

苫小牧海岸における波打帯近傍の斜面勾配と 海浜地形について

THE SLOPE OF SWASH ZONE AND BEACH PROFILES AT THE TOMAKOMAI COAST

戸巻 昭三¹ ・ 竹澤 三雄² ・ 後藤 浩³

Shozo TOMAKI and Mitsuo TAKEZAWA and Hiroshi GOTOH

¹正会員 博(工) 株式会社クマシロシステム設計(〒060-0807 札幌市北区北7条西2丁目8)

²フェロー工博 日本大学 名誉教授 (〒101-8308 東京都千代田区神田駿河台1-8)

³正会員 博(工) 日本大学専任講師 理工学部土木工学科(〒101-8308 東京都千代田区神田駿河台1-8)

The change of beach profiles at the Tomakomai coast of Hokkaido was discussed by soundings and wave observation data in this paper. It was clear that on-offshore movements of bar and changes of the shore line were caused by a slope inclination near swash zone.

Key Words : Swash zone, slope inclination, movement of coastal line, on-offshore movement of bar.

1. はじめに

波打帯近傍における斜面勾配は、波の遡上や反射などに関連し、海浜地形変化に大きな影響を及ぼしている。

そこで本研究は、北海道太平洋沿岸苫小牧海岸における自然海岸の現地観測データを基つき、波打帯における汀線より陸側と海側の斜面勾配 ($\tan\alpha$, $\tan\beta$) と bar の岸・沖移動および汀線の前進・後退などの関係について考察し、さらに波の反射率は斜面勾配比 ($\tan\alpha/\tan\beta$) と相対遡上高によって影響されることを明らかにした。

2. 苫小牧海岸の概況と調査範囲

(1) 苫小牧海岸の概況

現地調査地点の苫小牧海岸は、図-1に示すように、北海道の太平洋に面し、襟裳岬から地球岬(室蘭)までの日高・胆振海岸のうち、日高海岸の平均した走行 $N-122^{\circ}-S$ と、胆振海岸の平均走行 $N-52^{\circ}-S$ が、約 110° の角度で交差し、これら両者を円弧で接続する部分が苫小牧海岸になっている。

苫小牧海岸は、砂浜で大規模港湾(苫小牧港東港区)が建設予定であったため、東西約 30km という広い範囲が深淺測量の調査区域であった¹⁾。なお、深淺測量時において、港湾工事が未着手だったため、人工構造物のない自然海岸であった。

苫小牧海岸の海底地形は、等深線が湾奥地形にほぼ平行し、その海底勾配は $1/100 \sim 1/200$ の遠浅海岸である。そして、海浜部には標高 5~9m の海岸段

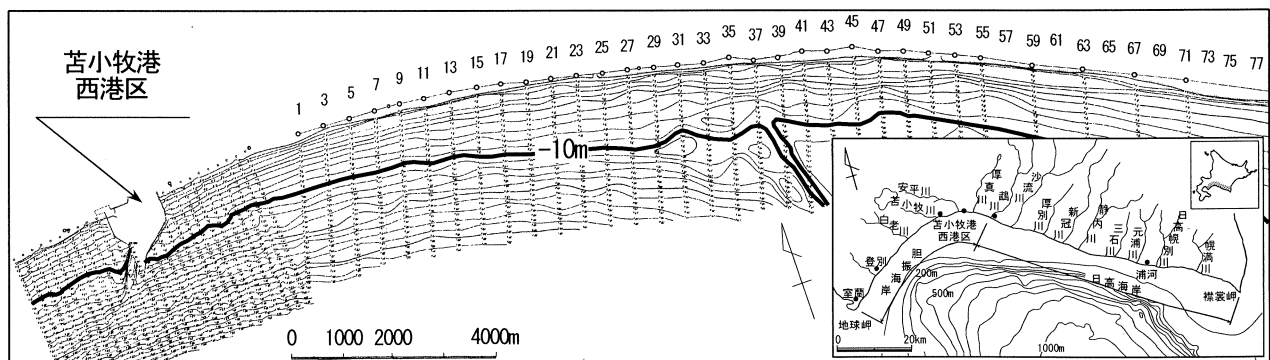


図-1 苫小牧海岸平面図 (1972年8月)

