

沿岸海域研究における海洋レーダの有効利用

石塚 正秀*・中辻 啓二**・松田 真人***・西田 修三****

1. はじめに

海洋レーダが日本に登場してから 15 年が経過した。この間, ADCP が実海域の流動構造に関する詳細な情報を提供し, さらに, 3 次元流動シミュレーション技術の長足な進展と相俟ってエスチュアリー科学が発展した。同様の期待が高分解能沿岸海洋レーダに寄せられている。しかし, 海洋レーダの特性や観測のノウハウについては十分な情報が提供されてきたとは言い難い。筆者らは大阪湾を対象として海洋レーダを用いた現地観測と 3 次元数値シミュレーションを実施してきた。ここでは, これまでの研究成果をもとに, 沿岸海域研究における海洋レーダの有効利用と問題点について述べる。

2. 海洋レーダの特性

(1) 海洋レーダによる観測

海洋レーダは陸上にアンテナを設置し, 海上に電波を照射して, ブラッグ共鳴散乱エコーのドップラーシフト周波数とスペクトル強度から, 流速, 風向, 波高等を計測する。日本ではレーダ波の周波数が異なる HF 海洋レーダと VHF 海洋レーダが開発された。それぞれの仕様を表一に示す。後から開発された VHF 海洋レーダはレーダ周波数をより高周波に設定することで, アンテナ寸法の小型化に成功し, 距離分解能が向上した。そのため, 内湾をはじめとした狭い海域における観測に適している。なお, 海洋レーダの計測原理に関しては既に種々報告されており, ここでは省略する (井口ら, 1989; 中辻ら, 1999)。

(2) 観測データ

海洋レーダは広域的・長期的に数十分～数時間程度の間隔で計測が行える。図一は海洋レーダが捉えた紀淡海峡北部海域に発生する友ヶ島反流を示す。このように, 海洋レーダは流動の空間分布を陸上しながら計測することができる。また, 流速分布から渦度の空間分布を算

表一 海洋レーダの仕様

	HF 海洋レーダ	VHF 海洋レーダ
レーダ形式	FMICW	FMICW
中心周波数	24.515 MHz	41.90 MHz
レーダ波長	12.2 m	7.16 m
周波数掃引幅	100 kHz	300 kHz
アンテナ形式	フェイズドアレイ 固定式	八木アンテナ 回転式
水平ビーム幅	15°	20°
ビーム方向	±45°	360°
アンテナ寸法(幅)	66 m	14.4 m
観測範囲	1.5～70.0 km	0.5～20.0 km
距離分解能	1500 m	500 m
速度分解能	4.78 cm/s	2.89 cm/s

定でき, 同時に, 長期的な (例えば, 朔望周期) 潮流変化と渦度構造の特性についても考察できる (石塚ら, 1999b)。また, 得られた時系列データは調和解析に利用でき, 残差流や調和定数の空間分布を多地点で得ることができる (中辻ら, 1999)。

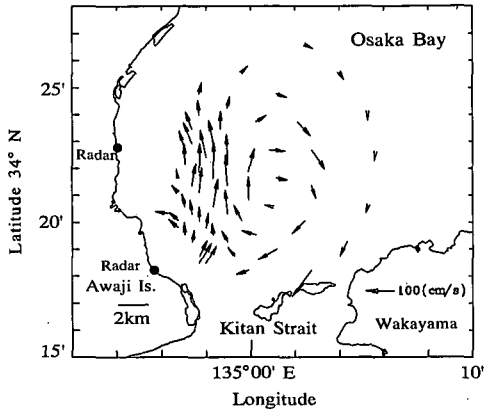
また, 海洋レーダによって計測された表層流動には, 吹送流やストークスドリフトも含まれるため, 風や波による複雑な海面近傍の流動現象の解明に役立つ。海洋レーダが計測した表層流動と風に関する考察は, 石塚ら (1999a) に詳しい。

(3) 海洋レーダの観測精度

海洋レーダの観測精度を検証した研究は少ない。大阪湾湾奥部で同時に実施した ADCP の観測結果を基に流速の比較を行ったところ, 相関係数は 0.68, 標準偏差は 4.5 cm/s となり, 比較的良好な結果が得られた (石塚, 2000)。また, 調和解析を行った結果, 12 時間残差流は両者でほぼ一致し, 21 日間残差流についても既往の大阪湾流動と一致した (中辻ら, 1999)。これらの結果から, 海洋レーダは実用に供し得るといえる。

