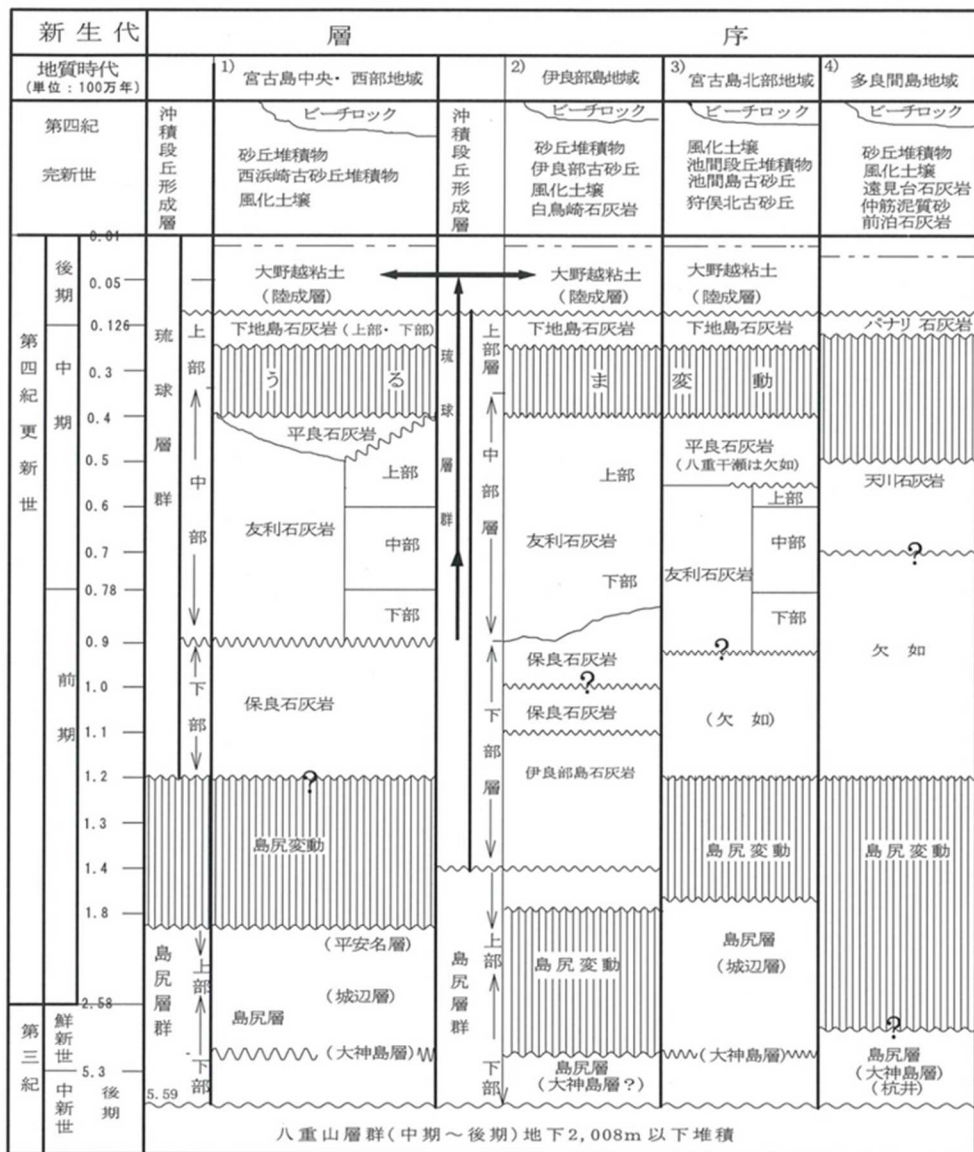


表-1 宮古諸島の地質層序表

神谷原案、安谷屋2015.8補訂



- 1) 山田(2002) 矢崎・大山(1980)を一部改変、宮古島北部を除く 全域。
- 2) 本田ほか(1993)、Sagawa et al(2001)、矢崎・大山(1979, 1980)を一部改変。  
伊良部石灰岩(Dan et al)
- 3) 宮古島北部、池間島八重干瀬を含む。4) 矢崎・大山(1977, 1980)を一部改変。
- 八重山層群は、H26年度 天然ガス資源活用促進試掘調査事業報告(宮古R-1)による。
- 島尻層群の上部基底部と下部基底部の2箇所不整合がある、下部基底部の地質年代は5.59Maとなる(円谷・佐藤 1985、天然ガス資源活用試掘調査、2014)
- 大野越粘土(赤褐色粘土)は、琉球層群中部層前半から堆積が始まる。

# 宮古島の八重干瀬卓礁群とフディ岩の地形・地質・地史的概要

## —下地島の地形・地質との関連性を踏まえて—

安谷屋 昭（宮古島市総合博物館協議会委員）

### はじめに

宮古諸島の基盤岩を構成する地層は、新生代の砂岩、泥岩からなる島尻層群である。その堆積時代は新生代の第三紀中新世後期～第四紀前期更新世（約 700 万年前～170 万年前）にかけて堆積したものである（氏家、1986）。その後、有孔虫化石の分析などを踏まえ、その堆積年代を氏家（1989）は第三紀鮮新世から始まるとした。しかし、宮古島地域では、島尻層群の始まりはその下部基底部、いわゆる八重山層群との不整合が 5.59Ma（中新世後期）とされている（2014. 沖縄県商工労働部、沖縄県天然ガス試掘事業 共同体）。その島尻層群の堆積後、約 30 万年～50 万年間は、陸地侵食期が続き、その後、その陸地は海面上昇や沈降運動によってサンゴ礁海となり、伊良部島石灰岩（Doan et al. 1960 による石灰岩分類）を含む琉球石灰岩（琉球層群下部）が約 140 万年前～約 120 万年前（佐渡ほか、1992）に堆積形成されたと考えられている。

南琉球の琉球層群は、前期更新世の約 140 万年前（ステージ 45）あるいは約 136 万年前（ステージ 43）（佐渡ほか 1992：本田ほか、1994）から、南西諸島が島嶼化した後の後期更新世初期の同位体ステージ 5e の約 12～13 万年前（河名、2002）にわたる堆積物であると考えられている。琉球層群は、下位の島尻層群を不整合に覆い、サンゴ石灰岩、石灰藻球石灰岩、大型有孔虫石灰岩で構成されている（中森、1982）。これらの琉球石灰岩は、第四紀の氷河性海面変動や島嶼化の要因となつたうま変動（沖縄第四紀 調査団、1976）による環境変化によって（本田ほか、1994・河名、2002）、サンゴ礁海域が浅、深、浅と変化したり、あるいは一部陸化が起き、石灰岩の岩相変化が生じたのである。

矢崎（1977）、矢崎・大山（1979、1980）等は、岩質、包含物、底生有孔虫などの調査分析から、key bed（鍵層）となる石灰岩を追求するなど、層序を検討、その結果、琉球層群を下位から保良石灰岩、友利石灰岩、平良石灰岩に区分。各層は、友利石灰岩と平良石灰岩の関係において一部整合であるが全体的には不整合とした。そして、その上位層には下地島石灰岩 が不整合に重なるとした。そして、それらの上位層には、島嶼化後（うま変動以降）の海水面変動によって、下地島石灰岩（下位の石灰藻球、上位のサンゴ石灰岩による裾礁状石灰岩）が不整合に重なるとした。

宮古島の琉球層群の研究には、古川ほか（1979）、沖縄第四紀調査団（1976）、中森（1982）

による、宮古島石灰岩を下部、中部、上部の区分もあるが、本報告は矢崎（1979、1980）の琉球層群の区分を基本とし、記述していくことにする。

矢崎（1976）、矢崎・大山（1980）によると、八重干瀬卓礁群とフディ岩は、基底岩が友利石灰岩（琉球層群中部層）で構成され、その下位の保良石灰岩は欠除する。フディ岩周辺の干出帯には、裾礁状石灰岩の下地島石灰岩（琉球層群上層部）が堆積する（図2）。そして、フディ岩を除いて、この周辺一帯は浅い海底段丘（岩礁帯）になっている場所である（以下、八重干瀬卓礁群とフディ岩を“両地域”と記述する）。このことは、宮古島北部地域や下地島の地質環境に類似している。

なお両地域は、八重干瀬卓礁群（図5）は平成25年3月、フディ岩は平成26年10月に「国指定名勝及び天然記念物（地質）」に追加指定された広い海域指定である。

そして、両地域の特異な地史が生み出した地域住民の文化的、人文的な生活の場所、いわゆる自然環境が貴重な自然遺産、共有財産として評価された。次世代の重要な自然環境として、その保護と適切な利用が指摘されるようになり、その保護対策が住民のニーズとなった。

本報告では、天然記念物（地質）として両地域の自然的な価値を追求するため、指定地域の卓礁群の地形、地質的特徴を調査し、そこから見えてくる特異な場景や各事象を踏まえて、地形、地質及び地史的概要を記述する。

ところで、両地域は満潮時には広大な海域海底下（旧暦3月の大潮時に最大浮上）にあるため、地形、地質調査が概観することが多く、詳細な調査報告が少ない。従って、矢崎・大山（1979）が行った、工業技術院地質調所（海上保安庁水路部報告、1986）による“宮古島北部地域”の「海底地形図（図1）」や「海底地質断面図（図2）」などから、地質構造をとらえた。そして Shachleton（1995、1987）による海洋酸素同位体ステージによる海面変化（図3、図4）を踏まえ、筆者がこれまで行ってきた踏査結果を基に、特に、両地域が宮古島や下地島と類似する地形、地質との関連性に注目する等して、両地域の一体的かつ、大まかな地形、地質、地史的概要を記述することにした（図5．八重干瀬卓礁群絵図、図6．フディ岩見取図）。

## 1. 八重干瀬卓礁群とフディ岩の地形、地質と地史的 関連性について

本考は、矢崎（1977）、矢崎・大山（1979）による琉球石灰岩の区分に基づき記述する。両地域の地層を構成する基底岩やその分布について、その実態を現地踏査と“地域、地質研究報告、「宮古島北部」（矢崎・大山、1979）”の「海底地質断面図」によると、その調査結果は、以下のようになる。

