

國立交通大學
土木工程學系
博士論文

高解析且高程相依之海潮負載效應於近岸超導
重力站及衛星追蹤站之研究：重力與位移變量之
模式、驗證及改正

High-resolution and height-dependent ocean tide loading effects
on near-shore SG and GPS stations: models, validations and
corrections for gravity and displacement

研究生：黃鉅富

指導教授：黃金維

中華民國一百零一年三月

高解析且高程相依之海潮負載效應於近岸超導
重力站及衛星追蹤站之研究：重力與位移變量之
模式、驗證及改正

High-resolution and height-dependent ocean tide loading effects
on near-shore SG and GPS stations: models, validations and
corrections for gravity and displacement

研究生：黃鉅富

Student : Jiu-Fu Huang

指導教授：黃金維

Advisor : Dr. Cheinway Hwang

國立交通大學

土木工程學系

博士論文

A Dissertation
Submitted to Department of Civil Engineering
College of Engineering
National Chiao Tung University
in Partial Fulfillment of the Requirements
for the Degree
of Doctor of Philosophy
In
Civil Engineering
May 2012

中華民國一百零一年三月

高解析且高程相依之海潮負載效應於近岸超導重力站及衛星追蹤站之研究：重力與位移變量之模式、驗證及改正

研究生：黃鉅富

指導教授：黃金維

國立交通大學土木工程學系

摘要

本研究特別考慮與測站高程相依之 OTL 格林函數，除使用不同解析之區域、全球海潮模型，分別積分計算測站近（內圈）、遠（外圈）區網格之牛頓引力（Newtonian）及彈性（elastic）效應，並針對內圈範圍大小及網格間距進行效能測試，且積分所需海陸遮罩網格來自於高解析之海岸線資料庫及數值地形模型，以提高解算精度。本研究已成功地利用 FORTRAN 電腦程式語言，開發一套推估海潮負載（OTL）效應之數值模式，特別是針對海潮變化較大的近岸測站，評估其計算成果精度，可以獲得具體的改善。根據本文以新竹超導重力站及部分離島絕對重力觀測資料驗證結果，本研究開發之 SGOTL 模式與國外部分既有模式（GOTIC2、g7.0 及 BS）相比表現較佳，OTL 重力效應於新竹超導重力站可達 $0.1 \mu\text{gal}$ 級精度，且各分潮效應合量約 $11 \mu\text{gal}$ 。

此外，本研究開發 DISOTL 模式推估 OTL 位移效應，以內政部新竹及馬祖衛星追蹤站（GPS）資料驗證結果，其與國外既有模式（GOTIC2 及 BS）相比，OTL 效應可達 1 mm 級精度。另分析 13 個鄰近台灣的 IGS 站區域特性，西太平洋 KWJ1 站（位於馬紹爾群島）之徑向分量合計可達 8.5 cm ，而台灣海峽週邊 GPS 站則以馬祖站之徑向合量效應最強約 5.5 cm ；因此 OTL 位移效應對於高精度之定位測量技術，確實產生不小影響，有予改正必要。本文以近岸及部分離島地區之 GPS 連續實測資料，進行 OTL 位移效應改正測試，其連續坐標解之標準偏差值明顯下降，最大可獲得 35% 改善幅度。

High-resolution and height-dependent ocean tide loading effects on near-shore SG and GPS stations: models, validations and corrections for gravity and displacement

Student : Jiu-Fu Huang

Advisor : Dr. Cheinway Hwang

Institute of Civil Engineering

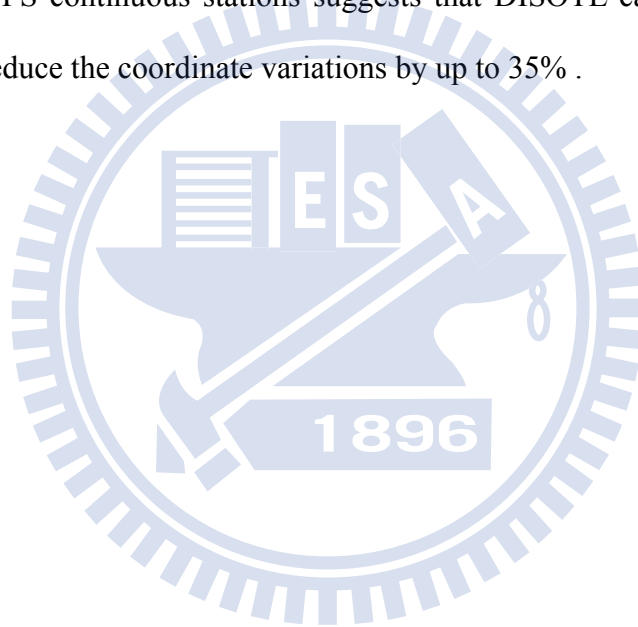
National Chiao Tung University

Abstract

With consideration of the height dependent Green's functions for the Newtonian and elastic effects, this research utilizes a regional and a global tide model to account separately for near (inner) and far (outer) zone contributions, and optimizes the inner-zone region and the grid interval for numerical convolution. A set of computer programs coded in FORTRAN, has been successfully developed to model the gravity and displacement effects due to ocean tide loading (OTL), especially for coastal stations with large ocean tides. The coastline is not only defined by the full-resolution shoreline but optionally a digital elevation model (DEM). We model the gravity effect due to OTL in a computer program SGOTL. A case study using gravity observations at the Hsinchu superconducting gravity station and some offshore islands around the Taiwan Strait suggests that SGOTL outperforms some selected global OTL programs (GOTIC2, g7.0 and BS). The gravity due to OTL at the Hsinchu superconducting gravity station can be up to 11 μgal in amplitude and achieves an accuracy of 0.1 μgal .

In addition, the horizontal and vertical displacements due to OTL can be

modeled in a computer program DISOTL. Based on the GPS sites of MOI (at HCHM and MZUM), OTL-induced displacements from DISOTL, GOTIC2 and BS model differ at 1 mm level in amplitude. The displacements at 13 IGS stations in the western Pacific can be up to 8.5 cm in amplitude (KWJ1, Marshall Islands); At stations around Taiwan, the vertical displacements can be up to 5.5 cm (at MZUM). Such large OTL effects (over 1 cm) will have a profound influence on the precise positioning techniques such as VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging) and GPS (Global Positioning System). A case study at coastal and offshore-island GPS continuous stations suggests that DISOTL can model the OTL corrections and reduce the coordinate variations by up to 35% .



誌 謝

由衷地感謝我的指導教授，黃金維老師，因為您的鼓勵與協助，才能讓我順利畢業取得博士學位。也感謝史天元教授、詹森教授及口試委員們不吝指導。

其次是咱們可愛的學弟妹，有了你們的加油打氣，讓我更加鞭策努力不懈，而研究室內溫馨快樂的氣氛，除了讓我可以暫時拋掉煩惱，激盪滿滿的研究靈感，也重溫了過往單純的在校生活，謝謝你們！還有求學過程中，給我建議的師長、學長，持續支持我的部內長官、共事夥伴，以及關心我的親朋好友們，感謝你們！也將喜悅分享你們！

最後要感謝的，當然是養育我的爸媽，感謝您們從小的栽培，以及我親愛的老婆，一直默默地支持我，才能堅定地走到最後，謝謝妳！還有我們可愛的女兒，記得爸爸曾經的努力，也期待妳們無限精采的未來喲！



目 錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
誌謝.....	IV
目錄.....	V
表目錄.....	VIII
圖目錄.....	X
第 1 章 緒論.....	1
第 1-1 節 研究目的.....	1
第 1-2 節 文獻回顧.....	5
第 1-3 節 論文架構.....	6
第 2 章 高程相依之海潮負載效應理論.....	8
第 2-1 節 章節緒論.....	8
第 2-2 節 牛頓引力效應.....	8
第 2-3 節 地球彈性效應.....	12
第 2-3-1 節 重力效應.....	12
第 2-3-2 節 位移效應.....	15
第 2-4 節 海潮負載格林函數.....	21
第 2-5 節 海潮負載振幅及相位.....	27

第 2-6 節	本章小結.....	30
第 3 章	高解析海潮模型.....	33
第 3-1 節	章節緒論.....	33
第 3-2 節	既有海潮模型.....	33
第 3-3 節	台灣區域海潮模型.....	40
第 3-4 節	淺水潮模型.....	45
第 3-5 節	本章小結.....	49
第 4 章	海潮負載效應數值模式.....	52
第 4-1 節	章節緒論.....	52
第 4-2 節	GOTIC2、g7.0及BS模式介紹.....	52
第 4-3 節	海潮負載效應之區域特性分析.....	55
第 4-3-1 節	重力效應.....	55
第 4-3-2 節	位移效應.....	64
第 4-4 節	SGOTL及DISOTL模式.....	74
第 4-4-1 節	模式開發及計算效能分析.....	74
第 4-4-2 節	台灣及大陸東南地區之海潮負載效應網格.....	74
第 4-5 節	本章小節.....	82
第 5 章	成果驗證.....	88
第 5-1 節	章節緒論.....	88

第 5-2 節	海潮負載效應之觀測與理論驗證.....	88
第 5-2-1 節	絕對重力測量.....	88
第 5-2-2 節	超導重力測量.....	93
第 5-2-3 節	GPS測量.....	97
第 5-3 節	淺水潮效應.....	101
第 5-4 節	利用海潮負載效應理論值進行觀測資料改正.....	102
第 5-4-1 節	重力資料改正.....	102
第 5-4-1 節	GPS資料改正.....	104
第 5-5 節	本章小結.....	107
第 6 章	結論與建議.....	113
參考文獻.....		116
附錄A：海潮負載效應計算相關模式說明與範例.....		123
附錄B：本文所使用資料下載網址.....		128
作者簡歷.....		129
學術著作目錄.....		130

表 目 錄

表 2-1：Farrell (1972) 之各階負載洛夫數.....	22
表 2-2：既有 G-B、PREM 及 1066A 地球彈性體模式之 OTL 格林函數表.....	23
表 3-1：NAO 海潮模型 (Matsumoto et al., 2000; Takanezawa et al., 2001)	34
表 3-2：計算台灣海潮模型 TWTIDE08 所使用之海洋模式參數 (Hu et al., 2010)	41
表 3-3：提供同化求得本文海潮模型 OTLT10 之 16 個潮位站分潮振幅及相 位.....	42
表 3-4：利用潮位站實測 M2 分潮振幅及相位與利用海潮模型 (OTLT10、 NAO.99jb、NAO.99b 及 CSR4.0) 推估結果之比較.....	45
表 3-5：台灣週邊潮位站中 4 個較顯著淺水潮之振幅及相位.....	47
表 4-1：全球超導重力站之基本資料 (其中包括 30 個持續運作或新建站台， 4 個計畫中或討論新建站台，6 個於 2010 年已停止運作的站台， http://www.eas.slu.edu/GGP/ggpstations.html , 2010)	57
表 4-2：新竹潮位資料中主要短週期分潮之振幅比率.....	60
表 4-3：使用區域海潮模型計算 OTL 內圈效應所使用的內圈網格間距 (列)、內 圈外框大小 (行) 之測試組合.....	76
表 5-1：新竹超導重力站及蘭嶼、澎湖、馬祖、金門等離島重力站進行絕對重力 測量之觀測起始時間、時數及離岸距離.....	89
表 5-2：離島絕對重力站觀測分析 M2 分潮與 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 模 式推估驗證結果.....	93
表 5-3：新竹超導重力站觀測分潮與 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 模式推估驗 證結果.....	97
表 5-4：以 DISOTL、GOTIC2 及 BS 等模式推估新竹衛星追蹤站 (HCHM) 之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位) 結果.....	99

表 5-5：以 DISOTL、GOTIC2 及 BS 等模式推估馬祖衛星追蹤站 (MZUM) 之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位) 結果.....	100
表 5-6：利用 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 等模式推估新竹及離島絕對重力站 OTL 效應 M2 分潮並進行改正結果.....	103
表 5-7：新竹、馬祖、金門等 GPS 站觀測一週資料有無採用 OTL 模式改正之 RSP 定位徑向坐標解之標準偏差 (單位：公分).....	105
表 5-8：新竹 GPS 站觀測一日資料有無採用 OTL 模式改正之 PPP 定位三軸坐標 解之標準偏差 (單位：公分).....	106



圖目錄

圖 1-1：台灣週邊水深情形（資料來自 ETOPO1 資料庫），其中方形符號是本文所介紹及使用之潮位站，圓形是絕對重力站，星形是超導重力站，三角形是正在規劃的站台.....	3
圖 1-2：台灣海峽附近之 M2 分潮振幅及相位情形（資料來自本文第 3 章介紹之海潮模型 OTLT10），其中紅色方形符號是本文所介紹及使用之潮位站.....	4
圖 2-1：測點與海水質點間產生海潮負載效應關係之示意圖.....	10
圖 2-2：不同測站高程下的牛頓直接引力效應，以新竹、陽明山及鹿林站（Hsinchu、YMSM 及 Lulin）之 M2 重力振幅為例.....	12
圖 2-3：不同測站高程下的地球彈性重力效應差量，以新竹、陽明山及鹿林站（Hsinchu、YMSM 及 Lulin）之 M2 振幅為例.....	15
圖 2-4：不同測站高程下的地球彈性位移效應差量（徑向分量），以新竹、南寮、馬祖等 3 個衛星追蹤站（HCHM、SHJU 及 MZUG）之 M2 位移振幅為例.....	21
圖 2-5：既有 G-B、PREM 及 1066A 地球彈性體模式所得之 OTL 重力格林函數.....	24
圖 3-1：SG 觀測在 HS 超導重力站之主要分潮（M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1）振幅及相位，與利用全球海潮模型（Andersen2006、CSR4.0、EOT08a、FES2004、GOT00.2、NAO.99b、Schwiderski、TPXO.7.2）推估結果之差異.....	36
圖 3-2：全球海潮模型 NAO99b 之 M2 分潮振幅及相位.....	37
圖 3-3：全球海潮模型 NAO99b 與 FES2004 之 M2 分潮振幅及相位之差異...38	
圖 3-4：全球海潮模型 NAO99b 與區域模型 NAO99jb 之 M2 分潮振幅及相位之差異（資料經內差為 5 分網格）.....	39

圖 3-5：區域海潮模型 NAO99jb 之 M2 分潮振幅及相位（原始資料未經內差）	39
圖 3-6：本文海潮模型 OTLT10 之 M2 分潮振幅及相位（紅色方形為 16 個潮位站分布位置）	43
圖 3-7：本文海潮模型 OTLT10 與區域模型 NAO.99jb 之 M2 分潮振幅及相位之差異（紅色方形為 16 個潮位站分布位置）	44
圖 3-8：全球海潮模型 FES2004 之 M4 淺水分潮振幅及相位	48
圖 3-9：本文海潮模型 OTLT10 之 M4 淺水潮振幅及相位	48
圖 4-1：全球超導重力站之分布圖（以全球海潮模型 NAO.99b 之 M2 海潮為底圖）	59
圖 4-2：全球 SG 站之 OTL 重力效應主要分潮振幅情形	62
圖 4-3：目前國際上 2 個計畫中或討論新建超導重力站（TH 及 MT）及台灣新選地點（YMSM 及 Lulin）之海潮負載重力效應評估	64
圖 4-4：台灣附近 13 個 IGS 站之分布圖（以全球海潮模型 NAO.99b 之 M2 海潮為底圖）	65
圖 4-5：台灣附近 13 個 IGS 站之海潮負載重力效應評估（徑向分量）	67
圖 4-6：台灣附近 13 個 IGS 站之海潮負載重力效應評估（東西分量）	67
圖 4-7：台灣附近 13 個 IGS 站之海潮負載重力效應評估（南北分量）	68
圖 4-8：內政部 18 個 GPS 站之海潮負載重力效應評估（徑向分量）	70
圖 4-9：內政部 18 個 GPS 站之海潮負載重力效應評估（東西分量）	70
圖 4-10：內政部 18 個 GPS 站之海潮負載重力效應評估（南北分量）	71
圖 4-11：內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之海潮負載重力效應評估（徑向分量）	72
圖 4-12：內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之海潮負載重力效應評估（東西分量）	73

圖 4-13：內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之海潮負載重力效應評估（南北分量）	73
圖 4-14：OTL 內圈效應計算所使用之組合（表 4-3）測試結果，其中模式誤差比（error ratio）及積分計算時間比（computational efficiency）皆為相對於組合 2（Case 2）成果值	77
圖 4-15：SGOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 重力效應之 M2 分潮振幅及相位（平均海水面高位置， $H_p = 0$ ）	78
圖 4-16：SGOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 重力效應之 M2 分潮振幅及相位（平均海水面以上 500 公尺高位置， $H_p = 500$ ）	79
圖 4-17：DISOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 位移效應之 M2 分潮振幅及相位（徑向分量，平均海水面位置， $H_p = 0$ ）	80
圖 4-18：DISOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 位移效應之 M2 分潮振幅及相位（東西分量，平均海水面位置， $H_p = 0$ ）	81
圖 4-19：DISOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 位移效應之 M2 分潮振幅及相位（南北分量，平均海水面位置， $H_p = 0$ ）	81
圖 5-1：金門重力站 Kinmen（衛星追蹤站）之絕對重力觀測情形（取自內政部）	89
圖 5-2：蘭嶼重力站 Lanyu（氣象站）絕對重力觀測同步記錄 2004 年 12 月 26 日凌晨發生印尼海嘯所造成之重力異常現象（取自內政部）	90
圖 5-3：新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門重力站之絕對重力觀測時序資料（剩餘重力，但未經海潮負載改正）	91
圖 5-4：新竹超導重力站 HS 之重力觀測情形（取自內政部國家重力基準站）	94
圖 5-5：新竹超導重力站 HS（剩餘重力，但未經海潮負載改正）及南寮潮位站之時序觀測資料（取自內政部）	95

圖 5-6：新竹超導重力及絕對重力（剩餘重力，但未經海潮負載改正）之同步觀測資料情形（取自內政部）.....96



第 1 章 緒論

第 1-1 節 研究目的

海潮負載 (ocean tide loading, OTL) 效應，指地球受海水質量引力變化影響所造成之變形 (deformation) 情形。由於月球、太陽天體運行，直接對地球上各海水質點產生引力變化，形成海水質量來回不斷重新分布之週期性海潮現象，除對地表上各點產生不同牛頓引力效應 (Newtonian effect) 外，亦因地球非屬絕對剛體 (彈性體)，於是有了週期性的彈性效應 (elastic effect)，而這些效應原則上可以精密測量方法獲得，並可區分為重力 (gravity)、位移 (displacement)、傾斜 (tilt)、應變 (strain) 及垂線偏差 (deflection of the vertical) 等不同型態，皆屬海潮負載效應 (參見 Farrell, 1972; Moritz, 1980; Melchior, 1983; Pugh, 1987; Torge, 1989 等文獻)。

由於高精度 (達 μgal 級) 重力測量設備技術已獲得實現，海潮負載效應對於觀測數據影響，已不容忽視，需藉由海潮負載理論模式進行觀測改正，又考量理論模式與區域特性之差異，相關理論方法亦有先行評估驗證之必要，以獲得較佳成果 (Sato and Hanada, 1984; Shum et al., 1997; Yamamoto et al., 2001; Baker and Bos, 2003; Boy et al., 2004; Neumeier et al., 2005; Hwang et al., 2009)；此外，全球衛星定位測量技術 (global positioning system, GPS) 已廣泛地運用於氣候變遷及地球動力相關研究，例如：板塊運動 (plate motion)、冰期後地殼反彈 (post glacial rebound, PGR)、全球海水面變化 (sea level change) 等，根據 Baker et al. (1995) 研究指出，GPS 相對定位要達到 cm 級精度時，即需要考慮儀器與環境效應，其中包括海潮負載 (OTL) 所產生的位移變形。內政部自民國 82 年度起運用 GPS 測量方法建立全國大地控制網，並自 92 年度起陸續引進絕對重力儀、超導重力

儀等精密設備實施全國重力網，由於內政部測量成果要求一等精度規範，評估有必要進行海潮負載改正，足以依法作為國內實施重力測量及 GPS 測量之依據，因此，本文將針對重力、位移之海潮負載效應進行相關研究。

圖 1-1 顯示台灣週邊海域的水深情形（來自 ETOPO1 資料庫），其中並標示本文研究所使用之 16 個潮位站（方形符號）、4 個內政部絕對重力觀測站（圓形符號）、1 個新竹超導重力站（星形符號）、及 2 個正在規劃的候選地點（三角形符號）。根據 Hwang et al. (2009) 研究指出，新竹超導重力觀測可獲得 0.01 μgal 級精度，然而在新竹地區使用國外既有模式進行改正計算，該海潮負載推估與實測結果有顯著差異，研判該測站鄰近台灣海峽僅約 8.6 km，且測站高約 78 m，週邊海域的水深變化複雜，既有模式及所使用之海潮模型精度，恐不足以因應台灣地區的海潮特性。另以本文區域海潮模型 OTLT10（詳見第 3 章）之 M2 分潮分布圖（圖 1-2）為例，從東部太平洋深海到西部台灣海峽淺水，台灣週邊海潮的振幅及相位變化非常明顯，其中紅色方形符號為本文所介紹及使用之潮位站，分析離島馬祖地區的 M2 海潮最大可達 240 cm，且向南、向東方位遞減至最低約 40 cm；由於海潮負載效應大致與海潮振幅呈現正相關，初步研判最大、最小影響分別位於大陸東南沿海、台灣本島東岸之地區，且其差異大，根據 Neumeyer et al. (2005) 文獻，應使用近岸潮位站資料改善區域海潮模型，才能提高海潮負載改正精度。

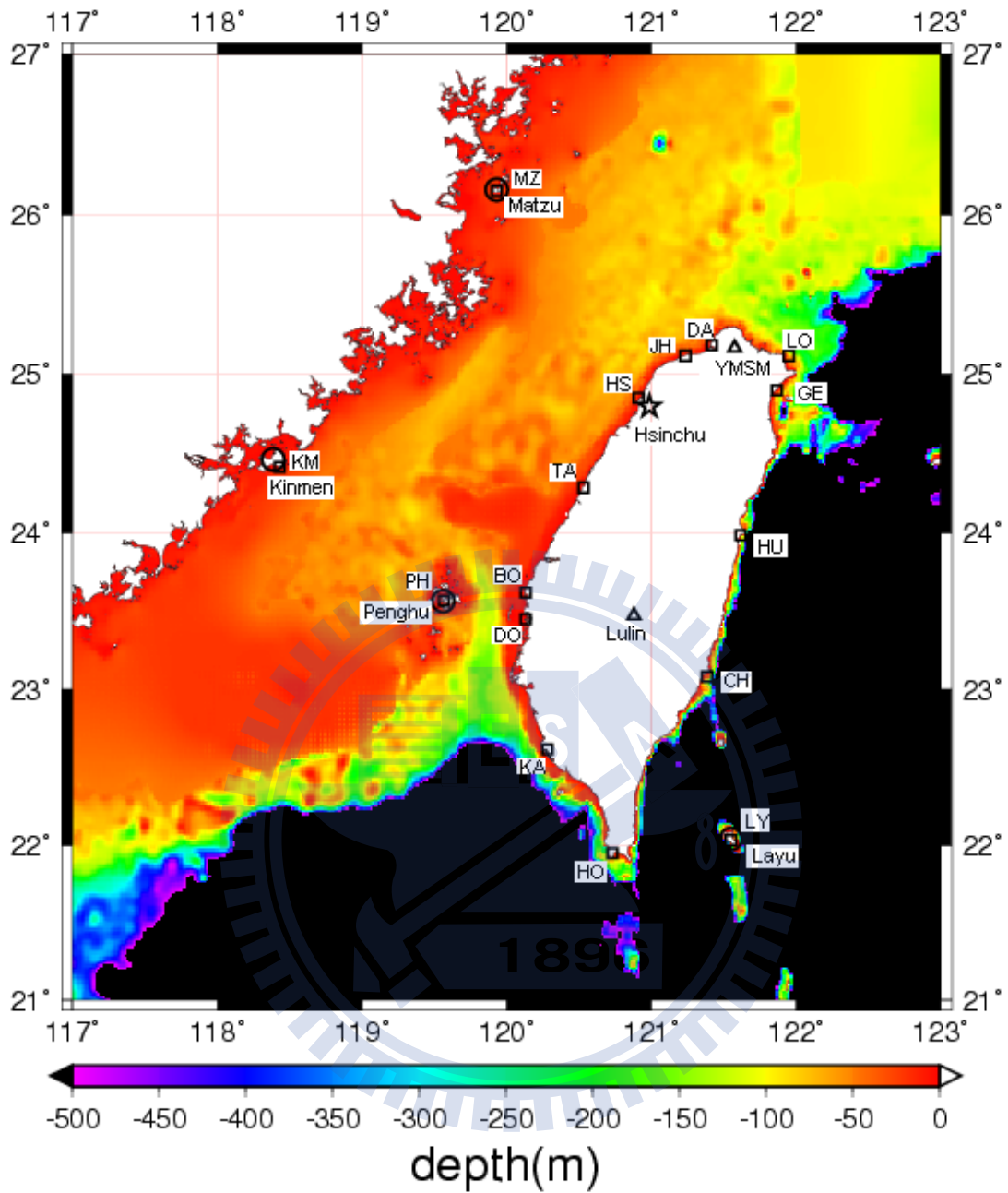


圖 1-1：台灣週邊水深情形（資料來自 ETOPO1 資料庫），其中方形符號是本文所介紹及使用之潮位站，圓形是絕對重力站，星形是超導重力站，三角形是正在規劃的站台

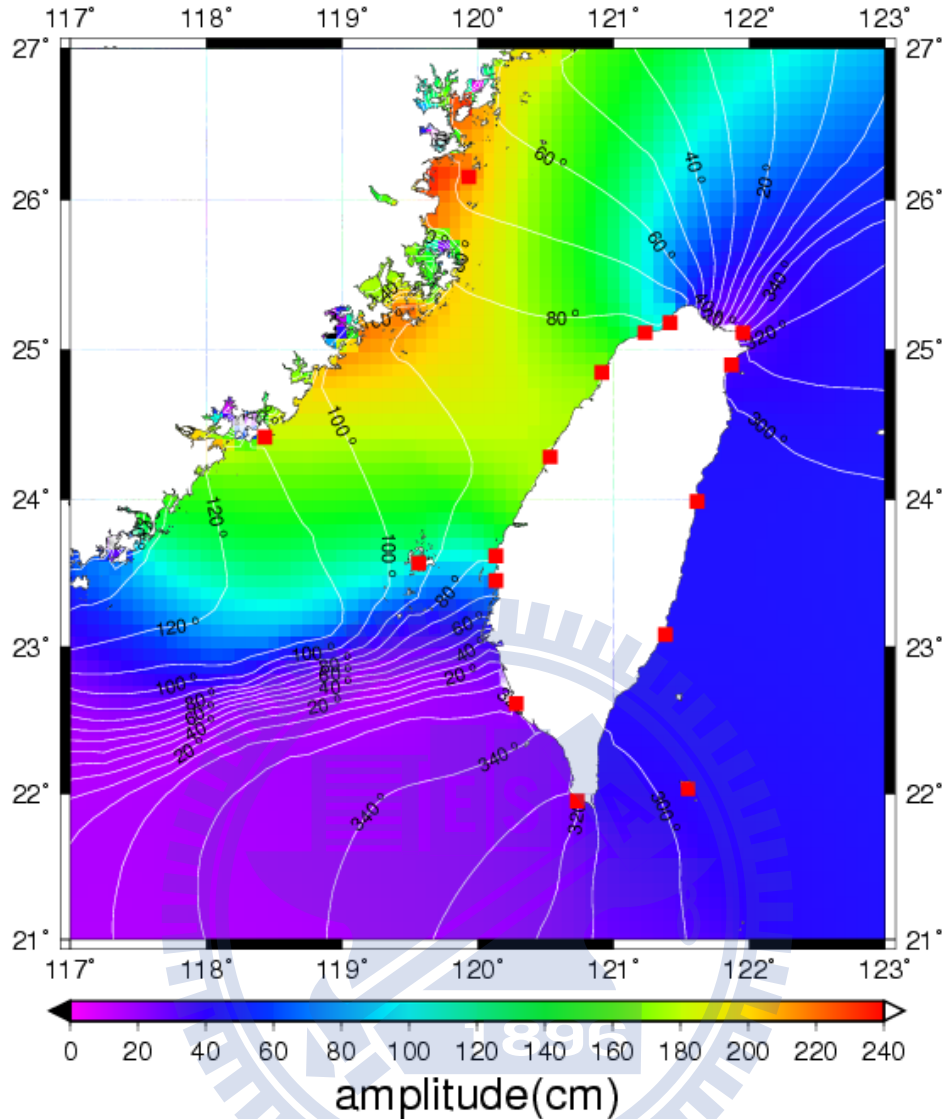


圖 1-2：台灣海峽附近之 M2 分潮振幅及相位情形（資料來自本文第 3 章介紹之海潮模型 OTLT10），其中紅色方形符號是本文所介紹及使用之潮位站

由於內政部絕對重力觀測站、新竹超導重力站及衛星追蹤站等，多數位於近岸地區或離島地區，本研究動機是台灣已引進了高精度 FG5 絕對重力儀、SG 超導重力儀，足以進行海潮負載效應直接觀測，並提供海潮負載理論數值模式推估結果驗證；且除了高精度重力測量有海潮負載改正需要外，GPS 觀測在徑向精度明顯受海潮負載效應影響，必須加以改正；又台灣地形高度複雜，測站高度與海潮負載效應之關係為何，亦值得探討；此外，國內海洋學者已運用實測資料發

表台灣地區性海潮模型如 TWTIDE08 (Hu et al., 2010)，預期可以提升海潮負載推估精度。綜此，本文提出高解析且高程相依之海潮負載效應計算方法，有關推導高程相依理論公式、開發彈性運用模式、使用較新海岸線資料、區域海潮模型等，皆是國內首次研究亦是本文特色。

第 1-2 節 文獻回顧

為進行海潮負載改正，提高重力測量、GPS 測量的觀測成果精度，目前國際上已有一些海潮負載數值模式可以運用，如：GOTIC (Sato and Hanada 1984)，OLFG/OLMPP (Scherneck, 1991)，SPOTL (Agnew, 1996)，NLOADF (Agnew, 1997)，GOTIC2 (Matsumoto et al., 2005)，CARGA (Bos and Baker, 2005) 及絕對重力儀設備 (FG5) 中內建的 g7.0 軟體 (<http://www.microglacoste.com/>) 等，但這些海潮負載數值模式中，除 GOTIC2 模式外，多僅能運用全球海潮模型作為引力源計算基礎，目前全球海潮模型多為 30'×30' 網格，以現今重力測量、GPS 測量的技術而言，如果測站海拔較高且位於複雜海岸線、海潮劇烈變化之近岸地區或離島地區，其觀測成果精度將大受影響 (Lambert et al., 1998; Yamamoto et al., 2001; Huang et al., 2008; Yeh et al., 2008; Hwang et al., 2009)。

根據 Hwang et al. (2009) 研究成果發現，海潮負載 M2 分潮效應對國內重力觀測之影響可達 3 至 16 μgal ；另以時變重力研究而言，目前 GRACE 衛星重力觀測技術 (Tapley et al., 2004) 已接近 μgal 精度等級，如以高精度的超導重力 (SG) 測量技術進行地面驗證，所使用的海潮負載重力效應改正，亦應要求同等精度；另有學者 Crossley and Hinderer (2009) 亦提出近似看法，有關海潮負載重力效應改正的品質，將是重力觀測精度的重要關鍵。此外，根據 Dragert et al.

(2000)研究指出，在加拿大近岸地區的海潮負載位移效應，最大可以達到 8cm；Melachroinos et al. (2008) 研究指出，在 Brittany 的大陸礁層地區，海潮負載位移效應在垂直方向達到 12 cm、水平方向則約數 cm；Christopher et al. (2008) 研究指出，海潮負載位移效應在水平梯度方向，每 100 km 約有 3 cm 的影響，這樣的形變量已高於 InSAR 測量精度，也足以影響板塊慢位移的偵測結果；此外，Collilieux et al. (2010) 研究指出，利用大地測量技術實現坐標參考框架 (reference frame)，應該考慮海潮負載改正，分析 VLBI、GPS 及 SLR 等觀測成果經該改正後，可以分別改善 3.2%、3.1% 及 1.2% 的精度；而根據 Penna et al. (2008) 研究，海潮負載位移改正也有在近岸的精度比離岸差的情形，特別是如果近岸地區的海岸線複雜、附近海潮的振幅及相位變化劇烈，該區 GPS 測量所使用的海潮負載位移改正，更需要被精準地計算。

理論上，淺水海潮亦會產生海潮負載重力效應，但目前尚未有針對大陸東南海岸及台灣地區進行相關研究。在日本地區，淺水海潮負載重力效應已有學者進行研究 (Khan and Hoyer, 2004)，該研究指出，M3 為最大淺水分潮，振幅約 0.02 至 0.04 μgal ；另根據 Boy et al. (2004) 研究，推估 M4 分潮在西北歐洲大陸礁層的海潮負載重力效應，約有數個 nanogal 的影響，而 Andersen et al. (2006) 研究指出，利用衛星測高資料分析英吉利海峽，M4 亦是該區最大的淺水分潮，該振幅量級約有 30 cm。圖 1-1 已呈現台灣海峽地區具有明顯的淺水地形特性，因此有必要收集海潮觀測資料進行淺水潮分析，而如何針對高精度的超導重力觀測，進行高精度的淺水海潮負載重力效應模式推估改正，亦是本研究的課題。

第 1-3 節 論文架構

本論文主要分成 6 大章節及相關附錄，其重點內容架構如下：

第 1 章「緒論」：闡明本研究之目的、文獻回顧及論文架構。

第 2 章「高程相依之海潮負載效應理論」：從海水質量所生成之引力位，逐步推導海潮負載效應理論公式，包括：牛頓引力效應、地球彈性之重力效應及位移效應等，並介紹本文所使用之海潮負載格林函數，及其以傅利葉函數型態推求之振幅與相位關係式。

第 3 章「高解析海潮模型」：闡述本文所使用的全球海潮模型 NAO99b、FES2004 及區域海潮模型 NAO99jb，介紹台灣區域海潮模型 TWTIDE08，並利用所收集的潮位站資料，微調一組包括淺水海潮 (M4、MS4、MN4 及 MK3) 之海潮模型 OTLT10 (2010 海潮負載計算用海潮模型)，作為後續海潮負載效應數值模式計算之用。

第 4 章「海潮負載效應數值模式」：介紹國外既有 GOTIC2、g7.0 及 BS 模式，推估並分析台灣地區之海潮負載重力、位移特性，再以本文高程相依且高精度之海潮負載效應理論公式，開發 SGOTL (重力)、DISOTL (位移) 相關模式，並利用各種參數組合進行計算效能分析，選擇最佳參數組合提供後續計算使用。

第 5 章「成果驗證」：針對海潮負載重力、位移效應分別進行理論值與觀測值之比較，並利用海潮負載重力、位移效應理論值分別進行觀測資料改正，並就相關計算成果分析驗證本文與其他模式的使用成效。

第 6 章「結論與建議」：綜整本論文之研究成果及結論，並對研究中不足之處提出說明與建議。

「附錄」：包括海潮負載效應數值模式說明與範例、及本文所使用資料下載網址。

第 2 章 高程相依之海潮負載效應理論

第 2-1 節 章節緒論

在大地測量觀測中，週期性的海潮負載（OTL）效應是僅次於固體潮之重要訊號；OTL 效應大致可分為 2 部分，第 1 部分是測點受海水質量直接吸引，所產生的垂直引力影響，屬直接效應，亦稱為「牛頓引力效應」（Newtonian effect）；第 2 部分是測點所在地表，受海水質量引力影響產生變形，間接造成的效應，亦稱為「彈性效應」（elastic effect）。OTL 效應可由平衡位能的觀點，推導出格林函數（Green's function）形式之全球積分關係式，用以計算地表某特定位置之 OTL 改正量。本章節將介紹計算 OTL 效應所使用的理論公式，目前相關研究以 Farrell（1972）、Melchior（1983）及 Agnew（1997）等著作為基礎，然而本文首次嘗試使用之高程相依格林函數，與目前常用的計算方法有所不同，又以振幅及相位係數組來推估量化 OTL 效應，皆是國內首次採用的研究方法。

第 2-2 節 牛頓引力效應

本節介紹測站高程（ H_p ）相依之牛頓引力效應（Newtonian effect）理論公式，由於該效應的引力源來自海水質量，因此根據牛頓萬有引力定律，可以將測點以外全球海面上波浪海潮質量進行引力源積分，如圖 2-1 所示，各海水質點 q 對任意測站 p 點產生的直接引力位 T 公式如下：

$$T(r_p, \phi_p, \lambda_p) = \iint_D \frac{Gdm_q}{S} = G \iint_D \frac{\rho_w h_q R_e^2}{\sqrt{R_e^2 + r_p^2 - 2R_e r_p \cos\psi_{pq}}} d\sigma_q \quad (2-1)$$

式中，

ψ_{pq} : 指各海水質點 $q(\phi_q, \lambda_q)$ 與任意測站 p 點間的球距角度，其中 ϕ_q, λ_q 分別為 q

點所在緯度及經度坐標

h_q : 指海水質點 q 於平均海水面 (mean sea level) 上之潮高

ρ_w : 指海水平均密度 (本研究使用 $1,030 \text{ kgm}^{-3}$)

G : 指牛頓萬有引力常數，可以地球平均質量 M 及平均加速度 g 組合替代之

R_e : 指測站 p 點附近高斯球面之平均半徑

D : 指以整個球體為範圍之球積分域；其積分方法請詳見第 3 章

$d\sigma_q$: 指積分單位，相當於 $d\sigma_q = \cos\phi_q d\phi_q d\lambda_q$ ，在球面上相當於 $dS_q = R_e^2 d\sigma_q$

r_p : 指測站 p 點至地心間的距離，近似於 $R_e + H_p$ ；其中 H_p 指 p 點所在正高 (指垂直於大地水準面上之幾何高)

由於潮高 h_q 是定義於平均海水面之上，本文公式 (2-1) 採用球面方法近似平均海水面及大地起伏，並進行積分計算，其中測站 p 點所在球面半徑 R_e 是參考高斯公式進行解算 (Torge, 1989, 第 98 頁)，而海水質點 q 至地心距離 r_q 近似於其球面半徑 R_e ，測站 p 點至地心距離 r_p 亦假設近似於其球面半徑及正高之和 ($R_e + H_p$)，且本文於第 2-3 節相關公式亦採用同樣方法近似。

根據引力位與加速度的關係式，將引力位 T 進行負向垂直梯度計算，牛頓引力效應對重力的影響，可以下式表示：

$$\Delta g_N(H_p, \phi_p, \lambda_p) = -\frac{\partial T}{\partial r_p} = -\frac{\partial T}{\partial H_p} = G\rho_w \iint_D h_q K_N(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \quad (2-2)$$

因為本文研究的站台以位於近岸及高海拔地點為主，必須特別考慮測站高 H_p 對牛頓引力效應的影響，為瞭解其變化，先以新竹超導重力站 (Hsinchu)、2 個新設候選站 (YMSM、Lulin) 為例進行分析，其中 Hsinchu 站位於新竹十八尖山坑道 (約於北緯 24.7925° 、東經 120.9855° 處)，YMSM 站位於陽明山擎天崗衛星追蹤站 (約於北緯 25.1657° 、東經 121.5740° 處)，Lulin 站位於中央山脈南投鹿林山區 (約於北緯 24.4710° 、東經 120.8808° 處)，Hsinchu、YMSM 及 Lulin 的離岸距離分別約為 8.6、10.1 及 80.0 km。圖 2-2 顯示牛頓引力效應 M2 分潮與各站模擬高度變化的關係，其中 Hsinchu 站的牛頓引力效應 M2 分潮與測站高度呈現正相關增加，Hsinchu 站高實際約 78 m，根據理論推估，其 M2 分潮振幅約 $0.75 \mu\text{gal}$ ，與測站高模擬至平均海水面 ($H_p=0$) 之 M2 分潮振幅接近 ($0.70\mu\text{gal}$)，但當測站高模擬至 $H_p=500$ 公尺時，其 M2 分潮振幅達 $1.60 \mu\text{gal}$ ，高度差影響約 $1.60 - 0.70 = 0.90 \mu\text{gal}$ ；另 YMSM 測站高實際約 780 m，推估其 M2 分潮振幅約 $2.40 \mu\text{gal}$ ，當測站高模擬至 $H_p=0$ 公尺時，其 M2 分潮振幅僅 $0.80 \mu\text{gal}$ ，高度差影響約 $1.60 \mu\text{gal}$ 。換言之，如果牛頓引力效應理論不考慮測站高 H_p ，於近岸測站時，被忽略的牛頓引力效應影響達 $1 \mu\text{gal}$ ，已高於超導重力觀測精度，且接近絕對重力觀測精度；至於 Lulin 測站因位於中央山脈離岸較遠，受海潮負載效應影響較小，推估其 M2 分潮振幅皆維持約 $0.70 \mu\text{gal}$ ，測站高 H_p 對牛頓引力效應影響並不明顯。綜上分析結果，近岸的重力觀測如果要達到 $1 \mu\text{gal}$ 級精度，應進行牛頓引力效應改正。

