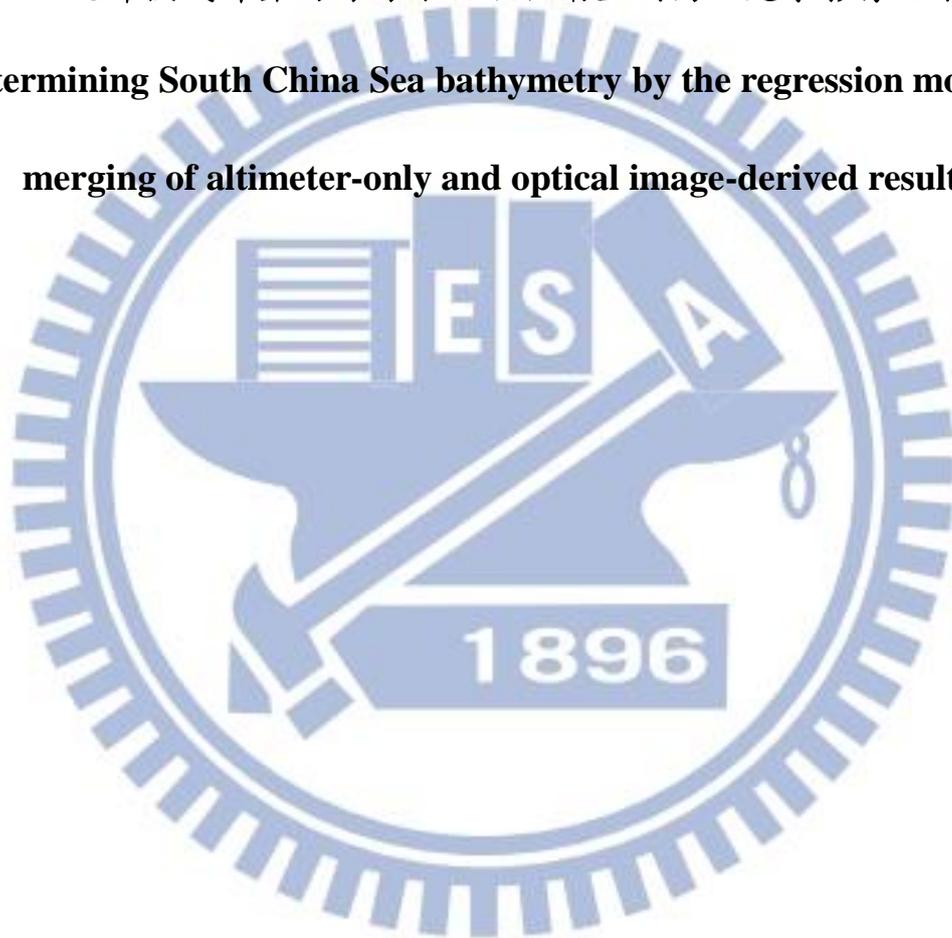


國立交通大學  
土木工程學系  
碩士論文

以迴歸模式計算南海海深：融合衛星測高及光學影像結果

**Determining South China Sea bathymetry by the regression model :  
merging of altimeter-only and optical image-derived results**



研究生：蔡鎔壑

指導教授：黃金維

中華民國一〇三年六月

以迴歸模式計算南海海深：融合衛星測高及光學影像結果

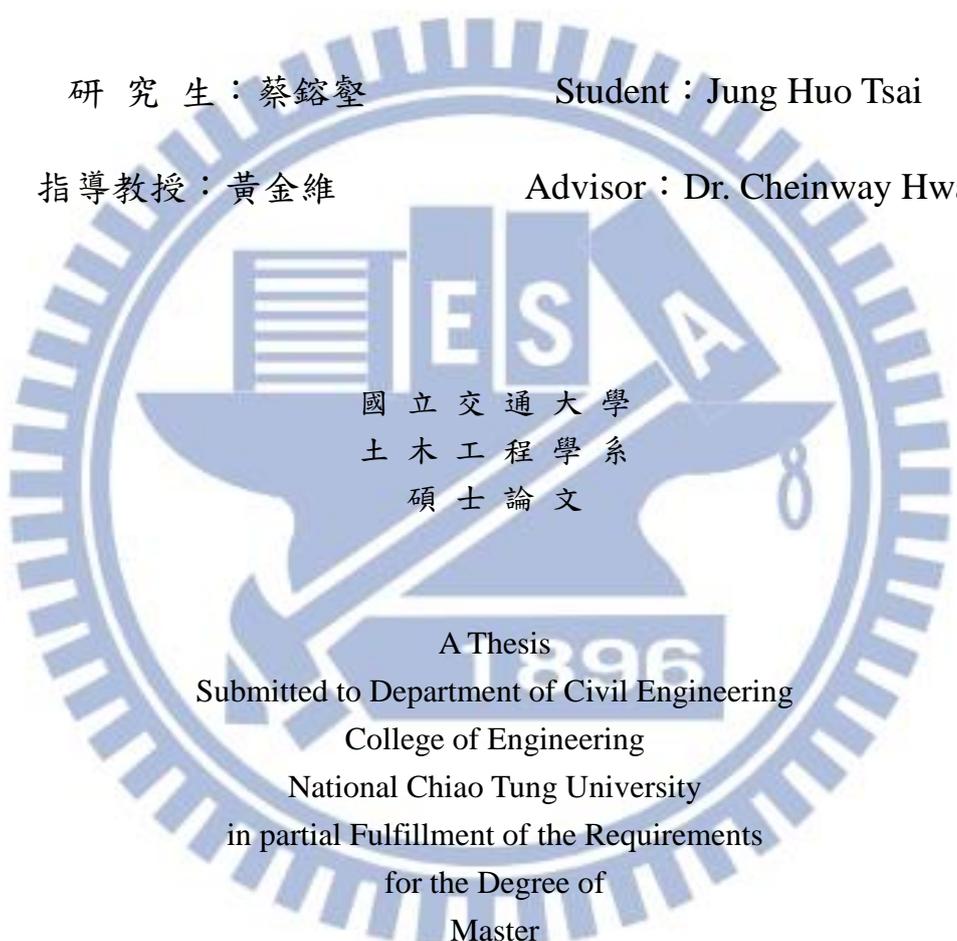
Determining South China Sea bathymetry by the regression  
model : merging of altimeter-only and optical image-derived  
results

研究生：蔡鎔壑

Student : Jung Huo Tsai

指導教授：黃金維

Advisor : Dr. Cheinway Hwang



國立交通大學  
土木工程學系  
碩士論文

A Thesis  
Submitted to Department of Civil Engineering  
College of Engineering  
National Chiao Tung University  
in partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of  
Master  
in

Civil Engineering

June 2014

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國一〇三年六月

# 以迴歸模式計算南海海深：融合衛星測高及光學影像結果

研究生：蔡 鎔 壑

指導教授：黃 金 維

國立交通大學土木工程學系

## 摘要

本研究使用 1990 年至 2000 年之 Geosat/GM 與 ERS-1/GM 測高資料，以及最新的 Jason-1/GM 與 Cryosat-2 測高資料，結合四種衛星測高資料計算研究區重力異常模型，並推估南海水深模型。利用次波形門檻值演算法改善測距精度不佳的衛星測高資料。以 Inverse Vening Meinesz (IVM)與 Least Squares Collocation (LSC)兩種方法計算重力異常模型，並分析其精度。計算南海水深模型方面，利用南海區域已知的重力模型與水深模型，以迴歸模式(Regression Model)估計南海水深模型，並比較重力地質密度法計算之水深模型精度。重力成果方面，船測重力作為檢核資料，利用次波形門檻值演算法可以提升 30%的精度，加入 Jason-1/GM 與 Cryosat-2 資料可以提升 4%的精度；水深模型成果方面，利用大陸礁層水深值作為檢核資料，將 Sandwell V16.1 水深模型與高精度重力異常模型作為先驗知識，利用迴歸模式計算得水深模型，比利用重力地質密度法計算之水深模型精度改善 34 m，結合衛星光學影像方面，於研究區選定 28 個島礁，經過光學島礁零公尺海岸線修正，每個島礁海岸線誤差改善率平均為 75%。

**關鍵字：** 測高；南海；波形重定；Inverse Vening Meinesz；Least Squares Collocation；重力地質法；迴歸模式；島礁整合

# **Determining South China Sea bathymetry by the regression model : merging of altimeter-only and optical image-derived results**

Student : Jung Huo Tsai

Advisor : Dr. Cheinway Hwang

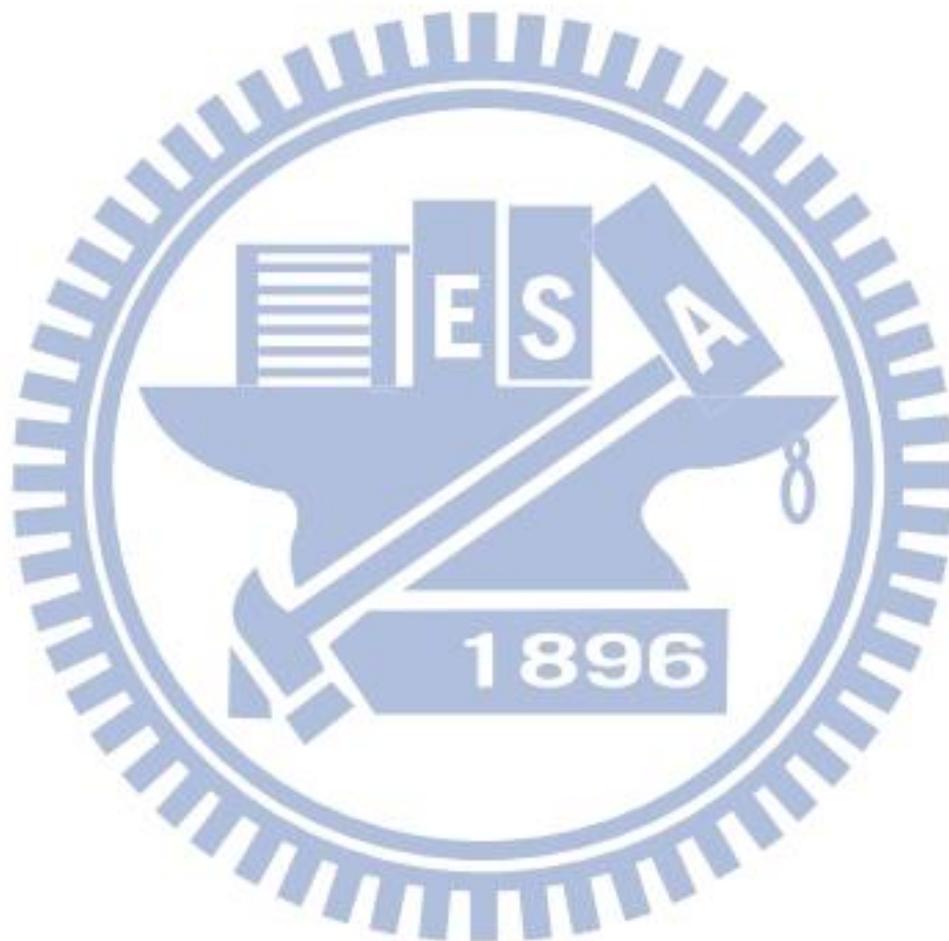
Department of Civil Engineering  
National Chiao Tung University

## **Abstract**

In this study, satellite altimeter data from missions Geosat/GM and ERS-1/GM in the 1990s and 2000s, and from the latest missions Jason-1/GM and Cryosat-2, are used to compute gravity anomaly models and then to construct bathymetry models in the South China Sea (SCS). Sub-waveform threshold retracking is used to improve altimeter range accuracy. The Inverse Vening Meinesz (IVM) and Least Squares Collocation (LSC) are employed to compute gravity anomalies from retracked altimeter data. The regression model, based on a priori knowledge of gravity and depth in the SCS, is used to estimate depths from altimeter-derived gravity, which are compared with that from the gravity-geological method (GGM). Comparisons of altimeter-derived gravity anomalies with shipborne gravity anomalies show that, the gravity precision is increased by 30% from altimeter data that are improved by sub-waveform retracking and increased by 4% from using Jason-1/GM and Cryosat-2 altimeter data. The regression model outperforms the GGM, based on assessments using shipborne depths. We fuse depths from altimetry and optical images over atolls. On average, the fusion with optical

images improves the definitions of coastlines over atolls by compared to the altimetry-only depths.

**Keywords:** Altimeter, South China Sea, Retracking, Inverse Vening-Meneisz, least-squares collocation, Gravity-Geological Method, Regression Model, Fusion



## 致謝

碩士的求學過程終於要告一個段落了，當 2011 年 11 月推甄上交大時，已經過了快 3 年了，在這碩士的生活中，認識了許多學長姐，也學習到許多人生的經驗，雖然離開交大讓我心中有點不捨與難過，但還是老話一句，這只是開始，不是結束。

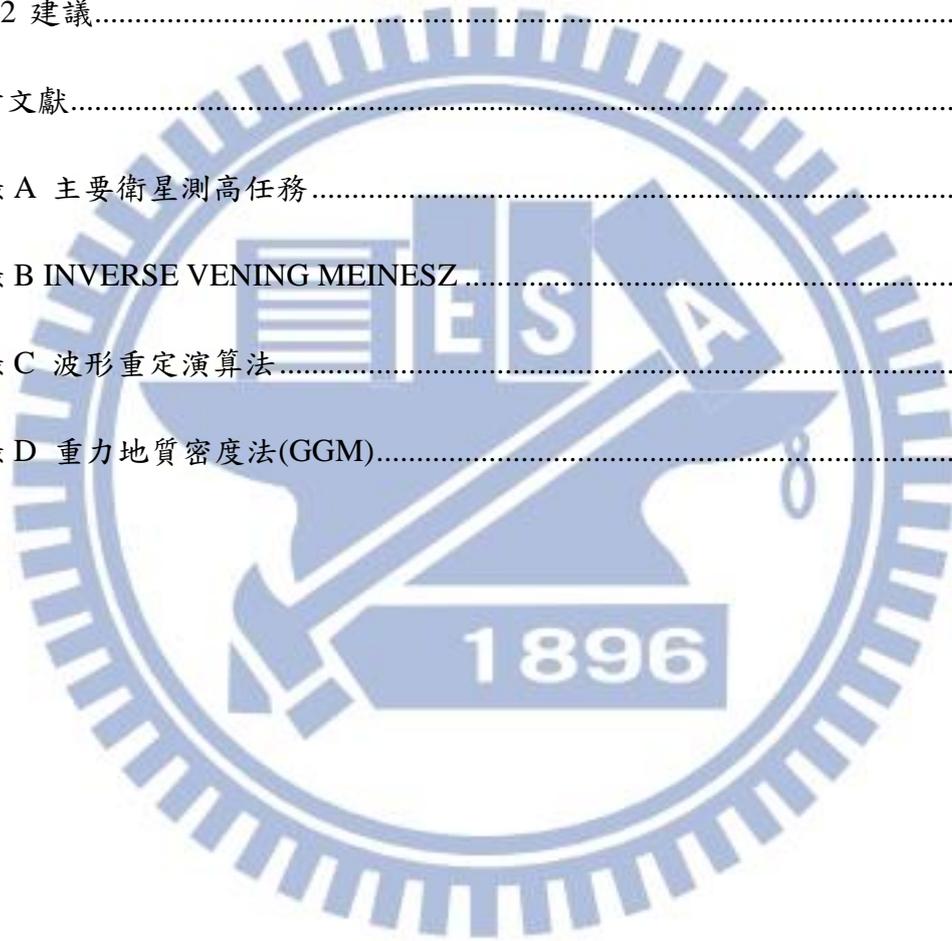
首先感謝辛苦的黃金維指導教授，我從老師身上學習到對工作的執著，以及對自己負責待人處事的道理，再次謝謝老師對我這兩年的辛苦教導。再來感謝口試委員張翠玉教授與蕭宇伸教授，謝謝兩位口委提供我寶貴的建議，讓我的碩士論文可以更完整。感謝張智安教授與史天元教授，給予我課業上的幫助。感謝在研究室認識的眾多學長姐們，小高學長、訓訓哥、阿榜學長、強哥、小悶學長、宜珊學姊、亨利學長、紫漪學姊、彥杺學長、雅琦學姊、升哥、碩哥、大任等等，因為認識你們，讓我的視野更廣，預祝你們在未來的路上都可以很順利。謝謝碩士的同學們，陪伴我在碩士的生活，謝謝綠環工程技術顧問有限公司的偉嘉學長、傳盛學長與小光學長，祝福你們鴻圖大展。

謝謝我的家人，讓我在求學的過程中無後顧之憂，支持我所做的每個選擇。最後謝謝女友-晴雯，謝謝妳一直陪在我的身邊，也很開心我們可以一起拿到碩士學位。

# 目錄

摘要.....	I
ABSTRACT.....	II
致謝.....	IV
目錄.....	V
圖目錄.....	VII
表目錄.....	X
第一章 緒論.....	1
1-1 研究動機.....	1
1-2 文獻回顧.....	5
1-3 論文架構.....	8
第二章 現有南海船測、測高與模型.....	9
2-1 船測重力與水深資料.....	9
2-1-1 NGDC 船測重力.....	11
2-1-2 大陸礁層船測水深.....	16
2-2 南海重力與水深模型.....	17
2-2-1 重力模型.....	17
2-2-2 水深模型.....	18
2-3 衛星測高任務與測高資料反演重力.....	19
第三章 以迴歸模式計算水深之理論.....	30
3-1 迴歸模式理論.....	30
3-2 迴歸模式理論計算流程.....	34
3-2-1 不同水深範圍擬合協變方矩陣.....	35

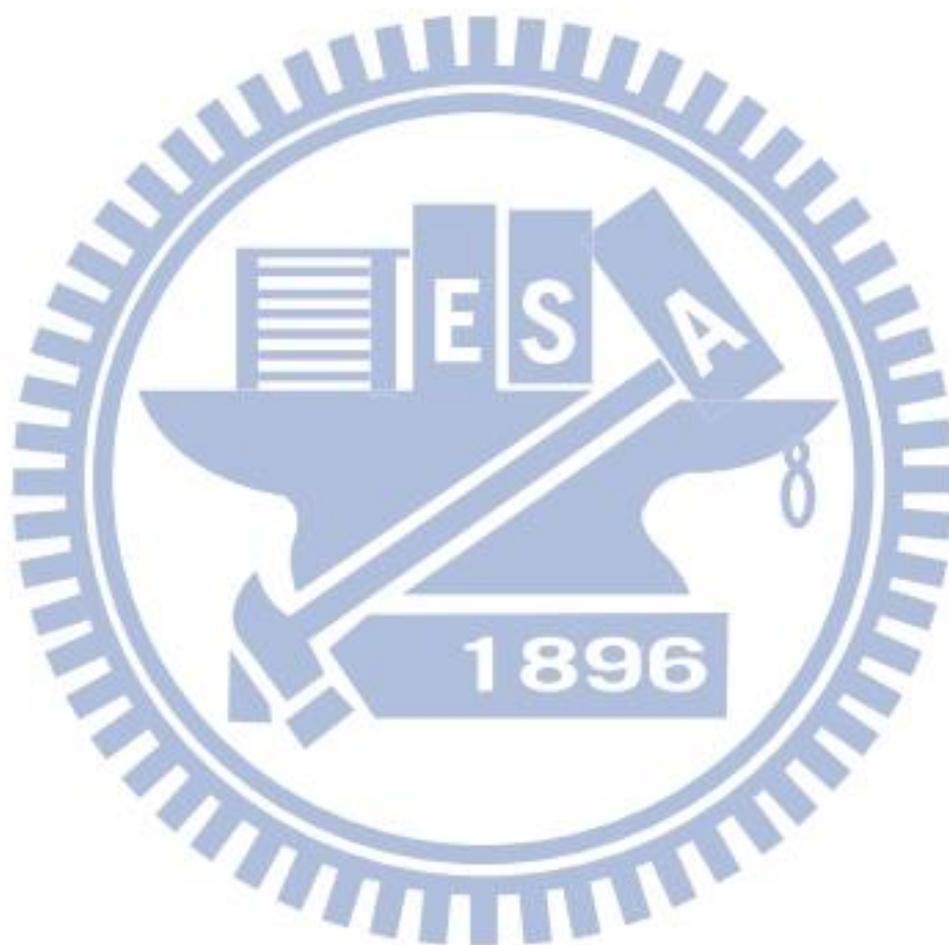
3-2-2 不同水深參考場擬合殘餘水深-殘餘重力協變方矩陣 .....	39
第四章 融合測高及光學影像結果計算海深模型 .....	42
第五章 研究區域水深模型分析與討論 .....	48
第六章 結論與建議 .....	62
6-1 結論 .....	62
6-2 建議 .....	63
參考文獻 .....	65
附錄 A 主要衛星測高任務 .....	70
附錄 B INVERSE VENING MEINESZ .....	72
附錄 C 波形重定演算法 .....	74
附錄 D 重力地質密度法(GGM) .....	78



