

黒潮がつくったサンゴの 楽園：沖縄

菅 浩伸 かん ひろのぶ

九州大学

サンゴの楽園の成り立ち

沖縄の白い浜辺で透きとおった海水に足もとを浸す。目の前にはエメラルドグリーンからコバルトブルーへと移りかわる浅い海。九州以北の日本列島の海岸とはまったく異なるこの景観は、サンゴ礁ならではの地形と堆積物によってつくられたものである。

サンゴ礁は、熱帯水界の生物である造礁サンゴやサンゴモなどの造礁生物が何千年もの時間をかけてその骨格を積み上げながらつくってきた地形である。そして、その主役をなす造礁サンゴは刺胞動物門に属する動物で、イソギンチャクの仲間となる。造礁サンゴは多数のポリプが集合して生活する「群体」という生活型をとるものが多い(図1)。それぞれのポリプは直径1~5mm程度のもが多いが、それぞれにイソギンチャクのような触手をもっている。この触手で海中のプランクトンを捕食して栄養とするが、捕食能力はポリプの大きさによって異なる。ただし、ポリプの大きなサンゴであってもプランクトンの捕食だけでは栄養が不足する。そこで触手や表面を覆う軟体部の中に直径10ミクロン程度の褐虫藻という共生藻を宿らせており、褐虫藻の光合成産物がサンゴにとっての重要な栄養源となる。このため造礁サンゴは光が届き、冬季表面海水温が18℃以上の温暖な浅海に生息する¹。同じ刺胞動物門花虫綱に属するアカサンゴなどの宝石サンゴは共生藻を

もたず、主に水深100m以深で生息するのとは対照的である。

九州南部から台湾に向けて連なる琉球列島には400種を超える造礁サンゴが生息する²。図2は世界の造礁サンゴの分布について、「種」より1つ上の分類である「属」の数で表したものである³。西太平洋では70属以上のサンゴがみられるのに対し、ハワイでは10属程度、東太平洋では5属程度しか分布しない。太平洋の海洋循環の中で、熱帯水塊の生物である造礁サンゴにとって、寒流が流れ込む太平洋東部よりも、赤道海流が流れ着き暖水域が発達する西太平洋で属数が多くなることは想像しやすいであろう。一方、大西洋では属数が極めて少ない。温暖なメキシコ湾流が通るカリブ海でも20属程度しか分布しない。しかも大西洋には太平洋とはまったく異なるサンゴの種が多く生息するのである。

現在の造礁サンゴは約2億年前の中生代三畳紀にテーチス海という浅海の西端で発生した⁴。テーチス海は現在のヒマラヤ山脈周辺にあたり、

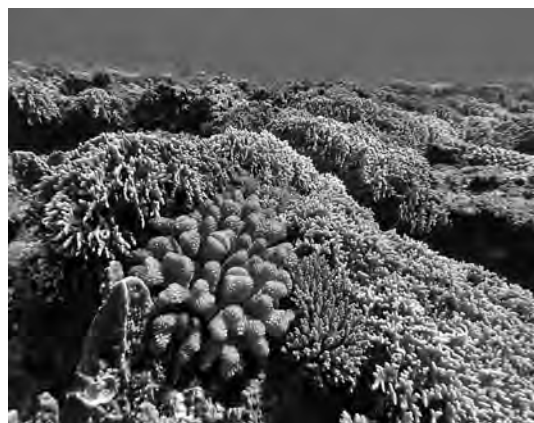


図1 造礁サンゴ群集(沖縄県西表島)

