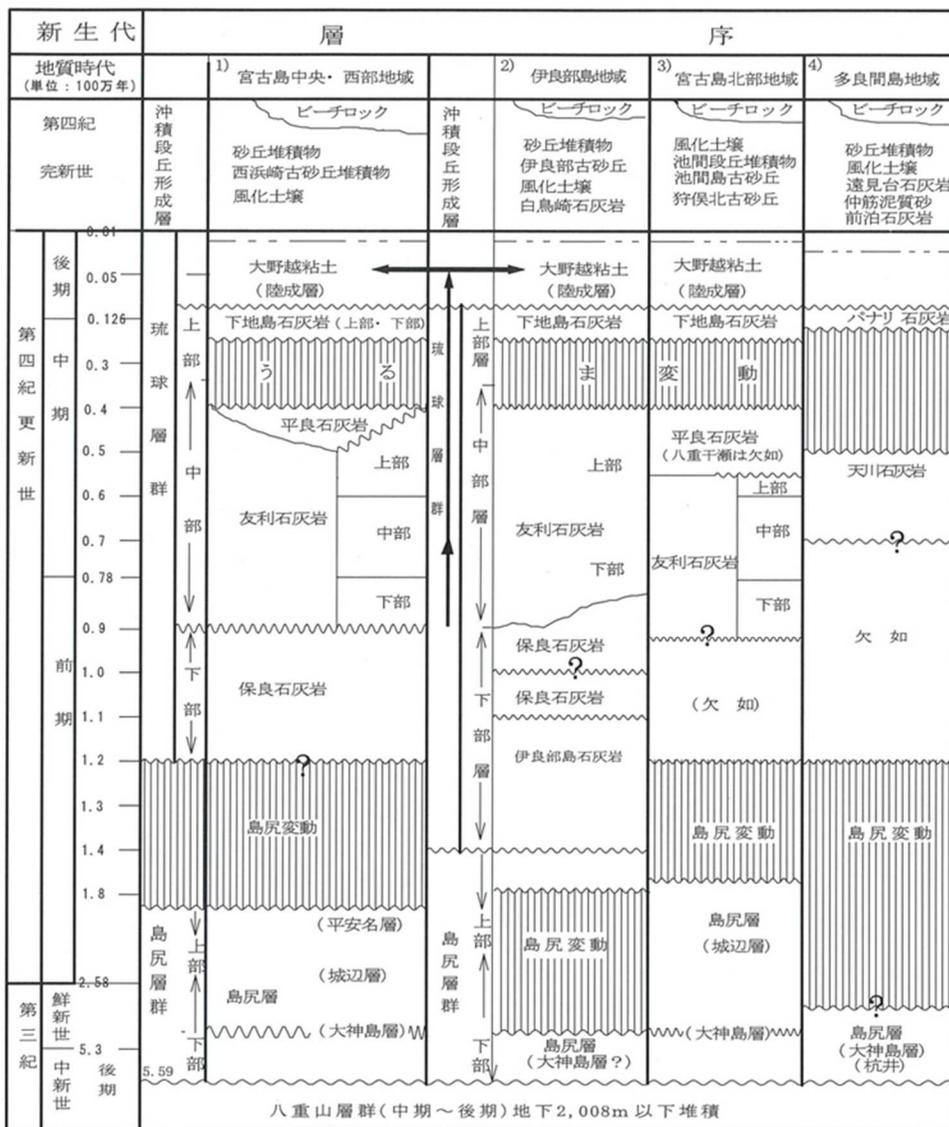


表-1 宮古諸島の地質層序表

神谷原案、安谷屋2015.8補訂



- 1) 山田(2002) 矢崎・大山(1980)を一部改変、宮古島北部を除く 全域。
- 2) 本田ほか(1993)、Sagawa et al (2001)、矢崎・大山(1979, 1980)を一部改変。
伊良部石灰岩(Dban et al)
- 3) 宮古島北部、池間島八重干瀬を含む。4) 矢崎・大山(1977, 1980)を一部改変。
- 八重山層群は、H26年度 天然ガス資源活用促進試掘調査事業報告(宮古R-1)による。
- 島尻層群の上部基底と下部基底の2箇所に不整合がある、下部基底の地質年代は5.59Maとなる(円谷・佐藤 1985、天然ガス資源活用試掘調査、2014)
- 大野越粘土(赤褐色粘土)は、琉球層群中部層前半から堆積が始まる。

宮古島の棚原洞窟から発掘された象化石とその由来

－宮古島の地質構造、中国大陸との陸地接続、大野越粘土の形成・古型マンモスの移入の検討－

1) 安谷屋 昭

2) 上里 和彦

まえがき

棚原洞窟は、宮古島の^{タナバル}大野山林内の琉球石灰岩中に形成された石灰岩で、別名“^{リュウ}竜の^{キンミ}屋嶺洞窟”とも呼ばれている。洞窟の大きさは、洞口の幅約 2.0m、高さ約 5.2m で、奥行き約 25.0m である。洞口から 10m ほど奥の左右に長さ約 3.0m～3.5m の横穴と、洞内吸い込み穴が 3ヶ所ある（第 1 図：大野越の地形図、写真 1：棚原洞窟入り口、写真 2：洞窟内部）。

1939 年 5 月、棚原洞窟から、象臼歯化石された（Tokunaga, 1940）。それは、当時日本政府が組織した南西諸島資源調査（故、林義三団長）による、燐鉍石試掘の際の思いがけない発見であった。その翌年、日本学術振興会から派遣された東京大学の故大塚弥之助助教授（当時）が二個目の象臼歯（写真 3、4）と骨格片を発見した（Otsuka, 1941）。これらのうち大塚により報告されたものは、現在、東京大学総合研究博物館で保管されているが、徳永が報告したものは戦時中に被災し失われたとされている。

太平洋戦争が始まると、棚原洞窟は旧日本軍（陸軍）の管理下におかれ、地域住民、とくにタナバル、マイブグ、アダンダキ住民が洞窟内拡張のため、半強制的に駆り出された。そして、掘り出した石灰岩は山林内の道路建設に使われた（聞き取り：砂川トシ・大正 13 年生、下地トシ・昭和 8 年生、平良昭・昭和 8 年生）。

従って、棚原洞窟内に本来堆積していた堆積物の内、現在残されているのは、作業で掘りおこされた石灰岩礫と少量の赤褐色粘土だけである。

象化石が発見された当時の洞窟内の堆積物については、大塚弥之助著“温故知新”（大塚、1946）に以下のように観察記事が記述されている。

「コノ石灰岩洞窟ヲ充タシテキル物質ハ層序的ニワ、三層ニ分ツコトガデキル。即チ基底カラ上部ヘト、(一)、パレオロクソドン臼歯ヲ含ダ石灰岩角礫層(二)、カプレオスノ鹿角ヤ骨ヲ持ッタ赤褐色燐鉍粘土、(三)、セミスルコスビチ、リバーティナ及ビギクロポルス、ツルギス等ノ軟体動物化石ヲ含ダ黒色ノバットグアノ層デアル」。またパレオロクソドン象化石は、(一)の石灰岩礫層から採集されたものであるが、この石灰岩角礫層の礫は、主として、この洞窟を形成する琉球石灰岩の破片からなっている。(第 2 図、15 図) 併し、こゝで注意しなければならないことは、この角礫が石灰質で互いに結着してをるが、その風化した

1) 宮古島市総合博物館協議会委員

2) 宮古島市総合博物館嘱託職員

表面にはウニの棘や貝殻片がまるでそれらの石灰岩角礫と混集してゐるやうに見えることである。洞窟地質の専門家鹿間時夫君の意見に従って、石灰岩角礫の風化面と解釈している。尚、多少の疑を持ている』とも述べている。

以上記述されていることから“竜の屋嶺洞窟（棚原洞窟）”は自然洞窟であるということ、天井部にはベルホールやフロストーンが形成され、赤褐色粘土は洞窟の洞口や亀裂から進入して来たものが大半だと考えられる。

そこで、棚原洞窟産の古型マンモスがいつ頃どこから移入し、遺骸（化石）となったのか、筆者にとっても興味のあるところである。以下筆者は、昔の宮古島の地質イベントを琉球石灰岩や大野越粘土（赤褐色粘土）、そして棚原洞窟の形成について研究者の見解をもとに可能な限り考察することにした。そして、ゾウの種属については大阪市立自然史博物館の樽野博幸元研究主幹と愛知教育大学の河村善也教授による長期にわたる中国、台湾などでの生層序学・系統分類学的研究成果があるので（樽野・河村、2007）、その概略をここで紹介したい。

1. 宮古諸島関連の地質学的イベント

宮古諸島の島々は断層や隆起運動によって形成された山地状丘陵地形（尾根状石灰岩堤）や、降雨などによる溶食、侵食によって形成された洞窟など、亜熱帯の石灰岩特有のカルスト地形が発達している。また、島々の表層部には、石灰岩を覆うように赤褐色の島尻マーヅ（大半は大野越粘土）が堆積している。そして洞窟などからは人骨化石を始め、ゾウ、ノロジカ、ハタネズミ、コウモリ、ハブ等の特徴のある陸棲古脊椎動物の遺骸（化石）が産出していることが知られている。

宮古諸島の地史については、これまで多くの調査研究が行われてきた。この結果、中国大陸や東シナ海大陸棚との関係、大陸との陸地接続、サンゴ礁海域誕生、琉球石灰岩形成、海成段丘の形成など様々な地球規模の、あるいは地域的な規模の地質学的イベントがおこり、現在の宮古諸島が形成されたことが分かってきた。

その地質学的イベントの主な要因は、太平洋プレートやフィリピン海プレートの運動による地殻変動（隆起、沈降、地震、断層など）、地球規模の寒暖の変化（氷河の盛衰や、海進、海退などを引き起こす）などであるといわれる。このような自然環境の大きな変化によって黒潮暖流の北上、サンゴ海の誕生、動植物の移入、そして大陸からの風成塵飛来や土砂流出（陸源堆積物）があったことも分かってきた。

