

國立臺灣大學海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

National Taiwan University

Master Thesis

側掃聲納回散射訊號之海床地貌影像分析研究

The Study of Side-Scan Sonar Image for Sea Bed
Properties

陳昭儒

Jhao-Ru Chen

指導教授：宋國士 博士

Advisor: Gwo-Shyh Song, Ph.D.

中華民國 98 年 7 月

July, 2009

(附件 2)

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

側掃聲納迴聲訊號之海床影像分析研究
The Study of Side-Scan Sonar Image for Sea Bed
Properties

本論文係陳昭儒君 (R96241318) 在國立臺灣大學海洋研究所完成之碩士學位論文，於民國 98 年 7 月 22 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

吳同士 (簽名)
(指導教授)

羅聖宗 黃子芬

系主任、所長

喬博子 (簽名)

(是否須簽章依各院系所規定)

致謝

經過兩年時間終於完成論文畢業，過程中有喜有憂的感受，感謝身邊的朋友陪著我一起度過這兩年。首先要感謝指導教授—宋國士老師，讓我在研究室裡學習到專業的學術研究以及做人處事的道理，並且感謝口試委員羅聖宗博士、黃千芬教授不辭辛勞的前來主持我的口試並且給予論文的指導，讓我的論文內容更加完整。在求學過程中，感謝實驗室助理打理一些大小雜事，讓我輕鬆不少，感謝佩琨，明龍學長對於我不熟悉的研究中給予幫助以及指導，以及宏毅學長在程式的學習過程中幫忙許多，建鋒、鶴翰學長在論文修改上給予修正幫忙。研究試的學弟妹以及同窗好友，有你們的陪伴，使我在人生地不熟的台北生活了兩年，也充滿了許多的回憶，以及大學同學們有你們一路支持，使我更加有動力繼續完成我的論文。另外，特別感謝我的家人，在背後深深的支持我。對此對於幫助我、陪伴我的人給予深深一鞠躬，謝謝你們的幫忙！



中文摘要

本研究則利用側掃聲納之訊號，將訊號以影像方式呈現，並用幾種數位影像處理方式去分辨不同的地貌影像。資料來源是使用 2007 年 6 月與 10 月執行基隆港疏浚工程浚漂物海洋棄置計畫側掃聲納影像。判斷地貌影像方法主要有兩種：小波特徵值、灰度共現矩陣。小波特徵值是將影像訊號利用小波轉換分成七個頻段，計算七個頻段之統計值，根據統計曲線去判斷不同地貌影像。灰度共現矩陣是以參考像元為中心，針對各方向之鄰近像元間所產生的灰階組合，組成灰度共現矩陣，再以統計方式建立該影像的特徵，以描敘影像灰度分佈情形。最後以自動辨認方式取代人工的影像紋理辨認，對特定底質進行辨認。地貌影像辨認結果顯示影像的小波特徵質之頻段特徵，以及灰度共現矩陣之商與同質性分佈圖都能辨認地貌影像之不同；在自動辨認的結果上，都能找出特定底質的地點，並且對資料處理以及資料品質引起辨認誤差之討論。



關鍵字：側掃聲納影像處理、自動辨認、小波特徵值、灰度共現矩陣

Abstract

In this study, side-scan signals were displayed as sonograph, and different morphological images were classified using digital image processing methods. The data of side-scan sonar image was collected in the project of “Disposal plan of the Keelung Harbor dredging material” in June and October 2007, respectively. Two kinds of method to analysis image are: Wavelet Packet Feature (WPF) and Gray Level Co-occurrence Matrix (GLCM). WPF constructs the signals into seven bands to calculate their respective statistics, and each morphological feature poses their represented trend of statistics among the bands; GLCM produces 16 by 16 grayscale matrix based on the grayscale value which is derived from the pairs of each of 8 peripheral elements matching with the central pixel, respectively, in a sequence of 3 by 3 matrix. GLCM matrix is to establish the characteristics or distribution for each specified image. In the follow, this study also tries to recognize texture composed by side-scan image using automatically identification method instead of manually approach, especially to identify some specific sediment properties. Results of morphological recognition using side-scan images show WPF distribution among the bands and GLCM entropy and homogeneity patterns provide successful differentiation on different morphological images. In addition, for automatic identification, this method can identify their respective locations for those specific sediment properties. In the final, the study brings up some discussions regarding to error judgment to the images resulted from data processing and data quality.

Keyword: Side-Scan Sonar Image Processing, Automatic Identification, Wavelet Packet Feature, Gray Level Co-occurrence Matrix.

目錄

| | |
|-----------------------------|-----|
| 口試委員審定書 | i |
| 致謝 | ii |
| 中文摘要 | iii |
| Abstract | iv |
| 目錄 | v |
| 圖目錄 | vii |
| 第一章 緒論 | 1 |
| 1.1 前言 | 1 |
| 1.2 研究目的 | 4 |
| 1.3 研究概述 | 5 |
| 第二章 側掃聲納之系統與資料處理 | 6 |
| 2.1 側掃聲納組合單元 | 6 |
| 2.2 底質聲波回散射特性 | 10 |
| 2.3 側掃聲納記錄模式 | 14 |
| 2.4 側掃聲納資料轉換 | 17 |
| 2.4.1 側掃聲納資料種類 | 17 |
| 2.4.2 轉換 | 22 |
| 2.4.3 水層判斷 | 23 |
| 2.4.4 斜距修正 | 26 |
| 2.5 資料來源與航線定位修正 | 28 |
| 2.5.1 資料來源 | 28 |
| 2.5.2 資料航線定位修正 | 29 |
| 第三章 特徵地貌影像之回散射訊號解析 | 30 |
| 3.1 地貌特徵選取 | 30 |
| 3.2 地貌特徵回散射訊號比較 | 37 |
| 3.3 小波特徵值 | 42 |
| 3.3.1 小波轉換概述 | 42 |
| 3.3.2 利用小波特徵值判定特徵地貌 | 46 |
| 3.4 灰度共現矩陣 | 58 |
| 3.4.1 灰度共現矩陣概述 | 58 |
| 3.4.2 利用灰度共現矩陣判定特徵地貌 | 63 |
| 3.5 討論與小結 | 74 |
| 第四章 自動判定地貌影像 | 75 |
| 4.1 利用灰度共現矩陣判定特徵地貌與實例 | 75 |
| 4.2 使用相關性匹配判定特徵地貌與實例 | 83 |
| 4.2.1 相關性匹配介紹 | 83 |

| | |
|------------------------|-----|
| 4.2.2 相關係數尺度與訊號修正..... | 85 |
| 第五章 大區域實例比較結果..... | 95 |
| 第六章 結論..... | 106 |
| 參考文獻..... | 108 |

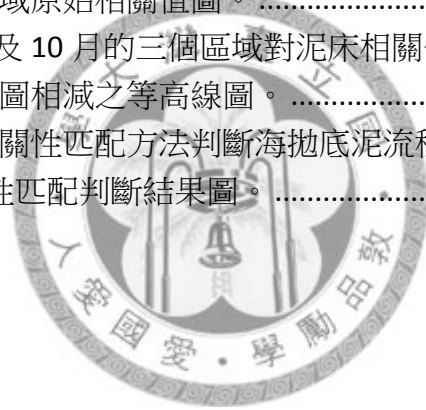


圖目錄

| | |
|--|----|
| 圖 2- 1、側掃聲納整體系統示意圖。 | 8 |
| 圖 2- 2、GPS 衛星接收儀。 | 8 |
| 圖 2- 3、EdgeTech 272-TD 圖。 | 9 |
| 圖 2- 4、ST-8000 側掃聲納主機圖。 | 9 |
| 圖 2- 5、側掃聲納強度與角度關係圖(Fish and Carr,1990)。 | 11 |
| 圖 2- 6、視角(Grazing angle)示意圖。 | 11 |
| 圖 2- 7、時域變化增益修正之示意圖。 | 12 |
| 圖 2- 8、聲波反射與折射圖。 | 13 |
| 圖 2- 9、側掃聲納訊號從接收到記錄過程。 | 15 |
| 圖 2- 10、觸發資料記錄在檔案格式。 | 16 |
| 圖 2- 11、Hunter 展示圖。 | 19 |
| 圖 2- 12、Mapper 展示圖。 | 19 |
| 圖 2- 13、第一類拼圖形式示意圖。 | 20 |
| 圖 2- 14、第二類拼圖形式示意圖。 | 20 |
| 圖 2- 15、第三類拼圖形式示意圖。 | 21 |
| 圖 2- 16、單一觸發回散射訊號筆數與能量大小曲線圖。 | 21 |
| 圖 2- 17、轉換資料流程圖。 | 23 |
| 圖 2- 18、Hunter 軟體去判讀拖魚離海床高度。 | 24 |
| 圖 2- 19、訊號相加突顯初始海床訊號。 | 24 |
| 圖 2- 20、判斷初始海床訊號坐落時間點流程圖。 | 25 |
| 圖 2- 21、斜距修正表示圖。 | 27 |
| 圖 2- 22、資料記錄格式說明。 | 27 |
| 圖 2- 23、施測航線圖。 | 28 |
| 圖 2- 24、資料航線定位修正流程圖。 | 29 |
| 圖 3- 1、海床地形變化造成強訊號和陰影帶(Mazel, 1985)。 | 31 |
| 圖 3- 2、水層漂浮物質造成陰影帶(Mazel, 1985)。 | 31 |
| 圖 3- 3、線性地貌測音圖。 | 32 |
| 圖 3- 4、台灣東北部海底底質分佈圖(Song et al., 1997)。 | 34 |
| 圖 3- 5、岩床地貌影像。 | 34 |
| 圖 3- 6、砂床地貌影像圖。 | 35 |
| 圖 3- 7、泥床地貌影像圖。 | 35 |
| 圖 3- 8、薄泥岩床地貌影像圖。 | 36 |
| 圖 3- 9、2007 年 6 月與 10 月測音圖。 | 40 |
| 圖 3- 10、2007 年 6 月資料之單筆訊號圖。 | 41 |
| 圖 3- 11、2007 年 10 月資料之單筆訊號圖。 | 41 |
| 圖 3- 12、二維小波分解示意圖。 | 43 |

| | |
|------------------------------------|----|
| 圖 3- 13、水平方向 Haar 小波轉換。 | 44 |
| 圖 3- 14、垂直方向 Haar 小波轉換。 | 44 |
| 圖 3- 15、一階二維 Haar 小波轉換範例圖。 | 45 |
| 圖 3- 16、二階二維 Haar 小波轉換範例圖。 | 46 |
| 圖 3- 17、泥床地貌影像經過小波轉換圖。 | 49 |
| 圖 3- 18、砂床地貌影像經過小波轉換圖。 | 49 |
| 圖 3- 19、岩床地貌影像小波轉換圖。 | 50 |
| 圖 3- 20、線性地貌影像小波轉換圖。 | 50 |
| 圖 3- 21、薄泥岩床地貌影像小波轉換圖。 | 51 |
| 圖 3- 22、小波轉換的頻段編號。 | 51 |
| 圖 3- 23、Norm1-2 energy 示意圖。 | 52 |
| 圖 3- 24、水層與混凝土側掃聲納影像圖。 | 52 |
| 圖 3- 25、Norm-1 average energy 示意圖。 | 52 |
| 圖 3- 26、地貌影像小波特徵曲線比較。 | 53 |
| 圖 3- 27、砂床、泥床地貌影像之小波特徵曲線比較。 | 54 |
| 圖 3- 28、線性地貌、薄泥岩床地貌影像之小波特徵曲線比較。 | 55 |
| 圖 3- 29、線性地貌、岩床地貌影像之小波特徵曲線比較。 | 55 |
| 圖 3- 30、地貌影像取最高值標準化後前後對照圖。 | 59 |
| 圖 3- 31、區域影像直方曲線圖。 | 60 |
| 圖 3- 32、地貌影像取基準值標準化後前後對照圖。 | 60 |
| 圖 3- 33、參數關係與數學表示示意圖。 | 61 |
| 圖 3- 34、灰度共現矩陣相位角關係示意圖。 | 62 |
| 圖 3- 35、初步灰度共現矩陣結果。 | 62 |
| 圖 3- 36、八個方向灰度共現矩陣的熵比較。 | 65 |
| 圖 3- 37、八個方向灰度共現矩陣圖的同質性比較。 | 65 |
| 圖 3- 38、八個灰度共現矩陣相加之結果。 | 67 |
| 圖 3- 39、線性地貌地貌影像灰度共現矩陣圖。 | 68 |
| 圖 3- 40、薄泥岩床地貌影像灰度共現矩陣圖。 | 69 |
| 圖 3- 41、泥床地貌影像灰度共現矩陣圖。 | 70 |
| 圖 3- 42、岩床地貌影像灰度共現矩陣圖。 | 71 |
| 圖 3- 43、砂床地貌影像灰度共現矩陣圖。 | 72 |
| 圖 3- 44、熵與同質性分佈圖。 | 73 |
| 圖 4- 1、灰度共現矩陣分類區域影像流程圖。 | 77 |
| 圖 4- 2、灰度共現矩陣分類法-扣除出現次數最多的灰階值表示圖。 | 78 |
| 圖 4- 3、灰度共現矩陣分類法-扣除低灰階值表示圖。 | 78 |
| 圖 4- 4、灰度共現矩陣分類法-扣除高灰階值表示圖。 | 79 |
| 圖 4- 5、其他區域之灰度共現矩陣圖。 | 79 |
| 圖 4- 6、灰度共現矩陣實例分類原始影像圖。 | 81 |

| | |
|-------------------------------------|-----|
| 圖 4-7、灰度共現矩陣實例分類結果圖。..... | 82 |
| 圖 4-8、相關性匹配說明圖。..... | 84 |
| 圖 4-9、相關性匹配範例圖。..... | 84 |
| 圖 4-10、砂床、薄泥岩床地貌影像與含砂床地貌之區域影像相關圖。86 | |
| 圖 4-11、小波轉換濾波結果與比較圖。..... | 87 |
| 圖 4-12、將影像訊號小波轉換濾波後相關值圖。..... | 88 |
| 圖 4-13、遮罩示意圖。..... | 91 |
| 圖 4-14、影像訊號低通濾波結果圖。..... | 93 |
| 圖 4-15、將影像訊號遮罩濾波後相關值圖。..... | 94 |
| 圖 5-1、第一種地形地貌比較圖。..... | 96 |
| 圖 5-2、第二種地形地貌比較圖。..... | 97 |
| 圖 5-3、第三種地形地貌比較圖。..... | 98 |
| 圖 5-4、灰度共現矩陣判斷拋棄底泥流程圖。..... | 98 |
| 圖 5-5、灰度共現矩陣判斷海拋底泥結果圖。..... | 99 |
| 圖 5-6、三個區域原始相關值圖。..... | 101 |
| 圖 5-7、6月以及10月的三個區域對泥床相關值圖。..... | 102 |
| 圖 5-8、相關值圖相減之等高線圖。..... | 103 |
| 圖 5-9、修改相關性匹配方法判斷海拋底泥流程圖。..... | 103 |
| 圖 5-10、相關性匹配判斷結果圖。..... | 105 |



第一章 緒論

1.1 前言

海洋學家使用聲學(acoustic)影像系統或者光學(optical)影像系統所獲得的水下影像，進行海床地貌或者人造物辨認。聲學系統可提供大區域範圍，但解析度較差的影像；而光學系統則能提供高解析度，但只有數公尺含蓋範圍的照片。隨著歷史的發展，科學常在戰爭中被催化，從第一次世界大戰中為了防止潛艦的攻擊，海權國家極力發展尋找潛艦的設備，聲納便開始得到注目與研究。聲納探測技術隨著戰爭發展從潛艦探測逐漸應用到各領域，如科學或者民間商業應用等，其形式包括海底資源探勘及海洋沉積物底質特性研究等等。近幾年來，隨著聲納技術的快速發展，聲學系統亦已可提供類似照片的高解析之聲納影像(Fish and Carr, 1990)，如以 500kHz 為主頻的側掃聲納系統。

底質的判定所使用的方法主要有海床沉積物採樣、淺層震測、水下攝影以及側掃聲納影像法，每種方法皆有其測量上的適用範圍與限制。側掃聲納影像則是利用回散射能量大小(Beyer et al., 2007; Goff et al., 2000; Gonidec et al., 2003)與影像紋理在空間上的分佈(Huvenne et al., 2002; Ryan and Flood, 1996)來辨識該底質狀態。

使用回散射訊號強度分析影像，在同一頻率下的側掃聲納影像之強度，主要受人射角度與底質顆粒度所影響，當底質的顆粒度接近聲源波長時，容易發生散射訊號，並因人射角度改變其回散射強度。除此之外，側掃聲納回散射能量強度在聲波發射後，於介質到海床之間的傳遞過程中亦會造成能量消耗，因此在討論該聲波在經過海床的反射、折射後所傳遞到聲納的能量大小，期望盡量以定性、定量，並站在同一基準的角度，在觀察底質不同所造成的強度變化，以推論該海床的聲學物理性質，來對比實際的海床種類。

在影像紋理分析上，使用商業軟體能夠用影像顯示側掃聲納訊號強度，在影像的色調(tone)差異性與其分佈所構成的點、線、面特徵，有些具有可量化的規則性，有些則不易歸納其特性；在不易歸納特性的影像上，能夠以個別發展影像處理的屬性、模式之判定方法，並實際比對海床底質以增加影像辨別的正確性。

70年代以前，在影像紋理可經由經驗累積而較容易判斷；於70年代中，開始利用定性、定量的影像分析技術去判斷影像紋理，80年代過後，隨著計算機的運算速度增加，讓許多的理論分析能夠藉由計算機高速運算使影像處理能更加快速，也希望能利用定性與精確的定量分析，更為精確的判斷底質，並降低人為因素的誤判。在許多紋理分析方法中，其中一種分析方法是以前人造目標物或獨立物件明顯不同於背景影像強度的特性，將影像銳利化(sharpness)及邊際化(edginess)，以突顯獨立物件的邊界所在(Johnson and Helferty, 1990; Linnett and Richardson, 1990)；另一種分析方法則是利用影像的灰階值執行統計計算，例如：灰階值尺度的縮放、平移(Collier et al., 2005)，灰階值的均勻度(Homogeneity)與亂度(Entropy)(Blondel, 2000; Huvenne et al., 2002)等統計方式，利用這些處理方法便能夠使相似的物件散佈在相同的範圍或者具有相同的特徵，進而鑑別出差異。

除了直接對商業軟體所產生的影像作處理來分辨之外，也可以對回散射訊號上做頻率分析，以區分底質的特徵(Chang and Kuo, 1993)；也可利用統計紋理特徵方式，藉由使用灰階值彼此間的局部相關係來量化紋理特徵，如灰階共生矩陣(Gray Level Co-occurrence Matrix, 灰度共現矩陣)、灰度差分統計法(Gray Level Difference Method)(Blondel et al., 1993; Haralick et al., 1973)等，使用一些影像處理技術凸顯底質特徵，使得底質辨識能更加精確。

從影像的紋理和回散射訊號強度值上的分析，或者將兩者作影像處理或者訊號分析，都能夠辨認底質，但在這些辨認方法上，依照實際測量的海況或者環境特性，將處理方法配合使用，便能夠提高辨識的精準度。舉例來說，在實際的淺海海床環境下，除了局部有生物礁石或不規則線形的熔岩、岩石，大部分皆為沉

積物所覆蓋，而沉積物皆須要經過海流、波浪、重力的搬運，才可到達此處覆蓋海床，而在沉積物搬運的過程中，沉積物往往會因搬運過程形成搬運構造，此種搬運構造具有幾何線狀與顆粒挑選的特徵。有生物礁石、不規則線形的熔岩、岩石或者沉積物的線狀特徵，可以在側掃聲納影像紋清楚的呈現。搬運的營力作用與沉積構造的幾何形狀造成淘選作用，有時候也會影響到現有的地貌或底質，有時候也受測量時拖魚受海流晃動影響，使影像中不容易顯示明顯的紋理，而這類的資料可以從回散射訊號的處理，去區分底質或者地貌影像。

底質或地貌的判斷，除了測音圖之影像紋理判斷(劉佩琨, 2007)，或者從影像灰階值之統計分類(Collier and Brown, 2005)、影像灰階值分佈之熵與同質性分佈圖(Blondel et al., 1993)，也有利用訊號處理的方式，將影像使用小波轉換去計算特徵值(Pun and Lee, 2001)，但是在文獻中對於大區域之影像，以及自動判斷底質或者地貌的研究較少，因此在本研究擷取訊號資料轉換成影像(地貌影像)，以小波特徵質以及灰度共現矩陣針對底質或者地貌的判斷，接著在以自動化辨認特徵底質(海拋底泥)。

雖然側掃聲納能夠從影像或者回散射訊號方面上，去辨認底質或者地貌地影，但是在僅有側掃聲納訊號的條件下，有些情況並不能解釋得很完整。例如：在無明顯的構造紋理，如砂、泥底質且不受海流影響，僅能夠由影像強度的灰階(tone)在空間分佈，說明在不同灰階區域內底質顆粒度大小不同，強度越強表示該底質平均顆粒度較大，但卻無法明確得之顆粒度實際上的大小，因此需要如底質採樣、水下攝影或是淺層震測等輔助，才可說明底質種類。

1.2 研究目的

使用側掃聲納作為海洋測繪科學工具已經發展成熟，在儀器設備上，側掃聲納音鼓可以快速的面狀掃描海床狀態，並表現整體海床表面的形貌特徵與分佈，在側掃聲納影像圖中，有些影像特徵能夠利用影像中的紋理，直觀的解釋表層地質或者特殊目標物，例如：波痕、線性構造物或人造物，但是有些特殊地貌影像或者受環境影響，使得影像往往變形或者隱含著其他成像過程與意義，例如：砂、泥質，因此對於這些地貌影像的判別，則需要利用訊號分析或者影像處理以突顯底質特徵再來辨識影像。

在研究區域中分別在 6 月與 10 月實施兩次測量，因此在測量時的海況以及儀器狀態不一致，使既使相同的底質反應的影像紋理也有可能不全相同，例如：受洋流影響使拖魚會持續晃動造成影像扭曲，造成影像不容易辨認。因此在研究中選取砂、泥砂或者線性地貌等影像，這些影像先由 6 月資料的影像紋理中辨認地貌種類，接著選擇同區域的地貌影像，經由訊號與影像處理能辨認選擇的地貌影像的異同。

整體而言，本論文在同區域但不同時間測量的資料造成影像有差異，因此從訊號與影像處理方面辨認地貌影像是相同，接著以自動化尋找特定底質(海拋底泥)取代在影像紋理上以人工辨認特定底質，最後探討結果是否為特地底質或者受其他變動影響結果所致。

1.3 研究概述

在第二章前半段，敘述側掃聲納儀器、回散射訊號特性、以及在野外收集資料產生的檔案，針對檔案的記錄方式說明。在後半段部分，主要敘述資料轉換，解釋從野外收集的訊號檔案，不經由軟體展示而經由編譯程式的展示，在過程處理水層判斷以及斜距修正，到最後擷取需要的訊號。

在第三章分三部分，第一部分，先敘述從測音圖選擇目標物並且判斷目標物大致為何種底質或地貌，在本研究中，將擷取相對位置的訊號資料，並且以此訊號轉換成影像(地貌影像)，揪著執行訊號或影像處理；第二部分，將擷取的訊號經由小波轉換，在計算標準差，從每個頻段特徵判別每種地貌影像的差異；第三部分，將訊號影像經由灰度共現矩陣之後，計算熵與同質性分佈圖，從分佈圖判別每種地貌影像不同。

在第四章分兩部分，針對特定底質(海拋底泥)自動判斷的方法介紹，第一部分，修改第三章所使用的灰度共現矩陣，使灰度共現矩陣能夠判斷區域影像；第二部分，介紹相關值匹配，以及訊號濾波使相關值符合在固定範圍。

在第五章為特定底質自動判斷的結果與探討。

在第六章為全文之結論。

第二章 側掃聲納之系統與資料處理

在本章節主要敘述測量時各個定位、收集、底拖音鼓單元的介紹，接著介紹海上作業收集資料的檔案格式以及種類，以及側掃聲納接收回散射訊號的特性，最後著重在處理資料過程，因為回散射訊號在收錄到硬碟的記錄模式，根據每種拖魚記錄系統而有所不同，在實驗的影像處理會使格式不同，所以必須撰寫程式經檔案經由資料格式轉換，在轉換過程中加入水層判斷和斜距修正，後續處理使用上能更加方便且快速。

2.1 側掃聲納組合單元

側掃聲納資料取得的流程可分為三大項目：

- 一、事前準備工作：包含施測區域背景資料的預先調查、作業區域劃定、航線規劃、施測方法評估等。
- 二、現場測量作業：分為海上定位以及側掃聲納部分：海上定位是以全球衛星定位系統(Global Positioning System，簡稱 GPS)給予精準之導航與定位。側掃聲納部分為同時將拖魚所接收的聲納訊號欲以數位化記錄儲存。另外將儲存架設於陸上基站之 GPS 資料，以供後續差分處理(Post-Process Differential)。
- 三、後續資料處理：是為資料品質管制、修正誤差與測音圖或拼圖成圖之繪製與展示。

側掃聲納系統主要由三個部分構成(圖 2-1)，分別是定位單元、收集單元、以及底拖音鼓，茲分續如下(林俊賢, 2001)：

- 1、定位單元：Thales 公司所生產製造之 Z-Max 型 GPS 衛星接收儀 (圖 2-2)。實際作業時更以後差分定位(DGPS)提供測量時之即時精確之定位座標。
- 2、底拖音鼓：EdgeTech 272-TD (圖 2-3)底拖式拖魚為系統中之回聲器，其可提供

雙頻率 (100 及 500 kHz)、1.2 度水平音束寬(horizontal beam width)、傾斜水平 20 度、50 度垂直音束寬(vertical beam width)之聲波，射距(range)可達 600 公尺。由拖魚兩側發射—沿航線(along track)較窄、垂直航線(across track)為寬之扇形聲波，在由拖魚接收器接收傳回的回散射能量(backscattering energy)，能量大小受底質粗糙程度及地形起伏所影響，接著將傳至 ST8000 或 Edgetech 260 (圖 2-4)側掃聲納主機，並依據規則性之不等時間間距，計算出分別時距內所接收到的能量平均值，以灰階值(pixel)表示，據此繪製在圖紙上並記錄於電腦上。

- 3、收集單元：將以上由拖魚傳回 ST8000 主機之類比訊號，經類比/數位(A/D Card)將其數位化，連同定位資料，兩者一併傳至由 OceanStar System 公司生產之 SeaSone Hunter 軟體，輸入電腦儲存，以供後續資料處理。



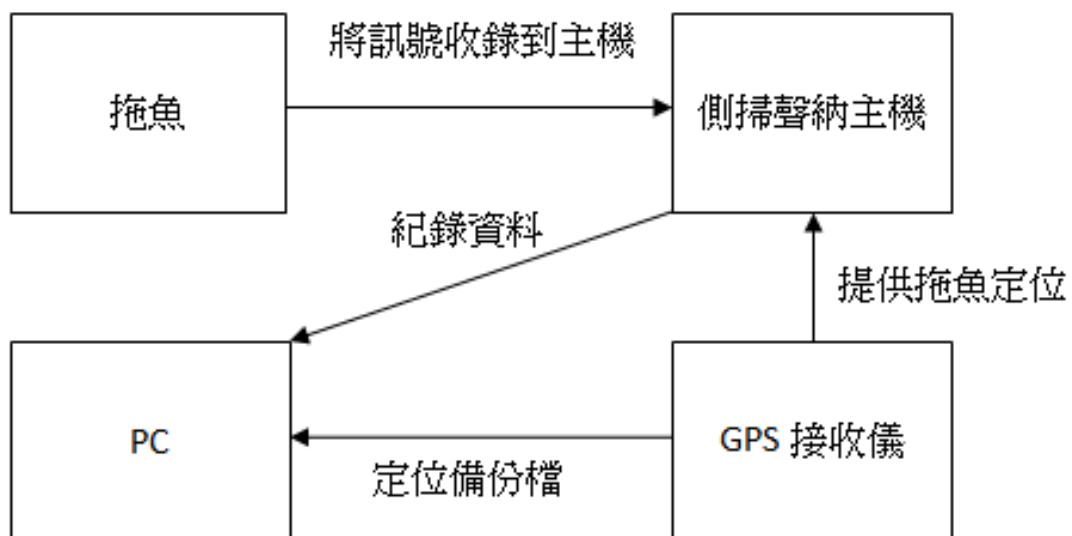


圖 2- 1、側掃聲納整體系統示意圖。



圖 2- 2、GPS 衛星接收儀。Thales 公司所生產製造之 Z-Max 型 GPS 衛星接收儀，為整體系統中之定位單元。



圖 2- 3、EdgeTech 272-TD 圖。以 EdgeTech 272-TD 底拖是拖魚為整體系統中之聲納發射器與接收器。



圖 2- 4、ST-8000 側掃聲納主機圖。拖魚所接收之訊號，傳至此 ST-8000 側掃聲納主機上，可將資料以紙面影像呈現，或傳至個人電腦上，予以數位化儲存。

2.2 底質聲波回散射特性

側掃聲納最大的特色在於扇形波，此種扇形聲波是利用線狀的音鼓陣列同時發射聲波，每隻音鼓皆可以視為一個點波源以球面擴散的方式向周圍傳遞，當各點波源所發射的聲波訊號其相位(phase)相同就產生建設波，而相位相反則產生抵觸形成破壞波，因為這樣的作用在直線排列的各個音鼓就會產生盤狀的波形，該波形主瓣(main lobe)與音鼓排列方向垂直。

側掃聲納對於旁側的指向性強，主要的聲波強度在聲納的中央部份，因此利用這樣的聲波特性的發展與斜視低角度的掃描方法可以獲得較佳的微細地形起伏訊號，並且將單側的線狀陣列音鼓發展為雙側，可以全域掃描海床，增加側掃聲納在海床上的解析能力與掃描範圍(Fish and Carr, 1990)(圖 2-5)。由圖 2-5 知道扇形波由拖魚行進方向的投影，聲波強度隨角度而改變，利用側向的指向性以斜視海床的方法來獲得微細地形起伏訊息，並利用兩側的線形音鼓陣列增加掃描涵蓋面積與掃描效率。

側掃聲納的影像解釋限制性雖然會因為地形坡度的條件、拖魚掃描速度、側掃聲納束寬的影像變形或者空間解析的不均勻...等造成改變，使影像解析度變差或影像紋理不容易辨認(劉佩琨, 2007)，除了這些限制性之外，側掃聲納影像的回散射訊號強度，主要受到底質與地形面向與聲波來源方向影響最大，例如：地形面向與聲波入射方向越接近平行、聲波回散射能量越大(相同介面條件下)、視角(grazing angle)越大(圖 2-6)則回散射訊號越強。在拖魚正下方(nadir)以及平坦地形條件下，聲波視角隨著平面距離向外側增加而減少視角，造成傳遞距離的增加，聲波能量傳遞相對衰減，使得回散射訊號顯現在拖魚/轉能器正下方的訊號強度最強，並且隨著斜距的增加減少。因此依據其隨距離衰減的特性來做增益、遞補訊號強度(Time Varied Gain ,TVG) (圖 2-7)，使之維持在相同的參考基準。

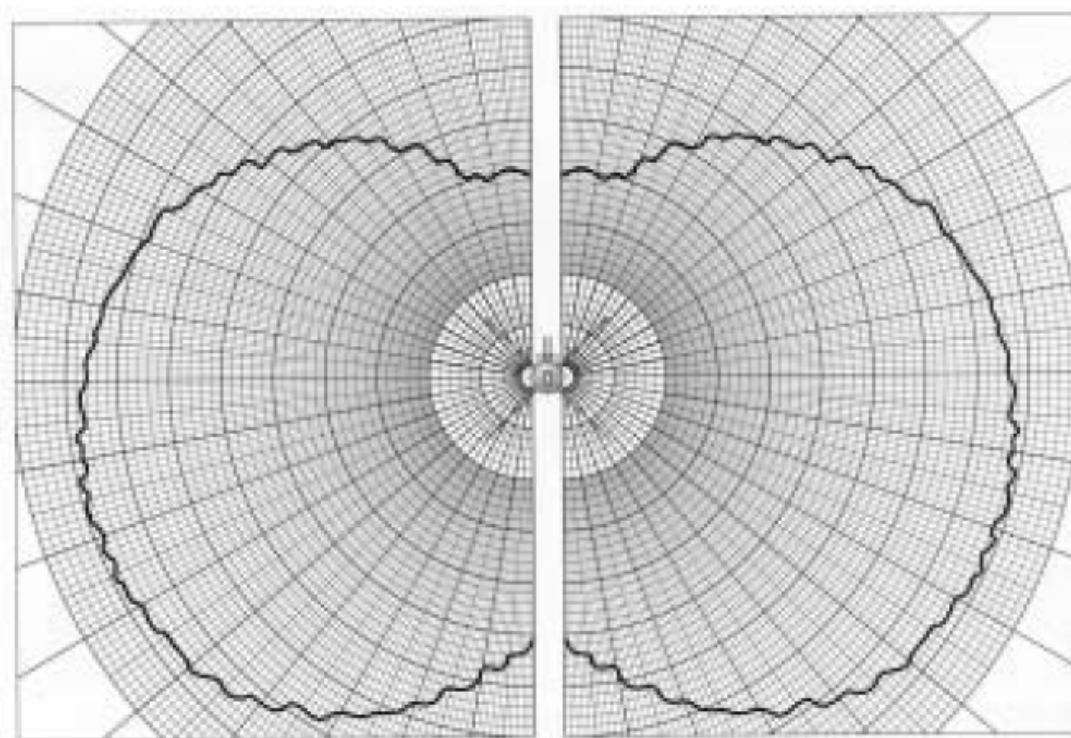


圖 2-5、側掃聲納強度與角度關係圖(Fish and Carr,1990)。

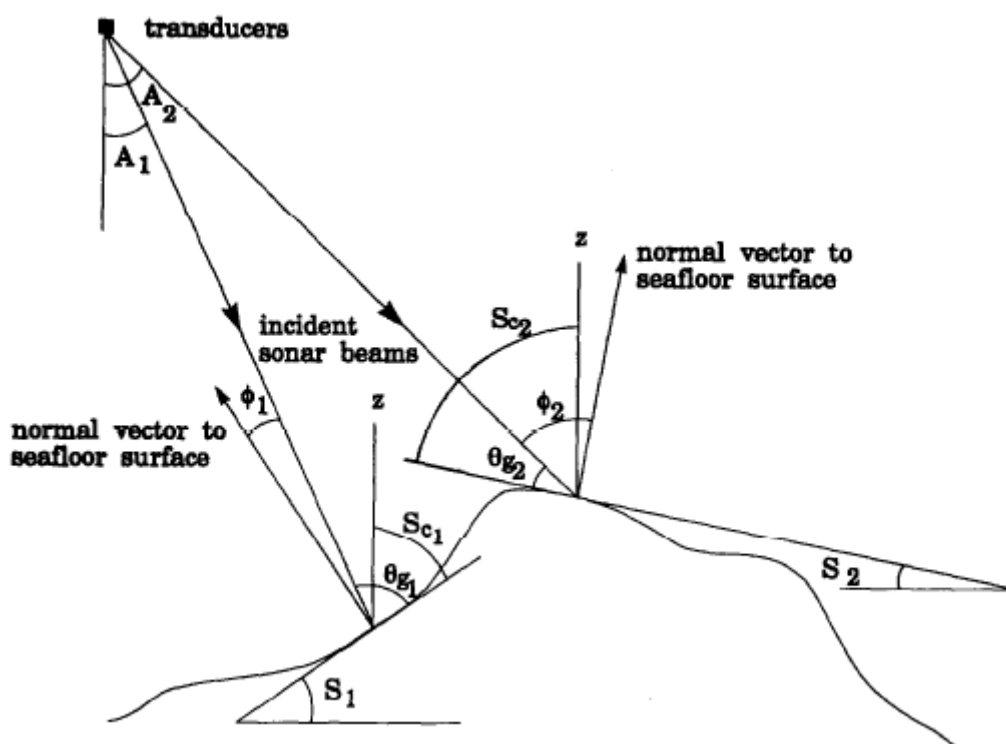


圖 2-6、視角(Grazing angle)示意圖。說明視角為音束角與海床切面(sea floor)之函數，即為入射角餘角。圖中 ϕ 為入射角，而 θ_g 即為視角(Keeton and Searle, 1996)。

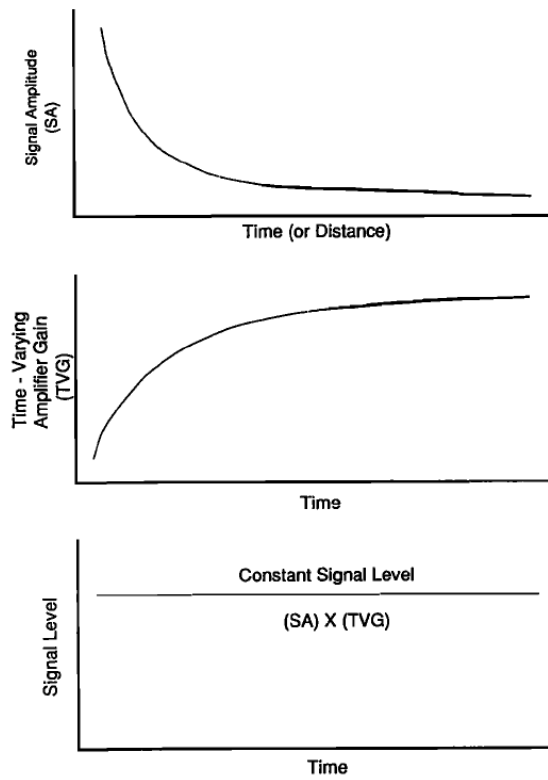


圖 2- 7、時域變化增益修正之示意圖，經過 TVG 修正後之資料為一穩定訊號。



另外，在相同的聲源、距離與傳遞介質的條件下，海床表面的顆粒種類與顆粒大小也會影響回散射訊號強度，沉積物的平均顆粒度越大，回散射訊號的強度也就越強，反之則越弱(Collier and Brown, 2005; Davis et al., 1996)。當聲波在進入海床的過程中，聲波會因為傳遞介質的阻抗(acoustic impedance, 介質密度與聲波傳遞速度)的變化或不同而發生反射(式 2-1)、折射(式 2-2)(圖 2-8)等現象，式中 v 代表聲波在此介質內的傳遞速度， ρ 表示介質密度，並且當時的反射與折射能量在此時間其總合為一定值(能量不滅)，其中當介質面(水與海床)的密度差異性大時，則會發生反射居多，或者差異性小，則發生折射居多(Johnson and Helferty, 1990)。

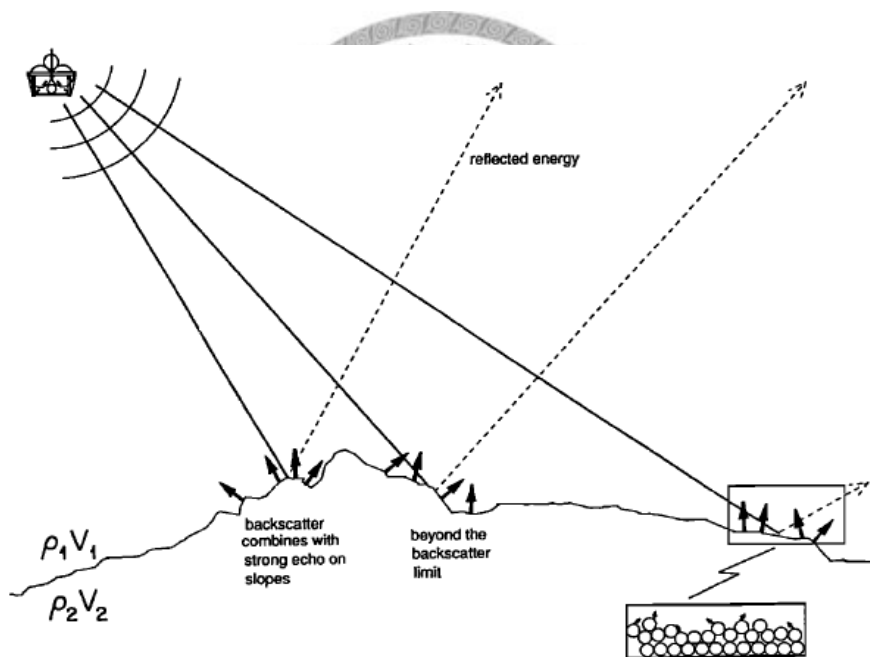


圖 2- 8、聲波反射與折射圖。水層與海床介質面，因密度(ρ)與傳遞速度(v)的改變，會有反射以及折射現象產生。

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \dots \dots \dots \text{式 2-1}$$

$$T = \frac{2 \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \dots \dots \dots \text{式 2-2}$$

2.3 側掃聲納記錄模式

在野外操作側掃聲納必須要先設定所需要的測距，以及要記錄的格式，測距的不同和設定儲存的格式不同，在資料品質和記錄檔案的大小也不一樣。

測距，是由主機上設定拖魚的觸發時間，與聲波在海水中傳遞的速度 ($v=1500\text{m/s}$)相除，所得到的時間為拖魚的觸發時間。例如測距設定為 50m，則觸發時間 $0.066\text{ s/次}=50*2/1500$ ，測距設定為 100m，則觸發時間 0.133 s/次 ，其他則以此類推。聲納的觸發時間與船隻速度直接影響縱向解析度，合理的掃描速度必須考慮掃描線產生的速度，以及聲波束印(footprint)效應。一般底拖側掃聲納為了達到拖魚指向的穩定會增加船隻速度，但是增加航行速度對於拖魚下沉與掃描影像的縱向解析並無幫助。若要使外側束印不重疊，那麼船隻速度可加快，但相對的會使縱向與橫向的解析降低，因此測距設定與船隻速度配合調整才能使資料縱向與橫向解析度得差異性降低。

記錄的格式主要是設定將訊號轉為數位化之後，每一次觸發所要記錄的筆數。現在個人電腦快速處理能力，數位化資料以 16bit 儲存，意指可有 ± 32768 種之灰階表示，並且兩邊記錄筆數不在只有 800 點或者 1024 點，現在更可高達 9600 點/邊，記錄筆數越多電腦所儲存的容量就越大。隨著設定記錄的筆數，主機會將觸發的時間在劃分成固定間隔。例如測距設定為 50m，記錄格式為 9600 次/邊，拖魚的觸發時間為 0.066 秒，主機會將 0.066 秒在劃分為 9600 間隔，拖魚所發射的訊號從海床傳回後，會依照時間間隔分別(T_1 、 T_2 、 T_3 ...等)記錄在主機上。依照回傳的訊號能量大小以及每筆資料之間的時間間隔，記錄在主機的資料顯示以 X 軸為觸發時間的時間序列、Y 軸為訊號能量大小的時間序列(圖 2-9b)，接著主機會將這時間序列上的訊號能量大小作 TVG 修正(圖 2-9c)，再將這時間序列進行全波整流(Full-wave rectification)(圖 2-9d)，主要是取得時間序列上的訊號強度值，因為由音鼓所發出得頻率訊號經海床反射以及折射後，回傳的頻率訊號所得到的資料