Okinawa: A paradise for corals created by Kuroshio
Hironobu KAN

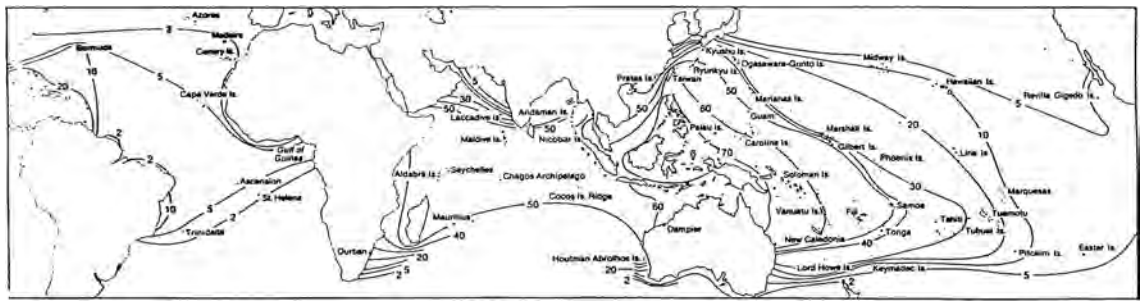


図2—造礁サンゴの属数分布³⁾

インドプレートがユーラシアプレートに衝突することによって閉塞した。テーチス海の閉塞は蝶番を閉じるように西側から始まったため、造礁サンゴの分布域は次第に東側の東南アジア島嶼部へ押し出された。これが現在の造礁サンゴ分布の中心であるコーラル・トライアングル(coral triangle)をつくる。一方、カリブ海は大西洋の拡大とともにテーチス海を離れていく。そして、約350万年前にパナマ地峡が閉塞することによって太平洋と隔絶され、それ以降独自の進化を遂げるようになった。

琉球列島を貫流する黒潮は西太平洋暖水域に源を發し、東南アジアの海洋生物多様性の中心をなすコーラル・トライアングルの一部を通過する。このため、琉球列島は世界のサンゴ礁のなかでもっとも種多様に富む地域のひとつとなっている⁵⁾。また、サンゴにとって陸からの堆積物の流入は生育の妨げとなるため、大河川の河口周辺や大陸沿岸では生息しにくく、島嶼や大陸棚の縁といった貧栄養海域で活発に生息する。ユーラシア大陸から東シナ海を隔てて位置する琉球列島は、陸からの堆積物の影響を受けにくい島嶼であり、造礁サンゴが生息しやすい環境にある。

サンゴの楽園を支えるサンゴ礁地形

サンゴなどの造礁生物が積み重なってサンゴ礁地形をつくるとき、以下の特徴をもつことになる。
 (1)炭酸カルシウムを分泌し波に抗しうる骨格をもった造礁生物が堆積して礁石灰岩をつくること、
 (2)これが海底から急な高まりを形成し低潮位な



図3—サンゴ礁の地形分帯(本部半島沖・水納島)

いしその近くまで達すること、(3)この地形が波に対する抵抗性をもつ防波構造物としての性格を有すること、である^{1,6)}。

琉球列島に多く分布する裾礁型サンゴ礁の地形は、外洋側から礁斜面、礁縁、礁嶺(礁原)、浅礁湖(礁池)の地形帯をつくる(図3)。このうち砕波が認められる礁縁部は、鋸歯状に配列した高まりである縁脚と、縁脚間の谷間をなす縁溝によって、縁脚縁溝系と呼ばれる地形群を形成する。礁縁の陸側には大潮の平均低潮位付近の高さに達した礁原(礁嶺)が広がる。礁原は100~300m程度の幅で堤防状の高まりをつくる。これは洋上や上空から見たとき、一般にサンゴ礁の縁と認識される地形である。礁縁と礁原はサンゴ礁特有の海底から急な高まりをなす地形をつくり、この高まりが防波構造物としての性質をもつ。このため礁原の陸側に広がる浅礁湖は、波浪の影響をほとんど受けることがなく、リーフ内の流れが卓越する海域となる⁷⁾。琉球列島の裾礁の浅礁湖は、深くとも水深3m程度であることが多い。