そこで、宮古諸島の成りたちには、地質学上どのようなイベントが関係してきたのかを考えてみたい。そのために、これまでの研究者による研究成果にもとづいて、琉球弧全体における地殻運動や氷河性海面変化、陸橋形成、それらに伴う古脊椎動物（ゾウ）の移動につい

て、以下、その概要を記述する。

(1) 琉球弧の構造運動について

九州から台湾の間には、宮古島を含め約 1,100 km にわたり島々が弧状をなして連なっており、この弧状に配列した島々の列は、琉球弧あるいは南西諸島弧（小西、1965）と呼ばれている。

その琉球弧は、ほぼ南北に約 1,100 km に延びた海域にあつて、北側のトカラ海峡と南の慶良間海裂（宮古凹地）によって北琉球弧、中琉球弧、そして宮古凹地から南側の南琉球弧の三つに区分されている（木崎、1985）。琉球弧西方の東シナ海側には、水深約 1,000m~2,000 m の深い沖縄トラフ（沖縄舟状海盆）（木村、1990）があり、反対側東方の太平洋側には水深約 5,000m~7,000m の琉球海溝（南西諸島海溝）がある（第 3 図）。なお、琉球弧は火山活動の有無によって、外側弧（火山なし）と内側弧（火山あり）に分けられる。火山のない宮古島はこれらの中では、外側弧に含まれる。

沖縄トラフの地溝帯形成時代は、一つの見解として、Letomzey and Kimura (1986) による第三紀中新世の中・後期約 1,600 万年前~600 万年前という見解があるが、それに対して河名俊男（2002）は約 1,500 万年前~1,000 万年前に形成されたものであるとしている。その形成要因は主として太平洋プレートとフィリピン海プレートによる琉球弧への沈み込み運動に関連する（河名、2002）とされている。

沖縄トラフの中央構造帯では、第四紀更新世初期の約 200 万年前には新たな構造運動が始まり、活発化し、中央構造帯（リフト）をもつ沖縄トラフが背弧海盆として形成されたとされている（桂、2010）。

現在まで、沈み込みを続けてきた中央構造帯では、基盤岩が薄くなったところでは、地下のマグマが噴出し、火成岩が貫入しているようで、南沖縄トラフには宮古海山、八重山海丘等が形成されている（木村、2003）。

南沖縄トラフ全体の中で、背弧海盆の形成が進行し、その海底には八重山海底地溝や宮古海底地溝などが形成され、中央構造帯は深く明瞭になった（桂、2010）。従って、南沖縄トラフ、南琉球弧は地質構造運動が約 200 万年前（桂、2010）以降継続しているようである。

そして、南琉球弧では前期更新世の約 140 万年前以降に、広大な沖縄トラフ凹地が形成され（本田ほか、1994）、琉球弧側には水深約 100m 内外のきれいな海にサンゴ礁が形成されて、琉球石灰岩の形成が行われたと考えられている（木村、2002）。

(2) 宮古島の地質構造の概要について

宮古島の地質構造は、琉球弧に並行する北東－南西方向に延びる断層系（白川田～与那覇断層など）、大東海嶺方向（東シナ海大陸棚）に延びるほぼ平行な西北西－東南東方向の断層系（新城～松原断層など）そして、琉球弧を胴切（横断）する北西－南東方向に延びた、落差の大きい石灰岩堤を形成した断層系（野原断層など）の3種の断層系が主となって形成されている。その中で、北東－南西方向に延びる断層は基盤岩の島尻層群を切る断層で、古い断層系であると考えられている（中森、1982）。また、厚く堆積した島尻層群に北北東－南南西の軸をもつ撓曲あるいは褶曲構造が見られる（古川、1979）。第三紀から第四紀にかけて堆積した島尻層群の次に堆積した琉球層群の堆積後、それを構成する琉球石灰岩は約20万年前前後から断層、傾動運動によって分割され宮古島が形成された。このように断層運動によってサンゴ礁海や琉球石灰岩を隆起させた島嶼を形成した第四紀の地殻変動を“うるま変動”（沖縄第四紀調査団、1976）と呼んでいる。また、“うるま変動”以前の島尻層群に対して褶曲断層運動を含めた地殻変動を“島尻変動”（Hanzawa、1935）と呼んでいる。

島々の陸域地形面を形成する海成段丘の形成時代に入ると氷河性海面変動による影響が“うるま変動”よりも次第に優位に働くことになった（沖縄第四紀調査団、1976）。

宮古島の地層の走向は北西－南東方向が主であるとされるが、一部に東－西方向に近いものもみとめられ、傾斜は南西傾斜の単斜構造だけでなく、内陸部には南西落ちの東側傾斜を示すところもある。また、大浦・大野越（大浦向斜）や根間地（根間地向斜）には、向斜構造も確認されている（矢崎・大山、1980）。

なお、本論考においては宮古島の断層系や段丘面の名称は、活断層研究会（1991）や地域地質研究報告（矢崎・大山、1980）によるものを主として用いることにする（第4図）。しかし、“与那覇断層系（地名が不明）”は地名が不明であることから、仲原やムイガーの海岸名を使った矢崎・大山（1980）の“仲原断層系”の名称で使うことにした。

（3）琉球石灰岩等の堆積状況と石灰岩特有の地形について

棚原洞窟のある“竜の屋嶺”はムイガーから北北西方向に延びた仲原断層系の北中央部にあって、そこは宮古島市亜熱帯植物園背後の鍋蓋嶺からシドガーンミ、竜の屋嶺の雁行状に配列した細長い構造的な高まりのリッジ（マウンド）状の地形を成している。海拔標高約28.88mの竜の屋嶺は大野越山林中央の西よりにあり、棚原洞窟の洞口（海拔約19.88m）より約9m高い（基準点測量：宮古島・新生建設コンサルタント、2015.2）マウンド状の細長い地形をつくっている。棚原洞窟はその北東側斜面下部に開口している。宮古島市水道水源流域保全調査報告書（第1図、2014.3）によると、竜の屋嶺近くの2地点（24B-1、24B-2）でのボーリング調査によれば、大野越粘土は層厚が約3.45m（24B-2）～6.3m（24B-1）で、その下位にある琉球石灰岩の層厚が約1.20m（24B-2）～6.15m（24B-1）である。2地点のうち24B-

2の測孔地点は洞窟の近くにあつて、海拔標高もほぼ同じ(約20.0m)である。大野越山林内の他の測定地点の値から、大野越粘土の層厚は最大約15.0m余、その下位にある琉球石灰岩上面の標高は海拔約0m(24B-2)~19m(24B-1)で、その層厚は約3m(24B-2)~35m(24B-1)であり、また最下位の基盤岩である島尻層群上面の高さも標高約0m~18mである。従つて地下の琉球石灰岩や島尻層の上面は平坦でなく、それぞれの上面は長い陸上侵食期(古川・中村、1982)を経て形成されたと考えられる。そして野原段丘などの段丘面は、褶曲運動の大浦向斜とも関連して、基盤岩の島尻層、そしてその上位の琉球石灰岩や、表層の大野越粘土の堆積層の厚さや、盛り上がった丘地の標高等がその地殻変動の影響を受けて形成されたものと考えられる。その結果、大野山林内の基盤岩(島尻層群)上面や、琉球石灰岩上面の標高は平坦ではなく、その結果、大野越粘土をつくる地形面の標高も凹凸のある大きな差異が出来たと考えられる。

同報告書によると、白川田水源地から西方上流へ、竜の屋嶺リッジ等へ至る大野越山林内には、低湿地・陥没ドリーネ凹地があつて、大野越粘土は水文地質学上“難透水層”であるが、特異な凹地構造をもつたドリーネ凹地へ降雨時の水が集まり、地下浸透しているようで、基底部の琉球石灰岩に達した水は地下水脈や水脈空洞を形成し、白川田の地下湧水口から流出している。詳しくは、同報告書“図8-5-1”地層断面模式図を参照してもらいたい(第5図)。また、宮古島水道企業団の元職員の話によると「白川田湧水口の大きさ(第5図)は、高さ1.5m、幅1.0mあり、上流の方向へ鍾乳洞状の奥行き5.0mの空洞がある」と報告している(同報告書P8-1)。

大野越一帯の地形面は、宮古島で見られる段丘面のひとつである大野越段丘面と考えられる(詳細はコラムで後述する)。棚原洞窟などの竜の屋嶺地形や大野越粘土の堆積基底部、そして、その下位の琉球石灰岩上面(不整合面)が侵食形成された陸化離水時期(後述する)は中期更新世後半ごろにならう。

そして、もし、白川田湧水に、実際に地下水脈空洞が存在するならば、その形成は大野越粘土が堆積する以前の陸上侵食期から、水脈や水脈空洞の形成が始まっていた可能性もある。

竜の屋嶺などは、仲原断層系が大野越中央西方寄りを北北西へ走る落差の低い雁行状のリッジを成している。また、大野越周辺一帯には大浦向斜に関連する低位段丘が白川浜西方まで広がっている(矢崎・大山、1980)。

白川浜、高野海岸などの背後にある標高約15m内外の石灰岩の崖面に露出している不整合面から白川田、山川などの湧水が流出し、宮古島を代表する石灰岩特有のカルスト地下湧水群が発達していることになる。

カルスト地下湧水群と棚原洞窟(19.88m)の形成開始は、棚原洞窟の標高が高いことから、カルスト地下湧水群より古い時期か、ほぼ同時期であらう(第1図)。

2. 中国大陸との陸地接続についての諸見解

宮古諸島の大神島（肋骨小頭）や島尻海岸を下る道路沿いの露頭（臼歯）からゾウ化石が産出し、いずれも第三紀の島尻層群中から産出したものである。島尻層群は海成層であるから、島尻層群が堆積する際に陸地から流されて来て堆積したものである。本報告のゾウ化石は、宮古島の琉球石灰岩に形成されている棚原洞窟から産出したものであることから、琉球石灰岩が堆積隆起後のある時期に宮古諸島が中国大陸との陸地接続があつて、そこから移入したことになる。そして、宮古諸島の琉球石灰岩は、伊良部島の一部のもの以外は、多くが中・後期更新世に形成されている。そこで、この時代に中国大陸と陸続きであつたことを諸研究者が作成した古地理図にもとづいてまとめてみた。それぞれの研究者の見解は、琉球列島の地質学や考古学、古生物学等に立脚したもので¹⁴C年代測定、海底地形、人骨、古脊椎動物化石群の分布等が根拠になっていると考える。

