



琉球弧地史/4

琉球列島、完新世後期の相対的海水準変動と地殻変動

木庭元晴
こばもとほる
有明工業高等専門学校

隆起サンゴ礁地域で、完新世後期の相対的海水準変動を復元する方法を述べる。琉球列島 15 島の相対的海水準変動の復元を試み、旧汀線高度とその時代について、地質構造区との関連を示した。

1. はじめに

島弧—海溝系と海洋底のもぐり込みに関わる種々の地学的現象が、いま多く引き出され、そして説明されようとしている。琉球列島の第四紀は、成熟に向かう島弧変動と隆起サンゴ礁の累加で特徴づけられる。隆起サンゴ礁は第四紀の自記候潮儀兼水温記録計である(小西 1967・1980)。第四紀の島弧変動を細かく把握するのに、琉球列島は最適のフィールドであろう。本報告の目的は、現在、集積しつつある琉球列島完新世後期の相対的海水準資料を整理し、島弧—海溝系の地殻変動史編纂のための材料を提供することにある。はじめに、サンゴ礁地域での旧汀線認定の方法を述べ、15 島の相対的海水準変動の復元を試みた。紙数の都合上、喜界島・久米島を除いて図で提示できなかった。最後に琉球列島のはほぼ全域について、完新世後期の旧汀線高度などの分布をまとめ、本地域の地殻変動を論じた。

本報告は、高橋達郎(岡山大学)、中田高(広島大学)らとの共同研究の成果をもとにまとめたものである。特に未公表の共同研究結果を使わせていただいた高橋達郎先生、印刷中の論文を引用させていただいた P. A. Pirazzoli (仏) 氏、調査の御便宜をはかっていただき御指導いただいた目崎茂和・河名俊男・古川博恭先生、発表の機会をいただいた氏家宏先生(以上、琉球大学)、¹⁴C 年代測定をしていただいた木越邦彦先生に感謝いたします。なお、本研究の一部には、文部省科学研究費があてられた。記して感謝する。

2. 相対的海水準変動の復元に至る方法

a) 高度及び年代測定

旧汀線認定のための基本は高度の測定である。オートレベルによる測定が最も簡便であるし正確である。高橋(岡山大学)は、水平線を使用することにより 1 cm 単位で高度測定し、距離 数 100m で高度誤差 5 ~ 10 cm におさえている。潮高測定は潮位の安定し

た大潮または低潮時にできるだけ行なうようにしている。潮位計算のもとになった標準港・地名・年月日・時刻・潮高を断面測量の結果に含めるべきである。潮汐の標準港及び標準地点から離れている場合には、大潮時に 1 時間単位で 24 時間観測を行ない改正数を求めた方がよい。

太田・他(1978)、中田・他(1978)がそれぞれ独自に、喜界島中里付近の完新世離水サンゴ礁面の縦断面図を求めている。断面位置は、ずれているだろうが、最高位の中里面で前者は海拔 10.5m、後者は 9.0m を示しており、1.5m のずれが見られる。喜界島の潮高計算の改正数は求められていないので、両研究とも名瀬港のデータを用いている。ただし、これによる誤差は 10 cm 内外であろう。

¹⁴C 年代を自ら測定する人は少ないと思うが、測定機関に依頼する前に必ず前処理等を行ななければならない。化石サンゴ体には死後石灰藻等による置換・付加が行なわれ、一方、ゴカイ・穿孔見等による空洞に堆積物が充填することが多い。このためまず、これら異物をクリーニングする必要がある。更に完新世といえども、一部再結晶している化石が意外と多く、X線分析または染色法によって、サンゴならばアラレ石 100% であることを確かめねばならない。次亜塩素酸及び塩酸による処理が必要であることは言うまでもない。試料が多い時にはラベリングは特に重要である。年代値の表現は使用半減期を表示し、統一しなければならない。年齢の ¹⁴C 量の測定値から「真の年代値」も算出するが、その場合、出典を明らかにする必要がある。最近、測定機関の年代差を含めた「真の年代値」の算出法が出ている(Baxter *et al.* 1982, Klein *et al.* 1982)。

b) ビーチロックとノッチ

ビーチロックは一般に石灰岩砂礫からなることが多く、堆積地形と思われがちである。それは海に向かって傾く小ケスタ状の地形を特徴としており、その形態は汀線付近の侵蝕作用による。一方、それを構成する砂礫の堆積及びその後の固結は侵蝕時期に先んじる。ビーチロック中より採取した化石の年代は、それが棲息していた時代を示すに過ぎない。

Russell(1966) は成因から考えて、ビーチロックは

良い汀線指示物としながらも、“Utmost caution, however, should be exhibited in relating beachrock elevation to minor changes of level, such as five feet or less.”(Russell 1967) という付帯条件をつけている。ビーチロックから古海水準を求める場合、単に出現高度に頼ることなく、個々の出現形態によって判断しなければならない。

現成ノッチの後退点高度は研究者によって異なるが、ほぼ中潮位~高潮位に一致すると考えられる(Higgins 1980 他)。波の荒い岬部では、湾入部より潮位は高く、ノッチ高度も高くなっている。河名・西田(1980)によれば、沖縄島の場合、岬部に海に面するノッチはその陰のものに比べほぼ 120 cm 高くなっているという。

c) 離水サンゴ礁面

現成サンゴ礁造礁面の潮位と、旧汀線高度の推定。

現成サンゴ及びサンゴ礁の生息上限潮位の報告は多い。Stoddart(1971)によれば“reef corals normally only grow up to neap tide levels”(pp. 21), Davies *et al.*(1971)によれば, “at most low tides the tips of corals near reef edge are emerged for several cm.”(pp. 225) とある。サンゴ礁面上限に関しては、Manton(1935)によれば, “the reef rises to about 1.2 feet above datum. The outstanding feature here is the growth of flat-topped platforms of branching coral.”(pp. 292) とある。ここで, “Datum levels that of low water springs as determined by H. M. S. ‘Penguin’ in 1905” となっており、大潮最低低潮位と考えて良いだろう。山里・他(1974)は潮底島の研究から, “外側礁原は MLW(mean low water) より約 60 cm 低い面で、サンゴが 100% の被度で生育する”(pp. 208) としている。那覇港では MLW は datum 上ほぼ 60 cm であるから、礁原の上限は datum にはほぼ一致する。パナマの太平洋岸を調べた Glynn *et al.*(1972) によれば, “Structural reefs are most commonly developed as mounds of irregular configuration in plan view. ……The central sections of such reefs often extend upwards to the spring low water level; large areas of the reef crest tend to be uniformly flat.”

