

汀線付近における底質粒径の時空間変化に関する現地調査

柳嶋慎一*

汀線付近における底質粒径の空間的な分布を調べるために2003年3月から9月に、波崎海岸において1週間から1月に1回地形測量を行うと共に底質の採取を行った。バーム侵食時には、陸側で細かく沖側で粗くなる長周期波による底質の岸沖方向への分級が生じる。波が穏やかになり、バームが形成されると入射波成分波の打ち上げによりバーム頂付近に粗い砂が残される。入射波成分波の波高が小さく、緩やかな勾配で堆積の生じた前浜には、細かな砂が集積される。つまり、汀線付近の表面砂の粒径は、外力(波・流れ)によるふるい分けにより時空間的に変化する

1. はじめに

豊かで美しい海辺環境の回復が望まれている。そのためには、対象海岸の漂砂特性を十分に考慮した自然海岸の維持や高質な人工海岸の整備が必要である。汀線付近の漂砂特性を考える上で重要なのは、静穏時の地形および底質粒径の変化と考えられる。断面地形変化については今まで幾つかの報告がなされている(例えば宇多ら(1989), 加藤・柳嶋(1992))。一方、宇多ら(1989), 加藤ら(1990), 山脇ら(2005)は鹿島灘海岸において、それぞれ前浜、パー・トラフ領域、前浜から後浜に注目した底質粒径の断面変化特性について検討している。また、白井・土屋(1977)は大潟海岸において砂丘から沖浜にいたる、平面的な底質粒径の検討を行っている。しかし、汀線付近の空間的な地形変化および底質粒径の変動特性は十分に明らかになっていない。

静穏時の汀線付近における堆積は、平均潮位が上昇期にあり、かつ小潮時の波の穏やかな時に顕著に進行し、沿岸流によって干潮時汀線付近の地形が空間的に変動する機構が示されている(柳嶋, 2005)。このように地形が空間的に変化すれば、底質粒径もそれに伴って変動する可能性がある。

そこで本研究では、汀線付近の地形測量および底質の採取を短期間に繰り返し行うとともに、波浪、沿岸流の観測を行い、汀線付近における底質のふるい分けの機構について検討した。

2. 調査方法

調査は、茨城県波崎町の鹿島灘に面する砂浜海岸にある波崎海洋研究施設(以後 HORS と呼ぶ、図-1)周辺で行った。

調査範囲は観測棧橋を中心に、沿岸方向距離 $X = -200 \sim 200$ m, 岸沖方向距離 $Y = -65 \sim 100$ m とした(図-2)。地形測量は、2003年3月から2003年9月

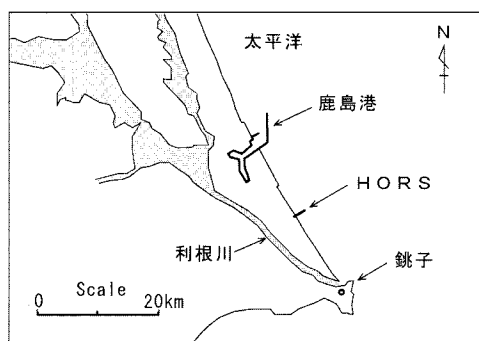


図-1 調査位置図

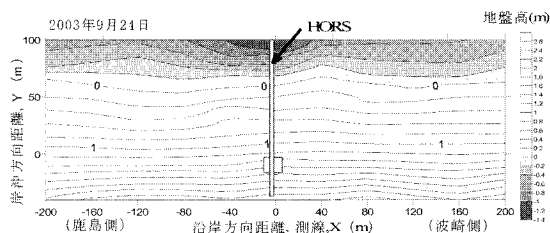


図-2 調査地詳細図(2003年9月24日, D.L.基準)

まで1週間から月に1回程度、沿岸方向間隔40 m, 岸沖方向間隔5 mで行った。高さの基準は、工事基準面(D.L.0 m = T.P. - 0.687 m)である。

表面底質は、干潮時に沿岸方向間隔40 m, 岸沖方向間隔10 mで採取を行った。採取した試料は、水洗い乾燥後、音波ふるい分け測定器(ロボットシフター RPS-85)を用い、粒度分析を行った。

