

論文

北海道沿岸における海浜断面の特性と bar 形状の変化

Characteristics of beach profiles and changes of bar formations at coasts of Hokkaido

戸巻 昭三*・竹澤 三雄**・後藤 浩**

Shozo TOMAKI, Mitsuo TAKEZAWA and Hiroshi GOTOH

要旨: 本研究は、北海道の太平洋、日本海、オホーツク海の各沿岸における苫小牧海岸、石狩海岸、猿骨海岸の深淺測量から得られたそれぞれの海浜断面のうち、汀線から stable point (S.P.) までの間に生ずる bar 形状の変化が海浜断面の形状に与える影響について考察し、それらの海浜断面の形状に規則性があることをフラクタル次元によって表現した。

キーワード: 海浜断面地形, bar, stable point, 自己相似性, フラクタル次元

1. はじめに

北海道は太平洋、日本海、オホーツク海の3つの海域に囲まれ、約 2,767km(島嶼を除く)の海岸線を有し、それぞれ特徴ある気象・海象条件により海浜断面地形を形成している¹⁾。

そこで本研究は、太平洋、日本海、オホーツク海の各沿岸における苫小牧海岸、石狩海岸、猿骨海岸の深淺測量から得られたそれぞれの海浜断面の特性と、汀線から stable point (S.P.)²⁾までの間に生ずる bar 形状の変化が海浜断面の形状に与える影響について考察し、それらの海浜断面の形状に規則性があることを、フラクタル次元によって表現した。

2. 石狩、苫小牧、猿骨海岸の概要

本研究の対象とする北海道の石狩海岸、苫小牧海岸、猿骨海岸の概要は次のとおりである。

図1に示す日本海沿岸 848km のうち石狩湾沿岸 192km の湾奥に位置する石狩海岸は、石狩湾新港の建設着手の 1973 年から今日に至るまで、毎年、夏(7~8月)と冬(12月)の年2回深淺測量を実施し

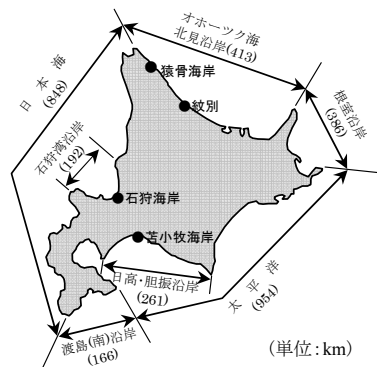


図1 北海道の海岸

ている。その結果、石狩湾新港建設の進捗に伴って、港を挟んで南側海岸は侵食性、北側海岸は堆積性の傾向が現れ、石狩湾新港の建設が海浜断面に影響を与えているものと考えられる。

また、太平洋沿岸 954km のうち、弓形の形状をなす日高・胆振沿岸 261km の変曲点に位置する苫小牧海岸は、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 20km という非常に広い範囲を深淺測量の調査区域とした。この苫小牧海岸は、深淺測量調査時において、港湾工事が未着

* 正会員 (株)クマシロシステム設計, ** 正会員 日本大学理工学部 土木工学科

手だったため、人工構造物による影響のない自然海岸であったが、その後の港湾建設により海浜断面が変化した。さらに、猿骨海岸は、北見沿岸413kmの北方向に位置し、この猿骨海岸に流出する2級河川である猿骨川(流域面積99.1km²、計画高水流量450m³/s)の河口閉塞対策の一環として深浅測量調査を行った。特にオホーツク海沿岸は他の海岸には見られない流氷が来襲し、その流氷期間をまたいで2ヶ年連続で深浅測量調査を行った。深浅測量調査の範囲や調査期間等の内容は表1に示すとおりである。

3. 波浪特性と底質の遷移状態

日本海、太平洋、オホーツク海海域における石狩、苫小牧、猿骨海岸に来襲する波浪と底質粒径によって、それぞれの海岸の漂砂移動形態の遷移条件について巨視的な検討を行った。

なお、石狩海岸や苫小牧海岸の波浪観測データは北海道開発局が建設中の石狩湾新港や苫小牧港東港区における観測データを使用した。しかし、猿骨海岸は波浪観測を実施していなかったため猿骨海岸の160km南に位置する紋別港の観測データを用いた。

堀川ら⁶⁾は、海浜断面の分類を行うにあたって、海底勾配、底質粒径、沖波波高、および波長を用いた式を提案している。また Shibayama・

Horikawa⁷⁾は、波による底面せん断応力と底質粒子の自重による抵抗力の比であるシールズ数 ϕ_m に対する底面における水粒子速度の振幅 u_b と底質粒子沈降速度 ω_0 との比を用いることにより、漂砂の移動形態の遷移条件を与えている。