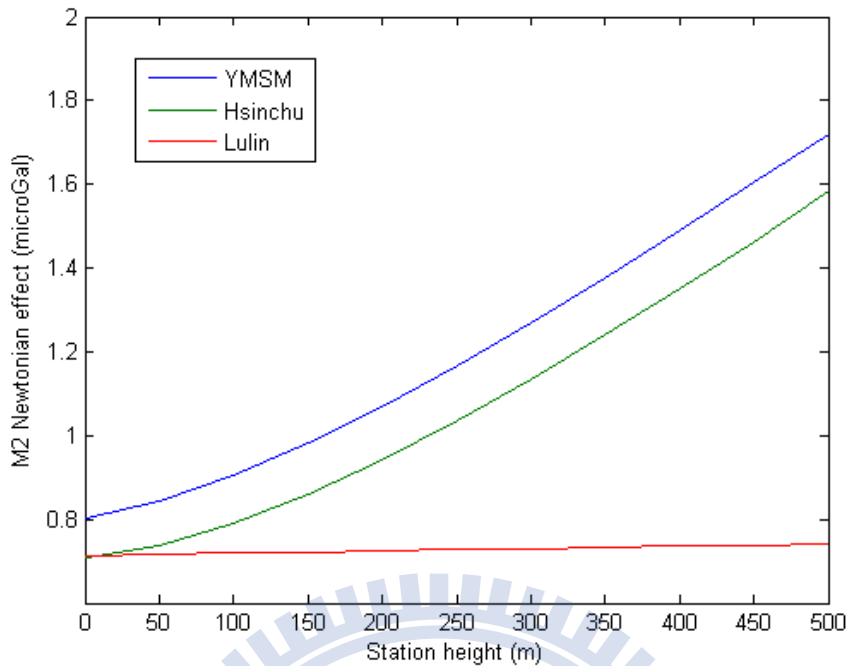


圖 2-2：不同測站高程下的牛頓直接引力效應，以新竹、陽明山及鹿林站（Hsinchu、YMSM 及 Lulin）之 M2 重力振幅為例

第 2-3 節 地球彈性效應

第 2-3-1 節 重力效應

地球彈性效應(elastic effect)相關理論及計算公式，於Farrell(1972)、Melchior(1983)及Moritz and Muller(1987)等文獻多有介紹，其在重力影響上，是因海水質量吸引改變引力位(potential)並造成地表微變形，進而影響垂直方向之重力加速度值，可藉由高程相依之格林函數(Green's function)與海水面上波浪海潮質量重新分布進行積分計算。本節根據Moritz and Muller(1987)及圖2-1呈現測點與海水質點關係，首次完整推導高程相依之地球彈性重力效應理論(類似推導的大氣負載效應公式可參見Guo et al., 2004);其中格林函數可由高程相依函數構成，並以垂直位移、引力位變化函數 $K_1(H_p, \psi_{pq})$ 、 $K_2(H_p, \psi_{pq})$ 組成其關係式如下：

$$K_1(H_p, \psi_{pq}) = \frac{R_e}{M} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R_e}{R_e + H_p} \right)^{n+1} h'_n P_n(\cos \psi_{pq}) \quad (2-4)$$

$$K_2(H_p, \psi_{pq}) = \frac{G}{R_e} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R_e}{R_e + H_p} \right)^{n+1} k'_n P_n(\cos \psi_{pq}) \quad (2-5)$$

式中 M 為地球平均質量， h'_n 及 k'_n 為第 n 階之負載洛夫數 (Love numbers)， $P_n(\cos \psi)$ 則代表第 n 階勒讓德 (Legendre) 多項式，亦與 p ， q 兩點間弧距 ψ 有關，其餘參數定義與第 2-2 節牛頓引力效應理論公式中相關參數相同。另函數 $K_1(H_p, \psi_{pq})$ 、 $K_2(H_p, \psi_{pq})$ ，可分別與海水質點積分組成下列海潮負載關係式

$$u_r(H_p, \psi_{pq}) = R_e^2 \rho_w \iint_D h_q K_1(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \quad (2-6)$$

$$\delta V(H_p, \psi_{pq}) = R_e^2 \rho_w \iint_D h_q K_2(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \quad (2-7)$$

根據重力梯度近似式 $\partial g / \partial H \approx -2GM / R_e^3$ ，並結合垂直位移關係式 (2-6) 及引力位變化關係式 (2-7) 可推導其重力影響 (Moritz and Muller, 1987)，得出高程相依之地球彈性重力效應 (elastic effect) 計算式如下：

$$\Delta g_L(H_p, \phi_p, \lambda_p) = u_r \frac{\partial g}{\partial H_p} - \frac{\partial(\delta V)}{\partial H_p} \quad (2-8)$$

$$= G\rho_w \iint_D h_q G_L(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \quad (2-9)$$

其中高程相依且不具方向性的之 $G_L(H_p, \psi_{pq})$ ，代表影響測站重力之 OTL 地球彈性重力效應格林函數，並可以下列函數 $G_n(\psi_{pq})$ 推導組成：

$$G_L(H_p, \psi_{pq}) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R_e}{R_e + H_p} \right)^{n+2} G_n(\psi_{pq}) \quad (2-10)$$

$$G_n(\psi_{pq}) = [2h'_n - (n+1)k'_n] P_n(\cos\psi_{pq}) \quad (2-11)$$

在地球彈性重力效應不考慮測站高度，測站高度為零時 ($H_p=0$)， $R_e/(R_e + H_p) \approx 1$ ，(2-10) 式可簡化為下列公式（目前各界普遍使用的簡化式）

$$G_L(\psi_{pq}) = \sum_{n=0}^{\infty} [2h'_n - (n+1)k'_n] P_n(\cos\psi_{pq}) \quad (2-12)$$

因此，OTL 地球彈性重力效應 Δg_L ，得以公式 (2-9) 至 (2-12) 及現有的負載洛夫數表(如 Farrell, 1972)，配合弧距 ψ 值進行積分計算後獲得(詳見第 2-4 節)。

由於本文研究強調近岸及高海拔測站，為瞭解測站高 H_p 對地球彈性重力效應的影響，本節同樣以新竹 (Hsinchu)、陽明山 (YMSM) 及鹿林 (Lulin) 等地為例進行分析，圖 2-3 呈現地球彈性重力效應 M2 分潮振幅與各站模擬高度 (0 至 500 公尺) 變化的關係。換言之，分析 Hsinchu、YMSM 站於高程為 0 與 500 公尺之 M2 分潮差量約 0.27% 及 0.9%，以 Hsinchu、YMSM 站於測站高度為 0 時之 M2 分潮 (3.1

及 $2.8 \mu\text{gal}$) 計算，其忽略高程500公尺的影響約有數個nanogals ($10^{-3} \mu\text{gal}$)；另於離岸測站如Lulin站，雖位處海拔高處，其M2分潮幾乎沒有差別。

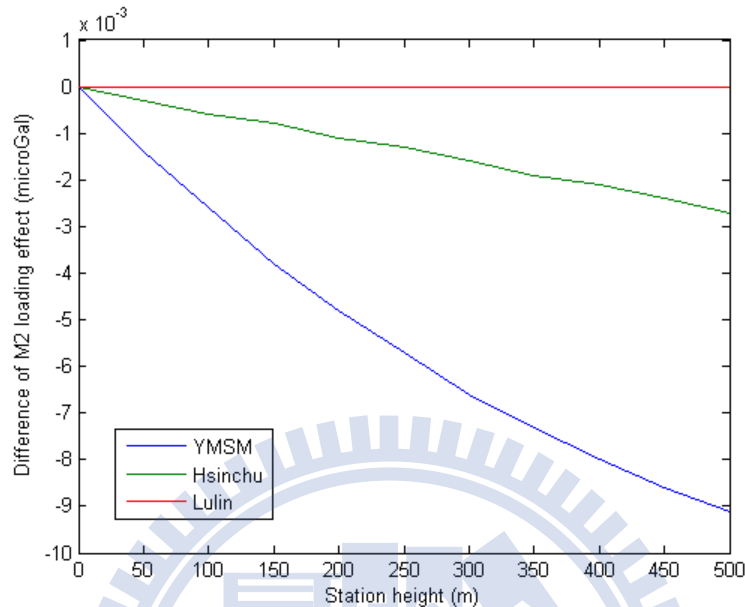


圖 2-3：不同測站高程下的地球彈性重力效應差量，以新竹、陽明山及鹿林站 (Hsinchu、YMSM 及 Lulin) 之 M2 振幅為例

根據上述結果，得知地球彈性重力效應與牛頓引力效應相比，其受測站高度影響變化確實較不明顯，另分析離岸較遠的測站，也較不受OTL影響；此外，由於SG觀測精度達nanogals等級，處理其地球彈性重力效應改正時，建議採用本文高程相依之OTL效應計算模式。

第 2-3-2 節 位移效應

地球彈性效應 (elastic effect) 在位移影響上，是因海水質量吸引改變引力位 (potential)，進而造成地表變形，相關理論及計算公式，於 Farrell (1972)、Lambeck (1988) 及 Yang et al. (1996) 等文獻亦有介紹，該海潮負載位移效應同樣可藉由高程相依之格林函數 (Green's function) 與海水面上波浪海潮質量重

新分布進行積分計算。本節根據圖 2-1 之測點與海水質點關係，首次推導高程相依之地球彈性位移效應理論公式；其中任一點 p 之位移效應在考慮高程相依條件下，可由高程相依之格林函數組成徑向 $U_r(H_p, \phi_p, \lambda_p)$ 、南北向 $U_\theta(H_p, \phi_p, \lambda_p)$ 及東西向 $U_\lambda(H_p, \phi_p, \lambda_p)$ 等 3 個分量分別計算，其關係式如下：

$$U_r(H_p, \phi_p, \lambda_p) = R_e^2 \rho_w \iint_D h_q U(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \quad (2-13)$$

$$U_\theta(H_p, \phi_p, \lambda_p) = R_e^2 \rho_w \iint_D h_q V(H_p, \psi_{pq}) \cos A d\sigma_q \quad (2-14)$$

$$U_\lambda(H_p, \phi_p, \lambda_p) = R_e^2 \rho_w \iint_D h_q V(H_p, \psi_{pq}) \sin A d\sigma_q \quad (2-15)$$

上述公式中 A 指測點 p 沿海水質點 q 方向之方位角，而 $U(H_p, \psi_{pq})$ 、 $V(H_p, \psi_{pq})$ 分別代表影響測站徑向、水平方向位移之 OTL 格林函數，其餘參數詳見第 2-2 節相關定義。本文再藉由地球引力位 (Moritz and Muller, 1987) 及地表質量負載效應 (Farrell, 1972) 之理論，以高程關係數 $\sigma = \frac{R_e}{R_e + H_p}$ 代入推導相關公式：

$$U(H_p, \psi_{pq}) = \frac{R_e}{M} \sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} h_n' P_n(\cos \psi_{pq}) \quad (2-16)$$

$$V(H_p, \psi_{pq}) = \frac{R_e}{M} \sum_{n=1}^{\infty} \sigma^{n+1} l_n' \frac{dP_n(\cos \psi_{pq})}{d\psi} \quad (2-17)$$

式中 M 為地球平均質量， h_n' 及 l_n' 為第 n 階之負載洛夫數 (Love numbers)，

$P_n(\cos\psi)$ 則代表第 n 階勒讓德 (Legendre) 多項式，亦與 p, q 兩點間弧距 ψ 有關。由於多項式達一定階數時，負載洛夫數 h'_n 值大小會近似(如表 2-1 所示 Farrell 值)，因此假定 $n \geq N+1$ 值時， $h'_n = h'_\infty$ 為一常數，並將上式 (2-16) 拆解為下列公式：

$$\begin{aligned}
 U(H_p, \psi_{pq}) &= \frac{R_e}{M} \sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} h'_n P_n(\cos\psi_{pq}) \\
 &= \frac{R_e}{M} \left[\sum_{n=0}^N \sigma^{n+1} h'_n P_n(\cos\psi_{pq}) + h'_\infty \sum_{n=N+1}^{\infty} \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) \right]
 \end{aligned} \tag{2-18}$$

另 (2-18) 式中第 2 項合量可改為下列公式

$$h'_\infty \sum_{n=N+1}^{\infty} \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) = h'_\infty \left[\sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) - \sum_{n=0}^N \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) \right] \tag{2-19}$$

又根據下列理論公式 (Moritz, 1980, p.182)

$$\sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) = \sigma \sum_{n=0}^{\infty} \sigma^n P_n(\cos\psi_{pq}) = \frac{\sigma}{\sqrt{1 - 2\sigma \cos\psi_{pq} + \sigma^2}} \tag{2-20}$$

可推導得出任一測站 p 與高程相依之徑向位移 OTL 格林函數計算式如下

$$\begin{aligned}
 U(H_p, \psi_{pq}) &= \frac{R_e}{M} \left[\sum_{n=0}^N \sigma^{n+1} h'_n P_n(\cos\psi_{pq}) + h'_\infty \sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) - h'_\infty \sum_{n=0}^N \sigma^{n+1} P_n(\cos\psi_{pq}) \right] \\
 &= \frac{R_e}{M} \left[\frac{h'_\infty \sigma}{\sqrt{1 - 2\sigma \cos\psi_{pq} + \sigma^2}} + \sum_{n=0}^N \sigma^{n+1} (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos\psi_{pq}) \right]
 \end{aligned} \tag{2-21}$$

另假定 $H_p = 0$ ，則 $\sigma = 1$ ，(2-20) 式可簡化為 $\frac{1}{2\sin(\psi_{pq}/2)}$ ，並代入 (2-21) 式

可得下列簡化公式

$$U(\psi_{pq}) = \frac{R_e}{M} \left[\frac{h'_\infty}{2\sin(\psi_{pq}/2)} + \sum_{n=0}^N (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos\psi_{pq}) \right] \quad (2-22)$$

接下來，同樣將 $V(H_p, \psi_{pq})$ 式 (2-17) 拆解為下列公式

$$\begin{aligned} V(H_p, \psi_{pq}) &= \frac{R_e}{M} \sum_{n=1}^{\infty} \sigma^{n+1} l'_n \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} \\ &= \frac{R_e}{M} \left[\sum_{n=1}^N \sigma^{n+1} l'_n \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} + \sum_{n=N+1}^{\infty} \sigma^{n+1} l'_n \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} \right] \end{aligned} \quad (2-23)$$

且由於多項式達一定階數時，負載洛夫數 l'_n 值大小會近似 (如表 2-1 所示 Farrell 值)，因此假定 $n \geq N+1$ 值時， $l'_n = l'_\infty$ 為一常數，又 (2-23) 式中第 2 項含量可推估為下列公式

$$\sum_{n=N+1}^{\infty} \sigma^{n+1} l'_n \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} = l'_\infty \left[\sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} - \sum_{n=1}^N \sigma^{n+1} \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} \right] \quad (2-24)$$

由於

$$\sum_{n=0}^{\infty} \sigma^{n+1} \frac{dP_n(\cos\psi_{pq})}{d\psi} = \sigma \frac{d}{d\psi_{pq}} \left[\sum_{n=0}^{\infty} \sigma^n P_n(\cos\psi_{pq}) \right] = \frac{-\sigma \sin\psi_{pq}}{(1 - 2\sigma \cos\psi_{pq} + \sigma^2)^{3/2}} \quad (2-25)$$

可推導得出任一測站 p 與高程相依之水平方向位移 OTL 格林函數計算式如下

$$V(H_p, \psi_{pq}) = \frac{R_e}{M} \left[\frac{-l'_\infty \sigma \sin \psi_{pq}}{(1 - 2\sigma \cos \psi_{pq} + \sigma^2)^{3/2}} + \sum_{n=1}^N \sigma^{n+1} (l'_n - l'_\infty) \frac{dP_n(\cos \psi_{pq})}{d\psi} \right] \quad (2-26)$$

另假定 $H_p = 0$ ，則 $\sigma = 1$ ，(2-25) 式可簡化為 $\frac{-\cos(\psi_{pq}/2)}{4\sin^2(\psi_{pq}/2)}$ ，並代入 (2-26) 式

可得下列簡化公式

$$V(\psi_{pq}) = \frac{R_e}{M} \left[\frac{-l'_\infty \cos(\psi_{pq}/2)}{4\sin^2(\psi_{pq}/2)} + \sum_{n=1}^N (l'_n - l'_\infty) \frac{dP_n(\cos \psi_{pq})}{d\psi} \right] \quad (2-27)$$

綜上推導內容，本文首次推導獲得高程相依之地球彈性位移效應理論公式；其中任一點 p 在考慮高程相依條件下，徑向 $U_r(H_p, \phi_p, \lambda_p)$ 、南北向 $U_\theta(H_p, \phi_p, \lambda_p)$ 及東西向 $U_\lambda(H_p, \phi_p, \lambda_p)$ 等 3 個分量之 OTL 位移效應計算式經整理如下：

$$U_r(H_p, \phi_p, \lambda_p) = \frac{R_e^3}{M} \rho_w \iint_D h_q \left[\frac{h'_\infty \sigma}{\sqrt{1 - 2\sigma \cos \psi_{pq} + \sigma^2}} + \sum_{n=0}^N \sigma^{n+1} (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos \psi_{pq}) \right] d\sigma_q \quad (2-28)$$

$$U_{\theta}(H_p, \phi_p, \lambda_p) = \frac{R_e^3}{M} \rho_w \iint_D h_q \left[\frac{-l'_\infty \sigma \sin \psi_{pq}}{(1 - 2\sigma \cos \psi_{pq} + \sigma^2)^{3/2}} + \sum_{n=1}^N \sigma^{n+1} (l'_n - l'_\infty) \frac{dP_n(\cos \psi_{pq})}{d\psi} \right] \cos Ad\sigma_q \quad (2-29)$$

$$U_{\lambda}(H_p, \phi_p, \lambda_p) = \frac{R_e^3}{M} \rho_w \iint_D h_q \left[\frac{-l'_\infty \sigma \sin \psi_{pq}}{(1 - 2\sigma \cos \psi_{pq} + \sigma^2)^{3/2}} + \sum_{n=1}^N \sigma^{n+1} (l'_n - l'_\infty) \frac{dP_n(\cos \psi_{pq})}{d\psi} \right] \sin Ad\sigma_q \quad (2-30)$$

本節以 HCHM、SHJU（新竹）、MZUM（馬祖）等 GPS 站為例進行分析，圖 2-4 呈現地球彈性位移效應 M2 分潮振幅與各站模擬高度（0 至 500 m）的變化關係，分析 HCHM、SHJU、MZUM 站於高程為 0 之 M2 分潮徑向分量為 1.3、1.4、2.3 cm，當各站高程達到 500 公尺時，其差量與高程比分別僅約 0.07、0.09、0.18 ppm，其忽略高程 500 公尺的 M2 分潮影響幾乎未達 0.1 mm，即便是於近岸且 M2 分潮較大之 MZUM 站，亦無明顯差別。根據上述結果，得知地球彈性之位移效應與重力效應相比，其受測站高度影響變化更不明顯；但如果以各分潮及 3 個方向位移效應總合量的差值而言，在海拔較高之測站（如：玉山，約 3,952 m），其忽略高程影響仍可能達 mm 等級，因此當實施高精度定位測量（如 SLR、VLB、GPS 等），處理其地球彈性位移效應改正時，建議採用本文高程相依之 OTL 效應計算模式。

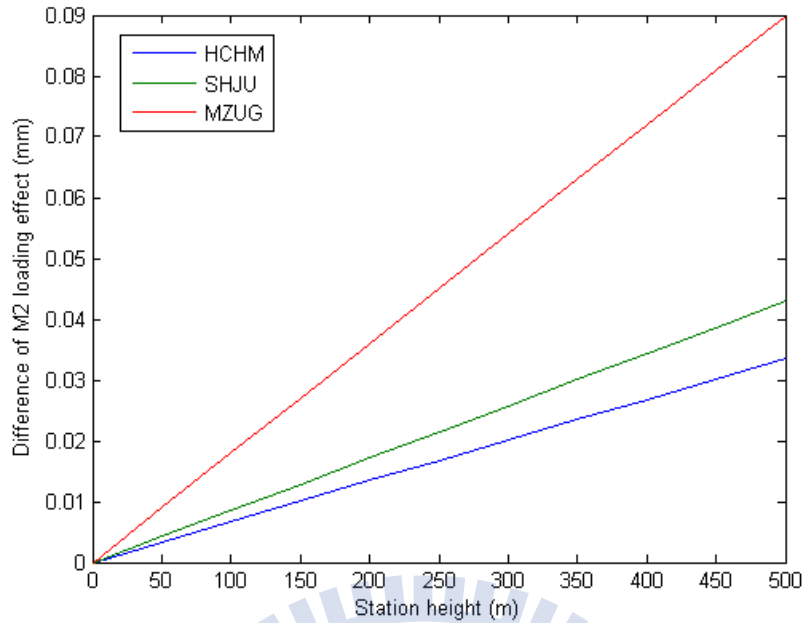


圖 2-4：不同測站高程下的地球彈性位移效應差量（徑向分量），以新竹、南寮、馬祖等 3 個衛星追蹤站（HCHM、SHJU 及 MZUG）之 M2 位移振幅為例

第 2-4 節 海潮負載格林函數

為計算第 2-3 節公式中 $G_L(H_p, \psi_{pq})$ 、 $U(H_p, \psi_{pq})$ 、 $V(H_p, \psi_{pq})$ 等 OTL 地球彈性格林函數，首要必需選擇適當之各階負載洛夫數 h_n' 、 k_n' 、 l_n' （例如表 2-1 所列 Farrell 階數表），因此，本節先依據 G-B（Gutenberg-bullen, Farrell, 1972）、PREM（Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski and Anderson, 1981; Matthews, 2001）及 1066A（Gilbert and Dziewonski, 1975; Endo and Okubo, 1983）等 3 種地球模式理論中與地球內部結構有關之負載洛夫數解，就所獲得 G_L 、 U 、 V 等與 OTL 重力及位移效應相關之格林函數（Matsumoto et al., 2005）進行分析，如表 2-2 所示。其中重力效應 G_L 值，依圖 2-5 所示，3 種模式所得 OTL 格林函數之弧距（ ψ_{pq} ）關係曲線結果相近，僅在弧距小於 0.1 度（引力源較近時）有較明顯差異，但根據其關係曲線及理論公式，弧距愈小、格林函數值愈大，即引力源愈近、OTL

效應影響愈明顯；換言之，OTL格林函數值計算品質對於近岸研究（引力源較近時）相當重要，雖然目前國外既有OTL模式受限於所使用的海潮模型之資料解析度（以5分網格積分時，其測站與格點距大於0.1度的數量非常有限），因而在不同的OTL格林函數選擇上，目前計算結果差異不大（以G-B、1066A分別於新竹超導站計算，其重力、位移OTL差異分別未逾0.01 μgal 、0.1 mm），但評估隨著海潮模型精度提高，未來也仍有改善空間。因此，本文開發的模式皆可採用使用者自行準備的負載洛夫數值或格林函數值，進行OTL推估計算，此乃首創的設計，可增加使用彈性（詳見附錄A）。

表 2-1：Farrell (1972) 之各階負載洛夫數

n	h_n	nl_n	nk_n
1	-0.290	0.113	0
2	-1.001	0.059	-0.615
3	-1.052	0.223	-0.585
4	-1.053	0.247	-0.528
5	-1.088	0.243	-0.516
6	-1.147	0.245	-0.535
8	-1.291	0.269	-0.604
10	-1.433	0.303	-0.682
18	-1.893	0.452	-0.952
32	-2.379	0.680	-1.240
56	-2.753	0.878	-1.402
100	-3.058	0.973	-1.461
180	-3.474	1.023	-1.591
325	-4.107	1.212	-1.928
550	-4.629	1.460	-2.249
1000	-4.906	1.623	-2.431
1800	-4.953	1.656	-2.465
3000	-4.954	1.657	-2.468
10000	-4.956	1.657	-2.469
∞	-5.005	1.673	-2.482

表 2-2：既有 G-B、PREM 及 1066A 地球彈性體模式之 OTL 格林函數表

Model	G-B			PREM			1066A		
degree	U	V	G _L	U	V	G _L	U	V	G _L
0.0001	-33.640	-11.250	-77.870	-42.603	-12.875	-98.875	-76.800	-23.200	-188.000
0.001	-33.560	-11.250	-77.690	-42.377	-12.875	-98.361	-76.100	-23.200	-186.000
0.01	-32.750	-11.240	-75.920	-40.132	-12.836	-93.260	-68.900	-23.000	-169.000
0.02	-31.860	-11.210	-73.960	-37.704	-12.719	-87.757	-61.100	-22.400	-151.000
0.03	-30.980	-11.160	-72.020	-35.400	-12.535	-82.552	-53.600	-21.300	-134.000
0.04	-30.120	-11.090	-70.110	-33.258	-12.298	-77.732	-47.500	-19.700	-119.000
0.06	-28.440	-10.900	-66.400	-29.522	-11.693	-69.374	-35.200	-16.600	-89.800
0.08	-26.870	-10.650	-62.900	-26.523	-10.976	-62.674	-26.600	-13.000	-69.200
0.1	-25.410	-10.360	-59.640	-24.206	-10.225	-57.490	-21.000	-9.830	-55.200
0.16	-21.800	-9.368	-51.470	-20.745	-8.554	-49.808	-15.300	-4.930	-39.100
0.2	-20.020	-8.723	-47.330	-19.273	-7.291	-46.668	-15.300	-4.560	-37.400
0.25	-18.360	-8.024	-43.360	-18.557	-6.305	-45.043	-15.700	-5.190	-37.100
0.3	-17.180	-7.467	-40.440	-17.583	-5.669	-41.839	-16.000	-5.970	-36.800
0.4	-15.710	-6.725	-36.610	-15.649	-5.437	-34.798	-15.900	-6.870	-35.600
0.5	-14.910	-6.333	-34.320	-14.799	-5.926	-31.531	-15.600	-7.140	-34.500
0.6	-14.410	-6.150	-32.780	-14.806	-6.288	-31.690	-15.200	-7.170	-33.300
0.8	-13.690	-6.050	-30.590	-14.642	-6.177	-31.763	-14.400	-6.940	-31.300
1	-13.010	-5.997	-28.750	-13.811	-6.061	-29.756	-13.600	-6.650	-29.500
1.2	-12.310	-5.881	-27.030	-12.922	-5.808	-27.805	-12.800	-6.310	-27.700
1.6	-10.950	-5.475	-23.960	-11.310	-5.257	-24.374	-11.300	-5.710	-24.700
2	-9.757	-4.981	-21.380	-10.112	-4.690	-22.005	-10.100	-5.160	-22.100
2.5	-8.519	-4.388	-18.740	-8.708	-4.071	-19.033	-8.760	-4.550	-19.200
3	-7.533	-3.868	-16.640	-7.699	-3.542	-16.953	-7.710	-4.000	-17.000
4	-6.131	-3.068	-13.590	-6.190	-2.747	-13.671	-6.210	-3.130	-13.700
5	-5.237	-2.523	-11.550	-5.243	-2.207	-11.534	-5.270	-2.530	-11.600
6	-4.660	-2.156	-10.160	-4.634	-1.849	-10.081	-4.670	-2.130	-10.100
7	-4.272	-1.915	-9.169	-4.225	-1.610	-9.045	-4.270	-1.850	-9.140
8	-3.999	-1.754	-8.425	-3.949	-1.457	-8.309	-4.000	-1.680	-8.400
9	-3.798	-1.649	-7.848	-3.751	-1.360	-7.747	-3.800	-1.560	-7.840
10	-3.640	-1.582	-7.379	-3.602	-1.304	-7.308	-3.650	-1.490	-7.390
12	-3.392	-1.504	-6.638	-3.383	-1.273	-6.667	-3.420	-1.420	-6.680
16	-2.999	-1.435	-5.566	-3.013	-1.287	-5.714	-3.030	-1.370	-5.630
20	-2.619	-1.386	-4.725	-2.642	-1.306	-4.946	-2.640	-1.340	-4.770

25	-2.103	-1.312	-3.804	-2.114	-1.286	-4.018	-2.100	-1.260	-3.800
30	-1.530	-1.211	-2.951	-1.518	-1.229	-3.059	-1.510	-1.160	-2.910
40	-0.292	-0.926	-1.427	-0.267	-1.012	-1.468	-0.243	-0.850	-1.340
50	0.848	-0.592	-0.279	0.894	-0.758	-0.456	0.906	-0.501	-0.184
60	1.676	-0.326	0.379	1.720	-0.594	-0.159	1.720	-0.234	0.450
70	2.083	-0.223	0.557	2.135	-0.552	0.512	2.110	-0.141	0.586
80	2.057	-0.310	0.353	2.098	-0.666	0.181	2.050	-0.243	0.336
90	1.643	-0.555	-0.110	1.667	-0.936	-0.427	1.620	-0.505	-0.161
100	0.920	-0.894	-0.713	0.955	-1.255	-0.890	0.882	-0.858	-0.782
110	-0.025	-1.247	-1.357	0.016	-1.557	-1.528	-0.071	-1.220	-1.430
120	-1.112	-1.537	-1.980	-1.056	-1.809	-2.215	-1.160	-1.520	-2.060
130	-2.261	-1.706	-2.557	-2.184	-1.932	-2.768	-2.300	-1.700	-2.620
140	-3.405	-1.713	-3.076	-3.320	-1.887	-3.272	-3.440	-1.710	-3.120
150	-4.476	-1.540	-3.530	-4.390	-1.684	-3.749	-4.490	-1.540	-3.550
160	-5.414	-1.182	-3.918	-5.319	-1.312	-4.133	-5.430	-1.180	-3.920
170	-6.161	-0.657	-4.243	-6.045	-0.745	-4.412	-6.170	-0.656	-4.230

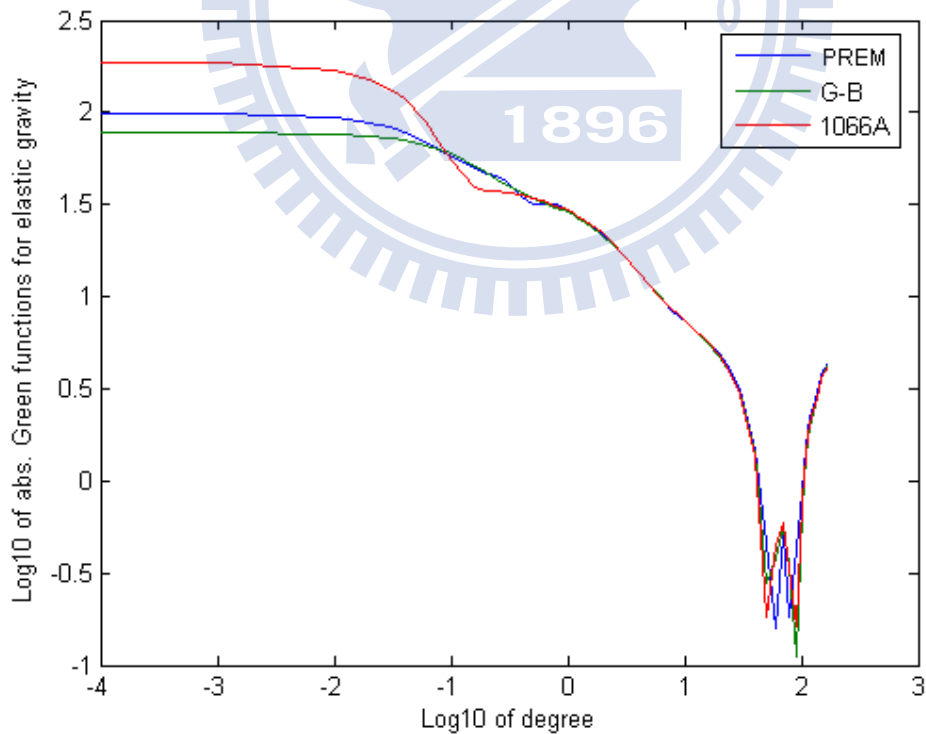


圖 2-5：G-B、PREM 及 1066A 地球彈性體模式所得之 OTL 重力格林函數

此外，由於另有 Han and Wahr (1995) 負載洛夫數來源可供使用，而其成果較新，且每個低階 (0 至 696) 因子皆有解值，較前述 3 種模式解更細密，但未有高階 (697 以上) 解，因此，可嘗試以不同模式負載洛夫數來源，組成混合模式進行計算。以 Han and Wahr (1995) 及 Farrell (1972) 負載洛夫數組合為例，其地球彈性效應海潮負載格林函數，依據理論公式 (2-12)，必須使用全階 (第 0 至 ∞ 階) 負載洛夫數計算，且為求提高精度，應儘量代入已知值，並使各階數得連續組合，其中第 0 至 550 階數，取自連續解之 Han and Wahr (1995)，至第 551 階以上因子，則取自不連續解之 Farrell (1972)；又為求計算方便，可嘗試將函數 $G_L(\psi_{pq})$ 之全階 ($n=0, \infty$) 計算分段解算，且於個別迴圈內一併累計加速運算 (Huang et al., 2008; Hwang et al., 2009)。最後，合計分段解算結果，便可得出 OTL 格林函數 $G_L(\psi_{pq})$ 之全階解，進而積分解算 OTL 地球彈性效應各分潮分量。

第 2-5 節 海潮負載振幅及相位

由於 OTL (重力或位移) 效應之引力源來自海水質量，其與海水潮高 h_q 有直接關係，且理論上具有空間及時間分布特性，根據 Foreman and Henry (1979)，海水潮高 h_q 可以時間 t 相關之傅立葉函數 (Fourier series) 展開為下列公式：

$$\begin{aligned}
 h(\phi_q, \lambda_q, t) &= \sum_{j=1}^m [f_j(t) A_j^h(\phi_q, \lambda_q) \cos(\bar{V}_j(t) - g_j^h(\phi_q, \lambda_q))] \\
 &= \sum_{j=1}^m [a_j^h(\phi_q, \lambda_q) f_j(t) \cos \bar{V}_j(t) + b_j^h(\phi_q, \lambda_q) f_j(t) \sin \bar{V}_j(t)] \quad (2-36) \\
 &= \sum_{j=1}^m [a_j^h(\phi_q, \lambda_q) \quad b_j^h(\phi_q, \lambda_q)] f_j(t) \begin{bmatrix} \cos \bar{V}_j(t) \\ \sin \bar{V}_j(t) \end{bmatrix}
 \end{aligned}$$

$$\text{及 } \begin{cases} a_j^h(\phi_q, \lambda_q) \\ b_j^h(\phi_q, \lambda_q) \end{cases} = A_j^h(\phi_q, \lambda_q) \begin{cases} \cos g_j^h(\phi_q, \lambda_q) \\ \sin g_j^h(\phi_q, \lambda_q) \end{cases} \quad (2-37)$$

式中 A_j^h 、 g_j^h 為第 j 個分潮與位置相關之分潮振幅 (amplitude) 及相位 (phase)，該海水潮高係數 (振幅及相位) 亦有以調和常數稱之，並可轉換為 h_q 正、餘弦函數型態之 a_j^h 、 b_j^h 係數；另該式中 $f_j(t)$ 為該分潮任一時間 t 之修正係數 (nodal modulation)， $\overline{V}_j(t)$ 為其天文引數 (astronomical argument)，皆與天體運動有關，可以相關參數求解獲得。

接著本文先以地球彈性重力效應計算為例，將上述 h_q 關係式 (2-36) 導入公式 (2-9) 中，藉由 a_j^h 、 b_j^h 係數與格林函數進行全球積分，得出與地球彈性重力效應相關之係數 a_j^G 、 b_j^G ，並將該式轉換為下列新的關係式：

$$\begin{aligned} \Delta g_L(H_p, \phi_p, \lambda_p, t) &= G\rho_w \iint_D h_q G_L(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \\ &= G\rho_w \iint_D \sum_{j=1}^m [a_j^h(\phi_q, \lambda_q) \quad b_j^h(\phi_q, \lambda_q)] f_j(t) \begin{bmatrix} \cos \overline{V}_j(t) \\ \sin \overline{V}_j(t) \end{bmatrix} G_L(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \\ &= G\rho_w \sum_{j=1}^m [a_j^G(\phi_p, \lambda_p) f_j(t) \cos \overline{V}_j(t) + b_j^G(\phi_p, \lambda_p) f_j(t) \sin \overline{V}_j(t)] \end{aligned} \quad (2-38)$$

$$\text{及 } \begin{cases} a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{cases} = \iint_D \begin{cases} a_j^h(\phi_q, \lambda_q) \\ b_j^h(\phi_q, \lambda_q) \end{cases} G_L(H_p, \psi_{pq}) d\sigma_q \quad (2-39)$$

最後，依一般習慣，將上述關係式及其中 a_j^G 、 b_j^G 係數，藉由傅立葉函數轉

換，改為具有振幅 A_j^G 及相位 g_j^G 係數之下列關係式：

$$\Delta g_L(H_p, \phi_p, \lambda_p, t) = G\rho_w \sum_{j=1}^m [f_j(t) A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \cos(\overline{V}_j(t) - g_j^G(\phi_p, \lambda_p))] \quad (2-40)$$

其中振幅 A_j^G 及相位 g_j^G 係數計算式為：

$$\left\{ \begin{array}{l} A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} \sqrt{(a_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2 + (b_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2} \\ \tan^{-1} \left(\frac{b_j^G(\phi_p, \lambda_p)}{a_j^G(\phi_p, \lambda_p)} \right) \end{array} \right\} \quad (2-41)$$

由於上述推導之地球彈性重力效應計算式，與海水潮高 h_q 計算式，皆屬傅立葉函數型態，且具有相同的時間域 t ，在計算上，可忽略時間因素，直接以海水潮高對應分潮之振幅及相位進行係數轉換，其與早期國內研究採用時間序列解算 OTL 影響量後，再以最小二乘法推求分潮係數之方法相比，本文方法確實可有效提高計算速度，並增加係數求解穩定度。

延續前述方式，另推導地球彈性位移效應 3 個分量之振幅及相位理論公式，將上述 h_q 關係式 (2-36) 分別導入 3 個分量公式 (2-13) 至 (2-15) 中，藉由 a_j^h 、 b_j^h 係數與格林函數 U 、 V 進行全球積分，得出與地球彈性位移效應相關之 3 個分量 a_j^G 、 b_j^G 係數組（包括徑向係數 ${}_{\gamma}a_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\gamma}b_j^G(\phi, \lambda)$ ，南北向係數 ${}_{\theta}a_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\theta}b_j^G(\phi, \lambda)$ 及東西向係數 ${}_{\lambda}a_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\lambda}b_j^G(\phi, \lambda)$ ），再將該 3 個分量係數及其關係式，藉由傅立葉函數轉換，改為具有振幅及相位之 A_j^h 、 g_j^h 係數組（包括徑向係數 ${}_{\gamma}A_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\gamma}g_j^G(\phi, \lambda)$ ，南北向係數 ${}_{\theta}A_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\theta}g_j^G(\phi, \lambda)$ 及東西向係數

${}_{\lambda}A_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\lambda}g_j^G(\phi, \lambda)$ 之 3 個分量關係式，相關推導式如下：

$$\begin{aligned}
\begin{Bmatrix} U_r(H_p, \phi_p, \lambda_p, t) \\ U_{\theta}(H_p, \phi_p, \lambda_p, t) \\ U_{\lambda}(H_p, \phi_p, \lambda_p, t) \end{Bmatrix} &= R^2 \rho_w \iint_{\sigma} h_q \begin{Bmatrix} U(H_p, \psi_{pq}) \\ V(H_p, \psi_{pq}) \cos A \\ V(H_p, \psi_{pq}) \sin A \end{Bmatrix} d\sigma_q \\
&= R^2 \rho_w \iint_{\sigma} \sum_{j=1}^m [a_j^h(\phi_q, \lambda_q) \quad b_j^h(\phi_q, \lambda_q)] f_j(t) \begin{Bmatrix} \cos \bar{V}_j(t) \\ \sin \bar{V}_j(t) \end{Bmatrix} \begin{Bmatrix} U(H_p, \psi_{pq}) \\ V(H_p, \psi_{pq}) \cos A \\ V(H_p, \psi_{pq}) \sin A \end{Bmatrix} d\sigma_q \\
&= R^2 \rho_w \sum_{j=1}^m \begin{Bmatrix} {}_{\gamma}a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{Bmatrix} f_j(t) \cos \bar{V}_j(t) + \begin{Bmatrix} {}_{\gamma}b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{Bmatrix} f_j(t) \sin \bar{V}_j(t) \\
&= R^2 \rho_w \sum_{j=1}^m f_j(t) \begin{Bmatrix} {}_{\gamma}A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{Bmatrix} \cos \left(\bar{V}_j(t) - \begin{Bmatrix} {}_{\gamma}g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{Bmatrix} \right)
\end{aligned} \tag{2-42}$$

