

砕波帯沖合い流れの特性とその成因について

安田孝志*・加藤 茂**・岩田 宏***・佐藤 慎司****

1. 緒 言

沿岸流と海岸流は共に海岸に沿った平行な流れであるが、波浪の影響の有無によって区別されており、空間的には砕波帯とその沖合いの流れとして分けられている。砕波帯内では砕波によって供給される運動量が流れの推力となるのに対し、砕波帯沖合いではそのような推力が存在せず、海岸に平行な吹送流や潮流、さらに海流（海岸境界流）が海岸流として扱われている。

しかしながら、強風下では沖合数 km においてもかなりの波が砕波し、これによる運動量を無視することはできない。事実、Melville・Rapp (1985) は沖合でも砕波を介して波から流れに運動量が供給され、これが海流などの推力となることを示している。また、最近の現地観測によって、砕波帯沖合においても強い平均流が発生することが明らかにされ(田中, 1994)、これに風応力や砕波が関係している可能性が高いことが示された(佐藤, 1995; 安田ら, 1995)。

これらの結果は、砕波帯沖合に砕波および風の両方から供給される運動量を推力とした流れが存在することを裏付けており、上述の分類法に修正を迫るものと言える。この流れは、砕波帯では沿岸流、沖合では海岸流となる遷移的性格を持つと考えられるため、そのモデル化においては風と同時に砕波の影響も併せて取り込む新しい視点が必要となろう。しかも、このような流れは広域土砂収支を支配し、海浜の大規模変形にも関与すると考えられ、外洋海岸における流況や漂砂の動態の解明を進めて行く上でその実態解明は重要である。

ここでは、石川・新潟両海岸における水深 10 および 15 m の 4 測点での風、波および流れの冬期観測データを解析し、沖合流れの時間的・空間的変動特性とそれに及ぼす風および波の影響を調べ、その発生機構を明らかにする。

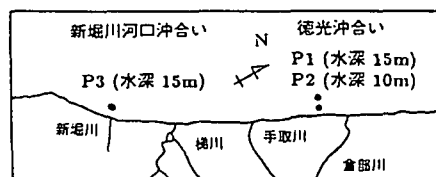
2. 観測概要

2.1 観測方法

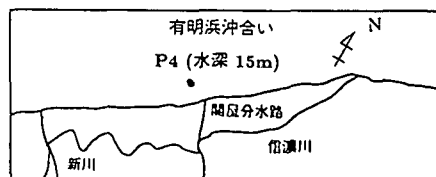
ここで解析する水位、流速および風速の観測データは、建設省北陸地建金沢工事事務所および信濃川下流工事事務所によって石川および新潟海岸(図-1)それぞれにおいて得られたものである。各流速センサーの位置は、測点 P1 および P4 では海底上 0.6 m, P2 および P3 では海底上 1.2 m となっている。また各測点の岸からの距離は、P1, P3 および P4 が共に約 1500 m, P2 が約 1000 m である。各測点 (P1~P4) の観測期間はそれぞれ若干ずつられているが、平成 6 年 12 月 26 日から翌 7 年 1 月 13 日にかけては同時観測データが得られている。なお、石川海岸の風速に対しては徳光地先、新潟海岸に対しては関屋浜のそれぞれ地上 10 m におけるデータを用いる。

石川海岸は弱い湾曲形状を持つため、徳光(P1 および P2)での海岸線方向北から時計回りに $\theta_0 = 38.5^\circ$ であるのに対し、新堀川(P3)では $\theta_0 = 55^\circ$ となり、有明浜(P4)での新潟海岸の海岸線方向 $\theta_0 = 55^\circ$ と等しい。

