

現地海岸における波・流れと漂砂機構

Dynamics of Waves, Currents and Sediment Transport on Natural Beaches

佐藤 慎司

Shinji Sato

(sato@pwri.go.jp)

目次	
1. はじめに	1
2. 波・流れの発達特性	2
2.1 沿岸域の大規模流れ	2
2.2 石川海岸における観測	2
2.3 新潟海岸における観測	5
2.4 太平洋側の海岸における観測	7
2.5 強風と高波により発達する大規模流れの数値モデル	7
a) 数値モデルの概要	7
b) 波が大規模流れに及ぼす影響	9
c) 沿岸地形の影響	11
3. 海底地形変動と土砂移動機構	12
3.1 長期にわたる海浜の変形	12
3.2 短期間に生じる海浜地形変化	13
4. おわりに	18
参考文献	18

1. はじめに

漂砂や海浜変形の機構を理解することは、海岸侵食、航路・泊地埋没などの対策を考えるうえで極めて重要である。また、砂浜は波のエネルギーを減殺させることによる防災上の機能とあわせて、生態系を含む沿岸環境の重要な構成要素として認識されており、沿岸域のより良い環境をデザインするという観点からも漂砂機構の解明が求められている。

漂砂機構の解明は、現地観測と合わせて、造波水槽や振動流装置を用いた移動床実験や計算機による数値実験により進められてきた。しかし、移動床実験では、底質に現地とはほぼ同程度の粒径のものを用いざるを得ないため、小規模実験では縮尺効果の影響が大きく、現地の漂砂現象と相似な環境を再現できない。一方、数値計算については、近年計算機の発達とともに波・流れの計算技術が進歩し、波と流れが複雑に重合する場における三次元海浜変形も計算できるようになってきており、現地海岸に対する適用性についても、波浪条件の与え方や局所漂砂量モデルについて改良が重ねられている(例えば清水ら, 1995)。しかし、現地海岸では、数値計算で対象としているものよりさらに複雑な現象が重合している場合があり、予測

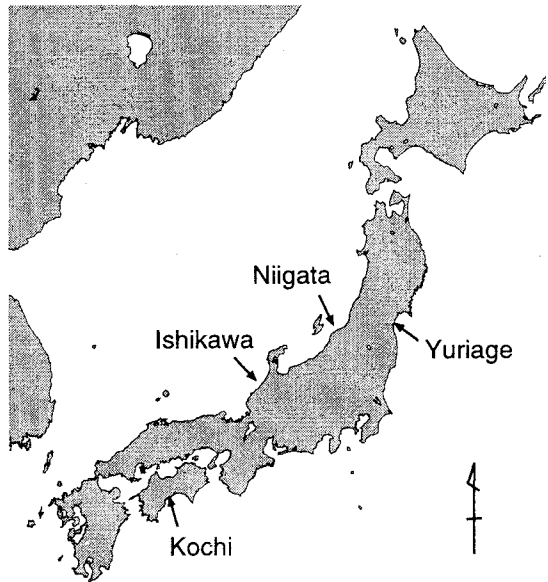


図-1 現地データの取得地点(関上, 新潟, 石川, 高知)

が困難な事例も多い。現地海岸における海浜変形の長期予測には沿岸漂砂量則に基づく one-line model が用いられることが多いが、沖合いの侵食や海底谷への土砂流出など one-line model では扱えない重要かつ未解明の現象も多い。海浜過程に関わるこれらの諸現象を合理的に理解するためには、まず、現地で生じている波・流れと底質移動の実態を総合的に把握することが重要である。このような観点から建設省所管の海岸では、現地における漂砂機構の解明を目的として、海象観測や深浅測量などの現地調査を継続して実施している。本稿ではこれらにより蓄積された現地調査データに基づいて、波・流れの構造と現地海岸における砂移動機構について解説する。本稿で解説する現地データの取得地点を図-1に示す。

2. 波・流れの発達特性

2.1 沿岸域の大規模流れ

従来海浜変形の予測で底質の輸送外力となる海浜流は、主として碎波帯内で発達するもので、ラディエーション応力の空間分布が外力となって生じる。しかし、現地では碎波帯外でも強い流れが観測されることがあり、その流れは発達要因によって、海流、潮流、密度流、吹送流などさまざまな特性を持つと考えられる。従来、漂砂機構の解明は、顕著な海浜地形変化が生じる碎波帯内の砂移動を中心に研究が進められてきたが、大規模で長期的な海浜変形の重要性も認識されており、碎波帯内外で生じる大規模流れの発達機構を検討しておく必要がある。

日本海側の沖合いでは海岸線に沿って強い流れが観測される。対馬海流の影響とも考えられ、海洋学の分野で精力的に観測が進められており(例えば Matsuyama, 1990)、冬期には季節風による循環流が卓越し、夏期には海流の流入出による循環が相対的に卓越すること(関根, 1991)、季節変動に加えて5~6年の周期で変動する長期変動もみられること(長沼, 1977)などが明らかにされており、流れを予測するための数値モデルも構築されている(金・尹, 1994)。また、近年の観測で、碎波点近くの極めて浅い海域まで強い流れが発達しており、海浜地形変化にも大きな影響を及ぼしていることが明らかになってきた(佐藤, 1996)。本節では日本海側の観測例として、石川海岸と新潟海岸の現地調査データを紹介し、大規模流れの発達機構と漂砂機構との関連について述べる。

太平洋側では、日本海側に比べて潮汐が大きく、台風などの突発的な外力の来襲がみられる。また、関東以南では、強い海流である黒潮が海岸付近を流れているためその影響も受けやすく、沿岸部でも異常潮位や強い流れが観測されることが多い。本節では高知海岸のデータを示し、太平洋側海岸の漂砂を考えるうえで留意すべき点について述べる。

2.2 石川海岸における観測

石川海岸では徳光沖の水深15.1mの地点に常設の観測点があり、水位変動と海底面上1.2mの水粒子速度が連続観測されている。また海岸上では地上10mの風速風向と気圧も計測されている。集中現地観測ではこれに加えて図-2に示すように、徳光沖水深10.6mの地点(海底面上0.6m)と徳光から約30km南の新堀川河口沖水深

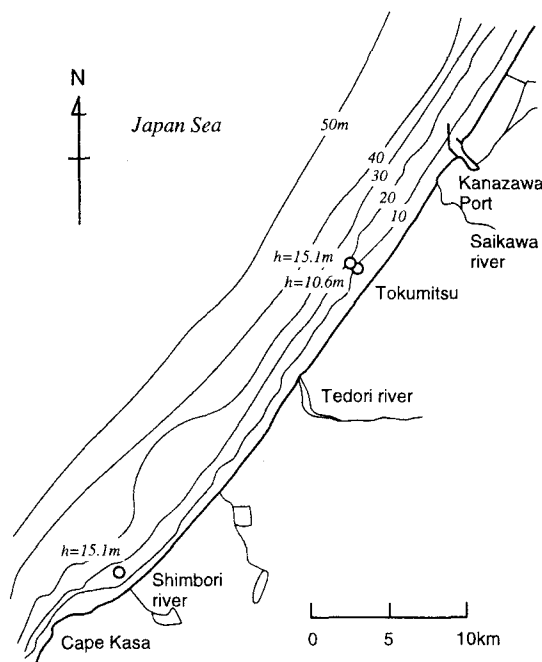


図-2 計測器の設置位置

15.1m の地点 (海底面上 0.6m) に水圧式波高計・電磁流速計を設置し、毎正時から 20 分間 2Hz で記録した。観測は 1994 年 12 月 23 日から 1995 年 1 月 17 日まで行なわれた。また、徳光沖の水深 15.1m の地点では砂面計で地盤高変動を観測するとともに、観測開始時に蛍光砂を投入し、計器の撤去時に投入中心点と半径 2m 以内の 8 点で砂層約 35cm のコアサンプリングを行なった。

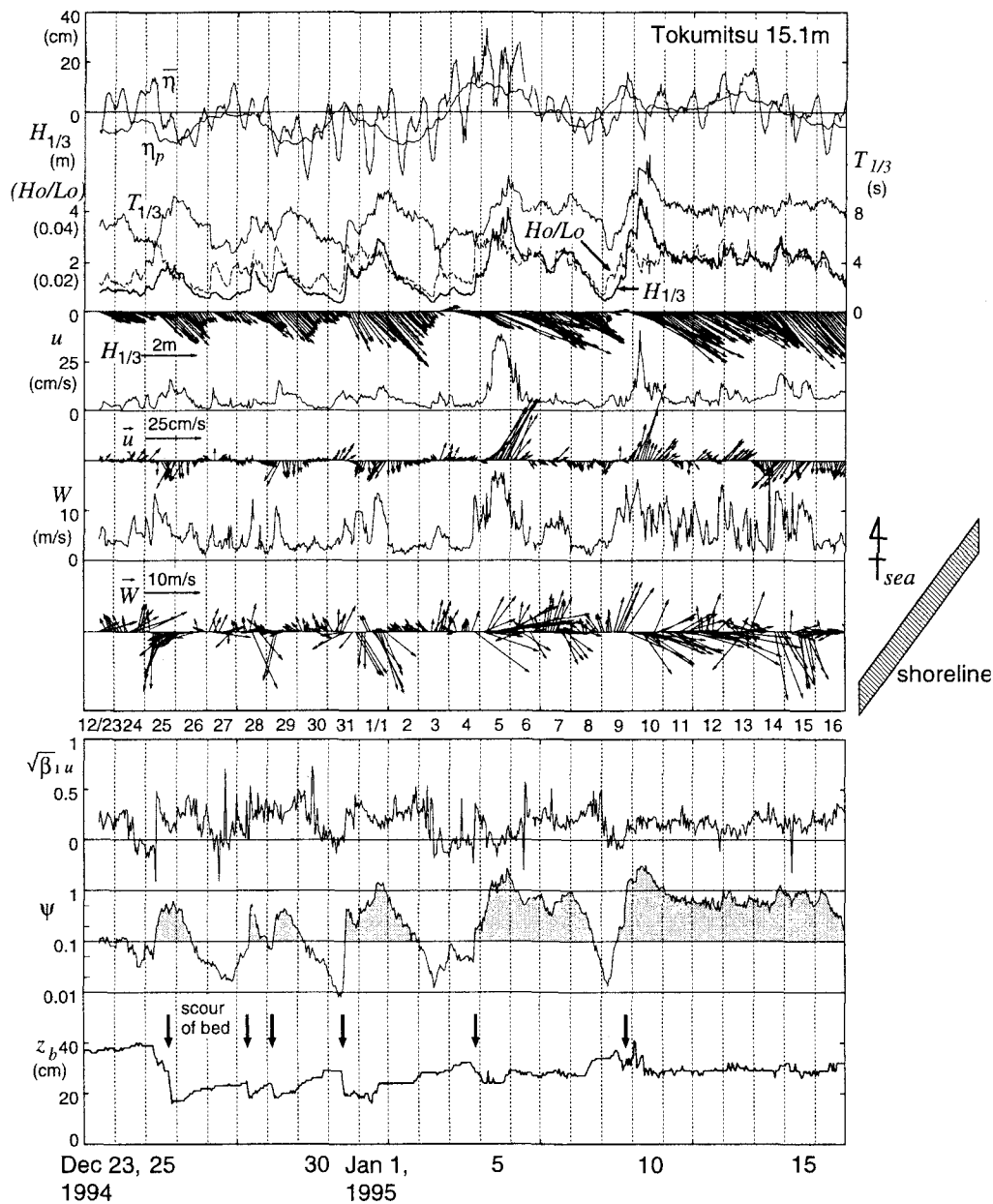


図-3 波・流れ・風の特徴と地盤高変動 (石川海岸)