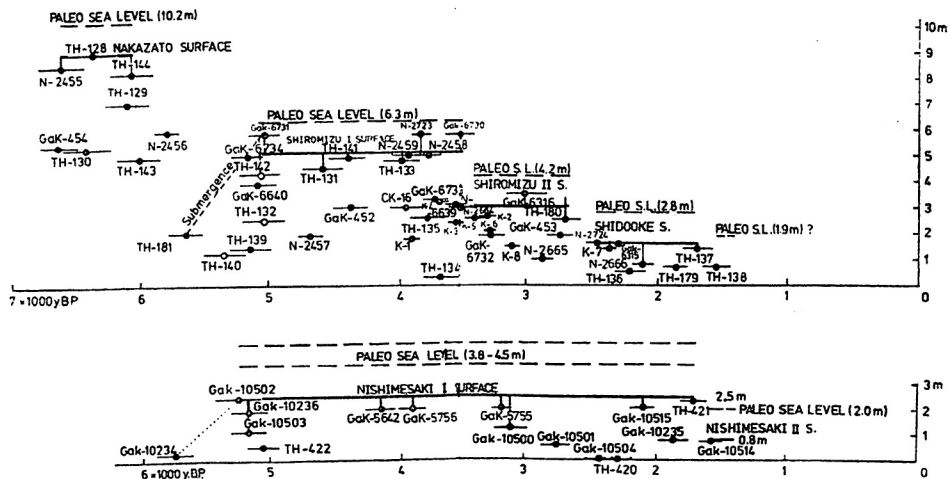


図1 喜界島(上図)および久米島(下図)の完新世後期における相対的海水準変動。黒丸は現地性サンゴ試料を表す。太い水平線分は模式地における隆起サンゴ礁の出現高度と形成期間を示す。この線分に丸から至るの線分が伸びている場合、その資料が隆起面上から採取されたものであることを示す。丸に付している数字は¹⁴C年代測定誤差を示す。太い線分の上にある破線は模式地の旧汀線高度と海水準の安定期間を示す。

としている。Manton の例はオーストラリアのグレートバリアリーフにある Low Isles 風下リーフからのデータで、風による潮位の上昇は考えられない。更に大潮時最大潮差は3m余り琉球列島より少し大きい。以上から、現成礁の上限は、大潮最低潮位ないし大潮平均低潮位近くまで達することがわかる。

さて堰堤の多くは礁池 (moat, 浅いラグーン) をもっている。多くの礁池の水位は低潮時には外洋ほど下がらない。礁池個々の低潮位があり、現成礁の礁面高度は外洋礁より高くなっている。たとえば沖永良部島の場合(高橋・木庭 MS)、礁池を外洋礁と限る侵蝕起源の礁原高度が中潮位ないしは中潮位上数10cmを示す場合が多く、礁池水の低潮時における閉塞度は高い。礁池中の現成マイクロトルの頂面高度は中潮位ないしは小潮平均低潮位のレベルに一致している。現成サンゴ礁の著しい発達が見られる石垣島の川平地区外洋堰堤では(高橋・他 1982)、礁池と外洋を境する礁原の高度は小潮平均低潮位にまで達していない。礁池中の現成サンゴの上限は大潮平均低潮位にはほぼ一致している。なお外側礁原の現成サンゴ成長上限は、大潮最低低潮位に一致している。ちなみに Low Isles

の幅200mの礁池では、礁池と外洋を限る侵蝕性の礁原高度と同じく、現成礁の面高は平均低潮位を示している。沖永良部島は石垣島や Low Isles に比べて隆起量が大きく、その侵蝕起源の礁原も十分低下していない。礁池も溶蝕起源のようで、規模が小さい。このような差が礁池中の現成サンゴ礁面上限高度の違いとして表われているのであろう。

現成礁のデータを基礎に旧海水準復原の方法を考える。上昇する海面下で形成されたサンゴ礁の上限高度は、当時の大潮最低低潮位またはわずかに高いレベルに一致するだろう。離水するほどではない程度で、海退を経験したサンゴ礁の礁池中の礁面高度は、最大で当時の中潮位付近まで考える必要がある。このサンゴ礁は、海退前のサンゴ礁との複合物であるといえる。海退以前に造られた石灰岩は侵蝕性の礁原を構成する。それゆえ「海退を経験したサンゴ礁」の礁池と外洋を境する侵蝕起源の礁原から得られる年代は、海退前のサンゴ礁の形成時期を示すことになる。そしてその礁原を構成するサンゴは当時の大潮最低低潮位もしくはこれに深に成育していたはずである。ただし、今までの年代資料からでは、このような複合サンゴ礁は認め

られていない。従って離水サンゴ礁面から旧汀線高度を求める場合、各地域の中潮位と大潮最低低潮位の差(Z₀)を、離水サンゴ礁面の出現高度に足す方法を原則としてとっている。いままでの議論で石灰藻面(嶺)は問題にしていない。

蛇足ではあるが、離水サンゴ礁面と波蝕面を混同してはならない。両者は1つの海面下で同時に形成される。琉球列島のサンゴ礁地域では、波蝕面は中潮位より高いレベルから平均低潮位にまで分布している(日崎・他 1977, 高橋 1980)。

d) 年代-高度図の解釈

離水サンゴ礁面の形成時期を求める方法を、喜界島を例に述べる(図1の上図)。この方法は特に新しいものではなく、太田・他(1978)、中田・他(1978)で常識的に使用されていたものである。喜界島は4面の離水サンゴ礁面をもつ(太田・他 1978, 中田・他 1978)。ここでは中田・他に従って高位から、中里面・白水I面・白水II面・志戸桶面とする。面高度は場所により異なるが、模式海岸断面位置を喜界島西部北海岸の中里及び赤連付近として、それぞれ海拔9.0m, 5.1m, 3.0m及び1.6mとする。図1の上図において、TH-134・-135, Gak-6639・-6733, N-2663・-2664, K-3・-4の各試料は、白水II面上またはその直下から採取された。その年代は3520 yr B. P.より古い。一方、より高位の白水I面に位置した Gak-6790の試料は、3520±120 yr B. P.を示している。このことから、白水I面の形成期は3520 yr B. P.まで続き、TH-134~K-4の8試料は白水I層に属することがわかる。これらの試料は内層として白水II面に出現していたことになる。

同層に属する現地性サンゴ試料が、¹⁴C年代誤差のオーダーで重なっている場合、採取高度の最も高い試料から旧海水準を復元することになる。

島レベルの相対的海水準変動の復元について考える。離水サンゴ礁の面上から多数の原地性サンゴ年代を求めると、その面の形成期(間)が明らかになる。たとえば、喜界島の白水I面上から10試料の原地性サンゴ年代が得られているが、その最古年代は5150 yr B. P., 最新年代は3520 yr B. P.である。両試料とも太田・他によって、喜界島西端の荒木付近から得られてい

