

宮古島の断層地帯と将来の地震長期評価（長期予知）について

安谷屋 昭（宮古島市文化財保護審議会 元委員）

はじめに

近年、全国におきた大規模地震の中には、これまで、地震に関する詳細なデータ収集がなされていなかった 20 km 未満の断層帯で大地震が発生して莫大な自然災害を引き起した。このことに鑑み、政府の地震調査研究推進本部・地震調査委員会は、平成 20 年度、文科省の委託事業として、独立行政法人：産業技術総合研究所と財団法人；地域・地盤環境研究所による「活断層の追加、補完調査」が全国 12 ヶ所で調査研究が行われた。すでに、陸域部の活断層地帯として指定されている宮古島断層帯も調査対象となり再調査がなされた。

その報告を受け、地震調査研究推進本部・地震調査委員会は、「宮古島断層帯の地震長期評価（予知）」を取りまとめ、2010 年（平成 22 年）5 月 20 日に公表し、再調査研究による検討結果が報告された。

調査研究の過程（難点）について、次のように触れている。他府県などで、一般的には、断層の長さ、表層地形の特徴から地震規模を推定していくことになると言われるが、宮古島の調査に当たっては調査基盤が再結晶化した琉球石灰岩であることや、本土のような河川や火山噴火などによる堆積物が表層基盤をなしていないこと。また、宮古島の表層部は、化石、炭化物を含有しない大野越粘土から成り、炭素元素による年代測定試料が得られない。そのため、適切なトレンチサイト（調査溝）が見つからないし、正確な放射性炭素同位体による年代測定値が求められない。そこで、宮古島の断層帯の活動性調査は、宮古島の地形、地質の特性をもと

に、表層部を構成する琉球石灰岩の分布、各岩相の検討、特に第四紀の地形発達史や、海岸に顕著に発達している潮間帯のノッチやビーチロックによる旧汀線の踏査と堆積年代測定による調査研究成果に基づき、宮古島の地形面形成年代、断層帯の諸特性を推察し、将来の地震評価をおこなった。宮古島の断層帯は、内陸部の更新世中期以降に形成された琉球石灰岩層を主体に、その長さ、規模などから、今後も活断層（変動）が起きる可能性があるということから、宮古島活断層帯と命名指定されて来た。

そこで、宮古島断層帯を構成した宮古島における地質学的な形成過程を琉球弧の地史的概要を踏まえ、琉球海溝や沖縄トラフが海洋プレートと大陸プレートの動きに関連した島弧域におきた、島尻層群の堆積と島尻変動、そして、琉球石灰岩の堆積（琉球サンゴ海誕生）とうるま変動、さらに、ケラマ海裂（宮古凹地）の形成に触れつつ、宮古島誕生の基となった 4 回の大きな地質学的イベントなどを本稿（政府の地震長期評価報告概要）の序論として、以下に記述する。

1、琉球弧の地史から見た宮古島の地質学的イベント

宮古諸島は、地質学的には、琉球海溝（南西諸島海溝）の大陸側にある弓なりをした弧状列島の一部（島弧域）である（図 1）。その弧状列島は、常に海溝とセットになって存在し、そこは、火山帯や地震帯（浅発、中発地震など）などの特徴を持った地殻変動を伴う島弧域（海洋系）の中にある（図 1）。従って、その海底は地

震を引き起こすプレートの収束境界があることになるといわれる。活断層研究会によると、海洋（フィリピン海）プレートが大陸（ユーラシア）プレートに沈み込む場所にあり、琉球海溝における相対的運動速度は、年間約6cmの速さであるという報告があり（図2）、そこは地殻変動や地震を引き起こす根源となっている（木村政昭編、琉球弧の成立と生物の渡来、2002、59～60P）。その琉球海溝に沈み込んでいるフィリピン海プレートは、初めは、赤道付近で誕生してしたものだと言われ、約1,700万年前以降から北または、北西方向へ拡大を繰り返していたと言われている。現在は、日本列島の南側に北上し広がり、琉球海溝、南海トラフ、伊豆・小笠原海溝、マリアナ海溝などに縁取られている（図2）。その後、拡大を続けて来たフィリピン海プレートは、約400万年前以降150万年前になると、北方から北西～西北西方向に拡大が変わりはじめ（瀬野1986）。南西諸島や九州島などに、拡大移動し、そのことにより、やがて、沖縄トラフ海域などの沈降へと変動して来たと言われている（木村政昭編・琉球弧の成立と生物の渡来、2002、60P）。このようなフィリピン海プレートの活動によって、沖縄トラフは弧状列島の背後（大陸側）にあつて、水深1,000m余、幅100km余、長さ約1,200kmの広さに拡大して形成されて来た（氏家宏編、沖縄の自然—地形と地質、1990、137P）。また、琉球弧は、南西諸島の中でも、地質学上の位置的理由から大東諸島と尖閣諸島を除いた、九州島（トカラ火山弧、奄美諸島）から台湾島東部までの全長約1,200kmの弓状に並ぶ島嶼群のことで、琉球海溝と沖縄トラフに挟まれた弧状列島（島弧）の事を指している（図1）。

沖縄トラフは、東西の幅が東シナ海大陸棚（東海大陸棚）の縁辺部の水深約100m前後のところから、東方の沖縄諸島を乗せる琉球海嶺の高

まりまで広がっている。

その沖縄トラフの南西側海域には、南琉球弧に対応したトラフ海底に、更新世中期から現在に亘る変動によって、ほぼ東西に走る雁行状に伸びた3つ以上の深い海底地溝が形成されている。その顕著なものには、与那国海底地溝、八重山海底地溝、宮古海底地溝が発達し、そこには、東西に長く伸びた地震を引き起こす海底断層が多く分布している（活断層研究会編、日本の活断層図、1992）（図3）。

宮古諸島の堆積基盤層（島尻層群）は、新生代新第三紀中新世後期の約840万年前から、第四紀更新世前期の約180万年前に堆積した地層である。（加藤進、沖縄県宮古島における島尻層群のストロンチウム同位体年代、地球科学総合研究所、瑞波市化石博物館 研究報告第42号、2016、75～83P）。

この宮古島の堆積基盤層である島尻層群には、陸地に近い内湾性の淡水域や汽水域の堆積層を始め、半深海域の堆積物が広く分布している（写真1）。従って当時の島弧域に島尻海が誕生し、中国大陸から大陸棚斜面を経て運ばれた泥、砂礫などが堆積したものと考えられている（氏家宏、沖縄の自然—地形と地質、1990、124～126P）、この島尻海誕生と島尻層群堆積は、宮古島誕生の始まりであり、宮古島にとっては最初の地層学的イベントになる。

その宮古島の堆積基盤層である島尻層群は、上記してきた新第三紀中新世後期から第四紀更新世前期にかけて堆積したもので、更新世初期から始まった“島尻変動”によって堆積した島尻層群は隆起、断層など褶曲断層活動が起こり、堆積基盤層の島尻層群は地質構造に大きな変化をもたらした。この“島尻変動”によって起きた堆積基盤層の島尻層群に影響した“褶曲断層活動”は（写真3）宮古島誕生以来2回目の地質学的イベントになろう。そして、最初に堆積

した島尻層群の褶曲断層活動した後、島弧域(宮古諸島海域)は一時陸地化し、その後は、間氷期(温暖化)を伴い、再び沈降するなど、第四紀更新世中期約120万年前から更新世後期の約12万年前にかけて、大陸からの土砂などが沖縄トラフの原形によってとらえられて(水をきれいにする沈砂地の役目)琉球サンゴ海が誕生し、サンゴ片、貝殻を含む琉球石灰岩が堆積するようになった。この“琉球サンゴ海の誕生と琉球石灰岩堆積”は、宮古島誕生以来3回目の地質学的なイベントになろう。

島尻海域の隆起や大陸からの泥土が減少した琉球サンゴ礁海の誕生後の約120万年間堆積して来た琉球石灰岩は、第四紀更新世後期末になって来ると“うるま変動”が起きようになり、次第に琉球サンゴ礁海(琉球石灰岩層)は陸地化して、隆起サンゴ礁(琉球石灰岩)が溶食、侵食された段丘面は“うるま変動”による断層活動などによって傾動地塊の段丘地形を成し、東側落ちの断層帯の地質構造を形成した。

このような“うるま変動”によって、下位の島尻層群と共に上位の琉球石灰岩層が断層活動を起こした。この“うるま変動”による新たな地質構造により、宮古島の地質構造を複雑なものにした。この“複雑な地質構造”を起こした、“うるま変動”は宮古島誕生以来、4回目の大きな地質学的イベントになろう。

上記して来た琉球石灰岩の堆積年代は、南西諸島全域において、第四紀更新世初期～中期にかけての琉球サンゴ海最盛期の約120万年前から約20万年前のものが主体を成している(木村政昭編 琉球弧の成立と古地理、2002、48P)。そして、その琉球石灰岩の堆積層序からわかって来たことは、約40万年前前後と約20万年前以降に複数の堆積基底岩が存在していることがわかり、このことから、石灰岩の堆積当時には、複数回、海底が一時期陸地化し、不整合を形成

していることが確認されている(木村政昭編、琉球弧の成立と生物の渡来、2002、35P)。

これらのことから、琉球海嶺の海底上昇、陸地化の始まりが、約40万年前以降の“うるま変動”などによるものと推測されている(木村政昭編、琉球弧の成立と生物の渡来、2002)。このことは、宮古諸島を含む南西諸島(琉球弧)の大半が約40万年前から約20万年前前後にかけて隆起に転じ、陸地化が進んだものと推察されている。従って、宮古諸島は、約20万年前前後(Mis7)には、断層活動がほぼ終了していたと考えられている。

