

海進過程のサンゴ礁形成

木庭元晴

はじめに

琉球列島にはサンゴ礁に関連して堆積した更新統(琉球層群)が分布する。これは更新世中期の下部層と後期の上部層から成り、いずれも層厚 100 m 前後の海進性堆積物から成る。琉球層群には岩相の垂直的变化が認められ、堆積環境の変動が推測される。それゆえに琉球層群の岩相変化の主要因は、海水環境や海水準の変動に求めることができるだろう。海水環境としては陸源物質の供給や水温などが比較的考えやすいものである。海水準の動きは、生息深度や堆積空間として堆積速度などに関わるものである。これらの情報は最終間氷期以降では比較的豊富に得られているので、この時期の環境変化を参考にして、海進過程のサンゴ礁形成を考えてみようと思う。これによって琉球層群の岩相分布の説明がより具体的になるだろうし、問題点もはっきりするものと思われる。

1. サンゴ礁モデルの前提

サンゴ礁のモデルを設定するには、いくつかの前提が必要になる。海水準変動、海水温変化、サンゴ礁形成の限界水深、サンゴ礁成長速度、サンゴ礁の地形、礁前斜面 (fore-reef slope) 堆積物の傾斜角、基盤の地形、そして陸源物質の供給量の変遷などである。これらはいずれもモデルを全く違ったものにするほど重要な意味を持っている。

海水準変動は、最も良く知られている更新世末期～後氷期のものを選んだ。この時期には多数の曲線が提出されている。更新世末期については海水温の変動に重要と考えられるアレレード海進などが示されている FUJII & FUJII (1967), KAIZUKA *et al.* (1977) の曲線を参考にした。この時期の海進速度は FAIRBRIDGE (1961) や SHEPARD (1964) などの曲線から求めたが、15 mm/y. 以上を示す。後氷期の海進速度については、合衆国の大西洋岸などで比較的良く知られており (COLEMAN & SMITH, 1964 など)、10,500～8,000 y. B. P. には約 15 mm/y., 8,000～3,500 y. B. P. には約 3 mm/y., 3,500 y. B. P. 以降は約 0.5 mm/y. と考える。現在を最高海面として、以後海退を想定する。将来の海退過程については種々議論されているが (KUKLA *et al.*, 1972 など)、ここでは海進過程と全く同様に海退すると仮定する。このようにして得られたのが図 2 右の曲線である。図 1 右の細かく振動している曲線は MÖRNER (1971) のものであるが、P (present) 以降については、図 2 のものと同様の考えで連続させてある。

氷期から後氷期へ移る時期は従来から 10,500 y. B. P. 前後に置かれている (FAIRBRIDGE, 1978 など)。温帯地方ではこれ以後急激に温暖になり、7,000～6,000 Y. B. P. でピークを迎える。今後とも冷涼に向うとして得られたのが図 2 右の潜在的造礁活動度である。海水準変動のいくつかの極大

期にも造礁したと考えている。

サンゴ礁の形成下限深度は地域によって異なり、一つの島のサンゴ礁でも風向きや地形などによって変化している。ビキニ環礁などの例 (WELLS, 1954) では、海面付近の造礁サンゴ帯 (surface hermatypic coral zone) は 20 m 以浅である。深く見積ると 36 m ぐらいまでになるだろう。造礁サンゴの下限は 156 m まで認められているが、たいていのものは 27 m までである。琉球列島南部 (山里ほか, 1968) では、サンゴ礁の下限深度は 70~100 m であるが、造礁サンゴの表層帯は 20~30~50 m までで、この崖壁面では 100% の被度を示す。フィジーのラウ島 (PHIPPS & PREOBRAZHENSKY, 1977) では、バットレス (buttress) の下限 20~25 m が豊富な造礁サンゴ帯の下限になっている。ジャマイカ (GOREAU, 1959, '72) では、20 m 以深でサンゴの数も大きさも急減するが、60 m 付近まで造礁サンゴが優勢となっている。パナマ太平洋岸 (GLYNN, 1972) では、15~18 m まで造礁サンゴ帯が認められている。ライン諸島ファニング島 (MARAGOS, 1974) では、25 m 付近までサンゴが高密度に被覆する。琉球層群サンゴ礁本体 (reef proper) の造礁サンゴは、表層もしくは浅層帯のものがほとんどなので、モデルのサンゴ礁下限深度は 20~30 m とするのが妥当であろう。図 1 では 20 m、図 2 では 30 m にしてある。

