

宮古島南東部・保良地域の地下水流域界とカルスト地下湧水群について

—^{ティダガー}太陽泉・^{セツカイカダンキョウ}石灰華段丘と^{クバコンビズーツ}檳榔込洞などを中心に—

宮古島市総合博物館協議会委員 安谷屋 昭

まえがき

宮古島東南東部の保良地域海岸は、西側から順に保良井（洞井）、クバコン台断崖湧水（クバコン洞など）、宮渡崎の^{ティダガー}太陽泉一帯や^{アウガキ}青崖一帯の湧水、マイバー田^{ダー}湧水、サダリ^{ウブカー}ガー、大井、カカラシャガーなど、多数のカルスト地下湧水が発達し、また、保良元島、ミヤドウムトウなど文化財等の多い場所である（図1．野外博物館）。

宮古島の表層部のほとんどが琉球石灰岩で、宮古島の降水は「川をつくらず、地下湧水となる」といわれている。その地下からの湧水量は場所や季節によって変化があり、干魃になると水枯れし、雨季には滝のように流れる場所がある。古老の話に、一昔は「保良井よりか大井の水が多かった」とか「^{スサ}白か^{ガー}川の水よりか保良井、大井の水が多かった」と云われるほど、保良海岸の地下湧水量は多かったようである。

現在は、一昔に比べると湧水量は減っているようだが、それでも、かなりの湧水が枯れることなく流れている。このことについて、保良地域は地質学的、水文地質学的にはどのようなになっているのか検討を試みた。これまで（平成20年以来）、東平安名崎を始めとして、保良地域の地質、地形踏査の結果を踏まえつつ、矢崎・大山（1980年）による、地域地質研究報告「宮古地域の地質」や沖縄開発庁沖縄総合事務局（1984年）の「国営宮古土地改良事業計画書」、そして、沖縄総合事務局農林水産部土地改良課（1975年）の「沖縄の農業用地下水資源」（総論編）、^(株)エイト日本技術開発（平成26年）による、宮古島市水道水源流域保全調査業務報告書を基に、宮古島南東部における断層系や水文地質（地下水の流向、地下水位など）の現状を以下のように確認をした。

1. 宮古島東南東部（保良地域）の地下水流域界の地質学的特長

宮古島の水収支区は5地下水盆群が23地下水盆に区分されて、そのうち保良地域は城辺地下水盆群（群名B）のB₆、B₇である。B₆は保良西部地下水流域界、B₇は保良東部地下水流域界と呼称して区分名を使うことにし、両方をひっくるめて保良地域地下水流域界とする（図2．地下水流域界区分図）。

宮古島東南東部の保良地域地下水流域界は、保良、吉野、新城集落の大半を囲むように、北北西から南南東に走る西落ち東傾斜の保良断層系による山稜地形と吉野海岸付近から新城方向を通して、北西に走る新城断層が推定され、さらに、吉野海岸付近→七又海岸西方の南岸に向かう吉野断層系がある。

そして、台段丘断崖から保良集落東方の七笠原、明日川底を通る小規模のクバコン断層（南一北）があり、その東方側には、宮渡崎青崖段丘から北方（元崎山集落跡）へ伸びる断層（写真1）とマイバー背後の標高約20mの崖を東一西に伸びる小規模マイバー断層などがある（図3）この地下水流域界には、ドリーネ状地形、ウバーレがあり、場所によっては表層部の石灰岩が薄く、島尻層が露出するなど基盤岩の島尻層が断層活動に伴った変位があるようである。これらのことから、白川田地下水流域界のような大きな地下谷（地下水盆）はないと思われるが、保良地域地下水流域界においても褶曲運動を伴った地殻変動が起きた可能性があり、白川田地下水流域界などの特殊な地質構造と類似することが多いようである。

保良地域地下水流域界は、宮古島の数条の断層系による“北東落ち南西傾斜”のケスタ状台地とは違い“西落ち東傾斜”の海成段丘を形成し、不透水性基盤岩となる島尻層も海水準以下のところはなく、しかもサンゴ礁海が次第に隆起に転じて陸地化し、現在に至る過程で起きた地殻変動（うるま変動）や溶食、浸食、削剥作用によって表層部が削られ基盤岩が露出したりして、円錐状カルスト地形や取り残された大小の岩塊、凹凸の激しいカルスト地形を形成した（写真2）。それらの地形は原野の開発利用によって失われたの多いが、雑木林、お嶽林内には残っている（写真3）。

ところで、保良地域地下水流域界の北側から南岸部へ傾斜する海成段丘の全体形状は主として保良断層系の変位に大きく支配されているようで、流域界に浸透した地下水の流動の実態は、北側新城地域の標高約60～70mの高所から、南岸部の低所に向かって保良南東の七笠原、明日川原の約40～30mに向かって傾斜する段丘台地の形状に沿って地下水が流下している。

地下に浸透した水は、不透水性基盤岩（島尻層群）の上位面（石灰岩基底部）から流下していくのであるが、不透水性基盤岩の凹凸などその性状に左右されて、地下水盆の性状、地下水の流動方向、透水性、貯留状態、水位の変化（増減）がちがうようである。いわゆる、これらを推定していく上で、水文地質学を駆使した沖縄開発庁報告の「地質地下水編」（1984年）による水文地質図によると、不透水性基盤岩等高線（位置）から、それに沿うよう、地下水等高線面を追求し、推定している（図4．水文地質図）。水文地質図の図示されている保良地域地下水流域界における地下水等高線は、北側新城付近の高所が約-40mの地下水位面で深くにあり、吉野地域をへて南岸部へ向かうに従って、地下水位面が約-30m、-20m、0mとなって浅くなる（図4．水文地質図）。いわゆる、水位面が地表に近づくにつれて、地下水量が相対的に増えたようになっている。噴水口や湧水口となって、地表に流出する。

（1）保良西部地下水流域界（B₆）の地下湧水群

保良断層系とクバコン断層の間を形成する地下水盆区分B₆の海岸に発達する保良井（洞井）とクバコン台断崖下のクバコン洞（保良洞ともいう）、断崖面の湧水の経路は、前述してきた、クバコン台断層段丘地の地下水位0m地帯と云われる元ロラン局の髭水原^{ビジミジバル}一帯（写真4）に湧き出た地表水が再び、浸透し石灰岩のすき間から進入して、地下水となって、クバコン洞や

下位の低段丘突堤部断崖、そして、保良井の方向へ流下しているようで、いたるところの不
透水性基板岩付近から湧水となって流出している（図4．水文地質図、図5．地質断面図）

