地域）

削剥域の滑落崖や側方リッジ、押出域の圧縮リッジや末端肥厚部が明瞭に確認できる新しい地すべりで、現在、樹木に覆われている。活動が終息していても下方の施設の保全のため、路網配置を行ってはならない箇所である。

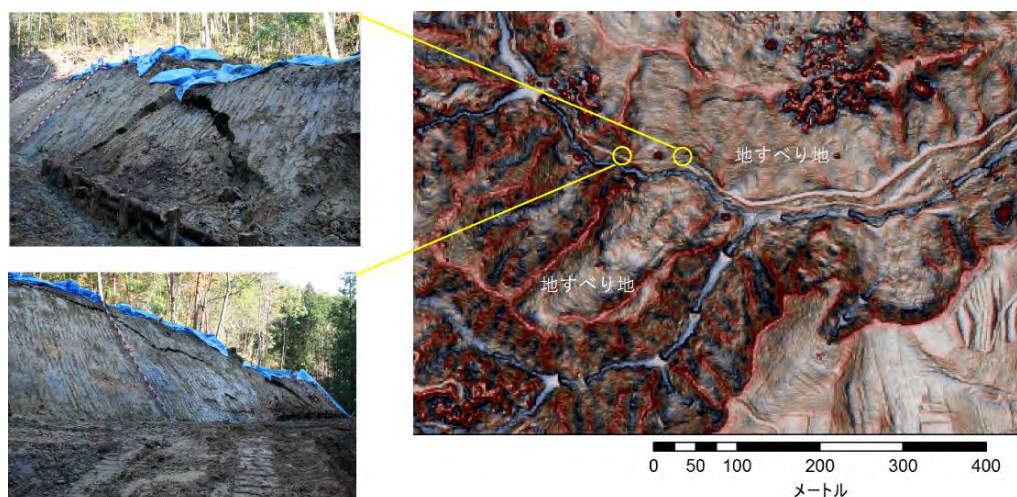


図-3 路網開設時に切取法面に変状が発生した地すべり地脚部（安曇野市明科）

新第三系地帯の地すべりは、傾斜が緩い斜面でも発生します。地すべり活動が終息した地すべり地形は、耕地として改変されたりして、集落周辺では人為改変地か地すべり地か判然としない場合があります。一方、奥地の森林帯ではその原型を留める地形がみられます（図-4）。



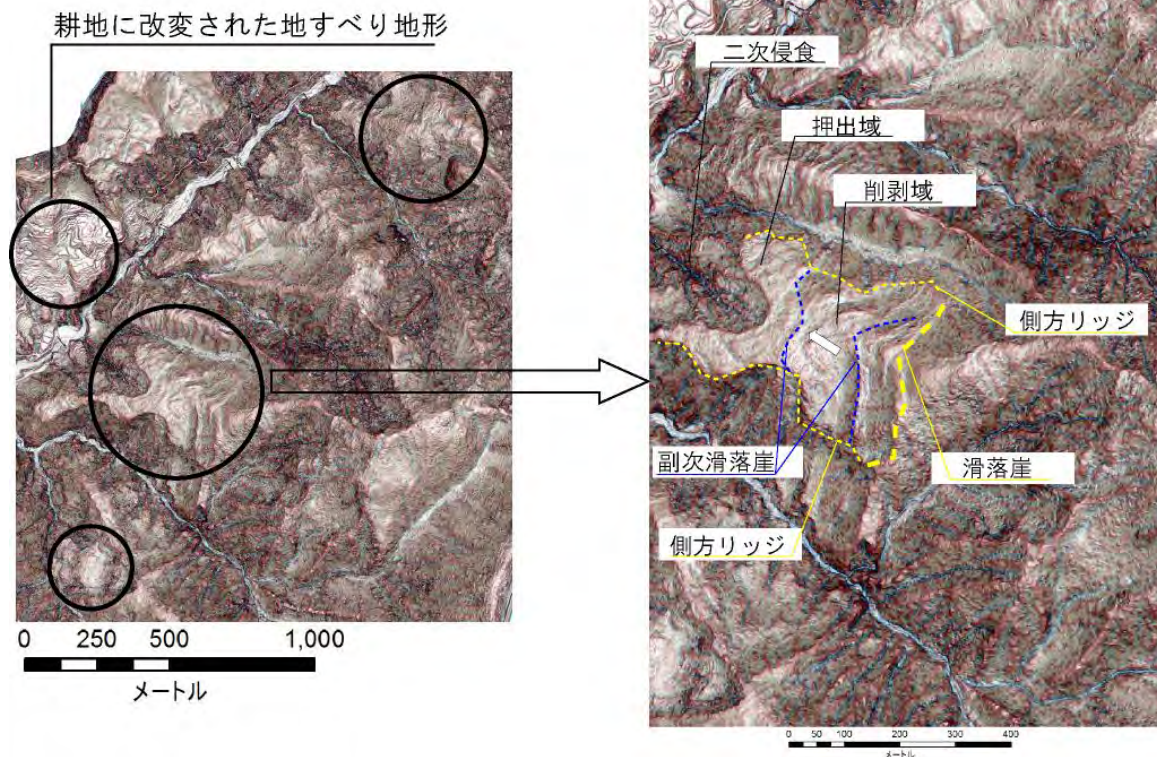


図-4 新第三系地帯の地すべり地（北安曇郡小谷村）

左図には少なくとも4か所の地すべり地形が確認できる。左図中最も大きな地すべり移動体を拡大した右図の地すべりは、剝剥域に複数のリッジが確認できる。押出域の末端は下方の河川による侵食と二次侵食によって開析されている。

### (3) 破碎帯地帯の地すべり

南アルプス（赤石山脈）には大規模な破碎帯地すべり地形が高密度で認められます。これらは、地体構造区分上の三波川帯、秩父帯に多く分布しています（図-5）。

南アルプス一帯（上伊那～下伊那）には、河川（溪流）から尾根に達するような大規模な地すべり地形が広く分布しています。これらは河川侵食等で斜面下方の支えを失って不安定となったところに、豪雨や地震といった誘因によって大規模地すべりを発生すると考えられています。

図-6はその一例で、図の中央を河川が流下していますが、河川を境にして地すべりが連続して発生している個所です。この地すべりは滑落崖が明瞭に残り比較的新しい地すべり（100年オーダー）であることが読み取れます。さらに、下方地すべり（滑落崖及び側方リッジ黄色点線）は河道を閉塞していますが、

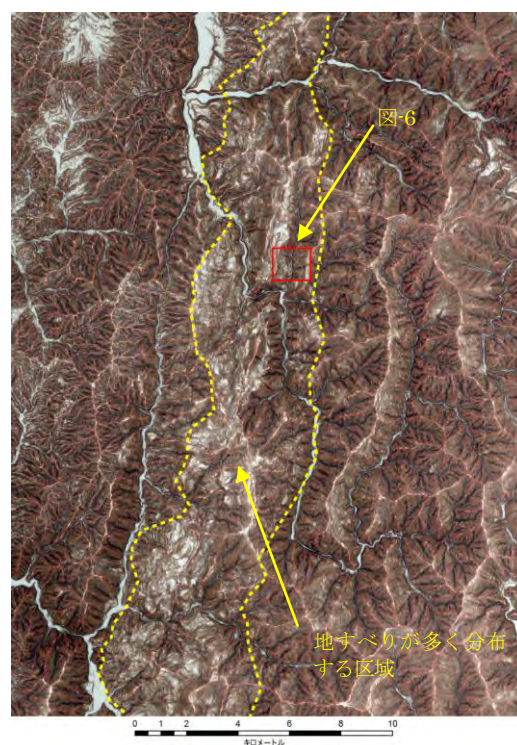


図-5 南アルプス（赤石山脈）に分布する

地すべり地形（上伊那～下伊那地域）

南アルプス（赤石山脈）の地すべり地形の分布は、地体構造区分上の三波川帯、秩父帯に多く分布している。南アルプス一帯（上伊那～下伊那）には大規模な地すべり地形が広く分布する。



二次侵食が明瞭に発達していません。このことから比較的新しい地すべりであると推測されます。この地すべり地の移動土塊フロントの上部を道（公道）が通過していることも読み取れます。一方、左岸側の溪岸は崩壊が連続し、その上部の山腹は緩傾斜であるものの移動体の土塊やそのテラスなどが読み取れます。

これらの地域に路網を計画する場合は、溪流沿いや過去の地すべり末端部（末端肥厚部）の大規模な改変（切土等）は、地すべりの再活動や斜面の不安定化を招く恐れがあるため細心の注意が必要です。活動中の地すべりであるか確認すると共に、CS 立体図を確認して地すべり土塊の末端部を避ける等の検討が必要です。

