

國 立 交 通 大 學  
土 木 工 程 學 系  
博 士 論 文

測 高 與 重 力 衛 星 資 料  
應 用 於 重 力 與 水 文 變 化  
**Gravity and hydrological changes from satellite  
altimetry and gravimetry**

研 究 生：高 豫 麒

指 導 教 授：黃 金 維

中 華 民 國 九 十 九 年 六 月

測 高 與 重 力 衛 星 資 料  
應 用 於 重 力 與 水 文 變 化  
**Gravity and hydrological changes from satellite  
altimetry and gravimetry**

研究生:高豫麒

Student : Yu-Chi Kao

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  
June 2010

中 華 民 國 九 十 九 年 六 月

# 測高與重力衛星資料應用於重力與水文變化

研究生:高豫麒

指導教授:黃金維

國立交通大學土木工程學系

## 摘 要

本文的主要研究課題為(1)使用衛星測高(Satellite Altimetry, SA)與熱容(steric)兩種資料計算海水面高度及質量之時變量,並探討海水質量變化對地球質心、扁率及極運動之影響量。(2)使用 SA 與 GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)重力衛星資料研究監測湖泊水位高度變化之可行性。本文以 1992 年 10 月至 2007 年 12 月間的 SA 與 steric 資料,獲得以下研究結果:(1)海水面高度異常(Sea Level Anomaly, SLA)、steric 與改正後海水面高度異常(Corrected SLA, CSLA)之全球海水面高度年變率(Global Sea Level Trend, GSLT)結果,分別為  $2.94 \pm 0.18$  mm/yr、 $0.32 \pm 0.28$  mm/yr 及  $2.47 \pm 0.14$  mm/yr;(2)在多個海域中 CSLA 的海水面高度年變率與 SLA 及 steric 的結果相反,顯示此些海域受到 steric 的效應影響極大;(3)由 CSLA 反演計算的  $\Delta C_{00}$  係數年變率為  $1.16 \pm 0.07 \times 10^{-10}$ , 振幅為  $5.13 \times 10^{-10}$ , 相位為  $-81.2^\circ$ ;(4)  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  與  $\Delta z$  地球質心偏移量年變率分別為  $-0.105 \pm 0.015$  mm/yr、 $0.011 \pm 0.019$  mm/yr 及  $-0.234 \pm 0.015$  mm/yr ;(5)  $J_2$  年變率為  $0.57 \pm 0.08 \times 10^{-11}$ /yr, 振幅為  $1.98 \times 10^{-11}$ /yr, 相位為  $-127.21^\circ$ ;(6)  $\Delta C_{21}$  的變化量約為  $\Delta S_{21}$  係數的 3 倍,即極移運動中 x 方向變動量大於 y 方向約 3 倍。

本文使用 SA 測算的湖水位、每月的 GRACE 重力觀測量與美國氣候預測中心(Climatic Prediction Center, CPC)水文模式的等效水位高度(Equivalent Water Height, EWH)變化量等資料,推估 Baikal 與 Balkhash 湖集水域內,流入這兩個湖泊的水量,分別為 60% 和 30%。在相位變化方面, Baikal 湖區 GRACE 結果與 SA 及 CPC 模式相差約 7 個月,此結果差異主要影響因素為湖泊座落位置的氣候環境與人為干擾量。本文中比較 Baikal 與 Balkhash 湖各兩個不同時間段的月均溫,其結果均顯示後時間段的月均溫均較前時間高,分別高約  $0.64^\circ\text{C}$  與  $0.7^\circ\text{C}$ , 其中 Baikal 湖的年均溫由零度以下,上升至零度以上,此結果將造成原永凍土的解融,增加注入 Baikal 湖的水量。對照兩湖區年均溫及地球扁率  $J_2$  係數的變化趨勢,兩者均在 1997-1998 El Niño 事件發生後變化轉折。

# Gravity and hydrological changes from satellite altimetry and satellite gravimetry

Student : Yu-Chi Kao

Advisor : Dr. Cheinway Hwang

Institute of Civil Engineering

National Chiao Tung University

## Abstract

The main research topics of this study are : (1) to determine changes of sea surface heights and oceanic mass using satellite altimetry (SA) and steric heights, and to determine the contributions of such changes to variations of geocenter,  $J_2$ , and polar motions. (2) to determine lake level changes using SA and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) gravimetry data. Using SA and steric heights over October 1992 to December 2007, the following results are obtained : (1) the rates of sea level anomaly (SLA), steric height anomaly and corrected SLA (CSLA) are  $2.94 \pm 0.18$ ,  $0.32 \pm 0.28$  mm/yr and  $2.47 \pm 0.14$  mm/yr. (2) The trends of CSLA, SLA and steric heights are conflicting over some oceanic areas, suggesting that large uncertainties of the underlying data may exist here. (3) The rate, annual amplitude and phase of  $\Delta C_{00}$ , which is the oceanic mass-induced variation of the zero-degree geopotential coefficient, are  $1.16 \pm 0.07 \times 10^{-10}$ ,  $5.13 \times 10^{-10}$  and  $-81.2^\circ$ . (4) The rates of the geocenter variations in  $x$ ,  $y$ , and  $z$  are  $-0.105 \pm 0.015$ ,  $0.011 \pm 0.019$  and  $-0.234 \pm 0.015$  mm/yr. (5) The rate and annual amplitude and phase of  $J_2$  are  $0.57 \pm 0.08 \times 10^{-11}$ /yr,  $1.98 \times 10^{-11}$ /yr and  $-127.21^\circ$ . (6) The  $\Delta C_{21}$  magnitude of is 3 times greater than that of  $\Delta S_{21}$ , suggesting that the oceanic mass contributes more to the  $x$  component of the polar motion than the  $y$  component.

Using the variations of lake level from SA and the equivalent water heights (EWH) from the monthly GRACE gravity fields and the Climate Prediction Center (CPC) hydrological model, it is estimated that about 60% and 30% of water in the catchment areas of Lakes Baikal and Balkhash enter these two lakes. The phase of the annual variation of the Baikal lake level from GRACE differ by 7 months from the phases obtained with satellite altimetry and the CPC model. This difference is due to a climate factor and some man-made causes. Monthly temperature data over two time periods around Lakes Baikal and Balkhash show that the mean temperature in the earlier period is larger than that in the later period. On average, temperatures over Baikal and Balkhash increase by  $0.64^{\circ}$  and  $0.7^{\circ}\text{C}$ . Over these two periods the mean temperature around Baikal changes from sub-zero to above-zero, suggesting that the permafrost here may thaw to increase the amount of water entering Baikal. A common feature in the trends of  $J_2$  and the lake levels of Baikal and Balkhash is that the trend before the 1997-1998 El Niño is reversed after this event.

## 誌 謝

畢業了！感觸真的很多！心中想感謝的人真的是太多了，首先必須感謝我的指導教授黃金維老師，因為他的鼓勵與協助，才能讓我順利畢業拿到學位。其次是咱們溫馨快樂的研究團隊，我退伍後這兩年半與各位學弟妹們，一起討論問題，一起揪團吃飯，一起打屁聊天，絕對是我人生歷程中一段值得回憶的生活歷練，在此必須將咱們團隊人員的姓名列出，以免日後忘記，畢竟自知對人名的記憶力太差了！鄭景中博士林廷融、鍾易達、曾子榜、施亘昶、高瑞其、黃鉅富、連紫漪、黃啟訓、魏祥鴻、Natt(陳英雄)、李宜珊、許宏銳、姚鎧凱、蘇洵韻、陳逸如、彭千惠、孫佳龍、高綉雯、楊恩銘、陳彥杖。

最後要感謝的當然是我的老婆大人，畢竟多次的心情轉折，均是老婆大人的撫慰與支持，才讓我重拾信心與鬥志。老婆大人，謝謝妳！



# 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 .....	IX
第 1 章 緒論 .....	1
第 1-1 節 研究緣起 .....	1
第 1-2 節 研究方向及流程 .....	3
第 1-3 節 各章節概述 .....	6
第 2 章 球諧函數係數的解析與整合 .....	7
第 2-1 節 章節緒論 .....	7
第 2-2 節 完全正規諧函數係數與普通諧函數係數之關係式 .....	7
第 2-3 節 水文高度及大氣壓力異常值重力位係數計算式推導 .....	9
第 2-4 節 FFT 計算技巧於球諧係數解析之應用 .....	11
第 2-5 節 FFT 計算技巧於球諧係數整合之應用 .....	14
第 2-6 節 Wavelet 轉換計算分析與應用 .....	15
第 2-7 節 本章小結 .....	19
第 3 章 資料來源與處理 .....	20
第 3-1 節 章節緒論 .....	20
第 3-2 節 AVISO 衛星測高資料 .....	20
第 3-3 節 steric 熱容效應資料 .....	24
第 3-4 節 GRACE 資料 .....	26
第 3-5 節 CPC-LDAS 水文模式資料 .....	29

第 3-6 節 本章小結.....	30
第 4 章 衛星測高資料成果分析.....	32
第 4-1 節 章節緒論.....	32
第 4-2 節 海水面高度變化相關時變量之成果探討.....	33
第 4-3 節 海水面高度異常值與 El Niño 之關係.....	44
第 4-4 節 海水質量時變量對低階重力係數之影響.....	49
第 4-4-1 節 海水質量時變量: $C_{00}$ 係數.....	49
第 4-4-2 節 地球質心坐標變率： $C_{10}$ 、 $C_{11}$ 、 $S_{11}$ 係數.....	52
第 4-4-3 節 $J_2$ 係數的變化 .....	58
第 4-4-4 節 極運動： $C_{21}$ 及 $S_{21}$ 係數.....	62
第 4-5 節 本章小節.....	66
第 5 章 測高及重力衛星分析水文變化.....	69
第 5-1 節 章節緒論.....	69
第 5-2 節 湖泊簡介.....	70
第 5-3 節 衛星測高資料應用於湖水位高度變化監測之研究分析...73	
第 5-4 節 GRACE 測算湖水位高度之理論與方法.....	77
第 5-5 節 GRACE 湖水位高度變化結果分析探討.....	85
第 5-6 節 $J_2$ 地球扁率變化與湖水位高度變化之關連性探討.....	89
第 5-7 節 本章小結.....	91
第 6 章 結論與建議.....	93
參考文獻.....	98
附錄 A：球諧係數解析程式 sha.f90 簡介與應用.....	111
附錄 B：球諧係數整合程式 syn.f90 簡介與應用.....	115
附錄 C：MATLAB wavelet Morlet 頻譜分析流程.....	119

附錄 D：本文所使用資料下載網址.....	121
附錄 E：英文縮寫對照.....	122
作者簡歷.....	124
學術著作目錄.....	125



# 表 目 錄

表 3-1：1997 年各月份 AVISO DT-MSLA $1/4^\circ$ 網格及本文重新取樣為 $1^\circ \times 1^\circ$ 網格後之 SLA 標準偏差表.....	22
表 3-2：CPC 及 GRACE 2007 年 6 月資料之 PFM 及高斯濾波平滑化 測試成果表.....	28
表 4-1：1992 年 10 月至 2007 年 12 月間 SA、steric 與 CSLA 之 GSLT 成果.....	35
表 4-2：1992 年 10 月至 2007 年 12 月間 CSLA 之全球海面區域重力異常 及大地起伏年變率成果.....	41
表 4-3： $\Delta C_{00}$ 與轉換後海水質量時變相關計算結果.....	50
表 4-4：地球質心年振幅與年周期變化結果.....	54
表 4-5：不同研究使用 SLR 觀測量計算 $J_2$ 變率統計表.....	58
表 4-6： $J_2$ 時變計算成果.....	60
表 5-1：Baikal 與 Balkhash 湖的相關地理氣候環境參考資料.....	72
表 5-2：Baikal 與 Balkhash 湖於所選期間內的湖水位年變率.....	76

# 圖 目 錄

圖 3-1：太平洋亞熱帶地區 (N20°~40°，E100°~240°) 2007 年 1 月 18 日的 SLA 觀測量與其誤差量的百分比精度評估圖(摘自 AVISO).....	23
圖 3-2：1997 年 11 月全球 SLA 圖，(a)及(b)的資料網格分別為 1/4°及 1°×1°...	23
圖 3-3：1997 年 11 月 steric 效應之海水面高度異常.....	25
圖 3-4：高斯平均濾波值曲線圖，計算階數 60 階.....	27
圖 3-5：CPC 模式與 GRACE 2007 年 6 月全球 EWH 異常圖.....	28
圖 3-6：2002 年 10 月至 2007 年 12 月間 CPC 水文模式之 EWH 變化率.....	30
圖 4-1：1992 年 10 月至 2007 年 12 月全球海水面高度年變率。(a)SLA、 (b)steric、(c)CSLA .....	37
圖 4-2：1992 年 10 月至 2007 年 12 月全球海水面年相位變化。(a)SLA、 (b)steric、(c)CSLA .....	39
圖 4-3：1992 年 10 月至 2007 年 12 月全球海水面年震幅變化。(a)SLA、 (b)steric、(c)CSLA .....	40
圖 4-4：全球主要洋流流向及位置圖(引摘自 MiraCosta College) .....	41
圖 4-5：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 重力異常年變率圖.....	42
圖 4-6：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 重力異常年相位變化圖.....	42
圖 4-7：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 重力異常年振幅變化圖.....	42
圖 4-8：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 大地起伏年變率圖.....	43
圖 4-9：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 大地起伏年相位變化圖.....	43
圖 4-10：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 大地起伏年振幅圖.....	43
圖 4-11：太平洋 NINO_3.4 區之海水表面溫度異常指標圖.....	46
圖 4-12：1992 至 2007 年間 El Niño 現象發生之年月海水面高度異常變化圖...	47
圖 4-13：1992 至 2007 年間 La Niña 現象發生之年月海水面高度異常變化圖...	48
圖 4-14：海水質量時變折線與 wavelet 小波頻譜分析圖.....	51
圖 4-15：地球質心 $\Delta x$ 時變與 wavelet 小波頻譜分析圖.....	55

圖 4-16：地球質心 $\Delta y$ 時變與 wavelet 小波頻譜分析圖.....	56
圖 4-17：地球質心 $\Delta z$ 時變與 wavelet 小波頻譜分析圖.....	57
圖 4-18： $J_2$ 時變圖.....	60
圖 4-19：CSLA 計算得之 $J_2$ 係數時變與 wavelet 小波頻譜分析圖.....	61
圖 4-20： $\Delta S_{21}$ 係數變化與小波分析圖.....	64
圖 4-21： $\Delta C_{21}$ 係數變化與小波分析圖.....	65
圖 5-1：Baikal 及 Balkhash 湖泊的地形和河流系統.....	72
圖 5-2：T/P 衛星通過 Baikal (a)及 Balkhash (b) 湖的地面軌跡.....	75
圖 5-3：Baikal (a) 及 Balkhash (b) 湖水位高度變化曲線.....	76
圖 5-4：2007 年 6 月西伯利亞地區 GRACE (a)與 CPC (b)資料計算之等水位 高度變化量比較圖.....	80
圖 5-5：2002 年至 2009 年間 Baikal 及 Balkhash 湖區域重力異常年變率.....	81
圖 5-6：GRACE 資料所計算之年振幅 (a) 與年相位圖 (b).....	82
圖 5-7：Baikal (a) 與 Balkhash (b) 湖之集水域範圍與網格分割圖.....	83
圖 5-8：Baikal (a) 與 Balkhash (b)之 SA、GRACE 與 CPC 模式等 3 種資料 計算之湖水位高度變化曲線.....	84
圖 5-9：Baikal (a) 與 Balkhash (b)湖月平均降水量折線圖.....	87
圖 5-10：Baikal (a) 與 Balkhash (b)湖不同時間段的月均溫比較圖.....	88
附錄圖 1：1997 年 11 月 SLA 圖.....	118
附錄圖 2：1992 年 10 月至 2007 年 12 月海水質量變化所造成的 C20 係數 wavelet 頻譜分析圖.....	120

# 第 1 章 緒 論

## 第 1-1 節 研究緣起

重力場時變的問題及其機制早已為多位學者所提出研究探討 (Yoder et al., 1983 ; Rubincam, 1984 ; Gegout and Cazenave, 1993 ; Nerem et al., 1993 ; Eanes, 1995 ; Dong et al., 1996 ; Cheng and Tapley, 1999), 其機制是因地球內部及外部質量交換流動分佈變化所引起, 例如地幔 (mantle) 內質量移動; 海水、大氣質量的變化; 地潮 (earth tide) 及海潮 (ocean tide) 的變化; 後冰河期反彈 (Post Glacial Rebound, PGR) 及南極 (Antarctic)、格陵蘭 (Greenland) 冰層融化的變化; 地下水位、湖水位及降雪量變化等多種因素所造成。這些質量時序變化與地球氣候環境的變遷是息息相關的, 瞭解重力場時變的情形將有助於吾人明瞭過去與現今的地球氣候變化情形, 更甚而可用以評估預測未來環境的變化, 提供人類繼續生存於地球的應變之道。

瞭解及偵測現今 GSLT 是研究全球氣候變遷的一項重要科學研究。在近 20 年來透過 SA 方法與潮位站觀測資料, 已經明確的證明全球海水面是呈上升趨勢 (Cazenave et al., 2004 ; Beckley et al., 2007)。目前應用於監測海水面高度變化的觀測技術中, SA 結果是最直接的, 而實際上也是現今偵測 GSLT 最有效的方法。各研究機構及學者使用各種 SA 資料研究 GSLT 多有結果發表, 例如 Leuliette et al. (2004) 與 Nerem et al. (2006) 使用 T/P 及 Jason-1 觀測資料精確計算出 1993 至 2003 年這 10 年間的 GSLT 為  $2.8 \pm 0.4$  mm/yr; Kuo (2005) 則根據 1985 至 2002 年約 530 個驗潮站資料分析計算結果顯示 GSLT 分別為  $2.9 \pm 0.5$  mm/yr; Beckley et al. (2007) 使用重新架構在 ITRF2005 地形框架系統下的 T/P 及 Jason-1 觀測資料, 所計算得 1993 至 2007 年間共 14 年之 GSLT 為  $3.36 \pm 0.41$  mm/yr。

地球上各種生物的活動都與水有關，湖泊蓄積了大量的淡水，常常是一個區域的生活中心，探討湖泊的水文循環 (Hydrologic cycle) 演化及利用情形，在現今全球水資源逐漸匱乏的時刻，亦是一個值得重視的研究課題。有關 GRACE 重力衛星觀測資料應用於重力時變與水儲存量變化之研究現象，例如 Chen et al. (2004)；Davis et al. (2004)；Wahr et al. (2004)；Andersen and Hinderer (2005) 與 Swenson and Wahr (2009) 等。在研究一個湖泊集水域內的水文平衡變化，主要為湖泊水位變化及集水域儲水量變化這兩個研究課題 (Bedient and Huber, 2002；Gordon and Famiglietti, 2004)，充分的探討及瞭解這兩項水文變化課題，將有助於水資源管理及應用。根據 Wahr et al. (2004) 針對 GRACE 觀測資料的研究，在數百平方公里及數星期的時空序列下，能有效的監測陸地 EWH 變化，其監測精度在陸地可達 1.5 cm rms，因此面積達數百平方公里的湖泊或水庫，理論上應可利用 GRACE 的每月重力觀測數據，經過計算推演後，監測這些湖泊的水位高度。傳統監測湖水位 (Lake Level, LL) 高度變化，大多採用水位計 (stage gage) 直接量測。然自 SA 技術的發展與應用後，SA 已是一個用來監測湖泊水位高度變化的有效方法 (Hwang et al., 2005；Birkett, 1998)。SA 量測計算湖泊水位變化的方法如同水位計一樣，屬直接量測。理論上 SA 資料可用於陸地和海洋，在海洋面上大多用以測算海洋環流、海潮、海洋重力及海水面高度變化等；而在陸地上的兩個典型應用則為湖水位高度變化 (Lake level change, LLC) (Birkett, 1995 and 1998；Hwang et al., 2005) 與地面高程變化監測 (Berry et al., 1997)，相關此類的應用與研究報告可參考 Hwang et al. (2008)。

綜上所述，本文的研究目的有二：(1) 期透過 SA 技術測算全球海水面高度變化量，並以海水質量變化量來研究其對地球質心、扁率及極運動的貢獻量；(2) 以 GRACE 所觀測到的重力時變係數資料，經由第二章之理論計算方法，探討監測 LLC 之可行性，西伯利亞的貝加爾湖 (Baikal) 及中亞的巴爾喀什湖 (Balkhash) 是本研究所選定的兩個測試湖泊。

## 第 1-2 節 研究方向及流程

基於上述二個研究目的，本文的研究方向及流程有四，分別為：

1. 推導 SA 所觀測到的海水面高度變化量計算重力位係數之公式，並利用快速傅立葉轉換 (Fast Fourier Transform, FFT) 計算法，有效率的處理這些龐雜的時空資料。相關的公式結合 FFT 計算法撰寫成兩個 FORTRAN 程式，sha.f90 為可將大地起伏、重力異常值、水文高度及大氣壓力變化量計算轉換為相對應的重力位係數程式；syn.f90 則相反的可由重力位係數計算出相對應之大地起伏、重力異常值、水文高度及大氣壓力變化量，用以分析全球之重力時變研究課題。研究地球時變重力場的課題，當其資料時間段越長及空間域的範圍越大，將更能說明重力時變的情形及其相對應的環境變遷影響。在本研究中所使用的資料主要為 SA、steric 及 GRACE Level-2 重力係數資料。其中 SA 資料來自於 AVISO (Archiving, Validation and interpretation of satellite Oceanographic data)，資料期間段為 1992 年 10 月至 2007 年 12 月，而 GRACE 資料則分別來自於 3 個資料處理中心，各為 GFZ (GeoForschungs Zentrum)、CSR (Center for Space Research) 及 JPL (Jet Propulsion Laboratory)，經簡單的平均處理後，以平均值為計算資料，資料期間段則為 2002 年 10 月至 2007 年 12 月。資料的使用空間範圍，SA 資料為配合 steric 效應資料，所使用的資料空間範圍為經度： $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ 、緯度： $-70^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 間的海面區域。GRACE Level-2 資料本身已是重力位係數，資料範圍則涵蓋全球。上述這些時空資料均非常巨量，即使依本研究以月為單位檔案，相關處理計算量亦非常繁雜費時，因此一有效率的計算方法與程式是絕對必要的。
2. 使用長期的 SA 資料，研究 GSLT 及其全球重力異常與大地起伏之變化速率。影響海水面高度變化的主要因素可綜歸為 3 項：(1) 因溫度及鹽度的改變所造成的海水膨脹或縮收效應稱為 steric 效應，steric 效應並非質量的變化；(2) 因

潮汐 (tides)、洋流 (current)、渦流 (eddy) 及海洋、陸地、大氣間的水文循環所造成的海水質量分佈變化；(3) 冰河地殼均衡調整效應 (Glacial Isostatic Adjustment, GIA)。SA 的觀測資料為海水面高度 (Sea Surface Height, SSH)，當 SSH 扣除某一參考平均海水面 (Mean Sea Level, MSL) 後，可得 SLA，即  $SLA = SSH - MSL$ 。而依據理論 SLA 是包含了海水質量變化、steric 效應與 GIA 效應這三種影響分量，所以在解算僅海水質量變化所引起 GSLT 時，必須扣除 steric 與 GIA 效應影響量，即改正後之海水面高度異常值 CSLA (Corrected SLA) =  $SLA - steric - GIA$ 。不過須特別提出的是，本文中暫未使用任何的 GIA 模式資料，所以最終所計算獲得之 CSLA 及後續衍生成果，均內含 GIA 效應。如各學者之研究指出 (Minster et al., 1999；董曉軍及黃城，2000)，由於全球溫度升高所造成的暖化效應，除了造成海水面因 steric 效應升高外，更造成大量融雪、融冰所化成的淡水 (fresh water) 流入海洋，而使海水面高度上升。海水面高度的上升，相對應的是陸地面積的減少，尤其各大洋中的小島，例如馬爾地夫 (Maldives) 在未來數十年內會因海水面的上升而消失，因此研究及監測 GSLT 是近 20 年來重要的研究課題，尤其自 SA 技術的發展後，提供了高頻率高密度及幾乎涵蓋全球海域的海水面高資料，令其不僅能研究 GSLT 問題，亦能由 SLA 顯而易見的看到 El Niño、La Niña 現象、洋流與渦流之變化。本研究除透過長期的 SA 資料研究 GSLT 外，亦利用程序 1 之球諧係數解析及整合程式，由 CSLA 時變值計算出相關之重力位係數，再由重力位係數整合計算出海水質量變化對全球重力場之變化影響量。

3. 藉由低階球諧係數之時變量，分析研究海水質量、地球質心坐標、極運動及扁率等之變化量。重力位低階係數變化量，其意義為相對應之地球物理量的變化。零階的重力位係數表示整體的質量，對整個地球而言，質量可假設為守恆不變，零階係數變化量應為零，因此一旦零階係數變化量不為零，則代表質量有所變動增減。以 SA 資料為例，CSLA 僅為海水區域範圍之觀測數據，理論而言海水質量是變動的，是以可透過 CSLA 所算得的零階重力位係

數，推導得相應時間內之海水質量變動量。在質量守恆的假設下，如已知海水質量變化量即可算得陸地及大氣水質量的變動量。一階係數的變化量  $\Delta C_{10}$ 、 $\Delta C_{11}$ 、 $\Delta S_{11}$  分別代表地球質心與地心地固框架( Earth Fixed Reference Frame, EFRF) 原點間的偏移量  $\Delta z$ 、 $\Delta x$ 、 $\Delta y$  (Cretaxu et al., 2002)。針對這一階係數有兩種處理的方式，第一種為假設地球瞬時質心與地球參考重力場重心一致，則  $\Delta C_{10} = \Delta C_{11} = \Delta S_{11} = 0$ ，GRACE 的重力位係數的結果即為此種假設；第二種則是假設參考重力場重心與 EFRF 原點重合，允許一階係數值不為 0，而這主要源由是來自於水質量時空分佈變化 (Cretaxu et al., 2002)。二階係數中常用的  $J_2$  代表地球扁率的變化量，即地球形狀的變化情形。SLR (Satellite Laser Range) 是一個公認可靠觀測  $J_2$  變化量的一項技術，其觀測數值代表整個地球扁率的總變化量。而同樣經由 CSLA 資料所計算得之  $J_2$ ，可瞭解海水質量變動對地球扁率之影響量。 $C_{21}$  及  $S_{21}$  係數與極運動有關，吾人可經由  $C_{21}$  及  $S_{21}$  係數的變量  $\Delta C_{21}$  及  $\Delta S_{21}$ ，計算得相對應的  $\Delta x_p$ 、 $\Delta y_p$  (極運動分量)，而瞭解極軸的變動情形。

4. 湖水位高度變化量的計算監測。GRACE 衛星自 2002 年開始正常運作後，其所提供的觀測資料，對研究大地測量、地球物理、水文學、大氣學等有關地球環境相關學科有著極大的助益，尤其資料時間頻率的提升至以月為單位，更是研究環境子系統間質量變化時間頻普的好資料，例如 Velicogna 與 Wahr (2006) 利用 GRACE 衛星資料，估計 2002-2005 年間南極大陸冰層的融蝕年速率約  $152 \pm 80 \text{ km}^3$ ，相當於造成全球海平面年上升率為  $0.4 \pm 0.2 \text{ mm}$ ，而這流失的質量大部分來自於南極大陸西部的冰層。理論上，小於數百年的時變重力週期的主要變化因子來源是水質量的變動 (Wahr et al., 1998)，因此 GRACE 被大量且有效的用來研究有關水文系統的課目，例如 Chen et al. (2006、2008)；Swenson et al. (2003、2006) 等。理論上一個水文流域內，其水文系統應處於平衡的狀態之下，即輸入的水質量會等於截流積存下來的水質量 (水

庫、湖泊蓄水、地下水增補、窪蓄、土壤含水量等) 及輸出水質量 (蒸發、蒸散、河流外流等) 之和，因此在封閉且面積在數百平方公里以上之水文系統內的湖泊，應可利用 GRACE 資料來監測計算湖泊水位高度的變化量。本文第四研究程序即使用 GRACE 資料、SA (T/P 及 Jason-1) 與 CPC 水文模式研究探討計算 Baika 及 Balkhash 的湖水位高度變化量。

### 第 1-3 節 各章節概述

本文共分成六大章節，各章節內容概述如下：

第 1 章節為緒論：闡明本研究之研究緣起、方向與程序。

第 2 章節為球諧函數係數的解析與整合：闡明推導 SA 所觀測到的海水高度變化量計算重力位係數之公式，並結合 FFT 之原理推導球諧函數係數解析與整合計算之公式，以有效率地處理及計算大量的 SA、steric 及 GRACE 資料。

第 3 章為資料來源與處理：闡述本文所使用的四種主要資料來源與處理程序，以為後續第四、第五章節之成果計算分析之用。

第 4 章為 SA 資料成果分析：分析 SA 及 steric 資料所計算之 GSLT 結果，並分析全球大地起伏、重力異常之年變率、相位及振幅等之成果。另探討 SLA 與 El Niño 之關係，且藉由海水質量時變量計算出之重力係數來分別探討低階係數與相關地球物理意義之影響量。

第 5 章為以測高及重力衛星分析水文變化：本章在於探討 GRACE 衛星重力觀測量、SA 觀測量與 CPC 全球水文模式用於監測湖水位高度變化之可行性

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

## 第 2 章 球諧函數係數的解析與整合

### 第 2-1 節 章節緒論

本章節是闡明球諧函數係數解析 (analysis) 與整合 (synthesis) 計算之公式推導，並結合 FFT 之原理，以有效率地處理及計算大量的觀測資料。各小節內容簡述如下：第 2-1 節綜合簡述本章節及各小節之內容；第 2-2 節由球面上任意函數  $f(\theta, \lambda)$  的球諧函數級數展開式推導起，含括正交函數及完全正規化理論，推導說明普通諧函數係數與完全正規化函數係數之關係式。第 2-3 節則由依據 Heiskanen and Moritz (1985) 地球外部引力位  $V$  的球諧函數級數展開式推導起，在考量地球非剛體變形負載 Love ( $k_n$ ) 係數下，推導大氣壓力異常值及水文高度異常值之重力位係數計算式。第 2-4 節是推導當球諧係數以複數型態表達時，該複數型態可推演為 FFT 的計算表達式，進而可使用 FFT 計算技巧於球諧係數分析之應用；第 2-5 節 則為推導說明 FFT 計算技巧於球諧係數整合之應用。第 2-6 節則簡介 wavelet 小波分析法的理論及其應用。第 2-7 節則為綜整結論本章內容。

### 第 2-2 節 完全正規諧函數係數與普通諧函數係數之關係式

根據理論 (Heiskanen and Moritz, 1985)，在球面上任意的函數  $f(\theta, \lambda)$  都可以球諧函數展開式來表示：

$$f(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} Y_n(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [a_{nm} R_{nm}(\theta, \lambda) + b_{nm} S_{nm}(\theta, \lambda)] \quad (2-1)$$

上式中  $a_{nm}$ 、 $b_{nm}$  為球諧係數， $n$ 、 $m$  分別為階數 (degree) 及次數 (order)，而

$$R_{nm}(\theta, \lambda) = P_{nm}(\cos \theta) \cos m \lambda \quad (2-2)$$

$$S_{nm}(\theta, \lambda) = P_{nm}(\cos \theta) \sin m \lambda \quad (2-3)$$

由於正交函數的定義是“在單位球面上任何兩個不同的函數的乘積為零”，所以當  $n \neq i$  或  $m \neq j$  時

$$\iint_{\sigma} R_{nm}(\theta, \lambda) R_{ij}(\theta, \lambda) d\sigma = 0 \quad (2-4)$$

$$\iint_{\sigma} S_{nm}(\theta, \lambda) S_{ij}(\theta, \lambda) d\sigma = 0 \quad (2-5)$$

在任意情況下

$$\iint_{\sigma} R_{nm}(\theta, \lambda) S_{ij}(\theta, \lambda) d\sigma = 0 \quad (2-6)$$

而當  $n=i$  且  $m=j$  時

$$\iint_{\sigma} [R_{n0}(\theta, \lambda)]^2 d\sigma = \frac{4\pi}{2n+1}, \quad m=0 \quad (2-7)$$

$$\iint_{\sigma} [R_{nm}(\theta, \lambda)]^2 d\sigma = \iint_{\sigma} [S_{nm}(\theta, \lambda)]^2 d\sigma = \frac{2\pi}{2n+1} \frac{(n+m)!}{(n-m)!}, \quad m \neq 0 \quad (2-8)$$

在上面的公式中  $\iint_{\sigma} = \int_{\lambda=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi}$  為單位球面積分的簡式， $d\sigma = \sin\theta d\theta d\lambda$  為單位球體的面元素或稱立體角元素，此立體角元素被定義為單位球所對應的面。如將 (2-1) 式的兩端都乘以  $R_{ij}(\theta, \lambda)$ ，並對整個單位球進行積分，則 (2-1) 式可改寫為

$$\iint_{\sigma} f(\theta, \lambda) R_{ij}(\theta, \lambda) d\sigma = a_{ij} \iint_{\sigma} [R_{ij}(\theta, \lambda)]^2 d\sigma \quad (2-9)$$