其中與地球彈性位移效應相關之徑向係數 ${}_{\gamma}a_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\gamma}b_j^G(\phi, \lambda)$ ，南北向 ${}_{\theta}a_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\theta}b_j^G(\phi, \lambda)$ 及東西向 ${}_{\lambda}a_j^G(\phi, \lambda)$ 、 ${}_{\lambda}b_j^G(\phi, \lambda)$ 之計算式為：

$$\begin{Bmatrix} {}_{\gamma}a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}a_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{Bmatrix} = \iint_{\sigma} a_j^h(\phi_q, \lambda_q) \begin{Bmatrix} U(H_p, \psi_{pq}) \\ V(H_p, \psi_{pq}) \cos A \\ V(H_p, \psi_{pq}) \sin A \end{Bmatrix} d\sigma_q \tag{2-43}$$

$$\begin{Bmatrix} {}_{\gamma}b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}b_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{Bmatrix} = \iint_{\sigma} b_j^h(\phi_q, \lambda_q) \begin{Bmatrix} U(H_p, \psi_{pq}) \\ V(H_p, \psi_{pq}) \cos A \\ V(H_p, \psi_{pq}) \sin A \end{Bmatrix} d\sigma_q \tag{2-44}$$

有關轉換成振幅及相位之係數組：徑向 ${}_{\gamma}A_j^G(\phi_p, \lambda_p)$ 、 ${}_{\gamma}g_j^G(\phi_p, \lambda_p)$ ，南北向

${}_{\theta}A_j^G(\phi_p, \lambda_p)$ 、 ${}_{\theta}g_j^G(\phi_p, \lambda_p)$ 及東西向 ${}_{\lambda}A_j^G(\phi_p, \lambda_p)$ 、 ${}_{\lambda}g_j^G(\phi_p, \lambda_p)$ 等係數之計算式為：

$$\left\{ \begin{array}{l} {}_{\gamma}A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}A_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} \sqrt{({}_{\gamma}a_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2 + ({}_{\gamma}b_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2} \\ \sqrt{({}_{\theta}a_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2 + ({}_{\theta}b_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2} \\ \sqrt{({}_{\lambda}a_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2 + ({}_{\lambda}b_j^G(\phi_p, \lambda_p))^2} \end{array} \right\} \quad (2-45)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} {}_{\gamma}g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\theta}g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \\ {}_{\lambda}g_j^G(\phi_p, \lambda_p) \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} \tan^{-1}\left(\frac{{}_{\gamma}b_j^G(\phi_p, \lambda_p)}{{}_{\gamma}a_j^G(\phi_p, \lambda_p)}\right) \\ \tan^{-1}\left(\frac{{}_{\theta}b_j^G(\phi_p, \lambda_p)}{{}_{\theta}a_j^G(\phi_p, \lambda_p)}\right) \\ \tan^{-1}\left(\frac{{}_{\lambda}b_j^G(\phi_p, \lambda_p)}{{}_{\lambda}a_j^G(\phi_p, \lambda_p)}\right) \end{array} \right\} \quad (2-46)$$

綜上說明，本文開發之程式，除可採用使用者自訂的負載洛夫數值或格林函數值進行OTL推估計算，以增加使用彈性外，根據本文推導式計算時，使用者僅需給定待求點位坐標（緯度、經度及正高），選定待求OTL效應類別（重力或位移）及分潮後，本文模式便可將使用者指定之海潮模型分潮係數（振幅及相位）與OTL格林函數進行全球積分，得出該待求點位之OTL（重力或位移）效應之分潮係數（振幅及相位），其與時間 t 獨立不相依，計算過程較為嚴謹，有利於本研究進行數值模式比較驗證，且後續亦可利用上述時間 t 相關之傅立葉函數式，計算出該待求點位任一時刻之OTL（重力或位移）效應影響量，此為國內首次採用之研究方式，是本文非常重要的特點（計算範例詳見附錄A-4）。

第 2-6 節 本章小結

本章的研究目的在於探討高程相依之牛頓引力效應、地球彈性重力與位移效應等 OTL 效應理論公式及其格林函數運算方式，並嘗試推導具有振幅與相位係數之關係式，其研究成果可扼要歸納為下列幾點：

1. 本章節介紹計算海潮負載效應所使用的理論公式，本研究首次嘗試使用之高程相依格林函數，與目前常用的 Farrell (1972)、Melchoir (1983) 及 Agnew (1997) 等著作計算方法有所不同，且是國內首次採用該理論公式計算振幅及相位係數組，作為推估 OTL 效應影響之量化依據。
2. 本文研究的站台以位於近岸及高海拔地點為主，必須特別考慮測站高 H_p 對牛頓引力效應的影響，以新竹超導重力站 (Hsinchu)、2 個新設候選站 (陽明山 YMSM、鹿林 Lulin) 為例進行分析，Hsinchu、YMSM 及 Lulin 的離岸距離分別約為 8.6、10.1 及 80.0 km。研究顯示 Hsinchu 測站的牛頓引力效應 M2 分潮與測站高度呈現正相關增加，忽略測站高 (78 m) 之 M2 分潮效應差異約 0.90 μgal ；另 YMSM 測站高約 780 m，忽略站高之差異可達 1.60 μgal ；至於 Lulin 測站因位於中央山脈離岸較遠，受海潮負載效應影響較小，約 0.70 μgal ，測站高對牛頓引力效應影響並不明顯。綜上分析結果，近岸的重力觀測如果要達到 1- μgal 級精度，應進行牛頓引力效應改正。
3. 為瞭解測站高對地球彈性重力效應的影響，再以新竹 (Hsinchu)、陽明山 (YMSM) 及鹿林 (Lulin) 等地為例進行分析，得知 Hsinchu、YMSM 站於高程為 0 與 500 m 之 M2 分潮差量約 0.27% 及 0.9%，以 Hsinchu、YMSM 站於測站高度為 0 時之 M2 分潮 (3.1 及 2.8 μgal) 計算，其忽略高程 500 公尺的影響約有數個 nanogals ($10^{-3}\mu\text{gal}$)，另於 Lulin 站雖海拔較高，其 M2 分潮幾乎沒有差別。以地球彈性重力效應與牛頓引力效應相比，其受測站高度影響變化確實較不明顯，另離岸較遠的測站，也較不受 OTL 影響；此外，由於 SG 觀測精度達 nanogals 等級，處理其地球彈性重力效應改正時，建議仍應採用本文高程相依之 OTL 效應計算模式。
4. 有關測站高對地球彈性位移效應的影響，以 HCHM、SHJU (新竹)、MZUM

(馬祖)等 GPS 站為例進行分析，得知 HCHM、SHJU、MZUM 站於高程為 0 之 M2 分潮徑向分量為 1.3、1.4、2.3 cm，當各站高程達到 500 m 時，其差量與高程比分別約 0.07、0.09、0.18 ppm，其忽略高程 500 公尺的 M2 分潮影響幾乎未達 0.1 mm，即便是於近岸且 M2 分潮較大之 MZUM 站，亦無明顯差別。綜上，地球彈性之位移效應與重力效應相比，其受測站高度影響變化較不明顯；但如果以各分潮及 3 個方向位移效應總合量的差值而言，在海拔較高之測站（如：玉山，約 3,952 m），其忽略高程影響仍可能達 mm 等級，因此當實施高精度定位測量（如 PPP、SLR、VLBI 等），處理其地球彈性位移效應改正時，建議採用本文高程相依之 OTL 效應計算模式。

5. 有關 OTL 地球彈性格林函數計算所需各階負載洛夫數 h_n' 、 k_n' 、 l_n' ，測試分析 G-B、PREM 及 1066A 等 3 種模式差異不大，所得格林函數之弧距 (ψ_{pq}) 關係曲線結果相近，僅在弧距小於 0.1 度（引力源較近時）有較明顯差異，但根據其關係曲線及理論公式，弧距愈小、格林函數值愈大，即引力源愈近、OTL 效應影響愈明顯情況下，本文認為 OTL 格林函數值計算品質相當重要，尤其是在近岸研究（引力源較近時）上仍有改善空間。因此，本文開發的程式，皆可採用使用者自行準備的負載洛夫數值或格林函數值進行 OTL 推估計算，是首創新的設計，可增加使用彈性（詳見附錄 A）。
6. 本文另嘗試以不同模式負載洛夫數來源，組成混合模式進行測試。以 Han and Wahr 模式（1995）及 Farrell 模式（1972）組合為例，由於地球彈性效應海潮負載格林函數必須使用全階（第 0 至 ∞ 階）負載洛夫數計算，且為求提高精度，應儘量代入已知值，並使各階數得連續組合，其中第 0 至 550 階數，取自連續解之 Han and Wahr 模式（1995），至第 551 階以上因子，則取自不連續解之 Farrell 模式（1972）；又為求計算方便，嘗試將函數 $G_L(\psi_{pq})$ 之全階 ($n=0, \infty$) 計算分段解算。
7. 由於 OTL（重力或位移）效應之引力源來自海水質量，其與海水潮高 h_q 有

直接關係，且理論上具有空間及時間分布特性，本文根據 Foreman and Henry (1979)，將海水潮高 h_q 以時間 t 相關之傅立葉函數(Fourier series)展開，依序推導出與海水潮高相關之 a_j^h 、 b_j^h 及 a_j^G 、 b_j^G 係數組，最後得出具有振幅 A_j^G 及相位 g_j^G 係數之關係式。以該推導式計算時，使用者僅需給定待求點位坐標（緯度、經度及正高），選定待求 OTL 效應類別（重力或位移）及分潮後，本文模式便可將使用者指定之海潮模型分潮係數（振幅及相位）與 OTL 格林函數進行全球積分，得出該待求點位之 OTL（重力或位移）效應之分潮係數（振幅及相位），其與時間 t 獨立不相關，計算過程較為嚴謹，有利於本研究進行數值模式比較驗證，且後續亦可利用上述時間 t 相關之傅立葉函數式，計算出該待求點位任一時刻之 OTL（重力或位移）效應影響量，此為國內首次採用之研究方式，是本文非常重要的特點（計算範例詳見附錄 A-4）。

第 3 章 高解析海潮模型

第 3-1 節 章節緒論

本文前一章說明OTL（重力或位移）效應之引力源來自海水質量，與海水潮高 h_q 有直接關係，於推估計算時，必須與OTL格林函數進行全球積分，因此高解析之海潮模型相形重要。海潮模型（ocean tide model），是指以數值形式來表示海水潮高 h_q 的一種數值模型，習慣上，多以網格經、緯度坐標及其分潮係數（振幅及相位）之形式儲存，可依其網格範圍及解析度特性，將其區分為全球模型（global model）及區域模型（regional model）。本章節簡介目前國外既有的海潮模型，並介紹本文所使用的全球海潮模型NAO99b、FES2004及區域海潮模型NAO99jb；另台灣週邊高解析區域海潮模型，除介紹國內TWTIDE08模型外，並利用所收集的潮位站資料，微調一組包括主要分潮（M2、S2、K1、O1、N2、P1、K2、Q1、M1）及淺水分潮（M4、MS4、MN4及MK3）之海潮模型OTLT10（2010海潮負載計算用海潮模型），作為後續OTL效應數值模式計算之用。

第 3-2 節 既有海潮模型

NAO模型（Matsumoto et al., 2000; Takanezawa et al., 2001）是國內進行海洋學、水文學研究時，經常使用的一種海潮模型，目前該模型提供OTL計算的分潮，包括由16個主要的短週期分潮（M2、S2、K1、O1、N2、P1、K2、Q1、M1、J1、OO1、2N2、Mu2、Nu2、L2、T2）組成的NAO.99b及NAO.99jb模型、以及5個長週期分潮（Mtm、Mf、Mm、Ssa、Sa）組成的NAO.99L模型，並可依其網格範圍及解析度特性區分為全球模型（global model）及區域模型（regional model），其網格範圍及間距經整理如表3-1。根據文獻（Matsumoto et al., 2000; Takanezawa et al., 2001），NAO.99b全球模型是利用至少5年的TOPEX/POSEIDON（以下簡稱：T/P）測高資料（Cycle 9-198）導入海洋動力法推估產生；NAO.99b區域模型為提高網格間距及精度，更加入了該區域內的潮位觀測資料進行聯合解算，此外，NAO.99L全球模型則是未加入任何T/P測高資料，純以海洋動力法推估而得。

表3-1：NAO海潮模型（Matsumoto et al., 2000; Takanezawa et al., 2001）

海潮模型	網格範圍	網格間距
全球模型（NAO.99b、NAO.99L）	0E-360E, 90S-90N	30分（Sa分潮為60分解 析度重新取樣為30分）
區域模型（NAO.99jb）	110E-165E, 20N-65N	5分

FES（Finite Element Solution）為歐洲地區常用的全球海潮模型代號，包括一系列不同時期的產品，其中FES94.1模型是純以潮位站資料導入海洋動力法推估而得，該海潮模型在近岸地區有較佳的空間解析，但網格間距僅為30分；FES95.2模型則是以FES94.1模型為基礎，改善北極地區海潮數據，並利用T/P測高資料提高資料品質；FES98模型同樣利用約700個潮位站資料加入海洋動力法推估而得，但有別於早期以海床特性分區解算後再合併方法，本次採全球網格點一次計算方法解算（Lefèvre et al., 2000）；FES99模型則是FES98模型的更新版，兩者同樣都是15分網格間距的全球海潮模型。目前FES系列海潮模型中，最適合提供OTL計算的則是FES2004模型，這是目前該系列中最新的模型，同樣是利用T/P測高資料導入海洋動力法推估產生，但與一般全球模型不同的是，FES2004模型所提供的分潮，除主要的短週期分潮（M2、S2、K1、O1、N2、P1、K2、Q1、M1、J1、OO1、2N2、Mu2、Nu2、L2、T2）及長週期分潮（Mtm、Mf、Mm、Ssa）之外，還有更高頻的淺水分潮模型（M3、M4、M6），且網格間距大小為7.5分（Letellier and Lyard, 2004）。

其他類似的全球海潮模型可於國際地潮中心（ICET, International Center for Earth Tides）網頁（http://www.astro.oma.be/ICET/Ocean_tides_models/index.htm）上搜尋相關資訊，經扼要整理包括：Schwiderski模型（1980）是目前提供OTL計算最早（1980）且至今仍屬經典的海潮模型，網格間距大小為60分；而CSR3.0、CSR4.0模型（Eanes, 1994）網格間距大小為30分，是以FES94.1海潮模型為基礎，

並採用T/P測高資料改善精度；GOT99.2b (Ray, 1999) 及 GOT00.2模型的網格間距大小亦為30分，同樣以T/P測高資料改善精度，但GOT00.2模型在極區額外加入了ERS1/2及潮位站資料，因此在緯度66S以南、66N以北地區（T/P衛星觀測的極限區）之資料品質較佳。此外，TPXO.5模型開始到TPXO.7.1模型期間系列的海潮模型，皆是利用潮位觀測及T/P衛星觀測資料，並以觀測結合海洋動力法之理論推算而得，TPXO.5模型給定的網格間距大小為30分，TPXO.6.2模型則提高到15分網格間距 (Egbert, 2002)，另TPXO.7.0 及TPXO.7.1模型與TPXO.6.2模型相比，則僅在P1及 S2分潮有所差異。EOT08a模型是藉由調和分析方法，聯合解析多種任務衛星（如：TOPEX、Jason-1、ERS1、ERS2、ENVISAT、GFO等）累積達13年的測高資料，網格間距大小為7.5分 (Savcenko, 2008)。AG06a 模型同樣是加入上述多種任務衛星的測高資料，但以FES94.1模型為基礎進行調整，網格間距大小為30分。

上述模型並非都具有長周期的分潮，且不少模型在淺水區（OTL 效應較大的地區）欠缺海潮資料（例如：Schwiderski 及 FES94.1 海潮模型欠缺地中海地區資料），必須使用其他模型補足，由於 OTL 效應計算必須就全球海潮進行積分，淺水區（潮高較大地區）影響不小，除網格間距大小外，應優先考量模型資料品質，尤其是研究區附近資料如有不足，應考量採用適當的區域模型（以加入實測潮位資料自行微調開發較佳）改善全球模型精度。

圖 3-1 顯示在新竹重力基準站（HS）之 OTL 效應主要分潮（M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1）中，SG 超導重力觀測之振幅及相位 (Hwang et al., 2009)，與分別利用 Andersen2006、CSR4.0、EOT08a、FES2004、GOT00.2、NAO.99b、Schwiderski、TPXO.7.2 等全球海潮模型推估結果之差異 (<http://froste.oso.chalmers.se/loading/>, 2011)，該實測與推估結果分析重點如下：

1. 在 OTL 振幅方面(上圖)，Andersen2006、EOT08a、FES2004、NAO.99b、TPXO.7.2 等模型整體表現較佳，偏差皆可小於 0.5 μgal ，CSR4.0 及 Schwiderski 模型表現最差，偏差最大達 1.0 μgal ，除 Andersen2006、

GOT00.2 模型之 K2 分潮外，實測結果皆大於推估，應是受近岸區域海潮影響；在各分潮情形，半日潮偏差比全日潮大，其中 M2 分潮偏差最大，主因該分潮量在新竹地區最為明顯。

- 在 OTL 相位方面（下圖），NAO.99b 模型整體表現最佳，正負偏差皆可小於 10 度，其餘模型的最大偏差落在+20 至-50 之間，仍以 CSR4.0 及 Schwiderski 模型表現最差，且實測與推估結果偏差大小不一，並無明顯規律性；在各分潮情形，半日潮偏差亦比全日潮大，其中發現 S2 分潮偏差普遍較大，尤以 Schwiderski 模型在 S2 分潮偏差約 50 度最為明顯。

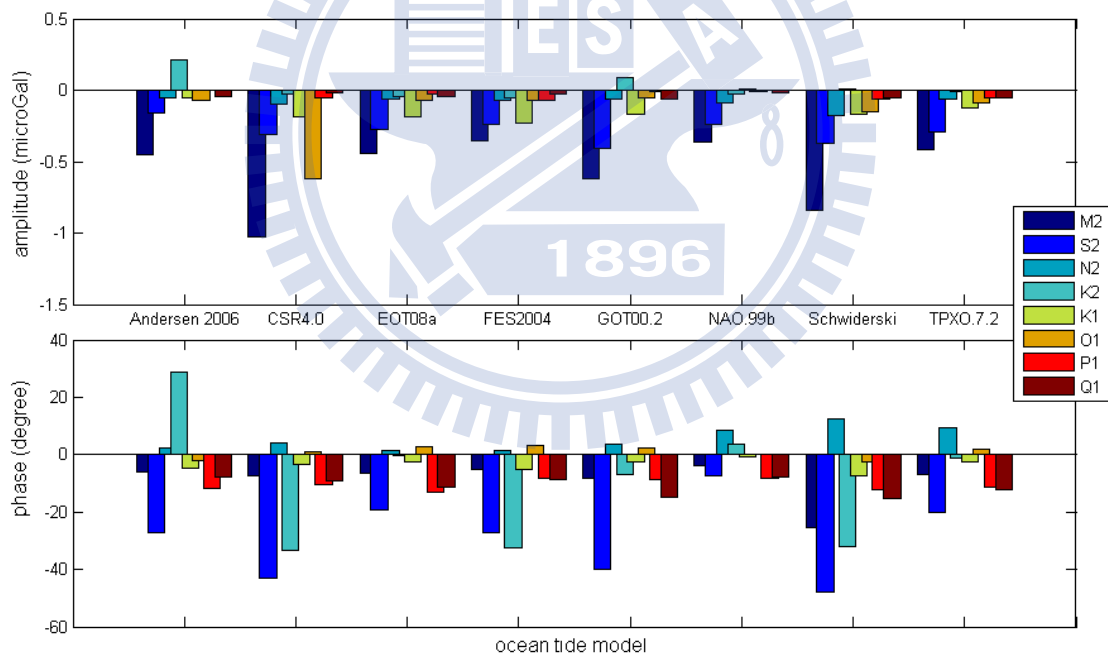


圖 3-1：SG 觀測在 HS 超導重力站之主要分潮（M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1）振幅及相位，與利用全球海潮模型（Andersen2006、CSR4.0、EOT08a、FES2004、GOT00.2、NAO.99b、Schwiderski、TPXO.7.2）推估結果之差異

綜合上述介紹，由於 NAO 模型是國內經常使用的一種海潮模型，目前該模型提供 OTL 計算的分潮，包括由 16 個短週期分潮組成的全球模型 NAO.99b 及區域模型 NAO.99jb、以及 5 個長週期分潮組成的全球模型 NAO.99L，相當完整，且使用的資料來源包括：T/P 測高資料及部分台灣週邊潮位站，因此，根據實測與推估分析結果，NAO 模型仍是目前既有且最適合本文研究的海潮模型；此外，目前絕對重力儀內建的 g7.0 程式中，較新的全球模型僅使用 FES2004，因此，本文後續將利用全球模型 NAO.99b、FES2004 及區域模型 NAO.99jb 進行研究。

圖 3-2 為全球模型 NAO.99b 之 M2 全球分潮，分析部分近岸地區的海潮現象特別明顯，包括：東亞、北美及南非...等地區，如於這些地區實施近岸觀測，應考慮 OTL 效應改正。另從圖 3-3 顯示，全球模型 NAO.99b 及 FES2004 之 M2 全球分潮振幅差值，於北美、阿拉斯加及歐洲...等地區有些許差異（最大約有 80 公分），推測此與 FES2004 模型使用較新的資料有關，但因這些區距離較遠，根據圖 3-1 之計算測試結果，於本文研究範圍內影響不大。

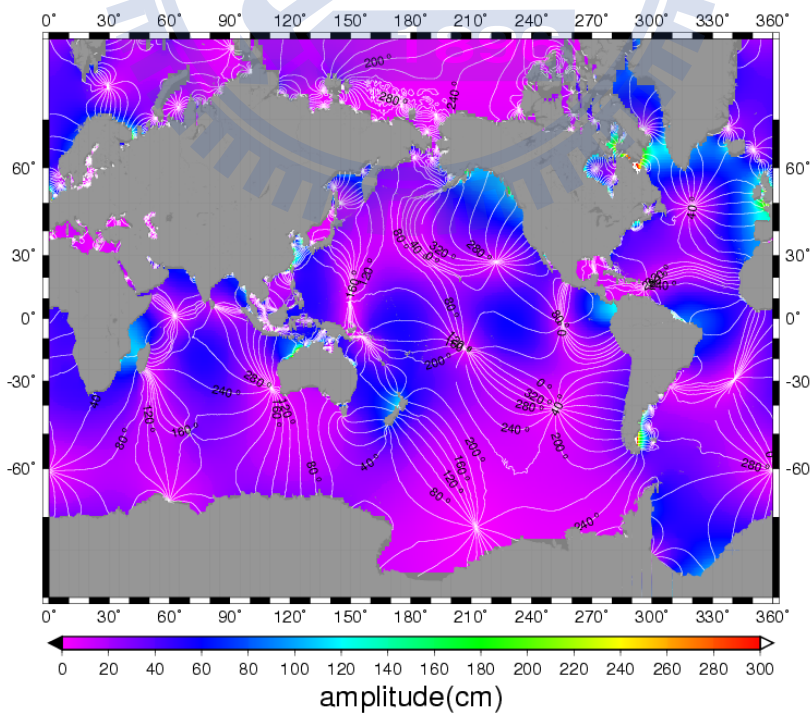


圖 3-2：全球海潮模型 NAO99b 之 M2 分潮

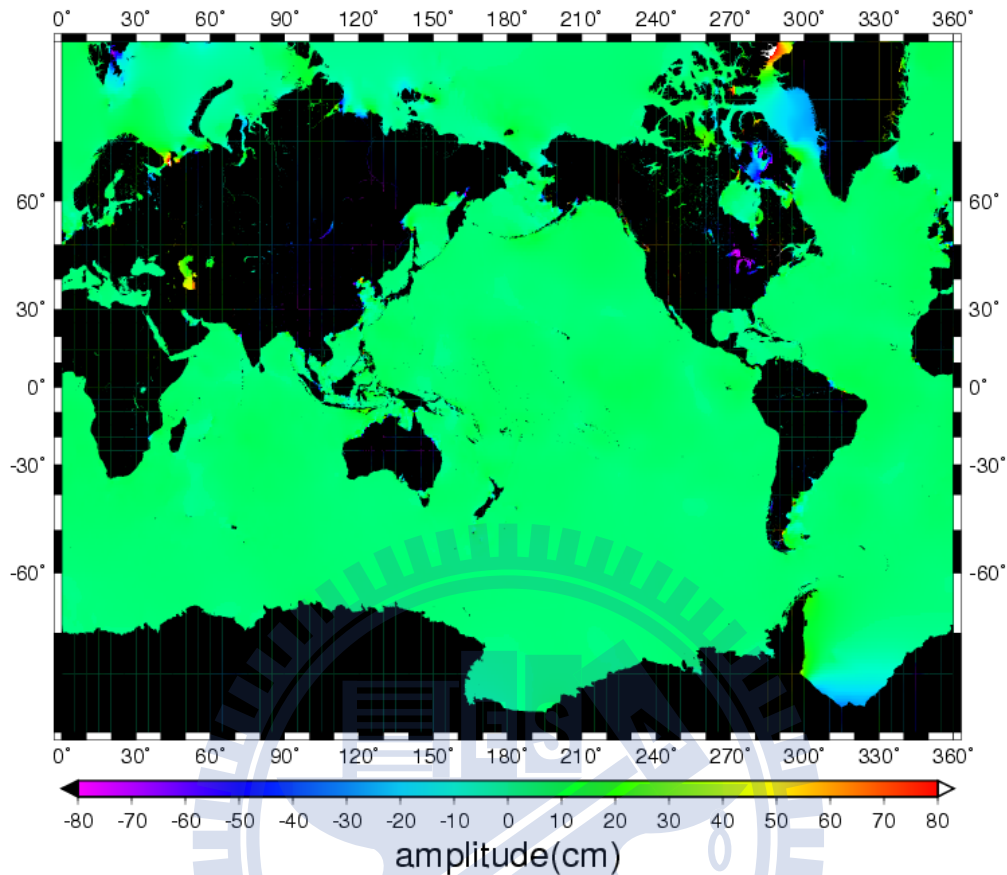


圖3-3：全球海潮模型NAO99b與FES2004之M2分潮振幅及相位之差異

此外，根據圖 3-4 及 3-5 所示之 M2 分潮，可以說明區域海潮模型的重要性，圖 3-4 呈現全球模型 NAO.99b 與區域模型 NAO99jb 的海潮差值（由於原始網格資料間距 30 分較大，該圖以內差後 5 分資料顯示，振幅最大約 20 公分、相位最大達 200 度），固然 NAO99jb 模型的網格間距較小，資料精度理應較高，但圖 3-5 卻又顯示出 NAO99jb 模型在台灣海峽近岸資料不足的缺點（該圖以其原始網格間距 5 分資料顯示，未經內差），由於此區屬淺水潮，OTL 現象不容輕視，因此值得本研究進一步探討改善。

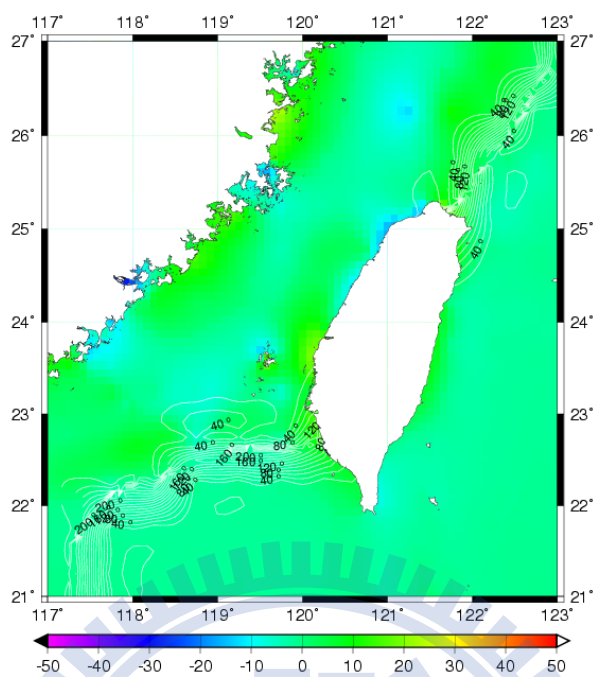


圖 3-4 全球海潮模型 NAO99b 與區域模型 NAO99jb 之 M2 分潮振幅及相位之差異（資料經內差為 5 分網格）

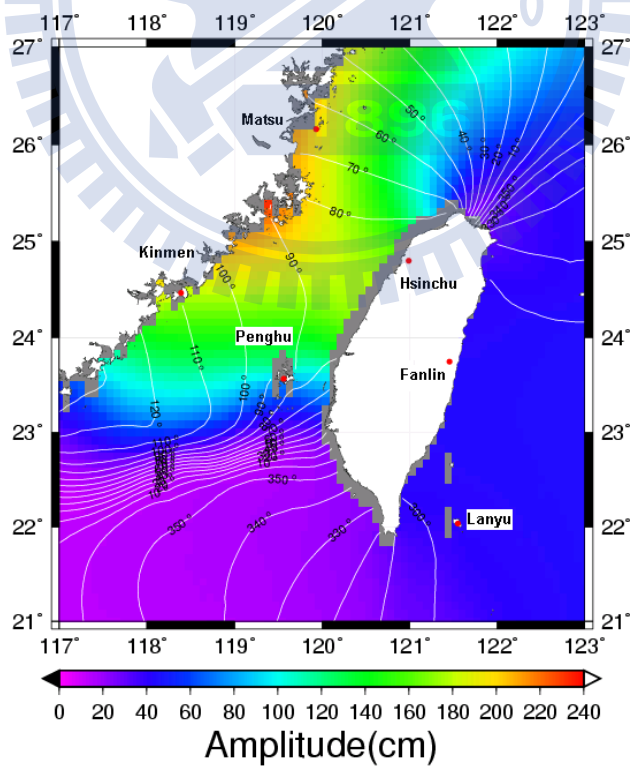


圖 3-5 區域海潮模型 NAO99jb 之 M2 分潮振幅及相位（原始資料未經內差）

第 3-3 節 台灣區域海潮模型

本研究除了嘗試利用全球模型 NAO.99b 及區域模型 NAO.99jb 之外，亦首次嘗試加入台灣自有的區域模型 TWTIDE08 (Hu et al., 2010)，進行組合比較。TWTIDE08 模型涵蓋東經 99.25 至 135.25 度、北緯 2.25 至 43.25 度的範圍，亦可達 5 分網格的空間解析力，所使用的海洋動力法為改良式普林斯頓海洋模式 (POM) (Blumberg & Mellor, 1987)，其理論公式如下：

$$\begin{aligned}\frac{\partial(\bar{UD})}{\partial t} + ADV_{\bar{v}} - f\bar{v}D &= -\frac{\partial P'}{\partial x} + DIF_{\bar{v}} + gD\frac{\partial(\zeta - \beta\eta)}{\partial x} \\ \frac{\partial(\bar{VD})}{\partial t} + ADV_{\bar{v}} + f\bar{u}D &= -\frac{\partial P'}{\partial y} + DIF_{\bar{v}} + gD\frac{\partial(\zeta - \beta\eta)}{\partial y} \\ \frac{\partial\eta}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{UD})}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{VD})}{\partial y} &= 0\end{aligned}\quad (3-1)$$

上式中

t ：指時間

η ：指海潮高（以平均海水面為基礎）

g ：指平均重力加速度（近似值為 9.8 ms^{-2} ）

ζ ：指均衡潮高 (Pugh, 1987)

f ：指科氏力參數， $f = 2\Omega \sin\phi$ ，其中 Ω 及 ϕ 分別代表地球自轉平均速度（近似值為 $7.2921159 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$ ）及所在緯度

P' ：指擾動壓力

D ：指合計水深， $D = H + \eta$ ，其中 H 代表海水面下深度

β ：指海潮負載效應影響潮高之係數 (Foreman et al., 1993)，在全日潮計算時係

數設定為 0.940、半日潮則為 0.953 (Hu et al., 2010)

(\bar{U}, \bar{V}): 沿 x (東) 及 y (北) 方向的平均水平速度

($GRAD_x P', GRAD_y P'$): 沿 x (東) 及 y (北) 方向的壓力梯度

($ADV_{\bar{U}}, ADV_{\bar{V}}$): 沿 x (東) 及 y (北) 方向的水平對流

($DIF_{\bar{U}}, DIF_{\bar{V}}$): 沿 x (東) 及 y (北) 方向的水平擴散

TWTIDE08 模型除依據上述公式，考量科氏力、擾動壓、水平速度、對流、擴散及壓力梯度等效應外，另以 NAO.99b 模型輔助作為邊界條件，並採用高解析的海底地形 (Depth) 及水平渦旋黏滯 (Horizontal eddy viscosity)、海底摩擦等係數 (Bottom drag coefficient) (詳見表 3-2) 進行解算 (Hu et al., 2010)。

表 3-2：計算台灣海潮模型 TWTIDE08 所使用之海洋模式參數 (Hu et al., 2010)

Horizontal resolution	1/12° (≈ 9.17 km near equator)
Depths	(a) 1-minute depth archive provided by the National Center for Ocean Research (NCOR) of Taiwan (b) 2-minute gridded global depths database ETOPO2 (National Geophysical Data Center, 2001) elsewhere
Horizontal eddy viscosity	150 m ² s ⁻¹
Bottom drag coefficient	0.0015

此外，考量近岸 OTL 計算受鄰近海潮變化影響，本文嘗試加入潮位站實測分潮資料進行模型資料同化，另求得一組微調模型 OTLT10 (2010 海潮負載計算用海潮模型)，範圍涵蓋東經 117 至 123 度、北緯 21 至 27 度 (參考潮位站分布範圍) 之 5 分間距網格，以提高 TWTIDE08 模型近岸資料精度，並彌補近岸資料密度不足的問題；有關提供同化求得 OTLT10 模型的 16 個潮位站分潮振幅及相位如表 3-3，這些潮位站大致均勻分布於台灣週邊及離島金門、馬祖、澎湖、蘭嶼等地 (如圖 1-1)，資料來源包括交通部中央氣象局及內政部的站台，並皆以 2005 年一整年之資料進行各站分潮解算。

表 3-3：提供同化求得本文海潮模型 OTLT10 之 16 個潮位站分潮振幅及相位

St.	Q1		O1		P1		K1		N2		M2		S2		K2	
	A ¹	G ²	A	G	A	G	A	G	A	G	A	G	A	G	A	G
BO	40	107	197	125	72	156	227	158	204	64	1049	87	279	126	74	118
CH	30	68	148	79	59	97	175	101	97	290	490	302	206	325	59	319
DA	24	78	124	99	50	115	152	127	152	72	839	95	233	129	70	119
DO	39	109	186	128	64	158	209	161	134	56	688	79	166	117	47	109
GE	24	60	121	74	49	95	144	100	54	307	277	315	120	338	33	329
HO	43	91	204	111	69	130	225	139	52	315	264	320	116	335	31	322
HS	37	92	193	108	74	132	232	135	296	66	1609	86	473	120	131	116
HU	31	65	141	82	53	101	157	99	86	296	442	303	198	325	56	319
JH	38	82	187	99	72	122	220	126	231	61	1214	83	349	115	91	110
KA	34	106	159	130	58	158	172	167	40	342	179	354	67	353	18	354
KM	52	106	267	124	106	153	328	155	316	90	1749	110	508	153	146	149
LO	34	61	165	76	65	96	199	101	53	335	217	340	104	345	30	337
LY	28	81	131	97	44	118	133	121	88	296	444	302	191	327	57	327
MZ	46	76	237	92	95	118	304	120	376	45	2071	65	652	98	182	94
PH	42	109	210	127	77	157	242	160	162	75	901	95	233	137	65	134
TA	42	97	210	114	80	140	248	144	344	67	1830	90	530	126	137	121

¹ amplitude in mm

² phase in degree

圖 3-6 顯示本文海潮模型 OTLT10 其中的 M2 分潮情形，其中分潮振幅的強度大致可分為 3 個環區，配合 16 個潮位站分潮大小（表 3-3）及分布分析，第 1 區最強包括 MZ、TA、KM、HS 等潮位站皆達 1.5 公尺以上，其次為第 2 區包括 JH、BO、DA、DO、PH 等站，第 3 區最弱包括 CH、GE、HO、HU、KA、LO、LY 等站皆未達 0.5 公尺，大致上，從太平洋海往台灣及大陸東南沿海方向逐漸增強，最大約 2.1 公尺（MZ），最小僅約 0.2 公尺（KA）；另分析南台灣海峽往南海海盆方向區域，其分潮振幅快速減弱，且分潮相位亦呈現快速變化。此外，NAO.99jb 是台灣海峽附近僅有已公開的國外區域模型，本文特別以圖 3-7 顯示 2 個國內外區域模型於 M2 分潮振幅及相位之差異情形，分析 NAO.99jb 在 MZ、KM、TA、BO、DO 等站區與 OTLT10 相比有偏低現象，於南台灣海峽 PH 站以西（緯度 23.5 度）有偏高現象，至於 2 個國內外區域模型之分潮相位則未有明顯差異。

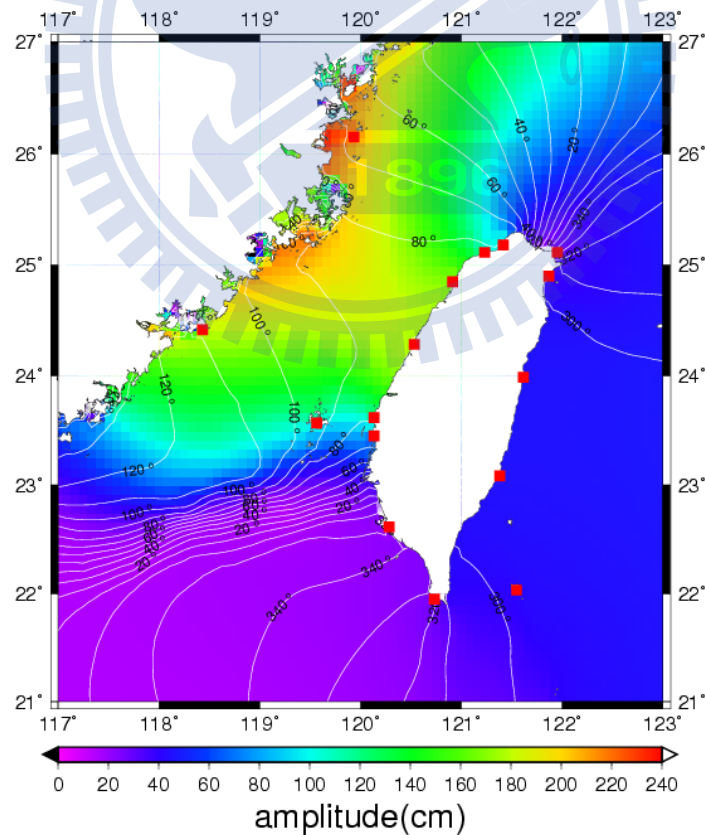


圖 3-6：本文海潮模型 OTLT10 之 M2 分潮振幅及相位（紅色方形為 16 個潮位站分布位置）

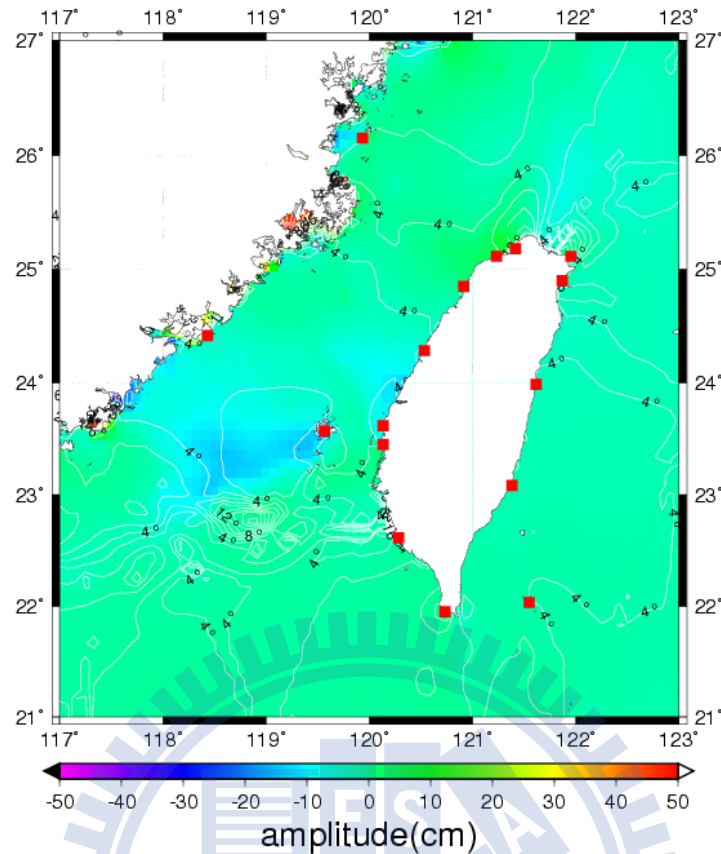


圖 3-7：本文海潮模型 OTLT10 與區域模型 NAO.99jb 之 M2 分潮振幅及相位之差異（紅色方形為 16 個潮位站分布位置）

為進一步了解本文研究所使用的全球模型及區域模型，在台灣海峽區的資料品質，本文特別選用 5 個潮位站（新竹 HS、蘭嶼 LY、澎湖 PH、馬祖 MZ、金門 KM）之實測 M2 分潮振幅及相位，與利用海潮模型（OTLT10、NAO.99jb、NAO.99b、CSR4.0）推估結果進行比較，這些潮位站皆鄰近內政部觀測站（詳見本文第 5 章），目的為選擇適合的海潮模型提供本文 OTL 改正計算研究。根據表 3-4 結果分析，OTLT10 模型與觀測之分潮振幅及相位最為接近，主因該模型加入了這些觀測站資料，且近岸地區空間解析較高，另 NAO.99jb 模型雖然亦為 $5' \times 5'$ 網格，但其中 PH 站與近岸實測比較結果差異較大。NAO.99b、CSR4.0 皆屬全球模型，空間解析為 $30' \times 30'$ ，相較之下精度較差，以 KM 站為例，其中 CSR4.0 模型較實測 M2 分潮振幅小了 50 公分，相位則偏差了 24° 。以上結果驗證，加入足夠的實測分潮資料，是提高模型精度的有效方法（參見 Neumeier et al.,