測点 P1 および P4 では観測期間中連続観測が実施され、全データがサンプリング周波数 10 Hz で収録され



(a) 石川海岸



(b) 新潟海岸

図-1 観測点位置と水深

* 正 会 員 工 博 岐阜大学教授 工学部土木工学科

** 学生会員 工 修 岐阜大学大学院 工学研究科 (日本学術振興会特別研究員)

*** 愛知県 企業庁

**** 正 会 員 工 博 建設省土木研究所海岸研究室

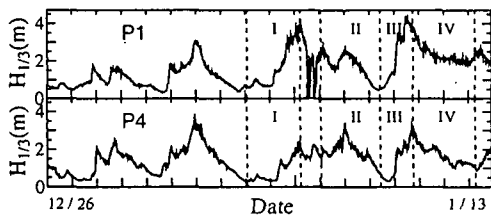


図-2 観測期間中の $H_{1/3}$ の変化と解析対象区間

表-1 解析対象区間

番号	観測区間
I	H 7.1. 3.15:00~H 7.1. 5.22:00
II	H 7.1. 6.17:30~H 7.1. 9. 3:30
III	H 7.1. 9. 3:30~H 7.1.10. 9:00
IV	H 7.1.10. 9:00~H 7.1.12.21:00

た。これら両測点のデータに対しては30分単位での分割を行い、各単位ごとに統計量を求めた。一方、測点P2およびP3では毎正時ごとの20分間連続観測であるため、2Hzでサンプリングされた20分間のデータを1単位として同様に統計量を求めた。流速および風速は共に東(E)向きおよび北(N)向きをそれぞれ正とし、流れおよび風の進行方向をNから時計回りの角度で与えた。

図-2は、全測点において同時計測が行われた12月26日~1月13日の期間における測点P1およびP4での $H_{1/3}$ の経時変化を示したものである。これから、発達期から減衰期までをカバーし、かつ欠測がなく、ノイズの少ないI~IVを解析対象区間とした。IおよびIIIは最盛期に向かう発達期、IVは逆に最盛期から減衰期、IIは小康期であり、それぞれの観測区間は表-1に示す。

I~IVの区間内の30分単位(P2およびP3では毎正時20分単位)の水位および流速データより、各種統計量、平均波向 θ_w 、方向別平均流速 (V_x, V_y)、そのスカラー流速 $V = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}$ 、平均流向 $\theta_v = \tan^{-1} V_x/V_y$ 、方向別平均風速 (U_x, U_y)、スカラー風速 $U = \sqrt{U_x^2 + U_y^2}$ 、および平均風向 $\theta_u = \tan^{-1} U_x/U_y$ を求めた。さらに、海岸線に平行な北東向き沿岸方向成分 $H_s = H_{1/3} \cos(\theta_w - \theta_s)$ 、 $V_s = V \cos(\theta_v - \theta_s)$ および $U_s = U \cos(\theta_u - \theta_s)$ を計算した。

2.2 観測結果

まず、このときの各測点・各区間での水位および流速データのスペクトル解析を行い、平均流速の計算に用いる平均時間30分以上の長周期帯に有意なエネルギーの存在を確認したが、これらと潮汐およびケルビン波との関係については、水位変動にその影響が認められるものの、平均流には全く無関係であった。

ついで、このときの風、波および流れの概況を見るため、測点P1での区間Iにおける平均風速 (U_x, U_y)、有義

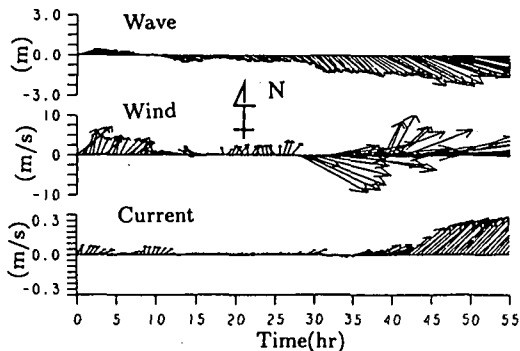


図-3 観測点P1、区間Iにおける波、風および流れの大きさおよび方向の経時変化

波高 $H_{1/3}$ 、平均波向 θ_w および平均流速 (V_x, V_y)、の経時変化を代表例として図-3にベクトル表示する。なお、このときの方向スペクトルについても検討を行い、その卓越方向が平均波向にほぼ一致し、各区間におけるほとんどの波が海岸に向かう単一方向波であることを確認した。波向きは海岸にほぼ直角、流向は平行方向でそれぞれ安定しているのに対し、風向は大きく変動している。しかし、10 m/sを越える風向はWWS~NWの範囲内にあり、このような風が継続し、波の発達が平衡状態に達した段階で平均流が顕著となっている。

