

能登半島に生じた離水波食地形の高精細データに基づく変動地形学的研究

後藤秀昭・森 渉・山中 蟒

1. はじめに

1) 研究の目的

2024年1月1日にマグニチュード7.6の能登半島地震が発生した（気象庁, 2024）。能登半島西岸を中心に津波が襲来するとともに、能登半島北岸を中心に海岸の離水が広く観察された（令和6年能登半島地震変動地形調査グループ, 2024；宍倉ほか, 2024, Goto et al., 2026など）。本研究は、地震直後の希有な環境を対象に、最先端のLiDARを用いて、岩石海岸の多様な環境や地質条件下で地震直後に生じた生物遺骸を含めた浅海～海岸の地形を記録し、離水波食地形の詳細な形態を明らかにした。

本研究ではGNSSを用いて位置情報を与えた高解像度地形モデルを作成した。GNSSにより高精度な標高値を用いて複数箇所の離水波食地形を定量的に比較することが可能となった。地震後の調査であるが、地震前まで生息していた同一の生物の遺骸の分布高度を基に潮位を復元することで、各地点で統一した指標を用いて波食地形の形成潮位を検討することができ、波食地形の形成について陸上で詳しく検討することができた。沿岸の浅海は観察が容易でなく、特に岩石海岸では接近することが難しく、実体がよく分かっていない。地震による突然の隆起は、地震の様子を理解するだけでなく、浅海での地形形成の様子を陸上で観察する極めて希有な環境を生み出したと考える。

2) 能登半島地震の概要とこれまでの地震

能登半島地震は、2024年1月1日16時10分、石川県能登半島北部の深さ16kmを震源とするMj7.6の地震である（気象庁, 2024）。この地震は、地震観測期間史上、日本で発生したプレート内地震としては2番目に大きく、半島北部を中心に大きな揺れと被害をもたらした。余震域は半島北部から佐渡島方向へ約150kmに及び、発震機構は北西～南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型であった（気象庁, 2024）。衛星画像解析により、半島北岸沿いに新たな海岸線が連続して出現した（国土地理院, 2024；Fukushima et al., 2024；Goto et al., 2026）。

能登半島では過去にも地震活動が繰り返されてきた。記録が残る1700年以降、M6.0以上の地震が少なくとも5回発生したとされる（宇佐美ほか, 2013）。

- ・1729年8月1日には現在の輪島市東部を震源とする享保能登地震（M6.6～7.0）が発生し、現在の輪島市東部を中心に山崩れや潰家が生じた（宇佐美ほか, 2013）。

- ・1892年12月9日には能登半島南西沖を震源とするM6.4の地震が発生し、続いて2日後の12月11日にはM6.3の余震とみられる地震が発生した（宇佐美ほか, 2013）。

- ・1933年9月21日には七尾湾南部を震源とする深さ20km、M6.0の地震が発生し、七尾湾沿岸部で液状化が発生した（宇佐美ほか, 2013）。

- ・1993年2月27日には能登半島北東部沿岸を震源とする深さ25km、M6.6の能登半島沖地震が発生し、珠洲市を中心に被害が報告され、輪島では小規模な津波が観測された（地震津波監視課ほか, 1995）。

- ・2007年3月25日には能登半島北西部の沿岸地域を震源とする深さ11km、M6.9の2007年能登半島地震が発生し、離水した生物遺骸の高度から最大50cmの隆起が報告された（浜田ほか, 2007；Awata et al., 2008）。

- ・2020年以降は群発地震活動が活発化し、2023年5月5日には能登半島北東部沿岸を震源とする深さ12km、M6.5の2023年奥能登地震が発生し、珠洲市北部のシャク崎付近で24cmの隆起が確認され（産業技術総合研究所, 2023），珠洲市長橋漁港や輪島港では小規模な津波も観測された（気象庁, 2023）。

3) 波食棚に関するこれまでの研究

能登半島の北岸は切り立った岩石海岸が連続しており、波食地形の発達が顕著な場所として知られる。そのうち、浅海に形成される波食棚に関する主な研究は下記の通りである。

三位（1963）は、波食棚の野外観察と岩石の風化実験から、乾湿風化などの風化作用は潮間帯付近で顕著であり、これにより風化基準面が生じ、この面が波食されることで波食棚が形成されたとした。また、海岸を構成する岩石の種類により、波食棚の形成高度や平面形態が変化するとした。

豊島（1967）は、山陰地方の岩質の異なる地域の岩石海岸を調査し、波蝕台や波食棚の発達過程を論じるとともに、縦断面図から得られた発達過程のモデルを構築した。

高橋（1972）は、平戸島の複数の岩種の波食棚について観察と縦断面測量を行い、記載するとともに波食棚を3つの類型に区分し、形成について検討した。岬では高潮位波食棚が、湾入部では潮間帯波食棚が発達することから、岬から湾入部の最奥にかけて波食棚の形成高度や形態が変化するとした。また、構成する岩石によっても波食棚の形成高度や形態が変化するとした。

茅根・吉川（1986）は、現成と離水した波食地形を比較し、現成の波食地形がベンチ・小崖・海食台からなる地形系で構成され、従来旧汀線アングルとみなされてきた小崖基部の傾斜変換線が必ずしも旧汀線に対応しないことを明らかにした。また、汀線高度はベンチによって示されるとし、海水準の復元をする際に、離水波食棚の形成高度が重要であると示唆した。

Sunamura（1991, 2002）は、岩石海岸の侵食プロセスの主要な要素は波の侵食力と岩石の抵抗力であると考え、それらの要素のみを取り込んだ模型実験で波食棚の初期の形成高度について検討し、波の営力が大きいほど、岩石の抵抗力が小さいほど波食棚の高度は低くなるとした。

青木・前門（2006）は、石灰岩で構成された波食棚について、暴浪が破碎となりやすい波食棚前面の水深が浅い地点で形成され、前面の水深が深い場所ではプランジング崖が形成された。また、波食棚前面で生じる波高が高いほど、波食棚の高度は低くなり、Sunamura（1991, 2002）の実験結果と調和的であるとした。

森山・青木（2020）は、火山角礫岩で構成される波食棚の形成高度について、基質と角礫の岩石強度を計測した結果、基質と角礫の強度及び混合率に規定されることが明らかになった。また、角礫の含有率が大きいほど波食棚の高度は高くなる傾向があるとした。

青木ほか（2022）は、波食棚の形成高度について、襲来する波のエネルギーが一定の場合、構成する岩石強度が大きいほど、形成高度は高くなる傾向があるとした。また、波のエネルギーが一定で、ほぼ均質で单一の岩石の場合、波食棚前面の水深が大きいほど、形成高度が低くなる傾向があるとした。

向野・青木（2024）は、泥岩・凝灰岩互層からなる波食棚の高度について、それぞれの岩盤強度を計測した結果、割れ目が発達した泥岩の岩盤強度は凝灰岩より低く、岩盤強度を指標とすることで、泥岩と凝灰岩の互層で構成される洗濯板状の波食棚の形成を力学的に説明できるとした。また、凝灰岩層の割合が高くなるほど波食棚の高度が大きく、砂岩と泥岩の互層の場合も、砂岩の割合が高くなるほど波食棚の高度が大きくなる傾向があるとした。

篠原ほか（2023）は、太平洋沿岸において、複数の岩種の海岸でノッチや海食洞などの海食凹地形を観察・計測し、形成条件と平面形態に与える地質条件の影響を検討した。その結果、ノッチとその他の凹地形では形成に関わる地質条件が異なり、ノッチは比較的低強度の海食崖で不連続面に関わらず形成される一方、その他の凹地形は岩石強度に関わらず傾斜30°以上の不連続面に沿って形成された。また、平面形態は、波の侵食力と岩石強度と不連続面による抵抗力の間のバランスに影響されるとした。

これらの研究では、当時の海岸を対象に計測や観察されたものであり、観察できる時間が限られるうえ、地形が複雑なため、詳細な記載は容易でなかった。また、波食棚の形成される潮位については潮位差や地形的な環境の違いなどから多様な報告がなされている。近年では、UAVによる航空写真計測や、レーザ測量技術（LiDAR）による計測が行われるようになり、高解像度の地形モデルが容易に作成できるようになったが、波食棚の研究は管見の限り乏しい状況にある。2024年能登半島では、広域的に岩石海岸が隆起し、波食地形を陸上で詳細に観察できる機会が生じた。希有な環境を高解像度で高精度に記録、保存するとともに、PC上でも観察、分析を行うことができ、岩石海岸の浅海での地形形成を詳しく検討できる状況となった。本研究は、そのような背景のもと、最新の技術を用いて岩石海岸の波食棚とその周辺の地形に注目して検討したものである。

2. 研究方法

1) 研究の概要

本研究では、2024年能登半島地震に伴って隆起・離水した波食地形を対象に、波食棚および波食ノッチの形態と分布高度を高精度に把握し、地震時隆起量およびその空間的不均質性を検討することを目的として、地上レーザ測量およびUAV空撮による三次元地形計測を実施し、高精度で高解像度の地形モデルを得た。

高解像度の地形モデルを用いて地形を判読し、地震前に波食棚であった地形を特定した。また、地形断面計測を行い、波食棚の高度を明らかにした。さらに、現地調査によって生物遺骸の存在と位置を把握し、地形モデルからその標高値を得た。これらを通して、地震前に形成されていた波食棚と潮位との関係を検討した。

2) 地上レーザ計測

本研究では LiDAR (Light Detection and Ranging) と呼ばれる技術を用いた機器を使用した。LiDAR は、レーザ光を照射し、その反射情報から対象物までの距離や形状を高密度に計測する方法である。LiDAR は 1990 年代後半以降、導入が進み、航空機に搭載した航空レーザ測量 (Airborne Laser Scanning ; ALS) が早くから利用されてきた（丸山ほか、2009 など）。2000 年代後半からは、地上据え付け型や自動車などの移動体に取り付ける LiDAR 技術が発展し、ALS では計測が困難な急崖やオーバーハングを伴う複雑な地形を対象に情報の取得が進んだ（早川・小口、2016 など）。

本研究では、計測精度および調査効率の観点から、地上レーザ測量のうち TLS (Terrestrial Laser Scanning) と MLS (Mobile Laser Scanning) を用い、調査地点の地形条件に応じて使い分けた。TLS は測量機器を三脚に固定して計測するため、数 cm オーダーの高精度な点群データを取得できる一方、計測範囲が限定され、計測に時間を要する。これに対し、MLS は機器を移動させながら計測を行うため、TLS に比べて精度は低下するものの、短時間で広範囲の地形を記録することが可能である。本研究では、波食棚や潮間帯ノッチなどの複雑な形態をなす場所や、生物遺骸の付着場所などでは TLS を用い、数 cm オーダーの計測を行った。また、波食棚全体の形状や周囲の地形の把握には、MLS を用いて 10 数 cm 程度の解像度の地形モデルを得た。両者を組み合わせることで、解像度と効率を両立させた地形計測を行った。

TLS には Leica 社製 BLK360 イメージングスキャナを用い、MLS には mapry 社製 LA01 model2 を用いた（図 1）。BLK360 で取得した点群データは PC に取り込み、Leica 社製 Cyclone REGISTER 360 を用いて地点ごとに個別処理を行い、E57 形式で出力した。その後、福井コンピュータ社製 TREND-POINT ver.11 に読み込み、複数の点群を結合した上で LAS 形式で出力した。

一方、MLS として用いた LA01 model2 では取得した点群データを mapry 社製 mapry PC 版 ver.2.1.4 を用いて後処理を行い、LAS 形式で出力した。その後、TREND-POINT ver.11 に読み込み、現地に設置した直径 5 cm の反射材の中心位置に対して GNSS により取得した座標値を付与し、位置情報をもつ点群データとした。これらの点群データについては、TREND-POINT ver.11 を用いてフィルタリング処理を行い、植生や人工物を可能な限り除去し、地表面を表現する点群を抽出した。

3) UAV-SfM による地形モデルの作成と統合

地上 LiDAR で計測する地点周辺の地形を把握するため、UAV 空撮に基づいて地形モデルを作成した。UAV には RTK モジュールを搭載した DJI 社製 Mavic 3 Multispectral を使用し、対地高度約 40m から写真撮影を行った（図 1）。取得した画像は、SfM-MVS ソフトウェアである Agisoft 社製 Metashape ver.2.1.3 を用いて処理し、平面直角座標系（VII 系）に基づく三次元地形モデルを作成した。SfM 解析によって生成された点群データには植生や自動車等の人工物が含まれるため、TREND-POINT ver.11 を用いてフィルタリング処理を行い、可能な限り地表面のみを表現する点群を抽出した。