2005)。

表 3-4：利用潮位站實測 M2 分潮振幅及相位與利用海潮模型（OTLT10、NAO.99jb、NAO.99b, CSR4.0）推估結果之比較

Station	Observation ¹		OTLT 10		NAO.99Jb		NAO.99b		CSR4.0	
	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase	Amplitude	Phase
HS	1609	86	1626	86	1575	86	1820	85	1457	97
LY	444	302	433	298	403	297	435	310	507	316
PH	901	95	938	94	693	81	841	96	1023	105
MZ	2071	66	2096	66	2024	66	2367	68	1803	69
KM	1749	110	1767	109	1748	109	1672	131	1248	134

¹ amplitude in mm and phase in degree

第 3-4 節 淺水潮模型

根據文獻指出，當潮波傳遞入淺水區時，由於非線性作用會使得潮波的波形產生變形，而這種變形的潮波波形屬淺水分潮，其角頻率則為線性分潮角頻率的和、差及倍數乘積 (Pugh, 1987)。換句話說，海水除受引力影響產生的線性海潮 (linear tides) 外，還存在引力以外所受到的擾動，這些擾動所對應的分潮稱為非線性海潮 (non-linear tides)，亦稱為淺水潮 (shallow-water tides)，且包含倍數潮 (overtides) 與組合潮 (compound tides) 不同特性。淺水潮常見於大陸棚海域區，多是半日潮 (diurnal) 及全日潮 (semi-diurnal) 受海底及海岸地形交互作用而成，常見的分潮包括：三分之一日潮 (third-diurnal)、四分之一日潮 (fourth-diurnal) 甚至更短週期 (高頻率) 的海潮。有關淺水潮研究，目前仍以歐洲西北大陸棚地區最為著名，Boy et al. (2004) 利用 Pingree & Maddock (1978) 模式 (mog2D) 方法研究，英吉利海峽最大淺水分潮為 M4，其振幅於 Mont Saint-Michel 灣地區甚至可達 50 公分，且該大陸棚區的分潮振幅約在 10 至 20 公分範圍，相當可觀；另於日本週邊的淺水潮特性，根據 Khan & Hoyer (2004) 研究，最大淺水分潮則為 M3，其振幅僅約幾毫米 (mm) 而已。

因為台灣海峽週邊的海底地形非常複雜，尤其是台灣東海岸及台灣海峽南北陸棚邊緣地區，水深變化劇烈（圖 1-1）。根據 Chiou et al. (2010) 研究指出，當潮波從東部深達 4,000 公尺的太平洋經由台灣南、北方向進入大陸棚時，水深驟減為 200 公尺因而產生變化，且在傳遞至深度多低於 50 公尺的台灣海峽時，潮波速度和方向變化更為劇烈，使得台灣海峽內的海潮變化複雜，而在淺水灣或是河口地區，由於非線性的效應加大，更易發生淺水海潮現象。本文參考 Khan and Hoyer (2004) 研究方法，使用 Chiou et al. (2010) 以改良式普林斯頓海洋模式 (POM) 所產製之台灣地區淺水潮模型，並考量近岸 OTL 計算受鄰近海潮變化影響，另外嘗試加入前節介紹之 16 個潮位站實測分潮資料進行模型資料同化，求得一組微調淺水分潮納入 OTLT10 模型（範圍涵蓋東經 117 至 123 度、北緯 21 至 27 度之 5 分間距網格），以提高近岸資料精度，並彌補近岸資料密度不足的問題，提供台灣海峽附近 OTL 淺水潮改正研究使用。

表 3-5 列出本文使用之潮位站中，在淺水海潮較為明顯之 6 個潮位站（新竹 HS、澎湖 PH、馬祖 MZ、金門 KM、淡水 DA、台中 TA）實測振幅及相位，其中以 M4 分潮振幅最大，其次為 MS4、MN4 及 MK3；另以 M4 分潮振幅分析 6 測站特性，PH 站最顯著約有 7 公分，其次為 DA、HS、MZ、KM、TA 等站，其中 HS 鄰近新竹超導重力 SG 站，故將進行 OTL 實測比較分析（詳見第 5 章），而 PH、MZ、KM 等皆鄰近台灣海峽內離島絕對重力 AG 站，但受限於 AG 觀測精度，似仍無法進行 OTL 實測比較分析。此外，台灣海峽週邊淺水海潮以四分之一日潮特性最為明顯，也大致反應了 M2 分潮在此區最大的現象，此因 M4、MS4、MN4 及 MK3 等 4 種主要分潮，正是 M2 分潮交互作用或與其他短週期分潮作用的結果，例如： $M4 = M2 + M2$ （M2 分潮交互作用）即屬倍數潮（overtides）的特性， $MS4 = M2 + S2$ 、 $MN4 = M2 + N2$ 、 $MK3 = M2 + K1$ （皆與 M2 分潮相關）即屬組合潮（compound tides）的特性。

表 3-5：台灣週邊潮位站中 4 個較顯著淺水潮之振幅及相位

Constituent	Frequency ¹	HS ²		PH		MZ		KM		DA		TA	
MK3	44.0252	4	352	14	248	9	357	14	278	23	227	13	334
MN4	57.4238	13	63	23	179	13	323	10	208	20	163	3	347
M4	57.9682	35	76	68	204	35	345	30	238	47	175	16	44
MS4	58.9841	25	113	43	241	26	28	24	270	25	205	9	74

¹ in degree/hour

² amplitude in mm and phase in degree

圖 3-8、圖 3-9 分別呈現全球海潮模型 FES2004、區域海潮模型 OTLT10 中 M4 淺水分潮的振幅及相位分布情形，首先分析 FES2004 模型，由於該網格間距大小為 7.5 分，較 OTLT10 模型（5 分網格）解析度略差，因此台灣北部及澎湖西南外海的分潮振幅及相位較為平滑，分布特性較不細緻，且同樣有近岸資料不足（灰色網格）的缺點；而 OTLT10 模型由於加入 16 個潮位站（紅色格點）實測分潮資料，且在同化解算時特別保留近岸資料，因此在大陸東南沿岸（含馬祖、金門離島）、澎湖及雲林外海等地，足以呈現豐富的淺水海潮特性。此外，從圖上分析，台灣海峽西南方的淺水地形（俗稱：台灣灘）會對 M4 淺水分潮振幅產生明顯的變化，且在台灣海峽內會有類似於駐波的共振現象發生，相關文獻（Chiou et al., 2010）亦證實有類似現象；另分析分潮振幅於台灣海峽內分布情形，在馬祖沿大陸東南沿岸一帶、及澎湖至雲林外海一帶最大，至於台中往西北至大陸沿岸有一帶狀區的振幅最小，此與台灣近岸實測潮位資料驗證結果一致。此外，該結果與圖 1-1 淺水地形比對，亦呈現當潮波從深水區傳遞至台灣南、北方向經由大陸棚斜坡地形進入淺水區，淺水分潮在水深約 150 公尺處開始有明顯的振幅變化；另外發現香港內灣似乎也有不小的 M4 淺水潮現象，值得再進一步深入研究。

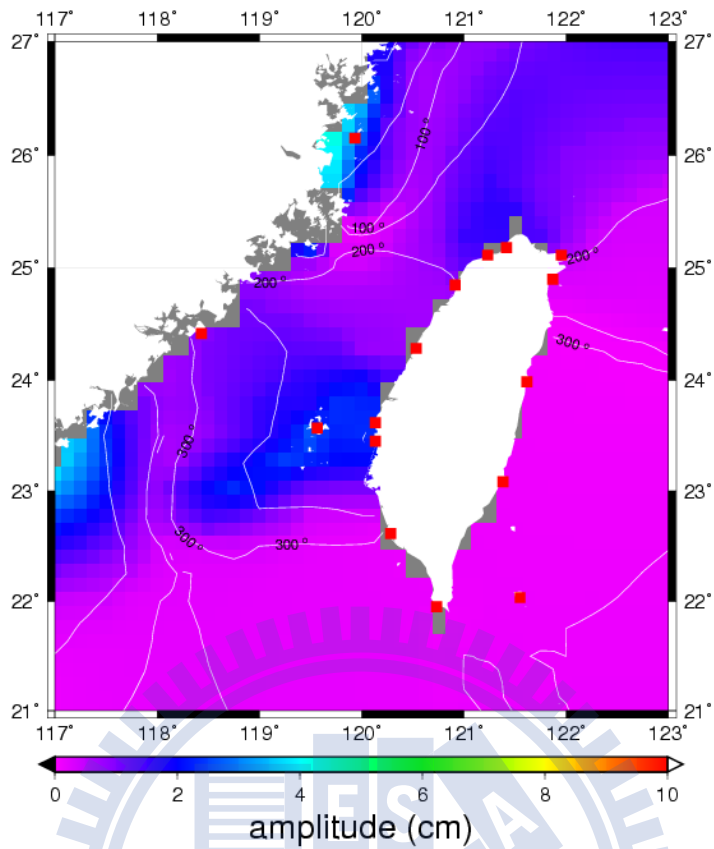


圖 3-8：全球海潮模型 FES2004 之 M4 淺水分潮振幅及相位

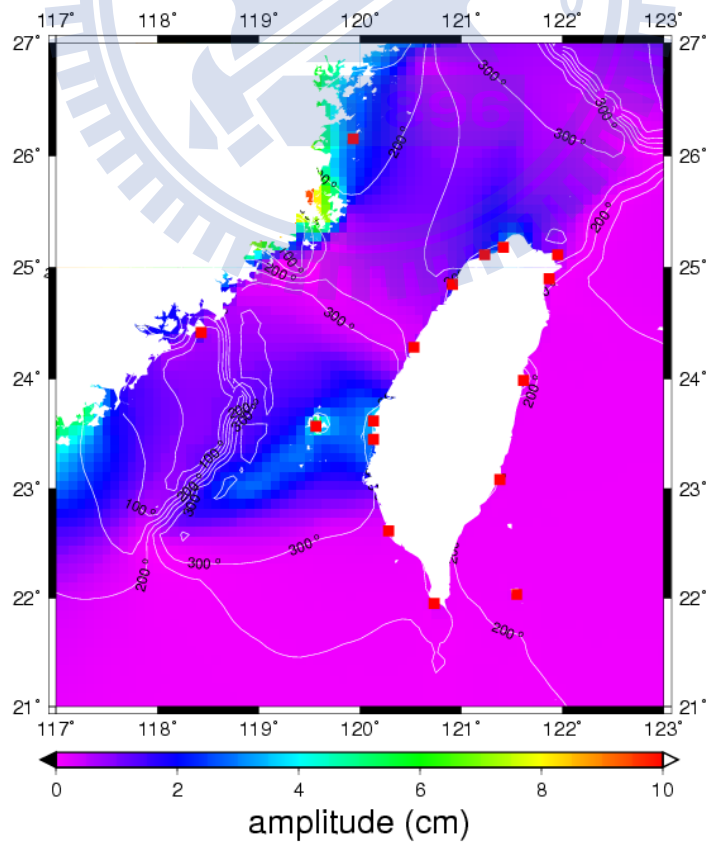


圖 3-9：本文海潮模型 OTLT10 之 M4 淺水潮振幅及相位

第 3-5 節 本章小結

本章的研究目的在於探討國外既有全球海潮模型、區域海潮模型，介紹台灣自有區域海潮模型、淺水潮模型，並分析部分地區 OTL 效應之潛在特性，其研究成果可扼要歸納為下列幾點：

1. 根據研究結果，既有海潮模型並非皆具有長周期的分潮，且不少模型在淺水區（OTL 效應較大的地區）欠缺海潮資料（例如：Schwiderski 及 FES94.1 海潮模型欠缺地中海地區資料），必須使用其他模型補足，由於 OTL 效應計算必須就全球海潮進行積分，淺水區（潮高較大地區）影響不小，除網格間距大小外，應優先考量模型資料品質，尤其是研究區附近資料如有不足，應考量採用適當的區域模型（以加入實測潮位資料自行開發較佳）改善全球模型精度。
2. 由於 NAO 模型是目前國內經常使用的一種海潮模型，該模型提供 OTL 計算的分潮，包括由 16 個短週期分潮組成的全球模型 NAO.99b 及區域模型 NAO.99jb、以及 5 個長週期分潮組成的全球模型 NAO.99L，所使用的資料來源包括 T/P 測高資料及部分台灣週邊潮位站，相當完整，且本文根據實測與推估分析結果，NAO 模型是目前既有適合本文研究的全球海潮模型；此外，目前絕對重力儀內建的 g7.0 程式中，較新的全球模型僅使用 FES2004，因此，本文後續將利用全球模型 NAO.99b、FES2004 及區域模型 NAO.99jb 進行研究。
3. 分析全球模型 NAO.99b 之 M2 分潮，部分近岸地區的海潮現象特別明顯，如於這些地區實施近岸觀測，應考慮 OTL 效應改正。另研究顯示，全球模型 NAO.99b 及 FES2004 之 M2 分潮振幅，於部分地區有些許差異（最大約有 80 公分），分析此與 FES2004 模型使用較新的資料有關，但因這些地區距離較遠，經計算測試結果，於本文研究範圍內影響不大。此外，研究全球模型 NAO.99b 與區域模型 NAO99jb 的海潮差值（振幅最大約 20 公分、相位最大達 200 度），足見區域模型的網格間距較小，資料精度較高，但

NAO99jb 模型在台灣海峽近岸，有資料不足的嚴重缺點，由於此區屬淺水地形，OTL 現象不容輕視，值得本研究進一步探討改善。

4. 本研究除了嘗試利用全球模型 NAO.99b 及區域模型 NAO.99jb 之外，亦首次嘗試加入台灣自有的區域模型 TWTIDE08 (Hu et al., 2010)，進行組合比較。此外，本文嘗試加入潮位站實測分潮資料進行 TWTIDE08 模型資料同化，另求得一組微調模型 OTLT10 (2010 海潮負載計算用海潮模型)，範圍涵蓋東經 117 至 123 度、北緯 21 至 27 度之 5 分間距網格，藉此提高 TWTIDE08 模型近岸資料精度，並彌補近岸資料密度不足的問題。
5. 分析台灣海潮模型的 M2 分潮情形，其中分潮振幅的強度大致可分為 3 個環區，配合 16 個潮位站分潮大小及分布分析，第 1 區最強包括 MZ、TA、KM、HS 等潮位站皆達 1.5 公尺以上，其次為第 2 區包括 JH、BO、DA、DO、PH 等站，第 3 區最弱包括 CH、GE、HO、HU、KA、LO、LY 等站皆未達 0.5 公尺，大致上從太平洋海往台灣及大陸東南沿海方向逐漸增強，最大約 2.1 公尺 (MZ)，最小僅約 0.2 公尺 (KA)；另分析南台灣海峽往南海方向區域，其分潮振幅快速減弱，且分潮相位亦呈現快速變化。
6. 為進一步了解本文研究所使用的全球模型及區域模型，在台灣海峽區的資料品質，本文特別選用 5 個潮位站 (HS、LY、PH、MZ、KM) 之實測 M2 分潮振幅及相位，與利用海潮模型 (OTLT10、NAO.99jb、NAO.99b、CSR4.0) 推估結果進行比較。根據結果分析，OTLT10 模型與觀測之分潮振幅及相位最為接近，NAO.99jb 模型於 PH 站比較差異較大。另 NAO.99b、CSR4.0 皆屬全球模型，空間解析為 $30' \times 30'$ ，相較之下精度較差，以 KM 站為例，其中 CSR4.0 模型較實測 M2 分潮振幅小了 50 公分，相位則偏差了 24° 。以上結果驗證，加入足夠的實測分潮資料製作成高空間解析的模型，是提高模型推估精度的有效方法。
7. 本文參考 Khan and Hoyer (2004) 研究方法，使用 Chiou et al. (2010) 以改良式普林斯頓海洋模式 (POM) 所產製之台灣地區淺水潮模型，並嘗試加

入潮位站實測分潮資料進行模型資料同化，求得微調淺水分潮（M4、MS4、MN4 及 MK3）納入 OTLT10 模型，提供台灣海峽附近 OTL 淺水潮改正研究使用。分析本文使用之潮位站實測振幅及相位，以 M4 分潮振幅最大，其次為 MS4、MN4 及 MK3；另以 M4 分潮振幅分析 6 測站特性，PH 站最顯著約有 7 公分。台灣海峽週邊淺水海潮以四分之一日潮特性最為明顯，也大致反應了 M2 分潮在此區最大的現象，此因 M4、MS4、MN4 及 MK3 等 4 種主要分潮，正是 M2 分潮交互作用為倍數潮（overtides），或與其他短週期分潮作用為組合潮（compound tides）的結果。

8. 分析全球海潮模型 FES2004、區域海潮模型 OTLT10 中 M4 淺水分潮分布情形，FES2004 模型網格間距較大，因此台灣北部及澎湖西南外海的分潮振幅及相位較為平滑，分布特性較不細緻，且有近岸資料不足的缺點。另發現台灣海峽西南方的淺水地形（俗稱：台灣灘）會對 M4 淺水分潮振幅產生明顯的變化，且在台灣海峽內會有類似於駐波的共振現象發生，在馬祖沿大陸東南沿岸一帶、及澎湖至雲林外海一帶最大，至於台中往西北至大陸沿岸有一帶狀區的振幅最小，此與台灣近岸實測潮位資料驗證結果一致。再與海底地形比對，當潮波從深水區傳遞至台灣南、北方向經由大陸棚斜坡地形進入淺水區，淺水分潮在水深約 150 公尺處，開始有明顯的振幅變化；另外發現香港內灣似乎也有不小的 M4 淺水潮現象，值得再進一步深入研究。

第 4 章 海潮負載效應數值模式

第 4-1 節 章節緒論

由於 OTL (重力或位移) 效應推估計算, 必須將海水潮高 h_q 與 OTL 格林函數進行全球積分, 因此除理論公式推導外, 其計算程式開發及運算成效, 亦相當重要。根據本文研究, 目前國際上仍常使用的 OTL 數值模式有: OLFG/OLMPP (Scherneck, 1991)、SPOTL (Agnew, 1996)、GOTIC2 (Matsumoto et al., 2005)、CARGA (Bos and Baker, 2005) 及絕對重力儀設備 (FG5) 中內建的 g7.0 軟體 (<http://www.microglacoste.com/>) 等。這些 OTL 數值模式中, 除 GOTIC2 模式可使用區域海潮模型外, 其餘是以全球海潮模型進行計算, 而絕對重力儀設備 (FG5) 中內建的 g7.0 軟體, 已於重力測量作業中被廣泛使用 (g7.0 模式); 另 OLFG/OLMPP 模式已於網頁 (<http://froste.oso.chalmers.se/loading/>) 上建置對話窗功能, 可免費提供線上計算服務 (BS 模式)。

本章節將先扼要說明上述 GOTIC2、g7.0 及 BS 之計算模式, 推估並分析台灣地區之 OTL 重力、位移特性, 再另以本文理論公式, 自行開發主程式及相關子程式組成 SGOTL (重力)、DISOTL (位移) 模式, 並利用各種參數組合進行計算效能分析, 選擇最佳參數組合提供後續計算使用, 最後嘗試利用本文模式推估方法, 製作台灣及大陸東南地區 OTL 重力、位移效應之數值網格提供各界使用參考。

第 4-2 節 GOTIC2、g7.0 及 BS 模式介紹

GOTIC2 是針對早期 GOTIC 版本 (Sato and Hanada, 1984) 進行改良的模式, 可以用來計算測站之固體潮 (solid Earth tide) 及海潮負載 (ocean tidal loading, OTL) 效應, 其 OTL 效應計算是使用 Farrell 的捲積計算方法, 而原始程式是利用 FORTRAN 程式語言編撰, 目前最新版本時間為 2004 年 10 月 25 日, 經測試至少可在 Linux、HP-UX 及 WINDOWS XP 等作業系統上使用; GOTIC2 模式在海陸地 (ocean-land) 分布篩選上, 使用 4 種 (階) 不同精度的解析網格 (mesh),

第 1 階為 30 分的網格間距，提供最外圈（全球海潮模型）計算使用，第 2 階為 5 分的網格間距，提供內圈（區域海潮模型）計算使用，至於更高精度解析的第 3、4 階網格（可達 50 公尺）僅能於日本地區使用，非本文研究範圍；另該模式目前提供 2 種格林函數選擇，分別是以 G-B 地球模型（Farrell, 1972）或 1066A 地球模型（Endo and Okubo, 1983）為計算基礎。由於 GOTIC2 模式目前可提供重力（Gravity）、垂直位移（Vertical displacement）、水平位移（Horizontal displacement）、傾斜（Tilt）、應變（Strain）及垂線偏差（Deflection of the vertical）等 6 種 OTL 效應計算，且使用較高解析之 NAO 海潮模型（包括：全球模型 NAO.99b、區域模型 NAO.99jb），並可同時計算不限 1 個測站的 21 個分潮效應（Matsumoto et al., 2005）之振幅及相位，又相關程式及所使用的海潮模型目前可至 http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index_En.html 下載，內容相當完整，並可提供牛頓引力及地球彈性效應的個別影響量，評估非常適合本研究成果比較使用。

g7 是一套 Micro-g LaCoste 公司所提供的重力資料擷取及處理軟體（手冊可至 <http://www.microglacoste.com/pdf/g7Help.pdf>, 2007 下載），目前這套軟體內建於該公司所有絕對重力儀（包括 FG-5、A-10、FG-L 等儀器）之控制模組（電腦），可於 Windows 98, 2000, NT, XP, Vista 等作業系統上使用，g7 具有完整的資料收集、處理及分析能力，尤其是內建多項標準環境改正模式程序，其中亦包括了 OTL 重力效應推估模式（OceanLoad tool，以下稱 g7 模式），得以藉此改善原始重力觀測數據，達成 1- μ gal 級精度的測量成果。g7 模式可依據使用者輸入之測站（不限 1 個）之名稱、緯度、經度及正高（Name、Latitude、Longitude 及 Elevation），自動計算獲得一組命名為 Oceanload.olf 之 OTL 參數，內容包括：11 個主要分潮（M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1、MF、MM 及 SSA）的名稱、振幅及相位（Wave、Amplitude 及 Local Phase）；g7 模式是由 Olivier Francis 博士研發（<http://www.ecgs.lu/>），目前僅提供 OTL 重力效應計算，並提供 3 種全球海潮模型（Schwiderski、CSR3.0 及 FES2004）可以選擇，其中 FES2004 模型

較新且空間解析較高，經測試雖計算較慢但較適合本文需求，由於該模式相當容易使用，且本文亦使用 FG-5 型絕對重力儀收集觀測資料（詳見第 5 章），因此選擇作為另一種供本研究成果驗證的方式，但缺點是無法提供牛頓引力及地球彈性效應的個別影響量。

Bos and Scherneck (2009) 考量高精度大地觀測逐漸普遍，OTL 效應推估需求備受重視，為服務大地測量研究社群，利用 OTL 計算軟體 OLFG/OLMPP (Scherneck, 1991) 建立一個計算服務網站 (<http://froste.oso.chalmers.se/loading/>) 提供全球免費使用，本文稱之為 BS 模式。該模式以 Farrell (1972) 洛夫函數為計算基礎，目前提供包括 GOT00.2、GOT4.7、GOT99.2b、AG06、EOT08a、FES94.1、FES95.2、FES98、FES99、FES2004、CSR3.0、CSR4.0、NAO.99b、TPXO.5、TPXO.6.2、TPXO.7.0、TPXO.7.1、TPXO.7.2、Schwiderski 等多達 19 種的全球海潮模型可以選擇，並可計算重力、垂直位移、水平位移等 3 種 OTL 效應的 11 個主要分潮（與 g7 模式相同）效應之振幅及相位；經實際上線測試，使用者先自該網站下拉式表單選定適當的海潮模式、OTL 效應類別、參數輸出格式（BLQ、HARPOS）、再於對話視窗內輸入測站（至多可 100 個）之名稱、緯度、經度及正高（Name、Latitude、Longitude 及 Elevation），最後給定回傳結果電子信箱（e-mail）並按確定上傳鈕，BS 模式即可依據使用者輸入資訊，自動計算每個測站之 OTL 參數並回傳結果；比較特別的是，計算垂直位移、水平位移效應時，使用者可以選擇修正地球質心，否則該結果代表坐標參考框架中心不受海潮影響。由於 BS 模式亦相當容易使用，且所提供的參數輸出格式 BLQ，目前被廣泛地運用在 BERNESE 軟體處理 GPS 之 OTL 效應改正計算上，因此選擇作為另一種驗證方式，但也有無法提供牛頓引力及地球彈性效應個別影響量的缺點。

第 4-3 節 海潮負載效應之區域特性分析

第 4-3-1 節 重力效應

全球地球動力計畫 (Global Geodynamic Project, GGP) 源自 1997 年 7 月 1 日展開第一期 4 年期計畫,到了 2003 年國際大地測量及地球物理聯合會(IUGG)會議,GGP 正式開始成為國際大地測量學會 (IAG) 的關聯計畫 (Intercommision Project), 研究範疇涉及第 2 委員會之重力場 (The Gravity Field) 研究、第 3 委員會之地球自轉及地球動力學 (Earth Rotation and Geodynamics) 研究。GGP 具有雙重目標,其一主要是利用分布於全球重力站的高精度超導重力儀 (SGs) 來紀錄地球重力場,每個站皆由各國科學團隊獨立運作,每年最少 2 次以絕對重力儀進行率定比對,相關重力資料每個月被上傳至 GGP 設在國際地潮服務 (ICET) 的資料中心 (2008 年移至法屬大溪地),以廣泛運用於地球觀測研究,其中包括從地心擾動 (Chandler wobble) 到地面受大氣壓、地下水等重力效應之影響;GGP 的另一個目標是,藉由各 SG 團隊彼此認同的協定方式,建立 SG (GWR 型) 站的運作標準,其包括:站台管理、儀器操作、資料獲取及標準處理等作業,以確保所有資料品質 (<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>)。

表 4-1 列出全球各地已布設超導重力儀 (SG) 之站址坐落資料 (參見 <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggpstations.html>, 2010), 其中包括 25 個正持續運作的站台: BH (德國) CA (加拿大) CB (澳大利亞) CI (印尼) CO (奧地利) ES (日本) GE (大陸地區) HS (台灣新竹) KA (日本) MA (日本) MB (比利時) MC (義大利) ME (芬蘭) MG (南韓) MO (德國) NY (挪威) PE (捷克) ST (法國) SU (南非) SY (南極) TC (智利) WA (盧森堡) WE (德國) WG (義大利) WU (大陸地區); 6 個 2009 年新建立的站台: AP (美國) BG (印度) GO (瑞典) BF (德國) LH (大陸地區) YS (西班牙); 2 個計畫新建中的站台: BO (美國) DJ (貝南); 2 個正討論新建的站台: MT (義大利) TH (法國); 6 個於 2010 年已停止運作的站台: BA (印尼) BE (比利時) BR (義大利) KY (日

本) PO (德國) VI (奧地利) 等。另補充部分資訊如下：

1. GE 站名 GETOC，目前僅顯示位於大陸武漢地區，但未公開站台坐標，無法進一步分析。
2. HS 站位於新竹十八尖山，唯一具有 2 部超導重力儀 (T48、T49) 可平行比對，因位於台灣海峽週邊，適合進行高度變化影響 OTL 的研究，另本文將就 T49 未來候選站址之 OTL 影響進行分析。
3. LH 站位於西藏拉薩地區，這個站自 2009 年 12 月起運作，表列坐標為參考值，但尚未公開測站高度，根據資料顯示，拉薩地區海拔可達 3,500 公尺以上。
4. TH 站為規劃中的站台，位於法屬大溪地，尚未有公開的站台坐標 (表列坐標為估計值)，這個地點海拔最高可達 2,500 公尺，且屬海島型地區與台灣地區特性接近，後續將進行高度變化影響 OTL 的研究。
5. 另目前正在討論設置的 MT 站位於義大利，表列坐標為參考值，也將進行高度變化影響 OTL 的研究。

表 4-1：全球超導重力站之基本資料（其中包括 30 個持續運作或新建站台，4 個計畫中或討論新建站台，6 個於 2010 年已停止運作站台，
<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggpstations.html>, 2010）

Stations Currently Operating				New Stations (since 2009)			
BH ¹	8.6113	50.2285	190.0	AP	-105.8200	32.7804	2788.0
CA	-75.8073	45.5850	269.2	BG	70.5709	23.4748	138.8
CB	149.0077	-35.3206	762.8	GO	11.9267	57.3958	7.0
CI	106.8498	-6.4903	138.0	BF	8.3273	48.3298	589.2
CO	15.8609	47.9288	1045.1	LH	91.1667	21.6800	—
ES	141.3318	39.1511	433.8	YS	-3.0902	40.5238	917.7
GE	—	—	—				
HS	120.9855	24.7926	78.0	Stations Planned in 2010			
KA	137.3084	36.4253	358.0	BO	-105.2330	40.1308	1682.0
MA	138.2032	36.5439	409.5	DJ	2.6200	9.3500	—
MB	6.0066	50.6093	250.0				
MC	11.6450	44.5219	28.0	Stations Discussed			
ME	24.3958	60.2172	55.6	MT	16.6000*	40.6667*	—
MG	128.2147	36.6402	107.5	TH	-149.4500*	17.6333*	—
MO	11.6156	50.6447	455.0				
NY	11.8672	78.9306	43.0	Stations Closed			
PE	14.7856	49.9138	534.6	BA	107.6317	-6.8964	713.0
ST	7.6850	48.6217	180.0	BE	4.3581	50.7986	100.0
SU	20.8109	-32.3814	1791.0	BR	11.1183	44.1235	890.0
SY	39.5857	-69.0067	42.6	KY	135.7858	35.0278	57.7
TC	-73.0255	-36.8437	100.0	PO	13.0682	52.3806	81.0
WA	6.1528	49.6647	295.0	VI	16.3579	48.2493	192.4
WE	12.8780	49.1440	613.7				
WG	78.7477	30.5312	1880.1				
WU	114.4898	30.5159	80.0				

¹ (Lon[°], Lat[°], H^m)

* estimated coordinates

— means unopened data

為大致瞭解各 SG 重力站受 OTL 效應影響之區域特性情形，本文嘗試將所有 SG 重力站標示於全球海潮模型 NAO.99b 之 M2 海潮圖上（圖 4-1），其中紅色星形為新竹站（HS），紅色圓形為現正持續運作或新建立的站台，綠色圓形為 4 個計畫中或正討論新建的站台，黑色邊三角形為 6 個 2010 年已停止運作的站台。從該圖之站台分布，得知歐洲地區密度最高，其次是亞洲地區，根據文獻，這些地區國家相關 OTL 領域的研究目前也相當豐富；此外，該圖顯示部分地區近岸海潮也很明顯，非常適合進行 OTL 研究，經分析後整理重點如下：

1. 有關北美洲地區，加拿大東方的 Hudson Bay 及 Northwestern Passages 附近的海潮現象明顯，M2 潮最大可達 3 公尺以上，而目前附近僅有 CA 一站，但距離達 1,000 公里遠，OTL 研究淺力有限。
2. 其次北美洲地區、阿根廷東方海域、以及界於 Rio Grande 與 Falkland Islands 間的海潮現象也很明顯，M2 潮也可達 3 公尺以上，而目前附近僅有 TC 一站，但距離達 1,500 公里以上，對 OTL 研究的淺力同樣有限。
3. 歐洲地區著名的地點為英吉利海峽，M2 潮可達 1.2 公尺以上，且目前歐洲地區有多個 SG 站，適合進行 OTL 分布特性研究。
4. 而西太平洋海域，則以鄰近日本海（M2 潮可達 1 公尺）的日本 ES、KA、MA 站台，鄰近大陸東南、台灣海峽（M2 潮可達 2.4 公尺）的台灣 HS 站台為最佳研究地點，這些地區與前述阿根廷東方海域之海島型海潮特性相近。

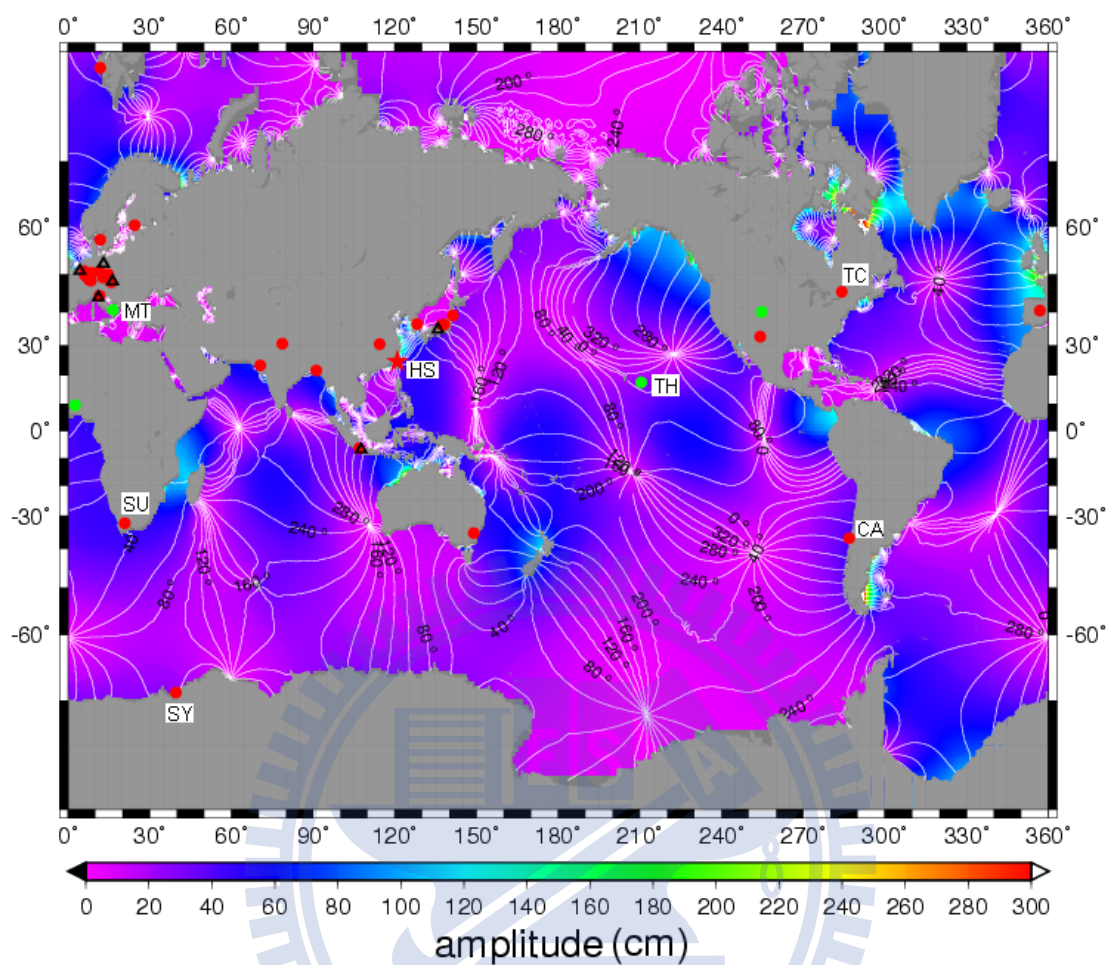


圖 4-1：全球超導重力站之分布圖（以全球海潮模型 NAO.99b 之 M2 海潮為底圖）

本文利用 2006 年連續同步的超導重力（SG）及潮位（TG）資料，可初步分析新竹地區的海潮分潮特性（Hwang et al., 2009）。如表 4-2 所示，8 個主要短週期分潮（M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1），在不同資料下所呈現的振幅強度可整理如下：

SG 資料：M2 > K1 > O1 > S2 > N2 > P1 > Q1 > K2

TG 資料：M2 > S2 > N2 > K1 > O1 > K2 > P1 > Q1

表 4-2：新竹潮位資料中主要短週期分潮之振幅比率

分潮	分潮頻率	TG振幅 (10cm)	SG振幅 (μgal)
O1	0.038731	1.97	2.10
P1	0.041553	0.70	0.78
K1	0.041781	2.33	2.38
Q1	0.037219	0.37	0.45
N2	0.078999	3.09	0.84
M2	0.080511	16.76	3.82
S2	0.083333	4.76	1.12
K2	0.083562	1.31	0.26
8個分潮振幅合 佔全部效應比率	—	89.2% (31.29 / 35.08)	95.9% (11.75 / 12.25)
M2分潮振幅 佔全部效應比率	—	47.8% (16.76 / 35.08)	31.2% (3.82 / 12.25)

以上排序驗證，M2 分潮振幅影響無論在 SG 或 TG 表現上皆是最大的，另根據表 4-2，得知 M2 分潮振幅合，約佔 TG 全部海潮效應比率近半數(約 48%)，在地區特性分析也具代表性，適合作為簡單的評估指標；此外，該表呈現 8 個主要分潮振幅合，約佔 SG 總效應約 96%，相關分潮效應影響很大，因此本文以該 8 個 OTL 分潮推估結果作為模式比較之依據。

由於 OTL 重力效應約有數個 μgal 級的影響量(如表 4-2)，而 SG 觀測可達 nanogal 級精度，因此缺乏 OTL 改正勢必影響 SG 觀測品質。本文參考相關文獻方式，以 8 個短週期分潮加上 3 個長週期分潮之振幅合量，作為各 SG 測站與其地區特性，受 OTL 影響程度的評估指標。其計算式表示如下，(4-1) 式中 n 為測站代號， m 值為分潮總數， j 值為分潮代號，以前述 11 個分潮 ($m = 11$) 為例， $j=1, \dots, 11$ ，該序號分別代表 M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1、MF、MM 及 SSA 等分潮， a_j^n 為第 n 測站之第 j 個分潮振幅量， A^n 為第 n 個測站的 m 個分潮合量：

$$A^n = \sum_{j=1}^m a_j^n \quad (4-1)$$

圖 4-2 呈現全球 SG 站之 OTL 重力效應推估結果，可提供新設站址的規劃參考，並瞭解地區性 OTL 特性以降低其影響。該圖係根據表 4-1 所列的 SG 站，分別推估其 OTL 的 11 個分潮振幅，圖中紅色區塊顯示正在運作站台，藍色區塊為 2009 年新建立的站台，綠色區塊為計畫新建中或正討論新建的站台，剩下為於 2010 年已停止運作的站台，經研究分析重點整理如下：

