

GPV を利用した海上風の数値計算と観測資料に基づく 風と波の相関に関する研究

水谷法美*・吉田達哉**・番場豊和***

1. 緒 言

海浜変形のように取り扱う問題によっては作用時間が長いと常時の穏やかな波でも短時間に作用する暴浪のような影響を及ぼす場合があります。そのような場合には来襲波を非定常な外力として捉える必要がある。一方、浅海における波変形などの予測精度が近年飛躍的に向上しており、その入力である来襲波にもそれに見合った予測精度が望まれる。来襲波、すなわち入射波の精度よい予測を行うためには、その外力である風の場合を必要十分な精度で知る必要がある。その上で風から波へのエネルギーの伝達機構を解明し、風波の発達を精度よく予測する技術の構築が急務の課題である。そのためには、海上風の予測が必要となるが、これに関して後藤・柴木 (1993) は、運動方程式と連続式を基礎方程式とする 3 次元 SOLA モデルにより、観測風を補間した値を初期値に使用して、大阪湾沿岸域においてメソスケールでの風の時空間変化の推算を行っている。しかし、観測値の使用については、観測点の配置のために場に偏りが生じたり、観測手法の非統一性、データの欠損等などの問題も多い。

本研究では、水谷ら (2000) がこれまで行ってきた GPV を使用した海上風の数値計算を若干の改良を行って実施し、その妥当性等について考究する。しかし、数値計算による風は平均化されたもので乱流である海上風を忠実に再現することはできない。したがって、数値解析の適用には実海域における波と海上風との相互相関を十分に理解しておく必要がある。これまでに海上風 (清宮ら, 1984) や風と長周期流れに関する研究はいくつも行われてきているが (佐藤, 1995, 1996; 八木ら, 1996; 灘岡ら, 1997)、風から波浪への伝達機構に対する考察は必ずしも十分に行われているとは言いがたい。そこで、風波の推算を念頭に置き、和歌山県白浜沖で観測された風と波浪の同時記録を対象に、風と波の相互関係、特に周波数特性を中心に検討を行って、風から波へのエネルギー伝達の実態を考究し、波浪場の時空間変化の予測手法の基

礎を構築することを目的とする。

2. 数値解析

本研究では、GPV を空間的に補間したものを MASCON モデル (日本気象協会, 1988) により質量保存則を満たすように空間内挿したものを初期値とし (水谷ら, 2000)、また、GPV を時間的に補間したものを時間ステップ毎の境界値として、3 次元 SOLA モデルによって、海上風の推算を行った。

まず、計算対象領域の 2~3 倍程度の広領域に含まれる GPV の値を平面 2 次元の Lagrange 補間を行って補間係数を求めた。鉛直方向も GPV の層高度データより Lagrange 補間により補間係数を求めた。これらの補間係数を使って、計算対象領域の 1 km×1 km×50 m の計算格子に対する初期値を内挿した。一方、境界値は、計算開始時刻の前後各 6 時間の GPV の時間変化から時間に対する Lagrange 補間を行って境界値の時間発展を作成し、計算の入力とした。なお、計算は 1 秒間隔で行った。

計算は、空気を非圧縮性流体とし、三次元の流体運動として連続式と運動方程式を直接 SOLA 法によって解くことによって求めた。基礎式は、三次元流れに対する連続式 (1) と Navier-Stokes 方程式 (2)~(4) である。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} \\ = +fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] \dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} \\ = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \nu \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \dots\dots (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial y} + \frac{\partial w^2}{\partial z} \\ = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \nu \left[\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right] \dots\dots (4) \end{aligned}$$

* 正 会 員 工 博 名古屋大学大学院助教授 工学研究科土木工学専攻

** 正 会 員 工 修 (財)日本気象協会東海支社調査部

*** 学生会員 名古屋大学大学院工学研究科土木工学専攻

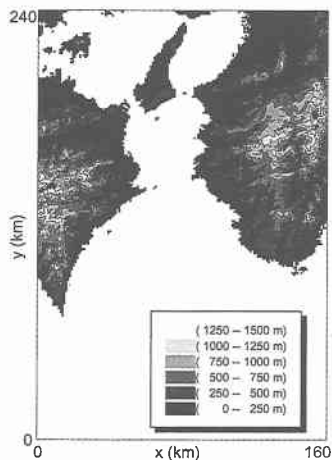


図-1 計算対象領域

ここで、 (x, y, z) は直交座標系で、 x は西→東、 y は南→北を正方向とする水平軸、 z は地表面から上向きの鉛直軸である。また、 (u, v, w) はそれぞれ風速の x, y, z 成分、 ρ は空気密度、 P は気圧、 ν は粘性係数、 f はコリオリ係数である。