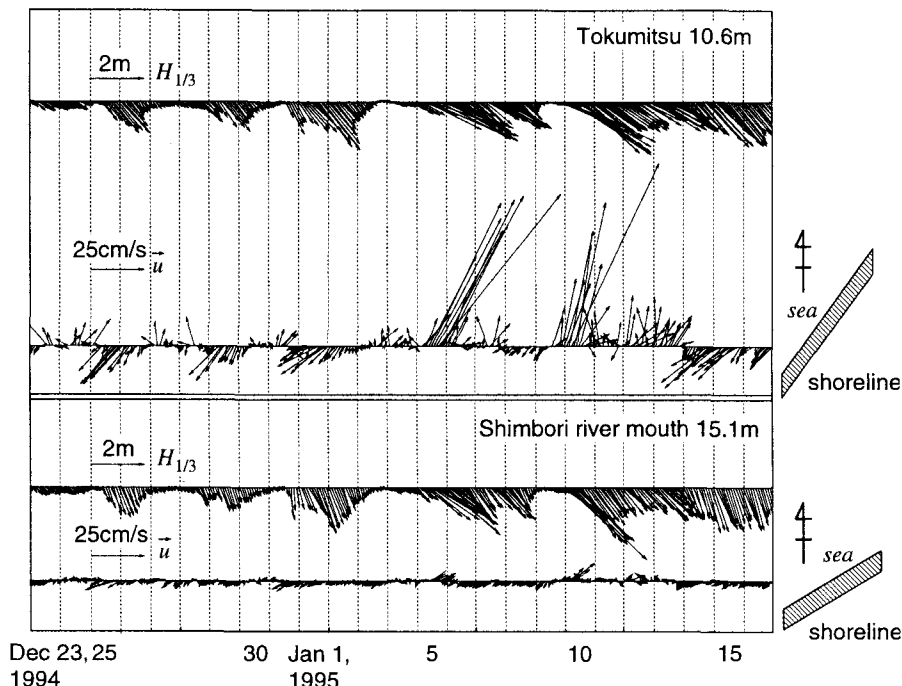


図-4 海岸地形が大規模流れに及ぼす影響

図-3は徳光沖水深15.1mにおける観測データを示したものである。上段の図には、上から平均水位 $\bar{\eta}$ 、水頭に換算した気圧 η_p 、有義波高 $H_{1/3}$ ・有義波周期 $T_{1/3}$ ・換算沖波波形勾配 H_o/L_o 、波向、平均流速 $\bar{u}$ 、平均風速 $\bar{V}$ が示してある。3~4日周期で通過する低気圧に伴って平均水位が変動し、風と波が発達するとともに海岸線にはほぼ平行な向きの流れが強くなっていることがわかる。この流れは佐藤(1994)が指摘したように、風応力とコリオリ力によって維持されているものと考えられる。石川海岸では平均的にはやや北からの波が卓越し、砕波帯内には南向きの沿岸流が卓越するが、図-3に示した観測期間中ではやや西からの波が多かった。

図-4は、徳光沖水深10.6mと新堀川沖15.1mにおける波・流れを示したものである。徳光沖の水深10.6mの地点では、流れの方向は水深15.1mの地点とはほぼ同じであるが、流速は1.5~2倍程度の強い流れとなっている。これに対し新堀川河口沖では、流向はほぼ一致しているがかなり弱い流れとなっている。これは、新堀川河口が図-2に示すように突出した岬(加佐ノ岬)の近くにあるためと考えられ、流れの強さは海岸地形の影響を強く受けることが示唆される。

水位の気圧補正
低気圧の通過に伴って一般に「吸い上げ」と「吹き寄せ」により海面は上昇する。「吸い上げ」による上昇分は、 $1\text{hPa}/(\rho_w g) \sim 1\text{cm}$ であるから、 1hPa の気圧低下で海面は約1cm上昇する。

沿岸方向への流れが十分に発達した状態では、風応力と底面摩擦応力の沿岸方向成分がほぼ釣り合うと考えられる。図-5は、徳光沖の観測データに対して、徳光沖水深15.1mと10.6mにおける風速の沿岸方向成分 W_s と流れの沿岸方向成分 u_s の関係を示したものである。沖に向かって右側に伸びる汀線に沿う方向を s 軸と定義した。波の沿岸方向への寄与を示す指標として次式の H_s を用いてデータを分類してある。

$$H_s = H_{1/3} \frac{\vec{k} \cdot \vec{s}}{|\vec{k}|} \quad (1)$$

ここで、 $\vec{k}$ は波数ベクトル、 $\vec{s}$ は s 軸方向の単位ベクトルである。 H_s が正の時は砕波帯内では $u_s > 0$ の沿岸流が発達することになる。水深10.6mの地点では H_s が大きい時に急激に u_s が強くなる。これは、時化(シケ)の最

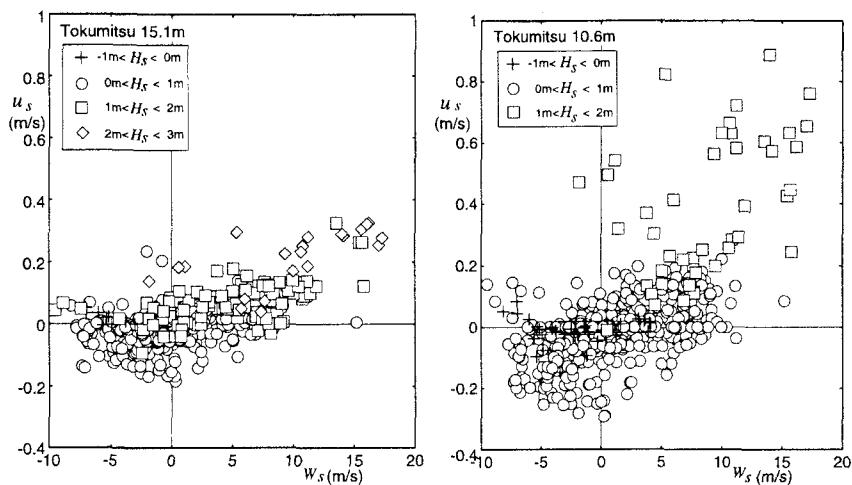


図-5 流れの沿岸方向成分と波高・風速の関係

中には水深10.6mの地点がほぼ碎波帯外縁にあたるため、碎波帯内で発達する沿岸流の影響を受けたものと考えられる。水深15.1mの測点でも H_s が大きな期間ほど流れが強くなる傾向があり、有義波高の4~5倍程度の大水深領域でも、安田(1994)が指摘するように、波の作用で流れが発達していることを示している。

2.3 新潟海岸における観測

新潟海岸では図-6に示すように、関屋分水路左岸側の有明浜沖の水深16mの常設観測点をはさんで、ほぼ海岸に垂直な線上の水深4.5m、8mと20mの海底上約0.5mの地点に電磁流速計を設置し、底面付近の水粒子速度を20分間ごとに1分間2Hzで記録した。観測は1994年11月24日から1995年3月1日までと1995年11月19日から12月19日までの2期間において行われた。

図-7は、1995年12月7日から12日間のデータを示したものである。観測地点は佐渡島の遮蔽域にあるので、波向はやや北寄りからのものが卓越するが、沖合いの流れは汀線に沿う北東向きのものが多く見られる。この流れは水深が浅くなるにつれて徐々に強くなる傾向がある。このように、碎波帯外においても広い範囲で強い流れが観測されることは注目値する。水深4.5mの地点

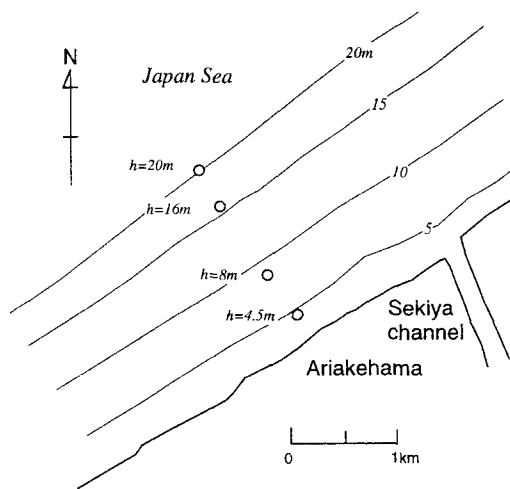


図-6 計測器の設置位置

は高波浪時には碎波帯内に含まれると考えられ、沿岸流の影響を受けて沖合いの流れとは逆向きの南西向きの流れが観察されることがある。図-3や図-7における沖合いの流れの向きを詳細に見ると、海岸線に平行な向きよりはやや沖向きになっており、これは後述するように底面摩擦応力の影響であると考えられる。