る。

白水II面・中里面の形成期を考慮したうえで、上記年代区間をほぼ白水I面形成期とすることができる。

さて1つの島の中でも、離水後の示差運動・破壊の程度によって、離水サンゴ礁面の分布高度は一定しない。そのため、年代-高度図から機械的に相対的海水準変動を復元することは極めて危険であるといえる。特定の模式地を選び、模式地以外から得た試料はその採取位置、特にどの離水サンゴ礁面に属するかを考慮する必要がある。なお、このような操作ができないほど地域差がある場合には、それぞれの地域で相対的海水準変動を復元する必要がある。

各離水サンゴ礁面を形成した海水準は、数10cmほどの変動をした可能性がある。しかしながら、地形的に1つの面として認識できるところで、サンゴの採取高度が数10cm異なるからといって、相対的海水準をそれぞれに対応させて振動させることは妥当ではない。この意味で、1つの離水面の旧海水準は、年代軸に平行な線分として年代-高度図に表現される。

以上述べた旧汀線指示物はすべて単独では、1m以内の精度も持たないといえる。性急に点的な古海準を復元することなく、場合によっては、幅をもった相対的海水準変動を求めるべきであろう。一般に資料がますます統一した解釈はむしろ難しくなっている。

3. 各島の相対的海水準変動の復元

前節においては、相対的海水準変動を得るための一般的な方法について述べた。この節では琉球列島15島の相対的海水準変動を、従来の研究を踏まえて復元したい。ただし、紙数の都合上、従来の研究の意義等や具体的な試料の産状・解釈についてはあまり触れない。Koba et al. (1982) においては、離水礁面から古海水準を求めるのに概して、面高度そのものをあてた。これは現成サンゴ礁面が現中潮位にまで達することを根拠にしていた。しかしながら琉球列島の離水サンゴ礁には、前節でいう「複合サンゴ礁」は見出されていない。それゆえ本報告では、前節の考えにそって Koba et al. による古海水準高度を修正している。各島の古海水準資料は表に整理しているが、これは Koba et al. の表を加筆・修正したものである。¹⁴C年代は

表 完新世後期の相対的海水変動に関する資料とその解釈

諸島名	島名	変動地域	最終間氷期旧打線の海拔高度	完新世高位海水準復元的主要指標	分布海拔高度	完新世高位(安定)海水準 ¹⁴ C年代	年代文献*	離水面の年代による島の区分(本文参照)
大南諸島	馬毛島	北琉球先中新世後期地域	(100m) Koba et al. (1982)	隆起サンゴ礁のスタック	8m	9.3m 付近 2510±60 yr B.P.	3	3500 yr B.P.
	屋久島		100m Koba et al. (1982)	隆起サンゴ礁面	1.4m	2.7m 付近 4645±150 yr B.P.	16	5000 yr B.P.
トカラ列島	中之島		40m 中田(1966)	傾動隆起サンゴ礁面 高水位プラットフォーム	13m 0.5m	(13)1.7m 付近 3370±135 yr B.P.	16	3500 yr B.P.
	小宝島	中新世後期-完新世後期火山性内弧	130m Koba et al. (1982)	隆起サンゴ礁面	9.6m 2.4m	10.8(-11.4m) 3425-2378 yr B.P. 2378-1330 yr B.P. 1.1m ?	6・8・16	3500 yr B.P.
奄美大島・笠利半島	宝島		53m 桑原(1965 MS)	ノッチ, ビーチロック 隆起サンゴ礁面 高水位プラットフォーム	4.5m 1.3-3.4m 1.1m	4.5m 3425-2378 yr B.P. 1.1m ?	6・16	3500 yr B.P.
	奄美大島・笠利半島	中琉球先中新世後期地域	55m Koba et al. (1982)	隆起サンゴ礁のスタック 古生界砂岩のベンチ	2.6m 3.0m	3.7m 付近 3300±135 yr B.P.	10・16	3500 yr B.P.
奄美大島・笠利半島	喜界島	中新世後期-完新世後期火山性内弧	220m? ** Konishi et al. (1974)	隆起サンゴ礁面	9.0m 5.1m 3.0m 1.6m	10.2m 6500 yr B.P. 6.3m 5200-3500 yr B.P. 4.2m 3500-2600 yr B.P. 2.8m 2600-1700 yr B.P.	TH コード(16・18・19・21), Gak コード(15・23), Nコード(10・23), CKコード(10), Kコード(群書による仮称, 12)	6500 yr B.P.
	徳之島		70m 木庭(1976)	隆起サンゴ礁面 琉球石灰岩ノッチ 原地形フジツボ 高水位プラットフォーム	1.9m 3.3m 2.5m 1.0m	3.0m 付近 5000-1780 yr B.P. 1655 yr B.P. - ?	14・16・21・24	5000 yr B.P.
沖永良部島	沖永良部島		60m 木庭(1976)	琉球石灰岩ベンチ 琉球石灰岩ノッチ 原地形サンゴ ビーチロック	2±0.5m 1.8±0.3m 1.5m 0-3.0m	2.5-3.3m 3140-1960 yr B.P.	Nコード(10), THコード(7・20・21), Gakコード(本報告 27)	3500 yr B.P.
	与論島	中琉球先中新世後期地域	80m または 30m 木庭(1980)	琉球石灰岩ベンチ, ベダスタル 原地形サンゴ 原地形フジツボ 琉球石灰岩ノッチ ビーチロック	0.5m 2.2m 1.2-1.9m -0.5-2.2m 0-2.6m	1.0-2.2m 4240-730 yr B.P.	Gak-4230-4231(4), Gak-10520(本報告 9), GIFコード(1)	5000 yr B.P.
沖島	沖島南		160m または 60m 木庭(1980)	琉球石灰岩ノッチ 原地形サンゴ 琉球石灰岩ベンチ 原地形フジツボ 隆起サンゴ礁面	2.0-3.7m 2.0m(外洋), 2.9m(プール) 1.7-2.1m 2.3-3.7m 0.8m未測	2.0-3.0m 6110-2170 yr B.P.	N-628(29), N-625-627(26), Gak-5195(14), N-2741(17), N-3708-3705(5), TH-159(15・8), GIF-5637, N-4391(25), Gak-10516-10519(本報告 9)	6500 yr B.P.
	粟田島		35m 木庭(MS)	隆起サンゴ礁スタック 原地形サンゴ 隆起サンゴ礁面 琉球石灰岩ベンチ	2.2m 2.2m 1m未測 3.0m, 1.8m	2.4-3.4m 3850-2050 yr B.P.	本報告 28	5000 yr B.P.
久米島			50m 木庭(1977)	隆起サンゴ礁面 琉球石灰岩ノッチ	2.5m, 0.8m 5.0m, 3.3m	3.7-4.5m 5240-1720 yr B.P. 1580±90	Gak-5642(22), TH-420-421-42(20・27), Gak-5755-5756(23), 上記以外の Gak コード(本報告 27)	5000 yr B.P.

