

3. 10 宮古島断層帯の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 宮古島断層帯の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	助教	白濱 吉起 ^{#1}
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究員	レゲット 佳

^{#1} 2023 年 10 月異動

(c) 業務の目的

宮古島断層帯は、南西諸島西部の宮古列島に分布しており、分布形状と活動性の違いにより、断層帯中部と断層帯西部に区分される。断層帯中部はマグニチュード 7.2 程度の地震が発生する可能性があり、その際に東側が西側に対して相対的に 2 m 程度低くなる段差が生じる可能性がある。一方、断層帯西部はマグニチュード 6.9 程度の地震が発生する可能性があり、その際に東側が西側に対して相対的に 1 m 程度低くなる段差が生じる可能性がある。しかしながら、本断層帯の両区間とも、平均活動間隔や平均変位速度が明らかではなく、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010；以下、地震調査研究推進本部と呼ぶ。）では、将来このような地震が発生する長期確率を求めることができないとされている。本事業では、島内及び沿岸の浅海部に延びる活断層を対象に、主に平均変位速度を解明することを目的とした活断層調査を実施する。新しい調査手法として沿岸部の変位地形の把握のため、浅海底レーザ測量結果を活用するとともに、編年手法として宇宙線生成核種年代測定を実施する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 令和 4 年度：

断層帯中部ないし西部における地形地質調査、陸域の断層帯の一部における航空 LiDAR 測量結果、浅海部の断層沿いの一部における浅海底レーザ測量結果により、断層変位地形を把握した。踏査結果及び得られた地形データから活動性を解明するため、1 箇所以上の調査候補地点を入念に選定した。

2) 令和 5 年度：

断層変位地形の把握と試料採取候補地点の選定のため、地形地質調査を実施した。また、平均変位速度を含む断層活動性調査に適した1箇所以上を選定し、ボーリング調査、ピット掘削調査、及びトレンチ調査を実施した。隆起海岸地形を対象とした地形・地質調査を実施した。宇宙線生成核種年代測定及び放射性炭素年代測定のための試料を採取し、採取した試料の一部について分析を行った。

3) 令和6年度：

断層変位地形の把握のため、地形地質調査を実施した。過年度に採取した試料の調製・測定を実施し、地形面等の年代について検討した。得られた年代測定結果を基に平均変位速度等の活動性について検討するとともに、新手法の可用性について検証した。

(2) 令和6年度の成果

(3) に記載。

(3) 令和4～6年度の成果

(a) 業務の要約

宮古島断層帯は、断層長が中部で約28 km、西部で約17 kmあり、マグニチュード7.2程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。しかし、本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされている。本断層を対象として令和4年度から令和6年度にかけて、沿岸海域の航空レーザー測深によって得られた詳細地形データに加え、石灰岩から抽出した放射性塩素同位体 (^{36}Cl) を使用した表面照射年代測定を適用し、平均変位速度を含む活動性の推定を試みた。令和4年度は、陸域では空中写真及び国土地理院の整備する5mメッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空LiDAR測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ(1mメッシュ)を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より借用し、宮古島及び周辺海域を対象として変動地形及び断層変位地形の判読を行った。令和5年度は、宮古島断層帯の活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形・地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施し、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも1回生じたことが明らかとなった。令和6年度は、トレンチや海岸から採取した試料について放射性炭素年代測定を行い、トレンチ調査結果について検討した。また、宮古島に分布する海成段丘や島内で採取した試料について、試料調製・計測を実施し、表面照射年代測定を行った。その結果、宮古島断層帯西部、特に腰原断層系の活動時期として、1千5百年前以後、1千2百年前以前に一回、約1万年前以後、約6千年前以前に一回の活動が推定された。また、およそ0.1 m/千年の平均上下変位速度が推定された。

(b) 令和4年度の業務の成果

1) 調査の概要

本年度は宮古島断層帯中部ならびに宮古島断層帯西部を含む陸域の活断層を対象として、1960～1970年代に撮影された空中写真及び国土地理院の整備する5mメッシュの地形データによる変動地形の判読を行った。また、地形地質調査、陸域の断層帯の一部における航空LiDAR測量結果、浅海部の断層沿いの一部における浅海底レーザー測量結果により、陸域と周辺海域における変動地形や活断層の分布を明らかにした。踏査結果及び得られた地形データから活動性を解明するため、調査候補地点を2地点選定した。

2) はじめに

a) 宮古島断層帯の概要

宮古島断層帯は宮古列島（宮古島、池間（いけま）島、来間（くりま）島、伊良部島）に分布する北西－南東走向を示す複数列の並走した正断層から構成される（図1）。地震調査研究推進本部（2010）では、長沼断層系、与那原（よなばる）断層系、野原（のばる）断層系からなる宮古島断層帯中部、腰原（こしばる）断層系、嘉手（かで）断層系、牧山断層、来間断層からなる宮古島断層帯西部に区分した。地震調査研究推進本部では、主に平成20年度に地域地盤研究所・産業技術総合研究所によって行われた調査研究成果（以下、平成20年度追加・補完調査と呼ぶ。）に基づいて評価を行った。その結果、宮古島断層帯中部は長さ28km以上で、東側が相対的に沈降する正断層であり、40～90万年前以降に形成された友利（ともり）石灰岩を変位させていることから、それ以降に活動したことは確実であるものの、最新活動時期や平均変位速度などの活動性は不明であるとした。また、宮古島断層帯西部は12万年前以降に活動した可能性があるが、最近の活動を示す地形・地質的な痕跡は見つかっておらず、宮古島断層帯中部同様活動性は不明であるとした。

宮古島に分布する断層の存在は、1960年代から報告されており（例えば、Doan et al., 1960など）、活断層研究会編（1980；1991）によって、構成断層が新城（あらぐすく）断層系、福里断層系、長沼断層系、与那原断層系、野原断層系、腰原断層系、嘉手断層系、来間断層、佐和田断層、牧山断層の10断層に整理された（図2）。今泉・他（2018）では北西－南東走向の長さ約25kmの正断層群からなるが、後期更新世の活動を示す確実な痕跡は認められないとしている。活動履歴の解明を目的とした体系的な活断層調査は平成20年度に実施された活断層の追加・補完調査で行われたものが唯一であるが、年代測定が可能な堆積物に乏しいため、通常のトレンチ調査やボーリング調査が難しいとされ、活動性を示す地形・地質学的証拠が得られていない。平成20年度追加・補完調査の成果報告書では宮古島断層帯の活動性を明らかにするための課題の一つとして、地形面の年代を定めることが困難であることを挙げている。

b) 宮古島の地形と地質

宮古島の位置する南西諸島は沖縄トラフと海溝に挟まれた列島を形成している（図3）。沖縄トラフには海溝の伸びる方向と平行な正断層群が発達する（図4）。一方、南西諸島の分布する浅海域には海溝の伸びる方向と直交する正断層が発達する。宮古島に認められる正断層群は後者の正断層の一部を構成している。宮古島周辺海域では宮古列島を取り囲むように水深の浅い（～水深100 m）海域が広がる。特に東～北東側の海域にはフデ岩や八重干瀬（やびじ）といった裾礁サンゴ礁が広く発達する（図5）。また、来間島西部にも水深の浅い海域が広がっており、サンゴ礁が発達する。宮古列島の北側は沖縄トラフ、南側は海溝に向かって急激に水深が深くなっており、沖縄トラフ側には正断層が認められる。

宮古列島は、宮古島本島、本島北部に位置する池間島、本島北西に位置する伊良部島、本島西部に位置する来間島からなる（図5）。宮古島本島は大まかには、東西方向、北西－南東方向、北北東－南南西方向の三辺で囲まれた三角形を呈しており、その標高は南東端ほど高い傾向を示す。東西方向の海岸線と北西－南東方向の海岸線のうち、南東側の大部分は急崖を形成する。島内には北西－南東方向の断層に沿ってリッジやウォールが並走する。地形面は概して平坦であるが、石灰岩地帯特有の溶食地形であるドリーネやウバーレといった凹地やドライバレーが認められる。北西側は伊良部島との間の浅い海域に面しており、大浦湾や与那覇湾といった湾状の海岸線が顕著である。池間島は宮古島本島の北端の西平安名（へんな）岬、世渡崎の延長に位置し、池間大橋で本島とつながっている。伊良部島は伊良部島と下地島の2つの楕円形をした島が並んでおり、伊良部大橋によって本島とつながる。伊良部島の北東岸は一部海成段丘面の分布が認められるが、概して急崖を形成する。伊良部島の平坦面は概ね西へ傾斜し、下地島の平坦面は概ね東へ傾斜する。来間島は宮古島本島の南西端から伸びる来間大橋によってつながっており、伊良部島同様北東側の急崖と西へ傾斜する平坦面が特徴的である。

宮古島の地質は、大まかには砂岩・泥岩からなる島尻層群、石灰岩からなる琉球層群、地表表層を覆う風成堆積物から構成される。島尻層群、琉球層群の細分はDoan et al. (1960) によってなされ、その後、大村（1973）、矢崎（1976；1977）、矢崎・大山（1979；1980）によって、琉球層群は下位から保良（ぼら）石灰岩、友利（ともり）石灰岩、平良（ひらら）石灰岩、下地島（しもじしま）石灰岩に細分された。これらは基本的に不整合関係にあるとされているが、沖縄第四紀調査団（1976）、亀山・首藤（1980）、中森（1982）のように、一連の整合関係にあるとする研究もある。以降では、地層の分類・呼称は矢崎・大山（1980）に従う。いずれの研究結果においても共通している地質構造の特徴としては、宮古島が西へ傾斜した傾動地塊を形成していること、西側ほど地形面を形成する石灰岩層が新しく、覆瓦状に琉球層群が重なっていることが挙げられる（図6）。また、更新統に相当する琉球層群が鉛直に近い正断層によって変位していることが報告されており（地域地盤研究所・産業技術総合研究所，2009ほか）、琉球層群の形成以降に活動したことは確実とされる（図6）。本田・他（1994）は、琉球層群のナンノ化石層序に基づき最下部のユニットから0.89 Ma、最上部のユニットから0.39 Ma以前という年代を推定した。そのうちの中部ユニットは友利石灰岩に対比されることから、酸素同位体ステージとの対比により友

利石灰岩は 40～90 万年前に堆積したと推定した（地震調査研究推進本部，2010）。宮古島に分布する石灰岩に対する磁気層序研究によると、宮古島に分布する石灰岩中に松山ーブルン地磁気極性境界（M-B 境界：781 ka；Gradstein et al., 2012）が存在することが報告されており、上記の堆積年代と矛盾しない。

3) 調査手法

a) 地形判読

陸域の地形判読は、国土地理院によって 1967 年及び 1974 年に撮影された空中写真を用い、立体視により行った。また、国土地理院の整備する基盤地図情報数値標高モデル（5m メッシュ）を使用し、各種地形表現図（陰影起伏図、傾斜量図、段彩図）を活用し判読を行った。判読結果は ArcGIS 上で整理した（図 7）。海域の地形データに関しては、海上保安庁より 1m メッシュの詳細地形データを提供いただいた。また、アジア航測株式会社の所有するアーカイブデータから宮古島沿岸の 1m メッシュの詳細地形データを購入した。結果、新たに計測するよりも広範囲の地形データを取得でき、宮古島沿岸海域を網羅する判読が実施できた。ただし、地形データは判読に用いるのみで、宮古島沿岸海域の海底地形の把握が可能な形式で公開しないことを条件に両機関から地形データを提供いただいているため、本報告書においては、判読結果のみを示す。

判読においては、各種地形表現図（陰影起伏図、傾斜量図、段彩図）を作成した上で判読を行った（図 8）。本図はアジア航測株式会社の提供範囲に関しては、同社が特許を有する微地形表現図（特許第 4272146 号、特許第 3670274 号）を活用した（図 8）。なお、本図は判読に用いた地形表現図の例として示すことを目的としており、位置情報を付記しないことを条件に提示した。海域の判読においては、主にサンゴ礁の形成する地形を元に行った（図 9）。以降のサンゴ礁に関連する地形名（礁池、礁嶺、礁斜面など）の示す地形については図 9 に示した。判読では、サンゴ礁地形に認められるリニアメントを抽出し、断裂や変位が顕著に認められるものを断層と判断し、変位が小さいまたは断裂や変位が不明瞭なものは推定断層とした。断層が疑われるが変位が確認できないものはそのままリニアメントとして示した。

b) 地形地質調査による試料採取地点の選定

平成 20 年度追加・補完調査報告書は、宮古島においては地形面の年代を定めることが課題の一つであることを挙げている。本調査では、その課題への対応として宇宙線生成核種による年代測定により地形面の年代を決定することを試みる。宮古島の表層地質は石灰岩で構成されているため、石灰岩から抽出できる放射性核種である ^{36}Cl が活用できる（Gosse and Phillips, 2001）。そのための試料採取地点の選定を目的に、地形地質調査を実施した。

4) 調査の結果

a) 地形判読結果

判読結果の詳細は図 10～図 23 に示し、その凡例は図 24 に示した。

i) 宮古島北東海域

宮古島本島の北東岸～八重干瀬～フデ岩付近の海域を宮古島北東海域とする。八重干瀬北側のウツグス・ヌ・ッスウヒダの更に北側には礁嶺にまで至らない高まりとそれを取り巻く縁脚－縁溝系が約 4 km 四方広がっている（図 25）。縁脚－縁溝系はサンゴが形成する細長い尾根が礁嶺から放射状に広がる地形であり（図 9）、それらが判読において良好な基準となる。そのため、正断層による断裂を明瞭に確認でき、断層が密に判読された（図 7 及び図 10）。顕著な断層は北北東－南南西走向の西落の正断層で、およそ 2 km 間隔で並走する。それらと約 50 度で斜交する北西－南東走向の正断層群が認められ、概ね北落ちを示す。さらに北北東－南南西走向の小断層と北西－南東走向の小断層がそれらの大きい変位を示す断層の間に多数認められた。八重干瀬からフデ岩にかけての宮古島北東海域の北東縁付近においては、八重干瀬北側同様礁嶺とそれを取り巻く縁脚－縁溝系が発達しており、断層が密に判読された（図 11 及び図 13）。顕著な断層は北西－南東走向の断層で、それらと斜交する小断層も多数認められた。八重干瀬から池間島までの領域では、パッチリーフが多数分布する（図 12、図 13 及び図 25）。その形状や配置には北西－南東走向のリニアメントが不明瞭ながら認められるが、礁嶺そのものに変位が認められるケースは少ない。礁嶺をとりまく縁脚－縁溝系も発達しておらず、海底が砂地であることから、断層が判読できていない。

本海域では、北側に北北東－南南西走向の正断層、北東側に北西－南東走向の正断層が顕著に認められた。これらのうち北北東－南南西走向の正断層は沖縄トラフ側の崖地形と走向が等しいため、沖縄トラフ側に発達する正断層と同じ成因である可能性がある。一方、北西－南東走向の正断層は宮古鞍部や宮古島断層帯と走向が等しく、それらと同じ成因・性状を有する可能性がある。礁嶺や縁脚－縁溝系に認められる断裂・断層はサンゴ礁の成長によって不明瞭になることが予想されるが、宮古島北東海域において明瞭に認められることは、サンゴの成長速度やサンゴ礁の成長パターンを考慮すると、過去数千年内に活動した可能性がある（図 26）。

ii) 宮古島断層帯東部

宮古島断層帯東部は福里断層系及び新城断層系からなる（図 2、図 6、図 20 及び図 21）。宮古島島内でも標高の高い東端に位置する。東下がりと西下がりの正断層が地溝を形成する。島の東岸は西への傾動を示すことから、海域に伸びる正断層の存在が疑われるが、海底の地形データからは明瞭な断層は認められなかった（図 16、図 17、図 20 及び図 21）。福里断層北部付近では、断層に並行する撓曲崖を判読したが、段丘崖の可能性がある。周囲の平坦面は溶食が進んでいる。福里断層南部断層崖に沿ってリッジが認められるが、溶食によって顕在化した可能性がある。これらの断層については、最近の活動を示す根拠がないことから、評価対象断層となってい

ない（地震調査研究推進本部，2010）。本調査においても、崖地形は明瞭に確認できたものの、新しい地形面を変位させている箇所は認められなかった。

iii) 宮古島断層帯中部

宮古島断層帯中部は長沼断層系、与那原断層系、野原断層系からなる（図 2、図 6、図 12、図 15、図 16 及び図 20）。長沼断層系は池間島から仲原にかけて伸びる北西－南東走向の東落ちの正断層で、断層に沿ってリッジが認められ、断層の西側は顕著に西に傾動する。

長沼断層系北部は西平安名岬付近で二条に分かれ、池間島に連続するよう見える。西平安名岬付近の断層を挟んだ地形面にはほとんど落差がなく、リッジによって断層の存在が示唆される。城辺付近ではリッジが顕著に発達し、杉型雁行配列を示す。東仲宗根添付近に撓曲崖を判読したが、段丘崖の可能性もある。

与那原断層系は西原から仲原にかけて伸びる北西－南東走向の東落ちの正断層で、断層に沿ってリッジが認められ、断層の西側は顕著に西に傾動する。全体的に杉型雁行を示す。南側ほどリッジは顕著に発達するが、断層を挟んだ地形面にはほとんど落差がない箇所が認められる。

野原断層は池間島から仲原にかけて伸びる北西－南東走向の東落ちの正断層で、断層に沿ってリッジが認められ、他の断層系同様断層の西側は顕著に西に傾動する。全体的に杉型雁行を示す。野原岳の南に位置する千代田付近において、リッジを伴わない約 10 m の断層崖が認められる。

上記以外の断層として西原付近で長沼断層系から西北西－東南東走向に分岐する断層が認められる。この断層は大浦湾を横切り、大浦崎の末端付近でやや東方向に走向を変えたあと、伊良部島の佐良浜港付近に伸びる。北落ちの正断層と考えられ、以降では大浦断層と呼称する。また、福山付近から平良にかけて長沼断層系、与那原断層系、野原断層系を北東－南西方向に横切る南東落ちの正断層が認められた。主要な正断層系と比較すると変位量は小さいものの、明瞭な断層が確認された。以降では平良断層と呼称する。

長沼断層系、与那原断層系、野原断層系についてのトレースや断層沿いの観察結果は、先行研究とほぼ同じであり、非常に明瞭なトレースであると言える。長沼断層系、与那原断層系については、リッジは明瞭なものの、断層を挟んだ地形面に変位が認められない箇所が存在しており、離水後に大きな変位が生じていない可能性がある。平成 20 年度追加・補完調査による海域の音波探査では、これらの断層の延長に大きな変位を示す断層が見つかっていない（図 27；地域地盤研究所・産業技術総合研究所，2009）。一方、野原断層系は千代田付近において平滑な地形面を変位させている。本地形面の年代は不明であるが、矢崎（1977）の示す野原面相当とすると、後期更新世以降に活動した可能性がある。ただし、平成 20 年度追加・補完調査では、更に古い地形面である可能性を指摘している。また、同事業による海域の音波探査において、野原断層系の延長に大きな変位を示す断層は見つかっていない（図 27）。

本研究では、大浦断層及び平良断層の存在を指摘した。大浦断層に関しては、海底のパッチリ一列や海底地形の落差から推定されるが、サンゴの生育過程や海流の影響によって列状に配列している可能性は否定できない。平良断層については、後述する佐和田断層と走向が類似するが、佐和田断層と異なり、南東落ちを示す。地形面の形成年代には慎重な検討が必要であるが、より平滑な地形面をより新しい地形面と解釈すると、新しいほど変位量が小さい様子が認められた。変位の累積性が認められることから、活断層である可能性がある。

iv) 宮古島断層帯西部～宮古島南西海域

宮古島断層帯西部は伊良部島の牧山断層（図 14 及び図 15）、宮古島本島の腰原断層系（図 15 及び図 19）、嘉手断層系（図 19 及び図 20）、来間島の来間断層（図 19）からなる（図 2 及び図 6）。

伊良部島の牧山断層は地震本部による評価では、長さ約 1.2 km とされるが、本研究では、白鳥崎まで伸びると判読した。その根拠としては、白鳥崎において伊良部島を取り巻く環礁が途切れること、浅海底の地形データから、宮古島北東海域同様、縁脚一縁溝系に断裂が認められることが挙げられる（図 14）。本断層の活動により、伊良部島が全体的に西へ傾動している可能性がある。また、佐良浜漁港までのトレースは大浦断層の延長で同じ北落ちの断層であることから、一連の断層である可能性がある。

伊良部島の北部では北東－南西走向の北落ちの断層が認められた。この断層は断層長が短いということを理由に評価対象となっていないものの、明瞭な断層崖を有する顕著な断層である。本調査では、浅海底の詳細地形データの判読により、佐和田断層の西側延長に位置する佐和田の浜の湾内に僅かな落差が認められた。さらにその延長には、空港をまたいで下地島北側の直線的な海岸地形があり、環礁部分においてわずかに水深の低下が認められた。こうした特徴から、佐和田断層は少なくとも下地島の西岸まで延びる可能性があり、その場合、断層長は約 5.5 km と見積もられる。

腰原断層系及び嘉手断層系はそれぞれ宮古島の北岸と南岸付近に分布する短い断層である。それらをつなぐような顕著な断層の連続は認められないものの、宮古空港の位置する平坦面には複数列の背斜状の高まりが認められた。初生的な地形であることは否定できないものの、本研究では変動地形と解釈し、地表を断裂させない程度の変位が生じていると推定した。腰原断層系及び嘉手断層系の分布域は地形面が比較的新しく、変位が西側の断層系ほど累積していないと考えられる。

平成 20 年度に海域の音波探査によって推定された伊良部島と宮古島本島の間に推定された断層は海底の詳細地形データによっても不明瞭ながら確認できた（図 15 及び図 27）。本断層は牧山断層と久松付近の断層をつなげるように伸びる。この断層の延長は入江湾付近の断層からその延長の音波探査によって推定された変位量の大きい断層にあたっており、もし白鳥崎から入江湾付近の断層まで一連の断層だとするとその長さは約 23 km となる。これらの断層や入江湾付近の

断層によって変位した周囲の地形面は宮古島でも新しい地形面であることや音波探査によって推定された変位量の大きい断層が入江湾付近の断層の延長線上に位置することから、活動的な断層であると推定される。

伊良部島と宮古島本島から南西側の海域を宮古島南西海域とよぶ（図 14、図 15、図 18、図 19、図 22、及び図 23）。本海域では、平成 20 年度に海域の音波探査によって来間断層に延長すると考えられる断層が認められた（図 27）。海底の詳細地形データの判読を行った結果、変位方向の同じ断層がほぼ同じ位置に認められた（図 6 及び図 19）。しかし、来間断層までつながることは確認できなかった。また、宮古島南西海域では、パッチリーフ列に沿って断層が存在することが指摘されているが、それらの列は地形的には西落ちであり、音波探査によって示唆された断層位置と合わない。また、音波探査によって推定された断層は東落ちであり地形とも矛盾する。仮に東落ちの正断層の活動に伴い、隆起側が浅くなりサンゴ礁が西へと拡大することで、西落ちの地形が形成されるというようなプロセスが生じていれば、パッチリーフ列と断層の不一致は説明できる。

来間島からさらに西側の海域では、サンゴ礁が北西－南東方向に分布する（図 22）。そのため、同方向のリニアメントが認められるが、周辺海域の卓越流向が同様の方向であるため（海上保安庁、1986）、単純に断層運動の結果と考えることは難しい。ただ、現世のサンゴ礁においても北西－南東方向のサンゴ礁の配列が生じていることは、現在陸上において認められるリッジ列が離水前にすでに生じていたことを示唆する。

v) 南西諸島に分布する活断層との関係

宮古島の陸上部分においては、北西－南東方向の断層の配列が顕著に認められた。一方、宮古島北東海域においては、北西－南東方向の断層に加え、北東－南西方向の断層が認められた。陸域においても、佐和田断層や平良断層のような北西－南東方向の断層と斜交する断層が認められた。宮古島北東海域や宮古島の北西－南東方向の断層は、海溝に沿った方向の伸長によって生じたものであり、北東－南西方向の断層は沖縄トラフの拡大に伴う正断層と考えられる。宮古島の陸域においては、海溝に沿った方向の伸長応力が強く働いているが、沖縄トラフの拡大に伴う変形も生じていると推定される。八重干瀬北側の断層分布は沖縄トラフに近いほど、後者の影響が強く働くことを示唆する。

Maeda et al. (2019) は北西－南東方向の断層の間隔から、断層の形成に寄与する地殻の厚さを推定し、表層 3 km のみに関与していると推定した。この厚さは地震発生層に到達しておらず、起震断層に直接的につながっていないことが示唆される (Maeda et al., 2019)。しかし、変動地形として現れている以上、変位を生じさせる活動があることは確実であり、その変位がどのような頻度や速度で生じるかを知ることは重要である。

b) 試料採取候補地点の選定

先行研究や本調査による判読結果を踏まえ、対象地域として嘉手断層系の周辺を候補とした。本断層帯周辺は地形面が比較的新しく、年代測定できる可能性がある。また、音波探査によって変位が認められた断層の近傍であり、比較的活動的な断層であると考えられる（図 27；地域地盤研究所・産業技術総合研究所，2009）。

宮古島上野地区宮国には直線的で明瞭な断層が認められる（図 20）。本地点の年代測定ができれば、断層の変位速度を推定することができる。周辺の踏査を行った結果、地形面を構成する石灰岩が露出する露頭を 2 地点において確認した（図 28）。令和 5 年度以降に、これらの地点を含め、表面照射年代測定のための試料採取を検討した。

5) 結論ならびに今後の課題

本年度は、宮古島及び周辺海域を対象として変動地形及び断層変位地形の判読を行った。陸域では、1960～1970 年代に撮影された空中写真及び国土地理院の整備する 5m メッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空 LiDAR 測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ（1m メッシュ）を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より入手し、それらを使用した。地形判読の結果、陸域と周辺海域における変動地形や活断層の詳細な分布を明らかにし、従来指摘されていなかった断層の存在を示した。また、判読結果をもとに地表踏査を行い、表面照射年代測定を実施するための調査候補地点を 2 地点選定した。

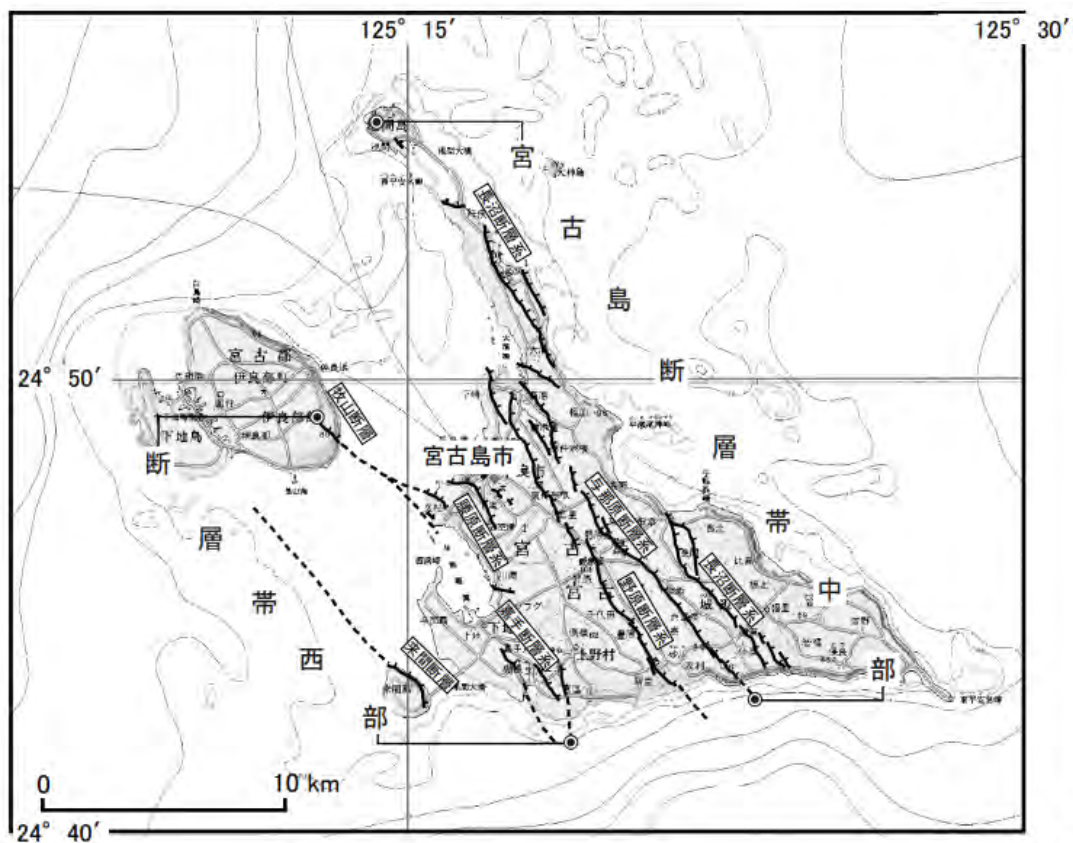


図1 宮古島の評価対象断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）より引用。

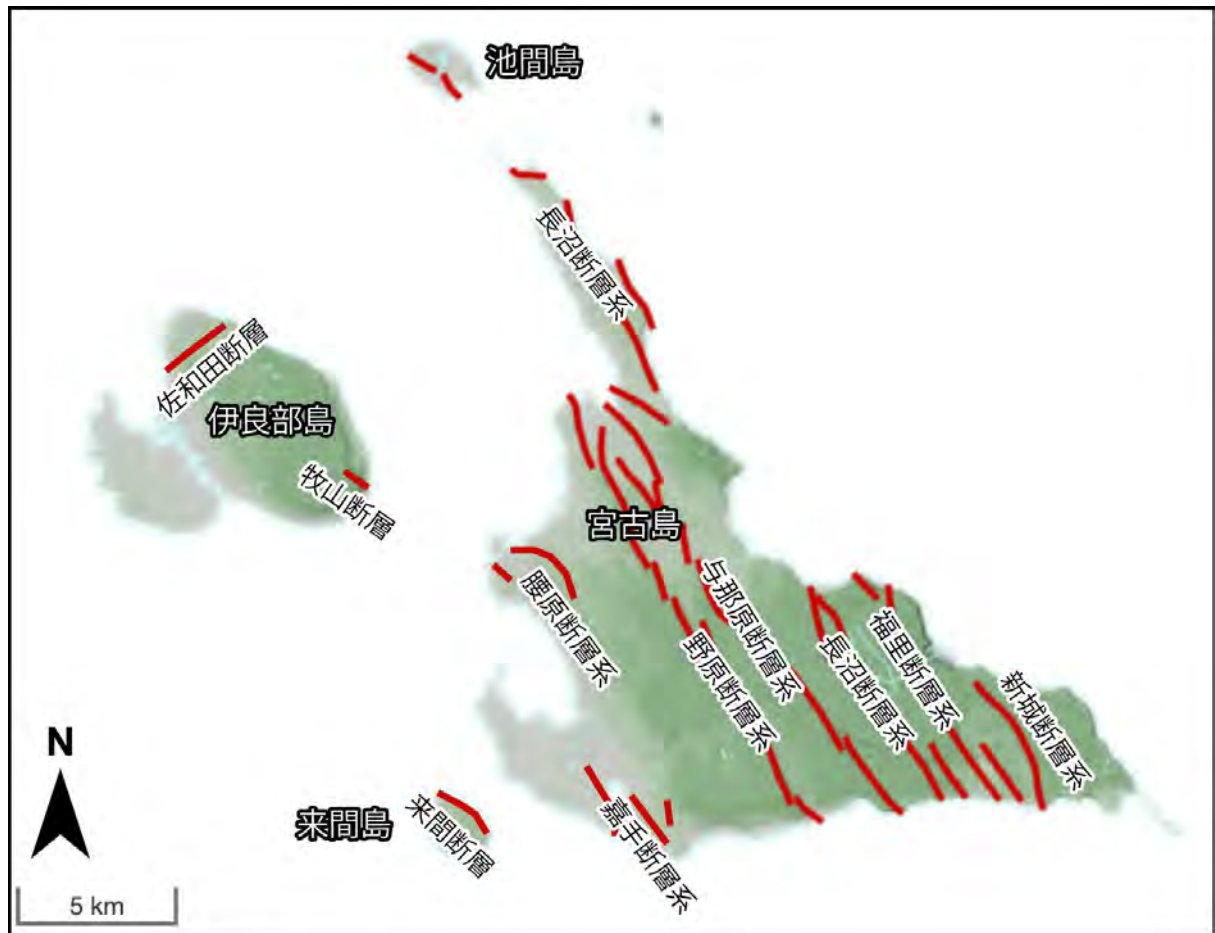


図2 宮古島に分布する活断層

活断層データベースを元に作成。地震調査研究推進本部（2010）を参照し、腰原断層系、嘉手断層系、来間断層、佐和田断層、牧山断層の断層線を追記するとともに、方位記号、断層名を追記した。

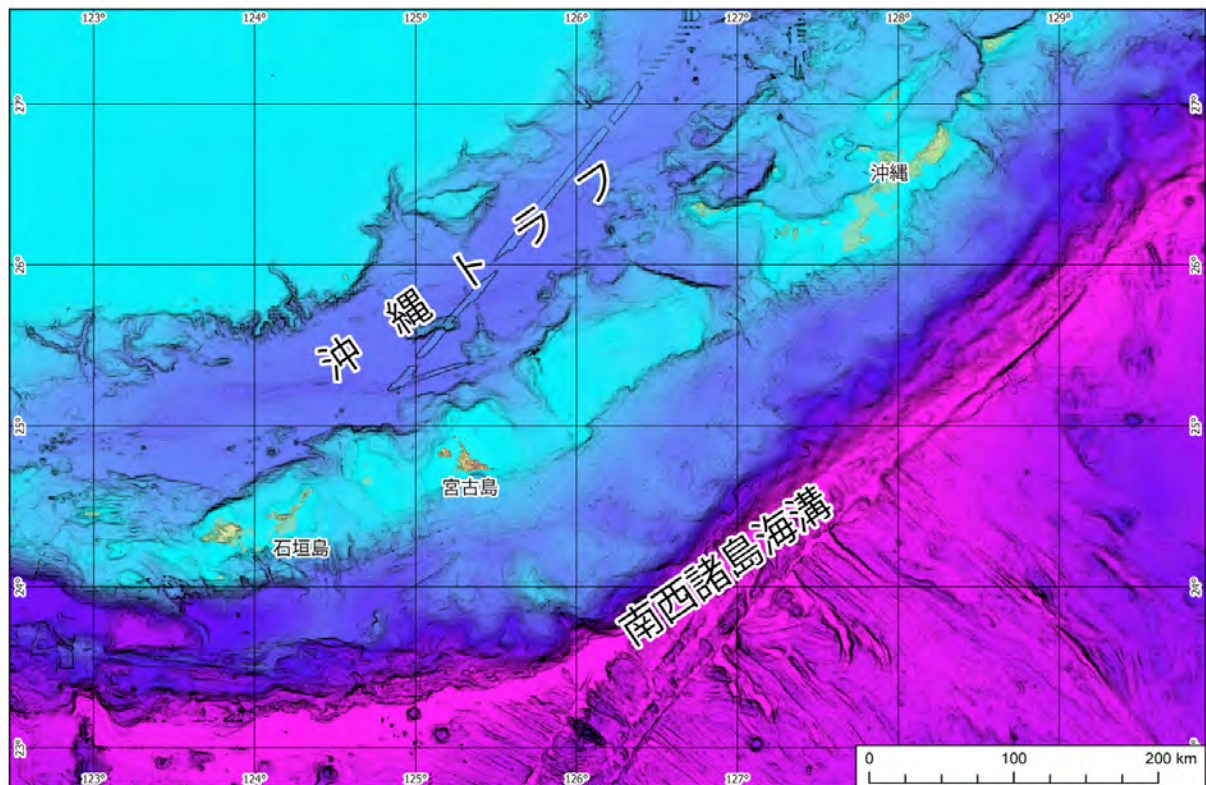


図3 南西諸島周辺海域の地形

地形データには GEBCO_2022 Grid (sub-ice topo/bathy)を使用した (GEBCO Compilation Group, 2022)。

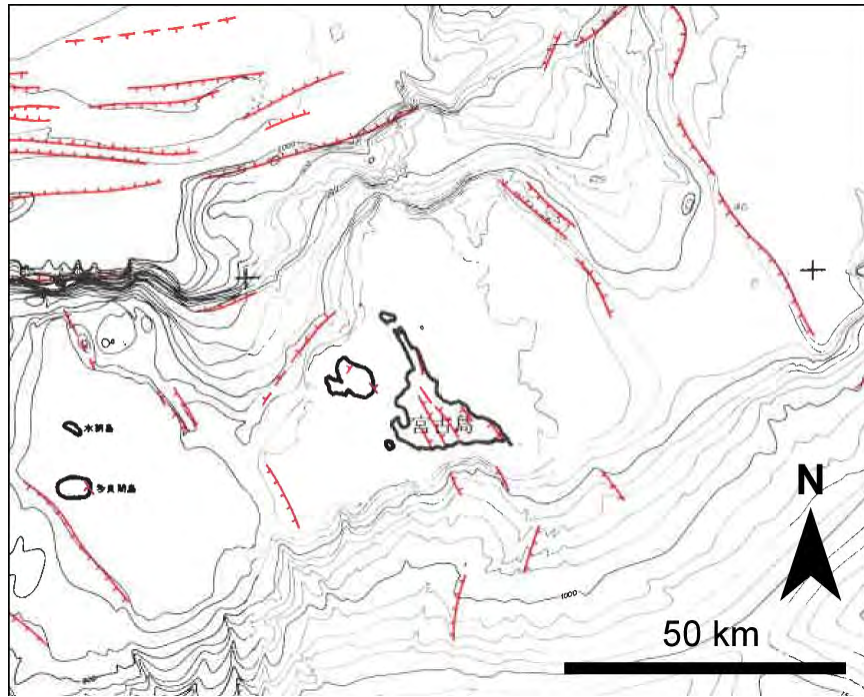


図4 南西諸島周辺海域の活断層
活断層研究会編（1991）より宮古島周辺を抜粋。

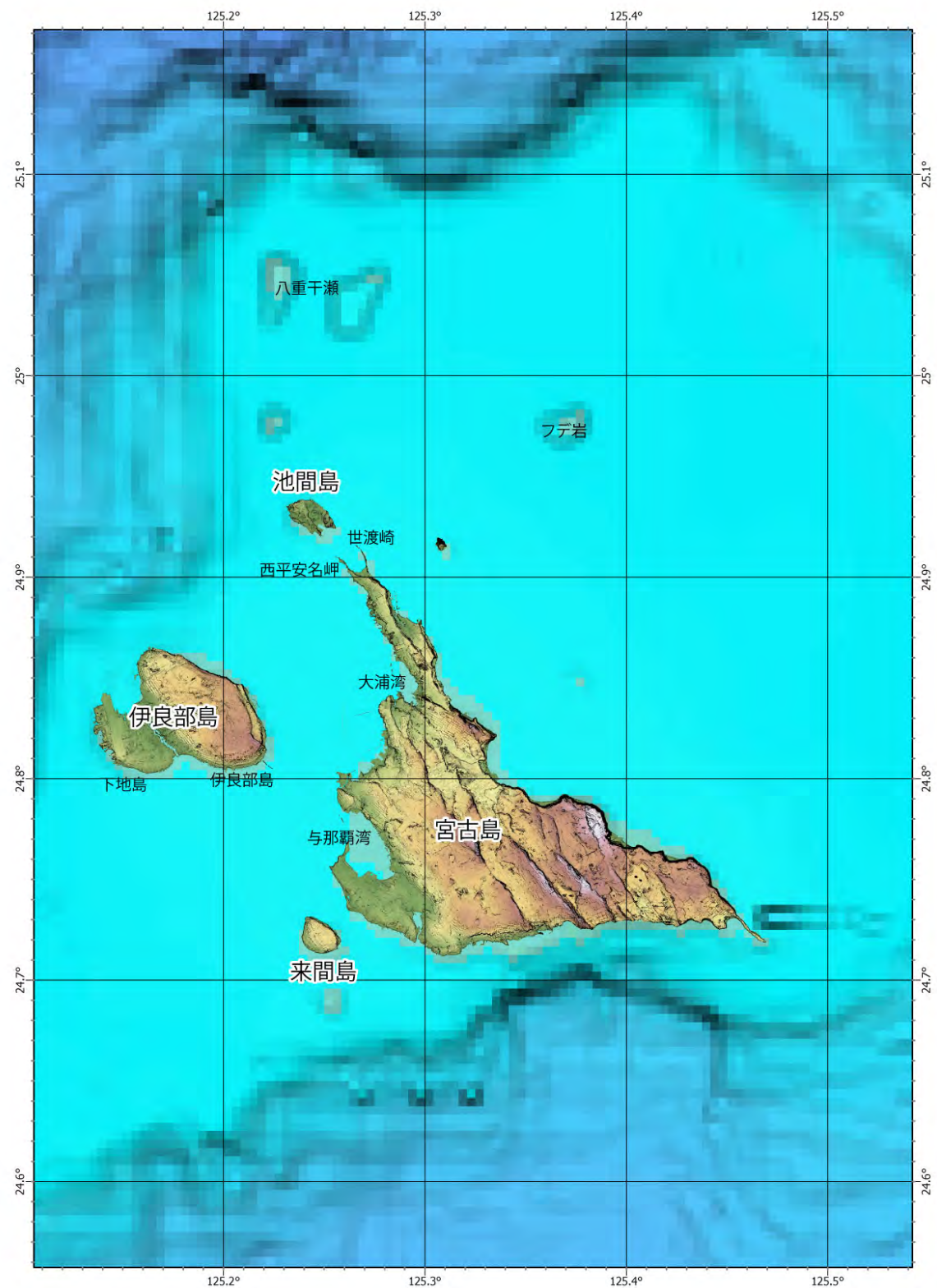


図5 宮古島及び周辺海域の地形

陸域の地形データは国土地理院の数値地形データ（5mメッシュ；国土地理院，2023）、海域の地形データにはGEBCO_2022 Grid (sub-ice topo/bathy)を使用した（GEBCO Compilation Group，2022）。

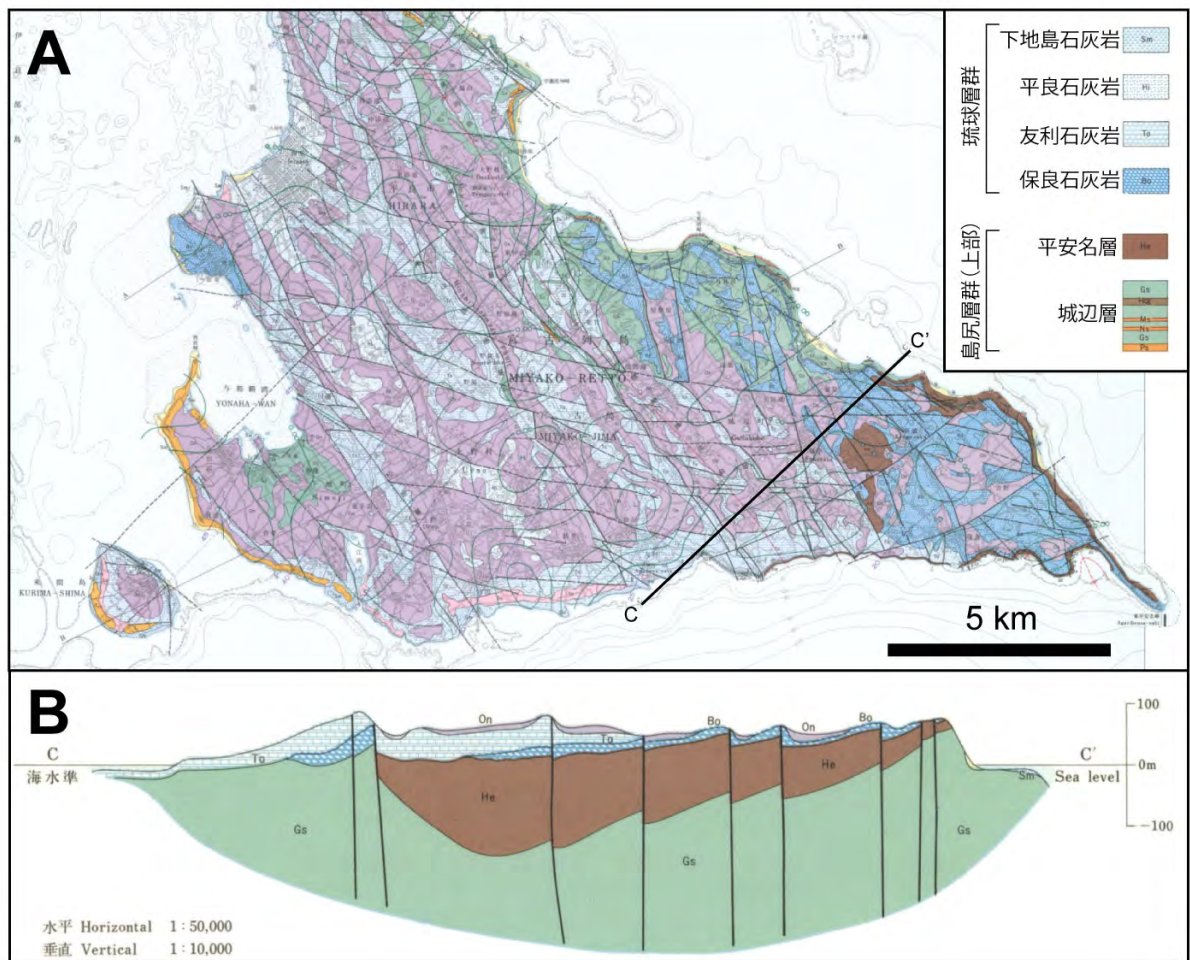


図6 宮古島の地質図

(A) 宮古島の地質図。5万分の1地質図「宮古島」(矢崎・大山, 1980)。(B) 宮古島の地質断面。測線は図6AのCC'を参照。

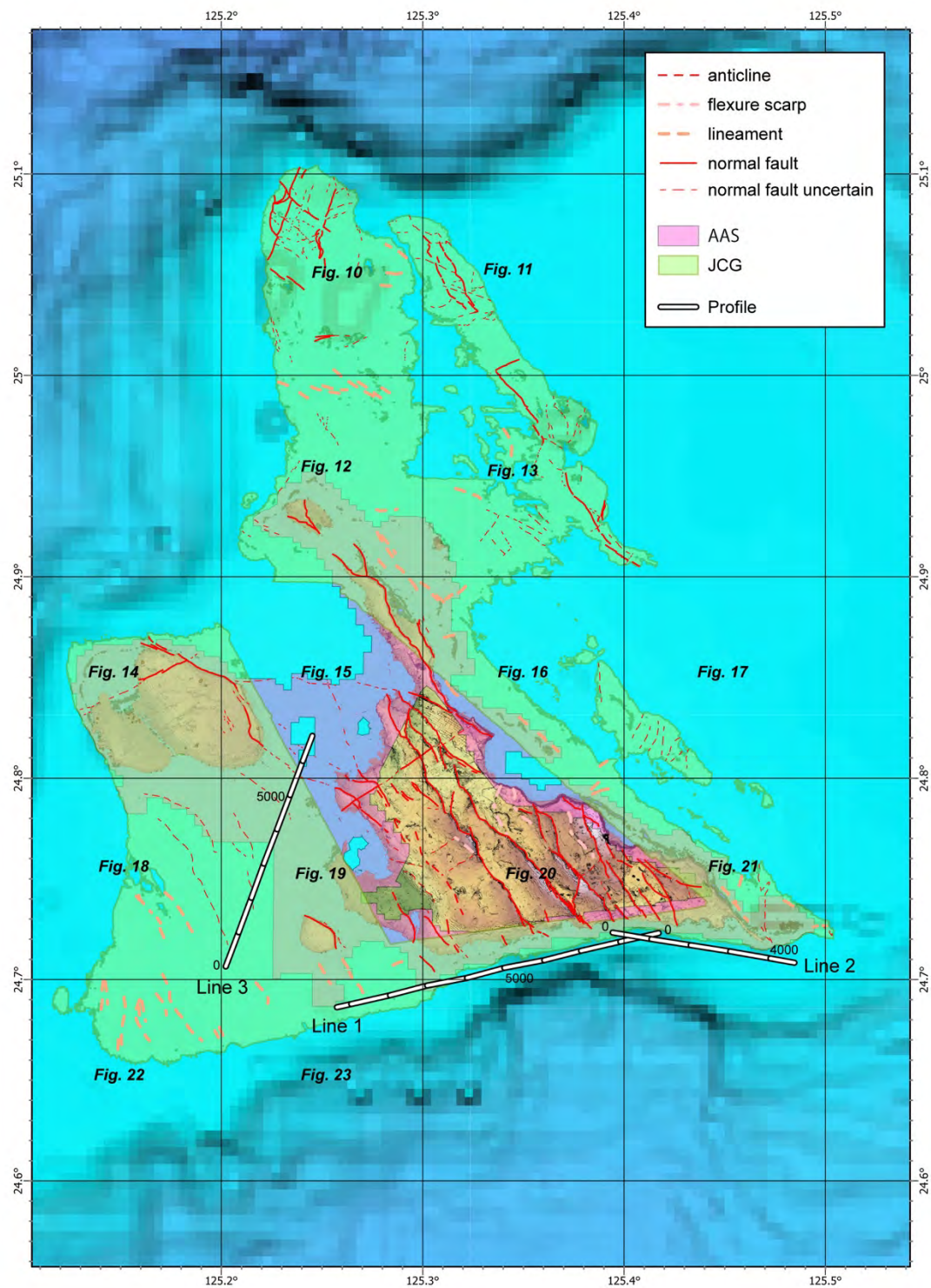


図7 宮古島と沿岸海域の判読結果

背景は図5と同様。紫の領域がアジア航測株式会社(AAS)提供の地形データにより判読した範囲。黄緑の範囲が海上保安庁提供(JCG)の地形データにより判読した範囲。Profileは平成20年度追加・補完調査の反射法探査測線。