サンゴ礁の成長速度についても多くの地域から得られている。琉球列島のサンゴ礁の北限に近いトカラ列島宝島・小宝島では、上方成長速度約 5 m/1000 y., 海方成長速度約 100 m/1000y., が得られている (NAKATA *et al.*, 1978)。大西洋のバルバドス島 (MATTHEWS, 1972) では、垂直上方成長速度 1~2 m/1000y. が得られているが、サンゴ礁の海側斜面の平衡傾斜角が 5° と考えられることから、海方成長速度 10~20 m/1000 y. が算出されている。垂直上方成長速度については多くの値が得られているが (0.7~8.5 m/1000 y. : Hari, 1977), 水平方向については非常に少ない。宝島・小宝島の資料は ¹⁴C 年代測定によって直接得られたものであり、この結果をモデルでは用いた。海退時には造礁能力が低下するので、図 2 左ではこれを考慮して成長速度を 2分の1にしてある。

上に述べた成長速度は、最も急速なバットレス帯のものであるが、水深を増すと遅くなるはずである。このように考えて描いたのが図 1 左であり、サンゴ礁本体前面 (reef front) は海面の安定期には、傾斜角が増大していく。これに対し、サンゴ礁本体前面には平衡傾斜角があって、海水準変動の極大期付近では傾斜角は変わらないとして描いたのが、図 2 左である。この場合サンゴ礁本体の下部では、礁の浅い部分から落下した碎屑物が堆積し、斜面の角度を維持することになる。サンゴ礁本体前面の傾斜角は地域によって様々だが、モデルでは宝島・小宝島の上方・海方成長速度を

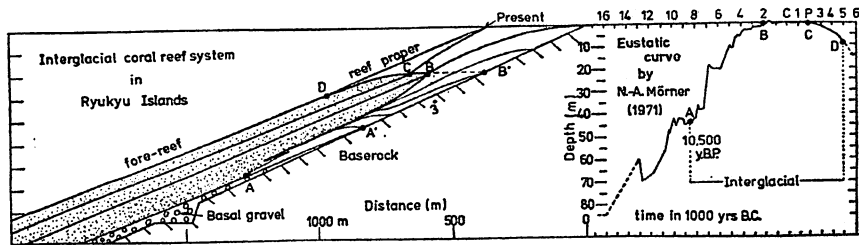


図 1 基盤高度の高い地域での、海進過程サンゴ礁形成モデル

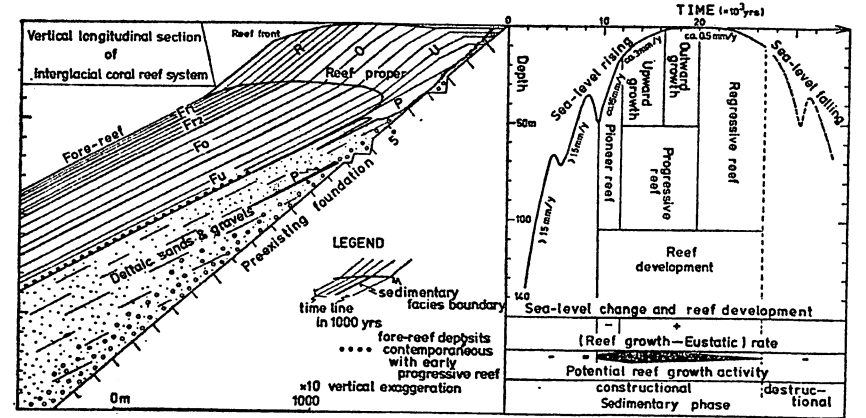


図 2 基盤高度の低い地域での、海進過程サンゴ礁形成モデル

Fr (1, 2): リグレスィブリーフの礁前斜面堆積物。Fo: プログレッシブリーフの外方成長時の礁前斜面堆積物。Fu: プログレッシブリーフの上方成長時の礁前斜面堆積物。

用いているため、3°~5° となる。礁前斜面の傾斜角は 3°~30° と変化に富むが、琉球層群の同堆積物の角度が比較的低角度のため、モデルには 3° を用いた。

琉球層群が谷の部分に堆積する場合と、山脚の部分とは、サンゴ礁の構造に違いがみられる。谷部では (図 2 左)、海進途次に陸源碎屑物が供給され、基盤にアバット関係で堆積するし、山脚部では (図 1 左)、直接にサンゴ礁が形成されていく。琉球層群の基盤の多くは 3° 前後の傾斜を示すが、ところによっては 10° に達する。一応傾斜角 3° で山脚部 (図 1 左) を、5° で谷部 (図 2 左) を代表させた。

