

從雷達影像萃取近岸海域表面流場之研究

吳立中¹ 董東璟² 林家豐³ 高家俊⁴

1. 博士班研究生，國立成功大學水利及海洋工程學系，台南市 701 大學路 1 號，
電子郵件：n8891107@mail.ncku.edu.tw
2. 博士後研究員，國立成功大學水利及海洋工程學系，台南市 701 大學路 1 號，
電子郵件：doong@mail.ncku.edu.tw
3. 碩士班研究生，國立成功大學水利及海洋工程學系，台南市 701 大學路 1 號，
電子郵件：gafonboy@yahoo.com.tw
4. 教授，國立成功大學水利及海洋工程學系，台南市 701 大學路 1 號，
電子郵件：kaoshih@mail.ncku.edu.tw

摘要

X-band 雷達所觀測之海面影像隱含有表面流資訊在其中。利用雷達影像推算海面流場時，在深水區域，水深對流場計算結果之影響不明顯；但在近岸海域，水深會影響流場計算結果。本文研究目的為探討如何在流場分析過程中輸入適當的水深代表值，藉以從雷達影像中獲得正確的表面流場資訊。為達到此一目的，本文發展一套影像模擬法，依設定之波浪和流速條件產生影像序列，進一步透過迴歸分析獲得最佳水深代表值的經驗公式。為驗證結果的準確性，本文將影像求得之流速值與 GPS 漂流浮標量測之表面流速進行比對，結果顯示，在相對水深愈小的區域，代入本文所求得之水深輸入值，確實能從雷達影像中獲得更準確的表面流速資訊。

關鍵詞：雷達，流速觀測，近岸海域。

A study on the extraction of sea surface current from nearshore X-band radar images

Li-Chung Wu Dong-Jiing Doong Chia-Fong Lin Chia Chuen Kao

Abstract

Sea surface information is possible to be extracted from the X-Band radar images. The value of representative water depth (RWD) is one of the most important factors in image process to derive surface current from radar images. It can not be ignored for the case of that the image is from shallow water area. The purpose of this paper is to study the estimation of RWD for the purpose of deriving the correct sea surface current from radar images. An image simulation method is developed to simulate images for further studies

from various conditions of water depths, waves and currents. The optimal RWD is then determined by the criteria on minima bias of input and analyzed currents. An empirical formula is therefore derived to estimate the RWD. A field experiment is arranged to validity the result from image simulation. Sea surface current measured from GPS buoy is used for validation of present formula. It is shown that the result of sea surface current derived from radar images is improved by inputting RWD estimated from the empirical formula in this study. The improvement is significant at the coastal area with small relative water depth.

Keywords: Radar, Sea surface current measurement, Nearshore area

一、緒論

準確的海流資訊是海洋工程以及海域災害救援等海上活動的重要憑藉。目前人類所從事的海上活動、海事工程和港灣工程大多著重於近岸數公里區域內，故近岸地區的流場資訊是一個很重要的參考依據。

流場的觀測方法可分為直接的現場觀測(in-situ measurement)與間接的遙感探測(remote sensing)兩種方式，其中遙測儀器不需接觸海水，仍可得到海面大範圍的海流資訊。X-band 雷達屬於海流遙測的設備之一，其發射的電磁波藉由海面的起伏產生布拉格共振和鏡面反射的回波，回波訊號經轉換儲存成影像資料，即可疊加成具空間性的影像時序列，從中可萃取出流場資訊(Young et al., 1985)。X-band 雷達觀測範圍半徑數公里，可安裝在船隻上做移動式的觀測，所得流速結果再減去船隻移動速度即可得海面流速(如 Senet et al., 1997、2001)；亦可安裝在岸邊做定點式固定範圍區域內的長時間觀測，所觀測得到的速度即為近岸的海面流速(Wu et al., 2005)。

有關 X-band 雷達觀測流場之原理，是根據雷達電磁回波都卜勒效應之現象來反推流速。Young et al. (1985) 指出海面流速會對雷達回波影像譜中，頻率與波數之間的分散關係產生影響。透過疊代技巧，即可從雷達影像譜中頻率與波數的關係反推出海表面之流場。分散關係中考慮了水深項，若分析深水區的雷達回波影像，可忽略水深的影響 (Gangeskar, 2002)；但在近岸海域，分散關係式在不同水深內有不同的變化。本文探討無因次相對水深對頻率-波數關係之影響，如圖 1 所示，發現相對水深低於 0.5 時，相對水深愈小時其影響程度明顯，故可推論在近岸海域之水深是影響從雷達影像分析流場結果的因素之一，且在相對水深愈小時影響愈大。

本文之目的在探討如何在近岸海域決定最佳的水深代表值，以提昇由雷達影像推算近岸海域表面流場的準確性。為能達成此一目的，本文發展一套影像模擬法，依設定之波浪和流速條件產生影像序列，嘗試透過統計迴歸的方式獲取最佳水深代表值的經驗公式，再進一步透過與現場實測數據的比對，藉以証實該經驗式的適用性。

