

海洋短波レーダーを用いた津波検知の可能性に関する検討

秋田大学 学生会員 ○小沼知弘

秋田大学 正会員 高橋智幸

情報通信研究機構 正会員 児島正一郎

1. はじめに

現在、日本では沿岸に接近する津波を検知するために、津波観測システムの開発および実用化が進められ、これまでに津波の観測に成功している（例えば、永井ら（2003））。しかしながら、これらのシステムは、ある 1 地点における津波を正確に観測することを目的に開発されているため、面的に津波を観測することはできない。また、海溝付近のように沿岸部から遠く離れた沖合を伝播している津波を捉えることは困難である。既存の津波観測システムにおける面的観測の問題を解決するためには、広域的な津波観測が可能な新たなシステムを構築する必要がある。この新たな津波観測システムを構築するために、筆者らは海洋リモートセンシングによる面的な津波観測の可能性を明らかにすることを目的とし、その検討を行ってきた（鈴木ら、（2005）や高橋ら（2007））。

本研究では、（独法）情報通信研究機構沖縄亜熱帯計測技術センターが石垣島および与那国島に設置し、黒潮海流の流況をその 2 局で観測している遠距離海洋レーダー（児島ら、2003）の受信観測データを用い、地震発生前後に観測された後方散乱強度の変動を解析することによって、地震に伴う海面変動を捉えることが可能であるか明らかにすることを目的としている。

2. 海洋短波レーダーによる震源付近の観測と解析方法

図-1 に遠距離海洋レーダー（主要諸元：レーダー形式：FMICW、ビーム幅：8〜10°、観測範囲：±60°、周波数：9.25MHz、掃引周波数幅：22kHz、周波数掃引間隔：0.7s、距離分解能：7km、速度分解能：2.5cm/s）の観測対象域を示す。この海洋レーダーは、2001 年 7 月から 2008 年 1 月現在まで継続して海洋観測データの保存を行っている。この観測範囲付近で発生した地震データとして、気象庁発表の一元化震源リストを対象に、2004 年 4 月から 2006 年 3 月の期間で、北緯 24.50°〜26.50°、東経 122.00°〜124.50°、M4.0 以上、震源の深さ 250km 以下の条件で検索を行った。検索結果により、地震に伴う海面変動が発生した可能性の高い 3 つの検

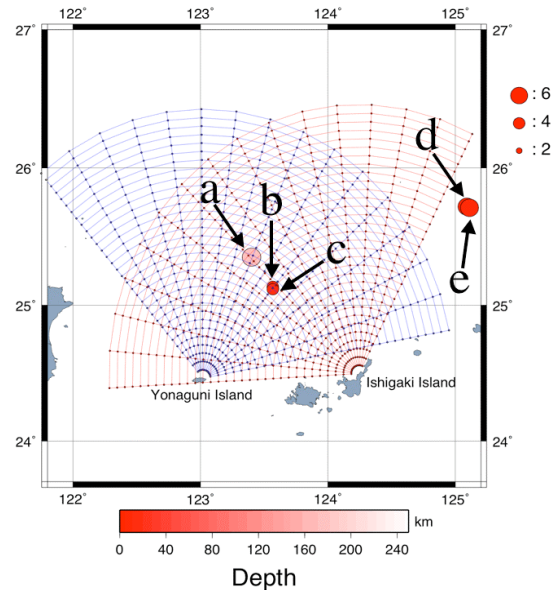


図-1 海洋レーダーの観測範囲および地震検索結果

索結果（地震 a:2005 年 10 月 16 日 00:51, 北緯 25.35°, 東経 123.40°, M6.5, 深さ 175km; 地震 b:2005 年 12 月 16 日 23:36, 北緯 25.13° 東経 123.57°, M4.4, 深さ 21km; 地震 c:2005 年 12 月 17 日 07:33, 北緯 25.12° 東経 123.57°, M4.3, 深さ 17km）を対象に解析を行った。地震 a, b, c を図-1 に示す（●で表示）。

解析方法としては、地震発生 1 分前から 2 分後の両局の各地点における受信データの絶対値を後方散乱強度として解釈し、昨年の研究では震源に近い 9 点での時系列変化を確認したが（高橋ら、2007）、本研究では、レーダーの観測視線方向を任意の方向に向ける事でより震源に近い地点での解析を行った。しかし、距離分解能は 7km と変わらないため震源を挟む 2 地点における時系列変化を確認した。また、Mansinha & Smylie（1971）の理論を用いて地震発生時の海底鉛直変位量の再現計算を行い、海面変動の規模を推定し後方散乱強度の変動と比較した。

3. 結果とまとめ

ここでは、地震 a, b, c それぞれの震源位置に近い石垣局の観測点 6 ヶ所の後方散乱強度の時間変化を図-2、図-3 および図-4 に示す。地震 a の解析結果である図-2 の a2 地点の後方散乱強度が、地震発生（0s）を境界

に約 30 秒間、30～50dB 程強くなっていることがわかる。しかし、a1 地点では地震発生（0s）を境界とした急激な変化は見られない。これは、a2 地点がより震源位置に近いことから、地震による海底変動によって海面上に擾乱が発生し、それによって後方散乱強度が急激に高くなった可能性が考えられる。地震 b の解析結果である図-3 では、b1 および b2 の後方散乱強度が地震発生（0s）を境に約 20 秒間、急激に増幅していることが分かる。次に地震 c の解析結果である図-4 では、地震発生 40s～60s の約 20 秒間、70～100dB ほど強くなっていることがわかるが、地震発生直後には急激な変化がないため、地震により海面上に激しい擾乱が発生した可能性は低いと考えられる。また、海面上に擾乱が発生することによって、後方散乱強度にどのような変化が起きるのかという機構は、まだ研究段階であり、また、その実態を把握することは難しい。