ところで、琉球弧が琉球弧中部と南部に切り離されたケラマ海裂(宮古凹地)の形成はいつ頃だろうか(図4)。そのケラマ海裂は琉球弧の中では最も深く水深が約1,000m余もある。その最深部になっている海底は、もと琉球海嶺を形成し、琉球サンゴ礁海によって、琉球石灰岩が堆積形成された浅海底を成していたが、断裂活動によって沈降して、深い海底谷となった凹地である。その琉球石灰岩の堆積状況などから、凹地を形成する以前、そのサンゴ礁海域は、陸地化することがなかったようで、その上位表層に新規の堆積物が存在せず、浅海底で形成された琉球石灰岩が侵食作用によって侵食平坦面地形(TA面と呼ぶ)を形成し、その後、そのTA面地形は、琉球弧に発生した断裂変動によって、琉球弧に対して胴切りするような断層(胴切り性断層運動)がおり、その断層に沿って浅海底に形成されたTA面地形が切り落とされ陥没した凹地を成していると云われる(木村政昭編、琉球弧の成立と生物の渡来、2002、32～35P)。この調査研究から、ケラマ海裂の形成は、琉球石灰岩堆積以降に起きた“うるま変動”動期の地殻変動により形成されたものと考えられている。

このことから、宮古島の琉球石灰岩が堆積し

た後、琉球石灰岩層を切る断層活動も、ケラマ海裂を形成した断層活動と同時期の“うるま変動”によるものと考えられている。

次に、宮古島の断層は、比高の明瞭な約10～30mの断層崖や比高の不明瞭なりッチ、マウンド状に延びる断層が多数存在している。これら宮古島の断層について、小西健二(1966)や矢崎・大山(1980)らは、3つのタイプに分けられると指摘した。1つは、最も標高の顕著な北北西から南南東に走向する東落ちの正断層。2つ目は、西北西から東南東に走向する地表では確認しにくい潜在断層。3つ目は、北東から南西方向に走向する潜在・伏在断層である。

活動層研究会(1980)によると、このように複雑な断層が存在する宮古島において、北北西から南南東に走行する琉球石灰岩を切る8本が最も新しい断層であると報告し、始めて、宮古島活断層(確実度がI、II)であると指摘した。そして、活動度もB～C級(0.1～0.5m/千年)であると評価した。そして、この琉球石灰岩を切る8本の断層系は、ケラマ海裂を引き起こした、北東から南西方向に延びる琉球弧をほぼ直角に切る洞切り断層系の一角にある。

このように、島尻海形成以来、琉球サンゴ礁海の形成を経て起きてきた琉球弧の隆起などをもたらして来た広域的な長期に亘る数々の島弧変動(島尻変動+うるま変動)によって、宮古諸島を含め、琉球弧を形成する各諸島の原形が出来たということになる。そして、その後における各諸島や各地域独自の“うるま変動”や氷河性海面変動などにより、沖縄諸島の島嶼化に至ったと考えられる。

2、宮古島断層帯に関する主な調査研究事例の要点

宮古島断層研究の本格的な研究は、1935年頃からで、中でも元東北大学教授、半沢正四郎理

学博士の「琉球群島の地形及び地質」の論考が大きな影響を与えたようである。その後、研究者による論議が戦後、本土復帰後の小西健二(1963)、塚城(1972)、中川久夫(1969)らの調査研究を始め、地質調査所の矢崎清貫・大山桂による「宮古島(1979、1980)、伊良部島(1978)、多良間島(1977)」における“地域の地質”の研究報告がある。

下記の記述は、主な調査研究事例を年度順に関連内容の要点のみを記したものです。

- (1)、半沢正四郎(1935、1936、Hanzaw1935)
 - ・新生代新第三紀の島尻層堆積期の後期に、島尻層は地質変動を受けている。
 - ・宮古島は、北西から南東方向の断層を成し、東側急角度の傾動地塊の台地をなす。
 - ・宮古島の緩傾斜段丘面は、琉球石灰岩のブロック変動以前の島尻層基盤岩の変動によるものである。
 - ・琉球石灰岩堆積後の地殻変動により、沖縄島と宮古島との海が深くなったと推定した。
- (2)、Doan et al(1960)
 - ・終戦後、米国地質測量隊の軍地質分遣隊による宮古島の地質総合調査を行う。
 - ・宮古島周辺離島を含め、初めて2万分の1地質図を作成し、断層と地質構造について報告する。
- (3)、第六次、沖縄天然ガス調査講師団(1970)
 - ・琉球政府時代、宮古島の天然ガス調査を目的とした基礎調査を実施、地質調査、有孔虫微化石調査、地化学探査、等重力探査などの実施。
 - ・その結果、日本人による最初の5万分の1地質図を完成する。
 - ・宮古島の地質構造は、複雑で基盤岩が狩俣半島から東平安名岬の方向へ傾斜している。
 - ・基盤岩は厚く堆積し、天然ガス貯留の可能性がある。
- (4)、沖縄第四紀調査団(1976)高安克己外

・宮古島の断層活動について、上記の2氏と同様にとらえ、各石灰岩の段丘面について検討した。

・貝類化石、底生有孔虫、浮遊性有孔虫の種別による宮古島の層序区分を行う。

・琉球層群を4分類、島尻層群を3つの畧群に区分した。

(5)、矢崎清貴・大山桂 (1978、1979)、地質調査所 (1980)

・宮古諸島 (4島) の地域地質の調査を実施し、各島の断層系、5万分の1地図、背斜、地向斜確認調査による地質構造図を作成し具体化する。

・各断層系の名称、特徴、新と旧、炭素年代測定、段丘面地形の比較検討を行う。伊良部地区において、牧山断層、佐良浜断層、佐和田断層、下地島断層を確認する。地下水の分布。地質構造的な地下ダムなど応用地質にもつとめる。

(6)、中森亨 (1982)

・宮古島の地質構造発達史を明らかにするため、新第三紀、島尻層群の隆起運動や断層活動、そして第四紀の琉球石灰岩の堆積層を切る断層活動の違いについて追及する。

(7)、活断層研究会 (1980、1991)

・宮古諸島 (多良間を除く) を構成する断層のうち、10本を活断層として確認し、断層帯は高再度の正断層である。断層活動の確実度Ⅰ～Ⅱ (確実～推定) とし、活動度をB～C級 (0.1～0.5m/千年) であると評価した。

(8)、小池一之・町田洋 (2001)

・活断層研究会とほぼ同様に活断層であると認定する。

・明確な特定はできないが推定断層の存在を確認する。

(9)、財団法人；地域地盤環境研究所、独立行政法人；産業技術総合研究所 (2009)

・「宮古島断層帯の活動および活動履歴調査」

を追加補充調査を行い、断層地帯の活動性などを国の地震調査研究本部へ報告した。

・活断層研究会 (1991) により、命名された宮古島の8つの断層系を中心基盤的調査研究を行い追加調査を実施した。

・調査方法は、断層地形、地表踏査、トレンチ (断層発掘調査溝) 調査、ボーリング調査、放射性炭素含体年代測定、海洋浅層反射地震探査、など多様な手法による陸域、海域における調査を実施した。

・8つの断層系のうち新城と福里の断層系は、下位の保良石灰岩 (宮古で最も古い石灰岩) には変位を与えているが、上位の友利石灰岩層には変位を与えてないことから、活断層とは認められないとした (検討中)。

・長沼断層系 (北部と南部に分ける)、与那原断層系は、友利石灰岩に変位を与えていることから、友利石灰岩堆積以降に活動している。

・野原断層系、腰原断層系、嘉手苅断層系、来間断層系は、活動性は不明としながらも、調査研究の結果、宮古島西部の断層が活動的である可能性が高いことから、活断層帯を構成している。

(10)、沖縄県商工労働部産業政策課 (主管)、総合開発株式会社、合同資源産業会社、株式会社祭温など共同企業体8社による「天然ガス資源活用促進に向けた試掘調査事業」による報告書 (平成26年8月)。

・主として、基盤岩 (島尻層群) における天然ガス資源調査を目的として、那覇、大里、宮古島の3抗井掘層を実施、宮古島・保良R-1抗井においては、約2,437mまで試掘した。

・試掘等の結果は、宮古島の地質層序、地層傾斜、地質構造、地質断面、天然ガス賦存状況、地層温度変化 (地温勾配; 2.28°C/100m) の調査研究の確認。

・宮古島の基盤岩の断層不整合、堆積規模、地

層傾斜、褶曲活動、堆積盆の広がり、地下の地質構造、天然ガス貯留層、そして、洲鎌地区地層断面、ビーチロックの分布と高度、そして、断面、ノッチリトリートポイント（浸食後退点）測定などから、重要な知見を得た。

3. 政府の地震調査研究会推進本部の地震長期評価（長期予知）について。

宮古島断層帯は、その活動性や位置、分布、地形などから、東部（新城断層系、福里断層系）、約11km（基準20km未満）、中部約28km、西部約17km）の三つに区分（図4）、そのうち断層帯東部は長さが調査基準以下であることや、その断層崖の琉球石灰岩（保良石灰岩）の堆積年が更新世中期始めで古いことから調査からはずされた。

また、断層帯西部の伊良部北西部にある佐和田断層帯は走向が東西約3kmの長さであることから調査対象からはずされた。以下の記述は、中部と西部の断層が、新生代第四紀後半頃のうるま変動期に、繰り返し活動し、今後も活動する可能性のある断層として調査された。以下の記述は断層帯中部と西部における調査研究の概要である。

