

# 風化帯構造の発達モデリングに基づく 斜面ハザード評価

1. はじめに: 課題と対象
2. 崩壊面積率に基づく岩盤物性の推定と地質の影響
3. 岩盤風化帯の発達モデリングとハザードマッピング
4. 奥能登豪雨による連鎖災害: 課題と展望
5. まとめ

松四雄騎

京都大学防災研究所 地盤災害研究部門 山地災害環境研究分野

# 1. はじめに: 課題と対象

## 応用地形学的アプローチによる地震時斜面変動および 地震—豪雨連鎖事象予測の課題

- 地震時斜面変動に対し、誘因（地震動）と素因（地形および地盤構造と物性）を定量的にリンクさせた現象説明がなされていない。

→地震加速度と斜面崩壊分布に関する空間情報の整理と解析が必要。

→地形毎の地盤構造と物性を表現できる風化帯の発達モデリングが必要。

- 地震—豪雨連鎖による斜面変動の機序（素因条件と誘因作用の変化）が判然としない。

→風化帯の構造と物性に基づく地盤の部分破壊に対する評価が必要。

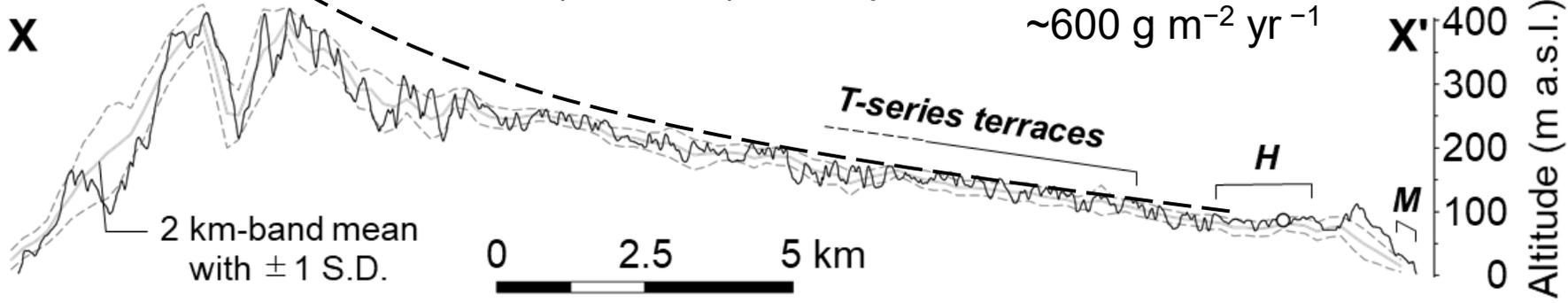
→地下水文過程の変化に関する解析が必要

# 対象: 能登半島

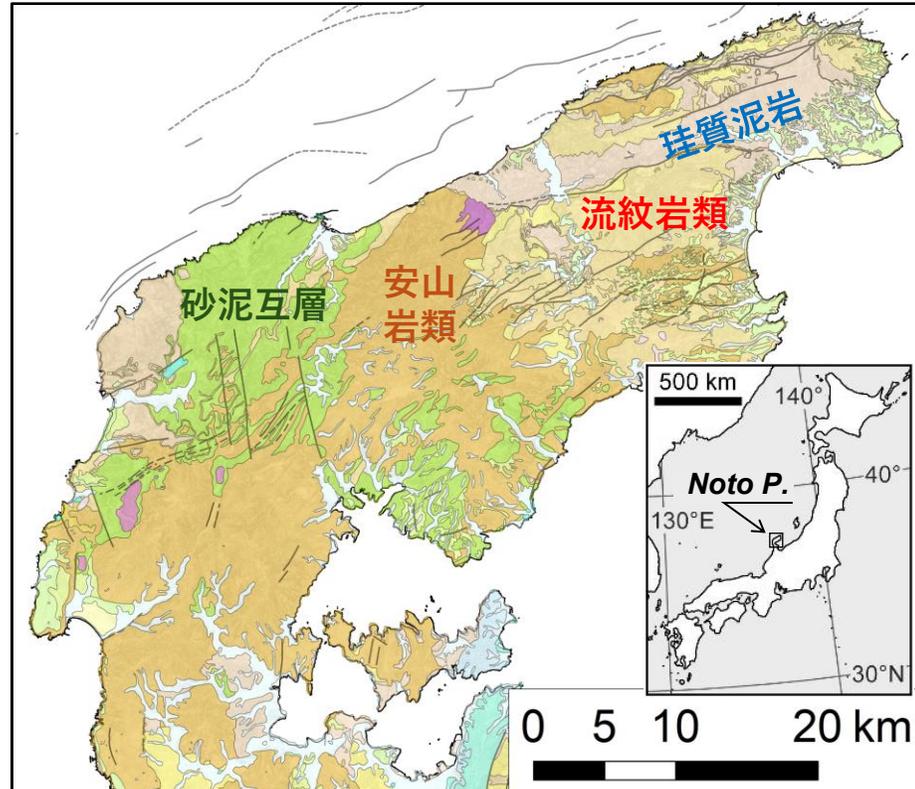
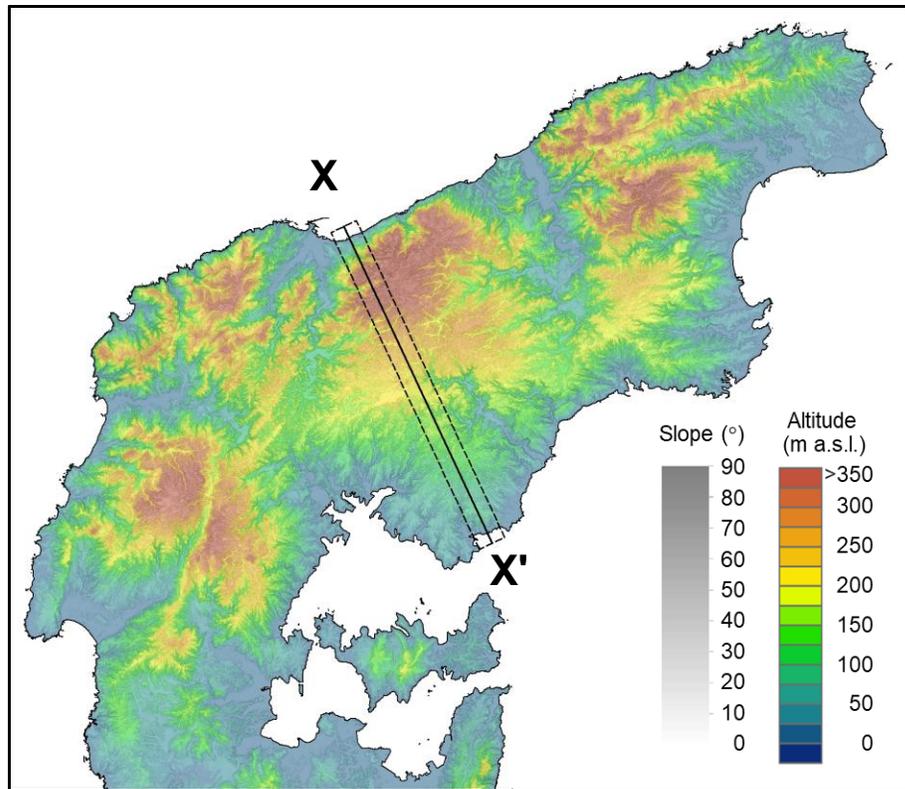
延長接峰面 (離水以降の隆起量)

$$U = E = \frac{\text{Max. } \sim 500 \pm 50 \text{ m}}{(2.0 \pm 0.5) \times 10^6 \text{ yr}} = (2.5 \pm 1.0) \times 10^2 \text{ mm/kyr}$$

$$\sim 600 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$$



標高の南北分布は地震隆起の累積と削剥の競合を反映。北縁域の山地では、河川の下刻とマスマーブメントにより大起伏・急勾配な動的平衡地形が成立。



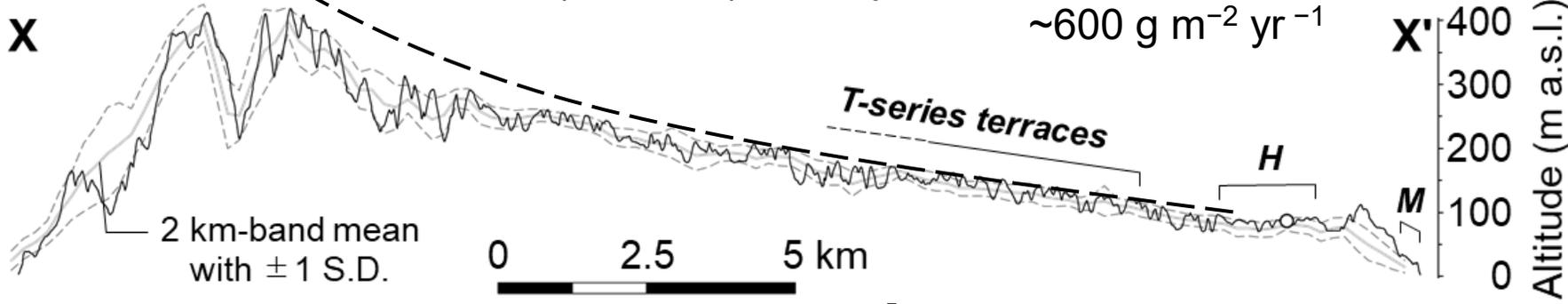
- 段丘堆積物
- 堆積岩
- 珪質泥岩
- 砂岩
- 礫岩
- 砂泥互層
- 溶岩・火砕岩
- 流紋岩質
- 安山岩質
- 閃緑岩

# 対象: 能登半島

延長接峰面 (離水以降の隆起量)

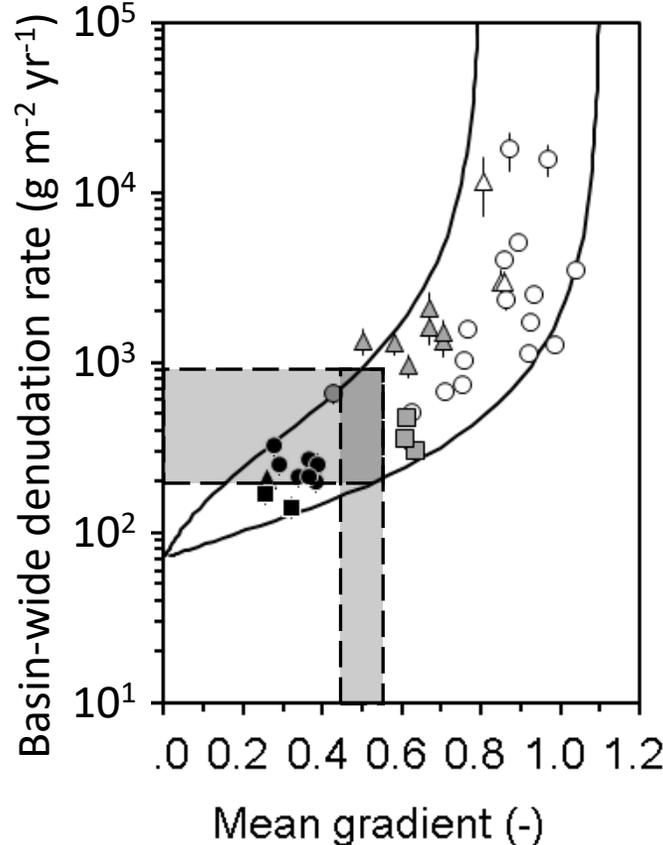
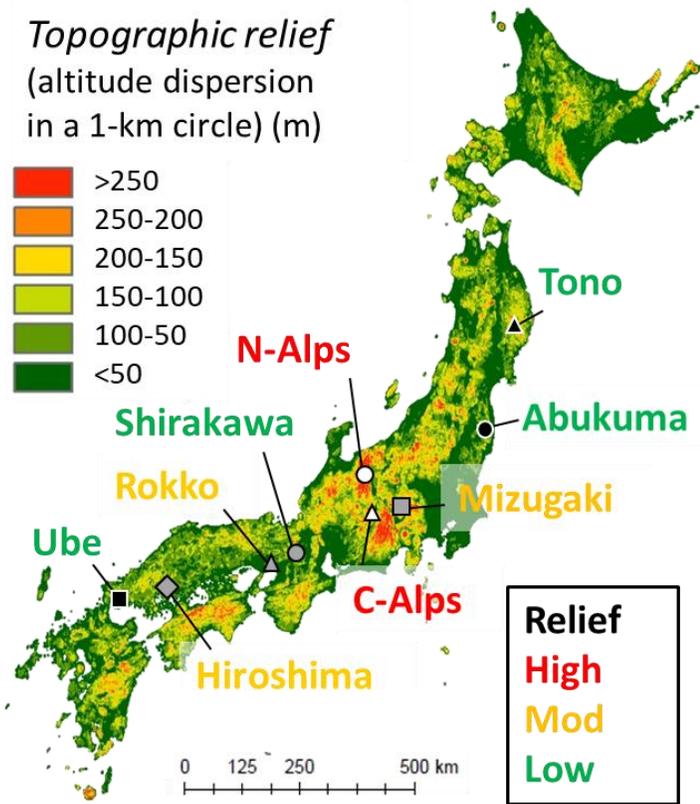
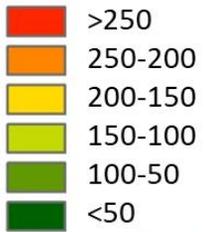
$$U = E = \frac{\text{Max. } \sim 500 \pm 50 \text{ m}}{(2.0 \pm 0.5) \times 10^6 \text{ yr}} = (2.5 \pm 1.0) \times 10^2 \text{ mm/kyr}$$

$$\sim 600 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$$



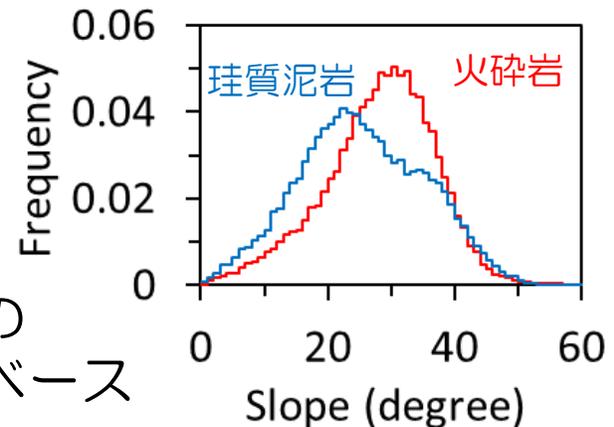
標高の南北分布は地震隆起の累積と削剥の競合を反映。北縁域の山地では、河川の下刻とマスムーブメントにより大起伏・急勾配な動的平衡地形が成立。

Topographic relief (altitude dispersion in a 1-km circle) (m)



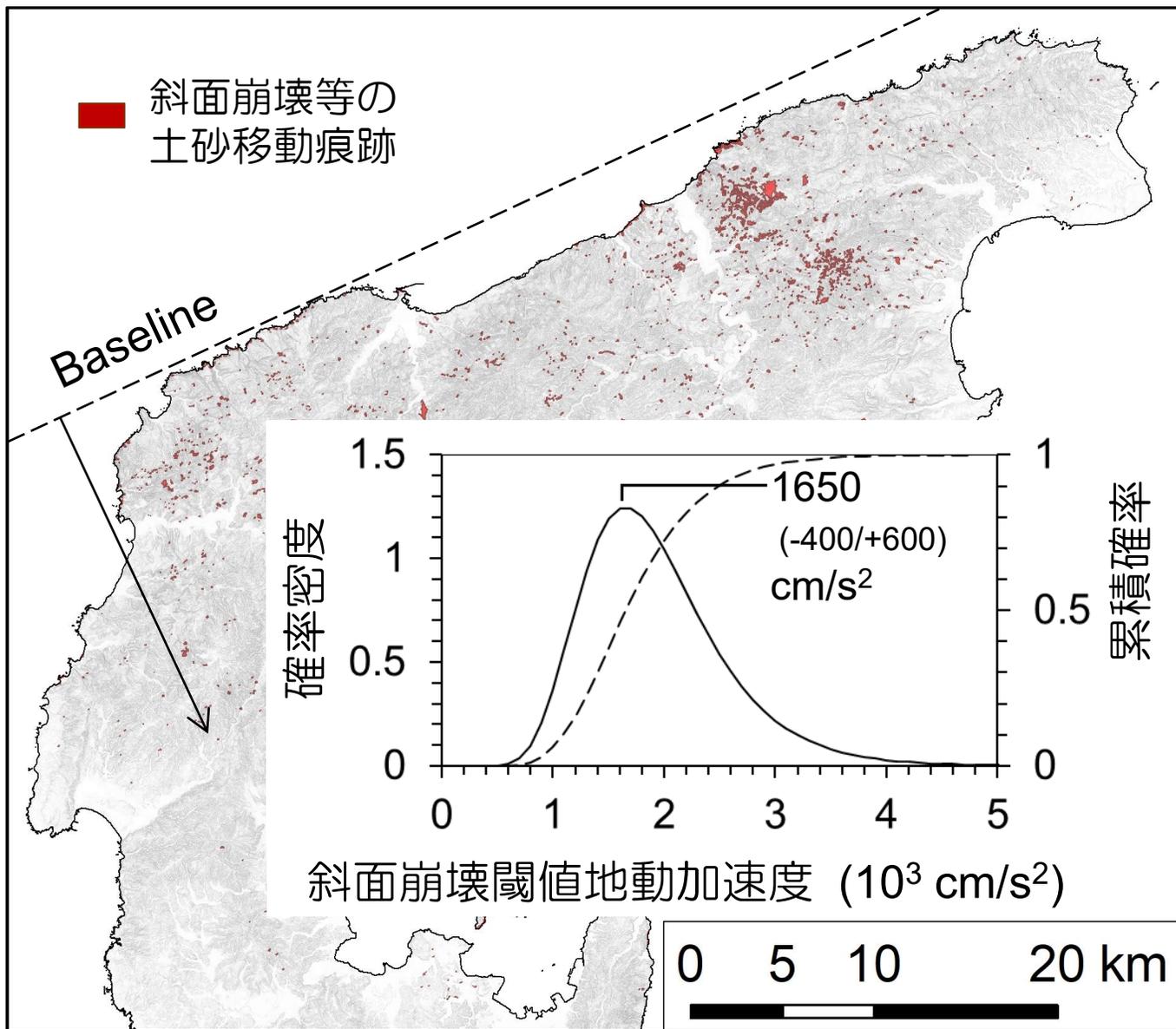
- △ Kisokoma
- N-Alps
- ▲ Rokko
- Shirakawa
- Mizugaki
- ▲ Tono
- Abukuma
- Ube

