

リーフ上およびリーフギャップ周辺における サンゴ片の移動機構

宇多高明*・谷本修志**・坂野 章***・高木利光****

1. まえがき

熱帯や亜熱帯に発達し、外洋からの入射波に対して優れた消波効果を発揮するサンゴ礁には、多くの場合リーフギャップが存在する(高橋, 1988)。リーフギャップが形成される原因に関しては十分な説明が与えられていないが、存在するリーフギャップは、リーフエッジ付近での碎波によって誘起された岸向き流れが沖合へ流出する出口となる。この点は沖縄県の仲泊海岸での現地観測(谷本ほか, 1988)やバリ島の Nusa Dua 海岸での観測などによって確認されている(谷本, 1989)。また谷本ほか(1988)が実施した海浜流の数値計算によれば、リーフギャップを通過する沖向き流れは潮位条件にあまり依存せず、ほぼ常時発生している。

一方、サンゴ礁海岸ではサンゴの破片からなる砂浜が広がることから、リーフ外縁において波によって破碎されたサンゴが波の力で岸方向へ運ばれ、海浜に堆積すると考えられる。実際、宇多(1988)はモルディブの環礁において高波浪時に新島が形成される事実を示した。しかしながら、もしリーフギャップが存在すると、上述のようにそこでは離岸流が発達するために、この流れによってリーフ上の土砂が沖合へ運び去られる可能性もある。バリ島の Nusa Dua 海岸での現地観測(谷本, 1989)ではリーフギャップへ向いた流れと底質移動が確認されている。このようなリーフギャップを通過する流れと漂砂は、サンゴ礁海岸における海浜の形成とその安定性に深く関与すると思われる。そこで本研究では移動床水理模型実験と3次元の数値モデルによってこの問題を検討することとした。

2. 移動床2次元実験

2.1 実験方法

サンゴの破砕片が、リーフ外縁付近において波によって運ばれる機構を2次元移動床実験によって調べた。リ

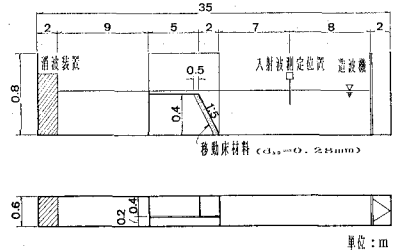


図-1 2次元実験の装置

ーフ上の平坦面は、主として石灰岩によりできており、波の作用に対してかなり安定である。しかし、リーフ外縁では波力が大きいために成長過程にあるサンゴの一部が波の作用で破碎されると考えられる。そこでこのような状況をモデル化するために、図-1に示すように幅0.6m、長さ35mの造波水路内に、上面が平坦なリーフ模型をコンクリートで造り、その沖側斜面にサンゴ破砕片モデルとして中央粒径0.28mmの砂を敷き詰めた。

一般に、2次元水路実験において波を作用させると、現地状況よりはるかに高く水位が上昇し、また水位の上昇が十分となれば岸向きの流れは消える。これではリーフ上への碎波によって誘起された流れによる底質移動状況を再現できないことは明白である。そこで水槽を2つに仕切り、幅0.4mの部分に模型を造り、残りの幅0.2mの水路はそのまま残し、そこを經由して沖合へ水が戻るのを許した。これによって極端な水位上昇を防止した。

実験は3ケースより成り、入射波浪条件を一定($H_0=8.0\text{cm}$, $T=1.1\text{sec}$)としてリーフ上水深(h)を3cm(ケース①)、5cm(ケース②)、7cm(ケース③)と変化させた。波の作用時間はケース①のみ30分とし、他の2ケースは2時間とした。測定項目は、波高、水位分布、海底面付近の岸沖方向流速、海底形状である。

2.2 実験結果

代表的に、リーフ上の水深を3cmとしたケース①の波高と流速の岸沖分布を図-2に示す。図中には初期と

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
** 正会員 伊藤忠商事(株)建設資材総括室
*** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室
**** 正会員 (株)INA 新土木研究所海岸海洋部