3. 流れの特性

まず、各測点における平均流速 V とその方向 θ_v の関係について調べ、平均流の発達方向を明らかにしたい。図-4は、観測区間を区別してこの関係を示したものであり、各図中の破線は上述の各測点での海岸線平行方向を示している。いずれの測点においても流速が0.1 m/sを超えるような平均流が観測されているが、それらはすべて海岸線にほぼ平行(北東向き)方向に発達しており、海岸に沿って北上する沖合い流れとして著しい共通性を有している。このような平均流は、冬季節風下の日本海側の海岸において広域的に発生しており、その特性および発生機構において普遍性を持った流れであることがわかる。ただし、その発達状況や流向は測点や観測時期によって若干異なり、同じ徳光沖であっても水深が10 mの測点P2においては、P1での流速の2倍以上の1 m/sにも達する平均流が発生している。また、流向 θ_v については新潟海岸では海岸線にほとんど平行であるが、石川海岸では若干沖向きとなっている。また、観測区間との関係では、石川海岸の場合、 $H_{1/3}$ が4 m近くに達する発達期の区間IおよびIIIにおいて3測点とも最も平均流が発達し、 $H_{1/3}$ が3 m以下の区間IIおよびIVでは発達が弱い。これとは逆に、新潟海岸では区間IIの $H_{1/3}$ が最大と

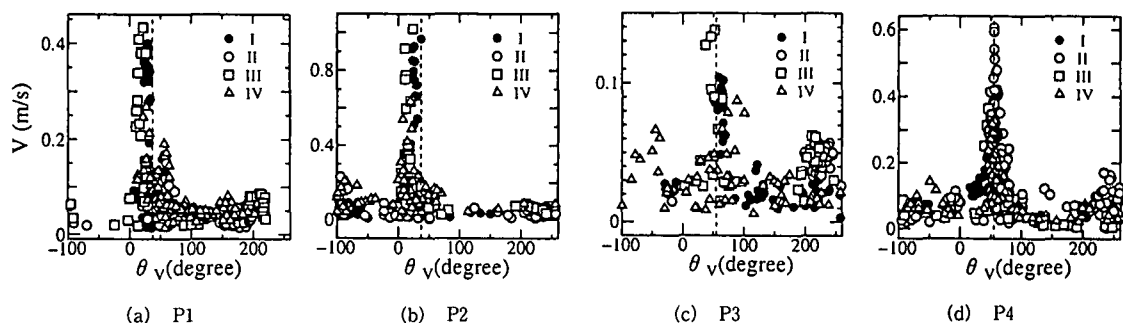


図-4 各測点での平均流速と流向の関係 (破線は沿岸方向 θ_0 を示す)

なるため、この区間における平均流の発達が最も著しい。

4. 平均流と風・波の影響

4.1 平均流の発生要因

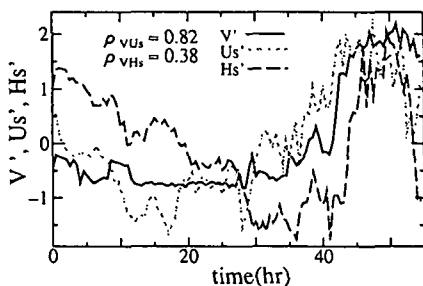
上述の海岸線に平行な北東向きの流れは、その方向が海岸境界流と一致しているが、図-2に示したように気象・海象条件による変動が大きい。その原因としては、風応力および波 (碎波) の影響が考えられ、既にその指摘もなされている。(佐藤, 1995; 安田ら, 1995)

ここでは、4 測点でのデータを用いてこの点の解明を試みる。まず、平均流速 V の風および波の沿岸方向成分 U_s および H_s に対する応答特性を明らかにするため、これらの基準化量 $V' = (V - \bar{V})/\sigma_v$, $U_s' = (U_s - \bar{U}_s)/\sigma_u$ およ

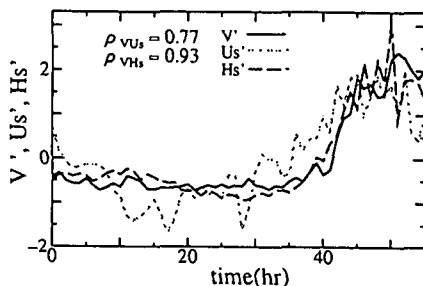
び $H_s' = (H_s - \bar{H}_s)/\sigma_h$ を求め、その経時変化について検討する。ここで、 $\bar{}$ は平均値および σ は標準偏差を示す。