UAV-SfM による地形モデルに、地上レーザ測量 (TLS・MLS) による点群データを組み込み統合した地形モデルとした。具体的には、TREND-POINT ver.11 に両データを読み込み、

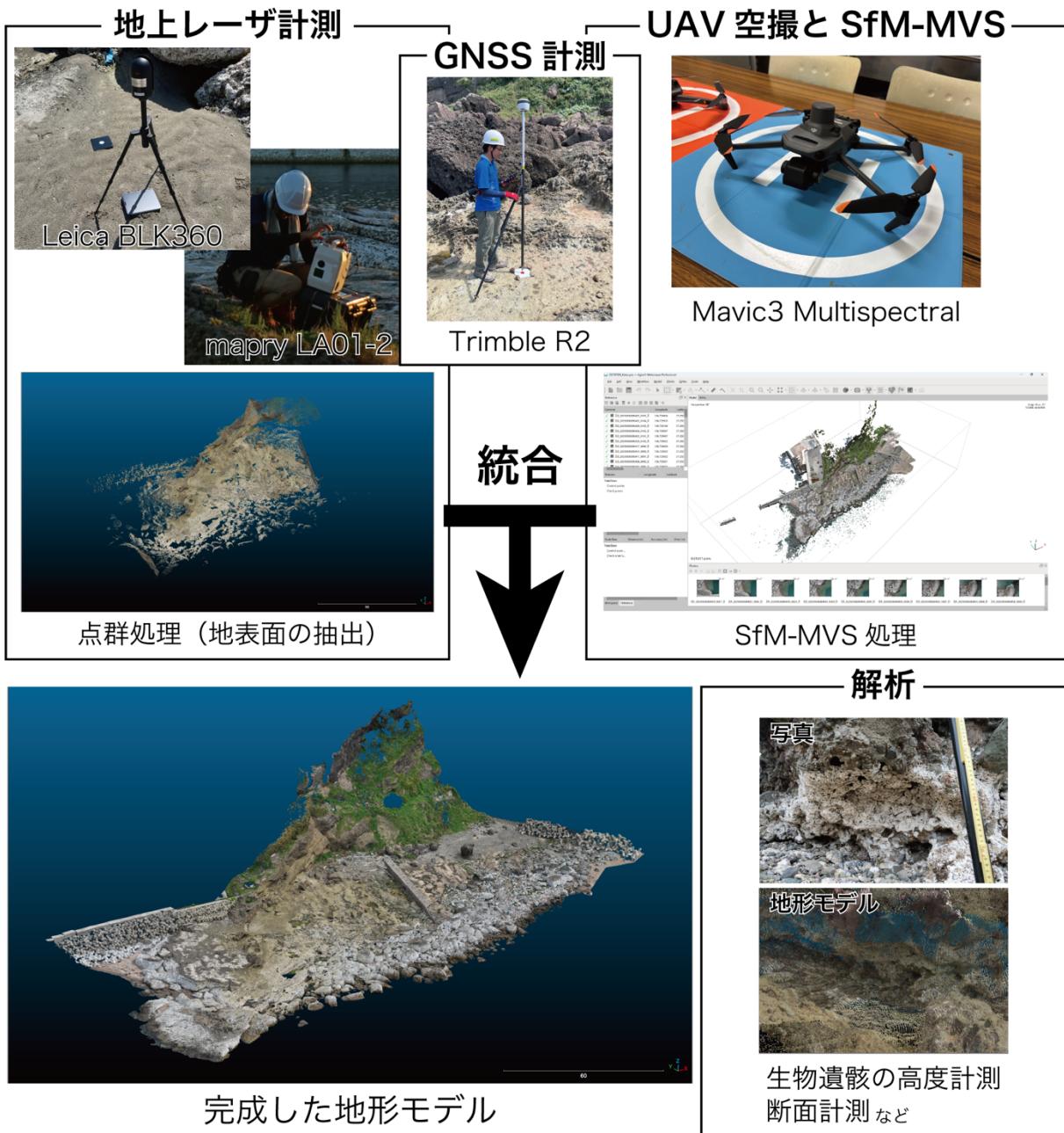


図1 研究方法と地形モデルの作成

共通の基準点情報を用いて位置合わせを行った。これにより、離水波食地形とその周辺地形を一体として表現する三次元地形モデルが構築できた（図1）。離水直後の様子を詳細に記録したデータとして半永久的に活用できる重要な資料となると考えられる。

作成したモデルの検証のために GNSS 計測を行った。計測には、2周波受信が可能な Trimble 社製 R2 を用いた。現地での計測後、解析ソフトウェア Trimble Business Centerにおいて電子基準点の情報を用いた補正を行い、標高値を取得した。各地点の計測時間は 1 地点あたり約 3~5 分を要した。検証の結果、UAV-SfM モデルは水平および鉛直方向ともに数 cm オーダーの誤差に収まることが確認された。本研究で対象とする波食地形の高度分布および隆起量の議論に十分な精度であることが確認できたと言える。

3. 地形・地質概観

能登半島は、本州から日本海へ突出する大規模な半島であり、その面積は 4000 km² を超える（図2）。半島は主として中新世の海成堆積物および火山岩類から構成され（図3）、こ

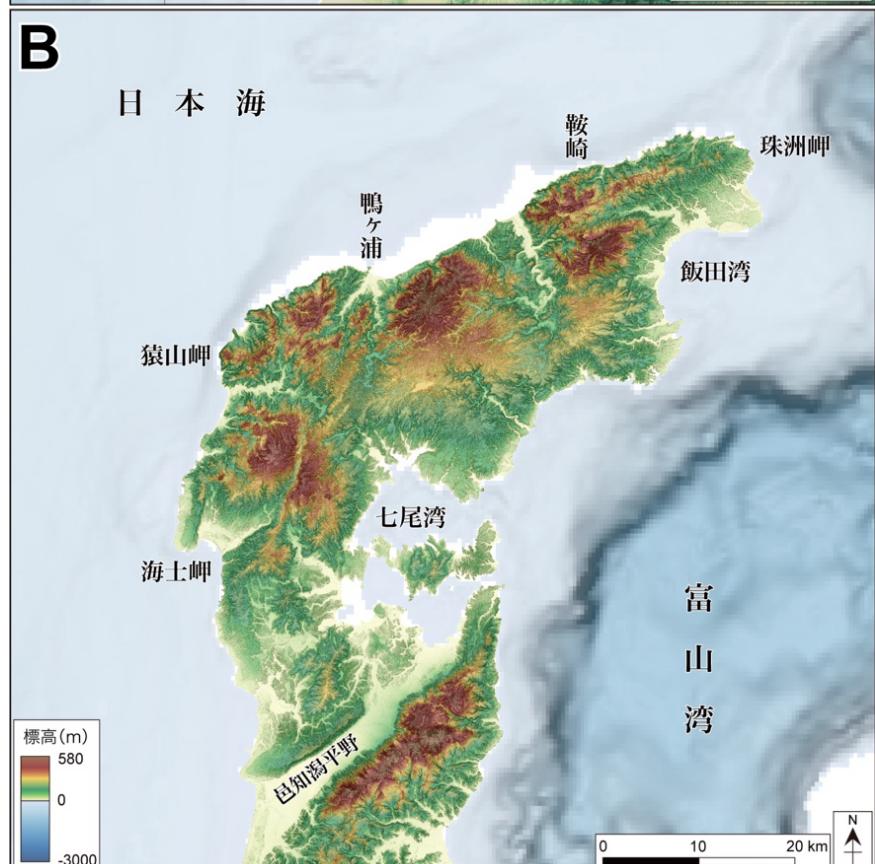
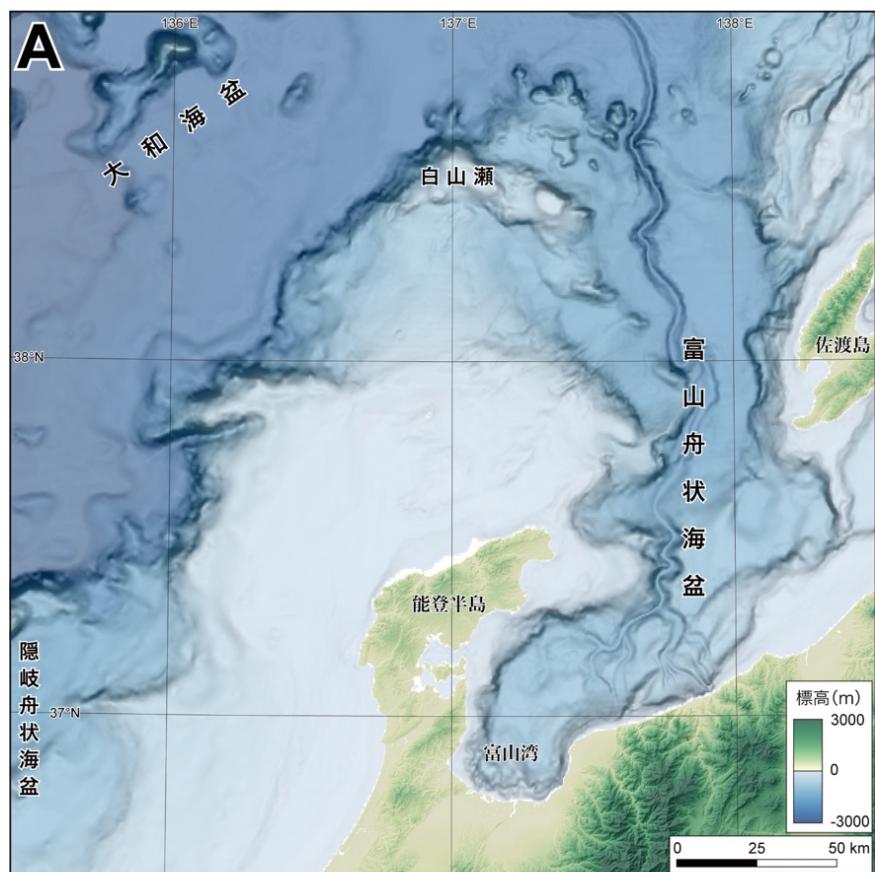


図2 北陸沿岸の地形 (A) と能登半島とその周辺の地形 (B)

図2 北陸沿岸の地形（A）と能登半島との周辺の地形（B）
注) 海底はJ-EGG500、陸上はSRTM30（A）および国土地理院基盤地図情報数値標高モデル（10mメッシュ）（B）をもとに作成。