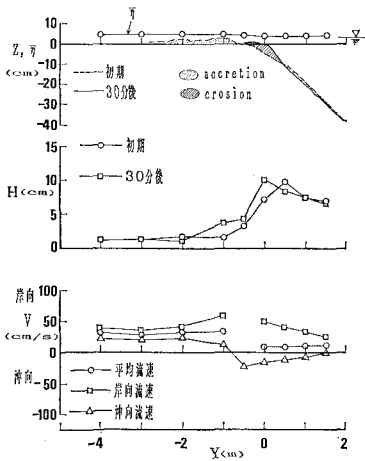


図-2 波高、平均水位、流速、海浜形状の岸沖方向分布 (ケース①)

造波開始30分後の海浜形状、およびそれと同時に測定した波高分布も示した。リーフ外縁斜面上で波が碎波し、波高は急激に減衰する。また、これとともに強い岸向き流れが生じた。このため外縁斜面上の底質はリーフ上へと運ばれ堆積した。逆にリーフエッジは侵食された結果、勾配の急変点は消失し、滑らかな斜面形状となった。そしてこのことはリーフ上の波高を高める効果を持った。

他の2ケースについてもほぼ同様な結果が得られ、このことから設定潮位によらずリーフ上では岸向き流れが卓越し、この流れによって破碎されたサンゴ片は岸向きに運ばれることが分かる。

3. 移動床平面実験

3.1 実験方法

前節では2次元実験によりリーフ上とリーフ外縁における破碎されたサンゴ片の移動を調べた。一方、サンゴ礁に存在するリーフギャップは3次元的形状を有するので、その周辺での流れと漂砂を調べるためには3次元実験が必要となる。そこで平面水槽 (26 m × 26 m × 0.6 m) を用いた実験を行った (図-3 参照)。リーフギャップの模型は、平面水槽の中央を8 m 幅に区切り、その中にコンクリートで製作した。模型の中央部には幅1 mで、リーフの平坦面より19 cm 下がった位置にリーフギャップを設けた。リーフギャップの両側の側壁は鉛直とし、岸側は汀線より1.5 m の位置より1:1 勾配の斜面とした。リーフ外縁の斜面勾配は1/5とし、リーフエッジには幅0.8 m、高さ1 cm のクレストを設け、更に礁池の静水深は2 cm とした。

実際のサンゴ礁ではリーフ外縁において波の作用によりサンゴの破片が造られ、それが波と流れの作用によ

って岸向きに運ばれると考えられる。そこでこの現象をモデル化するために、リーフの外縁斜面上にサンゴ片として $d_{50}=0.28\text{ mm}$ の砂を幅40 cm で敷きつめた。造波開始後、波や流れの分布を調べるとともに、底質移動の状況を調べた。

作用波の諸元は2次元実験と同様、 $H_0=8\text{ cm}$ 、 $T=1.1\text{ sec}$ である。波の作用時間は2時間とし、この間波高、平均水位分布、海浜流の流況、波峰線分布、海浜地形変化を測定した。波高・平均水位分布は、容量式波高計により沿岸方向に1 m 間隔で並んだ7測線に沿って測定した。波高測定データより平均水位も算出した。海浜流の流況は投入した多数のフロートを写真撮影して求めた。同時に写真より波峰線形を読みとった。海浜形状は造波開始2時間後に沿岸方向に並んだ13測線に沿って測定した。このデータと初期断面形より地形変化量の平面分布を算出した。

3.2 実験結果

最初に、リーフギャップ周りの波高の平面分布を図-4に示す。沖合よりリーフへ入射する波は、リーフの外縁において波高が急激に増大するが、リーフエッジ付近における碎波により波高は急激に減衰する。礁内での

