

第II部門

孤立波による岸沖海浜断面の変化に関する実験的研究

神戸市立工業高等専門学校 フェロー・辻本 剛三
 熊本大学大学院 正会員 山田 文彦
 神戸市立工業高等専門学校 赤田 真利
 神戸市立工業高等専門学校 正会員 柿木 哲哉

1. はじめに 津波による底質の移動機構に関しては、津波堆積物からの視点からの研究がある程度で通常の波浪場における底質移動に関する研究に比べ極めて少ない。そのために波による海浜変形モデルが存在するものの、津波による海浜変形モデルは皆無に近い。スマトラ沖地震による津波では、河口域での砂嘴の変形や Khao Lak(Thailand)地域で津波により消失した海浜が1ヶ月程度で復元した報告があるが、その詳細に関しては不明な点が極めて多い。本研究では2次元造波水槽に移動床を作製し孤立波による海浜断面形状の変化を実験的に調べた。

2. 実験方法 水槽の岸側に中央粒径0.5mmの底質で1/10勾配の移動床を作製し、ピストン型の造波板装置で孤立波を発生させた。押し波と引き波では海浜断面形状に及ぼす影響が異なるが前者の方が海浜地形に及ぼす影響が大きい押し波のみを対象とした。通常、1回の地震で津波は複数回押し寄せる場合が多いため、本研究では一様斜面上に孤立波を6回作用させた。水路の中心線と中心線を挟んで±20cmの3側線を岸側は波の最遡上点から、沖側は移動限界水深までを岸沖方向に2cm間隔で、1波毎に地形変化をレーザー距離計で計測した。レーザー距離計の精度は±1.5mmである。水深は20,30,40cmの3種類とし、以後、ケースS-1, S-2, S-3と称する。水位は波高計を用いて各水深を5cm毎減じた場所で汀線まで計測した。

3. 実験結果 3.1 水位変化 図-1にケース2の各水深での波形を示す。斜面を遡上する孤立波は、段波状になり down_rush 後は水深が5cm以下で水位の低下が著しくなる。微小な波が後方に発生しているが、この波による底質の移動は生じないことを目視より確認している。

3.2 地形変化 図-2に初期汀線の位置を基準にして各ケースの底面地形形状を示す。孤立波は汀線近傍で巻き波砕波で崩れ、乱れ的作用により底面を侵食させ、侵食された底質は波の遡上に伴い陸域に運ばれ、その一部が堆積し、戻り流れと共に汀線近傍ではさらに侵食され、沖側に底質は移動し、汀線よりやや沖側で戻り流れや乱れで底質が移動し

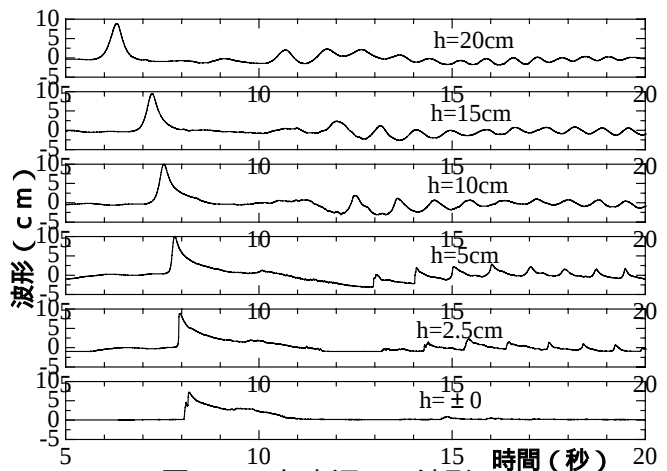


図-1 各水深での波形

バーが形成されている。実験により孤立波による断面形状は、遡上域での堆積、汀線付近から岸側にかけての侵食、汀線付近から沖側にかけての堆積である事が解った。本実験のS-1はS-2, S-3比較して、遡上域での底質の堆積がなかった。また、Kobayashi¹⁾らの実験(ここではケースK-1と示す)も本実験のS-1と同様に遡上域での底質の堆積がない結果となっている。

4. 考察 波による海浜断面形状は砂村ら⁶⁾により(1)式で堆積型、中間型、侵食型に分類されている。

ここで、 H_o/L_o : 沖波波形勾配、 C_s : 無次元係数、 $\tan \beta$: 初期海底勾配、

d : 底質の中央粒径である。堆積型($C_s < 4$)は汀線が前進しバームが形成され、中間型($4 < C_s < 8$)は汀線の変化は小さいが、汀線付近や沖側に

$$\frac{H_o}{L_o} = C_s (\tan \beta)^{-0.27} \left(\frac{d}{L_o} \right)^{0.67} \quad (1)$$

底質が堆積する.侵食型 ($8 < C_s$) は汀線が後退し、バーやトロフが沖側に形成される.孤立波による海浜断面形状の分類に関する研究は存在しないが、ケース S-1, K-1 は侵食型、S-2, S-3 は中間型に類似しているの、(1)式を用いて検討を行った.その際に孤立波の周期は Kobayashi⁵⁾らに倣って決定した.また、沖波波高は水平床での実験結果を用いた.結果を表-1に示す.K-1 は斜面勾配 1/12、底質粒径 0.18mm であり、本研究と比べて極めて粒径が小さいため、 C_s の値が大きい. C_s の値が増加するにつれて中間型から侵食型に遷移しており、通常の波浪による結果と同じ傾向である.孤立波による堆積地形の形成が見られなかったため、 C_s の値に関してはデータの蓄積等が必要である.

