

バリアーの形成過程に関する実験的検討

宇多高明*・山本幸次**・永瀬恭一***・五十嵐竜行****

1. ま え が き

米国東海岸や我が国のオホーツク海沿岸など、比較的緩勾配からなる海岸では海岸線に沿ってしばしば長大なバリアーアイランド（以下、バリアーと略す）が発達している。バリアーの発達は、外洋からの高波浪の陸域への侵入を防護し、多くの場合その背後には豊かな生態系をもつラグーンを発達を促す。したがって地球環境を守る上でバリアーは非常に重要な役割を果たしていると考えられる。

バリアーの形成機構に関しては、古くから議論が行われており、海底の沿岸砂州が海水準の低下とともに陸化したとの説が有力である。こうした考え方は、地理学的見方によるものであり、海岸工学的に見るとかなり疑問を有している。なぜなら海底の沿岸砂州が陸化する間、当然強い波の作用を受けるから、沿岸砂州がほぼそのままの形態を保ちつつ陸化するとは考えにくいからである。一方、バリアーの発達は海跡湖の形成とも深く係わっている。平井（1989）は、海跡湖周辺の段丘や湖内の湖棚地形の発達と海水準変動との関係について分析した。しかし、海跡湖の形成過程とバリアーの発達との関連については触れられていない。

一方、筆者らは砂嘴の形成に関し、砂嘴周辺の海底地形と砂嘴形態の関係について検討を進めてきており、非常に浅い海域においては砂嘴が沿岸方向に急速に伸長し、背後にラグーンをもつバリアーが発達しうる可能性を示した（宇多・山本，1992）。しかし、浅海域の水深とバリアーの形成との関係についての検討は不十分であった。

以上の点より、本研究では従来地理学的の方面からのみ研究されてきたバリアーについて、海岸工学的意味より検討しようとするものであり、バリアーは浅海域において沿岸漂砂に起因する土砂輸送により砂嘴が伸びた結果

として形成されるとの仮説を立てて水理模型実験による検討を加えたところ、興味ある結果が得られたのでここで報告する。

2. 実験方法

バリアーの形成は海底地形条件に強く依存すると考え、波浪と水位の条件は一定に保ち、まず浅海平坦面の水深のみを変化させてバリアーの形成の可否を調べた（実験Ⅰ）。次に、実験Ⅰにおいてバリアーが形成されないケースと、形成されるケースを選び、海浜地形の経時変化過程をより詳細に検討した（実験Ⅱ）。

模型実験では幅 16 m、長さ 21 m、高さ 0.6 m の平面水槽を導波板で幅 10 m に仕切り、その中に模型海浜を製作した（図-1）。そして導波板と水槽の側壁の交点に原点を置き、波の入射方向に Y 軸、これと直角方向に X 軸を定めた。水位は水槽底面から 30 cm と一定に保ち、静水面を基準として鉛直上方に Z 軸を定めた。模型海浜は中央粒径 $d_{50}=0.28$ mm の砂を用い、波の入射方向に対して V 字型に開いた形状とした。V 字型に開いたのは、浅瀬の両側より中央部に向かう沿岸漂砂を生じさせるためである。模型海浜の中央には図-1 に斜線で示す浅海平坦面を設けた。海底勾配は $i=1/5$ 、初期汀線が波の入射方向となす角は $\theta=45^\circ$ とし、陸上の平坦面の高さは 10 cm とした。

まず、浅海平坦面の水深を $h_s=3.0$ cm とし、入射波高

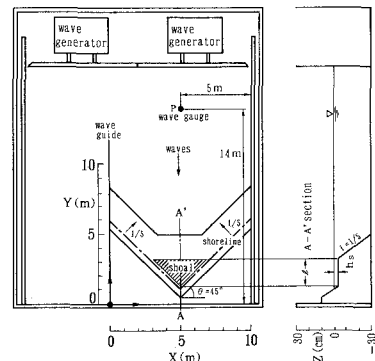


図-1 実験模型

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長
 ** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室研究員
 *** 正会員 工修 (株)フジタ技術研究所土木研究部 (元建設省土木研究所海岸研究室部外研究員)
 **** 正会員 (株)アイ・エヌ・エー海岸環境部 (元建設省土木研究所海岸研究室部外研究員)