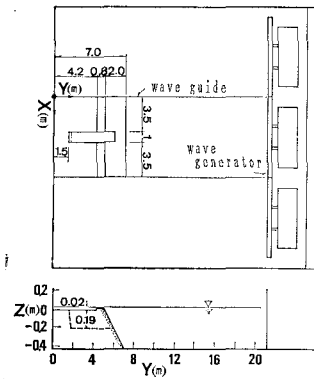


図-3 平面水槽とリーフの模型

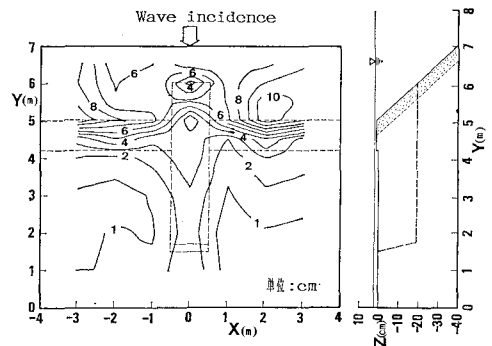


図-4 リーフギャップ周辺の波高分布

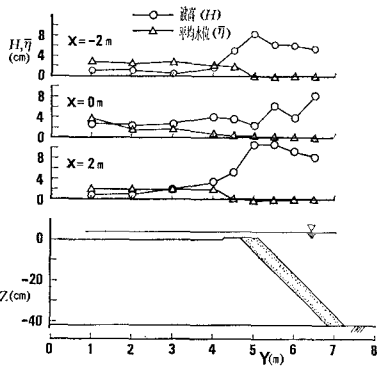


図-5 代表測線に沿う波高と平均水位の岸沖分布

波高は静穏であり、変化もなだらかである。これらに対し、リーフギャップでの波高分布はかなりの相違を示す。リーフギャップの入口付近では、リーフの外縁と異なり水深が大きいため波高の増加が緩やかであるが、逆にリーフギャップの奥の方では波高があまり減衰せずに汀線付近にまで達している。

リーフとリーフギャップ上の波高の岸沖分布を比較するために、 $x=0\text{m}$ 断面と、 $x=\pm 2\text{m}$ 断面の波高分布を図-5に示す。リーフ上の $x=\pm 2\text{m}$ 断面の波高分布は、中央より右側の測線で入射波高が高いが、全体的な分布形は互いに良く似ている。一方、リーフギャップでは波高の増大が少ないが、汀線付近では $x=\pm 2\text{m}$ 断面の波高の約3倍の波高となった。

波高分布に対応した平均水位の平面分布を図-6に示す。リーフエッジにおいて碎波により波高が急激に減衰するとともに、ここでは平均水位が急激に増大する。一方、リーフギャップの中はその岸側端で碎波が生ずるのみであるから、両側のリーフ上と比較して水位上昇量はずっと小さい。しかし、ギャップの岸側端では碎波により水位が高くなった。全体的にはリーフギャップに対して等水位線が斜めに傾いているのが特徴である。

前出の図-5には、波高分布と同一測線上における平均水位の岸沖分布を示した。波高減衰に応じて水位が上昇すること、また $x=\pm 2\text{m}$ の測線上の水位分布が共によく類似すること、さらにはリーフギャップの入口付近ではリーフ上より水位が低く、汀線近くではこれと逆に両側より水位が高い点がよく分かる。このような平均水位分布によれば、リーフギャップ周辺では特色ある海浜流分布となるはずである。

波峰線の平面分布と海浜流の流況を図-7に示す。入射波はリーフエッジに対してほぼ平行に入射した。リーフ上では両側の側壁に近い所がリーフギャップ部分より波の位相が進んでおり、リーフギャップの中心線に対し右側では時計回りの方向から、また左側では反時計回り