諸島名	島名	変動地域	最終間氷期旧打線の海拔高度	完新世高位海水準復元的主要指標	分布海拔高度	完新世高位(安定)海水準 ¹⁴ C年代	年代文献*	離水面の年代による島の区分(本文参照)
八重山群島	南 琉球先中新世後期地域		50m 木庭(1978)	琉球石灰岩ノッチ 原地形サンゴ 原地形貝 ビーチロック	0.5-0.85m 0m(外洋), 1.5m(プール) 0.4m 1m	1.0m 付近 4120-1980 または 1380 yr B.P. 0m 付近 1380 または 1130 yr B.P. 以降	4120±115(2), TH-417(19・27), N-3710-3711(5), Gak-10806-10807(本報告 27), 上記以外の Nコード, Gak コード(13)	5000 yr B.P.
尖閣列島	鳥島	尖閣四存 欠		隆起サンゴ礁面	約 3m	4m 付近 5060-2310 yr B.P.	12	5000 yr B.P.

* 年代文献: 1: Delibrias & Pirazzoli (1983 印刷中), 2: 古川(1976), 3: 初見(1978 MS), 4: 福・他(1973), 5: Kawana(1981), 6: 木庭・他(1979), 7: 木庭・他(1980), 8: Koba et al. (1982), 9: 木庭・他(印刷中), 10: Konishi et al. (1974), 11: Konishi et al. (1978), 12: Konishi et al. (1979), 13: Konishi & Matsuda(1980), 14: Machida et al. (1976), 15: 三位・木庭(1966), 16: 中田・他(1978), 17: 新田(1976 MS), 18: Omoto(1976), 19: Omoto(1977), 20: Omoto(1979), 21: Omoto et al. (1976), 22: 大城・高安(1977), 23: 太田・他(1978), 24: Pirazzoli(1978), 25: Pirazzoli et al. (1983), 26: Taira(1976-1979), 27: 高橋・木庭(印刷中), 28: 高橋・他(印刷中), 29: Yamasaki et al. (1970). ** 「5. おわりに」を参照

半減期 5570 年で算出されている。

種子島西方に位置する馬毛島には海拔 8 m に達する完新世隆起サンゴ礁のスタック等が分布する(中田 1968)。¹⁴C 年代は初見(1978 MS)による。屋久島安房の隆起サンゴ礁の頂面高は、中潮位上 1.34m(以下、海拔で表示)である。本島の現在の中潮位高 1.31m を適用して、古海水準は現中潮位上、つまり海拔 2.7 m またはこれより高い位置にあることがわかる。隆起サンゴ礁の後方に、頂面高海拔 2.3m の古第三系岩が分布する(中田・他 1978)が、本報告では隆起サンゴ礁の頂面高を重視した。安房海岸の海拔 3.0m より 5140 ± 150 yr B.P.(Gak-7778)を示すサンゴ試料が得られいているが(初見 1978 MS), 中田・他の資料との関係は不明である。トカラ列島中之島寄木海岸には局部的に著しく傾動隆起したサンゴ礁があるが(中田 1966, 斎藤・他 1971)、海水準変動を復元するうえでこの出現高度に意味はない。そこで現在、小ベダスタルまたは高水位プラットフォーム化した完新世サンゴ礁高度(標高)を重視した。宝島・小宝島についてはすでに詳しく述べたが(木庭・他 1979)、前節の考えから、小宝島の南原面(海拔 9.6m)、ツクリドマリ面(海拔 2.4 m)の旧打線高度は現中潮位高を足して、それぞれ 10.8m, 3.6m とする。宝島の前羅面(海拔 2~3 m)については、隆起サンゴ礁・ノッチ・ビーチロックなどの分布高度より海拔 4.5m が考えられる(Koba et al. 1982)。

奄美大島笠利半島東海岸の土盛には、根つきの完新世石灰岩から成り、頂点高海拔 3.0m に達する孤立

した小塔が分布する(Konishi et al. 1974, 中田・他 1978)。これを構成する原地形サンゴのうち、最高地点は海拔 2.6m に達し、古海水準は海拔 3.7m 以上となる。一方この近くのアマール岬には、古生界砂岩からなる海拔 3.0m のベンチが分布している(中田・他 1978)。おそらくこれは海退時に形成されたものであろう。3300 yr B.P. と 2645 yr B.P. の間に急激な海退が予想されているが(中田・他 1978)、今後の課題であらう。笠利半島の東方には喜界島があるが、これについては前節の通りである(図 1-上)。

徳之島西海岸の湾屋川河口と阿植海岸には、完新世隆起サンゴ礁が発達し、上限は海拔 1.9m を示す。湾屋川河口の方には、隆起サンゴ礁の後方に V 型のノッチがあり、その後退点高度は海拔 3.3m である(中田・他 1978)。徳之島の中潮位高は 1.1m であるから、古海水準は 3.0m もしくはより高位が推定されるが、他地域のノッチ高(Takahashi & Koba 1975)等を勘案して海拔 3.0m とする。このノッチは、形態から東海岸に発達する海拔 2m のノッチ(Pirazzoli 1978)と対比されるであらう。それゆえフジツボの年代(Gak-5194, 2990 ± 70 yr B.P., Machida et al. 1976)も、海拔 3.0m の旧打線に対応するものと考えられる。Machida et al. (1976), Pirazzoli(1978)は、海拔 9m 以下に数段の侵蝕性の旧打線を認めているが面の形成時代は明確でない。最近、大村(1983)によって同地点のサンゴ化石より 30 万年前より古いというウラン系列の年代結果が出されている。沖永良部島には隆起サンゴ礁面は認められない。わずかに根つき

のベドスタルとして、完新世サンゴ礁石灰岩が離水している。高位海水準は、ビーチロック（海拔 0~3m に分布）、琉球石灰岩に刻まれたノッチ（海拔 1.8±0.3m）、ベンチ（2±0.5m）などから、海拔 2~3m 付近に推定できる。大津勘のビーチロックは、分布高度・堆積構造から大きく 2 グループに分けることができるが（米谷 1966）、海拔 3.0m を上限とする高位のビーチロック中のサンゴ礁から、3140±130 yr B. P. の年代を得ることができた。これはベドスタルから得た原地性サンゴの年代（TH-419, 3060±100 yr B. P.、海拔 1.5m、木庭・他 1980）とほぼ一致している。

