

石垣島とその周辺海域を統合した変動地形の研究

ー沿岸域の変動地形研究の発展に向けた海底地形情報整備の必要性ー

後 藤 秀 昭

【キーワード】 変動地形、海成段丘、石垣島、地形アナグリフ、数値標高モデル

はじめに

1. 研究の背景

2007年の地理空間情報活用推進基本法の施行以降、日本の陸域では、数値化された地形データの整備と利用が急速に進んだ。これらを使った実体視可能なステレオ画像により、空中写真による地形判読では認識が困難であった変動地形が抽出されるようになった（後藤・杉戸、2012；Lin et al., 2013）。変動地形を把握する資料は、空中写真の利用から数値地形データの併用や利用に重点の転換が起こりつつあり、重要な手法的新展開となっている。

海底の地形についても、高解像度な地形データの収集とステレオ画像の作成により、地質構造を手がかりにしながら、海底地形を変動地形学的に解釈し、これまでとは全く異なる断層分布やプレート境界像が描かれるようになった（Nakata et al., 2012など）。

しかし、沿岸域の変動地形については、陸上地形と海底地形がそれぞれ別の分野で研究されており、統合的に検討した研究は少ない。分野の違いだけでなく、海陸を統合して俯瞰する詳細な地形資料に乏しいことによると考えられる。このような状況のなか、後藤（2014）は沿岸海底の地形データについて可能な限り収集して、数値標高モデル（DEM）を生成し、陸上のDEMとあわせて、陸海を統合したDEMに基づく地形ステレオ画像を作成した。これにより陸上活断層の海底延長（後藤、2014）や海成段丘の分布を合理的に説明できる海底の活構造の認定（Goto, 2016）のほか、海面下の沈水段丘面の地形発達など、重要な新知見がもたらされる可能性が示された。多様な地域や地形環境での研究の蓄積が必要と考える。

2. 研究の目的と意義

沿海域においても、数値標高モデルを用いて多くの変動地形が新たに見出される一方で、これらを合理的に説明できる明確で詳細な沿岸海域の地形・地質情報は絶対的に不足している現状にある。本稿では、石垣島とその周辺海域を対象として、陸上の海成段丘の地形を分析するとともに、現在、入手可能な最も高密度で高精度な海底地形・地質データを用いて陸上の地殻変動を合

理的に説明できる活構造の検討を行った。これにより、両者の違いや限界を提示するとともに、沿岸域を対象にした変動地形研究の発展の可能性について提示したい。

海岸線は、人間の生活の舞台となっている陸域と海域とを境するものであるが、地形情報という観点でも、これを境に精度と密度の点であまりに大きな違いがある。近年、機器の発達により詳細な海底地形の情報を取得することが可能となっており（Kan et al., 2015；Kan et al., 2018など）、沿岸海底地形について戦略的な調査研究を行うとともに、国家的事業として沿岸域の地形データの取得が必要であると考ええる。

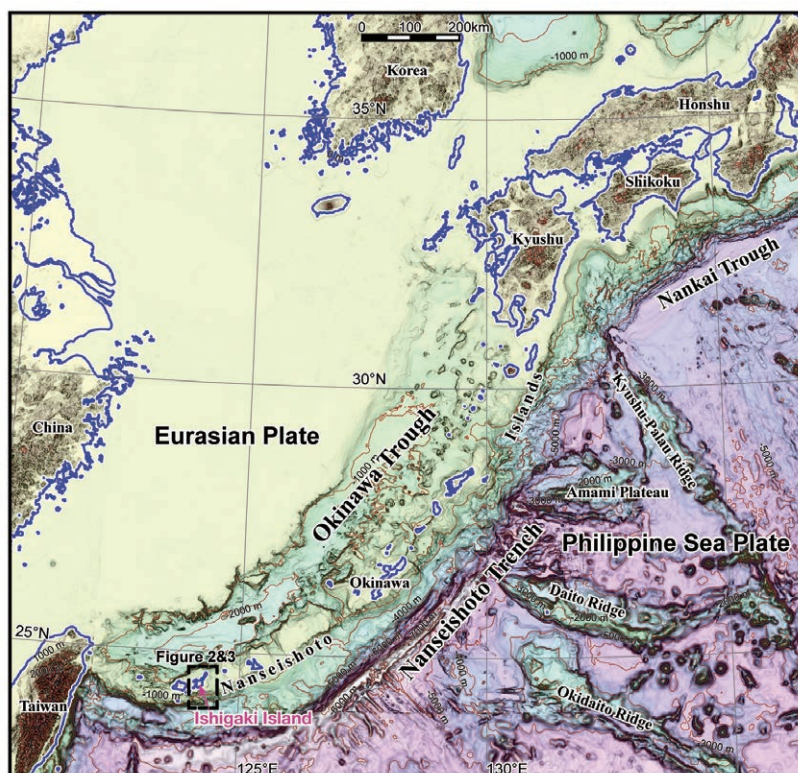
本研究では南西諸島南部の石垣島とその周辺を対象に、陸上地形および海底地形の情報を収集し、数値標高モデルを生成して、1枚の画像で海陸を判読できる統合した地形アナグリフを作成した。また、これを変動地形学的手法で判読し、陸上の段丘面、海底の急崖、平坦面の分布を明らかにした。これらの標高分布に基づくと、石垣島南部では南東部で高く、西に向かって低下する局地的な傾動があることが解った。この傾動運動はこれまで考えられてきた南西部を中心とする隆起とは異なる。一方、石垣島南東沖の海底には北東—南西方向に延びる活断層が認められ、その活動によって傾動が生じた可能性があることを述べる。

