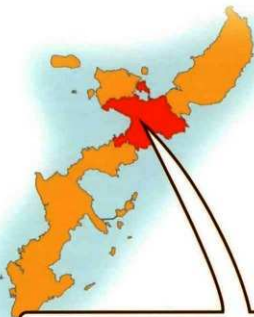


じゅうぎよく
名護市嘉陽層の褶曲

ハンドブック

平成二四年九月一九日、
市指定文化財の「底仁屋の
褶曲」と天仁屋川からハン
崎の海岸にかけてみられ
る褶曲が国の天然記念物
に指定されました。崖いっ
ぱいに広がる大規模な褶
曲、地層の逆転や級化構
造、生痕化石など数多くの
地学現象を狭い範囲で観
察できる場所であり、沖縄
島の成り立ちを考え、生き
ている地球を実感できる
貴重な場所です。
数千万年の時を超え、ダ
イナミックな地球の営み
を体感しに出かけてみま
せんか。





天然記念物とは

学術上貴重で、地域の自然を記念する動物、植物、地質鉱物のことです。名護市では「名護市嘉陽屋の褶曲」と「名護のひんぶんガジュマル」の2件に動物を含めた11件が国の天然記念物に指定されているほか、11件が県の天然記念物に、17件が市の天然記念物に指定されています(2014年2月28日現在)。

名護市の概要

名護市は、沖縄本島北部に位置する国頭地区の中核都市で、昭和四五（一九七〇）年八月一日に旧名護町・屋部村・羽地村・屋我地村・久志村の一町四村が合併し誕生しました。

市域の北東部は大宜味村と東村、西部は今帰仁村と本部町、南部は恩納村と宜野座村の一町五村に隣接しています。総面積は二一〇.三七㎢で、竹富町、石垣市に次ぐ面積を誇り、その約六〇％を山林が占めています。市域の西部は険しい山々を有する屋部地区、北部は稲作で知られる羽地地区や

塩田で知られる屋我地地区、東部は山間部が美しい久志地区、中央部には平野と丘陵が広がる名護地区と変化に富んだ自然豊かな街です。

人口は六一、八九二人、世帯数は二七、二九六世帯（二〇一四年二月二十八日現在）を数え、五五の行政区から構成されています。



名護の市街地

琉球列島の地形

琉球列島とは、九州から台湾の間に弓形(弧)に連なる島々の総称で、九州からトカラ列島を経て久米島まで連なる火山性の島々と、九州・種子島から奄美諸島・沖縄諸島を経て与那国島まで連なる非火山性の島々が二列に並んでいるのが特徴です。このように弓形に並んだ島々は弧状列島と呼ばれています。

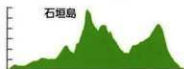
また、弧が張り出した前弧側(太平洋側)には最大水深約七、九〇〇mの深い琉球海溝があり、背弧側(東シナ海側)には最大水深

約二、二〇〇mの沖縄トラフと呼ばれる海底のくぼみがあります。

さらに、奄美大島から屋久島間にはトカラ海峡、沖縄島から宮古島間にはケラマ海裂と呼ばれる水深一、〇〇〇m以上の深い切れ込みがあり、琉球列島を大きく三つに分断しています。

琉球列島の島々は、標高の違いにより山地である「高島(こうとう)」と、高度が低く段丘・丘陵・低地で占められる「低島(ていとう)」に大別できます。高島は火山や古生代・新生代第三紀の古い地質の

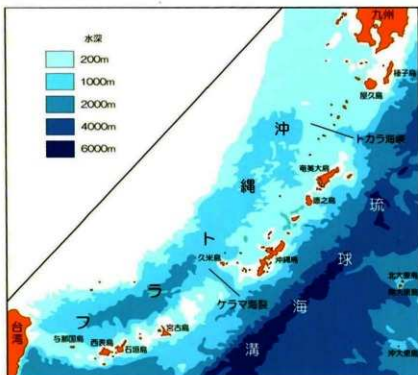
島、一方、低島は新第三紀の島尻群層泥岩類とそれを覆うサンゴ礁由来の第四紀琉球石灰岩の新しい地質の島となっています。



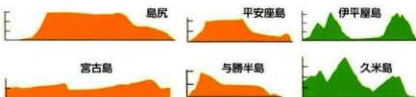
高島と低島における自然の対比

島の分類	島の成因	地 形				地 質	土 壤	水文系
		山地	丘陵	台地	低地			
高 島	大陸性島 火山島	有	大起伏 丘陵	砂礫 段丘	谷底 低地	古期岩類 火山岩	赤黄色土	河川系
低 島	サンゴ礁 (大陸性島)	無	小起伏 丘陵	石灰岩 段丘	海岸 低地	琉球石灰岩 (第三紀島尻層)	テラロッサ	地下水系

参考文献9より抜粋



南西諸島全図 参考文献6掲載図を参照

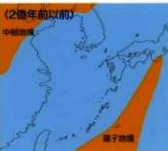


低島(橙色)と高島(緑色)の地形断面図 参考文献3掲載図を参照

琉球列島の成り立ち

1. 中生代三畳紀

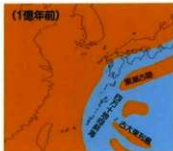
琉球列島は本州地向斜海という海の底にありました。この時代にできた地層のうち、ペルム紀の地層が本部層の一部、三畳紀にできた地層が今帰仁層です。また、三畳紀以降の地層の付加作用（14ページ参照）によって、現在の琉球列島の土台が形成されました。