（2）保良東部地下水流域界（B₇）の地下湧水群

B₇の流域界は宮渡崎段丘地から、元崎山部落跡の北方に延びる小規模の宮渡断層（仮称名）
線東側の地下水盆地になる。この地下水盆地も北方側の標高の高い場所から南岸部（マイバ
ー浜）へ地下水は流下していく。その地下水面等高線も-50m、-40m、-30m、-20m となってい
ることが調査確認されている（図4．水文地質図）。流下して来た地下水は、マイバー背後断
層崖（東－西）の標高 10～15m の不透水性基盤岩付近から流出し、大井、サダリガー、マイ
バー田ガーなどの地下湧水群を形成している。この流域界（地下水盆地）もクバコン台の髭水
原と同様にマイバー断崖から約 150m 離れた現耕地内にアブ井（写真5）と、吹田（写真6）
と呼ばれている地下水噴出口があって、かなりの地下水が耕作地の排水溝からもマイバー背
後の東西にのびる断層崖中腹の大井などから流出している。

一方、宮渡崎、青崖断層崖は、不透水性基盤岩（島尻層、シルト岩）が標高 15m 前後にあ
ってマイバー田付近から南岸の太陽泉にかけ、いたるところから地下水が流出している。こ
の湧水群はB₇地下水盆地からだけではなく、宮渡断層線、いわゆるB₆との流域界、西側に広
がる、^{ミヤドゥムトウ}宮渡元周辺の耕作地（冠水地となる場所）（写真7）や宮渡崎段丘地に広がる雑木林、
元保良馬場などが、保水力が高く、降水の蒸発散の抑制が働いていること、そしてB₆の地下
水盆地からの地下水の移動合流によって、宮渡崎一帯の段丘台地に地下水が集結している（地
下谷存在の可能性）と考えられ、その豊富に貯留する地下水によって、太陽泉、青崖泉、マ
イバー田などに水枯れすることなく流出しているのであろう。このことを明らかにしていく
ため、今後更に、宮渡崎一帯、B₆とB₇の流域境界の水文地質調査などが望まれる。

2．宮渡崎の南岸・太陽泉海岸と東岸・青崖泉海岸の性状について

始めにことわっておきたいことは、マイバー南岸部の宮渡崎突堤部海岸のマイバー側を青
崖海岸（写真8）とし、宮渡崎先端部を太陽泉海岸（写真9）と区別して以下記述したい。

（1）南岸・太陽泉海岸の性状について

太陽泉海岸は、宮渡推定断層に連動した海岸と考えられ、断崖の獣道を下りると、厚いビ
ーチロック帯や、決壊したビーチロック岩、崩落した大小の転石、そして、砂礫の砂浜があ
り、海浜沿いには発達した礁池やノッチ岩を形成している。沖合はミヤドゥパナリナガピシ
（礁原）があって大小の岩塊がある。これらのことから、この一帯の海岸は、強い沿岸流、
台風、高潮などの影響を受けて来たことがわかる。崖下口を^{オリグチ}左手（東）側は3～4ヶ所から地
下水が大小の石を通り抜けて流れている。そして、下り口から約 40m 先に石灰岩塊が積み重
なったところがある。その高く盛り上がったところを下りると左手の崩落岩塊に上から湧水

が流れ、岩肌に「石灰の華」が出来ている（写真 10）。そこから約 70m 東の海岸が「石灰華段丘」である（写真 11）。その石灰華段丘には、段丘形成前からと考えられる潮間帯ノッチ、汀線付近のポットホール、津波石（？）のような約 80t の岩塊がある（写真 12）。長さ約 70m、最大幅約 30m ある石灰華段丘の東側が 30 cm から 80 cm の段差が生じて下がっている。この段差は、石灰華段を構成する基底岩（ビーチロック？）の形成に要因があると思われ、石灰華段の形成以前に強い沿岸流の営力などで、次第に基盤岩（ビーチロック？）が低下・決壊していたものと考えられる。

その低位なところの石灰華段丘は長さが約 15m あるがその途中の崖下に、崩落岩石が傾いて出来た間口 3m、奥行 7m の広い隙間にジャリが堆積し、コーラルや砂が混入していてビーチロック化していく場所がある（写真 13）。そして、その先東側は巨大な崩落岩塊が重なり崖の中腹に決壊しかけた巨大岩塊によって形成された広い空間を形成し、そこには地下水が静かに流れ、長径 2.0m の「石灰華段」や「石柱」がある（写真 14）。戦時中は防備陣地に使われていたようだ。ここから先、東側は絶壁を成し、青崖泉海岸となる（写真 15）。

（2）東岸・青崖泉海岸の性状について

宮渡崎突堤部はマイバーから眺めると断崖絶壁の植生がほとんど手付かずの緑で覆われている。この断崖（宮渡崎台地）は、宮渡断層活動時に最も影響があったと思われ、その断層活動による地盤沈下によって形成されたと考えられる、標高が 3.0m から 10m 前後の低位段丘（写真 17）が海岸沿いにある。また、この低位段丘沿いに水深 3.0m 前後の礁池があり、そこは、奥行 2.0m 前後の潮間帯ノッチが形成されている。また、低位段丘崖が時には強い沿岸漂流に対する防波堤となっており、青崖断層崖の崩落決壊を抑制して来たと考えられる。

青崖泉は、先に述べた通り、背後の宮渡崎台地から豊富な地下水が浸透して、青崖の標高 15.0m 付近の石灰岩基底岩付近から湧水している。そして、流下した地下水が下段部を形成する低段丘面などに流れ、そこに地下水の溶食、侵食などの作用でポットホールや石灰幕、フローストーンの地形を形成している。

今後は更に、低位段丘全体の性状調査が必要である。

（3）太陽泉、石灰華段丘について

太陽泉の石灰華段丘は、厳しい崖下であるが、これまで海人らが網干しや魚解体ができる格好のいい場所として利用している。

先述したように太陽泉の石灰華段丘は、長さ約 70m、幅最大約 30m の広さの石灰岩基底岩上に形成されたもので、一つ一つの石灰華段は、基盤岩の傾斜面の性状に従って、下位の方から順にしかも広く、上位は後から小さくなって形成されたものである。石灰華段の形成は、地下水に溶存している炭酸カルシウム (CaCO_3) が太陽熱などで溶解しきらない石灰分が沈殿、折出して、いわゆる地下水のもつ^{コウケツ}膠結作用によってトラバーチンなどになり、小池のダムを

作ったもので、ダムの縁（畝）を形成したものをリムストーンと呼び、せき止められた皿状の小池をリムストーンプール（石灰華段）と呼んでいる。この「石灰華段」が棚田状（階段状）に何枚も形成された段丘地形を「石灰華段丘」と言う（写真 18）。

宮古島では、石灰華段が野外に出来るのは、太陽泉だけで、洞窟内では、クバコン洞（保良洞）にはあるが、仲原洞（アブチャ洞）にはない。また、日本国内では山口県秋芳洞の「百枚皿華段」が有名です。世界では中国四川省の「^{コウリョウ}黄龍の五色池」（世界遺産）、アメリカのイエローストーン国立公園（世界最初）がある。