← 堆砂<sup>10</sup>Beの全国データベース

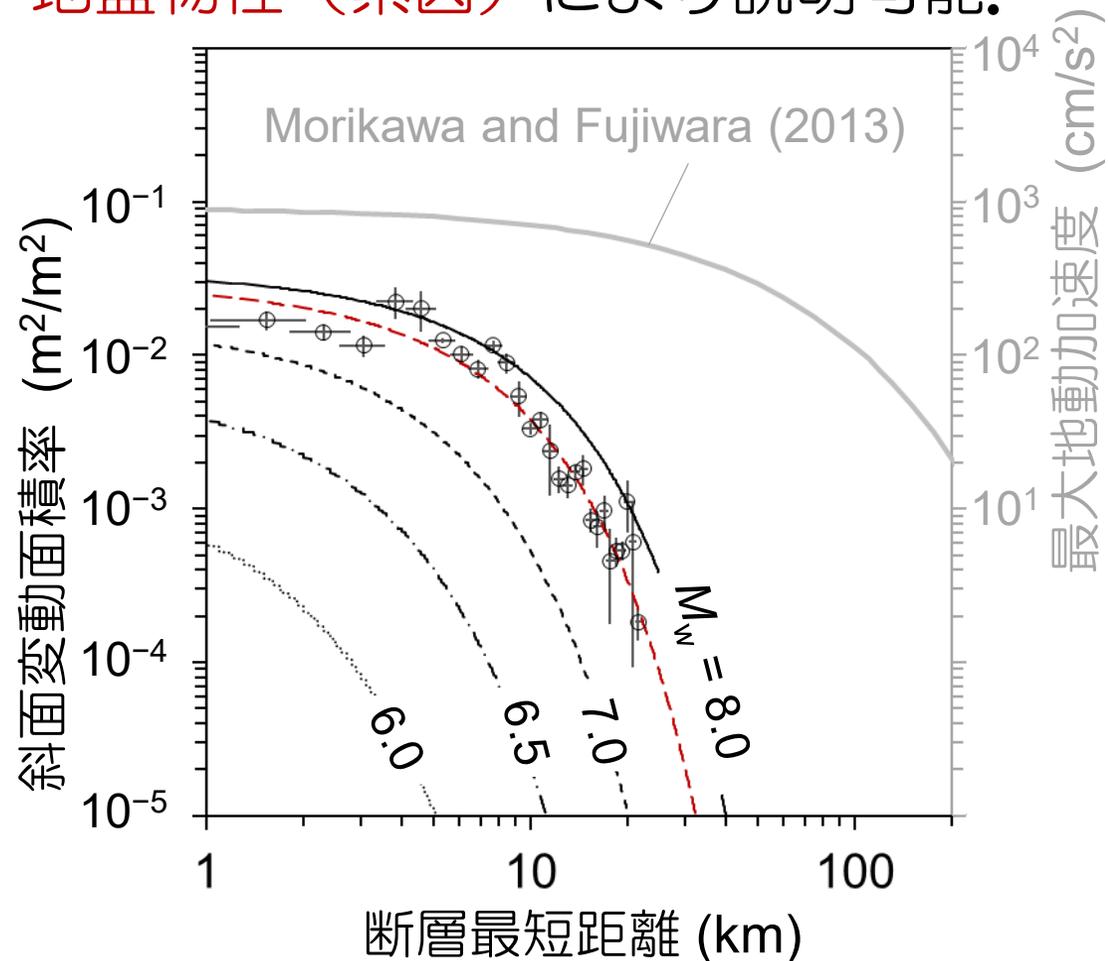


能登半島の傾斜分布

## 2. 崩壊面積率に基づく岩盤物性の推定と地質の影響



斜面変動の面積率は震源断層からの距離に応じて指数関数的に減少。  
→地震動（誘因）減衰および地形・地盤物性（素因）により説明可能。



# 地質と地形の影響

斜面変動は山塊中央部や急傾斜部で**クラスター**分布。

火砕岩および珪質泥岩からなる斜面で多くの崩れが発生した。

これらの地質からなる斜面は相対的に**数倍崩れやすい**。

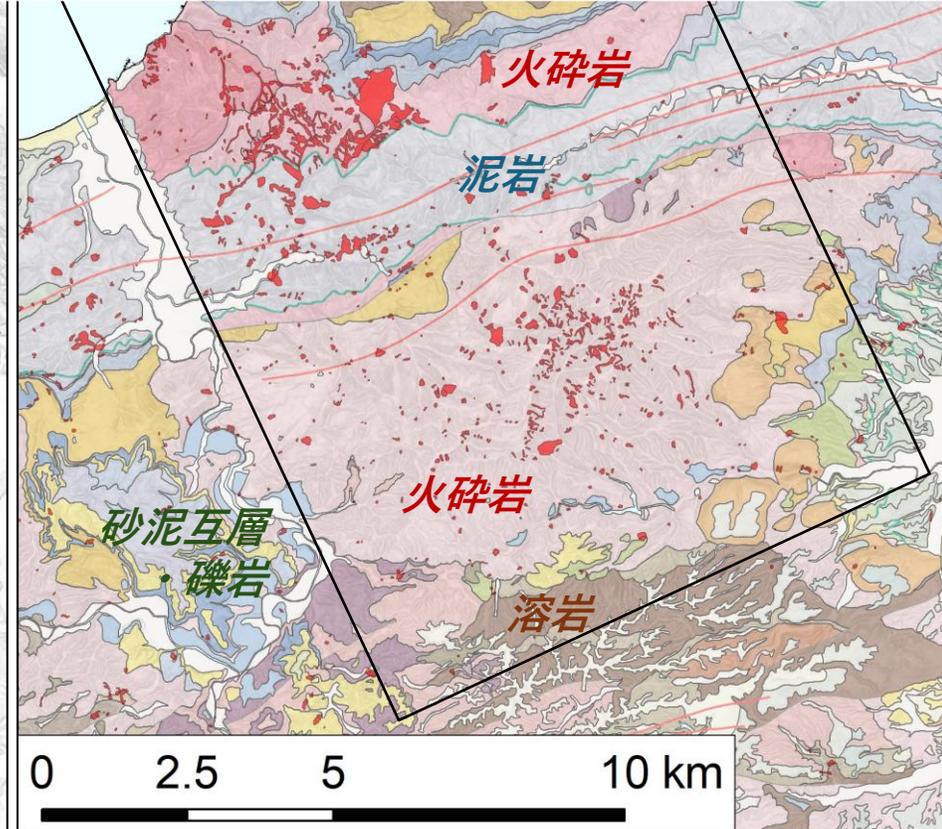
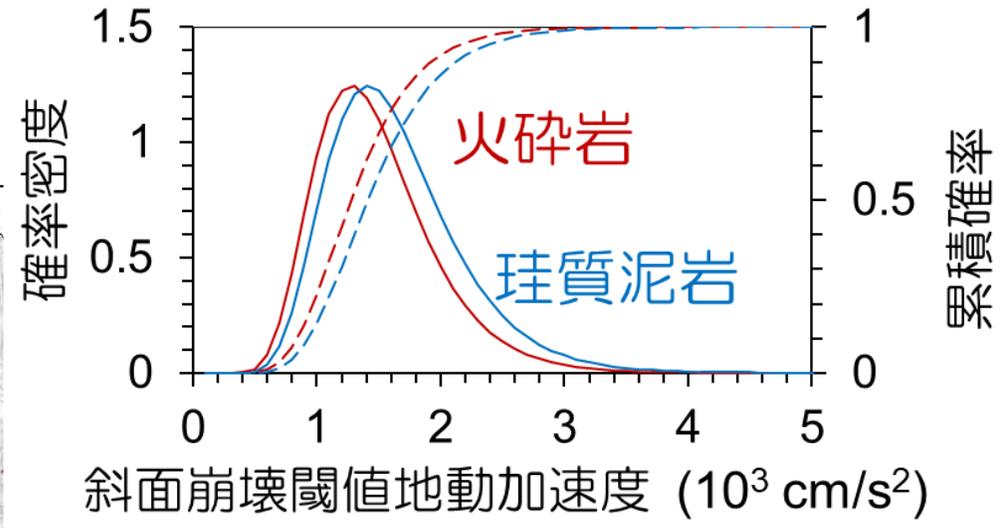
■ 斜面崩壊等の土砂移動痕跡

斜面変動面積の偏差

距離 (km)

0 5 10 20 km

0 10 km

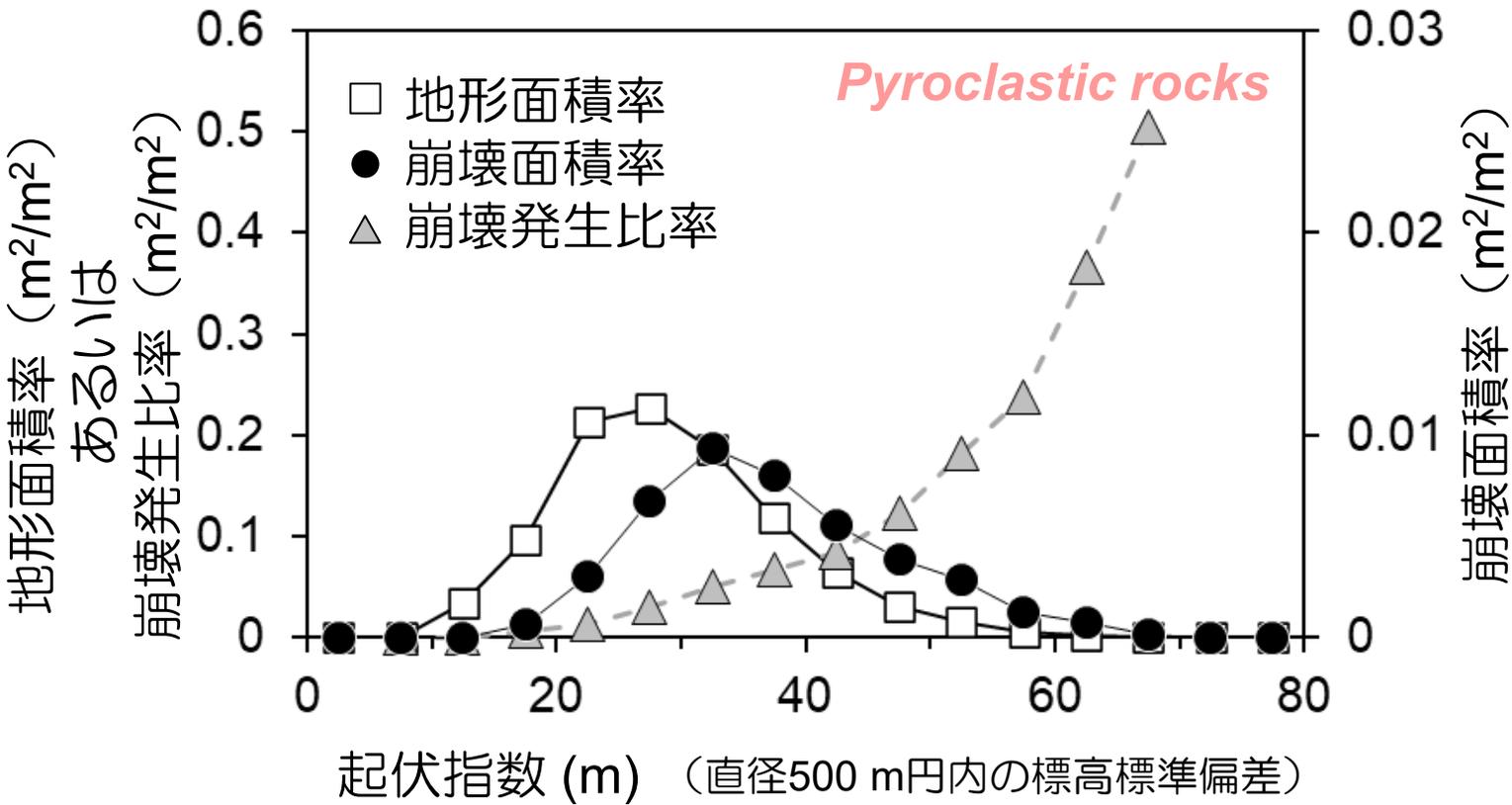
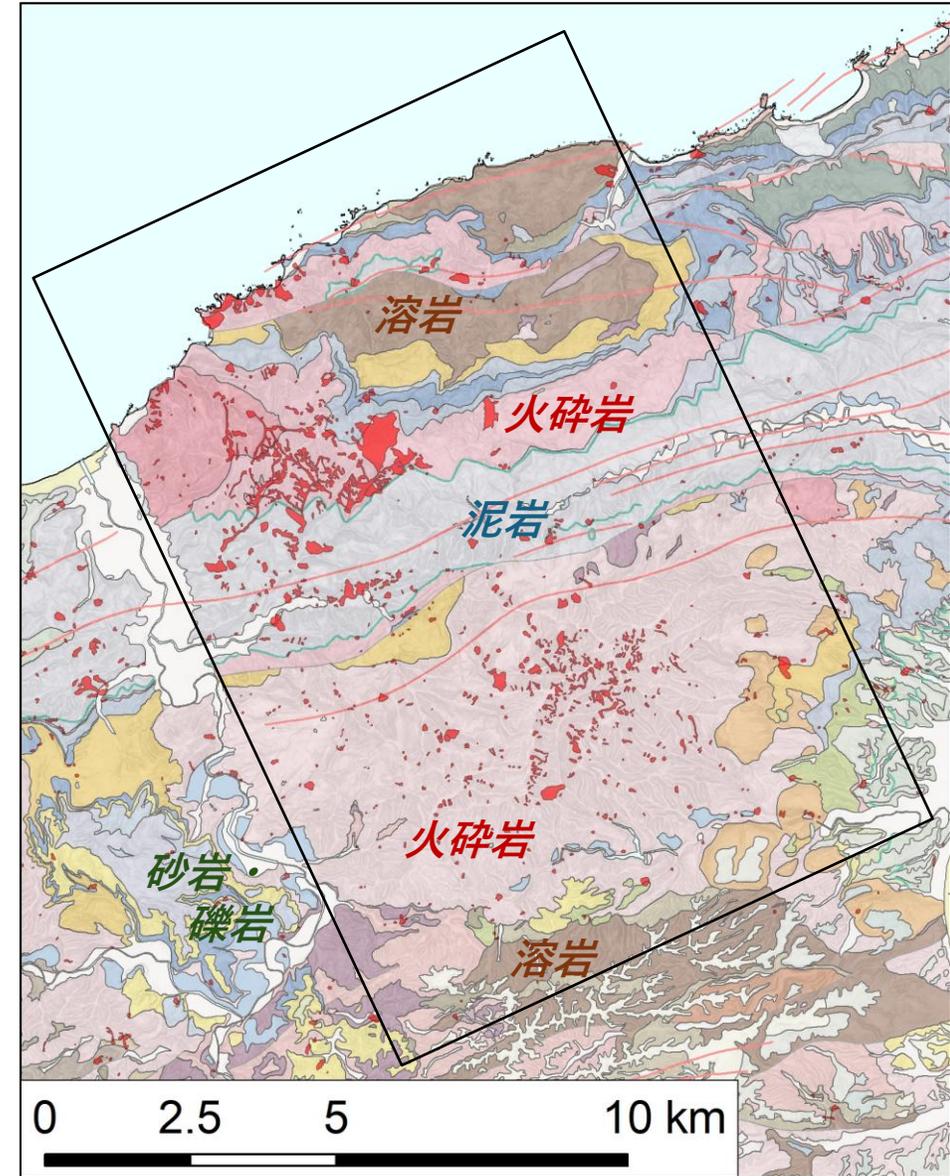
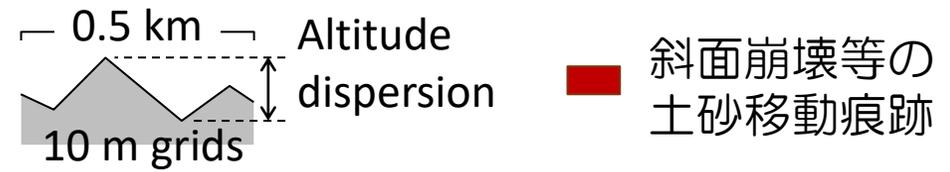


# 地質と地形の影響

起伏指数（直径500 m円内の標高標準偏差）に対して崩壊の発生率は指数関数的に増大。

起伏の大きい場ほど崩れやすい。斜面崩壊の発生には地震動の地形増幅が影響。

地質ごとに閾値や傾向は異なる。

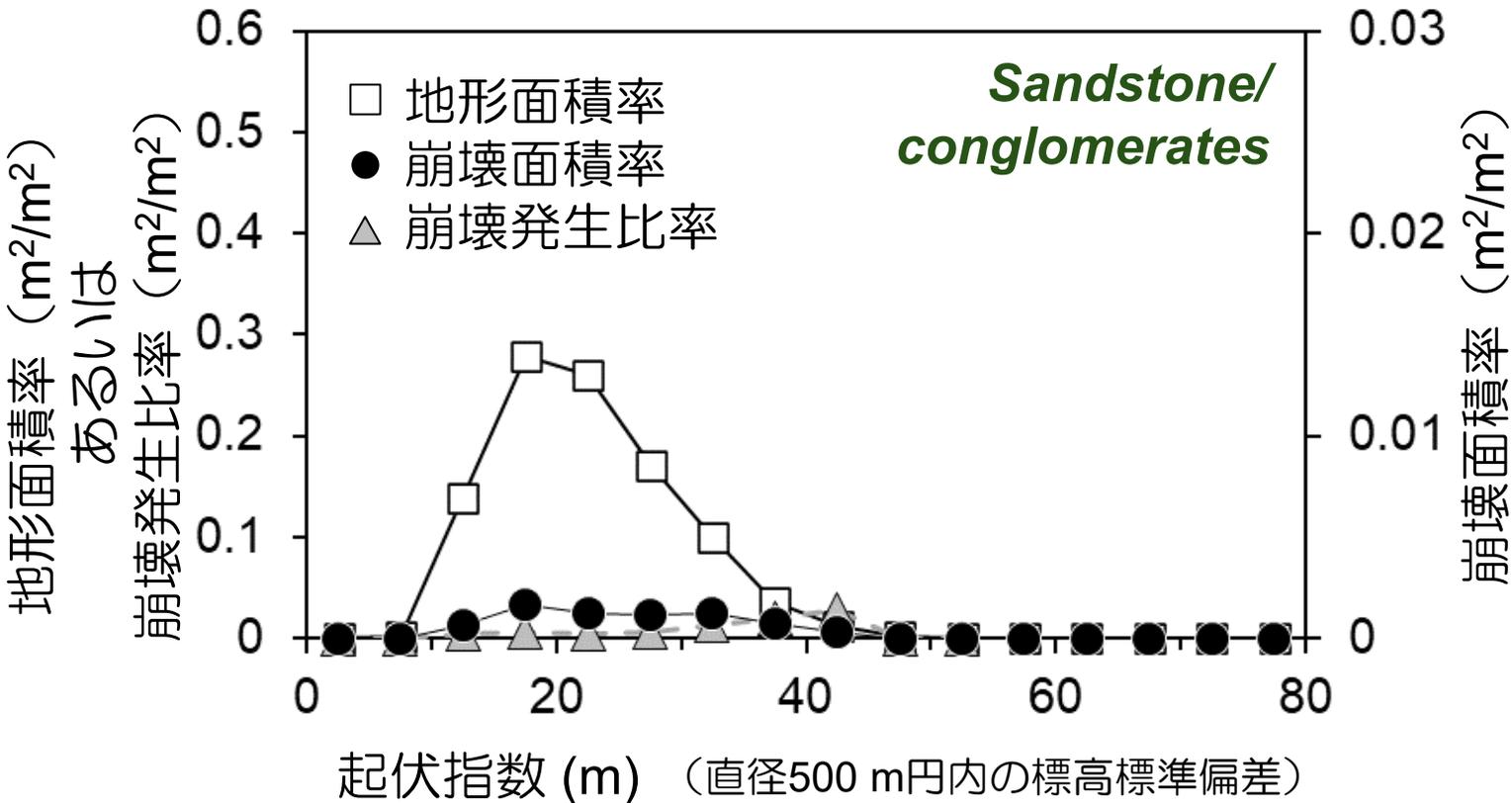
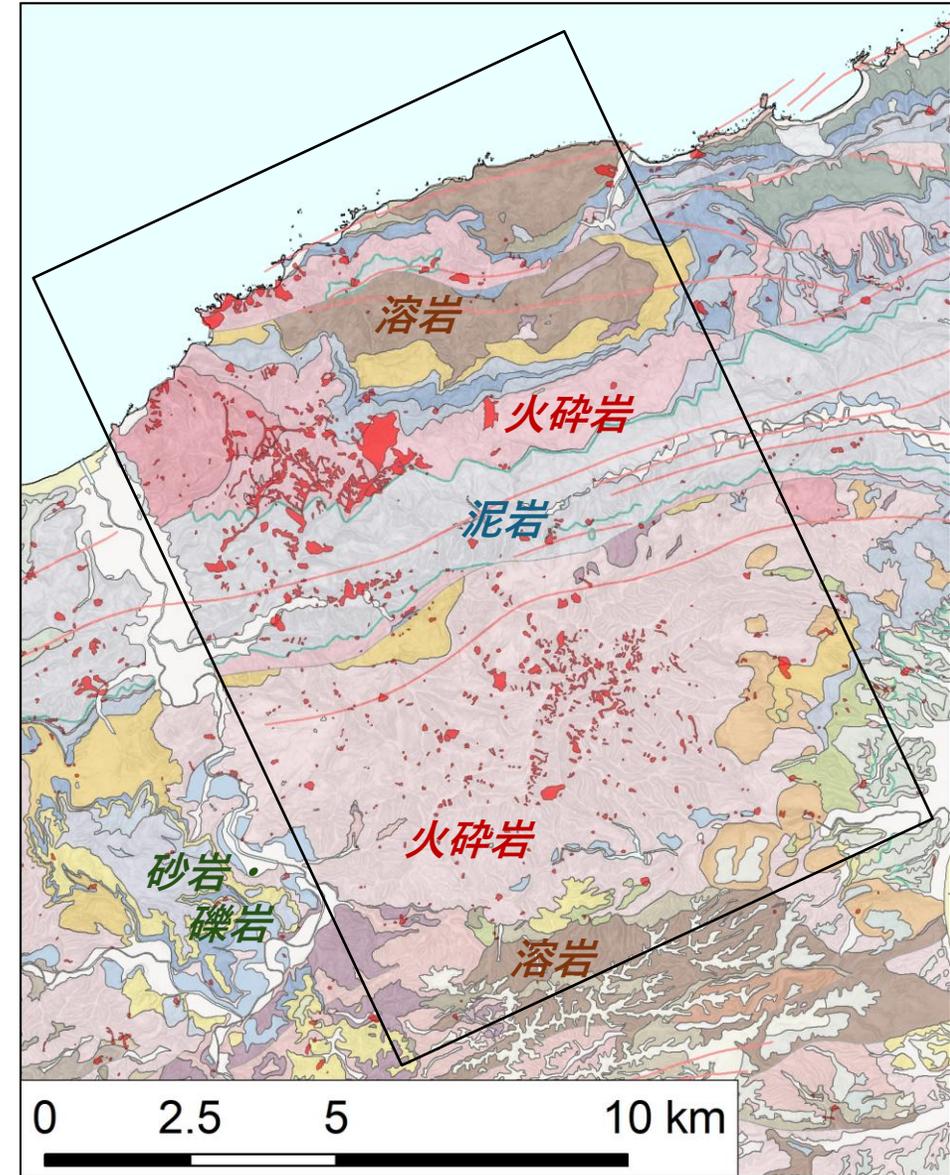
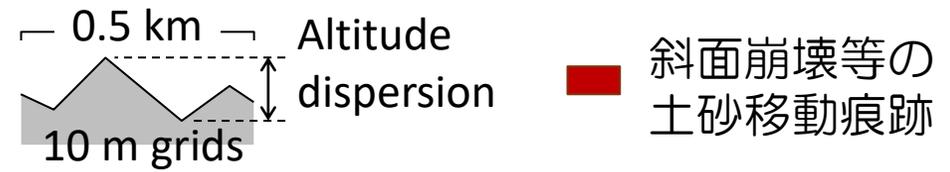