依據正交函數定義的性質，(2-9) 式中除了當  $n=i$  且  $m=j$  的一項外，其餘項均等於零。等號右邊分別以 (2-7) 及 (2-8) 式代入，可計算求得  $a_{ij}$ 。同樣的計算方法，將 (2-1) 式的兩端都乘以  $S_{ij}(\theta, \lambda)$ ，則可求得  $b_{ij}$ ，因此

$$a_{n0} = \frac{2n+1}{4\pi} \iint_{\sigma} f(\theta, \lambda) P_n(\cos\theta) d\sigma, \quad m=0 \quad (2-10)$$

$$\begin{cases} a_{nm} \\ b_{nm} \end{cases} = \frac{2n+1}{2\pi} \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \iint_{\sigma} f(\theta, \lambda) \begin{cases} R_{nm}(\theta, \lambda) \\ S_{nm}(\theta, \lambda) \end{cases} d\sigma, \quad m \neq 0 \quad (2-11)$$

(2-10) 及 (2-11) 式為一般球諧係數的解算式，計算式除較複雜外，且當  $m=0$  或  $m \neq 0$  時計算公式亦不同，如將  $R_{nm}$  及  $S_{nm}$  代以一相差一個常數因子的函數，即通稱之完全正規化諧函數  $\bar{R}_{nm}$  及  $\bar{S}_{nm}$ ，則依據 Heiskanen and Moritz (1985) 所示，

$\bar{R}_{nm}$ 、 $\bar{S}_{nm}$  和  $R_{nm}$ 、 $S_{nm}$  的關係式如下：

$$\bar{R}_{n0}(\theta, \lambda) = \sqrt{2n+1} R_{n0}(\theta, \lambda) = \sqrt{2n+1} P_n(\cos\theta) \quad (2-12)$$

$$\begin{cases} \bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) \\ \bar{S}_{nm}(\theta, \lambda) \end{cases} = \sqrt{2(2n+1)} \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \begin{cases} R_{nm}(\theta, \lambda) \\ S_{nm}(\theta, \lambda) \end{cases}, \quad m \neq 0 \quad (2-13)$$

正交關係對完全正規化諧函數，其式變為

$$\frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} \bar{R}_{nm}^2 d\sigma = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} \bar{S}_{nm}^2 d\sigma = 1 \quad (2-14)$$

因此 (2-1) 如改用完全正規化諧函數來展開，則

$$f(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \bar{Y}_n(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [\bar{a}_{nm} \bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) + \bar{b}_{nm} \bar{S}_{nm}(\theta, \lambda)] \quad (2-15)$$

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm} \\ \bar{b}_{nm} \end{cases} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} f(\theta, \lambda) \begin{cases} \bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) \\ \bar{S}_{nm}(\theta, \lambda) \end{cases} d\sigma \quad (2-16)$$

式中  $\bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) = \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \cos m\lambda$ ， $\bar{S}_{nm}(\theta, \lambda) = \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \sin m\lambda$ ，而  $\bar{P}_{nm}(\cos\theta)$  為完全正規化勒建德函數 (fully normalize legendre function)。綜整 (2-10)、(2-11)、(2-12)、(2-13) 及 (2-14) 式，完全正規諧函數的係數和普通諧函數係數的關係為

$$\bar{a}_{n0} = \frac{a_{n0}}{\sqrt{2n+1}} \quad (2-17)$$

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm} \\ \bar{b}_{nm} \end{cases} = \sqrt{\frac{1}{2(2n+1)} \frac{(n+m)!}{(n-m)!}} \begin{cases} a_{nm} \\ b_{nm} \end{cases}, m \neq 0 \quad (2-18)$$

### 第 2-3 節 水文高度及大氣壓力異常值重力位係數計算式推導

依據 Heiskanen and Moritz (1985) 物理大地測量學乙書內的理論，地球外部的引力位  $V$  (potential) 可以球諧係數級數展開如下式：

$$V = \frac{GM}{r} \left[ 1 + \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left( \frac{a_E}{r} \right)^n (\bar{a}_{nm} \cos m\lambda + \bar{b}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \right] \quad (2-19)$$

式中  $GM$  是引力常數與地球質量的乘積， $r$  為待求點至地心的距離， $a_E$  為地球平均半徑， $\bar{a}_{nm}$ 、 $\bar{b}_{nm}$  則為待求之球諧係數， $\theta$  為地心餘緯 (co-latitude)， $\lambda$  為地心經度 (向東為正)。式中第一項  $\frac{GM}{r}$  是表示齊次式 (homogeneous) 的球體及其相對應的刻卜勒運動的引力位和，而第二項次雙重累加式，則是表示由擾動量所形成的擾動位能  $T$ ，即

$$T = \frac{GM}{r} \left[ \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left( \frac{a_E}{r} \right)^n (\bar{a}_{nm} \cos m\lambda + \bar{b}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \right] \quad (2-20)$$

而距離  $l$  倒數的球諧函數表示式為

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{2n+1} \left( \frac{a_E}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\bar{R}_{nm}(\theta', \lambda') \bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) + \bar{S}_{nm}(\theta', \lambda') \bar{S}_{nm}(\theta, \lambda)] \quad (2-21)$$

將上式代入 (2-20) 式，則  $\bar{a}_{nm}$ 、 $\bar{b}_{nm}$  的計算式為

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm} \\ \bar{b}_{nm} \end{cases} = \frac{1}{(2n+1)Ma_E^n} \iiint r^n \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} dM \quad (2-22)$$

$$dM = \rho \cdot dV = \rho \cdot r^2 dr \sin \theta d\theta d\lambda = r^2 q \sin \theta d\theta d\lambda = r^2 q ds \quad (2-23)$$

式中  $dM$  為質量單元， $dV$  為體積單元， $ds$  為面積單元， $\rho$  為密度， $q$  為表面積單元質量。將 (2-23) 式代入 (2-22) 式中，且設  $a_E = r$ ，則

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm} \\ \bar{b}_{nm} \end{cases} = \frac{a_E^2}{(2n+1)M} \iint q \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-24)$$

考量地表單位面積質量負載為

$$q = \frac{P_s}{g} = \rho_w h_w \quad (2-25)$$

(2-25) 式中  $P_s$  為大氣壓力異常值， $h_w$  為水文高度異常值， $\rho_w$  表水密度， $g$  為正常重力。將 (2-25) 式代入 (2-24) 式，則大氣壓力異常值及水文高度異常值所影響的重力位係數計算式如下：

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm}^{h_w} \\ \bar{b}_{nm}^{h_w} \end{cases} = \frac{a_E^2 \rho_w}{(2n+1)M} \iint h_w \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-26)$$

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm}^{P_s} \\ \bar{b}_{nm}^{P_s} \end{cases} = \frac{a_E^2}{(2n+1)Mg} \iint P_s \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-27)$$

如再考慮地球非剛體的彈性變形的負載 Love 係數  $k_n$ ，則 (2-26)、(2-27) 可表示如 (2-28)、(2-29) 式

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm}^{h_w} \\ \bar{b}_{nm}^{h_w} \end{cases} = \frac{a_E^2 \rho_w (1+k_n)}{(2n+1)M} \iint_s h_w \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-28)$$

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm}^{P_s} \\ \bar{b}_{nm}^{P_s} \end{cases} = \frac{a_E^2 (1+k_n)}{(2n+1)Mg} \iint_s P_s \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-29)$$

如所知，球的體積公式為  $\frac{4}{3}\pi R^3$ ，而地球質量

$$M = \rho_E V = \rho_E \frac{4}{3}\pi R^3 \quad (2-30)$$

(2-30) 式中  $\rho_E$  為地球平均密度，約為  $5517 \text{ kg/m}^3$ 。將 (2-30) 式代入 (2-28)、(2-29) 式，則 (2-31)、(2-32) 式之水文高度異常值及大氣壓力異常值所產生的重力位係數變化計算式即為 Whar et al. (1998) 所推導應用之公式：

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm}^{h_w} \\ \bar{b}_{nm}^{h_w} \end{cases} = \frac{3\rho_w(1+k_n)}{4\pi\rho_E a_E(2n+1)} \iint_s h_w \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-31)$$

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm}^{P_s} \\ \bar{b}_{nm}^{P_s} \end{cases} = \frac{3(1+k_n)}{4\pi\rho_E a_E(2n+1)g} \iint_s P_s \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} ds \quad (2-32)$$

## 第 2-4 節 FFT 計算技巧於球諧係數解析之應用

在第 2-2 小節中之 (2-16) 式為正交球諧係數的連續積分求解式，如將該公式以複數形式來表達，則

$$\bar{C}_{nm} = \bar{a}_{nm} + i\bar{b}_{nm} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} f(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \cdot e^{im\lambda} \sin \theta d\theta d\lambda \quad (2-33)$$

在實際的觀測量上，函數  $f(\theta, \lambda)$  都為不連續的觀測點，所以 (2-33) 式一般而言是無法直接計算的，而必須將 (2-33) 式改寫成不連續的公式。現若給定在  $\theta$ 、 $\lambda$  方向等間隔之網格資料 ( $\Delta\theta \times \Delta\lambda$ )，則 (2-33) 式的不連續公式可寫為 (Hwang et al., 2006)

$$\begin{aligned}
\bar{C}_{nm} &= \frac{1}{4\pi q_n} \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} \bar{f}(\theta_k, \lambda_l) \int_{\theta_k}^{\theta_{k+1}} \int_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} \bar{P}_{nm}(\cos \theta) e^{im\lambda} d\theta d\lambda \\
&= \frac{1}{4\pi q_n} \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} \bar{f}(\theta_k, \lambda_l) \int_{t_k}^{t_{k+1}} \bar{P}_{nm}(t) dt \int_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} e^{im\lambda} d\lambda \\
&= \frac{1}{4\pi q_n} \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} \bar{f}(\theta_k, \lambda_l) \cdot I\bar{P}_{nm}^k \int_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} e^{im\lambda} d\lambda
\end{aligned} \tag{2-34}$$

式中  $M = (\pi/\Delta\theta + 1)$  為緯度方向的網格數， $N = (2\pi/\Delta\lambda + 1)$  為經度方向的網格數， $t = \cos \theta$ 、 $dt = \sin \theta d\theta$ 、 $t_k = \cos((k-1)\Delta\theta)$ ， $\lambda_l = (l-1)\Delta\lambda$ ， $I\bar{P}_{nm}^k$  為締和勒建德函數 (Associated Legendre Function) 的積分 (Paul, 1978)， $\bar{f}(\theta_k, \lambda_l)$  為平均值， $q_n$  為平滑因子，主要是為使得 (2-34) 式不連續公式的結果更趨近於積分式的結果 (Rapp, 1989)。根據 Colombo (1981, p. 76) 的建議，平滑因子  $q_n$  的設定機制為

$$\begin{aligned}
q_n &= \beta_n^2 & , 0 \leq n \leq L/3 \\
q_n &= \beta_n & , L/3 < n < L \\
q_n &= 1 & , n > L
\end{aligned} \tag{2-35}$$

其中  $N$  為所展開最大的階數，而  $\beta_n$  為 Pellinen 平滑運算元，其定義為

$$\beta_n = \frac{1}{1 - \cos \psi_0} \cdot \frac{1}{2n+1} [P_{n-1}(\cos \psi_0) - P_{n+1}(\cos \psi_0)] \tag{2-36}$$

式中  $\psi_0$  為球帽之半徑，其面積與  $\bar{f}(\theta_k, \lambda_l)$  網格面積相同。

在(2-34)式中  $\int_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} e^{im\lambda} d\lambda$  可及其分為  $m=0$  及  $m \neq 0$  兩種情形討論。當  $m=0$  時

$$\int_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} e^{im\lambda} d\lambda = 1 \cdot \Delta\lambda = \Delta\lambda \tag{2-37}$$

當  $m \neq 0$  時

$$\begin{aligned}
\int_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} e^{im\lambda} d\lambda &= \frac{1}{im} e^{im\lambda} \Big|_{\lambda_l}^{\lambda_{l+1}} = \frac{-i}{m} (e^{im\lambda_{l+1}} - e^{im\lambda_l}) \\
&= \frac{-i}{m} [e^{im(l+1)\Delta\lambda} - e^{iml\Delta\lambda}] = \frac{-i(e^{im\Delta\lambda} - 1)}{m} \times e^{iml\Delta\lambda} \\
&= \frac{-i(e^{im\Delta\lambda} - 1)}{m} e^{iml2\pi/N}
\end{aligned} \tag{2-38}$$

於 (2-38) 式中

$$\frac{-i(e^{im\Delta\lambda} - 1)}{m} = \frac{-i(\cos m\Delta\lambda - i \sin m\Delta\lambda - 1)}{m} = \frac{1}{m} [\sin(m\Delta\lambda) - i(1 - \cos(m\Delta\lambda))] \tag{2-39}$$

整合 (2-37)、(2-38) 及 (2-39) 式，並引入符號  $g_m$ ，且

$$g_m = \begin{cases} \Delta\lambda, & m = 0 \\ \frac{1}{m} [\sin(m\Delta\lambda) - i(1 - \cos(m\Delta\lambda))] & , m \neq 0 \end{cases} \tag{2-40}$$

結合 (2-34) 式及 (2-40) 式，則 (2-34) 式可改寫為

$$\begin{aligned}
\bar{C}_{nm} &= \frac{1}{4\pi q_n} \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} \bar{f}(\theta_k, \lambda_l) \cdot \bar{IP}_{nm}^k \cdot g_m \cdot e^{iml2\pi/N} \\
&= \frac{g_m}{4\pi q_n} \sum_{k=0}^{M-1} \bar{IP}_{nm}^k \sum_{l=0}^{N-1} \bar{f}(\theta_k, \lambda_l) \cdot e^{iml2\pi/N} \\
&= \frac{g_m}{4\pi q_n} \sum_{k=0}^{(M-1)/2} \bar{IP}_{nm}^k [\bar{f}_k(m) + (-1)^{n-m} \bar{f}_{M-k}(m)]
\end{aligned} \tag{2-41}$$

上式中  $\bar{f}(\theta_k, \lambda_l)$  是取計算區塊四個頂點值的平均值，計算式如下：

$$\begin{aligned}
\bar{f}(\theta_k, \lambda_l) &= \frac{1}{4} [f(k\Delta\theta, l\Delta\lambda) + f((k+1)\Delta\theta, l\Delta\lambda) \\
&\quad + f((k+1)\Delta\theta, (l+1)\Delta\lambda) \\
&\quad + f(k\Delta\theta, (l+1)\Delta\lambda)]
\end{aligned} \tag{2-42}$$

令  $k=N-1$  為沿經度方向的區塊數， $p=l-1$  所以

$$\bar{f}_k(m) = \sum_{p=0}^{k-1} \bar{f}(\theta_k, \lambda_k) e^{i2\pi mp/k}, \quad m=0, \dots, k-1 \tag{2-43}$$

比較 (2-43) 與 (2-31) 式，本研究即利用上式之 FFT 演算法撰寫一解析球諧係數之 FORTRAN 程式：sha.f90，程式中是設定同時由最北及最南呈帶狀往赤道計算，有關本程式的相關功能與用法請參考附錄 A。

## 第 2-5 節 FFT 計算技巧於球諧係數整合之應用

上一小節是推導球諧係數解析的 FFT 計算公式，反之當已有球諧係數時，既可以使用逆的 FFT 計算式整合係數，反演計算相關觀測量。根據(2-16)式，利用已知球諧係數計算網格點上之函數值公式可表示為(設網格大小為  $\Delta\theta \times \Delta\lambda$ ):

$$f(k\Delta\theta, l\Delta\lambda) = \sum_{n=0}^l \sum_{m=0}^n [\bar{a}_{nm} \bar{R}_{nm}(k\Delta\theta, l\Delta\lambda) + \bar{b}_{nm} \bar{S}_{nm}(k\Delta\theta, l\Delta\lambda)] \quad (2-44)$$

式中  $k=0, \dots, M$ ,  $l=0, \dots, N-1$ 。需注意的是，上式中當經度為  $0^\circ$  與  $360^\circ$  時， $f$  函數值相等，即  $f(k\Delta\theta, N\Delta\lambda) = f(k\Delta\theta, 0)$ 。為了能使用 FFT 的計算技巧，(2-44) 式必須改寫成 (2-45) 式：

$$\begin{aligned} f(k\Delta\theta, l\Delta\lambda) &= \sum_0^L \left\{ \left[ \sum_{n=m}^L \bar{P}_{nm}(k\Delta\theta) \bar{a}_{nm} \right] \cos(ml\Delta\lambda) \right. \\ &\quad \left. + \left[ \sum_{n=m}^L \bar{P}_{nm}(k\Delta\theta) \bar{b}_{nm} \right] \sin(ml\Delta\lambda) \right\} \\ &= \sum_0^L (C_{nm} \cos(ml\Delta\lambda) + S_{nm} \sin(ml\Delta\lambda)) \\ &\quad k = 0, \dots, M, \quad l = 0, \dots, N-1 \end{aligned} \quad (2-45)$$

在上式中必須注意  $S_0=0$ ，令  $m=L+1, \dots, N-1$  時  $C_m=S_m=0$ ，且

$$B_m = \frac{C_m - iS_m}{2} \quad (2-46)$$

則

$$\begin{aligned} f(k\Delta\theta, l\Delta\lambda) &= 2 \operatorname{Re} \left( \sum_{m=0}^{n-1} B_m e^{i2\pi mlk/N} \right) \\ &= 2 \operatorname{Re}(P), \quad l = 0, \dots, N-1 \end{aligned} \quad (2-47)$$

式中  $\operatorname{Re}$  表示複數形式的實數部分，而  $P$  則可利用 FFT 演算法沿平行圈網格計算而得，是以於計算過程中另需注意  $\Delta\theta$  是否能整除  $90^\circ$ ，即  $90^\circ$  須為  $\Delta\theta$  的倍數。

此外，因締合勒建德函數滿足 (2-48) 式，

$$\bar{P}_{nm}(-t) = (-1)^{n-m} \bar{P}_{nm}(t) \quad (2-48)$$

因此於計算締合勒建德函數值時，只須計算北半球之值，而南半球之締合勒建德函數值則可直接引用 (2-48) 式求得 (Colombo, 1981)。於實際計算時，本研究先將大地起伏與重力異常值計算式改寫成 (2-49) 及 (2-50) 式

$$\begin{aligned}
\Delta N(r, \theta, \lambda) &= \frac{GM}{rg_n} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a_E}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n \times [\bar{J}_{nm} \bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) + \bar{K}_{nm} \bar{S}_{nm}(\theta, \lambda)] \\
&= \sum_{m=0}^L \left\{ \left[ \sum_{n=m}^L \frac{GM}{rg_n} \left(\frac{a_E}{r}\right)^n \bar{P}_{nm}(\theta) \bar{J}_{nm} \right] \cos(m\lambda) \right. \\
&\quad \left. + \left[ \sum_{n=m}^L \frac{GM}{rg_n} \left(\frac{a_E}{r}\right)^n \bar{P}_{nm}(\theta) \bar{K}_{nm} \right] \sin(m\lambda) \right\} \\
&= \sum_{m=0}^L (C_m^{\Delta N} \cos(m\lambda) + S_m^{\Delta N} \sin(m\lambda))
\end{aligned} \tag{2-49}$$

$$\begin{aligned}
\Delta g(r, \theta, \lambda) &= \frac{GM}{r^2} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1) \left(\frac{a_E}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n \times [\bar{J}_{nm} \bar{R}_{nm}(\theta, \lambda) + \bar{K}_{nm} \bar{S}_{nm}(\theta, \lambda)] \\
&= \sum_{m=0}^L \left\{ \left[ \sum_{n=m}^L \frac{GM}{r^2} (n-1) \left(\frac{a_E}{r}\right)^n \bar{P}_{nm}(\theta) \bar{J}_{nm} \right] \cos(m\lambda) \right. \\
&\quad \left. + \left[ \sum_{n=m}^L \frac{GM}{r^2} (n-1) \left(\frac{a_E}{r}\right)^n \bar{P}_{nm}(\theta) \bar{K}_{nm} \right] \sin(m\lambda) \right\} \\
&= \sum_{m=0}^L (C_m^{\Delta g} \cos(m\lambda) + S_m^{\Delta g} \sin(m\lambda))
\end{aligned} \tag{2-50}$$

再利用此二式之 FFT 演算法撰寫一整合球諧係數之 FORTRAN 程式：syn.f90，而有關本程式的相關功能與用法請參考附錄 B。

## 第 2-6 節 Wavelet 轉換計算分析與應用

小波轉換 (Wavelet Transform, WT) 分析應用於地球科學領域，最早可追溯自 1980 年地震訊號的分析 (Morlet et al., 1982)，隨後由 Grossmann and Morlet (1984) 與 Goupillaud et al. (1984) 給予正式定義，並由 Meyer (1992)、Mallat (1989)、Daubechies (1992)、Chui (1992)、Wornell (1995) 與 Holschneider (1995) 等學者應用於其他領域的研究。近年小波轉換已成為地球科學領域分析局部變化的有效工具，例如大氣冷鋒的研究 (Gamage and Blumen, 1993)、熱帶對流變化之探討 (Weng and Lau, 1994)、ENSO (El Niño–Southern Oscillation, ENSO) 周期變化之分析 (Wang and Wang, 1996)、海洋溫度變化 (Flinchem and Jay, 2000)、海水面高度變化 (Percival and Mofjeld, 1997)、陸地溫度長期氣候變遷 (Sharp, 2003) 等研究。

傅立葉轉換適用於一般常規性訊號頻譜轉換分析，對局部異常訊號的解析並不適切，其往往無法針對特點給出特別訊號，例如降水在時間和許多其他地球物理現象的相互影響過程訊號。小波轉換基本上是使用兩種方法來解析研究地球物理過程或信號 (Kumar, 1995)：(1)以積分為核心，分析擷取出有關訊號。(2)依據擷取之訊號，解釋資料間之特徵。以小波轉換作為分析信號核心的優點，在於它使信號的局部特徵與所使用的時間序列間隔能夠相匹配對應，即可同時具有廣泛的大尺度和小尺度精細的特點，即其優點在於分析視窗可變動，可用較長的空間域或時間來獲得低頻訊號，或以較短的空間域或時間來取得高頻訊號。這種特性對非穩態、短週期分量及不同尺度特徵或訊號之分析相當有效。

小波轉換函數以積分形式  $f(t)$  可定義為(Kumar, 1995)：

$$Wf(\lambda, t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(u) \bar{\Psi}_{\lambda, t}(u) du \quad \lambda > 0 \quad (2-51)$$

$$\text{其中 } \Psi_{\lambda, t}(u) = \frac{1}{\sqrt{\lambda}} \Psi\left(\frac{u-t}{\lambda}\right) \quad (2-52)$$

即為小波函數的母函數。在式中  $\lambda$  是比例參數， $t$  是平移參數， $\bar{\Psi}_{\lambda, t}(u)$  是  $\Psi_{\lambda, t}(u)$  的共軛參數。改變  $\lambda$  值會有擴張 ( $\lambda > 1$ ) 或縮減 ( $\lambda < 1$ )  $\Psi(t)$  的效應，更改  $t$  值則具有分析不同點  $t$  周圍函數  $f(t)$  的效果。當  $\lambda$  比例增加時，小波變得更分散與長時間  $f(t)$  相關，反之亦然。因此小波轉換類似于變焦鏡頭的功能，能提供有彈性的時間尺度視窗。上式小波轉換因為比例  $\lambda$  和時間參數  $t$  均為連續值，故稱為連續小波轉換。

在(2-52)式中， $\frac{1}{\sqrt{\lambda}}$  為確保  $\Psi(u)$  與  $\Psi\left(\frac{u-t}{\lambda}\right)$  之範數(norm)相等，所以小波母函數  $\Psi(u)$  必須具有收斂性，滿足容許條件(admissibility condition)及同值條件(equivalently condition) (Mallat, 1998)，即為下列二式：

$$\int_{-\infty}^{\infty} \Psi(u) du = 0 \quad (2-53)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \frac{|\bar{\Psi}(\omega)|^2}{\omega} d\omega < 0 \quad (2-54)$$

式中  $\omega$  為頻率變數。在使用及選擇小波函數時，必須考慮以下幾個要素(Andrew and Gao, 1996、Torrence and Compo, 1998):

- (1) 平滑性：小波函數之平滑性是由其存在的導函數數目決定，數目越多則越平滑，才能有效分析訊號的特性。
- (2) 時間及空間的局部性：小波函數的有效頻譜寬度與其時間及空間之局部解析能力有關，有效頻譜寬度越小，其局部解析能力越佳，且其與平滑性成正比，即寬度越大越平滑。
- (3) 正交性：對大尺度分析而言，非正交小波分析是多餘的，而在正交小波分析中，每一尺度的捲積數與其小波基底寬度成比例，最能完全重現訊號，且是用於平滑及連續變化之時序訊號分析。
- (4) 對稱性：對稱性的小波函數可避免相位位移，即小波係數相對於原始訊號式無移位的。
- (5) 力矩因素：力矩消散次數越多，平滑性越低，但越能表示高次多項式的訊號。含有力矩消散(vanishing moments)  $M$  之小波母函數  $\Psi(u)$ ，必須滿足下式：

$$\int_{-\infty}^{\infty} u^m \Psi(u) du = 0 \quad m = 0, 1, 2, \dots, M-1 \quad (2-55)$$

- (6) 複數或實數：複數小波函數能同時獲得振幅與相位之資訊，其是用於擷取周期震盪性訊號。實數小波函數僅能獲得單一訊號分量，適用於偵測尖峰值或不連續點訊號。
- (7) 訊號形狀：不同資料的解析訊號特徵不同，為能充分了解資料所代表的內涵，選擇適當的小波函數有其必要性，例如訊號波動劇烈或為階梯狀，則可考慮採用 Harr 小波函數。

現今常用的連續小波轉換為 Mexican hat 及 Morlet ( Daubechies, 1992), 其中 Morlet 因其實數部具對稱性, 頻率域為呈高斯分佈曲線, 具有較佳的局部化功能, 對頻率峰值的解析極有效益。Morlet 小波函數定義為(Kumar, 1995) :

$$\Psi(t) = \pi^{-1/4} e^{-(1-t^2)} e^{-i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad \omega_0 \geq 5 \quad (2-56)$$

式中  $\omega_0$  為時間域上單位寬度高斯曲線內的震盪波數,  $\omega_0$  值愈大, 則於時間域上之單位寬度高斯曲線內的震盪波數增加, 局部化能力減弱, 解析力降低。而頻率域其視窗向高頻移動, 平滑化效果減低, 局部化能力增加, 解析力提升。反之, 若  $\omega_0$  值愈小, 則空間域解析能力增強, 而頻率域解析能力降低。通常於選擇時是以母函數  $\Psi(u)$  的前兩個最大波峰值之比值近似 0.5 為原則來選定  $\omega_0$  值, 即

$$\omega_0 = \pi \left( \frac{2}{\ln 2} \right)^{1/2} \cong 5.3364 \quad (2-57)$$

於實際應用時大多取  $\omega_0 \geq 5$ , 此即為(2-56)式中 Kumar (1995) 所定義應用之值。在(2-56)式中的第二項非常小, 於實際應用上可以忽略 (Daubechies, 1992)。Morlet 為複數形態的小波函數, 在本文中所需分析的訊號大多為實數型態, 且為偵測間峰值及不連續點, 故於實際應用時僅取其實部, 即(2-56)式可改寫為下式 (Michel et al., 1996) :

$$\Psi(t) = \pi^{-1/4} e^{-t^2/2} \cos(5t) \quad (2-58)$$

綜合(2-57)與(2-58)式, 並根據 Torrence and Compo (1998) 之推導, Morlet 小波函數尺度參數  $\lambda$  與傅立葉轉換周期 P 之關係, 可計算如下:

$$P = \frac{4\pi\lambda}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} = \frac{4\pi\lambda}{5 + \sqrt{2 + 5^2}} \cong 1.232\lambda \quad (2-59)$$

本文即使用(2-59)式之比例參數作為分析解釋本文之結果。於實際應用上, 吾人是使用 MATLAB 軟體內的 Morlet 小波模式來進行資料週期分析, 並結合 GMT 軟體繪製輸出小波頻譜分析圖。相關計算操作程序請參考附錄 C。

## 第 2-7 節 本章小結

綜整結論本章內容如下：

- (1) 本章節最重要的論述與貢獻在於球諧係數解析與整合程式的推導及撰寫，此兩個程式均結合 FFT 之原理，能有效率地處理及計算大量的觀測資料，極大助益本文的研究。基本上本文的各項成果均源於此兩程式，第 4 章及第 5 章成果的分析均構基於此。
- (2) 本文在考量地球非剛體變形負載係數下，推導因水文高度異常值及大氣壓力異常值所影響之重力為係數計算式，此一計算公式，已納入 syn.f90 程式中，為第 5 章 GRACE 監測湖水位高度成果分析計算之用。
- (3) 以小波函數作為分析信號核心的優點，在於分析視窗可變動，可用較長的空間域或時間來獲得低頻訊號，或以較短的空間域或時間來取得高頻訊號。這種特性對非穩態、短週期分量及不同尺度特徵或訊號之分析相當有效。

## 第 3 章 資料來源與處理

### 第 3-1 節 章節緒論

本研究所使用的資料種類主要有四種，分別為 SA、steric、GRACE 重力位係數及 CPC-LDAS 水文模式資料。本章節內容即在闡述說明這四種資料的來源及處理程序，以期有完善可靠的資料品質，以供後續研究之用。各小節內容如下：第 3-1 小節仍是概述本章各小節之內容；第 3-2 及第 3-3 節則分別說明 SA 與 steric 資料的處理方法與程序。因為 SA 結果是包括了 steric 效應，而 steric 效應是無關質量變化的，因此本文研究海水質量所引起的海水面高度變化及後續低階重力位係數之研究，均須使用扣除 steric 效應後的 SA 改正資料 CSLA。第 3-4 小節是討論 GRACE 資料的處理情形。由於原有 GRACE 資料品質並不佳，各學者的研究指出，GRACE 資料除含有偶然誤差外，尚有著明顯的系統性誤差 (Chamber, 2007)，因此使用 GRACE 資料前必須經過前處理，方能應用於後續之重力場變化研究。第 3-5 節 CPC-LDAS 水文模式在本研究中是用以和 GRACE 計算成果比較驗證之用，節內是說明該資料特性。第 3-6 節為本章之綜合結論。

### 第 3-2 節 AVISO 衛星測高資料

SA 資料的處理技術，經多年來的發展已相當成熟，相關的官方資料中心均供應各種衛星及不同格式的 SA 資料，例如 JPL 的 PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Centre) 及 AVISO。本研究所使用的 SA 資料是來自於 AVISO，該資料中心不僅提供個別衛星觀測資料 (包括 Topex/Poseidon、GEOSAT、ERS-1、ERS-2、Jason-1、GFO、Envisat 等)，亦提供多顆衛星之整合性資料，其中的 DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) 即為提供整合型資料的系統。此系統提供近即時 ((Near) Real Time, (N)RT) 及延時 (Delayed Time, DT) 兩大類資料，便於不同需求之單位或個人應用。DUACS 系統資料處理的詳細程序與方法請參閱該中心

文件。

本研究中吾人使用 DT-MSLA (Maps of Sea level Anomalies) 的 Ref (Reference)  $1/4^\circ$  全球網格測高資料，該資料是使用兩顆衛星 (Jason-2 / Envisat or Jason-1 / Envisat or Topex/Poseidon / ERS) 的觀測資料經同質化 (homogeneous) 後，再將這些多衛星任務資料整合所得之成果。每一個檔案為涵蓋 7 天時間的多衛星整合型資料，資料涵蓋範圍全球，使用時間段自 1992 年 10 月至 2007 年 12 月，共計下載 794 個檔案。在本研究中所需求的最小時間段單位為“月”，網格大小均為  $1^\circ \times 1^\circ$ ，是以所有使用到的資料均必須歸化計算為以  $1^\circ \times 1^\circ$  網格及月為儲存單位的檔案。由 AVISO 所下載之 DT-MSLA 資料，吾人計採用兩個簡單的程序將其改算為所需之檔案形式：

(1) 首先將同月份時間內的檔案，利用一般算術平均法歸算為月平均資料。

(2) 其次使用 GMT 軟體內的 Gauss 濾波法重新取樣，將原  $1/4^\circ$  之網格取樣為  $1^\circ \times 1^\circ$  網格。

經此兩程序重新處理後，共計獲得 183 個以月為時間單位的檔案，資料期間段仍為 1992 年 10 月至 2007 年 12 月。

AVISO 均有提供其各項成果的誤差分析量，其中本研究所使用的 DT-MSLA 成果，於經多項誤差改正 (儀器誤差改正、環境誤差改正、衛星軌道改正等) 及使用 spline 演算法平滑濾波去除長波長誤差後，經評估在深海區 SLA 的精度約 3 cm，近岸地區或淺海地區的精度約 7 cm。圖 3-1 是 AVISO 所提供的太平洋亞熱帶地區 ( $N20^\circ \sim 40^\circ$ ,  $E100^\circ \sim 240^\circ$ ) 2007 年 1 月 18 日的 SLA 精度評估圖。在圖中的不同顏色是表示觀測量與其誤差量比較的百分比，其中深海地區其比值差量在 5%~6% 以下，而近岸區可達 20% 以上。本研究所使用的 SA 資料，如上所述是重新取樣過的，為評估新的 SA 資料品質，吾人以 1997 年整年 12 個月的資料來測試評估，評估測試結果如表 3-1。表中數據為各月份內部精度結果，結果顯示經本文重新取樣為  $1^\circ \times 1^\circ$  網格後之 SLA 標準偏差優於原 AVISO DT-MSLA  $1/4^\circ$  網

