

短波海洋レーダによる流れと波浪の計測（2）

— 2 組のレーダ計測 —

徳田正幸*・久木幸治**・大野裕一**

1. はじめに

本レーダによる海象計測法は従来の船舶用レーダ等（例えば平口・池野，1989）の方法と異なって，ブラッグ共鳴散乱機構に基づくものである．よって，このレーダは流ればかりでなく，波浪の情報も高精度で計測が可能である．測定原理の理論的な研究は1970年代の後半に確立されたが，実用的な研究は今日においてもまだ十分とは言えない．

前報（徳田等，1992）において，山形県由良港で行った1組のレーダによる日本海沿岸の冬期海象観測を議論した．主な成果は流れと波浪の波高と周期の計測に関して，Barrick(1977)の理論によるアルゴリズムが有効で，十分な実用的精度を有することが明らかにされた．とくに注目すべきことは従来のレーダ観測で困難と言われた波高計測が高精度で可能であることであった．問題点として1組のレーダ観測では1つのアンテナの視線方向しか計測できず，とくに流れベクトルを計測できないことであった．

本報の目的は2組のレーダ観測を照合観測と同時にを行い，流れベクトルの計測法の開発を行うことにある．それとともに，前報で行った波高計測の精度を検討する．

2. 観測の概要

観測は1992年3月3日～3月21日（19日間）まで，種子島海峡（図-1，図-2）で行った．

前報のレーダ観測は欠測なしで，低いノズルレベルの良好な観測であったが，本報の観測はレーダの調子が悪く，高いノイズレベルの観測となった．このために，第2次オーダー（より低いエネルギー）の散乱波から抽出されれ波浪情報の解析は信頼のある結果を期待できない．よって，第1次オーダーの散乱波から得られる流れベクトルの計測法の開発について主に議論する．

2.1 レーダ観測

使用した2組のレーダはほとんど同一の性能（前報の図-2）をもち，1組は屋久島の安房港の構内に，もう1

組は種子島の竹崎（宇宙開発事業団の構内）に設置した（写真-1）．これらのレーダ間の距離は約30 kmである．両レーダの重なり合った照射領域（図-1のハッチ領域）

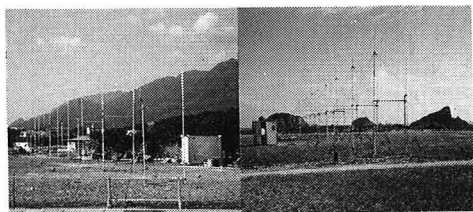


写真-1 屋久島（左）と種子島（右）のレーダ設置状況

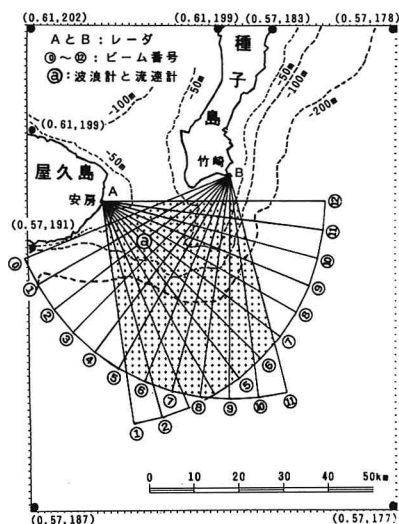


図-1 レーダの照射領域と測器の設置位置

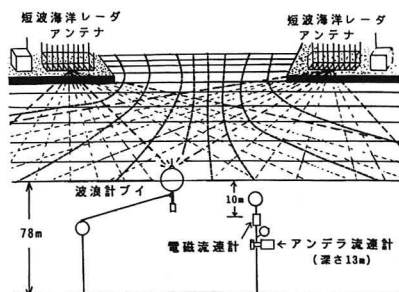


図-2 レーダ観測の照合観測の模式図

* 正会員 理博 国際航業株式会社日野技術所
 ** 理修 郵政省通信総合研究所沖縄電波観測所

は両者の観測値が得られる領域で、流れベクトルの計測可能な範囲である。

観測は2組のレーダ以外前報と同様に行った。流れベクトルの解析する期間は両レーダデータが得られた3月3日～14日(12日間)となる(図-3)。しかしながら、この期間中においてもデータの欠測数は相当にあった。図-4は両レーダのデータがともに得られた測得率の平面分布である。この図において、竹崎(種子島b)のレーダアンテナから見て、南西方向にデータの欠測が系統的に存在する。これは竹崎海岸にある小島の影響によるものと推定される。この島の高さは約42mで、レーダの設置地面より約30m高い。