そこで、Shibayama・Horikawaが与えた ϕ_m と u_b/ω_0 の関係図を用いて、表1に示す石狩海岸、苫小牧海岸、紋別海岸の各々1年間の波浪観測データから有義波高($H_{1/3}$)とそれに対応する周期($T_{1/3}$)を有義波高の高い順に並べ、表2に示す高波浪、中間波浪、小波浪の3分割にした標本を抽出し、 ϕ_m と u_b/ω_0 の関係を求め図2に示した。

なお、砕波点付近から採取した底質中央粒径の平均値は石狩0.15mm、苫小牧0.38mm、猿骨0.20mmで、シールズ数 ϕ_m の海底面における摩擦係数 f_w ⁸⁾は、浅海域までの風波の発達計算で $f_w=0.01\sim 0.02$ が妥当な値として用いられていることから $f_w=0.015$ とした。

図2に示されるように、漂砂移動形態の遷移条件は、波浪に伴う流体運動の特性が異なるため、波形勾配の大きい石狩、猿骨、苫小牧海岸順に明確に区分された。

そのうち、苫小牧海岸では高波浪時においてもシートフローの移動形態の区分に入ったものではなく、浮遊移動、遷移領域、掃流移動、移動なしの区分に分布している。

表1 対象海岸と現地調査

海岸名	深浅測量の範囲	測線数と海浜断面数	実測年月	既発表論文	波浪の観測期間と標本数(n)
石狩	港の北側 3,150m	6測線 (間隔200~1,200m) 72	1984年~1991年 7~8月 12月	海洋開発論文 ³⁾ 1999年	1972年1月~12月 n=106
	港の南側 3,550m	6測線 (間隔400~1,200m) 80			
苫小牧	20.0km	19測線 (間隔1,000m) 95	1972年3月,8月 1973年2月,8月,12月	海洋開発論文 ⁴⁾ 1998年	1972年1月~12月 n=105
猿骨	2,000m	21測線 (間隔100m) 84	1974年9月 1975年6月,7月,11月	海洋開発論文 ⁵⁾ 2000年	1975年5月~12月 n=115

表 2 各海岸の波高と周期の区分

単位：波高(m), 周期(S)

区分	石狩海岸	苫小牧海岸	紋別海岸 (猿骨)
高波浪	7.7m(9.3s) ~4.0(6.6)	6.1m(15.5s) ~4.0(13.9)	7.3m(12.9s) ~4.4(9.9)
中間波浪	4.0(5.3) ~2.3(6.2)	3.9(8.2) ~2.1(6.5)	4.3(10.6) ~2.3(9.4)
小波浪	2.2(6.1) ~0.3(5.5)	2.0(6.2) ~0.2(8.9)	2.2(9.4) ~0.3(6.2)

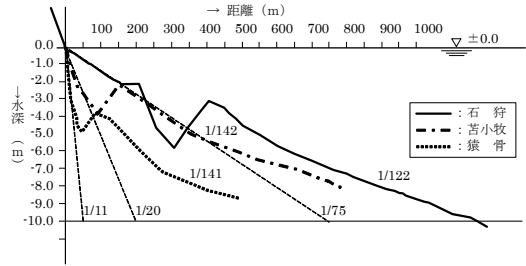


図 3 3つの海域の代表的な海岸断面

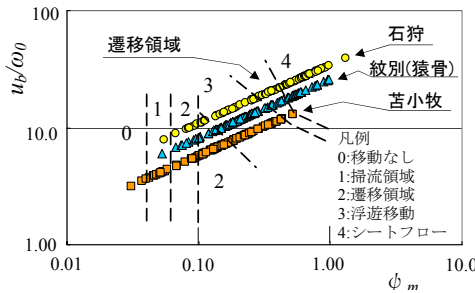


図 2 各海岸における海浜地形の移動形態の遷移条件

また、石狩海岸と猿骨海岸では、シートフローの移動形態と浮遊移動が全体のそれぞれ 1/3 を占め、残りの区分が遷移領域と掃流移動の形態である。

以上から、底質粒径を一定と仮定した場合、シートフロー⁹⁾の移動形態が全体の 1/3 を占める石狩、猿骨海岸では、高波浪時に大量の土砂が岸向きに移動し、海浜断面の形状に影響を与える。

また、碎波による浮遊移動¹⁰⁾については、巻き波碎波の頻度の多い苫小牧海岸では、崩れ波碎波の傾向が強い石狩や猿骨海岸に比べて底質の浮遊砂が著しく、その浮遊砂が沿岸流によって大量に運ばれた海岸が形成される。このように、海岸に來襲する波浪によって砂の移動形態が区分され、それぞれ異なった海浜断面が形成するものと考えられる。

