

西表島の地形と地質

— 露頭の紹介を中心として —

Geography and Geology of Iriomote island, Okinawa Prefecture, Japan.

神谷厚昭

Koshou KAMIYA

はじめに

西表島の地質については、古くは脇水（1913）による断片的な研究と HANZAWA（1935）の総括的研究がある。太平洋戦争後は、米軍の資源調査（WILLIAM and WARREN, 1960）に始まり、佐々木・市川（1964）、松本（1964）、SAITO et al（1973）、荒木・中川（1978）となされてきた。今回の筆者の調査は、調査日程が短かく全域的な地質調査が困難なため、主な地域の代表的な露頭を対象をしばって実施してきた。この報告書は、過去の研究の概要と、今回の調査結果と調査結果をもとに検討してしてわかったことを総括してまとめたものである。現地調査に当たっては、西表島在の石垣金星氏にはたいへんお世話になった。深く感謝いたします。

I 西表島の地形

1. 準平原

琉球列島のいくつかの島じまには、頂上付近が比較的平らで、小さな起伏をもった山地が見られる。例えば、奄美大島本茶峠付近では標高300mぐらいの平らな地形が南北に連なり、沖縄島本部半島の八重岳周辺では高度400~450mの地形が、慶良間諸島の渡嘉敷島国立青年の家付近では200m程度の平坦面が見られる。このような地形を「準平原」または「侵食小起伏面」という（河名、1988）。ここでは、河名（1988）に従って西表島の準平原について述べる。

西表島は、琉球列島の中で準平原の地形がもっとも発達している島の1つである。島の大部分は、山頂付近が平らな地形で、標高が300~400mぐらいのよくそろった高度を示す。この準平原を構成する地層は、後述の八重山層群（前期中新世）である。従って、準平原の形成は前期中新世以前より新しいことがわかる。また、島の周辺には標高が一段と低い数10mの高度に第四紀に形成された段丘が存在する。準平原はこの段丘より高い位置に分布しているので、段丘より古いことが推定できる。つまり、準平原は、第四紀以前

～前期中新世の間のある時期に形成されたことが考えられる。

河名（1988）は、地形が平らになるまでの準平原の形成機構について検討し、侵食にかかる時間の長さの推定から、海水による侵食の可能性よりも、陸水による可能性が高いことを示唆している。そして、いくつかの説について述べているが、陸上での様々な作用の結果、最終的にどのようにして平らになったかについては、いまの段階では結論が出せないことを述べている。

ところで、西表島の東の石垣島では、八重山層群堆積時に地下で花崗岩の貫入が認められる。現在この花崗岩は於茂登岳の頂上付近に分布するから、当然地下で貫入のした後に現在の位置まで上昇したことが考えられる。その時期に八重山層群も一緒に上昇し、準平原が形成されたのではなからうか。では、その時期がいつかという、琉球列島が大きく陸化した中新世後期がまず考えられる。西表島は祖納礫岩が堆積する時代まで基本的にはずっと陸の時代である。祖納礫岩の堆積時期についてはいまだに明らかでないが、構成する礫質がすべて八重山層群に由来する岩石であること、また、構成礫が2 m以上にもなる巨礫が含まれることなどから、祖納礫岩は八重山層群が急激に上昇する時期に侵食を受けて堆積したものであることが推定できる。つまり、祖納礫岩は島尻海が大きく陸化し、琉球列島が大陸の一部になった鮮新世末に堆積したのではなからうか。これらのことから西表島の準平原の形成を考えると、中新世後期から鮮新世にかけて隆起を始めて原初準平原化した西表島が、鮮新世末から更新世初期にかけての琉球列島が広く陸化した時期に、大きく高度を増し、現在に近い島の現地形ができたと推定される。

一方、西表島の河川には滝が多い。中でもヒナイ川の海に面した高い崖にできたピナイサーラは落差が50mもある見事な滝である。このように、海に面して滝がかかるような地形が発達しているのも西表島が急激に上昇してできた島であることを伺わせる。

2. 起伏量一谷密度相関図から見た西表島

起伏量一谷密度相関図から地域の地形的特徴や地質と地形の関連等を考察するのは有効である（神谷、2000）。起伏量一谷密度相関図から見た西表島の地形的特徴を捉えるために、西表島と同様に主に先中新世基盤岩類からなる他地域（石垣島、沖縄島北部）と比較した（図1～3）。