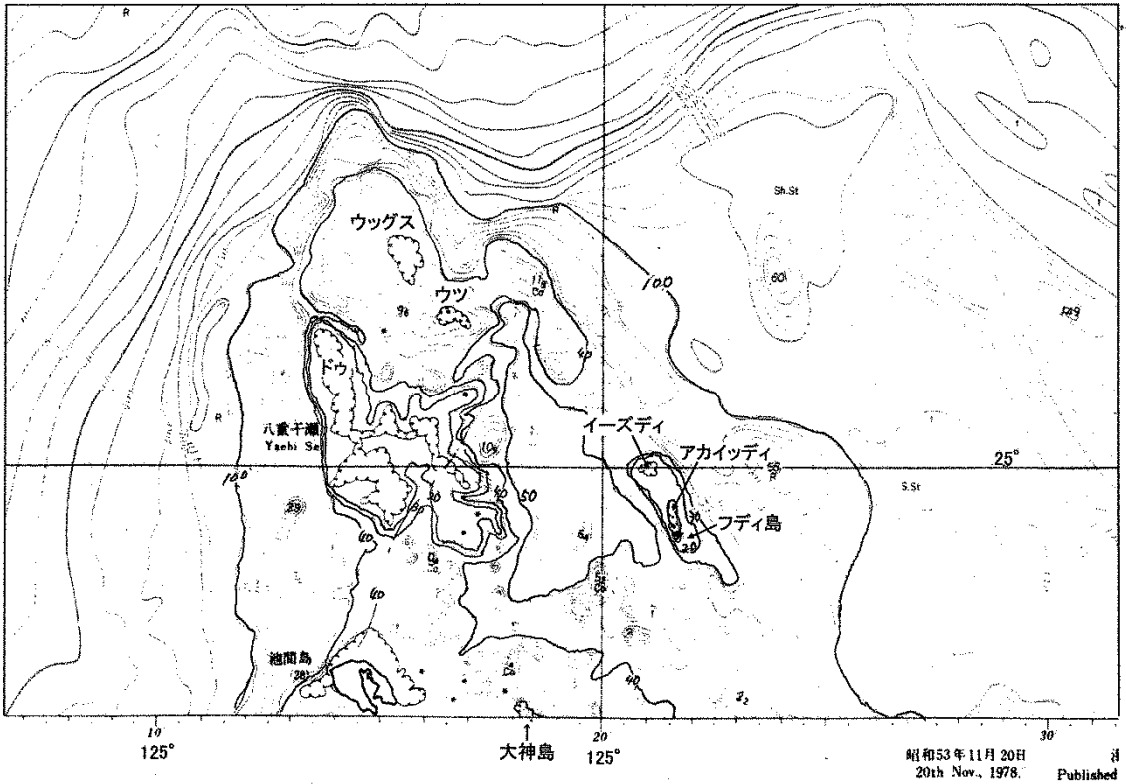


図1. 宮古島北部八重干瀬卓礁群、フディ岩の海底地形図

海底地形図1 (海上保安庁 NO. 6511)

- 1. 27 万年前から 1.17 万年前の「寒の戻り」の時期 (新ドリラス期) に、八重干瀬は現在の水深約 40m で宮古島と一つの島であったと考えられる。
- 八重干瀬卓礁群とフディ岩は-30m の海底段丘にある。
- 八重干瀬卓礁群とフディ岩の間には-50m の海底段丘がある。
- ※因みに、-200m の等深線で多良間島を含む一つの海底地形になる。

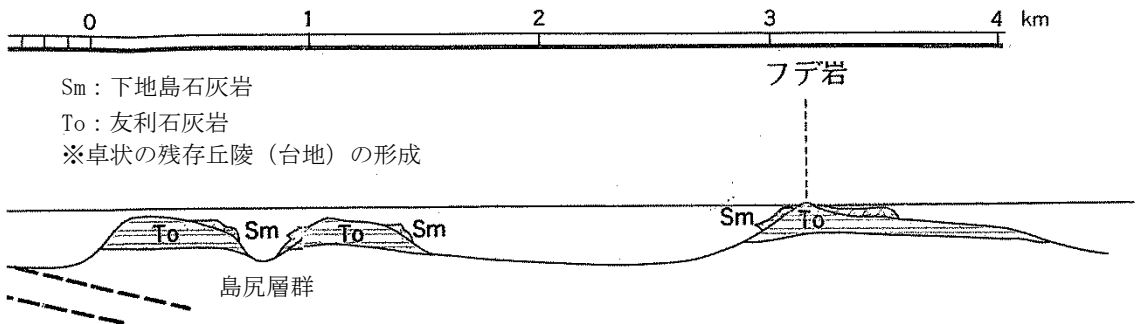


図2. フディ岩の海底地質断面図 (会場保安庁水路部報告より、1986)

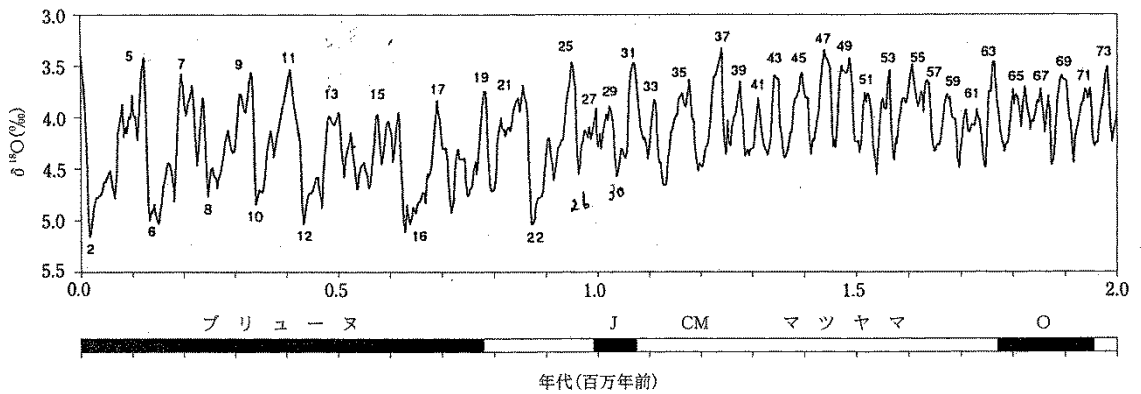


図3. 過去200万年間の標準的な海洋酸素同位体

各数字は海洋酸素同位体ステージ番号を示す。Shackleton (1995) による。

※ステージ番号奇数は温暖期、偶数は寒冷期である。

※琉球層群の堆積物、段丘地形の形成は、海面変動や地殻変動から推察できる。

※一般に奇数番号の期間はサンゴ礁海が発達し、サンゴ類などの一連の堆積物が形成され、海面低下により段丘面を形成する。

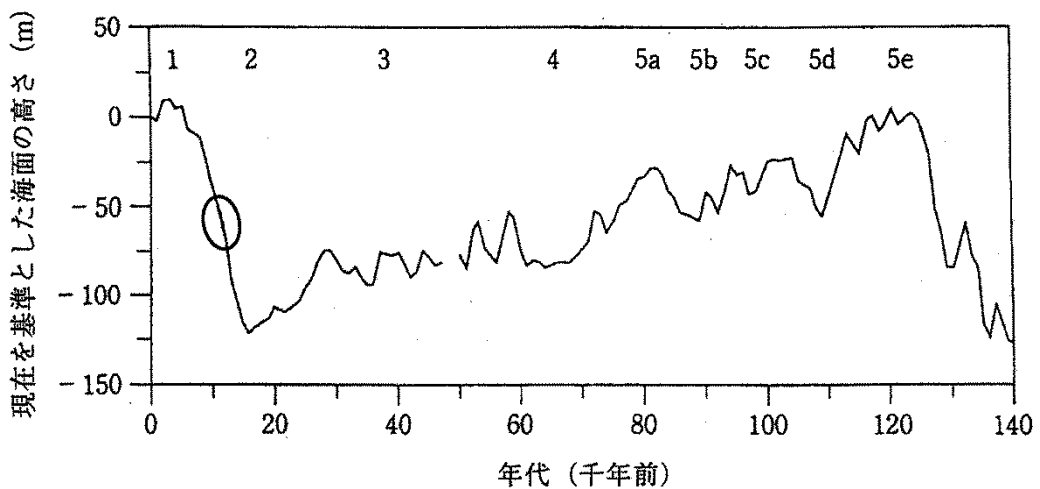


図4. 海洋酸素同位体から描かれた海面変化

底生および浮遊性有孔虫殻酸素同位体から描かれた海面変化 (Shackleton, 1987 を町田による一部補

訂)。奇数番号は間氷期、偶数番号は氷河期の同位体ステージ (MIS) である。○の位置は、B/A

温暖時、Y・D の寒の戻りのおきた時期を示す (図5の Bard et al. 1990, 1996 に基づき筆者が加筆)