3. 対象地域周辺の概要

南西諸島南部の先島諸島では、1771年に明和津波と呼ばれる巨大津波があり、石垣島では人口の構成が大きく変わるほどの大災害となった（牧野、1968）。津波の来襲を示すとされる「津波石」と呼ばれるサンゴ岩塊からなる巨礫が、石垣島を中心にその周辺の島々のサンゴ礁上や更新世の段丘上に分布する。「津波石」は先島諸島以外では観察されないとする研究もあり（後藤、2017）、この付近の活構造は南西諸島のなかでも注目されてきた。

フィリピン海プレートの沈み込みに伴って形成された南西諸島海溝（琉球海溝）は、南西諸島北部から中部では北東—南西方向に延びているのに対し、南部では東北東—西西南西～東西方向に急変しており、フィリピン海プレートの収束方向である北西—南東方向と明らかに斜交する方向となる（第1図）。南部の海底地形は複雑であり、海溝側から順に外弧隆起帯、前弧海盆、島棚、沖縄トラフの地形が帯状に配列し、沖縄本島以北で外弧隆起帯や前弧海盆を欠くのは大きく異なる（泉ほか、2016）。南部の外弧隆起帯の一部には横ずれ断層の分布が報告されており、フィリピン海プレートの斜め沈み込みを解消しているものと考えられている（Lallemant et al., 1999）。

前弧海盆と島棚との間には石垣島付近で比高約1500mの急崖が分布しており、その基部には活断層の分布が指摘されている（泉ほか、2016）。また、さらにその島棚側には島嶼部との間に数段の急崖が認められ、島の地形発達に影響を与える活構造の存在が一部で報告されている（活断層研究会編、1991）。本研究では、島棚上に分布する海底活断層とそれに伴う陸上および海底の変形を報告するものであり、これまでの研究では報告されていないものである。



第1図 南西諸島の地形と対象地域

海上保安庁の J-EGG500、アメリカ合衆国 National Center for Environmental Information の ETOPO1, USGS の SRTM-3を使用。

Figure 1. Topography along the Nanseishoto (Ryukyu) trench. Shaded relief maps overlain by contour maps use a 500-m mesh DEM (J-EGG500) from the Japanese Coast Gard (JCG), a 1-degree-mesh DEM (ETOPO1) provided by the National Center for Environmental Information (U.S.A.), and on-land SRTM-3 data provided by United States Geological Survey (USGS).

4. 研究の方法

海底地形と陸上地形でそれぞれに数値標高モデルを準備し、それらを統合して海陸のシームレス地形データとした。

海底地形の情報は、(財)日本水路協会発行の M7021の等深線データと、JAMSTEC の航海・潜航データ・サンプル探索システム「Darwin」のデータベースから収集したマルチビーム測深データを用いた。等深線データは海上保安庁発行の海底地形図がもとになっており、最も細かいところで 1 m 間隔の等深線が描かれている。これを後藤（2015）と同様の方法で処理し、約 64 m (0.00058度：約2.088秒) 間隔の DEM とした。また、マルチビーム測深データは約 89m (0.0008度：約2.884秒) 間隔の DEM とした。

陸上地形については、石垣島では国土地理院の写真測量に基づく 5 m 間隔の DEM を用い、竹富島など 5 m 間隔の DEM の未整備の場所では、10m 間隔の DEM を用いた。

これらの海底地形と陸上地形の両方を Simple DEM viewer に読み込み、後藤（2015）の方法に従って浅海底の細かな地形が観察できるように調整した傾斜角による地形アナグリフとした。

地形アナグリフを用いて地形判読を行い、陸上では海成段丘面を区分した。また、海底地形については、連続的に地形面区分を行うことができないことから、相対的に認識が容易な急崖の基部を図化した。これらを GIS ソフトで重ね、標高値および水深を読みとった。

II. 結果

1. 石垣島と竹富島の海成段丘地形

1) 石垣島の海成段丘

石垣島ではこれまで 2 段の海成段丘が認められ、上位の面は島を取り巻くように広く発達しており、大浜石灰岩からなるとされてきた（木庭、1980；町田、2001）。大浜層は、その層中のブネラ粘土層に含まれるナンノ化石帯の分析などから（白尾ほか、1976）、MIS5/6以降であるとされている（木庭、1980；町田、2001）。

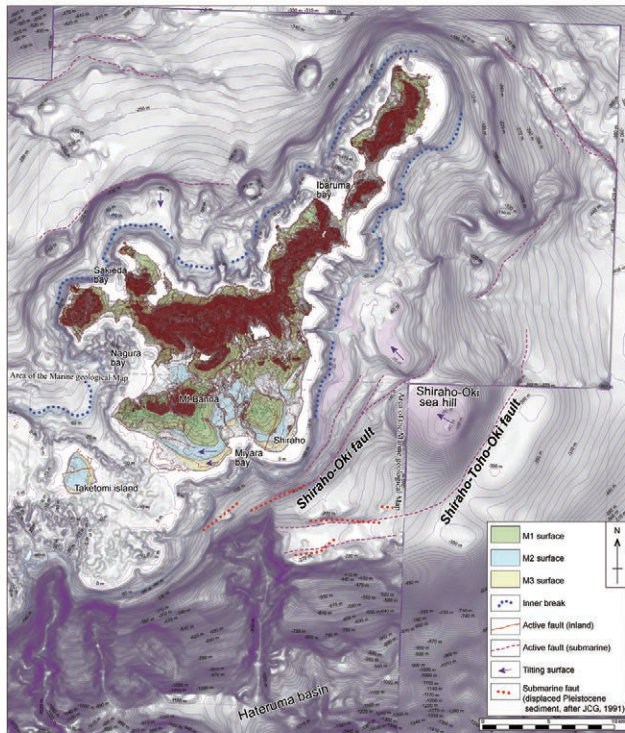
本研究で作成した地形アナグリフの判読では、町田（2001）により南部にのみ発達するとされた下位の段丘面を 2 段に細分することができ、南部では合計 3 段の海成段丘面が発達することが解った。それぞれ、M1面、M2面、M3面とする（第 2 図、第 3 図）。町田（2001）は下位の段丘面を MIS5c の段丘面に対比しており、M3面は MIS5a に形成された可能性がある。

