

国土交通大臣認可 統合物性モデル技術研究組合

2025 年度 研究発表会 研究報告書

(最新の技術展開に向けて)

2025 年 11 月 19 日(水)

岡山国際交流センター国際会議場・Web ライブ配信併用

主催：非営利公益法人統合物性モデル技術研究組合 (IMTERA)

後援：公益社団法人土木学会中国支部、公益社団法人砂防学会中四国支部、公益社団法人地盤工学会中国支部、
公益社団法人地盤工学会中国支部岡山地域セミナー、一般社団法人日本応用地質学会中国四国支部
一般社団法人中国地質調査業協会、岡山県地質調査業協会、一般社団法人アンカー健全度協会中国支部
一般社団法人建設コンサルタンツ協会中国支部、一般社団法人岡山県測量設計業協会
山陽新聞社、RSK 山陽放送、RNC 西日本放送、OHK 岡山放送、TSC テレビせとうち

助成：公益財団法人八雲環境科学振興財団(研究集会助成)

目 次

1. 序論	1
2. 外部から推定・予測する技術	
2.1 AHP法で地すべりの危険度を推定する	7
2.2 DEMとAIで危険斜面を自動抽出する	13
2.3 衛星SARで地盤変位の時期・速度を推定する	21
2.4 衛星SARの微細変動で潜在地すべりを推定する	26
2.5 LPによる地形解析で崩壊要因となる微地形を把握する	30
2.6 転石から3D地下構造を推定する	32
2.7 地中レーダによる地盤内部の可視化と応用展開	37
2.8 集水地形の開析・堆積面積比で崩壊免疫性を予測する	42
3. 部分調査からの推定技術	
3.1 オールコアでもN値と弱部がわかる	47
3.2 標準貫入試験でN値と湿潤密度がわかる	50
3.3 軽重量CPT(LWCPT)で微細な強度分布がわかる	52
3.4 色彩で粘土鉱物分布や強度分布を推定する	54
3.5 地層から地震・津波現象を推定する	59
3.6 物理特性による透水係数の推定(山口を例として)	65
3.7 弾性波速度などによる透水係数の推定(花崗岩の場合)	67
4. 内部の可視化技術	
4.1 可視化のための逆解析技術	73
4.2 複数のデータの統合解析技術	77
4.3 モニタリングデータの解析技術	82
4.4 可視化の解析事例	86
4.4.1 DASで取得した表面波探査データの事例	86
4.4.2 屈折法弾性波探査と微動アレイ探査、ボーリング・データを統合解析した事例	91
4.4.3 垂直電気探査データの多地点同時逆解析の事例	96
4.4.4 比抵抗モニタリングの事例	99
5. 外部・内部特性の評価技術	
5.1 安全率を地形から評価する	107
5.2 N値で表層崩壊箇所を評価する	114
5.3 傾斜センサと土壌水分センサで斜面を評価する	120
5.4 降雨強度を評価する	123
5.5 地震力を評価する	126
5.6 飽和土の力学特性を評価する	129
5.7 飽和土の浸透特性を評価する	130
5.8 不飽和土の力学特性を評価する	135
5.9 不飽和土の浸透特性の求め方	137

5.10 不飽和土の室内試験に関する国内外の現状(メモ)	140
6. 地盤統合モデルで解析する技術	
6.1 高度化する地盤調査技術を活用するための調査解析手法の組み立てについて	145
6.2 3次元地盤モデルの地震応答解析の現状と課題	151
6.3 物理探査データを使った地盤モデル構築についての課題	153
6.4 統合物性モデル構築における課題	159
6.5 2次元浸透一応力連成解析による斜面安定性評価	163
6.6 2次元気液二相流解析の適用性に関する検討	169
6.7 斜面安定性評価への引張り亀裂の考慮に関する一考察	173
7. 地盤を安定化させる技術	
7.1 水抜き工法で安定化させる	179
7.2 グランドアンカー工法で安定化させる	184
7.3 セメント注入工法で安定化させる	193
7.4 ジオポリマー注入工法で安定化させる	199
8. 地盤を監視する技術	
8.1 多点对応高精度微動振動で岩盤崩落および斜面安定を監視する『震介』	205
8.2 光ファイバ給電技術を用いたセンシング事例	211
8.3 比抵抗モニタリング『レストール』で監視する	213
8.4 傾斜センサおよび土壌水分センサを活用した斜面管理について	217
8.5 地盤調査における測位とリモートセンシング技術の展望	220
8.6 DAS の利用例	221
8.7 堤防の声に耳をかたむける ～DAS による越水時の振動モニタリング～	222
8.8 DAS 活用の全体展望について	227
9. 将来への課題	
9.1 建築分野の地盤調査について想うこと	233
9.2 調査に関わる技術者の育成について	235
9.3 防災に関する思い	237
9.4 斜面崩壊に対しての原位置モニタリングの課題	239
9.5 津波対策のエネルギー減衰	241
9.6 地下水位低下工法による液状化対策の課題とその回復方法	243
9.7 地下空洞探査	247
9.8 地盤陥没と地下水	249
9.9 山林火災と土砂災害対策	251
9.10 斜面中腹に生じた亀裂対策	254
9.11 降雨の地下水への浸透流量の求め方	256
9.12 地球温暖化による豪雨対策	259
9.13 洪水対策として放水路を作成する	261
9.14 道路土工構造物基準の改定からの考え方	262
9.15 斜面安定を評価するために何をモニタリングするのか	266
9.16 将来の技術展開に向けて	268

1. 序論

1. 序論

1. はじめに

統合物性モデル技術研究組合は、2019 年 11 月に設立され、2022 年に 5 年間の研究成果を報告した。その後、研究を 2 年間延長して、2025 年 11 月 19 日に 7 年間の研究成果をまとめて、ここに研究報告する。

本研究組織の目的は、一般財団法人国土盤情報センター（NGIC）によってプラットフォームに出された地盤データを用いて、3 次元の地盤モデル（デジタルツイン）を構築して、地震や豪雨等の外荷重に対して、土砂災害が生じないかを判定する事であった。

しかし、日本には平野部の地盤に対しての 3 次元の地盤モデルが構築できるデータがそれほど多くないことがわかった。いわんや、斜面崩壊が生じる斜面内のデータの蓄積もほとんどないことがわかった。

一方、地盤表面や地盤内の可視化に関する技術は、世界的にも進歩しており、2023 年の 11 月 20 日から 24 日に浜松で開催された光ファイバセンサーに関する国際会議（OFS-28）でも、この可視化の研究発表がなされている。

そのような、地下の可視化に関する研究と同様に、空気中からの赤外線等を用いた詳細な地形の把握も、航空レーザープロファイラ（LP）によって可能になってきているので、地表面や地下に関する物理探査の進歩をいかに自然災害に対しての予測に適用するかが、今後の大きな課題であることがわかった。

世界のこのような進歩に対して、2025 年の本研究組合では、2022 年の報告書でまとめた平野部の地震や洪水等の自然災害の研究から、斜面崩壊分野に拡張することに重点を置いた。

2. 技術内容

具体的な内容は目次で確認してほしいのでここでは割愛するが、本研究の報告書は、医学と同様に、以下の手段で自然災害から人命を守るようにしていこうと考えている。

- (1) 平野部や斜面の地形を明確にする。
- (2) 危険を予測する所に関しては、地盤内の地層構造を可視化する。
- (3) 可視化した場所の 3 次元のモデルを構築する。
- (4) 構築したモデルの各地層の力学特性と浸透特性を、原位置あるいは室内試験で明確にする。
- (5) 3 次元モデルに種々の外力を加えて地盤の危険度を予測する。
- (6) 危険度の高い所には、災害が生じる前に対策する。
- (7) 危険度の高い所の対策をモニタリングして、対策の劣化を評価する。
- (8) 劣化が進んでいると判定されたところは、再度、追加対策を実施する。

このような、理想的な手法で地盤災害に対面することは、現状ではまだまだ困難であるが、今後どのような研究をすればよいか、各章でも論述している。

また、第 9 章では、斜面安定のみならず、地震による液状化対策や津波対策、斜面崩壊対策、山林火災対策等に関して、あるべき姿について論述しているので、これからの研究や行政の在り方について参考にしてほしい。

3. おわりに

日本の人口は、年々減少している。また、高齢者層の人口は増加してきている。そんな社会になってくると、自分のことを自分で守れなくなる社会になる。これに対して、国は、災害で避難する必要のない社会を創設してほしい。

（執筆責任者 西垣誠）

2. 外部から推定・予測する技術

2.1 AHP法で地すべりの危険度を推定する

1. はじめに

階層分析法 AHP 法 (Analytic Hierarchy Process)は、意思決定の分析法で、主観的判断とシステムアプローチとの両面から決定する意思決定手法である。1976 年に米国ピッツバーグ大学の Thomas L. Saaty が提唱した数学と心理学がベースになっている定量化手法で、曖昧な判断基準を明確に数値化してみせることが最大の特徴になっている¹⁾。階層分析法の主な工程は、「(1)階層構造の構築」、「(2)一対比較」、「(3)ウェイトの計算」、「(4)総合評価値の計算」である。多数の要素を2個毎に比較していくことで、どちらに重きがあるかを感覚的に判断し、その感覚的判断を数値化し、重みづけを行い、総合評価点で表現する手法である。

2. 過去の AHP 法の地すべり地への適用

2.1 岩手・宮城県的事例

日本地すべり学会東北支部では専門部会を作り 2001～2005 年にかけて岩手県・宮城県両県を題材とし「空中写真を用いた地すべり発生危険度の定量的手法」として AHP 法による評価点法を開発している²⁾。その後 2007 年に発生した白石市の追久保地すべりや 2008 年岩手・宮城内陸地震で発生した地すべりで、概ねその妥当性が検証されている³⁾。

表-1 はその濱崎ら(2011)³⁾の AHP 法による評価点で、図-1 は点数が低いアイテムを削除した改良版の評価点¹⁾である。

表-1 による評価点数では、閾値を 40, 60, 80 とし、宮城県の地すべりに適用し、表-2 のように区分した¹⁾。2008 年 6 月 14 日の岩手・宮城内陸地震で発生した地すべりと、AHP 評価点を検証した場合、すべて 60 点以上のランク A に対応し、荒砥沢地すべりは 64 点であったことが報告されている。

表-2 宮城県 800 事例での区分

評価点	区分	備考
80～100	特 A	宮城県内 20 箇所 東北災害 10 箇所含む
60～80	A	宮城県内 180 箇所 東北災害 5 箇所含む
40～60	B	問題少ないが 災害事例 5 箇所含む
0～40	C	問題なし

表-1 岩手・宮城の地すべり評価基準³⁾に加筆

大分類	中分類	小分類	
(I) 移動体微地形 (主として運動様式に関する指標)	A 運動様式	流動痕・圧縮丘	12.1
		副滑落崖	4.9
		分離崖・溝状凹地	2.0
	B 新鮮さの鮮度	微地形多	19.5
		微地形境界が鮮明	12.5
		境界が不明瞭	6.0
		微地形境界の消滅	5.5
	C 移動体不安定化	先端2次ブロック(分化)先端崩壊	13.9
		ガリーの進入	3.6
		侵食谷の進入	1.5
	D 地すべり活動兆候	亀裂	18.8
		樹冠の開き	6.3
(II) 移動体境界部 (主として時間経過に関する指標)	E 不動域と主滑落崖の境界	雁行亀裂有	3.8
		崩壊壁のみ有	3.2
		雁行斜面化	1.8
		ガリーの伸長	1.5
		全体が従順化	1.3
	F 主滑落崖と移動体の境界	主滑落崖地形のみ	3.1
		崖壁あり	1.8
		大規模な崖壁	1.1
		滑落崖・崖壁・移動体が連続	0.6
	G 移動体と前地表の境界	移動体地形のみ	1.0
		ガリー・沖積堆有	0.5
		地表の従順化	0.4
		移動体原面の消失	0.3
(III) 移動体の周辺地形 (地形場に関する指標)	H 移動体先端部	河川攻撃斜面に面する	8.6
		河川に面する(斜面途中に出る)	4.4
		平坦面にある	1.6
		対岸衝突	0.9
	I 主滑落崖と移動体の境界	増加	19.2
		起伏量移動体のポテンシャル変化	9.2
		低下	2.7

詳細チェックリスト			
レベルII	レベルIII	不安定化要因	
		高い ←	→ 低い
α	移動体微地形	a 運動様式	20 流動痕、圧縮丘 13 副滑落崖、溝状凹地 8 雁行亀裂、亀裂、亀裂の伸長 0 亀裂の伸長、亀裂の伸長、亀裂の伸長
		b 新鮮さの鮮度	20 明瞭な亀裂・溝状凹地などの微地形が多い 13 やや明瞭な亀裂・溝状凹地などの微地形がある 8 不明瞭 5 不明瞭
	地すべり地形の境界部	c 頭部境界	10 頭部境界、滑落崖が明瞭 5 頭部境界、滑落崖が不明瞭 2 頭部境界、滑落崖が不明瞭
		d 末端境界	20 多くの末端亀裂、2次すべりの発生 12 部分的な末端亀裂、2次すべり 6 ガリー、亀裂の広がり 0 亀裂の広がり
γ	地すべり地形と周辺地形	e 移動体先端部	20 本川での攻撃斜面などの多量発生(人工切土もあり) 12 支川ではあるが洗掘場(わずかな人工切土) 6 滑走斜面 2 河川に面する 0 河川に面しない、のみならず露出地帯などでの発生
		f ポテンシャル	10 移動体下部の起伏増大 5 下流凸状のわずかな増大と変化点が見え始める 2 はほぼ平坦な斜面 0 斜面形状が面に変化

図-1 岩手・宮城の地すべり評価基準改良版¹⁾に加筆

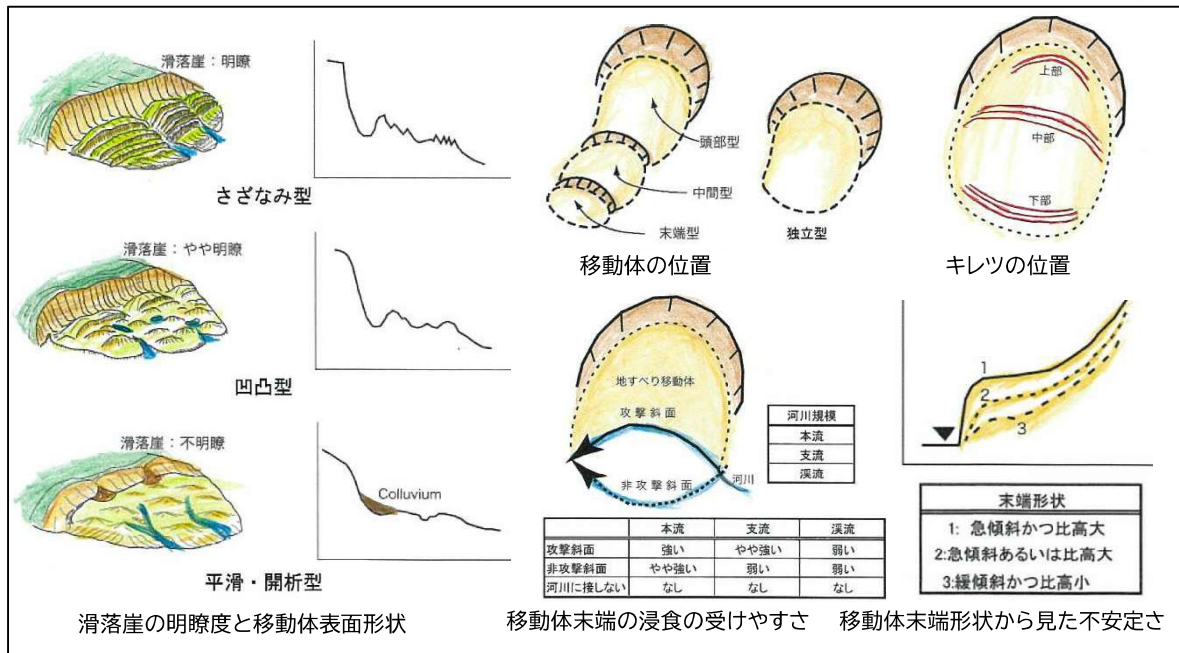


図-2 各評価項目の概念図 4)に加筆

表-3 地すべり地形再活動危険度評価の評価点 1)に加筆

階層レベル I	階層レベル II	階層レベル III	階層レベル IV	得点
地すべり発生危険箇所評価	滑落崖の明瞭度	明確		2.8
		やや明確		1.0
		不明瞭		0.8
	移動体の表面形式	さざなみ型		13.0
		凹凸型		3.8
		平滑・開析型		3.2
	移動体の位置	末端		7.3
		中間		2.9
		頭部		1.3
		独立		1.8
	亀裂の位置	下部		15.1
		中部		6.3
		上部		3.8
		なし		0.0
	移動体末端の状況	侵食の受けやすさ	強い	13.0
			やや強い	4.4
			弱い	1.1
			なし	0.0
		末端形状からみた不安定さ	急・比高大	13.0
			急or比高大	5.6
			緩傾斜・比高小	0.0

2.2 阿賀野川流域の事例

日本地すべり学会では、国土交通省阿賀野川工事事務所の委託を受け、(社)日本地すべり学会平成14年度第三系分布域の地すべり危険箇所調査手法に関する検討委員会を設置し、地すべり地形判読から再活動性について評価する AHP 法による評価点システムを開発した⁴⁾。その評価表が表-3 であり、各項目の概念図が図-2 である。

この評価表を、新第三紀層からなり阿賀野川中流域の312箇所に応用し、評価点24点以下を「安全」、25～38点を「やや安全」、39～62点を「やや危険」、63点以上を「危険」と設定した。その結果は空中写真判読や現地確

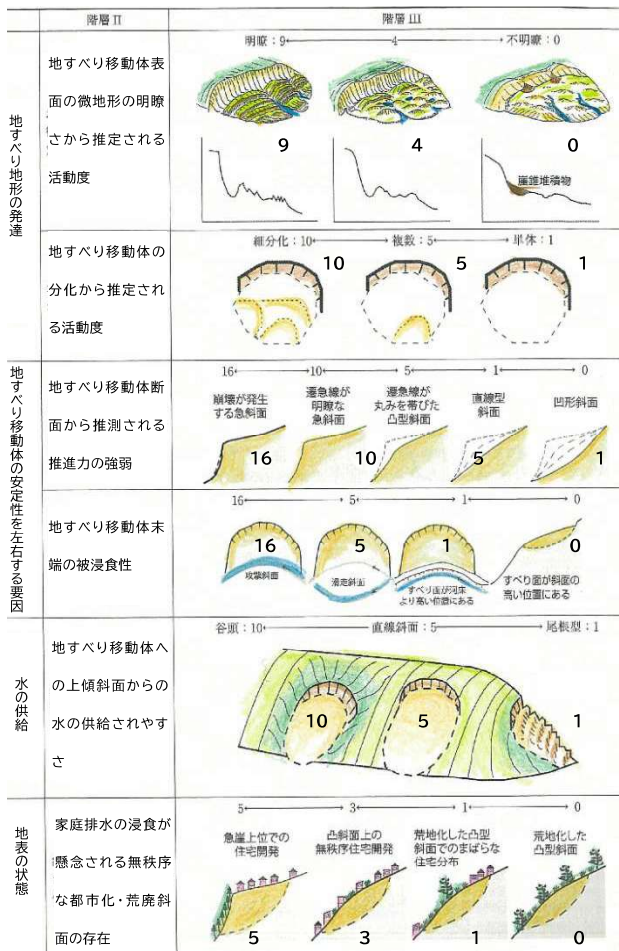


図-3 ホンジュラスの地すべり評価点 1)に加筆

認の危険度の傾向は一致した。ただ、課題として地すべり地形の複雑な発達過程、地質構造の差、地すべり群としての挙動、移動体形成順序など多くの要素があり、閾値の調整や地形判読技術の統一化なども加えて、より改良できる可能性が考えられる。

観察アイテム	高い ← 活動度 → 低い
地すべりの発生段階	A. 型分類 (特徴的地形) 14.9 10.5 6.1 4.3 2.5 粘性土すべり… 崩壊土すべり… 風化岩すべり (ex. 流動痕・圧縮丘) (ex. 割滑落崖) (ex. 分断崖・溝状凹地)
B. 発達過程	亀裂・段差多数 8.5 4.7 3.2 1.8 2次ブロック化 ← ブロック未分化 → 開析谷の発達 (地すべりの消滅) (微地形多い) 8.5 ガリーの侵入 4.7
C. 不動域/滑落崖	1.8 1.1 0.4 0.3 0.1 後背亀裂有 崩壊壁のみ有 匍行斜面化 ガリーの伸長 全体が従順化
D. 滑落崖/移動体	1.9 1.1 0.7 0.4 左記地形のみ 崖壁あり 大規模な崖壁 滑落崖・崖壁・移動体が連続
E. 移動体内の微地形の鮮明さ	15.1 6.9 2.4 1.2 亀裂あり・植生異常 微地形境界が鮮明 境界が不鮮明 微地形境界の消滅
F. 移動体の前面	12.8 6.9 2.9 1.8 1.2 前面に崩壊 移動体のみ ガリー・沖積堆あり 地表の従順化 移動体原面消失
G. 移動体の傾斜 (地形図から読み取る)	12.3 9.2 6.1 急傾斜 おおむね10°~20° 緩傾斜
H. 地すべり平面形状	2.6 1.8 1.0 0.7 0.4 下に開く … 上下等幅 … 下に閉じる・ボトルネック
I. 移動体下部の縦断面形状	9.9 5.5 3.0 凸型(convex)斜面 中間 凹型(concave)斜面 (不安定物質多い)
J. 地すべり末端の浸食環境	16.5 13.1 9.7 7.5 5.4 3.7 2.0 末端が 河川・海岸に … 沢・海岸に面して … 沢・海岸に面して … いない 河川攻撃斜面 河川・海岸に … 沢に面する … 沢・海岸に面して

表内の赤字が評価点

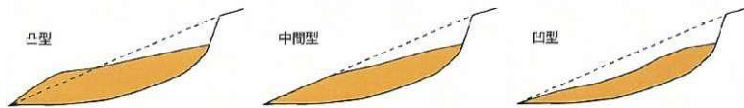
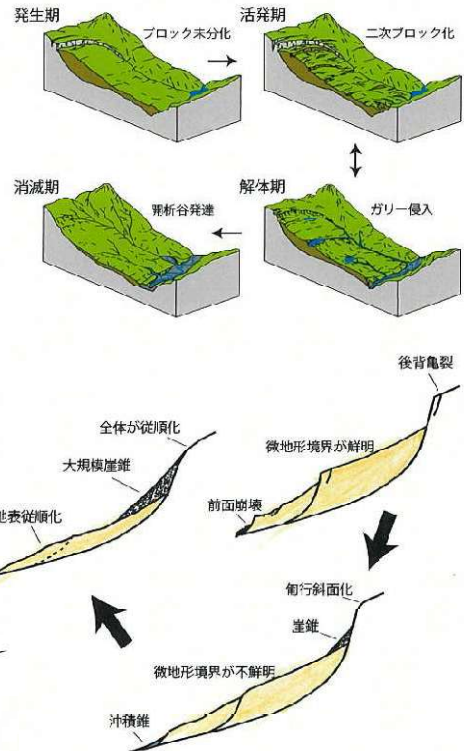


図-4 北海道の地すべり活動度評価点 6)に加筆

地すべりの発生～消滅のイメージ



2.3 ホンジュラスの事例

八木ら(2021)¹⁵⁾は、中米・ホンジュラスの首都テグシガルパ市内で発生した地すべりに対し、現地の特徴を考慮した評価表を考案して適用した。地形条件として地すべり地内への水の供給しやすさを加え、さらに地すべり地形内への無秩序な集落形成についても考慮した評価点表を作成した。その評価点表が図-3である。

2.4 北海道の事例

北海道立総合研究機構ら(2012)⁶⁾は、北海道における再活動地すべり地形を対象として、主として空中写真判読による地すべり地形の評価手法を開発した。それが図-4である。そのAHP評価点による活動度評価を表-4に示す。また、この評価点は熟練技術者と一般技術者の比較で±10点の範囲で一致したことを示した。その「地すべり活動度」とは、現在の活動状況に地すべりのポテンシャルを加味したもので、次の地すべり現象が発生する可能性を示したものである。地すべり現象の発生頻度が高くなれば「地すべり活動度」は高くなり、緩慢なものであれば低いという評価になっている。

表-4 北海道での活動度区分

評価点	判定	備考
60～	A	活動度高い
50～60	B	やや活動度が高い
～50	C	比較的活動度が低い

表-5 危険度得点の配点詳細 7)に加筆

指標	ウェイト	配点		
		1.0倍	0.5倍	0.1倍
傾斜	33.3点	15～25°	10～15°	0～10° 25°～
地上開度	33.3点	～86°	86～88°	88°～
起伏量	33.4点	30～50m	20～30m, 50m～	0～20m

