

應用岸基微波雷達量測近岸海流空間分布

董東璟^{1*} 蔡政翰² 陳盈智³ 顏志偉⁴ 馬名軍⁵

摘要

航海用微波雷達已被使用來作為海流觀測的工具，但大部分的研究是計算雷達掃射範圍內的平均海流，這對於近岸高度非均勻(non-homogeneous)海域並不合適。本文應用頻散關係(dispersion relation)對雷達海面回波進行濾波，疊代計算出表面海流結果，建立了以微波雷達分析近岸空間流場之架構，並以現場實測資料驗證了從雷達回波分析表面流場結果之準確性。本研究分別在新北市富貴角海域和基隆市海洋大學前方基隆嶼海域進行觀測研究，結果顯示，在富貴角離岸 2 公里外的海域開始，其平均流速有超過 70%時間大於 1m/s，觀測期間最大達 3.92m/s，是潮流發電的理想場址。本文也觀測到富貴角西側海岸偶有離岸裂流(rip current)出現，對海域活動者帶來潛在危害。基隆海域的觀測結果顯示，在乾潮前後一小時內，基隆嶼東南方海面會出現一個半徑約一公里的逆時針渦漩。本文研究除驗證了微波雷達觀測近岸海流的準確性外，也提出了近岸空間海流變化在海洋能源開發、防災、環保與科學研究上應用的具體實例。

關鍵詞：微波雷達、空間海流分布、裂流、潮流發電、渦漩

1. 前言

台灣四面環海，許多活動都與海洋息息相關，例如航運、養殖魚撈、海洋遊憩、海洋能源開發、海洋採礦等，都需要面對詭譎多變的海洋環境，也可能受到風、波、流等環境變數衝擊。許多海域活動或工程行為大都強調來自海洋波浪的衝擊，海流的影響通常較少被重視，原因之一是海流資料的不足。事實上，船隻操控、捕魚海釣、沿岸漂沙、廢水排放、潮流發電、風帆遊艇海泳等活動，都需要精確的海流資訊，一般民眾的活動大都位於近岸地區，近岸海域的海流資訊更顯重要。

海流的資訊可以經由數值模式模擬得知，但若能經由實際量測則能取得高準確性的海流資料。量測海流的方法有很多，譬如在底床佈設都卜勒流速儀(ADCP)，藉由向上發射音波，根據回波訊號可以求得各水層的流速分布，ADCP 也可以安裝在船

舶上或海面浮標上，成為向下發射音波的海流觀測方式，上述到現場觀量測可以獲取單點位置上長期的海流資訊，具有很好的時間解析度，但現場海流觀測通常也需要耗費比較大的人力和物力才能作業。除了實測的海流量測外，透過遙測方式觀測海流也有不少研究，譬如 Ducet *et al.* (2000)透過衛星高度計分析流場變化，衛星可以一次量測很大範圍的海流，但其時間解析就相對較差，往往很長一段時間才能對相同位置進行觀測，對於要掌握近岸變化迅速的流場略顯不足。衛星影像的海流觀測事實上是發射電磁波的方式進行，因此，若讓電磁波從陸地上發射則可以有更好的空間解析度，雷達即為發射電磁波的一種設備。CODAR 系統(Barrick *et al.*, 1977)、WERA 系統(Gurgel *et al.*, 1999)是世界上著名的海流遙測系統，它們是利用發射高頻(HF)波段的電磁波量測表面海流，它們架設在岸邊，量測距離往往可以達到離岸 200 公里以上，也因為量

¹ 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 副教授

² 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 教授

³ 國立臺灣海洋大學海洋環境資訊系 助理

⁴ 工業技術研究院綠能與環境研究所資源應用技術組 組長

⁵ 工業技術研究院綠能與環境研究所資源應用技術組 研究員

*通訊作者，電話：02-24622192 ext.6318, E-mail: doong@mail.ntou.edu.tw

收到日期：民國 103 年 02 月 07 日

修改日期：民國 103 年 03 月 21 日

接受日期：民國 103 年 04 月 01 日

測距離遠，它們的空間解析網格大都在”公里”的尺度，對於近岸海流解析仍顯不足。以上所述各種量測表面海流的原理均有不同，衛星測高儀係根據海面高度的變化來計算海流速(向)，高頻雷達則根據都卜勒效應計算所得，微波雷達根據波流的頻散關係推算，ADCP 則是根據水中雜質對音波產生的都卜勒效應來獲得各層的流速，衛星觀測範圍大但解析大較粗，高頻雷達和微波雷達的流場空間解析度較小但都需要海表面有風吹，亦即觀測結果包含了海表面的風吹流和其它流場的合成效果，不論衛星或雷達都可以觀測海流的空間分布，而 ADCP 則僅觀測某位置的海流，且通常僅能測得海表面下的流況，具有各分層的流速時間變化資訊是 ADCP 最大的優點。

Young *et al.* (1985)提出以微波(Microwave)波段雷達進行海況觀測之方法，他提出利用傅立葉轉換分析雷達影像時序列資料，推算海面波譜，並反推表面波浪與流場。之後，廣泛的研究和商業系統陸續被提出來，譬如德國的Helmholtz-Zentrum Geesthacht研究中心和Ocean Wave公司合作開發WaMoS系統，挪威MIROS公司開發WAVEX系統，國內的台灣大學(王胄，1999)和成功大學(吳立中等，2005)也都有採用類似理論而自行研發的觀測系統，近期還有最新同調(coherence)雷達的開發(董東璟等，2011；錢樺等，2013)。這些微波雷達系統的優點是，它們是主動式遙感探測方法，可不分晝夜且不受惡劣天氣影響地進行觀測，加上岸上供電與維修、資料傳輸方便，使得它們廣受歡迎，最重要地是，岸基微波雷達同時具有現場實測和衛星遙測的優點，雷達不斷轉動，每轉一圈就對海洋攝取一張回波影像，因此它同步具有空間和時間的解析力，是一種三維的海洋觀測。其不足的，是它無法量測海面下海流，並且雷達畢竟是遙測工具，有時候需要現場資料的率定或校調是獲得準確量測結果必要的手段，基本上，岸基微波雷達海流觀測系統仍是近年來海洋觀測的先進技術，對於近岸流場觀測更能顯示出其優勢。