石灰華段は、石灰岩地帯で形成されるもので、流下していく地下水が、風により飛沫したり、太陽熱による水分蒸発などで溶存する重炭酸カルシウムが晶出していく環境下にあることです。太陽泉石灰華段丘は豊富な地下水に恵まれ太陽に面した場所にあり、しかも石灰岩基盤岩が堆積形成された好例の環境である。

太陽泉、石灰華段丘の発見のきっかけは 2008（平成 20 年）当時、東平安名崎付き根一帯のビーチロック等、石灰岩地形調査中の事で、宮古島における完新世時代の貴重な地形として確認した。そして、宮古島における完新世の地形、堆積物の学術調査中の事で、宮古島における完新世時代の地形、堆積物の学術調査の必要性を感じ、当時、南西諸島のビーチロック調査に取り組んでいた日本大学文理学部の小元久仁夫教授（当時）へ連絡、調査了解を得て、そして、日本大学を中心に、本市教育委員会文化財係や名古屋大学年代測定研究センター等による共同調査が行われた。その結果が日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」第 46 号で、発表報告された（小元・中村・森・田中・松田・大八木・安谷屋・久貝・新城、2011）

調査は、レーザー・スキャナなど高度精密機械を導入し、精密地形図や段丘断面図の作成、リムストーン簡易ボーリングの試料による堆積年代測定、宮古島の地下水質分析などが実施された。

調査結果の報告が宮古島市教育委員会で行われた。結果内容の一つであるリムストーンの放射性年代（校正、補正）値が約 3,600 年 calBP となり、このことから小元久仁夫氏らは太陽泉石灰華段の堆積形成開始を約 3,600 年以前からと結論づけた。

今回の調査結果は今後更に研究を進める上で基本的資料となっていくものであるが、その中でも「約 3,600 年前」の値は、現段階での貴重な「地質データ」となろう。従って、太陽泉の「石灰華段」の形成は約 3,600 年前以前のある時期から、現在に至る自然環境のもとで成長を続けて来た貴重な第四紀完新世中・後期の特異な地形の一つであることから、現地見学の際は「石灰華段」に踏み込まないことである。

この「石灰華段丘」は 300 余の大・小の「華段」を形成していることから、太陽泉石灰華段を「三百枚皿華段」と呼称し、日本国内の最大級の野外石灰華段であることから、2016 年 6 月 3 日（文部科学省、告示第 14 号）、官報告示され、国指定天然記念物（地質、鉱物）と

なった。指定範囲は、保全管理上、石灰華段丘を中心に、地下水を貯留する宮渡崎段丘地と海域は、ミヤドゥパナリナガピシの一部となっている。

3. 保良・クバコン台段丘突堤部の洞窟と鍾乳石・石灰幕群について

(1) 保良・クバコン洞の形成

クバコン洞は、地質学的に特異な洞窟である。クバコン洞内を流下する地下水は、後述する断崖の鍾乳石・石灰幕群を形成する地下水の供給源と同じようで、髭水原一帯に貯留する地下水が、一方がクバコン洞へ地下浸透し、他方は最高標高 15.0m 前後の低位段丘を形成する断崖へ流下し、鍾乳石・石灰幕群、地底湖(?)を形成しているようである。クバコン洞は低位段丘形成時の地殻変動による構造地形を成していると考えられることから、構造洞窟の可能性がある。

クバコン洞は洞口が水深 3.0m の礁池に開口し、間口が幅約 1.0m、高さ約 1.5m の間口の狭い海岸洞窟である(写真 19)。満潮時には、洞口は完全に海水面下に没することや、洞口から奥行き 6.0m~7.0m 広がる水深 3.0m の礁池状の広いプールがあることから洞内調査が容易でない。

従って、インストラクターの聞き取り調査や愛媛大学学術探検部調査報告第 2 号(1965 年)にもとづき、洞窟内の概要を以下に記述する(図 6. 平面図)。

まず、洞窟正面奥は礁池に沿って、がけ状に盛り上がった地形を成し、そこには二次生成物である美しい流れを見るようなフローストーン(流華石)が形成されている。正面中央部はカボチャ型(パンプキン型)の美しい形のフローストーンは干潮時でも海水面近くまで垂下している(写真 20)。その右手側の斜面状になったところから上がっていく。そこからは凹凸のある緩やかな傾斜面となり、珍しい形のリムストーンプール(石灰華段)が床面に連続する。そのリムストーンは半月形をして、その大きさは長径が 0.3~3m、短径が 0.2~0.5m である(写真 21)。

そのほか、洞内で見られる、鍾乳石群として、つらら石と石筍が連結した石柱、泥筍、石筍、つらら石、鍾乳管、ヘリクタイト(天井からの曲石)、ヘリグマイト(洞床からの曲石)がある(写真 22、23)。

洞窟の本洞は、南北方向に延び、奥の方では、天井の高さが 0.3m ほどしかなく、石柱が格子状に立林している。実測定での確定ではないが、末端まではほぼ 100m ぐらい延びているようである。支洞らしいところはないが水量のある流れ口が 4ヶ所ほど横穴がある。末端部は閉塞されているので、空気の動きはない。湿度も 100%と思われる。

(2) クバコン断崖の鍾乳石・石灰幕群の形成

クバコン台海岸は、高位と低位の石灰岩突堤部の断崖を成している。その低位段丘断崖に、鍾乳石や石灰幕群が形成されている(写真 24)。そこは、保良ビーチから約 400m 東方海岸に

あり、長さ（幅）が約 200m、標高が 3.0m から約 15.0m の東高西低の低位な段丘断崖である。その東端部の標高 12.0m 前後、長さ（中）80.0m ほどの断崖面に鍾乳石や石灰幕が顕著に形成されている。そして、その東端部からさらに東側へ約 30m 離れたところに檳榔込洞がある。この一帯は地下湧水が発達している場所である。

断崖のいたるところに流下する地下水は、先述した高位段丘台地の髭水原一帯を供給源とする地下水が低位段丘へ浸透あるいは地表水となって流下して段丘断崖から流れ落ちているようである。

そして、断崖面を流れ落ちる地下水が海風などで飛沫し、太陽熱による水分蒸発によって、溶存していた石灰分（ CaCO_3 など）が晶出し、沈積して、次第に垂直方向に垂れ下がるように成長して幕状の石灰華生成物となったものと考えられる。その生成物（本来白っぽい色である）が黒褐色になっているのは、水の中の不純物（赤土）の混入やカビの付着が考えられる。梅雨時などの雨の多い時には、滝となって地下水が飛び出す場所がある（写真 25）。一時的にクバコン滝ができる。

