

## 沖縄県下地島の石灰岩段丘地形について

— 陥没ドリーネ・入江水道の形成発達 —

宮古島市史編さん委員 安谷屋 昭

### はじめに

宮古諸島の自然環境は、地質学的には琉球石灰岩が広く分布した海成の段丘である。従って、島々の陸域部と海域部には、石灰岩を基盤とした特有の地形、地質や生態系を形成している。そして、島々を構成する石灰岩層や段丘地形の形成は、地質年代区分でいう、新生代第四紀の中期更新世に出現したとされる「琉球サンゴ海」の誕生に始まる。

その海域で堆積したサンゴなどの遺骸が、堆積過程で起きた、第四紀時代の琉球弧の地殻変動（以下、ウルマ変動という）や地球規模でおきた気候変動に伴った氷河性海水面変化の長い地史を経て、島々の誕生、拡大、縮小によって、現在の陸地を形成して来たと考えられている（矢崎清貫、琉球列島の地質学研究第一巻）。それは、琉球列島が骨格形成をして島嶼化していくもので、琉球列島の島嶼化の定説として湊正雄、井尻正二による見解がある。それは、「中期更新世（約 78 万年前～13 万年前）におきたとされるミンデル氷期（約 56 万年前～51 万年前）以降、いちじるしい島嶼化がおきたようで、この要因が海水面変化より地殻変動によるものだと考えられる」としている（日本列島 第二版 岩波新書）。

これに対して、矢崎清貫は、琉球層群下部が堆積したのがミンデル/リスの間氷期（20 万年前）であると考え、島嶼化は、リス氷期頃に相当すると推論した（琉球列島の地質学研究 1976）。そして、矢崎清貫（1977）は、宮古諸島の琉球層群下部の石灰岩層の堆積時期を関東平野の下末吉層の示準化石（Pecto）や宮古島の断層変位などを考慮して最終高海水面期に相当するリス/ウルムの間氷期の形成とし、その年代を約 13 万年前～12 万年前としている。そして、下地島石灰岩については、層厚が約 10～20m（写真 1）の構成で、堆積時はウルム氷期（?）に相当とし、年代を約 4 万年前から 3 万年前であるとしている。

本考においては、下地島の海成段丘地形や「通り池」などがどのような過程で形成されて来たかを思慮するため、可能な限りの現地の確認踏査を重視し、各事象の性状、分布などを重点に観察した。下地島の地域性、特異性を考え、想像の域を超えないが、今後の調査研究の素材提供として踏査の結果を記述した。

## 1. 下地島の地形・地質の概要

伊良部と下地島（北西―南東約 5.0 km、北東―南西約 2.5 km）は、水深が約 2 m 内外の入江水道（約 3.0 km 余）を境界とした、北西から南東方向に平行伸長した大小の相似形の島である。両島はともに断層による丘陵地はみられるが、山地状の地形はなく、台地状平坦面が認められる。その平坦面について、矢崎清貫（1976）は、高い順に、牧山平坦面、伊良部平坦面、白鳥崎平坦面、下地島平坦面の 4 区分をしている。そして、地質構造は、琉球弧方向に平行する佐和田断層系と、北西―南東方向の牧山断層系、下地島断層系（写真 2）によって規制されているようである（図 1）。

これらの断層系は、伊良部島北東側は高く、南西側へ低く沈むように傾動化して、島の地形に関与し、4 本の断層系のうち、古い断層系が佐良浜断層であるとされ、新しいのが佐和田断層系（写真 3）であるとしている（矢崎清貫 1976）。そして、両島の隆起時はほぼ同時代であると考えられているようだ。そこで、問題提示になるが、地形を詳しく踏査し、外観すると、まず入江水道部の伊良部島側海岸は、下地島海岸と比べて、激しく入り込んだリアス式状の海岸になっている（写真 4）。このことは、海岸地形が波の営力によるものと考えると、伊良部島側には波の営力が長期間大きく働いたことになり、現在の入江水道では両島が同時隆起したとは考え難い。下地島の隆起直前までには、すでに伊良部島側のリアス式状の海岸原形は形成されていたと考えた方が合理的になると考える。そのような観点に立って、下地島全体の他の地形、地質等を確認踏査をした。

まず、前述した下地島の 2 本の断層系は、表層部の友利石灰岩層を切る推定・伏在の断層を成し（矢崎清貫 1976）、その断層地表面の高低差（変位地形）は小さくなっているようで、比高 5 m 内外、内陸部の標高は、高いところでも約 8~16 m の低位な段丘平坦面を形成している。

そこで、下地島断層系を中心に東西に区分して、その地形的特徴を概観してみた。まず、下地島断層は“東落ち西上がり”の変位を成し、東部一帯は標高約 3~8 m 内外の低い平坦地で、現在は耕作地や施設等がつくられている。この地域には、シラダー（写真 5）、アカオダー（写真 6）、オコキダー（浮田、ユルズダーとも呼ぶ。現在は雑木林、湿地帯となる）、天川田（写真 8）等の小池や湿地があり、岩塊も多数点在し、低位な海成段丘を成している。一方、訓練飛行場を含む西部一帯は、内陸部が約 8~16 m 内外の高めの海成段丘を形成している。この西部一帯には、根付き岩（写真 9）も点在するし、移動岩塊（写真 10）が数多く点在していた。そのことは、訓練飛行場建設前の原野には、撤去転石として標識番号付きの高さ約 1 m 以上の岩塊が 235 個以上点在していた（県土木事務所 筆者が確認）。これらのことから、西側一帯の段丘面では推定で約 600~700 は点在していたと考えられる。



さらに、下地島の北西側（通り池の突堤部）から南東側（アカムタイキ突堤部）の断崖内陸部は、サメ肌状の凹凸（浸食小突起）の激しいカルスト地形が発達し、また、“通り池”（写真 11）を中心に池のあるオコイキ（東西約 50m、南北約 35mの広さ、水面からの最高比高約 7m）（写真 12）、ガーナイキ（東西約 30m、南北約 50m、最高比高約 8m）（写真 13）ナガビダイキ（東西約 30m、南北約 20m、最高比高約 6m）（写真 14）、アカムタイキ（写真 15）、ナビズク（写真 16）、ナビ（写真 17）、通り池に次ぐ大きさのパサマイキ（東西約 63m、南北約 38m）（写真 7）等の陥没ドリーネ、また池の存在は確認できないが、広くて深いすり鉢状ドリーネ等が点在。また、北西海岸部には浸食などによる海底洞窟（インクルシャダウ）（写真 18）、海食棚状地形（写真 19）、海食崖（写真 20）、現世の潮間帯ベンチ（写真 21）・沈水ドリーネが発達形成されている。これらの事象は他島には数少ない特異な地形である。

一方、下地島西方の海底地形は、海上保安庁の調査報告によると、沿岸部は幅狭い波食棚状地形（潮間帯ベンチ）が発達して、平坦部の狭い-20m、-40m、-60mへと階段状の海底断崖を形成している。また、その沖合は急激に水深が深くなり、海底断崖を成し、さらにその沖合は、-80m、-100mの幅の広い海底段丘面を形成していることがわかる（海上保安庁 水路部 海底地形・地質調査報告 1986）。