4. 宮古島断層帯中部の断層系について（図5）

(1) 位置、地形について

中部断層帯は、3つの断層系含み、北西～南東の走向N40W、長さ27+1(海域)=28km、雁行状配列を成す。長沼断層系は、北部と南部の断層系に分けている。

①長沼断層系

狩俣西平安名崎～狩俣・島尻～福山ピンフ岳～
 ┌───────────────────────────────────┐
 北部断層系
 ~長間(ナガバタ付近)～城辺南岸(サデフネ海岸付近)
 ┌───────────────────────────────────┐
 南部断層系

②与那原断層系

平良・成川～植物園～更竹～友利ムイガー突提部
 特に、熱帯植物園、大野山林にはジンカヤマ、ナビフダンミ、シドガンミ、リュウノヤーンネなどのリッジが雁行状に続き、大野越粘土層が厚く堆積する。

③野原断層系

平良・下崎～袖山～野原越～砂川インギヤ付近
 野原岳一帯は、高角度の正断層を形成し、西側傾斜の段丘面が発達する。

(2)断層帯中部の変位の向き(地層のずれ)

中部全体として、断層帯の東側が西側に対して相対的に沈降している。東落ちの高角度正断層である。

(3)平均変位速度

この断層系の友利石灰岩は、第四紀更新世中期に堆積し、堆積以降断層活動により変位(ずれ)が生じたものになっている。その友利石灰岩の形成は約90万年前から約40万年前に堆積したものと推定されている。断層崖の累積変位量(崖の高さ)は約10mから30mの範囲になることから、平均変位速度は、0.01～0.08m/千年の値が参考値として求められている。

従って、この平均変位速度をさらに信頼度の高いものにするためには、さらに複数のデータを求めていく必要があるという。

活動間隔は、約3～20万年とされて(活断層研究会では、11,002年と算出)1回の変位量は2.0～2.3mの可能性がある(松田氏、経験値に基づいて算出)。

宮古島の第四紀更新世中期に堆積した友利石灰岩が、断層活動によって変位したことは、下位にある島尻層群も共に変位をおこしていることになる。従って、下位層の島尻層群(基盤岩)は琉球石灰岩堆積以前の断層活動と琉球石灰岩堆積以降の断層活動によって複雑な地質(断層)構造になっている。

宮古島は、傾動運動や活断層による累積変位

量は算出されるものの、石灰岩からなる段丘面の形成時期が適性に得られていないため、平均変位速度が小さく算出(0.01~0.08m/千年)されている。因みに、喜界島の場合、更新世と完新世の段丘面形成が明瞭であることなどから、平均変位速度は、1.6m/千年の値が算出され、南西諸島では最大級のものとなっている。

(4) 最近の地震観測結果。

宮古島断層帯周辺の最近約8年間の地震観測結果によると、断層帯付近の地殻内の浅発地震活動(地下60km以内)はマグニチュード(M)5~6も存在するが、4未満の地震が点在する程度で、断層帯の西方や南方沖合に比べて相対的に低調である。

これら地震の下限(地殻、マントル)は明瞭ではなく、深さ精度も良くないため、地震発生層の下限の深さは不明と云われる。宮古島断層帯の西方沖及び南方沖合の地震のメカニズム解析には、北東-南西ないし東北東-西南西方向に張力軸を持つ正断層型がよくみられ、なお宮古島断層帯周辺では、深さ50km程度でマグニチュード(M)5クラスの地震が平均約6年間隔で周期的に発生するなど、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震活動が活発であると報告している。

ここで、参考のため、宮古島地方気象台からの資料(1、2、3)による、宮古島内陸部、宮古島北方沖沖縄トラフ、そして、宮古島東方海域、宮古島南方沖海域を視点に地震発生状況を見ると、宮古島内陸部は石垣島などに比べて発生回数が多く、また、宮古島北方沖沖縄トラフに存在する宮古海底地溝や宮古島南方沖の海底段丘の水深2,000mの凹地には海底断層が発達し、地震多発の傾向にある。

将来、宮古島内陸部、宮古島の北方や北東方向にある海底断層が、個有又は、群発地震の根源になっていくのかどうかは現段階の震央の状

態ではわからない。

(資料1、震央分布図、資料2、震源の深さの断面図、資料3、地震活動の回数を精算した経路図)資料提供は宮古島地方気象台、南海トラフ地震防災官、西銘司氏による。)

(5) 将来の活動

宮古島断層帯中部は、海域まで延び、雁行状配列、背斜・向斜構造などが長くのび、複雑な地質構造を成している。種々の調査研究により算出されたデータにより、中部全域が一つの区間として同時に活動する可能性がある。一つの区間として連動した場合、その地震規模はM7.2程度か、それ以上になる可能性を有すると報告している。その際の変動は、現在の東側落ち込みが西側に対して相対的に約2.0m前後段差が低くなる可能性がある。しかし、現時点での調査研究では、大きな地震発生確率は不明であるとしている。

5、宮古島断層帯西部の断層系について(図5)

(1) 位置と地形について

西部断層系は、複数の短い断層が連続している場所で、走向は概ねN40Wを越し、断層系の先端部は、北方や南方方向の海域に延長し、約17km以上の走行の可能性があるとされている。断層地形はマウンドやリッジ状を成しているところがある。以下、4本の断層系の特性を記述する(地域地盤環境研究所、産業技術総合研究所、2009、4~5P)

①腰原断層系

延長約3kmの断層が2本、平行状、分岐状になった断層系で、宮古空港西方(腰原、松が原ゴルフ場東側)から、1つは南小学校西側(市道、大道線)から元港の布干堂造船場跡、そしてもう1つは、マウンド状になった下地街道から馬場公民館、宮古气象台、カママ嶺、を経てパイナガマ西側嶺に至る。このような平良地区西側に

は、比高の顕著な断層もあるが、不明瞭なマウンドやリッチ状の断層地形が連続している。

②嘉手苺断層系

陸域約3km、海域にも延びる、地質構造に起因した複数の低い付随分岐状の崖地形で、比高約5m以下の目立たない線状断層地形を成している。

この断層系は、嘉手苺入江湾西方並びに東方の宮国海岸地域(深江橋)(写真3)から与那覇湾川満・上地へ約3km延び、更に、南側海域方向へ約2kmほど延びている。今後活動する可能性の高い断層として認定されている。この嘉手苺断層系と腰原断層系は付随断層や分岐断層を有した一連の断層系になるといわれ、また、伊良部島の牧山断層とも連続している可能性が高く、一連のものだとすると約15km以上の長さになるという。

③来間断層系

来間島東海岸沿いの断層崖を成し、約3kmの長さで、東落ちの正断層を形成している。来間島北端から下地島方向に海底に延びるパッチリーフ基底付近に変動地形が確認できることから、下地島断層(下地島空港西側)に連なると想定されている。陸域部は短いが海域部をあわせると約17kmの断層系になる。海底の変動地形が明瞭であると言われることから、宮古島では、最も新しい断層である可能性が高いと推測している。

また、下地島には、第四紀更新世後期におきたと考えられる、地殻変動により陸地が広がり、現在より大きな島を形成した時期が想定され、通り池などのカルスト地形や沈水ドクレーネが複数存在している。(安谷屋昭、国指定の名勝及び天然記念物(地質)一下地島西部、通り池の地質学的イベント 2018.3~5P)

④牧山断層系

陸域に約2km、東落ちの正断層を成してい

る。(図6)

牧山の断層から、北方の佐良浜集落へ延びた断層崖を形成し、宮古島の嘉手苺断層系と連続している可能性が高いと考えられている。

牧山展望台付近から、白鳥崎まで延び約5~6kmの線状断層や伊良部北部を走向する佐和田断層系は調査研究から外された。

(2)断層帯西部の変位の向き(ずれ)

西部地区においても、全体的に東側が西側に対して相対的に沈降する東落ち西上がりの正断層である。

(3)平均変位速度

小池・町田(2001年)は、嘉手苺断層系について、隆起段丘状斜面を断層と認定し、その形成時代をMis.5e(約12万年前)と推定した。また、地域地盤環境研究所産業技術総合研究所(2009年)は、その石灰岩段丘面をI面(上位層)とII面(下位層)に分けて、更新世後期に堆積したもので、下地島石灰岩(矢崎・大山、1980年)によって堆積構成されるとした。その下地島の石灰岩の堆積層(上位、下位層)は、2回の氷河期(海水面低下し陸地化する)と間氷期(下地島の一部が海面上昇)のサイクルを示し、その下位層(友利石灰岩)はMis.7(約70万年前)、上位層(下地島石灰岩)はMis.5e(約12万年前)のものに対比されるとした(地震調査研究推進本部、宮古島断層帯の長期評価2010.5、10~14P)。

そして、下地地区においては、地下の地質構造を反映して、線状の地形的特徴をもったリニアメント(線状断層地形)の崖の比高は、腰原断層系が約5~20mの高まりに対して、嘉手苺断層系は5m以下になって低くなる。

その断層段丘の下位層のII面は、風成レス及び再堆積(二次堆積物)による大野越粘土が層圧5m以上堆積分布している。その大野越粘土(赤褐色の風成塵レスが主体)を取り除くと、

嘉手苜断層系（線状地形）の比高は10m程になる。

以上記述のことから、断層帯西部は、約12万年前以降5~10mもしくは、それ以上の変位が起きていた可能性が生じる。従って、平均変位速度は、0.04~0.08m/千年、もしくは、それ以上であると参考値であるが算出された。活断層研究会では、B級下位とし、その代表値を0.3m/千年としている。