西表島の起伏量と谷密度の相関係数を求めてみると、+0.733で、石垣島の+0.673、沖縄島北部の+0.619に対して大きく相関関

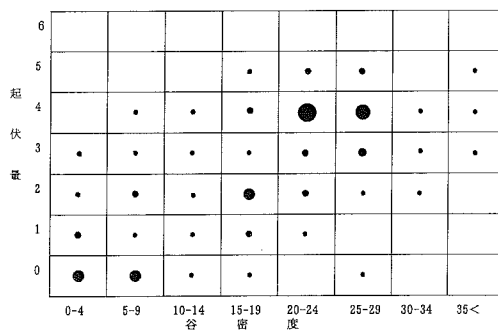


図1 起伏量一谷密度相関図（北部）

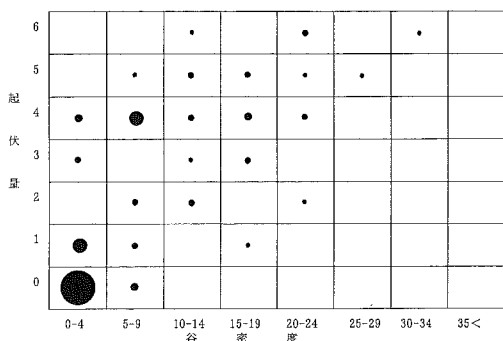


図2 起伏量—谷密度相関図（石垣）

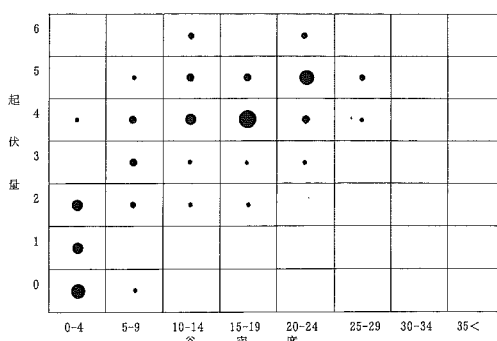


図3 起伏量—谷密度相関図（西表）

係が強い。これは、一の相関関係要素である琉球石灰岩と段丘砂礫層の分布がほとんど認められないことと深い関係がある。図2から明らかなように、石垣島では琉球石灰岩の分布のため、谷密度の小さい割りに起伏が大きい所があり、沖縄島では砂礫層の分布のため、起伏の小さい割りに谷密度が大きい地域が多いため、両者では相関係数が低くなっていると推定される。また、西表島と石垣島は、沖縄島北部地域と比較すると、相対的に起伏量—谷密度相関図の中のプロットが左上にずれている。これは前者地域が後者より起伏が大きい割りに谷の数が少ないことを示している。これは西表島と石垣島の間に、地質の違いはあっても共通の地形形成が進んでいることを示している。見方を変えれば、沖縄島北部地域に比べると、西表島や石垣島の谷は、数（谷密度）は少ないが1つ1つの谷は深く急峻であることを示しているわけである。つまり、遠望すれば、山肌全体はなめらかな感じに見えるが、1つ1つの谷は彫りが深いといったところである。

3. 熱帯河川〈エスチュアリ〉

目崎（1985）は、他府県の地形と沖縄の地形の相違点を見るためには、気候地形学の視点の重要性を指摘している。つまり、他府県と比較して、沖縄では熱帯的な要素が各種地形に強く現れているのである。西表島に目を向けてみると、熱帯的な要素は浦内川や仲間川といった河川に強く現れている。つまり、両河川をはじめ、西表島の河川は熱帯河川の特徴を持っているといえるのである。

浦内川を例に説明すると、河口に近い船乗り場から観光船に乗ると、しばらくの間、船は川を遡っているというより、湖面を進んでいる感じで上流に向かう。川の水面は潮の満



図4 後良川の河口部（エスチュアリ）

ち引きによって変化し、川の中の砂礫堆積物の形も時々刻々変化している。つまり、河床形態が河川と海の流れ、両者の複合によって形成される。このような河川は日本本土では見られず、熱帯特有の特徴といえる。熱帯では化学的風化が物理的風化よりも顕著であるため、礫の生産量がほとんどなく、砂や泥などの細粒物質だけが河川に供給されるためにこのような特徴をもった河川ができるわけである。熱帯的特徴をもったこのような河川をエスチュアリーという。潮の干満で汽水域となった河口部にはマングローブ林が発達し、熱帯河川に彩りを与えている（図4）。

II 西表島の地質

西表島に分布する地層は、下部から順に、①石垣層群トムル層、②宮良層および野底層、③八重山層群、④祖納礫岩、⑤琉球層群住吉層、⑥海浜および低地堆積層に区分される。ここでは①～⑤の概要について、主に荒木他（1978）の報告を基に述べ、筆者の調査した結果を加えて記述する。

1. トムル層

トムル層は西表島に分布する地層の中で最も古く、島の北東部の野原崎一帯に分布する。模式地の石垣島平久保半島トムル崎に分布するものと共通の岩相を示し、野原崎付近では、緑色片岩、黒色片岩および藍閃石片岩が分布している。鉱物組み合わせを見ると、野原崎で藍閃石—陽起石—絹雲母—緑泥石—緑簾石—石英片岩、藍閃石—緑簾石—緑泥石片岩などが認められ、ヨナラ川上流では、藍閃石—緑簾石—緑泥石—方解石—石英片岩あるいは絹雲母—緑泥石—陽起石片岩が確認されている。また、野原崎には片理の発達した剥離性に富む片岩類と、塊状の変ハンレイ岩とが認められる。変成度は東側がより高い。今回の調査では、野原崎南方には主に緑色片岩が分布し、同西方には藍閃石片岩が認められる。前者には幅1 m以下の流紋岩岩脈が貫入しているのが2本観察できる。この流紋岩質岩脈は、後述の野底層とほぼ同時代に貫入した岩脈類の1つと推定される。

一般走行はNE—SWで、傾斜は北西または南東を示し、分布範囲内で何回か褶曲を繰り返していることが推定される。

2. 宮良層と野底層

宮良層相当の大型有孔虫を含む石灰岩をはじめ西表島で認めたのはSAITO et al（1973）で、与那良川の上流に小範囲に分布するのみである。大型有孔虫の種類は*Nummulites saipanensis* (CORE) と *Asterocyclina aff. speighti* (CHAPMAN) が報告されている。宮良層の上には整合の関係で火山岩類からなる野底層が見られる。下部は安山岩質の火山角礫岩～凝