# 地質と地形の影響

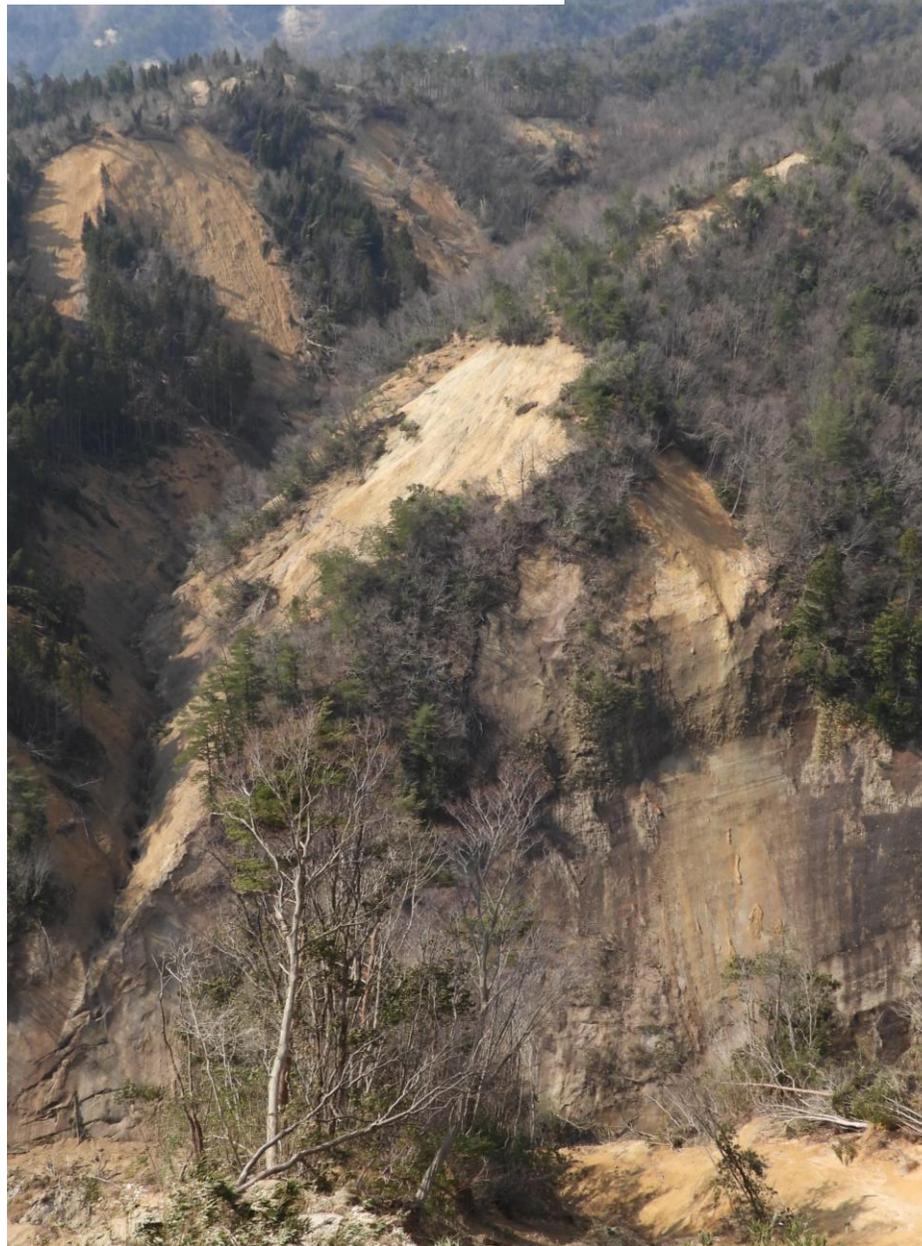
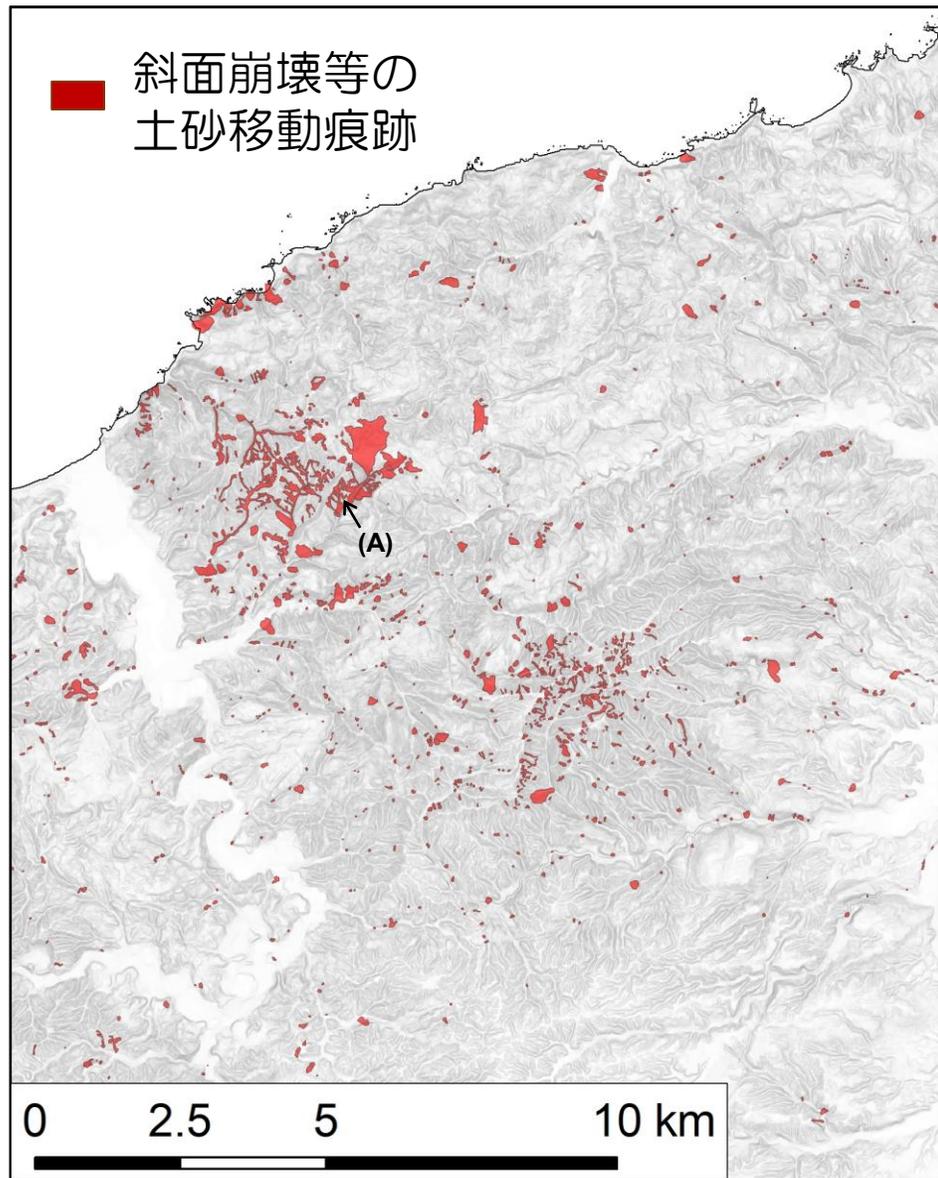
起伏指数（直径500 m円内の標高標準偏差）に対して崩壊の発生率は指数関数的に増大。

起伏の大きい場ほど崩れやすい。斜面崩壊の発生には地震動の地形増幅が影響。

地質ごとに閾値や傾向は異なる。

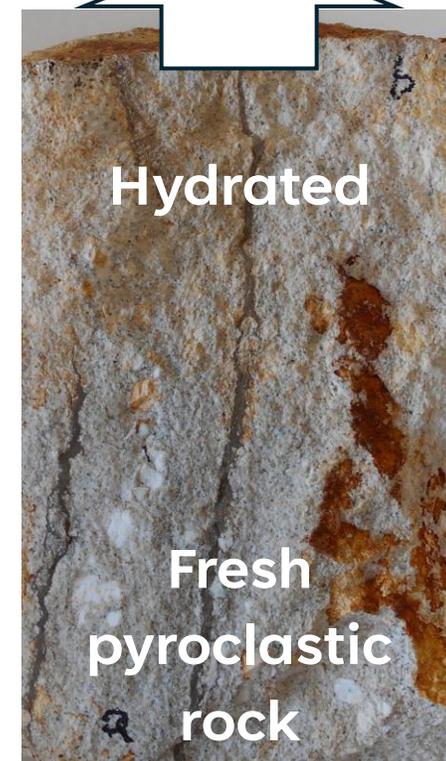


# 崩壊形態と風化様式：火砕岩斜面



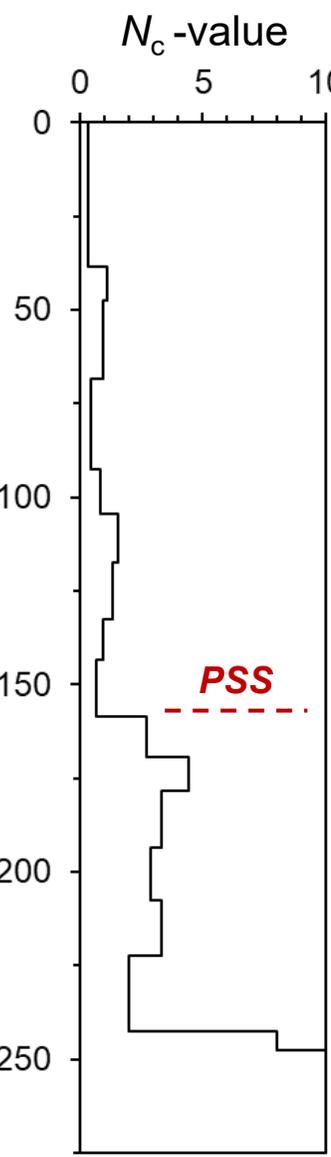
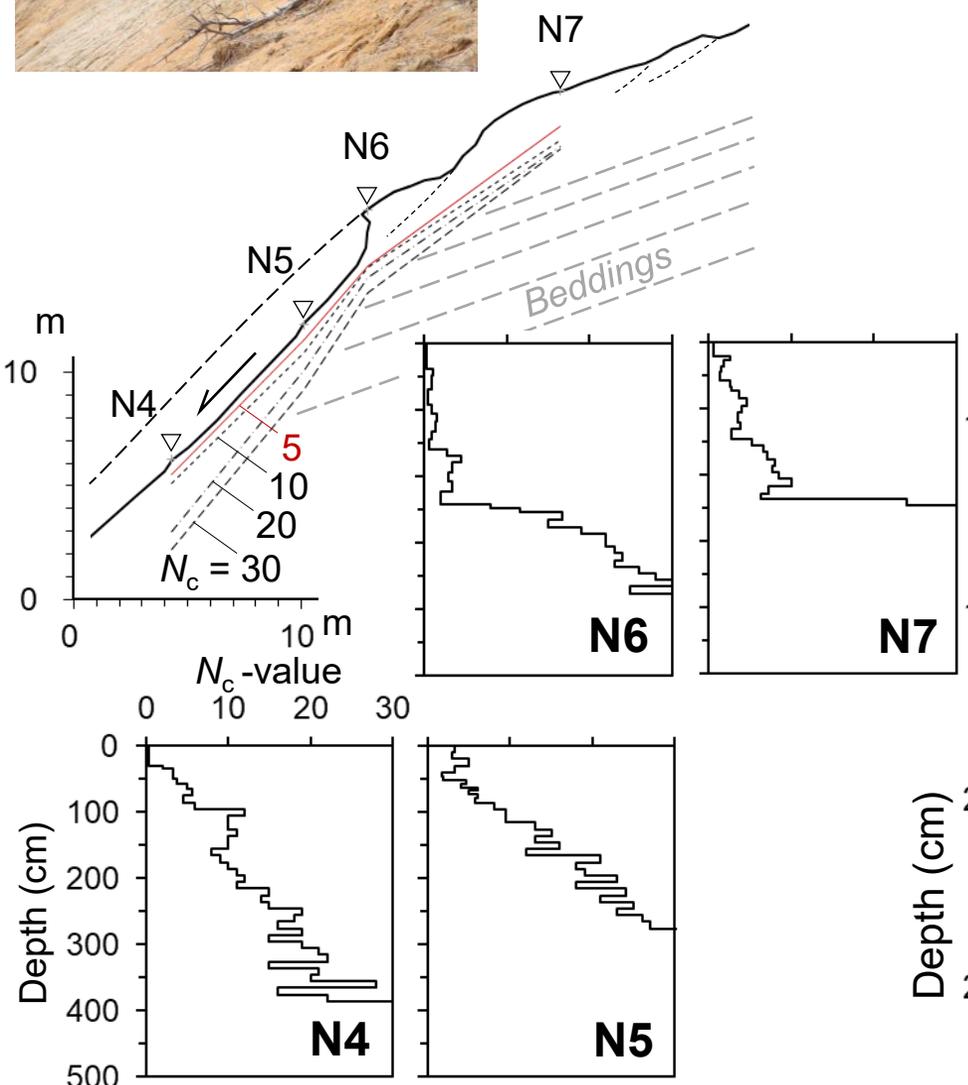
(A)

風化により軟化した  
火砕岩の表層部が、  
多数滑動した。

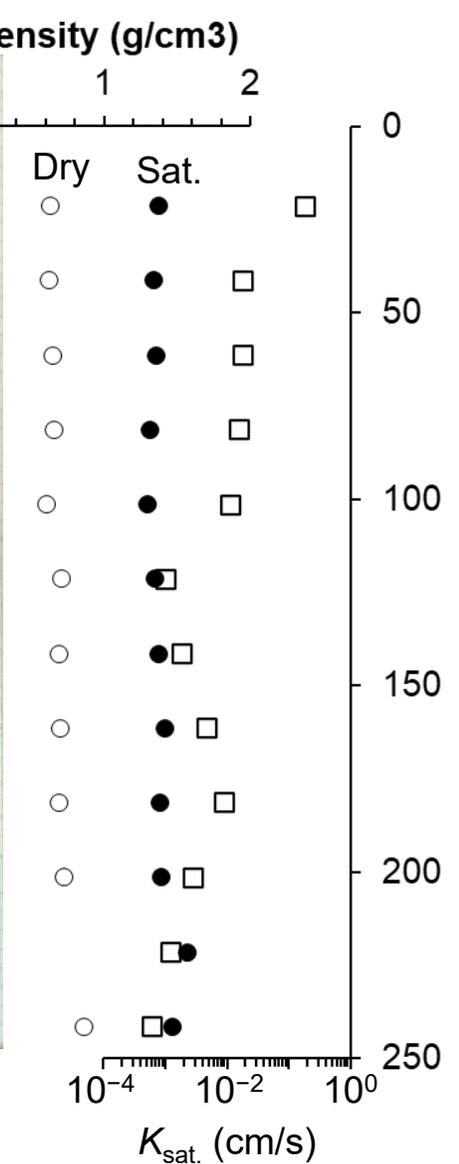
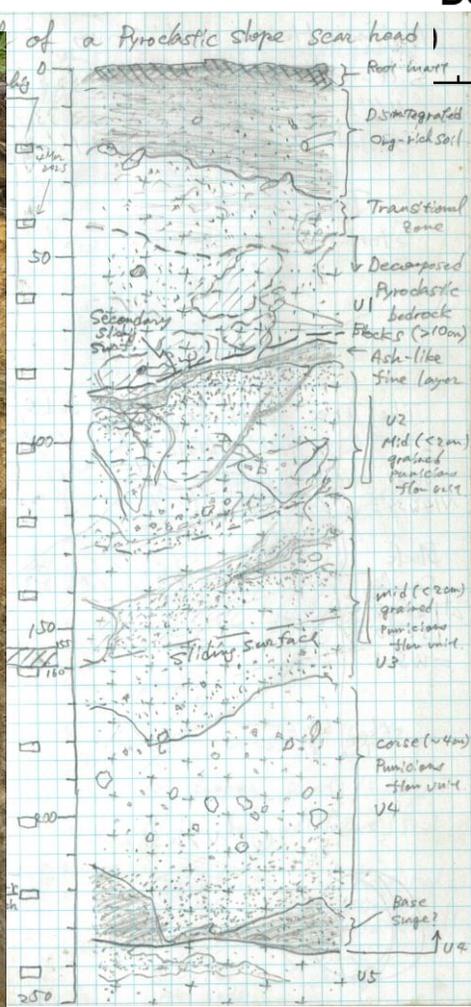