表-1 実験 I, II の条件

	case	h_s (cm)	l (m)
実験 I	a	7.0	2.15
	b	5.0	2.08
	c	3.0	2.00
	d	1.5	1.93
実験 II	a'	7.0	2.15
	c'	3.0	2.00

表-2 入射波条件

	case	H_0 (cm)			
		0~1 hr	1~2 hr	2~3 hr	平均
実験 I	a	3.5	2.7	3.0	3.1
	b	3.2	2.9	2.9	3.0
	c	3.0	2.8	2.7	2.8
	d	2.6	2.7	3.3	2.9
平均		3.1	2.8	3.0	3.0
実験 II	a'	3.2	3.4	3.4	3.3
	b'	3.2	3.3	3.1	3.2
平均		3.2	3.4	3.2	3.3

図-1 に示す点 P で入射波高を、また汀線に沿って碎波波高を測定した。

3. 実験結果

3.1 バリアーの形成の有無

造波後 3 時間におけるケース a の海浜地形を図-2 に示す。X=2.5~7.0 m の範囲では汀線が前進し、沖に凹状の汀線が形成された。また、浅海平坦面上の左半分では右半分比べて汀線の前進量が大きく、汀線形状は左右非対称である。Z=-2~-6 cm の等高線は汀線とほぼ

約 3 cm, 周期 0.8 s の条件で予備実験を行なったところ、数時間の波の作用によりバリアーが形成されたことから、本実験では換算沖波波高 $H_0=3.0$ cm, 周期 $T=0.8$ s を入射波条件とし、実験時間を 3 時間とした。

ここで、波浪・底質中央粒径の条件より佐藤・田中 (1962) の表層移動限界水深 h_c を計算すると、 $h_c=7.1$ cm となる。ところで、浅海平坦面の水深 h_s が h_c よりも大きければ、浅海平坦面より岸側で著しい海浜変形が生ずるはずである。このことから、限界条件として浅海平坦面の最大水深は $h_s=7.0$ cm とした。また、予備実験において $h_s=3.0$ cm でバリアーが形成されたことを考慮し、実験 I では $h_s=7.0, 5.0, 3.0, 1.5$ cm と水深を変えた (表-1)。この場合、変数をできる限り少なくするため入射波高以外の測定項目は、初期および造波 3 時間後の海浜形状のみとした。測線は Y 軸と平行とし、浅海平坦面上は 25 cm 間隔、砂の供給源は 50 cm 間隔の測線配置とした。表-2 には実験中の入射波高の平均値を示す。 $H_0=3.0$ cm であり、多少ばらつきはあるもののほぼ一定の波浪条件のもとで実験が行われた。

実験 II では $h_s=7$ cm, 3 cm の 2 ケースを対象とし、初期から 3 時間後まで延べ 5 回海浜地形を測定した。測線毎の測定のみでは汀線形状を正確に表わせないため、その方向が急変する位置での汀線位置も同時に測定した。また、外力条件を調べるために、容量式波高計により

平行に前進しているが、Z=-8 cm で深では初期形状が保たれており、浅海平坦面上でのみ堆積が生じている。また、陸上部の Z=2 cm 以上では初期の等高線形状が保たれており、浅海平坦面上の堆積域では、Z=0~2 cm の間に広い湾頭海浜が形成された。一方、X=0~2.5 m および X=7.5~10 m の範囲では汀線が大きく後退し、側壁に近いほど汀線後退量が大きい。ここでも Z=-2~-6 cm の等深線は汀線とほぼ平行に後退するとともに、側壁の近傍では浜崖が形成された。

ケース b の造波後 3 時間の海浜地形を図-3 に示す。ケース b では、浅海平坦面の両端 (X=3.0, 7.0 m) から中央に向かって汀線が舌状に突出し、バリアーが形成された。バリアーは沿岸方向にほぼ一様な幅を有するが、中央でやや沖向きに突出し、-6 cm 以上で深の等深線がやや凸状となっている。そしてこれらの突出点は、平坦面中央よりも右側に位置し、左右非対称である。これは、中央部で沿岸流が会合して形成される離岸流の位置が右側に片寄っていたためである。バリアーの背後には浅海平坦面が残され、ラグーンが形成された。