まず、木村（2002）は更新世中期・後期約20～4.0万年前の古地理図（第6図）を作成した。大塚・高橋（2000）は木村（2002）の古地理図を一部改変した更新世中期約20万年前～12万年前のウルマ変動の時代を第2陸繋期とした（第7図）。さらに大城（2002）は更新世後期の約9万年前～1万年前の古地理図を作成した（第8図）。また、大城は地質解説の中で、まだ直接的な証拠は得られていないとしながらも、海上保安庁水路部の海底調査（1993）による海底地形（宮古諸島北方海底に火山岩噴出による第一宮古海丘、宮古海山、南赤尾海山の高まりが存在すること）から、宮古諸島から沖縄舟状海盆を経て、大陸との陸地接続があつたことを推測できるとしている。その地質年代は示していない。そして、神谷（2015）は、更新世中期後半の約45万年前から25万年前の大陸の拡大とウルマ変動激化によるケラマ海裂陥没した古地理図（第10図）を作成した。各研究者によるこれらの古地理図の解説の中では、宮古諸島に渡来した古型マンモスの移入経路について、直接ふれていない。

樽野・河村（2007）は、「古型マンモスの日本本土への移入は120万年前ころであるとし、宮古島への分布拡大の時期は明らかでないが、おそらく寒冷期に陸化していた東シナ海の沿岸部に沿って分布を広げたものであろう」としている。筆者はこの説に従い、また、上記に述べた諸研究者の古地理図の中から、いくつか取り上げ、筆者なりの考えも添えてその概要を記述してみたい。本来なら、筆者自身による古地理図の作成をするべきであるが、筆者にはその根拠を示すだけの研究実績は皆無である。従つて、評論的になるかもしれないがお許しを得たい。

木村（2002）は、第6図を作成し、中期・後期更新世の約20万年前～4万年前頃、中国大陸から台湾、八重山諸島まで陸橋があり、宮古諸島は一つの陸地を形成していたとした。

次に、大城（2002）は、上記した第8図のように宮古諸島が中国大陸と陸続きとなつたこ

とについて、宮古諸島北方の沖縄舟状海盆の海底に存在する海丘、海山、地形の高まりが認められることから、大陸との陸地接続があったことを推測できるとしている。これは非常に興味深い考えであり、今後の研究者による海底調査などによる検証が期待される。仮に、その古地理図が中期更新世以降となるならば、その時代に中国大陸北部から台湾を経由せずに直接南下したゾウ渡来が考えられよう。

次に、大塚・高橋（2002）は中期更新世後半の約 20 万年前～12 万年前（第二陸繋期）に琉球列島は台湾北部から伸びる半島状地形を形成し、大陸北方系の古脊椎動物群が渡来して来たことを推測している（第 7 図）。その中期末の約 20 万年前～12 万年前にゾウが渡来してきたことも予想される。

また、神谷（2015）は、第 10 図の更新世中期後半の古地理図とは別に、更新世前期後半から中期前半（約 90 万年～50 万年前）の琉球石灰岩を堆積させた琉球サンゴ海が琉球列島の島沿いに拡大したときの飛び石状の孤島を形成した古地理図（第 9 図）と第 6 図の木村作成（2002）の古地理図に類似した、更新世中期後半約 45 万年から 25 万年前の古地理図（第 10 図）を推測。南琉球弧の隆起運動をウルマ変動による断層隆起に求め、また氷河期の海水準低下によりサンゴ海域には陸地が広がり、南琉球弧は、琉球石灰岩の堆積途中に大陸と陸続きとなったとした（神谷、2015）。そのいずれかの時期に南琉球弧へのゾウ移入が予想される。ところで、神谷（2015）はすでに、第 11 図の更新世前期（約 200 万年前～90 万年前）の古地理図を推測して、ムカシマンモスなどが琉球列島に約 100 万年前には渡来したとしている。

宮古島にゾウが移入して来た時期について、上記して来た各研究者の古地理図から妥当なもの考えることは、それぞれの研究の根拠などから困難であると思われる。

樽野・河村（2007）は、「日本産古型マンモスをすべて *M. trogontherii* に定義し、大陸から日本へ移入したのが 1.2Ma の頃で、その生息年代はおよそ 1.2Ma から 0.7Ma であるとし、宮古島への分布拡大の時期は明らかでないが、おそらく寒冷期（陸化）に東シナ海の沿岸部に沿って分布を広げたものであろうとしている。そして、宮古島への分布は、移入経路や生息時期が明らかでない」と報告している。

そこで、筆者は、樽野・河村（2007）の見解に従い、また、上記した研究者による古地理図を勘案し、次のようなゾウ移入ルートを考えて。

宮古島においては、大野越粘土の堆積前の琉球石灰岩（友利石灰岩）が陸化侵食が続いた頃、前期更新世後半から中期更新世の寒冷期に中国大陸北部から南下して来た古型マンモス（トロゴンテリゾウ）が、宮古島が中国大陸と陸地が接続した時期に移入した。そのルートは中国大陸から台湾東方に伸びた陸地接続期の「台湾ルート」による渡来か、あるいは、大城（2002）が推測する中国大陸北部から、陸化した東シナ海大陸棚を直接經由して移入した

「大陸棚ルート」による渡来のいずれかになると考えられる。

3. 棚原洞窟内のゾウ化石堆積層、大野越粘土、大野越段丘面の形成について

棚原洞窟は、琉球石灰岩の中～上部層（矢崎区分による友利石灰岩中・上部層）に形成されているものと考えられ、琉球石灰岩の堆積時期は約90万年前～39万年前である。その後、隆起運動などによって陸化し、長期の陸上侵食を経て、後述する宮古島の野原段丘面から平良段丘面にかけての標高にある大野越段丘面（コラム）に見られるマウンド状のリッジが形成された。

ゾウ臼歯化石が発見された当初の洞床堆積物は先述したように3層からなり、ゾウ臼歯化石は、その最下位の石灰岩角礫の破片の中から産出したものとされている（第2図）。ゾウは洞窟の形成以降のある時期に洞窟周辺で生活し、そして遺骸となって岩礫に混入したものと考えられる。

洞床堆積物の中位層の赤褐色燐鉍粘土は現在洞窟の一部分（支洞）に薄く残存するが、おそらく矢崎・大山（1980）の分類による大野越粘土に相当するもので現在リッジの周辺表層部（大野越一帯）に広く堆積しているものに連続すると考える。

そこで、ゾウが生息した地質年代を推定するには、関連する大野越粘土の形成年代値を知ることが重要となる。最大層厚が約15mある大野越粘土層の基底部の年代測定値そのものではないが、古川（1976）は、更新世末～完新世の地史の研究で¹⁴C年代測定値を報告し、更新世末から完新世にかけての海水準変動に対応した地史の中で、“宮古島及びその周辺海域”における陸成層や海成層の堆積物の年代測定を行った。その海成堆積物下位の赤褐色粘土（大野越粘土）中位部と思われるところの値が約25,900±1,000yBP、そして上位部と思われるところが約10,220±150yBPとされている。また、厚く堆積している赤褐色粘土（大野越粘土）中の風成塵は、中期更新世から完新世にかけて中国大陸からの偏西風などによって大量に運ばれたものであることが分かってきた（成瀬、2006）。また、赤褐色の大野越粘土の形成について成瀬・井上（1996）、井上（1993）により宮古島高野における赤褐色の粘土鉍物から風成塵起源の微細石英が確認された。そして、古川・床次（2001）や、古川ほか（2004）は宮古島の天然放射性元素（ウラン系列ラドンなど）の調査の結果からも、この粘土層が高いγ線の数値（大野越粘土の母材で平均215Bq/kg）を示すことがわかり、中国大陸南東部からの風成塵であることが明らかだとした。

また、宮古島の段丘形成（矢崎、1980）において、野原段丘から平良段丘にかけて形成された大野越一帯は、後述する大野越段丘面（コラム）に相当するものと考えられる。

宮古島の琉球層群（友利石灰岩中・上部層）の堆積形成は、佐渡ほか（1992）や本田ほか

(1994) による琉球層群中部層が約 39 万年前以前であると推定され、一般的には中期更新世の約 90 万年前から約 39 万年前頃であると考えられている。そして、その琉球石灰岩堆積後から、中国大陸からの風成塵などの飛来により大野越粘土の堆積が始まった。

琉球石灰岩の堆積時は、地域的な隆起運動（ウルマ変動）や氷河性気候変動を繰り返し、海域は浅海、深海、陸化となったようである。

また、多田・入野（1994）によると低海面時には日本海は外洋の水が流れ込みにくくなった。特に MIS. 12（約 45 万年前）は、ウルム氷期最盛期（MIS. 2）よりも低海面期（-140m 以下）となった（Shechleton. 1987, Rohiling, et al. 1998）とされ、この時期には、琉球弧は大陸と陸続きとなった可能性があり、ゾウなど脊椎動物が大陸から移入するチャンスとなろう。

その MIS. 12 の大陸続きの後は、MIS5e を凌駕するほどの温暖化と海面の上昇（MIS. 11 と 9 など）が何回かおこり（Shechleton. 1987: Bard et al. 1996）、海面上昇によって陸域部が縮小、サンゴ海が発達し、南琉球弧は大陸から切り離された（木村、2002）。

その海水面変動についての証拠となるものとして、宮古島の琉球石灰岩が海面変化によって、岩相の違いや不整合の存在からわかり、このことから孤島化していた可能性があると考えられる。