(2億年前以前)

2. 中生代白亜紀

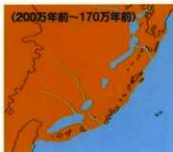
本州地向斜海は隆起して陸化、その外側に四万十地向斜海ができます。四万十層群と呼ばれる地層を堆積した海で、名護層や嘉陽層はこの四万十層群に含まれます。この時期、琉球列島はまだこの海の底にありました。ただし、先島諸島には四万十層群がないことから、陸地が浅い海だったようです。



(1億年前)

5. 第三紀鮮新世末

「島尻海」が隆起して陸域が拡大。沖縄島もかなり大きな島で、しかもスギが自生していた痕跡があります。現在の沖縄島でスギが自生するためには、標高一、五〇〇mを超える山が必要で、少なくともそのぐらいの規模の高山がそびえていたようです。一方、その山脈の背後には湖沼群が出現しました。



(200万年前～170万年前)

6. 新生代第四紀更新世初期

湖沼群が次第に広がって、北琉球と中琉球の間にトカラ海峡が成立。この湖沼群はそのまま陥没を続け、現在の沖縄トラフになりました。中琉球と南琉球は大陸とながなる半島状の地形となり、ハブなどの南方系の動物が移住してきてトカラ海峡で行き止まりになります（瀬淵線）。



(170万年前～100万年前)



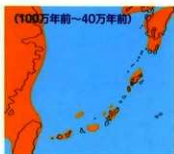
3. 第三紀中新世中期

四万十地向斜海が隆起して陸地、中国大陸と地続きになりました。そこに新しい山脈が生まれ、琉球列島の基盤となります。先島諸島にはこの時代、石灰層を含む八重山層群が堆積しており、陸地であったことを示しています。この陸地はフィリピンを経て、はるか南方までつながっていたようです。



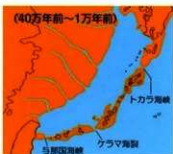
4. 第三紀鮮新世

これまであった陸地は一部を残して陥没し、新しく「島尻海」が生まれ琉球列島は大隅諸島とトカラ列島を含む北琉球、奄美諸島及び沖縄諸島を含む中琉球、先島諸島の南琉球という三つの区域に分断されました。この「島尻海」に堆積した地層は島尻層群（通称クチャ）と呼ばれています。



7. 更新世後期

再び沈降して「琉球サンゴ海」という広大なサンゴ礁海域となりました。その中で、奄美大島・沖縄本島北部のヤンバルや石垣・西表島の中央部などは、このサンゴ海に点在する島を作っていました。この「琉球サンゴ海」の海で育まれたサンゴ礁が現在の琉球石灰岩を作りました。



8. 更新世末期

引き続き「琉球サンゴ海」が広がっており、厚い石灰岩が堆積しました。また、氷河時代特有の海面変動や活発な断層運動による沈降と隆起によって、大陸と地続きになったり、逆に小さな島々に細分化されたりしました。そして、約一万年前の最終氷期のあとの海面上昇によって、現在の琉球列島ができあがりました。

注釈 ※1. 地向斜海…しだいに沈降しながら厚い地層が堆積していく海のこと。 ※2. 四万十層群…現在の中部日本・紀伊半島・四国・九州の太平洋側から琉球列島にかけて分布する地層群。 ※3. 石灰層…海に近い低湿地帯などに堆積する。 ※4. 渡瀬線…トカラ列島南部の豊石島と小宝島の間に引かれた動物分布境界線。 ※5. 図については、(2)億年前以前は参考文献14掲載図を、それ以外は参考文献4掲載図を参照。

琉球列島の地質

新 生 代	第四紀	完新世	河川・海浜堆積			海川層	
		更新世	島嶼層				知念層
			仲尾次層				
	第三紀	中新世	兵我層			島尻層群	
			山崎層				
		始新世					
	白堊紀	晩新世				高橋コンプレックス 砂岩泥岩互層	
		後期					
		前期	名護コンプレックス 宮城ユニット	名護コンプレックス いのがまユニット	名護コンプレックス 美ユニット		
下部 玄武質片岩			上部 泥質片岩	砂岩泥岩互層	泥質片岩・柱状凝灰岩		
中生代	ジュラ紀	伊江コンプレックス 基質	本部コンプレックス 龍名座ユニット基質	本部コンプレックス 安根ユニット基質	岩質溶岩など 代後半・石炭紀 これらの地層は ので、これが移 束つて現在の琉 球当時の海溝ま 動する間に海底 み込む時大陸か に堆積してい 層とまじりあい 照してできた地 みられる様とな 沖縄本島と北 帯の地質につい た時期によつて とができます北		
		チャート岩塊	柱状片岩岩塊				
	三畳紀	後期 中期 前期	チャート・石灰岩、 玄武岩岩塊	柱状片岩岩塊			
		石炭質片岩岩塊	石灰質片岩・柱状片岩 玄武質片岩岩塊				
	ペルム紀	石炭質片岩岩塊					