琉球列島は東アジアのモンスーンの影響で、夏季は南～南東風、冬季に北西～北東風が卓越する。貿易風帯のような典型的な風上側・風下側サンゴ礁ではなく、季節的な卓越風向の逆転のため島の周囲にサンゴ礁が発達する場合が多い。また、琉球列島は西太平洋暖水域を発生源とする熱帯低気圧、台風の通過域に位置する。台風は琉球列島付近で転向点を迎え、勢力が最大となり、速度が遅くなる。台風による暴浪は、津波とともに琉球列島のサンゴ礁礁縁部の堆積物や礁原上の巨礫の分布に重要な役割を果たす⁸⁻¹²。

琉球列島のサンゴ礁の成り立ち

沖縄の海岸でみられるサンゴ礁は、いつ頃から発達をはじめ、いつ頃現在のようになったのであろうか。ボーリング調査などによってサンゴ礁の堆積層を採取し、放射性炭素を用いた年代測定を行った研究から、次のようなことがわかっている(本論では年代値を暦年較正して表した)。

サンゴ礁が形成を開始した時期とその深度については、沖縄島南部の具志頭海岸で約8500～7900年前に現在の水深7～17mから¹³、久米島では約8300年前に現水深13mから^{14,15}、沖永良部島では約7900年前に現水深10mから始まっている¹⁶。一方、奄美諸島最北部に位置する喜界島では、現在の隆起サンゴ礁は約1万年前に形成を開始しており、約25mの厚い堆積層をつくっている¹⁷⁻²⁰。南琉球では、石垣島北東部で7800年前に現海面下21mから²¹、石垣島と西表島の間に広がる石西礁では8400年前に現海面下20.5mから、その礁縁部で8500年前に現海面下16mで礁形成が始まった事例が報告されている²²。石垣島名蔵湾では現海面下約40mから後氷期サンゴ礁の堆積が始まっており²³、より早い時期のサンゴ礁形成開始年代が出る可能性がある。

サンゴ礁が上方に成長し海面に達した時期については、沖縄島南部の具志頭海岸で得られた7750年前¹³が最も早く、その他は久米島で5700年前^{14,15}、渡名喜島で6000年前²⁴、本部半島沖の

水納島で6000年前²⁵、与論島で4000年前²⁶、沖永良部島で5300年前¹⁶、喜界島北部の志度桶海岸で6500～5500年前^{27,28}、喜界島西部の中熊海岸で4700年前^{17,18,29}となる。南琉球でも石垣島北東部で4800年前²¹、石西礁内で6500年前、その礁縁部で4100年前に海面に達して礁原をつくる²²。

以上のように、琉球列島のサンゴ礁形成は、島によってばらつきはあるものの、約1万年前～8000年前に始まり、約6000年前～4000年前には海面に到達してサンゴ礁の地形として海岸を取り囲むことになる。

サンゴ礁の発達に伴う沿岸域の地形変化

サンゴ礁は成長し発達する地形である。その発達とともに沿岸の環境をどのように変化させたのであろうか。図4は琉球列島中部の久米島の礁形成過程を念頭に、裾礁型サンゴ礁の形成過程を模式化して描いたものである^{30,31}。なお、南琉球の石垣島周辺などでは、サンゴ礁はより早く、深くから形成を開始する。

この図は礁形成開始時から現在まで6時相の三次元模式図で構成しているが、最も奥の模式図(図4a)では、更新統琉球層群の石灰岩からなる地形面が現在の海面下10m付近にあった場合を描いている。地形面の手前側は谷地形とし、基盤地形の凹凸によってサンゴ礁形成史と堆積層が異なることを図示した。地形面の陸側には石灰岩よりなる海食崖あるいは段丘崖を想定した。その基部では崖錐堆積物が地形面上に載る。このように現海面下10m付近に先行する地形面が存在した場合、後氷期の上昇する海面のもとで約8000年前頃に地形面が水没し、サンゴ礁の形成が始まるが、特に地形面の海側端部では砕波が発生するため、造礁サンゴが活発に生育する場所となる。