(4) 過去の活動

宮古島断層帯西部では、嘉手苜断層においてMis. 5e（約12万年前）に離水した段丘地形面を変位させている可能性を指摘していることから、約12万年前以降に活動していると考えられる（地域地盤環境研究所、産業技術総合研究所、2009年）。また、宮古島の沿岸（海浜）部のビーチロック（板干瀬）の高度とサンゴ片による放射性炭素年代測定の結果から、平均堆積開始などの年代が約2,000年前以降となる。このことから、約2,000年前以降には顕著な隆起活動などはなかった可能性がある。一方、後述するように宮古島断層帯西部では、1667年の歴史地震に関する資料に、嘉手苜断層系沿いの洲鎌地区で地変があったことが記録されている。この検証のため、ボーリング調査を実施、断層の低下層側で1~12世紀頃の年代を示す腐植土壌層が、現海面より低い高度（標高-1m）に堆積分布し、沈降が生じていた可能性を示唆する。しかし、1667年の歴史地震とは年代が一致せず、また、腐植土壌層の高度分布は、広域な地殻変動や海面自体の変動でも説明がつくことから、断層活動の証拠として信頼性が低いとした。

以上のことから、宮古島断層帯西部は、約12万年前以降、約2千年前以前の間活動していると考えられているが、1回ごとの活動の痕跡は認められておらず、具体的な活動経歴は不明である。

(5) 先史・歴史時代の活動

琉球史書「球陽」に1667年、寛文7年、琉球宮古島で「地震強く洲鎌の早田1,210坪、約3尺沈下し水田となる」と記述がある。ここは、嘉手苜断層系沿いの洲鎌地域で起きた地変で、具体的な場所の記録はない。そこは、故人の元高校教諭、洲鎌栄徳氏の聞き取りによる調査場所で、洲鎌氏は3ヶ所の場所を聞き取っていた。筆者自身は、現在の下地小学校西方の耕作地（宅地造成中）も検討していた。しかし、最も可能性の高い場所として、仲里果樹園東方向の低地を取り上げて、両研究所（2009年）により津波堆積物などのボーリング調査が実施された。上記したように、ボーリングコアによる地層（腐植土壌層）の年代値は、2,000年前前後と1,000年前前後となった。

河名俊男・中田高（1994）による2,000年前と1,000年前の津波による堆積物であると推定されるとした。このボーリング調査の結果は、断層地点の下位層、標高-1m付近の腐植層は沈下が生じた可能性を示唆するが、1667年の寛文大地震の年代と一致せず、活断層活動の証拠には至っていない。寛文大地震の跡を特定する場所に至っていないと思われる。

(6) 1回の変位量（ずれの量）

宮古島断層帯西部では、1回の活動に伴う変位量を示す直接的な資料は得られていない。そして、1667年の歴史地震において、断層帯西部の洲鎌地区周辺で約1mの沈下が生じた記録があるが、断層活動との関係は明らかではない。しかし、宮古島断層帯西部の長さが17km以上の可能性があることから、経験式に基づくと、1回の変位量は1.4mと求められている。以上のことから、宮古島断層帯における1回の変位量は1m程度、もしくは、それ以上であった可能性があるという。

(7) 活動間隔

宮古島断層帯西部は、活動間隔に関する直接的なデータは得られていないが、参考値として求められた平均変位速度 (0.04~0.08m/千年)、1回の変位量 (1m程度) に基づくと、平均活動間隔は「1万3千年~2万5千年」もしくは、それよりも短いと推定されるとした。

平成17年の産業技術総合研究所、地域地盤環境研究所の報告では、平均変位速度は、0.3m/千年、単位変位量は3.5m程度、平均活動間隔は「11,662年」を採用している。

(8) 活動区間

宮古島断層帯西部は、松田時彦 (1990) の起震断層の基づくと、西部断層全体が1つの区間として活動して来た可能性がある。

国の地震調査研究推進本部によると (平成22年)、宮古島断層帯は、宮古島と周辺離島に分布する複数の並列した断層帯からなり、その分布状態から、宮古島断層帯中部 (28km) と西部 (17km) 地域の二つに区分されるとしている。

宮古島は形成以来、その中部と西部において、それぞれ固有の地震を繰り返してきた場所で、中部と西部の両地震活動域から成るといわれる。この二つのいずれか一方で地震変動が起きると連なり組み合って、全地域に地震が発生していく。いわゆる「起源断層」と呼ばれるまとまった断層グループである。(地質調査総合センター、平成17年)

(9) 将来の活動

寛文大地震 (1667年) は、陸上断層による大地震なのか、また、嘉手苧断層系の段丘面を形成した活動による周期的なものなのか明らかでない。一般に大地震を引き起こす間隔は、陸上断層による場合は、1,000年より長くなると考えられている (活断層研究会、1992年)。このことからすると、寛文大地震を引き起こした地震変動は、1,000年を経過していないことから、

この地震変動をおこした地殻が近い将来、再び変動をおこす可能性は小さいということになる。しかし、今回の調査研究に基づいた考察は、断層帯西部の活動区間の地震規模について、宮古島断層帯全体が1つの区間として同時に活動する可能性があることから、そのことが実際におきた場合、断層帯西部が長さ17kmあることから、地震規模はマグニチュード (M) 6.9程度、もしくは、それ以上になる可能性があると推測されている。そのような地震が発生した場合、断層帯近傍地表面は、東側と西側の段差は相対的に1m程度、もしくは、それ以上低くなる可能性がある。

将来の地震発生は、独立行政法人；産業技術総合研究所、地質調査総合センター (平成17年) においては、平均活動間隔は11,662年を採用している。そして、今回の調査研究の報告では、将来の地震発生は、過去の地震活動資料が得られていないことから、地震発生の確率は不明であるとし、そして、今後30年間の活動確率も報告に触れていない。

そして、地震調査研究推進本部 (平成22年) は、「宮古島断層帯の将来発生する予測震度」について、宮古島断層帯全体が1つの区間として活動した場合、断層帯の多い (長い) 宮古島はその地震規模がマグニチュード (M) 7.2となり、また同断層帯西部が1つの区間として活動した場合はM6.9となると予測している。しかし、実際には、予測よりも1~2ランク大きくなると報告している。従って、宮古島断層帯全体は、いずれの場所で起きても連動してM6~7、あるいはそれ以上の強震が予測されるということである。大地震は必ずくることを知るよう促しているのです。

一方、地域地盤環境研究所、産業技術総合研究所 (2009、34P) による、宮古島海浜のビーチロック調査から、来間島のビーチロックの高

度がほかの同年代の宮古島の他の地点に比べると低いことがわかった。このことから最近の構造運動が宮古島の西側に向かっている可能性を示していることがわかり、宮古島断層帯の最新の変動も断層帯西部の方へシフト（移動）して来ている可能性がある」と指摘した。

6、今後に向けて

宮古島断層帯は、石灰岩台地からなる特異な低島で、河川が発達せず地層学的な断層活動を判断する上で指標となる堆積物がとぼしい。

このため、通常のトレンチやボーリング調査による活動履歴の復元が難しく、最新活動を含む活動履歴についてデータが得られていない。しかし、石灰岩の分布と断層活動との関係などから分かって来たことは、断層帯中部より断層帯西部が活動的である可能性が高いことである。地震調査研究推進本部（平成22年）は「宮古島断層帯の将来発生する予測震度」について、宮古島断層帯全体が1つの区間として活動した場合、その地震規模は、マグニチュード(M) 7.2となり、また、同断層帯西部が1つの区間として変動した場合はマグニチュード(M) 6.9となると予測している。しかし、実際には予測よりも1~2ランク大きくなると報告している。従って、宮古島断層帯全体は、いずれの場所でも連動してマグニチュード(M) 6~7、あるいはそれ以上の強震が予測されるということである。大地震は必ずくることを知るよう促しているのです。

近年、全国的に起きた大地震の中には、これまで詳細なデータ収集の対象外とされていた、20 km未満の地震断層（2005.3、発生、福岡西方地震、^{はこ}警固M. 7.0 起震断層）の場所で大地震が起きたりしている。現在の地震研究では、あいまいな、確立の低い「予測」はしても、確立の高い正確な「予知地震」は不可能であるとい

われている。外国などの住民によっては、宏観異常現象の諺にある、動物の異常行動（犬がおびえ鳴きつづける）や自然界の異常現象（海水が急激に引く、井戸水噴出、発光現象）を前兆現象として関心の高い地域もあるといわれる。

（日本地震学会、地震予知検討委員会編、地震予知の科学、東京大学出版会 2007、56~57P）

従って、前震・中震や地殻変動などを予知する異常現象観測を目的に現在の地球科学、宇宙科学、地震学研究などにおいては、前震や地形・地殻変動などの異常現象観測や歴史資料、考古遺跡、地形・断層・津波堆積物による地震の場所、規模の把握を目指し、最先端の観測機器から観測データを監視・解析していくことに大学、気象庁、防災化学技術研究所、国土地理院において各専門分野における観測網を設置して予知に努めているといわれる。

しかし、現段階においては、あいまいな「長期・中期予測」はしても、数日先の直前予知はできていないと云われ、突発的に起こる地震対策をしなければならない（中央防災会議、2018年9月26日）。従って、新しい知見や重要な知見がある度に防災対策図（ハザードマップ）が変わることがある。地球科学的に見て「千年一昔」の対策は、古いものになっていくのである。

ところで、今後、宮古島断層帯の調査研究を推進するに当たって、来間島や下地島などの海底地形を海域浅層反射調査の実施、琉球石灰岩各層の年代、各段丘面の離水年代値をより正確に求めることにある（地域地盤研究所、産業技術総合研究所、2009、37~39P）。今後は活断層に指定していない東平安名崎などの海食断崖・パナリ環礁内凹地や第四紀うるま変動の地域視点からの再検討を行い、宮古島北方にある沖縄トラフ内の宮古海底地溝や八重山海底地溝、そして、宮古島南方沖の海底段丘の凹地が注目の場所としてあげられよう。

