

「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H20-1

宮古島断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 21 年 5 月

財団法人 地域 地盤 環境 研究所

独立行政法人 産業技術総合研究所

目 次

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	2
(1) 地形調査	2
(2) 地表踏査	8
(3) ボーリング調査	14
(4) 放射性炭素年代測定	16
(5) 海域浅層反射法地震探査	17
3. 考察	21
(1) 地質分布・性状による検討	21
(2) ライムストーンウォールと溶蝕地形	27
(3) 地形面の検討	30
(4) 海岸地形の測量結果	30
(5) 歴史地震の地形変状について	33
4. まとめ	35
4. 1 断層帯の位置及び形態	35
(1) 断層帯を構成する断層	35
(2) 断層面の位置・形状	35
(3) 変位の向き	35
4. 2 断層帯の過去の活動	35
(1) 平均変位速度	35
(2) 活動時期	36
(3) 1回の変位量	36
(4) 活動間隔	36
(5) 活動区間	36
5. 今後の課題と提案	36
文 献	39
図 表	42

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

宮古島は、沖縄本島の南西約 290km, 東経 125 度, 北緯 24 度に位置している。

太平洋と東シナ海の間であり、南西諸島西部の宮古諸島に属し、先島諸島の一部を成している。島は最高点が標高 115m の低平な台地からなり、北東方向に約 30km, 東西に約 25km の三角形をしている。宮古島には、活断層研究会 (1991) によると、図 1 に示すとおり、東から新城断層系、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、来間断層系と命名されている。これらの断層はサンゴ礁段丘を低断層崖で切る北西-南東走向で確実度 I ~ II であり、宮古島主体部全域を S 面 (MIS5e) と仮定して、活動度を B ~ C としている。中田・今泉 (2002) においてもほぼ同様のリニアメントを断層として認定している。

宮古島断層帯は長沼断層系北部と南部を併せた延長が 27km であり、活動度が B 級以上であることから、地震調査研究推進本部によって新たに基盤的調査観測の基準を満たす断層帯として追加調査断層帯に指定された。

基盤的調査観測対象とされた断層帯については、平均変位速度、活動時期、単位変位量、活動間隔、活動区間を求めることを目的として総合的な調査を行う必要がある。調査計画段階では、これまでの本土の活断層調査と同じ手法である地表地質踏査等によりトレンチサイトを決定してトレンチ調査・ピット調査・ボーリング調査を主体とした調査を実施する予定であった。これらの手法によって活断層の活動履歴を明らかにするためには断層の確認とこれに切られる地層および断層を覆う地層の存在とその地層の堆積年代を明らかにすることが不可欠である。しかし、実際に調査を始めて見ると以下のようなことが判明した。宮古島の基盤は大部分が琉球石灰岩、一部に島尻層群が分布し、河川が発達しないためこれらの地層を覆う堆積物はほとんど存在しない。一部に大野越粘土層が厚く分布するも、年代測定可能な炭質物をほとんど挟在しない。琉球石灰岩は陸化した後に再結晶化しているために年代測定が困難である。琉球石灰岩内に見られる断層面は断層面が地下水の通り道となるために溶蝕が進み、ときに鍾乳石が形成されるため断層自体の観察も困難である。

当地域の断層の活動性について評価するためには、旧汀線指標となる海岸地形に着目し同時代面を認定しその変位の有無を確認すること、再結晶化を受けていない海浜の堆積物と珊瑚等から堆積物および地形面の年代を決定すること、琉球石灰岩の地質分布及び岩相に注目して第四紀の地形発達史を明らかにすること、海域調査により陸上で確認されるリニアメントの海域への延長と断層変位を確認することから、間接的ながら断層の活動性について検討する方針とし、調査項目を変更して調査をおこなった。

2. 調査結果

(1) 地形調査

1) 空中写真判読

地表地質踏査ならびにボーリング調査等の予察として空中写真の判読を行った。使用した空中写真は国土地理院発行の縮尺 1/10,000 カラー写真（1977 年撮影）と縮尺 1/20,000（1972 年撮影）モノクロ写真を使用した。判読では既往資料で活断層として判読されるリニアメントを構成するライムストーンウォールについて、その形状と連続について細分し、同時に地表面に見られる小規模な起伏や連続する凹地についても区分を行った。宮古島南西部の下地周辺に分布する比較的連続の良い平坦面を 2 段に区分し、これと対応する可能性のある段丘面を抽出した。

ライムストーンウォールの判読では上方への凸型地形をその形状により、ウォール（連続する尾根状地形を示し幅の狭いもの）、リッジ（連続する尾根状地形を示すが幅がやや広く斜面形状が緩やかなもの）、マウンド（連続性に乏しいものや起伏が小さいもの）に区分した。また、石灰岩分布地域に特有な陥没地形や凹地についても図示した。

<断層地形>

既往資料により活断層とされているライムストーンウォール等の地形を活断層研究会（1991）の名称、区分による活断層ごとに判読結果を記述する。

新城断層

新城断層では比高 10～20m で西落ちの崖地形が北西－南東の走向で連続する。崖地形に対応する明瞭なウォールは保良集落の南側に連続性の乏しいものが僅かに認められるのみである。このウォールは保良集落北側から新城東側に連続する崖地形とは雁行している。崖地形はさらに北側の福北集落の東側では不明瞭なものとなり、ウォールを除く両側の地形面の比高差はほとんど失われている。空中写真の判読ではこのリニアメントの北方延長に分布するサンゴ礁に段差等の変状は見られない。

福里断層

福里断層は西落ちの崖地形が北西－南東走向で連続する。比高は 10～30m であり北部でやや大きく、南部および福里集落の東側では小さくなる。北部では崖地形が明瞭であるが、崖直上には断片的なマウンドが見られるのみである。北側の海岸部付近では崖地形は見られるものの、マウンドやリッジの存在が認められない。北北西－南南東方向の崖地形の西側に与那浜崎付近に向かって北

西－南東方向に雁行するリッジが見られるが、このリッジを挟んだ東西の平坦面および緩斜面に有意の高度差は認められない。

福里集落の南側では、崖地形の直上に比較的連続の良いリッジが認められる。より南方に向かうにつれて崖地形の高度差がほとんどなくなる。これは福里集落と新城集落の間には直径 1km に達する比較的大きなウバーレが分布しており、これによりリッジを挟んでの高度差が失われているものである。さらに南の南岸付近ではリッジの連続が失われ、方向性を示さないマウンドや小規模な陥没地形によって明瞭な崖地形の連続は認められない。

長沼断層

長沼断層は、南部で明瞭な東落ちの崖地形が連続し、ウォールやリッジの発達が良い。ウォールは崖地形の直上に分布するが、これらは 0.5～2km の長さに雁行状に配列し崖地形直下や低下側に溝状の陥没地形も観察される。ウォールの稜線と低下側の比高は最大で 30m を越すが、平坦面もしくは緩斜面の比高は 10m 程度である。

既往資料では長間周辺で断層は 2 条に分岐するとされている。この区間では明瞭なウォールは認められず、比較的連続の良いリッジが確認される。東側にリッジの連続として認められるリニアメントを挟んで地形の高度差がほとんどない。西側のリッジの連続を挟んで高度差は極めて小さい。リニアメント北方延長の浅海底に分布するサンゴ礁には明瞭な段差等は見られない。

活断層研究会（1991）によれば、海域に抜けた長沼断層は福山の北海岸から海岸沿いで島尻付近を北上し、狩俣から西平安名崎に連続するとされている。大浦集落の東海岸から西平安名崎の区間では大浦の南部や南西園付近で不連続となるものの、崖地形の直上にやや比高の小さいリッジの連続が観察される。崖地形を挟む緩斜面や平坦面の高度差は島尻集落－狩俣付近で大きく 20m 以上となっている。この崖地形に斜交する大浦－平瀬尾神崎間の崖地形は、比高が 20～30m で連続がよく西側に明瞭ウォールがみられ、東側は大きな高度差をもった崖地形が海域と直接接している。

今回の判読では、平瀬尾神崎から大浦湾に抜ける北西－南東方向の北東落ちの崖地形の連続が明瞭で、リッジを挟んでの平坦面の高度差が大きいこと、北部長沼断層南端付近の大浦南方でリッジの連続が不明瞭になることから、長沼断層南部と北部とはこの北西－南東方向の崖地形で分断される可能性が考えられる。

与那覇断層

与那覇断層は、仲原－友利間の海岸線から、島のほぼ中央部を北西－南東の

走向で連続している。断層南部では明瞭なウォールが見られるが、個々は 1km の長さで雁行配列を示している。ウォールの西側には断片的にリッジや緩やかな傾斜をもったマウンドが分布している。西里添から中里の西側では明瞭な崖地形の直下もしくは崖中に幅が狭く比較的直線的な陥没地形が観察される、崖地形を挟んだ平坦面および緩斜面の高度差は 20～30m である。

更竹付近から大野山林にかけての地域では、連続の良いウォール、リッジが観察されるが、南部に比較するとその高度は低下し小規模な分岐が見られる。また崖地形もやや不明瞭な部分がみられ、これを挟んだ緩斜面・平坦面の高度差も次第に小さくなっている。また南部地域から細竹付近までの間ではウォールの西側では、西傾斜の斜面が卓越するが、大野山林付近ではこれが認められない。

大野山林より北部の区間では、断片的なリッジやマウンドが認められるが、西原集落の東側で崖地形の比高がやや大きくなる以外は崖地形を挟んだ平坦面や緩斜面の高度差は小さい。また、福山ー西仲宇根間ではリッジ、マウンドの連続を陥没によると思われる谷地形が横断するが、この谷地形に段差・変位は認められない。

野原断層

野原断層は友利集落の南から島の中央を与那覇断層とほぼ平行に連続している。全体にウォールは明瞭で連続が良く、直下の平坦地との高度差が大きい。野原岳から北方、平良市街地の東側にかけては、稜線部の東西にマウンドおよび緩斜面が分布している。野原岳から南方、豊原集落付近東側から南では崖地形を挟んだ緩斜面の高度差が大きく 30m 以上に達する。この高度差が大きい 2 地域の間、花切集落の西側には崖地形の比高が 5m 以下となり、崖地形上にリッジなどの分布が 500m 間欠落している部分が認められる。

野原岳の北側ではウォール・リッジが雁行・分岐していることが認められる。より北側の地域ではリッジの比高が序々に低下しているが、連続性は明瞭なものとなっている。西添道集落の西側ではリッジの分岐・雁行がみられ断層を挟んだ平坦面や緩斜面の高度差は小さい。

腰原断層

腰原断層は活断層研究会（1991）では延長約 3km で、雁行・平行・分岐大する断層とされている。今回の空中写真判読では、やや不明瞭なマウンドおよびリッジの連続が見られる。北西ー南東方向に連続するリッジは北側に連続するリッジの連続を切っている。緩斜面の高度差をもたらす崖地形は北に分岐するリッジにも連続する。これらの東側には陥没によって生じたと思われる比較的

直線的な谷地形の連続が認められる。また、久貝集落北側に 1km 程度の東落ちの崖地形とその直上に直線的なリッジの存在が認められる。

嘉手断層

嘉手断層は島の南部入江湾周辺に見られる東落ちの崖地形で、その走向は南北もしくは北西－南東とされる複数のリニアメントからなる。個々の連続は 1～2km で崖地形の比高は 10m 以下である。これらのリニアメント沿いには他の地域で見られるような連続の良いウォールやリッジは確認されず、断片的なマウンドの配列が見られるのみである。

<段丘面>

島の南西部には比較的連続のよい平坦面が認められる。これらは、宮古島のほかの地域で見られる緩斜面や平坦地に比べると起伏が小さく、侵食による谷地形も僅かにみとめられるのみで、平坦面上で観察される小規模な起伏のほとんどがサンゴ礁形成時の凹凸を残したものと考えられる。これらの平坦面は分布高度から 2 段の段丘面として区分が可能である。低位のものは南海岸の友利から元島付近、宮国南部の海岸沿い、川満付近の与那覇湾沿い、入江湾の北側から与那覇集落および西浜崎にかけての地域に分布する。

高位の段丘面は友利の西側から宮国、山根、スガー子にかけては幅 100～200m で連続し、入江湾の西側から皆愛および与那覇集落の北側にかけて比較的広く分布する。これらの段丘面に対比されるものは、宮古島のほかの地域では東平安崎付近のマイバーや高野付近にもみとめられるが、これらは、極めて断片的な分布を示し、正確な対比は行えない。

島全域の地形的特徴として、小規模で方向性をもたない多数のマウンドやリッジの存在と、石灰岩地域特有の陥没地形・凹地の存在が認められる。小規模なマウンドは、島の随所に見られるが、大野山林南側から平良字東仲宗根添高野集落付近ではこの分布が少なく比較的平坦な地形が広がる。また、城辺字比嘉集落の西側にも同様の平坦面が見られる。

<溶蝕地形>

陥没地形も島の随所に見られるが、特に連続のよいものは、西原から大野山林の北側にかけて、細竹から野原越、東仲宇根添付近。平良市街地西側、宮古空港付近、野原から豊原にかけての地域などである。長沼断層、与那覇断層、野原断層沿いでは南部地域に明瞭な陥没地形が観察されるがやや連続性に乏しい。

2) DEM による地形特徴の抽出

作業方法

地形標高データ (DEM) を用いて宮古島の地形特徴の可視化を行った。
可視化の手順は以下のとおりである。

- ① 地形標高データは国土地理院公開の基盤地図情報 (<http://www.gsi.go.jp/kiban/>) 基盤地図情報 (数値標高モデル) 10m メッシュを用いた。
- ② 10m メッシュデータを GIS ソフト ArcGIS 上でグリッドデータとして可視化を行った。標高データは小数点以下 1 桁を有していることから、浮動小数点数型データとした。
- ③ 標高グリッドデータから ArcGIS で Spatial Analyst を用いて各セルからの最大傾斜角を求めた。傾斜量は百分率とした。

地形の特徴

可視化の結果、石灰岩溶蝕地形であるドリーネ・ウバーレやドライバレー等が明瞭に図示され、宮古島の地形的特徴が可視化された。

傾斜量分布図から宮古島の地形的特徴は以下のとおりである。

- ① ライムストーンウォールの頂部には雁行するリッジが発達している。ただし、嘉手断層 (入江湾付近) とされるリニアメントではリッジは明瞭でない。
- ② 長沼断層より東側の保良石灰岩分布域である宮古島東南部ではウバーレや幅広いドライバレーが発達する。
- ③ 野原断層より西側では小規模なドリーネや幅の狭いドライバレーが特徴的で、凹凸の乏しい地形からなる。
- ④ 宮古島南西部洲鎌、与那覇付近は平坦な地形が広く分布する。
- ⑤ 大野山林付近は樹状の谷が発達する。
- ⑥ 大浦湾東側に東西方向に発達する谷が認められる。

3) 航測写真図化

<作業内容>

空中写真デジタルデータを使用して、航空図化作業により 1/2,500 地形図および空中写真のオルソ化を行ない、1/2,500 地形図と重ね合わせを行う。1/2,500 地形図は主曲線 2m、計曲線 10m を標準とする。また、平坦地・変形地・緩傾斜地では地形に応じ主曲線間隔の 1/2、1/4 の補助曲線・特殊補助曲線を描き地形形状を表現する。標高点は道路交点・河川・山の頂上・鞍部・窪地等の地形変化部において測定する。

空中写真は国土地理院、昭和 52 年度撮影の COK-77-3 宮古島 1/10,000 を使用

した。使用した空中写真枚数は 87 枚，図化範囲 30.1km²であった。

<作業方法>

空中三角測量

空中三角測量は解析法で行った。標定点測量（空中三角測量基準点の選点）は，国家基準点および，国土基本図（1/2,500）の図面より決定した。今回の作業は国土基本図から道路の交差点部分等の明瞭な地物を標定点として 1km²に 3 点程度選定して行った。道路の少ない山間部等では三角点で補い作業した。

空中三角測量は，国土地理院昭和 52 年度撮影の COK-77-3 宮古島 1/10,000 の 1,270dpi のカラー写真画像デジタルデータを使用した。

① 観測

空中三角測量用の機械「diap-ATM」を用い写真座標の観測をおこなった。観測は写真の指標・パスポイント・タイポインおよび，基準点を測定した。

② 調整計算

空中三角測量プログラム「Pat-B」を使用し写真観測座標を，測地座標に変換した。空中三角測量用機械「diap-ATM」で計測した写真上の相対座標と基準点の座標等をテキストファイルに出力し，それをプログラムに取り込んで自動計算処理をおこなった。処理後の成果の記述から計測精度の悪い基準点や相対座標点を検索し，再度空中三角測量の機械で検証及び計測した。計測精度の悪い基準点や相対座標点が無くなるまでこの手順を何度も繰り返しおこなった。

図化

① 空中三角測量成果を使用し，デジタル図化機で図化を行う。図化に当たっては CAD ソフト「マイクロステーション」と連動させて「diap」及び「summit」を使用した。

② 図化縮尺は 1/2,500 とした。

③ デジタル図化機でモデルファイルを開き等高線，標高単点，道路を取得した。

④ 等高線は主曲線 2m，計曲線 10m を図化する。また，平坦地・変形地・緩傾斜地では主曲線間隔の 1/2，1/4 の補助曲線・特殊補助曲線を描き地形形状を表現する。標高点は道路交点・河川・山の頂上・鞍部・窪地等の地形変化部に測定した。

編集

① 図化データの線形の交差，未到達，ねじれ等の修正を行った。この修正にあたっては，CAD ソフト「マイクロステーション」と連動した DM データ

編集ツール「DM-pro」を使用した。

- ② 図化データの取得種別間違いがある場合は修正を行った。
- ③ 1/2,500 地形図を作成した。主曲線 2m, 計曲線 10m を標準とした。
- ④ 空中写真のデジタルデータをオルソ化し, 作成した 1/2,500 地形図と重ね合わせ図化した。

図化結果

1/2500 地形図南岸 10 枚, 東岸 14 枚の計 24 枚作成した。あわせてオルソ化した空中写真を重ね合わせた。

(2) 地表踏査

1) 陸域調査

地表地質踏査は, 宮古島における断層の連続および変位量, 断層の周辺地質分布や分布標高などから, 断層の変位形態などを考察するために実施した。踏査にあたっては宮古島に分布する石灰岩(下地島石灰岩・平良石灰岩・友利石灰岩・保良石灰岩)の区分(矢崎・大山,1980)と同時に各地点における石灰岩の性状や分布高度について記載した。また, これらの石灰岩の基盤となる島尻層群についてもその分布高度等について留意し, 断層との関係について検討を行った。踏査範囲は断層沿いを中心に宮古島本島のほぼ全域である。

新城断層

新城断層沿いは, 主に保良石灰岩の分布域とされている。断層の隆起側である東側で確認される石灰岩はサンゴ礫もしくはサンゴを多量に含む碎屑性石灰岩である。保良集落北方の露頭 Iw137 では島尻層群の泥岩上に厚さ 1~2m の石灰藻球を多産する石灰岩が見られ, この上位にサンゴ礫を含む碎屑性石灰岩が, さらに上位にはサンゴ・サンゴ礫を多量に含む礁成石灰岩が確認される(図-2 A 断面)。断層の西側では泥岩や保良石灰岩の基底を示す露頭は確認されないが, 露頭 Iw137 に近接する露頭 Iw138,139 で礁成石灰岩が確認される。これらの露頭は断層東側の保良石灰岩基底が確認される露頭 Iw137 より低いことから, 現在見られる崖地形は保良石灰岩堆積後の断層変位による可能性が高い。断層を挟んで保良石灰岩が同一レベルで形成されたのであれば, この露頭および崖の高度差約 30m が断層変位と言える。

南岸の露頭 Iw168~170 は断層の東側に位置し, 標高 20m 付近まで島尻層群の泥岩が確認される。この上位には枝サンゴの密集部が確認される。さらに上位には石灰藻球を含む塊状~碎屑成石灰岩が分布しており, この石灰藻球石灰岩は友利石灰岩であると推定される。友利石灰岩が分布する範囲では, 断層崖が

明瞭ではなく、西に向かって緩やかに傾斜する斜面が見られる。このように保良石灰岩堆積後に変位した断層を友利石灰岩が覆っていることが確認された。

新城北方の断層北部区間では、断層の活動を確認できる露頭や地質情報は得られなかった。断層想定位置の東西に保良石灰岩が分布し、この石灰岩に生じた地形的凹地を赤褐色粘土層が層厚 5m 以上で覆っていることが確認された（露頭 Iw122 など）。

福里断層

福里断層の最南部にあたる南海岸の海食崖では断層想定位置を横断して、石灰藻球を多産し層理面を発達させる友利石灰岩が連続している。断層想定位置で層理面には大きな変位は観察されず、地表にも明瞭な崖地形は確認できない。

福里断層の南部、福東集落東側から福里集落東側にかけては、礁成石灰岩もしくはサンゴ礫を多量に含む碎屑性石灰岩からなる連続の良いリッジが確認できる。このリッジを挟んで保良石灰岩と友利石灰岩の分布境界となっており、断層の東側にはサンゴ礫を多量に含む保良石灰岩が分布し（露頭 Iw140,114,115）、断層の西側では石灰藻球を大量に含む友利石灰岩が分布している（露頭 Iw91～95）。

断層の北部では崖地形が明瞭となる。福里集落の東側では高度差は 10m 以下であるが、比嘉集落の北側では 50m 程度となる。断層の東側では露頭 Iw66,69 などで標高 100m 付近に島尻層群の泥岩を確認した。断層の西側では露頭 Iw62,64 で泥岩とその直上の石灰藻球を多産する石灰岩（層厚 1～2m）と、その上位にサンゴ礫を多産する礁成石灰岩を確認した。断層の東側では石灰岩の露頭は確認されないが、露頭 Iw66 よりやや南の露頭 Iw88～90 においてサンゴを多産する石灰岩を確認している。

長沼断層

長沼断層は活断層研究会（1981）によれば、陸での分布は南岸から長間までと、真謝漁港北側から島尻付近を通り西平安名崎に連続するとしている。

南部、南海岸地域では断層を挟んで友利石灰岩の分布域であり、南岸の海食崖では石灰藻球を含む石灰岩からなる友利石灰岩の層理面が連続していることが確認された。長沼断層南部地域は、矢崎・大山（1980）では友利石灰岩の分布域とされているが、断層南部に見られるリッジ・ウォールがサンゴ礫を多く含む石灰岩によって形成されていることが確認された。断層の低下側とされる東側の平坦地や緩斜面においても、部分的にサンゴ礫を多く含む露頭が確認できる。

長間付近では、空中写真判読によるリニアメントは 2 条に分岐し、これに対

応するリッジは、サンゴ礫を多く含む石灰岩からなっている(露頭 Iw69). また、近接する平坦地においてもサンゴ礫を多量に含む石灰岩が観察される(露頭 Iw78). 分岐する断層のうち西側のものでは、泥岩が標高の高い位置まで確認されることから(露頭 Iw81,82,74,90), このリッジは極めて薄い層厚の石灰岩によって形成されていることが判明した. 断層の周辺で確認された泥岩の出現高度は断層の東西で大きな差は見られない. また、断層の北側延長の海食崖では、標高 40~50m 付近まで泥岩の分布が確認され、この分布高度にも大きな差は認められない.

真謝漁港の北側から島尻付近を通り西平安名崎では、東落ちの断層で、連続するリッジが薄い碎屑性石灰岩で構成され、直下には島尻層群が比較的標高の高い位置まで確認される(露頭 Iw7). 特に南西園の西側から間那津集落までの間では、石灰岩の分布が認められず、標高 40m 付近に島尻層群の泥岩もしくは泥質砂岩が露出している. 南西園から島尻に連続するリッジも標高 20m 付近まで島尻層群の泥岩が確認され. この直上には石灰藻球を含む碎屑性石灰岩が分布する. 2条の断層に挟まれた間は泥岩の分布高度が高く、南西園北側の露頭 Iw8 や島尻港の北側では標高 15~20m 付近まで島尻層群の泥岩が確認される.

これに対して断層の西側では、前述の泥岩分布域を除いて島尻層群が露出する地点はない. 西岸の海岸標高 5m 付近までに分布する下地島石灰岩を除くとほとんどが、石灰藻球を含む石灰岩もしくは碎屑性の石灰岩からなっており、友利石灰岩と区分できる. 間那津-狩俣間でサンゴ礫を比較的多く含む露頭をわずかに確認したが、その他の石灰岩は友利石灰岩である. 大浦集落の北側ではこの友利石灰岩が石灰質砂岩を挟在する層理面が西に向かって 10°以上傾斜していることが確認された(露頭 Iw17). 東海岸に幅 100~200m で連続する平坦地では基底に泥岩礫を伴う縞状の石灰岩とその上位にサンゴ礫をほとんど含まない碎屑性石灰岩が層厚 10~20m 分布している. この石灰岩は最大 5m の赤褐色粘土層に覆われる.

大浦湾から平瀬尾神崎に至る北西-南東方向の西上がりの明瞭な崖地形が連続している. この崖地形の南西側では泥岩の分布高度が高く平瀬尾神崎では標高 50m に分布している. 泥岩の分布は北西に向かって低下するし、この直上には層厚 2m 程度の石灰藻球石灰岩とその上位に礁成石灰岩が確認された(露頭 Iw23). この付近では Iw34,37,57 などサンゴ礫が多量に含まれる石灰岩が確認されている. この付近は矢崎・大山(1980)では友利石灰岩の分布域とされるが、すくなくとも福山集落からピンフ岳周辺の高まりについては礁成石灰岩もしくはその周辺の浅海域で形成された石灰岩であると判断される.

与那覇断層

与那覇断層の分布域はほぼ全域では友利石灰岩が分布し、北部区間の一部で島尻層群との境界をなすとされる。この断層は南海岸の海食崖において明瞭な断層面が確認できる。これは周辺に連続する友利石灰岩を切るもので、石灰岩中に連続する層理面の不連続および泥岩の上盤における出現標高から東落ちの断層であることが認識される。断層面はほぼ垂直であり、周辺の地層に小規模な剪断を伴っている。

長山付近では崖直下に層厚 20m を超える石灰藻球多産石灰岩と碎屑成石灰岩の互層が確認されこの地点では明瞭なウォールが友利石灰岩によって形成されていると判断された。しかし、この北部に位置する下里添から更竹卑近では標高 60m 付近に島尻層群の泥岩・砂岩が分布していることが確認された（露頭 Iw158,159）。この上位にある碎屑石灰岩や一部礁成石灰岩がリッジを構成していることが確認され（露頭 Iw157）、この間でリッジもしくはウォールの形成に差が認められる。また、更竹もしくは瓦原付近の泥岩の分布高度から、断層の変位量は南部と比べて小さいものと判断される。

与那覇断層の北部延長では大野山林付近でリッジが雁行し、断層を挟んで東西の高度差はほとんど無い。この付近のリッジの多くは、サンゴ礫を多量に含む礁成石灰岩によって構成されている（露頭 Iw44,45,48）。また露頭 Iw54 では想定される断層の上盤側に泥岩が確認されるが、この出現高度は Iw23 の泥岩出現高度と大きな差を持たない。また、Iw54 に近接する Iw55 地点では石灰藻球石灰岩の露出が確認されたが、この間には断層面の確認はなされず、凹地層厚 5 m を越す赤褐色粘土層が堆積している。

野原断層

野原断層沿いは矢崎・大山（1980）では友利石灰岩の分布域とされている。全体に露頭条件が悪く、踏査では断層の活動性や周辺の地質状況についての資料に乏しい結果となったが、花切付近の露頭 Iw162 では想定される断層線上に沈砂池が掘削されており、この壁面において石灰藻球を含む碎屑性石灰岩が確認された。観察可能な範囲では断層面や剪断面は確認されない。野原岳の直下では層厚 20m を超える石灰藻球石灰岩と僅かにサンゴ礫を含む碎屑性石灰岩が認められた。

その他

島内で確認される石灰岩はサンゴ礫を多量に含むものが多く確認されたが、いずれも再結晶化が進んでおり放射性炭素年代測定やウラン系列法による年代測定は不可能であることから、年代測定による地層・地形面の対比は困難である。

そのため高野地域において確認された大野越粘土層中の土壌層について年代測定を行った。大野越粘土層は完新世の堆積物とされている（矢崎・大山,1980）が、その層厚が5mを越すこと、石灰岩の凹地を埋めて堆積していること、地形的に平坦な部分では連続よく堆積していることなどから風成の堆積物の可能性が考えられる。

2) 海域からの調査

宮古島の南岸は切り立った崖地形となっている。一部は崖下を踏査することは可能であるが、たどり着けない部分も出てきた。また、崖の直下を歩くことから、崖全体を見通すことは困難であるため、海域から船を使用しての調査を実施した。船からの遠景連続写真をつなげ合わせ、現地踏査の結果と合わせて地質解釈を行った。

その結果、与那原断層はムイガー地点で断層により琉球石灰岩が不連続となっていることが、海域からの調査でも明らかとなった。長沼断層は海域からの調査で、琉球石灰岩の連続性は不明瞭ながらも大きな落差を生じているようには観察できなかった。福里断層、新城断層については琉球石灰岩の連続性がよく観察され、少なくとも、琉球石灰岩のうち友利石灰岩の堆積以降、断層に伴う変位はないものと判断できる。

また、地表地質踏査の結果と合わせて、島尻層群の上位に琉球石灰岩である保良石灰岩、友利石灰岩が不整合で重なる様子、塊状の保良石灰岩の上に、層理面が発達した細屑性石灰岩の友利石灰岩が不整合に重なる様子がきれいに観察された。

南岸断崖で観察される石灰岩はリニアメント延長部付近を除き、ほぼ水平な成層構造で連続する。ムイガー西に分布する石灰岩を図-3 に、七又海岸の石灰岩を図-4 に示す。

与那覇断層（ムイガー）

リニアメント西側の断崖基部に島尻層群が分布する。東側には島尻層群の分布が認められず、島尻層群上面標高に高度差がある。

崖壁面には友利石灰岩相当の層理の明瞭な石灰岩が分布しており、層理は概ね水平であるが、リニアメント近傍西側で層理面が見かけ上東傾斜をとる。

長沼断層

崖壁面には友利石灰岩相当の層理の明瞭な石灰岩が分布しており、層理は概ね水平である。

福里断層（七又海岸東）

層理の発達する砂質石灰岩（友利石灰岩）は、ほぼ水平な地質構造を示す。リニアメントに向かって、層理面が西傾斜を呈するが、断層および明瞭な変位は確認されない。

（保良鉾山西）

層理の発達する砂質石灰岩（友利石灰岩）は、ほぼ水平な地質構造を示す。リニアメントに向かって、層理面が西傾斜を呈するが、断層および明瞭な変位は確認されない。

新城断層（保良南方）

東側下部標高 20～30m 付近まで島尻層群が分布し、リニアメントを挟んで島尻層群の上面高度が異なる。

東側島尻層群の上位には保良石灰岩相当の溶蝕等により壁面の荒れた石灰岩が分布し、リニアメントを挟んで上下変位が認められる。

西側上位には友利石灰岩相当の壁面がなめらかな石灰岩が分布し、リニアメントを横断して分布し、変位は認められない。

3) 海岸地形断面測量

宮古島の断層の活動性について評価するためには、旧汀線指標となる海岸地形に着目し同時代面を認定しその変位の有無を確認すること、再結晶化を受けていない海浜の堆積物とサンゴ等から堆積物および地形面の年代を決定することが必要であると考え、旧汀線指標となるベンチ・ノッチ・ビーチロックの観察を行った。宮古島には全島に渡ってビーチロックが発達し、ビーチロックの中には放射性炭素同位体分析が可能なサンゴ片や貝殻片、有孔虫砂が含まれることから、地形断面を計測するとともに、年代測定試料の採取を行った。

地形断面を計測するにあたっては、レーザ距離計を使用し高度と距離を計測した。断面計測時の現地での潮位を、平良港の潮位に換算計算し、平均海水面を 0m として表示した。

計測断面位置図を図-5 に、計測断面を図-6～図-16 に示す。

ビーチロック断面

東海岸（島尻～保良漁港間）において、ビーチロック分布標高に明瞭な高度差は認められない。また、南海岸（マイバー～スガー子）も東海岸と同様に高度差は認められない。

一方、宮古島北部西岸（狩俣、間那津、砂山）は分布最高点標高が東岸、南岸域に比べてやや高い傾向が認められる。

池間島西岸長間浜側線 (L011601) は、東、南海岸の側線と比べてビーチロックの分布高度が低く、海拔 0m 以下に分布している。

ベンチ・ノッチ断面

ベンチ・ノッチは宮古島南岸、大浦湾北の狩俣、池間島北西、来間島西岸で計測した。

宮古島本島において、明瞭な多段ノッチは確認されなかった。計測したノッチはいずれも現在の海水準によって形成されたものである。

ベンチは、平均海水面からの比高約 2m, 4m の平坦面によって形成されているが、ベンチ上面にはいずれも暴浪堆積物が分布しており、波浪による溶蝕等の影響を受けているため、形成高度、高度差等の解釈は現状では困難である。

(3) ボーリング調査

1) 調査位置

ボーリング調査位置を図-17 に示す。

調査位置は渡辺 (1985) が『球陽』によれば 1667 年に宮古島で地震強く、洲鎌村で旱田 1,210 坪 (約 40ha) が約 3 尺 (約 0.9m) 沈下して水田となる。」としている 1667 年の地震被害の可能性のある地点 (安谷屋・久貝・河名, 私信) である宮古島市下地字洲鎌においてボーリング調査を実施した。

2) ボーリング調査結果

B-1, B-3, B-4 孔は島尻層群を基盤となす、入江湾上流部分の谷を埋めるサンゴ砂・礫および上位を覆う湿地性と判断される約 900~2000 年前の年代を示す強腐植、褐色ローム質シルトが分布する。

B-2 孔は入江湾上流の谷の東側に位置し、島尻層群の上位に層厚 8cm のサンゴ砂を挟み、大野越粘土層相当の褐色ロームが層厚 10.6m 分布する。

島尻層群の上面は入江湾上流の谷を挟んで東西で 10m 以上の分布標高差が認められる。

なお、谷を埋め堆積物中に地震等で生じたとされる明瞭な高度差は認められない。

以下に各ボーリング孔の地質観察結果を示し、洲鎌地区の地質断面図を示す。

1) B-1 孔

0.00~0.10m 暗灰色耕作土

0.10~0.52m 暗褐色ローム質シルト

0.48m 付近に石灰岩片を含む。0.52m の下位層との境界部

	付近 $\phi 1\text{cm}$ の石灰岩片を含む.
0.52~1.20m	褐色ローム質シルト 0.85~1.11m 固結度高く、硬い.
1.20~1.32m	灰褐色シルト 植物片多量に含み、上位層と下位層の漸移部分のように見える.
1.32~2.30m	暗灰色腐植質シルト 1.50~1.59m 植物根を多量に含み未分解で黒色である. 1.59~1.63m に材を含む.
2.30~2.56m	灰色シルト弱腐植質
2.56~4.00m	砂礫 2.56~2.70m 基質は灰色砂質シルトからなる.