2.2 照合観測

これは波浪観測と流速観測から成る。前者は前報と同じ波浪計を用いたが、後者は図-2に示したように、電磁流速計とアンデラ流速計を用いた。これらの測器は安房港から南西に13.5kmの位置(水深約78m)に設置された。これら照合観測はほぼ全期間欠測なしで行うことが出来た。これらをもとに、観測期間中の海象特性と照合観測の信頼性を議論する。

海象特性に関して、次のようになる。波浪場に関して、強い南寄りの風が吹く時風浪が発達し、東寄りの風の時は周期の長いうねり的な波浪場となる(図-5)。流速場に関して、半日周期の潮流が卓越する流れ場となる(図-

3)。

照合観測の信頼性において、波浪観測は波浪計の結果が大隅半島(佐多岬)の定時観測結果と類似していることにより、信頼性があると推定できる(図-5)。流速観測の信頼性については、2台の流速計の観測値の一致性と、流速計測器の鉛直傾斜角が小さく安定であることが必要である。前者について、両データの相関係数と標準偏差はそれぞれ0.982と4.11 cm/sとなり、両者はほとんど同一とみなすことができる。よって、今後は鉛直傾斜補正をした電磁流速計のデータのみを照合データとして用いることにする。後者の測器の鉛直傾斜角について、図-6より3月14日までほぼ正常な計測であることが分かる。しかし15日以降計測器の鉛直角は0度から20度の範囲で周期的に大きく変動し、また鉛直軸の方位も流向とより一致していないことから、正常な計測とは言えない。このことは図-7の結果からも支持される。この図での推定値は屋久島のアンテナ方向の流れ成分に対して、それぞれレーダと流速計の15昼夜のデータについて調和解析して求めた調和常数(10個の分潮)で計算した潮流成分の流れである。この図より、観測値と推定値の一致性に関して、15日以降、流速計はレーダに比べて系統的に低い流速値の傾向が見られる。このことは図-6の鉛直傾斜角の異常変動の結果と符合する。よって、流れの照合データとして有効期間は結果的に、レーダの有効期間と一致した。