4. 海底断面地形の特徴

図 3 は、石狩、苫小牧、猿骨海岸の深淺測量か

ら得られたそれぞれの海岸における海浜断面の一例である。

以上の海浜断面を同じスケールで重ね合わせ、bar の規模や海底勾配などについて考察した。その結果、まず第 1 の特徴として、これら 3 つの海岸の trough 最深部水深と bar 頂部水深の差(比高)は、石狩海岸で 2.7m、苫小牧海岸で 1.7m であり、石狩海岸の bar の高さは苫小牧海岸の約 1.6 倍である。一方、猿骨海岸における bar の比高はさらに小さく 1.0m 程度で、bar の岸沖移動も少ない。

第 2 の特徴は、前浜の勾配は猿骨海岸で 1/11、苫小牧海岸で 1/20、石狩海岸で 1/75 である。このように、石狩海岸では緩勾配を形成し、苫小牧海岸では急勾配を形成している。また、苫小牧海岸では汀線より沖側約 150m 付近に大きな bar が形成されており、これは、前浜に作用する外力の違いから生ずるものと考えられる¹¹⁾。

また、猿骨海岸の前浜の勾配は、さらに急勾配を形成しており、これは流氷によるものと考えられる。

図 4 は、猿骨海岸より南東 4km に位置する猿払海岸に流出する猿払川(流域面積 373.5 km², 計画高水流量 700m³/s) 河口改修計画のため、1972 年~1974 年に実測した海浜断面である。この調査は沿岸方向 2000m の範囲について行ったもので、1973 年 1 月上旬に流氷が海岸に接岸し、同年 3 月上旬に離岸した後、実測したものである。

図 4 の 1973 年 3 月の実測断面に注目すると、測

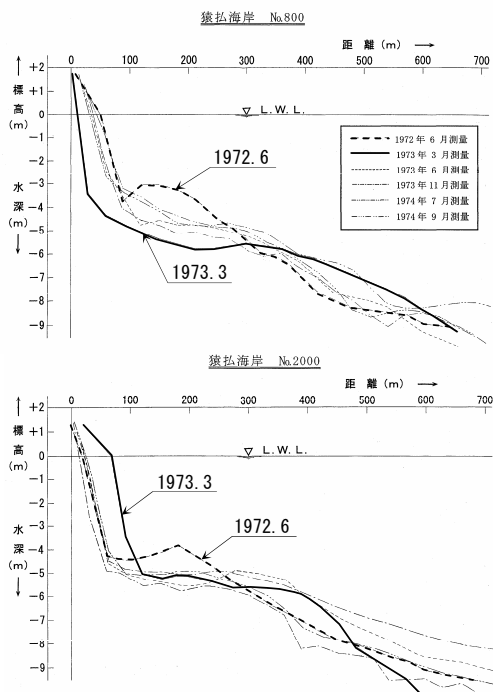


図4 猿払海浜断面実測図

点 No.800 では流氷が離岸する際、水際線付近の砂を削って前浜を侵食し、1200m離れた測点No.2000の実測断面では、逆に流氷が接岸する際、海底の砂が海岸に引き寄せられ、さらに流氷が離岸する際に、水際線付近の砂が海面に引き出された重複の状態である。このように流氷の接岸と離岸が繰返し行われることによって前浜が急勾配になったものと推定される。

木岡ら¹²⁾によると、流氷の下面は凹凸はあるものの、その喫水は平均が0.61m、最大が8.0m程度で年変動が大きく、また流氷速度の中央値は0.17m/s、最大値は約1.5m/sで、これは海氷密度や海流（潮流）、風速などの状況に大きく依存する。

しかし、流氷塊の規模は、その密接度や接岸地域によって異なるが、流氷が接岸・離岸する際、ローリングやピッチングなどにより汀線付近の前浜勾配が流氷による一種の海食¹³⁾にも似た現象を受けるものと考えられる。とくに、オホーツク

海のように流氷が来襲する海岸では、このような海浜断面の形状が現れる。

第3の特徴は、3つの海岸のbar 頂部から沖方向の海底勾配は石狩海岸で1/122、苫小牧海岸で1/142、猿骨海岸で1/141という緩勾配によって形成されている。

以上のように、石狩海岸の海浜断面は、bar の岸側における前浜の勾配は緩勾配であるのに対し、苫小牧・猿骨海岸では急勾配であり、bar の沖側の海底勾配はいずれの海岸も比較的緩やかな勾配である。

5. 海浜断面地形変化とフラクタル¹⁴⁾

海浜地形の研究は、地形学の研究者の手によって形態学的観点から開始され、海岸域に見られるさまざまな地形の特徴や時間的変化が現地調査を通して調べられてきた。

しかし、自然界に存在する海岸地形は限りなく複雑な形をしており、簡単にその特徴をとらえることはできないが、その複雑な形を表現するために非整数の値をとりうるフラクタル次元を使うことによって多くの自然界の複雑な形を取扱うことが可能であることに注目した。