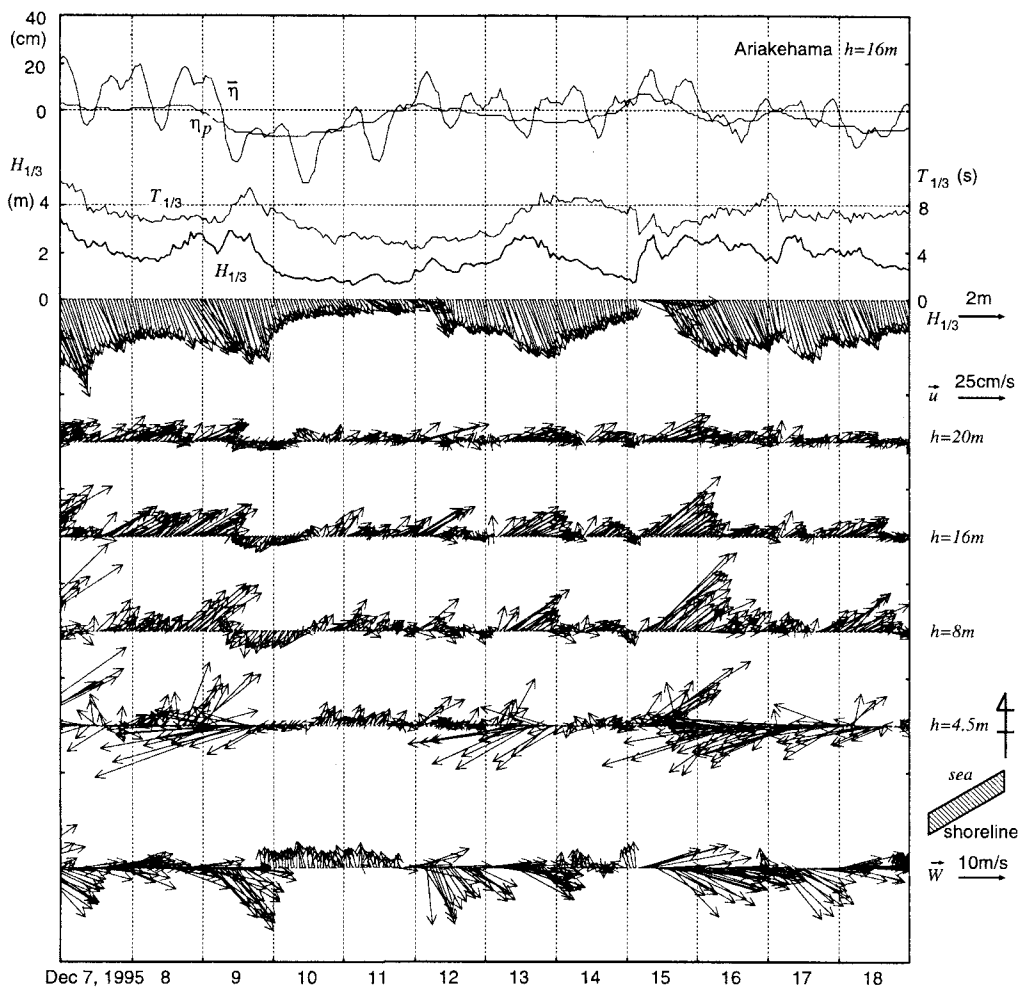


図-7 波・流れ・風の特性 (新潟海岸)

石川海岸や新潟海岸ではこのように、冬季風浪の発達時には、北西からの強い季節風の影響を受けて、沖合いで大規模かつ強い流れが発達しており、その特性は主として波浪によって支配される砕波帯内の海浜流とは本質的に異なる。佐藤 (1994) は現地データに基づく相関解析により、低気圧の通過により汀線に沿う向きの強い流れが発生し、さらに平均水位の上昇が生じていることを明らかにした。さらに数値解析によって流れの発達機構を検証し、図-8に示すように、流れが風応力に起因し、コリオリ力と平均水位勾配による圧力差によって維持されていることを示した。その後、安田ら (1995) や佐藤 (1996) は、表面波の砕波も沖合いの流れの発達に密接に関係していることを示している。日本海側では、特に冬季風浪の発達時には

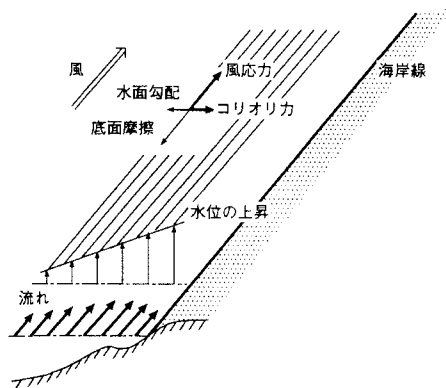


図-8 海岸線に沿って発達する地衡流

このような大規模な流れと水位上昇が見られるうえ、海岸線を右に見ながら対馬海流が流れているため、年間を通した平均水位も太平洋側より高くなることが知られている(例えば Unoki・Isozaki, 1965).

2.4 太平洋側の海岸における観測

小田巻(1991), 松山ら(1992)は、相模湾の沖合いで「急潮」と呼ばれる強い流れが観測され、漁業施設に大きな被害をもたらす問題に関していくつかの観測例を示した。そして、いくつかの例では気象擾乱と海水の密度構造が大きな影響を及ぼしていることを示した。すなわち、太平洋側の海域で、台風などの気象擾乱により強い北風が継続して吹くと、エクマン輸送により沖合いの高温な表層水が風の向きに対して右側に輸送され、海岸に蓄積される。これが岸を右に見る向きに進むため、太平洋岸では反時計まわりに移動することになり強い流れを生じさせるというものである。このような「急潮」は、相模湾だけでなく、外房沿岸や常盤沿岸、駿河湾でも観測されており、水温の急激な変化とともに現れることが多い(木村, 1942)。太平洋側ではこのように、気象擾乱や黒潮の流軸変動の影響が沿岸にまで及ぶ可能性があるうえ、海洋で発生した大スケールの変動が伝播して、陸棚波となって沿岸域に捕捉されることもあるので、調査にあたっては水温の変化や海流の状況にも注意を払う必要がある。

エクマン輸送
無限に広く深い海の上を一樣な風が吹く時、表面付近の水の流れは風の向きとは一致せず、北半球では深さとともに右へ右へとずれていく。深さ方向に積分した海水の正味の輸送方向は直角右向きとなる(例えば柳, 1994; 永田, 1981)。

図-9は、高知海岸(長浜)の水深約15mの地点において底面上約50cmの水粒子速度を計測した例である。観測点は碎波帯外であり、波による沿岸流の影響は及ばないと考えられる。また、観測地点近くの海岸で観測された風は観測期間中は2~5m/s程度で弱く、風による吹送流はあまり発達していないと考えられる。流れは海岸線に沿う方向の流れが卓越し、詳細に見ると石川や新潟海岸の場合と同じくやや沖向きへの流れが卓越している。流れの向きは、5~6日の周期で向きを変えているが、平均流速で20cm/sを越える最も強い流れが観測された10月20日は高波浪が来襲する2日前であり、波はあまり高くなっていない。図-9の下段には、観測地点における水温 T の変化と、平均水位変動の48時間の移動平均値($\bar{\eta}$)_tを示してある。観測期間の範囲では強い流れの発生は、水温の変化と対応している場合もあり(10月20日, 30日)、平均水位の変化に対応している場合も見受けられ(10月26日, 11月3日)、このデータだけから流れの実態を特定するのは困難である。このような波や風に直接支配されない流れの発達機構を解明するためには、今後、水温や平均水位の時空間変動をとらえるための面的な観測を実施する必要がある。このような5~6日周期で変動する流れは、北海道胆振海岸や福島沿岸などでも観測されている。(例えば、中村・秋元, 1995)

太平洋側の海象を特徴づける台風の来襲により発達する波や流れの構造を解明することは、太平洋側海岸の海浜過程を考えるうえで本質的であることは言うまでもない。しかし、台風時に汀線近くで生じる水理現象については、観測が困難であるため、ほとんどデータが無いのが現状である。低頻度で来襲する突発的な外力だけに捉えることは困難であるが、今後も調査を継続していく必要があろう。

2.5 強風と高波により発達する大規模流れの数値モデル

a) 数値モデルの概要

石川や新潟海岸で観察された、冬季風浪時に発達する大規模な流れの特性を把握するために、数値モデルを構築した。数値モデルでは、波や風の場合が与えられた時に、碎波帯内外でどのような平均的な流れが発達するかを検討することにした。鉛直方向に積分された方程式を用いることとし、波によるラディエーション応力を考慮すると、基礎方程式は以下になる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \tag{2}$$
$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{d} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{d} \right) - fN + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{d}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x}$$