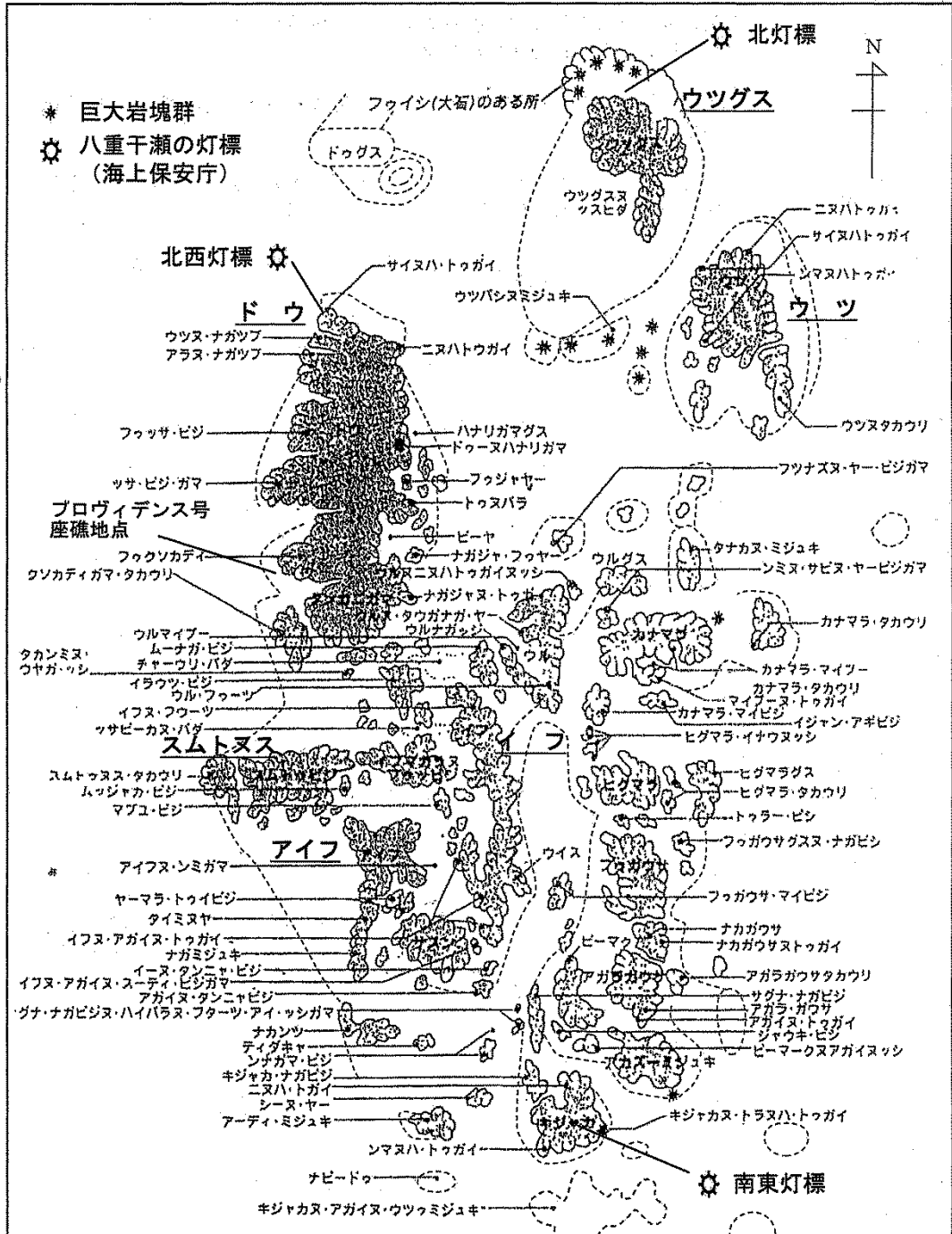


図5. 八重干瀬卓礁群絵図

八重干瀬の地形、地名図：原図は「インシャ伊良波富蔵」(1975 作成 43 ビシ名)→前泊徳正(長 男、廣美)による「前泊八重干瀬地形・地名図」(1983、「南島の地名」・第1集発表)→我那覇秀夫氏：地名補足(1989)→空中写真(1999、5、15)細密な地形、地名図→2015.3. 灯標、砂州、沈水ドリーネ等の一部補足

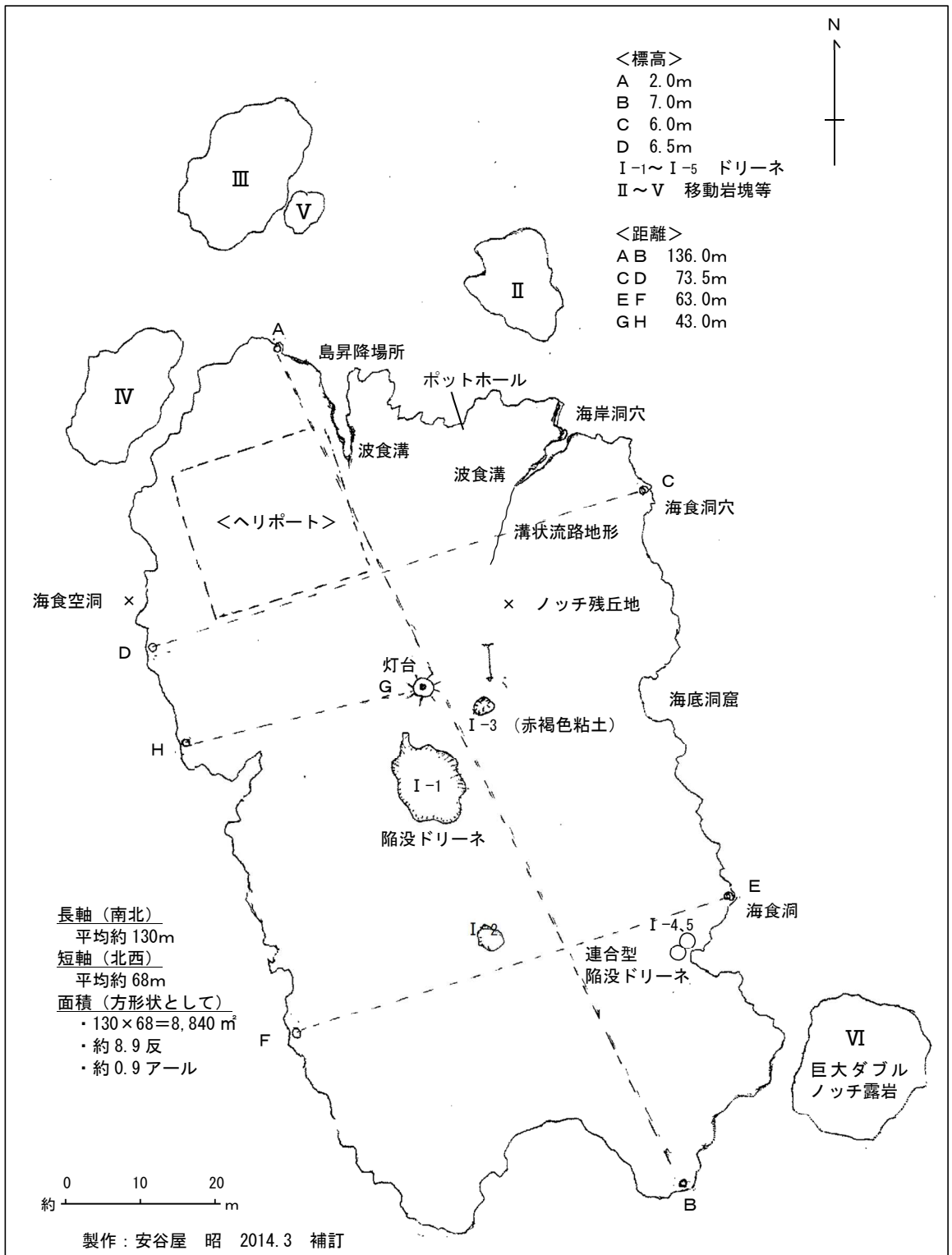


図6. フディ岩 (島) 見取図

### (1) 八重干瀬卓礁とフディ岩の基底岩（琉球石灰岩）

八重干瀬卓礁は、氷河性海面変化や沈降によって沈水した礁石灰岩が堆積するサンゴ礁で、大潮の干潮時にはほとんどが岩礁帯となる。礁池（写真1）、現生サンゴ礁（写真2）、砂州（写真3）等が発達し、主ビシ（ドウ、ウル、ウツ、フガウサ、ヒグマラ、カナマテ、スムトゥ、イフ、アイフ、キジャカなど）には、多くの礫（サンゴ石片を含む）や岩塊が散在し、全体的には露岩地（岩礁帯）を成す（図5）。琉球石灰岩は、友利石灰岩で構成され、その上位層の平良石灰岩や下地島石灰岩は欠如している。一方、フディ岩の陸域部は友利石灰岩が露岩化し、小規模であるが洞穴内に赤褐色粘土が残存している。そして、周辺のサンゴ礁干出帯には、平良石灰岩は欠如するが、友利石灰岩の上位部に直接、下地島石灰岩が不整合に堆積している（写真4、図2）。

### (2) 主ビシに陸地の名残

このような事象から概観すると、八重干瀬卓礁群の形成当時は、友利石灰岩の堆積後、陸化したか、それとも、その上位層の平良石灰岩や下地島石灰岩が堆積するようなサンゴ礁海域ではなかった。また、八重干瀬卓礁の主ビシを中心に踏査した結果、岩礁帯（干出帯）に、沈水状ドリーネ（写真5）、根付き岩塊（写真6）、層理面から離れた岩塊（写真7、21）等が多数存在することから、干出帯を形成する岩礁は、それらの大半が陸化の痕跡を示すものであると考える。それら主ビシなどの岩礁が元陸地であったとするならば、八重干瀬卓礁群の形成当時は、散在する岩塊の高さ（最高約1.6m前後）などから想定して、フディ岩の高さ程ではなかったが、岩塊が多く散在する主ビシは、フディ岩に類似した低島を形成していた可能性が考えられる（安谷屋、2012）。そして、その陸化していたと考えられる。主ビシは、その後の沿岸流や津波、高潮などの潮流の営力を受けて、崩壊、分断、分離（層理面から）をして、移動岩塊となって散在したと考える。また陸地の名残として考えられることには、現在のフディ岩の露岩地や周辺干出帯に見られる複合陥没ドリーネ（写真8）、大小のドリーネ（写真9）、ノッチ状残丘地（写真10）、巨大ダブルノッチ露岩（写真11）、根付き岩塊（写真6）、移動岩塊、礁嶺状残存地（写真13）、溝状流路地形（写真14）の存在からも推察できる（安谷屋、2014）。

## 2. 伊良部島や下地島との関連地形、地質、地史

本考を論ずる前に、下地島石灰岩の形成時期を確認する必要があることから、関連する伊良部島と下地島の形成に関する地質イベントに触れることにする。

前述したように、琉球列島に琉球層群（琉球石灰岩を代表とする第四紀堆積物）が形成さ



れたのは、伊良部島などの琉球層群下部層が約 136～110 万年前あるいは約 136～89 万年前と推定（本田ほか、1994）され、琉球層群中部層が約 110 万年前～39 万年前あるいは、約 89 万年前～39 万年前と推定。中部層は 39 万年前以前のある時期に形成された堆積物となる。そして、上部層は約 33 万年前（同位体ステージ 9）以後のある時期と推定される（河名、2002）とした。さらに、河名（2002）は“そのある時期”について以下のように推定した。「伊良部島の琉球層群中部層は、上記のことから約 90 万年前～110 万年前以降、沈降運動や氷河性海面変動の強い影響を受け、深い、浅いなどの堆積を繰り返し、伊良部島では同位体ステージ 11（約 40 万年前）あるいは、それ以前のある時期に隆起に転じ、その後、琉球層群上部層が同位体ステージ 9（約 33 万年前）以降のある時期に形成した。そして、伊良部島南東部の旧汀線高度 35～40m の平坦面を同位体ステージ 7（約 20 万年前）と推定。伊良部島南部および南西部を取り巻く旧汀線高度 10～15m と下地島西部の海拔約 10～15m の平坦面は対比されるとし、下地島西端部のサンゴ石灰岩（矢崎の下地島石灰岩）の形成を同位体ステージ 5e と推定した。そして、下地島の隆起も同位体ステージ 5e（約 12 万年～13 万年前）から転じたものと推定される」とした。