M1面は、大浜面または中位段丘上位面（木庭、1980）あるいは、mT5e 面（町田、2001）に対比される面で、石垣島全域に分布する。伊原間湾より北東の半島や崎枝湾より西の半島は、M1面によって石垣島の主部と繋がっており、M1面形成以前は別の島であった可能性がある。

南部ではバンナ岳の周辺とともに、バンナ岳から約 5 ～ 8 km 東に直径約 3 km の円形に近い形をした M1面（以下、宮良東 M1面と呼ぶ）が分布する（第 4 図）。バンナ岳周辺の M1面と宮良東 M1面との間および、石垣島北部の M1面と宮良東 M1面との間には M2面が分布しており、宮良東 M1面が形成された当時は、石垣島から切り離された島であったと考えられる。

南部の M1面は、地表形態で大きく 2 面に分けられ、北部とはやや異なる形態を有する。すなわち、南部の M1面は上位の面では下位の面よりも傾斜が大きく、相対的に起伏のある地形が広がる。バンナ岳周辺の M1面の上位の面は山塊の尾根に続くように分布し、宮良東 M1面ではその頂部に 2 - 3 の小丘状の地形が点在する。下位の面は平滑な斜面となっており、外縁付近では凸型に近い斜面形態をなす。

M2面は南部にのみ認められ、M1面の周りに分布する。主に名蔵湾や宮良湾の奥に分布しており、M2面は、かつての名蔵湾や宮良湾の湾入を小さくし、宮良東 M1面を石垣島主部と連結さ



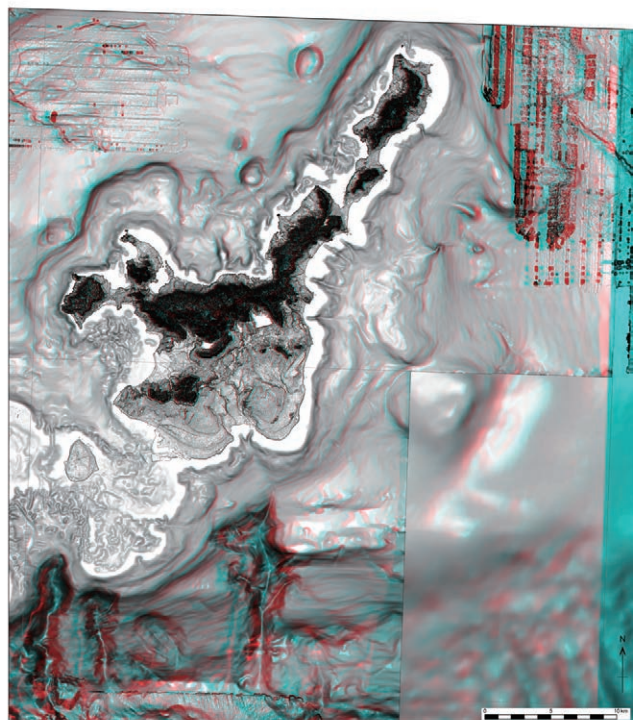
第2図

海陸を統合した石垣島とその周辺の沿岸地形分類図

地図の範囲は第1図を参照。陸上の茶色の線は10m間隔の等高線で、紫の海底の線は10m間隔の等深線を示す。

Figure 2.

Geomorphological map on and around Ishigaki Island. The area of this map is shown in Figure 1. The intervals of both the contour lines (brown lines) and the isobaths (purple lines) are 10 meters.