このように、クバコン台断層をおこした断層運動による地質構造が要因となって、地下水を貯留する髭水原を形成し、下位の低位段丘と一体となった地表水、地下水がクバコン台断崖における野外の鍾乳石・石灰幕群を形成した。この地形景観は他の地域には見られない、宮古島らしい特異な「自然の造形美」である。宮渡崎太陽泉と共にすぐれたカルスト地形景観である（写真 26）。

このような 3.（1）のクバコン洞のリムストーンプール（石灰華段）、フローストーン（流華石）、そして、クバコン台断崖の鍾乳石・石灰幕群は自然遺産としての価値を有する貴重なものであり、国や県レベルの天然記念物（地質・鉱物）となろう。

4. 保良東海岸、マイバーの海岸について

マイバーは、東平安名崎根元の南岸にある。海浜の全長が東西約 700m、最大幅約 45m ある。その背後は元砂丘の残砂で東側が盛り上がり、更に、その背後に海拔約 20m 前後の断層崖がある。

この断層崖の中腹には、不整合面（不透水性層）があって、地下水が流出している。マイバーは多くの地下水が流出し、カルスト性の地下湧水群の発達した場所である（写真 29）。

日本復帰前後、マイバーの砂浜など、厚さ 3m～5m の採砂などが行われ、現在、ビーチロックが露岩化し、地下湧水の減少と共にビーチロックの成長発達が停滞しているようである。

露岩化した現在のビーチロックの性状は、4～5 列の板状に分割した形状のマイクロ丘陵を成したマイクロケスタ状構造である。傾斜角度は 5～9 度、各層の厚さは 10～15 cm、20～25 cm などあり、全層厚は上位になるほど厚く、最大約 70～80 cm ある。岩質は波の営力が強い場所であることから、礫堆積による石灰質礫岩である。礫と共に堆積した貝類、サンゴ塊、泥岩質

ノジュールがある。中でもオオジャコガイ化石（サンゴ類との意見がある）が堆積して、ビーチロック中の最大化石である（写真 30）。

そして、マイバー東寄り海浜は砂の堆積が良好で、沈砂ビーチロックが確認できる（本来の状態）。さらに東寄りの海浜には、崩落した転石岩塊が散在し、その岩塊には、風、海水、砂の吹き上げによる物理的作用により侵食形成された海食ノッチなどが形成されている（写真 31）。

対して、マイバー西方側のビーチロック帯は、津波などの波の営力によって決壊した岩塊や津波などで移動して来たサンゴ岩塊が配列状に集積散在している（写真 32）。サンゴ岩塊は、ハマサンゴ塊が多く、マイバー湾に生きていたものと考えられる。

この西方海岸に、特に多く集積するサンゴ岩塊の研究が進められ、これまで、加藤・木村（1983）、河名・中田（1994）、河名（2008、2009）などによる炭素年代測定値などがある。これらは補正が十分でない「生の測定値」であったことから、小元久仁夫（2012）は、試料の安定同位体比による補正などによる較正年代を追求した。

津波石の分布とハマサンゴ化石を確認し、その中で、6 個が明和大津波によるものと推定、その測定の幅が、1661 年（cal）～1884 年（cal）あるものから更に較正をおこない、6 個が 1771 年の明和大津波によるものとした。小元氏のマイバー西部のサンゴ化石の較正年代から読み取ると、AD500～600 年前後、1000 年前後、1500 年前後、そして、紀元前 252 年（1 個）ものが存在している。複数回の津波石など移動岩塊があったと思われる。今後は、開発等によって消失した砂丘地やその背後地の海拔 5～20m の低位段丘斜面に残る津波等による移動岩塊の存在を確認されることが期待される。

まとめにかえて

我れ我れは努力を重ね、知恵をしぼっていくことで道は開く。去る 11 月 6 日の琉球新報に、沖永良部島を統治したとされる、琉球・北山王「次男」の没後 600 年事業が実施された。その中で「世之主墓」にある骨の DNA 鑑定を進め、「世之主伝説」の解明に前進させていくべく提言などがなされた。

「世之主伝説」とは異なるが、保良地域にはあまり知られていないが、興味ある逸話がいくつかある。それは「^{トイノフツンマ}鳥ノ口姿」（仇名）と言われる予言者で「保良井が崩落し、一人娘の身に災難がふりかかる」。「クバコン洞窟（クバコンピズーツ）の形成にまつわる話」、重労働で酷使されていた下男が、天に向かって「この田圃がなくなるように」と祈った。その祈願が天に通じ、地面がゆれて大津波が押し寄せ田圃が海底に沈没し「クバコンピズーツ」が出来た。さらに、昔、^{カイシン}厄神を裁いたといわれる鍋底状陥没地に設けられた「^{カンサバク}神裁」の場所。そして、男女 10 名ほどが、「^{ムーアシ}毛遊び」できる「^{サンシンジー}三線岩」（台形状カルスト地形）や多数の^{シンコウジ}信仰岩など、保良地域には地形や自然環境と結びついた伝承がある。伝承の始まりは定かでないようだが、この邑の制度や^{カンニガズンマ}神願婆、予言者「鳥ノ口姿」など、邑役職人の権威、権力のほどが

考えさせられる。このような風俗、土俗信仰の高かった時代は、当然のことながら森と地下水が豊富で自然度の高い時代でもあった。

現代は、地域の振興開発による生活の便利さに慣れ、自然の恩恵も忘れがちである。

断水の少ない宮古島は、地下水に恵まれているとよく云われる。しかし、他の地域の降水量に比べると宮古島全体の蒸発散量が大きいと云われている。森林資源の乏しい宮古島にとって地下水は宝のようなもので、“生命の水”とも云われる。そこで、新たに、宮古島の年間における蒸発散量、地表流出量、地下水流出量などを算出し、宮古島の水収支概算による数値的な実態把握を行い、そのうえに立った地球温暖化への対応に向け、土地の保水力や浄化力を高め、蒸発散量を減らしていくために森林面積を現在の 16%から 20%（県平均 30%）に拡大していく知恵を持ちたいものである。

また、現在の宮古島は、他の地域に比べると生物多様性が大きく減少していると言われている（写真 27、28）。また、本市の森林面積の拡大は本市が努力すべき生物多様性の保全義務にも寄与していくものとなろう。このことがまた、宮古島の蒸発散量を減らし、地下水流出量（高）を増やしていくことになり、宮古島の水収支を改善していくものと考えられる。

謝辞

本論の動機は、元日本大学文理学部教授の小元久仁夫氏らによる太陽泉、石灰華段丘の徹底した研究を始め、「祭祀と自然は一体である」という“宮古島の神と森を考える会”の理念に動かされたことである。

保良地域に際立つ自然には、御嶽林などもあろうが、地形、地質学上のカルスト段丘地と石灰岩特有の地下湧水による石灰華段丘、鍾乳石群などがある。これらのみなもとである地下水流域界やその成り立ちを、これまで追究し論じて来た。沖縄総合事務局（1975）、沖縄開発庁（1984）、㈱エイト日本技術開発（2014）はもとより、宮古島市上下水道企業団からその調査報告書の提供があったことに対し、深謝申し上げる。

