



萌芽的共同研究
2022H-01

災害想定が困難な規模の歴史的巨大崩壊は今後
も周辺で発生するのか？

Do catastrophic historical deep-seated landslides
occur in adjacent areas?

令和 5 年 5 月

May, 2023

研究代表者 荒井 紀之

Principal Investigator Noriyuki ARAI

目 次

1. 研究概要 -----	1
2. 研究方法 -----	3
3. 研究結果 -----	5
3. 1 地形解析 -----	5
3. 2 地質調査 -----	9
3. 3 ステップ状地形の地形・地質構造 -----	13
3. 4 断層破碎帯および脈の X 線分析 -----	16
4. 考察 -----	17
4. 1 層状岩盤の変形性, 透水性 -----	17
4. 2 保瀬崩壊, 小川杖迫崩壊の地形・地質学的要因 -----	18
4. 3 隣接地域での類似災害の発生可能性 -----	20
5. 結論 -----	23
謝辞 -----	23
参考文献 -----	23
卷末資料	
A.1 硬軟互層の等価曲げ剛性 -----	26
A.2 層状地盤の等価透水係数 -----	27

1. 研究概要

(1) 研究目的

全国にある着目すべき歴史的巨大崩壊の調査の第一歩となる萌芽的研究として、徳島県海陽町保瀬の崩壊の背景と近隣斜面の危険性を検討することを目的とする。

(2) 研究期間

令和4年4月1日～令和5年3月31日

(3) 研究者

研究代表者 徳島地すべり観測所 研究員 荒井 紀之

准教授 山崎新太郎

住所 〒778-0020 徳島県三好市池田町州津藤ノ井 492-1

京都大学防災研究所 徳島地すべり観測所

Tel:0883-72-1075

Fax:0883-72-5119

(4) 研究場所

徳島県海部郡海陽町海部川上流域



図-1 研究場所

(5) 地形、地質概要

研究対象とした海部川上流域には、最上流部に標高 1000m 以上の山稜が分布し、南東に向かいその標高が漸減する。地質は、四万十帯付加コンプレックスの北帯に属し、混在岩が卓越するメランジユニット（谷山ユニット、牟岐ユニット）と、整然層が卓越する整然相ユニット（日和佐ユニット）が覆瓦構造をなし、北側のユニットほど付加年代が古い（公文，1981; Taira et al., 1988; 石田，1998; 君波ら，1998; 原ら，2014; 原ら，2020）。これらのユニットは東北東―西南西走向で北または南に急傾斜した地質構造を持つ。これを反映して山稜は東北東―西南西方向に配列する傾向が顕著である。水系も東北東―西南西方向に流下するものと、これに高角をなし南南東に流下する河川系からなる。海部川とその支流の一部（小川谷川，相川中下流）は穿入蛇行が卓越する河川である。海部川流域を含む四国山地東部は日本でも降水量の多い地域に相当し、年平均降水量は 3000mm 以上に達する。

(6) 保瀬の崩壊と小川杖追の崩壊

保瀬の崩壊は、明治 25 年（1892 年）に徳島県海陽町の海部川上流域において豪雨により発生した巨大崩壊である。この豪雨により徳島県那賀川中流域において高磯山の崩壊も発生している（寺戸，1970）。これらの崩壊が発生した場所は、秩父帯や四万十帯といった付加体分布域に位置している。海部郡誌（1927）によると、「明治 25 年（1892）7 月 25 日、数日前から降り続いた豪雨のために海部川は増水し氾濫した。そして午前 10 時頃、川上村大字平井保瀬の右岸山上が大崩壊した。山の土砂が海部川を堰き止め、折からの洪水は逆流し、寒ヶ瀬一帯は濁流におそわれた。この大崩壊のために、埋没されたもの 4 戸、上流にあって洪水のため流出したもの 8 戸、死者 47 名を出し、被害惨たんたるものであった。」とある。保瀬大崩壊の碑（海南町観光協会）では、崩壊は 7 月 25 日の午後 2 時ごろ発生し、26 日午後 7 時ごろ天然ダムが決壊し海部川を流れ下ったとある。

海南町史（1995）によると保瀬の崩壊発生地点から約 6 km 下流の海部川右岸でも 7 月 25 日の午前 3 時ごろ小川杖追の崩壊が発生し海部川を堰き止めたとある。また、この崩壊の 1 週間ぐらい以前からだらだらと崩れはじめていたとの記述がある。現在ではこれらの崩壊の周辺斜面は樹木で覆われ識別しがたいが、1m DEM より作成した傾斜量図（図-2）をみると約 130 年前に発生した崩壊の輪郭を明瞭に読み取ることができる。

保瀬の崩壊と小川杖追の崩壊の規模については、崩壊前の地形データが無いため正確な崩壊土量を求めることができないが、崩壊面積はそれぞれ $2.3 \times 10^5 \text{m}^2$ 、 $4.0 \times 10^4 \text{m}^2$ である。

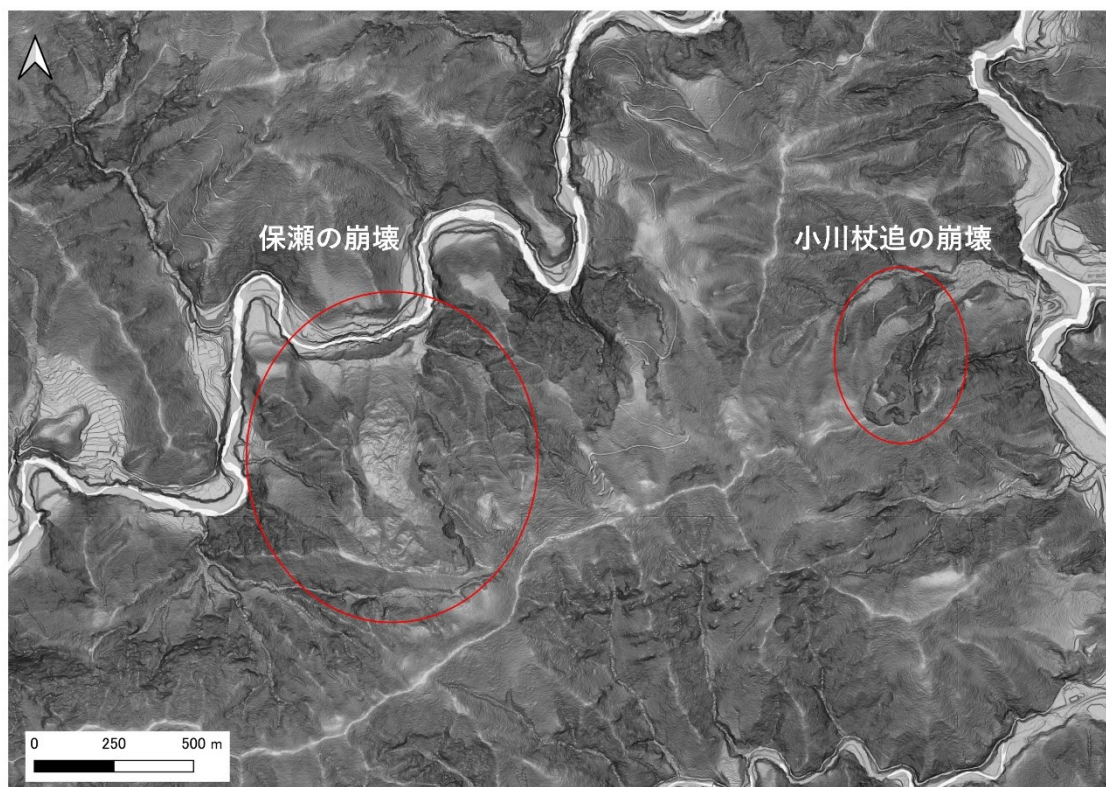


図-2 1mDEM より作成した傾斜量図

2. 研究方法

保瀬の崩壊が発生した海部川上流域を対象として、以下の3つの研究を行った。

- ① 高密度地形データによる崩壊地形、海部川流域の地形解析
- ② 崩壊地周辺の地質構造や断層分布を明らかにするための詳細地質調査
- ③ 断層破碎帯や脈に含まれる鉱物を明らかにするためのX線分析

航空レーザ測量により得られた高密度DEMにより地形解析を行った。研究に使用した当地域のデータ(表-1)は、国土地理院より借用した。地形解析では QGIS Ver.3.22.6, ArcMap Ver.10.8.2, ArcScene Ver10.8.2 (ESRI 社)を併用した。

表-1 研究に使用した航空レーザ測量データ

	測量期間	グリッド間隔	場所
平 21 四公第 53 号	2009/11/9-2010/3/19	1m	阿南市, 海陽町, 那賀町

地形解析では、1892年に発生した崩壊地を特定するとともに、その他の崩壊地形や重力変形斜面を抽出した。本研究で対象とした崩壊は、体積が概ね 10^4 m^3 以上で、斜面表層の風化物や崩積土だけでなく、その下の岩盤をも含む移動速度の大きい脆性破壊的な斜面変動で、地質構造に素因を持つもの」とする。また、図-3に示すように寺戸(1986)を参考として「新しい崩壊」と「古い崩壊」に大まかに2分類した。新しい崩壊は、形成時期が史実や伝承として残っているもので数百年以内のもの、崩壊崖や側方崖の輪郭が相対的にシャープなもの、古い崩壊は、これらの輪郭が不鮮明であり、一部が侵食されているものとした。本研究では、重力変形斜面を Ambrosi and Crosta (2006) に準じて、「重力

