

浅海域における風域場と吹送流場の時間応答特性について

—— 波崎海岸における共同観測結果より ——

馬場 康之*・今本 博健**・山下 隆男***・加藤 茂****

1. 緒 言

近年沿岸域において実施されている広域な現地観測から、吹送流としての風の影響が重要であることが指摘されるようになり、日本海に面する海岸では、海浜流は、波浪流と吹送流とが同程度の寄与率で混在していることが明らかにされている(山下ら, 1998)。太平洋岸においては、風・波の他に多様な外力が作用して流動場が形成されるが、1998 年夏に鹿島灘に面する運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設(Hazaki Oceanographical Research Station HORS)で実施された現地観測においては、潮汐成分を除いた沿岸方向流速は沿岸方向風速の変動と強い相関を持ち、台風接近時等の荒天時に於いて非常に強い流れ場が形成される結果が得られている(馬場ら, 1999)。吹送流は強風により発生するせん断流であり、風域場に対応した広い範囲内に発生することから、広域での海浜変形や環境変化に重要な役割を持つと考えられる。従って、流速と風の関係や風速の変動に対する水深方向の流動の変化を把握することが必要となる。

本研究は、1999 年夏に HORS 及び周辺海域において行われた ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) による平均流場に関する観測結果より、海上風の変動に対する流速の鉛直分布の時間応答および強風時における風速と流速の関係について検討するものである。

2. 現地観測の概要

観測は 1999 年 7 月末から 10 月初旬にかけて、波崎海洋研究施設の観測棧橋周辺において、3 台の高周波 ADCP を用いた流速の鉛直分布の連続観測が実施された。ADCP は、

- ① 観測棧橋中央付近(水深約 3 m)
 - ② 観測棧橋先端付近(水深約 5 m)
 - ③ 棧橋延長線上の岸より 1.4 km 地点(水深約 10 m)
- の海底に設置された。観測開始から最初の約 2 週間においては、サンプリング周波数 2 Hz による連続観測(③の

ADCP については、2 時間につき 20 分間の計測)が行われた。しかし、この期間中に、①の ADCP が計測不可能となった。続く 2 ヶ月間においては、②の ADCP はサンプリング周波数 2 Hz での計測を 1 時間に 20 分間、③の ADCP については 2 分間の平均流速の計測が 4 分間隔で実施された。以下においては、③の ADCP による平均流速の計測結果を用いる。

また、流速分布の計測と並行して、観測棧橋に既設の 7 台の超音波波高計による波浪の計測を、サンプリング周波数 5 Hz で ADCP による計測全期間にわたって行った。海上風に関しては、波崎海洋観測施設において毎時の風速・風向が計測されている。

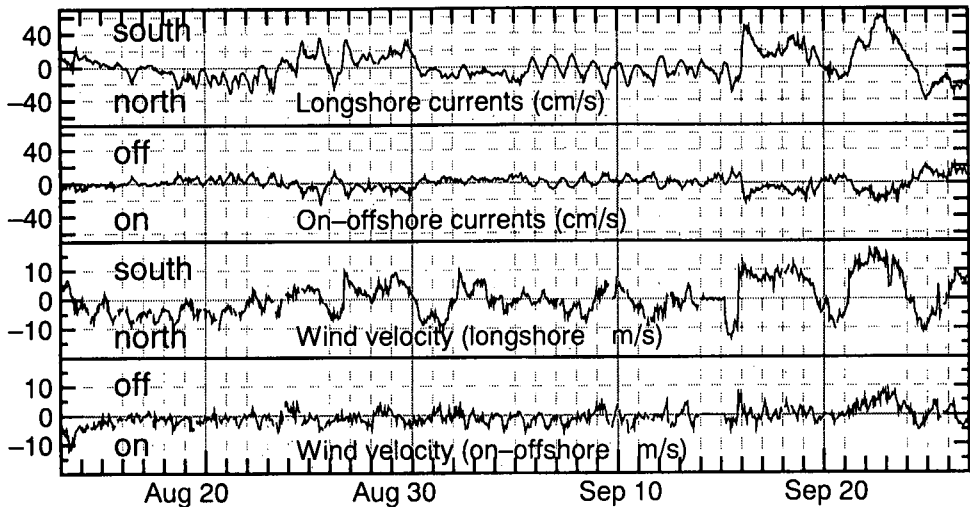
3. 計測データの解析

図-1 に、岸から 1.4 km 地点に設置された ADCP ③により計測された断面平均流速、海上風の沿岸方向および岸沖方向成分を示す。沿岸方向は南向き、岸沖方向は沖向きが正である。この期間は比較的穏やかな気象条件が続き、1998 年の観測時のように、観測地点付近を台風が通過するなど目立った現象はあまりなかった。期間中、強風・高波浪の条件となっているのは、8 月末と 9 月 20 日前後の 2 回だけである。8 月の場合も特に目立った台風などがあるわけでもなく、風速自体も 10 m/s に達せず、さほどの強風・高波浪条件ではない。9 月においても、風速が 10 m/s を越えて連続するのは 9 月 22 日～24 日の期間のみであり、この期間は九州に甚大な高潮被害をもたらした台風 9918 号の接近の時期に対応する。