現地のマイバー（前場）、宮渡崎、太陽泉、クバコン台洞窟、保良井などについて、実情に詳しい地元の島尻隆義さん、幸地和夫さん、下地博盛さんから、これまでの利活用状況や実態などを詳しく教えていただいた。そして、インストラクターの富永壮馬さん、金内隆司さんから洞窟内の実態（平面図作成）や写真提供などをいただいた。また、神と森を考える会事務局の佐渡山安公氏には、多忙な折、同会の理念（思想）、自然と祭祀の危機的状況などについて有益な話をいただいた。

試論であるが、協力していただいた関係機関や皆様に厚くお礼申し上げます。

＜大地の公園＞ 沖縄県宮古島ジオパーク

石灰華段丘、鍾乳石群、カルスト地形群、地下ダムなど10余のジオサイトが見られる。

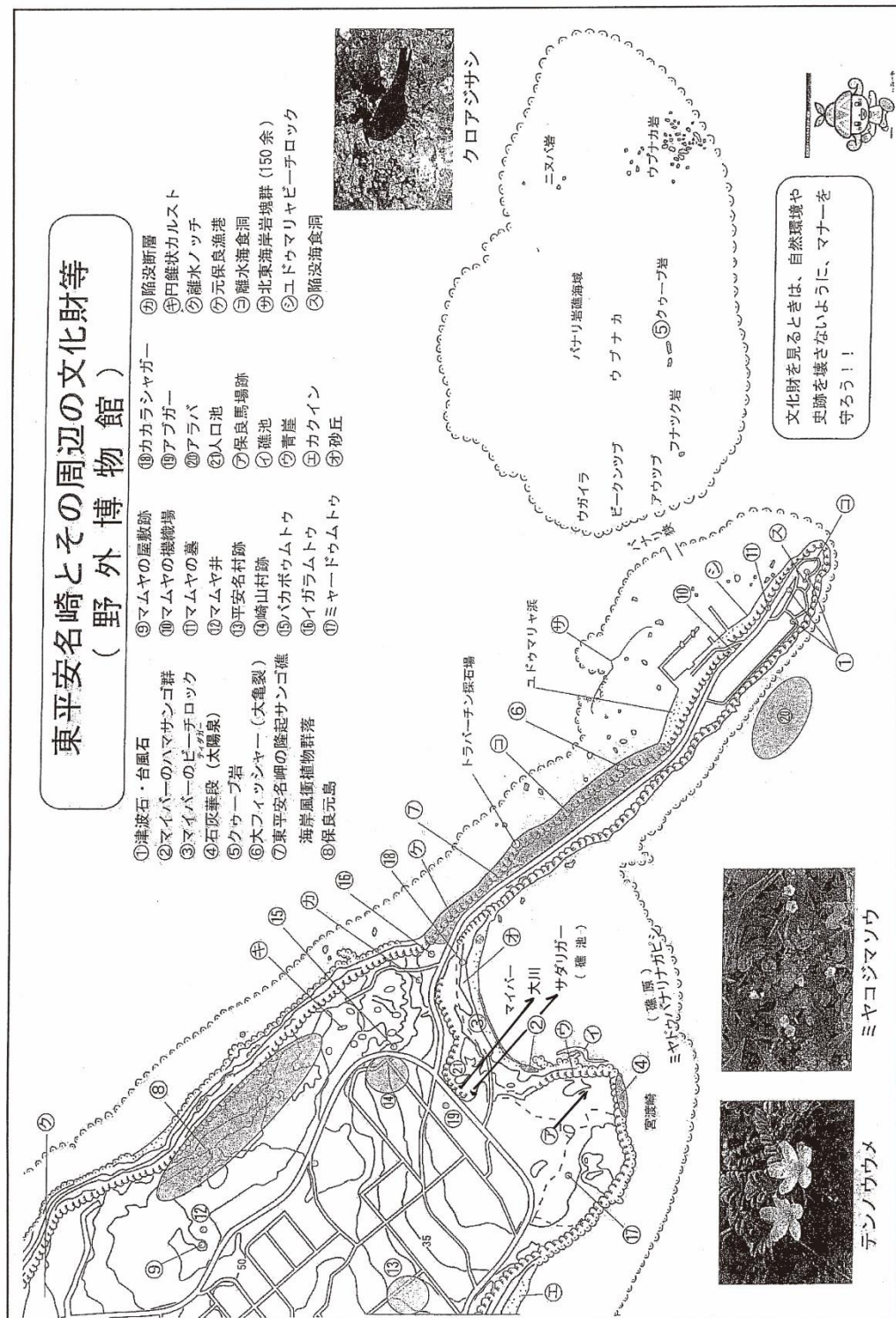


図 1. 宮古島市総合博物館作製 (2011) に、追加改める (2016.11 安谷屋)