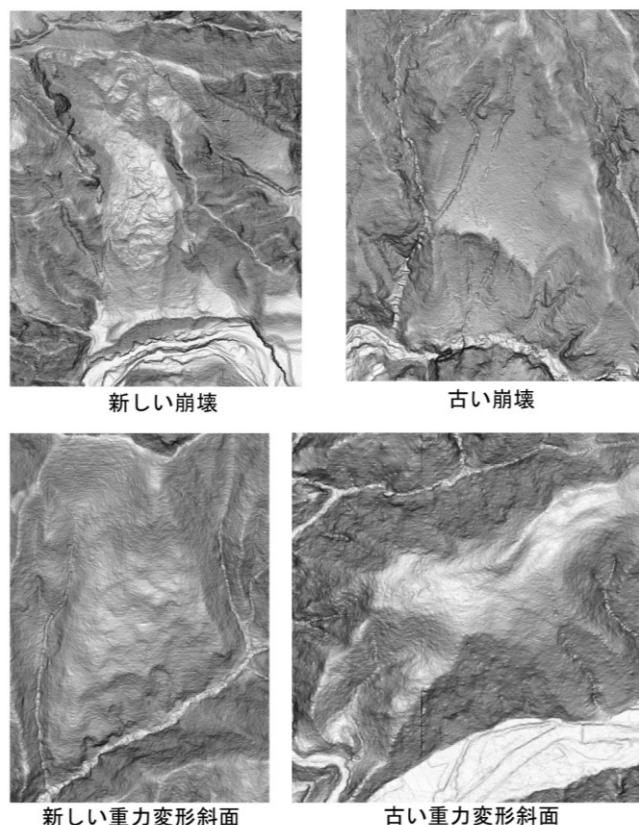


図-3 崩壊と重力変形斜面の新旧区別

性と推定される谷向き小崖、山向き小崖、線状凹地、多重山稜、バルジング等の微地形で特徴づけられ、周囲の斜面と区別可能な変形斜面で、明瞭で連続的な境界で囲まれておらず、移動速度が遅いもの（計測器を用いなければほとんど検出されない程度）」とする。また、小崖のシャープさや斜面下部の侵食の程度により図-3に示すように「新しい重力変形斜面」と「古い重力変形斜面」とに大まかに2分類した。遷急点や遷急線、古地形面に相当する緩斜面の分布を河床縦断面や傾斜量図から抽出するとともに、海部川の主な支流の流域ごとにヒプソメトリック曲線を求め、河川侵食作用の流域特性を調べた。

地質調査に当たっては、付加体に特徴的な岩相や衝上断層に着目して調査を実施した。露頭観察では、整然相、破断相、混在相に分類し、砂岩や泥岩の構成比率、層理、劈開の方向、発達程度を記載した。筆者の研究により、ゆるみの発達や斜面内水理環境に対して、これらの性状・分布を精密に抑えることが発生場の評価に重要であることが判明している (Arai and Chigira, 2018; Arai and Chigira, 2019)。

断層破碎帯や岩石中の鉱物を同定するためにX線分析(x-ray diffraction (XRD) analysis)を行った。用いた機器は、リガク MiniFlex60 で、XRD の測定条件は、対陰極 Cu, β Z フィルター Ni, 使用固有 X 線 $K\alpha$, 管電圧 40 kV, 管電流 15 mA, 走査範囲 $2\theta = 2^\circ \sim 60^\circ$, 走査速度 10 deg/min である。

3. 研究結果

3. 1 地形解析

(1) 崩壊, 重力変形斜面の分布

1mDEM より作成した傾斜量図より判読した崩壊および重力変形斜面の分布を図-4 に示す.

崩壊の分布に着目すると, 海部川の桑原より上流域に大規模な崩壊が集中していることがわかる. この他, 海部川支流の相川中流域, 笹無谷川流域, 柿谷川流域等において中から小規模の崩壊が分布している. 新しい崩壊の分布をみると, 海部川上流の皆ノ瀬から寒ヶ瀬にかけての右岸斜面に集中している.

重力変形斜面の分布については, 海部川の小川口より上流域に偏在している. この他, 相川や笹無谷川の上流域にも分布している.

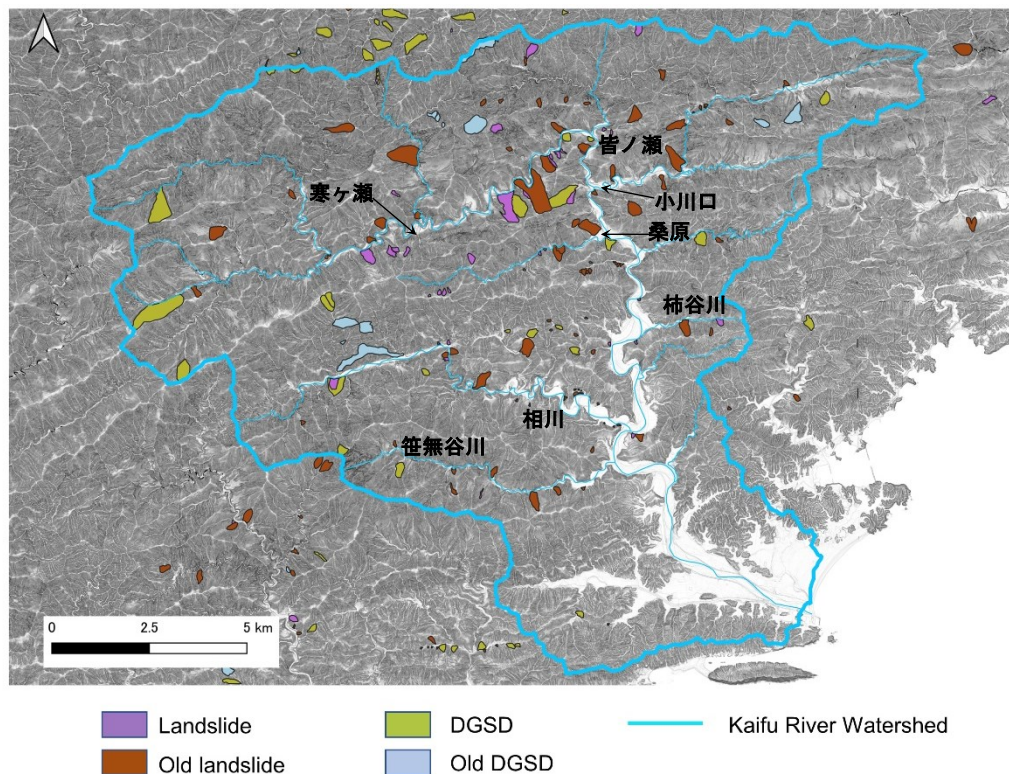


図-4 崩壊と重力変形斜面の分布

(2) 海部川流域水系網, 遷急点, 比高分布, ヒプソメトリック曲線

海部川流域の水系図を図-5 に示す. これより海部川の支流は, 東一西から東北東一西南西方向に流下しているものが多く, 海部川はこれらの支流を連結しながら北から南に流下している. この水系分布の特徴は, この後, 地質調査結果で詳述するが, この付近の地層が

東西から東北東―西南西走向を持ち、北または南に急傾斜した地質構造を持つためである。

海部川とその主な支流について河床縦断図を作成し、遷急点を抽出した。図-6 に河床縦断図、図-7 に遷急点分布に崩壊分布を重ねた図を示す。最下位の遷急点は、標高 90m から 150m に位置し、最上位の遷急点は点数が少ないが標高 800m から 850m に位置し、これ以外の遷急点は、これらの中位の標高を持つ。図-7 より最下位の遷急点分布と崩壊分布を比較すると、崩壊の多くがこれらの遷急点の直下流に位置している。同図中の標高 150～300 m を示す青の領域と標高 150m 未満のグレーの領域の境界線を最下位の遷急線とみなすと、崩壊の多くが、この遷急線を跨ぐように発生しているといえる。保瀬の崩壊も、海部川の最下位の遷急点の直下流に位置している。これに対して小川杖迫の崩壊は、最下位の遷急線よりやや標高の高い位置で発生している。その他の崩壊は最上位の遷急点と最下位の遷急点の間に位置している。

図-8 に、比高分布に崩壊分布を重ねた図を示す。比高は半径 600m の円内の最高点と最低点の差として求めた。この図から、崩壊の最頻値は比高 300m から 350m のゾーンで発生しており、比高 200m 以下では少数の崩壊のみが含まれる。

図-9 に海部川流域全体と主な支流の正規化したヒブソメトリック曲線を示す。各図中の数値は、ヒブソメトリック曲線を流域面積について積分した値で、河川侵食が進行し平衡河川に近づくほどこの値は小さくなる (Montgomery et al., 2001; Strahler, 1957)。ヒブソメトリック曲線の形を各流域間で比較すると、海部川上流域では、曲線勾配の変曲点が間に位置し、最上流点と最下流点においてその勾配が大きくなる S 字型の形状を示し、海部川の下流域では変曲点が存在せず凹型のものが多くなる。海部川流域全体の積分値は 0.266 であり、海部川上流域で 0.426、小川谷上流域で 0.437、相川流域で 0.341、支流 C (母川) 流域で 0.275 であり、流域によりばらつきはあるが下流域ほど小さな値をとる傾向がある。