下地島を構成する石灰岩は（図 1）その大半が下位層の友利石灰岩層で構成されるが、北西部から南東部にかけて下地島石灰岩が帯状に分布している。両層の層序関係は、下位の友利石灰岩層の斜面状浸食面に不整合に堆積しているとされており、その堆積状況は下地島石灰岩がぶつかりつぎたしたような、アパット状堆積をしている（矢崎清貫 1976）ようだ。このように島の海岸部を帯状に半周するような堆積構造は他島にない地域の特徴と云える。

## 2. 下地島北西部の陥没ドリーネ地形（先行性陥没ドリーネ）

下地島には、国指定の名勝、天然記念物になっている二つの連結した池、いわゆる“通り池”がある。この“通り池”は単に内陸部において、はじめから形成された石灰岩地帯特有の“陥没ドリーネ”地形であると考えられている。しかしその通り池以外にも北西部一帯には前述したオコイキ、ガーナイキ、ナガビダイキ、ナビやナビズク、カメイキ（仮称）、パサマイキなどがあり、ナビズクを除いて 6ヶ所は、通り池と同様にドリーネ底は池となって、水脈は石灰岩層の下位を通して西または北西方向への海底洞窟から外洋と連結している（矢崎清貫 1976、八木隆典 2014）。

また、池なしのナビズク（鍋底）は、東西、南北に約 100m以上、最高比高約 7mの広いドリーネ地形を成し、その下部は、西側のインコロシャにある海底洞窟と連結しているようである。

さらに、南東方向の突堤部にある“アカムタイキ”は、海食崖近くにあつて、地表には海側へ波食溝を形成し、池の部分は断崖下に開口する海底洞窟（水深約 8.0m）と連結している（ダイバー 八木隆典, 駒井亜津沙 2014）。これらの陥没ドリーネも陸域部で降雨だけによる石灰岩溶食では形成されたものとは考え難い。それは下地島、特にその北西部を中心とした下地島全体の地震性の隆起や沈降などによって起きた海面変動に起因するものと考えられる。次に、下地島全体の陥没ドリーネの分布は、概ね二つの標高差に区分できよう。

一つは、標高約 2.0m~7.0mにある下位のドリーネ群と標高約 9.0m~16.0mの上位のドリーネ群である。この二つのドリーネ群は、海水面停滞期の異なる時期があつて、海食作用を受けた時期が違っていたか、それとも、同時期の海水面停滞期であつたが島の北西部の隆起によって上位のドリーネ群になったかのどちらかであると考えられる。

また、北西部海域のパナリ島に見られる波食棚平坦地も、現在の高波だけによる海食作用だけでは無理があるように思われ、高い海面停滞時期の波による破碎、削磨などの海食や溶食作用があつて、その後の、台風などの高波によって現在に至つたと考えられる。

いわゆる海底時代と陸地時代の時間的差異による複合的浸食、溶食作用があつて陥没ドリーネ、海底洞窟、地下湧水口（小さな洞穴状）形成して来たものと考えられる。

陥没ドリーネ地形は、高潮位時の浅くなったサンゴ礁海域時代から始まり、その後陸地化し、さらに海進そして沈降によって、現在みられる陥没ドリーネや沈水ドリーネそして、海底洞窟の形成に至つたと考えられる。その浅い海底時期に取り残された凹地形から始まる陸地のカルスト（ドリーネ）を含む地形であることから、このような地形も「先行性カルスト地形」や「先行性陥没ドリーネ地形」と呼称してもよいと考える（目崎著書 1985 参考）。

### 3. 下地島石灰岩段丘の形成過程

筆者は、本市教育委員会市史編さん担当職員や、後述する協力者と共に、下地島を形成する石灰岩段丘の内陸部と海岸部のカルスト地形群や岩塊、ベンチ状地形等を下地島全域に亘って隈無く確認踏査をした。まとめるに当たって、下地島石灰岩段丘の形成年代について約 3~4 万年前ごろという見解もあつたが、今日、多くの支持を得ていると考えられる海洋生物の有孔虫殻の炭素年代測定値などによる“海洋酸素同位体ステージ”（以下、同位体ステージ）研究成果に基づく“海面変化曲線”の考え方を基に同位体ステージごとの地形変化を大雑把に考えてみた。

図 2 の“下地島の地形発達想定図”の作成に当たって、矢崎清貫を中心とする海上保安庁水路部の「海底地質・地形調査報告書」宮古島編に図示されている、その第 30 図「地形発達史断面図」を参考とした。下地島石灰岩の堆積形成の始まりを後期更新世の約 13 万年~12

万年前であるという見解を基に“同位体ステージ 5e~1”までの変化を6段階に区分して図2のような想定図を考えた。

図示した各事象の記入の数字判断は、下地島地域の特異性を考えたり、世界的規模で起きたとされる温暖化が始まってから海面上昇期までには地域的時間差が約1000年ほど遅れるとされていることや、寒冷期の熱帯地方は現在より5℃以上気温が低下していたとする考えがあることなどから、“図2”の数値等を指示してある。従って、各事象年代値はその前後を指すものと読み取ってもらうことになろう。

同位体ステージ 5e から同位体ステージ 1 までは“図3”の Shackleton (1987) によるものを町田が一部補訂した「氷河性海面変化曲線 (ステージ)」が海面変化の指標とされていることによるものである。

#### 〔図2. A. 同位体ステージ 5e〕後期更新世 最終間氷期の想定図。

下地島の隆起や段丘形成は“同位体ステージ 5e”から始まったとされている (Kawana and Pirazzoli 1990)。

下地島石灰岩の下位層である友利石灰岩が堆積後、ステージ6の寒氷期(約-100m以深)から急激な温暖化(海進)と隆起運動によって地盤が上昇し、下地島一帯は裾礁状のサンゴ海域を形成し、その頃に今の下地島石灰岩が下位の友利石灰岩にアパット状に堆積形成されたとされている。そのサンゴ礁の礁前縁付近で海面変化を伴いながら石灰藻球石灰岩やサンゴ礁石灰岩などが堆積し、その後、隆起に転じた。このことは、標高約15mにノッチ残丘地や根付きの離水ノッチが確認されていることから(古川 1976)、その高海面時期に下地島段丘地形や上位の陥没ドリーネ地形の形成が始まったと考えられる。現在の下地島一帯などは、“通り池”が海と連結する海底洞窟の深さ(位置)からすると現在よりも約15m以上は高い陸地を形成し、その後、沈降などにより、現在の標高約15mのところでは海面が一時停滞し、旧汀線高度となった。その旧汀線による海水が現在ある離水ノッチを形成したとも考えられる。そうだとするなら離水ノッチは旧汀線高度約15mにあった証拠の一つとなろう。また、通り池が海と連結する水深約20m前後の海底洞窟(長さ約70m)は、下地島が現在より高かったことを示す証拠ともなろう。離水ノッチの海面停滞標高は海底洞窟の深さと整合しているようである。

#### 〔図2. B. 同位体ステージ 3〕後期更新世 約4~3万年前の想定図。

この時期になると小規模の隆起運動を伴いつつ(?)また、寒・暖の気候変動がおき、カルスト、ドリーネ形成発達が続き、その後のウルム寒氷期へと入り、次第に気温の低下と共に、サンゴの生育環境がマイナスへと変化して来たものと考えられる。サンゴ礁海域が縮小したことも考えられる。