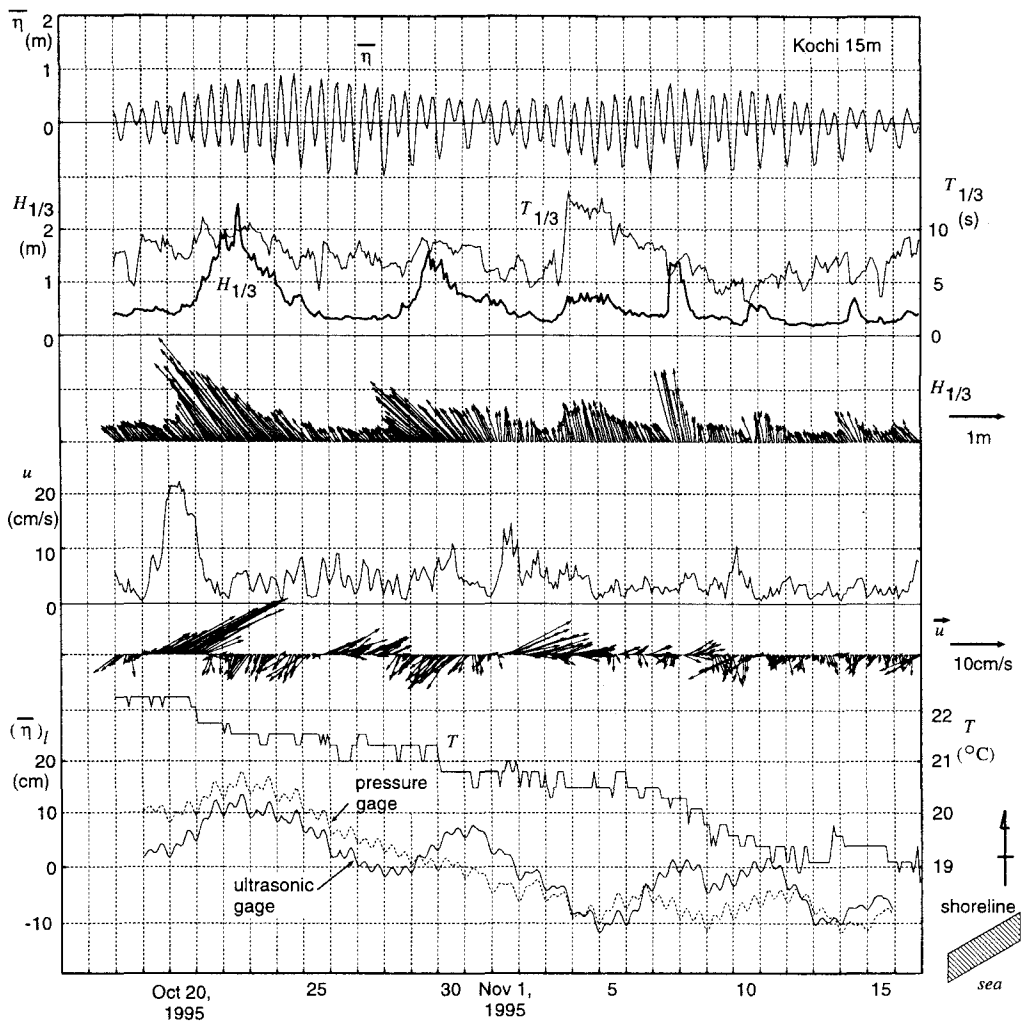


図-9 波・流れの特性 (高知海岸)

$$+\frac{1}{\rho_w}\left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial S_{xy}}{\partial y}\right)-\frac{\tau_{sx}}{\rho_w}-\frac{\tau_{bx}}{\rho_w}-\epsilon\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)=0 \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{d}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{d}\right)+fM+gd\frac{\partial \eta}{\partial y}+\frac{d}{\rho_w}\frac{\partial p_0}{\partial y} \\ +\frac{1}{\rho_w}\left(\frac{\partial S_{yx}}{\partial x}+\frac{\partial S_{yy}}{\partial y}\right)-\frac{\tau_{sy}}{\rho_w}-\frac{\tau_{by}}{\rho_w}-\epsilon\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)=0 \end{aligned} \quad (4)$$

ここで、 M 、 N は x 、 y 軸方向の線流量、 η は水位変動、 $d(=h+\eta)$ 、 h は静水深)は全水深、 f はコリオリの因子、 τ_s 、 τ_b はそれぞれ海表面に作用する応力と底面摩擦応力、 S_{xx} 、 S_{xy} 、 S_{yy} はラディエーション応力、 ρ_w は海水の密度、 g は重力加速度、 ϵ は水平渦動粘性係数である。

計算はADI法で行い、沿岸方向に100km、岸沖方向に30kmの領域を計算領域とする。海浜勾配は石川・新潟の両海岸における平均的なものとして1/100の一樣勾配とした。格子幅

ラディエーション応力
波による過剰運動量流束、進行波のもとではほぼ波高の2乗に比例する応力となるため、波高分布の非一様性が平均水位変動や流れを誘起することになる (Longuet-Higgins・Stewart, 1964)。

は沖合いでは1kmとし、沿岸域の汀線から3kmまでの領域は200mとした。風の場合は全域で一様とし、モデル風または観測された風の変動記録を時間的に内挿して与えた。また、波の場合は入射境界で有義波高、有義波周期と平均波向を与えることとし、観測値を用いる場合は一時間ごとの値を内挿して用いた。

表面応力は風速 $\vec{W}$ を用いて

$$\tau_s = \rho_a C_a \vec{W} |\vec{W}| \tag{5}$$

で与えた。ここで、 ρ_a は空気の密度、 C_a は海面の抵抗係数である。

底面摩擦力は流れの断面平均流速 $\vec{u}$ を用いて

$$\tau_b = \frac{\rho_w g n^2}{d^{1/3}} \vec{u} |\vec{u}| \tag{6}$$

で評価した。ここで、 n はManningの粗度係数である。粗度係数の値としては通常用いられている $n = 0.026(\text{m}^{1/3}\text{s})$ を用いた。この値を用いて、石川海岸で得られたデータに対して表面応力と底面摩擦力がほぼつりあっていると考えられる時期の流れについて C_a を求めると $C_a = 0.001$ となり、従来提案されている値(例えば、本多・光易, 1980)とはほぼ同じオーダーとなる。

ラディエーション応力は合田・渡辺(1990)にならい、不規則波の変形を考慮して算定した。すなわち、沖波の波高分布をRayleigh分布で与え、屈折と浅水化による波浪変形に伴う波高分布を合田(1975)の碎波変形モデルで算出し、自乗平均波高からラディエーション応力を評価した。

水平渦動粘性係数の値として、Longuet-Higgins(1970)は無次元定数 N を用いて次式を用いた。

$$\epsilon = N l_x \sqrt{gh} \tag{7}$$

ここで、 l_x は汀線からの距離である。勾配1/100の海浜に波高4m程度の波が来襲することを想定し、上式で碎波点における渦動粘性係数の値を推定すると、 $N = 0.01$ で $\epsilon = 25\text{m}^2/\text{s}$ 程度となる。本文で述べる計算では、ラディエーション応力の算定に波の不規則性の影響を考慮することにし、水平渦動粘性係数の値には、計算の安定性を確保する範囲で通常の高浜流計算よりも小さな値を用いることにし、計算領域全域で $1\text{m}^2/\text{s}$ の一定値と設定した。

b) 波が大規模流れに及ぼす影響

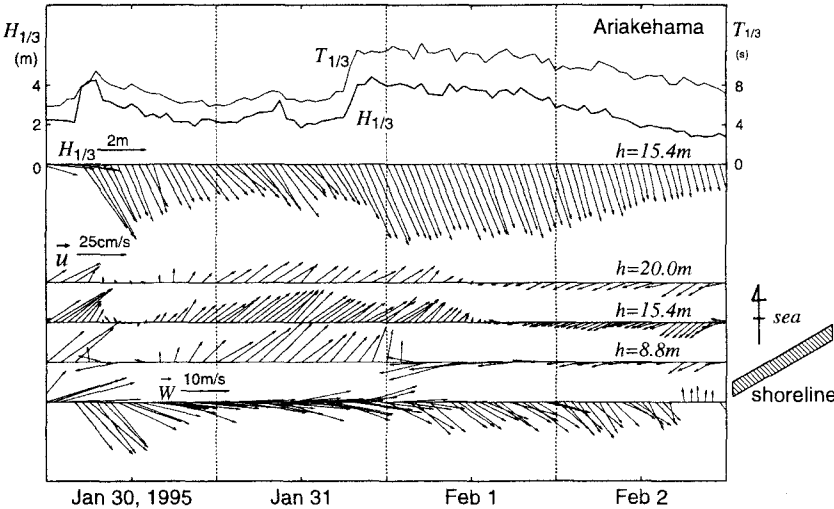


図-10 新潟海岸における流れ

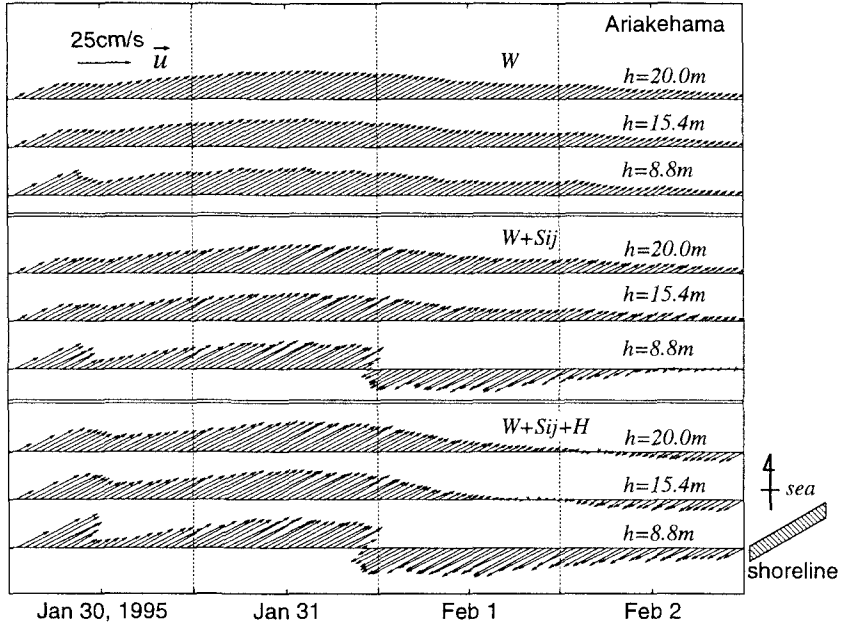


図-11 新潟海岸における流れの計算例

波が海岸に斜めに入射する場合，砕波帯内では波向方向に沿岸流が発達する．一方，砕波帯外では風による吹送流が発達するため，風向と波向が汀線に対して逆向きである場合には，砕波帯内と砕波帯外で流れの向きが異なることが予想される．図-10は，風向と波向が逆向きの条件となった1995年1月30日から2月2日までの期間の新潟海岸における波・流れ・風の変化を示したものである．1月31日には強い西風の影響を受けて， $h=8\text{m} \sim h=20\text{m}$ の範囲の全ての計測点で北東向きの流れが見られるが，北からの波が高くなった2月1日以降，砕波帯内から徐々に流れの向きが南西から西向きに逆転しているのがわかる．

図-11は，図-10に対する流れを前項で示した数値モデルで計算したものである．上段の図は，流れの外力として風応力のみを考えた場合で，中段の図は風応力とラディエーション応力を考えた場合である．風応力のみの場合にはすべての点で北東向きの流れが発達しており，実測値を再現していない．これに対してラディエーション応力を考慮して計算した流れは， $h=8.8\text{m}$ の地点では2月1日以後は波による沿岸流の影響を受けて南西向きの流れが卓越しているが， $h=15.4\text{m}$ と 20.0m では流れの逆転は見られず，この部分で観測値との対応が悪い．この期間中の波高がただか4mであることから，15mを越える水深にまで沿岸流の影響がおよんでいるとは考えにくく，安田ら(1994)が指摘したような表面波の砕波による流れへの運動量輸送の影響によるものと考えられる．表面波の砕波による流れへの運動量輸送については，定量的な評価は確立されていないので，ここでは砕波の影響により波向方向に運動量が輸送され，海表面に波向方向への剪断応力が働くものとして，次式のようにしてその影響を取り込むことにした．

$$\vec{\tau}_s = \rho_a C_a \vec{W} |\vec{W}| + C_w g H_{1/3} \frac{\vec{k}}{|\vec{k}|} \quad (8)$$