沖縄本島中・北部の層序表 参考文献1掲載の表より一部改変。
各コンプレックス・層については33～36ページ参照。



沖縄本島中・北部の付加コンプレックス配列図 参考文献1掲載図を引用

琉球列島で最も古い地層は本部半島などにみられる石灰岩、チャート、玄武岩質泥岩などで、二億数千万年前の古生代後半・石炭紀・ペルム紀の地層です。これらの地層はるか南方でできたもので、これが移動する海洋プレートに乗って現在の琉球列島のあたりにあった当時の海溝まで運ばれてきました。移動する間に海底に堆積した堆積物も取り込みながら海溝で大陸プレートに沈み込み時、大陸からもたぎれ海溝付近に堆積していた砂岩や泥岩などの地層とまじりあい、大陸に付加14ページ参照してできた地層が、現在琉球列島で見られる様々な地層です。

沖縄本島と北西方の伊江島を含む一帯の地質についてみると付加された時期によって、次の五帯に区分することが出来ます。北西から南東へ順に、伊

江帯(白亜紀前期)・今期(三畳紀後期・白垩紀前期)・名護帯(白垩紀前期末)・そして最も新しい時代に付加された高橋帯(第三紀始新世)です。これらの付加体の上に、新第三紀以降に通常の堆積作用によってできた島尻層群や琉球層群が分布しています。

※1000年、その地層を基盤とする地帯のことで。

※2図表中の「コンプレックス」は「コンプレックス」という表現は付加作用によってできた地層に使用される地学用語です。一般的にはそれと「層群」2層と読み替えて差し支えありません。本書では通常の堆積によってできた地層を「○○層群」、付加体の地層を「○○コンプレックス」として区別しています。

地質時代の名前

過去、様々な生物が繁栄し、そして絶滅していきました。その記録は、化石として地層の中に残っています。その化石を基準にして地球の歴史が区分されています。区分された時代のことを地質時代といいます。

化石からわかる地球の歴史は、大きく3つの時代に区分されています。古い時代の生物がいた古生代、その次の中生代、そして現在も含む新生代です。古生代は、様々な生物が発生し、魚類や植物、昆虫などが繁栄します。中生代は恐竜の時代、新生代は恐竜が絶滅し、哺乳類が繁栄した時代です。古生代の前は化石が残っていませんので、化石による区分はできません。古生代の最初であるカンブリア紀の前ということで、先カンブリア時代と呼ばれています。

時代区分(地質年代)		年代(年)	主なできごと
新生代	第四紀	完新世	1万1700
		更新世	258万8000
	第三紀	新第三紀	533万3000
		中新世	2302万
		漸新世	3390万
		古第三紀	5600万
	第三紀	白垩紀	6600万
		ジュラ紀	1億4500万
	中生代	三畳紀(トリアス紀)	2億1300万
		ペルム紀(二畳紀)	2億5220万
古生代	石炭紀	石炭紀	2億3890万
		石炭紀	3億5890万
		デボン紀	4億1920万
		シルル紀	4億4340万
	奥生代	オルドビス紀	4億8540万
		カンブリア紀	5億4100万
	先カンブリア時代	先カンブリア時代	48億
		先カンブリア時代	48億
	中生代	白垩紀	1億4500万
		ジュラ紀	2億1300万
古生代	石炭紀	石炭紀	2億3890万
		石炭紀	3億5890万
		デボン紀	4億1920万
		シルル紀	4億4340万
	奥生代	オルドビス紀	4億8540万
		カンブリア紀	5億4100万
	先カンブリア時代	先カンブリア時代	48億
		先カンブリア時代	48億
	中生代	白垩紀	1億4500万
		ジュラ紀	2億1300万

地質時代区分表(琉球列島と生物の主なできごと)

地層の年代を知る

地層の年代を知るには、いくつかの方法があります。代表的な方法は、放射性同位体を利用した方法です。例えば、地層に残された木材などの有機物で年代を調べる場合は、放射性炭素の同位体を調べます。地球上に存在する炭素は、質量一二の炭素がほとんどですが、ほんのわずかに質量一四の炭素が含まれています。このように同じ原子で質量の異なるものを同位体といいます。この同位体は、時間の経過とともに放射線を出しながら壊れ、その量が減っていきます。この性質を使って年代測定を行います。

昔、生育していた木は、生きていて呼吸しているために、その当時の大気中の炭素一二・炭素一四と同じ割合で体の中に炭素を持っています。しかし、地層に埋まってしまったあとは、炭素一二は時間の経過とともに一定のスピードで壊

れて窒素一四に変化していき、数が減っていきます。そして最初の量の半分になるのに五七三〇年かかることがわかっています。これを半減期といいます。この半減期を利用して、地層に残された木材などの有機物に含まれる炭素一二の量ををはかることで、地層に埋まってからどのくらいの時間が経過しているのかを調べることができるのです。

堆積岩は地層のなかに化石が含まれていることが多いので、その化石を調べることでも年代がわかります。生物は遠く離れていても、同じ形のもものは同じ時代に生きていたものです。そのため、ある場所で化石の年代が詳しく調べられていれば、離れた場所でもその化石を含んだ地層の年代を知ることができます。火成岩は、岩石の中に含まれる放射性の鉱物を使って年代を求めます。また、マ

