

### 3. 久留米市の千ノ尾川流域における土砂移動現象

#### 3.1 地形・地質・植生の概況

千ノ尾川は、福岡県南部の耳納山地の北麓を北流し、筑後川の支川である巨瀬川に流入する土石流危険溪流である（図 3.1.1）。図 3.1.1 に示した谷出口付近（標高 90m）を下端とする流域面積は 0.89km<sup>2</sup>、溪流長は約 2,000m である。本川の標高 130m 付近で左支川が合流しており、左支川流域は面積 0.24 km<sup>2</sup>、溪流長は約 1,200m である。平均溪床勾配は本川 1/4.1 および左支川 1/4.3、平均斜面勾配は本川流域 34.5°および左支川流域 35.8°であり、急峻な地形を呈している。

図 3.1.2 は、2023 年 7 月 10 日災害前後における千ノ尾川流域の赤色立体地図を比較したものである。千ノ尾川流域には今回の大雨により複数個所で崩壊が発生していることがわかる。また、流域内には古い崩壊跡地も複数個所で確認でき、さらに本川中上流域に複数の治山ダムと下流域に 3 基の砂防堰堤が配置されていることから、土砂移動が活発な流域であることが推測される。

図 3.1.3 は、千ノ尾川流域周辺の広域地質図である（産総研地質調査総合センター，2022；千田ら，2001）。耳納山地は、その大部分を筑後変成岩類の変成岩から構成されている。筑後変成岩類は、主として泥質片岩、砂質片岩および塩基性片岩からなり、その変成年代は後期三畳紀から中期ジュラ紀とみられている（柴田・西村，1989）。この山地の北縁には活断層である水縄断層帯が存在していることが知られている（千田ら，2001）。耳納山地の山麓部には谷出口に沿って多数の扇状地が複合的にみられて扇状地性の砂礫層が分布し、さらにその下流の筑後平野には河川堆積物起源の沖積層が分布している。

千ノ尾川流域は、広くスギやヒノキの針葉樹が植林されており、下流部に一部広葉樹が分布している。崩壊が発生した斜面はスギとヒノキの林であり、崩壊地周辺の森林は手入れがされ、林地の荒廃はみられなかった。

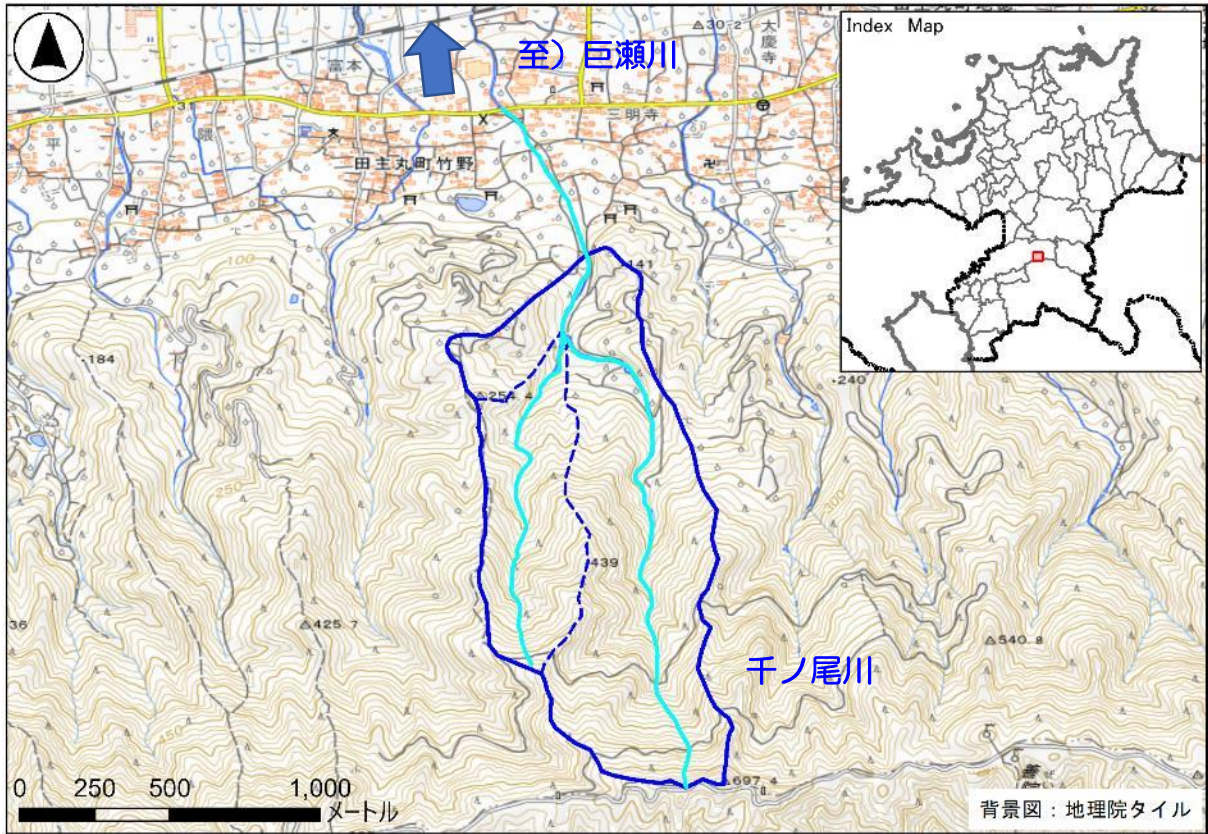
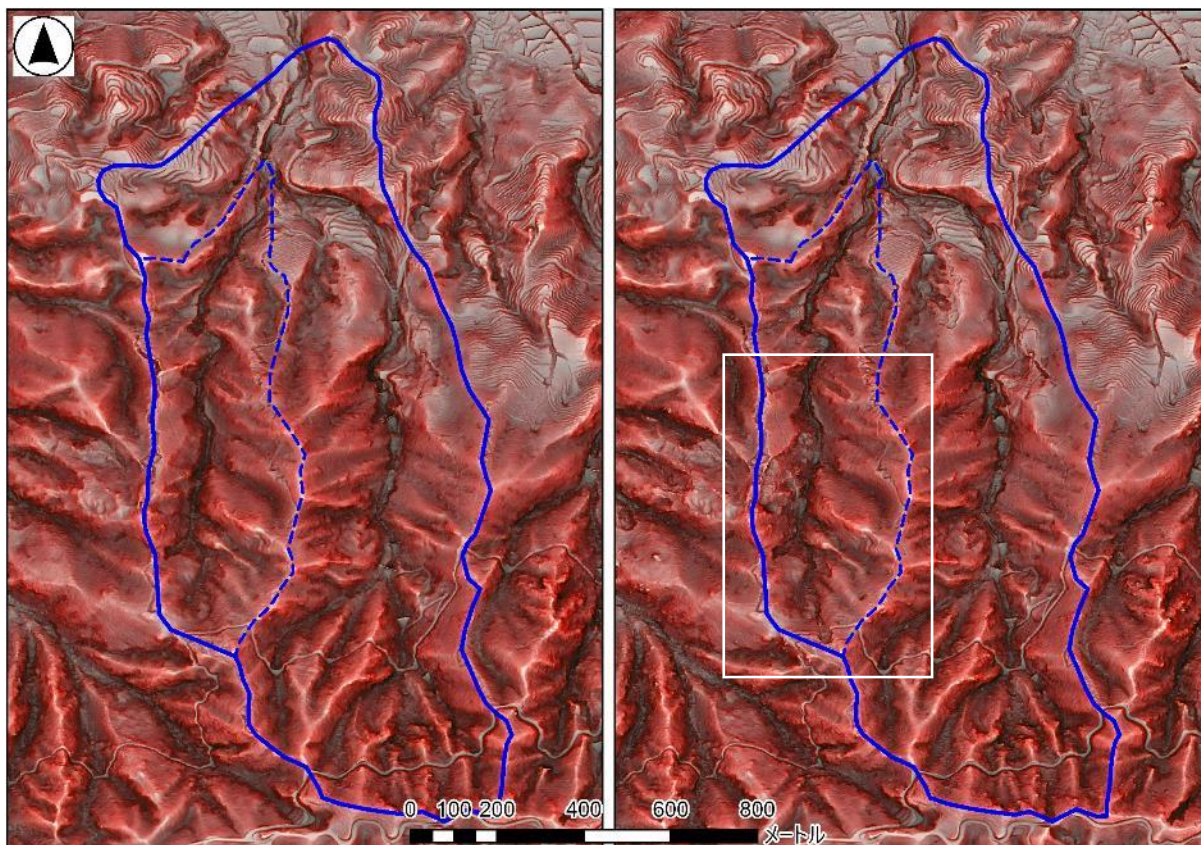