汀線付近の流れは、観測棧橋に沿って、休日を除く1日1回、約20 m間隔で浮き(フロート)によって観測している(詳細は、栗山・伊東(2004)参照)。

沖での波は、鹿島港沖(水深24 m)で観測した。

3. バーム侵食直後の底質粒径の空間分布

図-3は、 $X = 120$ m 測線(図-2参照)における台風

* 正会員 (独法)港湾空港技術研究所 海洋・水工部, 主任研究官

0315号来襲直後の断面地形と底質中央粒径の岸沖分布を示している。台風によって生じた長周期波の遡上が高い位置まで及んだため、バームが完全に削り取られ、前浜勾配は緩やか(1/40)になっている。底質の中央粒径は、陸側で細かく(0.18 mm)、沖側でやや粗く(0.27 mm)になっている。

図-4は、底質中央粒径の平面分布を示している(地形は、図-2参照)。この図から底質粒径の空間分布は、沿岸方向にも岸側で細かく、沖側で粗い分布になることが分かる。

底質の岸沖方向への分級が生じたのは、長周期波の遡上流速の違いにあると考えられる。というのは、遡上流

速は遡上端で0となるのに対し、沖側ほど遡上時・流下時ともに流速が速いからである。

4. 静穏時の代表的な底質粒径の岸沖分布

波が穏やかになると、長周期波によって沖に運ばれた砂が入射波成分波によってゆっくりと汀線付近に戻ってくる。

図-5は、4月22日の平面地形を示している。等高線は、図-2のように海岸線に平行ではなく、バームが形成されている測線(X=160 m, 200 m)と、それ以外の緩やかな勾配の範囲が存在する。

図-6は、バームの形成されたX=200 m測線の断面地形と中央粒径を示している。堆積したバーム頂付近の3地点(3, 4, 5)の中央粒径は粗く(0.26~0.66 mm)、それ以外の地点は細かい(0.18 mm)。

干潮時の入射波成分波の碎波は、この測線の地形がステップ状になっているため調査範囲より沖で生じる。ところが、満潮時になると波は碎波することなく直接入射し、バーム斜面法尻付近で巻波碎波し、勢いよく前浜に遡上する。その結果、碎波地点付近の細かな砂は運び去られ、残った粗い砂が前浜に打ち上げられるためバーム頂付近の粒径は粗くなるものと考えられる。そして、前浜勾配は、粗い砂が打ち上げられるため急になるものと推察される。

最も陸側の地点1の粒径が細かいのは、地形変化が生じていないことから、侵食直後の細かな砂(図-3参照)がそのまま残ったためと考えられる。バーム斜面法尻付近の地点6, 7の粒径が細かい理由は、後述する。

図-7は、緩やかな勾配で堆積の生じたX=120 m測線の断面地形と中央粒径を示している。中央粒径は、いずれの地点も細かい(0.18~0.20 mm)。この測線の底質採取位置よりも沖側の海底勾配および前浜勾配は緩い(1/40)ので、潮時に関係なく入射波成分波の波高は、碎波により徐々に小さくなる。そのため、緩やかな勾配で堆積した前浜に細かな粒径の砂が集積されるものと考えられる。

この時の調査において、バームが形成された測線以外に粗い砂は見られなかった。

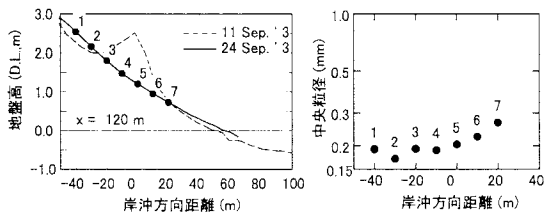


図-3 台風来襲直後の断面地形と中央粒径の岸沖分布

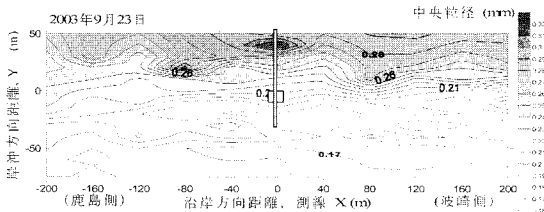


図-4 台風来襲直後の中央粒径の平面分布

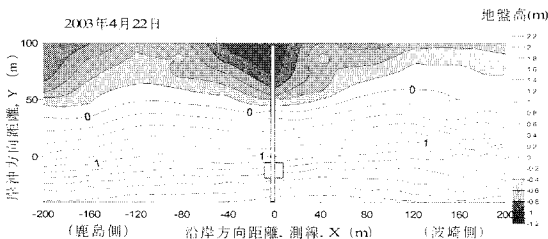


図-5 バームが形成されつつある平面地形(4月22日)