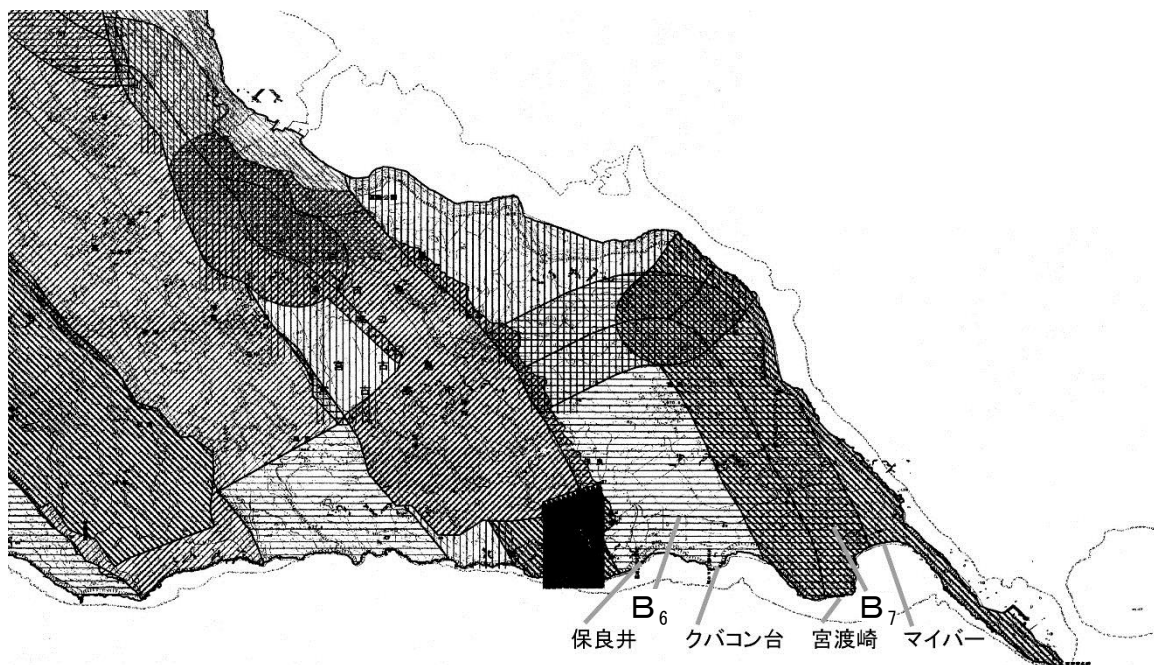


図 2. 宮古島南東部の地下水流域界区分図（市地下水利用基本計画 平成 26 年 3 月）

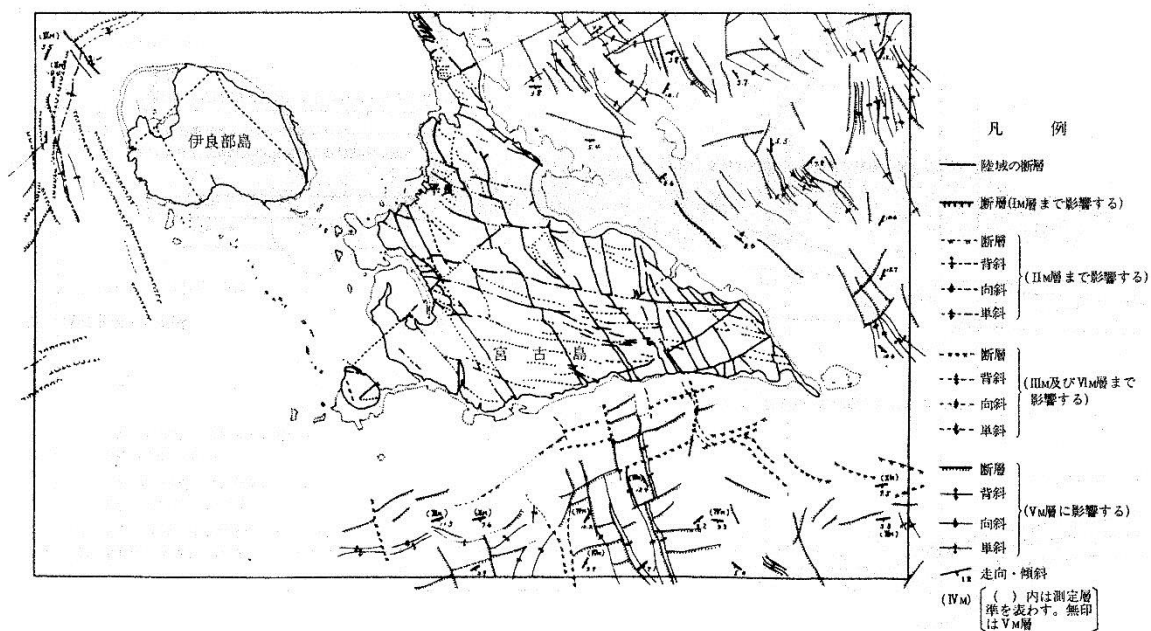


図 3. 宮古島の断層構造図（海上保安庁水路部、1986）

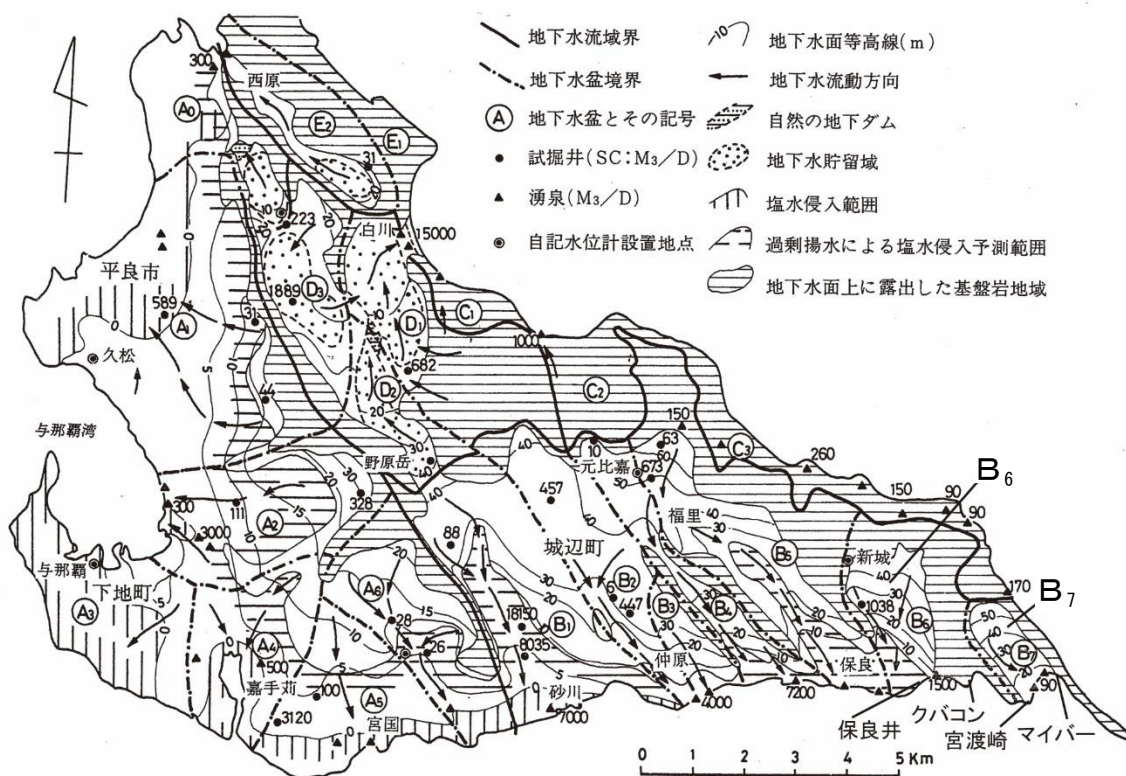


図4. 宮古島水文地質図 (琉球弧の地質誌、1985)