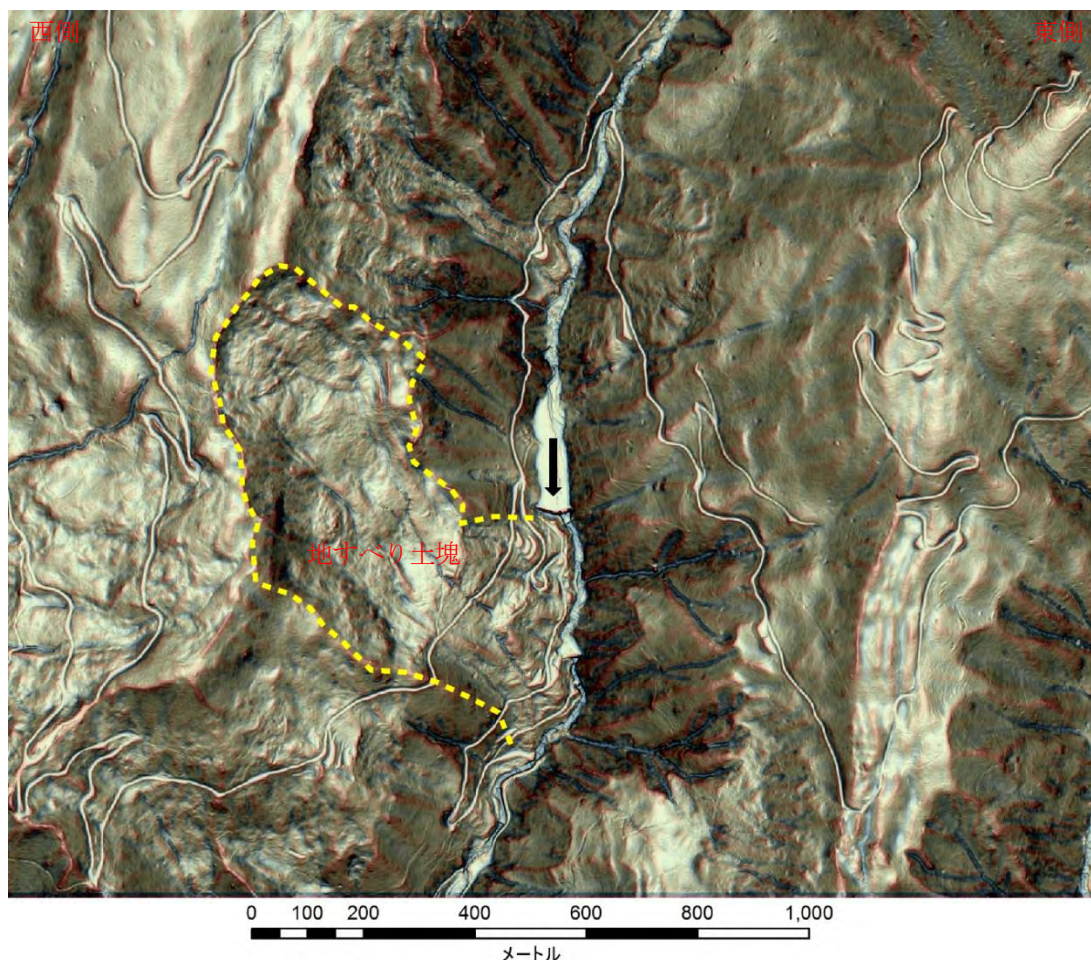


図-6 破碎帯地すべり（南アルプス山系、伊那市長谷）

地すべりが広く分布する CS 立体図は、等高線に平行な線状地形がみられ、CS 立体図の地すべり地形は小縮尺、大縮尺とも淡白色系～淡銀色系の色調で表現される。

#### 【破碎帯と破碎帯地すべり】

断層運動によって地層あるいは岩石が粉々に砕かれた部分が一定の幅があり、一定の方向に延びている場合のその部分を“破碎帯”と呼びます。幅数 cm の場合から数百 m の場合まであり、大規模な断層には大規模な破碎帯を伴う場合が多くあります。破碎帯の岩石は強度が低いため、地すべりの原因となることがあり、これを“破碎帯地すべり（fractured zone landslide）”と呼びます。

全国的に破碎帯地すべりの多くが付加体で発生しています。本文で記載したように、県内では南アルプスの三波川帯、秩父帯に、破碎帯地すべりが広く分布していることも、地すべりの素因となっている破碎帯の形成が付加体の地質構造と密接に関係していると考えられます。



#### （4）熱水変質（温泉変質）帯の地すべり

地すべりには、火山や温泉のあるところで発生するものがあります。一般的に“温泉地すべり”と呼ばれていますが、熱水(温泉)やガスの影響で基岩が変成を受け、粘土状になったところで発生します。

図-7 は温泉地の周辺に位置する熱水変質作用が認められる山地です。硫酸性の無機酸性土壌が露頭したり、流水が pH3.0～4.0 程度の酸性水が流下しています。緩やかな一般的な山地ですが、所々に地すべり地形が認められ、地すべり分布図と合成すると滑落崖や移動体（移動範囲）を読み取ることができます。1954 年に作成された 5 万分の 1 地質図では、この一帯は温泉荒地として示されています。

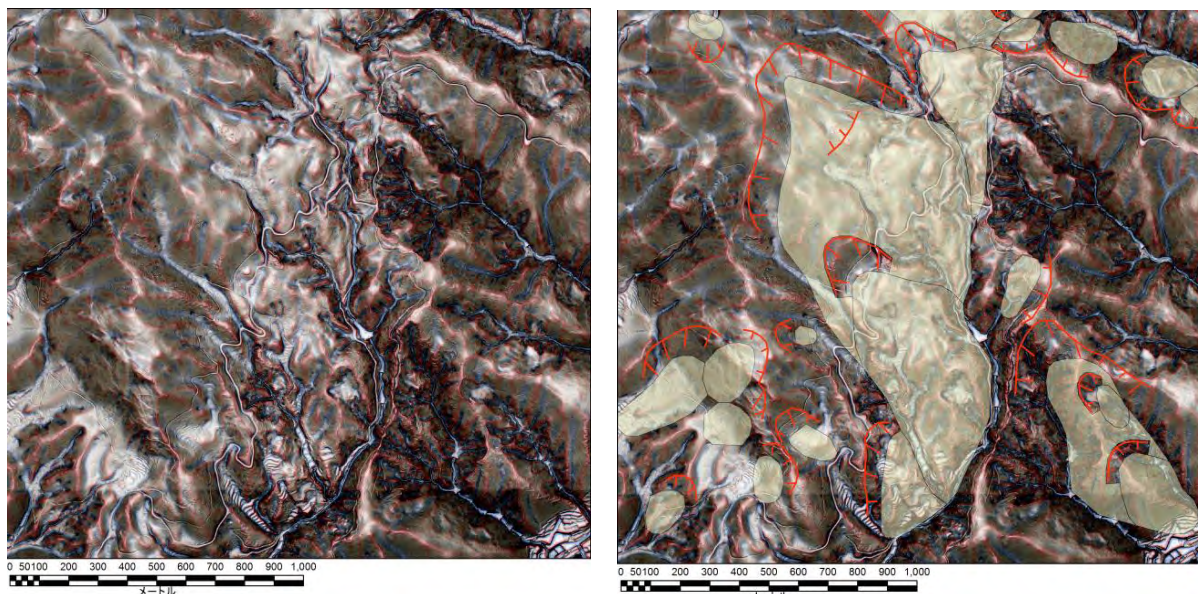


図-7 熱水変質地に位置する CS 立体図（左）と地すべり分布図を合成した CS 立体図（右）  
（諏訪郡下諏訪町）

※地すべり分布図：（独）防災科学技術研究所防災システム研究センター地すべり GIS データ

## 2 崩壊

### （1）崩壊

崩壊は、斜面物質が何らかの誘因によって不安定になり、重力のみによって、せん断面または地質的不連続面を境に一団の土塊・岩塊の状態で、集団で斜面下方に急激に崩れ落ち、斜面基部の緩傾斜地、河床または平坦地に定着する現象の総称です。崩壊の発生域に生じた凹地を“崩壊地”と呼びます。

地すべりに比べて崩壊は、①経過時間の短い急速な現象、②特殊例を除きせん断面に地すべり面粘土に相当する物質を伴わない、③定着域に凹凸を生じても地すべりより小規模、④大規模な定着地形であっても高透水性のため、一般に池沼がみられません。

崩壊の主な類型には“土砂崩壊”、“岩盤崩壊”、“基盤崩壊”などがありますが、一般的に“表層崩壊”、“深層崩壊”などに区分されています。

### （2）表層崩壊地

表層崩壊とは「山崩れ一崖崩れなどの斜面崩壊のうち、厚さ 0.5～2.0m 程度の表層土が、表層土と基盤層の境界に沿って滑落する比較的規模の小さな崩壊」と定義されています（国土交通省）。

表層崩壊は、CS 立体図では淡い青白色等で表現されています。図-8 は、中生代白亜紀の深成岩（珧



長質：花崗岩等）に発生した崩壊地です。花崗岩地帯の表層崩壊地は、表土層が剥離、滑落する場合が多く、崩壊発生直後は、比較的崩壊深度が大きくなり、面的な崩壊地を呈しています。したがって、CS 立体図では崩壊地があまり明瞭に表現されません。ただし、面的（布状）侵食（シート・エロージョン）から、雨水の細流侵食（リル・エロージョン）、雨裂（雨溝）侵食（ガリー・エロージョン）が卓越してくると、崩壊地の下方から谷壁が形成されてくるので、CS 立体図では濃青色となってきます。

図-9 は、新生代古第三紀の深成岩（珪長質：花崗岩等）で発生した表層崩壊の分布する空中写真（左）と CS 立体図（右）です。空中写真では崩壊地であることが読み取れますが、CS 立体図からは谷（溪流）なのか凹地なのか、または崩壊なのかは判然としません。したがって、木曽地域の中央アルプス側から上伊那、下伊那地域、安曇野市から大町市の北アルプス山麓の新鮮な表層崩壊地は、CS 立体図と空中写真とを用いて地形を確認する必要があります。