## 圖目錄

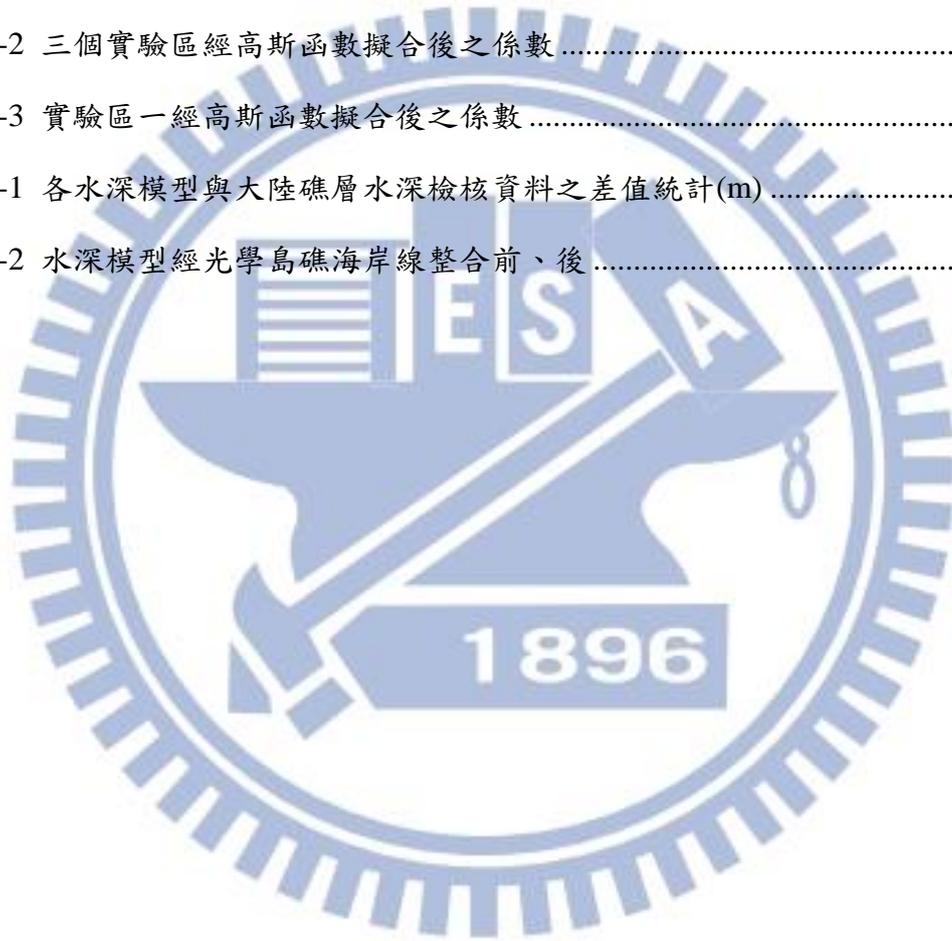
圖 1-1 南海海域海底地形圖，綠色框線區域為研究區域範圍，紅色星星分別為東沙島與太平島所在。(來源：ETOPO1 網格， <a href="http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html">http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html</a> ).....	4
圖 2-1(a) 本研究所蒐集之 NGDC 船測重力資料軌跡圖；(b) 本研究所使用之我國大陸礁層船測水深分佈(黑色星星由緯度高至緯度低分別為東沙島、黃岩島、太平島).....	10
圖 2-2 NGDC 船測重力資料處理流程圖.....	13
圖 2-3 NGDC 船測航次編號 DME07 軌跡圖.....	14
圖 2-4 NGDC 船測重力編號 DME07 重力與 DTU10 重力比較圖.....	14
圖 2-5 航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)平差前之差值直方圖.....	15
圖 2-6 航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)平差後之差值直方圖.....	15
圖 2-7 南海衛星測高軌跡圖 (a)Geosat/GM、(b)ERS-1/GM、(c)Jason-1/GM、 (d)Cryosat-2.....	21
圖 2-8 Case 1 與船測重力差異圖.....	27
圖 2-9 Case 2 與船測重力差異圖.....	28
圖 2-10 Case 3 與船測重力差異圖.....	28
圖 2-11 Case 4 與船測重力差異圖.....	29
圖 2-12 Case 5 與船測重力差異圖.....	29
圖 3-1 三個實驗區於南海分佈圖，綠色框為實驗區一；紅色框為實驗區二；黃色框為實驗區三.....	35
圖 3-2(a) 球面距離與殘餘重力-殘餘重力之乘積關係圖(實驗區一)；(b) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(實驗區一)；(c) 球面距離與殘餘重力-殘餘重力之乘積關係圖(實驗區二)；(d) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(實驗區二)；(e) 球面距離與殘餘重力-殘餘重力之乘積關係圖	

(實驗區三)；(f) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(實驗區三)	38
圖 3-3(a) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(水深參考場為 GGM 法 計算之水深模型)；(b) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(水深 參考場為 Sandwell V16.1 水深模型).....	40
圖 3-4(a) 研究區殘餘重力異常圖；(b) 研究區殘餘水深圖 .....	41
圖 4-1 整合水深模型海岸線之島礁分布圖，其中編號 1：廣金島。編號 2：磐石 嶼。編號 3：華光礁。編號 4：中建島。編號 5：石島。編號 6：銀礫灘。 編號 7：全富島。編號 8：金銀島。編號 9：趙述島。編號 10：永興島。 編號 11：安達礁。編號 12 福祿寺礁。編號 13 小現礁。編號 14 蓬勃堡。 編號 15：海馬灘。編號 16：蓬勃暗沙。編號 17：艦長暗沙。編號 18：半 月暗沙。編號 19：安渡灘。編號 20：南安礁。編號 21：盟誼暗沙。編號 22：南屏礁。編號 23：海寧礁。編號 24：海安礁。編號 25：仙娥礁。編 號 26：仙濱暗沙。編號 27：仁愛暗沙。編號 28：東沙島.....	47
圖 5-1 Case A 與大陸礁層水深檢核資料差異圖.....	51
圖 5-2 Case B 與大陸礁層水深檢核資料差異圖.....	51
圖 5-3 Case C 與大陸礁層水深檢核資料差異圖.....	52
圖 5-4 Case D 與大陸礁層水深檢核資料差異圖 .....	52
圖 5-5 Case E 與大陸礁層水深檢核資料差異圖.....	53
圖 5-6 DTU10 與大陸礁層水深檢核資料差異圖.....	53
圖 5-7 ETOPO1 與大陸礁層水深檢核資料差異圖 .....	54
圖 5-8 Sandwell V16.1 與大陸礁層水深檢核資料差異圖 .....	54
圖 5-9 Case C 水深模型與各光學島礁海岸線差值圖(整合前).....	58
圖 5-10 Case C 水深模型與各光學島礁海岸線差值圖(整合後).....	58
圖 5-11 Case C 水深模型南沙群島水深圖(黑點為島礁位置).....	60
圖 5-12 融合水深模型與光學影像於南沙群島水深圖(黑點為島礁位置).....	60



## 表目錄

表 2-1 航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)改正前後之差值統計(mgal).....	13
表 2-2 本研究使用之衛星測高主要資訊 .....	20
表 2-3 本研究之五種不同重力異常模型 .....	25
表 2-4 測高重力異常模型與 NGDC 船測重力之差異統計(mgal).....	27
表 3-1 實驗區經緯度範圍 .....	36
表 3-2 三個實驗區經高斯函數擬合後之係數 .....	37
表 3-3 實驗區一經高斯函數擬合後之係數 .....	40
表 5-1 各水深模型與大陸礁層水深檢核資料之差值統計(m) .....	50
表 5-2 水深模型經光學島礁海岸線整合前、後 .....	56



# 第一章 緒論

## 1-1 研究動機

南海海域位於台灣的西南方，南海遍佈著許多島礁，且為亞洲各國主權爭議的海域。此外，南海東邊位於世界地震發生頻率最密集的東亞地震帶上。水深測量於各不同領域來說皆具有重要的意義，對於大地測量及地球物理領域，水深測量可以精確求定地球的形狀與建立精確的重力場。對於物理海洋學領域，精確水深測量的結果幫助了解洋流以及區域渦旋的性質。對於海洋地質而言，水深測量幫助了解板塊運動的變形行為與沉積物搬運傳輸。

全世界水深測量可分為三種方式，第一種為船測聲納測量，為目前水深測量精度最高的方式，聲納測量可以分為單音束測深系統與多音束測深系統，其中又以多音束測深系統精度最佳。但是對於大範圍的海域水深資料蒐集，船測聲納測量方式有其限制，例如主權問題、地形限制、成本過高與測量時間過長等因素。第二種為利用衛星影像反演水深，此法利用衛星取得光學影像，依據光學的反射特性反演水深，但是光學的反射特性有其極限，所以最多只能反演較淺的水深區域，無法得到深海地區的水深。第三種為利用重力資料反演水深，此重力資料包含船載重力與衛星測高重力。船載重力方面，因為南海海域範圍大，無法以高密度的方式蒐集。衛星測高部分，因為大地任務(Geodetic Mission, GM)的設計，衛星測高軌跡以高密度地覆蓋南海海域，此外，衛星測高觀測不會受到主權與經費等問題，因此，本研究以衛星測高反演南海海域重力及水深。

本研究之研究區域為南海海域(經度 $109^{\circ}E-122^{\circ}E$ 、緯度 $4^{\circ}N-22^{\circ}N$ )，為圖 1-1 綠色框框範圍，因為南海海域散佈許多島礁，本研究採用次波形門檻值演算法(Sub-waveform threshold)改善衛星測高測距精度。此外，依據文獻，Smith and Sandwell (1994)提出利用衛星測高資料計算水深、Hsiao et al. (2011)將衛星測高資料計算之重力異常以重力地質密度法(GGM)求得水深模型等等，都需要依賴海面下的地質密度，本研究試圖克服此限制，以不同的思考角度解決此問題。透過已知的先驗模型，以數學及統計的理論估計南海水深模型，如迴歸模式(Regression Model) (Koch, 1999)，利用衛星測高反演之重力模型或其他知名重力模型，如 DTU10(Anderson et al., 2010)、EGM2008(Pavlis et al., 2012)及 Sandwell V21.1(Sandwell and Smith, 2013)，與利用重力地質密度法計算之水深模型或其他全球水深模型，如 ETOPO1(Amante and Eakins, 2009)及 Sandwell V16.1 (Smith and Sandwell, 1997)作為先驗知識，以數學及統計方式模擬殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣與殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，重建南海水深模型。

傳統上，衛星影像萃取海陸交界線可分為光學衛星影像與雷達衛星影像，光學衛星影像優點為具有高時間、高密度與高時間解析度，缺點為易受雲、霧等天候狀況影響。雷達衛星影像優點為不受天候、季節與白天晚上的影響，缺點是雜訊較光學衛星影像多，影像處理上更為困難。近年隨著科技的發展，更高空間解析度之光學影像產品的推出，加上影像處理的技術，可以精確的判斷海陸的交界線(內政部, 2013)。Kao et al. (2009)於澎湖地區利用高解析度光學影像反射特性，

可以預估至水深 20 公尺處。因此本研究將測高重力預估的水深模型融合高解析度光學影像數化之島礁海岸線，改善測高衛星反演之水深模型於島礁附近的空間解析度與水深精度。



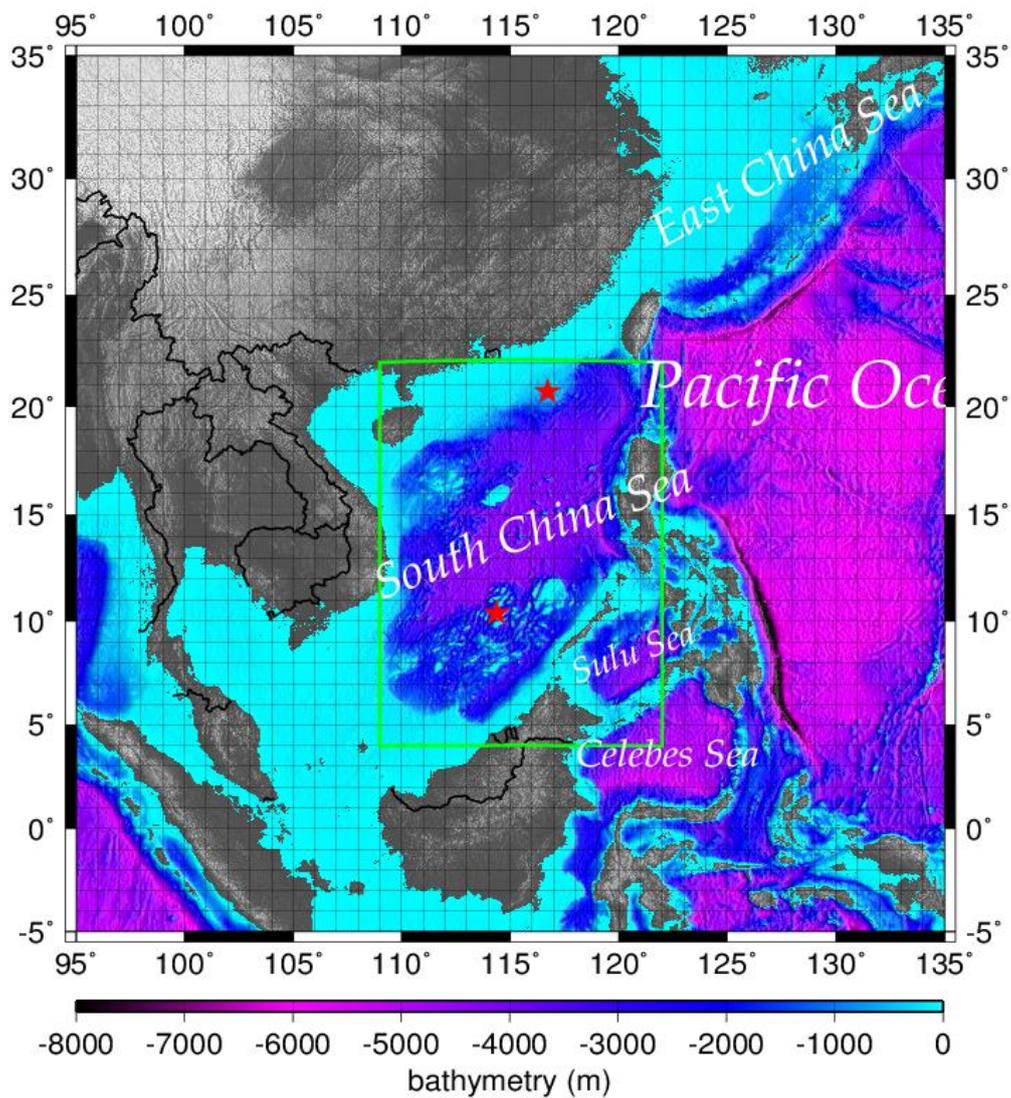


圖 1-1 南海海域海底地形圖，

綠色框線區域為研究區域範圍，

紅色星星分別為東沙島與太平島所在。

(來源：ETOPO1 網格，<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>)

## 1-2 文獻回顧

衛星測高之測距精度於近岸時因為雷達波形被破壞，導致測距精度不佳，為了改善衛星測高於近岸之測距精度，引入波形重定技術。波形重定技術目前的發展已趨近成熟，早期由 Brown (1997) 提出平均脈衝回傳理論，開始研究衛星測高之雷達反射波形的研究。發展至今，有不同的演算法，如門檻值演算法 (Davis, 1997)、改善門檻值演算法 (Hwang et al., 2006) 與次波形門檻值演算法 (Yang et al., 2012)。因此交大研究團隊以次波形門檻值演算法 (Sub-Waveform threshold) 作為應用，如鄭詠升 (2012) 與許宏銳 (2014) 等。

早期 Rummel and Rapp (1977) 研究大地任務之衛星測高資料計算海洋重力場、Hwang and Parsons (1995) 結合 Seasat、Geosat/GM、ERS-1/GM 與 TOPEX/POSEIDON 四種衛星測高資料及船測資料求出雷克雅內斯海脊的重力、Hwang (1998) 提出 Inverse Vening Meinesz (IVM) 將南北、東西垂線偏差分量計算重力異常。利用波形重定技術得到改善後海水面高計算海洋重力異常可以有效改善近岸海洋重力異常精度，國內做過相關研究如劉祐廷 (2005) 於台灣近海改善 Geosat/GM 重力異常精度。此外，加入兩顆最新衛星測高資料亦可以改善開闊海域及近岸之海洋重力異常精度，國內相關研究如許宏銳 (2014) 結合 Geosat/GM、ERS-1/GM、Jason-1/GM 與 Cryosat-2 四種衛星測高資料計算台灣地區重力異常，國外相關研究如 Sandwell et al. (2013)。

利用衛星測高重力反演水深之研究從 1978 年 Seasat 衛星發射以來不斷的發

展，國內相關研究如黃大山 (1995)於南海地區結合 Seasat、Geosat、TOPEX/POSEIDON、ERS-1/35day 與 ERS-1/168day 等衛星測高資料，反演重力值並以快速傅立葉變換及其內變換逆推南海海深。國外相關研究如 Dixon et al. (1983)利用 Seasat 衛星測高資料預估水深、Smith and Sandwell (1994)提出利用衛星測高重力計算水深之方法、Hwang (1998)將衛星測高計算之重力異常以快速傅立葉轉換及其逆轉換求得水深、Hsiao et al. (2011)將衛星測高資料計算之重力異常以重力地質密度法(GGM)求得水深模型。近年以鄭詠升 (2012)於東海海域，結合多種衛星測高資料反演重力並以重力地質密度法預估水深模型。

Watts et al. (1985)推求太平洋海上重力與水深關係，表示海上重力與海底地形有一定的相關性存在，Arabelos and Tziavos (1998)將重力以 Least Squares Collocation (LSC)推估水深，其中建立重力-重力協變方矩陣與水深-重力協變方矩陣有考慮海水面下地質密度，但本研究為避免地質密度的影響，而利用數學統計的思維進行研究，其中，Koch (1999)提出迴歸模式可以針對不同變量之間的隨機特性找出其雙方關係，故本研究以此概念，利用已知的重力模型與水深模型來重建重力-重力協變方矩陣與水深-重力協變方矩陣。

Ellis et al. (1989)、Tao et al. (1993)以 Landsat 系列衛星之 TM 主題影像提供之紅外光波段，對水陸區分的效果甚佳；Ryan et al. (1991)利用 SPOT 衛星影像進行灘線萃取分析。近年科技的發展，可以取得更高空間解析度的衛星影像，如楊勤儀 (2007)利用 SPOT-5 衛星影像萃取台灣近岸地形、劉忠誠 (2009)以福衛二

號衛星多光譜影像推估南灣海域水深分佈，利用藍綠波段水體反射率的比值計算水深分佈等。利用高解析度光學影像判釋島礁海陸的交界線，需先將光學影像進行幾何校正，Chen et al. (2006)與Toutin (2004)以有理函數模式(Rational Functional Model, RFM)進行衛星影像幾何校正。經過幾何校正之影像，可以利用光學影像反射之特性預估水深，如 Kao et al. (2009)於澎湖地區利用高解析度光學影像反射特性，可以預估至水深 20 公尺處。



### 1-3 論文架構

本文共分六章節進行討論，各章節內容介紹如下：

第一章：主要分為研究動機、文獻回顧與本論文章節架構之說明。

第二章：主要分為三大主題，主題一為介紹本研究所使用之船測重力與水深實測資料。主題二介紹本研究蒐集之重力、水深模型。主題三為介紹衛星測高資料與衛星測高重力模型。

第三章：此章節為本文貢獻，分為兩部分，第一部分介紹迴歸模式理論，第二部分介紹利用迴歸模式計算流程。

第四章：融合光學影像與水深模型之方法，改善南海島礁附近之水深值。

第五章：分析與討論本研究區求得之水深成果。

第六章：本論文的結論與建議。

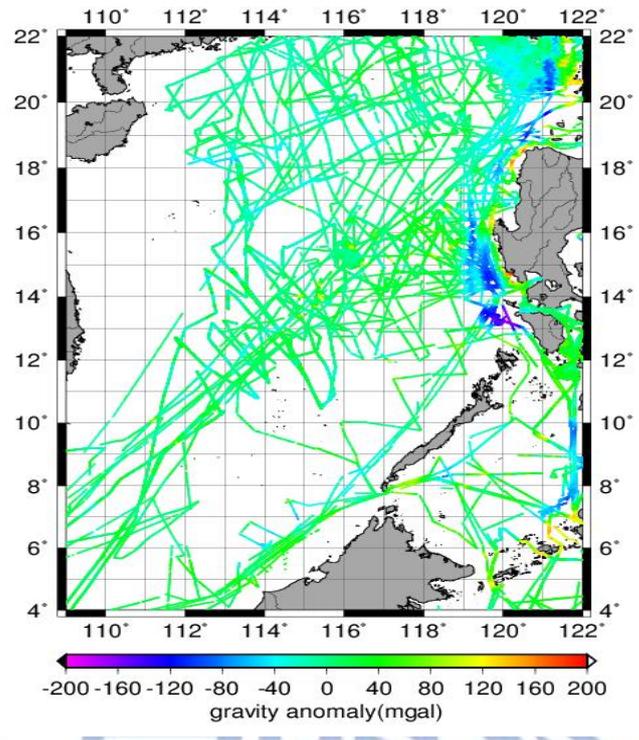


## 第二章 現有南海船測、測高與模型

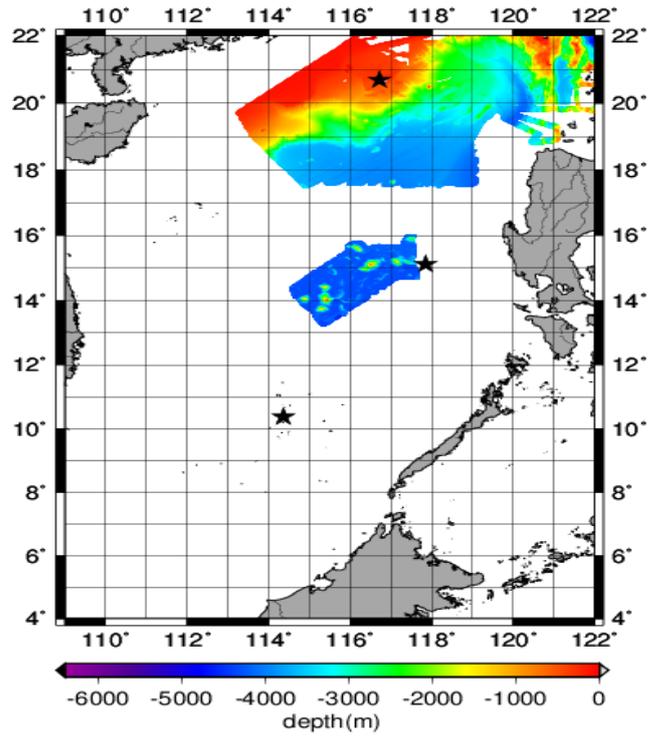
### 2-1 船測重力與水深資料

本研究使用的船測資料來源分為兩個，一個為國際資料，來自美國海洋及大氣管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)所屬的 National Geophysical Data Center (NGDC)資料庫，資料庫內容包含了船測重力與水深值。一個為我國調查船資料，內政部於民國 96 年至 98 年大陸礁層計畫所測得之水深值。

NGDC 船測重力值於本研究中作為評估衛星測高重力模型精度的檢核資料。NGDC 船測重力軌跡如圖 2-1(a)。大陸礁層計畫所測得之水深值分佈如圖 2-1(b)，因為搭載於我國調查船上的測深儀設備精密，所得之水深值精度高，作為本研究計算之水深模型精度的檢核資料，本研究將依序介紹 NGDC 船測重力資料的處理與大陸礁層水深資料介紹。



(a)



(b)

圖 2-1(a) 本研究所蒐集之 NGDC 船測重力資料軌跡圖；

(b) 本研究所使用之我國大陸礁層船測水深分佈

(黑色星星由緯度高至緯度低分別為東沙島、黃岩島、太平島)