琉球石灰岩中部層の堆積時には、沈降しながら氷河性海面変動の影響もあり（河名、2002）琉球石灰岩の堆積後は現在より海面が高かったとされる MIS. 22 以降の亜間氷期（陸化）をへて（第 14 図）、その間、その琉球石灰岩の上層部は長期に溶食されて、凹凸のあるウバーレ状地形が形成された。また、前述した大浦向斜が出来る運動と関連して、島尻層、琉球石灰岩層の厚薄のところが形成し、そして、表層部の大野越粘土が盛り上がり、丘地の高さ等に変化をもたらし、各層の基底部の起伏が大きくなったと考えられる。そして、棚原溶食洞窟を形成したリッジ状丘地の東側斜面には、海面変動によると考えられる小規模な階段状の平坦面な地形が形成されている。

そして、その頃に前後して棚原溶食洞窟の形成も始まったと考えられる。その時期は琉球層群中部の堆積途上に起きたと考えられるウルマ変動による（河名、2002）か、高海面期となった亜間氷期（MIS. 21、19 など）が考えられる（第 14 図）。

また、風成塵の影響を受けて堆積した大野越粘土の形成は、前述した、古川・木越（1976）によるその赤褐色粘土層の中部層付近の試料から約 25,900±1,000 年の年代値が得られているが、大野越一帯の最大層厚が約 15m に達することや、琉球層群の下部と中部の境界（約 100~89 万年前、不整合時）に、赤褐色の古土壌の存在が報告されている（佐渡ほか 1992、本田ほか、1994）ことや、そして、レス、古土壌の堆積の始まりが、アジア（南京）、韓国で約 80 万年前と、約 50 万年前から始まることや、日本列島・沖縄島へのレスは、約 30 万年前か

ら始まる（成瀬、2002）とされる。しかし、今後のレスや古土壌の研究によっては約 78 万年前まで古くなる可能性がある」と指摘している。このようなことからすると、大野越一帯や棚原洞窟内の大野越粘土の堆積の始まりは、少なくとも約 30 万年前以前となり、新たな研究によって、約 78 万年前以前から始まる可能性があると考えられる。

上記したことからすると、ゾウ化石が混入した石灰岩角礫層は、大野越粘土が変質した赤褐色燐鉍土の下部にあることから、大野越粘土の堆積以前の石灰岩風化堆積物となる。しかし、石灰岩角礫層が、洞床の現状変化が大きいことや、Otuka (1941) が報告する模式断面図（第 2 図）等からは、いつの時期に崩落決壊した石灰岩なのか、または、洞窟外部からいつ入り込んだものかわからない。洞窟内の大野越粘土（後に、赤褐色燐鉍堆積土となる）は、洞内に入り込む以前は大野越一帯に分布する大野越粘土であった。そうすると、その大野越粘土の堆積するほぼ同じ時期に、洞内の石灰岩角礫層の崩落堆積も始まっていたことも考えられ、いわゆる同時異相であった可能性も否定できないと考えられる。同時異相だと仮定すると、大野越粘土の堆積の始まりが、洞内の石灰岩角礫の堆積と同時期になる。その時期は、大野越一帯の大野越粘土が厚く堆積していることや、琉球層群下部層と中部層の境界（不整合面：石灰質ナンノ化石による年代測定の結果約 100～89 万年前）に、陸上のものと類似性の高いと考えられる赤褐色の古土壌が存在する（佐渡ほか 1992、本田ほか 1994）ことから、その時期は、おそらく、多田・入野（1994）が指摘する寒冷期の風成塵が飛来しやすい MIS. 18 から 22 の氷河性の低海面時期が考えられ、琉球石灰岩堆積中に一時的に陸化した可能性がある（河名、2002）。このようなことからすると、洞窟内の石灰岩角礫層の形成（同時期にゾウ遺骸の進入）も、大野越粘土の堆積時期とほぼ同時期になろう。もし、そのことが正しければ、棚原洞窟産のゾウ化石は、大野越粘土の堆積当初のものか、それとも、その直前までに洞窟に入り込んだことになろう。そのことからすると、ゾウの大陸からの渡来は、更新世中期前半（約 90～80 万年前）の宮古島が大陸と陸続きとなった陸橋時代になる。

その頃の大陸続きとなった古地理図を想定するとしたら、上記して来た各研究者による古地理図のうち、神谷（2015）の地質解説による古地理図の第 9 図か、もしくは第 10 図が、概ね適合してくるものと考えられる。

<コラム>大野越段丘面について

仲原断層系の北方中央部（大野越）に小規模の雁行状断層を形成したリッジ状地形がいくつかある。その東側の山内林内に大野越粘土の厚く堆積する場所がある。そして、大野越粘土の下位にあるのは、琉球石灰岩中・上部に相当する友利石灰岩（中・上部）である。宮古島では一般に友利石灰岩が野原段丘面を形成している（矢崎による基準）。その標高は約

60～70mの地形である(矢崎、1977)。この一帯は、大野越粘土が厚く堆積し、琉球石灰岩(友利石灰岩)が大野越粘土の下位にある。この大野越一帯は内陸側にあり、先述した(株)エイト日本技術開発による標高調査分布図から、大野越一帯は標高約18～28mの台地であることが分かる。

そこには、本来、表層を覆うはずの石灰岩が露出するところが少なく、大野越粘土が広く厚く堆積し、石灰岩で構成される宮古島の野原段丘面よりもこの一帯は比較的低位の段丘面を成している。標高からすると平良段丘面(平良石灰岩)に近いが、そこは石灰岩の種類が異なり、形成年代も違う。従って、この一帯の石灰岩段丘面は平良段丘面を構成する段丘面よりも古い時代のものである(図4)。

従って大野越一帯は、矢崎(1976)の海拔標高や石灰岩区分による段丘区分では区分困難であると考えられる。

宮古島とくに大野越一帯では、地層がうるま変動期の中でも新期の地殻変動による特異な変位を受けていると考えられる。また、マウンド状リッジの東側急崖面には、海面変動に伴い一部に階段状の地形が2～3段確認でき、風化、侵食による“斜面後退”がおこり(株)エイト日本技術開発報告書)、このことから、大野越粘土の堆積直前までに矢崎(1976)の考える最終間氷期(酸素同位体ステージ5e)の高海面期の影響を受けた後、長期の陸上侵食期があったことが考えられる。以上のようなことから、大野越段丘面は、野原段丘面や平良段丘面、そして下地段丘面にも近い様相をもっているように見えるが、そのどちらにも比較対応させることは難しいと考える。従って矢崎(1977)は、宮古島の段丘地形を4段丘に区分したが、1段丘を追加してその追加区分名を「大野越段丘面」(友利石灰岩中・上部)とする。

4. 日本産の古型マンモス(ムカシマンモス)について

先述したように、棚原洞窟産ゾウ化石は、最初に産出したものは徳永重康博士によりナルバタゾウ(*Palaeoloxodon namadicus*)に類似の右上顎第二大臼歯として、帝国学士院記事に記載され(Tokunaga, 1940)、また、翌年に日本学術振興会から派遣された大塚弥之助博士により、二番目のゾウ臼歯化石等を発掘し、パレオロクソドンゾウの下顎大臼歯として、日本学術振興会から「琉球列島における哺乳類化石の研究」で報告された(Otuka, 1941)。

徳永は、この化石はトロゴンテリゾウに類似する可能性を述べていたとされるが、徳永と大塚は種の同定にはいたらなかったようである(写真3、写真4)。その後、亀井(1970)の研究により、いずれもが上顎大臼歯であり、徳永のものは右側、大塚のものは左側に当たり、これらはパレオロクソドン属ではなく古型マンモスの一つの段階の *Elephas meridiomaliis*

-*trogontherii* のグループに属するものであろうと考えた。

樽野・河村は 10 年余にわたり、主に欧米や中国や日本の第四紀哺乳動物化石研究を進める中で、大学や博物館等での研究者との意見交換、研究資料収集、現地調査を行い、日本産の古型マンモスの分類を整理し、見直すことに着手し、徹底した化石産出層の生層序学的研究や系統分類学的研究にもとづいて、日本型のマンモス属化石の分類、年代、起源、移入等について見解を述べた。研究を進めるに当たり、東アジア産のマンモス属化石には、保存状態の良い頭骨がほとんどないことから、その分類に際しては厳密な方法による臼歯の形態分析を用いるほかないとし、臼歯の形態の類似性から混同されることが起こらないよう、マンモス属以外のゾウ科のパレオロクソドン属やアジアゾウ属、アフリカゾウ属を区別する特徴を明らかにした上で、系統分類学的記載を行った。マンモス属の臼歯の形態や各部の名称は、第 12 図のとおりである。この第 12 図は、咬板をつくるエナメル質の輪の形やエナメル質への褶曲状態を示した概略図である。

このような経緯により樽野・河村は全国のマンモス属の化石を厳密に比較検討する中で、宮古島の古型マンモスは Tokunaga (1940) が第 2 大臼歯とした臼歯が、第 3 大臼歯と考えられるとした。その理由として、歯は近心部（前部）は失われ、さらに 15 と 16 番目の咬板間が破損しているものの、*Mammuthus. trogontherii* の咬板数（15～20）の範囲に入ると考えた（写真 2、写真 3）。

棚原洞窟産のマンモスの祖先の古型マンモスは、移入経路の特定は困難とは言え、大陸から移動して来たことは間違いない。吉川・三田村（1999）によれば、南西諸島を除く日本本土の古型マンモスを産出した地層の年代は酸素同位体比変化曲線との対比によれば、その下限は 1.2Ma（120 万年前）、上限が 0.7Ma（70 万年前）となるとされている（樽野・河村、2007）。そして、樽野、河村（2007）は、日本本土の移入経路について「北西ルート」（中国北部、朝鮮半島、黄海地域）になると指摘している。

樽野・河村（2007）は、これまで、宮古島、棚原洞窟産のものも含めこれまでムカシマンモスとされて来た日本産の「古型マンモス」を分類学的、層序学的研究結果から、すべて *Mammuthus trogontherii*（トロゴンテリゾウ）に同定した。

まとめ

宮古諸島の地質や地形には、地域的な特異性のあるものがあるが、その形成の主要因は、宮古諸島においても太平洋プレートやフィリピン海プレートの琉球弧への沈み込み運動と氷河性海面変動によるものといわれている。