図 3.1.1 千ノ尾川流域の位置と地形



**図 3.1.2 千ノ尾川流域の 2023 年 7 月 10 日災害前後の赤色立体地図**  
 左：福岡県農林水産部による 2020 年 11 月 17 日航空レーザ測量  
 右：アジア航測株式会社による 2023 年 7 月 11 日航空レーザ測量  
 白枠は、図 3.2.1 に示した区域

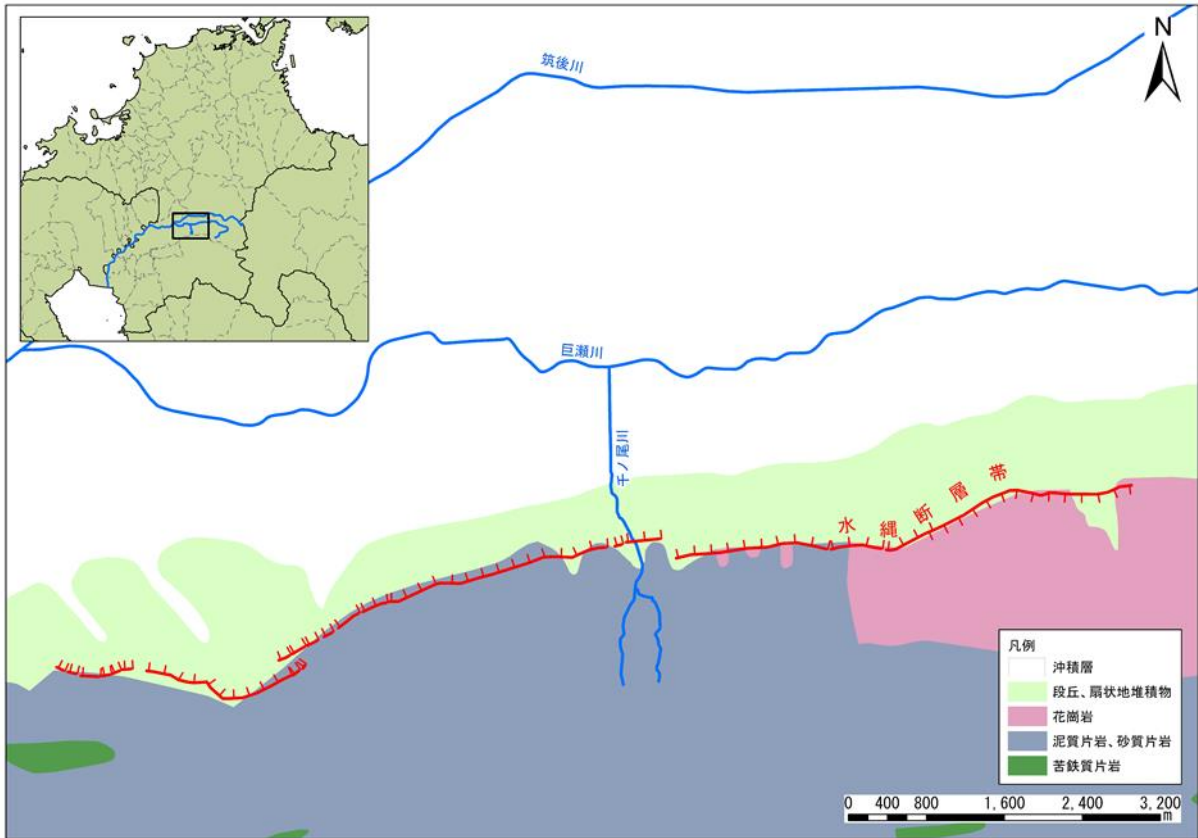


図 3.1.3 千ノ尾川流域周辺の広域地質図

### 3.2 千ノ尾川の左支川流域で発生した崩壊

千ノ尾川の左支川流域の源頭部および左岸斜面で発生した崩壊地の地形、地質、崩壊の特徴、崩壊・土石流の発生メカニズムを調査した（図 3.2.1）。

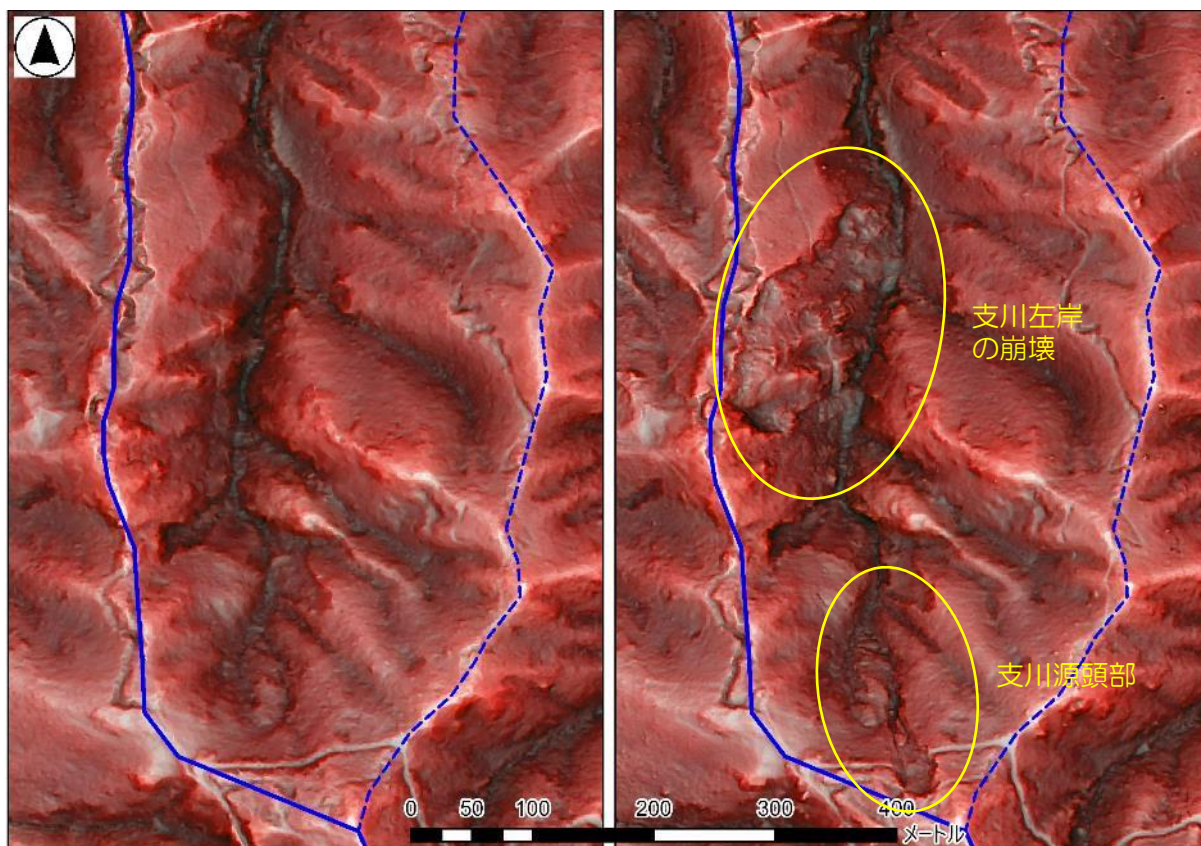


図 3.2.1 千ノ尾川の左支川流域の崩壊前と崩壊後の赤色立体地図

図 3.1.2 の白枠の区域

左：福岡県農林水産部による 2020 年 11 月 17 日航空レーザ測量

右：アジア航測株式会社による 2023 年 7 月 11 日航空レーザ測量

### 3.2.1 千ノ尾川の左支川源頭部の崩壊

図 3.2.1.1 は千ノ尾川の左支川源頭部の崩壊地をドローン撮影したものであり、図 3.2.1.2 は崩壊地の左岸側から撮影したものである。崩壊は、尾根に近い標高 530m 付近の傾斜 35 度の斜面で発生しており、崩壊規模は最大幅 30m 程度、崩壊長さ（斜面長）50m 程度、最大深（有効深）5m 程度である。