このことは、本田ほか（1993）による琉球層群上層部のボーリング調査の位置や岩質（大型有孔虫からなる多孔質石灰岩）から、矢崎（1973）が調査記録した岩質（粗粒質有孔虫石灰砂岩）と類似することから、本田ほか（1993）による琉球層群上層部は、矢崎（1973）の調査した下地島石灰岩下層部と考えられる。このことが認められるならば、下地島石灰岩は、琉球層群上層部と同様、同時堆積相の同位体ステージ 5e に形成されたと推察できる。

伊良部島と下地島の地形等には特異性がある。「地形図」や矢崎（1978）の調査報告によると、琉球層群中部層（友利石灰岩）を基底岩として、標高 60m 以上の牧山平坦面から、島の北西部の白鳥崎平坦面（20～25m）、そして琉球層群上部層を形成する南岸部の段丘平坦面（10～15m）、さらに入江水道部背後の低位平坦面（10m 以下）（写真 15）がある。そして、琉球層群上部層相当の下地島石灰岩は南岸部と白鳥崎海岸部に発達している。

これら、各段丘平坦面は南西部の入江水道部に向かって、島の隆起あるいは海面変動によって変形して、旧汀線の化石地形を思わせる。標高の高い牧山平坦面などに発達している縦穴洞穴群から溝状流路地形、谷状地形が南西部に延び入江水道部へと連結開口しているこの伊良部島南西部の海岸（入江水道部）は、谷状地形の末端部になり、大小の入江が複雑に形成され、隆起海岸であるガリアス状（沈降）の海岸となっている。

一方下地島は、下地島断層系を中心にその西部一帯は高い段丘平坦面（10～15m）、東部一帯は低位な平坦面（2～8m）を形成（写真 15）、東部落ち西部上がりの構造を成し、陥没ドリネや溝状流路地形など広いカルスト段丘を形成している。そして、琉球層群中位層（友利

石灰岩)を基底岩として島の西岸部から南部海岸部沿いに下地島石灰岩が形成されている。

そして、下地島側の入江水道部は、高く盛り上がった緩やかに屈曲した丘地を形成し、現在のサシバリンクスゴルフ場を中心に海岸平野(海食台)(写真15)を成し、隆起海岸の形態をつくっている。

このように、両島を挟む入江水道部は、一方はリアス状に深く入り込んだ海岸を成し、対岸は高く盛り上がった緩やかに屈曲した海岸を形成しており(写真16)、その形成過程で、複数の変形作用を受けて来たと考えられる。

従って、下地島石灰岩の形成は、河名(2002)が指摘している旧汀線高度の段丘平坦面(10~15m)の同位体ステージ5eから始まり、入江水道の下地島側背後(海岸平野)の低位平坦面(2~8m)の形成に亘る(写真15)、いわゆる、同位体ステージ5e以降のステージ5d、5bの相対的な寒冷時の海面変動や下地島断層系に関連した背斜褶曲あるいは縦走断層の地域的な隆起によって形成されたものと考えられる。

このようなことが成り立つならば、現在の伊良部島や下地島の原形が出来たのは、入江水道部が形成された時期となることから、下地島西方一帯(約10~15m平坦地)の隆起後、いわゆる同位体ステージ5e以降のステージ5d(約11万年前)、5b(約9万年前)の相対的な寒冷期、あるいはステージ5a(約8万年前)までの相対的な温暖期における地域的な隆起運動によるものと考えられる。

### 3. 八重干瀬卓礁群とフディ岩の地形、地質、地史的概要

八重干瀬卓礁群(図5)とフディ岩(図6)は、基盤岩の島尻層群が中新世後期~更新世前期に堆積後、侵食期を経て、沈降運動や氷河性海面変動によって、サンゴ育成海が形成され、琉球層群が堆積した。そのサンゴ礁堆積物は、その後の隆起運動(うるま変動)によって琉球石灰岩の島を形成した。

全てのサンゴ礁海が陸地化したのではなく、断層などによって、隆起運動から海底に取り残された琉球石灰岩が存在することが地質調査で確認されている。宮古島北方一帯の八重干瀬卓礁群は陸地として存続する島に至らなかったと考えられる。

#### (1) フディ岩の赤褐色粘土と干出帯の下地島石灰岩の形成

フディ岩は、友利石灰岩が露岩化した陸地を形成し、その周辺干出帯は、下位の友利石灰岩を、下地島石灰岩が不整合に覆っている(図2)。その下地島石灰岩は、フディ岩を取り込むように海面下で安定した地形を成している(図2)。

後述するが、フディ岩は現在より広い低島であったと考えられる。現在の露岩地には、下

地島西岸部の地形と同様に、ドリーネ、溝状流路などのカルスト地形があり、また、フディ岩が離水後に形成された溶食凹地（ドリーネ）には、赤褐色粘土（大野越粘土）が少量であるが残存している（写真 17）。これらのフディ岩の性状から、下地島の赤褐色粘土（写真 18）と地形の形成過程に類似性があると考えられる。

フディ岩の赤褐色粘土（コラム 1）は、大野越粘土（風成塵を含む、石灰質風化粘土の再堆積した、2 次的堆積物。レス質風化土壌）と同じものと考えられる。下地島に分布する赤褐色粘土ともよく類似し、その形成は、下地島同様に、基底岩の友利石灰岩や下地島石灰岩の堆積後、最も乾燥した最終氷期（黒田・小沢、1996）から完新世にかけて運ばれた風成塵の影響を受け、陸化時の溶食による石灰岩泥質等が基底岩の凹地に風成塵と共に周りから流水物質として移動して来た 2 次的堆積物と考えられている。風成塵は、氷期乾燥期や東シナ海大陸棚が陸化した時期には、陸地や海底の堆積量は増加する（成瀬、2006）。しかし、日本列島、南西諸島では純粋なレスは少なく、周りからの流水物質や火山灰物質の混入が多い（成瀬、2006）。

赤褐色の大野越粘土は、宮古島では最大層厚が約 16m（大野越一帯）あり、下地島では層厚約 0.5m 内外と薄くなっている。このことから、宮古島の大野越粘土層の堆積には、寒・暖の気候変化が複数回あったと考えられ、下地島では、1 回程度の気候変化、あるいは地域的な地殻変動の影響を受けて凹地などに堆積したものと推測される。もし、そうだとするならば、下地島・フディ岩の赤褐色粘土形成に影響した風成塵は氷期最終最盛期の寒冷・乾燥した同位体ステージ 2（約 2.5～1.5 万年前）から運ばれたものが主体である可能性が考えられる。

そして、陥没ドリーネなど多くのカルスト溶食地形が発達する下地島の隆起や下地島石灰岩の形成は、河名（2002）が指摘している同位体ステージ 5e の相対的な温暖な間氷期から、同位体ステージ 5a（約 9 万年前）にかけて行われていたことになろう。

その頃（ステージ 5）、フディ岩においても裾礁状サンゴ海域が海面変動や地域的な隆起によって陸化し、フディ岩とその周辺を覆う下地島石灰岩が形成されたと考えられる。

次に、後期更新世、約 14 万年前以降の海水面変動を海洋酸素同位体曲線（Shachleton、1987）（図 4）などをもとに、宮古島と周辺島々において起きたと考えられる地質イベントの概要を以下記述する。

#### <コラム 1>

##### フディ岩の赤褐色粘土について

フディ岩見取図 I-1 のドリーネの赤褐色粘土は 1940 年頃、日本政府による燐鉱石試掘によって持ち出されたようである。（聞き取り：儀保末吉の長男直秀さん 70 歳 2015.4）

## (2) 後期更新世末の気候変化による八重干瀬卓礁の平坦面地形、地質

第四紀更新世の後半は、氷河期と間氷河期とが繰り返した時代で気候変化により海水準が変動した。氷河（乾燥）期は海面が低下し、間氷河（湿潤）期は海面上昇が起きた。なかでも、最終氷期最盛期同位体ステージ2（約2.5～1.5万年前）には、地球的規模で起きたとされる約120～130mの海水準の低下により、東シナ海大陸棚の陸化や南琉球弧においてはうるま変動が起こり隆起に転じ、中国大陸と陸続きとなった（木村 2002、大城 2002）。この時期には八重干瀬も宮古諸島と共に陸化（大陸と陸続き）したものと考えられている。

そして、陸化した東シナ海大陸棚にはすでに大陸からの風成塵や長江（揚子江）から流入した砂、泥等が残留堆積していた。また、浅海や陸化した宮古諸島（八重干瀬、フディ岩を含む）も海面変化（海退、海進）の際や長期の陸化に伴う、浸食、溶食、風化によって、表層部の平坦化や溶食凹地を形成したものと考えられる。

このような、東シナ海大陸棚や宮古諸島の陸化、浅海の環境変化の影響が、宮古諸島の平坦面地形や大野越粘土の形成要因となったと考える。

## (3) 宮古島古陸の誕生

更に、後期更新世の最終氷期形成時期（約2.5万年前～1.5万年前）以降になると、気温が上昇（図4）していくことになるが、特に、北半球に起きたとされるベーリング・アレレード温暖期（B/A）や新ドリラス寒冷期（Y-D）が南琉球弧に影響したとするならば（図4）、まず、ベーリング・アレレード温暖期（約13,800年前）には、宮古島一帯は急激な温暖化による海面上昇を約1,000年間（町田ほか、2003）受け、その後、再び“寒の戻り”といわれる新ドリラス寒冷期（約12,700年～11,700年前）となって、海水面の海退、低下が起こったことになる（Bard *et al.*, 1996）（図7）。