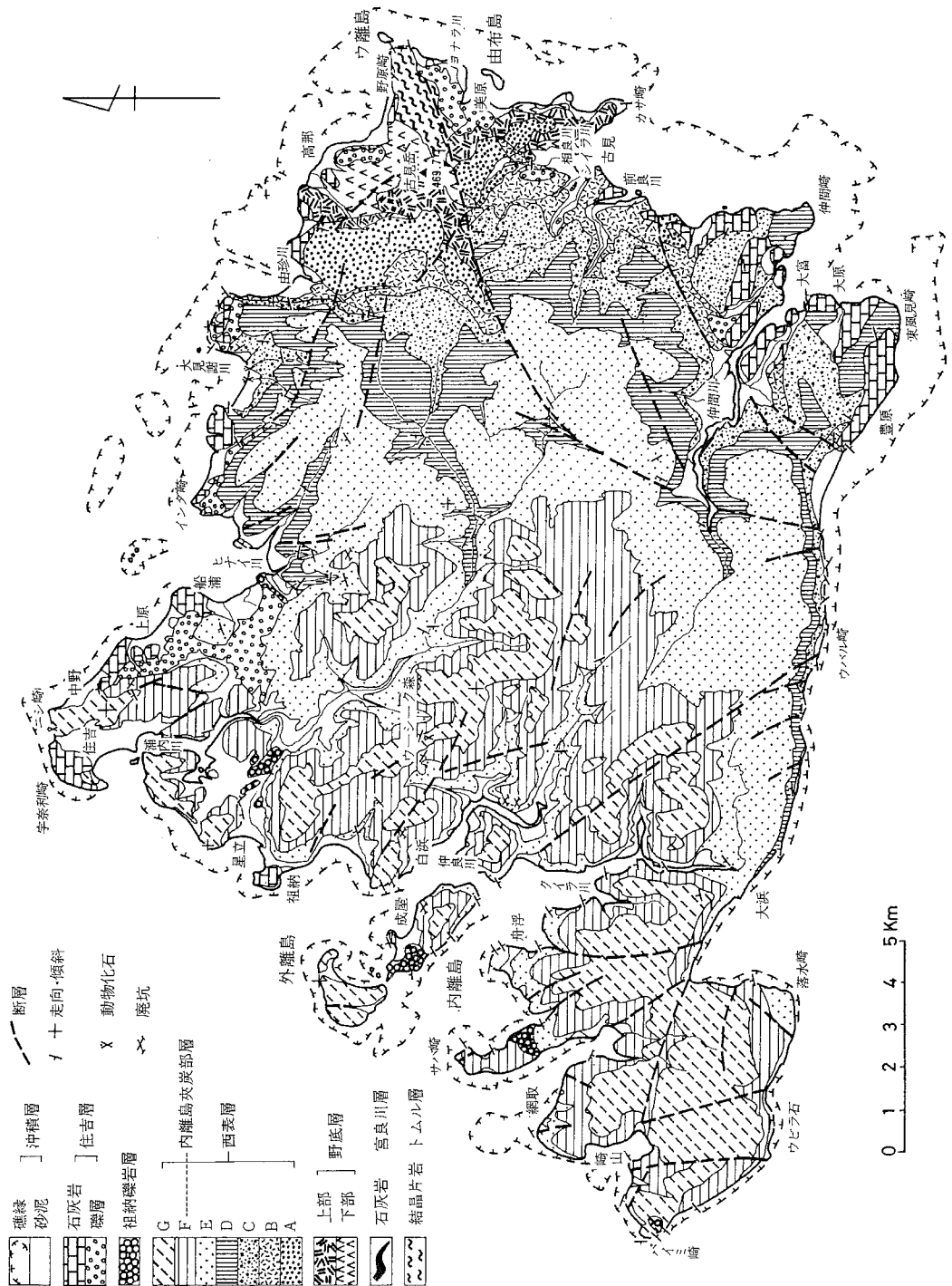


図5 西表島の地質図 (荒木他、1978より)

灰角礫岩および同質溶岩からなり、上部は石英安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩および同質溶岩または流紋岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩および同質溶岩からなる。野底層には最後の噴出時期の産物である玄武岩岩脈や石英安山岩岩脈が認められる。かつて、美原南西方500mの地点で確認できた玄武岩岩脈は、今回の調査では露頭の風化が激しく確認できなかった。野底層の火山岩類はカルクアルカリ岩系に属し、 SiO_2 含有量は53～74%の幅で変化する。

今回、野原崎西方約750m地点で工事のためできた露頭において、2～3mの未露出部を挟んでトムル層の変成岩と野底層の火山角礫岩が分布するのが認められた。その境界は、荒木他(1978)による地質図の位置より東側に約700mずれた位置である。野底層の部分には基底礫岩は認められなかった。また、両者の間に宮良層が挟在する可能性もなかった。直接トムル層と野底層が接触しているものと推定される。

3. 西表層

西表島にもっとも広く分布する地層である。HANZAWA (1935) が八重山夾炭層(Yaeyama Coal-bearing Beds)とした地層である。荒木他(1978)は、これをWILLIAM and WARREN (1960) に準じて八重山層群西表層として記載し、北海岸の由珍川の東からニシ崎までの一帯を模式地として下部よりA層～G層までの7層に区分している。八重山層群に対比される地層は、西表島以外にも小浜島・鳩間島・仲の神島・与那国島・尖閣諸島等に分布している。相互の正確な対比作業は行われていない。

荒木他(1978)の区分を基に、表1に各層の分布・岩質・層の特徴・層厚などの概要を掲げる。

4. 祖納礫岩

西表島西部、祖納の海岸を模式地とし、ヒナイ川河口付近・干立東方・内離島・舟浮と網取の中間のサバ崎基部等に分布する礫岩をいう。分布の様子に特徴があり、祖納・内離島・サバ崎基部の礫岩が一直線上に並ぶこと、また、いずれの露出も基盤の八重山層群西表層にできた谷間を埋めるような形態で分布しているのが観察できる。これらの特徴は、祖納礫岩の分布が断層に規定されていることを示す。

一般に、礫の大きさは数cm～30cm程度の円礫が多いが、ときに、径2m以上の巨礫も認められる。礫質は砂岩・石灰質砂岩・石灰岩等で、いずれも西表層に由来するものである。石灰質砂岩礫は西表層のG層に由来する礫で、西部に分布する礫岩ほどその割合が多く、ヒナイ川河口付近ではほとんどが砂岩礫である。石灰岩礫からは、二枚貝類や大型有孔虫の*Lepidocyclina taiwanensis* YABE and HANZAWA, *Miogypsina inflata* YABE and