ここで， $\vec{k}$ は波数ベクトル， C_w は無次元定数であり，観測値との対応から $C_w = 0.01$ とした．図-11の下段に式(8)を用いて計算した流れの変化を示す．大水深の領域まで観測値を再現しており，やや深い領域においても波の影響により流れが発達することを再現している．なお， $h=8.8\text{m}$ の地点において実測された2月1日以降の流れがかなり沖向きとなっているのは，undertowの影響によると考えられる．

c) 沿岸地形の影響

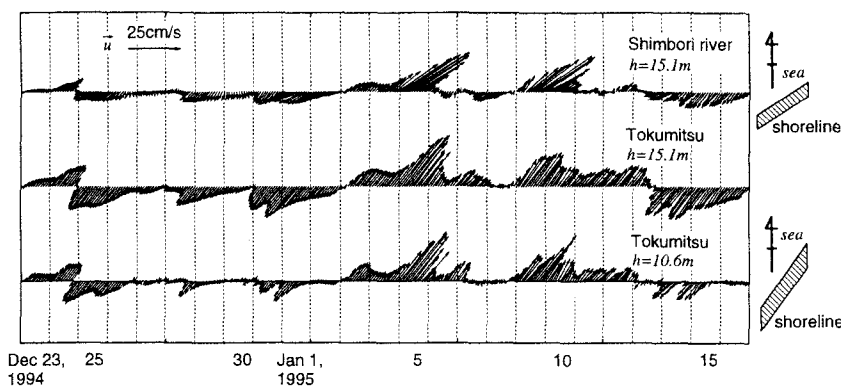


図-12 石川海岸における流れの計算例

石川海岸における観測記録では、図-4に示したように、徳光沖の2地点に比べて新堀川沖の地点では流れが極めて弱い。この原因としては、風場の非一様性や観測地点周辺の局所的な地形の三次元性の影響などが考えられるが、ここでは岬や防波堤などの沖合いに突出した地形が大規模流れの発達に及ぼす影響を数値モデルにより考察することにした。なお、石川海岸を対象とした計算では、風応力のみを考慮し、波の影響は考慮していない。

沿岸方向100km、沖合い30kmの計算領域を設定し、その中に加佐ノ岬と金沢港防波堤をモデル化した地形を再現し、現地調査における計測器の設置点における流速変動を計算したのが図-12である。加佐ノ岬は海岸線から底辺10km、高さ2kmの範囲で等深線が三角形形状に突出した地形として与え、金沢港防波堤は汀線から沖合い1.5kmまで延びた直線状の突堤として与えた。波の場と風の場合は徳光海岸における観測値を入力条件として用い、計算領域内では一様と仮定した。図-3および図-4と比較すると、徳光沖の流れについてはほぼ再現されており、新堀川河口沖の流れは徳光の流れより小さくなる傾向が再現されている。しかし、新堀川河口沖の流れは計算の方が実測より数倍大きめになっている。これは、この測点が複雑な地形が発達しやすい河口沖に位置するため、岬の遮蔽効果に加えて局所的な地形の影響を受けていることが原因と考えられる。

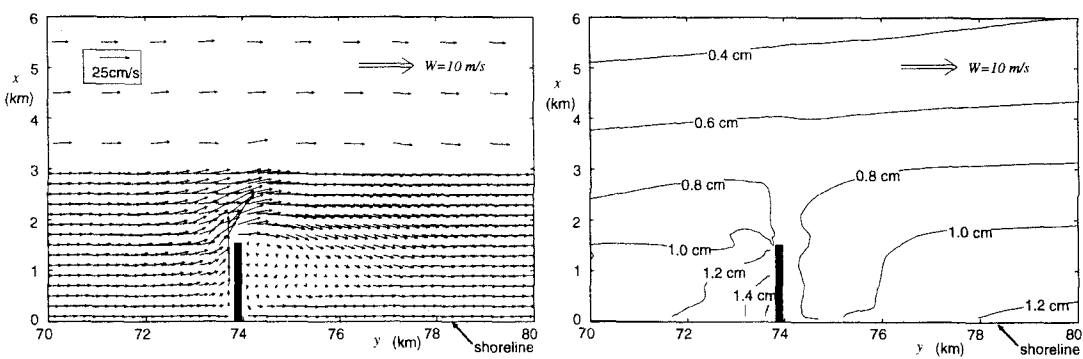


図-13 大規模突堤周辺の流れと平均水位変化

図-13は金沢港防波堤をモデル化した長さ1.5kmの突堤周辺の流れと平均水位変化を示したものである。同図に示したのは、汀線に平行に10m/sの風が2日間吹き続けた場合の状態である。領域全体に風向方向への流

れが発達するとともに、海岸に近付くにつれて平均水位が上昇している。突堤周辺では、上流側で平均水位がさらに上昇し、突堤先端では沖へ向かう強い流れが発達する。また、突堤の下流側では大規模な渦が発達し、その影響範囲は構造物長の2倍程度に及んでいる。このように、沿岸域に発達する大規模な流れは海岸から突出した地形や大規模構造物の影響を強く受ける可能性があり、大規模構造物周辺の海浜変形を考えるうえでは、構造物に沿う沖向き流れの発達と構造物背後の循環流の存在に注意する必要がある。

3. 海底地形変動と土砂移動機構

3.1 長期にわたる海浜の変形

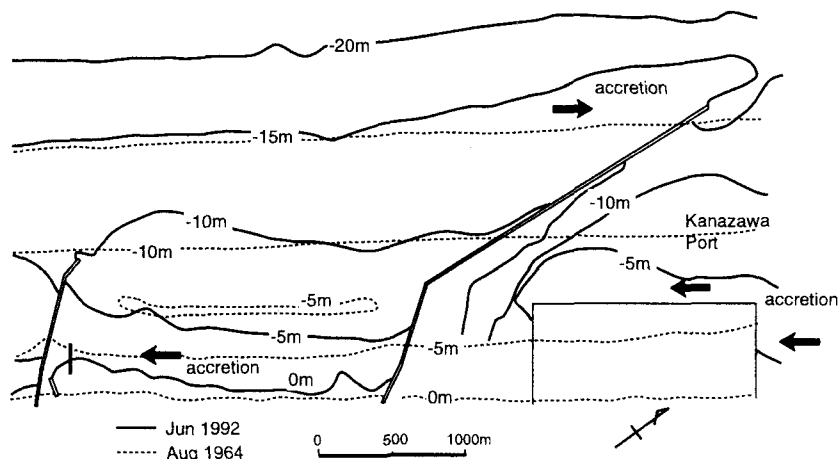


図-14 金沢港西防波堤周辺の地形変化

前節で述べたような大規模な流れは、砕波帯外までの広い範囲で存在しているため、これと高波が重なることによって引き起こされる海底地形変化は大規模で長期的な変動となることが予想される。したがって、その実態をとらえるためには、長期にわたる広範囲の深浅測量データを用いる必要がある。図-14は金沢港西防波堤周辺の地形変化を等深線の変化で表したものである。当海岸は前節でも述べたように、砕波帯内の沿岸漂砂は南向きであることが知られており、図-14の汀線付近ではその影響が見てとれる。しかし、10m以深の沖合いでは、防波堤に沿う土砂の堆積がみられ、これは、前節で述べた北向きの大規模流れの影響であると考えられる。防波堤に沿う範囲の土砂堆積量は約14万 m^3 /年であることから、大規模流れにより砕波帯内の沿岸漂砂量に匹敵する量の土砂が輸送されていることになる。

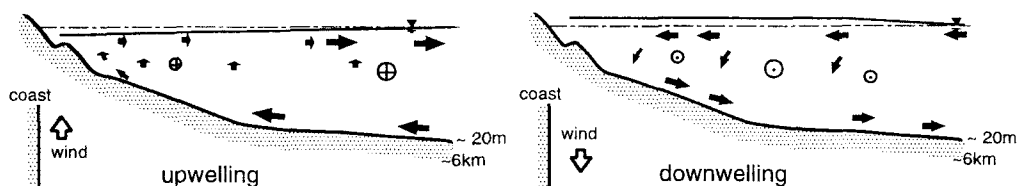


図-15 風によって非成層海域に生じる湧昇流・下降流と平均水位の変化 (Niedoroda・Swift, 1991)

Niedoroda・Swift(1991)は、砕波帯外における水理現象を支配する外力条件を整理し、それらが底質移動や

地形変化に与える影響を論じた。彼らは、碎波帯外の領域を、水深4~10m程度までの摩擦力が支配的な領域 (upper shoreface), 水深25m以深のコリオリ力と圧力勾配が支配的な領域 (lower shoreface), およびその中間の遷移領域に分類して、局所的な風によってそれぞれの領域で発達する流れの特性を論じている。図-15は、成層が発達していない北半球の海域で生じる流れと水位変化のパターンを示したものである。このように風の向きに応じて風向方向への流れが発達するとともに、平均水位の上昇や低下が生じ、湧昇流や下降流が発達することがわかる。すなわち北半球では、風が海岸線を左に見ながら吹く時には、図-15左図に示すように紙面の表から裏に向かう流れが発達するとともに水位低下と湧昇流が生じ、海岸線を右に見ながら風が吹く時には水位上昇と下降流が生じることになる(図-15右図)。先に示した石川海岸や新潟海岸の冬季風浪の例は図-15右図の場合に相当しており、底面付近では風向方向への流れに加えてやや沖向きへの流れが卓越していることが予想され、観測値と符合している。海水が成層している場合には密度差の影響を受けて、さらに複雑な循環流が形成される。Niedoroda・Swift(1991)によれば、このような水理環境のもとで生じる底質輸送は碎波帯内に比べて2オーダー程度小さい。しかし、長期的な海浜変形の問題には、本質的な役割を果たしている可能性がある。海浜の長期変形は、将来想定されている地球規模の海面上昇の影響評価とも関係する重要な問題であり、今後その機構の解明に取り組む必要がある。Niedora et al.(1995)やStive・de Vriend(1995)は、主として碎波帯外で生じる海浜断面の長期変形モデルを提案している。