丘が連続している。測線 29 から以東における水深 10m 以上の等深線が沖側へ張り出しているが、これは堆積地形ではなく、隣接地に比較してかなり硬い地質であったため、過去の地質時代から侵食されず残った地形ではないかと言われている²⁾。

苫小牧港西港区は、その開口部が S 方向に向いており、太平洋からの高波浪はこの S 方向から入射する。

(2) 現地調査の範囲

本研究の海浜地形は、図-1 に示すように苫小牧港西港区の東防波堤基部より 3.5km 離れた測線 3 より東方へ沿岸距離 10km を 1972 年 3 月、8 月、1973 年 2 月、8 月、12 月に陸側の基線から沖方向へ 550m の範囲を測線間隔 250m で深淺測量した測線のうち、3、7、11、15、19、23、27、31、35、39、43 の 11 測線を対象とした。

(3) 波浪条件

苫小牧海岸の波浪は、苫小牧港西港区から東へ 13km 離れた苫小牧港東港区の沖合 1.5km の地点(水深 13.3m)で北海道開発局により観測されている³⁾。図-2 は、この観測から得られた観測期間 5 ケ年(1970 年 1 月～1974 年 12 月)の波向別波高出現頻度である⁴⁾。通年の最多頻度の波向(S)は、苫小牧海岸に対しほぼ直角で、その出現頻度は約 42%，次いで SSE 方向 27%，SSW 方向 22%となっている。

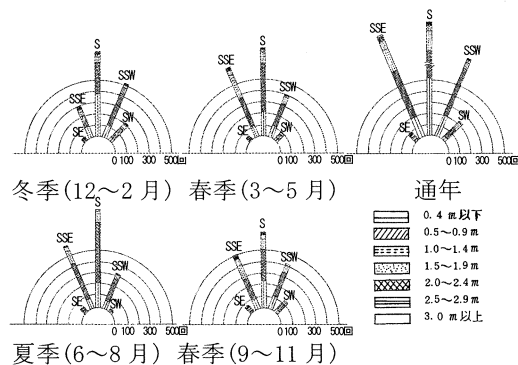


図-2 波向別波高出現頻度図(5 年間)
(1970 年 1 月～1974 年 12 月、1 日 4 回観測)

表-1 深淺測量実測 2 ヶ月前の最大有義波浪

深淺測量日	波浪台帳から抽出した年 月	最大有義波浪	
		$H_{1/3}$	$T_{1/3}$
1972年3月	1972年1～2月	6.1m	15.5s
1972年8月	1972年6～7月	2.4m	13.9s
1973年2月	1972年12月～1973年1月	2.6m	6.0s
1973年8月	1973年6～7月	1.4m	7.5s
1973年12月	1973年10～11月	2.9m	6.1s

加藤ほか⁵⁾は、現地海岸における短期的な地形変化について、汀線が元の位置に回復するのに 2～3 週間程度を要していると述べている。現地における汀線変化は、波と底質が異なるため苫小牧海岸の汀

線位置回復は加藤らが示す約 2 倍の月数と仮定し、短期的に海浜地形に作用した波の諸元は、深淺測量実測前の 2 ヶ月のうち、約 2 日間連続して生じた異常波浪の最大有義波浪($H_{1/3}$, $T_{1/3}$)に起因するものとし、それを波浪観測台帳から求めたのが表-1 である。

3. 波打帯における斜面勾配

波打帯での砂移動は汀線の前進・後退あるいは前浜地形に変化をもたらすため、海浜変形を考える場合、本来最も重要視されるべき領域である。

従来から波による汀線変化⁶⁾、砕波帯内の海浜変形⁷⁾、あるいはバームの形成⁸⁾などの研究が盛んに行われて⁹⁾いるが、Mahmood ほか¹⁰⁾は波打帯の地形変化は、砕波帯の地形変化と密接に関連しており、両者は総合的・連続的に取り扱う必要があると述べている。