2) B-2 孔

0.00~0.10m	褐色耕作土
0.10~10.60m	褐色ローム質シルト 0.10~2.00m 明茶褐色粘土質ローム 2.00~5.38m 明茶褐色砂混じりシルト質ローム 4.50m に幅 1cm 傾斜 45°の白色帯 5.38~8.70m 黄褐色~暗褐色シルト質ローム 5.45m, 5.50~5.75m, 6.55~6.70m, 8.60~8.70m に暗褐色帯 8.70~10.60m 茶褐色粘土質ローム
10.60~10.68m	サンゴ砂~細礫
10.68~12.30m	島尻層群泥岩 10.90~10.95m 直径 3~4cm の白色礫 (ノジュール)

3) B-3 孔

0.00~0.10m	暗褐色耕作土
0.10~0.45m	暗褐色ローム質シルト
0.45~0.50m	礫混じりシルト 礫径 10cm 以下の石灰岩礫, 砂が混じる
0.50~1.57m	褐色ローム質シルト
1.42~1.57m	やや腐植質となり、黒みがかかる.
1.57~2.66m	腐植質シルト 1.57~1.62m 暗灰色腐植質シルトと褐色シルトが混じる

	1.62～1.90m	植物片が混じる暗灰色腐植質シルト
	1.90～2.66m	植物片を多量に含む黒色腐植質シルト
2.66～3.00m		灰色シルト, 礫混じる
3.00～5.72m		砂礫
	3.00～3.53m	基質は灰色シルト質砂からなり礫径 1～3cm
	3.53～5.10m	礫径 φ1～3cm まれに 5cm, 基質は淡灰色粗粒砂
	5.10～5.72m	礫計 2～10cm 主体. 基質 2～10cm 主体.
5.72～8.00m		島尻層群泥岩
	5.72～6.18m	褐色風化著しい
	6.18～7.20m	酸化し褐色化
	7.35～8.20m	塊状の灰色泥岩

4) B-4 孔

	0.00～0.13m	褐色耕作土
	0.13～0.60m	暗褐色ローム質シルト
	0.55m	に φ3cm 石灰岩礫含む
	0.60～1.35m	褐色ローム質シルト
	1.35～2.28m	腐植質シルト
	2.28～2.80m	礫混じり灰色シルト
	2.80～7.35m	砂礫
	2.80～3.95m	礫主体, 礫径は 0.5～2cm まれに 5cm. 基質は粗粒砂
	3.95～6.00m	砂主体, 褐色粗粒砂からなる. 礫径は 0.5～5cm.
	6.80～7.35m	礫, 礫径 10～15cm
7.35～8.20		島尻層群泥岩
	7.35～7.40m	褐色風化
	7.40～8.20	暗灰色泥岩

(4) 放射性炭素年代測定

① 化学処理工程

- 1) メス・ピンセットを使い根・土等の表面的な不純物を取り除き, 超純水に浸し, 超音波洗浄を行なう.
- 2) 試料の表面を 1N の塩酸を用いてエッチング処理 (Edg) する. その後,

超純水で中性になるまで希釈し，80℃で乾燥する．

- 3) 試料を元素分析装置で強熱し，二酸化炭素を発生させる．
- 4) 発生した二酸化炭素から鉄を触媒として炭素のみを抽出（水素で還元）し，グラファイトを作製する．
- 5) グラファイトを内径 1mm のカソードにハンドプレス機で詰め，それをホイールにはめ込み，加速器に装着し測定する．

② 測定方法

測定機器は，加速器をベースとした¹⁴C-AMS専用装置を使用する．測定では，米国国立標準局（NIST）から提供されたシュウ酸（HOx II）を標準試料とする．この標準試料とバックグラウンド試料の測定も同時に実施する．また，加速器により¹³C/¹²Cの測定も同時に行う．

③ 算出方法

- 1) 年代値の算出には，Libby の半減期（5568 年）を使用する（Stuiver and Polash 1977）．
- 2) ¹⁴C年代（Libby Age : yrBP）は，過去の大気中¹⁴C濃度が一定であったと仮定して測定され，1950 年を基準年（0yrBP）として遡る年代である．この値は， $\delta^{13}\text{C}$ によって補正された値である．¹⁴C年代と誤差は，1 桁目を四捨五入して 10 年単位で表示される．また，¹⁴C年代の誤差（ $\pm 1\sigma$ ）は，試料の¹⁴C年代がその誤差範囲に入る確率が 68.2%であることを意味する．
- 3) $\delta^{13}\text{C}$ は，試料炭素の¹³C 濃度（¹³C/¹²C）を測定し，基準試料からのずれを示した値である．同位体比は，いずれも基準値からのずれを千分偏差（‰）で表される．測定には質量分析計あるいは加速器を用いる．加速器により¹³C/¹²Cを測定した場合には表中に（AMS）と注記する．
- 4) pMC（percent Modern Carbon）は，標準現代炭素に対する試料炭素の¹⁴C濃度の割合である．

測定結果を一覧表とし，表 2 に示す．

（5）海域浅層反射法地震探査

1) 調査方法

海上マルチチャンネル反射法調査は調査船後部からストリーマケーブル（24チャンネル）を曳航し，同時に後部に曳航するウォーターガンを発振させ，ストリーマケーブルからの記録を船上のデジタル探査機により取得する．その際 DGPS による船位測量も同時に行い，ウォーターガン発振点の位置をコントロールして予定測線上を航行するように誘導する．

2) データ解析

データ解析は以下の手順で行った。

(1) フォーマット変換

測定データ (SEG-Y format) を処理ソフトウェアの内部フォーマット (SSV8) に変換した。あわせて、ヘッダーに記録されている各発振時刻をサンプルし、発振の抜けがないことを確認した。

(2) ジオメトリ定義

測量データを使用し、各発振点および CMP の座標を計算した。CMP の間隔は 2m とした。

(3) 潮位の定義

後に潮位の補正を行うため、各発振時刻における潮位を計算し、ヘッダーにセットした。

(4) トレースエディット

データのうち、トリガーズレ、ミストリガーを起こしている、明らかな不良データを無効とした。あわせて、測量データと計画測線の誤差が大きい部分のデータを無効とした。

(5) CMP ソート

共通発振記録 (測定データ) を共通中点記録 (CMP 記録) に編集し直した。

(6) 最小位相変換

ウォーターガンの波形は、プリカーサと呼ばれる前置波形があらわれ、後のデコンボリューション処理において問題が生じる。そこで、発振波形をデコンボリューション処理に適した波形に変換する処理 (最小位相変換) を行った。あわせて、発振の遅延 (TB 信号を出してから、実際に発振するまでの遅れ) を補正した。

(7) 振幅回復

振源から離れることによる発散・地層による吸収により減衰している振幅を補正するため、球面発散補正を行った。ただし、このままではトレース間の振幅バランスが悪いため、Trace Sigma (トレースデータの二乗和) で正規化を行った。

(8) プレフィルター

取得記録には低周波 (<10Hz) の波浪、電源ノイズ (50 or 60Hz)、電子回路に起因すると思われる高周波ノイズが見られたため、60-1600Hz のフィルターを適用した。

デコンボリューションオペレーター長 16ms、予測長 0.25ms (1sample) のデコンボリューションフィルターを適用した。

(9) バンドパスフィルター

デコンボリューションによりもちあがった範囲外の周波数を落とすため、60-1400Hz のバンドパスフィルターを適用した。

(10) うねり及び発振遅延の補正

受発振器の周波数ノッチを極力高い周波数にするため、この調査では受発振器とも深度 0.5m としている。このため、発振サイクルの数倍程度以下の周期をもつ「うねり」により、受発振器と海底面の距離が変化する。また、ウォーターガン自体が機械的な動作をする振源であるため、発振のタイミングが 1ms 程度以下のばらつきをもつ。エアガンのように周波数が低い振源の場合はこのような 1ms 程度のばらつきは問題にならないが、周波数が高いウォーターガンの場合は、1 波長以上のばらつきとなり、重合効果が薄れることがある。

そこで、各発振記録から海底面の時間を読み取り、海底面の平滑化を行った。これにより海底面およびその下の反射面の走時が揃うため、重合効果があがる。

ただし、この地域では堆積がなく、海底面が必ずしも滑らかではなかった。そこで、テストの結果 7 発振の記録の平滑化を行い、最大の補正幅を 1ms (4 サンプル) とした。

(11) 速度解析

重合に最適な速度を見積もるため、100cmp (200m) 間隔で速度解析を行った。

(12) トリムスタティクス

重合効果をあげるよう、最大 1ms のシフト量を許す、トリムスタティクスを適用した。

(13) 速度解析 (2 回目)

トリムスタティクスにより重合効果をあげる補正量が求めたため、再度速度解析を行った。

(14) NMO 補正

速度解析により求めた速度を使用し、NMO 補正を行った。

波形が伸びることにより浅部の分解能が下がるため、波形の伸びを 2 倍に制限した。

(15) Post NMO ミュート

NMO 補正により海底面より上に伸びた波形をテーパー10ms のミュートで落とした。

(16) 潮位補正および受発振深度の補正

最終断面は TP が基準 (0) となるよう、ヘッダーに入っている値を使用

し、潮位補正を行った。あわせて、受発振器の深度の補正も行った。

(17) 重合前振幅調整

25ms の AGC を行った。

(18) 重合

データの加算を行った。加算後、重合数の平方根で割り、加算数により振幅バランスが悪くならないようにした。

(19) 空間予測フィルター

空間方向の連続正がよくなるよう、5 トレースの空間予測フィルター (FX-prediction filter) を適用した。

(20) マイグレーション

傾斜の補正を行うため、差分マイグレーションを行った。

(21) 深度変換

時間断面を時間-速度の対応表を元に深度断面に変換した。速度の差により空間方向に構造ができないよう、海面下の平均的な速度である 1700m/s 均一の速度構造とした。

3) 調査結果

解析結果断面を「付図」に示す。どの断面も横軸は「CDP No.」であり今回の解析では CDP 間隔を全て 2m にしたため、CDP No. に 2 を乗じた数値が横軸の距離 (meter) になる。時間断面では縦軸が往復時間 (TwoWayTime) であり、msec (1000 分の 1 秒) で表示してある。深度断面は最終時間断面の縦軸を深度に変換したもので、一定速度 1700m/sec を変換速度とした。

それぞれの断面は「浅部」、「深部」にわけ、時間断面では浅部が 0~200msec までを表示してあり、深度は 0~200m を表示してある。深度断面では浅部が 0~600msec までを表示してあり、深度は 0~600m を表示してある

Line1, 2 断面では海底の強振幅のマルチ (海底反射の繰り返し) が顕著である。

Line3 断面深部断面では南傾斜の島尻層群中の地層が何層も観察でき、その層厚は 1000m を超えている。

各解析断面に断層位置を図示した解釈断面を図-18~図-23 に示す。断層は地質構造の変化、変位の明瞭さ等により確からしき A~C に区分した。区分 C は断層変位の可能性が考えられるが、不明瞭でありその位置を確定できないものとし、その位置を海底地形面上に矢印で図示した。

南岸の測線 LINE1 では CDP1320,1440,5360,5500,5670 に A ランクが、CDP2550,3280,3950,5950 に B ランクが、CDP2050,7270,7700,7820,8000 に C ランクが認められた。

LINE2 では CDP2920 に A ランクが、CDP2640,4400 に B ランクが、CDP2150 の C ランクが認められた。

北西岸の LINE3 では CDP2750,5620 に A ランクが、CDP4630,4940,6290,6370 に B ランクが、CDP430,1000,1420,1960, 4230,4550,5800,5950 に C ランクが認められた。

3. 考察

(1) 地質分布・性状による検討

宮古島における活断層の履歴を明らかにするためには断層の確認とこれに切られる地層および断層を覆う地層の存在とその地層の堆積年代を明らかにすることが不可欠となる。しかし、宮古島は島のほとんどが琉球石灰岩に覆われ、河川などの発達が見られないために上記の地層がほとんど存在しない。また、琉球石灰岩は陸化した後に再結晶化しているために年代測定が困難となっている。

従って、当地域における断層の活動性について年代値を利用して検討できる材料は、再結晶化を受けていない現在の海浜の堆積物と現生のサンゴ礁のみであるため、各断層の活動性や変位量の概要を明らかにするためには、地質踏査によって断層に近接する地域の対比可能な地層を求め、各石灰岩やこれを覆う大野越粘土層あるいは島尻層群の分布についての検討を行った。

保良石灰岩

保良石灰岩は、直径 30～60cm 程度のサンゴ化石および石灰岩岩片礫を多量に含む礁成石灰岩で特徴づけられ、基底部には石灰藻球を多産する層準を伴っている。本石灰岩の分布域は、南東部の増原・比嘉台地から東平安名崎にかけての台地および山地状の高地に認められる。また、南西部の久松付近の丘陵地に局所的に分布が認められる。礁成石灰岩の生成深度は浅海であると判断されことから、石灰岩がほぼ同時に生成されたものであるとするならば、断層を横断して分布する保良石灰岩基底の高度差は、堆積後の総変位量と判断出来る。本石灰岩分布域には新城断層、分布域西縁には福里断層と長沼断層北部があり、本石灰岩の基底高度に着目して断層変位量を検討した。

新城断層の東側では、保良地区の露頭 Iw137, 169 において泥岩と保良石灰岩の基底が確認されている(図-24, 図-25)。断層西側では直接島尻層群や保良石灰岩基底を確認していないが、地質断面 A (図-2) 付近の地下ダム建設時の既存ボーリング資料によれば、島尻層群上面高度は標高約 20～25m である。また、新城集落北側のウバーレでは底面に島尻層群の一部が分布しているとされる

(図-26). このことから、新城断層における保良石灰岩基底の総変位量は西落ち 20~30m 程度とすることが出来る。

福里断層の南部では断層東側に保良石灰岩が分布し、西側には友利石灰岩が分布するため対比が困難である。北部では断層西側の標高 65m 付近で保良石灰岩の基底が数箇所を確認され、断層東側では島尻層群の分布が確認されている。東側の保良石灰岩基底は確認されないが、比嘉地区の露頭 Iw66, 60 において標高 100m 付近まで島尻層群が分布し、上位には保良石灰岩が分布することが確認されるため、保良石灰岩基底は標高 110m 前後と判断される。このことから、福里断層の保良石灰岩生成後の総変位量は約 55m 前後とすることが出来る (図-2 断面 B)。

長沼断層の中部は長間付近で 2 条に分岐するが、これらを横断して保良石灰岩が分布している。この地域では、保良石灰岩の基底は確認されていない。断層が想定されるリッジ・マウンドにおいて石灰岩の層厚は薄く、5~10m 程度となっている。周辺地域では島尻層群が標高 50~65m 付近で確認される。また、長北北部の海食崖では標高 50m 付近に島尻層群が連続している。このことから、すくなくとも長間付近での断層の変位量は極めて小さく保良石灰岩生成後の総変位量は 20m 以下と判断される (図-2 断面 B)。

友利石灰岩

友利石灰岩は琉球石灰岩を代表する石灰岩で、層厚および分布においても他の石灰岩とは比較にならないほどの広域性をもち、保良石灰岩堆積域以外のほぼ全島に分布している。本石灰岩は、岩質・基質包有物および化石から 3 層に分けられている。下部層は、石灰藻を主とした泥質塊状石灰岩で構成される流れの緩やかな深海堆積したと考えられる層厚 10m の石灰岩である。中部層は、石灰藻球並びに貝化石を多く含んだ塊状藻石灰砂岩と有孔虫石灰砂岩の互層からなり、上位と下限に Tm-1, Tm-2 の鍵層が介在する。多少流れのある深海で堆積した層厚 20~40m の石灰岩である。上部層は、中部層と同様な互層状を呈するが、中部層に比べ石灰藻球勝ちである。流れのある下浅海で堆積したと考えられる層厚 10~30m の石灰岩である。

友利石灰岩は、保良石灰岩に比べて生成深度が深いため対比される地層の堆積深度に大きな幅が生じる。本石灰岩分布域には長沼断層および与那覇断層が存在するが、本石灰岩を断層が横断して分布する地域では変位量の検討は、礁成石灰岩分布域に対して大きく精度がおちることとなる。

長沼断層のうち南海岸付近と北部の平瀬尾神崎から西平安名崎の区間は、ほぼ全域が友利石灰岩の分布域とされている。長沼断層の北部島尻地区では、断層の東側で島尻層群が標高 20~40m にかけて確認されており、この上位を厚さ 5

～20m で友利石灰岩が覆っている。この区間の友利石灰岩は石灰藻球を含む砕屑性石灰岩となっており堆積深度はやや深いものと判断される。断層の西側では一部に島尻層群の分布が確認された（標高 40m 前後（図-27））が、ほとんどの地域は標高 0m まで友利石灰岩の分布域となっている。この地域の友利石灰岩は島尻層群との関係が不明であるが、ごく一部ではサンゴ礫を含む砕屑性石灰岩が確認され、やや浅い海底もしくはサンゴ礁に接近した堆積場を示すことが認められた（図-28）。

矢崎・大山（1980）によれば友利石灰岩の分布域とされるにも関わらず、広い範囲で礁成石灰岩やサンゴ礫を多量に含む砕屑成石灰岩が分布している。友利石灰岩の場合堆積深度に大きな幅があるが、礁成石灰岩の場合その生成深度は浅く、断層を横断して分布する場合は基準面として扱うことが可能となる。

与那覇断層においては、平瀬尾神崎から福山にかけての地域は長沼断層や大浦湾－平瀬尾神崎の構造に対して上盤に位置し、上記の礁成石灰岩は、これらの断層変位量の検討に利用することは出来ないが、与那覇断層の西側 Iw48 付近ではサンゴ礫を多量に含む礁成石灰岩が確認されている（図-29）。この礁成石灰岩が同時期に形成されたものである場合、この間の高度差はほとんどないことから与那覇断層において友利石灰岩堆積後の変位はほとんどないと判断される（図-2 断面 C）。

同様の現象は与那覇断層中部の瓦原一下里添付近にも見られる。ここでは Iw157 と瓦原付近のマウンドで礁成もしくはサンゴ礫を多量に含んだ石灰岩が確認された（図-30）。さらに、Iw158 と断層の下盤において島尻層群が確認され、それぞれの高度差は 20m 以下となっている（図-31）。これらの石灰岩が同時期に形成されたものとするならば、この地点における与那覇断層の総変位量は 20m 以下となる。

南岸における与那覇断層の南端部では、海食崖で断層を確認しておりこの断層は友利石灰岩を切っている（図-32）。これらのことから、与那覇断層の変位量は南部で大きく北に向かって小さくなり、大野山林から大浦湾にかけてはほとんど変位していないことも考えられる。

これらの検討・変位量の推定は、あくまでも確認された礁成石灰岩が同時に形成されたと仮定した場合に結論付けられるものである。矢崎・大山（1980）では、友利石灰岩は礁成石灰岩が見られないとされており、各地点で確認された石灰岩についてより正確な対比と形成年代に関する検討が今後必要となる。

平良石灰岩

平良石灰岩は、炭酸塩岩砕屑性の粗粒石灰砂岩と直径 3～7cm の石灰藻球により構成される下浅海～深海で堆積したと考えられる層厚 4～20m の石灰岩であ

る。基質を構成する砕屑砂には、風成相起源と考えられるレス状の不純物が多少混入することから、他の石灰岩に比較して褐色－黄褐色が強い。また、レス状の砂を多く混入する鍵層、H-1・H-2を介在している（矢崎・大山，1980）。

本石灰岩は、平良港周辺海岸を主な分布域とし、南山脈断層系と久松断層に挟まれた地域のみ分布しており、周辺の島嶼にも見られない。空港南東から上野村にかけては不定形の孤立状の小丘を形成している。下部層の友利石灰岩とは堆積環境が似ており、明瞭な不整合関係が確認されないことから、整合もしくは同時代と考えられている。上部層の下地島石灰岩とは堆積環境が異なるため、明らかな不整合関係とみなされている。

本石灰岩の表面分布高度は、南部の宮国付近で最も高く標高 70m に達し、大浦湾付近で 10m となる。北側へ向かって分布標高が低くなる傾向がみられる。

平良石灰岩は、その分布域と分布標高に特徴が見られる。南山断層以東には、同標高でも分布は見られず、その下位の友利石灰岩が分布するのみである。また、久松断層以西でも分布は見られない。つまり平良石灰岩堆積時の基底をなす友利石灰岩が、南山断層と久松断層に間に地溝状の地形を形成していたと考えられる。このことから、南山断層の活動時期は平良石灰岩堆積時以降であると推定される。

下地島石灰岩

下地島石灰岩は、その岩質から上部・下部の 2 部層に区分される（矢崎・大山，1980）。下部層は層厚 2～8m で、層厚 30～60cm 程度の粗粒～中粒の石灰砂岩と層厚 3～5cm 程度の粗粒有孔虫石灰岩の互層を主体とした石灰岩である。粗粒～中粒の石灰砂岩の部分には石灰藻球が含まれることから、中浅海で堆積したものと考えられる。上部層は、20～30cm 程度の群体状生活型を示すサンゴ化石礫を含有するサンゴ礫中粒石灰岩を主体とした石灰岩である。群体状サンゴはハマサンゴ・キクメイシサンゴ・ナガレサンゴが主体で、ほぼ水平に堆積していることから、内湾性の流れがある浅海で堆積した礁成石灰岩であると考えられる。

その分布域は、池間島周辺－西平安名崎北西海岸－与那覇湾－来間島を経て南海岸の友利集落かけての海岸線沿いと、下地町洲鎌集落周辺に分布し、東海岸では大神島周辺以外には確認できない。分布標高は、海岸線沿いでは 2～3m で、洲鎌集落周辺では 8m 付近で確認された（図-33）。

この石灰岩は、上部と下部とでは異なる深度での堆積環境を示すため、2 回以上の間氷期を経験したと推測される。ただし上部の礁成石灰岩は、分布域および分布高度から MIS5e 当時に堆積したものと推測される。

琉球列島に分布している現成サンゴ礁は、約 9000～7000 年前頃から礁形成を

始め、場所によって異なるものの、久米島では 10~20m 前後の礁成石灰岩を堆積したことが知られている（高橋ほか,1988）（図-34）。その現成サンゴ礁堆積物の直下には琉球石灰岩のベンチ状地形があることも明らかにされている。また、現成サンゴ礁形成初期段階では、基盤上面の凸部から形成がはじまり、上方成長することも明らかにされている（菅ほか,1993）（図-35）。このように現成サンゴ礁の基部には琉球石灰岩の地形があることが重要な意味を持っている。

宮古島の東海岸には、幅 200~1000m 強におよぶ、連続性が良く発達する現成サンゴ礁が形成されている。このような現成サンゴ礁が形成されるならば、現在とほぼ同環境の MIS5e 当時にもサンゴ礁が東海岸に形成され、下地石灰岩を堆積できたものと考えられる。しかし、東海岸には島尻泥層が露出し、海岸付近には下地石灰岩の露出は確認されていない。サンゴ形成には、懸濁物質が生態的阻害要素となるため、島尻泥層直上に形成されることは考えにくい。島尻泥層上に形成されるには、少なくとも図-36に見られるような、石灰質（写真では石灰藻球を含む石灰岩）による島尻泥層の被覆が必要となる。このような関係は、西原地区の露頭 Iw23 や城辺町新城地区の露頭 Iw137 で確認されている。現成サンゴ礁を形成するためには、それを載せる地形が必要であり、直下には下地島石灰岩のベンチ状地形が埋没している可能性がある。仮に東海岸の海底下に下地島石灰岩が分布している場合には、MIS5e 当時の汀線高度は、現在と同等もしくは 2~3m 程度高かった可能性があるため、相対的な沈降を考えなければならない。しかしながら、矢崎・大山（1980）の地質断面（図-37）からは東海岸の沈降は認められていない。東海岸の直線的な海岸線の形態、海底地形図に見られる北北西-南南東方向の構造は他のリニアメントの方向とも一致し、海岸線付近に東落ちの断層が存在し、MIS5e 以降に活動したと仮定すれば、東海岸において下地島石灰岩が分布していないことの説明が可能となる。

大野越粘土層

大野越粘土は、本地域に広く分布する島尻層群~下地島石灰岩を不整合に覆う陸成層である。本粘土層は赤褐~黄褐色を呈する砂質粘土で、層厚は 2~10m 内外である。この粘土層は琉球列島の石灰岩地域に広く分布するテラロッサ（川島, 1937）や赤褐色土（松坂ほか, 1971）と同等なもので、沖縄では一般的に「島尻マージ」と呼ばれている。

矢崎・大山（1980）は本地域が陸化した以降、完新世までの期間に基盤岩が風化してできた風化層であると考えた。しかし、基盤岩である琉球石灰岩を風化させて土壌を形成した場合、厚さ 74cm の島尻マージを生産する為には、厚さ 100m の琉球石灰岩を溶解する必要がある（成瀬・井上, 1990）。土壌侵食を考えれば、さらに厚い石灰岩が溶解されることとなる。そのため、基盤岩の風化だ

けでは説明ができない。

琉球列島における火山灰の確認は、沖縄島の高江、安波、楚州において微量の AT 火山ガラスが表層付近の黄色土中から確認されているほか、喜良原の A 層中には角閃石が含まれている。また、宮古島東平安名崎に発達する厚さ約 1m の土壌の A 層中 (厚さ 12cm) には斜方輝石などの重鉱物が含まれている (成瀬・井上, 1990)。このように微量ではあるが、火山起源の鉱物が土壌中に混入していることは確かである。

成瀬・井上 (1982) は、与那国島比川に風成塵の影響を強く受けた土壌が分布することを見出した。また、同様のレス土壌が沖縄本島、宮古島、石垣島、西表島に分布することを発表し (成瀬ほか, 1983)、これらの土壌に含まれる微細石英が風成塵起源であることを明らかにした (Naruse et al., 1986)。さらに、成瀬・井上 (1990) は土壌の化学組成について検討した結果、宮古島高野に分布する大野越粘土は上部 2.9m がレス土壌であり、2.9m 以深については $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ のモル比が低く、 $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ のモル比が高いため、風成塵以外の物質であると考えた (表 3)。

琉球列島におけるレス土壌の堆積速度の研究は非常に少ないが、成瀬・井上 (1990) により喜界島水天宮古砂丘で検討が行われている。水天宮古砂丘には、数枚のレス土壌が埋没しており、そのうち 32,600y.B.P. のレス土壌が 35,600y.B.P. の海浜砂層上に生成され、生成期間は上下の砂層の ^{14}C 年代から約 7,000 年間と見積もられている。この 7,000 年間に厚さ 30~60cm、平均 45cm のレス土壌が生成され、4.3~8.6cm/1,000 年、平均 6.4cm/1,000 年の堆積速度が得られている。この例は、非常に局所的かつ短期的ではあるが、かなり速い速度でレス土壌を生産したことになる。

土壌中の石英粒子から風成塵の給源地を明らかにする方法として、石英の ESR 分析法がある (成瀬ほか, 1996, 成瀬・小野, 1997)。ESR 分析により求められた酸素空孔量が石英の大まかな年代を示し、流水物質である現地性粗粒石英と外来物質である微細な風成塵石英とは異なる数値を示す。寒冷な MIS2 に堆積した風成塵は、日本列島の瀬戸内海~関東を結ぶ線以北では酸素空孔量が 10 以上の値を示し、MIS2 に卓越したシベリア高気圧から吹き出す北西季節風によって先カンブリア紀岩地域から飛来したと考えられる。一方、瀬戸内海~沖縄島の間地域では酸素空孔量が 5.7~8.7 の値を示し、中国内陸部の沙漠から夏季亜熱帯ジェット気流によってもたらされたと考えられる。宮古島以南の地域では酸素空孔量が 10 以上と再び高い値を示し、アジア南部、インド、アラビア、サハラなどの先カンブリア紀岩地域から冬季亜熱帯ジェット気流により運ばれた可能性が高いと考えられている。温暖な MIS1 では、日本列島のほぼ全域の風成塵が中国内陸部のゴビやタクラマカンなどの沙漠から夏季亜熱帯ジェッ

ト気流により運ばれたと推定されている。

大野越粘土の形成時期の特定には至らないものの、氷期中の土壌発達には沖縄島以北とは異なることが推測され、風成塵が遠くから飛来することを考慮すれば、喜界島の例よりもレス土壌の生産速度は遅くなることが見込まれる。

大野越粘土は、最大で 10m の層厚があり、琉球列島に分布する土壌の中では極めて厚い土壌である。上述のことから、堆積基底面の離水後から矢崎・大山 (1980) が考える以上に長期にわたり堆積が行われた可能性がある。今後、光ルミネッセンス (OSL) 年代測定等による年代論の検討が必要となる。

(2) ライムストーンウォールと溶蝕地形

1) ライムストーンウォールの形成

ライムストーンウォールは、Flint, *et al.*, (1953) により琉球列島第四紀石灰岩地域における特徴的なカルスト地形として認められ研究が行われてきた (例えば辻村, 1956 : Tsuchi, 1971 : 目崎, 1980 など)。しかしながら、地形定義や形成過程について統一した見解が得られていない。

荒川ほか (1987) は、ライムストーンウォールの定義を明瞭にした上で、分類および分布を明らかに、成因について研究を行った (表 4)。宮古島のライムストーンウォールは、断層崖上に位置する比高 20~30m の堤防型と河谷壁上に位置する比高 10m 以内の堤防型の分布を認め、成因は共に変動地形 (活断層) によるものと考えた (図-38)。そして断層崖上に位置するライムストーンウォールの発達モデル (図-39) と河谷壁上に位置するライムストーンウォールの発達モデル (図-40) について検討している。しかしながら、荒川のモデルは石灰岩が陸化してからの発達のみしか考慮されていない。

そこで、本地域に NW-SE 方向に伸びるライムストーンウォールを丹念に調査した結果 (図-41)、以下の事実が確認された。

- ① 空港付近に発達するドライバレー周辺には明瞭なリニアメントは確認されない。
- ② 西原地域ではライムストーンウォールが原地性サンゴ化石により形成されている (露頭 Iw23 等)。
- ③ 上野村野原付近の南山断層の断層崖上に分布するライムストーンウォール頂部は、本地域に分布する友利石灰岩上部層の特徴とは異なり、サンゴ化石を含んでいる。
- ④ 城辺町福東付近の福里断層とされるライムストーンウォール頂部には友利石灰岩上に原地性サンゴ化石の分布が認められる (露頭 Iw140,114,115)。
- ⑤ 海域浅層反射調査法結果では、来間島北岸海域のパッチリーフ列基底付近に断層が確認された (図-22)。

これらの事から、本地域に発達するライムストーンウォールは変動地形（活断層）により形成されたものとそれ以外の成因により形成されたものに分類される。上述の□は変動地形以外の成因によるものと推定される。

また友利石灰岩分布域において、ライムストーンウォール頂部に原地性サンゴ化石が確認されることがある。このことから時代の特定は出来ないものの、断層運動は離水以前から始まり友利石灰岩と異なる原地性サンゴが生育できる堆積深度を作り出していた可能性が考えられ、友利石灰岩上部に現成サンゴ礁を形成し上方成長したことが推定される。来間島北岸では、現成のパッチリーフ列が差別的に形成されている（図-42）。この直線的に配列する地形は、基底地形に直線的な高度差があることによって形成されたと考えると説明しやすい。これらパッチリーフ列が離水すると、ライムストーンウォール状地形が形成される。このような変動地形（活断層）によるライムストーンウォールの形成を考えると、現在の断層運動はこれらの地形が明瞭な宮古島西方に移っていると考えられる。