図 3.2.1.3 は、崩壊地のルートマップと地質断面図である。崩壊した斜面の表層には表土や崖錐堆積物が分布しているが、崩壊地の側部と底部には基盤となる泥質片岩（一部に砂質片岩）が露出している（図 3.2.1.4）。この泥質片岩は、岩芯まで強く風化が及んでおり、著しく軟質な岩盤状態にあった（図 3.2.1.5）。岩盤にみられる片理構造は斜面に対して受け盤構造（東－西走向/南傾斜）を呈していたが、崩壊の底部付近には鏡肌を伴う流れ盤（北東走向/北傾斜）の面がみられ、崩壊は強風化した岩盤内部から崩壊したものと考えられる。

崩壊地から南西方向約 1.4km に位置する福岡県の発心北雨量観測所における雨量データによると、7 月 7 日の降り始めから災害が発生した 10 日 9 時半頃までの累加雨量は 600mm を超えている。総雨量 600mm 以上という多量の雨水が強風化した地層に浸透し、地下水圧を上昇させて崩壊を引き起こしたと推定される。崩壊土砂は、土石流となって、溪床・溪岸を侵食しながら流下した（図 3.2.1.6）。

崩壊地内および急こう配の溪床には崩壊土砂が不安定な状態で堆積している箇所があり、今後の降雨により再移動する恐れがある。

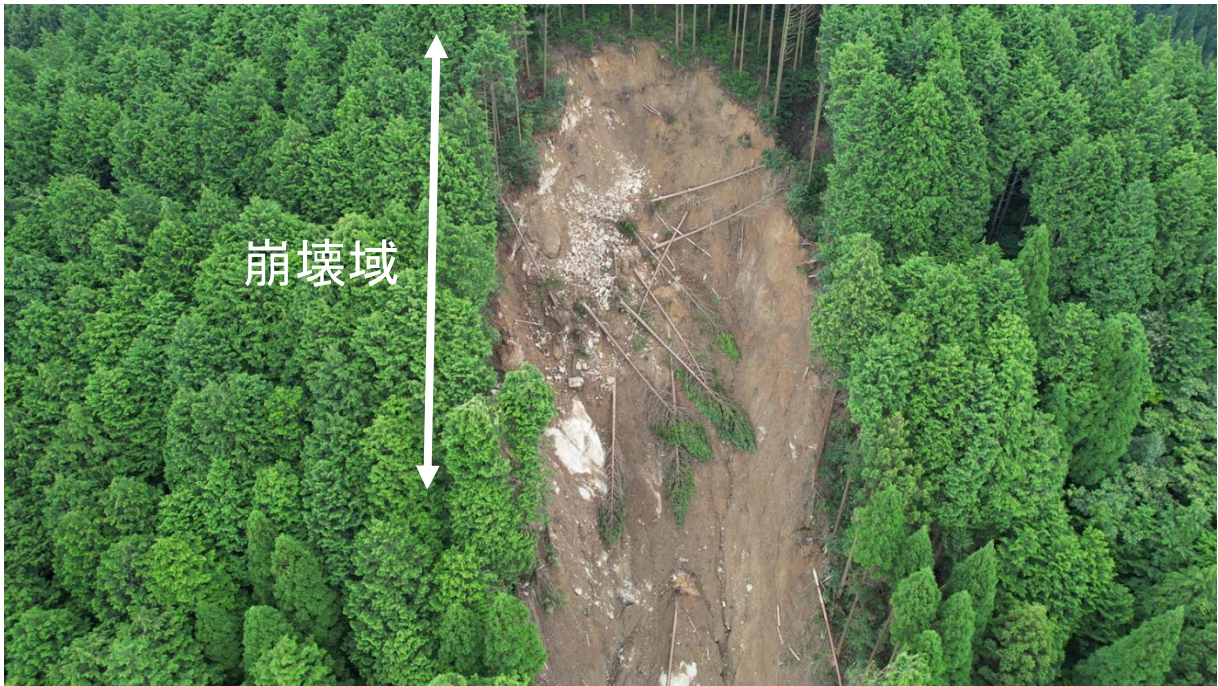


図 3. 2. 1. 1 千ノ尾川の左支川源頭部の崩壊地 (2023 年 7 月 25 日, 中濃耕司氏ドローン撮影)