以下は、先述した、南琉球弧における宮古島が、隆起運動に起因した尾根状石灰岩堤と段

丘面の形成、中国大陸との陸化接続、大野越粘土の形成、古型マンモスの移入などについて、下記のようにまとめた。

(1) 宮古諸島は琉球列島の一部である。宮古諸島とその周辺海域は、約 1,000m の等深線に取り囲まれた高まりの琉球海嶺に形成されている。宮古諸島は九州から台湾までの約 11,000 kmにおよぶ弧状列島の一部である南琉球弧に位置する。

宮古諸島は西側からのびる、中国大陸－台湾－八重山諸島に連なる高まりの東端部にあり、また、その北側には、中国大陸－東シナ海（東海大陸棚）－沖縄トラフ海盆がある。

宮古諸島の内陸部には、平らな島であっても仲原断層系など数本の断層崖がつくる山稜状の石灰堤が形成され、さらに 5 面に区分される野原段丘面、大野越段丘面などの段丘地形が形成されている。

大野越一帯は雁行状石灰岩リッジや大野越段丘面（コラムで説明した）そして、大浦背斜運動などにより、地質構造に起因した特徴のある凹凸地形や海岸部には琉球石灰岩下位部にカルスト地下湧水群が発達している。

(2) 大野越一帯の地層には、仲原断層系の中央部（雁行状）や大浦向斜に関連した構造が見られる。表層部の大野越粘土、その下位の琉球石灰岩、さらにその下位の基盤岩を構成する島尻層群は雁行状の断層や褶曲運動に規制され、かつ各地層が隆起した時の長期の陸上侵食期などの影響（侵食度）によって、それぞれがつくる地形面に高低（標高）差が生じているようである。表層部の低地は大野越粘土が難透水層とはいえ降雨時には水が浸透し、特に発達したドリーネ状凹地から浸透し、その下位の琉球石灰岩下部を溶食して地下水脈空洞（地下水の流れる洞窟）を形成している。

棚原洞窟入口は標高約 20m であり、洞窟内には地下水は流れていないが、降雨時に流れ込んだ水は 3ヶ所の吸い込み口から主に浸透し、地下水脈に合流していると考えられる。棚原溶食洞窟は大野越段丘の上段部に形成されている。大野越山林の地下に水脈空洞が存在するとするならば、その空洞は大野越段丘の下位部石灰岩に形成されたものと考えられ、その性状は確かに洞窟状の形態を有していると考えられる。また、棚原溶食洞窟はその外側斜面にある階段状地形があること等から、約 30 万年前以前の、早くも MIS. 20、22 から洞窟形成が始まり、現在より温暖で降雨の多かった最終間氷期の高海面期 MIS 5e あるいは 5a までの高海面の時代を経て、現在に至るまでの長い期間に亘り洞窟形成が進行して来たものである。

(3) 大野越粘土は、中国大陸の乾燥地帯から飛来した風成塵と寒冷期に干上がった東シナ海の大陸棚に飛来した風成塵など（陸源堆積物）が堆積したものである（成瀬、2006）。日本列島や沖縄島への風成塵の堆積の始まりは、約 30 万年前以前とされ、今後、新たな調査研究によっては、約 78 万年前まで古くなる可能性がある（成瀬、2002）と指摘されている。また、風成塵やレスの堆積に関して、琉球層群下部と中部層の境界（不整合面、約 90 万年前～約 89 万年前）に陸上の赤褐色粘土に類似するとされる赤褐色の古土壌が存在する（佐渡ほか、1992；本田ほか、1994）ことなどから、宮古島への風成塵の初期飛来は、約 78 万年前から約 90 万年前まで下る可能性が高いと考えられる。

そして、棚原洞窟内の大野越粘土の変質した赤褐色鱗鉱土は洞窟を取り囲む大野越一帯に広く分布する大野越粘土（赤褐色粘土）が入り込んだもので、それは、洞床の一部を形成した石灰岩角礫堆積物の後から入り込んだものである。

大野越粘土の堆積は、基底部の琉球層群表層部が陸化溶食作用を受けた後に始まり、棚原溶食洞窟は、サンゴ礁海底時から先行性カルスト地形の一つと考えられ、琉球石灰岩が堆積したサンゴ礁が陸化し、さらに、その後の陸化溶食作用を受けて洞窟ができた。そして、洞窟形成の過程で、洞底には、洞窟の壁や天井から崩落した石灰岩の角礫を含む地層が堆積した（ゾウはこの地層が堆積した時代に化石となった）。そして、角礫を含む地層の堆積時期と広く分布する大野越粘土の堆積の始まりには、それほど大きな時間差はないと考えられる。この二つの堆積物は、同時異相の堆積層と考えられる。この考えに基づくと、洞窟内に入り込んだ大野越粘土（風成塵）の堆積時期も、時系列的に大差はなかったものと考えられる。

この考えに立った場合、石灰岩角礫に混入したゾウ化石は、大野越粘土の初期堆積物が堆積する時期か、それとも、その直前に宮古島に住んでいたゾウが死後（洞口付近？）、その遺骸が洞窟に流れ込んで化石となったと考えられる。

そして、風成塵の大陸からの飛来が約 90 万年前にさかのぼるとしたら、大野越粘土の初期堆積は、その時期の寒冷・低海面期が考えられ、いわゆる、同位体ステージ MIS. 22（約 88 万年前）前後と考えられる。そのことに基づいて考えると、大陸からのゾウ移入は中期更新世前半（約 90 万年前～約 80 万年前）の中国大陸から伸びた陸橋などが形成された時期となろう。それに相当する陸橋を前述した各研究者の古地理図から想定するならば、概ね、神谷（2015）が推測した更新世前期（第 11 図）か、もしくは、更新世前期後半から中期前半（第 9 図）の古地理図のどちらかが相当するものと考えられる。

(4) 宮古島棚原洞窟産の化石ゾウは、これまでパレオロクソドン属とか古型マンモスのムカシマンモスとされてきた。樽野・河村（2007）の研究の結果、棚原洞窟産の古型マンモスを含めた、日本産の古型マンモスはすべてトロゴンテリゾウ（*Mammuthus. trogontherii*）に同定された。

おわりに（提言）

棚原洞窟産ゾウ化石は、1939年南西諸島始原調査の際に発見されたものである。貴重な化石として発掘当時以来、故大塚弥之助助教授（当時）らの研究者のもとで、全国的な視点から、国や日本学術振興会の支援を受け、研究が進められてきた。

ゾウ臼歯化石は、2個発見されてきたが、1個は戦時中に被災し失われた。上顎と下顎旧であると言われていたが、新しい見解として（樽野・河村 2007）、2個とも上顎第三大白歯（左、右）と考えられている。

宮古島は県内でも、ミヤコノロジカなど古生脊椎動物化石を多く産出する地域で、宮古島の成り立ちや古地理を考える上で重要なところである。

棚原洞窟産ゾウ化石は、現在、東京大学総合研究博物館に収蔵保管されている。

その上顎第三大白歯は、現在、本市博物館で写真で紹介していますが、借用して実物公開展示したり、あるいは、レプリカを作製し、展示する（触れる）ことによって、その意義が深まると考える。

資料〈写真〉



写真 1. 棚原洞窟の入口（大野山林内）
（撮影 2014. 10）

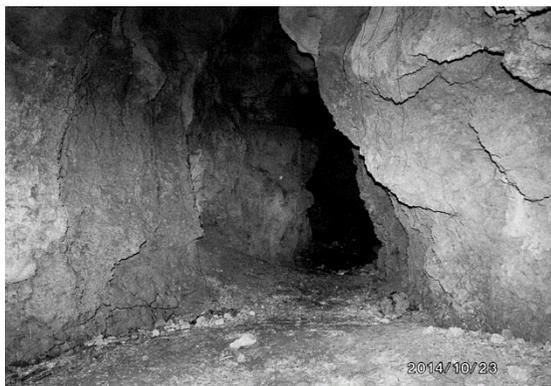


写真 2. 棚原洞窟の内部
（撮影 2014. 10）

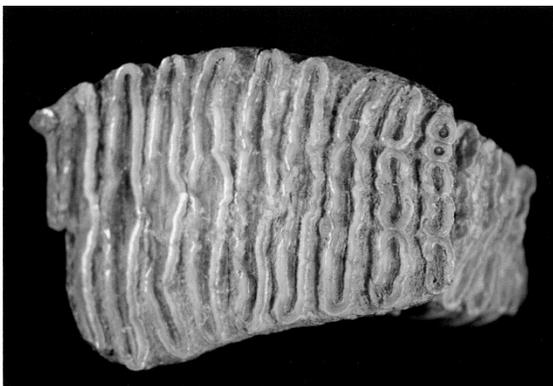
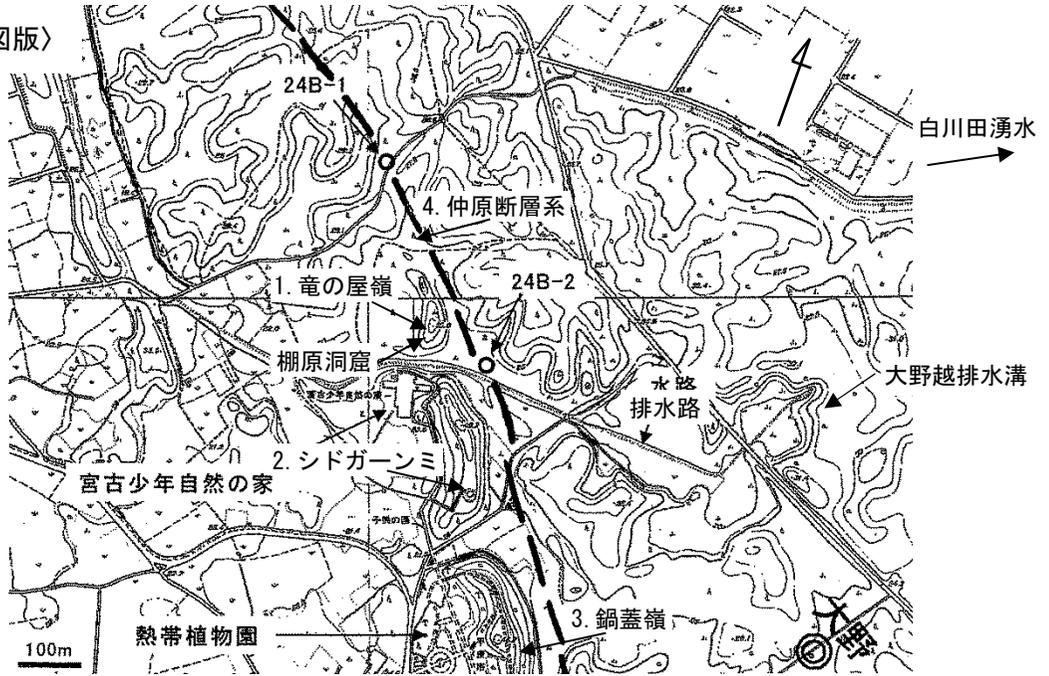