ある具体的な形が与えられた時に、一辺の長さがLの立方体であったとすると、その表面積Sは6L²、体積VはL³となり、次の比例式が成り立つ。

$$L^{1/D} \propto S^{1/2} \propto V^{1/3} \dots\dots\dots (1)$$

米国気象物理学者 Lovejoy¹⁵⁾は、人工衛星やレーダーを使って見た雲の面積Sとその周長Lの関係において、複雑な雲の形を小さな正方形に分割し、雲の周辺を含む正方形と雲の内部の正方形の個数を数え、それぞれをL_N、S_Nと置き

$$L_N^{1/D} \propto S_N^{1/2} \dots\dots\dots (2)$$

が成り立っているならば、雲の形はD次元のであ

るとした。それは、式(2)に示すように、 S_N は雲の面積に比例する量であり $S_N^{1/2}$ は 1 次元の量になっているからである。

このような考え方から、多くの雲の面積 S とその周長 L の関係を両対数グラフにプロットしたところ、図5に示すように S のべき乗が L に比例し、 L_N と S_N が式(2)で表せることが明らかになった。

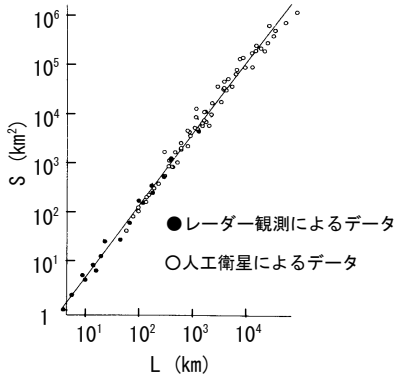


図5 雲の面積 (S) と周の長さ (L) の関係¹⁵⁾

そして図5の直線の傾きから決定される雲のフラクタル次元(D)は1.35と算出された。このように、フラクタルで導入された自己相似性や非整数の次元という概念で、自然界の図形の持つ複雑さをフラクタル次元によって説明できることを明らかにした。

そこでこの Lovejoy の考え方を海浜断面に適用して、複雑な海浜断面をフラクタル次元によって説明することを試みた。

図6は、海浜断面と海底勾配の関係を示したもので、太線 AFC は海浜断面の海底面を示したも

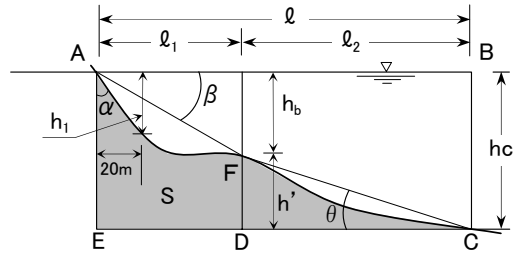


図6 海浜断面と勾配

である。

水際線 A から垂直に下した線と海浜断面の変化が顕著でなくなる地点²⁾ (stable point S.P) C から、水平線と平行に引いた線との交点 E によって囲まれた AFCDE を海浜断面の断面積 S と仮定し、その周長 L は AFCDE とした。そして面積 S と周長 L から、フラクタル次元を算出した。

なお、海浜断面を汀線から沖側の S.P. までの範囲にしたのは、砂浜海岸における海浜断面の変化が、主に波浪や潮汐などの外的条件によって影響され、特に砂の移動が活発な砕波帯における漂砂量は、海浜断面のうち、汀線から砂の移動が顕著でなくなる地点までの間 (stable point) で生じているものと考えたからである。

表1に示した各海岸の深浅測量図から得られた海浜断面について、石狩海岸152(北側72, 南側80)断面、苫小牧海岸95断面、猿骨海岸84断面の面積 S と周長 L を求め、それぞれの断面積 S と周長 L の関係をプロットしたのが図7, 図8, 図9である。