〔図2. C. 同位体ステージ2〕後期更新世 ウルム氷期、最終氷期最盛期の想定図。

最終氷期の年代値が約2万3000年前～約1万7000年前、海面高度が約-120～-125mとされている (shackleton 1987)。

宮古諸島は地殻変動の多い琉球弧の一角にあることや過去の累積隆起も想定し、かつ地域の特異性を考えて、図示には約-100mとした。この時期はウルム氷期最大の氷河性海退となる (黒田 1996)、平均気温も現在より約6℃～7℃低かったとされている。従って、サンゴの生育も悪化し石灰岩層の形成にいたらなかったと考えられる。また、宮古島、伊良部も一つの島、あるいは大陸と接続した陸橋を形成し、大陸から古生物が移動したと考えられている (大城ほか 2000)。

古生物の化石 (ミヤコノロジカ等) が、伊良部島の洞窟から産出するが下地島からは産出した報告がない。このことからすると、当時、下地島は化石の産出は否定できないものの動物が生息移動出来ない、低位な自然環境であったことも考えられる。

〔図2. D. 同位体ステージ2→1〕更新世末、完新世直前約1.38～1.0万年前の想定図。

最大海退の最終氷期最盛期以降、完新世約1.0万年前までの移行期はステージ6からステージ5eの移行期と同様に、急激な温度上昇 (6℃～7℃) による、海面上昇 (約120m) があり、そして、降水量の増大 (現在の2倍) となったとしている (町田ほか 2003)。また、琉球列島では、活断層を引き起こして来たと言われるフィリピン海プレート運動 (河名 1988) の影響を受けた。その後も、海面高度の昇降が起こったようである。その頃北半球では、最終氷期の直後、約13,800年前にベーリング・オレレード温暖期があり、その約1,000年後に新ヤングドリアス期 (寒の戻り) があつたとされている。その影響が地域的に遅れて暖 (海進)、寒 (海退) が起きたと考えられないだろうか。これらの世界的、地域的事象が宮古諸島にも起きたとしたら、それは“図2. D. ステージ2→1”に起きたとも考えられ、それが下地島の砂丘、入江水道、伊良部島と下地島の低位段丘地の形成に関与したのではと考える。伊良部島南西部と下地島の低位段丘地に挟まれた、入江水道は東側落ち、西側上りの下地島断層に平行状に伸びた谷状地形 (テクトニクス地形?) を成しているようである。この谷状地形の下地島側は伊良部島側と異なっている。それは、海岸標高がやや高く、突堤の穏やかな海岸線を成しているのに対し、伊良部島側は、リアス式状の入り込み海岸線を形成している。このようなリアス式状の海岸は、両島、特に伊良部島南西部が下地島側と同時期の隆起ではその形成は不可能と考えられる。そこで一つの考え方として、下地島側が広い裾礁状海域を形成していた時期 (同位体ステージ1以前) があつて、その沖合いから強い沿岸漂流の営力、いわゆる波浪による削砕、侵食などが起こり、内陸側へ海水が進入し海岸線が後退、

現在の耕作地、住宅地のあるところまで入り込んだものと考えられる。いわゆるリアス式状海岸が先に形成され、その後から、年代は不明だが、その対岸である下地島側(当時、海底)が地殻変動による隆起、褶曲運動が起き“入江水道の原形”をつくったものと考えられる。

さらに筆者は、入江水道は特異な地形であると思っている。入江水道の両岸の大半が西側(下地島)は高く、東側は低くなっている。このことから、入江水道が下地島断層形成時期の褶曲運動によるものなのか、あるいは入江水道そのものが新たに断層活動によって形成されて出来た(入江水道断層?)ものなのか、そのいずれかの断層影響によるいわゆるテクトニクス谷状地形が現在の入江水道を形成したとも考えられる。付け足して言うなら、特殊な自然環境であると思われるので、今後、入江水道断層(?)が実際に存在するか否かの確認のため、地質研究所等による精度の高い(浅層反射調査法)調査方法を活用した断層有無の確認をし、その如何によっては低位地帯(伊良部島側)の災害対策に役立てることが出来ると思う。

〔図2. E. 同位体ステージ1〕完新世、後氷期、8000年前～6000年前の想定図。

完新世(後氷期)は、急激な温度上昇の後、“図3”の海面変化曲線でわかるように、寒・暖の大きな気温変動がなく、小刻みの寒と暖の変化を繰り返しており、更新世以降の長い地史の上ではきわめて安定した気候や海面高となった(町田2003)。

陸地の拡大や縮小は氷河性の気温変化だけではなく、地震性の地殻変動や隆起運動によるもの、あるいはその複合による場合があるとされている。

フィリピン海プレート活動は、琉球列島に大きな影響を与えて来たとされ、最終氷河期頃には、活発に進行した。しかしその影響は、宮古諸島にもおよんだが他島ほど大きなものではなかったと言われている。

ところで、沖縄県内の活断層地帯として沖縄本島南部、宮古島、与那国島がある。その中で宮古島の活断層群は国指定の主要活断層帯に指定されている。国の計画に基づき、産業技術総合研究所などによって平成18年度から2年余かけて、旧江線の指標となる海岸地形に着目し、形成時代や活動の変位を調査している。詳しいことは割愛するが、下地島から来間島にかけての海域に沈水ドリーネの存在(写真22)、東平安名崎東岸が従来の海食崖から新たに断層崖へと推定変更された。そして最新の地殻変動が宮古島の西方にシフトされてきている可能性があるとして、今後は伊良部島、下地島においても海岸地形測量等の調査をすることを提案している。

また国は、国土地理院により、宮古島に限らず、離島のさらに小島(渡口の浜のアダンバナリジ)にも三角点を設置し(写真23)、この標識基準を基に地殻変動等を推測している。



地殻変動は、更新世から完新世へと起こり、列島、諸島、各島の地形を形成し、全体的、地域（島）的にその骨格や島の海岸地形を形成した。特に海岸地形の中には古い基盤岩の上に新しい地層がのっかり、新しい地質現象を起こしている。

そこで、下地島等においても精度の高い“浅層反射法調査”が必要と言われているが、その基礎、基本となる現在の海岸地形等の性状、分布を確認し、実態把握をする必要があると思っている。筆者は下地島の大半（2/3）は完新世にかかわる海岸地形ではないかと見ている。そこで、後期完新世までの海面変化等に関わる証拠となる事象を踏査することに重点を置いたのである。

今回までの調査で分かったことは、下地島のほぼ全域（湾内、海岸、陸域部）において、約 700 余（高さ約 1.0m 以上）の岩塊、そして記述して来たカルスト侵食平坦面、離水ノッチ、ノッチ残丘地形、沈水ドリーネ、潮間帯ベンチ、海底洞窟、波食棚等があり、それは他島には少ない石灰岩特有な地形が多いことである。これらは、地殻変動や海面変化、津波等の高潮襲来によるもので、地域特有のものだと考え、これらの事象には、完新世の海面変化による、波浪の営力で刻まれた証拠になるような完新世の“化石地形”と言えそうなものがある。“図 2 の同位体ステージ 1”に図示した“海面高度 + 3 m と縄文海進”の表記は琉球列島においても約 6,000 年前後が縄文海進の指標とされていることから書き入れた。

#### 〔図 2. F. ステージ 1〕 後期完新世の約 5,000 年前から現在の想定図。

現在に最も近い地形的事象は、下地島の海岸部などに、完新世の始めから現在に至る期間に累積した形で存在しているものと考え。これらの地形的事象は、隆起や津波、台風などの外力がもたらしたものである。ノッチ岩、ビーチロック、波食、海食崖、海食棚、ストームベンチは、外力となる、風化、溶食、侵食などが作用して形成されて来たと考えられる。