この急激な暖・寒の時期を図7の南太平洋の最も安定した地域とされるタヒチ島における海面低下から推測すると、タヒチ島は現海水準よりも約-40m～-60m海水面が低下していたことになる。そのことに関して、宮古島とその北方の「海底地形図」（海上保安庁、1978、1988）や、木崎（1985）による「海底地形図」で見ると、宮古島及び周辺各島は、一時的に海水準が停滞したことが考えられる。特に、水深約40m～60mの等深線では広く囲まれていることからわかる。そしてこのことは、この海底地形図から見て、等深線の-40m～-60mの海底地形幅が南西側と北東側に比較的広がっていること、また、矢崎らの調査でこの水深40～55mのサンゴ礁地形に、何らかの影響による傾斜変換帯（コラム2）が認められ、その変換帯（点）を境に新・旧のサンゴの区界を示している（海底地形地質調査報告、1986）ことから分かる。

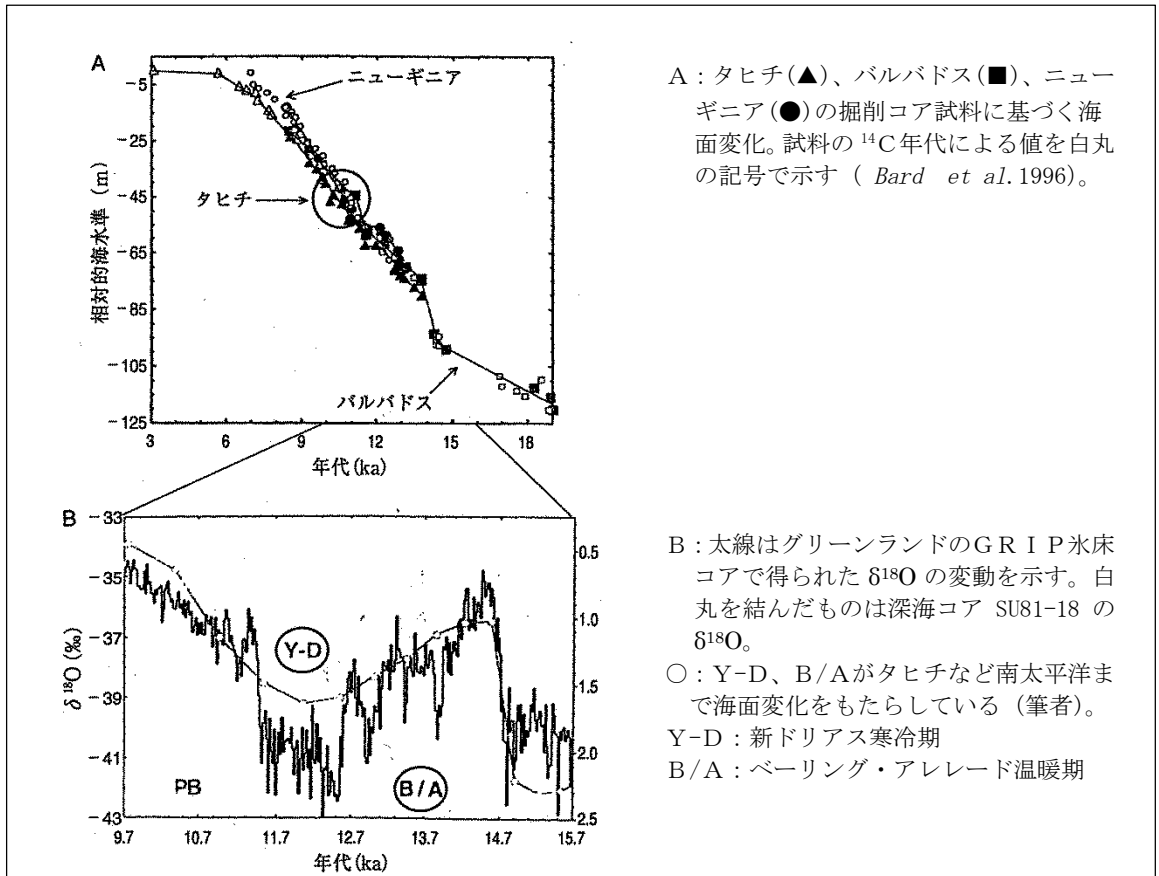


図7. 最終氷期以降の海面変化と酸素同位体変動 (Bard et al. 1990, 1996)  
 (第四紀学、町田洋外編著より、2007、朝倉書店)

<コラム2>

傾斜変換点(帯)について

段丘地形は、第四紀の環境変遷(海面変動)や地殻変動(間欠的隆起)などを考察する上で重要な証拠資料になると言われ、その海域段丘の段丘崖は旧海食崖であり、海岸線に沿ってほぼ平行状に配列されると言われている。(図9)

これら種々の成因によって傾斜地形が急変する境界に、傾斜の変換点(帯)が見られる。

- ・宮古島及び周辺各島は、例えると水深約-40mの等深線によって取り囲まれ、そのサンゴ礁地形には、水深-40~55m付近で傾斜変換点(帯)が認められている。

- ・その変換点成因として、最終氷期最盛期(最大海退期)や新ドリラス寒冷期などが始まり、その一時海面停滞時の下刻作用などが関わって形成された。

第9図の断面図は、上部の段丘斜面から、下部段丘斜面の境界部（変換点）を示したモデル図である。

このような海底地形から、宮古島と周辺各島はその新ドリラス寒冷期の一時期に、一つの陸地を形成していた可能性が考えられる。そして、その間に沈降運動などの変動がなかったとするなら、まず同位体ステージ2の宮古諸島が最終氷期最盛期の大陸と接続した後は、B/A温暖期による急激な温暖化により海面が上昇し（図4）、その陸地が縮小していくことになる。そして、その後、新ドリラス寒冷期には海面が再び低下し、八重干瀬卓礁群とフディ岩は宮古島と周辺島々などと共に、現在より標高が約40m以上高い大きな陸地を形成していた可能性が推測される（図10）。そこで、新ドリラス寒冷期（約12,700～11,700年前）の低海面時期に、宮古島とその周辺各島を取り囲む、約-40浅の海底段丘面まで陸化した陸地を以下“宮古島古陸”と呼称する。その後、その“宮古島古陸”は、再び完新世直前からの急激な温暖化、いわゆる後氷期海進によって海面が上昇し“宮古島古陸”は次第に海水面が上昇・分離して、宮古は現在の海底段丘（約-40m～-60m）（図10）や海岸段丘（陸域部）を持つ島々となったと考えられる。

#### （4）主ビシ低島とフディ岩の広い低島の形成

そして、“宮古島古陸”から分離した当初の八重干瀬卓礁群やフディ岩は、陸地の名残となる根付き岩塊（写真6、12）や、沈水ドリーネ（写真5）、そして、多くの移動岩塊（写真7）などがあることから、また、主ビシ（ビシ）の、ドウ、イフ、ウツ、フガウサ（写真7）、キジャカ（写真19）などに、比高約2.0mの根付き岩塊が残存することから、標高約2m前後の“主ビシ低島（仮称）”を形成していたことが考えられる。その形成されていた“主ビシ低島”は、その後、氷河性海面上昇のピーク時と考えられている縄文海進を挟み、前期完新世から後期完新世にかけて繰り返し起きた地震、津波、台風、高潮などの営力によって“主ビシ低島”の露岩が次第に、侵食、決壊、分離（層理面から）されて、現在、散在する最大高さ約1.6m余（写真21）等の多数の移動岩塊となったと考えられる。

一方、フディ岩とその周辺干出帯は、現在、標高約10mの巨大ダブルノッチ露岩（写真11）が存在することや、干出帯に分布する根付き岩塊を含む移動岩塊と残存地（写真20）があることから、フディ岩の当初面積は推定で現在の約5倍以上はあったことになる。さらにフディ岩東方数100m延びる干出帯東端部の礁嶺状残丘地（地名：イーズディ）や低い岩塊のある、これらの場所を含めるとフディ岩は約20倍近い広い低島を形成していた可能性が推定できる。

そのように推定される広い“フディ岩低島”は、露岩地の陥没ドリーネ、溝状流路地形、

凹凸の激しいカルスト地形、潮間帯ダブルノッチ岩が形成されていることから、その後、八重干瀬卓礁群の形成と同じように、沿岸流、地震、津波、台風などの営力によって、侵食、決壊、崩壊、分断され、その後、東端部イーズティ（礁嶺）側は消滅し、フディ岩側は沿岸漂流によって海岸線が次第に後退し、取り残された現在の低島になったと考えられる。

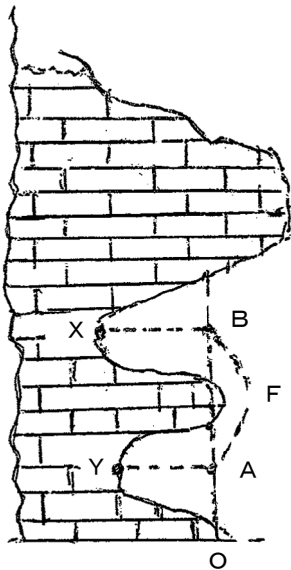


図8. 巨大ダブルノッチ露岩の断面地形

このノッチ露岩は周囲が5 m以上の深さの礁湖で取り囲まれている。

- ・ X (上位) と Y (下位) の位置が侵食後退点 (レトリート・ポイント)
- ・ O は現平均海水準点 (ベース・ポイント)
- ・ A (下位)、B (上位) が侵食後退点高度 (高さ) (エレベーション)
- ・ 上位ノッチと下位ノッチの後退点高度差 (F)  
 $OB - OA = F$   
 約  $3 - 1 \div 2 \text{ m}$