上述したように、観測海域で潮流が卓越するので、流速の照合として、流速計データによる点照合の他に、面

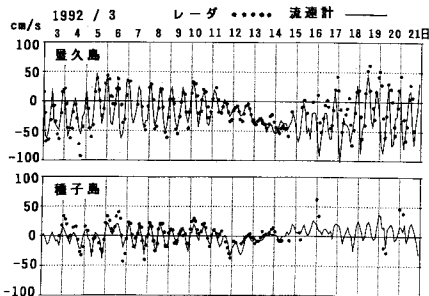


図-3 アンテナ方向の流れ成分の比較

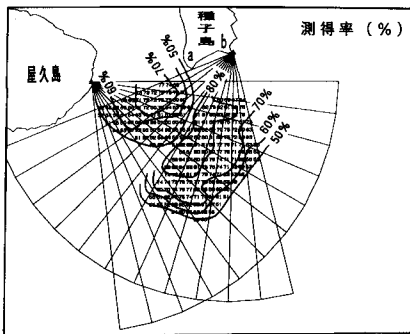


図-4 2組レーダ測得率

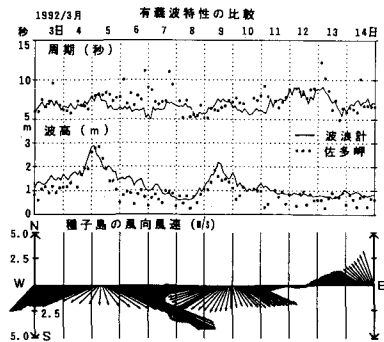


図-5 観測海域の有義波と平均風向風速

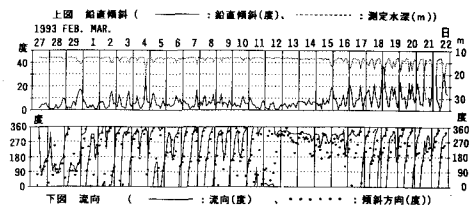


図-6 電磁流速計の鉛直傾斜とその方向

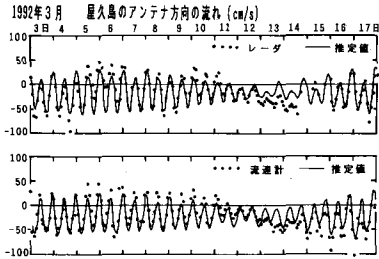


図-7 流れの観測値と潮流の推定値の比較

的な照合を行う。この面的照合データは潮流の1層モデルによる数値シミュレーションを行い、その結果を用いることにする。

3. 解析法

3.1 データ解析

レーダに関するデータ解析は前報と同じ方法で行った。ここで議論する解析は流速ベクトルの解析法である。2組のレーダから得られるデータは前報と同様に各々のビーム上の点で2時間ごとに、相異なる時刻で、アンテナ方向の流れの成分のデータとなる。よって、これら2つの流れ成分を組み合わせて、2時間ごとに流れベクトルの平面分布を求めることにある。使用した補正は外挿法は用いず、すべて内挿法によった。具体的には、

- 1) ビーム間の正時刻補正 (時系列補正)
- 2) データの測得率が50%以上の観測点のみ有効とした。有効観測点においてはデータの欠測を時系列補正する。
- 3) 各々のレーダのデータにおいて流れ成分の空間補正 (1.5 km 間隔) による平面分布
- 4) 2組のアンテナ方向の流れ平面分布から流速ベクトルの平面分布 (ベクトル合成)

上記の解析法の精度の確認は簡単な潮流モデルから擬似データを発生させて行った。

3.2 潮汐のシミュレーション

潮流のシミュレーションは実測に近い潮位を設定すれば比較的信頼のある再現性が得られることである。よって、レーダの面的な照合データとして、潮流の数値シミュレーション結果を使用した。これは1層モデルで、その基本式は堀江等 (1976) と同じで、陽解法で行った。陸との境界を no-slip とし、開境界で次式の潮位 $\zeta(t, x, y)$ を外力として設定した。

$$\zeta(t, x, y) = a(x, y) \sin(\omega t - \kappa(x, y)) + b(x, y) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで a , ω , κ , b はそれぞれ振幅 (m), 角周波数, 遅角 (度), 平均水位 (m) である。平均水位は恒流を発生させるためである。時刻の設定は西之表の干潮時を基準

とした。図-1の黒点で上式の (a , κ) の値を設定した。これらと b の値は表-1を参考し、流速計の観測値にできるだけ一致するように決めた。格子間隔: 1.5 km, タイムステップ: 6 秒, 拡散係数 $10 \text{ m}^2/\text{s}$, 海底摩擦係数: 0.05, コリオリ係数: 7.32×10^{-5} 。

4. 解析結果

4.1 流れベクトル

(1) 点的照合

レーダによって計測される流れは、前報で示したように深さ約 0.5 m の層の流れで代表される。前報の観測では吹送流が卓越し、かつ流速計の測定水深 (-21 m) が深いために、流速計データは直接照合データとして使用できなかった。本報の観測は上述したように潮流が卓越し、かつ流速計の測定水深が比較的浅い水深 (-10 m) であるために、流速計のデータは照合データとして使用できる。レーダと流速計の時系列的な照合は図-3に示した。第2.1節で予想したように、照合データの有効期間で両者は非常に良い一致を見た。図-8はこの期間での両者の相関を調べた結果である。得られた回帰直線はレーダと流速計のアンテナ方向の流れ成分を、それぞれ V_R と V_C と置くと、

$$V_C = 0.78 V_R - 0.045 \quad (\text{m/s}) \quad \dots\dots\dots (2)$$

相関係数 0.861, 標準偏差 11.7 cm/s となり、前報の結果とはほぼ一致した。上式は水深 10 m の流速は表層流の約 0.8 であることを示す。これは流れの shear によるものと推定される。比較的小さい shear と予想される潮流を

表-1 観測域周辺の潮位特性

場所	位置		振幅 (cm)	遅角 (度)
	北緯 (度)	東経 (度)		
大 泊	31° 01'	130° 41'	67.7	192
西之表	30° 44'	131° 00'	56.4	199
田ノ脇	30° 41'	131° 04'	54.2	177
大 浦	30° 27'	130° 58'	58.0	180
一 瀬	30° 28'	130° 30'	63.6	199