波打帯における斜面勾配と海底変形の関係について、著者ほか¹¹⁾も猿骨海岸において検討しており、苫小牧海岸についてもそれらの関係を現地観測データに基づいて考察をしてみる。

(1) 波打帯近傍の斜面勾配の定義

図-1 に示す苫小牧海岸の深淺測量から図-7 に示す汀線の前進・後退の異なる 5 測線 11、15、19、31、35 を選び、図-3 に示すように干潮時の汀線を 0 点とし、5 測線による 25 断面の海浜地形を重ね合わせ、岸・沖方向へ水平距離 30m 離れた地点で地形と交わる点と汀線 0 点を結んだ直線の傾きを陸上部および水中部の斜面勾配とし、図-4 に示すように陸上部の斜面勾配を $\tan \alpha$ 、水中部を $\tan \beta$ と定義した。

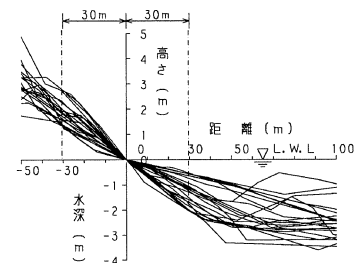
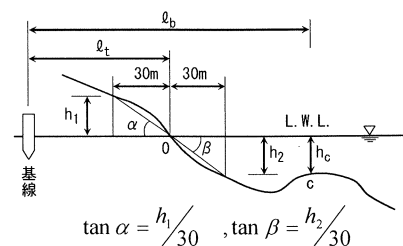


図-3 陸上部と水中部の斜面勾配



$$\tan \alpha = \frac{h_1}{30}, \tan \beta = \frac{h_2}{30}$$

図-4 海浜断面模式図

(2) 斜面勾配と汀線変化

苦小牧海岸を実測した11測線の海浜断面地形55断面の斜面勾配 $\tan \alpha$ と $\tan \beta$ をヒストグラムで表したのが図-5(a), (b)であり、平均値、標準偏差、変動係数について比較したのが表-2である。

図-5(a), (b)から斜面勾配のうち陸上部の $\tan \alpha$ は、勾配が急になるほどに頻度が高くなり、水中部の $\tan \beta$ は、勾配が緩くなるにつれて頻度が高くなる。また、表-2 から、平均値の異なるデータの散らばりを変動係数で比較すると、 $\tan \alpha$ は 44.8%、 $\tan \beta$ は 64.9%となり、 $\tan \beta$ の散らばりが $\tan \alpha$ より大きくなる。

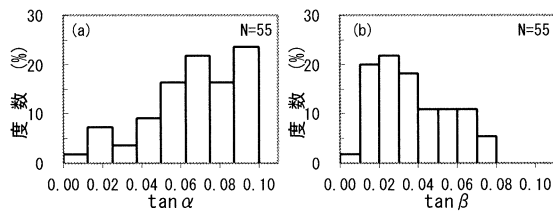


図-5 $\tan \alpha$ と $\tan \beta$ のヒストグラム

表-2 斜面勾配の比較

斜面勾配	平均値	標準偏差	変動係数
$\tan \alpha$	0.067	0.0030	44.8%
$\tan \beta$	0.037	0.0024	64.9%

次に斜面勾配 $\tan \alpha$ と $\tan \beta$ の関係を、汀線の前・後退・中立をパラメータとしてプロットしたのが図-6 である。なお、汀線の前・後退は、基線から汀線までの距離により判定した。

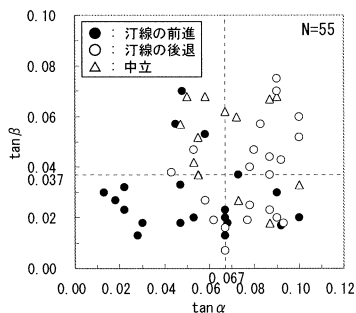


図-6 $\tan \alpha$ と $\tan \beta$ の関係

図-6 から、 $\tan \alpha$ と汀線変化の関係は、 $\tan \alpha > 0.067$ (平均値) (1/15) の時に汀線が後退し、 $\tan \alpha < 0.067$ の時に汀線が前進する。