表 1 西表層の特徴

層名	分 布	岩 質 ・ 層 の 特 徴	層厚
A層	由珍川の東側から古見岳中腹 一帯。始良川沿岸	基底礫岩。礫径2～20cmの球形円礫，岩 質はチャート，変成岩。下部に青灰色のシル ト。	160 m
B層	由珍川西岸～古見岳山頂およ びその南西方，始良川下流～ 前良川～仲間川下流，ウバル 崎西方南岸	砂岩，砂岩・シルト岩互層，異常堆積を示 す砂岩よりなる。シルト岩は炭質物を多く 含み，レンズ状を呈し，砂岩と指交する。 北部では中部に6～8mの無層理砂岩が発 達。	50- 70m
C層	大見謝川河口付近，B層の西 側，大富付近	礫岩，砂岩シルト岩互層，植物片を含むシル ト岩。下部に礫岩が卓越。A層の礫岩よ り球形度が低く，基質が多い。石灰分で膠 結され硬い。上方へ礫質砂岩となる。大見 謝川河口で貝化石を産出。中部のシルト岩 には植物片とCorbicula sp.を産出。	70- 90m
D層	ヒナイ川河口より東側，浦内 川上流部，仲間川中流沿岸， 大浜（ウフバマ）東側	下部は淡黄色砂岩，上部は砂岩シルト岩互 層。互層は厚さ30～60cmの暗灰色シルト 岩と明灰色砂岩がほぼ等量に重なる。シル ト岩にはslump ball, load deformation などの堆積構造がある。	70- 100 m
E層	ヒナイ川・浦内川・仲間川・ クイラ川上流部，西部・南西 部海岸	斜交葉理の発達する中～粗粒の淡黄色～淡 橙色砂岩。内陸部では造瀑層を形成（ヒナ イ滝，カンピレーの滝，マリウドの滝など）。	100- 150 m
F層	模式地は内離島北東海岸。	砂岩シルト岩薄互層，砂岩，石炭，炭質シル ト岩よりなる。石炭は5層準に認められ， 最大層厚30cm。	60- 140 m
G層	西部の山頂から北西海岸にか けて分布。	下部は砂岩シルト岩互層，中部は砂岩，上 部は一部で斜交葉理を示す砂岩。G層の下 底は数cm～2～30cmの起伏があり，下位 層を削りこんだ状態を示す。最下部の砂岩 には漣痕や級化層理が発達，中部の砂岩に は貝・蘚虫類・有孔虫などを含む。	150 m

HANZAWA 等が発見されている。

いままでのところ、祖納礫岩から堆積時代を決定するような化石は発見されていない。しかし、前述した準平地地形の形成とあわせて考えると、島尻海が大きく陸化し、琉球列島が大陸の一部となった鮮新世末～更新世初期にかけての時期、西表層上部層のG層が急激に上昇することによって礫が供給され、形成されたものと推定される。

5. 琉球層群住吉層

県内に広く分布する琉球層群相当の地層で、石灰岩と非石灰質礫層からなる。模式地の住吉では、下部から順に、非石灰質砂岩・砂質石灰岩・サンゴ石灰岩・含サンゴ碎屑性石灰岩・層状石灰藻石灰岩の順序で重なっている。石灰岩層は、住吉地区以外に、上原から高那にかけての北海岸沿い・干立～祖納海岸・古見・大富・大原等に点々と分布する。

一方、礫部層は上原集落の山手を中心に標高40m前後のところに分布する。径5～20cmの砂岩円礫を含む固結度の低い礫層である。今回の調査では、北海岸沿いや祖納岳山麓等に道路工事で現れた新しい露頭に、径が2mを越す巨礫を含む礫層が確認された。礫種は西表層に由来する砂岩で、径の小さい礫は円礫であるが、径が数10cmを越える礫はほとんどが角礫～亜角礫である。前者が祖納礫岩から供給された再堆積の円礫である可能性があるのに対し、後者は供給地が堆積の場に近接していたことが推定できる。いわゆる崖錐性の堆積物である。つまり、住吉層の堆積時に、祖納礫岩の形成時と同様に島の急激な隆起があったものと考えられる。

III 西表島の主な露頭

1. 南風見在竹富町立交流センター裏の露頭

荒木他(1978)のD層に相当する露頭。交流センター裏に見られる露頭は、高さが3mほどの小さな露頭で、全体として泥岩優勢の泥岩砂岩互層である。下部から順に灰色泥岩層(30cm)、淡褐色砂岩(90cm)、チョコレート色泥岩層(30cm)、淡褐色砂岩(10cm)、チョコレート色泥岩層(10cm)、淡褐色砂岩(20cm)、灰色泥岩層(20cm)、淡褐色砂岩(20cm)、暗灰色泥岩(1m)からなる。下位から3枚目の泥岩は、細かい炭化物片を多数含んでおり、花粉化石が検出されることが期待できる。最上位の泥岩層には、厚さ約40cmの砂岩層が切れ切れになって含まれており、明らかなスランプ構造(Slump Ball)を示している。また、上位から2番目の砂岩層は、厚さが20cm～10cmの範囲で変化しており、荷重痕が観察できる。



図6 スランプ構造の見られる露頭

2. 野原崎の露頭

野原崎付近に、東側に面した海岸約600m、北側に面した約500mの範囲に、変成岩が分布している。石垣島に分布するトムル層に相当する地層で、ここでは泥質片岩、緑色片

岩および藍閃石片岩が認められる。泥質片岩と緑色片岩は主に東側に面した海岸の南側に分布し、藍閃石片岩は、野原崎から北側の海岸に沿って分布している。緑色片岩には、一部に塊状岩体も含まれる。走向傾斜は南側の緑色片岩で、N-S、 45° E、 $N10^{\circ}$ E、 30° E、野原崎付近の藍閃石片岩で $N34^{\circ}$ W、 42° W 北海岸の西側に分布する藍閃石片岩で $N38^{\circ}$ E、 80° E、走向は北西-南東~北東-南西まで、傾斜は東~西へと変化し、波長が数10m~数100mの褶曲構造を形成していると考えられる。