# 火砕岩斜面の地盤構造とすべり面形成

地質構造は火砕流フローユニットの累層となっているが、**コントラスト**の高い表層物性は**風化が支配**。



**PSS: Potential sliding surface**



# 崩壊形態の地質構造規制: 珪質泥岩斜面



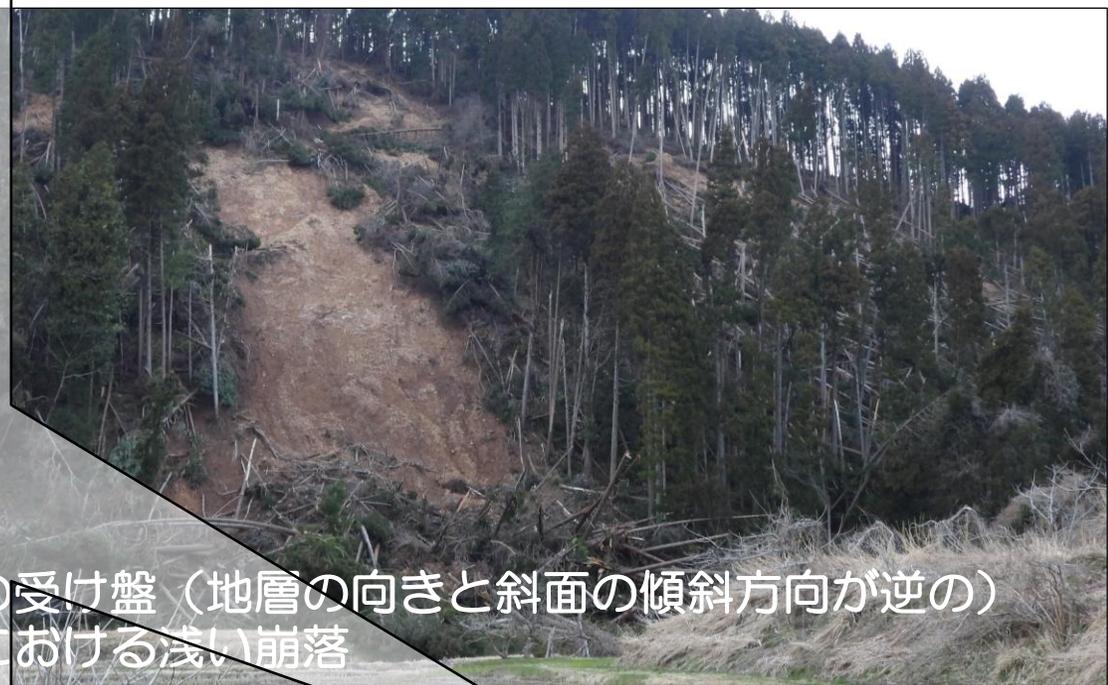
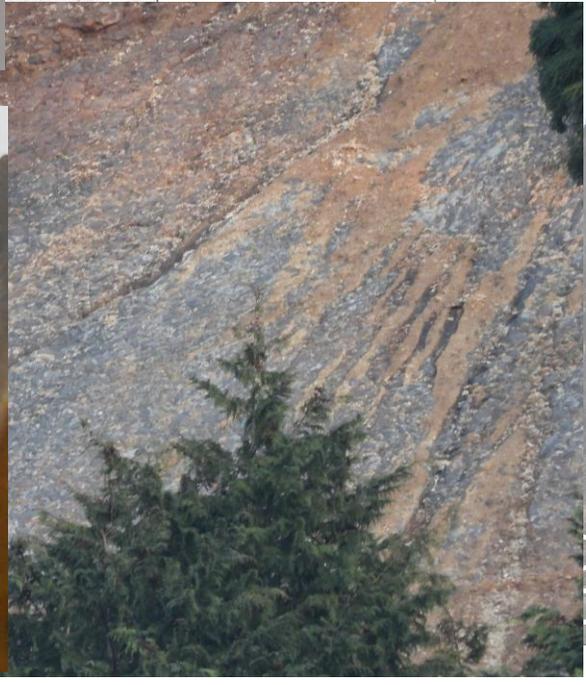
Disintegrated by slaking



Depleted and oxidized



4-5% of ~1:1 S and Fe  
(Pyrite:  $FeS_2$ )



受け盤 (地層の向きと斜面の傾斜方向が逆の)  
おける浅い崩落



流れ盤 (地層の向きと斜面の傾斜方向が同じ)  
おけるやや深い地すべり性崩壊

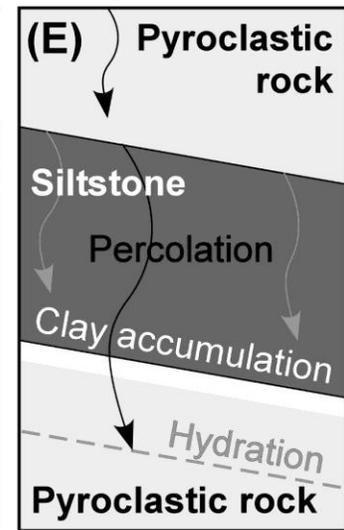
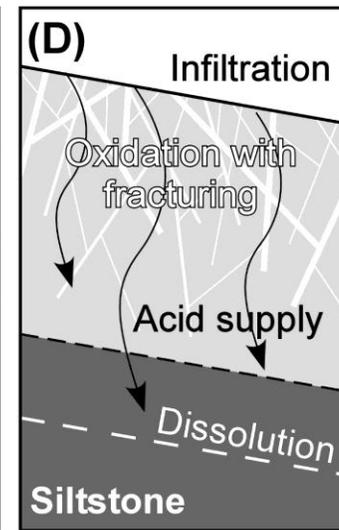
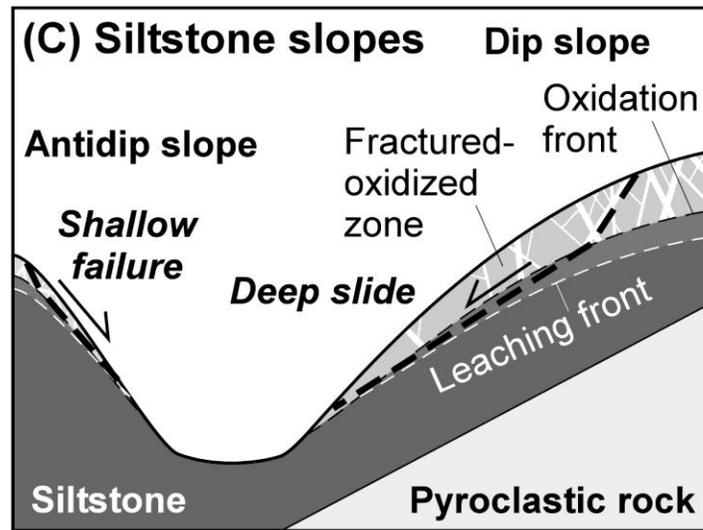
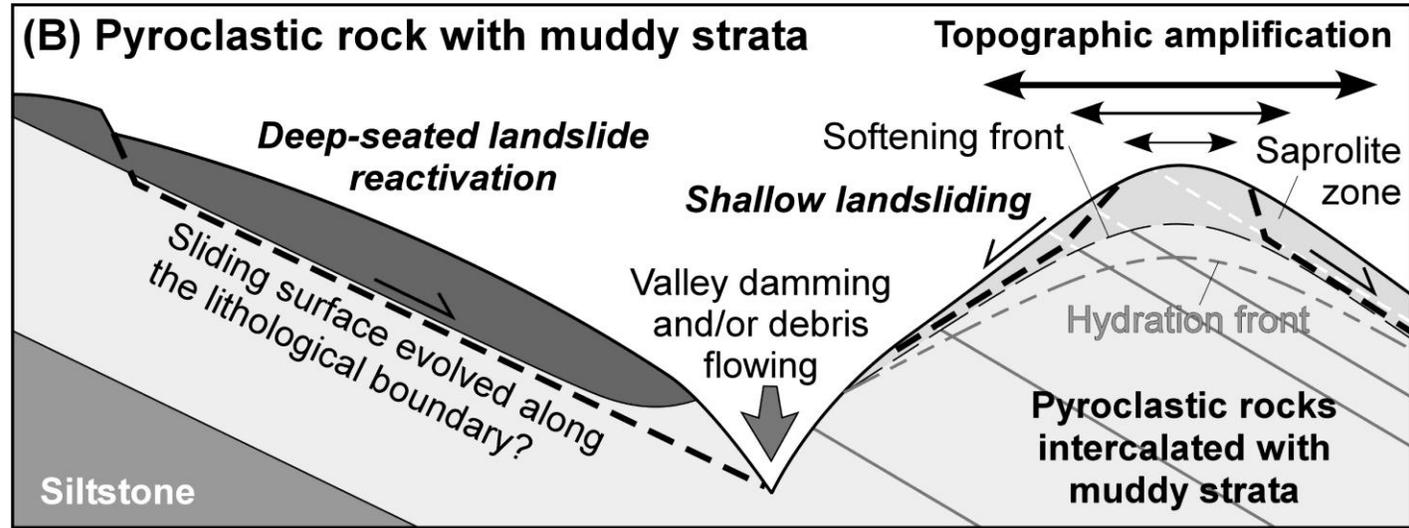
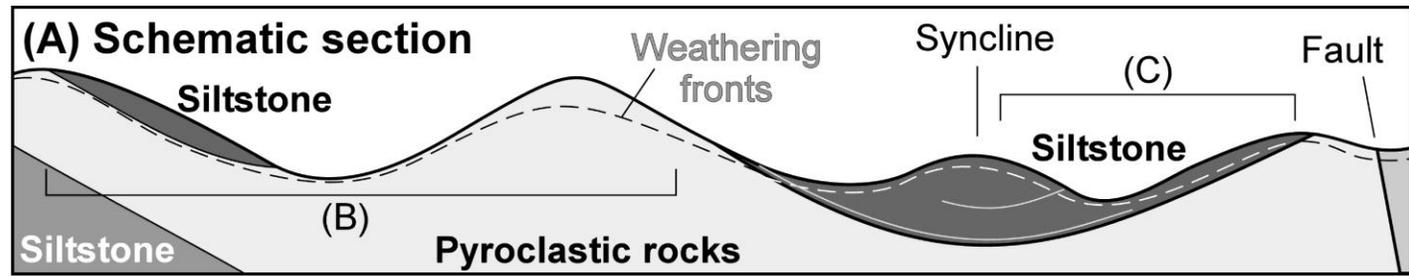
# 地質・地形条件と崩壊発生機構 (仮説と研究ニーズ)

火砕岩の水和・粘土化, 泥岩の酸供給・酸化・スレーキングなど, 地質毎に特徴的な風化により, 斜面変動の素因が成立。  
→多面的な検証が必要。

斜面崩壊に対する,  
地形の効果 = 起伏量・勾配などの地形量  
地質の効果 = 風化帯の厚みと物性

風化のプロセスと速度とを, 地形特性と関連付けることができれば, 風化帯の厚みや性状はGIS上でマッピング可能か。

ハザードのゾーニングをしておくことが, 災害事象の想定につながる。



# 3. 岩盤風化帯の発達モデリングとハザードマッピング

風化に伴う岩盤の強度の低下は (after Sunamura 1996) ,

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -r \left( 1 - \frac{Z}{Z_{WF}} \right)^{q-1} S$$

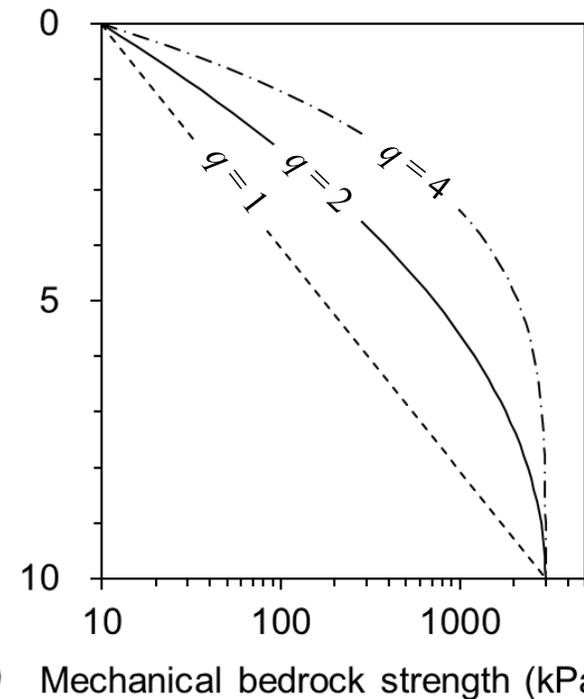
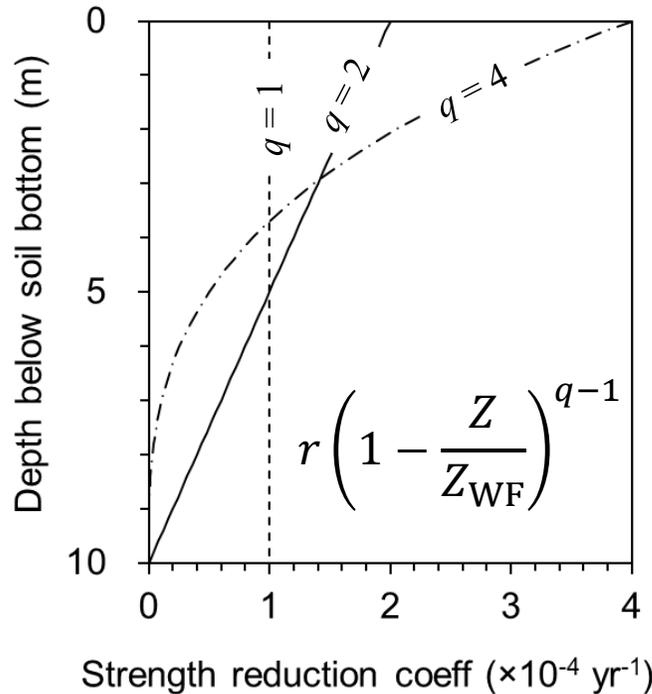
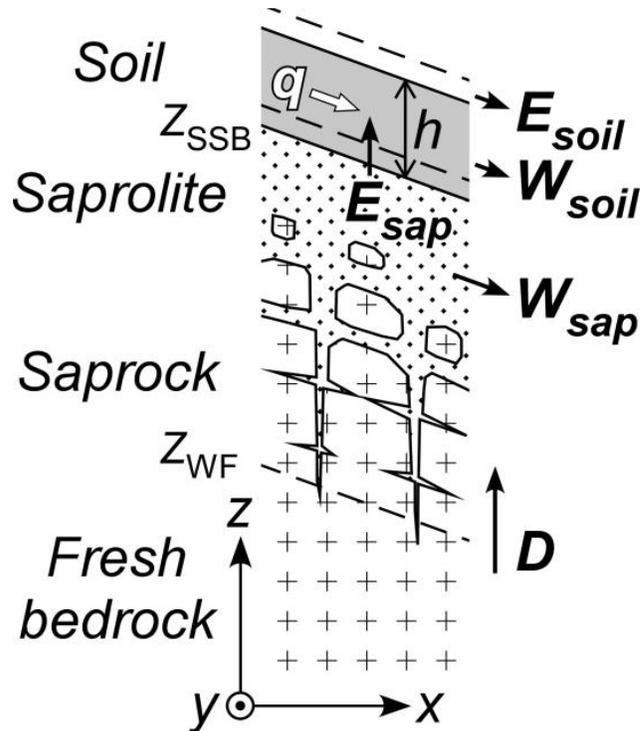
侵食-風化がバランスするとき (Matsushi et al., 2008) ,

$$-r \left( 1 - \frac{Z}{Z_{WF}} \right)^{q-1} S + \frac{E}{\rho} \frac{\partial S}{\partial Z} = 0$$

平衡強度プロファイルは

$$S = S_{FB} \exp \left[ -\frac{r \rho}{q E} Z_{WF} \left( 1 - \frac{Z}{Z_{WF}} \right)^q \right]$$

強度Sは一軸圧縮強度および引張強度を想定。



- S: 岩盤の強度 ( $\text{kN m}^{-2}$ )
- r: 強度低下速度係数 ( $\text{yr}^{-1}$ )
- $S_{FB}$ : 未風化岩盤 ( $Z \geq Z_{WF}$ ) の強度 ( $\text{kN m}^{-2}$ )
- $\rho$ : 風化岩盤の密度 ( $\text{g m}^{-3}$ )
- $r$  ( $\text{yr}^{-1}$ ) および  $q$ : 風化様式パラメータ
- E: 岩盤侵食速度 ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )
- $Z_{WF}$ : 風化フロント深度 (m)

# 地形場依存した風化岩盤の厚みと強度

$Z = 0 = Z_{SSB}$  で  $S = S_{ET}$  とすると,

$$E = \frac{r\rho}{q} Z_{WF} \left[ \ln \left( \frac{S_{FB}}{S_{ET}} \right) \right]^{-1}$$

侵食速度が空間一様（地形平衡）の場合,

$$Z_{WF} = \frac{qE}{r\rho} \left[ \ln \left( \frac{S_{FB}}{S_{ET}} \right) \right]$$

$Z_{SSB}$ : 土層-サプロライト境界深度 (m)

$Z_{WF}$ : 風化フロント深度 (m)

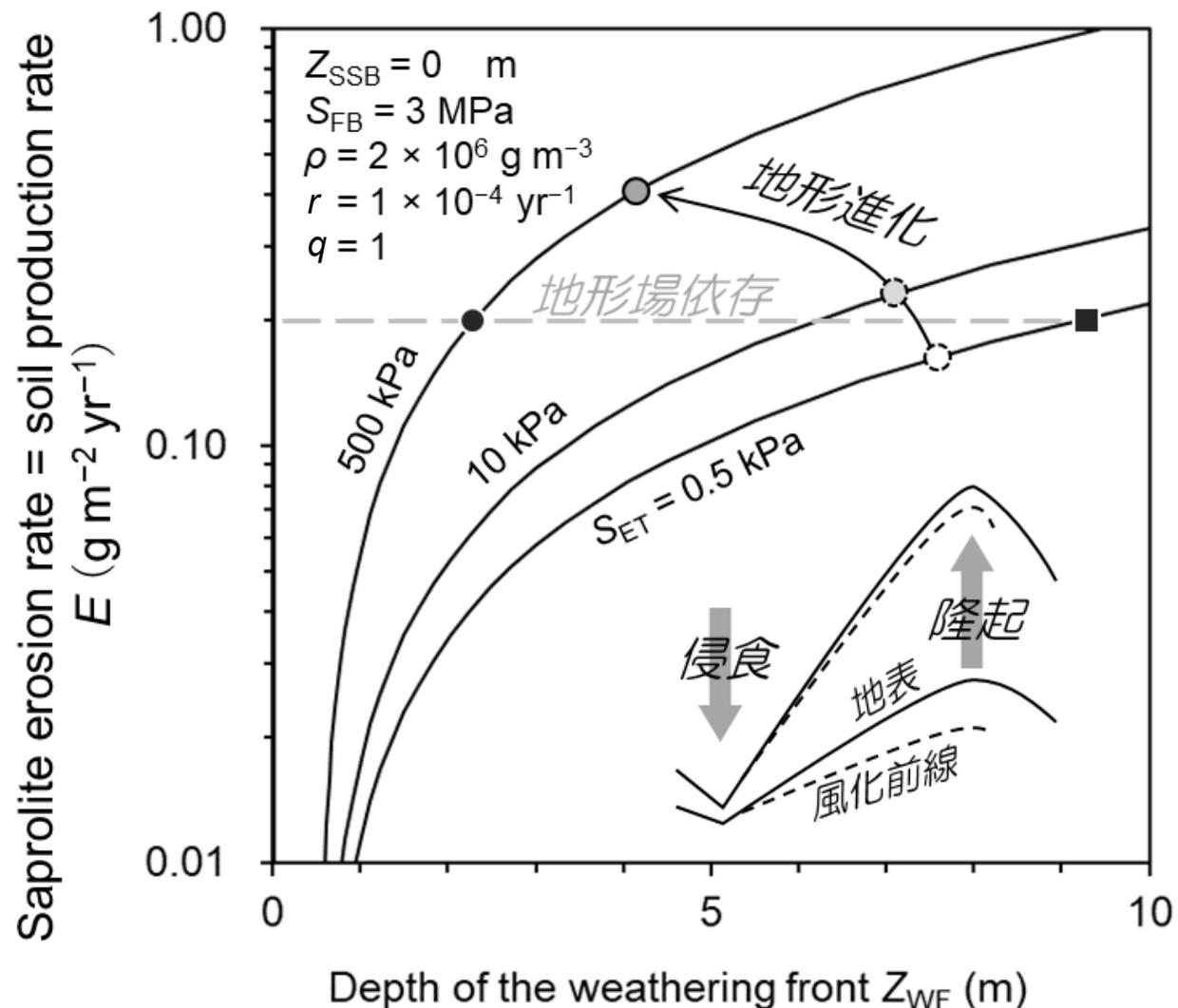
$S_{FB}$ : 未風化岩盤 ( $Z \geq Z_{WF}$ ) の強度 ( $\text{kN m}^{-2}$ )