利用微波雷達量測海表面流速需要對其回波訊號進行分析，回波訊號通常以數位化的灰度值表

示，它包含了海面粗糙度的訊息，Seemann *et al.*(1997)基於波數譜中的都卜勒頻率偏移來計算表面流速；而當波數與流速作用於分散關係式中時，經由數學運算可以反演不同頻率中的能量(Nieto-Borge *et al.*, 2000)。此外 Wolf and Bell (2001)嘗試透過雷達回波影像譜中與波數隨觀測海域流場影響所產生的變化特性，求得流場資訊。Gangeskar(2002)以微波雷達影像計算所得的流速資料與潮流模式進行比對，證實兩者相近。Senet *et al.* (2001)對測流理論進行改良，加入高階諧波(Higher Harmonic)的影響以及膺頻效應(Aliasing Effect)，以改進流速計算。Nieto-Borge *et al.* (2008)建立海面回波的經驗式用於雜訊的濾除。Senet *et al.*(2008)則提出一個新的演算法，稱為DiSC模型，用來計算高解析度的沿岸流場變化。吳立中等(2005)以小波轉換分析非均勻雷達影像，吳立中等(2006)提出經驗公式計算最佳水深代表值，以改善近岸流場計算結果。

2. 空間流場的分析方法

雷達影像的獲得是藉由雷達天線向海面發射電磁波，由於海表面的粗糙不平而造成電磁波產生回波，藉以解析目標物的特徵。產生回波的機制是由鏡面反射(Specular reflection)與布拉格散射(Bragg scattering)。其中鏡面反射是指當海面起伏大或是波浪大時，大曲面之海面類似鏡面而反射雷達波，一般而言，海面粗糙度越大其反射現象越明顯；而當波動在週期性結構的介質中或沿著浪狀的介面傳遞時，會與介面的幾何形狀或介質的物理結構產生共振而導致強回波，此現象稱為布拉格反射(Crombie, 1955)，因此離天線較遠的海域之雷達回波成像即仰賴布拉格反射現象。此外海面波浪的遮蔽效應也是雷達回波成像的重要機制，由於電磁波無法穿透水體，因此波浪朝向雷達的那一側會發生較強的回波，在背面則無法產生回波，因此在雷達影像上則呈現亮暗相間的波紋。分析這些波紋，就能進一步得到海象與流場的資訊。

雷達觀測資料為包含時間以及空間資訊的影

像時序列，為從這三維的雷達資料中萃取波浪與海流得資訊，必須建立一套影像時序列的分析方法。本文藉由三維傅立葉轉換作為分析影像譜之工具，把這三維影像時序列經過轉換之後可得到二維影像譜，如下式(1)：

$$E(k_x, k_y, \omega) = |FFT(I(x, y, t))|^2 \quad (1)$$

其中 $I(x, y, t)$ 為連續雷達影像的函數， k_x 、 k_y 分別是波數 \mathbf{k} 在 x 、 y 方向的分量， $I(x, y, t)$ 經過方程式的轉換可計算出雷達影像反應在海表面上的波數譜和頻率譜，可以此推得波浪資料。當表面流場不存在的情況下，量測的波數和頻率會滿足線性波理論的頻散關係(dispersion relation)，但若表面海水並非處於靜止的情況下，波數和頻率則不符合頻散關係而會產生都卜勒偏移現象，頻散關係改寫如下式，如圖 1 所示。

$$\omega = \omega_0 + \vec{k} \cdot \vec{U} \quad (2)$$

式中 ω_0 為原始角頻率， $\vec{U}=(U_x, U_y)$ 為表面流速。圖 1 中粗實線代表符合線性波理論之頻率-波數關係，但若海表面有流的存在，則會產生都卜勒偏移，其

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum k_x^2 E & \sum k_x k_y E \\ \sum k_x k_y E & \sum k_y^2 E \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum k_x (\omega - \sqrt{gk \tan(kd)} E) \\ \sum k_y (\omega - \sqrt{gk \tan(kd)} E) \end{bmatrix} \quad (5)$$

頻率-波數關係線變為圖中虛線所示，在正波數譜中會向上偏移，在負波數譜中則會向下偏移，(2)式中的角頻率必大於零，但波數可以是負值，波數的正負值描述波動運動的方向不同。流速向量 \vec{U} 可以利用最小平方法將(3)式最小化求得(Gangeskar, 2002)。

$$J = \sum_{\omega=0}^{\omega_M} \sum_{k_x=-k_{xN}}^{k_{xN}} \sum_{k_y=-k_{yN}}^{k_{yN}} \Delta\omega^2 E(k_x, k_y, \omega) \quad (3)$$

其中 J 為殘餘值， $\Delta\omega = \omega - \sqrt{g|\vec{k}|} - k_x U_x - k_y U_y$ 。

假設在深水情況下($\tanh(|\vec{k}|d) \approx 1$)，上述函數經由推導可得 (U_x, U_y) 的解，如(4)式，

$$\begin{bmatrix} U_x \\ U_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum k_x^2 E & \sum k_x k_y E \\ \sum k_x k_y E & \sum k_y^2 E \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum E(\omega - \sqrt{g|\vec{k}|}) k_x \\ \sum E(\omega - \sqrt{g|\vec{k}|}) k_y \end{bmatrix} \quad (4)$$

若觀測區域為淺水海域，則水深的參數須列入考慮，流場的計算方程式則需改成(5)式。本文因分析海域波浪特性大多屬於中間性水波到深水波範圍，因此流場的解析係採用(4)式進行。

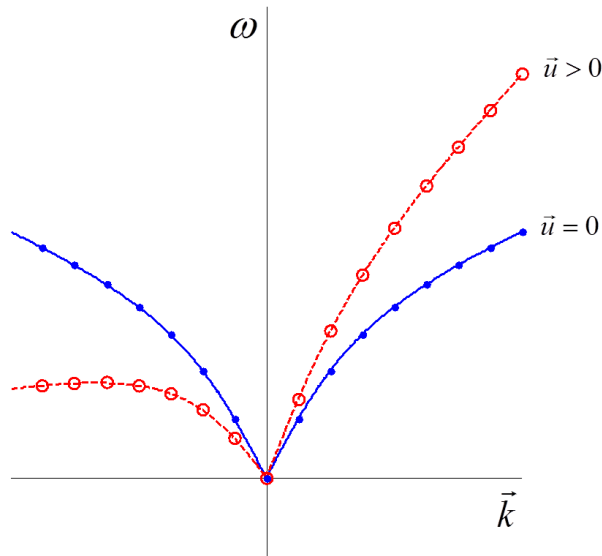


圖 1 海表面有無海流時之頻率-波數關係圖

3. 近岸海流觀測結果驗證

本研究於新北市石門區富貴角海岸架設微波雷達系統(如圖 2)，雷達系統架設於富貴角東側岸邊民宅屋頂，系統高程約為平均海面上約 15m，觀測期間自 2013 年 9 月 14 日至 10 月 18 共 35 天，此期間遭遇了天兔(Usagi)颱風(9/19-9/22)與菲特(Fitow)颱風(10/4-10/7)。為了驗證雷達系統的觀測結果，本研究另於富貴角東北方約 3 公里、水深約 26 公尺處，於底床佈設乙架都卜勒流速儀(ADCP)擷取現場海流資料，雷達與 ADCP 的相對位置如圖 3 所示。