その後、海面は現在の水準まで到達する(図4b)。基盤となる地形面の海側端部で発達を始めたサンゴ礁はピナクル状の高まり(小尖礁)をつくり始め

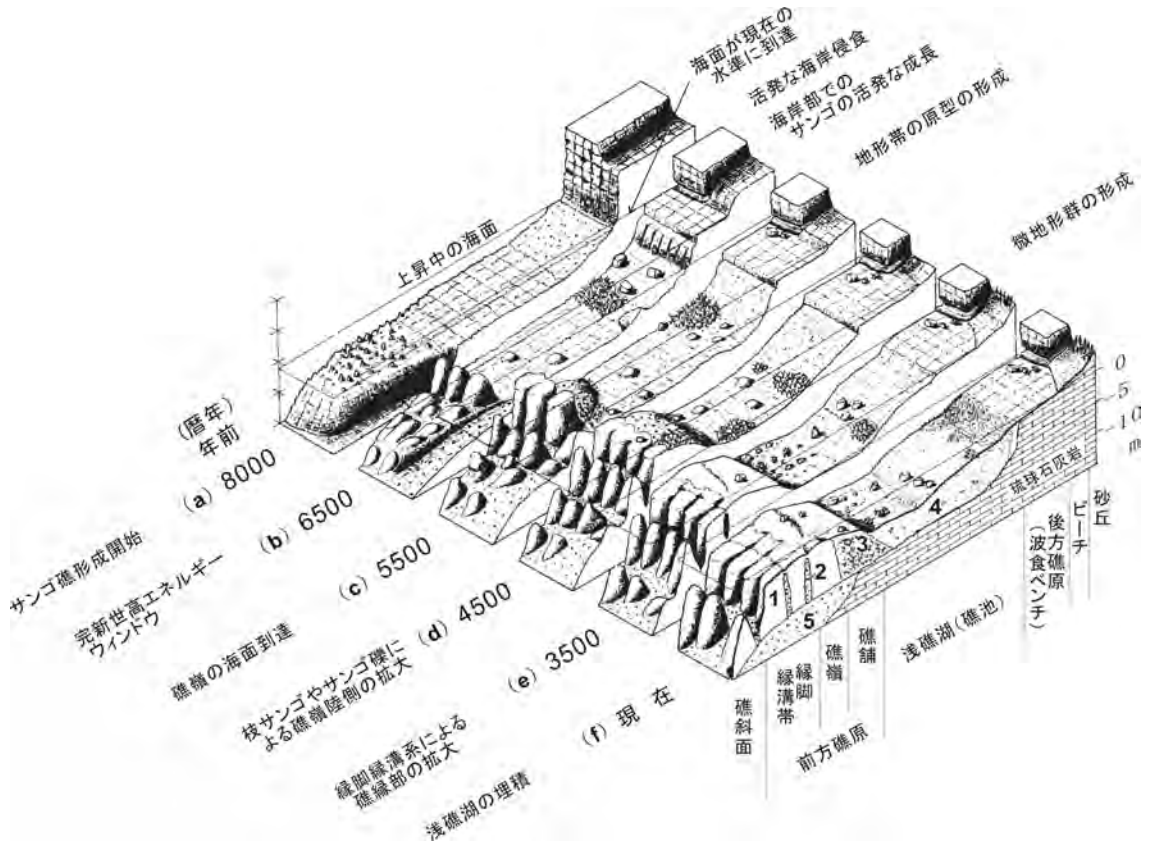


図4—琉球列島における現成サンゴ礁形成模式図

中琉球の裾礁型サンゴ礁の発達過程と海浜環境の変化について、久米島および本部町水納島のサンゴ礁地形発達史をもとに描いた模式図^{30,31}。南琉球などではより深く、より早期からサンゴ礁形成が開始する。サンゴ礁の海面到達時期についても島によって約2000年程度のずれが生じることがある(本文参照)。堆積構造は、1: 原地性卓状・塊状サンゴ、2: 緑溝に堆積したサンゴ円礫、3: 枝状サンゴまたは卓状サンゴ礫、4: 未固結礁性堆積物、5: 後水期サンゴ礁の基盤の凹地に堆積したサンゴ礫。