グマから溶岩に冷えて固まるときに、地球の磁気の方角を記録するため、どの方向に磁化しているのかを調べることで、年代を調べることができます。

年代測定に使われる放射性同位元素の半減期

放射性同位元素(親元素と娘元素)の例	半減期
^{238}U (ウラン238)→ ^{206}Pb (鉛206)	44.68億年
^{235}U (ウラン235)→ ^{207}Pb (鉛207)	7.038億年
^{40}K (カリウム40)→ ^{40}Ar (アルゴン40)	12.77億年
^{14}C (炭素14)→ ^{14}N (窒素14)	5730年

日本列島の位置とプレートテクトニクス

地球の表面はプレートとよばれる十数枚の岩盤でおおわれています。プレートは、それぞれ別の方向に動いており、ほかのプレートにぶつかる、その下に沈み込んで海溝をつくったり、上にもり上がって山脈をつくったりします。こうした地殻変動や陸地の移動をプレートの動きで説明する考えを、プレートテクトニクスといいます。

日本列島は、火山活動がさかんで地震の多い地域として有名ですが、これは日本がプレートの境目に位置していることと関係があります。日本列島の周辺には、日本列島が乗った大陸プレート（ユーラシアプレートと北アメリカプレート）の下に海洋プレート（フィリピン海プレートと太平洋プレート）が沈み込んでおり、せまい地域に四枚のプレートがひしめく世界でもめずらしい場所

です。沈み込む海洋プレートのはたらきでマグマができて火山活動が起こりやすく、また、プレート境界付近では地震活動も盛んで、日本列島とその周辺は世界で最も地殻変動の激しい場所の一つとなっています。

では、プレートはどのように移動するのでしょうか。それを知るには、地球内部のつくりを知る必要があります。地球の表面には地殻という薄い岩石の層があり、その下にはかんらん岩という岩石でできたマントルとよばれる層があります。プレートとは、地殻と上部マントルの硬い部分を合わせた部分のことです。マントルの下には鉄やニッケルなどでできた高温の核があり、マントルの下部が核に熱せられると、上昇するマントルの流れ（ホットブルーム）ができます。反対に、地表近くでマントルが冷やされ

ると下降するマントルの流れ（コールドブルーム）ができます。すると、マントルの中に上下に円をえがくような流れ（マントル対流）がおこり、その動きに合わせてプレートが動くのです。



日本周辺のプレート 参考文献12掲載図を参照

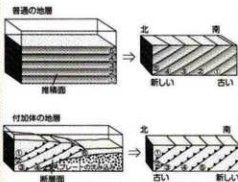
付加作用について

海洋プレートが大陸プレートの縁である海溝に沈み込む時、海洋プレート上の地層はすべてが海溝の下に沈み込むことができますに、一部は大陸プレートの縁に剥ぎ取られ、それが海溝付近にたまった大陸起源の砂岩、泥岩、火山岩などと混じりあいながら大陸プレートに押し付けられ、くっついていきます。このような現象を付加作用といい、これによってできた地層の集合体を付加体といいます。付加体はほかの地域からプレートに乗ってやってきた海洋起源(異地性)の地層と大陸起源(現地性)の地層がまじりあっており、海洋起源の岩塊や地層の塊を「異地性岩塊(オリストリス)」といいます。

琉球列島を含む日本列島の骨格は、三億年ほど前からの地層の付加作用でできた付加体と火山によってできており、琉球列島は三疊紀以降、おおむね西側から東側に向かって次々と発達した付加体です。



普通に堆積した地層と付加体の地層の違い



普通に堆積した地層が傾斜した場合には、傾斜の方向(図では北側)に向かって地層の時代が新しくなります。

プレートの沈み込みによって付加された地層は、下側に押し込まれていくので、陸側の方が海側よりも古い地層です。左の図では、傾斜の方向に向かって古くなります。ただし、断層で切られたそれぞれの地層の中では、普通に堆積した地層と同じように北側が新しくなります。

参考文献10掲載図を参照

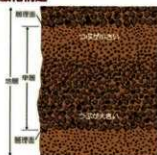
地層のでき方と変形

地層とは、はるか昔、長い時間をかけて川から運ばれた砂や泥などが海底に堆積してできたものです。海底には常に泥が少しずつ降り積もっています。また、河口付近には多量の土砂が運ばれ溜まっています。それが、地震などをきっかけに雪崩のように海底まで流れ下り、もともとあった泥の地層の上を覆って、そのたびに一つの層が作られます(単層)。このようなことが繰り返されて、砂泥互層が形成されていきます。この雪崩のような現象を乱泥流といい、できた堆積物をタービダイトといいます。

土砂が海底に堆積する時、より粗い粒が先に海底に沈み、次第に細かな粒がゆつくりと海底に沈んで層を作ります。この積みわり方を級化構造といいます。ふつう下の層ほど時代が古く、上の層ほど新しいものです。

地層は地殻変動によって断層や褶曲といった様々な変形を受けます。断層は力の受け方によって、正断層、逆断層、横ずれ断層の三つがあります。正断層は地層が引つ張られたときにでき、逆断層は逆に地層が押されたときにできる断層です。横ずれ断層は大地が水平方向にずれる力が働いたときにでき、多くの断層は正断層か逆断層の動きとともに、横ずれもしています。また、押される力が働いたときに、ずれずに地層が曲げられたものを褶曲といい、比較的やわらかい地層で起こります。大きく褶曲することで傾いて横倒しになり、地層の逆転が起こることもあります。