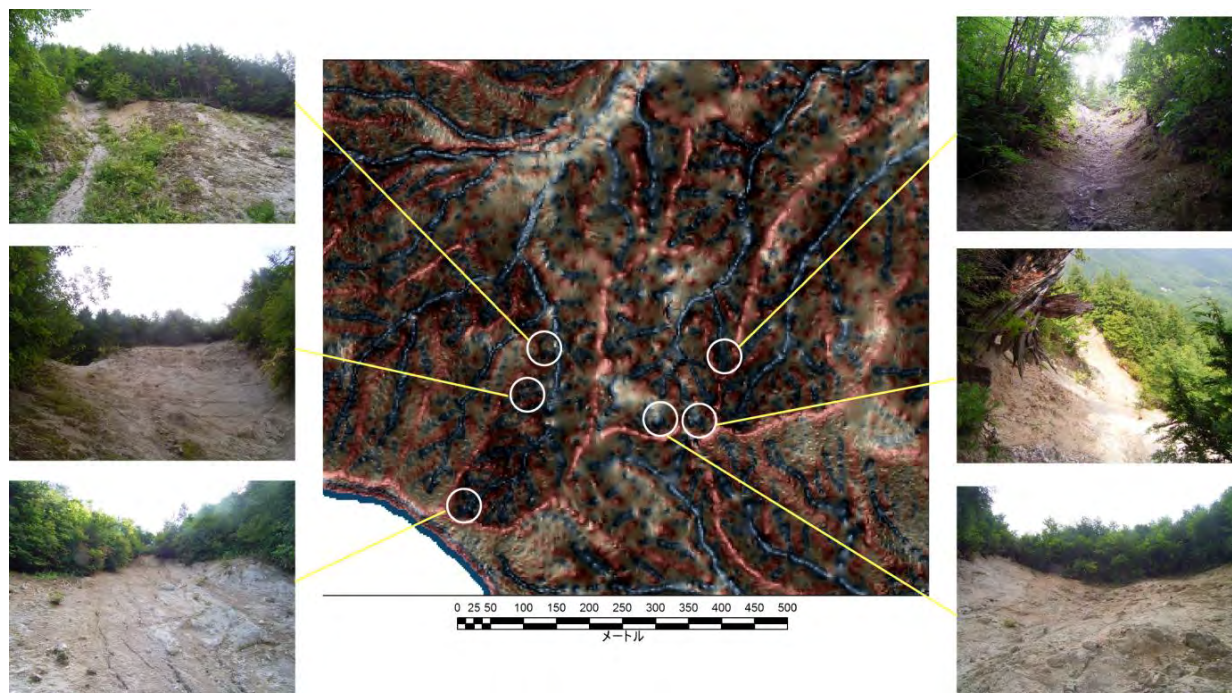


図-8 花崗岩地帯に発生した表層崩壊地の CS 立体図（下伊那地域阿智村浪合）

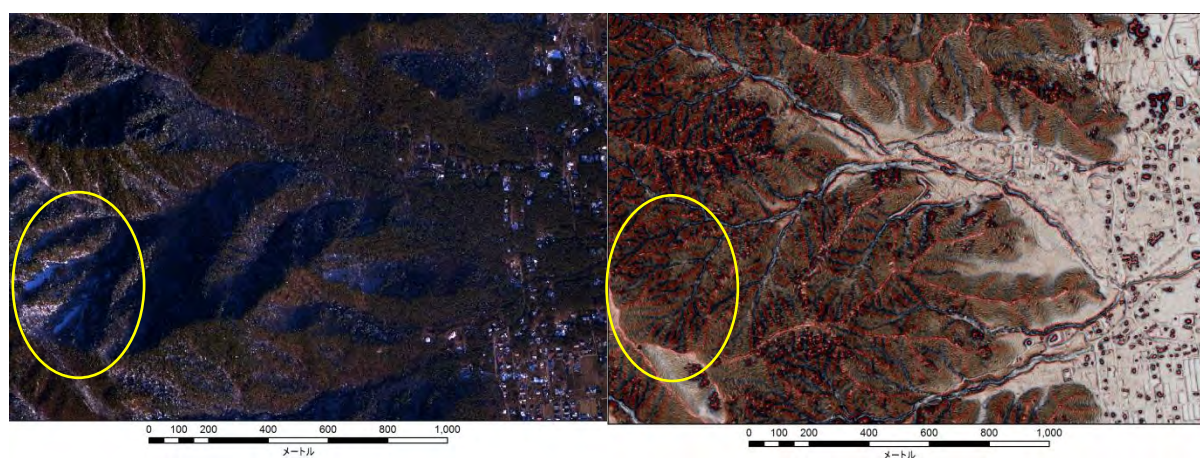


図-9 花崗岩地帯に発生した表層崩壊地の空中写真（左）と CS 立体図（右）（安曇野市穂高）  
台風豪雨（153 mm/日）によって崩壊が多発した花崗岩地帯。空中写真の図中黄色○の個所では崩壊していることが読み取れるが、CS 立体図では谷（溪流）なのか凹地なのか、または崩壊なのかは判然としない。表層崩壊地は、CS 立体図と空中写真とを用いて地形を確認する必要がある。



### 【マサ土と表層崩壊】

花崗岩等が物理的・化学的風化の進行によって完全な土砂化をしたものを“マサ土＝真土<sup>マサド</sup>”と呼びます。花崗岩からマサ土への風化過程は複雑で、その機構も完全には解明されていませんが、一般に、花崗岩に水や空気が進入すると、長石、雲母などが粘土鉱物へと変化してマサ土化すると考えられています。

マサ土は、水の侵食に対する抵抗力が弱く、特に深層風化（地下水面下で酸素と水による緩慢な風化）したところでは地表侵食が容易に発生し、また浸透水の飽和などによって、表層滑落型の崩壊が起きやすい（北澤 1999）と言われています。このような崩壊は、集団的に多発して、崩壊深は 30～60cm の特徴があります。

### （3）表土層が厚く堆積している山地の崩壊地

火山灰等を起源として、表土層が厚く堆積している山地斜面が崩壊した箇所は、深さ 2m～5m を超える崩壊が発生する場合があります。

図-10 は、茅野市で平成 24 年 7 月に発生した局地豪雨により、崩壊が発生した森林帯の CS 立体図です。崩壊地は、前述の表層崩壊地よりも濃い凹地として表現されています。崩壊発生後や崩壊地の深度によって凹地が現れると CS 立体図は、明瞭に濃い青色として表現されていることが分かります。

図-11 は同地の崩壊発生前（左）と発生後の DEM を用いて作成した CS 立体図（右）で、図-12 はこの CS 立体図を基に崩壊深度を解析した図面です。CS 立体図は崩壊機構解析、崩壊発生予測等に活用できるため、現在、研究が進められています。