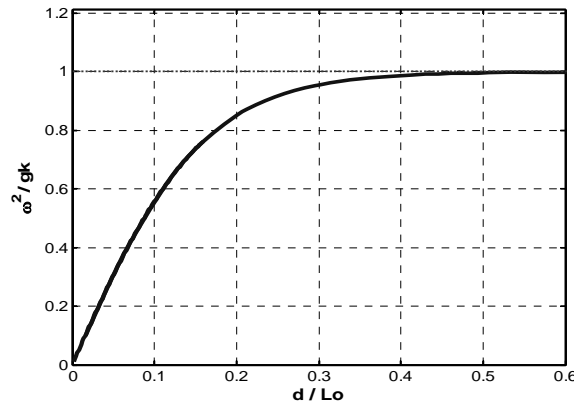


圖 1 線性波理論分散關係式中，不同水深條件下，頻率與波數之間的關係

二、理論背景

雷達具有量測時間性和空間性資料的能力，雷達回波為雷達發射的電磁波受到海表面的粗糙性而回傳的訊號，以灰度值表示。在流場的推算時，必需先從整個空間面的全張影像擷取出所需的子影像，再加上不同時刻的子影像可成子影像序列，如圖 2 所示，為本研究擷取出雷達子影像序列。利用三維傅利葉轉換理論分析三維的子影像序列(Young et al., 1985)，獲得雷達影像譜。從雷達影像譜可獲得實際海面角頻率與波數之間的關係。此一關係可透過式(1)的線性分散關係式解析之。

$$\omega = \sqrt{g|\bar{k}| \tanh(|\bar{k}|d) + \bar{k} \cdot \bar{U}} \quad (1)$$

上式中 d 為水深， \bar{k} 為波數向量， ω 為角頻率， g 為重力加速度， $\bar{U} = (U_x, U_y)$ 是海面流速向量。

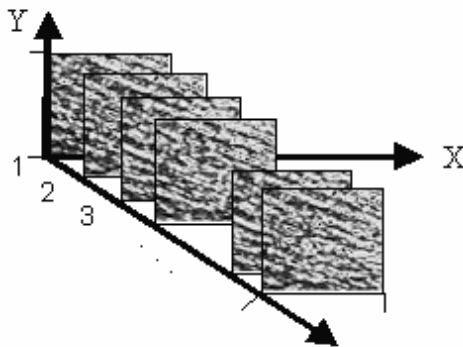


圖 2 雷達子影像時序列示意圖

式(1)所描述之波數和角頻率的能量分布呈現一個喇叭形狀(Doong, 2001)，由於海

面流的影響，對波數與角頻率之間的能量分布產生都卜勒效應，使原本形狀產生扭曲。本文探討不同流速條件下，波數與頻率間的關係，如圖 3 所示。可看出海流會對波數與頻率之間的關係曲線造成偏移，此一偏移量就是反推流速的重要依據。

計算海面流速大小可以利用最小二乘法將影像序列譜分布逼近成分散關係式所描述的能量分布(Young et al., 1985)。Gangeskar (2002)利用相同的想法且在計算流速和流向中考慮權重的最小二乘法，將式(2)進行最小化。

$$J = \sum_{\omega=0}^{\omega_M} \sum_{k_x=-k_xN}^{k_xN} \sum_{k_y=-k_yN}^{k_yN} (\Delta\omega)^2 E(k_x, k_y, \omega) \quad (2)$$

$$\Delta\omega = \omega - \sqrt{g|\bar{k}| \tanh(|\bar{k}|d) - k_x U_x - k_y U_y} \quad (3)$$

$E(k_x, k_y, \omega)$ 是三維的影像序列譜能量， U_x 和 U_y 分別是 x 和 y 分量上的流速，綜整式(2)及式(3)之後，可獲得式(4)之關係。

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

若在深水區進行觀測， $\tanh(|\bar{k}|d) \cong 1$ ，水深輸入值對流速計算結果之影響可忽略；但在近岸海域時，雷達影像計算流速結果為區域內的平均值。計算流速時需輸入一個水深代表值，在近岸海域地形變化大，水深非為定值，如何輸入一個適當的水深值以計算流速在文獻中沒有這方面的探討，一般是以影像區域內的平均水深做代表，但因此也造成了分析所得之流速的準確度有改進的空間(Wu et al., 2005)。為探討對各種水深、波浪和流速條件下之水深代表值，本文發展一套影像模擬法，依設定之波浪和流速條件產生影像序列，做為後續研究的素材。影像模擬的方法詳述如下。

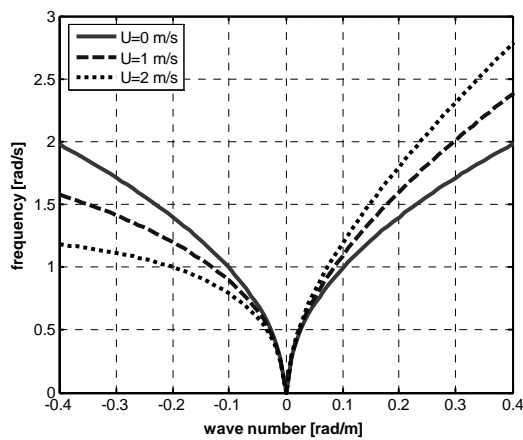


圖 3 不同流速條件下，分散關係式所描述之波數-頻率曲線

三、波場影像的數值模擬

3-1 影像模擬

考量分析現場資料時，因現場環境的複雜性，有很多的因素無法確切掌握，故利用數值方法來避免這些因素，並儘可能針對水深條件進行探討。為使模擬的結果較相近於實際海面波場變化，利用方向波譜的代入可以模擬出多向不規則波。自然界的波浪可由多個不同週期及相位之餘弦波線性疊加而成，其關係式如式(5)所示。

$$\eta(t, x, y) = \sum_i^I \sum_m^M a_{mi} \cos[\omega_m t - |\bar{k}_{mi}|(x \cos \theta_i + y \sin \theta_i) + \varepsilon_{mi}] \quad (5)$$