格之 SLA 標準偏差約 0.4 cm。不過由於  $1^\circ \times 1^\circ$  的資料是經由 Gauss 濾波平滑化過，因此，此差異量並不能用以說明重新取樣後的資料品質優於原資料，只能說明重新取樣後的  $1^\circ \times 1^\circ$  資料內部精度並未降低。圖 3-2 (a)、(b) 分別為 1997 年 11 月  $1/4^\circ \times 1/4^\circ$  及  $1^\circ \times 1^\circ$  網格全球 SLA 圖，圖中顯示兩者並無明顯差異性，此亦能證明經處理後之  $1^\circ \times 1^\circ$  網格 SLA 資料之內部精度並未降低。另外，由圖中亦顯示 1997 年 11 月南美洲厄瓜多爾及秘魯西部海岸外的聖嬰現象的 SLA 值可高於 50 cm 以上。

表 3-1：1997 年各月份 AVISO DT-MSLA  $1/4^\circ$  網格及本文重新取樣為  $1^\circ \times 1^\circ$  網格後之 SLA 標準偏差表

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$1/4^\circ$ 網格 Std(cm)	5.78	5.90	5.97	5.54	5.53	5.80	5.95	6.37	6.91	7.12	7.53	7.37
$1^\circ \times 1^\circ$ 網格 Std(cm)	5.38	5.48	5.58	5.15	5.11	5.38	5.56	5.99	6.54	6.79	7.19	7.05
較差(cm) Std	0.40	0.42	0.39	0.39	0.42	0.42	0.39	0.38	0.37	0.37	0.34	0.32

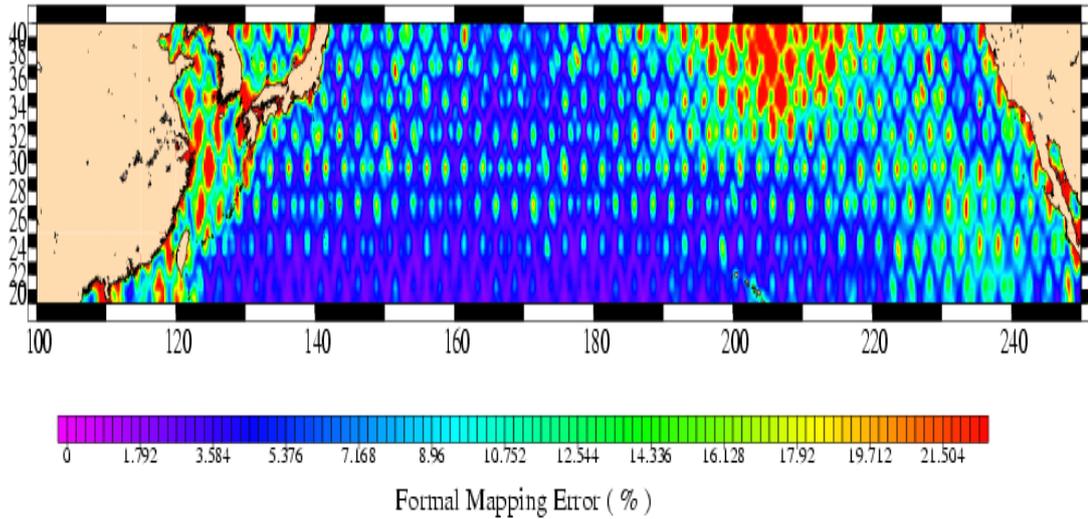


圖 3-1: 太平洋亞熱帶地區 (N20°~40°, E100°~240°) 2007 年 1 月 18 日的 SLA 觀測量與其誤差量的百分比精度評估圖(摘自 AVISO)

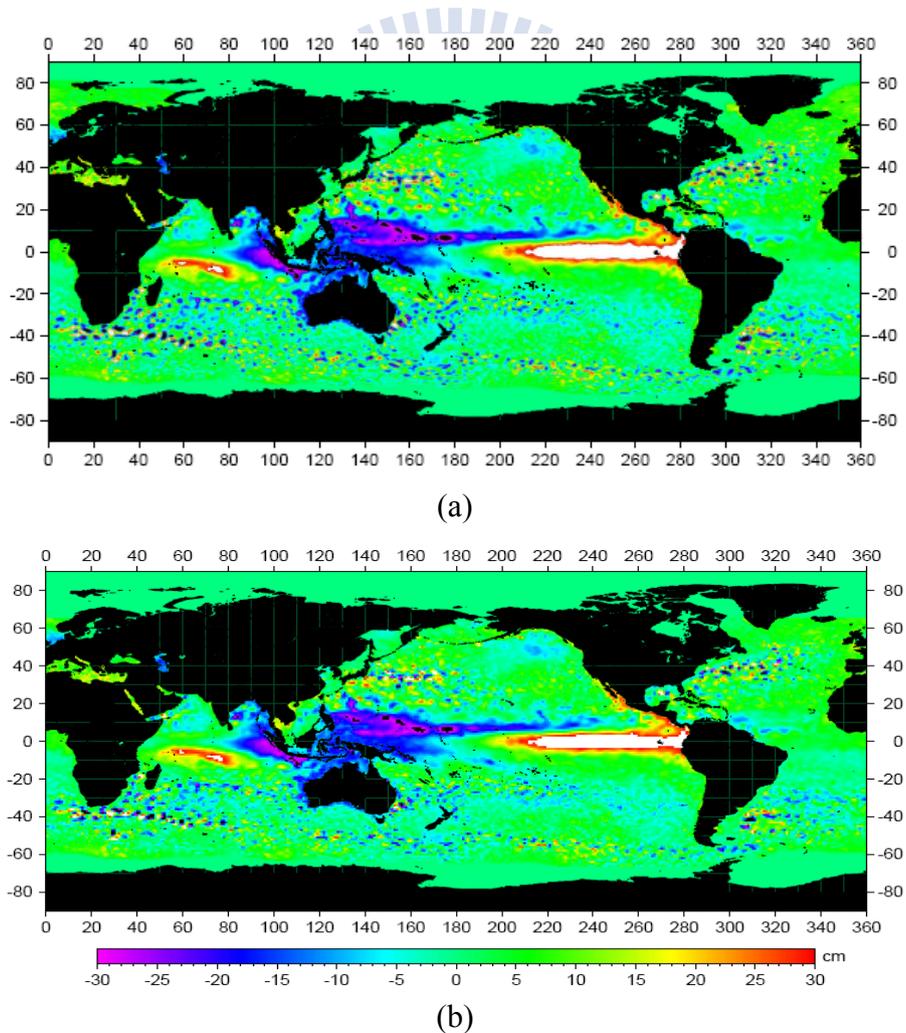


圖 3-2: 1997 年 11 月全球 SLA 圖, (a)及(b)的資料網格分別為  $1/4^\circ \times 1/4^\circ$  及  $1^\circ \times 1^\circ$

### 第 3-3 節 steric 熱容效應資料

steric 是造成海水面上升的主要因素之一。SA 的觀測數據內是包含著此種效應，因此要研究純海水質量增減所造成的海水面高度變化量，就必須扣除 steric 效應影響量，有關 steric 效應的影響量及研究多有學者著墨(Cabanes et al., 2001a; Antonvo et al., 2002; Levitus et al., 2005; Ishii et al., 2005)。在衛星觀測技術尚未發展成熟前，海水溫度及鹽度的量測記錄，大多依靠船測或浮標等方式，所獲得的資料量及區域範圍性，相對於海洋面積及時間頻率而言，是相當匱乏的，因此 steric 效應的計算成果就有其侷促性，是以使用於改正 SA 資料，反而可能造成 CSLA 品質不可靠。然近 20 年來，由於衛星觀測技術的發展，再配合原有船隻等觀測技術及觀測量，令 steric 的計算結果越加穩定可靠。在本研究中，吾人是參考使用國立成功大學郭重言博士(private communication) 所提供的 steric 資料，用以獲得 CSLA，以供後續研究之使用。

根據理論 steric 效應為海水溫度效應(thermosteric)及鹽度變化效應(halosteric)的綜合影響量。海水溫度變化會造成海水體積的膨脹或收縮，即當海水溫度升高時會造成海水面升高，反之當海水溫度降低時，將造成海水面降低，這種效應是無關質量變化的。鹽度的變化同樣會造成海水體積的膨脹或縮收，當鹽度增加時，海水密度增加，造成海水面高度降低；而當海水鹽度降低時，海水密度減少，此時造成海水面升高。計算 steric 海水面高度 (Steric Sea Level, SSL) 變化量，非僅使用海水表面觀測數據，應較嚴謹的考量海水垂直體積的整體變化總和量。本研究所使用的 SSL 資料為郭重言博士所提供，其所使用的海水表面資料(Ocean Surface Data, OSD) 來自於 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)的 WDA (World Data Atlase) 資料庫，由 Levitus 等人所編輯。而 SSL 的計算式如下：

$$\Delta\eta_{SSL}(\varphi, \lambda, t) = \frac{1}{\rho_0} \int_{-h}^{\eta} [\rho(\varphi, \lambda, t, z, T, S) - \bar{\rho}(\varphi, \lambda, t, z, \bar{T}, \bar{S})] dz \quad (3-1)$$

式中  $\eta$  為海面高度， $h$  為最大海水深度， $\rho_0$  為參考密度 ( $1027 \text{ kg/m}^3$ )， $t$  為計算時刻， $z$  為海水深度垂直距離， $T$  及  $S$  則為計算位置及時刻之海水溫度及鹽度， $\bar{T}$  及  $\bar{S}$  則為計算時間段內的平均溫度及鹽度。目前本研究有關的 SSL 資料，同樣是以月為時間單位的檔案，資料網格亦為  $1^\circ \times 1^\circ$ ，時間段同為 1992 年 10 月至 2007 年 12 月。圖 3-3 為 1997 年 11 月的 steric 效應所造成的海水面高度異常圖，圖中清楚地顯示南美洲厄瓜多爾及秘魯西部海岸外的聖嬰現象。

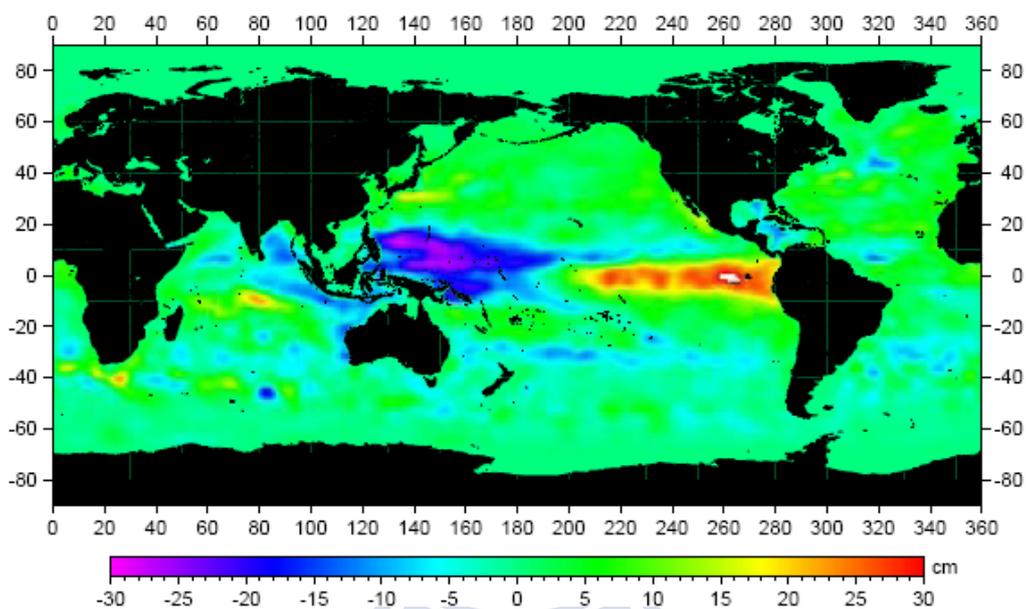


圖 3-3：1997 年 11 月 steric 效應之海水面高度異常

### 第 3-4 節 GRACE 資料

GRACE 的資料吾人是採用了 CSR、JPL 及 GFZ 3 個科學資料系統 (Science Data System, SDS) 的 GSM-RL04 資料，並依據 Chambers (2007) 的研究建議，平均了 3 個 SDS 的觀測資料，資料期間自 2002 年 8 月至 2007 年 12 月，扣除資料品質較差的月份，共計使用了 60 個月資料。GRACE 資料除含有偶然誤差外，尚有著明顯的系統性誤差，經多位學者研究指出，GRACE 觀測數據在處理計算為 Level-2 資料的過程中，所使用各種改正模式（例如，海潮、地潮、大氣、水文等）所內含的模式誤差及 GRACE 衛星本身儀器誤差的影響，致使 Level-2 的重力位係數含有系統性的誤差，依據這些含有系統性誤差的重力位係數所繪製出的全球重力異常圖或大地起伏異常圖，均可明顯可見南北方向的 "strips" (Swenson and Wahr, 2007)，此外 Swenson 亦研究指出 GRACE 的重力位係數中亦含有係數間的相關性誤差 (correlated Errors)，因此在使用這些重力位係數前，應先降低 "strips" 及相關性誤差的影響量 (Swenson and Milly, 2007; Chen et al., 2005; Chambers et al., 2004; Tapley et al., 2004; Wahr et al., 2004)。一般而言，降低 "strips" 誤差效應的方法大多使用空間平滑化理論，例如平均高斯濾波法 (isotropic Gaussian filter) (Wahr et al., 1998)、非平均高斯濾波法 (nonisotropic filter based on the calibrated error spectrum) (Han et al., 2005)、最佳濾波法 (the optimal filters based on a priori estimates of signal and measurement error variances) (Seo and Wilson, 2005)。而在消除重力位係數間相關性誤差方法有多項式擬合法 (Polynomial Fit Method, PFM) (Swenson and Wahr, 2007)。

在降低重力位係數間相關性誤差方法上，本文是採用 Swenson 和 Wahr (2007) 的多項式擬合法，處理時是使用 5 階多項式。在消除 strips 方法上，則是使用 Jekeli (1981) 的高斯平均濾波演算法 (Gaussian mean filter algorithm)，這高斯平均濾波演算法名稱的來自于鐘型 (bell-shaped) 常態機率密度函數，而其權函數為球面角距  $\Psi$ ，相關公式的推導請參考 Jekeli (1981)。公式 (3-2) 為高斯平均濾波演算

法的循環計算式：

$$\beta_{G_{n+1}} = -\frac{2n+1}{a}\beta_{G_n} + \beta_{G_{n-1}}, \quad n \geq 1$$

$$\beta_{G_0} = 0, \quad \beta_{G_1} = \frac{1+e^{-2a}}{1-e^{-2a}} - \frac{1}{a} \quad (3-2)$$

公式中  $a=1/\Psi$ ， $\Psi=(2\pi/n_{\max}/3.0)^2$ ， $n_{\max}$  為使用最高階數得重力係數。圖 3-4 即為計算至設定最高 60 階的高斯平均濾波值曲線圖，在圖中高斯平均濾波值隨階數的增加而漸減，0 階其值為 1.0，30 階時約為 0.5，於 60 階降至 0.1。

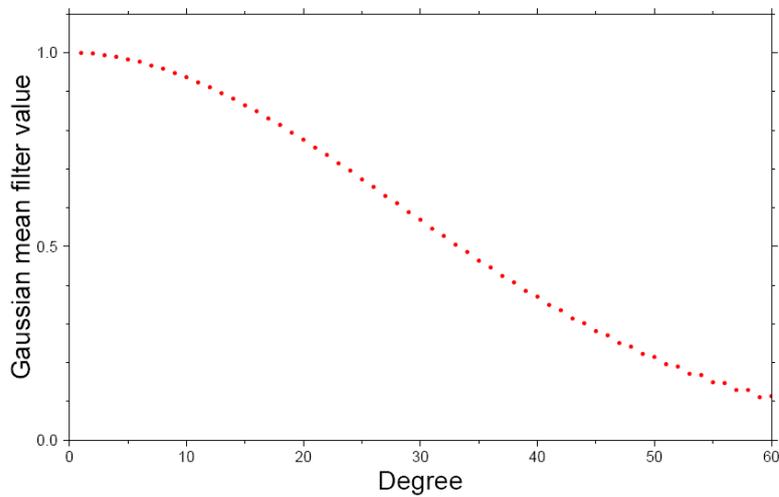


圖 3-4：高斯平均濾波值曲線圖，計算階數 60 階。

為瞭解驗證高斯平均濾波法對降低 strips 誤差及 PFM 對重力位係數間相關性誤差的改善量及避免降低過多的訊號值，本文分別以 CPC 及 GRACE 的 2007 年 6 月份的資料為測試檔，其中 CPC 資料為參考模擬數值檔，表 3-2 即為測試成果表，表中顯示在資料未經 PFM 及高斯濾波平滑化之前，CPC 模式 EWH 變化量最小值為 -24.0 cm，最大值為 19.7 cm，rms 值為 2.96 cm，經過 PFM 及高斯濾波平滑化後，EWH 變化量最小值為 -14.0 cm，最大值為 13.0 cm，rms 值則降為 2.59 cm，由計算結果顯示，未隱含系統誤差的模擬 CPC 重力係數檔，經過 PFM 及高斯濾波平滑化計算處理後，造成的重力訊號損失約為 13%。另計算結果顯示，GRACE 計算結果在未經 PFM 及高斯濾波平滑化前，EWH 變化量最小值為 -64.4 cm，最大值為 84.1 cm，rms 值為 16.14 cm，經過 PFM 及高斯濾波平

滑化計算處理後，EWH 變化量最小值為-18.2 cm，最大值為 32.0 cm，rms 值為 3.84 cm。圖 3-5 分別為 2007 年 6 月 CPC 及 GRACE 測試之成果圖，從本計算例結果顯示，本文所採用的 PFM 及高斯濾波方法，確實能有效減低 GRACE 資料內含的系統性誤差，所以本文後續 GRACE 資料計算均採用此計算處理程序。

表 3-2：CPC 及 GRACE 2007 年 6 月資料之 PFM 及高斯濾波平滑化測試成果表

資料	處理方式	Max (cm)	Min (cm)	rms (cm)
CPC	無 PFM 及高斯濾波處理	19.7	-24.0	2.96
	PFM 及高斯濾波處理	13.0	-14.0	2.59
GRACE	無 PFM 及高斯濾波處理	84.1	-6404	16.14
	PFM 及高斯濾波處理	32.0	-18.4	3.84

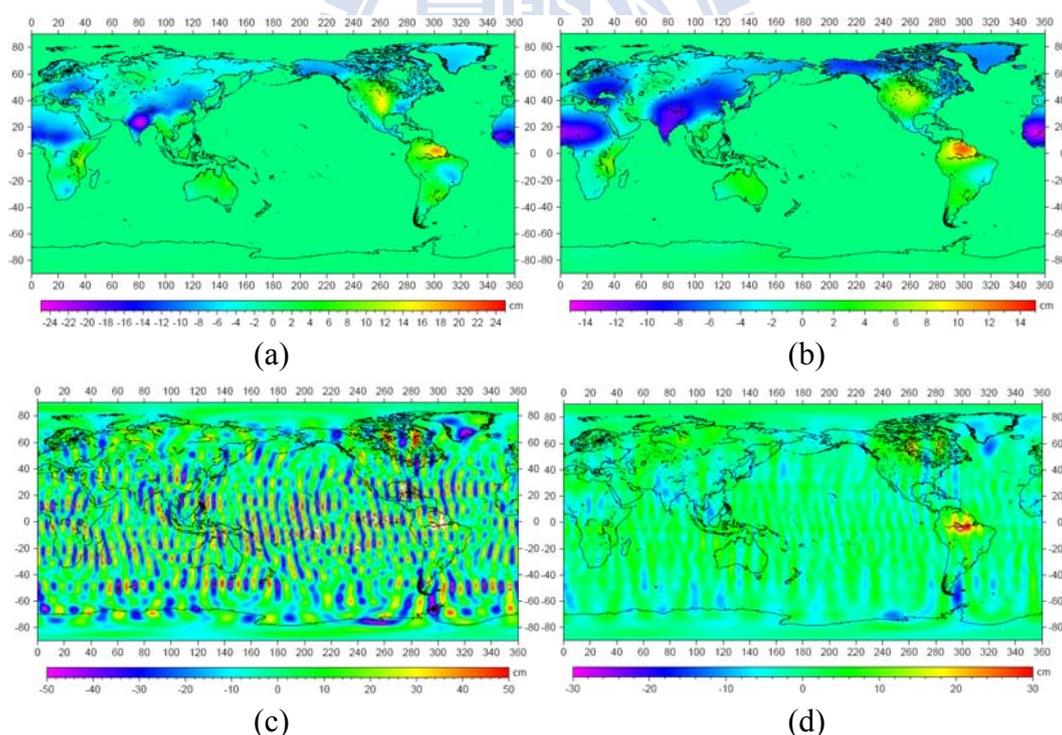


圖 3-5：CPC 模式與 GRACE 2007 年 6 月全球 EWH 異常圖。(a)為未經 PFM 及高斯濾波之 CPC 模式計算成果；(b) 為經 PFM 及高斯濾波之 CPC 模式計算成果；(c)為未經 PFM 及高斯濾波之 GRACE 計算成果；(d) 為經 PFM 及高斯濾波之 GRACE 計算成果。

### 第 3-5 節 CPC-LDAS 水文模式資料

本文研究所使用的參考水文模式資料是 NOAA 下的 CPC-LDAS 水文模式。資料是由 IERS 下之 GGFC (Global Geophysical Fluids Center) SBH (Special Bureau for Hydrology) 處所下載。CPC-LDAS 水文模式資料為一地表模式，其主要著重於降水量的觀測，由 CPC 處理每小時及每日的降水量分析、太陽照射時間長度、長波長輻射、地表壓力、濕度、2-m 高度溫度及從美國國家環境預測中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 所獲得之水平風速所綜合分析而得。輸出檔案資料內容包括地面與地表面，地面下資料分為 4 層的土壤溫度和濕度資料，地表面輸出資料則含括所有會影響到能量與水質量平衡的所有因素，如積雪覆蓋範圍、深度及反照率等。由 GGFC 所下載的原始資料檔，區分為  $0.5^\circ$  與  $1^\circ$  兩種不同大小以月為儲存單位之全球網格資料檔。使用此資料需特別注意的是，此網格資料並不包含南極大陸地區。

在本文中吾人是直接使用  $1^\circ \times 1^\circ$  的 CPC 水文模式資料，為用以和 GRACE 計算處理結果相對照，所使用的資料時間段同樣為 2002 年 10 月至 2007 年 12 月。而為獲得每月的 EWH 異常值，其計算處理流程如同上述 SA 等資料之方法，即首先使用算數平均法計算得資料時間段內之平均 EWH 值，繼而每月原始值減去平均值，即可算得每月之 EWH 異常值。以理論而言，EWH 的變化即相當於水質量的變化，因此吾人可使用第二章節中之(2-28)式計算得相對應之重力位球諧係數。圖 3-6 為吾人使用 2002 年 8 月至 2007 年 12 月間 CPC 水文模式資料所計算繪製之 EWH 變化率，由圖中可見非洲中部、印度半島、中南半島、中國大陸東北地區、北美中部地區及澳洲東半部均呈現水質量增加之趨勢，年變率約  $4 \sim 7 \text{ cm/yr}$ ，而南美洲亞瑪遜流域及阿根廷中部地區則呈現水質量減少之趨勢，年變率約  $-1 \sim -3 \text{ cm/yr}$ 。

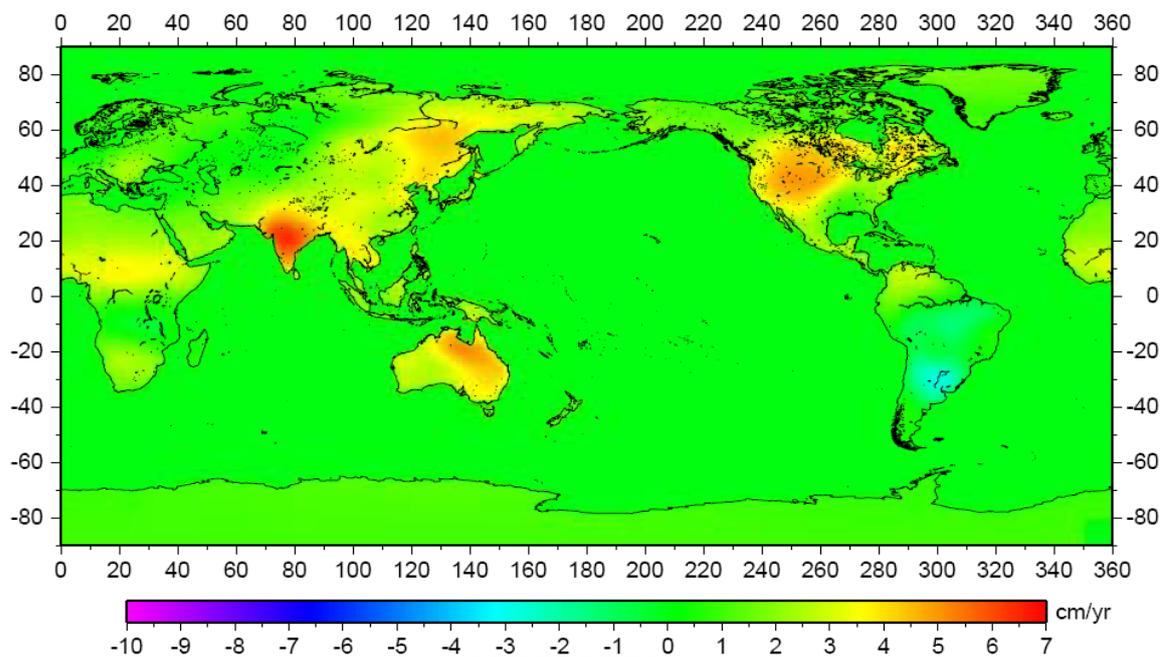


圖 3-6：2002 年 10 月至 2007 年 12 月間 CPC 水文模式之 EWH 變化率

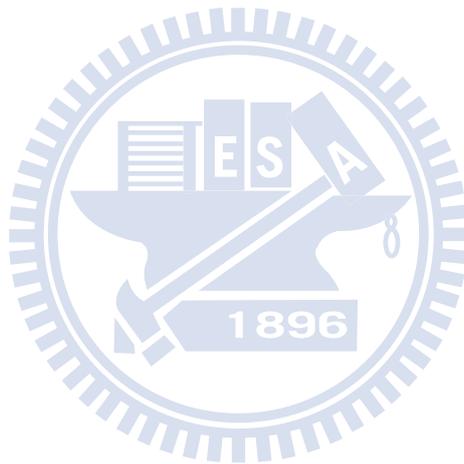
### 第 3-6 節 章節小結

綜整本章之結論如下：

- (1) 本研究所使用的各種資料，無論其原有檔案格式為何，經由處理後，每個檔案均為以月為單位時間的  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  全球網格資料，檔案內容為各資料的異常值。
- (2) 異常值的計算流程，均首先計算出資料時間段內的算數平均值，繼而每月原始值減去平均值，即可算得每月之異常值。
- (3) AVISO 所提供的各項 SA 成果均有提供其誤差分析量，其中本研究所使用的 DT-MSLA 成果，於經多項誤差改正及使用 spline 演算法平滑濾波去除長波長誤差後，經評估在深海區 SLA 的精度約 3cm，近岸地區或淺海地區的精度約 7cm。觀測量及其誤差量的百分比在深海地區約於 5%~6% 以下，而近岸區可達 20% 以上。

(4) GRACE 的資料，吾人是採用了 CSR、JPL 及 GFZ 3 個 SDS 的 GSM-RL04 資料，並以 3 個 SDS 的平均值資料為後續計算資料檔，資料期間自 2002 年 8 月至 2007 年 12 月，扣除資料品質較差的月份，共計使用了 60 個月資料。在降低重力位係數間相關性誤差方法上，本文是採用 Swenson and Wahr (2007) 的多項式擬合法，處理時是使用 5 階多項式。而在消除 strips 方法上，是使用 Jekeli (1981) 的高斯平均濾波演算法。

(5) CPC-LDAS 水文模式是由 GGFC 所下載，原始資料檔區分為  $0.5^\circ$  與  $1^\circ$  兩種不同大小以月為儲存單位之全球網格資料檔。使用此資料需特別注意的是，此網格資料並不包含南極大陸地區。



## 第 4 章 衛星測高資料成果分析

### 第 4-1 節 章節簡述

在地球系統內，全球質量的分佈變化，除了造成重力產生時變之影響外，地球的形狀、自轉軸的位置及地球質心的位置均同樣會受到影響而變化。造成這些地球物理變化週期在季節至年際時間尺度的主要影響要素為水質量在陸地、海洋及大氣間的交換分佈所引起的 (Chen et. al., 1999 ; Blewitt, et. al., 2001)。根據近年來許多相關的資料及研究指出，隨著全球暖化的影響，大量的融冰注入海洋，造成全球海水面的上升，平均上升速率約為 1.6 ~ 3 mm/yr。SA 觀測資料是屬海面高度變化直觀的幾何觀測資料，經由該資料並去除 steric 之影響量，所餘者僅為海水質量增減所造成之海水高度變化量。透過第 2 章所述之理論與計算流程方法，可經由低階球諧係數之時變量，進而分析研究海水質量增減所造成質心坐標變化量、極運動變化量及扁率變化量。在此必須強調的是，本文最終所計算分析之結果，均只為本文所使用之 SA 資料範圍內之(經度： $0^{\circ}$  ~  $360^{\circ}$ 、緯度： $-70^{\circ}$  ~  $90^{\circ}$ )海水質量變化所造成的影響量，並非地球系統內的總影響量。

本章節各小節之內容簡述如下：第 4-1 節為本章總概述，簡要說明各小節之內容。第 4-2 節則分析 SA 及 steric 資料所計算之 GSLT 之結果，並同時顯現全球大地起伏、重力異常之年變率、相位及振幅等之成果。第 4-3 節則探討 SLA 與 El Niño 之關係。El Niño 聖嬰現象發生的機制與周期，在 SA 技術的發展後，有著大量的研究報告，如 Green et al.(1997)、Bove et al.( 1998)、Douglas (2005)、Li and Clarke (2005)、Andrew et al.(2007)與 Smith et al.( 2007)等。本節即以本文之 SLA 資料來探討 El Nino 的變化周期及其相關現象。第 4-4 節則展現海水質量時變量所計算出之低階重力係數變化量，並分別探討此低階係數變化量結果與相關地球物理變化之關係量，此外亦應用 wavelet 小波函數計算其週期變化。其中第 4-4-1 節是藉由重力位零階係數時變量解析海水質量之時變量，並以此時變量與 NINO3.4 資料作比較，探討海水質量變化與 El Niño 現象之關係性。第 4-4-2

節即在解析海水質量變化所造成的地球質心變化量及其趨勢，並輔以 CSLA 之大地起伏變化趨勢，予與解釋質心變化趨勢之機制。第 4-4-3 節則探討  $J_2$  之變化，二階係數中常用的  $J_2$  代表地球扁率的變化量，即地球形狀的變化情形。第 4-4-4 節則探討極運動之變化， $C_{21}$  及  $S_{21}$  係數與極運動有關，吾人可經由  $C_{21}$  及  $S_{21}$  係數的變量  $\Delta C_{21}$  及  $\Delta S_{21}$ ，計算得相對應的  $\Delta x_p$ 、 $\Delta y_p$ ，而瞭解極軸的變動情形。第 4-5 節則為本章節之綜合結論。

## 第 4-2 節 海水面高度變化相關時變量之成果探討

瞭解及偵測現今 GSLT，對人類生活與社會經濟是一項重要科學研究，在近 20 年來透過 SA 方法與潮位站觀測資料，已經明確的證明全球海水面是呈上升趨勢 (Cazenave et al., 2004; Beckley et al., 2007)。影響海水面高度變化的主要因素可綜歸為三項，分別為海水質量增減效應、steric 效應及 GIA 效應。必須再次說明的是，在本研究中並無使用任何 GIA 模式資料，即最後海水質量增減變化所造成的 GSLT 是隱含 GIA 效應在內的。另在本文中，我們並不試著去探討海水質量增加的來源及海水溫度升高之因素，僅試著研究探討海水面高度時變量及其相關之振幅與相位，並透過與洋流流向之結合，試著分析全球各區域性海平面變化之趨勢。