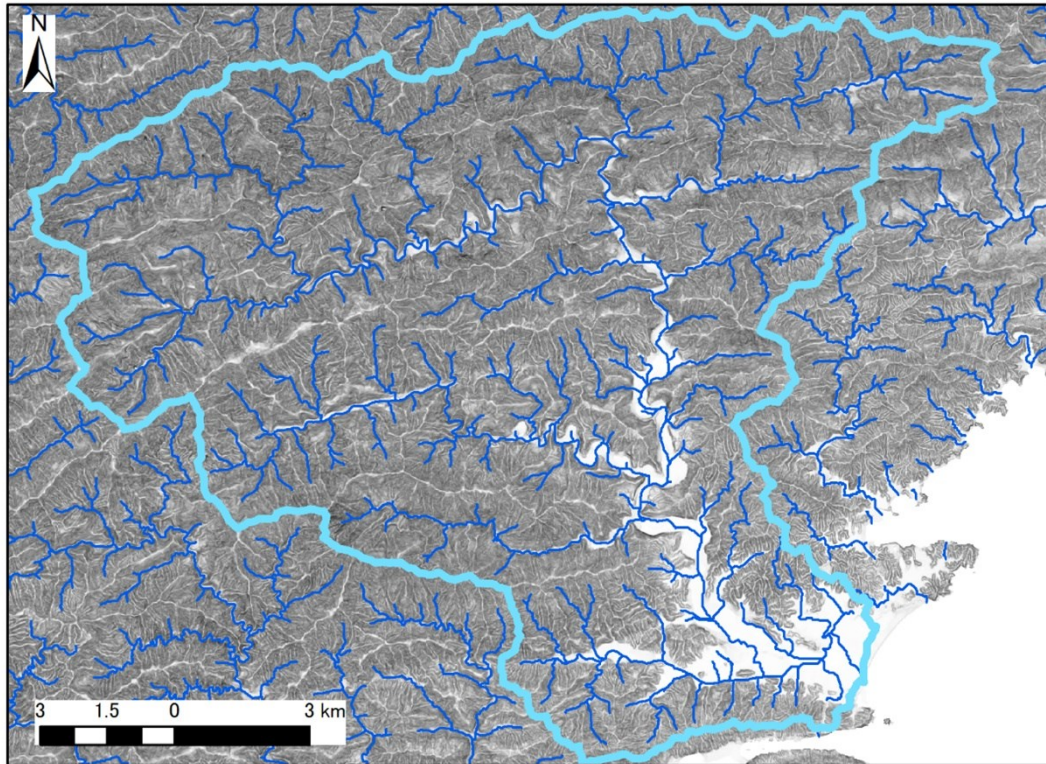


図-5 海部川流域の水系図

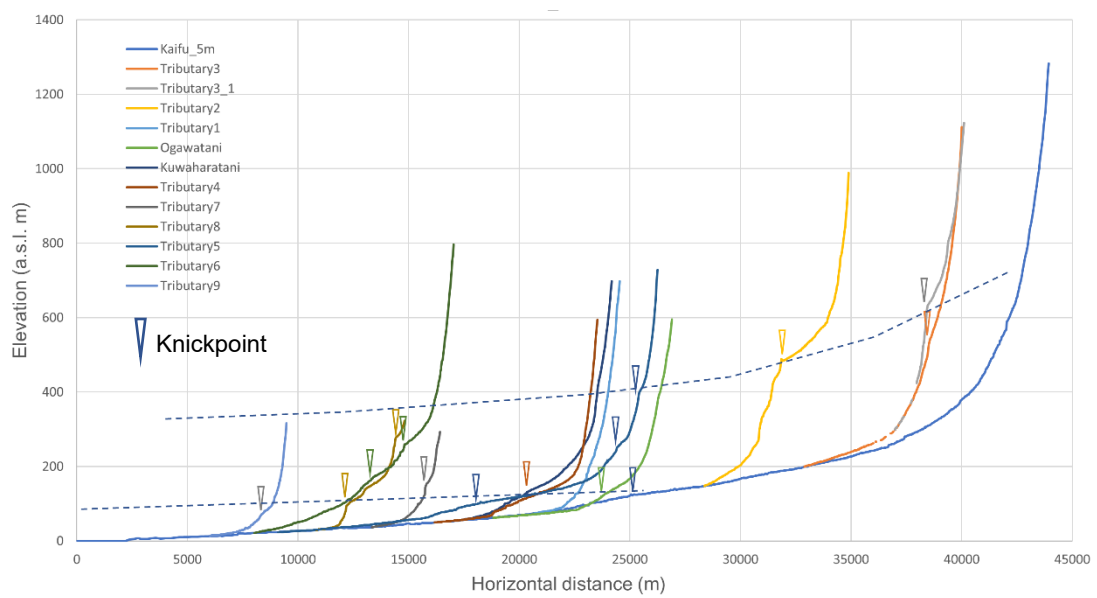


図-6 海部川および主な支流の河床縦断面図

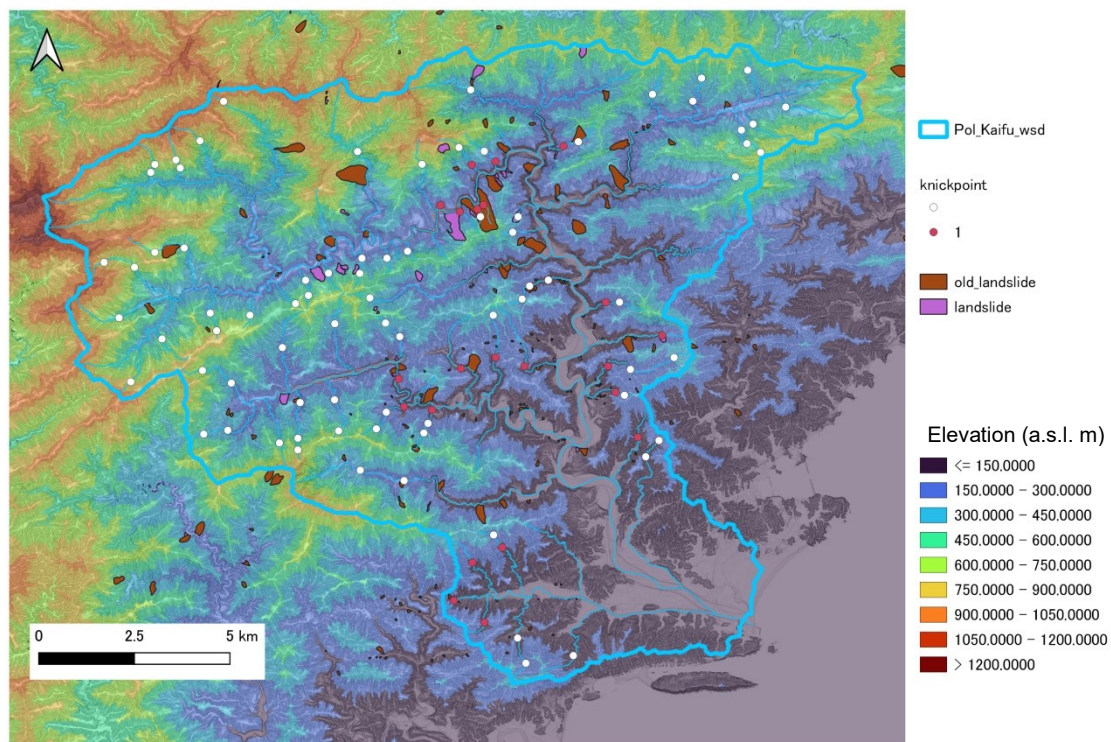


図-7 遷急点分布と崩壊との関係

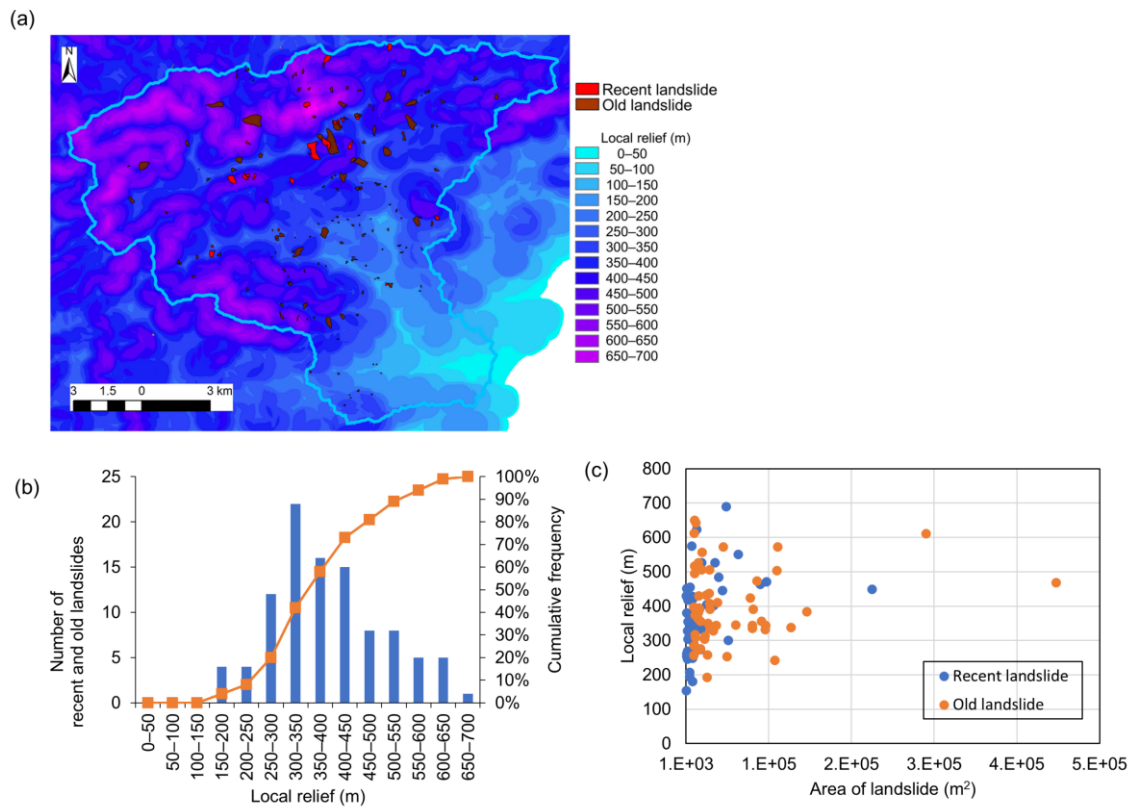


図-8 比高分布と崩壊との関係

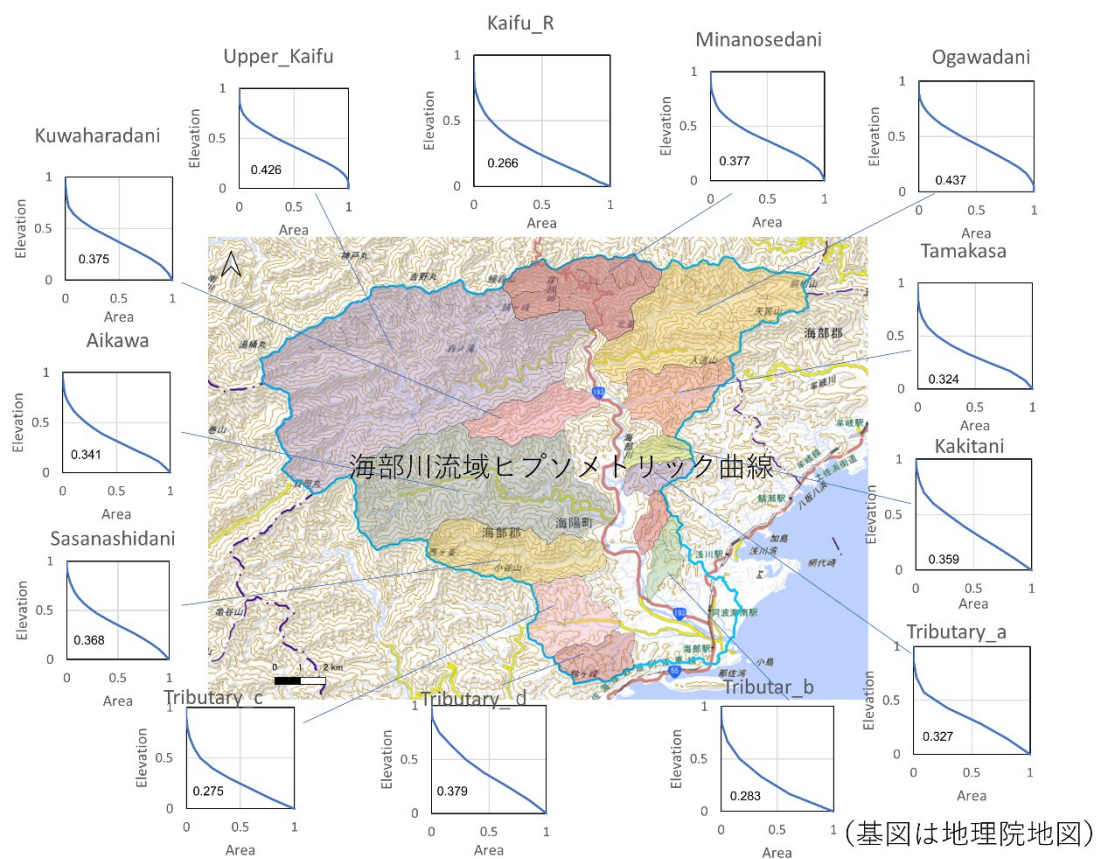


図-9 海部川流域のヒソメトリック曲線

3. 2 地質調査

本研究により得られた保瀬の崩壊、小川杖追の崩壊を含む詳細地質図を図-10 に、地質断面図を図-11 に示す。

調査域の北側と南側に赤色泥岩、チャート、玄武岩ブロックを含み泥質基質かなら混在岩および砂岩と泥岩からなる破断層が分布する。これらの岩相から、北側の岩体は谷山ユニット、南側の岩体は牟岐ユニットに対応すると判断した。この他、海部川沿いの檜ノ瀬下流において牟岐ユニットの小ブロックが存在する。谷山ユニットと牟岐ユニットに挟まれて砂岩優勢な砂岩泥岩互層、厚層理砂岩（層厚 1m 以上）、塊状砂岩、礫岩、細粒砂岩と泥岩の細互層（層厚数 cm～10cm）等の整然相からなる岩体からなり、一部に砂岩と泥岩の破断相が含まれる。これらの岩体は日和佐ユニットに相当すると判断した。既往研究によると谷山ユニットと日和佐ユニットは深瀬断層で境している。保瀬の崩壊や小川杖追の崩壊は、日和佐ユニット内で発生している。地質断面図からわかるように、日和佐ユニットを構成する地層は、東一西から東北東一西南西の走向で、鉛直に近い傾斜角を持つ。研究域周辺の山稜や河川系が東一西から東北東一西南西方向の顕著な定向配列を持つのは、以上の地質構造を反映していると推定される。

保瀬の崩壊が発生した斜面の地質構造は、地質断面図（No.4）に示すように、斜面上部に