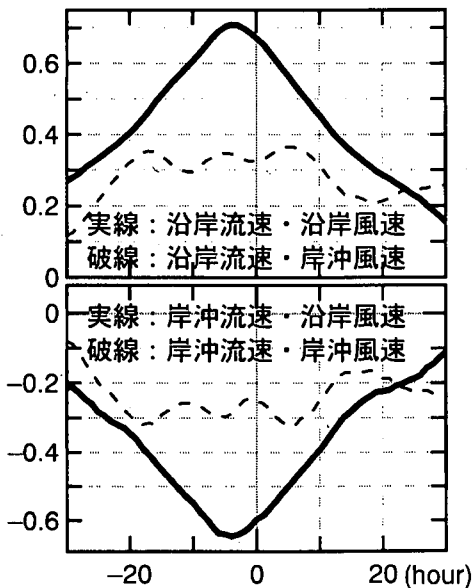
沿岸方向流速は、全体的に沿岸方向風速と良好な対応が見られるが、風速の弱い期間においては、約 1 日を周期とするような変動が認められるようになり、碎波帯の外側に位置するこの計測点においては、海上風による吹送流と潮流などの長周期の流れが主な要因となって流動場が構成されていることが推測される。岸沖方向流速は、必ずしも岸沖方向の風速と対応するわけではないが、先に挙げた 2 回の強風・高波浪時には強い岸向きの流れが確認でき、その流速は約 20 cm/s になる。

図-2 は、沿岸・岸沖方向流速に対する、沿岸・岸沖風速の相関を示したものである。沿岸方向の流速と風速は

* 正会員 工修 京都大学助手 防災研究所
** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所
*** 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所
**** 正会員 工博 京都大学助手 防災研究所



図一 沿岸・岸沖方向流速および風速



図二 流速・風速相互相関

3～4時間遅れで高い相関を示しており、流れに対する海上風の影響の大きさがわかる。また、最も水面側の計測値（水面下約1m）と最も底層での計測値（海底面上約2m）と海上風についても、3～4時間の遅れで同程度の相関であった。従って、沿岸方向の流れは、ほぼ全水深にわたって海上風と数時間遅れで対応することがわかる。

一方、岸沖方向流速についても、沿岸方向風速と3～4時間の遅れで負の相関を持ち、岸沖方向風速との相関は明確でない結果となっている。沿岸方向風速との相関については、上層の計測値が約2時間遅れ、下層の計測値

が約6時間の遅れとなり、風速による流速分布の変動が水深方向の時間ずれを持つ。岸沖方向流速と沿岸方向風速の強い相関については、岸を右手に見る方向の風（沿岸正方向の風）に対して岸向きの流れ（岸沖負方向の流れ）、岸を左に見る方向の風（沿岸負方向の風）に対して沖向きの流れ（岸沖正方向の流れ）となることから、コリオリ力の影響が明確に認められる。

4. 沿岸方向流速と風速の応答特性

以下では、観測期間中最も強い強風・高波浪時となった期間（9/21～23）を中心に、沿岸方向の流動場と風の場の対応について検討する。なお、以下に示す流速値は、観測結果から調和分析により潮流成分を推算し、その潮流成分を除去した流速である。潮流成分は約10 cm/s程度で、日周潮が卓越している。潮流成分を除去後、沿岸方向流速・風速の相関はさらに強くなる結果となった。

4.1 強風時における沿岸方向流速の発達

図一3は、10 m/sを越す強風が連続した期間およびその前後における沿岸方向流速（断面平均値）と沿岸方向風速である。流速の下には、流速分布の鉛直方向のばらつきを表すために、各時点における沿岸方向流速の標準偏差をあわせて示す。標準偏差は、期間中ほとんどの時点において数 cm/s程度であるが、時には10 cm/sを超える大きな値をとる時期（9/20, 9/21, 9/24）が確認できる。それらはいずれも流速値が正→負、もしくは負→正に転換する時点と一致し、同時にその時期は風向の変化時に相当しており、風速自体も小さい。その後、風が吹き始めて継続することで流速値が増加し、標準偏差は再び数 cm/s程度に落ち着く。沿岸方向流速は沿岸方向風速と強い相関を示すが、風向・風速の変化に伴う流れ