宮古島、下地島などでは、数千年前から累積形成されて来た地形が多く散見できるとされている。このことから“図 2 のステージ 1”を E と F に 2 区分して考えた。

“図 2. F. ステージ 1”は、ノッチ岩塊やビーチロック、潮間帯ベンチなど、地形図に示されない微視的地形を含むもので、そこは、人間の活動に直接あるいは間接的に利用されてきており、近年は第四紀学、完新世の研究の場となっている。特に、ノッチ岩塊、ビーチロックの性状分布、形成年代値は重要なデータとして、地史や事象を推察する指標となっている。

下地島全域と伊良部島南西部に点在する高さ約 1 m 以上の岩塊の総数は田村（1992）による調査で約 442 個、訓練飛行場建設時（県土木事務所）の撤去岩塊（標識を付けた番号）が約 250 個あり、総計 792 個となる。そのうち、佐和田の湾内域の岩塊には、二重ノッチ岩 4



個を含め約 50 個のノッチ岩塊がある。

下地島の海岸部や内陸部には、他島にまれな、大小多くの移動岩塊が点在している。これらの岩塊のうち、津波による岩塊と想定されるハマサンゴ岩塊の年代値から、これまで、この地域には、複数回に及ぶ大津波による移動岩塊の存在があるとしている(河名・中田 1994、小元・渡會 2012)。

ビーチロックは海浜のほぼ潮間帯で形成発達していくとされている(河名 2003)。潮間帯ビーチロックや離水ビーチロックの性状、分布、断面、堆積年代値などから、海面高度やそのサンゴ礁環境を推測することが可能になった(河名 2003)。

筆者らは、宮古島、池間島、来間島にある 17 ヶ所のビーチロックの性状、分布、環境を踏査した(安谷屋ほか 2003) その結果、ビーチロックの垂平、垂直の形成発達の好条件として、(ア) 砂浜が厚く堆積していること。(イ) 入り込む沿岸漂流が弱く静かな波環境であること。(ウ) サンゴ礁リーフが幅広く発達し、海底に砂、礫等が堆積していること。(エ) 石灰岩地下湧水(固結化を作用に、炭酸カルシウム含有する)の存在は形成要因の絶対的条件でないことがわかった。ビーチロック形成要因には海水起源説、淡水と海水混合起源説があり、そのうち宮古島には主に海水起源に由来する場所が 1 ヶ所(保良漁港、ユドマリヤ浜)あることも確認した。

下地島では、現時点ではビーチロックの存在は確認し得ていない。海浜に存在するのは、下地島石灰岩による潮間帯ベンチの形成である。その理由は、上記の三つの条件が満たされていないことが大きな要因となろう。しかし、渡口の浜の厚い海浜砂の中には、ビーチロックが存在する可能性はある。

Kawana and Pirazzoli (1984) は、宮古島におけるビーチロック、ノッチ岩塊、サンゴ礁リーフ等の年代測定によって、その形成発達を研究、その結果を基に①ビーチロックの形成期は現在より、サンゴ礁リーフに礁嶺が発達し、内海が波の静かな海況であった。②ビーチロックはほぼ現在の潮間帯に堆積形成され、一部を除いて大半が約 2,000 年前後の年代値を得た。このようなことから、宮古島における後期完新世の海面変動は「約 2,100 年前後(未較正值)以降、ほぼ現水準のままで現在に至った」ものと考えられるとしている。

下地島の北西から南東への海岸部には、潮間帯などにベンチ状地形、古砂丘が発達している。また、潮間帯には潮間帯ノッチや沈水ドリーネ(10 余)があり、陸域部の標高約 1.0m 前後、あるいは約 2.0m~3.0m の位置に、海水準風化作用によって形成されたと思われる波食棚(ストームベンチ、高潮ベンチ)が確認できる。その波食棚は全体的には平坦面を成しているが、凹凸の微小地形、ポットホールが形成されている。海域は潮間帯ベンチを形成するが、礁縁辺部は水深 40~50m の急激な海底断崖となって、台風などの高波、外洋から

の強い波の影響を受けることが多い。そして潮間帯には 10 余の沈水ドリーネなどがあるのに対し、内陸部の標高約 5~6m の低位の海成段丘には、旧汀線海域時に形成されたと考えられる海食棚にドリーネ状地形が形成されている。これらの平坦面は、形成年代は不明だと思われる。隆起時の旧汀線時代の平坦面は標高が高くなっている。標高の低い平坦面は現海水準に近づくにつれて徐々に傾斜面を形成されて来たものと考えられる。

いずれにせよ、海面変動について“Kawana and Pirazzoli” (1984) の言う“約 2, 100 年前以降から、海水準はほぼ現海面のままである”とするなら、下地島の波食棚（標高約 1.0m ~2.0m 平坦面）は、約 2, 100 年前以前におきた高い海面高度期から現在にかけて形成されて来たものと考えられる。筆者の感想としては、宮古島、伊良部島、下地島において、現海面高度が完新世の最高海水準であるとされていることや、縄文海進時の事象が不明のままになっていることに対して疑問を感じている。それは、下地島に点在するダブルノッチ岩（写真 24）や、海拔約 3~6m にある砂丘等が現海面高度だけでは説明し難いと考えるからである。

場合によっては、下地島の海岸部には完新世高海時代の“化石地形”ともなり得るものがあるかもしれない。再度の確認調査により議論を深めていく必要性を感じている。

#### 4. 連合陥没ドリーネ“通り池”の形成過程

下地島の“通り池”は、琉球層群最上位の下地島石灰岩段丘に形成されている（矢崎清貫 1978）。その形成は、最終間氷期（リス/ウルム間氷期）に相当し、気温も高く、降雨も多かったとされている。この時期（約 13 万年前~12 万年前）の後半頃から下地島のドリーネなどカルスト地形の形成も始まったと推測される。

現在、下地島北西の海食崖や、海岸部段丘地には、高位の潮間帯ノッチ（ダブルノッチ（写真 24-1））や、段丘にノッチの残丘（写真 24-2）がある。この通り池は、標高約 10m~16m の高い位置に大きく開口している。通り池を始めとして、段丘面には、断崖の方向に、溝状流路が形成されて、相対的に見て、通り池が単に、内陸部で形成されるような陥没ドリーネでないことがわかる。降雨による溶食作用も大きいですが、むしろ、海水による溶食作用などが大きく働いて、<sup>いち</sup>の池と<sup>に</sup>の池が形成されて来たものと考えられる。

一般に、ウパーレ状の複数のドリーネは上層部が溶食されて連合していくが、この通り池は、逆に下位の海底部から側面が溶食、決壊して繋がっている。これも一種の連合陥没ドリーネで、特異性のある通り池となっている。そして、二の池では確認されていないが、一の池は海底洞窟から外洋と繋がっている。

また一般に、石灰岩地帯において、降雨によって軟弱部が溶食、浸食されて凹凸の激しい



小突起状段丘面を形成し、溝状流路やロート状、すり鉢状の窪地や穴を形成し、地下に空洞をつくり、地下水脈を形成していく。そして空洞と水脈は広くなったり狭くなったり、地層の層理、節理、不整合面、時には地質構造に関与されながら、当時の海水面に対応しつつ、最後は海岸部に達し、カルスト地下湧水口を形成する。その地下湧水口は、形成当時の海水準に相当する指標にもなる。