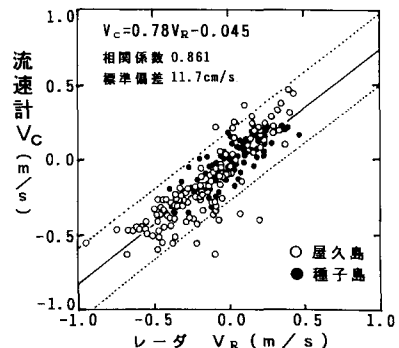


図-8 アンテナ方向の流速の比較

抽出し、両者の比較を行った。表-2 は有効期間のデータについて調和解析を行った結果である。M2 と S2 の分潮については両者の差はないが、潮流全体としてはほぼ式 (2) が成立することになる。このような結果は Hammond 等 (1987) のレーダ観測の結果でも見られた。

以上のことにより、短波レーダの流速ベクトル計測は実用的に十分な観測精度を有すると言える。

(2) 面的照合

第 3.1 節で述べた解析法によって、2 組のレーダで観測された流速から、流速ベクトルの平面分布を 2 時間ごとに求めることが出来る。図-9 は代表的な平面分布を示した。図中に示された潮位は西之表の実測潮位である。この図より、第 1 に流速ベクトルは滑らかに空間的变化し、合理的な平面分布であること、第 2 に西之表の潮位が満潮時に強い北流で、干潮時に弱い南流であることが示された。北流が南流に比べて強いのは、約 20 cm/s の北向の恒流があることによる。これらの潮流特性は従来

の観測とほぼ一致する。しかし、このような恒流は通常南流であることが多く、黒潮の流動に強く依存すると言われている。

レーダの流れベクトルが空間的に合理的な分布であるかどうかを調べるために、潮流のシミュレーションの結果との比較を行った。具体的には潮流の中でもっとも卓越する M2 分潮について (表-2)、主方向の振幅と遅角の平面分布に関して行った。これらの分布は次のように求めた。レーダデータに関して、12 日間のデータについて調和解析し、調和常数を求め、これによって主方向の振幅と遅角を計算した。一方数値計算については 1 周期分のデータについてフーリエ解析を行い、フーリエ係数を求める方法で行った。その結果図-10 と図-11 を得た。両者は潮流の大局的な動きについてほぼ一致した。すなわち、潮流の動きは月の動きに遅角 (30 度/時間) だけ遅れて太平洋から伝わり種子島を過ぎると、2 つの方向 (屋久島と種子島) に分かれて伝播する。潮流は深さが急に浅くなる海域と水平方向に急に狭くなる海峡の海域で強くなる。このために、種子島の南端 (a 点) 付近で強い潮流となる。一方、大きな相違点は種子島の南の海域 (b 点の南の海域) で、数値計算では強い潮流であるが、レーダではそれほど顕著な潮流となっていない。この海域は大陸棚の縁付近で急に浅くなる所であるが、1 層モデルの数値計算の方に問題があると思われる。

以上の面的な照合から、レーダは合理的な流れベクトルの平面分布を観測できる測器であると言える。

表-2 観測された潮流の主要 4 分潮特性

分 潮	レーダ	流速計	分 潮	レーダ	流速計
M2 長軸	α	24	K1 長軸	α	7
分 潮	κ	145	分 潮	κ	273
	θ	321		θ	348
S2 長軸	α	16	O1 長軸	α	13
分 潮	κ	187	分 潮	κ	134
	θ	352		θ	14
		330			283

単位: 振幅 α (cm/s), 遅角 κ (度), 長軸角度 θ (度)