野原崎において、変成岩の中に流紋岩岩脈が貫入している。1本は厚さが約2mで、 $N20^{\circ}$ E、垂直を示し、他は $N45^{\circ}$ E、 80° Sで厚さが数10cm程度で、さらに複雑に枝分かれした形態を示す。

東海岸南部にはビーチロックが見られ、離水して鍋底状の侵食地形 (Solution Bassin) が形成されている。



図7 塊状岩体を含む緑色片岩



図8 岩脈の貫入した緑色片岩

3. 高那の露頭

高那には、野底層相当層の火山碎屑岩および溶岩が分布する。ほぼホーラ川を境に東側に安山岩質岩石を主とする下部層が、西側にデイサイト~流紋岩質岩石からなる上部層が分布している。高那に分布する野底層に伴って温泉が形成され利用されている。

高那の銅鉱床は、下部層中に形成されている^(図9)。道路沿いに見られる鉱床の露頭は、高さが約5m、幅が10mである。上部には不整合で琉球石灰岩がのっている。琉球石灰岩には砂岩やチャートの細礫が多く含まれる。下部が火山碎屑岩で、安山岩質の凝灰角礫岩である。凝灰角礫岩の露頭は、鉱床形成に伴う鉱化作用による変質で、全体的に白色に変色し、また、露頭の下部の方では著しく粘土



図9 高那の銅鉱床

化している。露頭の中央部にフィッシャー（割れ目）があり、その割れ目に沿って鉱床が形成されている。採取できる鉱物には黄鉄鉱があり、2～3mmの立方体の結晶を形づくっている。以前は黄銅鉱、ハンドウ鉱などの結晶も採取できたがいまでは難しい。しかし、フィッシャーに沿って緑青が生じていることから、かつて黄銅鉱が産出したことが確認できる。現在、この露頭は崩落防止のため金網で保護され、近づいて詳しく観察することは困難である。

ホーラ川西側では、道路沿いに変質した流紋岩質火山岩類が広く露出する。また、海岸では比較的新鮮な流紋岩溶岩が容易に観察できる。

4. 星砂の浜～ニシ崎の露頭

①星砂の浜から東側のニシ崎にかけて、いろいろな地質現象が観察される。まず、「星砂の浜」の砂粒であるが、その多くは刺のついたバキュロジプシナと呼ばれる有孔虫の遺骸からなる。有孔虫全体の形が星形になっていることから、一般に「星砂」と呼ばれている。沖縄の海浜砂には至る所で「星砂」のような有孔虫は含まれているが、ここの砂のように量の多い所は珍しい。星砂の浜のすぐ東側には離水したビーチロックが発達し、その表面には無数の鍋底状の侵食地形（Solution Basin）が形成されている（図10）。このSolution Basinの発達は、ここのビーチロックがすでに離水した過去のビーチロックであることを示している。

②さらに東側に進むと荒木他（1978）の西表層G層に相当する地層群が露出する。海岸でまず最初に露出する層準は中部層のクロスラミナ・貝類・ウニ・ノジュール状の礫等を含む石灰質砂岩層とその上位の砂岩泥岩互層、下位の泥岩層が見られる。石灰質砂岩と泥岩は陸側に分布し、砂岩泥岩互層は海側に分布する。泥岩と砂岩泥岩互層部は干潮の時しか観察できない。干潮時には、泥岩砂岩互層が見事な洗濯板状になっているのが観察され、宮崎県青島の「鬼の洗濯板」を思わせる（図11）。石灰質砂岩層は、後述のような特異な侵食模様を呈するほか、現在の海水による影響で、化石密集部の下部にノッチが形成されている。

石灰質砂岩の上部は侵食により無数の溝状模様が形成され、亀甲状の珍しい侵食模様を呈している（図12）。同じような亀甲状の侵食現象は「星砂の浜」の西方でも観察できる。そこでは、上位に琉球石灰岩相当の住吉層が乗っている。亀甲状に見えるのは、節理のような砂岩の中の弱線に沿って侵食が進み、比較的硬い中心核の部分が亀の甲羅状に残っているからである。ニシ崎の手前で砂の中から出てくる湧水で、西表層の砂岩が侵食されているのが観察される。このような陸水による砂岩の侵食現象は西表島の砂浜の各所で観察される。このような侵食が進むと亀甲状の侵食になるもと推定できる。また、「星砂の浜」

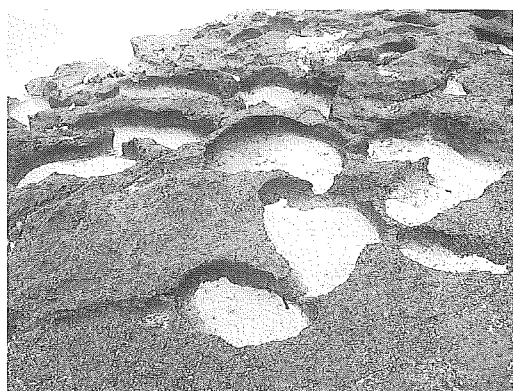


図10 Solution basin



図11 鬼の洗濯板状泥岩砂岩互層



図12 亀甲状の石灰質砂岩



図13 石灰質砂岩中のウニ



図14 ニシ崎の生痕化石

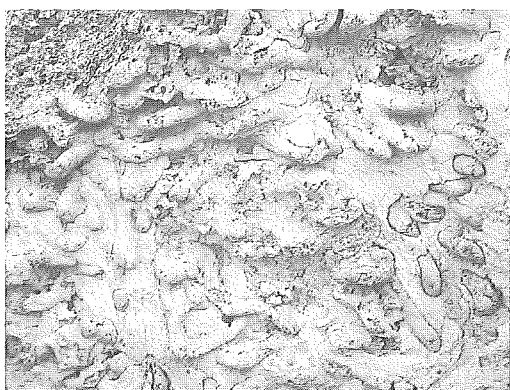


図15 不整合面の生痕化石

西側で観察される亀甲状侵食模様は、現在満潮で海水面下になる高さから、海拔約 2 m の地点まで分布している。従って、少なくとも亀甲状侵食模様が現在の海水の影響で形成されたとは思えない。それ故、石灰質砂岩の表面が亀甲状になっている主な原因は陸水による侵食作用の結果であると考えられる。そして、透水層である住吉層の下位にもその現象が認められることから、住吉層が陸化した後のある時期に形成されたものであることが推定される。亀甲石の下部は化石層で、*Chlamys sp.* や *Amussiopecten aff. kankoensis* TAN