下地島においても、北西部突端のカルスト地形段丘に上記の事象が顕著に見られカルスト地形の模式地である。“通り池”は県内最大の“連合陥没ドリーネ”である。そこで、“悪魔の館”を感じさせる不気味な海湖を持つ“通り池”について、これまで年100回ほど潜水経験したダイバーの達人、八木隆典さんから聞き取り調査を行った。

その結果を次ページの図4.「通り池と海底洞窟の断面図」に図示した。

以上のような、様々な要因などを基に“連合陥没ドリーネ池（通り池）”の形成について、以下のように推察してみた。

この“連合した2つの通り池”は、現在の下地島の地形、地質環境のもとでは到底できるものではないと考えた。

前述して来たように、現在見られる事象の中に、標高約16m前後に、離水ノッチ露頭（内陸部）やノッチ残丘地形（海岸部）がある。北西部海食崖の海拔約2~3mのところに潮間帯ノッチ（ダブル）がある。そして、“通り池”の壁面に上位と下位のノッチ境界部（盛り上がる）がある（八木隆典 2014）。また海岸部で形成されたはずの海底洞窟が水深約35~40mに開口していることなど、様々な特異な事象がある。

これらのことから“通り池”の形成は、下地島段丘面形成以降（同位体ステージ5 e後半）、地殻変動による隆起や氷河性海面変化の影響を少なくとも3回以上受けていたと考えられる。

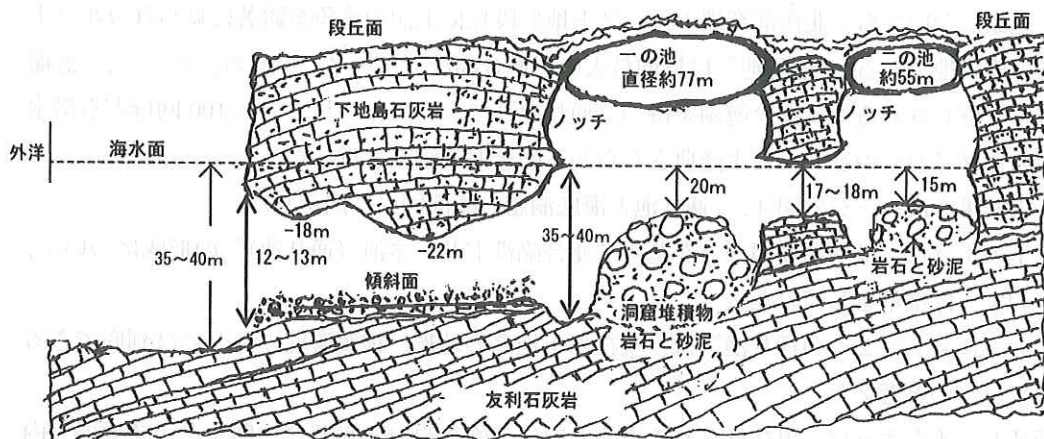
地球的規模、あるいは北半球に及ぼしたとされる要因と考えられるものに、“同位体ステージ5 eと5 c”の海面高度の研究成果がある。そのうち、小池、町田（2001）は「現在より約-15m低かった」とする考えを支持採用している。次に、ウルム氷期には最大海面低下が約-120前後であること、そして、琉球列島におきたとされる地殻変動や地域的な累積隆起などが、その一角にある伊良部島、下地島などに関与していたものと考えられること。また、古生物学上の研究成果に基づく大陸との陸橋、陸、塊の形成時代があったことなどが、下地島北西部を中心とした下地島地形変化、海面変化の要因となろう。

記述して来た特異な相対的な事象と、関与したと想定される要因などを基に“通り池”など「下地島における連合陥没ドリーネ“通り池”の形成の流れ」を下記（ページ13）に時系列的な記述をした。

図4. 〈連合陥没ドリネ“通り池”の全体断面図〉

聞き取り：ダイバーの八木隆典、駒井壺津沙(OPEN GATE)、佐藤敦

- ・一の池と二の池はオーバーレ状地形であることから“連合陥没通り池”である。
- ・水深約2/3が海面下であり、壺型のドリネになっている。



- ・壺型ドリネ壁面には緩やかに盛り上がったノッチの突出部を形成、下位のノッチは現海水準の高度を示し、その上位のノッチは高海水準時に形成された。
- ・一の池と二の池の貫通路の天井は、満潮時でも約1.0m~1.5mほど空いている。
- ・このドリネ底の堆積物は天井部分から崩落した岩石や砂泥などで盛り上がっている。
- ・段丘を形成する石灰岩層は、上層部が下地島石灰岩、下層部は友利石灰岩と考えられる。
- ・壺型ドリネ壁面に残る鍾乳石は成長がほとんどストップし、天井部分があった時期に形成されたものと考えられる。
- ・海底洞窟の開口部の縦は約12~13m、横は20~25mほどで、水深約35mの崖の壁面に開口している。