与論島の高位海水準に関しては、武永の詳細な研究がある。海拔 -0.5~2m 余りに分布するノッチから、最大の頻度を示す約 1m（武永 1968b）、琉球石灰岩のベンチより海拔 0.5m 以上、ビーチロックより 2~3m（武永 1968a）の高位海水準が推定されている。ただしビーチロックからの旧汀線推定には問題がある。河名・西田（1980）によれば、「過去に形成された」と推定されるノッチは、中潮位ないし海拔 1.5m 未満に位置する。Delibrias & Pirazzoli（1983 印刷中）は、河名・西田の研究も踏まえて、完新世の最高高度を海拔 1.5m としている。堀・他（1973）はビーチロックの、現海面付近から 2つの年代試料、1420±80 yr B. P.（Gak-4230）、及び 1030±80 gr B. P.（Gak-4231）を得ている。

与論島チチ崎には、琉球層群の下部層（中川 1967）、すなわち陸源砂礫を主とする堆積岩が分布する。海拔 10m のスタックの陸方には、この堆積岩からなるストームベンチが分布し、この面上には琉球石灰岩の崩落岩やほぼ固結した完新世のサンゴ礁が分布している。Delibrias & Pirazzoli は、このストームベンチを——層理面等の剝離による——堆積構造起源とし、高位海水準との明瞭な関係はないと考えた。このストームベンチの頂面高はほぼ海拔 2.2m を示すが、筆者は面上より原地性サンゴを見出した。これはかつてのタイドプールと思われる壁面にうすくはりついたミドリイシ（*Acropora*）である。産状からこの造礁サンゴは当時の中潮位付近で棲息していたものと思われる。4000 年余り前の ¹⁴C 年代を示した。チチ崎の海拔 2.2m を示す帯状の面は高位海水準時の波蝕面と考えている

（詳細は別報）。Delibrias & Pirazzoli は海拔 2.4m の上限をもつビーチロックより、2090±60 yr B. P. の ¹⁴C 年代（大型有孔虫 *Calcarina*）を得ている。更に海拔 1.5m 付近より、中潮位付近に棲息する原地性フジツボの 2つの年代、800±60、730±60 yr B. P. を得ている。以上の資料から与論島の高位海水準は、海拔 1~2.2m の間を少なくとも 4000 年余り前から 730 yr B. P. の期間、停滞していたことが推定される。ただし、2000 yr B. P. 以降については 2つの解釈が成り立つ。1つはフジツボの年代が、サンゴ等の年代より 1000 年程若く出る傾向があると考えられる立場である。これでは、2090 yr B. P. と 1420 yr B. P. の間に現海水準付近への海退が考えられる。別の立場は前節で述べたように、サンゴ礁の棲息時代から数 100 年またはそれ以上の時間を隔ててビーチロックが形成されたと考えられるものである。

沖縄島南部の「過去に形成された」と推定されるノッチ（河名・西田 1980）は、中潮位ないし 3m 未満に分布する。中島・屋比久・目崎・著者らは、沖縄島南部南岸の縦断面測量を実施した。これによれば、明らかに高位海水準で形成されたと思われるノッチの後退点高度は、海拔 2.00~3.71m の範囲にある。琉球石灰岩からなる離水した波蝕面の頂面高は、海拔 1.72~3.71m の範囲にある。琉球石灰岩からなる離水した波蝕面の頂面高は、海拔 1.72~2.14m を示す。離水サンゴ礁面は具志頭城付近で最も広く分布する。その頂面高は海拔 0.78m を示す。これはその後の波蝕による低下を受けており、この同じ断面の原地性サンゴの上限高は海拔 1.49m、ノッチは海拔 2.92~3.18m を示す。

摩文仁の丘の南西海岸では、具志頭城海岸と対照的に現成礁原礫が極めて狭い。そのため、強い波が海岸に打ち寄せノッチ高は海拔 3.71m を示す。しかしながら、この背後の波の穏やかな所でのノッチ高は海拔 3.03m で、具志頭城海岸と変わらない。この海拔 3m のノッチは、かつて波穏やかで外洋とつながった。比較的広いプールの水位に対応してきたようである。このプール中には原地性サンゴが、当時のプール中の低潮位に合わせて分布している。その頂面高は海拔 2.89m である。この高度は当時の中潮位ないし小潮

平均低潮位に対応したであろうから、当時の海水準は海拔 2.89~3.21m にあったであろう。一方、この外洋部分では、当時の厚い石灰藻に保護されて、原地性サンゴが海拔 1.97m まで分布する。この造礁時には、この場所はサーフベンチの様相を呈していたと思われる。そのため、中潮位高を足した値 3.15m まで当時の中潮位があったとは考えられず、おそらく当時の海水準は、先のノッチが示す海拔 3.0m 付近にあったものと推測される。なお本地域の離水サンゴ礁面より 6000~4000 yr B. P. の ¹⁴C 年代を得ている。

以上の資料から沖縄島南部の相対的海水準変動は次のようになろう。少なくとも 6000 年前には海水準は海拔 2m ないし 3m に達した。海拔 3m 付近のノッチは深さ 3m 前後を示し、海拔 3m 付近で永く安定していたようである。おそらく沖縄島南部の離水サンゴ礁の主要部分は、この時形成されたものであろう。河名・西田（1980）によっても注目されているように、西海岸遊具知東原遺跡の資料（古川 1980）は、南部海岸での海拔 3m の高海水準の時期を決める上で重要である。南部海岸の海拔 2m 付近に分布する琉球石灰岩の波蝕面は、ほぼ 2m の古海水準を予測させる。この時代には一部の現成礁原礫は離水し削られ、より海方に造礁活動が移ったであろう。現在ストームベンチ化している海拔 1m 未満の侵蝕面は、海拔 2m 付近の古海水準にかつて対応して形成されたものかもしれない。海拔 2.25m で採取されたフジツボの年代、2170±70 yr B. P.（N-4391, Pirazzoli *et al.* 1983）は、海拔 2m 付近の古海水準の終末時期をおそらく示しているであろう。現在依頼中の ¹⁴C 年代結果を得た時点で詳述したい。

奥田島の離水サンゴ礁面は、傾動隆起量が比較的大きな沿岸に限られている。完新世離水礁原礫は海拔 1m 未満に分布するが、これは礁形成後の侵蝕面と考えられる。原地性サンゴ化石の上限は海拔 2.2m で、侵蝕から取り残された塔状地形（スタック）を作っている。海拔 2.2m に中潮位高を足した値 3.4m 付近に高海水準を推定できる。この高海水準時に形成された離水礁の年代は 4000 年前から 2000 年前を示す。この間の高海水準は、Gak-10243 の採取高度 1.22m を考慮して海拔 2.4~3.4m と考える。この後の海退時には、