$S_{ET}$ : 風化岩盤最上部 ( $Z = Z_{SSB}$  での侵食閾値強度 ( $\text{kN m}^{-2}$ ))

$\rho$ : 風化岩盤の密度 ( $\text{g m}^{-3}$ )

$E$ : 岩盤侵食速度 ( $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ )

$r$  ( $\text{yr}^{-1}$ ) および  $q$ : 風化様式パラメータ



# 山地流域地形との連結

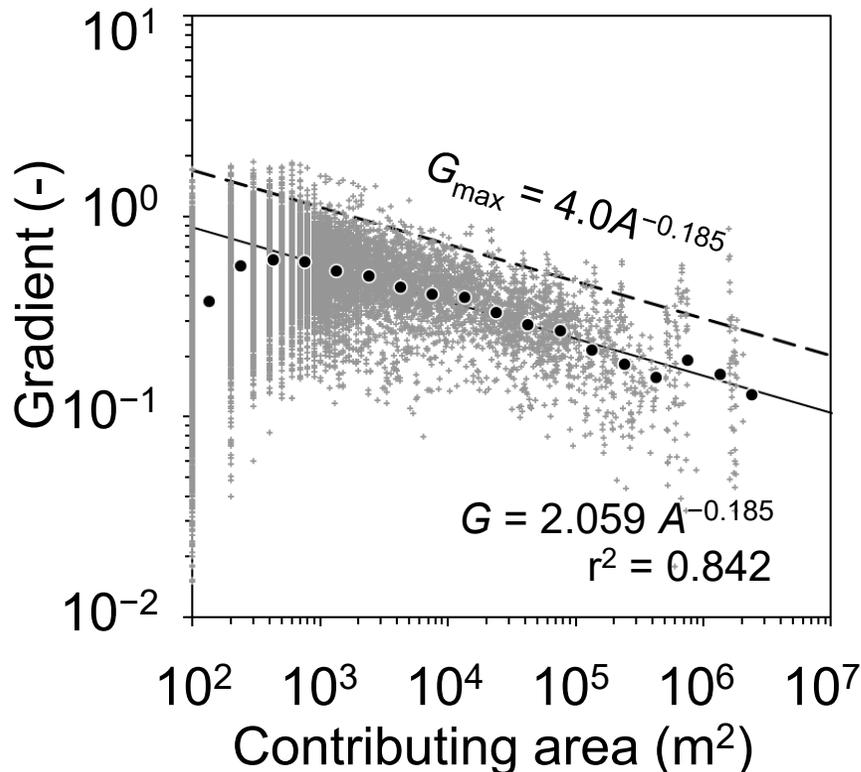
侵食が流水力則に支配され平衡に達すると、

$$E/\rho = kA^m G^n$$

$$G = (E/\rho/k)^{1/n} A^{-m/n}$$

$$G = \alpha A^{-\beta}$$

$$G_{\max} = \alpha_e A_i^{-\beta}$$



地形の全体的平衡性は、GIS上での地形解析によって確認できる。

- A: 集水面積(m<sup>2</sup>)
- G: 勾配(m m<sup>-1</sup>)
- k: 岩盤受食性 (α強度の逆数) (m<sup>1-2m</sup> yr<sup>-1</sup>)
- m, n: 地形特性パラメータ (m = 0.5; n > 0)
- α, β: 回帰係数

侵食平衡状態では、同集水面積での勾配比は、受食性に関連すると考えられるので、

$$\frac{G_{\max}}{G_j} = \left( \frac{k_j}{k_{\min}} \right)^{1/n} \quad k \propto \frac{1}{S}$$

よって強度比は、

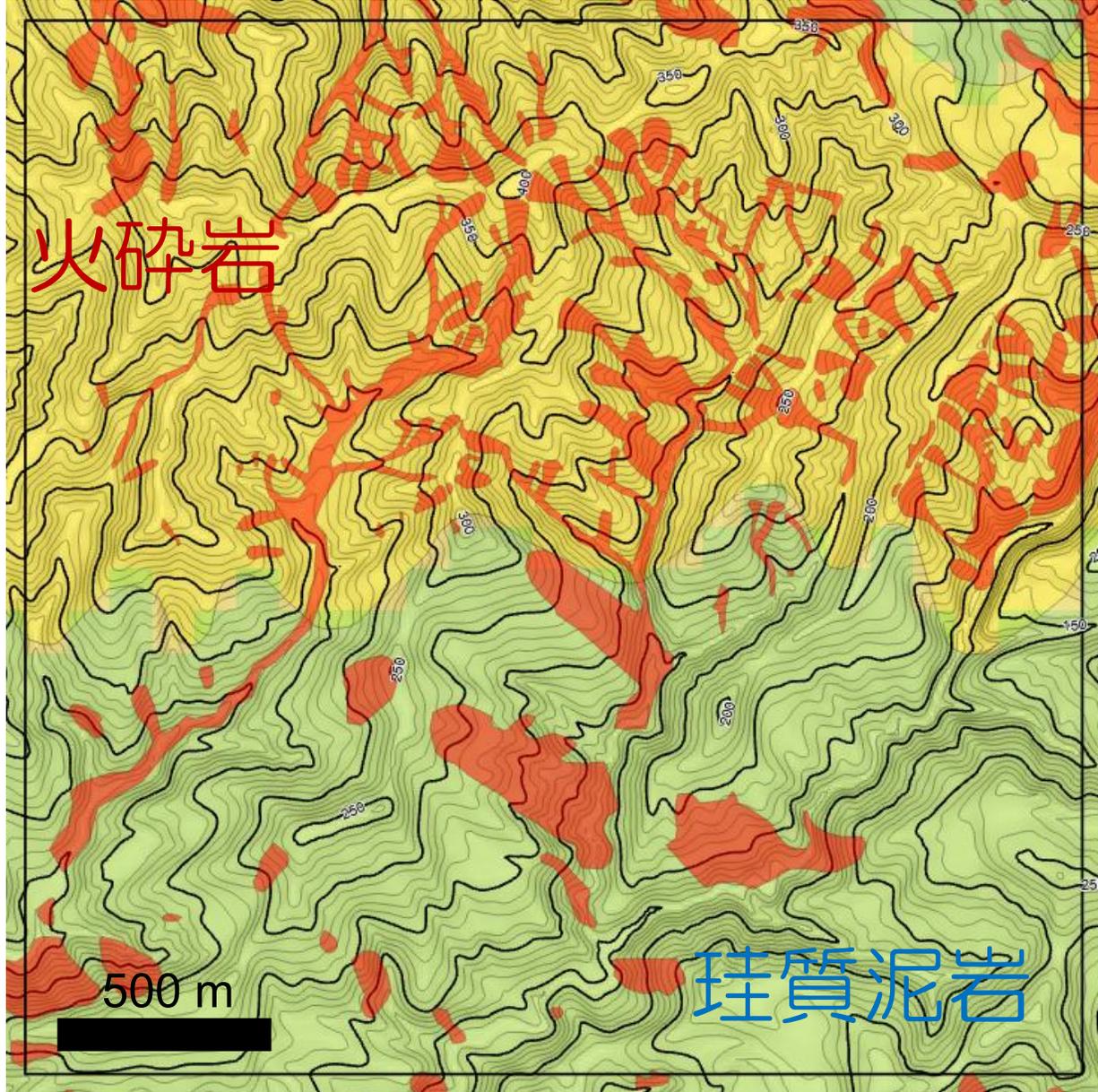
$$\frac{S_{FB}}{S_{ET}} = \left( \frac{G_{\max}}{G_j} \right)^n = \left( \frac{\alpha_e A_i^{-\beta}}{G_j} \right)^n$$

したがって風化岩盤の厚みは、

$$Z_{WF} = \frac{nqE}{r\rho} \ln \left( \frac{\alpha_e A_i^{-\beta}}{G_j} \right)$$

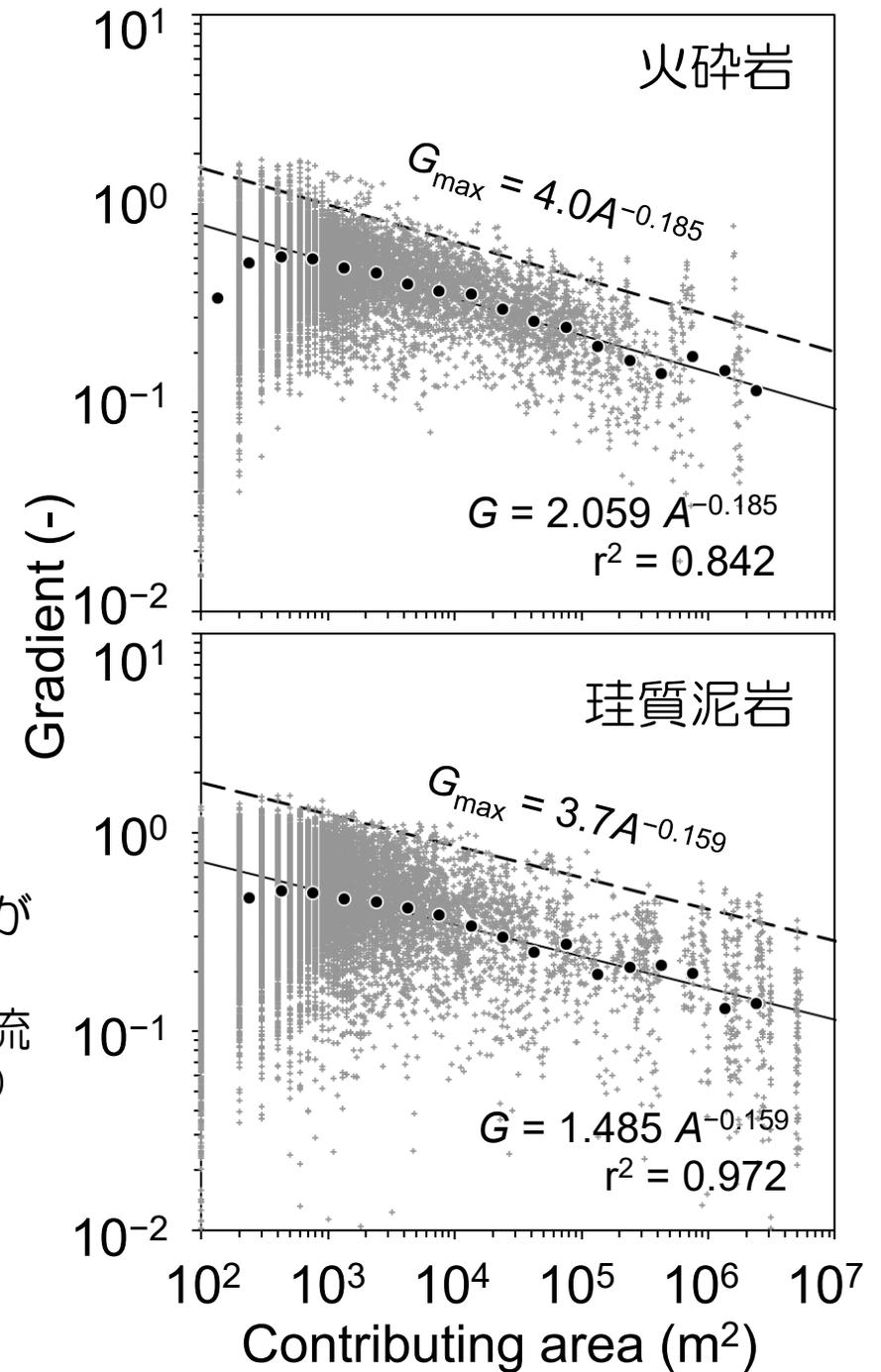
# 対象範囲と地形解析

GSI 10 m grid DEM



勾配一様性が高い

勾配多様性が高い  
(受け盤・流れ盤を反映)



# モデル出力: 風化岩盤厚の空間分布

風化岩盤の厚みは火砕岩で薄く、珪質泥岩で相対的に厚い。

珪質泥岩分布域では、受け盤斜面で薄く、流れ盤斜面で厚い。

これらはいずれも、現地での露頭観察や、サウンディングの結果と調和的である。

$$Z_{WF} = \frac{nqE}{r\rho} \ln \left( \frac{\alpha_e A_i^{-\beta}}{G_j} \right)$$

$Z_{WF}$ : 風化フロント深度 (m)

$\rho$ : 風化岩盤の密度 ( $\text{g m}^{-3}$ )

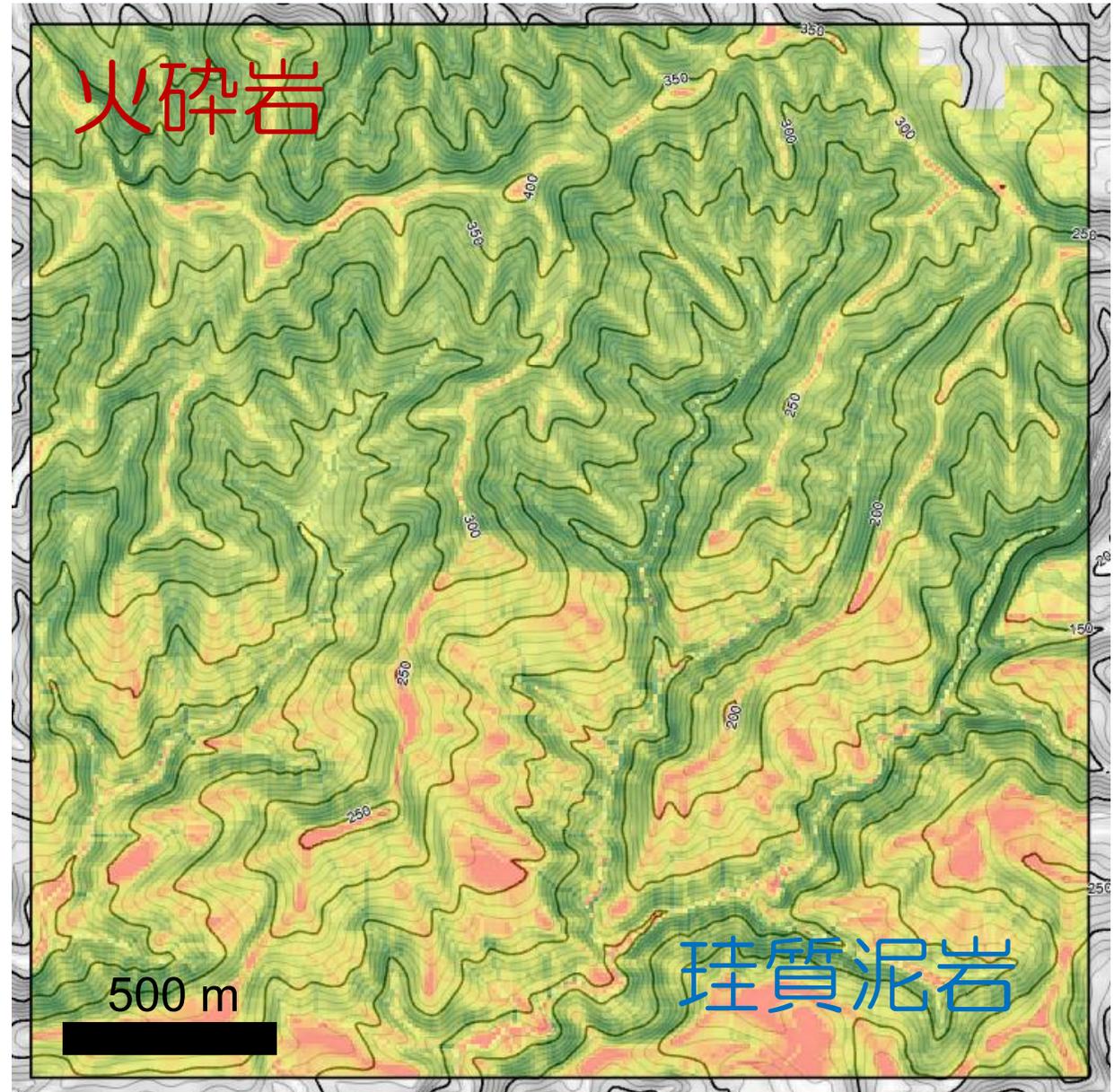
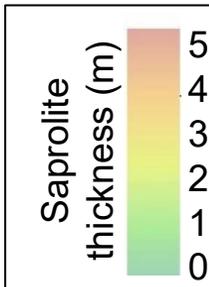
$E$ : 岩盤侵食速度 ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ )

$r$  ( $\text{yr}^{-1}$ ) および  $q$ : 風化様式パラメータ

$A$ : 集水面積( $\text{m}^2$ )

$G$ : 勾配( $\text{m m}^{-1}$ )

$\alpha, \beta, n$ : 回帰係数



# 斜面安定モデルとのカップリングとハザードマッピング

限界平衡無限長斜面の安全率は、

$$F_s = \frac{c_B + (\rho g z \cos^2 \theta - \rho a z \cos \theta \sin \theta) \tan \phi}{\rho g z \cos \theta \sin \theta + \rho a z \cos^2 \theta}$$

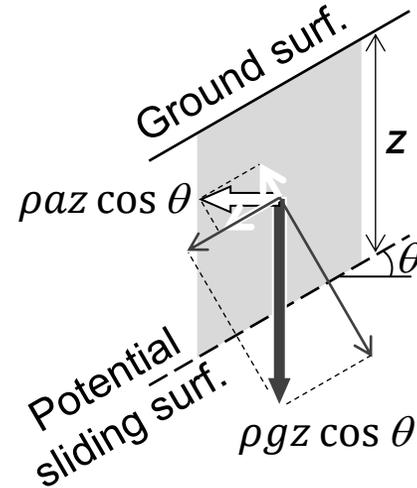
$F_s = 1$  として解くと、限界水平加速度  $a_c$  は、

$$a_c = \frac{\frac{c_B}{\rho z \cos^2 \theta} + g(\tan \phi - \tan \theta)}{1 + \tan \phi \tan \theta} = \frac{\frac{f \sqrt{p} S_c}{2 \rho z \cos^2 \theta} + g \left( \frac{1-p}{2\sqrt{p}} - \tan \theta \right)}{1 + \frac{1-p}{2\sqrt{p}} \tan \theta}$$

圧縮強度  $S_c$  を岩盤風化モデルに基づく深さの関数とすると、侵食速度  $E$  ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ) および強度低下速度  $r$  ( $\text{yr}^{-1}$ ) パラメータのチューニングにより、実績ベース限界加速度との対比が可能。

$S_c, S_t$ : 岩盤の圧縮および引張強度 ( $\text{kN m}^{-2}$ )  
 $c$ : 粘着力 ( $\text{kN m}^{-2}$ ) ,  $\phi$ : 内部摩擦角 ( $^\circ$ )  
 $f$ : 岩盤粘着力低減係数,  $p$ : 圧縮引張強度比

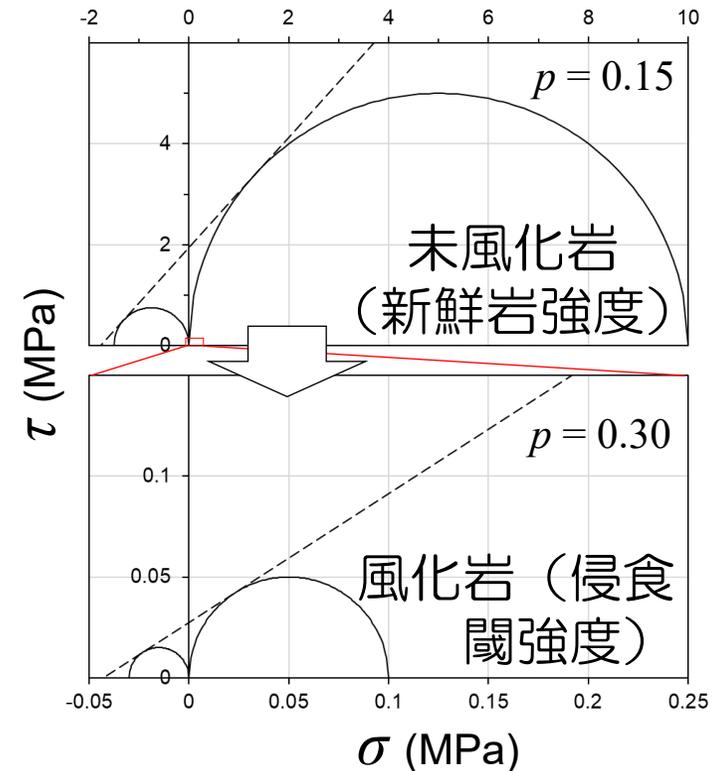
$\rho$ : 地盤構成物の密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )  
 $g, a$ : 重力および地震水平加速度 ( $\text{m s}^{-2}$ )  
 $\theta$ : 斜面傾斜角 ( $^\circ$ )  $z$ : すべり面深度 (m)