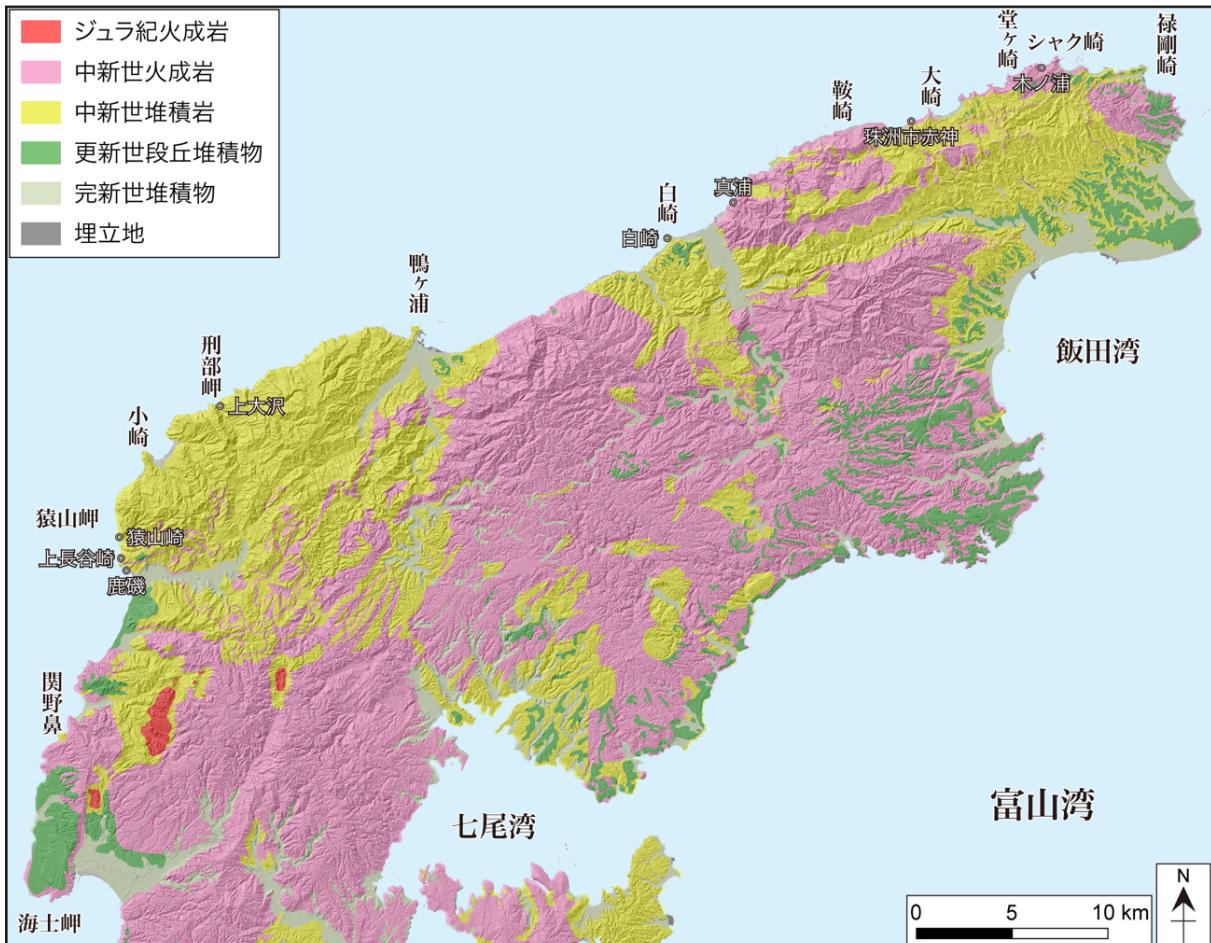


図3 能登半島北部の地質図と調査場所

注) 産業技術総合研究所の「20万分の1シームレス地質図」、国土地理院基盤地図情報数値標高モデル(10mメッシュ)をもとに作成。

これらはユーラシア大陸縁辺部の開裂に伴うリフティングおよび正断層運動によって形成された地溝帯内に堆積したものである(岡村, 2007)。鮮新世後期以降、日本列島の応力場は東西方向の圧縮へと転換し、能登半島ではリフト帯に発達していた断層が逆転する逆断層運動により、隆起が進行したと考えられている(岡村, 2007)。

能登半島北部における第四紀中期～後期のテクトニックな変形は、保存状態の良好な海成段丘の分布と変形から推定されている(太田・平川, 1979)。北岸沿いに発達する海洋酸素同位体ステージ(MIS) 5eに形成された海成段丘は、最大で標高110mに達し、日本におけるMIS 5e海成段丘の中でも最も高位に位置するものの一つである。これらの段丘高度は南方に向かって低下しており、第四紀後期を通じて半島北部が南向きに傾動してきたことを示している。この傾動方向は、現在の山地の配列とも整合的である。さらに、太田・平川(1979)は、本地域において標高30m未満の海成段丘を鉛直に変位させる複数の陸上活断層を認定し、これらの断層によって地域が複数のブロックに分割されている可能性を指摘した。

この南向き傾動は、主として能登半島近傍に分布する海底活断層の活動によってもたらされたと推定されている(太田・平川, 1979)。2007年に能登半島北西沖で発生したMw 6.7の地震後には、半島北西沖において反射法地震探査が実施され、4つのセグメントからなる海底活断層の分布が明らかにされた(井上・岡村, 2010)。一方、海底地形の解析に基づく変動地形学的研究によれば、半島北東沖では、海岸線とほぼ平行に連続して延びる海底活断層のトレースが認定されていた(後藤, 2012)。変動地形に基づく活断層の判読と、反射法地震探査断面に示される断層や変形構造の確認は、能登半島沖に分布する海底活断層の分布を理解するうえで不可欠であることが示された(Goto et al., 2026)。

4. 能登半島北岸の隆起量と出現した離水地形と離水生物遺骸群集

本研究では、2024年能登半島地震に伴う隆起量を高精度に評価するため、PPK-GNSS (Post-Processed Kinematic GNSS) 測量を行い、ピリヒバ (*Corallina pilulifera*) の白化上限高度を指標として各地点の隆起量を算出した。また、地震前後の空中写真を判読することで隆起海岸の範囲を特定した。それらを用いて、隆起量と離水海岸の特徴について検討した。以下では、Goto et al., (2026)に基づき、その方法や結果について記述する。

1) PPK-GNSS とピリヒバ上限高度に基づく隆起量の推定

現地でのGNSS測量にはTrimble社製R2受信機を用い、能登半島で隆起した海岸沿いで計510地点を計測した。隆起が観察された各地点において、ピリヒバの白化上限部で1~2分間の静止観測を行った。観測データは国土地理院の電子基準点ネットワーク(GEONET)の基準局データを用いて後処理した。携帯電話等から提供される情報を用いたネットワークによる補正情報の取得が地震直後では困難であったなか、このシステムを用いることで高精度に機動的な計測が可能であった。

観測で得られた樁円体高は、地域の測地系に基づく標高値に変換した。また、輪島港の潮位観測データ(2021~2023年の平均海水面:0.27m)に基づいて「地震前の推定海水面」を基準として補正を加えた。具体的には、輪島港の潮位記録によると、2021~2023年の季節変動は約0.6mであり、日平均値の95.4%は年平均海水面の±0.33mの範囲に集中していた。ピリヒバは、中潮位下部以下に生息するとされることから、ピリヒバの上限高度は地震前の平均海水面である標高0.27mから±0.33m以内に収まると考えられる。したがって、隆起量(U)は、離水ピリヒバ群集の上限標高の計測値(E)を次式で補正することによって求めた。

$$U = E - 0.27m \pm 0.33m$$

PPK-GNSSに基づく隆起量の信頼性を検証するため、国土地理院が地震後のGNSS測位により三角点「五十洲」で得た4.10mの隆起量や、京都大学がGNSS連続観測によって珠洲市馬縄町で観測した1.39mの隆起量と比較した。その結果、本研究で推定した隆起量は、外れ値を除けばこれらの観測結果と良好に一致し、ピリヒバ上限高度を用いた隆起量評価が有効であることが確認された。

2) 浅海底の離水と海岸線の前進

国土地理院が撮影した空中写真の解析により、能登半島北岸および北西岸沿いで総延長約100kmにわたって海岸線が沖側へ前進したことが明らかとなった(図4)。この海岸線変位パターンは、合成開口レーダー(SAR)強度画像の解析結果とも整合的である(国土地理院, 2024; Fukushima et al., 2024)。一方、半島南東側の富山湾および七尾湾沿岸では海岸線の顕著な変化は認められず、本地震は主として半島北部を隆起させ、その結果として半島全体が南側へ傾動したと推定される。この傾動傾向はGNSS解析の結果とも一致する。

海岸線の前進により、およそ4.4km²の浅海底が離水した。この規模は、日本海沿岸で典型的に発生する地震である1804年象潟地震(M7.1)に伴う海底変化と同程度と考えられる。本地震では海岸線とほぼ平行に走る活断層が近傍に存在するため、世界的にも特筆される規模の長大かつ連続的な離水海岸が形成された可能性が高い。

能登半島北岸および北西岸の多くの地点では、海岸線は100m以上沖側へ前進したが、InSAR解析で4mを超える隆起が推定された猿山岬周辺では前進量はむしろ小さい(図4 A)。一方、猿山岬の南北に位置する黒島および五十洲では海岸線の大規模な前進が観測された(図4 A)。このことから、海岸線の前進量は隆起量だけでなく、沿岸の浅海底の地形や地質条件に強く依存していることが示唆される。

海岸線前進量の10m間隔の頻度分布を作成したところ、10~20mのクラスが最も頻繁であり、それ以上のクラスでは出現頻度が漸減する傾向を示した(図4 B)。また、40mメッシュで抽出した海岸線前進量の沿岸分布からは、北岸に沿って約10kmの波長で前進量が周期的に変化していることが分かった。前進量が特に大きかったのは黒島で約240m(図4 A),

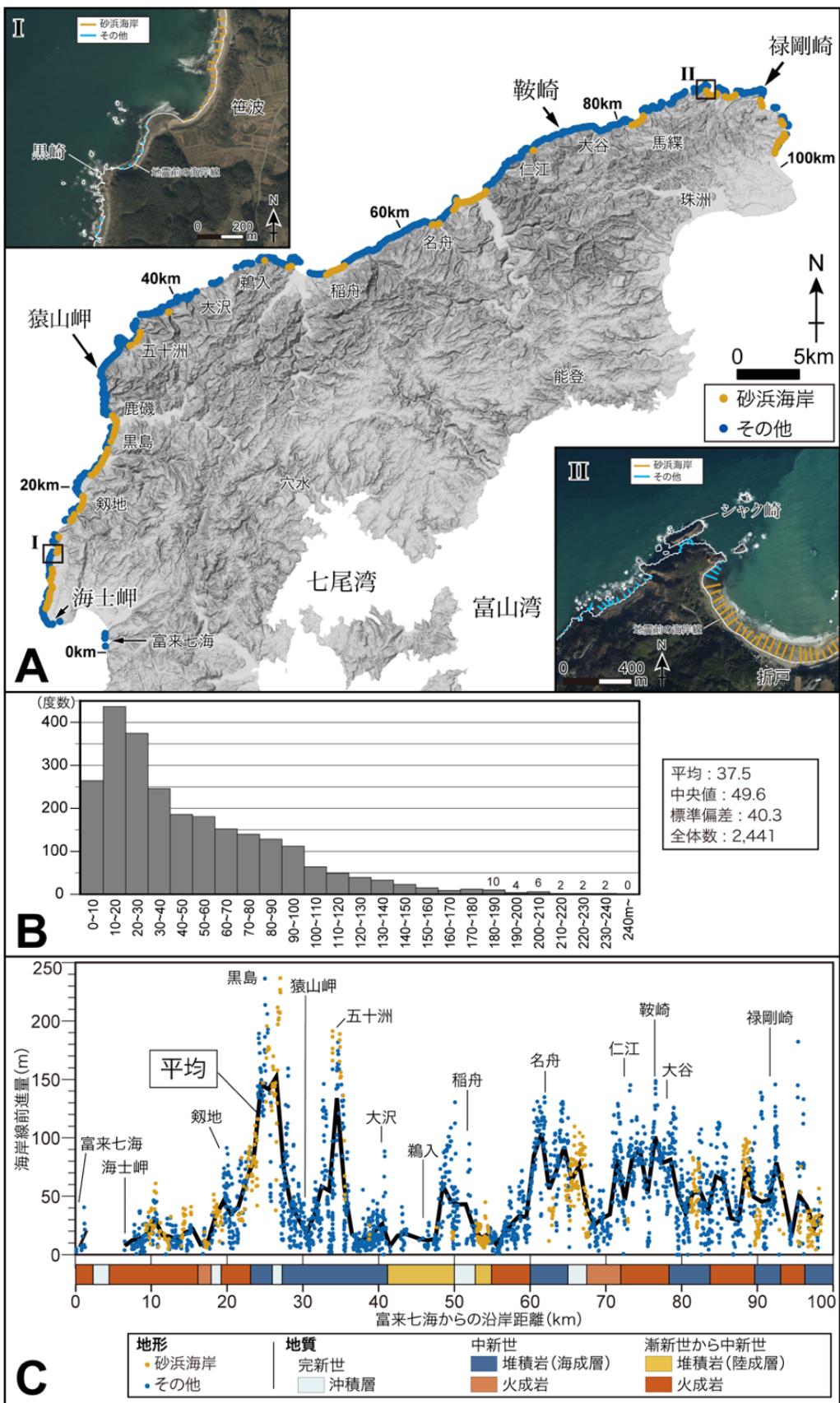


図4 2024年地震に伴って離水した地形認められる場所 (A) と海岸線が前進した量 (B, C)

注) Cの地質は産業技術総合研究所「20万分の1シームレス地質図」に基づく。Goto et al. (2026) をもとに作成。

C), 五十洲で約 200m であり (図 4 A, C), これらの地点では浅海底が広く発達する湾や砂浜が存在する。

離水域を砂浜海岸とその他の海岸（岩石海岸など）に区分すると, 1km スケールでは砂浜で特に大きな前進量がみられ, 岬状の岩石海岸では小さい傾向が明瞭となった (図 A, C)。ただし, 半島全体スケールでみると海岸線前進量と地形区分との相関は必ずしも一義的ではない (図 4 A)。