圖 2 本研究於富貴角海岸之雷達架設完成圖

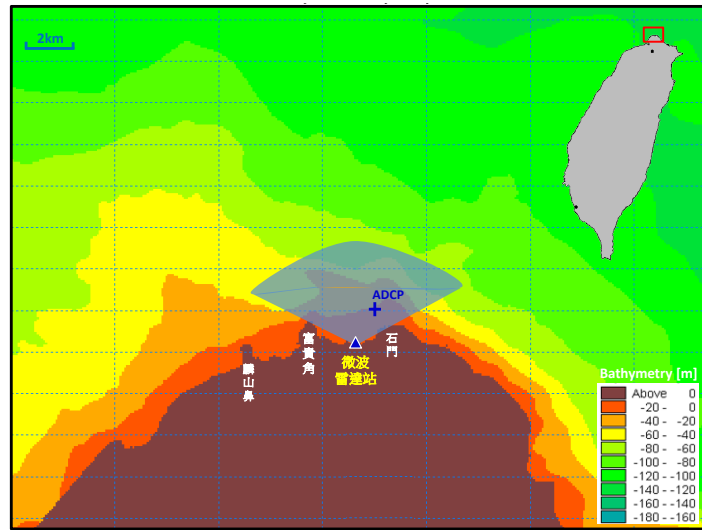


圖 3 微波雷達系統與現場 ADCP 相對位置圖

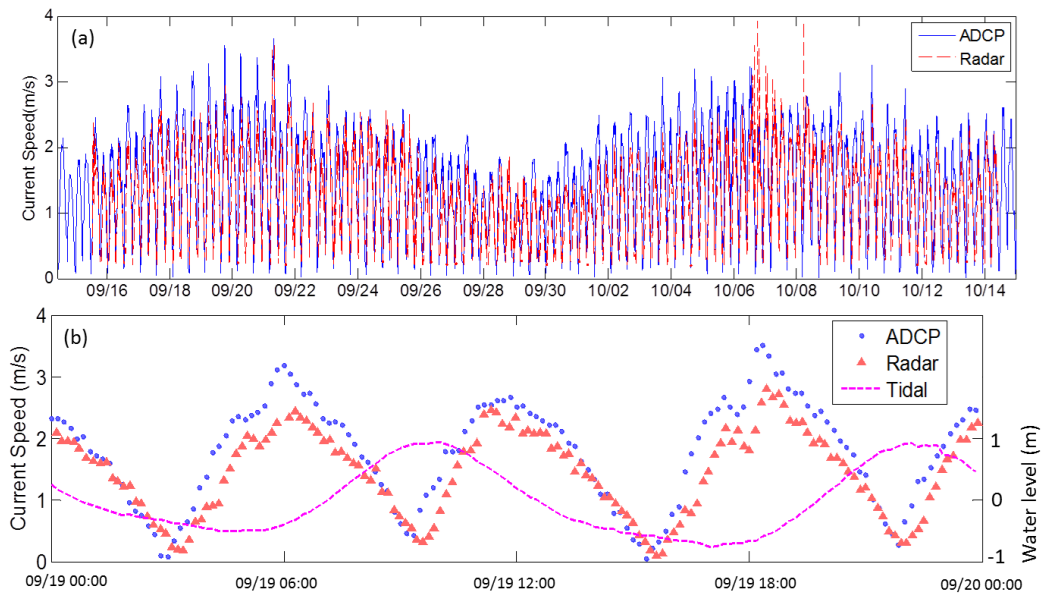


圖 4 雷達與 ADCP 流速情形(a)全程觀測期間；(b)一個整天

微波雷達的觀測結果以大潮期間(2013/9/19)為例，如圖 4 所示，圖上亦顯示當時之潮位狀態，可比對漲退潮時流速的變化，該潮位資料係由設於該處之 ADCP 所提供。分析結果顯示，當潮位在最高水位(滿潮)與最低水位(乾潮)時，該海域之流速為相對低值，滿潮時近乎停潮，但在退潮至八分時，流速即已達最小，約為 0.2m/s；而在潮位上升(漲潮)與下降(退潮)期間，流速出現最大值，此海域的流速變化周期約為 6 小時，與潮汐變化一致，顯示當地是以潮流為主導。圖 4 的結果顯示，微波雷達量測之表面流速與 ADCP 量測結果趨勢一致，但雷達量測結果相較於 ADCP 結果有顯著略小的現象，將此兩種觀測資料進行迴歸分析，結果如圖 5 所示，顯示兩種觀測方式的相關係數達 0.86，為

高度相關，均方誤差(mean square error)為 0.21 m/s，平均相對誤差約為 23.3%。檢討這期間的差異有可能是由於 ADCP 所量測得之流速並非為表面流，是最接近海表面的流速，以本案為例，約是水下約 1.5m 的流況，除此，也有可能是由於本處海域的非均勻性，雷達是一個小區域範圍(約是 160x160m)的代表流況，而 ADCP 則是單點流況，兩者比較上的基礎略有差異所致。圖 6 顯示微波雷達和 ADCP 的流向分布圖，結果顯示主要流向為 100 度(流向東南，退潮期間)與 300 度(流向西北，漲潮期間)，兩者間具有高度的一致性。驗證結果雖然顯示流速量測與 ADCP 間仍有小幅的偏差，但對於一個遙測工具而言，此結果已相當滿意，而流向的驗證則與 ADCP 相當一致。