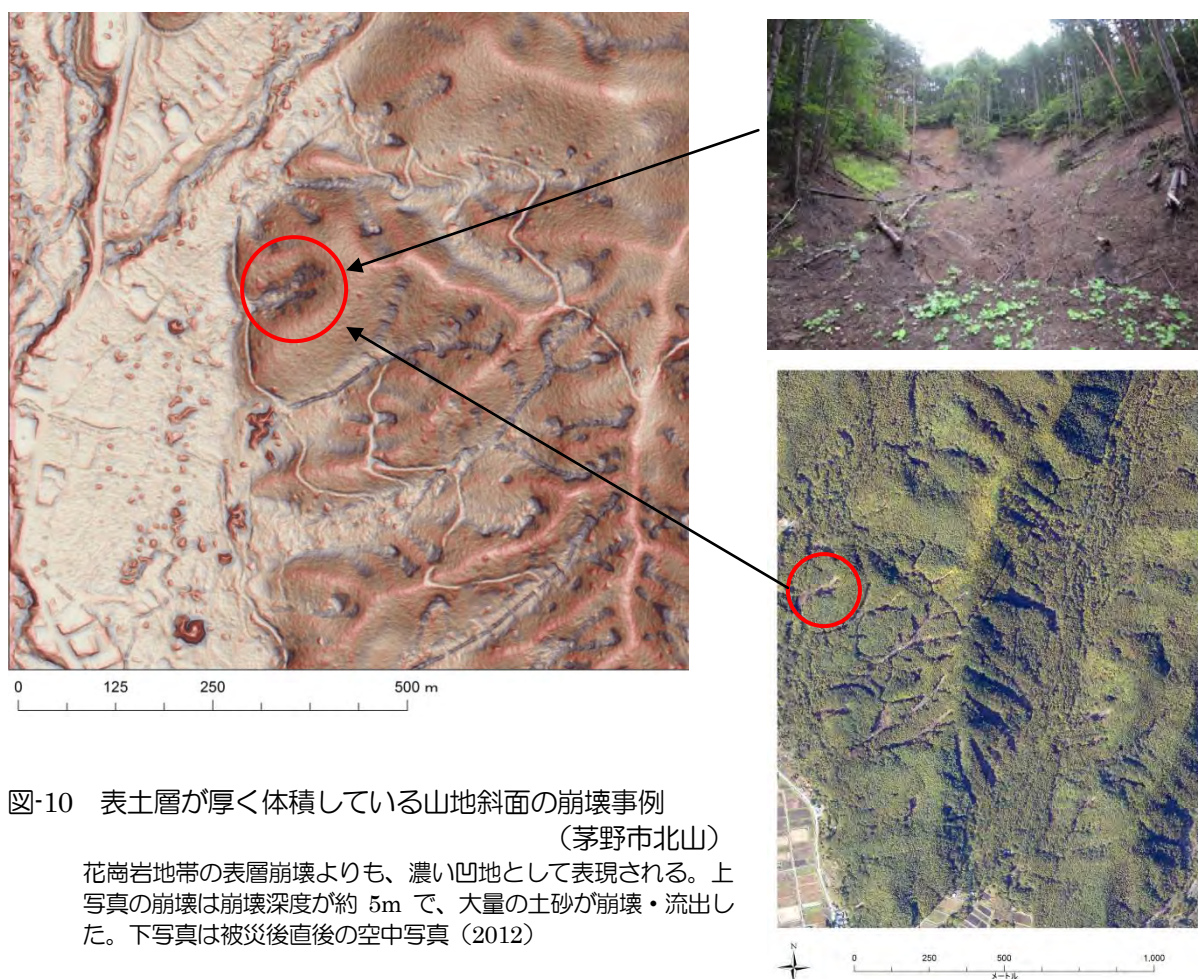


図-10 表土層が厚く堆積している山地斜面の崩壊事例

（茅野市北山）

花崗岩地帯の表層崩壊よりも、濃い凹地として表現される。上写真の崩壊は崩壊深度が約 5m で、大量の土砂が崩壊・流出した。下写真は被災後直後の空中写真（2012）



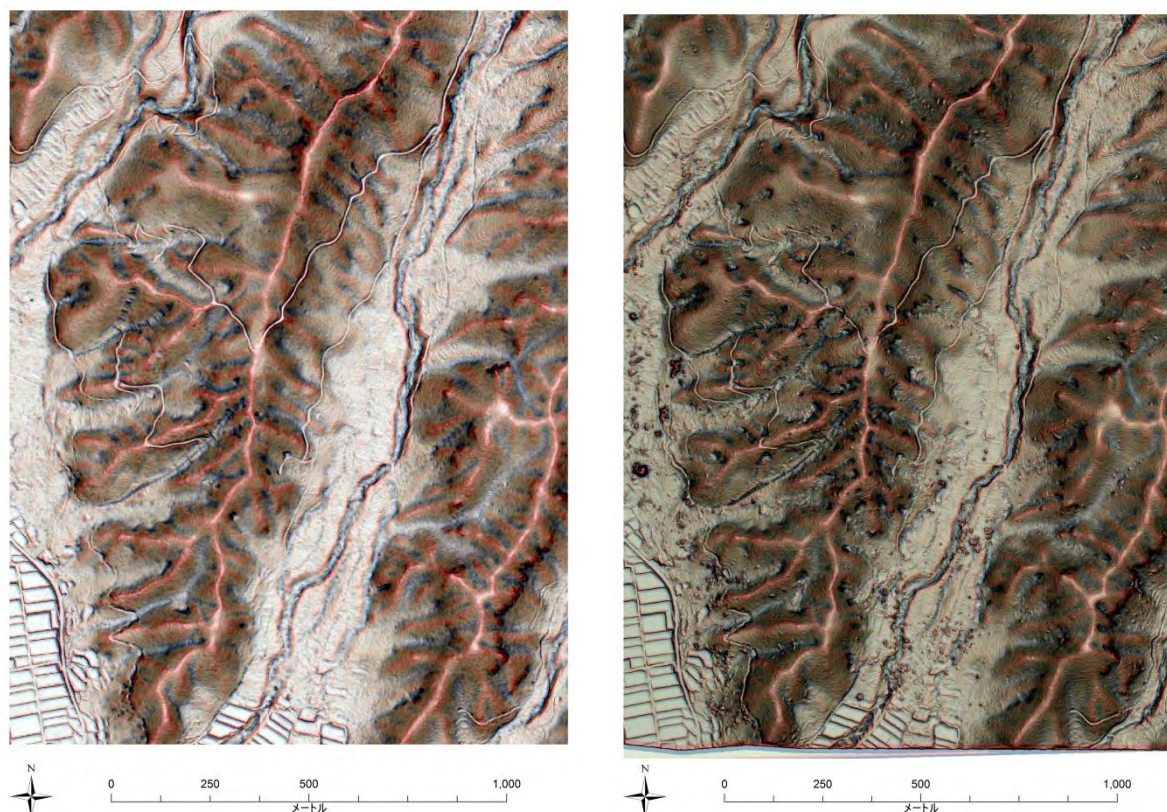


図-11 崩壊発生前（2009 年）と発生後（2012 年）DEM を用いて作成した CS 立体図

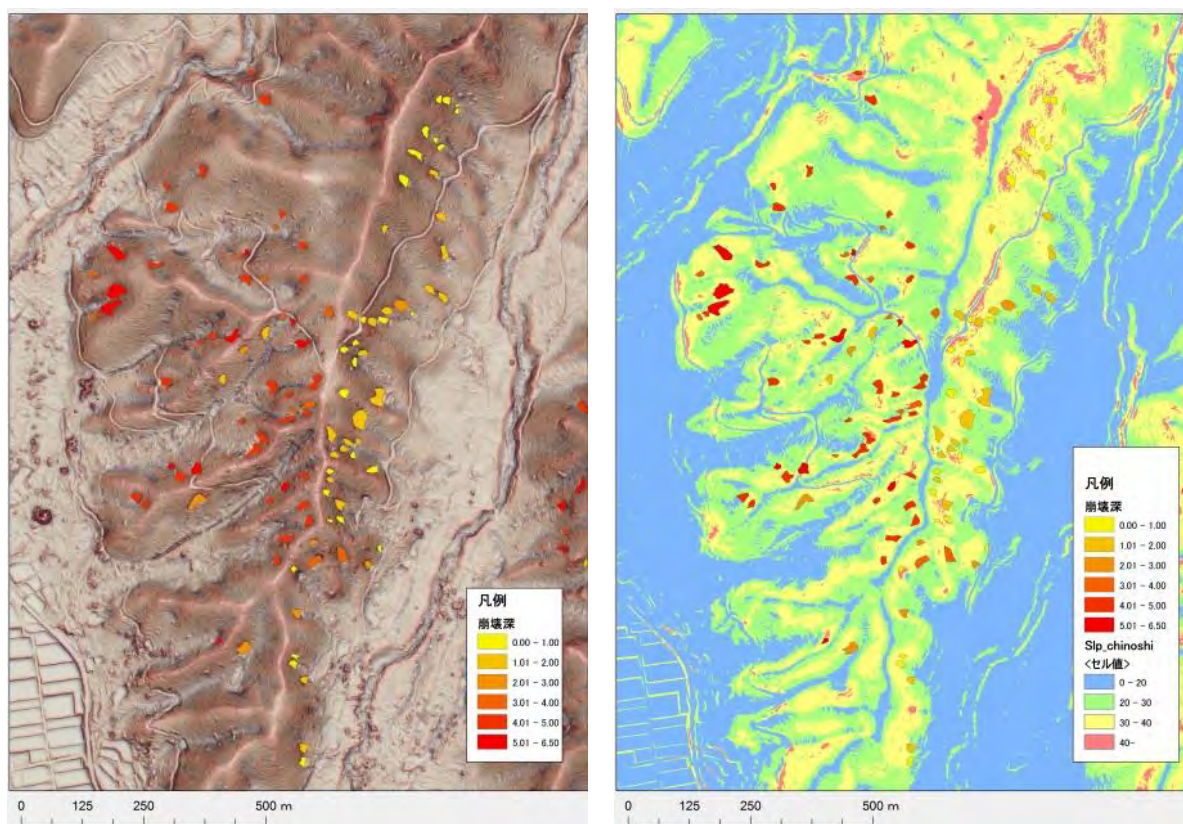


図-12 崩壊発生前と発生後のDEM を用いて作成した CS 立体図による崩壊深度解析図(茅野市北山)

(作成：長野県林業総合センター戸田堅一郎)

左図は崩壊深度図（崩壊深度 0～6.5m）、右図は崩壊深度と傾斜区分図。CS 立体図は崩壊機構解析、崩壊発生予測等に活用できる。



#### (4) 変成岩地帯の崩壊地と土石流発生溪流

図-13 は、中生代白亜紀の深成岩（珪長質：花崗岩）と中生代白亜紀の変成岩区域の土石流発生流域です。深成岩は図中央を流下する溪流の下流側右岸、変成岩は左岸と上流側に分布しています。この森林帯は、崩壊が多発し、石礫型の土石流が頻繁に発生する渓流域で、昭和 37 年から治山事業が導入され、県内では最大規模の治山ダム（堤高 24m）が配置されています。

崩壊地は、前掲図 2-29 の花崗岩表層崩壊地と比べて崩壊深度が大きく（深度 1～5m）、崩壊地は凹地を表す青色になっています。

土石流の流下区間（一般的には溪流勾配 15～20 度）は、濃い青色をしています。一方、治山ダム群で減速・捕捉した土石流が堆積した渓流域は、平坦を表す白色となっています。この区間を現地調査すると、溪流勾配が約 10～15 度（流下・停止区間）、完全に白色の平坦面が形成されていると溪流勾配 10 度以下でした。

土石流が発生する溪流の CS 立体図で、白色の溪流に変化するところを確認すると、どこから土石流が減速・拡散を始め、どこで堆積・停止したかを推察することができます。

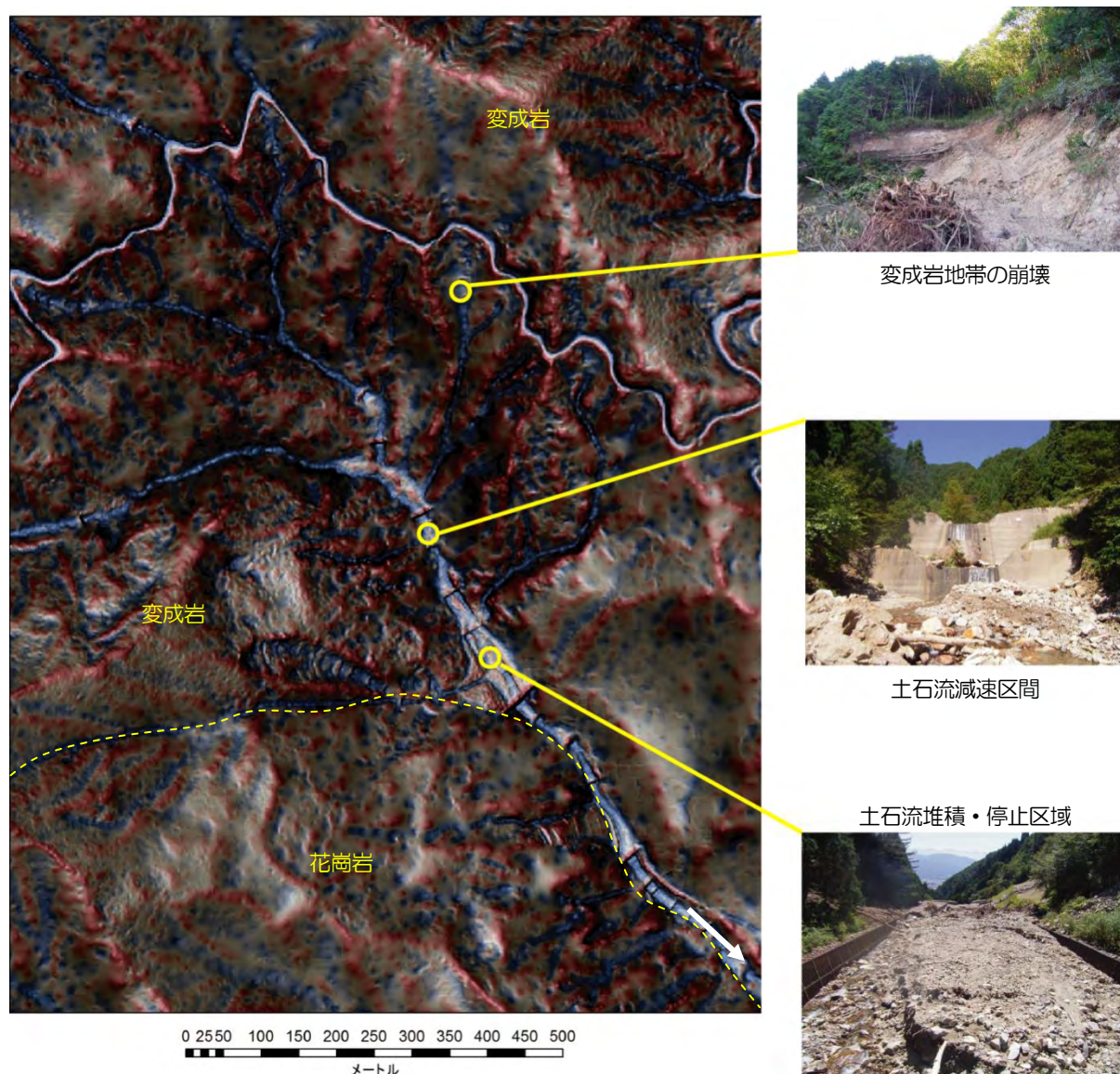


図-13 変成岩地帯に発生した崩壊地と土石流発生溪流の CS 立体図（上伊那郡宮田村）



### (5) 深層崩壊の痕跡

深層崩壊とは「山崩れ・崖崩れなどの斜面崩壊のうち、すべり面が表層崩壊よりも深部で発生し、表土層だけでなく深層の地盤までもが崩壊土塊となる比較的規模の大きな崩壊現象」と定義されています（国土交通省）。

図-14 の中央を図面下に流下する溪流の左岸は、かなり古い時代に深層崩壊が発生した地形です（図上黄色点線区域）。現在は二次崩壊によって名称が付いている崩壊地が存在します（図中黄色矢印）。一方、右岸には比較的明瞭な滑落崖を残す深層崩壊地があります（図上白円内）。比較的新しい時代のもので、深層崩壊によって崩落した土砂が河道閉塞して対岸まで達していることが分かります。現在はその崩壊土砂を溪流が侵食しているステージであることも分かります。

さらに、この崩壊土砂を侵食している溪流の上流部には、白色で表現された広い堆積面が確認できます。その上部 2 溪流の合流地点で、左岸から流入する溪流方向（図赤の矢印）に白色の面が続いていることから、左岸の溪流から活発に土砂が供給されていることが読み取れます。