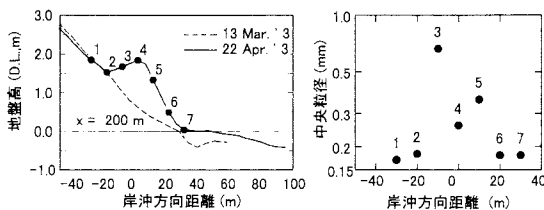


図-6 バームが形成された断面地形と中央粒径の分布

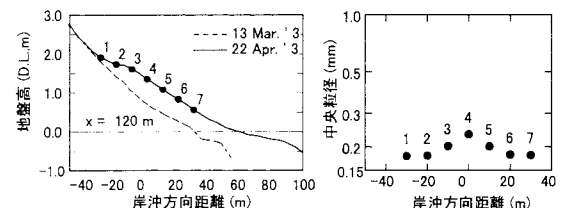


図-7 緩やかな堆積の生じた断面地形と中央粒径の分布

図-8は、翌23日満潮時（8時）の $X=200$ m 測線の断面地形と中央粒径を示している。23日4時頃より長周期波の波高が大きくなり、バーム頂を越えるようになった。そのため、バーム斜面法肩からバーム頂付近が侵食され、バーム頂よりも陸側に僅かな堆積が生じている。

中央粒径は、22日に最も粒径の粗かったバーム頂付近の地点3は細くなり ($0.66\text{ mm} \rightarrow 0.3\text{ mm}$)、それよりも陸側の細かった地点2は逆に粗くなっている ($0.18\text{ mm} \rightarrow 0.5\text{ mm}$)。これは、バーム頂付近の粗い砂が長周期波の遡上によって陸側へ運ばれたため生じたものと考えられる。バーム斜面上部（地点4、5）の中央粒径は22日とほとんど変わらない。一方、バーム斜面下部の地点6は粗粒化している ($0.18\text{ mm} \rightarrow 1.9\text{ mm}$)。この原因は、満潮時のためこの付近で入射波成分波の碎波が生じたためと考えられる。しかし、地点6よりもやや沖側の地点7の中央粒径は、 0.18 mm から 0.2 mm になったものの大きな変化ではない。この原因は不明である。

図-9は、それから8時間後の23日干潮時（16時）の中央粒径を示している。なお、地形は満潮時のデータである。

満潮時に粒径の粗かった地点5、6とも中央粒径は細粒化し、 0.25 mm 以下になっている。これは、落潮にともない長周期波の遡上端が徐々に沖側に移動したため粗い砂の上に細かな砂が被ったためと考えられる。

図-6において、バーム斜面下側（地点6、7）の粒径が細かったのは、この測線の地形がステップ状になっていたため、干潮に向かう時に波高の小さくなった入射波成分波による波の遡上が地点6付近まで及び、同様に粗い砂の上に細かな砂が被ったためと考えられる。