る。しかし、上昇し終えた海面に到達する高さまでは成長していない。基盤の谷部分(図の手前側)では、地形面上で発達する造礁サンゴが碎波によって剥がされてできたサンゴ礫などの堆積物が谷を埋積する。ただし堆積物は暴浪によって異動するため、その上に造礁サンゴはつきにくい。一方、陸側の崖は活発な侵食によって後退する。海側のサンゴ礁が海面に到達していないため、強い波浪が直接海崖に押し寄せるためである。このような状況はサンゴ礁が海面に達する前に生じ、「完新世高エネルギーウィンドウ」と呼ばれる³²。ここでは崖の後退とともに、崖前面に波食ベンチ(ショアプラットフォーム)が形成される。サンゴ礁の発達が遅れた基盤の谷部分からは特に強い波浪が陸側の崖に達し、海食崖の後退が顕著に進んだものと

考えられる。海食崖の侵食によって生産された岩塊が崖前方に転がる。波食ベンチ端部では碎波が発生するため、ベンチ基部にも造礁サンゴの生長がみられる。

完新世中期の安定した海水準のもと、最初に発達を始めた海側の小尖礁が海面に到達する(図4c)。これによってサンゴ礁の地形環境は波浪の強い礁前縁とその背後の礁湖に二分され、現在みられるサンゴ礁地形分帯の原型がつけられる。海面に到達した前方の小尖礁は、上部がサンゴの生長限界である低潮位面に揃った平坦面をつくるが、小尖礁の間にはまだ隙間があり、礁湖内には外洋から海水が流入する。このため礁湖内の海水流動は活発であったと推定できる。小尖礁の礁湖側には、海水の流れがあり波あたりが弱い場所で活発に生

長する枝サンゴ群集が旺盛に成長するとともに、礁縁部の碎波で剥がされた卓状サンゴ礫が堆積することによって、礁嶺が陸側へ拡大する(図4d)。また、サンゴ礁の発達が遅れた基盤の谷部分ではサンゴ礫などの堆積物が礁の発達を妨げていたが、近隣の小尖礁の一部が暴浪で破壊され岩塊として堆積することによって、これをもとに礁成長が始まり、周辺の小尖礁より遅れて海面に到達する。以上のような過程でサンゴ礁の礁嶺はつながり、強固な防波構造物を構築する(図4d)。

海側で礁嶺が発達すると、海岸へ打ち寄せる波浪は弱くなり、波食ベンチの形成作用は弱くなる。礁湖はこれまでより静穏な環境となり、枝サンゴ群集の成長や砂礫の堆積が進む。低潮位面で拡大する礁嶺上では有孔虫の生産が盛んとなり、外洋からの波浪によって浅礁湖に堆積する。有孔虫や枝サンゴ礫などは海岸にも堆積し、ビーチの形成が進む。一方、礁嶺海側の礁縁部では、サンゴ礁の消波構造を担う縁脚縁溝系がつくられる。安定した海水準のもと、礁縁部では外洋側の縁脚が順次海面に到達し、縁溝がサンゴ礫や岩塊で埋められる。このプロセスによって礁縁部が前進し、礁嶺が海側に拡大する(図4e)。

その後、浅礁湖の埋積は進み、浅礁湖陸側では波食ベンチと同様な高さまで砂礫が堆積し、その上に海草帯が成立する(図4f)。礁湖内で海水の流動が保たれ、造礁サンゴの顕著な生育がみられる部分は礁嶺背後に限られる。しかし、そこでも水深は2~3mであり、ハマサンゴの大群体は本来の半球状群体をつくることができず、頂部が低潮位面に揃ったマイクロアトールをつくる。海浜部ではビーチの成長とともに、砂丘の形成も進む。