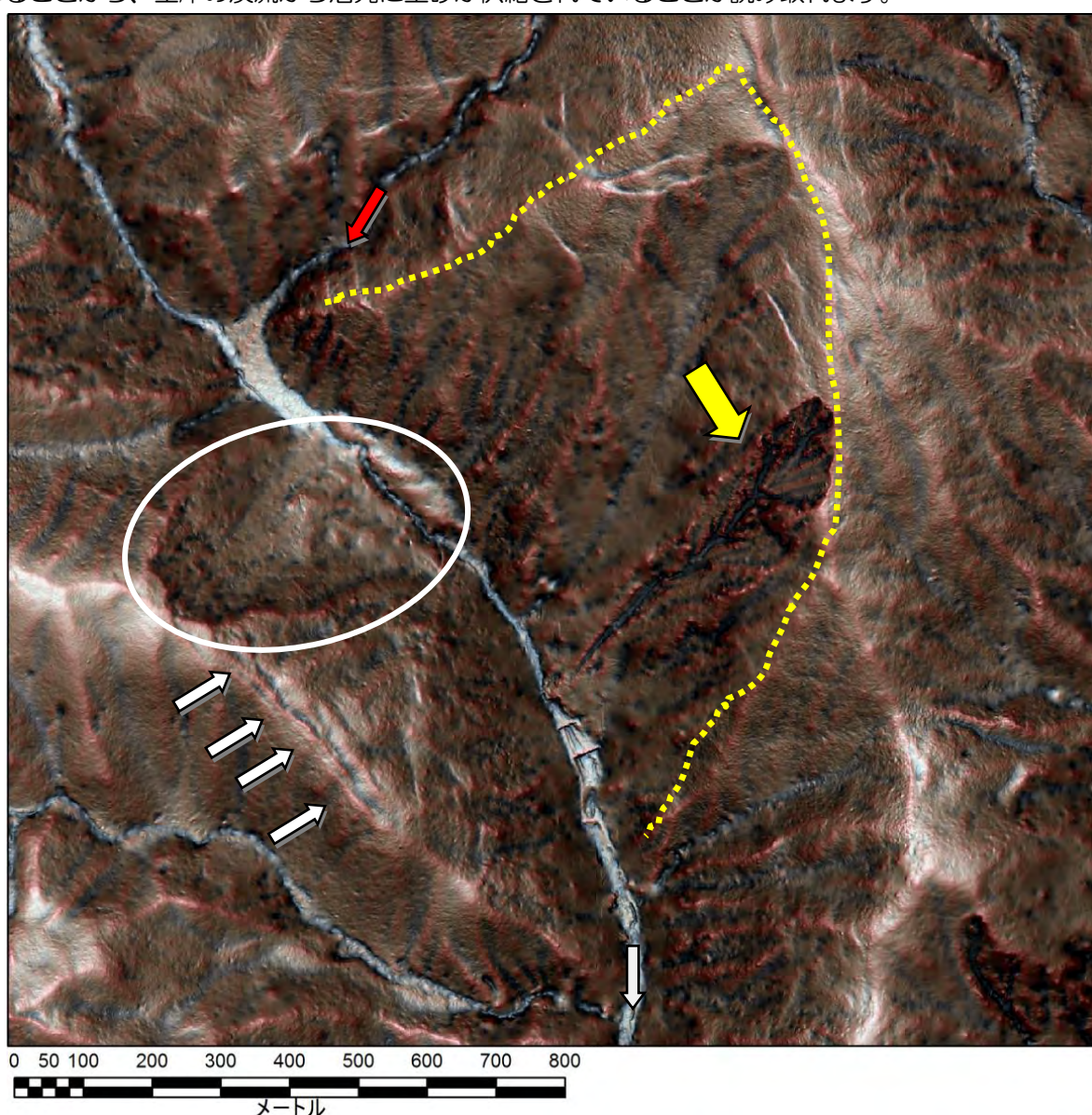


図-14 深層崩壊発生地と崩壊発生の潜在因子（素因）が認められる CS 立体図（岡谷市横川山）



ここで注視したいのは、既に発生した深層崩壊地滑落崖に続く尾根が異常な形態となっていることです（図-14 白矢印）。尾根（稜線）に沿って線状の凹地が伸びていて、二本の稜線が併走している様子が判読できます。

これは二重山稜と呼ばれるもので、重力性の正断層によって稜線付近の基岩を含む斜面の一部が下方にずり落ちて形成されたと考えられる地形です。稜線を分ける線状凹地は舟窪（ふなくぼ）と呼ばれることもあります（図-15）。将来的には、線状凹地に沿って深層崩壊が発生する可能性もあると考えられます。一般的に尾根部は比較的安定的な箇所として認識されますが、尾根付近にこのような二重山稜や線状凹地が発達している場合、路網配置には注意が必要です。

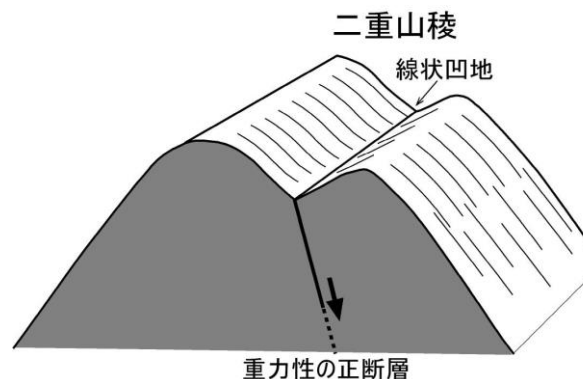


図-15 二重山稜の形態と成因を示す  
模式図(断面) (富樫作図 2013)

さらに、二重山稜が認められる脚部を切土して路網を通過させると、斜面下方の支えを失って不安定となり、大規模な崩壊（もしくは破碎帯地すべり）を発生させる危険性があります（図-16）。なお、現時点で個別の二重山稜が深層崩壊発生に結びつく確率や時間的な条件（100 年または1000 年オーダーの発生なのか）を予測することは困難です。深層崩壊に関する研究は発展途上にあり、このCS立体図は、今後の研究に役立つものと期待されます。

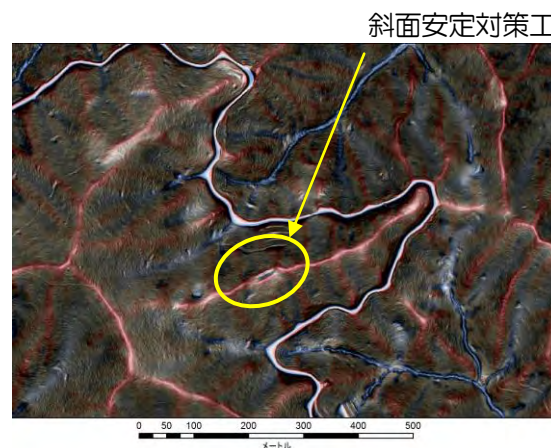


図-16 林道通過上部尾根の二重稜線  
(伊那市長谷)

林道開設後、二重山稜北側斜面で崩壊が発生し、対策工が実施された。

### 3 その他代表的な地形

#### (1) 断層

図-17 は、台風豪雨（153 mm/日）によって土石流が発生した溪流の CS 立体図です。土石流流下区域は濃青色で表現され、土石流が堆積している区域や治山ダム等の堆積敷は、薄い白色（平坦面）として表現されています。土石流が発生した溪流の地質は新生代古第三紀の深成岩（珪長質：花崗岩等）で、典型的な石礫型の土石流が発生し、図-17 の右写真に写されている巨石が流下していました。崩壊地も多数発生しましたが、前述の表層崩壊（図-8）と同様に、表層型崩壊が主だったので明瞭な崩壊地は CS 立体図では読み取ることが困難です。

ただし、この山地一帯の CS 立体図を注視すると直線的な線状模様（リニアメント）が確認できます。図-17 では現地調査の結果、この線状模様は、断層リニアメントであることが推定されました。尾根の鞍部と溪流の流下方向の変位点等を結ぶと線状構造が明瞭に読み取れます。その線状模様の溪流部では断層粘土を伴う破碎帯が確認されました（図-17 白直線、図中左写真）。さらに、破碎帯の露頭は確認されませんが、地形変位が明らかな断層リニアメントも推測されています（図-18 白点線）。

図-18 は、図-17 の北側に位置する北アルプス山麓の CS 立体図（図-18 左）で、リニアメントは地質図（1/5 万 信濃池田：1983）に記載されている断層線と一致します。その線状の崩壊には断層破碎帯が確認されました（図-18 右写真）。



このように、CS 立体図からは線状模様（リニアメント）を読み取ることができます。特に明瞭な線状模様（リニアメント）が読み取れる個所では、断層破碎帯が表れる可能性があるので、路網配置等の地形改変の要注意箇所とする必要があります。

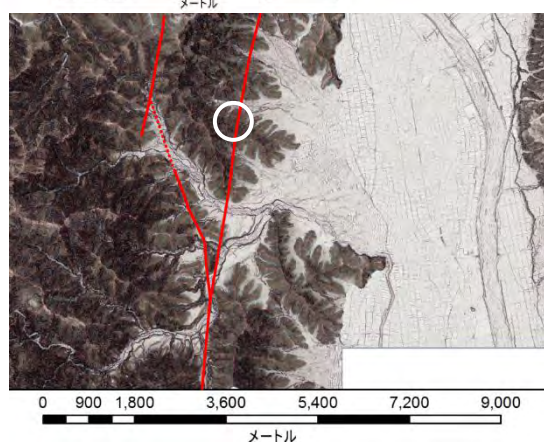
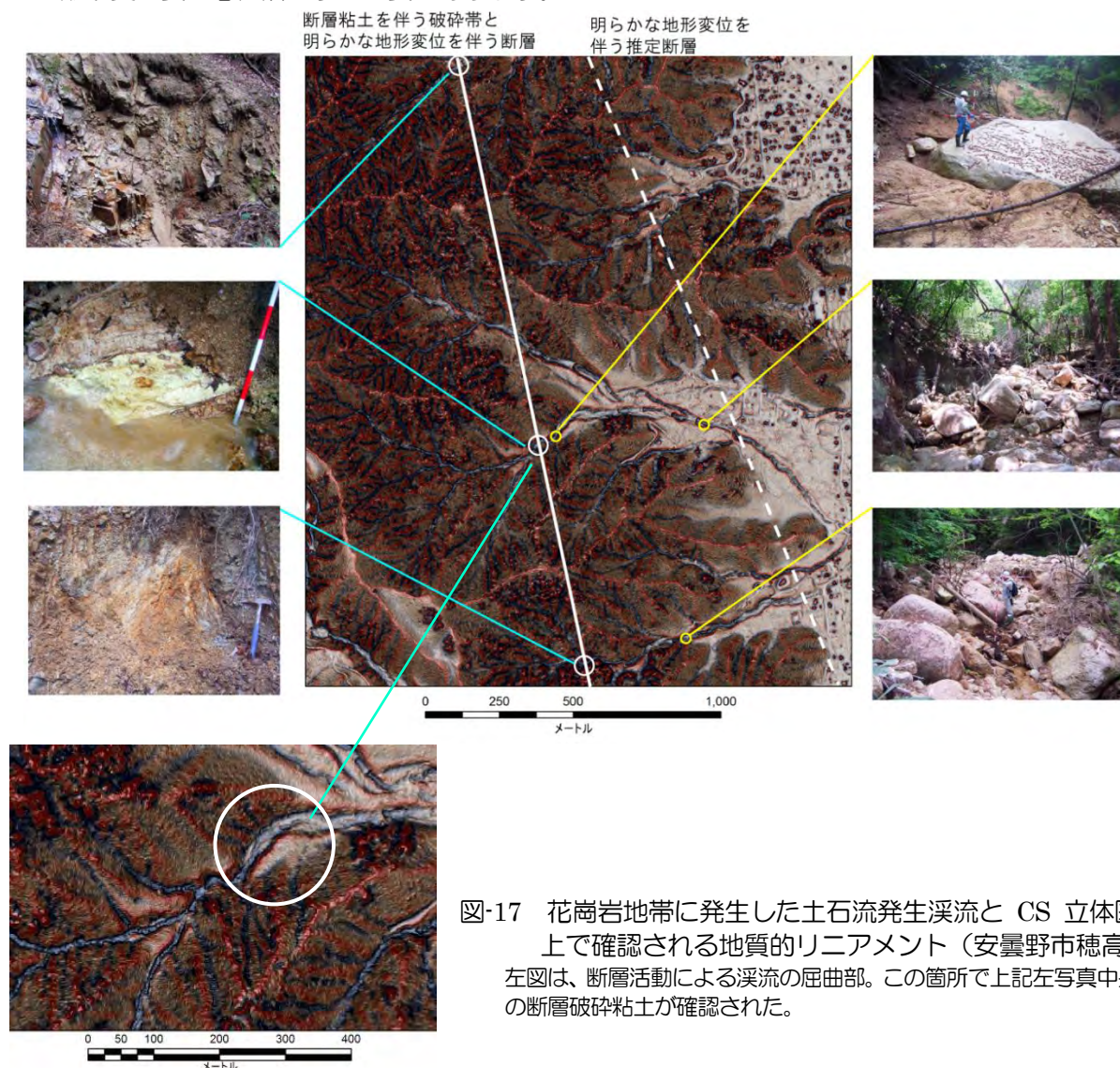