2) 海域調査による地質断面との関連

図1に示した海域の浅層反射法地震探査の結果を、断層の確からしさによりA～Cランクに区分した。南岸の測線LINE1ではCDP1320,1440,5360,5500,5670にAランクが、CDP2550,3280,3950,5950にBランクが、CDP2050,7270,7700,7820,8000にCランクが認められる。LINE2ではCDP2920にAランクが、CDP2640,4400にBランクが、CDP2150のCランクが認められる。北西岸のLINE3ではCDP2750,5620にAランクが、CDP4630,4940,6290,6370にBランクが、CDP430,1000,1420,1960,4230,4550,5800,5950にCランクが認められる。

このうちLINE1におけるAランクの断層位置のCDP1440もしくはCDP1320は与那原断層のリニアメントの延長上に位置する。与那原断層は南岸のマイガー付近で断層露頭が確認されていることから、これがこれらの反射断面の断層位置に延長されたと考えられる。西側のAランク断層位置CDP5360,5500,5670およびBランク断層位置CDP5950は嘉手断層のリニアメントと入江湾西側のリニアメントの延長上付近にある。リニアメントと反射断面上の断層位置との対応関係は現段階では確定できない。Bランク断層位置のCDP2550は野原断層のリニアメント延長位置と一致している。

LINE2において、Aランク断層位置CDP2920に対応する断層が不明である。新城断層のリニアメントに対応するものはBランク断層位置CDP2640もしくはCランク断層位置CDP2150であると推定される。最東端のCDP4400にもBランクの断層が認められる。東平安名崎東岸は陸域のリニアメント方向と同一方

向であることから、ここにも断層がある可能性は充分にあると考えられる。

LINE3においてAランクとしてCDP2750に確認される断層は来間島の来間断層の延長に位置する。この北西延長にはパッチリーフ列が確認され、これらの配列方向は陸域のリニアメント方向とも良い一致を示す。またCDP5620に確認されるAランク断層位置は伊良部島の牧山断層の延長に位置する。この南方延長は腰原断層のリニアメントに延長されるのか、与那覇湾内に延長して入江湾西側のリニアメントに延長するのかは現時点では確定できない。このほかにもBランクおよびCランクの断層が反射断面で確認できる上に、パッチリーフ列の配列や窪みの配列が確認される。宮古島北西沿岸域では反射断面を増やすことにより面的に地質構造および断層位置を確認し、断層の連続性を検討する必要がある。

宮古島に広がる琉球石灰岩からなる平坦面上には、石灰岩が溶蝕することによって形成される溶蝕地形が確認される。宮古島に見られる溶蝕地形は、ドリーネ、ウバーレ、円錐カルスト、ドライバレーなどがあるが、日本復帰と同時に始まった農地改良事業により小規模な地形は改変され、現存していない。規模の大きい溶蝕地形は南部地域にみられ、城辺町皆福から保良付近にかけての保良石灰岩分布域では大規模なウバーレと円錐カルストが、城辺町底原から仲間付近の友利石灰岩分布域ではドリーネ群が存在する。

Maekado (1984) は、沖永良部島の最も新しい石灰岩（瀬利覚層）の溶蝕速度がドリーネの深さと石灰岩の年代から $0.03\text{mm}/\text{年}$ と見積もった。松倉ほか(2005) は喜界島で津波石の台座岩の形成速度について検討し、離水後 5100–4000 年の台座岩から平均溶解速度を $39.2\text{mm}/\text{ka}$ – 1 ~ $50.0\text{mm}/\text{ka}$ – 1 と求めた。青木ほか(2007) は、石垣島で台座岩の形成速度について検討し、石灰質砂岩で $152.5\text{mm}/\text{kyr}$ 、サンゴ石灰岩で $500\text{mm}/\text{kyr}$ の溶解速度を求め、石灰質成分の含有率が溶解速度に大きく影響するとした。

上述の研究結果から城辺町皆福のウバーレの形成時期を求めると、Maekado の値では約 937,000 年、青木ほかのサンゴ石灰岩の値では 56,200 年となった。また、城辺町仲間付近のドリーネの形成時期は、Maekado の値では約 513,000 年、青木ほかの石灰質砂岩の値では約 101,400 年となった。周囲の地形や地質学的な考察から、Maekado の値を用いた方が適切であると考えられる。

溶蝕地形は石灰岩離水後から形成を開始するため、上述の値は各石灰岩の離水時期を示すと考えられ、保良石灰岩は約 94 万年前、友利石灰岩は約 51 万年前に離水したと考えられる。

(3) 地形面の検討

宮古島は低平な台地からなり、最高点は標高 115m に満たない。

この平坦面は徳之島の下末吉段丘に対比される亀津段丘に対比（中川,1969）されていた。沖縄第四紀調査団（1976）は、宮古島には高位面が認められず、中位面に含まれる標高 60m 前後と標高 40m 前後の平坦面が、島の南部～南西部に不明瞭ながら分布し、標高 10～15m の低位面が分布するとした。矢崎（1977）では保良石灰岩が標高 90～110m の比嘉面を構成し、20 万年前後。友利石灰岩が標高 60～70m の野原面を構成し、12～13 万年。平良石灰岩は標高 35～45m の平良面を構成し、武蔵野面に相当し、6 万年前後。下地島石灰岩は標高 15～25m の下地面を構成し、3～4 万年に対応するとしている。木庭（1980）もこれらの考えと近いとしている。一方、太田・堀（1980）は断層で仕切られている各平坦面の保存度が似ていること、時代を異にするサンゴ礁段丘を区別するような地形境界が認められないことから島の縁辺部を除いて全域を同一面と見なし、これを S 面（下末吉面）に対比した。矢崎・大山（1980）では矢崎（1977）に則り、標高 90～110m の比嘉面を多摩面に、標高 60～70m の野原面を下末吉面に、標高 35～45m の平良面を武蔵野面に、標高 15～20m の下地面として立川面に、標高 5～6m の平坦丘陵地を縄文海進に相当するものとしている。

小池・町田（2001）では、矢崎・大山（1980）の下地面にほぼ対応する範囲を MIS5e としている。

今回の調査では、段丘年代を特定する試料は得られていないものの、野原面（矢崎,1977）での溶蝕凹地の発達度合い、大部分が風成レス起源と考えられる大野越層の層厚から、この面は複数の間氷期を経ていると推定され、MIS5e よりもかなり古い時代に形成されたと判断される。小池・町田（2001）が MIS5e とする標高 15～25m の下地面（矢崎,1977）は、下地島石灰岩が礁性サンゴとして形成した平坦面が、最も新しくても、現在から最も近い間氷期の平坦面のはずであることから、最も新しくても MIS5e である可能性が高いと判断される。

(4) 海岸地形の測量結果

1) 旧汀線指標となる地形

旧汀線指標

三位（1962）はベンチの形成について海水準風化作用という考え方をを用いて、潮間帯に風化基準面を生じ、この面が波食により洗い出されて平坦なベンチが出来るとした。潮間帯を境に海岸に働く営力の性質が異なることから、形成される地形もそれに応じて異なる（吉川ほか,1973）としている（図-43）。

ノッチ

宮古島の海岸では石灰岩を削り込む地形が顕著に見られる。この地形はノッ

チと呼ばれ、その成因には物理的破壊作用と化学的溶蝕作用が考えられている。ノッチ形状を図-44 に示す。ノッチの *retreat point* (後退点) は中潮位付近に一致している (武永,1968) ことから、ノッチの後退点を旧汀線指標として利用し、海面と地形との相対的な運動を明らかにすることが出来る可能性がある。

ビーチロック

ビーチロックは潮間帯で形成される (田中,1990) ことから、ビーチロックの標高を測ることによって、その形成時期の海水面を知ることが出来る。また、ビーチロックにはその形成時に取り込んだサンゴ片や貝殻片が含まれることから、その年代を測定することにより、形成年代も明らかにすることが出来る。ビーチロックの形成モデルとしては、地下水起源説、海水起源説があるがいずれにせよ、炭酸カルシウムの無機的沈殿により形成される。

2) 地形断面計測結果

宮古島の海岸地形については、河名・西田 (1980) がノッチの形態と潮位との関係を明らかとした。これらのノッチは潮位と海洋環境および生物分布等 (図-45) から、現成ノッチの可能性があるとした。確認されるノッチの形態が 1 段ノッチであり、そのリトリートポイントは MHHWL (平均最高潮位) ~MHWL (平均高潮位) または MHWL~MSL (平均海面) に位置し、特に後者に位置する (図-46) ことから、宮古島のこれらのノッチは過去のある時期から現在に至るまでほぼ現在の海水面と同じレベルの下で形成されたノッチであるとしている。

Kawana and Pirazzoli (1984) は宮古諸島のビーチロックの標高およびノッチのリトリートポイント標高の測定を行った (図-47)。宮古島には多くのビーチロックが分布するが、ビーチロックの分布高度は Loc.29 の 1 箇所を除いて、現在の潮間帯と一致する (図-48)。これらのビーチロック中に含まれる貝化石を放射性炭素年代測定することにより年代値を得ている。潮間帯と一致しない Loc.29 の年代値は Modern を示すが、ほかの試料からは 425 ± 70 , 1520 ± 60 y.B.P. (Loc.13), 2120 ± 75 y.B.P. (Loc.31) の年代値を得ている。また、ノッチのリトリートポイントは MHWL~MSL に分布 (図-49) していることから現在と同程度の海水準で形成され、その形状と浸食速度からおおよそ 2,000 年間海水準が安定していることを示唆しているとしている。これらビーチロックとノッチの特徴により 2,100 年前から現在まで限界面にほぼ近い位置に存在していたと結論している。

このように、既往調査により宮古島全域にわたるビーチロックおよびノッチの

リトリートポイント高度については確認されているもののその年代値に関して試料数を増やすことによりビーチロック形成時期の年代感を深める目的で地形断面計測ならびに年代測定を実施した。

ビーチロックの断面図を宮古島および池間島，来間島で実施した。ビーチロックはこの測定点以外にも分布するものの，断層が想定されるリニアメントを挟んで測量地点を選定して実施した。ビーチロックには潮間帯で形成されるものと，潮間帯には関係なく湧水の影響により形成されるものがある（河名,私信）。前者は堆積構造による板状構造が発達し，後者は構成する粒子が雑多であり礫を多く含み“礫岩ビーチロック”と呼ばれる岩相を呈する。本調査では“礫岩ビーチロック”は形成時の潮間帯高度を示さないことから，断面測量の対象からは外した。

各地点での年代測定試料の採取にあたってはサンゴ片を主体とし，シャコ貝および有孔虫砂を採取した。サンゴ片およびシャコ貝は出来るだけ摩耗の少なく生育地からビーチロックに固定されるまでの移動量の少ないものを選定して採取した。

地形断面測量の結果と平良港潮位との関係を図-50に示す。ビーチロックの分布高度は現在の平良港潮位の潮間帯に位置する。これらのビーチロックは現在と同程度の海水準で形成され，その後現在に至るまで各地点とも海面と地形の位置関係が変わっていないことを意味している。詳細に各地点をみると南岸では砂川元島より西側に位置する，スガ一子，来間島長間浜における最低点の高度が MLLWL 程度で，他の地点と比較して 0.5m 程度低い。また，宮古島北部東岸では真謝漁港北側に位置する田上原，島尻でも最低点の高度が MLLWL 程度で，他の地点と比較して 0.5m 程度低い。先にも述べたように本調査によるいずれの地点においてもビーチロックは現在の潮間帯内に分布しており，この高度差が変動を意味する優位なものであるものであるか否かは，ビーチロックの高度以外の指標も含めて，今後さらに検討する必要があると考えられる。

これらのビーチロックに含まれるサンゴ片および貝，有孔虫砂の放射性炭素年代測定結果（図-51），宮古島南岸および来間島西岸はおよそ 2,000y.B.P.からビーチロックが形成されはじめている。宮古島東岸では最南端の保良漁港で 2,600y.B.P.の年代値を示すほかは，中部～北部にかけての平瀬尾神崎，田上原，島尻がおおよそ 2,000y.B.P.，中部～南部にかけての与那浜，新城および池間島の東岸である池間東は 1,300y.B.P.とやや新しい。宮古島北部西岸は間那津の 19,559±85y.B.P.を除けば 4,000y.B.P.，狩俣と砂山は 2,500y.B.P.と全体的にほかの地域と比較して古い年代を示す。内湾となる雪塩工場の 2,800y.B.P.の年代も含め，宮古島北部西岸は 4,000y.B.P.の年代値を示し，ビーチロックの形成年代が他の地点に比べて古い年代を示す。これは宮古島東岸のビーチロックが東海岸のリー

フ形成後にならないと波あたりがきついことから生成されなかったことと比較して、北部西岸地域では北東の季節風があたらないことに加え伊良部島があることから波あたりが穏やかであることから、ビーチロックが早い時期から形成され始めたためであると考えられる。

Kawana and Pirazzoli (1984) にもあるように、宮古島のノッチは1段ノッチであり、リトリートポイントが MHWL~MSL に位置することが本調査によっても確認された。旧汀線指標であるノッチやベンチの形成年代を求める方法としては、本州においては潮間帯に生息する潮間帯に生息するヤッコカンザシ等の石灰質遺骸(前杵 1988 等)を使用する方法が用いられているが、宮古島ではヤッコカンザシ等の石灰質遺骸は確認できず、ノッチの形成年代についての議論は出来ていない。

離水ベンチ形成時に付着したサンゴがあれば、その年代測定を行う方法もあるものの、ベンチ上に露出しているサンゴ片はどれも再結晶かが進んでおり、年代測定に耐えられるようなものは確認できなかった。また、離水ベンチの認定に対してはその成因特定が難しい。Kawana and Pirazzoli (1990) では、下地島および伊良部島に分布する標高 1.5m の平坦面が、矢崎 (1978) の言う縄文海進によるものではなく、津波や台風によって石灰岩層が差別浸食を受け、上半部が剥離されて出現した平坦面であるとしている。宮古島においても、ベンチが発達する箇所はあるものの、そのベンチに対応するノッチが確認される場所が無いことから、ストームベンチである可能性が完全否定できないとの結論を得た。また、ベンチ形成年代を示すような年代試料は採取できないことから、同時代の旧汀線指標の高度比較をすることが困難であると判断した。

(5) 歴史地震の地形変状について

1) ボーリング調査結果

宮古島に被害をおよぼした地震被害としては、1771 年(明和 8 年)の「明和 大津波」があげられる。この津波の要因となる地震の震央は、宮古島と石垣島の南海域、ほぼ中間地点としている(今村,1938)。

この地震のほかに宮古島では 1667 年にも地震被害があり、渡辺(1985)は『球陽』によれば 1667 年に宮古島で地震強く、洲鎌村で早田 1,210 坪(約 40ha)が約 3 尺(約 0.9m)沈下して水田となる。」としている。この地震のより変状を生じた可能性がある地点(安谷屋・久貝・河名、私信)である宮古島市下地字洲鎌においてボーリング調査を実施した。

その結果、現地形で谷部となっている地点でのボーリング孔からは、黒色の腐植質土壌が厚く堆積し、基盤岩である島尻層群の上面高度が低くなっている

ことが判明した (図-52). 宮古島においてこの様な腐植質土壌層が厚く堆積する地点は非常に珍しい. この腐植質土壌層から放射性炭素年代測定により 938 ± 31 , $1,217\pm 31$, $1,466\pm 31$, $1,680\pm 33$, $1,936\pm 33$ y.B.P.の年代値を得た. また近傍の沈砂池からほぼ同じ腐植層の上部にあたる部分から 917 ± 31 y.B.P.の年代値を得た. 残念ながら, この年代値からは 1667 年の地形変状がこの地点で起きたものであるか否かは判断できない. しかしながら島尻層群の上面高度が下がっていることから, いつの年代かはわからないが何らかの変動が生じている可能性が残る. 海域浅層反射法地震探査から, 宮古島北西域において, 断層構造が捉えられている (図-22). また, 来間島のビーチロックの高度がほかの同年代の宮古島の他の地点に比べて, 低い (図-50) ことは最近の構造運動が宮古島の西側にある可能性を示している.

2) 津波堆積物の年代

河名・中田 (1994) は, 宮古島に津波堆積物が確認され (図-53), 明和津波以前の年代値を示し, 平安名岬の年代値が最大 2100 年の幅を有することから, 津波が複数回の襲来した可能性をあげている.

今回, 宮古島市教育委員会の好意により, 友利元島遺跡と砂川元島遺跡から採取された土壌層内に挟在する有孔虫砂の年代測定をする機会を得た. 年代測定結果を表 5 に示し, 採取位置を図-54 に示す. 試料は土壌層の中に連続性の良い砂層が確認されたので, それを採取したものである (久貝, 私信). 採取された砂を含む土壌から有孔虫の形状を残した試料を肉眼でより分けて年代測定を行った. 有孔虫 1 粒で $1\sim 2$ mg あり, これを $10\sim 30$ 粒使用した. 年代測定にあたっては酸処理を行った後に計測を行った. 年代測定の年代測定結果はそれぞれ $1,568\pm 32$ y.B.P. と 1316 ± 31 y.B.P. であった. この年代値は砂川元島遺跡でこれまで測定されたサンゴ片の年代値 $1,075\pm 65$ y.B.P., $1,930\pm 140$ y.B.P. (河名・中田, 1994) の中間的な年代を示している.

これらの年代値のすべてに対応して津波が起きたとはいえないだろうが, 年代値にはいくつかのまとまりが見られ, そのまとまりの間にわずかながら年代ギャップが見られる. この年代値のまとまり毎に巨大津波が発生したとは考えられないだろうかと考え, 検討を試みた. 年代測定値は $2,680$ y.B.P.の年代値を示す試料 1 つだけあり, 次から数個の試料でグループ化される. すなわち, $2,050\sim 1,930$ y.B.P.グループ, $1,568\sim 1,240$ y.B.P.グループ, $1,075\sim 860$ y.B.P.グループ, $700\sim 540$ y.B.P.グループである. 既往調査の結果 (表 6) に今回の測定結果も含めて, その年代測定値の累積加積グラフとして図-55 に示す. 仮に, この年代ギャップの間に巨大津波を引き起こす地震が発生したとしてギャップの中間値を津波の発年代として, これに明和津波を加えて発生間隔を図示 (図-56) し,

最小自乗法により求めると、おおよそ 530 年間隔となる。いくつかの仮定に基づくけんとうではあるものの、相関値は不思議に良い値を示している。年代値のギャップが生じている理由の検証と試料数を増やすことによって、この仮説は検証する必要がある。

4. まとめ

4. 1 断層帯の位置及び形態

(1) 断層帯を構成する断層

活断層研究会 (1991) によると、東から新城断層系、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、来間断層系されている。

このうち、新城断層系、福里断層系は保良石灰岩に変位を与えていることから第四紀に活動した断層であることは確かであるが、友利石灰岩に変位を与えていないことから、活断層とは認定されない。

長沼断層系、与那原断層系は、友利石灰岩に変位を与えていることから、友利石灰岩形成以降に活動をしている。

野原断層系、腰原断層系、嘉手断層系、来間断層系についての活動性は不明であるが、宮古島西部の断層が活動的である可能性が高いことからこれらの断層も断層帯を構成しているものと考えられる。

(2) 断層面の位置・形状

長沼断層系、与那原断層系は北北西-南南東方向の走向を持ち、いずれも宮古島中央部を雁行しながら連続する。断層長はどちらも約 15km である。腰原断層は平良市街の西に位置し、長さ 3km と短く雁行分岐する。嘉手断層は島の南部入江湾周辺に見られる東落ちの崖地形で複数の断層からなり個々連続は 1~2km である。来間断層は来間島の東海岸に明瞭に見られる長さ 2.5km の断層崖である。

(3) 変位の向き

いずれの断層系も西上がり東落ちの正断層である。

4. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

具体的な平均変位速度を示す情報は得られていない。

しかしながら、活断層研究会（1991）が宮古島主体部全域を S 面（MIS5e）と仮定して、活動度を B～C としていたが、今回の調査では、段丘年代を特定する試料は得られていないものの、野原面（矢崎,1977）での溶蝕凹地の発達具合、大部分が風成レス起源と考えられる大野越層の層厚から、この面は複数の間氷期を経ていると推定され、MIS5e よりもかなり古い時代に形成されたと判断される。小池・町田（2001）が MIS5e とする標高 15～25m の下地面（矢崎,1977）は、下地島石灰岩が礁性サンゴとして形成した平坦面が、最も新しくても現在から最も近い間氷期の平坦面のはずであることから、最も新しくても MIS5e である可能性が高い。

以上のことより、野原面の年代は正確には決まらないが、MIS5e より古い可能性は高いので、活動度は B 級に満たない可能性が高い。

（2）活動時期

具体的に活動時期を特定する情報は得られていない。

しかしながら、宮古島の中央部から東側に位置する断層（新城，福里，長沼，与那原，野原断層系）では旧汀線指標の高度から、最近 2,000 年間に大規模な縦ずれ成分を伴う地表変位は生じていないものと考えられる。

（3）1 回の変位量

具体的な数値を示す情報は得られていない。

（4）活動間隔

具体的な数値を示す情報は得られていない。

（5）活動区間

断層帯で活動区間を区分する情報は得られていない

5. 今後の課題と提案

宮古島断層帯の活動履歴解明の問題点としては、以下の点が上げられる。それぞれの問題について課題を述べる。

宮古島の表層地質は、島尻層群粘土層，琉球石灰岩，大野越粘土層，風化土壌からなり、最新活動時期を決定するために必要な有機質な堆積物の分布はほとんど無く、放射性炭素同位体分析によって最新活動を決定することが根案である。平均変位速度を求めるにしても、現段階では段丘年代を決定することが

出来ていない。段丘年代を決定するにあたっては、年代測定方法としては石灰岩のウラン系列の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ による方法もあるが、再結晶化した試料は測定することが出来ない。段丘化したサンゴから再結晶化していないものを探すことは非常に困難である。ESR による年代測定方法もあるが、この方法も再結晶している試料では、対象試料の生成年代は求めることが出来ない。いずれにせよ、年代感が全く得られなければ、断層の活動時期・活動間隔・平均変位速度は求めることが出来ない。まずは必要な年代値を得ることが大きな課題である。

宮古島で活断層と認定されるリニアメント沿いのほとんどで、ライムストーンウォールが認められる。このライムストーンウォールで、地形面の段差が強調され平均変位速度を多く見積もっている可能性がある。また、ライムストーンウォールを挟んで同一標高の地形面がある場合もあり、その場合のライムストーンウォールと地形面、断層の関係がよくわからないが、リニアメントとして認定されている場合がある。

海底地形図を見てみると、ライムストーンウォールと同じような連続性を持つ地形が見られる。これらは断層が成因として形成されたものであるのか、サンゴ礁特有の地形構造であるのかを見極め、地上でのライムストーンウォールと断層との関係について評価することが重要な課題である。

今後の調査提案

<構成地質の年代を決定する調査>

琉球石灰岩の年代を決定する上では、その含まれるサンゴが再結晶かが進んでいるために、ウラン系列による $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代測定をおこなうことも困難であることから、ボーリング調査により連続的に採取したコアからナンノ化石による層序から琉球石灰岩各層の年代を決定する調査を提案する。

また、この琉球層群の層序年代を発展させ、琉球石灰岩の琉球列島における広域対比を行い、琉球列島全体での第四紀変動を明らかにすることも必要であると考えられる。

宮古島の平坦面上には大野越粘土層が比較的厚く分布している地域がある。この大野越粘土層は石灰岩の溶蝕土壌ではなく、大部分がレスによるものであると推定される。この大野越粘土層の堆積基底面の年代を知ることにより、平坦面の離水年代を求めることが出来る。大野越粘土層の年代を求めるためには、OSL (光ルミネッセンス) による年代測定を実施することを提案する。宮古島で面区分される野原面、平良面、下地面の各面においてボーリングによるサンプリングもしくはピット掘削による OSL 用試料のサンプリングを行うことを提案する。

<東岸サンゴ礁における調査>

下地島石灰岩は宮古島の西岸には分布するが、東岸には分布していない。東岸

において発達する現生サンゴ礁は島尻層群を基盤として生育できないことから、サンゴ礁が形成し得る基盤が必要である。この基盤は下地島石灰岩によって形成されている可能性が推定される。この推定が正しければ下地島石灰岩の分布高度が東岸・西岸で異なっており、下地島石灰岩以降の変動を見積もることが出来る。これらの確認をする目的で現生サンゴ礁の上からボーリングを実施することを提案する。ボーリングから得られたサンゴを年代測定することにより、石灰岩の対比を試みる。

<海岸地形測量の高度化>

本調査により、ビーチロック最低点高度に地域的な差が出る可能性が示唆された。この地域的な差が変動地形によるものであるか否かを確定するためには、ノッチの形状およびそのリトリートポイントの詳細な高度測定を実施し、このビーチロックの最低点高度の差とあわせて詳細に検討する必要性が出てきたことから、海岸地形のさらに詳細な地形測量およびノッチの形態分類を行うことを提案する。

また、本調査では宮古島を調査対象としたが、最新の変動が宮古島の西方にシフトしてきている可能性があることから、これらの海岸地形測量調査は伊良部島・下地島においても実施することを提案する。

<海域反射法調査>

ライムストーンウォールの成因については、変動地形によるものと変動地形以外のものが推定される。本調査の海域浅層反射調査法の結果により、来間島北岸海域のパッチリーフ列基底付近に断層が確認されたことと、この海底地形が非常に明瞭であることから、来間島北岸のこれらの地形が宮古島の最新の変動地形である可能性も考えられることから、来間島と下地島・伊良部島に挟まれる海域において、詳細な浅層反射調査法を実施することを提案する。海底地形図から、この地域には最終氷期の沈水ドリーネがあることが推定されることから、浅層反射調査法はユニブームを使用し、浅層部分を面的にとらえることを提案する。

また、宮古島東海岸の原生サンゴ礁の基盤の分布確認ならびに本調査の浅層反射調査法により推定された東平安名崎の東岸の断層の確認を行うために、東海岸でも浅層反射調査を提案する。測線は平瀬尾神崎と与那浜崎との間の湾で実施することを提案する。

文 献

- 青木 久・春日知実・松四雄騎・前門 晃・松倉公憲 (2007) 石垣島における台座岩の形成条件と形成速度, 筑波大学陸域環境研究センター報告, 8, 35-40
- 荒川達彦・大城直樹・井川裕之 (1987) 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
- Flint, D. E., Corwin, G., Dings, M. G., Fuller, W. P., Mac Neil, F. S. and Saplis, R. A. (1953) Limestone walls of Okinawa. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, 1247-1260
- 今村明恒 (1938) 琉球地震帯并に明和大津波に就いて, 地震, 10, 431-450
- 海上保安庁水路部 (1986) 沿岸の海の基本図 5 万分の 1, 宮古島, 海底地形地質調査報告
- 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層, 東京大学出版会
- 河名俊男・西田 宏 (1980) 与論島・沖縄島・宮古島・石垣島のノッチについて, 琉球列島の地質学研究, 5, 103-123
- 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, 4, 352-376
- Kawana, T., Paolo A. Pirazzoli (1984) Late Holocene Shorelines and Sea Level in Miyako Island, the Ryukyus, Japan, *Geographical Review of Japan*, 57, 2, 135-141
- Kawana, T., Paolo A. Pirazzoli (1990) Re-examination on the Holocene Emerged Shorelines in Irabu and Shimoji Islands the South Ryukyus, Japan, *The Quaternary Research*, 28, 5, 419-426
- 川島禄郎 (1937) 沖縄島の土壌生成形式に就いて (第 1 報) 粘土含量・反応・置換性陽イオン, 日本土壌肥料学雑誌, 11, 2, 143-154
- 木庭元晴 (1980) 琉球層群と海岸段丘, 第四紀研究, 18, 4, 189-208
- 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会
- 町田 洋・太田陽子・河名俊男・森脇 広・長岡信治 (2001) 日本の地形 7 九州・南西諸島, 東京大学出版会
- Maekado, A. (1984) Solution rate of the Ryukyu Limestone in Okinoerabu-jima, Ryukyu Islands, *Anm. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 10, 57-58
- 前杵英明 (1988) 室戸半島の完新世地殻変動, 地理学評論, 61, 10, 747-769
- 松倉公憲・前門 晃・廣瀬 孝・青木 久・小暮哲也 (2005) 台座岩から推定される石灰岩地表面の溶解による低下速度: 喜界島における一例, 筑波大学陸域環境研究センター報告, 6, 17-21
- 松坂泰明・山田 裕・浜崎忠雄 (1971) 沖縄本島・久米島の土壌の分類について, 農業技術研究所報告, B-22, 305-404
- 目崎茂和 (1980) 琉球列島における島の地形的分類とその帯状分布, 琉球列島

- の地質学研究, 5, 91-101
- 三位秀夫 (1963) 海食と海水準との関係について, 海洋地質, 2, 1, 8-17
- 中川久夫 (1969) 奄美群島 徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (2), 東北大学地質古生物研邦報, 68, 1-17
- 中田 高・今泉俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会
- 成瀬敏郎・井上克弘 (1982) 北九州および与那国島のレスー後期更新世の風成塵の意義一, 地学雑誌, 91, 3, 164-180
- 成瀬敏郎・井上克弘・村上良典・今村直樹 (1983) 沖縄・宮古島・石垣島・西表島・与那国島に分布するレスについて, 日本地理学会予稿集, 24, 84-85
- Naruse, T., Sakai, H. and Inoue, K. (1986) Eolian dust origin of fine quartz in selected soils, Japan, *The Quaternary Research*, 24, 4, 295-300
- 成瀬敏郎・井上克弘 (1990) 大陸よりの使者ー古環境を語る風成塵 熱い自然, 古今書院, 248-267
- 成瀬敏郎・柳 精司・河野日出夫・池谷元伺 (1996) 電子スピン共鳴 (ESR) による中国・韓国・日本の風成塵起源石英の同定, 第四紀研究, 35, 1, 25-34
- 成瀬敏郎・小野有五 (1997) レス・風成塵からみた最終氷期のモンスーンアジアの古環境とヒマラヤ・チベット高原の役割, 地学雑誌, 106, 2, 205-217
- 沖縄第四紀調査団 (1976) 沖縄および宮古島群島の第四系ーとくに“琉球石灰岩”の層序についてー, 地球科学, 30, 3, 145-162
- 太田陽子・堀 信行 (1980) 琉球列島の第四紀後期の地殻変動に関する一考察, 第四紀研究, 18, 4, 221-240
- サンゴ礁地域研究グループ (1990) 熱い自然ーサンゴ礁の環境誌, 古今書院
- Stuiver, M. and Polash, H.A. 1977 Discussion: Reporting of ^{14}C data, *Radiocarbon* 19, 355-363
- 菅 浩伸・堀 信行・中島洋典・市川清士 (1993) 沖永良部島におけるサンゴ礁礁原の形成過程と寸づまり現象の発生, 日本地理学会予稿集, 43, 126-127
- 高橋達郎 (1988), サンゴ礁, 古今書院, p228
- 高橋達郎・木庭元晴・菅浩伸 (1988) 久米島北西岸西銘崎における完新世離水サンゴ礁の掘削 (その4), 岡山大学教育学部研究集録, 73, 77-101
- 武永健一郎 (1968) Notch の形態と成因について, 地学雑誌, 77, 329-341
- 田中好國 (1990) 石になった砂浜ービーチロック, 熱い自然, 古今書院, 137-151
- Tsuchi, R. (1971) Notes on Topography of Southern Okinawa Island, *Reports of Faculty of Science, Shizuoka University*, 6, 171-177
- 辻村太郎 (1956) 気候地形, 富田芳郎編「自然地理 I」, 朝倉書店, 283-320
- 渡辺偉夫 (1985) 日本被害津波総覧, 東京大学出版会, 206p
- 矢崎清貫 (1978) 宮古島の島尻層群について, 琉球列島の地質学研究, 3, 81-88

- 矢崎清貫・大山 桂 (1979) 宮古島北部地域の地質, 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅, 地質調査所, 46p
- 矢崎清貫 (1977) 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
- 矢崎清貫・大山 桂 (1978) 伊良部島地域の地質, 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅, 地質調査所, 27p
- 矢崎清貫・大山 桂 (1980) 宮古島地域の地質, 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅, 地質調査所, 83p
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) 新編日本地形論, 東京大学出版会, pp90-94

図 表

表 1 宮古島断層帯のまとめ

表 2 年代測定結果一覧

表 3 南西諸島の土壌の化学組成

表 4 リムストーンウォールの分類（荒川ほか（1987））

表 5 津波堆積物年代測定分析結果

表 6 既存年代測定結果一覧

図 1 調査位置図

図 2 地質断面図

図 3 南岸崖の地質性状 与那覇断層（ムイガー）西方

図 4 南岸崖の地質性状 （七又海岸）

図 5 断面計測位置図

図 6 ビーチロック計測断面（池間島）

図 7 ビーチロック計測断面（宮古島本島北部）

図 8 ビーチロック計測断面（宮古島本島東海岸中北部）

図 9 ビーチロック計測断面（宮古島本島東海岸中南部）

図 10 ビーチロック計測断面（宮古島本島東海岸南部）

図 11 ビーチロック計測断面（宮古島本島南海岸東部）

- 図 12 ビーチロック計測断面（宮古島本島南海岸西部）
- 図 13 ビーチロック計測断面（大浦湾西，来間島）
- 図 14 ベンチ・ノッチ計測断面（大浦湾，来間島）
- 図 15 ベンチ・ノッチ計測断面（宮古島本島南海岸西部）
- 図 16 ベンチ・ノッチ計測断面（宮古島本島南海岸東部）
- 図 17 ボーリング調査位置図（洲鎌地区）
- 図 18 Line1 深部解釈図
- 図 19 Line1 浅部解釈図
- 図 20 Line2 深部解釈図
- 図 21 Line2 浅部解釈図
- 図 22 Line3 深部解釈図
- 図 23 Line3 浅部解釈図
- 図 24 保良石灰岩基底部（Iw137）
- 図 25 保良石灰岩基底部（Iw169）
- 図 26 既往資料における新城集落北側ウバーレ周辺の地質
- 図 27 長沼断層北部断層崖に分布する島尻層群（Iw7）
- 図 28 長沼断層北部断層西側に分布する琉球石灰岩（友利石灰岩相当：誠心鉦山）

- 図 29 与那覇断層西側に分布する礁成石灰岩 (Iw48)
- 図 30 与那覇断層中部に分布する礁成石灰岩
- 図 31 与那覇断層中部の断層両側で確認された島尻層群
- 図 32 南岸における与那覇断層南端部 6
- 図 33 洲鎌周辺の下地島石灰岩
- 図 34 サンゴ礁の成長モデル (高橋ほか 1988)
- 図 35 完新世サンゴ礁の成長傾向 (管ほか 1993)
- 図 36 島尻層群直上の琉球石灰岩の性状 (保良石灰岩基底部)
- 図 37 宮古島の地質断面図 (矢崎・大山 1980)
- 図 38 ライムストーンウォールの分布 (サンゴ礁地域研究グループ 1990)
- 図 39 活断層沿いのライムストーンウォールの発達モデル (荒川ほか 1987)
- 図 40 河谷・段丘崖沿いのライムストーンウォールの発達モデル (荒川ほか 1987)
- 図 41 宮古島本島南部の地形分類図
- 図 42 宮古島周辺の地質構造
- 図 43 浸食地形と海水準の関係 (吉川ほか,1973)
- 図 44 ノッチの断面と名称 (武永,1968)
- 図 45 宮古島におけるノッチのリトリートポイント (河名・西田,1980)
- 図 46 宮古島における代表的なノッチの断面形 (河名・西田,1980)

- 図 47 ビーチロックの分布高度
- 図 48 ビーチロックと平良港潮位との関係 (Kawana and Pirazzoli,1984)
- 図 49 ノッチのリトリートポイントと平良港潮位との関係 (Kawana and Pirazzoli,1984)
- 図 50 ビーチロックの分布高度
- 図 51 ビーチロックの分布と年代
- 図 52 地質断面図 (洲鎌地区)
- 図 53 ビーチロックの分布と年代
- 図 54 年代測定試料採取遺跡位置図
- 図 55 年代測定値と津波の発生時期
- 図 56 巨大津波の発生時期と発生間隔

表 1 宮古島断層帯のまとめ.