以上のような発達過程で、図4f左下の断面で見られる堆積層が形成される。一括して「前方礁原」と称される礁縁部の縁脚縁溝帯から礁舗にかけての地形のうち礁縁から礁嶺部では、主に原地性の卓状・皮殻状・塊状サンゴによって形成される礁主体相(1)よりなり、縁溝や小尖礁間の凹地を埋積するサンゴ円礫(2)が礁主体相の間に堆積する。礁嶺の背後の礁舗は、主に図4c~dの時

期に堆積した原地性枝サンゴの厚い堆積層あるいは浅礁湖に堆積したサンゴ礫よりなる厚い堆積層(3)より成る。これはこれらが縦に配列する構造をつくる点が、サンゴ礁の礁嶺から礁縁部で見られる堆積構造の特徴である²⁴。図では、この下にサンゴ礫などの堆積物(5)がみられるが、これは基盤の谷部分を埋める堆積物である。基盤となる地形面上に直接サンゴ礁が発達した部分(図の奥に隠れている部分)では礁主体相(1)とサンゴ円礫(2)が直接、基盤となる琉球層群石灰岩上に載る¹⁶。一方、陸側の波食ベンチは「後方礁原」とも呼ばれ、更新世石灰岩の侵食面が主であるが、後方礁原の海側には完新世高エネルギーウィンドウ(図4b)のもとで形成された原地性サンゴよりなる礁主体相がみられる場合もある。前方礁原と後方礁原との間の「浅礁湖(あるいは礁池)」は、主に未固結の礁性砂礫(4)によって構成されるが、堆積層中に原地性の塊状あるいは枝状サンゴ群体も産する。

氷期の琉球列島でサンゴ礁は形成されていたのか

サンゴ礁は熱帯海域の生物がつくる地形であるため、気候変化や海洋の環境変化の影響を受けやすい。特にサンゴ礁の北限域に位置する琉球列島では、最終氷期最盛期から現在にかけての水温上昇がサンゴ礁の形成を促したと考えられる。最終氷期の水温は石垣島南方で現在よりも夏季で約2℃、冬季で約5℃低下していたと推定されている³³。

一方、最終氷期最盛期にあたる約2万年前頃、琉球列島のような氷床から遠い地域では、海面が現在より130m程度低下していたことがわかっている³⁴。最終氷期に形成された琉球列島のサンゴ礁は、伊良部島沖の水深125mから発見された³⁵。このサンゴ礁を構成するサンゴは、現在の九州北部などで卓越するキクメイシ類であり、今日の琉球列島で見られるようなサンゴ礁ではなかったと考えられている。最近、喜界島周辺³⁶で水深約100mに、南琉球の宮古曾根^{37,38}で水深60

m 前後にサンゴ礁の痕跡が見つかっている。島棚上にどのような地形がつくられているかは、未探査の部分がほとんどであるため、今後、氷期に発達したサンゴ礁の痕跡が発見される可能性がある。