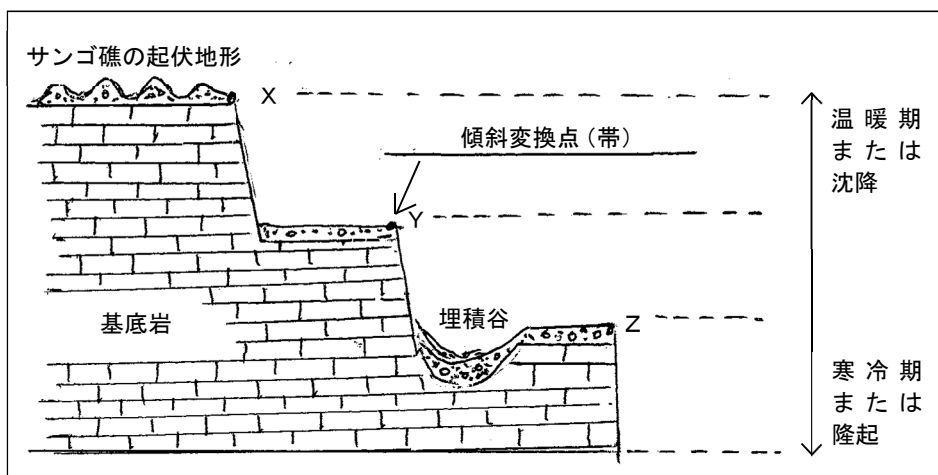


図9. 海底地形断面モデル図

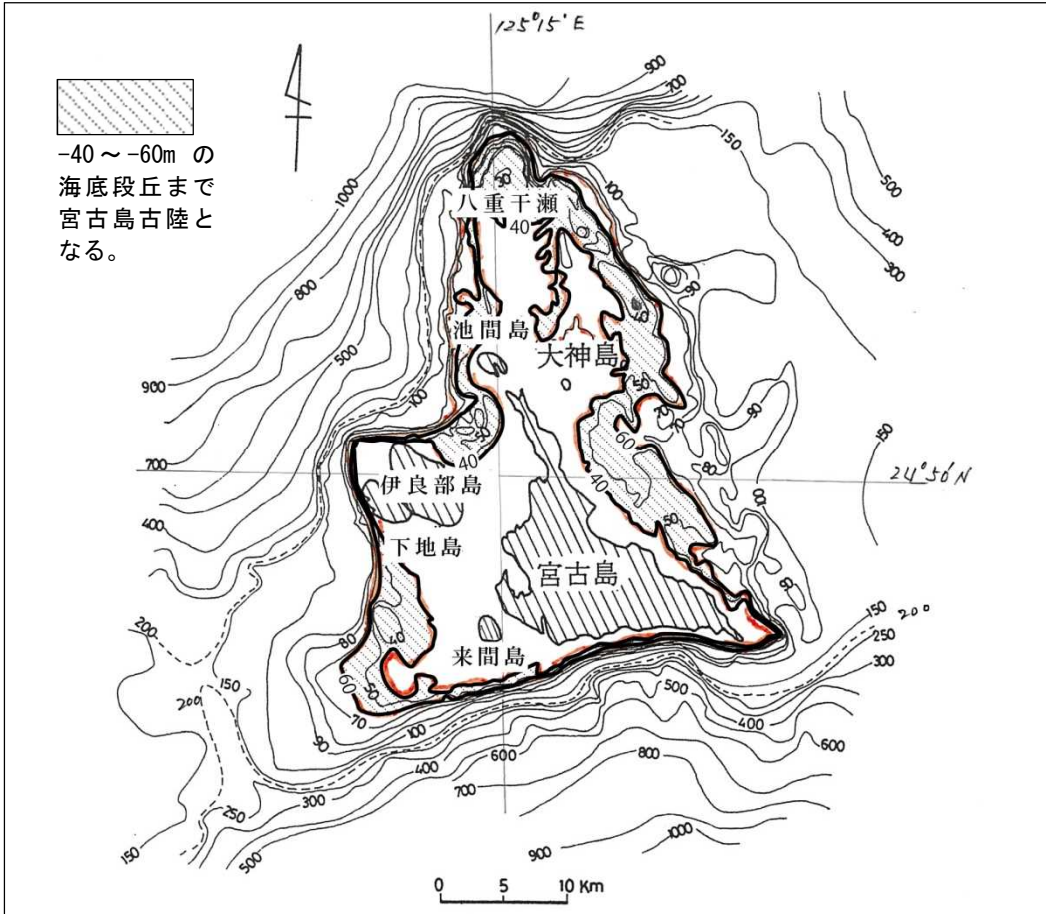



図 10. 宮古島周辺の海底地形と宮古島古陸

(琉球弧の地質誌より、木崎甲子郎編著、1985、矢崎・大山、1979) 等深線の  部分は加筆 (2015)

現海水準のフディ岩には、溯上する沿岸漂流が島を取り囲むように流れ、海岸線は侵食後退するだけで砂や礫の堆積による砂浜やビーチロックは発達していない。

しかし、溯上する波によって侵食されてできた貴重な潮間帯ノッチが発達している。そのビーチロックや潮間帯ノッチは後期完新世の海面変化を推定する指標となることから、宮古島の潮間帯ノッチやビーチロックの形成に基づき、次のようにフディ岩について推察した。

#### (5) 完新世中期末と現海水準の始まり

河名 (2003) は、宮古島における後期完新世の地形発達史の研究から、上位ノッチの形成年代が約 4,400 年前以降に始まり、下位ノッチ形成は約 3,200 年前以降から始まると推測した。また、ビーチロックの形成年代や性状研究は、研究者によって多くの年代測定が行われ



ている（河名、2003；小元、2005、2007；（財）地域地盤環境研究所、（独）産業技術総合研究所、2009）。これら多くの形成年代値（省略）から見ると、宮古島での古い年代値は約4,000年前であるが、多くのビーチロックは約2,000年前前後から形成が始まったようである。

筆者は“フディ岩南端部海岸”の潮間帯ダブルノッチとその離れの“巨大ダブルノッチ露岩”に形成されている上位ノッチの後退点高度（2.5～3.0m）が、宮古島などの上位ノッチの後退点高度よりも高く明瞭に形成されていることから（写真11）（図8）、河名（2003）が指摘する上位ノッチの約4,400年前より、さらにノッチ形成は古くなり、5～6,000年前頃まで溯るのではないかと考える。その形成は、縄文海進の時期によるものと考えられる。

そして、Kawana and Pirazzoli（1984）、河名（2003）が指摘する宮古島における現海水準が「後期完新世の海面変動が約2,100年前（未較正值）以降からほぼ現海水準のままで至った」と推定していることから、現在のフディ岩の潮間帯ノッチ、そして、八重干瀬卓礁群に形成されているウツグスの砂州島（写真22）等の形成も、沿岸漂流の溯上実態や下位ノッチ後退点高度などから、約2,100年前からその形成が始まったものと推察できる。

このようなことから、現在の水深約2.0～3.0mの八重干瀬卓礁群や洋上に浮上した標高約3.0～7.0mのフディ岩も、現海水準の始まったと考えられる約2,100年前頃から海岸地形の形成が始まり現在に至っているものである。

このような、八重干瀬卓礁群やフディ岩の自然事象とその景観は、下地島と共に貴重な地質遺産（ジオパーク）として、学術、文化、教育そして観光の資源となるものである。

## まとめにかえて

本報告は、八重干瀬卓礁群とフディ岩の両地域の地形・地質と地史的概要を宮古島、下地島と関連づけて、主に琉球石灰岩堆積以降の地殻変動と海洋酸素同位体変化から論じた。

以下は、宮古島と周辺海底の成り立ちを島尻層群堆積以降から、そのあらましを記述しまとめにする（表1．宮古諸島の地質層序表を参照）。

南琉球弧（先島諸島）は、大陸棚相当の島棚の東縁辺にあった。その一帯が海や陸域になったりして、第三紀中新世以降に3回の長期の不整合（陸化）がおり、広い陸（陸橋を含む）と海域の時代があった。

①宮古島の基盤岩である島尻層群基底部をつくる八重層群堆積後陸化（大陸との陸続き）。②島尻層群堆積後に陸化した時の琉球石灰岩基底部との不整合。③琉球石灰岩堆積後の完新世堆積物基底部との一部不整合である。

このような、大きな変動地形、地質形成の主要因は、琉球弧における、島尻層群堆積期の第三紀以降におきたとされる“島尻変動”と、第四紀以降におきた“うるま変動”に加えて、

海面変動に大きな影響をもたらした“氷河性海面変化”によるものと考えられている。これらの要因は、フィリピン海プレートの沈み込み作用や汎世界的な氷河作用によるもので、各地域（島々）への影響の大きさや時間的な差もあった。

### （１）島尻層群堆積以降の地史

第三紀中新世後期の 700 万年前後、琉球弧は大陸との陸続きであった（木村、2002）このことは宮古北方の大神島に露出する島尻層群下層部とされる大神島層から、中新世の生き残りと考えられているゴンホテリウムゾウ化石の産出（長谷川ほか、1978）からも推定されている。

その後、次第に沖縄トラフ西方側の地溝拡大に伴い、島尻海が形成され、宮古島においては汽水性、内湾性の浅海で宮古島北方に陸域があった。このことは、島尻層群下部層を形成する大神島層からの大小のチャート礫、汽水内湾性貝化石（佐藤、1988）、淡水性動物のスポン化石（大城・長谷川、1998）、泥炭が産出することから示唆され、そのことから宮古島北方沖に陸地が存在していたことが考えられている。

その後、鮮新世前期から後期にかけて、島尻海の拡大により、宮古島の基盤を構成する島尻層群下部の大神島層上部や城辺層には半深海域の泥土、シルト、貝類、火山灰が互相を成し、厚く堆積した。層厚は城辺区保良では約 2,008m である（宮古、R-1）（2014）。

また、2 度に亘る天然ガス試掘調査から、基礎試錐「宮古島沖」（1985）と城辺ぱり鉦山「宮古 R-1」（2014）における試掘地質解釈により“地層傾斜”の存在が確認され島尻層群を上部と下部層に分けられるとし、双方とも基底部に不整合があることがわかった。その不整合形成時は大神島層堆積時であるが、地質年代は確定していないようだ。

島尻層群は、上部層の平安名層堆積期末から、琉球層群下部の保良石灰岩堆積期前期に島尻変動による隆起後、長期（約 30 万年～50 万年間）に亘る溶食作用によって削はくされた後に、島尻層群は断層や褶曲運動によって、複背斜の構造をつくった（木崎、1985、海上保安庁、1986）。

八重干瀬卓礁とフディ岩一帯の島尻層群においても、与那浜崎沖（宮古島北東海岸）の海底基盤上に線状構造（活断層）が存在することから（海上保安庁水路部、1986）、宮古島と一連の断層、褶曲運動による地質環境にあると思われる。