	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態		
(1)断層帯を構成する断層	新城断層系, 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, 米間断層系	活断層研究会(1991)による
(2)断層帯の位置・形状		
地表における断層帯の位置・形状		
断層帯の位置(両端の緯度・経度)	北端:北緯24° 55', 東経125° 15' 南端:北緯24° 43', 東経125° 26'	
長さ	約15km	
地下における断層面の位置・形状	地表での長さ・位置と同じ	
上端の深さ	0km	
一般走向	N40° W	
傾斜	高角度	
幅	不明	
(3)断層のずれの向きと種類	西側隆起(東側低下)の正断層	
2. 断層の過去の活動		
(1)平均的なずれの速度	不明 (おそらくB級に満たない)	
(2)過去の活動時期	不明 (最近2,000年間に大規模な縦ずれ成分を伴う地表変位は生じていない.)	
(3)1回のずれの量と平均活動間隔		
1回のずれの量	不明	
平均活動間隔	不明	
(4)過去の活動区間	不明	

表2 年代測定結果一覧

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		$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用(yrBP)	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲	状況
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)	Age (yrBP)	pMC (%)				
IAAA-80871	MNT002	沖縄県宮古島市 間部津	サンゴ礁	Edg	2.21 ± 0.47	3,340 ± 30	65.95 ± 0.24	2,900 ± 30	69.69 ± 0.24	3,343 ± 28			20080929 報告書
IAAA-80872	MNT004	沖縄県宮古島市 間部津	サンゴ礁	Edg	3.6 ± 0.63	4,050 ± 30	60.4 ± 0.22	3,590 ± 30	64 ± 0.22	4,049 ± 29			20080929 報告書
IAAA-80873	MNT005	沖縄県宮古島市 間部津	サンゴ礁	Edg	-12.07 ± 0.61	19,560 ± 90	8.76 ± 0.09	19,350 ± 90	8.99 ± 0.1	19,559 ± 85			20080929 報告書
IAAA-80874	TBR001	沖縄県宮古島市 田上原	サンゴ礁	Edg	-1.76 ± 0.51	700 ± 30	91.68 ± 0.3	320 ± 30	96.1 ± 0.3	698 ± 26			20080929 報告書
IAAA-80875	TBR008	沖縄県宮古島市 田上原	サンゴ礁	Edg	0.01 ± 0.5	1,790 ± 30	80.07 ± 0.27	1,380 ± 30	84.23 ± 0.27	1,785 ± 26			20080929 報告書
IAAA-80876	TBR025	沖縄県宮古島市 田上原	サンゴ礁	Edg	-0.12 ± 0.51	1,860 ± 30	79.34 ± 0.27	1,450 ± 30	83.44 ± 0.28	1,859 ± 27			20080929 報告書
IAAA-81097	MIB004	沖縄県宮古島市 マイバ	サンゴ礁	Edg	0.22 ± 0.8	2,010 ± 30	77.85 ± 0.31	1,600 ± 30	81.93 ± 0.3	2,011 ± 32			20081031 報告書
IAAA-81098	MIB005	沖縄県宮古島市 マイバ	サンゴ礁	Edg	2.61 ± 0.43	1,880 ± 30	79.1 ± 0.32	1,430 ± 30	83.64 ± 0.33	1,883 ± 32			20081031 報告書
IAAA-81099	BRG001	沖縄県宮古島市 保良漁港	サンゴ礁	Edg	3.8 ± 0.51	710 ± 30	91.53 ± 0.33	240 ± 30	97.02 ± 0.33	710 ± 28			20081031 報告書
IAAA-81100	BRG002	沖縄県宮古島市 保良漁港	サンゴ礁	Edg	2.52 ± 0.64	2,370 ± 30	74.48 ± 0.28	1,920 ± 30	78.74 ± 0.28	2,366 ± 30			20081031 報告書
IAAA-81101	BRG006	沖縄県宮古島市 保良漁港	シヤコガイ	Edg	5.19 ± 0.46	2,620 ± 30	72.19 ± 0.27	2,130 ± 30	76.73 ± 0.28	2,617 ± 29			20081031 報告書
IAAA-81102	TMR001	沖縄県宮古島市 友利	サンゴ礁	Edg	-0.29 ± 0.43	2,010 ± 30	77.86 ± 0.29	1,610 ± 30	81.86 ± 0.3	2,010 ± 29			20081031 報告書
IAAA-81103	TMR002	沖縄県宮古島市 友利	サンゴ礁	Edg	2.44 ± 0.66	1,520 ± 30	82.74 ± 0.32	1,080 ± 30	87.46 ± 0.31	1,522 ± 30			20081031 報告書
IAAA-81104	SGM001	沖縄県宮古島市 砂川元島	サンゴ礁	Edg	-0.33 ± 0.51	590 ± 30	92.94 ± 0.32	190 ± 30	97.71 ± 0.32	587 ± 27			20081031 報告書
IAAA-81105	SGM002	沖縄県宮古島市 砂川元島	サンゴ礁	Edg	1.31 ± 0.68	2,030 ± 30	77.62 ± 0.3	1,610 ± 30	81.87 ± 0.3	2,034 ± 31			20081031 報告書
IAAA-81106	SGN001	沖縄県宮古島市 スガー子	サンゴ礁	Edg	1.33 ± 0.56	1,250 ± 30	85.54 ± 0.31	830 ± 30	90.22 ± 0.31	1,254 ± 29			20081031 報告書
IAAA-81107	SGN002	沖縄県宮古島市 スガー子	サンゴ礁	Edg	1.29 ± 0.7	2,090 ± 30	77.13 ± 0.3	1,660 ± 30	81.34 ± 0.3	2,086 ± 31			20081031 報告書
IAAA-81108	KRM001	沖縄県宮古島市 狩保	サンゴ礁	Edg	1.66 ± 0.64	1,960 ± 30	78.3 ± 0.32	1,530 ± 30	82.64 ± 0.32	1,964 ± 32			20081031 報告書
IAAA-81109	KRM002	沖縄県宮古島市 狩保	サンゴ礁	Edg	0.59 ± 0.48	2,600 ± 30	72.37 ± 0.29	2,180 ± 30	76.22 ± 0.3	2,597 ± 32			20081031 報告書
IAAA-81110	YKS001	沖縄県宮古島市 雪塩	タカセガイ	Edg	4.39 ± 0.54	2,630 ± 30	72.09 ± 0.31	2,150 ± 30	76.5 ± 0.32	2,629 ± 34			20081031 報告書
IAAA-81111	YKS003	沖縄県宮古島市 雪塩	有孔虫砂	Edg	-0.31 ± 0.39	2,810 ± 30	70.51 ± 0.29	2,410 ± 30	74.13 ± 0.3	2,806 ± 33			20081031 報告書
IAAA-81112	YKS004	沖縄県宮古島市 雪塩	貝殻	Edg	3.07 ± 0.52	1,200 ± 30	86.16 ± 0.35	740 ± 30	91.19 ± 0.36	1,196 ± 32			20081031 報告書
IAAA-81227	YNH001	沖縄県宮古島市 身那浜崎	サンゴ礁	Edg	-0.42 ± 0.44	620 ± 30	92.54 ± 0.33	220 ± 30	97.27 ± 0.33	622 ± 28			20081107 報告書
IAAA-81228	YNH003	沖縄県宮古島市 身那浜崎	サンゴ礁	Edg	-2.15 ± 0.42	1,310 ± 30	84.95 ± 0.3	940 ± 30	88.97 ± 0.31	1,310 ± 28			20081107 報告書
IAAA-81229	SMJ001	沖縄県宮古島市 島尻	サンゴ礁	Edg	0.95 ± 0.47	2,100 ± 30	76.95 ± 0.3	1,680 ± 30	81.1 ± 0.31	2,104 ± 31			20081107 報告書
IAAA-81230	SMJ002	沖縄県宮古島市 島尻	サンゴ礁	Edg	-1.6 ± 0.38	1,780 ± 30	80.1 ± 0.29	1,400 ± 30	83.99 ± 0.3	1,782 ± 29			20081107 報告書
IAAA-81231	ARG002	沖縄県宮古島市 新城	サンゴ礁	Edg	-1.15 ± 0.48	760 ± 30	90.95 ± 0.32	370 ± 30	95.45 ± 0.32	762 ± 28			20081107 報告書
IAAA-81232	ARG008	沖縄県宮古島市 新城	サンゴ礁	Edg	-0.61 ± 0.42	1,310 ± 30	85 ± 0.3	910 ± 30	89.31 ± 0.31	1,305 ± 28			20081107 報告書
IAAA-81233	BSC003	沖縄県宮古島市 平瀬尾神崎	サンゴ礁	Edg	2.5 ± 0.47	710 ± 30	91.59 ± 0.3	260 ± 30	96.83 ± 0.3	705 ± 26			20081107 報告書
IAAA-81234	BSC004	沖縄県宮古島市 平瀬尾神崎	サンゴ礁	Edg	-0.5 ± 0.46	2,190 ± 30	76.12 ± 0.26	1,790 ± 30	80 ± 0.26	2,191 ± 27			20081107 報告書
IAAA-82191	B1-1.60	沖縄県宮古島市 洲鎌B-1.1.6 ~ 1.65	材	AAA	-29.56 ± 0.76	1,940 ± 30	78.58 ± 0.33	2,010 ± 30	77.85 ± 0.3	1,936 ± 33	26AD - 87AD (56.2%) 104AD - 121AD (12.0%)	36BC - 31BC (0.7%) 21BC - 12BC (1.4%) 2BC - 132AD (93.4%)	20090128 報告書
IAAA-82192	B3-1.67	沖縄県宮古島市 洲鎌B-3.1.67	材	AAA	-29.96 ± 0.67	940 ± 30	88.97 ± 0.35	1,020 ± 30	88.06 ± 0.32	938 ± 31	1035AD - 1053AD (12.9%) 1079AD - 1153AD (55.3%)	1024AD - 1162AD (95.4%)	20090128 報告書
IAAA-82193	B3-2.12	沖縄県宮古島市 洲鎌B-3.2.12	材	AAA	-33.13 ± 0.81	1,680 ± 30	81.12 ± 0.34	1,810 ± 30	79.78 ± 0.3	1,680 ± 33	268AD - 271AD (2.0%) 336AD - 413AD (66.2%)	256AD - 303AD (16.4%) 315AD - 428AD (79.0%)	20090128 報告書
IAAA-82194	B3-2.59	沖縄県宮古島市 洲鎌B-3.2.59	材	AAA	-31.98 ± 0.71	1,220 ± 30	85.94 ± 0.34	1,330 ± 30	84.71 ± 0.31	1,217 ± 31	772AD - 875AD (68.2%)	691AD - 750AD (18.6%) 763AD - 890AD (76.8%)	20090128 報告書
IAAA-82195	B4-2.98	沖縄県宮古島市 洲鎌B-4.2.98	材	AAA	-29.24 ± 0.64	1,470 ± 30	83.31 ± 0.33	1,540 ± 30	82.58 ± 0.31	1,466 ± 31	572AD - 633AD (68.2%)	549AD - 646AD (95.4%)	20090128 報告書
IAAA-82196	SG-1.8	沖縄県宮古島市 洲鎌沈砂池 GL-1.8m	炭	AAA	-30.55 ± 0.76	920 ± 30	89.2 ± 0.34	1,010 ± 30	88.19 ± 0.31	917 ± 31	1044AD - 1102AD (41.9%) 1119AD - 1160AD (26.3%)	1030AD - 1185AD (95.4%)	20090128 報告書
IAAA-82197	IKE-01	沖縄県宮古島市 池間東 IKE①	サンゴ	Edg	0.27 ± 0.69	1,330 ± 30	84.78 ± 0.32	910 ± 30	89.23 ± 0.31	1,325 ± 30			20090128 報告書
IAAA-82198	IKE-02	沖縄県宮古島市 池間東 IKE②	サンゴ	Edg	-3.01 ± 0.78	1,180 ± 30	86.33 ± 0.35	820 ± 30	90.27 ± 0.34	1,180 ± 32			20090128 報告書
IAAA-82199	IKW-01	沖縄県宮古島市 池間西 IKW1	サンゴ	Edg	0.58 ± 0.66	1,100 ± 30	87.18 ± 0.33	690 ± 30	91.81 ± 0.33	1,102 ± 30			20090128 報告書
IAAA-82200	IW171-01	沖縄県宮古島市 大野越 iw-171①	土壌	HCl	-25.04 ± 0.75	810 ± 30	90.41 ± 0.36	810 ± 30	90.41 ± 0.33	809 ± 32	1214AD - 1262AD (68.2%)	1172AD - 1273AD (95.4%)	20090128 報告書
IAAA-82201	IW171-02	沖縄県宮古島市 大野越 iw-171②	土壌	HCl	-15.7 ± 0.69	8,800 ± 40	33.44 ± 0.18	8,650 ± 40	34.08 ± 0.18	8,799 ± 43	7958BC - 7783BC (63.8%) 7771BC - 7756BC (4.4%)	8199BC - 8111BC (9.7%) 8093BC - 8073BC (1.3%) 8065BC - 8040BC (1.8%) 7694BC - 7684BC (0.5%)	20090128 報告書
IAAA-82841	KRM-01	沖縄県宮古島市 来間島	サンゴ	Edg	3.35 ± 0.63	1,920 ± 30	78.69 ± 0.31	1,460 ± 30	83.34 ± 0.31	1,925 ± 31			20090218 報告書
IAAA-82842	KRM-02	沖縄県宮古島市 来間島	サンゴ	Edg	3.32 ± 0.77	1,930 ± 40	78.64 ± 0.34	1,470 ± 30	83.28 ± 0.34	1,930 ± 34			20090218 報告書
IAAA-82843	SYM-01	沖縄県宮古島市 砂山	サンゴ	Edg	1.07 ± 0.76	2,500 ± 30	73.21 ± 0.3	2,080 ± 30	77.18 ± 0.29	2,505 ± 32			20090218 報告書
IAAA-82844	TMI-02	沖縄県宮古島市 友利元島遺跡	有孔虫砂	Edg	3.81 ± 0.76	1,570 ± 30	82.27 ± 0.33	1,100 ± 30	87.2 ± 0.33	1,568 ± 32			20090218 報告書
IAAA-82845	SMI-04	沖縄県宮古島市 砂川元島遺跡	有孔虫砂	Edg	-0.74 ± 0.78	1,320 ± 30	84.89 ± 0.33	920 ± 30	89.16 ± 0.32	1,316 ± 31			20090218 報告書

表3 南西諸島の土壌の化学組成.

試料	採取深度 cm	IL	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	合計	SiO ₂ [#]	K ₂ O [#]	土色
													Al ₂ O ₃	SiO ₂	
石灰岩、石灰質砂地域の土壌															
喜界島															
1 百之台	150-200	11.13	45.42	26.30	12.85	0.96	0.06	0.58	1.21	1.76	0.37	100.64	2.94	0.025	赤
2 水天宮	700-760	5.42	60.75	17.78	7.33	0.73	0.07	1.30	2.37	2.68	1.26	99.69	5.81	0.028	赤
3 上嘉鉄	20-43	9.43	50.46	24.79	8.17	0.75	0.13	2.17	1.13	1.40	1.42	99.85	3.46	0.018	赤黄
沖縄															
4 辺戸岬*	0-20	7.45	60.34	20.14	8.06	1.09	0.19	0.15	1.05	2.23	0.94	101.64	5.08	0.024	黄
5 " *	20-40	8.33	53.56	22.75	9.13	0.85	0.19	0.12	1.12	2.62	2.18	100.85	4.00	0.031	黄
6 " *	40-85	10.52	44.46	28.21	11.44	0.78	0.11	0.06	1.10	2.68	1.92	101.28	2.67	0.038	赤
7 喜良原*	0-25	6.80	56.16	21.65	8.66	0.95	0.11	0.20	1.67	2.44	1.73	100.28	4.42	0.028	黄
8 " *	25-45	8.05	55.00	21.99	8.66	0.97	0.20	0.14	1.47	2.33	1.68	100.49	4.24	0.027	黄
9 " *	45-105	10.58	44.52	27.66	10.89	0.94	0.18	0.15	1.56	2.23	1.40	100.11	2.73	0.032	赤
10 麻波	0-4	19.24**	37.59	25.38	10.96	0.97	0.08	1.30	1.15	2.11	0.58	99.36	2.52	0.036	赤黄
11 "	4-23	12.52	38.63	28.84	14.39	0.82	0.05	0.36	1.15	2.43	0.51	99.70	2.28	0.040	黄
12 "	23-50	11.34	42.19	28.16	12.23	0.88	0.04	0.28	1.12	2.35	0.62	99.21	2.55	0.035	赤
宮古島															
13 高野	0-15	10.51	54.37	20.73	8.79	1.16	0.04	0.20	0.89	2.11	0.51	99.31	4.46	0.025	黄
14 "	15-40	10.18	49.43	24.42	10.00	0.95	0.02	0.18	1.03	2.44	0.48	99.14	3.44	0.031	赤
15 "	160-290	11.22	44.12	29.63	10.10	1.17	0.03	0.21	1.20	1.80	0.49	99.97	2.53	0.026	黄
16 "	290以下	11.86	36.86	32.11	12.65	1.14	0.03	0.57	1.48	3.14	0.52	100.41	1.95	0.054	大野越
17 粟平安名岬	12-25	15.29**	38.74	26.55	12.12	0.92	0.12	0.52	1.17	2.53	1.09	99.05	2.48	0.042	大野越
18 新里	0-30	13.21	40.36	28.30	13.18	1.06	0.10	0.41	1.02	2.45	0.70	99.79	2.42	0.039	黄
19 "	30-130	12.10	37.25	31.49	13.36	0.94	0.04	0.42	1.14	2.65	0.48	99.87	2.01	0.045	赤
西表島															
20 上原***	0-40	4.05	80.41	9.74	2.44	0.35	0.01	0.12	0.32	1.34	0.27	99.05	14.03	0.011	黄
21 "	40-160	7.56	63.28	18.46	6.89	0.53	0.02	0.13	0.63	1.85	0.24	99.59	5.83	0.019	赤
ギリシャ															
23 Euboea南部	0-5	11.15	52.23	19.55	7.90	0.85	0.17	2.03	1.90	2.89	0.89	99.46	4.54	0.035	赤
24 "	0-5	10.61	51.73	20.44	8.13	0.91	0.15	1.56	1.92	2.90	0.68	99.03	4.30	0.036	赤
段丘礫層上の土壌															
与那国島															
88 比川*	30-70	5.26	68.71	14.68	6.64	1.12	0.01	0.08	0.67	2.46	0.68	100.31	7.96	0.023	赤
沖縄															
25 楚州*	2-15	3.48	79.36	11.20	3.02	1.15	0.01	0.10	0.49	1.55	0.99	101.35	12.03	0.012	フェイ
26 " *	15-35	4.10	74.14	14.12	4.07	1.08	0.01	0.07	0.58	1.70	1.16	101.03	8.91	0.015	黄
27 " *	36-50	8.63	52.47	23.21	10.27	1.06	0.02	0.06	0.85	2.20	2.06	100.84	3.84	0.027	赤
28 " *	50-70	7.43	57.03	21.37	9.55	1.16	0.02	0.05	0.82	1.52	0.66	99.61	4.53	0.017	赤
29 " *	70-105	5.86	61.48	18.59	9.24	1.28	0.01	0.05	0.71	1.89	1.17	100.28	5.61	0.020	赤黄
30 " *	105-195	7.21	50.15	22.22	14.70	1.32	0.02	0.04	0.67	2.64	0.77	99.94	3.83	0.034	赤
31 " *	195-245	5.72	59.54	19.40	9.89	0.90	0.01	0.05	0.68	2.68	0.96	99.84	5.21	0.029	赤黄
32 " *	245-325	7.93	60.20	23.50	12.60	1.06	0.02	0.04	0.78	2.94	2.00	101.07	3.63	0.037	赤

黄:黄色上 赤:赤色上 赤黄:赤黄色上 フェイ:フェイテツト 大野越:大野越粘上層

*: <0.02mmの試料について分析(分析者:若松善彦) **: 腐植を含む #: モル比

***: 再堆積土

表4 リムストーンウォールの分類（荒川ほか（1987））.

地形学的位置からの分類	形態からの分類	成因の分類
断層崖上に位置するもの	堤防型	二次的セメンテーションと差別侵食
河谷壁上に位置するもの	リッジ型	ケスタ地形
段丘崖上に位置するもの	壁型	変動地形(活断層)
小規模なカルスト台地に位置するもの	ケスタ型	循環水帯と飽和水帯

表5 津波堆積物年代測定分析結果.

No	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		$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用 (yrBP)
							Libby Age (yrBP)	pMC (%)	Age (yrBP)	pMC (%)	
45	IAAA-82844	TMI-02	沖縄県宮古島市 友利元島遺跡	有孔虫砂	Edg	3.81 ± 0.76	1,570 ± 30	82.27 ± 0.33	1,100 ± 30	87.2 ± 0.33	1,568 ± 32
46	IAAA-82845	SMI-04	沖縄県宮古島市 砂川元島遺跡	有孔虫砂	Edg	-0.74 ± 0.78	1,320 ± 30	84.89 ± 0.33	920 ± 30	89.16 ± 0.32	1,316 ± 31

表 6 既存年代測定結果一覧.

番号	地点	年代値(y.B.P.)	コード番号	出典
1	東平安名岬	540±130	HR-356	河名・中田(1994)
2	宮国元島	680±90	GaK-14846	河名・中田(1994)
3	東平安名岬	860±80	I-15142	河名・中田(1994)
4	新里西元島	950±110	GaK-14847	河名・中田(1994)
5	下地町	990±150	-	木村(1985)
6	砂川元島	1075±65	HR-180	河名・中田(1994)
7	東平安名岬	1240±60	HR-275	河名・中田(1994)
8	下地町カ子ッサ	1340±80	GaK-14845	河名・中田(1994)
9	東平安名岬	1400±100	GaK-14844	河名・中田(1994)
10	砂川元島	1930±140	HR-357	河名・中田(1994)
11	保良の東方	2050±90	GaK-14843	河名・中田(1994)
12	東平安名岬	2680±90	I-15141	河名・中田(1994)
13	西部	540±130	HR-359	中田(1990)
14	北海岸の礁原	590±80	I-15140	中田(1990)
15	北海岸の礁原	650±100	Gak-14842	河名・中田(1994)
16	西部	700±60	HR-273	中田(1990)
17	西部	880±70	-	加藤(1989)
18	北海岸の礁原	930+330-320	HR-365	中田(1990)
19	西部	1260±70	N-4877	Kawana and Pirazzoli(1990)
20	西部	1280±70	-	加藤(1989)
21	友利元島	1568±32	IAAA-82844	本調査
22	砂川元島	1316±31	IAAA-82845	本調査

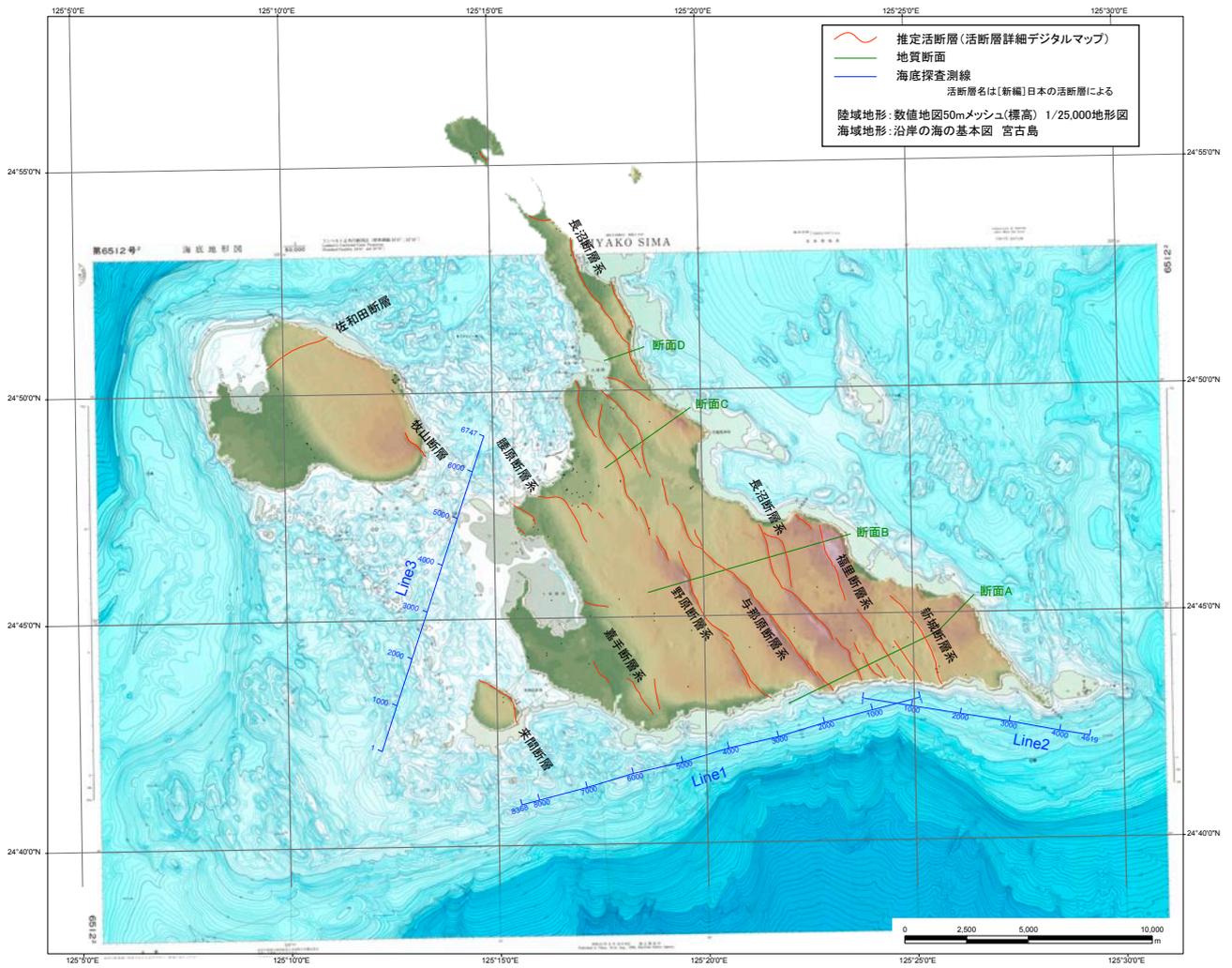


図1 調査位置図.

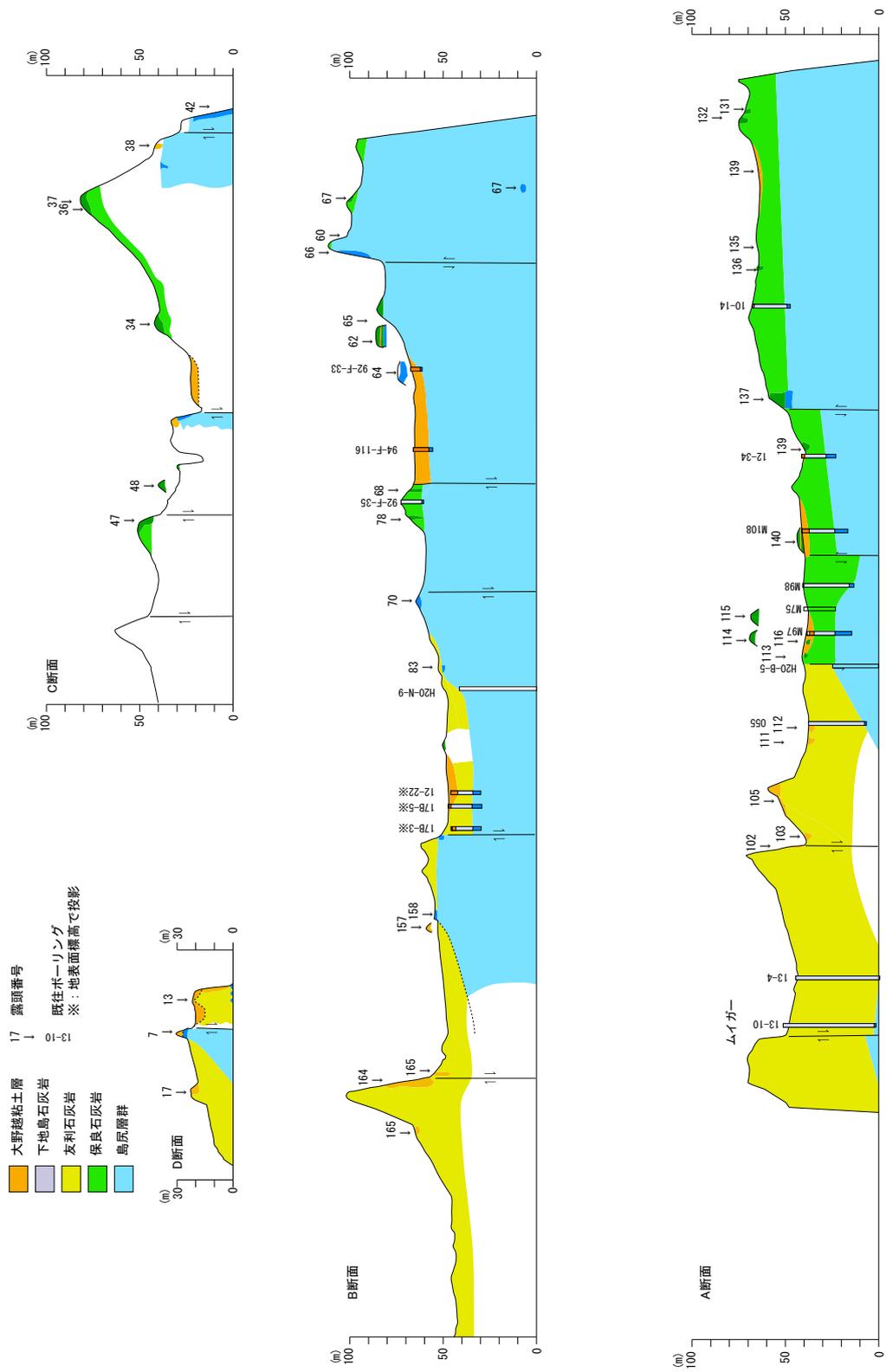


図2 地質断面図.