一方、 $\tan \beta$ と汀線変化の関係は、 $\tan \beta > 0.037$ (1/27) (平均値) の時に汀線が後退し、 $\tan \beta < 0.037$ の時に汀線が前進する傾向を示している。さらに詳細に見ると、 $\tan \alpha < 0.067$ 、 $\tan \beta < 0.037$ の時には汀線が前進し、 $\tan \alpha > 0.067$ 、 $\tan \beta > 0.037$ の時には汀線が後退するが、 $\tan \alpha < 0.067$ 、 $\tan \beta > 0.037$ の時および $\tan \alpha > 0.067$ 、 $\tan \beta < 0.037$ の時には汀線の前退も後退も表われている。

このように、斜面勾配 $\tan \alpha$ と $\tan \beta$ の平均値が、

それぞれの汀線が前進・後退する一つの境界の勾配となっている。

4. 汀線および bar 頂部の平面的分布と戻り流れ

(1) 汀線および bar 頂部の平面的分布

砕波帯に伴う激しい水の動きによって生ずる沿岸砂州の岸・沖移動と、前浜での遡上、反射、戻り流れなどによって形成される汀線の前退・後退の海浜変化について検討する。

図-7 は、深浅測量のうち 11 測線の海浜断面地形の重ね合わせによる、基線から汀線と bar 頂部までの距離および汀線底質中央粒径の分布である。

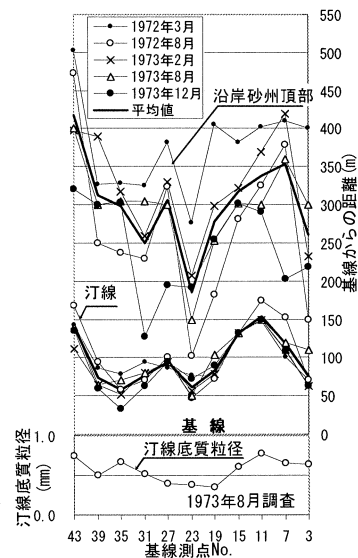


図-7 汀線及び bar 頂部の基線からの距離と汀線底質中央粒径

海浜の地形変化は、図-7 に示すように調査した 1972 年 3 月から 1973 年 12 月までの約 2 ヶ年間にわたる実測結果の移動平均から、汀線と bar 頂部との間に岸・沖移動が相反する rhythmic shoreline は形成されず、汀線が前進・後退するとともに bar 頂部も後退・前進することが明らかとなった。

図-7 に示す汀線の波状の凹凸地形は、波の戻り流れなどによって生じたものと考えられ、特に図-2 に示した波向別波高出現頻度分布から、苦小牧海岸には直角方向からの波向(S)が全体の 42%と多いことも汀線地形変化の原因の一つと考えられる。

また、汀線における底質中央粒径は、汀線が沖方向へ前進している区域で粒径が淘汰されて大きくなっており、汀線が岸方向へ後退している区域では逆に小さくなっている。これからも、汀線における波の特性が大きく関係していることが推定される。

(2) 砕波帯における戻り流れ

図-8 は、汀線の前退・後退・中立をパラメータ

とし、汀線0点から沖合50m地点の碎波帯内における戻り流れと斜面勾配比 $\tan \alpha / \tan \beta$ の関係を求めたものである。

この碎波帯内の戻り流れの平均流速 U_{mean} (m/s) は、Svendsen¹²⁾の式(1)を用いた。

$$U_{\text{mean}} = \left(C_A \cdot H^2 \cdot \frac{1}{T} \right) / d_{ir} \quad (1)$$

ここで、 $C_A:0.9$ 、 $T:T_{1/3}/1.2$ (浅海域)(s)、 d_{ir} :波の谷から底面までの距離(m)である。

この計算に用いた波高 H (m)は、表-1に示す深浅測量による実測2カ月前の最大有義波浪をベースに汀線より沖合50m地点の水深における波高で、規則波の碎波を含む浅水変形の計算¹³⁾により求めた。