1. 圖 4-2 所示 11 個分潮振幅合量，大致上可以 10 μgal 作為強弱區分，其中較強的站台有 4 個 (HS、SU、SY 及 TH)，最大的 TH (法國 Tahiti) 站 OTL 合量甚至可達 19 μgal ，相當可觀；最小的 ME (芬蘭) 站未達 2 μgal ，幾乎不太受影響。
2. HS (台灣新竹)、SU (南非) 及 SY (南極) 皆屬正運作站台 (紅色區塊)，其中 HS 站半日潮、全日潮之合量大小相當，HS 站鄰近台灣海峽，且圖 1-2 顯示附近潮差明顯，OTL 自然不小；SY 站附近海潮並不大，但 OTL 確很明顯，原因是否與該極地位置有關，值得探討；另位於南非 Sutherland 的 SU 站，得知 OTL 半日潮 (M2、S2、N2、K2) 貢獻達 9 成以上，僅 M2 分潮就有 6 μgal ，與其他的站相比特別明顯，亦值得研究；而分析 SU (南非) 及 SY (南極) 皆臨開放海域 (圖 4-1)，且所在經度約 30°，似乎與地球對角位置約 210° 附近之開闊太平洋海域有關，值得進一步探討。
3. 綠色區塊 (計畫新建中或正討論新建站台) 以 TH 最為明顯，因其高程未知，所以暫以海水面高計算，在這樣的情況下，TH 站的 OTL 影響就達一般站台的 2 至 3 倍，非常可觀；且查圖 4-1 其附近的 M2 潮並未特別明顯。此外，根據資料顯示當地最高海拔可達 2,500 公尺，其與高程相依之 OTL 影響可能更大，此為計畫新建的站址，本文第 2 章研究

OTL 高度變化影響評估結果，非常適合提供研究參考。

4. 另外位於大陸拉薩地區的 LH 站，雖經計算約 8 μgal ，但因 GGP 未公布測站高程（且緯度坐標似乎有誤），也以海水面高計算，該區海拔最高可達 3,500 多公尺，未來這個站的 OTL 隨高度變化的影響，也具有研究價值。
5. 有關前述北美洲地區，加拿大東方 Hudson Bay 及 Northwestern Passages 之海潮現象明顯，附近 CA(加拿大)站之 OTL 效應經計算僅有 4 μgal ；至南美洲地區，阿根廷東方海域界於 Rio Grande 與 Falkland Islands 間的海潮現象也明顯，附近 TC(智利)站之 OTL 效應經計算約 9 μgal ，評估這 2 站因離岸較遠，皆未能完全反應附近海潮現象。
6. 由於 GGP 中 HS、SU、SY 及 TH 等 4 個站的 OTL 最為明顯(達 10 μgal)，本文建議於臺灣海峽 (Taiwan Strait)、南非南大西洋海 (South Atlantic Ocean)、南極海 (Southern Ocean)、南太平洋海 (South Pacific Ocean) 等近岸及其島嶼地區進行觀測者，OTL 改正不能輕易忽略。

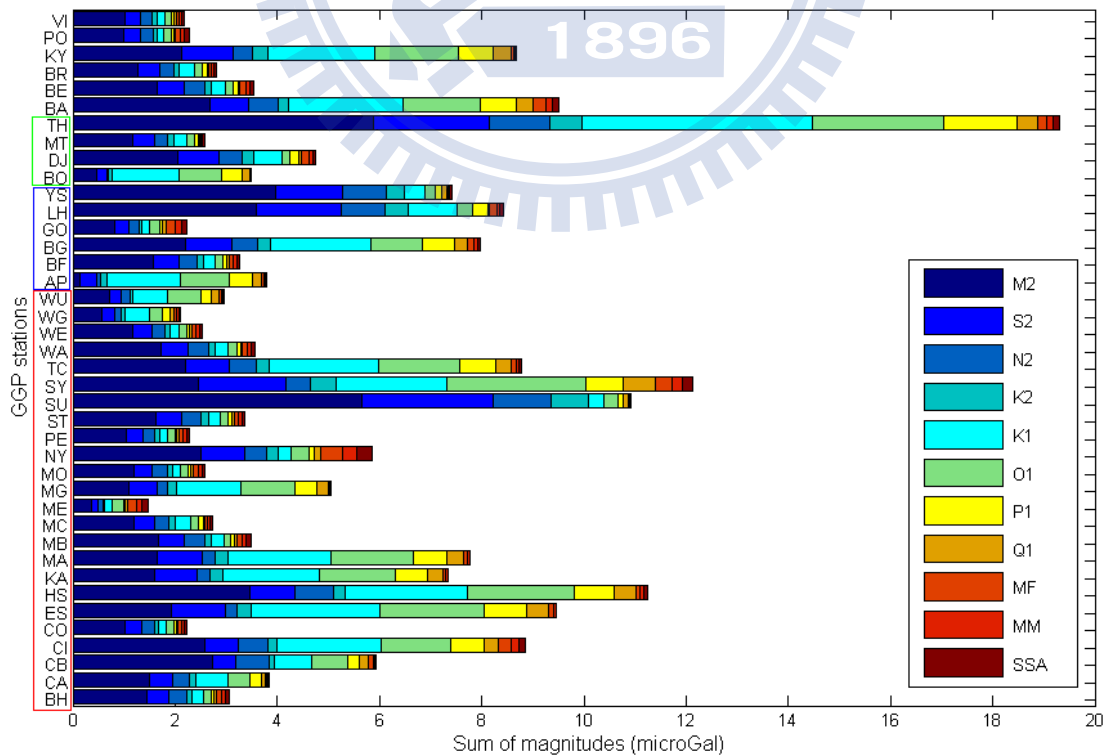


圖 4-2：全球 SG 站之 OTL 重力效應主要分潮振幅情形

由於新竹 HS 站目前有 2 部 SG 儀器，其中 1 部 SG (序號：T49) 將移至新選站址設置，候選地點為 YMSM、Lulin，另有 2 個 GGP 目前公布國際上正討論新建的站台 MT (義大利 Matera)、TH (法國 Tahiti)，本文特別另就該 4 個地點 (TH、MT、YMSM 及 Lulin) 之 OTL，在高度變化下之 11 個分潮振幅合量影響進行評估 (圖 4-3)：

1. 圖 4-3 顯示 TH 站所在大溪地地形 (2,500 公尺) 與台灣的高海拔及海島特性相近，但經計算位在海水面高的 OTL 影響就達 20 μgal ，500 公尺高可達 35 μgal ，1,000 公尺高可達 45 μgal ，更高將達 50 μgal 。TH 站的 OTL 影響非同小可，既然是新選站址，本文建議必須加以考量；換言之，所有 GGP 站中，TH 站最具有研究 OTL 改正模式價值。
2. 其次是 YMSM 站，該候選地點位於內政部陽明山衛星追蹤站，高度約 (800 公尺)，離岸距離約為 10 公里，評估 OTL 影響也與海拔高度呈現正相關，但其增加趨勢較 TH 站明顯緩和。
3. 有關 MT 及 Lulin 站之 OTL 效應，經計算幾乎不因高度變化有任何影響，即使 Lulin 站實際可達 2,000 公尺以上，結果亦是如此，可能都因離岸距離較遠 (MT 及 Lulin 站分別約為 40 公里、80 公里)，所以影響較小；且根據圖 4-1 的全球 M2 海潮圖，瞭解 MT 站所在地中海地區的海潮現象，似乎並不特別明顯，這也是 MT 站的 OTL 較小的主因。

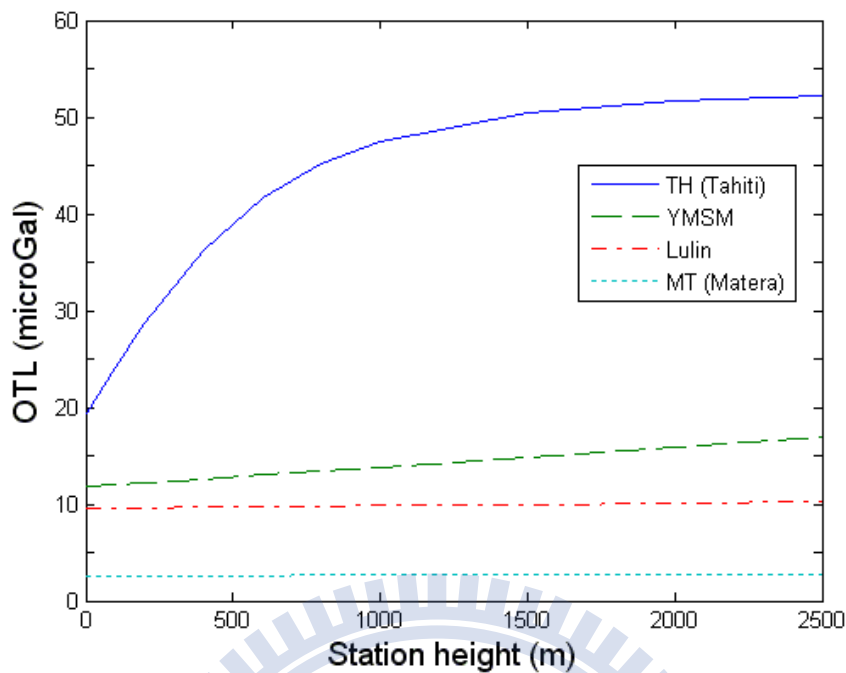


圖 4-3：目前國際上 2 個計畫中或討論新建超導重力站（TH 及 MT）及台灣新選地點（YMSM 及 Lulin）之海潮負載重力效應評估

第 4-3-2 節 位移效應

圖 4-4 顯示 13 個鄰近台灣的 IGS 站及附近 M2 分潮（NAO99b）分布圖，其中包括位於台灣的 TWTF、TNML，位於大陸的 SHAO、WUHN、XIAN、KUNM、LHAS，位於日本的 TSKB，位於南韓的 DAEJ，位於菲律賓的 PIMO，位於泰國的 CUSV，位於關島的 GUAM，及位於馬紹爾群島（Marshall Islands）的 KWJ1 等站。根據圖 4-4 中 M2 海潮強度分析，西太平洋地區以台灣海峽（近大陸東南海岸）、南北韓交界西側黃海（近北緯 38 度）的振幅最強，約有 2.4 公尺；其次者為大陸黃海北部（上海杭州灣外）、緬甸西南部海域，約有 2 公尺；泰國至緬甸間大陸礁層水域較淺，至少有 1 公尺；至於大陸南海（菲律賓西部）、日本海（日本西部）及太平洋海（關島、馬紹爾群島間）之海域，附近 M2 海潮並不明顯；而台灣地區東部太平洋與西部台灣海峽之海潮變化快速，導致此地區的 OTL 位移影響特別明顯。

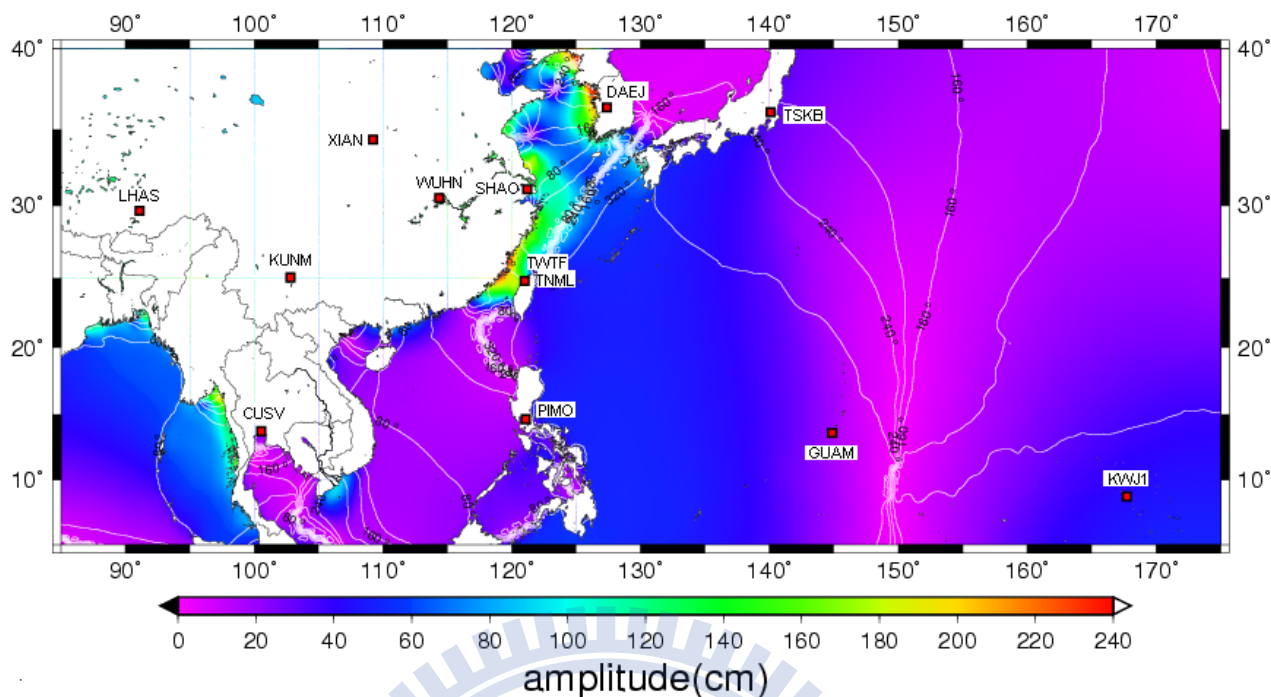


圖 4-4：台灣附近 13 個 IGS 站之分布圖（以全球海潮模型 NAO.99b 之 M2 海潮為底圖）

本節再以 11 個 OTL 主要分潮合量進行區域特性分析，其運算同樣使用公式 (4-1)，計算結果如圖 4-5 至圖 4-7 所示徑向、東西向及南北向之 OTL 推估位移效應，圖中除呈現每個測站的 OTL 強度 (A^n)，並包括 11 個主要分潮 (a_j^n) 的振幅情形，以下摘錄該圖分析結果：

(1) 徑向分量

根據數值模式計算，13 個鄰近台灣的 IGS 站的徑向位移以 KWJ1（位於馬紹爾群島）站最大，儘管該站處於太平洋深海區，海潮變化現象並不明顯（圖 4-4），但該站的 M2 分潮影響高達 3.5 公分，相較於台灣海峽週邊（M2 分潮達 2.4 公尺）所產生影響更為顯著，又 KWJ1 站的 11 個主要分潮合量達 8.5 公分，也是 13 個 IGS 站最大的。此外，本文研究 GUAM（關島）、TWTF、TNML（台灣）、PIMO（菲律賓）、TSKB（日本）也因測站位處島國四面環海，其 11 個主要分潮合量約有 4 公分；SHAO（大陸上海）、DAEJ（南韓）

約 2~3 公分，其次為 CUSV (泰國) 約 1.5 公分，WUHN (大陸武漢) 約 1.5 公分，至於位處大陸更內陸地區的 XIAN (大陸西安)、LHAS (大陸拉薩) 及 KUNM (大陸昆明) 等站經計算僅有 0.5 公分，徑向位移影響最小。

(2) 東西向分量

TWTF、TNML (台灣) 的 M2 分潮在東西向影響最大，可達 1 公分，11 個 OTL 主要分潮合量約有 2.7 公分，最為明顯；其次分別為 PIMO (菲律賓) 約 2.5 公分，SHAO (大陸上海)、GUAM (關島)、TSKB (日本) 約 1.5~2.0 公分，WUHN (大陸武漢)、KUNM (大陸昆明)、XIAN (大陸西安) 約 1.0~1.5 公分，其餘站僅約 0.6~1.0 公分。

(3) 南北向分量

PIMO (菲律賓) 在南北向影響最大，11 個 OTL 主要分潮合量約有 1.6 公分；其次分別為 SHAO (大陸上海) 約 1.5 公分，LHAS (大陸拉薩)、KUNM (大陸昆明)、WUHN (大陸武漢)、XIAN (大陸西安)、GUAM (關島)、TWTF、TNML (台灣)、KWJ1 (馬紹爾群島) 約 1.2~1.4 公分，TSKB (日本) 約 1.0 公分，DAEJ (南韓) 約 0.8 公分，CUSV (泰國) 僅約 0.4 公分。

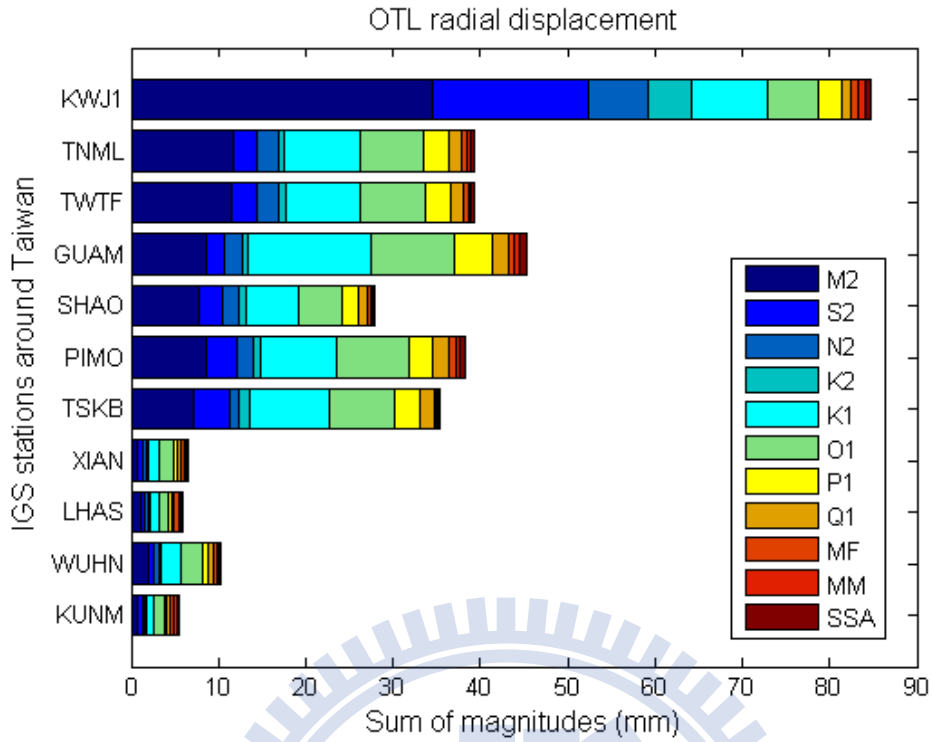


圖 4-5：台灣附近 13 個 IGS 站之海潮負載重力效應評估（徑向分量）

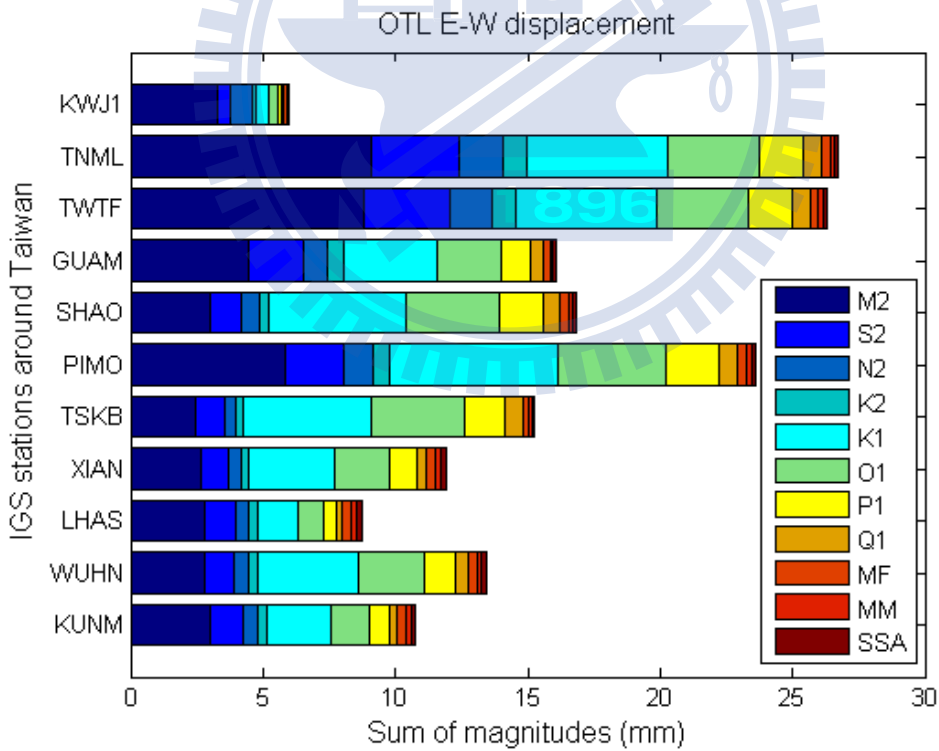


圖 4-6：台灣附近 13 個 IGS 站之海潮負載重力效應評估（東西分量）

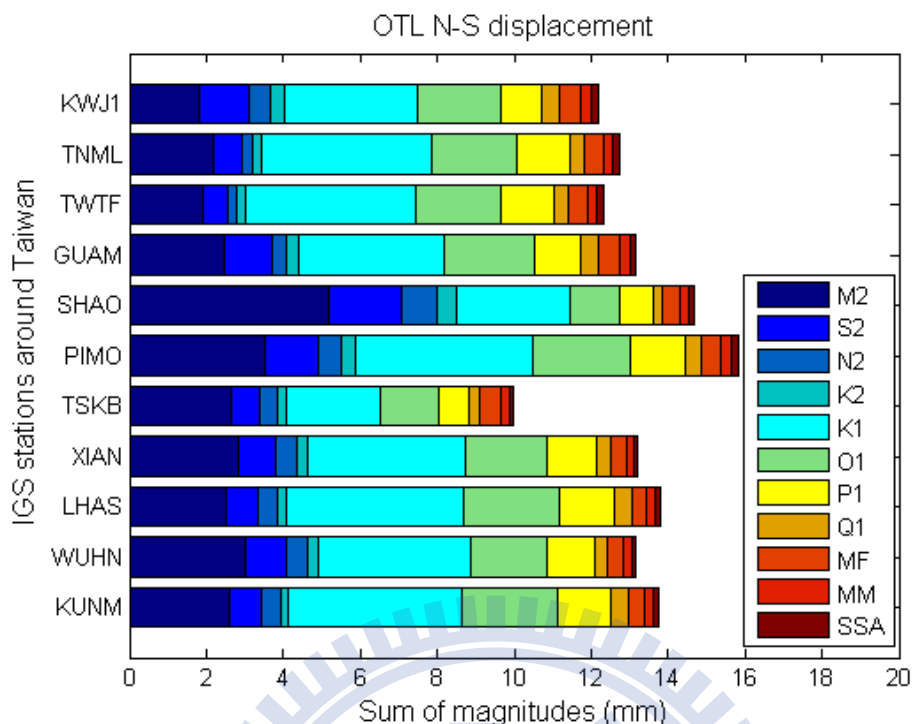


圖 4-7：台灣附近 13 個 IGS 站之海潮負載重力效應評估（南北分量）

綜上分析 3 分量特性，最大的 OTL 位移效應發生於徑向分量（KWJ1 站的 11 個主要分潮合量約 8.5 公分），其次為東西向分量（TNML，2.7 公分），最小為南北向分量（PIMO，1.6 公分）。至於區域特性方面，如同前段所述，KWJ1 站位於廣大開闊太平洋海域，海潮變化現象並不明顯，但 OTL 徑向分量最大；另台灣海峽的淺水海盆至西太平洋深水海域間，屬海潮振幅快速變化區，因此 TNML 站的東西向分量最大；而 KWJ1 站僅 0.6 公分，與其徑向分量差異極大；同樣地，WUHN 站的徑向分量僅 1.0 公分，也小於其東西向、南北向分量。換句話說，測站可能會隨著離岸遠、海潮引力小，而徑向分量影響變小，但水平方向位移（東西向、南北向分量）則並非如此。

從以上分析得知，測站的 OTL 位移效應影響程度，與其離岸遠近或海潮大小等因素並不一定直接相關，因此，研究以高精度大地測量定位技術（如國際衛星定位站 IGS、衛星雷射測距站 SLR 等）來建構國家坐標參考框架時，利用精確的模式來改正 OTL 位移效應影響，即是非常重要的研究課題。本文已另開發

一 DISTOL 模式解決高精度定位受 OTL 影響的問題，該模式可提供使用者利用自製的高精度之區域數值陸海網格及區域海潮模型，以解算 OTL 位移效應影響並改正之；尤其是當 GPS 觀測時間數據不足，無法有效消除 OTL 主要分潮（半日潮、全日潮）影響時，高精度模式推估改正方法即顯得相當重要（參考文獻 Penna et al., 2008）。

如同圖 1-2 及圖 4-4 所示，台灣附近 M2 分潮振幅於大陸東南岸最大，並往太平洋海域方向逐漸減小，區間潮差振幅達 2 公尺高。為瞭解台灣各地區受海潮負載位移影響的差異，本文同樣利用公式 (4-1)，計算內政部 18 個 GPS 站之 11 個 OTL 主要分潮的振幅情形（結果如圖 4-8 至圖 4-10）。其中徑向分量部分，MZUM（馬祖）站因附近 M2 海潮最大，其 M2 分潮影響約 2.0 公分，且該站的 11 個分潮合量達 5.5 公分，也是 18 個站最大的；其餘站的合量約 3.0~4.5 公分，最小值則位於 PLIM（埔里）及 PKGM（北港）站。另東西向分量約在 2.0 至 2.7 公分間，各測站差異不大，最小值則位於 KMNM（埔里）及 NSAM（南沙太平島）站。至於南北向分量約 1.2 ~ 1.5 公分，各測站差異極小，最大值位於 CHYI（嘉義）及 PKGM（北港）站。

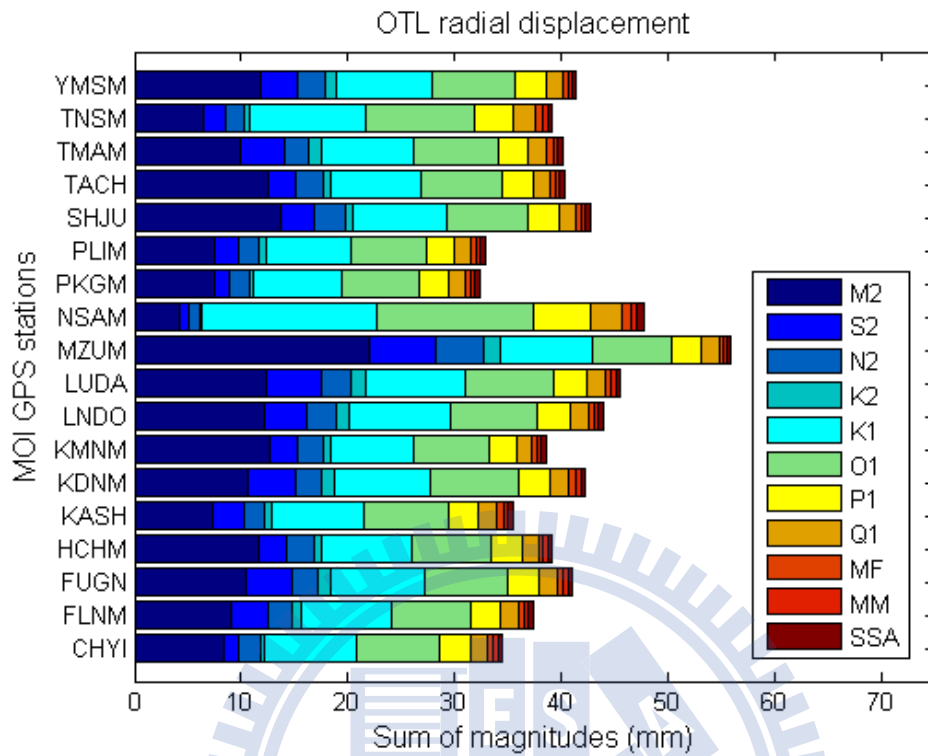


圖 4-8：內政部 18 個 GPS 站之海潮負載重力效應評估（徑向分量）

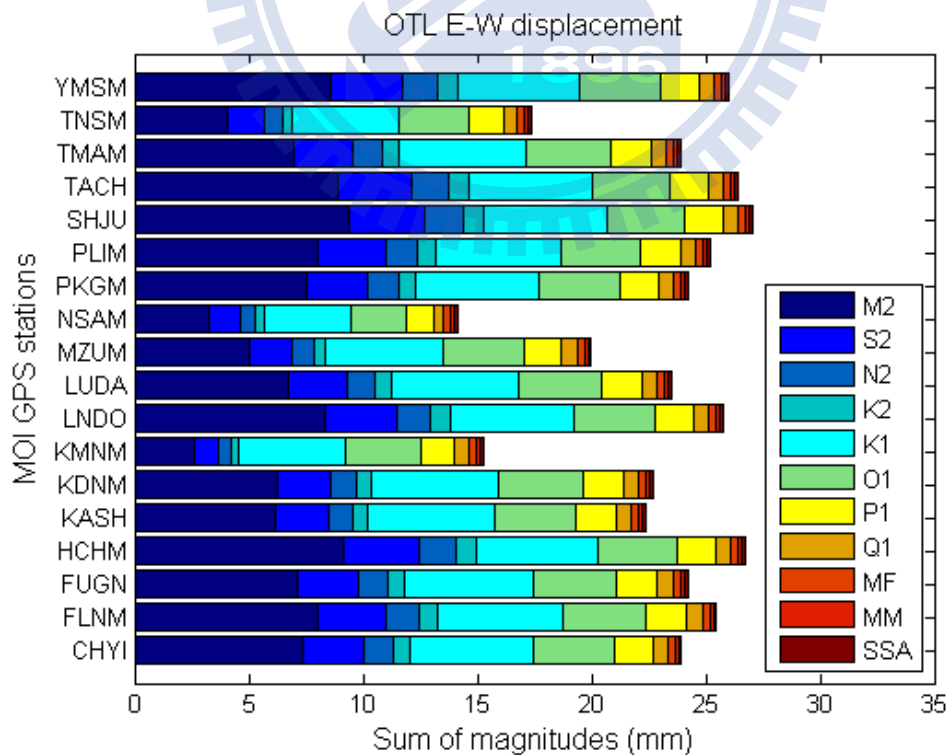


圖 4-9：內政部 18 個 GPS 站之海潮負載重力效應評估（東西分量）

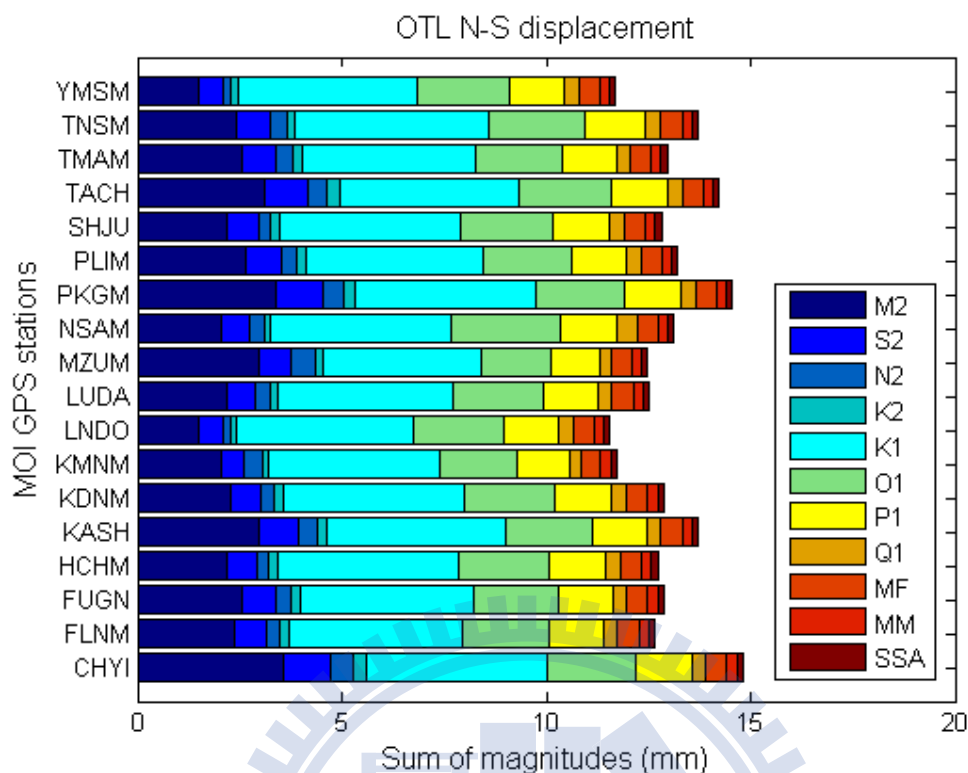


圖 4-10：內政部 18 個 GPS 站之海潮負載重力效應評估（南北分量）

如同前面 IGS 站分析結果，大致上內政部 18 個 GPS 站皆以徑向合量效應最強(MZUM 站約 5.5 公分)，其次為東西向(SHJU 站約 2.7 公分)，南北向(CHYI 站約 1.5 公分)。一般僅就離岸遠近的條件而言，OTL 徑向位移合量會往內陸方向逐漸減弱，但由於台灣面積小（約 3 萬 6 千平方公里），其影響差異並不會太大，以較為內陸的 PLIM、PKGM 站為例，OTL 徑向位移合量確實較小，然而因為台灣東臨太平洋、西臨台灣海峽的特性，也有 3.0 公分影響；本文亦分析了 TNSM（東沙）、NSAM（南沙）站，其徑向位移合量也是較大的，分別約為 4.0、4.8 公分（圖 4-8），雖然 TNSM、NSAM 分別位於東沙島、南沙太平島的開闊海域，但其影響合量顯不如同樣位在太平洋海上的 KWJ1（位於馬紹爾群島）站；此外，本文也分析了內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之 11 個 OTL 主要分潮的振幅情形（圖 4-11 至圖 4-13），仍以徑向合量效應最強(DONY 站約 6.1 公分)，其次為東西向(JUNA 站約 2.7 公分)，南北向(CIME 站約 1.5 公分)。綜上得知，

利用國內 GPS 衛星追蹤站約制解算高精度相對定位測量成果時，以精確的模式來改正 OTL 位移效應影響，同樣是非常重要的研究課題；換言之，本文上述圖 4-8 至圖 4-13 分析國內 GPS 追蹤站的 OTL 位移影響程度，也可提供國內高精度定位解算選擇參考約制站之參考。

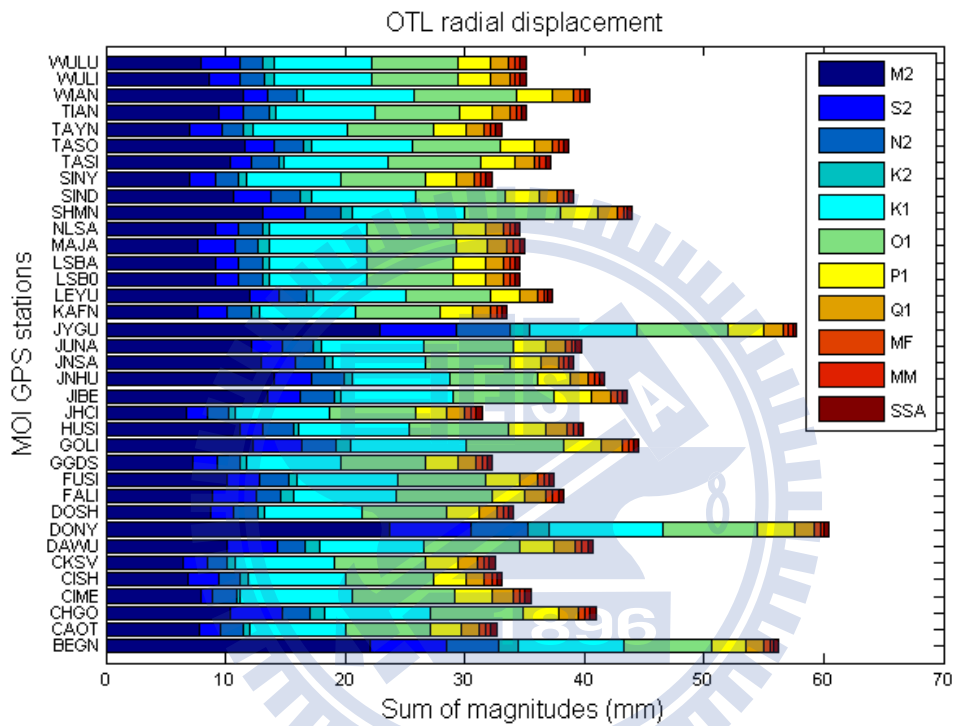


圖 4-11：內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之 OTL 位移效應評估（徑向分量）

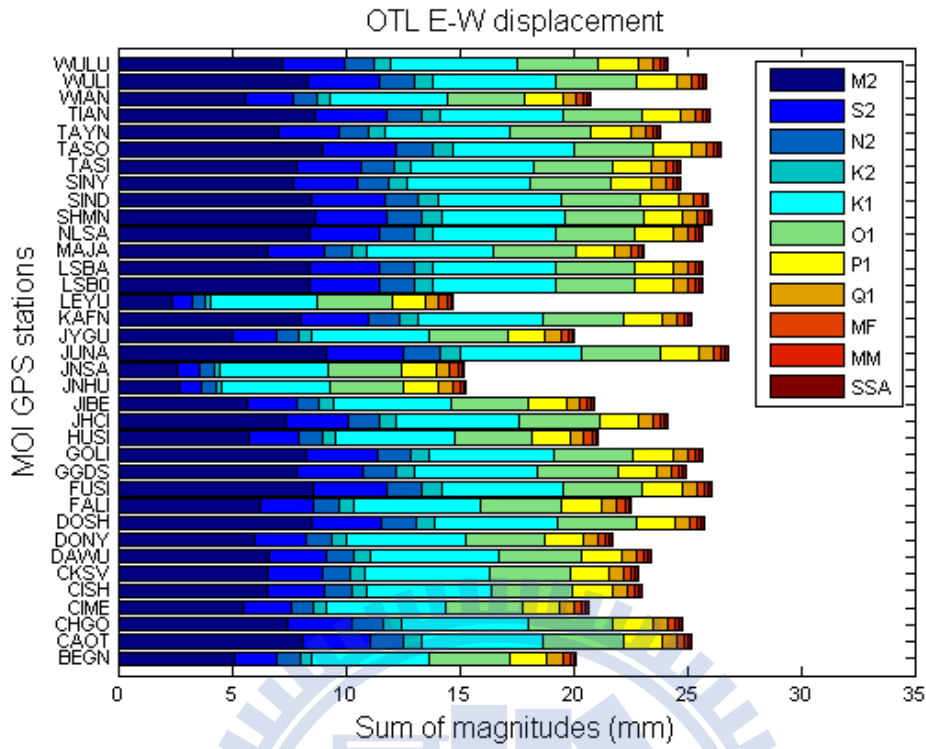


圖 4-12：內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之 OTL 位移效應評估（東西分量）

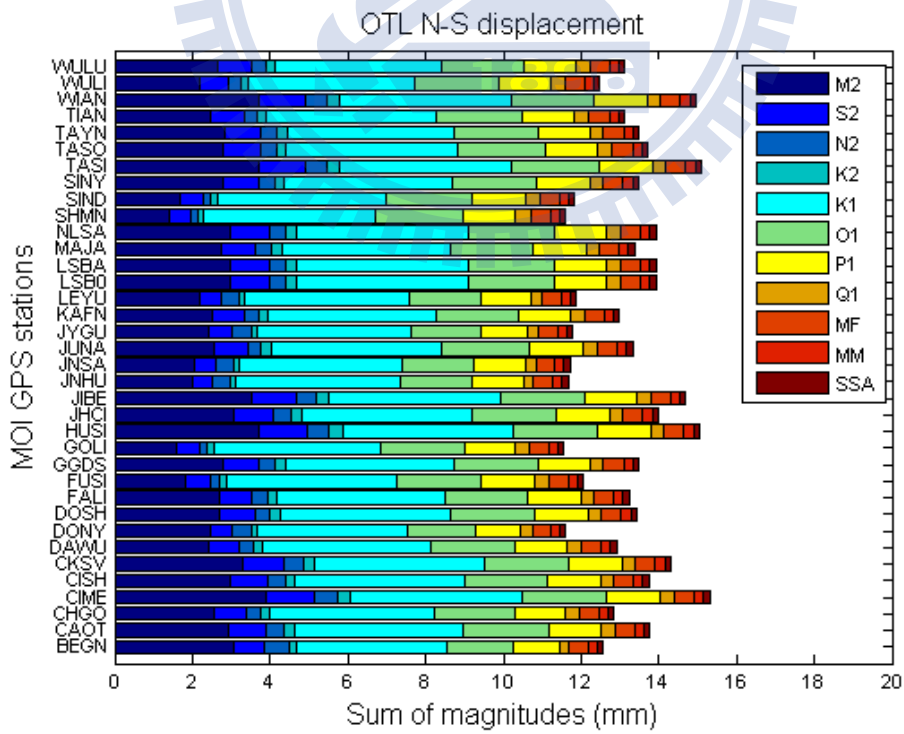


圖 4-13：內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站之 OTL 位移效應評估（南北分量）

第 4-4 節 SGOTL 及 DISOTL 模式

第 4-4-1 節 模式開發及計算效能分析

SGOTL及DISOTL為本研究所開發的模式，其中SGOTL可提供使用者依自訂的OTL洛夫數、格林函數、海潮模型及岸線資料進行OTL牛頓引力及地球彈性之重力效應計算（其使用範例檔，詳如附錄A-1）；而DISOTL同樣可由使用者自訂方式進行OTL地球彈性之位移效應計算（其使用範例檔，詳如附錄A-2），SGOTL及DISOTL模式之共同特點如下：