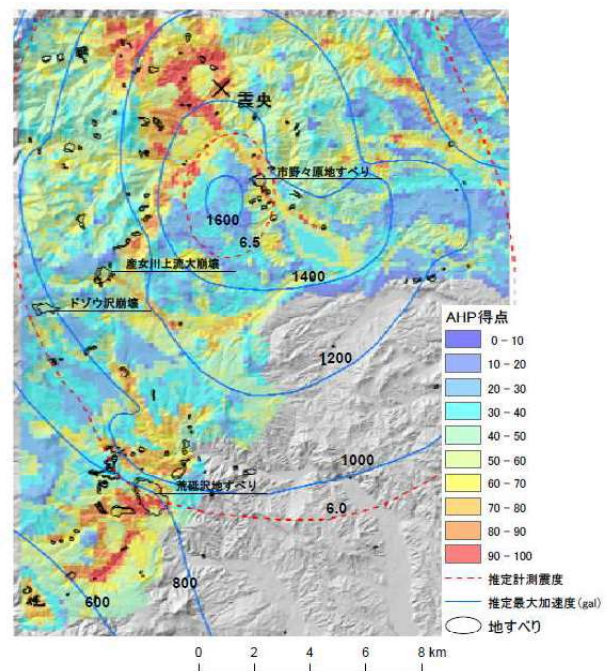


図-5 2008年岩手・宮城内陸地震 AHP マップ 7)に加筆

2.5 地震時地すべりの事例

(社)日本地すべり学会では国土交通省からの研究委託として、「類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発」(2014)⁷⁾を実施し、その中で AHP 法による評価手法を研究している。表-5 はその評価点で、GIS により AHP 評価点の分布図を作成し対比した(図-5 参照)。2004 年新潟中越地震においても 2008 年岩手・宮城内陸地震でも 50 点以上の箇所で崩壊の大多数が発生し、60 点以上で急激に発生確率が高くなることを示した。

安部川・富士川右岸地区や、伊豆地区の山地に適用した場合も 60 点以上で崩壊発生箇所が分布していることを示した。これらでは GIS を使用し広域的に斜面危険度を把握する上で、AHP 評価点手法がかなり効果的であることを示している。

3. 破碎質な古生層の地すべり地形への適用

3.1 岡山県南西部の破碎質な古生層

前述のように、現在 AHP 法を用いた様々な地すべり危険度評価手法が研究されているが、地すべり特性が地域で異なるため、地域毎に AHP 評価項目を設定する必要がある。中国地方では河野ら(2020)⁸⁾が地形や地質などの項目による AHP 法を適用し、防災科学技術研究所の地すべり地形を評価し、妥当性を検証している。

ここでは木村ら(2024)⁹⁾により中国地方吉備高原面を開析する破碎質な古生層の斜面において、地理院地図 GSIMaps の地形図と傾斜量図で不安定斜面を抽出するとともに、14 人の熟練地質技術者により AHP 法を用いて評価点を設定した事例を記載する。

中国地方の地形は、吉備高原面に代表される小起伏面と、それらを開析した V 字谷の開析斜面に大別できる。その開析斜面には、地すべりに準じる不安定斜面が多く分布するが、典型的な地すべり地形は少なく、多くが地すべりに準じるような凸型斜面か凹型斜面などからなる。それらは地形図のみからは判読が困難ではあるが、熟練地質技術者が傾斜量図や空中写真判読を併用することで、推定可能な地すべり性の不安定地形である。準地すべり地形ではあるが地すべり指定地ではなく、災害予備群の「動いていない地すべり地形」を「不安定斜面」と定義する。

対象地区は岡山県南西部で、東西 4km 南北 5km の区域で、地質は脆弱で破碎質な古生層（泥岩、変輝緑岩など）の夜久野オフィオライトが分布している。山頂は標高 300~400m の吉備高原面で、河川が 150~250m 程度下刻し、開析斜面を形成し、その斜面に多くの地すべり地形に準じる「不安定斜面」が分布している。

図-6 は、空中写真判読を併用しながら、国土地理院地図 GSIMaps の傾斜量図で、尾根地や窪地など含む変形地形を経験に基づき主観的に「地すべり地形」を判読して抽出した「不安定斜面」62 箇所の分布図である⁹⁾。

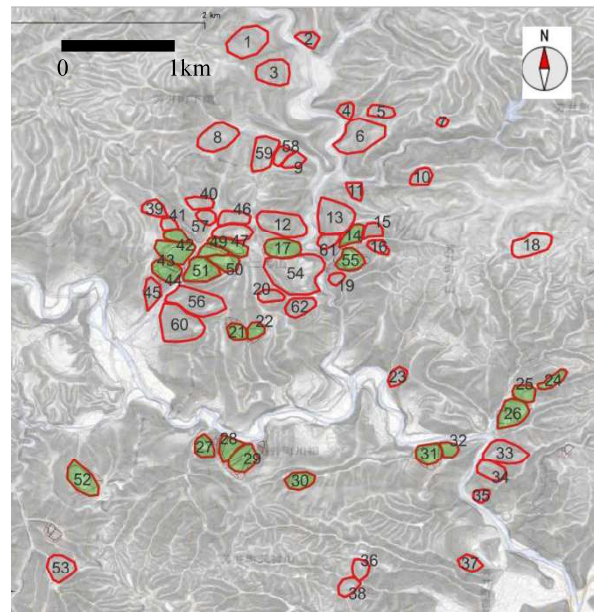


図-6 「不安定斜面」の分布⁹⁾に加筆

(国土地理院 GSIMaps 傾斜量図による)

■ 地すべり地形分布図¹⁰⁾の地すべり

図-6 の分布図には、防災科学技術研究所の地すべり地形分布図の 24 箇所(J-SHISMap:2 箇所はブロック統合)¹⁰⁾を含んでいる。ただし地すべり防止指定地はない。

3.2 AHP 法による階層構造について

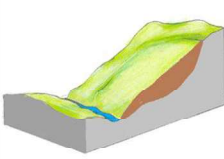
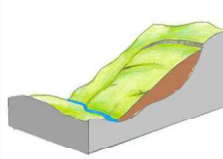
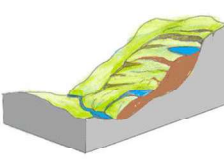
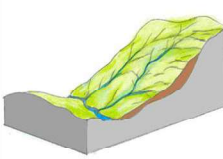
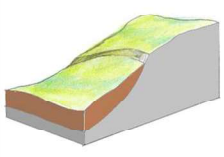
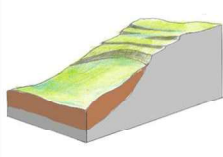
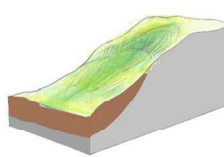
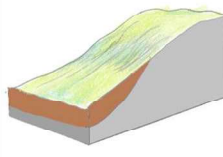
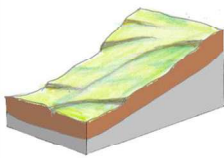
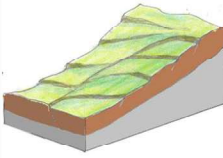
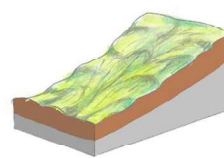
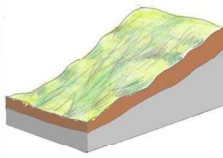
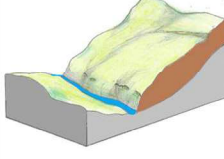
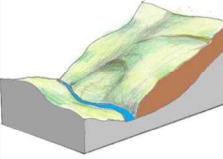
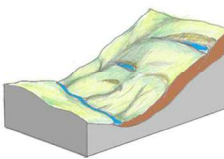
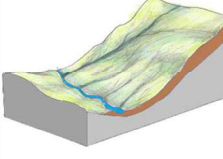
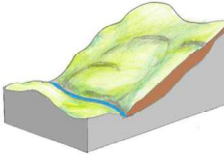
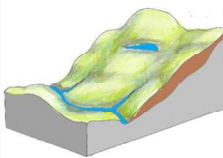
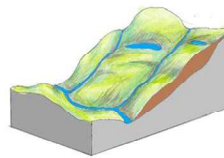
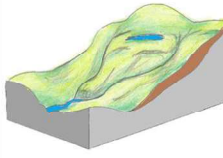
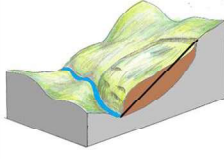
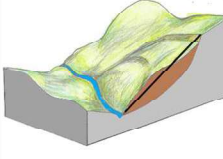
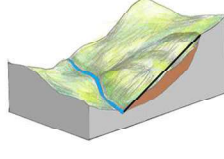
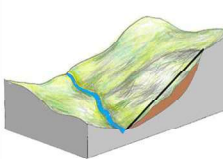
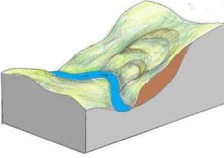
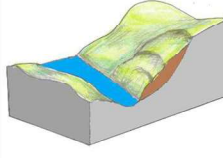
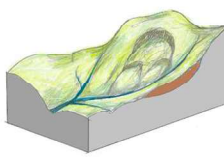
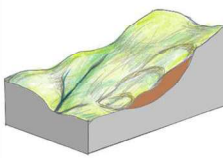
不安定斜面の評価は、北海道立総合研究機構・地質研究所ら(2012)⁶⁾による「地すべり活動度評価手法マニュアル(案)」の項目に準じ、階層構造は、大分類 3 項目、中分類 7 項目・小分類 28 項目になる。

大分類「地すべりの発達段階」を地形に反映した場合、中分類「地すべり地形明瞭度」になり、その発達過程を小分類で「形状初期」「形状ややあり」「形状明確」「形状解体」の 4 段階で区分し、図-7 に示した。

大分類「地すべり活動の新しさ」を、地すべり地の位置関係で上部「滑落崖領域」、中間域「移動体内微地形鮮明度」、下部「移動体舌端部」に 3 区分したのが中分類で、図-7 に示す、その中分類の地形発達段階に応じて 4 区分したものが、それぞれの小分類になる。

大分類「地すべりのポテンシャル」は移動の運動エネルギーに影響する勾配や応力開放に関する項目で、中分類は 3 区分した。中分類「地すべり全体開放度」は、下部や側部拘束などの侵食による開放度で、その程度を 4 区分し小分類とした。中分類「移動体下部の勾配」は下部の傾斜が急なほど不安定であるので、その勾配により 4 区分し小分類とした。中分類「末端の浸食状況」では河川攻撃斜面の有無などによる 4 区分し小分類とした。

この区分で 14 人の熟練地質技術者により、一対評価をし、評価点を求めたものを小分類の項目の下に（数値）で記載した。この対応する項目の合計で、各地すべりの評価点が算定できる。

大分類 階層 1	中分類 階層 2	小分類 階層 3			
【Ⅰ】 地すべりの 発達段階 (13.96)	(a) 地すべり 地形 明瞭度 (13.96)				
		(1) 地すべり形状初期 (4.33)	(2) 地すべり形状 ややあり(8.06)	(3) 地すべり形状明確 (13.96)	(4) 地すべり形状解体 (4.32)
					
		(1) 滑落崖のみ (12.16)	(2) 背後段差あり (21.12)	(3) 集水地形勾配化 (6.33)	(4) 地表従順化 (4.48)
【Ⅱ】 地すべり 活動 の新しさ (52.79)	(c) 移動体内 微地形 鮮明度 (21.11)				
		(1) 段差地形点在 (11.34)	(2) 明瞭段差地形多数 (21.11)	(3) 小凹凸微地形点在 (6.55)	(4) 小凹凸微地形不明 瞭(3.52)
	(d) 移動体 舌端部 (10.56)				
		(1) 前面崩壊急斜面あり (10.56)	(2) 凹凸面あり (5.13)	(3) 移動体のみ (3.28)	(4) 地表の従順化 (1.95)
【Ⅲ】 地すべりの ポテンシャル (33.25)	(e) 地すべり 全体 開放度 (7.99)				
		(1) 下部のみ開放 (2.74)	(2) 側部一部および下部 開放(沢など) (4.75)	(3) 側部および下部開放 (沢など) (7.99)	(4) 下部閉塞 (ボトルネック) (1.63)
	(f) 移動体 下部 の勾配 (6.98)				
		(1) 移動体平均勾配より 著しく急 (6.98)	(2) 移動体平均勾配より やや急(4.15)	(3) 移動体平均勾配と 同じ(2.40)	(4) 移動体平均勾配より ゆるい (1.42)
	(g) 末端の 浸食状況 (18.28)				
		(1) 河川攻撃斜面 (18.28)	(2) 河川または海岸線 (8.64)	(3) 沢に面する (4.64)	(4) 沢に面していない (2.54)

(数字) はAHP評価点数

図-6 階層構造と AHP 評価点⁹⁾ による

表-5 AHP 評価点と安定度区分

AHP 評価点	安定度
～10	E かなり安定
10～30	D 多少安定
30～50	C 僅かに安定
50～70	B 僅かに不安定
70～90	A 多少不安定
90～	AA かなり不安定

3.2 AHP 法の評価点と安定度評価

現地 62 箇所の「不安定斜面」の評価点の頻度分布は、図-7 のように中間 40～50 点を中心に分布した。閾値として 10,30,50,70,90,としてランク AA～E まで 6 区分とし表-5 に示した。また、その区分で 62 箇所の不安定斜面を表示したのが図-8 である。この区分では AA と E はなく、A が 3 カ所、D が 3 カ所で、大半が B と C であった。著しく移動している地すべりはなく、地すべり防止区域でもない。そのため、今は「動いていない不安定斜面」とはいえ、道路工事や豪雨などで活動を開始する可能性があり、それらの地質リスクのスクリーニング手法として有効な手法と考える。

4. おわりに

図-6 に示す手法は、14 人の熟練地質技術者の思考を定量化したものであり、初心者にも活用できる評価手法である。そのため、多くの技術者にも活用いただきたい。また今後、更なる改良を続ける予定である。

(執筆責任者 木村隆行)

参考文献

- 1) 日本地すべり学会斜面防災危険度評価ガイドブック編集委員会：斜面防災危険度判定評価ガイドブック，pp.27-68，2021.
- 2) 濱崎英作，戸来竹佐，宮城豊彦：AHP を用いた空中写真判読結果からの地すべり危険度評価手法，第 42 回日本地すべり学会研究発表会講演集，pp.227-230，2003.
- 3) 濱崎英作，佐々木明彦，八木浩司，宮城豊彦，奈倉弘，前田修吾：空中写真に基づく地すべり危険度評価手法について，日本地すべり学会新潟支部，第 39 回地すべりシンポジウム，土砂災害に関わる危険度評価とリスクマネジメント講演集，pp.22-27，2011.
- 4) 八木浩司，檜垣大助，日本地すべり学会平成 14 年度第三系分布域の地すべり危険箇所調査手法に関する検討委員会：空中写真判読と AHP 法を用いた地すべり地形再活動危険度評価手法の開発と阿賀野川中流域への適用，地すべり，Vol.45，No.5，pp.358-366，2009.
- 5) Yagi,H. Hayashi,K.and Sato,G. :Landslide susceptibility mapping by interpretation of aerial photographs,AHP and precise DEM.Understanding and Reducing Landslide Disaster Risk. ICL.Contribution to Landslide Disaster Risk ReductionVolume2 From Mapping to Hazard and Risk Zonation,pp.33-56.2021.
- 6) 地方独立行政法人北海道立研究機構地質研究所，北見工業大学，明治コンサルタント，構研エンジニアリング，防災地質工業，テレリサーチ，地盤工房：地すべり活動度手法マニュアル(案)，2012.
- 7) 日本地すべり学会：類型化に基づく地震による斜面変動発生危険箇所評価手法の開発報告書，pp.4-17，2014.
- 8) 河野勝宣，野口竜也，西村強：AHP 法および GIS を用いた中国地方における地すべりハザードマッピングの試み，地すべり，Vol.57，No.1，pp.3-11，2020.
- 9) 木村隆行，八野祐二，吉川猛，伊達裕樹，松井章弘，西垣誠：AHP 法を用いた 14 人の熟練地質技術者による不安定斜面の評価，地盤工学会中国支部，地盤と建設，Vol.42，No.1，pp.53-62. 2024.
- 10) 国立研究開発法人防災科学技術研究所：J-SHIS/Map 地震ハザードステーション，地すべり地形，<https://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>，(参照 2022.11.30)

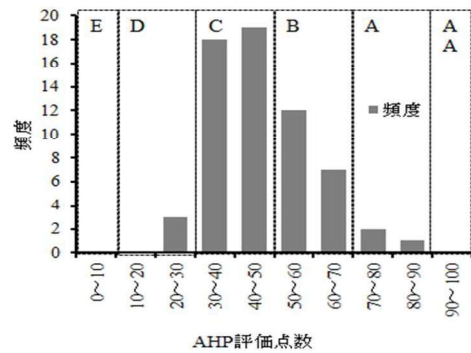


図-7 AHP 評価点数の頻度分布

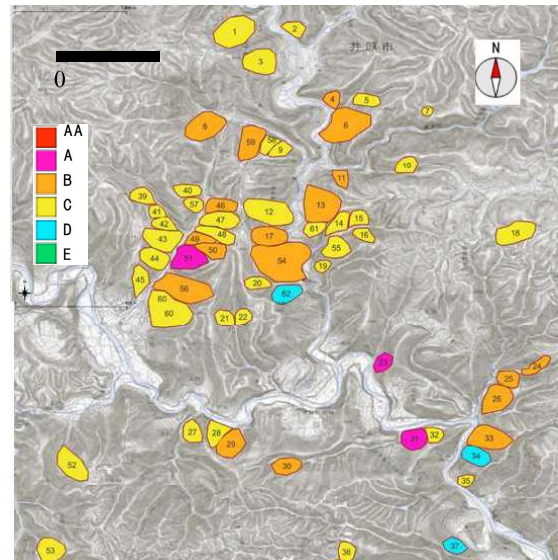


図-8 不安定斜面安定度分布図

2.2 DEM と AI で危険斜面を自動抽出する

1. はじめに

2022 年度統合物性モデル技術研究組合研究発表会において、専門技術者が GIS を活用して作成した図面から目視判読を行い表層崩壊危険斜面を抽出する手法を AI モデル化した事例として、「DEM と AI を活用した表層崩壊危険斜面の抽出（長野県辰野町を事例として）」¹⁾を報告した。本報は、国土地理院数値標高モデル（10m メッシュの DEM）を用いて作成した表層崩壊危険斜面抽出 AI 解析モデル（以下、「AI 解析モデル」）を福岡県朝倉市付近に適用し、2017 年（平成 29 年）7 月の九州北部豪雨で発生した斜面崩壊と比較検討を行い、AI 解析モデルの適用性や課題、展望について検討したものである。

2. 表層崩壊危険斜面を抽出する AI 解析モデル構築の流れ

2.1 AI 解析モデルの構築

AI 解析モデルの構築は、辰野町の報告で構築した AI モデルと同じモデルである。表層崩壊危険斜面を抽出する AI 解析モデル構築の流れは図-1²⁾に示すとおりである。

人判読による表層崩壊危険斜面図は、専門家が地形図から判読作成した遷急線図（尾根付近平坦面図）と GIS の DEM を用いた地形解析による斜面の傾斜と曲率（凹み具合）を組合せ作成した凹地急斜面分布図を重ね合わせた判読準備図を作成し、これから表層崩壊危険斜面を判読して馬蹄形のラインにより危険斜面を表示している。辰野町 AI 解析モデルは、この専門家が行う判読準備作業を DX 化するとともに、人判読で作成した表層崩壊危険斜面図をタイル画像化して図形パターンを AI に学習させることで、判読準備図から表層崩壊危険斜面を抽出している。なお、本手法は地形パターンを画像で学習させるため、3 次メッシュを 10 等分したメッシュサイズ（平面直角座標系で東西方向約 115m、南北方向約 90m、面積約 1ha）でタイル化と AI 解析を行っている。

表層崩壊危険斜面を抽出する AI 解析モデルは、遷急線（尾根付近平坦面）と凹地急斜面の位置関係が重要となることから、これらの位置関係を画像として判読でき、かつ対象領域検出を得意とする AI モデル U-Net を使用した。

既報告¹⁾に示したとおり、AI 解析モデルは、平成 29 年 7 月九州北部豪雨で表層崩壊が発生した福岡県朝倉市、平成 30 年 7 月豪雨で表層崩壊が発生した広島県呉市、平成 18 年 7 月豪雨で表層崩壊が発生した長野県辰野町の 3 地域において、10mDEM を用いて判読準備図を作成した。

そして、国土地理院などが公表している崩壊地分布などの情報は一切参照せず、表層崩壊危険斜面を判読して表層崩壊危険斜面図を作成した。これに基づいて学習用タイル画像を作成し、AI 解析モデルを構築した。

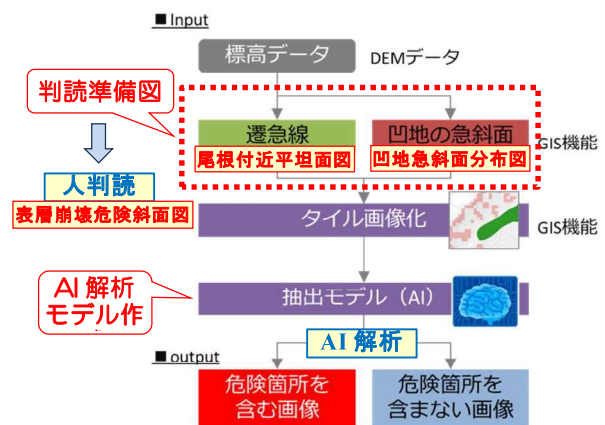


図-1 表層崩壊危険斜面を抽出する AI 解析モデルの構築の流れ（一部加筆）²⁾

AI 解析モデルの構築は、AI モデルで使用する活性化関数（機械学習のニューラルネットワークにおいて、複数のニューロンからの入力相结合した後、次のニューロンに渡す際に変換処理するための関数）の比較・検証と、AI 解析結果として算出される Probability（本モデルでは 1 メッシュ内に表層崩壊危険斜面が含まれる確率）について最適な閾値の検討を行った。

また、AI 解析モデルの再現精度は、表層崩壊危険斜面図の危険斜面が AI 解析モデルで抽出されているのかについて着目した。機械学習の評価指標は、Accuracy（正解率）、Precision（適合率）、Recall（再現率）のうち、表層崩壊の危険がある斜面を危険であると評価することが重要であるため Recall を重視した。

3 地域についての AI 解析モデルの構築過程を通じ、活性化関数には Swish を採用し、Probability の閾値を 0.69 より大きいとした場合に、人判読による表層崩壊危険斜面（が存在するメッシュ）の抽出精度が最も良い結果となった。既報告¹⁾は、この AI 解析モデル構築と辰野町の解析結果事例である。

2.2 朝倉地域における AI 解析の準備

2.2.1 尾根付近平坦面図の作成

北九州豪雨前年の 2016 年に整備された国土地理院の 10mDEM を用い、既報告¹⁾に示した遷急線（尾根付近

坦面) 自動抽出ツールにより尾根付近平坦面を抽出した。尾根付近平坦面の分布は図-2 に示すとおりである。

2.2.2 凹地急斜面分布図の作成

尾根付近平坦面の抽出と同様に 10mDEM を用い ArcGIS Pro の地形解析ツールを用いて傾斜 25° 以上、曲率 -1.5 の領域を凹地急斜面として抽出した。凹地急斜面の分布は図-2 に示すとおりである。

2.2.3 表層崩壊危険斜面図の作成

尾根付近平坦面図と凹地急斜面分布図を重ね合わせた判読準備図を作成し、これを基に人判読により表層崩壊危険斜面を抽出し馬蹄形のラインで表示した。図-2 に示すとおり、尾根付近平坦面と凹地急斜面、及び表層崩壊危険斜面を表示することで表層崩壊危険斜面図とした。

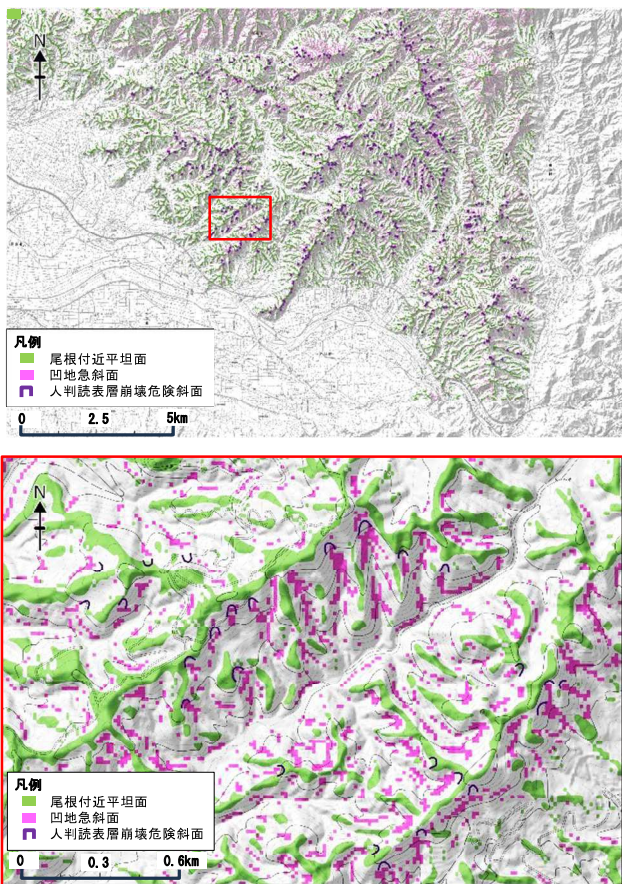


図-2 表層崩壊危険斜面図 (上: 全体, 下: 拡大)

2.3 朝倉地域における AI 解析の実施

構築した AI 解析モデルの probability が 0.69 より大きい (以下, 「 $p0.69<$ 」と表記) メッシュを図-3 に示す。解析範囲は、筑後川北側の山地域の南北約 10km~16km, 東西約 14km の領域となっている。1 メッシュの大きさは約 1ha である。この抽出結果は、1 メッシュ内に学習した表層崩壊を発生しうる地形パターンが存在する可能性があることを示すもので、抽出した 1 メッシュの範囲すべてが崩壊するわけではない。したがって、斜面の潜在的な表層崩壊危険度を示すものとなっている。