図-5は区間 I での各測点における V' , U_s' および H_s' の経時変化と変動に対する相関係数を示したものである。これから、平均流が発達する過程においては、測点に関係なく U_s' および H_s' も同様に増大しており、平均流の発達に風および波の沿岸方向成分が密接に関わっていることがわかる。特に、水深が 10 m と浅い測点 P2 において、 V' と H_s' の変動がほとんど一致し (相関係数 0.93) 波 (碎波) の影響が最も顕著に現れている。

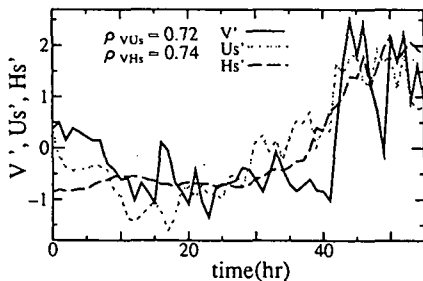
これらの結果は、このときの平均流が風応力と碎波によるラディエーション応力を推力とした、海岸流と沿岸流の中間の流れであり、測点 P2 において沿岸流の性格



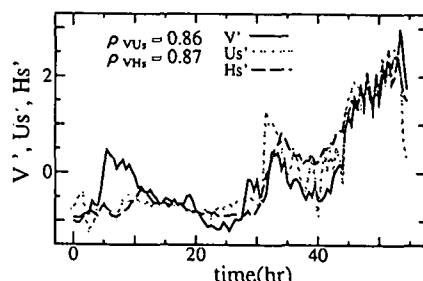
(a) P1



(b) P2



(c) P3



(d) P4

図-5 区間 I における正規化された平均流速 V' , 風速および波 ($H_{1/3}$) の沿岸方向成分 U_s' および H_s' の経時変化

が卓越して来たことを示している。また、同じ水深 15 m の測点であっても、新潟海岸 (P4) では平均流が石川海岸 (P1 および P3) のものに比べて風および波の沿岸方向成分 V_s および H_s に鋭敏に応答しており、平均流の発達に地形的要因も関与していると考えられる。事実、図-6 に示すように測点 P4 では他の区間においても外力 (U_s および H_s) との相関が高く、新潟海岸における平均流は波の発達から減衰に至る全過程においてこれら外力に第一義的支配されていることがわかる。しかも、いずれの区間においても風よりも波の相関が高い事実は注目値する。

4.2 平均流の推算式

上述の時間軸上での V' と U_s および H_s の対応から、平均流の盛衰は風および波の沿岸方向成分の変動と密接

に関わっており、その流速 V は U_s および H_s と一義的に結び付いていると予想される。そこで、各測点でのこれらの関係について調べ、その結果を図-7 および 8 に示すとともに、各区間ごとのこれらの相関係数 ρ_{VU_s} および ρ_{VH_s} を表-2 に併せて示す。観測区間による違いはあるが、いずれの測点においても U_s および H_s の増大に伴って V も増大する傾向があり、冬季季節風下の日本海沿岸で観測される流れが風および波の沿岸方向成分によって判断できる。測点 P4 での平均流は外力である U_s および H_s に対して、ほぼ直線的に responding しており、図中の実線で表される次式によってその流速を概算できる。

$$V = 7.80 \times 10^{-2} + 4.43 \times 10^{-3} U_s + 8.13 \times 10^{-4} U_s^2 \quad \dots\dots\dots (1)$$