しかし, 海洋レーダの観測精度は観測状況・条件によって著しく低下する場合がある。潮流による地形性の大規模渦 (友ヶ島反流) が発生する紀淡海峡北部海域に

* 正会員 博(工) 和歌山大学助手 システム工学部環境システム学科
** 正会員 工 博 大阪大学教授 大学院工学研究科土木工学専攻
*** 正会員 修(工) 関西電力株式会社
**** 正会員 工 博 大阪大学助教授 大学院工学研究科土木工学専攻



図一 紀淡海峡における友ヶ島反流, 1999年2月18日(大潮, 北流最大流速1.4 m/s)

において実施した現地観測では、大規模渦が発生する前後において、ADCP との差異は流速が 6 cm/s、流向は 6°にとどまっていたものの、渦が発生し空間的に流動が大きく変化した時間帯では、ADCP との差異は流速が 17 cm/s、流向は 34°となり、大きな違いが生じた(石塚ら, 1999a)。この観測では、海洋レーダの有する時空間補間の影響を最小限に止めるために一局のアンテナを固定した計測を実施したが、誤差の低減には結びつかなかった。以上の結果から、対象とする海域の流動特性に応じて観測精度を検討する必要がある。

海洋レーダの計測精度は本質的には周波数スペクトルをいかに精度よく算出できるのかに関わっている。とくに、波浪についてはスペクトルの 2 次散乱から算定されるため、流速と比べてより高い精度が求められる。したがって、海洋レーダを用いた波浪計測ではより長い時間をかけてデータを取得する必要がある。また、スペクトル精度は、アンテナ近くの障害物の影響やビーム方向の対岸地形の影響、観測海域を通過・停泊する船舶の影響を受けるため、観測精度がかなり低下することもある。

(4) 観測に際しての留意点

a) 空間分解能

海洋レーダはアンテナを二局設置することで、流れをベクトル量として得ることができる。したがって、流動の空間分布を得るためには、時空間補間が必要となる。つまり、流動の変化が大きい海域には適さない。紀淡海峡北部海域で行った観測では、潮流が最も速くなる大潮期以外の時期は明瞭な渦が観測されず、渦の規模と海洋レーダの時間・空間分解能を十分に把握した解析が必要であることが分かった(石塚ら, 1999b)。アジマス角の低減化は、空間分解能を向上させる反面、観測域の縮小、または、計測時間の増大による時間分解能の低下をまねく。また、二つのビームの交差角が 90°に近いほどベクトル

算定の精度は向上する。逆に、ビーム交差角が広がる(狭まる)と計測精度が低下する。したがって、観測精度は空間的に異なる。

図一1では、各ビームの交点における流速ベクトルを示した。つまり、時間補間を行ったが、空間補間を行っていない。このような作図方法の工夫により、補間操作の影響を低減できる。

b) 時間分解能

筆者らが実施した VHF 海洋レーダの観測では、一方方向に対して約 5 分の計測時間を要した。したがって、計測ビーム本数が 11 本であれば、一平面を計測するには約 1 時間が必要となる。つまり、時間分解能を向上させるためには、精度を犠牲にしてスペクトル計算時間を短縮するか、ビーム本数または計測面積を減らす必要がある。これらの条件は容易に変更可能であり、観測目的に応じて設定することが重要である。

c) 設置場所の制限

アンテナの設置場所の選定は海洋レーダ観測において最も重要な要素である。まず、海域を広く見渡せる場所が必要であり、近くに障害物があると欠測の原因となる。また、対象とする流動に対するビームの視準角も重要である。卓越する流動に対して平行なビーム方向の設定が望ましい。また、電源を確保する必要や電磁波の影響を受ける電線近くを避ける必要がある。HF 海洋レーダはアンテナの設置は容易に行えるが、海岸に沿って約 66 m×6 m の広さの敷地が必要である。一方、VHF 海洋レーダの設置面積は 15 m×15 m で済むが、アンテナの設置に小型重機を必要とするため、車両の出入りが可能な場所に限定される。このように、設置場所の選定は予想以上に難しく、計測精度を勘案して慎重に決定する必要がある。

d) 計測水深

海洋レーダはレーダ波の波長に応じて計測水深が変化する。理論的には、VHF 海洋レーダは水面から水深約 30 cm までの平均流速を捉えている。しかし、実際に計測される表層厚を特定することはできない。紀淡海峡北部海域において実施した多種の流速計を用いた表層流速の定点観測では、水深 30 cm と水深 2.7 m とでは流速で 14 cm/s、流向では 10°の差異があり、検証観測に際してはごく表層部の流速データを採取する必要がある(石塚ら, 1999a)。

e) 計測限界

海洋レーダの最大の弱点は、海洋レーダの計測範囲が海面近傍に限られる点である。鉛直的に流動が異なる海域、とくに成層海域においては海洋レーダの観測結果だけでは 3 次元的な流動構造の把握は困難である。