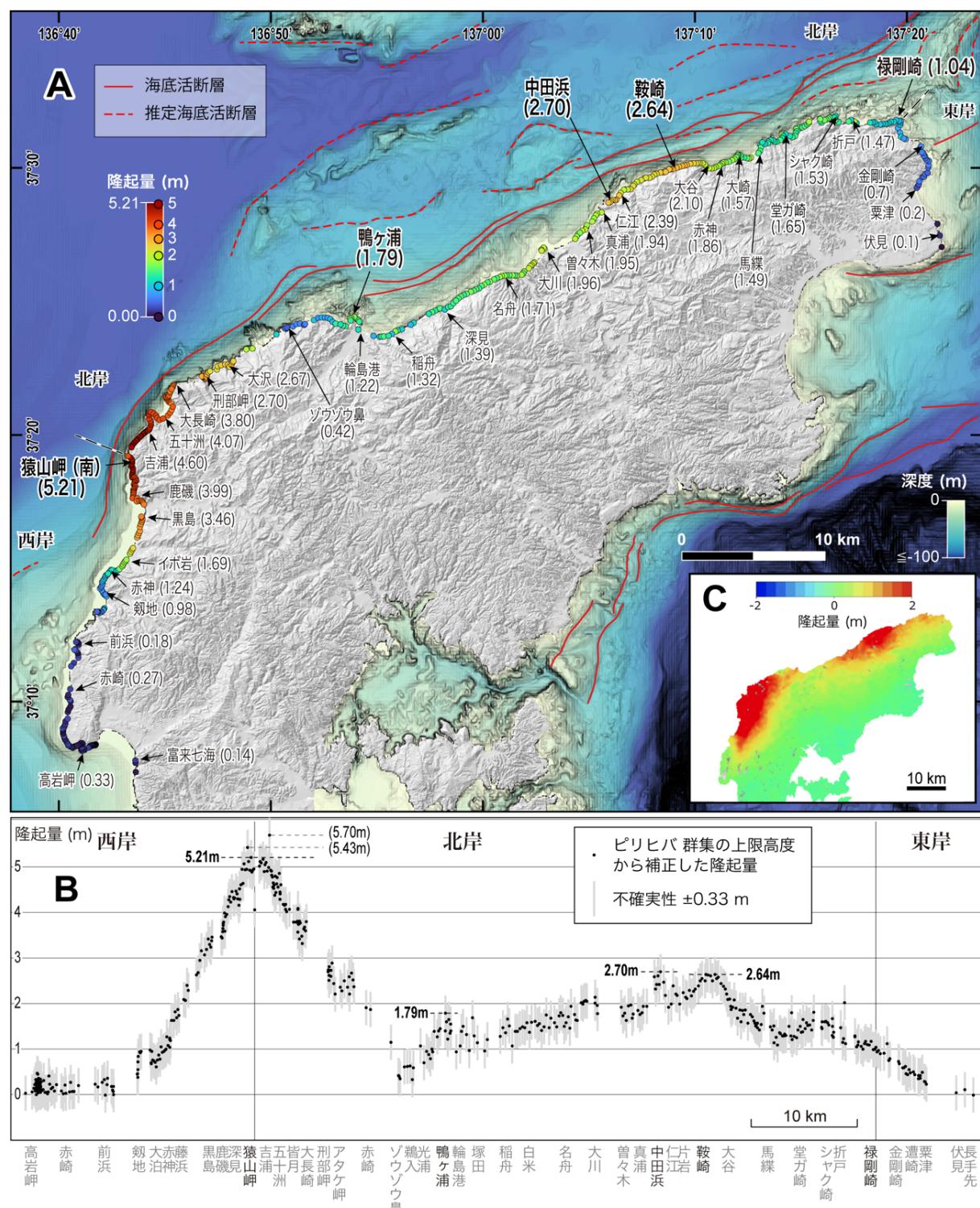


図 5 隆起量分布 (A) と海岸線に沿った隆起量 (B) と InSAR 解析結果 (C)

注) C は国土地理院 (2024) による。Goto et al. (2026) をもとに作成。

北岸のうち、名舟、仁江、および祿剛崎西側では 150m を超える前進量が卓越する（図 4 A）。地震前の空中写真を確認すると、これらの地点では潮位直下に広く発達した波食棚が存在し、長期間の海水準安定期に形成された広大な波食棚が、今回の隆起により一挙に離水したことが分かる。2024 年 2 月には祿剛崎および仁江においてハンドヘルド型 LiDAR-SLAM 機器による地形スキャンを実施した結果、砂岩-泥岩互層からなる基盤岩上に波食棚が発達し、表面には選択的侵食による微小なケスター状地形が認められた。これらの波食棚は地震前から潮間帯に位置していたと考えられ、現在の海面より 1~2m 高い位置に離水している。また、岩盤表面には密集したピリヒバが観察され、浅海底の隆起が海岸線前進に寄与したことを裏付けている。

仁江では、離水した波食棚前縁に約 2m の直立した小崖が形成され、その表面にはピリヒバが密生していた。LiDAR 点群の反射強度情報を解析すると、ピリヒバが付着する領域と基盤岩露出部の反射強度が明瞭に異なり、この差異を利用してピリヒバの上限高度を抽出できることが確認された。これは、今後 UAV-LiDAR などによる広域計測において、隆起量を推定するための有効な指標となる可能性がある。

3) 海岸隆起と隆起量分布

前節で示したように、本研究ではピリヒバの白化上限高度を指標とした PPK-GNSS 測量により、能登半島北岸に沿う隆起量分布を推定した。北西岸の複数地点における測定の結果、隆起前のピリヒバ上限高度は 0.1~0.4m の範囲にあり、2023 年の輪島港における年平均海面 0.27m の $\pm 0.1 \sim 0.2m$ に収まることが確認された。このことは、前節で定義した $U = E - 0.27m \pm 0.33m$ という関係が妥当であることを支持する。

能登半島北岸沿いで 510 地点の隆起量を計測したところ、北西岸の猿山岬周辺と、北岸の鞍崎周辺において、とくに大きな隆起量を伴う領域が確認された（図 5 A, B）。これらの 2 つの隆起域は InSAR 解析の結果とも整合的であり（図 5 C），ピリヒバ由来の隆起量（不確実性 $\pm 0.33m$ ）を含めて、空間的に連続した隆起分布を明らかにすることができた。

最大隆起量は猿山岬南方約 400m で 5.21m を示したが、周辺で得られた 5.43m や 5.70m といった値は空間的な連続性に欠けるため、礫の回転や地すべりなど非テクトニックな要因による外れ値である可能性が高い。猿山岬の南側では、鹿磯で 3.99m、黒島で 3.46m、イボ岩で 1.69m、赤神で 1.24m、高岩岬で 0.33m と、岬から離れるに従って隆起量が漸減する傾向がみられる。北東側でも、吉浦で 4.60m、五十洲で 4.07m、大長崎で 3.80m、刑部岬で 2.70m、大沢で 2.67m、ゾウゾウ鼻で 0.42m と、いずれも岬周辺に隆起が集中する傾向が示された。次章以降では、このような広域的な隆起分布のもとで、個々の離水波食棚がどのような形態を示すか、また生物遺骸の分布高度とどのように対応するかについて記述する。

5. 地震隆起に伴って出現した離水波食地形と生物遺骸

1) 能登半島の離水波食地形の概要

能登半島北岸では、2024 年の地震に伴い広範囲で地盤の隆起が生じ、浅海底の地形が離水し、陸化した。2024 年地震により新たに陸化した面積は約 4.4 km^2 に及び、隆起域の総延長は約 100 km に達する（Goto et al., 2026）。能登半島北岸沿いに分布する海底活断層により、広範囲で隆起が発生したとされる（Goto et al., 2026）。地震前に潮間帯から浅海底に形成されていた波食棚などの地形がほぼ現成の状態を保存したまま離水しており、地形学的にきわめて希有な状況となっている。

能登半島北岸は、猿山岬、鞍崎、珠洲岬などの突出した岬部と小規模な湾が連続する複雑な海岸線を有する。北西岸では海食崖と波食棚が卓越し、北東岸では比較的緩傾斜の浜や小湾が点在するなど、地震以前から多様な地形環境が形成されていた。また、地質環境は中新世の堆積岩類や火成岩などが分布し、地域によって岩質が大きく異なる。北西岸では礫岩や砂岩を主体とした堆積岩が卓越する一方、北東岸では安山岩や流紋岩などの火山岩が卓越する。このように、能登半島北岸は、海岸地形の多様性と地質多様性が同居する地域であり、波食地形の比較に適したフィールドといえる。

能登半島北岸の隆起量は地域によって大きく異なり大きく 2 つの隆起のピークが存在する。その 2 つは北西岸の猿山岬と北岸の鞍崎であり、猿山岬で 5.21m、鞍崎で 2.64m の隆起

量が計測された (Goto et al., 2026)。2 地点は海底活断層と近接しており、断層からの距離が近いため、隆起量が大きくなつたと考えられる。猿山岬や鞍崎周辺では、地震前の浅海底が離水しており、現成の海岸では困難な波食棚などの地形を容易に計測、観察できる。

本研究では、このような自然現象が提供した特殊な機会を活用し、能登半島北岸の離水波食地形の形成条件や地域差を明らかにするため、波食棚が顕著に発達する複数地点を抽出して詳細な調査を行つた。調査では、離水波食地形の計測と観察を行うとともに、その周辺に付着する生物の遺骸の分布や標高についても記録した。

2) 離水波食棚の形態的特徴

本研究では、能登半島北岸において、地震隆起により鮮明に離水した波食棚の中から、地形の保存状態が良く、岩相や地形環境が異なる 8 地点を選択し、高精度 GNSS と UAV 空撮、地上 LiDAR を用いた地形計測および観察を行つた。これら 8 地点は、鹿磯、上長谷崎、猿山崎、上大沢、白崎、真浦、珠洲市赤神、木ノ浦である (図 3)。これらの地点は、隆起量が 1.5m 以上あり、岬や浦、小湾などの多様な地形環境や、堆積岩や火成岩などの多様な地質環境が形成されている (図 3)。8 地点で地震前に撮影された空中写真からは、棚上に海水痕が確認できることから、当時は潮間帯に位置していたと考えられる。各地点の波食棚の特徴について表 1 にまとめ、記載する。

6. 各地点の離水地形

1) 鹿磯

鹿磯では、鹿磯漁港の南に位置し、南東に突き出た岬の先端に分布する波食棚を対象とした (図 6)。地震前の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから (図 6A)，当時は潮間帯に位置していたと考えられる。礫岩を主体とし、砂岩、泥岩、凝灰岩を挟在する前期中新世の道下層から構成され、この波食棚付近では特に砂岩が卓越する。

波食棚の棚面の標高は、海食崖の基部付近では約 4.4m、海側末端では約 4.2m である (図 6B、表 1)。棚面は海食崖基部から海側にかけて約 0.5 度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね 20cm 程度である。波食棚上面の傾斜は 1 度未満であり、ほぼ水平で、突出した岩体などは確認できない。棚上には小規模ポットホールが点在する (図 6 C)。以上のことから、本地点の波食棚は標高 4.3 ± 0.2 m に形成されたと判断される (表 1)。

岬南西側では礫岩ブロックが列状に突出し (図 6 C)，その西側の波食棚の表面には礫岩が露出する。棚面の標高は、海食崖の基部付近では約 4.5m、海側末端では約 4.9m である。棚面は海食崖基部から海側にかけて 2.5 度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね 30cm 程度である。東側の波食棚と同様の特徴を示すことから、 4.7 ± 0.3 m に形成されたと判断でき、ここの礫岩の波食棚 (図 6 C) は、砂岩のものと比べ 0.2m 程度高い場所に位置する。ただし、海苔棚造成による人工的な嵩上げの影響が残るため、この部分の標高差を地形指標として扱うことは難しい。

岬の先端部の海食崖基部には、潮間帯ノッチが認められる (図 6 C)。一方、突出岩体や海食崖の上部にもノッチ状の地形が確認できる (図 6 C) が、これらは高度が揃わぬ礫岩部に選択的に発達しているため、潮間帯ノッチではなく差別侵食による地形と判断される。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高 4.22 ± 0.01 m (表 2) である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅 35cm に限られる (大野ほか, 2021) ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 3.95 ± 0.10 m である (表 2)。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ (馬場, 2000)，ヤッコカンザシ群集より 0.27m 下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