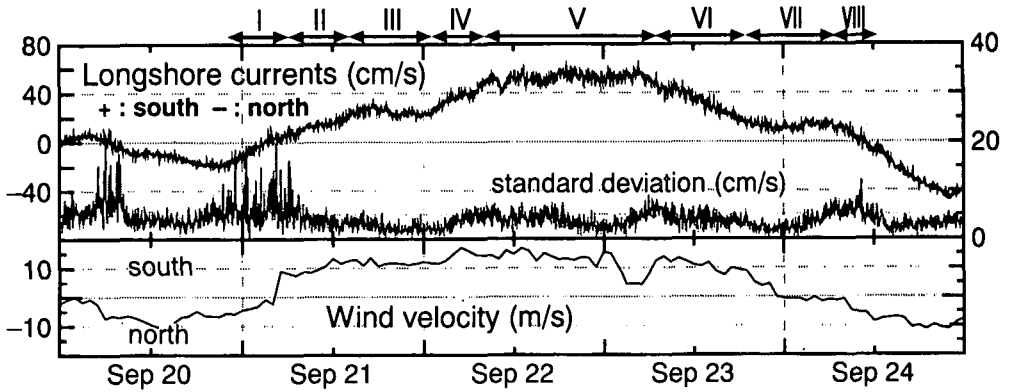


図-3 沿岸方向流速・標準偏差および沿岸方向風速

場の形成の初期段階においては、流速分布に大きな変動が生じることがわかる。しかしながら、流速分布の鉛直方向の変動が長時間続く様子は認められず、長くて6時間程度で収束し、その後は鉛直方向にほぼ一様な流速分布が形成され、流速値が増大する。

4.2 沿岸方向流速の鉛直分布特性

9/22を中心とする強風・高波浪時に着目すると、その期間中における沿岸方向流速の時間変化は、以下のように区分けすることができる(図-3)。

- I : 風向・風速の変化時
- II : 10 m/s を越える風の連続による流速の加速時
- III : 風速の安定 (10 m/s 程度) に伴う流速の安定時
- IV : 風速の増大 (10 → 15 m/s) による加速時
- V : 強風の連続による流速の安定時 (流速 50 cm/s 超)
- VI : 流速の減少時 (50 → 20 cm/s)
- VII : 流速の安定時 (風速 10 → ± 0 m/s)
- VIII : 風向・風速の変化時

図-4 は、上記に対応する期間の流速の鉛直分布である。I, VIIIの期間は先に述べた流向の変わる時期で、流速分布の標準偏差が増大しており、流速分布も水深方向に大きく変動している様子が認められる。また、IIの加速時においても、幾分流速分布にばらつきが見られるが、それ以外の期間については、非常に安定した流速分布が形成され、その分布は風速の増加時 (IV) においても変わらず安定で、流速の減少時 (VI) においてもなお安定な状態を保つことがわかる。

I において、沿岸方向風速が負→正に変わったのは、9/21 4:00~5:00の間である(図中↓印)。風速の変化後、3~4時間にわたって流速分布のばらつき期間が続く、次第に流速分布は水深方向に安定したものに移行する。これは、先に示した流速と海上風の相関の結果に対応するものであり、さらにそれから数時間後には水深方

向にほぼ一様で安定した流速分布が形成される。強風時に卓越する沿岸方向の流れ(広域海浜流)は風の変化に対して比較的早い対応を示し、風の吹き始めから数時間後には鉛直方向に安定した流速分布を形成する。

流速分布形状に加えて、流速値自体も安定している時期(上記III, V)について、観測された流速分布と、3次元広域海浜流数値モデルにより計算された流速分布を比較したものが図-5である。数値モデルについては加藤ら(1998)を参照されたい。計算結果は、水深10mの様な海域に10 m/sの一様風を与えた場合の定常状態における流速分布である。断面平均流速は約47 cm/sになり、水表面近くが最も速く、底層に向けて減衰する流速分布となっている。観測結果は、計算結果よりもやや傾きが小さく、風速が10 m/s前後のIIIの結果については断面平均流速が25 cm/s程度と小さく、流速分布のばらつきも大きい。一方、15 m/s以上の風速が連続するVの期間においては、断面平均流速が50~55 m/sに達し、流速分布も安定しており、計算結果にかなり近い分布となっている。単純な境界条件における計算結果と、現地観測結果を単純に比較することはできないが、IIIの期間は、計算結果のような水深方向に安定した状態ではないため、流速値の違いが生じていると考えられる。強風時に発達する沿岸方向の流れは、定常状態において鉛直方向にほぼ一様な流速分布を持ち、風速の増加により一層安定した流動場を形成することがわかる。