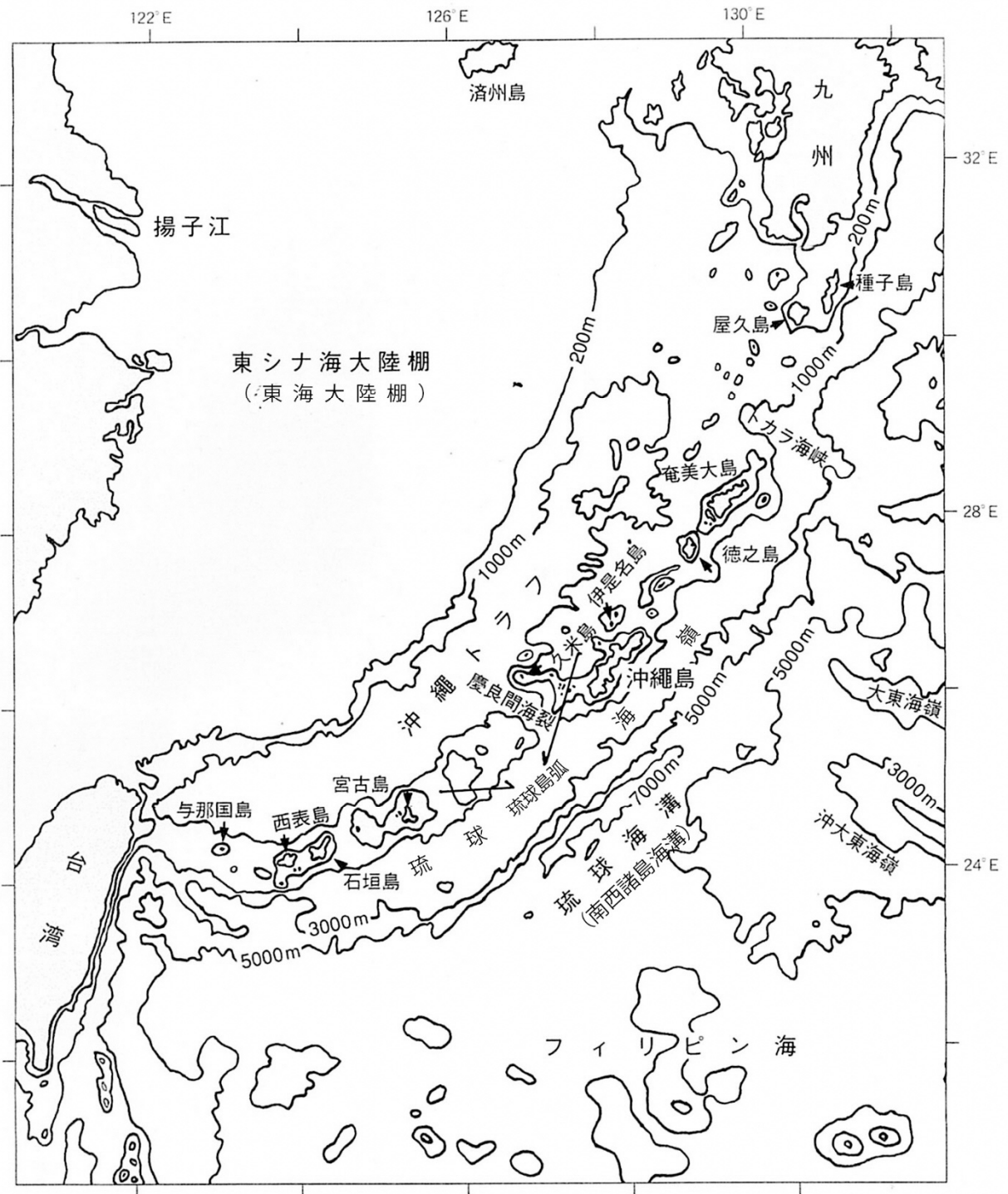


図1. 琉球弧（弧状列島）の海底地形概略（黒田、小沢、1996 に一部挿入）

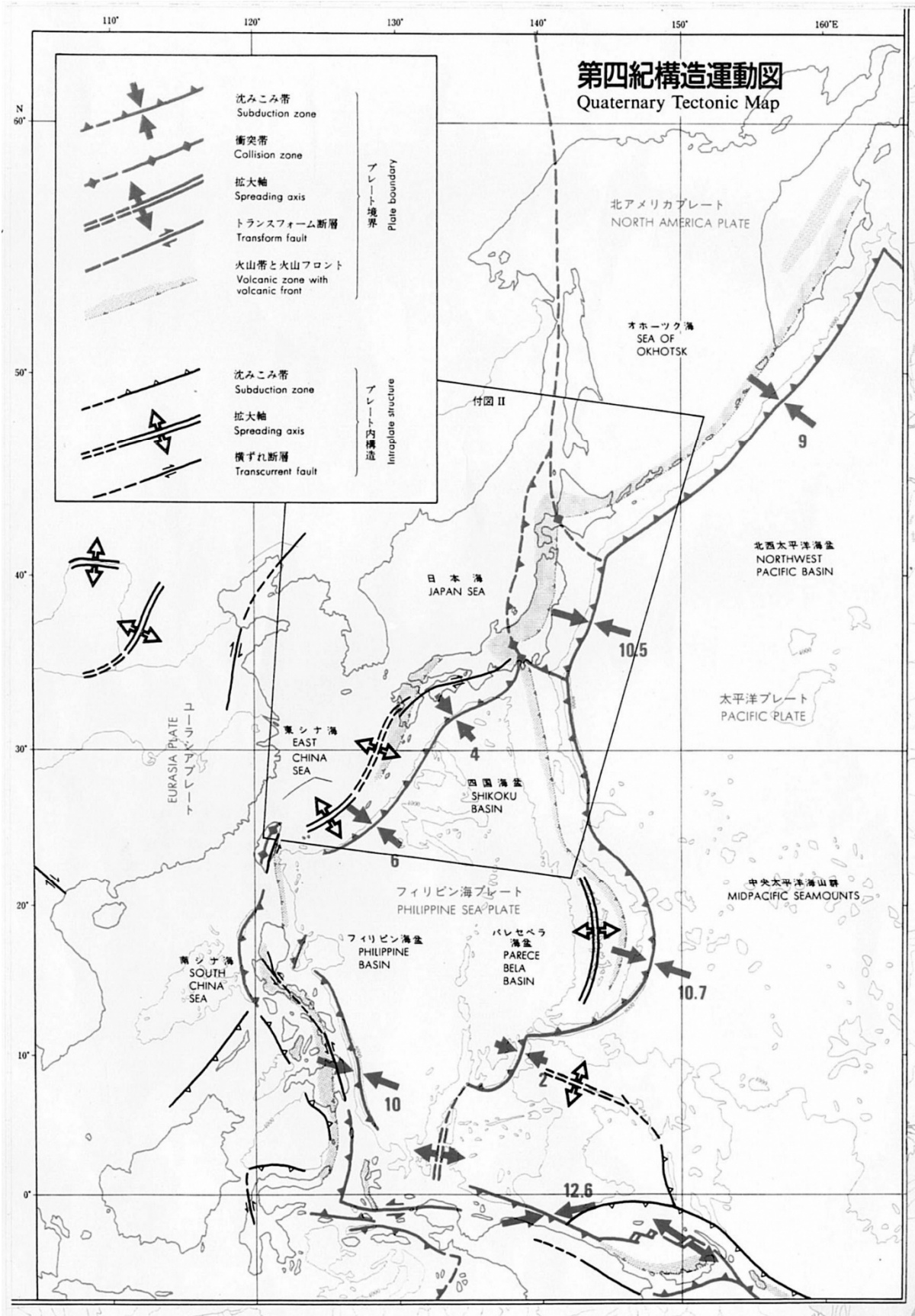


図2. フィリピン海プレートの沈み込み帯 (活断層研究会編、1991)