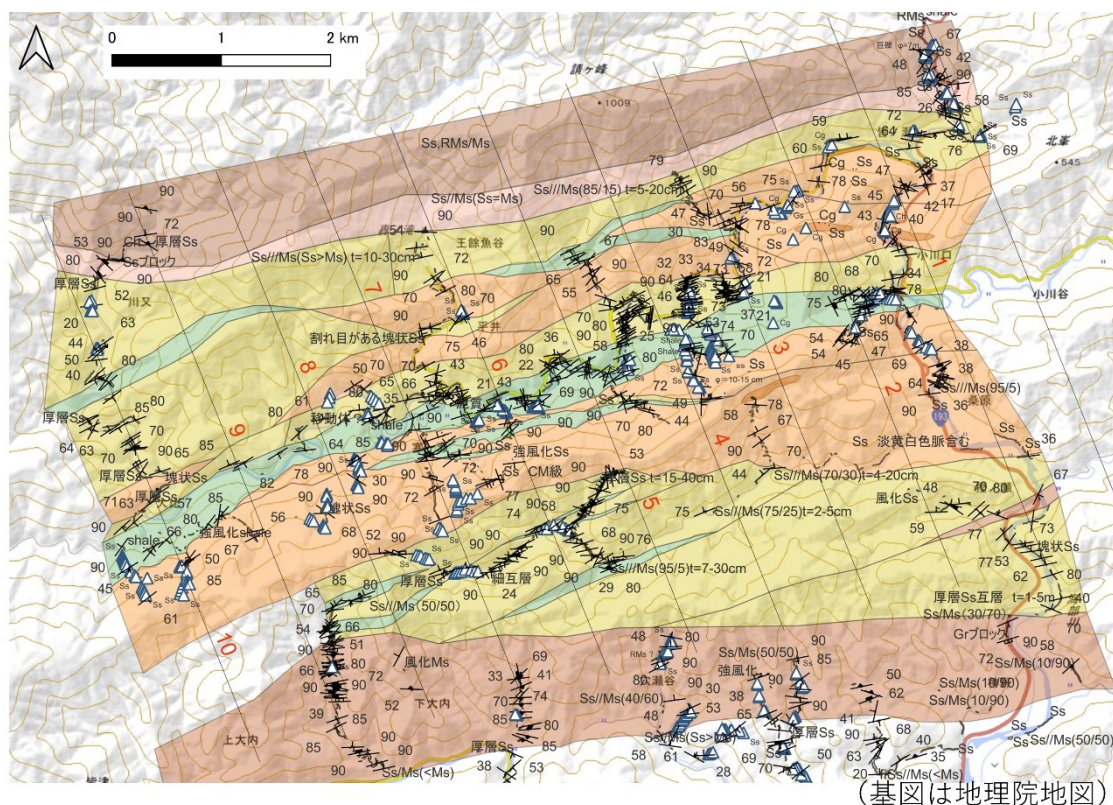


図-10 地質図

塊状砂岩または厚層理砂岩が占め、斜面下半部に細粒砂岩と泥岩の細互層が分布していた。小川杖追の崩壊が発生した斜面の地質構造は、地質断面図 (No.2) に示すように、斜面上部に塊状砂岩、斜面下部に細粒砂岩と泥岩からなる細互層が分布していた。塊状砂岩と細互層との間には泥質基質中に砂岩がレンズ状に伸長した破断相が含まれ、泥岩基質中には鱗片状劈開が認められた。小川口付近の海部川沿いに北傾斜の衝上断層露頭があり、そのトレースを延長すると小川杖追の崩壊内を横断すると推定される。

研究域内の主な断層として、①破砕帯を伴う断層、②カタクレサイトからなる断層、③厚さ数 10 cm から数 m の固結したせん断帯、④厚さ数 cm 以下のシャープなせん断面からなる断層が存在する。①として日和佐ユニット内で、破砕幅 20~50 cm で厚さ数 cm のガウジを伴う断層が 5 条含まれ、この内、北に 38° から 54° 傾斜した断層が 2 条、東西走向で鉛直に近い傾斜角を持つ断層が 2 条、北北西—南南東の走向で東側に 70° 傾斜した断層が 1 条確認された。研究域内の断層と層理面の極をステレオネット (等面積下半球投影) に

プロットした図を図-12 に示す．断層（上記①，②，③）の方向は，北北西に 30～50° 傾斜

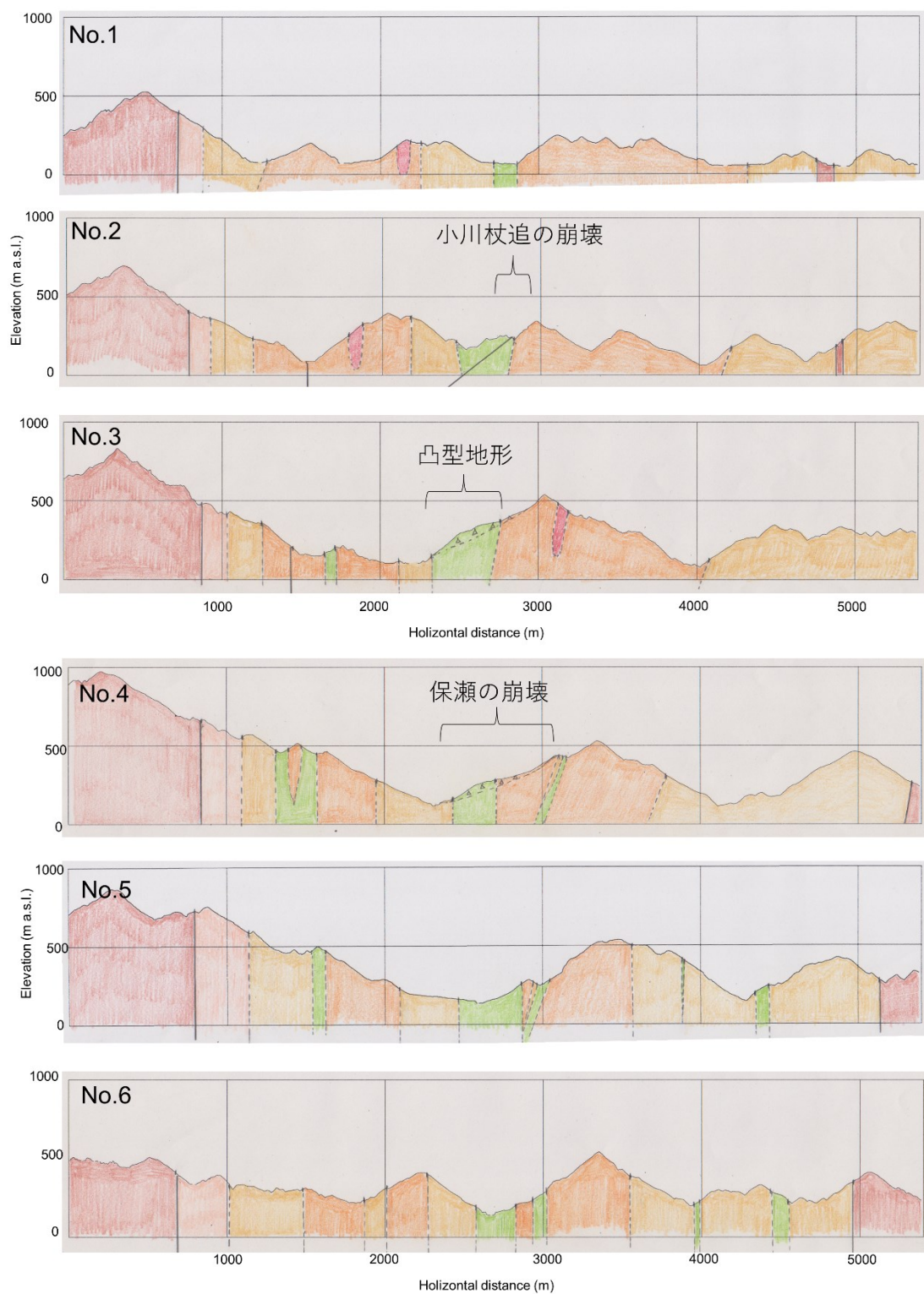


図-11 地質断面図．凡例は図-10 と同じ．

したものが多い。シャープなせん断面（上記④）の方向は、北北西または南南東に $30\sim 50^\circ$ 傾斜したものが多い。

研究域内には大規模な褶曲構造は認められないが、露頭規模の褶曲構造が細粒砂岩と泥岩の細互層部や、一部砂岩優勢な砂岩泥岩互層部で観察された（図-13）。波長は 50 c m から数mのものも多く、軸面が東—西から北東—南西走向で、ヒンジラインが東側から北東に $0\sim 40^\circ$ 傾斜したものが多い。一部にシェブロン褶曲や鞘状褶曲が認められる。