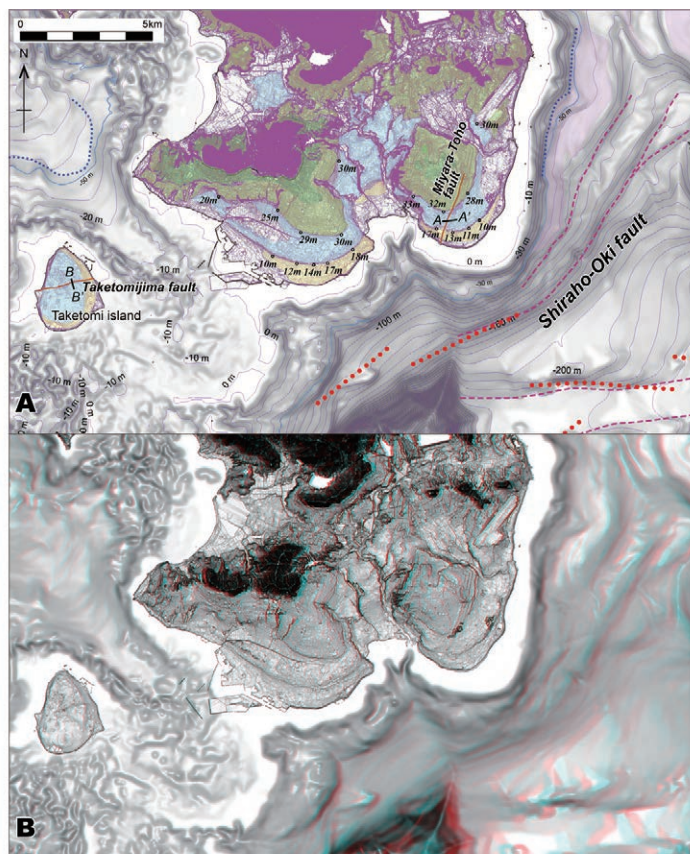


第3図

海陸を統合した石垣島とその周辺の地形アナグリフ画像の範囲は第1図を参照。

Figure 3.

Topographical anaglyph on and around Ishigaki Island. The area of this image is shown in Figure 1.



第4図

石垣島南部と竹富島の沿岸地形分類図(A)と地形アナグリフ(B) Aの紫色の線は陸上では1m間隔の等高線で、海底では10m間隔の等深線。凡例は第2図を参照。

Figure 4.

Geomorphological map (A) and topographical anaglyph (B) on and around the southern part of Ishigaki and Taketomijima Islands. A: The intervals of the contour lines (purple lines) are 1 meter on land and 10 meters on seafloor, respectively. The legend is shown in Figure 2.

せたと考えられる。M1面との境界は湾入部では明瞭な急崖を伴うが、外海に面する側ではゆるい斜面となっている。M2面は平滑で明瞭な地形面として認識でき、M1面の斜面との境界は傾斜変換線として認識できる。

M3面は石垣島の南岸にのみ分布し、宮良湾を挟んでほぼ東西に連続する。平滑で明瞭な地形面として認識でき、宮良湾の西ではM3面の南縁は海食崖をなし、石垣市の中心市街地付近で埋没するように見える。

2) 竹富島の海成段丘

竹富島は、町田(2001)により mT5c(本稿の M2面)の一面に分類され、対比されているが、本研究で作成した地形アナグリフの判読では、2面に細分できる。上位の面は島のほとんどを占める標高10mより高い平坦面で、下位の面は上位の面の西側を除いて縁取るように分布する標高5m程度の地形面である。石垣島に分布する地形面と対比すれば、形態的特徴と分布標高から考えて、上位の面はM2面で、下位の面はM3面であろう。

2. 宮良東方断層と竹富島断層の断層地形

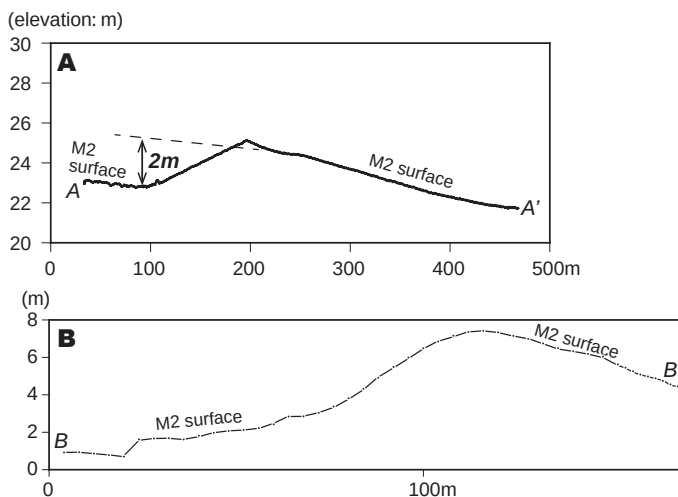
石垣島南部には宮良東方断層、竹富島には竹富島断層と呼ばれる活断層が知られている（活断層研究会編、1991）。

1) 宮良東方断層

宮良東方断層は、活断層研究会編（1991）では石垣島南東部に延びる確実度Ⅱの活断層として記載されている。本研究で作成した地形アナグリフでは M1面、M2面、M3面の海成段丘を横切る変形として確認でき、確実な活断層（確実度Ⅰ）といえる。走向は北東—南西で、長さは3 km 程度の短い活断層である。断層の隆起側にあたるトレースの南東側で幅300m程度の紡錘形の高まり地形が認められ、横ずれ変位を伴っている可能性がある。変位量および変形量は上位の地形面ほど大きく、累積的である。M2面で2 m程度の上下変位であり（第5図）、M2面が MIS5c に形成されたとすると、活動度はC級（変位速度：0.1mm/年以下）であり、長さ、活動度から考えて、小規模で副次的な活断層と考えられる。なお、現サンゴ礁の変形はよくわからない。

2) 竹富島断層

竹富島断層は、活断層研究会編（1991）では竹富島の中央を東西に延びる確実度Ⅰの活断層として記載されている。M2面、M3面ともに南側隆起の変位を受けており、M2面で6 m程度の変位量がある（第5図）。長さは陸上で3 km 程度であるが、東西両端の延長は海域となっており、延長の詳細は不明である。ただし、空中写真からは、断層の東西延長の南側にはサンゴ礁が広く発達していること、断層延長の南北で水深数mの極浅海の地形が異なるように見えることを考えると、竹富島断層の陸域の東西両端からそれぞれ約1 km 程度は海域に活断層が連続する可能性がある。M2面が MIS5c に形成されたとすると、活動度はC級である。長さ、活動度から考えて、



第5図 断層を横切る地形断面図
A：宮良東方断層、B：竹富島断層。AはGNSSにより、Bはハンドレベルと巻き尺による計測。測線の位置は第4図を参照

Figure 5.
Topographical profiles across the Miyara-Toho (A) and Taketomijima faults (B). The locations of profiles are shown in Figure 4.