其中 a_{mi} 為波浪之振幅， k_{mi} 為波浪之成份波的波數(wavenumber)， ω_{mi} 為角頻率， ε_{mi} 為相位，一般取在 $(0 \sim 2\pi)$ 內均佈。在一維頻譜部份，以 Goda(1999)所提出的改進 JONSWAP 型譜來輸入，再加入光易恆提出的方向分布函數可組成方向譜(俞，2002)，如式(6)所示。

$$S(f, \theta) = S(f)G(f, \theta) \quad (6)$$

上式中 $S(f)$ 為頻率譜， $G(f, \theta)$ 為方向分布函數。把每個成份波視為簡諧波，其振幅如式(7)所示。

$$a_{mi} = \sqrt{2 \cdot S(f_m, \theta_i) \Delta \theta_i} \quad (7)$$

在切割頻率區間時，根據前人之建議採頻率方向對應法，可避免模擬所得的波浪以某種週期重覆出現，並可使模擬結果有較好的空間均勻性(俞，2002)。

本文模擬影像時假設水深呈單一斜率做變化，並考慮影像分析時，影像均勻性的問題，因計算流場結果為區域內的平均值，故假設在影像區域內的流速為定值做輸入，水深條件與流速的輸入利用線性波理論為基礎，考慮各成份波在傳遞過程時其本身的週期不變，波數隨水深和流速改變的概念，再度利用分散關係式進行計算，如式(8)所示。在水深部分需要代入一個矩陣水深值 $d(x, y)$ ，即可在每個網格點上利用疊代法求出各網格點上的波數。

$$\omega_{mi} \sqrt{g |\bar{k}_{mi}| \tanh |\bar{k}_{mi}| d(x, y) + \bar{k}_{mi} \cdot \bar{U}} \quad (8)$$

本文設定影像 x 、 y 方向的解析度均為 7.5m，影像大小 128×128pixels，影像間隔 1.67sec，影像序列之時間總長度為 53 sec，即 32 張雷達影像，此模擬條件與實際雷達作業的參數一樣，圖 4(a)為本文透過上述方法所模擬之不規則波場影像，該影像設定之平均週期為 11s，主波向為 45°，圖 4(b)為該影像所在區域之水深範圍，底床坡度為約為 1/40。

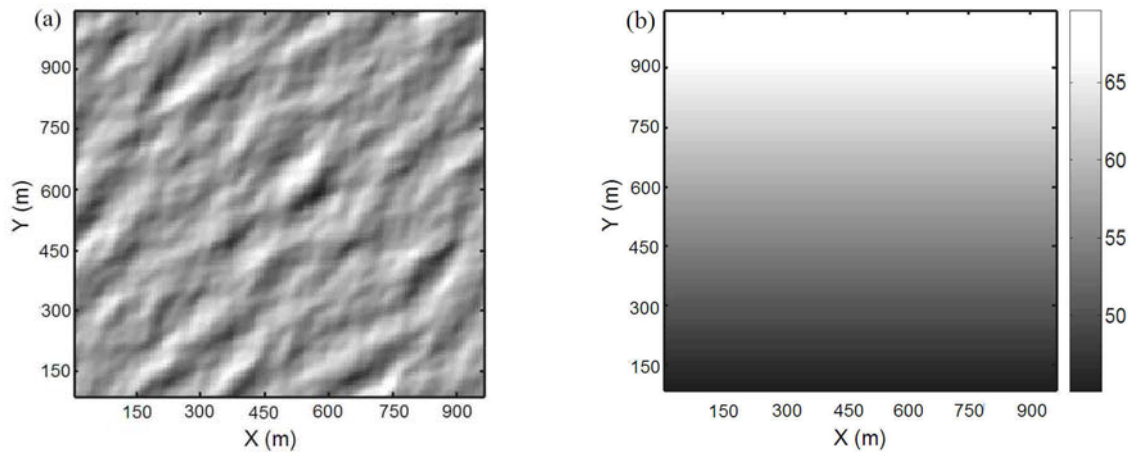


圖 4 (a)模擬影像之不規則波場影像；(b)模擬影像設定之水深條件

3-2 模擬影像驗證

藉由上節的討論可模擬出具有單一底床斜率下的波場影像序列，且含有流速資訊於其中。本節針對模擬出來的影像進行討論，驗證模擬影像的合理性，包括波譜相似、波高相似與均勻性。