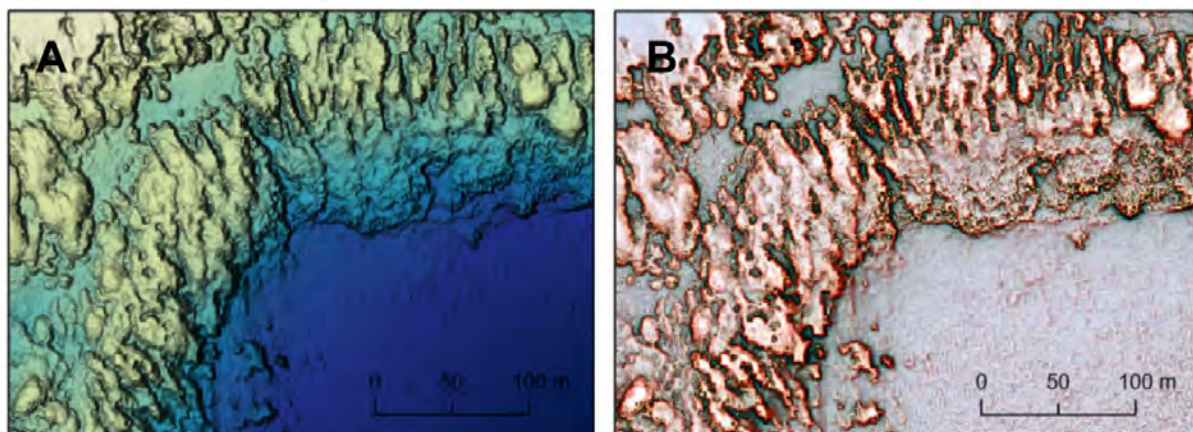


図8 海域の地形データの例

海域の地形判読に用いた図の例。アジア航測株式会社提供の地形データより作成。なお、本図は判読に用いた地形表現図の例として示すことを目的としており、位置情報を付記しないことを条件に提示している。（A）傾斜量図と段彩図を重ね合わせた図。（B）アジア航測株式会社の作成した微地形表現図。

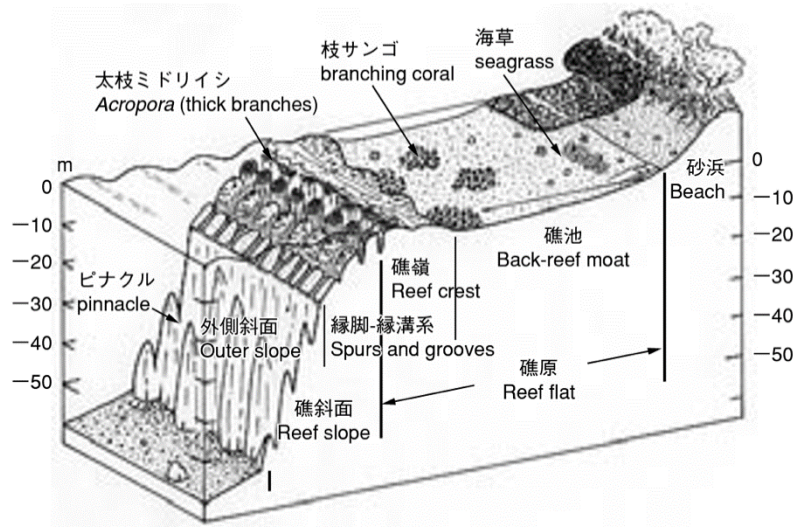


図9 サンゴ礁の模式図

環境省「サンゴ礁保全の取り組み；1-2 サンゴ礁の分布」の図4を引用（2023/04/15 確認）
<https://www.env.go.jp/nature/biodic/coralreefs/reference/mokuji.html>）。

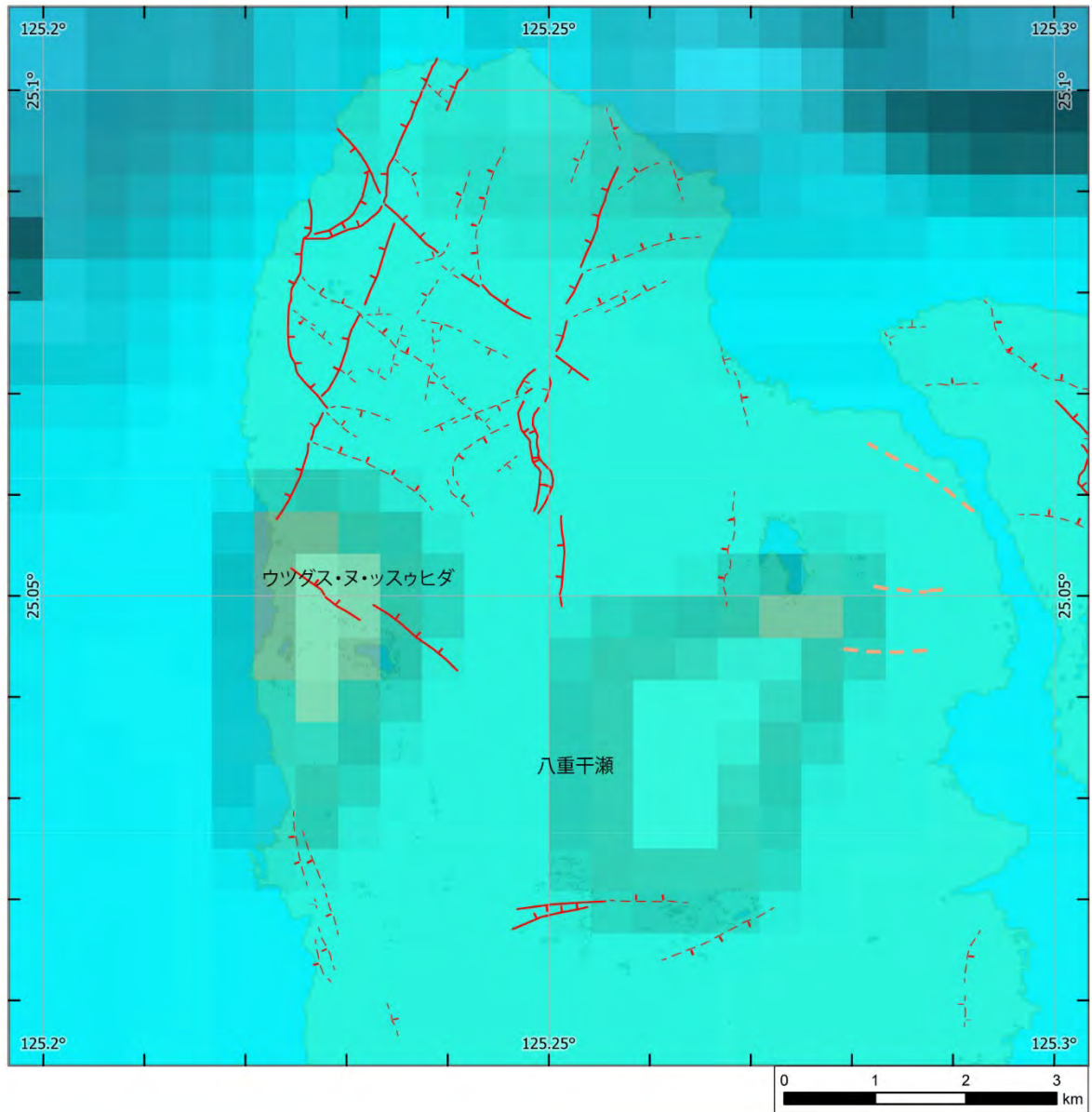


図 10 判読結果 (25.05° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

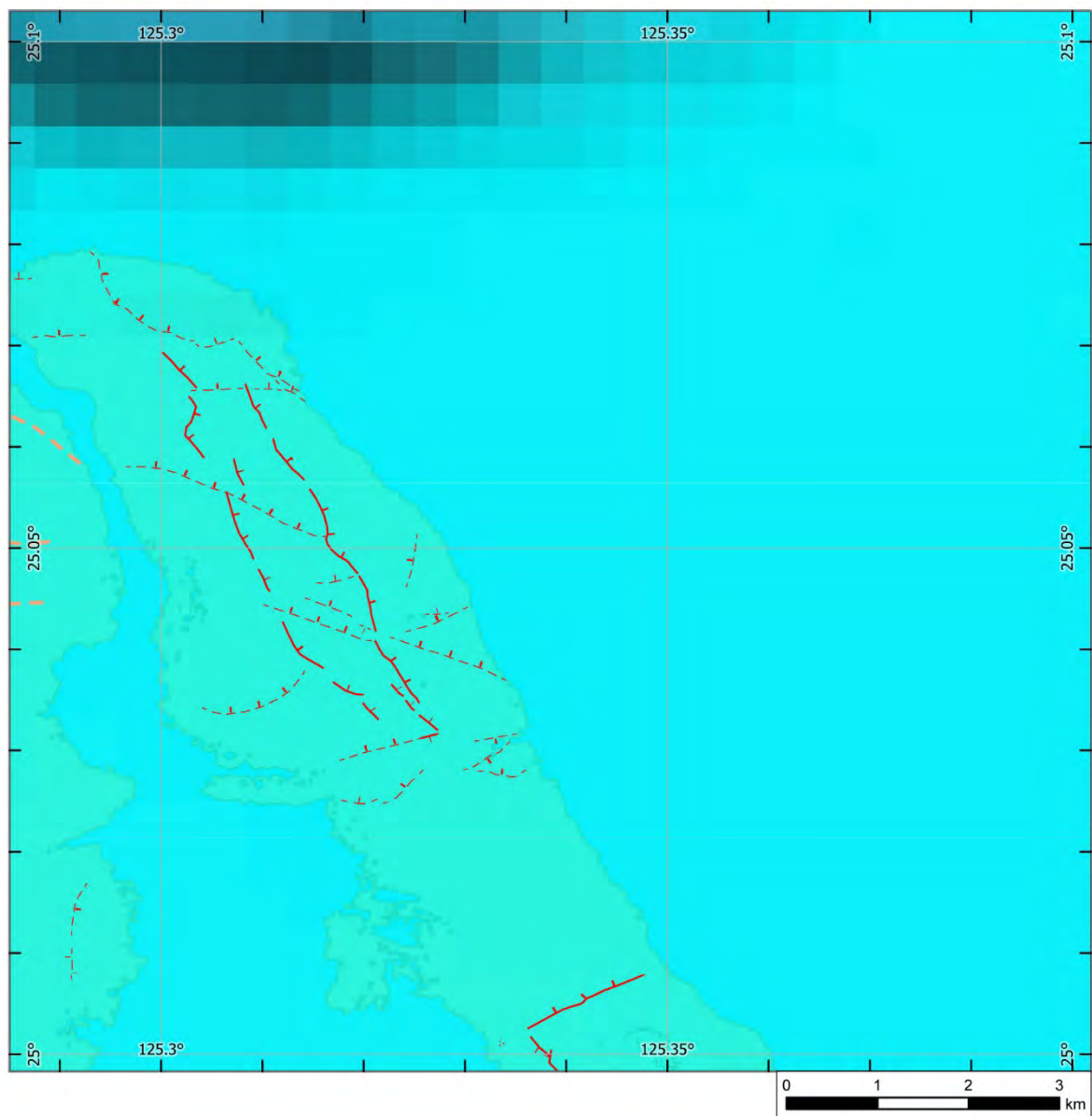


図 11 判読結果 (25.05° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

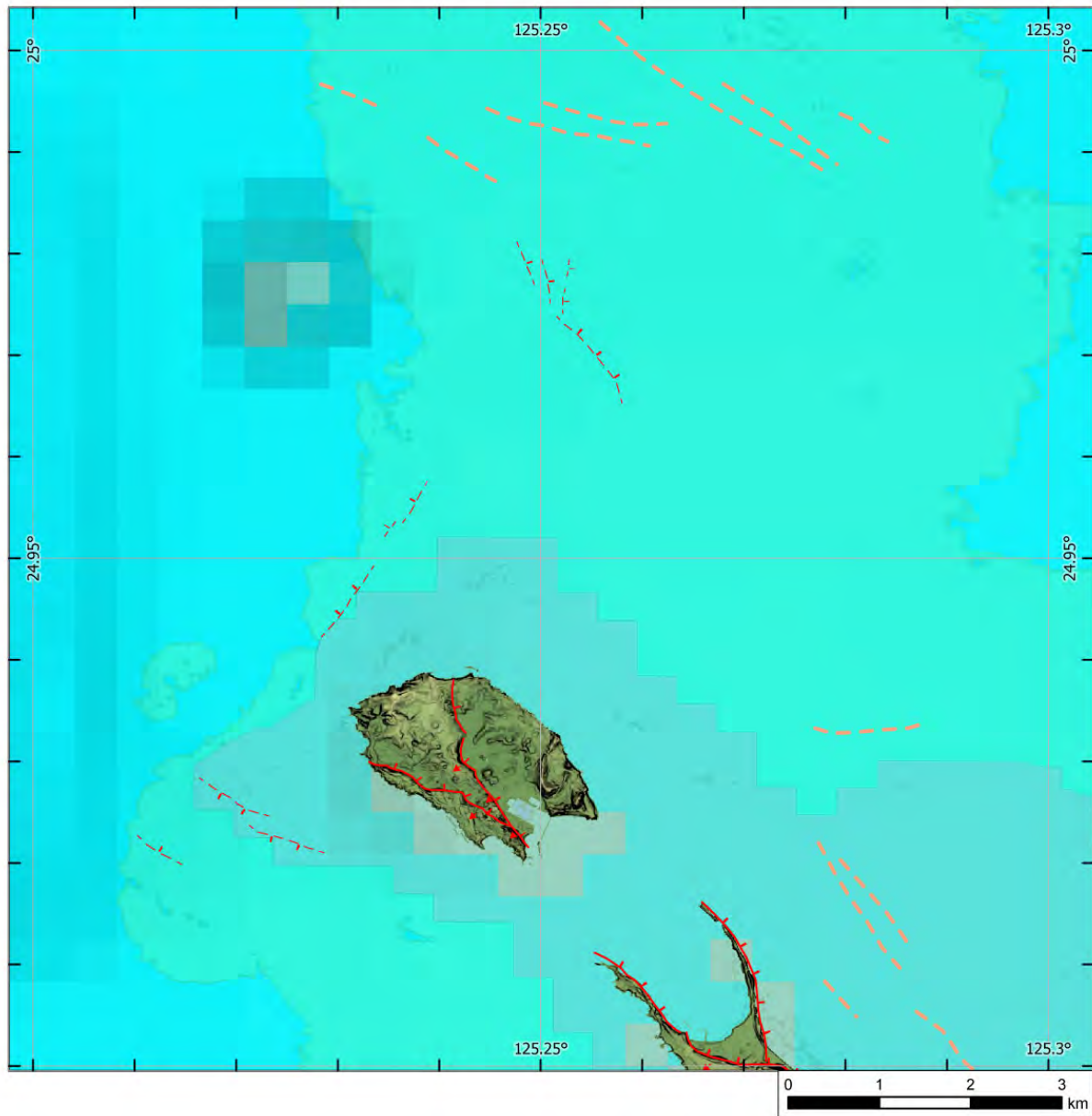


図 12 判読結果 (24.95° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

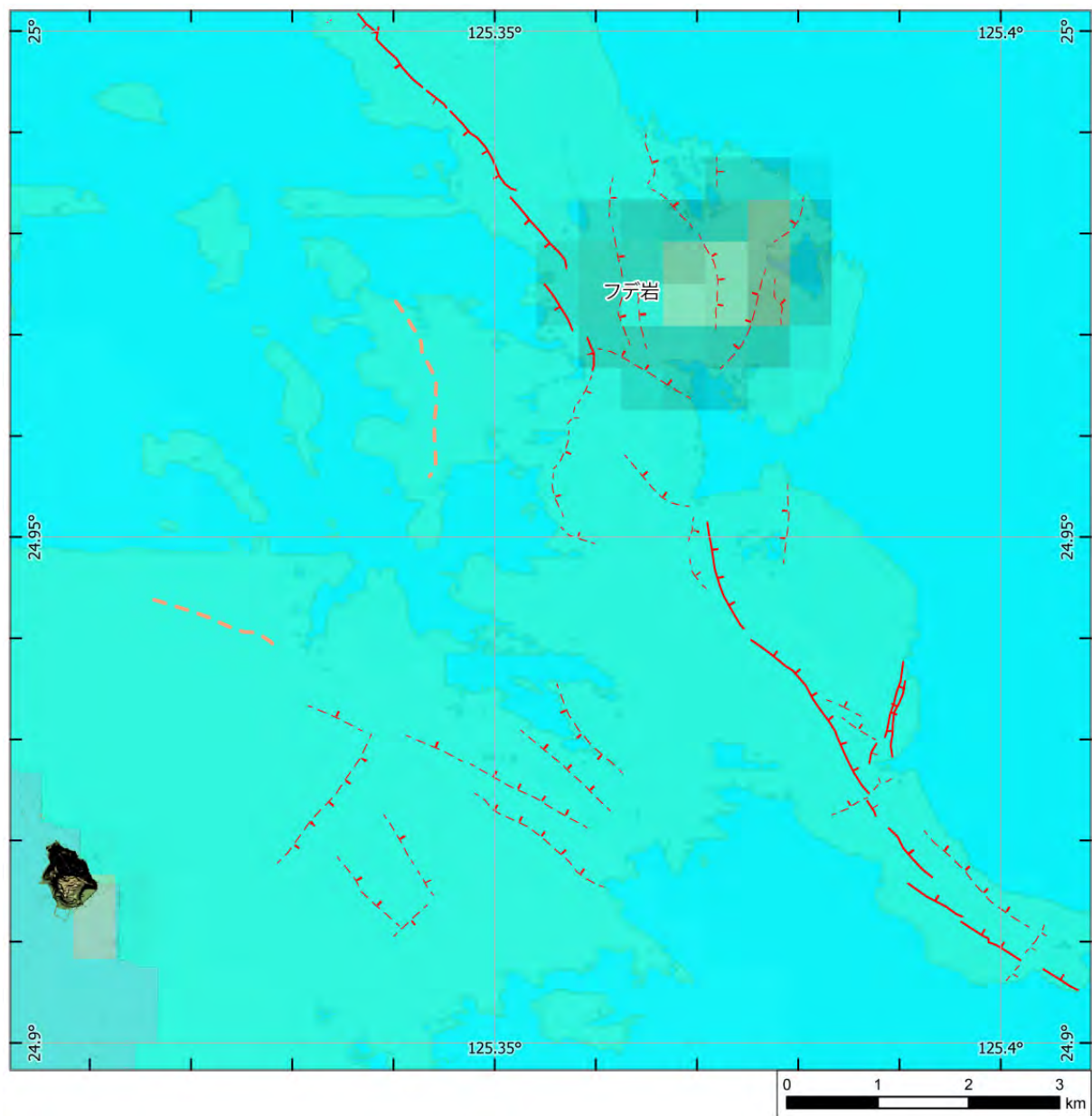


図 13 判読結果 (24.95° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 と同様。断層線の凡例は図 24 を参照。

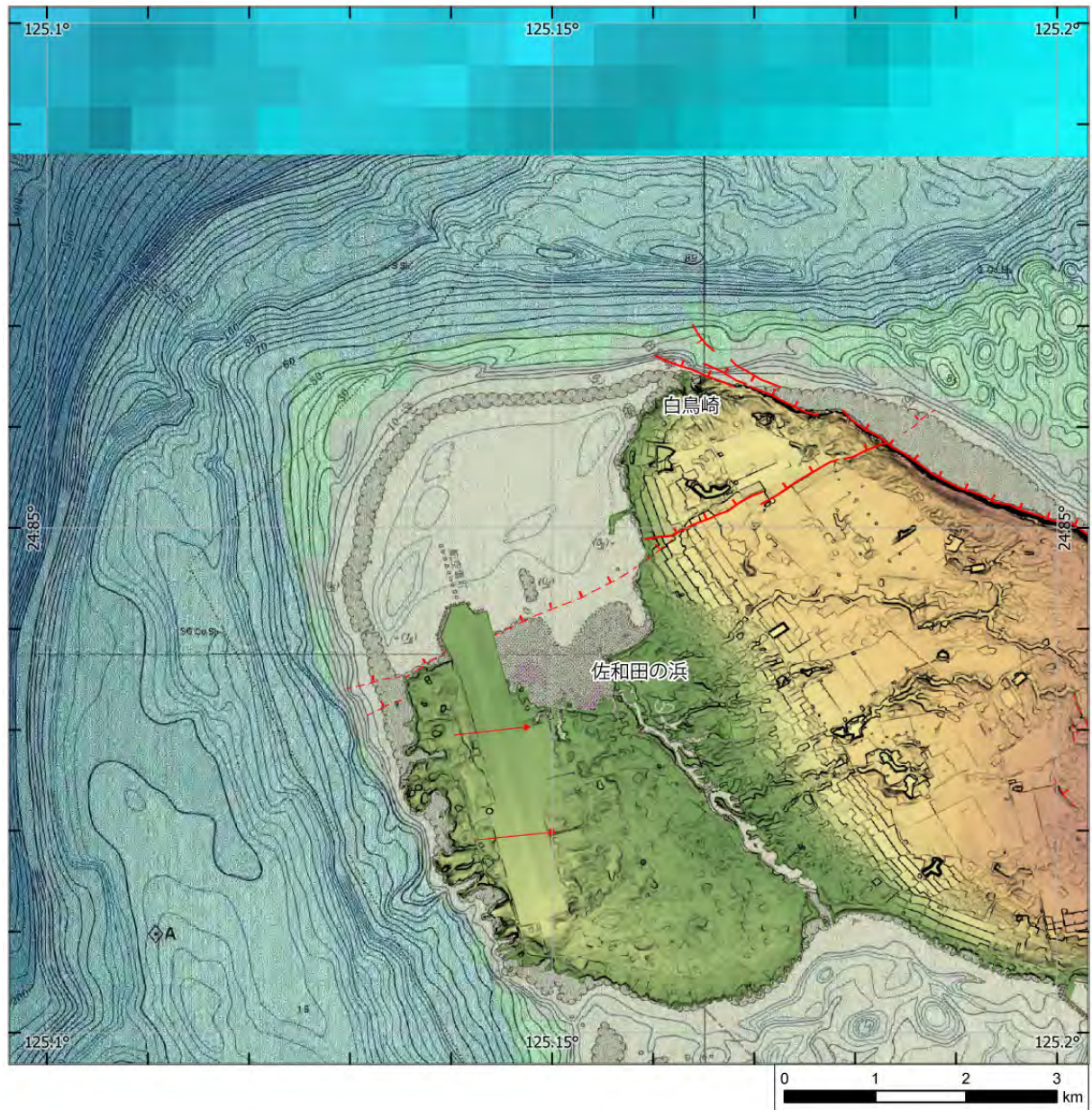


図 14 判読結果 (24.85° N、125.15° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

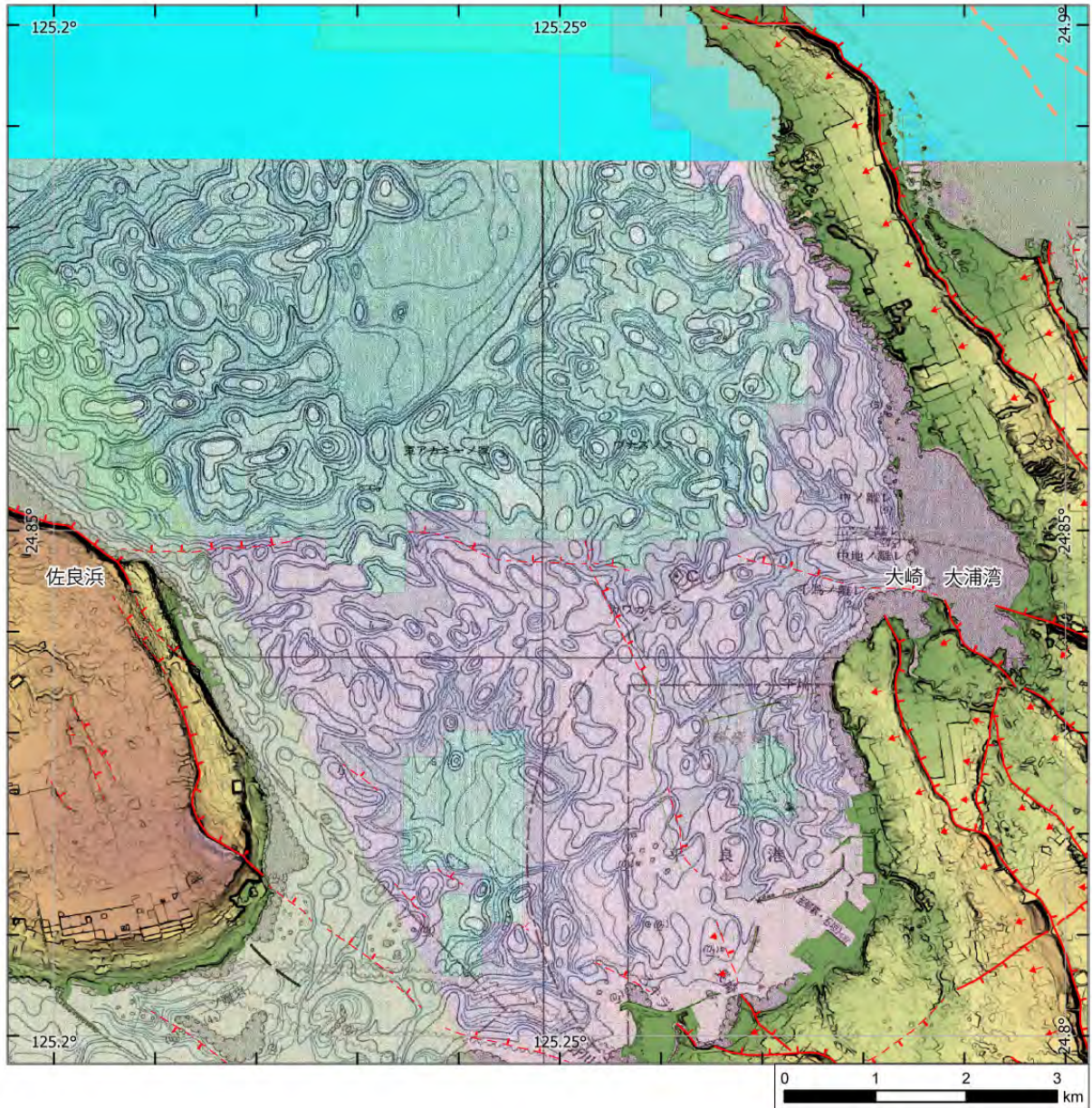


図 15 判読結果 (24.85° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁、1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

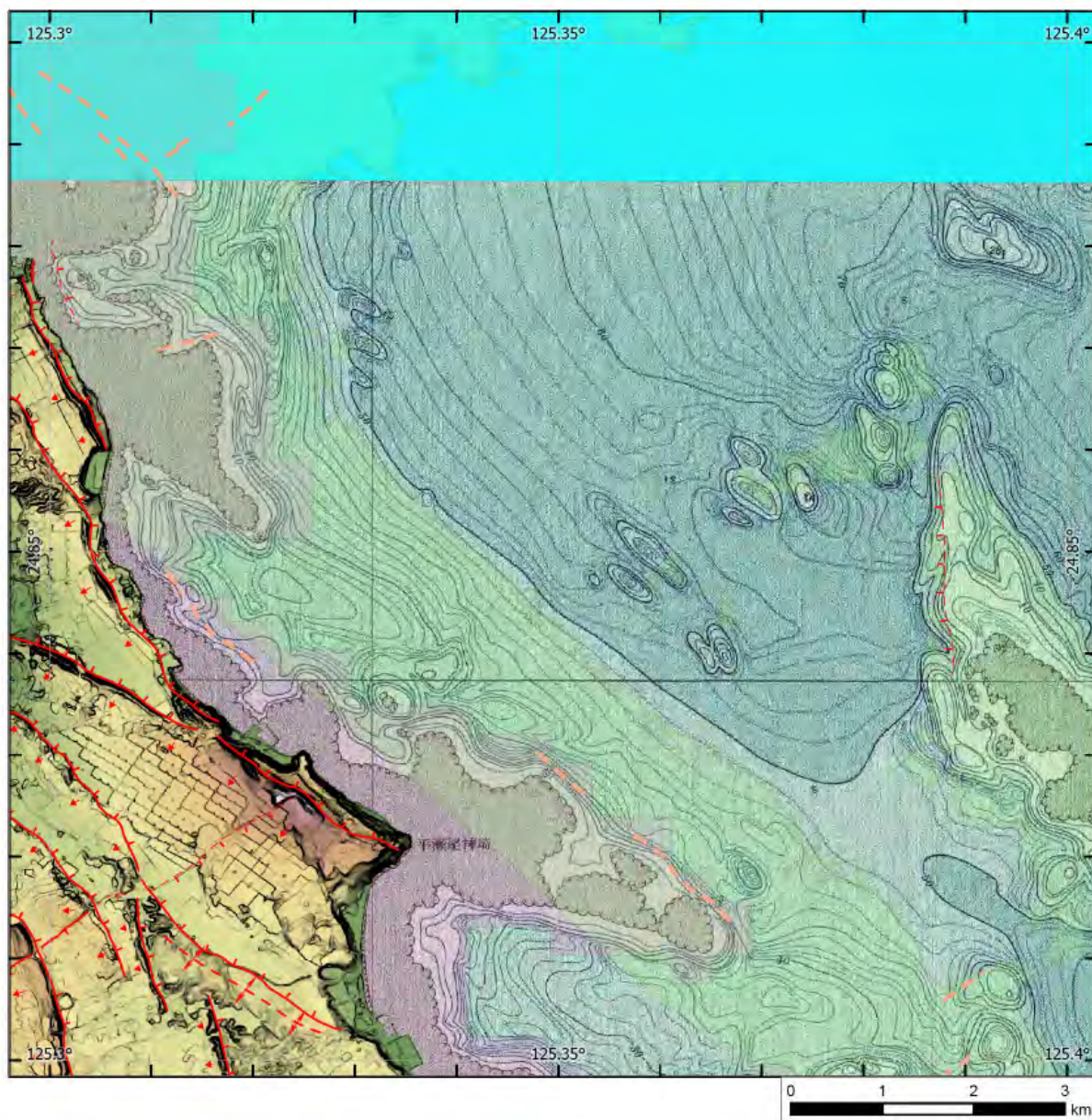


図 16 判読結果 (24.85° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

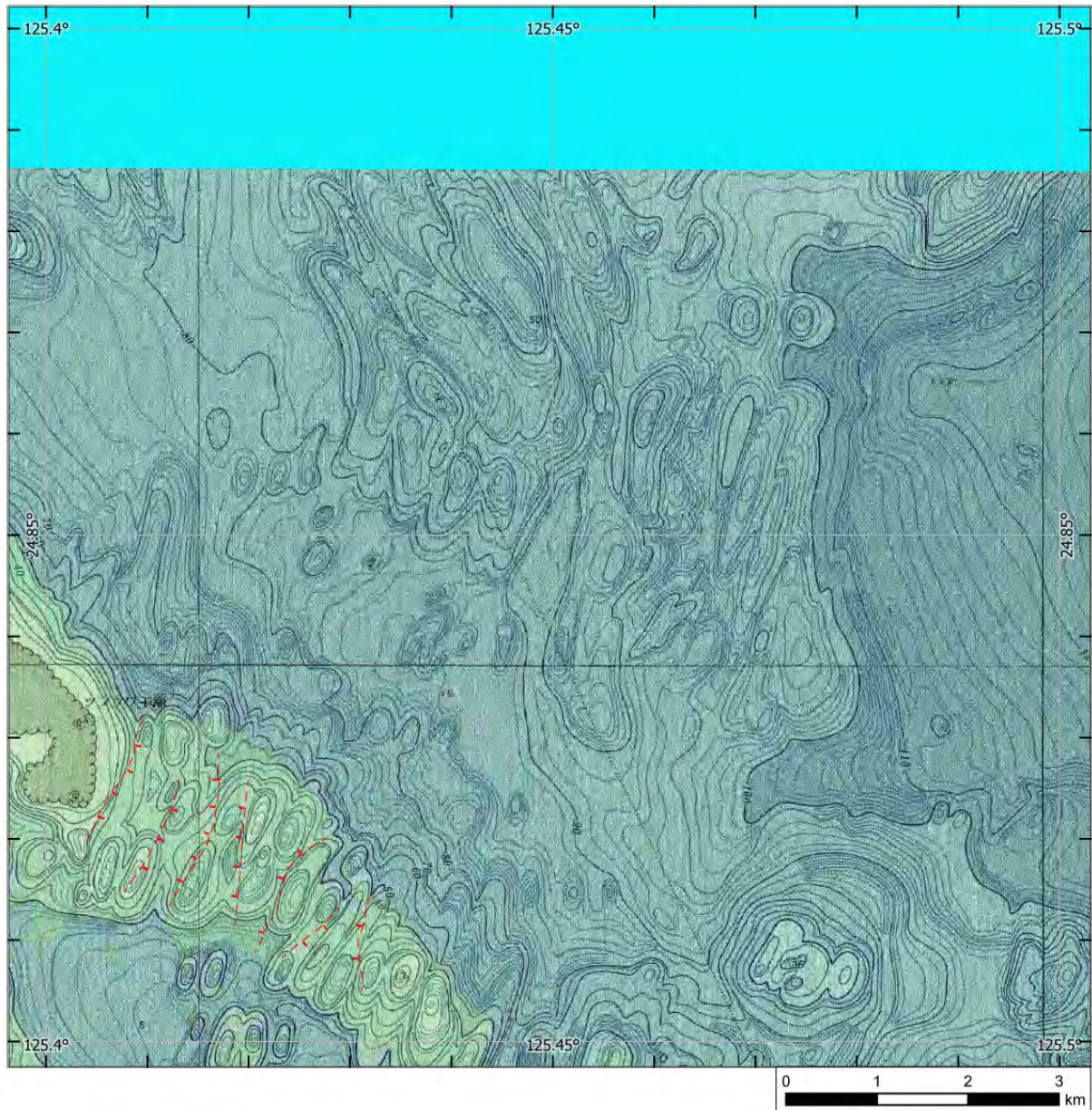


図 17 判読結果 (24.85° N、125.45° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

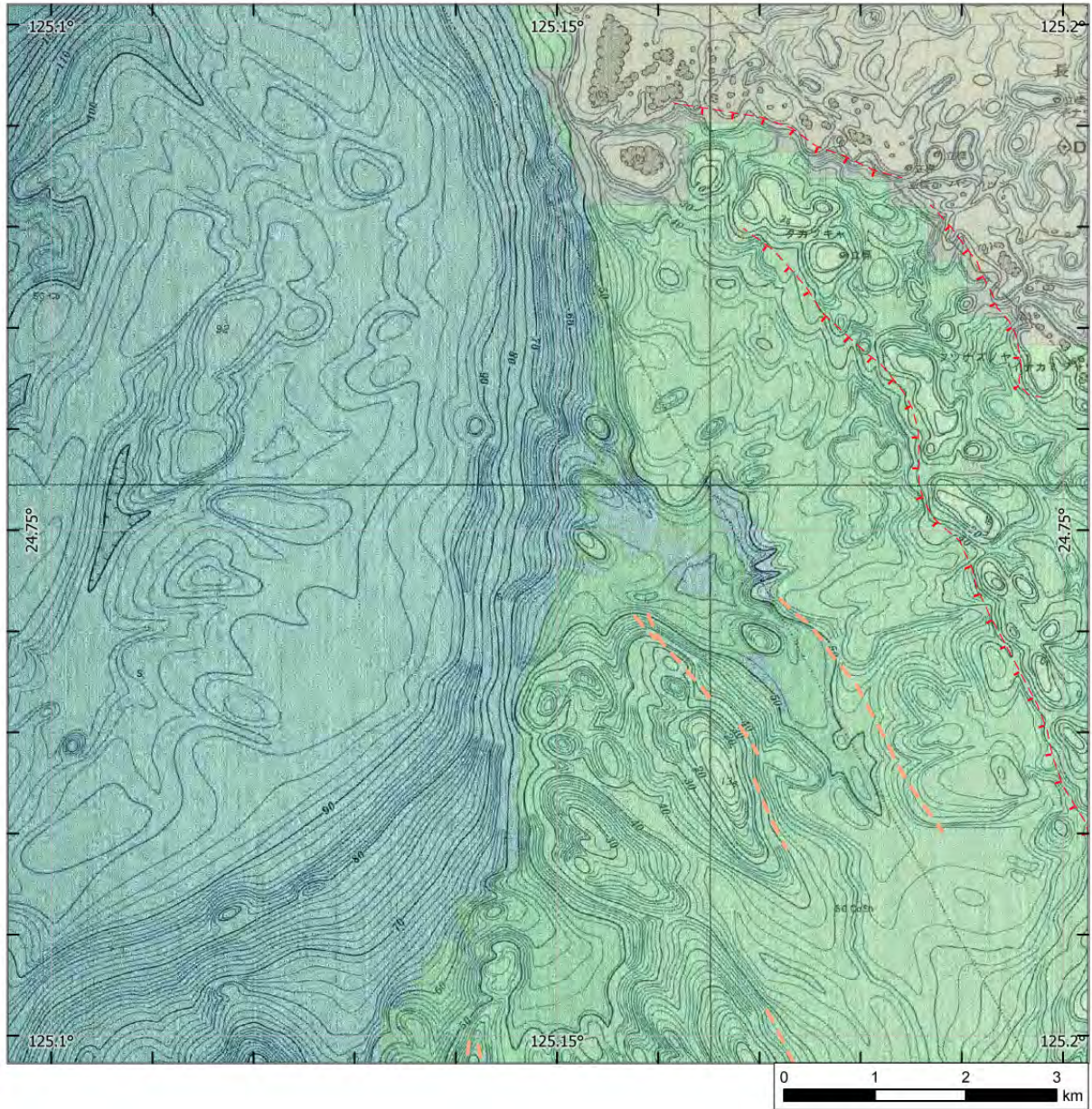


図 18 判読結果 (24.75° N、125.15° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁、1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

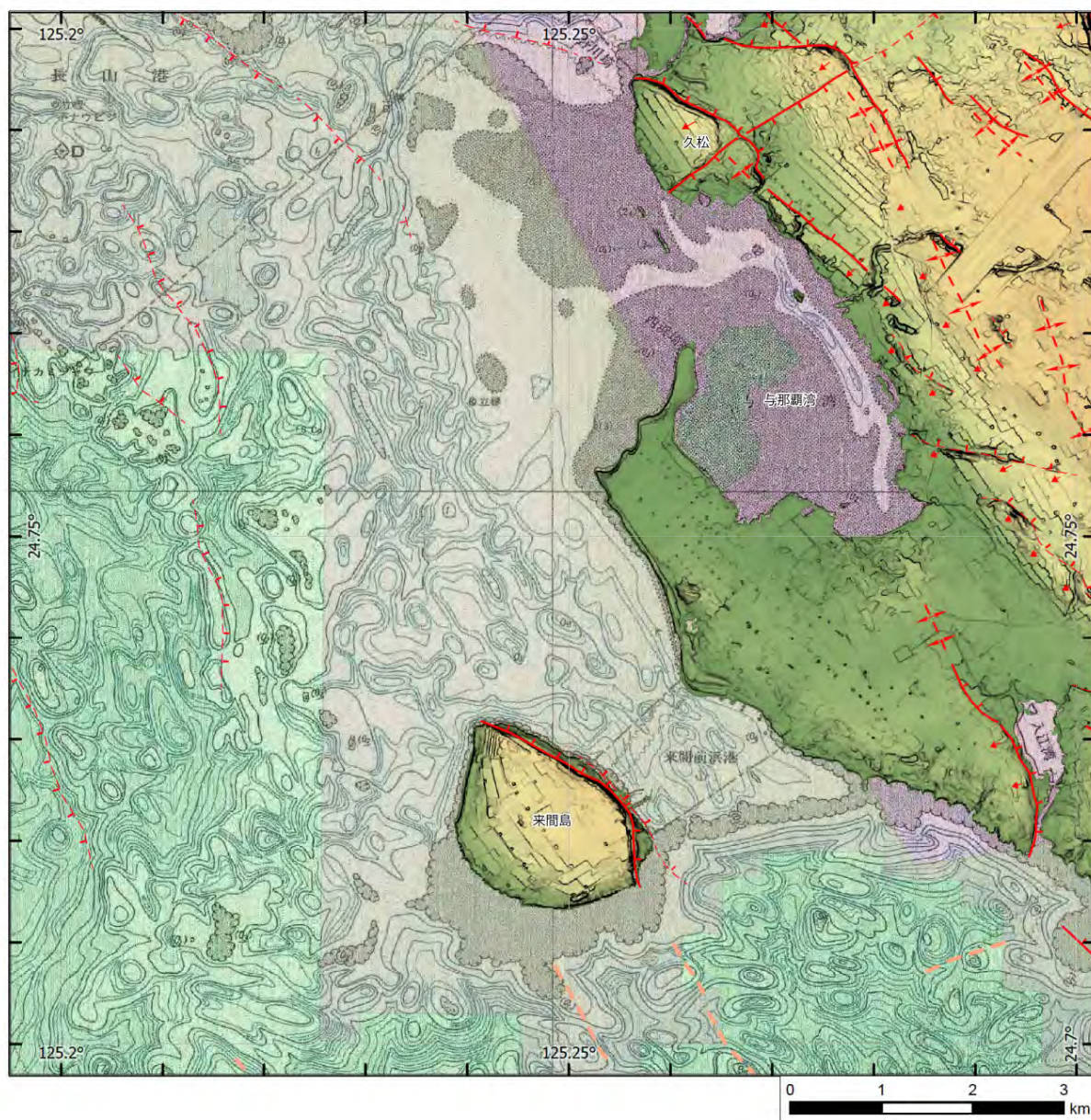


図 19 判読結果 (24.75° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

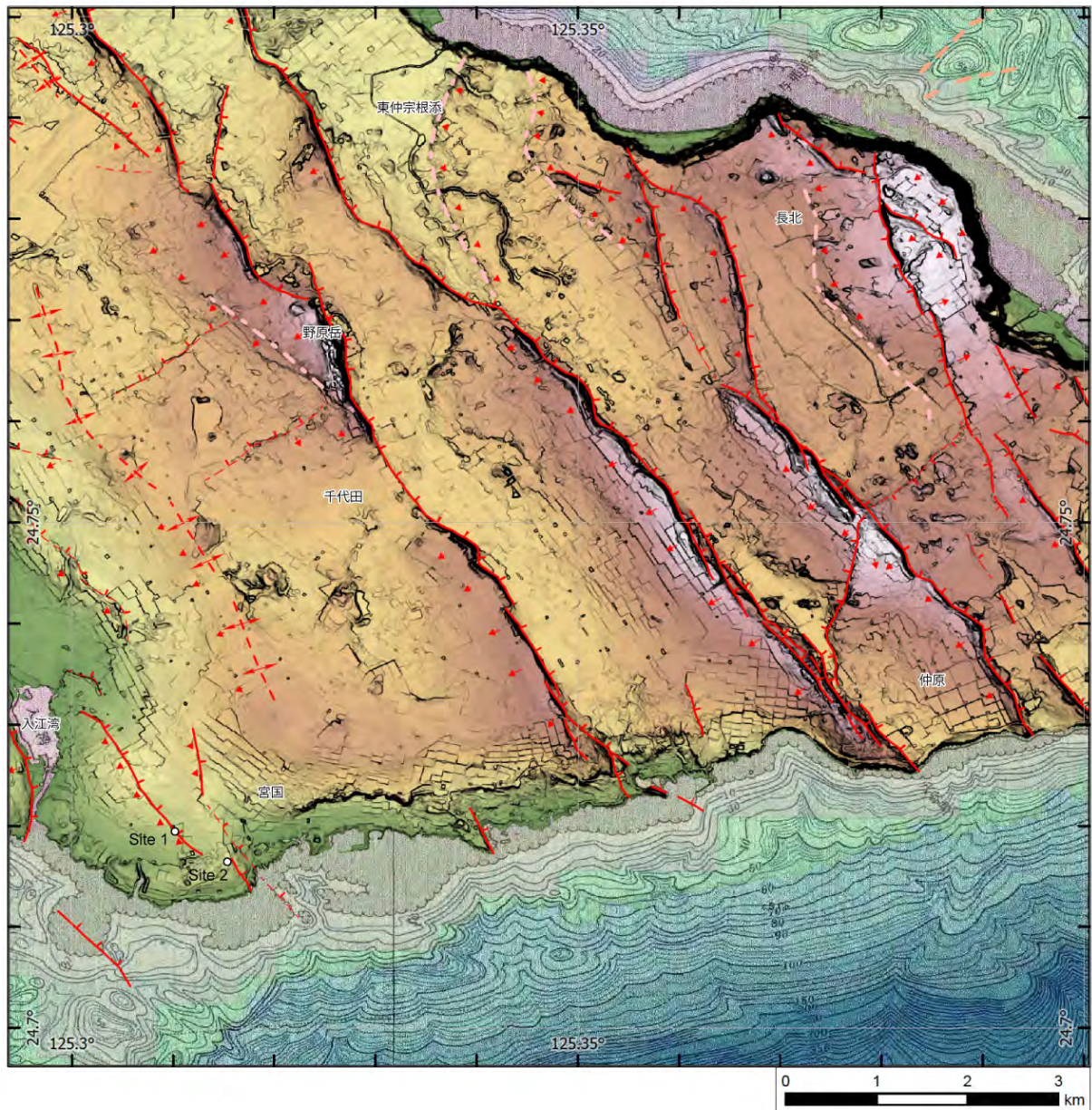


図 20 判読結果 (24.75° N、125.35° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

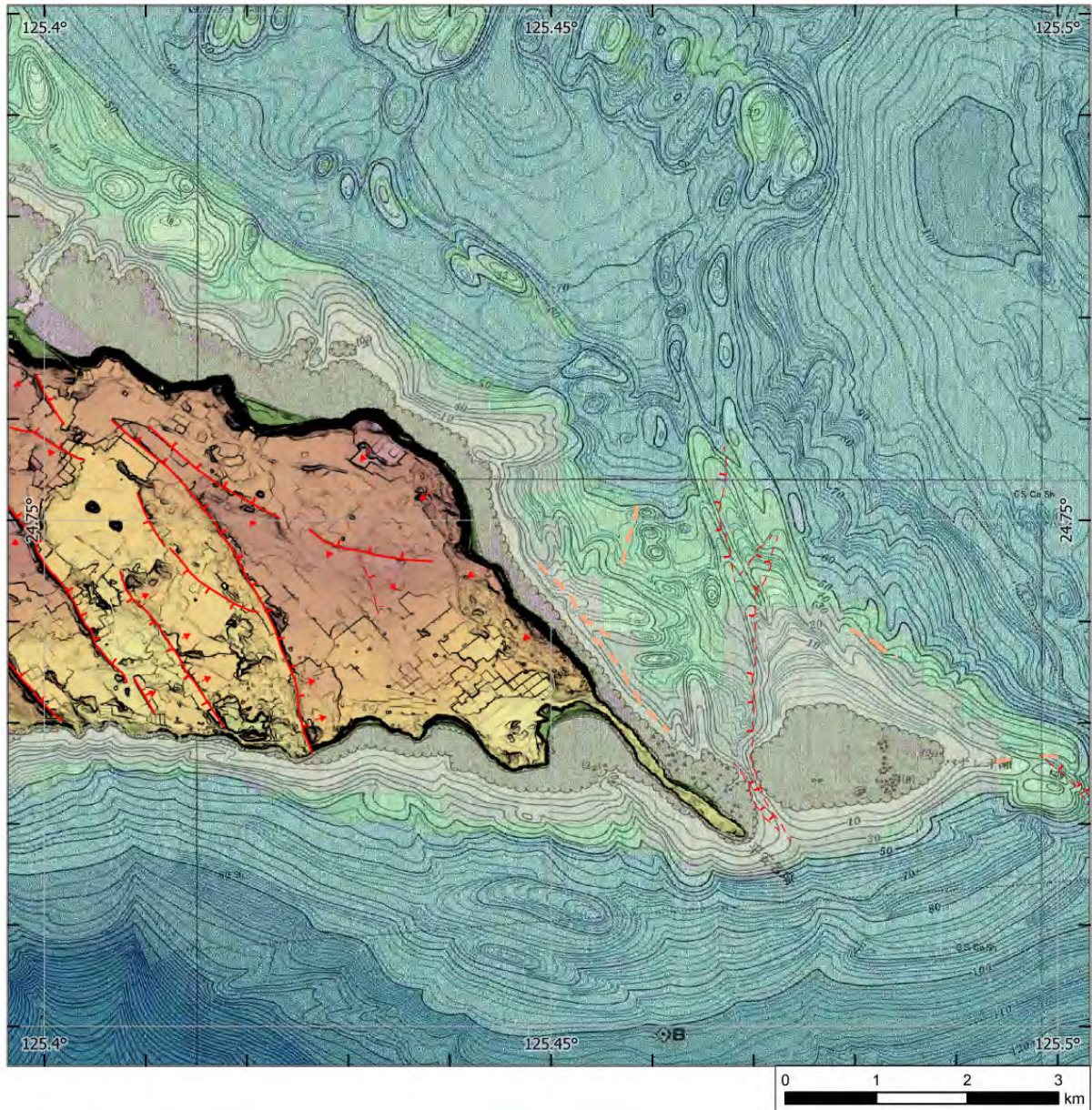


図 21 判読結果 (24.75° N、125.45° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁、1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