計算対象領域は後述する海上風の時間記録を考慮し、和歌山県沖を含む紀伊半島西側の海域(東西 160 km, 南北 240 km, 鉛直 1.5 km)とした(図-1 参照)。なお、対象計算領域の地形を国土地理院発行の 250 m メッシュの数値地図より与えた。

3. 観測資料と解析方法

3.1 観測データ

解析には和歌山県白浜の海上に設置されている京都大学防災研究所白浜海象観測所の気象観測塔で観測された波浪と海上風の資料を使用した。

海上風は観測塔の海面上 20 m の箇所に取り付けられ

ている超音波風速計(カイジョー製)により計測されており、東西、南北、及び鉛直の 3 方向の風速成分の時間変化が計測されている。また、塔体に取り付けられたステップ式波高計(KENET 製)及び水中ドップラー式波向計(カイジョー製)により波浪の水面変動と流速 2 成分が計測されている。計測は毎正時から 20 分間行われており、サンプリングタイム 0.1 秒で離散化された値が記録されている。本研究の解析対象期間は、1997 年 9 月と 1998 年 3 月のそれぞれ 1 ヶ月間とした。なお、欠損やノイズの混入しているものは解析の際に取り除いた。

3.2 解析方法

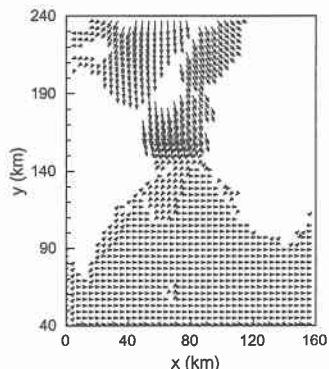
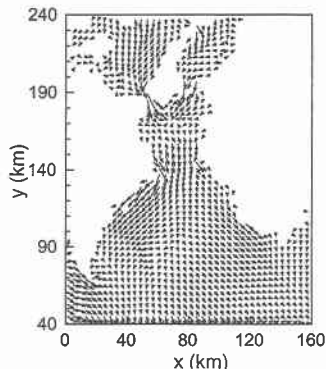
水位変動の記録よりゼロアップクロス法による波別解析によって有義波高を計算した。風速については計測時間中の平均を求め、それを平均風速とした。また、風速変動の絶対値、および水面変動の時系変化に、FFT 法を用いてパワースペクトルを計算した。なお、この際 20 分間(1200 秒)の記録のうち、819.2 秒までの値を用い、8192 個のデータを使用した。また、スペクトルの平滑化については、Parzen のウィンドウを用いた。

4. 数値計算結果と考察

4.1 風速ベクトルの空間分布

1997 年 9 月 7 日の正午における GPV の Lagrange 補間を行った結果を図-2 に例示する。補間対象を計算領域よりも広げることにより MASCON による補正がほとんど不要程度の初期風速が得られることが判明した。そこで、これらを初期条件として 10 分後の風速ベクトルを推算した結果を図-3 に示す。なお、1997 年 9 月 7 日正午は、日本海側に秋雨前線が停滞するものの和歌山県白浜で観測された平均風速は 4 m/s と穏やかであった。

図-3 より、推算風速ベクトルの分布には四国東端付近で地形に沿って風が偏向している様子や、また淡路島

図-2 初期風速ベクトルの分布
(1997 年 9 月 7 日 12:00 $z=25$ m)図-3 推算風速ベクトルの例
(1997 年 9 月 7 日 12:10, $z=25$ m)

と四国、および本州間の狭小部では風速が増大している様子など図-2の初期状態では見るのこののできない局所的な地形の影響が確認でき、本計算手法は、風速ベクトルの空間分布の特徴を再現できると考えられる。

和歌山県白浜沖において観測された平均風速と観測点とほぼ同地点の高度 25 m における推算風速を比較した結果、9月7日における風速の推算値 (4.7 m/s) と観測値 (4 m/s) は概ね一致していた。