小規模で副次的な活断層と考えられる。

3. 石垣島南部の海成段丘の傾動

M1面は島を取り巻くように分布しており、広域的な地殻変動を知るのに重要な指標となる。町田（2001）は、上述のとおり、この地形面を MIS5e に形成されたとし、その旧汀線高度は南部を除き、50～60mとした。また、南西部のバナナ岳付近の旧汀線高度は84mであり、この付近に隆起の中心があり、そこから周辺に低下するとした。

M2面、M3面の旧汀線高度を 5 m 間隔の DEM から発生させた等高線をもとに読みとると、M2面では南東端付近で32m、その 8 km 西の市街地付近で20mであり（第4図 A）、M3面では、南東端付近で17m、その 6 km 西の市街地付近で10mである（第4図 A）。これらの様子は地形アナグリフでも確認でき（第4図 B）、南東部から西への傾動は明瞭である。これは町田（2001）の指摘した傾動方向とは逆であるが、ノッチの後退点など完新世の離水を示す地形から地殻変動を検討した河名（1987）の傾向とよく似ている。

南東部の M1面は標高80mの丘の頂部にまで及んでおり、旧汀線高度は解らない。したがって、南東部の M1面の旧汀線高度は、町田（2001）が隆起の中心とした南西部のバナナ岳周辺の旧汀線よりも高い可能性があり、M2面、M3面の西への傾動とは矛盾しない。

傾動量は、M2面で1.5%、M3面で1.2%である。石垣島南部の M2面、M3面の西への傾動が認められた地域について、河名（1987）の完新世の傾動を示した図に基づいて完新世の傾動量を算定すると、約 6 km の間で0.6mの傾動が図示されていることから0.1%となる。M2面および M3面の傾動量は、完新世の傾動量の十数倍あることになり、後期更新世から完新世に至るまで、この地域は一定の方向に傾動する運動が累積してきたと考えられる。

4. 石垣島周辺の海底地形

1) 海底の傾斜変換点とその水深

石垣島周辺の海底地形を読みとると、130m以浅には、石西礁湖の広がる石垣島の西側を除いて、急崖地形が島を取り囲むように 2 段認められる（第2図、第3図）。堀・茅根（2000）は、北東の半島部では急崖基部は水深50m程度と80m程度に認められるとし、水深50m付近の急崖基部を内側傾斜変換点（Inner break）と呼び、約10～11ka の海面上昇が弱まった時期に形成されたとした。また、水深50～70mの平坦面もこの時期に形成されたとしている（堀・茅根、2000）。

島の南東岸に位置する白保海岸の南沖では、水深30～50m付近に、不規則な凹凸のある面が認められ、他の地域に比べて異なる様相を呈する。この面の陸側基部の水深は30m 程度であり、このすぐ北東延長の水深50m付近の急崖につながるようにも見える。

2) 南東沿岸の平坦面と急崖地形

島の南東岸に位置する白保海岸の東沖には、2段の平坦面と急崖が認められる。すなわち、陸側から水深50～70mの平坦面、比高20m程度の急崖を挟んで、90～110mの平坦面が認められ、さらにその沖に外縁の急崖が認められる。いずれの急崖も、石垣島の周りで認められる急崖の中では異常なほど、直線性が高く、連続的である。また、外縁の急崖の北東端延長では南東に傾斜する斜面を横断するように崖が連続しており、活断層による地形の可能性を指摘できる。

海上保安庁（1991）の『海底地質構造図「石垣南部」』には、外縁の急崖に沿って、更新統の琉球層群を切断する北東—南西走向の活断層が記載されており、この急崖は活断層による地形と考えられる。この断層は、活断層研究会編（1991）などでも記載されておらず、以降、白保沖断層と呼ぶ。この断層の北東延長の北西側のみに水深50～70mの平坦面が分布しており、この平坦面が北西に傾動しているようにみえる。平坦面が断層変位を受け、それに伴って生じた地形面の傾動の可能性が指摘できる。

3）南東部の東沖に分布する円形の高丘

石垣島南東端から約10km沖には、水深80～100（110）mに頂部を持つ直径約3（～5）kmの高丘地形が認められる（第2図、第3図）。丘の直径の大きさや、北東側および南西側との比高の規模は、石垣島の南東部にある宮良東M1面とよく似ている。ここでは白保沖高丘と呼ぶ。この高丘の南東側には、水深300m程度の平坦面が北東—南西方向に帯状に分布し、その間は約200mの急崖となっている。

この急崖は南西延長の水深250～300mの東～南東に傾斜する斜面を横切って連続し、その西で水深200～220mの東西方向の連続した急崖に続くように見える。急崖が東西方向となっているあたりは海上保安庁（1991）の『海底地質構造図「石垣南部」』の図郭内となっており、これによれば、急崖に沿って琉球層群を切断する活断層が分布する。不明瞭なものの、多様な地形を跨いで連続的に急崖が延びる地形的特徴からも断層地形の可能性が指摘できる。この断層は、活断層研究会編（1991）などでも記載されておらず、以降、白保東方沖断層と呼ぶ。