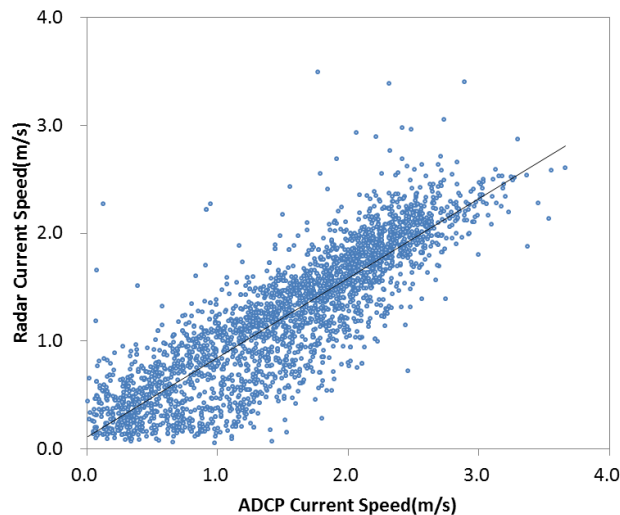


圖 5 富貴角微波雷達流速量測結果與 ADCP 之比對

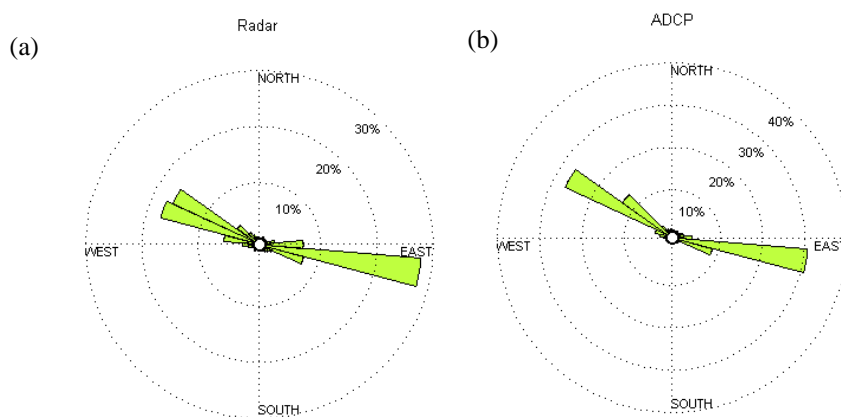


圖 6 (a)富貴角微波雷達流向量測結果與(b)ADCP 之比對

4. 近岸海流空間變化特性

4.1 富貴角海域的急流

富貴角海域觀測範圍內，20 米等水深線約離岸 500 公尺，60 米等水深線約離岸 2 公里，該處海域之平均坡度約 4%。該處海域沿岸為岬角地形，使往返的潮流受到地形擠壓產生急流。觀測結果顯示(圖 4)，最大流速主要發生於漲潮二~四分期間，以及退潮二~四分之間，其中漲潮時的最大流速較退潮時大。在前述較大流速期間，最快流速達 3.92m/s，發生大潮漲潮三分時刻，而平均流速為 1.89m/s，應是目前台灣沿岸觀測到海流最強之海域。

流速空間分布，從圖上發現，漲退潮間海流主要沿海岸線向西北方向運行，在離岸 2 公里以外的海域流速達 2m/s 以上，部分區域達到 3m/s 以上；乾潮與滿潮期間，因為流速偏小近乎停止，因此部分海域的流向計算結果紊亂。另外，本文也發現，無論漲退潮，富貴角東側灣內常駐一股強流，其流速可達 3m/s 以上。將觀測期間內每個分析網格的流速資料進行統計分析，計算流速大於 1m/s 的累積機率，如圖 8 所示，在貴角海海域水深超過 40 米處之累積機率超過 70%，顯示該海域有長時間大範圍的急流，以潮流為主體。另外，計算觀測範圍內的平均流速，僅繪出平均流速大於 1.0m/s 之分佈位置如圖 9 所示，可見富貴角灣外海域之平均流速皆大於 1m/s，可作為未來的潮流發電研究基地。