4.3 風速と沿岸流の断面平均流速との関係

吹送流の流速と海上風速との関係については、従来数多くの研究が行われており、抵抗係数に関する式が示されている(例えば、本多・光易, 1980)。しかしながら、観測や実験値にはかなりのばらつきがあり、さらに浅海域においては碎波や海底面の影響も加わり、変動する境界面の扱いの難しさが現れている。大気乱流場から評価される抵抗係数には、粗度としての波の効果が集約され

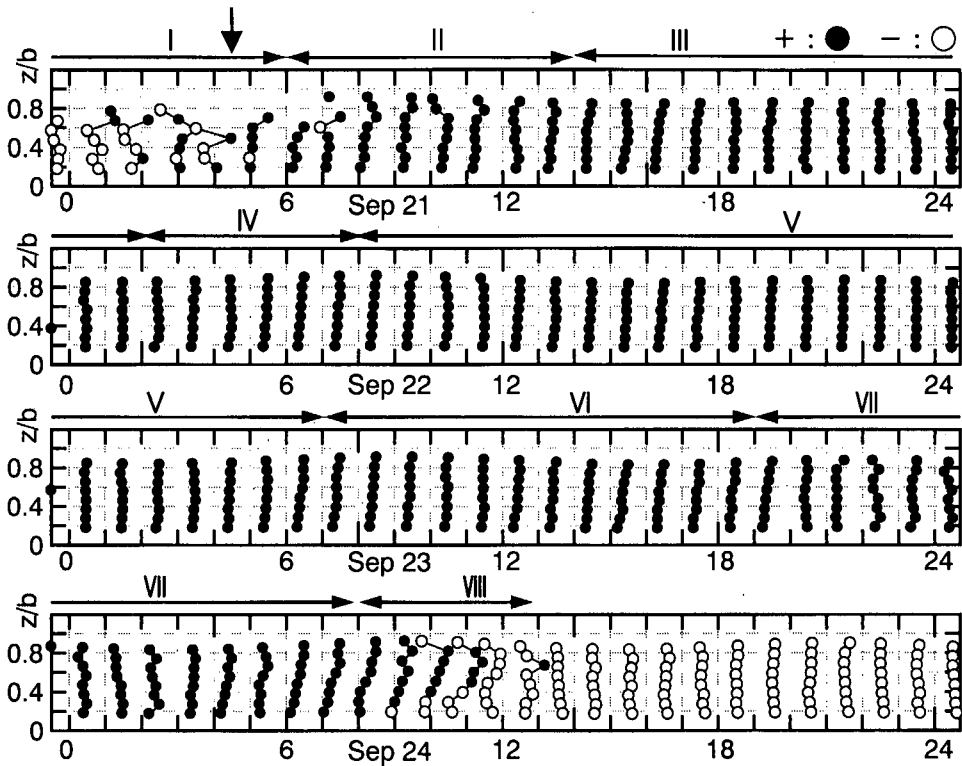


図-4 沿岸方向流速鉛直分布

ているが、碎波の効果は直接的には考慮されていない。

ここでは、流速分布が安定し、ほぼ定常状態と仮定できる期間における、水深約 10 m での沿岸方向の断面平均流速と海上風の風速との関係について検討する。先にも示したように、沿岸方向流速と風速は 3～4 時間の時間遅れで高い相関を示す。沿岸方向の流れと風の相関値は 4 時間の時間遅れにおいて最大となることから、4 時間前の風速と流速との関係を調べることで、風と流れの応答が明らかになる。流速分布がほぼ一様となる時期(図-4のII～VI)における断面平均流速と4時間前の風速をプロットしたものが図-6である。図中にはデータから求めた回帰曲線も示している。なお、ここでは各期間において明らかに傾向の異なる数個のデータについては除外した。風速が 10 m/s よりも大きく、流速分布が安定している状態においては、流速は風速のほぼ2乗に比例する結果となった。この結果より、風速-流速比を求めると、風速 10 m/s において流速は風速の 2.13%、15 m/s の場合は 3.26%となる。