写真 3. 棚原洞窟産ゾウの第三大白歯咬合
面観（大塚彌之助 1940 東京大学総合研
究博物館収蔵 撮影：筆者 2014. 6）

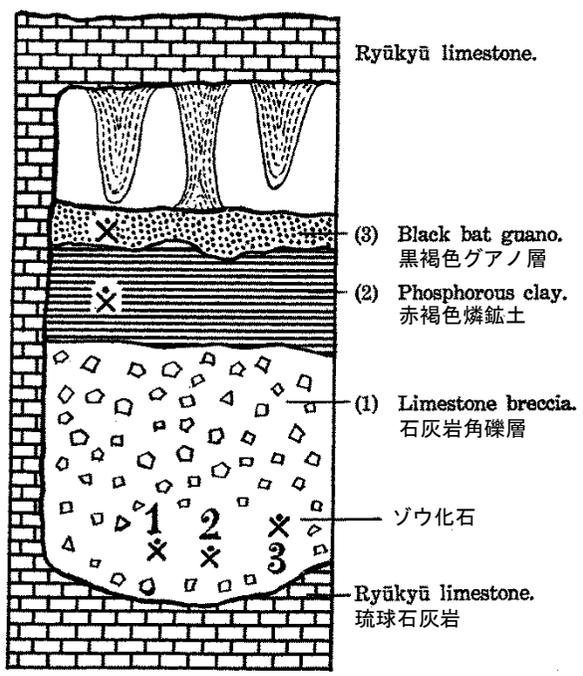


写真 4. 棚原洞窟産ゾウの第三大白歯
側面観（東京大学総合研究博物館収蔵
撮影：筆者 2014. 6）

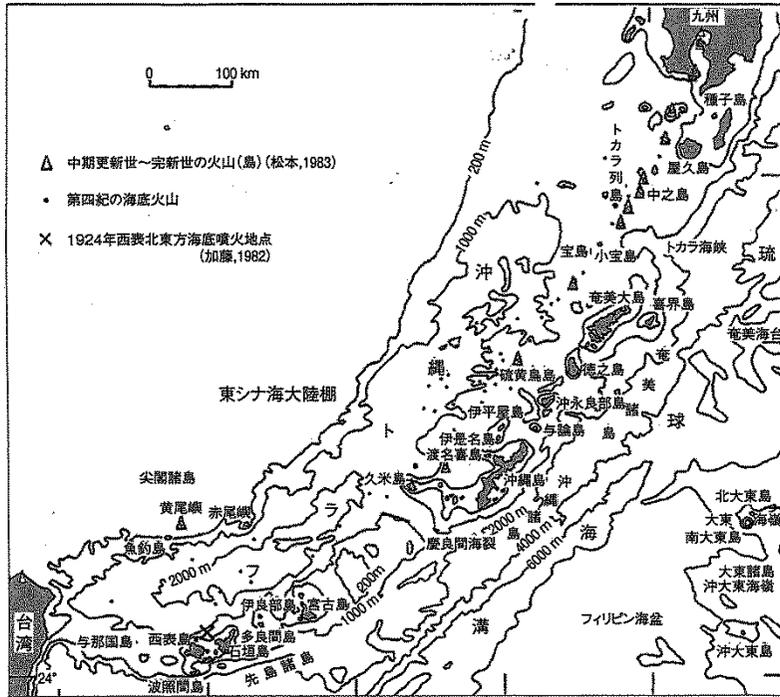
資料〈図版〉



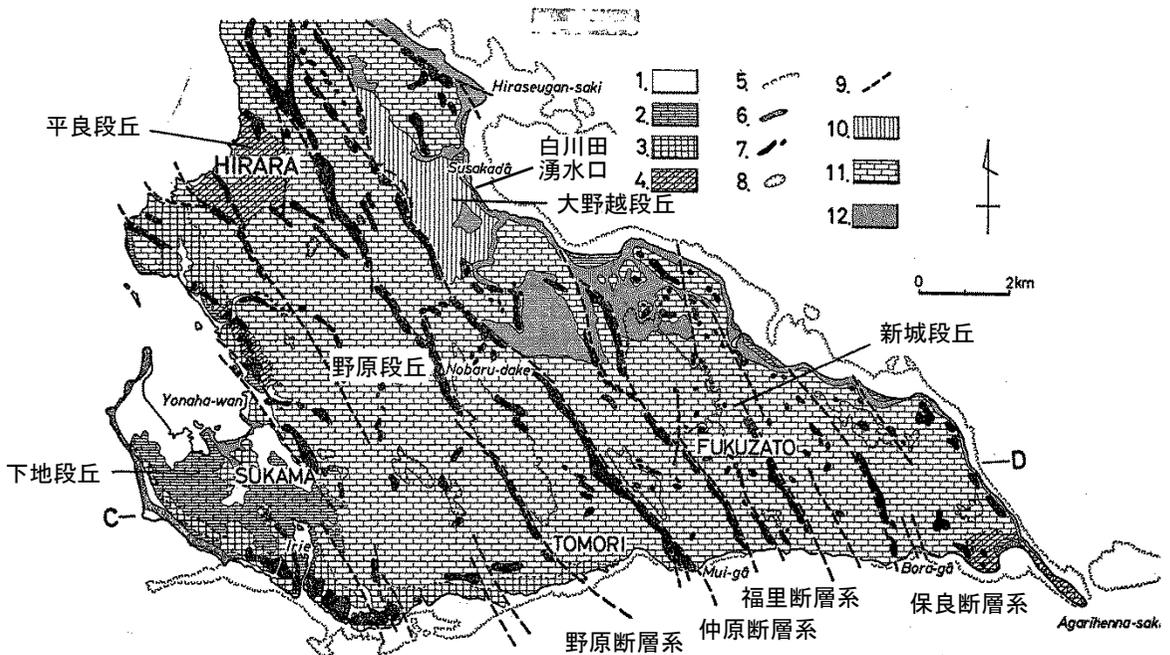
第1図 大野越中央西側の地形図 仲原断層系、竜の屋嶺、ボーリングの位置
(H24年度、宮古島市水道水源流域保全調査業務報告書、2013.3.より引用)



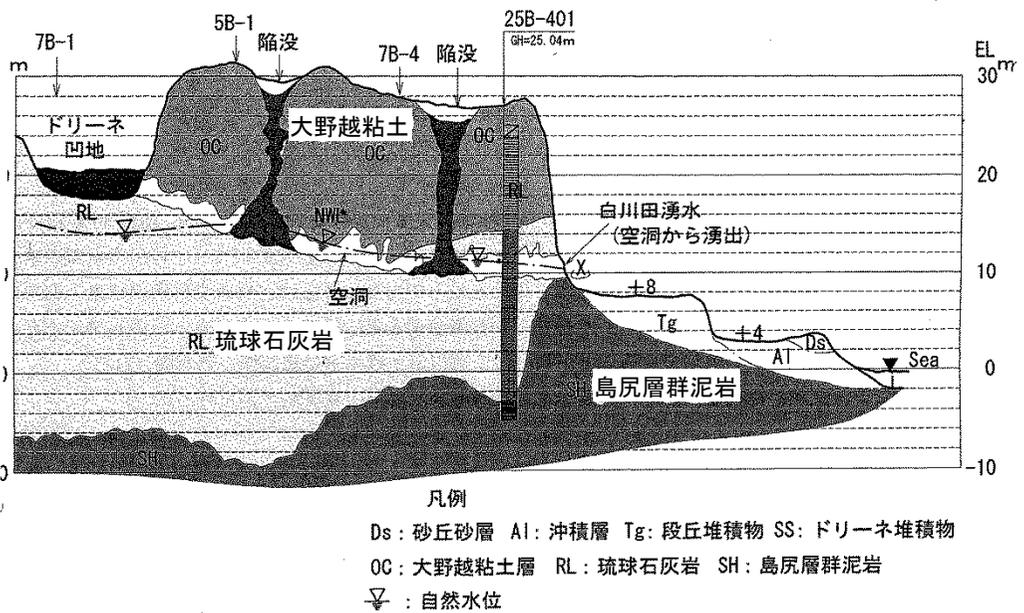
第2図 棚原洞窟内の堆積物の模式断面 (Otuka、1941)



第3図 沖縄トラフと琉球列島周辺の海底地形図 (町田ほか編 2001 より引用)

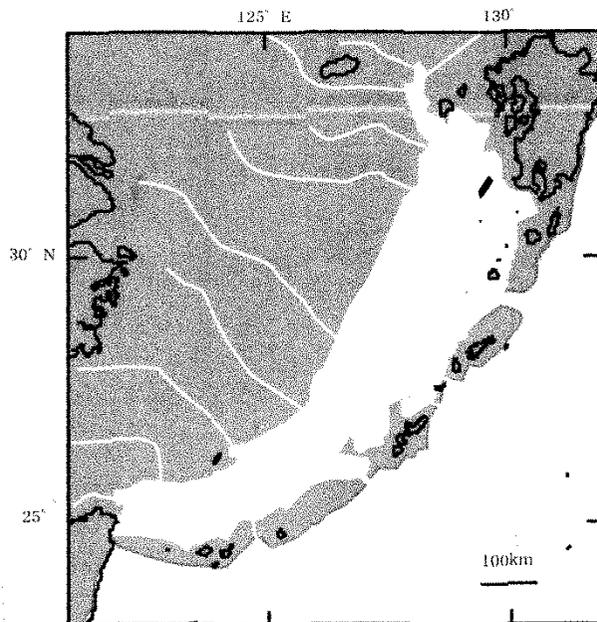


第4図 宮古島の地質と地形区分
(沖縄第六次天然ガス調査団、1976、段丘名を補筆 2015)