### 2-1-1 NGDC 船測重力

處理 NGDC 船測重力資料之流程圖如圖 2-2。本研究使用的 NGDC 資料庫，為 1930 年後全球各機構之船測資料，因為早期調查船上搭載的定位精度較差，導致船上的重力儀量測精度不佳，直到 1980 年代，因為 GPS 定位系統的發展，才改善了船載定位的精度。因為船測重力之中、長波長誤差來源主要為重力儀的漂移、重力參考場不一致、基站偏移等效應。重力儀的漂移是因為重力儀器本身會隨著觀測時間的拉長而產生誤差，此誤差可以表示為觀測時間的方程式。重力參考場的不一致主要是因為船測重力資料涵蓋數十年的資料，船載定位系統所參考之參考橢球體於各觀測時間不一致所造成船測重力資料間有一偏移量。

本研究使用二次多項式擬合 DTU10 重力改善上述之效應，得到較可靠之 NGDC 船測重力數據資料。二次多項式推導如下，此改正是由正常重力公式作為基準，如公式 2-1：

$$\delta g_e = a_0 + a_1 \sin^2 \phi \quad (2-1)$$

其中  $\delta g_e$  為正常重力， $\phi$  為大地緯度， $a_0$ 、 $a_1$  為係數。

假設船以固定速率沿著子午線方向航行，將式 2-1 以 Maclaurin 級數將 cosine 函數展開至二階，以時間表示此多項式：

$$\delta g_t = c_0 + c_1 t + c_2 t^2 \quad (2-2)$$

其中  $c_0$  為常差， $c_1$  與  $c_2$  為此公式中的係數， $t$  為自某一參考時刻起算之時間。

NGDC 船測重力中，重力儀器的漂移所造成之誤差可以利用式 2-2 消除。重力參考場不一致與基站偏移等誤差可以視為 DC shift(假設後期船的船速與航向都能維持固定)，因此可利用下式擬合 DTU10 重力與船測重力間的差值。

$$\delta g_t = d_0 + d_1 t + d_2 t^2 \quad (2-3)$$

其中  $d_0$  為常差， $d_1$  與  $d_2$  為此公式中的係數， $t$  為自某一參考時刻起算之時間。

因為參考橢球體不一致造成衛星測高反演之重力與船測重力資料間存在一系統誤差，利用式 2-3 擬合，由最小二乘平差法求解，改正 NGDC 船測重力值。利用式 2-3 擬合衛星測高資料反演之重力異常與 NGDC 船測重力異常間的差值，將擬合後的差值與船測資料所得之重力異常比較，超過三倍中誤差之數據剔除。

本研究挑選 NGDC 船測航次編號 DME07 作為 NGDC 船測重力資料處理例子。圖 2-3 為 NGDC 船測重力軌跡編號 DME07 航線為基準，將 DTU10 重力模型內插此船測重力位置之重力異常，為圖 2-4 中衛星重力，由圖 2-4 可以知道 DTU10 重力與編號 DME07 船測重力存在系統誤差。由圖 2-5 航線 DME07 重力

與 DTU10 重力平差前差值的直方圖發現非常態分佈且偏向正值，經過二次多項式擬合，航線 DME07 重力與 DTU10 重力平差後差值的直方圖呈現常態分佈(如圖 2-6)，由表 2-1 改正前之差值平均值為 15.25(mgal)、改正後之差值平均值為 0(mgal)。因此消除航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)間系統誤差。

表 2-1 航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)改正前後之差值統計(mgal)

	平均值	標準差	最大值	最小值
改正前	15.25	6.41	34.16	0.96
改正後	0	6.25	19.81	-14.46

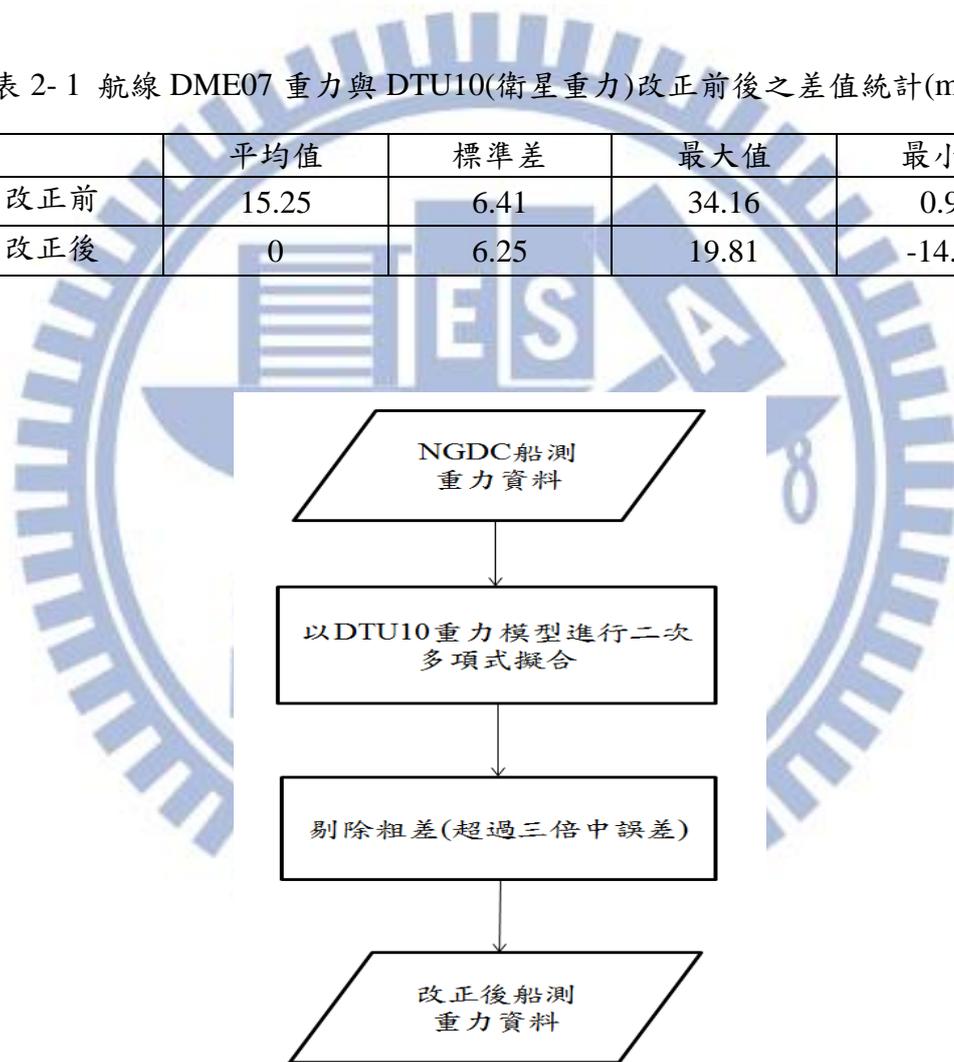


圖 2-2 NGDC 船測重力資料處理流程圖

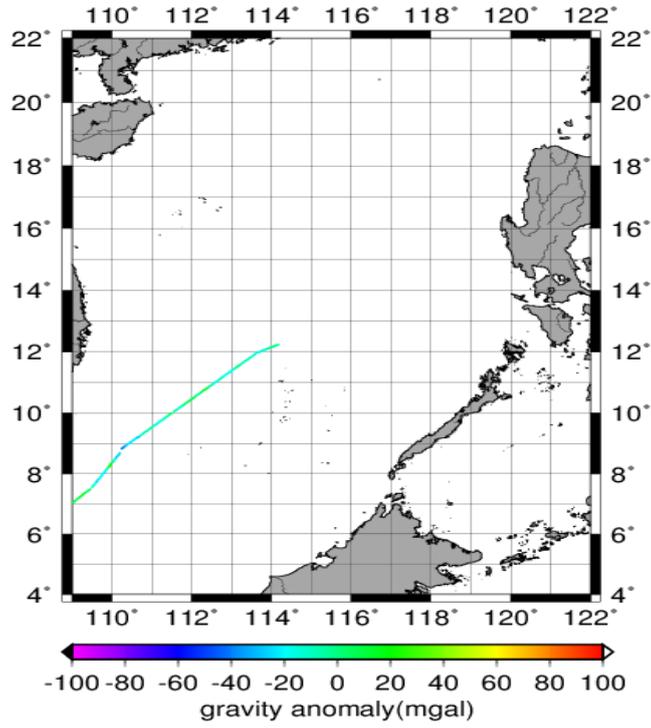


圖 2-3 NGDC 船測航次編號 DME07 軌跡圖

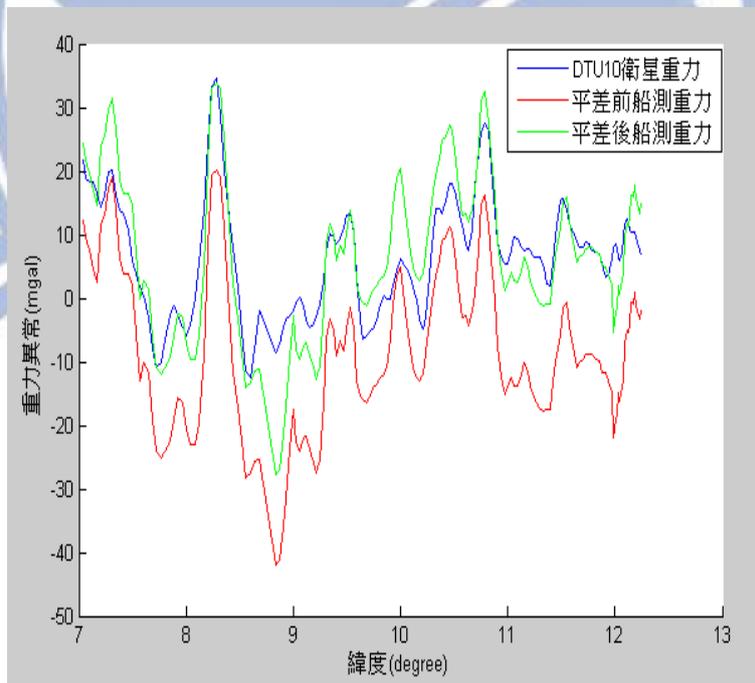


圖 2-4 NGDC 船測重力編號 DME07 重力與 DTU10 重力比較圖

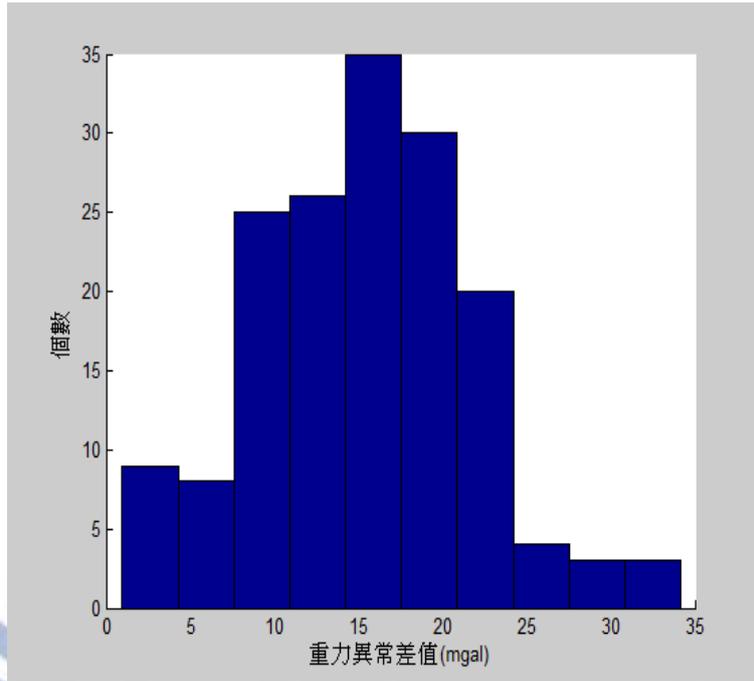


圖 2-5 航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)平差前之差值直方圖

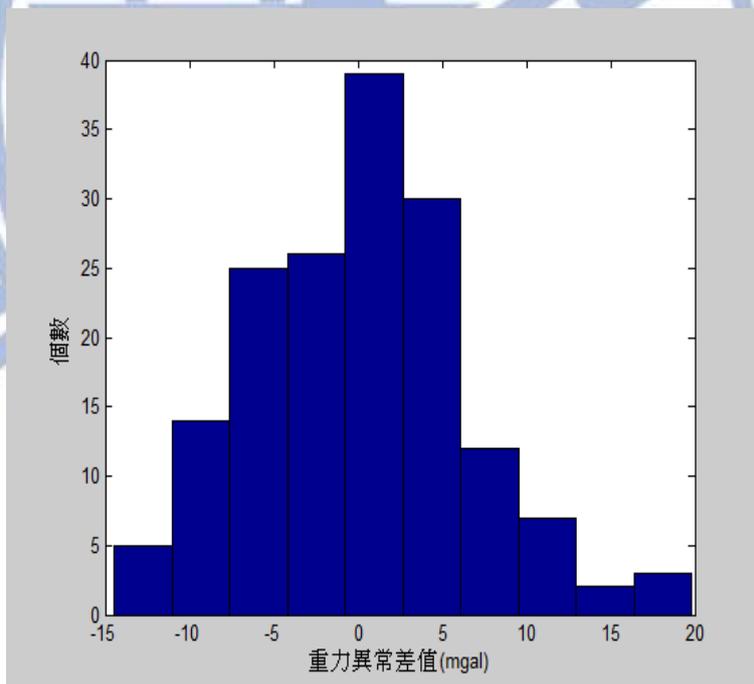


圖 2-6 航線 DME07 重力與 DTU10(衛星重力)平差後之差值直方圖

## 2-1-2 大陸礁層船測水深

大陸礁層船測水深測量中主要分為單音束測深系統與多音束測深系統，以下逐一介紹。

### (1) 單音束測深系統

於海面下的音鼓向海底發射單一音束，計算音波至海底再反射到海面被音鼓接收之時間差，乘上聲波速度即為兩倍的海底水深距離。提供足夠密度測線水深資料後，以內插方式繪製等深線，取得地形變化趨勢。單音束測深系統之優點在於垂直方向上具公分級精度，儀器較便宜，且資料量小，處理簡單。缺點在於一次僅觀測一個測點，只能取得測線上之水深值，無法涵蓋整個區域，且測點間的水深值以內插方式求得，所以測點間之疏密程度影響觀測精度。

### (2) 多音束測深系統

於海面下的音鼓每次向海底發射數十個音束為一束帶，取得垂直於船行方向的帶狀水深資料。多音束測深系統之優點在於垂直方向上具有公分級解析力，聲波可以完全涵蓋區域之水底，呈現海底地形，加上資料具有更高的精確度，並具有高密度採樣。缺點在於儀器設備貴且資料量大，處理程序較繁複。

## 2-2 南海重力與水深模型

### 2-2-1 重力模型

本研究蒐集現有南海重力異常模型分別為 DTU10、EGM2008 與 Sandwell V21.1。

#### (1) DTU10

DTU (Danmarks Tekniske Universitet)提供全球 1 分重力網格，Anderson et al. (2010)由 ERS-1/GM 與 Geosat/GM 衛星測高資料經雙波形重定演算法(double retracking)改善海水面高並反演重力異常模型，DTU10 重力異常模型作為比較本研究計算之五種重力異常模型精度與擬合船測重力資料。

#### (2) EGM2008

EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008)由 Pavlis et al. (2012)製作之全球重力網格，EGM2008 球諧係數最高可展開至 2190 階，本研究將 EGM2008 提供之大地起伏值與重力異常值作為長波長的參考場，此外，EGM2008 亦作為迴歸模式中重力參考場。

#### (3) Sandwell V21.1

Sandwell V21.1 為 Sandwell et al. (2013)製作之全球 1 分重力網格，Sandwell V21.1 結合 Geosat/GM、ERS-1/GM、Envisat、Jason-1/GM 與 Cryosat-2 等五種衛星測高資料反演之重力異常模型。此模型亦作為比較本研究計算之五種重力異常模型精度。

## 2-2-2 水深模型

本研究蒐集現有南海水深模型分別為 DTU10、ETOPO1 與 Sandwell V16.1。

### (1) DTU10

DTU10 提供全球 1 分水深網格，DTU10 水深模型由衛星測高反演水深並結合 GEBCO-1 水深資料，因此 DTU10 水深模型作為比較本研究計算之水深模型精度。

### (2) ETOPO1

ETOPO1 為全球 1 分水深網格，此水深網格是由多個資料來源，如 Japan Oceanographic Data Center (JODC)、NGDC、Caspian Environment Programme (CEP) 與 Mediterranean Science Commission (CIESM) 整合而得。ETOPO1 作為比較本研究計算之水深模型精度。

### (3) Sandwell V16.1

Sandwell V16.1 為全球 1 分水深模型，由 Sandwell V21.1 重力異常模型反演並加入全球多音束測深系統與船測水深作為約制，為高精度水深模型。本研究利用此水深模型作為迴歸模式之先驗知識，Sandwell V16.1 亦作為比較本研究計算之水深模型精度。

## 2-3 衛星測高任務與測高資料反演重力

衛星測高資料依照衛星軌道是否重複分為兩種，一種為大地任務(Geodetic Mission, GM)，另一種為重複軌道任務(Exact Repeat Mission, ERM)。大地任務的衛星資料特性為全球的覆蓋率很高，因此其空間解析度較密，進而求得較精確之海洋重力場。本研究利用近 30 年大地任務之衛星測高資料，其中包括早期的資料 Geosat/GM、ERS-1/GM，並加入新的資料 Jason-1/GM 與 Cryosat-2。以下會介紹本文新增的 Jason-1/GM 與 Cryosat-2 資料，附錄 A 介紹其他主要的衛星測高任務(鄭詠升, 2012)。

### (1) Jason-1/GM

Jason-1 衛星延續 Topex/Poseidon 測高衛星之地球觀測任務，先為重複軌道任務(ERM)，重複週期為 10 天，主要任務為監測海洋、湖水位與冰面等相關研究。於 2012 年 4 月 12 日結束重複軌道任務。接著 Jason-1 衛星將衛星軌道高度降至 1324 公里，並改為大地任務(GM)，軌道重複週期變為 406 天，大幅提升 Jason-1 測高衛星資料的覆蓋率，Jason-1 於 2013 年 6 月 21 日終止大地任務。本研究蒐集的 Jason-1/GM 資料取自 NASA/JPL，資料的取樣頻率為 1HZ。

### (2) Cryosat-2

歐洲太空總署(ESA)於 2005 年發射 Cryosat-1 衛星，由於火箭的問題，使得 Cryosat-1 衛星無法執行任務。2010 年 4 月 8 日，ESA 發射 Cryosat-2 衛星，此測高衛星為非太陽同步衛星，軌道高度約 720 公里，軌道傾角為 92 度，為高傾角

衛星，對於南北兩極達大最大覆蓋。Cryosat-2 衛星主要搭載儀器為合成孔徑干涉雷達測高儀(SAR/Interferometric Radar Altimeter, SARIN)，SARIN 為第一個對冰進行觀測的儀器，因此 Cryosat-2 衛星測高對於重力模型有提升一定的精度。本研究蒐集的 Cryosat-2 資料來源為 <http://rads.tudelft.nl/rads/rads.shtml>，取樣頻率為 1Hz。

表 2-2 為本研究使用之衛星測高相關資訊整理，圖 2-7(a)~(d)為衛星測高於研究區之軌跡圖。

表 2-2 本研究使用之衛星測高主要資訊

	研制單位	軌道高度 (公里)	衛星傾角 (度)	重複週期 (天)	跨赤道間距 (公里)
Geosat/GM	U.S.Navy	788	108	不重複	2
ERS-1/GM	ESA	781	98.5	不重複	4
Jason-1/GM	NASA	1324	66	406	7.7
Cryosat-2	ESA	717	92	369	7.5

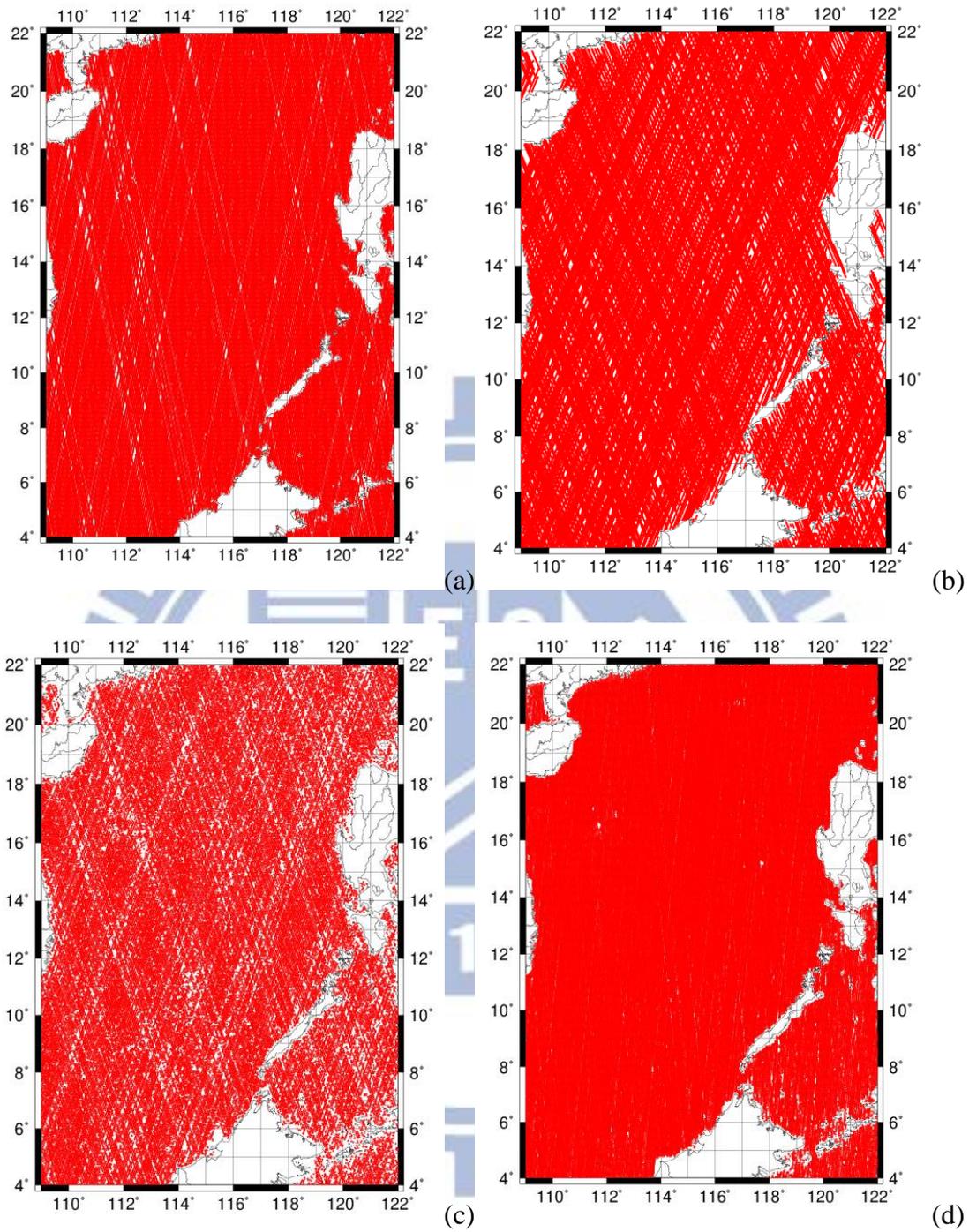


圖 2-7 南海衛星測高軌跡圖 (a)Geosat/GM、(b)ERS-1/GM、

(c)Jason-1/GM、(d)Cryosat-2

衛星測高基本原理為衛星測高上搭載雷達測高儀，雷達測高儀發射微波脈衝至海水面，經由海水面反射脈衝，透過接收的時間差可以得到衛星測高與海水面之距離  $R$  (Seeber, 2003)。

$$R = \frac{c \times \Delta t}{2} \quad (2-4)$$

其中  $c$  為光速， $\Delta t$  為衛星測高發射脈衝與接收反射脈衝之時間差， $R$  為衛星測高與海水面距離。

衛星測高同時搭載 GPS 接收儀，所以衛星測高發射微波脈衝時可以求出該位置衛星測高之橢球高  $h$ ，因此衛星測高之基本觀測量為海水面高  $SSH$ 。

$$SSH = h - R \quad (2-5)$$

此外，衛星測高還需考量其他地球物理之改正參數，包含固體潮、海潮、對流層延遲、電離層延遲、逆氣壓效應(inverse barometer effect)與海洋狀態偏差(sea state bias effect)等，其中，Geosat/GM、ERS-1/GM 與 Jason-1/GM 使用之海潮模型為 Nao99b(Matsumoto, 2000)，因為本研究取得之 Cryosat-2 資料是經過以上地球物理參數改正之資料，海潮模型與其他三顆衛星測高資料不同，為 GOT4.8 (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>)。