図 3.2.1.2 千ノ尾川の左支川源頭部の崩壊地（崩壊地の左岸から 2023 年 7 月 29 日撮影）



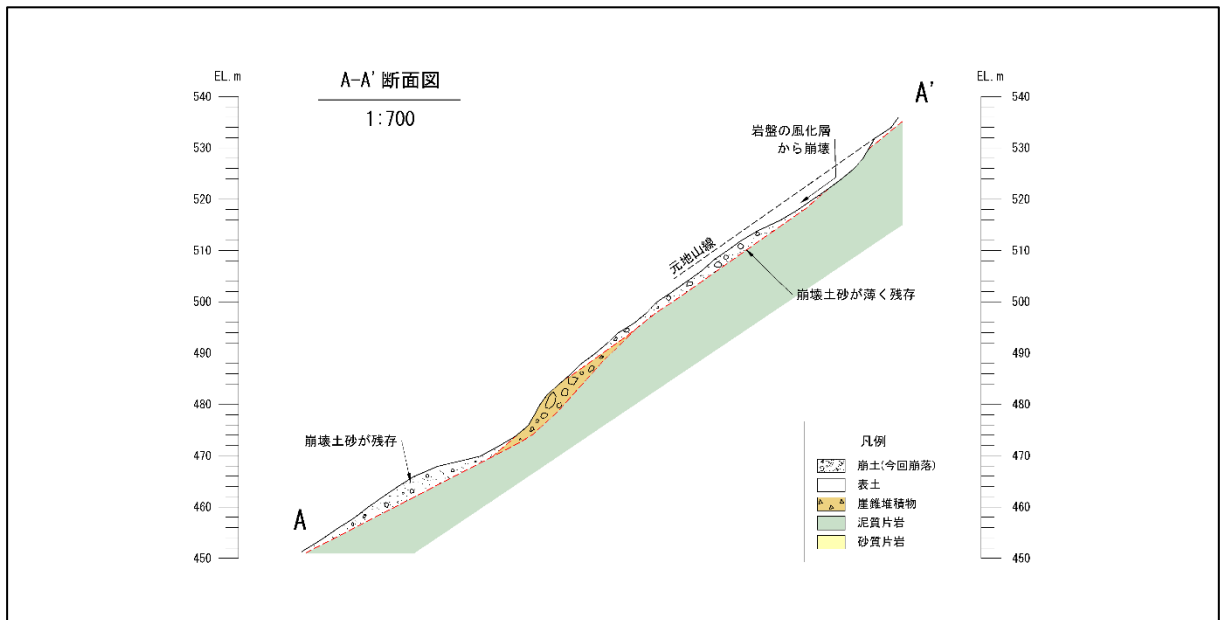
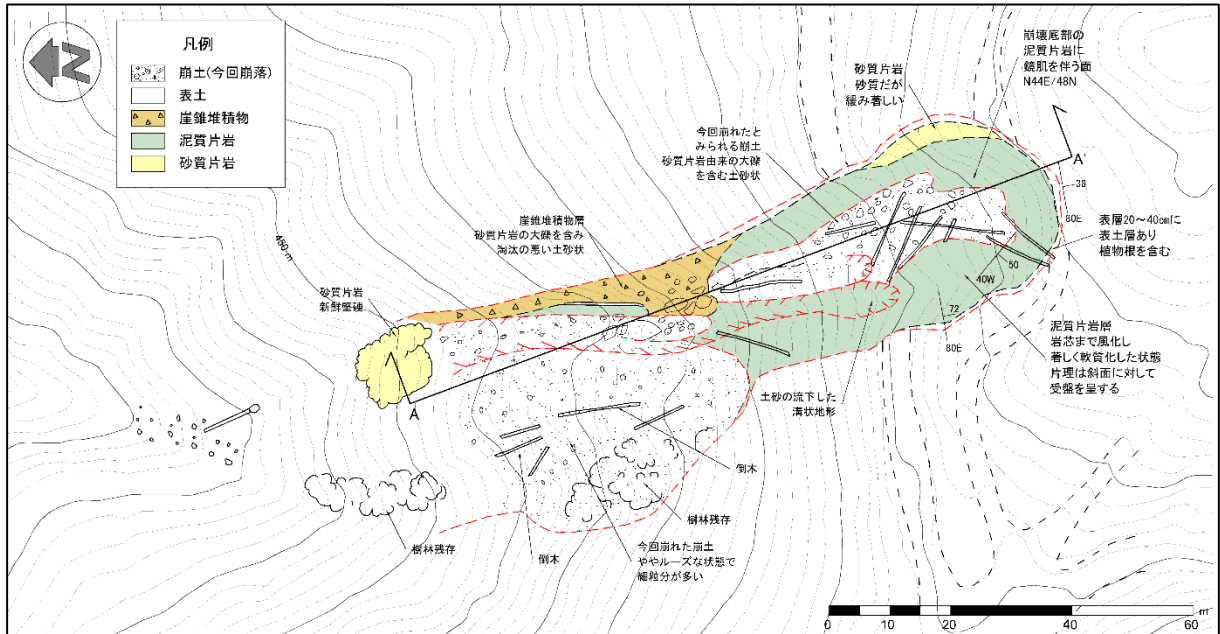