級化構造

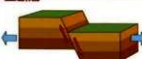


逆断層

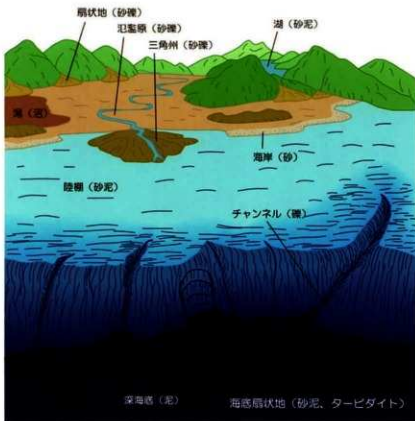


断層面に沿って一方がもう一方に乗り上げる

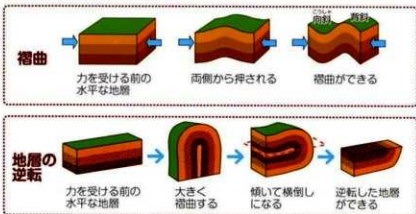
正断層



断層面に沿って一方が滑り落ちる



堆積環境と堆積物の関係を示す模式図、カッコ内が堆積物
参考文献10掲載図を参照



参考文献10参照図以外の図は参考文献13掲載図を参照

名護市嘉陽層の褶曲を見に行こう



天仁屋からパン崎にかけての海岸には、新生代古第三紀始新世(約五四〇〇万年前〜約三七〇〇万年前)の、最も新しい時代に付加された嘉陽層と呼ばれる地層が分布しています。嘉陽層は、当時の海溝付近の深海に堆積したタービダイトと呼ばれる砂岩と泥岩の互層を主体とする地層です。

海底地すべりの堆積物よりなる嘉陽層は、さまざまな堆積構造や逆断層が見られ、特に地層の褶曲現象が発達しています。褶曲構造の波長は、砂岩層が厚いほど大きくなる傾向があります。二〇m以下の厚さで砂岩層と泥岩層が繰り返すパン崎周辺では、細かな褶曲が見事に発達

しています。

また、比較的厚さの薄い砂岩層には、深海に棲息する動物によって形成されたと考えられる生痕化石(生物が活動した痕跡)がしばしば観察されます。ここで見られる生痕化石は水深二〇〇mを越える深海底の環境を示すものとされています。

このように、嘉陽層には付加作用によって形成された日本列島の成り立ちを示すさまざまな現象が保存されており、極めて重要であることから、平成二十四年(二〇二二年)九月一九日に国の天然記念物(地質)に指定されました。

③ N26 33 44.9 E128 08 19.8



③先に堆積していた砂岩を砕屑流堆積物(23ページ参照)が削っていますが、見かけ上は砂岩が上であり、砕屑流堆積物が下にあります。このことから地層が逆転していることがわかります。

④ N26 33 37.2 E128 08 20.9



④砂岩優勢互層に見られる大規模な褶曲と逆断層。急角度で折れ曲がり倒れた部分で、地層の逆転が発生します。

② N26 33 49.0 E128 08 17.2

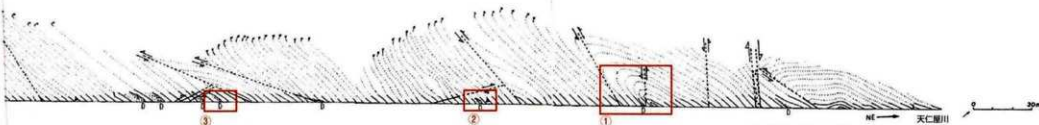


②タービダイトの級化構造の様子。単層中の砂岩と泥岩の境目は不明瞭ですが、各単層ごとの砂岩と泥岩の境目(泥岩の左側)は明瞭です。通常、単層中では泥岩よりも下に堆積するはずの砂岩が、泥岩の上にあることから、この地層は上下が逆転していることがわかります。



①砂岩優勢互層に見られる大規模な褶曲と逆断層。砂岩優勢互層では、砂岩が流動性が小さく曲がりにくい。ため、大規模な褶曲が発生します。

① N26 33 50.7 E128 08 16.1



参考文献17掲載図参照

「名護市嘉陽層の褶曲」見所ポイント

GPS機能を使ってみよう

携帯電話がスマートフォンの方は、GPS機能を使って見所ポイントを探してみましょう。例えばグーグルマップの検索バーに各写真に記載した緯度経度情報を入れると、地図上にその地点が表示されます。また、緯度経度等を取ったりできるアプリも数多くありますので、見学の際に利用してみると便利です。

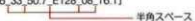
アプリの一例：アンドロイド版「My Tracks」[GPS Status]

iPhone版「Commander Compass」

※スマートフォンのGPS機能を有効にする必要があります。GPSを利用するとバッテリーの消耗が激しいので、利用の際にはバッテリーの残量に注意しましょう。また、アプリのダウンロードは、自己責任において行っていただきますようお願いいたします。