過於龐大，所以必須做整流處理將資料量變小，在記錄到硬碟裡。

拖魚每次的觸發都會記錄一筆觸發資料，這筆觸發資料會記錄當時左右舷所接收到的回散射訊號能量大小，主機處理完上續修正之後，會將所得到的左右舷資料分別依照左右、左右交叉排列記錄在一筆資料上，所以要取得左舷資料就要將基數排序的資料抽出，要取得右舷資料就要將偶數排序抽出(圖 2-10)。

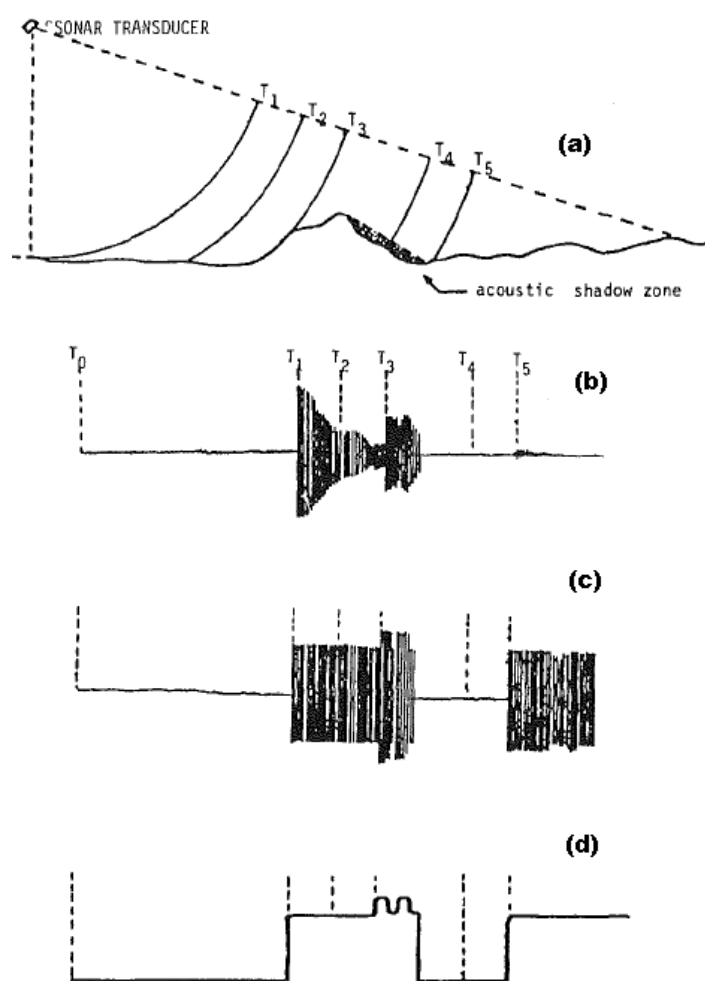


圖 2-9、側掃聲納訊號從接收到記錄過程。

- (a) 聲波從拖魚發出，經由海床反射與散射傳回拖魚音鼓，再以固定間格記錄傳回的資料。
- (b) 回散射訊號能量大小與時間間隔的時間序列。
- (c) 將訊號作 TVG 修正。
- (d) 將處理過 TVG 修正的訊號在進行全波整流。

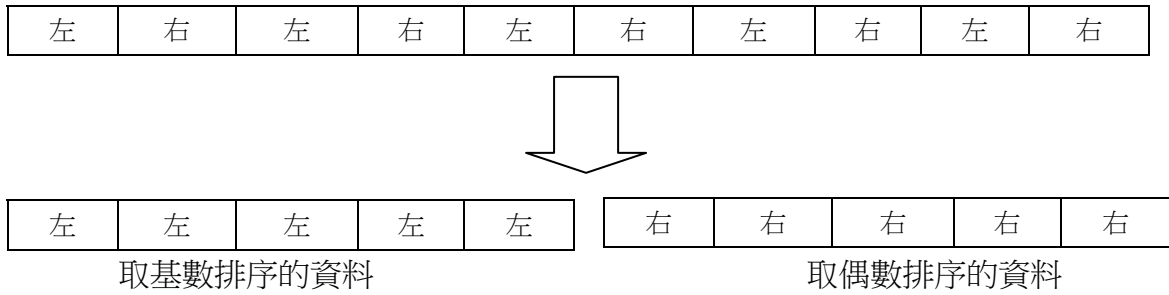


圖 2- 10、觸發資料記錄在檔案格式。每筆觸發的資料分別是左右、左右舷交叉排列記錄，取基數排列為左舷資料，偶數排列為右舷資料。



2.4 側掃聲納資料轉換

在本小節中會說明檔案種類、以及轉換檔案格式成能夠使用影像處理之格式，並加入水層判斷以及斜距修正，使後續處理方便且快速。

2.4.1 側掃聲納資料種類

野外由拖魚接收訊號，傳送主機將訊號數位化後，連同定位資料輸入電腦，電腦中的 SeaSone Hunter 軟體會將數位訊號以及定位資料分別紀錄在不同檔案裡，SeaSone Hunter 為 OceanStar System 公司生產的軟體。在一組側掃聲納的資料檔案中，會有 .nav、.nvg、.nvs、.mpr 以及.snr 的副檔名檔案，其敘述分別如下：

- (1).nav：用於記錄當時船隻的 GPS 位址，屬於備份資料用途，在 Hunter 軟體上並不讀取這檔案，但可利用這資料以及陸地上基站記錄的 GPS 資料做定位差分處理能使定位更為精確。
- (2).nvg：資料檔頭記錄當時野外設定或後續處理時變更參數，檔案也記錄當時船隻 GPS 位址，但不同於.nav 檔案，這檔案是以 100 觸發記錄一次，所以記錄的時間間隔會受測距的設定而變動。主要在 Hunter 軟體讀取參數設定以及影像 GPS 位址。
- (3).nvs：檔案記錄當時船隻速度、船隻和拖魚的位置指向，船隻速度以及位置指向是根據 GPS 計算得來。拖魚的位置指向會根據拖魚內是否有指向器硬體而記錄數值，例如 272TD 因為沒有拖魚指向器就沒有記錄指向訊號，則檔案記錄數值為零。指向訊號在側掃聲納拼圖非常重要，主要能夠修正影像扭曲所造成的誤差，特別在觀測人造物時，例如：管線或者自然中的物體大都是有曲線構成，而在拼圖過程中可以常看管線扭曲。
- (4).mpr：檔案紀錄拖魚的高度。在野外作業時不會產生.mpr 檔案，在後續處理時使用軟體進行拖魚高度自動辨識產生的，可作為拼圖依據。
- (5).snr：檔案記錄拖魚接收回散射訊號能量的資料，是資料處理最重要的一個

檔案。

在資料處理過程中，側掃聲納的資料可在經由 SeaSone Hunter 軟體進行資料處理(圖 2-11)，做一些正規化(normalization)與平衡等影像強度調整、水層自動判別、也能單獨展示左舷或右舷資料以提供更清楚的判斷...等，但軟體無法針對回散射訊號進行統計處理的分析或者訊號處理的方法，例如直方圖統計、傅立葉轉換，因此需要另外編譯程式來讀取.snr 檔案中的回散射訊號，在來進行個別所需要的處理模式。

由軟體讀取.snr 檔案進行處理，能夠執行拖魚高度自動判識以產生.mpr 檔案，Mapper 軟體則是用來將側掃聲納的測線資料，並配合拖魚高度檔(.mpr)、指向檔(.nvs)資料予以拼合為比例 1：1 做拼圖(Mosaic)處理，能夠展示大範圍區域之拼圖影像(圖 2-12)，所顯示的拼圖影像中能夠設定 Mapper 縱向差值(平行聲波方向)，以彌補野外測量船速與測距設定在橫縱向解析所產生的差距，使展示的測線資料在橫縱向解析一致。大區域之拼圖影像，能夠提供我們水下地貌的部分範圍、特定目標物的空間資訊。

由於側掃聲納航線會規劃有覆蓋區域(Overlap)的區域，因此於拼圖時，必須考慮此塊覆蓋區域之最後拼圖影像。Mapper 提供三種處理 Overlap 模式：

- 一、 為下一航線影像將前一航線已呈現之拼圖影像，予以覆蓋，不使前一航線影像呈現，如圖 2-13，皆以左舷資料拼圖。
- 二、 為下一航線影像不將前一航線已呈現之拼圖影像，予以覆蓋，如圖 2-14，皆以右舷資料拼圖。這兩類方式為各舷單一資料的拼圖展示，避免同時呈現其他航線的聲納資料，造成影像雜亂而影響判別。
- 三、 在覆蓋區域內，依灰階強度予以融合呈現，如圖 2-15，同時展現左右舷資料影像，可使目標影像更具有立體感，並可方便辨認同一目標物影像是否完整。(林俊賢, 2001)

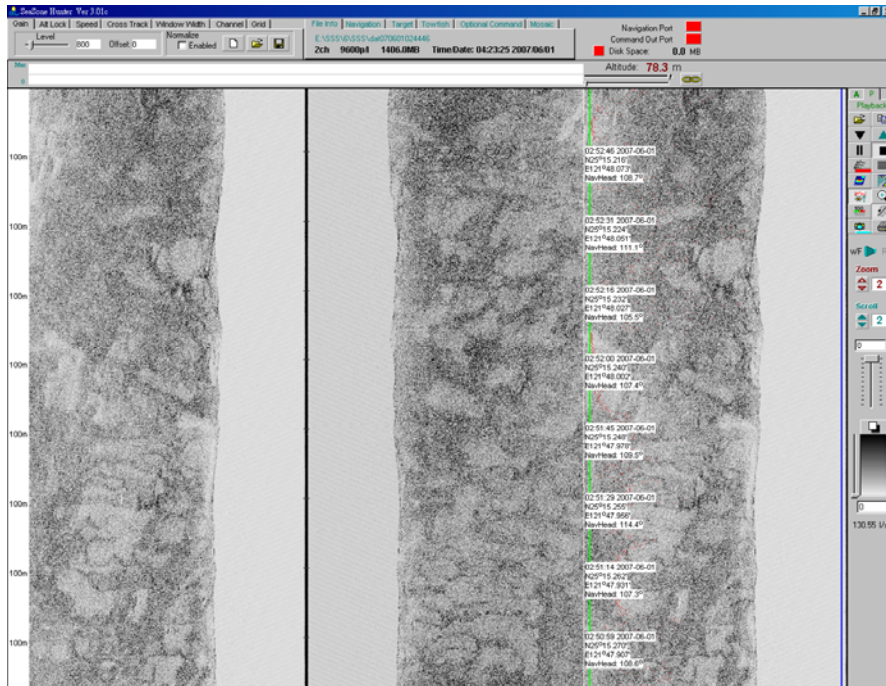


圖 2- 11、Hunter 展示圖。中央黑直線為航線，各邊測距(Range)100m 含 9600 圖素測音圖(Sonograph)。

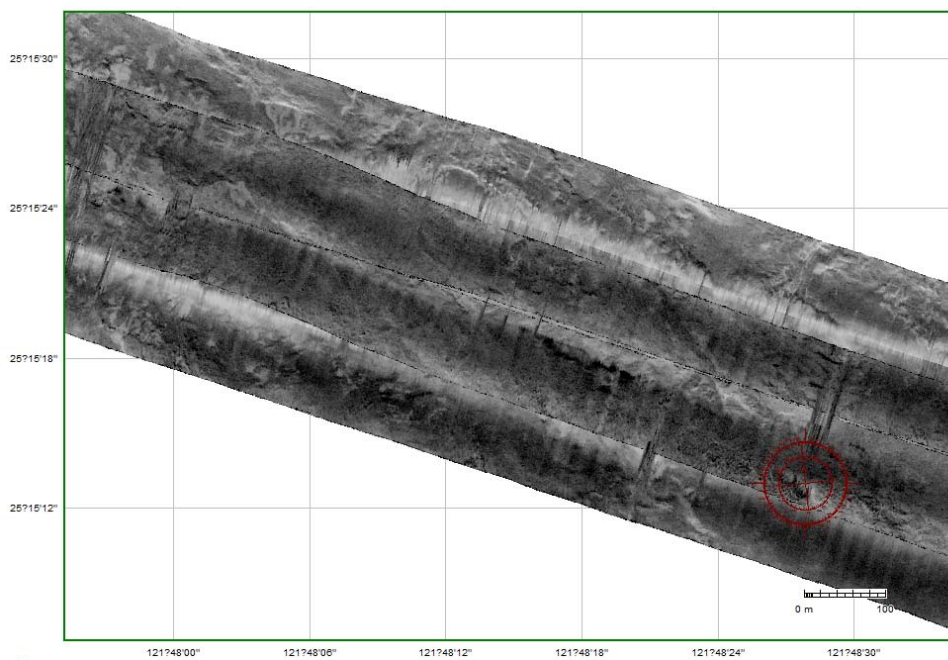


圖 2- 12、Mapper 展示圖。

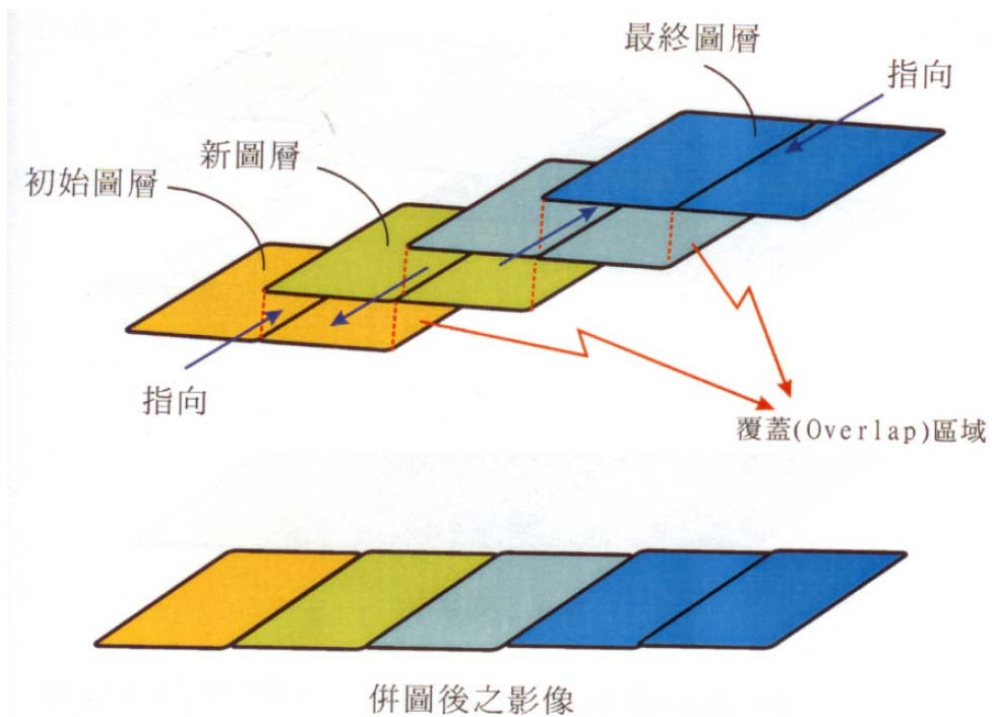


圖 2-13、第一類拼圖形式示意圖。

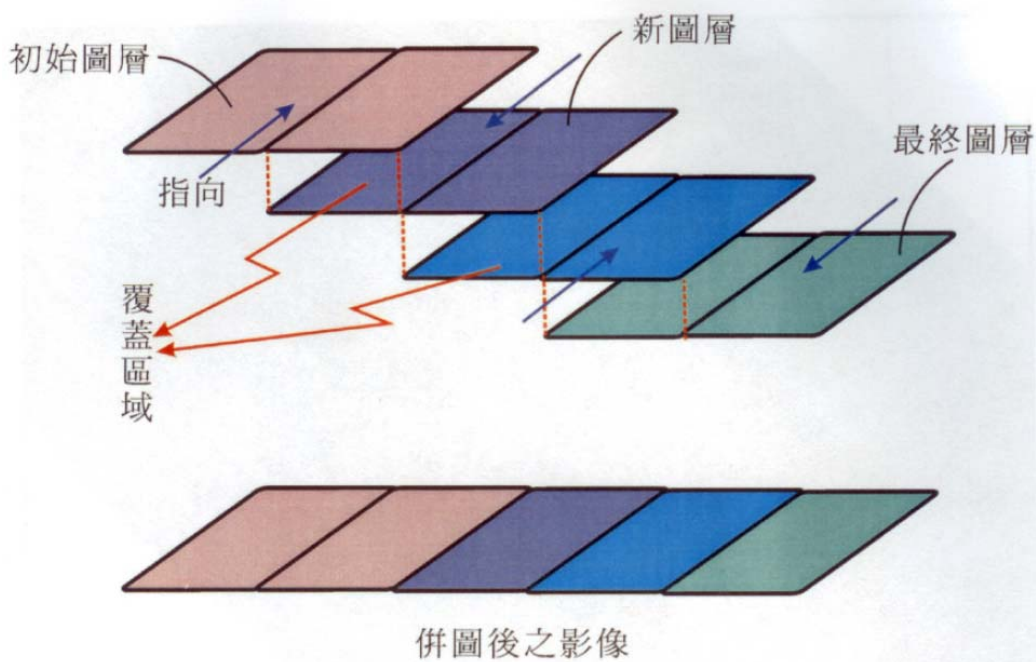


圖 2-14、第二類拼圖形式示意圖。

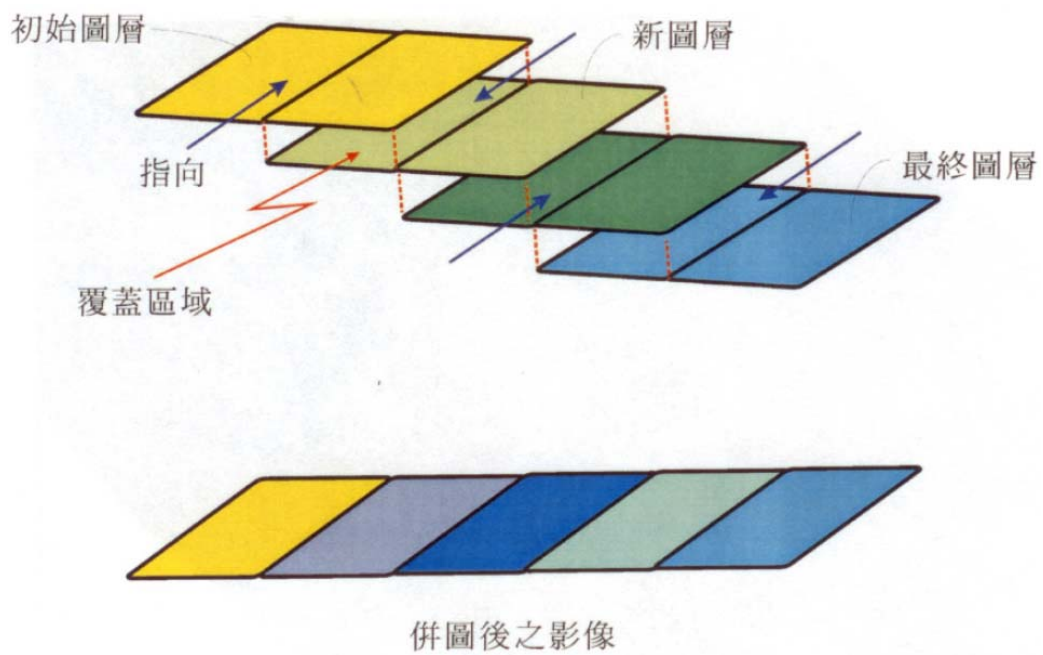


圖 2- 15、第三類拼圖形式示意圖。

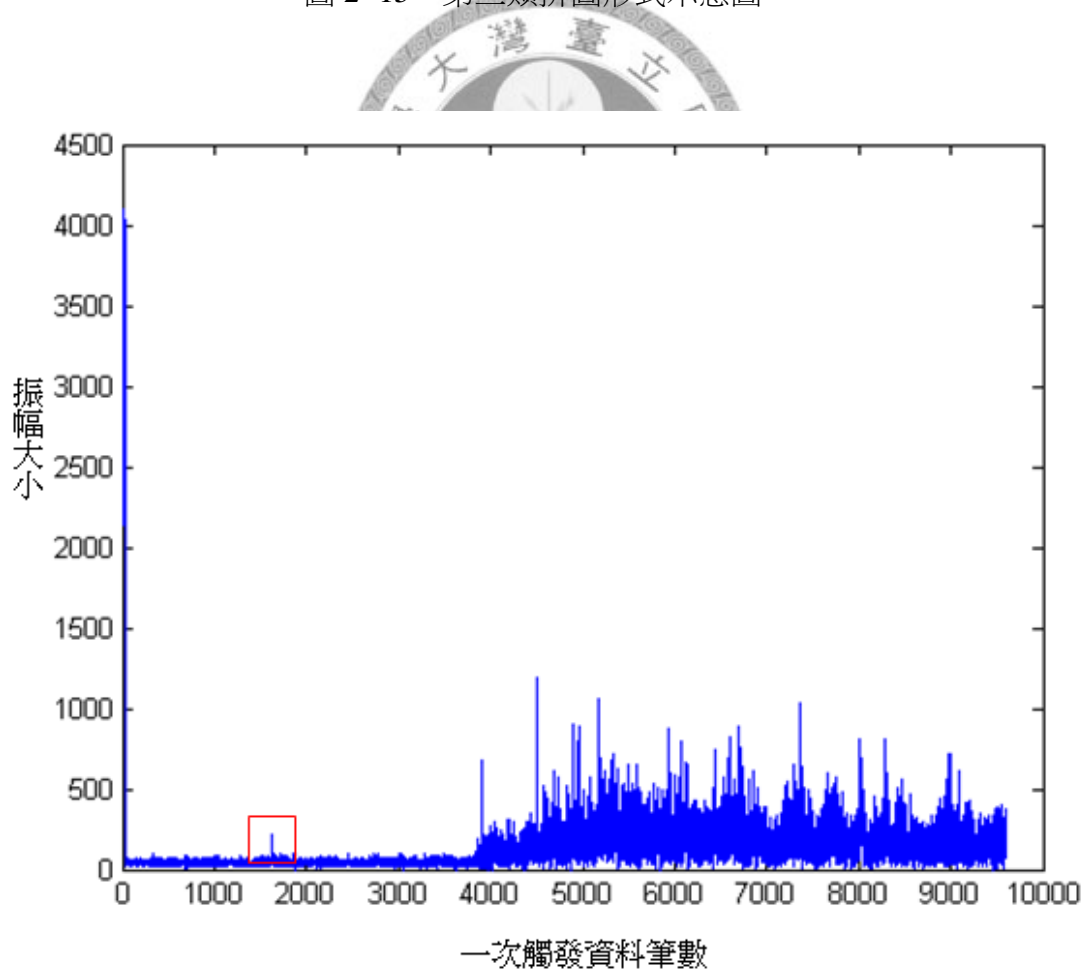


圖 2- 16、單一觸發回散射訊號筆數與能量大小曲線圖。圖中紅色圈起為拖魚發出聲波在水層中發生複反射所產生的訊號起伏。

2.4.2 轉換

由於 Hunter 軟體無法針對於回散射訊號作數值統計處理或者訊號分析的功能，而軟體讀取格式的檔案無法直接取得訊號資料，因此要編譯程式去讀取.snr 檔案的回散射訊號資料，才能將訊號資料做後續分析。

由野外記錄以及 Hunter 讀取格式是以二進位 12 bit 的方式儲存，也就是可以有 4096 種灰階可以表示，資料檔案(.snr)的記錄格式如上一小節所敘述，測距設定以及記錄筆數會去改變觸發時間和記錄的時間間隔，為了使矩陣記錄轉換之訊號方便，所以轉換成十進位的訊號強度值也是以測距上的時間間隔做單位，且檔案並沒有檔頭存在，儀器上的設定數值都分開記錄在.nvg 裡，因此在資料格式轉換上方便許多。資料格式轉換結果顯示在圖 2-16，此圖為單一觸發的資料，在前 10 筆資料存在的最高值 4096(dB)，主要是拖魚在發射聲波的同時就開始記錄資料，接著隨著聲波傳遞的越遠，訊號能量逐漸降低，在這段期間沒有海床傳回的訊號，因此拖魚接收器記錄海水擾動的訊號，可以從圖中看出明顯的最低值。當聲波抵達海床時，與海床介面產生反射與散射將聲波傳回拖魚接收器，從圖中可以看出在低值持續一段時間之後會一連串的起伏訊號存在。在水層訊號這段時間會有比較特別的地方，會有一兩筆稍微突起的訊號存在，這顯示出在操作時訊號產生複反射的效果。

資料格式轉換出來的訊號，每筆都是根據當時的測距以及每觸發記錄筆數的設定所形成的時間序列，必須要做幾何修正將回散射訊號從時間序列轉換到空間分佈。假設海水聲速每秒 1500 m 條件下，拖魚與目標物之間的直線距離為斜距，並假設海床為水平狀態，可藉由斜距長度以及拖魚高度推算目標物的平面距離，此種修正稱為斜距修正(slant range correlation)(Johnson and Helferty, 1990)。因此先必須做水層判斷，取得每筆觸發的拖魚距離海床的高度，才能進行斜距修正以及資料處理(圖 2-17)。



圖 2- 17、轉換資料流程圖。

2.4.3 水層判斷

一般進行水層判斷都會使用 Hunter 軟體去判斷拖魚離海床高度，如圖 2-18 所表示的紅色圈起區域，綠線表示拖魚高度鎖定的下標，藍線表示拖魚高度的上標，紅色線表示拖魚高度自動搜尋的標高，將所判讀的海床高度記錄在.mpr 檔，在提供 Mapper 軟體使用。如果不使用 Hunter 軟體所判讀的海床高度，直接選擇在程式轉換出來的訊號資料進行判讀，能夠使作業程序上方便許多。

利用程式去自動判斷拖魚距離海床的高度，主要運用聲波到達海床所產生的訊號值增大，與聲波在海水中傳遞收錄到的海水擾動訊號有落差存在，因為海水擾動訊號為隨機雜訊(random noise)，為了能夠加強水層與海床的訊號落差，將所要求的資料前後四筆做相加，因此海水擾動隨機雜訊與其他資料相加所得到的放大效益沒有比較大，尤其是聲波到達海床的第一筆訊號所放大效果最大(Smith, 1999)。以基隆海拋資料所設定的測距 100m 跟 200m 兩種，以測距 200m 作計算，假設船速為 4 節，縱向的掃描線間距為 2.12 m，將所求筆數前後四筆的間距為 16.96 m，因此在這間距之中海床的起伏變動較小，在訊號時間序列上聲波到達海床的訊號會坐落在同一時間點附近，因此相加效益比隨機雜訊還要大，才能突顯之間的落差(圖 2-19)。

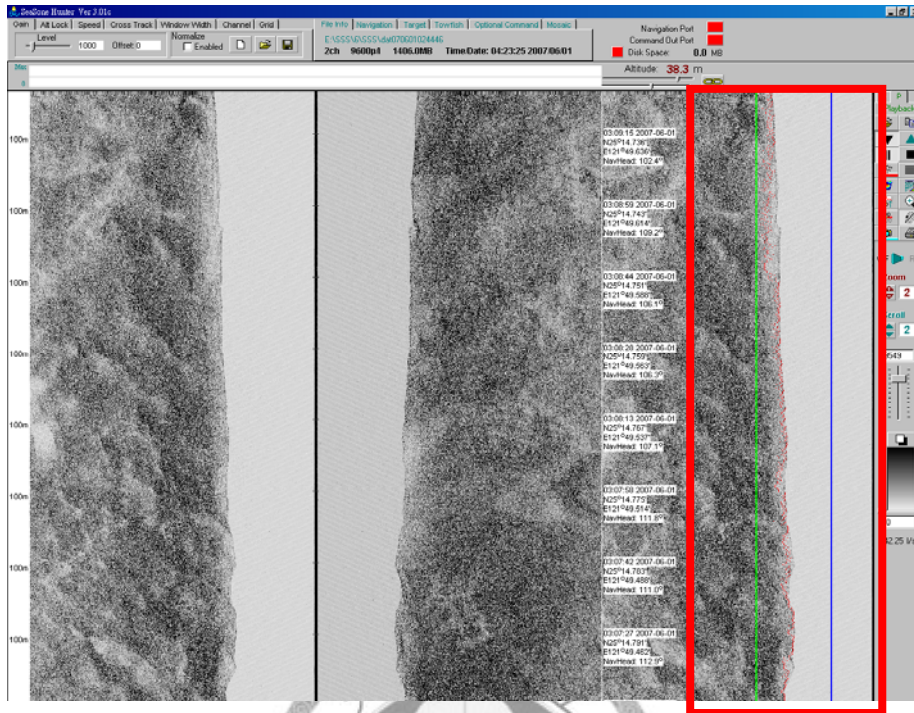


圖 2- 18、Hunter 軟體去判讀拖魚離海床高度。

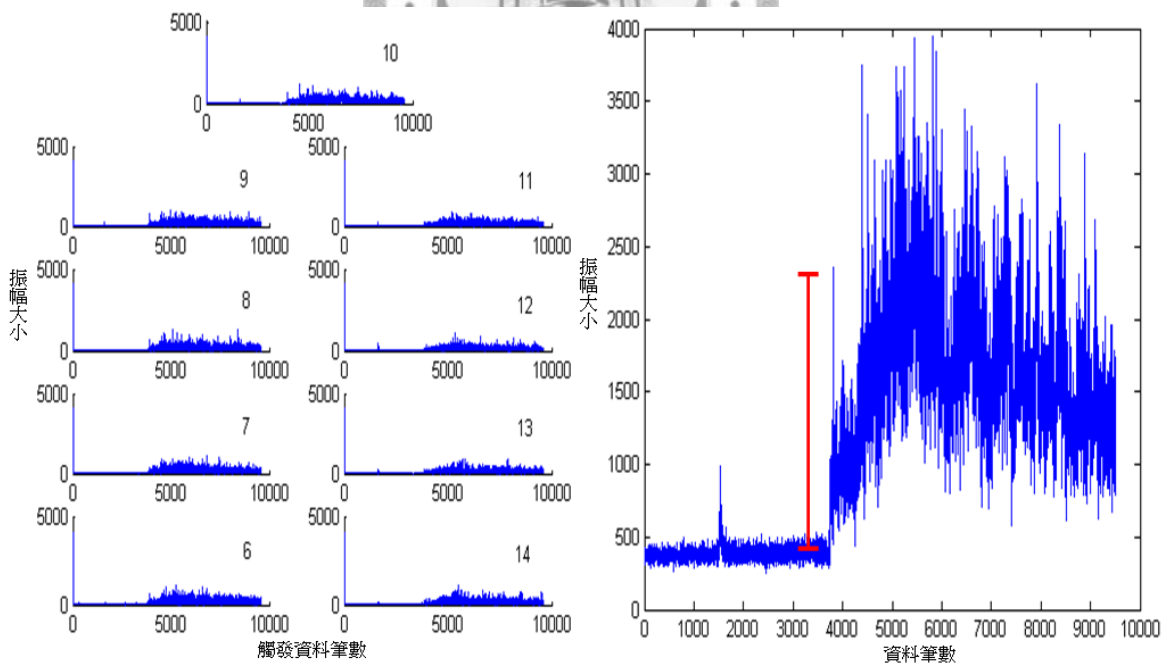


圖 2- 19、訊號相加突顯初始海床訊號。在左圖，如果要求得第 10 筆水深，將前四後四筆相加(圖中顯示數字為第 6~第 14 觸發)，其結果如左圖(100~9600 資料點)，使初始海床訊號與水層訊號落差更突顯。

接下來計算相加訊號的平均值，用平均值來當初始海床訊號的門檻，訊號從 1~9600 筆開始判斷，當超過此門檻時就判定為拖魚距離海床深度。然而某些狀況下，如混濁的水層、淺水層、大尺寸之傾斜海床，便不容易收到明顯的初始海床訊號，水層中隨機雜訊也會明顯變大，使之間的落差不容易判斷水深，通常訊號品質不好，求得的標準差也相對較高，所以將訊號計算標準差判斷訊號品質，如圖 2-20 所示，將標準差分類為三種：

- 一、標準差小於 150 時，此訊號狀況良好且拖魚離海床深度約 25% 左右，唯一理想範圍，用平均值為門檻(圖 2-20-圖 1)。
- 二、標準差介於 150~250 之間，此訊號狀況良好但拖魚離海床高度過高，所得的資料品質較差，用平均值*1.2 為門檻(圖 2-20-圖 2)。
- 三、標準差大於 250 之間，此訊號狀況不好，海水擾動訊號明顯偏大，使標準差變大，用平均值*1.5 為門檻(圖 2-20-圖 3)。

其中標準差的分類門檻以及平均值放大倍率，主要先拿幾筆資料來做歸類所得，因此不同計畫的分類門檻會有所差異，需再做自行調整。

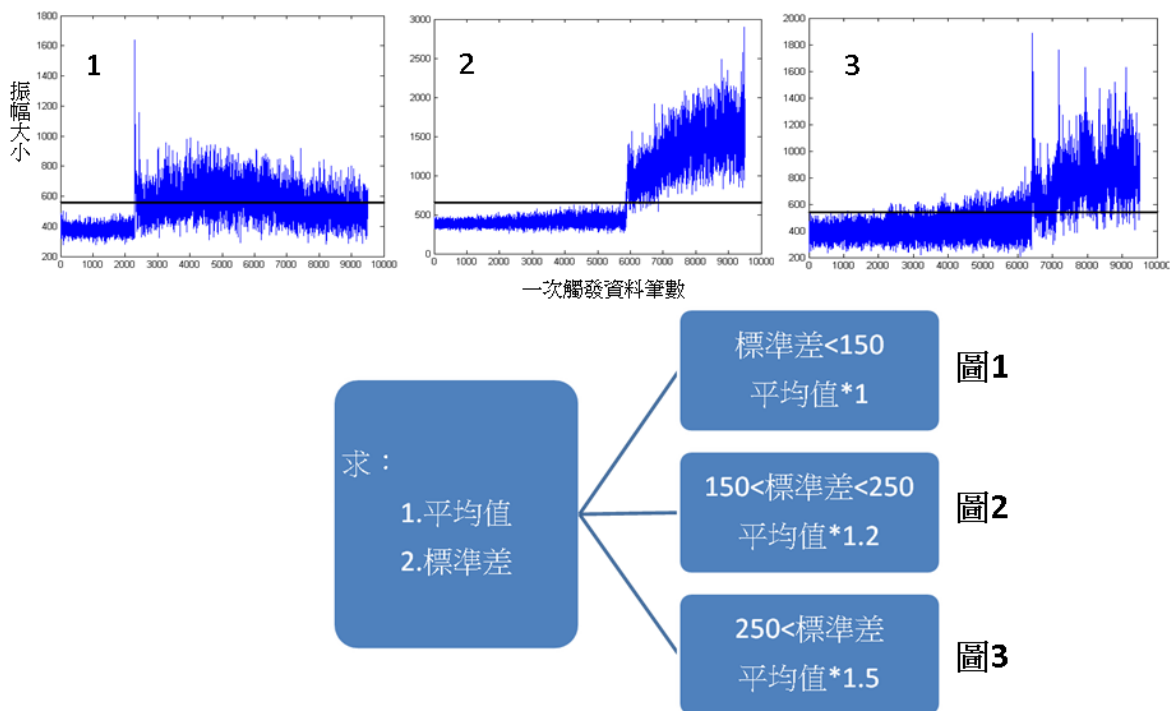


圖 2- 20、判斷初始海床訊號坐落時間點流程圖。圖 1、圖 2、圖 3 中黑線為平均值。

2.4.4 斜距修正

取得拖魚距離海床高度值之後，配合野外所設定的斜距長度，使用畢氏定理求出掃描範圍，接著將水層訊號值給扣除以及時間上的記錄格式轉換為空間上的記錄格式，完成斜距修正，如圖 2-21 所示，斜距上記錄每筆訊號強度值的距離都是 Δt ，隨著拖魚設定的測距和記錄筆數而改變，扣除掉水層訊號之後，將每個 Δt 利用海水聲速推算每個 Δt 所表示的掃幅，訊號值距離拖魚越遠，因此每個 Δt 計算出來的掃幅越短，需要將不同掃幅統整方便後續作業。

掃幅的資料統整利用資料記錄格式來說明，如圖 2-22-A 所示原本記錄在斜距上的資料是以 Δt 記錄，每一個 Δt 之間的距離是一樣的；在圖 2-22-B，利用畢氏定理去將斜距上每個 Δt 換算為平面上海床的距離，距離拖魚越近，每個 Δt 所代表的距離越大，越遠則越小；在圖 2-22-C，在斜距修正之後，該筆資料為了後續處理的方便性，在記錄格式上會使每一個記錄的距離都是固定 Δx ，因此將所求得的掃描範圍，平均分配在我所想要的筆數，使每點的距離都是 Δx ，在將每個間距的能量做一個調整，例如：第一格跟第二格都是訊號強度值 1 所代表的距離，第三格訊號強度值 2 所代表的距離，第四格訊號強度值 $(2+3)/2$ 所代表的距離，越後面一個間距所包含的 Δt 越多。

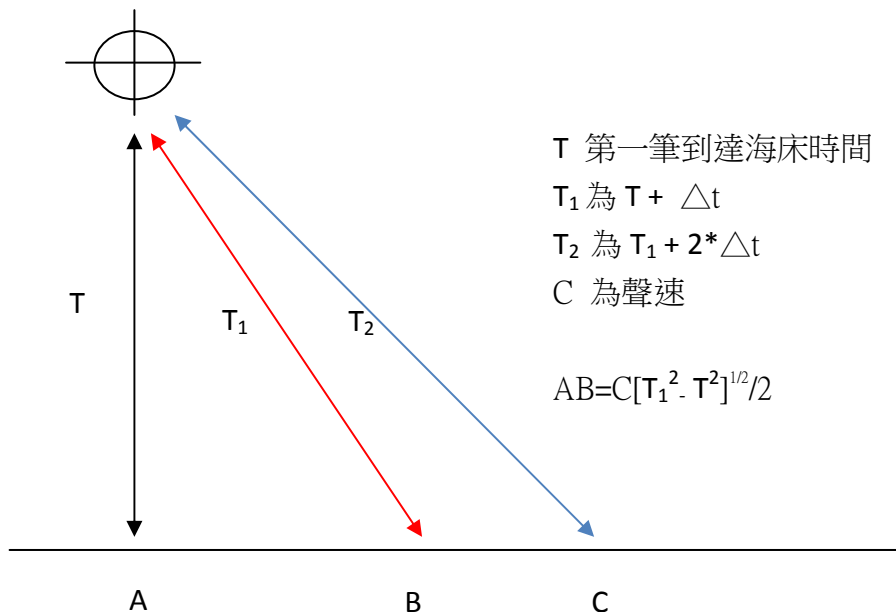


圖 2- 21、斜距修正表示圖。

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---------|---|---|---|---------|---|----|----|----|----|----|----|----|
| A | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| B | 1 | | 2 | | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | |
| C | 1 | 1 | 2 | (2+3)/2 | 3 | 4 | 5 | (6+7)/2 | | | | | | | | |

圖 2- 22、資料記錄格式說明，圖上每個數字代表一筆訊號強度值資料：

- A 這為斜距上記錄的格式，每一個距離都是 Δt ，根據拖魚設定的斜距和記錄筆數而改變。
- B 這為海床上記錄的格式，透過以得知拖魚離海床高度經過畢氏定理處理，每一個資料點會因距離拖魚越近而掃幅越長。
- C 這為海床上記錄的格式，每一個距離都是 Δx 。

2.5 資料來源與航線定位修正

2.5.1 資料來源

本次論文分析的資料來源，主要是全球測繪科技股份有現公司在 2007 年所實施：96 年度基隆港船席等疏浚工程浚淤物海洋棄置-監測作業「海拋區海底沉積調查工作」，調查目的為了解浚挖底泥被拋棄之前後，海拋區域地形或地貌的變化以及影響程度。這次計劃所使用的工具為側掃聲納系統以及單音束測深作業系統，在 6 月在海拋區域所施測一次以及 10 月在相同區域在施測一次(圖 2-23)，利用兩次測量的側掃聲納影像圖以及水深差異圖，互相比較海拋區是否有受浚挖底泥影響地形或者地貌。

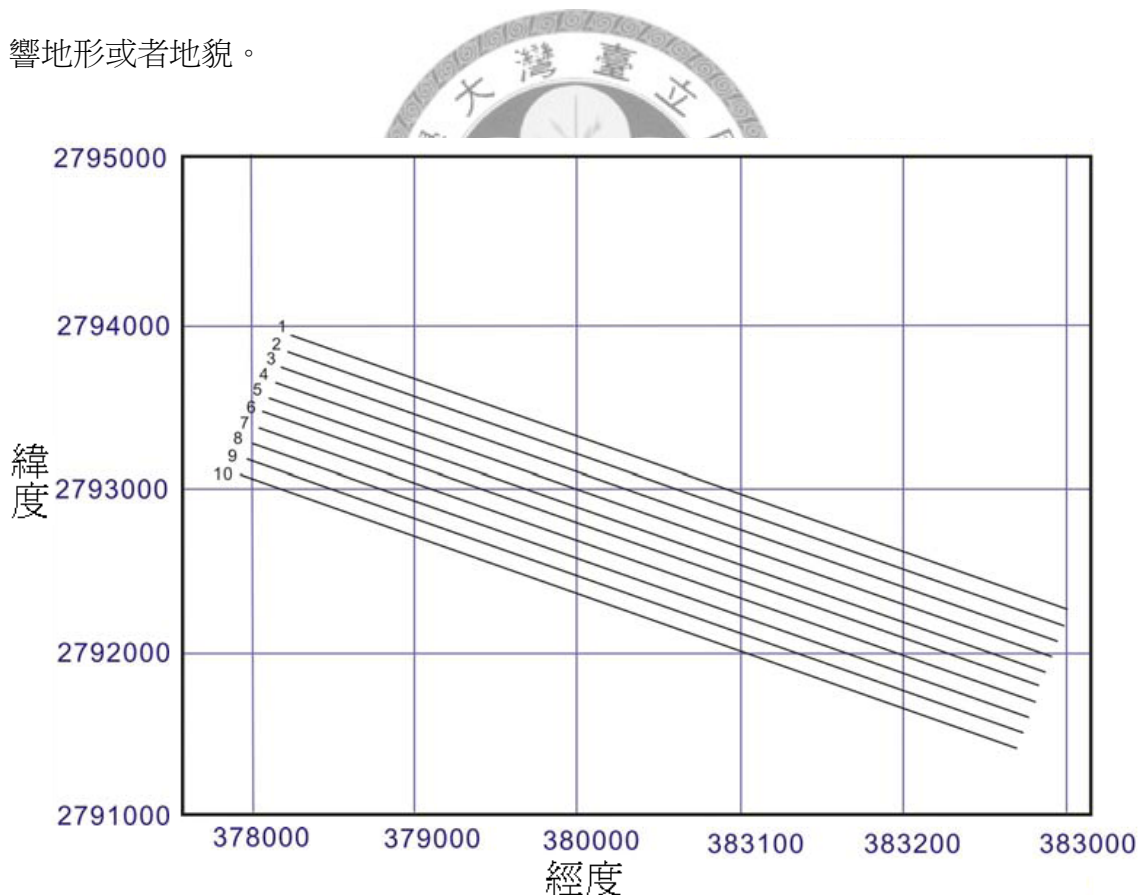


圖 2- 23、施測航線圖。在研究區域中規畫 10 條側掃聲納之測線，圖中顯示由南向北，編號 1~10 之測線。

2.5.2 資料航線定位修正

分析的資料是在不同的時間，相同的區域去做兩次測量，在使用 Mapper 觀看測音圖找尋相同地貌必須先做好航線定位修正，才能夠使找尋的速度加快且準確。

由上節檔案記錄可知道，側掃聲納在測量時所記錄的定位資料會有兩個，一個為 Mapper 讀取時所需要用到(.nvg)：記錄格式每 100 觸發記錄一筆定位資料，一個為備份資料(.nav)：記錄格式每筆觸發都記錄該筆定位資料，除了這兩個檔案之外，在野外作業衛星本身也會記錄定位資料，而這三筆資料都是屬於單機資料。將衛星的單機資料與在陸地上所收集到的基站資料去做差分處理會使定位更為精準，但所差分出來的資料格式並非為 Mapper 所能夠使用的，因此必須要側掃聲納的兩個定位檔與差分資料做對比與置換格式才能夠在 Mapper 上展示。如圖 2-24 所示，衛星單基資料與基站資料先做差分置換產生 C-file，時間單位 UTC。因為 .nav 與 .nvg 的時間格式不相同，分別為 UTC 與 PC-Time，因此先利用座標做比較，之後在與 C-file 利用時間(UTC)做置換產生新的 .nav 檔，此檔即為航線定位修正檔。