本研究利用衛星測高的觀測量求得研究區重力異常，要達到良好的重力異常精度需考慮測高資料的空間密度、測高測距的精度與近岸海潮模型精度等等。在測高測距的精度方面，利用波形重定演算法(詳見附錄 C)，改善近岸衛星測高觀測量，以此提高研究區重力異常的精度。本研究使用之波形重定演算法為次波形門檻值演算法，次波形門檻值演算法分為兩部分，第一部分為從測高衛星的反射波形中選取有效的次波形。第二部分為使用門檻值演算法對有效次波形進行波形重定(鄭詠升, 2012)。經過次波形門檻值演算法後可以得到改正後之海水面高。

將改正後之海水面高採用去除回復法(Remove-Compute-Restore)與沿軌跡殘餘梯度計算研究區重力異常。去除回復法中，本研究以 EGM2008 球諧展開至 2160 階作為參考場，計算各海水面高位置之大地起伏值，將各點海水面高減去對應位置之大地起伏值，可以得到殘餘海水面高，再透過沿軌跡相鄰兩點之殘餘海水面高與距離計算沿軌跡殘餘梯度(residual along-track gradient)，此步驟可以消除系統誤差(Hwang et al., 2002)。

將沿軌跡殘餘梯度作為觀測量，分別以 Inverse Vening Meinesz (IVM) 公式與 Least Squares Collocation (LSC) 兩方法計算研究區重力異常(Hwang et al., 2006)，LSC 是依據先驗的精度與觀測值與估計值之間的關係計算觀測值本身的變方矩陣與觀測值與估計值之間的協變方矩陣，透過下述的公式，推估估計值(Hwang and Parsons, 1995)。

$$\Delta \mathbf{g}_{res} = (\mathbf{C}_{\Delta g1})(\mathbf{C}_{11} + \mathbf{C}_{nn})^{-1} \mathbf{I}_{res} \quad (2-6)$$

其中， $\Delta g_{res}$  為殘餘重力異常值(估計值)。 $\mathbf{C}_{\Delta g1}$ 、 $\mathbf{C}_{11}$  分別為殘餘重力異常本身的變方矩陣、殘餘重力異常-殘餘大地梯度協變方矩陣。 $\mathbf{C}_{nn}$  為殘餘大地梯度之雜訊。 $\mathbf{I}_{res}$  為殘餘大地梯度(觀測量)。

式 2-6 中協變方矩陣由全球引力位模型推導而來，詳見(Hwang and Parsons, 1995；施宣祖, 2010)。

IVM(詳見附錄 B)是先將前述之沿軌跡殘餘梯度，利用 LSC 求出沿軌跡殘餘梯度之南北分量與東西分量，將南北與東西分量利用一維傅立葉轉換(1-D FFT, Haagsmans et al., 1993)計算研究區殘餘重力異常，在考慮研究區重力參考場與最內圈效應影響，求得研究區重力異常(Hwang, 1998)：

$$\begin{aligned} \Delta g_{\phi_p}(\lambda_p) &= \frac{\gamma_0 \Delta \phi \Delta \lambda}{4\pi} \sum_{\phi_q=\phi_1}^{\phi_n} \sum_{\lambda_q=\lambda_1}^{\lambda_n} H'(\Delta \lambda_{qp})(\xi_{\cos} \cos \alpha_{qp} + \eta_{\cos} \sin \alpha_{qp}) \\ &= \frac{\gamma_0 \Delta \phi \Delta \lambda}{4\pi} F^{-1} \left\{ \sum_{\phi_q=\phi_1}^{\phi_n} [F_1(H'(\Delta \lambda_{qp}) \cos \alpha_{qp})] F_1(\xi_{\cos}) \right. \\ &\quad \left. + [F_1(H'(\Delta \lambda_{qp}) \sin \alpha_{qp})] F_1(\xi_{\cos}) \right\} \end{aligned} \quad (2-7)$$

其中  $\xi_{\cos} = \xi \cos \phi$ 、 $\eta_{\cos} = \eta \cos \phi$ ， $\phi$  為計算點  $p$  的緯度， $\Delta \phi$ 、 $\Delta \lambda$  分別為南北與東西方向網格單位間距， $F_1$  為一維傅立葉轉換， $\Delta \lambda_{qp} = \lambda_p - \lambda_q$ 。

依據使用之衛星測高資料與反演重力異常方法之不同，本研究主要可以分為五種不同的重力模型，如表 2-3。

表 2-3 本研究之五種不同重力異常模型

	方法	波形重定	衛星測高
Case 1	LSC	否	ERS-1/GM 與 Geosat/GM
Case 2	LSC	是	ERS -1/GM 與 Geosat/GM
Case 3	IVM	是	ERS -1/GM 與 Geosat/GM
Case 4	LSC	是	ERS-1/GM、Geosat/GM、 Jason-1/GM 與 Cryosat-2
Case 5	IVM	是	ERS-1/GM、Geosat/GM、 Jason-1/GM 與 Cryosat-2

本研究使用 NGDC 船測重力資料經過二次多項式平差處理作為測高重力異常模型之檢核資料，參考圖 2-1(a)。本研究將上述之 5 種重力異常模型、DTU 10 模型、EGM2008(球諧展開至 2160 階)與 Sandwell V21.1 之重力模型與檢核資料之差異統計，如表 2-4。

由 Case 1 與 Case 2 的比較可以了解波形重定於計算研究區重力異常模型之重要性。表 2-4 中 Case 1、Case 2 與檢核資料的差值統計可以得知進行次波形門

檻值演算法能提升重力模型精度約 35%，圖 2-8 表示未採用次波形門檻值演算法與檢核資料差異圖不論是在近岸或開放海域皆會有全面性的差異，圖 2-9 可發現經過次波形門檻值演算法與檢核資料差異量較大的點數減少，所以次波形門檻值演算法在本研究中很重要。

表 2-4 中 Case 4、Case 5 與檢核資料的差值統計可以看出 LSC 或 IVM 計算重力異常沒有明顯差異。Case 2、Case 4 與檢核資料的差值統計，Case 2 僅使用 ERS-1/GM、Geosat/GM 兩顆衛星測高觀測量，Case 4 使用 ERS-1/GM、Geosat/GM、Jason-1/GM 與 Cryosat-2 四顆衛星測高觀測量，皆使用 LSC 計算研究區重力模型，Case 4 精度可以改善 Case 2 精度約 5%。

表 2-4 亦可得知 Case 4、Case 5 與檢核資料之差值統計較 DTU10 精度高，Case 4、Case 5 與 Sandwell V21.1 成果差異不大，所以新增 Jason-1 與 Cryosat-2 兩顆衛星測高對於重力模型精度的提升有一定的貢獻。本研究利用 Case 5 重力異常模型作為估計研究區水深模型。

表 2-4 測高重力異常模型與 NGDC 船測重力之差異統計(mgal)

	Mean	STD	Max	Min
Case 1	-0.1	9.4	84.1	-95.5
Case 2	-0.1	6.1	58.7	-59.5
Case 3	0.0	6.1	58.2	-57.1
Case 4	-0.1	5.8	61.5	-59.7
Case 5	0.0	5.8	60.7	-57.8
DTU10	0.0	5.9	54.2	-58.6
Sandwell V21.1	-0.4	5.8	56.3	-64.6

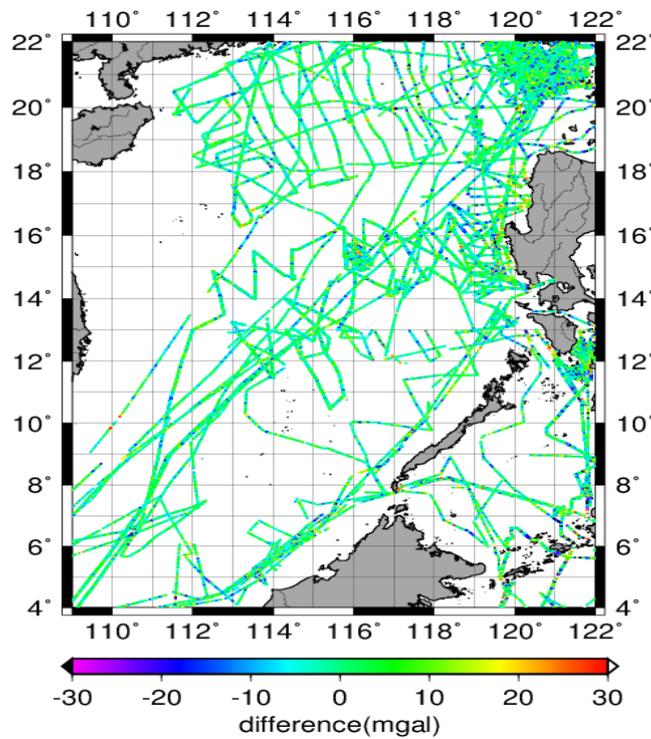


圖 2- 8 Case 1 與船測重力差異圖

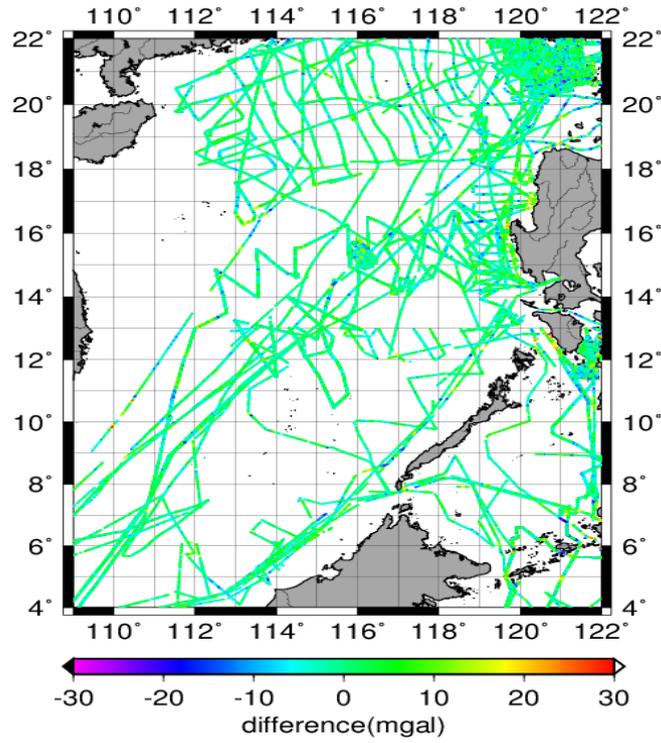


圖 2-9 Case 2 與船測重力差異圖

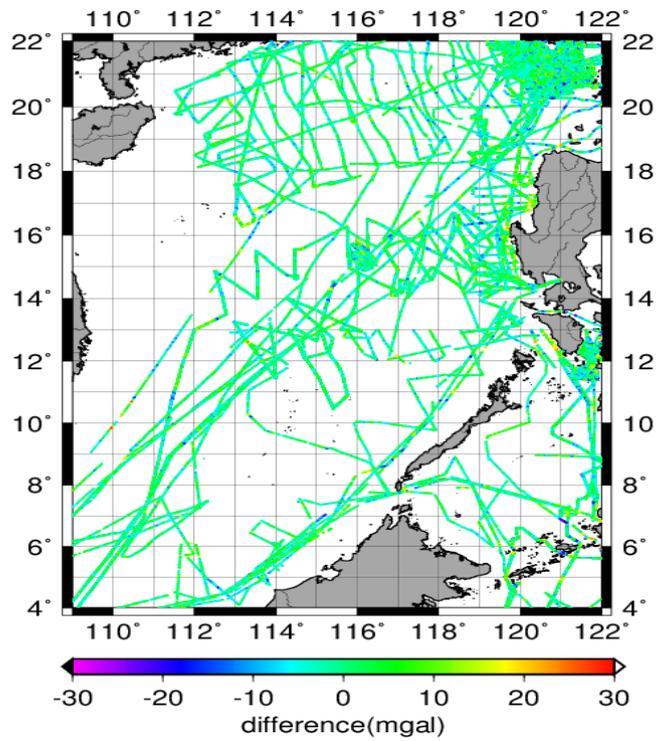


圖 2-10 Case 3 與船測重力差異圖

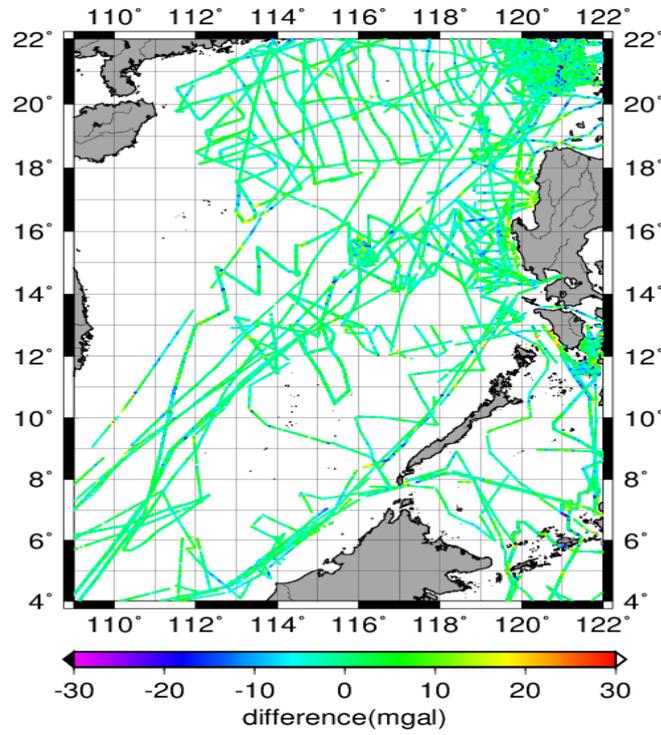


圖 2-11 Case 4 與船測重力差異圖

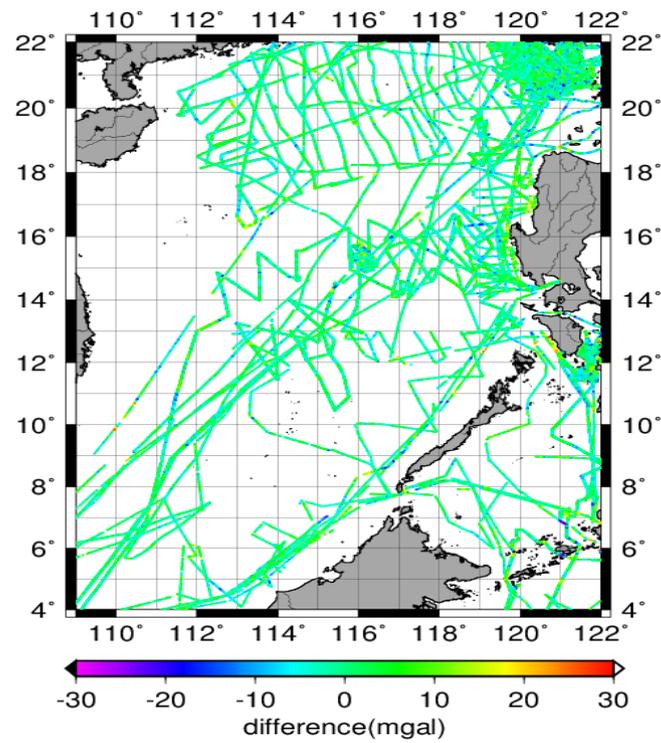


圖 2-12 Case 5 與船測重力差異圖

### 第三章 以迴歸模式計算水深之理論

#### 3-1 迴歸模式理論

本研究的區域為南海海域，其為一個複雜的海域，早期黃大山 (1995)利用去除-回復法理論，以快速傅立葉轉換及其逆轉換來求得水深。Arabelos and Tziavos (1998)以 Least Squares Collocation (LSC)預估水深，其中 LSC 為一種迴歸模式，因為 LSC 協變方矩陣是利用全球引力位模式推導而得，所以在物理大地上有其特殊的含義。鄭詠升 (2012)利用重力地質密度法求得東海海域水深。此三種計算水深的演算法，皆須考慮地質密度的影響，若假設平均水深及岩石密度為單一值(即海水與岩石的質密度差 $1.64\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )，對於要精確求得南海海域海底地形是有問題的，尤其在水深梯度變化劇烈地方，其推估之水深值精度較差。為了克服地球物理參數對水深精度的影響，本研究將以數學統計理論為基礎，利用已知重力異常模型與水深模型作為先驗的知識並找出兩者之間空間的關係。海洋重力異常與海底地形有著高度相關性(Watts et al., 1976；Smith and Sandwell, 1992)，如何找出海洋重力與海底地形之數學關係為本研究之重點，而迴歸模式主要為研究變數與另一變數之間的數學關係之理論，本研究藉由迴歸模式理論配合去除-回復法來求得南海水深，其迴歸模式理論推導如下(Koch, 1999)：

假設  $\gamma_{n \times 1}$  為未知向量(水深值)，已知  $\gamma$  的期望值  $E(\gamma) = \mu_\gamma$ 、 $\gamma$  的協變方矩陣  $D(\gamma) = \Sigma_{\gamma\gamma}$ 。 $y_{n \times 1}$  為觀測向量(重力值)，已知  $y$  的期望值  $E(y) = \mu_y$ 、 $y$  的協變方矩陣  $D(y) = \Sigma_{yy}$ 。未知向量  $\gamma$  與觀測向量  $y$  的協變方矩陣  $C(\gamma, y) = \Sigma_{\gamma y}$ 。

利用  $\mathbf{d} + \mathbf{C}^T \mathbf{y}$  估計  $\mathbf{b}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}}$ ，滿足最小二乘無偏估計 (Best Linear Unbiased Estimator, BLUE)，所以滿足下列兩條件：

$$E(\mathbf{d} + \mathbf{C}^T \mathbf{y}) = E(\mathbf{b}^T \boldsymbol{\gamma}) \quad (3-1)$$

$$V(\mathbf{d} + \mathbf{C}^T \mathbf{y} - \mathbf{b}^T \boldsymbol{\gamma}) = \min \quad (3-2)$$

其中  $E$  與  $V$  分別為期望值與變方運算子。

由式 3-1 可得：

$$\mathbf{d} + \mathbf{C}^T \boldsymbol{\mu}_y = \mathbf{b}^T \boldsymbol{\mu}_\gamma \quad (3-3)$$

式 3-2 結合式 3-3 得目標函數  $\varphi$ ：

$$\varphi = \mathbf{C}^T \boldsymbol{\Sigma}_{yy} \mathbf{C} - 2\mathbf{C}^T \boldsymbol{\Sigma}_{y\gamma} \mathbf{b} + \mathbf{b}^T \boldsymbol{\Sigma}_{\gamma\gamma} \mathbf{b} + 2\mathbf{K}^T (\mathbf{C}^T \boldsymbol{\mu}_y + \mathbf{d} - \mathbf{b}^T \boldsymbol{\mu}_\gamma) \quad (3-4)$$

其中  $\mathbf{d}$ 、 $\mathbf{C}$  與  $\mathbf{K}$  為未知

因為目標函數要為最小，所以須滿足式 3-5、式 3-6 與式 3-7：

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{d}} = 0 \quad (3-5)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{C}} = 0 \quad (3-6)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{K}} = 0 \quad (3-7)$$

由式 3-5 可得:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{d}} = 2\mathbf{K} = 0 \quad (3-8)$$

由式 3-8 可得:

$$\mathbf{K} = 0 \quad (3-9)$$

由式 3-6 可得:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{C}} = 2\sum_{yy} \mathbf{C} - 2\sum_{yy} \mathbf{b} - 2\mathbf{K}\mu_y = 0 \quad (3-10)$$

由式 3-9 與 3-10 可得：

$$\mathbf{C} = \Sigma_{yy}^{-1} \Sigma_{yy'} \mathbf{b} \quad (3-11)$$

由式 3-7 可得：

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{K}} = 2\mathbf{C}^T \boldsymbol{\mu}_y + 2\mathbf{d} - 2\mathbf{b}^T \boldsymbol{\mu}_y = 0 \quad (3-12)$$

由式 3-11 與 3-12 可得：

$$\mathbf{d} = \mathbf{b}^T \boldsymbol{\mu}_y - \mathbf{b}^T \Sigma_{yy}^{-1} \Sigma_{yy'} \boldsymbol{\mu}_y \quad (3-13)$$

將式 3-11 與 3-13 代入  $\mathbf{b}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}} = \mathbf{d} + \mathbf{C}^T \mathbf{y}$  可得。

$$(\hat{\boldsymbol{\gamma}} - \boldsymbol{\mu}_\gamma) = \Sigma_{yy} \Sigma_{yy}^{-1} (\mathbf{y} - \boldsymbol{\mu}_y) \quad (3-14)$$