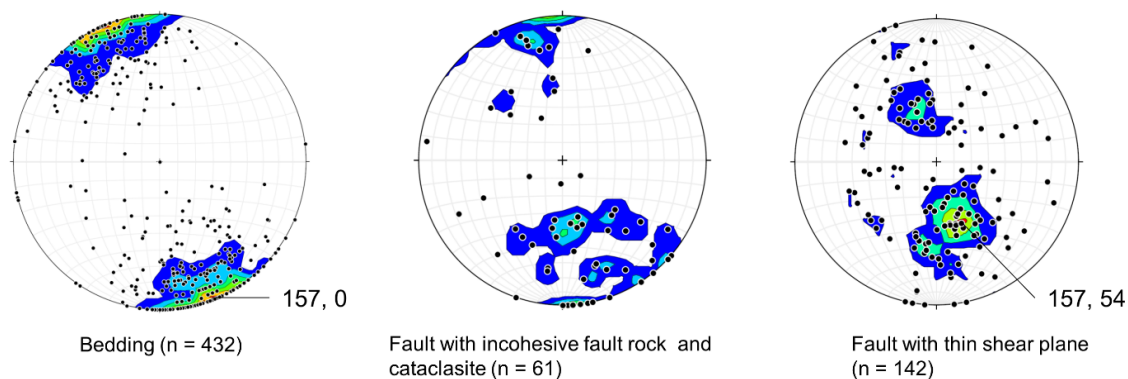


図-12 地質学的分離面のステレオネット（等面積下半球投影）



図-13 褶曲露頭

3. 3 ステップ状地形の地形・地質構造

保瀬の崩壊が位置する海部川上流の右岸斜面には図-14 に示すようなステップ状地形が存在する。No.1 から No.3 地点について詳細な地質踏査を行った。図-15 に、ステップ状地形周辺の地質図、図-16 に、No.1 地点のステップ状地形とガリ状凹地の写真を示す。

No.1 地点では尾根側に傾斜したステップ状地形が斜面中腹に存在する。尾根周辺が緩斜面をなし波打ったような凹凸地形が存在する。尾根の南側に一部、線状凹地が存在する。地質は塊状砂岩と厚層理砂岩層からなる。斜面縦断形は、尾根部において凸型から直線状を呈する。

一部、ステップ状地形と平行にガリ状の侵食地形が存在し、ステップ状地形の内部構造を観察できた(図-16 b, c, d)。ガリ状侵食部は狭い凹地状をなし、凹地の山側と谷側はほぼ鉛直な砂岩からなる岩盤が露出している。凹地の下部は、崖錐で覆われているが、一部岩盤が露出している箇所を観察したところ、砂岩がレンズ状をなし、せん断変形を示す構造や、カタクレーサイトが認められた。これらのせん断面の方向は、走向がステップ状地形の伸長方向に平行で、傾斜はほぼ鉛直でわずかに谷側へ傾斜していた。

No.2 地点は、塊状砂岩と細粒砂岩・泥岩細互層からなる。塊状砂岩がごつごつした急斜面をなし、細互層部が緩斜面をなしている。傾斜変換線はほぼ岩相境界に対応している。

No.3 地点は、保瀬の崩壊の東側に位置する。斜面縦断形状が凸型を呈する。斜面中腹部に数段のステップ状地形が存在する。地質は、斜面上部が塊状砂岩からなり、斜面下部に細粒砂岩・泥岩細互層、砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなる。ステップ状地形の一部は塊状砂岩と細互層の岩相境界に一致し、一部は塊状砂岩と厚層理砂岩層中に位置する。斜面上部に小崖が複数存在する。

No.4 地点については詳細地質調査を行っていない。尾根付近に谷向き小崖が存在する。斜面上部から中部にかけてやや不明瞭なステップ状地形が複数存在する。谷に沿って旧崩壊地形が存在する。

以上の観察結果より、ステップ状地形は走向が尾根とほぼ平行で、尾根側に傾斜したものが含まれていた。ステップ状地形が認められる斜面上部には谷向き小崖や線状凹地が存在する場合が多い。以上の調査結果から、これらのステップ状地形は、傾斜が鉛直に近い岩相境界面または断層を含む岩盤が重力斜面変形により谷側へ傾き、岩相境界や断層沿いに段差が生じるために形成された地形と推測される。Yokoyama(2020)は、安部川や大井川上流域において、高角断層を含む岩盤がトップリングにより谷側へ傾倒することにより多数の段差を伴うステップ状地形が形成されることを野外調査と模型実験により論じた。

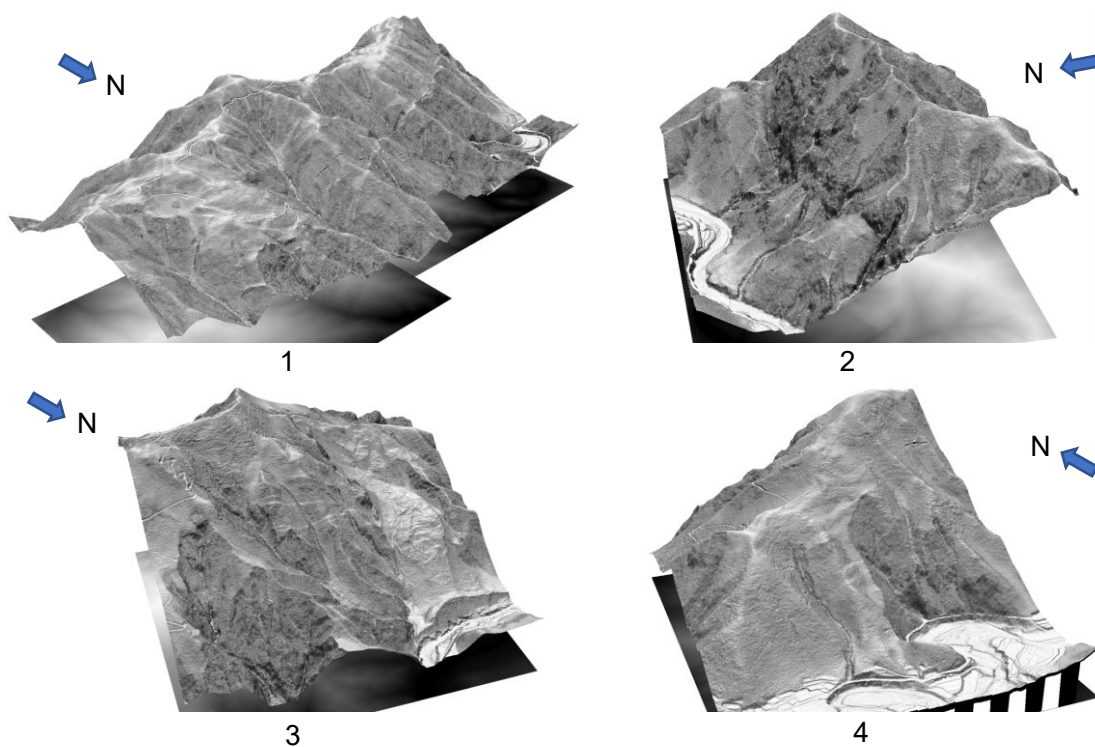
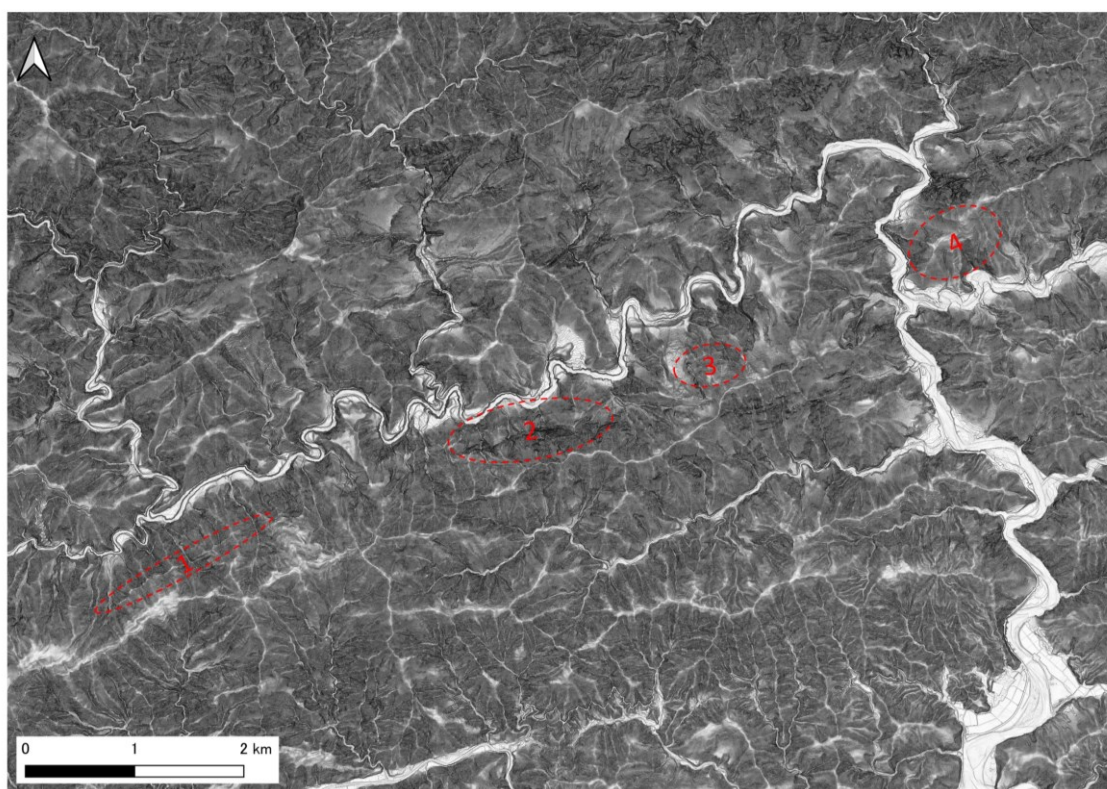