在上述三項影響海水面高度變化機制中，SA 結果是最直觀的，而實際上也是現今偵測 GSLT 最有效方法。各研究機構及學者使用各種 SA 資料研究 GSLT 多有結果發表，例如較早期的董曉軍和黃城 (2000) 使用 1993 年 1 月至 1999 年 5 月的 T/PSA 資料所計算出這段時間的 GSLT 為  $2.0 \pm 0.2$  mm/yr；Leuliette et al. (2004) 與 Nerem et al. (2007) 使用 T/P 及 Jason-1 觀測資料計算出 1993 至 2003 年這 10 年間的 GSLT 為  $2.8 \pm 0.4$  mm/yr；Beckley et al. (2007) 使用重新架構在 ITRF2005 地形框架系統下的 T/P 及 Jason-1 觀測資料，所計算得 1993 至 2007

年間共 14 年之 GSLT 為  $3.36 \pm 0.41$  mm/yr (未考量 GIA 效應); Kuo (2005) 則根據 1985 至 2002 年約 530 個驗潮站資料分析計算結果顯示 GSLT 為  $2.9 \pm 0.5$  mm/yr。

有關 steric 效應的 GSLT 研究結果有 Willis et al. (2004)、Antonov et al. (2005)、Ishii et al. (2005) 和 Miller and Douglas (2004) 等，研究結果指出因海水質量變化所造成的海水面高度變化率為熱膨脹效應的 2~3 倍。而根據 Antonov et al. (2002) 的研究結果，其指出因全球暖化效應所造成大量的陸地融冰注入海洋，因而造成海水鹽度的降低，進而促使 GSLT 變化約 0.05 mm/yr，而熱膨脹效應所造成的 GSLT 約 0.5 mm/yr，兩種效應合計造成的 GSLT 約 0.55 mm/yr。；Cabanes et al. (2001) 及 Miller and Douglass (2004) 的研究指出，造成 GSLT 上升的因素主要是因海水溫度的增高所造成的 steric 效應及因全球暖化效應造成積存於陸地之冰雪大量的融化流入海洋，所造成的海水質量增加之故，以 1955 至 1996 年間全球 25 的驗潮站監測資料，顯示全球的恆定平均海水面 (Permanent Service for Mean Sea Level, PSMSL) 上升率為 1.6 mm/yr，因 steric 效應所造成的 GSLT 為 0.5 mm/yr。另 Antonov et al. (2005) 依 Levitus et al. (2005) 提供的 1955-2003 及 1945-2003 年期間段的全球網格溫度資料庫，分析這些資料結果顯示，這半世紀以來全球各海域均呈現暖化之趨勢，其中 1955-1995 年間 0-3000 m 的熱能海水面 (Thermosteric sea level, TSSL) 平均變化率為 0.4 mm/yr，0-700m 海水深度的平均 TSSL 於 1995-2003 年及 1993-2003 年期間則分別為 0.34 mm/yr 及 1.23 mm/yr；而同樣的期間段由 Ishii et al. (2005) 的資料計算結果分別為 0.38 mm/yr 及 1.8 mm/yr。

綜合上述各學者研究結果顯示，GSLT 以 SA 直觀數據結果為 2 ~ 3 mm/yr，steric 效應結果為 0.4 ~ 1.2 mm/yr。另由這兩種資料所計算獲得的 GSLT 亦顯示出另一個重要結果，即區域上升率的不均勻性。結果顯示有些地區海面上升率甚至大於全球平均值的 10 倍以上，此與過去的 50 年 steric 效應的全球區域性影響分佈結果相符合。這也顯示僅利用有限的陸地沿岸驗潮

站資料所計算的 20 世紀 GSLT 並不能完全反應全球海平面真正的變化量 (Kuo, 2005)。

表 4-1 所列為本文針對 1992 年 10 月至 2007 年 12 月期間段 GSLT 之計算結果，其中直觀地使用 SASLA 資料，所計算得之 GSLT 為  $2.94 \pm 0.18$  mm/yr；steric 資料所計算之結果為  $0.32 \pm 0.28$  mm/yr，而 CSLA 計算結果為  $2.47 \pm 0.14$  mm/yr。以上這 3 項數據與其他研究機構或學者所發表之結果近同，相關的精度各學者多有探討，是以本文將不繼續探討該數據結果之精度與影響，而將研究方向焦點轉注於不同海域之 SLT 變化結果。

表 4-1：1992 年 10 月至 2007 年 12 月間 SA、steric 與 CSLA 之 GSLT 成果

資料	年變率(mm/yr)
SLA	$2.94 \pm 0.18$
steric	$0.32 \pm 0.28$
CSLA	$2.47 \pm 0.14$

圖 4-1 (a)、(b)、(c)分別為本研究之 SLA、steric 及 CSLA 資料所計算繪製的 GSLT 成果圖，圖中顯示 SLT 在不同海域有這極大的差異量，以 SLA 的結果而言，除了北美洲東太平洋沿岸、阿拉斯加灣 (Alaska Bay)、白令海 (Bering Sea)、加拿大東海岸紐芬蘭島 (Newfoundland) 南部海域 ( $E300^\circ, N40^\circ$ ) 及非洲東南海域 ( $E40^\circ, S50^\circ$ ) 外，全球大部分海域的海水面是呈上升趨勢的，尤其以日本東方海域 ( $E140^\circ, N40^\circ$ )、馬達加斯加島 (Madagasikara Island) 南方海面 ( $E40^\circ, S40^\circ$ ) 及南美阿根廷東方海面 ( $E320^\circ, S40^\circ$ ) 等海域其海水面上升率可達 14 至 18 mm/yr，為全球 SLA 年變率的 5~6 倍。steric 的計算結果則顯示格陵蘭南方海域 ( $E330^\circ, N60^\circ$ )、索羅門群島海域 (Solomon,  $E170^\circ, S10^\circ$ )、澳洲和紐西蘭間塔斯瑪海 (Tasman Sea,  $E155^\circ, S35^\circ$ ) 及非洲厄加勒斯角 (Cape Agulhas) 南部海域 ( $E25^\circ, S40^\circ$ ) 的海水面有著較大的上升趨勢，年變率約為 9~12 mm/yr，

為全球 steric 效應引起的 GSLT 的 11~15 倍。基本上 SLA 與 steric 所獲得的各海域 SLT 趨勢大致相同，僅變化率大小有所差異。

CSLA 的結果是真正反應海水質量增減所造成的海水面高度變化，以本文的計算結果，GSLT 為 2.47 mm/yr 而論，全球的海水質量是呈增加的趨勢。近年多有學者利用 SA 與 GRACE 測算南北極、格陵蘭及各大陸之融冰量，例如 Chen et al. (2008)、Eric et al. (2008)、Velicogna (2009) 等。以 Velicogna (2009) 的研究結果而言，其使用 2002-2009 年之 GRACE 資料計算南極與格陵蘭冰層的融化速率，結果在南極地區冰質量融蝕率由 2002-2007 年的  $104 \text{ km}^3/\text{yr}$ ，增加至 2007-2009 年的  $246 \text{ km}^3/\text{yr}$ ；格陵蘭地區則由 2002-2003 年的  $137 \text{ km}^3/\text{yr}$ ，增至 2007-2009 的  $286 \text{ km}^3/\text{yr}$ 。雖然目前各學者研究相關於南北極、格陵蘭及其他各大陸之總釋出量並未與 SA 觀測結果相符合，但相關研究數據確實顯示全球暖化趨勢正逐漸增強，陸地的原積存冰雪正以每年逐漸增加的趨勢釋放出水量，而本研究計算之結果亦再次證明全球暖化趨勢的嚴重性。

由圖 4-1(c) 的成果顯示，因海水質量增加變化較大的 SLT 區域，較之 SLA 與 steric 結果，僅餘 (E70°, S45°) 及 (E320°, S45°) 兩海域，其 SLT 最大約為 12 mm/yr，約為 GSLT 的 5 倍。而須注意的是，CSLA 的 SLT 結果在格陵蘭南方海域、非洲厄加勒斯角南部海域、澳洲和紐西蘭間的塔斯瑪海及墨西哥灣，均與 SLA 及 steric 的結果相反，顯示此些海域受到 steric 的效應影響極大。此外，日本東岸海域的 CSLA 結果雖仍成上升趨勢，但較之 SLA 之結果，亦顯示該海域受 steric 效應的影響極大。

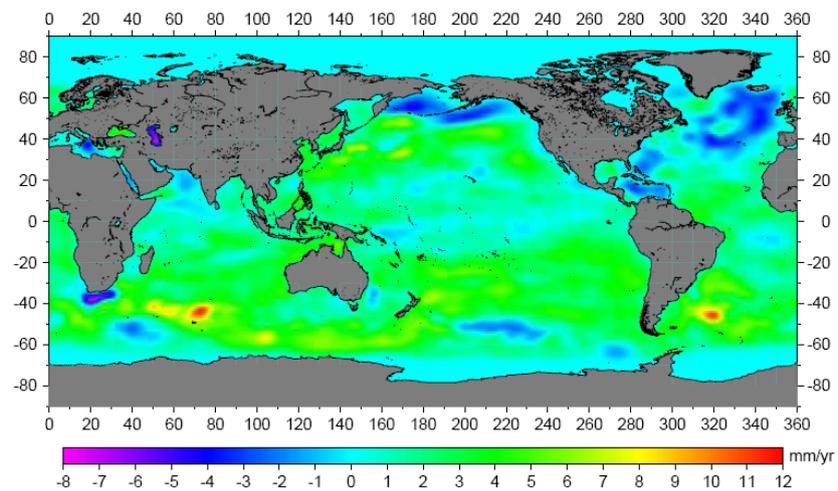
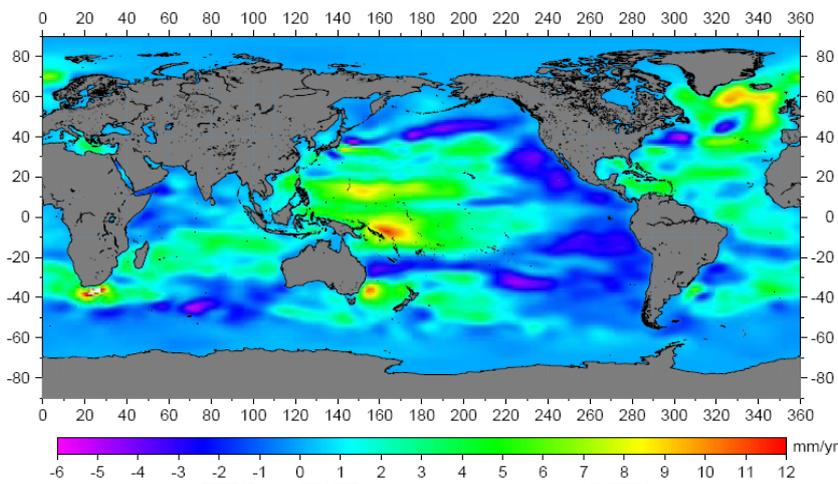
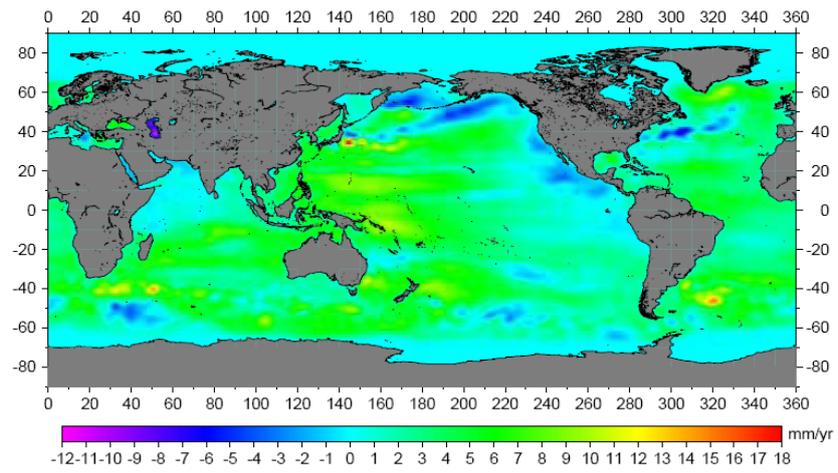
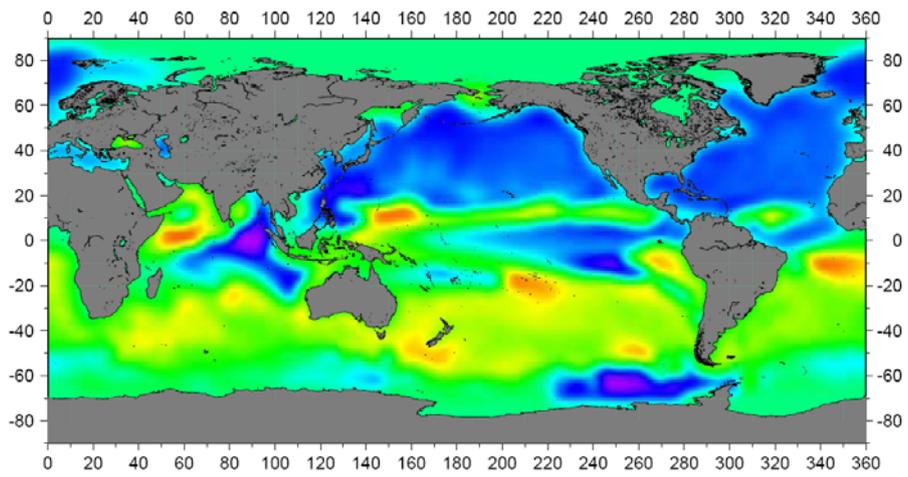


圖 4-1：1992 年 10 月至 2007 年 12 月全球海水面高度年變率。(a)SLA、  
(b)steric、(c)CSLA

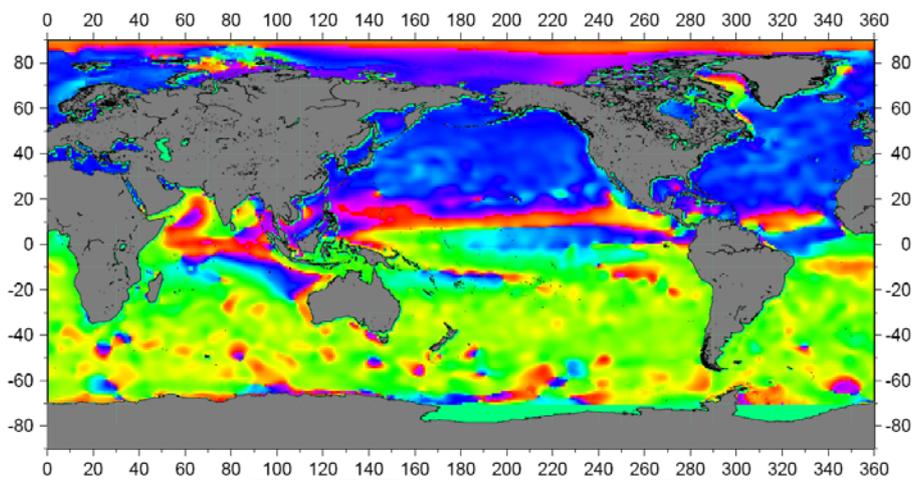
圖 4-2 與 4-3 分別為 1992 年 10 月至 2007 年 12 月之全球海水面年相位與年振幅變化圖，其中圖(a)、(b)、(c)仍分別為 SLA、steric 及 CSLA 之計算結果。在年相位圖中，SLA 及 steric 的結果均明顯顯示出年相位變化是以赤道為界，區分為南北相反相位變化之半球，且兩種資料之結果趨勢亦一致。此一相位變化結果顯示與南北半球季節性氣候變化有著高相關性。CSLA 亦略呈南北相反相位之結果，但在南北低中緯度區卻與 SLA 及 steric 的結果相反，此一結果明確說明季節性的氣候溫度與海水面高度變化有著絕對相關影響量。

圖 4-4 為全球主要洋流流向及位置圖(摘自 MiraCosta College)。將圖 4-4 與圖 4-2 相較，CSLA 之相位變化明顯的與全球主要寒、暖洋流有著高度相關性。如秘魯涼流(Peru current)、加利福尼亞涼流(California current)、阿拉斯加暖流(Alaskan current)、親潮(Oyashio current)、格陵蘭寒流(Greenland current)、拉布拉多寒流(Labrador current)、福克蘭寒流(Falkland current)等洋流區域呈負相位，而黑潮(Kuroshio current)、北太平洋洋流(N. Pacific current)、墨西哥灣流(Gulf Stream)、北大西洋暖流(N. Atlantic current)、李文暖流(Leeuwin current)、東澳暖流(E. Australian current)、巴西暖流(Brazil current)及厄加勒斯暖流(Agulhas current)等暖洋流地區則呈正相位變化。圖 4-3 中的 SLA 與 steric 之年振幅變化結果趨勢相符，但在澳洲北方的 Carpentaria 灣及中南半島南方之 Thailand 灣，steric 呈較大的變化，此應是資料品質不佳所造成的錯誤訊號所致。

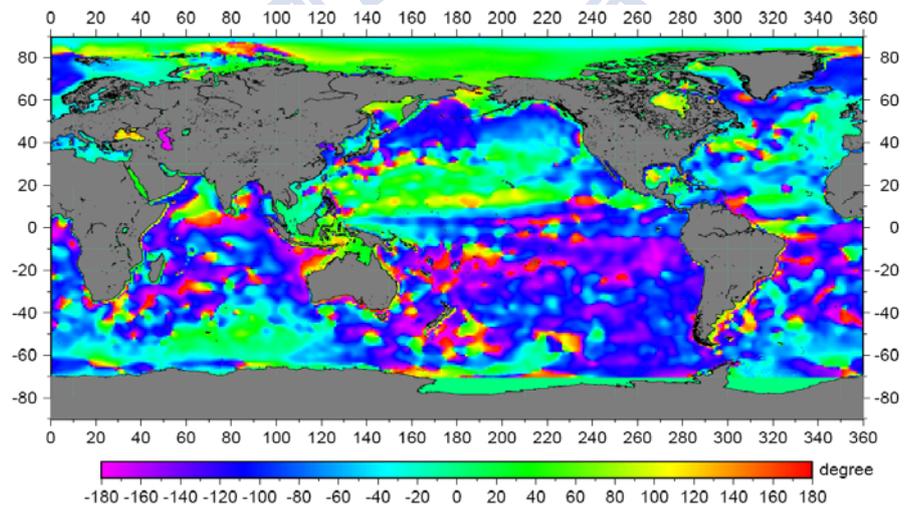
表 4-2 綜列出 1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 資料計算之全球海洋區域重力異常及大地起伏年變率，表中數據成果顯示全球海洋區域的重力異常年變率範圍均在  $-0.3 \sim 0.3$   $\mu\text{gal}/\text{yr}$  之間，大地起伏年變率範圍則為  $0.2 \sim 1.2$   $\text{mm}/\text{yr}$ 。圖 4-5、4-6 及 4-7 分別為 CSLA 之全球海洋區域之重力異常年變率圖、年相位及年振幅成果圖，而圖 4-8、4-9 及 4-10 則分別為 CSLA 之大地起伏年變率、年相位及年振幅成果圖。



(a)

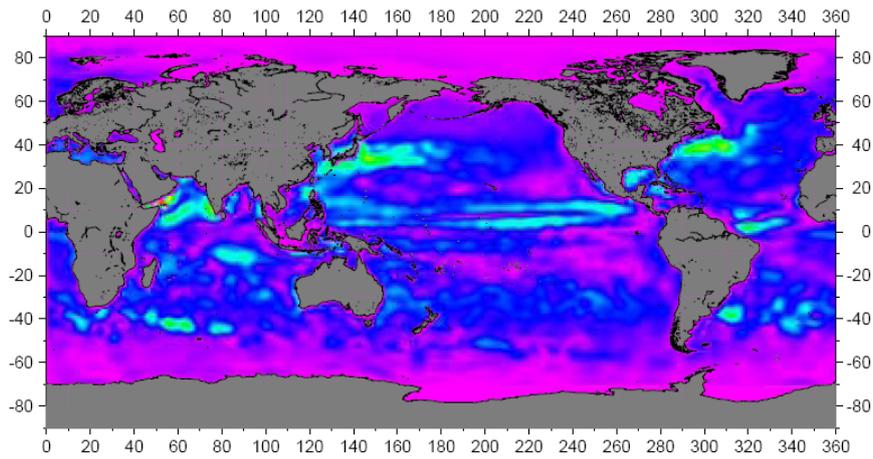


(b)

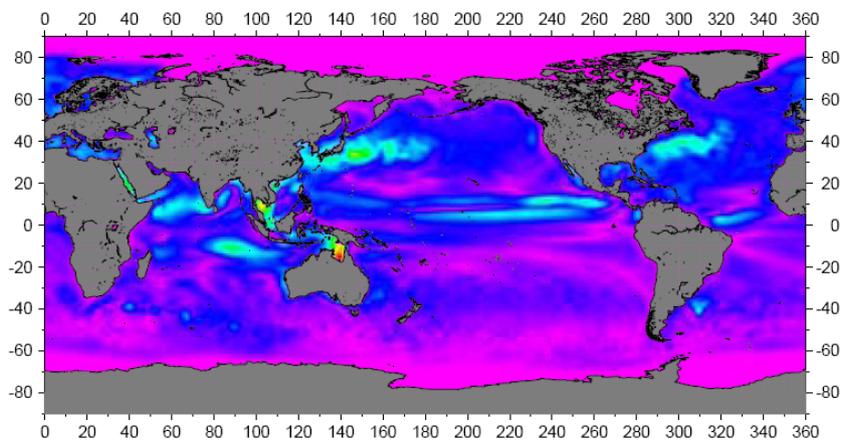


(c)

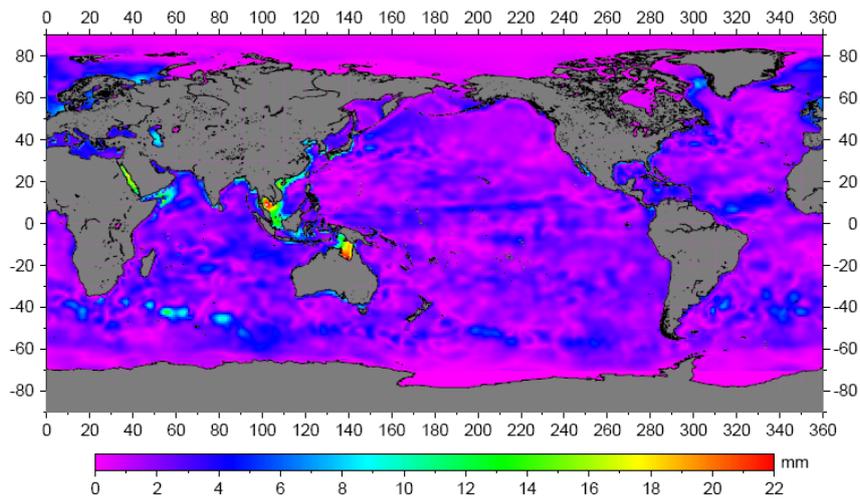
圖 4-2：1992 年 10 月至 2007 年 12 月全球海水面年相位變化。(a)SLA、(b)steric、(c)CSLA



(a)



(b)



(c)

圖 4-3：1992 年 10 月至 2007 年 12 月全球海水面年震幅變化。(a)SLA、(b)steric、(c)CSLA

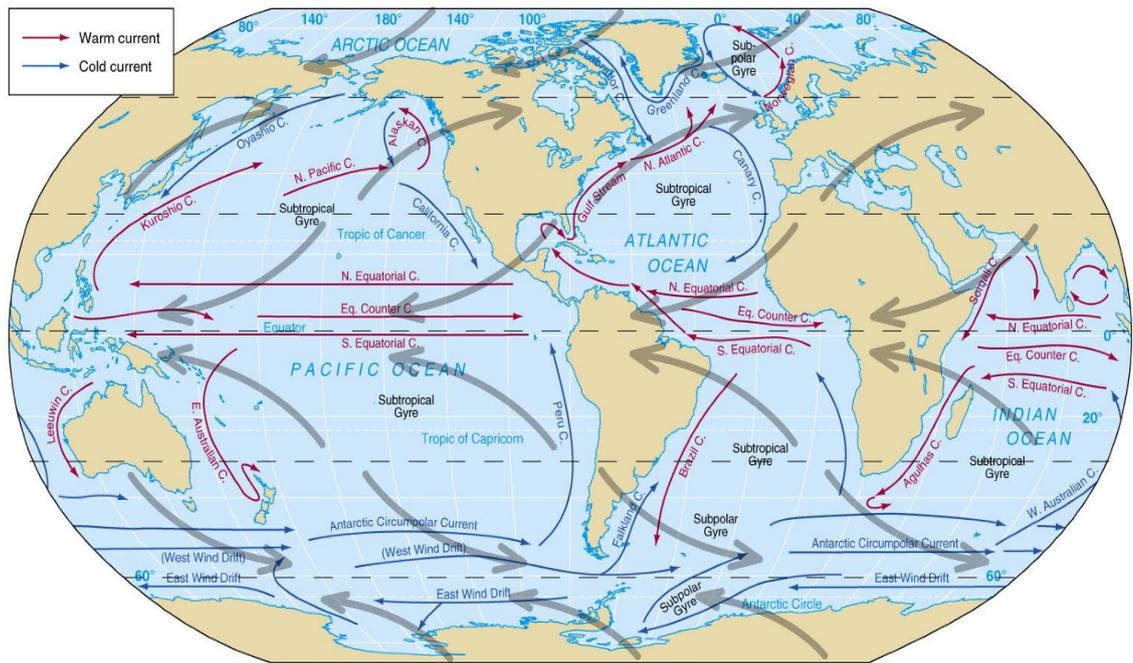


圖 4-4：全球主要洋流流向及位置圖(引摘自 MiraCosta College)

表 4-2：1992 年 10 月至 2007 年 12 月間 CSLA 之全球海水區域重力異常及大地起伏年變率成果

	CSLA
重力異常年變率 ( $\mu\text{gal}/\text{yr}$ )	-0.3~0.3
大地起伏年變率 ( $\text{mm}/\text{yr}$ )	0.2~1.2

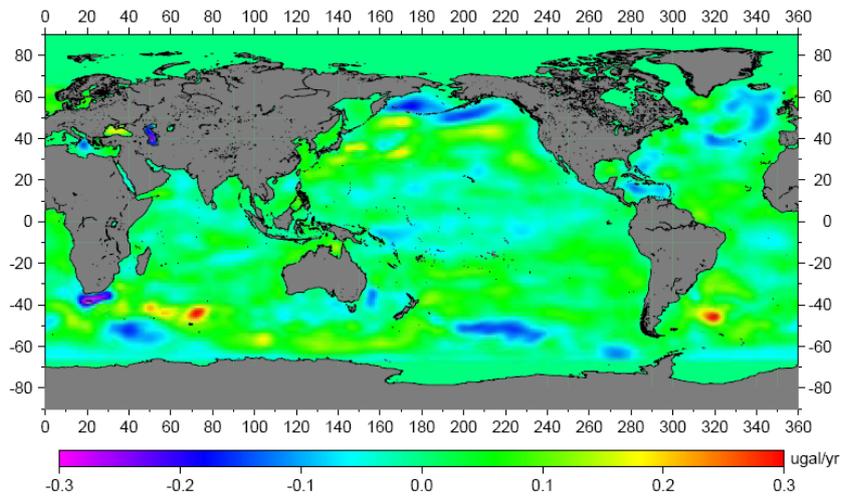


圖 4-5：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 重力異常年變率。

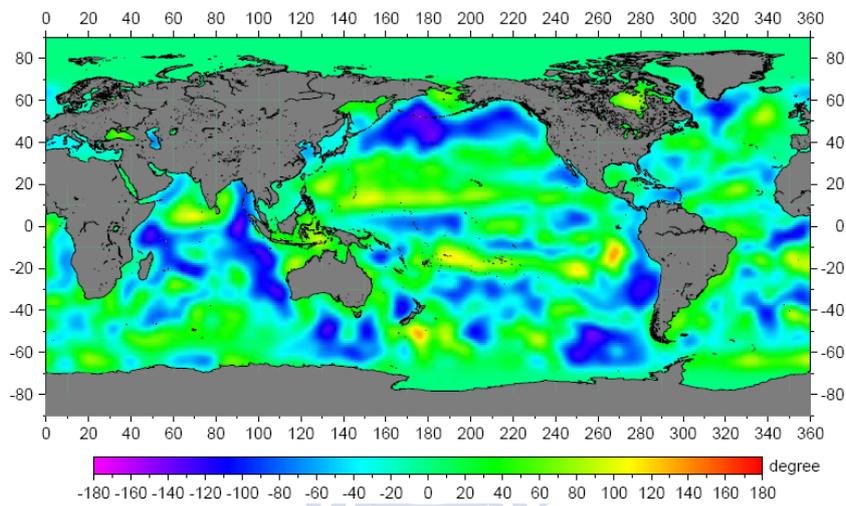


圖 4-6：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 重力異常年相位變化圖。

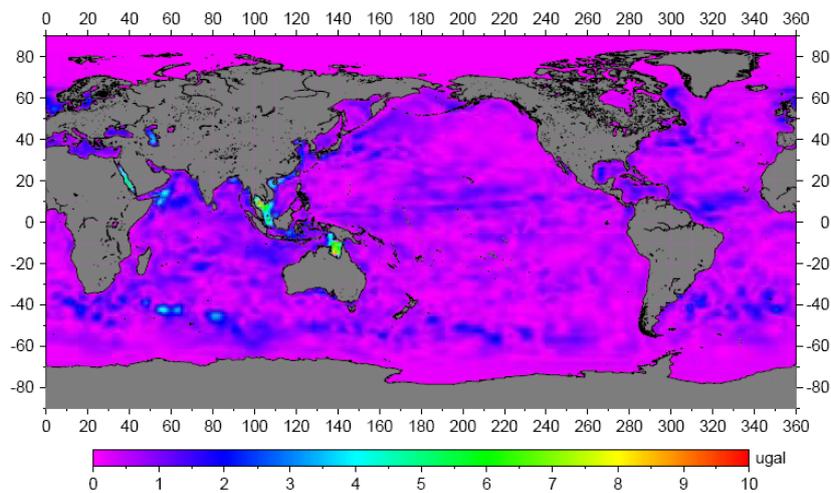


圖 4-7：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 重力異常年振幅變化圖。

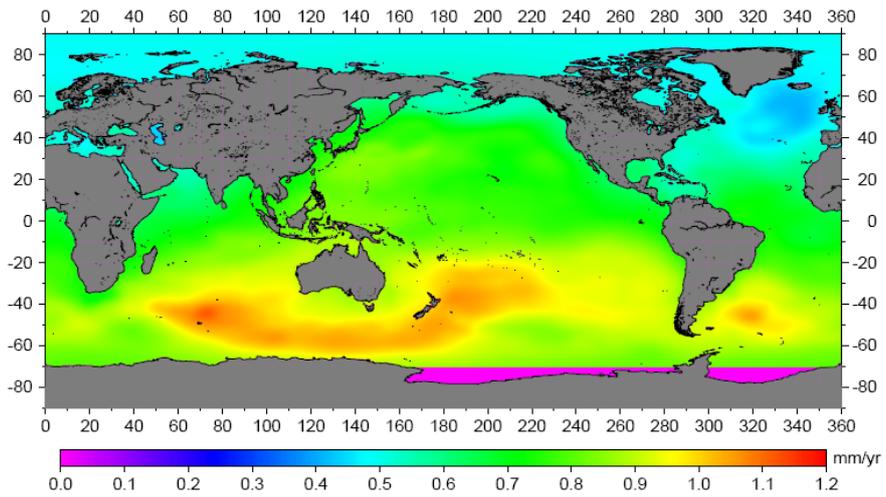


圖 4-8：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 大地起伏年變率圖。

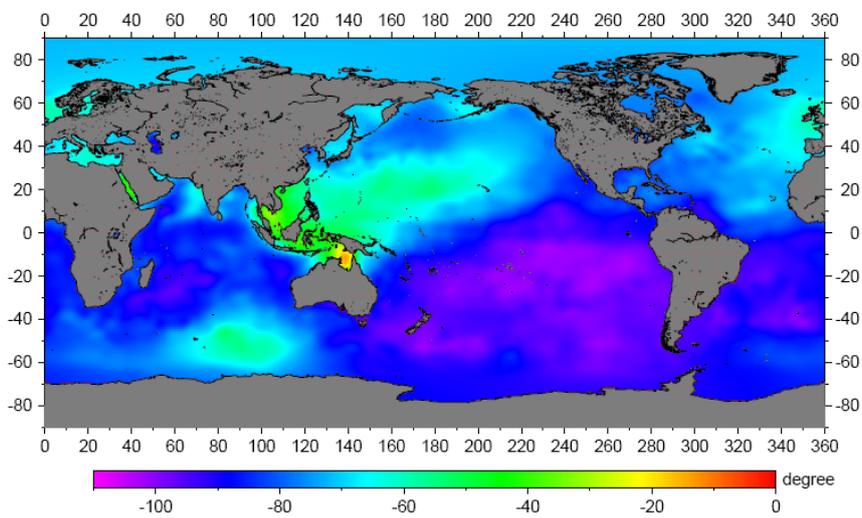


圖 4-9：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 大地起伏年相位變化圖。

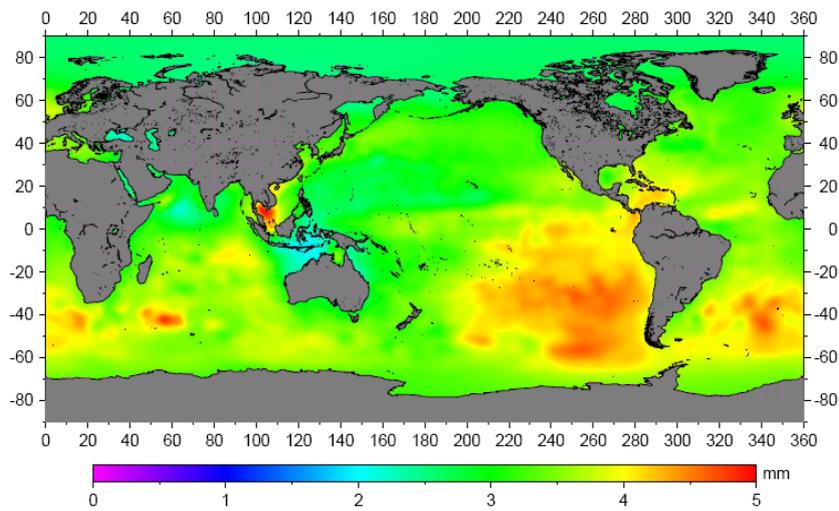


圖 4-10：1992 年 10 月至 2007 年 12 月 CSLA 大地起伏年振幅變

### 第 4-3 節 海水面高度異常值與 El Niño 之分析

El Niño 這個名詞的原文意思是西班牙文的聖嬰，也就是年幼基督之意(Child Jesus)。El Niño 現象是指赤道上、東太平洋海水表面溫度間歇性增暖所造成大氣以及海洋異常的現象。在一般情況下，太平洋上貿易風 (trade winds) 沿赤道由東向西吹，將暖海水堆積在西太平洋印尼一帶的上層海水面。此暖水區加熱其上大氣，使其上層大氣形成上升氣流，此上升氣流帶給西太平洋大量的降水；相對的，東赤道太平洋的表層海水被往西帶離造成在秘魯西岸附近著名的湧升流 (upswelling)，將下層較冰冷的海水到到表層，同樣的使其上層的大氣降溫，形成穩定的下沉氣流，這個大尺度的環流，在大氣上層，風從西向東吹，此大氣環流稱為沃克 (Walker) 環流。El Niño 現象發生的預兆為秘魯、厄瓜多爾太平洋沿岸出現海水異常增溫，特別是發生在聖誕節後幾個月內，當初最早是由秘魯一帶的漁夫對秘魯西岸漁場的週期性盛衰所用來代稱的名詞，而湧升流便是形成秘魯西岸漁場的主要原因，當 El Niño 出現時，湧升流消失，表層海水溫度升高。因此科學家用 El Niño 表示這種在聖誕節後，海水異常增溫的現象。El Niño 的間隔從 2 到 7 年都有 (Kousky and Higgins, 2004; Warren and Liu, 2008)，當 El Niño 出現時，正常從東向西的赤道貿易風減弱下來，甚至轉向，因此位於赤道西太平洋的暖海水流向東面，及南美太平洋沿岸，這種大尺度暖水區移動，自然會影響赤道西太平洋對流活動和降水的變化。當暖水區移向東時，秘魯北部和厄瓜多爾造成比正常年更多的降水，而在西太平洋降水機制則失去，因此在 El Niño 期間，赤道西太平洋和澳洲一帶經常遇到乾旱。