ケース c では、Z=-3 cm の浅海平坦面を残して 3 時間後にはバリアーが形成された (図-4)。バリアーの高さは Z=0~2 cm であって、中央付近がやや低く、またその幅は沿岸方向に一様である。Z=0~-12 cm の等深線は入射波の方向に対してほぼ直角になった。

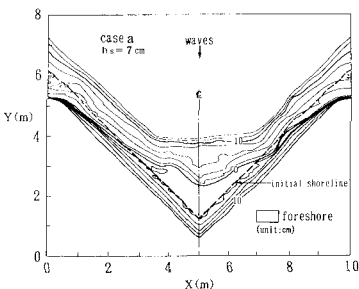


図-2 造波 3 時間後の海浜形状 (case a: バリアー形成無, $h_s=7$ cm)

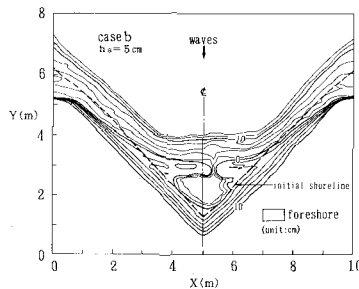


図-3 造波 3 時間後の海浜形状 (case b: バリアー形成, $h_s=5$ cm)

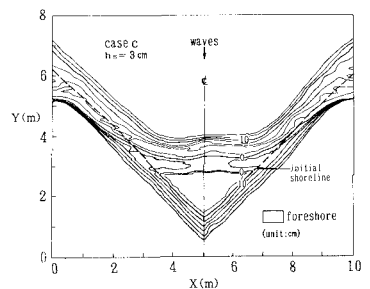


図-4 造波 3 時間後の海浜形状 (case c: バリアー形成, $h_s=3$ cm)

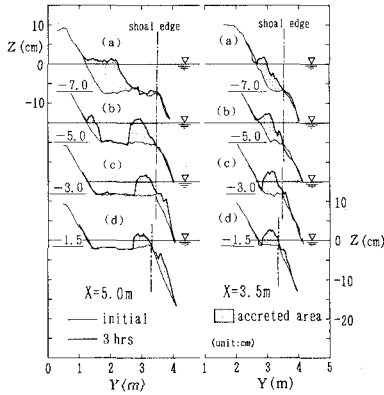


図-5 X=5.0 m, 3.5 m 測線上の海浜断面形の比較

初期と3時間後における、各ケースの浅海平坦面の中央 (X=5.0 m) と左側 (X=3.5 m) の海浜断面形状を 図-5 に示す。図には、初期状態における浅海平坦面の外縁位置を一点鎖線で示した。中央の X=5 m 断面において、ケース a では浅海平坦面の奥から平行四辺形状に土砂堆積が生じ、比較的平坦なバームが形成された。ケース b では浅海平坦面の奥に一部堆積が見られるが、ケース a に比べると堆積量は非常に少ない。さらに、外縁のやや岸側に山形状の土砂堆積が生じた。ケース c, d ではケース b に比べてより沖側に土砂堆積が、そして Y=3.6 m にはバーが形成された。X=3.5 m 断面では、いずれも中央断面と同じく外縁付近に堆積が生じている。ここで、中央断面での断面積増加量を比較すると、ケース a から順に 0.083, 0.047, 0.042, 0.032 m² となり、h_s が大きいほど断面積変化量が大きい。一方、バーム高 Z_s はいずれの断面でも Z_s=2 cm とほぼ一定である。

断面積変化量に測線間隔を乗じて、侵食域である X=0.0~2.5 m と X=7.5~10.0 m 区間での侵食土砂量を求めると、ケース a~d の順に 0.26, 0.27, 0.25, 0.24 m³ とほぼ等しい。このことは、いずれのケースにおいても沿岸漂砂の供給条件はほぼ一定であって、浅海平坦面の形状の相違によってのみ堆積状況が変化していることを示している。

以上のように、堆積域に形成される地形の相違は浅海平坦面の水深の違いにのみ依存することが分かった。水深の最も大きいケース a ではリッジを伴って湾奥から平坦面が形成され、ケース b, c, d では浅海平坦面の外縁部に沿ってバリアーが形成された。