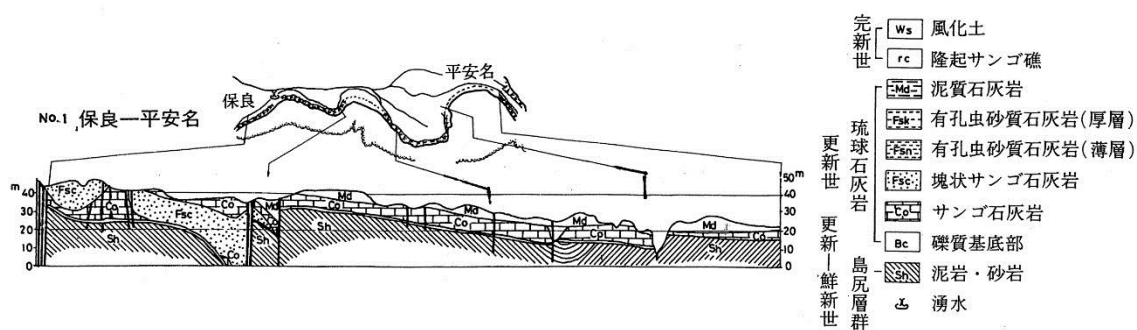


図5. 城辺南部海岸沿いの地質断面図 (琉球弧の地質誌より 1985)

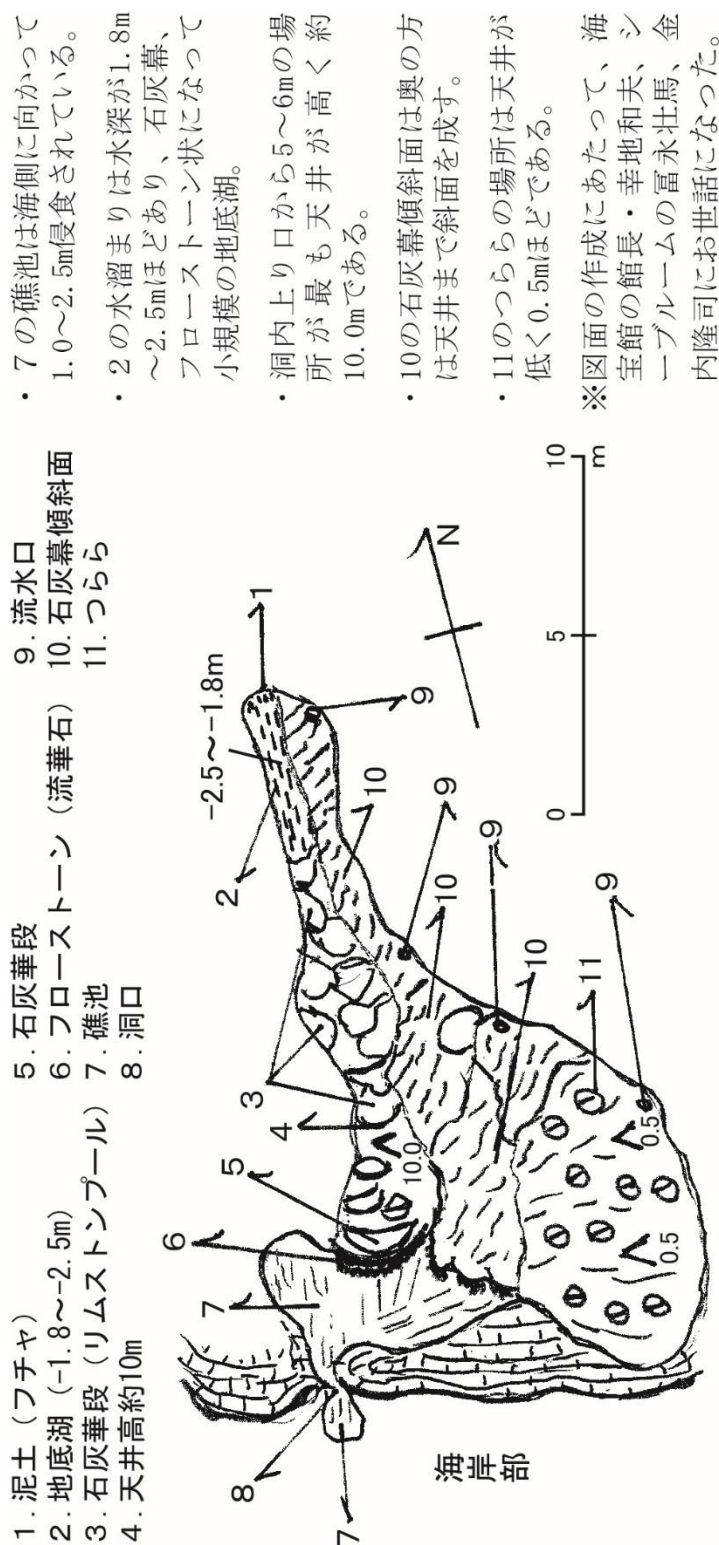


図 6. クバコン洞 (保良洞) 平面図 (愛媛大学術探検部、1965、一部追加修正 2016. 11)