図-18 CS 立体図上で確認される断層リニアメント（左）とそのリニアメントの崩壊地に露頭する断層破碎帯（大町市常盤）

図-18 の○に示された常念岳断層（鹿島-満願寺断層）北東線上の崩壊地で確認された断層破碎帯（撮影 2011.7）。  
地質図（1/5 万 信濃池田：1983）に記載されている断層線。



## (2) 谷の等間隔性

単純な地形上では、ほぼ同規模の河谷が等間隔で並走していることがあります。この現象は“谷の等間隔性”と呼ばれています。これらは、新第三紀の筑摩山地～水内丘陵～県北部（西頸城山地）の北部フォッサマグナ地域や比較的地質年代が新しい伊那谷の花崗岩地帯にみられます。

ほぼ均質な物質で構成される直線的な平衡斜面に、まずリルが発生して、ガリーとなります。通常、多数のリルは最大傾斜方向（落水方向）にほぼ並行で無数に生じ、それらはガリーに成長します。このような現象がみられるのが図-19の左図で、それぞれ尾根を境に、また谷に向かって等間隔で筋状の濃い青色の個所が分布しています。比較的新しい地形に現れ、谷の発達初期段階です。

なお、ガリーが深くなると、その谷底は蛇行するようになって、地下水のパイプ湧出によって支ガリーが発生します。その支ガリーが頭方侵食で上方に伸長し、かつ深くなると、隣のガリーの流域に侵入し、その地下水を奪い、ついにはガリーを奪うようになります（図-19右図）。このように発達したガリーは、その流量が以前より増加して、格段に速い速度で下刻（下方侵食）をはじめ、深くV字に発達します。

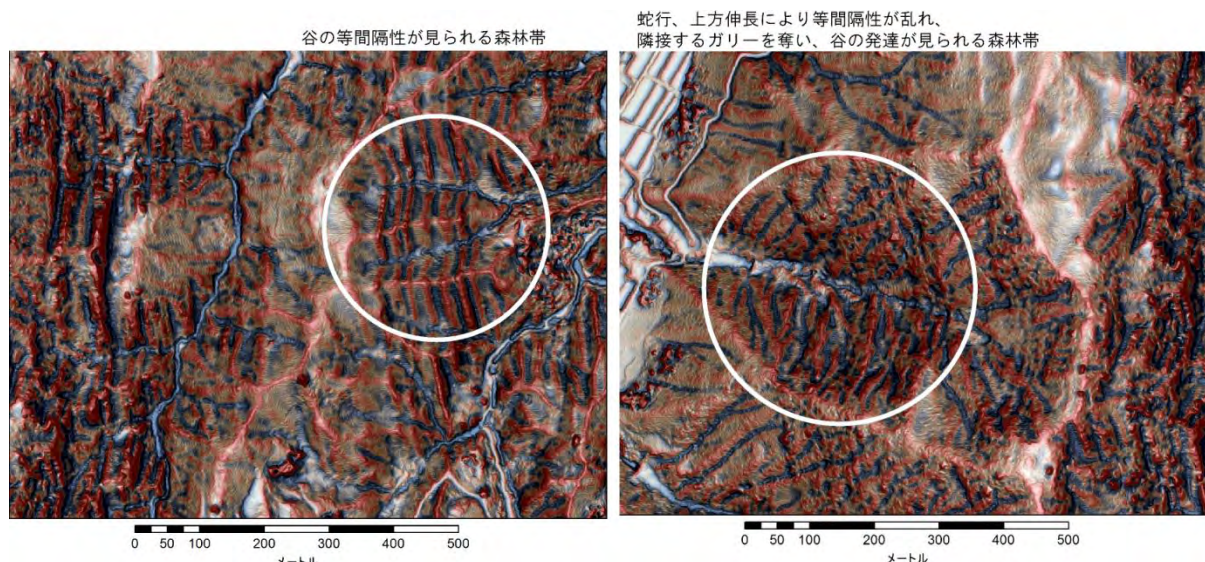


図-19 谷の等間隔性が見られる森林帯（左：東筑摩郡筑北村、右：東筑摩郡生坂村）  
新第三紀（中新世、小川相当層）の砂質～礫質堆積岩地帯

### 【谷の発達】

河川は、上流で岩石を削り取り（侵食）、下流へ運搬して堆積させ、V字谷（上流域）や扇状地が形成されます。河流による地形の「変化」と「形成」は、以下の①～⑤の作用によります（下図）。

- ①侵食谷の形成（ガリーの下方侵食から侵食谷の形成）
- ②下方侵食（下刻）による河谷地形量（谷の深さなど）の変化
- ③側方侵食（側刻）による河谷地形量（谷底幅など）の変化と谷底侵食低地の形成
- ④砂礫の堆積による谷の埋積と谷底堆積低地の形成
- ⑤下刻による新しい侵食谷の形成と谷底堆積低地の段丘化（堆積段丘の形成）

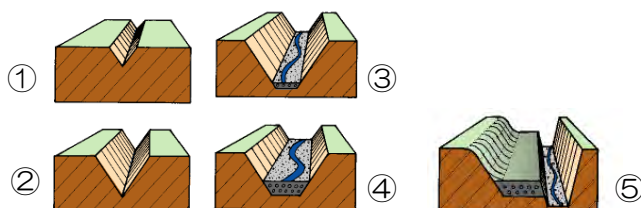


図 河流による地形の「変化」と「形成」模式図

鈴木隆介（1997）地形図読図入門 第1巻 p49を基に作成



### (3) 受け盤斜面と流れ盤斜面

図-20 の CS 立体図は、犀川右岸の山地にみられる向斜軸と犀川左岸の背斜軸を表しています。犀川は穿入蛇行して背斜軸を開析しています。図-20 の個所では、犀川の右岸が急峻な地形を呈し、受け盤斜面となっています。この箇所では犀川東側の向斜軸に向かって地層が傾いています。CS 立体図で斜面の特徴や谷の特徴を読み取って、流れ盤斜面か、受け盤斜面かを推定することができます(表-1)。

受け盤斜面と流れ盤斜面の形態的な違いは、地層が約 45 度以下の場合に顕著で、非対称の尾根(ケスタ)や谷及び非対称的な水系分布となります(図-21 左)。流れ盤斜面は比較的緩やかな斜面になる傾向があり、流れ盤斜面より受け盤斜面が急傾斜で、河谷は深く、谷密度も大きくなります。地層の傾斜が約 45 度以上の急傾斜な場合には、このような非対称性が不明瞭になります(図-21 右)。斜面の縦断形においても、流れ盤斜面では鞍部と小突起となり、受け盤では地層傾斜に係わらず鞍部が生じることは稀です。

一般的に流れ盤斜面は受け盤斜面より不安定ですが、受け盤斜面も急傾斜になるため、路網配置にはどちらの斜面も注意が必要です。さらに、ほぼ均質な物質で構成される直線的な斜面が長く存在するため、前述の谷の等間隔性など、谷の発達ステージの初期～中期にあるため、侵食、凹地や渡河に対する十分な検討が必要です。

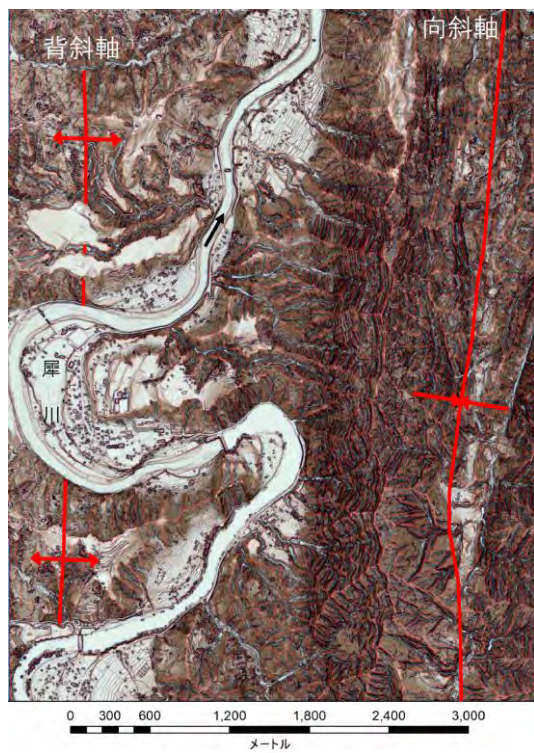


図-20 背斜軸、向斜軸が認められる山地  
(東筑摩郡生坂村～筑北村)  
背斜軸、向斜軸：新版長野県地質図 Ver.1 (新版長野県地質図作成委員会編,2010) をトレース