なお、図7(全体)は堆積海岸である石狩湾新港

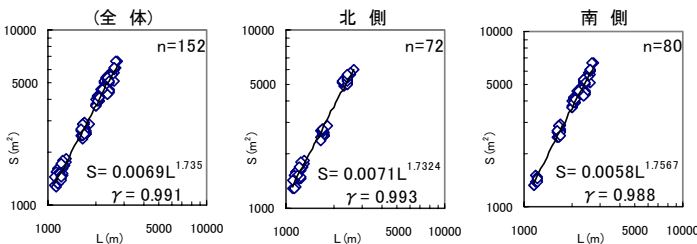


図7 石狩海岸の S と L の関係

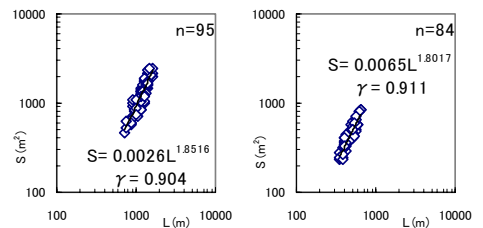


図8 苫小牧海岸の S と L の関係

図9 猿骨海岸の S と L の関係

の北側海岸と侵食海岸の南側海岸の海浜断面の面積 S と周長 L を合わせてプロットしたものである。ここで、 n は標本数、 r は相関係数である。

図 7~9 から、いずれの海岸においても図 5 に示される Lovejoy の雲の面積 S と周長 L の関係と同様に、 S のべき乗が L に比例することが明らかになった。したがって、各海岸の海浜断面の変化をフラクタル次元 (D) で算出すると、表 3 に示されるように 1.152, 1.080, 1.110 となり、石狩海岸のフラクタル次元は最も高い値を示し、他の海岸よりもその地形変化が複雑であることを示した。

また、図 7 (全体) に示されるように石狩海岸 (北側海岸と南側海岸を含む) のフラクタル次元 (D) の値 1.152 に対し、その相関係数が 0.991 と非常に高く、漂砂移動によって堆積傾向にある北側海岸と侵食傾向にある南側海岸の海浜断面には自己相似形が存在することになる。

海浜断面の自己相似形に関する具体的な事例として、宇多ら¹⁶⁾ は、相良港を挟んだ南、北の侵食性と堆積性の海浜断面地形を重ね合わせた結果、相似な形になり、そこから沿岸漂砂の阻止率を近似的に求めている。

表 3 3つの海岸のフラクタル次元

海岸名	海底断面数 (n)	フラクタル次元(D)	相関係数 (γ)
石狩	152	1.152	0.991
北側	72	1.154	0.993
南側	80	1.138	0.988
苫小牧	95	1.080	0.904
猿骨	84	1.110	0.911

6. 海底勾配と海浜地形の関係

6.1 bar の岸沖移動と海浜地形

図 6 に示す海浜断面において、水際線 A における前浜勾配と S.P. 付近の海底勾配、そして bar の岸沖移動と bar の高さがどの程度、海浜断面の形成に影響力を持っているかを知ることは、海浜断面の変形を考える上で非常に有効である。

そこで bar の岸沖移動に伴って海浜断面に及ぼす影響を評価するため、図 6 に示す海浜断面の bar によって得られた角度をそれぞれ β 、 θ とし、水際線 A と S.P. までの水平距離 ℓ を角度 β によって ℓ_1 、角度 θ によって ℓ_2 までを影響する範囲と定めて $N = \ell_2 / \ell_1$ を算出した。すなわち、

$$h_b = \ell_1 \tan \beta \dots\dots\dots (3)$$

$$h' = \ell_2 \tan \theta \dots\dots\dots (4)$$

$$h_c = h_b + h' \dots\dots\dots (5)$$

から

$$N = \ell_2 / \ell_1 = (\ell \tan \beta - h_c) / (h_c - \ell \tan \theta) \dots\dots\dots (6)$$

が求められる。

ただし、式 (6) の成立条件は

$$\left. \begin{array}{l} \tan \beta > h_c / \ell \\ \tan \theta < h_c / \ell \end{array} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

である。

なお、 $\tan \beta$ と $\tan \theta$ を bar 頂部勾配と呼称する。

すなわち、この「bar 頂部勾配」は、bar の岸沖移動と bar の頂部水深の変化に伴って海浜断面の地形変化について表現できる一つの指標となり得ると考えたからである。

図 10 は、石狩海岸の港を挟んで南側 (侵食傾向) と北側 (堆積傾向)、苫小牧海岸、猿骨海岸の $N = \ell_2 / \ell_1$ のヒストグラムである。なお、式 (6) において N の成立条件に満たないものは削除した。したがって、図 10 の標本数 n は、表 1 に示す海浜断面数より少ない。

表 4 は、各海岸における $N = \ell_2 / \ell_1$ の中央値、平均値、標準偏差である。

また、表 5 は、石狩海岸の北側と南側、苫小牧海岸、猿骨海岸の bar 頂部勾配 $\tan \beta$ と $\tan \theta$ の平均値を求め、平均値が最大となった猿骨海岸の値を 1.0 とし、石狩海岸 (北側、南側)、苫小牧海岸の $\tan \beta$ と $\tan \theta$ の bar 頂部勾配を示したものである。

図 10、表 4、表 5 より海浜断面と bar 頂部勾配との関連性を考察すると次の通りである。

表 4 $N=l_2/l_1$ の比較

海岸名	標本数	中央値	平均値	標準偏差
石狩 (港の南側)	64	2.870	3.182	1.517
石狩 (港の北側)	50	3.823	4.651	3.117
苫小牧	37	2.104	2.427	1.667
猿骨	73	2.121	2.417	1.006