文献

- 1—堀信行: 科学, **50**, 149(1980)
- 2—西平守孝: 日本の造礁サンゴ類, 『日本のサンゴ礁』環境省(2004)pp. 10-14
- 3—J. E. N. Veron: Corals of Australia and the Indo-Pacific. Angus & Robertson Publishers(1986)644 pp
- 4—D. Hopley: Essener Geographische Arbeiten, **18**, 79(1989)
- 5—C. M. Roberts et al.: Science, **295**, 1280(2002)
- 6—中井達郎: 北限地域のサンゴ礁, 『熱い自然—サンゴ礁の環境誌』サンゴ礁地域研究グループ編, 古今書院(1990)pp. 57-65
- 7—中井達郎: 地学雑誌, **116**, 223(2007)
- 8—河名俊男・中田高: 地学雑誌, **103**, 352(1994)
- 9—H. Kan: Typhoon effects on sediment movement on reef edges and reef slopes, “Recent advances in marine science and technology ‘94” O. Bellwood et al. eds., Pacon International & James Cook Univ.(1995)pp. 191-201
- 10—恩田真理子: 地理学評論, **72A**, 746(1999)
- 11—A. Suzuki et al.: Quaternary Geochronology, **3**, 226(2008)
- 12—K. Goto et al.: Marine Geology, **269**, 34(2010)
- 13—河名俊男・菅浩伸: 琉球大学教育学部紀要, **60**, 235(2002)
- 14—T. Takahashi et al.: Proc. 6th International Coral Reef Symposium, **3**, 491(1988)
- 15—H. Kan et al.: Geographical Review of Japan, **64B**, 114(1991)
- 16—H. Kan et al.: Coral Reefs, **14**, 123(1995)
- 17—小西健二・他: 海洋科学, **15**, 154(1983)
- 18—小西健二: 地学雑誌, **93**(7), 61(1984)
- 19—佐々木圭一・他: 第四紀研究, **37**, 349(1998)
- 20—太田陽子・他: 第四紀研究, **39**, 81(2000)
- 21—C. Hongo & H. Kayanne, H.: Sedimentary Geology, **214**, 62(2009)
- 22—H. Kan & T. Kawana: Proc.10th International Coral Reef Symposium, **1**, 494(2006)
- 23—H. Kan et al.: Geomorphology, **229**, 112(2015)
- 24—H. Kan et al.: Atoll Research Bulletin, **443**, 1(1997)
- 25—H. Kan & N. Hori: 地形, **14**, 1(1993).
- 26—N. Yonekura et al.: 第四紀研究, **33**, 67(1994)
- 27—佐々木圭一・他: 第四紀研究, **37**, 349(1998)
- 28—太田陽子・他: 第四紀研究, **39**, 81(2000)
- 29—J. M. Webster et al.: Coral Reefs, **17**, 289(1998)
- 30—菅浩伸: 南西諸島を縁どるサンゴ礁海岸, 『日本の地形1総説』米倉伸之・他編, 東京大学出版会(2001)pp. 255-258
- 31—H. Kan, H.: Ryukyu Islands, “Encyclopedia of Modern Coral Reefs: structure, form and process” D. Hopley ed., Springer(2011)pp. 940-945
- 32—D. Hopley: 1984. The Holocene high energy window on the

- Central Great Barrier Reef, “Coastal Geomorphology in Australia” B. G. Thom ed., Academic Press(1984)pp. 135-150
- 33—氏家由利香・氏家宏: 化石, **79**, 43(2006)
- 34—Y. Yokoyama & T. M. Esat: Oceanography, **24**(2), 54(2001)
- 35—K. Sasaki et al.: Island Arc, **15**, 455(2006)
- 36—Matsuda et al.: Island Arc, **20**, 411(2011)
- 37—Arai et al.: Island Arc, **23**, 1(2014)
- 38—Arai et al: Marine Geology, **373**, 49(2016)

菅浩伸 かん ひろのぶ

1963年生まれ。香川県高松市出身。九州大学先導的学術研究拠点 浅海底フロンティア研究センター センター長, 九州大学大学院地球社会統合科学府および共創学部 主幹教授。専門は自然地理学, サンゴ礁地形学, 浅海底地形学。現在, 海底の地形を三次元で計測できるマルチビーム測深技術を用いて, 未探査の部分が深い浅海底の詳細な地形図を作成し, その上で地質学や生物学, 考古学, 海岸工学など様々な分野の研究者と共同で学際研究を推進しています。これについては『科学』2016年12月号(Vol. 86, No. 12, pp. 1213~1215)「人類のフロンティア「浅海底」を開拓する」でご紹介しています。ホームページ(研究室 <http://scs.kyushu-u.ac.jp/kan/>, センター <http://scs.kyushu-u.ac.jp/seafloor/>)とともに, ご覧ください。