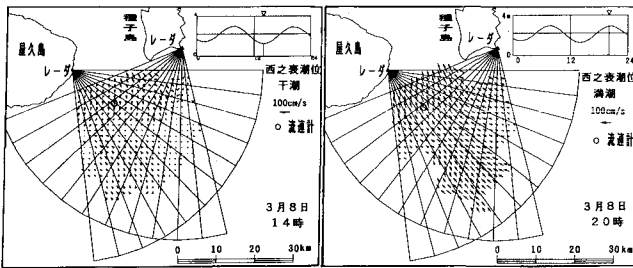


図-9 レーダで観測された流速ベクトル

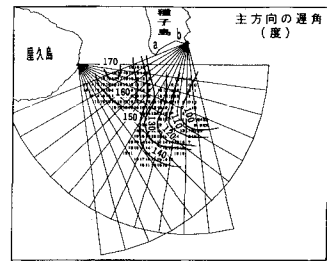


図-10(a) レーダ観測による M2 分潮の潮流特性

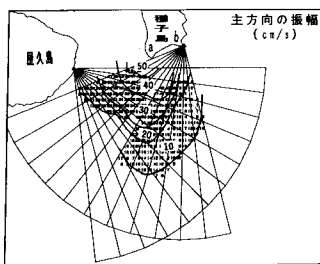


図-10(b) レーダ観測による M2 分潮の潮流特性

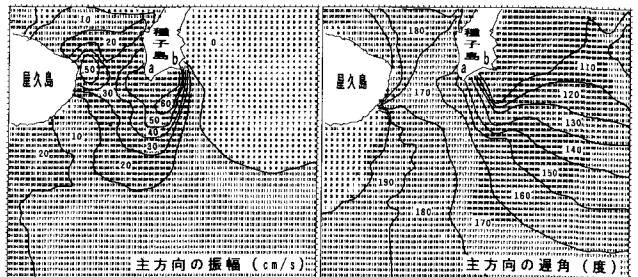


図-11 数値計算による M2 分潮の潮流特性

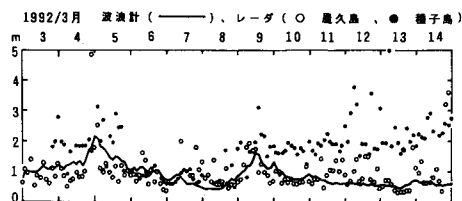


図-12 平均波高の時系列の比較

4.2 波 高

波高のアルゴリズムの式は前報で示したように、海面散乱波のパワースペクトルで決まるもので、方位依存性を含んでいない。しかしこの式は近似式であり、厳密には方位依存性がある。この依存性は明確に分かっていないが、少なくとも前報の冬期風浪の観測ではほとんど無視できるものであった。本報の観測結果は図-12に示した。この図より、第1に本報の結果は前報に比べて、データのバラツキが大きく、かつ波浪計の値との一致は良くないこと、第2に2組のレーダ観測は照合観測点に対して方位と観測距離が異なるため、両者の観測値に系統的な差異の傾向が見られる。しかしながら、本報の観測は第2章のはじめで述べたように、高いノズルレベルの観測であったので、上記についてさらに詳しく議論することはできず、今後の課題となる。

5. ま と め

本報の結論は短波海洋レーダが海表層流を面的にほぼ

実時間で、実用的に十分な精度で観測できる測器であることを明らかにしたことである。今後の課題として、波浪情報抽出法のレーダのノイズの対策と、波向を含む波浪情報の方位依存性の解明にある。

謝辞：本報の観測において、レーダの設置場所を提供していただいた鹿児島県屋久島土木出張所と種子島宇宙センター、また観測ブイの設置等に御協力いただいた鹿児島県熊毛地区漁業協同組合と鹿児島県水産課の関係各位に、ここに深く謝意を表します。

参 考 文 献

- Barrick, D. E. (1977): Extraction of wave parameters from measured HF radar sea-echo Doppler spectra, *Radio Science*, Vol. 12, No. 3, pp. 415-424.
- Hammond, T. M., C. B. Pattiaratchi, D. Eccles, M. J. Osborne, L. A. Nash and M. B. Collins (1987): Ocean surface current radar (OSCR) vector measurements on the inner continental shelf, *Continental Shelf Research*, Vol. 7, No. 4, pp. 411-431.
- 平口博丸・池野正明 (1989): 船舶用×バンドレーダによる波向き観測, 第36回海岸工学講演会論文集, pp. 163-167.
- 堀江 毅・金子安雄・村上和男 (1976): 潮流計算における水位制御と流速制御, 第23回海岸工学講演会論文集, pp. 493-497.
- 徳田正幸・大野裕一・久木幸治 (1992): 短波海洋レーダによる流れと波浪の計測, 第39回海岸工学講演会論文集, pp. 186-190.