図 3. 2. 1. 3 千ノ尾川の左支川源頭部の崩壊地のルートマップおよび地質断面図

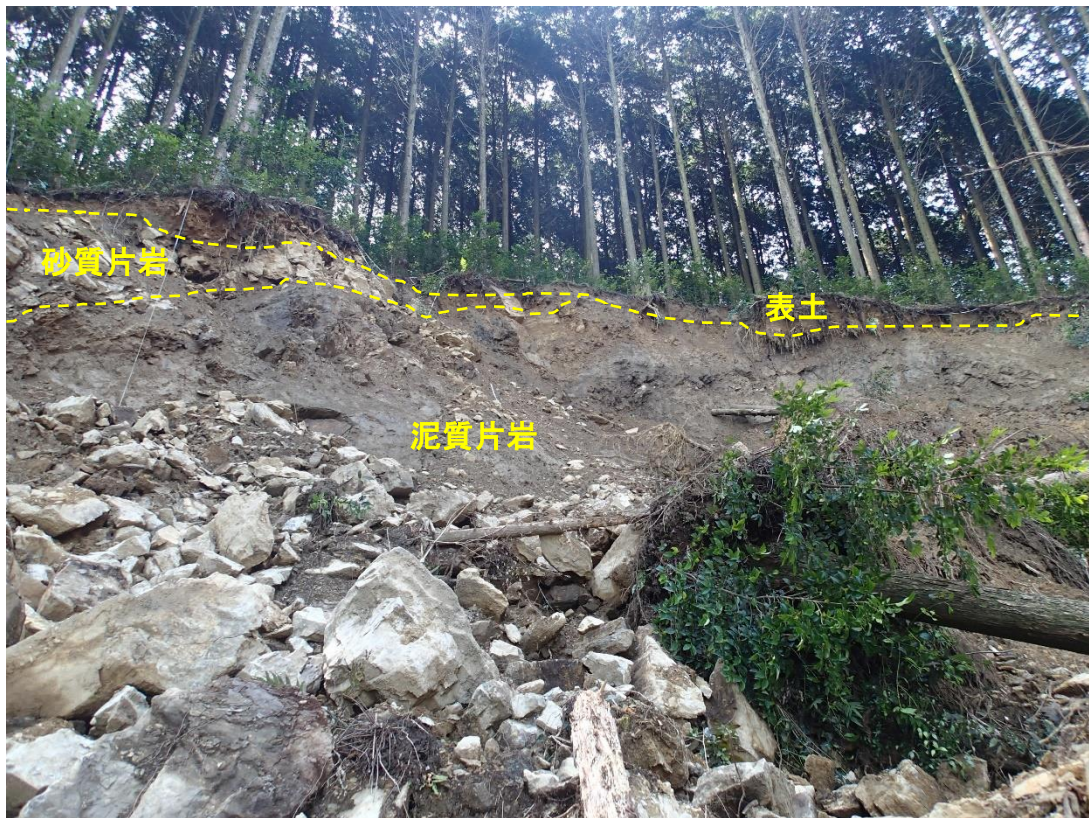


図 3. 2. 1. 4 千ノ尾川の左支川源頭部の崩壊地の滑落崖 (2023 年 7 月 29 日撮影)



図 3. 2. 1. 5 崩壊地底部に露出している泥質片岩 (2023 年 7 月 29 日撮影)



図 3.2.1.6 土石流の流下状況（崩壊地から下流を 2023 年 7 月 29 日撮影）

### 3.2.2 千ノ尾川左支川の左岸の崩壊

図 3.2.2.1 は千ノ尾川左支川の左岸崩壊地をドローン撮影したものである。図 3.2.1 に示した赤色立体地図によると左岸斜面には崩壊前にも複数の崩壊跡地が確認され、今回の崩壊はこれらの崩壊跡地の上部斜面が最大幅約 200m に渡って拡大したものである。崩壊地の上流側は流れ盤構造を有する泥質片岩（一部に砂質片岩）が露出し、風化した岩盤内部から崩壊していた（図 3.2.2.2 の a）。崩壊面は直立に近い状態で切り立ち、崩壊土砂はあまり乱れず崩壊地内に留まって植わっていたスギも立ったまま移動していた（図 3.2.2.2 の b）。一方、崩壊地の下流側には、岩芯まで強く風化が及んで軟質化した泥質片岩からなり、崩壊土砂や植わっていたスギは崩壊地内から移動し、溪流を閉塞するように堆積していた（図 3.2.2.3 の c および d）。

左岸斜面の崩壊土砂が溪床に大量に堆積していることから、左支川源頭部の崩壊により発生した土石流の通過後に左岸斜面が崩壊したと推定され、左岸斜面の崩壊には土石流による溪床・溪岸の侵食による斜面の不安定化が原因していることも考えられる。

左岸斜面の崩壊で生じた滑落崖の上方には過去の崩壊で生じた比高 3m 程度の滑落崖がみられ、以前にも崩壊が発生したことがわかる（図 3.2.2.4）。今回の崩壊による滑落崖の上部斜面には複数の亀裂が生じており、今後の降雨により拡大崩壊の恐れがある（図 3.2.2.5）。

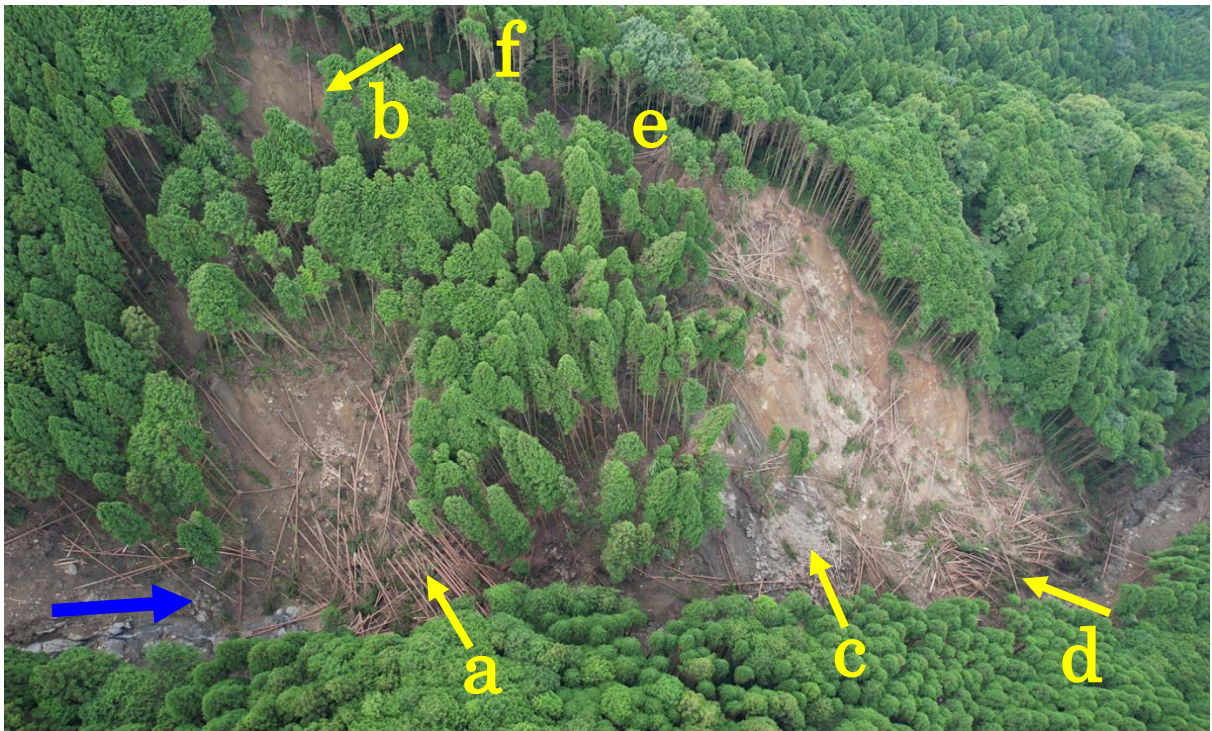


図 3.2.2.1 千ノ尾川左支川の左岸崩壊地（2023年7月25日，中濃耕司氏ドローン撮影）

青矢印：土石流の流下方向

黄矢印およびアルファベット：図 3.2.2.2～図 3.2.2.5 の撮影方向および位置



図 3. 2. 2. 2 千ノ尾川左支川の左岸斜面で発生した崩壊の上流側（2023 年 7 月 29 日撮影）  
a, b の撮影の位置および方向は図 3. 2. 2. 1 に示す