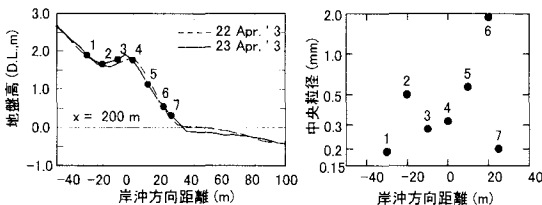


図-8 断面地形変化と中央粒径（4月23日、満潮時）

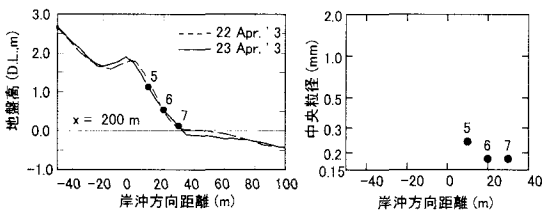


図-9 断面地形変化と中央粒径（4月23日、干潮時）

5. 静穏時の底質粒径の空間分布例

（1）一方向への沿岸流が卓越する場合

穏やかな波の状況が更に継続すると、汀線付近の地形は、3次元性を増す。

図-10は、栈橋付近から斜め沖方向（鹿島方向）に浅瀬およびそのすぐ鹿島側に深みの生じた、6月18日の平面地形である。このような地形は、図-11に示す波の日平均エネルギーフラックスが小さく（ $2 \sim 15\text{ Kw/m/s}$ 、①の期間）、図-12に示す鹿島方向への沿岸流が継続した（②の期間）ため生じた（詳細は、柳嶋（2005）参照）。そして、波崎側の $X=200$ m 付近にも深みらしき地形が生じている。

図-13は、波崎側の深みに近い、 $X=160$ m 測線の断

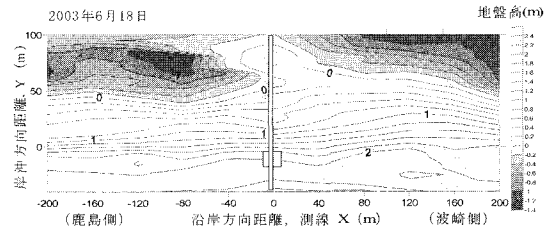


図-10 斜め沖方向に伸びる浅瀬・深みの生じた平面地形

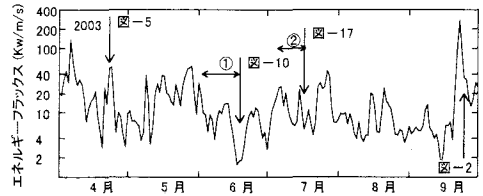


図-11 波の日平均エネルギーフラックスの変化

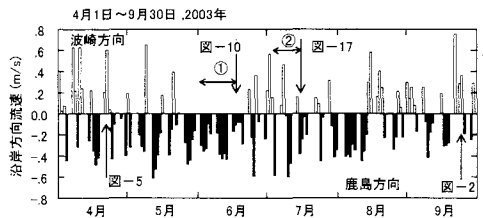


図-12 汀線付近沿岸方向流速の変化

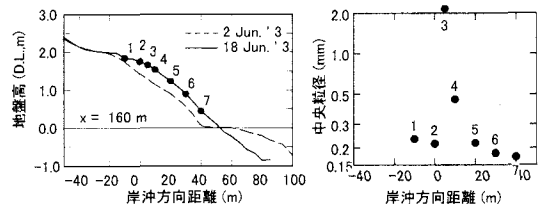


図-13 断面地形変化と中央粒径（6月18日、 $X=160$ m）

面地形と中央粒径を示している。バーム頂がはっきりしないものの前浜の堆積は、勾配が急な状態で生じている。

中央粒径は、バーム斜面法肩付近で粗く(0.5~2.1 mm)それ以外の地点は細かい(0.17~0.25 mm)。この中央粒径の岸沖分布は、4月22日にバームが形成された時と同様な波的作用によって生じたものと考えられる。

図-14は、浅瀬の存在する $X=40$ m 測線の断面地形と中央粒径を示している。この測線の前浜は、緩い勾配のまま堆積が生じている。しかし、中央粒径は、4月22日に緩い勾配で堆積が生じた時のように全ての地点で細かいわけではなく、バーム斜面の中間付近(地点3~6)で粗く(0.28~0.5 mm)、それ以外の地点で細かく(0.16 mm)になっている。

この期間(6月2日から18日)沿岸流は、図-12に示すとおり、継続して鹿島方向へ向かう流れ(0.4~0.5 m/s)が生じていた。沿岸流の観測は、毎日8時から9時の間に行っており、この期間の干潮時に相当する。そうすると、満潮時の沿岸流速は、図-12に示した値よりも速くなっていた可能性がある。この速い沿岸流によって、 $X=160$ m 付近で深みからバームに打ち上げられる粗い砂の一部が、鹿島方向に運ばれたため、勾配の緩い

$X=40$ m の測線の前浜に粗い砂が現れたものと考えられる。

図-15は、6月18日の底質中央粒径の平面分布を示している。粗い砂は、波崎側の $X=160$ m, $Y=0$ m 地点から栈橋のすぐ鹿島側にある深み($X=-40$ m, $Y=50$ m)に向かって分布しており、鹿島寄りの地点ほどその中央粒径は細かくなっている。このような中央粒径の平面分布の状況からも、粗い砂が波崎側から鹿島方向に運ばれて行ったことが伺える。