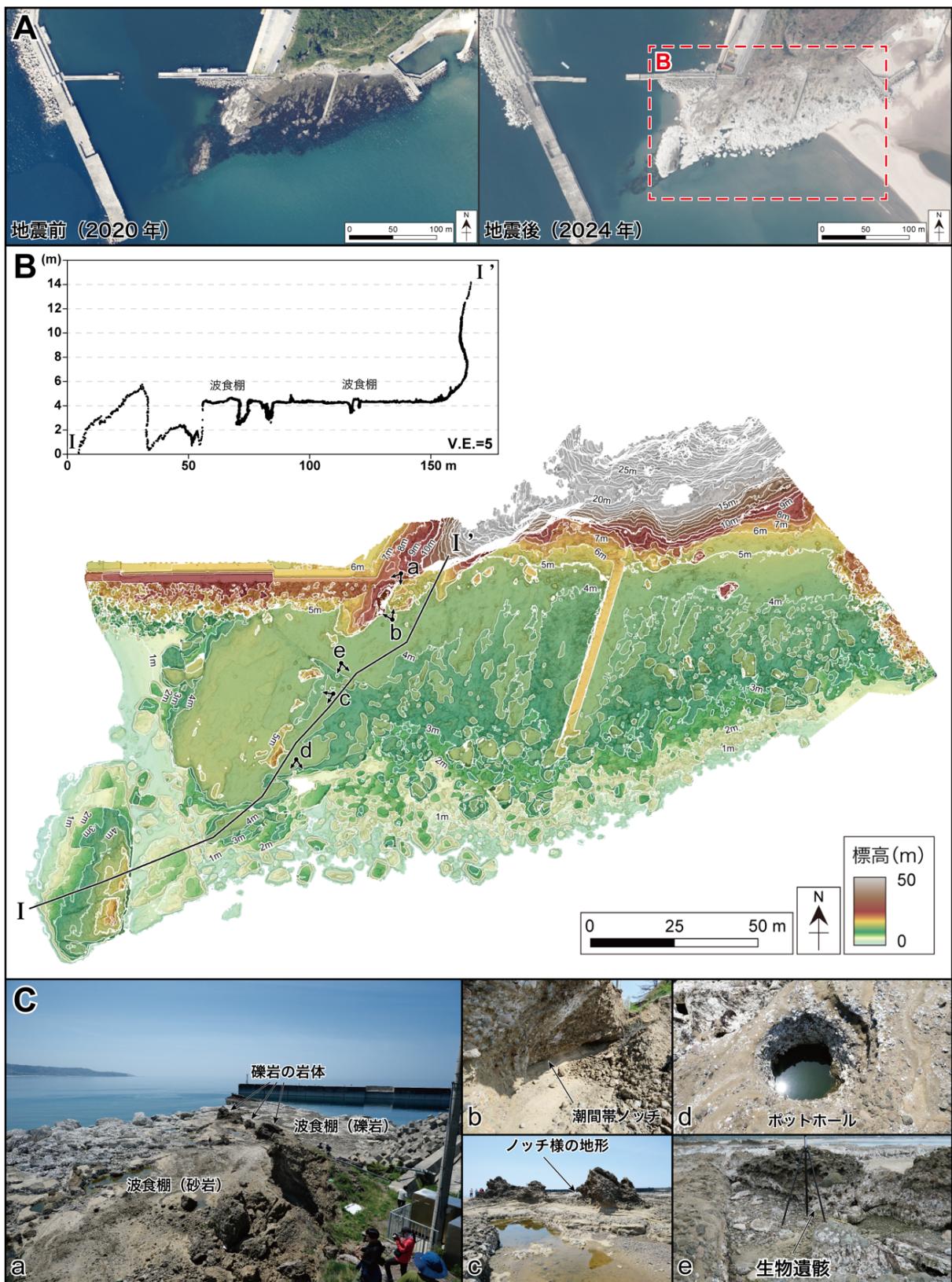


図6 鹿磯地点（砂岩）における国土地理院撮影空中写真（A）と詳細地形図（B）と断面図（C）

注）調査地点は図2参照。Bの断面測線およびCの現地写真的位置はBを参照。

2) 上長谷崎

上長谷崎では、上長谷崎の北側に位置し、小規模な湾に南北方向に分布する数十m²程度の断片的な波食棚を対象とした（図3）。地震前の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから、当時は潮間帯に位置していたと考えられる。礫岩を主体とし、砂岩、泥岩、凝灰岩を挟在する前期中新世の道下層から構成され、この波食棚付近では特に凝灰岩が卓越する。

波食棚は四つの小平坦面から構成され、各面で傾斜方向や角度が大きく異なる点が特徴である。棚Iの標高は約4.6mであり、傾斜約3.0度で緩傾斜し、その凹凸はおおむね20cm程度である。棚IIの標高は約4.8mであり、傾斜約0.5度とほぼ水平であり、その凹凸はおおむね20cm程度である。棚IIIの標高は約4.7mであり、傾斜約10.0度で陸側へ傾き、その凹凸はおおむね10cm程度である。棚IVの標高は約4.6mであり、約6.0度で海側へ傾き、その凹凸はおおむね20cm程度である。いずれも凹凸は比較的小さく、棚面としての平坦性は保たれる。以上のことから、調査地点の凝灰岩からなる波食棚は、標高4.7±0.2mに形成されたと判断できる（表1）。棚IIの標高4.0m付近には潮間帯ノッチが発達する。これに対し、標高4m以下に散在するノッチ状の地形は、形成高度が揃わず、リトリートポイントも識別できない。したがって、この地形は海食台を覆う砂礫が波浪によって移動することで形成される海底波食窪と考えられる。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高4.62m（表2）である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅35cmに限られる（大野ほか, 2021）ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高4.51±0.11mである（表2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場, 2000），ヤッコカンザシ群集より0.11m下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

3) 猿山崎

猿山崎では、深見漁港の西側に位置し、岬の南東部に分布する波食棚を対象とした（図3）。猿山崎から北方の猿山岬までの海岸に露出する道下層は緩やかに褶曲し、猿山崎付近では北に傾斜する。同層は礫岩主体で、連続性の良い最大25mの層厚を持つ凝灰岩層を挟在する。海食崖下の海岸の大部分は、同層の礫岩に由来する長径数mの巨大な亜円礫が密集したグラベルビーチとなっており、波食棚の発達に乏しい。わずかに発達する波食棚は海岸線の突出部に局所的に見られ、その位置は凝灰岩層が旧汀線と接する位置にあたる（波食棚の出現が明瞭に地層に制約されている）。波食棚の平坦面は専ら凝灰岩が構成しており、猿山崎の計測対象範囲でも同様である。

棚面は海食崖基部から海側へ緩く傾き、凹凸は小さく、全体的に平滑である。棚上には南北方向の波食溝が連続して発達し、突出岩体はほとんど認められない。棚面の一部には人工的な海苔棚が設置されており、その標高は約5.6mに達する。

猿山崎で対象とした波食棚は、深見漁港の西側に位置し、南西に突き出た猿山崎の先端部の南東側に分布する（図3）。地震前（2020年8月25日-10月28日撮影）の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから（図7A），当時は潮間帯に位置していたと考えられる。この付近は、礫岩を主体とし、砂岩、泥岩、凝灰岩を挟在する前期中新世の道下層から構成される。この波食棚付近では特に凝灰岩が卓越する。

波食棚の棚面の標高は、海食崖の基部付近では約5.3m、海側末端では約5.1mである（図7B, 表1）。棚面は海食崖基部から海側にかけて約0.8度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね20cm程度である。波食棚上面の傾斜は1度未満であり、ほぼ水平で、突出した岩体などは確認できない。また、棚面上には南北走向の波食溝が発達している（図7B）。以上のことから、調査地点の泥岩からなる波食棚は、標高5.2±0.2mに形成されたと言える（表1）。また、棚面上にはコンクリート製の海苔棚が設置されており、その標高は約5.6mである。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高5.32±0.01m（表2）である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均

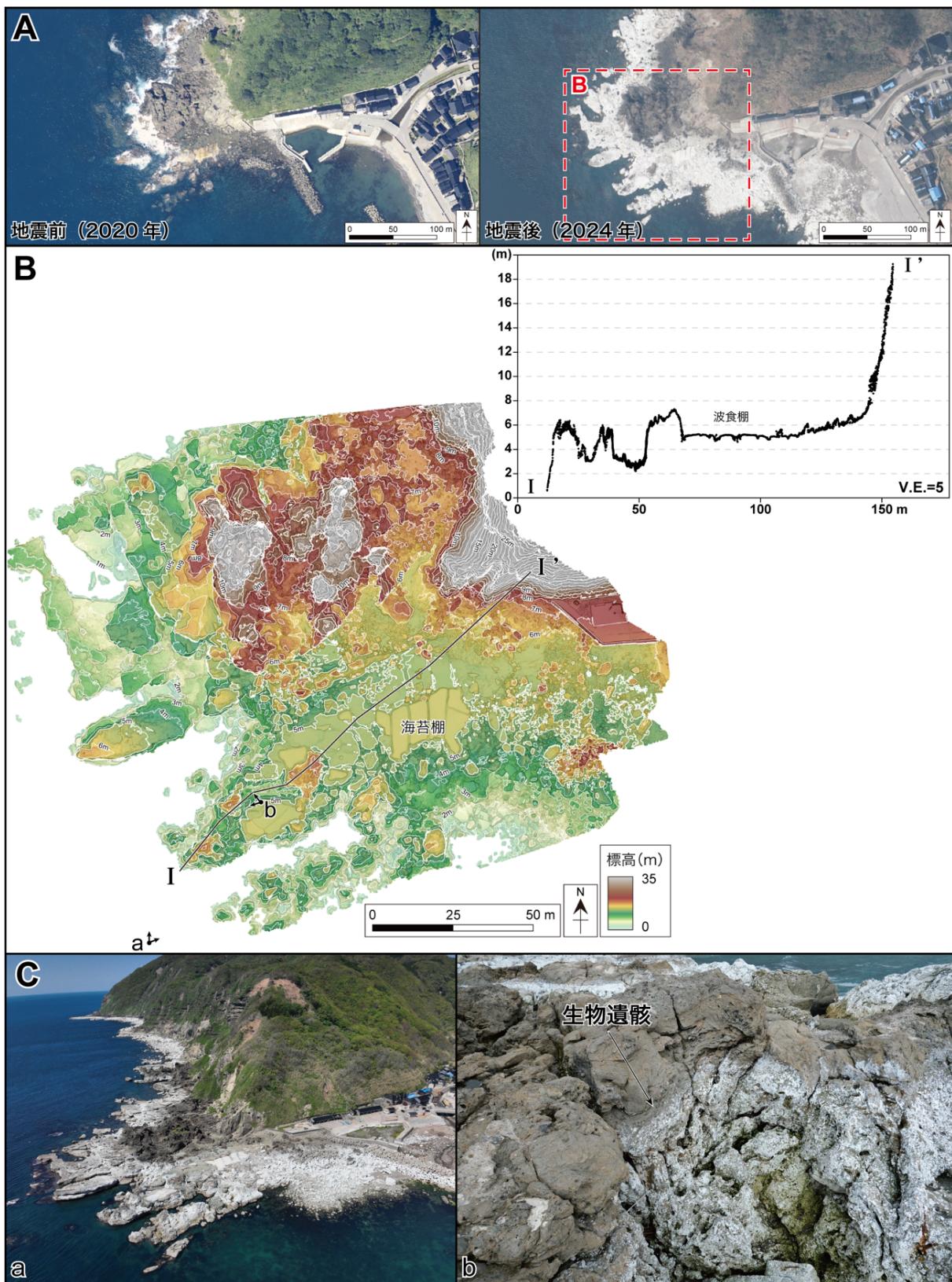


図7 猿山崎地点（凝灰岩）における国土地理院撮影空中写真（A）と詳細地形図（B）と断面図（C）

注）調査地点は図2参照。Bの断面測線およびCの現地写真的位置はBを参照。

位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 4.79m である（表 2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場, 2000），ヤッコカンザシ群集より 0.53m 下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