なお、台風 9720 号が太平洋沖を通過しており、和歌山県白浜で観測された平均風速が 20 m/s と暴風状態であった同年 9 月 17 日正午についても計算を行ったが、推算風速の再現性は良くなかった。これは計算の入力である初期風速値が既に実測値に比べて小さかったことから、GPV の補間値が台風時の気象状態を精度良く再現できていないためと考えられる。したがって、GPV のデータそのものを初期値・境界値に用いることは、通常時では問題は見られないが、台風のように局所的で時間変化の激しい気象状況を推算するには更なる検討が必要である。

5. 紀伊半島沿岸域における風と波浪の関係

5.1 平均風速と有義波高

和歌山県白浜沖において観測された 1997 年 9 月の 1 ヶ月の風速と波浪の記録から求めた平均風速 V (m/s) と有義波高 $H_{1/3}$ (m) の関係を図-4 に示す。なお、図中の直線は式 (5) に示す傾き 0.02、切片 b (図では 0.1) の直線である。

$$H_{1/3} = 0.02V + b \dots \dots \dots (5)$$

図より、有義波高が約 0.5 m 以下の範囲では、式 (5) の直線に沿って値が分布し、平均風速に比例して有義波高が増大する傾向が確認できる。しかし、有義波高がそれ以上の値の場合、有義波高は平均風速とほとんど関係なく分布している。

日本近海の太平洋上に台風を含めて低気圧が存在しない 1997 年 9 月 30 日の平均風速と有義波高の関係を図-5 に示す。同図より平均風速と有義波高の間には式 (5) に示す線形関係が明確に認められる。同様の気象条件に対して整理を行った結果、切片に若干の差があるものの風速と有義波高の関係はほとんど式 (5) の関係を満たすことが確認できた (吉田, 2001)。これらの結果より、洋上に大きな風域がなく、観測地点の風波が主として近辺の海上風で発達する風波のような場合、平均風速と有義波高は式 (5) の線形関係にあるといえる。なお、切片についてはほぼ 0.1 m 前後であった。

一方、上記の対象期間中に太平洋沖に台風 9720 号が存在した 1997 年 9 月 17 日の平均風速と有義波高の関係の

時間変化を図-6 に示す。なお、台風が存在など気圧配置の記録は気象年鑑を参照した。同図に示されるように、平均風速と有義波高の間には明瞭な相関はなく、7~9 時においては、平均風速が 5 m/s 未満と小さいにも関わらず有義波高は 1 m を越えている。これは洋上の低気圧からのうねりが風波に重なっていることによる。

以上のことから、現場海域の波浪は、主に太平洋沖の低気圧により発生し入射してくるうねりと、現場海域の風によって発達した風波の重ね合わせと考えることができる。

5.2 風の周波数特性

図-7 に太平洋沖に低気圧が存在しない 1997 年 9 月 30 日の風のパワースペクトルを平均風速とともに例示する。なお、既述したようにパワースペクトルは Parzen ウィンドウを用いてバンド幅 0.03 Hz で平滑化してある。

気圧配置や風速の大小に関わらず、風のパワースペクトルは、0.02 Hz 以上では周波数の $-5/3$ 乗に比例して減少する乱流スペクトルと共通の特性を有する。図-7

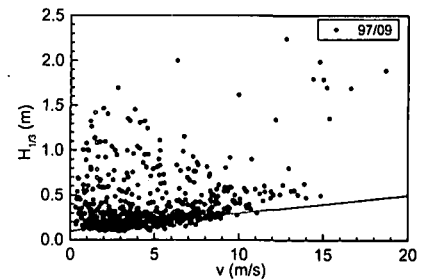


図-4 有義波高と平均風速の関係 (1997 年 9 月)

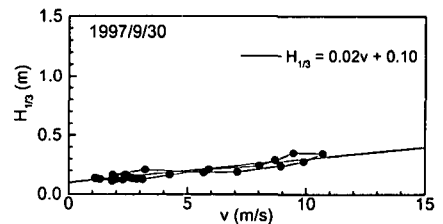


図-5 有義波高と平均風速の関係 (1997 年 9 月 17 日)

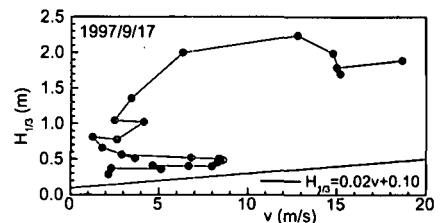


図-6 有義波高と平均風速の関係 (1997 年 9 月 17 日)