などの二枚貝やウニの化石などが密集する（図13）。

③しばらく亀甲石状砂岩の転石が続いたあと、ニシ崎にかけて厚い砂岩層が分布する。上部には径数mm～数cmのノジュール状の物質が多く観察される。一見火山豆石状であるが、これと同じ現象は「星砂の浜」西側でも観察できる。そこでは径が数mmの大きさで揃い、火山豆石に酷似している。しかし、両者とも砂岩の表面に侵食によってできたもので、砂岩の成分がわずかに違う結果侵食に差ができて形成されたものと思われる。中位には小型の生痕化石・スランプボール・クロスラミナが発達している。そして、下位にあたる層準には大型のパイプ状生痕化石が多量に含まれている（図14）。

④「星砂の浜」の西側の露頭では、西表層と住吉層のきれいな不整合関係が観察できる。上位の石灰岩は現地性のサンゴ化石が豊富な石灰岩である。不整合面下位の西表層が侵食されているため石灰岩の下面がきれいに現れており、そこにはU字形のみごとな生痕化石が観察できる（図15）。砂岩の上位は砂と泥が複雑に細かく入り混じった外観を示す砂岩で、下位に前述の火山豆石状物質を含む砂岩が認められる。

5. 浦内川のマリウド、カンピレーの滝

浦内川は、西表島の中央部の山系に源をもち、島の北西部に流入する。流路延長は約17.5km、河口付近で河幅が500mもある県内最大の河川である。河口から数kmの下流部は、マングローブ林が発達し、河川勾配が非常に小さく潮の干満が観察され、いわゆる熱帯河川特有のエスチュアリを形成している。軍艦岩より上流側では河川勾配が急に大きくなり、早瀬や滝が発達し、浦内川はいっきに上流部の特徴を有するようになる。流路を構成する地質は荒木他（1978）のいうE層の砂岩層である。一般に斜交層理がよく発達する中～粗粒の淡黄色～淡橙色砂岩である。西表島における主な滝はほとんどがE層に形成されており、代表的な造瀑層である。地形の項で説明した西表島一の落差をもつヒナイ滝（落差50m）もこの層にできている。一方、浦内川における代表的な滝がマリウドの滝と



図16 マリウドの滝

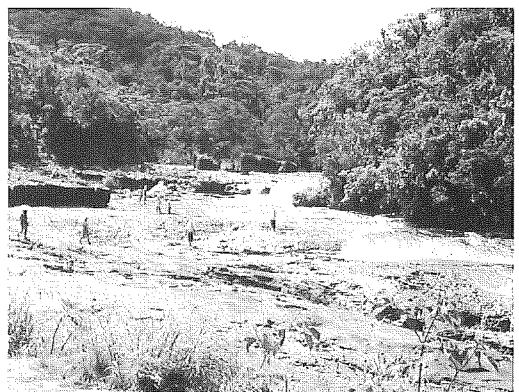


図17 カンピレーの滝

カンピレーの滝である（図16, 17）。そのうち、カンピレーの滝は河床勾配が緩やかな早瀬の中に幾つも小さな落差を有した滝の集合体でマリウドの滝は落差が約16m、幅が20mのみごとな滝である。

これらの滝の上流部の河床に、ポットホールまたは甌穴（かめ穴）と呼ばれる円形の深い穴が数多く見られる。ポットホールは、砂岩や花崗岩等のように、侵食に強い岩石からなる川底や河岸にできる垂直方向の穴で、河床の岩石に割れ目や節理があると、それに沿って河川による選択的侵食が起こり、弱い部分が速く削れてくぼみができ、その穴に小石が入り込んで円形の穴を次第に拡大してできるものである。マリウドの滝やカンピレーの滝で見られるポットホールは、径が数cmのものから約60cmのものまであり、特にカンピレーの滝には大型のものが多い（図18）。また、種々の形態のものが見られると同時に、節理に沿って数珠状に発達したものも多く、ポットホールの形成過程を観察するのに適した場所である。

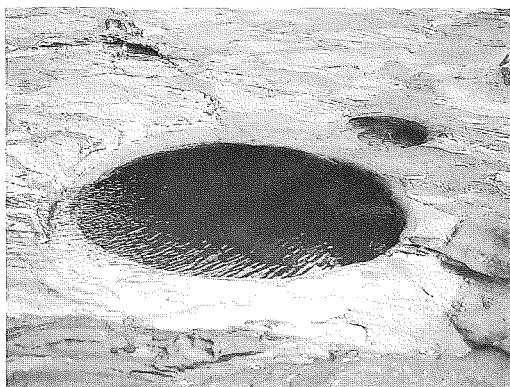


図18 ポットホール

6. 干立海岸の露頭

西表島を構成する八重山層群西表層F~G層と琉球石灰岩相当の住吉層からなる海岸である。八重山層群は全体として西に緩く傾斜する単斜構造を示す地層であるが、この海岸では、北に5°以下の値をもってゆるく傾斜している。そのために、海水の侵食により、ほぼ水平層に見える波食台が広く発達し、干潮になると棚状の海底面が露出する。そして、その面にみごとなリップルマークが発達している（図19）。ここでは荒木他（1978）のF層からG層にかけて観察することができる。次ぎに主な観察事項を南から北