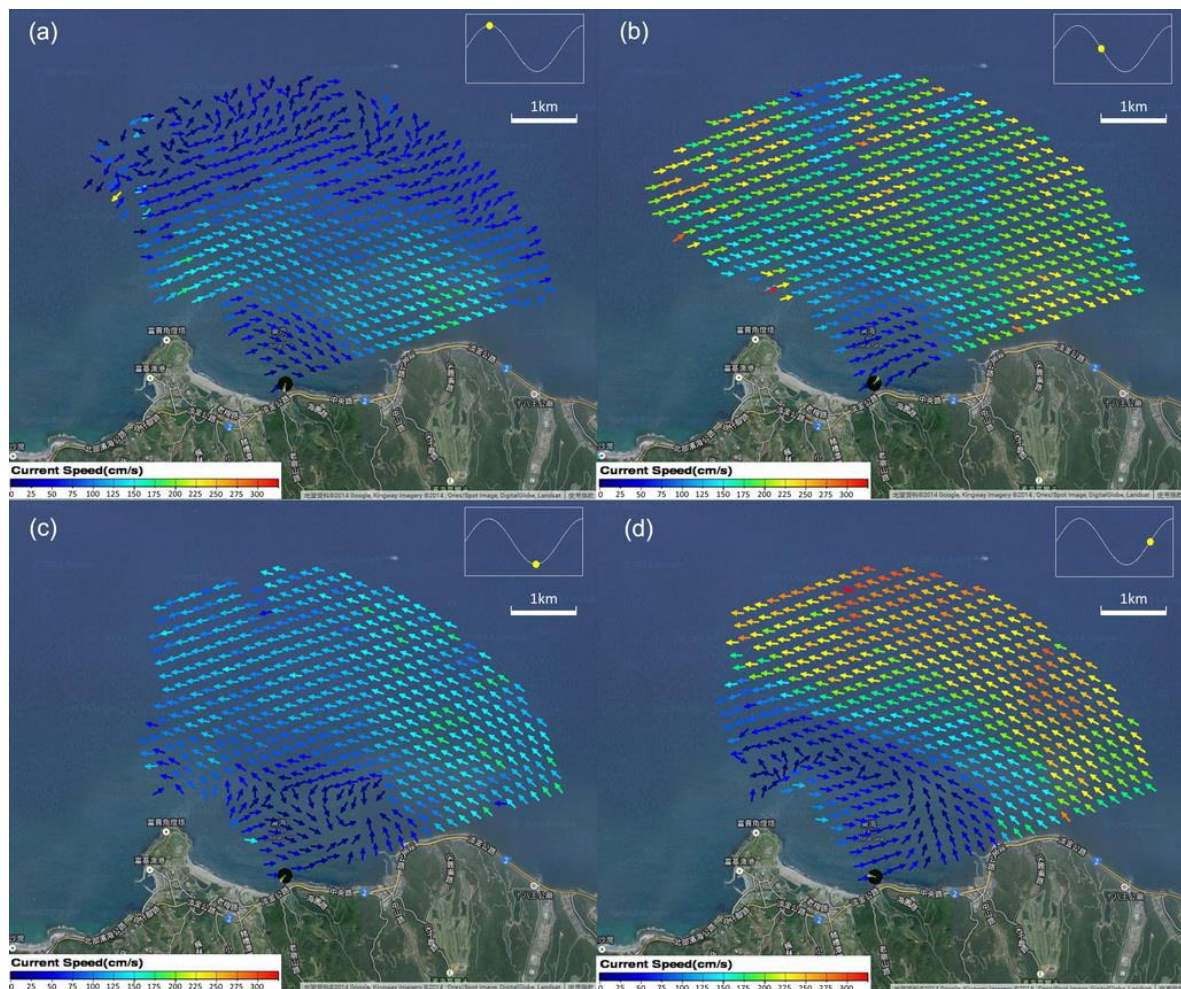


圖 7 富貴角海域各潮時流速分布圖

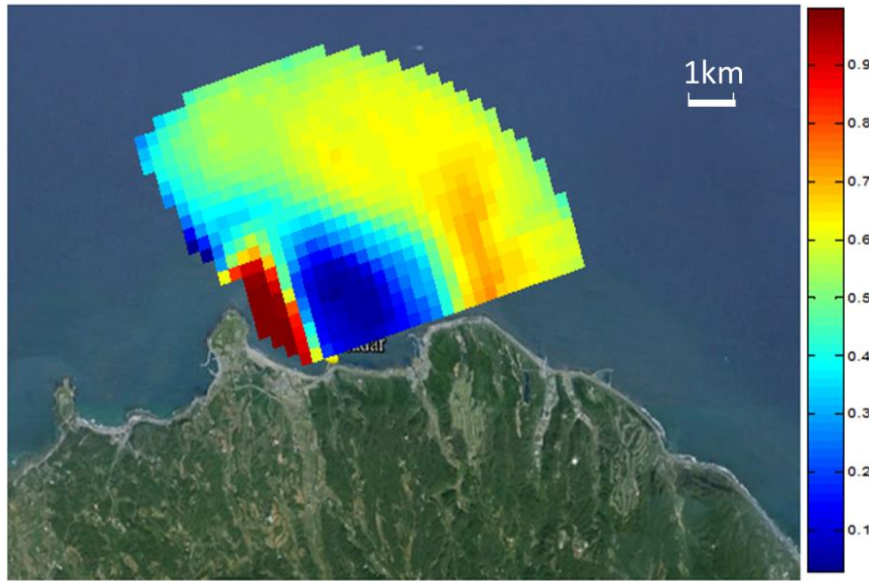


圖 8 觀測期間內流速大於 1 m/s 之累積機率

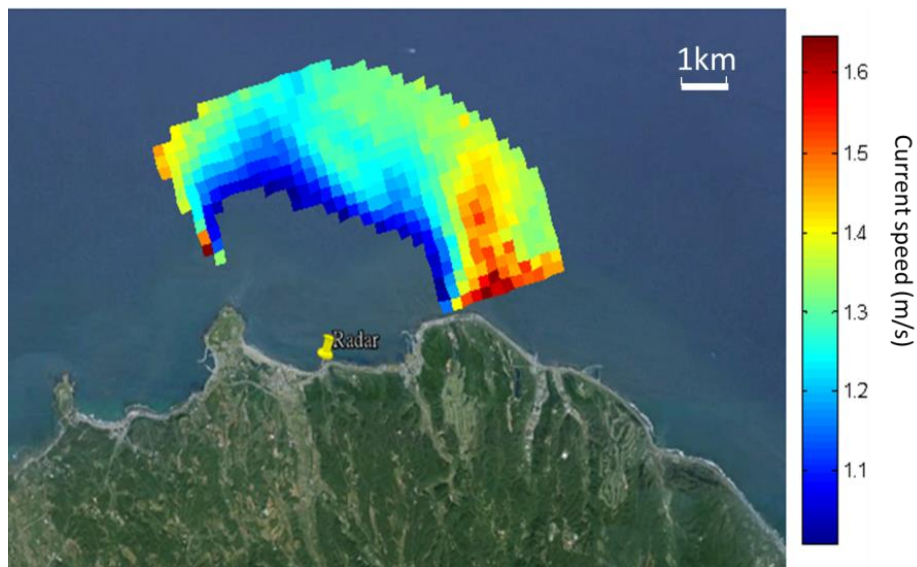


圖 9 富貴角海域平均流速超過 1.0m/s 位置分布圖 (觀測時間：2013/9/14-10/18)

4.2 富貴角海域的裂流

在富貴角海域的海流觀測中，本文發現在富貴角西側麟山鼻附近海岸觀測到一股速度較大的海流，此現象除了受到潮流影響，可能是入射的波浪撲向海岸時，受到水深變化或海岸地形影響而形成強勁的沿岸流(longshore currents)，當這些沿岸流匯合時，形成了一股往外海移動的裂流(rip currents)，本研究觀測期間多次發現類似的流況出現，圖 10 為其中之一例，該例顯示在麟山鼻西側岬頭有一股

很強的海流流向外海，流速達 3.2m/s(六節)以上，它可能是來自西側的沿岸流在流經岬頭時產生的向外水流，類似的岬頭裂流在林美雪(2007)的研究中也在衛星影像中發現，在北部和東北角海岸時常發生，微波雷達獲得了裂流流況變化的時序列，有助於未來提供模式驗證與特性分析。

4.3 基隆海域的渦漩

除富貴角外，本研究還將微波雷達安裝在基隆海洋大學觀測基隆嶼附近海域流況。台灣四周海流

受潮汐影響為主，通常是規律的往復運動，但是在基隆海域受到基隆海檻(Sill)等地形作用，令此處之沿岸流較為複雜，過去在此處僅有短時間的船測紀錄，從雷達觀測結果(如圖 11)，漲潮時流向為由東南往西北，退潮時流向則相反，但本研究觀測到，在基隆嶼東南方海域出現了一個逆時針渦流(Eddy)，研究結果發現，此渦旋在小潮或大潮期間或在不同季節都會發生，它通常出現於退潮近乾潮前而結束於底潮轉漲潮後，推測其出現的原因應與海域之地形與漲退潮時之流向變化有關，當基隆海檻西側強勁的退潮流遭遇海檻阻隔時，向南擠入水