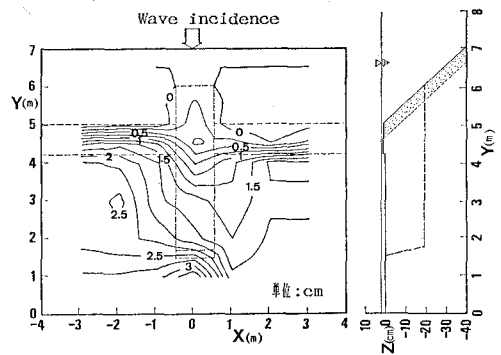


図-6 リーフギャップ周辺の平均水位分布

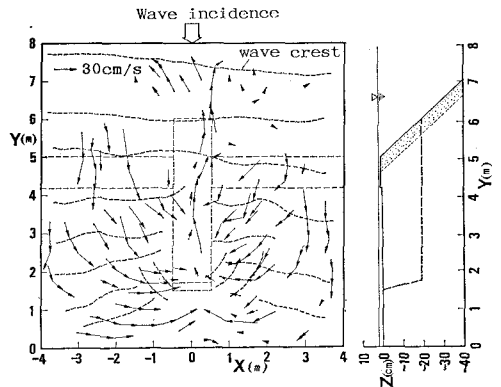


図-7 リーフギャップ周辺の波峰線分布と海浜流の流況

の方向より入射する傾向がある。リーフギャップでは水深が大きいため、この部分では波峰線が岸向きに突出するように思われるが、リーフギャップの岸側端を除けば、全体的にはむしろこれと逆の傾向を示す。この原因としては次に述べるように、リーフの平坦面上では流れが順流であり、ギャップの中では逆流であって、この流れの相違が波の屈折状況を大きく変化させたと考えられる。

図-7には波作用2時間後に測定した海浜流の流況も示した。リーフへ入射した波はリーフ縁で碎波し、これに伴って岸向きの強い流れが誘起される。この流れは全体としてリーフギャップの方向へ流れ、ギャップから離岸流となって沖合へ流出した。この結果として1対の大きな循環流が形成された。このようにリーフ上よりリーフギャップへ向き、その後沖方向へ流出する流れのパターンは、既に沖縄県の仲泊地区における流れの現地観測や、空中写真上に表われた筋目模様の判読より明らかにされている(谷本ほか, 1988)。またバリ島の Nusa Dua 海岸でも流速測定より確認された(谷本ほか, 1988)。以上の点を考慮すると、図-7に示した海浜流パターンは現地データと非常に良い一致を示すことが分かる。

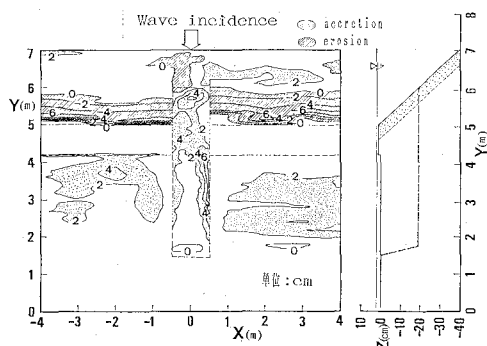


図-8 地形変化量の平面分布 (実験)

次に、波・流れによる地形変化を調べるために造波2時間後までの地形変化量の平面分布を求め図-8に示した。サンゴの碎片を想定してリーフ外縁に置いた底質は、外縁における砕波に伴ってリーフ上へと運ばれ、岸側に広く堆積した。\$y < 2\$ m の範囲では掃流力が弱いため土砂の堆積はほとんど見られないが、この付近ではより潮位が高く、リーフ内への侵入波高が高くなれば底質が岸向きに移動することは可能と考えられる。このことより、サンゴ片は汀線付近に到達し、その海浜の主な構成成分となり得ると考えられる。一方、図-8によると、リーフギャップ内の両側壁に沿って底質が大量に堆積し、堆積区域はギャップの沖側端の方向へと伸びている。このようなギャップ内への土砂の堆積は、図-7に示したようにリーフ上よりギャップ方向を向いた海浜流が発達し、これによりギャップ内へと土砂が運ばれたあと、ギャップ内で発達する離岸流により沖側へ運ばれたために生じたと考えられる。

リーフを横切る \$x = \pm 2\$ m 断面の海浜形状の変化を図-9に示す。リーフ外縁斜面が削られ、リーフ上に堆積した状況が見てとれる。両断面ともリーフ上では平均水面上まで土砂の堆積が見られる点が注目される。リーフ外縁よりやや内側に土砂が堆積して「島」が形成される状況はモルディブの実測例(宇多, 1988)とかなり良い一致を示す。2次元実験の場合はここまで砂州は発達し