3.2 バリアーの形成過程

0~3時間の汀線変化を 図-6 に示す。ケース a' では浅海平坦面の奥から汀線の前進が始まり、沖に向かって凹な弧状汀線が形成された。そして堆積が進むにつれて弧の曲率は緩やかになった。一方、ケース c' では浅海平坦

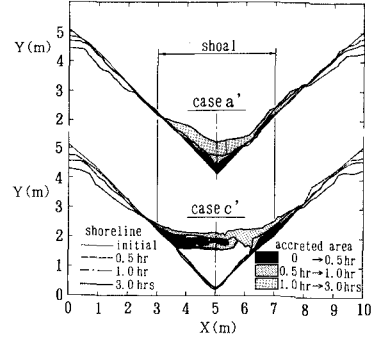


図-6 汀線変化の比較 (case a' vs. case c)

面の外縁端部 (X=3.0, 7.0 m) から中央に向かって舌状の砂嘴が形成され、外縁に沿って徐々に成長した。このとき左の砂嘴の方が成長が早く、中央より右寄りで両方向からの砂嘴が連結してバリアーが形成された。またいずれのケースとも X=2.5, 8.0 m 付近の汀線は3時間後でもほぼ初期の位置を保ち、動的に安定していた。

浅海平坦面上の断面形の経時変化を 図-7, 8 に示す。ケース a' では岸側から堆積が進み、初期の断面形状をほぼ保ったまま汀線が前進した。そして浅海平坦面上でのみ堆積が生じている。いずれの時間でも、浅海平坦面の中央に近いほど断面積の増加量が大きく、浅海平坦面の奥から堆積が進んだことが明らかである。また断面積は単調に増加しており、断面内でこれに見合う侵食域は存在しないことから、沿岸漂砂によって堆積が生じたと言える。このような浅海平坦面上における断面変化は、同じように浅海平坦面の広がるサンゴ礁海岸でしばしば見られる特長でもある (谷本・宇多, 1990)。

ケース c' における断面形状の変化では (図-8 参照)、造波後 30 分では浅海平坦面の中央に近いほど砂嘴の断面積が小さく、X=5.75 m の断面ではまだ土砂の堆積は見られない。1 時間後になると、全断面で土砂が堆積したが、依然として浅海平坦面の中央に近いほど断面変化量は小さい。さらに 3 時間後になるとようやく全断面で同様な断面変化が見られた。一旦砂嘴が形成されてしまえば、後部斜面は安定し、安息角を保持している。このとき、ケース a' と同様にいずれの断面でも断面積が増加していることから、この場合においても沖合より岸沖漂砂によって砂が運ばれて砂嘴が形成されたのではなく、砂嘴は沿岸漂砂によって形成されたと言える。

図-9 に、碎波波高の沿岸方向分布を示す。ケース a' では測定時間によらず浅海平坦面前面で碎波波高が高い。浅海平坦面の岸側斜面は初期状態において 1/5 と急であるから、入射波のかんりのエネルギーは反射されて沖合へと戻る。そして初期汀線は V 字状をしているために、

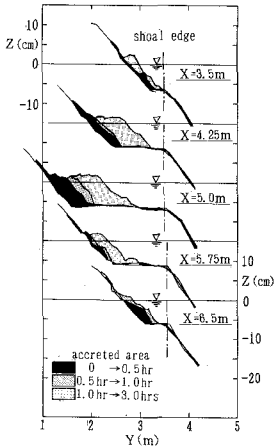


図-7 海浜断面形の経時変化 (case a')

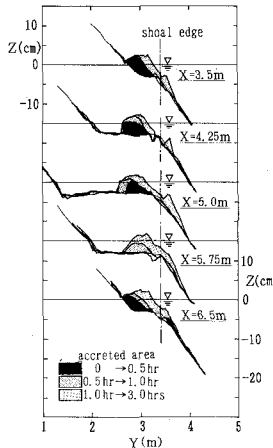


図-8 海浜断面形の経時変化 (case c')