3.2 短期間に生じる海浜地形変化

長期的な海浜変形機構の解明とあわせて、やや短期間の海浜変形の合理的な解釈も重要であり、その解明が長期的な変形を考える基礎情報となることも多い。短期間の漂砂機構を調査する目的では、海象観測、深淺測量のほか、浮遊砂濃度計測、蛍光砂調査や砂面計による観測などの手段が併せて用いられることが多い。ここでは、砂面計を用いて実施された近年の現地調査結果に基づいて、繰り返し来襲する高波による漂砂機構の解釈を試みる。

Green et al.(1988)はアメリカ合衆国ノースカロライナ州のDuck 桟橋沖の水深8mの地点で電磁流速計と超音波測深器を用いて、8日間にわたって底面付近の水粒子速度と海底地盤高変動を計測した。そして、時化の初期には岸向きの流速値が大きい非対称な流れが観測され、海底地盤が低下するのに対し、静穏波や時化の後半では地盤高が上昇する傾向にあることを示した。Baillardの漂砂量式を用いて流速変動から漂砂量を評価すると、正味の漂砂量が岸向きの時は地盤が低下し、沖向きの時は堆積傾向にあることを示した。

図-3の下図には、上から順に、平均波向方向の水粒子速度の歪み度 $\sqrt{\beta_{1u}}$ 、シールズ数 Ψ 、海底地盤高変動 z_b を示してある。シールズ数 Ψ は、現地海岸で採取された底質の平均的な粒径($D=0.15\text{mm}$)を粗度としてJonssonの摩擦係数(Jonsson, 1960)を用いて算出した。海底地盤高 z_b は、時化の初期に急激に低下し、その後徐々に回復する傾向がある。シールズ数の変化と比較すると、 $\Psi < 0.1$ の期間には z_b はほとんど変化しないが、時化の初期に Ψ が急増する時には図中の矢印で示したように、 z_b の急激な低下がみられる。時化の初期には波形勾配の大きな波が来襲するため、底面流速波形の歪み度も急増する傾向があり、そのため、漂砂量も岸向きに急変すると考えられる。そのために、漂砂量の空間勾配が大きくなり、急激な地形変化が生じると考えられる。時化の最中には $\Psi > 1$ となる期間や流れが40cm/sにも達する期間がみられるが、この時期には海底地盤高変化は必ずしも大きくない。この観測点では、底面に波長約10cm程度の砂漣が存在しており、蛍光砂調査でも投入点の南側の1地点を除く全地点の砂層5~20cmの範囲に微量の蛍光砂が確認されたことから実質的な砂輸送が生じていることがわかる。

シールズ数

底質粒子に働く流体力と抵抗力の比で、底質の移動形態や移動量を評価するための重要な指標となる。波や流れによる摩擦係数を f_{cw} とすると

$$\Psi = \frac{1}{2} f_{cw} \frac{\bar{u}_b^2}{(\rho_s/\rho - 1)gD}$$

で与えられる。

関上漁港は、仙台湾の中央部付近の名取川河口右岸に位置している。仙台湾南部では南から北に向かう沿岸漂砂が卓越するとされており、同漁港南側では土砂の堆積が著しい。図-16は関上漁港南側で1995年11月に

実施された現地観測の観測範囲と計測器の配置を示したものである。観測は波・流れと漂砂機構の関連を把握することを目的として約1か月間にわたって実施された。図-17は計測器の位置する測線における海浜断面を示したものである。測点3と5はバーのやや沖側に位置し、その他の測点は碎波帯外の沖浜領域に位置している。当海岸の底質は細砂で、粒径は汀線付近で0.3mm程度、水深5m付近では0.2mm程度である。

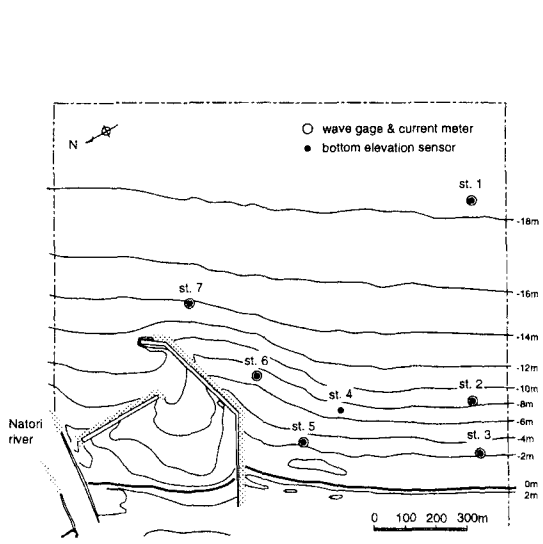


図-16 関上漁港周辺の測定地点

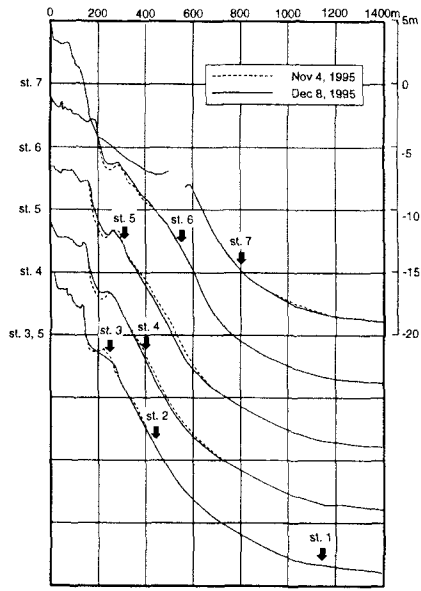


図-17 代表測線における海浜断面

観測期間中の波・流れの特性を図-18に示す。有義波高で1mを超える波浪が3~4回来襲しており、時化の初期には波形勾配が特に大きな波が来襲している。波向は、観測期間前半にはやや南よりからのものが多く、後半には北よりからの波の頻度が高くなっている。流れの特性を見ると、碎波帯外の測点2や6では顕著な流れはみられないが、高波浪時に碎波帯内に含まれる測点3や5では沿岸流による流れが発達している。11月24日前後の波を除いて、ほとんどの高波は汀線に対してやや南よりから入射したため、沿岸流も北へ向かうものが強く現れている。このような流れのもとでは、北へ向かう沿岸漂砂が卓越すると考えられる。

海岸に対して斜めから入射する波によって引き起こされる沿岸漂砂量については、岸沖方向に積分した砂移動量の総量が入射波の特性と関係づけられている。最も広く用いられているものはCERC公式(CERC, 1984)で、水中重量で表示した総漂砂量 I_t は碎波点における波のエネルギーフラックスの沿岸方向成分 P_l に比例するとされている。関上海岸における現地観測データを用いて2時間毎の $P_l/(\rho g)$ を計算したのが図-19である。碎波点における波エネルギーの評価には H_{rms} を用いている。また、観測期間内に大きな地形変化は生じていないとして、海岸線の角度は不変であると仮定した。観測期間の前半は南からの波が多いため、 $P_l/(\rho g)$ は正(北向き)となり、北向きの沿岸漂砂が生じていると考えられる。後半には波向が北寄りになるため、沿岸漂砂の卓越方向も南へと変わると考えられるが、この期間の波は小さいため、土砂移動量への寄与は小さい。観測期間を通しての平均値は $\overline{P_l/(\rho g)} = 1.56 \times 10^{-2} \text{m}^3/\text{s}$ であった。一方、観測期間をはさむ2回の深浅測量から評価される堆積土砂量 Q_m は $\Delta T_m = 35$ 日間で $2.0 \times 10^4 \text{m}^3$

沿岸漂砂量則

空隙(空隙率 λ_v)を含む体積で表示した沿岸漂砂量を Q_t 、碎波点における波向を α_b として、水中重量で表示した総漂砂量 I_t と碎波点における波のエネルギーフラックスの沿岸方向成分 P_l を次式で定義する時、
$$I_t = (\rho_s - \rho)g(1 - \lambda_v)Q_t$$

$$P_l = (Ec_g)_b \sin \alpha_b \cos \alpha_b$$
沿岸漂砂量則は
$$I_t = KP_l$$
で与えられる。 K は無次元係数でKomar・Inman(1970)は $K = 0.77$ を得た。

であったことから、これを沿岸漂砂量の計算値と等置することにより、

$$K = \frac{(\rho_s/\rho - 1)(1 - \lambda_v)Q_m/\Delta T_m}{\bar{P}_l/(\rho g)} = 0.42 \quad (9)$$

を得る。ただし、堆積した土砂の空隙率は $\lambda_v = 0.4$ とした。これは CERC 公式による $K = 0.77$ と Kraus et al.(1982) による $K = 0.28, 0.21$ との中間で、Schoonees・Theron(1994) による $K = 0.41$ とほぼ同程度である。従って、観測期間中の土砂の堆積は主として南から進入してきた沿岸漂砂によるものと考えられる。