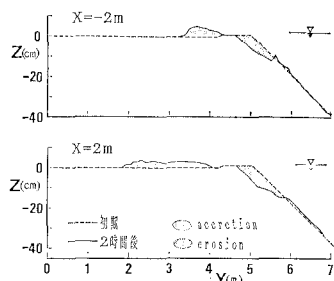


図-9 \$x = \pm 2\$ m 断面における海浜断面形の変化

ておらず、3次元的地形変化状況は2次元実験の場合と違いを示している。

以上の点より、リーフギャップはリーフ内へ輸送された海水が沖方向へ戻る出口であるとともに、波によって岸側へ運ばれた底質が沖方向へ流失する出口ともなっていることが分かる。結局、サンゴ礁海岸での海浜の安定性には、リーフギャップからの土砂流失がかなり深く関与していることが指摘される。

4. リーフ上の地形変化シミュレーション

4.1 計算法

リーフ上の流れとしては砕波に伴う海浜流が卓越することから、まず海浜流の計算を行い、求められた流速より地形変化の計算を行う。波浪場と海浜流場の計算は既に前報(谷本ほか, 1989)で報告してあるので、それと同様な方法を用いる。漂砂量は渡辺ほか(1984)の提案した次式を用いる。ただし、漂砂量は流れによるもののみについて考える。

$$q_x = Q_0 U, \quad q_y = Q_0 V \dots\dots\dots (1)$$

$$Q_0 = A_0 (u_*^2 - u_{*c}^2) / g \dots\dots\dots (2)$$

ここに、\$A_0\$: 無次元漂砂量係数、\$U, V\$: 平均流速、\$u_*\$: 波、流れ共存場の底面摩擦速度、\$g\$: 重力加速度、\$u_{*c}\$: 移動限界摩擦速度である。また、式(2)で \$Q_0 < 0\$ のときは \$Q_0 = 0\$ とおく。

漂砂量が求められれば、各格子点において連続式より漂砂の収支を計算し、水深変化量を次式より求める。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} \dots\dots\dots (3)$$

地形変化シミュレーションにおいては、地形が変化した場合、厳密には波浪場と海浜流場の再計算が必要となる。しかし、ここでは簡易的な方法として、海浜流の流量より流速を計算する際に水深変化の影響を取り入れ、水深が増加したときは流速が遅くなるようにして地形変化の影響を漂砂量の変化と結びつけた。

4.2 計算結果

最初に、2次元実験のケース①に対応した波高・地形変化量の計算値を実験値とともに図-10に示す。ただし、波浪計算における砕波減衰項の係数(谷本ほか, 1989参照)は \$c_1 = 0.50, c_2 = 0.1\$ とした。また、実験では斜面のみが移動床であり、他は固定床であるから、計算でも固定床部分では堆積のみが生ずる条件とした。リーフエッジでは、計算波高の減衰割合が実験値より多少小さいが、両者の波高分布はかなり良く対応している。同様に、地形変化についても両者の対応関係は良好であり、リーフの外縁よりサンゴ片がリーフへ運ばれる状況が良く再現されている。

次に、平面実験に対応する計算を実施した。図-11に

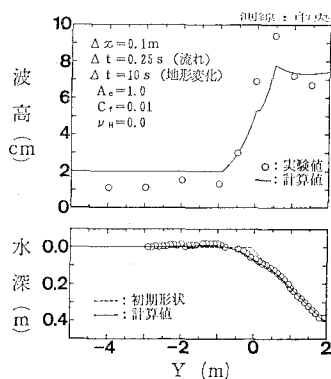


図-10 波高、海浜地形変化量の岸沖方向分布 (計算)

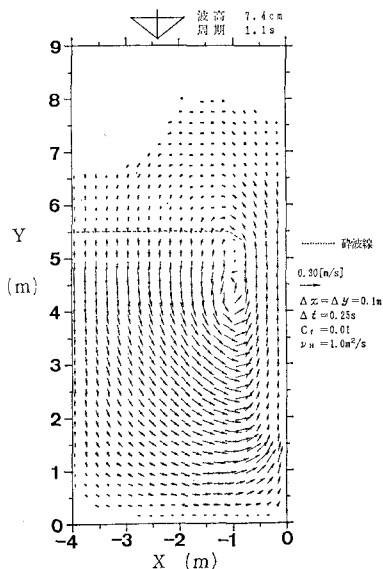


図-11 海浜流の流況 (計算)