また、図-8には斜面勾配比 $\tan \alpha / \tan \beta$ のヒストグラムを戻り流れに対応して示した。

図-8から、 $\tan \alpha / \tan \beta \leq 1$ の発生頻度は16%でこの場合の戻り流れは $U_{\text{mean}}=0.06 \sim 0.5$ (m/s)であり、汀線が前進することが多い。また $\tan \alpha / \tan \beta$ が大きくなるにつれて戻り流れは次第に小さくなる傾向がみられる。すなわち、 $\tan \alpha / \tan \beta$ が大きくなるにつれて、汀線付近が長周期波成分に伴う引き波によって侵食され、汀線付近の土砂が沖方向へ流出するため¹⁴⁾、斜面勾配 $\tan \alpha$ は急になり、 $\tan \beta$ は緩くなって、その結果、汀線から50m沖合の水深は浅くなることによって戻り流れの平均流速 U_{mean} が小さくなるものと考えられる。

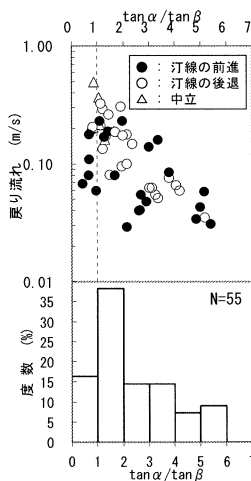


図-8 $\tan \alpha / \tan \beta$ と戻り流れの関係

5. 遡上高と反射率

(1) 遡上高 (R_c)

図-9は、苫小牧海岸における遡上高 (R_c) と斜面勾配 ($\tan \alpha$) の関係について、遡上高を Hedges・Mase¹⁵⁾による式(2)から求め、汀線の前進・後退・中立をパラメータにし、深浅測量の実測年月毎に区分して示したものである。

Hedges・Maseによる式は、

$$\frac{R_c}{H_0} = 0.25 + 1.1 \xi_0 \quad (2)$$

である。

ここで、 H_0 :沖波波高(有義波)であり、右辺のイリバレーン数 ξ_0 は式(3)で定義される。

$$\xi_0 = \tan \alpha / \sqrt{H_0 / L_0} \quad (3)$$

式(3)で、 $\tan \alpha$ は陸上勾配、 L_0 は沖波波長である。

図-9から、遡上高 (R_c) と前浜勾配 ($\tan \alpha$) の関係を深浅測量実測年月毎に区分してみると、前浜勾配が緩いほど遡上高 R_c は小さくなるが、汀線が前進する傾向が見られる。

これは、汀線付近の長周期波と水位上昇¹⁶⁾によるものと考えられる。

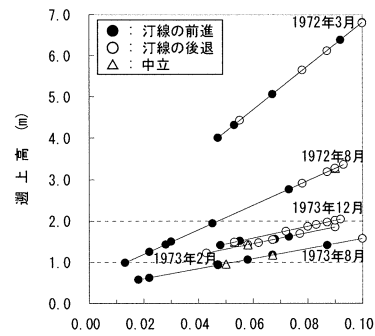


図-9 遡上高と $\tan \alpha$ の関係

(2) 反射率 (γ)

図-10は、苫小牧海岸における反射率 (γ) と斜面勾配 ($\tan \beta$) の関係について、Battjes¹⁷⁾の自然海浜における反射率の式(4)より求め、汀線からbar頂部までの距離をパラメータにし、深浅測量の実測年月毎に区分して示したものである。