### （２）琉球サンゴ海形成以降の地史

内湾性から、半深海の海底で堆積した島尻層群が陸化した後、大規模な沖縄トラフ（地溝帯）形成により、トラフ東方に海水が進入、琉球サンゴ海を形成した（本村、2002）。その水

没初期に堆積したと考えられるのが、琉球層群下部層（伊良部島石灰岩など）と思われる。その地質年代は、約 136 万年前から 110 万年前あるいは 89 万年前まで（本田ほか、1994）と推定されている。そしてその琉球層群下層部の堆積後は一時隆起があった。地質年代は、宮古島東部（長間付近）にあるドリーネの形成時期の研究から、約 110 万年前から約 90 万年前に隆起した可能性を指摘されている（Maekado, A. 1984）。琉球層群中部層（友利石灰岩、那覇石灰岩）は、石灰藻球石灰岩やサンゴ石灰岩相の存在から沈降しながら氷河性海面変動を受け堆積した。このことから約 39 万年前（同位体ステージ 11）以前に形成されたと推定した（佐渡ほか、1992、本田ほか、1994）。

これらのことから、中部層の形成時期は、110 万年前～39 万年前あるいは 89 万年前～39 万年前と推定されている（本田ほか、1994）。琉球層群上部層（牧港石灰岩、平良石灰岩）は、宮古島では約 33 万年前（同位体ステージ 9）以降のある時期であるとされ、伊良部島南東部の標高 35～40m 面が約 20 万年前（同位体ステージ 7）と推定（木村、2002）。そして、平良石灰岩堆積のうるま変動期後に、南西諸島が島嶼化した後、主として海面変動に伴って（矢崎、1996）伊良部島南東部や下地島の 10～15m 面が同位体ステージ 5e（12～13 万年前）の時期に隆起に転じた（kawana and pirazzoli, 1990、河名、2002）と考えられている。しかし、本論考で記述してきたように、下地島入江水道部の下地島側が高く盛り上がった隆起海岸を成し、その内陸側（下地島）に約 2～8m 平坦面が発達し海岸平野（海食台）を形成していることなどから、下地島ならびに下地島石灰岩の形成は指摘されている同位体ステージ 5e 以降の相対的な寒冷期（ステージ 5d、5b）や温暖期（ステージ 5a）になると考えられる。

次に、宮古島の大部分の表層地質を構成する琉球石灰岩の地形は、必ずしも、石灰岩離水後に溶食されたのではなく、サンゴ礁形成時などの凹凸地形が陸化後の溶食作用によって様々なカルスト地形を形成したと考えられる。比嘉段丘や野原段丘面にはその石灰岩特有の地形、ウバーレ、ドライバレー、ドリーネ、そして離水ノッチ、溝状流路地形が残存している。また、宮古島の特徴的な 8 本（活断層研究会の区分）の尾根状石灰岩堤は、保良石灰岩堆積期末から友利石灰岩堆積期前期の東高西低の傾動化運動による変動地形を成している。ほとんどが活断層による東側落ちの断層崖をなしている（産業技術総合研究所、地域、地盤、環境研究所、2009）。

この活断層を形成した傾動運動は、宮古島の南東部（保良、新城）から始まり、南西部（上野、下地）にかけて、移動シフトされて来た可能性があると指摘がある（産業技術総合研究所、地域、地盤、環境研究所、2009）。このことからすると、宮古島の南東部の表層地形の形成時期は古く、南西部では新しいことになろう。また、宮古島の周辺海域には、沈水ドリーネが下地島西海岸、来間島の北方海底に存在し、パッチリーフ（離礁）列が来間島と下地島

間の浅海域に形成されている（産業技術総合研究所、地域、地盤、環境研究所、2009）。

また、パッチリーフ列の基底近くに、断層（下地島―来間島断層）が確認されている（地域、地盤、環境研究所：産業技術総合研究所、2009）。

来間島、下地島、八重干瀬卓礁群と、その周辺海域は、海底地形図から、宮古島南西側と北東側に広がる水深 40m から 60m の海底段丘上の高まりにある。この海底段丘は本報告で記述したように、更新世後期末のウルム最終氷期最盛期に宮古諸島が陸化した後、急激な海面上昇（ベーリング、アレレード温暖期）により、陸地が縮小していくが、再び海面低下（新ドリラス寒冷期）によって、宮古島と周辺離島は現在より 40m 以上高くなり“宮古島古陸”を形成したと考えられる（図 7）。その“宮古島古陸”の形成後、完新世後氷期の急激な温度上昇に伴う、後氷期海進により“宮古島古陸”の海岸部などが水深 40～60m まで低下し、その結果、高所は残り、現在の宮古島等の原形を形成した。そして、後氷期最大の縄文海進、弥生海退、地域的な変動運動によって、完新世隆起サンゴ礁（シギラビーチ海岸）や二重ノッチ、古砂丘、ビーチロックなどの海岸地形を形成した。

そのような形成過程の中で、急激な後氷期海進によって標高が高かった宮古島などは陸地を形成したが、低島であったと考えられる八重干瀬卓礁群やフディ岩の岩礁帯などは海底に取り残されたものとする。

### （3）天然記念物八重干瀬の保存管理・活用について

記述してきたように、国指定となった「名勝及び天然記念物八重干瀬」は、旧暦 3 月の大潮時に浮上するサンゴ礁海底が、自然界が引き起こす様々な営力による神秘さ、潮汐の巨大さ、が感徳できる。そして、陸地の名残となる岩塊群、沈水ドリーネと、砂州や陥没ドリーネ、ダブルノッチ露岩、礁嶺状残丘地などが八重干瀬の地質的景観として概観することができる。

これらの地質事象が、国の天然記念物として、文化財保護法に基づいた優れた風致景観や価値のある地形、地質の構造を成すものとして、評価されたのである。

この地質的景観を生み出した、八重干瀬卓礁群の成り立ちは八重干瀬に限らず、東平安名崎一帯の岩塊群、伊良部島牧山洞穴群、下地島の陥没ドリーネ群（通り池など）などの成り立ちと共に、沖縄の琉球石灰岩地帯を代表する地質的遺産となるものとする。これらの価値の高い地質遺産はジオパークと呼ばれ、特に国指定の天然記念物は、ユネスコ世界ジオパークや日本ジオパークの候補地となっていくものである。宮古地域にも日本ジオパークになり得る可能性の高い、琉球石灰岩特有のジオサイト地形がいくつもある（安谷屋、2011）。近い将来、宮古島市においても「日本の地質百選」や「日本ジオパーク認証」へ応募挑戦して

いくチャンスであり出発点になろう。そうすると、これらのジオサイトやジオエリアの保全、観光（ジオツーリズム）、教育などの活用は、観光立市を目指す本市にとって一層重要なものとなる。

従って、八重干瀬が国指定の名勝及び天然記念物の格付けを起点に、日本ジオパーク委員会による認証、日本地質百選選定委員会による選定を目指し、各ジオサイトの保存管理活用に努めることは、学術上のみならず、地学教育、観光振興（ジオツーリズム）、地域振興にとって重要となる。

保存管理に当たって、今後は文化財保護法第125条（現状変更等の制限等）や現状変更申請等に関する規則第4条（維持の措置の範囲）を基本に、本市の海面の調和的利用に関する指針や八重干瀬上陸におけるガイドラインを踏まえた保全・活用となるが、差し詰め、宮古地域のジオパークとして、その貴重な地質遺産を保存管理・活用していくため、以下の事項に得に留意し、一般市民の地質遺産への理解と保護思想を高めていく事が大事である。

- ア. ボーリング掘削、灯標設置等の事業者、現場責任者に対し、岩礁帯の破壊は、必要最小限かつ軽微となるように十分な事前協議を実施する。
- イ. 学術調査上、点在する岩塊（高さ約0.3m以上）は人為的移動や破壊をしない。
- ウ. カルスト地形の破壊、砂州島、海底の採砂を禁止とする（現状保全回復は人為的に不可能）。

以上、記述してきたことは、八重干瀬とフディ岩の両地域における地形、地質、地史的概要として述べたものである。従って、両地域の地形、地史の形成と要因を考えるに当たって、本稿の始めのところで記述したように、数少ない研究者による成果や宮古島や下地島の関連性のある事象との対応、海面変化の指標とされるビーチロックやノッチの形成年代、そして、新ドリラス寒期など地球的規模のイベントが遅れて影響したものと考え、海洋酸素同位体ステージによる海面変化を適用、さらに、更新世のうるま変動や完新世の地域的な地殻変動が起きたことを想定し、踏査による両地域の地形などからその成り立ちを難点もあろうかと思いつつも推測したものである。

従って、今後、議論が深められていくことを期待するものである。

付記；なお、本稿は、本市教育委員会生涯学習振興課文化財係作成の「名勝及び天然記念物 八重干瀬の国指定文化財保存活用計画策定報告書」に掲載したもので、出来るだけ多くの市民に知ってもらうため、主管の了解を得て、同年度の博物館紀要に提出したものです。



写真1. ドゥー中央部の礁地と干出帯

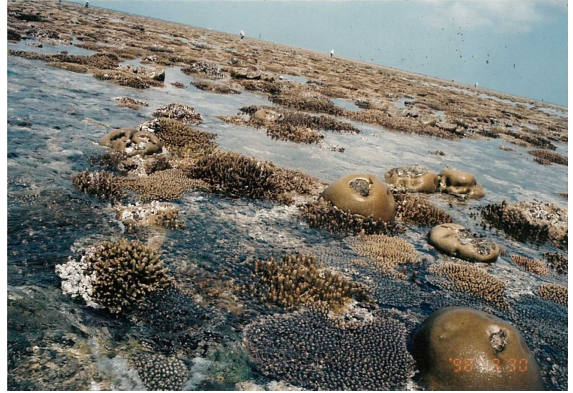


写真2. ドゥーサンゴ礁全景

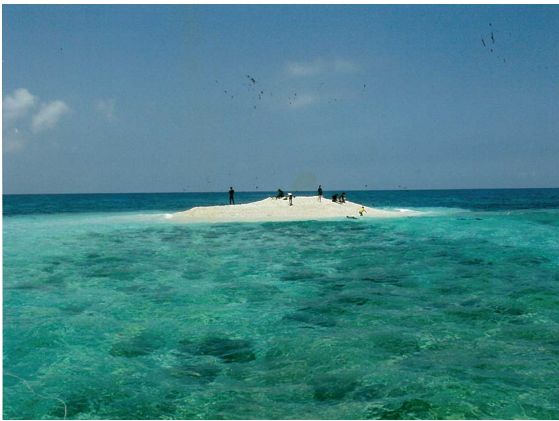


写真3. アカズーミズキの砂州 台風で変化する 撮影：芦川剛志 (2005)