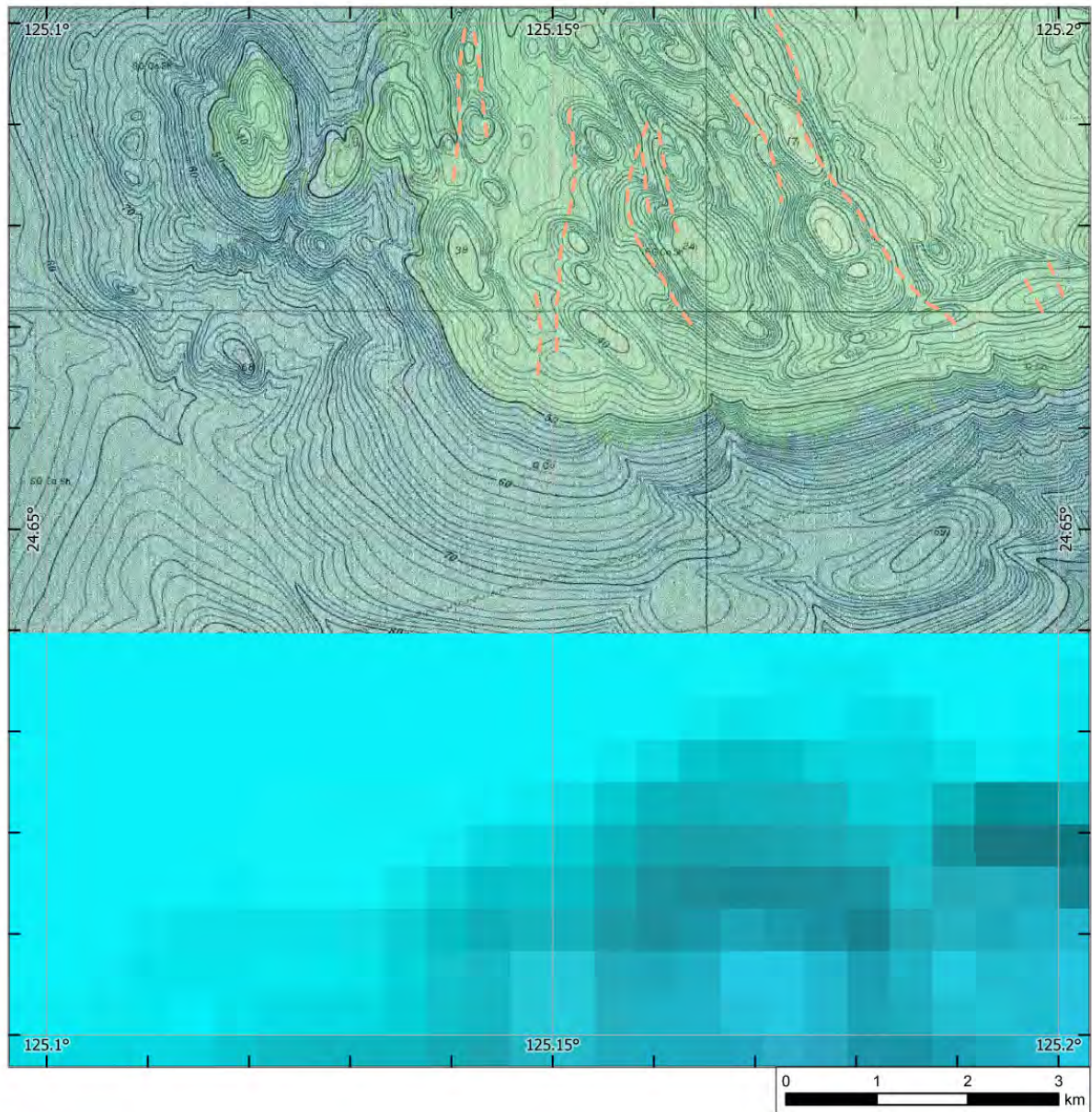


図 22 判読結果 (24.65° N、125.15° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁、1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

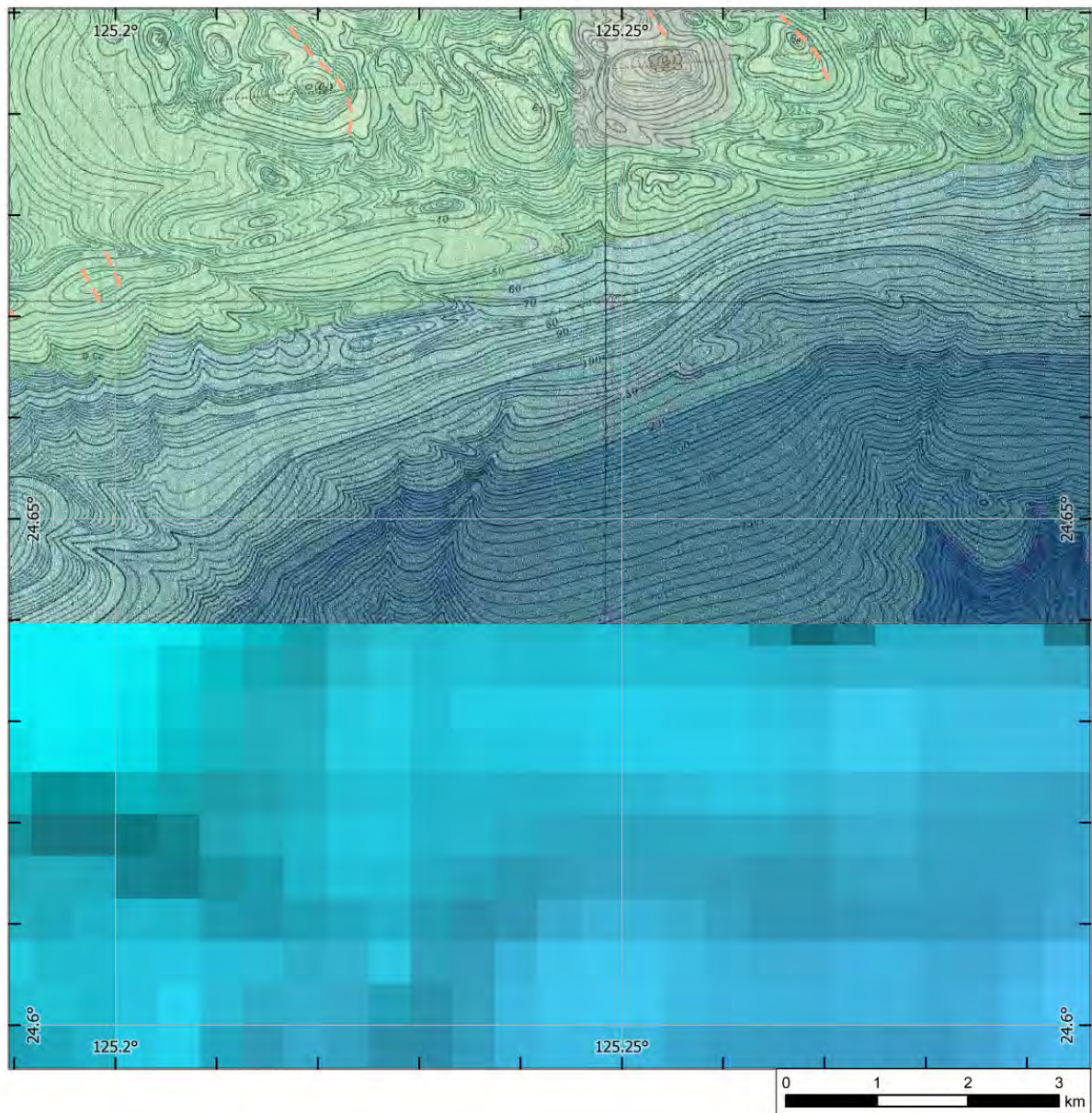


図 23 判読結果 (24.65° N、125.25° E 付近)

判読した範囲の一部を緯度 0.1 度、経度 0.1 度の区画で拡大した。表示した図の中央位置は図 7 に示した。背景は図 7 に加え、海域については沿岸の海の基本図「宮古島（海底地形図）」（海上保安庁，1986）を使用。断層線の凡例は図 24 を参照。

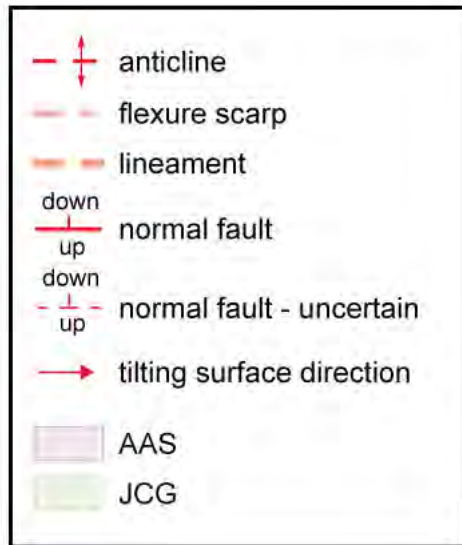


図 24 拡大した判読結果の凡例

紫の領域がアジア航測株式会社(AAS)提供の地形データにより判読した範囲。黄緑の範囲が海上保安庁提供(JCG)の地形データにより判読した範囲。

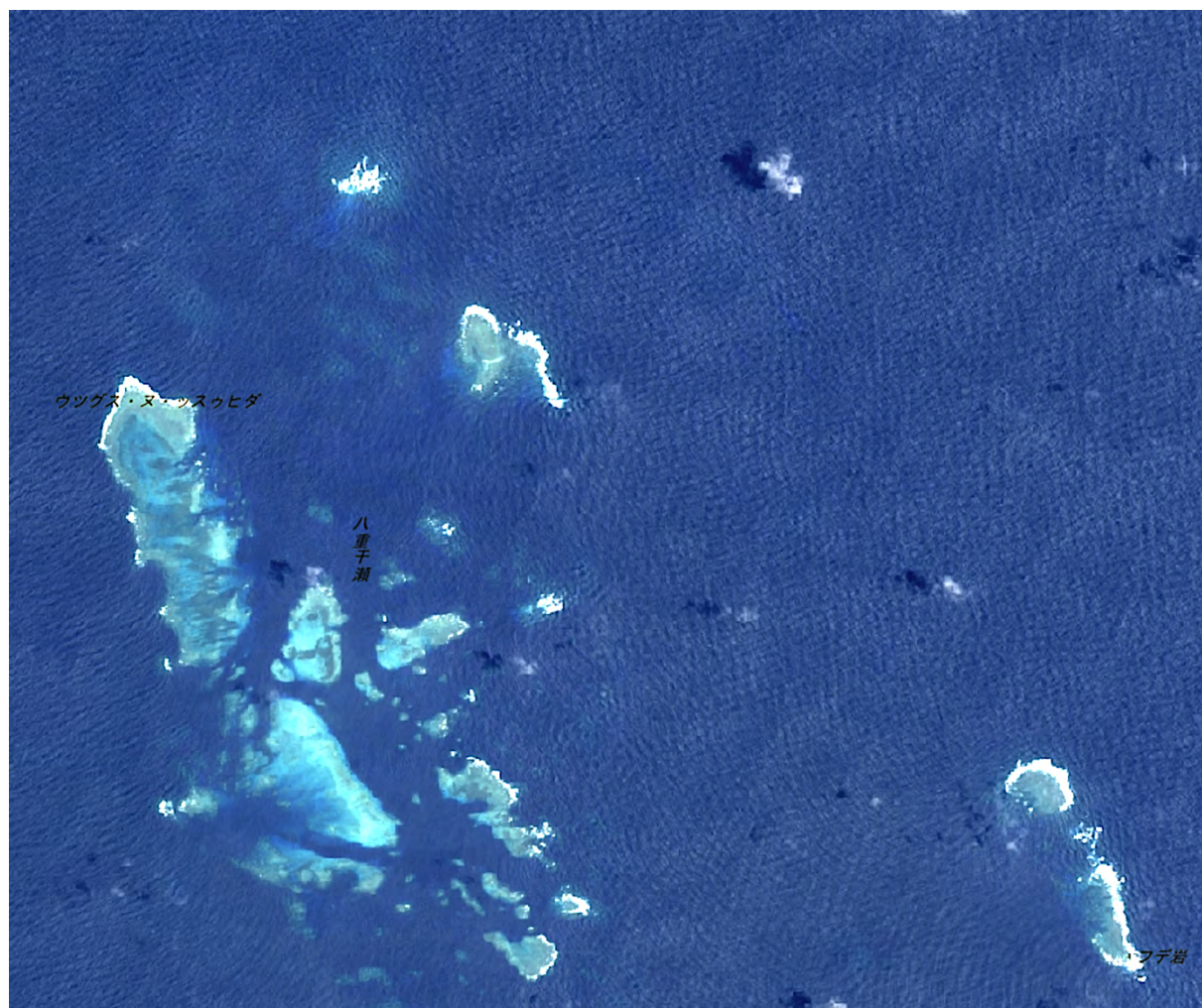


図 25 八重干瀬周辺の空中写真

地理院地図（電子国土 Web : <http://maps.gsi.go.jp/>）を用いて、全国最新写真（シームレス）から作成（2023/04/15 参照）。

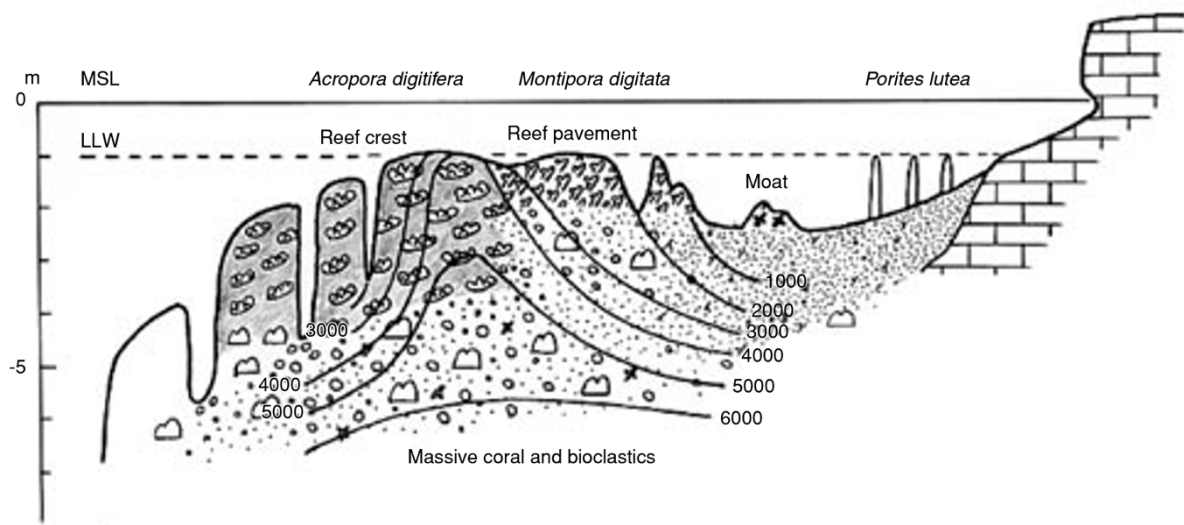


図 6 琉球列島の裾礁の形成過程模式図。Yamano *et al.* (2001a) などをもとに作成。1000-6000：1,000-6,000年前の地形断面

図 26 裾礁の形成過程模式図

環境省「サンゴ礁保全の取り組み；1-2 サンゴ礁の分布」の図 6 を引用（2023/04/15 参照）

(<https://www.env.go.jp/nature/biodic/coralreefs/reference/mokuji.html>)。

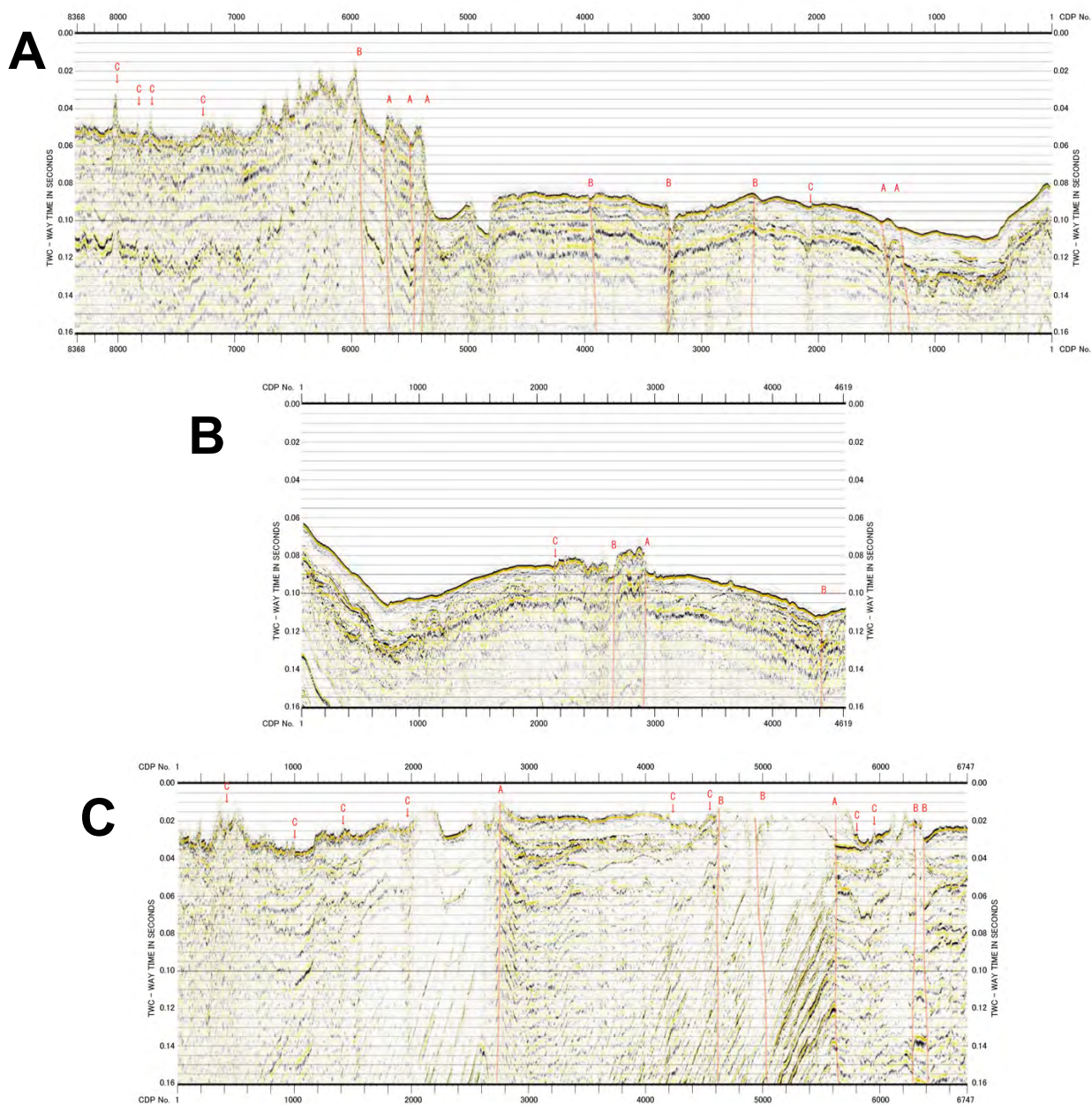


図 27 平成 20 年度追加・補完調査による音波探査の結果

平成 20 年度追加・補完調査による音波探査結果の浅部解釈図。(A) Line 1、(B) Line 2、(C) Line 3。それぞれ平成 20 年度追加・補完調査調査結果報告書の図 19、図 21、図 23 を引用。



図 28 試料採取候補地点の様子
試料採取候補地点の位置は図 20 参照。

(c) 令和5年度の業務の成果

1) 調査の概要

宮古島断層帯の活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形・地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも1回生じたことが明らかとなった。また、久貝地区、下里地区、宮国地区において腰原断層系もしくは嘉手断層系の活動によると推定される隆起海岸地形が認められた。これらの地形について地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。加えて、西原地区では海成段丘面の露頭から断層変位と推定される変形を見出し、試料採取を実施した。

2) はじめに

宮古島断層帯は地震調査研究推進本部（2010）では、長沼断層系、与那原（よなばる）断層系、野原（のばる）断層系からなる宮古島断層帯中部、腰原（こしばる）断層系、嘉手（かで）断層系、牧山断層、来間断層からなる宮古島断層帯西部に区分される（図1）。地震調査研究推進本部による評価では、宮古島断層帯中部は長さ28 km以上で、東側が相対的に沈降する正断層であり、40～90 万年前以降に形成された友利（ともり）石灰岩を変位させていることから、それ以降に活動したことは確実であるものの、最新活動時期や平均変位速度などの活動性は不明であるとした。また、宮古島断層帯西部は12 万年前以降に活動した可能性があるが、最近の活動を示す地形・地質的な痕跡は見つかっておらず、宮古島断層帯中部同様活動性は不明であるとした。

令和4年度の調査により、宮古島及び周辺海域の断層や変動地形の分布を明らかにした（図7）。また、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定のための試料採取候補地点を選定した。今年度は宮古島の地形地質調査を実施し、嘉手断層系及び腰原断層系の示す断層変位地形について調査を行った。特に腰原断層系の分布する久貝地区においてボーリング調査及びトレンチ調査を実施した。また、宮古島の複数地点において表面照射年代測定のための試料採取を行った。

3) 調査手法

a) 地形判読及び地質踏査による調査地点の選定

写真判読及び地形データによる判読を行い、宮古島断層帯の活動性推定に適した地点を選定した（図29）。特に、令和5年度の調査によって活動性が高いと推定された腰原断層系及び嘉手断層系周辺の沿岸部を中心に写真判読及び地形データによる地形判読を行った。その結果、平良周辺及び宮国周辺に隆起海岸地形や断層変位地形を見出した（図30及び図31）。それらの地点において地質踏査を実施するとともに、必要な箇所においてはVRS測量により地形計測を実施した。

b) ボーリング調査、ピット調査、及びトレンチ調査

i) ボーリング調査

ボーリング調査は、宮古島市久貝地区で実施した（図 32）。掘削は、表層部から全ての深度の試料を連続的に採取するオールコアボーリング（口径 86 mm）、鉛直掘とした。孔数は 4 孔（B-1 孔、B-2 孔、B-11 孔、B-12 孔）、総掘削深度は 30 m とした。ボーリング掘削地点の位置や標高は、VRS 測量を実施した。

採取コアは、水と刷毛を用いてコア表面の汚れを落としたのち、コア箱に入れた状態でスケールなどを入れ、デジタルカメラを用いて写真撮影を行った。その後、現場作業所にてコアを取り出し、層相、堆積構造、層厚、堆積物の粒径、混入物とその量、色調、火山灰や生痕の有無等を詳細に記載した。

ii) ピット調査及びトレンチ調査

ピット掘削及びトレンチ掘削は、ボーリング調査と同様に沖縄県宮古島市平良地区にて実施した（図 32）。ピットの形状は長さ 2 m×幅 2 m×深さ 3 m 程度、トレンチの形状は、長さ 25 m×幅 4 m×深さ 3 m 程度とした。法面の傾斜は、切り土が崩壊しないよう 70° に設定した。

調査用地はサトウキビ畑であったため、地権者の了解のもとに重機でサトウキビの刈り取り及び廃棄を実施した。その上で、トレンチ掘削用地、掘削残土置場等の作業用地及び進入路を設定した。調査用地境界には、関係者以外の者が無断で立ち入らないように、安全ロープ等でバリケードを設置し立ち入り看板を設置した。トレンチ位置の正確な地理座標は VRS 測量により計測した。

トレンチは延びの方向が推定断層走向と直交方向となるよう留意し、設定した。また、基盤標高の確認のため、トレンチ掘削と合わせて周囲においてピット掘削を実施した（図 32）。掘削したトレンチの法面は、地層の観察ができるように、平滑に整形した。その際、掘削時に法面に張り付いた掘削残土は完全に除去した。最終的な仕上げは全法面についてねじり鎌を用い、壁面水洗を行った。整形したトレンチ法面には、写真撮影及びスケッチの基準として、水平（横糸）・鉛直（縦糸）それぞれ 1 m 間隔でグリッドを設けた。グリッドの水平・垂直はレベルを用いて決定し、向かい合うトレンチ法面間の垂直線の水平位置を対応させ、両法面の垂直線を結んだ方向がトレンチと直交するように設定した。

整形した全ての法面を観察し、スケッチ及び写真撮影を行った。スケッチの縮尺は 1/20 である。観察は、肉眼で識別でき、かつ所定の縮尺でスケッチに表現できる大きさの単層毎に地層を区分し、単層毎の岩相・変形構造・堆積構造・地層境界の形状・層位関係・断層・植物遺体等について、観察とスケッチを行った。断層面については、それらの走向・傾斜、切断関係等を詳細に記載（スケッチ）した。

整形した法面全てについて、グリッドごとにデジタルカメラを用いて撮影し、これらの写真を繋げて縮尺 1/20 のモザイク写真を作成した。この際、写真の繋ぎ目が見えないように色調、明るさとコントラストを調整するとともに、撮影時の歪みや法勾配によるみかけのグリッドサイズを

補正した。また、デジタルカメラを用いて撮影した写真から、Agisoft 社の metashape を用いて、トレンチの 3D データを作成した。

トレンチ法面からは、放射性炭素年代測定のための試料を採取した。試料採取位置はスケッチに記入した。放射性炭素年代測定は、株式会社地球科学研究所に依頼した。

c) 宮古島沿岸部の海成段丘・隆起海岸地形の調査

宮古島沿岸部についての地形判読結果に基づき地質踏査及び地形測量を実施した。地形測量は複数個所において VRS 測量を実施した。久貝地区（伊良部大橋）（図 30）及び宮国地区（深江橋）（図 31）では、GNSS 基準点を初点とし、3D レーザースキャナーによるレーザー測量を実施した。本調査で使用した主要機器を表 1 に示した。

d) 年代測定用試料の採取

年代測定用試料として、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。採取地点は沖縄県宮古島市久貝地区（1 地点：隆起ベンチ；図 30）、下里地区（1 地点：隆起ベンチ；図 30）、西原地区（1 地点：海成段丘上；図 29）、宮国地区（2 地点：隆起ベンチ、1 地点：海成段丘上；図 31）、砂川地区（1 地点：海成段丘上；図 29）の、計 7 箇所である。宇宙線生成核種（ ^{36}Cl ）を用いた表面照射年代測定用試料として石灰岩を採取し、重量は 500 g を確保した。放射性炭素年代測定用試料としては生物遺骸、有機質土壌などを 10 g 程度確保した。

放射性炭素年代測定用試料の一部については、株式会社地球科学研究所に依頼し分析を行った。試料採取地点の測量は試料採取地点の標高、緯度・経度（世界測地系）を VRS 測量にて測定した。

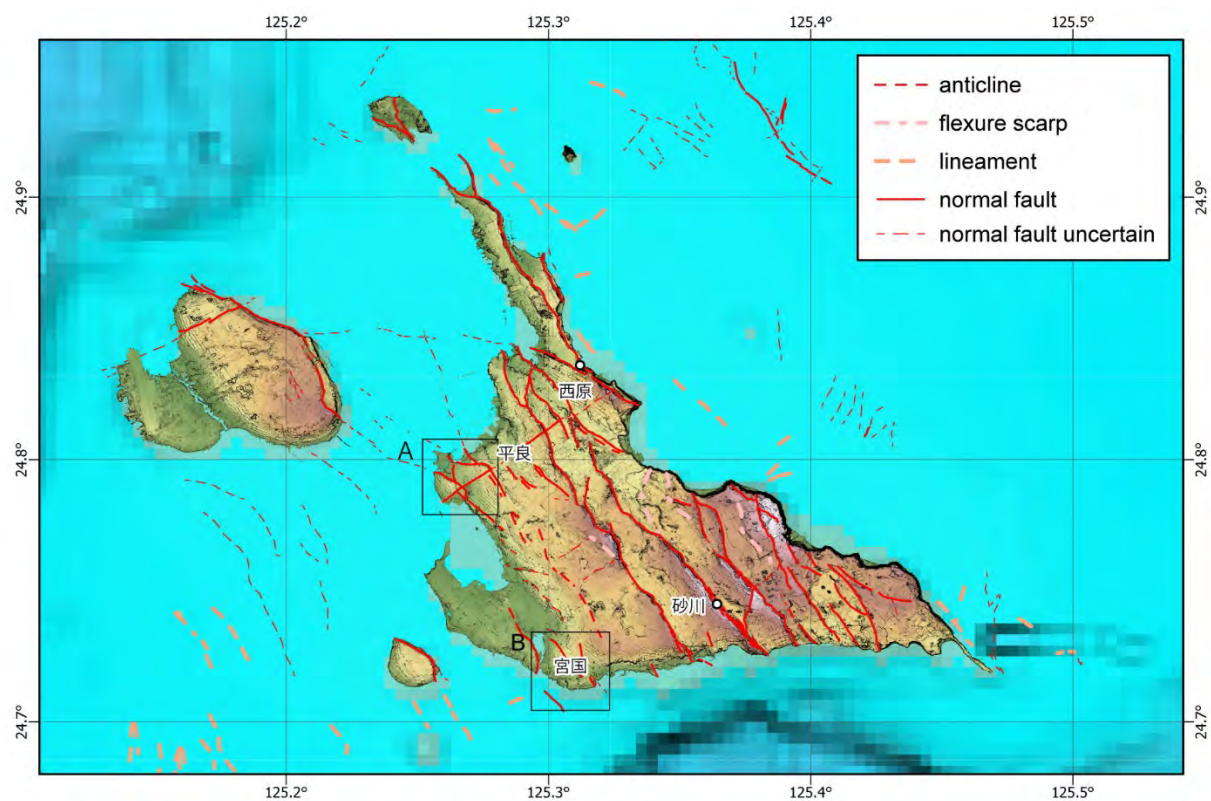


図 29 宮古島の断層分布

黒四角 A は図 30、黒四角 B は図 31 の範囲を示す。

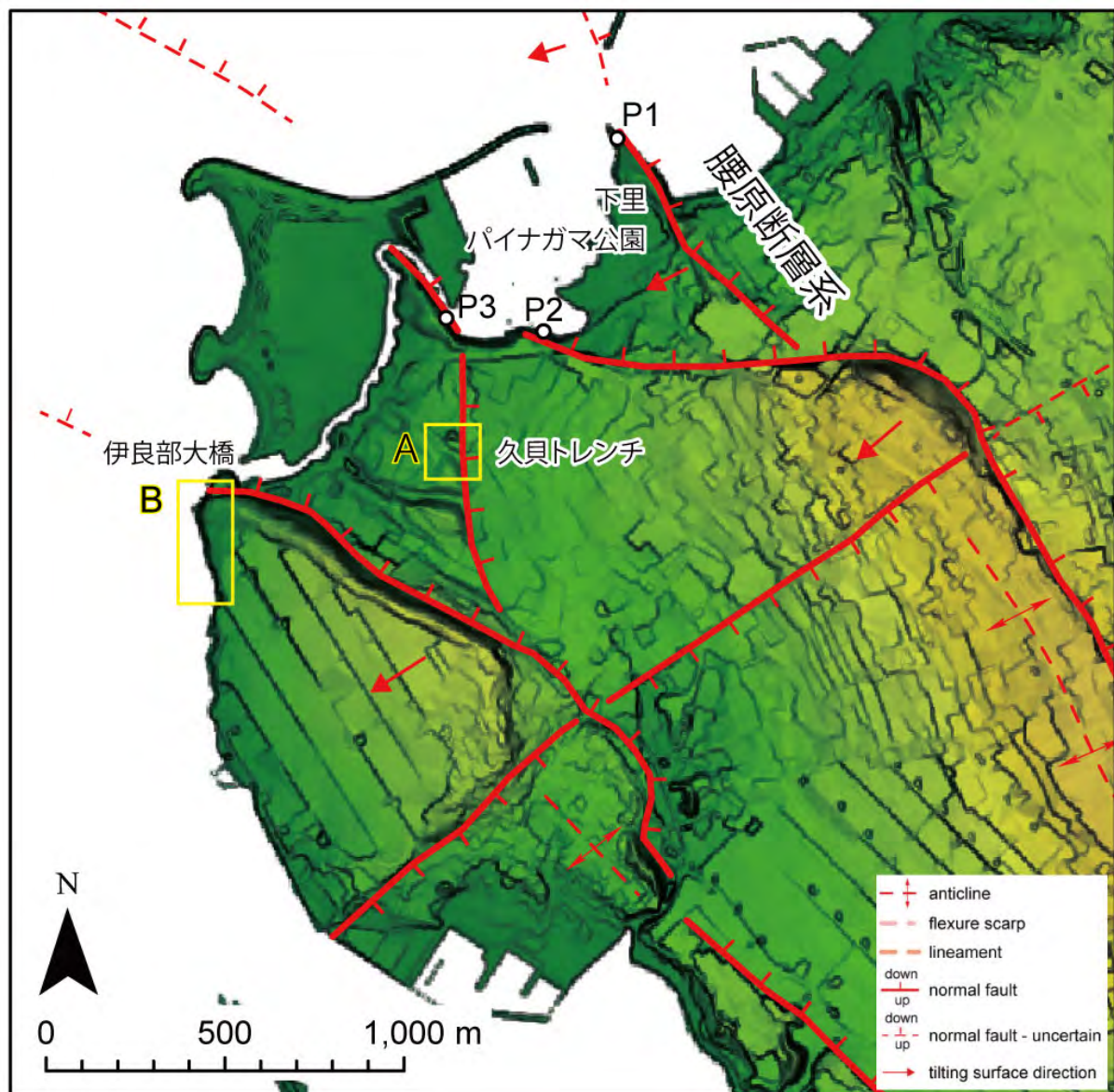


図 30 宮古島平良久貝の変動地形分布図

黄四角 A は久貝トレンチ掘削地点の図 32 の範囲を示す。黄四角 B は伊良部大橋周辺のレーザー測量範囲を示す。白丸はパイナガマ公園周辺の隆起海岸地形調査地点。

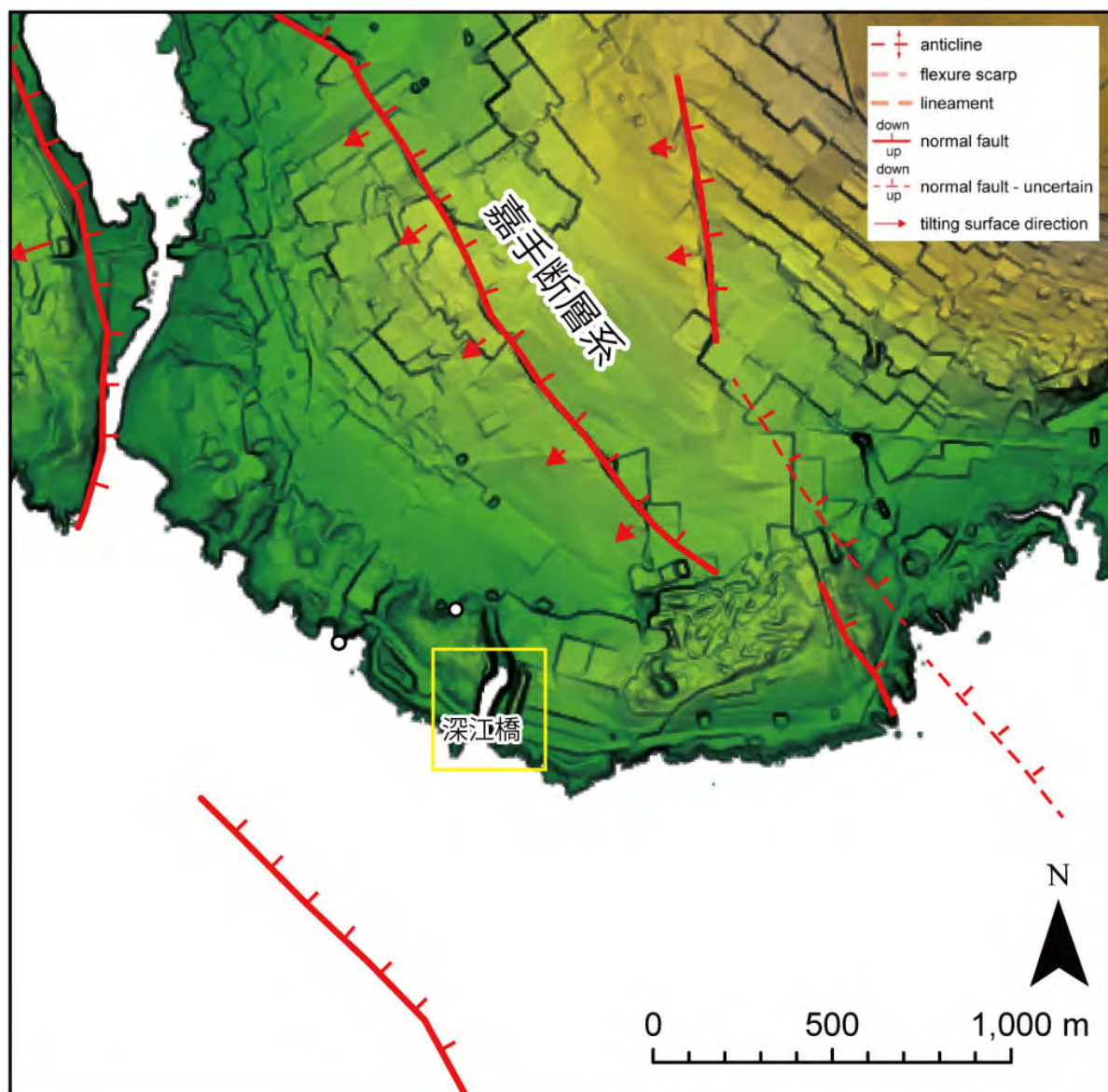


図 31 宮古島宮国周辺の変動地形分布図

黄四角は深江橋周辺のレーザー測量範囲を示す。白丸は年代測定試料採取地点。

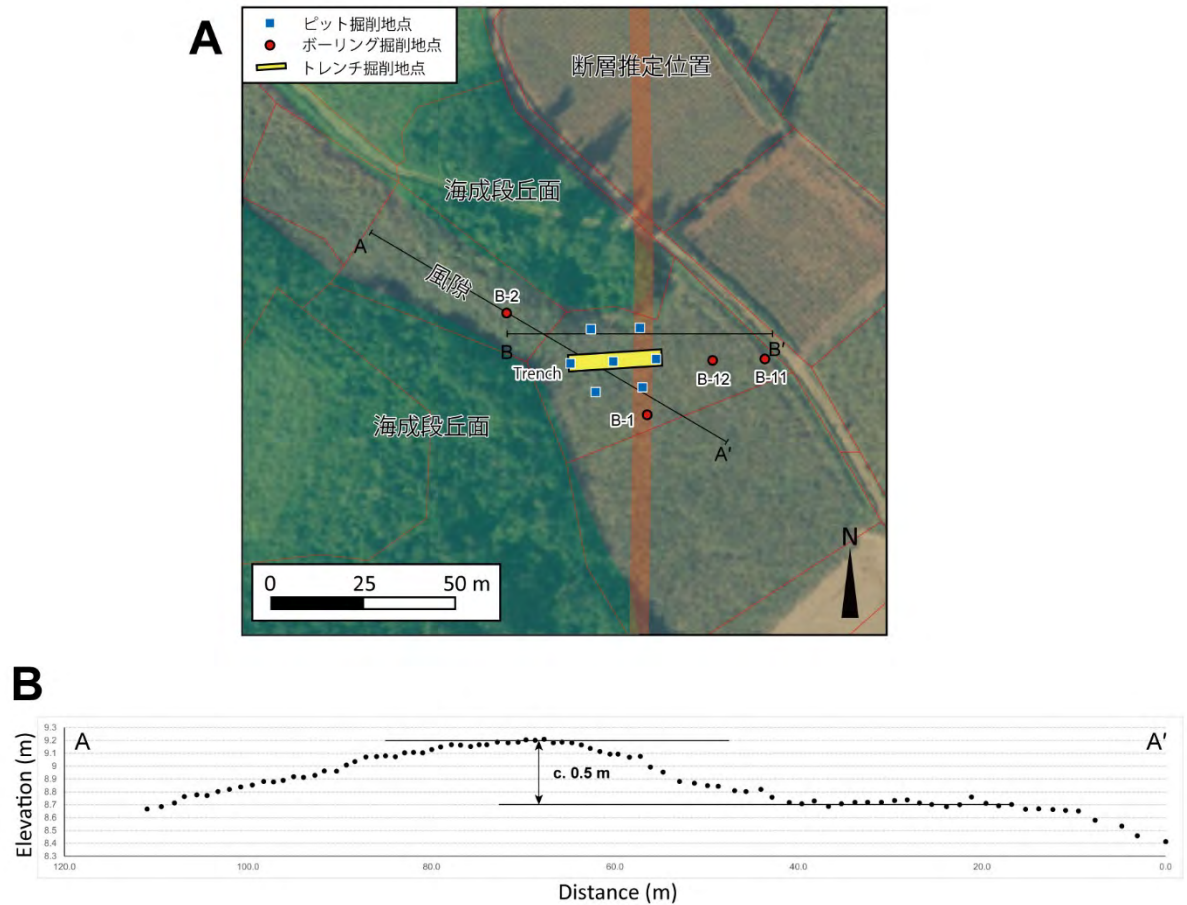


図 32 久貝トレンチ周辺調査位置図

(A) ピット・ボーリング・トレンチ位置図、赤線は断層の推定トレース位置。薄緑の範囲は段丘面。AA' は図 6B、BB' は図 15 に示す地質断面図の投影面。(B) VRS 測量による計測結果。測線は図 6A の AA' 。