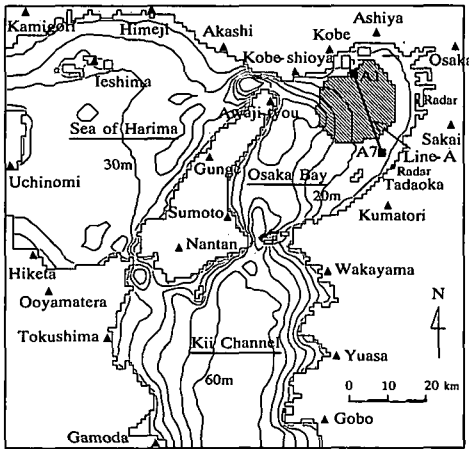


図-2 計算対象領域とアメダスデータ観測点(▲)(斜線部は海洋レーダの観測範囲を示す。)

3. 海洋レーダの利用の可能性

バロクリックな流れが卓越した海域では、風応力は流動に大きな影響を及ぼす。風と海域流動を計測するには、多数の計測機器を長期間、海域に設置しておく必要がある。また、その実施に際し、航行関係者や漁業関係者との協議も必要となる。表層に限られるとはいえ、広範囲の海域流動を地上から観測できることは海洋レーダの最大の特長である。

また、表層の流動には風応力等によって惹起された流動が含まれるため、海洋レーダにより得られた表層流動を3次元流動数値シミュレーションにおける水表面の境界条件として取り込むことにより、海洋レーダの欠点を利点に転じることができる。一般に、風の境界条件は地上における風速を海表面に与えており、風外力が局所的な流動におよぼす影響は考慮できなかった。つまり、海洋レーダの観測データを同化することにより、風応力の時空間特性を数値シミュレーションに取り込むことが可能となる。

(1) 同化シミュレーション

観測データの数値シミュレーションへの同化は、限られた情報しか得ることのできない現地観測の結果に対して計算格子上のすべての点において結果を得ることができ、また、観測データを直接入力するためシミュレーションの再現性を向上できる。しかし、データ同化を行うためには時間・空間分解能の高い観測データが必要である。このような多量の観測データの計測は海洋観測において困難であり、これまで海洋分野におけるデータ同化はほとんど行われていない。

とくに、本研究が対象とする沿岸海域においては、風、潮流、密度差などの影響を受けて流動が短時間に大きく

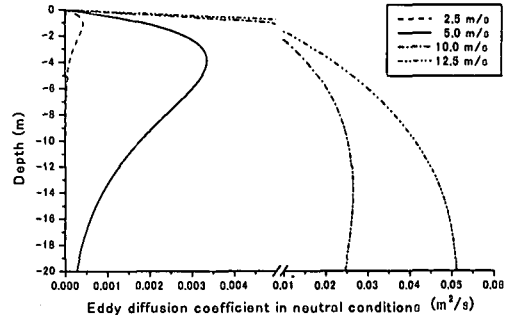


図-3 Henderson-Sellers(1985)の理論による中立状態の渦拡散係数と風速との関係

変動するため、さらに高分解能な観測データが要求される。その点において、海洋レーダは数100 m～数 kmの空間分解能を有しており、また、基本的に1時間毎の流動を長期的かつ広範囲(数10 km×数10 km)に計測できることから、沿岸海域の同化シミュレーションに必要な観測データを提供でき、有用性が高い。

同化シミュレーションを行うには、観測が実施された日時の流動を同時進行で再現する必要がある。ここでは、過去の流動を再現するため、ハインドキャスト(hindcasting)を行った。データ同化には、1997年8月に大阪湾湾奥部で観測されたVHF海洋レーダの表層流速を用いた。計算領域を図-2に示す。ハインドキャストおよび同化シミュレーションの計算条件の詳細は、それぞれIshizuka *et al.* (2000)、石塚ら(2000)に記述されている。

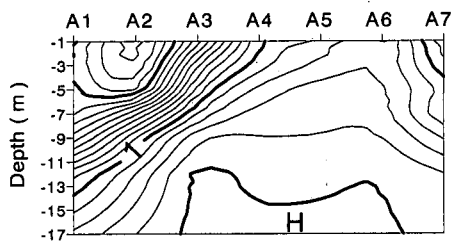
石塚ら(1999a)は海洋レーダによって得られた表層流速を用いて同化シミュレーションを行い、このデータ同化により流動・密度構造の再現性が向上する結果を示した。さらに、石塚ら(2000)は表層流速の同化手法にはブレンディングが適していることも明らかにした。ブレンディングは観測値とモデル予測値に重み係数を乗じて、次の時間ステップの値を算定する同化手法である。ここでは、ブレンディングを用いたデータ同化の結果を示す。