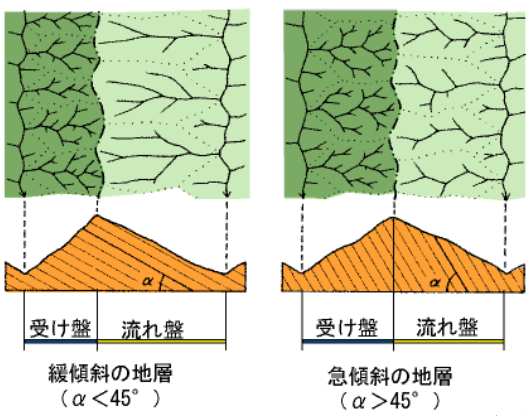


図-21 受け盤斜面と流れ版斜面の断面図(下)と水系(上)の模式図

表-1 受け盤斜面と流れ盤斜面の一般的差異

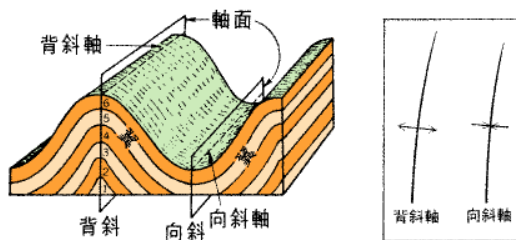
| 区 分   |               | 受け盤  | 流れ盤  | 区 分                               |         | 受け盤 | 流れ盤 |
|-------|---------------|------|------|-----------------------------------|---------|-----|-----|
| 斜面の特徴 | 斜面長           | 短い   | 長い   | 河谷の特徴                             | 谷密度・谷次数 | 高い  | 低い  |
|       | 斜面傾斜          | 急傾斜  | 緩傾斜  |                                   | 谷の長さ    | 短い  | 長い  |
|       | 支尾根の尾根頂部      | 尖頂状  | 円頂状  |                                   | 谷の深さ    | 深い  | 浅い  |
|       | 「がけ」と「露岩」の記号  | 多い   | 少ない  |                                   | 水系の屈曲度  | 大きい | 小さい |
|       | 水平方向に伸びる露岩の急崖 | 多い   | 無い～稀 | 鈴木隆介（1997）地形図読図入門第 3 巻p883 を参考に作成 |         |     |     |
|       | 自由面からの落石、崩落   | 少ない  | 多い   |                                   |         |     |     |
|       | 地すべりの発生頻度，    | 少ない  | 多い   |                                   |         |     |     |
|       | 起こりやすい地すべりの型  | 多凹凸型 | 少凹凸型 |                                   |         |     |     |



## 【褶曲（しゅうきょく）】

地球内部の地殻およびマントルに、種々の原因で応力が発生して、その応力によって地殻が変位・変形する現象を地殻変動（地殻運動）と呼びます。地形の成因の地殻変動の主たる要因は、“褶曲”、“断層”、“隆起”、“沈降”ですが、長野県内には“褶曲”によって日本列島でも有数の地殻変動を反映した地形が存在します。これらは、新第三紀の筑摩山地～水内丘陵～県北部（西頸城山地）の北部フォッサマグナ地域に分布し、北東―南西または北北東―南南西に軸を持つ短い波長の褶曲変動地形が発達しています。

“褶曲”とは地層が圧力を受けて曲げられた構造です。海底の大部分は一般に勾配 3 度以下で極めて平滑であることから「海成の地層は堆積初期には水平の板状であった」と地質学では仮定されています（堆積初期水平の法則）。地層が厚く堆積すると、堆積物は上載荷重による圧密と温度上昇、粘土鉱物の変化などに伴ってだいに固まっていますが、地下深部の高い封圧下で緩慢な圧縮応力を受けると、地層が塑性変形して波状に曲ります。そのように地層が波状に曲がっている地質構造を“褶曲”と呼びます。褶曲構造の尾根状の部分进行背斜、谷状の部分进行向斜と呼び、それぞれの尾根線と谷線に相当する線を背斜軸、向斜軸と呼びます（右図）。



※鈴木隆介（2004）地形図読図入門第4巻 p881 を参考に図化  
図 褶曲の名称(左)と背斜と向斜の地図記号(右)



図-22 花崗岩地帯に発達した扇状地形（北安曇郡松川村）  
現在、耕地として改変されていない扇状地のほとんどはアカマツ林となっている。大縮尺の CS 立体図で確認すると、現地では把握し難い凹凸や侵食を把握できる。

## （4）扇状地と沖積錐

河川によって形成され、谷口を頂点として平地に向かって扇状に開く半円錐形の砂礫堆積地を扇状地と呼びます。

扇状地は近年、地形改変されている場合が多く、扇端部が不明瞭となっている箇所が多くなっていますが、図-22 は新生代古第三紀の深成岩（珪長質：有明花崗岩等）地帯から流下する河川によって明瞭な扇状地が形成されている箇所です。現在、この扇状地形はアカマツ林となっています。

扇状地に路網配置を行う場合などは、CS 立体図を用いると、現地では把握し難い凹凸や侵食箇所を把握できるとともに、人工改変地なども図上から把握できます。この CS 立体図からは、扇状地を形成している河川が流路規制（護岸工）されていることが分かります。この扇状地は、扇頂点（図面左端）と扇端部の広がり方から、活発に扇状



地を形成している時代は、現在の流路よりも北側（図面上方）を流下していたものと推察できます。比較的平坦に思われる扇状地ですが、拡大してみると凹凸が多く、また扇中央部に二次侵食が発生していることも読み取ることができます。扇端部の一部は耕地（水田）として改変されていることも読み取れ、北半部の扇状地は耕地化が進んでおり、南半部の扇状地では相対的に耕地化がそれほどすすんでいません。これには、南半部の扇状地の方が土石流堆石物等の微地形が鮮明で新しいことが関係している可能性があります。北半部の扇状地の中にも旧流路跡が見られ、制水工によって流路が安定化していても、このような流路跡に洪水が流入することもあるので注意が必要です。

図-23 は、複数の一次谷が合流する個所に形成された沖積錐※です。沖積錐とは小規模で傾斜のやや急な扇状地です。森林内（山地内）には、このような地形が数多く確認できます。図-22 の扇状地よりも小規模ですが、CS 立体図からは白色系の緩やかな平坦面が形成されていることが読み取れます。現在、この沖積錐はカラマツ林となっており、路網も配置されています。この図も拡大すると凹凸が確認され、沖積錐を侵食する河道形態が鮮明に確認できます。

扇状地も沖積錐も路網の作設では思わぬ巨大な転石が出現したり、湧水があったりします。維持管理においては路面排水が重要です。扇状地を下部斜面から上部斜面に至る縦線形の路線では路面侵食が発生しやすいため、こまめに路面排水工を設置する必要があります。

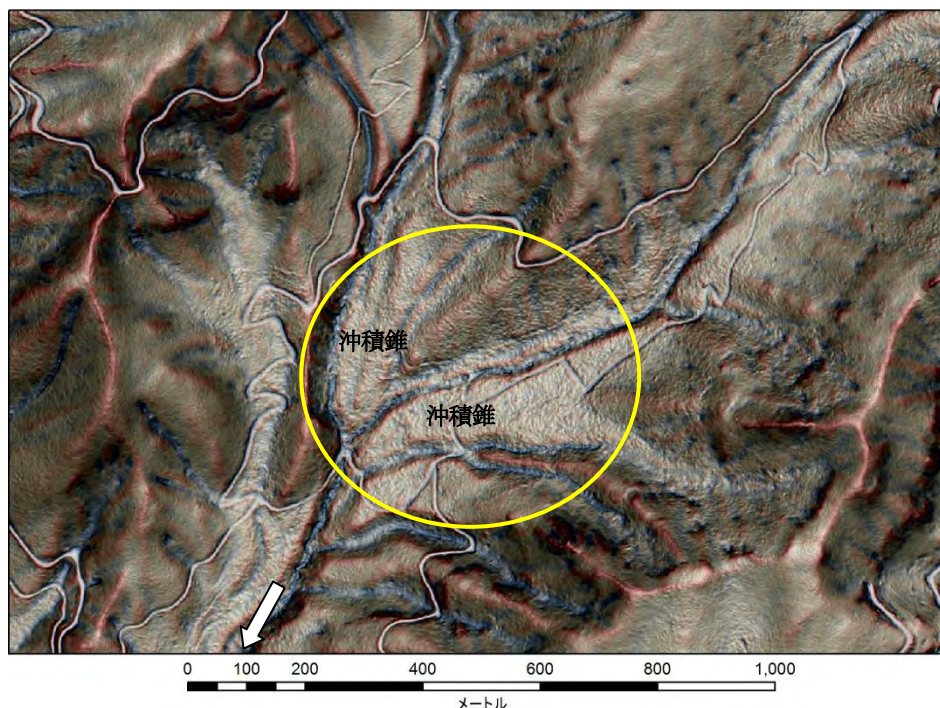


図-23 山地内に形成された沖積層（茅野市北山）

#### （5）河岸段丘

河岸段丘（河成段丘）は、河川の流路に沿う階段状地形で、氾濫原よりも高い位置にあるものを段丘と呼びます。また、形成された時代を異にする段丘面を境にする崖を段丘崖と呼びます。

図-24 は、佐久穂町中心街を流下する千曲川の CS 立体図です。千曲川によって形成された河岸段丘と千曲川に流入する河川によって形成された河岸段丘がともにみられます。西側から流入する河川（大石川）は、千曲川の段丘崖を削剥して千曲川に合流しています。

図-25 は千曲川の支流抜井川の河岸段丘です。抜井川によって、右岸（北側）に明瞭な段丘崖と段

※沖積とは土砂などが流水によって河口や海岸に堆積することで、沖積層とは沖積世（完新世）に堆積した地層。



丘面が形成されています。

県内の段丘崖は、そのほとんどが切り立った崖となっているため、路網配置の適地とはなりません。山麓に形成された河岸段丘面は平坦で、アカマツ林等となっている個所もあります。段丘面も段丘崖も未固結の堆積土（沖積層）である場合があるため、段丘崖を通過して段丘面に到達する場合は、掘削等、十分注意する必要があります。