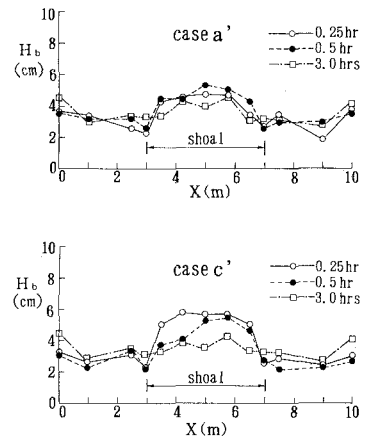


図-9 砕波波高の沿岸方向変化

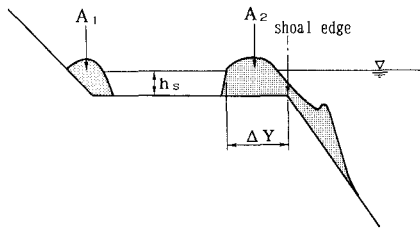


図-10 海浜断面積の変化量 (A_1 , A_2) およびバリアーの幅 (ΔY) の定義

浅海平坦面の前面ではそれぞれの汀線付近より反射された波が重合し波高が高くなる。ケース a' では図-7 に示したように平坦面上に土砂が堆積しても海浜勾配はほぼ一定であるために汀線付近での反射状況には変化が現れず、したがって砕波波高は時間によらず中央部が高かったと考えられる。ケース c' でも土砂の供給域での砕波波高はケース a' とほぼ同様な値をもつ。一方、浅海平坦面前面の砕波波高は初期より 0.5 時間後までは高かったものの、3 時間後には周辺の波高とあまり変わらなくなった。しかも砕波波高の低下は浅海平坦面の中央より左側から右側へと広がる傾向がある。ケース c' においてもケース a' と同様、浅海平坦面上の汀線付近より反射波が生じ、平坦面の前面で重合するが、図-6 に示したように時間経過とともに砂嘴が左側より急速に伸びる結果、反射波が生じにくくなったことがこの原因と考えられる。

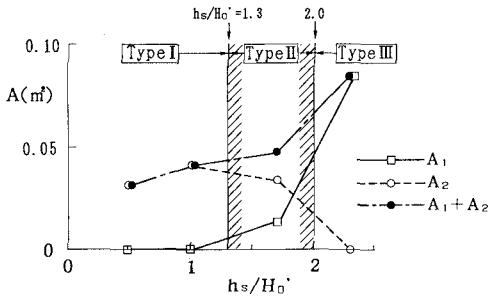
3.3 バリアーの形成条件

砂の供給源となる海浜が同一地形形状を有し、また漂砂を支配する波浪条件が同一条件であったため、本実験では侵食域における地形変化の限界水深や侵食量などもほぼ一致を見た。したがって各ケースにおける堆積地形変化は、堆積域の海底地形の違い、つまり浅海平坦面の

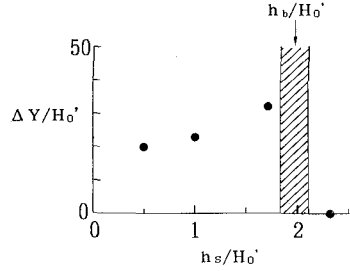
水深の違いによってのみ説明されるべきである。

浅海平坦面上の断面変化は、①初期の汀線付近における平行四辺形状の堆積、②浅海平坦面の外縁付近における山形状の堆積の 2 通りのパターンが見られた。そこで、中央断面における断面積の変化量を図-10 に示すように A_1 , A_2 と定義し、 A_1 , A_2 と h_s/H_0 (h_s : 浅海平坦面の水深, H_0 : 換算沖波波高) の関係としてまとめると図-11 となる。これによると、 h_s/H_0 が大きいほど A_1 も大きくなる。すなわち、浅海平坦面の水深が大きいほど、浅海平坦面の奥での断面積増加量も増大することになる。それに対して A_2 はバリアーの形成される場合には h_s/H_0 によらずほぼ一定値を示すが、 h_s/H_0 が大きくなると急減する。また、全断面積変化量 ($A=A_1+A_2$) は h_s/H_0 とともに増大し、中央断面まで到達する沿岸漂砂量が大きい。図-2, 4 を比較したとき砂嘴の伸びるケース c ($h_s/H_0=1.0$) では砂嘴の伸長とともに浅海平坦面上の汀線が波の入射方向となす角が次第に小さくなるのに対し、砂嘴の形成されないケース a ($h_s/H_0=2.33$) では汀線が波の入射方向となす角が大きいままである。このことより、ケース a の方がケース c よりも浅海平坦面上においてその中心部へと向かう沿岸漂砂量が大きくなったと考えられる。結局、浅海平坦面の水深と換算沖波波高との比によって海浜変形パターンは 3 タイプに分類できる。すなわち、 h_s/H_0 がほぼ 1.3 以下であってバリアーのみが形成されるタイプ I, h_s/H_0 がほぼ 2.0 以上であって湾頭海浜のみが形成されるタイプ III, およびバリアーと湾頭海浜の両方が形成される遷移領域のタイプ II である。