深超過 60 公尺深的和平島水道，這股水流有一部分在海檻東側緩坡上向北偏，與遭遇海底陡坡阻礙的外海強大退潮流會合而形成渦流，漲潮開始時，漲潮流增強，此現象消失，如圖 12，此結果與推論和胡建驊(2002)、陳在賦(2004)用船測的觀測結果相近。觀測結果顯示，渦流中心處之流速近乎靜止，統計自 2012 年 8 月至 2013 年 4 月期間的所有雷達觀測資料，發現渦流發生次數有 260 次，此現象約略在乾潮前一小時開始發生，延續至漲潮後 1 小時，歷時約 2 小時，其半徑約為 1 公里，此外在乾潮轉漲潮時發生渦流的機率高達 95%以上。

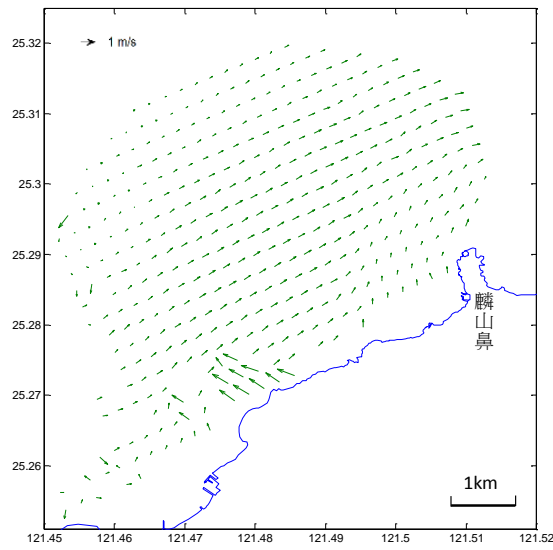
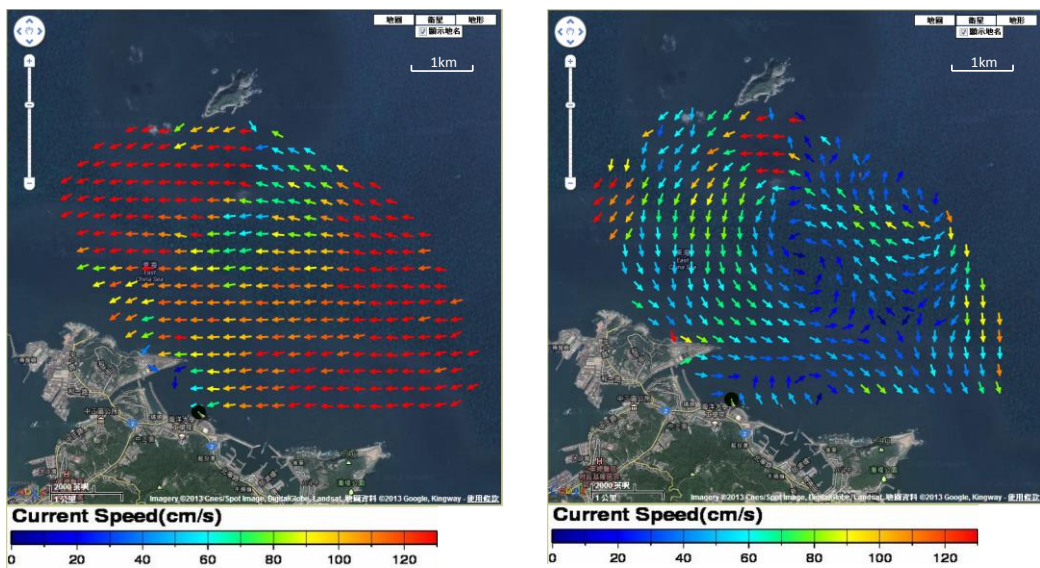


圖 10 富貴角西側麟山鼻海域裂流觀測案例



(a)漲潮流況(2012/9/30 17:58)

(b)退潮流況(2012/2/10 02:59)

圖 11 基隆海域流場空間分佈

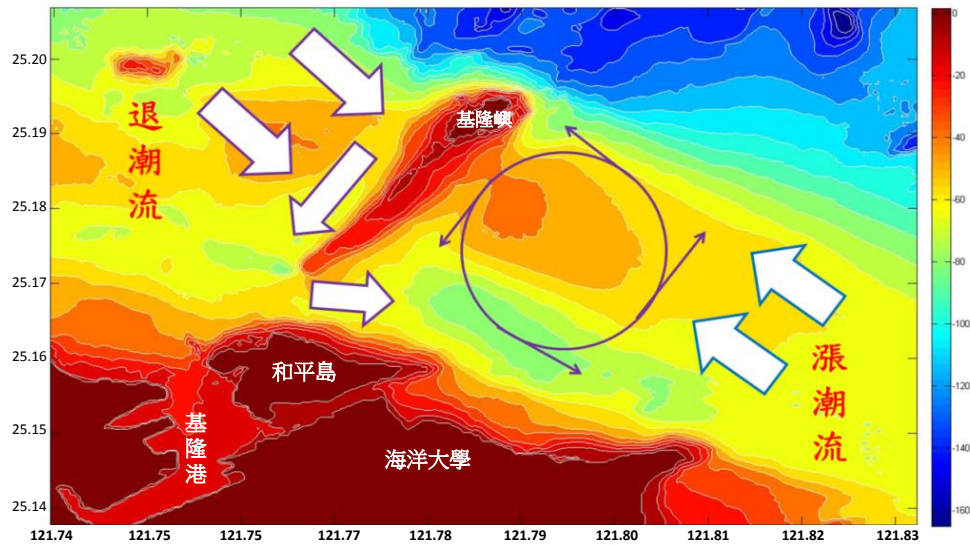


圖 12 基隆海域渦流發生示意圖

4.4 基隆海檻的潮流變化

海檻上方由於水深變淺，潮流爬過海檻時產生流速輻合(convergence)現象，因此在海表面出現顯著浪花，海面粗糙度變化，雷達回波顯著，圖 13 為 2012 年 9 月 30 日 19:00 基隆海域之微波雷達平均回波影像，當時正值漲潮期間，流速輻合區出現在海檻西側，從雷達回波圖上可以顯著地辨識出交界線，對於研究海流與地形間交互作用的課題提供良好的觀測資料。