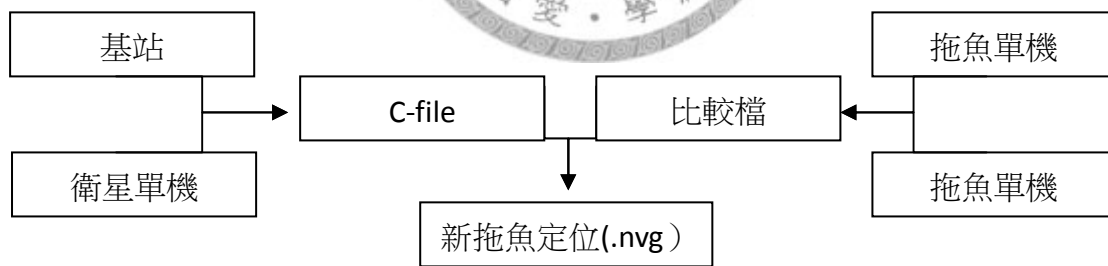


圖 2- 24、資料航線定位修正流程圖。

第三章 特徵地貌影像之回散射訊號解析

本章主要說明在 2007 年 6 月與 10 月在同區域所測量的側掃聲納資料，從這資料當中擷取五種不同目標物影像，分別對於這些目標物影像，單筆訊號比較解釋，接著在利用小波特徵值以及灰度共現矩陣來判斷五種目標物影像的差異。

3.1 地貌特徵選取

兩次不同時間同區域的測量之下，先從測音圖中選擇五種目標物，接著在擷取相對位置的回散射訊號繪製成影像。首先將五種目標從測音圖中影像紋理判別底質或地貌種類，五種目標物分別為：

1、含線性特徵地貌（後續稱為“線性地貌”）：

在側掃聲納影像中，側掃聲納利用該斜視的特性，容易在有突起海床的背後或者凹陷海床地的前面出現有陰影帶(shadow zone)，使得回散射訊號為無訊號區域。側掃聲納發出的聲波與海床產生一個視角，角度越大所產生的回散射訊號越高，而突起或者凹陷海床容易造成入射角度變大，因此有較大的回散射訊號以及陰影帶出現。一般而言，強訊號與陰影帶是連續的，在影像中有可能表示為突起或者凹陷海床，而從航線方向和陰影帶與強訊號前後關係可判斷出兩者分別(圖 3-1)；如果強訊號與陰影帶是分開的，在影像中代表水層存在著漂浮物質(圖 3-2)。在圖 3-3 中，左邊為第一次(6 月)，右邊為第二次，事前航線定位修正會使找尋地貌影像的速度加快，但對於後拖長度修正(Layback Correction)(2000)，因為本研究是截取回散射訊號來做分析，觀看測音圖是方便擷取所需要的地貌影像所表示的回散射訊號，所以不使用後拖長度修正，改採用相同目標物去判定其相對位置，找出線性地貌。

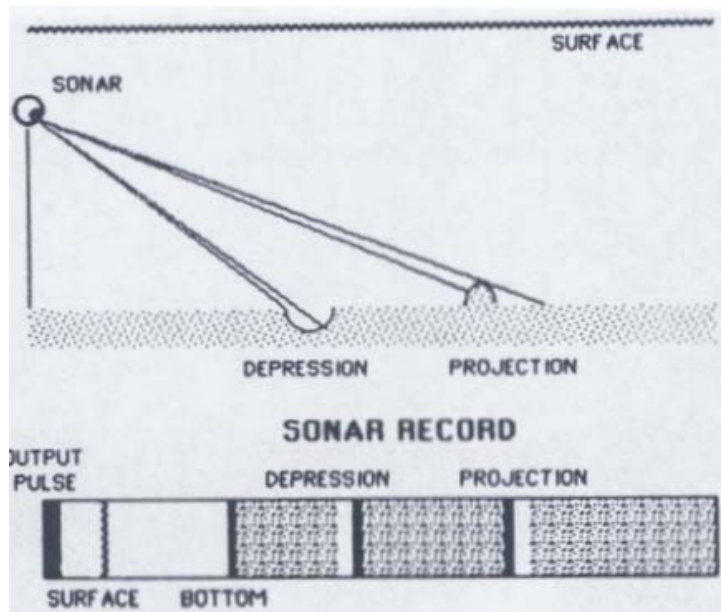


圖 3- 1、海床地形變化造成強訊號和陰影帶(Mazel, 1985)。

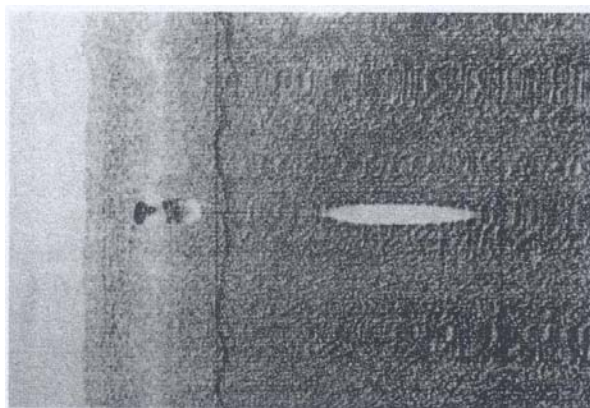
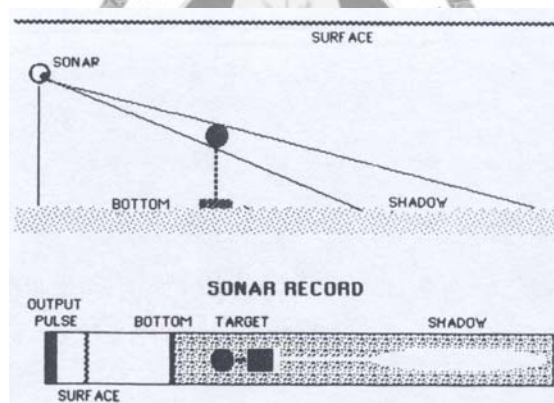


圖 3- 2、水層漂浮物質造成陰影帶(Mazel, 1985)。

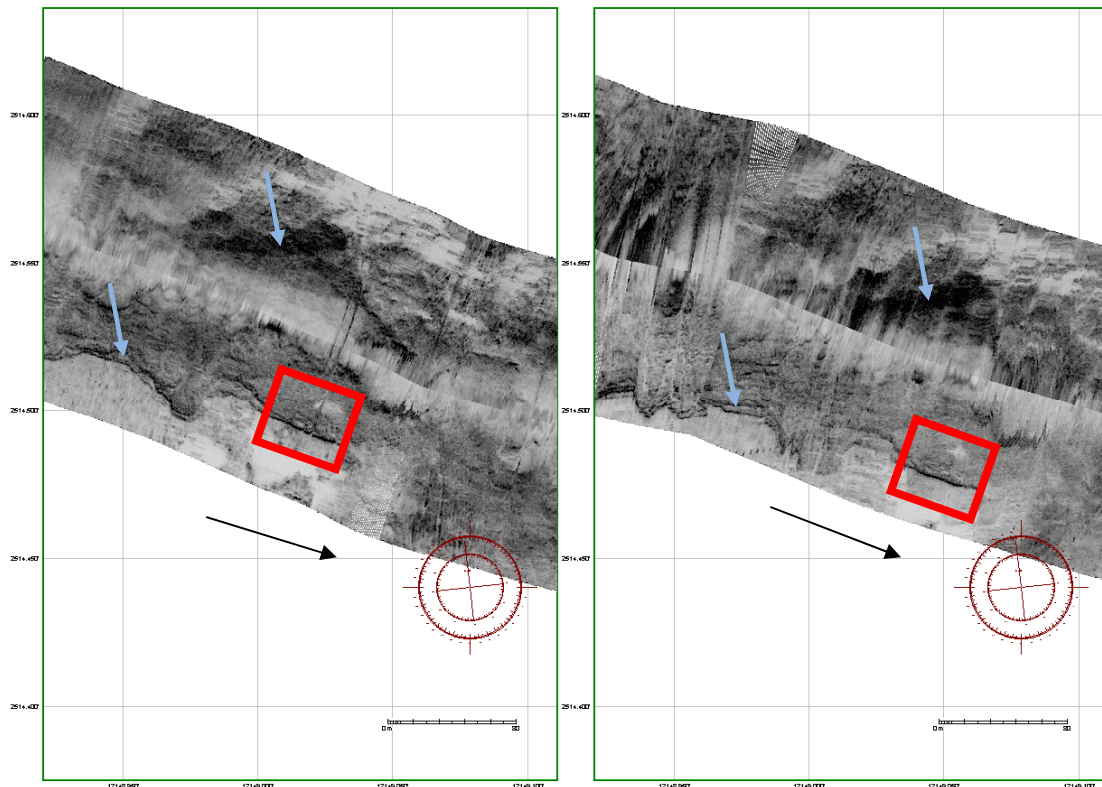


圖 3- 3、線性地貌測音圖。紅色圈起區域為選擇地貌影像區域，黑色箭頭方向為船行方向，藍色箭頭為相同目標物判斷。

2、可能為岩石紋理的海床（後續稱為“岩床”）：

從圖 3-4 為(Song et al., 1997)在 1997 於台灣東北部海床底質做分佈調查，分佈圖中紅色圈起區域為這次實驗取得資料地區域。由圖中可以知道資料中底質大多為岩石或泥砂，以圖 3-5 中，地貌影像的底質是屬於在岩石，但該地貌影像有一些強訊號和陰影帶分佈，但其強訊號的長度不足以表示為線性地貌，而且散亂分佈，因此會認為地貌影像是岩石之紋路，故判斷為岩床。

3、較強回聲的均質海床（後續稱為“砂床”）：

在劉佩琨(2007)論文中提出關於均質地貌影像於三種方法辨認：1.強度對比 2.採樣分析 3.紋理/底痕分析。在區分這個地貌影像之底質判斷，因為這次資料收集並沒有採樣，在加上圖 3-6 中也沒有明顯的紋理/底痕，與圖 3-7 相比較結果只有在強度對比上有差異，所以在辨認這個地貌影像上較為困難。雖然影像圖類似為

砂床地貌，但是在強度對比上無法明確判斷其底質是砂或泥，但是在這次測量區域中含有部分的砂、泥沉積物(圖 3-4)，圖 3-6 選擇影像有較強回聲的均質海床，故判斷為砂床

4、較弱回聲的均質海床（為含少部份砂質的泥床，後續稱為“泥床”）：

同上，圖 3-7 選擇影像有較強回聲的均質海床，並含少部份砂質之泥床，故判斷為泥床。

5、部份岩石紋理的海床上有弱的回聲能量，表示岩石上有一些薄的泥沙覆蓋（後續稱為“薄泥岩床”）：

這次實驗區域的底質屬岩石以及砂、泥沉積物，而在圖 3-8 中顯示有兩種不同色調出現在影像中，研判為岩石底質被另一個底質覆蓋，在劉佩琨(2007)論文中提出幾種砂波影像解釋，在砂坡整像中容易出現砂脊的強訊號，但在圖 3-8 中沒有出現砂脊的現象，在覆蓋物與泥床地貌影像比較，其在影像灰階上有相似性，泥砂沉積物受海流搬動到此區，但顆粒度細小無法像砂質一樣堆積成砂波形狀，所以判斷覆蓋在岩石上的沉積物為泥質。

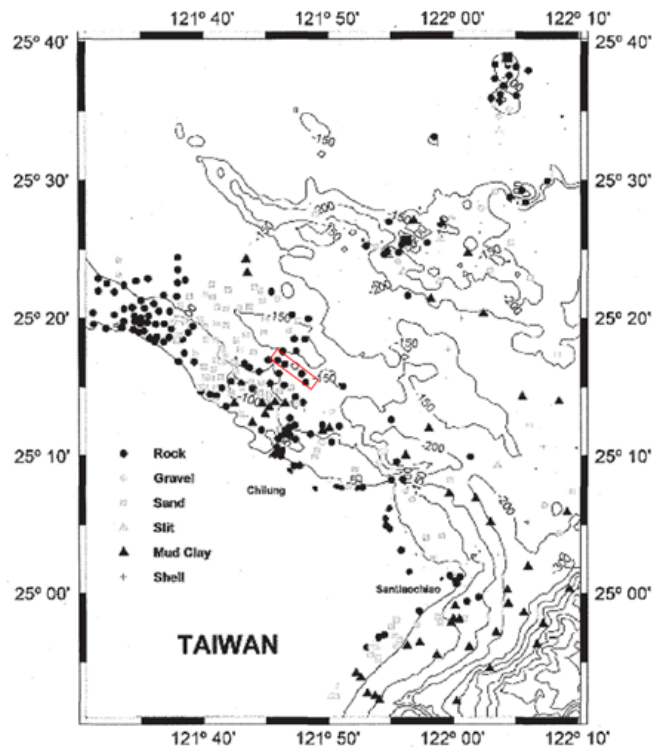


圖 3-4、台灣東北部海底底質分佈圖(Song et al., 1997)。圈起區域為本次資料區域。

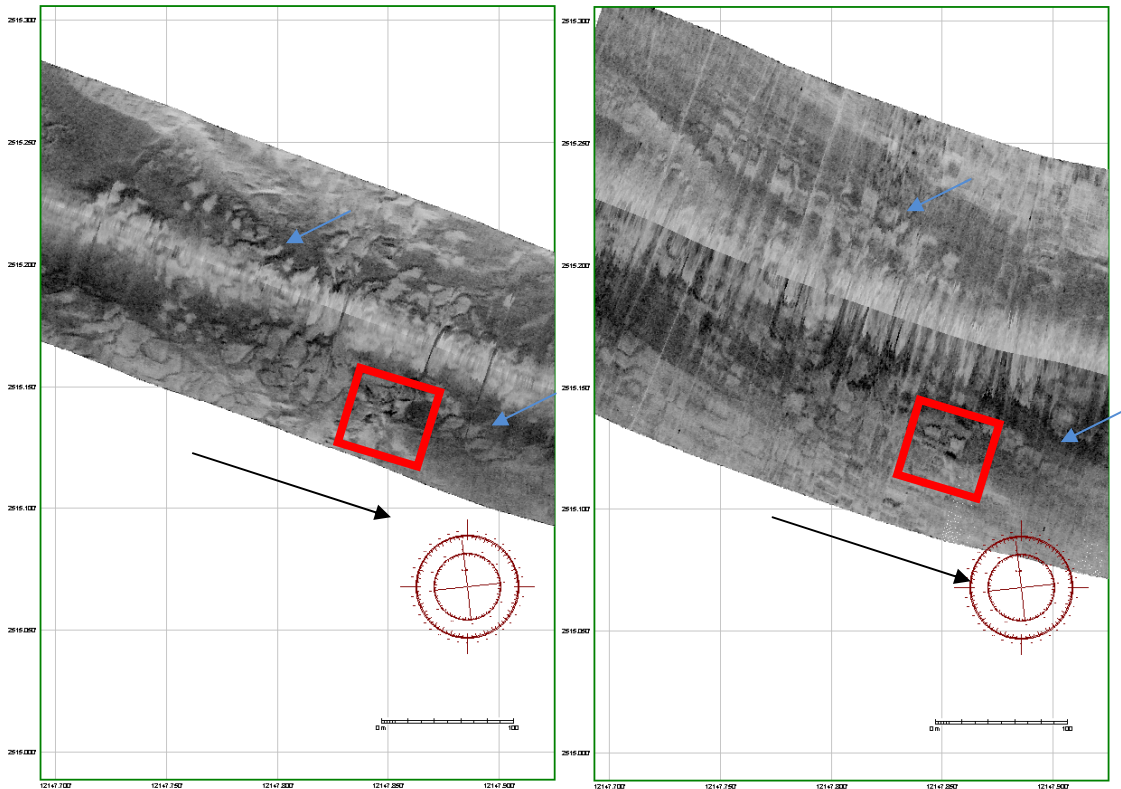


圖 3-5、岩床地貌影像。紅色圈起區域為選擇地貌影像區域，黑色箭頭方向為船行方向，藍色箭頭為相同目標物判斷。

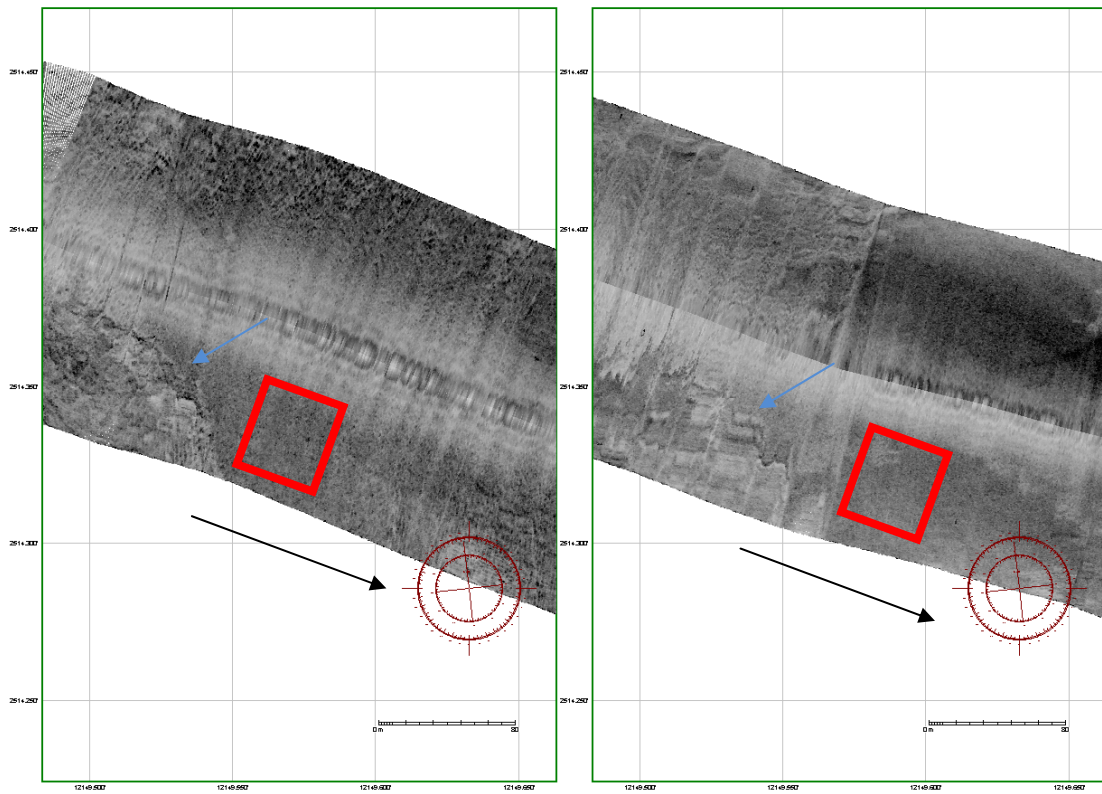


圖 3- 6、砂床地貌影像圖。紅色圈起區域為選擇地貌影像區域，黑色箭頭方向為船行方向，藍色箭頭為相同目標物判斷。

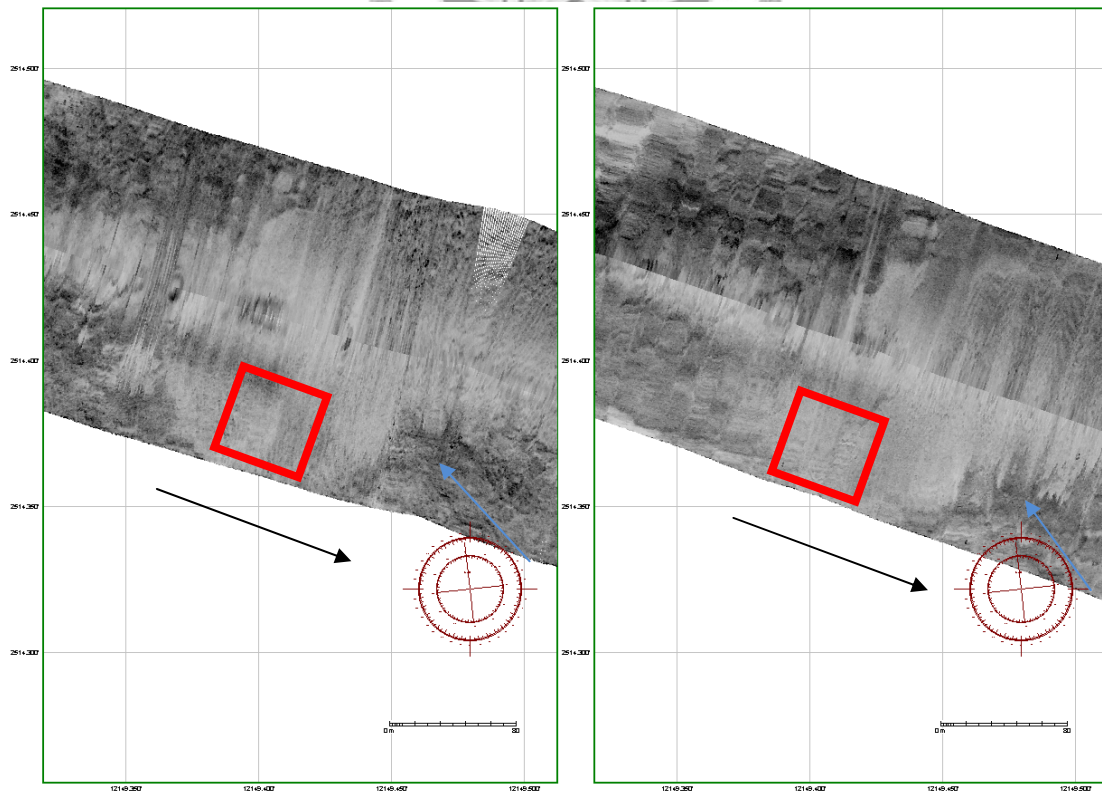


圖 3- 7、泥床地貌影像圖。紅色圈起區域為選擇地貌影像區域，黑色箭頭方向為船行方向，藍色箭頭為相同目標物判斷。

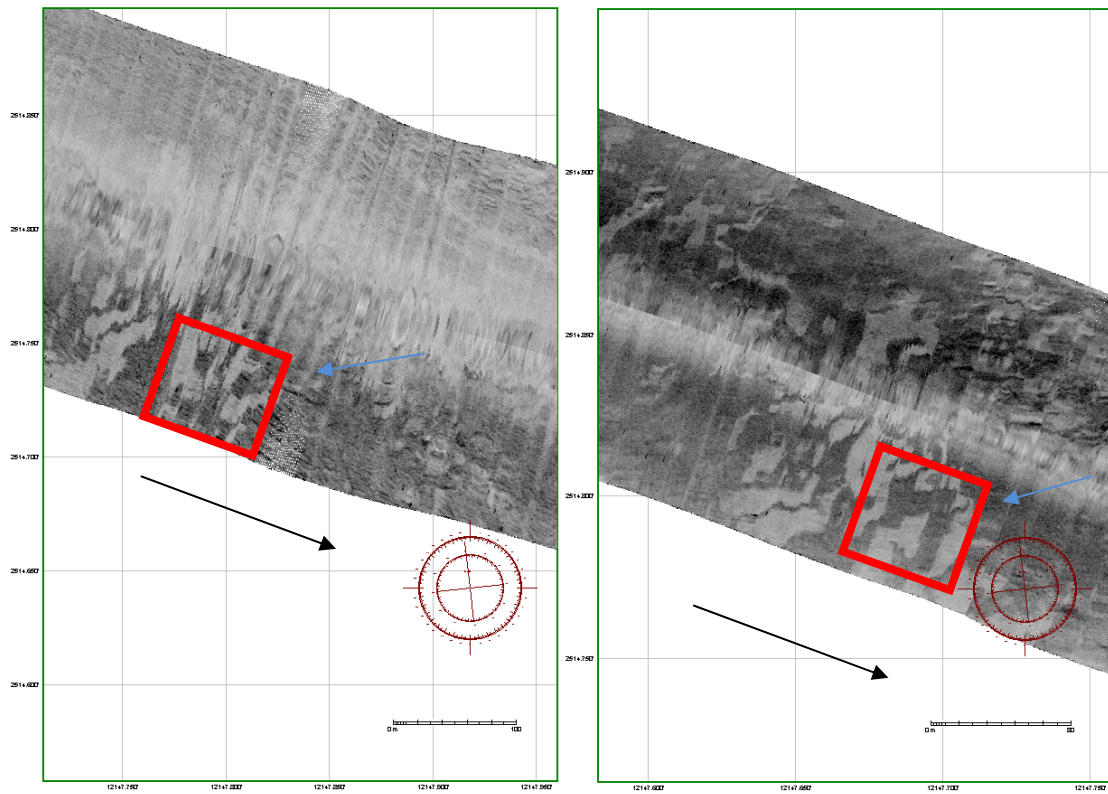


圖 3-8、薄泥岩床地貌影像圖。紅色圈起區域為選擇地貌影像區域，黑色箭頭方向為船行方向，藍色箭頭為相同目標物判斷。



3.2 地貌特徵回散射訊號比較

在兩次測量區域中選取了五種不同的地貌影像(圖 3-9)，由上而下分別為薄泥岩床、砂床、岩床、線性地貌、泥床地貌影像，在每個地貌影像中除了薄泥岩床為 100(觸發)*350(資料筆數)，其他四種地貌影像都是 100(觸發)*200(資料筆數)，在五種地貌影像中分別取出一筆觸發訊號來做探討(圖 3-10)(圖 3-11)。

在砂、泥床地貌影像中，從側掃聲納的盤狀窄音束所發射的低入射角度聲波，在水中與海床界面具有明顯的聲波回散射特性，微地形起伏之面像所造成的強反射與陰影帶容易產生對比強烈的影像；沉積環境的區域，聲波在顆粒之間重複反射、震盪於海床上各個方向反射的散射作用，散射作用在不同的海床表面顆粒度，具有不同的回散射強度效果。當相對粗顆粒度以及相對硬質的表層沉積物，回散射強度則會相對大；同理，在相對細顆粒度以及軟質的表層沉積物，回散射訊號則會相對小。因此從砂、泥床地貌影像之訊號比較，其砂床訊號平均能量大於泥床，且砂床屬顆粒度大和軟質地質，所以也會比泥床訊號整體亂度(entropy)還要大。

線性地貌、岩石海床相對於砂床或泥床的沉積物屬於崎嶇的地形。假設側掃聲納的是出頻率為 100kHz，在平均水下傳遞速度 1500 公尺/秒換算該聲波長度為 1.5 公分，因此當地形起伏大於 1.5 公分，就會有明顯的聲波反射現象，而反射回的強度則和聲波入射角度有關，當地形面相與入射角度垂直時可造成最大的反射能量。因為線性地貌會有一面符合這樣的條件，所以在訊號曲線會有強、弱反射訊號或者陰影帶；在岩床地貌影像之訊號曲線，有些岩床容易受外力而產生破碎地形，破碎地形的地形面向與入射角度並沒有比線性地貌大，所以在強反射訊號上沒有比線性地貌大。雖然如此，在訊號曲線上也可以看出破碎地形所造成的強、弱反射訊號的趨勢。

在介紹薄泥岩床地貌影像之訊號之前，先說明聲波的體散射作用(volume scattering)。當聲波在進入海床介質面後，因為底質各層的聲波差異性，發生一系

列複雜的反射、折射與散射作用；當這些在次層內無方向的反彈震盪，反射於海床表面後，又會與持續的反射聲波再次發生同向振幅重合或逆向振幅抵銷，稱為體散射作用(volume scattering)。這種現象是由於該聲波頻率對於海床介面表層具有穿透能力，因表層的顆粒度小且沉積物厚度薄，不足以造成能量全反射，於是以前述的方式進入海床次層。通常次層的聲波密度大，組成顆粒度相似於聲波波長，容易造成聲波於此發聲反射與散射作用，因此在固定的聲納頻率下，回散射強度包含次層的聲波性質(Jackson et al., 1986)。在薄泥岩床的影像訊號上，泥床覆蓋物所造成的高起增加了反射角度，使該訊號曲線走勢會有強、弱反射訊號的現象，在該區域底質屬於岩石，泥砂底質是海流沉積，加上泥床顆粒度小，容易使聲波穿透泥砂底質，使訊號中包含岩石的聲波性質。因此整體而言，薄泥岩床的訊號包含覆蓋物起伏的強弱反射以及岩床的聲波性質。

對於單從每筆觸發去比較五種不同地貌影像差別，可以看出其有不同底質或者地貌所產生的不同訊號，但是如果只取一筆觸發去判斷地貌影像是不足夠的，主要原因在野外作業資料收集時，儀器本身已將訊號做過全波整流處理，使訊號只保留訊號的強度值，在加上側掃聲納每次測量會因為水層傳遞速度、轉能器(transducer)老化、纜線阻抗不一、施測環境不一、類比訊號數化(digitizing)等問題，皆會影響該訊號數化後的數值，也會出現資料壞點，因此在選擇同區域不同地點的資料，其相同地貌影像不一定會有相同的回散射能量，所以選取單筆資料代表該地貌影像是不足夠的，必須要將所擷取的地貌影像之訊號做處理。

在地貌影像的紋理觀察方面，資料來源可以從 Mapper 所展示的側音圖中擷取地貌影像來判斷，或者編譯程式直接將回散射訊號繪製成影像。通常紋理(texture)是指影像灰階度(回散射訊號強度)的幾何分佈級變化頻率，或是由一種或多種圖案有秩序排列而形成的一種結構，該結構的每個組成基本單元並無特別代表意義，但其構成的整體卻是可以作為有義意的識別單位，將之稱為紋理區域。影像中的紋理資訊反映了海床表面性質，幾何(二維)形狀、整體分佈以及灰階值變化，因此

在側掃聲納單一掃描線逐次發射、收集、拼合，而成為面狀的海床形貌，海床形貌會受構造、地勢起伏、顆粒大小等因素影響，不同類型的海床地貌其表面性質或排列方式皆不相同，而有著不同的紋理特徵，相同的地貌影像會有相同的紋理。理論上，野外收集的海上狀況良好情況下，相同的地貌影像會有相同的紋理，相反的，容易使地貌影像出現紋理扭曲、模糊、資料壞點變多等因素，造成無法從 Mapper 所展示的側音圖中擷取地貌影像，或者編譯程式直接將回散射訊號繪製成影像之紋理直接辨認，因此下一章節使用訊號處理-小波特徵值(wavelet packet feature)以及影像處理-灰階共現矩陣(gray level co-occurrence matrix, GLCM)的方式，將凸顯紋理特徵以及區分特徵不同。



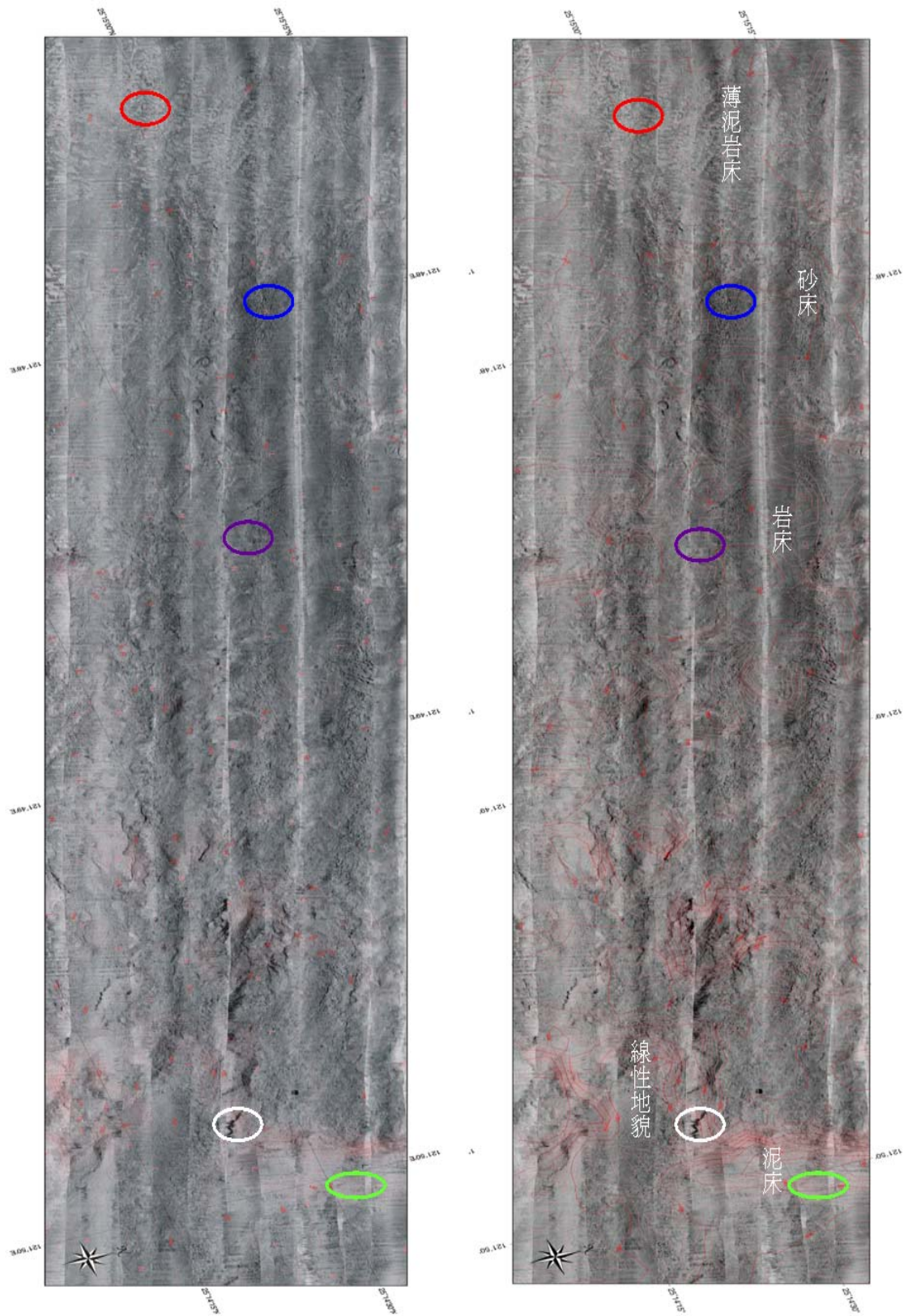


圖 3-9、2007 年 6 月與 10 月測音圖。圖中分別挑選五種比較常出現的地貌影像，分別以不同顏色圈起。

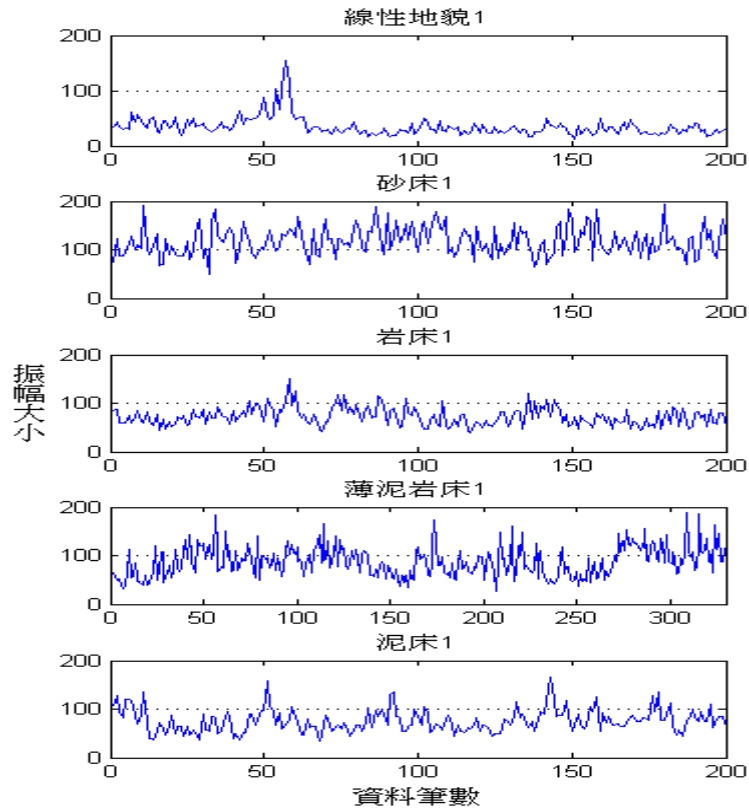


圖 3-10、2007 年 6 月資料之單筆訊號圖。將圖 3-9 中挑選 6 月的地貌影像分別取第 100 觸發資料之訊號比較。

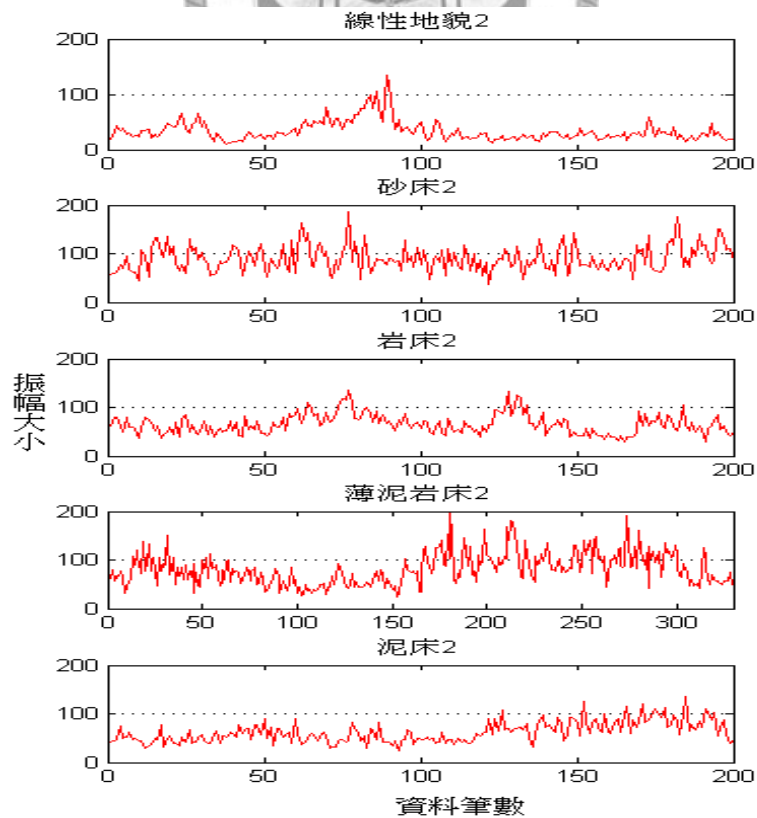


圖 3-11、2007 年 10 月資料之單筆訊號圖。將圖 3-9 中挑選 10 月的地貌影像分別取第 100 觸發資料之訊號比較。

3.3 小波特徵值

在本小節主要介紹小波轉換以及利用小波特徵值判別五種不同地貌影像。

3.3.1 小波轉換概述

在目前來講，離散小波轉換的技術有很多種，在我的研究方法裡面採用的是 Haar 離散小波轉換方式，處理資料的影像是屬於二維資料，因此採用二維 Haar 離散小波轉換。

二維 Haar 離散小波轉換在處理上如同一維 Haar DWT，在處理時先針對水平方向做一維 Haar DWT，接著再垂直方向做一維 Haar DWT(圖 3-12)。在 Haar DWT 的計算上是採用針對每一個相鄰的訊號做相加或者相減處理。在水平方向處理，由左至右的方式取出相鄰訊號值，做相加或相減的運算能夠在水平方向的訊號分為長波長與短波長(圖 3-13)，接著將水平處理過後的資料做垂直方向處理，由上至下的方式取出相鄰訊號值，做相加或相減的運算能夠在垂直方向的訊號分為長波長與短波長(圖 3-14)，在此長波長以低頻稱之，短波長以高頻稱之。以一張 $N \times N$ 大小影像訊號來說，在處理完水平方向以及垂直方向的一維 Haar DWT，每一層變可分解成四個子影像，每一個子影像大小為原始的 $1/4$ ，而每一個子影像分別代表原始圖形分成四個頻段，分別為 LL：低頻、HL：水平方向高頻、LH：垂直方向高頻、HH：對角線方面高頻(圖 3-15)。在四個頻帶之中最重要的頻帶為 LL，大小為原圖的四分之一，能夠保留的原始大部分的能量，所以可以針對 LL 頻帶再做一次二維 Haar DWT，稱為二階二維 Haar DWT(圖 3-16)，如此一來會從 LL 頻帶又得到四個頻帶，分別為 LL2、HL2、LH2、HH2，其中最重要的頻帶依然是低頻的 LL2，同樣的 LL2 也保留了原始影像的能量而圖片的大小是原始影像十六分之一，可擴展成三階、四階...n 階二維 Haar DWT。