図-16は、浅瀬が消滅し、深みが斜め沖へと向かう $X=-120$ m 測線の断面地形と中央粒径を示している。この測線における前浜の勾配はやや急であるけれど、堆積は少ししか生じていない。そして、中央粒径は全ての地点で細かい(0.2~0.25 mm)。堆積量が少なく、底質粒径が細かい原因は、この時期多かった波崎寄りの入射波成分波が浅瀬上で碎波し、前浜に到達する波高が小さくなったためと考えられる。図-15に示した平面分布図においても、中央粒径は、栈橋の鹿島側の方が波崎側よりも細かくなっている。

(2) 沿岸流の向きが短期間で変動する場合

沿岸流の向きは、必ずしも一方向とは限らない。

図-17は、図-12に②で示すように、沿岸流の向きが短期間に変動したため、まっすぐ沖に向かう深みの生じた7月16日の平面地形である。深みは、 $X=-120$ m と 120 m の2地点に生じ、0 m の等高線は大きく陸側に凹んでいる。

図-18は、深みが存在する $X=120$ m 測線の断面地形と中央粒径を示している。7月4日から16日の間にバーム斜面は侵食され、バーム頂高さは、0.5 m 近く高くなっている。そして、バーム頂の陸側は陸側に向かって地

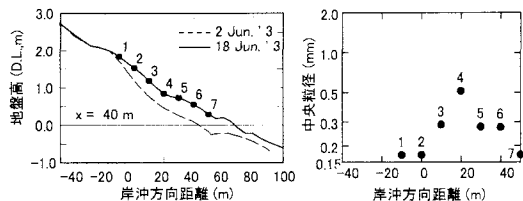


図-14 断面地形変化と中央粒径 (6月18日, $X=40$ m)

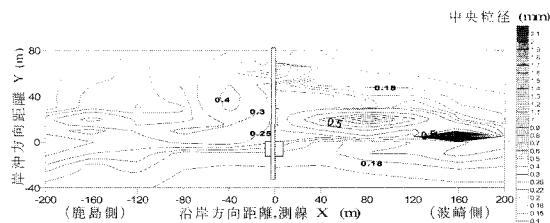


図-15 中央粒径の平面分布 (6月18日)

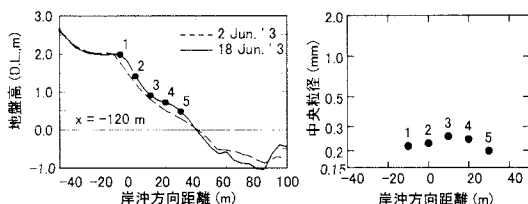


図-16 断面地形変化と中央粒径 (6月18日 $X=-120$ m)

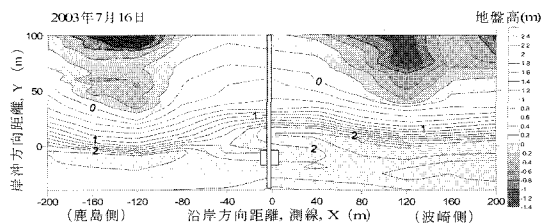


図-17 まっすぐ沖に向かう深みの生じた平面地形

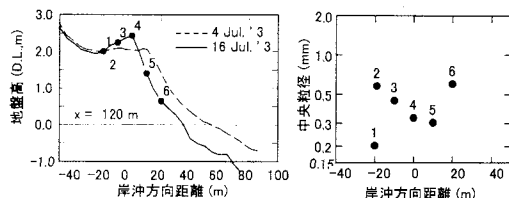


図-18 断面地形変化と中央粒径 (7月16日 $X=120$ m)

盤高が低くなる、逆勾配の地形が生じた。このように陸側で明確な逆勾配となるバームの形成は、19年の観測期間を通じ始めてである。

中央粒径は、地形変化の生じなかった陸側（地点1）で細かい（0.2 mm）ものの、その他の地点は粗くなっている（0.3～0.6 mm）。バーム斜面下部の地点の粒径が粗いのは、底質採取点よりも沖側（ $Y=30$ m より沖）の地形が急深であるため、潮時をとわず、入射波成分波の波が砕波するためと考えられる。