(a)に例示した11時～13時のように、平均風速が増大するとパワースペクトルも増大するが、風速の増大にともなう変化は $-5/3$ 乗則にしたがう約 0.02 Hz以上ではほとんどなく、それよりも低い周波数帯で生じる。これは清宮ら(1984)の結果よりも低い周波数帯になる。一方、図-7(b)に示すように、平均風速が減少する同日15時～17時のパワースペクトルの変化からも、平均風速が減少するにともない約 0.02 Hz以下の低周波数帯で顕著な減少が確認できる。また、平均風速と有義波高の一つの直線上ではスペクトルの形状はほとんど変化しないこともわかる。

以上のことから、平均風速の変動と風の 0.02 Hz以下の長周期帯の変動には密接な関係があり、風の持つエネルギーは主に 0.02 Hz以下の長周期帯に蓄えられていると考えられる。

5.3 波浪の周波数特性

図-8に図-7に対応する時刻の波のパワースペクトルを示す。図-8(a)より平均風速が増大するにともない 0.3 Hz付近のパワーが増大し、スペクトルの形状がはっきりとした双峯型へ変化していくことが確認できる。一方、図-8(b)から、平均風速の減少に伴って、 0.3 Hz付近のパワーが減少していくことが確認できる。このような平均風速の変動に伴って 0.3 Hz付近のパワーが変動していく傾向は、その他のケースにおいても共通の傾向であることを確認することができた。すなわち、風速の変動に伴い 0.02 Hz以下の低周波数域の風のエネル

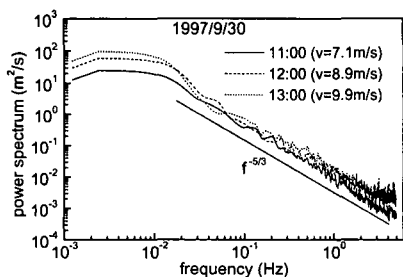
ギーの増減が生じ、その風のエネルギーが 0.3 Hz付近の風波の発達・減衰に寄与していると考えられる。

なお、図-8のパワースペクトルの 0.1 Hz付近にもう一つのピークを確認することができる。式(5)の近似直線は切片を持ち、したがって風速が 0 でも、有義波高は値を持つ。これは、日本近海に低気圧が存在しないときでも、より遠方で発達した微小なうねりが入射するためであると考えられるが、その成分に相当するものがスペクトルに含まれているものと考えられる。

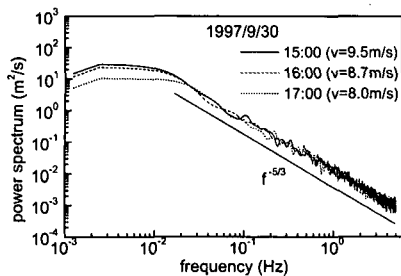
図-9は、台風9719号が太平洋沖に存在する1997年9月14日12～14時の波のパワースペクトルを示すが、 0.1 Hz付近のパワーが、図-8のそれに比べて100倍程度にもなっている。したがってここからも 0.1 Hz付近のパワースペクトルが外洋から入射するうねりによるものと考えられる。なお、図-9においても、平均風速は発達しているが、 $0.2\sim0.4$ Hz付近のパワースペクトルは、13時と14時での逆転はあるが、風速の大きい方が大きくなる傾向があるといえる。

図-10に洋上に低気圧が存在しない9月4、10、30日の波のパワースペクトルを比較する。いずれも場合も平均風速はほぼ 10 m/sである。図から、 0.3 Hz前後を含みそれ以上の周波数帯のパワーがほぼ一致していることが確認でき、このことから、 0.3 Hz付近のパワーは現場海域の平均風速によるものであると考えられる。

以上のことから、波浪の 0.3 Hz付近のエネルギーは現場海域の風によるものであり、 0.1 Hz付近のエネル

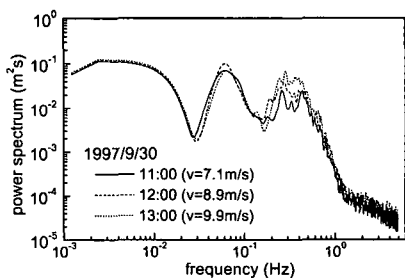


(a) 風速増大時

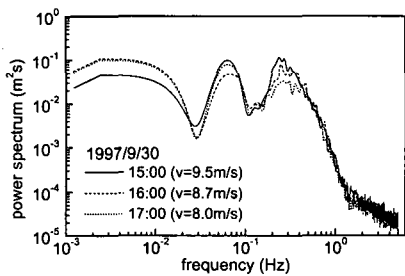


(b) 風速減少時

図-7 風のパワースペクトルの変化



(a) 風速増大時



(b) 風速減少時

図-8 波のパワースペクトルの時間変化

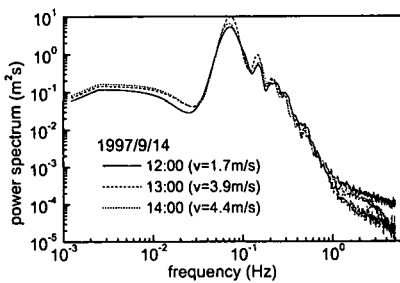


図-9 波のパワースペクトルの時間変化(台風接近時)