4) 上大沢

上大沢では、西二又川河口に位置し、小湾内の東側に分布する細長い波食棚を対象とした（図 3）。礫岩を主体とし、砂岩、泥岩との互層からなる前期中新世の繩又層から構成され、砂岩・礫岩互層のうち砂岩部にのみ波食棚が形成される。棚幅は 5-10m と狭いが連続性は良好である。棚面はやや大きい傾斜をもち、凹凸もやや大きいが、全体としては平坦面として認識できる。一方、礫岩部は 30°以上の急傾斜を呈し棚面を欠く。したがって、砂岩部との顕著な差別侵食によって波食棚が形成されたと考えられる。波食棚の背後には砂岩の平坦面と礫岩の急斜面が連続する。平坦面は標高約 7.0m、約 15.0°で海側に傾斜する。この平坦面は宍倉ほか（2020）が報告した低位段丘に対応する可能性が高く、過去の隆起イベントを示唆すると考えられる。

上大沢で対象とした波食棚は、西二又川河口付近に位置し、北に開く小規模な湾内の東側に分布する。地震前（2020 年 8 月 25 日-10 月 28 日撮影）の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから、当時は潮間帯に位置していたと考えられる。この付近は、礫岩を主体とし、砂岩、泥岩との互層からなる前期中新世の繩又層から構成される。この波食棚付近では、礫岩と砂岩の互層となっている。

波食棚の標高は、陸側の傾斜変換点では約 3.5m、海側末端では約 3.3m である（表 1）。棚面は陸側の傾斜変換点から海側にかけて約 5.0 度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね 30cm 程度である。以上のことから、調査地点の泥岩からなる波食棚は、標高 3.4 ± 0.3 m に形成されたと言える（表 1）。棚面は砂岩部に形成されており、棚面の幅は約 5-10m と狭く、南北方向に細長く延びる。一方、礫岩部は陸側から海側に向けて 30-55 度で傾斜しており、波食棚状の平坦な地形は形成されていない。したがって、本地域の波食棚は砂礫互層が差別的な侵食を受け、砂岩部にのみ波食棚が形成されたと考えられる。

波食棚の上部には、砂岩の平坦面と礫岩の斜面からなる地形が形成されている。平坦面の標高は約 7.0m であり、陸側から海側にかけて約 15.0 度の傾斜で連続している。宍倉ほか（2020）によると、北西岸の小河川の河口付近には、完新世とみられる海成段丘（L1, L2 面）が形成されていることから、この平坦面は以前の地震活動によって形成された離水波食地形であると考えられる。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高 2.98 ± 0.08 m（表 2）である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅 35cm に限られる（大野ほか, 2021）ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 2.94 ± 0.08 m である（表 2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場, 2000），ヤッコカンザシ群集より 0.04m 下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

5) 白崎

白崎で対象とした波食棚は、町野川の河口から約 2km 東側に位置し、北西に突き出た白崎の西側に分布する（図 3）。地震前（2020 年 8 月 25 日-10 月 28 日撮影）の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから、当時は潮間帯に位置していたと考えられる。この付近は、珪質-珪藻質シルト岩を主体とし、砂質泥岩-泥質砂岩及び流紋岩凝灰岩の薄層を挟む後期中新世の飯塚層から構成される。この波食棚付近では特に砂岩が卓越する。波食棚は断片的であり、棚面は海食崖基部から海側へ緩やかに傾き、凹凸の少ない平坦面として形成され、突出岩体はほとんどみられない。棚背後の海食崖には奥行 20m、高さ 4m に達する大規模な海食洞が発達する。

波食棚の棚面の標高は、海食崖の基部付近では約 2.5m、海側末端では約 2.8m である（表 1）。棚面は海食崖基部から海側にかけて約 3.0 度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね 30cm 程度である。波食棚上面には、突出した岩体などは確認できない。以上のことから、調査地点の砂岩からなる波食棚は、標高 2.6 ± 0.3 m に形成されたと言える（表 1）。波食棚の背後の海食崖には、奥行き約 20m、高さ約 4.0m の海食洞が見られる。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高 2.22 ± 0.04 m（表 2）である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅 35cm に限られる（大野ほか、2021）ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 2.11 ± 0.05 m である（表 2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場、2000）、ヤッコカンザシ群集より 0.11m 下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

6) 真浦

真浦で対象とした波食棚は、垂水の滝の北側に位置し、北東-南西方向に直線状の海岸線に沿って分布する（図 3）。地震前（2020 年 8 月 25 日-10 月 28 日撮影）の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから（図 8 A），当時は潮間帯に位置していたと考えられる。この付近は、黒雲母流紋岩溶岩とその火碎岩、凝灰質砂岩を主体とし、一部では珪質シルト岩と互層となる中期中新世の栗蔵層から構成される。この波食棚付近では特に黒雲母流紋岩溶岩が卓越する。棚面は比較的大きい傾斜をもち、凹凸も他地点より大きい。棚面の平滑度は低いものの、突出岩体はみられず、全体としては連続性がある。また、棚上には直径 2m のポットホールが複数形成されている（図 8 C）。

波食棚の棚面の標高は、海食崖の基部付近では約 3.0m、海側末端では約 2.6m である（図 8B、表 1）。棚面は海食崖基部から海側にかけて約 4.0 度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね 50cm 程度である。波食棚上面の傾斜は 1 度未満であり、ほぼ水平で、突出した岩体などは確認できない。棚面上には直径約 2m のポットホールが点在する（図 8C）。以上のことから、調査地点の砂岩からなる波食棚は、標高 2.8 ± 0.5 m に形成されたと言える（表 1）。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高 2.04 ± 0.01 m（表 2）である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅 35cm に限られる（大野ほか、2021）ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 1.99 ± 0.03 m である（表 2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場、2000）、ヤッコカンザシ群集より 0.05m 下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

7) 珠洲市赤神

珠洲市赤神で対象とした波食棚は、鳥川の河口付近から約 1km 北側に位置し、緩やかな円弧を描く浦部に分布する（図 3）。地震前（2022 年 8 月 29 日-10 月 27 日撮影）の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから、当時は潮間帯に位置していたと考えられる。この付近は、輝石安山岩溶岩、礫岩、砂岩、泥岩、デイサイト火碎流堆積物などからなる前期中新世の馬縷層から構成される。この波食棚付近では特にデイサイト火碎流堆積物からなる礫岩が卓越する。棚面は緩く陸側へ傾き、凹凸は比較的大きいが平坦面としての連続性は良い。海側末端では複数の突出岩体が並び、さらに棚面より数十 cm 高い堤防状の高まりが連続して発達する。高まり付近の傾斜は 3-8° と棚面と比べて急傾斜となり、典型的なランパートが発達する。棚上には部分的に人工の海苔棚が設置されている。

波食棚の棚面の標高は、陸側末端では約 2.2m、海側末端では約 2.8m である（表 1）。棚面は海側から陸側にかけて約 1.0 度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね 40cm 程度である。波食棚上面の傾斜は 1 度程度であり、ほぼ水平であると言える。棚面の一部には、

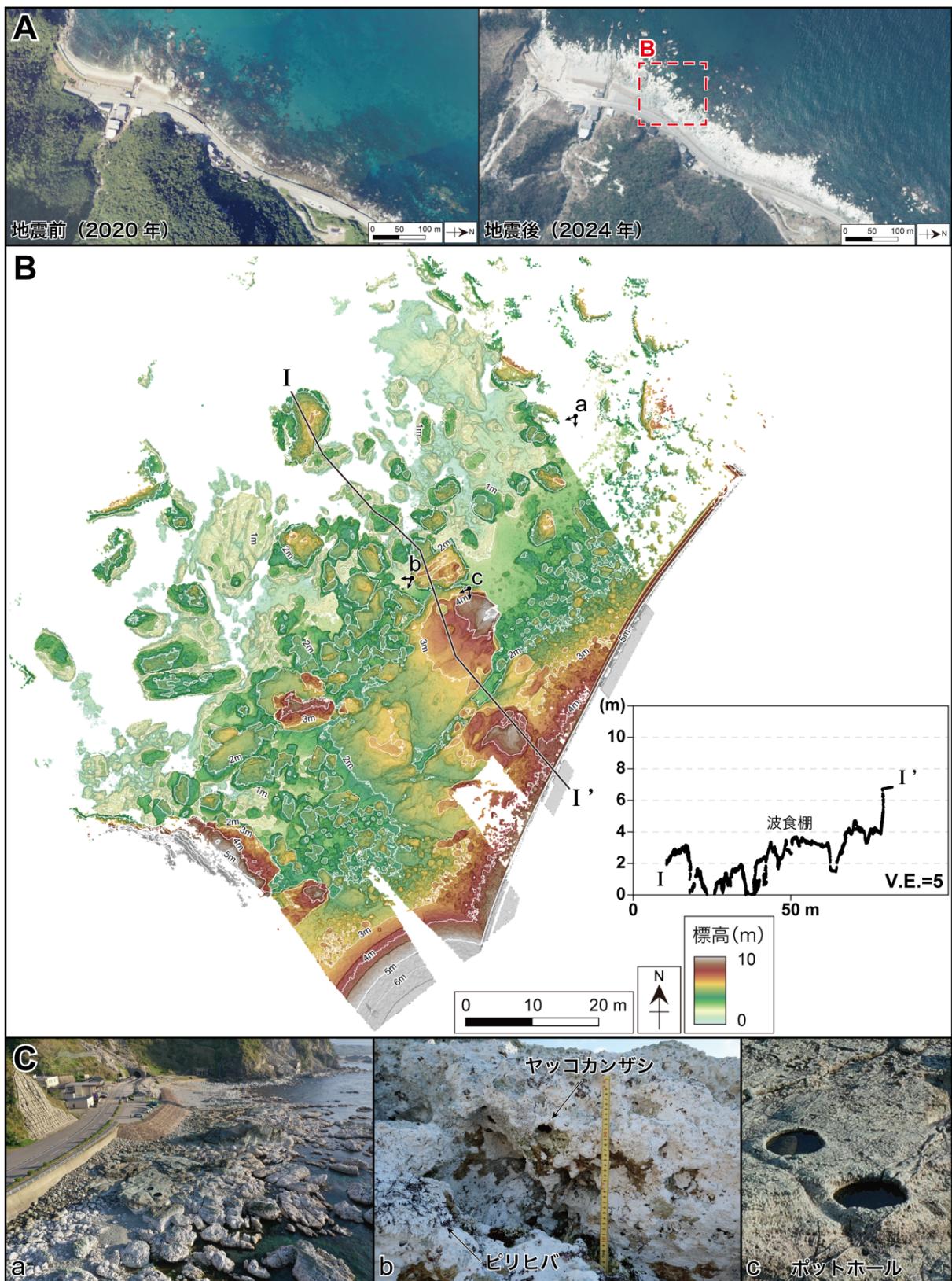


図8 真浦地点（流紋岩）における国土地理院撮影空中写真（A）と詳細地形図（B）
と断面図（C）

注）調査地点は図2参照。Bの断面測線およびCの現地写真的位置はBを参照。

コンクリート製の海苔棚が設置されている。以上のことから、調査地点の砂岩からなる波食棚は、標高 2.5 ± 0.4 m に形成されたと言える（表1）。

棚面の海側末端付近には複数の突出した岩体が確認できる。棚面の末端付近では、他の棚面と比較して、堤防状に高くなっている、凹凸も大きくなっている。また、海側末端の数10mでは、棚面と比べて傾斜が急になっており、その角度は、海側から陸側に向けて約3-8度である。これらの特徴から、この微地形はランパートであると考える。

ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 2.04 ± 0.01 m である（表2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場, 2000），地震前の中潮下位を示すものと考えられる。一方、ヤッコカンザシ群集は確認できなかった。

8) 木ノ浦

木ノ浦で対象とした波食棚は、シャク崎から南西に約1kmに広がる凹凸の大きい波食棚である（図3）。地震前（2022年8月29日-10月27日撮影）の空中写真では棚上に海水痕が確認できることから（図9A），当時は潮間帯に位置していたと考えられる。この付近は、輝石安山岩溶岩、礫岩、砂岩、泥岩、デイサイト火碎流堆積物などからなる前期中新世の馬縛層から構成される。この波食棚付近では特に輝石安山岩溶岩が卓越する。棚面の幅は狭く起伏が大きいが、海食崖基部から海側へ連続する平坦面が部分的に良好に残る。棚面末端では棚面から約30cm高い堤防状の高まりが連続し、明瞭なランパートが発達する。突出岩体はほとんど認められない。周辺には低位段丘（宍倉ほか, 2020）が分布し、過去の隆起イベントを示唆すると考えられる。