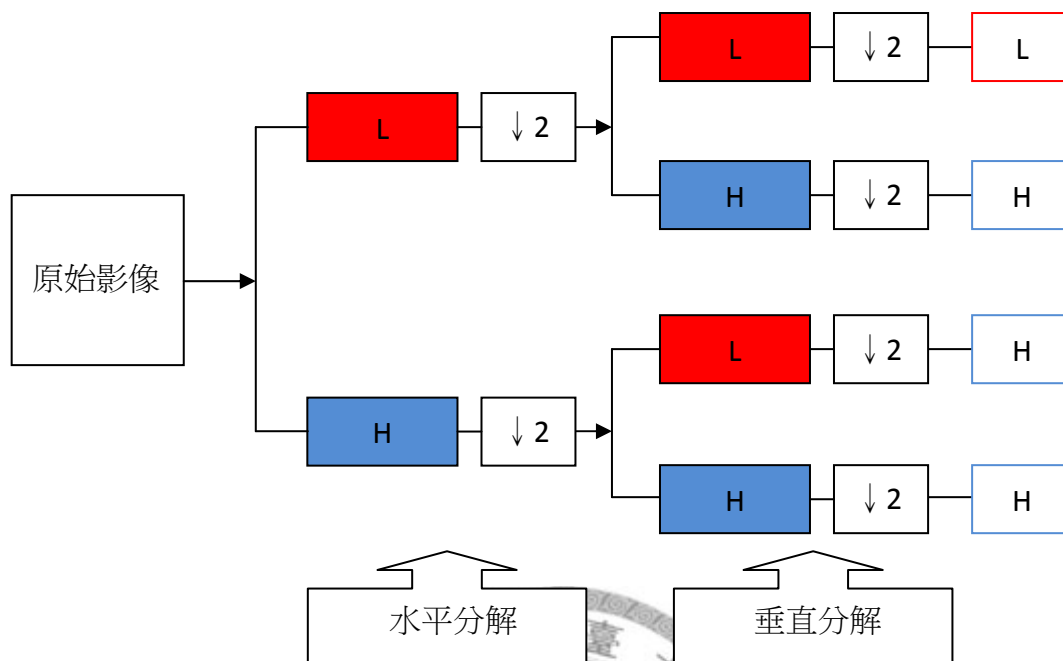


圖 3-12、二維小波分解示意圖。將原始影像(2^n 筆資料)進行水平分解為水平高頻(2^{n-1} 筆資料)與低頻(2^{n-1} 筆資料)，接著進行垂直分解，將水平高頻再細分為垂直高頻與低頻，水平低頻再細分為垂直高頻與低頻，每個頻段資料變為 2^{n-2} 筆。

| | | | |
|---|---|---|---|
| A | B | C | D |
| E | F | G | H |
| I | J | K | L |
| M | N | O | P |

| | | | |
|-----|-----|-----|-----|
| A+B | C+D | A-B | C-D |
| E+F | G+H | E-F | G-H |
| I+J | K+L | I-J | K-L |
| M+N | O+P | M-N | O-P |

圖 3- 13、水平方向 Haar 小波轉換。以 4x4 矩陣來說明，處理水平方向轉換先將影像分為左右兩邊，一邊大小為 2x4，左邊分別為原始影像訊號相加(1、2 相加；3、4 相加)，右邊分別為原始影像訊號相減(1、2 相減；3、4 相減)，能將影像分為水平低頻與高頻兩部分；以此類推， $n \times n$ 矩陣(A)的左邊分別為原始影像訊號(P)相加($A((k/2))=P(k-1)+P(k)$)，右邊分別為原始影像訊號相減($A((n/2)+k)=P(k-1)-P(k)$)， $1 < k \leq n$ 。

| | | | |
|---|---|---|---|
| a | b | c | d |
| e | f | g | h |
| i | j | k | l |
| m | n | o | p |

| | | | |
|-----|-----|-----|-----|
| a+e | b+f | c+g | d+h |
| i+m | j+n | k+o | l+p |
| a-e | b-f | c-g | d-h |
| i-m | j-n | k-o | l-p |

圖 3- 14、垂直方向 Haar 小波轉換。以 4x4 矩陣來說明，處理垂直方向轉換先將影像分為上下兩邊，一邊大小為 4x2，上邊分別為原始影像訊號相加(1、2 相加；3、4 相加)，下邊分別為原始影像訊號相減(1、2 相減；3、4 相減)，能將影像分為垂直低頻與高頻兩部分；以此類推， $n \times n$ 矩陣(A)的上邊分別為原始影像訊號(P)相加($A((k/2))=P(k-1)+P(k)$)，下邊分別為原始影像訊號相減($A((n/2)+k)=P(k-1)-P(k)$)， $1 < k \leq n$ 。

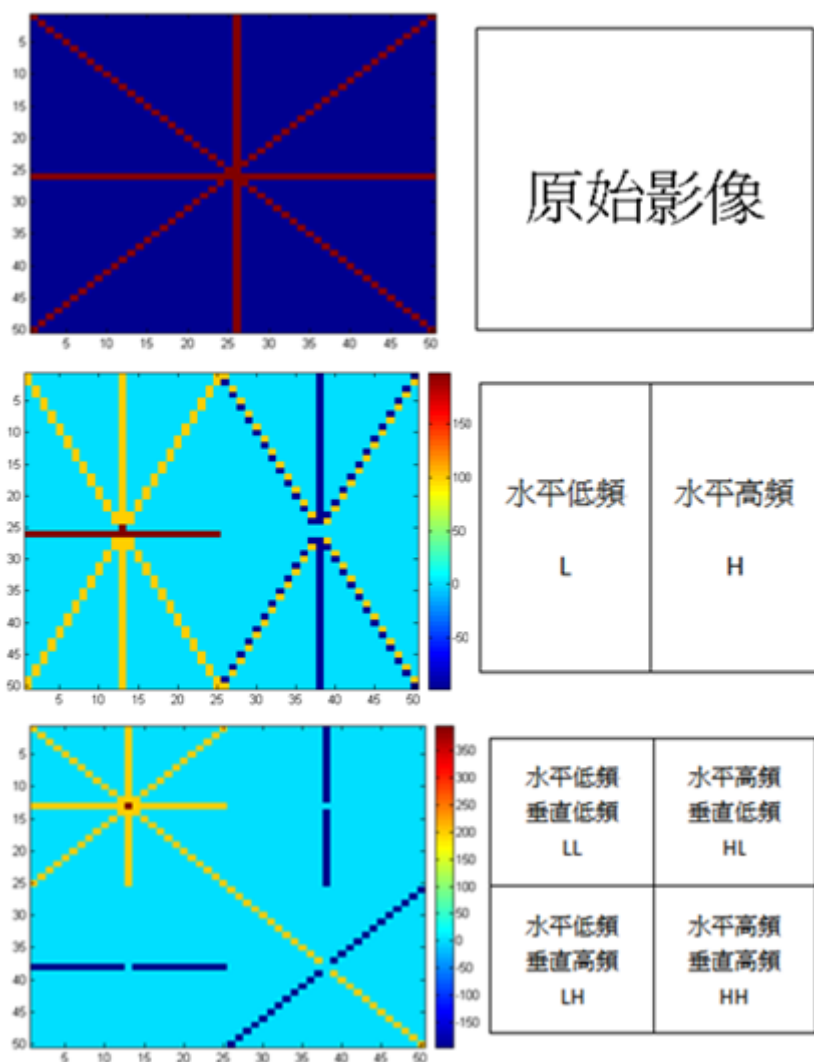


圖 3- 15、一階二維 Haar 小波轉換範例圖。圖中以 50*50 之米字圖經水平轉換將影像分為水平低頻與高頻，在經由垂直轉換可將原本的水平高頻與低頻在區分為四個頻段。

一般而言，在低頻頻帶之中的各個訊號值的加總，小波係數變化量較少，所呈現出來的影像比較平滑而且肉眼相較之下容易辨識，會如同將原始影像縮圖的結果一樣，正因如此只要我們稍微在低頻頻帶的訊號值做一些修改，在眼睛的視覺馬上就會察覺出有任何異樣，所以低頻頻帶是小波轉換之後比較重要的頻帶；反之位於高頻頻帶的區域則是訊號值之間的差直，小波係數變化量較大，所呈現出來的影像會比較複雜與模糊，所以如果修改的訊號值位於高頻頻帶的話，肉眼不容易察覺，所以高頻頻帶是小波轉換裡面屬於不重要的頻帶。

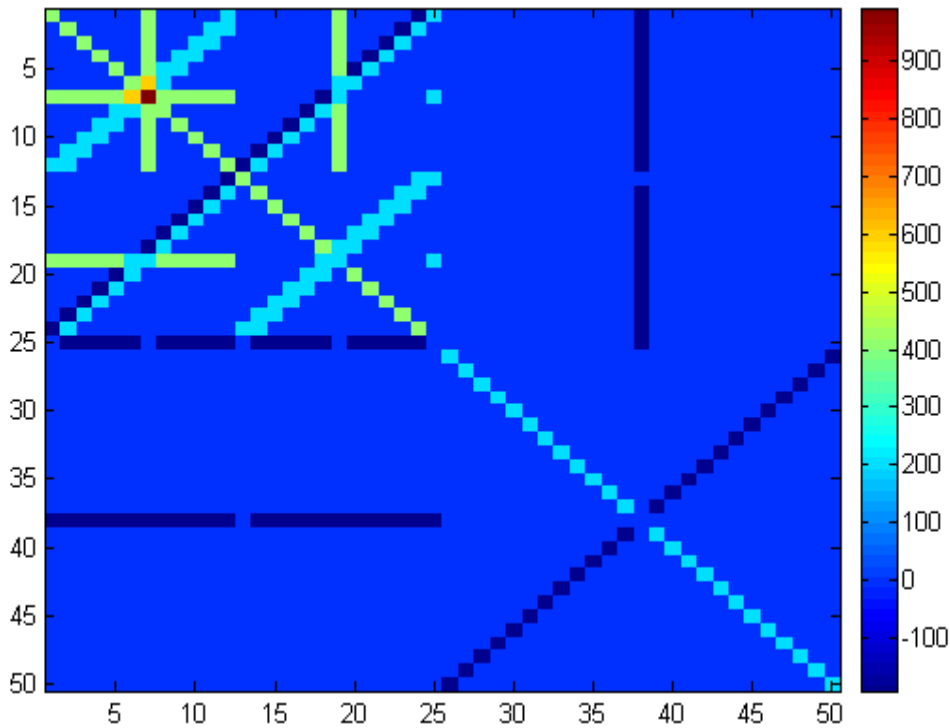


圖 3-16、二階二維 Haar 小波轉換範例圖。圖中為圖 3-15 執行完一階二維小波轉換後，在將 LL 頻段執行一次一階二維小波轉換，其結果能將原始影像分為七個頻段。

圖 3-17、圖 3-18、圖 3-19、圖 3-20 以及圖 3-21 為地貌影像經二階二維小波轉換的結果。

3.3.2 利用小波特徵值判定特徵地貌

將所有求得影像的每個頻段加以分類，分別為：LL2=1、HL2=2、LH2=3、HH2=4、HL=5、LH=6 以及 HH=7(圖 3-22)。接著運用(Pun and Lee, 2001)在 2001 的文章中所提出的五種統計方式：

- 1、 Norm1-2 energy(式 3-1)：訊號通常以弦波來表示，計算主要凸顯訊號在能量上的加總大小，並且將能量平方使能量特徵顯示出來(圖 3-23)。例如在水層以及混凝土建築物之影像(圖 3-24) (劉佩琨, 2007)，在影像灰階值上看似相同。因為混凝土是硬質地質，與水層都沒有散射現象，但混凝土之表面粗糙的關係，比

水層有較強的反射訊號，再經過 Norm1-2 energy 計算後，混凝土訊號會明顯與水層有所分別。

$$e1 = \frac{1}{XY} \sum_x \sum_y |C(x,y)|^2 \quad (式 3-1)$$

- 2、 Norm-1 average energy(式 3-2)：此計算與第一種統計方式一樣，都是在求訊號的能量加總，不同之處在於不必將能量放大兩倍，即可突顯地貌影像的特徵(圖 3-25)。例如在泥床與砂床地貌影像中，由於砂床顆粒度比泥床大，使得在訊號上的能量走勢會比泥床高，因此在經過此統計計算會使能量上差異更加明顯。

$$e2 = \frac{1}{XY} \sum_x \sum_y |C(x,y)| \quad (式 3-2)$$

- 3、 Standard deviation (式 3-3)：通常在機率分佈中用來計算統計的分佈程度，反映資料彼此間的離散程度。如同上述砂、泥床地貌影像的比較，因為砂床顆粒度大，使得訊號亂度大，在標準差(Standard deviation)中砂床地貌會比泥床地貌高；同理，也可以判斷地勢起伏區域，因為起伏面會造成的強、弱反射以及陰影帶，在標準差會有明顯的分別。

$$e3 = \sqrt{\frac{1}{XY} \sum_x \sum_y (C(x,y) - \mu)^2} \quad (式 3-3)$$

- 4、 Average residual(式 3-4)：計算地貌影像中的灰階值與該資料平均值之間差異的加總。在地勢起伏的地貌影像，因為起伏面造成的弱反射以及陰影帶，使平均值降低，而強反射與平均值的差值即被凸顯出來，所以地勢起伏越大的地貌影像，計算出來的平均殘差(Average residual)越大。

$$e4 = \sum_x \sum_y |C(x,y) - \mu| \quad (式 3-4)$$

5、 Entropy(式 3-5)：傳統上，熵(Entropy)一般代表物裡熱力學，近幾年來被用來計算影像灰階間的亂度所代表的數值，熵值大小與亂度高低成正比。若影像上灰階度變化頻繁，表示影像之灰階變異性高，其熵值也高。

$$eS = \frac{1}{XY} \sum_x \sum_y |C(x,y)|^2 \log|C(x,y)|^2 \quad (\text{式 3-5})$$

其中

$$\mu = \frac{1}{XY} \sum_x \sum_y C(X,Y)$$

在五種統計方式以計算小波特徵值，Norm1-2 energy 與 Norm-1 average energy 不適合用來計算這次實驗資料，因為實驗所用儀器會將回散射訊號經過整流處理只保留強度值，所以在這兩樣統計質上並不會有明顯的特徵出現。標準差對於砂、泥底質以及地勢起伏的地貌影像都有明顯的差別，因此在這研究中採用標準差針對七個頻段分別計算出數值，在根據這些數值曲線趨勢來判別五種不同的地貌影像。

首先以 2007 年 6 月以及 10 月資料中不同時間，相同地貌影像特性，將相同地貌影像經小波轉換後各頻段特徵值曲線比較以及將五種地貌影像互相比較圖(圖 3-26)。在圖中，每種相同地貌影像互相比較其特徵值曲線走勢大略相同，除了砂床的特徵曲線在 6 月及 10 月上有些微不相同，其餘地貌影像從兩次測量上都有相同走勢。在五種地貌影像之特徵值曲線比較上，其曲線走勢以及曲線數值大小，可以由這特徵值曲線區別出這五種地貌影像是不同的。

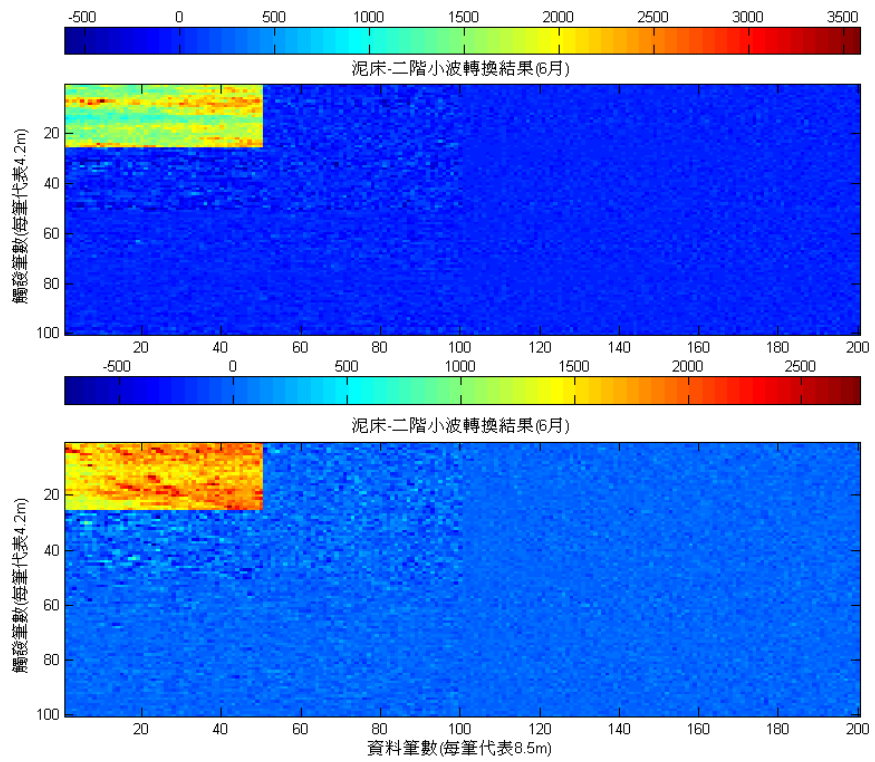


圖 3- 17、泥床地貌影像經過小波轉換圖。

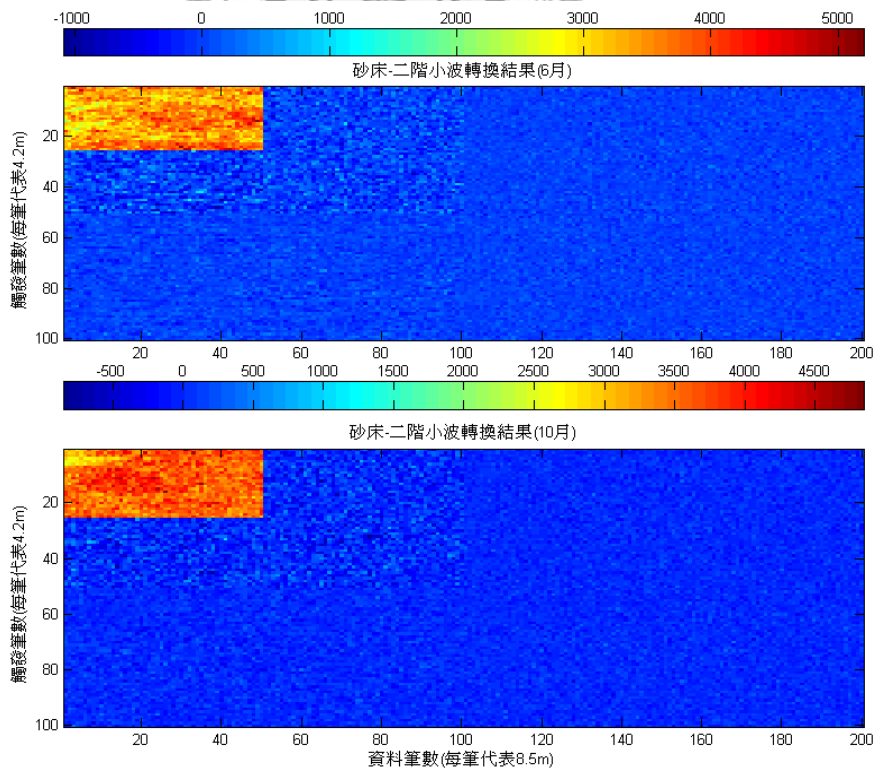


圖 3- 18、砂床地貌影像經過小波轉換圖。

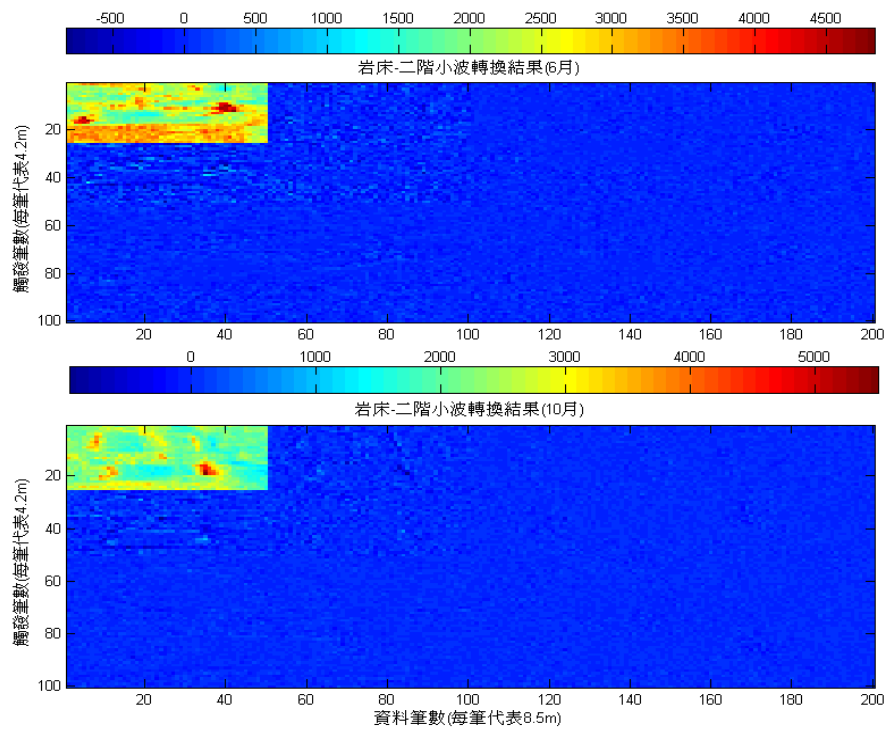


圖 3- 19、岩床地貌影像小波轉換圖。

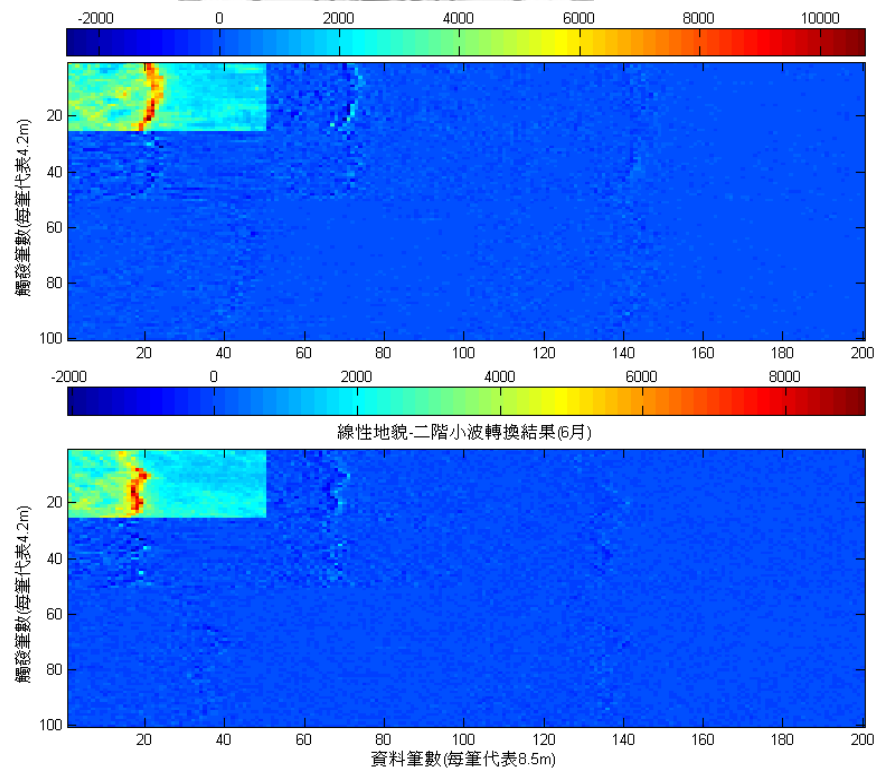


圖 3- 20、線性地貌影像小波轉換圖。

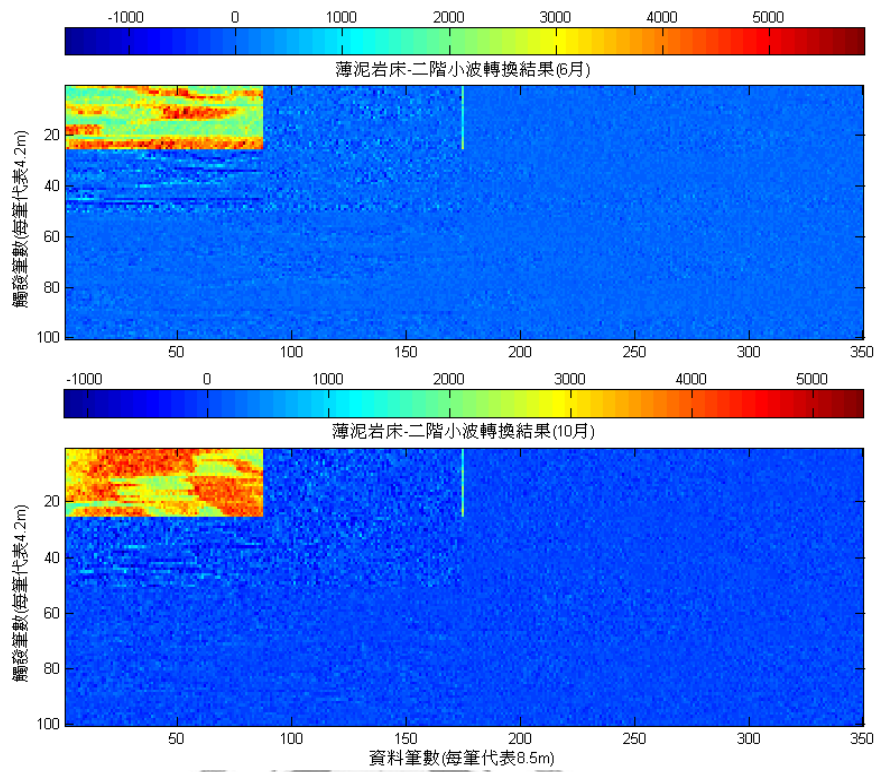


圖 3- 21、薄泥岩床地貌影像小波轉換圖。

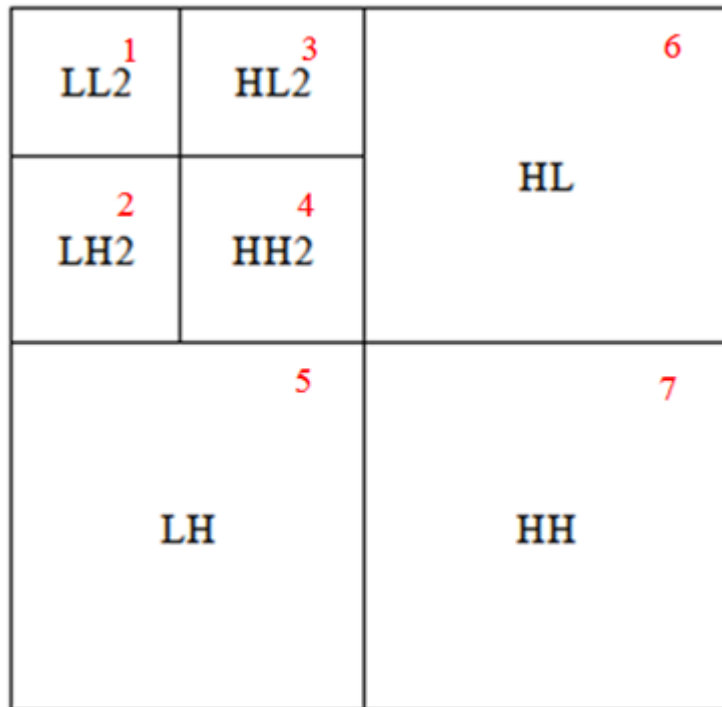


圖 3- 22、小波轉換的頻段編號。將影像經由小波轉換會產生 LL2、HL2、LH2、HH2、HL、LH、HH 頻段，並標示 1 到 7 的編號。

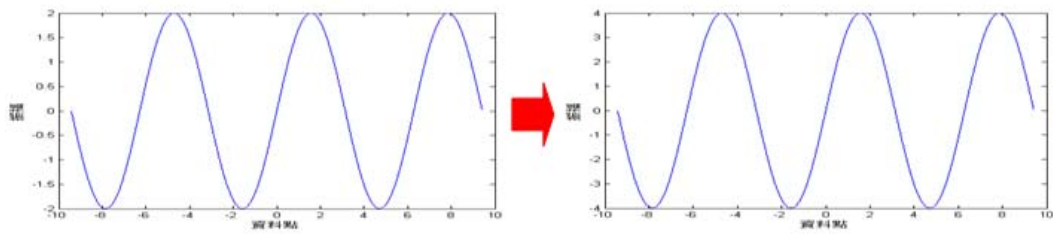


圖 3- 23、Norm1-2 energy 示意圖。將原始影像先將振幅提高平均以突顯訊號，接著在計算平均值。

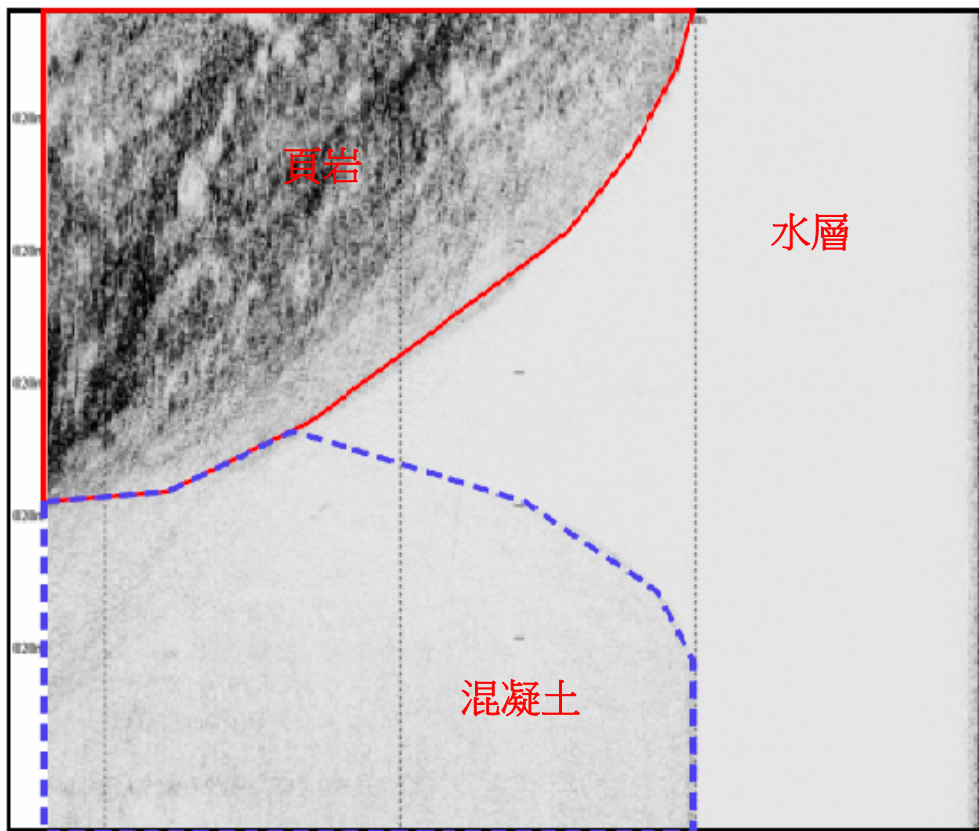


圖 3- 24、水層與混凝土側掃聲納影像圖。

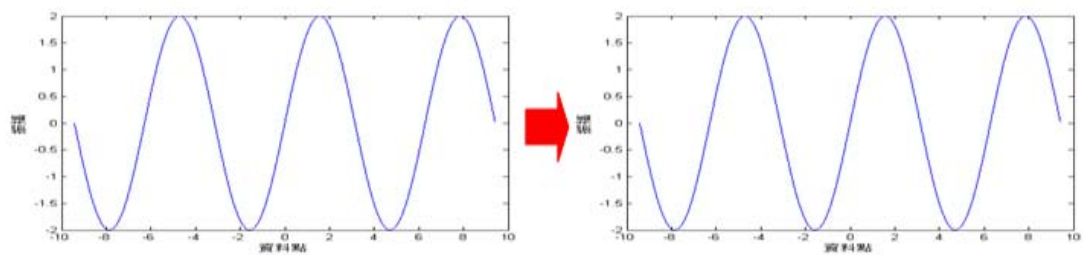


圖 3- 25、Norm-1 average energy 示意圖。將原始地貌影像直接計算平均值，與圖 3-23 不同之處在於不需要提高振幅，採用原始影像處理即可。

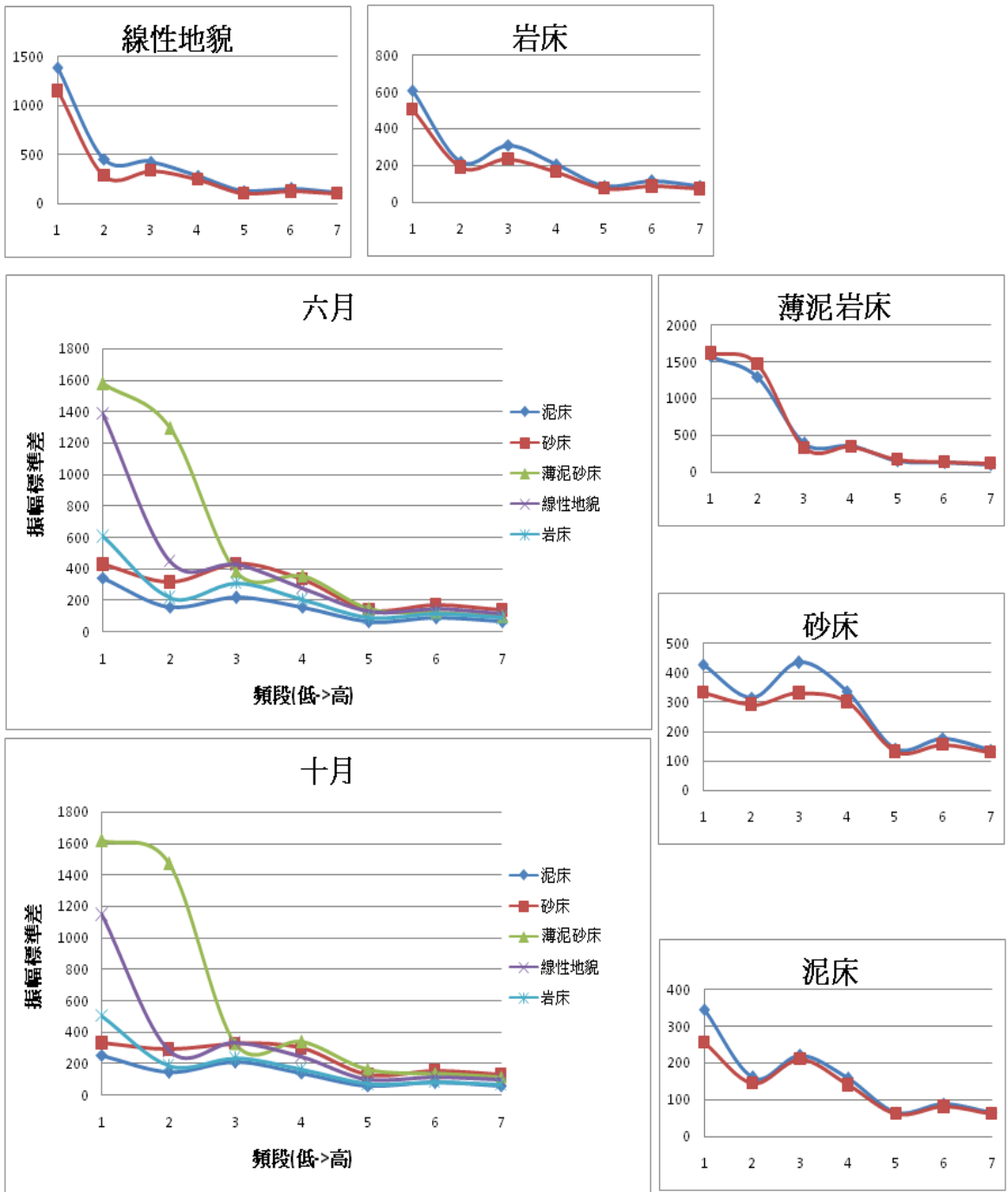


圖 3-26、地貌影像小波特徵曲線比較。圖中分別顯示 6 月與 10 月五種地貌影像的比較圖，並且列出五種地貌影像分別 6 月與 10 月的比較圖(藍色為 2007 月 6 月資料；紅色為 10 月資料)。

接著，在這五種地貌影像中分別取兩筆資料互相比較差異。在砂、泥床的特徵曲線分析中(圖 3-27)，從圖中可得知砂床與泥床地貌影像在特徵曲線走勢大略相同，不過在曲線數值的大小上，砂床地貌影像的標準差大於泥床地貌影像。從顆粒度大小的觀點來看，砂床的顆粒度會比泥床大，因此增加許多聲波入射角度，產生強反射的機會比泥床還多，相同產生弱反射的機會也是比泥床還多，故在整體的回散射訊號上，砂床會比泥床的訊號在亂度以及能量大小上還要大，所以在特徵曲線上砂床地貌影像又大於泥床地貌影像。

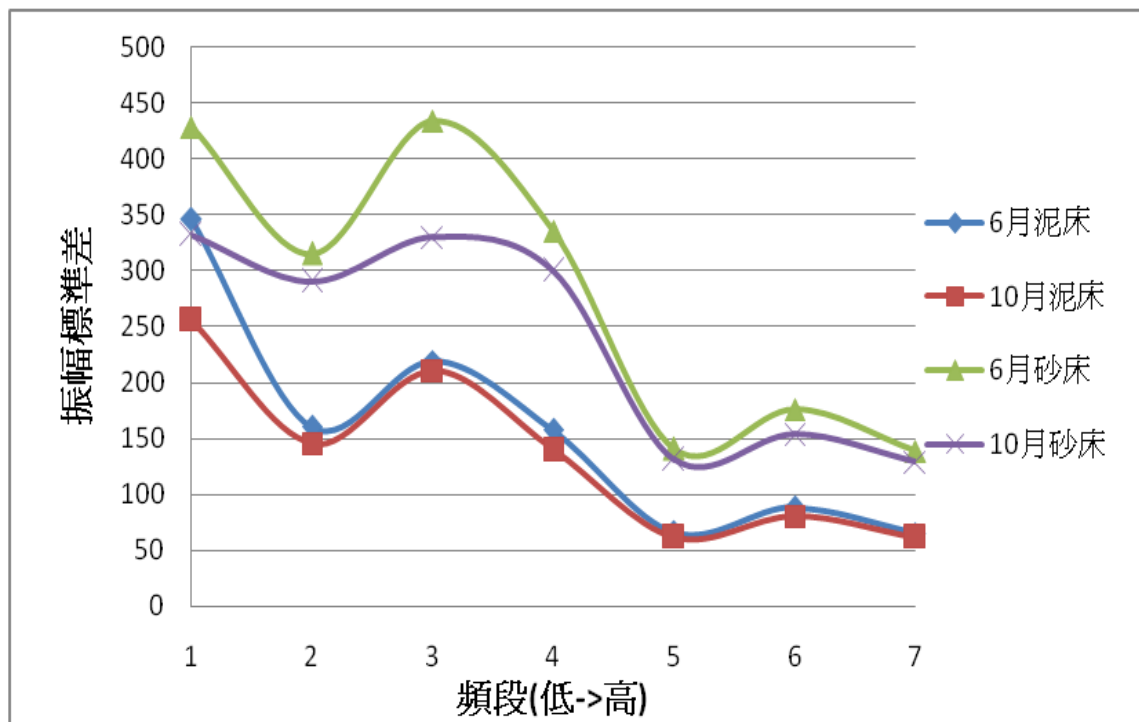


圖 3- 27、砂床、泥床地貌影像之小波特徵曲線比較。

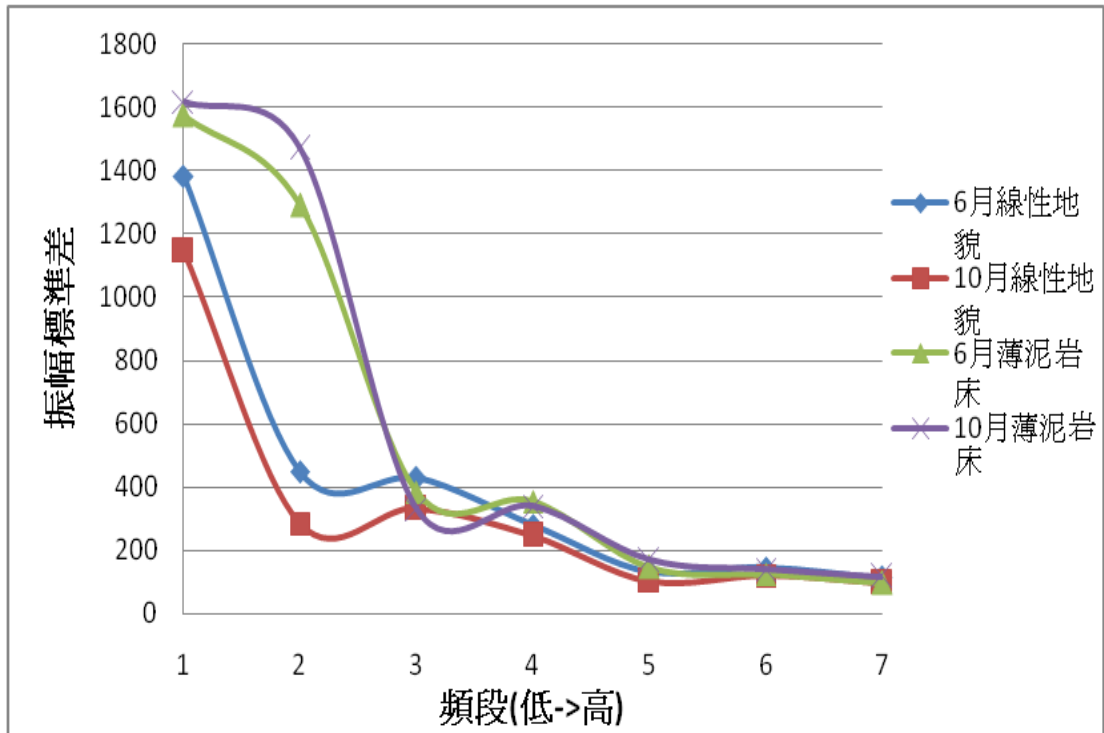


圖 3- 28、線性地貌、薄泥岩床地貌影像之小波特徵曲線比較。

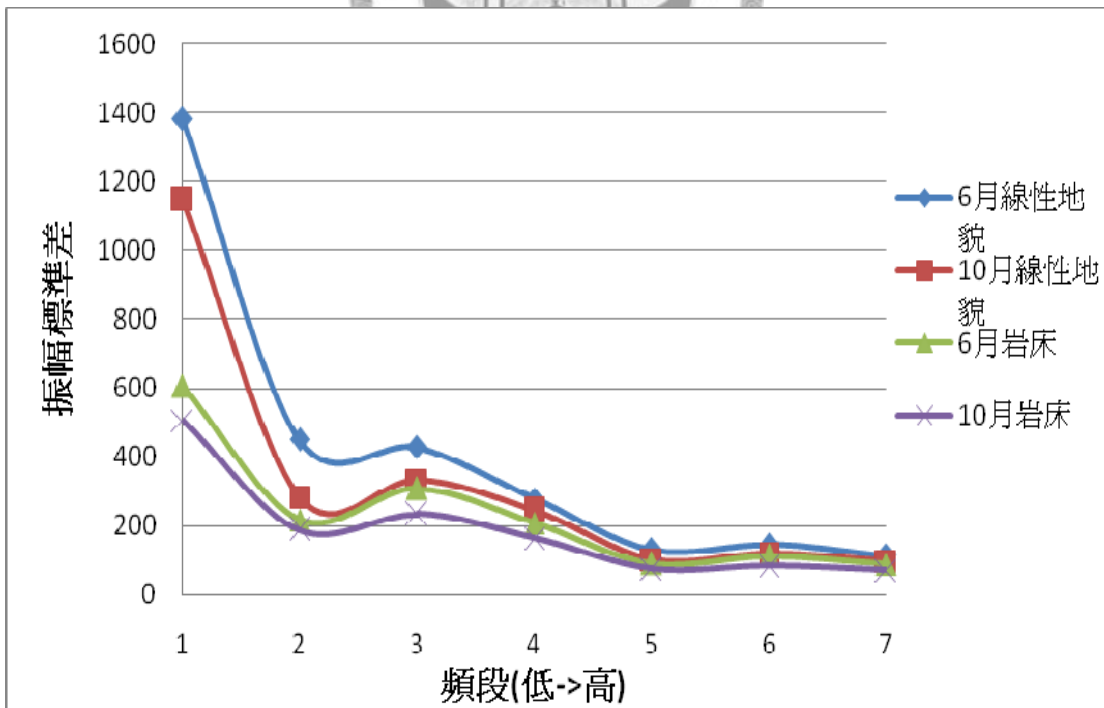


圖 3- 29、線性地貌、岩床地貌影像之小波特徵曲線比較。

在非均質地貌影像中，取線性地貌與薄泥岩床特徵質曲線，以及線性地貌與岩床特徵質曲線作比較(圖 3-28)(圖 3-29)。在這三種地貌影像中，都具有方向性的強訊號關係，會再 LL2 頻段(1)使起伏的差距更加顯著，因此計算標準差會在這頻段上比起砂床、泥床都還要高值。所計算出來的標準差數值會受該地形起伏差距大小和地形起伏面積大小影響，地形起伏差距越大，所分佈的範圍越多，那麼計算出來的標準差越大。在線性地貌影像中，雖然地形起伏分佈範圍不大，但地形起伏差距大，使計算出來的標準差高，與薄泥岩床影像比較，雖然薄泥岩床地形起伏的差距小，但是薄泥所覆蓋海床的範圍大，因此計算出來的標準差與線性地貌相接近。