白保沖高丘の頂部は丘の南東に偏っており、丘の南東に分布する白保東方沖断層の変位に伴う北西への傾動の可能性が指摘できる。

Ⅲ. 考察

1. 傾動をもたらした地殻変動

石垣島の南東部で認められる海成段丘は、上述のとおり、西へ傾動しており、約8km以内の区間で1.2～1.5%の傾動量を有する。南西諸島海溝の軸からは100km以上離れており、プレート境界の地震に伴う地殻変動とは考えにくい。島棚と波照間海盆との間には比高約1500mの急崖があり、海盆の北縁には活断層が分布していることが報告されている（堀内、2011；泉ほか、2016）。この活断層は、石垣島の南方約50km付近で東西方向に延びており、石垣島南部の西へ

の傾動をこの断層の活動で説明することは困難である。

波長の短い変形であること、西への傾動であることを踏まえると、白保沖断層か、白保東方沖断層によるものと考えるのが妥当である。白保沖断層は石垣島南東端付近で最も陸域に近く、その北東延長や南西延長は次第に陸地から遠ざかる。傾動の認められる M2面は石垣島の南部のみで、M3面は石垣島の南東部のみに分布する。このような海成段丘の分布と傾動を説明するには、白保沖断層の上下変位とそれに伴う変形が最も合理的である。隆起側が逆傾斜する変形であることから、白保沖断層は逆断層である可能性が高い。

本研究で記載した海成段丘を変位、変形させている活断層はいずれも長さが短く、白保沖断層、白保東方沖断層の走向と大局的には近い分布をなす。したがって、白保沖断層、白保東方沖断層の活動に伴う副次的な断層の可能性がある。

2. 1771年明和津波の波源

石垣島では1771年明和津波によって大津波が押し寄せ、南岸～東岸の集落は壊滅的な被害を受けたことが知られている (Goto et al., 2010など)。石垣島には、広く異地性の巨礫である「津波石」が分布しており、特に南岸～東岸に偏在する (加藤・木村, 1983; 河名・中田, 1994など)。これらの津波石は1771年の明和津波の際に堆積したものが多く、それ以前のものも含まれ、津波堆積物の調査からは同様の津波が数百年間隔で来襲してきたことが推定されている (Ando et al., 2018)。

明和津波に関しては、その発生源として多様なモデルが提案されてきた。Nakata and Kawana (1995) は波照間海盆北縁付近を波源域とし、Imamura et al. (2008) は同じ範囲の断層活動と海底地すべりの同時発生を提案した。また、Nakamura (2006) は石垣島東方に延びる北西—南東方向の正断層である石垣島東方沖断層の変位を原因として提唱した後、Nakamura (2009) で南西諸島海溝に沿ったプレート境界型地震に修正した。これらの考えは、変位量の見積もりに無理があったり、具体的な証拠に欠け、未だ検討の余地がある。

一方、明和津波発生時には強い地震動を記した史料に乏しいが、近年行われた石垣島南東岸の遺跡調査からは津波堆積物直下に地割れが見つかり、地層の年代からは明和津波に対応でき、石垣島で強震動があった可能性が指摘されている (山本, 2008)。また、石垣島での地質調査 (Ando et al., 2018) でも1771年の津波堆積物の直下の古土壌に多数の亀裂が見出され、強震動が推定されている。石垣島から数～十数 km に分布する白保沖断層や白保東方沖断層が活動すれば石垣島で強震動が生じると考えられる。明和津波の際に海岸付近が隆起したことは知られておらず、また白保沖断層は水深が浅い場所に分布することを考えれば、明和津波の波源としては、白保東方沖断層の方が適当かもしれない。いずれにしても、新たに認めたこれらの活断層が震動や津波の源となった可能性を検討していく必要があるだろう。

Ⅳ．沿岸域の変動地形研究の発展に向けた数値地形の情報整備の必要性

本稿では、石垣島とその周辺海域の地形データを収集、加工して、海陸を統合して俯瞰する地形図および地形画像を作成した。それを用いて変動地形学的に判読を行い、陸上の海成段丘の分布とその傾動を明らかにした。また、海底では急崖地形と平坦面の地形を読みとるとともに、これらの分布高度に注目して断層地形などの地殻変動を読みとった。これらにより海底では白保沖断層および白保東方沖断層が新たに認められ、これらは既存の地質図に描かれた更新統を切断する断層の分布と一致するところが多いことがわかった。さらには、これらの活断層が島の南部に分布する海成段丘の変形をもたらした可能性が高いことや1771年明和津波の波源となった可能性があることを提示した。

上述の研究に用いた地形データは、陸上と海底で極めて大きな違いがある。陸上の地形データが5 m間隔の情報であるのに対し、海底の地形データはその10分の1以下の低い解像度のものである。また、陸上の地形データは空中写真を用いた測量とはいえ、直接的に数値化された情報であるのに対し、海底の地形データは点的な測深データをもとに表現されていた等深線を用いて数値化したものであり、精度においても海底地形の情報は大きく劣る。

解像度および精度の点で劣る地形情報であっても、海底地形の地図化の工夫や論理的な地形解読によって、これまでとは異なる事実の抽出や解釈が可能となった。とはいえ、より高精細な地形図や地形画像があれば、これ以上の読解や仮説の創出、検証が可能であろう。

近年のマルチビームを用いた海底地形調査の進展には目を見張るものがあり、高解像度で高精度な海底地形情報により高精細な地図や画像が作られている。情報が広く利用され、沿岸域の地形研究が進展することが期待される。本稿の対象地域でいえば、白保沖断層、白保東方沖断層の断層地形がより明確に見られ、説得力が増すものと思われる。