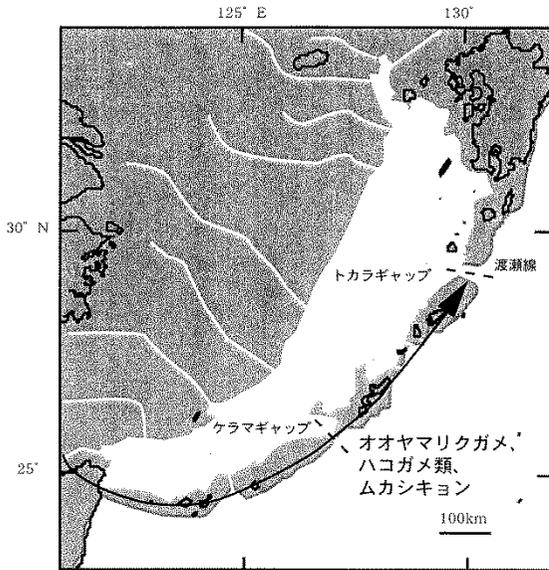


第5図 白川田湧水付近の地層断面模式図 (宮古島市水道水源流域保全調査報告、2014.3)

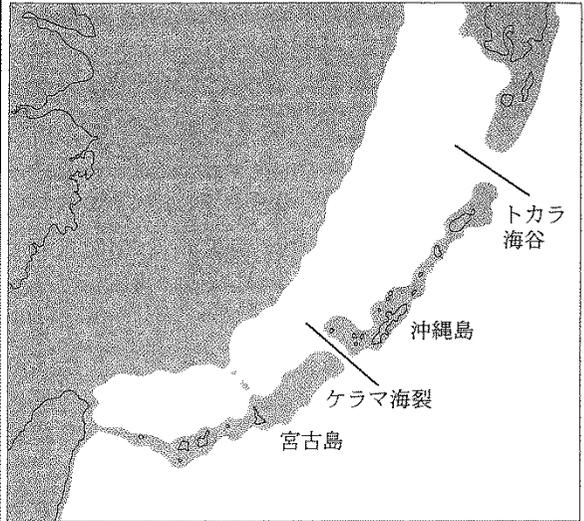
※断面図は白川田から第1図のシドガンミ付近のものです



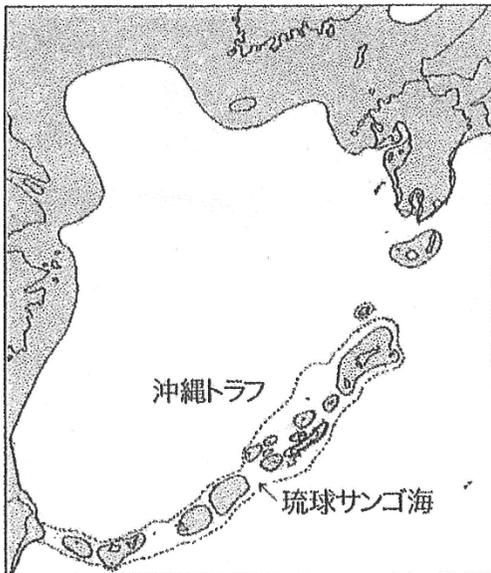
第6図 更新世中期・後期の古地理図
 約20万年前～4.0万年前
 (木村政昭編、2002による)



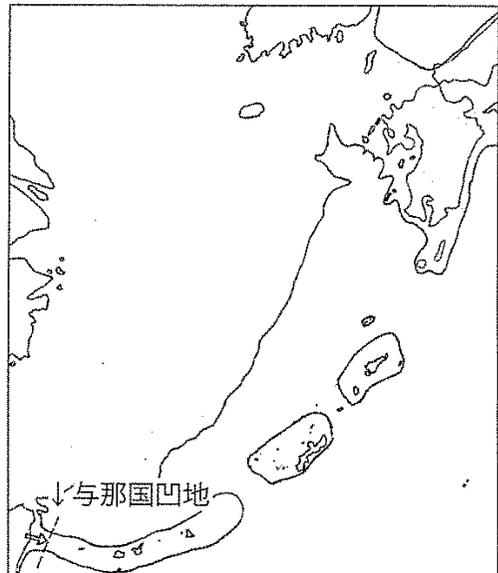
第7図 更新世中期の古地理図
約20万年前～12万年前の第二陸繋期
(大塚・高橋、2000による)



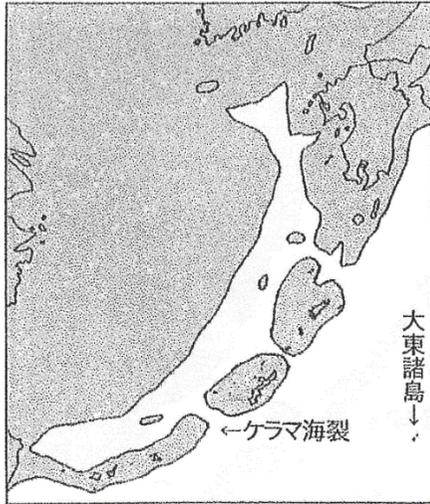
第8図 更新世後期 約9万年前～1万年前
(大城、2002による)



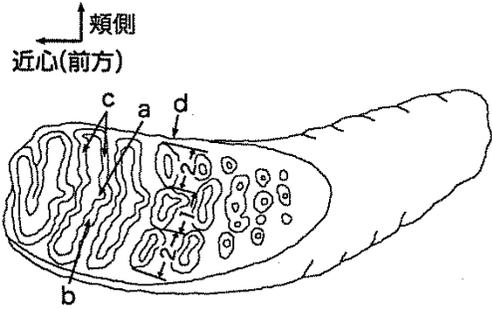
第9図 更新世前期後半～中期前半
約90万年前～50万年前
(神谷厚昭、2015による)



第10図 更新世中期後半の古地理図
約45万年前～25万年前
(神谷厚昭、2015による)

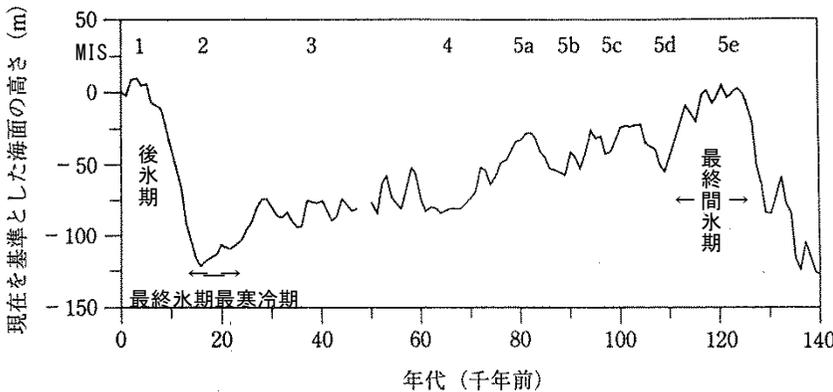


第11図 更新世前期 約200万年前～90万年前 (神谷厚昭、2015による)



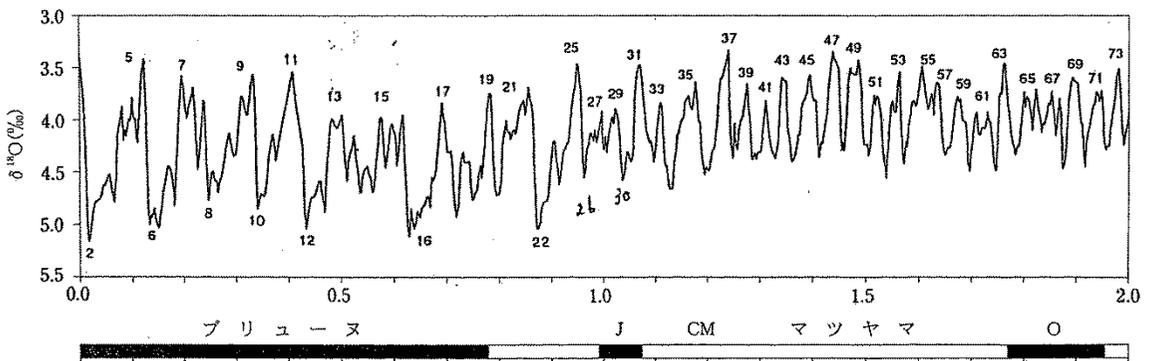
第12図 マンモス属の臼歯の特徴 (樽野・河村、2007による)

a: median sinus は丸みを帯び尖っていない、b: エナメル褶曲は弱い、c: 近心側のエナメル層と遠心側のものが並行、d: エナメル輪が3つに分かれた咬板のうち最も前方のものでは、中央のエナメル輪の頬舌方向の幅(1)は側方のもののそれ(2)と同じか、それより短い。