※地図上の位置と実際の場所とは、若干の誤差があります。あらかじめご了承ください。

検索バーへの入力の方(①地点の場合)「N26_33_50.7_E128_08_16.1」



⑥ N26 33 2 3 E128 08 22.4



⑤ N26 33 24.6 E128 08 22.1

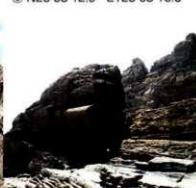


⑤⑥タービダイト(砂岩泥岩互層)。この付近で岩相が大きく変わります。これより北側では砂岩優勢で単層の厚さも厚いのに対し、南側では単層の層厚が薄くなり、泥岩の割合が増加します。

⑨ N26 33 13.0
E128 08 17.4



⑧ N26 33 12.9 E128 08 18.6



⑦ N26 33 15.1 E128 08 20.2



⑦⑧⑨層厚が薄くなると、細かな褶曲が発達します。これは、十分に固結する前の泥岩層が柔らかく、砂岩層と砂岩層間で潤滑剤のように働き、細かい褶曲が発達したものと考えられます。⑦の場所では、多くの生物化石を見ることが出来ます。よく観察してみましょう。



見所ポイントと見学の見学点



天仁屋川河口からバン崎の先端までは、約一・五kmの距離があります。バン崎までの所要時間の目安はおおよそ四五分ほどですが、海岸には石がゴロゴロ落ちていて足場が悪く、少し歩きにくいので、それ以上に時間がかかる場合があります。特に夏場は無理をせず、十分に給水や塩分補給を行って休憩をとるなど、熱中症に注意しましょう。

また、海岸線という場所柄から、いつでも格闘を見学できるわけではありません。地図中の③④⑤⑥の場所は干潮時でないとは海に浸かってしまい、歩くのは大変危険です。特に⑥の場所は大潮の干潮時でないとは、歩いてバン崎の先端まで行くことはできません。見学を行う際には、事前に大潮の時期とその干潮の時間帯を確認し、バン崎の先端に到着するのが、できるだけ早潮の時間に近くなるように見学の計画を立てましょう。

そういった場合、見学に行くのは少し煩わしいと感じるかもしれませんが、しかし、その煩わしさを一挙に吹き飛ばすほどの、ダイナミックな地球の営みを目にすることができます。より安全に、より楽しく見学するため、事前にしっかりと準備しましょう。

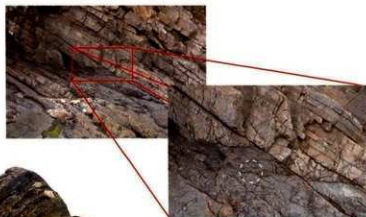
嘉陽層の岩石



泥岩



砂岩



礫岩 (砕屑流堆積物的一种)

砕屑流堆積物とは、岩石が壊れてできた破片や粒子でできた堆積物のことです。大小様々な形の黒色泥岩が密集しており、先に堆積していた地層が乱泥流によって一挙に削られ運ばれてきたものです。



礫岩

底仁屋の褶曲



底仁屋にある嘉陽層の褶曲は、嘉陽から底仁屋にぬける国道三三一号の旧道沿いにみられます。その旧道の削り取られた崖に、大きく褶曲した地層が現れています。底仁屋の褶曲のように、曲がりくねり、さらに折りたたまれ横倒しになっている褶曲を横臥褶曲といって、大変珍しいものです。以前から、県内の各高校の地学実習の場として利用されてきました。

生痕化石

地層を観察する時に、もう一つ見落としてはならないものとして、地層面や内部に見られる生物の住み痕があります。単層と単層が作られる間には長い時間的隙間があり、その間、海底には多くの生物が住んでいました。化石というと、生物そのものの遺体を連想しがちですが、この生物の住み痕もれっきとした化石であり、生痕化石と呼ばれています。

生痕化石には海底面を這い回った痕、すでに堆積した数枚の地層を貫いてもぐりこんだり、這い出したりした痕など、いろいろな形態が見られます。これらの形態や、その群集を詳しく観察すると、生物が住んでいた場所の堆積物の粒の大きさや海の深さなど、環境の違いを反映していることがわかります。

生痕化石は生物学的な意義もさるこ

とながら、地層が作られた当時の古環境を考える上で、大変重要な意味を持っています。

また、生痕化石の中には、地層の上面や下面に限られて観察されるものもあり、地層の上下判定の有効な手がかりともなります。

嘉陽層の砂岩・泥岩互層の地層面には、規則正しい渦巻きや蛇行・網目などの模様を見ることが出来ます。これは、深海底の泥の上を正体不明の生物がはいまわった痕で、生痕化石です。このような形態の生痕化石は、水深二、〇〇〇mを超える深海底の環境を示すものと考えられています。

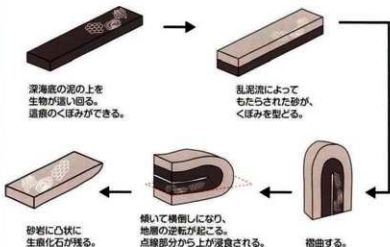
しかし、「泥の上を這い回った痕」といいながら、嘉陽層の生痕化石は泥岩層に窪んであるわけではなく、砂岩層の底面に凸状に現れています。これは、生物が

這い回り泥が窪んだところに、次の乱泥流によってもたらされた砂がその窪みを型どり、その後地層の逆転が起こって、上になった泥岩が浸食によって削られた結果、砂岩層に凸状に現れたということです。