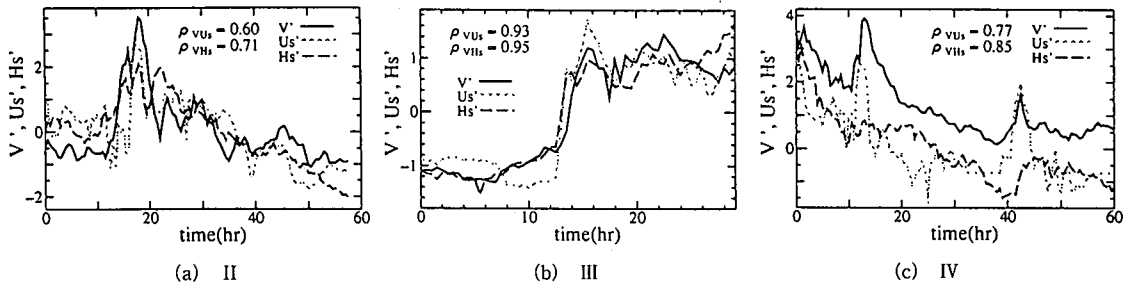


図-6 測点 P4 での正規化諸量 V' , U_s' および H_s' の経時変化

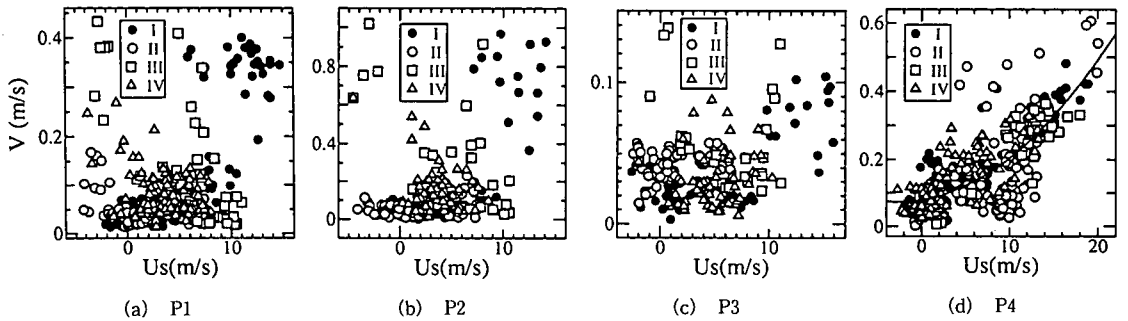


図-7 平均流の流速 V と風の沿岸方向成分 U_s の関係

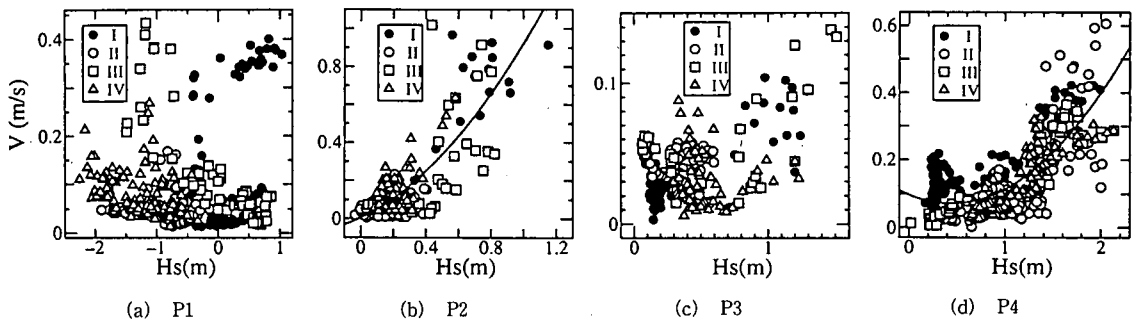


図-8 平均流の流速 V と波の沿岸方向成分 H_s の関係

表-2 各区間における V と U_s および H_s との相関係数

Location	Period	ρ_{VU_s}	ρ_{VH_s}
P1	I	0.82	0.38
	II	-0.22	-0.05
	III	-0.57	-0.83
	IV	-0.31	-0.40
P2	I	0.77	0.93
	II	0.24	0.35
	III	-0.53	0.60
	IV	-0.40	0.72
P3	I	0.72	0.74
	II	0.31	0.11
	III	-0.24	0.59
	IV	0.24	-0.01
P4	I	0.86	0.87
	II	0.60	0.71
	III	0.93	0.95
	IV	0.77	0.85

$$V=9.67 \times 10^{-2}-1.17 \times 10^{-1} H_s+1.34 \times 10^{-1} H_s^2 \quad \dots\dots\dots (2)$$