図 3.2.2.3 千ノ尾川左支川の左岸斜面で発生した崩壊の下流側（2023年7月29日撮影）  
c, dの撮影の位置および方向は図3.2.2.1に示す



図 3. 2. 2. 4 左岸崩壊斜面の滑落崖 (2023 年 7 月 29 日撮影)  
撮影位置は図 3. 2. 2. 1 の e 地点



図 3. 2. 2. 5 崩壊地の上部斜面の亀裂 (2023 年 7 月 29 日撮影)  
撮影位置は図 3. 2. 2. 1 の f 地点



### 3.3 千ノ尾川左支川の土砂と流木の流下・堆積状況

#### 3.3.1 土石流の流下状況

千ノ尾川の本川からは土石流が流下した痕跡は認められず、土石流は支川のみから発生したとみられる。3.2.1 で述べた支川源頭部の崩壊地から本川合流点の笹尾砂防堰堤までの距離は約1,200m、平均勾配は約13°であり、ほぼ全区間が土石流の発生、流下区間の勾配を有している。3.4 で示される航空レーザ測量データの差分解析結果が示す通り、千ノ尾川支川沿いは、3.2.2 で示した左岸の大規模な崩壊が発生した区間と次節(3.3.2)で後述する小規模な河道閉塞箇所を除いて、ほぼ全区間にわたって溪床、溪岸ともに侵食されていた。溪岸は、崩壊が発生している箇所も見られたが、それ以外の箇所は、土石流の流下に伴って侵食されたことを示唆するように、左右両岸の侵食域の境界は、上流から下流に向かってほぼ連続して見られた。また、その境界部付近には、流下方向に横たわる流木が視認された(図3.3.1.1)。流下痕跡の調査時点における溪床からの比高は10mを超える箇所もあり、土石流の流動深が大きかったことがうかがえる。



図 3.3.1.1 土石流の流下痕跡 (2023 年 7 月 29 日撮影)

図 3.3.1.2 の a 地点と b 地点の間の区間では流路が湾曲しており、図中に矢印で示した左にカーブした地点で土石流が右岸に大きくせりあがった偏流の痕跡が見られた。外湾側の痕跡の高さは13m程度あり、右岸側の小規模な尾根を乗り越えるようにして流下した痕跡が確認された(図3.3.1.3)。土石流が大きな流速を有していたものと考えられる。

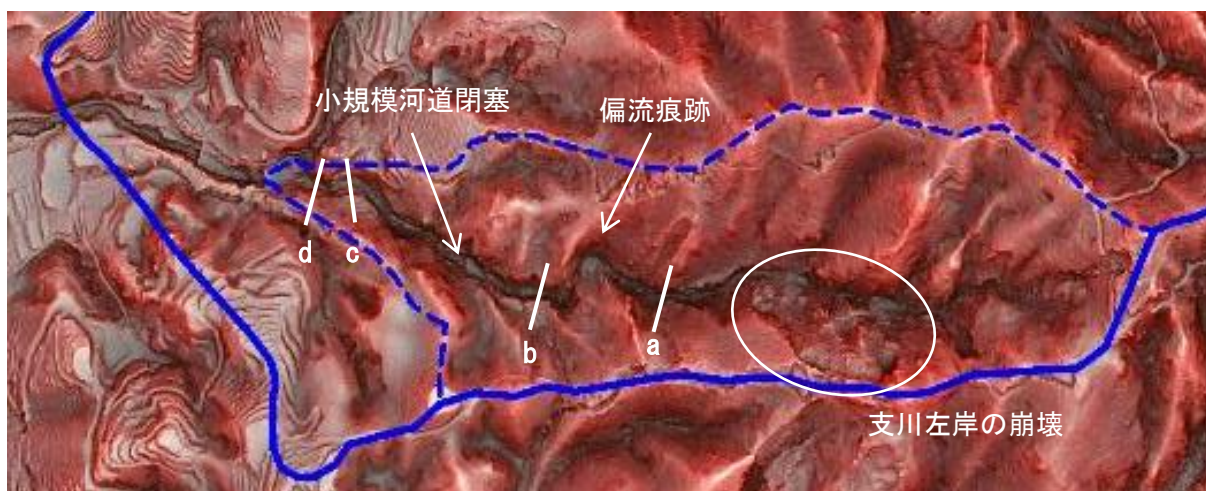


図 3.3.1.2 ピーク流量を算出した横断面の位置等  
(アジア航測株式会社により 2023 年 7 月 11 日に航空レーザ測量された結果に加筆)