図-14 ステップ状地形

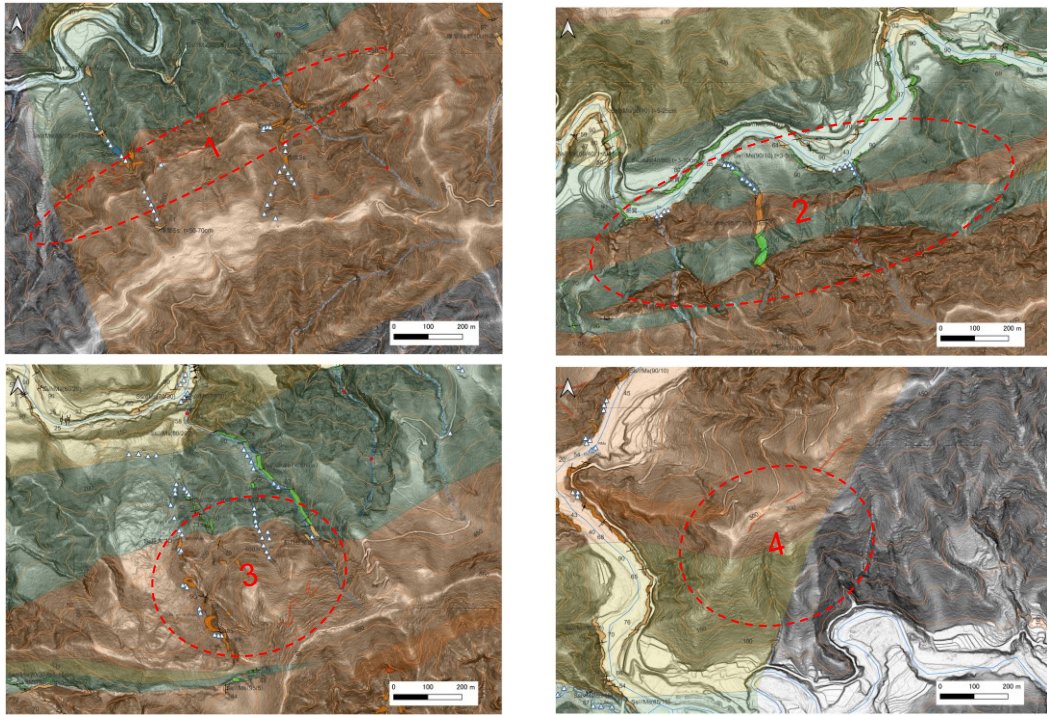


図-15 ステップ状地形の地質構造 (凡例は図-10 参照のこと)



図-16 No.1 ステップ状地形

a:ステップ状地形, b:ガリ状凹地, c:レンズ状砂岩岩片を含むせん断帯, d:カタクレーサイト

3. 4 断層破碎帯および脈の X 線分析

日和佐ユニット砂岩中の断層の白色ガウジ 1 試料，日和佐ユニットの砂岩中の白色脈 2 試料，谷山ユニットの断層沿いの白色脈 1 試料を対象として分析を行った．粉末 X 線分析を全試料について行った．さらに，No.1 試料については定方位試料を作成しエチレングリコール処理，塩酸処理を行った．分析結果を表-2 に示す．No.1 試料中には石英，イライトが同定され，定方位試料について $15\text{\AA}$ のピークがエチレングリコール処理で変化せず，塩酸処理でピークが消失したのでバーミキュライトが含まれる可能性が高い．No.2 から No.4 試料中には，石英，斜長石の他にローモンタイトが検出された．No.4 試料中にはこの他カルサイトが同定された．砂岩中のローモンタイト脈の分布は，局所的である．



試料 1 採取露頭



試料 4 採取露頭

図-17 X 線分析試料採取露頭

バーミキュライトは，スメクタイトと同様にピークせん断強度や残留強度が粘土鉱物の中でも小さいことが知られている（矢田部ら，1991）．矢田部ら（1991）によると，バーミキュライトに砂分を混ぜた試料のリングせん断試験を行った結果，砂分含有率が 30%を超えると急に残留強度が大きくなるとある．今回，粒度分析を行っていないが，今後，断層破碎物質のせん断強度を明らかにしていくうえで粒度分布は重要な情報の一つである．

表-2 X 線分析結果

No	試料名	記事	quartz	calcite	chlorite	vermiculite	illite	plagioclase	laumontite
1	20221215S1	日和佐ユニット 断層白色ガウジ	◎		△	○	◎		
2	20220804S1	日和佐ユニット 砂岩白色脈	◎		△			○	○
3	20220910	日和佐ユニット 砂岩白色脈	◎		△			○	△
4	20211028S1	谷山ユニット 断層周辺白色脈	◎	○	△			○	○

4. 考察

4. 1 層状岩盤の変形性、透水性

保瀬の崩壊が発生した斜面では、塊状砂岩や砂岩・泥岩互層等からなる層状岩盤が尾根と平行な走向を持ち、鉛直に近い傾斜角をなして配列している。このような層状岩盤の変形特性について考察してみる。

いま、砂岩と泥岩の硬軟互層からなる岩盤の曲げ変形に対する剛性について考える。なお、層理面沿いのすべりは発生せず密着していると仮定する。微小変形を仮定し、岩盤は弾性変形する場合を考える。砂岩と泥岩のヤング率をそれぞれ E_1 , E_2 と置く。また、砂岩と泥岩の単層厚をそれぞれ t_1 , t_2 と置く。このような積層材の等価曲げ剛性は、材料力学の合成はりの理論により計算できる（巻末資料 A.1 参照のこと）。図-18 は、横軸に砂岩のヤング率 E_1 に対する泥岩のヤング率 E_2 の比、縦軸に砂岩の曲げ剛性 BR_1 に対する積層材の等価曲げ剛性 BR の比をとったグラフである。ただし、砂岩の単層厚 t_1 に対する泥岩の単層厚 t_2 の比 (t_2/t_1) が 1 の場合である。砂岩に対する泥岩のヤング率比が 0.2 の場合、砂岩泥岩互層の等価曲げ剛性は砂岩の曲げ剛性の約 60% に低減することになる。

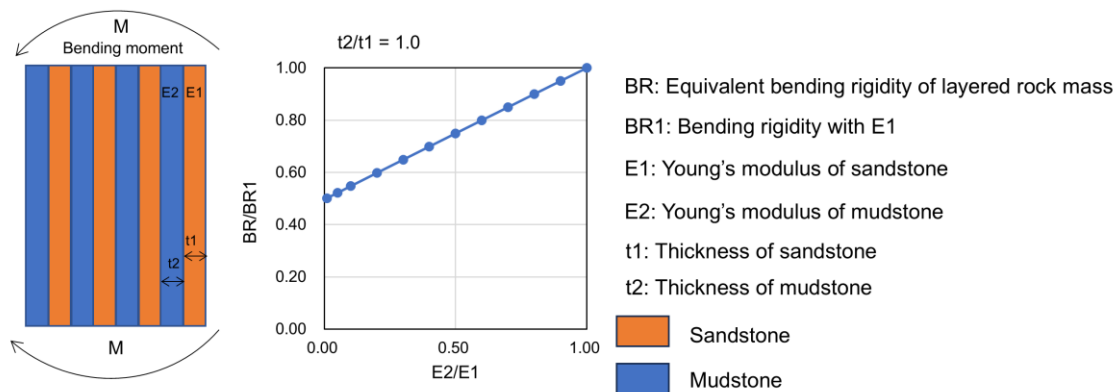


図-18 2層地盤の等価曲げ剛性

次に、砂岩と泥岩の互層からなる岩盤の透水性について考える。図-19 に示すように層理面に対して直交する方向に浸透する場合、層状岩盤の等価透水係数を K 、砂岩層の透水係数を K_1 、泥岩の透水係数を K_2 と置くと、砂岩に対する泥岩の透水係数比 (K_2/K_1) を横軸に、砂岩の透水係数に対する等価透水係数の比 (K/K_1) をプロットしたのが図-19 の右図である（巻末資料 A.2 参照のこと）。砂岩と泥岩の透水係数比が 0.2 のとき、砂岩泥岩互層の等価透水係数は砂岩の透水係数の約 33% となる。

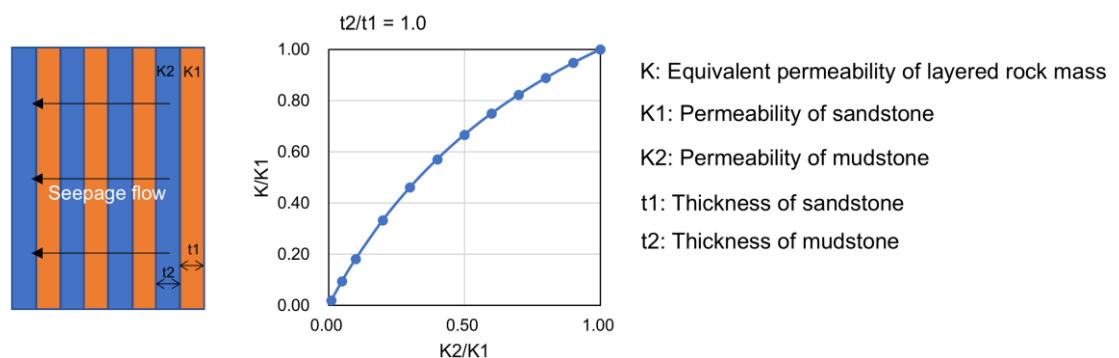


図-19 2層地盤の等価透水係数

4. 2 保瀬崩壊，小川杖迫崩壊の地形・地質学的要因

(1) 保瀬崩壊の地形・地質学的要因

保瀬の崩壊の地形学的要因について前章の調査結果から抽出すると，以下のような要因が列挙される．

- ① 標高 150m の遷急点，遷急線の存在．
- ② 比高が 350m 以上．
- ③ 穿入蛇行する河川の攻撃斜面に位置する．
- ④ 凸型斜面．
- ⑤ ステップ状地形．

海部川流域について遷急点分布を図-7 に示したが，標高 150m 付近の遷急点は，これらの最下位，言い換えると最新の遷急点であり，現在の河川侵食作用が標高 150m 付近の遷急点を結んだ遷急線の直下流域において活発であることを示している．最上位の遷急点は標高 400m から 630m に位置し，最上位の遷急点と最下位の遷急点の間でも，河川侵食作用が比較的活発に作用していると考えられる．したがって，これらの遷急点の概ね数 km 以内の下流域において河川による下刻や側刻が活発であり斜面が不安定になる要因の一つになっていると推定される．

斜面移動現象を駆動するための原動力は重力であり，斜面の比高が大きいほど斜面足元に作用するせん断応用が増大し，崩壊が起きやすくなると考えられる．図-8 より比高分布と崩壊との関係を見ると比高が 350m 以上の領域で崩壊が多く発生している傾向がある．岩盤の強度が大きくなるとより大きな比高でも斜面が安定に保持されるが，比高 300m はこの地域に分布する四万十帯の堆積岩の岩盤強度を反映した値といえる．