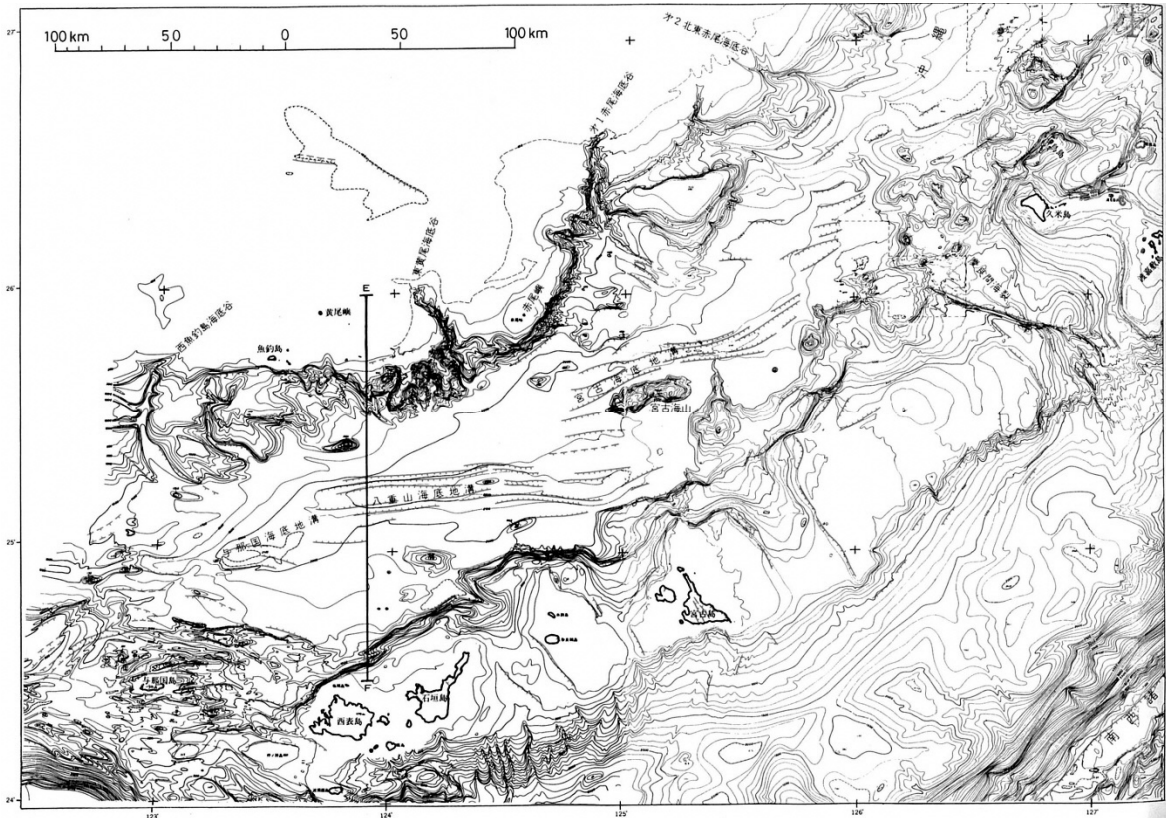


図3. 琉球列島南部の活断層図 (活断層研究会編、日本の活断層、1992)

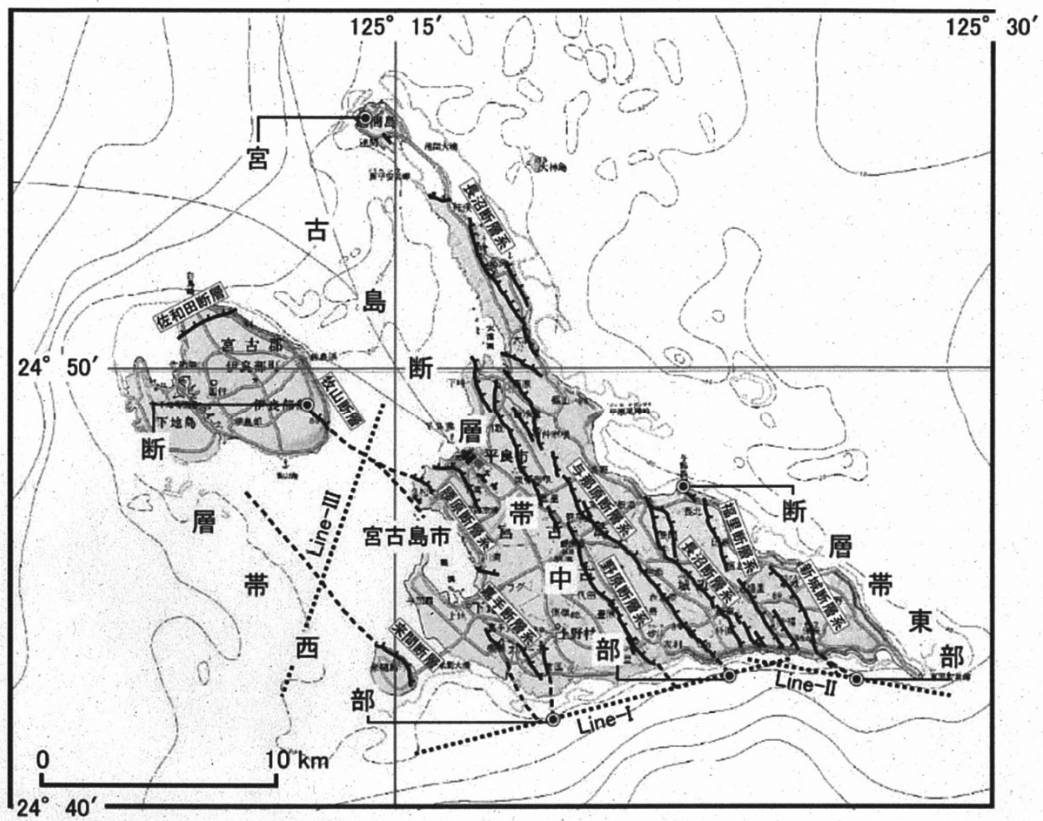


図4. 宮古島断層帯の東部・中部・西部の位置 (地震調査研究推進本部、平成22年5月)

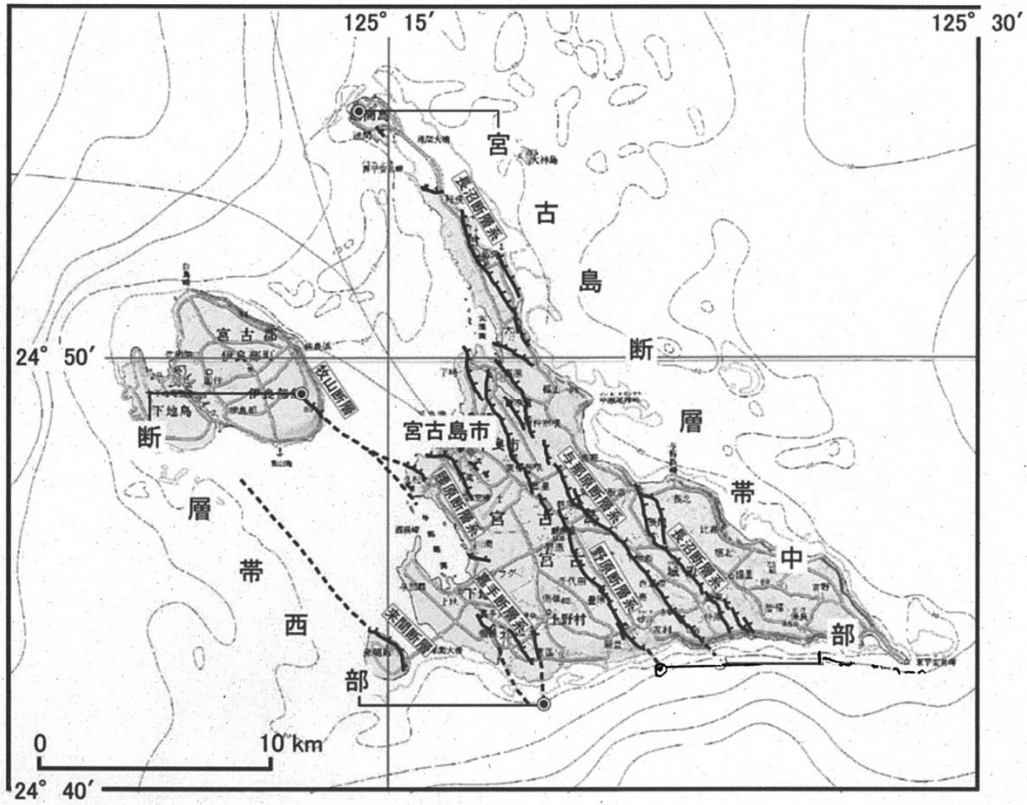


図5. 宮古島断層帯の海域の推定位置、北端と南端（地震調査研究推進本部、平成22年5月）

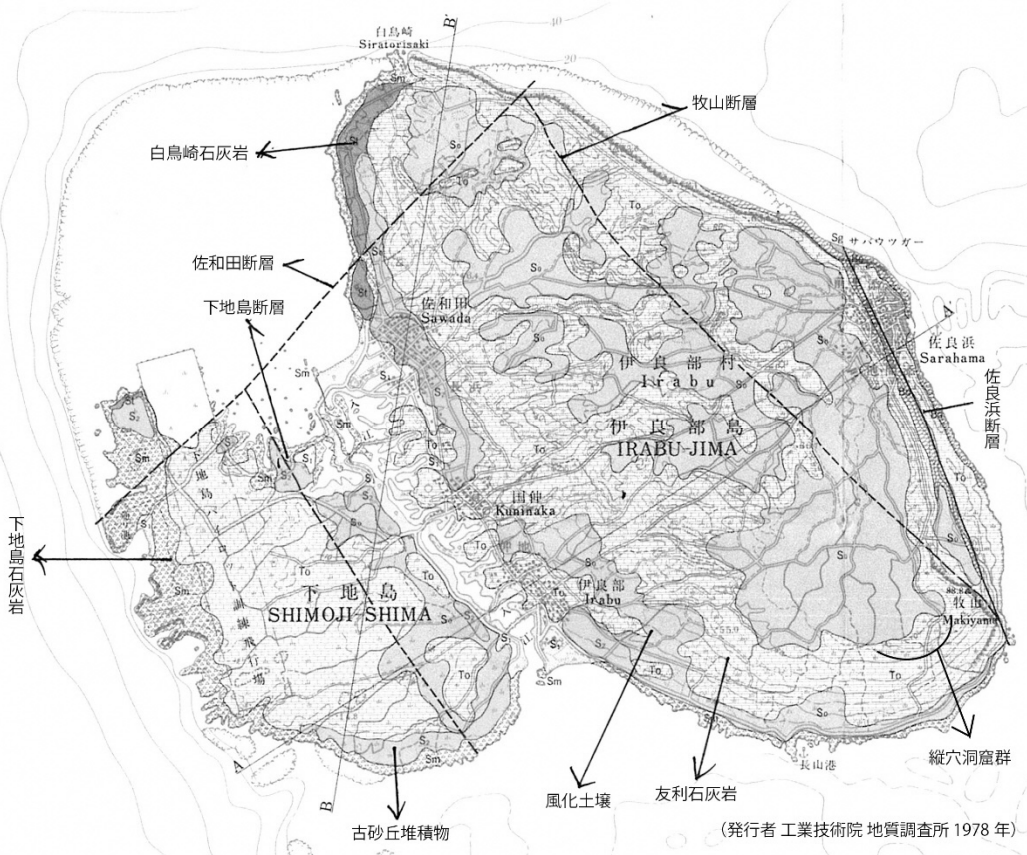


図6. 伊良部島と下地島の地形、地質



写真1. 島尻層群、大神島砂礫岩層
(大神島、1983.2)