次に、バリアーの形成位置を代表する変数として、初期における浅海平坦面の外縁からバリアーの後部汀線までの距離 ΔY を読み取り、 $\Delta Y/H_0$ と h_s/H_0 の関係として



図一11 断面積変化量と相対水深 (h_s/H_0') の関係



図一12 $\Delta Y/H_0'$ と h_s/H_0' の関係

図一12に示す。ここに実験IIの砕波水深 h_b を H_0' で無次元化した値、 h_b/H_0' の測定範囲を図中に示す。これによると h_s/H_0' が小さいほど $\Delta Y/H_0'$ も小さいこと、すなわち浅海平坦面の水深が小さいほど、バリアーは外縁近くに形成されることがわかる。また、 $h_s/H_0'=0.5, 1.0$ ではほぼ同じ位置にバリアーが形成されたことから、 $\Delta Y/H_0'$ は下限値を持ち、その下限値はほぼ $\Delta Y/H_0' \approx 20$ で与えられる。一方、 h_s/H_0' が大きくなると、バリアーの形成位置は湾奥に移動するが、ある限界値 ($h_s/H_0' \approx 2$) を越えるとバリアーは形成されなくなる。

4. 考 察

本研究の実験結果によれば、バリアーの形成に関しては、浅海平坦面の水深と入射波の換算沖波波高の比 (h_s/H_0') が重要な指標となる。バリアーが形成されるには、 h_s/H_0' がほぼ1.3以下と、浅海平坦面の相対水深が小さいことが必要とされ、 h_s/H_0' がほぼ2以上と相対水深が大きい場合、バリアーの形成はなく、湾奥には湾頭海浜が形成される。これをもとに、バリアーは海水準の低下に伴って沿岸砂州が陸化したとの従来の説について考えると、海水準が次第に低下していく状態で沿岸砂州が陸上部に移ってバリアーが形成されたのではなく、むしろ波の作用で $h_s/H_0' < 1.3$ の区域で砂嘴が急速に伸びた結果としてバリアーが形成されたと考えらるべきである。

本研究では海水準の変化を伴わなくても、砂礫からなる浅海平坦面が広がっており、そこに波の作用があれば砂嘴を形成しつつバリアーが形成されるとした点においてバリアーの形成を無理なく説明できる。一般にバリアーは長大な長さを持っているので、一つの砂嘴が伸長していくのでは形成に時間がかかり過ぎるという指摘も可能であるが、この点については多くの砂嘴が同時に発達し始め、やがてそれらが連結したと考えればこれも説明がつく。

5. あとがき

バリアーの形成に関し、水理模型実験による検討を行なった。今後においては、オホーツク海沿岸に発達する海跡湖を塞ぐバリアーなどを例として、現地データの分析を進めたいと考えている。

参 考 文 献

佐藤昭二・田中則男 (1962): 水平床における波による砂移動について、第9回海岸工学講演会講演集, pp. 95-100.
 宇多高明・山本幸次 (1992): 砂嘴形成海域の海底地形と砂嘴形態の関係について、地形, Vol. 13, No. 2, pp. 141-157.
 谷本修志・宇多高明 (1990): サンゴ礁海岸における波、流れ、地形変化に関する研究、土木研究所報告, 第181号, pp. 85-182.
 平井幸弘 (1989): 日本における海跡湖の地形的特徴と地形発達、地理評, 62A-2, pp. 145-159.