表 1 主要機器一覧表（3D レーザースキャナ関係）

名称	規格・性能	単位 数量	用途
3D レーザースキャナ	Trimble X7 レーザークラス 1 (IEC 規格 EN60825-1 に準拠) 1,550TOF 方式 0.6m～80m	1 式	陸上 3D 測量
GNSS システム	Trimble R10 Trimble HD-GNSS 技術による素早い 収束、スピード測定 Trimble 360 受信機	1 式	VRS

4) 調査の結果

a) 地形判読及び地質踏査による調査地点の選定

令和5年度に活動性が高いと推定された腰原断層系及び嘉手断層系周辺の沿岸部を中心に踏査を行った結果、腰原断層系・嘉手断層系による断層変位地形や隆起海岸地形を複数地点で見出した(図29)。また、長沼断層系における露頭調査、与那原断層系における試料採取を実施した。

腰原断層系では地形判読の結果、宮古島市平良久貝にて人工改変の少ない断層変位地形を見出した(図30及び図32)。この地点では、東落ちの正断層が南北方向に延びており、西側が段丘化している。3本の谷が段丘面を東西に下刻しているが、現在水の流れはなく、すべて風隙を形成している。谷部に沿う測線で地形計測を実施したところ、推定断層位置から西側に頂点を持つ形状が認められた(図32B)。形成された際には西傾斜を有していたと考えられることから、離水後に生じた断層活動によって隆起したことが推定される。その落差は頂部と東側の東傾斜の崖の基部で約0.5 mであった。同じく嘉手断層系の延長における沿岸部の完新世ベンチの変位量が後述するように1 m以下であることから、最近の活動による変位である可能性が高い。そこで、久貝において地質構造を把握し、活動性を推定するためのボーリング調査、ピット調査、及びトレンチ調査を実施した。以降では本トレンチを久貝トレンチと呼称する。

また、腰原断層系は複数のトレースから構成されるため、各トレースの変位・変状を調査するため、沿岸部において地形・地質調査を実施した(図30)。結果、下里地区パイナガマビーチ周辺、久貝トレンチ北延長部、伊良部大橋周辺にて隆起ベンチや隆起ノッチなどの隆起海岸地形を確認した。これらについてVRS測量や地上LiDAR測量による地形計測及び年代測定試料の採取を実施した。

嘉手断層系においても沿岸部を中心に地形・地質調査を実施した(図31)。結果深江橋周辺にて隆起ベンチや隆起ノッチなどの隆起海岸地形を確認した。これらの地形に対してもVRS測量や地上LiDAR測量による地形計測及び年代測定試料の採取を実施した。

長沼断層系では、宮古島市西原地区の海岸において工事に伴い海成段丘面の露頭が確認された。露頭では断層及び地層の変形が認められ、長沼断層系の活動性推定に資する情報が得られると判断されたため、調査対象とした。

その他、砂川地区において与那原断層に沿うリッジ上にて宇宙線生成核種による分析のための試料を採取した。

b) ボーリング調査、ピット調査、及びトレンチ調査の結果

i) ボーリング調査の結果

久貝地区において、石灰岩(基盤岩)及び有機質シルト層の平面・垂直方向の分布を確認するため、ボーリング調査を実施した。風隙谷の頂部付近がB-2孔、地形的な東傾斜の斜面の基部付近がB-1孔、推定断層位置より低下側に位置する2箇所がB-11孔及びB-12孔である。各ボーリ

ング孔の地質概要としては、各孔とも表層に耕作土、黄褐色～赤褐色の風成堆積物（赤土；大野越粘土層）が認められ、それらが石灰岩の基盤岩を覆っていた。石灰岩の基盤高度は明瞭に追跡できる。一方、石灰岩中の層相区分は難しく対比が困難であった。

4 孔のボーリングコアの孔口測量結果を表 2 に示した。各ボーリングコアの観察結果を以下に記載する。図 33～図 40 に柱状図及びコア写真を示した。

【B-1 孔】

- 0.00～0.52 m：耕作土。暗茶～茶灰色を呈する粘土～極細粒砂、シルトからなる。上部は植物根を多く含み、下部では淘汰が悪く、黒色鉱物、砂粒子が混入する。
- 0.52～0.74 m：赤土。黄～赤褐色ローム質粘土からなる。
- 0.74～10.20 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

【B-2 孔】

- 0.00～0.26m：耕作土。軟質な茶色シルトからなる。
- 0.26～0.49 m：赤土。しまりの良い茶色シルトからなる。
- 0.49～0.62 m：赤土。赤褐色粘土～シルトからなる。植物根を含む。
- 0.62～0.76 m：赤土。赤褐色シルトからなる。植物根を含む。
- 0.76～0.92 m：赤土。黄～赤褐色粘土からなる。
- 0.92～1.82 m：赤土。赤褐色シルトからなる。
- 1.82～2.06 m：赤土。暗赤褐色シルトからなる。
- 2.06～5.15 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

【B-11 孔】

- 0.00～0.29 m：耕作土。軟質な茶色シルトからなる。
- 0.29～0.45 m：赤土。茶褐色ローム質シルトからなる。しまりが良く、黒色鉱物を含む。
- 0.45～0.70 m：赤土。黄～赤褐色ローム質粘土からなる。
- 0.70～1.00 m：赤土。赤褐色ローム質シルトからなる。
- 1.00～1.50 m：赤土。暗赤褐色ローム質シルトからなる。
- 1.50～7.50 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

【B-12 孔】

- 0.00～0.21 m：耕作土。軟質な茶色シルトからなる。
- 0.21～0.32 m：赤土。しまりの良い茶色シルトからなる。
- 0.32～0.51 m：赤土。赤褐色シルトからなる。植物根を含む。
- 0.51～0.67 m：赤土。赤褐色粘土～シルトからなる。植物根を含む。

0.67～1.14 m：赤土。黄～赤褐色粘土からなる。

1.41～1.85 m：赤土。暗赤褐色シルトからなる。

2.06～5.15 m：石灰岩。塊状石灰岩及びブロック状石灰岩からなる。

4孔のボーリングコアにおける基盤岩の標高に着目すると、東から7.41 m (B-11 孔)、6.8 m (B-12 孔)、8.13 m (B-1 孔)、7.25 m (B-2 孔)であった。B-2 地点は風隙における地形的な頂部であるが、基盤標高はむしろB-1 孔の方が高い。低下側のB-11 孔及びB-12 孔における基盤標高は西に向かって低下する傾向が認められた。したがって、B-1 孔もしくはB-2 孔とB-12 孔の間に断層が存在する可能性が高いと判断し、基盤標高をとらえるためのピット掘削をその周辺において複数箇所実施し、断層位置の特定を試みた。

表 2 ボーリング数量及び孔口測量結果

地点名	孔名	掘進長(m)	Y	X	標高(m)	備考
久貝地区ボーリング孔	B-1	10.20	127774.5194	-132804.0722	8.87	
	B-2	5.15	127735.6672	-132774.9989	9.31	
	B-11	7.50	127808.3065	-132784.516	8.91	
	B-12	7.50	127793.3628	-132785.5556	8.86	

※座標系は平面直角座標系第 XVI 系を使用した。

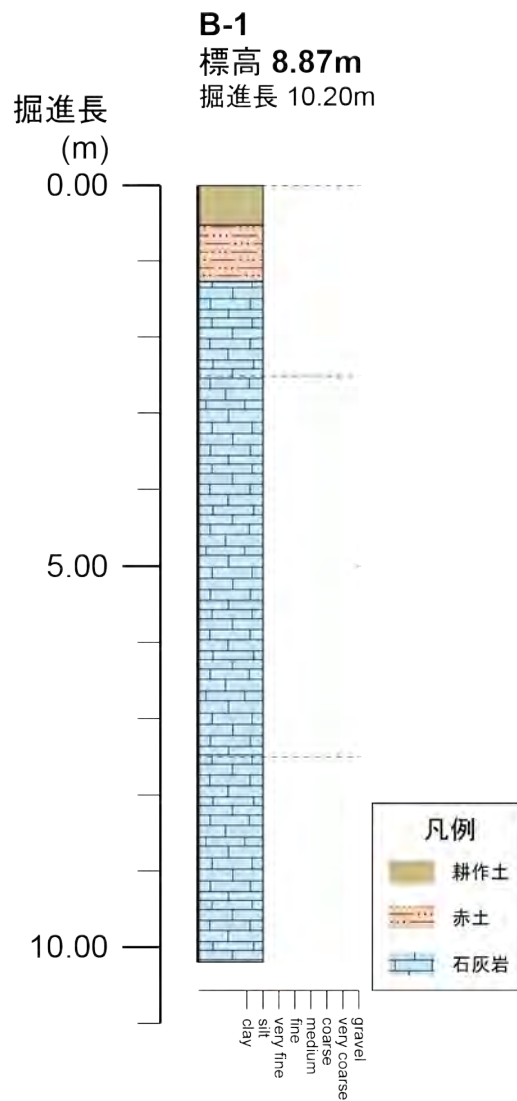


図 33 B-1 孔柱状図



図 34 B-1 孔コア写真
数字は深度 (m)

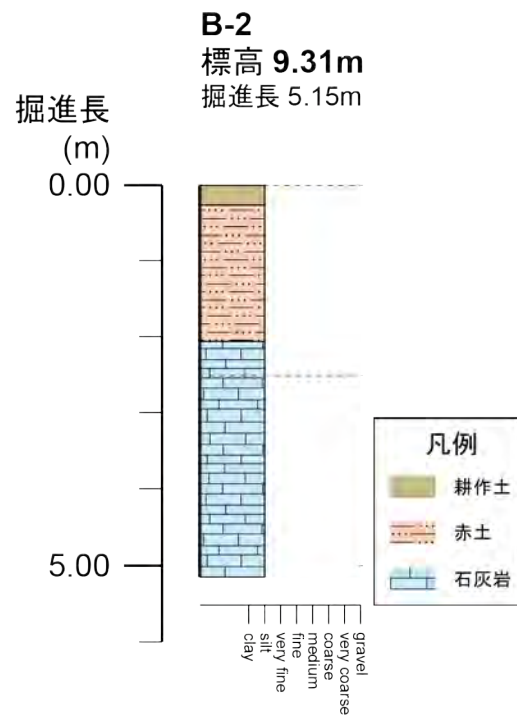


図 35 B-2 孔柱状図



図 36 B-2 孔コア写真
数字は深度 (m)

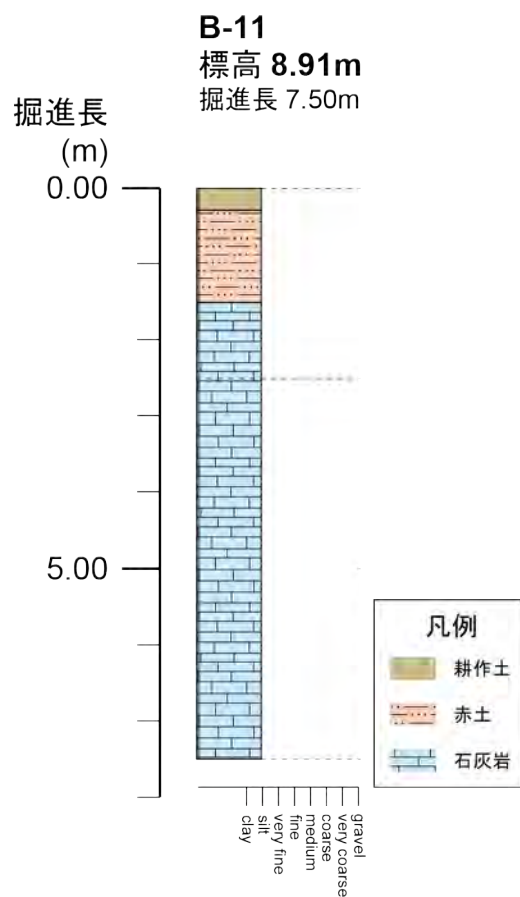


図 37 B-11 孔柱状図



図 38 B-11 孔コア写真
数字は深度 (m)

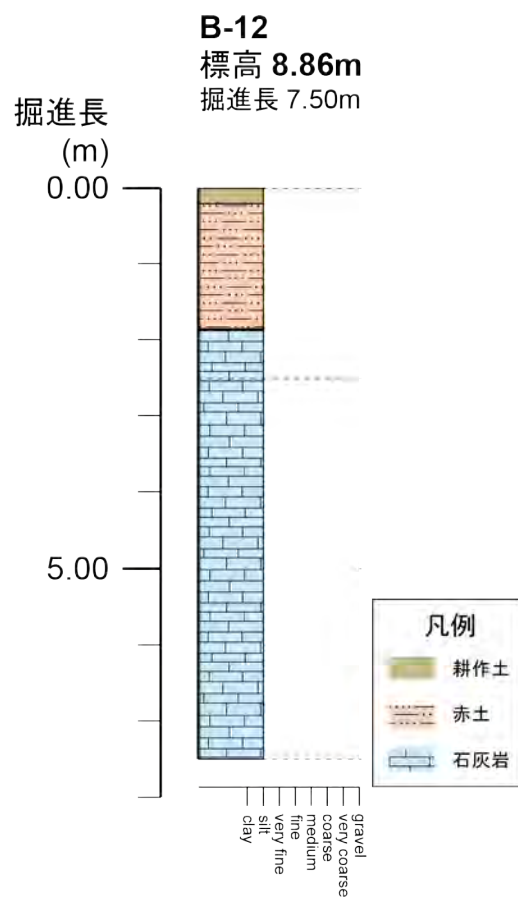


图 39 B-12 孔柱状图



図 40 B-12 孔コア写真
数字は深度 (m)

ii) ピット掘削調査及びトレンチ調査の結果

トレンチ調査地点周辺における測量結果を表3に示した。

断層はほぼ南北走向と考えられることから、B-11 孔及びB-12 の西延長の3か所で試掘を行った(図32)。その結果、基盤岩の標高は東から6.41~6.5 m(トレンチ東端)、6.01~6.19 m(トレンチ中央部)、7.39~7.97 m(トレンチ西端)であることを確認した(表3)。基盤岩の標高は東端の試掘ピットから中央の試掘ピットへ向けてやや減じ、中央の試掘ピットと西端の試掘ピットの間で大きく変化することが分かった。そのため、中央の試掘ピットと西端の試掘ピットに間に断層が存在すると判断し、3か所の試掘ピットをつなぐ形でトレンチを掘削した。B-1 地点の基盤標高は8.13 mといずれの地点よりも高かった。複雑な基盤岩形状が予想されたため、基盤標高分布を把握するため、トレンチの南東側でピットA、南西側でピットB、北西側でピットC、北東側でピットDを掘削した。

トレンチ調査結果

トレンチ壁面スケッチの凡例を図41、トレンチ壁面の写真及びスケッチを図42及び図43にそれぞれ示した。トレンチの3Dデータを図44に示した。トレンチ壁面の観察の結果、久貝地区の層序は、上位から下位にA層~F層の8層に区分した。以下に層相を記す。

A層：赤褐色を呈する砂・礫混じりシルトで、サトウキビ畑の底土である。下位との境界は漸移する。なお、表層20 cm程度は、トレンチ掘削に伴い耕作土と掘削土が混ざること避けるため、予め剥ぎ取り、除いている。

B層：褐色を呈するシルトからなる。下位との境界は明瞭である。N21付近でC1層及びD層に大きく食い込む。北壁面のN21~N25、南壁面のS10~S14において楔状に多数下位層準に食い込む。

C1層：本層はトレンチ北壁面(N4~N22)、南壁面(S7~S17)にのみ分布し、トレンチ内では北側に向かい幅広く層厚が増す。暗褐色を呈する有機質シルトからなる。植物根痕跡がみられ、特に上部では密集する。径0.5~2 cm程度の黒色を呈する酸化鉄またはマンガング塊が散在する。下位のD層との境界は漸移するが、北壁面の東端と西端、南壁面の西端では下位の地層との境界は明瞭である。

C2層：本層はトレンチ北壁面(N6~N18)にのみ分布する。褐色を呈する有機質シルトからなる。上位のC層から連続する植物根痕跡がみられる。下位との境界は明瞭である。

C3層：本層はトレンチ北壁面(N10~N15)にのみ分布する。暗褐~黒褐色を呈する有機質シルトからなる。上位に比べて粘土分を多く含む。C1~C3層はD層のたわみ下がりやを水平に埋積するような堆積構造を示す。

D層：明褐~淡黄褐色を呈する砂質シルトからなる。上部は上位の地層から連続する植物根痕跡がみられ、やや砂質である。中部はシルトからなる。下部はところどころに石灰岩片

を含む褐色シルトからなる。層厚は、北壁面ではN1～N15まで1～1.2 m程度でN15～N25まで1.2～1.6 m程度である。南壁面ではS1～S12まで1～1.2 m程度でS12～S25まで1.2～2.2 m程度である。それぞれの境界N15及びS12付近で見かけ急激に変化する。北壁面ではN12付近、南壁面ではS13付近に向かってたわみ下がる。E層との境界はおおむね漸移的であるが、小断層を境として明瞭に区別できる箇所が認められる。基底は凹凸に富み、S15やS19付近などトレンチ底まで大きく入り込む箇所が認められる。D層中の亀裂は不明瞭で上位層まで追跡することは難しい。

E層：灰色を呈する礫状の石灰岩からなる。強風化し粘土化した石灰岩や褐色シルトを伴う。N08、S15、S19、S23.5などにおいてD層が食い込む。

F層：白～灰白色を呈する石灰岩からなる。トレンチの西では分布高度が7.39～7.97 mと高く、中央付近で約1～2 m程度低い。東で再び高くなり標高6.41～6.5 mと中央付近との比高は約0.2～0.5 m程度を示す。亀裂が多く、礫状の破砕が集中する区間と亀裂の少ない未破砕の区間が存在する。

トレンチ壁面において、認められた主な断層もしくは断層破砕帯をf1～f6断層とした。f1は断層破砕帯として認識でき、全体として西に傾斜する。F層は小断層ごとに西上がりの変位を示し、全体的にはN02～N08、S02～S08にかけて東に向かって高度が低下する。図43からわかるようにトレンチ底面では、N12～N13、S12～S14付近において基盤標高が最も低くなっており、地溝状の凹地が認められる。この地溝を東西に挟む断層としてのf2断層及びf3断層が認められた。S15付近では、大きくD層が食い込んでおり、それを形成するfissureとしてf4断層を認定した。北壁面のN21付近ではB層が1 mほどD層まで食い込む。N19～N20付近では基盤標高が相対的に低くなっておりD層が下位層へ食い込む。また、南壁面ではS19付近において大きくD層が食い込む。これらの地溝状の変形を形成する断層としてf5断層を認定した。N22～N23付近では基盤岩の破砕が認められた。また、S21.5付近において、D層及びE層がF層に食い込む様子が認められた。f4断層同様のfissureが存在すると判断し、f6断層とした。

ピット掘削調査結果

久貝トレンチ周辺における基盤標高を調査するためのピット掘削の結果、ピットA（トレンチ南東側）では7.7 m、ピットB（トレンチ南西側）では7.74 m、ピットD（トレンチ北東側）では8.26 mの基盤標高があることが分かった（図45）。ピットA及びピットDの基盤標高はトレンチ東端の基盤標高6.41～6.5 mよりも高い。地下に谷地形のような東西方向に延びる凹部が存在し、それを埋積した大野越粘土層上にサトウキビ畑が造成されたことが推定される。トレンチはほぼ凹部沿いに掘削したとみられる。

ピットCは3.2 m以上掘削し、E層までは確認したものの、基盤岩が露出していない。基盤標高は5.13 mを下回ると考えられる。基盤標高図からは谷地形がピットCに向かって屈曲してい

る可能性を示唆する。B-2 孔において基盤標高は 7.25 m であることから、より大きい西上がりの変位を有する断層がピット C より西側を通過している可能性がある（図 45）。

年代測定結果

トレンチ壁面の 3 か所から放射性炭素年代測定のための試料を採取した。採取位置は図 43、測定結果は表 4、暦年較正の方法及び結果は表 5 に示した。MKG-T01 は E 層から採取し、7247～7002 cal BP (2σ)、MKG-T02 は C3 層から採取し、14760～14053 cal BP (2σ)、MKG-T03 は C1 層から採取し、8537～8391 cal BP (2σ) を示した。最も下位から採取した試料が最も若い年代を示した。有機質な地層から採取した MKG-T02 以外の試料については炭素含有率が小さいため、MKG-T02 が示す年代が信頼できると考えると、C3 層の堆積は約 15 ka、C1 層は 8.5 ka ごろに堆積したと推定される。MKG-T03 以外の試料が再堆積により古い年代を示しているとした場合、D 層以浅の地層が約 7.2 ka 以降に堆積したと推定される。いずれにせよ C1～C3 層が約 15 ka 以降に堆積したといえるものの、D 層の堆積時期は不明である。

解釈

トレンチ壁面では断層による地層の明瞭な変位は認められなかった。しかし、C1 層下位の C2 層及び C3 層は、トレンチ中央部のみ認められ、北壁面及び南壁面に分布する C1 層～C3 層を東西に追跡すると、D 層との境界で尖滅する。また、C1/C2 境界及び C2/C3 境界は概ね水平である。トレンチ全般に認められる D 層はトレンチ中央部に向かってたわみ下がる形状を示し、その層厚は、トレンチ中央部で薄く、トレンチ両端で厚い傾向を示す。剪断面は認められないものの、f1～f6 断層のように F 層には多数の亀裂・割れ目やそれに伴う落差が認められた。図 46 のように投影地質断面を作成すると、f1 断層付近に向かって半地溝状に東側が低下する様子が認められる。半地溝状の変形によってトレンチ壁面でみられる D 層のたわみ構造や層厚変化が生じていると考えられる。したがって、D 層のたわみ変形ののち、凹部を C1～C3 層が埋積したと考ええると、すくなくとも一回のイベントが約 15 ka 以前に生じたと考えられ、D 層の年代として約 7.2 ka 以降を採用した場合、約 7.2 ka 以降に少なくとも一回のイベントが生じたと考えられる。活動時期の精度を高めるためにはより多くの年代測定が必要である。

B 層については N21 付近で C1 層及び D 層に大きく食い込む。この構造が地震に伴う開口亀裂と解釈すると、本トレンチで確認される最も新しい活動を示す可能性がある。

表3 久貝トレンチ周辺測量結果

測点名	X座標	Y座標	H地盤標高(m)	Z基盤標高(m)	備考
401	-132730.049	127694.081	10.006		道路上基準点
402	-132788.562	127816.033	9.398		道路上基準点
B1	-132804.063	127774.555	8.87	8.13	ボーリング掘削孔
B2	-132774.985	127735.672	9.31	7.25	ボーリング掘削孔
B11	-132784.486	127808.329	8.91	7.41	ボーリング掘削孔
B12	-132785.524	127793.37	8.86	6.8	ボーリング掘削孔
101上部	-132784.723	127777.211	8.78		トレンチ北東端上部
102上部	-132785.657	127764.648	8.72		トレンチ北中央端上部
103上部	-132786.981	127752.227	8.91		トレンチ北西端上部
104上部	-132790.907	127752.625	8.99		トレンチ南西端上部
105上部	-132789.891	127765.07	8.79		トレンチ南中央端上部
106上部	-132788.813	127777.587	8.76		トレンチ南東端上部
107下部	-132785.677	127776.327	6.41	6.41	トレンチ北東端下部
108下部	-132787.141	127764.922	5.94	6.19	トレンチ北中央端下部
109下部	-132787.991	127754.303	6.39	7.39	トレンチ北西端下部
110下部	-132789.423	127754.391	6.41	7.97	トレンチ南西端下部
111下部	-132788.485	127764.93	6.01	6.01	トレンチ南中央端下部
112下部	-132787.657	127776.667	6.5	6.5	トレンチ南東端下部
試掘A	-132794.237	127772.52	8.8	7.7	位置はメジャーで計測、標高は近似値
試掘B	-132795.095	127761.486	8.84	7.74	位置はメジャーで計測、標高は近似値
試掘C（ピット）	-132780.395	127759.615	8.63	5.13	基盤深度は3.2m以上
試掘D	-132778.281	127771.142	8.76	8.26	位置はメジャーで計測、標高は近似値

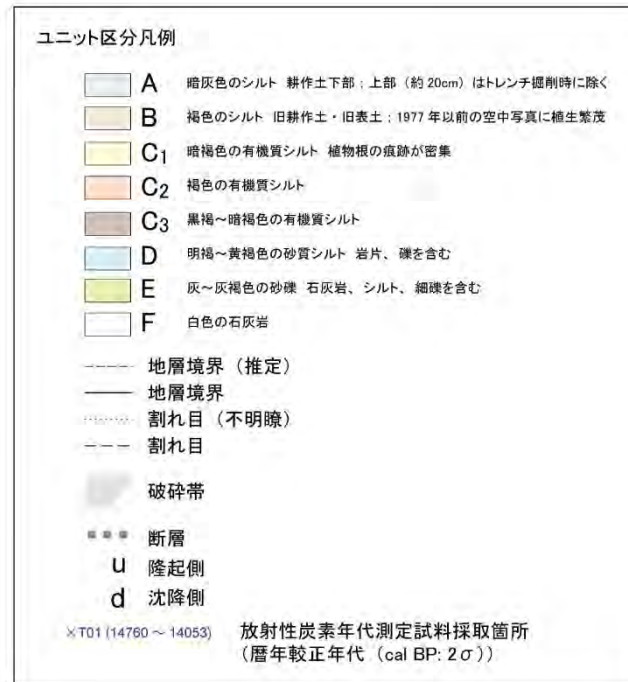


図 41 トレンチの凡例



図 42 久貝トレンチ写真展開図

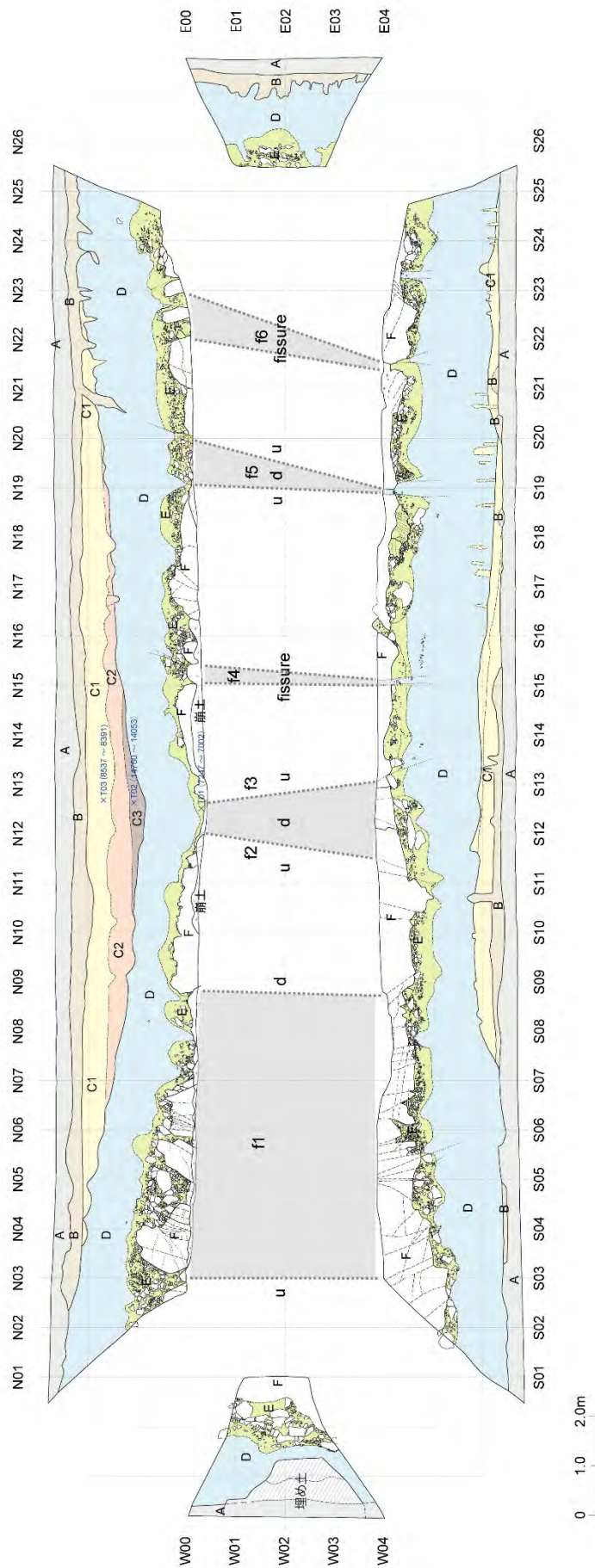


図 43 久貝トレンチスケッチ展開図

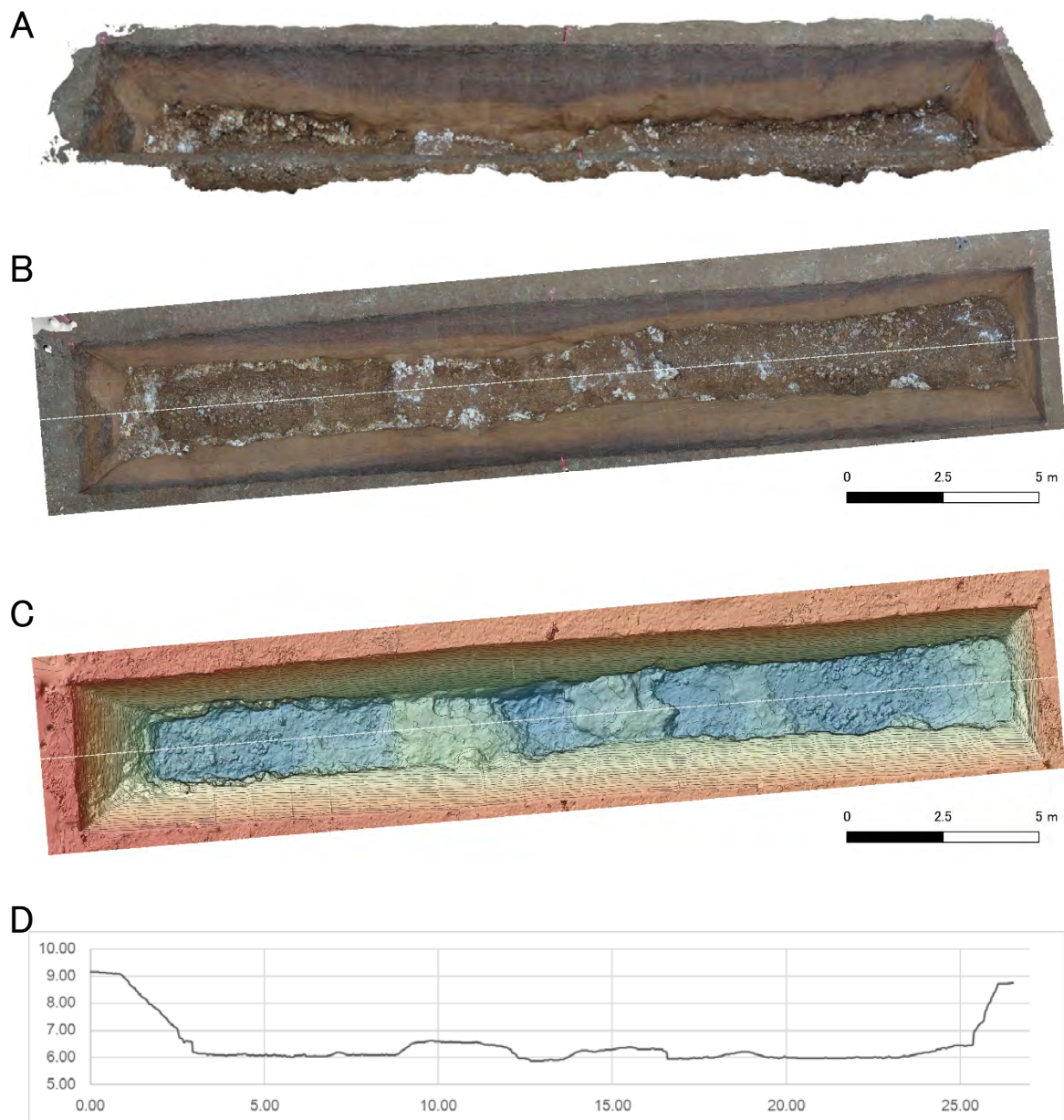


図 44 久貝トレンチ 3D データ

(A) 3D モデル。(B) オルソ画像。(C) 段彩図及び等高線図。(D) 断面図。B、C 中の白破線は断面図の位置。断面図の縦軸は標高、横軸は m を示す。

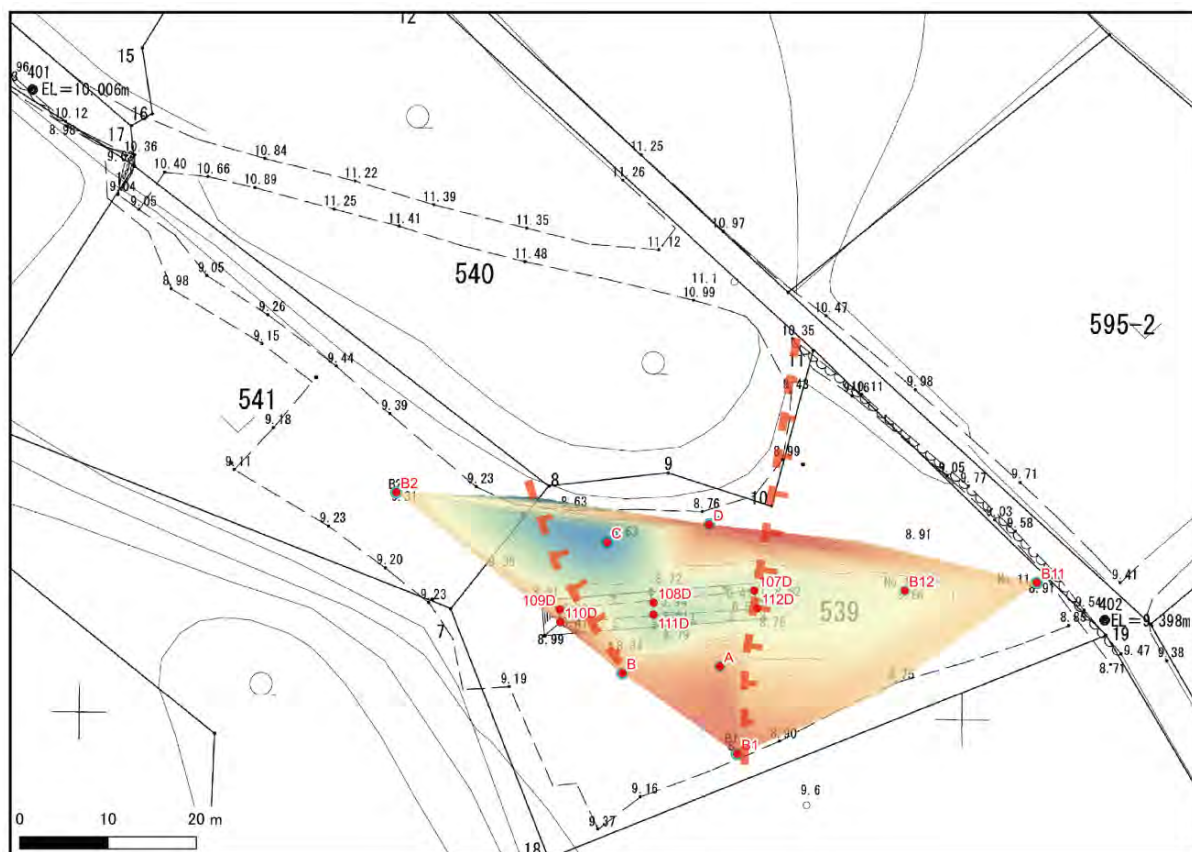


図 45 久貝トレンチ周辺基盤標高図

ケバ付きの赤点線は断層の推定位置を示す。

表4 久貝トレンチにおける放射性炭素年代測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料形態	処理方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり			
						Libby Age(yrBP)		pMC(‰)	
IAAA-232225	MKG-T01	沖縄県宮古島市 久貝	粘土(腐植質)	HCl	-21.49 ± 0.23	6,210 ± 30		46.13 ± 0.17	
IAAA-232226	MKG-T02	沖縄県宮古島市 久貝	粘土(腐植質)	HCl	-14.80 ± 0.22	12,250 ± 40		21.78 ± 0.11	
IAAA-232227	MKG-T03	沖縄県宮古島市 久貝	粘土	HCl	-21.55 ± 0.18	7,660 ± 30		38.52 ± 0.15	
[IAA登録番号:#C478]									

表5 久貝トレンチにおける放射性炭素年代測定結果（較正年代）

測定番号	試料名	暦年較正用 (yrBP)	較正条件	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
IAAA-232225	MKG-T01	6,214 ± 28	OxCal v4.4 IntCal20	7165calBP - 7155calBP (7.0%) 7121calBP - 7021calBP (61.3%)	7247calBP - 7206calBP (12.4%) 7171calBP - 7149calBP (10.2%) 7135calBP - 7002calBP (72.8%)
IAAA-232226	MKG-T02	12,245 ± 40	OxCal v4.4 IntCal20	14200calBP - 14077calBP (68.3%)	14760calBP - 14747calBP (0.6%) 14324calBP - 14053calBP (94.8%)
IAAA-232227	MKG-T03	7,663 ± 30	OxCal v4.4 IntCal20	8515calBP - 8500calBP (10.8%) 8458calBP - 8405calBP (57.4%)	8537calBP - 8391calBP (95.4%)

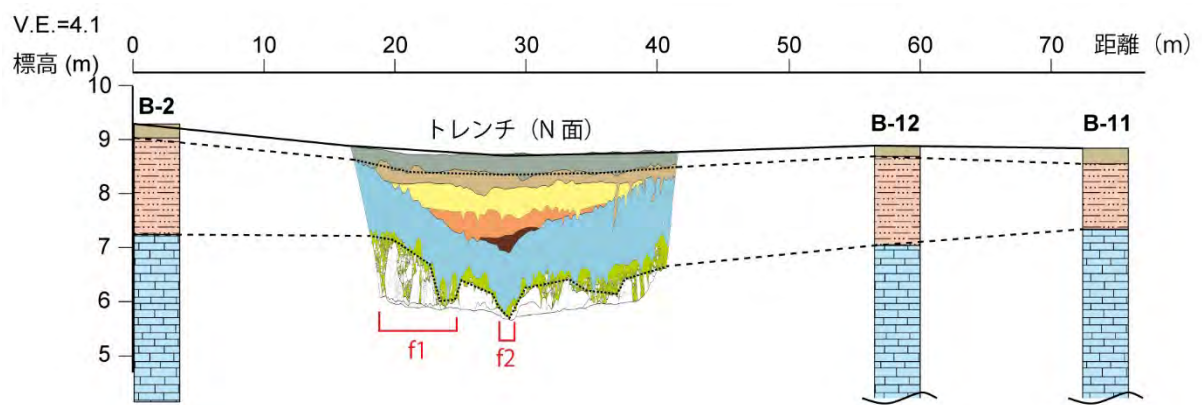


図 46 久貝トレンチ地質断面図
投影面は図 32 を参照。

c) 宮古島沿岸部の海成段丘・隆起海岸地形の調査及び年代測定用試料の採取の結果

海成段丘・隆起海岸地形の調査及び試料採取を実施した地点は沖縄県宮古島市久貝地区（1 地点：隆起ベンチ）、下里地区（1 地点：隆起ベンチ）、西原地区（1 地点：海成段丘上）、宮国地区（2 地点：隆起ベンチ、1 地点：海成段丘上）、砂川地区（1 地点：海成段丘上）の、計 5 箇所である。位置図は図 29、図 30、図 31 に示した。

i) 宮古島市久貝地区

久貝地区伊良部大橋周辺では海岸沿いの隆起ベンチ及びノッチの 3D レーザー測量、露頭観察及び試料採取を実施した。3D レーザースキャナーによるレーザー測量結果（総延長 350 m）を図 47、図 48、及び図 49 に示した。測量結果から得られた地形断面を図 50 にまとめた。

伊良部大橋周辺では、測量範囲の南側では 1 段のノッチが認められるが（図 50 の測線 6 及び測線 7）、橋に近づくにつれノッチが 2 段に分化する（図 50 の測線 3～測線 5）。伊良部大橋付近では石灰岩の崩壊跡が認められ、その背後には 2 段のノッチが認められる（図 50 の測線 2）。さらに北側～東側ではノッチは再び 1 段となる（図 50 の測線 1）。このことから、伊良部大橋付近を断層が通過する可能性が高いと考えられる。

放射性炭素年代測定用試料として伊良部大橋南側の多段化する海食洞内にて岩盤に付着する牡蠣、ビーチロック、異地性のシャコ貝等を採取した（図 51）。今後、採取試料を用いて放射性炭素年代分析を行うことで腰原断層系の断層活動に伴う離水時期を明らかにすることができる可能性がある。

ii) 下里地区

下里地区パイナガマ公園とその周辺部では海岸沿いの隆起ベンチの測量、露頭観察及び試料採取を実施した（図 30）。パイナガマ公園地点の P1 地点では、腰原断層系の断層が隆起ベンチを変形させている様子を確認できる（図 52A）。また、パイナガマ公園の西側 P2 地点及び P3 地点では、久貝トレンチの延長部にあたるトレースにおいて離水ベンチとそれを変位させる断層が認められた（図 52B）。また、測量の結果約 0.5 m の隆起が確認された（図 53）。周辺において年代測定可能な試料は得られなかったため、隆起時期は不明である。パイナガマ公園地点では、P1 地点においてベンチ表層の石灰岩を計 1 試料採取した（図 52C）。

iii) 西原地区

西原地区では海岸に面する海成段丘面上において、工事に伴い露出した露頭を対象とし、測量、露頭観察及び試料採取を実施した。対象とした露頭は、標高 5～8 m 付近の海岸線と平行に分布する狭小な平坦面に位置し、一部崖錐性の緩斜面や河口付近に形成される緩斜面からなる。以降では本露頭を西原露頭と呼称する。露頭壁面の写真及びスケッチを図 54 及び図 55 に示す。

観察の結果、西原地区の層序を、上位から下位に A1 層～H3 層の 13 層に区分した。以下に記載を記す。

- A 層：褐色を呈する砂・礫混じりシルトで、表土である。下位との境界は漸移する。断層変位は認められない。
- B 層：灰褐色を呈する礫混じり細粒砂からなる。露頭の西側（N2 付近）で下位の地層に割れ目に沿って落ち込む。下位との境界は明瞭である。断層変位は認められない。
- C 層：灰白色を呈する礫からなる。礫は径 2～220 mm、平均径は 50～100 mm の石灰岩の角礫を主体とする。基質はシルト質細粒砂からなる。下位の D 層との境界は明瞭である。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- D 層：灰白色を呈する極粗粒砂からなる。石灰岩片が混じる。下位との境界は明瞭である。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- E1 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- E2 層：黄灰～淡黄灰色を呈する砂礫からなる。石灰岩円礫を主体とし、岩片や角礫を含む。砂礫層の上部の礫は、おおむね内陸側に傾くように見え、下位の礫は海側に傾くようにみえる。露頭西側では下位の G 層を削り込む。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- E3 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。下位との境界は明瞭で、N3 から西は内陸側に傾き、東は海側に傾く。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- F 層：灰白色を呈する極粗粒砂からなる。石灰岩片が混じる。下位との境界は明瞭で、N3 から西は内陸側に傾き（層理面；N2W26W）、東は海側に傾く。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。
- G 層：灰白色を呈する礫からなる。本層の上部は、礫径 2～90 mm、平均径は 10 mm の石灰岩の角礫を主体とする。礫支持で基質は褐色を呈するシルト質細粒砂からなる。中部は石灰岩片混じりの極粗粒砂で、下部は淡褐～褐白色を呈する礫で、礫径 2～120 mm の石灰岩片、平均径 6～20mm、基質支持で基質はシルト質細粒砂からなる。下位との境界は明瞭

である。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

H1 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。断層としては、N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

H2 層：褐色を呈する砂礫からなる。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

H3 層：暗褐色を呈する有機質シルトからなる。礫や砂を含む。N2 付近で数 cm 程度の上下変位がみられる 2 条の断層（西側；N52W82NE、東側；N44W87SW）、N5～N6 に東低下の 2 条の明瞭な断層（西側；N40W80S、東側；N29W73NE）が認められる。

露頭法面では断層による明瞭な変位が認められた。しかし、東側の断層は崖に面しており、海側に低下していることから、地すべりの可能性がある。一方の西側の 2 条の断層は変位量が小さいものの上下の変位が認められた。また、E2 層と E3 層との境界から上位の地層はほぼ水平ないし海側に傾斜し、下位の地層は内陸側に傾斜していること、E3 層を削り込んでいる様子から不整合と考えられる。E2 層内部の流向は、礫のインブリケーションから下部の礫は海側から、上部の礫は陸側からの流向が推定される。以上から E2 層は津波堆積物の可能性が考えられる。

放射性炭素年代測定の結果を表 6、表 7 に示した。年代測定結果は E1 層から採取した試料 MNH-C01 が 1,307～1,178 cal BP (2σ) を示し、H1 層から採取した試料 MNH-C02 が 290 cal BP ～present (2σ) を示した。地層の上下関係と年代が矛盾するため、地層の堆積年代を定めるには、より多くの試料の分析が必要である。

iv) 宮国地区

宮国地区深江橋周辺では海岸沿いの隆起ベンチ及びノッチの 3D レーザー測量、露頭観察及び試料採取を実施した。3D レーザースキャナーによるレーザー測量結果（総延長 650 m）を図 56 に示した。深江橋周辺では、隆起ベンチの多段化が認められ、ノッチが 2 段に分化する様子が確認された（図 57A 及び 57B）。隆起時期を推定するため、隆起ベンチ上に付着したビーチロックを放射性炭素年代測定用に採取した（図 57C）。

また、深江橋の東部海岸線において露頭観察及び宇宙線生成核種による表面照射年代測定のための試料採取を実施した（図 58）。試料採取状況を図 58C に示した。試料として離水ベンチ表層の石灰岩を 1 試料採取した。

宮国地区では、中位面以上と考えられる海成段丘面上から表面照射年代測定のための試料を採取した（図 59）。農道脇の露頭では測量、露頭観察及び試料採取を実施した。試料採取状況を図 59 に示した。

今後、上記の採取試料の分析を進め、隆起ベンチや海成段丘面の離水時期の推定を試みる予定である。

v) 砂川地区

砂川地区の海成段丘は宮古島で最も高位に位置する段丘面である。本地点は与那原断層沿いのライムストーンウォール直上に位置する。この地点では宮古島島内における石灰岩の削剥速度を見積もることを目的として試料を採取した。砂川地区では測量、露頭観察及び試料採取を実施した。試料採取状況を図 60 に示す。