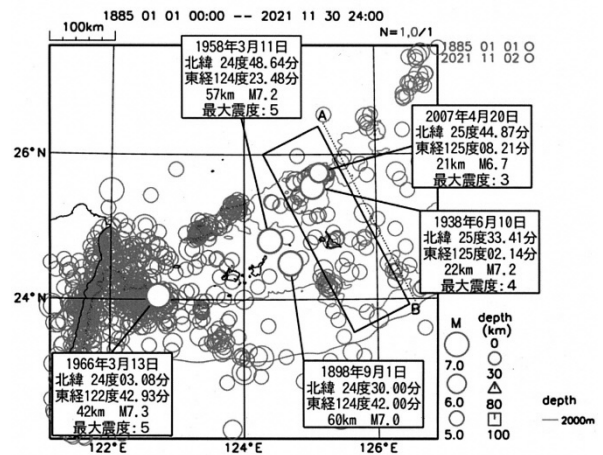


写真2. 島尻層群、島尻砂泥岩層
(島尻北海岸、2021.11)



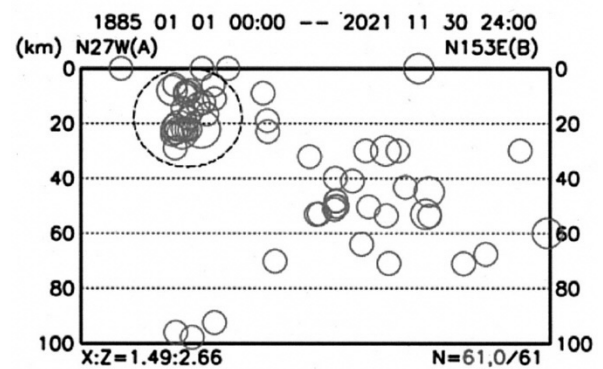
写真3. 嘉手苅断層系南端部
(宮国海岸、深江橋付近、2021.12)

震央分布図



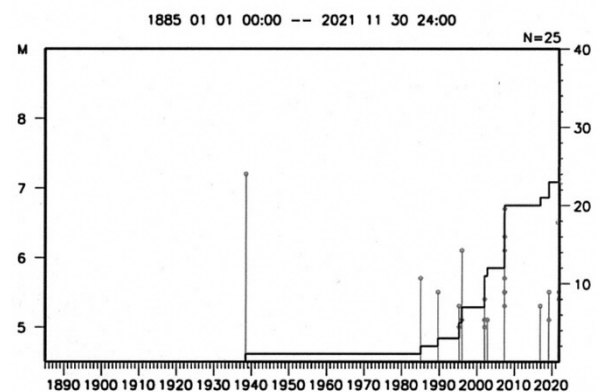
資料1図. 震央分布図

断面図



資料2図. 震源の深さの断面図

地震活動経過図+回数積算図



資料3図. 地震活動の回数を精算した経過図

関連資料

<資料1> 宮古諸島の歴史地震、津波記録、津波伝説、民間伝承等について

1. 1664年(寛文4年) 球陽、理科年表
琉球・鳥島にて大地震と津波が発生、家屋が倒壊し、死者多し。海底噴火
発生後引き続き、ひどい地震が時々おき、沖縄・宮古島もおこる。
2. 1667年(寛文7年7月26日) 球陽、理科年表
宮古島・洲鎌村の早田1,210坪、約3尺、沈下し水田となる。
沖縄北方海域の沖縄トラフで発生、津波の高さ約2.0m(河名俊男)。
石垣が崩れ、井戸数カ所(下里村の住屋川井など)が閉塞した。また、生り川井が出現し掘る。西仲宗根のぶとる川を修理する。“寛文大地震”
3. 1686年5月(貞享3年5月) 宮古史伝
石垣を崩すほどの地震発生。
4. 1696年6月1日(元禄9年5月2日) 球陽、理科年表
宮古島の府庫(蔵元)、拝所、寺院、仮屋等の石垣が崩れる大地震あり。各村の人民を集め住築する。“元禄地震”
5. 1706年(宝永3年) 理科年表
宮古島で地震あり、死する者あり。
“宝永地震”
6. 1771年4月24日(明和8年3月10日)
(乾隆36年3月10日)
球陽・宮古史伝・理科年表 規模M7.4
名称「明和大津波」(今村明恒1938)
「八重山地震津波」(東京天文台編理科年表)
石垣島、宮古島地震の後、続いて大津波にみまわれる。沖縄県、久米島、慶良間島に至るまでであった(午前8時頃)。“明和大津波”
(被害)一刻の間に大浪騰涌すること三次(最

大12~13丈)、30分ほどの間かく。

(宮古)海際より高さこと5丈許りなり(3丈5尺)

宮古の12村、浪により沈壊、溺死者2,548名
八重山全域に大津波が襲来溺死・行方不明者9,313名。両島とも震害はなかったようだ。

○古文書「大波時各村の形行書」石垣島の最大潮上高28丈2尺=85.4mとある。

○牧野清著「八重山の明和大津波」、石垣島南東方向“琉球海溝”発生

(科学的調査年代測定)

年代測定、現地測定調査の結果、宮古における潮上高は宮国・砂川10~12m、伊良部・佐和田8~11m、下地島20m(?)、池間島8m、多良間島20m~25m。※石垣島約30m以上(河名俊男)、海溝型地震

7. 1836年4月22日(天保7年3月5~14日)
理科年表
琉球宮古島、多良間島、石垣島で地震発生。
宮古島で多くの石垣が崩れる。
8. 1842年4月17日(天保13年3月5~14日)
球陽・宮古史伝、理科年表
3月5日から地震が発生し、7日の地震で石垣が多く崩れ、打ち続くこと旬日に及んで、人心恐々し昼夜ほとんど屋外で戸板、畳を敷いてくらしした。多良間島では7~13日には毎日2~3回繰り返した。計67回。“天保の大津波”
9. 1847年2月3日(弘化4年)
宮古島に真冬の台風襲来、佐和田村番所等12戸倒壊。
10. 1852年8月20~21日(嘉永5年)
台風と津波、飢餓、疾病、死者3,000名
“子年飢餓、ヤーツフ”
11. 1868年9月(明治元年) 宮古史伝
南東の方から地鳴りして地震があり、棚上の器物が落ち、家鴨居がはずれ、石垣崩れ、大

- 地が亀裂を生じた。人畜には被害なし。
12. 1898年9月1日(明治31年9月1日)
理科年表
石垣島西北西方向(N24.5°、E124.7°)地震発生。八重山諸島、宮古・石垣両島で家屋半壊、山崩れ、石垣の崩壊があった。
13. 1903年(明治36年)理科年表
琉球、鳥島で火山噴火する。
14. 1913年(明治45年・大正2年)
台風と地震の多い年である。
15. 1938年6月10日(昭和13年)理科年表
宮古島北北西沖(N25.6°、E125.0°付近)から、津波襲来し、平良港で振幅1.5m、栈橋流出し、帆船に被害あり。沖繩トラフで発生、津波の高さ約2.0m(河名俊男)。
16. 1958年3月11日9時26分(昭和33年)
北東沖地震 調査報告書
石垣島北東沖地震。多良間島北西。震度5強震、M7.2、八重山一人死者、軽傷一人、宮古一人死者、重症者一人、軽傷者一人。石垣島・野底海岸で泥土噴出し石垣崩壊し、道路に亀裂がおこる。伊良部島、岩が崩れ家倒壊する。
17. 1960年5月23日(昭和35年5月23日)
チリー津波調査報告書
チリー沖地震津波。24日2時30分頃到着。沖繩本島中、北部、宮古島、石垣島に津波襲来。太平洋沿岸各地に甚大な被害をもたらす。沖繩県内被害は死者三人、負傷者二人、家屋全壊28戸、半壊109戸、床下浸水812戸、床上浸水602戸等
18. 1974年5月1日(昭和49年5月1日)
宮古島気象台
宮古島北北西方向(N25.0°、E125.5°)地震発生。震度4中震。
19. 1976年6月20日(昭和51年6月20日)
宮古島気象台
震度4中震。
20. 2007年4月20日(平成19年4月20日)
沖繩気象台
宮古島北北西100km沖(N25.7°、E125.1°)の沖繩トラフで発生、震度3等。地震多発M6.0、M6.7、M6.2、M5.1、M5.6、M5.7、計6回地震発生。津波警報が出たが発生しなかった。地震発生時間、午前9時26分~14時23分頃まで。(1938年6月発生地震とほぼ同位置)
21. 2011年3月11日
名称“東北地方太平洋沖地震
宮古島平良津波最大高65cm、石垣島23cm、那覇60cm
- 〈宮古諸島の津波伝説、民間伝承等について〉
1. 城辺・友利の嶺間御嶽(シニマムトウ)とあまり村。
ムトウの祭神は、あまれふう泊主(男女神)で航海安全の神である。
昔、やまと人が平安名崎宮渡という浜に漂着し、人家のある所を訪ねて(犬の足跡たよりに)、かの大つかさに逢い、夫婦の縁を結んで、あまり村立をしたと伝えられている。嶺間山は彼の夫婦根所として伝えられ崇敬されている。友利村後方のあまり山ふもと(下)に戸数の少ない孤村があった(今は廃村)。或る年の夜突然の大津波が押し寄せて、人家もろとも流され村は荒原となった(伝承)。ただ一人難を逃れた「大津つかさ(うぶつかさ)」は、山の上に小屋を建てて独り暮らしをしていた(嶺間山)。「あまり村」は、今なおどの辺であるか確認されていない。(宮古島旧記並史歌集解、稲村賢敷著)。
2. 伊良部・下地島の木泊り村(下地村)とヨナタマ伝説
昔、木泊り邑(村)は、今の「通り池」の