もし、これらの活断層が明和津波を引き起こしていなければ、活動が間近に迫っている可能性もある。このように、甚大な被害をもたらし得る活断層が、陸からすぐ近くの沿岸海域に分布していることさえ知らず、知らされずにいる地域は石垣島だけに限らない。日本のほとんどの沿岸域で利用可能な海底地形データは石垣島周辺と同じ状況下にある（後藤、2014など）。

陸上地形の高精細な地形情報が整いつつある現在、陸の地形発達と沿岸海底の地形発達を統合的に検討する時期が到来したと考えられる。海岸線は過去数千年間大きな変化をしていないが、数万年単位で考えれば、数十～百数十mの上昇と低下を繰り返してきたと考えられている。すなわち、現在の沿岸海域は過去数千年の産物に過ぎず、現在の海岸線を境に陸と海とを分けて数万年の地形発達を考えることは大きな意味がなく、統合して検討する必要があると考えられる。情報や機器など環境が整いつつある現在、沿岸海底の地形情報を整備して統一的に検討が進められるべきであると考えられる。

また、陸上地形情報の高密度化、高精度化に伴い、沿岸陸域の変動地形学的研究は新展開を迎えており、その新知見を踏まえた沿岸海底の調査研究が望まれている。海成段丘などの隆起地形を広域的に判読でき、合理的に旧汀線が求められるようになって、様々な波長の地殻変動が抽出できるようになった。これらの変形の要因が海底に分布する活構造と考えられる場合、前世紀であればほとんど議論の対象から外れることとなっていたが、近年の海底地形の情報化に伴い、具体的に観察し、検討することが可能となっている。高精細な海底地形図に基づいて変動地形学的な検討を行えば、日本列島の地殻変動像は大きく変わってくる可能性があり、学術的進展が期待できる。

沿岸陸域には多くの都市が立地し、また、人口が集積していることを踏まえれば、安全に生活が継続できるよう沿岸陸域と海域を統合した地形学的研究の進展が求められる。マルチビームを用いた海底の測深調査が始められて日が浅く、情報整備の途上にある今日においては、対象地域に優先順位を付けて、戦略的に研究が進められることが求められる。また、マルチビームを用いた海底の測深調査は限られた機関でしか実施されていないことを踏まえると、取得された情報が広く利用できる体制の整備も必要であろう。このような記述が過去のものとなる日が近いことを願いながら終わりとしたい。

謝辞

本研究は科学研究費補助金（課題番号：16K01221）を使用しました。現地調査では内間全美氏にご助力いただきました。記して、感謝申し上げます。

文献

- 泉 紀明・西澤あずさ・堀内大嗣・木戸ゆかり・後藤秀昭・中田 高（2016）：南西諸島海溝周辺の3D海底地形. 海洋情報部研究報告、53、133-149.
- 海上保安庁（1991）：1:50,000海底地質構造図「石垣南部」
- 活断層研究会編（1991）：『新編日本の活断層—分布図と資料』東京大学出版会、440p.
- 加藤祐三・木村政昭（1983）：沖縄県石垣島のいわゆる「津波石」の年代と起源. 地質学雑誌、89、471-474.
- 河名俊男（1987）：沖縄県石西礁湖周辺域の完新世地殻変動. 月刊地球、9、129-134.
- 河名俊男・中田 高（1994）：サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期. 地学雑誌、103、352-376.
- 後藤和久（2017）：琉球海溝沿いの古津波堆積物研究. 地質学雑誌、123、843-855.
- 後藤秀昭（2014）：日本列島と周辺海域を統合した詳細地形アナグリフ：解説と地図. 広島大学大学院文学研究科論集 特輯号、74、103p、別冊69p.

- 後藤秀昭（2015）：海陸を統合した広域ステレオ地形画像を用いた変動地形学的研究：関東平野南部と南西諸島中部周辺を事例に．広島大学大学院文学研究科論集 特輯号、75、87p.
- 後藤秀昭・杉戸信彦（2012）：数値標高モデルのステレオ画像を用いた活断層地形判読．E-journal GEO、7、197-213.
- 木庭元晴（1980）：琉球層群と海岸段丘．第四紀研究、18、189-208.
- 白尾元理・土井宣夫・中川久夫（1976）：琉球列島石垣島の地質について．琉球列島の地質学研究、1、21-35.
- 日本第四紀学会編（1987）：『日本第四紀地図』東京大学出版会、119p.
- 堀 和明・茅根 創（2000）：琉球列島中・南部の島棚地形の特徴とその形成過程について．地理学評論、73、161-181.
- 堀内大嗣（2011）：南西諸島弧南部前弧の地質構造．<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKO/KUSAI/KENKYU/happyo/2011/h23p07.pdf>
- 牧野 清（1968）：『八重山の明和大津波』447p.
- 町田 洋（2001）：1/20万図幅（石垣島）、小池一之・町田 洋編『日本の海成段丘アトラス』東京大学出版会、122p.
- 山本正昭（2008）：八重山諸島・石垣島で見られた地震と津波の痕跡—遺跡から自然災害の痕跡を考える—、月刊考古学ジャーナル、577、9-14.
- Ando, M., Kitamura A, Tu, Y., Ohashi, Y., Imai, T., Nakamura, M., Ikuta, R., Miyairi, Y., Yokoyama, Y., Shishikura, M. (2018): Source of high tsunamis along the southernmost Ryukyu trench inferred from tsunami stratigraphy, *Tectonophysics*, 722, 265-276, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.007>
- Goto, H. (2016): Extensive Area Map of Topographic Anaglyphs Covering Inland and Seafloor from Detailed Digital Elevation Model for Identifying Broad Tectonic Deformation, Kamae, K ed., *Earthquakes, Tsunamis and Nuclear Risks: Prediction and Assessment Beyond the Fukushima Accident*, Springer, 65-74, https://doi.org/10.1007/978-4-431-55822-4_5
- Goto, K., Kawana, T., Imamura, F. (2010): Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan, *Earth-Science Reviews*, 102, 77-99, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.005>
- Imamura, F., Goto, K., Ohkubo, S. (2008): A numerical model for the transport of a boulder by tsunami, *J. Geophys. Res.*, 113, C01008, doi:10.1029/2007JC004170
- Kan, H., Katagiri, C., Nakanishi, Y., Yoshizaki, S., Nagao, M., Ono, R. (2018) Assessment and significance of a World War II battle site: recording the USS Emmons using a high-resolution DEM combining multibeam bathymetry and SfM photogrammetry, *The*