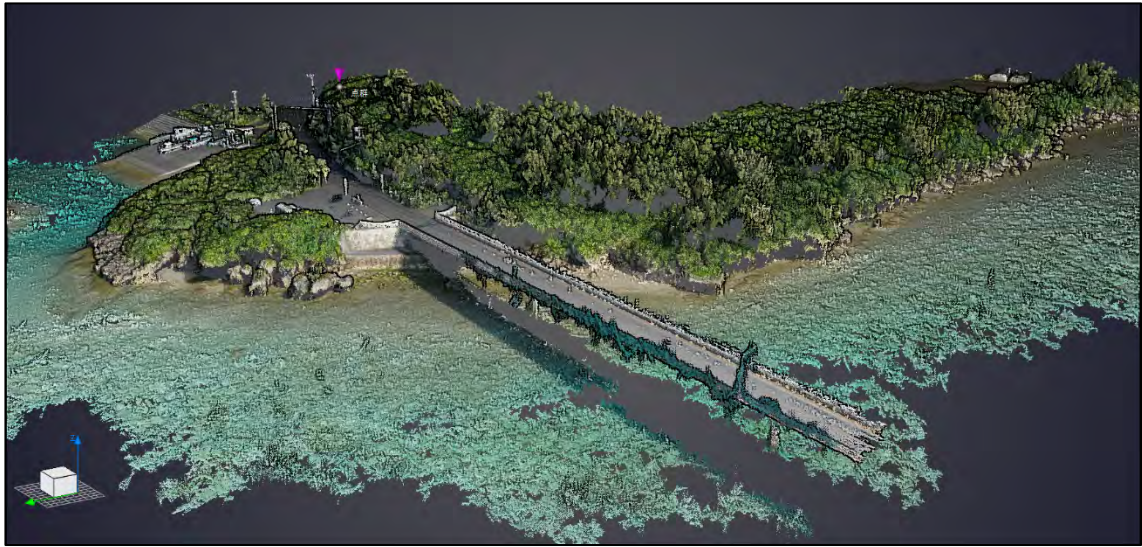


図 47 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザー測量結果（鳥瞰）

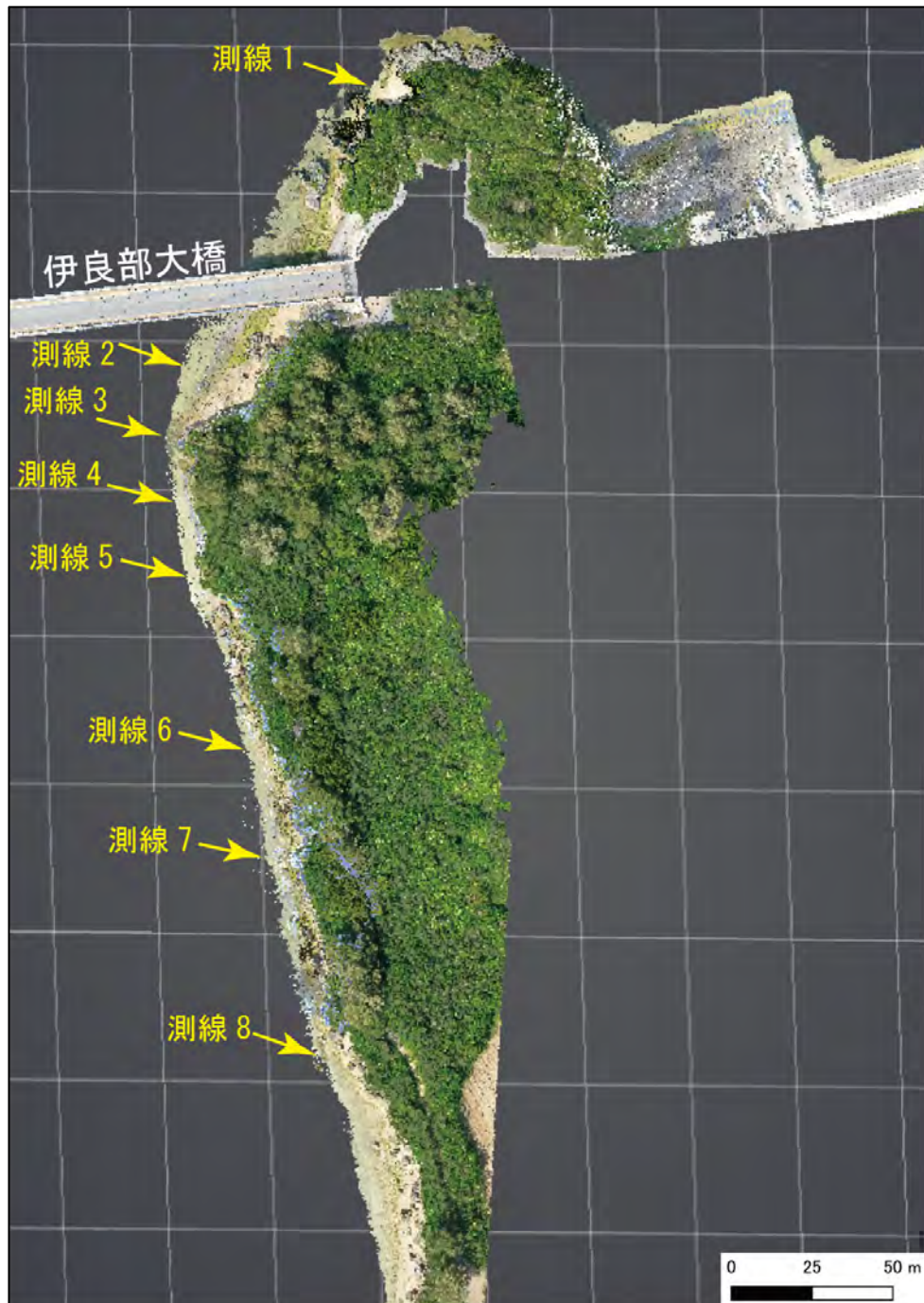


図 48 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（平面）

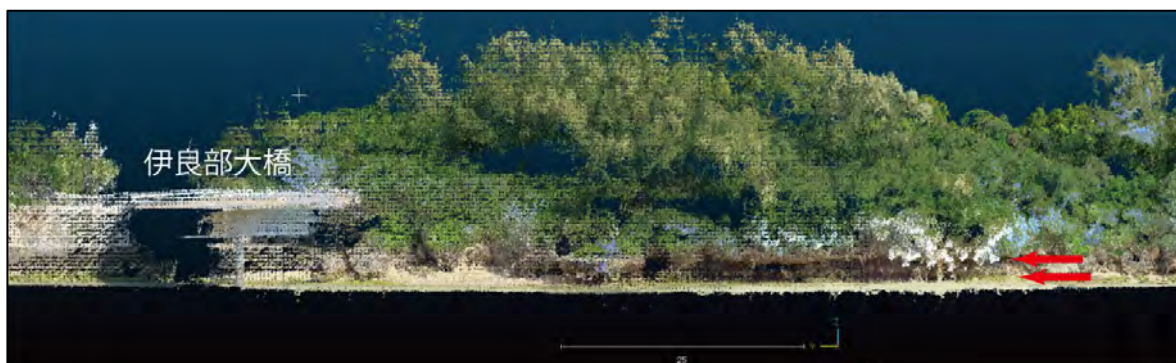


図 49 久貝地区伊良部大橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（海岸から）
赤矢印はノッチの位置を示す。

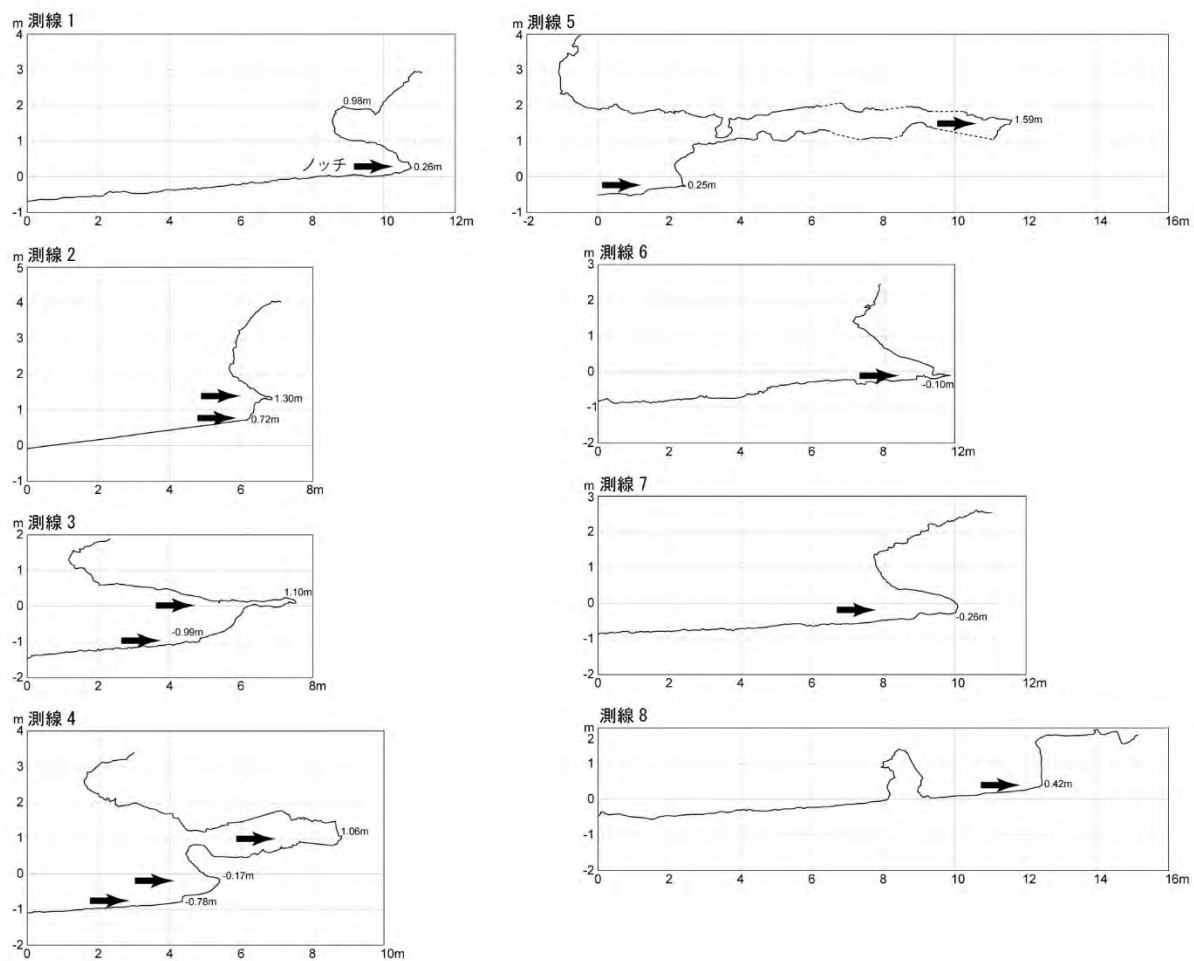


図 50 伊良部大橋周辺の海岸地形断面
黒矢印はノッチの位置を示す。測線位置は図 22 参照。



図 51 伊良部大橋周辺の採取試料
海食洞内の岩盤に付着する牡蠣と異地性のシャコ貝を採取した。

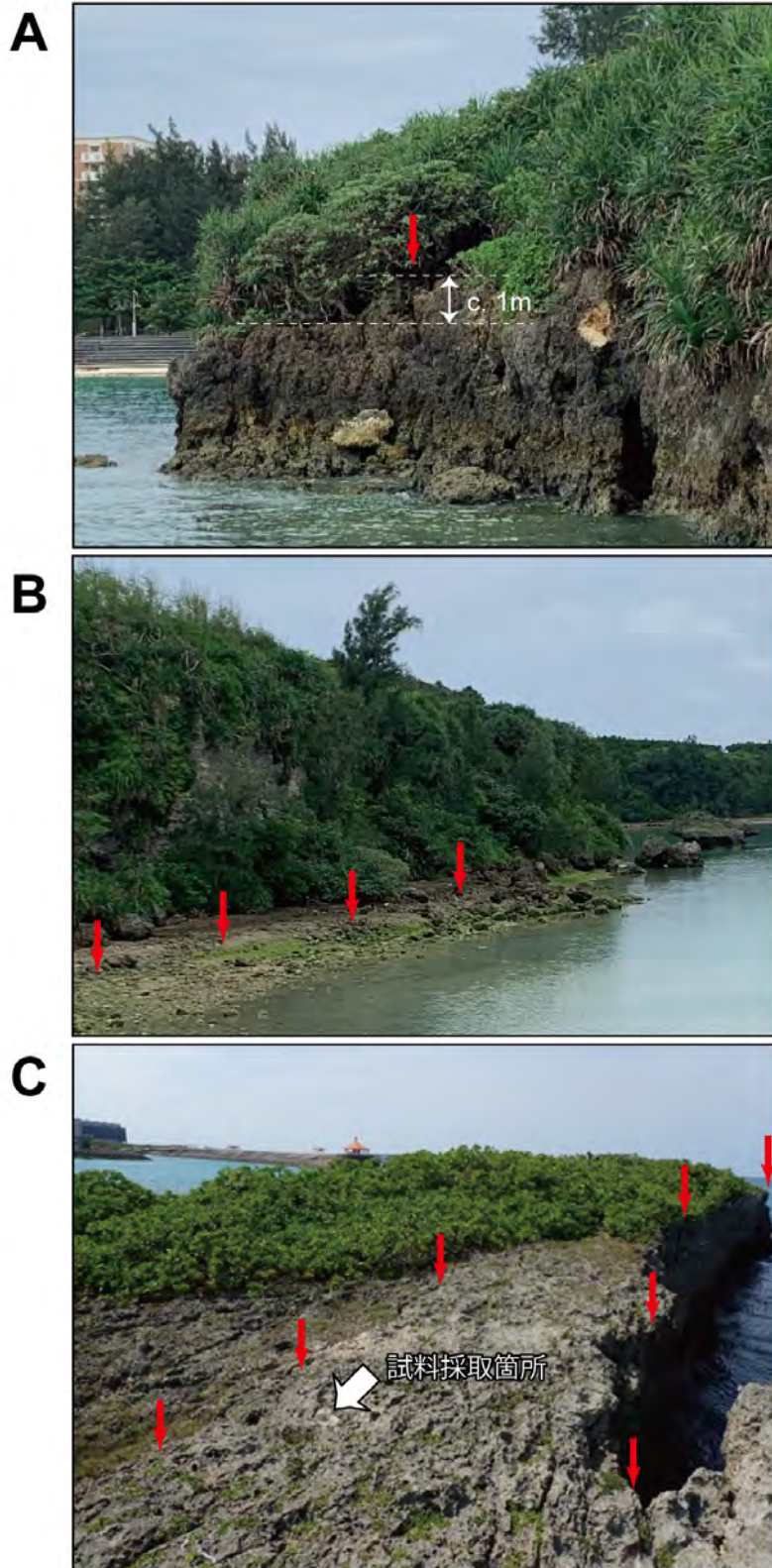


図 52 パイナガマビーチ付近の海成段丘と隆起ベンチ

(A) P1 地点付近の海成段丘の変位。(B) P2 地点付近の隆起ベンチ。(C) P1 地点付近の表面照射年代測定試料採取箇所。赤矢印は断層トレースを示す。

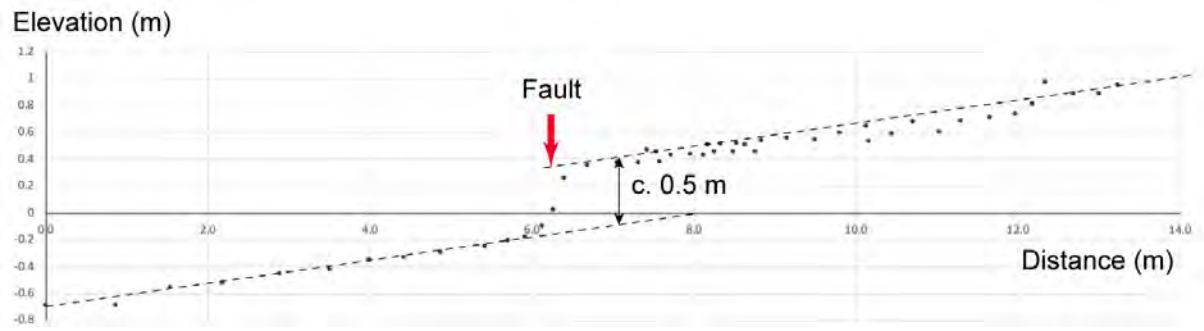


図 53 P2 地点の VRS 測量による地形断面

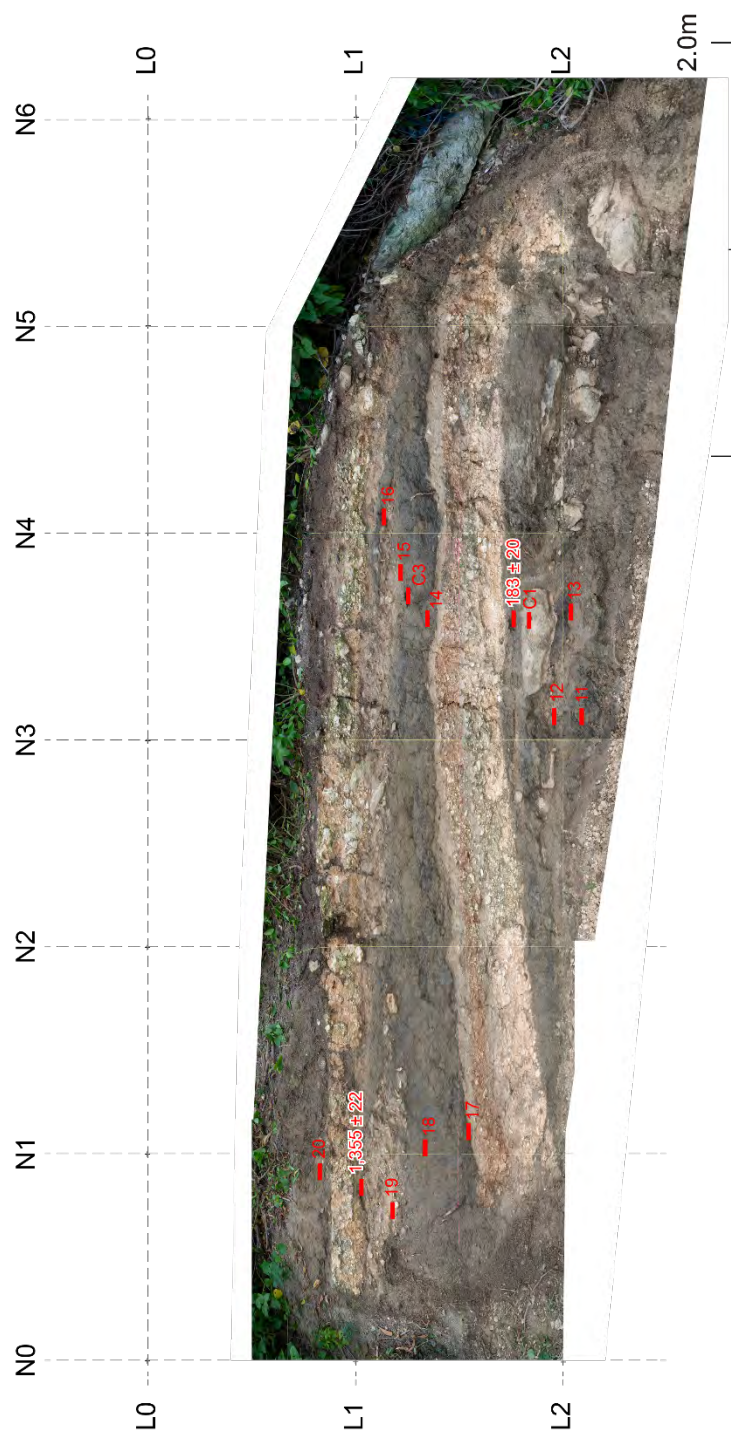


図 54 西原地区における露頭観察結果（露頭写真）

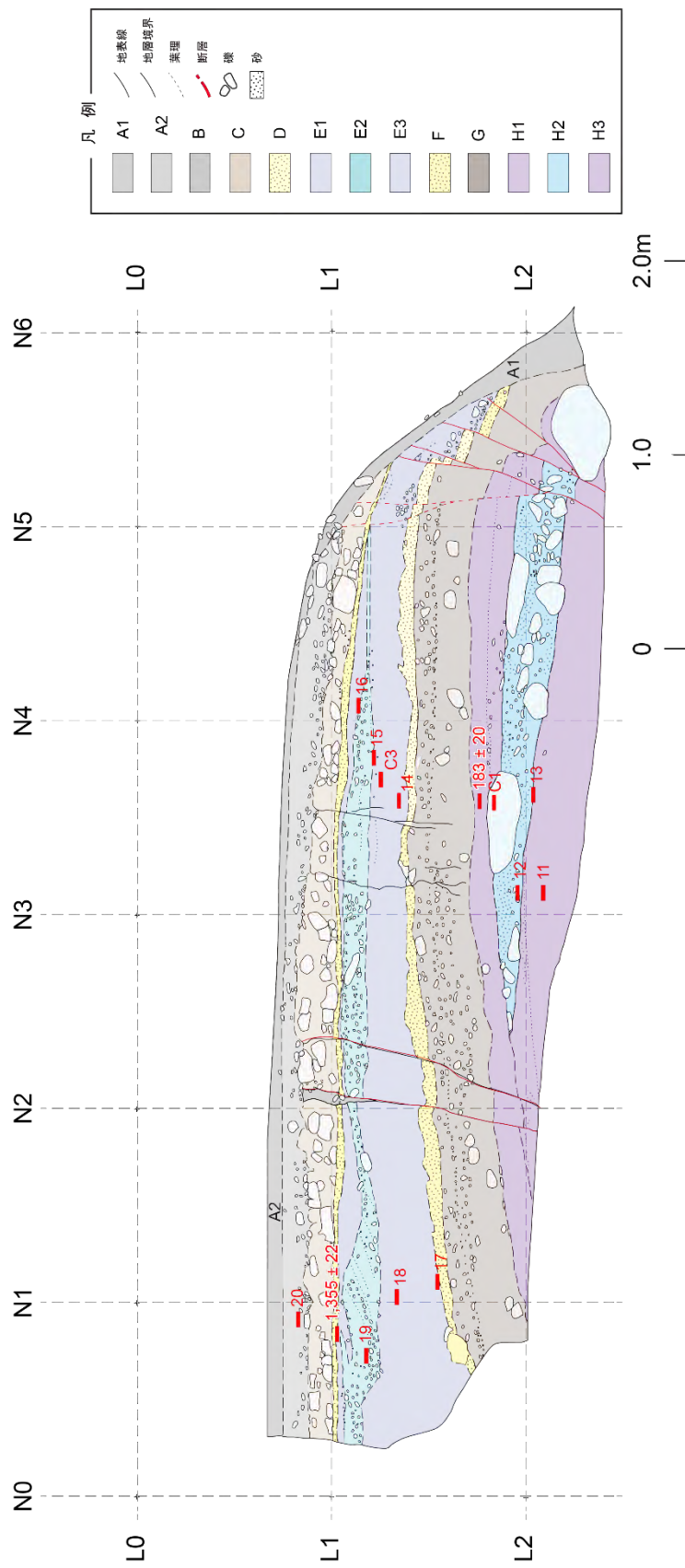


図 55 西原地区における露頭観察結果（露頭スケッチ）

表6 西原露頭における放射性炭素年代測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料形態	処理方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり			
						Libby Age(yrBP)	pMC(‰)		
IAAA-232229	MNH-C02	沖縄県宮古島市 西原	有機質土壌	HCl	-12.87 ± 0.21	180 ± 20	97.74 ± 0.25		
IAAA-232230	MNH-C04	沖縄県宮古島市 西原	有機質土壌	HCl	-14.54 ± 0.24	1,360 ± 20	84.47 ± 0.24		
[IAA登録番号:#C478]									

表7 西原露頭における放射性炭素年代測定結果（較正年代）

測定番号	試料名	暦年較正用 (yrBP)	較正条件	1σ暦年代範囲	2σ暦年代範囲
IAAA-232229	MNH-C02	183 ± 20	OxCal v4.4 IntCal20	284calBP - 267calBP (14.0%)** 215calBP - 167calBP (39.6%)** 154calBP - 148calBP (4.3%)** 14calBP - ... (10.3%)**	290calBP - 260calBP (19.8%)** 223calBP - 141calBP (57.5%)** 29calBP - ... (18.1%)**
IAAA-232230	MNH-C04	1,355 ± 22	OxCal v4.4 IntCal20	1300calBP - 1280calBP (68.3%)	1307calBP - 1266calBP (87.1%) 1206calBP - 1190calBP (7.1%) 1183calBP - 1178calBP (1.2%)

*Warning! Date may extend out of range

**Warning! Date may extend out of range

Warning! Date probably out of range

（これらの警告は較正プログラムOxCalが発するもので、試料の14C年代に対応する較正年代が、当該暦年較正曲線で較正可能な範囲を超える新しい年代となる可能性があることを表す。*、**の順にその可能性が高くな



図 56 宮国地区深江橋周辺の 3D レーザースキャナー測量結果（鳥瞰）

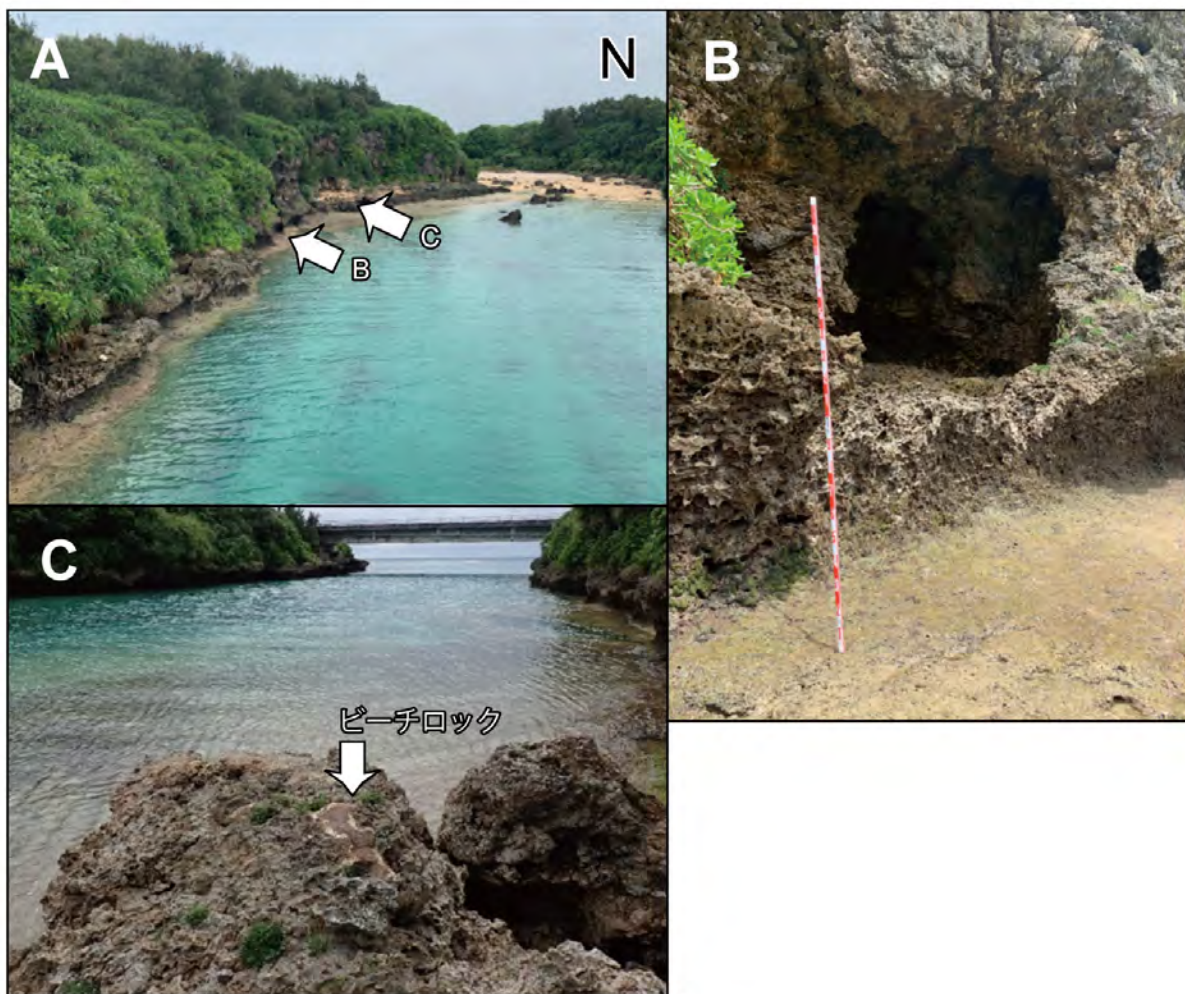


図 57 隆起ノッチ及びビーチロック

(A) 深江橋から入江方向（北方向）を撮影。（B）隆起ノッチ。標尺は 2 m。（C）採取したビーチロック。奥に深江橋を望む。

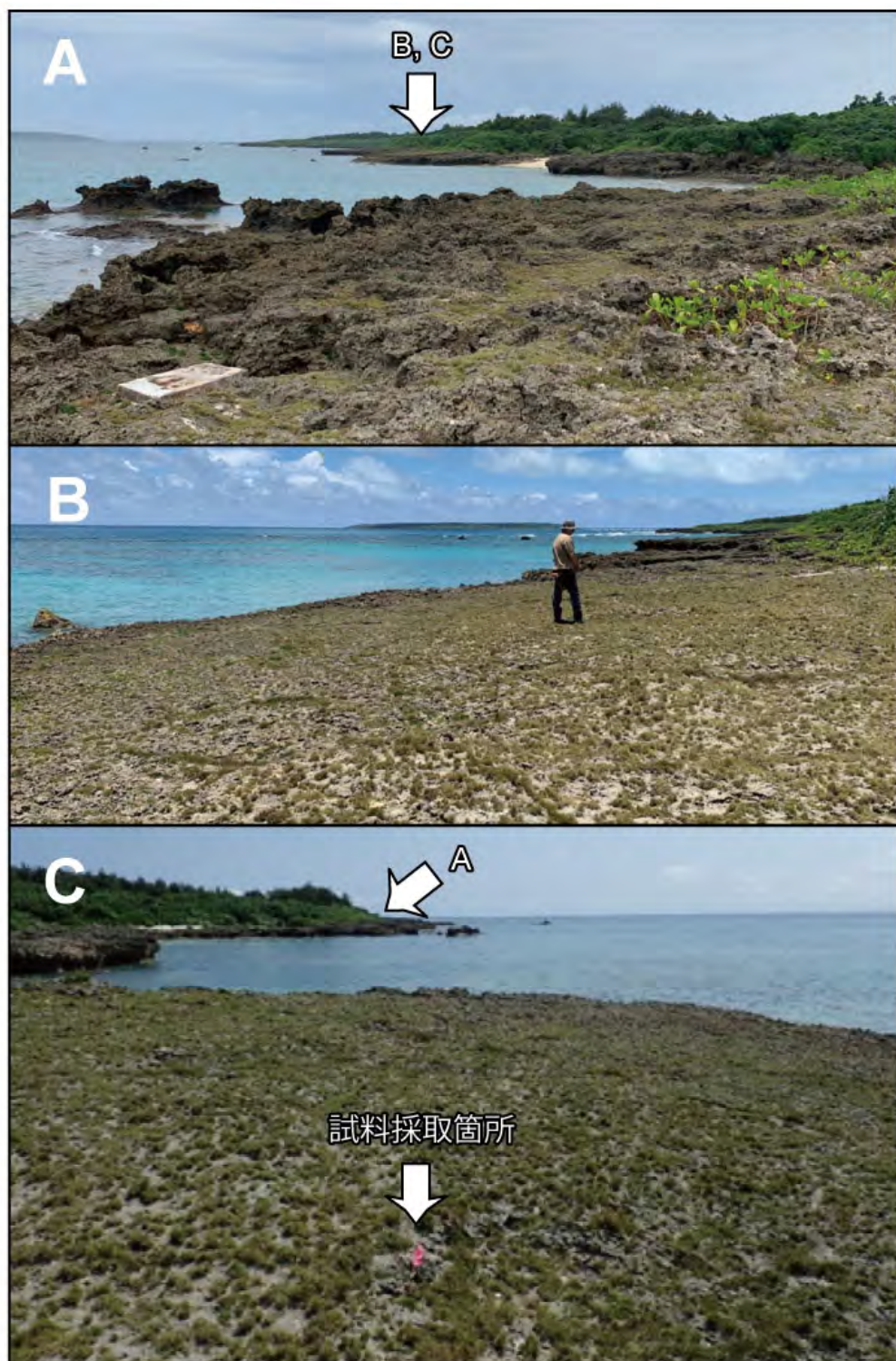


図 58 深江橋付近隆起ベンチ

(A) 深江橋方面から西に撮影。(B) 隆起ベンチ。東に向かって撮影。(C) 試料採取地点。
深江橋方面に向かって撮影。



図 59 農道脇露頭の試料採取状況



図 60 砂川地点の試料採取状況

5) 結論並びに今後の課題

宮古島断層帯の活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形・地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施した。その結果、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも1回生じたことが明らかとなった。また、久貝地区、下里地区、宮国地区において腰原断層系もしくは嘉手断層系の活動によると推定される隆起海岸地形が認められた。これらの地形について地上レーザー測量を含む地形計測と年代測定試料の採取を実施した。加えて、西原地区では海成段丘面の露頭から断層変位と推定される変形を見出し、試料採取を実施した。

トレンチ壁面から採取した試料は一部矛盾する結果を示し、地層の年代が精度よく推定できていない。そのため、令和6年度は未分析の試料について測定し、活動時期を絞り込んだ。また、隆起ベンチやノッチから採取した試料の分析を進め、各地区における離水時期や活動性について検討した。

(d) 令和6年度の業務の成果

1) 調査の概要

宮古島断層帯の活動性調査を目的に、令和5年度はボーリング・トレンチ調査を含む地形・地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。令和6年度は、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料について計測及び分析を行い、年代測定を行った。また、それらが示す年代から本断層帯の活動性評価を行った。また、伊良部島の下地島空港北西部にて地形・地質調査を行った。その結果、宮古島断層帯西部の、特に腰原断層系の活動時期として、1千5百年前以後、1千2百年前以前に一回、約1万年前以後、約6千年前以前に一回の活動が推定された。また、平均上下変位速度として2つのトレースから0.1 m/千年程度の値が得られた。

2) はじめに

宮古島断層帯は、地震調査研究推進本部（2010）では、長沼断層系、与那原（よなばる）断層系、野原（のばる）断層系からなる宮古島断層帯中部、腰原（こしばる）断層系、嘉手（かで）断層系、牧山断層、来間断層からなる宮古島断層帯西部に区分される（図1）。地震調査研究推進本部による評価では、宮古島断層帯中部は長さ28 km以上で、東側が相対的に沈降する正断層であり、40～90万年前以降に形成された友利（ともり）石灰岩を変位させていることから、それ以降に活動したことは確実であるものの、最新活動時期や平均変位速度などの活動性は不明であるとされる。また、宮古島断層帯西部は12万年前以降に活動した可能性があるが、最近の活動を示す地形・地質的な痕跡は見つかっておらず、宮古島断層帯中部同様活動性は不明であるとされる。

令和5年度にかけての調査により、宮古島及び周辺海域の断層や変動地形の分布を明らかにした（図7）。特に、嘉手断層系の分布するパイナガマビーチ周辺で断層変位した隆起ベンチを見出した。また、平良久貝においてボーリング調査及びトレンチ調査を実施し、断層活動に伴う沈降運動が少なくとも1回生じたことが明らかとなった。令和6年度は上記の隆起ベンチやトレンチ、露頭において採取された年代試料を分析し、宮古島断層帯の活動性について検討した。

3) 調査手法

a) 地形地質調査

令和4年度の調査により伊良部島の北部では佐和田断層の東西延長に北東－南西走向の北落ちの断層が認められた。少なくとも下地島の西岸まで延びる可能性が地形データから判読された。断層トレースの観察とマッピングのため、伊良部島下地島空港西側のトレース沿いに調査を行った（図61）。調査の際には陸上からの観察と水中調査を実施し、海底地形の変形を観察した。

令和5年度の調査により、西原の断層露頭の観察の結果、長沼断層系が最近活動している可能性が示された。そこで、長沼断層系沿いの海岸地形に現れた変形の有無について調査したところ、

池間島北岸において離水ベンチが認められた。それらについてレーザー測距計（BOSCH GLM150-27C）をもちいて簡易的な地形計測を実施した（図 61）。

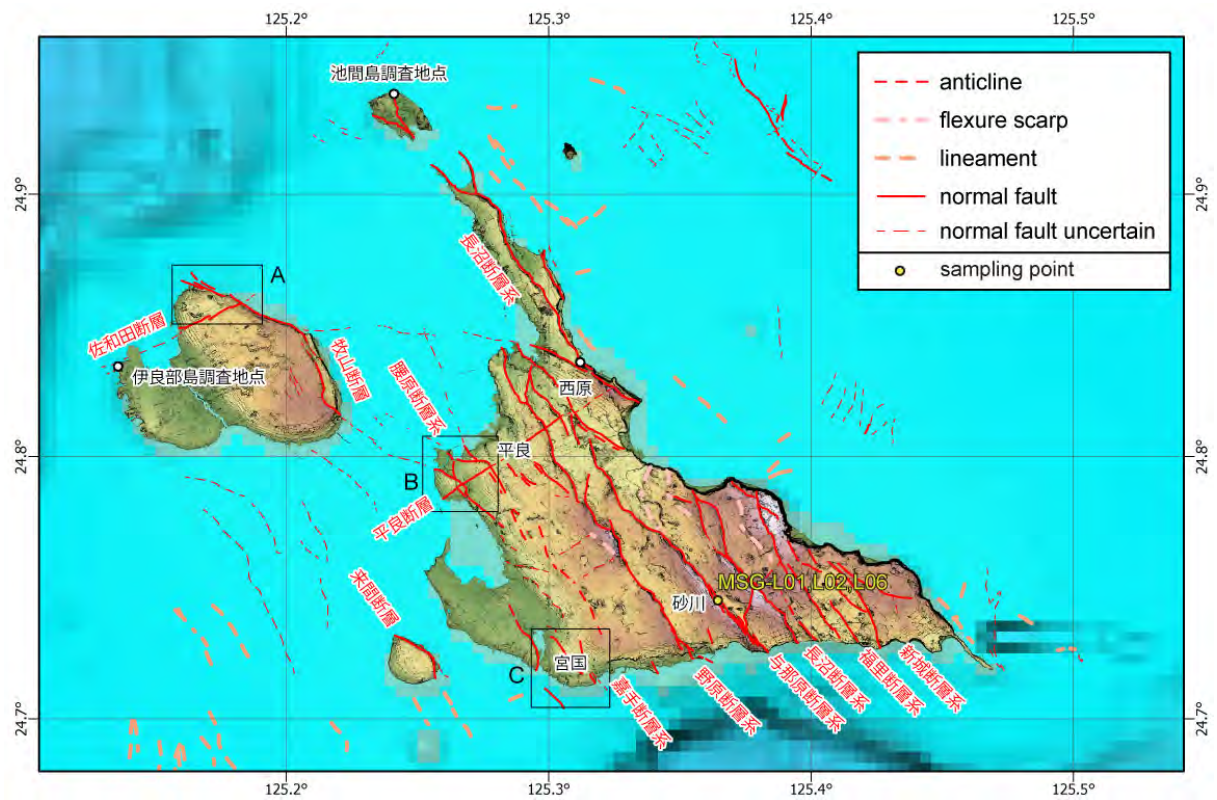


図 61 令和 6 年度の宮古島断層帯の調査対象地域

黒枠は A が図 64、B が図 72、C が図 73 の範囲を示す。黄色の丸は宇宙線生成核種分析試料の採取箇所。

b) 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定は、波食ノッチや離水ベンチから採取した生物遺骸、トレンチから採取した土壌試料に対して行った。測定は、令和5年度に分析した試料は、株式会社地球科学研究所を通してBeta Analytic Inc.に依頼し、令和6年度に分析した試料は東京大学大気海洋研究所に依頼した。暦年較正はOxCal v4.4 (Bronk Ramsey, 2009) を使用し、較正曲線として生物遺骸はMarine20 (Heaton et al., 2020)、土壌試料はIntCal20 (Reimer et al., 2020) を使用した。宮古島におけるローカルリザーバー効果は報告されていないため、本調査では考慮していないが、宮古島近傍では、例えば石垣島において $\Delta 35 \pm 25$ yr が報告されている (Hideshima et al., 2001)。本報告で記載した生物遺骸起源の年代は数十年程度若くなる可能性がある。

c) 宇宙線生成核種蓄積量の計測

石灰岩の場合、宇宙線生成核種として主に方解石から生成される放射性塩素 (^{36}Cl) を使用することができる (Gosse and Phillips, 2001 ; 松四, 2017)。宮古島に分布する石灰岩を採取し、 ^{36}Cl を用いた剝削速度と表面照射年代の推定を試みた。

岩石試料は、Stone (1996) に従って処理を行った。まず、試料はジョークラッシャー及びディスクミルを用いて粉碎した。このうち、試験篩を用いて 250–500 μm の粒径に分級した試料について、塩素抽出処理を行った。塩素抽出処理は東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設に依頼した。また、75 μm 以下の粒子を分級し、全岩組成分析を行った。全岩組成分析は日鉄鉱コンサルタント株式会社を通し、ActLabs 社へ依頼した。

塩素抽出処理は、Stone (1996) に従い、以下のように行った。微粉碎された岩石試料を洗浄し、希硝酸によるエッチングを行った。その後、秤量した試料を濃硝酸にて酸分解した。キャリアを加えた後、硝酸銀溶液を加え、塩化銀を生成した。生成した塩化銀は硝酸バリウム処理により脱硫を行った後、塩化銀を再生成した。この塩化銀を洗浄し、乾燥させて、加速器分析用の塩化銀粉末を作製した。なお、酸分解後の抽出溶液は、一部を分取し、その他の分析（塩化物分析、全岩組成分析等）に供した。作業手順のフローチャート及び作業写真は、それぞれ図 62 及び図 63 に示した。

塩素の同位体比 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) の計測は東京大学総合研究博物館タンデム加速器研究施設 (MALT) に依頼した。岩石中に含まれる塩素濃度はいわゆる同位体希釈法 (isotope dilution analysis : Desilets et al., 2006 ; 松四, 2017) を用いることで正確な濃度を計測することが可能である。しかし、MALT では同位体希釈法による計測が難しいため、塩素濃度の分析は同研究施設内の Ion Chromatography (IC) を用いて計測した。

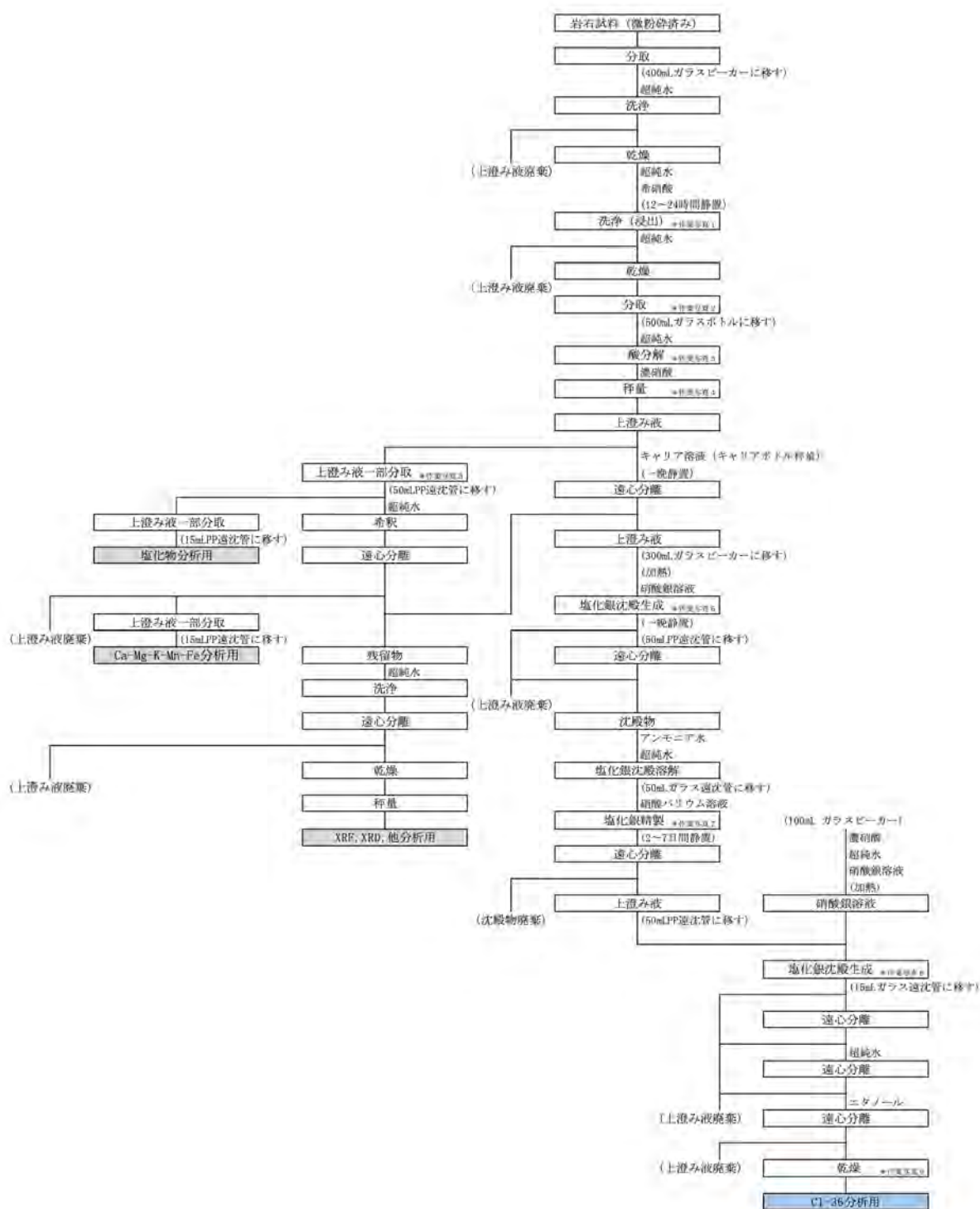


図 62 塩素 36 (^{36}Cl) 分析のための前処理のフローチャート



1. 試料の洗浄



2. 試料の分取



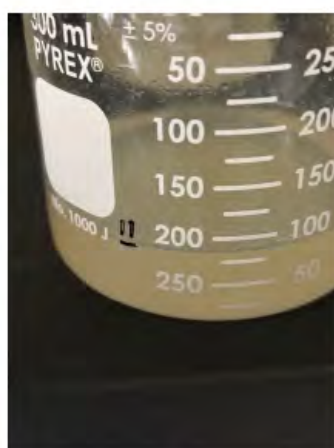
3. 酸分解



4. 秤量



5. 他分析用分取



6. 塩化銀沈殿生成



7. 脱硫工程



8. 塩化銀沈殿再生成



9. 塩化銀乾燥

図 63 塩素 36 (^{36}Cl) 分析のための前処理の作業写真

d) 表面照射年代及び削剥速度の推定

任意時点での深度 x cm の核種濃度 C (atoms/g) の時間変化は(1)式で示した微分方程式によってモデル化できる。

$$\frac{\partial C(x, t)}{\partial t} = \sum_i P_i(x) - C(x, t)\lambda - \varepsilon \frac{\partial C(x, t)}{\partial x} \quad (1)$$