周辺にあったと言われている。

「通り池」は、木泊り村の漁師がヨナタマ（海霊、人魚、ジュゴン）を釣った海霊の罰を受けた際、洪涛に見舞われ陥没して出来た。或る晩、その邑の漁師がヨナタマという魚を釣った。あまりにも珍しいので、明日まで保存し村の人々に見せて賞味しようと思いきり薪に火をおこして炙って乾かしていた。～遠い沖の方からヨナタマ、ヨナタマ！どうして帰りが遅いのかという声が聞こえて来て、ヨナタマが今、自分は火の上に乗せられて炙り乾かされている。早く迎えをよこしてくれと応えた。～そうすると、木泊り邑（村）は、一夜のうちに洪涛にのまれて村中が跡形もなく洗いつくされた。（伊良部郷土誌 大川恵良著）。

第三、宮古島旧記並史歌集解には、「今に到りて其の村の形跡はあり共村立はなくなりけり」ある。旧記の著わされた雍正年間（1730年頃）までの島は無人島になっていたが、それ以前の村立の形跡があったものと思われる。

3. 城辺・保良の“離御嶽”

離御嶽は東平安名崎の東方約 1.0 km 沖合のバナリ干瀬に所在すると伝わる。女神、はなれ君あると唱え船路のため崇敬されていた。昔、神代に神がはなれ山に顕はれ船守の神とならせられた由言い伝えられる。（宮古島旧記並史歌集解御嶽由来記）

「宮古・八重山両島絵図帳（1647年）」に離干瀬について記録がある。離干瀬は、“おろか間切”内にあり、絵図帳には「ひやくな崎之はなれ、おかみ干瀬流 十式町仰酉間」と干瀬測定の記録がある。

4. 下地・嘉手苺の“久場嘉按司の女子普善好善

とツナミ”

久場嘉按司の一人娘、美女の普門好善と琉球から漂着した玉城（流浪人）の間に出来た男児との出来事で、玉城が男児を奪って琉球へ帰ったという悲しさに耐えかね、好善は悲しみのあまり、「最早かいなき命である。我が身も島も諸共に消させ給え」と大地に祈った。すると不思議なことに“沖の方から大山の崩る如く鳴りひびいて大波がおそい来たり、邑々を皆洗い去ってしまった”。好善の死骸は野崎の赤浜に打ち上げられた後、川満村の東方に葬った。（宮古史伝）

5. 宮古諸島における明和津波による伝えられて来た話（教訓）

- 1) 城辺・友利インギヤ海岸に隣接する集落の440番地（友利盛一宅）に隣接する「道路四辻」まで津波が来た。（溯上高、波先土地近く）
- 2) 下地・前山カルスト丘地に津波史を語る「津波石碑」がある。前山のユウビスに建立した碑面に「宮国、新里、砂川、友利、乾隆36年3月10日大波」と碑文が刻まれている。
- 3) 下地「棚根」の由来、「明和津波の時、棚丈に残った高所地」から名付けた（洲鎌在の下地ツルさん）。
- 4) 伊良部・佐和田集落内の佐和田範博宅の「道路四辻」の角に津波溯上の「波先石」（高さ60～70cm、幅30～40cm）があった。（後年、道路拡張により撤去された。）
- 5) 伊良部、佐和田の比嘉恵長宅、屋号「マツギのマツ」敷地に、津波溯上先の場所として「津波植樹」を行った。この二つの話は川満時男から天願福一さんに伝えられた話。
- 6) 伊良部南区の津波避難高所地に、「ヤーバ

リ」、「ユクインミ」、「ヌーマヤマ」等が使われた。(佐和田弘安、美智子と宮国カマド、時彦・妻の話)

百歳の古老の話—台風高潮や津波も「スーアガイ」と話している。

<資料2>宮古島の地殻変動、地質構造が観察できる市指定天然記念物

島尻断層崖と海食台

島尻の断層崖は、活断層研究会によると長沼断層系の一角にあるもので、昭和49年に本市指定の天然記念物(地層)となったとき、地域名を使って、島尻断層崖と呼称された場所である。この島尻断層崖は、長沼断層系の北部を形成するところにあつて、大浦北側から、南静園、野田山林を経て、狩俣・西平安名崎に走行する線状の変動地形に分岐したり雁行状に配列したりして、島尻側に形成されている。いわゆる、島尻断層崖は北部長沼断層系が南静園・島尻付近で分岐したマウンド状の断層崖である。

島尻断層崖を構成する地層は、上位層に第四紀更新世中期に堆積した琉球石灰岩が浅く残存するが、下位の断層崖の大半は、新生代新第三紀中新世後期の約800万年前前後に広い内湾潮間帯の海底で堆積したと云われる島尻層群大神島層の島尻泥岩と島尻砂岩である。マウンド状の島尻断層崖は、南側嶺が高く(標高約25.0m)なつて、北側へ傾斜し、幅は南北に約400m余の広い露頭である。また、海域部は泥岩層から成る海食台になっている。この海食台は、約12,700年前から11,700年前の宮古島古陸(新ドリアス寒冷期)時代以降、いわゆる完新世直前から急激な温暖化に伴い、海水準が上昇し、陸地を形成していた島尻層が浸食、崩壊して、現在の遠浅の広い島尻泥岩による海食台となった。

このように、新生代新第三紀島尻層群、大神

島層島尻泥岩から成る広い断層崖と海食台は、深くなかつた内湾潮間帯で堆積したと云われることから、陸棲のほ乳類(ゾウ)や海棲のほ乳類(クジラ)、サメの歯、貝類などの古生物の化石を産出し、宮古島の断層や褶曲など地殻変動、地質構造が観察出来る貴重な場所である。

また、宮古島北部一帯には、島尻海岸を始め、南静園海岸の琉球石灰岩露頭、ウプカードマバマのビーチロック、狩俣西海岸のターヌヒダのトンボロ地形、ウプマーライス(巨岩ノッチ)、野田断層崖の離水潮間帯ノッチ(長墓岩陰遺跡)、島尻マングローブ湿地とその成り立ちなど多数の自然遺産、文化遺産があり、まさに野外自然博物館、ジオパーク(地質公園)となる貴重な場所である。

参考、引用文献

- ・活断層研究会(1980):「日本の活断層—分布図と資料—」東京大学出版会、363P
- ・活断層研究会(1992):「日本の活断層図—地図と解説」東京大学出版会、P.B9
- ・活断層研究会(1991):「新編日本の活断層—分布図と資料」東京大学出版会 122 宮古島 B9 琉球列島南部海域、付図Ⅱ300万分の1、日本と周辺の活断層・地震分布図、437P
- ・日本地震学会、地震予知検討委員会編(2007):「地震予知の科学」、東京大学出版会、56~57P
- ・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、宮古島、海上保安庁水路部、59P+付図1葉
- ・地域地盤環境研究所・産業技術総合研究所(2009):宮古島活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、4~5P
- ・地域地盤環境研究所・産業技術総合研究所

- (2009) : 宮古島活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、34 P
- ・地域地盤環境研究所・産業技術総合研究所
(2009) : 宮古島活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、37～39 P
- ・氏家 宏 (1986) : 琉球弧の海底 底質と地質、新星図書出版、137 P
- ・氏家 宏編 (1990) : 沖縄の自然、地形と地質、ひるぎ社発行、124～126 P
- ・加藤 進 (2016) : 沖縄県宮古島における島尻層群のストロンチウム同位体年代、地球科学総合研究所、瑞波市化石博物館研究報告第42号、75～83 P
- ・矢崎清貫・大山 桂 (1978) : 伊良部地域の地質、地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅、地質調査所、5～10 P
- ・矢崎清貫・大山 桂 (1979) : 宮古島北部地域の地質、地域地質研究会報告、5 万分の 1 図幅、地質調査所、38～39 P
- ・矢崎清貫・大山 桂 (1980) : 宮古島地域の地質、地域地質研究会報告、5 万分の 1 図幅、地質調査所、73～77 P
- ・中森 享 (1982) : 琉球列島宮古群島の地質、東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告 84、23～39 P
- ・本村政昭編 (2002) : 琉球弧の成立と生物の渡来、発行者沖縄タイムス社、59～60 P
- ・本村政昭編 (2002) : 琉球弧の成立と古地理、発行所沖縄タイムス社、48 P
- ・本村政昭編 (2002) : 琉球弧の成立と古地理、発行所沖縄タイムス社、35 P
- ・本村政昭編 (2002) : 琉球弧の成立と生物の渡来、発行者沖縄タイムス社、60 P
- ・本村政昭編 (2002) : 琉球弧の成立と生物の渡来、発行者沖縄タイムス社、32～35 P
- ・安谷屋昭 (2018) : 国指定の名勝ち及び天然記念物を考える (地質)、一下地島西部・通り池の地質学的イベント一、宮古島市総合博物館紀要第22号、3～5 P