表 5 $N=l_2/l_1$ における bar 頂部勾配の比較

海岸名	海岸の特徴	bar 頂部勾配		図 3 の bar より沖側の海底勾配
		$\tan \beta$	$\tan \theta$	
石狩 (港の南側)	石狩湾新港によって沿岸漂砂が阻止された侵食性の海岸	(0.0114) 0.25	(0.0084) 0.56	-
石狩 (港の北側)	石狩湾新港によって沿岸漂砂が阻止された堆積性の海岸	(0.0113) 0.25	(0.0087) 0.58	1/122
苫小牧	波浪特性により堆積と侵食が繰返されほぼ平衡海岸	(0.0106) 0.23	(0.0131) 0.88	1/142
猿骨	流水により海底地形が S.P. 付近まで攪乱されている海岸	(0.0460) 1.0	(0.0149) 1.0	1/141

() は平均値

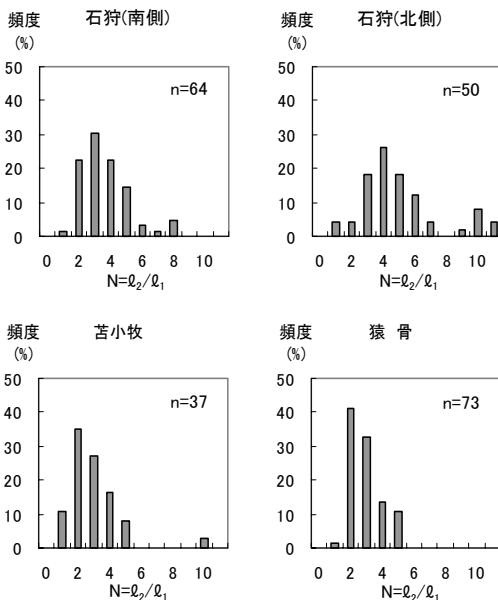


図 10 $N=l_2/l_1$ の頻度分布

表 4 より、石狩(南側)、苫小牧、猿骨海岸の N の値は、標準偏差が小さく中央値および平均値にかなり集中しているが、石狩(北側)海岸の場合は標準偏差が比較的大きく N のバラツキが大きい。

これは、堆積傾向にある石狩(北側)海岸は、他の海岸より bar の岸沖移動のほか、海浜断面の変化に与える沿岸漂砂の影響が大きいものと推測される。

表 5 より石狩海岸(南側、北側)や苫小牧海岸の $\tan \beta$ の平均値は、猿骨海岸の約 1/4 であるが、S.P. 付近の $\tan \theta$ の平均値は、石狩海岸(南側、北側)において猿骨海岸の約 1/2 であり、苫小牧海岸で約 4/5 である。

以上の結果、石狩海岸の bar 頂部より沖側の海底勾配 $\tan \theta$ の平均値は、海浜断面が侵食傾向や堆積傾向であっても、移動する土砂が細粒径のため、苫小牧海岸や猿骨海岸よりも緩やかな勾配になっているものと考えられる。

また、図 10 に示すように、石狩海岸の北側と南側海岸の N の頻度分布から想定される海浜断面は、侵食傾向にある南側海岸において、水際線付近の急激な侵食と bar より S.P. 付近までの土砂の堆積から、水際線付近の勾配が北側海岸より急となり、また N の平均値は北側海岸に比べてやや小さい。しかし、北側海岸と南側海岸の bar 頂部勾配 $\tan \beta$ と $\tan \theta$ の平均値がほぼ同値である。

さらに図 10 より、水際線付近の勾配が急な苫小牧海岸と猿骨海岸において、 $N=l_2/l_1$ の頻度分布はほぼ同形であり、 $N=2$ の頻度が最多であることから、水際線より $2l_1=l_2$ 、すなわち、 $l/3$ の位置に bar 頂部が多く発生することが明らかになった。

一方、水際線付近の勾配がかなり異なっているにもかかわらず、苫小牧海岸の bar 頂部勾配 $\tan \beta$ の平均値は、表 5 に示されるように石狩海岸の $\tan \beta$ の平均値とほぼ同じ値である。これは、図 3 から明らかのように石狩海岸と苫小牧海岸の bar

頂部の位置がかなり異なった地点に発生していることによるものと考えられる。すなわち、苫小牧海岸の水際線付近の勾配が石狩海岸の勾配に比べてかなり急であるが、苫小牧海岸の bar 頂部の発生位置が図 6 の AF 線に沿って石狩海岸よりもかなり岸側の方に発生するためである。

また、猿骨海岸と苫小牧海岸の bar 頂部勾配 $\tan \theta$ の平均値が、石狩海岸の $\tan \theta$ の平均値よりもかなり大きい。これは、猿骨海岸と苫小牧海岸の bar や S.P. の位置が、石狩海岸の bar および S.P. の位置と異なることによるものであり、流水や沿岸漂砂の影響がその原因であると考えられる。