ムイガー西側
崖壁面には友利石灰岩相当の層理の明瞭な石灰岩が分布しており、層理は概ね水平である。

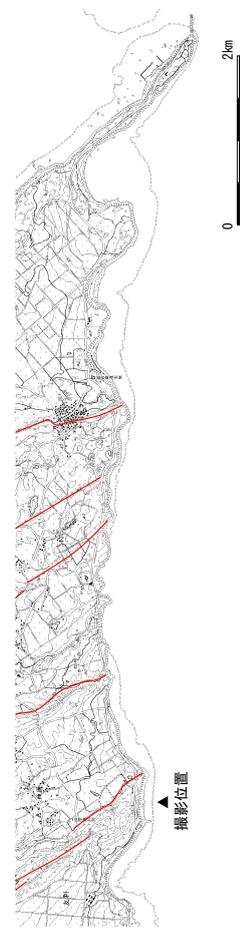


図3 南岸崖の地質性状 与那覇断層 (ムイガー) 西方.



七又海岸
層理の発達する砂質石灰岩（友利石灰岩）。ほぼ水平な地質構造を示す。

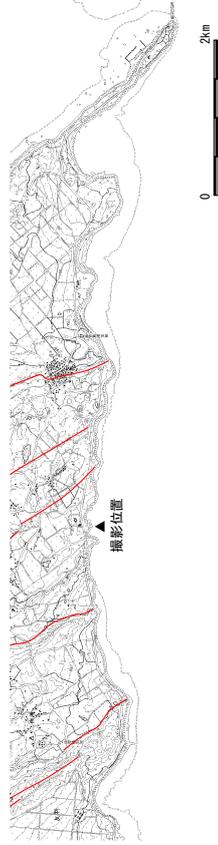


图 4 南岸崖の地質性状（七又海岸）.

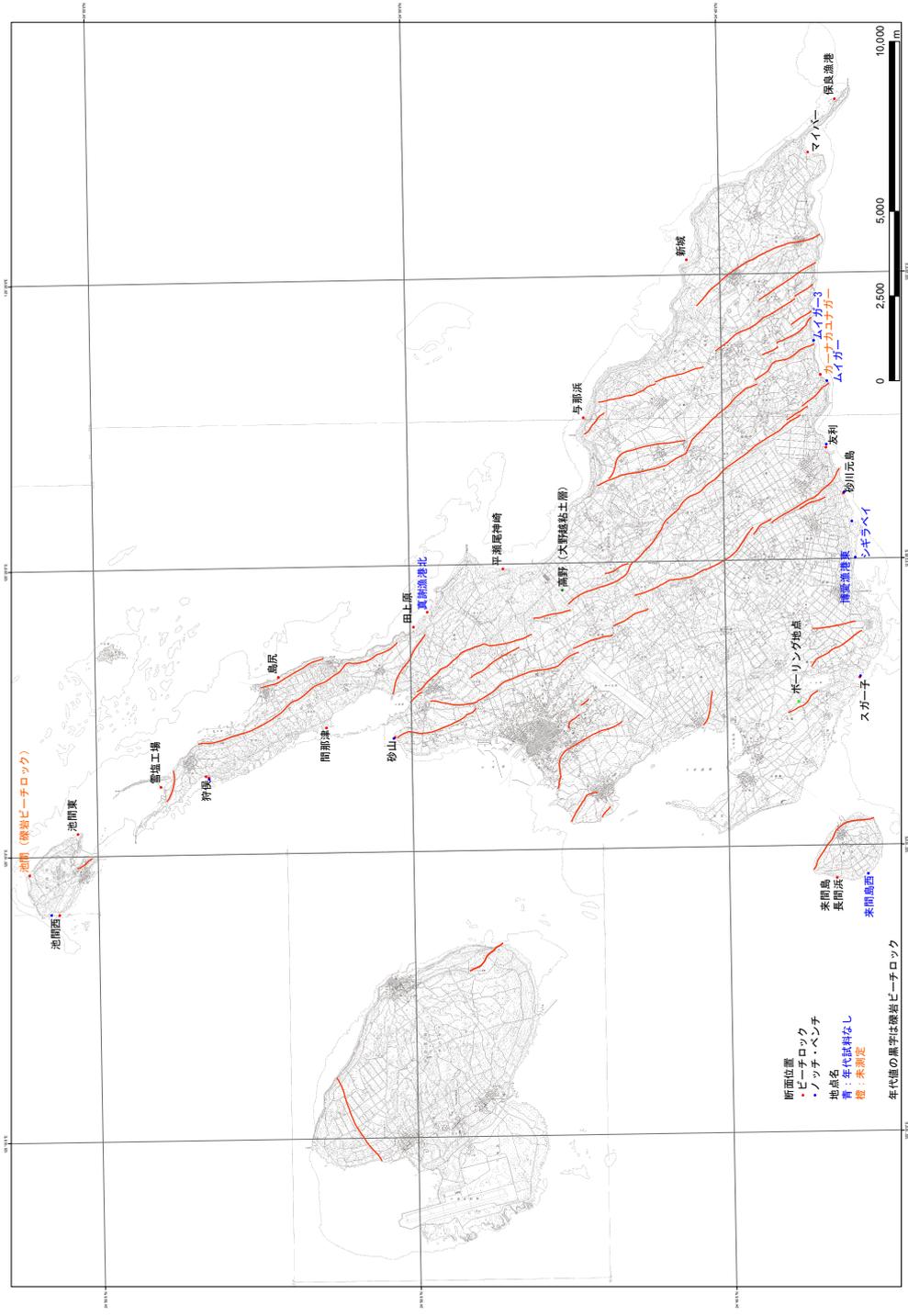


図5 断面計測位置図.

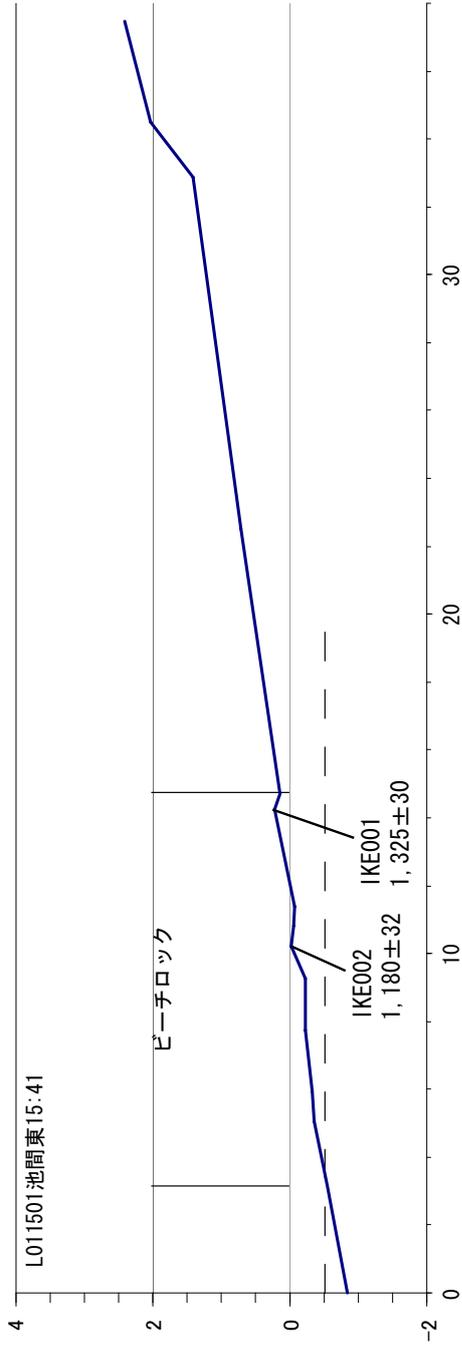
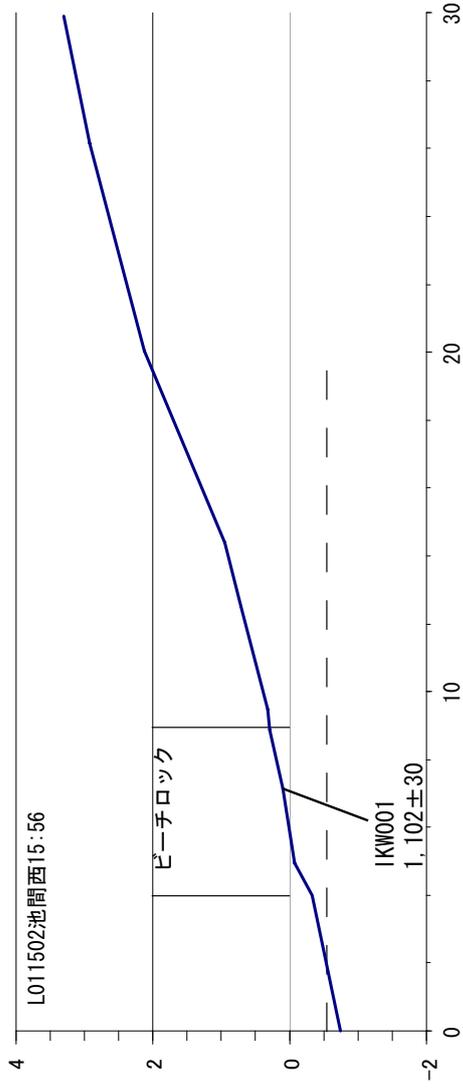


図6 ビーチロック計測断面（池間島）.

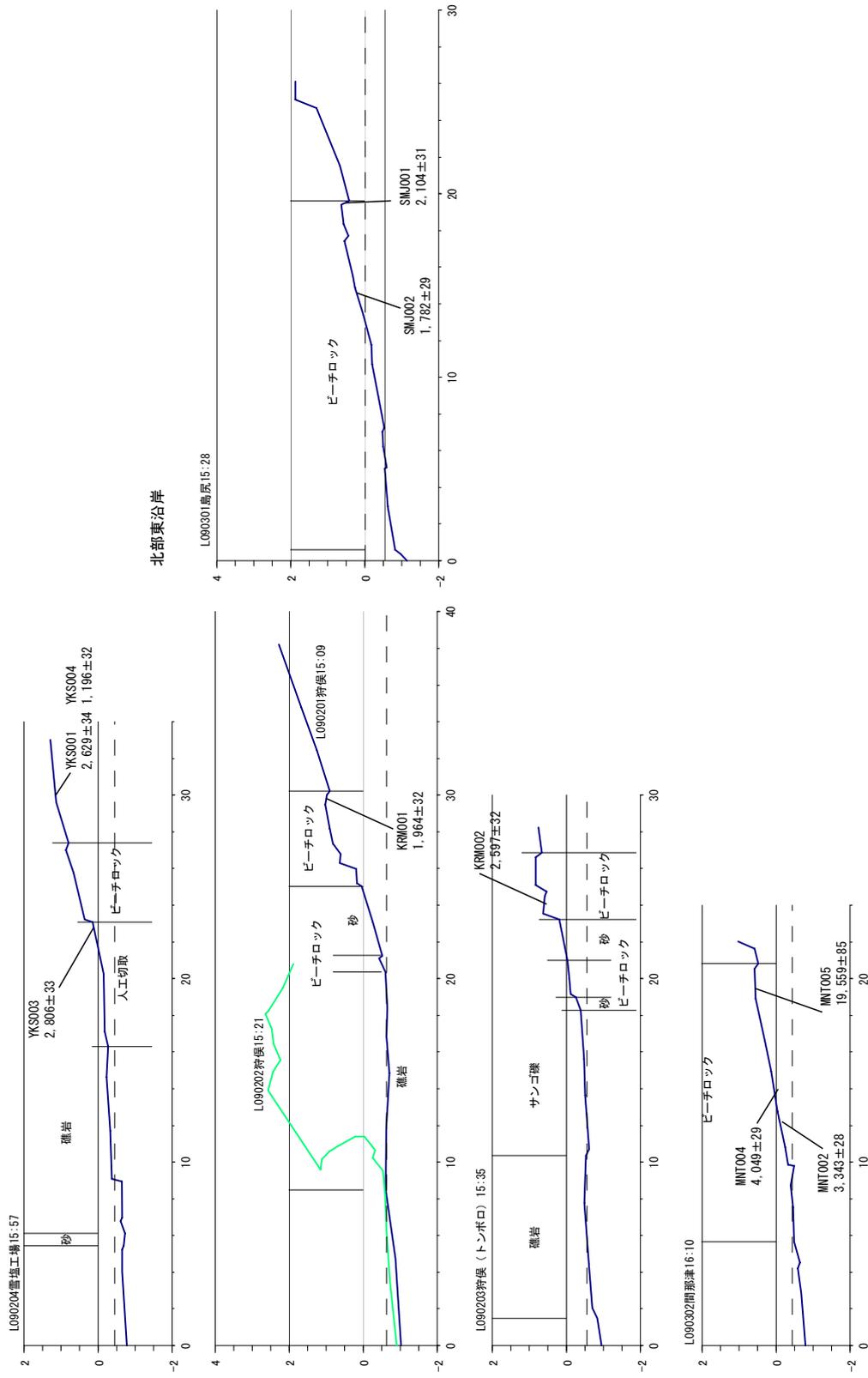


図7 ビーチロック計測断面 (宮古島本島北部).

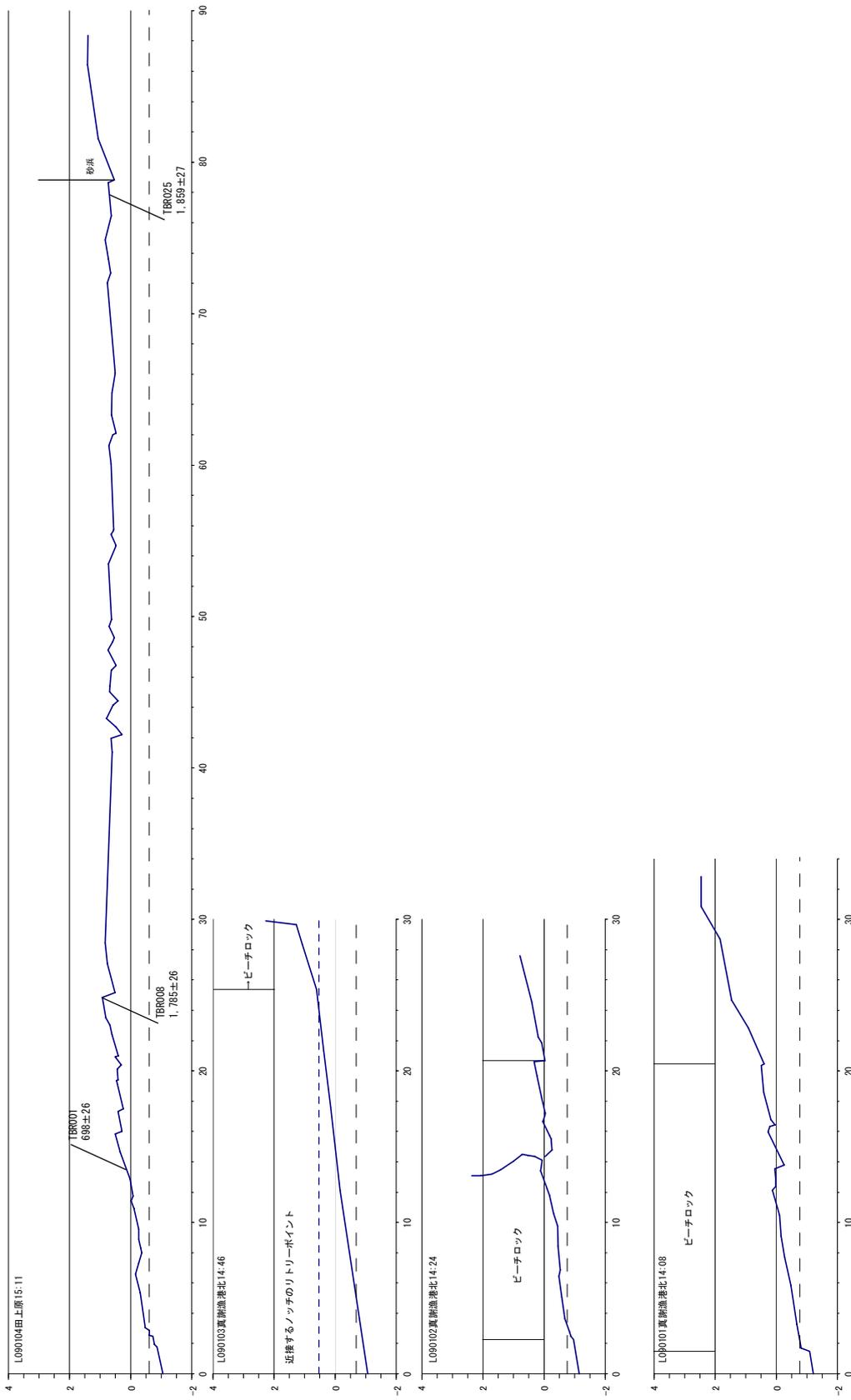


図 8 ビーチロック計測断面 (宮古本島東海岸中北部).

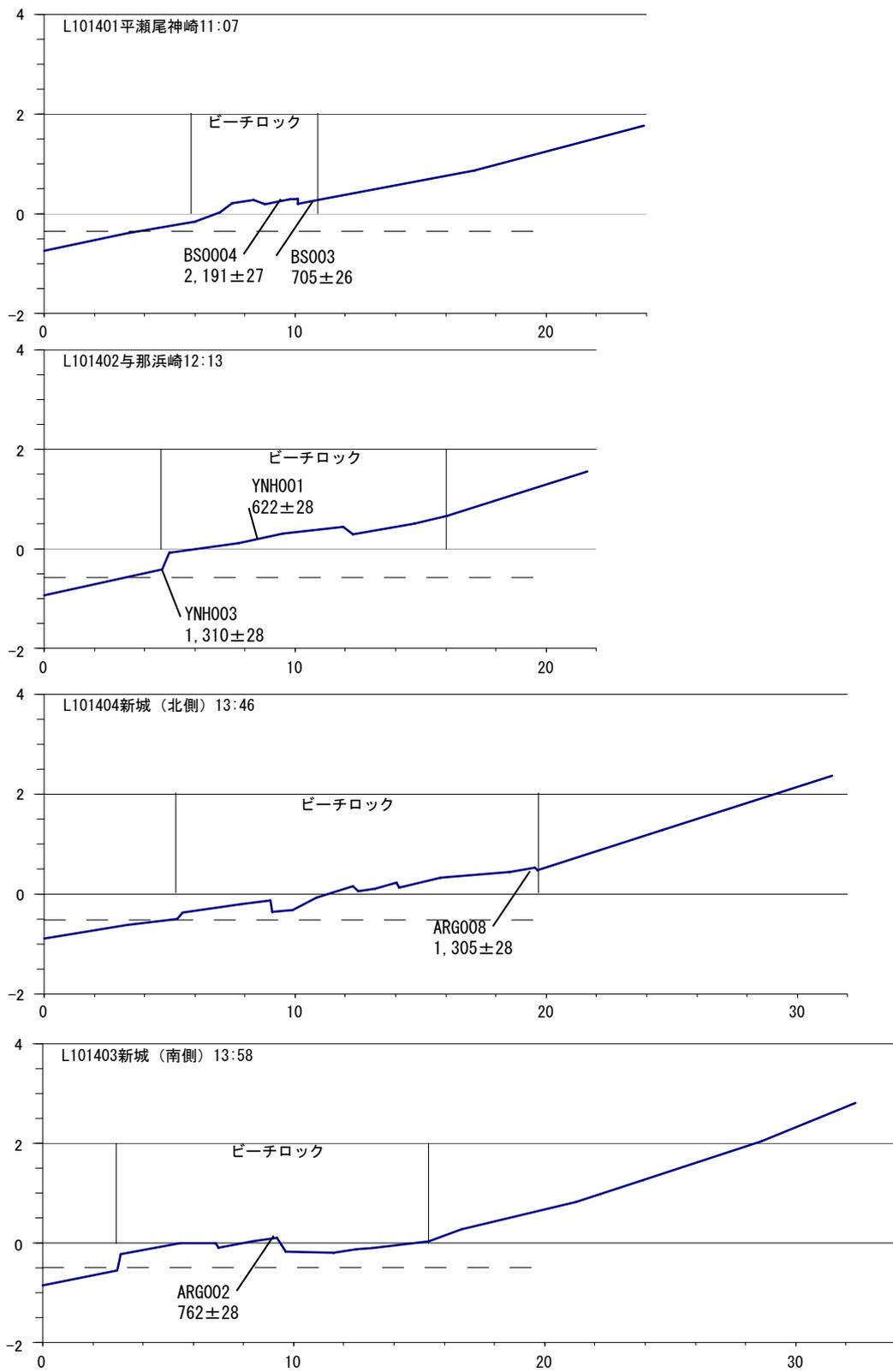


図9 ビーチロック計測断面 (宮古島本島東海岸中南部).

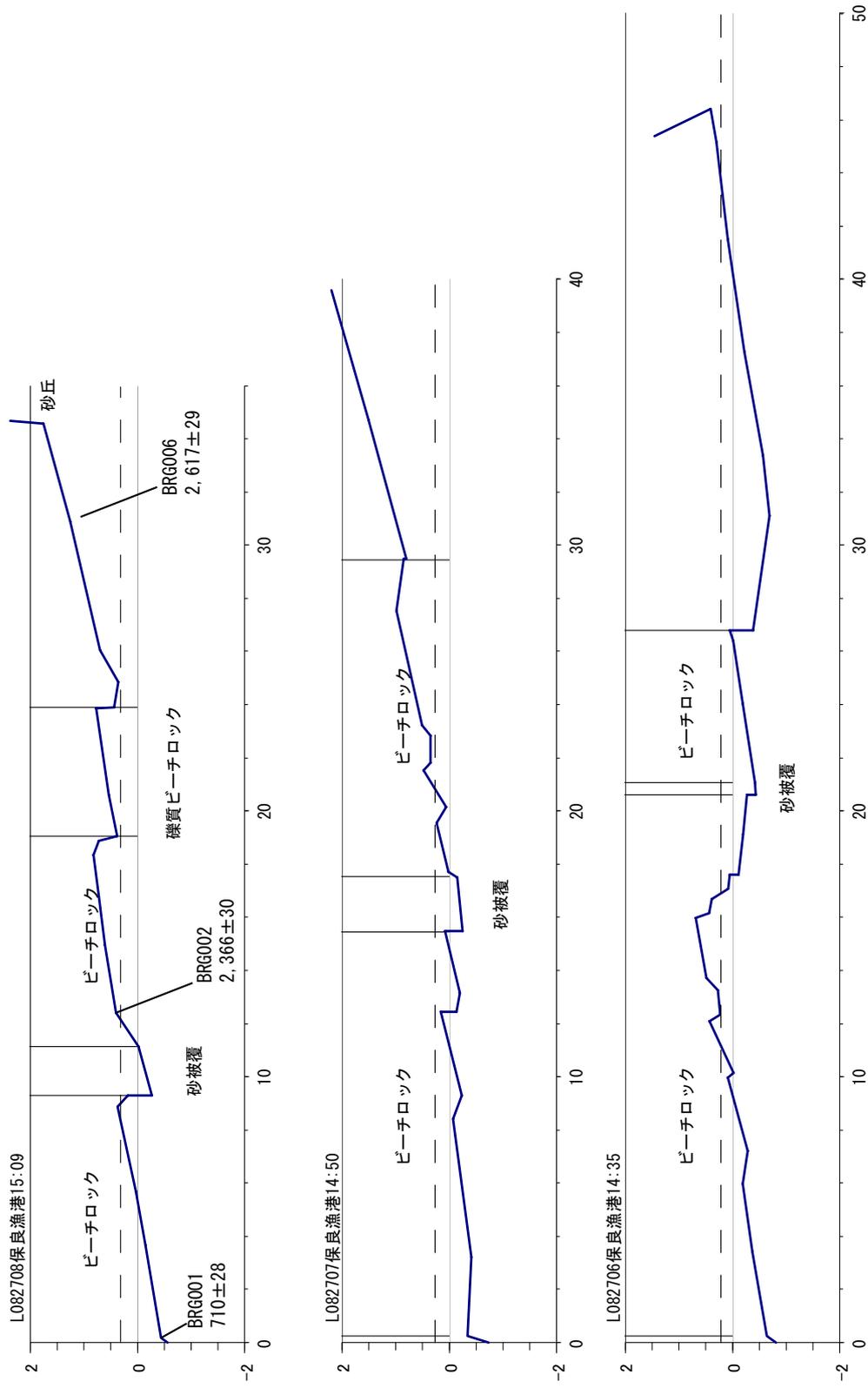


図 10 ビーチロック計測断面 (宮古島本島東海岸南部).

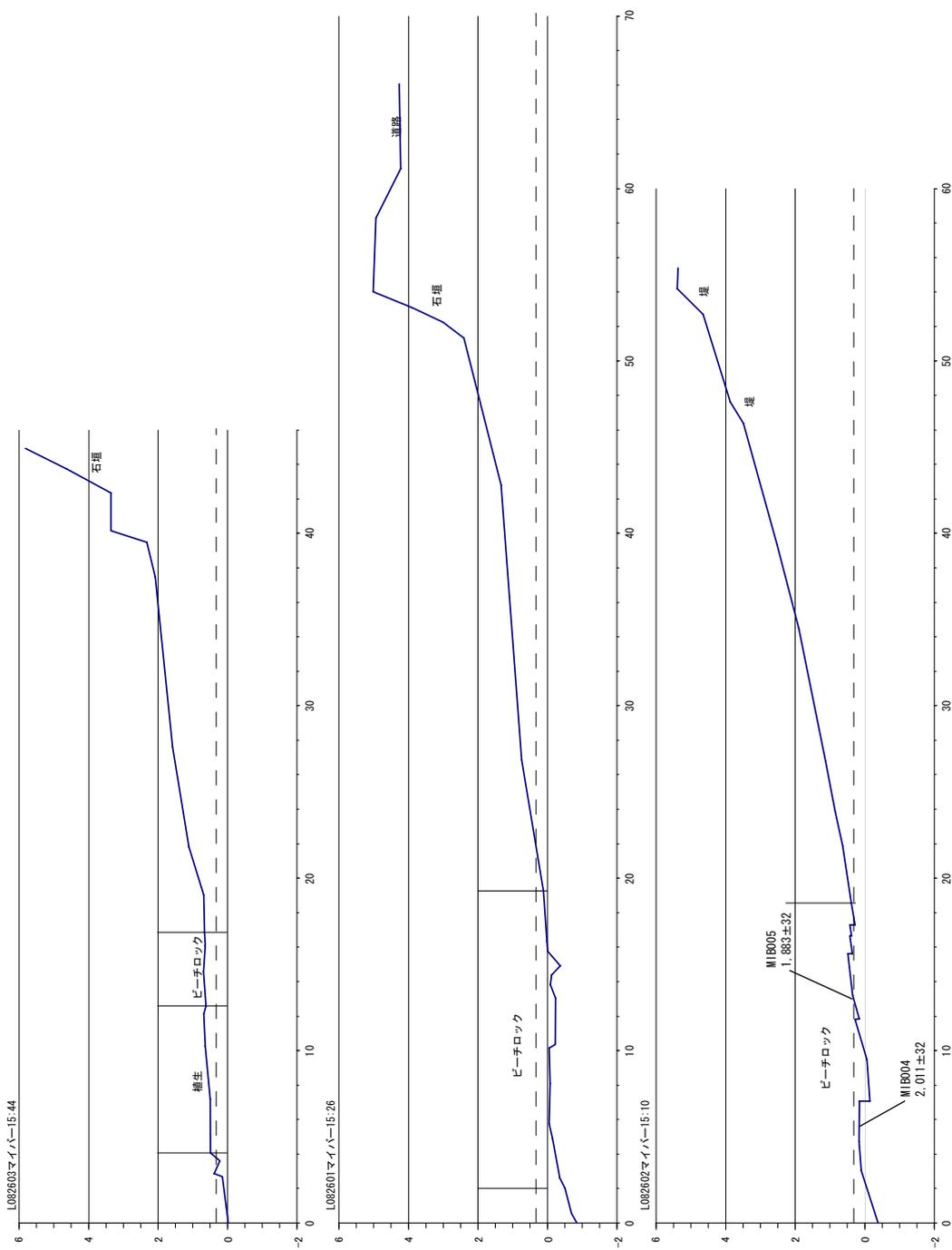


図 11 ビーチロック計測断面 (宮古本島南海岸東部).

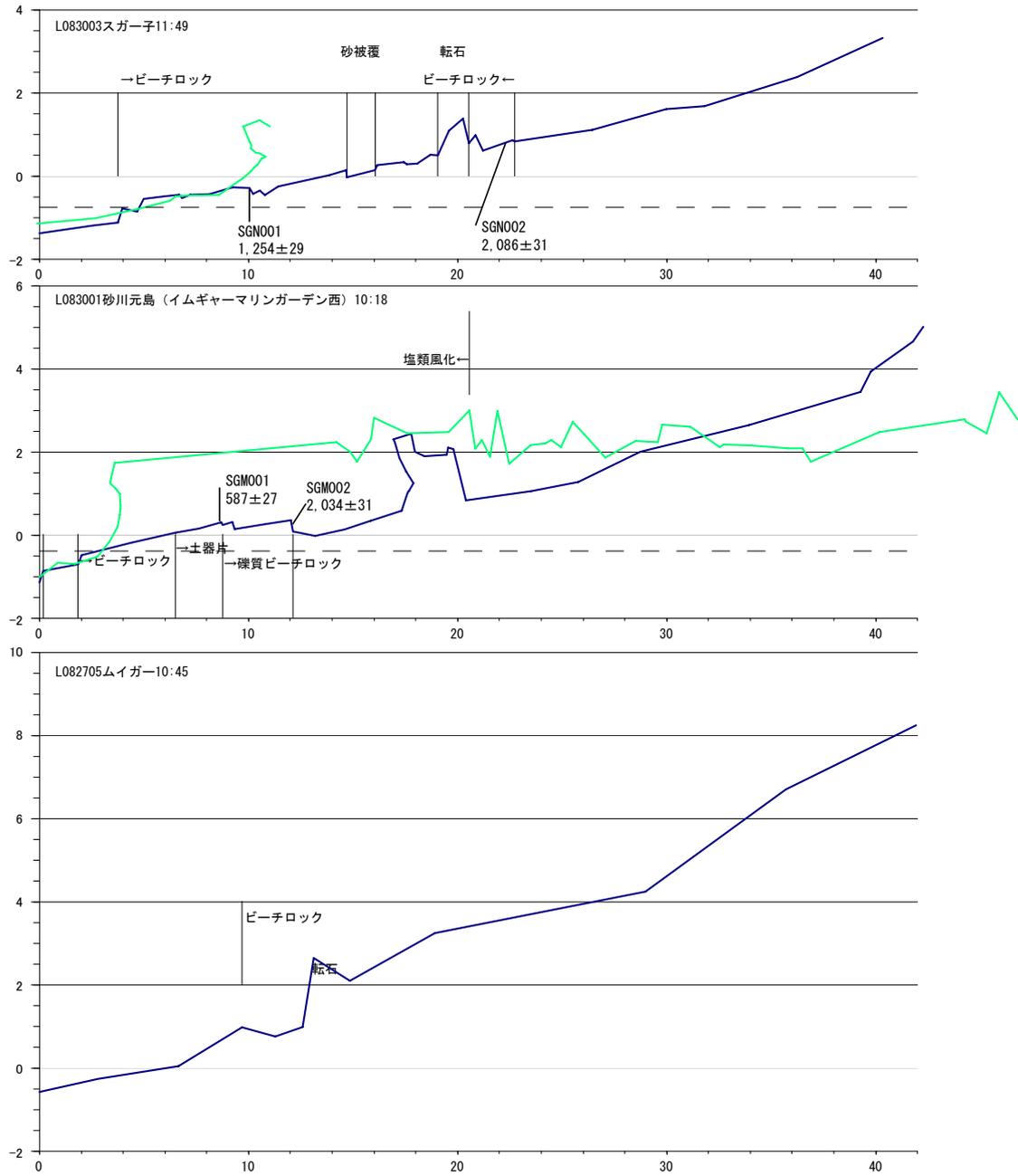


図 12 ビーチロック計測断面 (宮古島本島南海岸西部).