在波譜相似的討論中，從一維頻譜所模擬出來的影像時序列，經譜分析後的影像序列譜再積分以及轉換可以得到一維頻譜，兩者比對的結果其譜形以及譜峰值需一致。圖 5 為空間影像中心點的時序列經頻譜分析之結果。圖中的 $S(f)_{\max}$ 為能譜的最大值。為方便比較，本文對能譜進行正規化。從圖 5 結果發現兩者譜形一致，譜峰位置之間有約 0.003Hz 的差異，此一差異換算成週期約差異 0.5s。造成此一現象的原因應是雷達影像序列的時間間距較長，相鄰影像的時間間隔為 1.67sec，致使其頻率解析度較低所致。

在模擬的空間波場影像時中，在空間影像中選取十個參考點，如圖 6(a)所示。模擬長時間的影像時序列，即可得到十個參考點上的水位時序列變化，經傅利葉分析計算其零階矩，如式(9)所示，其中 f_N 為頻譜頻帶範圍之上限，是根據 Nyquist 定理來決定。本文根據雷達影像的參數，計算得 $f_N = 0.3 \text{ Hz}$ 。

$$m_0 = \int_0^{f_N} S(f) df \quad (9)$$

將計算結果分別與原本輸入的一維頻譜的零階矩進行比較，結果如圖 6(b)所示，圖中橫軸為模擬影像中所選取來分析影像譜的位置，縱軸為模擬影像時輸入的一維波譜的零階矩 (m_{om}) 與影像模擬後經譜分析積分成一維波譜的零階矩 (m_{os}) 之比值，根據分析結果可得知兩者結果一致，且波高可表示成下式(10)，可發現模擬的影像區域內

其波高呈均勻分布且一致。經由以上討論可證實影像模擬的正確性。

$$H_s \propto \sqrt{m_0} \tag{10}$$

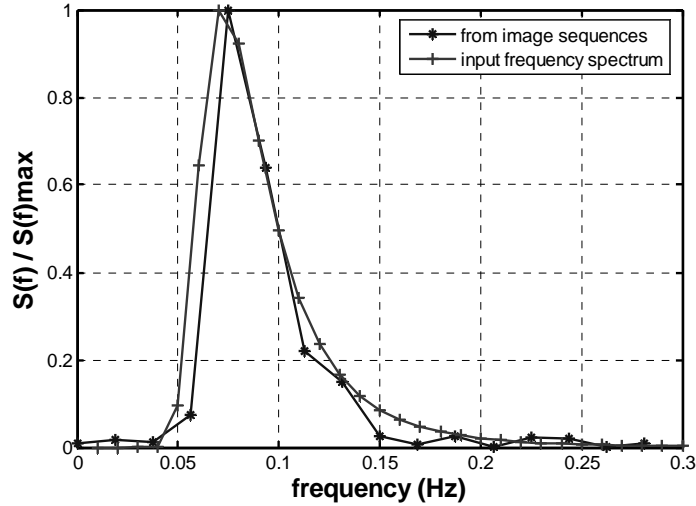


圖 5 給定與模擬影像之一維頻譜比較

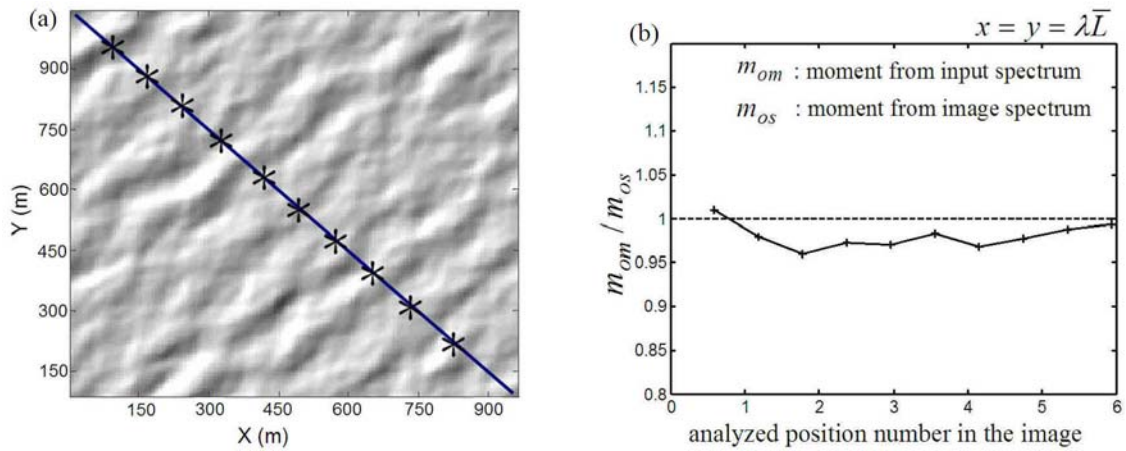


圖 6 (a)模擬影像的 10 個分析點之位置

四、最佳水深輸入值

4-1 分析流程

數值方法可以模擬具有底床變化及流速的影像時序列，利用疊代法於計算流場時代入不同的水深值，計算得到的流速結果再與給定的流速做比較，找出最佳的水深代

表值，圖 7 為從不同坡度底床的波場影像時序列決定最佳水深代表值的流程圖，其中需先設定一個流速誤差的門檻值，找出符合流速誤差門檻的代入水深值的範圍，再利用統計方法迴歸出最佳的水深代表值經驗式。圖 7 中的 d_{down} 和 d_{up} 分別為此斜率下符合流速誤差門檻的代入水深值的下限與上限，因為底床斜率設為單一斜率，故符合門檻的水深代表值範圍即為上下限之間。