Battjesの式は

$$\gamma = 0.1 \tan^2 \beta / H_{50} / L \quad (4)$$

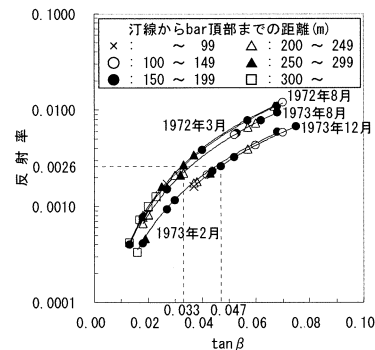


図-10 反射率と $\tan \beta$ の関係

である。ここで、右辺のイリバレーン数の波高 (H_{50}) は、汀線より50m沖合水深の波高であり、 L はその地点の波長である。

表-1の波浪観測における最大有義波浪 $T_{1/3}$ より、水深-13.3mに対する波長 L を式(5)より求める。

$$L = [g T_{1/3}^2 / 2\pi] * [\tanh(2\pi h / L)] \quad (5)$$

周期 $T_{1/3}=15.5\text{ s}, 13.9\text{ s}, 6.0\text{ s}, 7.5\text{ s}, 6.1\text{ s}$ に対して, $L=170\text{ m}, 151\text{ m}, 51\text{ m}, 71\text{ m}, 53\text{ m}$ となり, 最大有義波浪の波形勾配は $H_{1/3}/L=0.0358, 0.0158, 0.0509, 0.0197, 0.0547$ となる。

たとえば, これらの平均波形勾配 $H_{1/3}/L=0.035$ とし, 表-2 より $\tan\beta$ の平均値 $\tan\beta=0.037$ に対して反射率を求めると, 式(4)より $\gamma=0.0039$ となり, $\tan\beta$ の最頻値 $\tan\beta=0.030$ に対しては $\gamma=0.0026$ となる。

また, 図-11 は, 反射率(γ)と bar 頂部の岸沖移動変化率の絶対値の関係に bar 頂部の岸・沖移動をパラメータにして示したものである。図-11 において反射率(γ)が 0.0026 より小さくなると, bar 頂部は沖移動することが多くなる。

なお, bar 頂部の岸・沖移動変化率の絶対値は, たとえば最初の深浅測量時(1972 年 3 月)における基線から bar 頂部までの距離(ℓ_1)として, 第 2 回目の深浅測量時(1972 年 8 月)における基線から bar 頂部までの距離(ℓ_2)として, 式(6)によって求めた。

$$|(\ell_2 - \ell_1) / \ell_1 \times 100| \quad (\%) \quad (6)$$

式(6)において, (+)であれば bar 頂部は沖移動し, (-)であれば bar 頂部は岸移動するものとした。

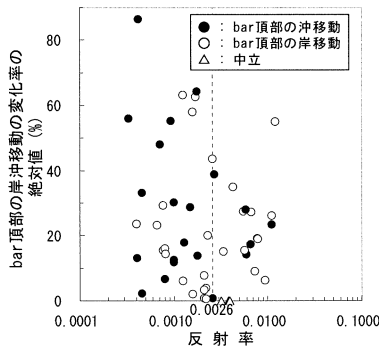


図-11 反射率と bar 頂部の岸・沖移動の変化率

(3) 汀線変化と bar 頂部の岸沖移動の関係

図-12 は, 汀線の前進・後退・中立をパラメータにし, 反射率(γ)と汀線 bar 頂部までの距離の相対波長($(\ell_b - \ell_t)/L_b$)との関係である。

ここで, 図-3 に示すように ℓ_b は基線から bar 頂部までの距離であり, ℓ_t は基線から汀線までの距離である。なお, L_b は, 実測した海底断面地形図より, 各測線毎に汀線より 50m 地点における水深を求め, 表-1 の最大有義波浪の周期から式(5)を用いて波長を求め L_b とした。

図-10 から反射率 0.0026 に対する水中部の海底勾配 $\tan\beta$ の最大は 0.047 である。したがって, 反射率が 0.0026 より小さい場合の $\tan\beta$ は 0.047 以下となる。