- (1) 所使用的牛頓引力、地球彈性效應格林函數與高程相依。
- (2) 利用高斯求積法計算全球數值積分。
- (3) OTL洛夫數預設值（default value）來自Farrell參數（1972）；也可由使用者自選或自訂參數。
- (4) 使用區域海潮模型、全球海潮模型分別計算內圈效應、外圈效應。
- (5) 來自GMT（Generic Mapping Tools）軟體（Wessel and Smith, 1999）及（或）自有DEM（Digital Elevation Model）模型之高解析岸線資料。

本文模式採用核函數與海水潮高 h_q 所組成的全球網格來積分計算OTL效應改正，並具有彈性運用全球、地區海潮模型及精確海岸線資料的特點，且全球數值積分採用高斯求積（Gauss quadrature）計算方法（Press et al., 1989），根據Hwang et al.（2003）研究指出，這種方法適合處理嚴密而複雜的地形效應計算，並可提高計算效率及成果精度。由於本文採用球面積分（spherical surface integration）公式計算，可利用 $t = \cos\theta$ 關係式作為網格間距，方便進行全球積分計算；SGOTL及DISOTL模式即是依據高斯求積法所定義之格點方式，沿經度線、緯度線方向將引力源（海水潮高 h_q ）與其位置、高程相依權值係數（核函數）分別組成網格後進行積分計算，其中任一點之海水潮高 h_q 則是利用Newton-Gregory線性內插法（Gerald & Wheatley, 1994），由使用者提供的海潮模型網格內插計算而得；至

於任一點之核函數，則視使用者需計算之OTL效應類別（牛頓引力、地球彈性重力或位移等效應），以本文介紹之高程相依格林函數計算之（詳見第2章）。

本研究內圈計算是採用使用者自訂的 2 條經線（南北向）及 2 條緯線（東西向）所組成的直角框範圍，外圈計算則是全球面積（經度 0° 至 360° 、緯度 -90° 至 90° ）扣除內圈的範圍，外圈範圍計算是內定採用與使用者所選全球海潮模型一樣之網格間距大小，例如本文以 NAO.99b 作為外圈海潮模型，其網格大小為 0.5° 。另決定內圈範圍海陸遮罩（mask）之海岸線資料，於台灣地區是來自內政部所產製之數值地形模型（DEM）網格，係 2007 年以航空攝影測量技術獲得，相關資料可經由內政部供應系統（<https://dtm.gps.moi.gov.tw/dtm/dtm/index.aspx>）依規定申請取得，根據成果報告，該模型於岸線地區可達公吋級精度；至於內圈範圍之大陸東南地區岸線資料，本文採用來自 GMT 軟體（Wessel and Smith, 1999）之 `grdlandmask` 子程式，以最高解析度（full-resolution）參數設定計算而得；此外，全球 DEM 也可於公開管道如美國 USGS 的網頁（<http://eros.usgs.gov/>）、NOAA 的 GEODAS 資料中心網頁（<http://www.ngdc.noaa.gov/>）、或 NASA 的 Shuttle Radar Topography Mission（SRTM）計畫網頁（<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>）上申請或下載取得。為便利使用者，本文也開發了 LANDM 附加程式（其使用範例檔，詳如附錄 A-3）可將不同來源之 DEM 或 GMT 所得海陸分布資料，依陸地為'0'、海域為'1'的分類方式將該資料製作為海陸遮罩（mask），方便篩選海潮模型中海水質點，提供本文程式進行 OTL 積分計算，以提高推估精度。

由於本文模式可使用區域海潮模型單獨計算OTL內圈效應，其內圈網格間距、內圈外框大小之合理性，便與OTL計算精度及積分效率產生密切相關，而模式推估精度仍然是優先考量因素，本研究以新竹超導站（SG）實測OTL結果作為參考值，針對不同的內圈網格間距、內圈外框大小進行測試分析，如表4-3所示，網格間距分為3'、5'及10'等3種，外框大小分為 3° 、 4° 及 5° 等3種，計有9種組合（Case 1~9）於新竹超導站（SG）推估其各別OTL重力效應值。

表 4-3：使用區域海潮模型計算 OTL 內圈效應所使用的內圈網格間距（列）、內圈外框大小（行）之測試組合

	3°	4°	5°
3'×3'	Case 1	Case 4	Case 7
5'×5'	Case 2	Case 5	Case 8
10'×10'	Case 3	Case 6	Case 9

根據成果分析，Case 2組合（網格間距為5'及外框大小為3°）與SG實測結果最為接近，其餘各種組合之模式誤差比（error ratio）及積分計算時間比（computational efficiency）以圖4-14呈現之，其中模式誤差比，指該組合模式推估M2結果與Case 2組合相較之誤差比值，另積分計算時間比，指該組合模式推估計算所需時間與Case 2組合相較之時間比值。由該圖得知，也只有Cases 3（網格間距為10'及外框大小為3°）及Cases 6（網格間距為10'及外框大小為4°）等2種組相比Case 2組合在積分計算時間上快一點點，但該2種組合的模式誤差比Case 2組合差（誤差比大於1），分析該2種組合的網格間距較大，計算網格數量少因此導致誤差較大，由於Case 2組合的網格間距與本文所選區域海潮模型同為5'，精度相當，且該組合計算效率並不差，本研究建議使用較高精度的Case 2組合（網格間距為5'及外框大小為3°）進行內圈計算。

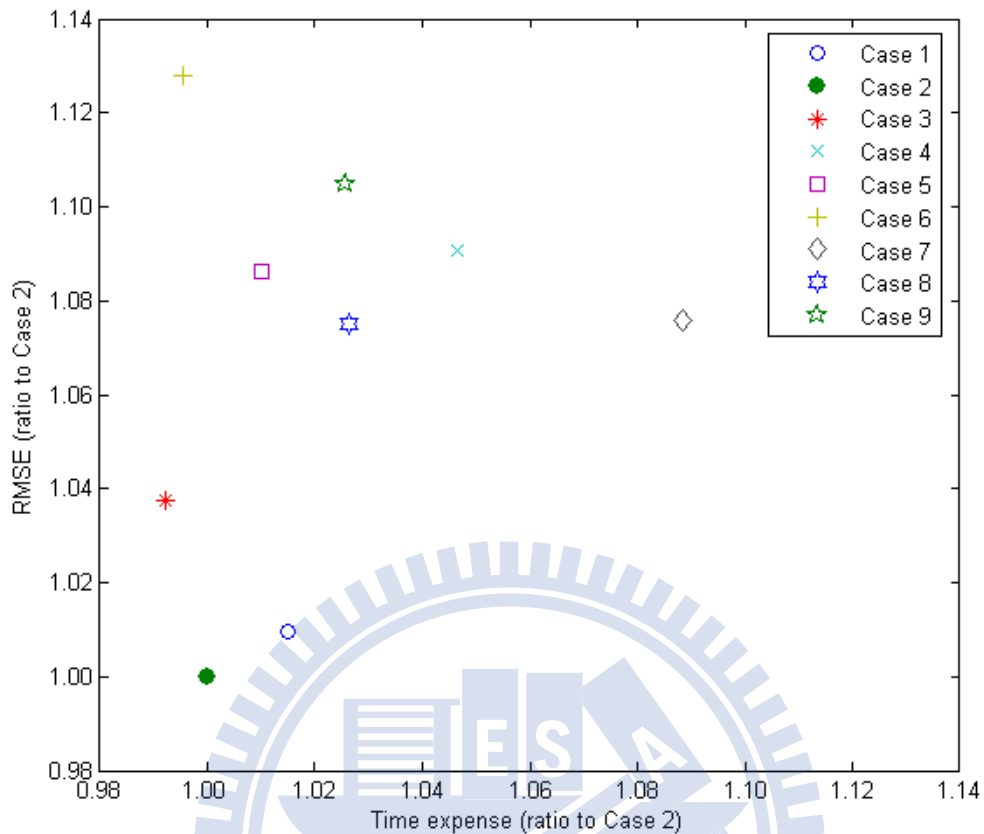


圖 4-14：OTL 內圈效應計算所使用之組合（表 4-3）測試結果，其中模式誤差比（error ratio）及積分計算時間比（computational efficiency）皆為相對於組合 2（Case 2）成果值

第 4-4-2 節 台灣及大陸東南地區之海潮負載效應網格

本節嘗試利用模式推估方法，製作台灣及大陸東南地區之 OTL 效應網格。有關重力效應部分，本文是採用 SGOTLG 模式（其使用範例檔，詳如附錄 A）進行計算，該模式是前述 SGOTL 模式的特別版本，可以用來計算使用者所設定的規則網格（regular grid）中任一格點之振幅及相位推估值。以圖 4-15 為例，該圖是採用 SGOTLG 模式計算平均海水面位置（ $H_p = 0$ ）OTL 重力效應，並經內插後，以 $5' \times 5'$ 網格方式呈現台灣及大陸東南地區附近 M2 分潮分布情形。圖 4-15 的 OTL 重力效應 M2 分潮振幅於東南大陸沿岸與澎湖以北海域（約緯度 23.5° 以

上) 有一明顯較強帶寬，而陸地上即便未有海水潮 (潮高定義為 0)，但受直接引力及地球彈性現象影響產生 OTL 重力效應 (大於零值)，大致上，OTL 重力效應於近岸最大，並往內陸方向逐漸減弱。以該圖為例，OTL 重力效應於大陸內陸、台灣內陸的中央山脈地區為最小，另台灣西南與澎湖以南海域也是影響較小地區；此外，該圖呈現此區的相位等值圖 (contours) 有同心圓形現象，以金門附近地點為高峰，並與海潮模型圖之相位趨勢類似，由太平洋海往台灣、大陸東南地區方向傳遞，但兩者之相位值分布明顯不同。

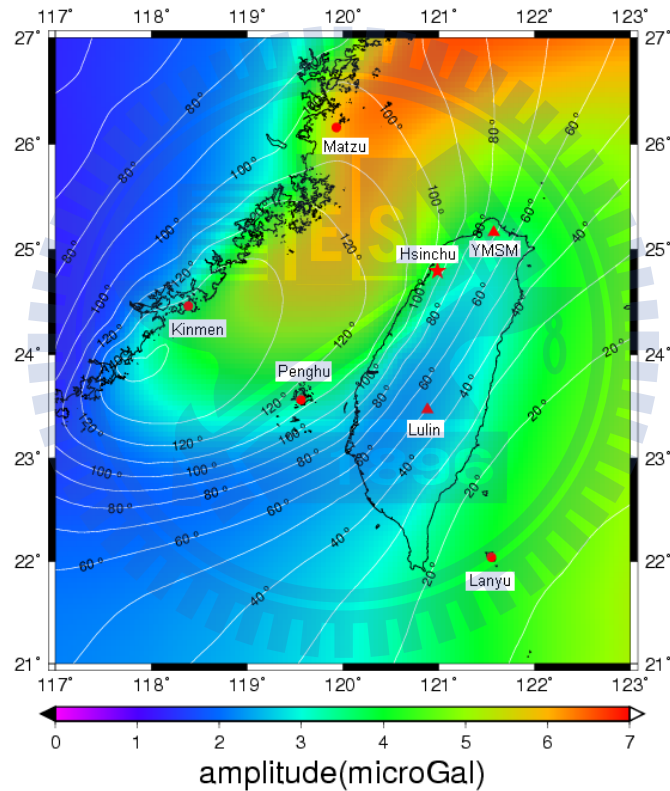


圖 4-15：SGOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 重力效應之 M2 分潮振幅及相位 (平均海水面高位置， $H_p=0$)

本文再以 SGOTLG 模式計算台灣及大陸東南地區附近平均海水面以上 500 公尺高位置 ($H_p=500$) 之 OTL 重力效應 M2 分潮分布情形 (圖 4-16)，該圖同樣呈現 M2 分潮振幅於東南大陸沿岸與澎湖以北海域 (約緯度 23° 以上) 有一明

顯較強帶寬，大致上，OTL 重力效應同樣於近岸最大，並往內陸方向逐漸減弱。圖 4-16 ($H_p=500$) 與圖 4-15 ($H_p=0$) 相比，OTL 重力效應影響區位近似，但大陸東南沿岸離島(馬祖等地)的影響更大了，可達海水面高計算結果的 2-3 倍，其次是澎湖、新竹等近岸地點約達 2 倍，至於中央山脈山區因離岸較遠所以差異小，即使該區的海拔高實際遠高於 500 公尺，但受影響程度預期也不至於太大；此外，圖 4-16 ($H_p=500$) 的相位等值圖 (contours) 也以金門附近地點為高峰，有同心圓形現象，但其相位分布與圖 4-15 ($H_p=0$) 現象略顯不同。

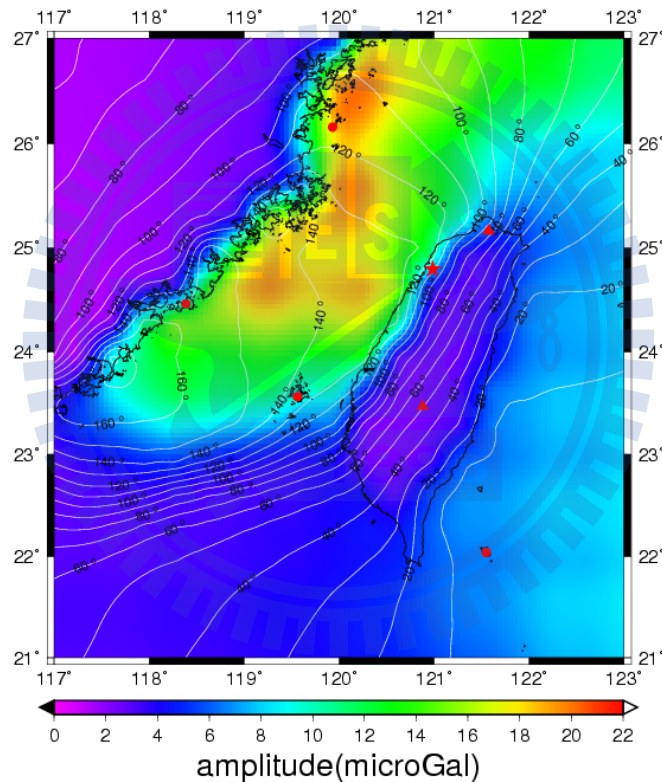


圖 4-16：SGOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 重力效應之 M2 分潮
振幅及相位（平均海水面以上 500 公尺高位置， $H_p=500$ ）

有關位移效應部分，本文是採用 DISOTLG 模式（其使用範例檔，詳如附錄 A）進行計算，該模式是前述 DISOTL 模式的特別版本，可以用來計算使用者所設定的規則網格 (regular grid) 中任一格點之振幅及相位推估值。以圖 4-17

至圖 4-19 為例，皆是採用 DISOTLG 模式計算平均海水面位置 ($H_p=0$) OTL 位移效應，並經內插後，以 $5' \times 5'$ 網格方式呈現台灣及大陸東南地區附近 M2 分潮分布情形，其中圖 4-17 表示為徑向、圖 4-18 為東西向、圖 4-19 為南北向之 OTL 位移效應。經整體分析，台灣及大陸東南地區附近之徑向 (圖 4-17) 位移效應振幅最大，其次是東西向 (圖 4-18)，最小則為南北向 (圖 4-19)；又依其相位 (以 Greenwich phase lag 呈現) 情形，台灣本島地區之東西向 (圖 4-18)、南北向 (圖 4-19) 之相位變化較為複雜，而徑向 (圖 4-17) 不但振幅較大，且其相位變化也較為明顯。

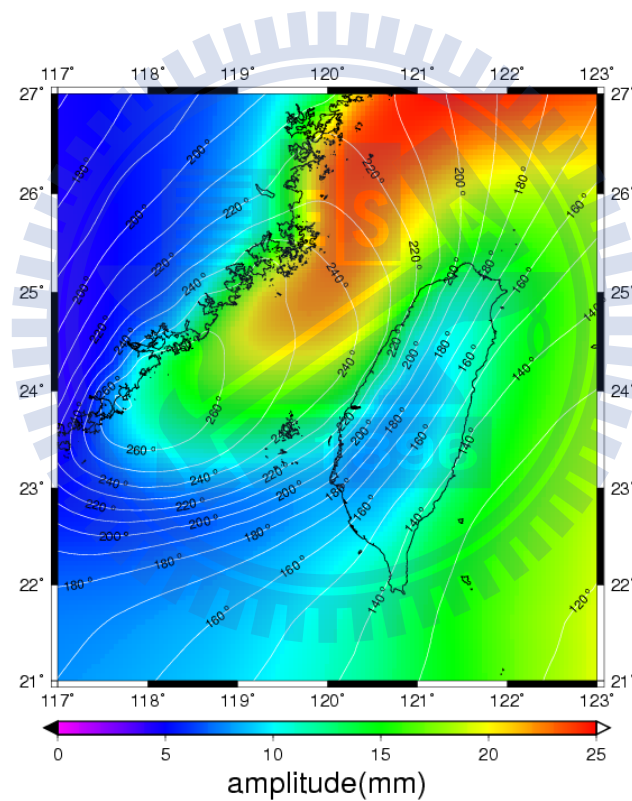


圖 4-17: DISOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 位移效應之 M2 分潮振幅及相位 (徑向分量，平均海水面位置， $H_p=0$)

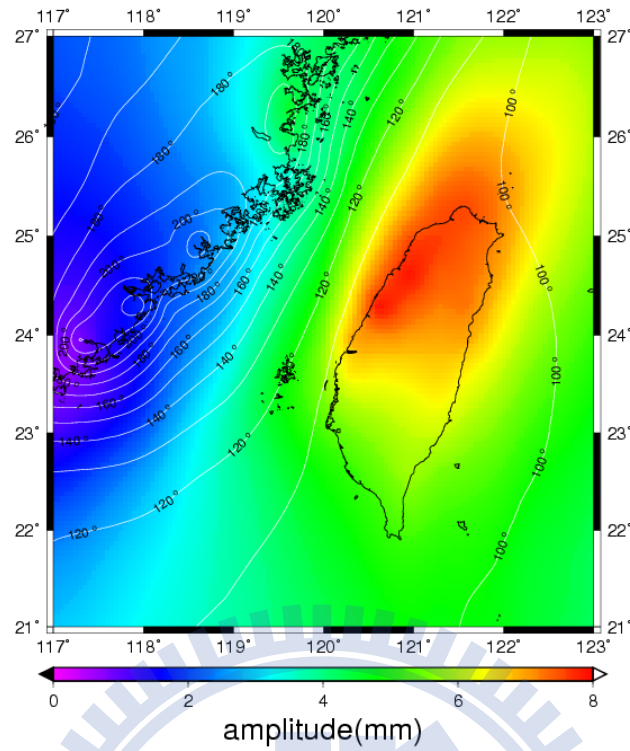


圖 4-18: DISOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 位移效應之 M2 分潮
 振幅及相位 (東西分量, 平均海水面位置, $H_p=0$)

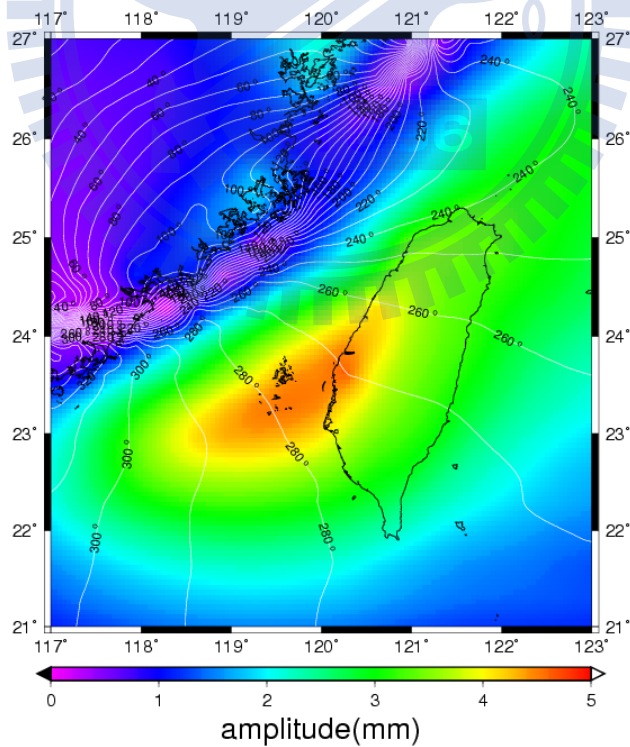


圖 4-19: DISOTLG 模式推估計算台灣及大陸東南地區 OTL 位移效應之 M2 分潮
 振幅及相位 (南北分量, 平均海水面位置, $H_p=0$)

本文研究指出，圖 4-17 之 OTL 徑向位移效應的振幅及相位分布，非常近似圖 4-15 之 OTL 重力效應分布，於東南大陸沿岸與澎湖以北海域（約緯度 24.5° 以上）有一明顯較強帶寬，同樣情形，徑向（圖 4-17）位移效應振幅最大是落在大陸東南海岸地區，最小則位於台灣中央山脈地帶；相對地，東西向（圖 4-18）位移效應分布明顯與徑向（圖 4-17）不同，最特別的是，東西向位移效應在中央山脈南投以北地帶（約緯度 23.5° 以上）有一明顯較強環帶，並往台灣海峽及太平洋方向遞減，大陸東南海岸地區反而相對較小，分析其主要原因可能在於，台灣西部海峽與東部太平洋海之海潮振幅及相位差異大（如圖 1-2 所示，北部尤其明顯），導致在台灣地區的東西向（圖 4-18）位移效應較大，且該東西部海潮差異也會產生較大的東西向位移梯度效應（gradients of displacement）；至於南北向（圖 4-19）位移效應，則在澎湖海域至雲林地區附近（約緯度 23° 至 24° 間）有一明顯較強環帶，且呈現的是東北-西南走向，而南北向位移效應在大陸內地皆小於 1 mm，分析幾乎不受影響。

第 4-5 節 本章小結

本章研究目的在於探討國外既有 GOTIC2、g7.0 及 BS 模式、以國內外站台分析 OTL 效應之區域特性、開發自有 SGOTL 及 DISOTL 模式，並製作台灣及大陸東南地區之 OTL 重力及位移效應網格，其研究成果可扼要歸納為下列幾點：

1. 根據本文研究，GOTIC2 模式可提供重力、垂直位移、水平位移、傾斜、應變及垂線偏差等 6 種 OTL 效應計算，且使用較高解析之 NAO 海潮模型（包括：全球模型 NAO.99b、區域模型 NAO.99jb），並可同時計算不限 1 個測站的 21 個分潮效應之振幅及相位；又相關程式及所使用的海潮模型目前可至網頁下載，內容相當完整，且可提供牛頓引力及地球彈性效應的個別影響量，評估非常適合本研究成果比較使用。

2. g7 是一套 Micro-g LaCoste 公司所提供的重力資料擷取及處理軟體，內建於該公司所有絕對重力儀（包括 FG-5 等儀器）之控制模組（電腦），具有完整的資料收集、處理及分析能力，尤其是內建多項標準環境改正模式程序，其中亦包括了 OTL 重力效應推估計算，得以藉此改善原始重力觀測數據。由於該模式相當容易使用，且本文亦使用 FG-5 型絕對重力儀收集觀測資料，因此選擇作為另一種供本研究成果驗證的方式，但缺點是無法提供牛頓引力及地球彈性效應的個別影響量，且目前僅提供 OTL 重力效應計算，及 3 種全球海潮模型選擇，其中 FES2004 模型較新且空間解析較高較適合本文需求。
3. Bos and Scherneck (2009) 考量高精度大地觀測逐漸普遍，OTL 效應推估需求備受重視，為服務大地測量研究社群，利用 OTL 計算軟體 OLFG/OLMPP (Scherneck, 1991) 建立一個計算服務網站提供全球免費使用，本文稱之為 BS 模式。該模式目前可提供包括多達 19 種的全球海潮模型可以選擇，並可計算重力、垂直位移、水平位移等 3 種 OTL 效應之振幅及相位。由於 BS 模式亦相當容易使用，且所提供的參數輸出格式 BLQ，目前被廣泛地運用在 BERNESE 軟體處理 GPS 之 OTL 效應改正計算上，因此選擇作為另一種驗證方式，但也有無法提供牛頓引力及地球彈性效應個別影響量的缺點。
4. 本文利用新竹超導重力 (SG) 及潮位 (TG) 資料，初步分析新竹地區的 8 個主要短週期分潮 (M2、S2、N2、K2、K1、O1、P1、Q1)，驗證其佔 SG 總效應約 96%，相關分潮效應影響很大，而 M2 分潮振幅影響無論在 SG 或 TG 表現上皆是最大的，另得知 M2 分潮振幅佔 TG 全部海潮效應比率近半數 (約 48%)，在地區特性分析也具代表性，適合作為簡單的評估指標。本文參考其他文獻方式，以 8 個短週期分潮加上 3 個長週期分潮之振幅合量，分析全球地球動力計畫 (GGP) 之 SG 測站所在地區受 OTL 重力效應影響程度。GGP 中最大的 TH (法國 Tahiti) 站 OTL 合量甚至可達 $19\mu\text{gal}$ ，相當可觀；最小的 ME (芬蘭) 站未達 $2\mu\text{gal}$ ，幾乎不太受影響。由於 HS、SU、

SY 及 TH 等 4 個站的 OTL 最為明顯 (達 10 μgal)，本文建議於臺灣海峽 (Taiwan Strait)、南非南大西洋海 (South Atlantic Ocean)、南極海 (Southern Ocean)、南太平洋海 (South Pacific Ocean) 等近岸及其島嶼地區進行觀測者，OTL 改正不能輕易忽略。

5. 本文另以 11 個 OTL 主要分潮振幅合量，分析 13 個鄰近台灣的 IGS 站之區域特性。最大的 OTL 位移效應發生於徑向分量 (KWJ1 站的 11 個主要分潮合量約 8.5 公分)，其次為東西向分量 (TNML, 2.7 公分)，最小為南北向分量 (PIMO, 1.6 公分)。另研究指出，測站的 OTL 位移效應影響程度，與其離岸遠近或海潮大小等因素並不一定直接相關，因此，研究以高精度大地測量定位技術 (如國際衛星定位站 IGS、衛星雷射測距站 SLR 等) 來建構國家坐標參考框架時，利用精確的模式來改正 OTL 位移效應影響，即是非常重要的研究課題；尤其是當 GPS 觀測時間數據不足，無法有效消除 OTL 主要分潮 (半日潮、全日潮) 影響時，高精度模式推估改正方法即顯得相當重要。
6. 另分析內政部 18 個 GPS 站之 11 個 OTL 主要分潮振幅合量。其中徑向分量部分，MZUM 站因附近 M2 海潮最大，其 M2 分潮影響約 2.0 公分，且該站的 11 個分潮合量達 5.5 公分，也是 18 個站最大的；其餘站的徑向合量約在 3.0 至 4.5 公分間，最小值則位於 PLIM (埔里) 及 PKGM (北港) 站。另東西向合量約在 2.0 至 2.7 公分間，各測站差異不大，最小值則位於 KMNM (埔里) 及 NSAM (南沙太平島) 站。至於南北向合量約在 1.2 至 1.5 公分間，各測站差異極小，最大值位於 CHYI (嘉義) 及 PKGM (北港) 站；本文亦分析了 TNSM (東沙)、NSAM (南沙) 站，其徑向位移合量也是較大的，分別約為 4.0、4.8 公分，雖然 TNSM、NSAM 分別位於東沙島、南沙太平島的開闊海域，但其影響合量顯不如同樣位在太平洋海上的 KWJ1 (位於馬紹爾群島) 站。
7. 本文也分析內政部國土測繪中心 36 個 e-GPS 站，結果仍以徑向合量效應最

強 (DONY 站約 6.1 公分)，其次為東西向 (JUNA 站約 2.7 公分)，南北向 (CIME 站約 1.5 公分)。一般僅就離岸遠近的條件而言，OTL 徑向位移合量會往內陸方向逐漸減弱，但由於台灣面積小 (約 3 萬 6 千平方公里)，其影響差異並不會太大，以較為內陸的 PLIM、PKGGM 站為例，OTL 徑向位移合量確實較小，然而因為台灣東臨太平洋、西臨台灣海峽的特性，也有 3.0cm 影響。分析以國內 GPS 衛星追蹤站作為約制，進行高精度相對定位解算時，利用精確的模式來改正 OTL 位移效應影響，同樣是非常重要的課題。本文分析國內 GPS 追蹤站的 OTL 位移影響程度，也可提供國內高精度定位解算選擇參考約制站之參考。

8. SGOTL 及 DISOTL 為本研究所開發的模式，SGOTL 可提供使用者依自訂的 OTL 洛夫數、格林函數、海潮模型及岸線資料進行 OTL 牛頓引力及地球彈性之重力效應計算，而 DISOTL 同樣可由使用者自訂方式進行 OTL 地球彈性之徑向、東西向、南北向位移效應計算，SGOTL 及 DISOTL 模式之共同特點包括：
 - (1) 所使用的牛頓引力、地球彈性效應格林函數與高程相依。
 - (2) 利用高斯求積法計算全球數值積分。
 - (3) 洛夫數預設值來自 Farrell 參數；也可由使用者自選或自訂參數。
 - (4) 使用區域海潮模型、全球海潮模型分別計算內圈效應、外圈效應。
 - (5) 來自 GMT 軟體及 (或) 國內 DEM 之高解析岸線資料。
9. 本研究所開發的模式係依據高斯求積 (Gauss quadrature) 法進行積分計算，至海水潮高則是利用 Newton-Gregory 線性內插法 (Gerald and Wheatley, 1994)，由使用者提供的海潮模型網格內插計算而得；本研究考量模式推估精度，以新竹超導站 (SG) 實測 OTL 結果作為參考值，針對不同的內圈網格間距、內圈外框大小進行測試分析，網格間距分為 3'、5' 及 10' 等 3 種，外框大小分為 3°、4° 及 5° 等 3 種，計有 9 種組合 (Case 1 ~ 9) 於新竹超導站 (SG) 推估其各別 OTL 重力效應值。根據成果分析，Case 2 組合 (網格間

距為 5' 及外框大小為 3°) 與 SG 實測結果最為接近，後續研究採用該組合進行內圈計算。

10. 本文嘗試利用模式推估方法，製作台灣及大陸東南地區之 OTL 效應網格。有關重力效應部分，是採用 SGOTLG 模式進行計算，該模式是前述 SGOTL 程式的特別版本，可以用來計算使用者所設定的規則網格中任一格點之振幅及相位推估值。本文以 5'×5' 網格平均海水面位置 ($H_p=0$) 為例，研究台灣及大陸東南地區附近 OTL 重力效應 M2 分潮分布情形，得知東南大陸沿岸與澎湖以北海域 (約緯度 23.5° 以上) 有一明顯較強帶寬，陸地上即便未有海水潮 (潮高定義為 0)，但受直接引力及地球彈性現象影響產生 OTL 重力效應 (大於零值)，大致上，OTL 效應於近岸最大，並往內陸方向逐漸減弱。OTL 重力效應於大陸內陸、台灣內陸的中央山脈地區為最小，另台灣西南與澎湖以南海域也是影響較小地區；此外，該圖呈現此區的相位等值圖有同心圓形現象，以金門附近地點為高峰，並與海潮模型圖之相位趨勢類似，由太平洋海往台灣、大陸東南地區方向傳遞，但兩者之相位分布明顯不同。其與平均海水面以上 500 公尺高位置 ($H_p=500$) 之 OTL 重力效應 M2 分潮分布情形相比，OTL 重力效應影響區位近似，但大陸東南沿岸離島 (馬祖等地) 的影響更大了，可達海水面高計算結果的 2-3 倍，其次是澎湖、新竹等近岸地點約達 2 倍，至於中央山脈山區因離岸較遠所以差異小，即使該區的海拔高實際遠高於 500 公尺，但受影響程度預期也不至於太大；此外，相位等值圖也以金門附近地點為高峰，有同心圓形現象，但其相位分布現象略顯不同。
11. 有關位移效應部分，本文是採用 DISOTLG 模式進行計算，該模式是前述 DISOTL 模式的特別版本，可以用來計算使用者所設定的規則網格中任一格點之振幅及相位推估值。本文以 5'×5' 網格平均海水面位置 ($H_p=0$) 為例，研究台灣及大陸東南地區附近 OTL 位移效應 M2 分潮分布情形，整體分析而言，該區域之徑向位移效應振幅最大，其次是東西向，最小則為南北向，

與前述研究成果相同，又依其相位情形，該區域之東西向、南北向之相位變化較為複雜，而徑向不但振幅較大且其相位變化也較為明顯。其與 OTL 重力效應分布類似，於東南大陸沿岸與澎湖以北海域（約緯度 24.5° 以上）有一明顯較強帶寬，同樣地，徑向位移效應振幅最大是落在大陸東南海岸地區，最小則位於台灣中央山脈地帶；相對地，東西向位移效應分布明顯與徑向不同，最為特別的是，東西向位移效應在中央山脈南投以北地帶（約緯度 23.5° 以上）有一明顯較強環帶，並往台灣海峽及太平洋方向遞減，大陸東南海岸地區反而相對較小，分析其主要原因可能在於，台灣西部海峽與東部太平洋海之海潮振幅及相位差異大（北部尤其明顯），導致在台灣地區的東西向位移效應較大，且該東西部海潮差異也會產生較大的東西向位移梯度效應；至於南北向位移效應，則在澎湖海域至雲林地區附近（約緯度 23° 至 24° 間）有一明顯較強環帶，且呈現的是東北-西南走向，而南北向位移效應在大陸內地皆小於 1 mm，分析幾乎不受影響。

第 5 章 成果驗證

第 5-1 節 章節緒論

2003 年起內政部開始陸續引進絕對重力儀 (FG5-224) 及超導重力儀 (SG-T48) 等設備, 全面推動重力測量工作, 作為國內實施高精度測量之依據。目前內政部位於新竹十八尖山之國家重力基準站, 已設有高精度之超導重力儀 (SG), 且內政部已於於新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等地, 利用絕對重力儀 (FG5) 進行絕對重力觀測, 本文得以利用這些高精度之觀測資料, 分析新竹及離島等地 OTL 效應並進行理論值驗證。

由於本文已推導高程相依之海潮負載效應理論完整公式, 並利用所收集的潮位站資料, 微調一組包括淺水海潮之海潮模型 OTLT10, 除介紹國外既有海潮模型及 GOTIC2、g7.0、BS 模式之外, 並利用本文理論公式, 完成 SGOTL (重力)、DISOTL (位移) 模式開發。本章節將運用海潮模型與理論程式組合之模式 (以下稱 SGOTL、DISOTL、GOTIC2、g7.0、BS 模式), 針對 OTL 重力、位移效應分別進行理論值與觀測值之比較, 並利用 OTL 重力、位移效應理論值, 分別進行觀測資料改正, 以比較相關計算成果, 分析驗證本文與其他模式的成效, 提供各界使用參考。

第 5-2 節 海潮負載效應之觀測與理論驗證

第 5-2-1 節 絕對重力測量

內政部自 2004 年 11 月 1 日至 2005 年 2 月 25 日止, 委外於新竹 Hsinchu (國家度量標準實驗室之 B24 絕對重力點)、蘭嶼 Lanyu (氣象站)、澎湖 Penghu (氣象站)、馬祖 Matzu (衛星追蹤站) 及金門 Kinmen (衛星追蹤站, 如圖 5-1 所示) 等地之站台, 利用絕對重力儀 (FG5-224) 分別進行至少 3 天的絕對重力觀測。各站台之起始觀測時間、時數及離岸距離詳如表 5-1。

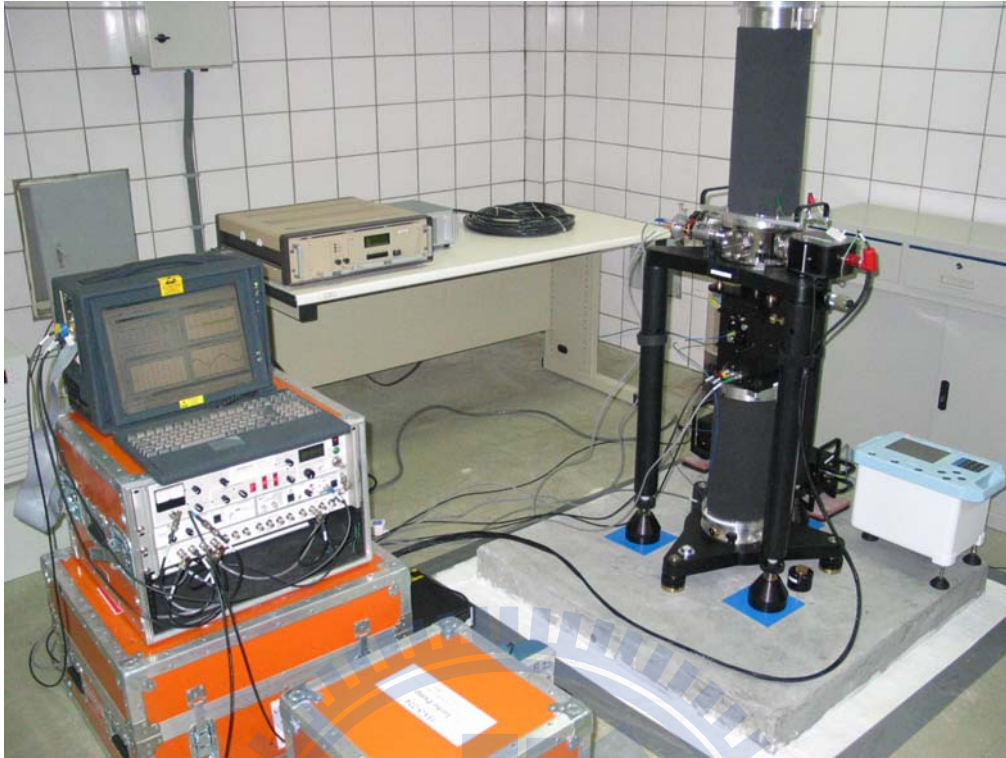


圖 5-1：金門重力站 Kinmen（衛星追蹤站）之絕對重力觀測情形（取自內政部）

表 5-1：新竹超導重力站及蘭嶼、澎湖、馬祖、金門等離島重力站進行絕對重力測量之觀測起始時間、時數及離岸距離

重力站	起始時間 (UTC)	觀測時數 (hour)	離岸距離 (km)
Hsinchu	2 h, Nov 7, 2004	70	8.6
Lanyu	7 h, Dec 25, 2004	65	1.6
Penghu	3 h, Jan 8, 2005	120	0.6
Matzu	11 h, Jan 25, 2005	136	0.8
Kinmen	9 h, Feb 20, 2005	112	1.2

新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等地之絕對重力站台皆位於近岸地區，且附近設有潮位觀測站，表 5-1 顯示 5 個站離岸距離僅約 600 m（澎湖）至 8.6 km（新竹）遠，尤其蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等站離岸皆未達 2 km，初步分析，

其 OTL 效應影響應該不小，而蘭嶼站海拔高度達 324 m，根據理論公式，其牛頓引力效應影響亦應不小；此外，由於新竹站另有較高精度之超導重力儀進行同步觀測，其絕對重力觀測主要提供超導重力資料率定使用，本節不另分析之。

由於前述絕對重力測量工作是國內首次自行辦理，加上人力、經費有限，且離島站台之觀測過程相當辛苦，每站觀測時段較短；本次特別採用每天每 30 分鐘間隔觀測 1 組 (set)、每 1 組觀測 50 筆 (drop) 數據之方式進行連續測量，以獲取較多的觀測數據，並可進行 OTL 重力效應觀測。其中於蘭嶼 (氣象站) 進行觀測期間，恰巧 2004 年 12 月 26 日發生南亞大地震並引發海嘯，雖然該觀測站離地震中心 (印尼島外) 達數千公里遠，從圖 5-2 上可以清楚發現該絕對重力資料，亦呈現同震 (co-seismic) 與餘震 (post-seismic) 的擾動現象，造成觀測資料品質下降且離散度 (scatter) 增加，此現象持續長達 5 小時，之後資料便逐漸呈現穩定。