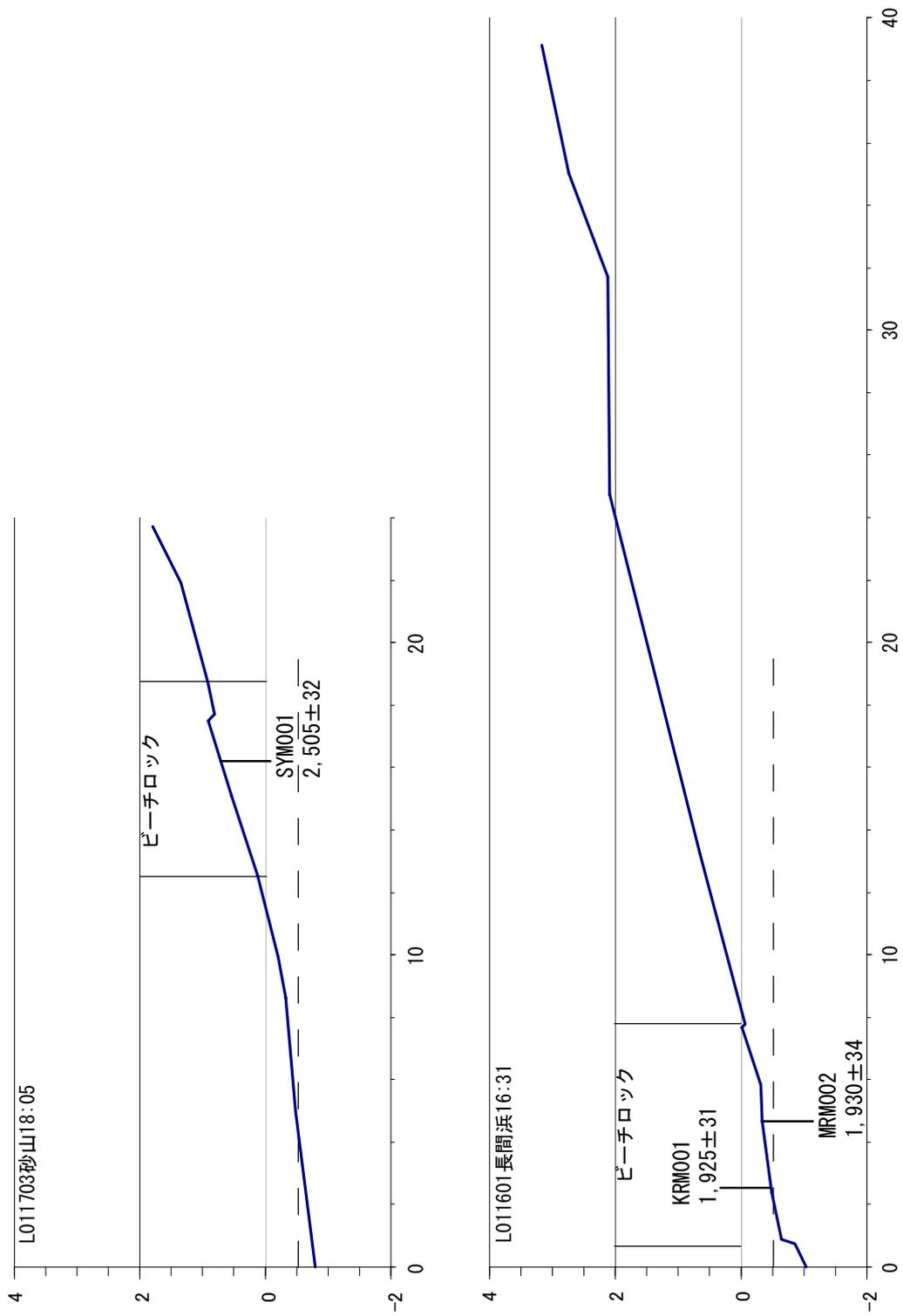


図 13 ビーチロック計測断面 (大浦湾西, 来間島).

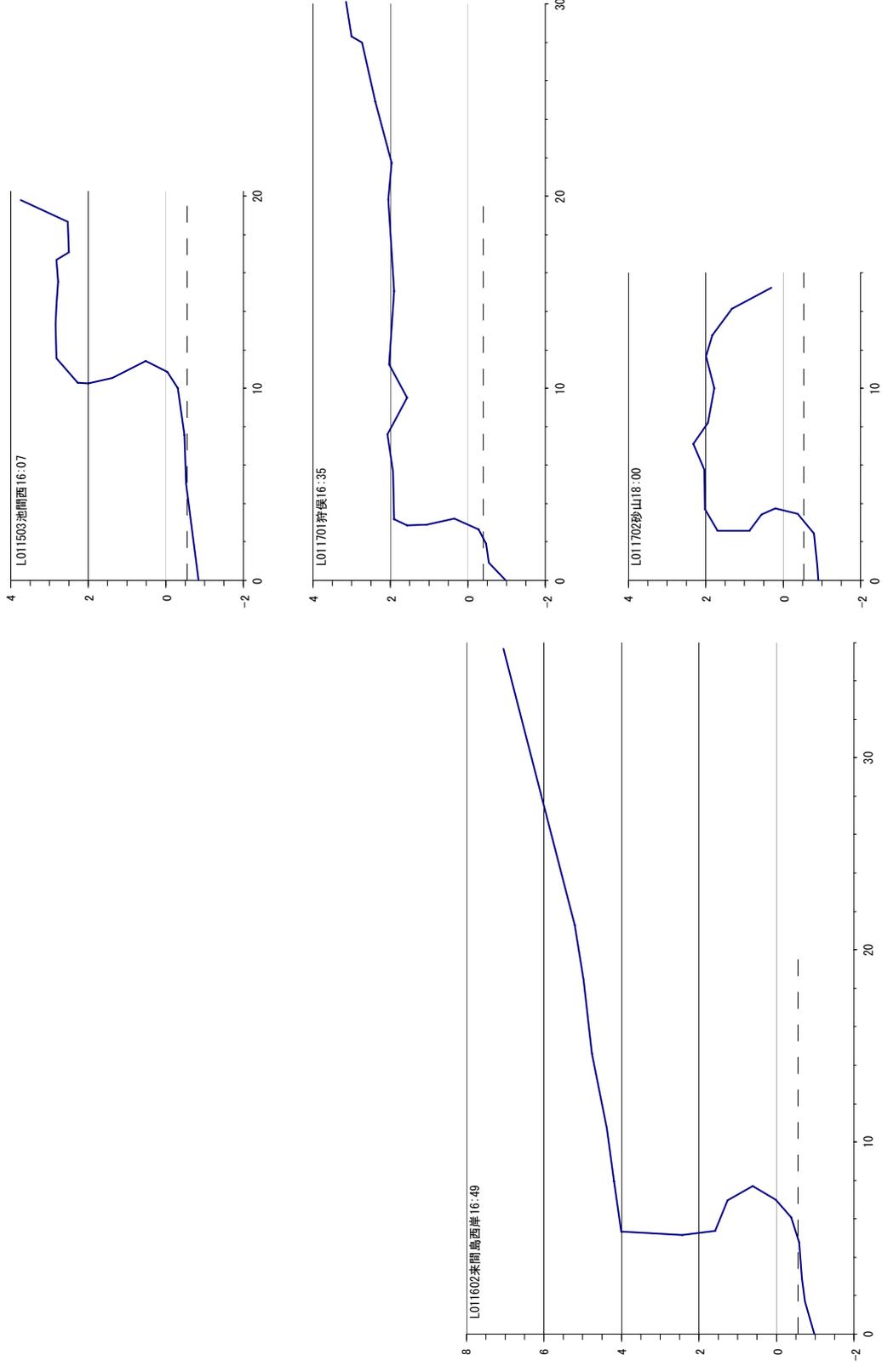


図 14 ベンチ・ノッチ計測断面 (大浦湾, 来間島).

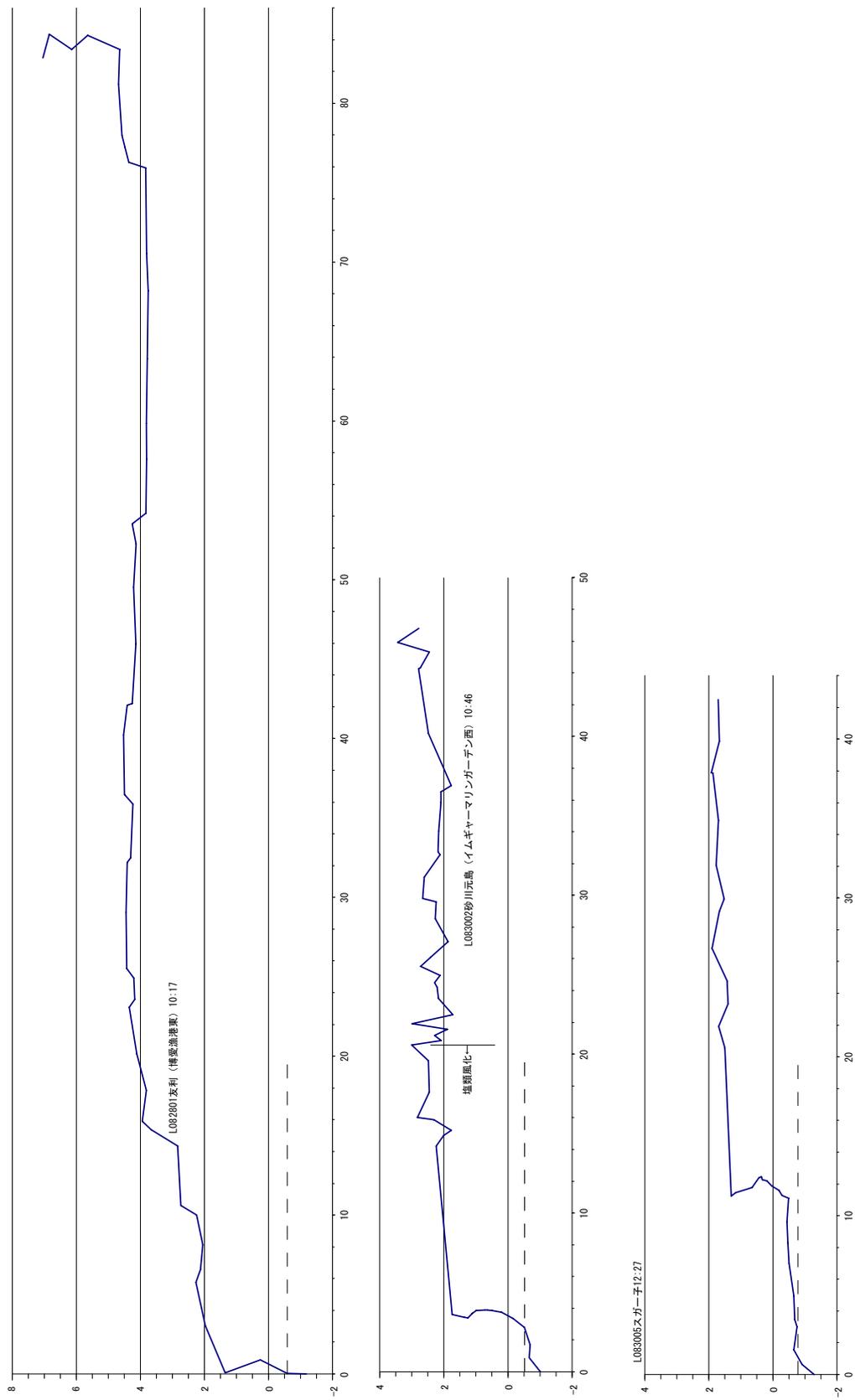


図 15 ベンチ・ノッチ計測断面 (宮古島本島南海岸西部).

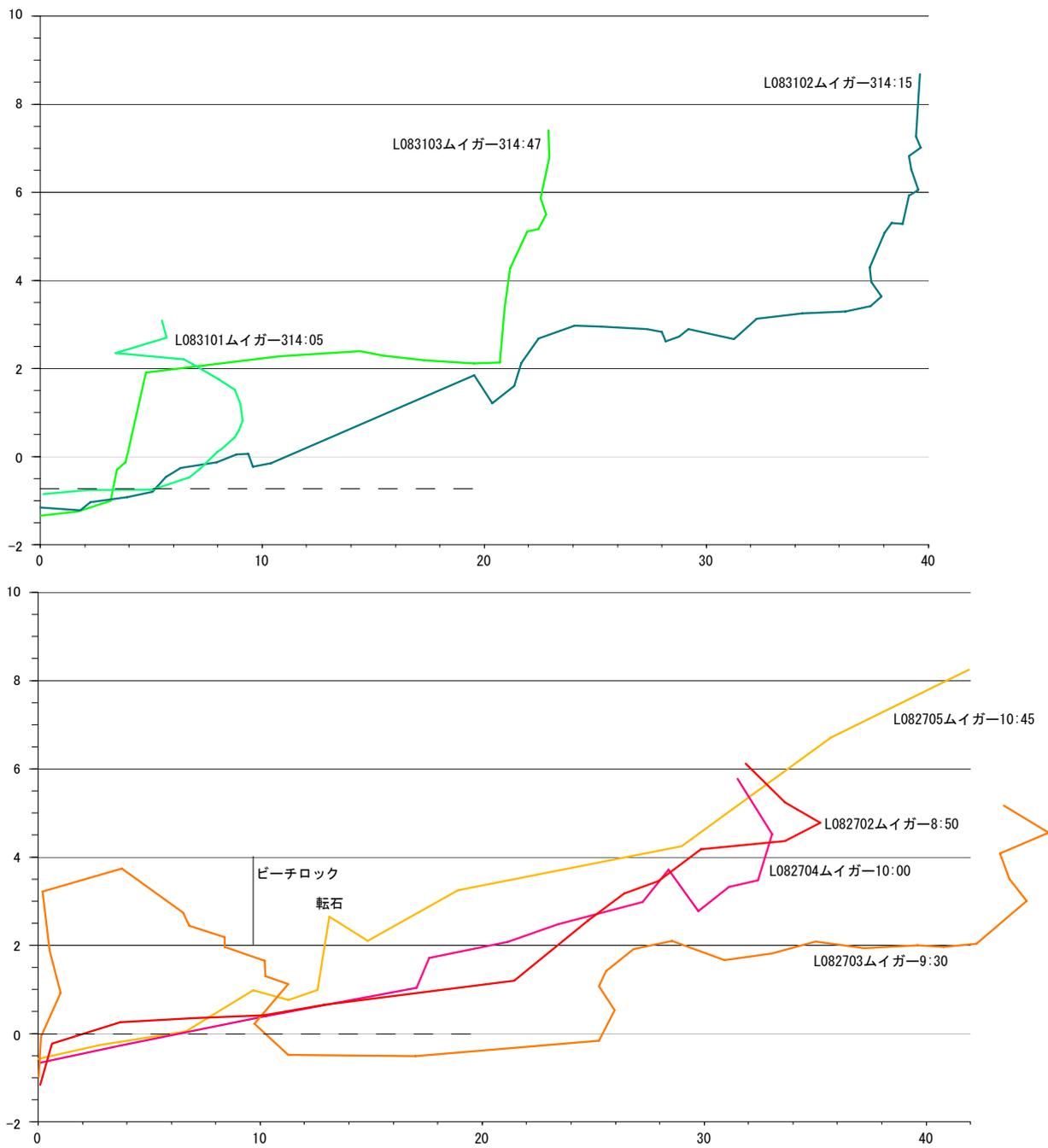


図 16 ベンチ・ノッチ計測断面 (宮古島本島南海岸東部).

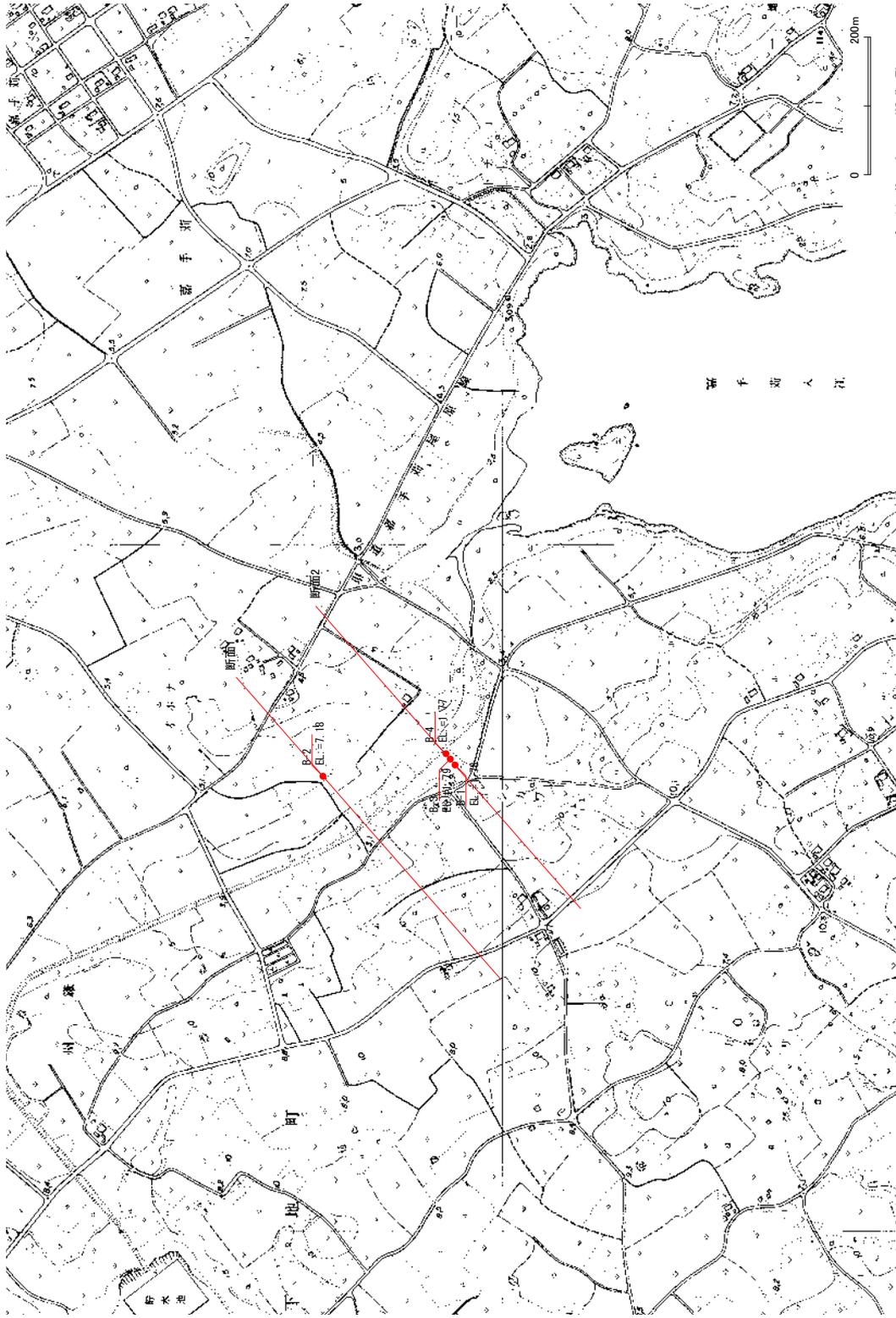


図 17 ボーリング調査位置図 (洲鎌地区).

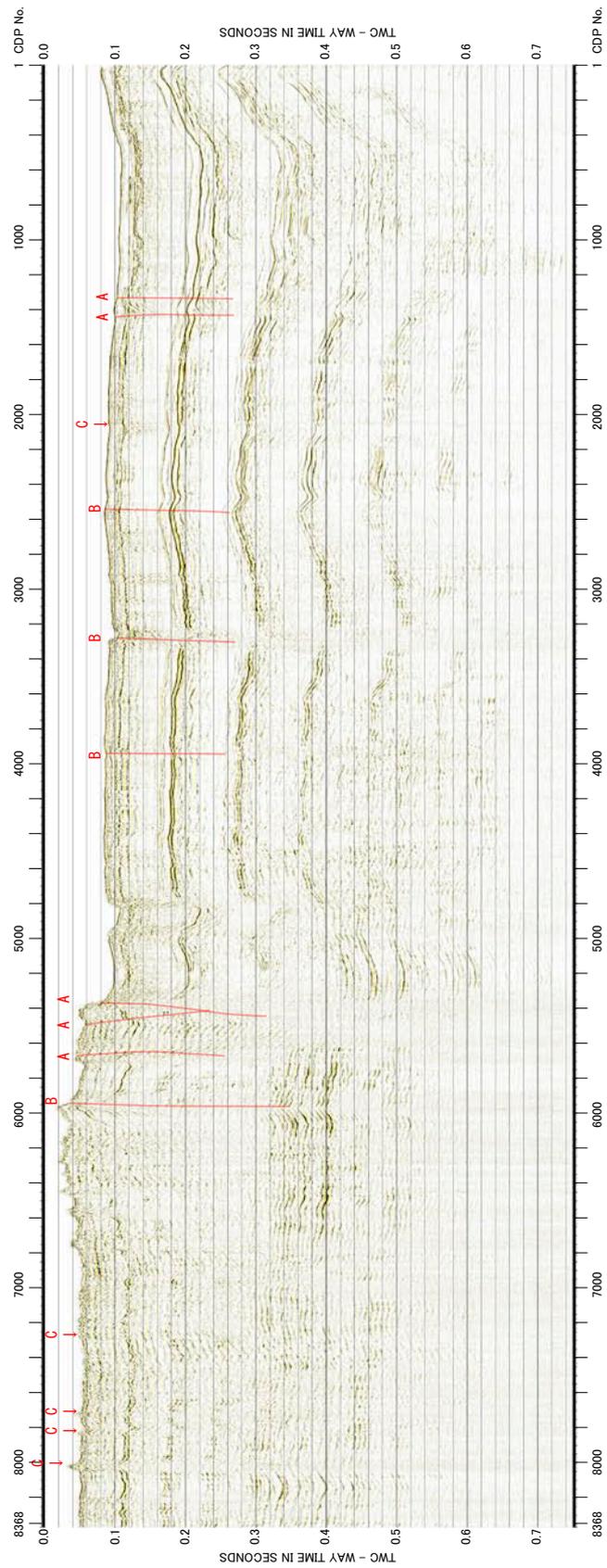


图 18 Line1 深部解积图.

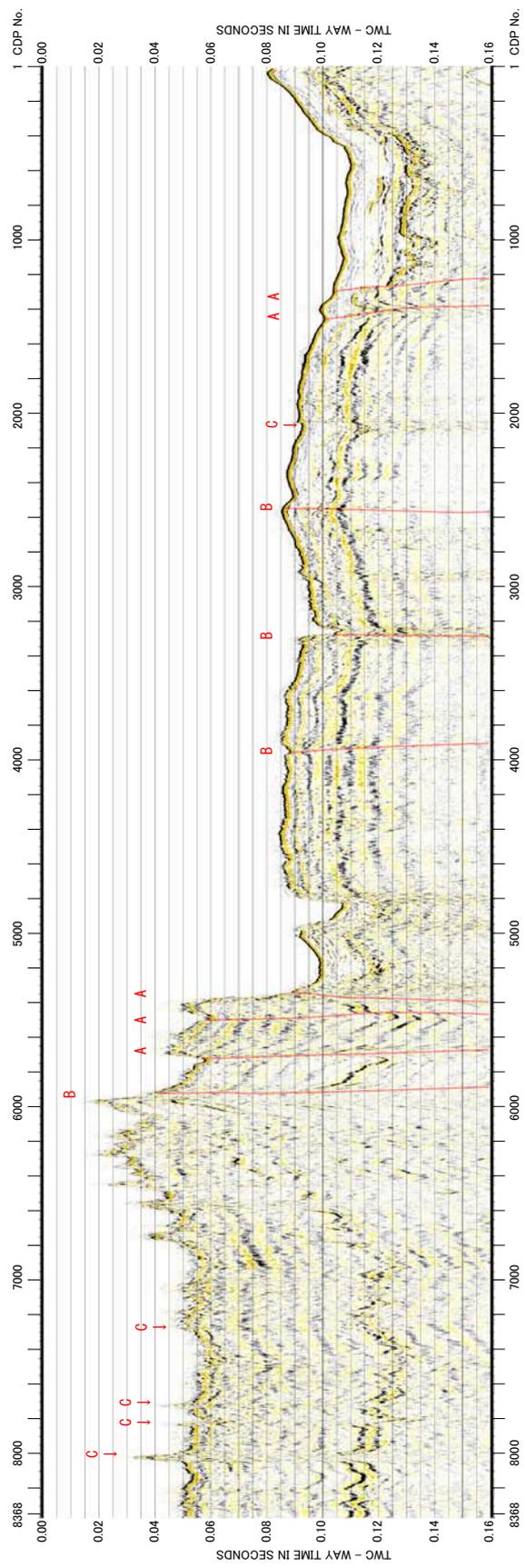


图 19 Line1 浅部解积图.

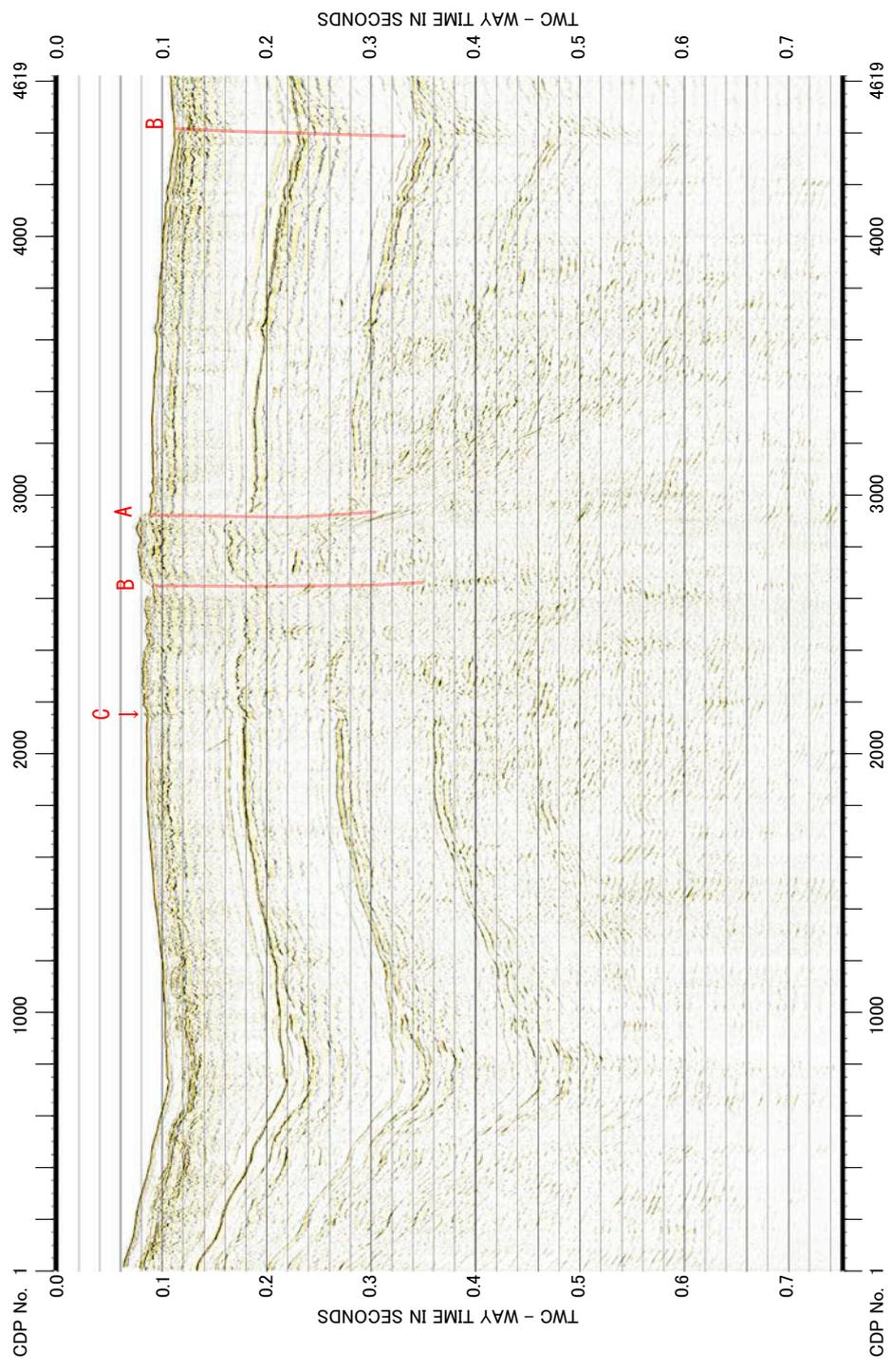


图 20 Line2 深部解积图.

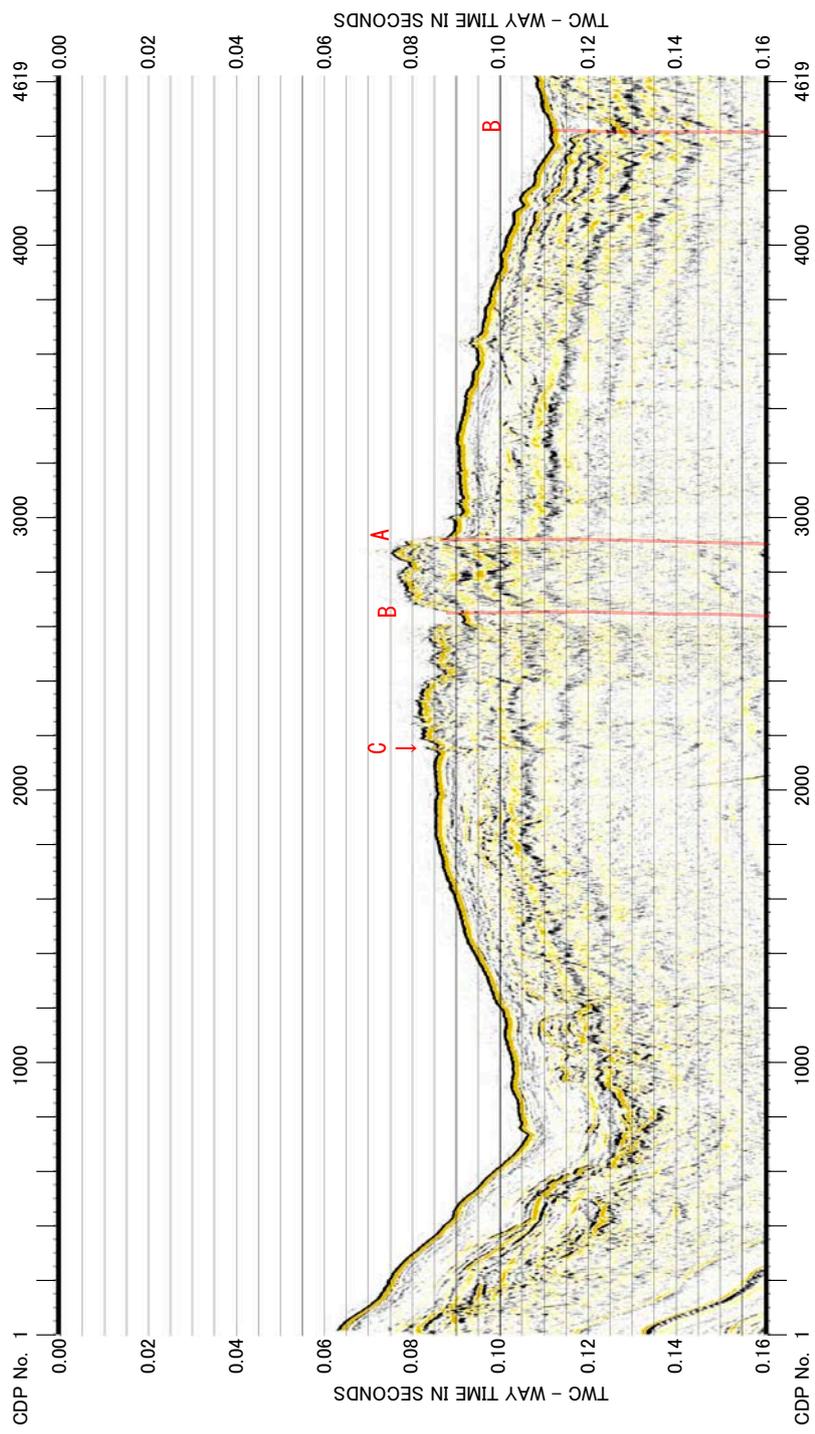


图 21 Line2 浅部解积图.