図-11 および図-12 から, この領域では bar が沖移動し, 汀線が前進することが多い。

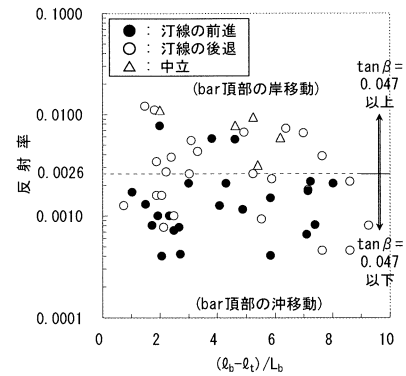


図-12 反射率と $(\ell_b - \ell_t)/L_b$ との関係

また, 反射率が 0.0026 より大きければ, 水中部の海底勾配 $\tan\beta$ は 0.047 より大きくなり, 図-11 および図-12 から bar 頂部が岸移動することが多く, 汀線が後退する。

以上から, 図-7 に示されるように汀線と bar 頂部との間に rhythmic shoreline は形成せず, 汀線が前進・後退するとともに bar 頂部も後退・前進することが明らかになった。

6. 反射率と遡上高の関係

図-13 は, 反射率(γ)と遡上高(R_c)の関係について検討するとともに, 両者の汀線から bar 頂部までの距離の変化への影響について考察を行った。

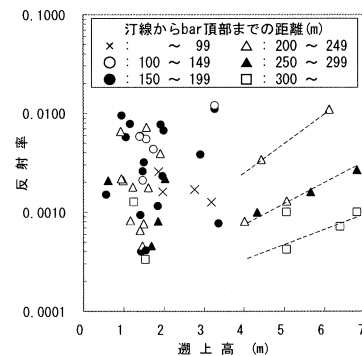


図-13 反射率と遡上高の関係

なお, 遡上高(R_c)はHedges・Maseの式(2)から求め, 反射率(γ)はBattjesの式(4)から求めた。

すなわち,

Hedges・Mase の式:

$$R_c/H_o = 0.25 + 1.1 \tan\alpha / \sqrt{H_o/L_o} \quad (2)$$

$$\text{Battjes の式: } \gamma = 0.1 \tan^2 \beta / (H_{50}/L) \quad (4)$$

ここで, $H_o/L_o \approx H_{50}/L$ と仮定すると

$$R_c/H_o = 0.25 + 3.48 \sqrt{\gamma (\tan\alpha / \tan\beta)}$$

から

$$\gamma = [1/12.11 (\tan\alpha / \tan\beta)^2] * [(R_c/H_o) - 0.25]^2 \quad (7)$$

となり、反射率(γ)は遡上高(R_c)、入射波高(H_0)、斜面勾配($\tan \alpha$, $\tan \beta$)によって影響を受けることになる。また、遡上高(R_c)が4mより高くなると汀線からbar 頂部までの距離が長くなるほど反射率(γ)が小さく¹⁸⁾なる傾向を示している。また、図-9に示す遡上高の大部分は1~2mであり、この範囲では汀線からbar 頂部までの距離の変化は、遡上高より反射率による影響が大きい。

図-14は、反射率(γ)と相対遡上高(R_c/H_0)の関係に $\tan \alpha/\tan \beta$ をパラメータとして示したもので、図中の曲線は式(7)に $\tan \alpha/\tan \beta = 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0$ として与えたものである。

図-14から実際のデータよりも図中の曲線による反射率が高くなっているが、これは式(2), (4)において $H_0/L_0 \approx H_{s0}/L$ と仮定したことによって生じる差である。今後は、仮定条件の検討が課題である。