為使流場計算結果有較高的精準度，疊代過程中，水深值疊代的間距 Δd 考慮在各情況下皆能使計算流速誤差很小，設定條件如式(11)，考量水深最淺取為 5m。

$$\Delta = |\tanh(kd_n) - \tanh(kd_{n+1})| < 1\% \quad (11)$$

其中 $d_{n+1} = d_n + \Delta d$ ，以不同的 Δd 進行討論，其結果如圖 8，發現當 $\Delta d = 0.1\text{m}$ ， $|\tanh(5k) - \tanh[(5 + 0.1)k]| = 0.98\%$ ，其差異小於 1%，因此本文選取 $\Delta d = 0.1\text{m}$ 。

4-2 決定最佳值

利用模擬的影像去決定出各種條件下的最佳水深代表值時，考慮幾個不同的條件，包括波浪週期、水深範圍、底床斜率，首先固定底床斜率，斜率設為 1/70，其中流速誤差門檻值設為 0.02m/s，利用無因次參數水深與波長的比值做分析，而分析出來的結果如圖 9 所示，其中 L_0 為深水時的波長，是透過線性波理論，從週期推算而得， d_{min} 為在此固定斜率下所選取區域內的水深最小值， d_{input} 為 d_{down} 和 d_{up} 的水深輸入值，而在 d_{down} 和 d_{up} 的兩線間的範圍為符合流速誤差門檻的無因次參數範圍，其結果可以圖 9 中的迴歸線表示，表示水深代表值的輸入與區域內的水深最小值呈高度線性關係，且其斜率為 1。

再進一步找到底床斜率與最佳水深代表值的關係，水深代表值即可如圖 9 中迴歸線代表，底床斜率範圍取為 1/2000~1 之間，目的是希望含括台灣環海海底地形的底床坡度。改變底床斜率來找出最佳水深代表值，結果如圖 10 所示，呈現高度的線性關係，發現週期的影響不大，從圖中的結果進行統計分析，結果在底床斜率範圍 1/1500~1/20 有較佳的一致性，再綜合圖 9 得到的結果，可得到底床斜率與最佳水深代表值的關係以下式(12)表示：

$$ORWD = 195.6 \cdot S + d_{\text{min}} \quad (12)$$

其中 d_{min} 為選取區域內的水深範圍最小值， S 為選取區域內的底床斜率， $ORWD$ 為計算流場時最佳的水深值輸入值，故不論週期或水深，只要知道選取區域的最小水深值和平均底床斜率，最佳水深代表值與底床斜率的關係可用式(12)表示。透過該式，理論上所求得之水深值能夠讓流速計算的結果更為精準，為能証實此一論點，本文進一步透過現場試驗，透過實測資料進行驗證。相關之實驗佈置與驗證結果詳述如後。