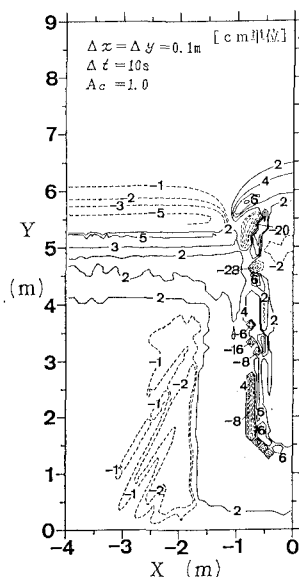


図-12 地形変化量の平面分布 (計算)

は海浜流の平面流況を示す。対応する実験結果は 図-7 である。リーフエッジよりリーフ内へと流入し、その後リーフギャップへと流出する状況は実験と計算とで良い一致を示す。更に、図-12 には計算で求めた 初期から 2 時間後までの地形変化量の分布を示した。対応する実験値は 図-8 である。なお、平面計算では計算を容易にするためにリーフの全面を移動床として取り扱っている。リーフの外縁で削られたサンゴ片がリーフ上へ運ばれる状況や、リーフギャップ内にサンゴ片が堆積する状況は定性的意味で実験値と良い一致を示す。

5. 結 論

リーフ上およびリーフギャップ周辺における波、流れ、地形変化の特性を移動床実験によって調べた。この結果得られた主要な要点は次のようである。

①実験によれば、リーフエッジでの碎波に伴って誘起された岸向きの強い流れは沿岸方向に流れ、さらにリーフギャップより離岸流となって流出した。全体的には大きな海浜循環流が形成されることが判明した。この事実、沖縄県仲泊地区での観測結果 (谷本ほか, 1988) やバリ島の Nusa Dua 海岸での観測結果 (谷本ほか, 1989) と良い一致を示した。

②リーフ外縁にサンゴの破砕片を模して置かれた底質は、碎波に伴って岸向きに運ばれ、リーフ上に広く堆積した。海浜変形状況は、モデル実験での実測例 (宇多, 1988) と非常に良い一致を示した。このことよりサンゴ礁海岸における砂浜の形成には波によるサンゴ片の輸送

が重要であることが指摘された。

③リーフ外縁斜面に置かれた底質はリーフ上へ運ばれ、さらにその一部はリーフ上の流れによりリーフギャップへと運ばれ、ギャップ内の離岸流により沖方向へ移動した。このことは、リーフギャップの存在が条件によってはサンゴ片の海浜への堆積を阻害する要因となりうることを示している。またこの結果は、谷本ほか (1986) がバリ島の Nusa Dua 海岸のリーフギャップでの流れと漂砂観測によって得た結論と一致した。

④リーフ上の波高分布や海浜流の流況は数値モデルによりかなり良く再現された。また、開発された地形変化モデルによる予測値は、実験値と定性的意味よりかなり良い一致を示した。

参 考 文 献

- 宇多高明(1988): モルディブにおける高潮災害の現地調査, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 212~216.
- 高橋達郎(1988): サンゴ礁, 古今書院, 252 p.
- 谷本修志・中野泰雄・大月和義・宇多高明・小俣 篤 (1988): 沖縄県仲泊地区のリーフ周辺での波と流れの観測, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 207~211.
- 谷本修志・宇多高明・高木利光(1989): リーフの筋目模様から予見された流れの数値計算による検証, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp. 229~233.
- 谷本修志・宇多高明・桜本 弘(1989): バリ島のリーフ周りの波、流れ、地形変化の観測, 海岸工学論文集, 第 36 巻, pp. 60~64.
- 渡辺 晃・丸山康樹・清水隆夫・榊山 勉(1984): 構造物設置に伴う 3 次元海浜変形の数値予測モデル, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 406~410.