海檻造成流速加速，為探究海檻上方之流速分布，本研究分析 2012 年 8 月起在基隆海域觀測 8 個月的雷達流速資料，擷取海檻剖面流速資料進行分析，本文將一個漲退潮週期分為 10 個潮時，將各個潮時的資料平均後，用來分析基隆海檻上不同潮位之流速分佈情形，如圖 14 所示，圖中 A 點為基隆嶼端，A' 點為基隆港端，分析結果顯示，於漲潮四至六分前後在海檻上出現最大流速，平均最大流速為 1.55 m/s。本文發現，無論在漲潮或退潮階段，基隆海檻上最快流速發生位置約在距基隆嶼南側 1.5 公里、水深 20 m 附近水域，此處也具有作為潮流發電測試場的環境條件。

5. 結論與建議

本文研究結果證實了微波雷達系統具有觀測

近岸海流空間變化的能力。經與現場實測資料驗證，雷達觀測與 ADCP 觀測海流之相關係數達 0.86，均方誤差為 0.21 m/s。檢討這期間的差異有可能是由於 ADCP 所量測得之流速並非為表面流，是最接近海表面的流速，也有可能是由於雷達屬於空間觀測、ADCP 屬於單點流況之基本上的差異所造成，至於流向的驗證則顯示主要流向為 100 度(流向東南，退潮期間)與 300 度(流向西北，漲潮期間)，雷達與 ADCP 間具有高度的一致性，整體的驗證結果顯示微波雷達觀測海流的準確性是可被接受的。

從富貴角海域的雷達觀測結果顯示，本海域最大流速主要發生於漲退潮二~四分期間，漲潮時的最大流速較退潮時大，觀測所得之最快流速達 3.92m/s，發生大潮漲潮三分時刻，而平均流速為 1.89m/s，應是目前台灣沿岸觀測到海流最強之海域。另外，本文發現在富貴角離岸 2 公里外海域之平均流速大於 1m/s，此大流速的時間超過 70% 以上。本文在富貴角岬灣西側麟山鼻附近海岸觀測到裂流現象，流速最快達 3.2m/s，推測可能是受到沿岸水深變化或地形影響，造成水流垂直向外海傳送。

本研究從基隆海域的流場空間分布發現，當潮汐變換到乾潮底前後一小時內，在基隆嶼東南方海域約 1.5 公里處出現了一個半徑約 1 公里的逆時針

渦漩，其歷時約 2 小時，經研判該渦漩之出現主要與當地漲退潮流和海檻地形間的交互作用所引起。基隆海檻上的加速潮流在海表面呈現出跳躍波痕現象，從海檻上方的流場解析，觀測期間內海檻上方平均最大流速 1.55m/s 出現在距基隆嶼南方約 1.5 公里、水深 20 m 處。

岸基微波雷達兼有衛星影像和實測的優點，可以獲取近岸海域空間和時間的三維流場，本研究證實了其觀測的正確性，並提出多種近岸海流空間變化特性，顯示了岸基雷達是極具潛力的海洋遙測工具。

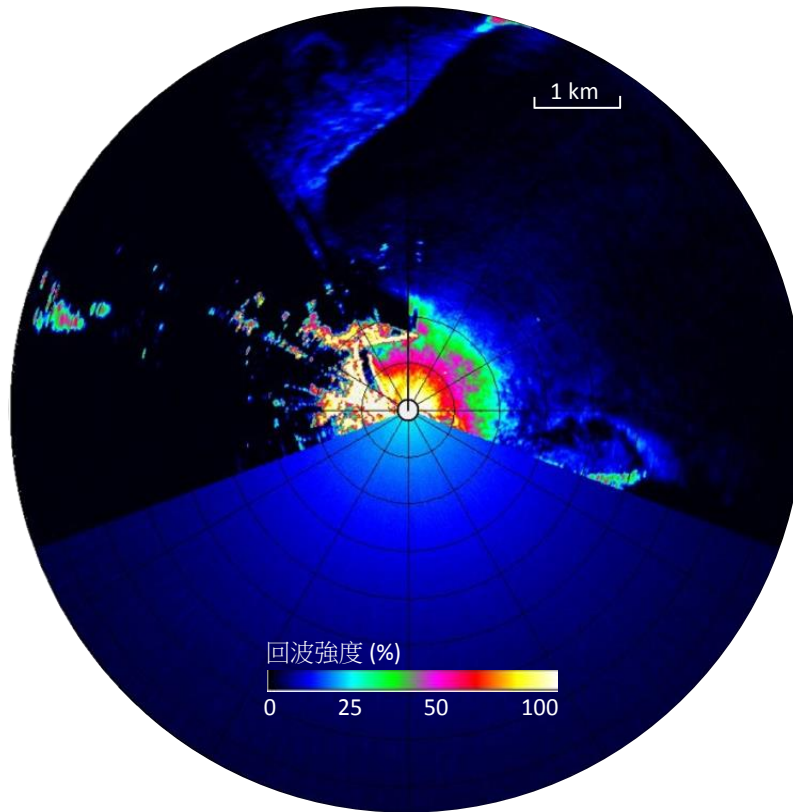


圖 13 雷達平均回波影像 (2012/9/30 19:00)

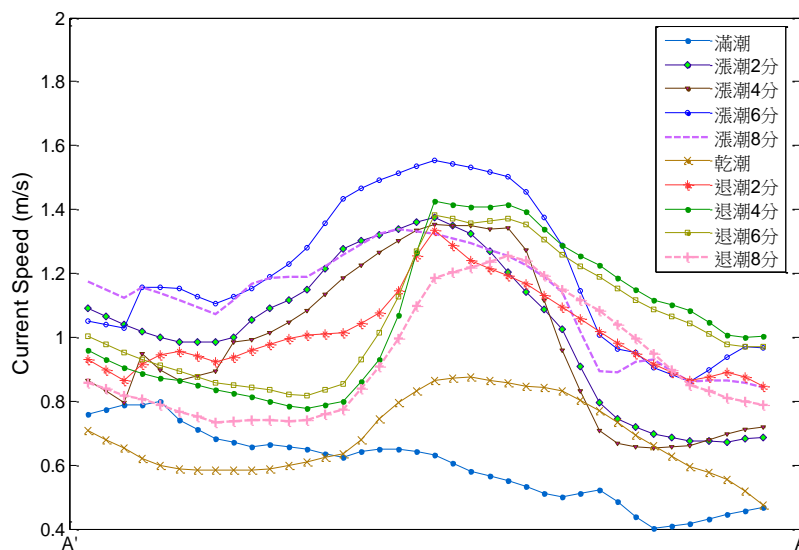


圖 14 基隆海檻上方流速分佈

誌謝

本研究承蒙能源局「海洋能發電系統研發計畫」(計畫編號 102-D0101)提供雷達觀測與海流儀及佈放費用使得以順利進行，特此致謝。張富翔先生與金孟良先生協助現場觀測及資料整理和繪圖，特此一併誌謝。