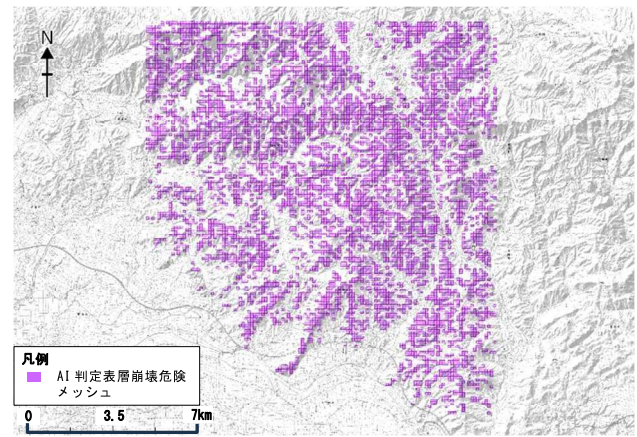


図-3 AI 解析判定表層崩壊危険メッシュ ($p0.69<$)

3. 朝倉地域における AI 解析結果の検討

3.1 検討範囲の設定

AI 解析結果の再現性等の検討範囲は図-3 の解析範囲とせず、北九州豪雨の降雨特性と崩壊地の発生位置を勘案して設定した。

2017 年 7 月の北九州豪雨は、7 月 5 日から 6 日までの総降水量が多い所で 500mm を超え、最大 24 時間降水量は福岡県朝倉市朝倉で 545.5mm, 大分県日田市三本松で 370.0mm となり、観測史上 1 位の値を更新する記録的な大雨となった³⁾。また、線状降水帯の発生が注目された。中村 (2017) が報告した解析雨量 (国土交通省水管理・国土保全局と道路局及び気象庁が全国に設置している気象レーダーによる降水観測結果とアメダス等の地上の雨量計の値を組合せて、降水量分布を 1km 四方の細かさで解析したデータ) を図-3 に重ねると図-4 となる。朝倉市域の南部に線状降水帯が発生し、累積降水量が 800mm を超える領域 (青色) が発生していることがわかる。

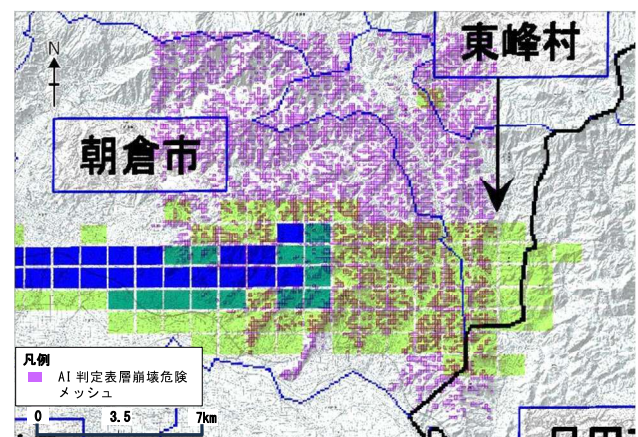


図-4 北九州豪雨時の解析雨量の重ね合わせ図 (中村 (2017) ³⁾ から解析雨量 24 時間積算 (7/5 9:00-7/6 9:00) 図を引用し ArcGIS Pro で重ね合わせ)

また、国土地理院による被害状況判読図⁴⁾から土砂崩壊地を GIS により抽出して表示すると図-5 となる。斜面

崩壊は図-4 に示した線状降水帯の発生域に集中して分布していることがわかる。

以上より、検討範囲は土砂崩壊地を網羅し線状降水帯が発生しなかった朝倉市域北部も含めた図-6 の範囲とした。また、AI 解析モデルで判定した表層崩壊危険斜面と土砂崩壊の発生状況とを比較するために、筑後川からの支川の流域形状に基づき、尾根線と谷線で 89 の小流域に区分した。小流域の大きさは、平均面積は約 1.26km²、最小 0.41km²、最大 5.43km²で、土砂崩壊地（図-5 のピンク着色）の多い範囲は 0.5km²～2km² 程度となっている。

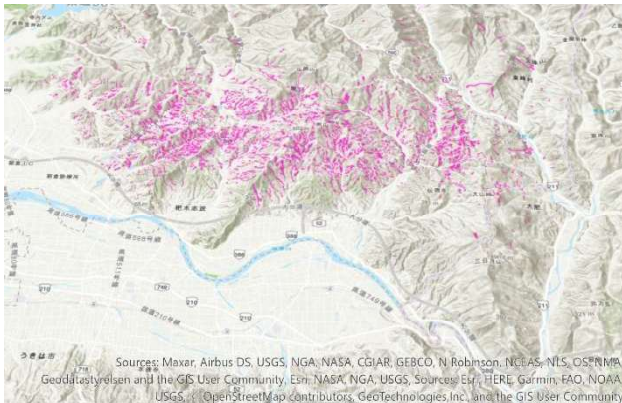


図-5 国土地理院による被害状況判読図⁴⁾

(判読図の土砂崩壊地を GIS で鳥観図に表示)

なお、本検討においては、国土地理院の土砂崩壊地データを表層崩壊危険斜面図における馬蹄形のラインと比較検討するために、土砂崩壊地の最上流付近を崩壊起点としてポイントデータを作成した。また、AI 解析結果と比較するため AI 解析モデルと同じメッシュデータを用いて、図-7 に示す崩壊起点を含む崩壊起点メッシュデータを作成した。

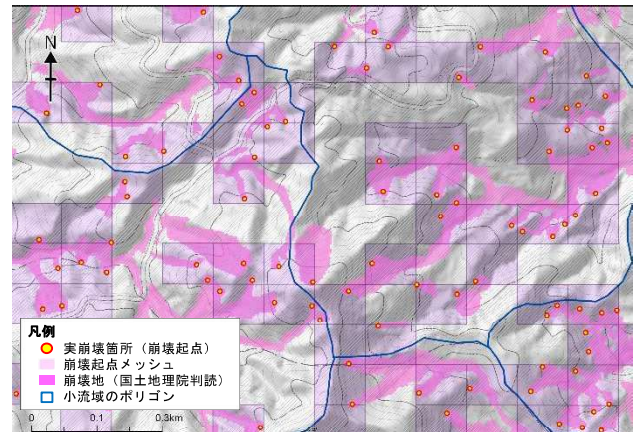


図-7 土砂崩壊地から作成した崩壊起点（実崩壊箇所）ポイントデータと崩壊起点メッシュデータ

3.2 AI 判読と実崩壊の比較

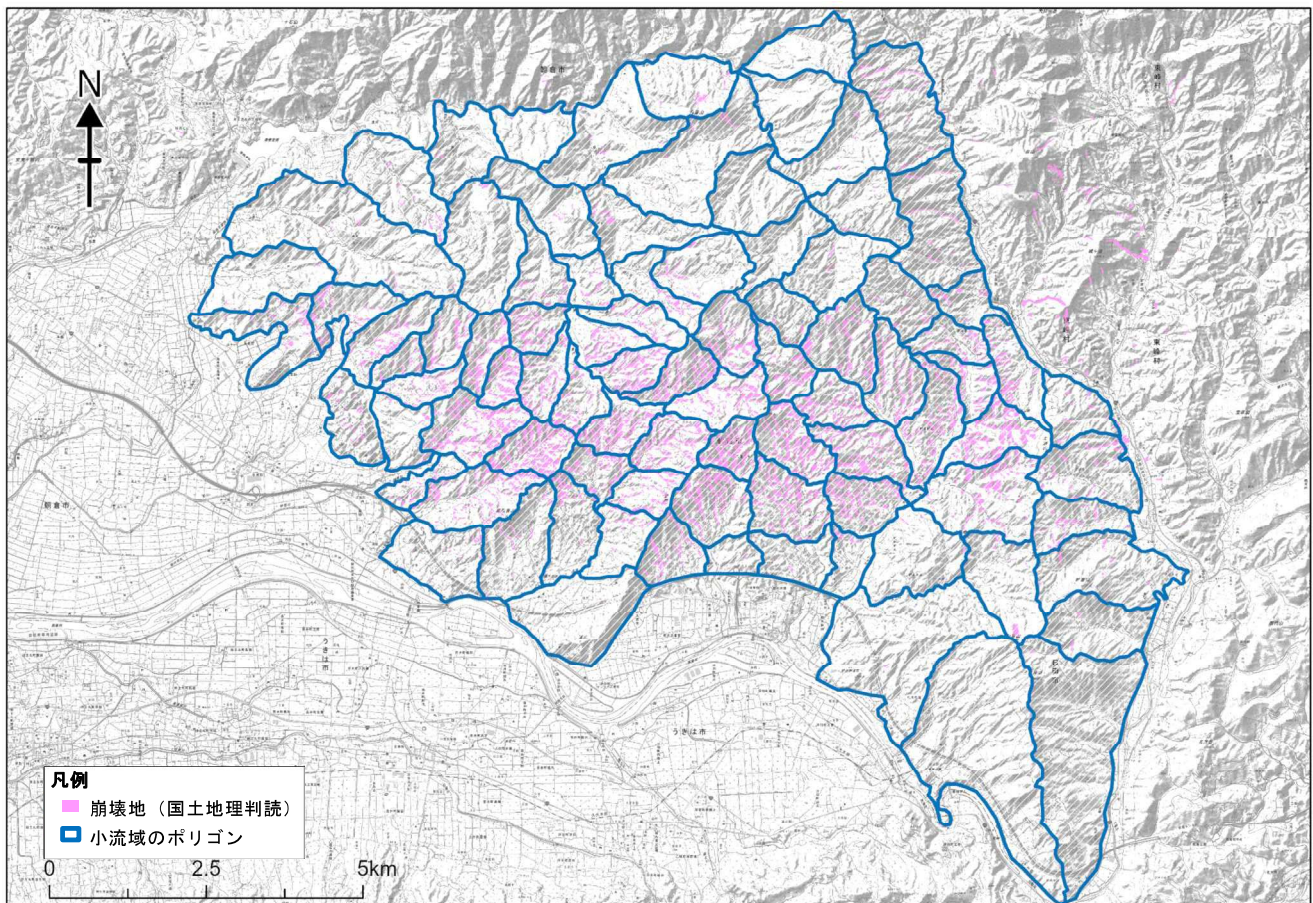


図-6 検討範囲と検討小流域及び国土地理院判読の土砂崩壊地

Probability が 0.69 より大きい ($p0.69<$) メッシュと AI 解析判定メッシュ、及び実際に崩壊が発生した実崩壊箇所(崩壊起点)数および崩壊起点メッシュ数を比較した。図-8、図-11、図-12 は AI 解析で判定された表層崩壊の可能性を示す表層崩壊予測図であり、崩壊起点も表示している。また、図-9 は 89 の小流域の範囲に含まれるこれらデータ数の比較である。小流域に発生した斜面崩壊の崩壊起点数は、 $p0.69<$ の閾値で崩壊が発生する可能性があるとして AI が判読したメッシュ数よりも大きい傾向を示す小流域と、崩壊起点数が 10 か所未満の小流域で AI が判定したメッシュ数が最大で 10 倍程度まで多くなる小流域が存在する結果となった。後者の傾向は、崩壊起点のあるメッシュの数を小流域ごとに集計した場合(図

-9 右図)も同様であるが、崩壊起点メッシュ数と AI が $p0.69<$ の閾値で崩壊が発生する可能性があるとして判定したメッシュ数は概ね同じ傾向となっている。崩壊起点数が少なく AI が崩壊の可能性を判定したメッシュが多い小流域は、図-8 の検討範囲全体図を見ると明確で、崩壊起点が帯状に集中して分布する線状降水帯の発生範囲の外側に分布していることがわかる。そこで、この小流域を除いて図-9 を作成しなおすと図-10 となる。崩壊起点数及び崩壊起点のあるメッシュ数と AI が崩壊の可能性を判読したメッシュ数の関係は線形的となり、メッシュで比較すると AI で崩壊可能性があると判定したメッシュにおいて実際に崩壊が発生したと概ね考えられる結果となった。

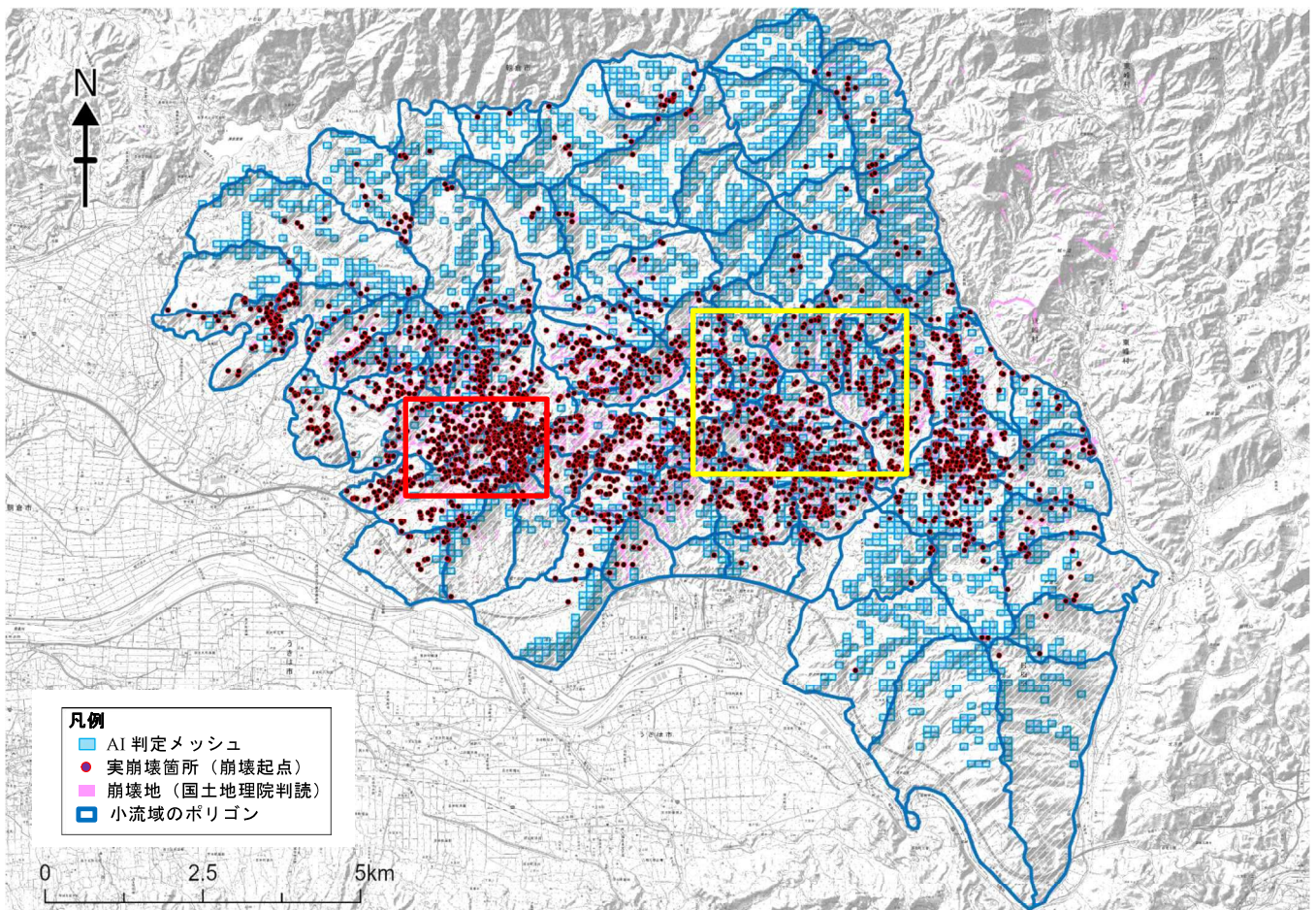


図-8 AI 解析判定 ($p0.69<$) メッシュと実崩壊の比較 (赤枠：図-9, 黄枠：図-10)

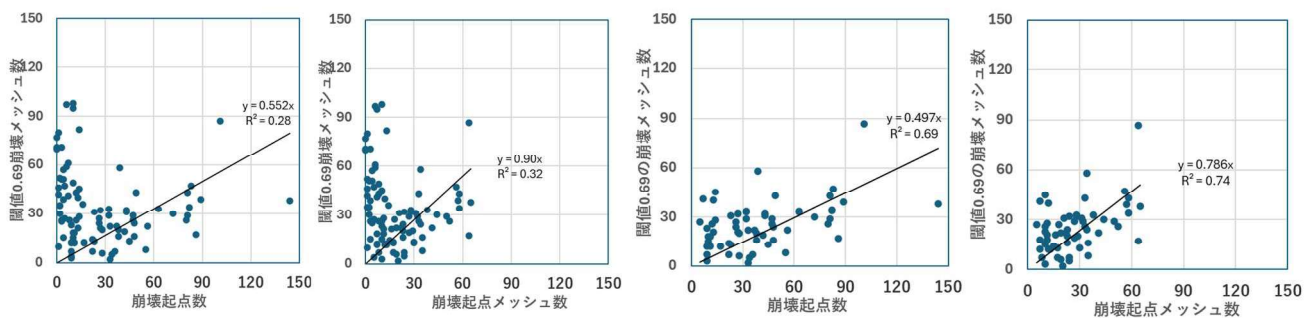


図-9 小流域の崩壊起点数・メッシュ数と AI 解析判定 ($p0.69<$) メッシュ数の比較

図-10 小流域の実崩壊起点数と AI 解析判定 ($p0.69<$) メッシュ数の比較 (線状降水帯付近の小流域を表示)

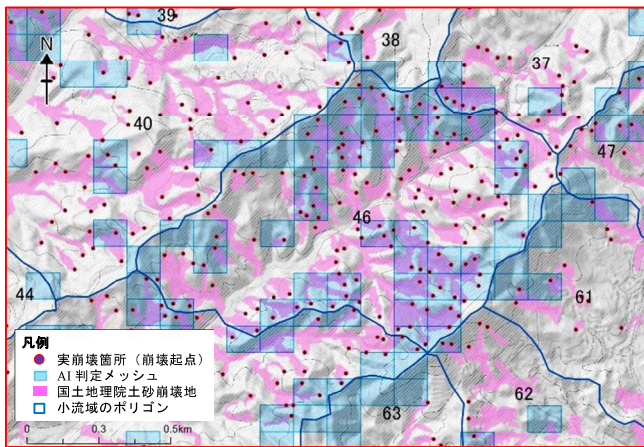


図-11 AI 解析判定 ($p0.69<$) メッシュと
実崩壊箇所の比較 (図-8 の赤枠)

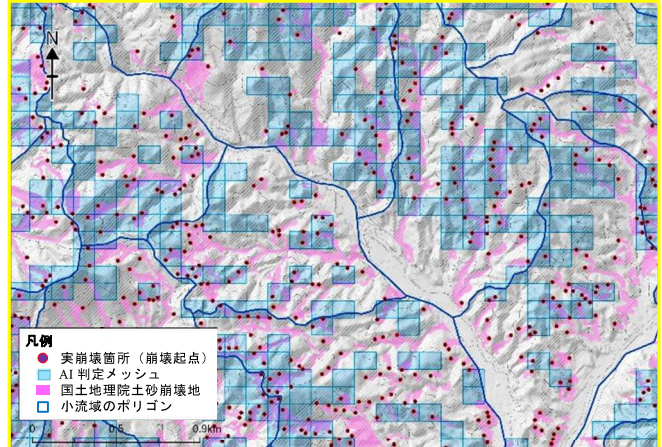


図-12 AI 解析判定 ($p0.69<$) メッシュ
と実崩壊箇所の比較 (図-8 の黄枠)

3.2 AI 判読と人判読の比較

表層崩壊危険斜面図の馬蹄形のラインを人判読崩壊箇所とし、これが小流域に分布する数を人判読崩壊箇所数とした。そして、馬蹄形のラインが AI 解析モデルと同じメッシュに重なるメッシュが小流域に分布する数を人判読崩壊メッシュとして図-13 を作成した。

人判読による崩壊箇所数、及びこれをメッシュデータとした人判読崩壊メッシュ数と AI が崩壊の可能性を判定したメッシュ数の関係はほぼ変わらず、AI による崩壊メッシュ数は人判読崩壊メッシュ数の 3 倍程度となった。

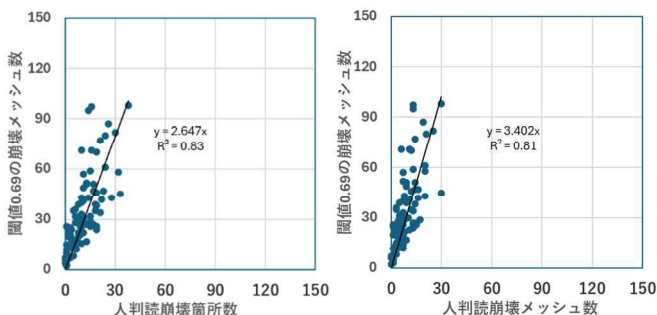


図-13 小流域の人判読崩壊箇所・メッシュ数と AI 解析判読 ($p0.69<$) メッシュ数の比較

3.3 実崩壊箇所数と人判読崩壊箇所数の比較

小流域における崩壊起点数及び崩壊メッシュ数と人判読崩壊箇所数の関係は図-14 に示すとおりである。実際に発生した土砂崩壊地の崩壊起点数は、人判読崩壊箇所数に対して最大 5 倍程度の多さとなっている。崩壊起点をメッシュデータに変換した場合には 2 倍程度の多さとなくなる。これは、図-11、図-12 から読み取れるとおり、約 1ha の面積を持つ解析メッシュの中に小規模な崩壊が多数発生しているためである。特に、線状降水帯が形成された領域においてこの傾向は顕著となっている。なお、図-9 で取り上げたとおり、崩壊起点数・崩壊起点メッシュ数が 10 箇所よりも少ない小流域で人判読崩壊

箇所が多い小流域が存在する。これは、線状降水帯の南北側の崩壊が多発していない範囲となっている。

このように、AI が判定した崩壊メッシュ数は、実崩壊箇所数よりも多く、実崩壊箇所数は人判読による表層崩壊箇所数よりも多い傾向となった。

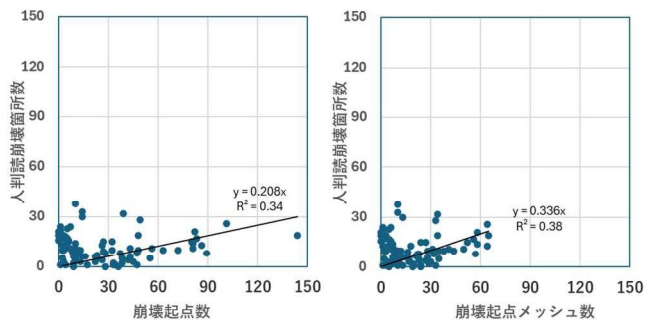


図-14 小流域の崩壊起点・メッシュ数と人判読崩壊箇所
の比較

4. 考察

4.1 AI 解析モデルの再現性

図-8 に示した $p0.69<$ の AI 解析判定による表層崩壊危険箇所が 2017 年 7 月の北九州豪雨で発生した土砂崩壊地をどの程度予測したのかを検討する。AI 解析判定メッシュ ($p0.69<$) に崩壊起点が存在する、つまり、AI 解析判定 ($p0.69<$) メッシュと実崩壊箇所（崩壊起点）が一致するメッシュは図-15 のとおりである。

AI 解析判定で抽出されていない実崩壊箇所（崩壊起点）は、図-15 黄色枠の崩壊起点が非常に多い支流 No.46 にも、また崩壊起点が少ない橙枠の支流 No.7 や No.13 にも認められる。AI 解析判定メッシュと実崩壊箇所（崩壊起点）数と崩壊起点メッシュの一致状況をヒストグラムにすると図-16 となる。