海拔 1m 付近に石灰岩の波蝕面が形成された。詳細は高橋・他（準備中）に譲る。

久米島は、完新世については北上市の傾動をしており（Yamazato 1959）、西端の西銘崎付近を含めて北海岸では、離水サンゴ礁面はほぼ海拔 2.5m を示す。大碓（1983 MS）はノッチの計測結果から、久米島西部の南北海岸ではほぼ 2m の傾動を推定している。古海水準の復元は、資料が多く保存も良い模式地（西部西海岸）も含めた北部海岸について行なう。離水礁原礫は 2面あり、高位の面を西銘崎 I 面、低位の面を西銘崎 II 面とする（Takahashi & Koba 1977）。西銘崎 I 面は造礁面であり、これに対応する古海水準は 2.5+1.17m=海拔 3.7m、もしくはより高位に考えられる。大碓によれば、北部海岸のノッチ高は海拔 3.25m 付近と 5.0m 付近に見られる。下位の 3.25m のノッチに対応する高海水準では海拔 2.5m の造礁面を作ることできない。上位の 5.0m のノッチでは離水礁原高度から少し高すぎるようである。しかしながら、西銘崎 I 石灰岩の上限は、石灰藻が主だが 3m 近くにまで達する。一方、北岸の離水礁原礫は狭く、前縁の海底は深い。ノッチは当時の中潮位より 0.5m またはそれ以上高かった可能性がある。そこで、西銘崎 I 面に対応する古海水準の上限は海拔 4.5m、下限は 3.7m と考える。

西銘崎 II 面の形成期は少なくとも 5200 年前（Gak-10502）から 1700 年前（TH-421, 1720±100 yr B. P.）まで続いた。前者が西銘崎 I 面の内陸縁、後者が同面の海方前縁の礁嶺から産出したこと、さらに西銘崎 I 面上から産出した原地性サンゴの年代が、上記年代区間を埋めていることから、この期間中、相対的海水準は安定していたことがわかる。

西部北海岸の最前縁には、大潮平均高潮位にはほぼ一致する幅 20m ほどの、一種のサーフベンチが発達している（Takahashi & Koba 1977, 高橋・木庭 1982）。現在薄く石灰藻におおわれ保護されているが、この面にはより新しいサンゴ石灰岩（西銘崎 II 石灰岩）が分布する。その年代は 1600 年前（Gak-10514）を示す。海拔約 0.8m の西銘崎 II 面の造礁海水準は、現中潮位高を足して 2.0m とする。北海岸の海拔 3.25m のノッチ（大碓 1983 MS）は、この時代に形成されたも

のかかもしれない。この時代には海抜 2.5m の西銘崎 I 面はストームベンチ的な位置にあったものと判断される。図 1 の下図に、以上をまとめて示したが、1700 yr B. P. 付近で 2 m 前後の海水準の急激な降下が考えられる。詳細は高橋・木庭(準備中)。

石垣島の相対的海水準は、古川(1976)、Konishi & Matsuda(1980)、Kanana(1981)及び高橋・他(準備中)の年代資料から、およそ 4100~2000 (または 1400) yr B. P. の間、海抜 1.0m 付近に安定していたことが推定できる。Konishi & Matsuda(1980)は、琉球石灰岩からなる海抜 1.5m の侵蝕ベンチから、原地性サンゴ(*Porites*)を得ている。これは面上のタイドプール中から得たもので、当時の中潮位~平均低潮位付近に位置していたものであろう。それゆえ、対応海水準は海抜 1.5m ないし 2.0m にならう。しかしながら、高橋・河名・中森・筆者は現地を歩いて、原地性サンゴがタイドプールを埋めるような産状を見出すことができず、更にこの付近のノッチ高が中潮位上 0.5~0.85m の間にあること(河名・西田 1980)などを考慮して、上記の海水準は一時的なものと考えている。太田・他(1976)は南海岸大浜の海抜 6m より年代(Gak-5754, 2180±100 yr B. P.)を得ているが、他の資料との整合性を得ることができない。

河名・西田(1980)によれば、石垣島の「過去に形成されたと推定される」ノッチは、中潮位ないし中潮位上 1m 余りに分布する。南岸では平均最高々潮位(中潮位上 0.85m)より高く、北岸ではこの潮位より低い。わずかに南上りの傾動が認められている。北岸(川平付近)の規成礁の調査結果(高橋・他 1982)では、この地域の 0.6m ほどの上昇が知られる。北岸地域が沈降しているという証拠はなく、むしろ少なくとも完新世後期以降、石垣島は南上りの傾動をしながらも隆起(離水)を続けているといえる。年代資料の豊富な点からも、川平付近を模式地として相対的海水準を復元すべきであるが、試料高度のあいまいさもあるため、一応、相対的高位安定海水準を海抜 1m と考える。

魚釣島の完新世離水サンゴ礁(魚釣石灰岩, Nohara 1972)の ¹⁴C 年代は、Konishi *et al.*(1979)によって

報告されている。残念ながら、断面測量の基準となった海水準が「高潮面」とのことで、各断面の間で高度比較をすることは難しい。仮に平均高潮面(中潮位上ほぼ 0.5m)から測定されたとなると、離水サンゴ礁の頂面高は海抜 3.0m 付近となる。これに現中潮位高(1.05m)を足すと、古海水準はおおよそ海抜 4m となる。

最後に、資料の不足、欠如などで相対的海水準変動を復元できない地域について述べる。トカラ列島口之島にはサンゴ礁原が北半分の海岸に分布する。北に伸びる半島の東海岸中部には、海抜 2m の隆起礁原が分布する(斎藤・他 1971, 木庭 1972, 高橋・他 1976)。これに対応する古海水準としては海抜 3m が考えられる。伊平屋諸島の完新世高位海水準については武永(1968a)の報告がある。ノッチ・ベンチ・ビーチロックなどから、海抜 2~3m 及び 1m が考えられている。河名・西田(1980)によれば、宮古島のノッチは石垣島より更に低く、ほとんどが平均高潮位~中潮位の間にある。宮古島には、現在より高位の海水準は見出されていない。多良間島の西海岸には海抜 1.5m に V 型ノッチが発達する(Pirazzoli *et al.* 1983)、同海岸には、離水したコラル・マウンド群が現在の侵蝕性礁原上に分布する。川口・木庭はここから原地性サンゴ年代 4480±85 yr B. P. (N-4057)を得ており、これは中潮位上 1.5m の高位海水準の時代を示している。波照間島・与那国島には、完新世離水礁原は見出されていない。波照間島については小西(1980)、与那国島については河名(私信)による。両島周辺には、先第三系岩の露出する隆起帯が分布している(本座 1977)。