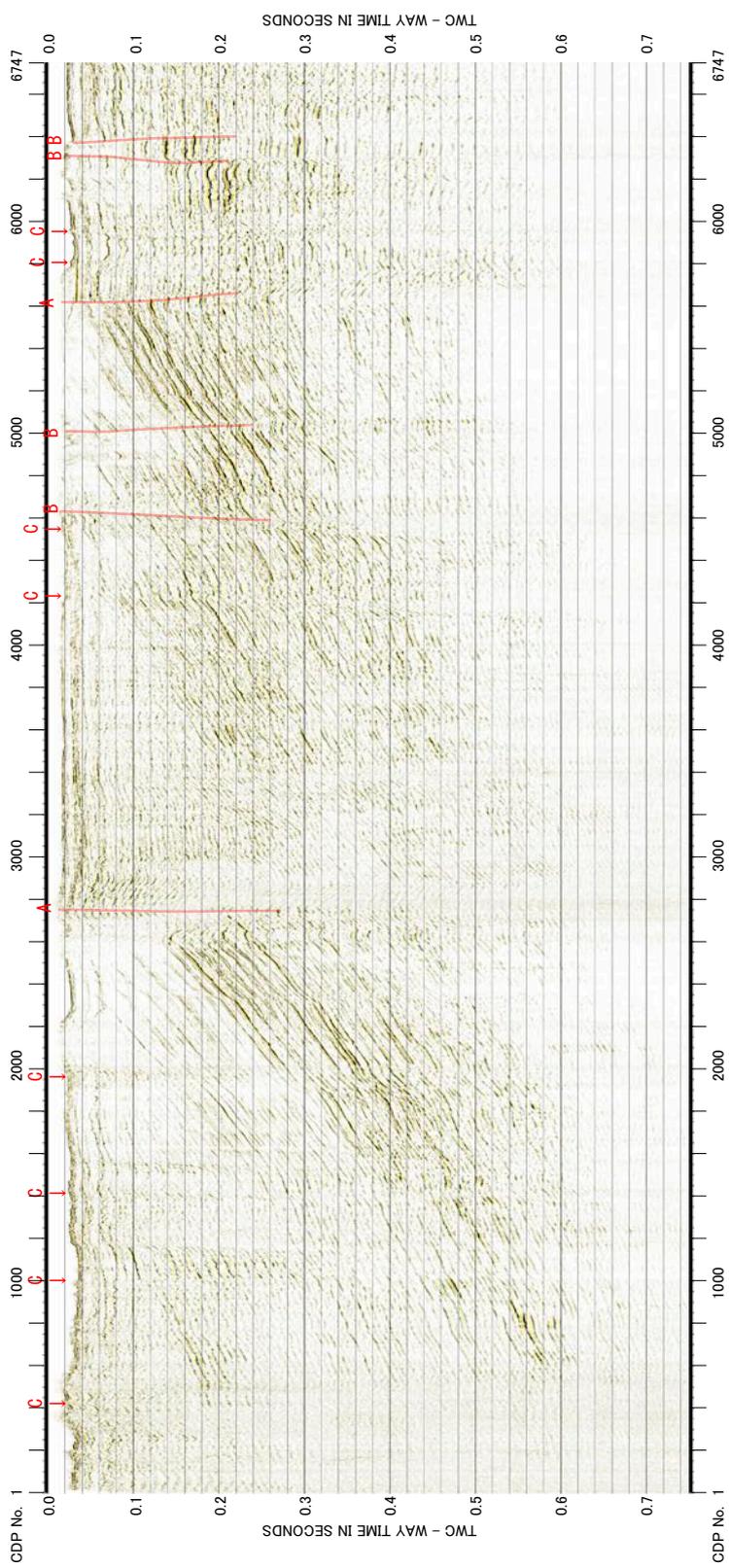


图 22 Line3 深部解积图.

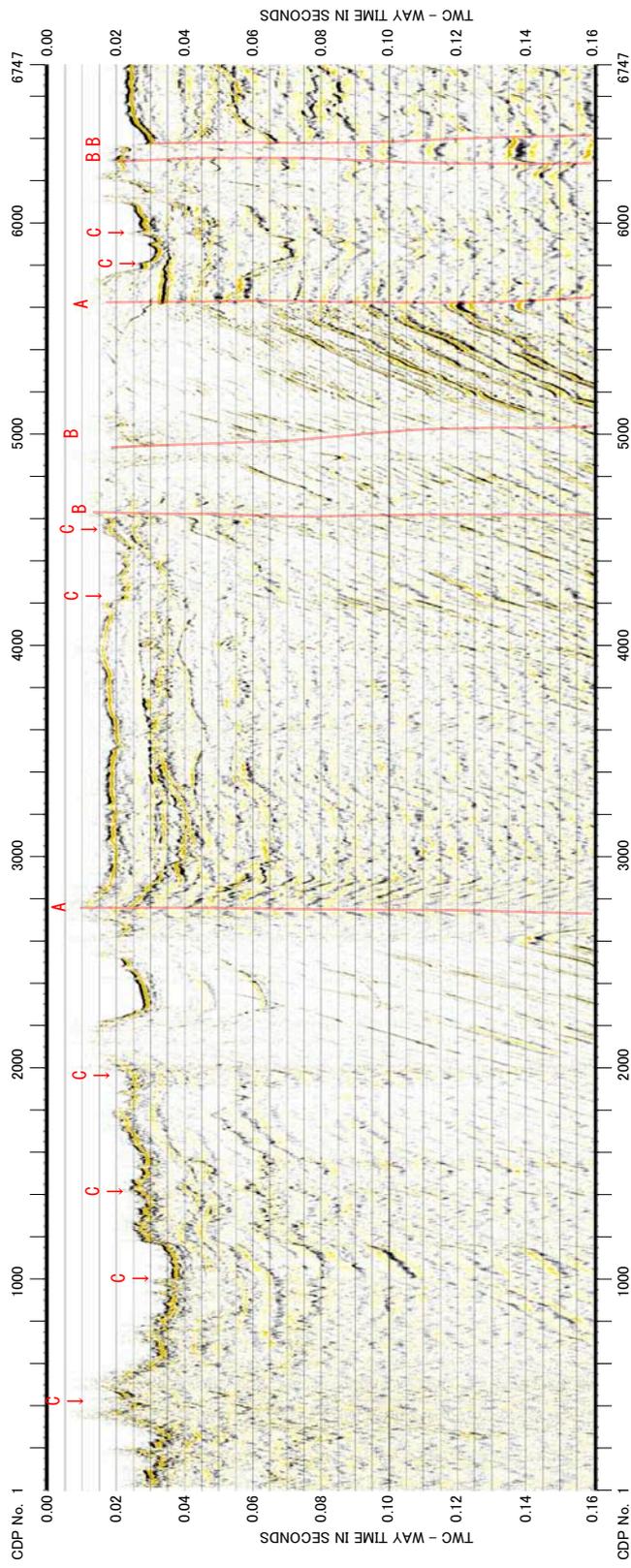


图 23 Line3 浅部解积图.



图 24 保良石灰岩底部 (lw137).



图 25 保良石灰岩底部 (lw169).



図 26 既往資料における新城集落北側ウバーレ周辺の地質.



図 27 長沼断層北部断層崖に分布する島尻層群 (Iw7).



図 28 長沼断層北部断層西側に分布する琉球石灰岩（友利石灰岩相当：誠心鉱山）.



図 29 与那覇断層西側に分布する礁成石灰岩 (lw48).



图 30 与那霸断層中部に分布する礁成石灰岩.



a



b

図 31 与那覇断層中部の断層両側で確認された島尻層群.

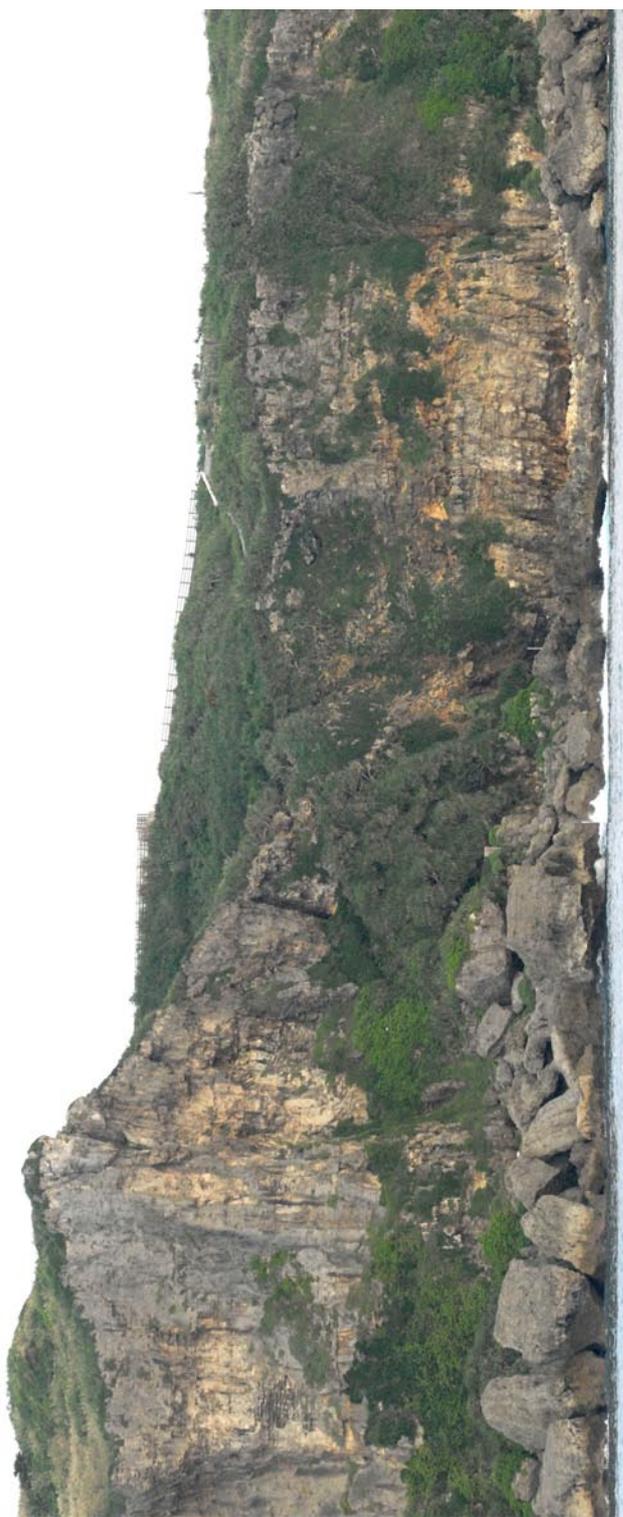


图 32 南岸における与那覇断層南端部 6.



図 33 洲鎌周辺の下地島石灰岩.

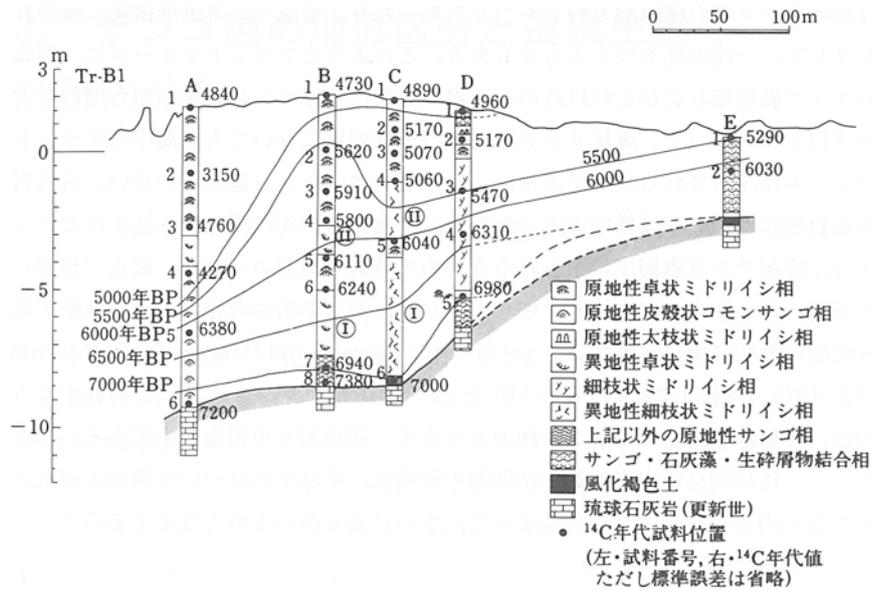


図 2.5 久米島西銘崎の完新世離水サンゴ礁のボーリングコア柱状図と ^{14}C 年代 (高橋・木庭・菅 1988)

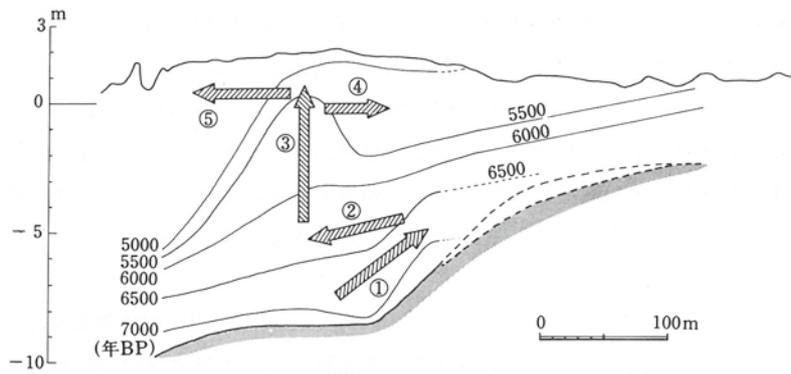


図 2.6 久米島西銘崎のサンゴ礁の成長モデル (高橋 1988, p. 228) 矢印は番号に従ってサンゴ礁成長の主導方向を示す。

図 34 サンゴ礁の成長モデル (高橋ほか 1988).

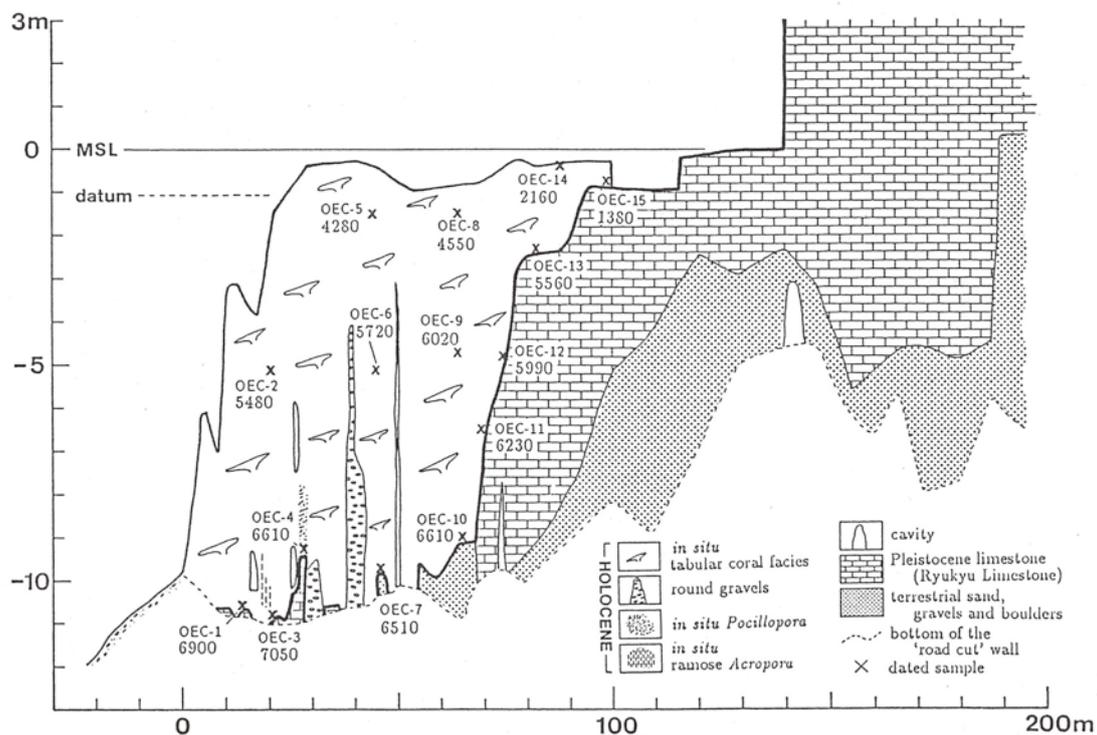


図1 沖永良部島・知名港の水路壁から得られた礁構造と化石サンゴの放射性炭素年代値(Y.B.P.)

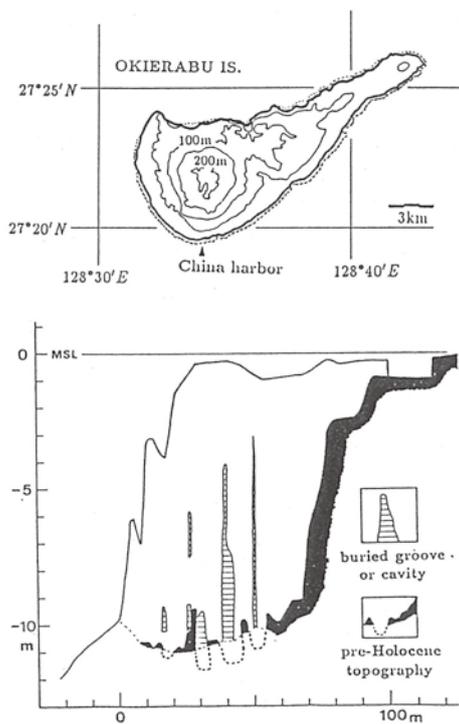


図2 完新世サンゴ礁の基盤地形と、円礫によって埋積された古縁溝および空洞との位置関係
細い破線は水路壁の下限，太い破線は基盤地形の推定部分

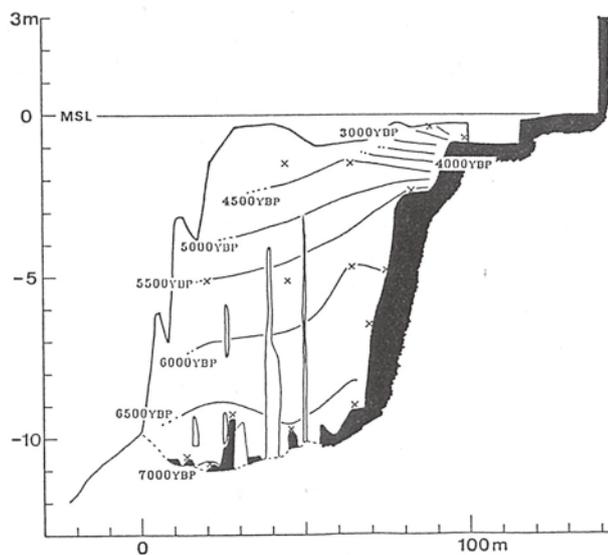
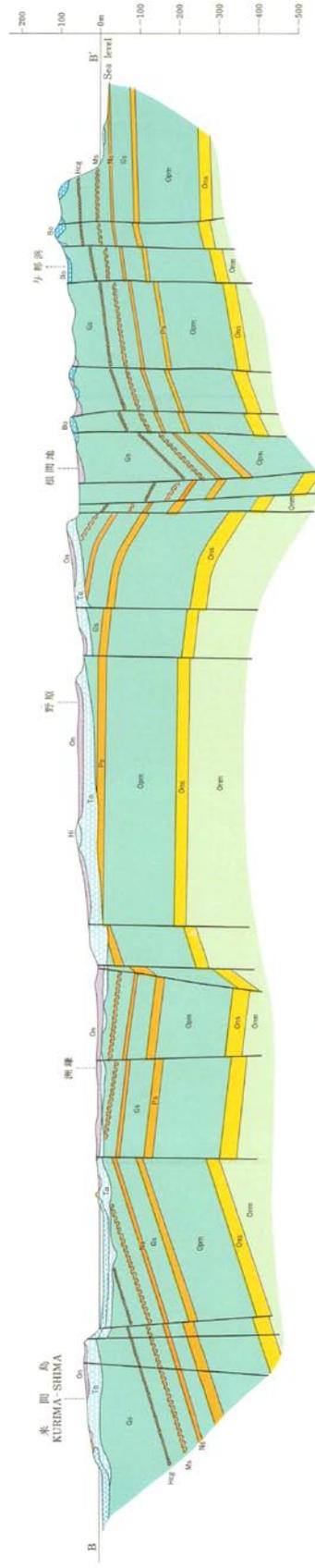


図3 完新世サンゴ礁の成長傾向

図35 完新世サンゴ礁の成長傾向 (管ほか 1993).



図 36 島尻層群直上の琉球石灰岩の性状（保良石灰岩基底部）.



水平 Horizontal 1:50,000
 垂直 Vertical 1:10,000

图 37 宮古島の地質断面図 (矢崎・大山 1980).

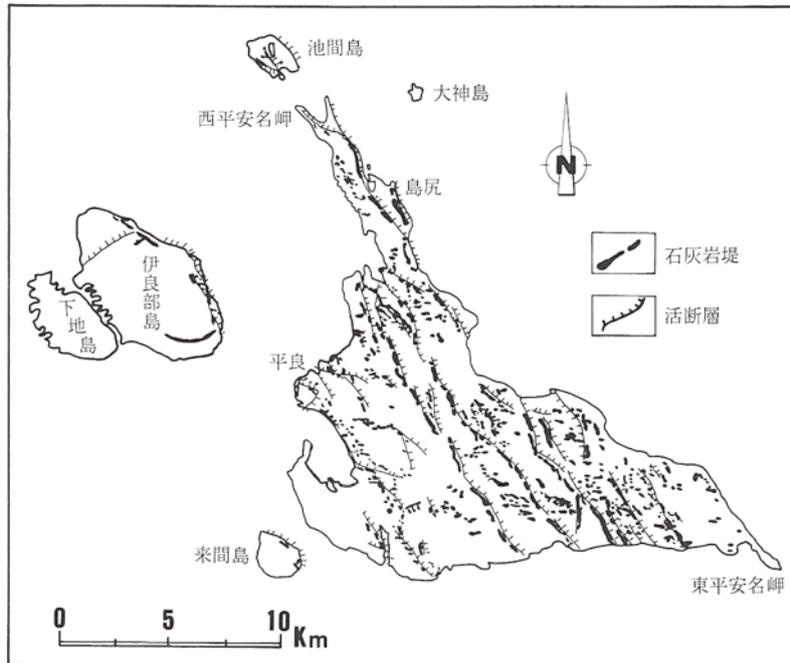


図 14.5 宮古島とその周辺離島における石灰岩堤の分布。荒川ほか（1987, p. 25, 図 10）を改変。

琉球列島で広くみられるカルスト地形の多くは、世界的にも珍しく貴重な地形で、この地域で特に典型的に発達している。ここに取り上げた石灰岩堤もその代表的な地形の一つである。宮古島には北西から南東に延びる数列の明瞭な活断層群が発達し、これに沿って、比高 30 m、幅 100 m、長さ数 km の直線的で大規模な石灰岩堤が分布している。写真手前に延びる森の部分が活断層にそった石灰岩堤部、その向こう側が後背斜面。溶食平坦化作用によって面的に高度を減じていった結果このような地形が形成されたと考えられる。第四紀の礫性石灰岩という多孔質な岩質と、活断層を伴う激しい地殻変動という条件が相まってこのような地形が顕著に発達した。後方にも 2 列の巨大な石灰岩堤が発達し、さらに遠方にも数列の石灰岩堤がみられる。

図 38 ライムストーンウォールの分布（サンゴ礁地域研究グループ 1990）。

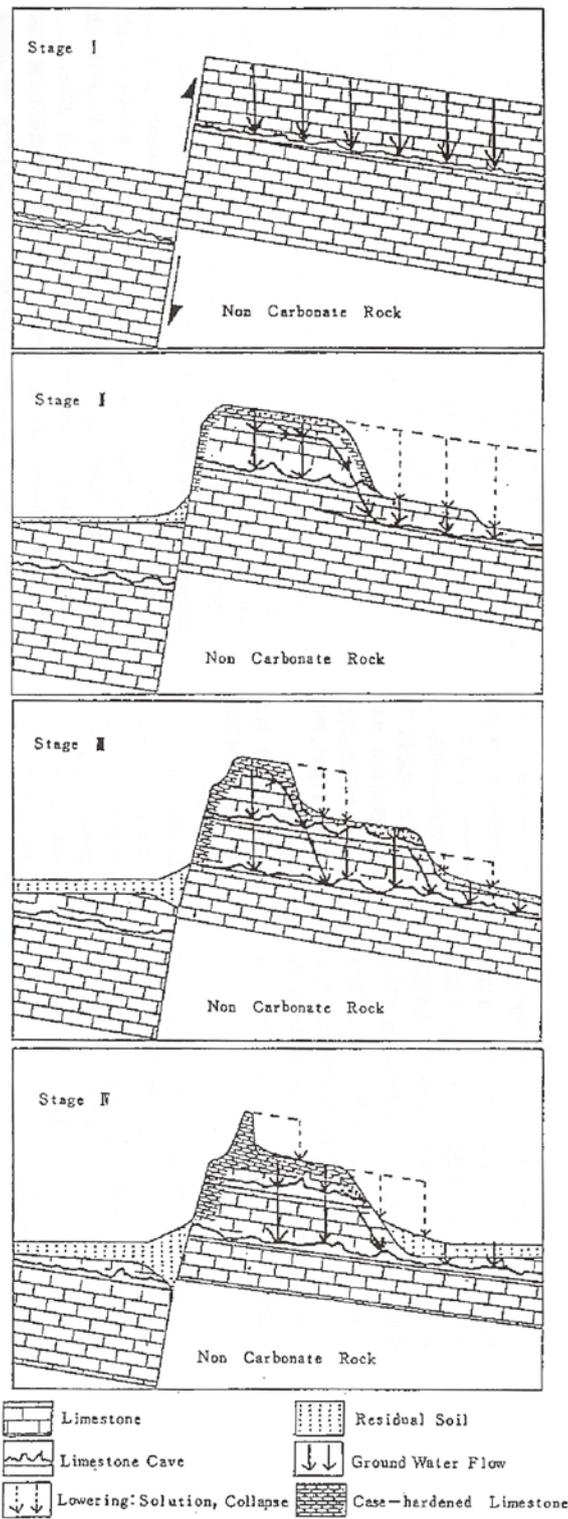


図15 活断層崖沿いの石灰岩壁の発達モデル

図 39 活断層沿いのライムストーンウォールの発達モデル (荒川ほか 1987).

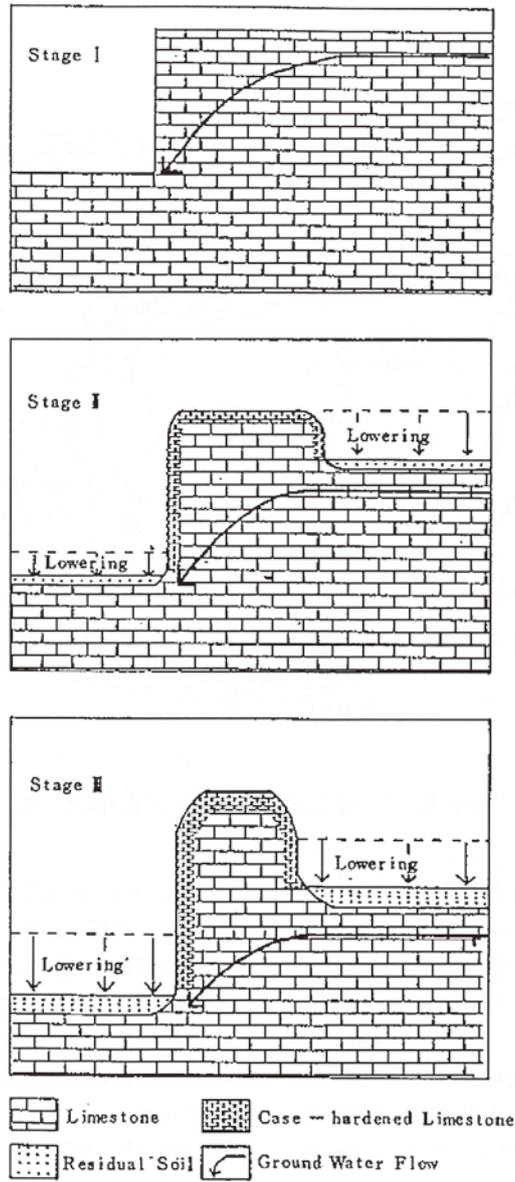


図 40 河谷・段丘崖沿いのライムストーンウォールの発達モデル (荒川ほか 1987).

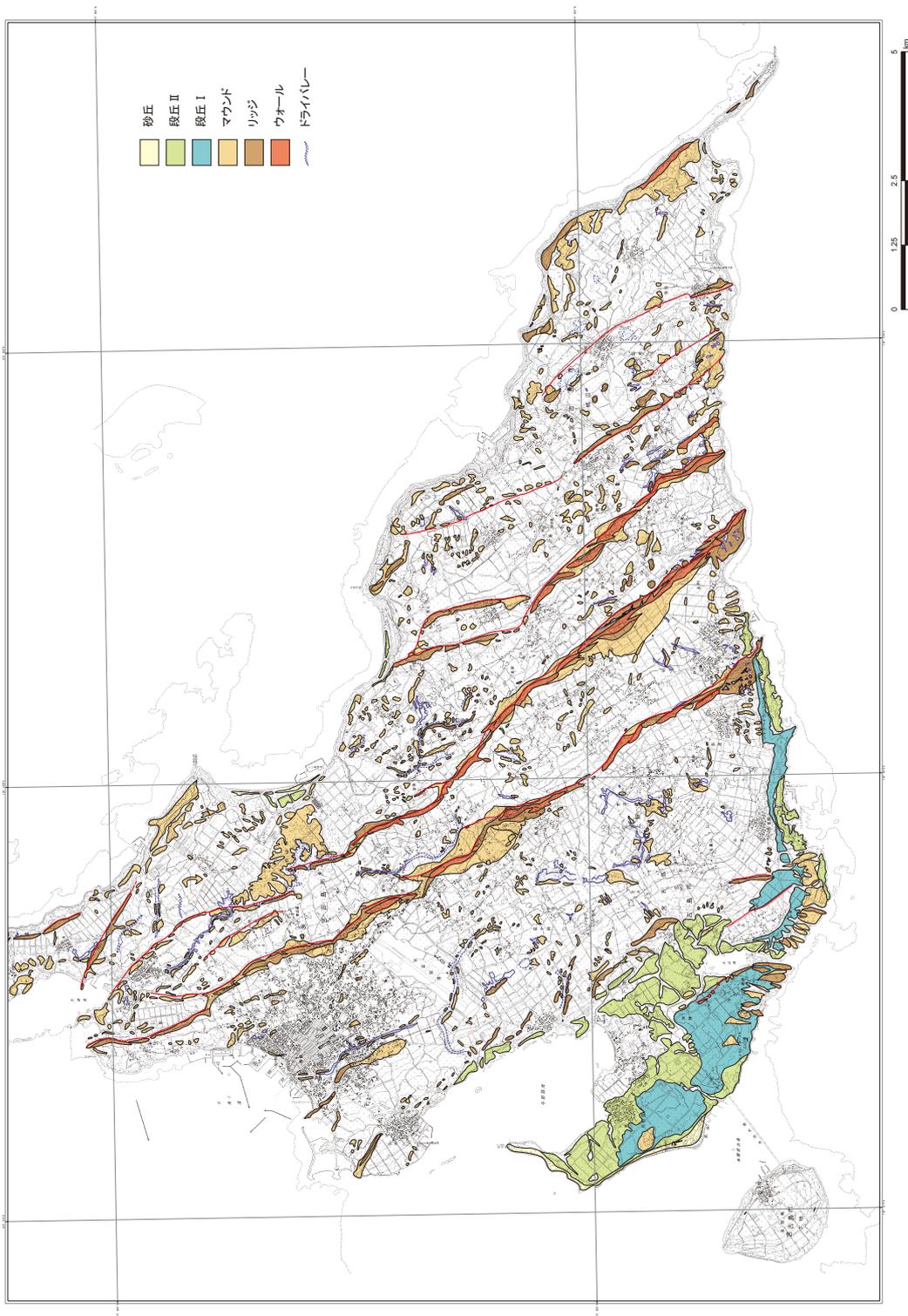


図 41 宮古島本島南部の地形分類図.

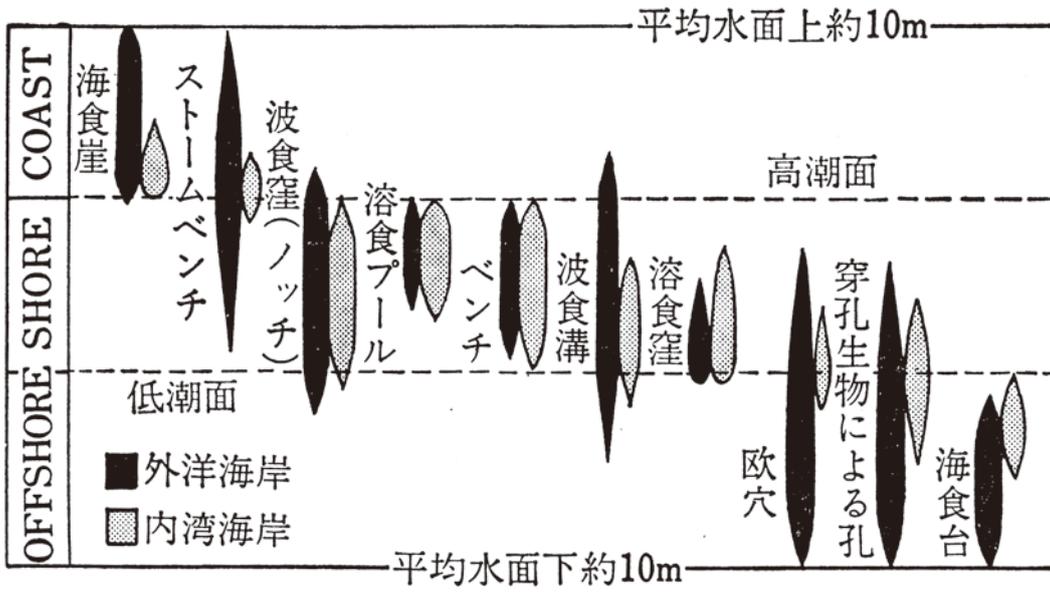
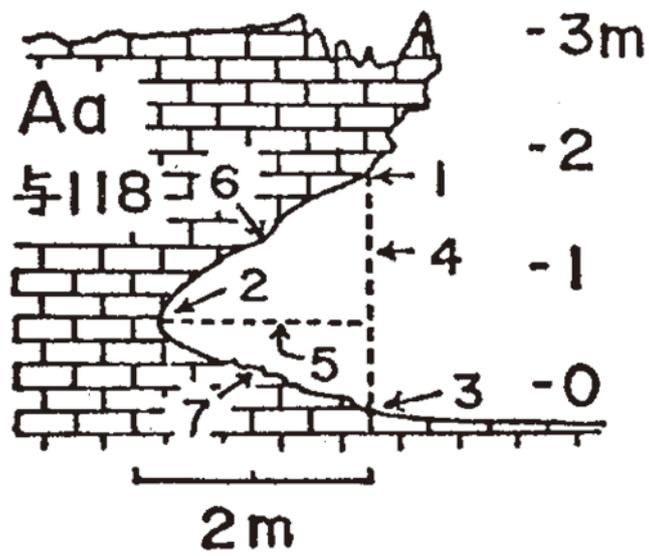


図 3-26 海岸付近のいろいろな浸食地形と海水準との関係
(三位秀夫, 1962 b を一部修正)

図 43 浸食地形と海水準の関係 (吉川ほか, 1973).