予測率は、AI 解析判定メッシュに実崩壊箇所（崩壊起点）が存在するメッシュ（判定結果が実際の崩壊と

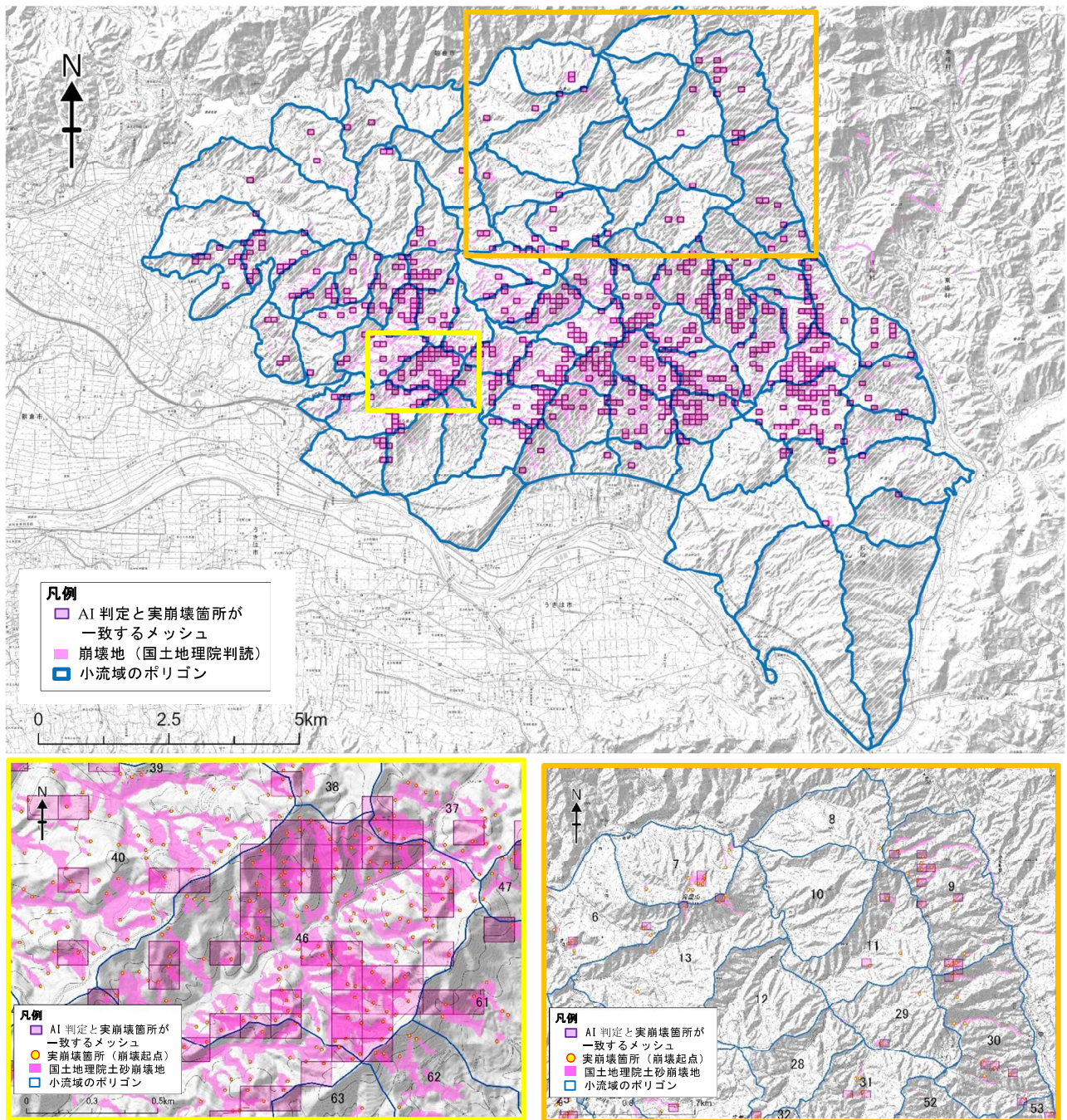


図-15 AI 解析判定 ($p < 0.69$) メッシュと実崩壊箇所（崩壊起点）が一致するメッシュ
（上：全体，黄枠：拡大1，橙枠：拡大2）

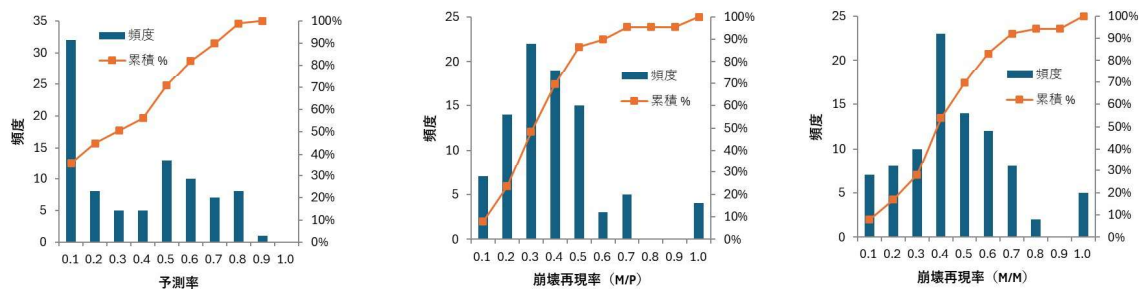


図-16 AI 解析判定 ($p < 0.69$) の予測率と崩壊再現率

※ 予測率：AI 解析判定メッシュに実崩壊箇所（崩壊起点）が存在するメッシュ（判定結果が実際の崩壊と一致）数の割合

M/P：AI 判定メッシュに実崩壊箇所が分布するメッシュ数/実崩壊箇所数

M/M：AI 判定メッシュと実崩壊箇所メッシュが一致するメッシュ数/実崩壊箇所メッシュ数

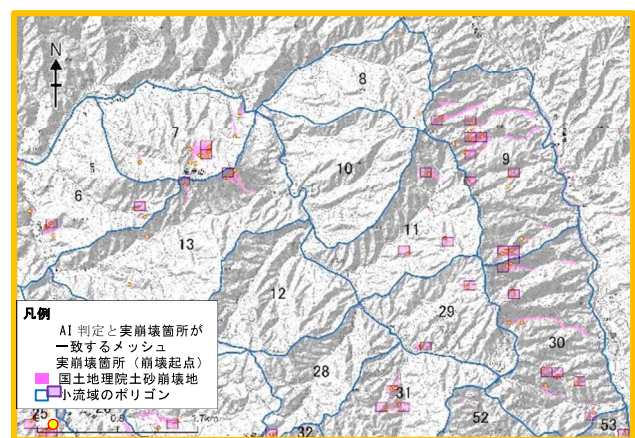
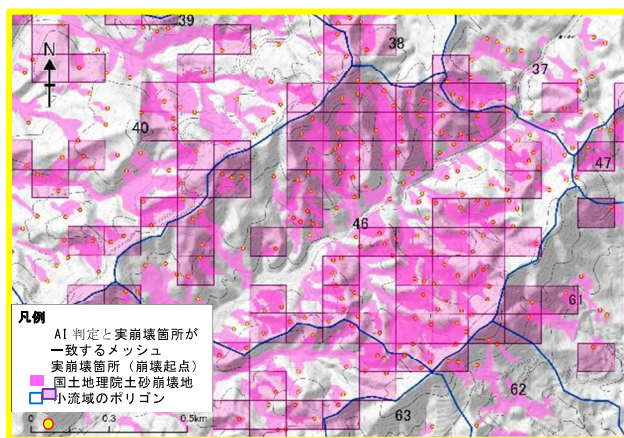
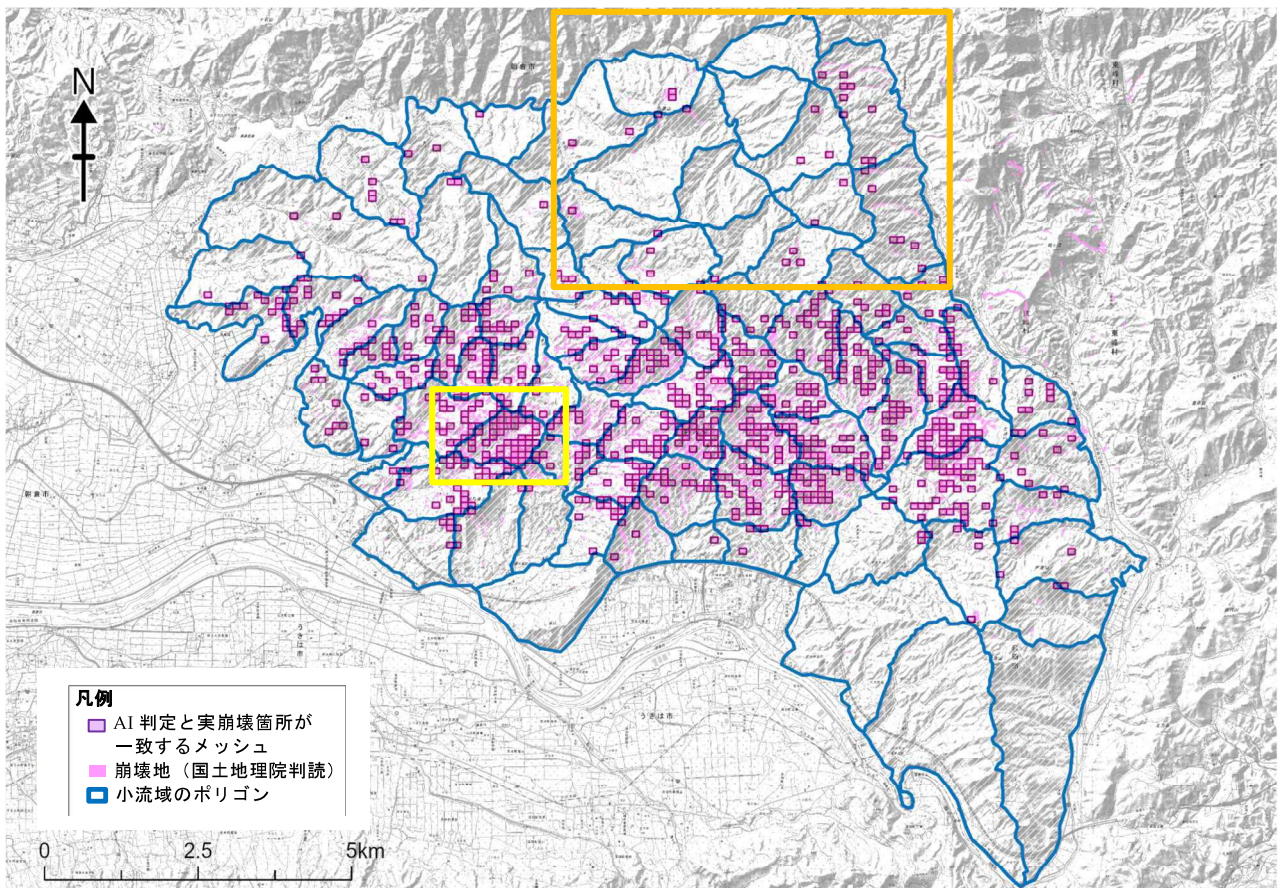


図-17 AI 解析判定 ($p0.60<$) メッシュと実崩壊が一致するメッシュ (上：全体，黄色枠：拡大1，橙枠：拡大

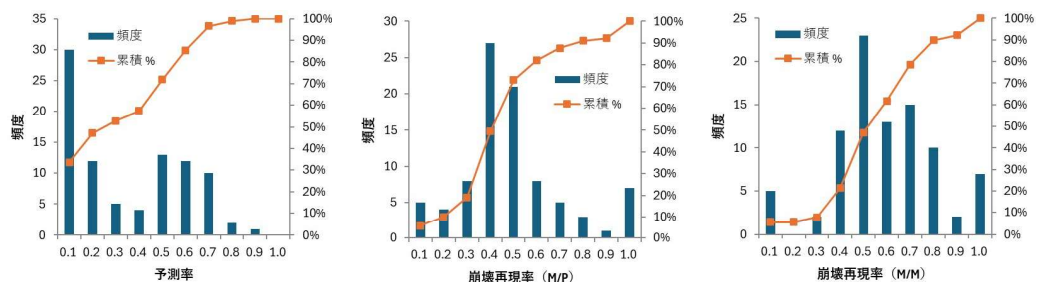


図-18 AI 解析判定 ($p0.60<$) の予測率と崩壊再現率

※ 予測率：AI 解析判定メッシュに実崩壊箇所（崩壊起点）が存在するメッシュ（判定結果が実際の崩壊と一致）数の割合

M/P：AI 判定メッシュに実崩壊箇所が分布するメッシュ数/実崩壊箇所数

M/M：AI 判定メッシュと実崩壊箇所メッシュが一致するメッシュ数/実崩壊箇所メッシュ数

一致) 数の割合である。予測率は 0.1 から 0.9 までの間にばらつくとともに、0.1 までの小流域の数が 30 以上と最も多くなっている。これは、前述したとおり線状降水帯の外側の領域では崩壊があまり発生していない状況を反映していると考えられ、このばらつきのある予測率だけを見ると、本 AI 解析を活用する利点を見出すことは難しいと考えられる。そこで、小流域ごとに崩壊再現率として、実崩壊箇所（崩壊起点）数に対する AI が崩壊の可能性ありとした判定メッシュに実崩壊箇所（崩壊起点）が分布するメッシュ数の割合を M/P、実崩壊箇所（崩壊起点）のメッシュ数に対する AI 判定メッシュと実崩壊箇所（崩壊起点）のメッシュが一致したメッシュ数の割合を M/M として整理した。これは、実際の崩壊箇所もしくは崩壊箇所のあるメッシュが AI 解析で判定されていたのかを確認する指標と考えられる。

表層崩壊の可能性のあると判定した地形的特徴をメッシュ画像として AI に学習させていることから、AI 解析モデルの崩壊再現率は、実崩壊箇所（崩壊起点）が存在するメッシュに対して検討することが妥当であろうと考える。

なお、崩壊再現率の低い小流域と高い小流域が分布する要因としては、図-19 のような表層崩壊危険斜面図の作成時に考慮していない地形タイプ（尾根平坦面が分布しない斜面や林道などが存在する斜面など）で崩壊が多発していることを想定できる。

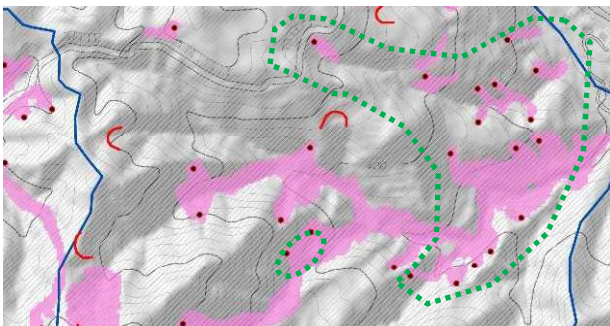


図-19 表層崩壊危険斜面図に考慮されていない地形タイプでの崩壊（上図の緑点線内の黒赤点）

4.2 AI 解析モデルの probability について

本 AI 解析モデルは、人判読による崩壊危険斜面の抽出の再現性に着目して予測精度を規定する probability を 0.69 としている。しかし、図-14 に示したとおり人判読による表層崩壊危険斜面の抽出精度にも不確実性を含んでいることから、probability を小さくすることによって表層崩壊が発生する可能性がある斜面をより広く抽出する考え方を想定できる。そこで、probability を 0.60 とした場合について検討した。

図-17 は図-15 と同じ範囲の結果である。黄枠の支流域 No.46 を見ると、 $p0.69<$ で判定されたメッシュの周囲のメッシュが判定されている。同様に、橙枠では No.10 や No.11 の支流で、 $p0.69<$ では判定されていなかった崩壊起点のあるメッシュが判定されている。AI 解析判定

($p0.60<$) の予測率と崩壊再現率をヒストグラムにすると図-18 となり、 $p0.69<$ の場合よりも崩壊再現率は若干向上する。観測史上 1 位というような豪雨規模を取り扱う場合には、人判読データに基づき構築した AI 解析モデルの不確実性を、AI モデルの probability で補える可能性を推察できる。

4.3 AI 解析モデルの再現精度の向上など今後の課題

2017 年 7 月の北九州豪雨について AI 解析モデルを用いて表層崩壊危険斜面の判定を行い、将来的な活用を期待できそうな感触を得たが、以下の課題を考えられる。

- ① AI に学習させる人判読表層崩壊危険斜面図は、深層崩壊や堆積物の厚い溪床の崩壊、林道など斜面改変によって発生する地表流が要因となる崩壊等、異なる崩壊発生メカニズムの考慮が必要である。
- ② モデル構築過程で含まれる不確実性を補うため、崩壊可能性の確率 (probability) が低いメッシュを判定する必要性が生じる。見た目にもメッシュが多く抽出されてしまうため (図-8 参照)、抽出されたメッシュ間の崩壊可能性の程度が課題となり、流域間の相対的な危険度評価が必要となる。
- ③ 近年の DEM の精度向上や判定メッシュサイズの検討が必要である。
- ④ AI 解析モデルの実装には、毎年発生する斜面崩壊データを活用してモデルの再現性 (本報では予測率や崩壊再現率) を向上させて行くことが重要である。

5. おわりに

その発生メカニズムからいくつかの形態にパターン化されてきた斜面崩壊の発生可能性に AI を導入する意義は十分にあると考えられる。事前防災計画や防災施設導入の判断のために崩壊危険度をスクリーニングする情報として十分に活用できると評価し、今後の更なる研究開発を期待したい。

(執筆責任者 斉藤泰久)

参考文献

- 1) 斉藤泰久：DEM と AI を活用した表層崩壊危険斜面の抽出（長野県辰野町を事例として）、2022 年度統合物性モデル技術研究組合研究発表会、2022.11.
- 2) 小林隆洋，斉藤泰久他：AI（ニューラルネットワーク）を用いた表層崩壊危険斜面の自動抽出に関する研究、令和 4 年度砂防学会研究発表会、2022.5.
- 3) 中村直治：平成 29 年 7 月九州北部豪雨について（速報）、第 16 回都市水害に関するシンポジウム、p.22-28、2017.11.
- 4) 国土地理院：平成 29 年 7 月北九州豪雨に伴う被害状況判読図、
https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H29hukuoka_ooita-heavyrain.html、2025.6.1 閲覧。

2.3 衛星 SAR で地盤変位の時期・速度を推定する

1. はじめに

最近のデジタル化の流れの中で、地盤調査やインフラメンテナンス等にも、非破壊の調査や検査手法が多く用いられるようになってきている。例えば、道路下やトンネル壁面裏の空洞調査には地中レーダが使われ、斜面変位に対しては、GNSS（従来の GPS）によるモニタリングなどが実施されている。

本論文では、近年実施されるようになった衛星 SAR データによる地盤の変位解析方法と、既存の結果例について説明し、更に本組合で実施した新規の解析結果と共に、今後の展望について述べる。

2. 衛星 SAR データによる地盤の変位解析方法

2.1 衛星 SAR の概要

SAR とは Synthetic Aperture Rader の略で、日本語では合成開口レーダと言われている。SAR には、以下の 3 種類がある。

- (1) 人工衛星搭載型：衛星 SAR
- (2) 航空機搭載型：航空機 SAR（Pi-SAR：パイサー）
- (3) 地上設置型：地上設置型 SAR（GB-SAR：ジービーサー）

そして、衛星 SAR には表-1¹⁾に示すような種類があり、その特徴として、「空間分解能」、「変位分解能（干渉 SAR 解析で波長の 1/10 程度）」、「時間分解能（観測頻度）」の 3 つの分解能要素がある。

「空間分解能」は観測データの平面的な間隔（タテ・ヨコ）である。

「変位分解能」は照射するレーダの波長によって決まるが、図-1 に示すように、波長によって、レーダの透過性も変わる。日本では都市部を除いて植生に覆われていることが多いので、山間部を対象とした衛星 SAR 解析に用いられるデータは、JAXA が運用している ALOS-2（L バンド）のものが多く、都市部の高精度の解析では、C バンドなども使用される。

「時間分解能」は観測頻度に依存し、回帰日数の短い衛星は短期間での解析が可能である。ALOS-2 の干渉 SAR 解析に必要なデータを得るための全く同条件の観測間隔は、通常、3 ヶ月～4 ヶ月である。

2.2 衛星 SAR の解析方法

衛星 SAR データによる解析では、図-2²⁾に示すように、基本的な原理として、1 回目の観測データと 2 回目の観測データを干渉させ、位相差を取ることで、地盤の変位（衛星と地表の距離変化）を得ることができる。

ここで注意が必要なのは、衛星 SAR では、マイクロ波を地表に対して斜めに照射するため、解析によって得られる変位は衛星の視線方向（斜め方向）の変位であるということである。この場合、1 波長以上の変位に対しては、その見分けが付かないことにも注意が必要である。

また SAR 解析手法には、図-3 に示すように、多時期のデータを用いた時系列解析がある。時系列解析には通常 15～20 時期程度の多くのデータが必要になるが、干渉 SAR 解析の変位分解能と比べて、高精度の評価が可能となり、mm オーダーでの斜面や構造物の時系列変位を把握することができる。

図-3 で示した PS-InSAR は、Persistent Scatterer InSAR の略であり、時間的にマイクロ波の反射が安定している点（PS 点）に着目して、その時系列的な変化を推定する干渉 SAR 時系列解析の一種である。人工構造物など、時間的に安定した反射特性を持つ点に注目することで、広範囲な変位を高い空間解像度で把握できる。

図-3 で示した SBAS は、Small Baseline Subset の略であり、干渉 SAR 時系列解析の一種で、短い垂直基線長及び短い観測間隔のデータペアを多数作成して各観測間の変動量を推定する。空間及び時間的なコヒーレンスの低下を抑制することから、地すべりなど斜面の時系列変化を推定できる。

表-1 運用中の代表的な商用 SAR 衛星¹⁾

衛星名	ALOS-2	COSMO-SkyMed ²⁾	TerraSAR-X (TanDEM-X)	RADARSAT-2
分解能	3m	3m	3m	8m
基数	1基	4基	2基	1基
波長帯（波長の長さ）	Lバンド（23.5cm）	Xバンド（3.1cm）	Xバンド（3.1cm）	Cバンド（5.7cm）
観測幅	50km	40km	30km	50km
回帰日数	14日	16日	11日	24日
運用機関	JAXA（日本）	ASI（イタリア）	DLR（ドイツ）	MDA（カナダ）

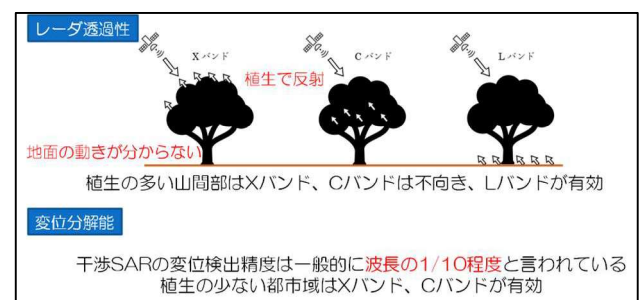


図-1 レーダ透過性と変位分解能

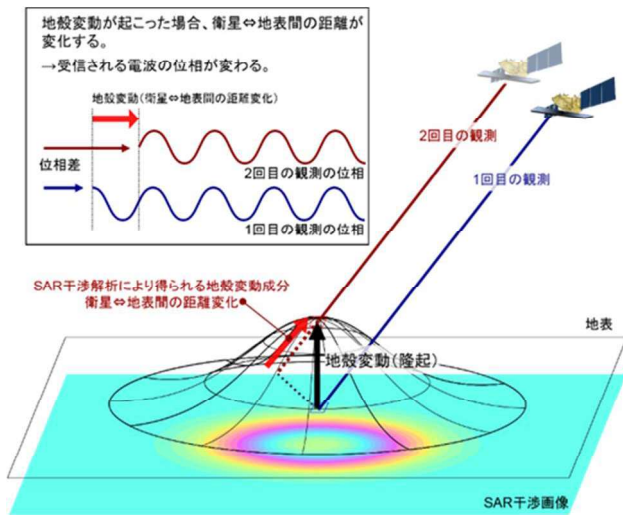
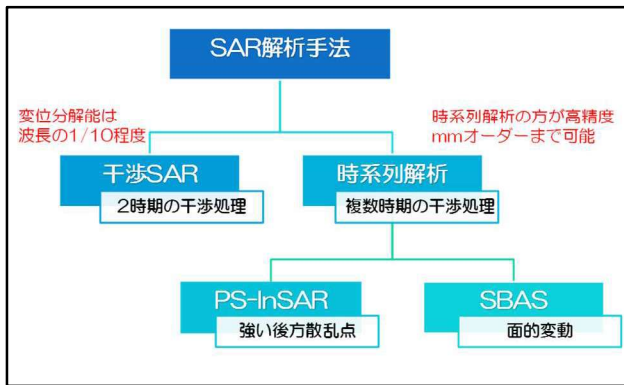
図-2 干渉 SAR 解析の原理²⁾

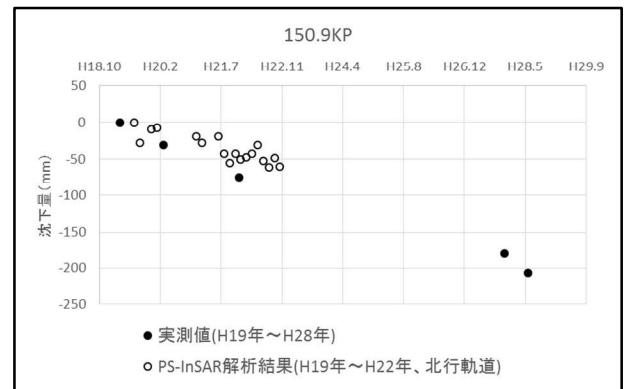
図-3 衛星 SAR 解析手法

3. 既存の衛星 SAR データによる解析結果例

3.1 道路盛土の沈下例

時系列解析手法の一つである PS-InSAR で解析した道路盛土の沈下例を図-4³⁾に示す。

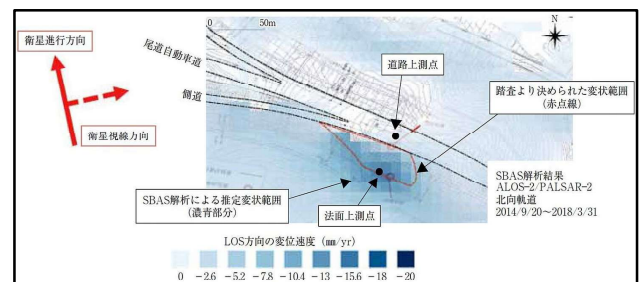
この結果では、150～153KP 付近の「粘性土および有機質土優勢区間（後背湿地）」³⁾などで沈下量が大きく、図-5³⁾に示す沈下量の実測値との比較でも整合的である。