4. 完新世後期の地殻変動

完新世後期の最高(安定)海水準について、表から図 2 の左図を作成した。これによると、海抜 10m 前後を示す島々と、4.5m 以下を示す島々に大きく分けることができ、更に後者は、海抜 2m をこす島々と 2m 未満の島々に分けられる。

琉球列島は、宝島・小宝島の北東に位置するトカラ構造海峽(小西 1965, 日崎 1980, 木崎 1983)、久米島南西にある宮古凹地によって北から北・中・南琉球に分けることができる(小西 1965, Kizaki 1978)

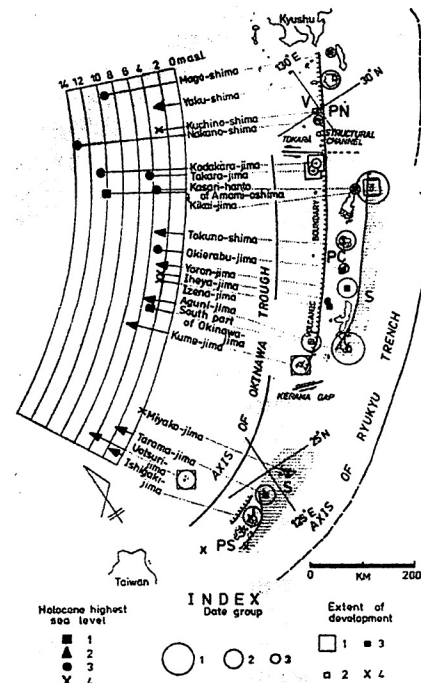


図 2 完新世離水サンゴ礁の分布(右図)と完新世後期の最高(安定)海水準(左図)。(右)年代グループ(Date group): 1=6500 yr B.p., 2=5000 yr B.P., 3=3900 yr B.P. 離水(隆起)サンゴ礁の発達(保存)程度(Extent of development): 1=(ほぼ)完全に離水サンゴ礁(面)によって周縁を取り囲まれている島(区域), 2=海岸の一部にしか離水サンゴ礁石灰岩が分布しない島, 3=離水サンゴ礁石灰岩が面を構成せず単にスチックとして残っている島, 4=離水サンゴ礁を中潮位以上に持たない島。ただし久米島は北上りの傾動をしており北部一帯に離水サンゴ礁が広く分布するので第 1 の型に含めている。琉球列島の基礎岩による構造区分: S(隆)=中新世後期~更上新世初期の島尻隆起地域, PN=北琉球先中新世後期地域, PC=中琉球同地域, PS=南琉球同地域, V=中新世後期~完新世火山性内陸。Volcanic boundary とは中新世後期以降の火山性域と非火山性域の境界を意味している。ただし小西(1965)の琉球地質図主軸部は PN-PC-PS として PC と PS の間の宮古島を含む。(左)完新世最高(安定)海水準(Holocene highest sea level): 1=6500 yr B.P. 年代グループ(D.G.), 2=5000 yr B.P. D.G., 3=3900 yr B.P. D.G., 4=1°C 年代の不足(欠如)のためにグループ分けできない島々

(図 2-右)。ただし宮古凹地は、最近「慶良間海裂」と言い換えられている(伊藤 1979, 加藤・他 1982, 氏家 1983)。この両構造線は海底地形に明瞭で、沖縄トラフの熱流量はこの背後で高い(Yasui *et al.* 1970)。深発地震の発源地帯の境界がトカラ海峽に推定され(Shiono *et al.* 1980)、宮古島~沖縄島間(小

西 1965 の無島地帯)には浅発地震の空白域の存在が示されている(Katsumata & Sykes 1969)。また、両構造線で深発地震帯の走向の不連続が推定されている(Carr 1973)。両構造線は第三紀から現在まで、琉球島弧史上、重要な役割を果たしている(小西 1965, Kizaki 1978, 氏家 1983)。

海抜 10m 前後の旧汀線高を示す島々は、北琉球及び中琉球の北縁に属している。海抜 2~4.5m を示す島々は北・中琉球及び尖閣残存弧に、海抜 2m 未満の島々は南琉球に限られる。中琉球の南北縁辺にある宝島・小宝島、喜界島~奄美大島笠利半島、久米島は、中琉球の先中新世後期地域より旧汀線高度が高くなっている。このうち、宝島・小宝島はトカラ構造海峽(木庭・他 1979)、久米島は慶良間海裂(木庭 1980)と係わる変動域と考えて良いだろう。

小西・須藤(1972)は、琉球弧全域がフィリピン海プレートの潜り込みによって、「大陸側にむけ緩斜運動」をしているとした。Ota & Yoshikawa(1978)も同様の考えに立った。ところが、前縁弧海溝側に位置する波照間島の最終間氷期の段丘高度が、喜界島に比べて 1 桁小さいことがわかり、小西(1980)はこれを中琉球と南琉球の島弧~海溝系の差によるものと考え、上田・金森モデル(金森 1972, 上田・金森 1978)を適用した。本座(1977)は、南北琉球の違いを主に海洋地質の立場から述べ、その違いは主に「フィリピン海洋プレートの構成物およびその移動形態による可能性が高い」とした。「構成物」とは、プレート上の海嶺群を含むが、喜界島の「異常な隆起」の原因として、海嶺の島弧へのめぐり込みの可能性もある(太田・堀 1980, 米倉 1982)。琉球海溝は喜界島東方で乱れ、とぎれており(図 2-右)、ニューヘブリデスと同様の海溝景観(Jouannic *et al.* 1980)を呈しているともみることができよう。ただし、喜界島~奄美大島笠利半島の傾動率が、宝島~小宝島と一致し(木庭・他 1979, 木庭 1980)、それぞれの旧汀線高度がほぼ一致している(表)ため、喜界島も宝島・小宝島と同様の変動をしている可能性がある。

更新世段丘で大陸側への傾動を示す地域は、北琉球の種子島~屋久島(中田 1980)、中琉球では南北縁の喜界島~奄美大島笠利半島、沖縄島南部、南琉球では

宮古島・石垣島となっている。これ以外の地域では、明瞭な傾動現象が認められなかったり、傾動していても方向が異なる。島尻層群を基盤にもつ、喜界島・沖繩島南部・宮古島は細かく断裂している(小西・須藤 1972, 古川 1983)。琉球列島の各地域の傾動運動は、ほぼ 10~50 km の範囲に限られている。大陸側への傾動を示す地域は、Ota & Yoshikawa (1978) の D 型域に含めて良い。完新世後期においても大陸側への隆起傾動が認められる地域は、喜界島一奄美大島笠利半島、沖繩島南部、石垣島である。筆者は中琉球前縁弧の地背斜主軸部(先中新世後期基盤岩地域)において、更新世中期及び後期(最終間水期)の旧汀線高度の分布から、200 km にわたる波状変形を認めた(木庭 1980)。これは、太田・成瀬(1977)、Ota & Yoshikawa(1978)によって北上山地・阿武隈山地山麓域で見出された C 型と考えて良い。目崎(1980)はすでに、高島・低島という地形学の立場から、第四紀の構造区分を行なっている。