ここで t は時間 (yr)、 $P_i(x)$ は深度 x cm の生成速度、 λ は ^{36}Cl の減衰係数を示す。 ^{36}Cl の生成過程は主に5つあり、(1) 中性子による核破砕反応、(2) 負電荷ミューオンの捕獲のほか、(3) 核破砕反応、(4) 低エネルギーミューオン捕獲反応、(5) 高エネルギーミューオン相互作用に由来する熱中性子の ^{35}Cl による捕獲によって生成する(松四, 2017)。 P_i はそれぞれのプロセスによって生成される核種の生成速度を示す。本調査では、 ^{36}Cl の生成速度は CRONUS-Earth Online Calculator を使用して求めた(Marrero et al., 2016; 2021)。

ここでは、 ^{36}Cl の半減期を 301 kyr として減衰係数を求め、中性子の平均減衰長を 160 g/cm² (Lal, 1991)、ミューオンの平均減衰長を 1500 g/cm² (Braucher et al., 2003) とした。

任意時間 t のときの深度 x cm 核種濃度 C は(1)式を時間で積分することで(2)式で表される。

$$C(x, t) = C_0 e^{-\lambda t} + \sum_i \frac{P_i(x)}{\lambda + (\rho/\Lambda_i)\varepsilon} (1 - e^{-(\lambda + (\rho/\Lambda_i)\varepsilon)t}) \quad (2)$$

このとき、 ρ は岩石の密度 (g/cm³)、 Λ は中性子やミューオンの平均減衰長 (g/cm²) を示す。十分な時間が経過したとき ($t \rightarrow \infty$)、(2)式は(3)式のように単純化できる。

$$C(x, t) = + \sum_i \frac{P_i(x)}{\lambda + (\rho/\Lambda_i)\varepsilon} \quad (3)$$

(3)式により、削剥速度と核種の生成がつり合い、平衡状態に達した場合の削剥速度を求めることができる。平衡状態に達していないと考えられ、削剥速度を求めた地点と同様の削剥作用が働いていると考えられる場合、得られた削剥速度を(2)式に代入することにより、表面照射年代が得られる。

深度ごとに採取した試料から、表面照射年代や削剥速度を(2)式もしくは(3)式により求めるには、理論的な深度プロファイルを作成し、試料から得られた蓄積濃度の深度分布(観測値)とよく一致する値を数値的に定める。このとき、尤度関数として(4)式で示した χ^2 値が最小になる(尤度が最大となる)値を求めることで最適解が得られる。

$$\chi^2 = \sum_i \left(\frac{C_{i,obs}^{Cl} - C_{model}^{Cl}}{\sigma_i} \right)^2 \quad (4)$$

$C_{i,obs}^{Cl}$ は測定された ^{36}Cl 蓄積濃度、 σ_i はそれらの誤差を示す。 C_{model}^{Cl} は理論的に求められた ^{36}Cl 蓄積濃度を示す。測定した核種蓄積濃度に加え、生成速度にも誤差が含まれることから、モンテカルロ法により 10^4 個の最適解を求め、ヒストグラムから最頻値と誤差の範囲を求めた。

4) 調査結果

a) 地形地質調査結果

伊良部島・下地島

伊良部島に分布する断層として、佐和田断層が報告されている（活断層研究会編，1991）。地震調査研究本部では、断層長が短いとして評価対象としていない。しかし、令和4年度における沿岸海域も含めた地形判読の結果、東西に延長する可能性が高いことが分かった。そこで、延長部において海底を含む地形調査を実施し、断層変位地形を調査した。

伊良部島北部では、島を取り巻く環礁に見かけ横ずれしたような屈曲が認められる（図 64）。これは断層活動に伴う隆起・沈降作用がサンゴ礁の発達に影響を与えた結果生じたと考えられる。低下側では沈降に伴い、環礁を形成するサンゴ礁が沈み、礁嶺の位置は変化せず海面へ向かって上方へサンゴ礁が発達する。対して、隆起側では、水位が浅くなることによって、礁嶺の外側へとサンゴ礁が発達する。結果、環礁が断層運動によって変位すると、隆起側では環礁の外に向かって成長するため、断層が横切る地点では幅が変化するか屈曲した分布形態を示すことが考えられる。牧山断層の北延長部では、それが顕著に現れており、環礁が断層崖を挟んで見かけ右に屈曲する。一方、佐和田断層の東延長部では、みかけ左屈曲を示す。つまり、牧山断層の東側、佐和田断層の北側が沈降する正断層性の活動が推定できる。佐和田断層による変位は牧山断層のそれより明らかに小さく、本地点では牧山断層の活動がより活発であると推定される。

伊良部島西部では、佐和田断層を延長すると、佐和田の湾を南西方向に横切り、下地島北部の南西走向の直線的な海岸線に一致する。この海岸線のさらに南西延長に位置する環礁は、やや右に屈曲する。この地点において環礁が細かく分かれて分布するが、北側の延長では非常に連続的に分布することから、断層活動による変位が疑われる。この下地島北部の直線的な海岸線について調査した結果、離水ベンチとそれを変位させる開口亀裂群、海底の波食棚に延びる開口亀裂を確認した（図 65 及び図 66）。海岸線沿いでは多数の開口亀裂によって変位した離水ベンチや、海水面から 40 cm ほど離水した比較的平坦な離水ベンチが認められた（図 67）。波食棚の調査では海岸線に平行に延びる、開口亀裂が連続的に認められた（図 67）。これらはたいていの場合並列して現れ、幅 20～40 m 程度の範囲に確認された。

断層の隆起側では、多段化した離水ベンチが認められ、レーザー測距計を使用した簡易的な地形断面測量により、約 4 m、約 2.6 m、0.7～1 m の 3 段の高度に分布することを確認した（図 68）。これらは断層活動に伴う隆起によって形成された隆起ベンチの可能性はある。しかし、今回実施したのは簡易的な測量であるため、検討には断層との位置関係や高度変化などより詳細な情報が必要である。

佐和田断層は東西両端において環礁に変位を与えており、断層近傍の波食棚に開口亀裂を形成させるような変形を生じさせている。また、断層隆起側には隆起ベンチと考えられる地形が認められたことから、活断層の可能性はある。伊良部島島内の佐和田断層は長さ 3 km に満たないが、

北東部の環礁から北西部の環礁まで延長するとその長さは5.5 km 程度となる。さらに海側へ延長する可能性は否定できないことから、長さはそれ以上と考えられる。



図 64 伊良部島北部の断層分布

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。断層の凡例は図 24 を参照。

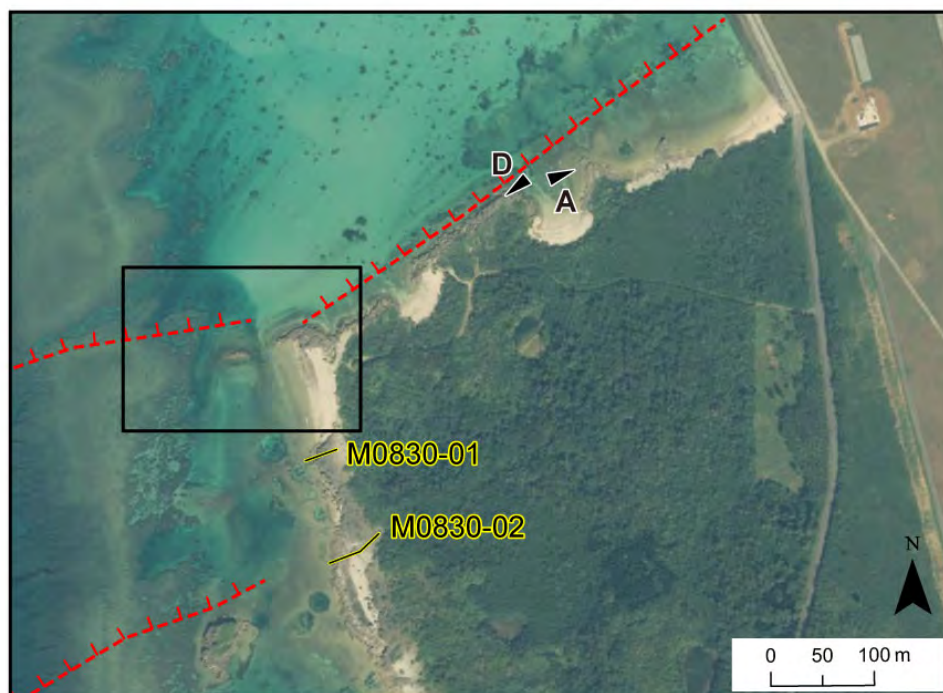


図 65 伊良部島西部の断層分布

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。断層の凡例は図 24 を参照。図中の
 枠線は図 66 の範囲を示す。A 及び D と黒三角は図 67 の撮影位置と撮影方向を示す。

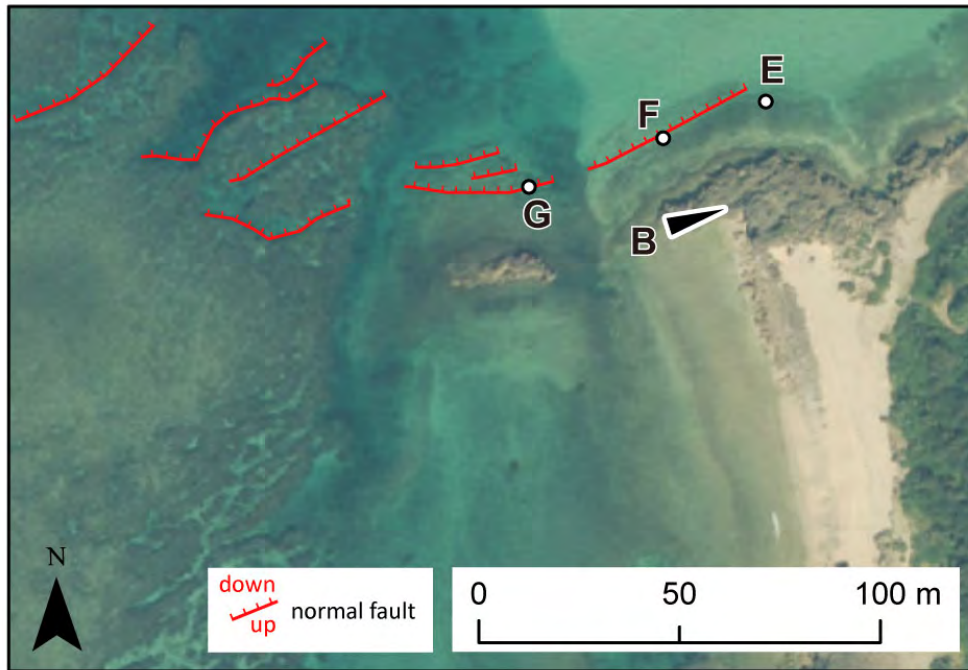


図 66 伊良部島北部の断層分布

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。図中のBと黒三角は図 67 B の撮影位置と撮影方向を示す。E～Gは図 67 E、F、及びGのおおよその撮影位置を示す。

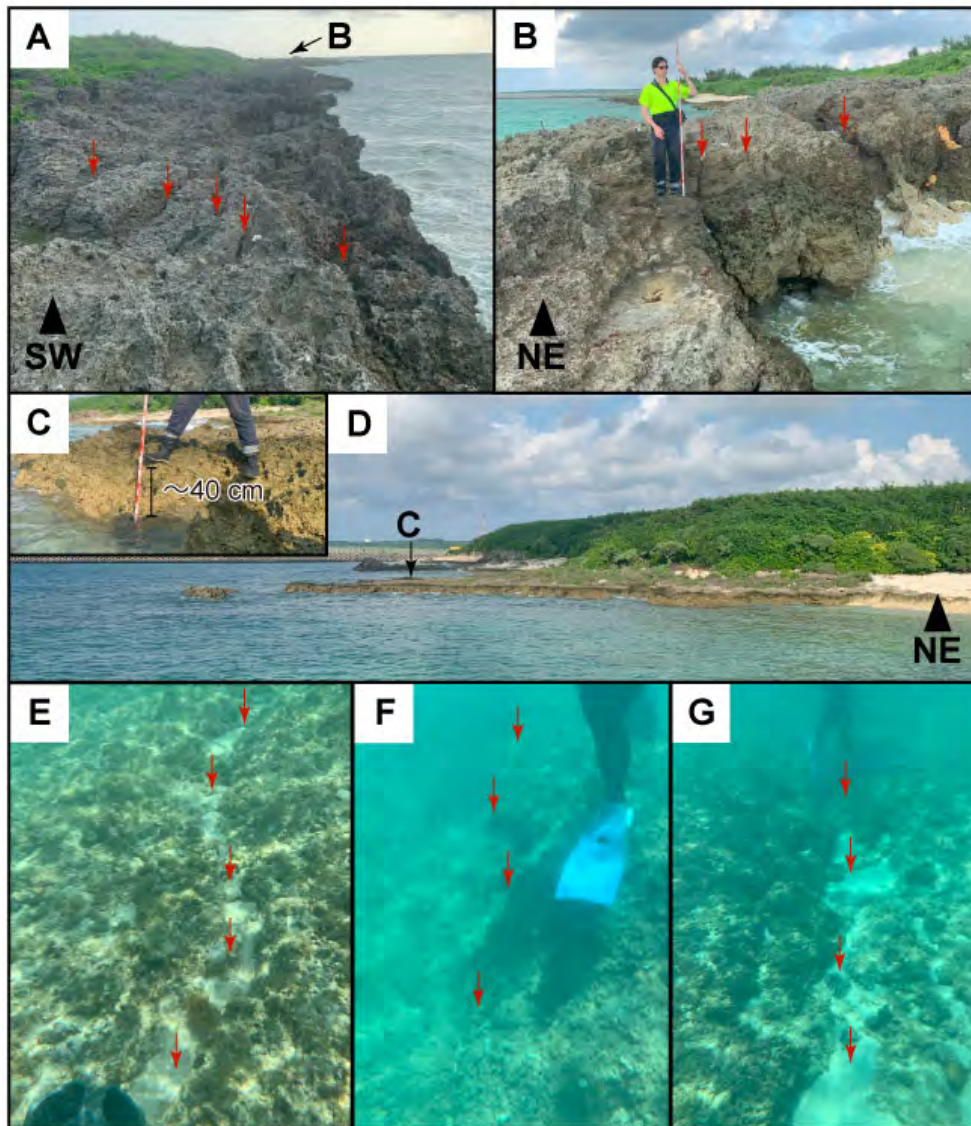
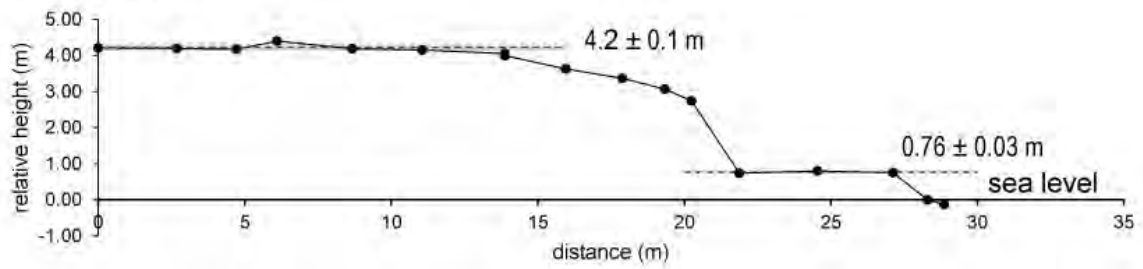


図 67 伊良部島西部の断層変位地形

(A、B) 離水ベンチ上にみられる開口亀裂。多数の開口亀裂が海岸線に沿って分布し、海側に高度が低下する。赤矢印は開口亀裂の位置を示す。(C、D) 伊良部島西部に分布する離水ベンチ。(E～G) 伊良部島西部海岸沿いの波食棚にみられる開口亀裂。赤矢印は開口亀裂の位置を示す。

(A) M0830-01



(B) M0830-02

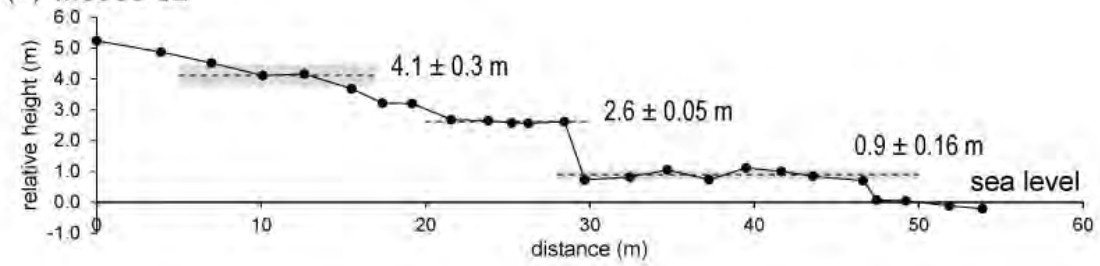


図 68 伊良部島西部の多段離水ベンチの地形計測結果

測線の位置は図 65 に示す。計測時の海水面からの相対高度を計測し、計測時間から潮汐補正を行った。(A) M0830-01 測線。(B) M0830-02 測線。

池間島

池間島には長沼断層系の北部に位置する。西原露頭から長沼断層系の活動が示唆されたことから、海岸沿いに地形地質調査を行った。その結果、池間島の海岸線において、離水ベンチとそれに対応する離水したノッチが認められた。それらの高度分布を明らかにするため、レーザー測距計を用いた簡易的な地形測量を行った。

池間島北岸の砂浜海岸に離水したベンチが連続的に認められた。離水ベンチはおおむね平坦で、背後の海食崖には波食ノッチが付随していた。ノッチの一部にはビーチロックの付着が認められた。海岸の西端から3測線計測を行った結果、M0829-01 測線で 1.9 m、M0829-02 測線及び M0829-03 測線で 1.2 m の高度（海水面からの相対高度）に分布することを確認した（図 71）。また、砂浜の東側では、顕著なノッチが離水しており、計測時の海水位から相対高度は約 1.2～1.5 m であった。

これらはほぼ同じ時期に形成されたと考えられるが、現地での観察と地形計測の結果、西から徐々に高度が下がる傾向が認められた。長さ 300 m の範囲で海水準に違いが生じることは考えにくいことから、離水後に変位した可能性が考えられる。離水時期は不明であるが、侵食されやすいビーチロックが残存していることから、完新世以降と推定され、長沼断層系がそれ以降に活動したことを示唆する。

判読した断層は M0829-02 測線と M0829-03 測線の間に位置しており、相対高度に違いが認められた M0829-01 測線と M0829-02 測線の間とはずれるが、断層が地表に現れておらず、地表で幅 100～200 m の撓曲変形を伴うとすると矛盾しない。

今回は簡易的な測量と予察的な調査を実施したに過ぎないことから、より詳細な検討には、離水ベンチの高度変化、断層との位置関係、ビーチロックの放射性炭素年代など、より詳細な情報が必要である。

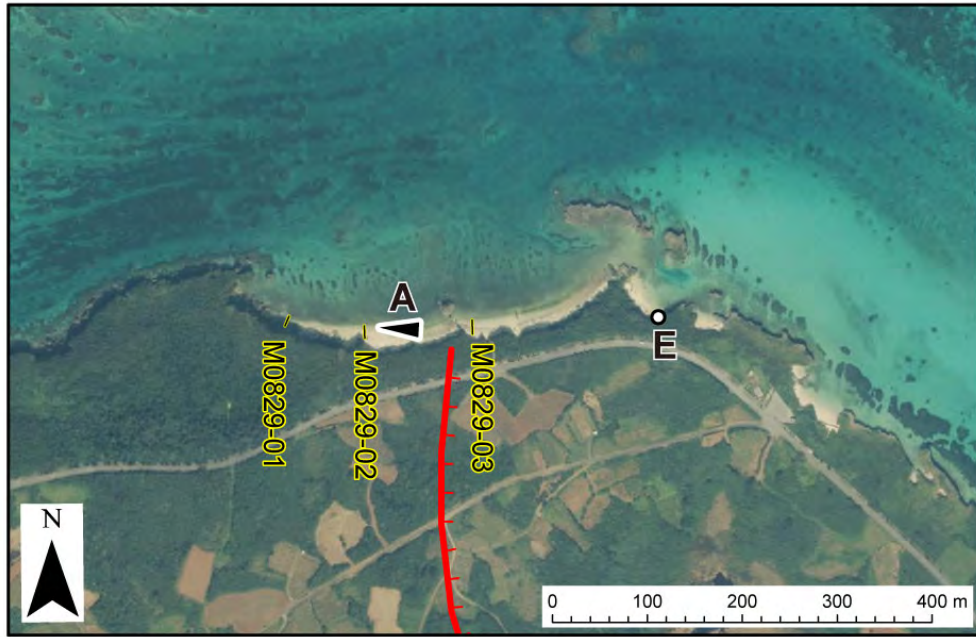


図 69 池間島北縁の調査地点

背景は地理院タイルの全国最新写真（シームレス）を使用。断層の凡例は図 24 を参照。Aと
Eは図 70A 及び図 70E の撮影位置。

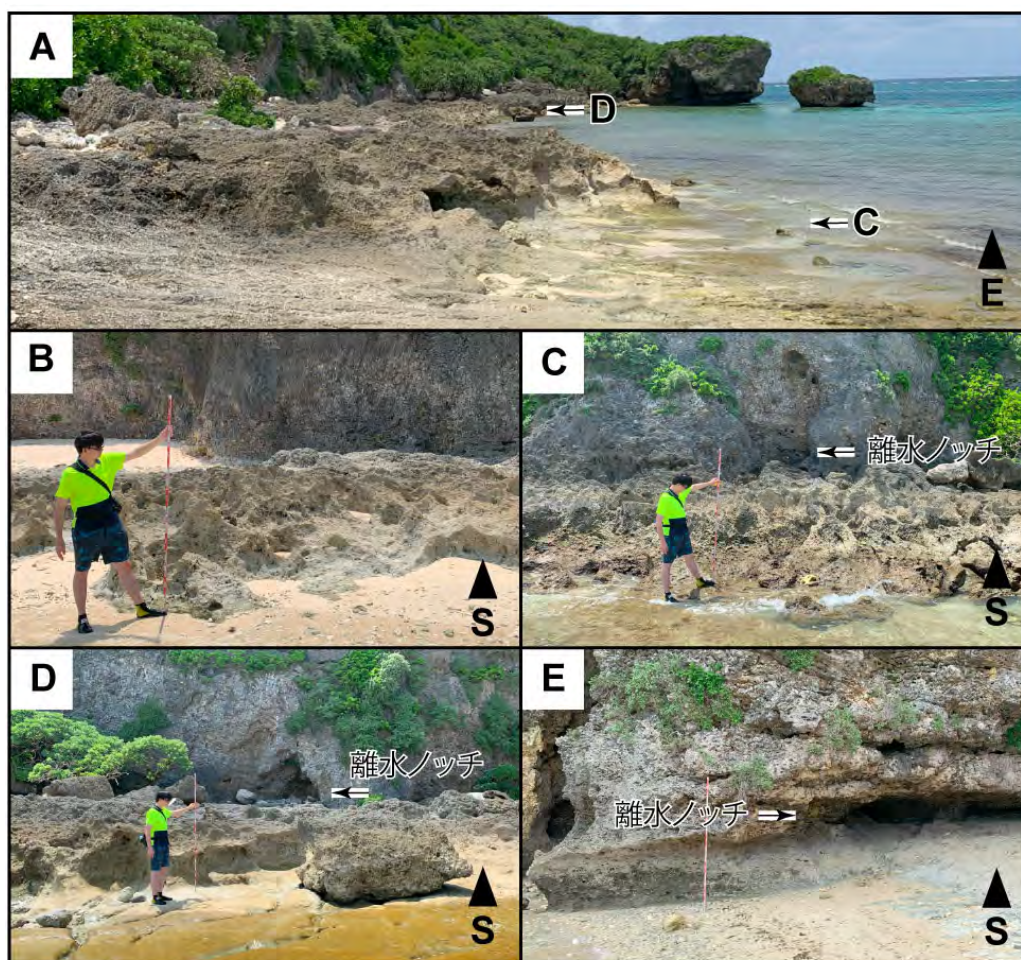


図 70 池間島北縁の離水ベンチ

写真のスケールバーは2m。(A) 東に向かって撮影。D及びCは図 70C 及び図 70D の撮影地点。(B) M0829-03 測線位置。南に向かって撮影。(C) M0829-02 測線位置。南に向かって撮影。離水ベンチとノッチが認められる。ノッチにはビーチロックの付着が認められた。(D) M0829-03 測線位置。南に向かって撮影。離水ベンチとノッチが認められる。(E) 離水したノッチ。南に向かって撮影。

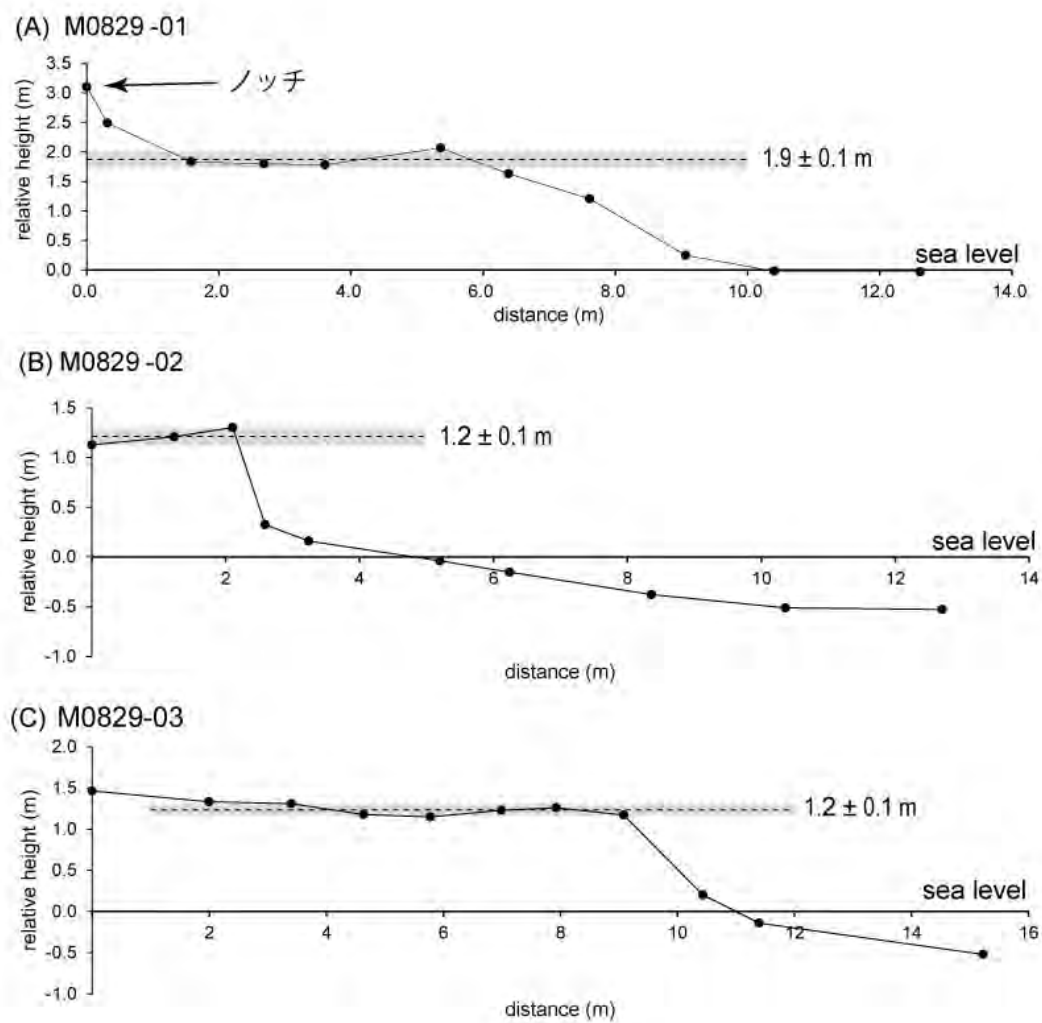


図 71 池間島北縁の多段離水ベンチの地形計測結果

測線の位置は図 69 に示す。計測時の海水面からの相対高度を計測し、計測時間から潮汐補正を行った。(A) M0829-01 測線。(B) M0829-02 測線。(C) M0829-03 測線。

b) 放射性炭素年代測定結果

令和5年度では、久貝トレンチで3試料、西原露頭で2試料のみを測定したが、それぞれの地層の年代を精度良く定めるため、久貝トレンチで20試料、西原露頭で5試料を追加で測定した。また、離水ベンチや多段化したノッチの離水時期を定めるため、久貝や宮国の海岸沿いから採取した5試料について放射性炭素年代測定を行った。令和5年度に採取・計測した試料を含め、採取試料のリストを表9にまとめた。測定結果と暦年較正結果を表10に示した。

i) 久貝トレンチの年代測定結果

得られた暦年較正結果を久貝トレンチのスケッチ上にプロットした(図72)。トレンチのA層からは、MKG-TN1、MKG-TN6、MKG-TN7、MKG-TS1を採取し、それぞれ暦年較正年代として、684-652 cal BP、1,519-1,363 cal BP、4,858-4,653 cal BP、1,550-1,411 cal BPを示し、652~4,858 cal BPの範囲の年代が得られた。

B層からは、MKG-T05(開口亀裂から採取)、MKG-TN2、MKG-TN8、MKG-TS2を採取し、それぞれ暦年較正年代として、6,187-5,944 cal BP、5,588-5,473 cal BP、7,706-7,585 cal BP、4,862-4,651 cal BPを示し、4,651~7,706 cal BPの範囲の年代が得られた。

C1層からは、MKG-T03、MKG-TN4、MKG-TN9、MKG-TS3を採取し、それぞれ暦年較正年代として、8,537-8,391 cal BP、14,805-14,076 cal BP、10,183-9,905 cal BP、11,996-11,756 cal BPを示し、8,391~14,805 cal BPの範囲の年代が得られた。

C2層からは、MKG-TN10、MKG-TN11を採取し、それぞれ暦年較正年代として、15,861-15,560 cal BP、16,824-16,397 cal BPを示し、15,560~16,824 cal BPの範囲の年代が得られた。

C3層からは、MKG-T02、MKG-TN12を採取し、それぞれ暦年較正年代として、14,760-14,053 cal BP、18,690-18,284 cal BPを示し、14,053~18,690 cal BPの範囲の年代が得られた。

D層からは、MKG-TN13、MKG-TN14、MKG-TS4、MKG-TS5、MKG-TS6を採取し、それぞれ暦年較正年代として、15,492-15,132 cal BP、6,395-6,287 cal BP、13,240-13,096 cal BP、13,457-13,304 cal BP、8,377-8,198 cal BPを示し、6,287~15,492 cal BPの範囲の年代が得られた。

E層からは、MKG-T01、MKG-T04を採取し、それぞれ暦年較正年代として、7,247-7,002 cal BP、7,725-7,580 cal BPを示し、7,002~7,725 cal BPの範囲の年代が得られた。

トレンチでは、各地層の年代を精度よく推定するため、主に3つの測線を設定し、測線に沿って試料を採取した。それらの年代測定結果(暦年較正済み、 2σ)と深度をプロットすると、図73のようになった。N5.5に関しては、下位の地層ほど古い年代を示した。N12.5では、MKG-T03やMKG-T02が年代の逆転を示し、D層以深から採取した試料はすべてC2層から採取したMKG-TN10及びMKG-TN11、C3層から採取したMKG-TN12、より新しい年代を示した。S9.5では、C1層までは下位の地層ほど古い年代を示した。D層においても、MKG-TS4及びMKG-TS5はC1層から採取したMKG-TS3よりやや古い年代を示した。D層下位から採取したMKG-TS6はそれらより新しい年代を示した。

得られた放射性炭素年代測定結果から、各地層の年代を推定する。A層はほぼB層から採取された試料より新しい年代を示している。A層下位から採取した MKG-TN7 とB層上位から採取した MKG-TS1 はほぼ同じ年代を示しており、A B境界の年代とみなせる。したがって、A層の堆積時期は6百～4千9百年前と見積もられる。B層から得られた年代はA層から得られた年代より古く、C1層から得られた年代より新しく、矛盾がない。したがって、B層の堆積時期は4千7百～7千7百年前と見積もられ、少なくとも後述する MKG-TN9 の年代から1万年前より新しいと考えられる。

C1層から得られた年代は、MKG-T03 と MKG-TN9 で逆転する。N12.5における結果と比較すると、IAAによって計測された結果は、AORIにおいて計測された結果より新しい年代を示す傾向が認められる。下位のC2層やC3層は有機質で、年代測定結果の信頼性が高いことから、これらの地層から採取し、AORIによって分析された試料の示す結果を重視すると、C1層の堆積時期は1万～1万5千年前と見積もられ、少なくとも MKG-TN8 の年代から7千6百年前より古く、MKG-TN10 の年代から1万6千年前より新しいと考えられる。C2層については、MKG-TN10 及び MKG-TN11 の示す年代から、堆積時期は1万6千年前～1万7千年前と見積もられ、少なくとも MKG-TN4 の年代から1千4千年前より古く、MKG-TN12 の年代から1万9千年前より新しいと考えられる。C3層については、MKG-TN12 の示す年代から、堆積時期は1万8千年前～1万9千年前ごろと見積もられ、少なくとも MKG-TN11 の年代から1千6千年前より古いと考えられる。

D層及びE層については、上位より新しい年代を示す傾向が認められる。S9.5では、MKG-TS3 よりもやや古い年代を示すが、C2層やC3層から採取した試料が示す年代より新しい。D層及びE層は炭素含有率が低く、年代測定が困難であった。そのため、これらは地層の年代を示していない可能性が高い。したがって、D層及びE層の年代は1万8千年前より古いとしか言えない。

表 9 放射性炭素年代測定試料

地点名	試料番号	採取層準		試料	備考
久貝トレンチ	MKG-T01	N12.5-H3.35	E	有機質シルト	植物根
	MKG-T02	N12.6-H1.95	C3	有機質シルト	有機質層
	MKG-T03	N12.7-H1.4	C1	有機質シルト	赤土下部
	MKG-T04	N13.65-H2.88	E	有機質シルト	
	MKG-T05	N20.7-H1.28	B(開口亀裂)	有機質シルト	
	MKG-TN1	N5.5_0.30-0.32m	A	シルト	
	MKG-TN2	N5.5_0.60-0.62m	B	シルト	
	MKG-TN4	N5.5_1.20-1.22m	C1	シルト	
	MKG-TN6	N12.5_0.30-0.32m	A	シルト	
	MKG-TN7	N12.5_0.60-0.62m	A	シルト	
	MKG-TN8	N12.5_0.90-0.92m	B	シルト	
	MKG-TN9	N12.5_1.20-1.22m	C1	シルト	
	MKG-TN10	N12.5_1.50-1.52m	C2	シルト	
	MKG-TN11	N12.5_1.80-1.82m	C2	シルト	
	MKG-TN12	N12.5_2.10-2.12m	C3	シルト	
	MKG-TN13	N12.5_2.40-2.42m	D	シルト	
	MKG-TN14	N12.5_2.70-2.72m	D	シルト	
	MKG-TS1	S9.5_0.30-0.32m	A	シルト	
	MKG-TS2	S9.5_0.60-0.62m	B	シルト	
	MKG-TS3	S9.5_0.90-0.92m	C1	シルト	
	MKG-TS4	S9.5_1.20-1.22m	D	シルト	
	MKG-TS5	S9.5_1.50-1.52m	D	シルト	
	MKG-TS6	S9.5_1.80-1.82m	D	シルト	
久貝海岸沿い	MKG-C01a			有孔虫	
	MKG-C01b			貝	
	MKG-C02			カキ	
	MKG-C03			シャコ貝	
西原露頭	MNH-C01			ビーチロック	
	MNH-C02			腐植	
	MNH-C03			腐植	
	MNH-C04			腐植	
	MNH-C11			露頭	
	MNH-C16			露頭	
	MNH-C20			露頭	
宮国海岸	MMK-C01			有孔虫	

表 10 暦年較正結果

Location	Sample	Code	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	PMC (%)	^{14}C age (yBP, $\pm 1\sigma$)	Calibration curves ^a	Calibrated Age (cal BP, 2σ)
Kugai Trench	MKG-T01	IAAA-232225	-21.49 $\pm$ 0.23	46.13 $\pm$ 0.17	6214 $\pm$ 28	IntCal20	7247–7002
	MKG-T02	IAAA-232226	-14.8 $\pm$ 0.22	21.78 $\pm$ 0.11	12245 $\pm$ 40	IntCal20	14760–14053
	MKG-T03	IAAA-232227	-21.55 $\pm$ 0.18	38.52 $\pm$ 0.15	7663 $\pm$ 30	IntCal20	8537–8391
	MKG-T04	YAUT-100903	-14 $\pm$ 2.54	42.78 $\pm$ 0.2	6821 $\pm$ 38	IntCal20	7725–7580
	MKG-T05	YAUT-100832	-22.51 $\pm$ 1.47	51.77 $\pm$ 0.18	5289 $\pm$ 29	IntCal20	6187–5944
	MKG-TN1	YAUT-100833	-21.78 $\pm$ 0.82	91.41 $\pm$ 0.23	722 $\pm$ 20	IntCal20	684–652
	MKG-TN2	YAUT-100904	-20.04 $\pm$ 1.71	55.11 $\pm$ 0.2	4787 $\pm$ 30	IntCal20	5588–5473
	MKG-TN4	YAUT-100836	-21.13 $\pm$ 1.58	21.65 $\pm$ 0.11	12292 $\pm$ 40	IntCal20	14805–14076
	MKG-TN6	YAUT-100837	-17.73 $\pm$ 1.80	82.47 $\pm$ 0.31	1549 $\pm$ 30	IntCal20	1519–1363
	MKG-TN7	YAUT-100905	-21.33 $\pm$ 1.22	59 $\pm$ 0.19	4239 $\pm$ 26	IntCal20	4858–4653
	MKG-TN8	YAUT-100906	-22.4 $\pm$ 1.31	42.76 $\pm$ 0.16	6825 $\pm$ 30	IntCal20	7706–7585
	MKG-TN9	YAUT-100909	-24.02 $\pm$ 1.47	32.99 $\pm$ 0.14	8909 $\pm$ 34	IntCal20	10183–9905
	MKG-TN10	YAUT-100911	-17.87 $\pm$ 1.09	19.57 $\pm$ 0.1	13103 $\pm$ 40	IntCal20	15861–15560
	MKG-TN11	YAUT-100912	-18.7 $\pm$ 1.64	18.13 $\pm$ 0.1	13718 $\pm$ 44	IntCal20	16824–16397
	MKG-TN12	YAUT-100913	-22.03 $\pm$ 1.74	15.03 $\pm$ 0.09	15224 $\pm$ 48	IntCal20	18690–18284
	MKG-TN13	YAUT-100915	-18.99 $\pm$ 1.65	20.3 $\pm$ 0.11	12808 $\pm$ 42	IntCal20	15492–15132
	MKG-TN14	YAUT-100916	-21.4 $\pm$ 1.75	50.22 $\pm$ 0.19	5534 $\pm$ 31	IntCal20	6395–6287
	MKG-TS1	YAUT-100917	-19.54 $\pm$ 1.40	81.62 $\pm$ 0.25	1632 $\pm$ 25	IntCal20	1550–1411
	MKG-TS2	YAUT-100918	-21.65 $\pm$ 1.80	58.97 $\pm$ 0.22	4242 $\pm$ 30	IntCal20	4862–4651
	MKG-TS3	YAUT-100919	-21.71 $\pm$ 0.31	28.03 $\pm$ 0.11	10216 $\pm$ 33	IntCal20	11996–11756
	MKG-TS4	YAUT-100923	-22.22 $\pm$ 1.52	24.59 $\pm$ 0.12	11269 $\pm$ 38	IntCal20	13240–13096
	MKG-TS5	YAUT-100924	-22.2 $\pm$ 0.64	23.91 $\pm$ 0.11	11494 $\pm$ 36	IntCal20	13457–13304
	MKG-TS6	YAUT-100925	-21.04 $\pm$ 0.99	39.36 $\pm$ 0.14	7490 $\pm$ 30	IntCal20	8377–8198
Kugai Coast	MKG-C01a	IAAA-232222	2.8 $\pm$ 0.17	79.32 $\pm$ 0.22	1860 $\pm$ 22	Marine20	1371–1126
	MKG-C01b	IAAA-232223	0.21 $\pm$ 0.27	78.34 $\pm$ 0.22	1960 $\pm$ 22	Marine20	1497–1243
	MKG-C02	IAAA-232224	4.43 $\pm$ 0.25	78.63 $\pm$ 0.21	1931 $\pm$ 21	Marine20	1462–1198
	MKG-C03	YAUT-100926	4.05 $\pm$ 0.99	82.14 $\pm$ 0.23	1581 $\pm$ 23	Marine20	1115–825
Nishihara	MNH-C01	YAUT-100928	1.6 $\pm$ 1.34	85.5 $\pm$ 0.26	1258 $\pm$ 25	Marine20	769–534
	MNH-C02	IAAA-232229	-12.87 $\pm$ 0.21	97.74 $\pm$ 0.25	183 $\pm$ 20	IntCal20	290–present
	MNH-C03	YAUT-100929	-20.15 $\pm$ 1.70	98.06 $\pm$ 0.33	157 $\pm$ 27	IntCal20	285–present
	MNH-C04	IAAA-232230	-14.54 $\pm$ 0.24	84.47 $\pm$ 0.24	1355 $\pm$ 22	IntCal20	1307–1178
	MNH-C11	YAUT-101615	-17.99 $\pm$ 1.96	67.9 $\pm$ 0.23	3110 $\pm$ 27	IntCal20	3389–3240
	MNH-C16	YAUT-100931	-17.45 $\pm$ 1.30	89.51 $\pm$ 0.27	890 $\pm$ 24	IntCal20	904–729
	MNH-C20	YAUT-100932	-30.05 $\pm$ 1.66	98.89 $\pm$ 0.33	90 $\pm$ 26	IntCal20	259–30
Miyakuni	MMK-C01	IAAA-232228	0.96 $\pm$ 0.23	91.9 $\pm$ 0.24	678 $\pm$ 21	Marine20	257–present

^a Radiocarbon ages were calibrated by OxCal 4.4.