從線性與薄泥岩床地貌在其他頻段上的曲線走勢分析來比較，線性地貌影像因為是垂直方向(上下)的強反射出現，也就是該線性地貌的方向與拖魚的方向平行，所以對於垂直方向的強反射，容易在 LL2(1)頻段中保留原始圖形的能量特徵使肉眼看出明顯的強訊號出現，使 LL2(1)頻段的標準差大，接著曲線走勢逐漸往下，而線性地貌影像所造成的垂直方向強反射，容易在 HL2(3)頻段中垂直方向高頻突顯出來，因此表示標準差的曲線走勢會在第三頻段凸起。在薄泥岩床地貌影像上，除了在 LL2(1)頻段會有薄泥覆蓋造成的高度使計算出來的標準差高，隨著曲線走勢也會逐漸往下，在 LH2(2)頻段的標準差高於線性地貌，以及 HL2(3)頻段的標準差跟線性地貌相同，特別的地方是在 HH2(4)頻段上，相較曲線走勢有明顯凸起，因為薄泥所覆蓋岩床的厚度不像線性地貌只有垂直方向的強反射，故會有水平以及垂直方向的高頻產生，所以在 LH2(2)、HL2(3)以及 HH2(4)的標準差都比線性地貌高或相等。

在線性地貌以及岩床地貌影像的小波特徵曲線比較，在岩床地貌因為岩床底質容易受到外力影像會產生破裂帶，其破碎帶所造成的強、弱反射以及陰影帶的尺度比起線性地貌影像是小許多，但是就破碎帶擁有許多這種小尺度的強、弱反射以及陰影帶，所以在經由小波轉換後，從圖 3-26 中 LL2(1)頻段中看出這些小尺

度強反射所計算出來的標準差比線性地貌以及薄泥岩床小，其原因在於這些破裂帶所造成的地形起伏差距沒有比線性地貌大，分佈的範圍也沒有比薄泥岩床廣，因此在 LL2(1)頻段上的標準差會比較小，另外這些破裂帶也會在影像中造成垂直方向的強反射，所以在 HL2(3)頻段上，相較曲線走勢有明顯凸起。線性地貌以及岩床地貌影像在曲線走勢以及數值大小除了 LL2(1)頻段以外都大致一樣，假使破裂帶之數量範圍多，會在 LL2(1)頻段上的標準差會變大。

整體而言，使用標準差計算五種地貌影像的七個頻段特徵值，在砂床以及泥床辨認上容易由標準差曲線走勢數值的高低來判別兩者，且由 LL2(1)頻段所計算出來的標準差大小判斷是否是砂床或泥床。在線性地貌、薄泥岩床以及岩床影像，通常在 LL2 頻段的所計算出來的標準差，薄泥岩床大於或等於線性地貌，岩床最低，接著從曲線走勢中，在 HL2(3)頻段凸起為線性地貌影像，在 HH2 頻段凸起為薄泥岩床影像，由此判別已可區分這五種地貌影像。



3.4 灰度共現矩陣

本小節主要介紹灰度共現矩陣以及利用統計方法計算其紋理特徵來判斷五種不同地貌影像。

3.4.1 灰度共現矩陣概述

統計紋理是利用灰階值彼此間的局部相關係來刻劃紋理，如灰階共現矩陣、灰度差分統計法(Gray Level Difference Method)、空間自相關函數法、鄰近灰度獨立矩陣法(Neighboring Gray Level Dependence Matrix)及灰度行程長度統計法(Gray Level Run Length Method)等多種，在這些統計紋理方法中，經 1996 年 Treitz 在其影像紋理擷取的研究中顯示，對於比較各種獲取統計紋理的方法上，灰度共現矩陣法較優於其他的統計方法。

灰階值，是影像像元(或稱影像像素)是構成影像的最小單位，灰階值範圍一般介於 0(白)~255(黑)(8 位元)之間，若無借助相關軟體或儀器肉眼無法正確判斷影像的灰階數據，僅能以灰階的層次感判斷影像中相異類型的外型與分佈特徵等資訊。在本研究所使用資料的側掃聲納所產生的影像之灰階值為 4096 階(12 位元)，故該影像像元之灰階組合會產生 4096×4096 的灰度共生矩陣，如果用此灰階度進行計算可能造成矩陣過大或過多無用的零值元素，為了獲取適當的矩陣大小以提升計算效率，因此將影像灰階度壓縮到 16 階(4 位元)，這對紋理上並部會造成影響 (Marceau et al., 1989)。

一般而言，將影像灰階度壓縮到 16 階，以取影像之最大值在進行標準化壓縮到最大值為 15，其餘數值以等比例壓縮，雖然其標準化之圖形使用繪圖軟體在解析上是一樣的(圖 3-30)，但是在側掃聲納的資料中或多或少都會有壞點，而壞點在資料當中不是最高就是最低，灰度共現矩陣中所指使用的灰階值皆是以整數去做

判斷，因此以影像中最高值的單一數字代表最大值作標準化壓縮時，因為資料壞點而使標準化後的影像，在低灰階值之間的差異減小，灰度共現矩陣無法明顯的判斷出來，讓該有的地貌影像紋理無法表達明顯。除此之外，選取的最大值會依照不同地貌影像會有不同數值，因此在標準化的過程上都能建立研究區域上辨認準則，需要建立一個標準化基準存在，才不會選擇含有不同地貌影像而去影響每個標準化之後的結果，例如：含有線性區域以及泥質區域，所執行的標準化數值會不一樣。

接下來敘述在標準化基準的選擇。首先選擇三個含有線性、薄泥岩床以及砂床地貌的大區域，將原始訊號分為 496 組，統計其每組間距的出現次數所做的直方曲線圖(圖 3-31)，在曲線圖中大部分的訊號大小都集中在 0~60 間距，對線性地貌的強訊號而言會因為所選的區域較大，相對強訊號區域較小，而無法突顯在直方曲線圖中。因為原始訊號之區域的灰階值大約都集中在 0~60 間距，所以選擇以 600 灰階值當為基準，對所要判斷的影像執行標準化，並且大於 600 灰階值在標準化後以最高值顯示以及小於 600 灰階值以下以等比例標準化壓縮(圖 3-32)，在進行灰度共現矩陣圖自動判斷地貌。

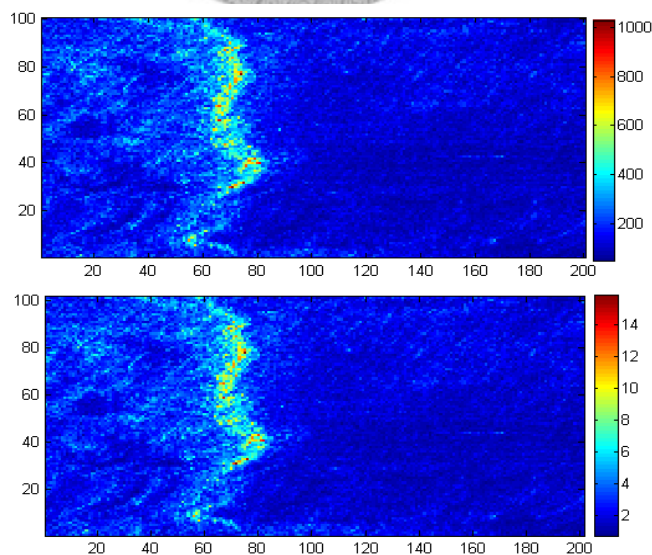


圖 3-30、地貌影像取最高值標準化後前後對照圖。上圖為原始地貌影像(線性地貌)，下圖為將取影像訊號中最高值進行等比例壓縮結果，在結果上顯示兩張影像是一樣的，只是灰階尺度上不同而已。

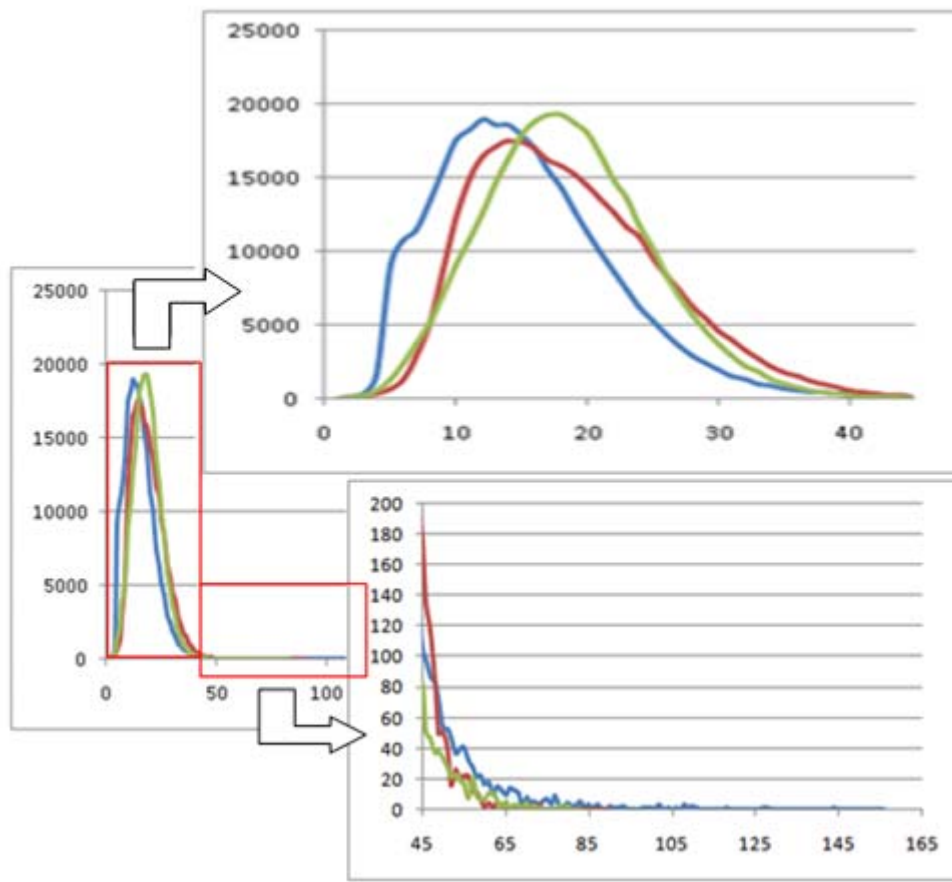


圖 3-31、區域影像直方曲線圖。表中選擇三種不同區域計算直方曲線圖，將影像訊號分為 496 組(X 軸)，1 組表示 10 強度值，統計影像訊號在每一組的次數(Y 軸)。

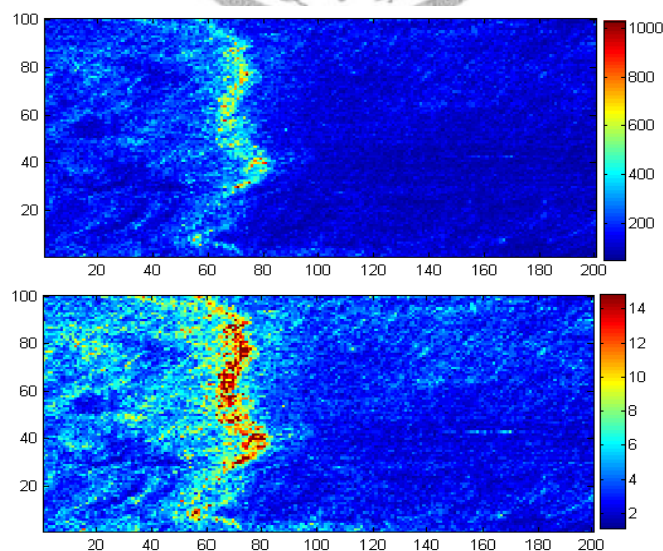


圖 3-32、地貌影像取基準值標準化後前後對照圖。上圖為原始地貌影像(線性地貌)，下圖為取基準值進行等比例壓縮結果(X 軸為資料筆數，Y 軸為觸發筆數)。

灰度共現矩陣法 (又稱灰度聯合機率矩陣法) 於 1973 年由 Haralick 等人所提出(Haralick et al., 1973)。在決定矩陣元素之前，以圖 3-33 所表示，須要先定義像元灰階位置的組合關係以產生像元對(pixel pair)，視窗矩陣中的每個個別像元依序為參考像元(灰階值以 i 表示)，以其為中心針對各方向之鄰近像元(灰階值以 j 表示)間所產生的灰階組合以統計方式建立該影像像元的灰度共現矩陣，描述影像灰度幾何分佈情形。

將一張影像轉換為灰度共現矩陣時，其決定參數也包含像元對方向(ϕ)與像元對位移量(d)(圖 3-33)。像元對方向亦稱為相位角，是根據參考像元與其八個方向之鄰近像元而決定，其中八個方向之相位角分別是： 0° 、 45° 、 90° 、 135° 、 180° 、 225° 、 270° 以及 315° (圖 3-34)；像元對位移量指參考像元到鄰近像元的距離，即彼此相隔的像元數，也就是說如果位移量為 1，則會產生 3×3 矩陣視窗，如果位移量為 2，則會產生 5×5 矩陣視窗，以此類推，關於位移量的設定在相關文獻中大多為 1，主要因為位移量若過大，相隔距離為 d (大於 1)的兩個像元則變的不相鄰，除了會使計算過於龐大、緩慢，也比較無法顯示相鄰紋理間之關係。因此實際計算影像之灰度共現矩陣，若影像灰階度為 16 階(0~15)，像元對位移量為 1 以及分別對八個方向角做計算，結果可得到八個大小為 16×16 的灰度共現矩陣(圖 3-35)。

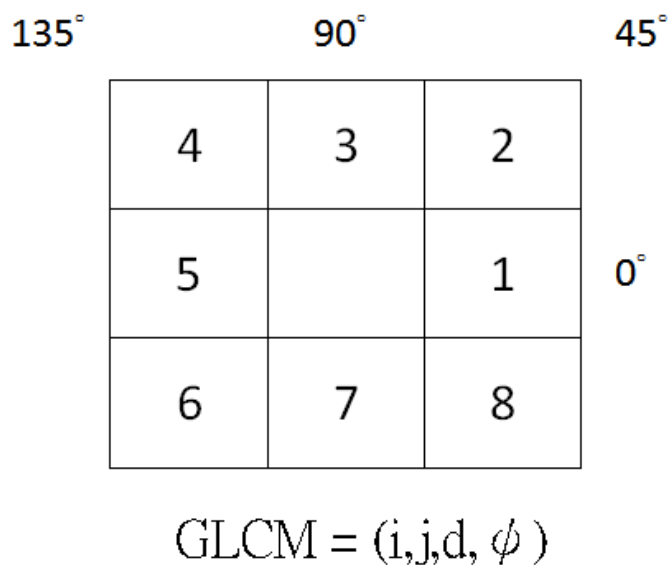


圖 3- 33、參數關係與數學表示示意圖。

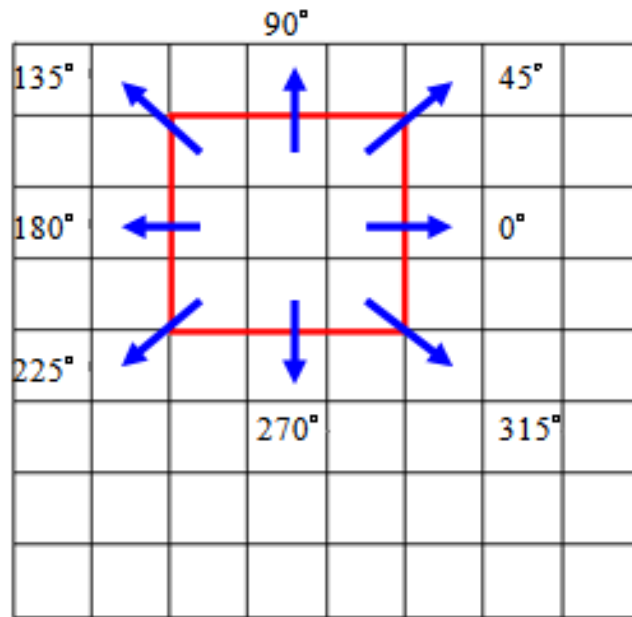


圖 3- 34、灰度共現矩陣相位角關係示意圖。每一個參考相位元在周圍八個方向(0°、45°、90°、135°、180°、225°、270°以及 315°)的關係。

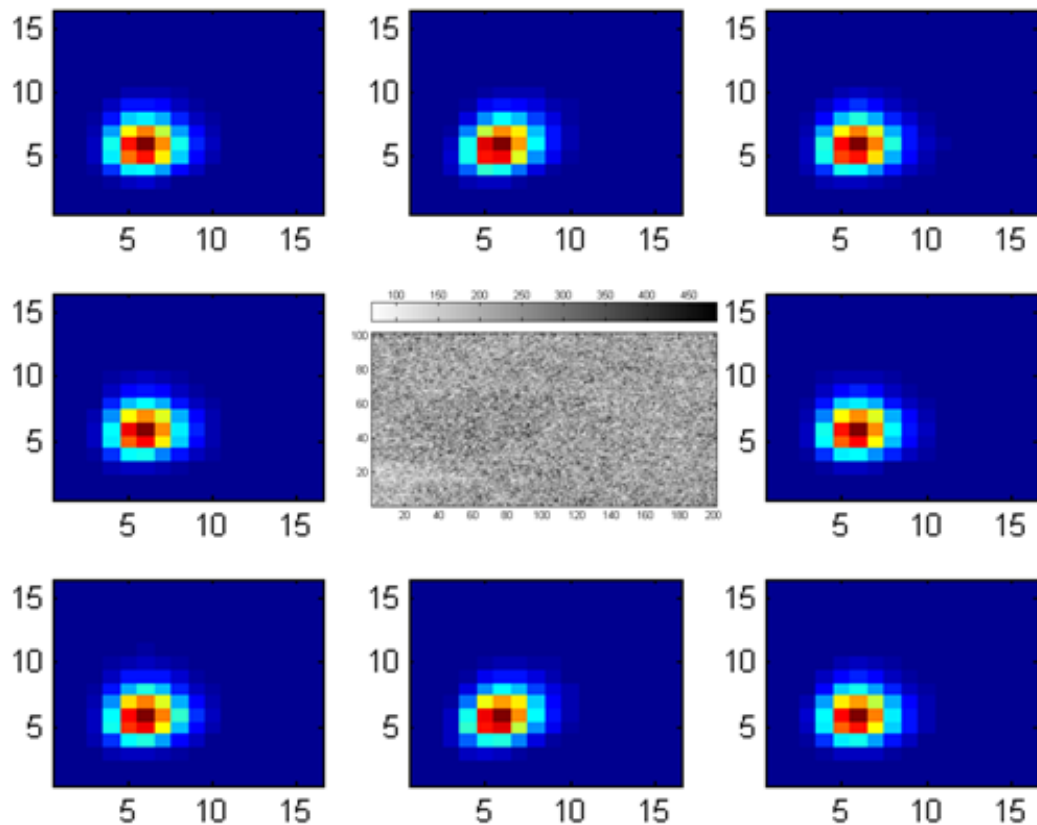


圖 3- 35、初步灰度共現矩陣結果。中間為實際影像圖，四周分別為八個方向(0°、45°、90°、135°、180°、225°、270°以及 315°)的灰度共現矩陣(X 軸、Y 軸分別代表 i、j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

3.4.2 利用灰度共現矩陣判定特徵地貌

將所求得的灰度共現矩陣以計算統計公式求取影像特徵值，一般運用灰度共現矩陣求取影像特徵函數時可選用的統計方式有 14 種以上(Haralick et al., 1973)，在相關文獻中提及聲學影像上運用最主要的 5 種特徵函數包含：

- 1、熵(entropy, ENT)，主要計算影像灰階間的亂度，熵值大小與亂度高低成正比。能量分佈越平均，熵值越大，表示 GLCM 圖上灰階值分佈面積越廣；能量分佈越不均勻或越集中，熵值越小，表示 GLCM 圖上灰階值分佈面積越集中(式 3-6)。其中 $P(i,j,d, \phi)$ 為灰度共現矩陣的機率值。

$$\sum_i \sum_j (p(i,j,d, \phi) \times \log p(i,j,d, \phi)) \quad (\text{式 3-6})$$

- 2、同質性(homogeneity, HOM)，主要是描述影像的均調性。當能量集中在對角線上，同質性越大，表示相鄰灰階相同者在 GLCM 圖中落在對角線上(式 3-7)。其中 $P(i,j,d, \phi)$ 為灰度共現矩陣的機率值。

$$\sum_i \sum_j \frac{p(i,j,d, \phi)}{1 + |i - j|} \quad (\text{式 3-7})$$

- 3、角二矩(angular second moment, ASM)，描述影像的一致性與均勻性，若是 ASM 值高則空間變化小，反之則空間變化大(式 3-8)。其中 $P(i,j,d, \phi)$ 為灰度共現矩陣的機率值。

$$\sum_i \sum_j p(i,j,d, \phi)^2 \quad (\text{式 3-8})$$

- 4、對比度(contrast, CON)，主要計算影像資料的對比性，或是計算其局部變異的百分比，CON 大則對比度大，反之則對比度小，影像看起來較平滑(式 3-9)。其中 $P(i,j,d, \phi)$ 為灰度共現矩陣的機率值。

$$\sum_i \sum_j (1 - D)^2 \times P(i, j, d, \phi)^2 \quad (\text{式 3-9})$$

5、相關性(correlation, COR)，用來度量影像中灰階值變化程度，藉由此運算可用來分辨兩個影像是否在形狀及其他特徵上有互相的關聯性，在利用相關值來判定待測物體的特徵(式 3-10)。其中 $P(i, j, d, \phi)$ 為灰度共現矩陣的機率值。

$$\sum_i \sum_j \frac{(ij) \times P(i, j, d, \phi) - \mu_x \mu_y}{\sigma_x \sigma_y} \quad (\text{式 3-10})$$

μ_x 、 μ_y 、 σ_x 、 σ_y 分別為 P_x 、 P_y 的平均值與標準差。

其中對比度與同質性互為相反意思的紋理特徵，以及熵與角二矩互為相反意思的紋理特徵。Blondel 在 1993 年利用的熵與同質性兩種統計方式計算出灰度共現矩陣的紋理特徵，並畫出熵與同質性分布圖區別不圖的紋理特徵(Blondel et al., 1993)，因此在本實驗也利用該兩個統計方式去計算其分佈圖，觀察五種不同地貌影像的差異。

一般而言，採取八個方向去作計算，從原始地貌影像就會產生八個灰度共現矩陣，接著根據于海鵬在 2004 利用灰度共生矩陣對木材紋理的分析，在文中分別對 0° 、 45° 以及 135° 方向的灰度共現矩陣，進行幾種統計方式以證明同種紋理不同方向的灰度共現矩陣其所代表的紋理特徵是一樣的(于海鵬 et al., 2004)。使用同樣方法先計算分別為八個方向灰度共現矩陣的每個地貌影像之熵與同質性曲線圖(圖 3-36)(圖 3-37)，其結果在八個方向上對於同地貌影像的熵與同質性是趨於一樣的。因此在計算紋理特徵時，先將八個矩陣做相加(圖 3-38)，在計算相對應的出現次數，以計算出機率分佈。

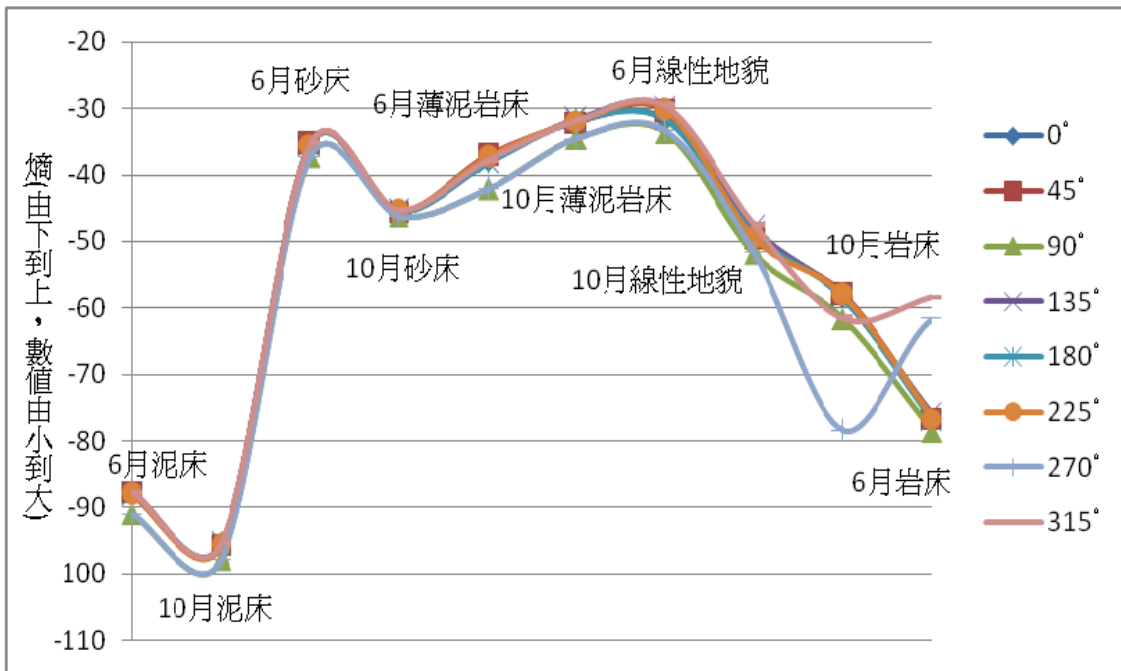


圖 3- 36、八個方向灰度共現矩陣的熵比較。將 6 月、10 月五種地貌影像共 10 種影像，使用灰度共現矩陣產生八個方向(0°、45°、90°、135°、180°、225°、270°以及 315°)的矩陣，接著分別計算熵，以顯示都在一條線上。

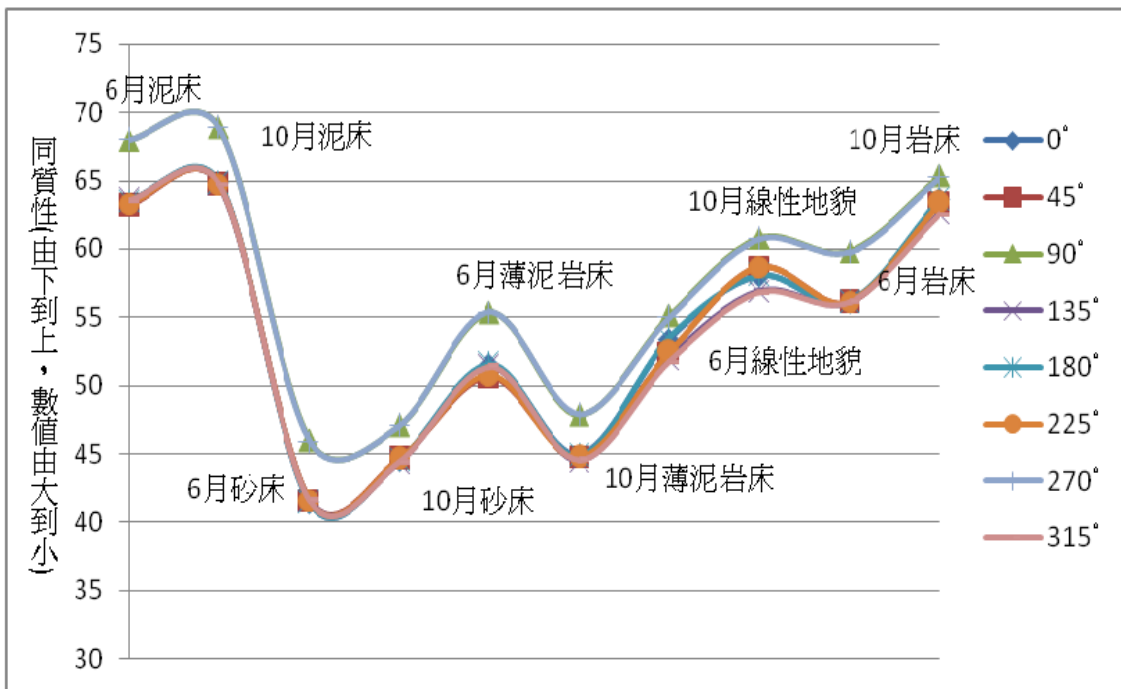


圖 3- 37、八個方向灰度共現矩陣圖的同質性比較。將 6 月、10 月五種地貌影像共 10 種影像，使用灰度共現矩陣產生八個方向(0°、45°、90°、135°、180°、225°、270°以及 315°)的矩陣，接著分別計算同質性，以顯示都在一條線上。

在圖 3-39、圖 3-40、圖 3-41、圖 3-42 以及圖 3-43 分別為線性地貌、薄泥岩床、泥床、岩床以及砂床的灰度共現矩陣圖。將這些灰度共現矩陣分別求熵與同質性紋理特徵，並展示出分佈圖(圖 3-44)，灰度共現矩陣之出現機率分佈越集中，以及出現機率分佈越呈現對角分佈，所求得的熵與同質性越大，反之則越小。由分佈圖中可看出其五種地貌影像有差別存在，但在於砂、泥床地貌影像，雖然在分佈圖中有所分別，但是辨識度不高。在灰度共現矩陣圖以及分佈圖，可分為兩類說明：

- 1、在均質地貌影像中，在灰度共現矩陣圖的出現機率分佈範圍都是以圓狀散佈，圓心部分為出現機率最高的灰階度。砂床訊號值以及訊號亂度都比泥床高，因此在圖 3-43 的圓心偏向高灰階值地方，且出現機率分佈範圍較大。因為泥床有微弱的訊號，因此的灰度共現矩陣之出現機率分佈集中且呈現對角線分佈，與砂床的灰度共現矩陣之出現機率分佈廣相反，所以在熵與同質性分佈圖中兩筆地貌影像分別座落在不同區域，由此判定兩者地貌影像不同。
- 2、在非均質地貌影像中，除了岩床以外，線性地貌、薄泥岩床和砂床有一致較低的熵，但其同質性比較高。在灰度共現矩陣圖的出現機率分佈範圍都是以對角分佈。在線性地貌灰度共現矩陣圖中，分析的資料有截取弱反射以及陰影帶部分，使得在出現次數最多的部分於灰階值低地方；在薄泥岩床地貌影像會有薄泥覆蓋所造成些微弱訊號，以及未被薄泥覆蓋的岩床訊號，其岩石訊號比薄泥訊號之強度還高一些，因此分佈範圍比起線性地貌還大；在岩床灰度共現矩陣圖中，是破碎帶所造成的強、弱反射以及陰影帶雖然小但數量多，因此矩陣圖呈現對角分佈，但是破碎帶產生的強訊號比起線性地貌還小，所以在矩陣圖的分佈較線性地貌集中。就熵與同質性分佈圖看來，地勢起伏地貌影像都明顯有差異存在，除了線性地貌介於薄泥岩床以及岩床之間，容易在分佈圖中較易混亂。

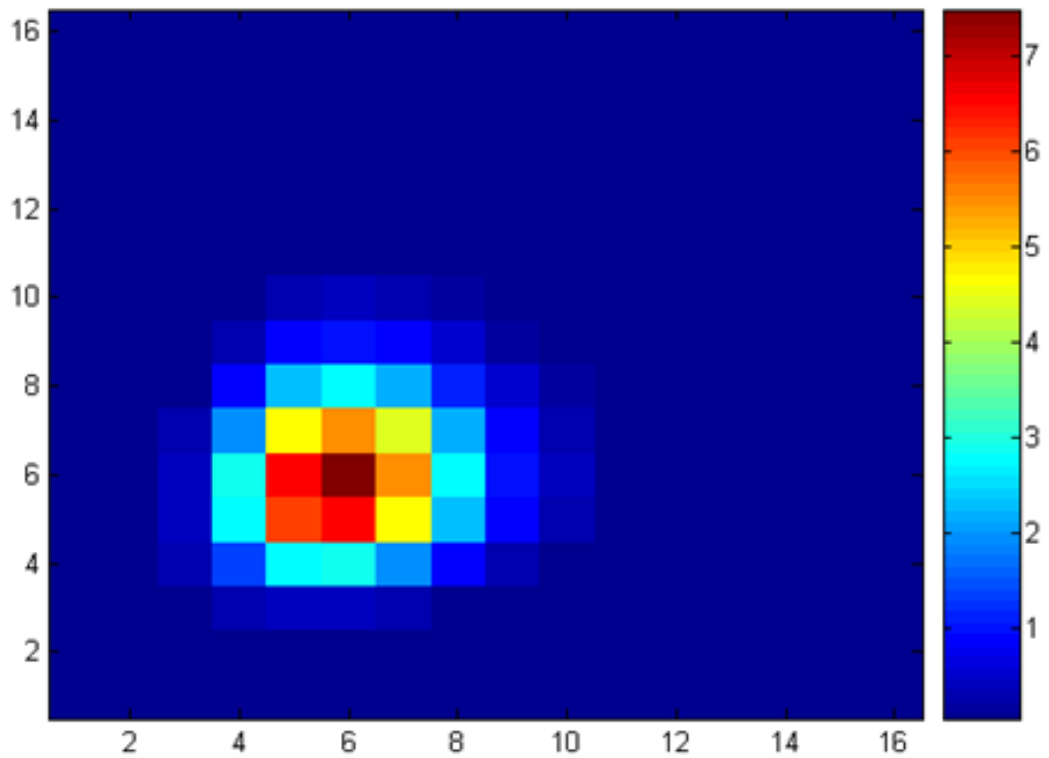


圖 3- 38、八個灰度共現矩陣相加之結果。圖中為影像執行灰度共現矩陣產生八個方向(0°、45°、90°、135°、180°、225°、270°以及 315°)的矩陣圖，在將八個矩陣相加的結果(X 軸、Y 軸分別代表 i、j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

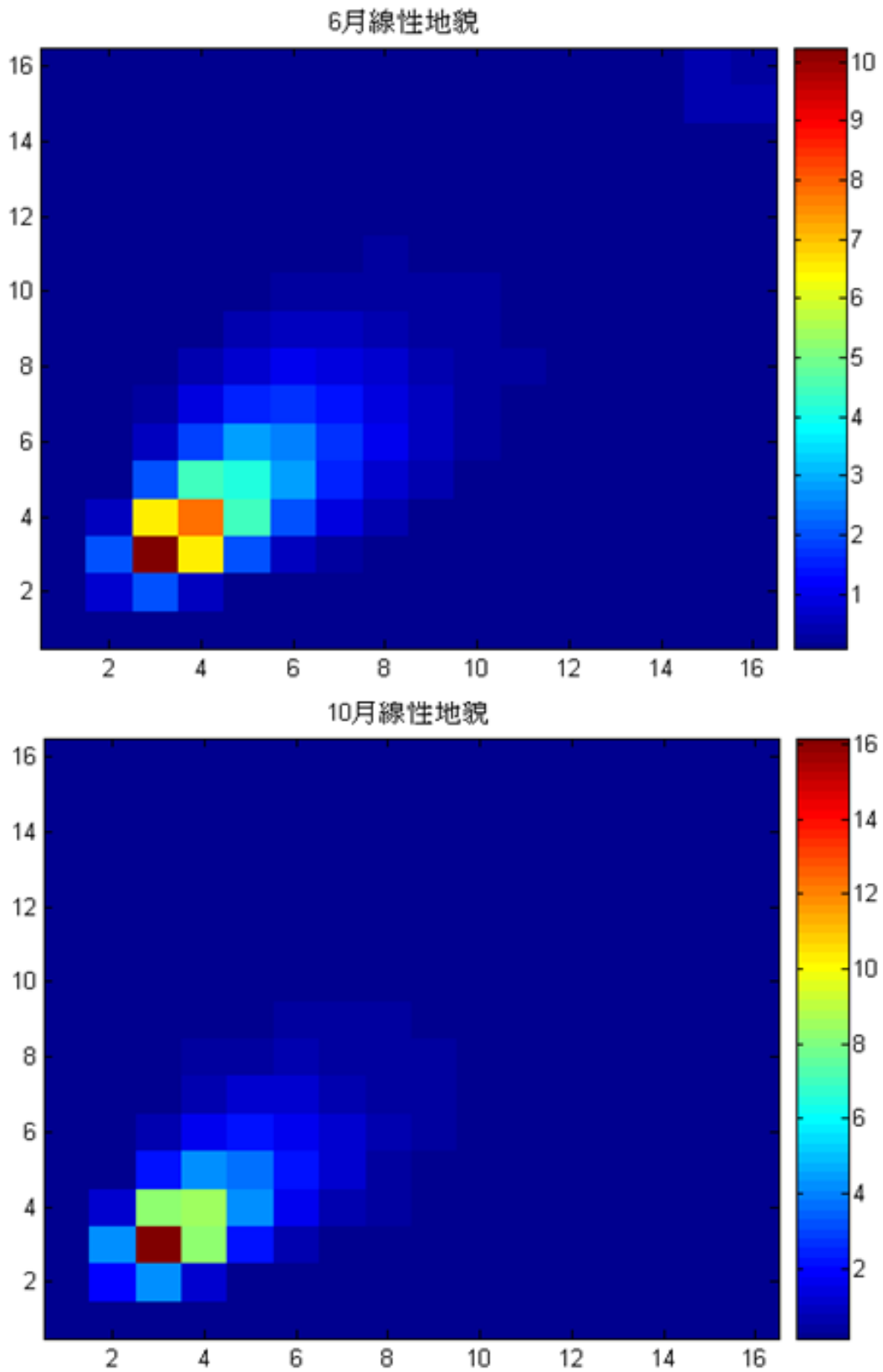


圖 3- 39、線性地貌地貌影像灰度共現矩陣圖。圖中 1 為 6 月影像，2 為 10 月影像 (X 軸、Y 軸分別代表 i 、 j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