図-3にケース S-2 の初期地形からの変化量を示す.陸域の堆積($x=50 \sim 120\text{cm}$)、汀線付近($120 \sim 220\text{cm}$)の侵食は波の作用数にほぼ比例して変化量が増大しているが、沖側の堆積部($x=220 \sim 290\text{cm}$)は3波目以後、変化が少ない.より明確にするため Kobayashiらと同様に各変化量の面積を波高の2乗で無次元化し、波の作用数との関係を図-4に示した.侵食部と堆積部の収支に誤差は見られるが、レーザー距離計の精度とバー沖側に形成された砂漣の影響であると思われる.汀線近傍で侵食された底質の6割が沖側バーの形成への寄与、4割が陸域への堆積である.図-7にも示したように沖側バーへの堆積率が孤立波の作用と共に減少しているが、陸域側はほぼ一定堆積率である.また、場所によって変化率は異なるが、およそ $(0.08 \sim 0.1) H^2$ のオーダーであり、Kobayashi らの $0.7 H^2$ と比較して、1オーダー小さいことが解かる.孤立波の水平流速の振幅は近似的には(2)式で与えられる.

$$u = \sqrt{gH^2/h} \quad (2)$$

一方、底質の移動に重要であるシールズ数 ϕ は摩擦係数 f とすると(3)式で与えられる.

$$\phi = \frac{f\rho u^2}{2sgd} \quad (3)$$

ここで、 s : 底質の水中比重、 d : 底質粒径である.本実験の波高は Kobayashi らの半分であり、底質粒径は約 3 倍である.両者の摩擦係数のオーダーが変わらないとすると、(2)、(3)よりシールズ数の両者の比は 1 : 4 程度である.孤立波による底質の移動量がシールズ数で表示できるかは不明であるが、本実験条件でのシールズ数が小さいことが解かった.

5.まとめ 孤立波による海浜断面形状の変化は通常の波浪と類似していることが明らかとなった.しかしながら、堆積型の形状は見られなかった.

6.参考文献) N. Kobayashi and A.R. Lawrence: Cross-shore sediment transport under breaking solitary waves, J.G.R., Vol.109, C03047-C03049, 2004

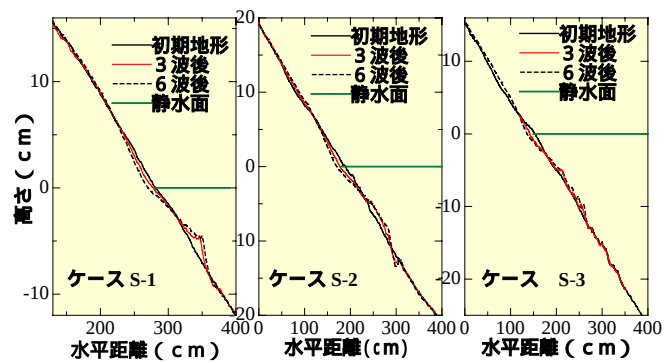


図-2 孤立波による地形変化

表-1 孤立波による地形分類

ケース	波高 (cm)	水深 (cm)	C_s	タイプ
S-1	10.9	20	9.3	侵食型
S-2	10.8	30	8.3	中間型
S-3	8.2	40	5.6	中間型
K-1	21.6	80	16.8	侵食型

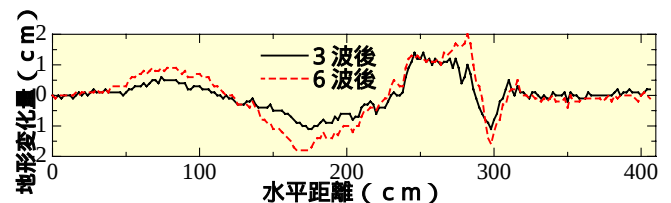


図-3 初期地形からの変化量

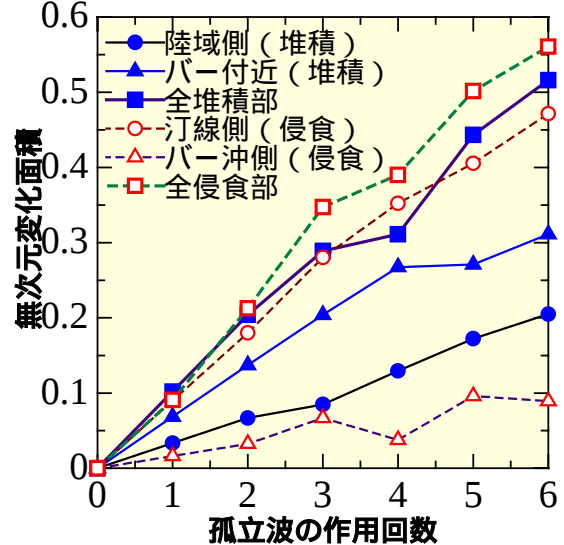


図-4 地形変化量と波の作用数