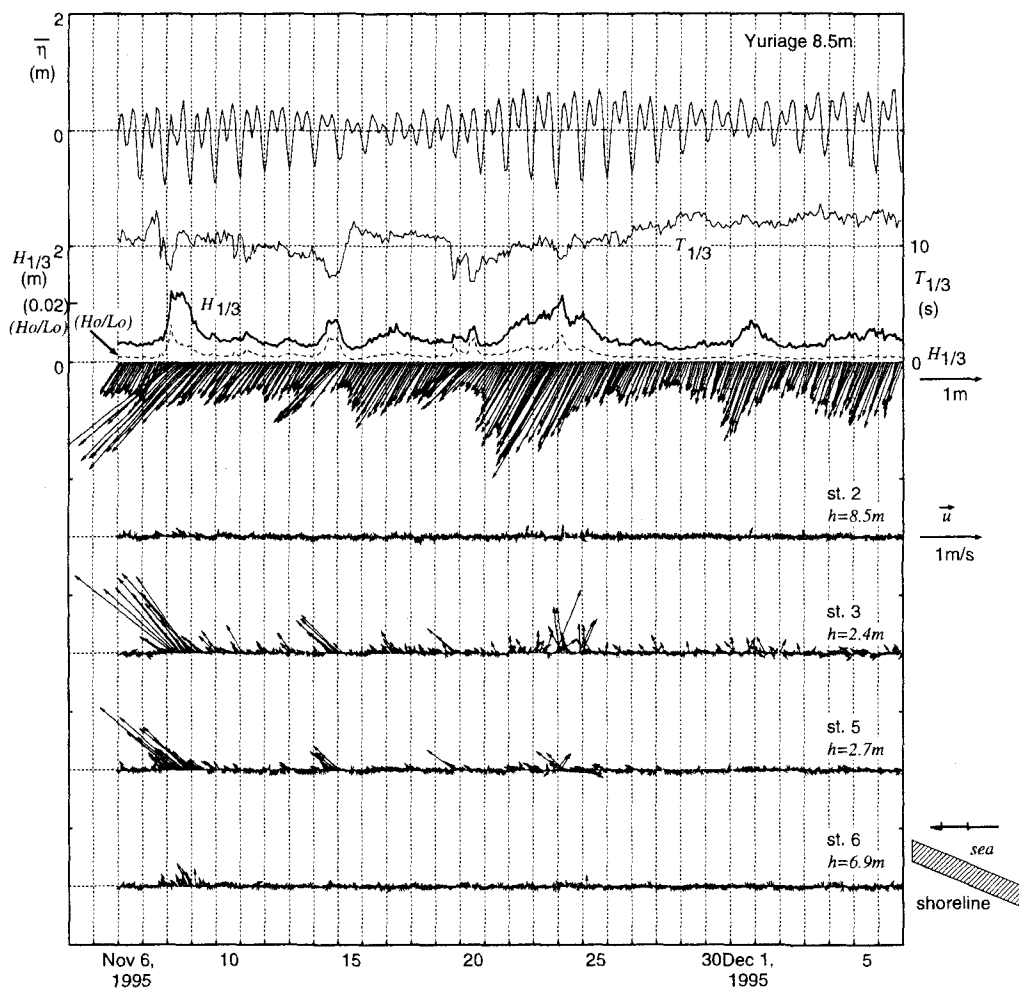


図-18 波・流れの特性 (関上海岸)

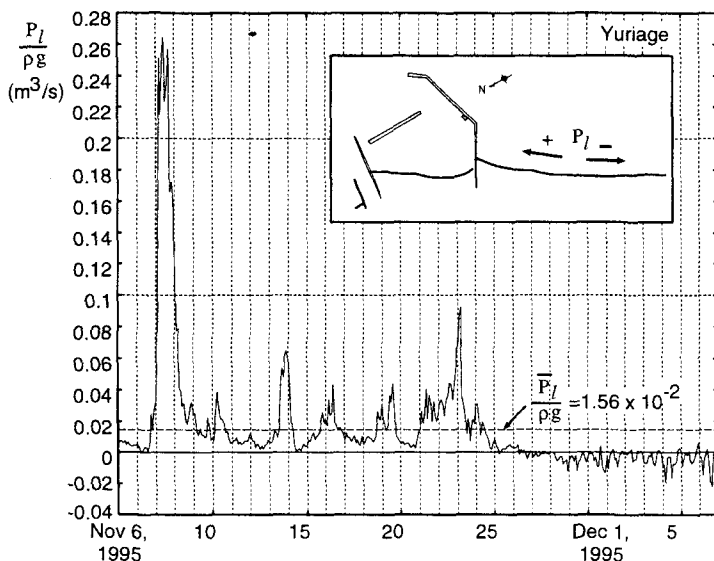


図-19 沿岸方向のエネルギーフラックス (関上海岸)

三次元海浜変形を考える上では、波と流れが共存する場における局所漂砂量の特徴を把握する必要がある。局所漂砂量については、捕砂器、浮遊砂濃度計測、蛍光砂調査などで直接計測することが試みられているが、高い精度で評価するのは困難である。また、地形変化から平面的な漂砂量ベクトルの分布を逆算することも可能であるが(泉宮・内山, 1992), 地形測量の精度が問題となるうえ、推定できるのは漂砂量ベクトルの非回転成分のみであり、物理的な意味づけに基づく正味の局所漂砂量を評価することはできない。したがって、局所漂砂量モデルの妥当性を検討するためには、何らかの仮定を用いて導入した漂砂量モデルから計算される地形変化量を実測値と比較することが一般に行われる。空隙を含む体積で表示した局所漂砂量ベクトル $\vec{Q}$ から地盤高変動 z_b を計算するには、次式の底質の連続式を用いれば良い。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{Q} \quad (10)$$

ここでは、上式を逆にみて、砂面計で計測された z_b の時間的な変動から $\vec{Q}$ の特性を推定することにする。

図-20の太線は、関上海岸において砂面計により観測された観測期間中の海底地盤高変動である。沖浜の測点である測点2, 6, 7では、時化の初期に急激に地盤高が低下し、その後徐々に回復するという過程を繰り返している。高波浪時の碎波点付近に位置する測点3, 5では、地盤高変動が大きく、ほぼ全期間にわたっている。観測期間の約1か月間で、測点3は侵食傾向で、10月26日以後は砂面計の計測範囲である50cmを超える地盤低下が見られるのに対し、測点5はやや堆積傾向にある。図-20の各地盤高変動の下には、各点におけるシールズ数 Ψ の変化を示してある。シールズ数は、各点の有義波高と有義波周期を用いて算出した。粗度長さには、観測地点における底質の代表的な粒径として0.2mmを用いた。地盤高の変化と比較すると、 $\Psi < 0.1$ の時はどの地点でも地形変化がみられないことから、地形変化をひきおこす底質の移動限界は $\Psi = 0.1$ で評価できると考えられ、図-3で示した石川海岸のデータとはほぼ同程度の値となっている。

これらの地形変動と波浪条件との関係を明らかにすることを試みる。まず、水深10m付近(st. 2, 6, 7)では、時化の開始時に急激な地盤低下がみられ、その後徐々に回復している。これらの測点が、沿岸流が発達し

局所漂砂量則
波や流れが共存する場における漂砂量を、その地点における波・流れ・地形・底質などの特性によって表したもの。これを底質の連続式に代入することにより地形変化が計算できる。三次元海浜変形の計算には Watanabe et al.(1986) や Bailard(1981) らのモデルがよく用いられる。

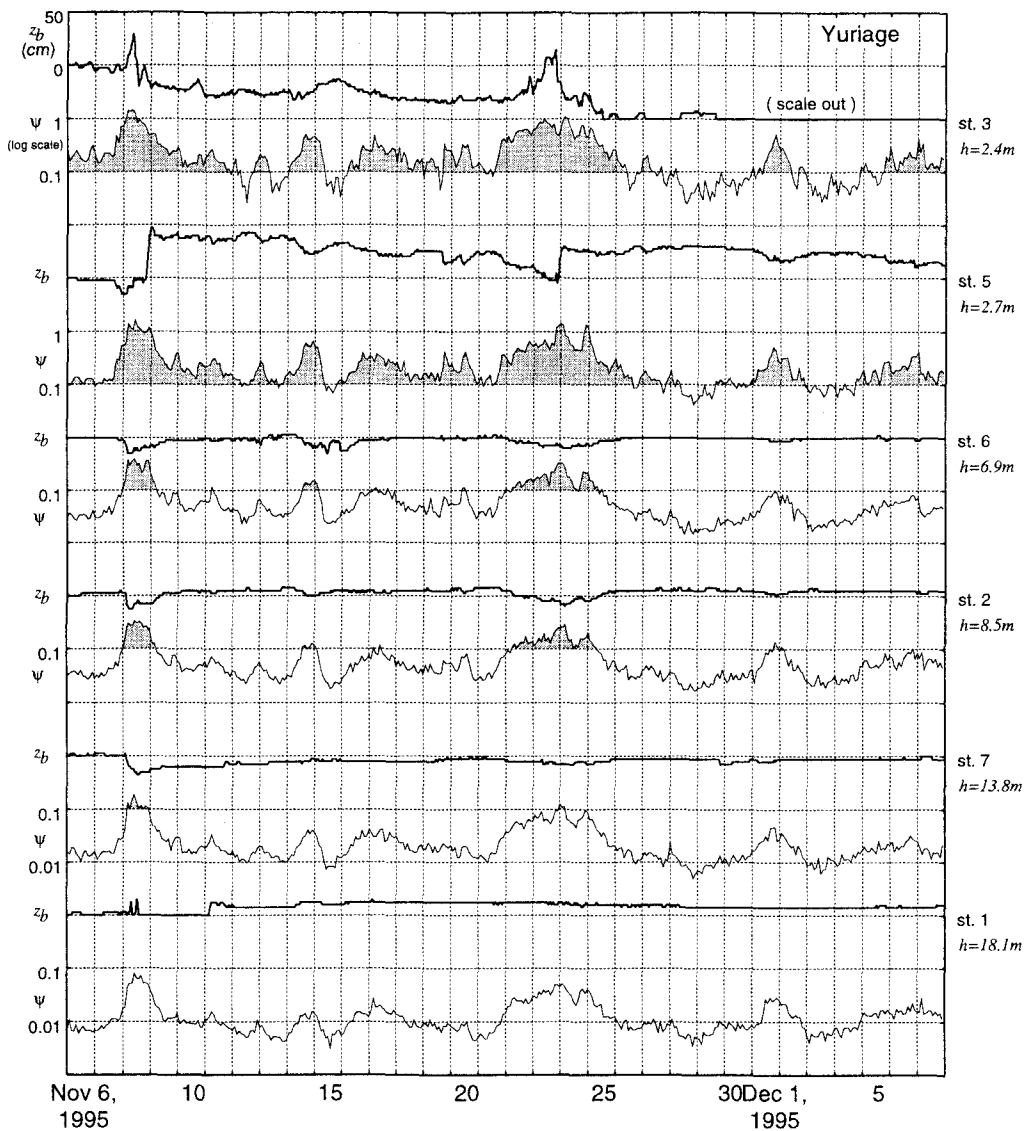


図-20 海底地盤高変動とシールズ数 (関東海岸)