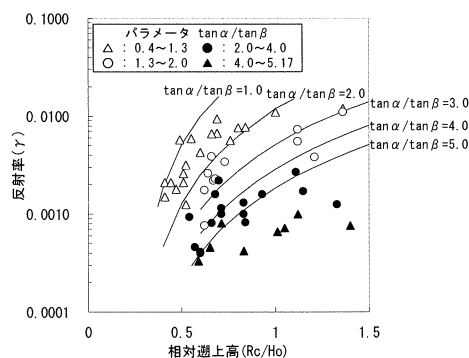


図-14 反射率と相対遡上高の関係

7. むすび

以上の結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 苦小牧海岸における斜面勾配を $\tan \alpha$, $\tan \beta$ と定義することによって、汀線とbar 頂部の移動の関係について明らかにすることができた。
- 2) $\tan \alpha > 0.067$ (平均値), $\tan \beta > 0.037$ (平均値) の時は汀線が後退し, $\tan \alpha < 0.067$, $\tan \beta < 0.037$ の時は汀線が前進する。
- 3) 汀線変化とbar 頂部の岸・沖移動に関する平面分布状況を5回にわたる深淺測量によって、汀線とbar 頂部との間に rhythmic shoreline は形成せず、汀線が前進・後退するとともにbar 頂部も後退・前進することが検証できた。
- 4) $\tan \alpha/\tan \beta$ が大きくなるにつれて戻り流れは次第に小さくなる。
- 5) 反射率(γ)は、式(7)で与えられ、斜面勾配比($\tan \alpha/\tan \beta$)と相対遡上高(R_c/H_0)によって影響されることが明らかとなった。

謝辞：本研究を行うにあたり、北海道開発局苦小牧港湾事務所より貴重な資料の提供を頂いたことを記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 北海道開発局 苦小牧港湾建設事務所：苦小牧港調査報告書(昭和47年), 1972, (昭和48年), 1973.
- 2) 尾崎 晃：苦小牧を中心とする日高・胆振海岸の自然条件と海浜過程, 苦小牧港湾環境委員会調査報告書, pp. 075-88, 1981.
- 3) 前出1)
- 4) 苦小牧港湾管理者：苦小牧港・港湾計画書-改訂-, 港湾密議会 第88回計画部会資料, pp. 136-140, 1979.
- 5) 加藤一正・柳嶋慎一・村上裕幸・末次広児：汀線位置の短期変動特性とそのモデルの試み, 港湾技術研究所報告, 26巻2号, pp. 63-96, 1987.
- 6) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右・岡田 滋：波による二次元汀線変化に関する一考察, 第22回海講論, pp. 329-334, 1974.
- 7) 服部昌太郎・川又良一：砕波帯内の海浜変形過程, 第25回海講論, pp. 218-222, 1978.
- 8) 武田一郎・砂村継夫：バームの形成条件と高さ, 地形, 第3巻, 第2号, pp. 145-157, 1982.
- 9) 土木学会海岸工学委員会編：漂砂環境の創造に向けて, pp. 306-313, 1998.
- 10) Mahmood R. Akbarpour Jannat, 浅野敏之：砕波帯・波打ち帯を統合的に捉えた風波・長周期波による底質移動外力の評価, 海洋開発論文集, 第22巻, pp. 469-474, 2006.
- 11) 戸巻昭三・森居 久・竹沢三雄・後藤 浩：猿骨海岸の波打ち帯における斜面勾配と海浜地形の関係について, 日本沿岸域学会, 沿岸域学会誌, NO.4, pp. 13-26, 2009.
- 12) Svendsen, I. A. : Mass flux and undertow in a surf zone. Coastal Engineering, Vol. 8, pp. 347-365, 1984.
- 13) 内野敬太・山口隼人・関 克己・水口 優：大規模侵食時における汀線近傍の漂砂量・地形変化・波浪特性, 海岸工学論文集, 第51巻, pp. 446-450, 2004.
- 14) 岩垣雄一・間瀬肇・田中剛：不規則波の浅海変形モデルについて, 第28回海講論, pp. 104-108, 1981.
- 15) Hedges T. S. and H. Mase : Modified Hunt's equation incorporating wave setup, Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, Vol. 130, No. 3, pp. 109-113, 2004.
- 16) 加藤一正：緩勾配海岸と急勾配海岸の前浜に作用する外力の違い, 第40回海岸工学論文集, pp. 421-425, 1993.
- 17) Battjes, J. A. : Surf similarity, Proc. 14th. Conf. on Coastal Eng., pp. 466-480, 1974.
- 18) 浅川耀賛・岡本弘・関克己・水口優：複合斜面での反射について, 第55回海岸工学論文集, pp. 806-810, 2008.