6.2 bar 頂部勾配 ($\tan \beta$) と前浜勾配の関係

本論における bar 頂部勾配 ($\tan \beta$) は、図 6 に示すように、深浅測量で基準にしている干潮水際線と bar 頂部を結んだ線の勾配であり、また、前浜勾配 ($\tan \alpha$) は干潮水際線から trough 方向へ向けての海底勾配で、干潮水際線 A より沖方向 20m の地点から垂直に下した線が、海底地形と交差する地点における水深 (h_1) によって得られる勾配である。

図 11 は、表 1 に示すように苫小牧海岸における 19 測線 (間隔 1000m) の深浅測量結果のうち、無作為に 1 測線を抽出し、その実測月毎の 5 断面を重ね合わせたものである。

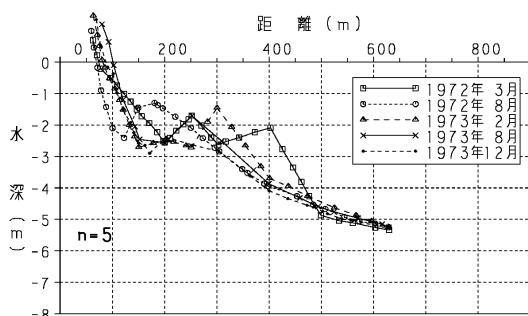


図 11 苫小牧海岸の海浜断面の重ね合わせ

そこで、この複雑な海浜断面の bar の岸沖移動と bar 頂部水深の変化を同時に表現できるように、bar 頂部勾配 ($\tan \beta$) と前浜勾配 ($\tan \alpha$) の関係に、パラメータとして bar 頂部水深を選びプロットしたのが図 12 であり、海浜断面の変化がフラクタル次元の算定に影響を与えるのかどうかを明らかにしようとしたものである。

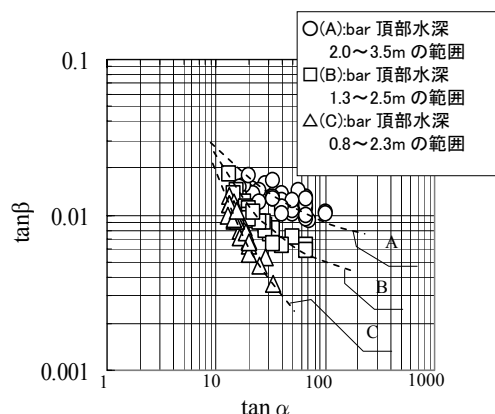


図 12 $\tan \beta$ と $\tan \alpha$ の関係

図 12 に示すように、bar 頂部勾配 ($\tan \beta$) が大きくなると前浜勾配 ($\tan \alpha$) は小さくなり、bar 頂部勾配 ($\tan \beta$) が小さくなると前浜勾配 ($\tan \alpha$) は大きくなり、また、前浜勾配 ($\tan \alpha$) が大きくなると、bar 頂部水深が深くなるにつれて bar 頂部勾配 ($\tan \beta$) が大きくなる。複雑な海浜断面の前浜勾配 ($\tan \alpha$) は、bar の位置や高さによって影響されることが明らかになった。しかし、図 7 に示される石狩海岸のように同一海域において外力が同じであれば、隣接する海浜断面の地形が侵食傾向にある場合と堆積傾向にある場合にその傾向が違っていても、漂砂量の供給という問題を除けば、同じ海域における波浪条件によって生じた海浜断面から得られたフラクタル次元は変わらない。したがって、海浜断面の前浜勾配や、bar の岸沖移動、bar 頂部水深などの変化によって、フラクタル次元は影響を受けないものと考えられる。

7. 結論

海岸の構造物設計にあたっては、縦断的に変化している砂浜の特性としての形状を定義する必要がある。

そこで、複合して発生する海浜断面形状を定義する一つの方法として、自然界の不規則な要素で絡み合った海浜断面の形状をフラクタル次元で表現することを提案した。

具体的に、石狩海岸における石狩湾新港を挟んで南北両海岸ならびに苫小牧・猿骨海岸の海浜断面の面積 S とその周長 L の関係にフラクタル次元の考え方を適用し、それぞれの海岸の海浜断面のフラクタル次元を算定した。その結果、それらの海浜断面のフラクタル次元が異なることが明らかになった。