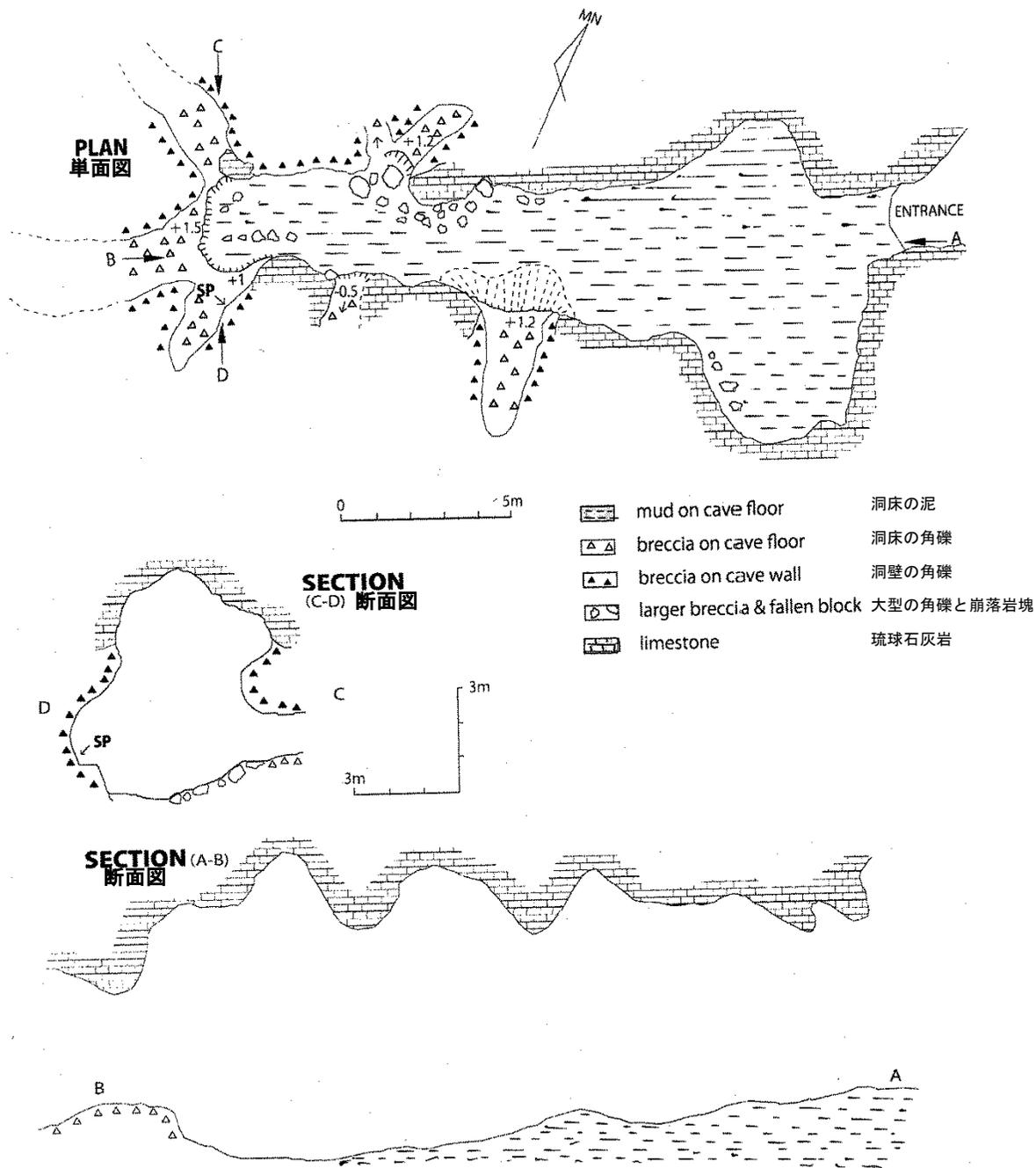


第13図 底生および浮遊性有孔虫殻酸素同位体から描かれた海面変化 (第四紀学 P148 の shackleton 1987 より引用、一部補訂)

図中の MIS 1～5e の記号は、酸素同位体ステージを表し、奇数は温暖期に、偶数は寒冷期にあたる。



第14図 過去200万年間の標準的な海洋酸素同位体変化
各数字は海洋酸素同位体ステージ番号を示す。shackleton(1995)による。
※ステージ番号奇数は温暖期、偶数は寒冷期である。
※琉球層群の堆積物、段丘地形の形成は、海面変動や地殻変動から推察できる。
※一般に奇数番号の期間はサンゴ礁海が発達し、サンゴ類などの一連の堆積物が形成され、海面低下により段丘面を形成する。



第 15 図 棚原洞窟の断面図

Kawamura, A and Kawamura, Y (2013) による。

記号 は、カラー色を改変する (筆者)。

謝辞

この調査報告にあたり、多くの方々から貴重な資料の提供をいただき、また、執筆の際には、ご指導、ご協力をいただきました。

愛知教育大学自然科学系の河村善也教授、大阪市立自然史博物館外来研究員・樽野博幸氏、おきなわ石の会会長の大城逸朗理学博士、元高校教諭の神谷厚昭氏には、多忙な折りにもかかわらずご精読していただき、用語や内容などのご指摘をいただいた。また東京大学総合研究博物館地学系・佐々木猛智准教授には、ご多忙中、化石標本の撮影、閲覧等に大変お世話になりました。

また、現地棚原の踏査に関連して、宮古島市の新生コンサルタント会社測量部長・平良繁光氏と外職員には、基準点の測量に協力して頂いた。また、戦前、戦中の洞窟名の由来や、利用の聞き取りの際に、下地哲夫さん、平良昭さん、下地トシさん、砂川トシさんには快くご協力をしていただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げます。

なお、筆者の個人的な事から、何度も校正することに協力していただいた印刷センターよなみねに対し深く感謝申し上げます。

引用文献

- 氏家 宏 (1990) 沖縄の自然—地形と地質—。ひるぎ社。
- 大塚彌之助 (1946) 温故知新 日本叢書八四。生活社刊。
- 大塚裕之 (2002) 琉球弧の古脊椎動物相とその起源。木村正昭編著、琉球弧の成立と生物の渡来、P. 111~127。沖縄タイムス社。
- 大城逸朗 (1977) 琉球層群中の不整合露頭。琉球列島の地質学研究、第2巻、P. 81~90。
- 大城逸朗 (1981) 宮古島地域の地質と古生物。沖生研究会、第14号。
- 大城逸朗 (2002) 琉球列島の第四紀地史と動物の渡来。木村正昭編著、琉球弧の成立と生物の渡来、P. 129~140。沖縄タイムス社。
- 太田英利 (2002) 古生物の再構築への原生生物学にもとづくアプローチの強みと弱点：特に琉球の爬虫類・両生類を例として。木村正昭編著、琉球弧の成立と生物の渡来、P. 175~186。沖縄タイムス社。
- 桂 忠彦 (2010) 日本地方地質誌—九州・沖縄地方—。日本地質学会編集、P. 401。朝倉書店。
- 河名俊男 (2002) 琉球弧のネオテクトニクス。木村正昭編著、琉球弧の成立と生物の渡来、P. 59~83。沖縄タイムス社。

- 神谷厚昭 (2015) 地層と化石が語る琉球列島三億年史。ボーダー新書 012. P94. 197。
- 河村善也・河村愛・中川良平 (2011) 日本第四紀学会 2011 年大会講演要旨集。P. 64~65。
- Kawamura, A and Kawamura, Y (2013) Quaternary M. ammal fossils newly collected from tanabaru cave on Miyako Island, Okinawa Prefecture, Japan. Jour. Speleol. soo. Japan Vol. 38, P. 11~19。
- 亀井節夫 (1970) 宮古島の象化石産出層序。九十九地学会、5 号。
- 木崎甲子郎編 (1977) 琉球列島の地質。月刊「海洋科学」シンポジウム、P. 94~95。
- 木崎甲子郎 (2002) 琉球弧の地質誌。南琉球弧「宮古島」、P. 145~157。
- 木村正昭 (2002) 琉球弧の成立と古地理。木村正昭編著、琉球弧の成立と生物の渡来、P. 19~54。沖縄タイムス社。
- 黒川睦生 (1980) 宮古郡東部の地質、第 5 巻、P. 63~67。
- 黒田登美雄・小澤智生・古川博恭 (2002) 古生物からみた琉球弧の古環境。木村正昭編著、琉球弧の成立と生物の渡来、P. 85~102。沖縄タイムス社。
- 小西健二 (1965) 琉球列島 (南西諸島) の構造区分。地質学雑誌、71、P. 437~457。
- 小林 純 (1971) 水の健康診断。岩波新書。
- 樽野博幸・河村善也 (2007) 東アジアのマンモス類。ーその分類、時空分布、進化および日本への移入についての再検討ー、亀井節夫先生傘寿記念論文集、P. 59~78。
- 中川久夫 (1977) 琉球列島新生代地史の諸問題。琉球列島の地質学研究、第 2 巻、P. 1~10。
- 中森 亨 (1982) 琉球列島・宮古群島の地質。東北大学地質古生物研邦報、No.84、P. 23~29。
- 成瀬敏郎 (2006) 風成塵とレス。朝倉書店。
- 浜田隆士 (1985) ¹⁴C 年代測定。沖縄県文化調査報告書、第 68 集、P. 180。
- 古川博恭・催東龍・山田徳生 (1979) 沖縄宮古島城辺町南部の地質。琉球大学理学部紀要、第 28 号。
- 古川博恭 (1982) 琉球石灰岩ー九州・沖縄における特殊土ー。土質工学会九州支部論文集、P. 181~193。
- 古川雅英 (2004) 宮古島の自然放射線レベル。宮古島市総合博物館紀要、第 9 号、P. 73~86。
- 町田 洋・大場忠道・小野 昭・山崎晴雄・河村善也・百原 新編著 (2003) 第四紀学。朝倉書店。
- 目崎義和 (1980) 琉球列島における島の地形学分類とその帯状分布。琉球列島の地質学研究、第 5 巻、P. 91~102。
- 矢崎清貫 (1976) 宮古群島の石灰岩の層序と堆積機構。琉球列島の地質学研究、第 1 巻、P. 111~124。

矢崎清貫（1977）宮古島の各石灰岩の関係およびその形成時期について。琉球列島の地質学
研究、第2巻、P. 75～80。

矢崎清貫・大山桂（1980）宮古島地域の地質。地域地質研究報告、地質研究所。

沖縄総合事務局（1984）国営宮古土地改良事業計画書（案）。地質・地下水編、八重山宮古総
合農業開発調査事務所。

沖縄第四紀調査団（1976）沖縄および宮古群島の第四系 ―とくに“琉球石灰岩”について。
地球科学、30巻30号、P. 145～162。

株式会社エイト日本技術開発（2011）第三次宮古島市地下水利用基本計画案作成業務報告書。
宮古島市

株式会社エイト日本技術開発（2014）宮古島市水道水源流域保全調査業務報告書。宮古島市。