由式 3-14 可推廣得到本研究之公式：

$$\Delta \mathbf{b}_{\text{res}} = \mathbf{C}_{\Delta \mathbf{b} \Delta \mathbf{g}} (\mathbf{C}_{\Delta \mathbf{g} \Delta \mathbf{g}} + \mathbf{C}_{\text{nn}})^{-1} \Delta \mathbf{g}_{\text{res}} \quad (3-15)$$

其中  $\Delta b_{\text{res}}$  為殘餘水深值、 $C_{\Delta b \Delta g}$  為殘餘水深-殘餘重力異常協變方矩陣、 $C_{\Delta g \Delta g}$  為殘餘重力異常-殘餘重力異常之協變方矩陣、 $C_{\text{nn}}$  為重力異常之誤差矩陣、 $\Delta g_{\text{res}}$  為殘餘重力異常。

### 3-2 迴歸模式理論計算流程

迴歸模式主要是求得式 3-15 中  $C_{\Delta b \Delta g}$  為殘餘水深-殘餘重力異常協變方矩陣、 $C_{\Delta g \Delta g}$  為殘餘重力異常-殘餘重力異常之協變方矩陣。本文就計算協變方矩陣分為兩部分探討，第一部分為依據三個不同範圍，其水深變化程度不同，比較三個實驗區(圖 3-1)各自建立  $C_{\Delta g \Delta g}$  與  $C_{\Delta b \Delta g}$  來計算水深模型並於第五章討論。第二部分討論使用兩種不同水深參考場建立不同的  $C_{\Delta b \Delta g}$  並計算水深，以實驗區一作為例子，將其計算結果於第五章進行討論。

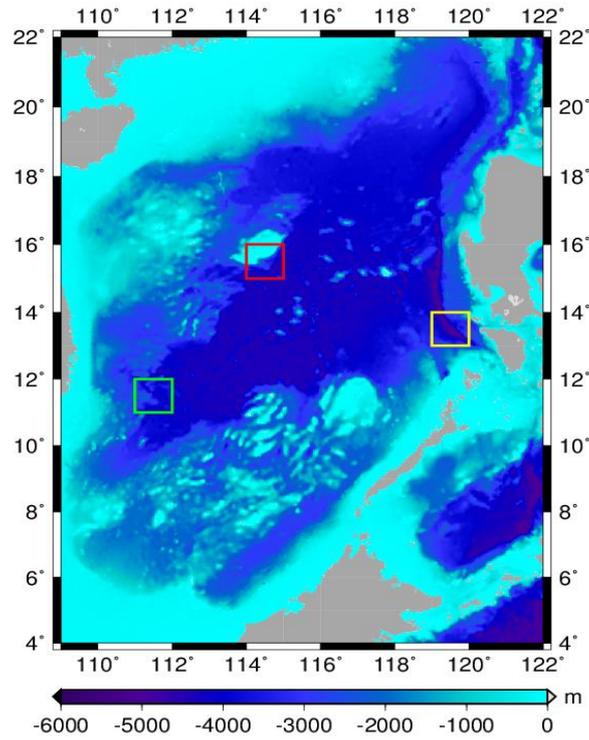


圖 3-1 三個實驗區於南海分佈圖，綠色框為實驗區一；

紅色框為實驗區二；黃色框為實驗區三

### 3-2-1 不同水深範圍擬合協變方矩陣

本研究試圖了解不同水深範圍建立之協變方矩陣對於計算水深模型影響，因此考量南海海域其地形特性，進而選擇三個不同水深範圍作為實驗區，表 3-1 為三個實驗區經緯度範圍，從圖 3-1 可得知實驗區一水深範圍約 2000 公尺至 4000 公尺(水深梯度變化大)，實驗區二水深範圍 2000 公尺以下(淺海區)，實驗區三水深範圍 4000 公尺至 6000 公尺(深海區)。

表 3-1 實驗區經緯度範圍

	經度範圍	緯度範圍
實驗區一	111° E – 112° E	11° N – 12° N
實驗區二	114° E – 115° E	15° N – 16° N
實驗區三	119° E – 120° E	13° N – 14° N

計算  $C_{\Delta g \Delta g}$  方法為實驗區域中，重力異常模型(Case 5)扣除重力異常參考模型 EGM2008(球諧展開至 720 階)作為實驗區中殘餘重力異常模型，殘餘重力異常模型為規則網格，計算每個網格點之間的球面距離( $\varphi$ )、殘餘重力與殘餘重力之乘積( $\Delta g_{res} \times \Delta g_{res}$ )，將球面距離分為 20 等分，當球面距離  $\varphi = 0^\circ$ ，計算殘餘重力與殘餘重力之乘積( $\Delta g_{res} \times \Delta g_{res}$ )平均值、當球面距離  $0^\circ < \varphi \leq 0.05^\circ$  時，計算殘餘重力與殘餘重力之乘積( $\Delta g_{res} \times \Delta g_{res}$ )平均值，以此計算至以此計算至  $0.9^\circ < \varphi$  時，殘餘重力與殘餘重力之乘積平均值。因為高斯函數為正定函數，因此利用高斯函數擬合，高斯函數如式 3-16。

計算  $C_{\Delta b \Delta g}$  之方法為實驗區中，重力異常模型(Case 5)扣除 EGM2008(球諧展開至 720 階)之殘餘重力異常、水深模型以 Sandwell V16.1 水深模型為例，將水深模型 Sandwell V16.1 扣除 Sandwell V16.1(高斯濾波半徑 30 公里)之殘餘水深模型。計算每個網格點之球面距離( $\varphi$ )、殘餘重力與殘餘水深的乘積( $\Delta g_{res} \times \Delta b_{res}$ )，同  $C_{\Delta g \Delta g}$  之計算方式，將球面距離( $\varphi$ )分為 20 份，計算每一等份之殘餘重力與殘

餘水深的乘積( $\Delta g_{res} \times \Delta b_{res}$ )平均，並利用高斯函數擬合。表 3-2 為三個實驗區以 EGM2008(球諧展開至 720 階)為重力參考場與 Sandwell V16.1(高斯濾波半徑 30 公里)為水深參考場經高斯函數擬合之係數。圖 3-2(a)~(f)分別為三個實驗區以高斯函數擬合  $C_{\Delta g \Delta g}$ 、 $C_{\Delta b \Delta g}$  圖，其中 X 軸為球面距離( $\varphi$ )，Y 軸分別為殘餘重力-殘餘重力的乘積平均與殘餘重力-殘餘水深的乘積平均。

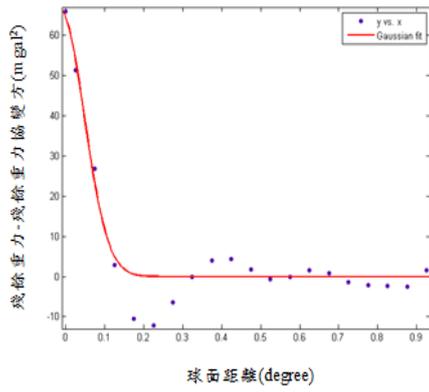
$$f(x) = a_0 e^{-\frac{(x-b_0)^2}{c_0}} \quad (3-16)$$

其中  $a_0$ 、 $b_0$ 、 $c_0$  為係數。

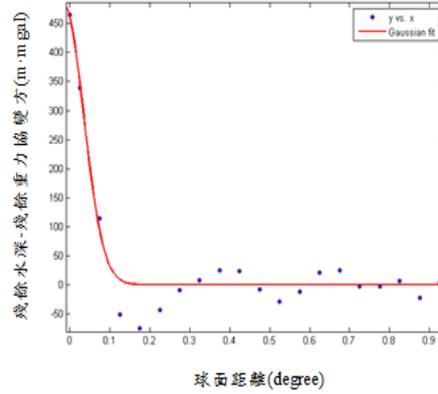
表 3-2 三個實驗區經高斯函數擬合後之係數

	協變方矩陣	$a_0^*$	$b_0$ (度)	$c_0$ (度)
實驗區一	$C_{\Delta g \Delta g}$	66.48	-0.01442	0.0869
	$C_{\Delta b \Delta g}$	483.4	-0.01535	0.07027
實驗區二	$C_{\Delta g \Delta g}$	290.9	0.004805	0.07981
	$C_{\Delta b \Delta g}$	2085	0.006479	0.07063
實驗區三	$C_{\Delta g \Delta g}$	153.5	-0.002483	0.08671
	$C_{\Delta b \Delta g}$	952.4	-0.007101	0.08123

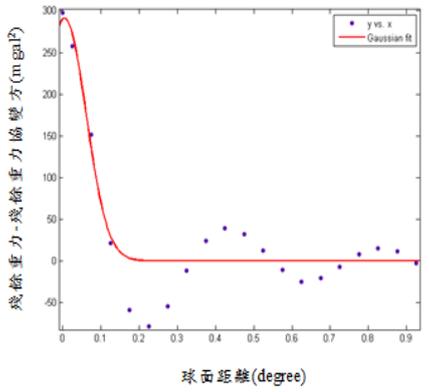
\* 擬合  $C_{\Delta g \Delta g}$  時  $a_0$  單位為  $mgal^2$ ；擬合  $C_{\Delta b \Delta g}$  時  $a_0$  單位為  $m \cdot mgal$



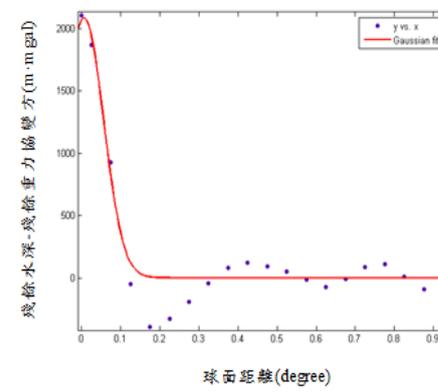
(a)



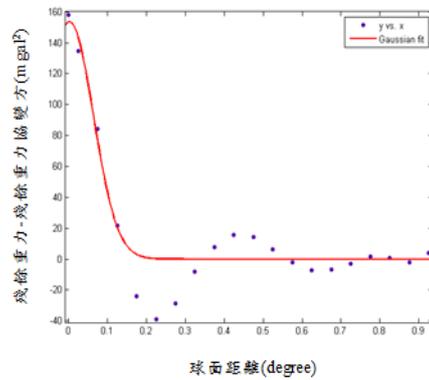
(b)



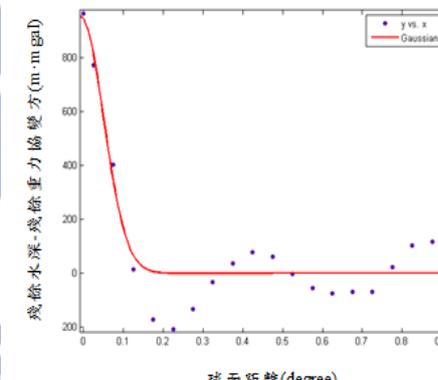
(c)



(d)



(e)



(f)

圖 3-2(a) 球面距離與殘餘重力-殘餘重力之乘積關係圖(實驗區一); (b) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(實驗區一); (c) 球面距離與殘餘重力-殘餘重力之乘積關係圖(實驗區二); (d) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(實驗區二); (e) 球面距離與殘餘重力-殘餘重力之乘積關係圖(實驗區三); (f) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(實驗區三)

得到  $C_{AgAg}$ 、 $C_{AbAg}$  後，可以求得研究區殘餘水深  $\Delta b_{res}$ ，利用 3-17 式計算研究區之水深模型

$$\mathbf{b} = \Delta \mathbf{b}_{res} + \mathbf{b}_{ref} \quad (3-17)$$

其中  $\mathbf{b}$  為研究區水深， $\Delta \mathbf{b}_{res}$  為研究區殘餘水深， $\mathbf{b}_{ref}$  為研究區參考水深。參考水深為 Sandwell V16.1 水深模型經高斯濾波後模型(濾波半徑 30 公里)。

### 3-2-2 不同水深參考場擬合殘餘水深-殘餘重力協變方矩陣

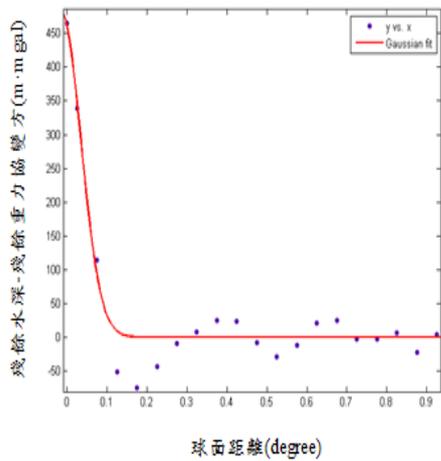
本小節選擇實驗區一進行不同水深參考場的比較，使用重力參考場為 EGM2008(球諧展開至 720 階)，水深參考場分別為以 GGM 計算之水深模型(高斯濾波半徑 30 公里)與 Sandwell V16.1(高斯濾波半徑 30 公里)。計算  $C_{AgAg}$ 、 $C_{AbAg}$  方法與上述相同，表 3-3 為不同水深參考場以高斯函數擬合  $C_{AgAg}$ 、 $C_{AbAg}$  之係數。

圖 3-3(a)、(b)分別為不同水深參考場以高斯函數擬合  $C_{AbAg}$  圖，其中 X 軸為球面距離( $\varphi$ )，Y 軸殘餘重力-殘餘水深的乘積平均。圖 3-4(a)~(c)分別為研究區殘餘重力異常  $\Delta g_{res}$ 、研究區殘餘水深  $\Delta b_{res}$ 。

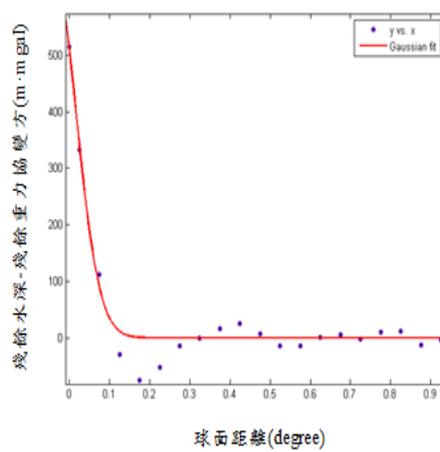
表 3-3 實驗區一經高斯函數擬合後之係數

	參考場	$a_0^*$	$b_0$ (度)	$c_0$ (度)
$C_{\Delta g \Delta g}$	EGM2008 (球諧展開至 720 階)	66.48	-0.01442	0.0869
$C_{\Delta b \Delta g}$	GGM (高斯濾波半徑 30 公里)	676	-0.04445	0.08399
$C_{\Delta b \Delta g}$	Sandwell V16.1 (高斯濾波半徑 30 公里)	483.4	-0.01535	0.07027

\* 擬合  $C_{\Delta g \Delta g}$  時  $a_0$  單位為  $mgal^2$ ；擬合  $C_{\Delta b \Delta g}$  時  $a_0$  單位為  $m \cdot mgal$



(a)



(b)

圖 3-3(a) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(水深參考場為 GGM 法

計算之水深模型)；(b) 球面距離與殘餘重力及殘餘水深之乘積關係圖(水深參考

場為 Sandwell V16.1 水深模型)

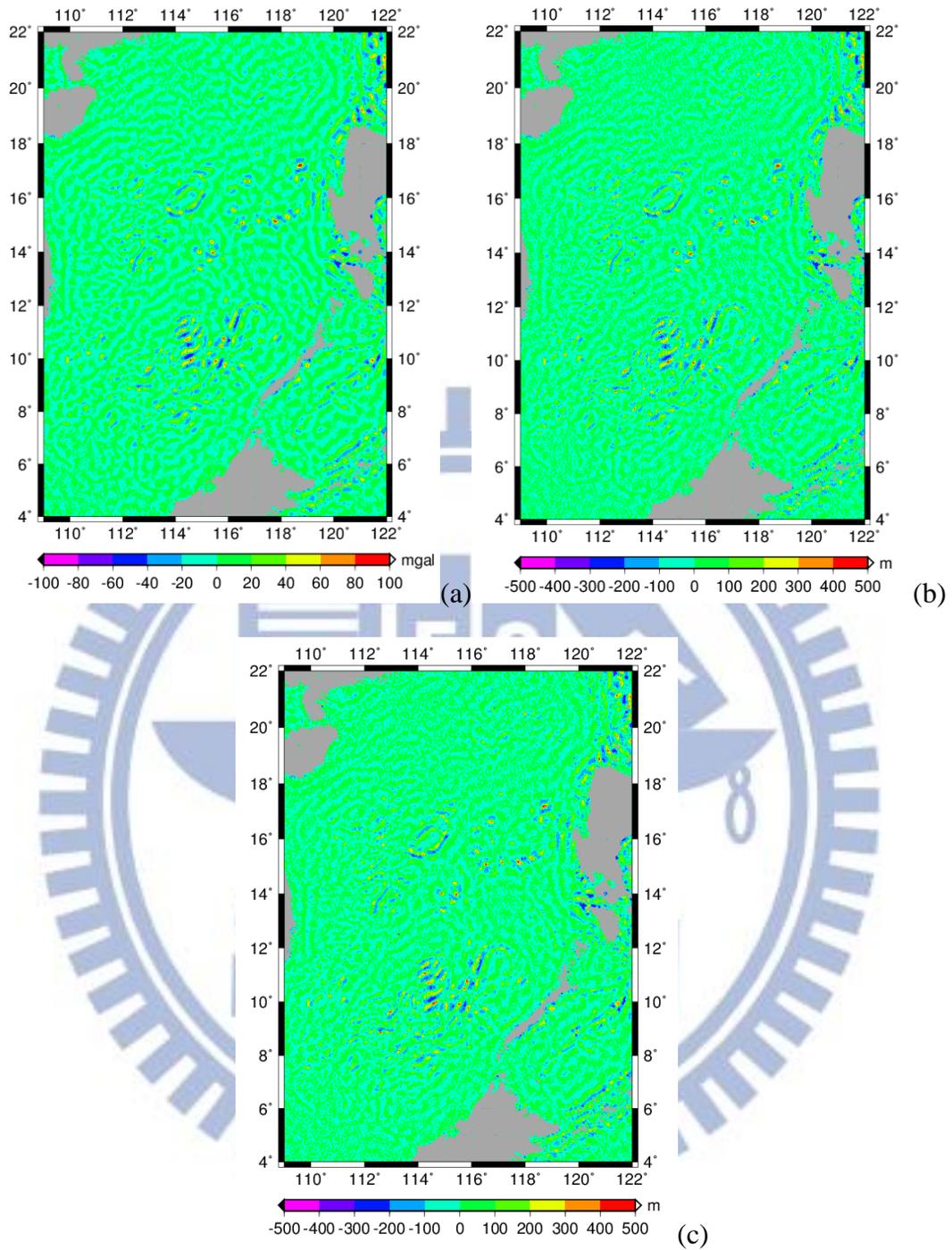


圖 3-4(a) 研究區殘餘重力異常圖；(b) 研究區殘餘水深圖

(水深參考場為 GGM 法計算之水深模型)；(c) 研究區殘餘水深圖

(水深參考場為 Sandwell V16.1 水深模型)

## 第四章 融合測高及光學影像結果計算海深模型

早期遙測衛星如 Landsat 系列、Spot 系列與 MODIS-Terra/Aqua 之全色態光學影像空間解析度約數 10 公尺到 2.5 公尺，近年因為 WorldView-1、WorldView-2 與 QuickBird-2 等遙測衛星發射，其全色態影像空間解析度優於 1 公尺等級。因此，光學影像更可以清楚判斷陸地與海面之交界線，並精準數化坐標。

南海區域包含東沙群島、中沙群島、西沙群島與南沙群島四個群島，可以將礁體與海水面的關係分為五種地形(吳啟南與李元炎, 1993)：

- (1) 灘(Bank)：在水底下較深處隆起，體積廣大頂部平坦之岩礁。
- (2) 暗沙(Shoal)：大灘繼續向上生長，直到水面下較靠近水面者。
- (3) 礁(Reef)：隱伏於水面下近處，低潮時全部或部分露出水面之岩礁。
- (4) 沙洲(Sand Cay)：露出不久之岩礁，上面覆蓋沙礫者。
- (5) 島嶼(Island, Keak)：沙洲經過長期之堆積，繼續增高至海水不能淹沒，且掌有草木，棲有鳥獸者。

本研究將上述五種地形統稱為島礁，數化島礁海岸線前，因為衛星影像成像階段受到視角傾斜(Angular tilt)、地球曲率(Earth's curvature)、地球自轉(Earth's Rotation)、大氣折光(Atmospheric refraction)與衛星參數差異(Variations in routine satellite parameters)等因素造成影像幾何變形(Guenco, 2004)，因此須將衛星影像進行幾何校正。因為沒有地面控制點，僅使用衛星公司提供之有理多項式係數進行影像幾何校正。內政部 (2011)顯示無控制點情況下幾何校正影像之絕對誤差

小於 5 公尺，相對誤差優於 1 公尺。內政部 (2013)利用衛星公司提供之有理多項式係數以有理多項式(Rational Polynomial Coefficients, RPC)進行幾何校正