以上、石狩・苫小牧・猿骨海岸の深淺測量より得られた海浜断面の特徴ならびに bar 形状の変化などについて要約すると次のとおりである。

- ①太平洋岸にある苫小牧海岸の海浜断面の漂砂の移動形態は、シートフローはほとんど見受けられなく、浮遊移動、遷移領域、掃流であった。
- ②日本海およびオホーツク海沿岸の石狩海岸と猿骨海岸の漂砂の移動形態はほぼ同じであった。
- ③オホーツク海沿岸の、猿骨海岸の前浜勾配が苫小牧海岸より急であるのは、流氷の影響によるものと思われる。
- ④石狩・苫小牧・猿骨海岸の海浜断面のフラクタル次元は 1.15~1.08 となった。
- ⑤石狩湾新港を挟んで堆積性と侵食性の海浜断面が生じるが、両海岸の海浜断面のフラクタル次元はほぼ同じ値となった。
- ⑥海浜断面の前浜勾配や、bar の岸沖移動や bar 頂部水深などの変化によって、フラクタル次元は影響を受けない。
- ⑦複雑な海浜断面の形状には規則性があり、それ

をフラクタル次元で表現できることを明らかにしたが、さらに多くの海岸においてこの調査研究を進める必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたり、北海道開発局、北海道稚内土木現業所より資料の提供を頂いたことを記し謝意を表します。

参考文献

- 1) 国土交通省河川局編:海岸統計(平成 15 年), 2004.
- 2) 久宝雅史・戸巻昭三:海浜横断面の平衡点について, 第 28 回海講論, pp.247-250, 1981.
- 3) 戸巻昭三・竹沢三雄:石狩湾新港における防波堤周辺の花浜変形について, 海洋開発論文集, 第 15 卷, pp.475-480, 1999.
- 4) 戸巻昭三・竹沢三雄:現地観測による汀線と沿岸砂州の移動過程について, 海洋開発論文集, 第 14 卷, pp.173-178, 1998.
- 5) 戸巻昭三・竹沢三雄:猿骨海岸における沿岸砂州の岸沖移動について, 海洋開発論文集, 第 16 卷, pp.279-2848, 2000.
- 6) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右:波による 2 次元汀線変化に関する一考察, 第 22 回海講論, pp.329-334, 1975.
- 7) Shibayama, T. and Horikawa, K. : Sediment transport and beach transformation, Proc. 18th Coastal Eng. Conf. ASCE, pp.1439-1458, 1982.
- 8) 服部昌太郎:海岸工学, pp.59-60, コロナ社, 1987.
- 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.109-117, 1998.
- 10) 環境圏の新しい海岸工学:(株)フジ・テクノシステム, pp.131-137, 1999.
- 11) 加藤一正:緩勾配海岸と急勾配の前浜に作用

する外力の違い, 海岸工学論文集, 第 40 巻,
pp.421-425, 1993.

- 12) 木岡信治・山本泰司・本間大輔：北海道オホーツク海沿岸における海氷の喫水深と下面形状 —2004 年観測結果—, 北海道開発土木研究所月報, N0. 630, pp.2-9, 2005.
- 13) 岩垣雄一：最新海岸工学, pp.18-25, 森北出版, 2000
- 14) 高安秀樹：フラクタル, 朝倉書店, 1986.
- 15) Lovejoy, S. : Area-perimeter relation for rain and cloud areas. *Science* 216, pp.185-187, 1982.
- 16) 宇多高明, 鈴木一彰, 金子光夫：相良片浜海岸の海浜変形に関する一考察, 土木学会第 49 回年次学術講演会, pp.744-745, 1994

著者紹介.

戸巻 昭三 (正会員)

(株)クマシロシステム設計(札幌市北区北 7 条西 2 丁目), 昭和 3 年生まれ, 昭和 28 年 3 月日本大学工学部土木工学科卒業, 昭和 28 年 5 月北海道土木部勤務, 昭和 56 年 4 月退職, 技術士, 博士 (工学), 土木学会会員.

竹澤 三雄 (正会員)

日本大学理工学部土木工学科 (東京都千代田区神田駿河台 1-8) 昭和 13 年生まれ, 昭和 40 年 3 月日本大学大学院理工学研究科建設工学専攻修士課程終了, 昭和 40 年 4 月日本大学理工学部勤務, 現在同大学教授, 工学博士, 土木学会, 地盤工学会会員.

後藤 浩 (正会員)

日本大学理工学部土木工学科 (東京都千代田区神田駿河台 1-8) 昭和 45 年生まれ, 平成 7 年 3 月日本大学大学院理工学研究科土木工学専攻博士課程終了, 平成 7 年 4 月日本大学理工学部勤務, 現在同大学専任講師, 博士 (工学), 土木学会会員, 日本流体力学学会会員, 国際水理学会会員.

Characteristics of beach profiles and changes of bar formations at coasts of Hokkaido

Shozo TOMAKI, Mitsuo TAKEZAWA and Hiroshi GOTOH

ABSTRACT : This paper presents beach profiles and changes of bar formations at Tomakomai, Ishikari and Sarukotsu coasts in Hokkaido on the basis of the data on the numerous field investigations.

Fractal dimensions of beach profiles at their coasts were calculated.

KEY WORDS : *beach topography, bar, stable point, self-similarity, fractal dimension*