※この海底洞窟以外にも、地下水脈と関連した多数の湧水口や海底洞窟がある。

※通り池と鍋ドリネの中間地点の崖下に通称“悪魔の館(ブラックホール)”と呼ばれる海底洞窟(水深約35m)がある。

※ナビ(鍋)やナビヅク(鍋底)、そしてアカムタイキの海底洞窟は水深約8mほどである。

※は、関連した事象として記入した。



〈下地島における連合陥没ドリーネ“通り池”の形成の流れ〉検討中

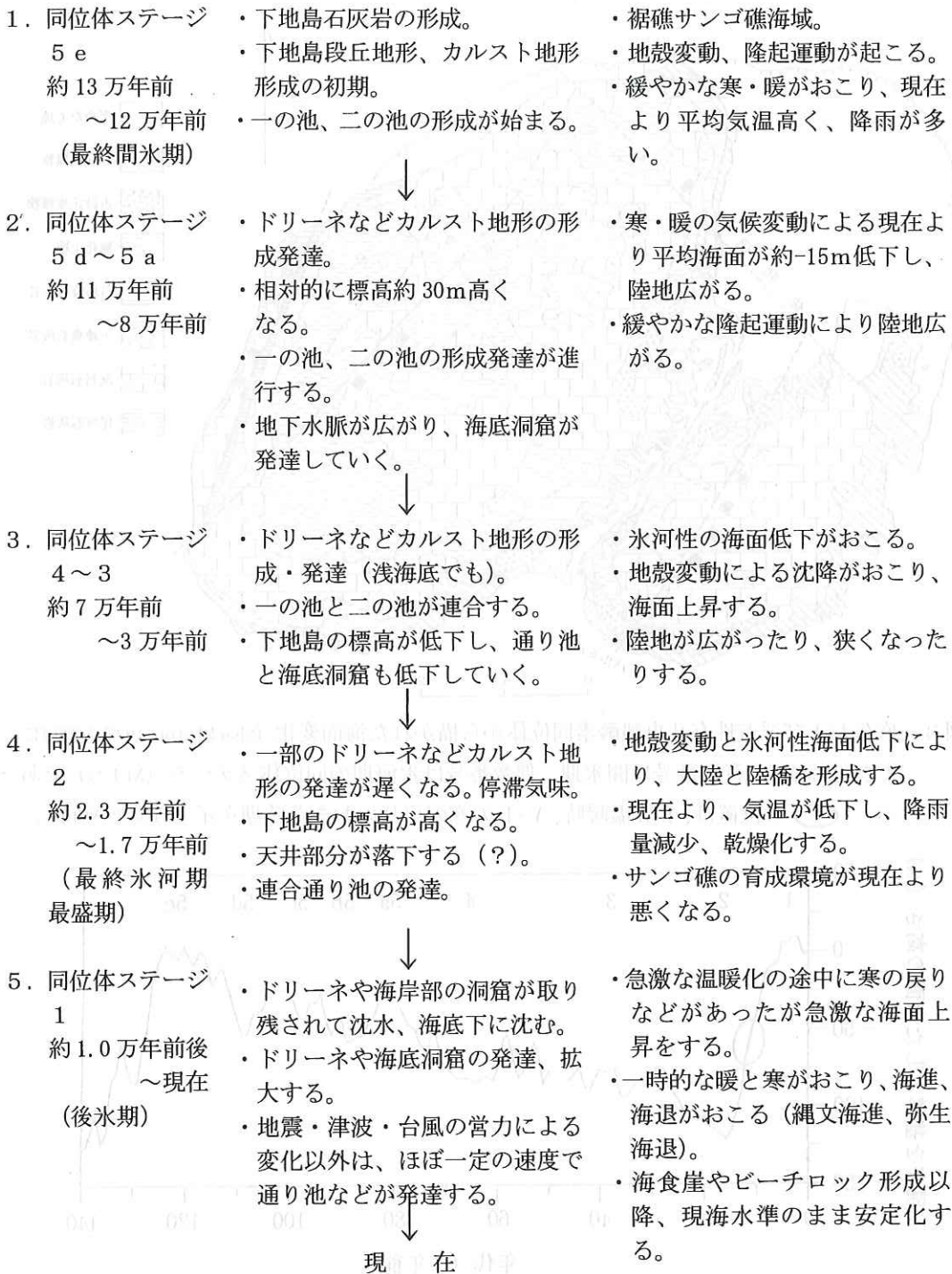


図1. 伊良部島地域の地質図 (矢崎清貫 1978)

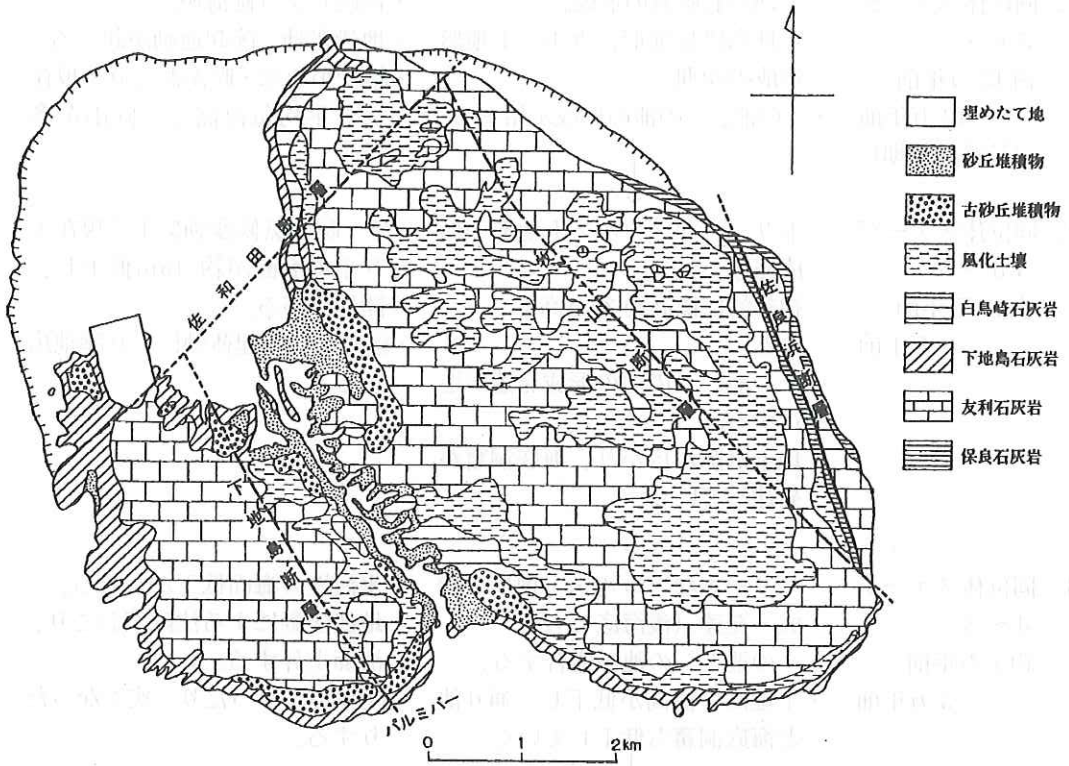


図3. 底生および浮遊性有孔虫殻酸素同位体から描かれた海面変化 (Shackleton, 1987 を町田による一部補訂)。奇数番号は間氷期、偶数番号は氷河期の同位体ステージ (MIS) である。○の位置は、B/A 温暖時、Y・D の寒の戻りのおきた時期を示す (筆者が加筆)。