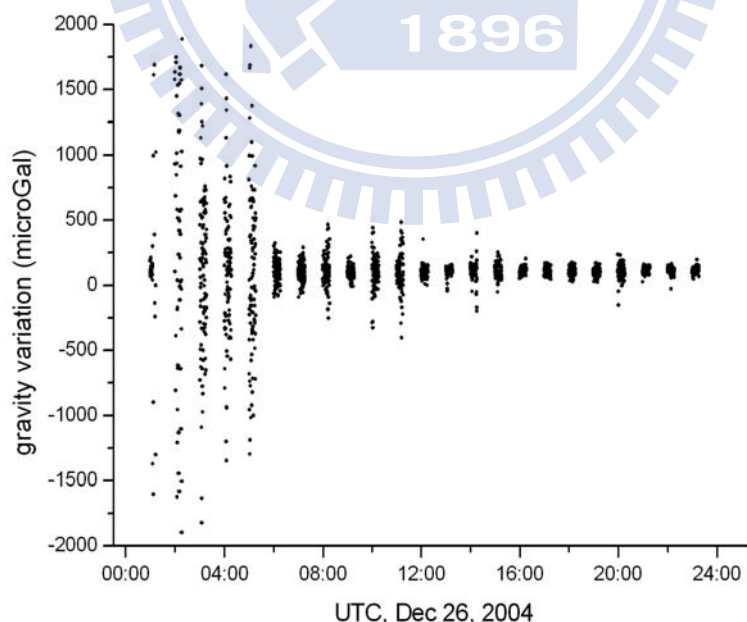


圖 5-2：蘭嶼重力站 Lanyu (氣象站) 絕對重力觀測同步記錄 2004 年 12 月 26 日

凌晨發生印尼海嘯所造成之重力異常現象 (取自內政部)

本文使用絕對重力儀器內建軟體 g7.0 (Micro-g 公司提供) 針對各次測站之觀測數據 (drops) 進行前處理，其中包括：地球固體潮 (內建項目命名為 tide)、極軸偏移 (polar motion)、標準大氣壓 (barometric) 等環境改正及其地面高度化算 (datum transfer) 改正，但不包括海潮負載 (load)，並以模式 (modeling)、儀器 (system)、環境 (environmental)、操作 (set-up) 等組合不確定度 (3σ) 進行粗差偵測剔除後，可獲得新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等測站之絕對重力觀測時序資料如圖 5-3 所示。從該圖已足以肉眼看出 OTL 的 M2 分潮現象，其中馬祖站最大，與先前章節討論海潮現象相符，另蘭嶼站的現象並不明顯，主要因其觀測初期受南亞海嘯影響擾動，資料雜訊較多，不易呈現穩定的分潮情形。

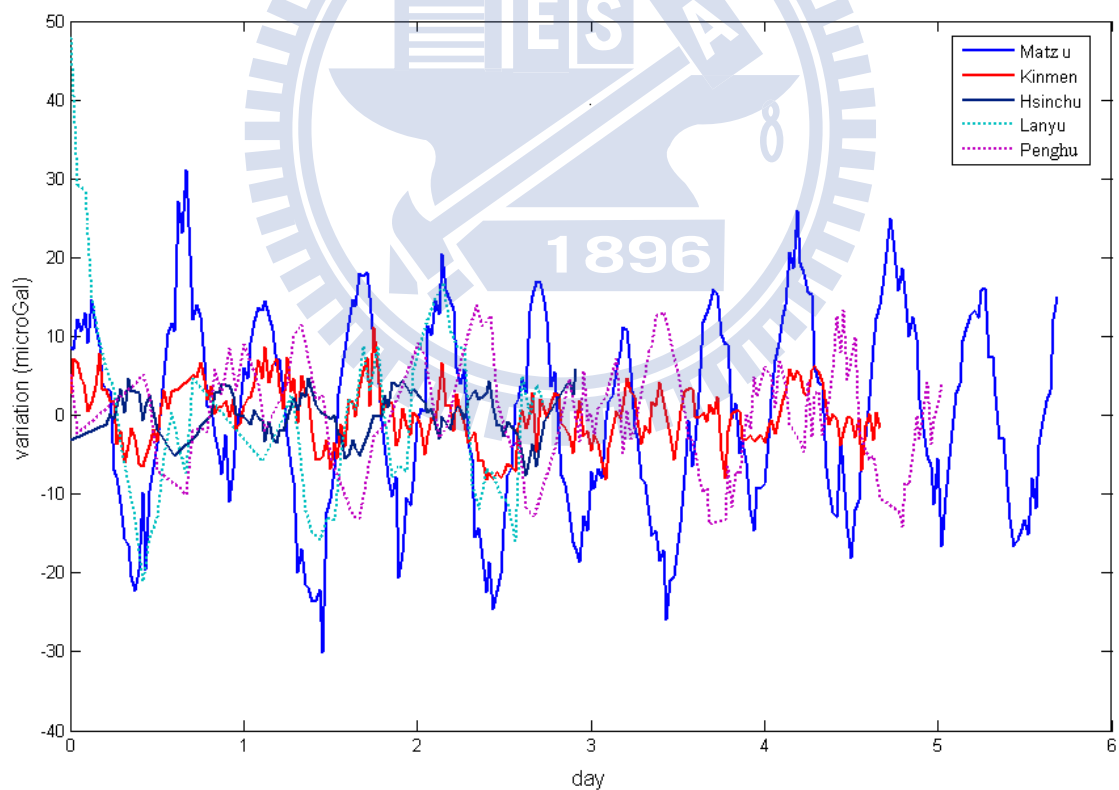


圖 5-3：新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門重力站之絕對重力觀測時序資料 (剩餘重力，但未經海潮負載改正)

由於台灣位居歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交會處，且本文為研究近岸地區所選絕對重力站台，皆易受海潮環境干擾，儘管如此，根據圖 5-3 資料評估，各測站 M2 分潮的 OTL 現象仍然明顯，尤其在離島站台重力資料取得不易情況下，該時序觀測成果相當珍貴，也很適合本文研究；此外，圖 5-3 資料顯示，仍有許多其他 OTL 分潮 M2 以外之訊號存在於時序資料中，例如：非線性潮、大氣負載、地下水、水文等效應影響，但由於本節使用之絕對重力觀測資料較短，僅強調分析 M2 分潮訊號，此因其他訊號在效應（量能、振幅）較小情況下，評估對 M2 分潮分析不致造成影響。

基於上述理由，本節僅解析各站絕對重力觀測 OTL 效應之 M2 分潮，表 5-2 顯示 OTL 牛頓引力效應、彈性效應在蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等站台之 SGOTL、GOTIC2、g7.0、BS 模式推估和絕對重力 (FG5) 觀測分析 M2 分潮結果，其中，絕對重力觀測資料是採用最小二乘擬合 (least-squares fitting) 方法進行分析，並以其振幅及相位進行比較。SGOTL 使用本文微調後區域海潮模型 OTLT10，並以 NAO.99b 作為全球海潮模型；GOTIC2 則受限於程式僅能以 NAO.99Jb、NAO.99b 分別作為區域及全球海潮模型；g7.0 受限於內建程式條件，僅能選擇較新之 FES2004 作為全球海潮模型；BS 亦受限於網站服務，僅能以全球海潮模型進行推估，本研究考量同一條件性，選擇 NAO.99b 為其全球海潮模型。

根據表 5-2 初步分析，SGOTL 模式推估與 FG5 觀測結果最為接近，證實本文模式方法精度不錯，適合提供重力觀測改正。另發現 GOTIC2 模式推估之 OTL 效應於 4 個離島站台地區，所推估之振幅與實測重力值相比，顯得異常的大，相當不合理；進一步分析是牛頓引力效應計算結果發生異常（詳表 5-6 及其原因分析），又依理論牛頓引力效應在近岸效應極大，所以 GOTIC2 模式在近岸改正研究上，確實有改善的需要。

表 5-2：離島絕對重力站觀測分析 M2 分潮與 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 模式推估驗證結果

Station	Observation	SGOTL	GOTIC2	g7.0	BS
Lanyu	6.9 ± 0.8^a	6.0 (2.8 ^c , 3.1 ^d)	22.9 (19.8, 3.2)	5.0	5.3
	12 ± 5^b	8	3	11	129
Penghu	4.8 ± 0.7	3.9 (0.9, 3.0)	55.2 (52.9, 3.0)	2.7	3.4
	109 ± 4	118	330	114	120
Matzu	12.3 ± 0.8	10.7 (5.2, 5.5)	93.3 (87.8, 5.6)	6.1	7.3
	111 ± 4	113	124	108	126
Kinmen	3.8 ± 0.3	4.1 (0.8, 3.2)	82.2 (79.0, 3.5)	2.8	4.3
	133 ± 3	138	166	133	96

^a amplitude in μgal

^b local phase lag in degree and positive

^c Newtonian effect in μgal

^d elastic effect in μgal

此外，儘管 BS 及 g7.0 模式，皆欠缺台灣週邊的高精度區域海潮模型及高解析岸線資料，但目前多數研究仍使用該 2 項模式進行重力 OTL 改正，根據成果顯示，雖然該效果未如本文 SGOTL 模式佳，其模式分析所得 M2 分潮振幅及相位與實測結果相比，也還算合理，並無 GOTIC2 模式在近岸改正上，呈現明顯偏差的現象。本研究比較各測站的模式推估差異，整體而言，M2 分潮振幅在馬祖站差值最大，而本文前述分析該站附近的海潮振幅也是最大，似有一定相關性；根據表 5-2 結果，在馬祖站，本文 SGOTL 模式與實測差值僅 1.6 μgal ，而 BS 及 g7.0 模式則可達 5 μgal ，如此結果也再次凸顯，針對近岸高海潮特性之站台，本文 SGOTL 模式使用高精度區域海潮模型及高解析岸線資料之重要性。

第 5-2-2 節 超導重力測量

新竹超導重力站 (HS) 中超導重力儀 (SG-T48) 是由內政部引進，自 2006 年開始裝置於新竹市十八尖山坑道「國家重力基準站」實驗室內 (圖 5-4)，該儀

器是美國 GWR 公司 (<http://www.gwrinstruments.com/>) 製造的，其內部設計使用超導體電圈，經運作後產生非常穩定的磁場，使得內部的超導感應球 (superconducting sphere) 呈現漂浮無重力現象，當週遭環境的重力值產生微小變化時，超導感應球受引力牽引位移，該儀器便可透過電壓偵測量得其變化。超導重力儀包括 2 個基本單元：(1) 重力儀感測單元 (Gravimeter Sensing Unit, GSU)，包含超導磁鐵、感應球、電圈、溫度控制面板及防磁干擾保護裝置；(2) 液氦桶 / 杜瓦桶 (liquid helium tank / dewar) 及可使 GSU 保持在絕對溫度 4.2° K 超導狀態下運作的冷卻系統；以及其他輔助裝置如：低溫的傾斜儀、自動傾斜補償系統、電子控制板、電熱能感應器、氦氣容量感測器、氦氣轉換器等。本款屬單感應球 (single sphere) 式重力儀，該杜瓦桶為 35 公升裝設計，只要適當地控制在低溫狀態，該氦氣容量並不像早期產品會有漏失情形，目前儀器精度約在 0.1 to 0.3 $\mu\text{gal}/(\text{Hz})^{1/2}$ ，經 6 個月的穩定期後，其每年漂移率 (drift) 約小於 6 μgal ，且利用絕對重力儀同步觀測後，率定精度可達 0.01%。



圖 5-4：新竹超導重力站 HS 之重力觀測情形 (取自內政部國家重力基準站)

新竹超導重力站 (HS) 目前已加入全球地球動力計畫 (Global Geodynamics Project, GGP, <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>), 並列為其中一個觀測站。分析新竹市十八尖山坑道內 50 m 的鑽井資料, 該站所在地質於土壤分類系統 (Unified Soil Classification System, USCS) 中屬高密度壓縮的砂層岩, 同時為瞭解該站背景噪聲, 設有寬頻地震儀觀測分析其影響, 除此之外, 該站 8.6 km 外設有一潮位站, 亦可與超導重力儀進行同步觀測記錄, 超導重力站、潮位站之取樣間隔分別為 1 秒、6 分間隔, 其時間序列資料如圖 5-5, 與絕對重力同步觀測如圖 5-6, 該觀測資料配合頻譜分析處理技巧, 可獲得高精度的 OTL 重力效應觀測結果。另本研究同樣利用 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 模式推估 OTL 重力效應分潮, 而各模式所使用之海潮模型, 與第 5-2-1 節所述相同。

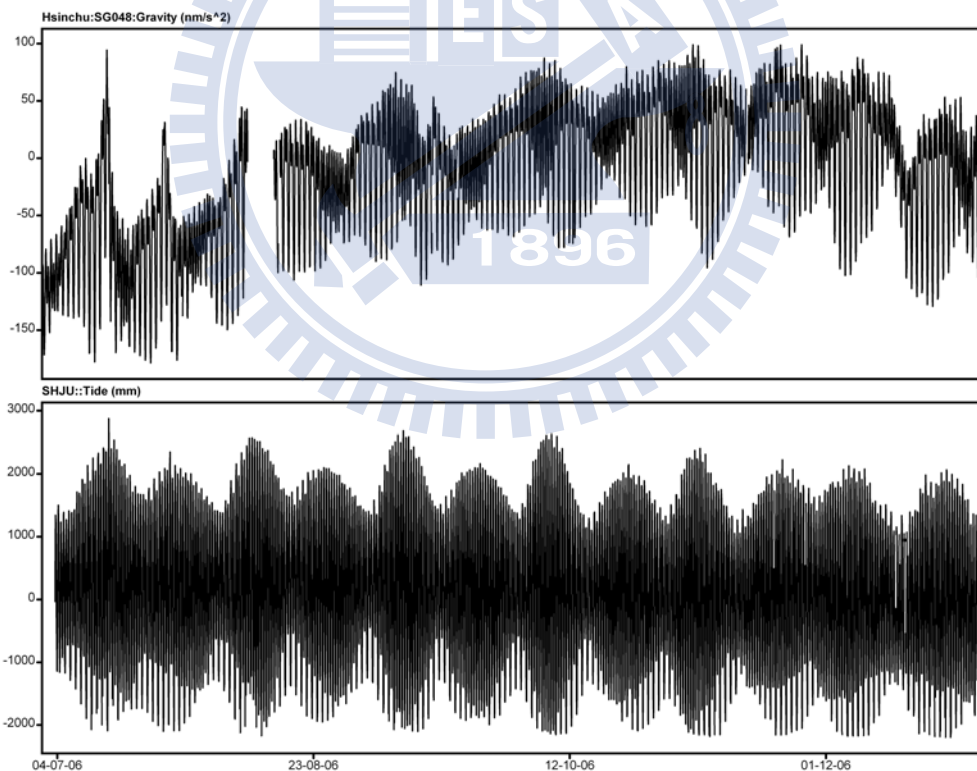


圖 5-5：新竹超導重力站 HS (剩餘重力，但未經海潮負載改正) 及南寮潮位站之時序觀測資料 (取自內政部)

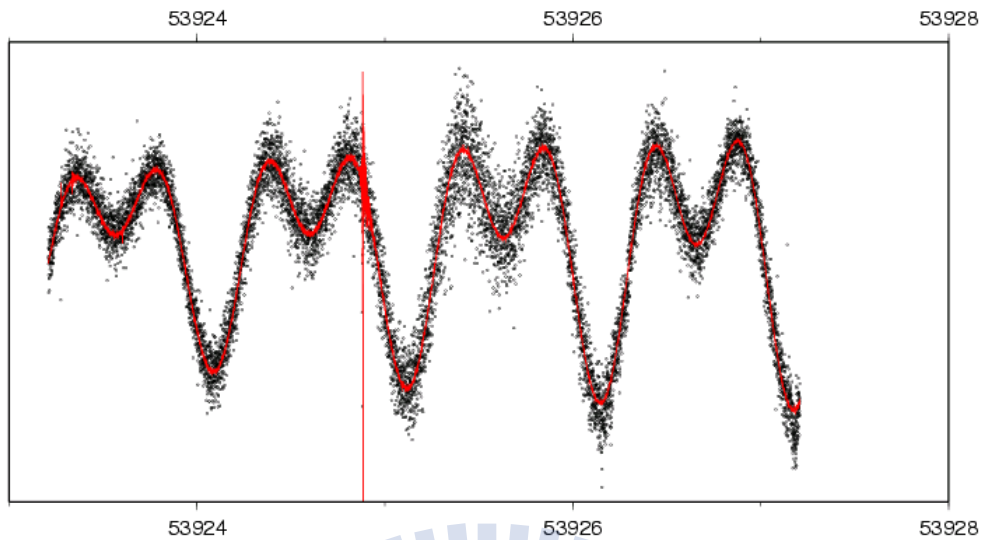


圖 5-6：新竹超導重力及絕對重力（剩餘重力，但未經海潮負載改正）之同步觀測資料情形（取自內政部）

表 5-3 列出本文利用 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 模式，研究 OTL 重力效應主要 8 個分潮之振幅及相位比較結果，根據 Hwang et al. (2009) 分析 SG 觀測成果，其超導重力儀經絕對重力儀比對率定，並以 BAYTAP-G 程式推估計算固體潮精度約 0.05%，最大在 M2 約 0.035 μgal ，由於其他分潮量更小，分析去除固體潮後，OTL 觀測解算精度在各分潮都可達 0.04 μgal ，並在觀測時間加長後更可提高其精度。該表有關 8 個主要分潮，經初步分析結果，SGOTL 模式之推估值表現與觀測值相當接近，振幅精度可達 0.1 μgal ，其相位結果偏差最大於 O1 分潮，約 5°；如另以較差之 GMT 定義海岸線資料代入 SGOTL 模式計算，將於 K1 分潮產生較大偏差，約 0.19 μgal ，相位結果偏差最大於 N2 分潮，約 10°，此結果凸顯近岸研究 OTL 效應需使用較佳海岸線資料之重要性。至 GOTIC2 模式與 SGOTL 模式表現接近，其振幅結果偏差最大於 S2 分潮，約 0.17 μgal ，相位結果偏差最大於 K2、Q1 分潮，約 5°。此外，g7.0 及 BS 模式表現相對較差，研判此兩種模式僅能使用全球海潮模型，且缺乏較佳海岸線資料，因此成果精度受到影響。

表 5-3：新竹超導重力站觀測分潮與 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 模式推估驗

證結果

Tide	SG		SGOTL		GOTIC2		g7.0		BS	
	Amplitude	Phase Lag	Amplitude	Phase Lag	Amplitude	Phase Lag	Amplitude	Phase Lag	Amplitude	Phase Lag
M2	3.82 ^a	98 ^b	3.74	95	3.76	100	3.37	92	3.46	95
S2	1.12	111	0.99	107	0.95	114	0.87	86	0.88	104
N2	0.84	79	0.78	75	0.82	77	0.75	59	0.75	72
K2	0.26	103	0.21	104	0.24	108	0.25	82	0.23	107
K1	2.38	54	2.29	55	2.40	55	2.15	51	2.39	54
O1	2.10	33	2.02	28	2.08	31	2.01	34	2.09	25
P1	0.78	53	0.76	52	0.78	53	0.71	53	0.78	51
Q1	0.45	17	0.40	17	0.44	22	0.41	24	0.43	8
MK3	0.05	326	0.04	143	—	—	—	—	—	—
MN4	0.06	260	0.02	325	—	—	—	—	—	—
M4	0.12	266	0.09	298	—	—	—	—	—	—
MS4	0.12	254	0.08	297	—	—	—	—	—	—

^a amplitude in μgal

^b local phase lag in degree and positive

第 5-2-3 節 GPS 測量

新竹超導重力站 (HS) 之十八尖山上方，內政部亦設有一衛星追蹤站 (HCHM) 進行連續同步 GPS 觀測，以長期監測該地區地形變 (deformation) 情形，為免 OTL 位移效應影響地形變量估計，其改正模式精度便顯得重要。表 5-4 比較了 DISOTL、GOTIC2 及 BS 等 3 個模式推估 HCHM 站之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位)，而各模式所使用之海潮模型，與第 5-2-1 節所述相同。從該表得知 M2 分潮於 8 個主要分潮中，無論在徑向 (radial)、東西向 (east) 及南北向 (north) 之影響皆為最大，且徑向影響大於東西向，南北向影響最小。模式推估振幅之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 0.06 cm，為徑向 K1 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 0.05 cm，為徑向 M2 分潮。至相位之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之

差值最大約 12° ，為南北向 N2 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 11° ，為徑向 N2 分潮。

由於本文研究馬祖地區受 OTL 影響最大，當地改正模式精度亦值得進一步分析，表 5-5 比較了 DISGOTL、GOTIC2 及 BS 等 3 個模式推估內政部馬祖衛星追蹤站 (MZUM) 之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位)。首先，該表再次證實 8 個主要分潮，徑向影響皆大於東西向，南北向影響最小；但其中 M2 分潮僅在徑向、東西向影響為最大，南北向影響則以 K1 分潮為最大。模式推估振幅之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 0.08 cm，為南北向 M2 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 0.12 cm，為徑向 M2 分潮。至相位之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 37° ，為南北向 K2 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 32° ，亦為南北向 K2 分潮。綜合上述表 5-4 及表 5-5 的分析結果，評估在各個主要分潮及方向上，DISGOTL、GOTIC2 及 BS 等 3 個模式推估振幅差值，皆小於 1 mm，推估相位差值則可能顯著，但仔細分析上述推估相位差值較大者，其振幅估量皆較小 (如 DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 37° ，為南北向 K2 分潮，其推估振幅僅約 0.01 cm)，初步分析，3 種模式推估 OTL 位移效應一致性應可達 mm 等級。

表 5-4：以 DISOTL、GOTIC2 及 BS 等模式推估新竹衛星追蹤站 (HCHM) 之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位) 結果

Tide	Radial			East			North		
	DISOTL	GOTIC2	BS	DISOTL	GOTIC2	BS	DISOTL	GOTIC2	BS
M2	1.27 ^a	1.31	1.22	0.79	0.81	0.81	0.36	0.39	0.38
	-148 ^b	-148	-149	102	104	104	-109	-108	-107
S2	0.32	0.31	0.29	0.29	0.29	0.29	0.13	0.14	0.14
	-133	-129	-132	126	129	129	-83	-81	-80
N2	0.26	0.29	0.27	0.15	0.15	0.15	0.06	0.07	0.06
	-169	-172	-175	99	91	92	-112	-124	-123
K2	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.04	0.04	0.04
	-132	-135	-140	127	124	125	-81	-84	-84
K1	0.90	0.96	0.94	0.24	0.25	0.26	0.13	0.12	0.13
	-70	-71	-71	-135	-134	-133	179	178	175
O1	0.79	0.83	0.82	0.16	0.17	0.17	0.12	0.11	0.13
	-95	-93	-93	-158	-156	-156	148	144	143
P1	0.30	0.31	0.31	0.08	0.08	0.08	0.04	0.04	0.04
	-73	-73	-73	-137	-135	-135	178	175	172
Q1	0.16	0.18	0.17	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
	-104	-100	-99	-177	-168	-166	133	130	128

^a amplitude in cm ^b Greenwich phase lag in degree, ± 180 degree

表 5-5：以 DISOTL、GOTIC2 及 BS 等模式推估馬祖衛星追蹤站 (MZUM) 之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位) 結果

Tide	Radial			East			North		
	DISOTL	GOTIC2	BS	DISOTL	GOTIC2	BS	DISOTL	GOTIC2	BS
M2	2.32 ^a	2.35	2.20	0.39	0.42	0.40	0.07	0.15	0.11
	-132 ^b	-134	-131	161	171	164	120	107	105
S2	0.69	0.68	0.65	0.13	0.13	0.13	0.03	0.03	0.03
	-108	-105	-102	173	176	177	-156	-164	-177
N2	0.40	0.46	0.44	0.08	0.09	0.09	0.02	0.03	0.02
	-142	-158	-158	149	163	147	93	71	70
K2	0.18	0.18	0.17	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01
	-101	-109	-108	169	176	170	-142	-179	-174
K1	0.95	0.99	0.97	0.25	0.26	0.27	0.18	0.18	0.19
	-72	-72	-72	-111	-108	-110	162	157	158
O1	0.81	0.83	0.82	0.18	0.19	0.19	0.15	0.16	0.17
	-98	-95	-95	-134	-151	-132	130	125	127
P1	0.31	0.32	0.31	0.08	0.08	0.09	0.06	0.06	0.06
	-74	-74	-75	-112	-110	-112	159	154	156
Q1	0.17	0.18	0.18	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
	-108	-102	-100	-148	-140	-141	116	114	117

^a amplitude in cm ^b Greenwich phase lag in degree, ± 180 degree

由表 5-4 及表 5-5 得知，OTL 徑向位移最為明顯，有關 GPS 觀測 OTL 位移效應之驗證，本文僅分析其 M2 徑向影響，另由於高精度的 GPS 定位多採用相對定位法，為獲得較佳的 OTL 實測結果，GPS 測量所使用之參考站，應選擇 OTL 影響較小的站台，尤其離岸愈遠愈佳，可避免干擾。本文使用國際 IGS 之武漢站（WUHN）作為參考站，假定該站的 OTL 影響極小且可以被忽略，至觀測資料仍採用新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等地之 GPS 站台，並擷取與絕對重力觀測時段同步之資料，至原始觀測數據為 30 秒一筆，採用瑞士 Bern 大學 Bernese 5.0 軟體及其流程進行解算（Dach et al., 2007），且運用高精度 IGS 衛星軌道，並進行極位移（pole tide）及固體潮（solid earth tide）修正。有關每個站的解算取樣，根據 Yeh et al. (2011) 測試結果，以每 3 個小時計算一筆的精度較高，且 OTL 效應較為明顯穩定。本文同樣嘗試將上述實測成果，以最小二乘擬合方法進行 OTL 效應 M2 徑向位移分析，並以其振幅及相位進行比較。其中新竹站之振幅解約為 1.3 ± 0.4 mm、相位解約為 $-148^\circ \pm 7$ ，馬祖站之振幅解約為 2.4 ± 0.3 mm、相位解約為 $-135^\circ \pm 8$ ，與前述 3 種模式推估結果（表 5-4 及表 5-5 之 M2 分潮）相比，本文 DISOTL 及 GOTIC2 表現較為接近，BS 模式偏差較大。

第 5-3 節 淺水潮效應

本文也以 SGOTL 模式方法，嘗試推估淺水潮（shallow-water tides）效應對重力觀測之影響。一般而言，淺水潮現象極可能發生於淺水海盆，尤其是類似台灣海峽（Taiwan Strait）的淺水地形，該現象成因經常源自於線性海潮（linear tides）的交互作用，進而衍生出常見的分潮，包括：三分之一日潮（third-diurnal）、四分之一日潮（fourth-diurnal），甚至更短週期（高頻率）的海潮。目前研究淺水潮效應對觀測之影響相關文章，數量非常少，以東亞地區為例，根據 Khan (2004) 研究指出，日本週邊淺水潮現象大致存在數個分潮，其振幅量級僅約幾個 mm 大小，然而對於日本島 Matsushiro 超導重力站（SG）觀測，已產生數十個 nanogal 的影響；至於台灣海峽附近，目前尚未有相關研究，本文第 3-4 節根據所收集之

潮位站觀測資料，分析得知該區淺水潮現象明顯，並以 MK3、MN4、M4 及 MS4 等 4 個分潮為主。

以模式方法推估淺水潮效應，最大的問題在於如何獲得淺水潮模型，尤其是影響較高之區域性模型，由於本文已成功地發展出具有淺水分潮之 OTLT10 模型（第 3 章），本節進一步利用本文 SGOTL 模式方法，推估淺水潮效應對重力觀測之影響。前述表 5-3 已列出 SG 觀測與 SGOTL 模式推估方法在新竹 SG 站獲得 4 個淺水分潮結果，從該表得知，SG 觀測受 M4、MS4 分潮重力效應影響程度大致相近，振幅量約 $0.12 \mu\text{gal}$ ，其次為 MN4 分潮影響約 $0.06 \mu\text{gal}$ 及 MK3 分潮影響約 $0.05 \mu\text{gal}$ ，相較之下，本文 SGOTL 模式推估量略低（各分潮振幅量小約 $0.02 \sim 0.03 \mu\text{gal}$ ）；至兩者相位量之差異，最大在 MK3 分潮可達 183° ，顯示該淺水潮效應研究，尚有改善空間。

根據文獻，在國外 SG 站重力觀測中，西歐部分站台受 M4 分潮效應影響程度約 $0.008 \mu\text{gal}$ (Boy et al., 2004)，目前研究觀測結果最為明顯的是日本 SG 站，受 M3 分潮效應影響程度約 $0.036 \mu\text{gal}$ (Khan & Hoyer, 2004)，但皆小於新竹 SG 站觀測 M4、MS4 分潮之影響（約 $0.12 \mu\text{gal}$ ），由此得知，台灣海峽的淺水潮效應對週邊重力觀測之影響，相對明顯，非常值得進一步研究；另分析其中原因之一，也可能是新竹 SG 站離岸較近（約 8.6 km ），而歐洲及日本站台皆離岸較遠（ 30km 以上），因此淺水潮效應影響較不明顯。儘管根據本文研究結果，SGOTL 模式推估與 SG 觀測成果已大致相近，有關淺水潮效應及其對觀測之影響等問題，仍有待繼續深入研究。

第 5-4 節 利用海潮負載效應理論值進行觀測資料改正

第 5-4-1 節 重力資料改正

由於絕對重力測量成本較高，通常觀測時段較短，所獲得成果數據有限，與相對重力測量類似，無法利用長期連續觀測資料（如 SG）回歸求得 OTL 改正

參數，需利用 OTL 效應理論值進行觀測資料改正，以提高觀測精度。本文嘗試以絕對重力測量為例，評估不同 OTL 模式在觀測資料的改正成效，並作為另一種驗證模式的方法；該評估基準採用「組離散度 (set scatters)」，其來自於 FG5 絕對重力儀內建 g7.0 軟體，屬重力測量資料品質之評估指標，以測量學言之，即是代表重力測量中所有每組 (set) 觀測數據之標準偏差。

表 5-6 比較 FG5 絕對重力測量有無採用 OTL 模式改正 (僅考慮 M2 分潮效應) 之組離散度值差異，其中觀測資料使用前述新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等絕對重力站台，模式改正則分別採用 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 等模式進行評估。大致而言，絕對重力觀測資料如未經 OTL 模式改正，在馬祖站的組離散度將達 12 μgal ，至於其他站台也有 4~9 μgal ，相當可觀。在本文測試每個站採用 OTL 模式改正 M2 分潮效應後，整體上，每個站之組離散度皆明顯下降，即成果精度提高，但以本文 SGOTL 模式表現最佳；其次為 g7.0 模式，僅在馬祖站改善幅度略小；再者為 BS 模式，在蘭嶼、馬祖及金門等站改善幅度略小；至 GOTIC2 模式，僅在新竹站 (臺灣本島) 表現較佳，於其他 4 個站台 (離島)，發生原組離散度未減反增數倍之異常情形。

表 5-6：利用 SGOTL、GOTIC2、g7.0 及 BS 等模式推估新竹及離島絕對重力站 OTL 效應 M2 分潮並進行改正結果 (單位： μgal)

Station	w/o ¹	SGOTL ²	GOTIC2	g7.0	BS
Hsinchu	3.9	2.7	2.7	2.8	2.9
Lanyu	8.5	6.8	13.0	6.9	11.0
Penghu	7.9	6.7	40.6	7.0	6.8
Matzu	11.8	6.9	54.8	8.8	8.1
Kinmen	4.5	4.1	55.8	4.2	5.8

¹ 未採用 OTL 模式改正

² 採用 SGOTL 模式改正 M2 分潮 (如同 GOTIC2、g7.0 及 BS 模式改正)

有關 4 個離島站台使用 GOTIC2 模式改正異常情形，經檢視其振幅參數 (如

表 5-2 所示牛頓引力效應、地球彈性效應) 分別為：蘭嶼站 22.9 (19.8, 3.2) μgal 、澎湖站 50.2 (52.9, 3.0) μgal 、馬祖站 93.3 (87.8, 5.6) μgal 、金門站 82.2 (79.0, 3.5) μgal ；對照本文 SGOTL 模式成果參數：蘭嶼站 6.4 (2.5, 3.9) μgal 、澎湖站 4.1 (0.8, 3.2) μgal 、馬祖站 11.4 (5.3, 6.1) μgal 、金門站 4.1 (0.8, 3.3) μgal ，兩相比較，發現主要原因即是，GOTIC2 模式於牛頓引力效應參數計算發生錯誤，其振幅數明顯不合常理，甚至差達數 10 倍之譜，導致代入觀測資料進行改正後，原成果精度未見提高反而更差。由於本研究發現，此一現象似乎僅發生在那些面積很小的離島地區，而且僅是在牛頓引力效應參數計算上發生錯誤，地球彈性重力及位移效應計算未有異常情形，經郵寄該著作者交換意見，推測該項計算可能因缺乏這些小島的岸線資料，導致在海陸地網格遮罩判斷上出錯，而牛頓引力效應對於近岸海水質量影響又特別明顯（第 2 章），也因此本研究特別強調不僅區域海潮模型重要，影響海陸地網格遮罩判斷之岸線資料，於處理近岸（尤其小島）地區上，更是不可或缺。

第 5-4-2 節 GPS 資料改正

根據本文第 4 章研究結果，西太平洋區 IGS 站的 OTL 位移效應之徑向分量 11 個分潮振幅合量，最大可達 8.5 cm，至於台灣附近 GPS 站台也可達 6.1cm，且其大小與測站離岸遠近，也未有必然關係，因此，於高精度之定位測量技術上（如 GPS、SLR），使用 OTL 模式改正位移效應，顯得非常重要；另根據 Penna et al. (2008) 指出，當 GPS 連續觀測時數不足時，不易消除半日分潮及全日分潮之 OTL 位移效應影響。

本文嘗試選擇新竹 (HCHM)、馬祖 (MZUM)、金門 (KMNM) 等站各一週的 GPS 連續實測資料（原始觀測數據為 15 秒一筆），進行 OTL 位移效應改正測試，以實際瞭解其改善情形，由於這些站台屬近岸及離島地區中，OTL 現象較為明顯，且經驗上受板塊運動影響較小 (sub-mm/year) 者；每站使用資料起

始時間詳如表 5-7，其坐標解算採用相對靜態定位 (relative static positioning, RSP) 技術，並以 IGS 武漢 (WUHN) 作為參考站，使用 Bernese 5.0 軟體及高精度衛星軌道，並進行相關環境改正，再根據 Yeh et al. (2011) 研究結果，最後以每 3 個小時計算一筆方式輸出坐標成果。

表 5-7 列出新竹、馬祖、金門等 GPS 站觀測資料有無採用 OTL 模式改正之徑向坐標解之標準偏差 (Standard Deviation, SD)，其中觀測資料計算原則採前述方式處理，模式改正則分別採用 DISOTL、GOTIC2、BS 等模式進行評估，其改正後之徑向坐標解平均值差異達 mm 精度等級。一如預期的是，3 個 GPS 站資料如進行 OTL 改正，其徑向坐標解 SD 值會下降，即精度獲得改善；此外，從該表得知，採用任一種 OTL 模式改正，改善情形差異不大，且各站因進行 OTL 改正，SD 值獲得改善幅度為：新竹 31%、馬祖 35%、金門 17%，相當明顯，足證 OTL 改正程序非常重要。

表 5-7: 新竹、馬祖、金門等 GPS 站觀測一週資料有無採用 OTL 模式改正之 RSP 定位徑向坐標解之標準偏差 (單位：公分)

測站	資料起始時間	w/o ¹	DISOTL ²	GOTIC2	BS
HCHM	Jan 1, 2008	2.96	2.03	2.04	2.05
MZUM	Jan 25, 2005	3.00	1.95	1.97	1.99
KMNM	Feb 19, 2005	3.01	2.49	2.50	2.52

¹ 未採用 OTL 模式改正

² 採用 DISOTL 模式改正 (如同 GOTIC2 及 BS 模式改正)

另 90 年代期間，美國太空總署 (National aeronautics and space administration, NASA) 噴射推進實驗室 (Jet propulsion laboratory, JPL) 提出了新的 GPS 定位方法：精密單點定位 (precise point positioning, PPP) 技術 (Zumberge, 1999)。由於該技術突破傳統的單點定位 (single point positioning, SPP) 技術使用廣播星曆的缺點，全面使用高精度之軌道及時錶資訊，適合進行動態定位解算，具有可獨

立彈性作業、不受基線長度影響、不需基準站資料等優點，且定位成果架構在全球坐標系統上，精度不受區域框架變動的干擾，屬絕對定位方法，預期未來該 PPP 技術隨著精度不斷提昇，勢必逐漸被廣泛運用。

PPP 亦可作為靜態定位解算，由於屬單點定位技術，無參考站影響，其固定點連續坐標解之標準偏差，多來自 GPS 定位解算精度及環境改正誤差，非常適合進行 OTL 位移效應改正測試。本文嘗試使用新竹 (HCHM) 站 2008 年 1 月 1 日 (00:00:00) 一天的 GPS 資料 (原始觀測數據為 1 秒一筆)，坐標解算採用 Bernese 5.0 軟體之 PPP 流程 (分為觀測資料預處理與參數估計 2 部分，詳見 Dach et al. (2007))，除運用高精度 IGS 衛星軌道外，並進行必要環境改正，最後考量資料有限，經坐標轉換為三軸徑向、南北向及東西向，以每小時一筆輸出成果。

表 5-8 列出新竹站觀測資料有無採用 OTL 模式改正之 PPP 坐標解之標準偏差 (SD) 值，其中觀測資料計算原則採用前述方式處理，模式改正則分別採用 DISOTL、GOTIC2 及 BS 模式進行評估，其改正後之坐標解平均值差異達 mm 精度等級。理論上，由於是固定點之連續一日坐標解，其 SD 值可代表解算成果精度，從該表得知，其徑向精度最差約 5.1 cm、最佳則為南北向約 2.5 cm，且採用任一種 OTL 模式改正，改善情形差異不大；此外，雖然本次測試 PPP 之原始數據成果整體精度不高，該資料經 OTL 改正，SD 值仍可獲得改善，其幅度約為：徑向 4%、南北向 2%、東西向 1%。

表 5-8：新竹 GPS 站觀測一日資料有無採用 OTL 模式改正之 PPP 定位三軸坐標解之標準偏差 (單位：公分)

測站	坐標	w/o ¹	DISOTL ²	GOTIC2	BS
新竹 (HCHM)	徑向	5.07	4.86	4.87	4.87
	南北向	2.57	2.51	2.52	2.52
	東西向	4.12	4.04	4.03	4.03

¹ 未採用 OTL 模式改正

² 採用 DISOTL 模式改正 (如同 GOTIC2 及 BS 模式改正)

第 5-5 節 本章小結

本章的研究目的在於探討 OTL 效應之儀器觀測值與理論值驗證、台灣海峽淺水潮效應及利用 OTL 效應理論值進行觀測資料改正之可行性評估，其研究成果可扼要歸納為下列幾點：

1. 由於台灣位居歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交會處，且本文特別研究離岸較近之絕對重力站台（新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門），儘管相關環境干擾較大，根據資料分析各測站 M2 分潮的 OTL 現象仍然明顯，由於本節使用之絕對重力觀測資料較短，僅強調分析 M2 分潮訊號，而其他訊號在效應（量能、振幅）較小情況下，對 M2 分潮分析不致受到影響。本文分析 OTL 牛頓引力效應、負載效應在上述站台地區 SGOTL、GOTIC2、g7.0、BS 模式推估值和絕對重力觀測值 M2 分潮結果，SGOTL 模式推估與觀測結果最為接近，證實本文模式方法精度不錯，適合提供重力觀測改正。另發現 GOTIC2 模式推估之 OTL 牛頓引力效應，於 4 個離島站台所推估之振幅與實測重力值相比，顯得異常的大，相當不合理；進一步分析是牛頓引力效應計算結果發生異常，又牛頓引力效應在近岸效應極大，所以 GOTIC2 模式在近岸改正研究上，有進一步改善的需要。
2. 此外，儘管 BS 及 g7.0 模式，皆欠缺台灣週邊的高精度區域海潮模型及高解析岸線資料，但目前多數研究使用該 2 項模式進行絕對重力 OTL 改正，根據成果顯示，雖然其效果未如本文 SGOTL 模式佳，其模式分析所得 M2 分潮振幅及相位與實測結果相比，仍屬合理，並無 GOTIC2 模式在近岸改正上呈現明顯偏差的現象。本研究比較各測站的模式推估差異，整體而言，M2 分潮振幅在馬祖站差值最大，而本文前述研究該站附近的海潮振幅也是最大，似有一定相關性；根據本文分析，於馬祖站之 SGOTL 模式與實測差值僅 1.6 μgal ，而 BS 及 g7.0 模式則可達 5 μgal ，此結果也再次凸顯，針對近岸高海潮特性之站台，本文 SGOTL 模式使用高精度區域海潮模型及高解