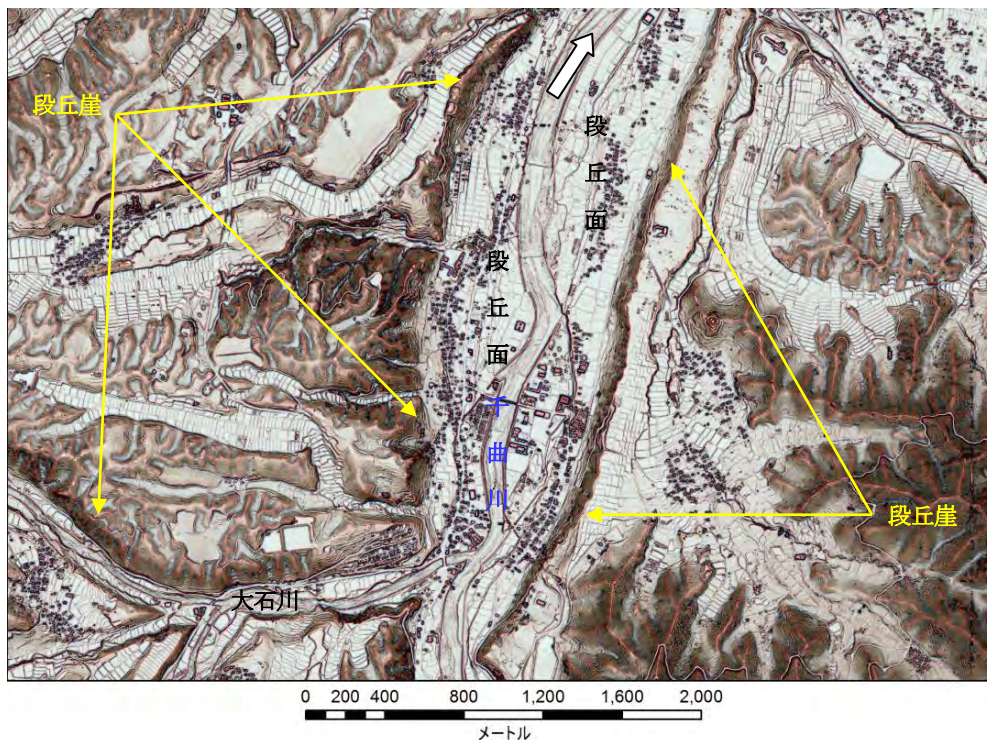


図-24 千曲川河岸段丘のCS 立体図（南佐久郡佐久穂町）

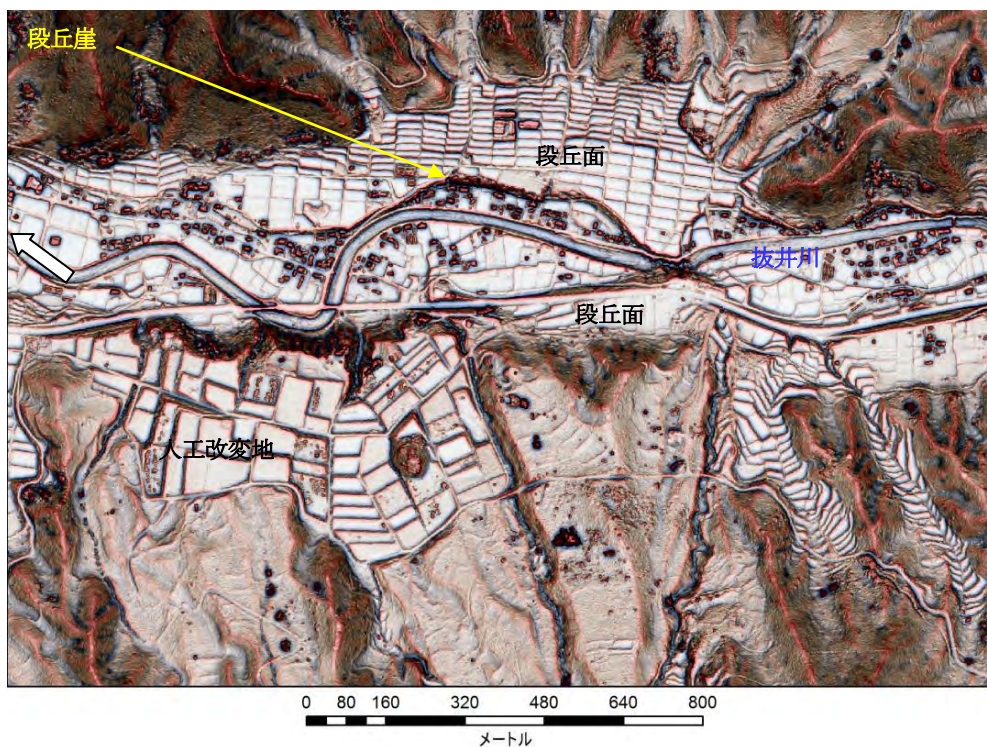


図-25 抜井川河岸段丘のCS 立体図（南佐久郡佐久穂町）



### 【河岸段丘と断層崖】

見事な段丘地形が発達している天竜川右岸の場合、平坦面を区切る崖の形成に、河川の働きだけでなく、伊那谷断層帯の断層活動による変位も加わっていることが知られています。

中央アルプス（木曽山脈）は隆起が著しく、盆地と山地との境界部や盆地内には天竜川に並走する断層が複数発達しています。伊那盆地内の断層が扇状地を横断しているため、地表の凹凸だけでは断層崖と侵食崖の区別が難しい場合があります。また、中央アルプス側（西側）を扇頂とする扇状地が発達していることが伊那盆地の特徴で、西側からの大量の礫の供給によって天竜川の流路が伊那山地・赤石山脈寄り（東側）の盆地底に押しつけられています。

右図は、上伊那郡飯島町の中央アルプスから流下する与田切川と天竜川との合流部付近のCS 立体図です。天竜川による河岸段丘と段丘崖の他に、天竜川に並走する断層によって形成された崖（断層崖）があります。天竜川の右岸（西側）から流入する与田切川沿いには、与田切川の穿入による段丘崖も形成されています。また、与田切川の扇状地が広がっていますが、その扇端部付近に見られる地形境界も断層崖であると考えられています。

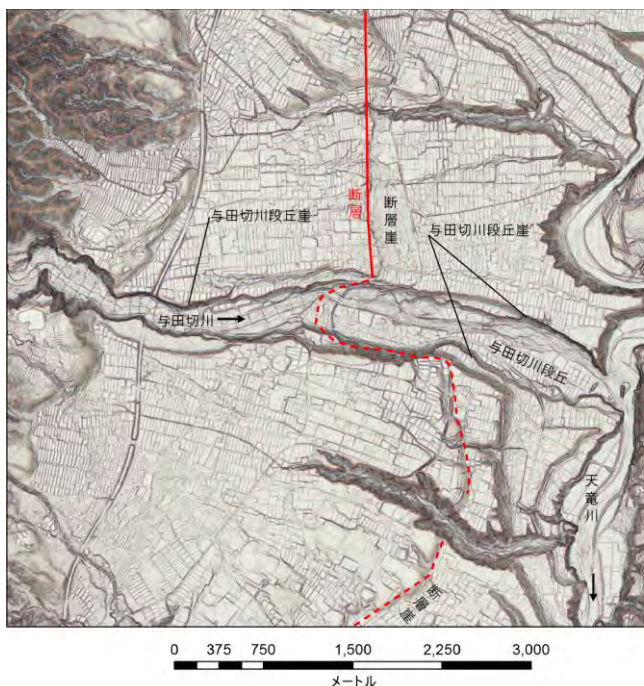


図 天竜川に平行する断層崖と与田切川の河岸段丘  
断層は、新版長野県地質図 Ver.1（新版長野県地質図作成委員会編、2010）による。  
与田切川の扇状地の構成層は、中期更新世の田切礫層と後期更新世の鳥居原礫層に二分され、田切礫層は盆地を埋め尽くして広く堆積している厚さ 100m をこす礫層である。鳥居原礫層は田切礫層が侵食されて生じた谷を埋め、その上に重なったり、あるいは隣接した別個の扇状地をつくっている。

### (6) 火山地形

図-26 は浅間山麓の CS 立体図(左)と空中写真(右)です。CS 立体図では、火砕流の流下形態、微地形が明瞭に識別できますが、空中写真ではその形態を識別することが困難です。

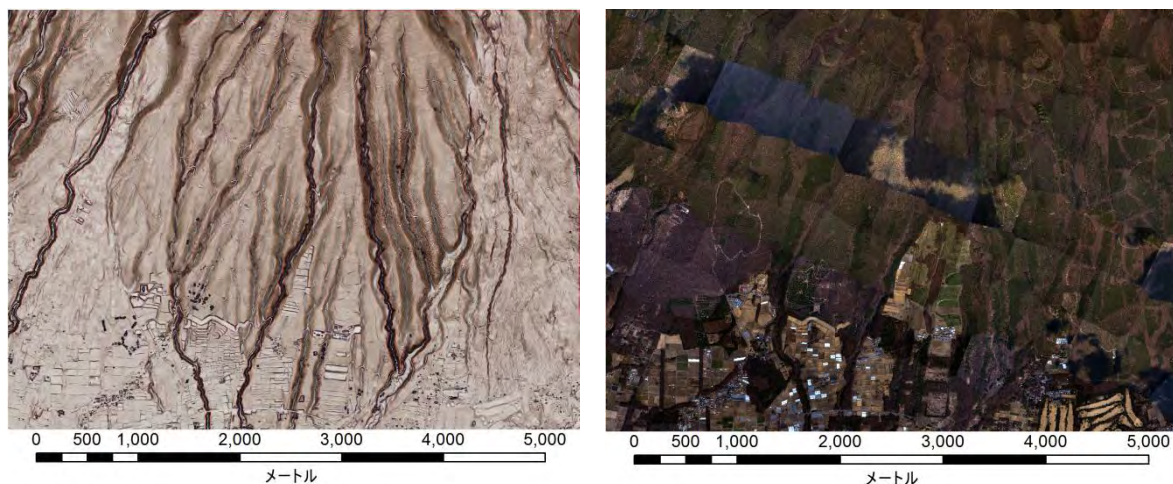


図-26 火山山麓 CS 立体図(左)と空中写真(右)  
(北佐久郡御代田町)



図-27 は火山地域における山麓地形の CS 立体図です。ハヶ岳連峰横岳の西向山麓（茅野市側）で、溶岩流・火砕流による地形形成であることが判読できます。既存の地形図や空中写真と比較すると、溶岩流・火砕流の流下形態をより明瞭に識別できます。

このように火山流下物の流下形態が明確に表現されるため、CS 立体図は溶岩流・火砕流により形成された地形への路網配置等の検討や火山地形における防災対策に必要な情報を持っています。



図-27 火山地域の CS 立体図（茅野市ハヶ岳連峰横岳山麓）

図中の○は溶岩流。赤線は溶岩流のフロント部分で自破碎溶岩として固結した部分が連続する場合が多あり、亀裂が多く脆弱で急崖な地形を呈する場合がある。

#### 【溶岩流の大地】

本文の図-27 の事例では、対象の溶岩流の噴出年代が新しく、地形的な特徴がはっきりしているため、特別専門的な知識がない人でも、1/25,000 縮尺の地形図で識別が可能です。CS 立体図を用いると、より明瞭に識別できます。