現今研究 El Niño 是否發生的指標，基本上大多是觀測太平洋赤道地區海水面的溫度變化情形，其中 Nino3.4 為取北緯 5 度至南緯 5 度，西經 120 度至西經 170 度範圍之海溫變化，作為量度 El Niño 現象強弱的指標。依據 Trenberth (1997) 研究綜結指出，評估 El Niño 現象是否發生的指標條件有 3 項：(1)異常海溫的認定區域；(2)海溫的異常幅度；(3)異常海溫發生時間的持續程度。Trenberth 認為

在區域的認定上，Nino3.4 區指標比過去慣用的 Nino3 指標更為合適，因為 Nino3.4 區指標涵蓋了較多往西的範圍，而在這些區域海氣交互作用甚為活躍，對 El Niño 發展過程具重要意義。在海溫的異常幅度方面，Trenberth 建議的距平閾值為  $0.4^{\circ}\text{C}$ ，至於持續程度則為 5 個月滑動平均的海溫與平均溫度較差須滿足此值要求至少 6 個月。即當 Nino3.4 之海溫與平均溫度較差，在經過 5 個月滑動平均後，其值連續 6 個月以上均大於  $0.4^{\circ}\text{C}$ ，即為進入 El Niño 現象的狀態；反之，海溫與平均溫度較差小於  $0.4^{\circ}\text{C}$ ，達 6 個月以上即進入 La Niña 的狀態，其他情形則為正常狀態。本文即依據 Trenberth 的建議以 Nino3.4 區的海水面溫度異常值 (Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA)，作為比較本研究 El Niño 之參考指標。

圖 4-11 為太平洋 Nino3.4 區域 1992 年 1 月至 2007 年 12 月的海水表面溫度異常指標圖，由圖中可看出 El Niño 現象最大值發生於當年度的 11 月，而 La Niña 最大值則發生於當年度的 3 月份。另圖中亦顯示出，於 1993-1994、1994-1995、1997-1998、2002-2003、2004-2005 及 2006-2007 等 6 個時間段都發生了 El Niño 現象，而 1995-1996、1999-2000、2000-2001、2001-2002、2006-2007 與 2007-2008 等 6 個時間段內亦發生 La Niña 現象。其中需特別注意的是 1996 至 2001 這 6 年時間段內的 Nino3.4 SSTA 變化，其間 1996-1997 發生 La Niña 現象，隨即反轉於 1997-1999 年間發生近 20 年來最大的 El Niño 現象，又隨即於 1999 年反轉發生同樣是近 20 年來最大的 La Niña 現象，且持續 3 年。此 6 年間 Nino3.4 SSTA 的連續反轉變化，且其量值均遠大於其他時間段之變化量，而近年來有關地球物理現象之一的地球扁率  $J_2$  變化即於 1997-1998 年間反轉，雖目前尚無研究能明確解釋此 2 現象的關連性，但其間影響機制是值得後續研究探討的。

圖 4-12 為本文 SA 資料所計算之 SLA 相對應於圖 4-11 所示之 El Niño 現象發生之年月份，圖中很明顯的可看出 1997 年的 El Niño 現象最強烈，其次為 2002 年及 2006 年，其餘 3 年則 El Niño 現象微弱。圖 4-13 則同樣為本文 SA 資料所

計算之 SLA 相對應於圖 4-11 所示之 La Niña 現象發生之年月份，其中以 1999 年最為強烈，其次為 2000 年。

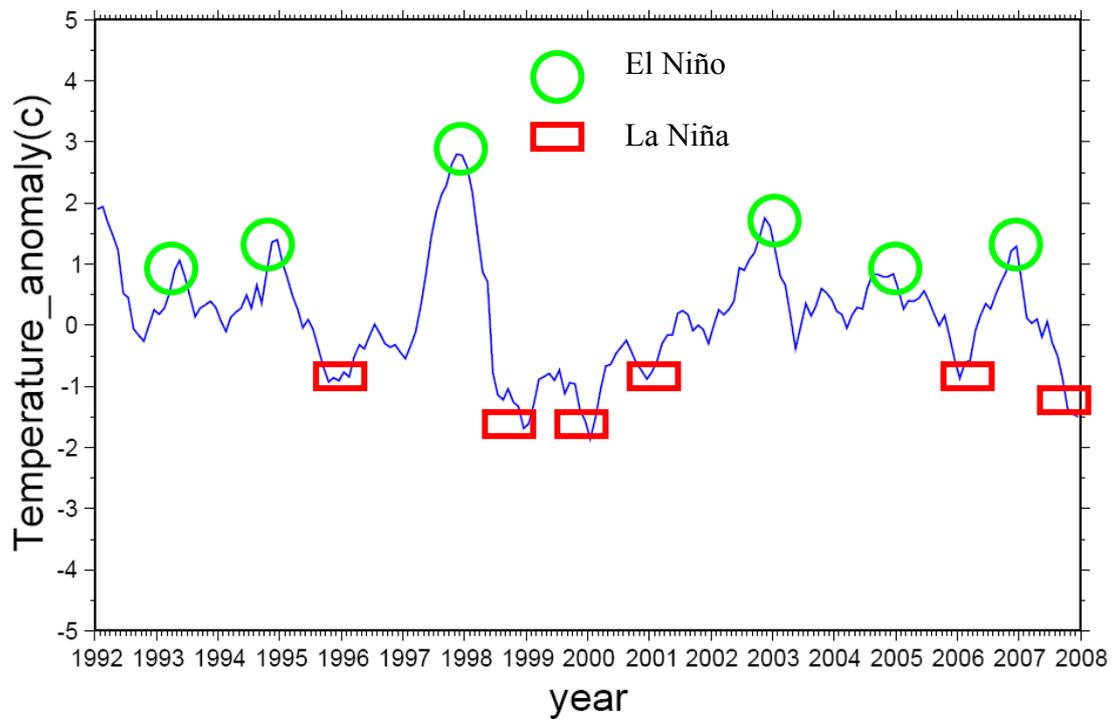


圖 4-11：太平洋 NINO\_3.4 區之海水表面溫度異常指標圖

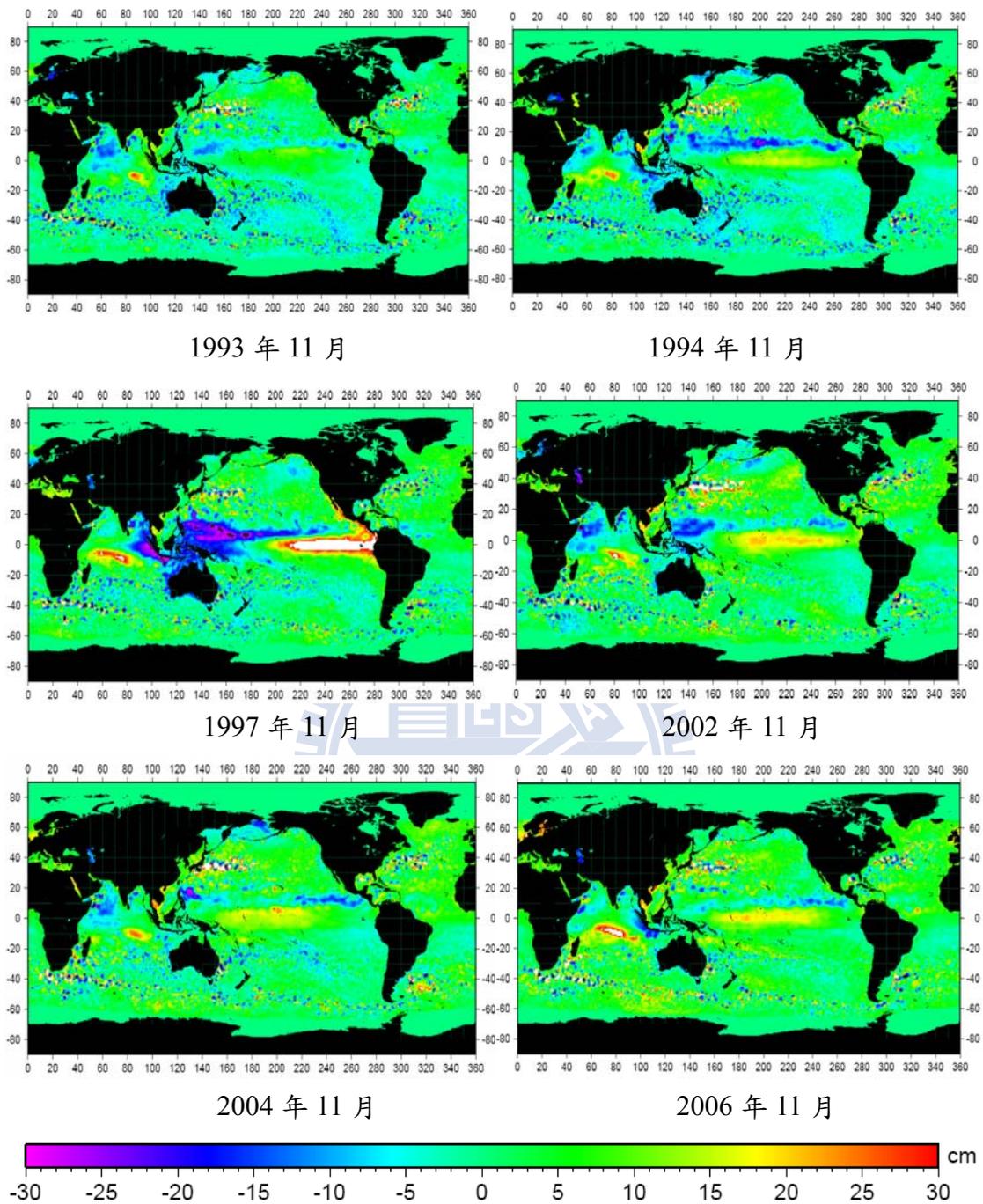


圖 4-12：1992 至 2007 年間 El Niño 現象發生之年月海水面高度異常變化圖

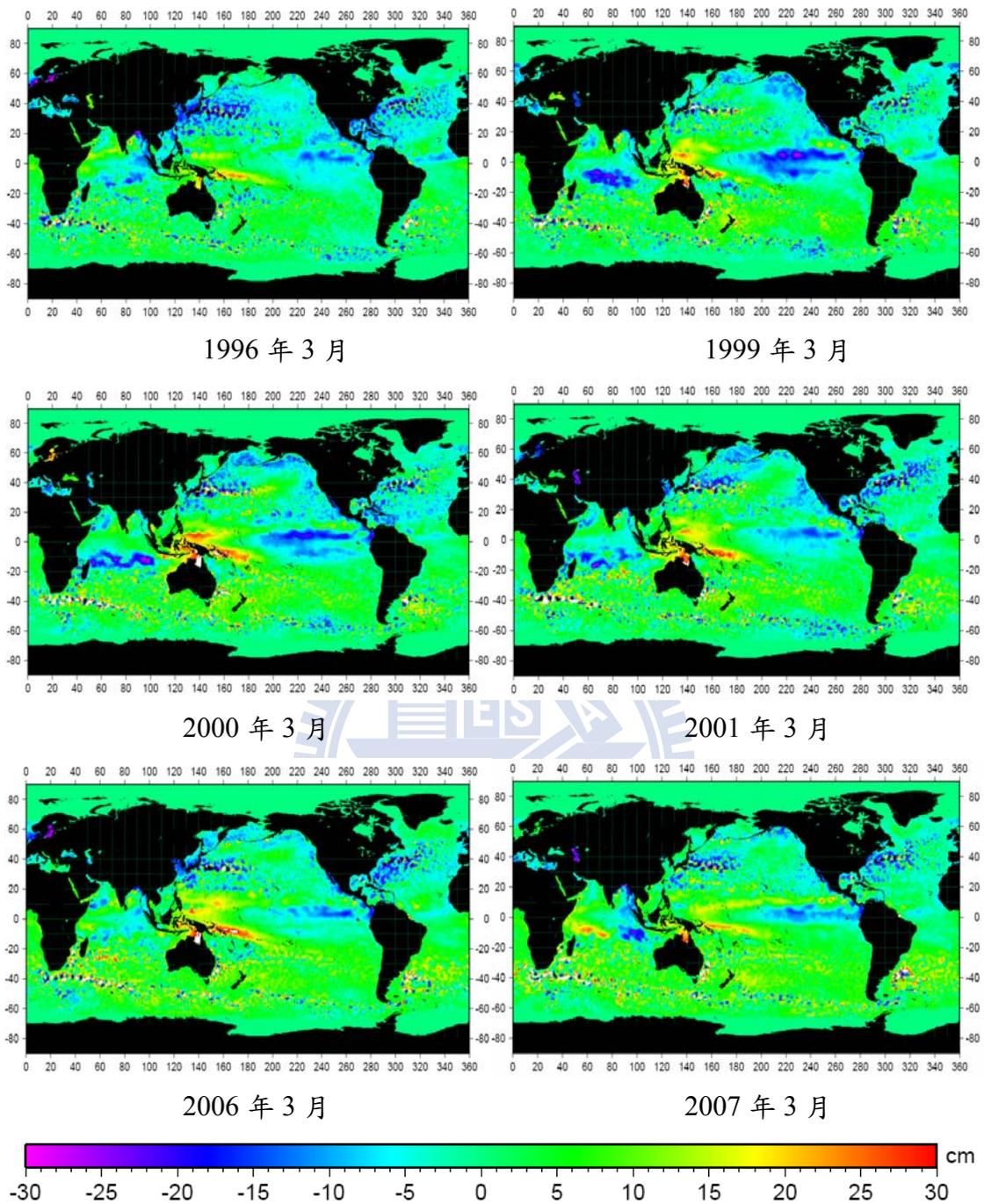


圖 4-13：1992 至 2007 年間 La Niña 現象發生之年月海水面高度異常變化圖

## 第 4-4 節 海水質量時變量對低階重力係數之影響

本研究利用 CSLA 以計算 1992 年至 2007 年間之低階重力場諧函數係數，用以研究海水質量的變化對低階重力位係數變化之貢獻。小波函數用以將諧函數係數解析為時間和頻譜關係，從成果中可發現其振幅、頻率均與時間呈現高相關性，即低階的重力係數均有半年、年及每年間之週期性變化。El Niño 與地球質心坐標 X、Y 分量之變化亦有著高相關性。 $J_2$  的變化率自 1998 年後由負轉正，主要是受到海水質量增加之結果。

### 第 4-4-1 節 海水質量時變量： $C_{00}$ 係數

$C_{00}$  係數的變化，反應的是質量的變化。本文由 CSLA 反演計算了自 1992 年 10 月至 2007 年 12 月每月一筆的  $\Delta C_{00}$  係數，這些時變係數反應出在此時間段內的海水質量的增減變化，計算結果為  $\Delta C_{00}$  係數年變率為  $1.16 \pm 0.07 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ，振幅大小為  $5.13 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ ，相位為  $-81.2^\circ$ 。依據理論，相應於 CSLA 之  $\Delta C_{00}$  係數是海水質量變化與地球總質量之比，地球總質量為  $5.97 \times 10^{24} \text{ kg}$ ，所以海水質量之年變率為  $6.92 \times 10^{14} \text{ kg/yr}$ ，而振幅變化率為  $3.06 \times 10^{15} \text{ kg/yr}$ 。此一結果與全球海水面因溫室效應造成南北極、格陵蘭及高山冰雪融化所造成的海水面上升之變化趨勢吻合。表 4-3 列出上述計算成果。

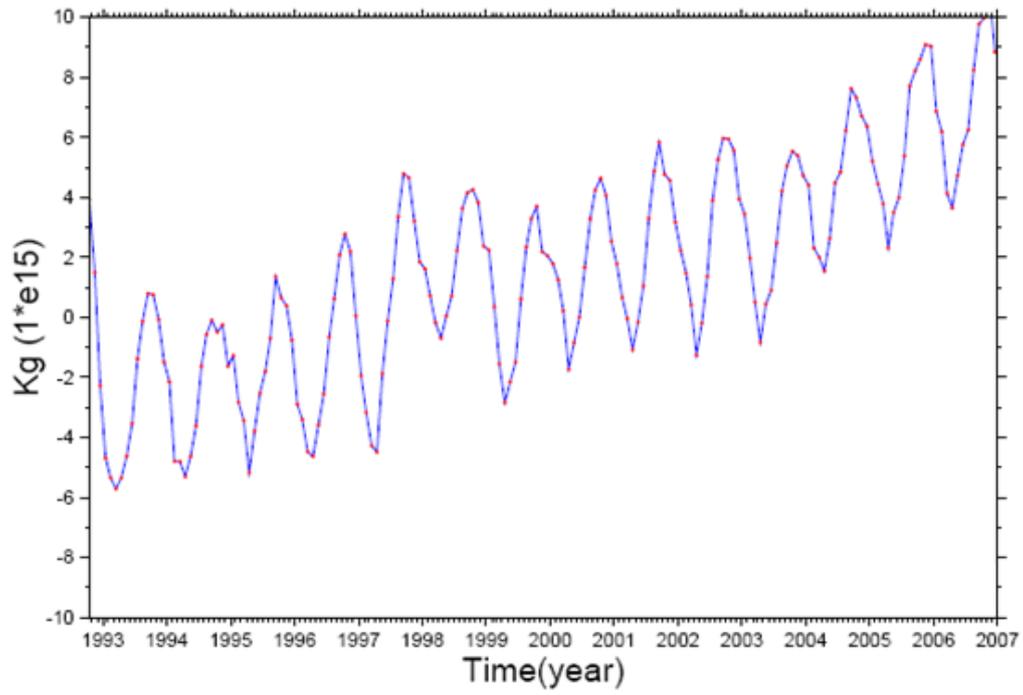
圖 4-14 為海水質量時變折線與 wavelet 小波頻譜分析圖，圖中海水質量時變折線結果，除了顯示出海水質量受到季節性氣候的影響，有著明顯的年周期性變化外，可看出於每年的 9-10 月期間海水質量增加到最大值，最小值則發生於 3-4 月期間。此一結果之原因為地球南北半球陸地面積差異量極大之故。地球北半球陸地占有陸地面積的 75%，每年 3-4 月後北半球季節轉換為春季，溫度開始逐漸回升，冬季時累積於北半球陸地的大量積雪開始融化，隨河流注入海洋中，此時雖然南半球開始進入冬季，降於陸地之冰雪亦逐漸積存，南半球注入海洋之水量開始減少，但對地球整體而言，北半球注入海洋水量更多，經夏、秋季至 9-10

月後，北半球開始進入冬季，此時注入海洋水量累積至最大量，亦即海水質量增加最多，此即反應於海水質量時變量值上為周期變化之最高峰時刻，反之 3-4 月時海水質量時變量值為周期變化之最低峰時刻。此外，圖中海水質量振幅變化於 1994-1995、1998-1999 及 2003-2004 年，此三段時間之振幅高峰值均為後一年較前一年為低，如參照圖 4-11 之 NINO\_3.4 SSTA 資料，顯然這三段時間均發生 El Niño 事件。同樣依據圖 4-11 結果可知 1994-1995 及 2003-2004 年的 El Niño 事件強度較弱，1997-1998 年間則發生強烈的 El Niño 事件，而於圖 4-14 中 1994-1995 及 2003-2004 年振幅高峰值變化均僅造成次一年較前年為低，然 1997-1998 年的 El Niño 卻造成連兩年 1999 及 2000 年較 1998 年為低。

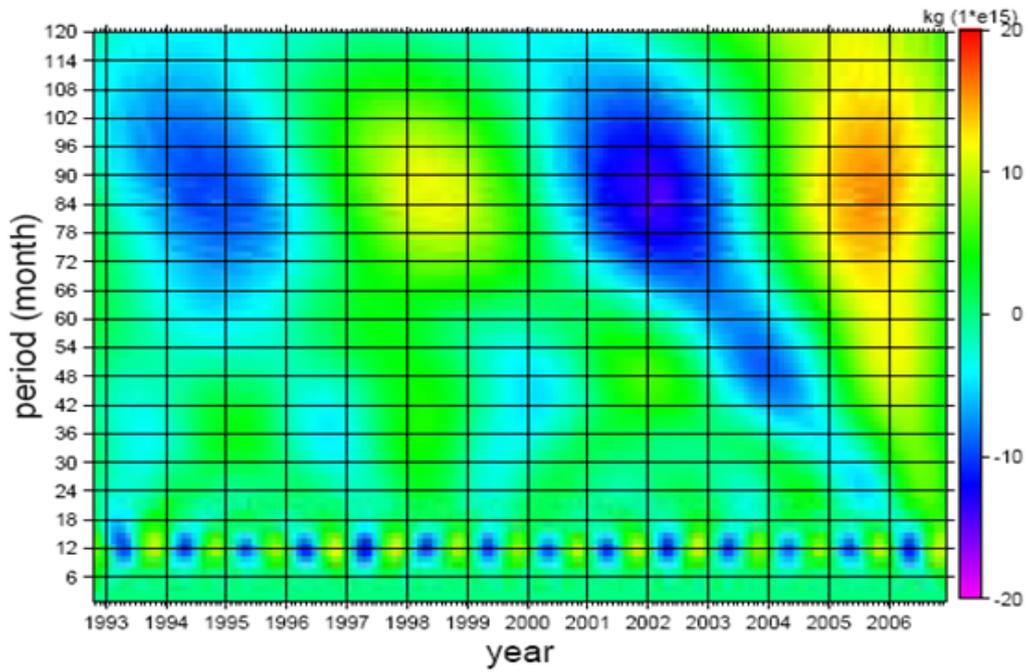
在圖 4-14 的 wavelet 小波頻普分析圖中，除了顯示出強烈的年週期變化信號外，亦顯示出 3 及 7 年的訊號週期。此結果與 Kousky and Higgins(2004)、Warren and Liu (2008)等學者之研究分析結論，認為 El Nino 發生的週期間隔為 2 到 7 年相符。

表 4-3:  $\Delta C_{00}$  與轉換後海水質量時變相關計算結果

	rate	年振幅	年相位
$\Delta C_{00}$ 係數	$1.16 \pm 0.07 \times 10^{-10}$	$5.13 \times 10^{-10}$	$-81.2^\circ$
海水質量	$6.92 \times 10^{14}$ kg/yr	$3.05 \times 10^{15}$ kg/yr	$-81.2^\circ$



(a)



(b)

圖 4-14 :海水質量時變(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖

#### 第 4-4-2 節 地球質心坐標變率： $C_{10}$ 、 $C_{11}$ 、 $S_{11}$ 係數

地球系統的質量中心是包括固體地球、海洋，大氣、水文圈及冰凍圈(Kang et al., 2009)，因此於地球系統內質量的變遷分配，即會造成地球質量中心的變動。一般描述地球質心的變動量，均是架構在某定義的地球固定框架下，例如 ITRF 系統框架。ITRF 參考框架是現今國際上通用的一種參考坐標框架，WGS84 坐標系統即架構在該框架下。如今已有多種大地或衛星測量的方法，用以計算確定地球質心與參考坐標系統坐標中心的偏移量，例如 SLR、DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated on Satellite)、GPS (Global Position System)及 VLBI (Very-Long-Baseline Interferometry)等(Kang et al., 2009)。近年來已有多位學者以上述觀測技術對地球質心變化提出研究報告，例如 Chen et al. (1999)、Blewitt et al. (2001)、Dong et al. (2003)、Wu et al. (2007)、Lavallee et al. (2007)等。而根據相關研究結論，已證明地球質心相對於 ITRF 框架中心，日偏移量及季節性偏移量，均可達到數毫米(millimeters) (Watkins and Eanes, 1997；Chen et al., 1999)。

依據 Heiskanen and Moritz(1985)，一階的重力位球諧係數變量可經由下式轉換為地球質心相對於參考幾何坐標中心偏移量：

$$\begin{aligned}\Delta x &= \sqrt{3} \times a_E \times \Delta \bar{C}_{11} \\ \Delta y &= \sqrt{3} \times a_E \times \Delta \bar{S}_{11} \\ \Delta z &= \sqrt{3} \times a_E \times \Delta \bar{C}_{10}\end{aligned}\tag{4-1}$$

式中  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  與  $\Delta z$  為地球質心偏移量， $a_E$  為地球半徑， $\Delta \bar{C}_{11}$ 、 $\Delta \bar{S}_{11}$  與  $\Delta \bar{C}_{10}$  為完全正規化球諧係數  $\bar{C}_{11}$ 、 $\bar{S}_{11}$  與  $\bar{C}_{10}$  的變化量。依據(4-1)式，本文地球質心偏移量  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  與  $\Delta z$  年變率分別為  $-0.105 \pm 0.015$  mm/yr、 $0.011 \pm 0.019$  mm/yr 及  $-0.234 \pm 0.015$  mm/yr。表 4-4 列出 Chen et al. (1999)、Swenson et al. (2008)與本研究計算之地球質心年振幅與年周期變化結果。其中 Chen 是結合 T/PSA、

NCEP-NCAR 之地表壓力與陸地水文模型等資料；Swenson 研究成果則是以 GRACE 衛星重力觀測時變資料分別與 ECCO (a)及 OMCT (b)兩種海洋模型資料結合。本研究結果就僅使用本文之 CSLA 資料。其結果比較，顯示本研究之年振幅變化小於另二者之研究結果；而在年周期變化結果方面，除了  $\Delta z$  與另二者之研究結果相近外， $\Delta x$  與  $\Delta y$  則有相當差異，甚且  $\Delta y$  之相位符號與他二者結果相異，此因由應是本文結果單僅使用 CSLA 資料，而並未考量大氣質量、陸地水文與地殼內部質量的變化之故。

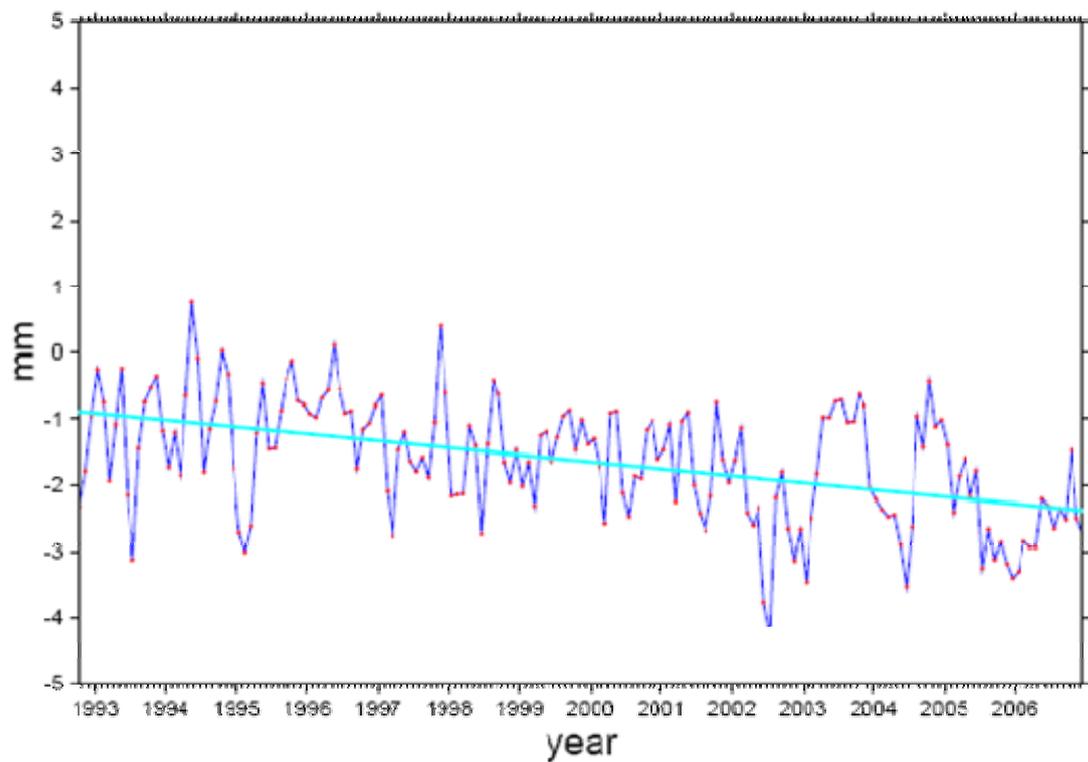
圖 4-15、4-16 與 4-17 分別為  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  與  $\Delta z$  地球質心偏移量時變與 wavelet 小波頻譜分析圖。圖 4-15 中之時變折線圖之結果顯示， $\Delta x$  並無明顯的周期性變化，對照於 wavelet 分析成果，顯示出其周年訊號微弱，而在 2 年與 4 年的周期訊號則較明顯。圖 4-16 中  $\Delta y$  則顯示出強烈的 1 年與 5 年周期變化，而比較特別的是其時變相位與  $J_2$  相較（請參考圖 4-18），相位差約  $180^\circ$ ，即約 6 個月偏移量，此一現象目前並無其他數據結果可支持，尚待未來更多的研究探討。 $\Delta z$  的變化則在圖 4-17 中的折線與 wavelet 頻譜分析圖，均顯示出強烈的年周期變化。綜觀圖 4-15、4-16 與 4-17 地球質心的變化趨勢， $\Delta x$  與  $\Delta z$  均為負值， $\Delta y$  為正值，如根據一般地心地固坐標系統三軸方向的定義：Z 軸與慣用北極(Conventional Terrestrial Pole, CTP)方向平行，X 軸指向格林威治子午圈與赤道面之交點，Y 軸則與 X 軸成右旋  $90^\circ$ 。此結果說明地球質心相較於地心地固坐標系統，質心原點  $X_0$  沿 X 軸負向(經度  $180^\circ$ )偏移，質心原點  $Y_0$  沿 Y 軸正向偏移，質心原點  $Z_0$  沿 Z 軸負向(南極)偏移，如與圖 4-8 之全球海水面大地起伏年變率圖相較，在圖 4-8 中顯示南半球的大地起伏年變率大於北半球，較大值位於南緯  $40^\circ$  至  $60^\circ$ ，經度  $60^\circ$  至  $220^\circ$  間，這代表此區域的海域海水質量的增加大於其他海域，質心的變動結果即應是受此因素之影響。