図-4 PS-InSAR 解析による道路盛土の沈下例³⁾図-5 道路沈下量の経時変化の比較（150.9KP）³⁾

3.2 道路法面の変状例

時系列解析手法の一つである SBAS で解析した道路法面の変状例を図-6⁴⁾に示す。

この結果では、赤枠で示した地表踏査により決められた変状範囲と、濃青色の SBAS 解析結果の変位が大きい部分とが整合的であり、図-7⁴⁾に示すように、時系列の変位を比較しても、図-6⁴⁾の道路上測点が、ほぼ 0mm で一定であるのに対し、法面上測点は沈下傾向にある。

図-6 SBAS 解析による道路法面の変状例⁴⁾図-7 道路上測点と法面上測点の SBAS 解析変位⁴⁾

3.3 活動的な地すべりの抽出例

既存の地すべり地形分布図に、干渉 SAR 解析結果を重ね合わせた図を図-8⁵⁾に示す。

この結果を見ると、多くの地すべりブロックの中で、実際に変位が生じている地すべりブロックが、一目で分かる。

また既存の地すべり地形分布図が無い地域では、図-9⁵⁾に示すように、CS 立体図によって地すべり地形を抽出することが考えられる。

いづれにしても、地すべり地形によって過去の斜面変動を把握し、衛星 SAR 解析によって現在の動きを把握することで、現在活動的な危険箇所を抽出することができる。

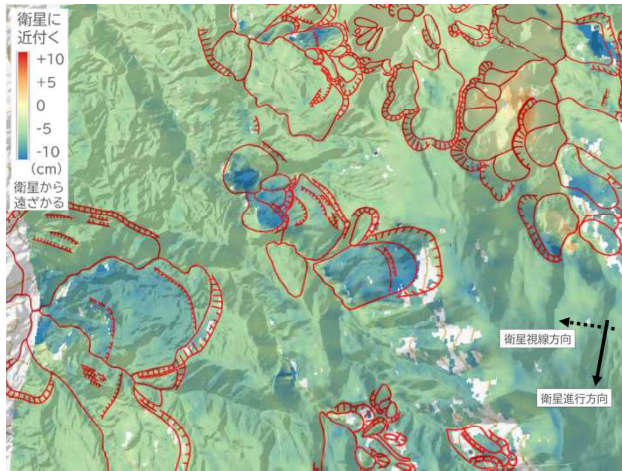


図-8 干渉 SAR 解析による活動的な地すべりブロックの抽出例⁵⁾ (図中の地すべりブロックは防災科学技術研究所の地すべり地形分布図を使用)

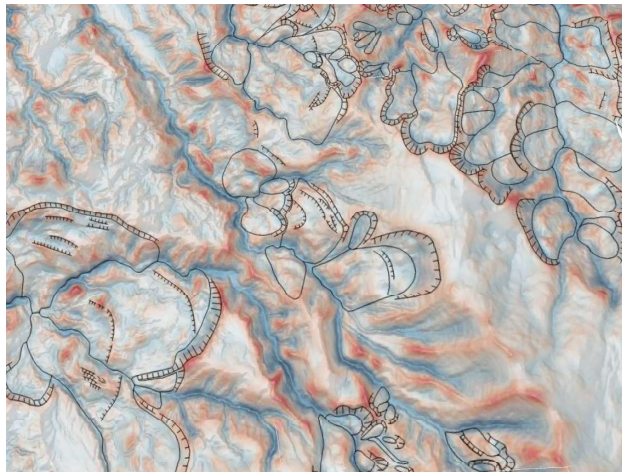


図-9 CS 立体図と地すべりブロックの表示例⁵⁾ (CS 立体図は国土地理院の数値標高モデルを使用. 図中の地すべりブロックは防災科学技術研究所の地すべり地形分布図を使用)

4. 組合で実施した衛星 SAR データによる解析結果

ここでは、新たな研究事例として、組合の研究活動の一環として実施した岡山県と広島県の地すべり地の解析結果と、同じ衛星 SAR データ範囲に入っている岡山大学裏の半田山の解析結果を示す。

4.1 解析概要

衛星データ範囲を図-10 に、地すべり地の解析対象範囲を図-11 に示す。解析対象範囲の地すべり地は、広島県と岡山県の県境の山岳地であり、地すべりブロックが

多く認められる。岡山大学裏の半田山は、衛星データ範囲の北東端に位置する。

地質状況としては、夜久野火山岩類や蛇紋岩、ガブロ、変質玄武岩、泥岩、酸性火山岩などが分布している。

また表-2 に示す ALOS-2 (L バンド) のデータを用いて、地すべり地では時系列 SBAS 解析を、半田山では 2 時期干渉 SAR 解析を実施した。図-10 に示したように、衛星進行方向は南向き、観測方向は西向きであった。



図-10 衛星データ範囲 (黒枠)

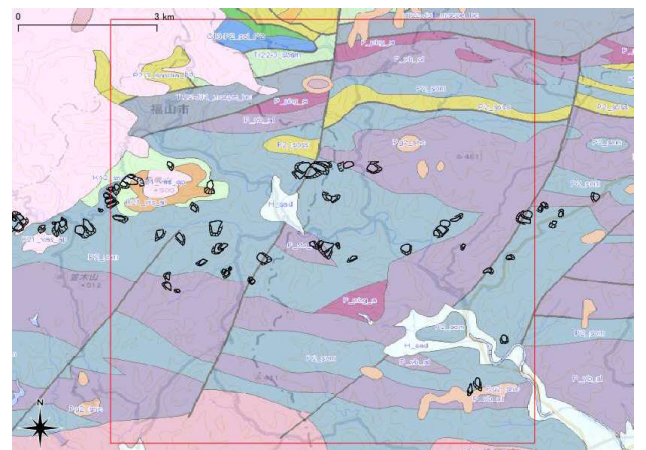


図-11 解析対象範囲 (赤枠. 地質と地すべりブロック含)

表-2 解析に用いた衛星データ

データ名	取得年月日
ALOS2068902920-150902	2015/9/2
ALOS2093742920-160217	2016/2/17
ALOS2118582920-160803	2016/8/3
ALOS2147562920-170215	2017/2/15
ALOS2172402920-170802	2017/8/2
ALOS2201382920-180214	2018/2/14
ALOS2226222920-180801	2018/8/1
ALOS2238642920-181024	2018/10/24
ALOS2255202920-190213	2019/2/13
ALOS2292462920-191023	2019/10/23
ALOS2309022920-200212	2020/2/12
ALOS2346282920-201021	2020/10/21
ALOS2362842920-210210	2021/2/10
ALOS2416662920-220209	2022/2/9
ALOS2431152920-220518	2022/5/18

4.2 地すべり地の解析結果

既存資料より着目する地すべりブロックと時系列変位量を抽出点を図-12 に示す。ブロック①は衛星視線方向に近づく動きをしており、ブロック②は遠ざかる動きをしている。

次に、ブロック①内の点1～3における時系列変位量を図-13 に、ブロック②内の点4～6における時系列変位量を図-14 に示す。図-13 より、地すべりブロック①は、2018/10/24 までは地表面変動が大きく、2018/10/24 以降は衛星視線方向に近づく変動を示している。特に点2については、2017/2/15 から 2018/10/24 までの地表変位は大きい。図-14 より、地すべりブロック②は、ほぼ連続して衛星視線方向から遠ざかっている。

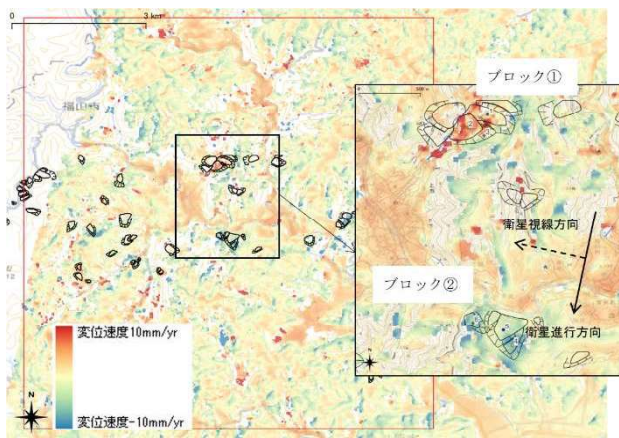


図-12 地すべりブロックと時系列変位量

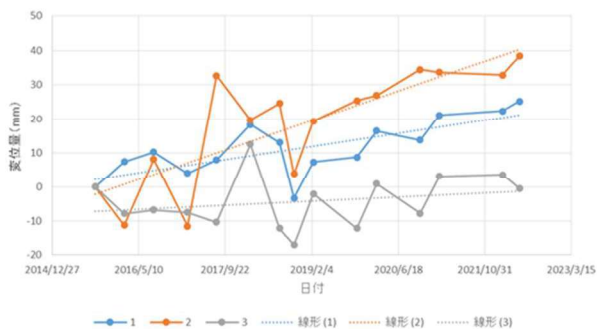


図-13 ブロック①の地表面の時系列変位量

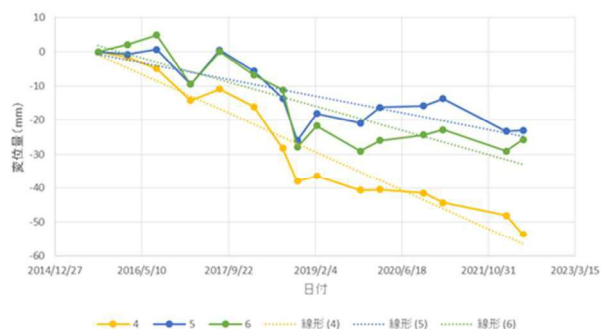


図-14 ブロック②の地表面の時系列変位量

4.3 半田山の解析結果

岡山大学裏の半田山南斜面では、平成 30 年 7 月豪雨によって、図-15 に示す斜面①と斜面②で表層崩壊が発生した。発生日時は、2018 年 7 月 7 日 10 時頃であった。

表-2 に示した 2018/2/14 と 2018/8/1 の 2 時期間の干渉 SAR 解析結果を図-16 に示す。残念ながら優位な変位量は得られなかった。また斜面①の一部の変位量が白抜きで欠損しているのは、表層崩壊によって地表面状態が複雑に変化し、図-17 に示すように、衛星 SAR データの干渉性（コヒーレンス）が著しく低下したためと考えられる。



図-15 岡山大学裏の半田山の解析対象地(斜面①と②)



図-16 半田山の 2 時期干渉解析の変位量



図-17 半田山の 2 時期干渉解析時のコヒーレンス

5. まとめ

衛星 SAR データによる解析では、人工衛星が定期的に観測するデータを使用するため、現地に計測器等を設置する必要がない。また 1 データの観測範囲が従来でも約 50km 四方であり、一度に広範囲の観測が可能である。よって、道路や地すべりなどの広範囲に存在する調査対象に対して、低コストでの調査が可能なる。更に過去の観測データも使用できるので、災害発生箇所の変位履歴も分かる。

日本で運用されていた JAXA の「ALOS-2」は、同条件での観測頻度が年 3 ～ 4 回程度であったが、2024 年に打ち上げが成功した「だいち 4 号 (ALOS-4)」は、2025 年 4 月から運用が開始されたが、同条件での観測間隔が 2 週間程度になる見込みで、時間分解能が飛躍的に向上する。また空間分解能は 3m で変わらず、観測幅が 50km から 200km に広がる。海外の SAR 衛星は、観測頻度が多く分解能が高いもののデータ購入費が高いことや、データが無料で公開されているものの空間分解能が悪いこと等の課題がある。

今後は、衛星 SAR で進められているセンサの高解像度化や、衛星コンステレーション（多数の衛星を同じ軌道上に配置し、一体的に運用するシステム。地球全体をカバーし、効率的な通信や観測サービスを実現できる。日本も含め、民間を主体に低軌道に数 10 機程度以上の衛星を打ち上げる計画が進められている。）による観測の高頻度化に加え、衛星通信とデータ処理技術の高度化により、データ提供のリアルタイム性が増すと予想される⁸⁾。

そのような中で、高解像度化することで今まで検知できなかった微妙な変動が検知できるようになり、また時間分解能が向上することで今まで検知できなかった短期変動が検知できるようになると考えられるので、地盤調査やインフラメンテナンスにおいて、衛星 SAR による解析を、一層、有効に活用して行きたい。

謝辞

論文中の「4. 本組合での衛星 SAR データによる解析」では、衛星データの購入に当たって、八雲環境科学振興財団から研究費を提供していただいた。ここに謝意を表します。

(執筆責任者 八野祐二)

参考文献

- 1) 国土交通省 web : 災害時の人工衛星活用ガイドブック土砂災害版, <https://www.mlit.go.jp/common/001227722.pdf>
- 2) 国土地理院 web : 干渉 SAR の原理, https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/sar_mechanism.html
- 3) 古関潤一, 横田聖哉, 竹内渉, 吉川猛, 柳浦良行, 野口ゆい : 道路土構造物の維持管理の効率化のための干渉 SAR による変状調査方法, 地盤工学, 土と基礎, Vol.66.(10), pp.22-25, 2018.
- 4) 吉川猛, 古関潤一, 清田隆, 竹内渉 : 干渉 SAR を利用した法面変状の把握, 基礎工, 2021 年 1 月号, pp63-65, 2021.
- 5) 吉川猛, 三浦健一郎, 古関潤一 : LP データ及び衛星 SAR の組合せによる斜面調査の効率化手法, 地盤工学会誌, Vol.70(1), pp31-35, 2022.
- 6) 戸田堅一郎 : 曲率と傾斜による立体図法 (CS 立体図) を用いた地形判読, 農林立地, Vol.56(2), pp75-79, 2014.
- 7) 木村隆行, 工藤健雄, 八野祐二, 吉川猛, 井上真, 今西将文, 伊達裕樹, 笹井友司, 松井章弘, 西垣誠 : 衛星 SAR や地形データを活用した不安定斜面分布図, 八雲環境科学振興財団, 研究レポート集, 第 24 号, pp46-52, 2023.
- 8) 吉川猛, 六川修一, 酒井直樹, 虫明成生, 竹下航 : 宇宙や空中からの物理探査 (リモートセンシングとドローン物理探査), 物理探査, 第 77 巻, pp26-31, 2024.

2.4 衛星 SAR の微細変動で潜在地すべりを推定する

1. はじめに

近年、合成開口レーダー(SAR)による斜面監視や地すべり移動の把握の研究が多く発表されており、地すべりの特定や移動程度の把握への応用が試みられている。特徴は、広域のデータが取得できること、定期的に衛星が通過することから定点観測的な応用も可能であることなどにより、さまざまな応用方法が試みられている。いずれも移動量のある地すべりや斜面変動の把握であり、微細な変動に対しても、検討は試みられている。また、ゆるく平坦で広い地すべりについては入射角の条件が良く、効果的な予測ツールとして期待されている。

今回、入射角の条件の悪い岡山南西部の吉備高原面を150~250m下刻して形成されている開析斜面に適用し、その斜面に分布する「動いていない地すべり」の変動の把握が、衛星 SAR で可能かどうかを検討した。

2. 過去の地すべり地への適用

2.1 和歌山県田辺の事例

神山ら(2015)¹⁾は、和歌山県田辺市を流れる右会津川の右岸に分布する四万十帯の地すべりに対し、GPS 観測と衛星 SAR 解析の両方を行った。現地は 2007 年 3 月~11 月の孔内傾斜計観測で 0.005~0.008cm/d の潜在変動レベルの地すべり移動量を示していたが、GPS 観測では 2013 年 3 月~2014 年 11 月では 0.020~0.029cm/d の準確定レベルの移動量を示した。また、衛星 SAR 解析では 2010 年 7 月~10 月の 90 日で 0.05cm/d 程度の準確定レベルの移動量を示す区域が明確に浮かび上がった。その結果を傾斜量図(地理院 GSIMaps)²⁾と対比し図-1 に示す。

図-1 では、地すべり地形分布図³⁾で判読された地すべり地形に対し、衛星 SAR 解析では二つの地すべりを斜めに横断する地すべり地形変動が確認され、地形から推測できなかった新しい地すべり変動を把握できている。移動量の変化を面的に把握できるという意味で非常な有効な解析事例といえる。この移動量は、藤原(1994)⁴⁾および丸山ら(1994)⁵⁾による指標(表-1)に対し、変動 B・準確定レベルに対応している。

2.2 山形県月山の事例

佐藤ら(2012)⁶⁾は、山形県鶴岡市の月山西麓に位置する七五三掛地区の地すべりに対し衛星 SAR 解析を行った。その事例を図-2 に示す。図-2(a)は南行軌道 SAR 干渉画像で 2006 年 9 月 12 日~2008 年 9 月 17 日の 737 日間の画像で D ブロックが活動している状況が推定される。最大 6cm であり 0.008cm/d の変動 C(潜在)レベルになる。

表-1 地すべり移動量の区分

藤原 ⁴⁾ 地すべり区分	警戒避難 管理基準 ⁵⁾	移動量V~ (cm/d)
変動C 潜在		0.002
変動B 準確定		0.01
変動A 確定	注意	0.1
	警戒	1
	避難	4.8
	立ち入り禁止	24

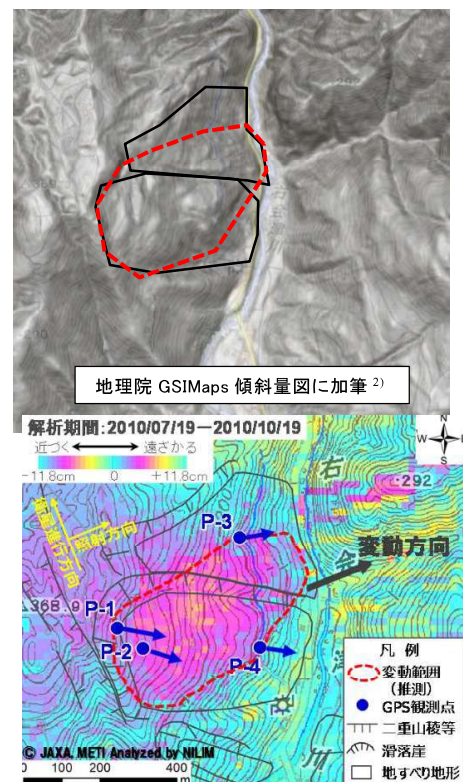


図-1 和歌山県田辺の地すべり事例¹⁾に加筆

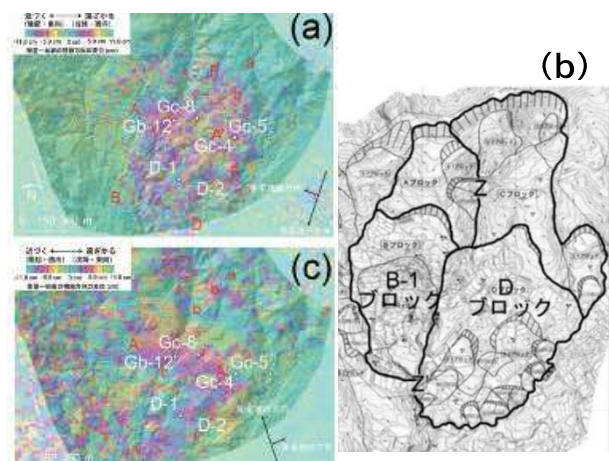


図-2 山形県月山西麓の地すべり事例⁶⁾に加筆

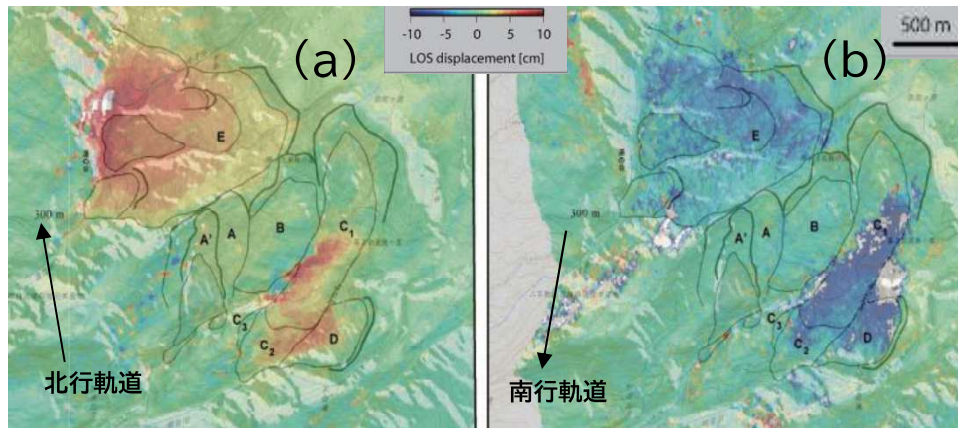


図-3 石川県白山甚之助谷地すべりの事例 7)に加筆

図-2(c)は北行軌道 SAR 干渉画像で 2006 年 6 月 6 日～2008 年 10 月 27 日の 874 日間の画像で同様に D ブロックが活動している状況が推定される．最大 6～9cm であり 0.007～0.010cm/d の変動 C～B(潜在～準確定)レベルになる．ただ、点々とした干渉画像図になっているのは、和歌山県田辺市(図-1)と異なり変動量が小さいことも一因と考えられる．

2.3 石川県白山の事例

石塚ら(2017)⁷⁾は、石川県白山の南西部の甚乃助谷の地すべりに対して衛星 SAR 解析を行った．その事例を図-3 に示す．

図-3(a)は北行軌道 SAR 干渉画像で 2014 年 10 月 8 日～2015 年 7 月 15 日の 280 日間の画像で、E ブロックと C～D ブロックが活動している状況が推定される．最大 5～10cm であり 0.018～0.036cm/d の変動 B(準確定)レベルになる．

図-3(b)は南行軌道 SAR 干渉画像で 2015 年 9 月 20 日～2016 年 6 月 12 日の 266 日間の画像で、同様に E ブロックと C～D ブロックが活動している状況が推定される．最大 5～12cm であり 0.019～0.045cm/d の変動 B(準確定)レベルになる．

いずれも変動領域が比較的明確に判断できる結果となっている．

2.4 徳島県日ノ丸山の事例

山崎(2025)⁸⁾は、徳島県日ノ丸山の周辺の重力斜面変形箇所に対し、国土地理院の衛星 SAR 画像を色強調化して見やすい強調画像にして対比した．その事例を図-4 に示す．その時点での南行軌道は 2014 年 8 月 6 日～2022 年 9 月 3 日で観測間隔の上限が 760 日で、北行軌道は 2014 年 8 月 8 日～2022 年 12 月 19 日で観測間隔の上限が 1095 日であった．その平均は 928 日である．

図-4 は上下方向の変動量で、地すべりで沈降している領域が把握できたと考えられる．沈降量は 1～2cm 程度で 0.0010～0.0022cm/d の変動 C(潜在)レベルになるが、横の移動量ではないので小さくなっている可能性がある．

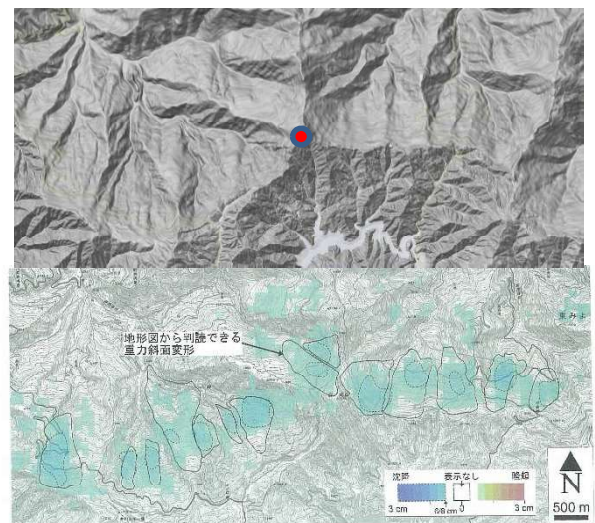


図-1 徳島県三好市井川・実みよし町周辺の準上下方向の変位速度画像を用いて筆者が抽出・判読した斜面変動推定領域(破線)と地形図(地理院地図)から判読した重力斜面変形の範囲(実線)。