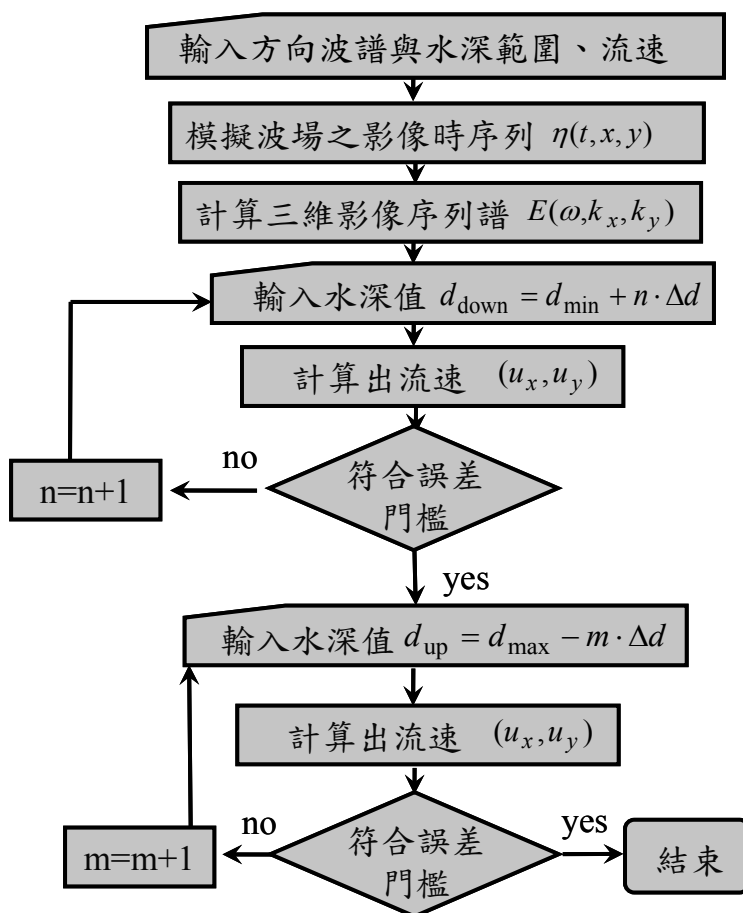


圖 7 利用波場模擬影像決定水深代表值的流程圖

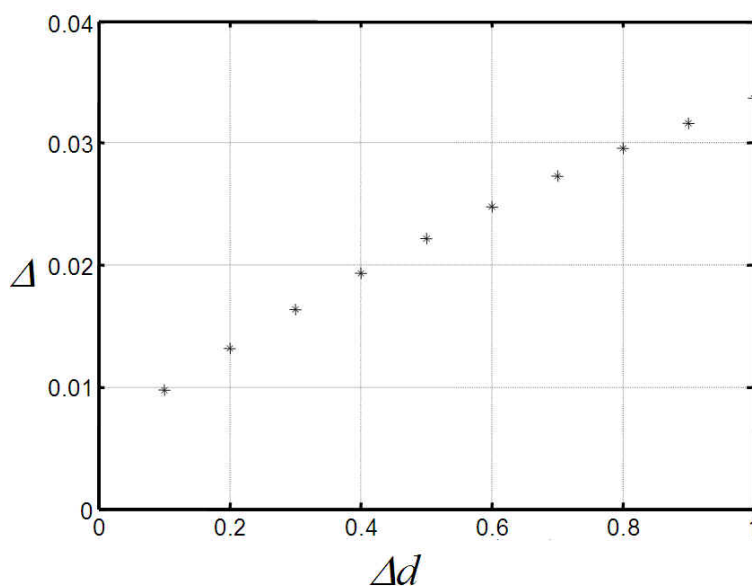


圖 8 不同的水深間距計算誤差 Δ 的結果

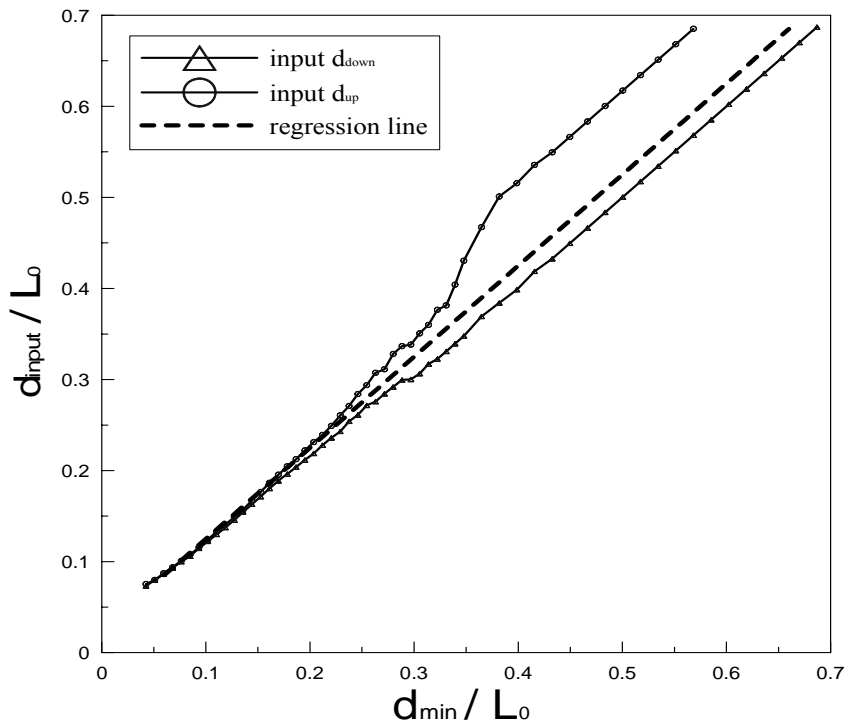


圖 9 固定底床斜率下符合流速誤差門檻的無因次參數範圍

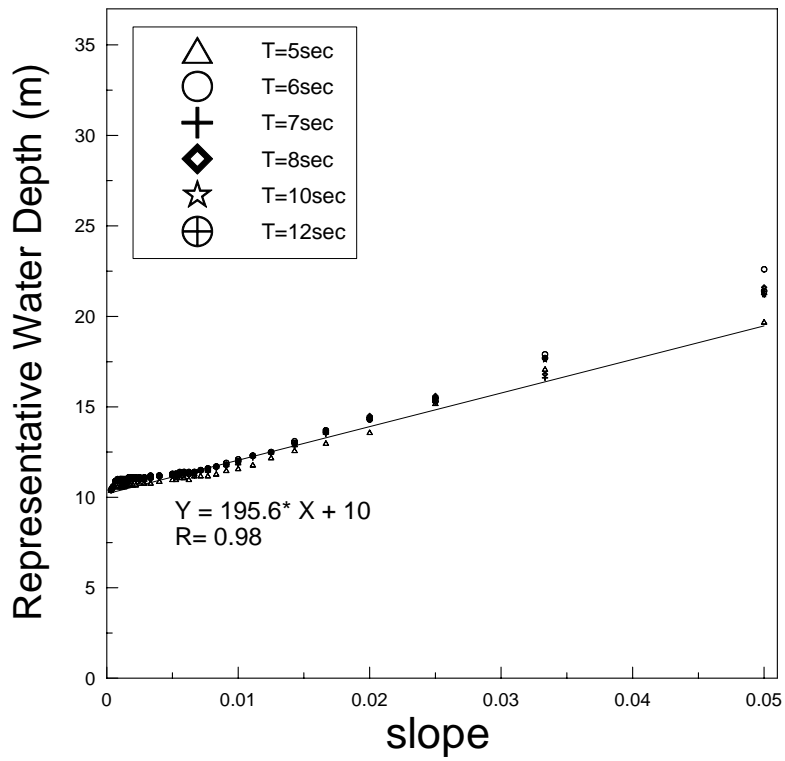


圖 10 底床斜率與最佳水深代表值的關係圖

五、流場分析驗證

5.1 實驗設置

現場實驗以 GPS 漂流浮標量測表面流速結果做驗證，於 2005 年 5 月在墾丁鵝鑾鼻附近海域進行實驗，該海域之底床坡度約為 1/40，實驗設置 GPS 漂流浮標與雷達同步進行觀測，雷達架設高度約為海平面上 15m，距海岸線約 100m，觀測範圍約 3km 半徑的圓形區域，如此的實驗佈置可達到雷達的觀測範圍內同時有 GPS 漂流浮標的資料，本研究現場驗證試驗佈置如圖 11 所示，圖中的虛線方框為雷達子影像的選取區域，子影像大小為 128×128pixels，相當於 960×960m 的大小。從之前的研究結果得知(林等，2005)，此一範圍內的流場資訊仍具有空間均勻性，因此從該尺寸雷達子影像所分析得到的海流結果能夠代表該區域範圍內之海流特性。

GPS 漂流浮標量測到的是水表面到水表面下 1m 的流速與流向平均值，與雷達測得的表面流速為非完全相同的結果，因風驅流隨著風速大小的 2%~3.5% (Wu, 1975、Gangeskar, 2002)在海表層流動，且影響程度隨水深迅速遞減，故實驗選擇較小風速的時間，避免過大的差異。在此實驗中觀測區域有海上資料浮標，測到當時風速約為 2-3m/s，而波浪週期為 5-6 秒。

5.2 比對結果與討論

雷達影像推算得到的流速流向與 GPS 漂流浮標量測得到的流速和流向比對結果如表 1 所示，實驗共放置兩次 GPS 漂流浮標，實驗#1 的浮標放置點的水深約為 25m；實驗#2 的浮標放置點的水深約為 50m。兩次實驗浮標放置後，受海流影響皆朝東南方漂移。本文從浮標漂流路徑中選取出 5 個雷達子影像區域，雷達子影像涵蓋區域的水深範圍並非定值，每次試驗雷達子影像涵蓋區域的相對水深範圍如表 1 所示。其中實驗#1 有較多區域之雷達子影像涵蓋到相對水深小於 0.5 的區域，亦即實驗#1 的雷達影像分析案例較易受到水深值之影響。