(2) 風が流れに与える影響

石塚ら(2000)が行った同化シミュレーションでは、鉛直乱流係数を成層のみの関数としていた。ここでは、データ同化の際の風応力の取り扱いに関してより詳細な検討を行うため、風による水塊の混合の影響について議論する。

a) Henderson-Sellersの理論

Henderson-Sellers(1985)は風が卓越する湖の水温成層を鉛直1次元モデルにより再現するために、中立状態における鉛直渦拡散係数 K_{H0} を理論的に導出した。



(a) 観測結果, (1は31.7 psuに相当する)

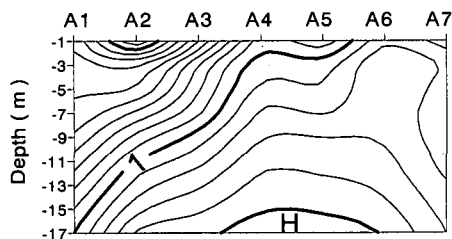
(b) Henderson-Sellorsの理論式+ブレンディング,
(1は30.8 psuに相当する)

図-4 観測線 A における塩分の鉛直分布 (1997年8月23日) (基準塩分を1として等塩分線は0.002毎に示す)

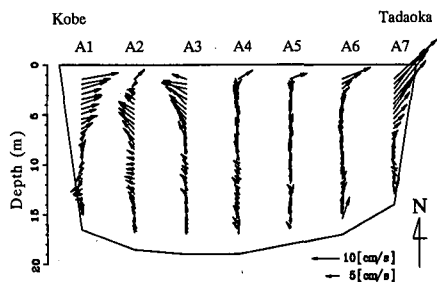
$$K_{H0} = \frac{\kappa w_s^* z}{P_0} \exp(-k^* z) \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 P_0 は中立状態のプラントル数(=1)、 κ はカルマン定数(=0.41)、 w_s^* は水表面における風の摩擦速度、 k^* は緯度 ϕ と風速 W の関数で表される吹送流の減衰係数(=6.6 $\sqrt{\sin \phi} W^{-1.84}$)である。

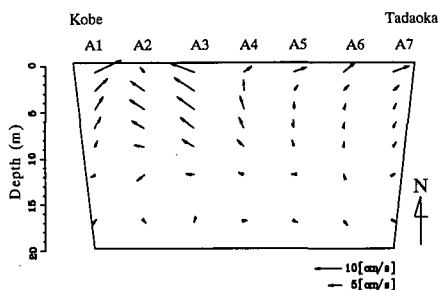
図-3は式(1)より計算された中立状態の鉛直渦拡散係数と風速との関係を示している。この算定式の特徴は鉛直方向に風の影響が変化する点である。 K_{H0} は表層では0、上層の特定の水深において最大値を示し、底層に向けて0に漸近する。例えば、風速が5 m/sの場合は水深約4 mで極大となる。石塚ら(2000)が行った同化シミュレーションでは、 K_{H0} は一定値(0.005 m²/s)であったが、式(1)を用いることで風による水塊の混合の影響を評価することが可能となる。

b) 同化シミュレーションの結果

図-4は観測線 A (図-2 参照) における塩分の鉛直分布を示す。ただし、塩分値は基準塩分からの偏差を示している。CTD による観測結果 (図-4(a)) をみると、観測点 A1~A3 までの海域の上層は成層しており、観測点 A2 には低塩分水塊が存在している。一方、観測点 A4~A6 までの海域は潮汐フロントの外側に位置しているため、上層から下層までほぼ一様に混合している。Henderson-Sellors の理論式を用いた場合 (図-4(b))、観測結果に近い成層場が再現できており、風の変動による中立状態の鉛直乱流係数の変化が成層構造に大きな影



(a) 観測結果



(b) Henderson-Sellorsの理論式+ブレンディング

図-5 観測線 A における残差流 (1997年8月23日)

響を与えていることがわかる。

図-5は同じく神戸沖と忠岡沖を結ぶ観測線 A における残差流 (12 時間平均) の鉛直分布を示している。図-5(a)は ADCP による観測結果である。表層 (第1層) においてベクトルの流向が著しく変化しているが、これは海陸風の影響であり、この分布が海洋レーダによる観測結果と一致することは明らかとなっている (中辻ら, 1999)。また、この時の表層における密度の水平構造は図-4(a)に示すように、ADCP の観測線が潮汐フロントと交差していたために観測点 A4 を境として成層海域と混合海域に分かれており、成層海域の上層では残差流ベクトルが水平・鉛直方向に大きく変化している。