次の乱泥流までの時間的な隙間が短く、比較的薄い砂岩層の底面に残っている場合が多いです。パン崎近くの層厚の薄い場所（見所ポイント⑦）で、多くの生痕化石を見ることが出来ます。地層をよく観察して探してみましよう。



嘉陽層にある生痕化石の作り方



見所ポイント⑦



天仁屋の海岸で見られる生痕化石



スピロラフェ



ヘルミントイダ



コスモラフェ



パレオディクチオン

海辺の生き物たち

海辺は絶えず潮の満ち引きがあり、満潮の時と干潮の時では海岸線の位置が変わります。それに伴って、乾いたり濡れたりする場所を潮間帯といいます。潮間帯のうち、より海岸に近い場所では、干潮になると大小たくさんのお水たまりができます。この水たまりを「 Tide Pools」といいます。 Tide Poolsには様々な生き物が住んでいます。

下の写真の生き物は、全て天然の海岸で見つけた生き物です。この他にもカニやナマコ、フナムシなどたくさんのお生き物を見ることができます。潮曲を見学する際には、この Tide Pools ものぞいてみましょう。



わると製
鉄匠から
なしも

(付加コンプレックス)

伊江コンプレックス

白亜紀前期の泥岩の中に、咸山(伊江島タッチュー)を構成するベルム紀〜ジュラ紀のチャート、石灰岩、玄武岩の異地性岩塊を含む付加体起源の地層。



伊江島タッチューのチャート

今帰仁コンプレックス

本部半島では三畳紀の泥灰岩・玄武岩・凝灰岩からなり、辺戸岬ではベルム紀の石灰質片岩を異地性岩塊として含む三畳紀の泥灰岩からなる付加体起源の地層。



今帰仁城跡の泥灰岩

本部コンプレックス

付加体起源の地層で、構造的低位の安根ユニットと上位の屋名座ユニットの二つに分かれます。屋名座ユニットはベルム紀の石灰岩と三畳紀チャート、玄武岩の異地性岩塊を含む白亜紀前期の砂岩・泥岩からなる付加体起源の地層です。一方、安根ユニットは石灰質片岩、珪質片岩、苦鉄質片岩の異地性岩塊を含む白亜紀前期の砂岩泥岩互層からなり、低度の変性作用を受けているのが屋名座ユニットとの大きな違いです。



屋名座ユニット(砂岩卓越砂岩泥岩互層。崎本部海岸)



安根ユニット(異地性岩塊、厚さ2mの苦鉄質片岩を挟む石灰質片岩。奥間リゾート)

名護・やんばるの地質

名護コンプレックス

付加体起源の白亜紀前期の地層で、構造的上位の宮城ユニットと下位のいのがまユニット・奥ユニットに分かれます。いのがまユニット・奥ユニットは整合関係にあり、いのがまユニットが上位です。

宮城ユニットは苦鉄質片岩・泥質片岩・砂岩泥岩互層からなり、低度の変成作用

を受けています。いのがまユニットは白亜系の砂岩泥岩互層からなり、非共軸延性変形を受けた地層です。奥ユニットは白亜系の泥質片岩を主体としますが、その上位に砂岩泥岩互層を伴い、下部の泥質片岩は、一部で珪長質凝灰岩起源である珪質片岩を伴っています。



宮城ユニット (苦鉄質片岩泥質片岩互層。万国津梁館)



いのがまユニット (砂岩泥岩厚互層。真喜屋大川)



奥ユニット (泥質片岩と互層する珪長質凝灰岩。世皮崎西方海岸)

※1 異地性岩塊・・・14ページ「付加作用について」を参照
 ※9～10ページの図・表もご覧下さい。

写真は参考文献1掲載のものを転載

名護・やんばるの地質(新第三紀～第四紀)

島尻層群

中新世後期～鮮新世の地層で、シルト岩主体の海成層(通称クチャ)。層名は島尻部に由来し、豊見城層、与那国層、新里層に区分されています。沖縄本島ではうるま市具志川以南の中部に分布し、北部には分布していません。層厚は二〇〇m以上とされています。



成層した青緑色シルト岩。うるま市、塩屋～豊原間

国頭層

国頭層は、沖縄本島の高い中位段丘を構成しており、礫岩を主体とする地層で、砂岩やシルト岩も伴います。分布の南限は石川地峡です。化石を含まず年代は不明ですが、與我層(仲尾次層)一四五、一六五万年前)より古い地層です。



礫岩。地表に平行に風化部を伴う。国頭村我地

與我層

與我層は炭質シルト岩を伴う礫岩主体の地層で、さらに與我層には珪質凝灰岩を伴っています。炭質シルト岩は花粉化石や、松葉や材などの植物化石を含んでいます。年代は、相当層や上位層から得られる石灰質ナノ化石年代が一六五万年前より若いと考えられています。



礫岩と上位の炭質シルト岩。天仁屋川

仲尾次層

與我層、あるいは付加コンプレックスを直接覆つ海成シルト岩、砂岩で、上位に那覇層の砂屑性石灰岩が乗ります。海成シルト岩は軟体動物や有孔虫化石を含んでいます。石灰質ナノ化石年代から、與我層と同じく、一六五万年前より若いと考えられます。