表 1 所示之修正前後水深代表值，修正前是以雷達涵蓋區域的水深平均值作為代表值，而修正後的水深代表值以前文所提的經驗式決定，從選取影像範圍內的相對水深可分成兩部份來探討，實驗#1 中，雷達子影像涵蓋區域的相對水深範圍為 0.2~0.7，水深代表值的修正前和修正後與 GPS 漂流浮標量測結果進行比對，可看出流速的準確度在兩筆資料水深條件修正後分別改進了 17%和 28%；實驗#2 雷達子影像涵蓋區域的相對水深範圍為 0.4~1.2，水深代表值的修正前和修正後與 GPS 漂流浮標量測結果進行比對，可看出流速的準確度在修正後在三筆資料水深條件修正後分別改進了 3.5%、2%和 4.5%，改善情況並不明顯，而第四筆資料在水深條件修正後完全沒有改

善。探究實驗#2 流速準確度改善情況並不明顯的主要原因，應是在實驗#2 中，雷達子影像涵蓋區域之水深值較大，透過分散關係式[式(1)]推算水深時，式中的 $\tanh(kd)$ 在水深較大時， $\tanh(kd)$ 趨近 1，雷達子影像涵蓋區域內之水深變動，並不會對 $\tanh(kd)$ 值造成明顯之影響。經計算後發現，透過本文所提出的最佳水深代表值與水深平均值帶入分散關係式後，兩者所計算得之 $\tanh(kd)$ 值相差小於 0.001，致使在相對水深較大的區域，水深值修正前後對流速計算準確度並沒有明顯之改善。而在相對水深較小的區域，從雷達影像推算得到的海面流速和流向與 GPS 漂流浮標量測得到的流速和流向比對結果發現，經水深條件修正後，流速準確度確實有提昇。

表 1 水深代表值修正前後的流速流向比對結果

| 實驗 | 相對水深範圍 | 雷達子影像 | 水深條件修正前 | | 水深條件修正後 | | 流速改進百分比 |
|----|---------|-------|-------------|---------|-------------|---------|---------|
| | | | 流速 (m/s) | 流向 (°) | 流速 (m/s) | 流向 (°) | |
| | | | (雷達/GPS 浮標) | | (雷達/GPS 浮標) | | |
| #1 | 0.2~0.7 | 1 | 0.38/0.58 | 311/323 | 0.48/0.58 | 311/323 | 17% |
| | | 2 | 0.37/0.64 | 308/314 | 0.55/0.64 | 308/314 | 28% |
| #2 | 0.4~1.2 | 1 | 0.44/0.54 | 319/324 | 0.46/0.54 | 320/324 | 3.5% |
| | | 2 | 0.41/0.47 | 311/311 | 0.42/0.47 | 311/311 | 2% |
| | | 3 | 0.38/0.42 | 287/292 | 0.4/0.42 | 287/292 | 4.5% |
| | | 4 | 0.39/0.34 | 286/277 | 0.41/0.34 | 286/277 | - |