穿入蛇行する河川の攻撃斜面で崩壊が発生しやすいことは既往研究で度々指摘されている事項であり，本研究域においても保瀬の崩壊が発生した斜面は海部川の攻撃斜面に位置している．

保瀬の崩壊発生前の斜面形状についてはデータが無いが，東側に隣接した斜面をみると

縦断形が凸型を呈しており、保瀬の崩壊が発生した斜面でも凸型をしていた可能性が高い。凸型斜面は、凹型斜面や直線状斜面にくらべて斜面足元のせん断応力が大きくなるので斜面がより不安定になりやすいと考えられる。

ステップ状地形については、前節で傾斜が鉛直に近い岩相境界面または断層を含む岩盤が重力斜面変形により谷側へ傾き、岩相境界や断層沿いに段差が生じるために形成された可能性が大きいと指摘した。保瀬の崩壊の東側にも数段のステップ地形が認められる。ステップ状地形の存在は、重力斜面変形が進行していることと斜面を構成する岩盤がそこで縁切りされており、より不安定になりやすいことを示していると思われる。

前章の崩壊周辺の詳細地質踏査結果より地質学的要因を列举すると、

- ① 斜面上部に開口割れ目を含む塊状砂岩、厚層理砂岩が位置し、斜面下部に細粒砂岩と泥岩の細互層が分布する。
- ② 基盤岩の層理面の走向が尾根と平行で、傾斜が鉛直に近い。
- ③ 層理面に平行なせん断帯が存在する。

①で選択的に崩壊が発生しやすいのは、4.1 節でも議論したように斜面下部の剛性が斜面上部に比べて相対的に小さく変形しやすい点と、斜面下部の透水性が斜面上部に比べて小さく豪雨時に岩相境界の間隙水圧が上昇しやすい点があげられる。この逆の組み合わせでは豪雨による大規模崩壊は起きにくいと考えられる。②は本研究域の付加体を構成する岩盤の特徴であり、よりトップリングによる重力斜面変形が発生しやすい条件を持つ。

以上の、地形・地質学的要因によりトップリングタイプの重力斜面変形が起こりやすく、砂岩中には開口割れ目が形成され、降雨が容易に浸透しやすくなると同時にせん断強度が低下していく。これに対して細互層部は相対的に変形しやすくインコンピテント層かつ低透水層として振る舞い、豪雨時に砂岩と細互層部との境界部の間隙水圧が上昇し、崩壊のトリガーになったと推定される。

(2) 小川杖追崩壊の地形・地質学的用要因

地形学的要因を列举すると、

- ① 比高が 350m 以上。
- ② 凸型斜面。

小川杖追の崩壊の西側斜面上部には波打った緩斜面が存在し、おそらく重力斜面変形の結果形成された地形と思われる。

地質学的要因を列举すると、

- ① 斜面上部に開口割れ目を含む塊状砂岩、厚層理砂岩が位置し、斜面下部に細粒砂岩と泥岩の細互層が分布する。
- ② 粘土質破碎帯を伴う北傾斜の衝上断層が斜面を流れ盤状に横断している。断層沿いはせん断変形により Y-P 構造が発達し、泥質基質中には鱗片状劈開が発達していてもろい。
- ③ 基盤岩の層理の走向が尾根と平行で、傾斜が鉛直に近い。

小川杖迫の崩壊は、保瀬の崩壊のように尾根から斜面全体が崩壊するタイプと異なり、斜面上部が杓子状に崩壊するタイプである。豪雨により断層沿いの間隙水圧が上昇し、断層周辺の岩盤が崩壊したものと推定される。

4. 3 隣接地域での類似災害の発生可能性

四万十帯や秩父帯では、明治十津川災害（1889）、1956 年和歌山県有田川水害、2004 年三重県宮川村斜面災害、2005 年宮崎県耳川上流域や鰐塚山周辺の斜面災害、2011 年紀伊山地豪雨災害のように、豪雨に伴い大規模崩壊が群発する事例がある。保瀬の崩壊では 6km 下流で小川杖迫の崩壊、12.3km 北北東の秩父帯で高磯山の崩壊（寺戸，1970）が同日に発生している。これらの崩壊の特徴は、通常の降雨では十分に安定を保持しているが、累積雨量が 400～800mm 以上の特別な豪雨時にだけ特定の場所で発生している点である。横山（2013）は、「崩壊が大規模になるためには、崩壊発生前にダメージ（緩み）が深部まで及ばなければならず、それには、ダメージが深部まで及ぶまでに、簡単に壊れてしまっているといけない」と指摘した。千木良（2013）は、著書の中で深層崩壊が発生するためには斜面を構成する岩盤内部に「砂岩泥岩互層のように、硬い砂岩の“骨”が入っている」構造が必要であると記している。徐動性地すべりのように降雨量に応じて鋭敏に地すべりが挙動するのは異なり、ある一定強度以上のせん断応力が作用してはじめて駆動するスライダーを伴った強度特性や、累積雨量がある閾値を超えた場合にのみ水圧が上昇する特別な地質構造の場所で崩壊が発生していることを示唆する。

前節で、保瀬と小川杖迫の崩壊地が持つ地形、地質学的要因について記した。その結果、急傾斜をなす整然相からなる付加体分布域で大規模崩壊をもたらす地質条件として、

- ・斜面上部に開口割れ目を含む塊状砂岩、厚層理砂岩が分布し、斜面下部に変形しやすく低透水性の砂岩泥岩細互層が分布する。

- ・粘土質破碎帯を伴う衝上断層が流れ盤状に斜面を横断する。

地形条件として

- ・最下位（最新）の遷急点（遷急線）の下部に位置する。

- ・350m 以上の比高を持つ。

- ・穿入蛇行する河川の攻撃斜面に位置する。

- ・重力斜面変形による微地形（小屋、線状凹地、ステップ状地形、斜面上部の波打った凹凸に富む緩斜面等）が認められる。

が抽出できた。以上のような地質、地形条件を有する場所が近隣に存在すれば、保瀬の崩壊に類似した大規模崩壊が今後も発生する可能性が高いと推定される。

詳細地質調査を行った約 52km² を対象として、豪雨に伴い大規模崩壊が発生する可能性がある危険斜面の抽出を Analytical Hierarchy Process（AHP）法（Satty, 1980）により試みた。

方法として、実際に発生した2箇所の大規模崩壊の地質・地形条件から、崩壊発生斜面を特定するために重要であると思われる評価項目の大分類と中分類（表-3）を設定し、中分類項目間の一対比較により評価行列を求め、各評価項目の重みを与えた。表-4に、小分類の評価点を示す。評価点の合計点は、最大で100点になるように配分されている。単位評価斜面は、5次河川の集水域を基本とし、粗すぎる場所は再分割した。単位斜面の各評価項目の点数を合計し、当該斜面の相対的な危険度を評価した。図-20に、このようにして抽出された危険斜面を示す。ポリゴン中の数値は、評価点の合計点を示したものである。保瀬の崩壊が位置する海部川上流域の北向き斜面および小川杖迫の崩壊の西側斜面において、複数の大規模崩壊危険斜面が抽出された。

大規模崩壊による災害を軽減するためにはハード対策だけでは限界があり、事前に危険斜面を特定し、適切なタイミングで安全な場所へ非難することが重要である。大規模崩壊が発生すると崩壊土砂が高速で流下し対岸斜面に乗り上げるとともにしばしば不安定な天然ダムを形成する。保瀬の崩壊では高さ約130mの天然ダムが形成され5km上流まで水没し、翌日に決壊して、海部川下流域に流下し甚大な被害が発生した。図-20は大規模崩壊発生危険斜面を抽出したものであるが、これら以外に豪雨時には急こう配の溪流において土石流が発生する危険があり、谷の出口付近に近づかないことも重要である。

未然に斜面災害を軽減するためには日常的な斜面の点検により、新しい亀裂や継続的な落石、小崩壊の発生に注意することが有効であろう。広域的な斜面動態のモニタリング用に、大地2号の撮影時期の異なるレーダー画像を用いたINSAR解析に関する研究が進められている。国土地理院では2.5次元解析と称して解析結果をホームページで公表している。ただし、衛星の軌道特性から南北方向に傾斜した斜面の変位検知精度が東西方向の斜面に比べて低下する問題がある。また、近年、レーザドローンが市販されるようになり、危険斜面を対象として定期的にレーザ画像を撮影することにより、航空機によるレーザ測量より低コストで斜面の異常を検知することができるようになるとと思われる。動きが認められる斜面については、伸縮計や傾斜計等の計測器を対象斜面に設置してモニタリングすることにより崩壊発生に備えることができる。

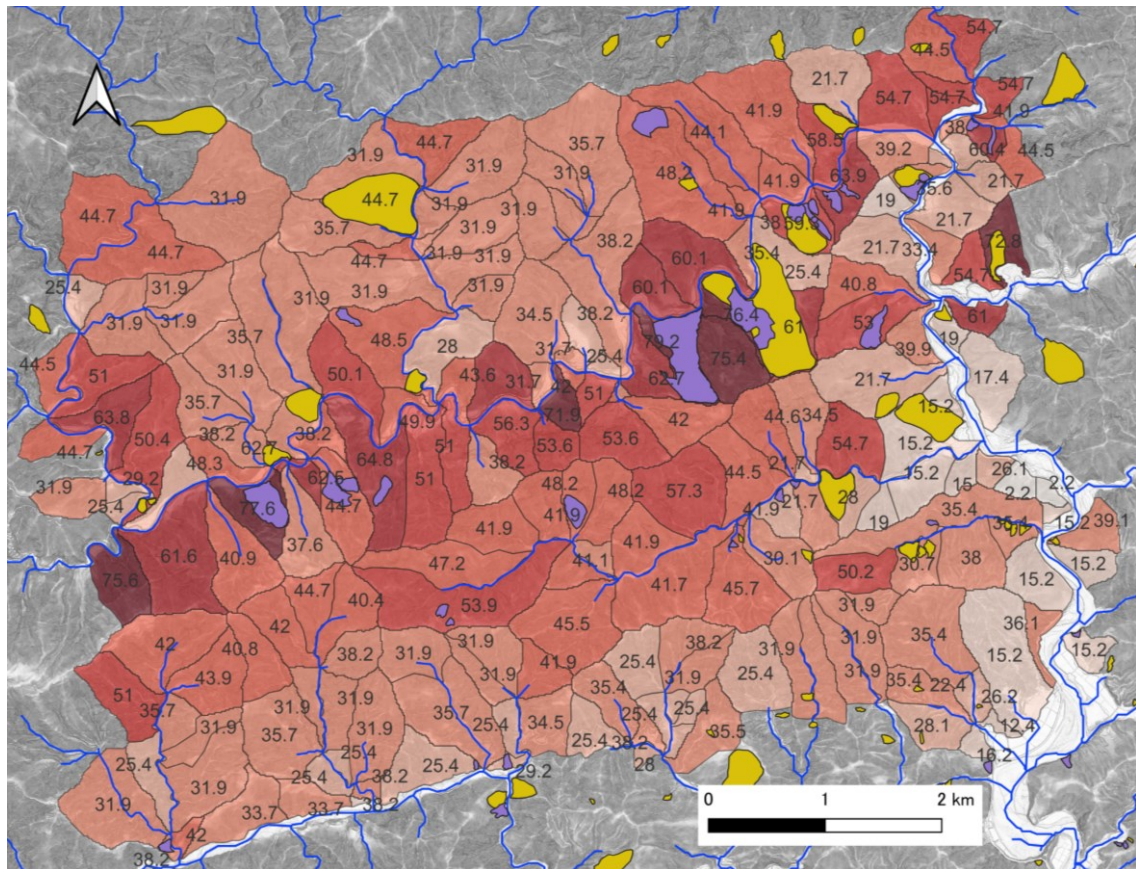
表-3 AHP 法による評価項目と評価行列

大分類	中分類
地質	A：斜面上部に砂岩，斜面下部に細互層が存在する B：粘土を挟むスラストが斜面を流れ盤状に横断する
河川侵食	C：ニックポイントの直下流に位置する D：攻撃斜面 E：比高300m以上
重力斜面変形	F：ステップ構造が存在する G：凸型斜面 H：小崖，線状凹地，波状斜面の存在