Henderson-Sellors の式を適用した結果 (図-5(b)) と観測結果 (図-5(a)) を比較すると、風の影響を受けた表層流動を精度よく再現できている。ここで、観測点 A7 は同化領域外である。観測点 A1~A3 における残差流の鉛直方向の変化に関して、 K_{H0} を一定とした場合には流速の減衰が顕著にみられなかったが、図-5(b)はこれをよく再現できており、観測結果とほぼ一致する。これは、図-4(b)で示したように、成層構造の再現性の高さも影響していると考えられる。

以上の結果から、海洋レーダの観測データを3次元流動シミュレーションに同化することで、成層した海域における流動・密度構造を精度よく再現することができた。また、中立状態の鉛直乱流係数を風速により変化させることで、流動・密度場の再現性が向上する結果が得

られ、風の変動が流動・密度構造に与える影響が大きいことが明らかとなった。海洋レーダは海面近傍しか計測できない点が欠点である。しかし、3次元流動シミュレーションと組み合わせることで、この欠点を補う以上の効果を発揮する結果が示された。海洋レーダが計測した観測データを3次元流動シミュレーションに同化することで、風のエネルギーを直接、流動のエネルギーに変換することができる点から、海洋レーダの利用価値は高いといえる。

沿岸海域の同化シミュレーションには海洋レーダが非常に有効であり、海洋レーダの利用の新しい手法として、その可能性を示すことができた。

4. おわりに

近年、環境影響評価に対する信頼性・公平性がこれまで以上に求められている。そのため、影響評価を行うための基礎となる観測データ取得の必要性や物理・化学・生物・社会システムなど、様々な視点からの総合的な判断が求められている。これらの要請に応えるためには、モニタリングを含めた観測データの取得・蓄積、と同時に、数値シミュレーションによる予測が重要となる。

ユーザーの立場からみた海洋レーダの利点は、①海域での流速分布を広範囲に連続して観測できる、②気象・海象の影響を受けることなく陸上から観測できる、③しかも、船舶航行や漁業者等の認可手続きもなく観測できる点である。海洋レーダはこれまでにない優れた特長を有する流速計である。しかし、海洋レーダから得られる情報は海表面近傍に限られており、上層と下層の流動が異なる海域、とくに成層した海域においては海洋レーダの観測データだけでは海域全体の現象解明には不十分である。

表層流動に限られたという欠点を補うためには、本研究で提示した3次元数値シミュレーションへの同化が有効である。つまり、時々刻々変化する表層流動を3次元計算の海表面での境界条件として取り扱うものである。この結果、より精度の高い3次元流動構造の理解が可能となり、風応力と流動に関わる種々の問題に応用できる。

最後に、本研究を進めるにあたり土木学会海岸工学委員会の「エスチュアリー・エンジニアリングの体系化」WGのメンバー、とくに水島雅文氏（電力中央研究所）には有益な情報の提供と助言をいただいた。記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 井口俊夫・梅原俊彦・大野裕一・野崎悠朗 (1989): 短波海洋レーダによる海流及び波浪の観測, 通信総合研究所季報, 第35巻, No. 176, pp. 387-397.
- 石塚正秀・西田修三・中辻啓二 (1999a): 海洋レーダによる表層流れと風に関する研究, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 1341-1345.
- 石塚正秀・松田真人・西田修三・中辻啓二 (1999b): 大阪湾における友ヶ島反流の現地観測, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 481-485.
- 石塚正秀 (2000): 半閉鎖性海域の海峡・海盆系における流動構造に関する研究, 大阪大学博士論文, 127 p.
- 石塚正秀・松田真人・中辻啓二 (2000): 海洋レーダによる表層流動データの3次元流動計算への同化に関する研究, 水工学論文集, 第44巻, pp. 1167-1172.
- 中辻啓二・石塚正秀・徳田正幸・村上和男・藤原建紀 (1999): VHF海洋レーダによる表層流動の観測とADCPによる検証, 水工学論文集, 第43巻, pp. 845-850.
- Henderson-Sellors, B. (1985): New formation of eddy diffusion thermocline models, *Appl. Math. Modeling*, Vol. 9, pp. 441-446.
- Ishizuka, M., K. Nakatsuji and S. Nishida (2000): Modeling of tide-induced circulation near a strait, *Proceedings of the 6th International Conference of Estuarine and Coastal Modeling*, ASCE, (in press).