波食棚の棚面の標高は、海食崖の基部付近では約2.6m、海側末端では約2.2mである（図9B, 表1）。棚面は海食崖基部から海側にかけて約5.0度の傾斜で連続しており、その凹凸はおおむね40cm程度である。波食棚の幅は狭く、凹凸も大きい（図9C）。ただし、突出した岩体などは確認できない。以上のことから、調査地点の砂岩からなる波食棚は、標高 2.4 ± 0.4 m に形成されたと言える（表1）。

棚面の末端付近では、堤防状に高くなった地形が確認できる（図9B I-I'）。この微地形は、棚面から約30cm高く、波食棚の末端にこぶ状の地形が形成されている。これらの特徴から、この微地形はランパートであると考える。付近には低位段丘も形成されている（宍倉ほか, 2020）。

ヤッコカンザシ群集は、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着し、その上限高度は標高 1.92 ± 0.02 m（表2）である。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅35cmに限られる（大野ほか, 2021）ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。

一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平で、その高度は標高 1.86 ± 0.02 m である（表2）。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場, 2000），ヤッコカンザシ群集より0.06m下位にあたり、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

表1 波食棚の分布高度

| | 波食棚の標高 | | | | 波食棚の傾斜 | 地形環境 | 地質環境 |
|-------|----------|---------|----------|-----------------|------------|--------|-------------|
| | 海食崖基部 | 海側末端 | 棚面起伏 | 全体の標高 | | | |
| 鹿磯 | 4.4m | 4.2m | 20cm | 4.3 ± 0.2 m | 0.5° | 岬の先端部 | 砂岩（道下層） |
| 上長谷崎 | 4.6-4.8m | 20-30cm | 4.7±0.2m | 3.0-10.0° | | 浦部 | 凝灰岩（道下層） |
| 猿山崎 | 5.3m | 5.1m | 20cm | 5.2 ± 0.2 m | 0.8° | 岬の先端部 | 凝灰岩（道下層） |
| 上大沢 | 3.5m | 3.3m | 30cm | 3.4 ± 0.3 m | 5.0° | 小規模な湾内 | 砂礫互層（繩又層） |
| 白崎 | 2.5m | 2.8m | 30cm | 2.6 ± 0.3 m | 3.0°（陸側傾斜） | 岬の先端部 | 砂岩（飯塚層） |
| 真浦 | 3.0m | 2.6m | 50cm | 2.8 ± 0.5 m | 4.0° | 直線状海岸 | 流紋岩（粟蔵層） |
| 珠洲市赤神 | 2.2m | 2.8m | 40cm | 2.5 ± 0.4 m | 1.0°（陸側傾斜） | 浦部 | 火碎流堆積物（馬縛層） |
| 木ノ浦 | 2.6m | 2.2m | 40cm | 2.4 ± 0.4 m | 5.0° | 小規模な湾内 | 安山岩（馬縛層） |

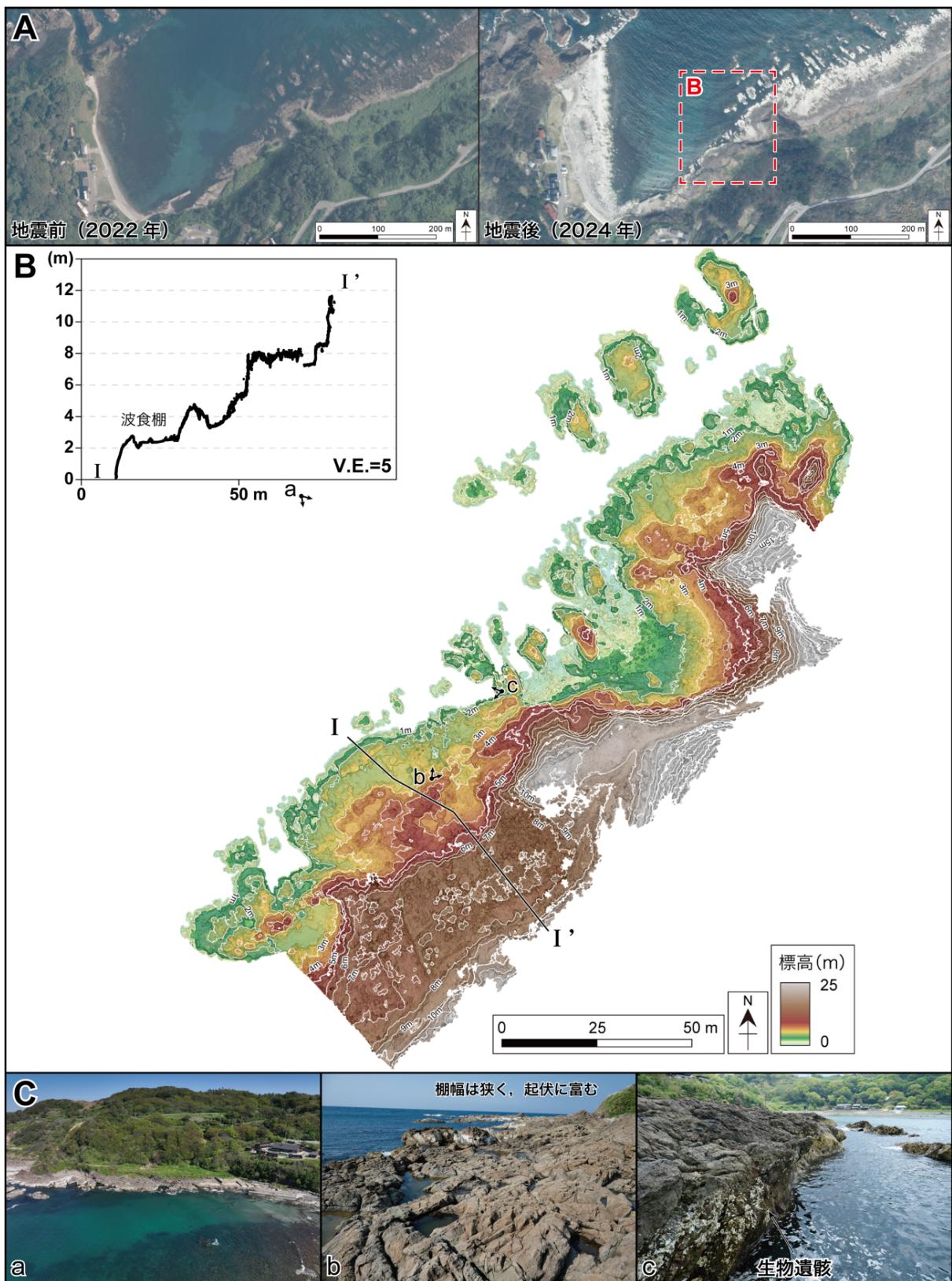


図9 木ノ浦地点（安山岩）における国土地理院撮影空中写真（A）と詳細地形図（B）と断面図（C）

注）調査地点は図2参照。Bの断面測線およびCの現地写真的位置はBを参照。

6. 生物遺骸の分布高度からみた波食棚の形成潮位

1) 生物遺骸の分布高度

離水した波食地形には、潮間帯から浅海域に生息していた多数の生物遺骸が確認され、その分布高度を記録し、検討することで、古地震の隆起量の復元などが検討されてきた（山本ほか、2007など）。これまでの研究では、フジツボ類や、巻貝類、ヤッコカンザシなどのゴカイ類、ウニ・ヒトデなどの棘皮動物、ピリヒバ (*Corallina pilulifera*) などの石灰藻類が多数含まれている。これらの生物は固有の生息分布帯をもつため、地形指標と組み合わせることで潮位の復元が可能となる。そのうち、ヤッコカンザシとピリヒバは、能登半島北岸の広範囲に生息していたため、本研究ではこれらの生物遺骸に注目して観察、記録した。

ヤッコカンザシは、波食棚を形成する岩体の側面や岩陰に多く付着していた。一部では群集を形成しているのが観察され、その場合は分布の上限は同高度にあり、水平方向に延びることが多かった。ヤッコカンザシ群集は調査を行った8地点のうち珠洲市赤神以外で確認でき、その上限高度は表2の通りである。一方、ピリヒバは、波食棚を形成する岩体の全ての側面に連続的に付着しており、その上限高度はほぼ水平であった。ピリヒバは調査した8地点の全てで確認でき、その上限高度は表2の通りである。

2) 波食地形の特徴と形成潮位

本研究で調査対象とした8地点の離水波食棚の形態的特徴と生物遺骸の分布高度の関係を表1-3に整理した。離水波食棚に共通する特徴として、8地点全てにおいて、棚面は概ね緩傾斜の平坦面として認められ、棚面には突出岩体がほとんど存在しない。また、波食棚を構成する基盤岩は砂岩、礫岩、凝灰岩、流紋岩溶岩、安山岩溶岩と多様であるにもかかわらず、連続した平滑な面として保存されていた。

一方、相違点としては、棚面の幅、傾斜、起伏、微地形に明瞭な差が認められた。棚面の幅は、鹿磯や猿山崎、珠洲市赤神では100mを超えており、上大沢や木ノ浦では数～数十mである。また、上長谷崎や白崎の棚面は断片的である。棚面の傾斜は、鹿磯、猿山崎、珠洲市赤神で1.0°以下と水平な棚面が形成されている一方、上大沢、真浦、木ノ浦では4.0-5.0°と傾斜が急になる（表1）。また、上長谷崎では、棚面によって傾斜角と傾斜方向が異なる特徴を示す。起伏については、鹿磯や白崎のような砂岩地域や泥岩が卓越する猿山崎では、棚面の凹凸は20-30cm程度と特に平坦性が高い。一方、流紋岩や安山岩などの火成岩が

表2 生物遺骸の分布高度

| | 隆起量 (m) | 生物遺骸の上限高度 (m) | | 差 (m) (ヤッコカンザシ-ピリヒバ) | 地形環境 | 地質環境 |
|-------|---------|---------------|-----------|-------------------------|--------|-------------|
| | | ヤッコカンザシ | ピリヒバ | | | |
| 鹿磯 | 3.85 | 4.22±0.01 | 3.95±0.10 | -0.27 | 岬の先端部 | 砂岩（道下層） |
| 上長谷崎 | 4.55 | 4.62 | 4.51±0.11 | -0.11 | 浦部 | 凝灰岩（道下層） |
| 猿山崎 | 4.79 | 5.32±0.01 | 4.79 | -0.53 | 岬の先端部 | 凝灰岩（道下層） |
| 上大沢 | 3.00 | 2.98±0.08 | 2.94±0.08 | -0.04 | 小規模な湾内 | 砂礫互層（繩又層） |
| 白崎 | 2.28 | 2.22±0.04 | 2.11±0.05 | -0.11 | 岬の先端部 | 砂岩（飯塚層） |
| 真浦 | 2.03 | 2.04±0.01 | 1.99±0.03 | -0.05 | 直線状海岸 | 流紋岩（栗藏層） |
| 珠洲市赤神 | 2.03 | — | 2.04±0.01 | — | 浦部 | 火碎流堆積物（馬縄層） |
| 木ノ浦 | 1.87 | 1.92±0.02 | 1.86±0.02 | -0.06 | 小規模な湾内 | 安山岩（馬縄層） |

表3 波食棚と生物遺骸の分布高度

| | 隆起量 (m) | 波食棚の標高 (m) | 波食棚-生物遺骸 (m) | | 地形環境 | 地質環境 |
|-------|---------|------------|--------------|------|--------|-------------|
| | | | ヤッコカンザシ | ピリヒバ | | |
| 鹿磯 | 3.85 | 4.3±0.2 | 0.08 | 0.35 | 岬の先端部 | 砂岩（道下層） |
| 上長谷崎 | 4.55 | 4.7±0.2 | 0.08 | 0.19 | 浦部 | 凝灰岩（道下層） |
| 猿山崎 | 4.79 | 5.2±0.2 | -0.12 | 0.41 | 岬の先端部 | 凝灰岩（道下層） |
| 上大沢 | 3.00 | 3.4±0.3 | 0.42 | 0.46 | 小規模な湾内 | 砂礫互層（繩又層） |
| 白崎 | 2.28 | 2.6±0.3 | 0.38 | 0.49 | 岬の先端部 | 砂岩（飯塚層） |
| 真浦 | 2.03 | 2.8±0.5 | 0.76 | 0.81 | 直線状海岸 | 流紋岩（栗藏層） |
| 珠洲市赤神 | 2.03 | 2.5±0.4 | — | 0.46 | 浦部 | 火碎流堆積物（馬縄層） |
| 木ノ浦 | 1.87 | 2.4±0.4 | 0.48 | 0.54 | 小規模な湾内 | 安山岩（馬縄層） |