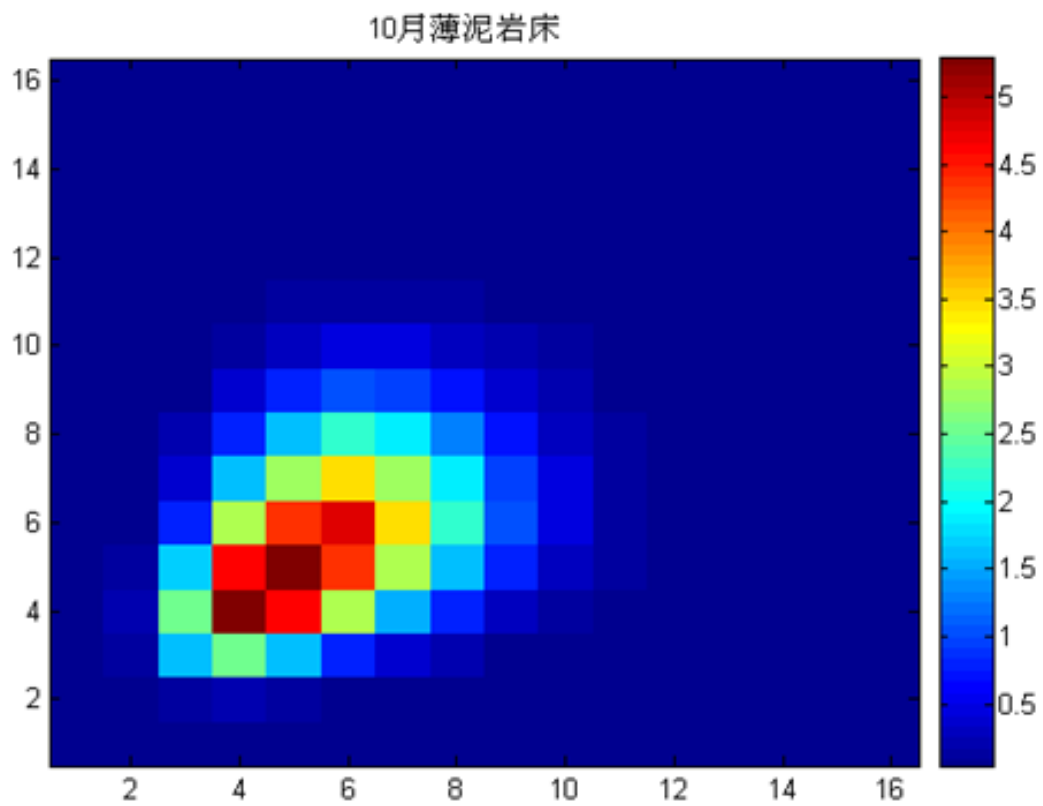
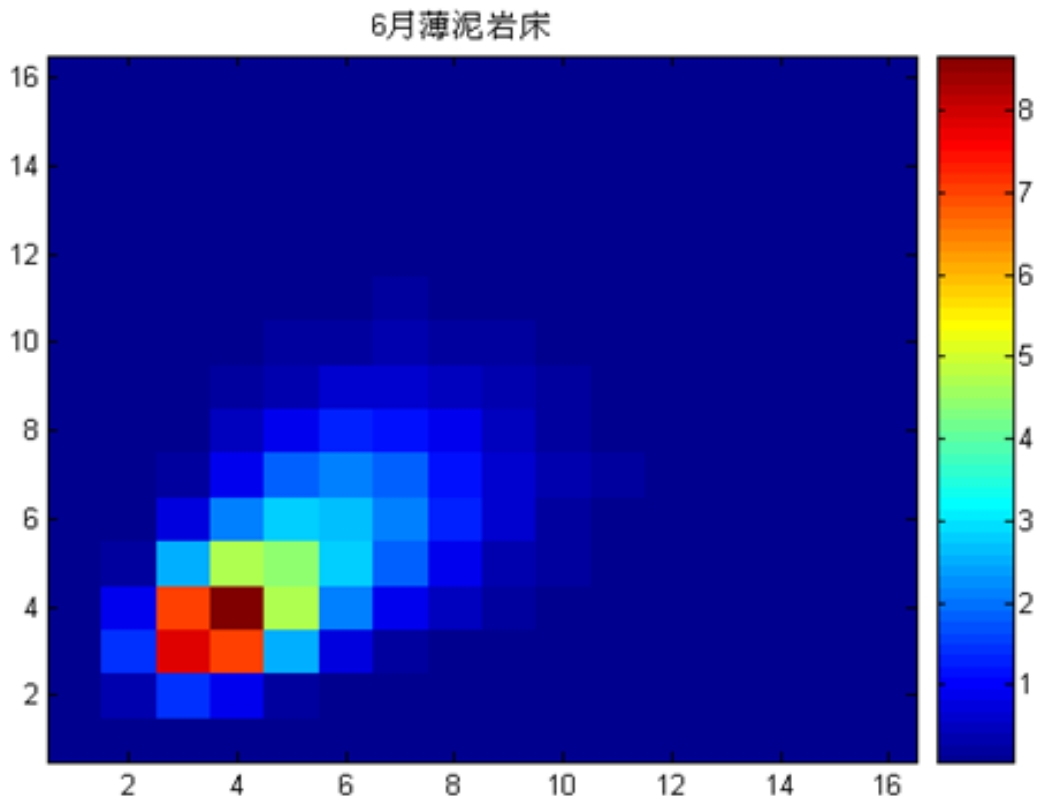


圖 3- 40、薄泥岩床地貌影像灰度共現矩陣圖。圖中 1 為 6 月影像，2 為 10 月影像 (X 軸、Y 軸分別代表 i 、 j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

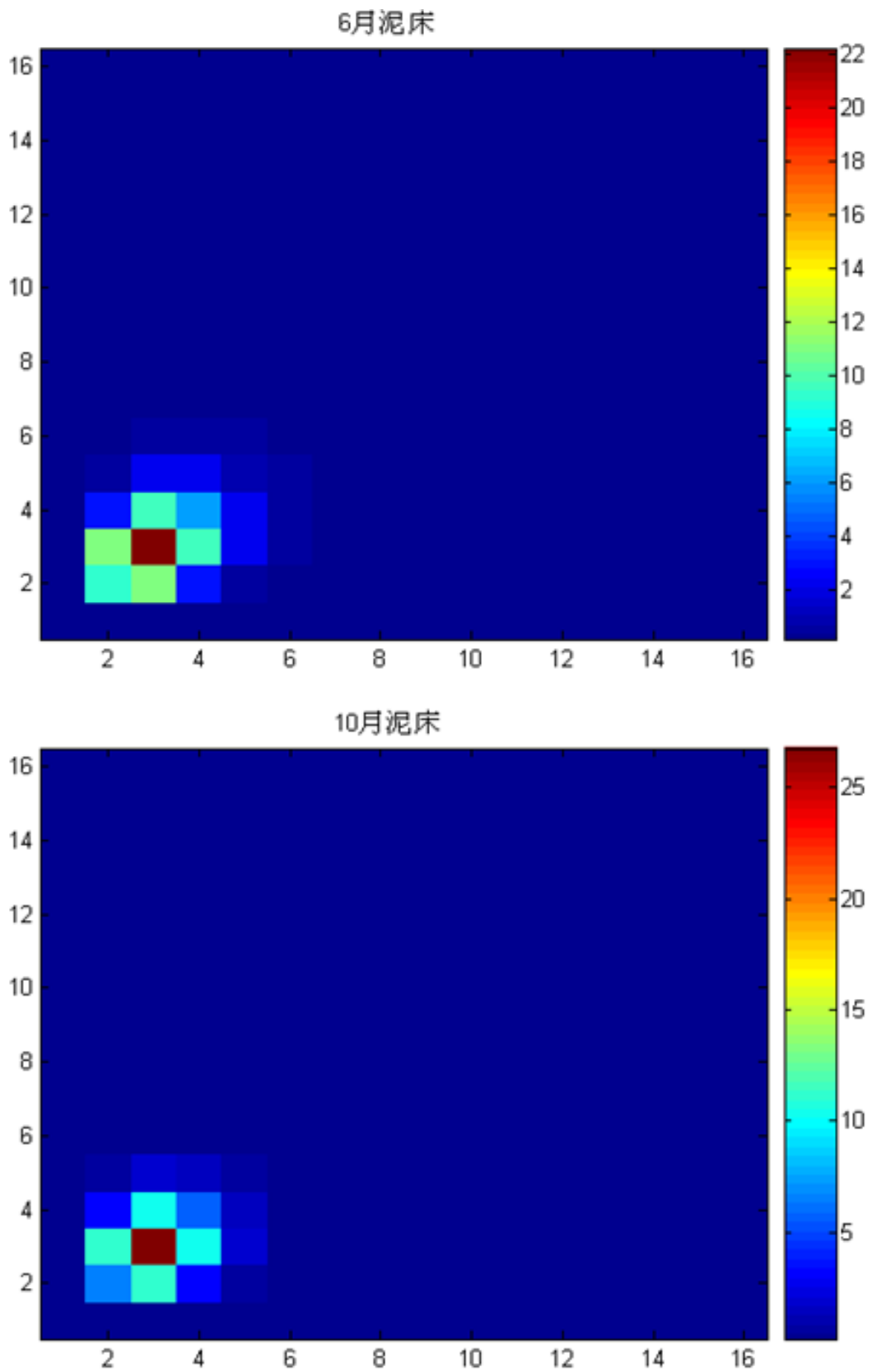


圖 3- 41、泥床地貌影像灰度共現矩陣圖。圖中 1 為 6 月影像，2 為 10 月影像(X 軸、Y 軸分別代表 i、j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

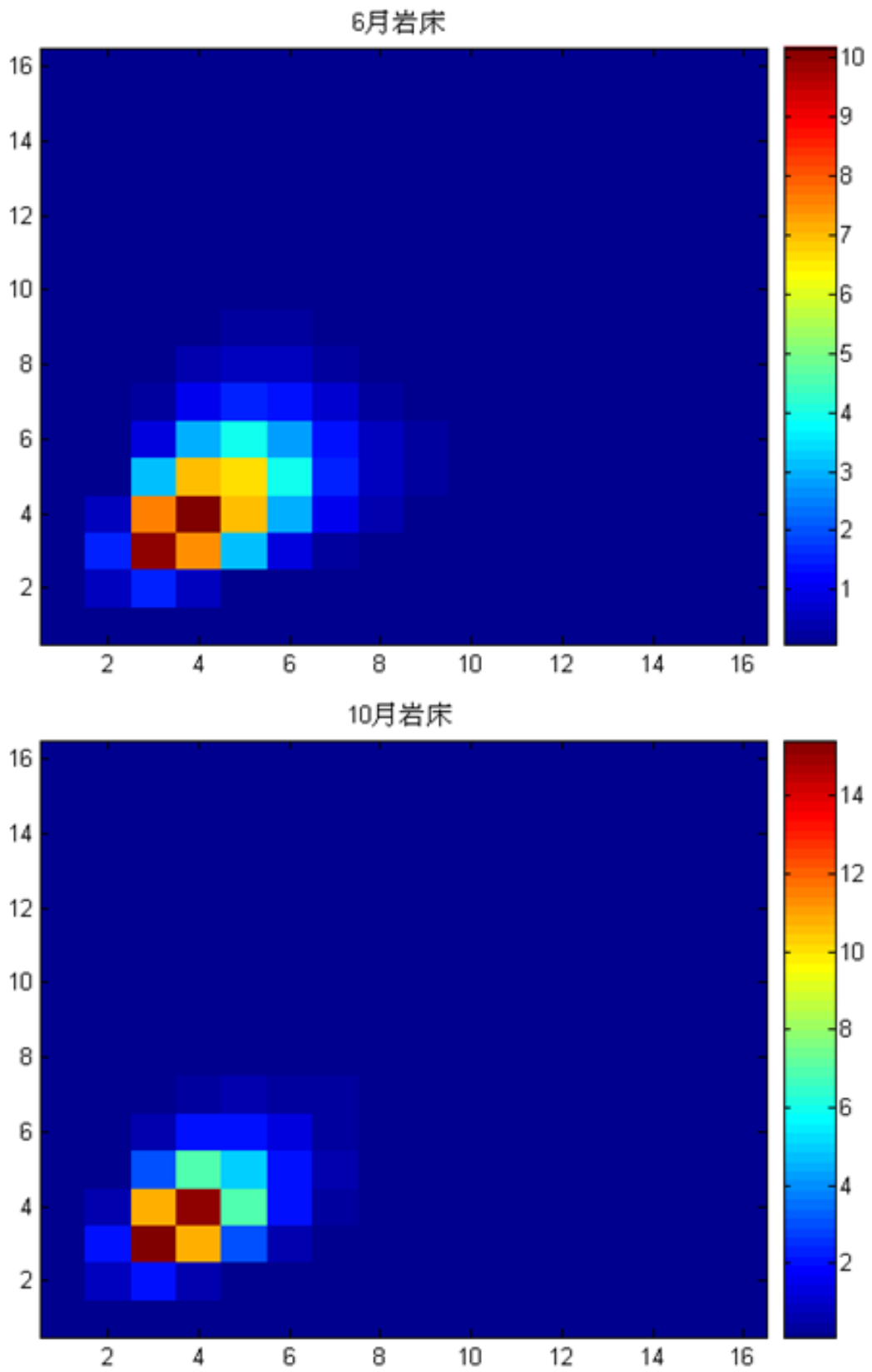


圖 3- 42、岩床地貌影像灰度共現矩陣圖。圖中 1 為 6 月影像，2 為 10 月影像(X 軸、Y 軸分別代表 i、j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

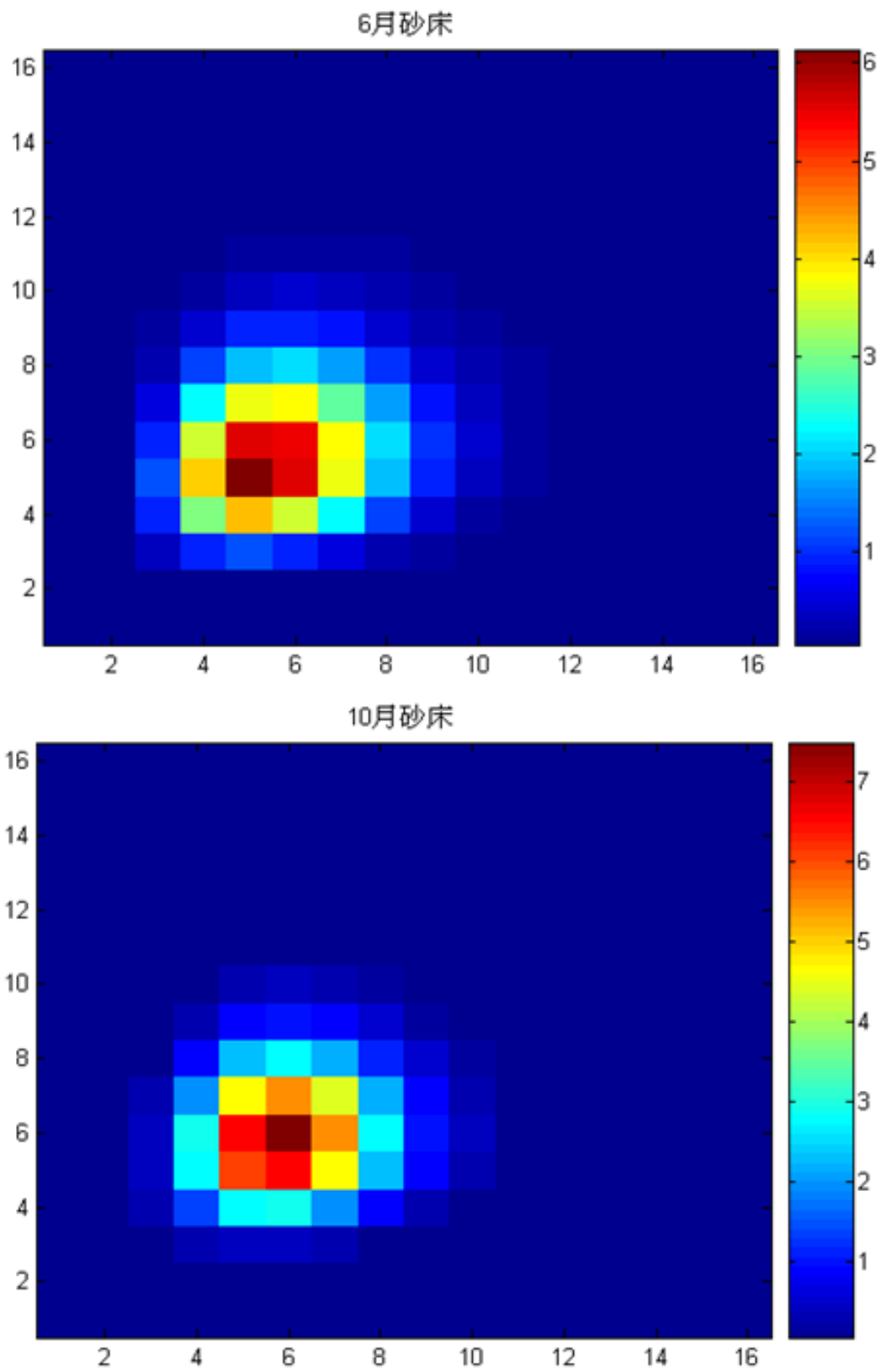


圖 3- 43、砂床地貌影像灰度共現矩陣圖。圖中 1 為 6 月影像，2 為 10 月影像(X 軸、Y 軸分別代表 i、j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

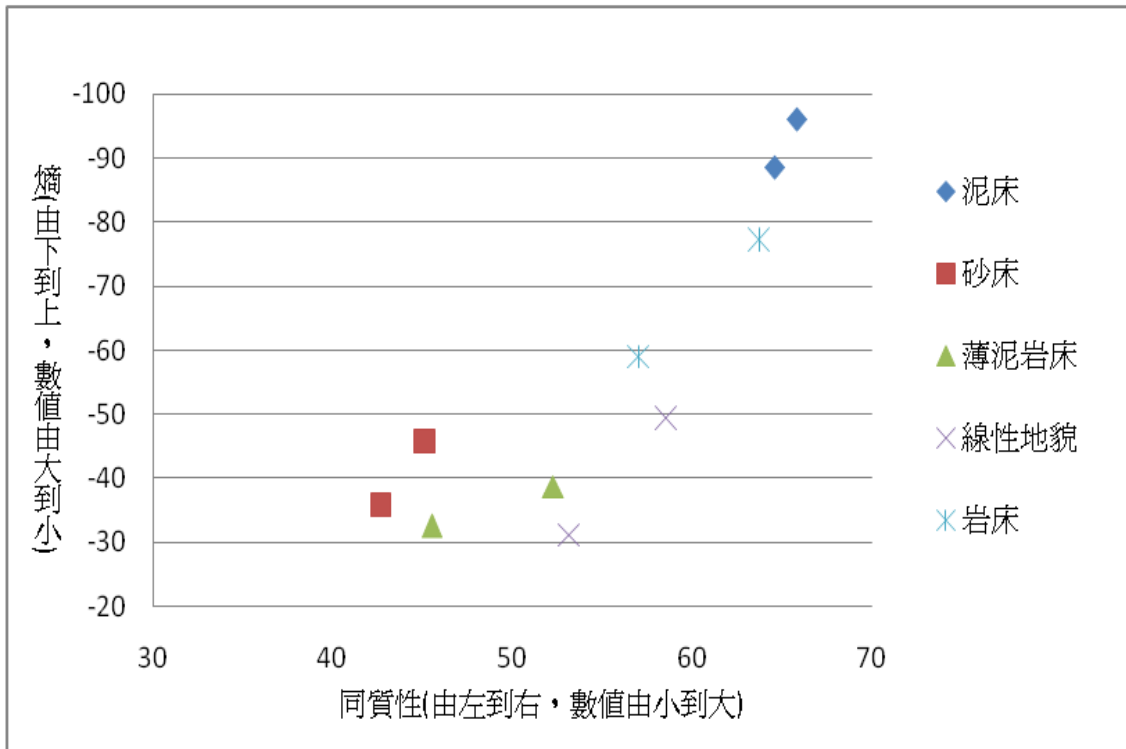


圖 3-44、熵與同質性分佈圖。表中同質性小表示影像灰度差異小，反之則大；熵數值越大表示影像之灰階變異性高。



3.5 討論與小結

在五種地貌影像的判定上，小波特徵值利用影像訊號經由小波轉換後，將影像分為七個頻段，在經由分別計算每個頻段的標準差，能夠從標準差曲線辨認出五種地貌影像。灰度共現矩陣則是統計相鄰灰階值的次數機率，在求每一種相鄰灰階值次數機率分佈的熵與同質性分佈圖，從分佈圖中能夠判別五種地貌影像差別。


在辨認精準度上，小波特徵值相較灰度共現矩陣對五種地貌影像判定所得到的效果較為精準。由地形變化或者底質顆粒度不同，顯現在訊號影像上，經由小波轉換後在計算每個頻段的標準差，在 LL2(1)頻段高值以及在曲線走勢有凸起頻段，或者曲線數值大小，容易辨認這些影像。但是使用灰度共現矩陣處理，線性地貌的灰度共現矩陣所計算熵與同質性分佈圖，分佈在岩床以及薄泥岩床之間，因為並未介定熵與同質性的數值門檻為何種地貌影像，所以容易造成判斷上的混淆。

在辨認區域大小上，灰度共現矩陣所能夠辨認的區域比小波特徵值高。一般而言，如果所選擇的區域越大，可能包含越多種地貌，使得頻段特徵越不顯著，故在使用小波特徵質上就無法區分，因此在接下來章節中，並不使用小波特徵值去判別一個區域是否有海拋底泥的沉積，而是採用關性匹配(Matching with correlation)方法。而灰度共現矩陣是使用相鄰灰階值的關連，在去計算統計值區分影像差異，如果單純使用相鄰灰階值的關連，在灰階值的扣除以及影像原有的強訊號互相參考，在不同的地貌影像上，會有不同的對應關係，因此能夠判別較大區域的底質、地形分佈，也能夠判別是否一個區域是否有海拋底泥的沉積，將在下一章節說明。

第四章 自動判定地貌影像

在上一章節，分別利用小波特徵值以及灰階共現矩陣，針對五種不同地貌影像之間的差異性。在本章節中，選擇三個可能含有海拋底泥的區域(300(觸發)*1024(資料筆數))，在這些區域有些紋理顯示並不清楚，因此使用影像或者訊號處理方法，突顯海拋底泥沉積地點，而在這一章節主要介紹灰度共現矩陣以及相關性匹配之處理方法。

4.1 利用灰度共現矩陣判定特徵地貌與實例



灰度共現矩陣根據矩陣中 i 值、 j 值以及出現機率可得知一張地貌影像之間的紋理分布情況，由上一節所提出，在地勢起伏地貌影像容易造成灰度共現矩陣圖呈現對角線的分布情形，均質底質容易造成灰度共現矩陣圖呈現圓形的分布情形，接著使用熵與同質性去計算灰度共現矩陣圖紋理特徵所形成的分佈圖，來觀察出各種地貌影像在分佈圖的分佈情形，顯示五種地貌影像從分佈圖是有差別的。

如果一張區域影像是含有兩種以上的地貌或底質，那麼由熵與同質性去計算灰度共現矩陣圖紋理特徵所形成的分佈圖就比較無法辨別地貌類型，因為灰度共現矩陣圖是以統計方式計算區域內灰階值的關係，所以混雜著兩種以上的地貌不容易辨認出。

因此在判別一張大區域含有兩種以上的地貌影像，不會使用熵與同質性分佈圖去作判斷而是採用灰度共現矩陣中 i 值、 j 值以及出現機率，展現地貌影像灰階值出現次數多寡，當灰階值($i=1$ 、 $j=1$)表示低回散射能量、灰階值($i=15$ 、 $j=15$)表示高回散射能量或者灰階值($i=1$ 、 $j=15$)表示構造邊緣線...等，先將原始地貌影像作灰度共現矩陣圖，接著利用層序原理在灰度共現矩陣中所出現次數最多的灰階值、高

灰階值或者低灰階值給予扣除，將扣除後的影像在執行一次灰度共現矩陣，並扣除第二次，以此循環(圖 4-1)。一般循環兩~三次即可，並將每個扣除的地方標以不同顏色來分類。

在扣除灰階值的方法針對三種扣除的地方做比較討論。主要扣除的方法有三種：

- 1、扣除出現次數最多的灰階值：每計算灰度共現矩陣圖一次即扣除掉出現次數最多的灰階值，在圖 4-2 中，第一次扣除($i、j=3\sim4$)以紅色表示；第二次扣除($i、j=2\sim3$)以綠色表示。
- 2、扣除灰度共現矩陣中最低灰階值：每計算灰度共現矩陣一次即扣除掉灰階值低的部分，灰階值由低到高的逐一扣除，並配合未扣除區域影像的灰階值，分類該區域影像的地貌種類。在圖 4-3 中，第一次扣除($i、j=2\sim3$)以紅色表示；第二次扣除($i、j=3\sim4$)以綠色表示。
- 3、扣除灰度共現矩陣中最高灰階值：與第二種方法類似，但是灰階值是由高到低。在圖 4-4 中，第一次扣除($i、j=7\sim16$)以紅色表示；第二次扣除($i、j=6\sim7$)以綠色表示。

在這三種方法中經過兩次扣除之後，將這些扣除標明顏色與未扣除灰階值的分佈容易將區域影像分類出含有地貌種類，從三種扣除的方法來比較，第三種方法以扣除灰度共現矩陣圖中最高灰階值，效果能夠突顯高回散射訊號的地貌(線性)，但是影像未扣除就能以高灰階值明顯看出該地貌，因此第三種方法相對多此一舉；第二種方法以扣除灰度共現矩陣中最低灰階值與第一種方法以扣除出現次數最多的灰階值最後結果類似，在扣除的灰階值部份，兩種方法所扣除的地方是一樣的。不過對於這兩種方法還是有所差別，圖 4-5 顯示出含有不同的區域影像，圖 4-5-A 是討論所使用的區域影像之灰度共現矩陣圖，圖 4-5-B 以及圖 4-5-C 為不同區域影像之灰度共現矩陣圖，從這兩個灰度共現矩陣圖無論出現次數的灰階值以及最低灰階值都不盡相同，因此扣除後所分類的結果也會不相同。一般而言，

所有的區域影像都存在有低回散射訊號，因此不管那種區域影像都會存在低灰階值，對於不同區域的影像，使用第一種方法扣除容易造成扣除與未扣除地方配合不一樣，使分類的樣式不同，要判斷一張區域影像中有哪些地貌，採用第一種扣除方法比較恰當；要判斷或者比較兩張或者兩張以上的區域影像，採用第二種扣除方法比較恰當。而在本研究中是以比較不同時間同地點的資料，是判斷區域中是否有改變，因此第二種方法扣除低灰階值才是最適合的。



圖 4- 1、灰度共現矩陣分類區域影像流程圖。



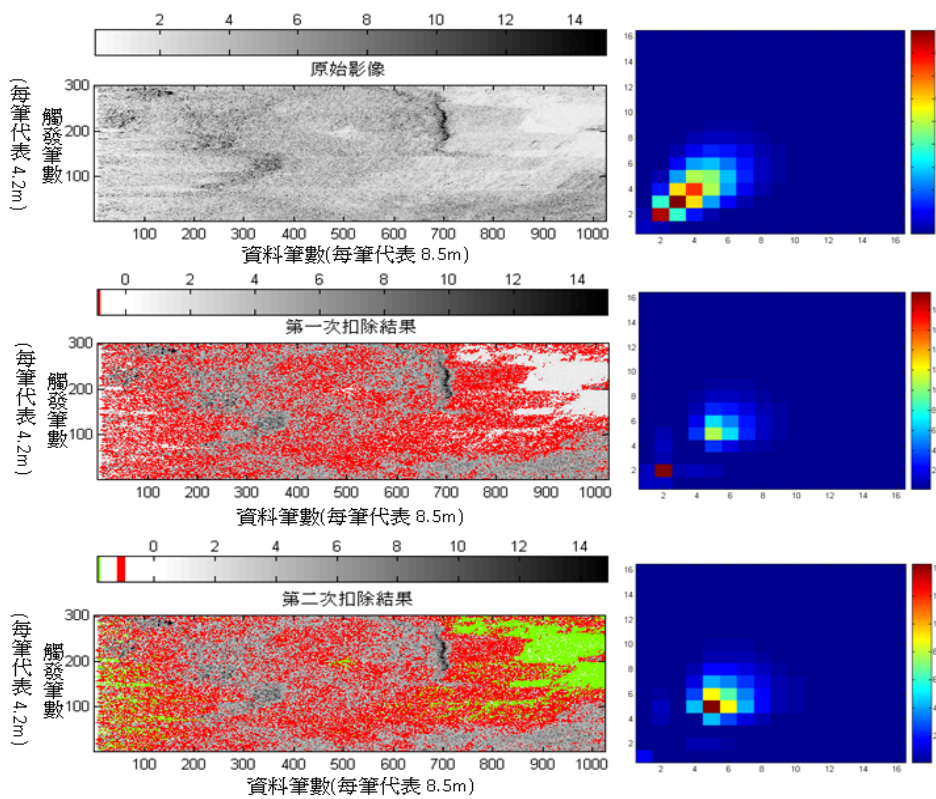


圖 4-2、灰度共現矩陣分類法-扣除出現次數最多的灰階值表示圖。

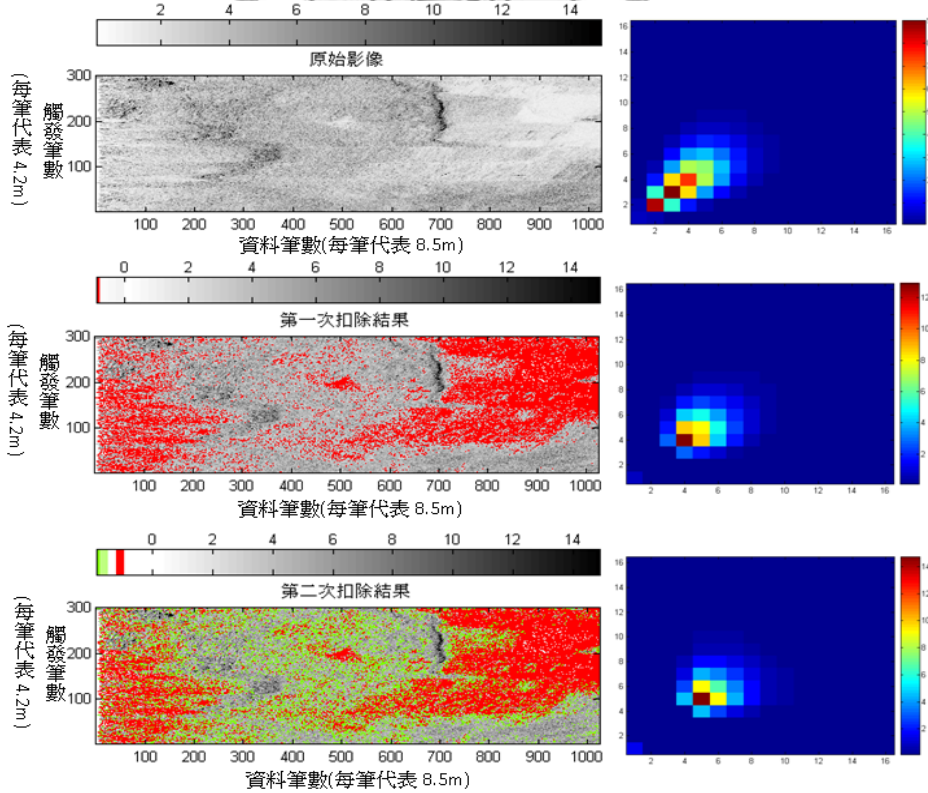


圖 4-3、灰度共現矩陣分類法-扣除低灰階值表示圖。

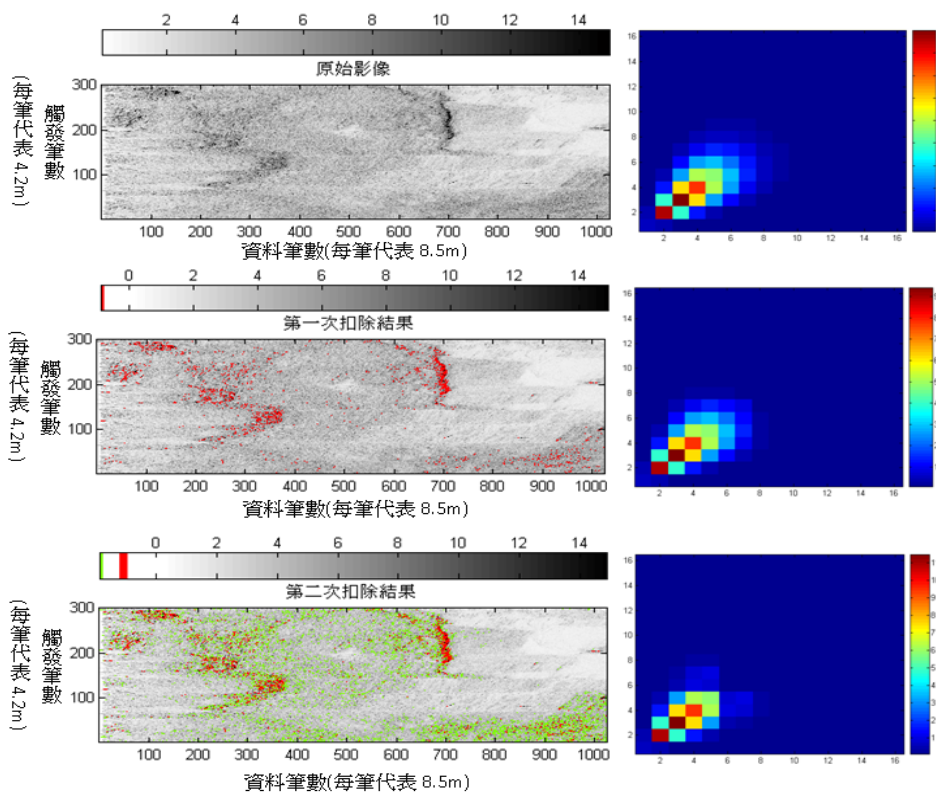


圖 4-4、灰度共現矩陣分類法-扣除高灰階值表示圖。

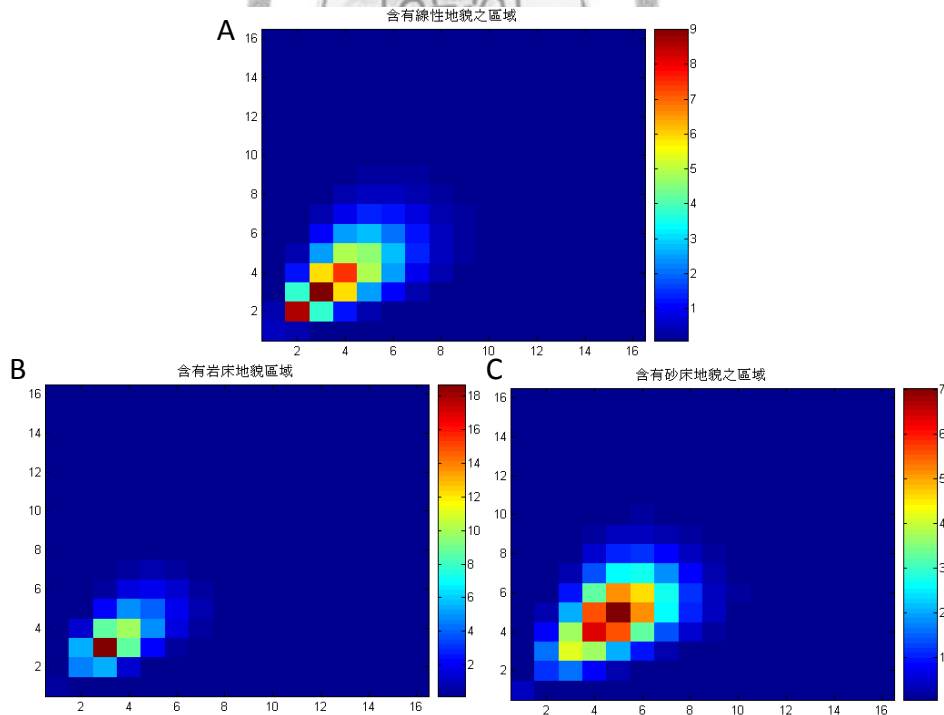
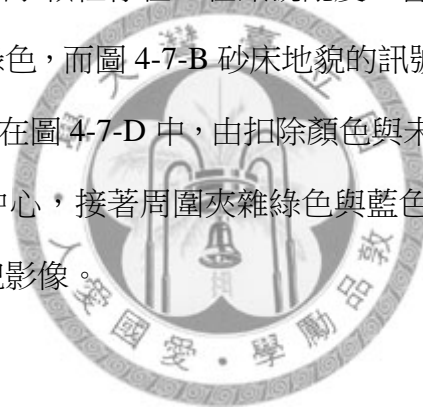


圖 4-5、其他區域之灰度共現矩陣圖。圖中為三種為不同區域計算灰度共現矩陣(X 軸、Y 軸分別代表 i、j 灰階值，顏色越暖色出現機率越高，以百分比表示)。

選擇一些由上一節所討論的幾種地貌影像(100(觸發)*200(資料筆數))，在那些地貌之附近區域(300(觸發)*1024(資料筆數))做實例探討(圖 4-6)。圖 4-7 顯示所分類的結果，在圖中紅色部分為第一次扣除灰階值(i、j=2~3)；綠色部分為第二次扣除灰階值(j=3~4)；一般而言執行兩次能夠將地貌明顯的分類，在圖 4-7-B 以及圖 4-7-D 中顯示藍色部分為第三次扣除灰階值(j=4~5)，所以在顏色表示為灰階值大小，藍>綠>紅。在實例分類結果上，都能利用扣除後在標明顏色與地貌影像未扣除的灰階值分佈情況，能夠使地貌能夠明顯的分別，在圖 4-7-A，除了線性地貌本身因為強回散射訊號存在，能夠在影像中容易辨認，另外在這個區域有平滑岩床或者陰影帶的地貌，回散射訊號低容易產生圖中紅色區域，與圖 4-7-C 中泥床地貌比較，因為該地貌有細小顆粒存在，在訊號亂度上會比平滑岩床大，因此在圖中會在紅色區域中夾雜綠色，而圖 4-7-B 砂床地貌的訊號能量以及亂度比泥床大，在圖中顯示出藍點散佈。在圖 4-7-D 中，由扣除顏色與未扣除的灰階值分佈情況得知為覆蓋物，由紅色為中心，接著周圍夾雜綠色與藍色，最外圍為未扣除的灰階值，因此為薄泥岩床地貌影像。



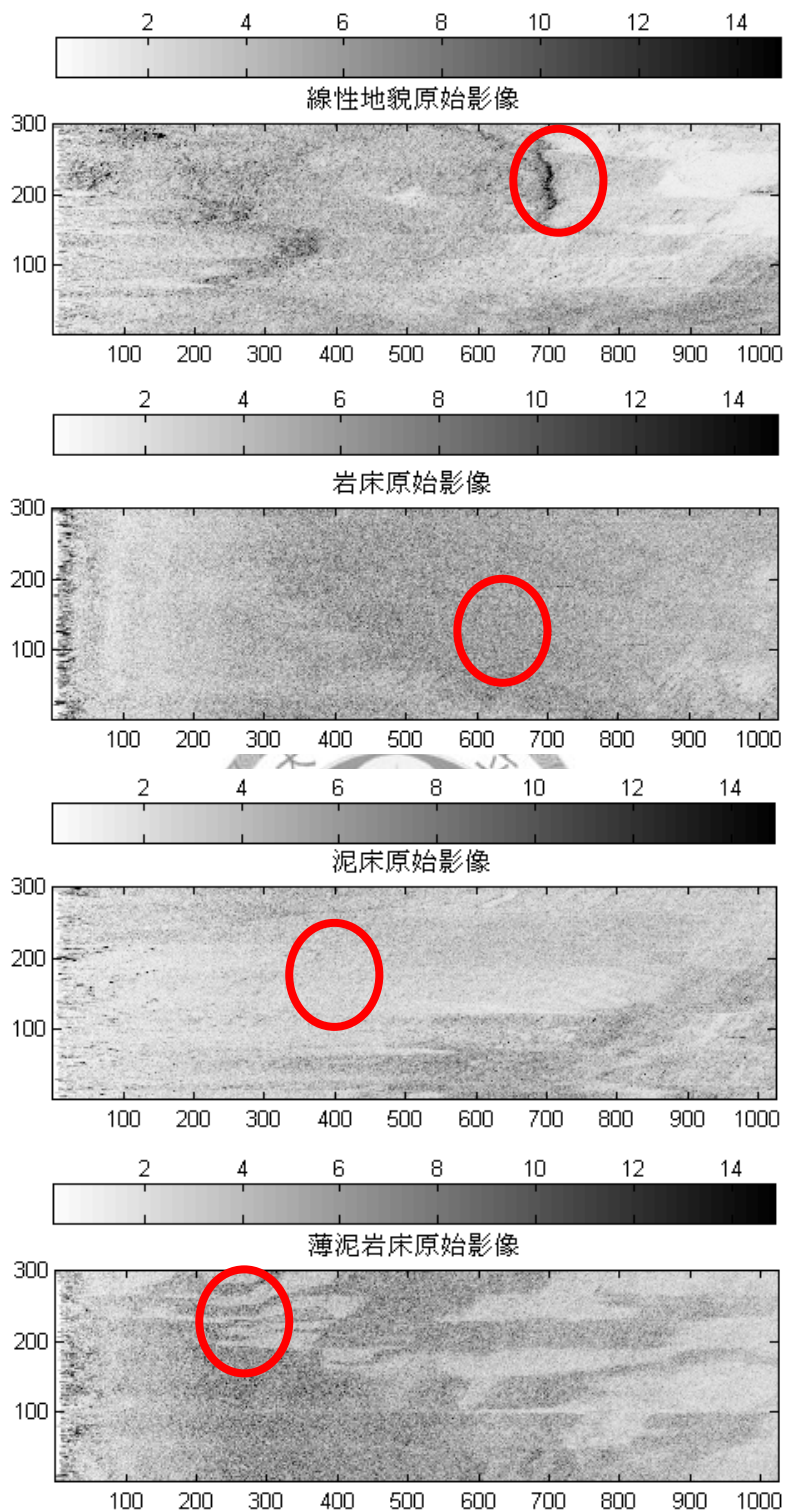


圖 4-6、灰度共現矩陣實例分類原始影像圖。選取含有線性地貌、岩床、泥床、薄泥岩床之區域(紅色圈起)(X 軸為資料筆數，每筆代表 8.5m；Y 軸為觸發筆數，每筆代表 4.2m)。

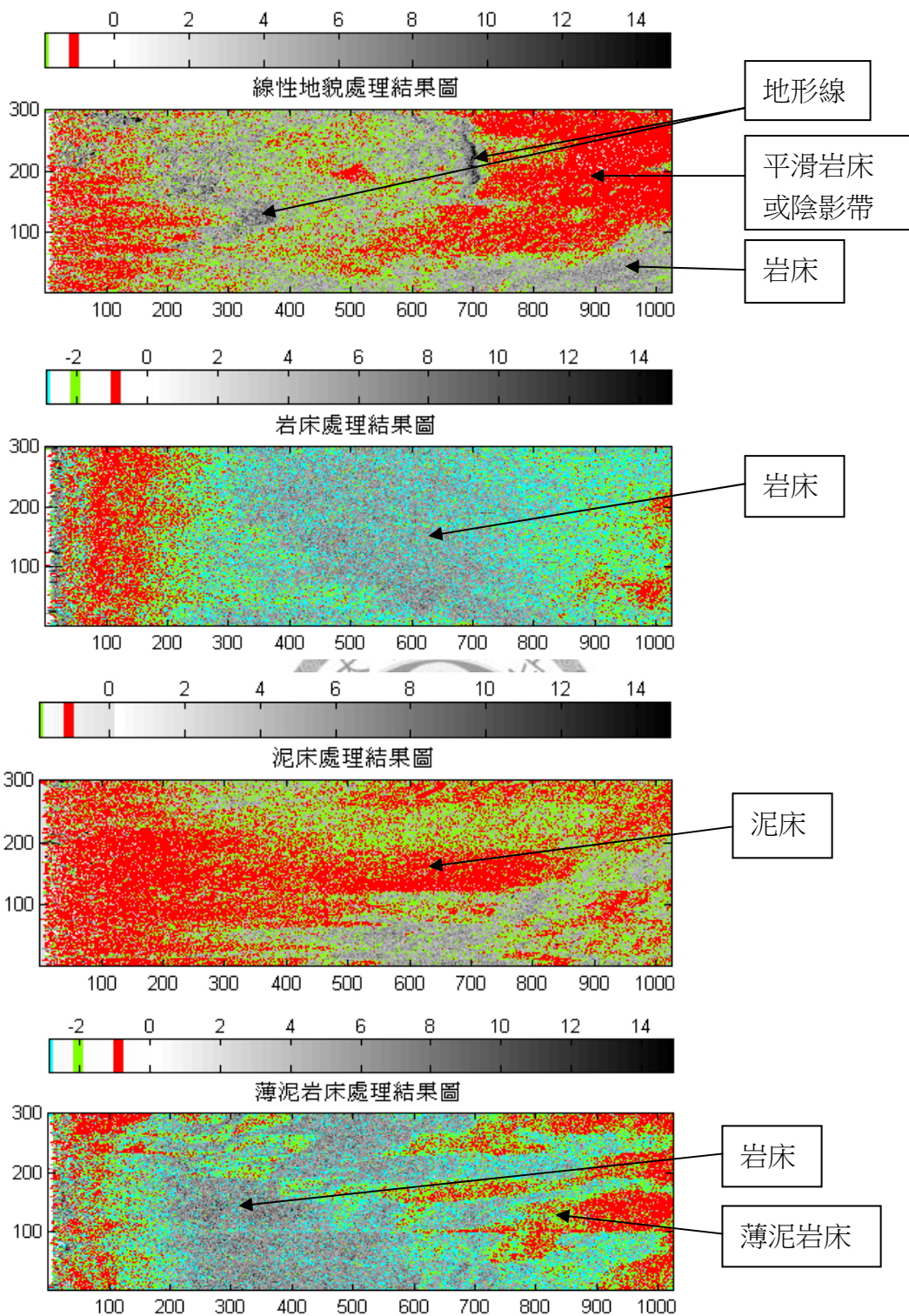


圖 4-7、灰度共現矩陣實例分類結果圖。選取含有 A、線性地貌，B、岩床，C、泥床，D、薄泥岩床之區域，四種區域使用灰度共現矩陣方法將從扣除標示顏色(紅色部分為第一次扣除灰階值(i、j=2~3)；綠色部分為第二次扣除灰階值(j=3~4)；藍色部分為第三次扣除灰階值(j=4~5))與影像灰階值的分佈情形分類這些地貌影像。