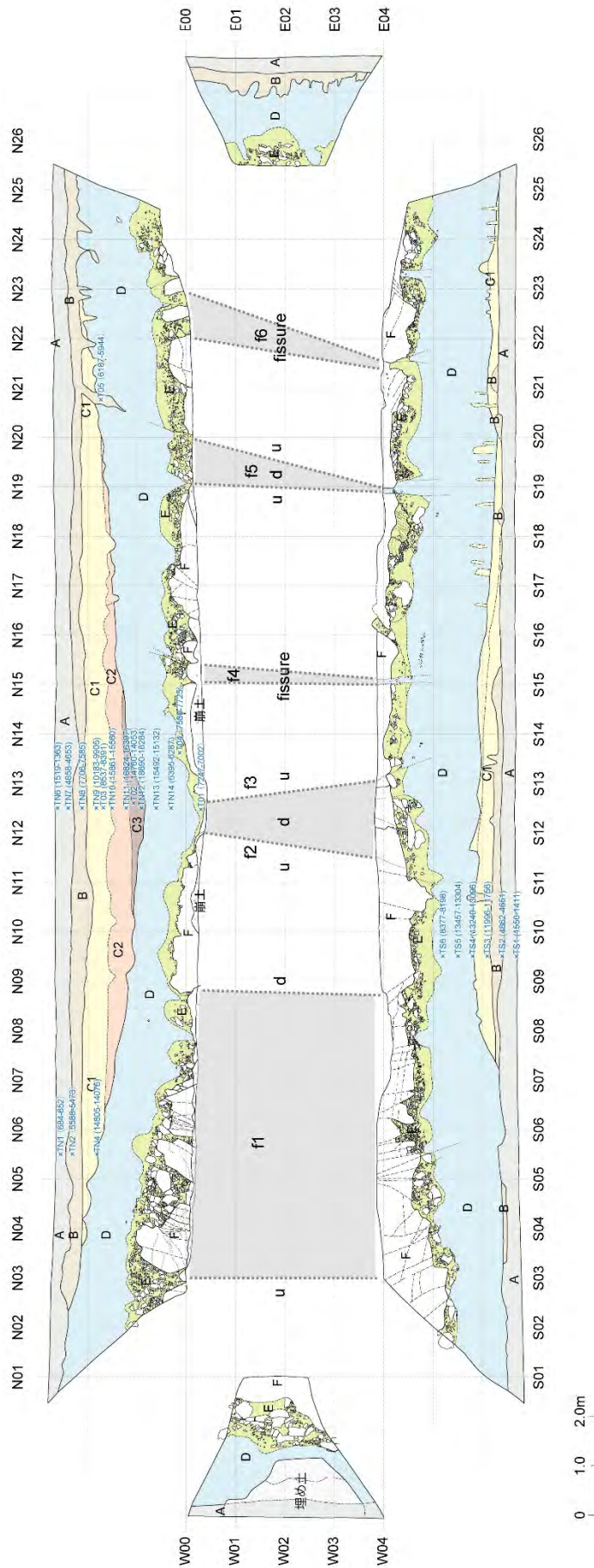


図 72 久貝トレンチスケッチ展開図
 暦年校正した放射性炭素年代測定結果をプロットした。凡例は図 41 を参照。

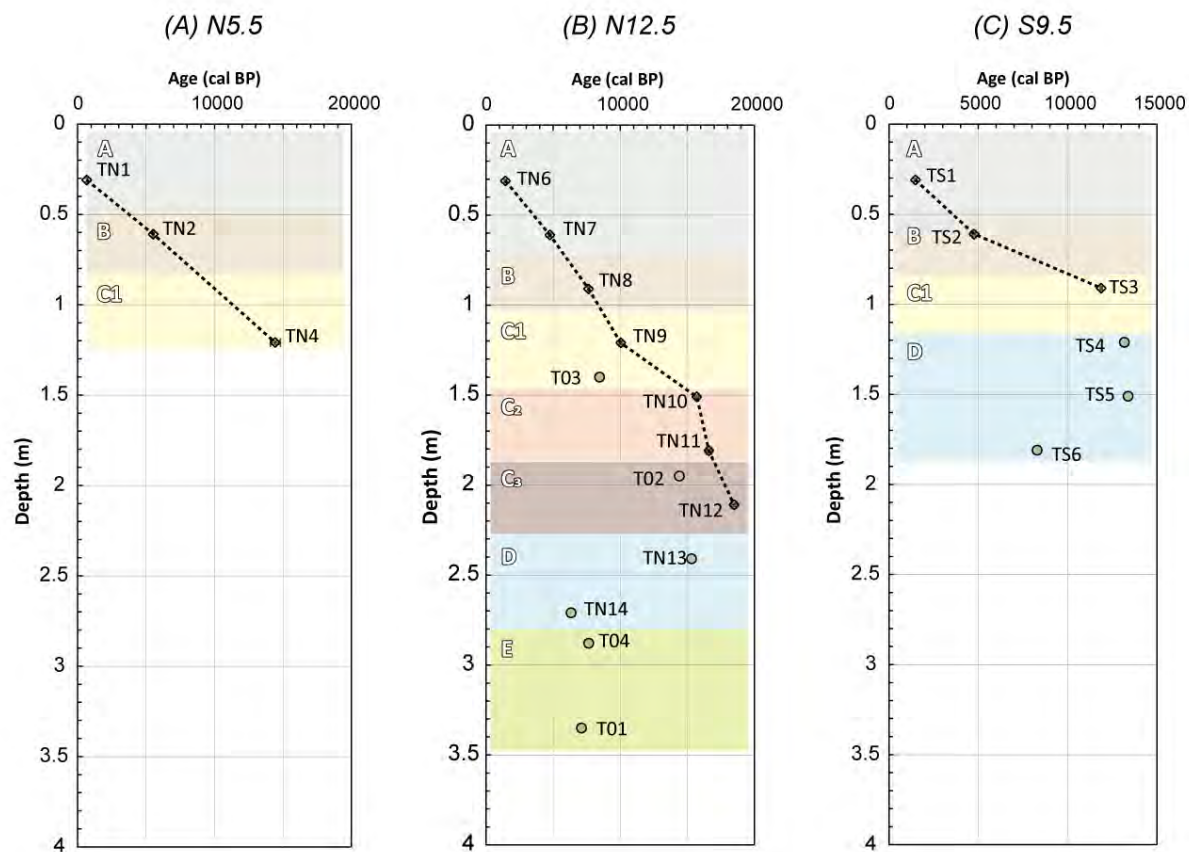


図 73 久貝トレンチの堆積曲線

(A) N5.5 沿いの 14C 年代測定結果。(B) N5.5 沿いの 14C 年代測定結果。(C) N5.5 沿いの 14C 年代測定結果。背景の色はトレンチ壁面の地層を示す。図 41 を参照。

i) 西原露頭の年代測定結果

得られた暦年較正結果を西原露頭のスケッチ上にプロットした（図 74）。露頭のB層からは、MNH-C20を採取し、暦年較正年代として、259-30 cal BP、E1層からは、MNH-C04及びMNH-C16を採取し、それぞれ暦年較正年代として、1,307-1,178 cal BP、904-729 cal BP、E3層からは、MNH-C03を採取し、暦年較正年代として、285 cal BP～現在、H1層からは、MNH-C02を採取し、暦年較正年代として、290 cal BP～現在、H2層からは、ビーチロックの礫からMNH-C01を採取し、暦年較正年代として、769-534 cal BP、H3層からは、MNH-C11を採取し、暦年較正年代として、3,389-3,240 cal BPが得られた。

E1層から採取した2つの試料が年代の逆転を示した。E2層はE3層を不整合に覆うことや、内部の堆積構造から津波堆積物の可能性が考えられた。E1層はその上位に堆積した有機質シルト層である。E1層には、津波によって侵食・運搬された再堆積物が多量に含まれた結果、下位より古い年代を示している可能性がある。これら二つの年代を無視すれば、H1層から上位は3百年前以後、H2層がおおよそ5百年前から3千年前、H3層が3千2百年前以前に堆積したことが推定される。

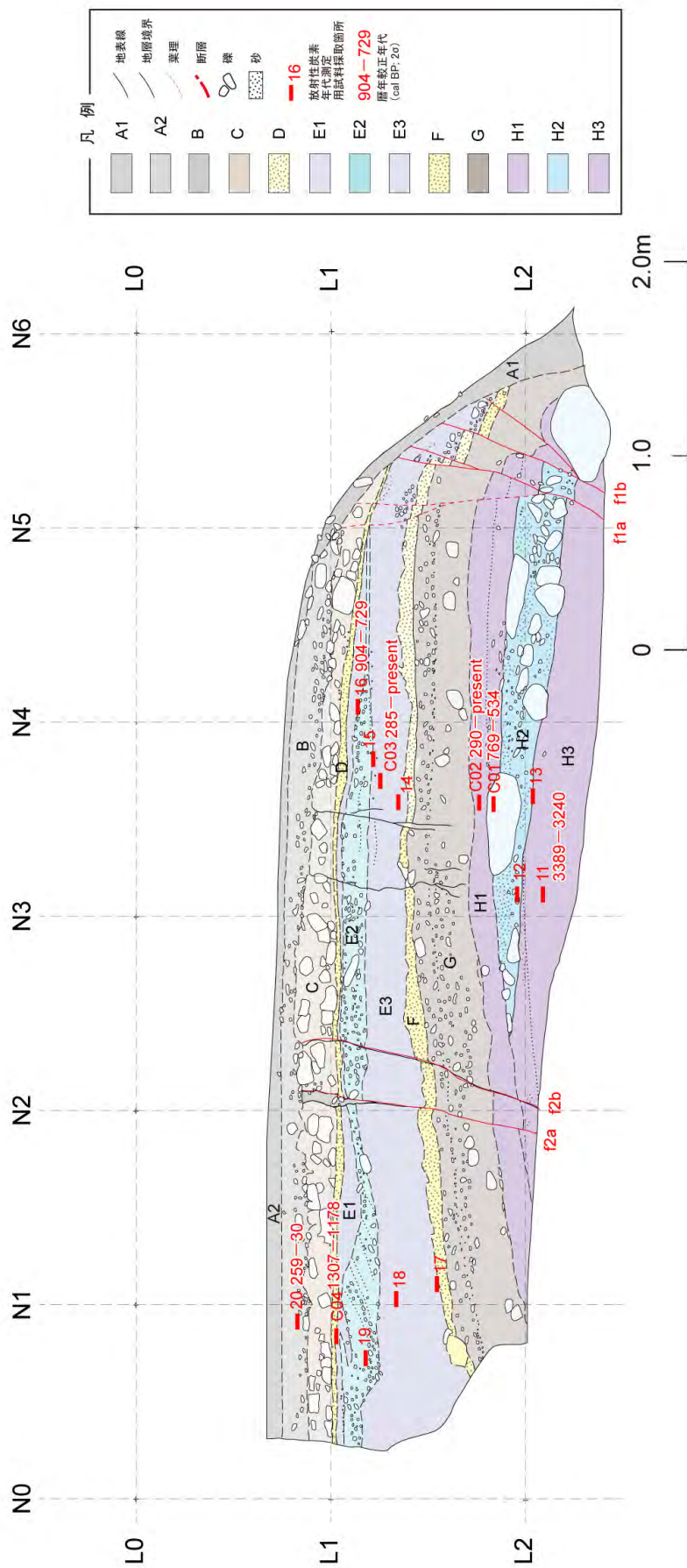


図 74 西原地区における露頭観察結果 (露頭スケッチ)
暦年較正した放射性炭素年代測定結果をスケッチ上にプロットした。

c) 宇宙線生成核種の測定結果

i) 試料採取

試料は砂川地点 (MSG) (図 61)、下里地点 (MSS) (図 75)、宮国地点 (MMK) (図 76) で採取した。採取地点の様子は図 77 に示した。

砂川地点では、深度別の試料を採取し、MSG-L01 を深度 0–5 cm、MSG-L02 を深度 130–140 cm、MSG-L06 を深度 150–160 cm から採取した (図 77A)。宮国地点では、宮国地点②において MMK-L11 を地表面から採取し、MMK-L12 を深度 30–40 cm、MMK-L14 を深度 90–100 cm、MMK-L18 を深度 220–230 cm から採取した。宮国地点①では、MMK-L01 を地表面から採取した (図 77C)。下里地点では、MSS-L01 を地表面から採取した。

ii) 宇宙線生成核種 (^{36}Cl) 濃度の測定結果

試料採取地点の諸情報と宇宙線生成核種 (^{36}Cl) 濃度の測定結果を表 11 に示した。生成速度の計算に必要な主要元素組成と微量元素組成はそれぞれ表 12 及び表 13 に示した。 ^{36}Cl 濃度についてはヒストグラムで示した (図 78)。

各地点の生成速度の計算は、CRONUS Earth Web Calculator を使用した (Marrero et al., 2016; 2021)。岩石密度は採取した岩石をアルキメデス法により計測した。本地域の石灰岩には空隙が多数認められることから、空隙率を 15% とした。この空隙率はボーリングコア試料のうち、細粒物質が失われていない箇所を参考に算出した。ただし、空隙率は地層や深度に応じて大きくばらつく。

砂川地点の ^{36}Cl 蓄積濃度は、表層から $1.89\sim1.19\times10^5$ atoms/g と深い試料ほど低い蓄積濃度を示した (図 79)。また、宮国地点では $1.74\sim1.00\times10^5$ atoms/g と砂川地点と同様にほぼ系統的に深い試料ほど低い蓄積濃度を示した。地表面から採取した試料は $1.62\sim2.06\times10^5$ atoms/g の範囲の値を示した。

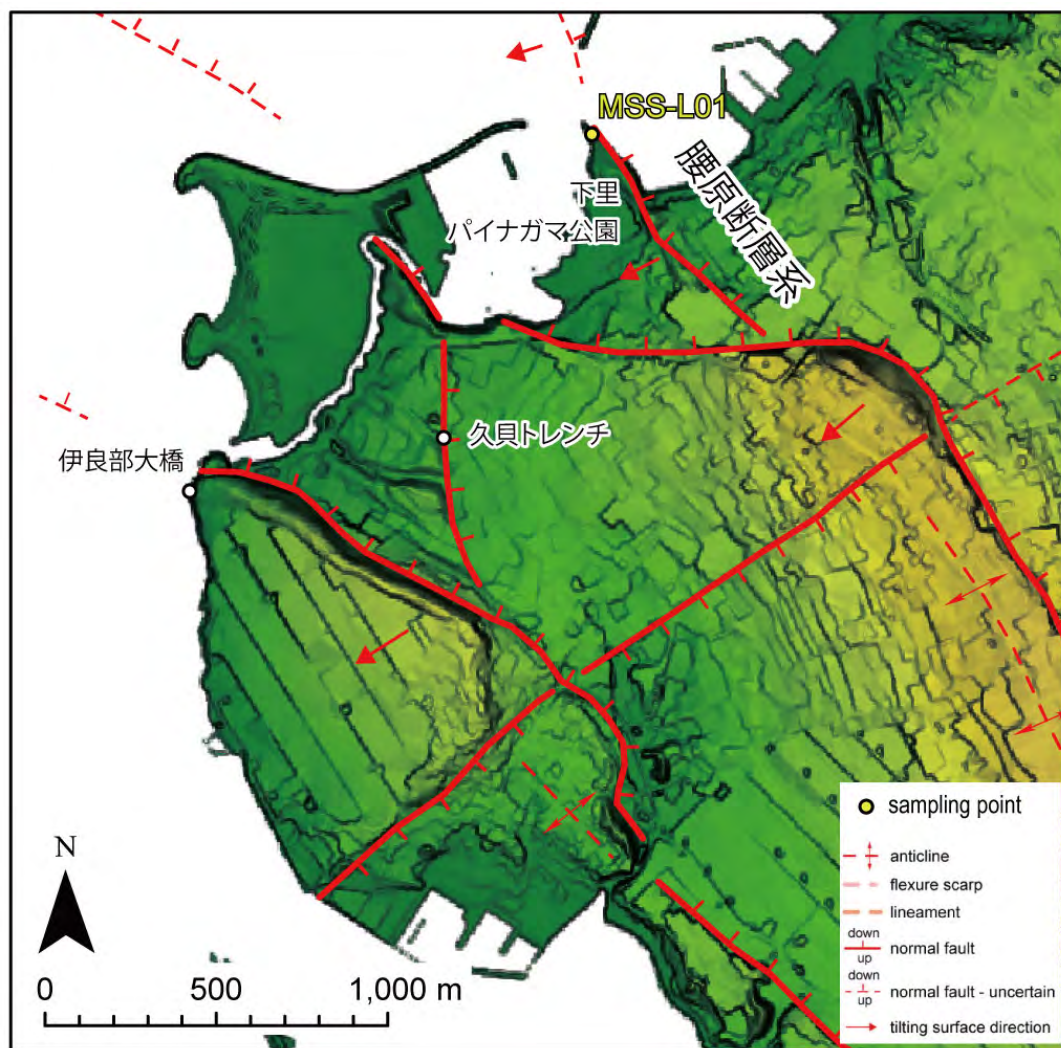


図 75 平良地区周辺の地形と試料採取地点

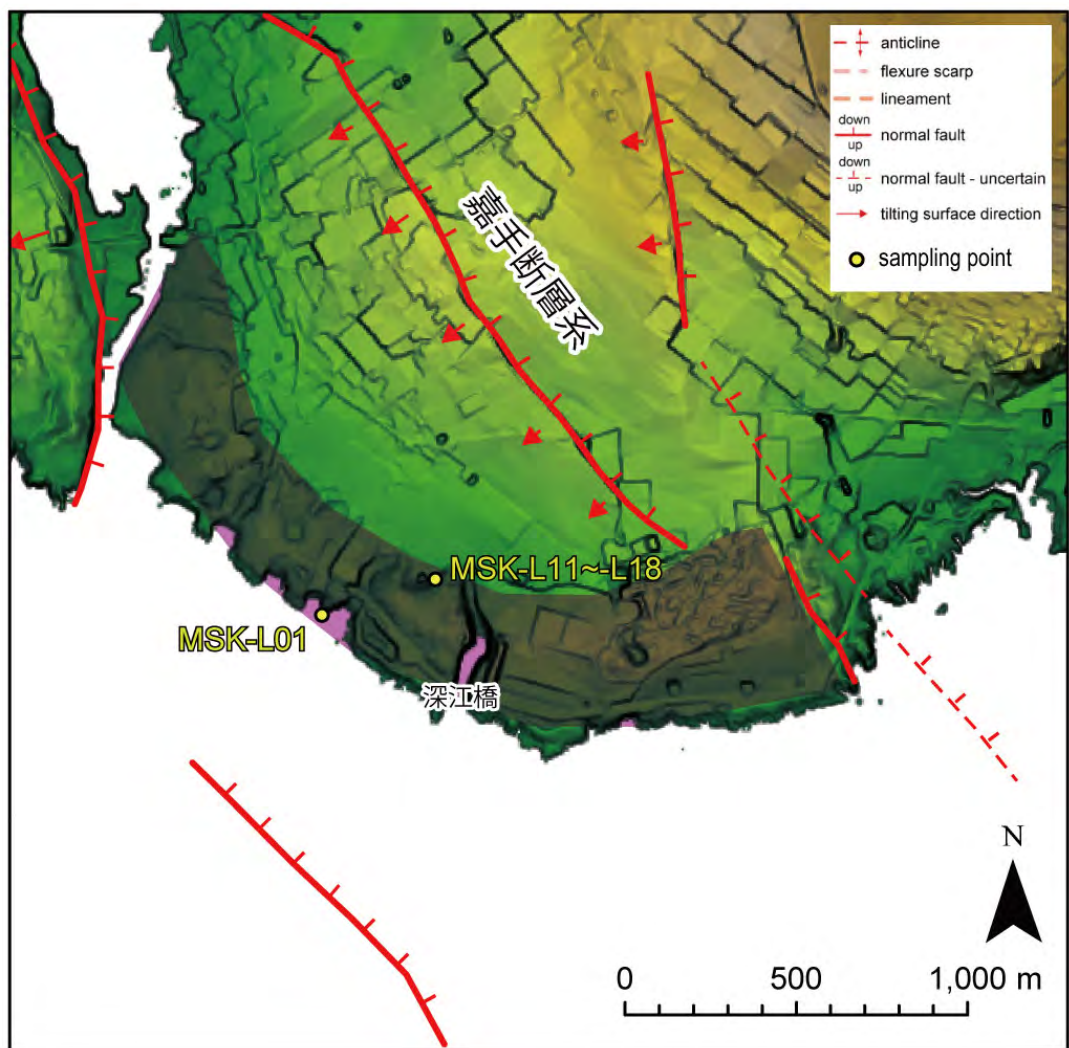


図 76 宮国地区周辺の地形と試料採取地点

ピンクの網掛けをした領域は離水した環礁と考えられる範囲を示す。

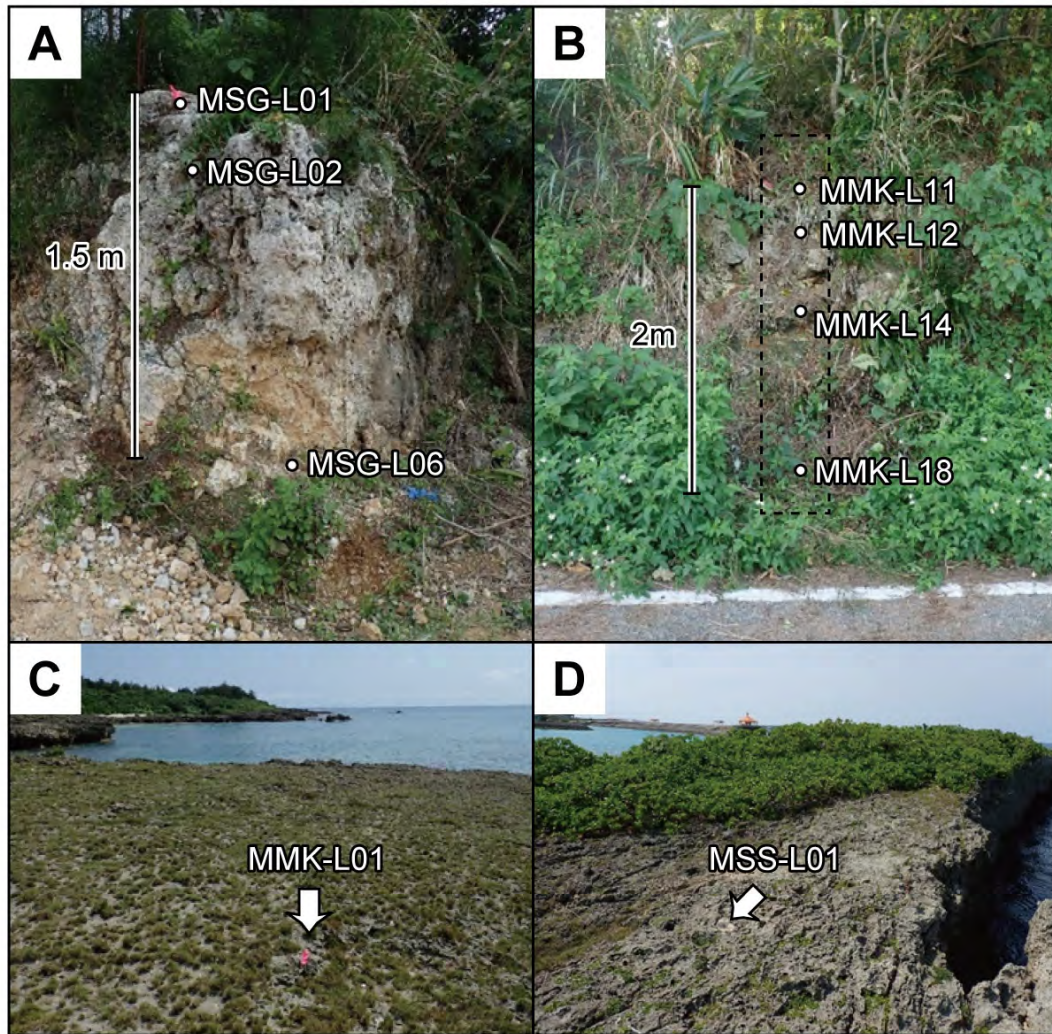


図 77 試料採取地点の様子

(A) 砂川地点。(B) 宮国地点②。(C) 宮国地点①。(D) 下里地点。

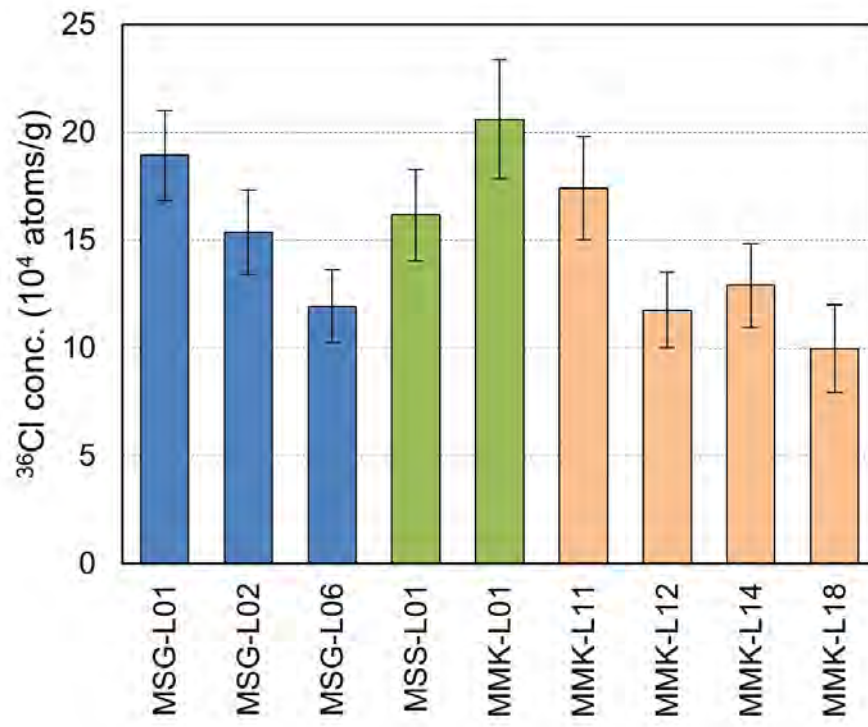


図 78 宇宙線生成核種 (^{36}Cl) の濃度

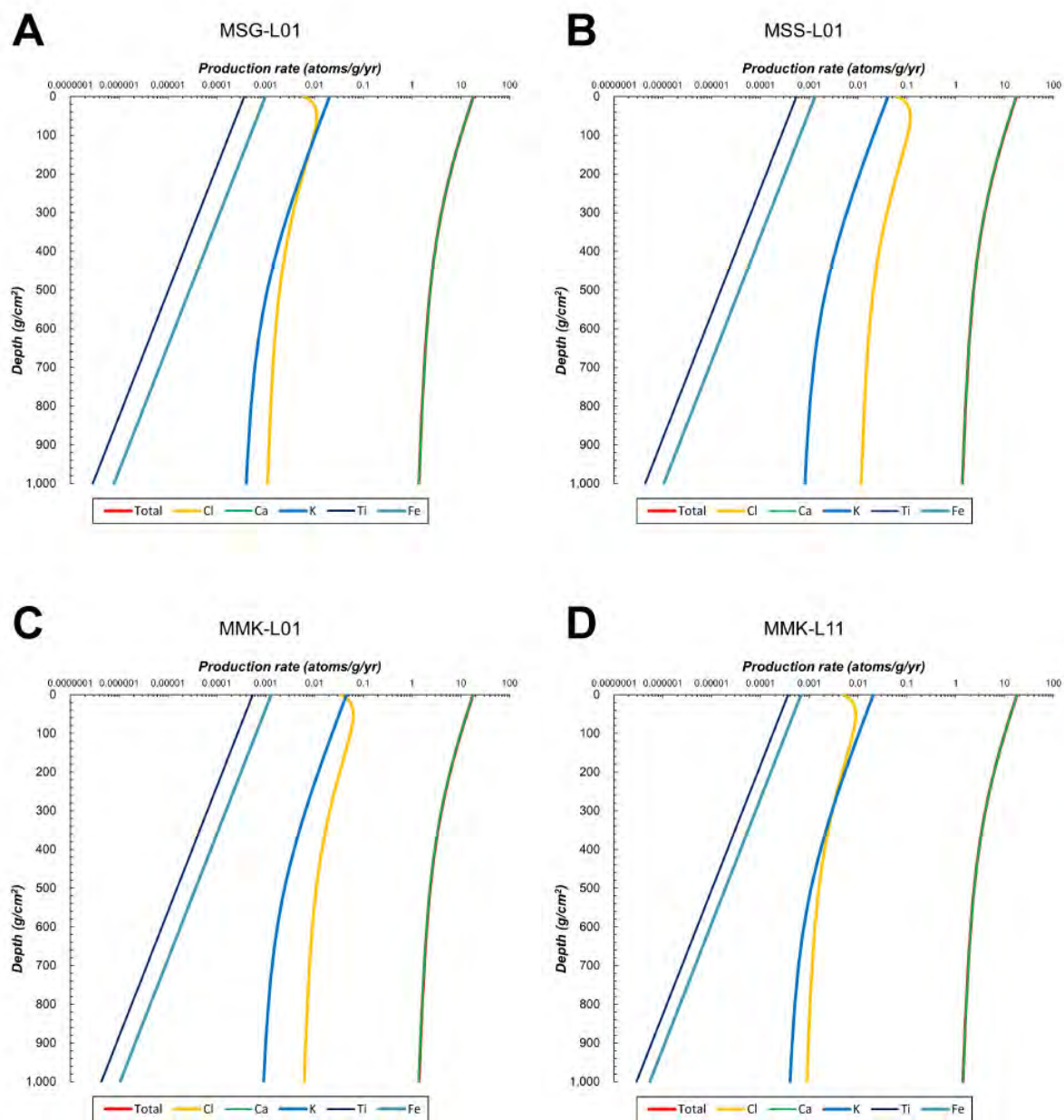


図 79 各地点の ^{36}Cl 生成速度の深度分布
 (A) 砂川地点。 (B) 下里地点。 (C) 宮国地点①。 (D) 宮国地点②。

表 11 試料の諸情報及び測定結果

Sample	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m a.s.l.)	Depth (cm)	Density (g/cm ³)	Weight (g)	Cl natural (ppm)	Cl total (10 ¹⁸ atoms)	³⁶ Cl/Cl (10 ⁻¹⁵)	³⁶ Cl conc. 10 ⁻⁵ atoms/g
MSG-L01	24.7437364	125.3637118	91.26	2.5 ± 2.5	2.40	19.59	0.13	36.81 ± 0.29	100.8 ± 11.05	1.89 ± 0.21
MSG-L02	24.7437364	125.3637118	91.26	35 ± 5.0	2.41	19.64	0.71	38.65 ± 0.29	78.2 ± 9.94	1.54 ± 0.20
MSG-L06	24.7437364	125.3637118	91.26	155 ± 5.0	2.51	19.62	0.10	36.47 ± 0.29	64.2 ± 9.03	1.19 ± 0.17
MSS-L01	24.8038413	125.2680467	3.36	2.5 ± 2.5	2.30	19.52	1.31	40.83 ± 0.29	77.3 ± 10.12	1.62 ± 0.21
MMK-L01	24.7156118	125.3018523	2.71	2.5 ± 2.5	2.52	19.36	2.19	44.40 ± 0.29	89.9 ± 11.99	2.06 ± 0.28
MMK-L11	24.7163478	125.3058874	8.91	2.5 ± 2.5	2.42	19.62	1.30	40.89 ± 0.29	83.5 ± 11.42	1.74 ± 0.24
MMK-L12	24.7163478	125.3058874	8.91	35 ± 5.0	2.40	19.56	0.89	39.12 ± 0.29	58.9 ± 8.77	1.18 ± 0.18
MMK-L14	24.7163478	125.3058874	8.91	95 ± 5.0	2.41	19.54	0.42	37.38 ± 0.29	67.5 ± 10.12	1.29 ± 0.19
MMK-L18	24.7163478	125.3058874	8.91	225 ± 5.0	2.28	19.63	0.41	37.47 ± 0.29	52.3 ± 10.58	1.00 ± 0.20

表 12 主要元素組成測定結果

Sample	O (weight %)	Si (weight %)	Ti (weight %)	Al (weight %)	Fe (weight %)	Mn (weight %)	Mg (weight %)	Ca (weight %)	Na (weight %)	K (weight %)	P (weight %)	C (weight %)
MSG-L01	49.34 ± 0.01	0.32 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.14 ± 0.01	0.09 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.28 ± 0.01	39.20 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MSG-L02	49.64 ± 0.01	0.30 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.17 ± 0.01	0.08 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.19 ± 0.01	39.98 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MSG-L06	49.84 ± 0.01	0.29 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.16 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.14 ± 0.01	40.10 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.30 ± 0.01
MSS-L01	49.08 ± 0.01	0.39 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.20 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.28 ± 0.01	37.71 ± 0.01	0.16 ± 0.00	0.03 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.10 ± 0.01
MMK-L01	49.82 ± 0.01	0.54 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.18 ± 0.01	0.12 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.32 ± 0.01	39.05 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.04 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MMK-L11	49.05 ± 0.01	0.26 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.11 ± 0.01	0.06 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.26 ± 0.01	39.62 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.10 ± 0.01
MMK-L12	49.41 ± 0.01	0.37 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.20 ± 0.01	0.10 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.26 ± 0.01	38.76 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.01 ± 0.00	12.20 ± 0.01
MMK-L14	49.32 ± 0.01	0.49 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.25 ± 0.01	0.13 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.24 ± 0.01	39.05 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.03 ± 0.00	0.02 ± 0.00	12.00 ± 0.01
MMK-L18	49.98 ± 0.01	0.45 ± 0.01	0.02 ± 0.00	0.27 ± 0.01	0.11 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.19 ± 0.01	39.51 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.01 ± 0.00	12.20 ± 0.01

表 13 微量元素組成測定結果

Sample	Cl (ppm)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Cr (ppm)	Li (ppm)	Co (ppm)
MSG-L01	0.13 ± 0.07	10.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.10 ± 0.10	38.00 ± 1.00	1.60 ± 0.10	0.70 ± 0.10
MSG-L02	1.30 ± 0.08	5.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	9.00 ± 1.00	1.10 ± 0.10	0.40 ± 0.10
MSG-L06	2.19 ± 0.09	5.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.20 ± 0.10	6.00 ± 1.00	1.20 ± 0.10	0.50 ± 0.10
MSS-L01	1.31 ± 0.08	21.00 ± 1.00	0.30 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.80 ± 0.10	0.20 ± 0.10	10.00 ± 1.00	3.00 ± 0.10	1.00 ± 0.10
NMK-L01	0.71 ± 0.08	15.00 ± 1.00	0.40 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.60 ± 0.10	0.40 ± 0.10	22.00 ± 1.00	2.10 ± 0.10	0.80 ± 0.10
NMK-L11	0.10 ± 0.07	5.00 ± 1.00	0.20 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.20 ± 0.10	8.00 ± 1.00	0.90 ± 0.10	0.30 ± 0.10
NMK-L12	0.89 ± 0.08	4.00 ± 1.00	0.40 ± 0.10	0.40 ± 0.10	0.20 ± 0.10	0.30 ± 0.10	8.00 ± 1.00	1.40 ± 0.10	0.50 ± 0.10
NMK-L14	0.42 ± 0.08	4.00 ± 1.00	0.50 ± 0.10	0.50 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.50 ± 0.10	8.00 ± 1.00	1.80 ± 0.10	0.80 ± 0.10
NMK-L18	0.41 ± 0.08	5.00 ± 1.00	0.30 ± 0.10	0.40 ± 0.10	0.30 ± 0.10	0.40 ± 0.10	6.00 ± 1.00	1.50 ± 0.10	0.70 ± 0.10

d) 宇宙線生成核種を用いた削剥速度及び露出年代の推定

全ての地点において削剥速度を無視した時の表面照射年代（最小年代）と十分長い時間が経過し、削剥による核種の除去と照射による生成が地表面において平衡状態に達したときの削剥速度（最大削剥速度）を求めた（表 14）。

砂川地点は与那原断層系沿いのライムストーンウォール上から採取した（図 77A）。ライムストーンウォールは、表面が硬化することで侵食によって取り残された地形とされる（荒川・他, 1987；尾方・大坪, 2019）。断層沿いに分布するリッジは風成粘土層に覆われず、露出し続けた地形であることから、長期的な削剥速度の見積もりに適した場所と考え、採取地点として選定した。本地点では、十分な期間の削剥により地表面上の ^{36}Cl 蓄積濃度は平衡状態に達していると考えられ、採取した深度別試料の示す ^{36}Cl 蓄積濃度と (3) 式により求められるモデルカーブとのフィッティングにより、採取地点の削剥速度を求めた（表 14）。

宮国地点では、2箇所から試料を採取した。宮国地点②とした地点は、離水した環礁と推定される帯状の丘陵上に位置する（図 76）。人工的に掘削された壁面が露出しており、深度別に試料を採取した（図 77B）。一方、宮国地点①は、平坦面が顕著な離水ベンチに位置しており、その表層から試料を採取した（図 77C）。これらの地点については、原地形が確認できることから、表面照射年代の推定を行った（表 14）。

下里地点では断層変位が認められる離水ベンチ上から採取した。地形面の保存が良く、原地形が確認できることから、表面照射年代の推定を行った（表 14）。

表 14 宮古島で採取した試料の解析結果

Location	Minimum age		Maximum denudation rate		Exposure age Denudation rate: 160 ± 30 mm/kyr		Exposure age Denudation rate: 48 ± 4 mm/kyr		Exposure age Denudation rate: 0 – 20 mm/kyr	
	(ka)		(mm/kyr)		(ka)		(ka)		(ka)	
Sunagawa	12.6	+1.5 / -1.3	160.2	+29.7 / -20.3	—		—		—	
Miyakuni I	11.7	+2.3 / -1.9	158.7	+56.2 / -28.8	—		20.3	+9.2 / -4.9	12.5	+3.1 / -2.0
Miyakuni IIa	11.4	+1.5 / -1.2	197.1	+32.8 / -26.6	127.4	+120.7 / -44.1	20.2	+5.7 / -3.3	—	
Miyakuni IIb	12.4	+1.8 / -1.7	173.2	+36.8 / -30.2	198.2	+144.3 / -88.0	25.6	+12.1 / -5.5	—	
Shimosato	9.6	+1.8 / -1.7	220.3	+76.1 / -41.8	—		14.4	+4.4 / -3.2	10.1	+1.9 / -1.6

i) 砂川地点の解析結果

砂川地点は最小年代として $13 \pm 1.5/-1.3$ kyr、最大削剥速度として $160 \pm 30/-20$ mm/kyr を示した。露出年代を 0~200 kyr、削剥速度を 0~200 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 80 に示した。また、最小年代と最大削剥速度の示すヒストグラムとモデルカーブを図 81 に示した。年代が大きいほど一定の削剥速度に近づき、 χ^2 が小さくなる傾向を示している。また、モデルカーブと試料の測定値を比較すると最小年代を推定した場合のカーブは MSG-L06 から大きく外れる(図 81)。したがって、本地点は平衡状態に達していると考えることができ、得られた最大削剥速度が本地点の削剥速度と考えることができる。

既往研究では、南西諸島における石灰岩の溶食速度として、本研究と同じく ^{36}Cl を使用し、50 mm/kyr 程度の値を報告している(Matsushi et al., 2010)。本地点の侵食速度はその3倍程度大きい。一方、津波石の台座石の比高から見積もった石灰岩の溶食速度は喜界島で 205 mm/kyr と推定されている(Matsukura et al., 2007)。本地点の侵食速度は後者とオーダーで一致する。

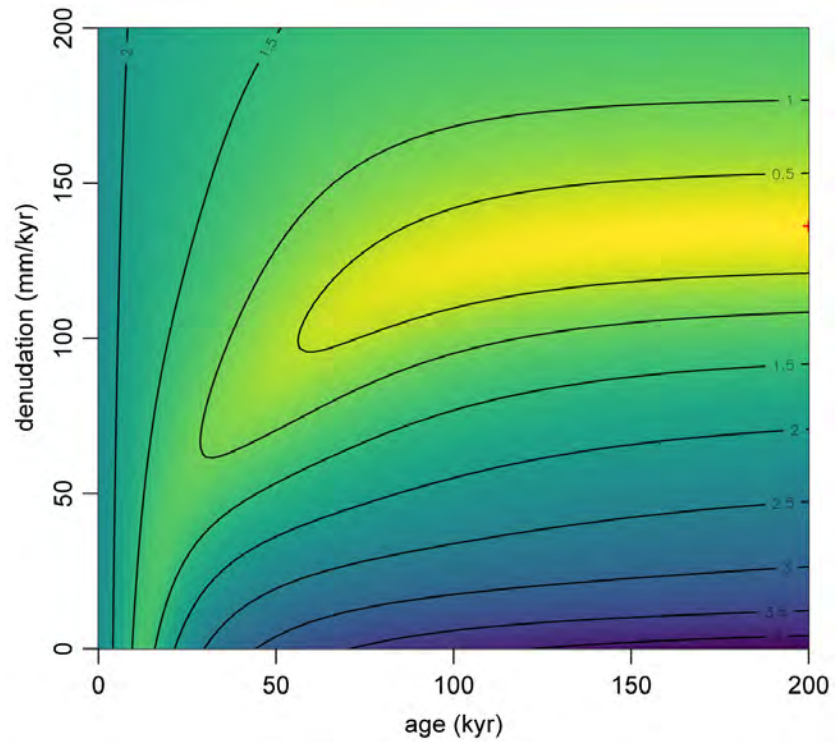


図 80 砂川地点の試料から得られた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布

グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

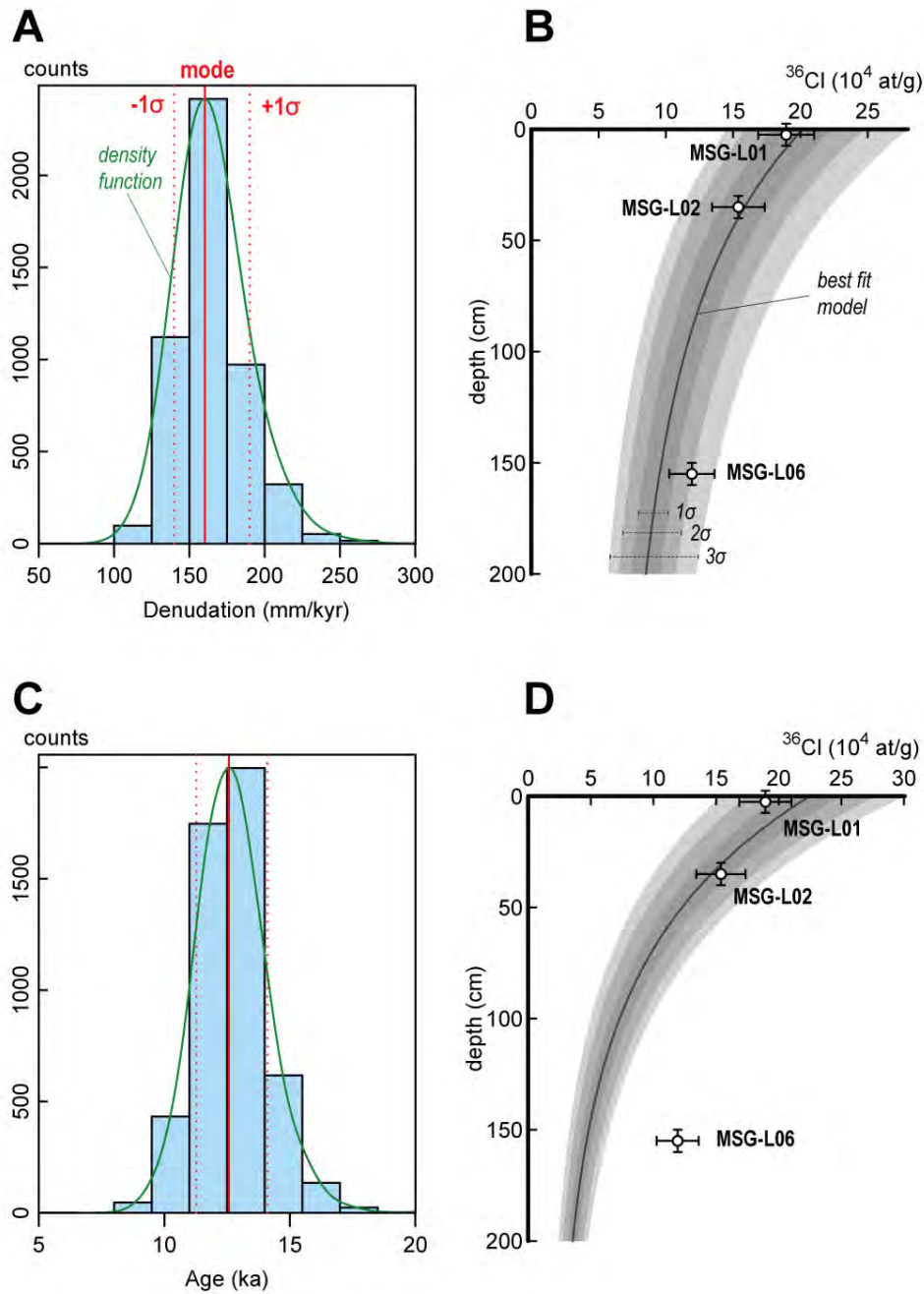


図 81 砂川地点の解析結果

(A) 砂川地点から採取した試料についてモンテカルロ法によって得られた最大侵食速度のヒストグラム。(B) 砂川地点から採取した試料の示す深度断面。最大侵食速度を求めた場合のモデルカーブとその信頼区間を重ねた。(C) 砂川地点から採取した試料についてモンテカルロ法によって得られた最小年代のヒストグラム。(D) 砂川地点から採取した試料の示す深度断面。最小年代を求めた場合のモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

ii) 宮国地点②の解析結果

宮国地点②はすべての試料を解析に用いた場合、最小年代として $12 \pm 1.5/-1.2$ ka、最大削剥速度として $197 \pm 33/-27$ mm/kyr を示した。露出年代を 0~200 kyr、削剥速度を 0~400 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 82 に示した。

表面照射年代の推定にあたっては、各地点の削剥速度を見積もる必要がある。宮国地点②については、まず、砂川地点から得られた削剥速度を適用した。また、 ^{36}Cl を用いた日本国内の石灰岩の溶食速度の推定値として、宮古島周辺では沖縄本島の山里及び本島北部の辺戸においてそれぞれ 48 ± 4 mm/kyr、 49 ± 3 mm/kyr が報告されている (Matsushi et al., 2010)。そのため、本地点では、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を適用した場合の年代を同様に求めた。

砂川地点で得られた最大削剥速度を参考に 160 ± 30 mm/kyr を与えたときに得られる露出年代のヒストグラムとモデルカーブを図 83A 及び図 83B に示した。また、Matsushi et al. (2010) の報告した 48 ± 4 mm/kyr の削剥速度をを与えたときの露出年代のヒストグラムとモデルカーブを求め、図 83C 及び図 83D に示した。

削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を与えたときの露出年代は $127 \pm 120/-44$ ka が得られた。一方、 48 ± 4 mm/kyr を与えたとき、 $20 \pm 5.7/-3.3$ ka を示した。フィッティング結果を検討すると、前者の方が蓄積濃度の深度分布とよく一致している。この時、露出年代は 83~247 ka の期間と推定されることから、MIS5 もしくは MIS7 に形成され、離水したと考えられる。

深度別試料の示す核種濃度とモデルカーブを比較すると、MMK-L12 がやや外れている傾向がみられた。そこで、MMK-L12 を除いた時の分析を同様に行った。その場合、最小年代として $12 \pm 1.8/-1.7$ ka、最大削剥速度として $173 \pm 37/-30$ mm/kyr を示した。その時の χ^2 の分布を図 84、ヒストグラムとモデルカーブを図 85 に示した。

MMK-L12 を除いた場合、削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を与えたときの露出年代は $198 \pm 144/-88$ ka が得られた。一方、 48 ± 4 mm/kyr を与えたとき、 $26 \pm 12/-5.5$ ka を示した。フィッティング結果を検討すると、前者の方が蓄積濃度の深度分布とよく一致している。この時、露出年代は 110~342 ka の期間と推定されることから、MIS5e、MIS7、もしくは MIS9 に形成され、離水したと考えられる。

本地点の χ^2 の分布は年代が大きくなるほど小さい値を示す傾向があることから、平衡状態に達している可能性は否定できない。その場合、これらは露出年代を示しておらず、その場の削剥速度を示していると考えられる。また、MMK-L12 が想定されるカーブから外れる傾向を示したが、仮に、深度 70~80 cm 付近が地表面にあったときに一度沈水し、その上位にサンゴ礁が発達した場合、減衰曲線がその深度を境に不連続となる。その場合、すべての試料が過不足なく説明できるかもしれない。そのような履歴を持つか否かなど、より詳細な分析には、密に試料を採取し、分析を行う必要がある。