表 4-4: 地球質心年振幅與年相位變化結果。

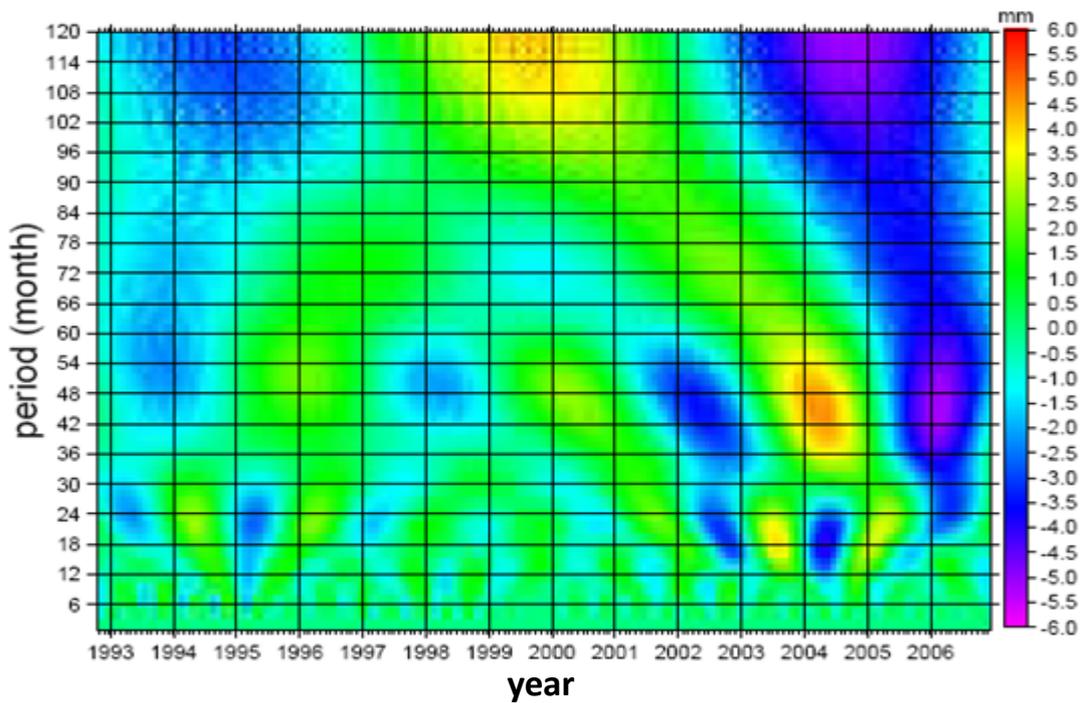
	年振幅			年相位		
	$\Delta x$ (mm)	$\Delta y$ (mm)	$\Delta z$ (mm)	$\Delta x$ ( $^{\circ}$ )	$\Delta y$ ( $^{\circ}$ )	$\Delta z$ ( $^{\circ}$ )
Chen et al.	2.2	3.2	2.8	59	294	45
Swenson et al.(a)	1.13	2.67	1.23	52	325	55
Swenson et al.(b)	1.88	2.59	1.78	46	326	60
本研究自算(海水質量)	0.13	0.77	0.84	-99	46	46

註記: Chen et al 是結合 T/PSA、NCEP-NCAR 之地表壓力、陸地水文模型等資料; Swenson et al. 研究成果則是以 GRACE 衛星重力觀測時變資料分別與 ECCO(a)及 OMCT(b)兩種海洋模型資料結合; 本研究自算就僅使用本文之 CSLA 資料。



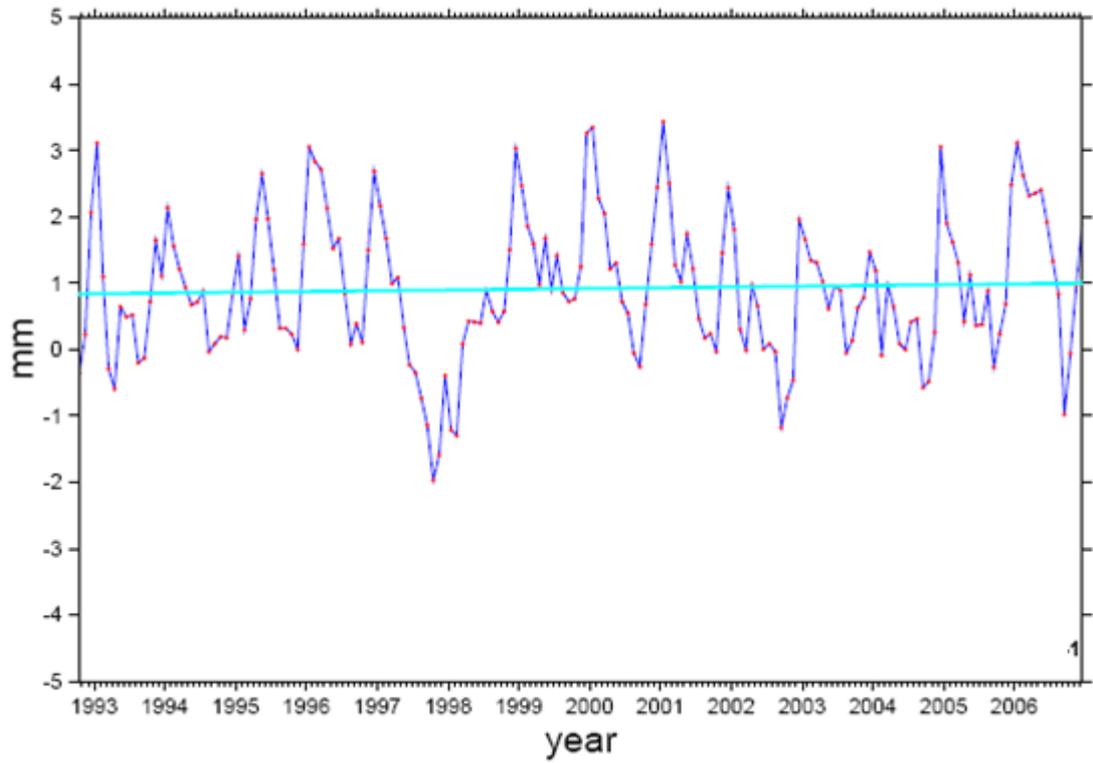


(a)

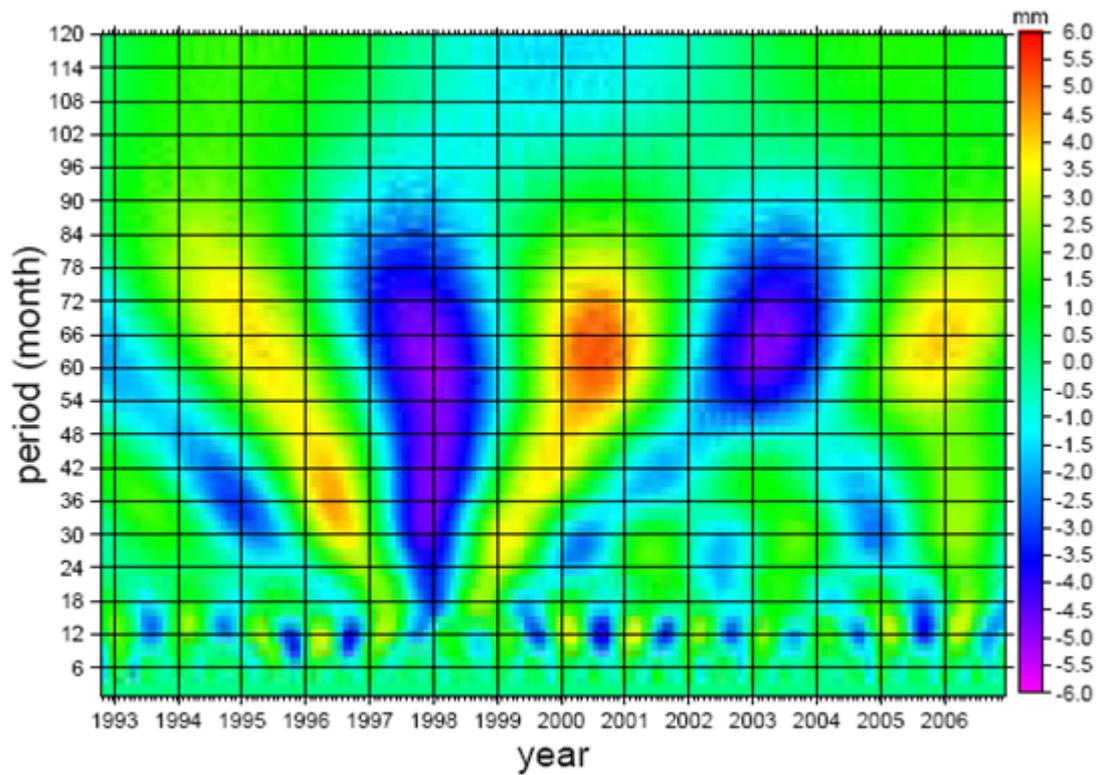


(b)

圖 4-15：地球質心  $\Delta x$  時變(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖。

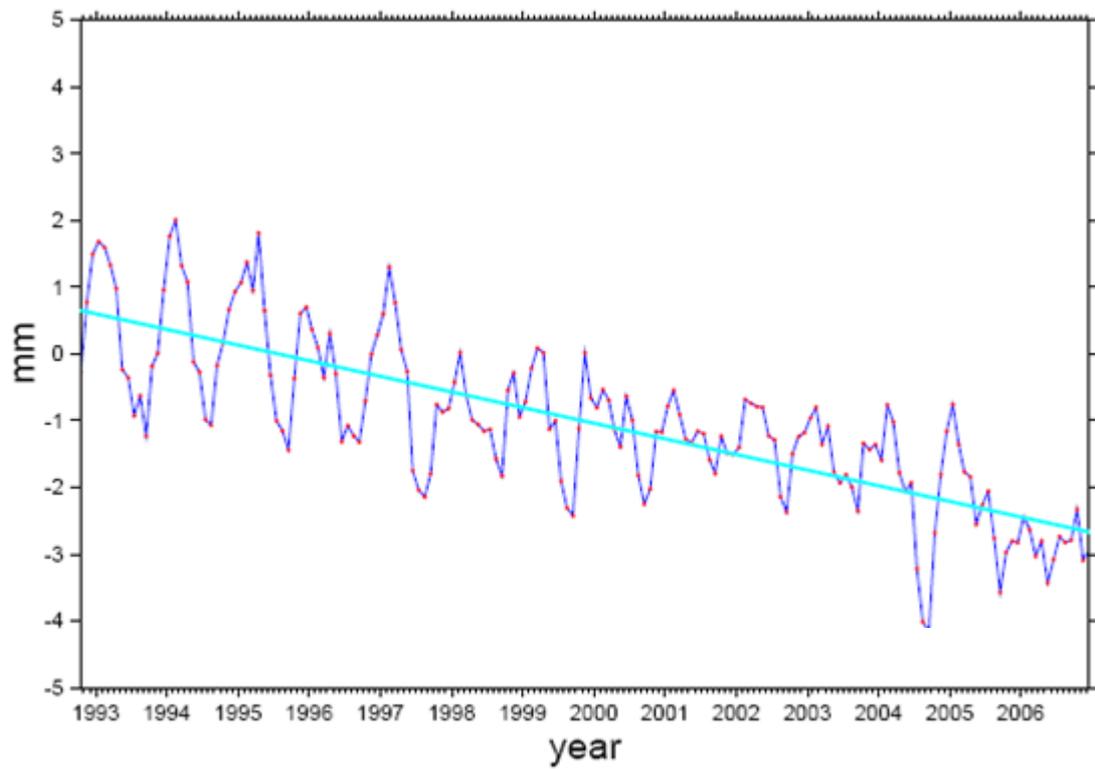


(a)

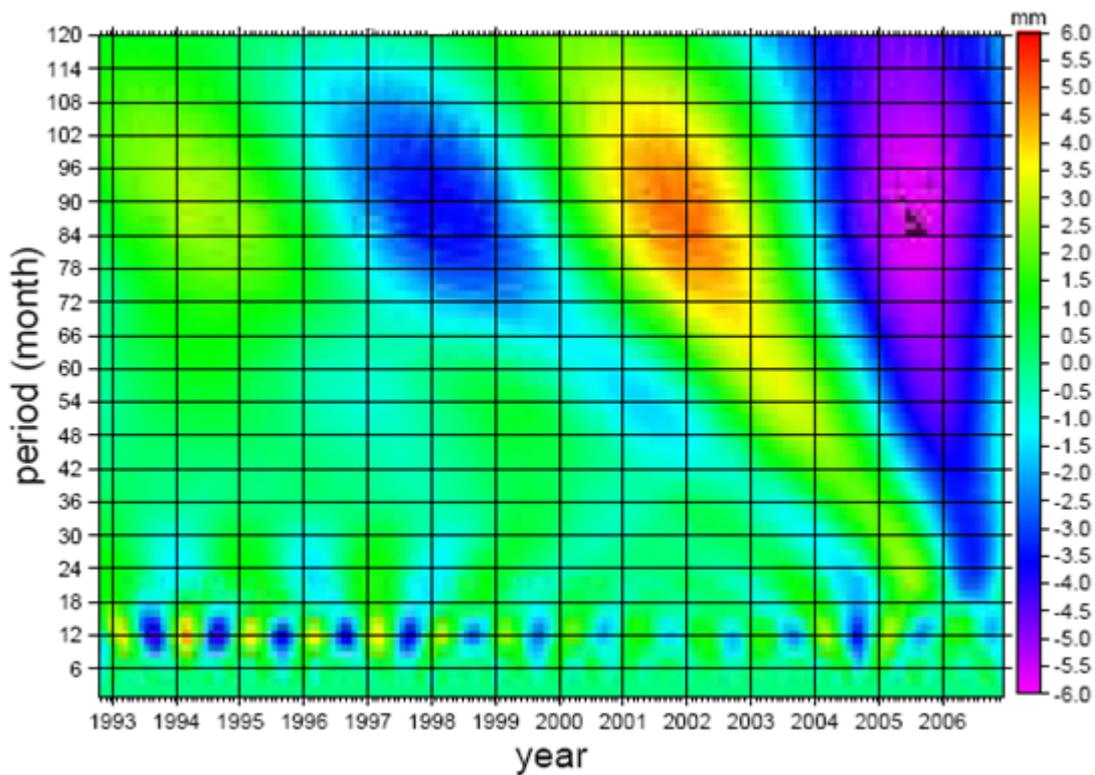


(b)

圖 4-16：地球質心  $\Delta y$  時變(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖。



(a)



(b)

圖 4-17：地球質心  $\Delta z$  時變(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖。

### 第 4-4-3 節 J<sub>2</sub> 係數的變化

J<sub>2</sub> 係數的變化代表著地球動力學扁率的變化，SLR 是目前被用來計算 J<sub>2</sub> 變率最常用與最佳的觀測技術及資料。例如 Yoder et al. (1983) 使用 SLR 的資料計算得 J<sub>2</sub> 以每年  $3 \times 10^{-11}$  的速率減小；Cox 和 Chao (2002) 同樣利用 25 年 SLR 資料分析扁率 J<sub>2</sub> 的時間序列，發現 1996 年前的 J<sub>2</sub> 非季節性長期減小與後冰河期地幔反彈理論的預估相符，而 1997-1998 年後的變化與該理論的預估相反。他們推測 1997-1998 後的 J<sub>2</sub> 異常變化，貢獻量應是來自於除了大氣環流外的地球物理流體。Cheng and Tapley (2005) 利用 28 年的 SLR 觀測資料評估分析，指出 J<sub>2</sub> 變化除有長期的世紀週期外，尚有與潮汐相同 18.6 年的週期以及季節性變化週期。此外該研究亦指出，J<sub>2</sub> 的變化亦會受到 1987-1991 年與 1996-2002 年間發生的強烈聖嬰-南方震盪 (El Niño - Southern Oscillation, ENSO) 的影響，其週期約 4-6 年。而根據近 1976-2008 年 10 月約 33 年的 SLR 資料分析結果，自 1987 年後計已發生 2 次強烈 ENSO 現象，以此評估 ENSO 發生的頻率約 9.4 年。表 4-5 列出相關學者使用 SLR 觀測量，計算獲得的 J<sub>2</sub> 變化量。由表中數據結果可知 J<sub>2</sub> 長期變率在  $-2.5 \sim -3.0 \times 10^{-11}$  間。不過必須注意的是，以 Cox 和 Chao (2002) 計算結果，1997 年後 J<sub>2</sub> 變率符號卻反轉為正。

表 4-5：不同研究使用 SLR 觀測量計算 J<sub>2</sub> 變率統計表

作者	資料時間	年變率 ( $\times 10^{-11}/\text{yr}$ )
Yoder et al. (1983)	1976-1981	-3.0
Nerem and Klosko (1996)	1986-1994	-2.8 $\pm$ 0.3
Cazenave et al. (1996)	1984-1994	-3.0 $\pm$ 0.5
Cheng et al. (1997)	1975-1996	-2.7 $\pm$ 0.4
Devoti et al. (1998)	1975-1997	-3.3 $\pm$ 0.3
Cox and Chao (2002)	1979-2002	-2.8 $\times 10^{-11}$
Chapanov and Georgiev (2002)	1984-2000	-2.7 $\pm$ 0.2
Cheng and Tapley (2005)	1975-2003	-2.67 $\pm$ 0.15

在本研究中，吾人使用多種不同時間段之資料，並考量 Cox 和 Chao (2002) 之研究結果，以 1996 年 12 月為時間基準，分別計算其  $J_2$  年變率、振幅及相位值，其不同資料之結果綜整列於表 4-6。表中資料結果顯示，在 1996 年 12 月前的  $J_2$  係數年變率除了海底壓力結果外，其餘變化趨勢均呈負值，其中最小值為 CSLA  $-1.16 \pm 0.33 \times 10^{-11}/\text{yr}$ ，最大值為  $-2.6 \pm 0.40 \times 10^{-11}/\text{yr}$ ，振幅值域則在  $1.24 \times 10^{-11}/\text{yr}$  至  $31.1 \times 10^{-11}/\text{yr}$  之間。而於 1997 年後之  $J_2$  變率，則除大氣壓力結果  $-0.35 \pm 0.46 \times 10^{-11}/\text{yr}$  外，其餘資料計算結果均反轉成正值，最小及最大值亦均為 CSLA 與 SLR(Chao)，其值分別為  $0.90 \pm 0.15 \times 10^{-11}/\text{yr}$  與  $2.8 \pm 2.0 \times 10^{-11}/\text{yr}$ ，而振幅分別為  $2.31 \times 10^{-11}/\text{yr}$  與  $29.5 \times 10^{-11}/\text{yr}$ 。在相位變化結果方面，除大氣壓力資料顯示出的相位變化較小約  $-63^\circ$  外，其餘資料結果均在  $-120^\circ$  至  $-140^\circ$  間，相位變化相當一致。此外，以 SLR 的技術理論而言，SLR 的觀測量是反應整個地球系統內各種現象所造成的質量變遷影響，因此利用 SLR 觀測量計算得之  $J_2$  變率才是地球扁率真正變化量。圖 4-18 為相對應於表 4-5 資料的多種資料  $J_2$  時變圖。圖中很明顯的顯示出 1997-1998 年間  $J_2$  變化趨勢的反轉現象，此外振幅的變化，SLR 結果遠大於其餘資料的結果。圖 4-19 為 CSLA 計算得之  $J_2$  係數時變與 wavelet 小波頻譜分析圖，如以圖中時間段來研究計算  $J_2$  年變率，則其結果為  $0.57 \pm 0.08 \times 10^{-11}/\text{yr}$ ，振幅為  $1.98 \times 10^{-11}/\text{yr}$ ，相位為  $-127.21^\circ$ 。將圖 4-19 與圖 4-11 NINO\_3.4 SSTA 圖相較，可明顯看出兩圖曲線變化於 2004 年前相當一致，1993-1998 呈下降趨勢，1998 後反轉急升，1999-2007 年間變化較平緩，但整體趨勢仍呈正值。另由兩圖峰值變化時間位置於 2004 年前均大致相符，顯示出 EL Nino 現象的發生與  $J_2$  的變化有著高度相關性。由 wavelet 小波頻譜分析圖中，確實顯示出 CSLA 的  $J_2$  變化周期為 3-7 年，此結果與 Cheng and Tapley (2005) 之結論相同。

表 4-6：J<sub>2</sub>時變計算成果(吾人自算成果)

資料類別	資料時間	年變率 ( $\times 10^{-11}/\text{yr}$ )	振幅( $\times 10^{-11}$ )	相位(度)
大氣壓力 (ECMWF)	1993/01-1996/12	-1.63±0.90	7.07	-61.12
大氣壓力 (ECMWF)	1997/01-2002/11	-0.35±0.46	5.83	-65.74
海底壓力(ECCO)	1993/01-1996/12	1.40±0.60	4.31	-120.88
海底壓力(ECCO)	1997/01-2002/11	1.55±0.36	6.12	-138.18
SLR(CSR)	2002/10-2007/12	1.32±1.02	17.4	-113.86
SLR(Chao)	1979/01-1996/12	-2.6±0.40	31.1	-119.10
SLR(Chao)	1997/01-2002/01	2.8±2.0	29.5	-122.20
CSLA	1992/10-1996/12	-1.16±0.33	1.24	-108.98
CSLA	1997/01-2007/12	0.90±0.15	2.31	-131.37

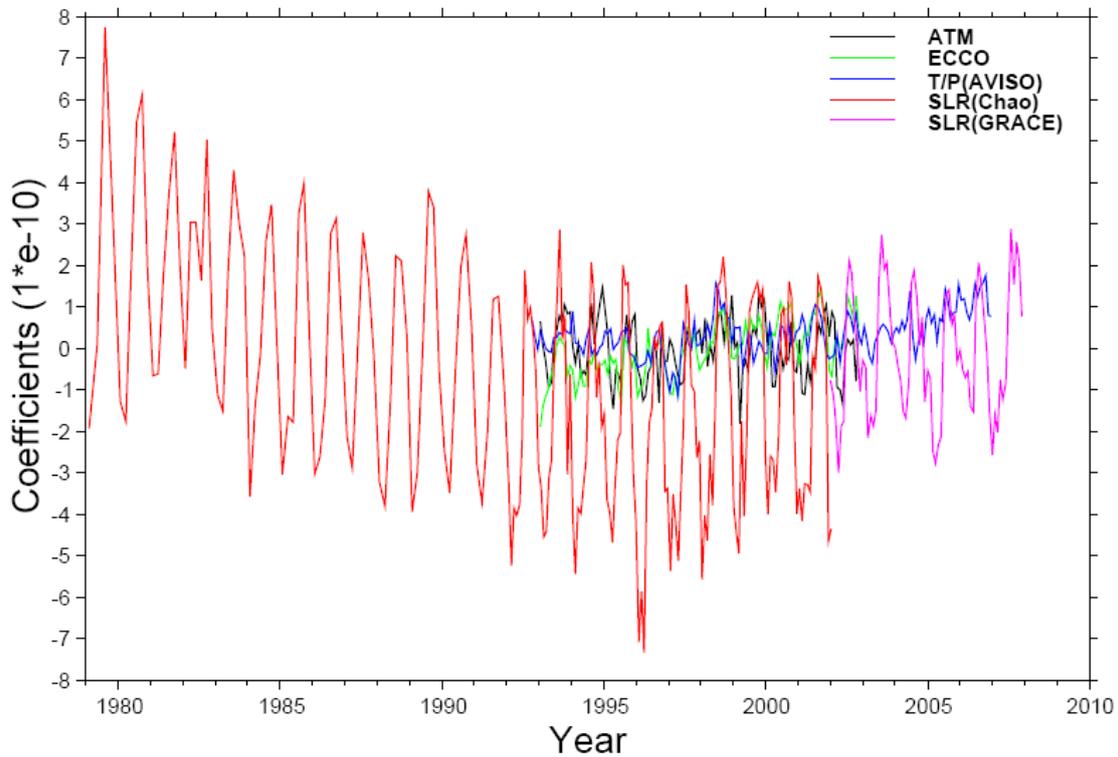
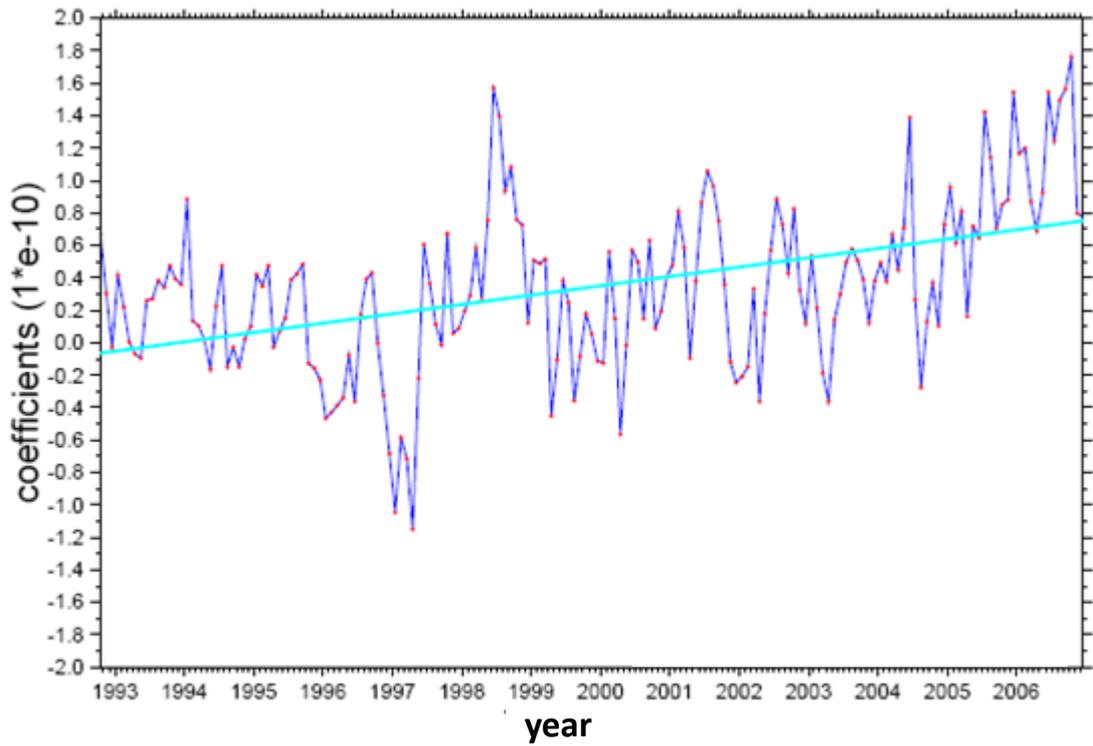
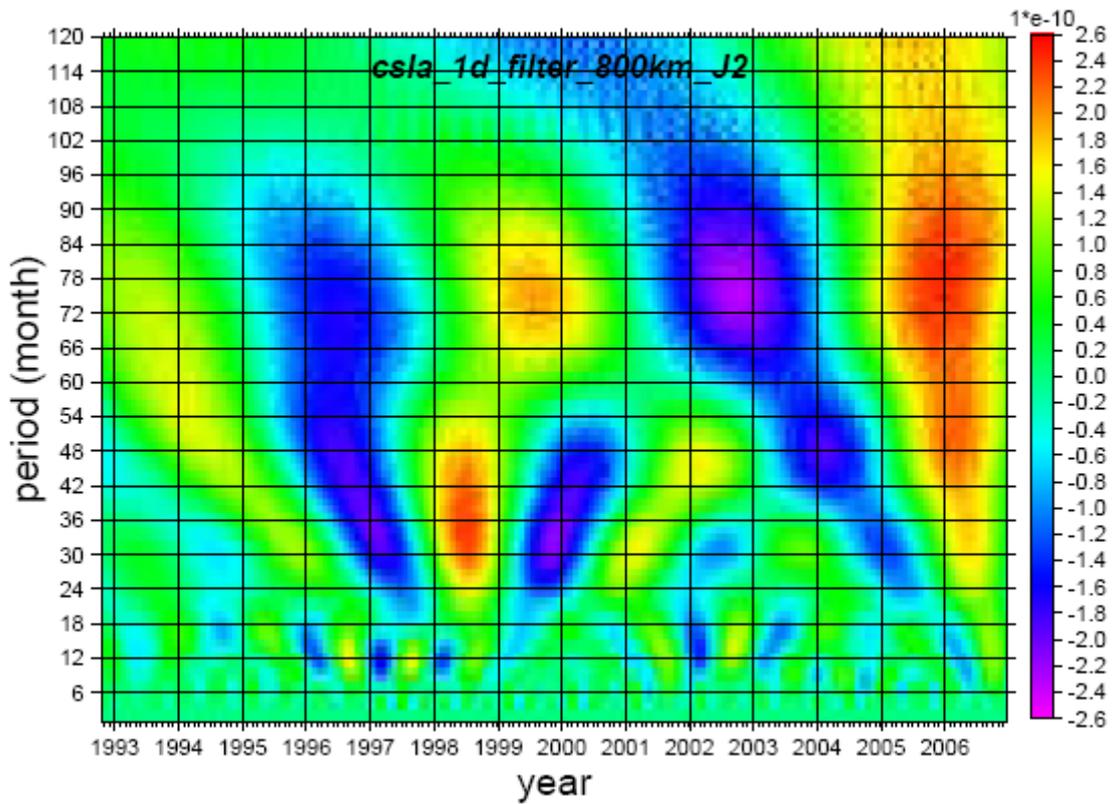


圖 4-18：J<sub>2</sub>時變圖



(a)



(b)

圖 4-19：CSLA 計算得之  $J_2$  係數時變(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖

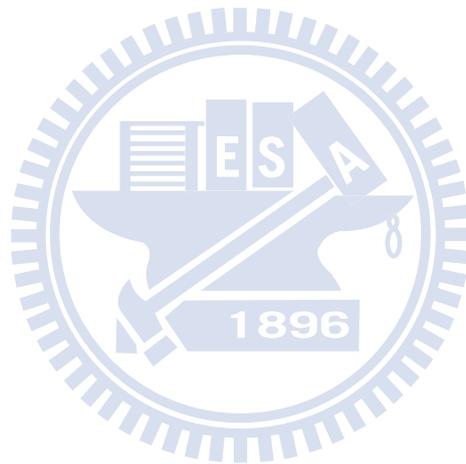
#### 第 4-4-4 節 極運動： $C_{21}$ 及 $S_{21}$ 係數

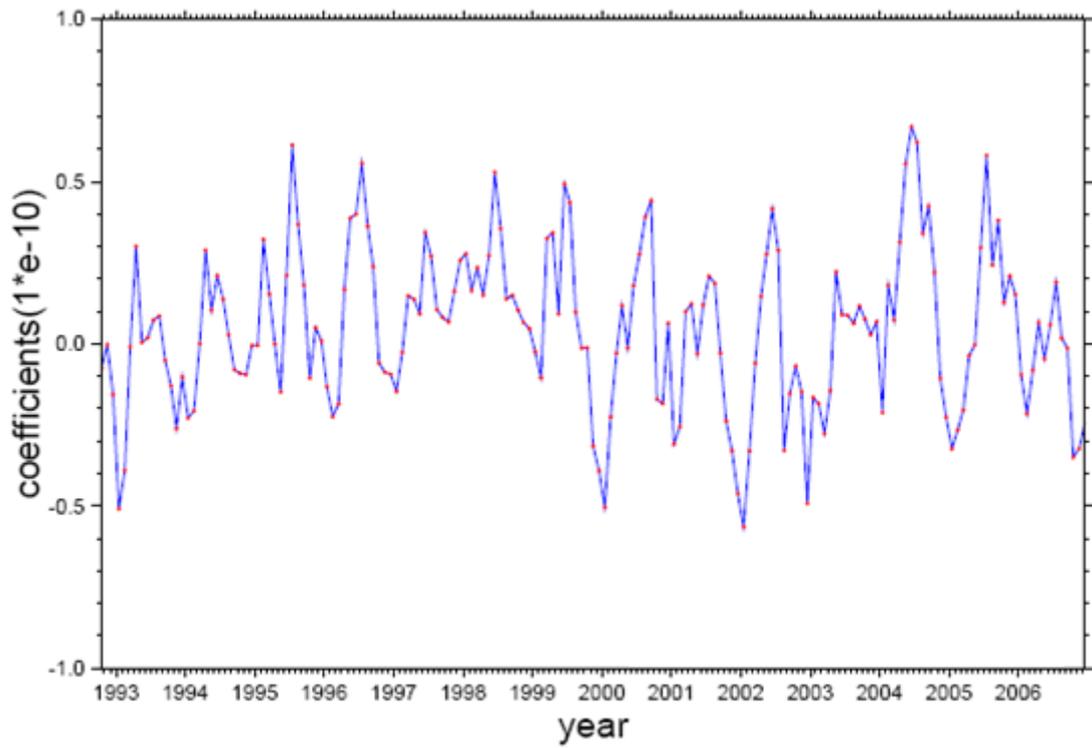
在幾年或更少時間的週期尺度內，極移和日長(Length Of Day, LOD)等地球自轉變化的主要影響因素，取決於大氣和水的質量在地球系統內的再分配和遷移變動情形 (Chao and Au, 1991)。大氣風 (atmospheric winds)和表面壓力變化被認為是影響日長變化最主要的貢獻 ( Barnes et al., 1983; Eubanks et al., 1988; Hide and Dickey, 1991)，並對極移變化貢獻部分影響量 (Chao and Au, 1991)。水質量在海洋內的流動變化和陸地水儲量變化也被認為扮演著在重要的角色，尤其是對極移。之前基於各種海洋模型的研究均指出 (Johnson et al., 1999、Ponte et al., 2001、Ponte and Ali, 2002、Gross et al., 2003)海水質量變遷確實是激發極運動的重要的貢獻之一。