4.2 使用相關性匹配判定特徵地貌與實例

在本小節中主要介紹相關性匹配方法，並且對訊號進行濾波讓判斷結果更加明確。

4.2.1 相關性匹配介紹

在第三章中在訊號上利用小波特徵值，比較選取的五種不同地貌影像，在結果上顯示這些地貌影像有差異，但要使用小波特徵值的辨認區域範圍不能太大，因此要判斷海拋底泥沉積的區域，採用區域影像的訊號相關性(對比)(correlation)來辨認，希望能夠在研究區域中判斷出海拋底泥沉積的地點。

影像訊號跟其他訊號相比，因為影像中的紋理結構必須要有兩個方向的訊號才能夠完整的表達出來，是屬於二維尺度，所以在使用相關性將一維的公式調整為能夠在二維影像運用(式 4-1)，相關性匹配是用兩張影像，一張為選擇區域(u(x,y))，一張為地貌影像(v(l,m))，在 X 方向上執行對比並且每執行一次位移一次；同樣的，在 Y 方向上也執行對比且每執行一次位移一次(圖 4-8)。在圖 4-9 中是以含有線性地貌的區域影像處理結果，利用了兩次不同時間的資料去處理，而所要判斷的影像資料是 2007 年 10 月，所選用的線性地貌影像是 2007 年 6 月，可以由結果圖看出，有最高相關性的地方是屬於相同的線性地貌影像，由於所選取的影像含有陰影帶以及弱反射，因此會有些地方是偏向於淡紅色，不過整體而言容易觀察出該地貌影像分佈於此。

$$\bar{u} = \frac{1}{n^2} \sum_{l=-k}^k \sum_{m=-k}^k u(x+l, y+m) \quad \bar{v} = \frac{1}{n^2} \sum_{l=-k}^k \sum_{m=-k}^k v(l, m)$$
$$r(x, y) = \frac{\sum_l \sum_m [u(x+l, y+m) - \bar{u}] \times [w(l, m) - \bar{w}]}{\{\sum_l \sum_m [u(x+l, y+m) - \bar{u}]^2 \times \sum_l \sum_m [w(l, m) - \bar{w}]^2\}^{1/2}} \dots\dots\dots(\text{式 4-1})$$

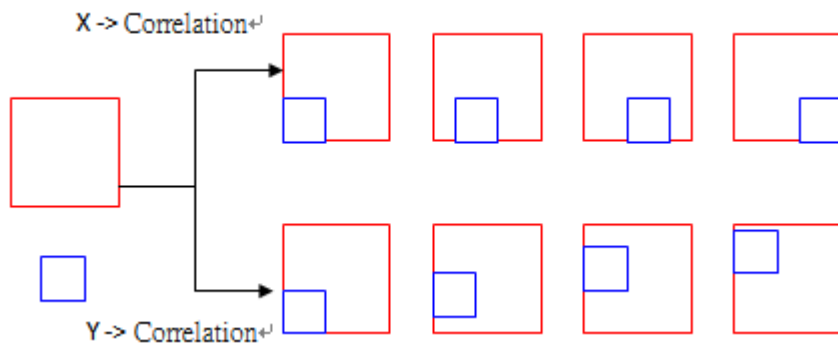


圖 4-8、相關性匹配說明圖。將選擇的區域(紅色)與地貌影像(藍色)分別對 X 方向與 Y 方向逐點執行對比。

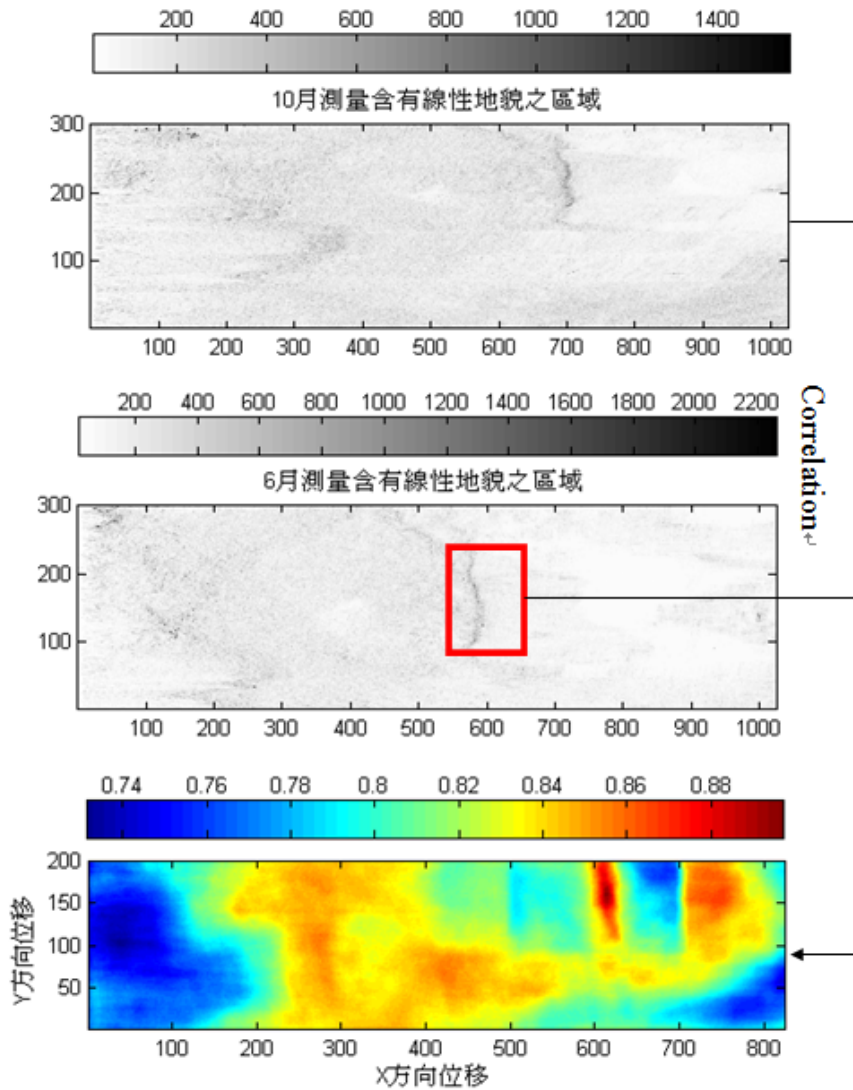


圖 4-9、相關性匹配範例圖。圖中取 10 月含線性地貌的區域與 6 月線性地貌影像對比(X 軸為位移次數，Y 軸為位移次數，相關係數範圍 0.73~0.89)。

4.2.2 相關係數尺度與訊號修正

由圖 4-9 看相關值的高低，由於所使用的訊號並非為正弦波，而是在野外收集時，經過主機上的整流處理，使得訊號只記錄強度值，但由於繪圖軟體的幫助，能夠將相關值展現出來，並能以肉眼直接區分。

但是以原始訊號直接進行相關性匹配，所得到的效果並非所有的地貌影像都能夠符合圖 4-9，例如圖 4-10 所示，是使用砂與薄泥岩床去判斷含有砂床地貌的區域之結果，其結果與圖 4-9 的相關值範圍不一樣。雖然在從圖形中可明顯分別出判斷結果，由於訊號筆數多且兩次測量的環境、儀器狀態不同或其它因素，使得訊號有些雜夾著壞點，以及收集資料時會夾帶雜波，因此對於每種地貌影像去判別不同區域都會有不同相關值範圍，使得在處理上比較不方便。

因為地貌影像的原始訊號波形是不變的，所以在執行相關性匹配處理之前會先將原始訊號作濾波處理，將不需要的雜訊去除保留訊號的基本訊號波形在執行相關性匹配處理，會將相關值的範圍固定在一個基準範圍。

在濾波處理上，分別比較了 Haar 小波轉換和遮罩(mask)濾波兩種方式，在第三章中介紹利用 Haar 小波轉換，將地貌影像的訊號拆解為七個頻段，顯示訊號從低頻到高頻的分別，以小波轉換針對濾波處理，先進行：

- 1、小波轉換。
- 2、扣除其高頻部份，保留具有大部分能量特徵的低頻部份。
- 3、進行逆轉換。

以含砂床地貌之區域影像來做解釋，訊號先由小波轉換之後，接著在扣除高頻頻段的訊號，在逆小波轉換以完成濾波處理，隨著轉換階數越多，扣掉的部分越多，使訊號呈現出明顯的波形(圖 4-11)，但是扣除越多會使得一些特徵也一併被扣除掉，例如砂，泥床地貌影像，這種訊號常藉由顆粒大小表現在訊號上，因此在衡量轉換次數以及不失訊號特徵之中，選擇使用二階轉換來處理。

經過濾波處理之後再進行相關性匹配處理，雖然能夠讓每種地貌影像對區域

影像的相關值範圍固定(0.85~0.98)(圖 4-12)，由圖 4-12 中顯示泥床以及岩床地貌影像所對比結果，在相關值上看似相同，所以使用泥床地貌影像來判斷的話，容易造成砂床以及岩床地貌的誤判，可擷取誤判之地貌再藉由小波特徵值，由標準差曲線走勢來區別砂床以及岩床地貌。

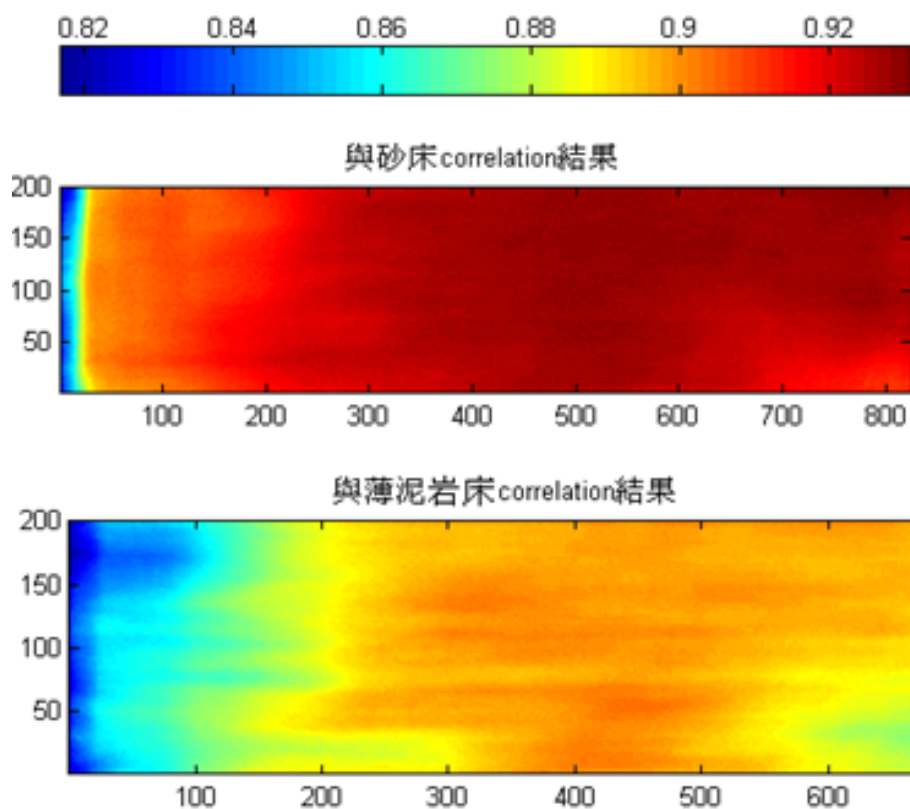


圖 4-10、砂床、薄泥岩床地貌影像與含砂床地貌之區域影像相關圖。(X 軸為位移次數，Y 軸為位移次數，相關係數範圍 0.82~0.93)。

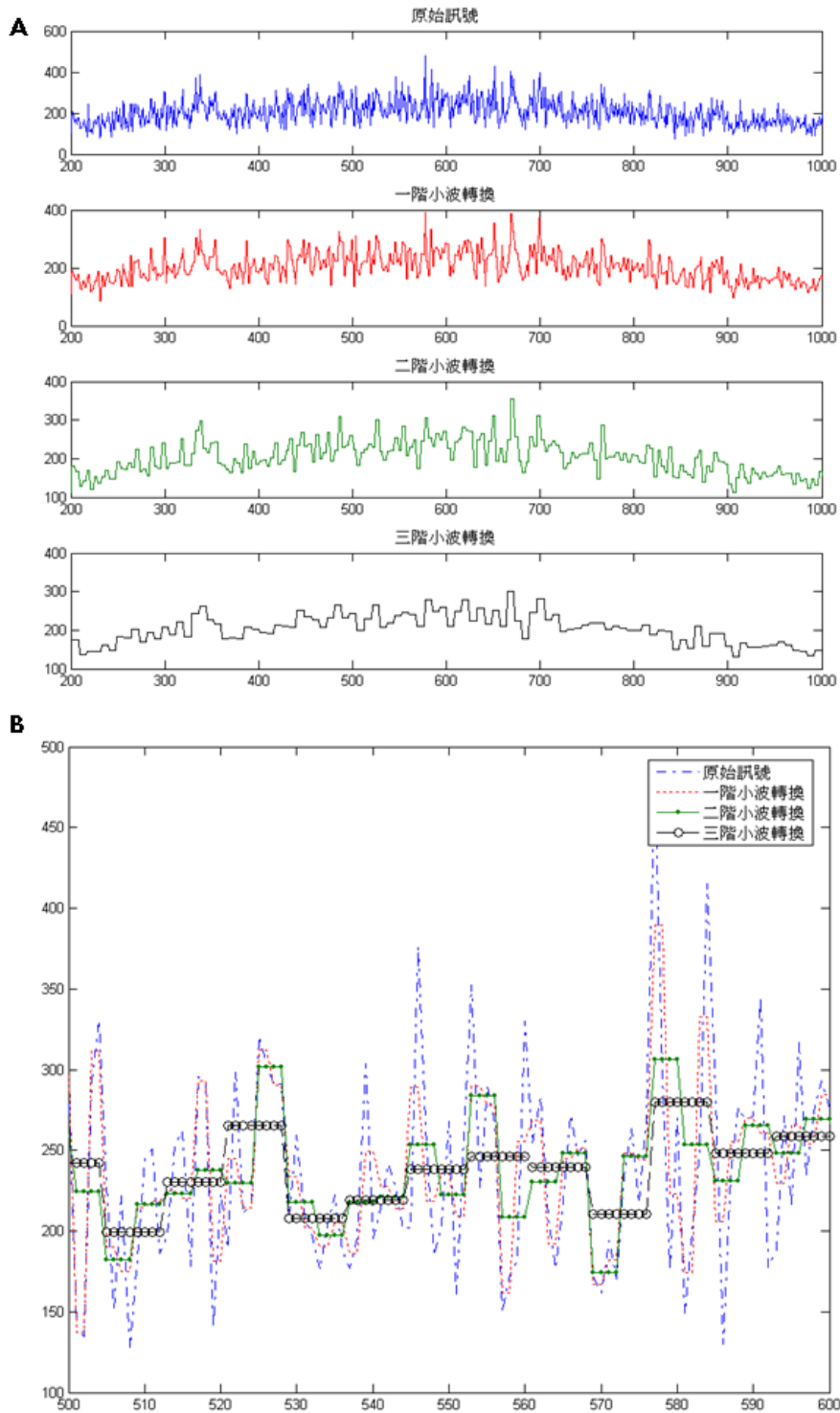


圖 4- 11、小波轉換濾波結果與比較圖。將影像訊號經分別執行一階，二階與三階小波轉換濾波，圖中 A：原始訊號與訊號經過一階，二階與三階小波轉換濾波；B、取 A 中四筆訊號 500~600 點的變化(X 軸為資料筆數，Y 軸為訊號振幅)。

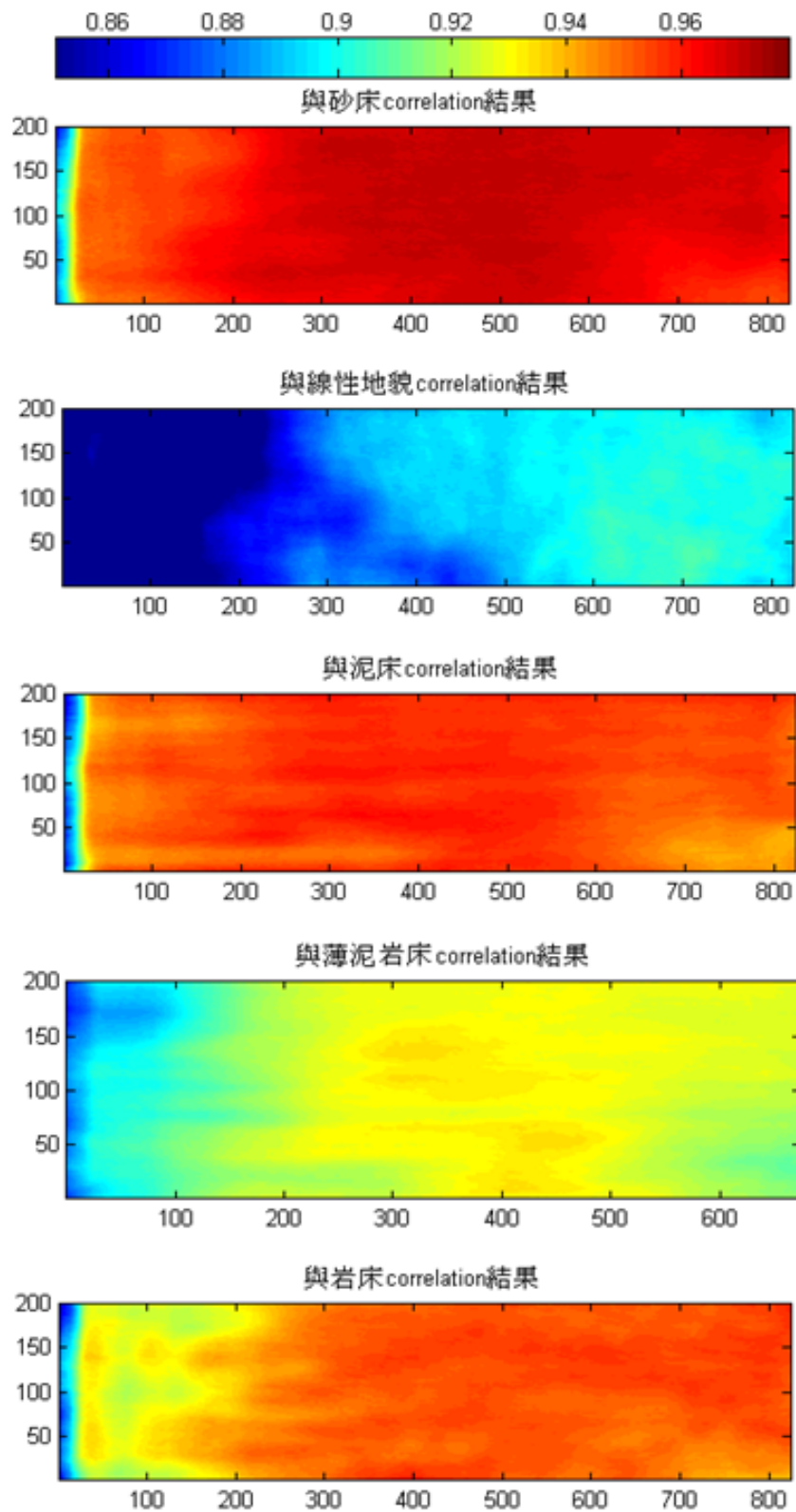


圖 4-12、將影像訊號小波轉換濾波後相關值圖。圖中由上而下分別是砂床、線性地貌、泥床、薄泥岩床、岩床之地貌與含砂床地貌之區域影像的相關值圖 (X 軸為資料筆數，Y 軸為觸發筆數，相關係數範圍 0.85~0.98)。

接著，另一種方法採用遮罩方式對原始影像進行迴旋處理，使所得到的影像能夠表現出所需要的特徵。遮罩的目的是以待處理的點為中心並參考鄰近的點進行處理提高精確度，一般的遮罩大小為 3x3，當遮罩加大至 5x5, 7x7 的大小時，運算速度變慢但可提高精確度。因此可依問題本身的需求作適當的調整。

以 3x3 遮罩為例，定義原始影像的中心點為 $f(x, y)$ ，加上相鄰的 8 個參考點，可表示如下：

$$\begin{array}{ccc} f(x-1, y-1) & f(x, y-1) & f(x+1, y-1) \\ f(x-1, y) & f(x, y) & f(x+1, y) \\ f(x-1, y+1) & f(x, y+1) & f(x+1, y+1) \end{array}$$

若遮罩為：



點運算方式如下：

$$\begin{aligned} g(x, y) = & W_1 f(x-1, y-1) + W_2 f(x, y-1) + W_3 f(x+1, y-1) + \\ & W_4 f(x-1, y) + W_5 f(x, y) + W_6 f(x+1, y) + \\ & W_7 f(x-1, y+1) + W_8 f(x, y+1) + W_9 f(x+1, y+1) \end{aligned}$$

$g(x, y)$ 為 $f(x, y)$ 點經過遮罩運算之後的結果。同理類推，整個影像的各個灰階值依序由左至右，由上而下逐點運算，即可得到一個新的影像。

空間濾波器包含了低通、高通、中間值、排列、邊緣強化…等。其運算方式為每一個灰階值點參考周圍鄰近的點作運算，以下列出一些常用的空間濾波器：

1、低通濾波(Low Pass Filter)：

低通濾波器主要用來消除影像上高頻變化的部分，可使影像的變化較均勻。這種濾波器能消除高頻雜訊(noise)，使影像變化較平緩，一般可去除對比強烈的雜訊。

遮罩為：

| | | |
|-----|-----|-----|
| 1/9 | 1/9 | 1/9 |
| 1/9 | 1/9 | 1/9 |
| 1/9 | 1/9 | 1/9 |

2、高通濾波(High Pass Filter)：

高通濾波器可突顯影像中的高頻及邊緣部分，能將一個模糊的影像處理成較清晰的影像，使影像中的特徵更明顯。此濾波器會使影像變化較大的部分強化，即強化高頻的部分。其作法可以原始影像減去低通濾波之影像。

遮罩為：

| | | |
|------|------|------|
| -1/9 | -1/9 | -1/9 |
| -1/9 | 8/9 | -1/9 |
| -1/9 | -1/9 | -1/9 |

3、中間值濾波(Median Filter)：

此濾波可以用來除去孤立的雜訊，以保持影像本身的銳利度。其方法是在 3×3 的遮罩下，將 9 個灰階值依大小排序後取出對應於中間值的點來取代原影像點。

4、邊緣強化濾波(Spatial Filter)：

此濾波可分為 x 方向及 y 方向的濾波。亦可視為一次微分的濾波器。一般應用於前級處理中只需邊緣部分的訊號即可，故可減低所需的資料儲存。

遮罩為：

| | | |
|----|---|---|
| -1 | 0 | 1 |
| -2 | 0 | 2 |
| -1 | 0 | 1 |

(x 方向)

| | | |
|----|----|----|
| -1 | -2 | -1 |
| 0 | 0 | 0 |
| 1 | 2 | 1 |

(y 方向)

在側掃聲納資料作相關性匹配之前進行濾波處理，採用低通濾波的方法，能夠將野外資料收錄、以施測環境上等問題所造成的雜訊給消除，在執行上以 5x5 遮罩去進行，一來可以使資料精度提高，二來計算時間不需太長(圖 4-13)。

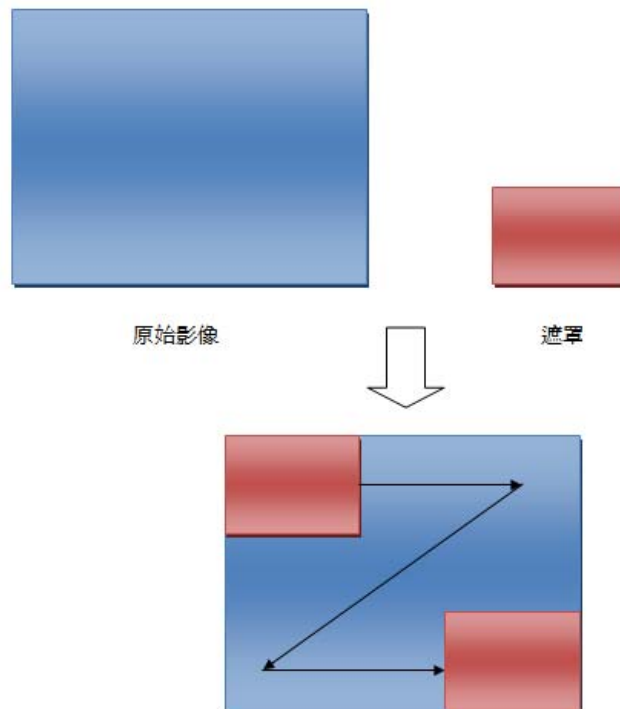


圖 4-13、遮罩示意圖。藍色為原始影像，紅色為遮罩矩陣，將矩陣在影像訊號上由左而右，由上而下執行。

在圖 4-14 中，利用遮罩(Low Pass Filter)將原始的含砂床地貌之區域影像進行濾波，所產生的影像在訊號的比較上，與原始訊號的波形大致相同，也使訊號更平穩(圖 4-14-C)。接著以小波轉換對原始影像進行濾波，以五種地貌影像對韓砂床地貌的區域影像進行相關性匹配處理作為實例結果(圖 4-15)，與使用遮罩濾波對相同地貌影像與區域進行相關性匹配處理探討(圖 4-12)，兩者方法都能夠使相關值尺度界定在一個範圍以方便比較，在比較結果上，也能夠從相關值不同判斷出所使用的地貌影像與砂床區域不同底質。不過，在資料處理的執行速度上，遮罩在執行速度上比小波轉換快些，雖然兩者都是對資料進行加減運算，不過遮罩僅執行一次運算，因此會比小波轉換快些，故在濾波處理上使用遮罩濾波。



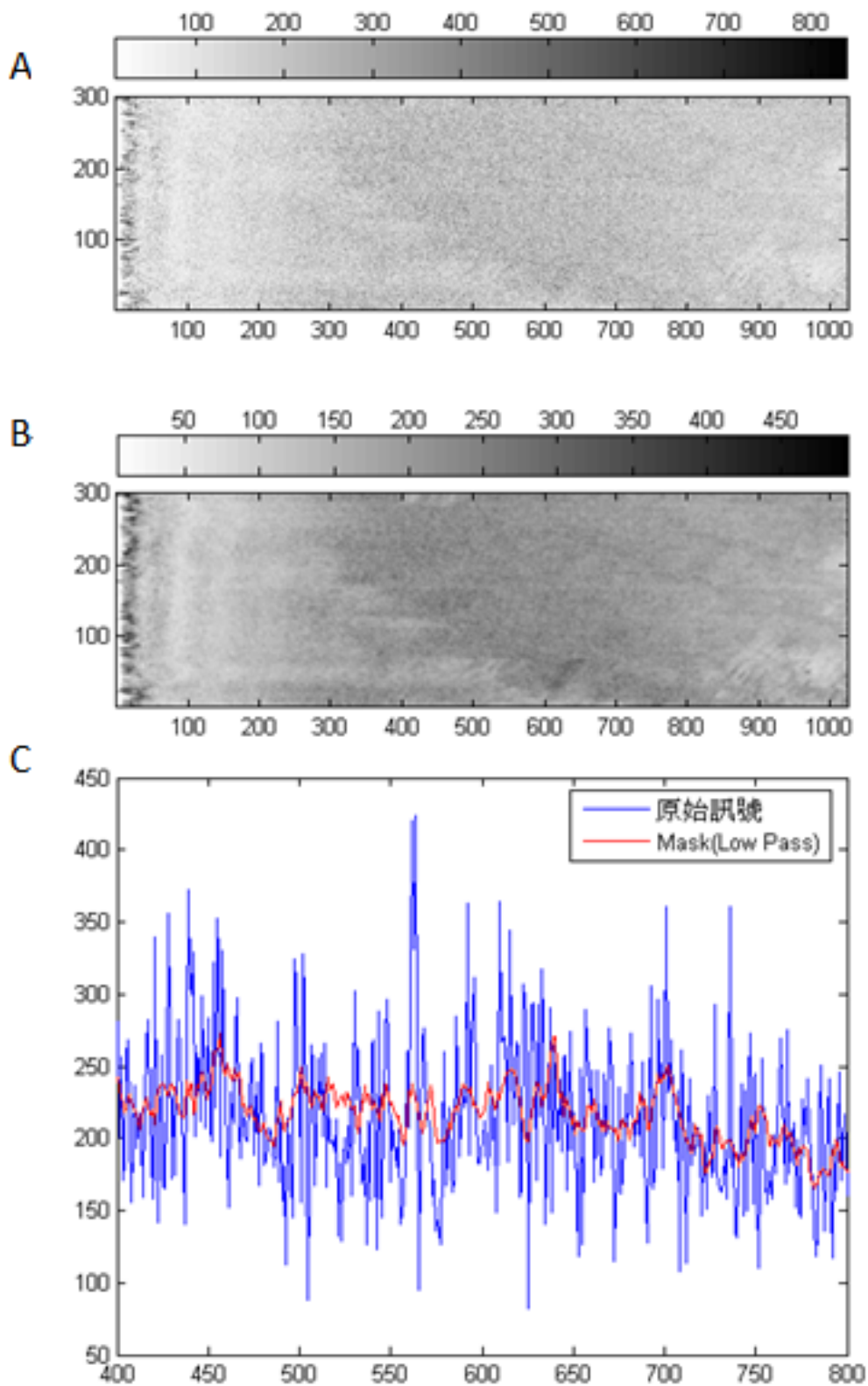


圖 4-14、影像訊號低通濾波結果圖。圖中使用含砂床地貌之區域影像以 5x5 遮罩濾波將訊號中的雜訊去除，A、原始影像；B、經過低通濾波處理產生的影像；C、分別取 A、B 第 130 筆資料中的 400~800 點的振幅。

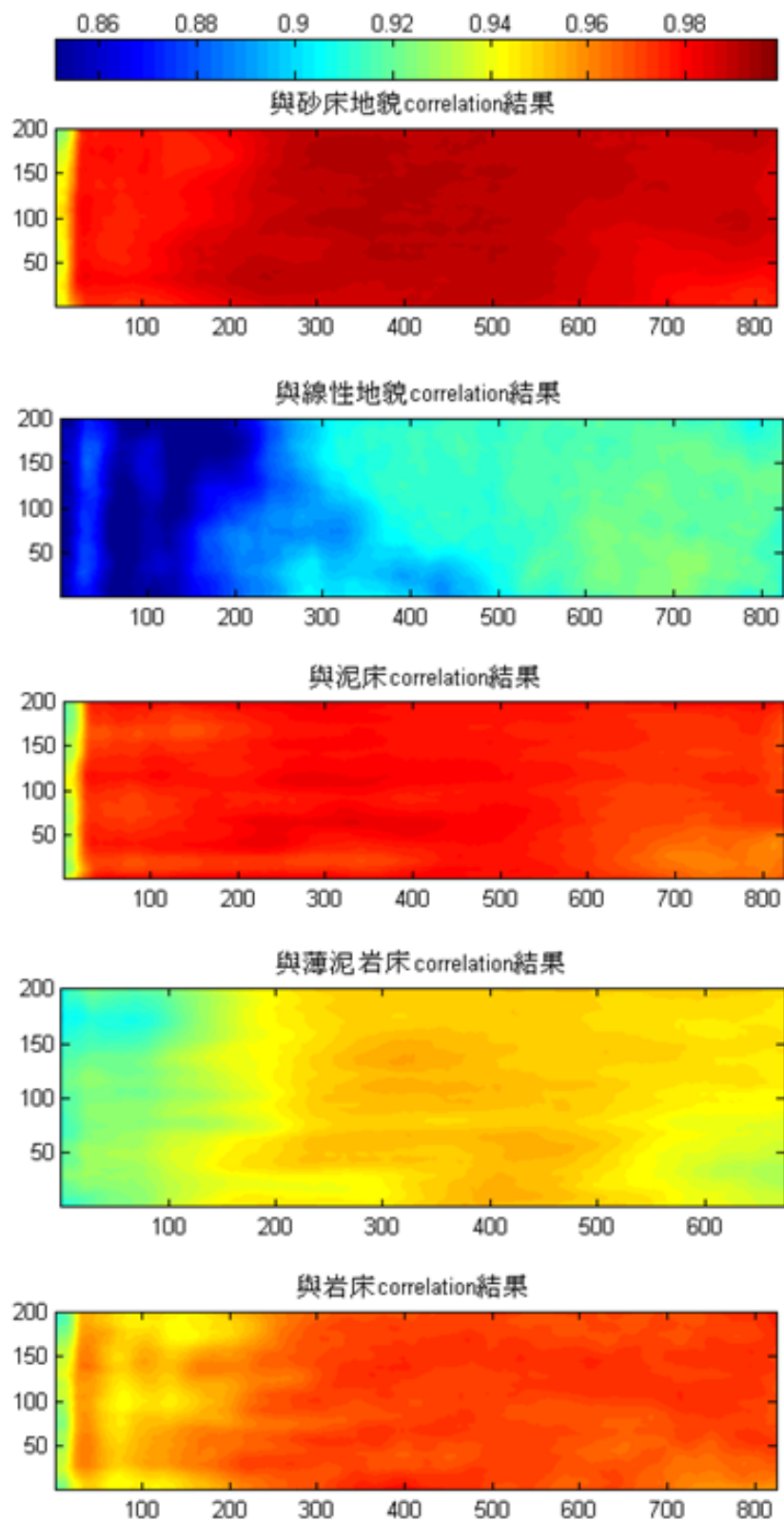


圖 4-15、將影像訊號遮罩濾波後相關值圖。圖中右上而下分別是砂床、線性地貌、泥床、薄泥岩床、岩床與含砂床地貌之區域影像的相關值圖(X 軸為資料筆數，Y 軸為觸發筆數，相關係數範圍 0.85~1)。

第五章 大區域實例比較結果

根據全球測繪科技股份有現公司在 2007 年所實施：執行浚港底泥海拋監測作業計畫，該計畫主要 6 月在基隆外海施測一次以及 10 月在相同區域再施測一次(圖 2-23)，調查目的為了了解所浚挖底泥被拋棄前後，在該海拋的區域地形或地貌的變化以及影響程度，在這次計畫中，在測量時使用側掃聲納系統以及單音束測深系統，側掃聲納資料提供的影像可作為海床粗糙度或底質狀態變化的參考，而單音束測深沿著側掃聲納施測的航線所量得的延航線海床剖面深度，當然在水深的測量深度在 100 公尺以下，會有誤差存在，誤差變化量至少在水深值的 1%~2%。計畫利用兩次測量在測線下方之地形變化劇烈的地方，在從側掃聲納影像去觀察該地形變化的原因是否來自海拋物的填置影響(圖 5-1) (圖 5-2) (圖 5-3)。

承上述，從側掃聲納影像紋理觀察海拋底泥沉積的地點，在紋理呈現受海拋量以及海流大小影響，在基隆港內所浚挖的底泥，它的顆粒不大且不屬於礫石以上的砂石，拋棄量小很容易隨著水流擴散流走，並不會沉積在調查區域內的棄置場，不過浚挖底泥拋棄量大且海流小，就會隨著重力沉積於棄置場內，但依然會隨時間被底流帶走，因此表現的側掃聲納影像強度並不會很強，有些地區的影像能夠從反射訊號的強弱上來判別。

由地形變化與影像紋理判斷選出三個由地形差異並且在影像上有變化的區域，在這區域判斷為可能的海拋底泥沉積地點，將這三個區域使用灰度共現矩陣方法以及相關性匹配方法，去比較是否能夠自動判別出沉積地點。

灰度共現矩陣方法中先進行灰階值的調整，因為兩次測量時的儀器狀態，環境都有所不同，但對於相同的地區，理論上會有相同的直方曲線圖，即使受了海拋底泥沉積影響，兩次測量的直方曲線圖不可能會出現峰值不同，因此從直方曲線圖中調整兩次測量灰階分佈一致。接下來在進行標準化壓縮以及灰度共現矩陣的扣除，在從結果圖中去互相比較相同地方以及相異地方，在相異地方由扣除的

標明顏色以及未扣除的灰階值分佈判斷是否由地形差異或者拋棄底泥所造成的(圖 5-4)(圖 5-5)。

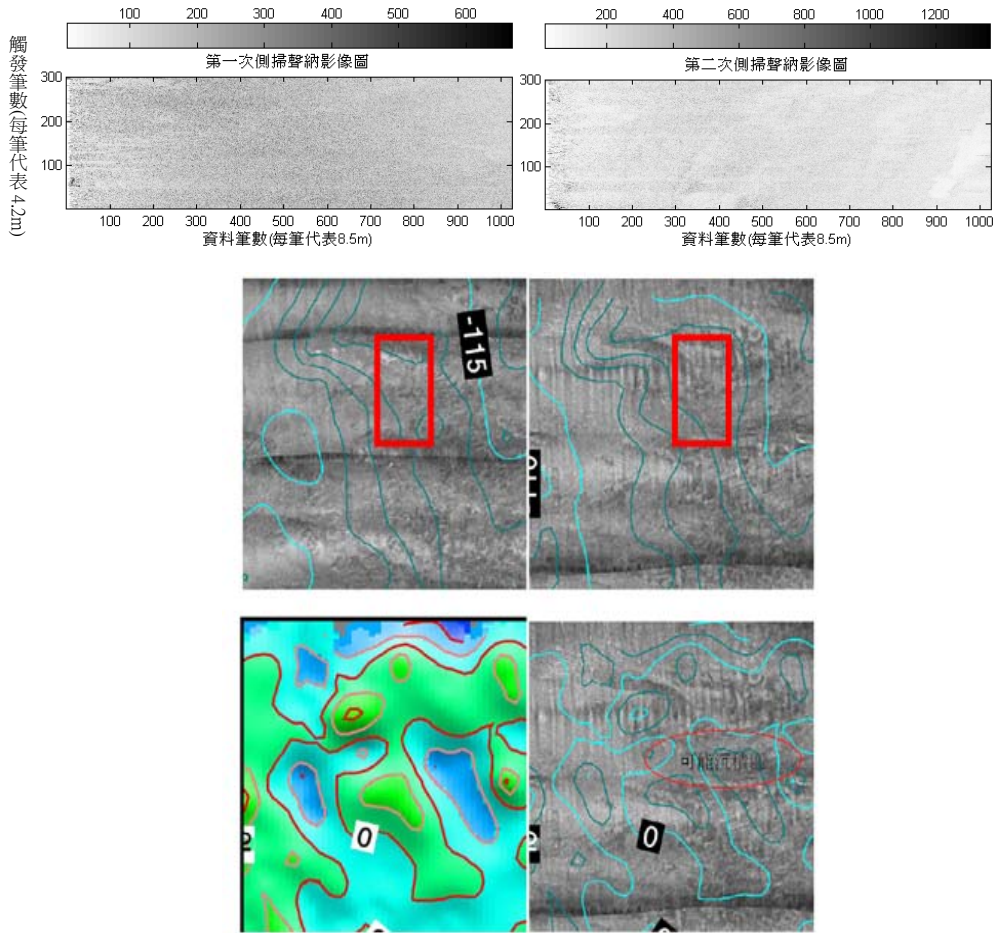


圖 5-1、第一種地形地貌比較圖。左上圖為第一次施測的側掃聲納影像圖，右上圖為第二次施測的側掃聲納影像圖，藍色線為等深線，紅色圈起為擷取資料判斷區域；左下圖為兩次施測地形差異成果圖，綠色值為正，藍色值為負，正表示地形的抬高，負代表地形的下凹；右下圖是將左下圖的變異量等值會置在第二次的側掃聲納影像圖上，以影像上的強弱差異標出紅色圈起的可能沉積區域。