ない碎波帯外に位置しており、沿岸方向にはほぼ類似した変化をしていることから、これは岸沖漂砂によるものと考えられる。波浪特性の変化を示した図-18とあわせみると、地盤高の低下する時化の初期は、波形勾配の大きな波の来襲期と一致している。図-3の下段の図にも示したように、波形勾配の大きな波により、底面付近の水粒子運動の振幅と非対称度が急激に増大し、沖浜の底質は碎波点付近に形成されるバーに向けて岸向きに輸送されるため、地盤高が低下すると考えられる。波形勾配の大きな波によって沖浜領域における底質が岸へ輸送されることは、清水ら(1985)の大型水路を用いた実験でも確認されている。その後、時化の減衰期で波形勾配がやや小さくなると、バーの発達を終了し、沖浜領域では浮遊砂を中心とした沖向きの砂移動が卓越するため、地盤高は徐々に回復することになる。

水深3m付近(st. 3, 5)では、高波浪時には碎波帯の外縁に位置することになるため、ほぼバーが発達する位置にあたる。したがって、バーの発達や移動に伴って大幅な地盤高変化を経験することになると予想される。また、これらの測点では、このような岸沖漂砂量変動の影響に加えて、碎波帯内で発達する沿岸流の影響を受けるものと考えられる。今回の観測のような1か月程度の観測では、観測期間内に大規模な地形変化は生じないので、汀線形状は大幅には変化しないものと考えて、沿岸漂砂による地形変化の傾向を推定する。沿岸漂砂量則にしたがう沿岸漂砂のみを考えることにし、one-line modelで仮定されているように海滨断面は沿岸漂砂量の勾配に応じて平行移動するものとする。地形の凹凸は平均化される方向になることになる。したがって、汀線がやや湾入しているst. 5付近では堆積傾向になり、海岸線がほぼ直線状のst. 3では地形変化が生じないことになる。一方、地盤高変動の実測値では、st. 3でも大幅な変動がみられ、これは、沿岸漂砂の影響より、むしろ、岸沖漂砂の影響によるもの大きいと考えられる。ただし、st. 5に見られるような、実質的な堆積傾向は沿岸漂砂による影響と考えた方が自然である。

以上の考察から、ここで示した観測期間中の関上海岸における漂砂機構を推定すると、岸沖漂砂については、時化の来襲によって図-21に示したような砂移動機構が存在していると考えられる。すなわち、時化の初期の沖浜領域では、碎波点付近に形成されるバーへと向かう岸向き漂砂が発生するため、急激な地盤低下がみられる。その後高波浪が続くと、碎波帯が沖へと広がるとともに、浮遊砂による沖向き漂砂領域が沖へ広がって行き、やがて碎波帯内外の広い範囲で沖向き漂砂が卓越するようになる。この時、時化の初期に侵食された沖浜の地形は徐々に回復する。海滨地形は、このような岸沖漂砂による短期変動を繰り返しながら、碎波帯内では沿岸漂砂による実質的な砂移動によりやや長期的な変形を示すものと考えられる。

4. おわりに

本稿では、現地データに基づいて、波・流れと漂砂機構との関係について議論した。ここで示したデータで捉えられている現象は現地で生じている複雑な水理現象・漂砂現象の一部にすぎず、得られた情報も断片的なものであるが、現地の漂砂機構を考えるうえでは極めて貴重な情報である。漂砂機構の解明を進め、海岸の保全をさらに効率的に推進していくためには、今後もさらに詳細な現地調査を継続していくことが大切であると確信している。また、現地調査で得られたデータは、ここで示したような現地の漂砂機構の解釈に必須の情報となるばかりでなく、近年進展の著しい海滨変形数値モデルの検証データとしても活用できるものである。データの積極的な公開によって海岸工学が進歩し、現象の理解がさらに進むことによって、より良い海岸環境が創造されていくことを祈念している。

本稿で紹介したデータは、建設省東北地建仙台台工事事務所、北陸地建信濃川下流工事事務所、金沢工事事務所、四国地建高知工事事務所による現地調査によって取得されたものである。データを快く提供いただいた関係者各位に謝意を表する。

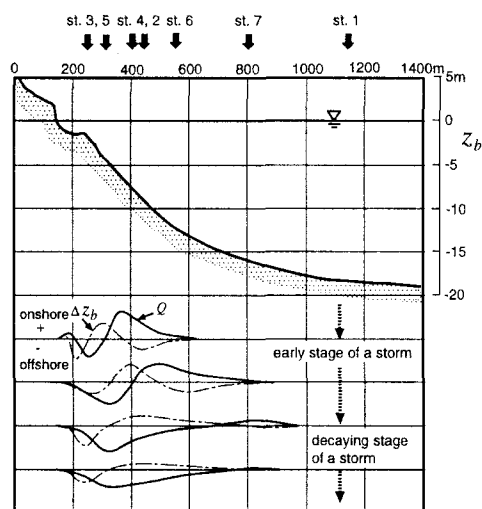


図-21 岸沖漂砂機構の推定

参考文献

- Bailard, J.A. (1981): An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach, *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, No. C11, pp.10938-10954.

- Coastal Engineering Research Center (1984): Shore Protection Manual, Vols. 1 & 2.
- Green, M.O., J.D. Boon and J.H. List (1988): Bed response to fairweather and storm flow on the shoreface, *Proc. 21st Conf. on Coastal Eng.*, pp. 1508-1521.
- Jonsson, I. G. (1966): Wave boundary layers and friction factors, *Proc. 10th Conf. on Coastal Eng.*, pp. 127-148.
- Komar, P.D. and D.L. Inman (1970): Longshore sand transport on beaches, *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, No. 30, pp. 5914-5927.
- Kraus, N.C., M. Isobe, H. Igarashi, T.O. Sasaki and K. Horikawa (1982): Field experiments on longshore sand transport in the surf zone, *Proc. 18th Conf. on Coastal Eng.*, pp. 969-988.
- Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart (1964): Radiation stresses in water waves — A Physical discussion with applications, *Deep-Sea Res.*, Vol. 11, No. 4, pp. 529-562.
- Longuet-Higgins, M.S. (1970): Longshore currents generated by obliquely incident waves, 1 & 2, *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, No. 33, pp. 6778-6801.
- Matsuyama, M. (1990): The structure of the nearshore branch of the Tsushima Current on the shelf off the San'in Coast in summer, *J. Oceanogr. Soc. of Japan*, Vol. 46, No. 4, pp. 156-166.
- Niederoda, A.W. and D.J.P. Swift (1991): Shoreface processes, in *Handbook of Coastal and Ocean Engrg.*, Vol. 2, Gulf Publishing Company, pp. 735-770.
- Niederoda, A.W., C.W. Reed, D.J.P. Swift, H. Arato and K. Hoya-nagi (1995): Modeling shore-normal large-scale coastal evolution, *Marine Geology*, Vol. 126, pp. 181-199.
- Schoones, J.S. and A.K. Theron (1994): Accuracy and applicability of the SPM longshore transport formula, *Proc. 24th Conf. on Coastal Eng.*, pp. 2595-2609.
- Stive, M.J.F. and H.J. de Vriend (1995): Modelling shoreface profile evolution, *Marine Geology*, Vol. 126, pp. 235-248.
- Unoki, S. and I. Isozaki (1965): Mean sea level in bays, with special reference to the mean slope of sea surface due to the standing oscillation of tide, *The Oceanogr. Magazine*, Vol. 17, Nos.1-2, pp. 11-35.
- Watanabe, A., K. Maruyama, K. Shimizu and T. Sakakiyama (1986): Numerical prediction model of three-dimensional beach deformation around a structure, *Coastal Eng. in Japan*, Vol. 29, pp. 179-194.
- 泉宮尊司・内山岳士 (1992): 漂砂ポテンシャル関数を用いた平面二次元の漂砂量ベクトルの推定法に関する研究, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 321-325.
- 小田巻実 (1991): 海底環境の一つとしての相模湾の海流, 月刊「海洋」, Vol. 23, No. 7, pp. 418-423.
- 木村喜之助 (1942): 沿岸の大急潮に就いて, 中央気象台彙報, 第19巻, pp. 1-85.
- 金哲鎬・尹宗煥 (1994): 予報型数値モデルから見た日本海の海洋循環, 月刊「海洋」, Vol. 26, No. 12, pp. 762-766.
- 合田良實・渡辺則行 (1990): 沿岸流速公式への不規則波モデルの導入について, 海岸工学論文集, 第37巻, pp. 210-214, 1990.
- 合田良實 (1975): 浅海域における波浪の碎波変形, 港湾技術研究所報告, 第14巻, 第3号, pp. 59-106.
- 佐藤慎司 (1995): 日本海沿岸で観測された流れの特性, 土木学会論文集, No. 521/II-32, pp. 113-122.
- 佐藤慎司 (1996): 強風と高波によって発達する沿岸域の大規模流れに関する研究, 海岸工学論文集, 第43巻 (印刷中).
- 清水隆夫・斉藤昭三・丸山康樹・長谷川寛・鹿島遼一 (1985): 大型造波水路実験による岸沖漂砂量分布のモデル化, 第32回海岸工学講演会論文集, pp. 311-315.
- 清水琢三・山田晶子・内山一郎・渡辺晃 (1995): 汀線変化を考慮した3次元海浜変形モデルの現地適用性, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 606-610.
- 関根義彦 (1991): 日本海の海洋循環について, 月刊「海洋」, Vol. 23, No. 8, pp. 509-514.
- 中村義治・秋元義正 (1995): 砂泥域の変動性と有用貝類の幼生集積および漁場形成, 砂泥域の生態系工学, 第2回シンポジウム, pp. 39-58.
- 永田豊 (1981): 海流の物理, 講談社ブルーバックス, 227p.
- 長沼光亮 (1977): 日本海の時況変動, 月刊「海洋科学」, Vol. 9, pp. 137-141.
- 本多忠夫・光易恒 (1980): 水面に及ぼす風の作用に関する実験的研究, 第27回海岸工学講演会論文集, pp. 90-93.
- 松山優治・岩田静夫・前田明夫・鈴木亨 (1992): 相模湾の急潮, 沿岸海洋研究ノート, 第30巻, 第1号, pp. 4-15.
- 安田孝志・森信人・加藤茂・佐藤慎司 (1995): 石川海岸沖合いの流況特性と碎波の影響について, 海岸工学論文集, 第42巻, pp. 431-435.
- 柳哲雄 (1994): 沿岸海洋学, 恒星社厚生閣, 154p.