図-19 は、深みから離れた $X=40$ m 測線の断面地形と中央粒径を示している。この測線において、バーム斜面から陸側は堆積が生じた。そして、 $Y=30$ m よりも沖側の海底勾配は7月4日に比べ緩くなっている。

中央粒径は、バーム斜面下部の地点を除き堆積した範囲で粗くなっている（0.28～0.5 mm）。バーム斜面下部（地点7）の中央粒径が細かいのは、図-6と同様に、干潮に向かう時に波高の小さくなった入射波成分波による波の遡上が地点7付近まで及び、粗い砂の上に細かな砂が被ったためと考えられる。

図-20 は、7月16日の底質中央粒径の平面分布を示している。栈橋鹿島側の $X=-40$ m 測線を除く全ての測

線で、バーム頂から陸側に堆積が生じた範囲の中央粒径は粗くなっている。 $X=-40$ m 測線において砂の粒径が粗くないのは、7月14日未明にバームを越えて波が遡上し、バーム頂陸側の広範囲の窪地に滞水した海水が、元々地盤高が低かったこの測線付近から海に流れ出し、この時にバーム頂にあった粗い砂が海側へ運ばれた（侵食された、図-17 参照）ためである。

6. おわりに

得られた主要な結論は以下のとおりである。

- ① 粗い砂は、外力（波高、流れ）の大きな場所に残る。
- ② 細かな砂は、外力の小さな場所に集積される。
- ③ 汀線付近の表面砂の粒径は、外力によるふるい分けによって時空間的に変動する。

最後に、本研究のとりまとめにあたり、栗山善昭漂砂研究室長から有益な助言を頂いた。鹿島港の波浪データは、国土交通省関東地方整備局鹿島港湾空港事務所および当所海洋・水工学部海象情報研究室から提供していただいた。地形測量と沿岸流の観測は、(株)エコ伊東啓勝氏および漂砂研究室有働恵子研究官の協力をいただいた。ここに記し謝意を表します。

参考文献

- 宇多高明・小俣 篤・竹淵 勉(1989)：前浜地形変化の支配要因とバームの形成過程，土木学会論文集，第411号/Ⅱ-12，pp. 227-236.
- 加藤一正・柳嶋慎一(1992)：長周期波によるバームの侵食，土木学会論文集，第452/Ⅱ-20，pp. 41-50.
- 加藤一正・柳嶋慎一・栗山善昭・磯上知良・村上裕幸・藤田 誠(1990)：砕波帯内の底質粒度の変動特性－波崎海洋研究施設における現地調査－，港研報告，第29巻，第2号，pp. 37-61.
- 栗山善昭・伊東啓勝(2004)：波崎海洋研究施設で観測された沿岸流の卓越方向の岸沖分布，海岸工学論文集，第51巻，pp. 146-150.
- 白井 亨・土屋義人(1977)：大潟海岸における海浜地形と底質特性の関連について，海岸工学講演会論文集，第24巻，pp. 206-210.
- 柳嶋慎一(2005)：汀線付近の短期的・空間的な地形変化に関する現地調査，海洋開発論文集，第30巻，pp. 433-438.
- 山脇秀二・有働恵子・栗山善昭(2005)：波崎海岸における前浜から後浜にかけての底質粒径の変化特性，土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集，第32回，Ⅱ-259.

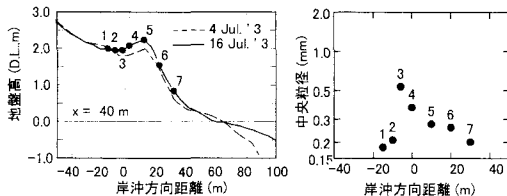


図-19 断面地形変化と中央粒径（7月16日 $X=40$ m）

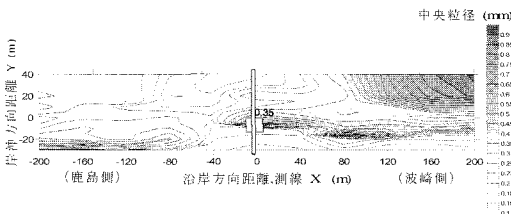


図-20 中央粒径の平面分布（7月16日）