仲尾次層(軟体動物化石を含む砂岩。旧羽地支所)

那覇層

那覇層は珊瑚礁複合体をなす石灰岩で、砂屑性石灰岩、珊瑚石灰岩、砂屑性石灰岩、珊瑚石灰岩の層に堆積した地層の総称です。沖縄本島北端の辺戸岬・国頭村奥から沖縄本島南端まで、点在する傾向が強いですが、沿岸部を中心に広く分布しています。石灰岩は、サンゴ石灰質球、軟体動物な



砂屑性石灰岩。安部崎



砂屑性石灰岩を切る共役断層。辺野古沖の小島

ど、大型化石を含む石灰質化石を多く含んでいます。年代は石灰質ナノ化石年代から、一六五万年前以降ですが、炭谷村では八五万年前以降とされています。

見学に行く前に

天仁屋の海岸沿いにある褶曲を見学する際には、足場が悪く滑りやすいので、運動靴など歩きやすい靴を履いてください。また、濡れてもよい動きやすい服装を身につけ、暑い季節には熱中症予防のため必ず帽子をかぶりましょう。服や靴が濡れたときの為に、着替えや替えの靴を持っていくと帰宅時も快適です。

所々崖が崩れている場所がありますので落石にも十分注意してください。

安全に見学するために、大潮の干潮時に見学に行くことをお勧めします。事前に潮見表を確認してしっかり見学の計画を立ててください。当日の天候に注意し、海が荒れているようなら、口を改めることも必要です。また、一人で見学に行くのは非常に危険です。万一の事故にも対応できるよう、必ず複数人で行くようにしましょう。

以上の点に注意すれば、安全に見学を楽しむ事ができます。事前にしっかりと準備しましょう。

文化財としての取り扱い

「名護市嘉陽層の褶曲」は国指定の天然記念物であり、文化財保護法という法律によって保護されています。このため、**地層をハンマーなどで割ったり、落書きしたり、石を持ち出したりすることは法律により禁止されています。**また、やむを得ず現状を変更したり、保存に影響を及ぼす行為を行う際には、事前に文化庁長官の許可が必要です。

数千万年にも及ぶ地球の営みによって作り出された、非常に貴重な文化財です。そのままの姿を未来へ受け継いでいくためにも、また、全ての人が見学を楽しむためにも、文化財を傷つけるようなことは絶対によめましょう。



見学の様子



参考文献一覧

1. 遅沢壮一・渡邊康志「名護・やんばるの地質」2011年 名護博物館／2. 沖縄県高等学校地学研究会「おきなわの石ころと化石―島々の地層めぐり―」2001年 編集工房東洋企画／3. 神谷厚昭「琉球列島ものがたり 地層と化石が語る二億年史」2007年 ボーダーインク／4. 安間繁樹「琉球列島―生物の多様性と列島のおいたち」2001年 東海大学出版会／5. 神谷厚昭「シリーズ沖縄の自然① 琉球列島の生い立ち」1984年 新星図書出版(株)／6. 河名俊男「シリーズ沖縄の自然③ 琉球列島の地形」1988年 新星図書出版(株)／7. 氏家宏「シリーズ沖縄の自然⑤ 琉球弧の海底―底質と地質―」1986年 新星図書出版(株)／8. 目代邦康「見方のポイントがよくわかる 地層のきほん」2010年 (株)誠文堂新光社／9. 沖縄地学会「日曜の地学14 沖縄の島じまをめぐって 増補版」1997年 築地書館(株)／10. 齊藤靖二「自然景観の読み方 8 日本列島の生い立ちを読む」1992年 (株)岩波書店／11. 地学団体研究会「自然をしらべる地学シリーズ4 地層と化石」1982年 東海大学出版会／12. 猪俣久義「なぜ、自然災害が多いの？ 日本列島の大研究 なりたち、地形から気候まで」2012年 (株)PHP研究所／13. 平田大二・渡辺一夫「日本列島 大地まるごと大研究2 地層の大研究」2012年 (株)ポプラ社／14. 猪俣久義「ビジュアル探検図鑑 日本列島 地層・地形・岩石・化石」2009年 岩崎書店／15. 加藤祐三「奄美・沖縄 岩石図物図鑑」1985年 新星図書出版(株)／16. 沖縄生物教育研究会「フィールドガイド 沖縄の生きものたち」2012年 新星出版(株)

17. EOCENE FORELAND THRUST-FOLD BELT OF THE CENTRAL RYUKYU ISLAND ARC: DEDUCED FROM SEDIMENTARY STRUCTURES IN THE KAYO FORMATION, Hiroshi Ujiie(Sedimentary Facies in the Active Plate Margin, edited by A. Taira and F. Masuda, pp. 711-722. By Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 1989.)

MEMO



このパンフレットは文化庁の補助事業である「平成25年度史跡等総合活用支援推進事業」の一環で作成したものです。

名護市嘉陽層の褶曲ハンドブック

平成 26 年 3 月 31 日発行

編集・発行／名護市教育委員会文化課文化財係
〒905・0021 沖縄県名護市東江一丁目 8 番 11 号
TEL 0980・53・3012

印刷／沖縄高速印刷株式会社
〒901・1111 沖縄県南風原町兼城 577 番地
TEL 098・889・5513 (代)