図19 リップルマーク



図20 波状を呈する砂岩層

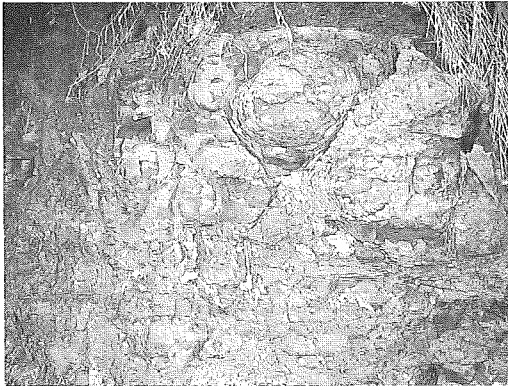


図21 泥岩の玉ねぎ状風化



図22 鈴石の露頭（上原）

に向かって記述する。

①防波堤が尽きるところから琉球石灰岩が現れる。クサビライシや現地性サンゴが含まれる石灰岩である。模式地の住吉層のほぼ中部に位置する層準である。

②西表層F層の露頭。下部は泥岩勝ちの砂岩・泥岩互層、中部は砂岩勝ちの砂岩・泥岩互層、上部になるとクロスラミナの見られる厚い砂岩からなる。中部層の砂岩は、断面において層の厚さが変化し、波状の断面を示すものが多い（図20）。これは砂岩の表面にリップルマークが発達していることを示す。また、泥岩中の薄層の砂岩は、切れ切れになっていることが多く、全体として堆積時に動いたことを示す。また、泥岩中には垂直方向にパイプ状に砂岩のつまった生痕化石が多く見られる。砂岩の割れ目に沿っては褐鉄鉱がしばしば見られる。また、泥岩と砂岩の境目に沿って褐鉄鉱が層状に挟まれている場合もある。

砂岩は厚いものは塊状のものが多く、薄いものはラミナが顕著なものが多い。最上部の厚い砂岩にはクロスラミナが見られる。

③岬の近くのF層～G層。岬に近い海岸で、波食台上にはリップルマークの発達した砂岩泥岩互層が、鳥居近くにはその上位にあたる厚さ約20cmの石炭層を挟む泥岩層が見られる。石炭層を挟んで上下位数10cmの範囲は有機質な泥岩層からなり、炭化した植物片を多量に含んでいる。さらに上位は厚さ約60cmの灰色の泥岩層で、露頭の左側で玉ねぎ状風化が発達した泥岩に変化するのが観察できる（図21）。海岸には、下位の砂岩泥岩互層と有機質泥岩層との境界部の層準に、赤鉄鉱ノジュールの発達した泥岩層が認められる。かつて上原付近で、鈴石と呼ばれる石の塊がパイン畑造成工事中に数多く産出した（図22）。振ってみるとカラカラと音がするのでその名がある。鈴石は、ここで見られるような赤鉄鉱ノジュールのあるものが中空になったもので、中に泥の塊が入っているために鳴るものである。空洞の壁は同心円状の赤鉄鉱からできている。しかし、今回の調査では、干立海岸において鈴石になった赤鉄鉱ノジュールを確認することはできなかった。干立海岸の大部分のノジュールは植物化石片を核として形成されている。一方、この海岸で

は、砂岩の割れ目に沿って褐鉄鉱が壁状に発達しているのも数多く観察される。波食台に分布する砂岩泥岩互層に見られるリップルマークの走向は、上部から順に $N8^{\circ} E$ 、 $N4^{\circ} E$ 、 $N10^{\circ} W$ 、 $N10^{\circ} E$ と変化している。これらの変化から、当時の海岸線が変化したことが推定できる。さらに下部の泥岩砂岩互層にもリップルマークが見られるので、大潮の干潮時に調査が必要である。

岬の北東部では、泥岩の上位に泥岩砂岩互層部を経て、最上部に厚い砂岩層が乗ってくる。泥岩砂岩互層部の砂岩は、境界面がうねり、リップルマークを形成しているのがわかる。上位の砂岩にはクロスラミナが発達している。この砂岩層には、比較的塊状の砂岩層がクロスラミナが発達した砂岩層との間に波打つような境界を持ち、塊状砂岩の形態が河川中にできた中州の堆積物 (Sand mound sediments) の様相を呈しているのが観察できる。

7. 祖納海岸の露頭

祖納集落の西側に張り出した半島部で、西表層上部のG層 (荒木・中川、1978) からなる露頭。北側の海岸から西側にの海岸にかけて、高さが20~30mの海食崖が発達し、その崖をつくって砂岩優勢の砂泥互層G層が分布している。単層の厚さが数10cm~数m単位で、黄褐色の粗粒~中粒砂岩層には、顕著なクロスラミナが発達している。クロスラミナの横の広がり数は数m~10m以上にもなり、その規模の大きさから浅海または沖合の中州 (Sand mound) を構成していた砂であることが推定できる。ラミナの部分は差別侵食を受けて凹凸をなしている。ラミナの走向傾斜はE-W、 $20^{\circ} S$ 。また、塊状の砂岩層が砂泥互層中にめり込んだ形で荷重痕 (ロードキャスト) も形成されている。



図23 クロスラミナ

海岸にはビーチロックが発達し、砂岩の巨礫やサンゴ礫が多量に含まれている。いずれも離水し、鍋底状の侵食地形 (Solution Basin) が形成されている。また、半島部から降りたところの海岸では、住吉層の石灰岩にヤシ林状容食孔が観察される。

8. 白浜林道の露頭

西表層上部のF層 (荒木他、1978) に相当する砂岩と砂泥互層からなる露頭。F層は炭層を含む層準で、西表島西海岸に沿って広く分布するが、とくに内離島において炭層の