せん断強度定数は、

$$c_I = \frac{\sqrt{S_c S_t}}{2} = \frac{\sqrt{p}}{2} S_c$$

$$\tan \phi = \frac{S_c - S_t}{2\sqrt{S_c S_t}} = \frac{1-p}{2\sqrt{p}}$$



# 斜面安定モデルとのカップリングとハザードマッピング

限界平衡無限長斜面の安全率は、

$$F_s = \frac{c_B + (\rho g z \cos^2 \theta - \rho a z \cos \theta \sin \theta) \tan \phi}{\rho g z \cos \theta \sin \theta + \rho a z \cos^2 \theta}$$

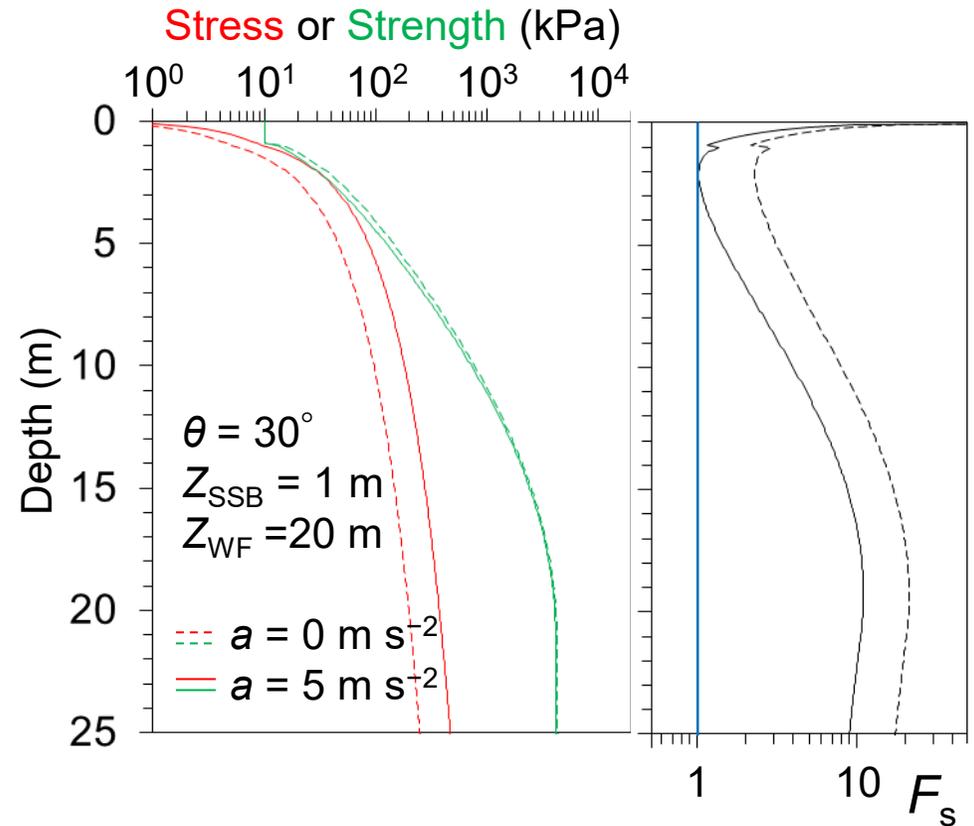
$F_s = 1$  として解くと、限界水平加速度  $a_c$  は、

$$a_c = \frac{\frac{c_B}{\rho z \cos^2 \theta} + g(\tan \phi - \tan \theta)}{1 + \tan \phi \tan \theta} = \frac{\frac{f\sqrt{p}S_c}{2\rho z \cos^2 \theta} + g\left(\frac{1-p}{2\sqrt{p}} - \tan \theta\right)}{1 + \frac{1-p}{2\sqrt{p}} \tan \theta}$$

圧縮強度  $S_c$  を岩盤風化モデルに基づく深さの関数とすると、侵食速度  $E$  ( $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ) および強度低下速度  $r$  ( $\text{yr}^{-1}$ ) パラメータのチューニングにより、実績ベース限界加速度との対比が可能。

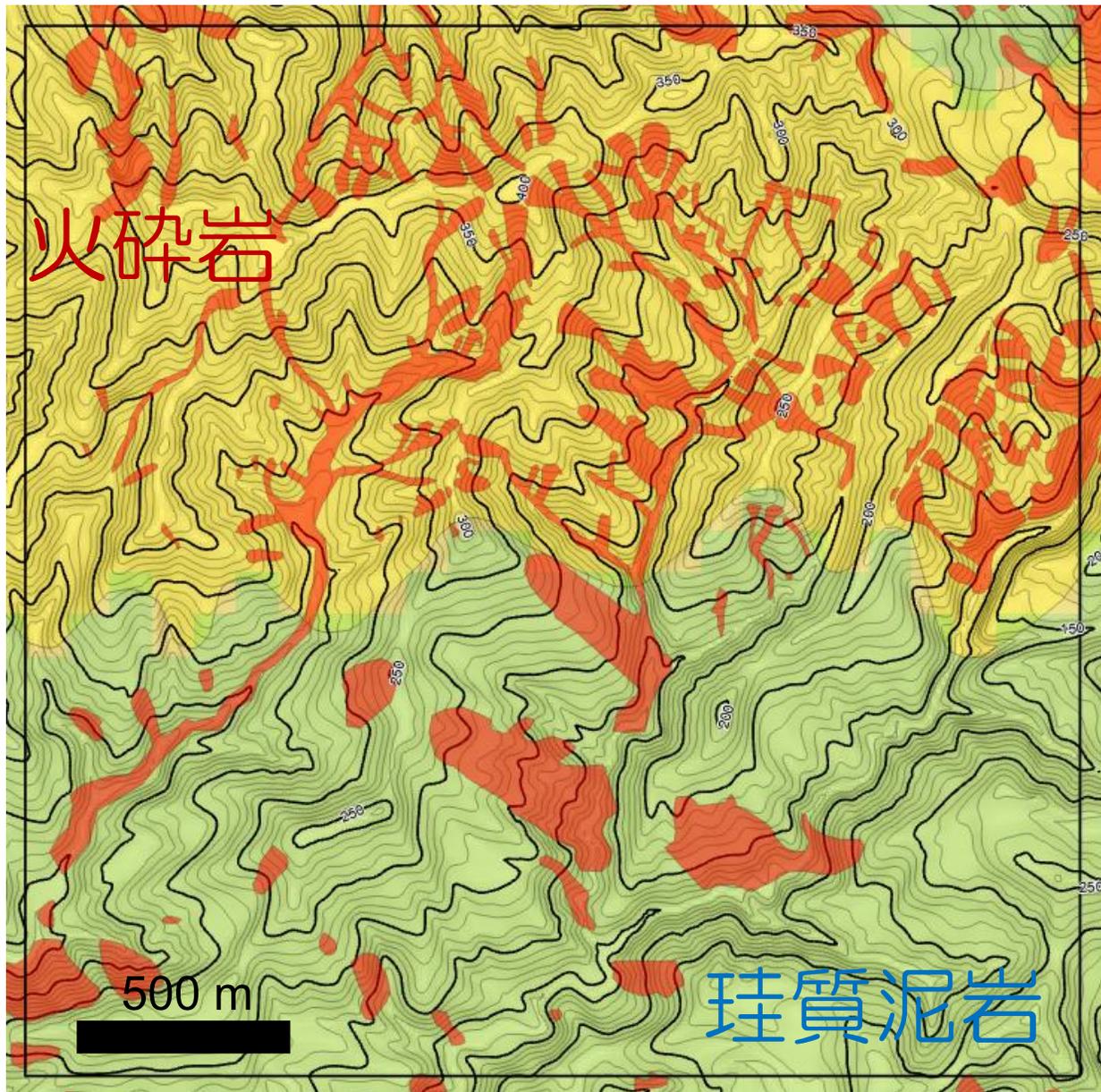
$S_c, S_t$ : 岩盤の圧縮および引張強度 ( $\text{kN m}^{-2}$ )  
 $c$ : 粘着力 ( $\text{kN m}^{-2}$ ) ,  $\phi$ : 内部摩擦角 ( $^\circ$ )  
 $f$ : 岩盤粘着力低減係数,  $p$ : 圧縮引張強度比

$\rho$ : 地盤構成物の密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )  
 $g, a$ : 重力および地震水平加速度 ( $\text{m s}^{-2}$ )  
 $\theta$ : 斜面傾斜角 ( $^\circ$ )  $z$ : すべり面深度 (m)

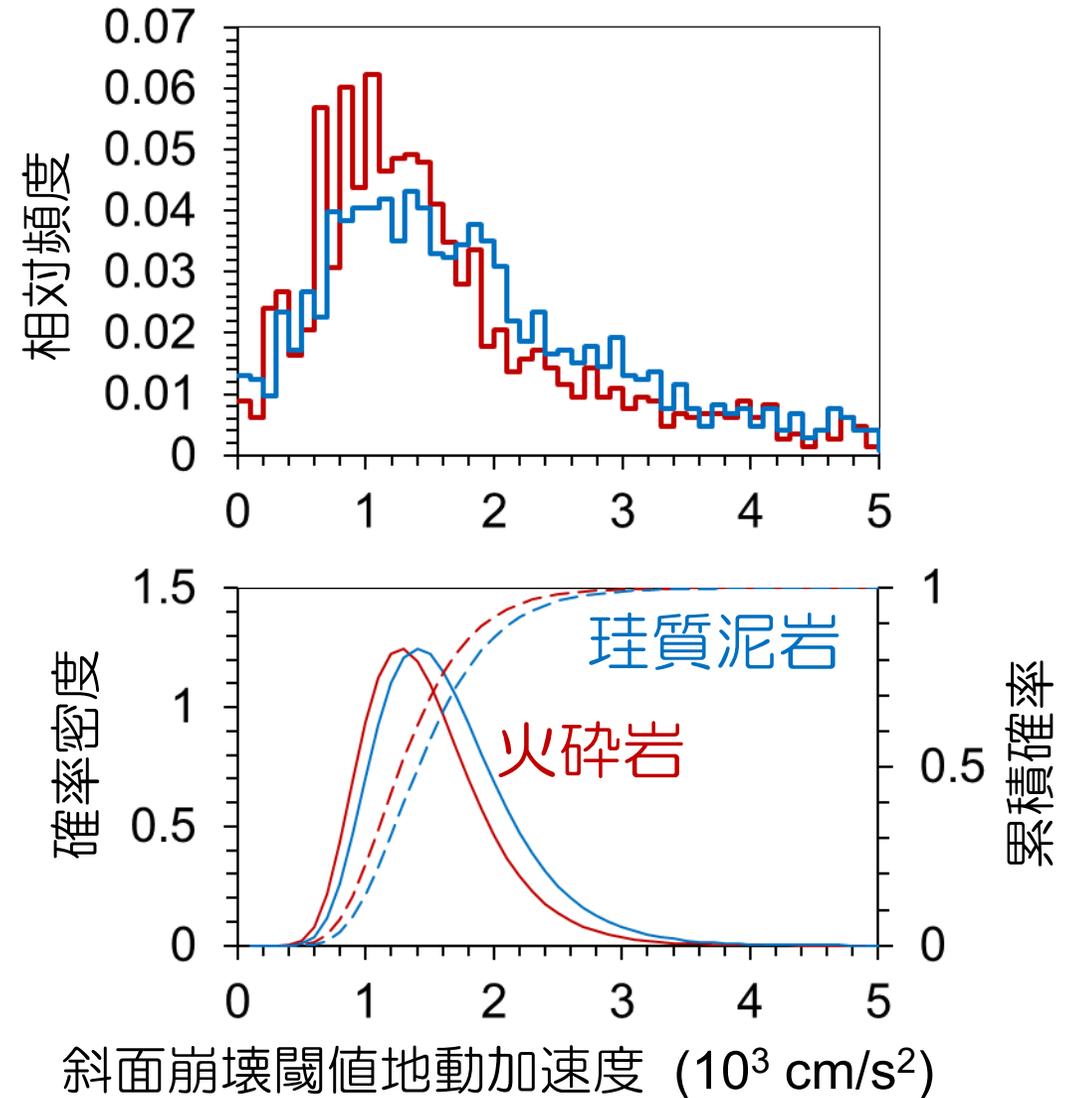


10 mグリッド毎に地形条件に基づく風化岩盤の厚みと風化・侵食を付与し、最小限界水平加速度を算出。

# パラメータチューニング



予想された対数正規分布的な出現頻度を持つ，“それなりに”ピーク位置の合うパラメータセットが見いだされる（完全整合は難しい）。

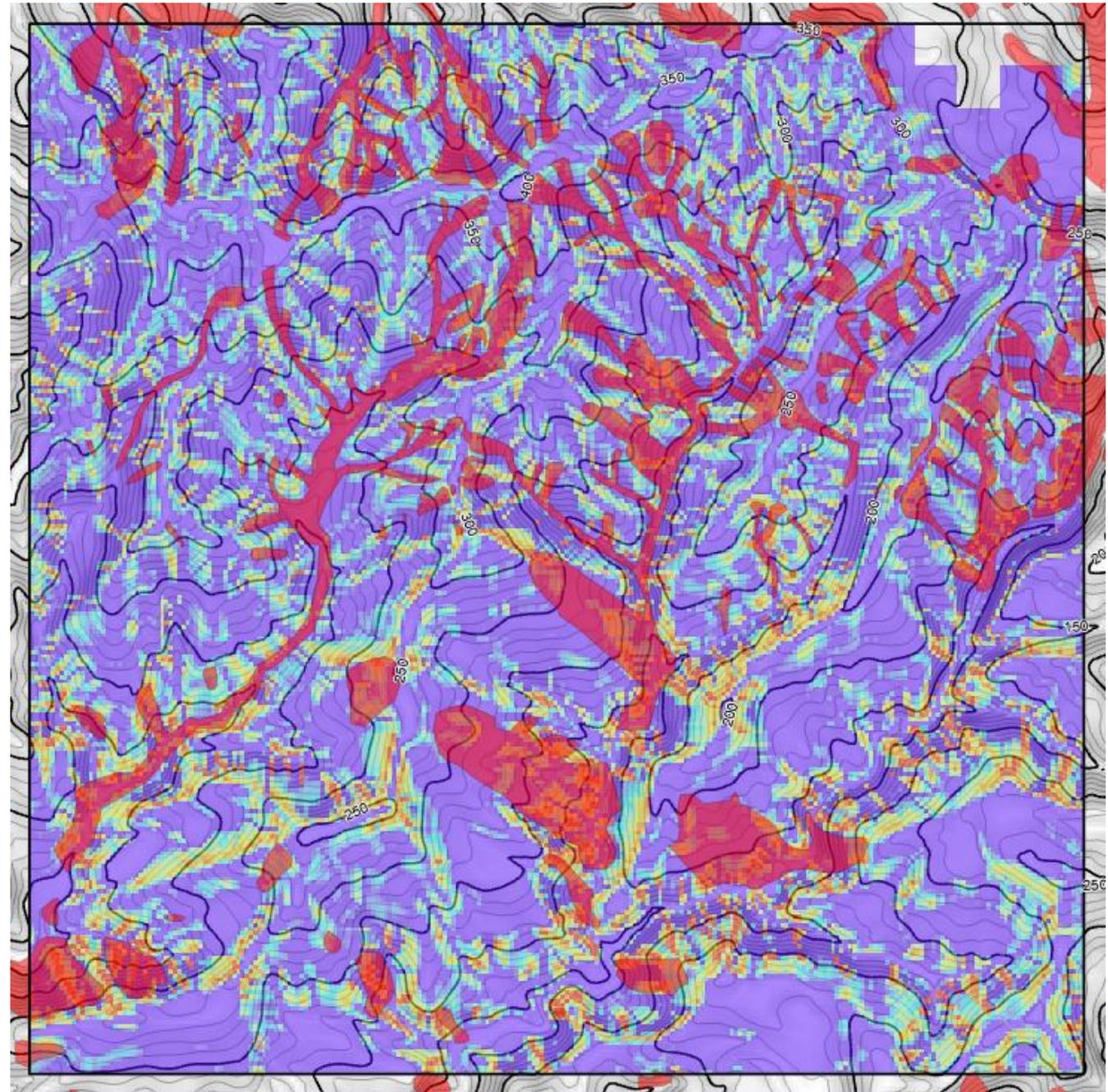
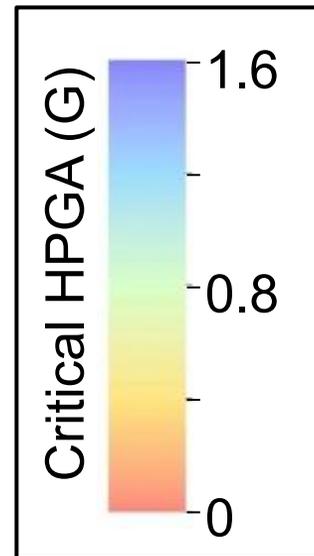