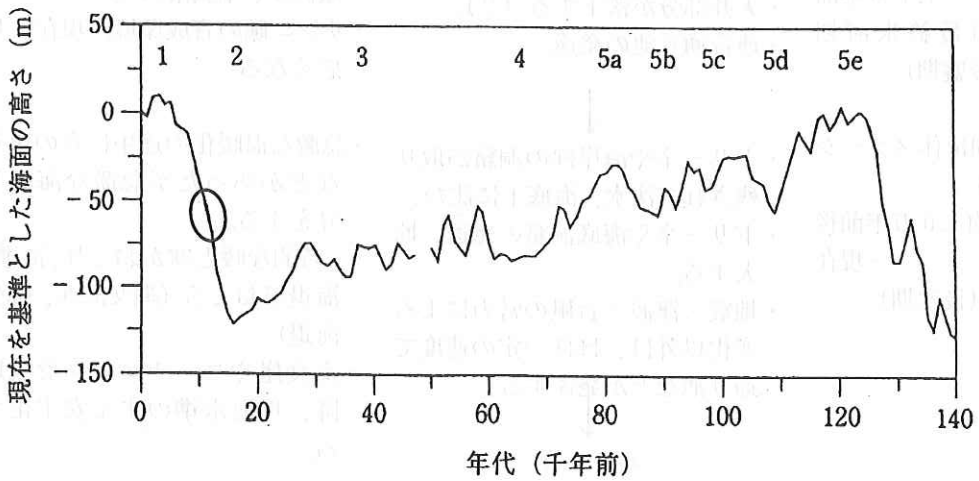
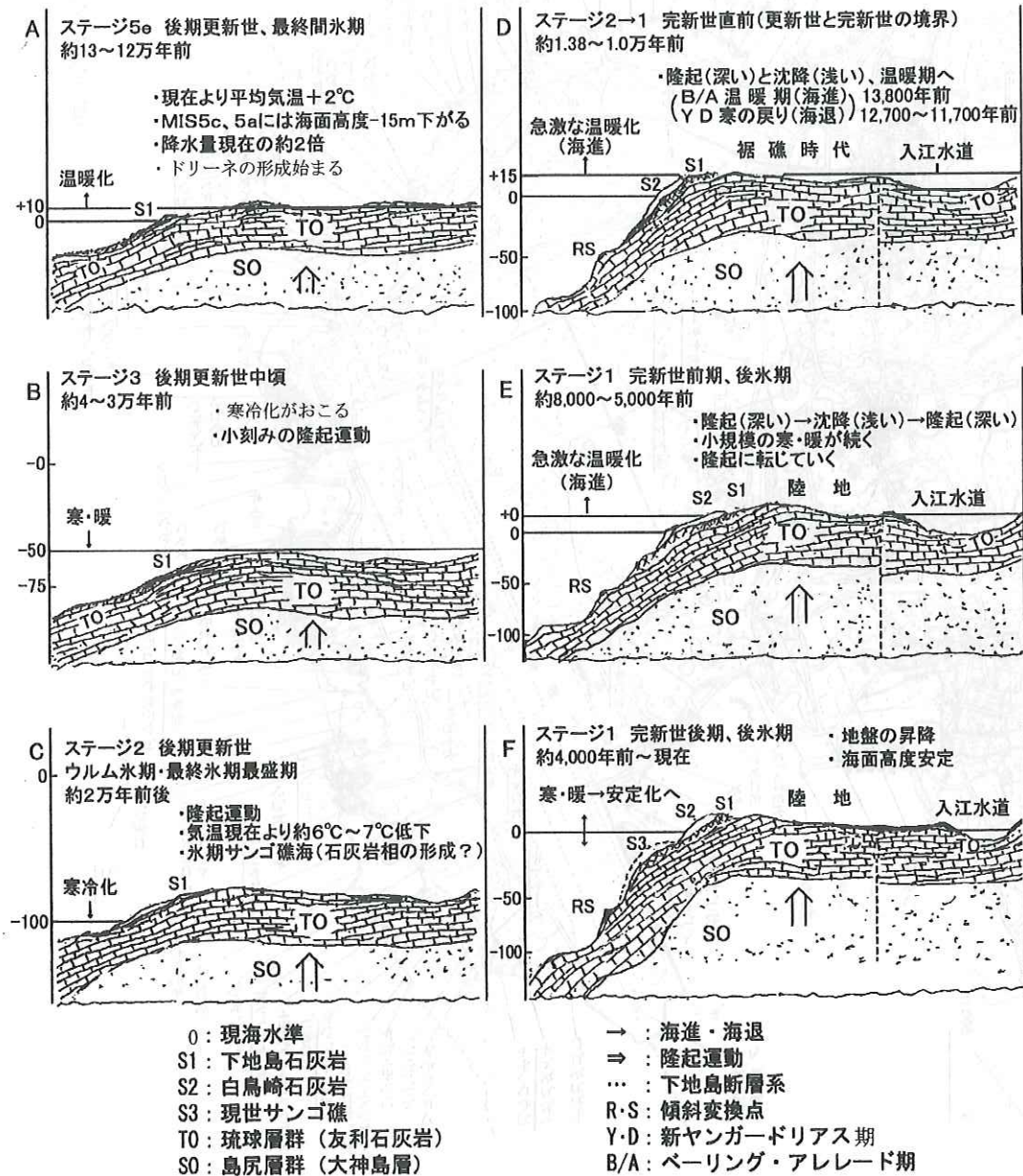




図2. 下地島における最終間氷期、MIS (同位体ステージ) 5e以降の海水面変化と隆起運動による地形発達史想定図 (海上保安庁による海底地形・地質調査報告を参考に、筆者加筆 2014) 検討中。

MIS : 海洋酸素同位体ステージと同義 (間氷期に奇数番号、氷期には偶数番号、鮮新世までステージ番号がつけられている)。



- 0 : 現海水準
- S1 : 下地島石灰岩
- S2 : 白鳥崎石灰岩
- S3 : 現世サンゴ礁
- TO : 琉球層群 (友利石灰岩)
- SO : 島尻層群 (大神島層)
- : 海進・海退
- ⇒ : 隆起運動
- … : 下地島断層系
- R・S : 傾斜変換点
- Y・D : 新ヤンガードリアス期
- B/A : ペーリング・アレレード期





おわりに

今回の踏査は、これまで確認されなかった離水ノッチなどの多くの地質的事象を確認することが出来た。そこで、その形成要因を考えるに当たり、海洋性酸素同位体による海面変化とうるま変動など広域・地域的な隆起運動が影響したものととらえ、下地島の形成過程を想定した。

図2の「下地島における最終間氷期MIS5e以降の海水面変化と隆起運動による地形発達想定図」は、下地島全体の形成過程を想定したもので、それを土台として“連合陥没ドリーネ通り池”の形成を時系列的に記述をした。このように記述して来た内容は、下地島段丘の上位面、下位面に存在する、陥没ドリーネとそのドリーネ形成と関連する浸食小突起（凹凸）地形、溝状流路の発達、離水ノッチやダブルノッチの存在、連合陥没ドリーネ通り池と海底洞窟の形成、その通り池の断面図でわかる壁面の二重ノッチなど、地域的な特異性を重視して記述したもので、一部には調和的でない、整合しない部分もあるかと思うが、今後、更に検討して、より合理的、客観的な見解となるように検討を深めていきたいと考えている。

下地島の形成の始まりと連合陥没ドリーネ通り池などの形成は、後期更新世同位体ステージ5e（約13万年前～12万年前）から始まり、河名俊男（2003）の言う「約2,100年前後までには、現在の通り池の形状は出来ていたものと考えられる。

現在、下地島は県の公域公園建設候補地の一つであり、空港施設、耕作地、観光地の利用が盛んになっており、貴重な地質遺産（ジオパーク）としての保全と利用、そして学術上、並びに災害対策を進める意味で、活断層の精度の高い確認調査を専門家によって調査する必要がある。

## 謝 辞

今回の踏査、執筆の機会は、本市教育委員会生涯学習部市史編さん事業の一環として提供してもらったもので、踏査に当たっては、課長補佐兼文化財係長の又吉 察、自然担当の佐藤 宣子さんが共同で行い、そして、伊良部農林水産室長の村田 正憲さん方による、ゴルフ場内や海岸部の未確認のドリーネなどの精力的な調査協力がありました。そして、協同調査の意を込めて本市文化財保護審議会の岡 徹会長や元嘱託職員の立津義康さん方には陥没ドリーネや海岸地形の測定などに協力参加をしていただきました。また、“サシバリンクス伊良部”の下地恵久男支配人にはゴルフ場内の湿地帯と岩塊が存在している場所の案内を、そして“NPO法人 いらゆう”の近角敏通さんには普段あまり出入しない未確認の陥没ドリーネや岩塊などを案内していただきました。今後も調査は続くことかと思いますが、この機に紙面をもってお礼申し上げます。想像の域をこえないものであるが、ご批評、ご指導を受け賜りたく、踏査の感想をまとめました。

— 写真資料 —



写真1 下地島石灰岩層 中の島海岸



写真2 下地島断層 西高東低の地形  
〈下地島空港東沿い(南の灯台側から)〉

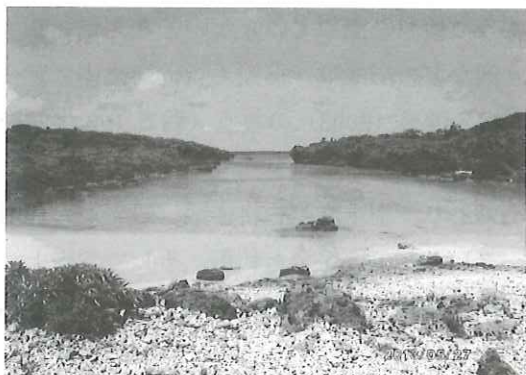


写真3 佐和田断層西端部 キドマリヤバダ



写真4 入江水道断層(?) リアス式海岸  
(左が下地島、右が伊良部島)



写真5 シラダー ゴルフ場内  
海水進入による汽水池



写真6 アカオダー ゴルフ場内





写真7 バサマイキと溝状流路地形  
通り池に次ぐ大きさの陥没ドリーネ



写真8 アマカウダ  
天川田



写真9 根付きノッチ岩塊 訓練飛行場建設前の原野  
露頭 標識番号 41 1972



写真10 移動ノッチ岩塊 (転倒)

下地島南部耕作地内



写真11 通り池とカルスト台地  
手前左下に溝状流路が発達



写真12 オコイキ



写真13 ガーナイキ(?)