於本文使用 SA 資料反推算之重力位係數  $\Delta C_{21}$  及  $\Delta S_{21}$ ，可分別對應極移運動的  $\Delta x_p$ 、 $\Delta y_p$ 。基於先前多位學著的研究，本小節不再探討海水質量變遷對極移運動的貢獻量大小，而僅說明本研究海水質量變化對  $C_{21}$  及  $S_{21}$  重力位係數變化及年變率的影響量。圖 4-20 為  $\Delta S_{21}$  係數的成果與小波分析圖。圖中係數值折線變化除有明顯的年週期變化外，在此成果資料時間段內可概分為 3 次變化趨勢。由 1993 年至 1998 年間  $\Delta S_{21}$  係數增大，年變率為正值；1998 年後反轉係數值減小，年變率為負值，2002 年後係數再次反轉增大，年變率在轉為正值，但 2005 年後又轉呈下降趨勢。綜算整個期間段的係數年變率為  $-0.71 \times 10^{-13} \pm 0.46 \times 10^{-12}$ 。小波分析圖的結果顯示了  $\Delta S_{21}$  係數除了有明顯強烈的年週期變化外，尚有微弱訊號的約 2.5 年週期及較強烈訊號的 8 年週期。年週期振幅變化最大與最小的時間分別位於每年的 7-8 月與 1-2 月。

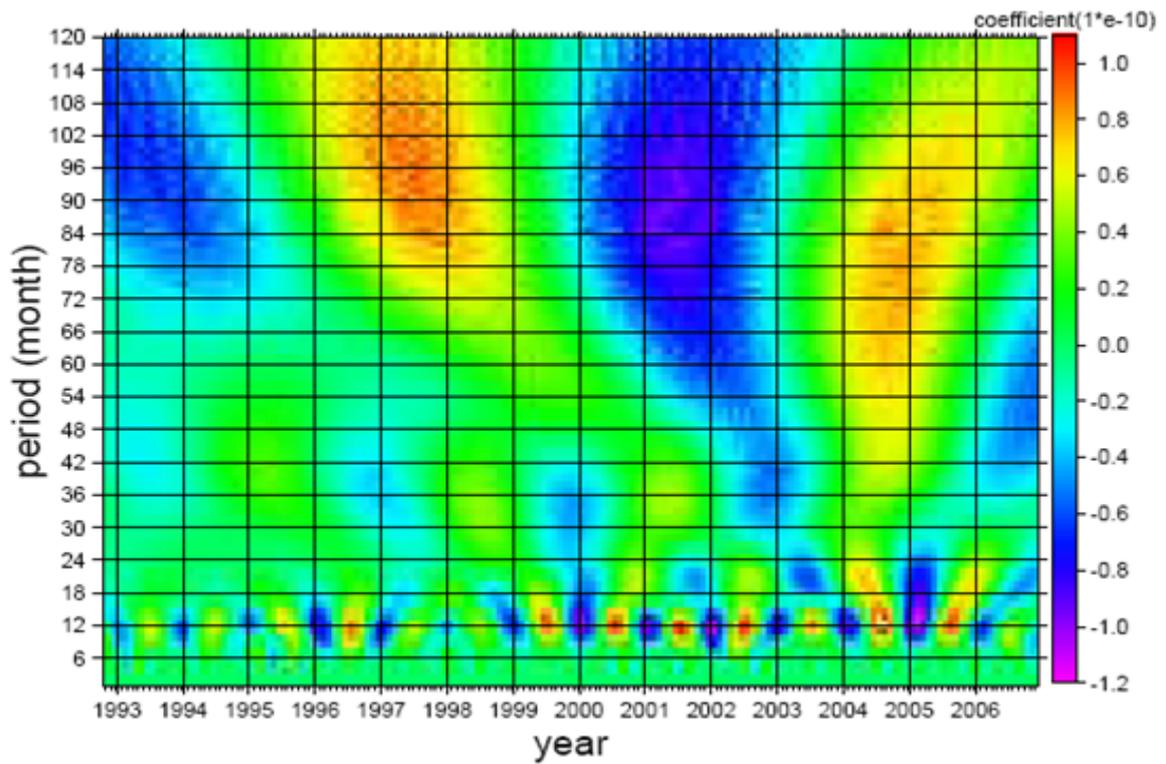
圖 4-21 為  $\Delta C_{21}$  係數成果與小波分析圖。圖中係數值折線變化並不像  $\Delta S_{21}$  係數有強烈的年週期變化訊號，不過年變率的整體趨勢變化卻很明顯，在成果資料時間段內可概分為 2 次變化趨勢。1993 至 1999 年 6 月  $\Delta C_{21}$  係數增大，年變率為

正值，隨後至 2004 年 6 月間  $\Delta C_{21}$  係數減小，年變率為負值；2004 年 6 月後再次反轉增大，年變率在轉為正值，綜算整個期間段的係數年變率為  $-2.29 \pm 0.40 \times 10^{-12}$ 。在小波分析圖中結果顯示，同樣  $\Delta C_{21}$  係數變化週期並不如  $\Delta S_{21}$  係數，除了年週期變化較明顯外，就無較有規則性之變化週期。比較兩者之係數年變率大小， $\Delta C_{21}$  的變化量約為  $\Delta S_{21}$  係數的 3 倍，即極移運動中 x 方向變動量大於 y 方向約 3 倍。參考圖 4-9 全球海洋大地起伏相位變化圖即可明顯發現海洋大地起伏的相位與緯度呈平行變化，而大地起伏代表著質量變化，所以此成果數據之比較結果，應是與年際質量變化相位呈平行於緯度方向有關。



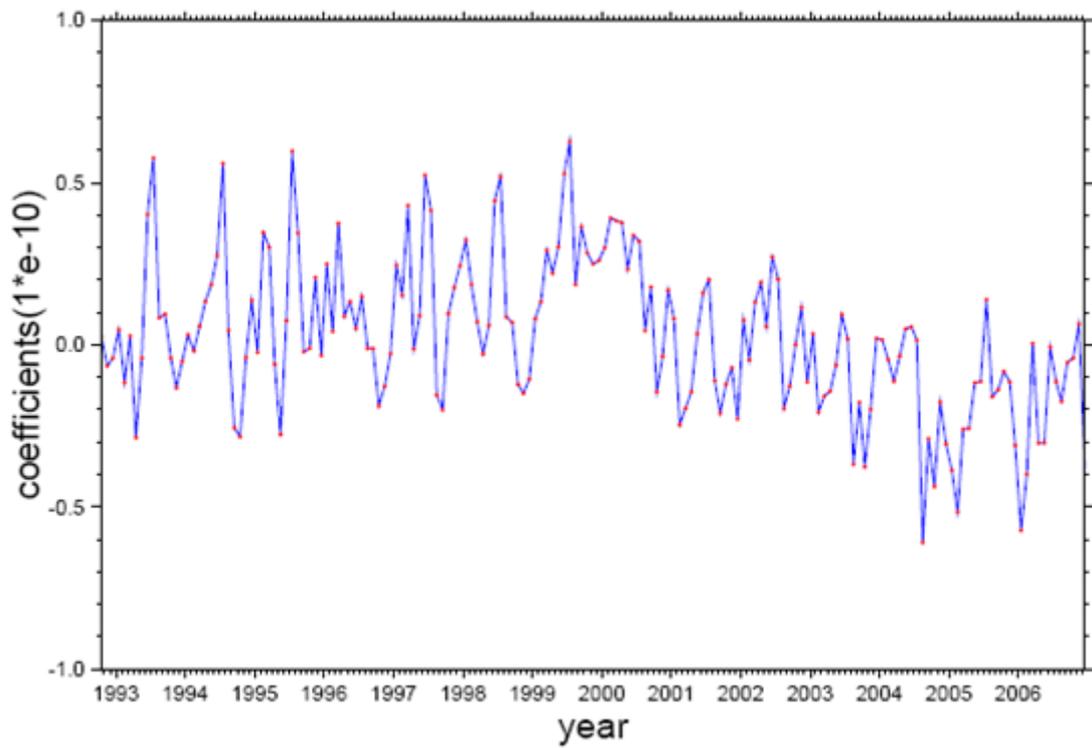


(a)

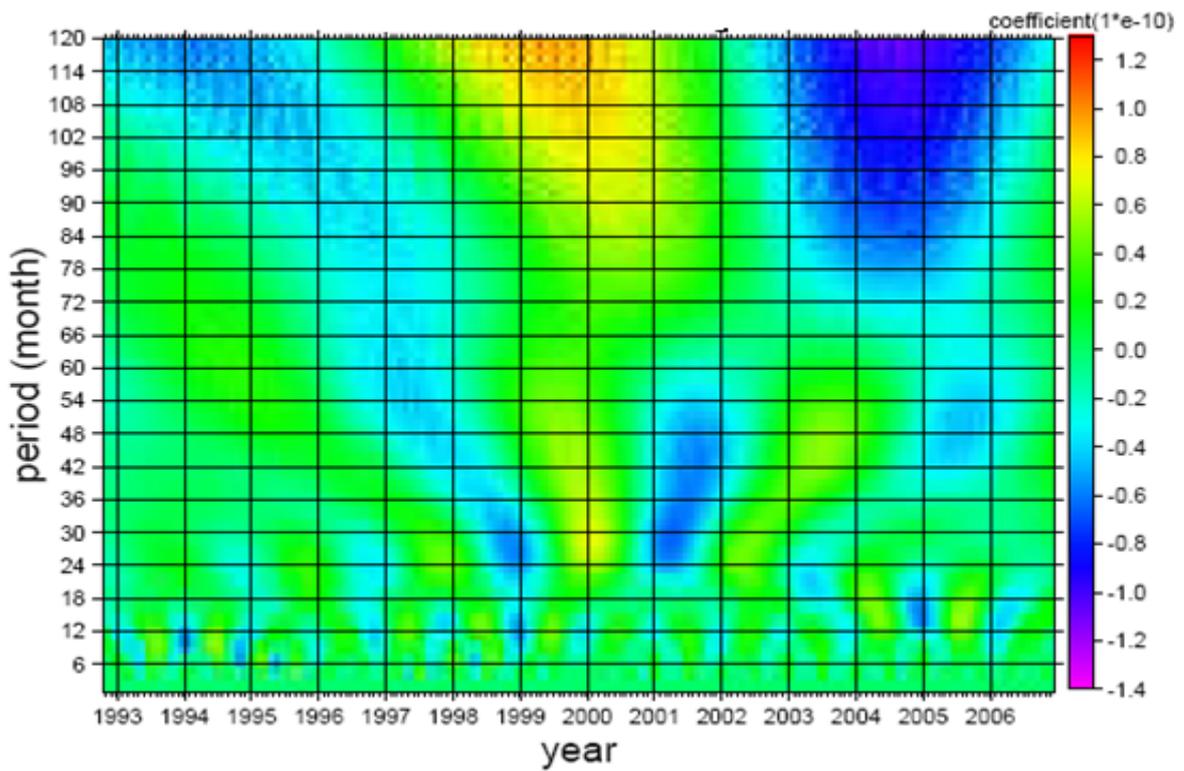


(b)

圖 4-20： $\Delta S_{21}$  係數變化(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖



(a)



(b)

圖 4-21： $\Delta C_{21}$  係數變化(a)與其 wavelet 小波頻譜分析(b)圖

## 第 4-5 節 本章小結

- (1) 本章節所使用的研究資料僅為海洋區域的 SA 與 steric，最終所計算分析之結果，均只為海水質量變化所造成的影響量，並非地球系統內的總影響量。此外，在本研究中並無使用任何 GIA 模式資料，即最後海水質量增減變化所造成的 GSLT 是隱含 GIA 效應在內的。另在本文中，我們並不試著去探討海水質量增加的來源及海水溫度升高之因素，僅試著研究探討海水面高度時變量及其相關之振幅與相位，並透過與洋流流向之結合，試著分析全球各區域性海平面變化之趨勢。
- (2) 本文針對 1992 年 10 月至 2007 年 12 月期間段 GSLT 之計算結果，其中直觀地使用 SASLA 資料，所計算得之 GSLT 為  $2.94 \pm 0.18$  mm/yr；steric 資料所計算之結果為  $0.32 \pm 0.28$  mm/yr，而 CSLA 計算結果為  $2.47 \pm 0.14$  mm/yr，以上這 3 項數據與其他研究機構或學者所發表之結果近同。
- (3) CSLA 的結果是真正反應海水質量增減所造成的海水面高度變化，雖然目前各學者研究相關於南北極、格陵蘭及其他各大陸之總釋出量並未與 SA 觀測結果相符合，但相關研究數據確實顯示全球暖化趨勢正逐漸增強，陸地的原積存冰雪正以每年逐漸增加的趨勢釋放出水量，而本研究計算之結果亦再次證明全球暖化趨勢的嚴重性。
- (4) CSLA 的 SLT 在格陵蘭南方海域、非洲厄加勒斯角南部海域、澳洲和紐西蘭間的塔斯瑪海及墨西哥灣，均與 SLA 及 steric 的結果相反，顯示此些海域受到 steric 的效應影響極大。此外，日本東岸海域的 CSLA 結果雖仍成上升趨勢，但較之 SLA 之結果，亦顯示該海域亦受 steric 效應的影響極大。
- (5) SLA 及 steric 的結果均顯示出年相位變化是以赤道為界，區分為南北相反相位變化之半球，且兩種資料之結果趨勢亦一致。此一結果顯示與南北半球季

節性氣候變化有著高相關性。CSLA 亦略呈南北相反相位之結果，但在南北低中緯度區卻與 SLA 及 steric 的結果相反，此一結果明確說明季節性的氣候溫度與海水面高度變化有著絕對相關影響量。

(6) 依本文研究成果可看出 El Niño 現象最大值發生於當年度的 11 月，而 La Niña 最大值則發生於當年度的 3 月份。而在本研究 1992 年 10 月至 2007 年 12 月期間段內，於 1993-1994、1994-1995、1997-1998、2002-2003、2004-2005 及 2006-2007 等 6 個時間段都發生了 El Niño 現象，而 1995-1996、1999-2000、2000-2001、2001-2002、2006-2007 與 2007-2008 等 6 個時間段內亦發生 La Niña 現象。

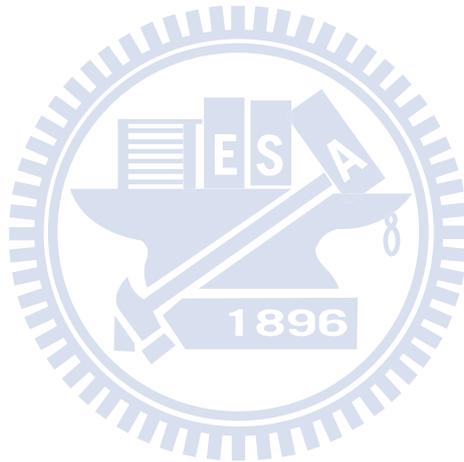
(7) 重力位球諧係數  $C_{00}$  的變動量反應的是質量的變化，本文由 CSLA 反演計算的  $\Delta C_{00}$  係數年變率為  $1.16 \pm 0.07 \times 10^{-10}$ ，振幅大小為  $5.13 \times 10^{-10}$ ，相位為  $-81.2^\circ$ 。

(8) 海水質量變化對質心的影響結果與 Chen et al.(1999)、Swenson et al.(2008) 有所差異。本研究自算之年振幅變化小於另二者之研究結果；而在年周期變化結果方面，除了  $\Delta z$  與另二者之研究結果相近外， $\Delta x$  與  $\Delta y$  則有相當差異，甚且  $\Delta y$  之相位符號與他二者結果相異，此因由應是本文結果單僅使用 CSLA 資料，而並未考量大氣質量、陸地水文與地殼內部質量的變化之故。另本文所計算之  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  與  $\Delta z$  地球質心偏移量年變率分別為  $-0.105 \pm 0.015$  mm/yr、 $0.011 \pm 0.019$  mm/yr 及  $-0.234 \pm 0.015$  mm/yr。

(9) 本研究計算之  $J_2$  年變率為  $0.57 \pm 0.08 \times 10^{-11}$ /yr，振幅為  $1.98 \times 10^{-11}$ /yr，相位為  $-127.21^\circ$ 。由圖 4-11 NINO\_3.4 SSTA 圖與圖 4-18  $J_2$  時變圖相較，可明顯看出兩圖曲線變化於 2004 年前相當一致，1993-1998 呈下降趨勢，1998 後反轉急升，1999-2007 年間變化較平緩，但整體趨勢仍呈正值。另由兩圖變化峰值時間位置於 2004 年前均大致相符，顯示出 EL Nino 現象的發生與  $J_2$  的變化有著高度相關性。由 wavelet 小波頻譜分析圖中，確實顯示出 CSLA 的  $J_2$  變化

周期為 3-7 年，此結果與 Cheng and Tapley (2005)之結論相同。

- (10)  $\Delta C_{21}$  的變化量約為  $\Delta S_{21}$  係數的 3 倍，即極移運動中 x 方向變動量大於 y 方向約 3 倍。參考圖 4-9 全球海洋大地起伏相位變化圖即可明顯發現海洋大地起伏的相位與緯度呈平行變化，而大地起伏代表著質量變化，所以此成果數據之比較結果，應是與年際質量變化相位呈平行於緯度方向有關。



## 第 5 章 測高及重力衛星分析水文變化

### 第 5-1 節 章節緒論

自 GRACE 衛星系統於 2002 年發射升空，展開其地球重力場觀測任務後，其觀測成果已被多位專家學者廣泛應用於解釋及研究地球科學(Tapley et al., 2004)，尤其與重力時變有關扮演著重要角色的水文循環變化現象，更是受到極多的研究與探討，例如 Chen et al. (2004)； Davis et al. (2004)； Wahr et al. (2004)； Andersen and Hinderer (2005)； Swenson and Wahr (2009)等。地球上各種生物的活動都與水有關，湖泊蓄積了大量的淡水，常常是一個區域的生活中心，探討湖泊的水文循環 (hydrologic cycle)演化及利用情形，在現今全球水資源逐漸匱乏的時刻，更是特別值得重視。在研究一個湖泊集水域內的水文平衡變化，主要為湖泊水位變化及集水域儲水量變化這兩個研究課題 (Gordon and Famiglietti, 2004； Bedient and Huber, 2002)，充分的探討及瞭解這兩項水文變化課題，將有助於水資源管理及應用。根據 Wahr et al. (2004)針對 GRACE 資料的先期模擬研究，在數星期及數百平方公里的時空序列下，能有效的監測陸地儲水量的變化，其監測精渡在陸地可達 1.5 cm rms，因此面積達數百平方公里的湖泊或水庫，理論上應可利用 GRACE 的每月重力觀測數據，經過計算推演後，監測這些湖泊的水位高度。本章節的研究目的，即期透過 GRACE 所觀測到的重力時變係數資料，經由第二章之理論計算方法，探討監測湖泊水位高度之可行性，Baikal 及 Balkhash 是本研究所選定之兩個測試湖泊，表 5-1 列出了這兩個湖泊的相關地理氣候環境參考資料。

## 第 5-2 節 湖泊簡介

圖 5-1 繪出 Baikal 及 Balkhash 這兩個湖泊的地形和河流系統。Baikal 是地球上最古老的湖泊，是亞洲第一大淡水湖，也是世界第七大湖泊，屬於構造湖，沿岸地震頻繁、多溫泉。湖泊形狀呈新月形，長 636 km，湖岸線總長約 2100 km，寬 24~80 km，湖水表面積約 31,600 km<sup>2</sup>，集水域面積約為湖表面積的 18 倍，約為 590,000 km<sup>2</sup>。Baikal 是世界最深的湖泊，最深處為 1940 m，平均深度 758 m，湖面海拔 456 m，湖水容量 23,000 km<sup>3</sup>，約占地球表面淡水總容量的 1/5。共有 336 條河流注入，最大的是色楞格 (Selenga) 河、巴爾古津 (Barguzin) 河、上安加拉 (Upper Angara) 河、圖爾卡 (Turka) 河和斯涅日納雅 (Snezhnaya) 河。其中僅有一條安加拉 (Angara) 河為其外流河，流向北極海，湖中有 22 島，最大的奧爾洪島 (Olkhon island) 長達 72 km，湖面每年 1 至 4 月結冰。Baikal 的地理位置是位於東西伯利亞的南方，與蒙古相鄰，屬典型的大陸型氣候，總降雨量隨湖泊區域的不同而不同，暖空氣由南邊吹入北邊，因此南邊湖泊地區的累積雨量較多，平均年雨量為 495 mm，北邊湖泊地區年降雨量為 258 mm，大部分的降水量是在溫暖的季節，整個集水區域內 7 月是最高溫及降雨量最多的月份，相反的 2 月是最低溫降水量最少的月份，每年自 11 月至隔年 3 月為結冰期。湖的周圍環境目前受人為活動影響極少，相關的水文儲量變化，主要來自於自然的地理環境及氣候變化之影響，尤其全球暖化溫度效應下，夏季永凍土層及湖泊周遭高山雪線的上升，融雪量的增加，促使 Baikal 湖水位呈上升趨勢。依 Vyruchalkina (2004) 研究報告指出 Baikal 湖水位的上升始於 4 月下旬至 5 月上旬之間，年度最高湖水位紀錄通常發生於 9 月，有時則在 8 月下旬或 10 月上旬，隨後湖水位開始下降，4 月湖水位達到最低點。

Balkhash 是位於 Kazakhstan 東南，為僅次於裏海 (Aral sea) 的中亞第二大湖泊，全球第 16 大湖泊，湖泊長約 605 km，最大寬度 70 km，平均深度 6 m，最

大深度約 26 m，表面積約 17,000 km<sup>2</sup>，集水域面積 413,000 km<sup>2</sup>，屬陸地下陷構造 (land depression of tectonic origin) 湖泊。Balkhash 是個封閉型的湖泊，並無外流河，主要得水源來自發源於天山山脈的 Ili、Karatal、Aksu 及 Lepsi 等河流。湖的北岸集水區域為半乾燥的 Kazakh 高地 (upland)，南岸集水區域則是以沙為主的 Saryesik-Atryan 沙漠。湖中有一道沙壩 (sandbar) 將湖分割為東西兩部分，其中西邊湖水水質尚屬淡水湖，而東邊湖水則呈鹹水湖性質。Balkhash 湖所處的地理氣候環境屬乾燥的大陸型氣候，根據 1986-1990 年的統計雨量年平均值為 187 mm，7 月是最高溫及降雨量最多的月份，相反的 2 月是最低溫降水量最少的月份，每年自 11 月至隔年 2 月為結冰期。自 1960 年後，由於氣候乾燥所造成的高蒸發量及 Ili、Karatal 河沿岸農業用水的增加，使 Balkhash 湖水位呈下降趨勢。另依據對 Ili 河的觀測資料顯示，Ili 河自 1960 年的 15 km<sup>3</sup> 的注入量，減至 2003 年的 7 km<sup>3</sup>，這注入量已低於湖水的蒸發量 (The Lakes of Central Asia, p2-p3)。



表 5-1：Baikal 與 Balkhash 湖的相關地理氣候環境參考資料

Lake	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	(g)	(h)
Baikal	590,000	Subarctic/continental	336	1	740	456	5,060,000	Jan–May
Balkhash	413,000	Arid/semiarid	7	0	6	341	2,500,000	Nov-Apr

(a) 集水域面積(km<sup>2</sup>) (b) 氣候 (c)注入河流數 (d)外流河數 (e) 平均湖深(m)(f) 湖面平均海拔高度(m) (g) 集水域內人口數 (h)湖面結冰期

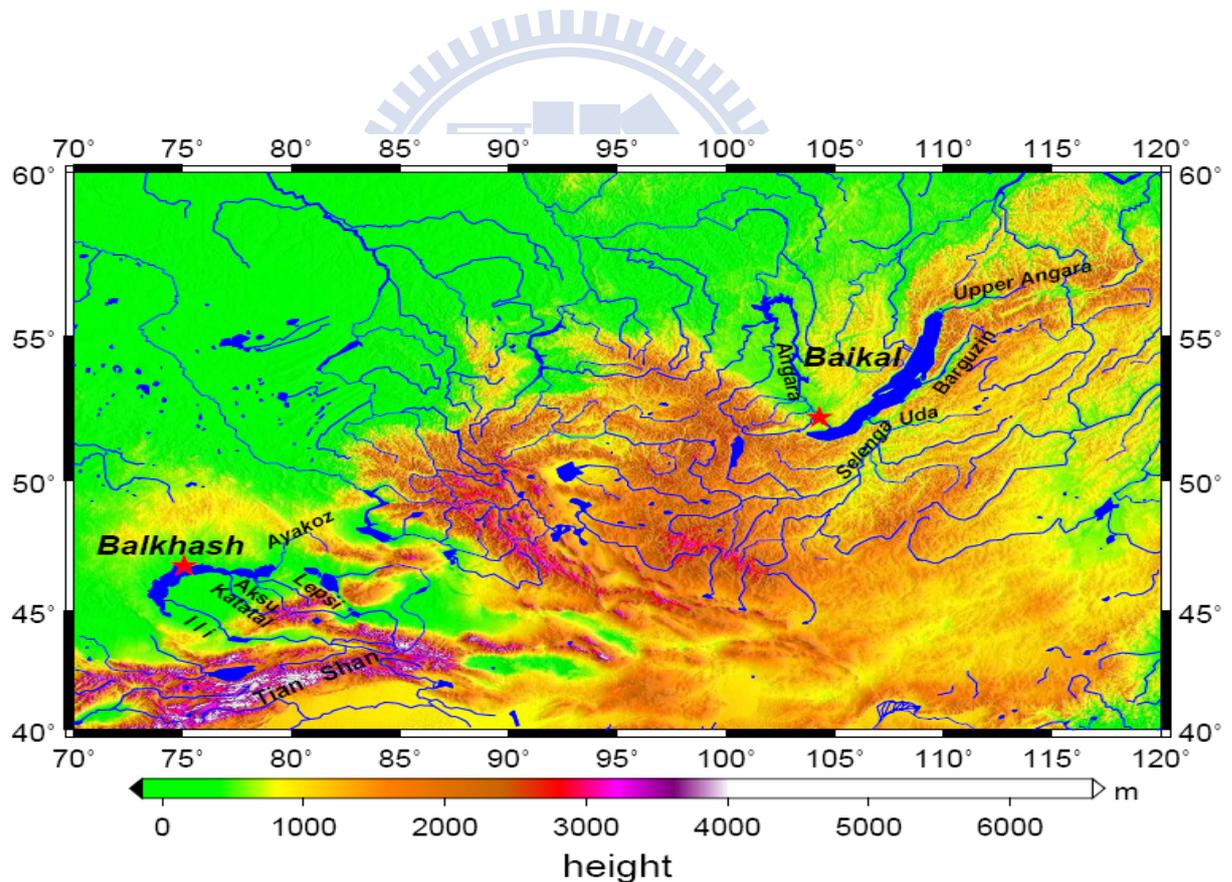


圖 5-1：Baikal 及 Balkhash 湖泊的地形和河流系統，紅色星形標記為氣候觀測站位置。

### 第 5-3 節 衛星測高資料應用於湖水位高度變化監測之研究分析

TOPEX/Poseidon (T/P)、Jason-1 與 Jason-2 衛星各有數個地面軌跡通過 Baikal 及 Balkhash 湖面，依據表 5-1 的資料，Baikal 及 Balkhash 湖泊的表面積，遠大於 SA 雷達訊號的反射面積，無需波形重定(waveform retracking)處理 SA 訊號，能如同海洋面一樣獲得精確的測高資料。近期直接應用測高的地球物理資料記錄 (Geophysical Data Records, GDR)以研究湖水位高度變化的報告如 Birkett (1995 and 1998)、Hwang et al. (2005)、Crétaux and Birkett (2006)等。

本文有關 Baikal 及 Balkhash 兩個湖泊水位高度監測之 SA 資料是源自於美國農業部 (United States Department of Agriculture, USDA)，網址為 [www.pecad.fas.usda.gov/corpexplorer/global\\_reservoir](http://www.pecad.fas.usda.gov/corpexplorer/global_reservoir)。該資料庫所提供的 SA 資料是含跨不同衛星及時間段，分別為 T/P (1993/01 -- 2002/10)、Jason-1 (2002/10 -- 2008/12) 及 OSTM (Ocean Surface Topography Mission, 2009/01 -- present) 三顆不同時段發射運作的觀測資料，其中 Jason-1 衛星是 T/P 衛星的延續任務衛星，衛星地面軌跡基本上是重複的，最大軌跡偏移量不超過 1 km。圖 5-2 繪出通過 Baikal 及 Balkhash 湖面的衛星地面軌跡編號。USDA 對湖水面高度(Lake Surface Height, LSH)時間序列資料處理的方法為：

- (1) 選取經過湖面最佳的衛星軌跡，並於此參考軌跡中選一適當參考點。
- (2) 由此參考點一定範圍內之測高資料 (Baikal :  $N51.76^{\circ}$  -  $N51.54^{\circ}$ ; Balkhash :  $N46.44^{\circ}$  -  $N46.69^{\circ}$ )，經一序列的高度距離改正及 median-filtered 去除異常值。
- (3) 建立每 10 天一筆的時間序列資料。

圖 5-2 中衛星地面軌跡 62 及 90 分別為計算 Baikal 及 Balkhash 湖的參考軌跡，綠點則為參考資料計算點。在本文中兩個湖面所使用的 T/P、Jason-1 與 Jason-2SA 資料均是經過下列高度距離改正：

- (1) 輻射計量測之乾、濕對流層改正量。

- (2) 雙頻測高儀之電離層延遲改正量。
- (3) 固體潮及極潮之改正量。
- (4) 基於 2.3% 之有效波高電磁偏移改正量。

這是由於如上一小段所述，Baikal 及 Balkhash 湖泊的表面積，遠大於 SA 雷達訊號的反射面積，無需波形重定處理 SA 訊號，輻射計量測得之乾、濕對流層改正量及雙頻測高儀之電離層延遲改正量均能有效直接觀測計算，但在較小湖面的 SA 資料，相關的改正量就必須透過其他模式資料計算來獲得，相關研究可參考 Hwang et. al. (2008)。此外，有關湖潮的改正量較小（cm 等級），在本文中予以忽略並未做此項改正。本文中所使用的 SA 資料精度，除了受到上述改正量影響外，亦受湖水面結冰與否影響，即理論上測高資料會受季節性氣候的影響。在 USDA 的測試成果說明文件中，指出在不同大小的湖泊及環境中 SA 的精度品質是不同的。如在北美大湖地區（Great Lakes），在去除不佳資料後，測高精度達到 4 - 7 cm。而在小湖，如 Winnebago（面積：550 km<sup>2</sup>）及 Woods（面積：1900 km<sup>2</sup>），觀測誤差精度下降至 25 - 30 cm。此外，SA 設計理念是應用於開闊的海洋面上，有關的測高波形分析同樣是適用於海洋面，而在高緯度或高山地區的湖泊，當其湖面結冰時，所量測的湖面高度理論上會高於未結冰時的湖面高度，因此於結冰期湖面高度應做相關的改正量。於本研究中尚未將結冰影響量加入研究，此項影響量將納為未來考量因素之一。

圖 5-3 分別顯示 Baikal 及 Balkhash 湖每 10 天一筆觀測資料的湖水位高度變化 (Lake Level Change, LLC)，此 LLC 的定義是每 10 天一筆的 LSH 和平均 LSH 之間的差異量，而一些 LLC 資料未通過精度品質測試，其中 Jason-1 與 Jason-2 較 T/P 為多。在圖 5-3 中的 LLCs 亦顯示季節間、季節和年際間變化，Baikal 湖週年間最高與最低的 LLC 分別發生於 3 - 4 月及 9 - 10 月；Balkhash 湖週年間最高與最低的 LLC 則分別發生於 5 - 6 月及 12 - 1 月。在圖 5-3 中的兩個湖泊的湖水位變化曲線顯示出在不同時間段內有著不同的年變率，表 5-2 列出了