(Chen et. al., 2006 ; Toutin, 2004)，有理多項式如下：

$$x_n = \frac{P_1(X_n, Y_n, Z_n)}{P_1(X_n, Y_n, Z_n)} = \frac{\sum_{i=0}^{m_i} \sum_{j=0}^{m_j} \sum_{k=0}^{m_k} a_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k}{\sum_{i=0}^{m_i} \sum_{j=0}^{m_j} \sum_{k=0}^{m_k} b_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k} \quad (4-1)$$

$$y_n = \frac{P_3(X_n, Y_n, Z_n)}{P_4(X_n, Y_n, Z_n)} = \frac{\sum_{i=0}^{m_i} \sum_{j=0}^{m_j} \sum_{k=0}^{m_k} c_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k}{\sum_{i=0}^{m_i} \sum_{j=0}^{m_j} \sum_{k=0}^{m_k} d_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k}$$

$$P_1(X_n, Y_n, Z_n) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 \sum_{k=0}^3 a_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k = a_0 + a_1 X_n + a_2 Y_n + a_3 Z_n$$

$$+ a_4 X_n Y_n + a_5 X_n Z_n + a_6 Y_n Z_n + a_7 X_n^2 + a_8 Y_n^2 + a_9 Z_n^2 + a_{10} X_n Y_n Z_n$$

$$+ a_{11} X_n^3 + a_{12} X_n Y_n^2 + a_{13} X_n Z_n^2 + a_{14} X_n^2 Y_n + a_{15} Y_n^3 + a_{16} Y_n Z_n^2$$

$$+ a_{17} X_n^2 Z_n + a_{18} Y_n^2 Z_n + a_{19} Z_n^3 \quad (4-2)$$

$$P_2(X_n, Y_n, Z_n) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 \sum_{k=0}^3 b_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k = b_0 + b_1 X_n + b_2 Y_n + b_3 Z_n$$

$$+ \dots + b_{18} Y_n^2 Z_n + b_{19} Z_n^3$$

$$P_3(X_n, Y_n, Z_n) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 \sum_{k=0}^3 c_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k = c_0 + c_1 X_n + c_2 Y_n + c_3 Z_n$$

$$+ \dots + c_{18} Y_n^2 Z_n + c_{19} Z_n^3 \quad (4-3)$$

$$P_4(X_n, Y_n, Z_n) = \sum_{i=0}^3 \sum_{j=0}^3 \sum_{k=0}^3 d_{ijk} X_n^i Y_n^j Z_n^k = d_0 + d_1 X_n + d_2 Y_n + d_3 Z_n$$

$$+ \dots + d_{18} Y_n^2 Z_n + d_{19} Z_n^3$$

其中  $x_n, y_n$  為影像坐標， $X_n, Y_n, Z_n$  為地面坐標， $a_0 \sim a_{19}, b_0 \sim b_{19}, c_0 \sim c_{19}$  為衛星公

司提供之有理多項式係數。

高解析度衛星影像經過幾何校正，內政部 (2013)利用校正後之光學影像進行南海區域各島礁海岸線之數化，因為取得之衛星影像拍攝時間不一定為最低潮位，所以數化之海岸線為影像中判斷陸地與海面之交界線。光學影像因為受到拍攝時間、潮汐、海浪與部分光學影像無紅外光波段等影響，使得原始多光譜影像中海岸線不易確定位置，所以利用常態化差異植生指標、主成分分析及綠度指標三種影像處理方式輔助判釋海岸與暗礁邊界。以下分別介紹三種影像處理方式。

#### (1) 常態化差異植生指標

利用植生對近紅外光波段反射強，水對近紅外光波段反射低的特性，使用常態化植生指標分析水陸交界。

#### (2) 綠度指標

因為部分影像沒有近紅外光波段，所以採用綠度指標輔助判釋。綠光波段相較於紅光波段在水體的穿透能力強，且水較淺的情況下，綠光波段較能反映出水體的特徵，因此利用綠光與紅光兩波段求得綠度指標。

#### (3) 主成分分析

主成分分析具有簡化資料的功能，是多元統計分析裡的一種方法(Hardy and Walton, 1978)，將衛星資料作為輸入的參數，讓資料簡化並保有原先資料的意義，降低影像中的相關性且減少重複的資料量。

透過上述三種影像處理方法輔助判釋進行人工島礁海岸線數化，得到島礁海

岸線經緯度，本研究於研究區選取 28 個島礁，分別為廣金島、磐石嶼、華光礁、中建島、石島、銀礫灘、全富島、金銀島、趙述島、永興島、安達礁、福祿寺礁、小現礁、蓬勃堡、海馬灘、蓬勃暗沙、艦長暗沙、半月暗沙、安渡灘、南安礁、盟誼暗沙、南屏礁、海寧礁、海安礁、仙娥礁、仙濱暗沙、仁愛暗沙、東沙島。島礁分布圖如下圖 4-8 所示，所選取的 28 個島礁包含西沙群島、南沙群島與東沙群島。

整合光學影像的方法是先將研究區域之數化海岸線的座標水深值假設為 0 公尺，並以該坐標為中心，延伸半徑 5 公里範圍內之水深值去除，將島礁 0 公尺海岸線與 5 公里外之水深值以 GMT 軟體(Wessel et al., 1999)提供之內插程式(諧和面法)重新組成新的水深區域修正面，諧和面法內插時，內差值  $z$  須滿足下列偏微分方程式。

$$(1-T) \times L(L(z)) + T \times L(z) = 0 \quad (4-4)$$

其中  $T$  為 Tension factor， $0 \leq T \leq 1$ ， $L$  為 Laplace 運算子  $\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ 。當  $T = 0$ ，式 4-4 提供最小曲率法解；當  $T = 1$ ，式 4-4 提供諧和函數法解。

選擇最小曲率法會有明顯的邊界效應與極值產生，使得島礁與海洋交接處會有不連續現象。選擇諧和函數解，邊界效應較不顯著，不會有區域極值產生，較符合真實情形。因此，本研究採用  $T = 1$ ，諧和面函數解進行島礁 0 公尺海岸線修

正。

利用迴歸模式所計算之水深模型，在距離此 28 個光學島礁海岸線 5 公里內，利用此方法可以得到較精確也合理的水深值。並利用光學島礁影像整合前與整合後的水深值改善率了解水深模型與衛星光學影像整合後的改善。改善率  $I_m$  的公式：

$$I_m = \left[ \frac{(d_1 - d_2)}{d_1} \right] \times 100\% \quad (4-2)$$

其中  $d_1$  與  $d_2$  分別為光學島礁海岸線整合前、整合後之水深模型於 28 個光學島礁水深值與 0 公尺海岸線差值。



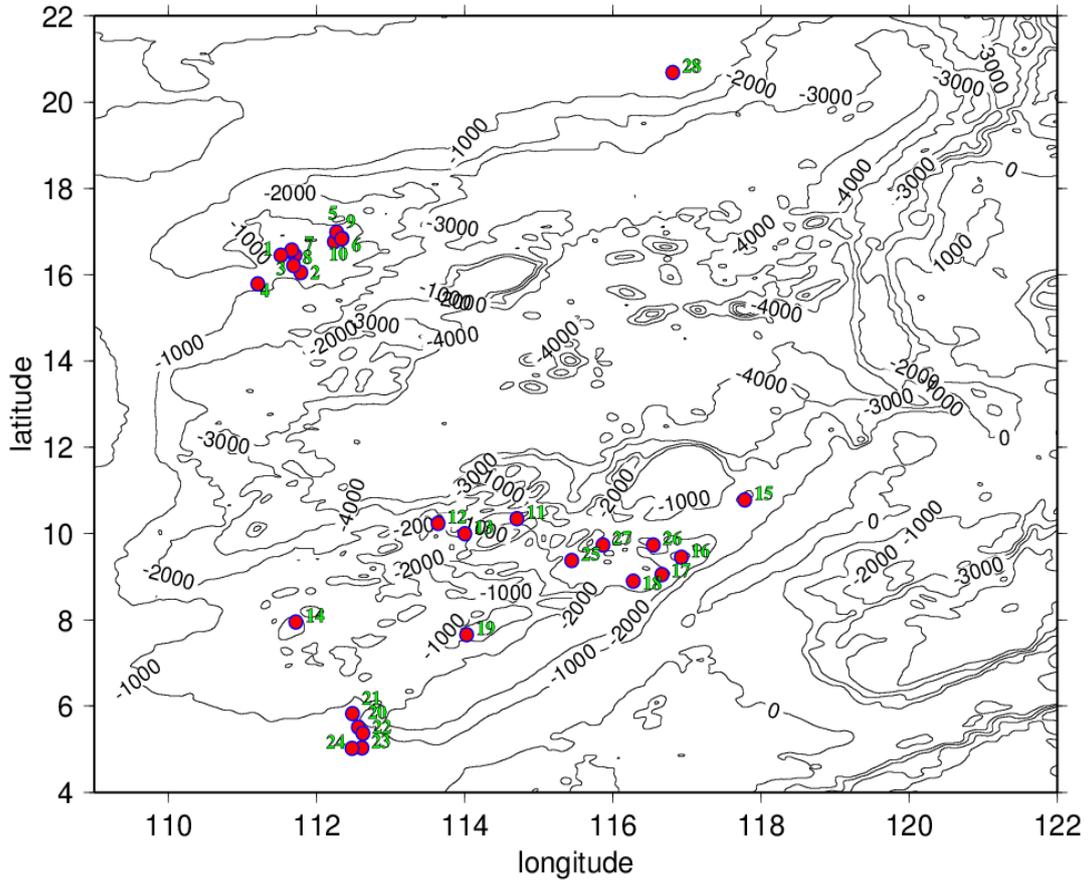


圖 4-1 整合水深模型海岸線之島礁分布圖，其中編號 1：廣金島。

編號 2：磐石嶼。編號 3：華光礁。編號 4：中建島。編號 5：石島。

編號 6：銀礫灘。編號 7：全富島。編號 8：金銀島。編號 9：趙述島。

編號 10：永興島。編號 11：安達礁。編號 12 福祿寺礁。編號 13 小現礁。

編號 14 蓬勃堡。編號 15：海馬灘。編號 16：蓬勃暗沙。編號 17：艦長暗沙。

編號 18：半月暗沙。編號 19：安渡灘。編號 20：南安礁。編號 21：盟誼暗沙。

編號 22：南屏礁。編號 23：海寧礁。編號 24：海安礁。編號 25：仙娥礁。

編號 26：仙濱暗沙。編號 27：仁愛暗沙。編號 28：東沙島

## 第五章 研究區域水深模型分析與討論

本章節分為兩部分，第一部分分析利用不同的方法計算之五種不同的水深模型。Case A 為利用重力地質密度法(GGM)計算之水深模型，參考場為 ETOPO2 與 EGM2008(球諧展開至 2160 階)，參考場皆為 2 分網格。Case B 與 Case C 分別為利用 Case 5 重力模型與 Case A 水深模型、Case 5 重力模型與 Sandwell V16.1 水深模型之先驗知識，於實驗區一(經度 $111^{\circ}E-112^{\circ}E$ 、緯度 $11^{\circ}N-12^{\circ}N$ )建立殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣及殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，利用迴歸模式理論計算之水深模型。Case D 與 Case E 分別為利用 Case 5 重力模型與 Sandwell V16.1 水深模型作為先驗知識，分別於實驗區二(經度 $114^{\circ}E-115^{\circ}E$ 、緯度 $15^{\circ}N-16^{\circ}N$ )與實驗區三(經度 $119^{\circ}E-120^{\circ}E$ 、緯度 $13^{\circ}N-14^{\circ}N$ )建立殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣及殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，利用迴歸模式理論計算之水深模型。第二部分為 Case C 水深模型利用光學影像進行島礁整合，於研究區內選取 28 個島礁，評估 Case C 水深模型經島礁整合前與整合後之改善率(Im)。

本研究採用內政部提供大陸礁層計畫之船測水深值作為檢核水深模型的資料。本研究也比較全球知名的水深模型，如：ETOPO1 ( $1' \times 1'$ )、DTU10 ( $1' \times 1'$ ) 與 Sandwell V16.1 ( $1' \times 1'$ )。

### (1) 比較不同方法計算之水深模型與全球知名水深模型

表 5-1 為各水深模型與大陸礁層水深資料之差值統計，由表 5-1 可以發現 Case A 與 Case B 水深模型之精度皆較 ETOPO1、DTU10 佳，於精度部分較

ETOPO1 提升約 5~10 公尺，較 DTU10 提升約 27~37 公尺，故本研究區中 DTU10 水深模型精度最差。因為 Case B 由 Case A 作為先驗知識與參考場計算之水深模型，Case B 精度較 Case A 水深精度提升約 7%，且 Case B 之平均值也較 Case A 接近於 0，因此迴歸模式可提升純測高重力重建水深模型之精度。Case A 與 Case B 之精度皆較 Sandwell V16.1 差。

將高精度 Sandwell V16.1 水深模型與 Case 5 重力異常模型作為先驗知識，以迴歸模式計算之 Case C 水深模型精度較 Case B 改善 17%，以更高精度之水深模型作為先驗知識，可以改善水深模型之精度。此外，Case C、Case D 與 Case E 分別為不同實驗區建立殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣及殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，並以迴歸模式計算之水深模型，精度差異不大。因此本研究中實驗區域的選擇對水深模型的精度影響不大。

表 5-1 各水深模型與大陸礁層水深檢核資料之差值統計(m)

	Mean	STD	Max	Min
Case A	-5.409	148.491	1380.371	-1865.506
Case B	-4.283	138.333	1301.064	-1516.572
Case C	13.236	114.880	1209.082	-1488.418
Case D	13.181	115.849	1306.063	-1406.061
Case E	13.233	115.356	1230.247	-1480.938
ETOPO1	-6.049	153.873	1685.898	-2295.117
DTU10	51.918	175.821	1907.854	-1711.159
SandwellV16.1	12.047	109.425	1755.174	-1727.140