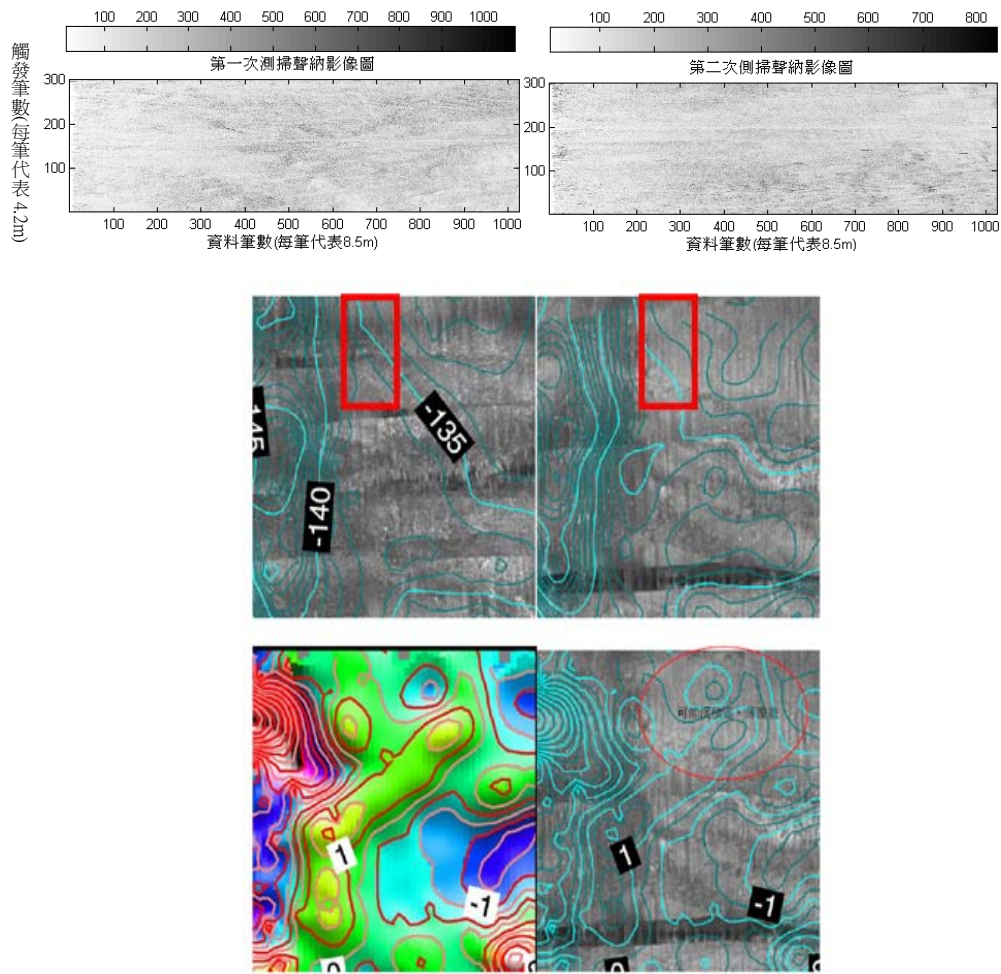


圖 5-2、第二種地形地貌比較圖。左上圖為第一次施測的側掃聲納影像圖，右上圖為第二次施測的側掃聲納影像圖，藍色線為等深線，紅色圈起為擷取資料判斷區域；左下圖為兩次施測地形差異成果圖，綠色值為正，藍色值為負，正表示地形的抬高，負代表地形的下凹；右下圖是將左下圖的變異量等值會置在第二次的側掃聲納影像圖上，以影像上的強弱差異標出紅色圈起的可能沉積區域。

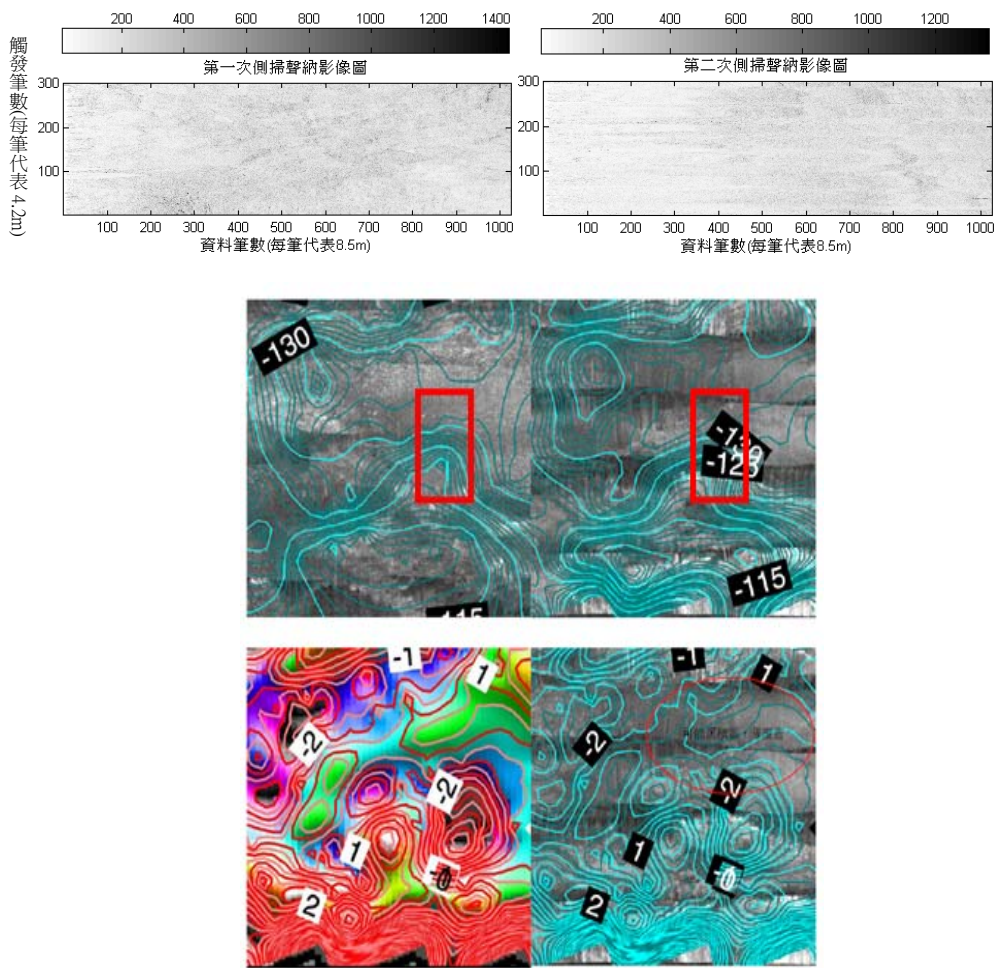


圖 5-3、第三種地形地貌比較圖。左上圖為第一次施測的側掃聲納影像圖，右上圖為第二次施測的側掃聲納影像圖，藍色線為等深線，紅色圈起為擷取資料判斷區域；左下圖為兩次施測地形差異成果圖，綠色值為正，藍色值為負，正表示地形的抬高，負代表地形的下凹；右下圖是將左下圖的變異量等值會置在第二次的側掃聲納影像圖上，以影像上的強弱差異標出紅色圈起的可能沉積區域。

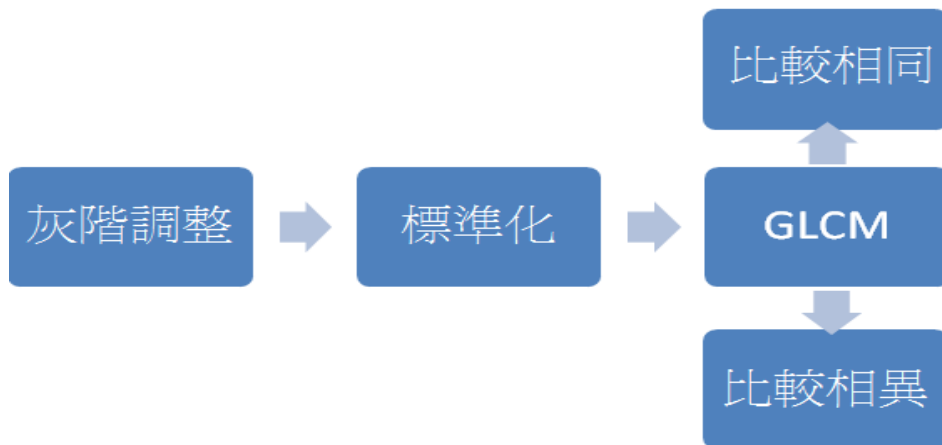


圖 5-4、灰度共現矩陣判斷拋棄底泥流程圖。

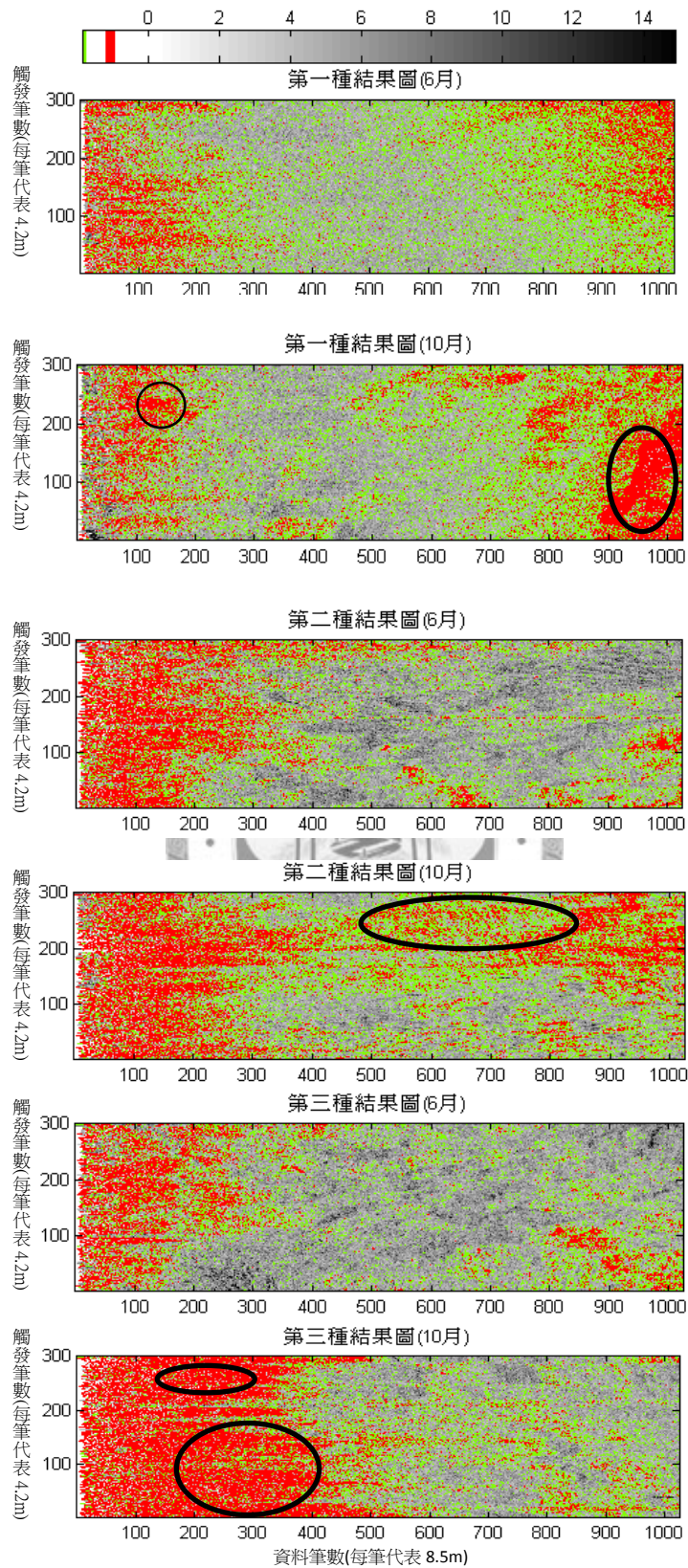


圖 5- 5、灰度共現矩陣判斷海抛底泥結果圖。圖中黑色圈起為可能的海抛底泥，紅色部分為第一次扣除灰階值($i, j=2\sim 3$)；綠色部分為第二次扣除灰階值($j=3\sim 4$)。

相關性匹配方法中，先將第一次與第二次所施測的資料做對比，比較兩次測量時該地區變化之處(圖 5-6)，圖中黑色所顯示表示第二次測量在該區域有變化的地方，主要受海拋底泥、地形變動或者原有沉積物受海流漂移影響。接著，利用前一章所歸類出來的泥砂質地貌影像(50(觸發)*50(資料筆數))進行第一次與第二次施測區域的對比(圖 5-7)，在將這兩次的相關值圖相減(圖 5-8)，在圖中，顏色越偏向紅色系以及藍色系代表該兩次測量在泥床地貌影像的相關性差異大，也就是可能含有海拋底泥沉積的地點。因此從圖 5-6 可看出兩次測量在選擇區域裡哪些地方有變動過，在以圖 5-8 相互比較，判斷出圖 5-6 哪些地方是可能的海拋底泥沉積地點、地形變動或者原有沉積物受海流漂移區域(圖 5-9)(圖 5-10)。

兩者方法分析結果顯示在圖 5-5，圖 5-10。從結果圖來看，兩種方法判斷在三種區域都有結果，但在某部分以及第二種區域有差異存在，其原因在下一章節說明。使用灰度共現矩陣從兩次測量資料經過灰度共現矩陣扣除在比較相異同之處，容易出現海拋底泥可能的沉積區域，從圖 5-5 中，顯示出可能的海拋底泥地點的物質可能為泥砂質以及泥覆蓋物，其他部分為細質砂土或者岩床影像。但是從相關性匹配結果來看，能夠明顯判斷出海拋底泥的可能區域效果比較明顯。圖中相關值圖相減呈現正相關值差異的地方雖然能夠判斷海拋底泥可能的沉積區域，但是在圖中相關值圖相減呈現負相關值差異的地方也可能是海拋底泥可能的沉積區域，推估其可能的原因主要有兩種：

- 1、因為海拋底泥的分佈範圍並不是那麼廣泛而均勻分佈著，與之前所判斷使用的大區域地貌影像(薄泥覆蓋物以及泥床)，在所選擇判斷的地貌影像如果比海拋底泥所沉積的區域大，那麼會造成其相關值降低，例如圖 5-7 中第三種海拋區域的判斷結果。
- 2、在海拋作業中，能夠沉積的底泥大部分都是具有大量拋棄於海裡，當它沉降在海床上會形成一個小坡，其坡度大小會隨著時間變動而改變，在圖 5-7 中第一種海拋地區的結果，因為小坡與泥床地貌影像的波形不相同，因此

出現相關值較低。

- 3、由上一章所歸類的結果，在砂床地貌影像以及砂泥層地貌影像使用相關性匹配方法，在相關值上相接近但不相同。在測量的海床地貌大部分為細質砂土或者一些地區被薄泥所覆蓋，在兩次測量其間很可能會隨著海流移動到其他地方，與砂土混合，使得在相關值上有所差異。不僅在 correlation 的方法上會因為砂土混合影響判斷，連灰度共現矩陣方法也會影響到，因為隨著砂土混和多寡反映在灰階值上，使得從扣除區域上判斷較為困難。

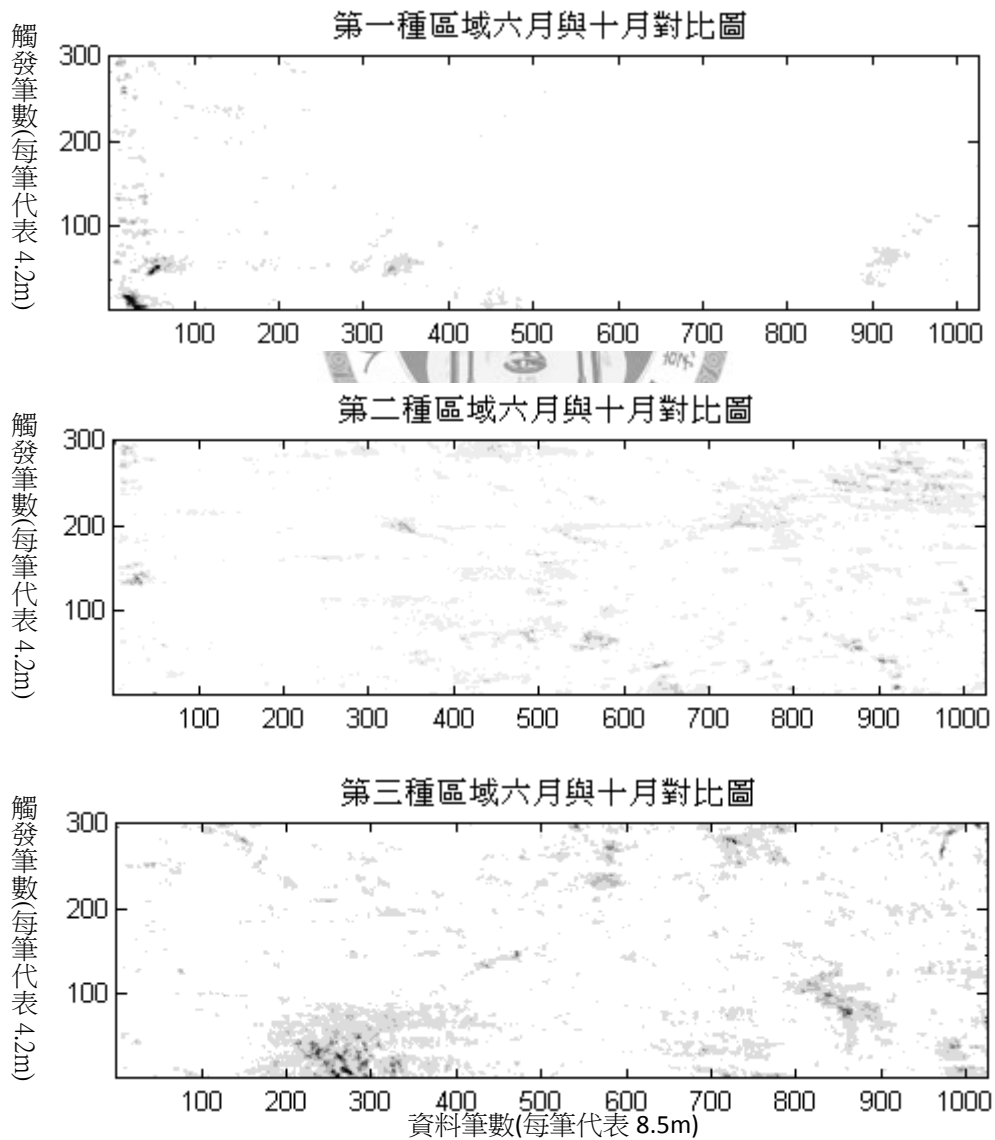


圖 5-6、三個區域原始相關值圖。(X 軸為資料筆數，Y 軸為觸發筆數，黑色越深表示地貌差異越大)。

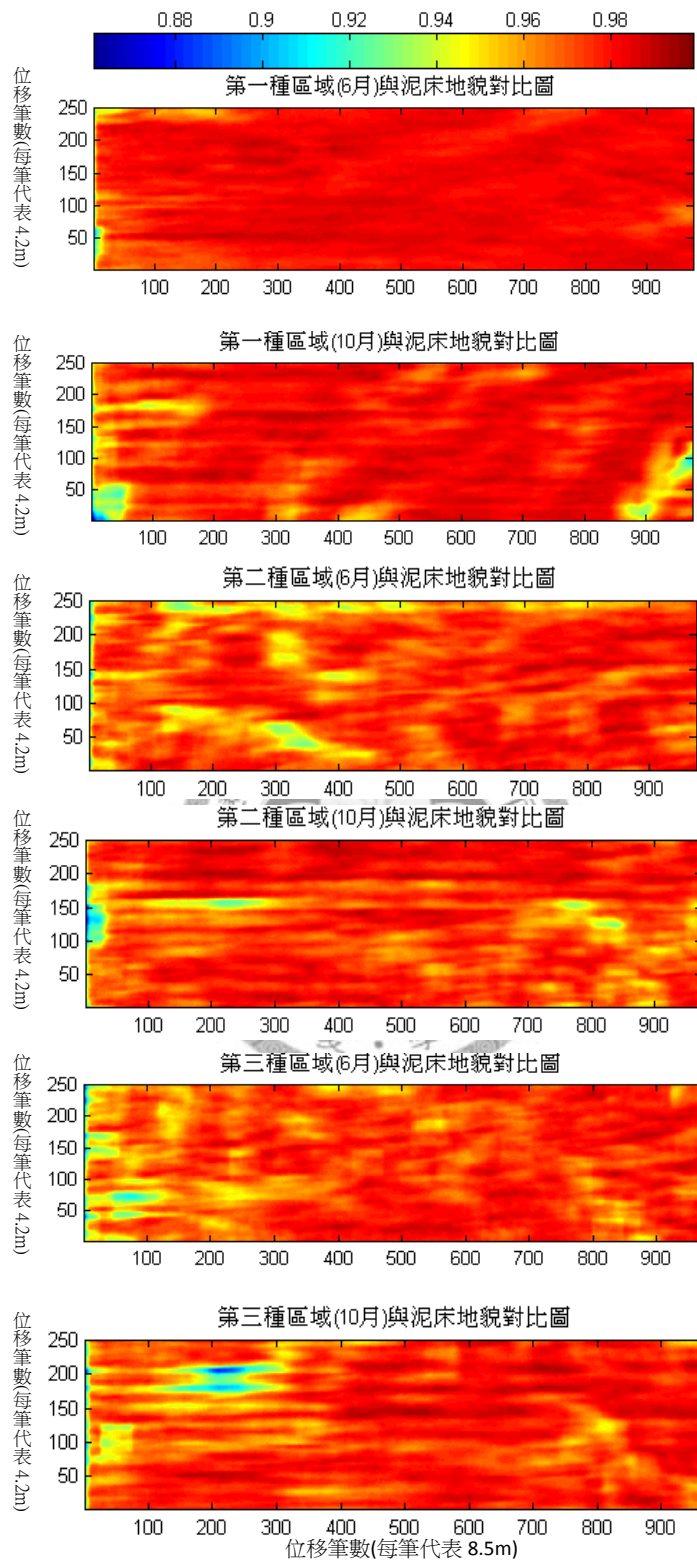


圖 5-7、6 月以及 10 月的三個區域對泥床相關值圖。將六月與 10 月的三個區域與泥床執行相關性匹配的相關值圖(X 軸為位移筆數，Y 軸為位移筆數，相關係數範圍為 0.87~1)。

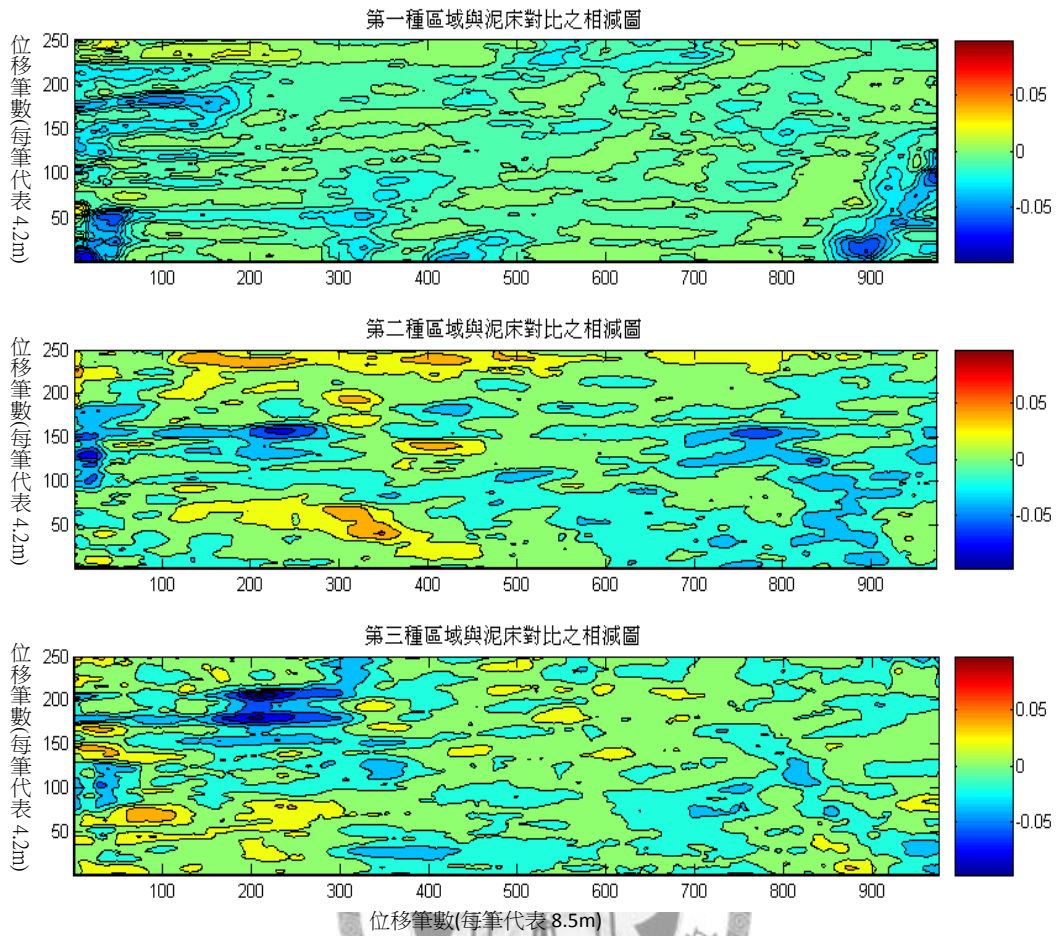


圖 5-8、相關值圖相減之等高線圖。將圖 5-7 中每個區域的 6 月與 10 月的相關值圖相減，以等高線方式呈現(X 軸為位移筆數，Y 軸位位移筆數，相減差異度範圍為 ± 0.1)。

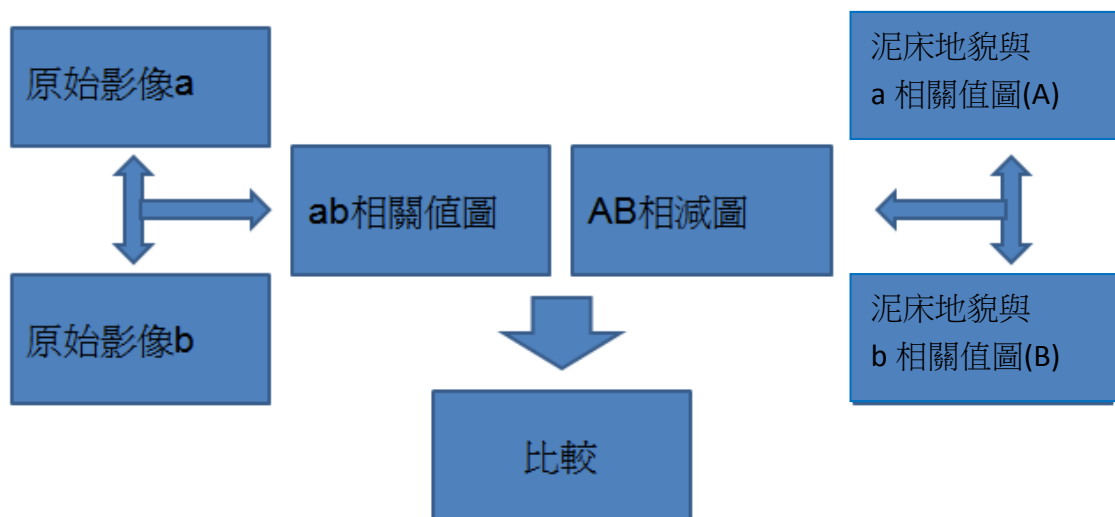
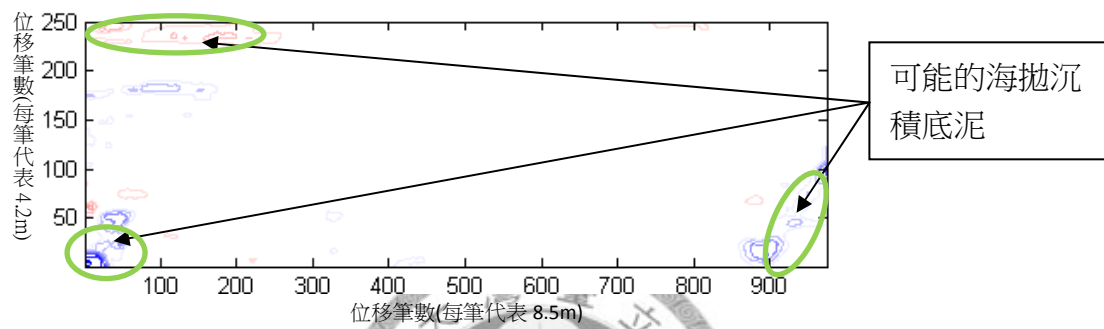
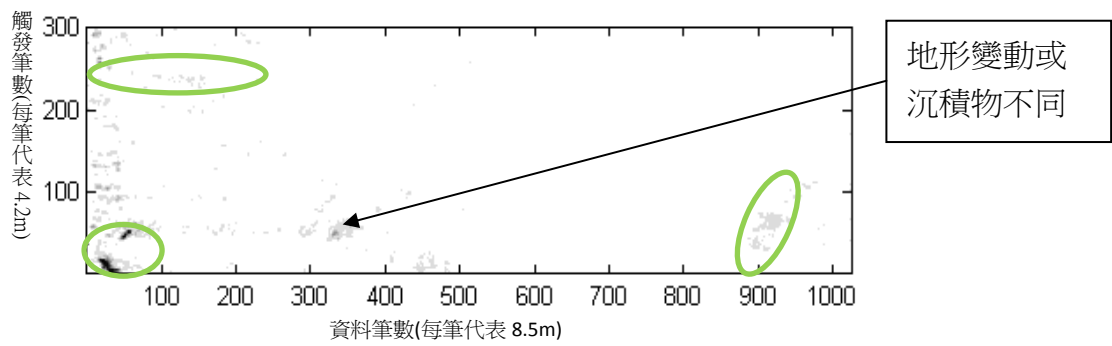
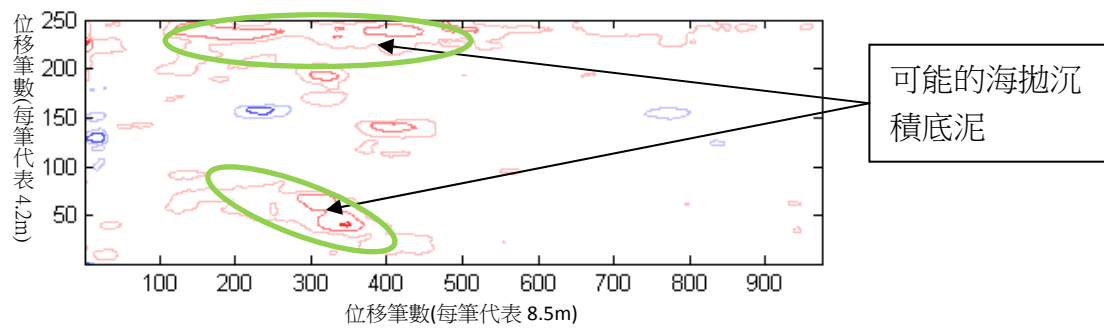
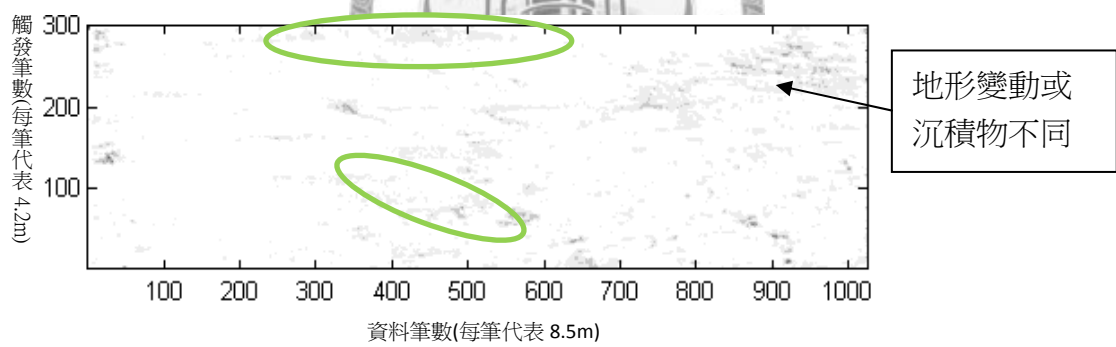


圖 5-9、修改相關性匹配方法判斷海拋底泥流程圖。a 與 b 屬於原始影像；A 與 B 是將原始影像(a、b)分別與泥床影像的相關值圖。原始影像(a、b)的相關值圖與相減圖(A、B)由正、負相關找出不同之處。

A



B



C

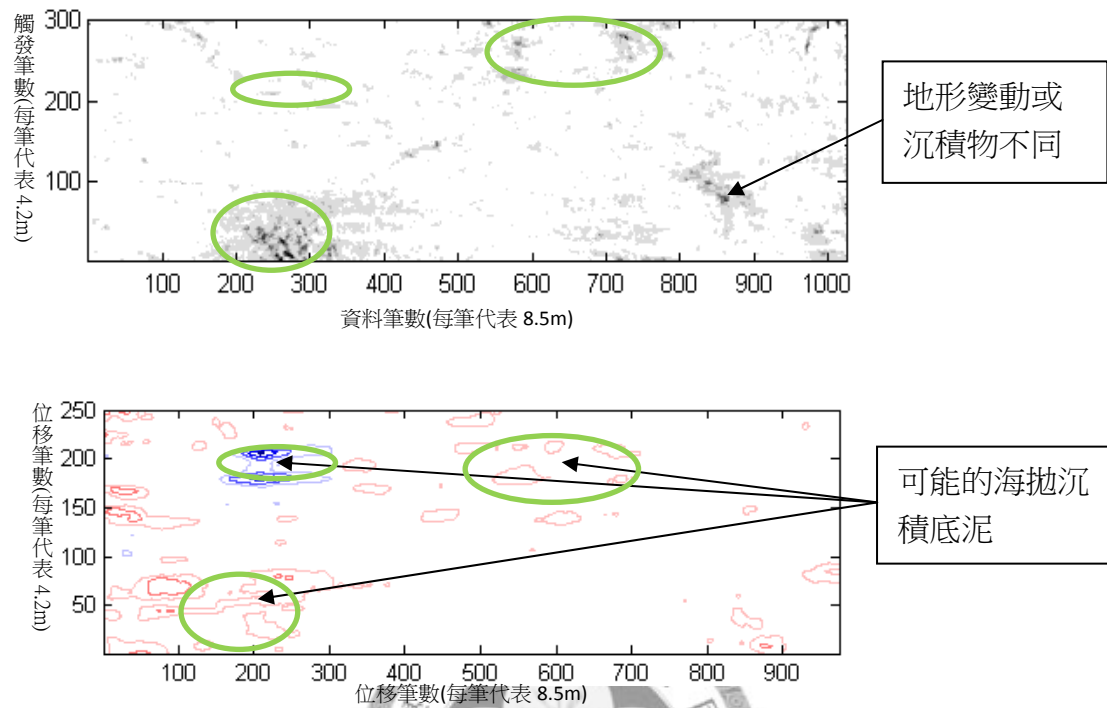


圖 5-10、相關性匹配判斷結果圖。A 為第一種區域；B 第二種區域；C 為第三種區域，並且標示海拋底泥沉積的區域(綠色圈起)以及地形差異或沉積物不同的區域(上圖：X 軸為資料筆數，Y 軸為觸發筆數，黑色越深表示地貌差異越大；下圖：X 軸為位移筆數，Y 軸位位位移筆數，藍色表示負相關，紅色表示正相關)。

第六章 結論

地貌影像的判斷上，在小波特徵質的方法，將影像小波轉換分成七個頻段，在計算各個頻段的標準差，從標準差曲線走勢以及數值將地貌影像分別辨斷出來；在灰度共現矩陣的方法，能夠將影像從灰度共現矩陣圖中的出現機率分佈情形以及灰度共現矩陣的商與同質性分佈圖，判斷地貌影像之不同。

辨認海拋底泥沉積地點的研究上，在前人文獻使用側掃聲納系統，從影像紋理逐一觀察紋理不同之處，或者從測量時增加測深資料，從地形變化差異之地方在去觀察影像紋理之差異，無論如何最後都需要以人工方法去辨認影像紋理，但人工辨認效率較緩慢，而且在不清楚之影像容易有主觀意見，因此論文使用灰度共現矩陣，利用處理結果圖的不同之處，以及扣除標明顏色與影像灰階值分佈情形，判斷海拋底泥沉積的區域，且在處理過程比起相關性匹配還要快速簡便；在相關性匹配方法上，雖然處理過程比起灰度共現矩陣複雜，不過辨識的精準度高出許多。從原始影像的相關值圖能夠找出兩筆資料在同區域中改變的地方，接著在相關值差異圖從正相關以及負相關上找出海拋底泥沉積的區域，與原始影像的相關值圖比較更能辨認出在同區域中這些改變的地方，是受海拋底泥沉積影響、地形變動或者沉積物受海流標移影響。不論是灰度共現矩陣或者相關性匹配都能取代人工辨認的方法，以自動化方法辨認海拋底泥沉積的區域。

雖然如此，在兩種方法上還是會受外在因素影響導致辨認上的誤差存在，在這些因素上共分幾個方向討論：

- 1、以沉積物方面上，在海床表面，除了那些殘骸，所有沉積幾乎是黏土(clay)，除了靠近岸邊之外，砂很少存在於海床表面，而在測量區域中，岸邊的砂容易受到海流漂移到此，因此有些區域含有泥砂混合的沉積物，而混合的比例不同所表現的訊號波形也會些微不同。另外，在沉積形態上，海拋底泥因為大量拋置，因此通常具有小坡或者隨時間被海流漂移。

2、以處理資料上，砂泥混合的地貌，會隨著混合比例不同會有不同的灰階，在灰度共現矩陣的判斷上比較容易受影響，主要是因為灰度共現矩陣法是依造灰階值的高低逐一扣除，導致扣除以及未扣除的灰階值之間的分佈形態不夠明顯，不足以判斷出地貌影像是屬於何種地貌；在相關性匹配方法，主要利用訊號的波形比對的相對值大小來判別，在測量區域中含有細質砂土以及薄泥覆蓋物，這些沉積物質容易受到底流影響，有些地方或許會混合在一起，而混合的比例不同所表現的訊號波形也會些微不同，隨著混合比例不同，所表現的相關值也會受到影響，所以在判斷上容易受到影響。

3、在資料品質上，實驗選擇收錄訊號的主機 A/D 卡為 16 位元，在軟體上只會記錄 12 位元，記錄解析縮小且 A/D 卡會進行全波整流，但是進行全波整流只取得當時收錄訊號的波峰值，而將細微的訊號去掉，因此如能以未經過全波整流的資料進行相關性匹配方法，那麼在相關值的差異度上能夠表現得更為分明。另外，側掃聲納的影像對於線性地貌、礁石、珊瑚礁等等，容易在左舷測量或者右舷測量會不一樣的影像，因此在處理這些影像的區分能夠進行資料的疊合，才能夠更明確。在本論文中所要區分的是海拋底泥可能沉積區域，不必進行資料疊合。

總而言之，對於地貌影像的判斷以及自動判斷特定底質使用訊號或影像處理，都能有不錯的結果。在研究中先以測音圖選擇目標物，並以影像紋理標定目標物的底質或地貌種類，再經由訊號或影像處理對目標物之判斷，未來如有底質採樣或者岩心標本，更能佐證結果之正確。

參考文獻

- Beyer A., Chakraborty B., and Schenke H.W., 2007, Seafloor classification of the mound and channel provinces of the Porcupine Seabight: an application of the multibeam angular backscatter data, *International Journal of Earth Sciences*, v. 96, p. 11-20.
- Blondel P., 2000, Automatic mine detection by textural analysis of COTS sidescan sonar imagery, *International Journal of Remote Sensing*, v. 21, p. 3115-3128.
- Blondel P., Sempere J.C., and Robigou V., 1993, Textural Analysis and Structure-hacking for geological mapping: Applications to sonar images from Endeavour Segment, Juan de Fuca Ridge, *IEEE Xplore*, v. 3, p. 203-213.
- Chang T., and Kuo C.C.J., 1993, Texture analysis and classification with tree-structured wavelet transform, *IEEE transactions on image processing*, v. 2, p. 429-441.
- Collier J.S., and Brown C.J., 2005, Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments, *Marine Geology*, v. 214, p. 431-449.
- Davis K.S., Slowet N.C., Stender I.H., Fiedler H., Bryant W.R., and Fechner G., 1996, Acoustic backscatter and sediment textural properties of inner shelf sands, northeastern Gulf of Mexico, *Geo-Marine Letters*, v. 16, p. 273-278.
- Fish J.P., and Carr H.A., 1990, *Sound Underwater Images- A Guide to the Generation and Interpretation of Side Scan Sonar data*, American Underwater Search and Survey.
- Goff J.A., Olson H.C., and Duncan C.S., 2000, Correlation of side-scan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin, *Geo-Marine Letters*, v. 20, p. 43-49.
- Gonidec Y.L., Lamarche G., and Wright I.C., 2003, Inhomogeneous substrate analysis using EM300 backscatter imagery, *Marine Geophysical Researches*, v. 24, p. 311-324.
- Haralick R.M., Shanmugam K., and Dinstein I.H., 1973, Textural Features for Image Classification, *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*, v. 3, p. 610-621.
- Huvenne V.A.I., Blondel P., and Henriot J.P., 2002, Textural analyses of sidescan sonar imagery from two mound provinces in the Porcupine Seabight, *Marine Geology*, v. 189.
- Jackson D.R., Baird A.M., and Crisp J.J., 1986, High-frequency bottom backscatter measurements in shallow water, *The Journal of the Acoustical Society of America*, v. 80, p. 1188-1199.
- Johnson H.P., and Helferty M., 1990, The Geological Interpretation of Side-Scan Sonar, *Reviews of Geophysics*, v. 28, p. 357-380.

- Keeton J.A., and Searle R.C., 1996, Analysis of simrad EM12 multibeam bathymetry and acoustic backscatter data for seafloor mapping, exemplified at the Mid-Atlantic Ridge at 45° N, Marine Geophysical Researches, p. 633-688.
- Linnett L.M., and Richardso, A.J., 1990, Texture segmentation using directional operators, IEEE Xplore, v. 4, p. 2309-2312
- Marceau D., Howarth P.J., and Dubois J.M., 1989, Automated Texture Extraction From High Spatial Resolution Satellite Imagery For Land-cover Classification: Concepts And Application, Geoscience and Remote Sensing Symposium, v. 5, p. 2765-2768.
- Mazel, C., 1985, Side scan sonar training manual.
- Pun C.M., and Lee M.C., 2001, Rotation-invariant texture classification using a two-stage wavelet packet feature approach, IEE Proceedings-Vision, Image and Signal Processing, v. 148, p. 422-428.
- Ryan W.B.F., and Flood R.D., 1996, Side-Looking Sonar Backscatter Response at Dual Frequencies, Marine Geophysical Researches, v. 18, p. 689-705.
- Smith S.W., 1999, The Scientist and Engineer's Guide to Digital Signal Processing, Second Edition, 11-35 p.
- Song G.S., Chang Y.C., and Ma C.P., 1997, Characteristic of Submarine Topography off Northern Taiwan, TAO, v. 8, p. 461-480.
- 于海鵬, 劉一星, 張賦, 李永峰, 2004, 木材表面紋理的灰度共生矩陣分析, Scientia Silvae Sinicae, v. 40.
- 林俊賢, 2001, 海床影像側掃聲納之研究: 併圖影像之修正, 台灣大學海洋研究所碩士論文.
- 林俊賢, 宋國士, 2000, 側掃聲納影像之拼圖, 第二屆國際海洋大氣會議論文
- 劉佩琨, 2007, 側掃聲納數位影像之解析與辨識分析研究, 台灣大學海洋研究所博士論文.