南琉球と北・中琉球および島弧沿いの地域差は多方面から述べられている(本座 1977, Seno, T. 1977, Kizaki 1978, Lee *et al.* 1980, 友田・藤本 1982, 小林・中村 1983, 氏家 1983, 中川 1983, 木村 1983)。完新世後期最高安定海水準は前述のように 3 種に分けることができるが、それぞれに属する島々の分布の偏りも、この島弧沿いの地学的証拠と対応するようである。慶良間海裂を境に、北・中琉球の旧汀線高度が 2 m を越え、南琉球が 1.5 m 以下、宮古島では現海水準にほぼ一致している。海岸段丘から見る限り宮古島は更新世後期以降、隆起しており、完新世になって沈降傾向になったとは考えにくい。宮古島を基準面と考えると、北・中琉球が 2 m を越えて、南琉球が最大 1.5 m——多くはより小さく隆起してきたことがわかる。

琉球列島各島は、高位安定海水準の継続期間によって、3 つの年代グループに分けることができる。すなわち 6500 yr B. P., 5000 yr B. P. そして 3500 yr B. P. グループである(表最右列)。6500 yr B. P. グループは中琉球前縁弧海溝側に位置する喜界島、沖繩島南部である(図 2-右)。たとえば喜界島は 6500 yr B. P. ないし 1700 yr B. P. の間が高位安定海水

準の継続期間になる(図 1-上)。3500 yr B. P., 2600 yr B. P. での急激な海退は、久米島(図 1-下)では認められず、これらが地震性隆起によるものであることがわかる。久米島は 6500 yr B. P. 付近の離水サンゴ礁をもたず、5000 yr B. P. のグループに含まれる。各グループの分布を図 2 (右)に示した。南琉球及び尖閣残存弧には 5000 yr B. P. グループ、中琉球旧期火山岩帯北縁には 3500 yr B. P. グループ(宝島・小宝島)、南縁には 5000 yr B. P. グループ(栗国島、久米島)が分布する。北及び中琉球地背斜区では 3500 yr B. P. グループ、5000 yr B. P. グループが交互に並ぶ。高位安定海水準の継続期間の最古年代は 6500・5000・3500 yr B. P. は、各島の化石サンゴ礁の離水開始時期を示す。それゆえ、この最古年代は各島の地殻変動を考えるうえで重要な指標となる。

現成サンゴ礁を周囲に持つ島々は、離水(隆起)サンゴ礁の保存の程度によって類型化することができる。①(ほぼ)完全に離水サンゴ礁面によって周囲を取り囲まれている島(区域)、②海岸の一部にしか離水サンゴ礁面が分布しない島、③離水サンゴ礁石灰岩が面を構成せず単にスタックとして残っている島、④離水サンゴ礁を中潮位以上に持たない島、である。これらの分布を図 2-右に示した。第 1 の型に注目すると、中琉球の旧期火山岩帯及び前縁弧海溝側、そして尖閣残存弧に分布が偏っており、全琉球を通じて前縁弧地背斜主軸部には分布が見られないことがわかる。離水サンゴ礁面が保存されるためには、潮間帯・潮上帯の風化作用から逃れる必要がある。つまり、比較的高くて急激な離水がなければならぬ。中琉球の旧期火山岩帯及び前縁弧海溝側として尖閣残存弧は、地震性の急激な隆起を伴う地域で、全琉球地背斜主軸部は継続的な隆起が卓越するか、地震性隆起量が小さい地域であることが推測される(木庭・他 1980, Koba *et al.* 1982)。本節の要旨は、日本地理学会 1982 年度秋季大会(北海道大学)にて発表した。

5. おわりに

琉球列島 15 島にわたる完新世後期の高位海水準及び年代をまとめ、これらが島弧の構造区分と密接な関

連をもつことを示した。未だ旧汀線資料も少なく点的で、精度的にも満足のものはいくつもない。1 島ごとの地史的研究とともに、相対的基準を復元するための基礎的研究が望まれる。

筆者及び池谷・中田・牧野は最近、喜界島の海拔 120~220m を示す百ノ台段丘より、約 500000 yr B. P. の電子スピン共鳴(ESR)年代を得た。Konishi *et al.* (1974) による I₀ 年代 8~120000 yr B. P. と比べてかなり古くなっている。この結果は島弧の第四紀変動史の再編成を迫っている。

参考文献

- 主なものを挙げる。他文献については[6]参照。
- [1] Delibrias, G. & Pirazzoli, P. A.: Marine Geology (1983 in press).
 - [2] 古川博基: 第四紀研究, 18, 269~279 (1980).
 - [3] Pirazzoli, P. A., Delibrias, G., Kawana, T., & Yamaguchi, T.: Int'l Symp. on Coastal Evolution in the Holocene (1983).
 - [4] 本座栄一: 海洋科学, 9, 31~35 (1977).
 - [5] 岡本俊男・西田 宏: 琉球列島の地質学研究, 5, 103~123 (1980).
 - [6] Koba, M., Nakata, T., Takahashi, T.: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 39, 231~260 (1982).
 - [7] 小西健二: 第四紀研究, 18, 241~250 (1980).
 - [8] Konishi, K., Oshiro, I., Tanaka, T.: Proc. Japan Acad., 55 (Ser. B), 335~340 (1979).
 - [9] Konishi, K. & Matsuda, S.: Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S., No. 117, 243~246 (1980).
 - [10] 目崎茂和: 琉球列島の地質学研究, 5, 91~101 (1980).
 - [11] 中田 高: 高橋達郎・木庭元晴: 地理誌, 51, 87~108 (1978).
 - [12] 大著義人: 東海大学海洋学部卒業論文 (1983).
 - [13] 太田満子・町田 洋・堀 信行・小西健二・大村明雄: 地理誌, 51, 109~130 (1978).
 - [14] 太田満子・町田 洋・小西健二・堀 信行: 完新世における旧海水準の認定とその年代に関する研究(代表者 井関弘太郎), 120~136 (1980).
 - [15] 高橋達郎・木庭元晴: 日本地理学会予備集, 21, 39~39 (1982).
 - [16] 武永健一郎: 地理科学, 5, 14~29 (1968 a).
 - [17] 氏家 宏: 地質学論叢, 22, 131~140 (1983).



沖繩島本部半島からの白亜紀放射散虫化石

藤田 宏

ふじた ひろし
広島大学理学部地質学鉱物学教室

原稿受理: 1983 年 8 月 2 日 (編集部).....