卓越する真浦や珠洲市赤神、木ノ浦では、棚面の凹凸は40-50cm程度と起伏が大きい（表1）。微地形については、ポットホールは鹿磯と真浦で棚面上に形成されている。潮間帯ノッチは鹿磯、上長谷崎で確認でき、上長谷崎では海底波食窪も複数確認できる。ランパートは珠洲市赤神と木ノ浦の棚末端部で顕著に発達する。鹿磯と白崎は、岬部に位置し砂岩が卓越するという同様な環境であるが、棚面の形態に多数の差があることが明らかになった。

生物遺骸については、ヤッコカンザシとピリヒバという2種類を用い、地震前の潮位環境の復元を試みた。ヤッコカンザシは珠洲市赤神以外の7地点、ピリヒバは全ての調査地点で確認できた。ヤッコカンザシ群集は棚面を構成する岩体の側面や岩陰に高密度に付着し、上限高度は地点ごとに狭い範囲に集中する（表2）。日本海沿岸におけるヤッコカンザシの生息範囲は平均潮位を含む鉛直幅35cmに限られる（大野ほか、2021）ことから、この高度は地震前の中潮位を示すものと考えられる。一方、ピリヒバは8地点すべてで確認され、棚面側面にほぼ連続して付着し、上限高度は水平方向に良く揃う。ピリヒバは潮間帯中・下部に生息するとされ（馬場、2000）、全地点でヤッコカンザシ群集より0.04-0.53m下位に付着する（表2）ことから、地震前の中潮下位を示すものと考えられる。

7. おわりに

本研究では、2024年能登半島地震に伴い離水した能登半島北岸の波食地形を対象として、地上レーザ測量とUAV空撮により高解像度地形モデルを作成し、地形・地質環境が異なる8地点の離水波食棚の詳細な形態を記録した。併せて、生物遺骸の分布高度を用いて地震前の潮位を復元し、波食棚の形成潮位について検討した。

調査を行った8地点では、緩傾斜の平坦面をなす波食棚の棚面を認識することができた。波食棚が形成された基盤岩としては、砂岩、礫岩、凝灰岩、流紋岩溶岩、安山岩溶岩と多様な地質環境を対象に検討を行った。いずれの岩質においても、連続した平滑な面として保存され、棚上に突出岩体がほとんど存在しないという共通性が認められた。一方で、棚面の幅、傾斜、起伏、および微地形の発達には明瞭な差がみられ、これらは地形・地質環境に強く規定されている可能性が示唆された。とくに、砂岩や泥岩が卓越する地点では平坦な棚面が広く発達するのに対し、火山岩や火碎流堆積物からなる地点では起伏が大きく、末端部にランパートが発達している様子が明らかになった。

潮間帯付近に生息していたヤッコカンザシとピリヒバの生物遺骸から、地震前の潮位を検討した。ヤッコカンザシの分布高度は中潮位付近、ピリヒバの分布上限高度は地震前の中潮下位を示すとされており、本研究でも有効な指標であった。棚面の標高と生物遺骸の分布する標高の関係を検討した結果、多くの地点で棚面はこれらの生物遺骸の標高より高い位置に形成されたものが多かった。

変動地形学的研究では、生物遺骸が観察できない場所が多く、古地震の復元が難しいことが少なくない。一方で波食棚は残存していることがあり、本研究により、その高さを用いて古地震の隆起量や回数を検討する際に何が指標となるかを考える上で、重要な知見が得られたと考えられる。本研究で得られた高解像度地形モデルは、生物遺骸の情報も含んでおり、今後繰り返し検証可能な資料である。本稿は予察的な検討結果に過ぎず、今後、棚面形態に差異が生じる要因を地形環境や地質条件とあわせて検討し、現成の波食棚の形成潮位をより詳細に検討する予定である。また、ノッチを含む波食地形の模式化の議論にもつなげていきたいと考えている。沿岸海域に分布する活断層は堆積物に乏しい地形環境にあり、海底探査や海底地形から特定することが容易でないことが多い。沿岸海底に分布する活断層による地震性隆起を海岸地形から検討する際に、本研究で得られた詳細地形モデルは重要な知見をもたらすものと考えられる。引き続き分析を進めたい。

謝辞

地震発生直後から多くの研究者とともに研究を行っており、本研究はその延長上にある。お世話になった方々を記して深く感謝申し上げたい。地震直後の地変の判読では、広島大学大学院人間社会科学研究科の熊原康博教授、福岡教育大学教育学部の岩佐佳哉講師、山口大学教育学部の楮原京子准教授、広島大学の中田 高名誉教授、名古屋大学大学院環境学研究科の鈴木康弘教授と共同で研究を行った。また、地震直後の現地調査では、山口大学教育学部

の楮原京子准教授、兵庫教育大学学校教育研究科の小倉拓郎准教授、金沢大学人間社会研究域地域創造学系の青木賢人准教授と共同で研究を行った。広島大学大学院人間社会科学研究科学生の牧田智大氏および原西絢太氏、広島大学文学部学生の中川聰氏とも現地で調査を行った。

さらに、現地調査では、東京大学地震研究所日本列島モニタリング研究センターの石山達也准教授、富山大学都市デザイン学部の安江健一准教授、立石 良准教授からは海藻に関する貴重なご助言を賜った。また、広島大学瀬戸内 CN 国際共同研究センターの加藤亜記准教授にはピリヒバに関する生物学的な専門知識の提供をいただいた。アジル・ジオ・デザイン株式会社の上遠野輝義氏には、LiDAR-SLAM 機器の使用に便宜を図っていただいた。

その他、被災直後にもかかわらず、多くの住民の方々にお世話をなった。地震で被災された方々にお見舞いとお悔やみを申し上げるとともに、被災地の一日も早い復旧と復興を心より祈念申し上げたい。

参考文献

- 青木 久・前門 晃 (2006) : 石灰岩で構成される波食棚の形成要因について：沖縄島辺戸岬の事例. 地形, **27**, 461–475.
- 青木 久・水戸部恭平・遠西篤治 (2022) : 碎波後の波が作用する波食棚の形成高度：静岡県下田海岸と神奈川県江の島海岸の事例. 東京学芸大学紀要 人文社会科学系 II, **73**, 17–24.
- Awata Y, Toda S, Kaneda H, Azuma T, Horikawa H, Shishikura M, Echigo T. (2008) : Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, estimated from uplifted and subsided intertidal organisms. Earth Planets Space, **60**, 1059–1062.
- 井上卓彦・岡村行信 (2010) : 能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図説明書. 海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図 S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 : 599-2012. 東京大学出版会, 694p.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976) : 能登半島の活断層. 第四紀研究, **15**, 109–128.
- 太田陽子・平川一臣 (1979) : 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論, **52**, 169–189.
- 大野頼大・後藤憲央・佐藤武宏・松島義章・岩森暁如・市川清士・大塚良治・松田周吾・佐々木俊法 (2021) : 越前海岸におけるヤッコカンザシの生息深度についての浸漬板調査. 日本ベントス学会誌, **76**, 92–102.
- 岡村行信 (2007) : 能登半島西方海底地質図及び説明書. 産業総合技術研究所地質調査総合センター.
- Omura A (1980) Uranium-Series Age of the Hiradoko and Uji Shell Beds, Noto Peninsula, Central Japan, Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S. **117**, 247–253.
- 茅根 創・吉川虎雄 (1986) : 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究. 地理学評論, **59**, 18–36.
- 気象庁 (2023) : 令和 5 年 (2023 年) 5 月 5 日 14 時 42 分能登半島沖の地震. https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/kyoshin/jishin/2305051442_noto/index.html (2026 年 1 月 15 日閲覧).
- 気象庁 (2024) : 令和 6 年能登半島地震 (2024 年 1 月 1 日) に関する情報. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_2024/saigaiji_202403.pdf (2026 年 1 月 15 日閲覧).
- 国土地理院 (2024) : 令和 6 年能登半島地震に伴う地殻変動（「だいち 2 号」観測データ解析速報). https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/20240101noto_insar.html (2026 年 1 月 15 日閲覧).
- 後藤秀昭 (2012) : 数値標高モデルから作成した日本列島の地形アナグリフ—解説と地図—. 広島大学大学院文学研究科論集, 特輯号, **72**, 1–69.

- Goto H, Yamanaka T, Makita T, Iwasa Y, Ogura T, Kagohara K, Kumahara Y, Suzuki Y, Matta N, Aoki T, Mori W, Haranishi K, Nakata T. (2026) : Coast uplifted by nearby shore-parallel active submarine faults during the 2024 Mw 7.5 Noto Peninsula earthquake. *Geomorphology*, 493.
- 産業技術総合研究所 (2023) : 令和 5 年 (2023 年) 5 月 5 日に石川県能登地方で発生した地震の関連情報. <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/noto2023/index.html> (2026 年 1 月 15 日閲覧).
- 地震津波監視課・地震予知情報課・金沢地方気象台 (1995) : 1993 年 2 月 7 日能登半島沖の地震調査報告. *験震時報*, 58, 97-114.
- 篠原叶実・伊藤敦哉・小倉拓郎・松岡憲知 (2023) : 本州太平洋岸の海食凹地形における地質条件の影響. *地学雑誌*, 132, 33-55.
- 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一 (2020) : 能登半島北部沿岸の低位段丘および離水生物遺骸群集の高度分布からみた海域活断層の活動性. *活断層研究*, 53, 33-49.
- 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一・立石 良・後藤玲奈・前塙英明 (2024) : 令和 6 年能登半島地震に伴う隆起で生じた海岸の離水と海成段丘. *第四紀研究*, 63, 169-174.
- Sunamura T (1991) : The Elevation of Shore Platforms: A Laboratory Approach to the Unsolved Problem. *The Journal of Geology*, 99, 761-766.
- Sunamura T (2002) : A study on the elevation of shore platforms initiated by broken waves: Analysis of wave-basin experiment data. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 23, 387-394.
- 高橋達郎 (1972) : 九州平戸島海岸における波蝕棚の地形. 岡山大学教育学部研究集録, 33, 83-99.
- 豊島吉則 (1967) : 山陰海岸における海蝕地形に関する研究. 鳥取大学学芸学部研究報告 (自然科学), 18, 64-98.
- 豊蔵 勇・大村一夫・新井房夫・町田 洋・高瀬信一・中平啓二・伊藤 孝 (1991) : 北陸の海成段丘における三瓶木次テフラの同定とその意義. *第四紀研究*, 30, 79-90.
- 浜田信生・野口猛雄・穴田文浩・吉田進・浜田昌明・浜田憲彦・野原幸嗣 (2007) : 航空レーザ計測と音響測深による 2007 年能登半島地震前後の地殻変動. 日本地球惑星科学連合大会予稿集.
- 早川裕式・小口 高 (2016) : 地形学における地上レーザ測量の活用. *地学雑誌*, 125, 299-324.
- Fukushima Y, Ishimura D, Takahashi N, Iwasa Y, Malatesta CL, Takahashi T, Tang CH, Yoshida K, Toda S. (2024) : Landscape changes caused by the 2024 Noto Peninsula earthquake in Japan. *Science Advances*, 10, eadp9193.
- 馬場将輔 (2000) : 日本産サンゴモ類の種類と形態. *海生研研報*, 1, 1-68.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 新編火山灰アトラス; 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 336p.
- 丸山 正・遠田晋次・吉見雅行・小俣雅志 (2009) : 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地震断層沿いの詳細地形—地震断層・変動地形調査における航空レーザ計測の有効性—. *活断層研究*, 30, 1-12.
- 三位秀夫 (1963) : 海蝕と海水準との関係について. *海洋地質*, 2, 8-17.
- 向野千世・青木 久 (2024) : 三浦半島荒崎海岸における泥岩・凝灰岩互層からなる波食棚の高度. *学芸地理*, 80, 1-11.
- 森山裕太・青木 久 (2020) : 火山角礫岩で構成される波食棚の形成高度: 伊豆半島恵比須島の事例. *学芸地理*, 76, 19-27.
- 山本博文・奥山大嗣・江戸慎吾 (2007) : 生物指標からみた平成 19 年 (2007 年) 能登半島地震における海岸隆起. 福井大学地域環境研究教育センター研究紀要, 14, 33-46.
- 令和 6 年能登半島地震変動地形調査グループ (日本地理学会)(2024) : 令和 6 年能登半島地震による海岸地形変化の検討結果(第三報). http://disaster.agj.or.jp/files/202401_Noto008.pdf (2026 年 1 月 15 日閲覧).