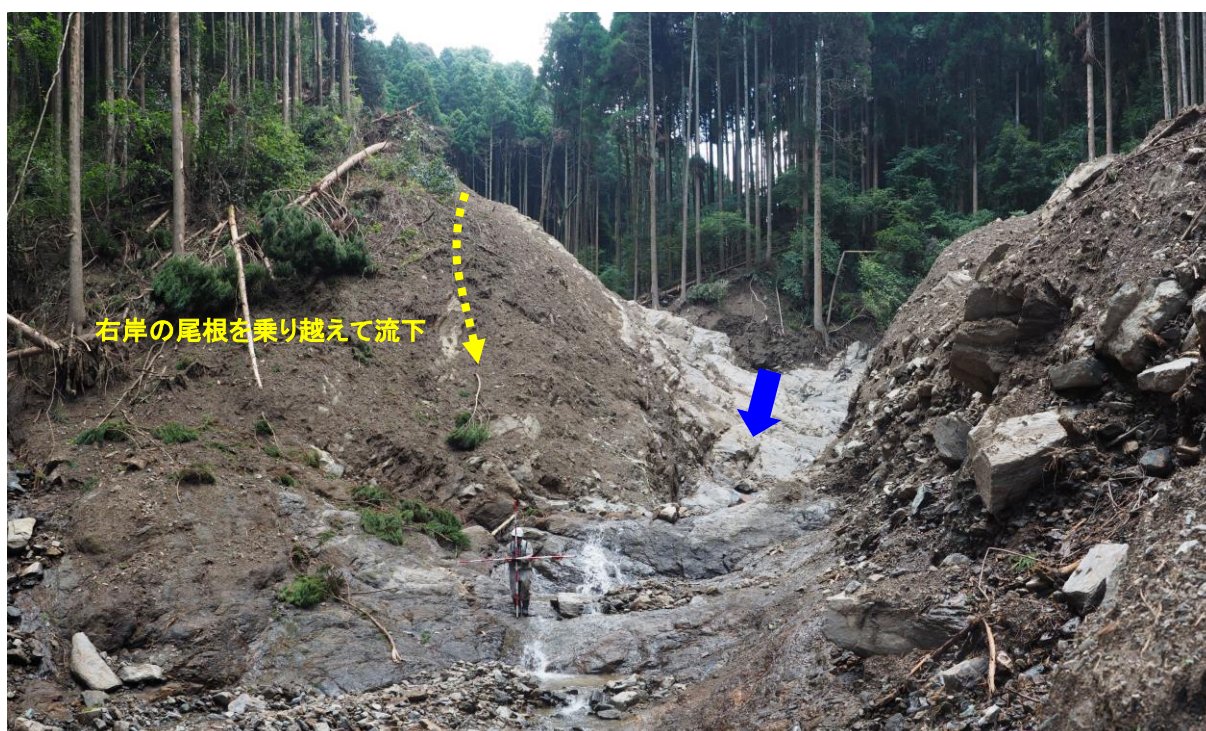


図 3.3.1.3 土石流の流下状況 (2023 年 7 月 29 日撮影)

左支川の左岸の大規模な崩壊が発生している箇所から下流の区間で、比較的良好に土石流痕跡水位が判明している 4 か所 (図 3.3.1.2 の a～d) において、最大流下幅と最大流下断面積を計測した。最大流下幅は各断面の両岸の最大痕跡間の水平距離、最大流下断面積は両岸の最大痕跡間を繋いだ線と現河道断面で囲まれた範囲とし、現地での簡易観測と写真判読の結果により算出した (図 3.3.1.4)。なお、流下断面積については、左右岸で最大痕跡を記録した時間に違いがある可能性や、土石流がピーク流量となった後に河床が侵食された可能性があることに留意が必要であ

る。

これらの情報から、現地で確認された流下断面が、一波の土石流によって残された痕跡であると仮定し、断面平均流動深を、最大流下断面積を最大流下幅で除した値として求めたうえで、国土地理院の5mDEMデータを基に各横断より上流100mで計測した溪床勾配とともに、マンニングの流速公式により断面平均流速を推定したところ、おおむね9~14m/sと推定された。また、流下断面積との積からピーク流量を試算すると、400m<sup>3</sup>/s~900m<sup>3</sup>/s程度という結果となったが、これらの数値は、今後災害発生前の地形データ等も用いて精査する必要がある。



図 3.3.1.4 土石流の流下痕跡計測横断面（いずれも下流から上流に向かって撮影）  
(2023年7月29日撮影)

### 3.3.2 千ノ尾川左支川内の土砂・流木の堆積状況

土石流が発生した千ノ尾川支川は、ほぼ全区間にわたって溪床、溪岸が侵食を受けている。土石流の流下に伴う侵食と後続流による侵食の両方が考えられる。しかし、部分的には、土砂・流木が堆積している区間がある。左岸の大規模な崩壊の発生している区間と、それに比べると比較的小規模な溪岸崩壊であるが流木が絡み合っ小規模な河道閉塞が発生したと考えられる箇所である。これらの堆積物は、土砂のみで形成されているわけではないため、ただちに通常の流水によって侵食が進行するおそれは少ないと思われるが、今後の大きな雨によって、大きな河床変動を伴うような現象が発生するような場合には、これらの堆積物もまた侵食されて土石流として流下するおそれがある。

以下、主な堆積区間について述べる。

#### (1) 左岸の大規模な崩壊が発生している区間

この区間では、源頭部の崩壊が土石流として流下した後に、左岸側斜面が崩壊したと考えられ、その崩土と倒木が河床に堆積している。図 3.4.1 のレーザ測量差分解析結果では、全区間 4m を超

える堆積を示しており、差分解析結果として侵食されていないようにも見えるが、崩土と対岸の右岸側斜面との境の部分については、その後侵食を受けて一定程度土砂が侵食されて流出しているように見える区間もある（図 3.3.2.1）。左岸側の崩壊が、後続流がほぼ終わった後に発生した可能性もあるが、仮に後続流が継続している間に発生していたとしても、対岸斜面との境の部分には、倒木や大きな岩塊が多く堆積していることから、それによって崩壊・堆積した土砂の後続流による二次的な侵食が相当程度妨げられ、調査時点まで多くが残存したことも考えられる。

この区間の上流側の図 3.2.2.1 の崩壊の脚部には、この左岸の大規模な崩壊によって、土石流の後続流がせき止められ、満砂した後も、斜面崩壊で生じた倒木同士が絡み合った状態が維持され、調査時点まで残ったと考えられる小規模な河道閉塞がある（図 3.3.2.2）。

閉塞部の高さは約 6m あり、前のり勾配は約 40° である。上流側には、崩土ではなく、水流によって上流から流れてきて堆積したと考えられる堆積物が堆積していた。土砂のみで構成された河道閉塞に比べると、流木が密に絡み合った状態であるため、土砂が流出できず上流側に堆積し、土砂だけでは安定に自立できない勾配で落差を維持しているものと考えられる。



図 3.3.2.1 左岸崩壊地脚部の河道区間の土砂，倒木の堆積状況（2023 年 7 月 29 日撮影）



図 3.3.2.2 小規模な河道閉塞箇所の前景（2023年7月29日撮影）

## （2）小規模な溪岸崩壊に伴う小規模な河道閉塞箇所

この小規模河道閉塞は、左支川の本川との合流点から約 300m 上流の標高約 200m 付近に形成されている（図 3.3.1.2 参照）。源頭部で発生した土石流が通過した後に右岸の斜面（勾配約 40°）で幅約 18m、長さ約 40m、深さ約 3m の比較的小規模な溪岸崩壊が発生し、土砂および倒木が河道に流入・堆積したことで土石流の後続流がせき止められ、満砂した後も、斜面崩壊で生じた倒木同士が絡み合った状態が維持され調査時点まで残ったものと考えられる（図 3.3.2.3）。調査時点では、渓流水は堆積土砂の表面上を流れ、最終的には閉塞部の右岸側から流下していた。