析岸線資料之重要性。

3. 本文分析 OTL 重力效應主要 8 個分潮在新竹超導重力站 (HS) 之 SGOTL、GOTIC2、g7.0、BS 模式推估值和觀測值 M2 分潮結果，SGOTL 模式表現在各分潮之振幅與觀測值最為接近，精度可達 $0.1 \mu\text{gal}$ ，其相位結果偏差最大於 O1 分潮，約 5° ；如以較差之 GMT 定義海岸線資料代入 SGOTL 模式計算，將於 K1 分潮產生較大偏差，約 $0.19 \mu\text{gal}$ ，相位結果偏差最大於 N2 分潮，約 10° ，此結果凸顯近岸研究 OTL 效應需使用較佳海岸線資料之重要性。至 GOTIC2 模式與 SGOTL 模式表現接近，其振幅結果偏差最大於 S2 分潮，約 $0.17 \mu\text{gal}$ ，相位結果偏差最大於 K2、Q1 分潮，約 5° 。此外，g7.0 及 BS 模式表現相對較差，研判此 2 種模式僅能使用全球海潮模型，且缺乏較佳海岸線資料，因此成果精度受到影響。
4. 新竹超導重力站 (HS) 之十八尖山上方，內政部亦設有一衛星追蹤站 (HCHM) 進行連續同步 GPS 觀測，以長期監測該地區地形變 (deformation) 情形。本文分析 DISOTL、GOTIC2 及 BS 等 3 個模式推估 HCHM 站之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位)，得知 M2 分潮於 8 個主要分潮中，無論在徑向 (radial)、東西向 (east) 及南北向 (north) 之影響皆為最大，且徑向影響大於東西向，南北向影響最小。模式推估振幅之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 0.06 cm ，為徑向 K1 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 0.05 cm ，為徑向 M2 分潮。至相位之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 12° ，為南北向 N2 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 11° ，為徑向 N2 分潮。
5. 由於本文研究馬祖地區受 OTL 影響最大，當地位移效應改正模式精度亦值得進一步分析，本文分析 DISGOTL、GOTIC2 及 BS 等 3 個模式推估內政部馬祖衛星追蹤站 (MZUM) 站之 OTL 位移效應 8 個主要分潮係數 (振幅、相位)。首先，該表再次證實 8 個主要分潮，徑向影響皆大於東西向，南北向影響最小；但其中 M2 分潮僅在徑向、東西向影響為最大，南北向影響則

以 K1 分潮為最大。模式推估振幅之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 0.08 cm，為南北向 M2 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 0.12 cm，為徑向 M2 分潮。至相位之估計差值方面，DISOTL 與 GOTIC2 所推估之差值最大約 37°，為南北向 K2 分潮；DISOTL 與 BS 所推估之差值最大約 32°，亦為南北向 K2 分潮。由於推估相位差值較大者，其振幅估量皆較小，經分析 3 種模式推估 OTL 位移效應一致性可達 mm 等級，且 GOTIC2 與 BS 推估結果較為接近，至 DISTOL 模式，因採用自有之區域 DEM、改良式地區海潮模型及理論模式，與其他 2 種模式間推估差值，較為明顯。

6. 由於高精度的 GPS 定位多採用相對定位法，為獲得較佳的 OTL 實測結果，GPS 測量所使用之參考站，應選擇 OTL 影響較小的站台，本文採用國際 IGS 之武漢站 (WUHN) 作為參考站，分析新竹、馬祖等地之 GPS 站台，經擷取與絕對重力觀測時段同步之資料，並採用瑞士 Bern 大學 Bernese 5.0 軟體及其流程進行解算 (Dach et al., 2007)，本文同樣嘗試將上述實測成果，以最小二乘擬合方法進行 OTL 效應 M2 徑向位移分析，並以其振幅及相位進行比較，經與前述 3 種模式推估結果相比，本文 DISOTL 及 GOTIC2 表現較為接近，BS 模式偏差較大。
7. 本文也以 SGOTL 模式方法，嘗試推估淺水潮 (shallow-water tides) 效應對重力觀測之影響。一般而言，淺水潮現象極可能發生於淺水海盆，尤其是類似台灣海峽 (Taiwan Strait) 的淺水地形，該現象成因經常源自於線性海潮 (linear tides) 的交互作用，進而衍生出常見的分潮，包括：三分之一日潮 (third-diurnal)、四分之一日潮 (fourth-diurnal)，甚至更短週期 (高頻率) 的海潮。目前研究淺水潮效應對觀測之影響相關文章，數量非常少，以東亞地區為例，根據 Khan and Hoyer (2004) 研究指出，日本週邊淺水潮現象大致存在數個分潮，其振幅量級僅約幾個 mm 大小，然而對於日本島 Matsushiro 超導重力站 (SG) 觀測，已產生數十個 nanogal 的影響；至於台灣海峽附近，

目前尚未有相關研究，本文根據所收集之潮位站觀測資料，分析得知該區淺水潮現象明顯，並以 MK3、MN4、M4 及 MS4 等 4 個分潮為主。

8. 以模式方法推估淺水潮效應，最大的問題在於如何獲得淺水潮模型，尤其是影響較高之區域性模型，由於本文已成功地發展出具有淺水分潮之 OTLT10 模型（第 3-4 節），本文進一步利用本文 SGOTL 模式方法，推估淺水潮效應對重力觀測之影響，根據 SG 觀測與 SGOTL 模式推估方法在新竹 SG 站獲得 4 個淺水分潮結果，SG 觀測受 M4、MS4 分潮重力效應影響程度大致相近，振幅量約 0.12 μgal ，其次為 MN4 分潮影響約 0.06 μgal 及 MK3 分潮影響約 0.05 μgal ，相較之下，本文 SGOTL 模式推估量略低，各分潮振幅量小約 0.02 ~ 0.03 μgal ；至兩者在相位量之差異，最大在 MK3 分潮可達 183°。根據文獻，在國外 SG 站重力觀測中，西歐部分站台受 M4 分潮效應影響程度約 0.008 μgal (Boy et al., 2004)，目前研究觀測結果最為明顯的是日本 SG 站，受 M3 分潮效應影響程度約 0.036 μgal (Khan and Hoyer, 2004)，但皆小於新竹 SG 站觀測到 M4、MS4 分潮影響，由此得知，台灣海峽的淺水潮效應對週邊重力觀測之影響，相對明顯，非常值得進一步研究；另分析其中原因之一，也可能是新竹 SG 站離岸較近（約 8.6 km），而歐洲及日本站台皆離岸較遠（30 km 以上），因此，其淺水潮效應影響較不明顯。儘管根據本文研究結果，SGOTL 模式推估與 SG 觀測成果已大致相近，有關淺水潮效應及其對觀測之影響等問題，仍有待繼續深入研究。
9. 由於絕對重力測量成本較高，通常觀測時段較短，所獲得成果數據有限，與相對重力測量類似，無法利用長期連續觀測資料（如 SG）回歸求得 OTL 改正參數，需利用 OTL 效應理論值進行觀測資料改正，以提高觀測精度。本文嘗試以絕對重力測量為例，評估不同 OTL 模式在觀測資料的改正成效，並作為另一種驗證模式的方法；該評估基準採用「組離散度 (set scatters)」，其來自於 FG5 絕對重力儀內建 g7.0 軟體，屬重力測量資料品質之評估指標。本文分析 FG5 絕對重力儀測量有無採用 OTL 模式改正（僅考慮 M2 分潮效

應)之組離散度值差異,其中觀測資料使用前述新竹、蘭嶼、澎湖、馬祖及金門等絕對重力站台,模式改正則分別採用 SGOTL、GOTIC2、g7.0、BS等模式進行評估。如未經 OTL 模式改正,在馬祖站的組離散度將達 12 μgal ,至於其他站台也有 4~9 μgal ,相當可觀。在本文測試每個站採用 OTL 模式改正 M2 分潮效應後,整體上,每個站之組離散度皆明顯下降,即成果精度提高,但以本文 SGOTL 模式表現最佳;其次為 g7.0 模式,僅在馬祖站改善幅度略小;再者為 BS 模式,在蘭嶼、馬祖及金門等站改善幅度略小;至 GOTIC2 模式,僅在新竹站(臺灣本島)表現較佳,於其他 4 個站台(離島),發生原組離散度未減反增數倍之異常情形。

10. 有關 4 個離島站台使用 GOTIC2 模式改正異常情形,經檢視其振幅參數(牛頓引力效應,地球彈性效應)分別為:蘭嶼站 22.9 (19.8, 3.2) μgal 、澎湖站 50.2 (52.9, 3.0) μgal 、馬祖站 93.3 (87.8, 5.6) μgal 、金門站 82.2 (79.0, 3.5) μgal ;對照本文 SGOTL 模式成果參數:蘭嶼站 6.4 (2.5, 3.9) μgal 、澎湖站 4.1 (0.8, 3.2) μgal 、馬祖站 11.4 (5.3, 6.1) μgal 、金門站 4.1 (0.8, 3.3) μgal ,兩相比較,發現主要原因即是,GOTIC2 模式於牛頓引力效應參數計算發生錯誤,其振幅數明顯不合常理,甚至差達數十倍之譜,導致代入觀測資料進行改正後,原成果精度未見提高反而更差。由於本研究發現,此一現象似乎僅發生在那些面積很小的離島地區,而且僅是在牛頓引力效應參數計算上發生錯誤,地球彈性重力及位移效應計算未有異常情形,經私下郵寄該著作者交換意見,推測該項計算可能因缺乏這些小島的岸線資料,導致在海陸地網格遮罩判斷上出錯,而牛頓引力效應對於近岸海水質量影響又特別明顯(第 2 章),也因此本研究特別強調不僅區域海潮模型重要,影響海陸地網格遮罩判斷之岸線資料,於處理近岸(尤其小島)地區上,更是不可或缺。
11. 根據本文第 4 章研究結果,西太平洋區 IGS 站的 OTL 位移效應分量振幅,最大可達 8.5 cm,至於台灣附近 GPS 站台也可達 5.5 cm,因此,於高精度之定位測量技術上(如 GPS、SLR),使用 OTL 模式改正位移效應,顯得非

常重要；另根據 Penna et al. (2007) 指出，當 GPS 連續觀測時數不足時，不易消除半日分潮及全日分潮之 OTL 位移效應影響。本文嘗試選擇新竹 (HCHM)、馬祖 (MZUM)、金門 (KMNM) 等站各一週的 GPS 連續實測資料，進行 OTL 位移效應改正測試，以實際瞭解其改善情形；其坐標解算採用相對靜態定位 (relative static positioning, RSP) 技術，並以 IGS 武漢 (WUHN) 作為參考站，使用 Bernese 5.0 軟體及高精度衛星軌道，並進行相關環境改正，最後以每 3 個小時計算一筆方式輸出坐標成果。分析觀測資料有無採用 OTL 模式改正之徑向坐標解之標準偏差 (SD) 值，3 個 GPS 站資料如進行 OTL 改正，其徑向坐標解之 SD 值會下降，即精度獲得改善；此外，分析採用任一種 OTL 模式改正，改善情形差異不大，且各站因進行 OTL 改正，SD 值獲得改善幅度為：新竹 31%、馬祖 35%、金門 17%，改善情形相當明顯，足證 OTL 改正程序非常重要。

12. 精密單點定位 (precise point positioning, PPP) 技術 (Zumberge, 1999)，因無需選定參考站，其待測點連續坐標解之標準偏差，多來自 GPS 定位解算精度及環境改正誤差，適合本文 OTL 位移效應改正測試。本文嘗試使用新竹 (HCHM) 站一天的 GPS 資料 (原始觀測數據為 1 秒一筆)，坐標解算採用 Bernese 5.0 軟體之 PPP 流程，除運用高精度 IGS 衛星軌道外，並進行必要環境改正，最後考量資料有限，經坐標轉換為三軸徑向、南北向及東西向，以每小時一筆輸出成果。分析觀測資料有無採用 OTL 模式改正之 PPP 坐標解 SD 值，徑向觀測精度最差約 5.1 cm、最佳則為南北向約 2.5 cm，另模式改正分別採用 DISOTL、GOTIC2、BS 等模式進行評估，得知任一種 OTL 模式改正方式，改善情形差異不大；此外，雖然本次測試 PPP 之原始數據成果整體精度不高，該資料經 OTL 改正，SD 值仍可獲得改善，其幅度約為：徑向 4%、南北向 2%、東西向 1%。預期未來該 PPP 技術勢必隨著精度不斷提昇，逐漸被廣泛運用，因此 OTL 改正程序應予特別注意。

第 6 章 結論與建議

本文研究海潮負載 (OTL) 效應之理論公式、數值模式及成果驗證等內容，其主要課題包括：(1) 牛頓引力、地球彈性之重力效應與位移效應、OTL 格林函數及以傅利葉函數型態推求之振幅與相位關係式；(2) 探討全球海潮模型 NAO99b、FES2004 及區域海潮模型 NAO99jb，並微調一組包括主要分潮 (M2、S2、K1、O1、N2、P1、K2、Q1、M1) 及淺水分潮 (M4、MS4、MN4 及 MK3) 之區域海潮模型 OTLT10 (2010 海潮負載計算用海潮模型)；(3) 分析國外既有 GOTIC2、g7.0 及 BS 理論模式，台灣地區之 OTL 重力效應與位移效應特性，並開發 SGOTL (重力)、DISOTL (位移) 理論模式，利用各種參數組合進行計算效能分析；(4) 針對 OTL 重力、位移效應分別進行理論值與觀測值之比較，並利用理論值進行觀測資料改正，分析驗證本文與其他模式的計算成效。以下綜整列出本研究之重要結論與建議：

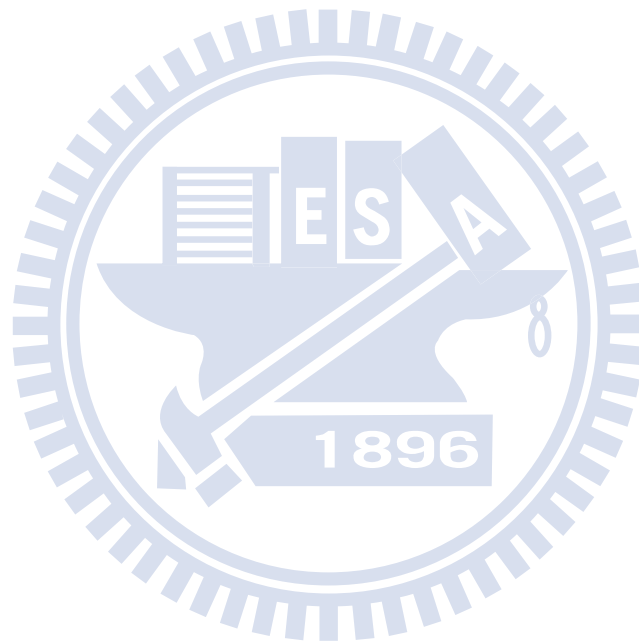
1. 有關牛頓引力、地球彈性之 OTL 重力效應，本文開發 SGOTL 模式以計算重力觀測改正量，其中數值積分所使用之格林函數理論公式，本文特別考慮與高程相依。對於離島及近岸地區，如不考慮測站高度，分析其影響達 $1 \mu\text{gal}$ ；以台灣地區超導重力 (SG) 及絕對重力 (AG) 實測重力觀測進行案例研析，SGOTL 與其他既有 GOTIC2、g7.0 及 BS 模式相比，表現較佳，除因 SGOTL 模式使用嚴謹理論公式及數值積分方法外，並特別考慮高解析之區域海潮模型、海岸線網格，評估可提高計算成果精度。
2. 本文研究成果可提供新設重力測站之重要參考，尤其高精度 (μgal 級) 超導重力觀測之全球地球動力計畫 (GGP)，如於島嶼或近岸地區設站者，建議特別考慮 OTL 重力效應影響；分析 GGP 中最大的 OTL 含量為 TH (法國大溪地地區) 站，11 個主要分潮振幅含量可達 $19 \mu\text{Gal}$ ，相當可觀；最小的為 ME (芬蘭) 站，未達 $2 \mu\text{Gal}$ 。
3. 由於本文研究 GGP 中 HS (台灣新竹)、SU (南非)、SY (南極) 及 TH (大

溪地)等4個站的11個OTL主要分潮振幅合量最為明顯(10 μGal 以上,其中TH站最大,達19 μGal),建議於臺灣海峽(Taiwan Strait)、南非南大西洋海(South Atlantic Ocean)、南極海(Southern Ocean)、南太平洋海(South Pacific Ocean)等近岸及其島嶼地區進行觀測者,OTL改正不能輕易忽略。以本文SGOTL模式使用為例,使用者可彈性地依照測區附近OTL特性,自行決定模式所需負載洛夫數、格林函數、區域海潮模型、海岸線網格等資料,以獲得較佳之OTL重力效應改正值,提高觀測成果精度。

4. 另根據SG觀測與SGOTL模式推估方法在新竹SG站獲得4個淺水分潮結果,SG觀測受M4、MS4分潮重力效應影響程度大致相近,振幅量約0.12 μgal ,其次為MN4分潮影響約0.06 μgal 及MK3分潮影響約0.05 μgal ,相較之下,本文SGOTL模式推估量略低,各分潮振幅量小約0.02~0.03 μgal ;台灣海峽的淺水潮效應對週邊重力觀測之影響明顯,非常值得進一步研究。
5. 有關OTL位移效應,本文開發DISOTL模式,以計算GPS觀測之徑向、東西向及南北向等3軸改正量,其中格林函數理論公式亦考慮與高程相關。本文研究測站之高程因素,對於高海拔之GPS測站可達1 mm影響;此外,本文分析最大的OTL位移效應發生於徑向分量,其次為東西向分量,最小為南北向分量,而鄰近13個IGS站之11個OTL主要分潮振幅合量至少皆有1 cm(徑向);台灣海峽附近地區徑向最大,發生於MZUM(馬祖)站達5.5 cm,至PLIM(埔里)站雖離岸數十公里遠,仍約有3 cm的影響量。
6. 另本文特別研究OTL位移效應對於GPS相對靜態定位(RSP)技術及精密單點定位(PPP)技術之影響,得知GPS觀測數據如進行OTL位移效應模式改正,其標準偏差可獲得具體改善,且幅度最大可達35%(馬祖),因此分析台灣地區之OTL位移效應不小,且與測站離岸位置高度相關,應就其觀測量進行改正;同樣國內廣泛使用之e-GPS定位技術,由於其參考基準站間有相當距離,又觀測時間較短,建議也應予考慮OTL改正;至於預期未來將廣受各界使用之PPP技術,因屬單點定位方法,更需加以考慮,以

獲得較佳的定位成果。

隨著重力儀設備及衛星系統逐漸精良、多樣化，測量技術也不斷地提升，高精度的 OTL 位移及重力效應模式改正，已備受國內外學者重視。本研究著重相關理論基礎及模式開發，為國內首次嘗試，目前已獲致初步成果，惟仍有不少有待改善或精進之處，如：OTL 模式計算效能、數值積分式所採用之岸線精度、區域海潮模型精度、格林函數所使用之負載洛夫數、淺水潮效應及其他 OTL 型態（傾斜、應變及垂線偏差）之研究...等，建議未來可就相關課題持續深入研究。



參考文獻

- Agnew, D.C., 1996. SPOTL: Some programs for ocean-tide loading, SIO Ref. Ser., 96-8, 35, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA.
- Agnew, D.C., 1997. NLOADF: A program for computing ocean-tide loading, J. Geophys. Res., 102, 5109-5110.
- Andersen, O., Egbert, G., Erofeeva, S. Ray, R., 2006. Mapping nonlinear shallow-water tides: a look at the past and future, Ocean Dyn., 56, 416-429.
- Baker, T.F., Curtis, D.J., Dodson, A.H. 1995. Ocean tide loading and GPS, GPS World, 54-59.
- Baker, T.F., Bos, M.S., 2003. Validating Earth and ocean models using tidal gravity measurements, Geophys. J. Int., 152, 468-485.
- Blumberg, A.F., Mellor, G.L., 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in: Heaps, N. (Ed.), Three-Dimensional Coastal Ocean Models, Vol. 4, 1-16, AGU, Washington DC.
- Bos, M.S., Baker, T.F., 2005. An estimate of the errors in gravity ocean tide loading computations, J. Geod., 71, 50-63.
- Bos, M.S., Scherneck, H.G., 2009. Web page for obtaining ocean loading corrections, Available at: <http://froste.oso.chalmers.se/loading//index.html>.
- Boy, J.P., Llubes, M., Ray, R., Hinderer, J., Florsch, N., Rosat, S., Lyard, F., Letellier, T., 2004. Non-linear oceanic tides observed by superconducting gravimeters in Europe, J. Geodyn., 38, 391-405.
- Chiou, M.D., Chien, H., Centurioni, L.R., Kao, C.C., 2010. On the simulation of shallow water tides in the vicinity of the Taiwan Banks. Terr. Atmos. Ocean. Sci., 21, 45-69.
- Christopher J., DiCaprio, Simons, M., 2008. Importance of ocean tidal load

- corrections for differential InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22309.
- Collilieux, X., Altamimi, Z., Coulot, D., Dam, T., Ray, J., 2010. Impact of loading effects on determination of the International Terrestrial Reference Frame, *Adv. in Spa. Res.*, 45, 144-154.
- Crossley, D., Hinderer, J., 2009. A review of the GGP network and scientific challenges, *J. Geodyn.*, 48, 299-204.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P., Meindl, M., 2007. Bernese GPS software version 5.0, Astronomical Institute, University of Bern.
- Dragert, H., James, T. S., Lambert, A., 2000. Ocean loading corrections for continuous GPS: A case study at the Canadian coastal site Holberg, *Geophys. Res. Lett.*, 27(14), 2045-2048.
- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356.
- Eanes, R., 1994. Diurnal and semidiurnal tides from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Eos Trans. AGU*, 75(16), 108.
- Eanes, R., Bettadpur, S., 1996. The CSR3.0 global ocean tide model: Diurnal and Semi-diurnal ocean tides from TOPEX/POSEIDON altimetry, CRS-TM-96-05, Univ. of Texas, Centre for Space Research, Austin, Texas.
- Egbert, G.D., Erofeeva, L., 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19(2), 183-204.
- Endo, T., Okubo, S., 1983. Bulletin from Kyoto University, 57(2), 167-179.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 761-797.
- Foreman, M.G.G., Henry, R.F., 1979. Tidal analysis based on high and low water observations, Pacific Marine Science Report 79-15, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay.

- Foreman, M.G.G., Henry, R.F., Walters, R.A., Ballantyne, V. A., 1993. A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia, *J. Geophys. Res.*, 98, 2509-2531.
- Gerald, C.F., Wheatley, P.O., 1994. *Applied numerical analysis*, 7th ed., Academic Press, New York.
- Gilbert, F., Dziewonski, A.M., 1975. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 278: 187.
- Guo, J.Y., Li, Y.B., Huang, Y., Deng, H.T., Xu, S.Q., Ning, J.S., 2004. Green's function of the deformation of the Earth as a result of atmospheric loading, *Geophys. J. Int.*, 159, 53-68.
- Han, D., Wahr, J., 1995. The viscoelastic relaxation of a realistically stratified earth, and a further analysis of postglacial rebound, *Geophys. J. Int.*, 120, 287-311.
- Hu, C.K., Chiu, C.T., Chen, S.H., Kuo, J.Y., Jan, S., Tseng, Y.H., 2010. Numerical simulation of barotropic tides around Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 21, 71-84.
- Huang, J.F., Hwang, C., Jan S., 2008. Modeling gravity effect of ocean tidal loading around Taiwan: Accuracy assessment using FG5 and superconducting gravity data, Abstract G41A-02, *Eos Trans., AGU*, 89(23), West. Pac. Geophys. Meet. Suppl., Cairns, Australia.
- Hwang, C., Wang, C.G., Hsiao, Y.S., 2003. Terrain correction computation using Gaussian quadrature: effect of innermost zone, *Comput. Geosci.*, 29, 1259-1268.
- Hwang, C., Kao, R., Cheng, C.C., Huang, J.F., Lee, C.W., Sato, T., 2009. Results from parallel observations of superconducting and absolute gravimeters and GPS at the Hsinchu station of Global Geodynamics Project, Taiwan, *J. Geophys. Res.*, 114, B07406.
- Jan, S., Chern, C.S., Wang, J., Chao, S.Y., 2004. The anomalous amplification of M_2 tide in the Taiwan Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07308.

- Khan, S.A., Hoyer, J.L., 2004. Shallow-water loading tides in Japan from superconducting gravimetry, *J. Geod.*, 78, 245-250.
- Lambert, A., Pagiatakis, S.D., Billyard, A.P., Dragert H., 1998. Improved ocean tide loading corrections for gravity and displacement: Canada and northern United States, *J. Geophys. Res.*, 103, 30231-30244.
- Lefèvre, F., Lyard, F., Le Provost, C., 2000. FES98: A new global tide finite element solution independent of altimetry. *Geophys. Res. Letters*, 27(17), 2717-2720.
- Lefèvre, F., Lyard F. Le Provost, C., Schrama, E.J.O, 2002. FES99: a tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19 (9), 1345-1356.
- Letellier, T., Lyard, F., 2004. The new global tidal solution: FES2004, at: http://www.joss.ucar.edu/joss_psg/meetings/archived/TOPEX2004/abstracts/D/Letellier.htm.
- Lyard, F., Lefèvre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394-415.
- Mathews, P., 2001. Love numbers and gravimetric factors for diurnal tides, *J. Geod. Soc. Japan*, 46 (4), 231-236
- Matsumoto, K., Takanezawa, T., 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, *J. Oceanogr.*, 56, 567-581.
- Matsumoto, K., Sato, T., Takanezawa, T., Ooe, M., 2005. GOTIC2: A Program for computation of oceanic tidal loading effect, *J. Geod. Soc. Jpn.*, 47, 243-248.
- Melachroinos, S., Biancale, R., Llubes, M., Perosanz, F., Lyard, F., Vergnolle, M., Bouin, M., 2008. Ocean tide loading (OTL) displacements from global and local grids: comparisons to GPS estimates over the shelf of Brittany, France. *J. Geod.*, 82(6), 357-371.

- Melchior, P., 1983. *The Tides of the Planet Earth*, 2nd ed., Pergamon Press Ltd, Oxford.
- Moritz, H., 1980, *Advanced Physical Geodesy*, Karlsruhe : Wichmann.
- Moritz, H., Mueller, I.I., 1987. *Earth Rotation: Theory and Observation*, Unger Publ. Co., New York.
- Neumeyer, J., del Pino, J., Dierks, O., Sun, H.P., Pflug, H., 2005. Improvement of ocean loading correction on gravity data with additional tide gauge measurements, *J. Geodyn.*, 40, 104-111.
- Penna N.T., Bos M.S., Baker T.F., Scherneck H.G., 2008. Assessing the accuracy of predicted ocean tide loading displacement values, *J. Geod.*, 82(12), 893-907.
- Pingree, R.D., Maddock, L., 1978. The M4 tide in the English Channel derived from a non-linear numerical model of the M2 tide, *Deep Sea Res.*, 25, 53-63.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W. T., 1989. *Numerical Recipes*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Pugh, D.T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-level*, Wiley, Chichester.
- Ray, R.D., 1999. *A Global Ocean Tide Model From TOPEX/POSEIDON Altimetry: GOT99.2*, NASA Technical Memorandum, 209478.
- Sato, T., Hanada, H., 1984. A program for the computation of oceanic tidal loading effects "GOTIC", *Publ. Int. Lat. Obs. Mizusawa*, 18, 29-47.
- Savcenko, R., Bosch, W., 2008. EOT08a, empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry, Report No. 81, Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI), München
- Scherneck, H.G., 1991. A parameterized solid Earth tide model and ocean tide loading effects for global geodetic base-line measurements, *Geophys. J. Int.*, 106, 677-694.
- Shum, C.K., Woodworth P.L., Andersen, O.B., Egbert, G., Francis, O., King, C.,

- Klosko, S., Le Provost, C., Li, X., Molines, J.M., Parke, M., Ray, R., Schlax, M., Stammer D., Temey, C., Vincent P., Wunsch C., 1997. Accuracy assessment of recent ocean tide models, *J. Geophys. Res.*, 102, 25173-25194.
- Takanezawa, T., K. Matsumoto, M. Ooe, I. Naito, 2001. Effects of the Long-period Ocean Tide on Earth Rotation, Gravity and Crustal Deformation Predicted by Global Barotropic Model -periods from Mtm to Sa-, *J. Geod. Soc. Japan*, 47, 545-550.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J., et al., 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305, 503-505.
- Torge, W., 1989. *Gravimetry*, Walter de Gruyter, Berlin.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1999. *The Generic Mapping Tools (GMT)*, Technical Reference and Cookbook, Univ. of Hawaii, Hawaii, USA.
- Yamamoto, K., Ishihara, K., Okubo, S., Araya, A., 2001. Accurate evaluation of ocean tide loading effects for gravity in nearshore region: The FG5 measurements at Sakurajima Volcano in Kagoshima Bay, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1807-1810.
- Yang, Z., Manabe, S., Yokoyama, K., Yike, T., Heki, K., 1996. Comprehensive ocean loading parameters of sites in East Asia with spherical harmonic method, in *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, International Association of Geodesy Symposia, Tokyo, **117**, 9343-350.
- Yeh, T.K., Hwang, C., Huang, J.F., Chao, F. Chang, M.H., 2011. Vertical displacement due to ocean tidal loading around Taiwan based on GPS observations, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 22, 373-382.
- Yeh, T.K., Hwang, C., Xu, G., 2008. GPS height and gravity variations due to ocean tidal loading around Taiwan, *Surv. Geophys.*, 29(1), 37-50.
- Yuan, L.G., Ding, X.L., Zhong, P., Chen, W., Huang, D.F., 2009. Estimates of ocean

tide loading displacements and its impact on position time series in Hong Kong using a dense continuous GPS network, *J. Geod.*, 83, 999-1015.

Zumberge, J.F., 1999. Automated GPS data analysis service, *GPS Sol.*, 2(3), 76-78.



附錄A：海潮負載效應計算相關模式說明與範例

A-1 重力效應

A-1-1 SGOTL 模式

說明：計算測站（可多站）的海潮負載重力效應改正參數（振幅、相位）。

SGOTL -Astation_file -Gtide_file -Ninterval -Oname

[-Slodnumber_file -Clandmask_file -Bwidth -Lregionaltide_file -Iinterval]

必要參數：

- A 測站檔；每個站包括每筆以東經、北緯（度）、正高（公尺）的坐標位置
- G 全球海潮模型分潮檔；例如 NAO.99b、FES2004、CSR4.0 等模型
- N 全球海潮模型分潮網格的寬度，以分為單位
- O 輸出的檔名，包括下列輸出檔：
 - 檔名.g1：牛頓引力（Newtonian）效應重力改正參數檔
 - 檔名.g2：彈性（elastic）效應重力改正參數檔
 - 檔名.gra：海潮負載合計效應重力改正參數檔

可選參數：

- S 海潮負載洛夫函數檔，詳見本文第 2 章[內定值：Farrell（1972）洛夫數]
- C 使用內外圈計算時，內圈計算所需之高精度海陸地網格遮罩，參見 LANDM 程式介紹 [內定值：利用 GMT 的海岸線網格]
- B 使用內外圈計算時，內圈計算的正方範圍寬度，以度為單位 [內定值：無]
- L 使用內外圈計算時，內圈計算所需高精度區域海潮分潮模型檔 [內定值：無]
- I 使用內外圈計算時，區域海潮分潮模型網格寬度，以分為單位 [內定值：無]

A-1-2 網格計算模式 SGOTLG

說明：計算給定範圍的海潮負載重力效應改正參數網格（振幅、相位）。

```
SGOTLG -Eelevation -Gtide_file -Ninterval -Rwest/east/south/north  
-Tinterval -Oname [-Fgreenfunction_file -Clandmask_file -Bwidth  
-Lregionaltide_file -Iinterval]
```

必要參數：

- E 固定正高值，以公尺為單位
- G 全球海潮模型分潮檔；例如 NAO.99b、FES2004、CSR4.0 等模型
- N 全球海潮模型分潮網格的寬度，以分為單位
- R 輸出的網格範圍（西/東/南/北），以度為單位
- T 輸出的網格間距，以分為單位
- O 輸出網格的檔名

可選參數：

- F 固定正高值的格林函數檔，參見 LOADGF 程式介紹 [內定值：利用 Farrell (1972) 洛夫數計算的格林函數]
- C 使用內外圈計算時，內圈計算所需之高精度海陸地網格遮罩，參見 LANDM 程式介紹 [內定值：利用 GMT 的海岸線網格]
- B 使用內外圈計算時，內圈計算的正方範圍寬度，以度為單位 [內定值：無]
- L 使用內外圈計算時，內圈計算所需高精度區域海潮分潮模型檔 [內定值：無]
- I 使用內外圈計算時，區域海潮分潮模式網格寬度，以分為單位 [內定值：無]

A-2 位移效應

A-2-1 DISOTL 模式

說明：計算測站（可多站）的海潮負載位移效應改正參數（振幅、相位）。

```
DISOTL -Astation_file -Gtide_file -Ninterval -Ofilename
```

```
[-Slodnumber_file -Clandmask_file -Bwidth -Lregionaltide_file -linterval]
```

以上必要參數及可選參數設定方式，請參考前述 SGOTL 程式相關介紹。

A-2-2 網格計算模式 DISOTLG

說明：計算給定範圍的海潮負載位移效應改正參數網格（振幅、相位）。

```
DISTLG -Eelevation -Gtide_file -Ninterval -Rwest/east/south/north -Tinterval
```

```
-Ofilename [-Fgreenfunction_file -Clandmask_file -Bwidth -Lregionaltide_file
```

```
-linterval]
```

以上必要參數及可選參數設定方式，請參考前述 SGOTLG 程式相關介紹。

A-3 附加程式

A-3-1 LANDM 程式

說明：利用給定的海岸線資料，製作海陸地網格遮罩。

```
LANDM -Gcoastlines_file -Rwest/east/south/north -Tinterval -Oname
```

參數：

- G 海岸線資料檔，來自 GMT (GRDLANDMASK 指令) 或是自有的數值高程模型 (DEM)
- R 輸出的網格範圍 (西/東/南/北)，以度為單位
- T 輸出的網格間距，以分為單位
- O 輸出網格的檔名，其中海水網格值為 0、陸地網格值為 1

A-3-2 LOADF 程式

說明：利用給定的測站正高值製作格林函數檔。

```
LOADGF -Eelevation -Sloadnumber_file -Tinterval -Oname
```

參數：

- E 給定的測站正高值，以公尺為單位
- S 使用的海潮負載洛夫函數檔
- T 製作格林函數檔的取樣間距，以度為單位
- O 輸出格林函數檔的檔名

A-4 計算範例

說明：以 SGOTL 及 DISOTL 模式計算多個測站（檔名：site）的海潮負載 M2 分潮之重力及位移效應改正參數（振幅、相位）。

步驟一：利用 GMT (GRDLANDMASK 及 GRD2XYZ 指令) 製作岸線 5 分網格
gmtlinef.xyz (ASCII 格式)

```
GRDLANDMASK -Ggmtlinef.grd -R118/123/21/27 -I5m -Df
```

```
GRD2XYZ gmtlinef.grd > gmtlinef.xyz
```

步驟二：利用 LANDM 將岸線 5 分網格 gmtlinef.xyz 轉換成海陸地網格遮罩
twlandf.01 (grd1 格式)

```
LANDM -Ggmtlinef.xyz -R118/123/21/27 -T5 -Otwlandf.01
```

步驟三：利用 SGOTL 計算測站（檔名：site）的海潮負載重力改正參數（振幅、
相位）

```
SGOTL -Asite -Gnao99b.m2 -N30 -Ootl -Ctwlandf.01 -B3 -Ltwtide.m2 -I5
```

步驟四：利用 DISOTL 計算測站（檔名：site）的海潮負載位移改正參數（振幅、
相位）

```
DISOTL -Asite -Gnao99b.m2 -N30 -Odisotl -Ctwlandf.01 -B3 -Ltwtide.m2 -I5
```

附錄 B：本文所使用資料下載網址

1. ETOPO1 全球水深資料：來自 NOAA 的資料庫中心 NGDC 之每分弧距之水深網格，可於 <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html> 網頁下載。
2. PREM (Preliminary Reference Earth Model) 地球模型參數：該初始模型相關參數可自 http://geophysics.ou.edu/solid_earth/prem.html 網頁下載(Dziewonski & Anderson, 1981)。
3. 全球海潮模型：國際地潮中心 (International Center for Earth Tides, ICET) 網頁 http://www.astro.oma.be/ICET/Ocean_tides_models/index.htm 提供多種海潮模型。
4. BS 模式：該程式已於網頁 (<http://froste.oso.chalmers.se/loading/>) 上建置對話窗功能，可免費提供線上計算服務 (Bos and Scherneck, 2009)。
5. NAO 海潮模型及 GOTIC2 模式：該程式及所使用的海潮模型目前可至網頁 http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index_En.html 下載 (Matsumoto et al., 2005)。
6. g7 模式：由 Micro-g LaCoste 公司所提供之重力資料擷取及處理軟體程式，其使用操作手冊可至 <http://www.microglacoste.com/pdf/g7Help.pdf> 下載。
7. 全球地球動力計畫 (Global Geodynamic Project, GGP)：該計畫網頁上提供全球各地已布設超導重力儀 (SG) 之站址坐落資料。

作者簡歷

作者：黃鉅富 (Huang, Jiu-Fu)

出生地：新北市

生日：1974年5月10日

地址：新北市板橋區中正路105號

E-mail：huangjiufu@gmail.com

學歷：

台北市立成功高中畢業

國立成功大學測量工程學系畢業

國立交通大學土木工程學系測量及空間資訊組碩士班畢業

國立交通大學土木工程學系測量及空間資訊組博士班

經歷：

台北市士林地政事務所測量員

內政部技士、視察、技正

證照：測量技師、地政士

學術著作目錄

Journal papers

1. Hwang, C., Kao, R., Cheng, C.C., Huang, J.F., Lee, C.W., Sato, T., 2009. Results from parallel observations of superconducting and absolute gravimeters and GPS at the Hsinchu station of Global Geodynamics Project, Taiwan, *J. Geophys. Res.*, 114, B07406, doi:10.1029/2008JB006195.
2. Yeh, T.K., Hwang, C., Huang, J.F., Chao, F. Chang, M.H., 2011. Vertical displacement due to ocean tidal loading around Taiwan based on GPS observations, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 22, 373-382, doi: 10.3319/TAO.2011.01.27.01(T)
3. Hwang, C., Huang, J.F., 2012: SGOTL: A computer program for modeling high-resolution, height-dependent gravity effect of ocean tide loading. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 23, 219-229, doi: 10.3319/TAO.2011.10.06.02(Oc)
4. Hwang, C., Huang, J.F., 2012. Numerical model of displacements due to ocean tide loading: case study at GPS stations in Taiwan and western Pacific, *The Journal of the Chinese Institute of Engineers (JCIE)*. (submitted in Jul., 2011; accepted in May., 2012)

Conference papers

1. Huang, J.F., Hwang, C., Wang, C.G., Lee, C.W., Yeh, T.K., Yu, H.C., Takemoto, S., Higashi, T., Mukai, A., Konishi, Y., 2005. Joint FG5 measurements in Taiwan and Japan, DYNAMIC PLANET 2005. 22-26 August, Cairns, Australia. (poster)
2. Huang, J.F., Hwang, C., Jan, S., 2008. Modeling gravity effect of ocean tidal loading around Taiwan: Accuracy assessment using FG5 and superconducting

gravity data, G41A-02, Eos Trans., AGU, 89(23), West. Pac. Geophys. Meet. (WPGM) Suppl., Cairns, Australia. (oral)

3. Huang, J.F., Hwang, C., 2010. Modeling and observing shallow-water loading tide at the Hsinchu (HS) station of GGP, Taiwan. West. Pac. Geophys. Meet. (WPGM), 22-25 June, Taipei, Taiwan. (poster)