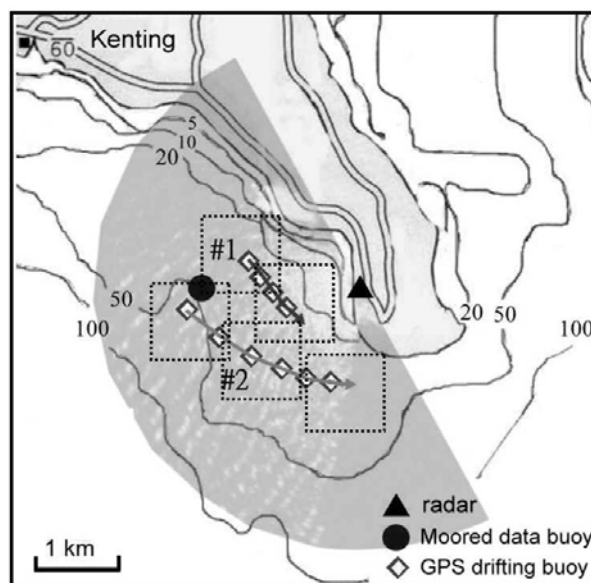


圖 11 本研究現場驗證實驗佈置圖

六、結論

利用雷達影像推算海面流場時，在近岸海域水深會影響流場計算結果。本文研究目的為探討如何在流場分析方法中輸入一適當的水深代表值，以獲得正確的流場分析結果。本文發展出一套影像模擬法，可依設定之波浪和流速條件產生影像序列，藉由分析各種不同水深、波浪和流速條件之模擬影像，透過試誤法以及迴歸分析進行分析以決定最佳水深輸入值。經迴歸分析後結果發現，最佳水深代表值與底床斜率的關係呈高度線性關係，且可利用底床斜率找到最佳水深代表值的關係式。為驗證結果的準確性，進一步以 GPS 漂流浮標進行比對，探討最佳水深輸入值對流場分析結果之影響。

雷達影像推算得到的海面流速和流向與 GPS 漂流浮標量測得到的流速和流向比對結果發現，在近岸海域內，輸入的水深代表值確實有修正的需要，經水深條件修正後，對流向的結果影響較小，但流速準確度確實有提昇，且在相對水深較小區域內有較顯著的改善。

誌謝

本計畫為國科會專題計畫(編號 NSC 94-2611-E-006-002)與水利署研究成果。水利署資助現場試驗經費與鵝鑾鼻浮標資料，海巡署提供雷達測試場地，特此誌謝。

參考文獻

1. 俞聿修 (2002) 「隨機波浪及其工程應用」，國立成功大學近海水文中心印行，台灣，台南市。
2. 林家豐、吳立中、高家俊、董東璟(2005) 「應用X-band雷達於分析海面流況之研究」，第二十七屆海洋工程研討會論文集，中興大學，台中。
3. Doong, D. J. (2001) *Uncertainty Assessment of Wave Remote Sensing*, P.H.D Thesis, National Cheng Kung University, Tainan.
4. Gangeskar, R. (2002) "Ocean Current Estimated From X-Band Radar Sea Surface Images," *IEEE*, Vol.40 , No.4, pp. 783-792.
5. Goda, Y. (1999) "A comparative review on the functional forms of directional wave spectrum," *Coastal Engineering*, Vol. 41 , No.1, pp. 1-20.
6. Seemann, J., Senet, C. M., Wolff, U., Hatten, H. and Ziemer F. (2000) "Hydrographic parameter maps retrieved from nautical radar image sequences of inhomogeneous water surfaces," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, pp. 1898-1900.

7. Senet, C. M., Seemann, J., and Ziemer, F. (1997) "An iterative technique to determine the near surface current velocity from time series of sea surface images," *Proceedings of OCEAN'97 500 Years of Ocean Explorations*, Halifax, Canada.
8. Senet, C. M., Seemann, J., and Ziemer, F. (2001) "The near-surface current velocity determined from image sequences of the sea surface," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, No. 3, pp. 66-72.
9. Wu, L. C., Doong, D. J., Kao, C. C., and Tseng, C. M. (2005) "Wave and current fields extracted from marine radar images," *Proceedings of Fifth International Symposium on Ocean Waves Measurement and Analysis*, Spain, pp. 549-553.
10. Wu, J. (1975) "Wind-induced drift current," *J. Fluid Mechanics*, 68, pp.49-70.
11. Young, I. R., Rosenthal, W., and Ziemer, F. (1985) "A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. C1, pp. 1049-1059.

2006 年 8 月 3 日 收稿

2006 年 10 月 20 日 修改

2006 年 10 月 27 日 接受