写真14 ナガビダイキ



写真15 アカムタイキと溝状流路地形

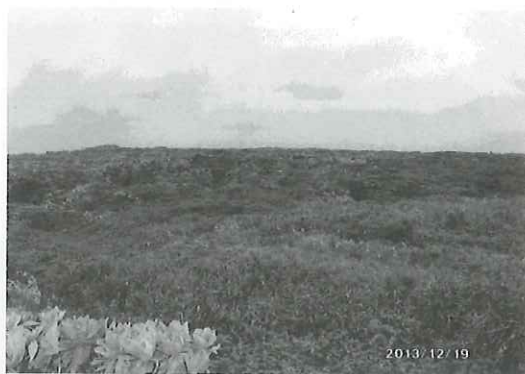


写真16 ナビヅク 皿状ドリーネ

(100×100m)

池なし湿地



写真17 鍋の洞窟 水深7~8m  
(ミニ通り池)



写真18 海底洞窟 (インクルシャダウ)  
ナビヅクの真下へと連結する。水深7~8m





写真 19-1 海食棚状地

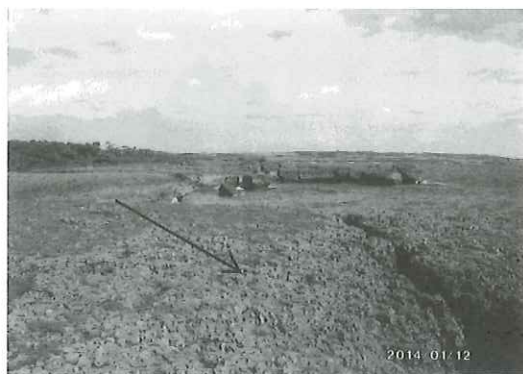


写真 19-2 海食棚状の海岸地形



写真 20 海食崖



写真 21 潮間帯ベンチ

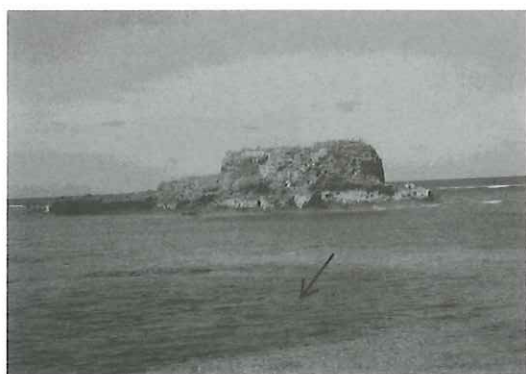


写真 22 手前：沈水ドリーネ (カミノノーリツボ)  
キドマリノトリバナリ  
(溶食プールに類似した穴 波食棚に波食残丘)



写真 23 三角点標識 (061968)  
アダンバナリジの波食棚の残丘

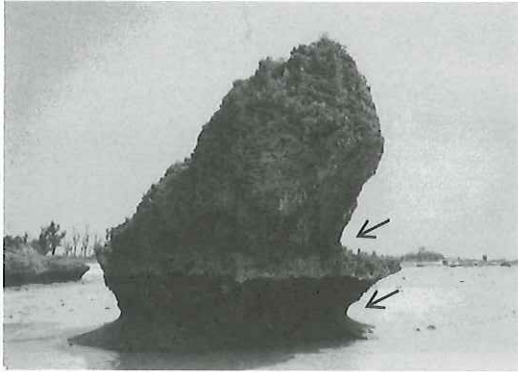


写真 24-1 二重ノッチ岩 佐和田の湾

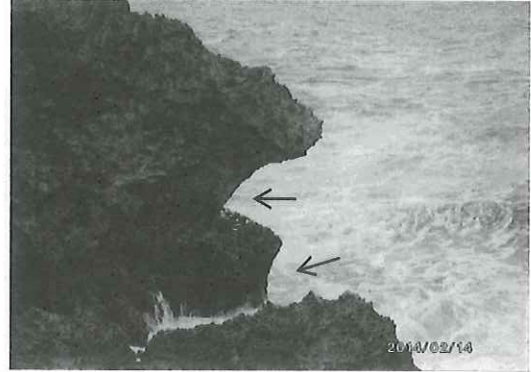


写真 24-2 海食崖のダブルノッチ  
(満潮時撮影)



写真 24-3 ノッチ残丘



写真 25 タービヤーズのバダ 波食棚を形成  
ノッチ状浸食窪地 波食段丘の浅丘



写真 26 バルミパー  
下地島断層の南東海岸 波食棚を形成している



写真 27 海食崖に棚状の波食ノッチ地形



## 参考文献

- 1976 木崎甲子郎編「琉球列島の地質学研究」第1巻、「宮古群島の石灰岩の層序と堆積機構」、  
「矢崎清貫：宮古群島の石灰岩の層序と堆積機構」に対するコメント 古川博恭
- 1976 木崎甲子郎編「琉球列島の地質学研究」第2巻、「宮古島の各石灰岩の関係およびその  
形成時期について」矢崎清貫
- 1978 矢崎清貫 地域地質研究報告「伊良部島地域の地質」地質調査所
- 1979 海上保安庁水路部「海底地形・地質調査報告」矢崎清貫 地質調査所四国出張所
- 1985 木崎甲子郎編「琉球弧の地誌」Ⅶ、「完新世の地質と地殻変動」
- 1992 田村一浩、加藤祐三（指導教官）「伊良部島、下地島における津波石」琉球大学海洋学  
科卒業論文
- 1994 河名俊男、中田高「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 東京地学協会
- 2002 加藤祐三、田村一浩「沖縄県下地島北岸佐和田の津波石」月刊海洋1号外No.28
- 2002 木村政昭編「琉球弧の成立と生物の渡来」「琉球弧のネオテクトニクス」河名俊男、「琉  
球列島の第四紀地史と動物の渡来」大城逸朗
- 2003 アラフ遺跡発掘調査団 江上幹幸「アラフ遺跡調査研究Ⅰ」の報告書 抜刷「宮古島  
のビーチロックと後期完新世の地形発達史」河名俊男
- 2007 町田洋、大場忠通、小野昭、山崎晴雄、河村善也、百原新編著「第四紀学」朝倉書店
- 2007 安谷屋昭「宮古島伊良部島佐和田湾におけるノッチ形成速度の試算」宮古島市総合博  
物館紀要第11号
- 2009 (財法)地域、地盤、環境研究所、(独行法)産業技術総合研究所「宮古島断層帯の活  
動性および活動履歴調査」、文部省推進の「活断層の追加・補完調査」の成果報告書
- 2012 渡會晋平、小元久仁夫「宮古島西方、下地島北西部の海岸から採集したハマサンゴ岩  
塊の較正年代」日本大学地理学部「地理誌叢」第54巻 第1号

... 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 ...

... 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 ...

... 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 ...

... 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 ...

... 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 2019 年 12 月 31 日 ...