写真 1. 宮渡青崖断層崖



写真 2. 円錐丘状カルスト地形
・雑木林の中には円筒状カルスト地形も散在する



写真 3. 若坊御嶽とカルスト地形



写真 4. 髭水原一带（元ロラン局跡地）
・降雨時は地表水、湿地帯となる
・近くに深さ 15m の吸込み洞穴がある



写真 5. 耕作地のアブ井
・森の中に噴出口があり、湧水が排水溝から流下していく



写真 6. 耕作地の吹田
・ブロックで囲まれたところが噴出口である。



写真7. ミヤドゥムトゥ周辺雑木林
・太陽泉の湧水源の一角で貴重な水源かん養地帯



写真8. マイバーの浜と青崖断層崖
・日本復帰以前はビーチロックは砂礫の中にあった

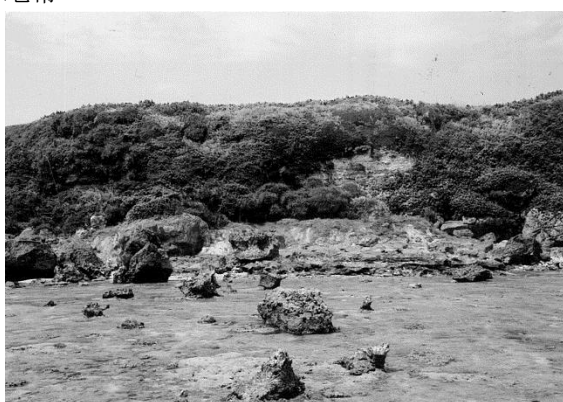


写真9. 太陽泉海岸全景

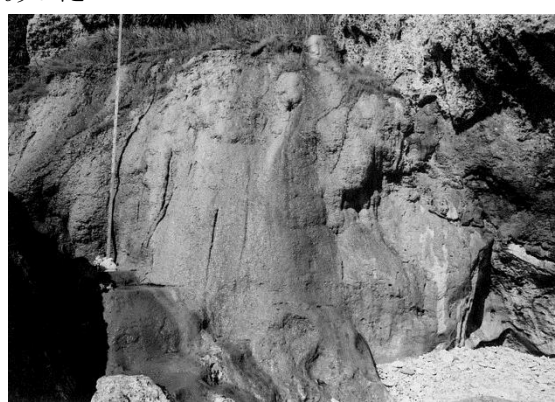


写真10. 太陽泉の「石灰の華」
・石灰華生成物による石灰幕を形成している。



写真11. 太陽泉の石灰華段丘
セツカイカダン



写真12. 太陽泉のポットホールと津波石(?)
・汀線付近はポットホールを形成



写真 13. 岩塊による空洞・初期ビーチロック
 ・空洞奥から地下水が流れて来る
 ・砂・礫がかたりかけている

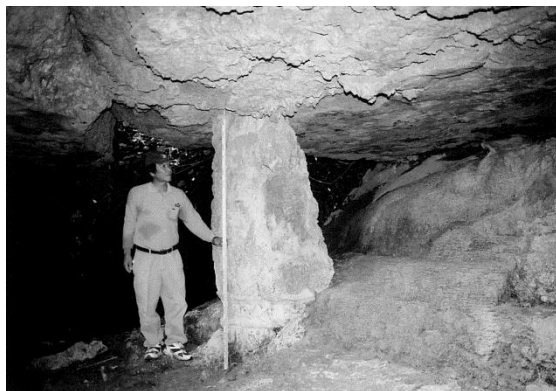


写真 14. 岩塊空洞の石柱
 ・鍾乳石と石筍が連結し表面は石灰華生成物である



写真 15. 青崖泉海岸
 ・断層活動に連動して形成されたようだ
 ・海岸に水深 2～3m の礁池が広がる



写真 16. 青崖低位段丘



写真 17. 青崖海岸の湧水と鍾乳石



写真 18. 石灰華段丘
 ・石灰華段が 300 余あることから「300 枚皿華段」と呼称する



写真 19. クバコン洞の洞口と礁池
 ・干潮時に撮影したもの。満潮時は洞口は海水でふさがる
 ・手前の礁池から入洞していく



写真 20. 洞内のフローストーンと礁池
 ・水深約 3m の礁池に石灰華生成物が垂れ下がっている（フローストーン：流華石）
 ・背後に大きなリムストーンプールがある

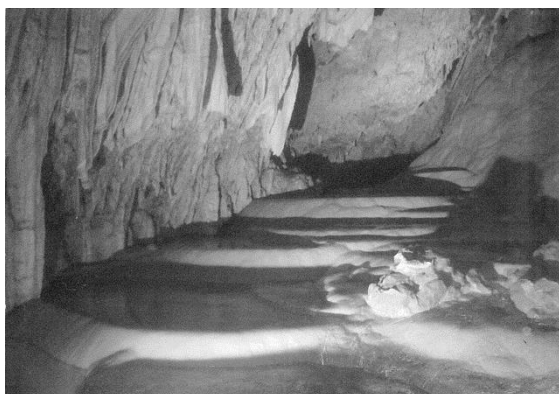


写真 21. クバコン洞中央部の石灰華段と鍾乳石
 ・天井の最も高い位置で鍾乳石、石灰華段が成長している

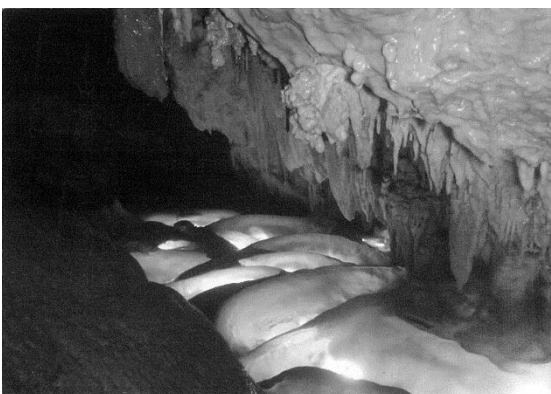


写真 22. クバコン洞のつらら石、石柱
 ・中央部から奥へ入る。石柱も見られる
 ・白く光っているのはリムストーンの水が光に反射している。



写真 23. 洞内からの礁池とフローストーン
 ・手前足下はフローストーン（流華石）、壁は鍾乳石、石灰幕である



写真 24. クバコン台低位段丘崖の鍾乳石・石灰幕群
 ・太陽に面した断崖に地下水が流れ石灰華生成物が幕状に形成
 ・他にない特異な断崖を形成



写真 25. クバコン（保良）滝
・梅雨時期などに表流水が滝をつくる



写真 26. クバコン台断崖景観
・一昔前クバノキが繁っていたと云われ洞窟をクバコンピズーキと呼んだ
・台地から浸透した地下水や地表水が流れ落ち特異なカルスト地形を形成している



写真 27. ミヤコトカゲ
石灰華段丘の水辺でみかける希少種



写真 28. キシノウエトカゲ
・吉野海岸のモンパノ木の穴
・国指定天然記念物（1975 指定）



写真 29. マイバーの全景

- ・復帰前後、多量の採砂で板干瀬が露岩化
- ・手元の耕作地が元マイバー田



写真 30. オオジャコガイ化石（？）とすると

- ・推定貝齢約 400 年
- ・ビーチロック堆積化石では最大級のもの
- ・天然記念物相当のもの



写真 31. 海食（風食）ノッチ岩

- ・潮間帯ノッチより約 2m 高い海浜で、風や海水による侵食によって形成されている



写真 32. ハマサンゴ津波石

- ・確認された 6 個の明和大津波のうちの 1 個

参考文献

- 愛媛大学学術探検部（1965）：愛媛大学琉球列島総合学術調査報告第2号
- 沖縄総合事務局農林水産部土地改良課（1975）：沖縄の農業用地下水資源－地下水資源の量的評価とその利用と管理について－
- 沖縄総合事務局八重山・宮古総合農業開発調査事務所（1984）：国営宮古土地改良事業計画書（案）（総論編）基礎資料 NO. 6、地質、地下水編
- 小元久仁夫（2010）：宮古島で観察された石灰華段、津波石および膠結海浜砂層の特徴、日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」第45号、PP. 83-94.
- 小元久仁夫（2011）：宮古島東平安名崎西方、ティダガー（太陽泉）の石灰華段丘地形、堆積物の較正年代および水質分析結果について、日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」第46号、PP25-48.
- 小元久仁夫（2014）：宮古列島から採取したビーチロック資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
- ㈱エイト日本技術開発（2014）：平成24・25年度、宮古島市水道水源流域保全調査業務報告書、発注者、宮古島市水道事業
- （財法）地域・地盤・環境研究所、（独行法）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、「活断層の追加・補完調査」成果報告書 NO. 20-1.
- 松川寛良（1992）：昭和初期よりの保良風俗史、出版協力・在沖保良郷友会、（有）シモン総合計画（那覇市）
- 松川寛良（1995）：宮古島・保良の土俗信仰、出版協力・在沖保良郷友会、沖縄コロニー印刷（浦添市）
- 沢勲・鹿島愛彦・大橋健（2006）：洞窟科学入門－写真と図解－、大阪経済法科大学出版部