# モデル出力: 限界水平 加速度の空間分布

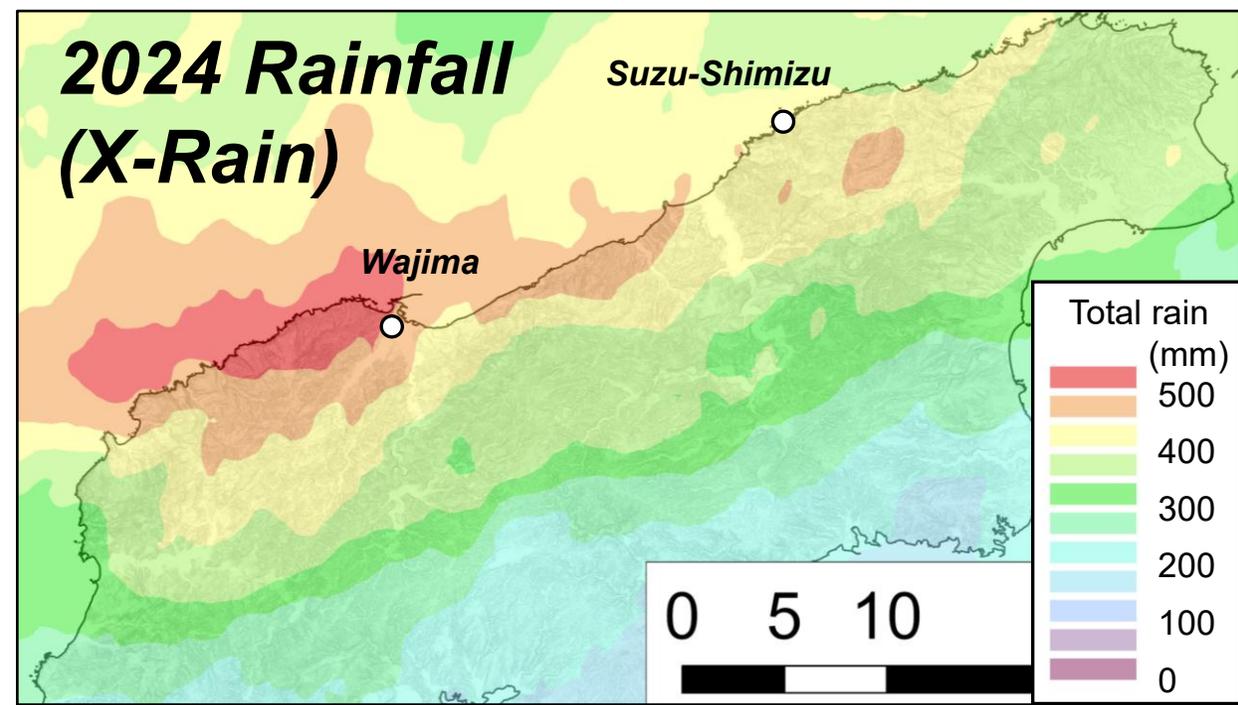
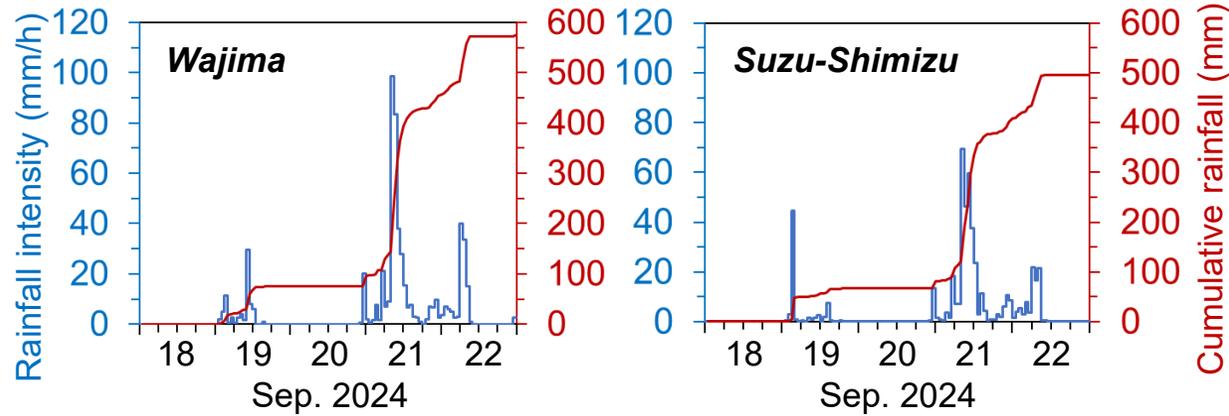
モデル出力と実際の崩壊インベントリとの対比では、火砕岩分布域で細かく崩壊し、珩質泥岩の特に流れ盤斜面で大規模に崩れる傾向が再現される。

この領域における2024年能登半島地震での実際の地震動 ( $PGA \sim 0.8 G$ ) からすると、ハザードは過大評価。

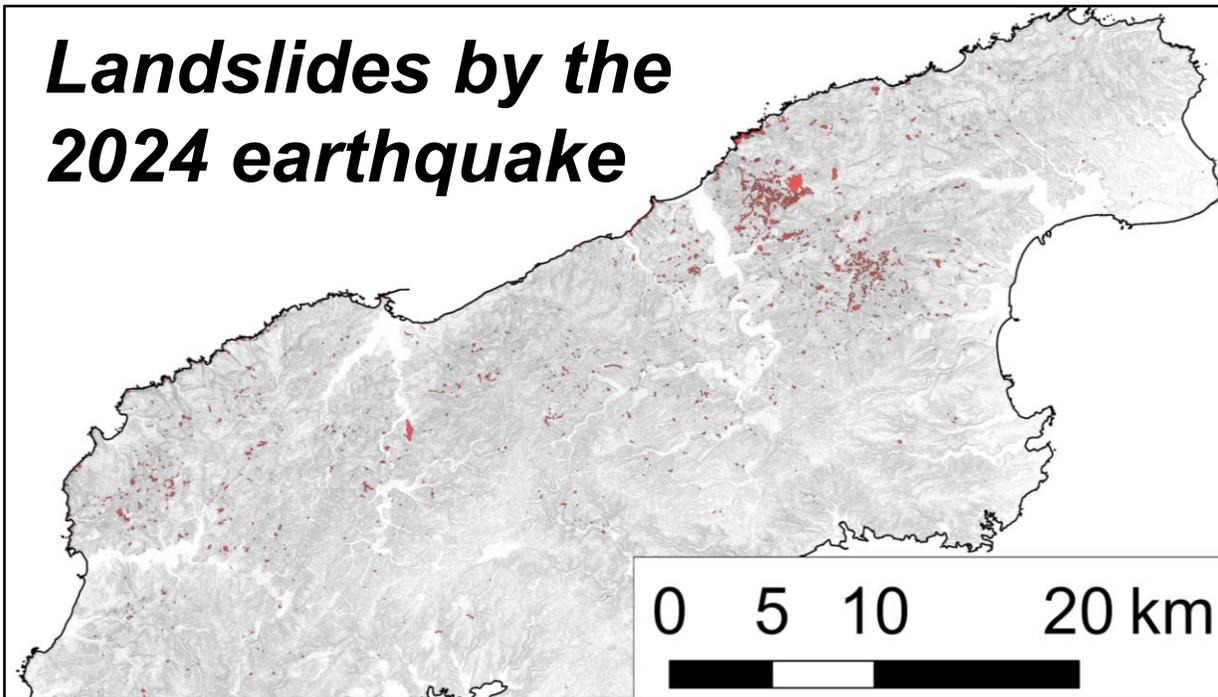
崩壊の発生場も細かく見ると一致していない。  
土層の分布とその湿潤度や、地質体内の不連続面構造が効いている可能性あり。



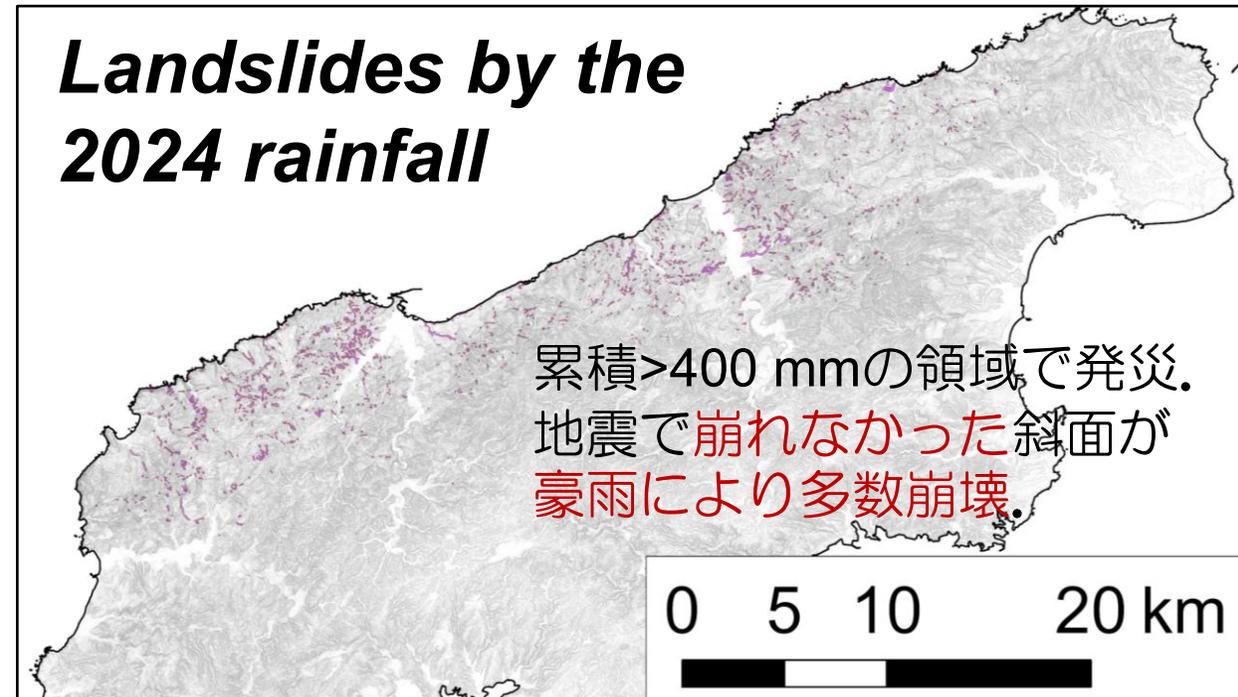
# 4. 奥能登豪雨による連鎖災害: 課題と展望



## Landslides by the 2024 earthquake



## Landslides by the 2024 rainfall

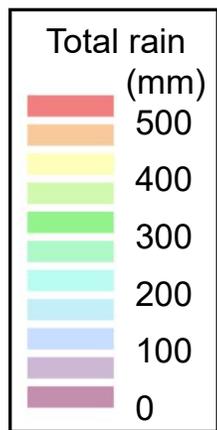


# 地質毎の発災状況の差異

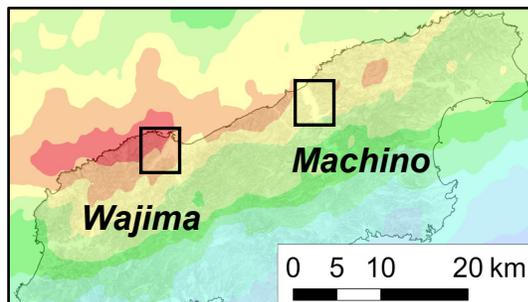
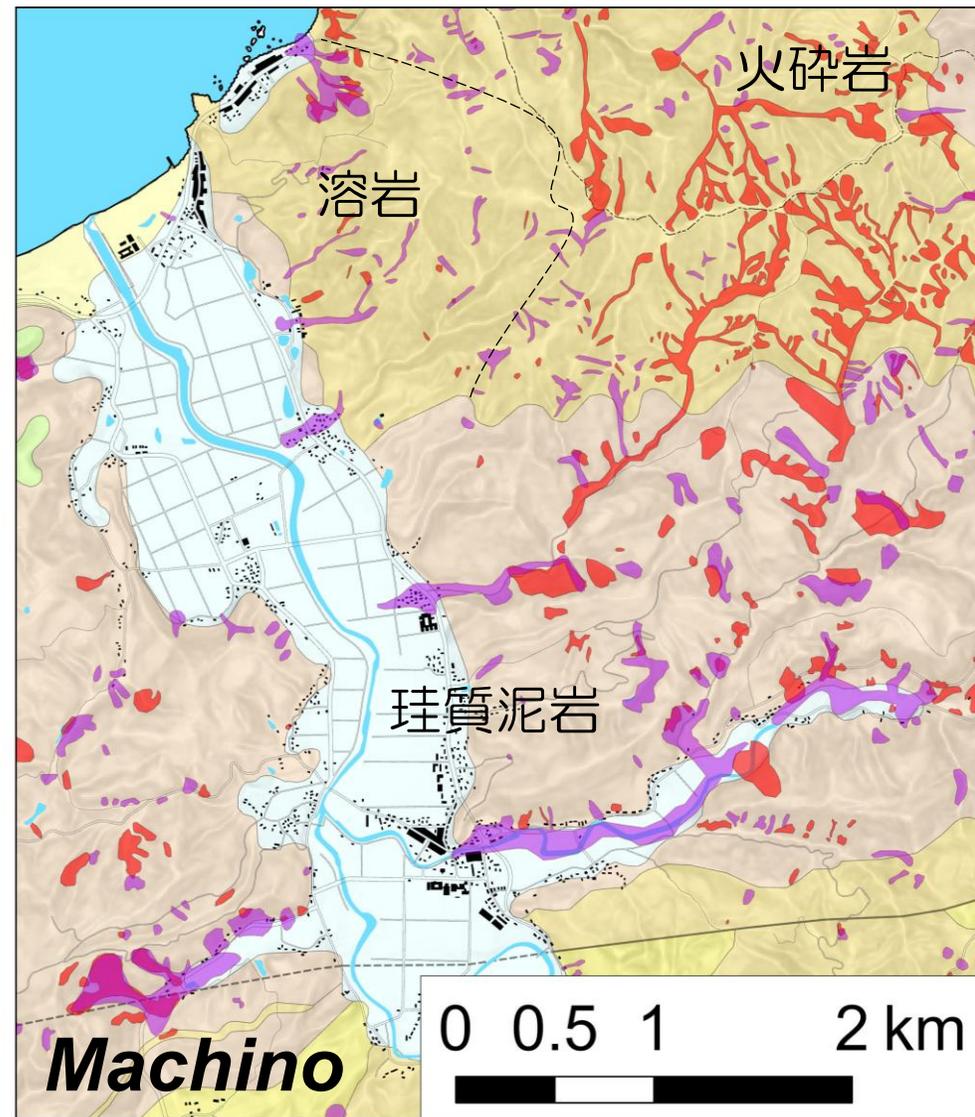
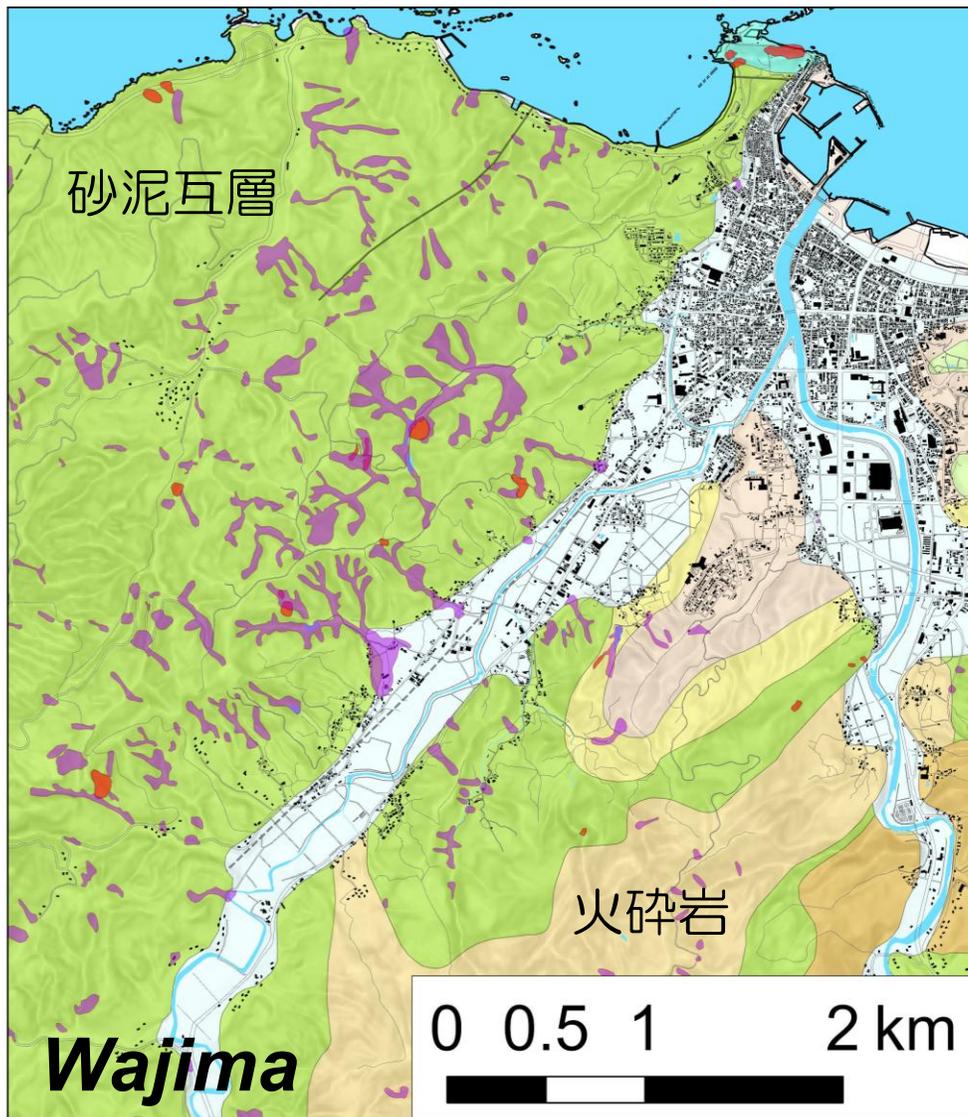
砂泥互層: 新規崩壊の発生。