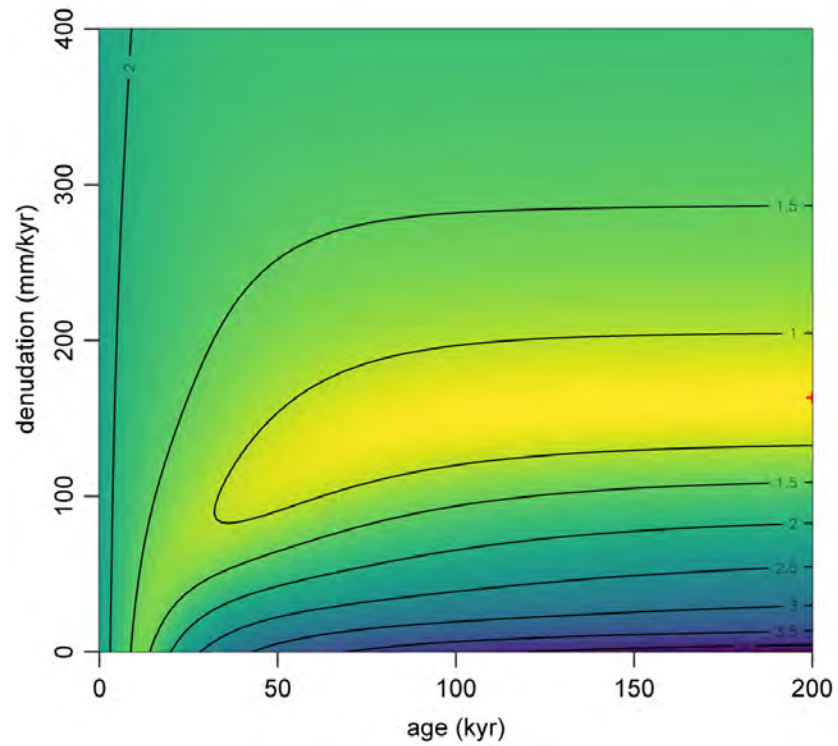


図 82 宮国地点②のすべての試料について求めた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

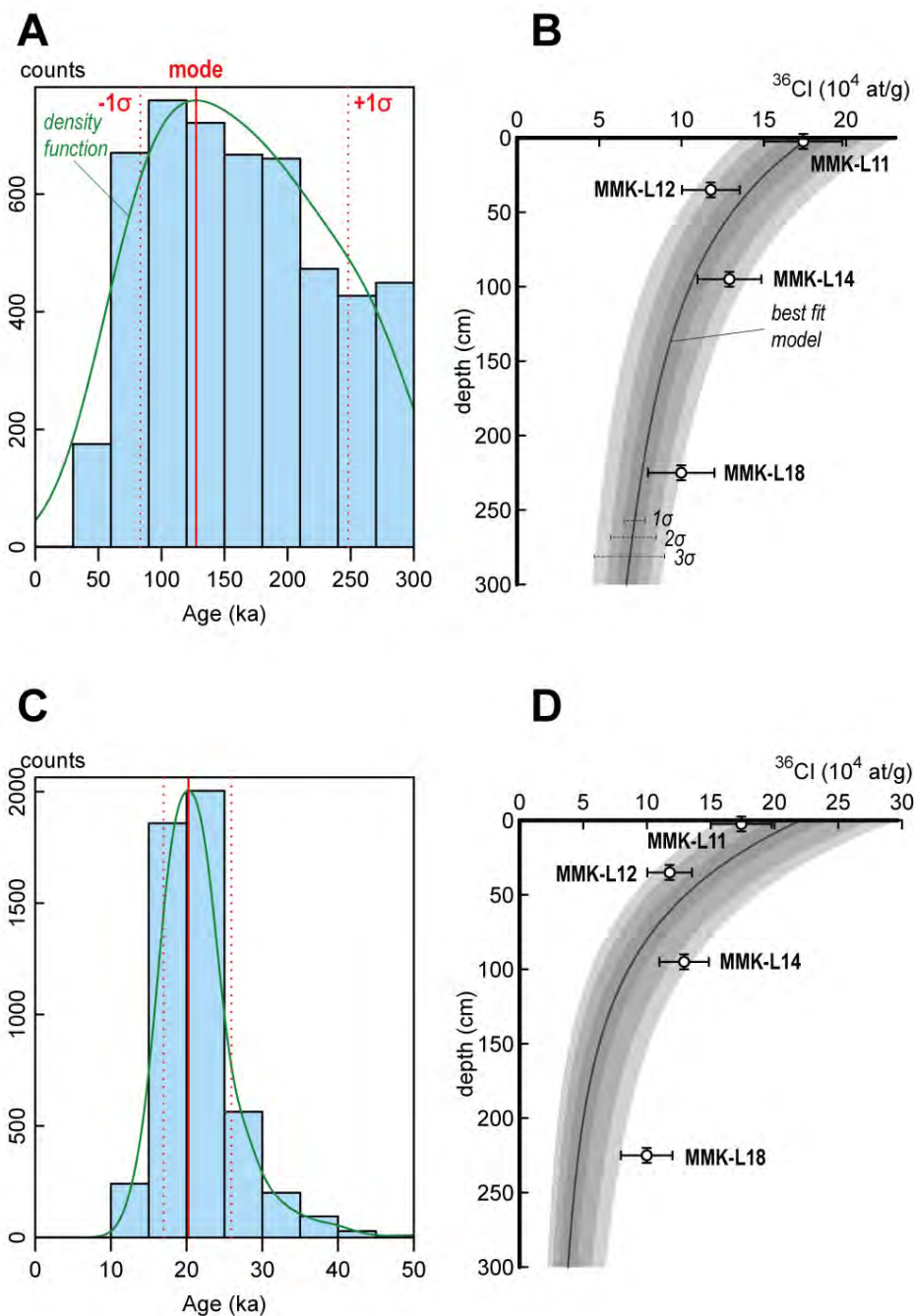


図 83 宮国地点②のすべての試料に対する解析結果

(A、B) 宮国地点②から採取した試料について、削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

(C、D) 宮国地点②から採取した試料について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

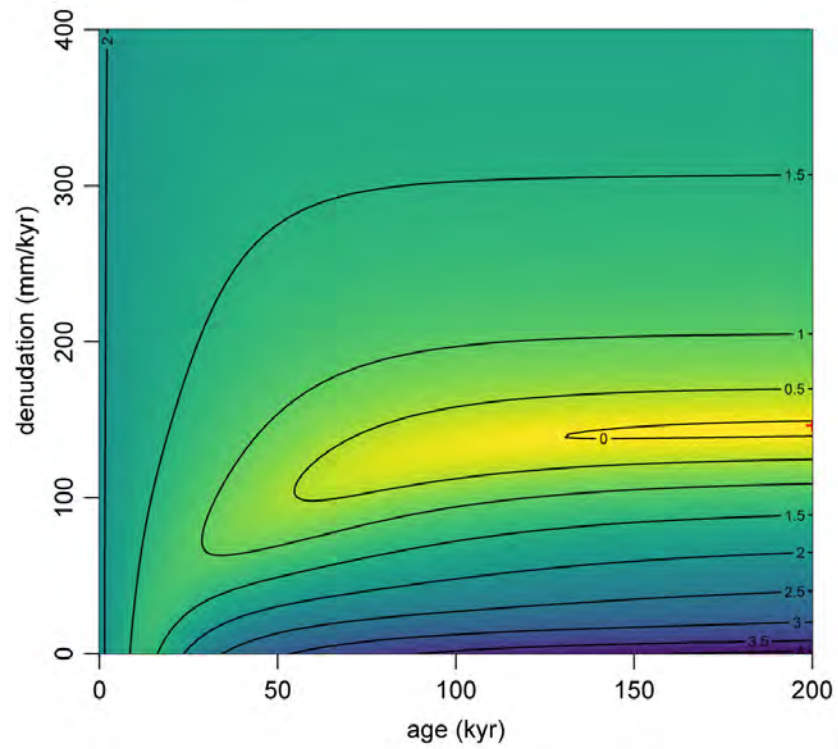


図 84 宮国地点②の MMK-L12 を除いた試料について求めた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

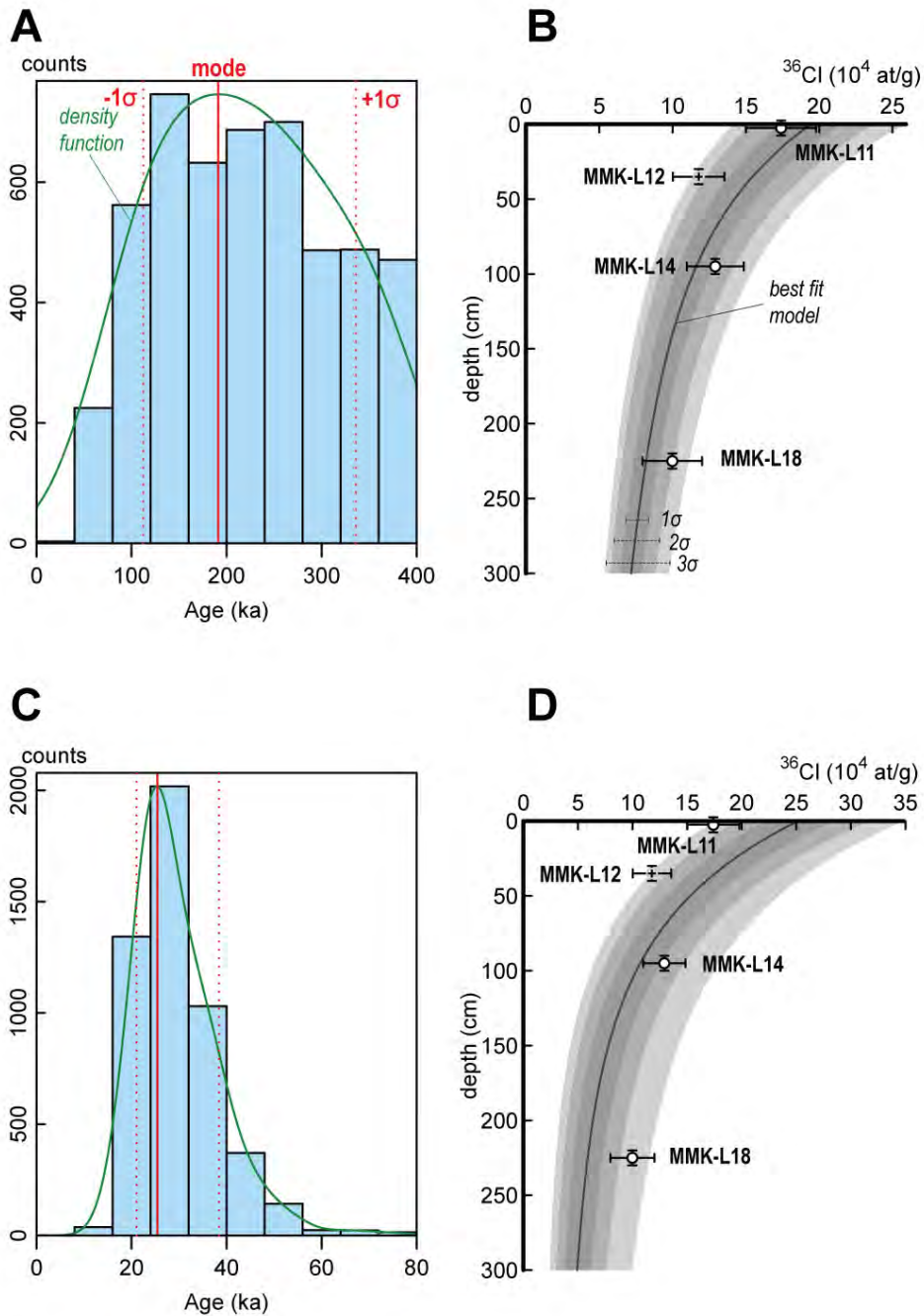


図 85 宮国地点②の MMK-L12 を除いた試料に対する解析結果

(A、B) 宮国地点②から採取した MMK-L12 を除く試料について、削剥速度として 160 ± 30 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。(C、D) 宮国地点②から採取した MMK-L12 を除く試料について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム (A) と宮国地点②から採取した試料の示す深度断面 (B)。深度断面にはモデルカーブとその信頼区間を重ねた。

ii) 宮国地点①の解析結果

宮国地点①では、最小年代として $12 \pm 2.3/-1.9$ ka、最大削剥速度として $159 \pm 56/-29$ mm/kyr を示した。露出年代を 0～200 kyr、削剥速度を 0～200 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 86 に示した。

本地点の最大削剥速度は砂川地点の示す最大削剥速度よりわずかに小さく、砂川地点の値を代入して露出年代を求めることはできない。そこで、既往研究で報告されている削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を与えた。その結果、露出年代は $20 \pm 9.2/-4.9$ ka と推定された(図 87A)。この時、地表面は露出してから約 1 m 低下したことが考えられる。しかし、本地点では離水ベンチがよく保存されており、面が平滑で起伏が小さい。ほとんど削剥を受けていないことも考えられることから、削剥速度として 0 ～ 20 mm/kyr を適用した場合の露出年代を併せて求めた(図 87B)。その結果、 $13 \pm 3.1/-2.0$ ka が得られた。

本地点の地形面の保存状態を考慮すると、本地点の露出年代は 11～16 ka と考えられ、完新世に離水したことが推定される。

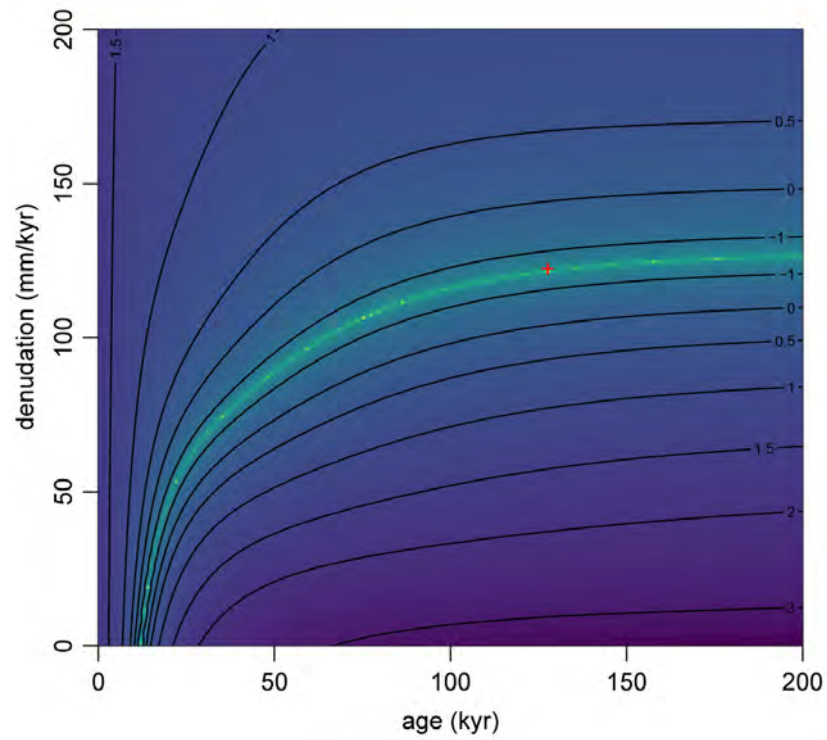


図 86 宮国地点の MMK-L01 から得られた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

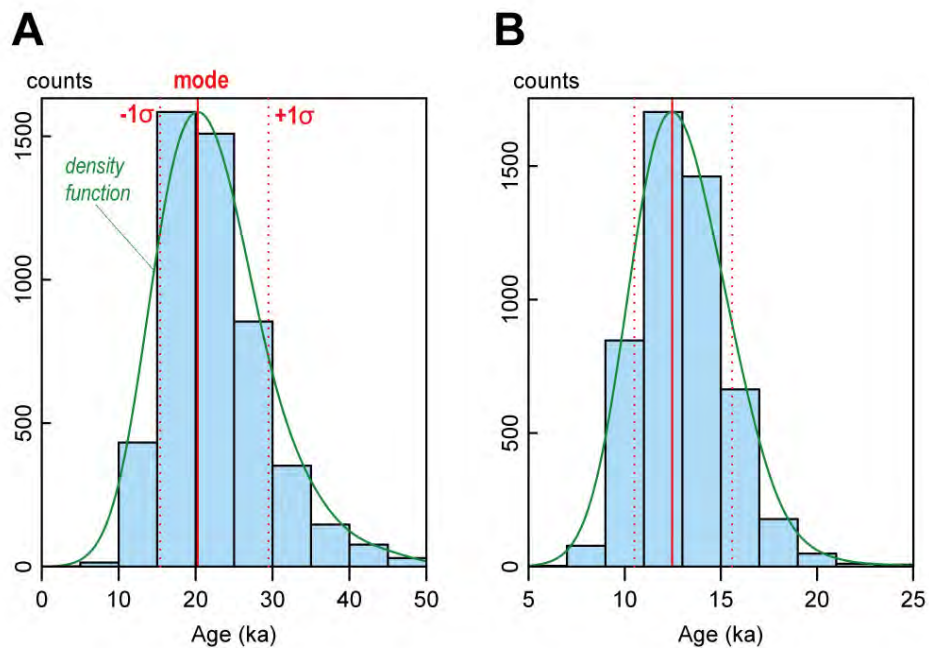


図 87 MMK-L01 に対する解析結果

(A) 宮国地点①から採取した MMK-L01 について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。(B) 宮国地点①から採取した MMK-L01 について、削剥速度として 0–20 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。

iii) 下里地点の解析結果

下里地点では、最小年代として $9.6 + 1.8/-1.7$ ka、最大削剥速度として $220 + 76/-42$ mm/kyr を示した。露出年代を 0～200 kyr、削剥速度を 0～200 mm/kyr の範囲で変化させたときに(4)式で示される χ^2 の分布を図 88 に示した。

本地点は宮国地点①と同様に地形面の保存状態が良い。そこで、同様の解析を行った。削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を与えた結果、露出年代は $14 + 4.4/-3.2$ ka と推定された(図 89A)。また、削剥速度として 0 ～ 20 mm/kyr を適用した場合、 $10 + 1.9/-1.6$ ka が得られた。

本地点の露出年代は 8～12 ka と考えられ、宮国地点①と同様に、完新世に離水したことが推定される。

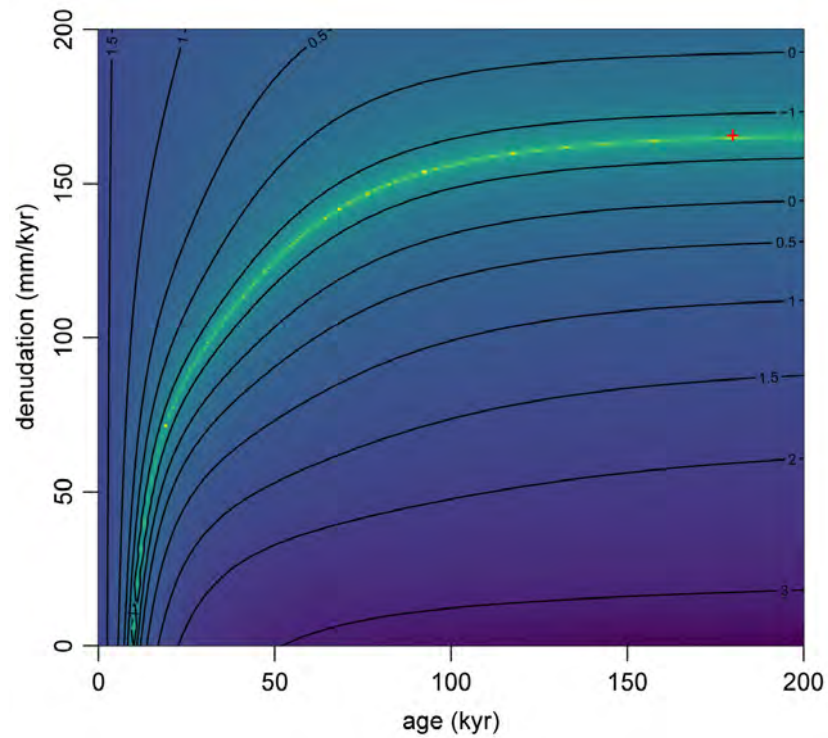


図 88 下里地点の MSS-L01 から得られた $\log_{10}(\chi^2)$ 値の分布
 グラフ範囲内のグリッドごとに(4)式から χ^2 をもとめ、常用対数で表示した。黄色ほど小さい値を示す。赤の十字は範囲内において最小の χ^2 値が得られた点を示す。

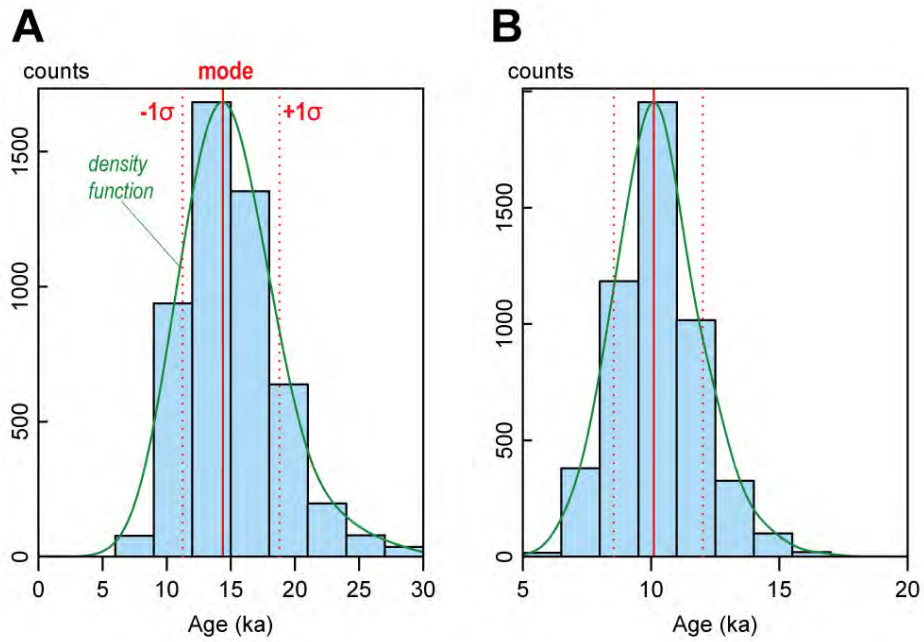


図 89 MSS-L01 に対する解析結果

(A) 下里地点から採取した MSS-L01 について、削剥速度として 48 ± 4 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。(B) 削剥速度として 0–20 mm/kyr を仮定した場合のモンテカルロ法によって得られた露出年代のヒストグラム。

f) 宮古島断層帯の活動性の推定

i) 宮古島断層帯中部

西原露頭

露頭法面では断層による明瞭な地層のずれが認められた（図 74）。ずれが認められた地層は H1 層より上位で 14C 年代測定によると、約 3 百年前以降、つまり 17 世紀以後に堆積した地層と推定される。露頭では C 層までの地層がすべての断層によって切断されており、その下位の地層において顕著な変位の累積性は認められない。したがって、C 層堆積後、B 層堆積前に断層が活動した可能性がある。ただし、東側の断層（f1a 及び f1b 断層）は崖に面しており、海側に低下していることから、地すべりの可能性は否定できない。また、f2a 及び f2b 断層もまた、わずかな変位を示す向かい合った正断層であることから、地滑りの活動に伴う伸張性の変形で生じた可能性がある。

西原露頭では、H1 層から E3 層が西側（図 74 左）に傾動する様子が認められ、津波堆積物の可能性がある E2 層との E2/E3 境界には傾斜不整合が認められる。これを古地震イベントに伴って形成された構造と考えると、まず、地震に伴い海側の正断層が活動し、地層が西側へと傾動したことが考えられる。その後に宮古島近海で発生した津波によって E3 層より上位の地層が侵食され、E2 層が不整合に堆積したと解釈できる。このイベントは宮古島断層帯中部を構成する長沼断層系の活動を示している可能性がある。

E2 層の形成にかかわる 17 世紀以後に記録されている津波としては、1771（明和 8）年八重山地震津波が挙げられる（宇佐美，2003）。この津波は、宮古島南東端の東平安名崎や伊良部島に多数見られる津波石をもたらし津波とされる。本露頭は宮古島東岸に位置しており、その際に津波を受けた可能性は十分に考えられる。したがって、上下の地層の年代から、E2 層は明和の大津波による津波堆積物に相当することが示唆される。

露頭に現れた断層の切断被覆関係により推定されたイベントが最新活動で、傾斜不整合が示すイベントがその一つ前とすると 3 百年前以降に 2 回活動している可能性がある。ただし、断層が重力変形に伴って形成されたものだとすると、活動は 1 回のみとなる。いずれにしても、長沼断層系の最新活動時期は 17 世紀以後と推定される。琉球地域の史書の一つである『球陽』には、1667 年（寛文 7 年）に宮古島洲鎌地区において地変が生じたことが記録されている（宇佐美，2003）。本露頭で認められたイベントはその時期と一致しており、長沼断層系もまた活動していた可能性がある。

池間島

池間島において認められた離水ベンチの高度変化は長沼断層系の活動を示している可能性がある。離水ベンチの形成年代は不明であるが、地形面の保存状態がよく、ビーチロックが保存されていることから、下里の隆起ベンチより新しいことが推定される。西原露頭の示すように長沼断

層系が 17 世紀以降に活動していたとすれば、離水ベンチの高度変化は矛盾なく説明できる。この時、長沼断層系は少なくとも中央部から北部にかけて活動したことが考えられる。

西原露頭及び池間島の調査結果を総合すると、宮古島断層帯中部の長沼断層系の最新活動は 17 世紀以降と推定される。それ以外の活動性に関する情報は得られていない。

ii) 宮古島断層帯西部

下里地点の海成段丘

下里地点では腰原断層系の一つが海成段丘面を変位させる（図 90）。VRS 測量により計測するとその上下変位量は約 1 m と計測された。図 90 の断層の北延長が図 77D で示した MSS-L01 を採取した地点であり、その試料は表面照射年代として 8 ～12 ka を示した。この年代を離水後の経過時間とみなすと、平均変位速度は 0.08～0.13 mm/kyr と推定される。

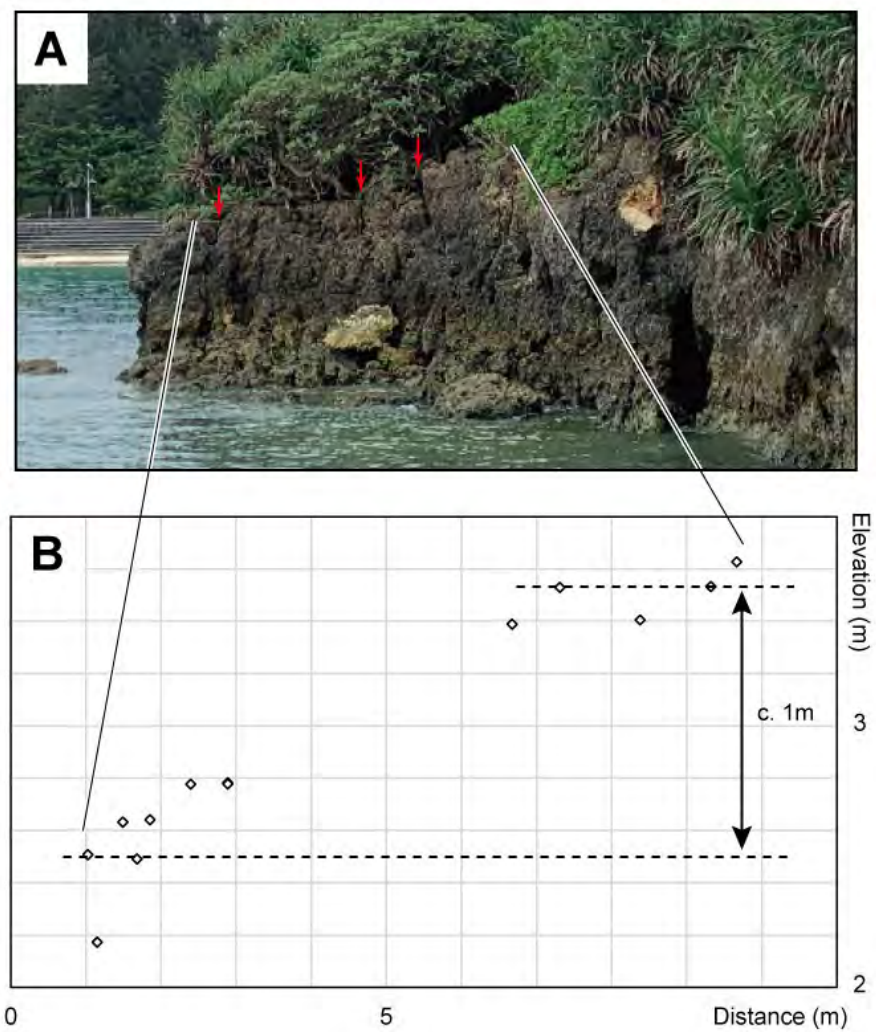


図 90 下里の海成段丘の変位

(A) 下里の海成段丘の変位。(B) 海成段丘における VRS 測量結果。

伊良部大橋周辺の多段ノッチ

伊良部大橋周辺では2段に分化したノッチが認められた(図91)。海食洞内のほぼ同じ地点からカキ(MKG-C02)とシャコ貝(MKG-C02)を採取した。また、海食洞内の最深部にビーチロックが残っており、その中の有孔虫(MKG-C01a)と貝殻片(MKG-C01b)を採取した。それらの示す暦年較正年代は、ビーチロックから採取した試料が1,126~1,497 cal BPを示し、カキがほぼ同じ1,462~1,198 cal BPを示した。シャコ貝はやや新しい1,115~825 cal BPの年代を示した。シャコ貝は異地性であり、ビーチロックには再堆積物が含まれることから、付着したカキの示す年代をノッチの離水年代とすると、1千5百年前以後、1千2百年前以前と推定される。

離水ノッチの高度は伊良部大橋に近いほど大きく、離れると現生のノッチと区別できず、不明瞭になることから、伊良部大橋付近を通る腰原断層系の断層が活動したことにより離水したことが推定される。その活動は1千5百年前以後、1千2百年前以前に生じたと考えられる。

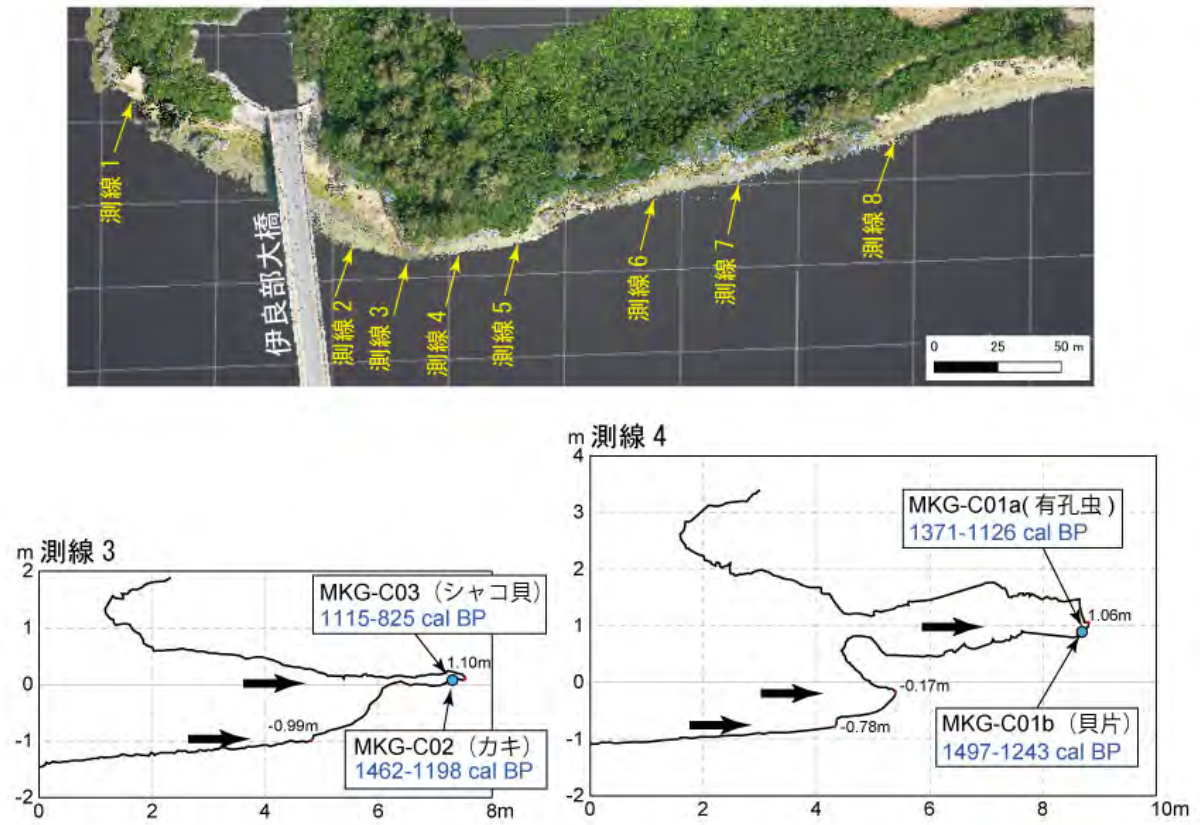


図 91 伊良部大橋の多段ノッチ

ノッチに付着した貝類及びビーチロック中の有孔虫及び貝殻片の 14C 年代を示した。

久貝トレンチが示す古地震履歴

C1 層下位の C2 層及び C3 層は、トレンチ中央部のみ認められ、北壁面及び南壁面に分布する C1 層～C3 層を東西に追跡すると、D 層との境界で尖滅する。また、C1/C2 境界及び C2/C3 境界は概ね水平である。トレンチ全般に認められる D 層はトレンチ中央部に向かってたわみ下がる形状を示し、その層厚は、トレンチ中央部で薄く、トレンチ両端で厚い傾向を示す。剪断面は認められないものの、f1～f6 断層のように F 層には多数の亀裂・割れ目やそれに伴う落差が認められた。図 46 の投影地質断面から、半地溝を形成する活動によってトレンチ壁面でみられる D 層のたわみ構造や層厚変化が生じていると考えられる。したがって、D 層のたわみ変形ののち、凹部を C1～C3 層が埋積したと考えると、すくなくとも一回のイベントが約 1 万 8 千年前以前に生じたと考えられる。

B 層については N21 付近で C1 層及び D 層に大きく食い込む。この構造が地震に伴う開口亀裂と解釈すると、本トレンチで確認される最も新しい活動を示す可能性がある。この時、イベントの発生時期は C1 層堆積後、開口亀裂を充填した地層の示す年代より前であるから、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に生じたと考えられる。ただし、このイベントの根拠は開口亀裂のみであり、それに伴う地層の変位は認められないか、認識が難しい程度に小さい。したがって、このイベントの信頼度は低い。

久貝トレンチが示す平均変位速度

久貝トレンチにおいて、D 層より深い地層に半地溝状の構造が認められた（図 92）。地表では約 0.5 m の上下変位量が計測された。地質断面から計測すると、D 層上面で約 2.1 m、基盤の石灰岩層上面で約 1.1 m と計測された。基盤岩上面高度は B-2 孔と B-11 孔ではほぼ等しく、地質断面の範囲内の変形と解釈できる。D 層上面で約 2.1 m と基盤岩上面の高度差より大きい値を示すことは、地溝部において D 層が薄化していることや、低下側で粘土層が薄くなっているためと考えられる。D 層の変形は C3 層の堆積した約 1 万 8 千年前以前からの活動が反映されていると考えられることから、上下変位量を C3 層の堆積時期で除することで、0.06–0.11 m/千年が求められる。この値は最大値であり、本断層の平均上下変位速度はこれより小さいと考えられる。

下里の海成段丘面の年代は 8～12 ka と求められ、断層の上下変位量から平均上下変位速度は 0.08～0.13 mm/kyr と推定された。伊良部大橋の多段化したノッチからは、1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に活動したことが推定された。久貝トレンチでは、信頼性が低いイベントであるが、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に活動したことが推定され、基盤岩高度の上下変位量から平均上下変位速度の最大値として 0.06–0.11 m/千年が求められた。それぞれは分岐合流する異なるトレース上から得られた結果であるが、腰原断層系として一括して解釈すると、活動時期は 1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に一回、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に一回活動した

ことが推定される。また、平均上下変位速度は $0.08\sim0.13\text{ mm/kyr}$ と $0.06\text{--}0.11\text{ m/千年}$ 以下の値が得られた。したがって、腰原断層系の平均上下変位速度はおおよそ 0.1 m/千年 と考えられる。

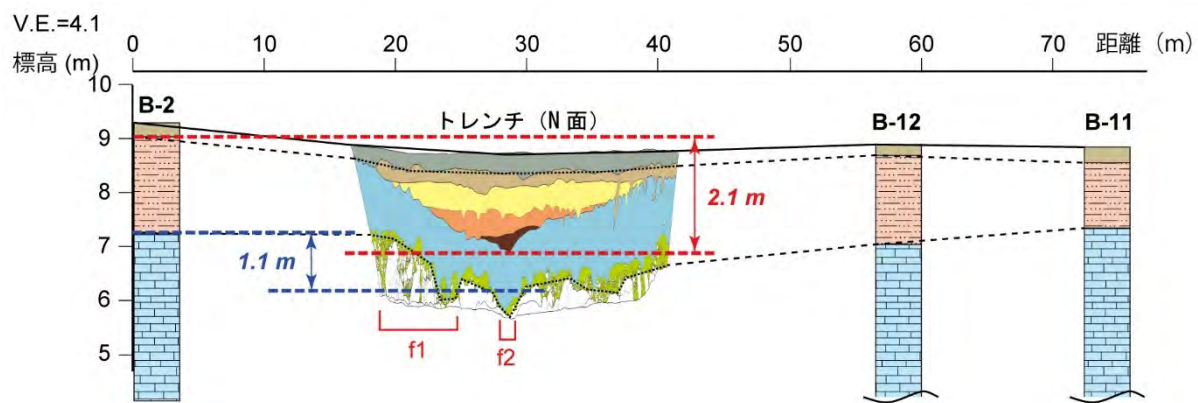


図 92 久貝トレンチの地質断面が示す変位量

5) 結論並びに今後の課題

a) 宮古島断層帯の活動性

宮古島断層帯中部は平成 20 年度追加・補完調査では、最近の活動は認められないとされていた。しかし、本調査において、長沼断層系沿いの断層露頭から 17 世紀以降の活動が推定された。海岸沿いの離水ベンチの変形もまた認められることから、最近活動していることが示唆された。

宮古島断層帯西部では、特に腰原断層系を中心に調査を行い、その活動時期は 1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に一回、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に一回活動したことが推定された。また、平均上下変位速度はおおよそ 0.1 m/千年と考えられた。

平成 20 年度追加・補完調査では、海岸に分布するビーチロックの高度に着目して 2000 年前以降の活動性について検討した。本調査では、海岸の離水ベンチや離水ノッチに着目し、2000 年前以降の活動を見出した。宮古島の海岸には、多数の離水ベンチや離水ノッチが認められた。海食洞を伴う離水ノッチは固着した生物遺骸やビーチロックが残存しており、それらを活用することで離水時期の推定が可能である。離水ベンチや離水ノッチを活用した網羅的かつ詳細な調査により、断層の活動性をより詳細に評価できる可能性がある。

b) 年代測定についての課題

本調査では、宇宙線生成核種として放射性塩素 (^{36}Cl) を用いた年代測定を試みた。その結果、1 万年前ごろに離水した海成段丘面の年代測定を行うことができた。本地域において過去数万年間に形成された地形面であれば、宇宙線生成核種を用いた表面照射年代測定によって年代の推定が可能になることが明らかとなった。ただし、露出年代は削剥速度に影響を受けるため、より精度や信頼性を高めるためには、厳密な削剥速度の推定が必要である。

本調査のライムストーンウォールから採取した試料は、沖縄本島などで報告されている値より数倍大きい削剥速度を示した。この削剥速度が宮古島において一般的であるとすれば、MIS5e 以前の地形面については、誤差数万年程度の精度で年代を推定することは難しく、本調査の宮国地点②が示すように、数十万年程度の幅のある年代しか得ることができないことに留意する必要がある。

c) 断層帯の平均変位速度と断層長

本調査では、宮古島に分布する断層のうち 2 条から平均変位速度を推定した。宮古島断層帯は十数条の断層が並走するため、これらの値が代表的な平均変位速度とみなせるかは疑問が残る。厳密な推定には、断層の地下構造を考慮した検討が必要である。

宮古島断層帯の周辺海域を含めた地形判読の結果、断層が海域に延びる可能性や周辺海域の特に八重干瀬周辺において活断層と考えられるトレースが多数認められた。宮古島断層帯の主な断層は沖縄トラフと直交する正断層で、南西諸島列島を胴切りに変位させる変動によって形成され

たとえられる（尾方・大坪，2019）。その場合、断層長は陸域に見えている範囲だけでなく、海域のトレースも考慮した長さを考慮する必要がある。八重干瀬から東平安名崎までを断層長とするとその長さは約 40 km となる。

また、本調査では、沖縄トラフに平行な断層として、平良断層や佐和田断層の存在が明らかとなった。これらは 10 km には満たないがそれぞれ 8 km 及び 6 km 程度の長さを有する。活動性は北西—南東走向の断層に劣ると考えられるが、地表面に変位を与えうる断層であるため、その活動性については検討する必要がある。

（e）結論

宮古島断層帯は長さが中部で約 28 km、西部で約 17km あり、マグニチュード 7.2 程度もしくはそれ以上の地震が発生する可能性があるが、本断層の最新活動後の経過率及び将来の地震発生確率は不明とされている。本断層を対象として令和 4 年度から令和 6 年度にかけて新しい手法として、沿岸海域の航空レーザー測深に加え、石灰岩から抽出した放射性塩素（ ^{36}Cl ）を使用した表面照射年代測定を適用し平均変位速度を含む活動性の推定を試みた。

令和 4 年度は、陸域では空中写真及び国土地理院の整備する 5m メッシュの地形データを使用し、沿岸海域では航空 LiDAR 測量ならびに浅海底レーザー測量によって取得された詳細地形データ（1m メッシュ）を海上保安庁ならびにアジア航測株式会社より入手し、宮古島及び周辺海域を対象として変動地形及び断層変位地形の判読を行った。地形判読の結果、陸域と周辺海域における変動地形や活断層の詳細な分布が明らかとなり、従来指摘されていなかった断層の存在を示した。

令和 5 年度は、宮古島断層帯の活動性調査を目的にボーリング・トレンチ調査を含む地形・地質調査を実施し、表面照射年代測定用試料及び放射性炭素年代測定用試料を採取した。ボーリング・トレンチ調査は宮古島市平良久貝地区にて実施し、トレンチ掘削箇所において断層活動に伴う沈降運動が少なくとも 1 回生じたことが明らかとなった。

令和 6 年度は、トレンチや海岸から採取した試料について放射性炭素年代測定を行い、トレンチ調査結果について再検討した。また、宮古島に分布する海成段丘や島内で採取した試料について、前処理・計測を実施し、宇宙線生成核種（ ^{36}Cl ）による表面照射年代測定を行った。その結果、宮古島断層帯西部の特に腰原断層系の活動時期として、1 千 5 百年前以後、1 千 2 百年前以前に一回、約 1 万年前以後、約 6 千年前以前に一回の活動が推定された。また、平均上下変位速度はおおよそ 0.1 m/千年と考えられた。

(e) 引用文献

- 荒川達彦・大城直樹・井川裕之, 琉球列島における石灰岩堤及び石灰岩屏について, エリア山口, 17, 16-31, 1987.
- Bronk Ramsey, C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 51(1), 337-360, 2009.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourlès, D. L., and Colin, F., In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258, 2003.
- Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P. F., Elmore, D., Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution: innovations, validation and error propagation, *Chemical Geology*, 233, 185-195, 2006.
- Doan, D. B., Paseur, J. E., and Fosberg, F. R., Military geology of the Miyako Archipelago, Ryukyu-retto. Intelligence Div., Office of the Engineer, Headquarters, U.S. Army Pacific, 214p, 1960.
- GEBCO Compilation Group, GEBCO_2022 Grid, doi:10.5285/e0f0bb80-ab44-2739-e053-6c86abc0289c, 2022.
- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quat. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560, 2001.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M., eds, *The Geologic Time Scale 2012*, Amsterdam, Elsevier, 2 vols., 1144p, 2012.
- Heaton, T., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R., Austin, W., Bronk Ramsey, C., Grootes, P., Hughen, K., Kromer, B., Reimer, P., Adkins, J., Burke, A., Cook, M., Olsen, J., and Skinner, L., Marine20 - the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62(4), 779-820, 2020.
- Hideshima, S., Matsumoto, E., Abe, O., and Kitagawa, H., Northwest Pacific marine reservoir correction estimated from annually banded coral from Ishigaki Island, southern Japan, *Radiocarbon*, 43(2A), 473-476, 2001.
- 本田信幸・辻 善弘・松田博貴・五月女順一, 琉球列島伊良部島の第四系石灰岩の堆積相と海水準変化, 石油技術協会誌, 59, 86-98, 1994.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 編, 「活断層詳細デジタルマップ 新編」, 東京大学出版会, 154p, 2018.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 宮古島断層帯の長期評価, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/110_miyakojima.pdf (2023 年 4 月 17 日確認), 2010.
- 海上保安庁, 沿岸の海の基本図「宮古島(海底地形図)」, No.6512-2, 1986.

- 亀山徳彦・首藤次男, A sedimentological study of the Miyako-jima Limestone, 九州大学理学部研究報告, 地質学, 13 (2), 341-351, 1980.
- 活断層研究会編, 日本の活断層: 分布図と資料, 363p, 1980.
- 活断層研究会編, 新編 日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437p, 1991.
- 国土地理院, 基盤地図情報ダウンロードサービス, <https://fgd.gsi.go.jp/download/menu.php> (2023年3月31日確認), 2023.
- Lal, D., Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439, 1991.
- Maeda, S., Otsubo, M., Asahina, D., and Furuno, Y., Estimating the thickness of a faulted mechanical layer based on fault spacing: An example from Miyako-jima Island, southern Ryukyu Arc, Japan, *Island Arc*, 2019.
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Caffee, M. W., and Gosse, J. C., CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration, *Quaternary Geochronology*, 31, 199-219, 2016.
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Caffee, M. W., and Gosse, J. C., Corrigendum to “CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration” [*Quat. Geochronol.* 31 (2016) 199-219], *Quaternary Geochronology*, 61, 101130, 2021.
- Matsukura, Y., Maekado, A., Aoki, H., Kogure, T., Kitano, Y., Surface lowering rates of uplifted limestone terraces estimated from the height of pedestals on a subtropical island of Japan, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1110-1115, 2007.
- Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y., Matsukura, Y., Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: Estimates from cosmogenic ^{36}Cl in calcite, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268(7-8), 1205-1208, 2010.
- 松四雄騎, 宇宙線生成核種を用いた岩盤の風化と土層の生成に関する速度論—手法の原理, 適用法, 研究の現状と課題—, *地学雑誌*, 126 (4), 487-511, 2017.
- 中森 亨, 琉球列島 宮古群島の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 84, 23-39, 1982.
- 尾方隆幸・大坪 誠, 琉球弧の地球科学的研究—断層と風化・侵食プロセスに関する研究の課題と展望—, 第四期研究, 58 (6), 377-395, 2019.
- 沖縄第四紀調査団, 沖縄および宮古群島の第四系 —とくに“琉球石灰岩”の層序について—, *地球科学*, 30 巻, 3 号, 145-162, 1976.
- 大村明雄, 宮古島の地質 —とくに琉球石灰岩について—, 国立科学博物館専報, 琉球列島の自然史科学的総合研究 (1), 6, 31-38, 1973.

- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725-757, 2020.
- Stone, J. O., Fifield, L. K., Allan, G. L., and Cresswell, R. G., Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 679-692, 1996.
- 地域地盤研究所・産業技術総合研究所, 活断層の追加・補完調査 成果報告書「宮古島断層帯の活動性および活動履歴調査」, No.H20-1, 2009.
- 宇佐美龍夫, 最新版 日本被害地震総覧 416-2001, 東京大学出版会, 605p, 2003.
- 矢崎清貫, 宮古群島の石灰岩の層序と堆積機構, *琉球列島の地質学研究*, 1, 111-121, 1976.
- 矢崎清貫, 宮古島の各石灰岩の関係およびその形成時期について, *琉球列島の地質学研究*, 2, 75-80, 1977.
- 矢崎清貫・大山 桂, 宮古島北部地域の地質, *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 46p, 1979.
- 矢崎清貫・大山 桂, 宮古島地域の地質, *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 83p, 1980.