図-3 徳島県日ノ丸山の事例 8)に加筆

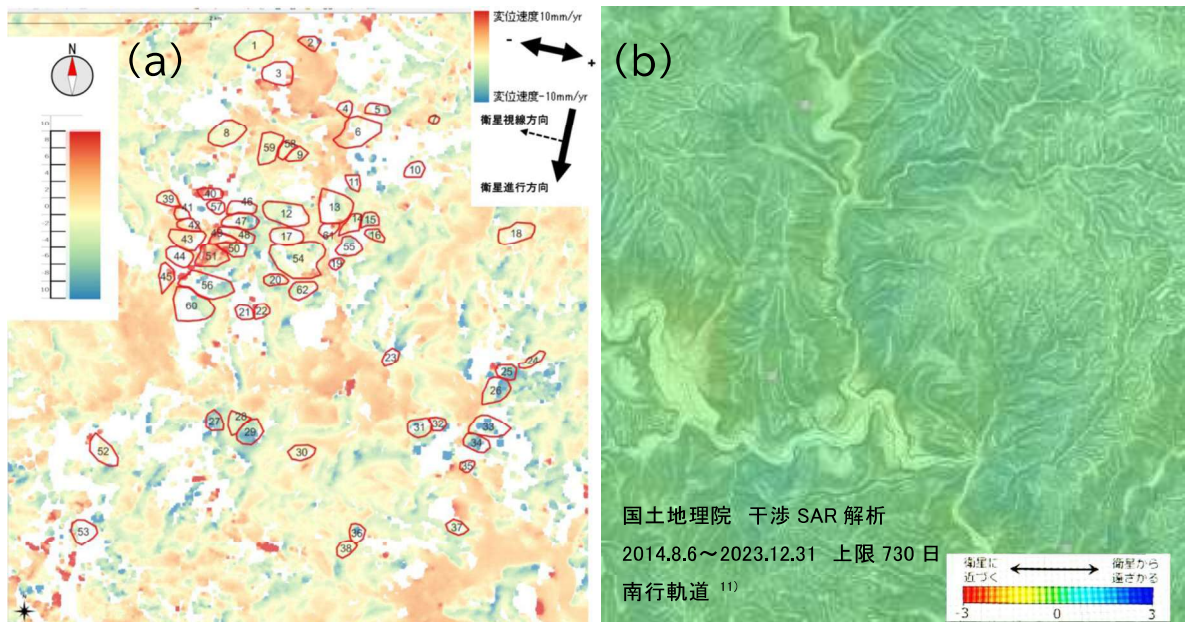
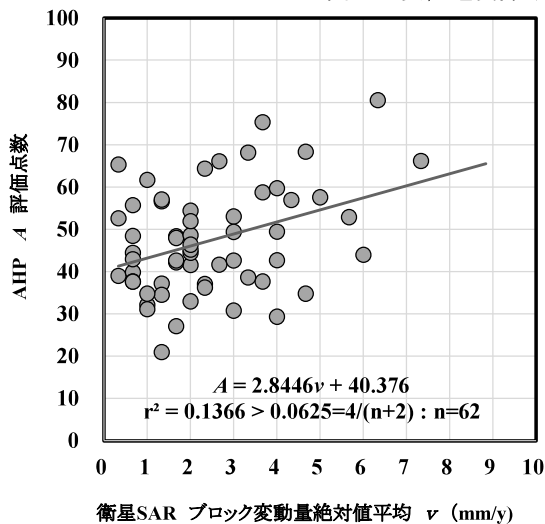
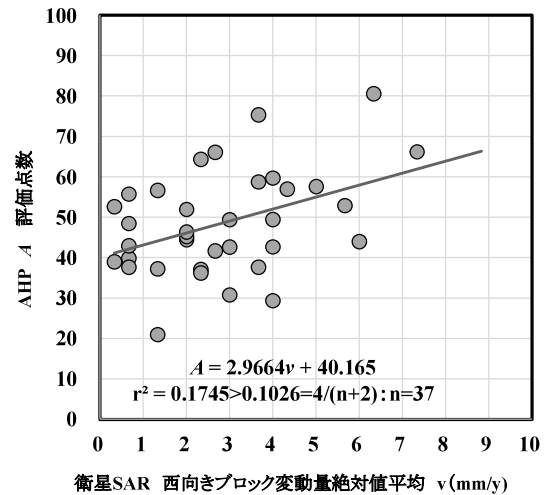
また、同じ領域での横方向の変動は、地すべりの向きが南北方向なので、南北軌道で東西照射の SAR では東西方向の変位に有効ではあるが南北方向の変位は検出し難いため、検出できなかったとしている．また、斜面が緩い場合も、上下変動は判読できないことが多いとしている⁸⁾．

3. 岡山南西部の地すべり地への適用

3.1 衛星 SAR 干渉解析による変位速度評価

衛星 SAR による地すべり変位については、入射角の条件が良い谷が広い斜面では、効果的な予測ツールとして期待されている．今回、吉備高原を 150～250m 下刻して形成されている開析斜面の不安定斜面に対し適用し検討した．1.1 章と同じ領域である．

衛星データは ALOS-2/PALSAR-2(2015/9/2～2022/5/18)の 7 年間の 15 データとし、解析範囲は緯度 34 度 36 分、経度 133 度 21 分から緯度 34 度 42 分、経度 133 度 27 分

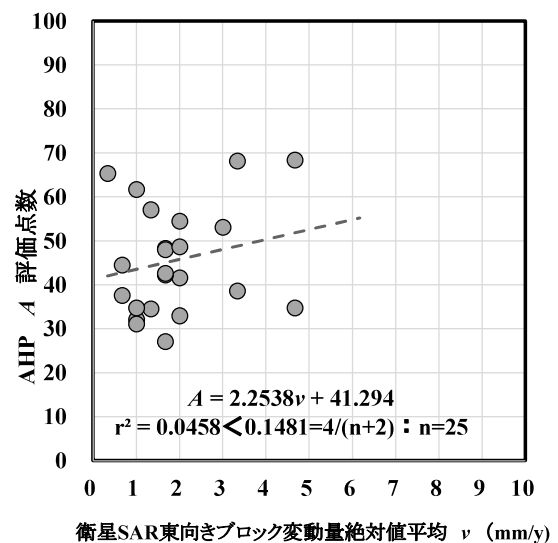
図-5 変位速度分布と不安定斜面⁹⁾¹⁰⁾¹¹⁾図-6 全体平均 $|\Delta v| \cdot AHP$ ⁹⁾¹⁰⁾図-7 西向き平均 $|\Delta v| \cdot AHP$

を交点とした四角とした。

解析方法は、SarScape(sarmap 社)を使用し、SBAS (Small Baseline InSAR) 時系列解析を行った。補正は精密軌道補正、大気補正、高さ補正 (PS 地点自動補正) とし、干渉処理の解析グリッドは $10\text{m} \times 10\text{m}$ とした。また SarScape による自動取得で GCP (Ground Control Points) を求め、7 年間の平均変位速度 Δv (mm/y) を表示した。その分布図を図-5(a)に示す⁹⁾¹⁰⁾。

図-5(a)では、衛星軌道がおよそ北から南に移動しながら西方向に照射している関係から、東向き斜面が+側 (衛星に近づく)、西向き斜面が-側 (衛星から離れる) 方向に分布する傾向がみられ、全体の変位速度分布と不安定斜面の変位速度に有意な差は認められない。

図-5(b)は、同じ範囲の同じ南行軌道の期間が異なる国土地理院の衛星 SAR 時系列解析¹¹⁾で、傾斜量図と重ねたものである。その(a)と(b)では全体の傾向としてはほぼ

図-8 東向き $|\Delta v|$ と AHP

同じであり、衛星に近づく領域と離れる領域は同じ傾向を示している。ただ国土地理院(b)では色彩スケールが(a)の約 1/30 であるため、差がわかりにくい。山崎(2025)⁸⁾では色彩強調の補正により区分明確化をしているが、結果として図-5(a)は(b)の 30 倍色彩を強調している結果になっていると考えられる。

ただ、この分布図では、どの領域でも変動しているため、不安定斜面を区分することはできない。ただ、地すべり地を固定した場合は、その範囲内で動きを反映した変動を捉えている可能性が考えられる。そのため、地すべり地内の変動を個別に検討した。

3.2 変位速度絶対値評価と AHP 評価の相関

地すべり方向は衛星入射方向に対しバラバラであるので、この観測変位は地すべりの「うごめき量」と考え、方向性を除外した絶対値で整理する方法を考案した。

不安定斜面の上中下の 3 地点の変位移動速度の絶対値を合計平均した全体平均 $|\Delta v|$ と 1.1 章で記載した AHP 評価点との相関を図-6 に示した。相関の判定は、データ数に依存し $r^2 > 4/(n+2)$ の時に相関があると判定できる¹²⁾。データ数 $n=62$ であるので、 $r^2=0.1366 > 0.0625=4/(n+2)$ となり、相関はあると判断された。また、1~8mm/y は 0.0003 ~ 0.0022cm/d の微細な変動であり、地すべりでは潜在変動もしくは潜在変動未満のレベルの変動であり、予兆を事前に把握するという意味で重要な指標になる可能性がある。

この全体平均 $|\Delta v|$ と AHP 評価点を西向き斜面に対し行ったのが図-7 であり相関が認められたが、東向き斜面に対し行った図-8 では相関は認められなかった。つまり、衛星から離れる方向の西向き斜面の方が、東向き斜面より相関性が高い傾向が認められた。このように入射方向の影響は受けていることが判明した⁹⁾¹⁰⁾。

また、あまり明瞭でない衛星 SAR 解析の変動量も、地すべり地内での個別評価を行うことで、不安定斜面の微細な変位速度を把握できる可能性が考えられた。

4. おわりに

衛星 SAR 解析であまり明瞭でないデータも、範囲を限定することや、時系列データを把握することで、潜在変動レベルあるは潜在変動未満の微細変動の地すべりを事前に把握できる可能性が確認できた。

衛星 SAR 解析を活用できることは広範囲に把握できる利点があり、今後、活用手法を広げ、地すべりの事前把握の技術のひとつとして開発を続けることが重要と考える。

(執筆責任者 木村隆行)

参考文献

- 1) 神山嬢子, 江川真史, 水野正樹, 國友優: 干渉 SAR 解析による斜面の微小変動の把握, 土木技術資料 57-5, pp.14-17, 2015.
- 2) 国土地理院: 地理院地図(電子国土 Web)/GSIMaps, <https://maps.gsi.go.jp/>, (参照 2025.2.14).
- 3) 国立研究開発法人防災科学技術研究所: J-SHIS/Map 地震ハザードステーション, 地すべり地形, <https://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>, (参照 2025.2.14).
- 4) 藤原明敏: 地すべり調査と解析 (改訂版), 理工図書, p.95, 1994.
- 5) 丸山清輝, 小嶋伸一: 移動観測による地すべり斜面の管理基準値, 日本地すべり学会, 地すべり, 第 31 巻, 第 1 号, pp.45-51, 1994.
- 6) 佐藤浩, 岡谷隆基, 小荒井衛, 鈴木啓, 飛田幹男, 矢来博司, 関口達夫: SAR 干渉画像を用いた地すべり地表変動の検出について—山形県月山周辺を事例として—, 地すべり, Vol.49, No.2, pp.13-19, 2012.
- 7) 石塚師也, 藤井幸泰, 金子誠, 高橋亭, 松岡俊文: 干渉 SAR 解析によって推定した地表変動と地すべりブロックとの関係—白山甚之助谷の地すべりを例に—, 応用地質, 第 57 巻, 第 6 号, pp.289-294, 2017.
- 8) 山崎新太郎: 国土地理院・干渉 SAR 時系列解析結果を用いた四国山地の斜面変動推定領域の抽出, 日本地すべり学会誌, Vol.62, No.1, pp.20-25, 2025.
- 9) 木村隆行, 工藤健雄, 八野祐二, 吉川猛, 井上真, 今西将文, 伊達裕樹, 笹井友司, 松井章弘: 衛星 SAR や地形データを活用した不安定斜面分布図(新ハザードマップ), 八雲環境科学財団研究レポート集, 第 24 号, pp.46-52, 2023.
- 10) 木村隆行, 八野祐二, 吉川猛, 伊達裕樹, 松井章弘, 西垣誠: AHP 法を用いた 14 人の熟練地質技術者による不安定斜面の評価, 地盤工学会中国支部論文報告集, 地盤と建設, Vol.42, No.1, pp.53-62, 2024.
- 11) 国土地理院: 地理院地図(電子国土 Web)/GSIMaps, <https://maps.gsi.go.jp/> / 基準点・地磁気・地殻変動/干渉 SAR/系列解析/全国/変位速度 (南行軌道) (参照 2025.2.25).
- 12) 上田太郎, 荻田正雄, 本田和恵: 実践ワークショップ, Excel 徹底活用, 多変量解析, 秀和システム, pp.95-96, 2003.

2.5 LPによる地形解析で崩壊要因となる微地形を把握する

1. はじめに

本研究では、自然斜面の崩壊においては、豪雨後に崩壊した斜面の対策を実施していた現状に対して、崩壊前に斜面の危険度をあらかじめ予測することを目的としている。その目的に対して、近年では、自然斜面の地山表面の地形把握が、航空レーザー計測（以下、LP と称す）や衛星画像によって可能になっている。

自然斜面の崩壊の要因には、斜面の地形、地質、水径（水ミチ）、地質構造等さまざまな要因があるが、ここでは地形に着目し、斜面崩壊前後の LP で取得した三次元計測データを比較し、崩壊要因と考えられる微地形を把握した。

2. 半田山斜面崩壊の概要

斜面崩壊は、2018 年西日本豪雨災害時の 7 月 6 日に、図-1 に示す半田山南側斜面の 2 箇所（東側と西側）で発生した。東側崩壊箇所の規模は、幅 20m、長さ 75m、深さ 2.5～3m 程度であり、写真-1 に示すように斜面末端部に土砂が堆積したものの、家屋被害はなかった。なお、斜面末端にはパイピング跡が確認された。一方、西側崩壊箇所の規模は、幅 45m、長さ 170m、深さ 2m 程度であり、写真-2 に示すように土砂が斜面末端部まで到達して家屋へ土砂が流入したものの、住民は救出されて無事であった。崩壊箇所の斜面の傾斜は 24～29 度であり、土砂災害ハザードマップに示される傾斜 30 度以上の急傾斜地崩壊危険箇所ではない斜面で崩壊が発生した。

3. 崩壊前後の半田山 LP 図の比較

半田山の尾根を含む広範囲の LP から作成した傾斜量図により微地形の判読を行った。なお、当地は落葉樹が多く、葉が茂る前の撮影であったため、地形データへの植生影響は少なかった。崩壊後の傾斜量図に基づき地形判読した結果を、崩壊前に撮影した傾斜量図に示す。

崩壊前後の傾斜量図を比較すると、東側崩壊箇所には、図-2、図-3 に示すように崩壊前に北東—南西方向の遷緩線が横断し、遷緩線の谷側は、部分的に遷急線となる地形変化点（以下、地形変化点と称す）が確認できた。現地調査の結果、遷緩線付近は、写真-3(左)に示すように旧管理道と思われる小ミチとなっており、崖錐が堆積していることがわかった。



図-1 半田山位置図（国土地理院¹⁾に加筆、○崩壊箇所）



写真-1 東側崩壊斜面の状況



写真-2 西側崩壊斜面の状況

西側崩壊箇所についても、図-4、図-5 に示すように概ね東西方向に地形変化点が崩壊上部を横断している。地形変化点付近は、東側崩壊斜面と同様に小ミチとなっている(写真-3 右側)。

4. 半田山崩壊の地形的素因の考察

当地の地表部には泥岩の風化土層が分布し、軽重量サウンディング試験(LWCPT)²⁾の結果、層厚は 2～3m 程度である。また、室内透水試験から透水係数は 10^{-7} m/s オーダーで非常に透水性が低い。笹井らの実施した浸透—応力連成解析³⁾によると、降雨開始から飽和域が表土の最下端から斜面上部に向けて徐々に広がり、降雨開始 60 時間後に地形変化点より下部斜面は飽和に至り、安全率が大きく低下することが確認された。つまり、地形変化点の存在がそれより下部斜面を不安定化させて崩壊直前の状態になったことが確認できた。

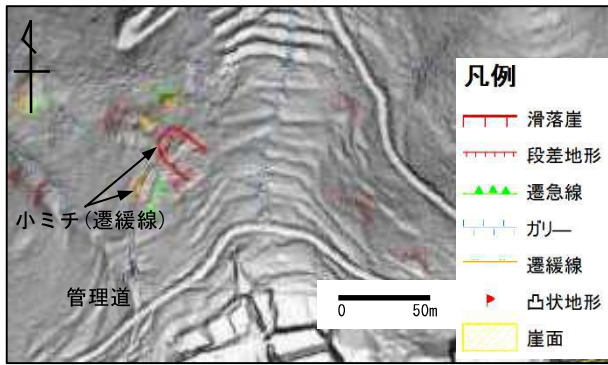


図-2 崩壊前の東側斜面 (撮影 2014 年 3 月 22 日)

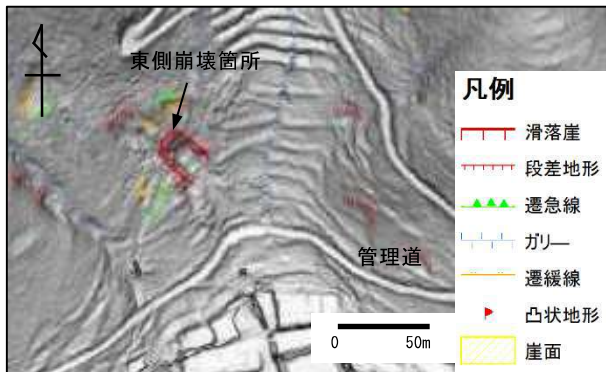


図-3 崩壊後の東側斜面 (撮影 2019 年 4 月 5 日)

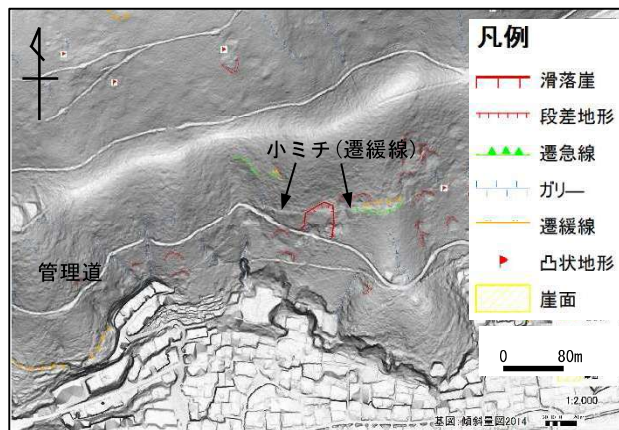


図-4 崩壊前の西側斜面(撮影 2014 年 3 月 22 日)

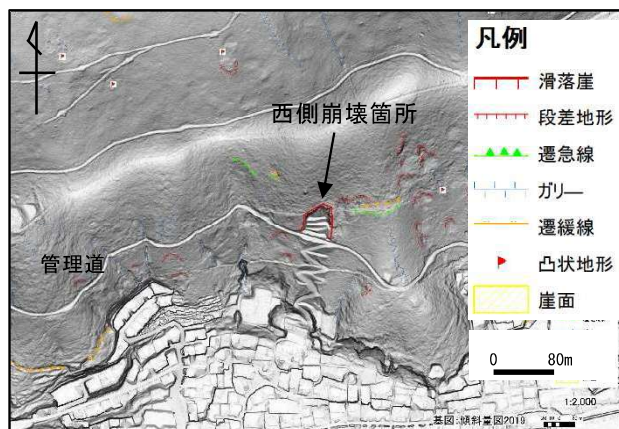


図-5 崩壊後の西側斜面(撮影 2019 年 4 月 5 日)



写真 3.1 崩壊斜面の遷緩線付近の小ミチ

5. まとめと今後の課題

本研究により得られた結論を以下に列挙する。

- (1) 崩壊前後の LP データに基づく傾斜量図から、崩壊箇所を横断する遷緩線と、遷緩線谷側の部分的な遷急線（地形変化点）の微地形を判読した。この微地形は小ミチで斜面に連続して分布することがわかった。
- (2) 傾斜 30 度未満の斜面の崩壊要因の一つに、遷緩線や遷急線の地形変化点がある。

本研究により、既存の技術である LP データから斜面の表面の形状が理解できることがわかった。しかし、斜面安定を議論するには、斜面内の風化層厚分布の推定や透水性が一層重要であることがわかった。

今後の課題として以下の事項が考えられる。

- (1) 広域エリアから崩壊危険箇所の抽出において衛星 SAR データを用いた変状予兆箇所の抽出。
- (2) 崩壊危険箇所の抽出において、斜面の不安定要因となる遷緩線や地形変化点を LP データによる自動抽出法の安価化。

謝辞

地盤工学会中国支部岡山地域セミナー斜面・岩盤ワーキングの方々には、地表踏査、サウンディング試験に協力いただき、中電技術コンサルタント(株) 笹井氏には浸透一応力連成解析により崩壊機構の再現計算をしていただいた。ここに記して謝意を表する。

(執筆責任者 井上真)

参考文献

- 1) 国土地理院：地図・空中写真閲覧サービス, <https://maps.gsi.go.jp>, 2020 年 3 月閲覧。
- 2) 西垣誠, 井上真：斜面崩壊規模の予測のための軽重量サウンディング試験機(LWCPT)の開発, 高速道路と自動車, Vol.64, No.11, pp.47-50, 2021。
- 3) 井上真, 西垣誠, 鈴木茂之, 木村隆行, 笹井友司：2018 年 7 月豪雨により崩壊した傾斜 30 度未満の崩壊斜面の機構解明, 地盤と建設, Vol.38, No.1, pp.39-50, 2020。

2.6 転石から 3D 地質構造を推定する

1. はじめに

地形の凹凸を等高線で表現した地形図に地質の分布を重ねることで、3 次元の地質構造が読めるように表現したものが、地質図である。今日、ボーリングデータのみで 3 次元地質構造を明らかにすることができると考えている技術者が多くなっている。分からないところはボーリングの数を増やせばなんとかなる、と。しかしながら、少し思考実験をすれば、ボーリング調査のみで地質図を作成することが無理であることに気づくはずである。

現在の調査技術では、地質図を作製できるのは地表地質踏査法だけである。地表地質踏査法の歴史は長い。しかしながら、その技法は大学の地学（地質）教室や一部のグループの中で「秘伝」とされてきたために、技術の伝承・継承が上手く行かず、いまでは地表地質踏査法そのものが廃れようとしている。地表地質踏査法の技術内容や技法に関して、地質関連学会あるいは地質調査業協会の中で開かれた議論が必要であった。

本稿は、これまでに公表してきた地表地質踏査法に関する論文^{1) 2) 3) 4) 5)}を基に、ほんとうに転石を使わずに地質図を作成することができるのか；踏査ルートはどのように選定すべきか；地質図の精度はどのように評価すべきか、について検討する。

2. 地表地質踏査法の二つの流儀

地表地質踏査法には大きく分けて二つの流儀がある⁵⁾。一つの流儀は、露頭のみを重視するもので、ここでは「露頭を利用した地表地質踏査法」と呼ぶことにする。今一つの流儀は、露頭だけでなく転石も重視するものである。日本の山地はほとんどの地域で露頭出現率よりも転石出現率の方が遙かに高いので、「転石を利用した地表地質調査法」と呼ぶことにする。二つの流儀のうち、3 次元地質構造を明らかにできるのは転石を利用した地表地質踏査法である。

3. 露頭を利用した地表地質踏査法の特徴

露頭を利用した地表地質踏査法について、二人の研究者がその方法を論じている。以下、「」内は原著論文の本文を引用したところである。

その一人、狩野は、「地層や断層・褶曲などの一般走向にできるだけ直交し、露頭状況が良好そうで、かつ距離があるいくつかの代表的ルートを選定し、そのルートに添って層序・構造などを詳しく調べていく」とし、「露頭

条件が良くメインルートとなる場合が多いのは、林道か中規模河川の川底にそったルートであろう」と述べ、「尾根付近の露頭は風化が進行している場合が多く、植生の多い山腹斜面は道のない限り歩行が困難で、露頭も極めて少ないか、あったとしてもクリープを起こしていることが多い」としている⁶⁾。もう一人の坂は、「地表地質踏査とは、崖、海岸、川岸、沢筋など、岩石が露出しているところ（露頭、outcrop, exposure）で観察を行って調査を進める方法で、普通、地質調査（geological survey）といえはこの方法を指す」とし、「尾根は一般に露頭状態が不良であるため、沢ほどには重要視されない」としている⁷⁾。

地表地質踏査では、新鮮な岩石が露出している露頭の観察が望ましいことは言うまでもないが、そのことに固執しては情報が限られてくる。近年、林道も、建設と同時に法面がコンクリートで覆われることが多く、林道といえども露頭率が高いとは言えない。地域と地質によるが、中規模河川や沢も堆積物で覆われているところがあり、連続露頭になっているとは限らない。両氏とも尾根沿いの評価が低いが、後で述べる転石を利用した地表地質踏査法では、尾根は重要な調査ルートである。

坂は「尾根は両側の沢で得られたデータをつなぐうえで貴重な存在である」と述べている⁷⁾が、尾根の露頭は限られることもあって、実際には尾根の情報は活用されていない。露頭のみしか利用しない地表地質踏査では、沢の露頭の出現率が高いことに期待して、両側の沢のデータをつなぐしか、地質図を描きようがなかったことが想像できる。

仮に両側の沢で十分なデータが得られたとして、次に問題になるのはデータのつなぎ方である。一つの露頭でも地層の走向・傾斜にはばらつきがあつて、向かいの沢に同じ種類の岩相の地層が分布しているからと言って同じ層準の地層であるとは限らない。沢と沢の間に断層が走っている場合は地層の対比がさらに難しくなる。

4. 転石を利用した地表地質踏査の特徴

4.1 安全かつ楽に成果を上げる踏査ルートの選び方

転石を利用した地表地質踏査法において、踏査ルートの選定はこうでなければいけないというルールはないが、地形を使って地質構造を推定していくので、尾根の稜線と両側の沢のルートマップが必要である。そのうえで、調査の初期段階で全体の地質状況を把握し、かつ追跡可能な岩相境界の目星をつけておきたいと考えるなら、露頭状況が良好そうで、かつ距離がある沢を選ぶのが良い。その際、沢を尾根の稜線まで登り詰め、帰りは登ってき

た沢の隣の尾根を下る。これを 1 セットとして左右に広げていくのが良い。沢沿いを踏査するメリットは、谷底から両谷壁斜面にかけて地質や地形のみならず、植生をも広く観察することができる点にある。条件が良ければ、この段階で鍵層になる地層の 3 次元的広がりが見られることもある。

もう一つ、踏査の安全を考えると、沢を登り尾根を下るのが鉄則である。特に暗くなってから、初めての沢を下ってはいけない。なぜ、沢を登るか？それは、谷は下るより登る方が安全だからである。それでも登れない滝が出てくると、滝を巻くしかない。滝を巻くとは、谷壁斜面を登って滝の上流の沢に出ることである。滝の上流側では、谷壁斜面を下る距離が短く安全であることが多い。