火砕岩: 河道堆積物の二次移動, 河道閉塞の決壊。

珪質泥岩: 拡大崩壊, 土砂・洪水氾濫

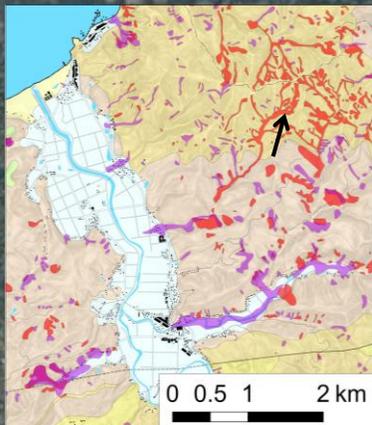


2024  
Rainfall



# 崩壊地の二次侵食と河道洗堀による土砂移動（火砕岩）

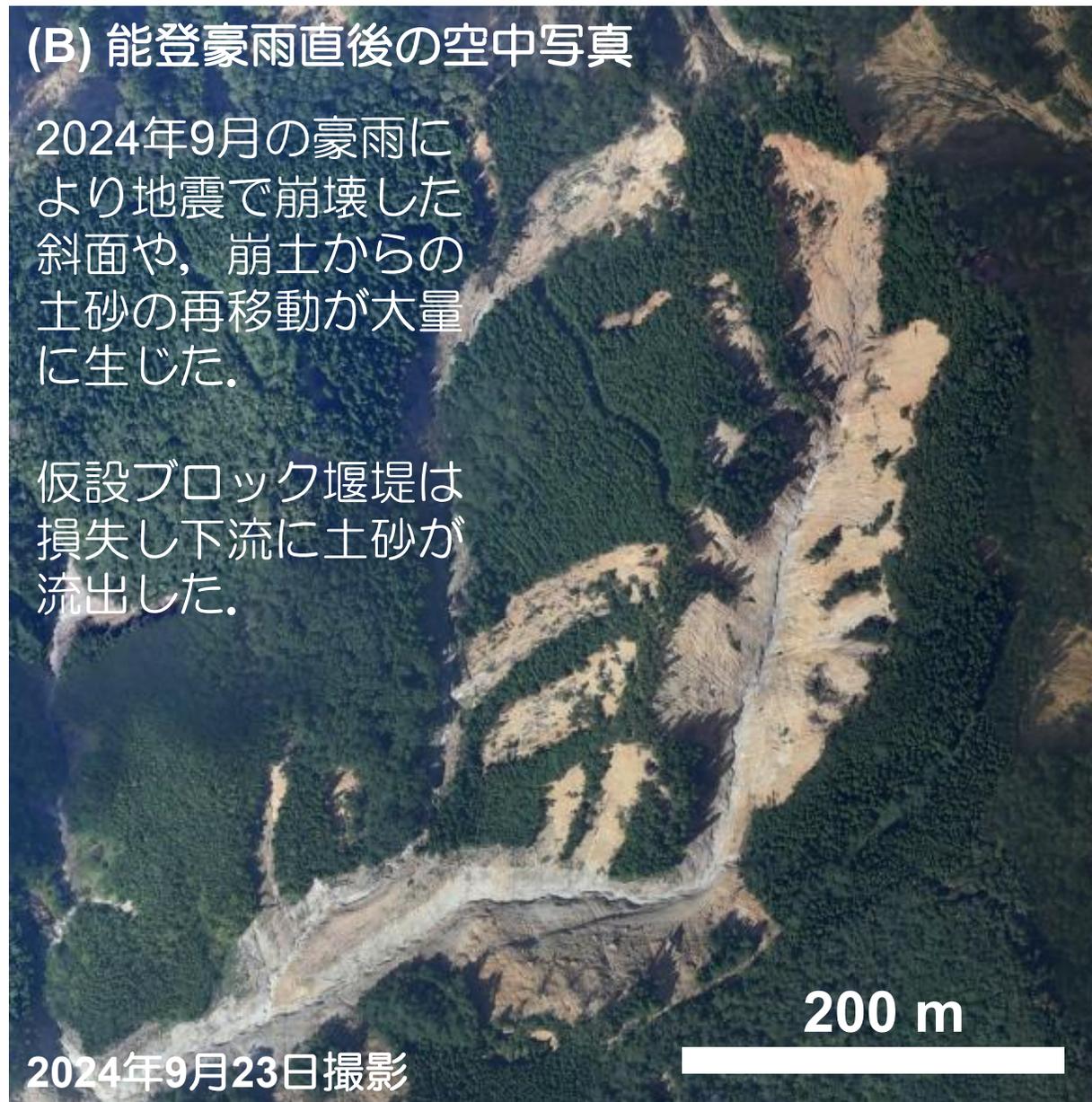
(A) 能登半島地震直後の空中写真



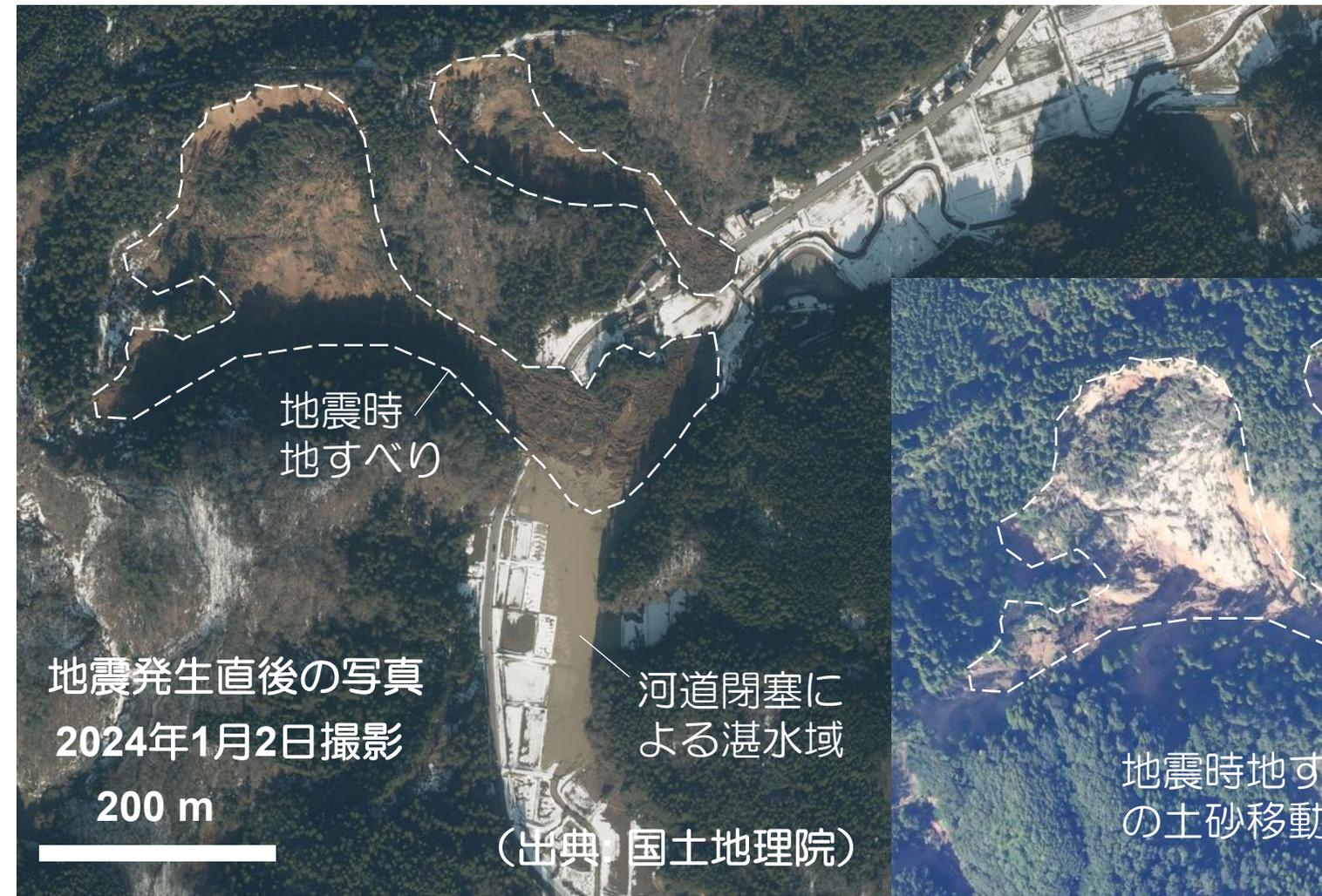
(B) 能登豪雨直後の空中写真

2024年9月の豪雨により地震で崩壊した斜面や、崩土からの土砂の再移動が大量に生じた。

仮設ブロック堰堤は損失し下流に土砂が流出した。



# 崩壊地の拡大と土砂・洪水氾濫（珪質泥岩）



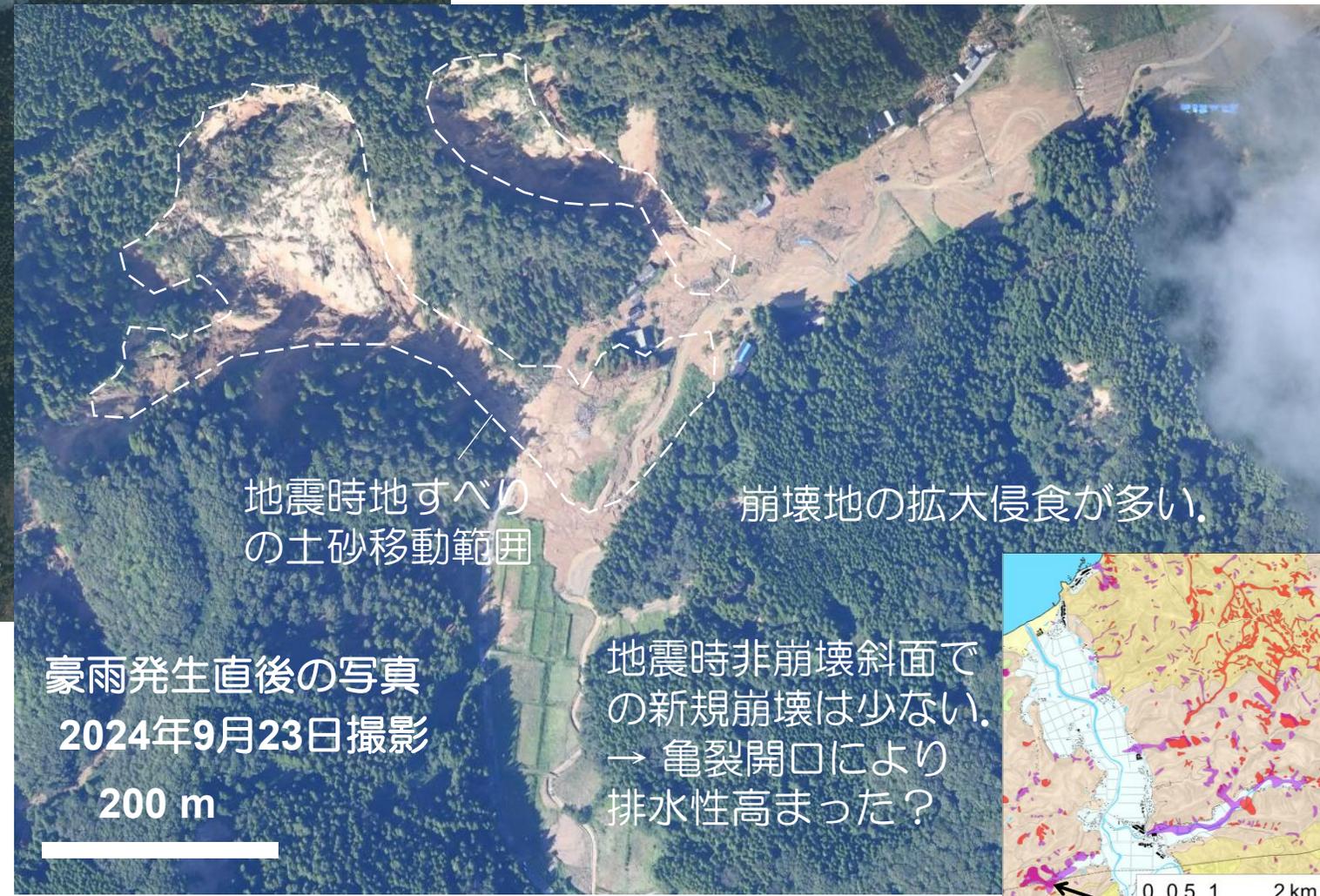
地震時  
地すべり

地震発生直後の写真  
2024年1月2日撮影  
200 m

河道閉塞に  
よる湛水域

(出典 国土地理院)

地震により斜面から生産された土砂が豪雨により大量に河道に流入し，河床を上昇させることで土砂・洪水氾濫に至る連鎖複合災害。

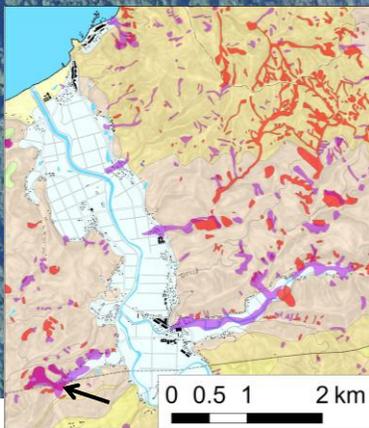


地震時地すべり  
の土砂移動範囲

崩壊地の拡大侵食が多い。

豪雨発生直後の写真  
2024年9月23日撮影  
200 m

地震時非崩壊斜面での  
新規崩壊は少ない。  
→ 亀裂開口により  
排水性高まった？



# 新規崩壊の群発（砂泥互層）

砂泥互層（および溶岩）の分布域では、地震による崩れの少なかった場でも、豪雨による大小の斜面崩壊が多発。ただし流動性はそれほど高くない。

300 m

地震発生直後の写真  
2024年1月5日撮影



300 m

豪雨発生直後の写真  
2024年9月24日撮影

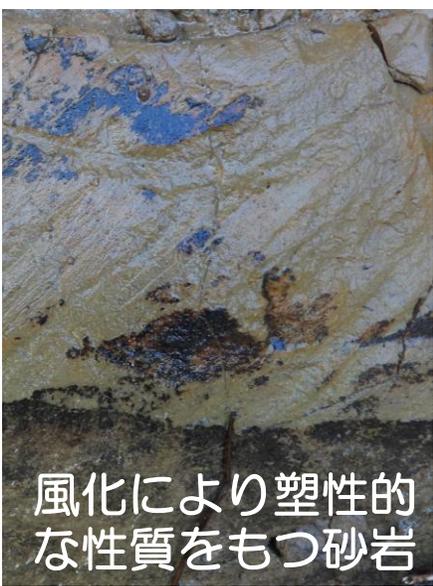
（出典：国土地理院）



緩勾配流れ盤斜面での異常に大量の土砂生産



すべり面に露出する砂岩



風化により塑性的な性質をもつ砂岩



豪雨発生直後の写真  
2024年9月24日撮影

300 m

(出典: 国土地理院)

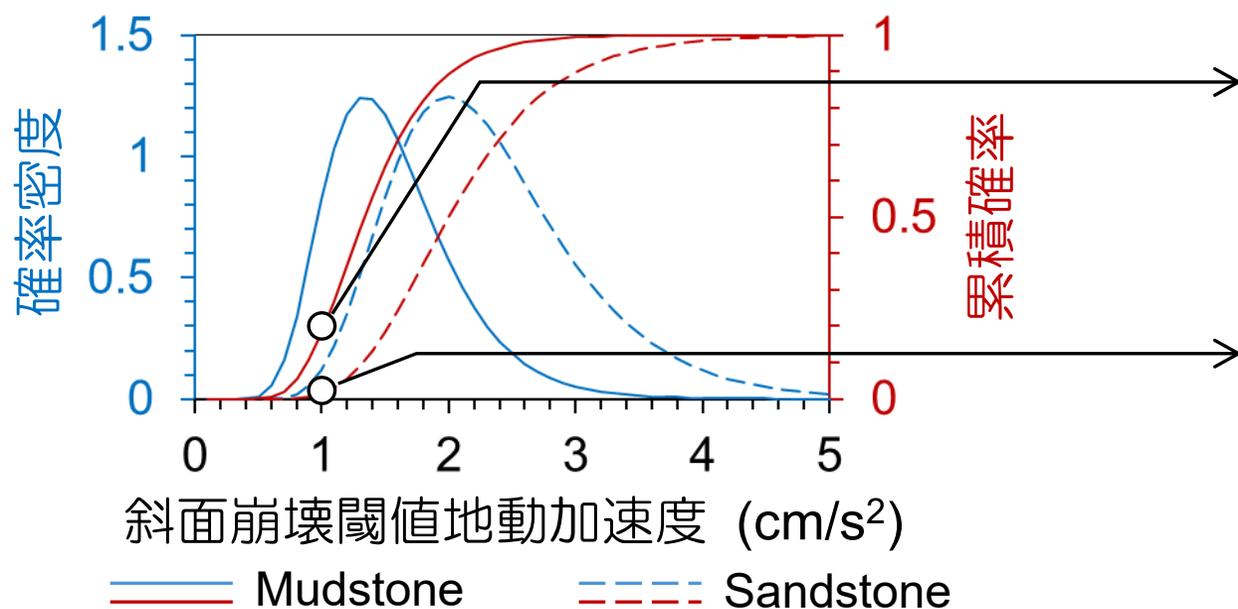
# 地震動による破壊程度の 差異: 泥岩 vs. 砂岩

豪雨発生直後の写真  
2024年



# 地震動による破壊程度の 差異: 泥岩 vs. 砂岩

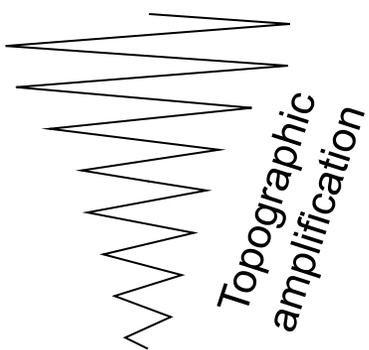
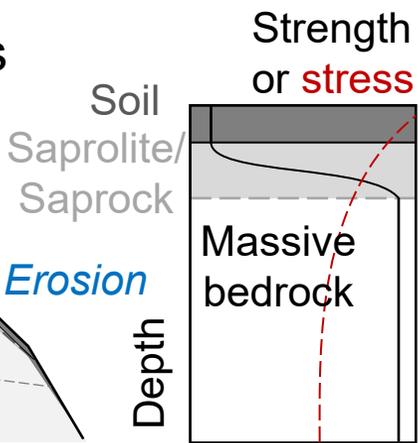
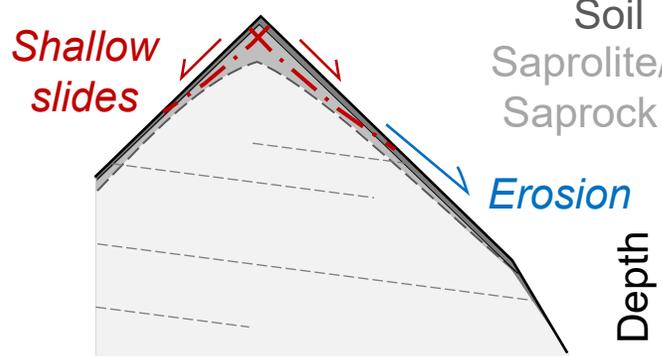
破壊閾値加速度（岩盤強度）の差異を反映したものと解される。



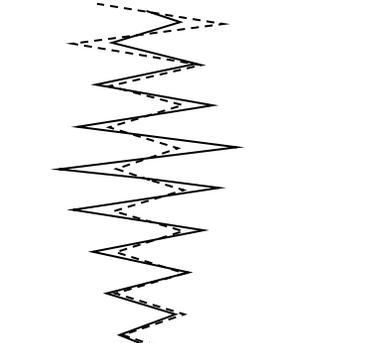
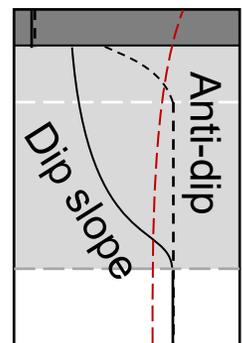
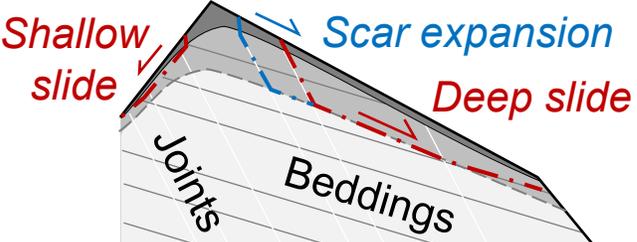
岩盤は総体として地震動のみでは破壊しない。  
→ 地質の初生（成層）構造と風化に伴う物性変化によって獲得される一種の免震機能？

# 地震/豪雨による斜面変動を制約する地質別風化帯構造

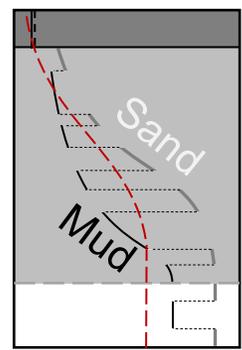
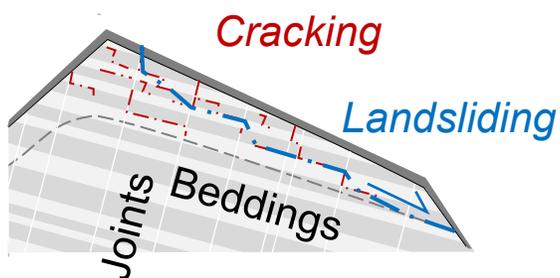
(A) Pyroclastic rocks



(B) Silicious siltstone



(C) Sand-mud alt. bed



Hillslope schematics

Rigidity depth profiles

Seismic response

## 予察的な過程と機構

基質火山ガラスの水和と粘土化が、低強度で保水性の高いサプロライトを作り出す。未風化の基盤岩は硬質で難透水性であり、風化帯の力学的・水理的なコントラストと地形増幅効果が、地震時表層崩壊の群発をもたらした。その後の豪雨では、不透水基盤上の残積土と崩壊堆積物が侵食されて再移動した。

硫酸生成による鉱物溶解と元素溶脱、膨潤・乾縮と鉄酸化物の沈着が、亀裂に富むサプロックを形成。層理に対して急勾配の受け盤斜面では表層崩落が、相対的に緩勾配の流れ盤斜面では、深い地すべり性崩壊が多発した。地震動に伴う風化帯構造の破壊は斜面の崩壊感受性に、岩盤強度低下や排水性向上といった正負の影響をもたらしたか。

岩片スケールでは弾性を保つが脆性度の高い泥岩と風化に伴い可塑性を獲得する砂岩の積層が、一種の免震構造として機能？ただし泥岩層に形成された排水性の低い亀裂群が選択的浸透経路を作り出し、豪雨に伴う間隙水圧の網羅的作用を高めたか。

→多面的・学際的な研究が必要

# まとめ

能登半島地震で生じた斜面変動の空間分布や発生様態は、地震動（誘因）の減衰と地形・地質（素因）に依存した地盤の破壊閾値によって、説明できる。

侵食－風化平衡を前提とした風化帯の発達モデルを斜面安定モデルとカップリングさせることにより、崩壊の水平加速度閾値の出現確率を表現できる。

キャリアプレートされた風化帯の発達モデルは、地質毎の風化岩盤の厚みの空間分布にみられる傾向を表現できるが、現時点では斜面崩壊の発生場に対する説明性は乏しい。現状モデルに組み込まれていない土層の分布や、土層/岩盤の湿潤度、地質体内の不連続面構造などが斜面不安定に効いている可能性がある。

地震による土砂の生産と斜面岩盤の破壊は、降水に伴う連鎖複合災害のハザードをもたらした。各地質における特徴的な斜面地盤の構造を作り出す岩盤風化の機構と過程に関する予察、そして風化帯の産状による免震機能といった新たな仮説に対し、物性測定やモデル計算等による今後の妥当性検証がまたれる。