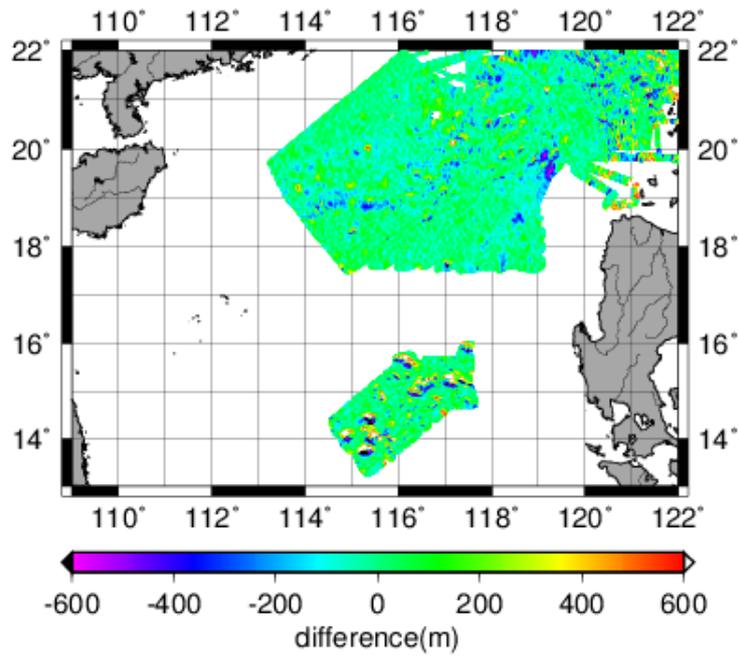


圖 5-1 Case A 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

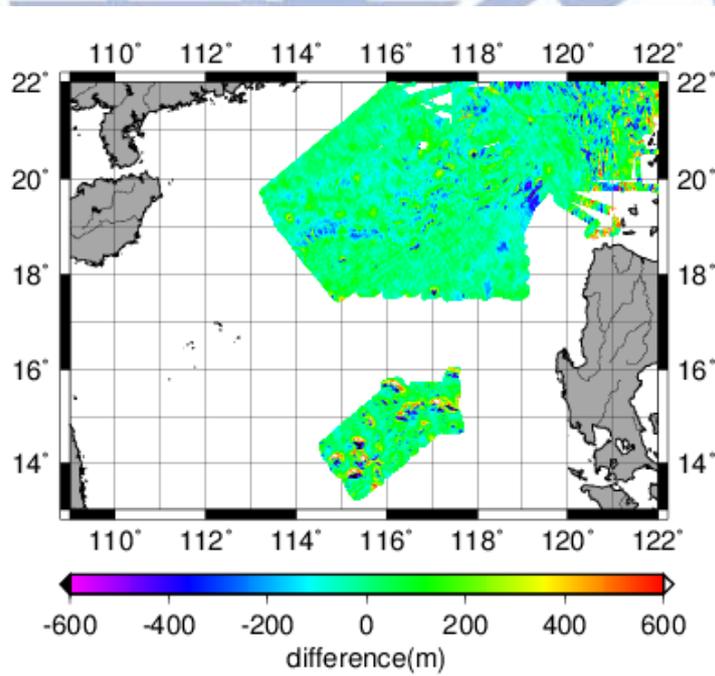


圖 5-2 Case B 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

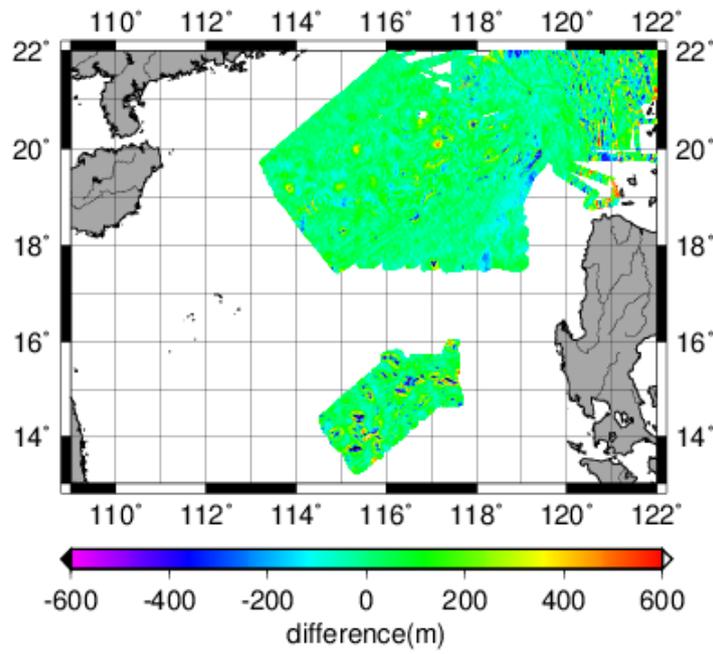


圖 5-3 Case C 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

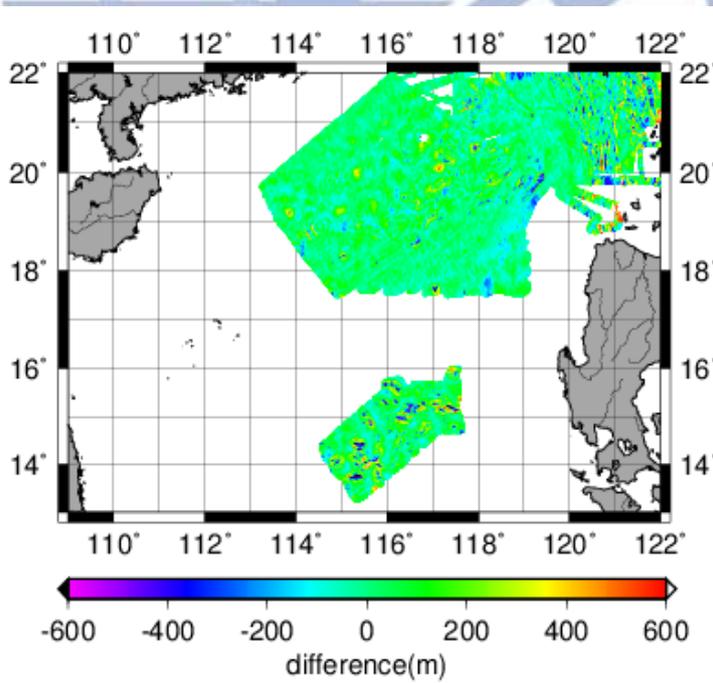


圖 5-4 Case D 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

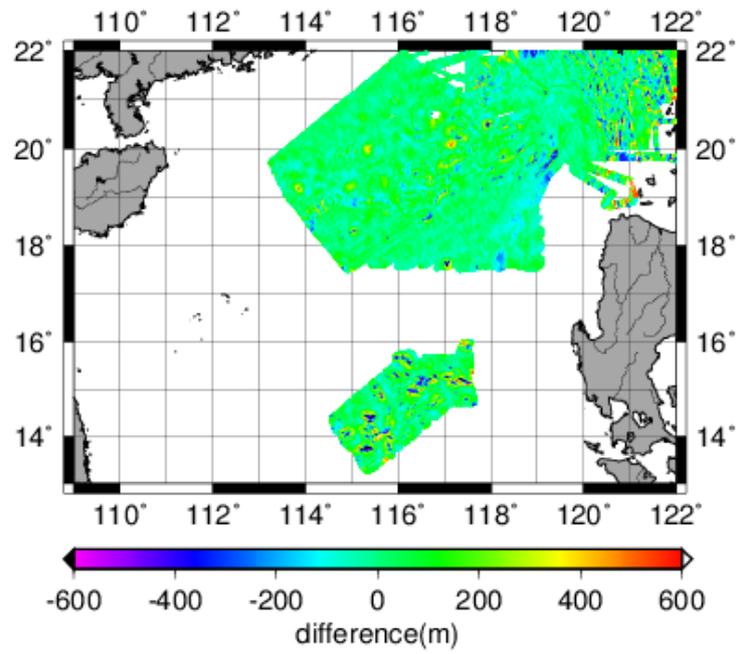


圖 5-5 Case E 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

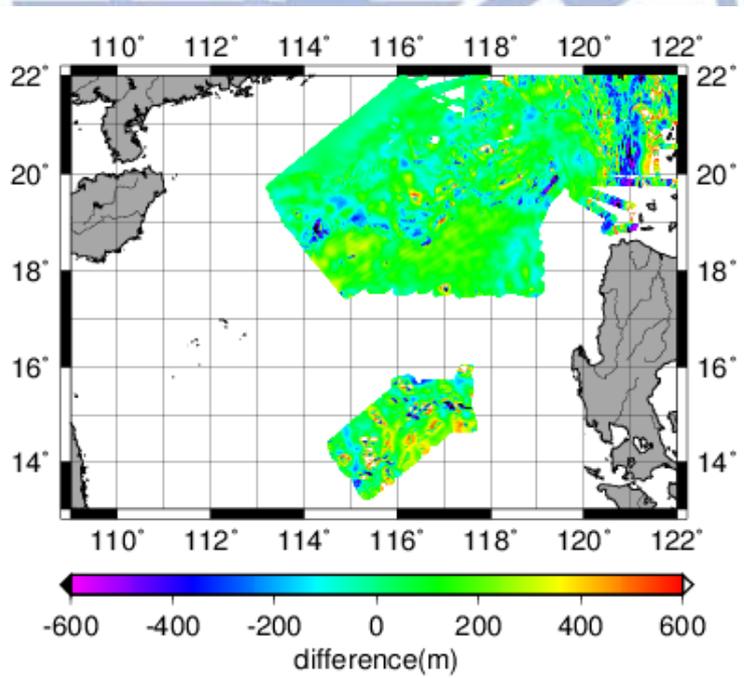


圖 5-6 DTU10 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

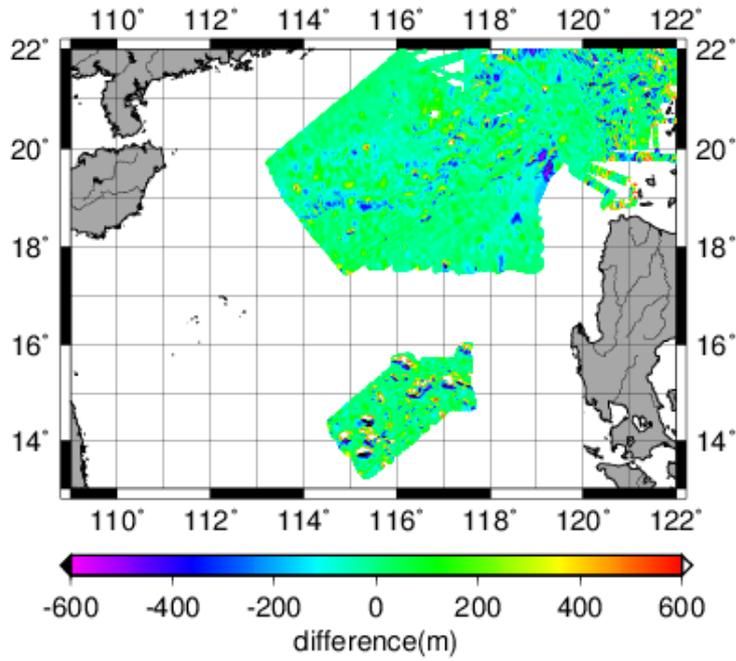


圖 5-7 ETOPO1 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

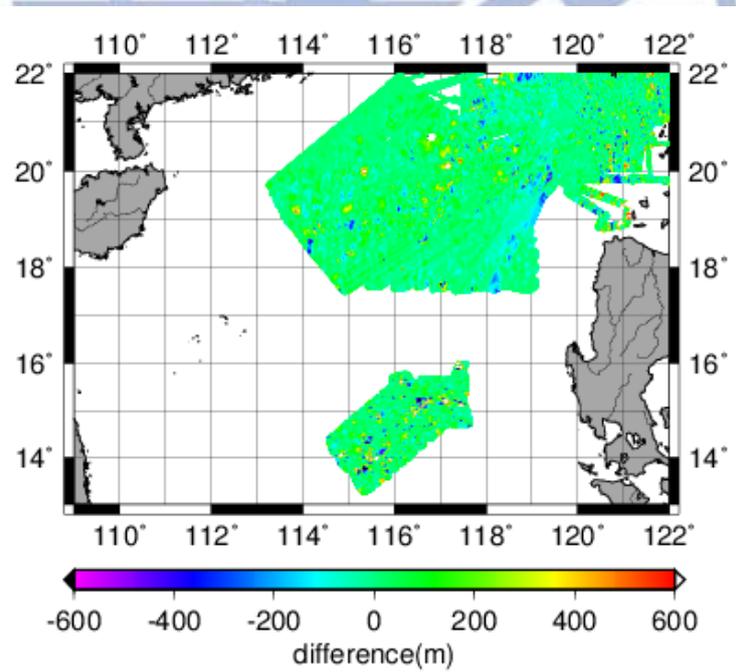


圖 5-8 Sandwell V16.1 與大陸礁層水深檢核資料差異圖

## (2) 融合水深模型與衛星光學影像結果

本研究將 Case C 水深模型與 28 個光學島礁整合前與整合後之水深模型，內插 28 個光學島礁位置之海深值與衛星光學影像數化之海岸線(假設水深值為 0 公尺)進行差值比較，成果如表 5-2、圖 5-9 與圖 5-10 所示。由圖 5-9 與圖 5-10 可以明顯看出每一個島礁位置的誤差量經過光學島礁海岸線修正後皆大幅下降。島礁整合計算之結果有 6 個島礁改善率大於 90%，改善率最高的島礁為盟誼暗沙，改善率為 98%。改善率最低的為東沙島，改善率為 0%，整體來看經過光學島礁海岸線修正後，每個島礁海岸線誤差改善率平均為 75%。



表 5-2 水深模型經光學島礁海岸線整合前、後

與各光學島礁海岸線之差值(m)及改善率(%)

	整合前水深模型	整合後水深模型	改善率
廣金島	-281.070	-39.733	86
磐石嶼	-120.830	-52.931	56
華光礁	-5.838	-0.705	88
中建島	-354.329	-98.079	72
石島	-18.320	-3.044	83
銀礫灘	-44.144	-15.547	65
全富島	-152.257	-8.403	94
金銀島	-204.758	-13.836	93
趙述島	-6.241	-5.011	20
永興島	16.099	-3.184	80
安達礁	-401.294	-95.625	76
福祿寺礁	-498.117	-80.017	84
小現礁	-744.488	-109.350	85
蓬勃堡	-192.159	-20.742	89
海馬灘	-92.068	-2.455	97
蓬勃暗沙	-1250.637	-415.909	67

艦長暗沙	-967.210	-157.045	84
半月暗沙	-578.179	-149.785	74
安渡灘	-11.133	-6.336	43
南安礁	-60.597	-25.582	58
盟誼暗沙	-103.069	-1.882	98
南屏礁	-256.463	-57.064	78
海寧礁	-40.698	-4.116	90
海安礁	-64.385	-17.374	73
仙娥礁	-470.278	-60.011	87
仙濱暗沙	-272.239	-30.017	89
仁愛暗沙	-419.535	-12.950	97
東沙島	0.391	-4.611	0

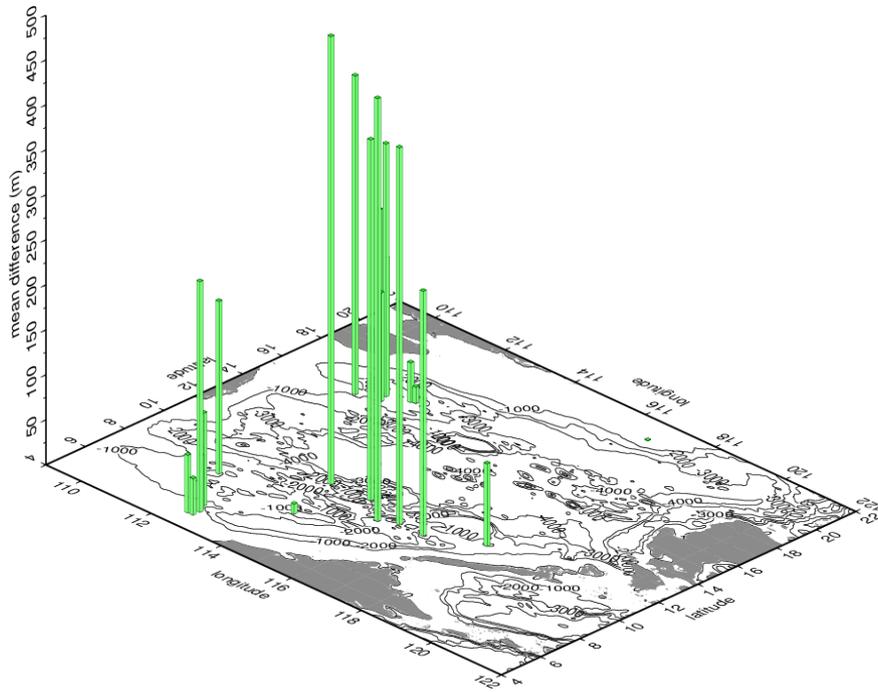


圖 5-9 Case C 水深模型與各光學島礁海岸線差值圖(整合前)

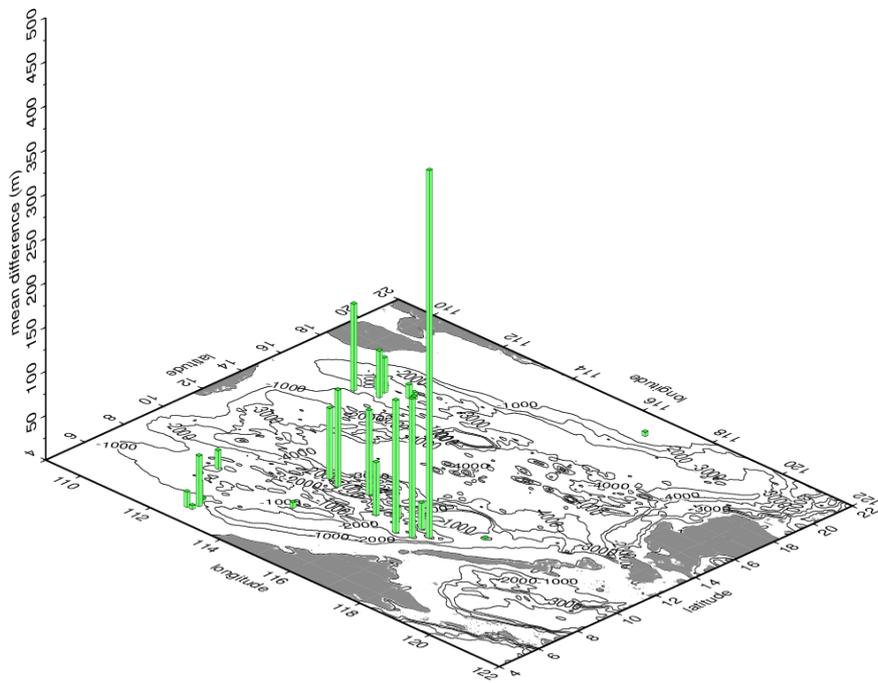


圖 5-10 Case C 水深模型與各光學島礁海岸線差值圖(整合後)

Case C 水深模型於南沙群島水深圖如圖 5-11，經光學島礁海岸線修正之結合後於南沙群島水深圖如圖 5-12，由兩張圖可看出光學島礁海岸線修正。結合後之水深模型如圖 5-13。於從 3D 水深立體模型可以看出馬尼拉海溝(Manila Trench)、海山(Seamount)與更詳細的海底地形。



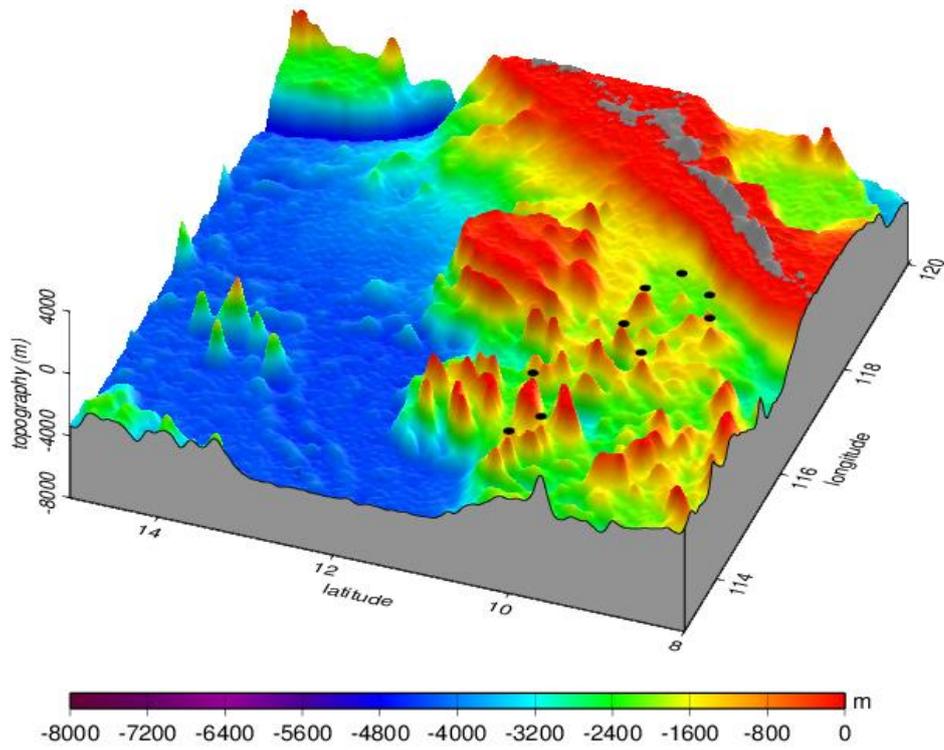


圖 5-11 Case C 水深模型南沙群島水深圖(黑點為島礁位置)

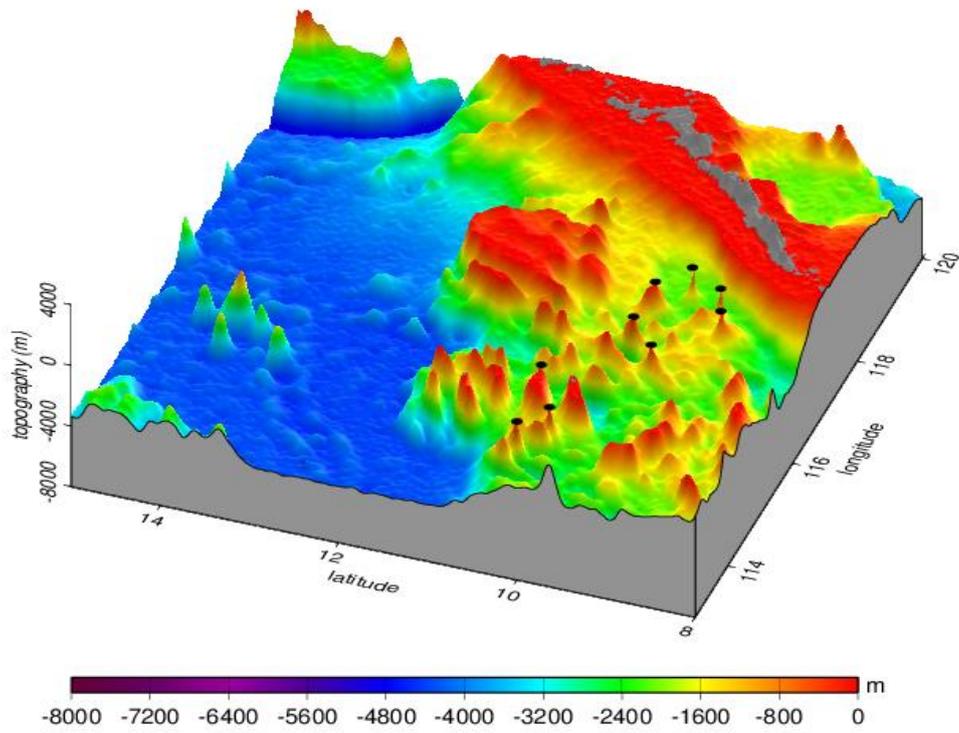


圖 5-12 融合水深模型與光學影像於南沙群島水深圖(黑點為島礁位置)

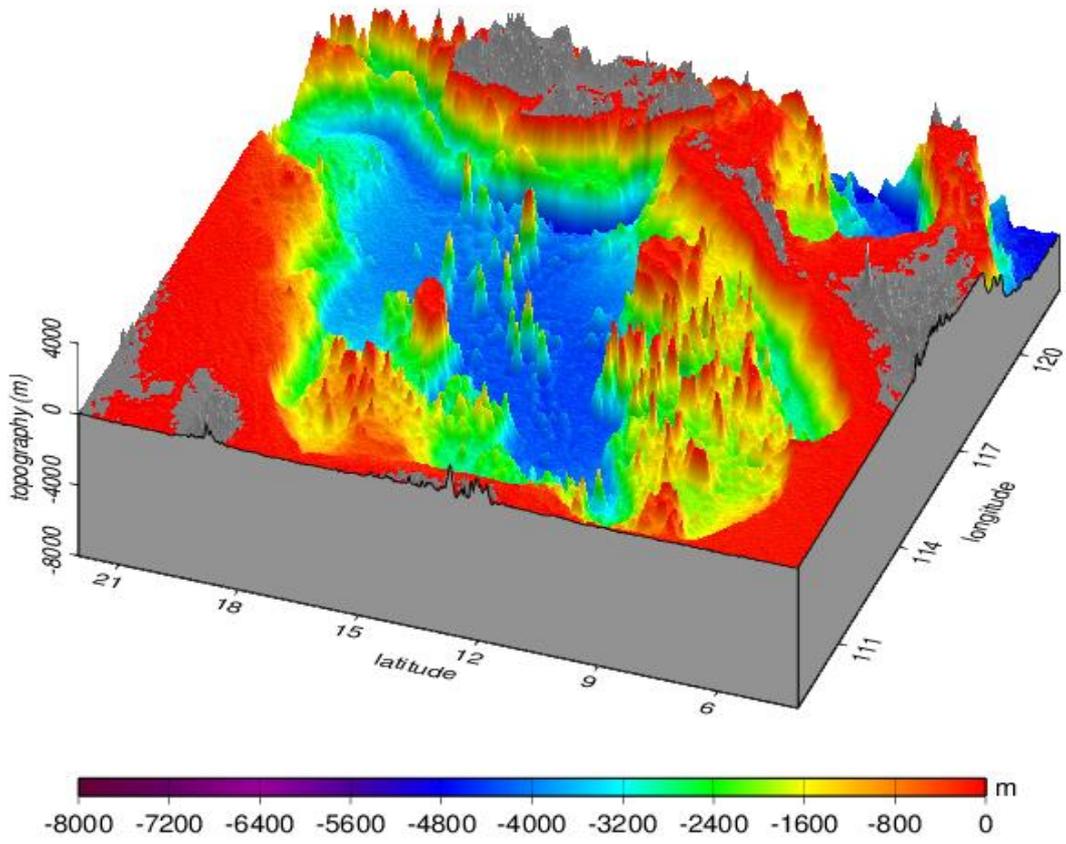


圖 5-13 南海結合後水深模型



## 第六章 結論與建議

### 6-1 結論

本文研究範圍為南海海域(經度 $109^{\circ}E-122^{\circ}E$ 、緯度 $4^{\circ}N-22^{\circ}N$ )，利用 4 種大地任務之衛星測高資料，經由次波形演算法改正衛星測高之觀測量，再以兩種方法計算研究區重力異常模型。本文除了使用重力地質密度法計算研究區水深模型外，將已知的重力模型與水深模型作為先驗的知識，利用迴歸模式的理論，計算精度更佳之水深模型。最後將水深模型以光學島礁海岸線進行修正，得到最終水深模型，綜合本研究之方法與成果，可以歸納下列幾點結論：

- (1) 衛星測高軌跡接近陸地時，衛星測高數據因為回波波被破壞而不佳，利用波形重定的方法，研究區重力精度可以提升 35%。
- (2) 本文加入 Jason-1/GM 與 Cryosat-2 兩種新的衛星測高資料，相較於僅使用兩顆衛星測高資料計算之重力異常模型，重力精度可以提升 0.3 *mgal*。
- (3) 比較 IVM 與 LSC 兩種計算重力異常的方法，IVM 與 LSC 計算之重力異常精度相等，比全球重力網格 EGM2008(球諧展開至 2160 階)與 DTU10 精度更高，與 Sandwell V21.1 精度相當。
- (4) 本文利用 Case 5 重力異常模型作為計算水深模型之觀測量。重力地質密度法計算之水深模型(Case A)精度較 ETOPO1 提升 5*m*，但是比 Sandwell V16.1 模型精度差 38*m*。

- (5) 以 Case 5 重力異常模型與 Case A 水深模型作先驗，於實驗區(經度  $111^{\circ}E-112^{\circ}E$ 、緯度  $11^{\circ}N-12^{\circ}N$ )建立殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣及殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，利用迴歸模式計算之水深模型(Case B)精度較 Case A 提升約  $10m$ 、較 ETOPO1 模型提升  $15m$ ，較 Sandwell V16.1 差  $29m$ 。
- (6) 以 Case 5 重力異常模型與 Sandwell V16.1 水深模型作先驗知識，於實驗區(經度  $111^{\circ}E-112^{\circ}E$ 、緯度  $11^{\circ}N-12^{\circ}N$ )建立殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣及殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，利用迴歸模式計算之水深模型(Case C)精度較 Case A 模型改善  $34m$ 、較 Case B 模型改善  $24m$ 、較 ETOPO1 模型改善  $39m$ ，但與 Sandwell V16.1 精度差約 5 公尺。
- (7) 以 Case 5 重力異常模型與 Sandwell V16.1 水深模型作為先驗知識，於三個實驗區分別建立各自的建立殘餘重力-殘餘重力協變方矩陣及殘餘重力-殘餘水深協變方矩陣，利用迴歸模式計算之水深模型 Case C、Case D、Case E 精度差異不大。
- (8) 融合衛星測高推估之水深模型與光學影像，島礁海岸線修正後，每個島礁海岸線誤差改善率平均為 75%。

## 6-2 建議

綜合上述之結論，可以歸納出下列幾點建議：

- (1) 本研究使用純衛星測高反演重力模型，未來可以加入已知的船測重力作為約

制改善重力模型精度。

(2) 以迴歸模式計算水深可以使用更高精度船測水深作為先驗知識或約制衛星測

高反演之水深模型。

(3) 未來可利用高解析度光學影像數化 20 公尺暗礁線，並整合於純測高重力重建

之水深模型，預計可提升模型近岸精度。



## 參考文獻

- 內政部，2011。99 年度東海與南海島礁資料蒐集及建置工作案期末報告。
- 內政部，2014。102年度東海與南海島礁資料蒐集及建置工作案期末報告。
- 楊勤儀，2007。利用衛星影像萃取近岸地形-以台灣北部為例，國立中央大學碩士論文，中壢。
- 劉忠誠，2009。福衛二號衛星多光譜影像推估南灣海域水深分佈，國立臺灣大學碩士論文，台北。
- 吳啟南與李元炎，1993。南沙群島太平島海域遙測衛星影像分析(一)，工研院能資所第 06-3-83-0032報告。
- 陳松安，2001。衛星測高資料分析南海海潮、海水位、環流及渦漩，博士論文，國立交通大學土木工程學系，新竹。
- 許宏銳，2014。最佳化重力資料處理及整合以建構公分級台灣大地起伏模式，博士論文，國立交通大學土木工程學系，新竹。
- 施宣昶，2010。多重高度空載重力測量應用於計算大地起伏和黑潮，博士論文，國立交通大學土木工程學系，新竹。
- 黃大山，1995。利用人造衛星測高儀資料推算海深，碩士論文，國立交通大學土木工程學系，新竹。
- 劉祐廷，2005。使用波形重定提升Geosat/GM測高精度與重力異常：以台灣近海為例，碩士論文，國立交通大學土木工程學系，新竹。
- 鄭詠升，2012。東海海域海底地形研究：以衛星測高所反演的重力場推估，碩士論文，國立交通大學土木工程學系，新竹。
- Amante, C. and B.W. Eakins, 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum

NESDIS NGDC-24, pp. 19.

Andersen, O.B., 2010. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry, *Journal of Geodesy*, Vol. 84, Issue 3, pp. 191-199.

Brown, G.S., 1977. The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, Vol. AP-25, No.1, pp. 67-74.

Chen, L.C., Teo, T.A., and Liu, C.L., 2006. The geometrical comparisons of RSM and RFM for FORMOSA-2 satellite images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 72, No.5, pp. 573-579.