また、測点 P2 での流速は前述したように沿岸流の性格が強くなっているため、その流速 V は U_s よりも H_s との相関が高く、次式で与えられる図中の関係にほぼ従い、 H_s の増大に伴って流速 V も一様に増大している。

$$V=4.33 \times 10^{-3}+4.10 \times 10^{-1} H_s+5.07 \times 10^{-1} H_s^2 \quad \dots\dots\dots (3)$$

4.3 波の影響

これまでの検討によって、海岸に沿って北上する平均流の発生・発達が風および波の沿岸方向成分 U_s および H_s によっており、特に測点 P2 や P4 ではその流速を H_s の関数として推算できることが明らかとなった。このことは、前述の表-2 に示した相関係数 ρ_{VU_s} および ρ_{VH_s} の値からもこのことが裏付けられる。こうした波の影響をより具体化するため、以下のような検討を行った。このときの流れを海岸線に平行な定常等流と仮定すれば、海底での摩擦応力が海面での風による摩擦応力と釣り合うとして流速 V_s^* を次式のように導くことができる。

$$V_s^*=(\rho_a C_s)/(\rho_w C_b) U_s \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 ρ_a は大気密度 1.29 kg/m^3 、 ρ_w は海水の密度 $1.03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、 C_b は海底での摩擦係数 3×10^{-3} および C_s は Garratt (1977) の推算式 $C_s=(0.75+0.67 \times 10^{-3} U) \times 10^{-3}$ によっている。

この V_s^* が実測値 V_s を下回っていれば、その差 $\Delta V_s = V_s - V_s^*$ は風以外の推力によるものとして波の作用に帰着される。図-9 は、同一海岸で波の影響のみが変化する測点 P1 および P2 における区間 I での ΔV_s と $H_{1/3}$ の関係を示したものである。測点 P1 では大部分の ΔV_s が負となっており、波の寄与の余地がないのに対して、測点 P2 では $H_{1/3} \geq 2 \text{ m}$ の高波高になると ΔV_s が正とな

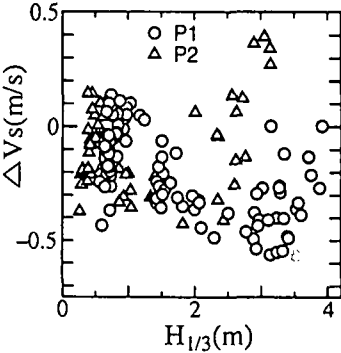


図-9 測点 P1 および P2 での風応力に対する過剰流速 ΔV_s と $H_{1/3}$ の関係

り、波の寄与が現れるようになる。しかも、 $H_{1/3}$ の増大とともに ΔV_s の値自体も増大し、平均流に対する波の影響が顕著なものとなっている。測点 P2 は水深が 10 m となお深く、砕波帯沖合であるが、そこでの流れは沿岸流としての性格が顕著になっている。

5. 結 語

石川および新潟両海岸での同時観測データを解析することによって、冬冬季節風下の発達した波浪条件の下で強い平均流が広域的に生成され、しかもそれらはすべて海岸線に沿って北上し、風および波の沿岸方向成分に支配されていることを見出した。この流れは、水深 10 m 地点においてその速速が 1 m/s にも達し、波の沿岸方向成分に支配される沿岸流としての性格を強める一方、水深 15 m 地点では風応力が優勢となり、海岸流としての性格を強めて来る。このような砕波帯沖合の平均流は、沿岸流と海岸流の中間的性格を持つため、そのモデル化は風だけでなく波（砕波）の影響評価も必須となる。

ここで用いたデータは、建設省北陸地建金沢工事事務所および信濃川下流工事事務所から提供頂いたものであり、関係各位に深謝するとともに、本研究は文部省科研費（研究奨励費）による成果であることを付記する。

参 考 文 献

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.
田中茂信 (1994): 気になる話, 海岸, 34-1, pp. 20-27.
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砕波の影響について, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 431-435.
Garratt, J. R. (1977): Review of drag coefficients over oceans and continents, Mon. Weather Rev., 7 (105), pp. 915-929.
Melville, W. K. and R. J. Rapp (1985): Momentum flux in breaking waves, Nature, Vol. 317, pp. 514-516.