昨年同じ海域で台風接近時の荒天下で計測された結果より、風速-流速比が約 4%になる結果が得られており、今回の結果においては、風速 20 m/s における風速-流速比 (4.36%) がほぼ同一の値となる。昨年度の結果は水深 5 m の地点での観測結果であること、加えてこの観測

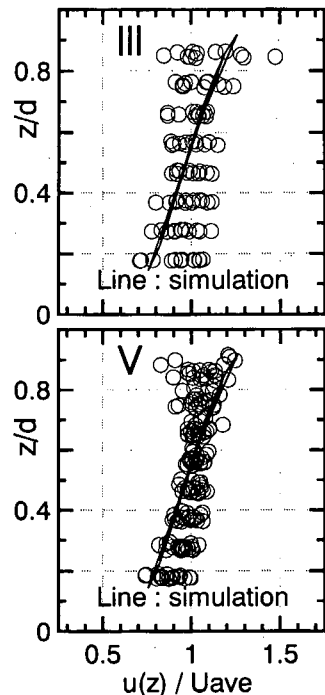


図-5 流速分布の比較

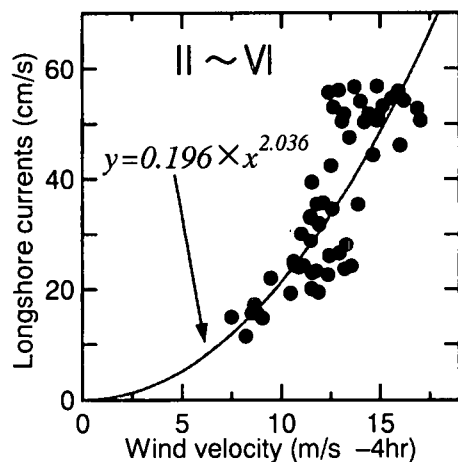


図-6 風速と流速の関係

地点は荒天時には碎波帯内にあったことから、これらの結果を一概に同列に扱うことはできないが、流速分布の安定な状態における流速は、風速の増加に伴い急激に増大することが推測できる。

5. 結 言

以上、本研究では、碎波帯よりも沖側の海域の1点における平均流場の ADCP 連続計測結果より、平均流の鉛直分布と風の変動との対応、強風時の風速と流速の関係について検討し、以下のような成果を得た。

- ①沿岸方向の流速は、沿岸方向風速と3～4時間の時間遅れで高い相関を示し、強風時には50 cm/sを越える強い流れが観測された。岸沖方向の流れは沿岸方向風速との対応を示し、強風・高波浪の荒天時には、水深10 mでの沖向きの流速は20 cm/sに達していた。
- ②沿岸方向流速の鉛直分布は、風向・風速の変化時に大

きな変動を伴う。しかしながら、風の吹き始めから3時間程度で、全ての水深において風向と同じ向きに流れるようになり、さらに数時間後には鉛直方向に安定した流速分布を示すようになる。安定した流速分布が形成された後は、風速の変化に対応して流速値は変化するものの、流速分布自体は水深方向に安定した形状を保ち、風速の増加・減少による流速の加速・減衰時においても流速分布が安定した状態となる。

- ③水深方向に安定した流速分布は、吹送流を考慮した3次元広域海浜流数値モデルを用いて一様風を吹かせた場合の定常状態の流速分布とほぼ同様の結果となった。しかし、計算結果と同程度の風速時における観測結果には、流速分布に大きなばらつきが認められた。
- ④流速分布が水深方向にほぼ一様で、流速値も安定している時の断面平均流速は、風速の2乗に比例する結果となり、強風時に発達する吹送流の流速は、風速の増大に伴って急速に増加することがわかった。

最後に、ADCP 観測および風速データの収集等観測全般において、運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設の職員並びに関係者の方々に大変なご助力を賜った。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 加藤 茂・山下隆男・安田孝志・三島豊秋 (1998): 高次乱流モデルとローラー型碎波モデルとを援用した海浜流の3次元数値解析, 海岸工学論文集, 第45巻(1), pp. 191-195.
- 馬場康之・今本博健・山下隆男・吉岡 洋 (1999): 碎波帯近傍における平均流の発生要因の分離, 海岸工学論文集, 第46巻(1), pp. 196-200.
- 本多忠夫・光易 恒 (1980): 吹送流に関する風洞実験, 第27回海岸工学講演会論文集, pp. 90-93.
- 山下隆男・加藤 茂・路 明・安田孝志・飯野智彦 (1998): ADCPによる長期連続観測した海浜流とその強風・波浪応答特性, 海岸工学論文集, 第45巻(1), pp. 201-205.