Davis, C.H., 1997. A robust threshold retracking algorithm for measuring ice-sheet surface elevation change from satellite radar altimeter, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, Vol. 35, No. 4, pp. 974-979.

Dixon, T.H., M. Naraghi, M.K. McNutt, and S.M. Smith, 1983. Bathymetric prediction from Seasat altimeter data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, pp. 1563-1571.

Ellis, J.M., Caldwell, P.O. and Goodwin, P.B., 1989, Utilization of Landsat TM to improve mapping of the Niger delta, *Proceeding of the 7<sup>th</sup> Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, Calgary, Alberta, Canada.

Guienko, G.A., 2004. Geometric accuracy of Ikonos: zoom in, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 42, No. 1, pp. 209-214.

Haagmans, R., de Min, E., and von Gelderen M., 1993. Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1D FFT, and a comparison with existing method for Stokes's integral, *Manuscripta Geodaetica*, Vol. 18, pp. 227-241.

Hardy, D.M., and J.J., Walton, 1978. Principal Components Analysis of Vector Wind Measurements, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 17, pp. 1153-1162.

- Heiskanen, W.A. and H. Moritz. 1967. *Physical Geodesy*, W.H. Freedman and Company, San Francisco and London.
- Hsiao Y.S., J.W. Kim, B.Y. Lee, and C. Hwang, 2011. Bathymetry estimation using the gravity-geologic method: An investigation of density contrast predicated by the downward continuation method, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, Vol. 22, pp. 347-358.
- Hwang, C., 1989. Height precision gravity anomaly and sea surface height estimate from Geos-3/Seasat satellite altimeter data, Rep.399, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, OH.
- Hwang, C. and B. Parsons, 1995. Gravity anomalies derived from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimetry and ship gravity: a case study over the Reykjanes Ridge, *Geophysical Journal International*, Vol. 122, pp. 551-568.
- Hwang, C., 1998. Inverse Vening Meinesz formula and deflection-geoid formula: application to prediction of gravity and geoid over the South China Sea, *Journal of Geodesy*, Vol. 72, pp. 304-312.
- Hwang, C., Hsu, H.Y., and Jang, R.J., 2002. Global mean sea surface and marine gravity anomaly from multi-satellite altimetry: applications of deflection-geoid and inverse Vening Meinesz formulae, *Journal of Geodesy*, Vol. 76, pp. 407-418.
- Hwang, C., J. Guo, X.L. Deng, 2006. Coastal gravity anomalies from retracked Geosat/GM altimetry: improvement, limitation and the role of airborne gravity data. *Journal of Geodesy*, Vol. 80, pp. 204–216.
- Ibrahim, A., and W.J. Hinze, 1972. Mapping buried bedrock topography with gravity, *Ground Water*, Vol. 10, pp. 18–23.
- Kao, H.M., H. Ren., C.S. Lee., C.P. Chang., J.Y. Yen., and T.H. Lin, 2009. Determination of shallow water depth using optical satellite images, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 30, pp. 6241-6260.

- Koch, K.R., 1999. *Parameter Estimation and Hypothesis Testing in Linear Models*. Springer, New York.
- Matsumoto, K., Takanezawa, T., and Ooe, M, 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan. *Journal of Oceanography*, Vol. 56, pp. 567-581.
- Moritz, H., 1980. *Advanced Physical Geodesy*, Herbert Wichmann, Karlsruhe.
- Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor, 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research.*, Vol. 117, pp. B04406.
- Rapp, R.H., 1985. Detailed gravity anomalies and sea surface heights derived from Geos-3/Seasat altimeter data, Rep.365, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, OH.
- Rummel, R., and R. H. Rapp, 1977. Undulation and anomaly estimation using Geos-3 altimeter data without precise satellite orbit, *Bulletin Geodesique*, Vol. 51, pp. 73-88.
- Ryan, T.W., P.J. Semintilli., P. Yuen., and N.R. Hunt., 1991. Extraction of shoreline feature by neural nets and image processing, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 57, No. 7, pp. 947-955.
- Seeber, G., 2003. *Satellite Geodesy*, 2<sup>nd</sup> completely revised and extended edition, De Gruyter, Berlin.
- Sandwell, D.T., 1992. Antarctic marine gravity field from high-density satellite altimetry. *Geophysical Journal International*, Vol. 109, No. 2, pp. 437-448.
- Sandwell, D.T., E. Garcia, K. Soofi, P. Wessel, and W.H.F. Smith, 2013. Towards 1mGal accuracy in global marine gravity from Cryosat-2, Envisat, and Jason-1, *The Leading Edge*, Vol. 32, No. 8, pp. 892-899.

- Smith, W.H.F., and D.T. Sandwell, 1994. Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, pp. 21803-21824.
- Smith, W.H.F., and D.T. Sandwell, 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, Vol. 277, No. 5334 , pp. 1956-1962.
- Tao, Q., Lewis, A.J. and Braud, D.H., 1993. Change detection using multi-temporal feature space with digital TM data. 1993 ACSM/ASPRS Annual Convention & Exposition, New Orleans, LA.
- Toutin, T., 2004. Review article: Geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 25, No. 10, pp. 1893-1924.
- Wessel, P and W.H.F. Smith, 1999. The generic mapping tools (GMT), Technical Reference and Cookbook, Univ. of Hawaii, USA.
- Wingham, D.J., C.G. Raplex, and H. Griffiths, 1986. New techniques in satellite tracking system, *Proceedings of IGARSS'88 Symposium*, Zurich, Switzerland, September, pp. 1339-1344.
- Yang, Y., C. Hwang, H.J. Hsu, E.D. Chen, and H. Wang, 2012. A sub-waveform threshold retracker for ERS-1 altimetry :a case study in the Antarctic Ocean, *Computers & Geosciences*, Vol. 41, pp. 88–98.

## 附錄 A 主要衛星測高任務

本附錄會簡介主要的衛星測高任務，下表 A-1 為各衛星測高之主要資訊。

### (1) Geosat 衛星

美國海軍於 1985 年 3 月 12 日發射 Geosat( geodetic satellite )衛星，1985 年 3 月 30 日開始接收測高衛星資料，1986 年 9 月 30 日結束大地任務，衛星調整為固定軌道，執行重複軌道任務，直到 1990 年 1 月 5 日結束重複軌道任務。

Geosat 衛星大地任務主要目的為獲取高密度的海洋數據，地面軌跡大約 4 公里，衛星高度約 800 公里，衛星傾角為 108 度。因為 Geosat 衛星大地任務軌跡密集，所以可以提供精確的海洋重力場與解析度。

### (2) ERS-1/ERS-2 衛星

歐洲太空總署(ESA)於 1991 年 7 月 17 日發射歐洲第一顆遙感探測衛星 ERS-1(European Remote Sensing Satellite)，為一顆太陽同步衛星，衛星高度約 785 公里，任務結束於 2000 年 3 月。ERS-1 主要用於重複監測全球大範圍的環境，包含全球海浪動態狀況、海面風場、大洋環流、極地冰山與全球海平面變化等等。ERS-2 衛星於 1995 年 4 月 21 日發射，與 ERS-1 軌道相同，也為太陽同步衛星。ERS-2 搭載於衛星上的儀器較 ERS-1 多，主要用於探測大氣中臭氧的含量、監測地表植被覆蓋情形。ERS-2 屬於重複軌道任務(ERM)，重複週期為 35 天。

### (3) Topex/Poseidon 衛星

美國太空總署(NASA)與法國太空總署(CENS)共同合作開發的測高衛星任

務，為重複軌道任務(ERM)。於 1992 年 8 月 11 日發射，此測高衛星之觀測量(海面高)精度約 3.3 公分，衛星軌道高度約 1336 公里，軌道傾角為 66 度，重複週期為 10 天。Topex/Poseidon 衛星軌道傾角較上述兩顆測高衛星低，是因為 Topex/Poseidon 測高衛星為了適用全球主要的大洋在地球上的分佈。Topex/Poseidon 於 2006 年 1 月結束其測高任務。

#### (4) Envisat 衛星

Envisat 為歐洲太空總署(ESA)延續 ERS-1 與 ERS-2 的後續衛星，於 2002 年 3 月 1 日發射，衛星軌道高度約 800 公里，衛星軌道傾角為 98.55 度，屬於重複軌道任務(ERM)，重複週期為 35 天，於 2012 年 5 月 9 日終止任務。

表 A-1 各衛星測高主要資訊

衛星	研制單位	衛星傾角 (度)	重複週期 (天)	跨赤道間距 (Km)	波形重定 有無
Geosat/ERM	U.S.Navy	108	23	160	無
ERS-1/ERM	ESA	98.5	35	80	無
ERS-2	ESA	98.5	35	80	無
Topex/Poseidon	NASA/CNES	66	10	320	無
Jason-1/ERM	NASA	66	10	320	無
Envisat	ESA	98.5	35	80	無
Cryosat-2	ESA	92	369	7.5	有
Jason-1/GM	NASA	66	不重複	7.7	有
Geosat/GM	U.S.Navy	108	不重複	2	有
ERS-1/GM	ESA	98.5	不重複	4	有

## 附錄 B Inverse Vening Meinesz

Inverse Vening Meinesz (IVM) 求得研究區重力異常的處理過程是將沿軌跡殘餘梯度利用 Least Squares Collocation (LSC) 求出沿軌跡殘餘梯度之南北分量與東西分量，將南北與東西分量利用一維傅立葉轉換 (1-D FFT, Haagmans et al., 1993) 計算研究區殘餘重力異常，在考慮研究區重力參考場與最內圈效應影響，求得研究區重力異常 (Hwang, 1998)。IVM 公式如下。

$$\begin{aligned}
 \Delta g(p) &= -\frac{\gamma_0}{4\pi} \iint_{\sigma} H' \left( \frac{\partial \psi_{pq}}{\partial \psi_q} \frac{\partial \psi_{pq}}{\cos \phi \partial \lambda_q} \right) \cdot (\xi_q \eta_q) d\sigma_q \\
 &= \frac{\gamma_0}{4\pi} \iint_{\sigma} H' (\xi_q \cos \alpha_{qp} + \eta_q \sin \alpha_{qp}) d\sigma_q \\
 &= \frac{\gamma_0}{4\pi} \iint_{\sigma} H' \varepsilon_{qp} d\sigma_q
 \end{aligned} \tag{B-1}$$

其中  $\gamma_0 = \frac{GM}{R^2}$  為平均重力， $\varepsilon_{qp}$  為單位球上  $q$  點梯度值沿  $\alpha_{qp}$  之分量， $\psi_{pq}$  為  $p$ 、 $q$  兩點間的球面距離， $H'$  為核函數，表示如下。

$$H'(\psi_{qp}) = -\frac{\cos \frac{\psi_{qp}}{2}}{2 \sin^2 \frac{\psi_{qp}}{2}} + \frac{\cos \frac{\psi_{qp}}{2} (3 + 2 \sin \frac{\psi_{qp}}{2})}{2 \sin \frac{\psi_{qp}}{2} (1 + \sin \frac{\psi_{qp}}{2})} \tag{B-2}$$

使用 1D-FFT 可以加快 IVM 的計算效率，式 B-1 可以改寫如下。

$$\begin{aligned}
\Delta g_{\phi_p}(\lambda_p) &= \frac{\gamma_0 \Delta \phi \Delta \lambda}{4\pi} \sum_{\phi_q=\phi_1}^{\phi_n} \sum_{\lambda_q=\lambda_1}^{\lambda_n} H'(\Delta \lambda_{qp})(\xi_{\cos} \cos \alpha_{qp} + \eta_{\cos} \sin \alpha_{qp}) \\
&= \frac{\gamma_0 \Delta \phi \Delta \lambda}{4\pi} F^{-1} \left\{ \sum_{\phi_q=\phi_1}^{\phi_n} [F_1(H'(\Delta \lambda_{qp}) \cos \alpha_{qp})] F_1(\xi_{\cos}) \right. \\
&\quad \left. + [F_1(H'(\Delta \lambda_{qp}) \sin \alpha_{qp})] F_1(\eta_{\cos}) \right\}
\end{aligned} \tag{B-3}$$

其中  $\xi_{\cos} = \xi \cos \phi$ 、 $\eta_{\cos} = \eta \cos \phi$ ， $\phi$  為計算點  $p$  的緯度， $\Delta \phi$ 、 $\Delta \lambda$  分別為南北與東西方向網格單位間距， $F_1$  為一維傅立葉轉換， $\Delta \lambda_{qp} = \lambda_p - \lambda_q$ 。

式 B-3 可以求出研究區殘餘重力異常，但當  $p$ 、 $q$  兩點的球面距離趨近於零，會造成核函數  $H$  產生奇異性，IVM 需考慮最內圈效應改善此情形，公式如下 (Hwang, 1998)。

$$\Delta g_i = \frac{\gamma_0}{2} \sqrt{\frac{\Delta x \Delta y}{\pi}} \left( \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \tag{B-4}$$

其中  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  分別為平面單位網格間距， $\frac{\partial \xi}{\partial y}$  為對沿軌跡殘餘梯度之南北分量在  $y$  方向偏微分， $\frac{\partial \eta}{\partial x}$  為對沿軌跡殘餘梯度之東西分量在  $x$  方向偏微分。

由式 B-3 與 B-4 推算出研究區殘餘重力異常與考慮最內圈效應，再加上研究區參考重力場(本研究採用 EGM2008 展開至 2160 階)，可以利用 IVM 求出研究區重力異常。

## 附錄 C 波形重定演算法

本附錄將介紹 OCOG 演算法、門檻值演算法、改良型門檻值演算法與次波形門檻值演算法。

### (1) OCOG 演算法

Wingham et al. (1986) 發表 OCOG 演算法，此演算法是以數值方式統計出波形振幅(A)、寬度(W)與重心位置(COG)，以此計算出波形前緣中點，公式如下。

$$A = \sqrt{\frac{\sum_{i=1+n}^{60-n} P_i^4(t)}{\sum_{i=1+n}^{60-n} P_i^2(t)}} \quad (C-1)$$

$$W = \frac{\left(\sum_{i=1+n}^{60-n} P_i^2(t)\right)^2}{\sum_{i=1+n}^{60-n} P_i^4(t)} \quad (C-2)$$

$$COG = \frac{\sum_{i=1+n}^{60-n} iP_i^2(t)}{\sum_{i=1+n}^{60-n} P_i^2(t)} \quad (C-3)$$

$$LEG = COG - \frac{W}{2} \quad (C-4)$$

其中  $P_i(t)$  為閾門值， $LEG$  為前緣中點， $i$  為閾門位置之脈衝能量。

由 OCOG 計算之前緣中點可以直接用於改正海水面高，但是使用 OCOG 得到的海水面高起伏較震盪，因此常用於門檻值與次波形門檻值演算法的初始值。

## (2) 門檻值演算法

門檻值演算法(Davis, 1997)是以 OCOG 為基礎計算，此演算法為純統計演算法，利用不同門檻值乘上振幅得到一個閾門值，利用該值與前緣內差可以求得閾門，公式如下。

$$P_N = \frac{\sum_{i=1}^5 P_i}{5} \quad (C-5)$$

$$T_l = Th(A - P_N) + P_N \quad (C-6)$$

$$G_r = G_{k-1} + \frac{T_l - T_{k-1}}{P_k - P_{k-1}} (G_k - G_{k-1}) + i_{first} \quad (C-7)$$

其中  $P_i$  與  $P_k$  為該閾門之閾門值， $P_N$  為波形前 5 個閾門之閾門平均值， $Th$  為門檻值， $G_k$  為第  $k$  個閾門值大於  $T_l$  之閾門， $G_r$  為波形重定門檻值。

## (3) 次波形門檻值演算法

門檻值演算法是對回波全波形進行前緣中點計算，但對於複雜的回波波形，

門檻值演算法較無法精確計算前緣中點位置，因此用次波形門檻值演算法。次波形門檻值演算法分為兩部分，第一部分為從全波形中選取有效的次波形，第二部分為利用門檻值演算法對選取之有效次波形進行波形重定。

第一部分對於反射波形之有效次波形選取，以 Brown 模型作為典型散射波形，表示如下。

$$P(t) = \frac{A}{2} \left[ 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{t - \tau}{\sqrt{2}\sigma} \right) \right] \begin{cases} 1 & t < \tau \\ e^{-(t-\tau)\alpha} & t \geq \tau \end{cases} \quad (\text{C-8})$$

其中  $A$  為波形振幅， $t$  為採樣時間， $\tau$  為波形前緣中點， $\operatorname{erf}$  為誤差方程， $\sigma$  與有效波高及衰減參數有關。當測高衛星穩定時， $\alpha$  視為常數，因此波形前緣僅受  $\sigma$  與  $A$  的影響。

有效次波形的搜尋是以 Brown 模型的波形前緣作為參考次波形，然後此參考次波形對每個回波波形進行移動相關性分析，相關性分析公式如下。

$$S_r = \frac{1}{k-1} \sum_{t=1}^k (y_r(t) - \bar{y}_r(t))^2 \quad (\text{C-9})$$

$$S_r = \frac{1}{k-1} \sum_{t=1}^k (y_r(t) - \bar{y}_r(t))^2 \quad (\text{C-10})$$

$$S_{rr} = \frac{1}{k-1} \sum_{t=1}^k (y_r(t) - \bar{y}_r(t))(y_r(t) - \bar{y}_r(t)) \quad (\text{C-11})$$

$$r = \frac{S_{rr}}{\sqrt{S_r \cdot S_r}} \quad (\text{C-12})$$

其中  $y_r(t)$  與  $y_r(t)$  分別為參考次波形與任意回波波形的脈衝能量， $\bar{y}_r(t)$  與  $\bar{y}_r$  分別為參考波形與任意回波波形的平均脈衝能量， $S_r$  與  $S_r$  分別為參考波形與任意回波波形之脈衝能量的標準偏差， $S_{rr}$  為參考波形與任意回波波形之回波脈衝能量的協變方。 $r$  為相關係數， $r=0$  表示參考波形與任意回波波形不相關， $0 < r < 1$  表示參考波形與任意回波波形為正相關， $-1 < r < 0$  表示參考波形與任意回波波形為負相關， $|r|=1$  表示參考波形與任意回波波形為完全線性相關。

利用上述方式找到波形前緣的有效次波形，將該次波形以門檻值演算法 (Davis, 1997)，計算距離改正量。

## 附錄 D 重力地質密度法(GGM)

重力地質密度法(Gravity-Geological method, GGM)是重力模型計算水深模型的方法，GGM 幾何結構圖如圖 D-1 所示。Ibrahim 與 Hinze(1972)提出重力異常值可以分為短波長與長波長重力值，公式如下。

$$\Delta g_{obs}(i) = \Delta g_{short}(i) + \Delta g_{long}(i) \quad (D-1)$$

其中  $\Delta g_{obs}(i)$  為位置  $i$  之重力異常觀測值， $\Delta g_{short}(i)$  為位置  $i$  之短波長重力值， $\Delta g_{long}(i)$  為位置  $i$  之長波長重力值。長波長重力主要是反映深層的海底地形質量變化，短波長重力是反映淺層海底地形變化。

重力地質密度法(GGM)需要一參考場，包含重力網格與水深網格做為參考之重力值與水深值，本研究利用 EGM2008(球諧展開至 2160 階)之重力網格與 ETOPO1 1'×1' 網格水深值經過高斯濾波，濾波半徑 10 公里，產生參考網格水深值，將重力網格值與水深網格值作為 GGM 法之參考場，利用布格平板公式，公式如下。

$$\Delta g_{res}(j) = 2\pi G \Delta \rho (E(j) - E_{ref}) \quad (D-2)$$

其中  $\Delta g_{res}(j)$  為各控制點之殘餘重力異常， $G$  為萬有引力常數， $\Delta \rho$  為地質密度

差(海水與岩石之地質密度差，約 $1.64\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )， $E(j)$ 為第 $j$ 點參考水深模型之水深值， $E_{ref}$ 為研究區域最深之水深值。

因為南海海域最深水深值約 6000 公尺，所以式 D-2 參考水深值  $E_{ref}$  為 6000 公尺，利用式 D-2 計算之  $\Delta g_{res}(j)$  視為短波長的效應，EGM2008 重力值減去各控制點之殘餘重力異常視為長波長的效應，將此長波長重力網格化成長波長重力網格，利用測高重力網格減去長波長重力網格，可以得到短波長重力網格，再透過下列公式，將短波長重力網格反演研究區水深值。

$$E(i) = \frac{\Delta g_{res}(i)}{2\pi G \Delta \rho} + E_{ref} \quad (D-3)$$

其中  $E(i)$  為 GGM 法計算之水深模型網格， $\Delta g_{res}(i)$  為位置  $i$  之短波長重力網格值， $G$  為萬有引力常數， $\Delta \rho$  為地質密度差(海水與岩石之地質密度差，約  $1.64\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )， $E_{ref}$  為參考水深值(本研究使用 6000 公尺)。

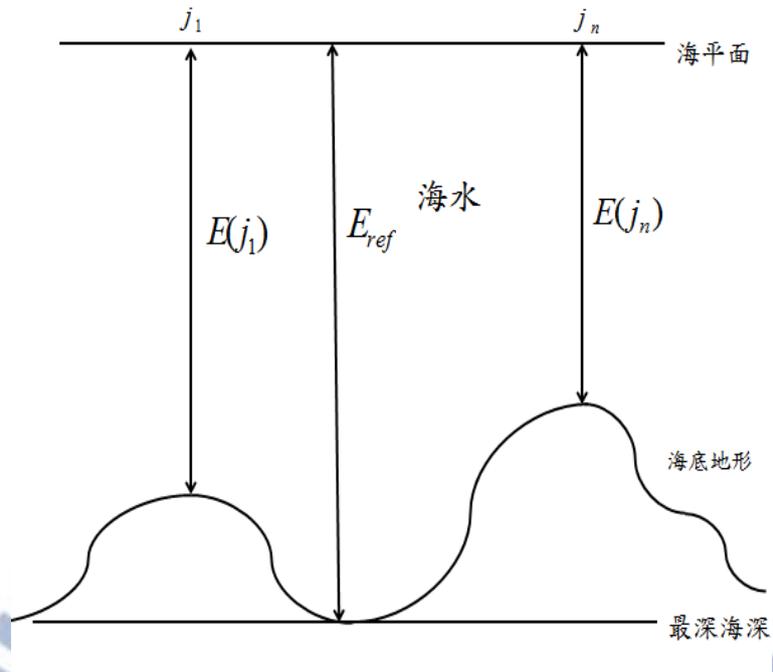


圖 D-1 重力地質密度法幾何結構圖