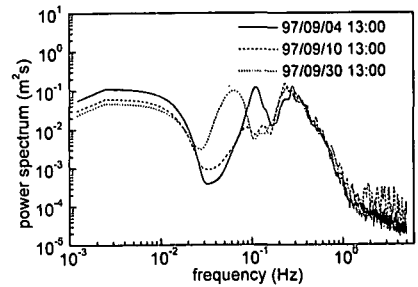


図-10 パワースペクトルの比較

ギーは外洋の低気圧によって発生したうねりによるものと考えられ、波浪の二重構造が指摘できる。

一方、図-10で0.1 Hz付近のパワースペクトルにばらつきが見られるが、これは外洋から入射するうねりの差によると考えられる。しかし、式(5)の近似直線の切片は、4日が0.08 m、10日が0.16 m、30日が0.10 mで、これらの大小関係と、0.02~0.2 Hzの周波数帯のスペクトルの大小関係は必ずしも一致しておらず、今後の更なる検討を要する。

6. 結 論

本研究で得られた主要な結論を以下に要約する。

- (1) 計算対象領域の2~3倍程度の領域を対象にGPVのLagrange補間を行うことにより、MASCONをほとんど必要としない程度の気圧の初期値と境界値が得られる。これを使って局所的な地形の影響を考慮した風場の時空間変化の予測が可能である。
- (2) 有義波高と当該海域の平均風速の間には傾きが0.02の明瞭な線形関係があり、風速の増減に伴ってその直線上で変化する。この直線上では波のパワースペクトルは、大きさの差はあるものの形状はほとんど変化しない。なお、直線の切片は、太平洋上の気圧配置に依存し、低気圧によるうねりの影響がない場合には0.1 m程度でほぼ一定の値となる。
- (3) 風速変動の高周波数成分は乱流に見られる $-5/3$ 乗則に従う変動が主で、風の発達減衰に伴うエネルギーの変動は主に0.02 Hz以下の低周波成分に現れる。そして、その低周波数成分が風波の発達減衰に重要な寄与をする。
- (4) 風速の増大にともない0.3 Hz前後の周波数帯で波

のパワーが増大する。一方、0.1 Hz程度あるいはそれ以下の長周期波への対象海域の風場からのエネルギー供給はほとんど認められない。

- (5) 対象海域では双峯型の波のパワースペクトルが数多く観測されたが、これらはいずれも太平洋上の低気圧によるうねり成分と局所的な風場による風波による成分からなっており、波浪の二重構造が明らかとなった。

謝辞：本研究を行うにあたり、京都大学防災研究所白浜海象観測所より貴重な観測資料の提供を賜った。ここに記して関係各位に感謝の意を表する。また、本研究は科学研究費補助金(基盤研究(B)(2)代表者 水谷法美)により行われたことを付記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 清宮 理・西澤英雄・上田 茂 (1984): 海上風の実測記録, 港湾技術研究所報告, 65 p.
- 後藤智明・柴木秀之 (1993): 海上風の特性と陸上地形の影響を考慮した海上風推算モデル, 港湾技術研究所報告, 第33巻, 第3号, pp. 85-90.
- 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): 強風と高波により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, pp. 356-360.
- 澁岡和夫・二瓶泰雄・吉野忠和 (1997): 東京湾における風系の時空間変動特性の実態と湾内海水流動への影響について, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 396-400.
- 日本気象協会 (1988): 内湾の海上風と波浪の数値計算に関する研究—海上風の実用推算モデルの開発—, 90 p.
- 八木 宏・日向博文・澁岡和夫 (1997): 長期・広域観測データに基づく鹿島灘沿岸域の大規模流動解析, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 421-425.
- 吉田達哉 (2001): 海上風と波浪の周波数特性と海上風の時空間変化に関する研究, 名古屋大学大学院工学研究科修士論文, 28 p.