閉塞部の高さは約 2.5m あり、流木が密に絡み合い、上流側に土砂等が堆積していた。閉塞部の下流側の河床では基盤岩が露出していた。絡み合った流木群は、胸高直径 30cm 長さ 10m 以上ある樹皮や枝葉、根茎を失った流木（針葉樹：スギ類）が半数以上を占めていた一方で、閉塞部の下流端付近では樹皮や枝葉が残存した倒木が確認された。上流側の流路方向に 20m 程度、幅 18m 程度の範囲で、水流によって上流から流れてきて堆積したと考えられる礫を含む土砂が堆積していた。堆積している礫の多くは粒径 40cm 程度以下であったが、粒径 100cm 程度の巨礫も一部確認された（図 3.3.2.4）。このことから、右岸斜面の崩壊が小規模な河道閉塞を起こした時点以降も、大きな流木や岩塊を流せる流量がしばらく続き、次々と流木、土砂が捕捉されて現在の状況に至ったものと考えられる。また、この閉塞箇所の下流側に基盤岩があることから、仮に後続流

が長く継続していたとしても、閉塞箇所下流の河床低下がこれ以上進行せず、調査時点までこの落差が維持された可能性もある。

土砂のみで構成された河道閉塞に比べると、流木が絡み合った状態であるため、今後少量の水のみの越流によって直ちに侵食が進むことは考えにくい。



図 3.3.2.3 小規模な河道閉塞箇所の前景（2023年7月29日撮影）



図 3. 3. 2. 4 流木に伴う小規模河道閉塞の上流側の土砂・流木の堆積状況  
(2023 年 7 月 29 日撮影)

### 3.4 航空レーザ測量データの差分解析による千ノ尾川流域の土砂移動量

図 3.4.1 は、千ノ尾川流域の崩壊・土石流発生前後の航空レーザ測量成果を用いた差分解析結果を図示したものである。差分解析によると、千ノ尾川流域の全侵食土砂量は  $68,800\text{m}^3$  であり、その内  $32,500\text{m}^3$  の土砂が流域内に堆積し、 $36,300\text{m}^3$  の土砂が下流に流出した結果となった。本川と左支川の合流点より上流の本川流域の侵食土砂量は  $11,700\text{m}^3$  であり、合流点より下流に流出した土砂量  $4,500\text{m}^3$  であった。左支川の左岸崩壊地より上流域の差分解析によると、侵食土砂量は  $9,000\text{m}^3$  であり、そのほとんどの  $8,900\text{m}^3$  の土砂が下流に流出していた。左支川の左岸崩壊地の侵食土砂量は  $24,800\text{m}^3$  であり、そのほとんどの  $23,700\text{m}^3$  の土砂は崩壊地内や溪床に堆積している。

航空レーザ測量データの差分解析による千ノ尾川流域の土砂移動量から判断すると、左支川源頭部で発生した崩壊の土砂が土石流となり、溪床や溪岸を侵食しながら土砂量を増して、下流の集落を襲ったことが推定される。

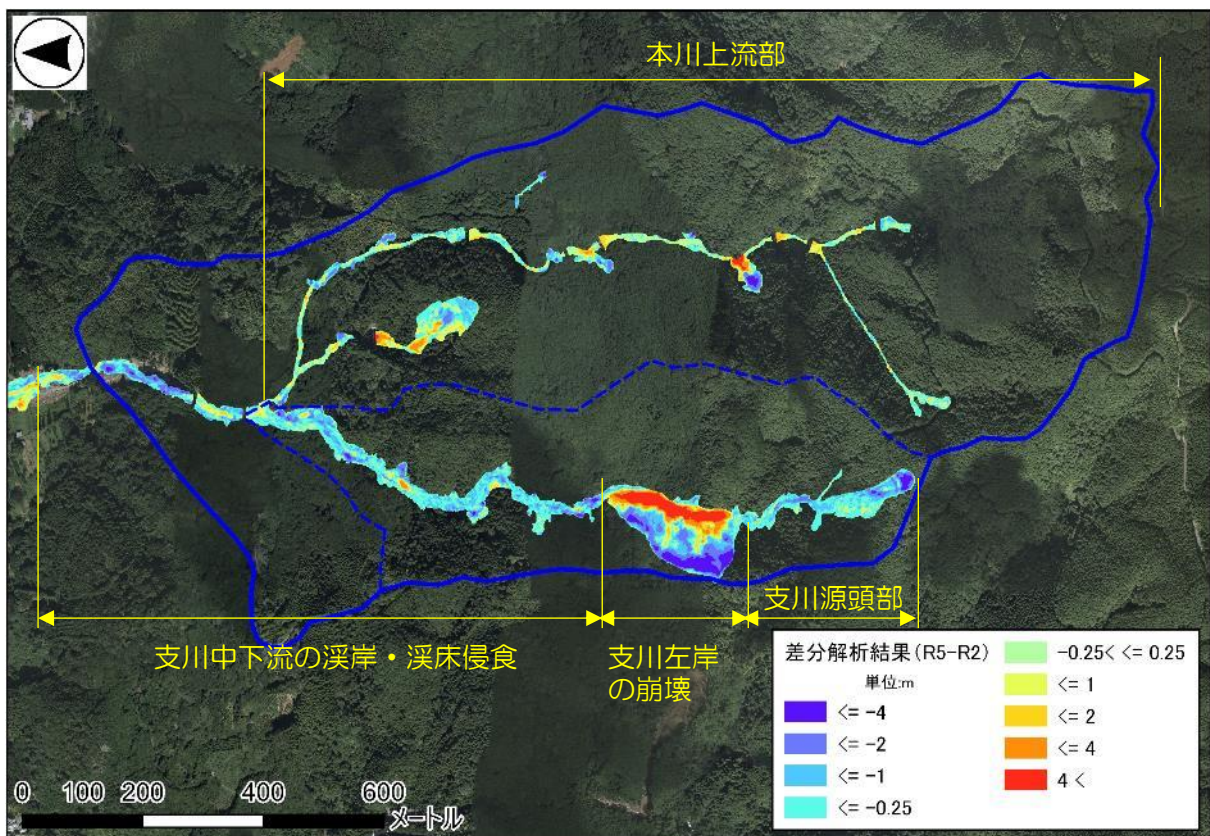


図 3.4.1 千ノ尾川流域の崩壊・土石流発生前後の差分解析結果

災害前：福岡県農林水産部による 2020 年 11 月 17 日航空レーザ測量

災害後：アジア航測株式会社による 2023 年 7 月 11 日航空レーザ測量



## 引用文献

産総研地質調査総合センター（2022）：20万分の1日本シームレス地質図 V2.

<https://gbank.gsj.jp/seamless>, 参照 2023-08-09

千田 昇・岡田篤正・中田 高・池田安隆・高沢信司（2001）：1:25,000 都市圏活断層図「久留米」, 国土地理院

柴田賢・西村祐二郎（1989）：三郡結晶片岩の同位体年代, 地質学論集, 第 33 号, p.317-341