図24 白浜林道の石炭層



図25 西表島群発地震でできた地割れ

産出が知られている。ここ白浜林道の露頭は、林道入口から約2 kmの位置にあり、高さが約6 m、上部が塊状の砂岩層で下部が厚さ数cmの砂岩泥岩互層である。上部の砂岩層の崖の上部に近いところに、厚さが25cmほどの石炭層が挟まれており、落差の小さな正断層によりずれている（図24）。西表層F層中には、5層準において石炭層が観察でき、最大層厚30cmといわれているが、本露頭の石炭層は比較的厚い部類に属する。下部の砂泥互層中にも薄い石炭層が含まれる。西表層の石炭は、明治末期から昭和20年ごろまで、内離島を中心に、北は中野付近から、浦内川河岸、祖納南東の美由良、白浜北東の赤崎、モトナリヤ、仲良川河岸、そして南は網取を越えて崎山まで採鉱されていた。炭質はレキ青炭～亜レキ青炭で良質であるが、埋蔵量が少ない。

なお、本露頭に行く途中の林道に、先年発生した西表島西部群発地震によってできた地割れが観察できた（図25）。N70° E、垂直で、雁行状に複数本形成されていた。しかし、1999年の林道工事で埋め戻され、現在は観察できない。

9. その他の露頭

①祖納礫岩の露頭：今回の調査で確認した露頭は、内離島西岸、サバ崎南方、祖納、ヒナイ川河口部の4カ所である。前3カ所の露頭で観察する限り、近接する砂岩層とは急角度で接しており、基盤の凹部を埋めて急激に堆積した様相を示している。内離島や祖納では石灰質砂岩の礫が多く産出し、ミオジプシ

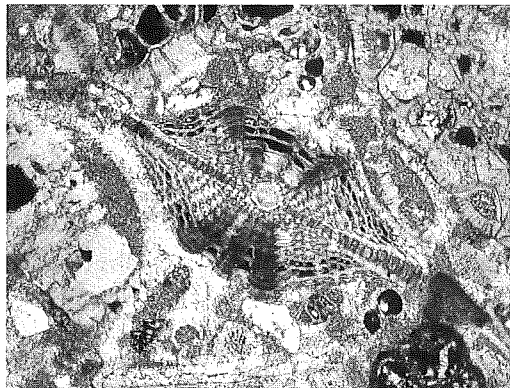


図26 ミオジプシナ

ナなどの有孔虫化石を産出する（図26）。

②段丘礫層：北海岸の一周線道路沿い、中野の道路脇、祖納集落の東側斜面等、標高が15～50mの位置に段丘礫層が見られる（図27）。西表層に由来する砂岩礫で、ほとんどが角礫で淘汰が悪く、径が数cm～2m大のものが乱雑に堆積している。また、礫はほとんど腐り礫化している。これらの特徴は、同礫層が崖錐性の堆積物であることを示し、荒

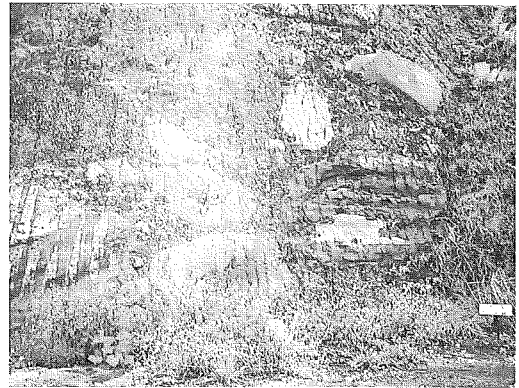


図27 段丘礫層

木他（1978）の住吉層礫部層が径5～20cmの砂岩円礫からなるのとは大きく違っている。今回の調査では両者の関係が判明できなかった。便宜上同一層とする。

③南風見田の浜の露頭：南風見田の浜に隣接して「忘勿石の碑」付近や浜の西側にC層の砂岩層が見られる。これらの砂岩層には、写真のように風食による蜂の巣状の穴や風化侵食によってできた大規模な玉ねぎ状構造が発達している。

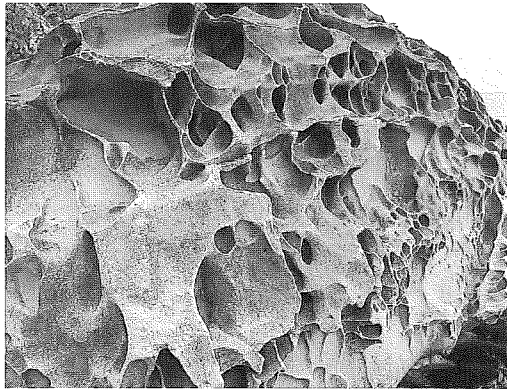


図28 風食



図29 玉ねぎ状構造

参考文献

- 荒川 裕・中川久夫（1978）：琉球列島 西表島の地質．琉球列島の地質学研究，第3巻，53-60.
- 神谷厚昭（2000）：東村の地形と地質について．地学教育研究会誌，p.7-12.
- 河名俊男（1988）：シリーズ沖縄の自然③ 琉球列島の地形．新星図書出版，127p.
- 目崎茂和（1985）：琉球弧をさぐる．沖縄あき書房，253.
- 宮城宏之・大城逸朗・高安克巳（1974）：西表島八重山層群中の新しい化石産地および祖納礫岩の新しい露頭について．地質雑，80，627-628.
- SAITO, Y., TIBA, T., and MIYAGI, H. (1973): Geology of Iriomotejima, Ryukyu Islands.

Mem. Nat. Sci. Mus. Tokyo, 6, 9-22.

佐々木実・市川賢一 (1964): 琉球西表島炭田地質調査報告. 地質月報, 15, 477-492.

高橋 清・松本征夫 (1964): 八重山郡島西表島の八重山層群石炭の花粉分析. 八重山群島学術調査報告, No.2, 35-46.

TIBA, T. and SAITO, Y. (1973): A Note on the Volcanic Rocks of Iriomote-jima, Ryukyu Islands. *Mem. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, 6, 9-22.

UJIE, H. and MIYAGI, H. (1973): Upper Eocene Larger Foraminifera from Yaeyama-guntou, Ryukyu Islands. *Mem. Nat. Sci. Mus. Tokyo*, 6, 23-29.