稜線に出た後尾根に移るとき、稜線の地形が平らな場合や、樹木によって視界が悪いと、尾根の始まりがどこかの判断が難しいことがある。慎重にルートを選ばないと予想しない場所に下りてしまうことになる。

尾根にはしばしば尾根道と呼んでいる山道が発達していて、歩きやすく迷うことはない。しかし、線状凹地が発達している尾根では、尾根の稜線を歩いているつもりでも、線状凹地に入り込み山腹斜面を下ってしまうことがある。特に霧が出ているときや暗くなると注意が必要である。もし、山腹斜面を下っていることに気がついたら、躊躇することなく山腹斜面を直登して尾根の稜線に出ることである。

通常尾根には露頭が少ないが、岩峰が尾根を形成しているところがある。岩峰の頂部は樹木が少なく滑落の危険がある。そこで岩峰の頂部を避けて麓を巻いていると、今度は沢に向かって下っていることがあるので、注意が必要である。

山腹斜面の踏査は、次節で述べるように岩相境界モデルの検証が目的のことが多い。その際の踏査ルート選びでは、急傾斜の斜面を選ぶと、露頭・転石の出現頻度が高く、短い距離の踏査で目的を達することができる。シダや笹が地面を覆っているところは、足を地面につけることもままならず、転石を探すのも苦勞する。低木が密集している斜面も歩きにくい。こういった場所はできれば避けたい。山道や獣道は表土が削られているので、露頭や転石の出現率が高くなっている。風倒木の根元やヤマモを掘った跡も転石を見つけやすい。

踏査ルートの最終的な選択は総合的判断になるが、勘が冴えているときは、苦勞少なく大きな成果を得ることができる。日頃から山に慣れ親しんでいると、ルート選びの直観力が鍛えられる。

4.2 転石は地山の地質の推定に使えるか

転石を利用せざるを得ない最大の理由は日本の山では露頭率が低いからである。しかも露頭の分布が偏っているからである。にもかかわらず、転石の利用を躊躇しているひとは、地表の転石がその直下の地山の岩石と同じ

であると断定できるかどうか、不安があるからである。

地質調査会社では設立以来ボーリングが主要な調査技術になっている。ボーリング調査では必ず転石を含む地表付近の斜面堆積物とその直下の地山のコアが同時に得られる。そこで、ボーリング調査地点の微地形に注意を払いながら、転石と地山の岩石の種類が同じかどうかを調べてみた。それで分かったことは、崖錐堆積物が厚く堆積している山腹斜面や河川堆積物が厚く堆積した谷底は別にして、ほとんどの場所で両者は同一種類の岩石であった。特に尾根上の転石は間違いなく地山の岩石を反映している。山腹斜面では、ボーリング地点の上方に崩壊地がある場合や地表水の流路になっている場所で、転石と地山の岩石の種類が異なることがあったが、微地形に注意を払えば、転石から地山の岩石の種類が推定できることが明らかになった。

4.3 現場に即した転石のみかた

実際の地表地質踏査では、できるだけ小さい転石を使って肉眼で岩石鑑定を行うことが求められる。それは大きな転石ほど転がりやすいからであるが、暗い林の中での岩石鑑定は難しい。

下位に泥質岩層、上位にチャート層が分布している山腹斜面では、チャートは大きな転石を生じて転がりやすく当てにならないことが多いので、最も斜面上方に位置する泥質岩の転石でもって地層境界とすると不確実性が小さくなる。

踏査ルートが横切る 0 次谷の沢の転石は、尾根の稜線までの距離が短いので、斜面上方に分布する地層を予測するのに有効である。心に留めておくことで役立つことがある。

4.4 転石を利用した地表地質踏査法による岩相境界の予測と検証の方法

図-1 は、転石を利用した地表地質踏査法による岩相境界の予測と検証の流れを示した概念図である。図-1. a) は、二つの沢とその間の尾根のルートマップのデータを用いて、岩相 A と岩相 B の岩相境界点 (3 点) を結び、岩相境界の形態を予測する手順を示している。岩相 A と岩相 B の岩相境界は地形との関係から図面の左に傾斜する予測モデルが作られる。図-1. b) は、予測モデルの妥当性を検証する際の踏査ルートを 3 例示している。図-1. c) は検証結果を示す。ほぼ予測した標高地点で岩相境界が見つかり、両岩相の上下関係が予測通りであれば、予測モデルは検証されたことになる。検証のための踏査ルートを増やしていけば、モデルの精度は上がる。

しかし、予測が外れることもある。その場合は岩相境界の形態を新たに予測して、再度妥当性を踏査で検証する。予測と検証を繰り返していくことで精度の高い岩相分布図に近づいていく。岩相分布図は現場で作成するものであって、机上で作成するものではない点に留意すべきである。

5. 岩相分布図から地質図へ

岩相分布図は岩相間の構造的関係については何ら説明していない。岩相分布に加えて、整合、不整合、断層、貫入といった岩相間の構造的関係を示したものが地質図である。作成順序からいっても、先に作成されるのが岩相分布図であるから、岩相分布図の精度が悪いと岩相間の構造的関係の解釈を誤り、地質図の精度が落ちるのは明らかである。しかしながら、岩相間の構造的関係を直接現場で観察できる機会は少ないので、限られた観察結果とそれまでの研究成果に基づいて解釈されるのが一般的である。

学問の進歩とともに、岩相間の構造的関係の解釈が変わっていくことがある。たとえば、付加体の地質では、チャートや緑色岩は沈み込み過程で生じたスラブや岩塊と考えられ、泥質岩との岩相境界は一種の“断層”（破断面）であるとされているが、地相斜モデルの時代は同じ岩相境界を整合であると考えられていた。

このように岩相分布図の作成段階では地質学的な解釈が入っていないくても、岩相分布図から地質図を作成する段階でその時代の学問成果を反映した解釈がはいってくる。地質図は地質構造を3次元で表現したモデル図であり、解釈図である。

6. 地質図の精度をどう評価するか

ルートマップは地質図（岩相分布図）の反証可能性を保証するものである。地質図にルートマップが併記されていないと、精度の低いところを検出して踏査ルートを決したり、施工時に調査結果を見直したりすることができないので、地質図の価値は半減する。

図-2 は、露頭を利用した地表地質踏査法で作成された地質図で、図-3 は、同一地域を、転石を利用した地表地質踏査法で作成された地質図である。調査地の地質は美濃帯に属するジュラ紀付加体で、チャートのスラブや岩塊が泥質基質（泥質岩）中に分布し、全体としてメランジュを構成している。二つの地質図を比較して、地質図の精度の評価方法を考えてみたい。

6.2 確認した露頭・転石の数を指標にした精度評価

図-2 の地質図は転石を利用していないので、踏査ルート上での地質情報の欠落が多いルートマップになっている。図-2 の踏査ルートは沢に限られ、尾根を歩いていないので、露頭数においても図-3 に劣る。また、図-2 においては、露頭のみしか見ていないので地層の規模を把握することが難しく、チャートの露頭がマップスケールのチャートスラブの一部を見ているのか、小規模な岩塊を見ているのかの判断ができていないだけでなく、厚いチャート層の存在も把握できていない。図-2 の地質図は、露頭で得られた片理の走向・傾斜を使って岩相境界を推

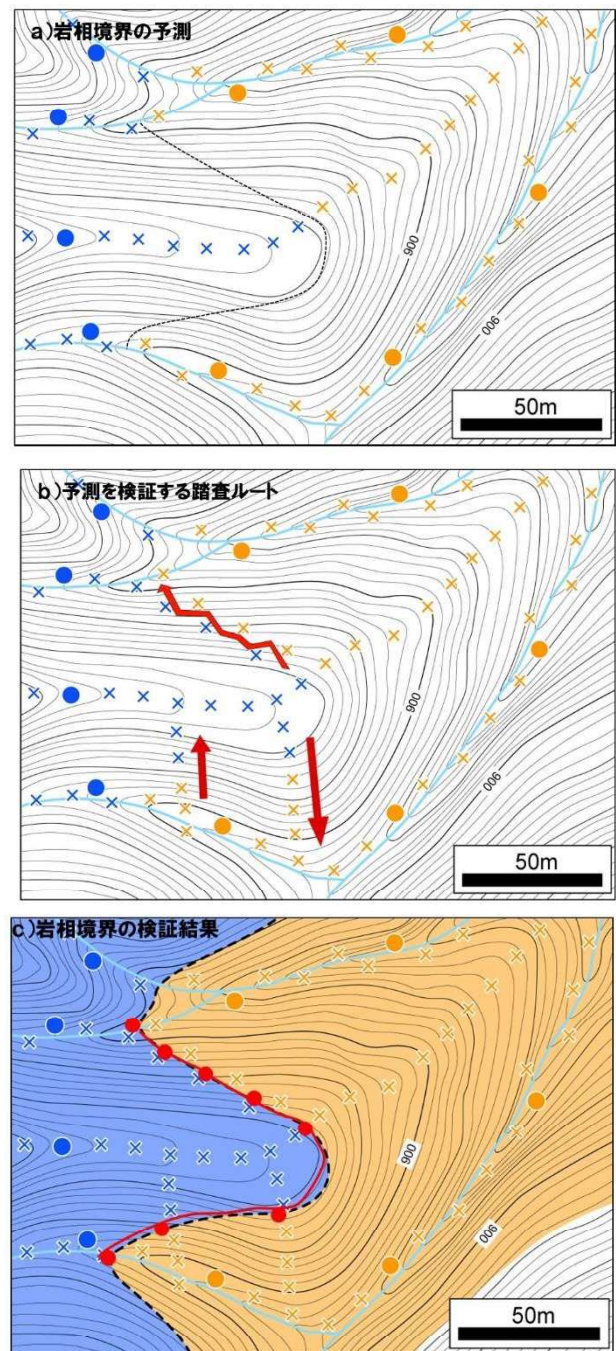


図-1 転石を利用した地表地質踏査による岩相境界の予測と検証の流れを示した概念図

- a) ルートマップから予測した岩相 A（青色）と岩相 B（柿色）の岩相境界線（破線）
- b) 予測を検証する踏査ルート（赤矢印の向きは踏査方向）
- c) 岩相境界線の検証結果（赤丸は確認された岩相境界地点）

定し、それを露頭情報のない領域にまで延ばして描くしかなかった。

一方、転石を利用した地表地質踏査で作成された図-3 の地質図の踏査ルートは、沢筋に限定されず、尾根や山腹斜面にも及んでいる。また、ルートマップには露頭だけでなく、多くの転石が記載されていて、踏査ルート上での地質情報の欠落は少ない。その結果、露頭や転石の分布から推察される岩相の広がりも、地質図を描く上で

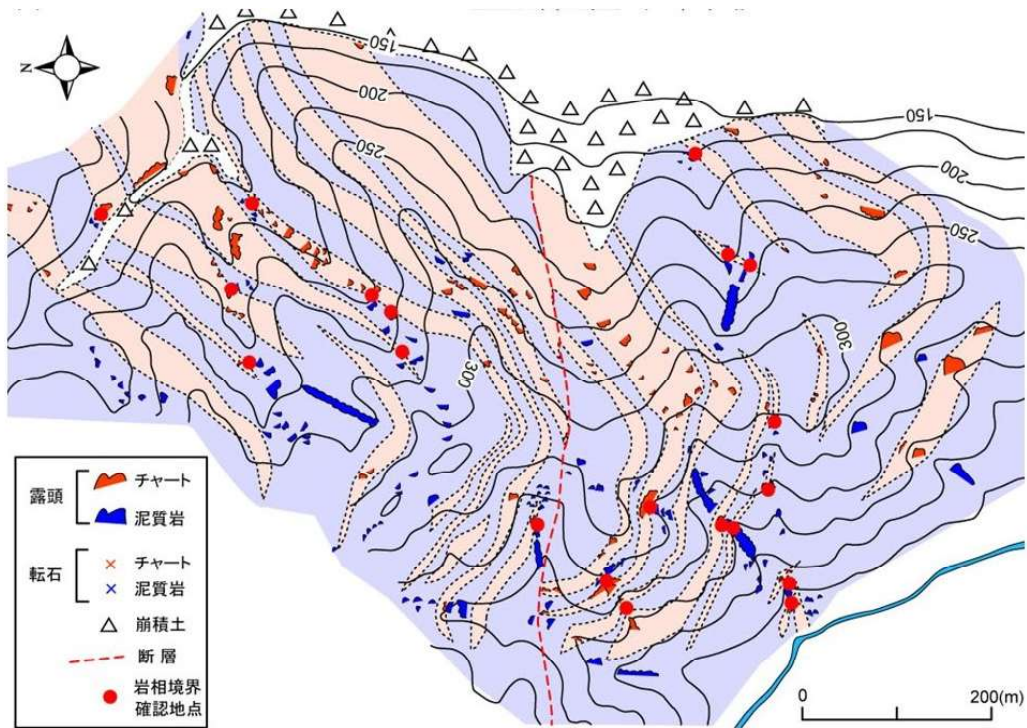


図-2 露頭を利用した地表地質踏査法によって作成された地質図

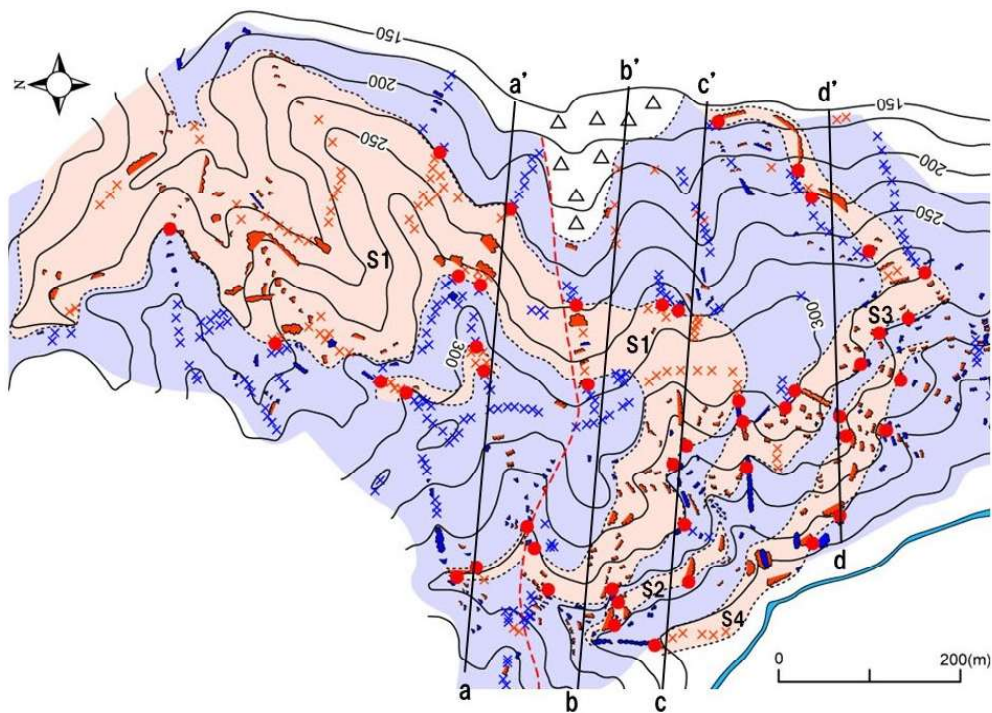


図-3 転石を利用した地表地質踏査法によって作成された地質図

a-a', b-b', c-c', d-d' : 地質断面図の位置

S1～S4: チャートスラブの記号

の重要な情報になるだけでなく、間接的に地質図の精度を評価することができる。

6.2 岩相境界地点の数を指標にした精度評価

横山は、露頭と露頭、露頭と転石、転石と転石の間で、岩相境界が 5m 以内で押さえられた地点の数で地質図の精度評価する方法を考案した¹⁾。岩相境界地点の数は図-2 の地質図で 19 地点、図-3 の地質図で 46 地点となり、地質図の精度は図-3 の方が良いと判断される。

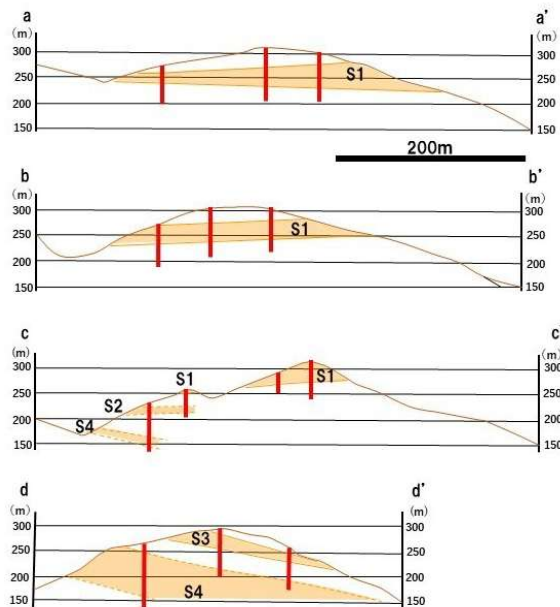


図-4 地質断面図(図-3に地質断面図の位置を示す)

S1～S4：チャートスラブの記号

赤色実線：計画ボーリングの位置

図-2の地質図では、全体に岩相境界地点の押さえが少ないだけでなく、全く岩相境界が押さえられてないチャートスラブが多数描かれている。これは根本的に問題である。一方、図-3の地質図では、岩相境界地点を抑えるだけでなく、ルートマップに描かれた岩相の広がりも活用することで、不確実性の少ないチャートスラブの形態が把握できたと考えているが、岩相境界地点の間隔が離れているところは調査精度が低いことには変わりはない。

岩相境界が押さえられている地点数を数えることは機械的であるので、この方法による地質図の精度判定は明快である。自らが作成した地質図においても、岩相境界地点の間隔が離れているところを検出することで、調査精度の自己診断ができる。

7. 転石を利用した地表地質踏査法とボーリング調査を組み合わせた地質調査の展望

ボーリングは線の情報であるが、地中内部の“もの”(コア)を直接手に取って観察することで、地表からは分からなかった岩相境界面の位置が正確に把握できる。ただし、事前に地質情報が全くないと、どこにどれくらいの深度のボーリングを実施すれば、3次元地質モデルの作成に必要な情報が得られるか、見当が付かない。その道筋をつけるのが転石を利用した地表地質踏査による地質図の作成である。

地質図があれば、それから2次元の地質断面図を作成し、地質断面図上で岩相境界面を予測し、それをボーリングで検証することができる。しかしながら、地質図に描かれたチャートスラブであっても(図-3)、尾根を越えて両側の斜面に分布しているチャートスラブでないと、

地質断面図からチャートスラブの岩相境界面を推定することはできない。地質断面図から岩相境界面が推定できるのはチャートスラブ S1 と S3 である。チャートスラブ S2 と S4 は片方の斜面にしか分布していないので、近傍のチャートスラブ S1 あるいは S3 と平行な岩相境界面を仮定するしかない。

図-4の地質断面図(a-a', b-b', c-c', d-d')に図示されているボーリング位置と深度はチャートスラブの岩相境界面を検証するために計画した案である。実際のボーリング調査では、臨機応変の対応が必要である。まず、最初のボーリングはどれから始めるのが地質構造を理解しやすいかを考え、さらに掘削途中であっても状況に応じて深度は変更する。そして、得られた調査結果に基づいて次のボーリング地点と深度を決める。

8. 終わりに

マップスケールの地質現象を扱うことが多い地質コンサルタント技術者にとって、地表地質踏査法は必携の技術であることに変わりはない。ところが今日、その技術は「失われた技芸」になりつつある。その最大の原因は大学教育にある。大学教員が山を歩かなくなり、山歩きの教育ができなくなった。大学教員自らが山歩きを学生にみせないと学生は育たない。地質調査業界では、山歩きの教育を受けていない技術者が中堅以上になり、地質学の基礎を学んでいない学生が新入社員として入社してくることも多くなった。個々の企業単独では山歩き教育が難しくなっている。地質調査業界一丸となって対応を考える時期に来ている。

(執筆責任者 横山俊治)

参考文献

- 1) 横山俊治：地表踏査技術の伝承，地質と調査，No.3，pp.19-22，2007.
- 2) 横山俊治：実践地表地質踏査法－わたしの歩き方教えます－，斜面防災技術，Vol.42，No.2（124号），pp.22-33，2015.
- 3) 横山俊治：実践地表地質踏査法－わたしの歩き方教えます－，斜面防災技術，Vol.42，No.3（125号），pp.11-24，2015.
- 4) 横山俊治：実践地表地質踏査法－わたしの歩き方教えます－，斜面防災技術，Vol.43，No.1（126号），pp.13-22，2016.
- 5) 横山俊治：3次元地質モデルと転石を利用した地表地質踏査，深田地質研究所年報，No.24，pp.1-11，2023.
- 6) 狩野謙一：野外地質調査の基礎，古今書院，148p，1992.
- 7) 坂 幸恭：地質調査と地質図，朝倉書店，120p，1993.

2.7 地中レーダーによる地盤内部の可視化と応用展開

1. はじめに

地中レーダー探査は地中構造物、空洞の位置や地層境界を非破壊で把握する技術である。2025 年 1 月に埼玉県八潮市で発生した大規模陥没事故をはじめ、近年の老朽化インフラを原因とした道路陥没が多発し、社会問題となっている。道路陥没は、図-1 に示すような地下に生じた空洞が路面付近まで成長し、舗装や車両の荷重等により地表面が突然崩落し発生する。この地下空洞を陥没前に発見する技術としても、地中レーダーが注目されている。また、地下空洞だけでなく、自然災害の頻発、都市再開発の進展などを背景に、地下構造物の位置や地盤の状態を把握する技術の必要性が高まっており、地中レーダー探査が活用されている。

このように地中レーダーは、非破壊で高分解能の地下情報が得られるとともに、現場での作業性も良いため、空洞調査・埋設物調査・地盤調査など幅広い用途がある。本章では、近年土木・地質・建築分野において活用の期待が高まっている地中レーダー探査技術の基本原則から、地層境界検出への応用、そして今後の展望について整理する。



図-1 路面直下に出現した空洞の例

2. 地中レーダー探査の原理と技術概要

2.1 探査原理

地中レーダー探査の原理等は、物理探査ハンドブック¹⁾や佐藤²⁾などに詳細に記載されているため、本報告では概要の記述に留める。

図-2 に示すように、地中レーダーは送信アンテナから地中に送信した電波が、地中の電気的性質（導電率、誘電率、透磁率）の異なる面や物体からを反射した信号を受信アンテナにより捉えることで、地中の状況を可視化する物理探査技術である。地中レーダー探査は、数十 MHz～数 GHz の周波数領域で測定される。そのため、誘電率が支配的なファクターとなる。加えて、導電率が高

くなるにつれ、電波の減衰率が増加する性質がある。反射強度は、地盤の比誘電率に依存している。

このように、地中レーダー探査で検出した反射面は、あくまでも電気的な性質の異なる境界を示唆している。そのため、目視で確認できる地層境界とは異なることに留意が必要である。したがって、本章における地層境界とは、地盤の電気的な性質の異なる境界として記述する。

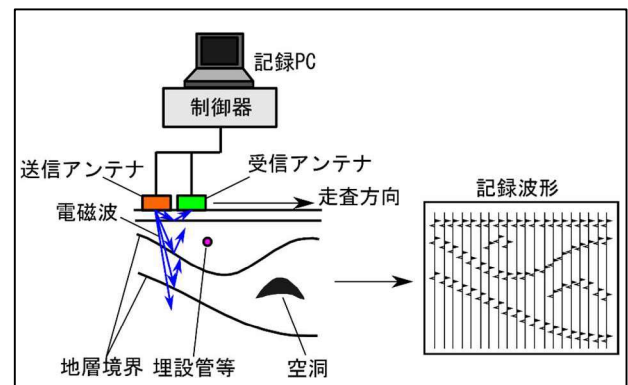


図-2 地中レーダー探査の探査原理

2.2 地中レーダー探査の特性

図-3 は、地中レーダー探査における周波数、分解能、探査可能深度およびアンテナ大きさを模式的示した図である。

一般的に、周波数が高くなるほど分解能は高くなる。それに対して、周波数が高くなるほど電波の減衰が大きくなる。そのため、探査可能深度が浅くなるというトレードオフの関係になる。逆に、周波数が低くなるほど分解能は低くなる。周波数が低いと電波の減衰が小さくなるため、探査可能深度は深くなる。

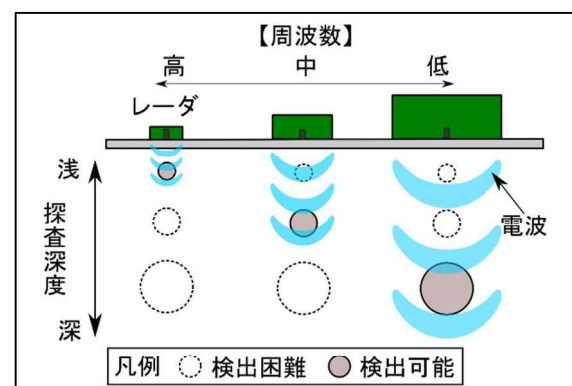


図-3 地中レーダー探査における周波数、分解能、探査可能深度とアンテナ大きさの関係イメージ

アンテナの大きさは、送受信する電磁波の波長に対して適した比率が必要になる。高い利得を得ようとすると、

波長に対して大きな開口面積が必要になる。すなわち、周波数が低く波長が長いと、大きなアンテナが必要になり、逆に周波数が高いと小さなアンテナが適することになる。

2.3 地中レーダー探査の装置種類

地中レーダー探査装置には、探査対象や現場条件に応じたいくつかのタイプがある。主にハンディ型、カート型および車両搭載型である。図-4に、各タイプの装置例を示す。

- (1) ハンディ型：小型かつ軽量のため、宅地などの狭隘部や河川護岸などの傾斜地で主に使用される。
- (2) カート型：レーダーアンテナに車輪が付いており、ベビーカーのように容易に手で押し引きが可能である。そのため、一般的な舗装道路などの平坦地での作業時に多用される。
- (3) 車両搭載型：地中レーダー探査装置を自動車に組み込んだタイプである。道路等の長大な調査延長を交通の流れに沿って効率的に探査可能である。複数のレーダーアンテナが組み込まれているものが多く、一度に幅 2m 程度の面的な探査ができる。