写真4. フディ岩周辺のサンゴ礁干出帯 (岩礁帯)



写真5. ドゥーの沈水ドリーネ



写真6. ドゥーの根付き岩塊 (1975) 約 2.0m 現在、層理面から分離

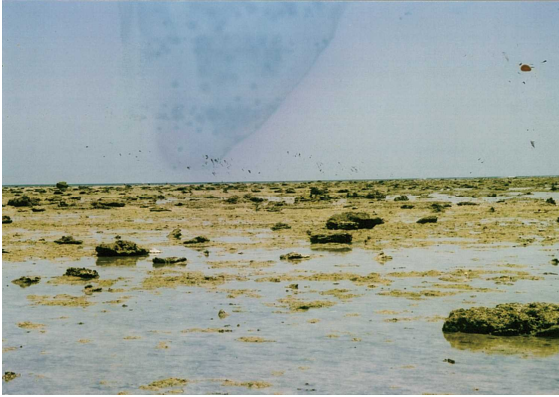


写真7. フガウサの移動岩塊群 (300 岩塊と呼称)



写真8. フディ岩の連結ドリリーネ (海食洞を形成) 天井部分が2か所見える



写真9. フディ岩の陥没ドリリーネ (元燐鉱石発掘現場) 見取図 I - 1



写真10. フディ岩のノッチ状残丘地



写真11. 巨大ダブルノッチ露岩と潮間帯ダブルノッチ (右側)



写真12. フディ岩干出帯上の根付き岩塊と分離移動岩塊



写真 13. フディ岩の干出帯の溝状流路と  
礁嶺状地形



写真 14. フディ岩の溝状流路地形



写真 15. 下地島ゴルフ場 海岸平野が広  
がる、シラダードリーネ (海水池)



写真 16. 下地島入江水道 左側は下地島  
で高く盛り上がった丘地



写真 17. フディ岩の赤褐色粘土



写真 18. 下地島の赤褐色粘土





写真 19. キジャカリーフ内での移動岩塊群



写真 20. フディ岩干出帯の移動岩塊と残存地跡



写真 21. フガウサの最大岩塊 高さ 1.6 m 余 (2001)



写真 22. ウツグスの砂州島 撮影：芦川剛志 (2005)

## 謝辞

この報告書をまとめるにあたり、ものの成り立ち、いわゆる“地史”を記述することが、如何に大きな事であるかを改めて痛感させられた。記述する中、頓挫しかけるところ、元県立高校教諭の神谷厚昭先生に、ご多用中にも関わらず、地史、地質層序の内容や資料提供などご指導、ご協力をいただきました。

そして、元県立高等学校長、おきなわ石の会代表の大城逸朗先生には、ご多用中粗雑な原稿をご一読いただき、特に、海面変動曲線適用による地質イベント等に関して、疑問点、難点はないのかご指摘をいただいた。

また、これまで何回かの調査等に際し、船の便宜はもとより、八重干瀬卓礁の主ビシの話、特異な場所の案内をしてもらった、池間石油の仲間章郎さん、池間在住の写真家芦川剛志さん、そして元漁師の儀保直秀さんのご協力に厚くお礼申し上げます。

## 引用文献

- 安谷屋昭 (2011) : 宮古諸島の石灰岩大地とジオパークの可能性、宮古島市総合博物館、第 15 号、P. 20-46.
- 安谷屋昭 (2012) : 宮古島市・八重干瀬の天然記念物を目指してー地形と地質ー、宮古島市総合博物館、第 16 号、P. 166-177.
- 安谷屋昭 (2014) : 宮古島市フディ島 (岩) の形成、地質について、フディ島調査報告 (速報)、宮古島市史編さん委員会
- 氏家 宏 (1986) : 琉球弧の海底ー底質と地質ー、新星図書出版、120P.
- 大城逸朗・長谷川善和 (1998) : 沖縄県宮古諸島大神島の島尻層群のスポン化石、群馬県自然史博物館、2 巻、P. 109-112.
- 大城逸朗 (2002) : 琉球列島の第四紀地史と動物の渡来、「琉球弧の成立と生物の渡来」、木村政昭編著 . 沖縄タイムス社、P. 129-140.
- 沖縄第四紀調査団 (1976) : 沖縄および宮古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、V. 30、P. 145-162.
- 小元久仁夫 (2007) : 南西諸島で最古のビーチロックとその意義、日本大学文理学部自然科学研究所紀要、No. 42、P. 1-14.
- 小元久仁夫 (2005) : 南西諸島から採取したビーチロックの  $^{14}\text{C}$  年代および安定同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$ ー測定資料とその分析ー、日本大学文理学部自然科学研究所紀要、No. 40、P. 1-27.

- 小元久仁夫 (2014) : 宮古列島から採取したビーチロック試料の較正年代と津波の年代、日本大学地理学会「地理誌叢」第 56 巻、第 1 号 .
- 河名俊男 (2002) : 琉球列島のネオテクトニクス、琉球弧の成立と生物の渡来、木村政昭編著、沖縄タイムス社、P. 59-83.
- 河名俊男 (2003) : 宮古島のビーチロックと後期完新世の地形発達史、アラブ遺跡発掘調査団研究報告、P. 107-114.
- Kawana. T. and Pirazzoli. PA, (1984): Late Holocene Shorelines and Sea level in Miyako Island, the Ryukyus, Japan. *Geographical Review of Japan*, 57B, 135-141.
- 海上保安庁水路部 (1986) : 5 万分の 1 沿岸の海の基本図、海底地形地質。調査報告一宮古島一。
- 海上保安庁 (1978) : 宮古島北方海底地形図。第 6511 号。
- 海上保安庁 (1986) : 宮古島 海底地形図。第 6512 号<sup>2</sup>。
- 海上保安庁、工業技術院地質調査所 (1979) : 宮古島北部、地質図・地質断面図 .
- 木崎甲子郎編著 (1985) : 「琉球弧の地質誌」、沖縄タイムス社、278P.
- 木村政昭編著 (2002) : 琉球弧の成立と古地理 琉球弧の成立と生物の渡来、沖縄タイムス社、P. 19-54.
- 佐藤喜男 (1988) : 大神島島尻層群産汽水棲貝化石集団について、日本地質学会、第 95 年学術大会講演要旨、P. 296.
- 佐渡耕一郎 : 亀屋浩司・小西健二・結城智也・辻喜弘 (1992) : 琉球石灰岩の堆積時代についての新知見一沖縄県伊良部島のボーリングコア試料の石灰質ナンノ化石分析より一、地学雑誌、101、P. 127-132.
- Sagawa, N., Nakamori, T. and Iryu, Y., 2001, Pleistocene reef development in the southwest Ryukyu Islands, Japan. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 175, 1-4, 303-323.
- Shackleton, N. (1995) : New data on the evolution of Pliocene climatic variability. Vrba, E. S., Denton, D. H., Partridge, T. C. and Burreklee, L. H., eds., *Palaeoclimate and evolution with emphasis on human origins*, Yale University Press
- Shackleton (1987) : 底生および浮遊性有孔虫殻酸素同位体から描かれた海面変化、町田による一部補訂、第四紀学、町田ほか編著、P. 141.
- Doan, D. B., Paseur, J. E., and Fosberg. F. R., (1960): Military geology of the Miyako

Archipelago, Ryukyu-retto. U. S. Army. Intell. Div., Off. Eng., with personnel of U. S. Geol. Suru., 214p.

成瀬敏郎 (2006) : 「風成塵とレス著」、朝倉書店、197P.

中森 亨 (1982) : 琉球列島 宮古群島の地質、東北大学地質古生物研邦報、No. 84、P. 23-39.

Bard et al (1990) : 中・後期更新世各期の海面変動、第四紀学、町田ほか編著、朝倉書店、P150-152.

長谷川善和・野原朝秀・安谷屋昭 (1978) : 宮古島の第三紀脊椎動物化石 (琉球列島の古脊椎動物相—そのVI)、琉球列島の地質学研究、第3巻、P. 89-92.

町田洋・大場忠道・小野昭・山崎晴雄・河村善也・百原新編著 (2003) : 海面変化史、第四紀学、P. 147-152.

町田洋ほか (2001) : 日本の地形、九州・南西諸島、東京大学出版会、2001年(編)、P. 255-259.

古川博恭・崔東龍・山田徳生 (1979) : 沖縄県宮古島城辺町南部の地質—とくに琉球石灰岩の層序について—、

琉球大学理学部紀要、No. 28、P. 143-154.

本田信幸・辻喜弘・松田博貴・五十女順 (1994) : 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、P. 89-98.

円谷博明・佐藤時幸 (1985) : 基礎試錐「宮古島沖」、石油技術協会誌、50 (1)、P25-33.

目崎茂和・渡久地健・中村倫子 (1977) : 沖縄島サンゴ礁地形、琉球列島の地質学研究、第2巻、P. 91-105.

山田茂昭 (2002) : 更新世における南琉球弧のサンゴ発達史と構造運動、熊本大学大学院自然科学研究科環境科学専攻学位論文

矢崎清貫 (1976) : 宮古群島の石灰岩層序と堆積機構、琉球列島の地質学研究、第1巻、P. 111-121.

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、第2巻、P. 75-89.

矢崎清貫・大山桂 (1979) : 5万分の1地質図、宮古島北部地域の地質、地域地質研究報告、地質調査所 .

矢崎清貫・大山桂 (1980) : 5万分の1地質図、宮古島地域の地質、地域地質研究報告、地質調査所 .

(財法) 地域地質環境研究所 (独法) 産業技術総合研究所 (2009) : 宮古島断層帯の活動性および活動履歴調査、成果報告、No. H20-1.

沖縄県商工労働部産業政策課、試掘事業共同企業体 (2014) : 天然ガス資源活用促進に向けた

試掘調査事業報告書

宮古島市教育委員会 生涯学習振興課文化財係（2015）：文部省指定“名勝及び天然記念物八重干瀬”保存活用計画策定報告書.