	A	B	C	D	E	F	G	H	幾何平均	重み	順位
A	1.000	3.000	1.000	1.000	1.000	3.000	7.000	3.000	1.93	19.1	3
B	0.333	1.000	0.333	0.333	0.333	1.000	0.143	1.000	0.45	4.5	7
C	1.000	3.000	1.000	1.000	1.000	3.000	7.000	5.000	2.05	20.3	2
D	1.000	3.000	1.000	1.000	1.000	3.000	5.000	3.000	1.85	18.3	4
E	1.000	3.000	1.000	1.000	1.000	5.000	7.000	5.000	2.19	21.7	1
F	0.333	1.000	0.333	0.333	0.200	1.000	5.000	0.200	0.54	5.4	6
G	0.143	7.000	0.143	0.200	0.143	0.200	1.000	0.200	0.34	3.3	8
H	0.333	1.000	0.200	0.333	0.200	5.000	5.000	1.000	0.76	7.5	5

表-4 AHP 法による評価点

大分類	中分類	重み
地質	A:斜面上部に塊状砂岩，厚層理砂岩が分布し，斜面下部に細粒砂岩と頁岩の細互層が分布する	ある
		ややある
		なし
	B:流れ盤状に粘土質破砕帯を伴う断層が存在する	ある
		ややある
		なし
河川侵食	C:遷急点	最下位の遷急点の下流 (3 km以内)
		より上位の遷急点の下流 (3 km以内)
		上記以外で最上位と最下位の遷急点間に位置する
		上記以外
	D:攻撃斜面	本流の攻撃斜面
		支流の攻撃斜面
		なし
	E:比高 (解析半径250m)	$350\text{ m} \leq \text{比高}$
		$250\text{ m} \leq \text{比高} < 350\text{ m}$
		$150\text{ m} \leq \text{比高} < 250\text{ m}$
		$\text{比高} < 150\text{ m}$
重力斜面変形	F:ステップ状構造	顕著
		あり
		なし
		なし
	G:凸型斜面	あり
		なし
		なし
	H:重力斜面変形により形成された微地形 (小崖，線状凹地，湾曲面，バルジング等)	小崖または線状凹地が存在する
		湾曲面またはバルジング
		なし



新しい崩壊
 古い崩壊

図-20 AHP 法による大規模崩壊危険斜面の抽出の試み
 (ポリゴン中の数値は評価点の合計値で、この数値が大きいほど崩壊発生の可能性が大きい。)

6. 結論

四万十帯の急傾斜した整然相からなる海部川上流域で、1892年の豪雨により発生した保瀬の崩壊と小川杖迫の崩壊の地質・地形学的発生条件を調べた結果、地質条件として、

- ・斜面上半部に塊状砂岩、厚層理砂岩、斜面下半部に細粒砂岩と泥岩の細互層からなる、
- ・粘土質破碎帯を伴う衝上断層が流れ盤状に斜面を横断する、

地形条件として、

- ・最下位（最新）の遷急点の下流（概ね1km以内）に位置する、
- ・比高350m以上、
- ・穿入蛇行する河川の攻撃斜面に位置する、
- ・重力斜面変形による小崖、ステップ状地形、波打った凹凸に富む緩斜面等の微地形が存在する、

が得られた。詳細地質調査と地形分析を行った領域について、保瀬の崩壊と同様な巨大崩壊が豪雨に伴い近隣斜面で発生する可能性があるか、得られた地質・地形学的条件を評価項目として、各評価項目の点数を積算することにより危険斜面の抽出を試みた。その結果、保瀬の崩壊が位置する海部川上流域の北向き斜面において危険斜面が複数存在する結果が得られた。

今後は、抽出された危険斜面の変状の有無を干渉SAR解析等により面的に追跡し、緊急度に応じて特定斜面のモニタリングを行って斜面の動態を把握すれば、減災に寄与できると期待される。

謝辞

本研究を行うにあたり令和4年度京都大学防災研究所萌芽共同研究の助成を受けた。国土地理院より1mDEMデータを借用した。海部森林組合より林道に関する情報を提供していただいた。また、同森林組合の富田智久理事には保瀬の崩壊周辺を案内していただいた。植木岳雪博士には、保瀬の崩壊を含む国道193号線沿いの巡検をしていただいた。以上の方々に謝意を申し上げます。

参考文献

- Ambrosi C., & Crosta, G. (2006) Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps, *Engineering Geology*, Vol.83, pp.183-200.
- Arai N, & Chigira M. (2018) Rain-induced deep-seated catastrophic rockslides controlled by a thrust fault and river incision in an accretionary complex in the Shimanto Belt, Japan. *Island Arc*, e12245.
- Arai N, & Chigira M. (2019) Distribution of gravitational slope deformation and deep-seated landslides controlled by thrust faults in the Shimanto accretionary complex. *Engineering Geology*, 260, 105236.

- 石田啓佑. (1998) 四国東部四万十累層群の岩相層序と放散虫年代, 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 11, pp. 189–209.
- 海南町(徳島県). (1995) 海南町史. 上・下巻.
- 海部郡誌刊行会 (1927) 海部郡誌.
- 君波和雄, 松浦卓史, 岩田尊夫・三浦健一郎. (1998) 四国東部に分布する白亜系四万十累層群の砂岩組成と白亜紀火山活動との関連, 地質学雑誌, Vol.104(5), pp.314-326.
- 公文富士夫, (1981) 徳島県南部の四万十累帯白亜系, 地質学雑誌, Vol.87(5), pp.277-295_1.
- Montgomery, D. R, Balco, G. and Willett, S. D. (2001) Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29(7), 579–582.
- Saaty, T. L. (1980) *The Analytic Hierarchy Process*, New York, US: McGraw-Hill Int. Book Co.
- Strahler, A. N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913–920.
- Taira, A., Kato, J., Tashiro, M. Okamura, M. Kodama, K., & Taira A. (1988) The Shimanto Belt in Shikoku, Japan. -Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism, *Modern Geology*, Vol.12, pp.5-46.
- 千木良雅弘. (2013) 深層崩壊所—どこが崩れるのか—, 近未来社.
- 寺戸恒夫. (1970) 徳島県高磯山崩壊と貯水池防災, 地理科学, Vol.14, pp.22-28.
- 寺戸恒夫. (1986) 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性, 地質学論集, Vol.28, pp.221-232.
- 原英俊, 植木岳雪・辻野泰之. (2014) 北川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅).
- 原英俊, 原康祐・植木岳雪 (2020) 馬路地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅).
- 保瀬大崩壊の碑 (海南町観光協会)
- 矢田部龍一, 八木則男・榎明潔. (1991) 破碎帯地すべり地の粘性土のリングせん断特性, 土木学会論文集, Vol.436, pp.93-101.
- 横山俊治. (2013) なぜ, 西南日本外帯で降雨時あるいは地震時に深層崩壊が多発するか?, 日本地すべり学会誌, Vol.50(1), pp.1-6.
- Yokoyama O. (2020) Evolution of uphill-facing scarps by flexural toppling of slate with high-angle faults, *Geomorphology*, Vol.352, 106977.

A.1 硬軟互層の等価曲げ剛性

$$BR = E_0 I_0$$

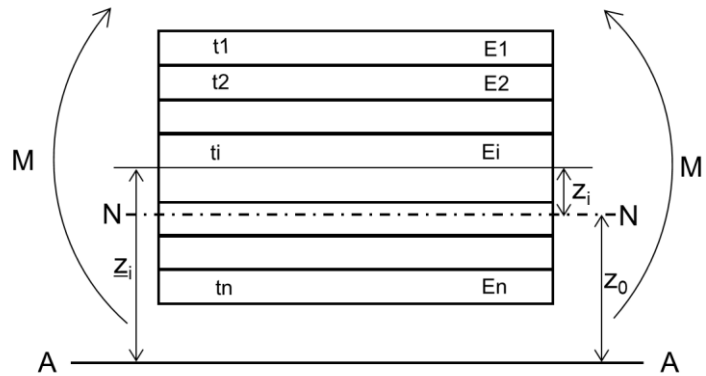
$$z_0 = \frac{\sum_i \left(\frac{\bar{G}_i}{n_i} \right)}{A_0}$$

$$\bar{G}_i = A_i z_i$$

$$n_i = \frac{E_0}{E_i}$$

$$A_0 = \sum_i \left(\frac{A_i}{n_i} \right)$$

$$I_0 = \sum_i \left(\frac{I_i + A_i z_i^2}{n_i} \right)$$



BR : 硬軟互層の等価曲げ剛性

BR_i : i 層の曲げ剛性

t_i : i 層の層厚

E_0 : 基準材料のヤング率

E_i : i 層のヤング率

I_i : i 層の断面二次モーメント

A_i : i 層の面積

z_i : i 層の図心の基準軸からの z 座標

z_0 : i 層の図心の中立軸からの z 座標

土木学会：構造力学公式集, pp.537, 1991.

A.2 層状地盤の等価透水係数

$$K = \frac{T}{\sum_{i=1}^n \frac{t_i}{k_i}}$$

K : 層状地盤の等価透水係数

k_i : i 層の透水係数

t_i : i 層の層厚

T : 全層厚