谷の部分の造礁過程に重要な役割を果すが、陸源物質である。海進過程の前半には、砂礫からなる三角州前置層が堆積する。琉球層群の砂礫層中には、前置層に見られる斜層理が発達している。この砂礫層の上位は石灰岩となっているが、この岩相の変化の要因は、気候が急激に温暖化し、その後急海進がつづく後水期のはじまりのような変動が考えられる。

2. 海進過程のサンゴ礁形成

急激な海水の侵入とともに、谷部では三角州扇状地性の砂礫層や泥層が、ほぼ海面の上昇に対応して堆積していく (図 2)。氷期が終了し気候が急激に温暖化すると、琉球列島の気候や水温はサンゴ礁形成に十分となる。初めの海進速度は 15 mm/y. で、サンゴ礁の上方成長速度 5 mm/y. をはるかに超えている。サンゴ礁は十分な構造をつくらうとするが、弱れていく。この時期のサンゴ礁をパイオニアリーフ (pioneer reef) とよぶ。これには、サンゴ礁特有の消波構造 (wave resistant structure) が備わっていないと考えられる。パイオニアリーフは、陸源物質が供給されない山脚部でよく発達する (図 1)。

海進速度がサンゴ礁の上方成長とほぼ一致するか、下まわるようになると (約 3 mm/y.), まず礁前斜面堆積物として、*Cycloclpeus-Operculina* 層が堆積したようである。この層は谷部では、

陸源堆積物の直上に載り(図2), 山脚部ではバイオフィーフの直上に堆積した(図1)。その後サンゴ礁は海面に一致した礁原をもち, 消波構造も備えるようになる。この時期には主にサンゴ礁の上方成長が目立つ。

海退速度が更に低下し, 海面がほぼ安定すると(約 0.5 mm/y.), サンゴ礁はもっぱら海方へ前進していく。もちろん前進のためには基盤が必要であるが, 礁前斜面堆積物とその役割を果す。ジャマイカの礁前斜面では, サンゴ礁本体に織りこまれる炭酸塩量の2~4倍が, 礁から離れたところで堆積するという(MEANAY, 1973; LAND, 1979による)。琉球層群の前斜面堆積物には, *Cycloclypeus-Operculina* 層の上位に球状石灰藻石灰岩, *Amphistegina*, *Calcarina*, *Marginopora*, *Baculogypsina* 等の中粒砂サイズの有孔虫を主とした石灰岩が認められる。これらは上方, 海方成長を示すサンゴ礁本体に対応したものであろう。上方, 海方成長を示すサンゴ礁をプログレッシブリーフ(progressive reef)とよぶ。図1の等時線は特定の時期(A, B, C, D)について引いてあるが, 図2のものは1,000年間隔になっている。

海退過程のサンゴ礁をリグ्रेसィブリーフ(regressive reef)とよぶ。海退過程には, 水温も下り造礁能力も落ちる。海退過程も海退速度の違いによって2時期に分かれる。モデルでは, 海面が10m下った時に, 造礁能力がなくなるようにしてある。これ以後は今までのサンゴ礁構造物を破壊する過程になるが, モデルには示していない。

3. サンゴ礁モデルと琉球層群

琉球層群の本体はどの島でも, ほぼ30~40mの層厚を示すが, モデルでみられるように, この層厚はサンゴ形成の下限深度を示すものである。現成サンゴ礁の深度40mまでには, 造礁サンゴ礁の帯状構造も見られる。琉球層群の礁本体部にも存在するはずであり, 造礁生物の垂直の分布を確かめる必要がある。サンゴ礁本体の層厚が一定しているという事実は, 琉球層群を堆積させた海退がローカルなものではないことを示している。

モデルの礁本体部と礁前斜面堆積物の境界の上下変化は, 海水準変化をあらわしている。たとえば海方へ境界が高くなっている時には海面は上昇し, 礁前面は前進している。琉球層群本体層の下限を追跡することによって, 大まかな海水準変動が得られるだろう。

図3左は沖永良部島南部の知名海岸から大山に至る断面である。海岸から海拔200mに至るサンゴ石灰藻岩は一連の海進によって形成されたものである。海拔80m以下には *Cycloclypeus-Operculina* 層が, サンゴ石灰藻岩と球状石灰藻岩層の間にある。*Cycloclypeus* は-32m以深, 特に-90m付近に生息するため(KOBA, 1978), これが生息していた海は少なくとも海拔112mに求めなければならない。ただしサンゴ礁主部はこれより高い位置にあり, この層はⅢ面もしくはⅡ面の海面に対応して堆積したと考えられる。本断面は図1のモデルを適用できる。*Cycloclypeus-Operculina* 層の下位にあるサンゴ石灰藻岩はバイオフィーフ, Ⅱ面頂部のもはプログレッシブリーフ, これからⅢ面へ階段状に下るサンゴ石灰藻岩はリグ्रेसィブリーフと考えられる。