図-4 地中レーダー探査装置の例

2.4 地中レーダーの送信波形

地中レーダー探査の送信波形には、いくつか方式があ

る。代表的な送信波形としては、図-5に示すようなインパルス方式や連続波方式（チャープ、FM-CW）がある。

インパルス方式は、地中レーダー探査で利用される最も一般的な送信波形である。短い時間幅の高電圧パルスを送出することで、高分解能を得ることができる。一方で減衰が大きく、深部の探査には限界がある。

連続波方式は、単一またはスイープされた周波数の連続波を送信する。周波数を連続的に変化した波を送信する FMCW (Frequency-Modulated Continuous Wave) 方式や、段階的に周波数を変化させ送信するステップ周波数方式がある。FMCW の一種には、チャープ方式がある。利点としては、短時間に広帯域の周波数を連続的に送信するため、高分解能で深い深度までの探査が可能となる。

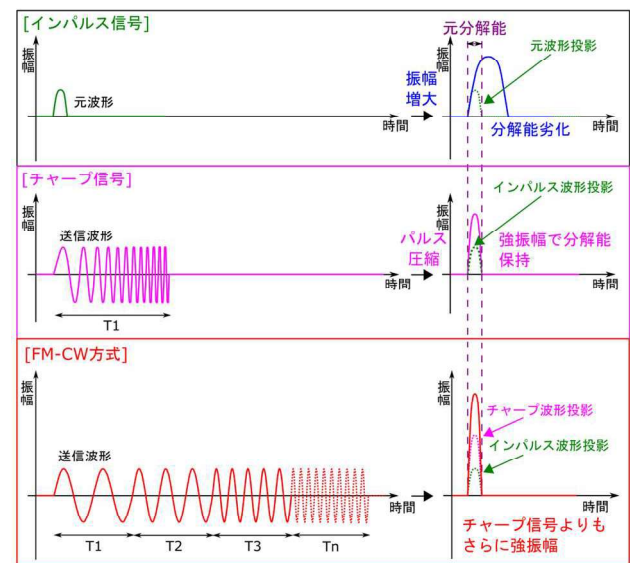


図-5 地中レーダー探査の送信波形イメージ

2.5 取得データ

地中レーダー探査により取得された波形は、時間軸と反射信号の強度（振幅）として記録される。探査は、基本的に距離方向に走査する。そのため、探査記録は時間軸と距離との 2 次元断面で表される。一般的な探査業務においては、ターゲットの深度が要求事項となる。したがって、時間軸を深度に換算する必要がある。換算は、既知の地中構造物等の深度にもとづく電磁波伝搬速度や、地盤材料の比誘電率の一般値等を利用して行う。探査記録は、振幅の強弱等によって着色する。記録の着色は波形の極性により決定し、白黒で表現されることが多い。地質調査では、カラー画像で表される場合もある。

図-6に、カート型地中レーダー探査で取得した探査記録例を示す。距離方向に連なる信号は地層境界等の連続性のある地下構造を示し、局所的な双曲線状の信号は空洞や埋設管等と推定される。

近年では、走査データを複数ラインで一度に取得し、図-7のように縦横断面や平面、あるいは立体的に画像を作成し、3 次元的にデータ解析する方法が確立されている。

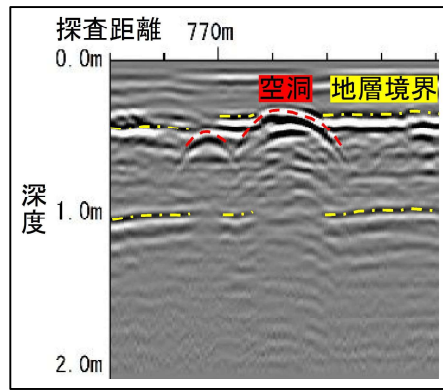


図-6 探査記録例

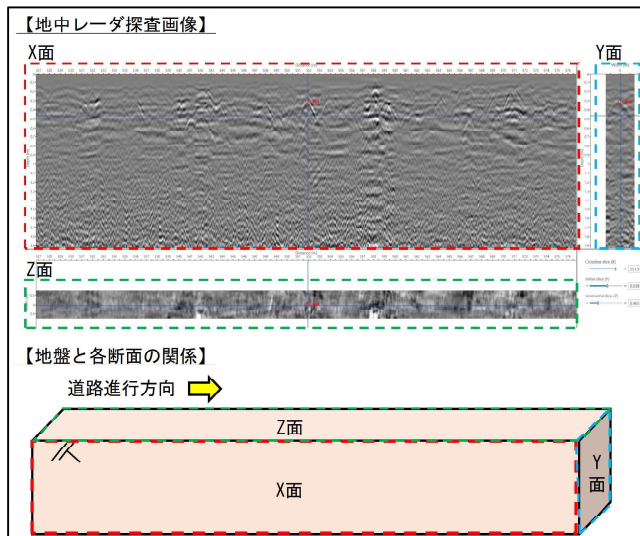


図-7 地中レーダー探査画像の3断面解析例

3. 探査事例と応用事例

3.1 埋設物の探査事例

地中レーダー探査の代表的な活用事例の一つが、埋設管の位置推定である。図-7に、埋設管探査の結果と試掘調査の状況を示す。本探査は、アスファルトで舗装された道路を路肩から路肩へ横断方向に走査し、道路下に埋設された導水管の位置を推定したものである。

図-8の探査断面には、埋設管と推定される複数の双曲線状反射が検知された。しかしながら、これらの反射の中でどれが導水管に対応するのかは、探査結果のみからは容易に判断できない。そのため、解析に際しては、事前に埋設管網図を収集し、他の管種の埋設位置も含めて把握しておくことが有効である。また、既往資料の埋設管位置は、実際の位置と異なる可能性がある。そのため、現地調査時には実際のマンホール位置を記録しておき、既往資料の整合性を確認しておくことが重要である。

図-7の写真は、当該箇所を試掘結果である。地中レーダーにより検出された位置において、φ250mmの導水管と幅0.5mのボックス状の通信管が確認された。

本事例では、取得したレーダー断面の解析結果と、試

掘による導水管の埋設位置が一致していることが確認され、地中レーダー探査による埋設管の位置推定の有効性が示された。

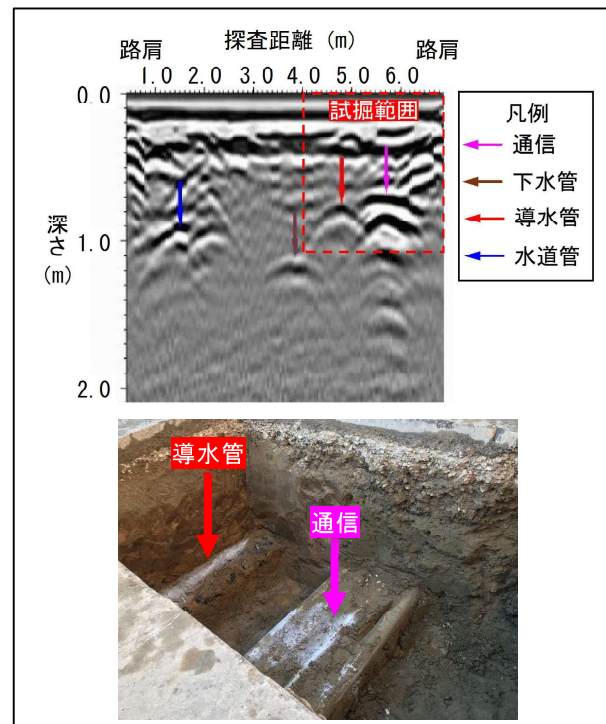


図-8 埋設管の探査画像事例と試掘結果

3.2 空洞位置の推定事例

空洞位置の推定としては、国や自治体等での道路管理の一環として路面下空洞調査が数多く行われている。路面下空洞調査は地下1.5mまでの空洞(長さ0.5m×幅0.5m×厚さ0.1m以上のものが対象)を検出し、道路陥没を未然に防ぐ取組である。このように、地下1.5～2m程度までの空洞探査はすでに確立されており、実用化されている。

ここでは、事例が少ない深い深度に位置している空洞の発見事例を記述する。本調査の目的は、造成工事に伴って発見された地下壕の分布を面的に調査することである。対象となった地下壕は、幅2m程度で高さ1m程度であり、一般的な路面下空洞よりも大規模な空洞である。本調査地は、表層から地下6m程度まで一様に関東ローム層が堆積している。表層は未舗装である。このような場所において、深い深度までの空洞検知が期待されるチャープ方式のレーダーにより探査した。

図-9に、探査結果を示す。画像中央の深度4m付近に双曲線状で周囲よりも振幅の強い信号が検知されている。本信号に対して、ボーリング調査および内部カメラ観察を行ったところ、図中の写真のような地下壕が確認された。このように、本調査地のような条件であれば、地中レーダー探査により深度4～5m程度の空洞検知も可能であることが示されている。

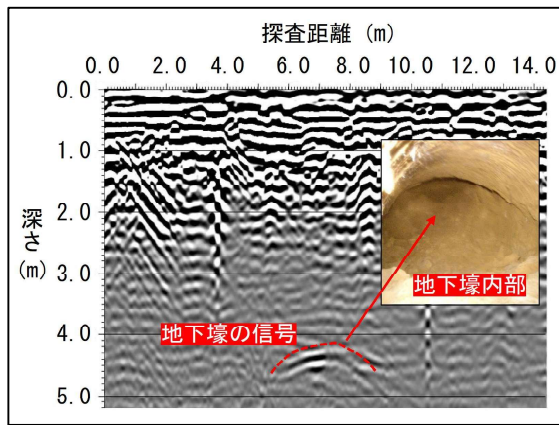


図-9 深度 4m 付近に掘削された地下壕を探索した事例

3.3 含水状態推定における応用例

比誘電率は、地盤の乾燥・湿潤状態によって変化する。電磁波の伝搬速度は、比誘電率によって決まる。Topp ら³⁾は、この法則から土壌の体積含水率を推定している。また、Greaves et al.⁴⁾は Topp らの式を用いて、電磁波速度構造断面から体積含水率の空間分布を推定できるか試みている。

近年では、地中レーダーにより路盤中の含水変化を推定する研究がなされている⁵⁾。本研究では、既知の舗装構成から電磁波速度を求めている。図-10 は、路面に降雨を模して散水した直後に取得した電磁波速度と、29 時間後に取得した電磁波速度の比を示している。暖色系は散水直後よりも電磁波速度が速くなっており、乾燥側となった。一方、寒色系は電磁波速度が遅くなっており、湿潤側となった。このことから、寒色系で示された箇所に水分が集まりやすく、長時間湿潤状態にあることが示唆される。国土交通省の舗装点検要領⁶⁾によれば、ひび割れからの雨水浸透による路盤支持力低下が舗装の寿命に大きく影響すると言われている。すなわち、本方法が確立されれば、長大な道路路盤に対する維持管理スクリーニングの効率化に寄与できる可能性がある。

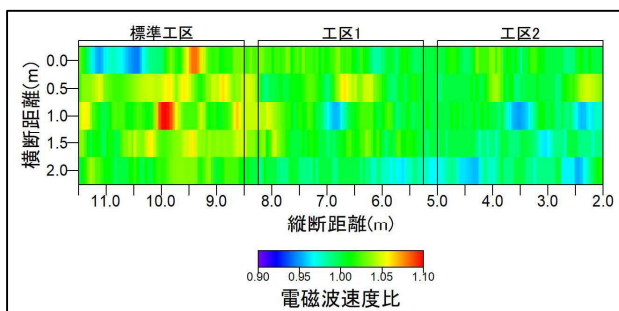


図-10 散水直後の電磁波速度に対する散水 29 時間後の電磁波速度の比の水平分布

3.4 課題

鈴木⁷⁾は、地中レーダー探査によって深さ 10m 程度の空洞を検出できるかについて理論的に検討している。その結果、10m の探査深度を実現すること自体は不可能ではないが、地盤の導電率や信号対雑音比 (S/N) の影響に

より、特に都市部のように減衰量大きい地盤では実用性が低いことを指摘している。

したがって、深度 10m 前後の空洞を把握するには、地中レーダー単独ではなく、サウンディングや他の物理探査手法を併用することが有効であると考えられる。

また、埋設管調査においても地盤条件や管種・管径などによって検知できる場合と検知できない場合がある。図-11 はその一例である。埋設管はφ200mm のガス管とφ100mm の水道管で、いずれも鉄製である。2つの反射画像は道路横断方向を示し、道路縦断方向には 2m しか離れていない。にもかかわらず、(a) では埋設管が検出されているが、(b) では検出されていない。

道路は過去に複数回の埋設工事が行われており、一様な地盤条件とは言い難い。そのため、わずかな離隔であっても地盤条件が変化し、埋設管と電磁波のマッチングが悪化すると、必ずしも対象物が検出されない場合がある。このことから、埋設管調査では一測線だけでなく、複数の測線を設定して探査を行うことが、信頼性向上のために有効であるといえる。

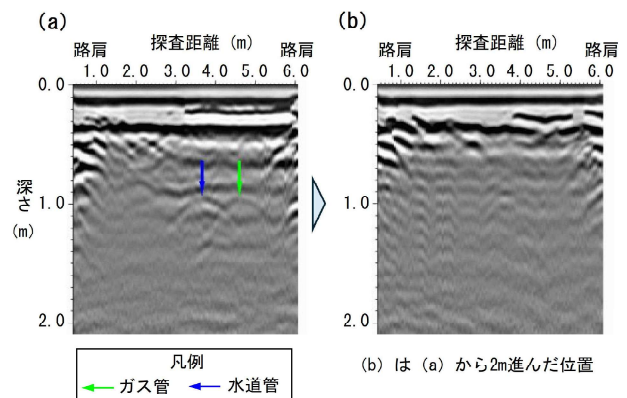


図-11 埋設管探査において埋設管を検知した事例 (a) と未検知の事例 (b)

4. 今後の展望

4.1 探査の自動化

車道においては、自動車に搭載した地中レーダーによって効率的な探査が実施されている。一方、河川護岸や車両進入禁止区域など、車両が入りにくい場所では、依然として人力による探査が行われているのが現状である。今後、技術者の減少が懸念される中、さらなる探査効率化に資する技術開発が強く求められている。

その一例として、近年は地中レーダー探査の自動化技術が開発されている。例えば、国土交通省 水管理・国土保全局による「革新的河川技術プロジェクト (第六弾)」⁸⁾では、自動走行可能なローバーを用いた探査システムが実証されている (図-12)。この装置は、コントローラーによる手動操作に加え、あらかじめ設定した探査測線に従って自動走行しながら測定を行うことが可能である。

これにより、現地条件が厳しい場所における省力化と作業の安全性向上が期待できる。



図-12 自動走行型の地中レーダー探査装置

4.2 AI 技術の活用による解析効率化

地中レーダー探査で取得されるデータは膨大であり、その解析には専門技術者による高度な判断が不可欠である。特に、今後需要の増加が予想される路面下空洞探査では、データ量の増大に伴い、解析に要する時間とコストの負担が大きくなる。また、解析の過程で空洞を見落とすことは、道路陥没などの重大事故を引き起こし、第三者に深刻な被害をもたらす可能性がある。このため、現状では慎重かつ時間を要する解析作業が余儀なくされており、調査効率と品質確保の両立が大きな課題となっている。

この課題を解決する手段として、AI 技術を活用した解析支援が注目されている。AI による自動解析では、取得データ群から空洞の可能性がある異常信号を短時間で抽出できるため、専門技術者の負担軽減と解析の迅速化が期待される。さらに、AI は膨大なデータを統一的に処理できることから、解析の均質化や見落とし防止にも寄与する。その一例として、図-13 に示すように、ディープラーニングを用いた学習モデルを構築し、空洞に特徴的な反射パターンを自動的に識別する手法が開発されている。このような AI 技術の導入は、地中レーダー探査の効率性と信頼性を高め、今後のインフラ維持管理において重要な役割を担うものと考えられる。

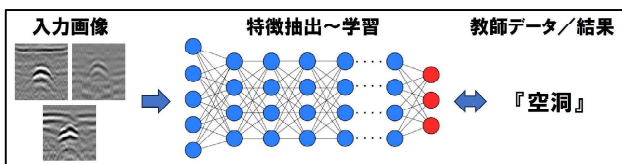


図-13 深層学習モデルの構築イメージ

なお、AI 解析の活用にはいくつかの課題もある。第一に、学習モデルを構築するために十分な量と質を備えた教師データが必要であるが、実際には空洞や異常事例のデータが限られている。第二に、地盤条件や構造物条件の多様性により、ある現場で高精度を示したモデルが他の現場では必ずしも同等の精度を発揮しない場合がある。さらに、AI による判定結果の解釈可能性も課題であり、最終判断を担う技術者が信頼して活用できる仕組みづくりが求められる。

したがって、AI 技術の導入に際しては、現場条件ごとの適用性を検証するとともに、従来の技術者による解釈を補完する「支援ツール」として位置づけることが現実的である。将来的には、AI と専門技術者が協働する形で解析精度と効率性を両立させることが期待される。

5. おわりに

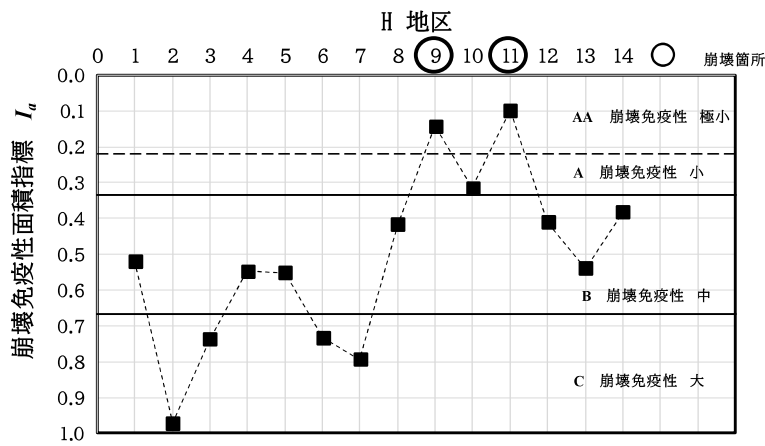
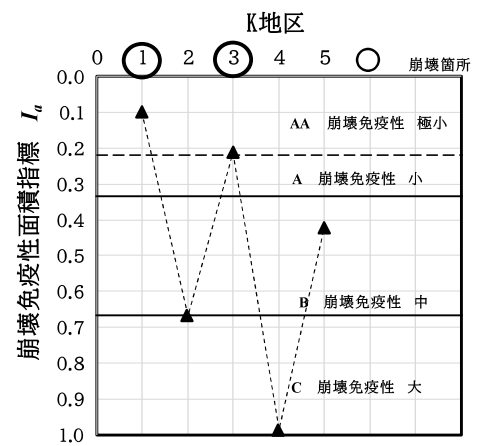
本章では、地中レーダー探査の原理と技術概要、探査事例、そして今後の技術展望について述べた。地中レーダー探査は、非破壊で高分解能の地下情報を取得できる有効な手段であるが、地盤条件や対象物の特性によっては限界も存在する。そのため、他の探査手法との併用や複数測線による調査など、信頼性を高める工夫が不可欠である。

今後は、自動化・AI 解析・3 次元統合といった技術革新により、効率性と精度がさらに向上することが期待される。これにより、社会インフラの維持管理や防災対策において、地中レーダー探査が果たす役割はますます大きくなると考えられる。

(執筆責任者 今井利宗)

参考文献

- 1) 公益社団法人物理探査学会：物理探査ハンドブック 第三版，1251p，2024.
- 2) 佐藤源之：地中レーダ 電磁波による地下計測技術，コロナ社，252p，2024.
- 3) Topp, G. G., Davis, J. L., and Annan, A. P.: Electromagnetic determination of soil water content; measurements in coaxial transmission lines, Water Resour. Res., 16, pp.574-582, 1980.
- 4) Greaves, R. J., Lesmes, D. P., Lee, J. M., Toksoz, M. N. Velocity variations and water content estimated from multi-offset ground penetrating radar, Geophysics, 61.3, pp.683-695, 1996.
- 5) 坂尾健有, 吉田潔, 今井利宗, 佐藤研一, 渡部敬史：地中レーダを用いた電磁波速度の時系列測定による路盤含水比推定の試み，第 35 回非開削技術研究発表会論文集，pp.57-62，2024.
- 6) 国土交通省道路局国道・防災課：舗装点検要領，pp.1-43, 2017.
- 7) 鈴木敬一：地中レーダにおける電波の減衰特性についての検討，公益社団法人 物理探査学会 第 152 回学術講演会論文集，pp.176-179，2025.
- 8) 国土交通省 水管理・国土保全局：革新的河川技術プロジェクト（第六弾），<https://www.mlit.go.jp/river/gijutsu/kakushinbumon/the.html>.（参照 2025.6.4）.

図-4 H 地区崩壊免疫性面積指標 I_a 分布図図-5 K 地区崩壊免疫性面積指標 I_a 分布図

$$R_a = D_a / E_a \quad (1)$$

ここで、 R_a ：面積比、 D_a ：堆積域面積、
 E_a ：開析域面積。

$$I_a = R_a / \beta \quad (2)$$

ここで、 I_a ：崩壊免疫性面積指標、
 β ：定数(現地による R_a 最大値以上の値)。

図-4 の H 地区で崩壊免疫性面積指標 I_a は、崩壊箇所の No9 は 0.14、No11 は 0.10 を示し、0.20 未満となった。図-5 の K 地区で崩壊免疫性面積指標 I_a は、崩壊箇所の No9 は 0.10、No3 は 0.21 を示した。そこで、免疫性指標として 1～0 を 3 分割して ABC とし、更に A の境界 0.33 の 1/3 である 0.11 を減少させた 0.22 未満で AA とした。このランク区分を表-1 に示す。

堆積土砂の先端部が河川浸食されて流失している K 地区では、誤差が多少大きくなっていると考えられたが、その事例でも、 $I_a=0.22$ 未満であり、この指標で崩壊免疫性が評価できる可能性があると考えている。

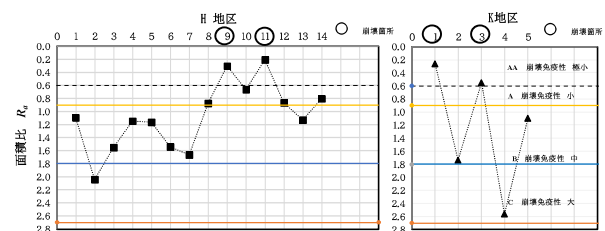
または、正規化する前の面積比 R_a で評価する方法も考えらる。図-6 は $R_a=2.7$ を最大値として区分したものであり、表-2 はそのランク区分である。 R_a においても評価が可能である。今後 I_a または R_a の指標を、他のデータも含めて検討を進めていく予定である。

4 まとめ

今回、集水斜面を堆積域と開析域に微地形区分し、その面積比を正規化することで、崩壊免疫性を評価する手法を考案した。算出した崩壊免疫性面積指標 I_a や R_a は、H 地区および K 地区の 2018 豪雨崩壊斜面の事例において、最も免疫性が小さい集水地形斜面が崩壊した結果となり、実際の現象と一致した。平地に面した斜面では、崩壊による過去の堆積域が微地形として残っていること

表-1 崩壊免疫性面積指標 I_a のランク

区分	崩壊免疫性面積指標 I_a	崩壊免疫性大小	斜面残留土塊比率 R_c	地質リスク
C	$0.67 \leq I_a < 1$	崩壊免疫性大	33%以下	小
B	$0.33 \leq I_a < 0.67$	崩壊免疫性中	33～67%	中
A	$0.22 \leq I_a < 0.33$	崩壊免疫性小	67～78%	大
AA	$0 \leq I_a < 0.22$	崩壊免疫性極小	78%以上	極大

図-6 $R_a=2.7$ を最大値とした区分表-2 $R_a=2.7$ を最大値としたランク

区分	崩壊免疫性面積比 R_a	崩壊免疫性 有無	斜面残留土塊比率	地質リスク
C	$1.80 \leq R_a < 2.70$	崩壊免疫性あり	33%未満	小
B	$0.90 \leq R_a < 1.80$	崩壊免疫性多少あり	33～67%	中
A	$0.60 \leq R_a < 0.90$	崩壊免疫性少ない	67～78%	大
AA	$0.00 \leq R_a < 0.60$	崩壊免疫性なし	0.78%以上	極大

が多く、今回の手法はそのような箇所に有効と考えられる。今後、他の地域でも確認し、更なる検証を進めて崩壊免疫性指標を確立していきたい。

(執筆責任者 木村隆行)

参考文献

- 1) 岩佐佳哉他：広島県東広島市における枕崎台風と平成 30 年 7 月豪雨災害に伴う土石流分布と被害、地理科学、Vol.75, No.3, pp.109-116.2020.