次に Mansinha & Smylie の理論によって静的な海底変位量を求めた。計算に用いた断層パラメータは気象庁発表の発震機構解の断層面解 1 で、断層の剛性率は 1968 年 5 月に発生した口之島やや深発地震を参照し（Mikumo, 1971）, $7.2 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ とした。計算結果より、断層の北東で 1mm 隆起、南西で 1～2mm 沈降していることが推定されたが、このことからわかるように、この地震による海底変動は微少であり、海面変動も微少であったことが推定される。地震 b および地震 c において、同様の解析を行った結果、海底変動は 1mm 以下であったことが推定される。これは、地震の規模が小さく、海底変動も微少であることから、地震 c において海面擾乱は観測されなかったと考えられる。

今後は、新たに 2006 年 4 月～2008 年 1 月の期間で、北緯 23.50°～27.00°、東経 121.50°～125.50°、M4.0 以上、震源の深さ 250km 以下の条件で地震データの検索を行った結果、地震に伴う海面変動が発生した可能性の高い 2 つの検索結果（地震 d: 2007 年 4 月 20 日 00:26、北緯 25.72°、東経 125.09°、M6.1、深さ 10km；地震 e: 2007 年 4 月 20 日 01:45、北緯 25.71°、東経 125.11°、M6.3、深さ 9km）を対象にデータを入手次第、解析を行っていく予定である。地震 d、e を図-1 に示す（●で表示）。また、それに伴う津波を数値計算により再現し、任意の 4 地点で観測される水位変動の時系列データを用い方向スペクトルを求め、仮想の海洋レーダーが得るドップラースペクトルを推定する予定である。

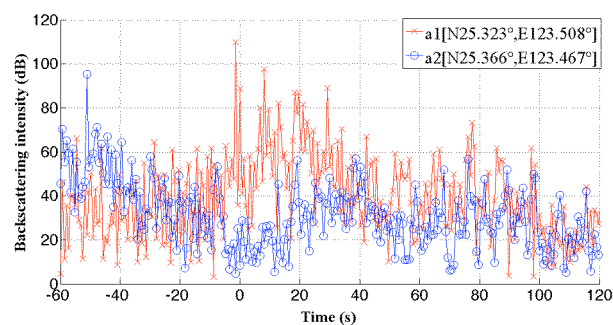


図-2 地震 a の 2 地点での後方散乱強度の時間変化

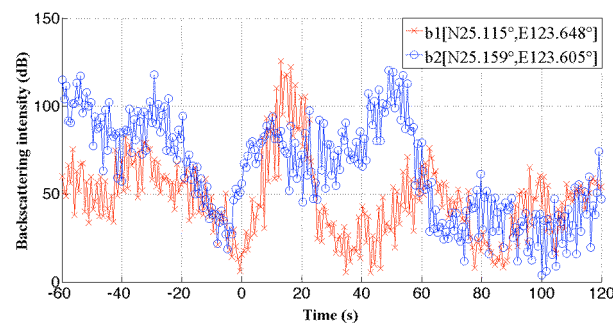


図-3 地震 b の 2 地点での後方散乱強度の時間変化

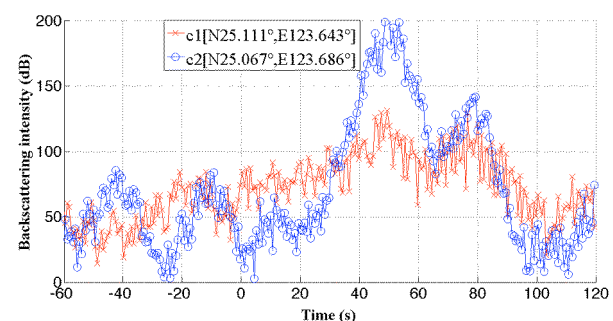


図-4 地震 c の 2 地点での後方散乱強度の時間変化

参考文献

- 1) 永井紀彦ら（2003）：GPS ブイによる沖合の波浪・津波・潮位観測，海岸工学論文集，第 50 巻，pp.1411-1415.
- 2) 鈴木由美ら（2005）：人工衛星画像を用いた津波の発生および伝播観測に関する検討，海岸工学論文集，第 52 巻，pp.251-255.
- 3) 高橋心平ら（2007）：後方散乱強度を指標とした遠距離海洋レーダーによる津波検知に関する基礎的研究，海岸工学論文集，第 54 巻，pp.206-210.
- 4) 児島正一郎ら（2003）：外洋の広域波浪計測のための遠距離海洋レーダーの開発，海岸工学論文集，第 50 巻，pp.1391-1395.
- 5) Mansinha, L and Smylie, D.E. (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bull. Seismol. Soc. Amer, Vol.61, pp. 68-89.
- 6) Mikumo, T. (1971) : Source process of deep and intermediate earthquakes as inferred from long-period P and S waveforms, 2. Deep-focus and intermediate-depth earthquakes around Japan, J. Phys. Earth Vol.19, pp.303-320.