図3中, 右は沖永良部島主部, 北海岸の断面である。バイオフィーフは沖泊断面のⅤ面付近でわずかにのぞいているが, 有孔虫を含んだ陸源堆積物によって埋められている。*Cycloclypeus-*

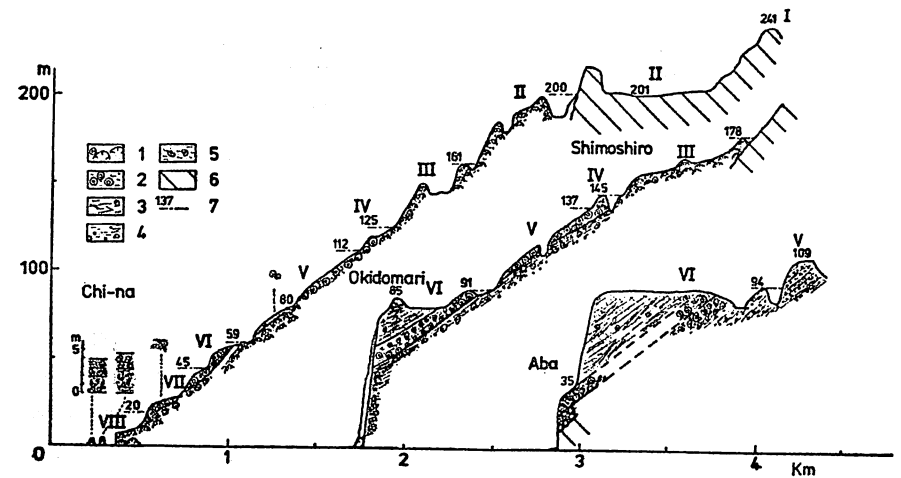


図3 知名—大山(左), 沖泊(中央), 阿場(右)断面。

1. サンゴ石灰藻石灰岩, 2. 球状石灰藻石灰岩, 3. 成層有孔虫砂岩, 4. 有孔虫などの石灰質碎屑物を含む陸源砂礫層, 5. *Cycloclypeus-Operculina* 層, 6. 基盤岩, 7. 旧汀線。

Operculina 層は阿場断面に特徴的にみられ, 三角州性砂礫層の直上に分布している。*Cycloclypeus* の生息深度や地層の出現形態からみて, Ⅵ面は侵蝕面と考えられる。沖泊断面のⅢ面に分布するサンゴ石灰藻岩はプログレッシブリーフである。全断面は一連の海進によって説明できる。図2のモデルの具体例については省略するが, 徳之島南部にその典型例が多く見られる。

本報告は東北大学地理学教室修士論文(1976 MS), 日本地理学会(1976 秋), 日本第四紀学会シンポジウム(1979)にて発表したものの一部に加筆したものである。

参考文献

- COLEMAN, J. M. & SMITH, W. G. (1964): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75, 833—840. FAIRBRIDGE, R. W. (1961): *Physics and Chemistry of the Earth*. FAIRBRIDGE (1978): *Z. Geomorph. N. F.*, 22, 211—222. FUJII, S. & FUJII, N. (1967): *J. Geosciences*, 10, 43—51. GLYNN, P. W. et al. (1972): *Geol. Rundschau*, 61, 483—519. GOREAU, T. F. (1959): *Ecology*, 40, 67—90. GOREAU (1970): *AAPG Bull.*, 54, 849. HORI, N. (1977): *Geogr. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, 12, 1—75. KAIZUKA, S. et al. (1977): *Quat. Res.*, 8, 32—50. KOBA, M. (1978): *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th ser. (Geogr.), 28, 283—311. KUKLA, G. J. et al. (1972): *Quat. Res.*, 2, 261—269. LAND, L. S. (1979): *Mar. Geol.*, 29, 55—71. MARAGOS, J. E. (1974): *Pacific Science*, 28, 247—255. MATTHEWS, R. K. (1972): *Quat. Res.*, 2, 368—373. MESOLELLA, K. J. et al. (1970): *AAPG Bull.*, 54, 1899—1917. MÖRNER, N.—A. (1971): *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 9, 153—181. NAKATA, T. et al. (1978): *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th ser. (Geogr.), 28, 35—48. PHIPPS, C. V. G. & PREOBRAZHENSKY, B. V. (1977): *Editions du B. R. G. M.*, 89, 440—455. SHEPARD, F. P. (1964): *Science*, 143, 574—576. WELLS, J. W. (1954): *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 260-I, 385—486. 山里清ほか(1968) 琉球水産資源調査報告書。