參考文獻

- 王冑，1999。淡水港雷達遙感波浪監測研究，臺灣技術研究中心報告，台中。
- 吳立中、李汴軍、高家俊、董東璟、郭純伶，2005。航海雷達在觀測海洋波浪與流之開發，海洋及水下科技季刊，15(2)，8-15。
- 吳立中、董東璟、林家豐、高家俊，2006。從雷達影像萃取近岸海域表面流場之研究，海洋工程學刊，6(2)，81-94。
- 吳立中、董東璟、高家俊、曾鈞敏，2005。應用航海雷達於空間波場觀測之研究-空間波流場之分析，中華民國第 27 屆海洋工程研討會論文集，國立中興大學，台中，28-34。
- 董東璟、吳立中、Trizna, D.，2011。利用同調(Coherence)雷達從事海洋波流觀測，海洋及水下科技季刊，21(1)，23~28。
- 錢樺、鄭皓元、林昭暉、賴堅成，2013。海象觀測同調性都卜勒微波雷達的開發，中華民國第 35 屆海洋工程研討會論文集，國立中山大學，高雄，731-736。
- 胡健驊，2002。海洋科技博物館近岸海域之海潮流—基隆嶼海檻之跳躍波痕，國立海洋科技博物館籌備處研究報告，基隆。
- 陳在賦，2004。基隆嶼海檻之夏季潮流反應的三度空間水文場，國立臺灣海洋大學碩士論文，基隆。
- Barrick, D.E., Evans, M.W., Weber, B.L., 1977. Ocean surface currents mapped by Radar, *Science*, 198, 138-144.
- Crombie, D.D., 1955. Doppler Spectrum of Sea Echo at-13.56 MHz, *Nature*, 4459, 681-682.
- Ducet, N., Traon, P.Y.L., Reverdin, G., 2000. Global High-resolution Mapping of Ocean Circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2, *Journal of Geophysical Research*, 105 (C8), 19477-19498.
- Gangeskar, R., 2002. Ocean Current Estimated From X-Band Radar Sea Surface Images, *IEEE*, 40(4), 783-792.
- Gurgel, K.W., Antonischki, G., Essen, H.H., Schlick, T., 1999. Wellen Radar(WERA), a new ground-wave based HF radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37, 219-234.
- Nieto-Borge, J.C., Guedes Soares, C., 2000. Analysis of Directional Wave Fields using X-band Navigation Radar, *Coastal Engineering*, 40(4), 375-391.
- Nieto-Borge, J.C., Hessner, K., Jarabo, P., de la Mata Moya, D., 2008. Analysis of Sea State Parameters and Ocean Currents from Temporal Sequences of Marine Radar Images of the Sea Surface, *Proceedings of RADAR '08, IEEE*.
- Seemann, H. Hatten., C. Senet., M., Ziemer, F., 1999. Estimation of Surface Wave Spectra from Nautical Radar Image Sequences with a Small Azimuthal Coverage, *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 1007-1009.
- Senet, C.M., Seemann, J., Ziemer, F., 2001. The Near-surface Current Velocity Determined from Image Sequences of the Sea Surface, *Geoscience and Remote Sensing*, 39(3), 492-505.
- Senet, C.M., Seemann, J., Flampouris, S., Ziemer, F., 2008. Determination of Bathymetric and Current Maps by the Method DiSC Based on the Analysis of Nautical X-Band Radar Image Sequences of the Sea Surface, *Geoscience and Remote Sensing*, 46 (8), 2267-2279.
- Wolf, J., Bell, P.S., 2001. Waves at Holderness from X-band Radar, *Coastal Engineering*, 43, 247-263.
- Young, I.R., Rosenthal, W., 1985. A Three-Dimensional Analysis of Marine Radar Images for the Determination of Ocean Wave Directionality and Surface Currents, *Journal of Geophysical Research*, 90 (C1), 1049-1059

Observation of Nearshore Current by Using Land-based Microwave Radar

Dong-Jiing Doong^{1*} Cheng-Han Tsai² Ying-Chih Chen³ Chih-Wei Yen⁴ Ming-Jiun Maa⁵

ABSTRACT

Microwave radar has been applied for nearshore current measurement. But most of them are implemented by a representative current from a whole image which is not reasonable for nearshore area. The purpose of this study is going to derive the spatial current distribution according to image spectral filter method based on dispersion relation. This study measured current at Fuguei Cape and Keelung sea area by microwave radar, and compared with Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) to verify the accuracy. The results confirm the reliance and correctness of current data from radar. The observation from Fuguei Cape found that the averaged current speed is higher than 1 m/s far from 2 km offshore area. The max. current speed observed is 3.92 m/s at Fuguei Cape coast. A strong flow and rip current were found in the east side of the Fuguei Cape and within the bay. They may cause by the interaction between tidal and coastal topography. The observation from Keelung sea area found a counterclockwise vortex one hour before and after low tide with one kilometer radius which occurs in the south-east of Keelung Sill. The strongest speed (1.55 m/s) occurs at 1.5km from Keelung sill with depth of 20 m.

Keywords: Microwave radar, Spatial current distribution, Rip current, Tidal current power, Eddy

¹ Associate Professor, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

² Professor, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

³ Researcher, Department of Marine Environmental Informatics, National Taiwan Ocean University

⁴ Division Director, Green Energy and Environment Research Laboratories, Industrial Technology Research Institute

⁵ Researcher, Green Energy and Environment Research Laboratories, Industrial Technology Research Institute

* Corresponding Author, Phone: 886-2-24622192 ext.6318, E-mail: doong@mail.ntou.edu.tw

Received Date: Feb. 07, 2014

Revised Date: Mar. 21, 2014

Accepted Date: Apr. 01, 2014