第1図 notch 断面と名称

1. roof point
2. retreat point
3. base point
4. height (=高さ)
5. depth (=深さ)
6. roof slope
7. base slope

図44 ノッチの断面と名称 (武永, 1968).

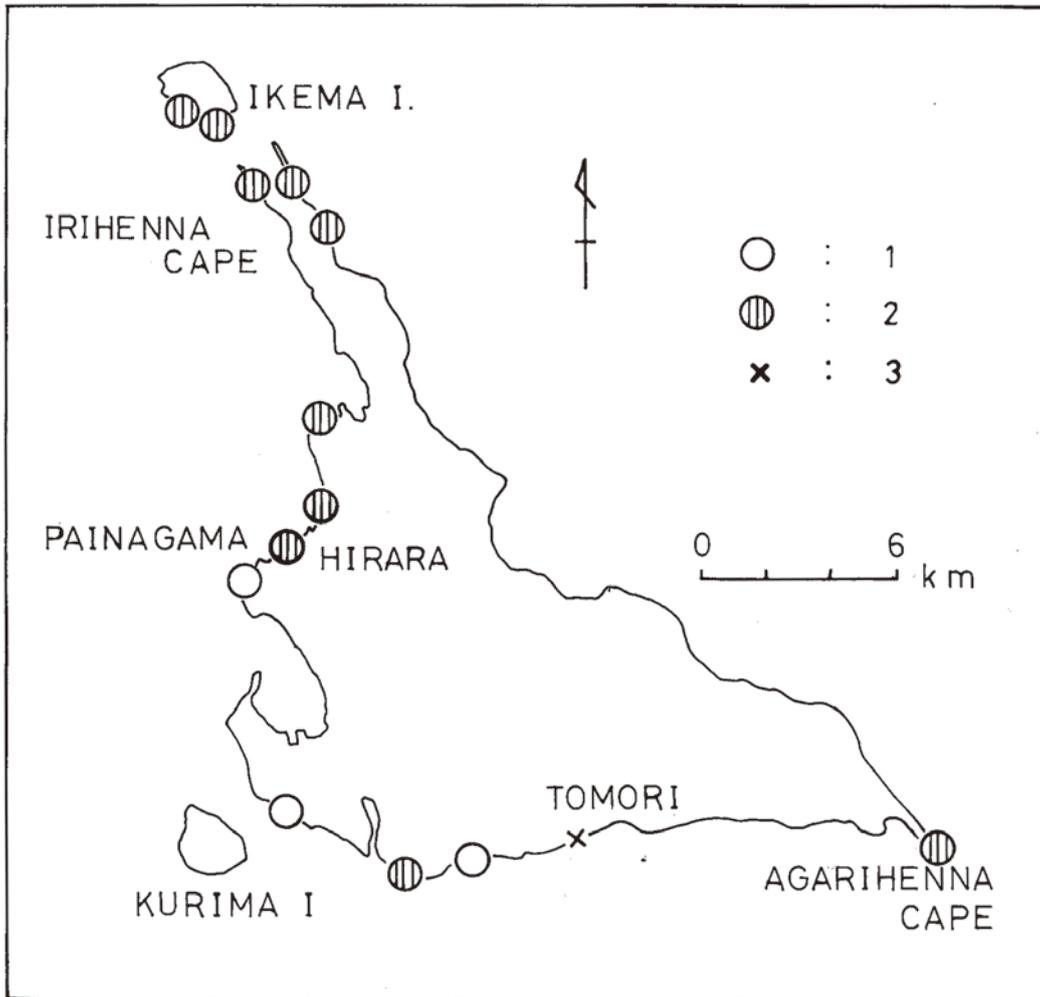


Fig. 12 Elevations of the retreat points of the notches on Miyako Island.
 1 : Elevation of a retreat point of a notch (ERPN for short) is between MHHWL and MHWL, 2 : ERPN is between MHWL and MSL, 3 : Locality of the age-determined specimen in the beach rock.
 図12 宮古島のノッチ後退点高度。
 1 : ノッチ後退点高度がMHHWL~MHWL, 2 : MHWL~MSL, 3 : 年代測定されたビーチロック試料採集地点.

図 45 宮古島におけるノッチのリトリートポイント (河名・西田, 1980).

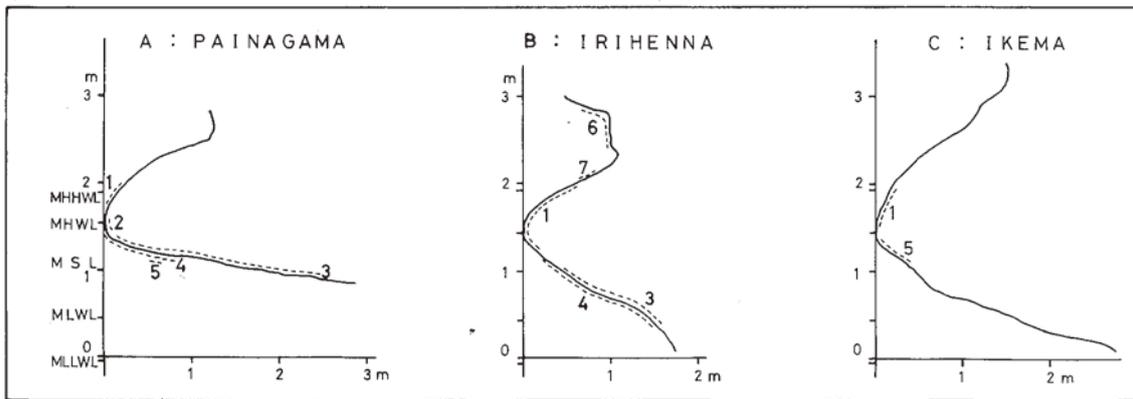


Fig. 13 Typical notch profiles of Miyako Island.

1: *Bostrychia tenella* (VAHL) J. AGARDH, 2: *Siphonaria laciniosa* (LINNÉ), 3: *Monostroma nitidum* WITTROCK, 4: *Gelidium pusillum* (Stackhoues) Le Jolis, 5: *Acanthozostera gemmata* (BLAINVILLE), 6: *Nodilittorina pyramidalis* (QUOY et GAIMARD), 7: *Cellana toreuma* (REEVE).

図13 宮古島の代表的なノッチ断面形。

1: コケモドキ, 2: コウダカカラマツガイ, 3: ヒトエグサ, 4: ハイテングサ, 5: オニヒザラガイ, 6: イボタマキビガイ, 7: ヨメガカサガイ。

図 46 宮古島における代表的なノッチの断面形 (河名・西田, 1980).

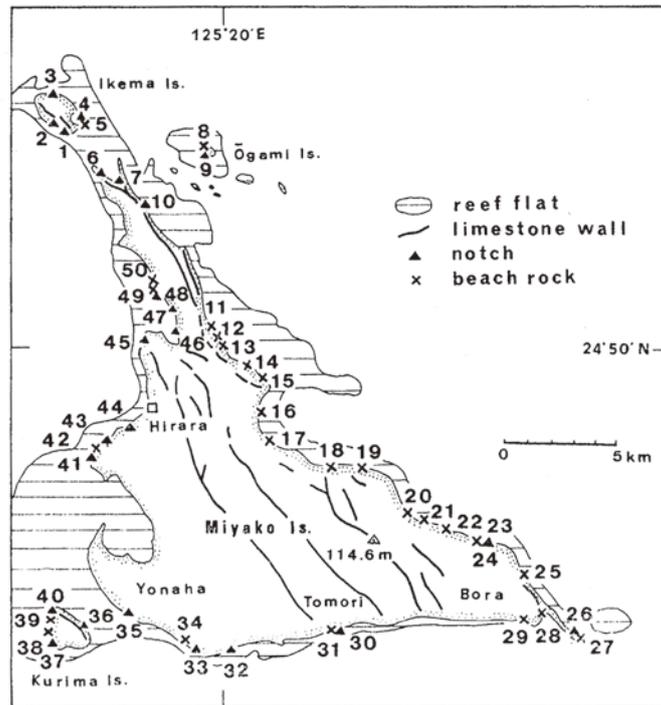


Figure 2. Distribution of beachrocks and notches investigated along the coasts of the Miyako Islands.

Each number corresponds to the locality number of a beachrock or a notch. Distribution of the beachrocks at Loc. 11, 12 and 22 is determined from aerial photographs only because of inaccessibility. It is assumed that the beachrock at Loc. 42 was hidden by an embankment. The position of limestone walls has been determined from aerial photographs. (see also Figures 5 and 6.)

図 47 ビーチロックの分布高度.

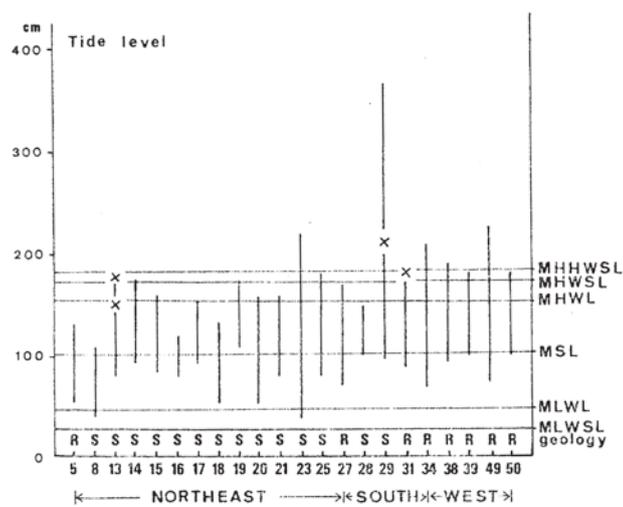


Figure 5. Diagrams showing the relation between the beachrocks in Miyako Island and the tides above the local datum at Hirara Port.

図 48 ビーチロックと平良港潮位との関係 (Kawana and Pirazzoli,1984).

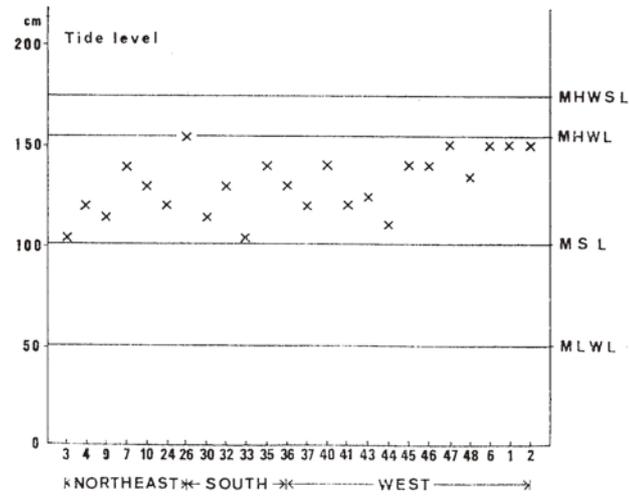


Figure 6. Elevations of the retreat points of the notches investigated in Miyako.

Elevations are related to the local datum at Hirara Port, Miyako Island. The numbers on the transversal axis correspond to the localities in Figure 2.

図 49 ノッチのリトリートポイントと平良港潮位との関係 (Kawana and Pirazzoli, 1984).

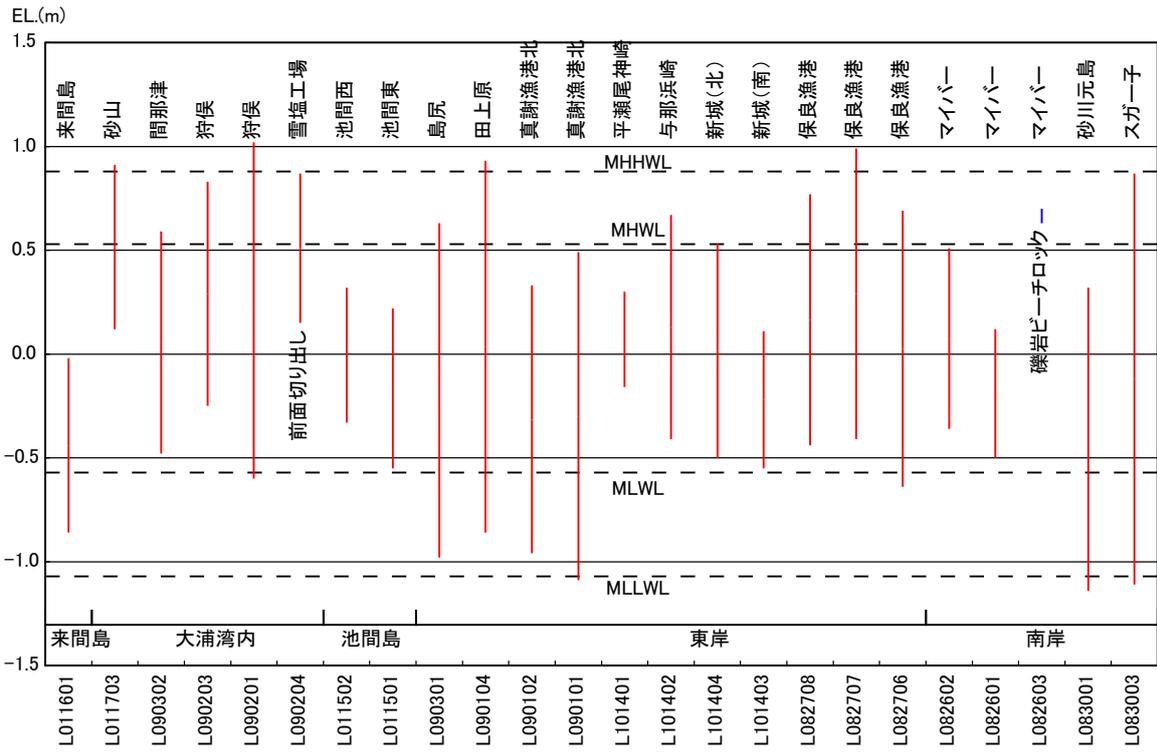


図 50 ビーチロックの分布高度.

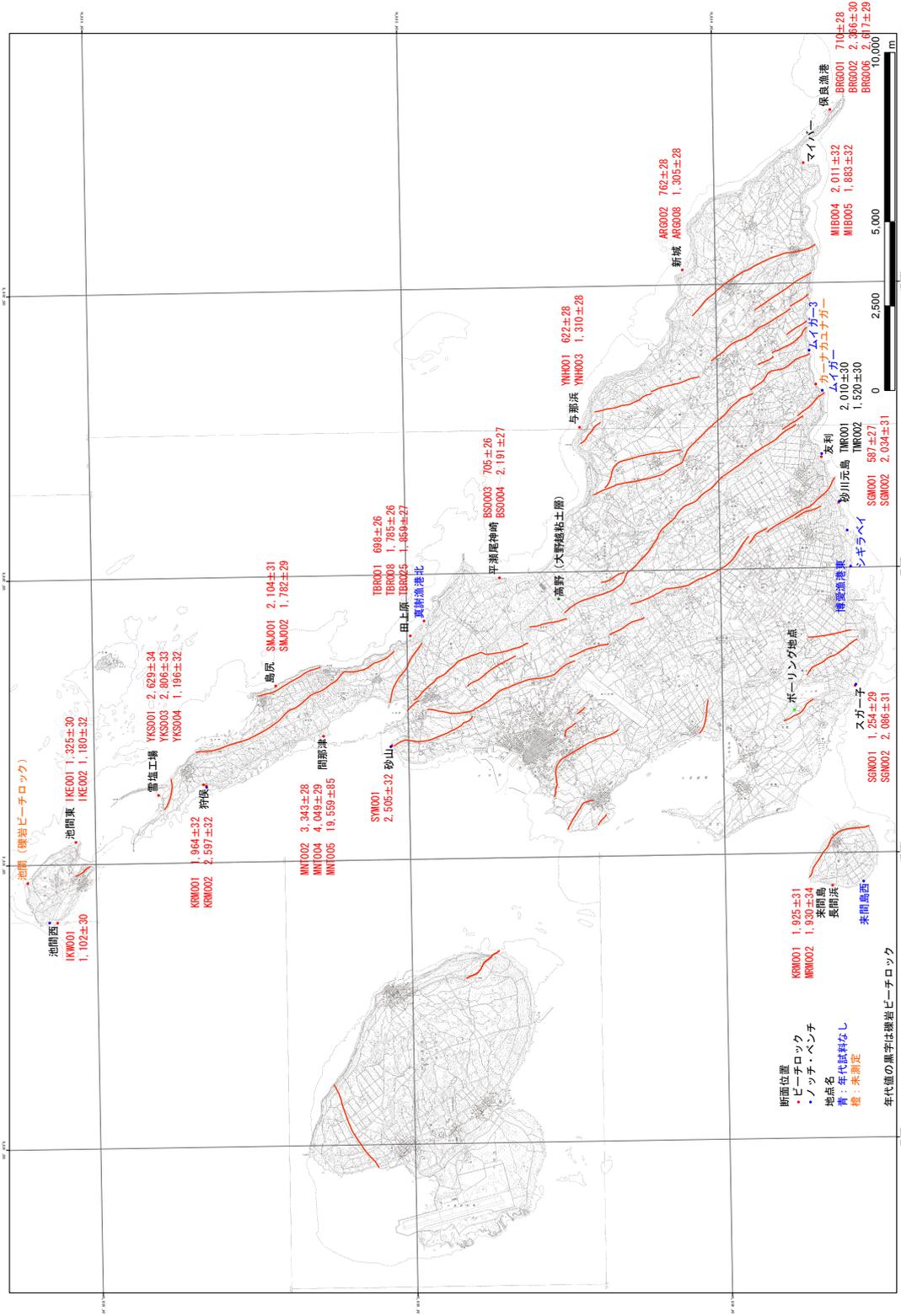


図 51 ビーチロックの分布と年代。

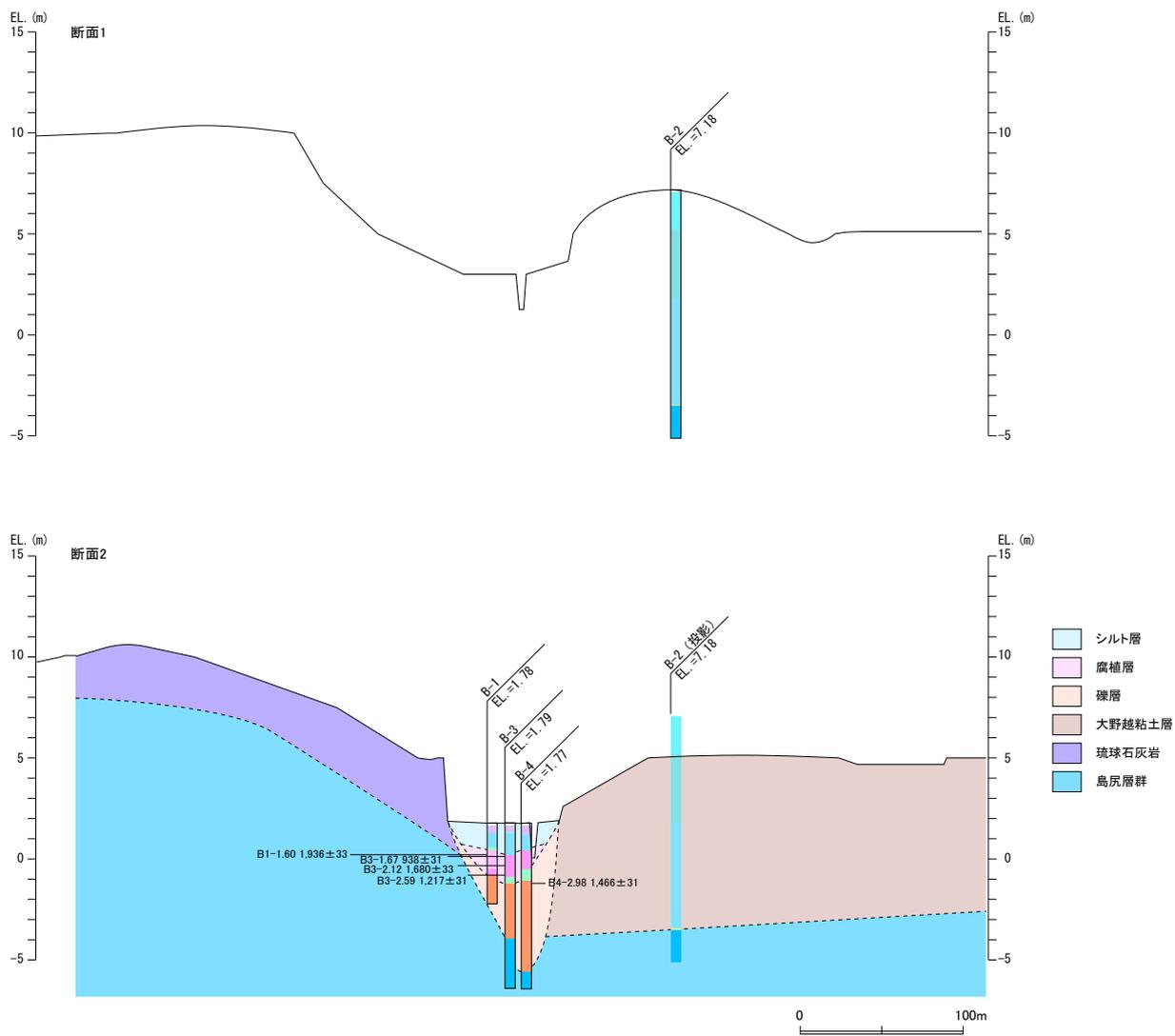


図 52 地質断面図 (洲鎌地区).

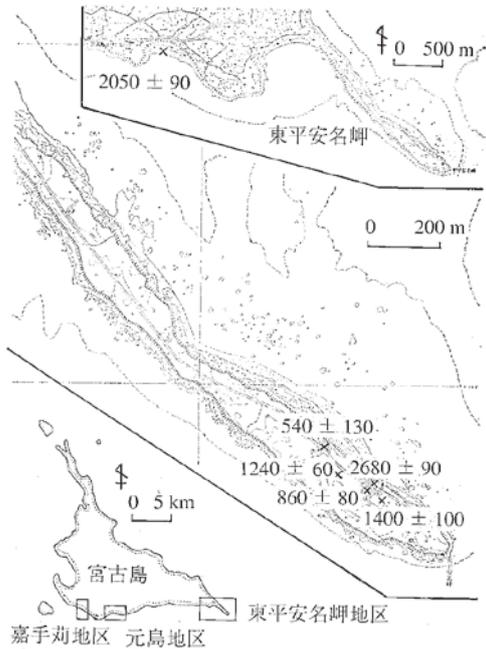


図 2 宮古島における津波堆積物の地区（下図）および東平安名岬地区（上図、中図）における津波堆積物の¹⁴C年代測定値（yr BP）
 中図は上図内の東平安名岬区域を拡大した図。
 上図は国土地理院発行の25,000分の1地形図「東平安名岬」、中図は国土地理院発行の5,000分の1国土基本図「XV1-OH66」を使用。

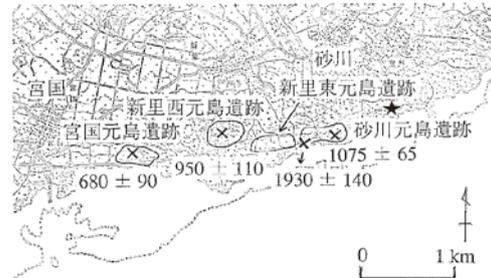


図 3 宮古島、元島地区における津波堆積物の¹⁴C年代測定値（yr BP）
 ★は明和津波の実証例（盛本，1988）の遺跡地点（地点は盛本の教示による）。各元島遺跡の分布図は沖縄県教育委員会（1983）による。地形図は国土地理院発行の25,000分の1地形図「上地」を使用。

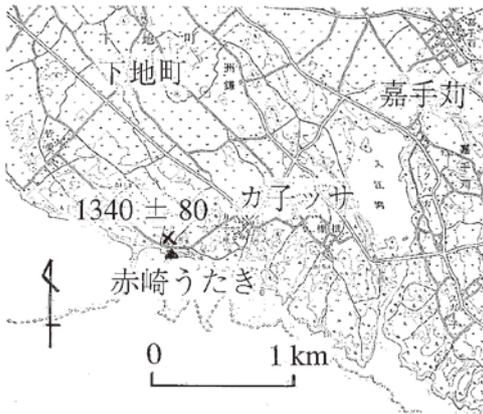


図 4 宮古島、嘉手苺地区における津波堆積物の¹⁴C年代測定値（yr BP）
 ▲は「赤崎うたき」の位置。地形図は国土地理院発行の25,000分の1地形図「上地」を使用。

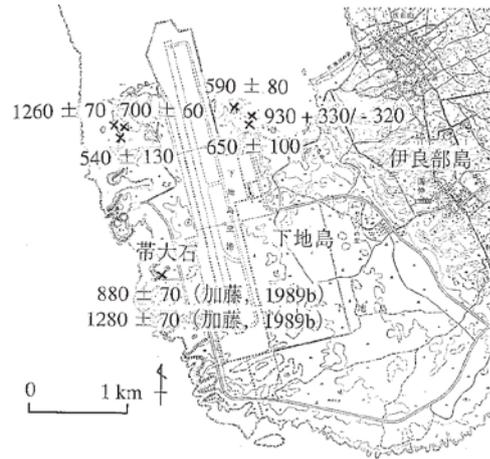


図 5 下地島における津波堆積物の¹⁴C年代測定値（yr BP）
 地形図は国土地理院発行の25,000分の1地形図「伊良部島」を使用。

図 53 ビーチロックの分布と年代.



友利元島遺跡(城辺町教育委員会2004)P8

図 54 年代測定試料採取遺跡位置図.

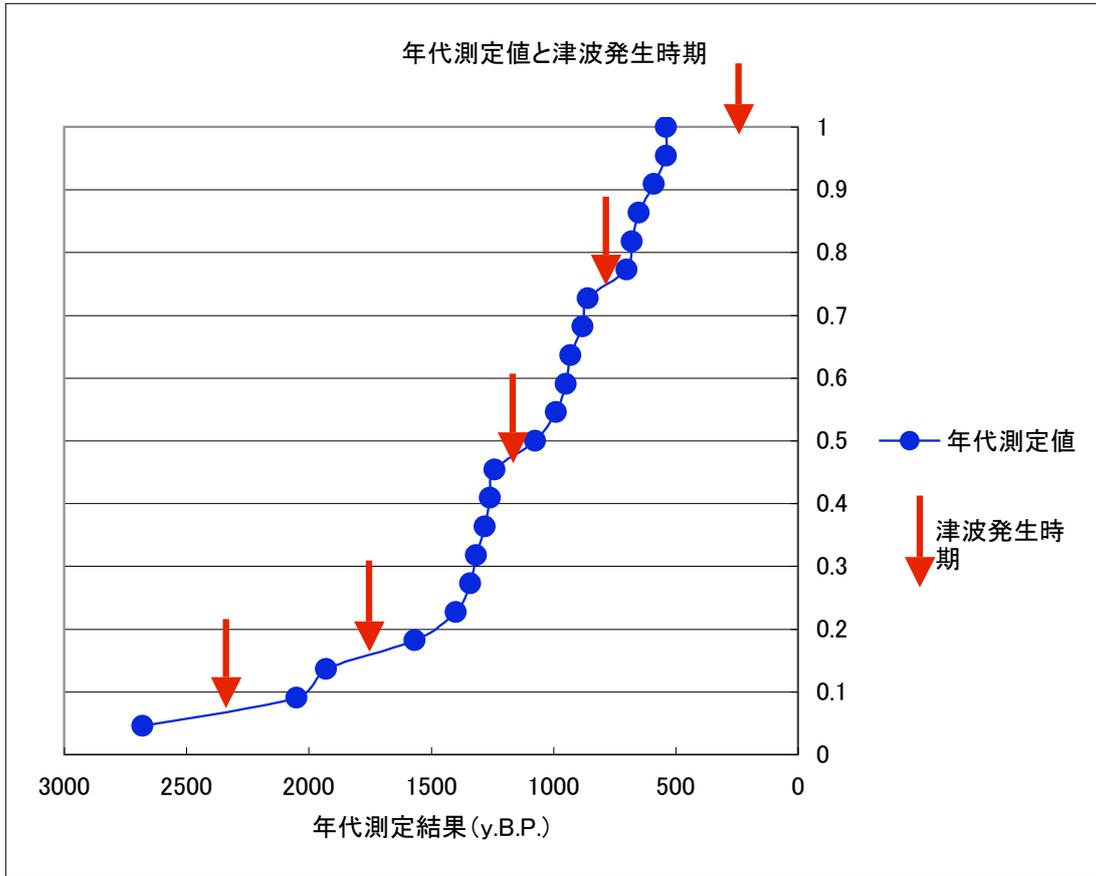


図 55 年代測定値と津波の発生時期.

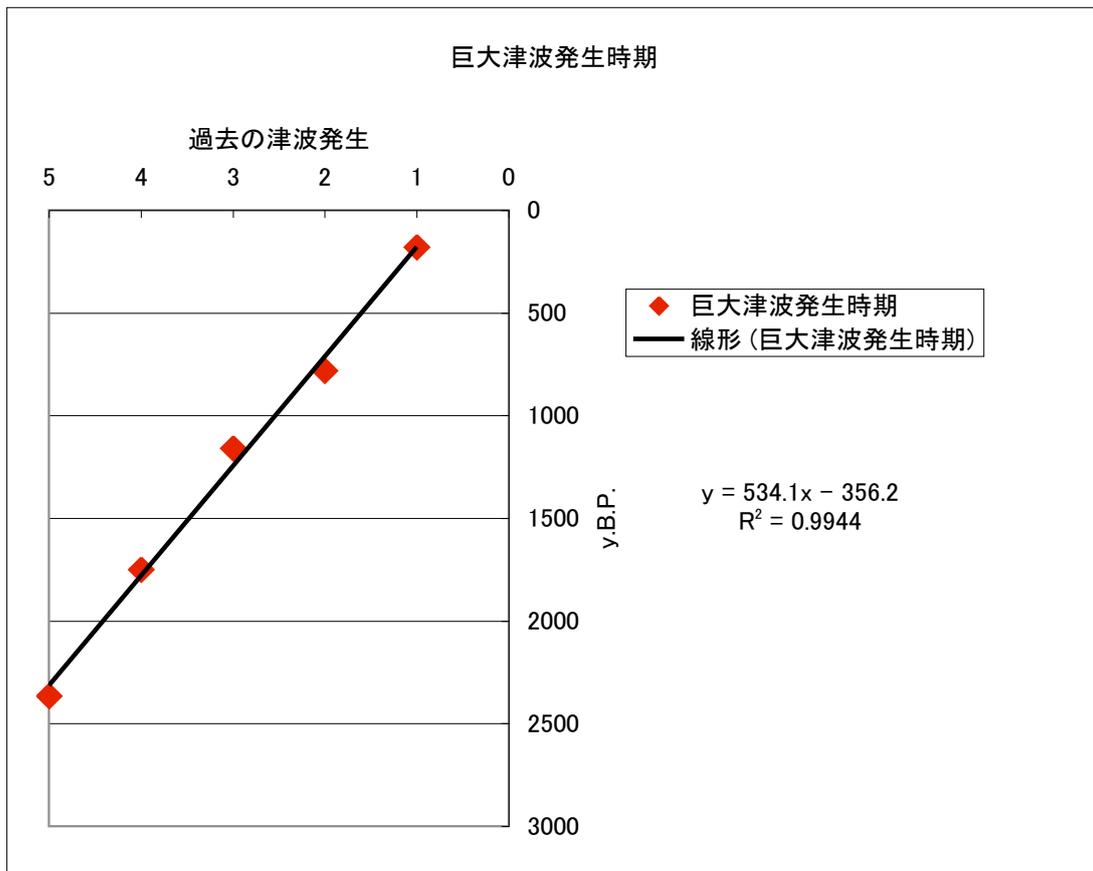


図 56 巨大津波の発生時期と発生間隔.