- International Journal of Nautical Archaeology*, 47.2 : 267–280, <https://doi.org/10.1111/1095-9270.12301>
- Kan, H., Urata, K., Nagao, M., Hori, N., Fujita, K., Yokoyama, Y., Nakashima, Y., Ohashi, T., Goto, K., Suzuki, A. (2015): Submerged karst landforms observed by multibeam bathymetric survey in Nagura Bay, Ishigaki Island, southwestern Japan. *Geomorphology*, 229, 112–124, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.032>
- Lallemant, S., Liu, C., Dominguez, S., Schurle, P., Malavielle, J., ACT Scientific Crew (1999): Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: A case of strain partition caused by oblique convergence, *Tectonics*, 18, 231–246, <https://doi.org/10.1029/1998TC900011>
- Lin, Z., Kaneda, H., Mukoyama, S., Asada, N., Chiba, T. (2013): Detection of subtle tectonic-geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey, *Geomorphology*, 182, 104–115, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.001>
- Nakamura, M. (2006): Source fault model of the 1771 Yaeyama tsunami, southern Ryukyu Islands, Japan, inferred from numerical simulation, *Pure Appl. Geophys.*, 163, 41– 54, <https://doi.org/10.1007/s00024-005-0007-9>
- Nakamura, M. (2009): Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, 36, <https://doi.org/10.1029/2009GL039730>
- Nakata, T., Goto, H., Watanabe, M., Yasuhiro Suzuki, Y., Nishizawa, A., Izumi, N., Horiuchi, D., Kido, Y. (2012): Active faults along the Japan trench and source faults of large earthquakes, *Proceedings of the International, Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, 254–262, <http://www.jaee.gr.jp/event/seminar2012/eqsympo/pdf/papers/34.pdf>
- Nakata T., Kawana T. (1995): Historical and Prehistorical Large Tsunamis in the Southern Ryukyus, Japan, In: Tsuchiya Y., Shuto N. (eds) *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Springer, 211–221, https://doi.org/10.1007/978-94-015-8565-1_15

Deformation of Marine Terraces and the Seafloor on and around Ishigaki Island Based on the Analysis of a Digital Elevation Model

Hideaki GOTO

Key words: topographic anaglyph, tectonic geomorphology, marine terrace, Ishigaki Island, digital elevation model (DEM)

Topographic anaglyph images are viewed using red-cyan glasses, which enables us to identify topographic relief features easily. In general, anaglyphs produced from the digital elevation model (DEM) are an effective means of identifying the tectonic geomorphology of both inland and seafloor. Few studies of tectonic geomorphology along coastal areas have been conducted because detailed topographical maps that combine data from inland and seafloor measurements have been lacking.

This study aims to re-examine the tectonic geomorphology of the late Quaternary and present information related to the crustal deformation of the marine terraces and the seafloor on and around Ishigaki Island. This island is located in the southern part of the Nanseishoto Islands in Southwest Japan. Boulders transported by the giant tsunami in 1771 have remained on the coral reefs and marine terraces of this island. However, the source fault of the tsunami is unidentified.

In this study, we interpret the topographic anaglyph images produced from 5-m- and 10-m-mesh inland DEMs of Japan provided by the Geospatial Information Authority of Japan. In addition, we examine a 2-s-mesh DEM of the seafloor obtained from cloud point data of multi-beam echo-sounding devices provided by the Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology as well as a 2.8-s-mesh DEM re-processed from digital bathymetric charts using 1-m- to 2-m-interval counters from the Japan Hydrographic Association.

The marine terraces in the southern part of Ishigaki Island were divided into three levels using the topographic anaglyph images. The heights of the old shorelines of these marine terraces in the east are higher than those in the west, suggesting that crustal movement tilted westward during the late Pleistocene.

On the seafloor, 17-km-long northeast-trending steep and straight slopes are identified off the southeast coast of the island. The active reverse fault probably causes these scarps because small slopes were observed on the southeast dipping young slope distributed to the

northeast extension of the steep slopes. Moreover, the active fault that cut the Ryukyu groups of the Pleistocene sediment just beneath the steep slope was depicted in some areas of the published geological map. This fault is named the Shiraho-Oki fault in this study and may be the source of the tilting to the west on the island.

The resolution and accuracy of the DEM for the territory of Japan vary considerably between the inland and the seafloor. Detailed digital elevation data of the seafloor acquired by multi-beam echo-sounding devices should be obtained and stored to understand the tectonic geomorphology along the coastal areas.