在所選期間內的湖水位年變率。以 Baikal 湖的湖水位年變率成果而言，於 1992 年 10 月至 2007 年 10 月間 Baikal 湖有 4 個不同期間的年變率，1992 年 10 月至 1994 年 10 月間年變率為 6.7 cm/yr，但隨之急遽反轉，湖水位年變率反轉成下降趨勢，1994 年 10 月至 1996 年 10 月為 -27.3 cm/yr。1996 年 10 月至 2003 年 10 月則又反轉為 0.5 cm/yr，而隨後年變率自 2003 年 10 月又提升為 2.1 cm/yr。

Balkhash 湖的湖水位年變率則呈 2 次的反轉變換，1992 年 10 月至 1995 年 4 湖水位成上升趨勢，年變率為 18.8 cm/yr，1995 年 4 月至 1998 年 4 月間湖水位年變率則反轉為 -14.1 cm/yr，1998 年 4 月至 2005 年 4 月年變率由負轉正為 23.0 cm/yr，但 2005 年 4 月後隨即呈下降趨勢為 -3.6 cm/yr。較之於 Baikal 湖較少人為影響的因素，Balkhash 湖正受到嚴重的人為及農業需求之影響，如 Balkhash 湖水位續以每年 3.6 cm 趨勢下降，未來本區域將有水資源不足的問題產生。

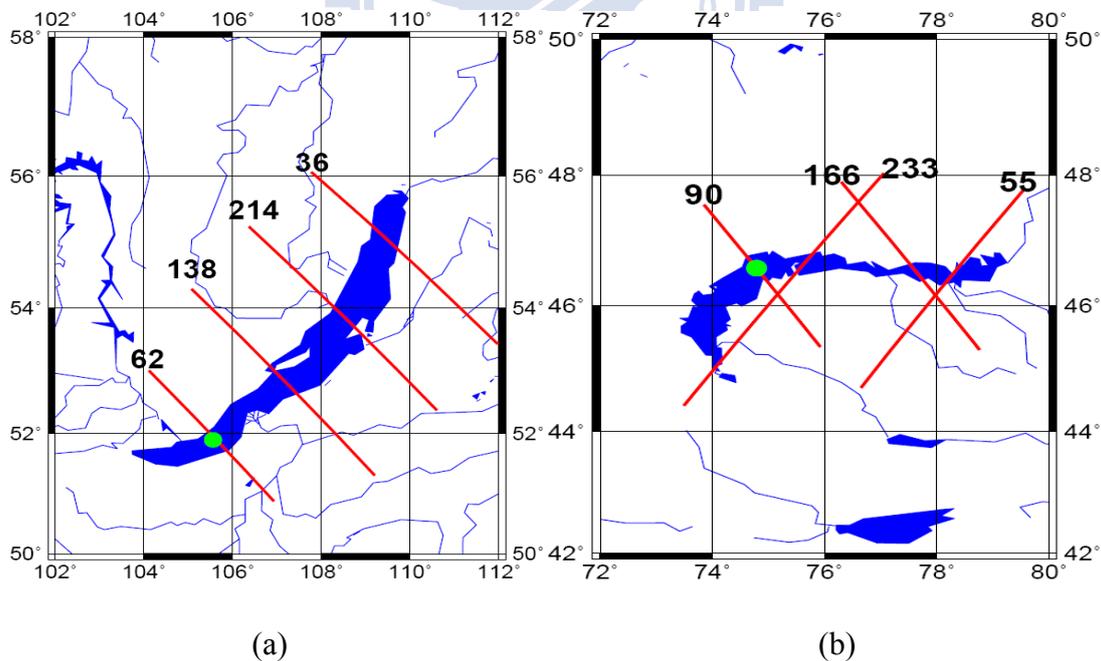
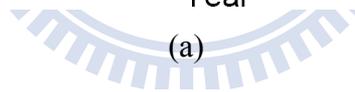
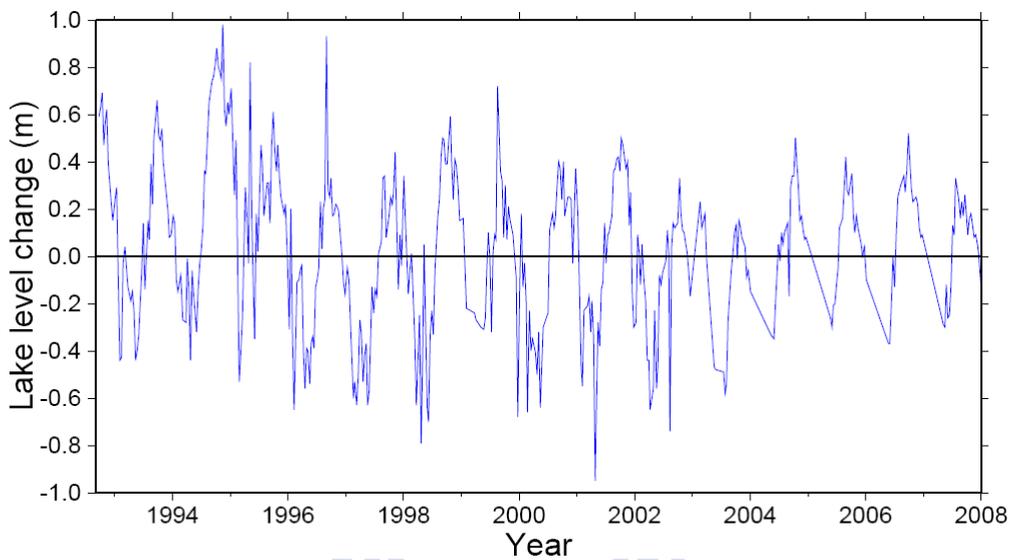


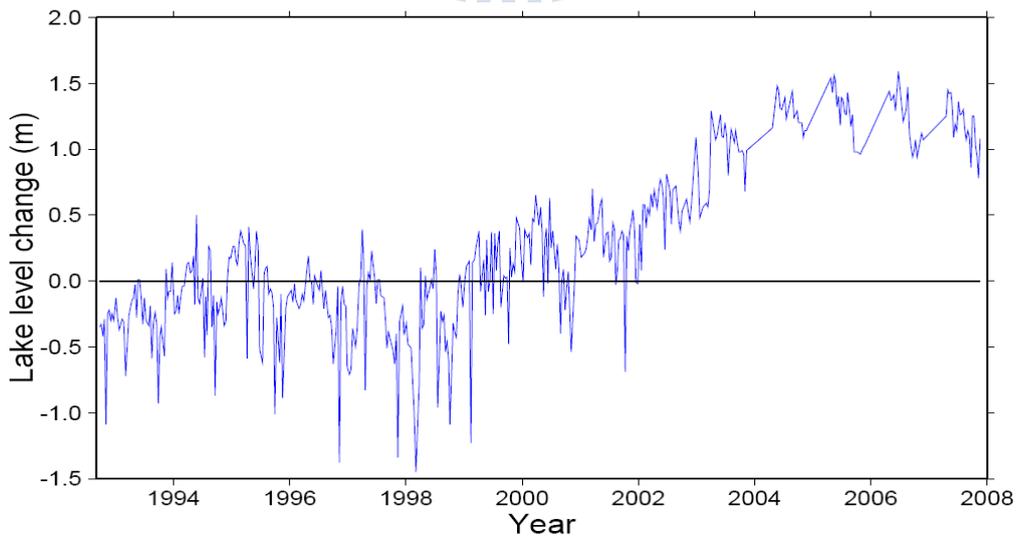
圖 5-2：T/P 衛星通過 Baikal (a)及 Balkhash (b) 湖的地面軌跡。綠點為 SA 觀測資料歸算參考點。

表 5-2：Baikal 與 Balkhash 湖於所選期間內的湖水位年變率

Baikal		Balkhash	
Time span	Rate (cm/yr)	Time span	Rate (cm/yr)
10/1992 - 10/1994	6.7	10/1992 - 4/1995	18.8
10/1994 - 10/1996	-27.3	4/1995 - 4/1998	-14.1
10/1996 - 10/2003	0.5	4/1998 - 4/2005	23.0
10/2003 - 10/2007	2.1	4/2005 - 4/2007	-3.6



(a)



(b)

圖 5-3：Baikal (a) 及 Balkhash (b) 湖水位高度變化曲線，資料為 10 天一筆

## 第 5-4 節 GRACE 測算湖水位高度之理論與方法

在本章節中所應用有關於 GRACE 資料之處理與分析，請詳見第 3 章節資料處理與分析，而 EWH 變化量計算理論與方法則請參考第 2 章節，計算公式為 (2-33) 式。如本文第 3-3 節所述，GRACE 資料隱含系統性及係數間相關性誤差，使用前必須先行處理以降低此 2 項誤差，但在消除誤差的同時亦會減低有效觀測訊號 (Chen et al., 2007)，圖 5-4 分別為 2007 年 6 月西伯利亞地區 GRACE (a) 與 CPC (b) 資料所計算之 EWH 變化量比較圖，此圖結果是用以驗證，在同樣使用 800 km 半徑的 Gaussian filter 後，除能有效去除 GRACE 的誤差外，亦不至於降低過多的有效訊號。圖 5-4 顯示兩者結果相似，整體而言西伯利亞西部的等水位高度 EWH 變化量為正值，並向蒙古方向遞減，變化量最低是位於中國大陸東北的呼倫湖 (Lake Hulun) 附近 (N50°6'，E115° 5')。此外，CPC 與 GRACE 在 Balkhash 湖區域的結果較 Baikal 湖區域更相符。圖 5-5 為 2002 年至 2009 年間，Baikal 及 Balkhash 湖區域周遭的重力異常年變率，變化率範圍為 -0.5 至 0.5  $\mu\text{gal}/\text{yr}$ ，天山周遭重力異常年變率為負值最大區域，年變率最大正值則為於 Baikal 湖西岸區域。圖 5-6 為 GRACE 資料所計算之年振幅(a)與年相位圖，其結果顯示 Balkhash 湖區域的年振幅約 1.5  $\mu\text{gal}$ ，大於 Baikal 湖區域的 0.8  $\mu\text{gal}$ 。年相位則約有 100 arc-degrees 的差異量，Balkhash 湖區的相位峰值早 Baikal 湖區約 3 個月發生。

理論上湖泊集水域內 EWH 變化量乘以集水域面積，即可計算得整個集水域內的水質量總變化量，如下式：

$$W = \rho_w \int_C h_c dA \quad (5-1)$$

式中 W 為整個集水域內的水質量總變化量， $\rho_w$  是純水密度(1000  $\text{kg}/\text{m}^3$ )，C 代表整個集水域面積， $dA$  是單位面積， $h_c$  是單位面積內的 EWH 變化量。於本研究中，為將(5-1)積分式簡化為數值累加式，吾人將集水域分割為  $1^\circ \times 1^\circ$  的網格，每個網格均有 GRACE 資料所計算之個別 EWH 變化量。圖 5-7 即為 Baikal 與

Balkhash 湖之集水域範圍與網格分割圖，圖中 Baikal 與 Balkhash 湖的集水域範圍線分別是參考 Swiercz (2004) 與 Kezer and Matsuyama (2006)之資料。(5-1)簡化改寫後的公式為

$$W = \rho_w \sum_{i=1}^K h_i \times A_i \quad (5-2)$$

式中  $i$  為網格編號指標， $K$  為總網格數。以水文循環理論而言，水在大氣、海洋及陸地三大系統之間，以不同的形式移動，使得三大系統中的水維持平衡，其中水從大氣以降水（降雨、雪及水氣凝結 stream condensation)形式落至陸地後，經由截流(interception)、窪蓄(depression storage)、蒸發散(、入滲(infiltration)、滲漏，然後產生地表逕流(surface runoff)匯集至河川，而流入湖泊或大海，最後又經由蒸發(evaporation)返回大氣，形成水文循環。在此循環中水體因受太陽的熱能而氣化到大氣，此一過程稱為蒸發，另外陸地上土壤與植物所含的水份也會也會氣化到大氣中，此過程則稱為蒸散(transpiration)，此兩種作用統稱為蒸發散。當僅考慮單一區域性湖泊流域系統的水文循環時，降水就是此系統的輸入量，而在扣除蒸發散、入滲、窪蓄、截留與湖水流出量(包括自然流出量及人為流出量)等系統的輸出量後，餘下的逕流量最終注入湖泊，而造成湖泊水位的變化集水域內注入湖泊的水量，即集水域注入湖泊的水量，僅佔整個集水域降水(precipitation)量的一部份。因此湖泊水位高度變化量  $h_L$ ，可用下式表示計算：

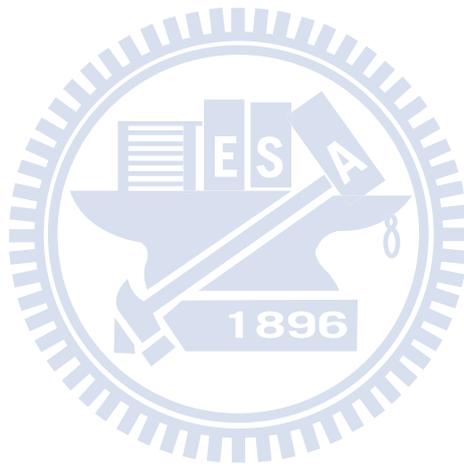
$$h_L = \frac{WF}{A_L} \quad (5-3)$$

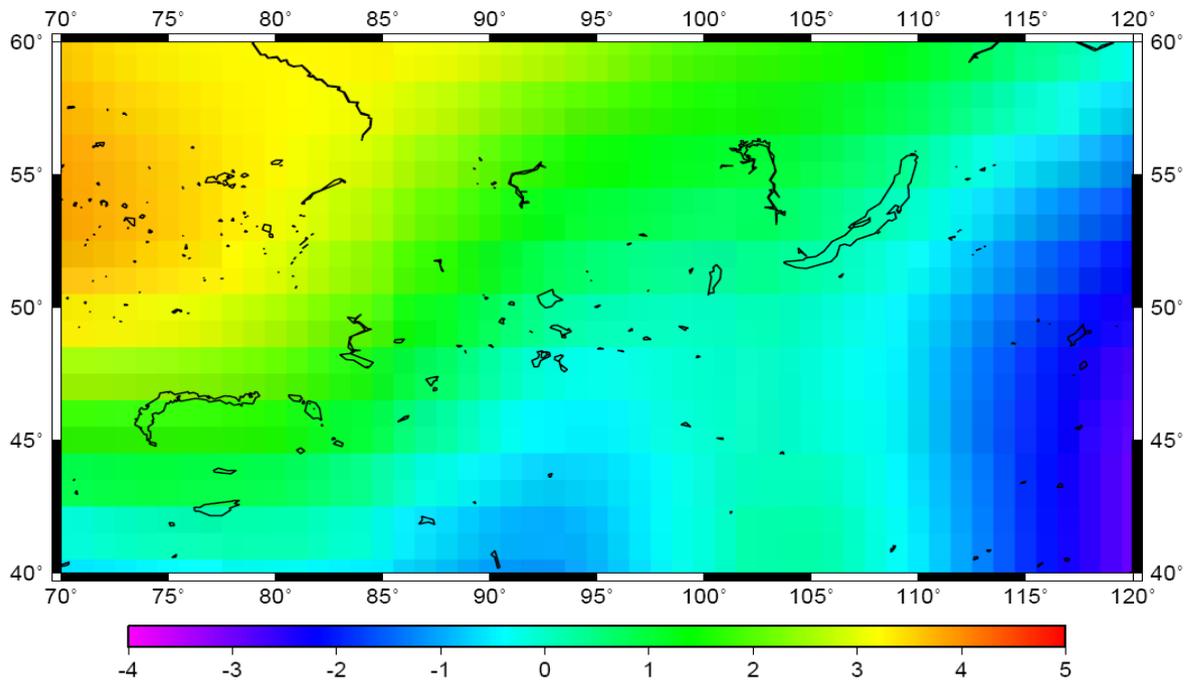
式中  $A_L$  為湖面積， $F$  為湖水質量變化量與集水域水質量變化量的比例。如有長時間段的觀測資料，就應能依(5-3)式計算獲得可信賴的  $F$  值。(5-3)式在考慮時間要素  $t$  後，可改寫成下式：

$$\frac{dh_L}{dt} = \frac{F}{A_L} \frac{dW}{dt} \quad (5-4)$$

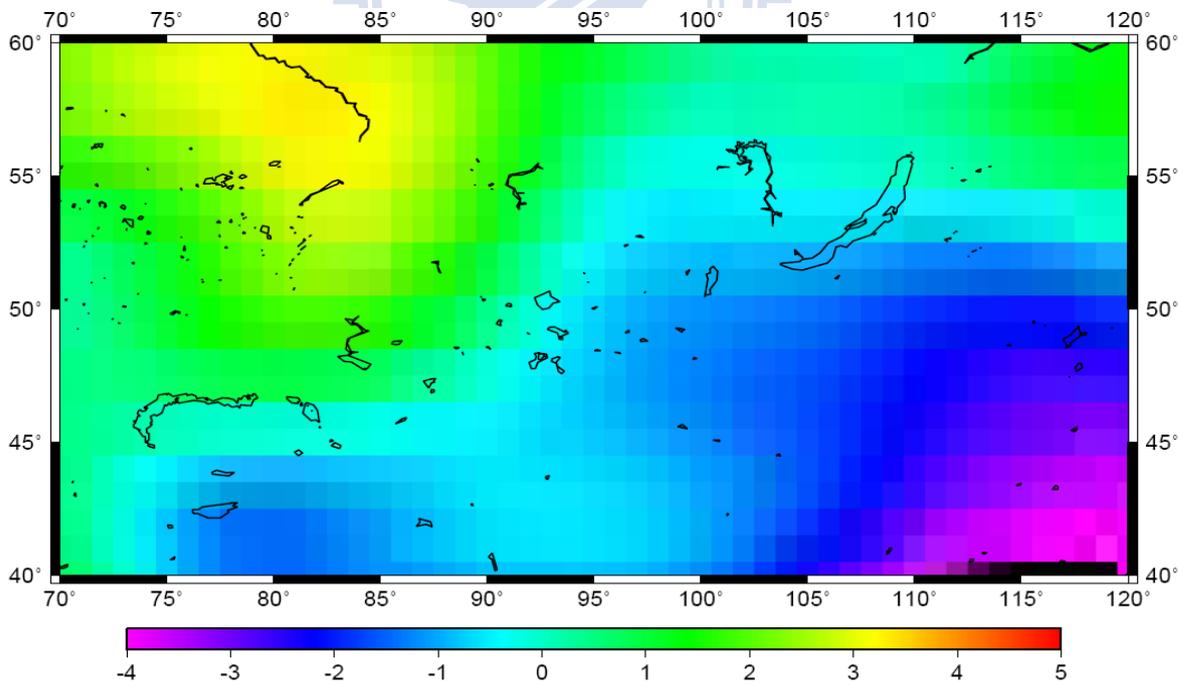
在本文中是以 SA 所觀測計算的湖泊水位高度變化量  $h_L$  為參考值，以評估計

算與 GRACE 及 CPC 模式所推算之  $h_L$  間的 F 值。其結果於 Baikal 與 Balkhash 湖分別為 0.6 與 0.3。另依據 Baur et al. (2009) 及 Chen et al. (2006) 之研究，leakage 效應是 GRACE 重力資料與水質量轉換精度之影響量之一，不過本文目前並未考量此效應。圖 5-8 即為 SA、GRACE 與 CPC 模式等 3 種資料計算所得之湖水位高度變化曲線圖，圖中 Baikal 與 Balkhash 湖的 GRACE 與 CPC 之湖水位高度變化量均已分別乘以相對應之 F 值。圖中 3 種資料結果均顯示出湖水位高度有年週期性變化，在相位變化方面，SA 與 CPC 模式結果在此兩湖泊區域均較相符，而 GRACE 結果在 Blkashash 湖與其餘 2 種資料相位差異不大，然在 Baiakl 湖區卻與另 2 種資料相位結果相差約 7 個月，相關結果差異將於下章節探討。





cm  
(a)



cm  
(b)

圖 5-4：2007 年 6 月西伯利亞地區 GRACE (a)與 CPC (b)資料計算之等水位高度變化量比較圖

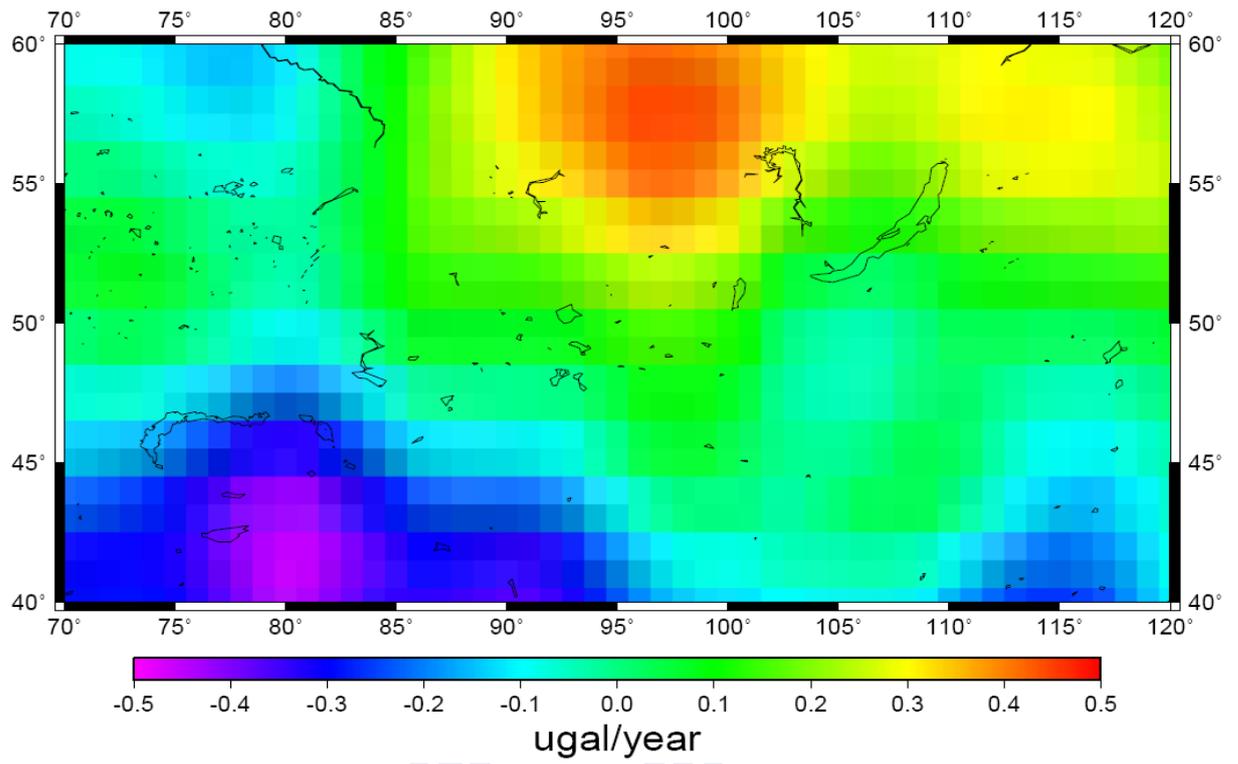
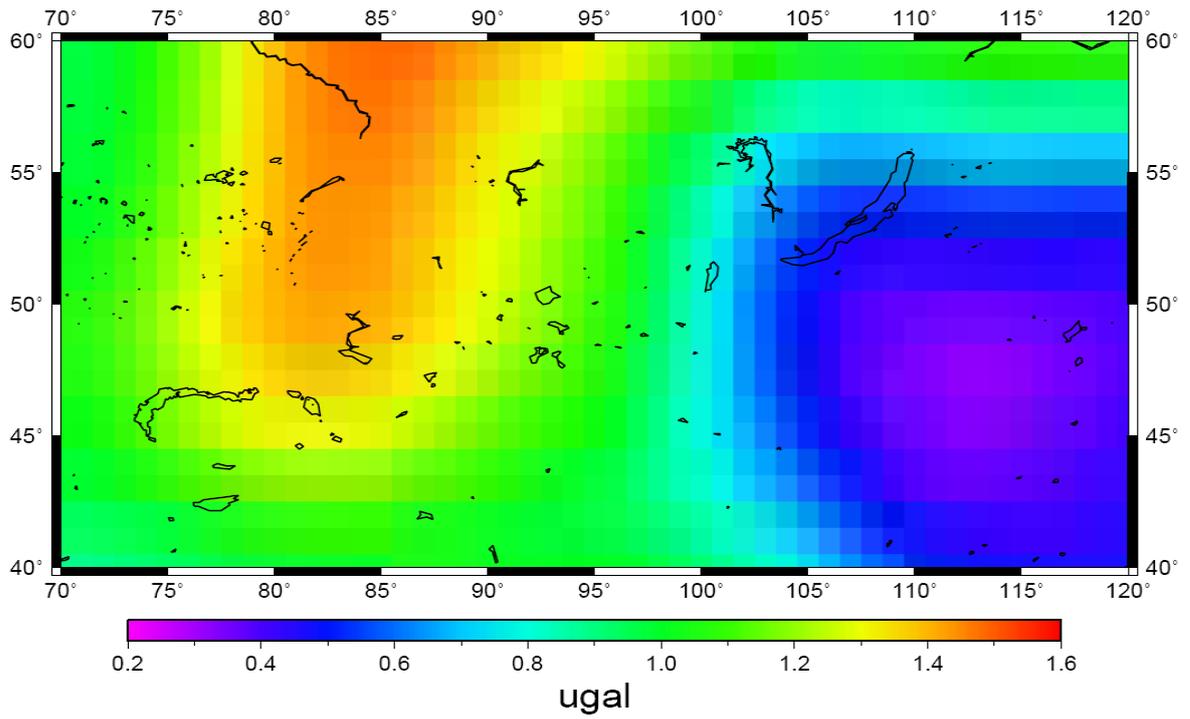
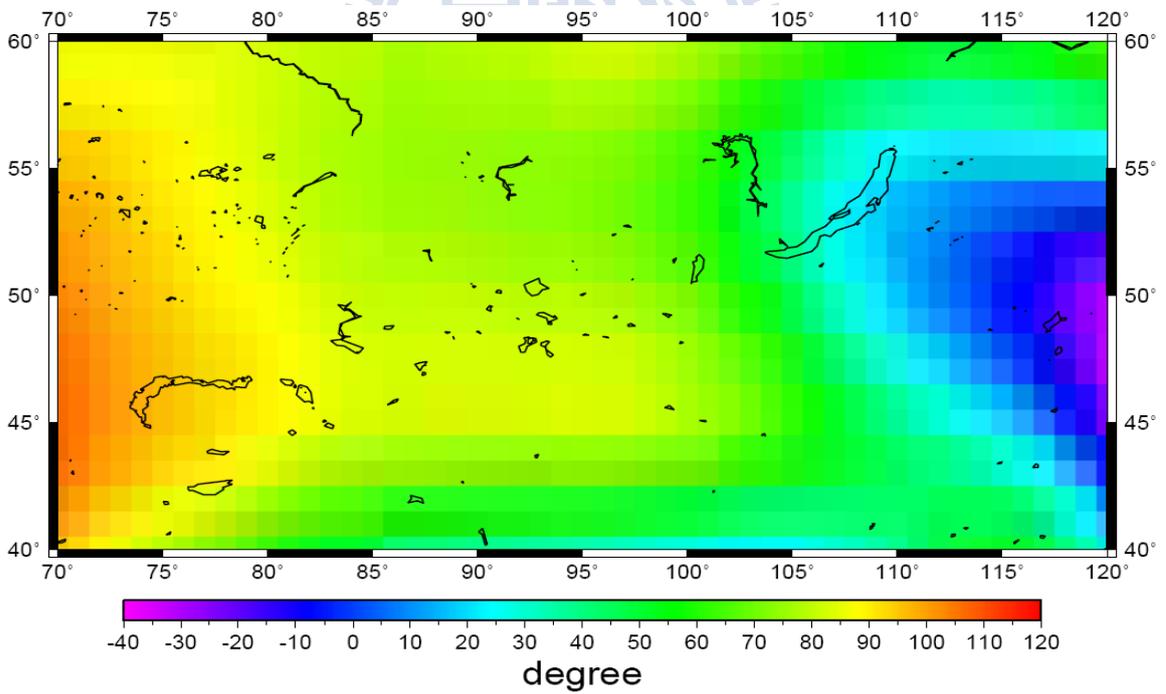


圖 5-5：2002 年至 2009 年間 Baikal 及 Balkhash 湖區域重力異常年變率



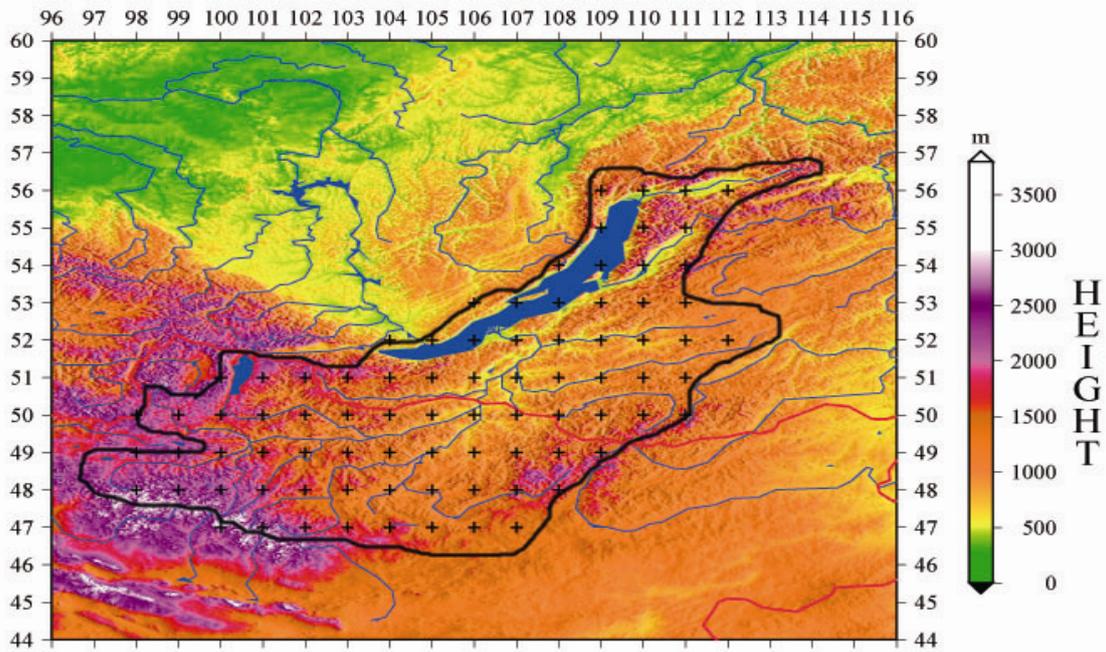


(a)

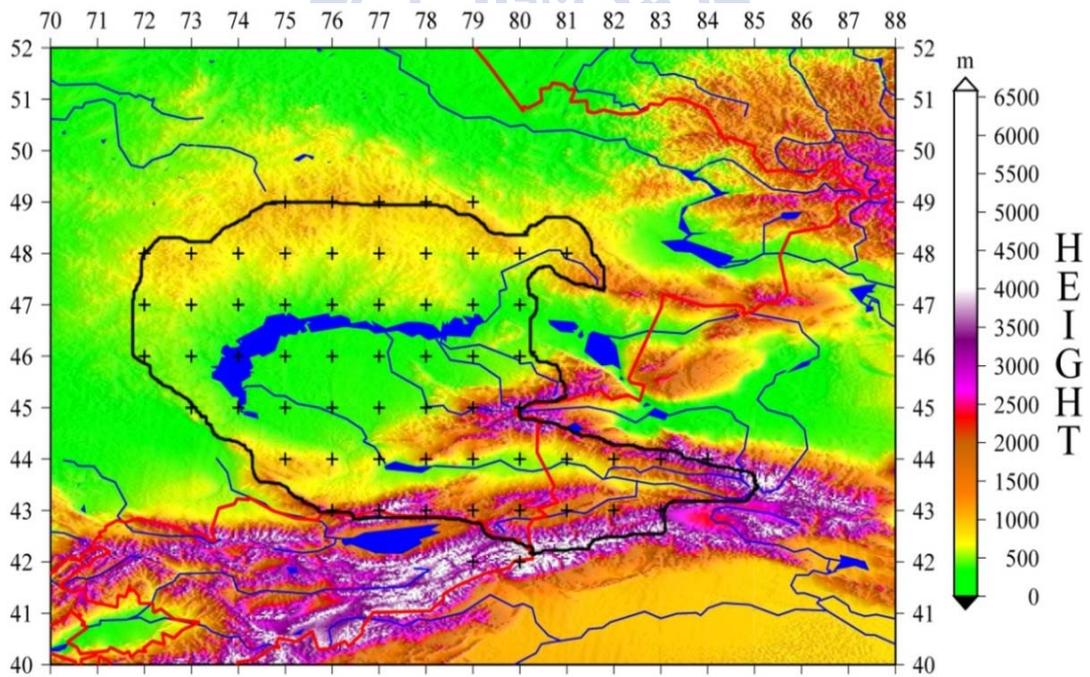


(b)

圖 5-6：GRACE 資料所計算之年振幅 (a) 與年相位圖 (b)

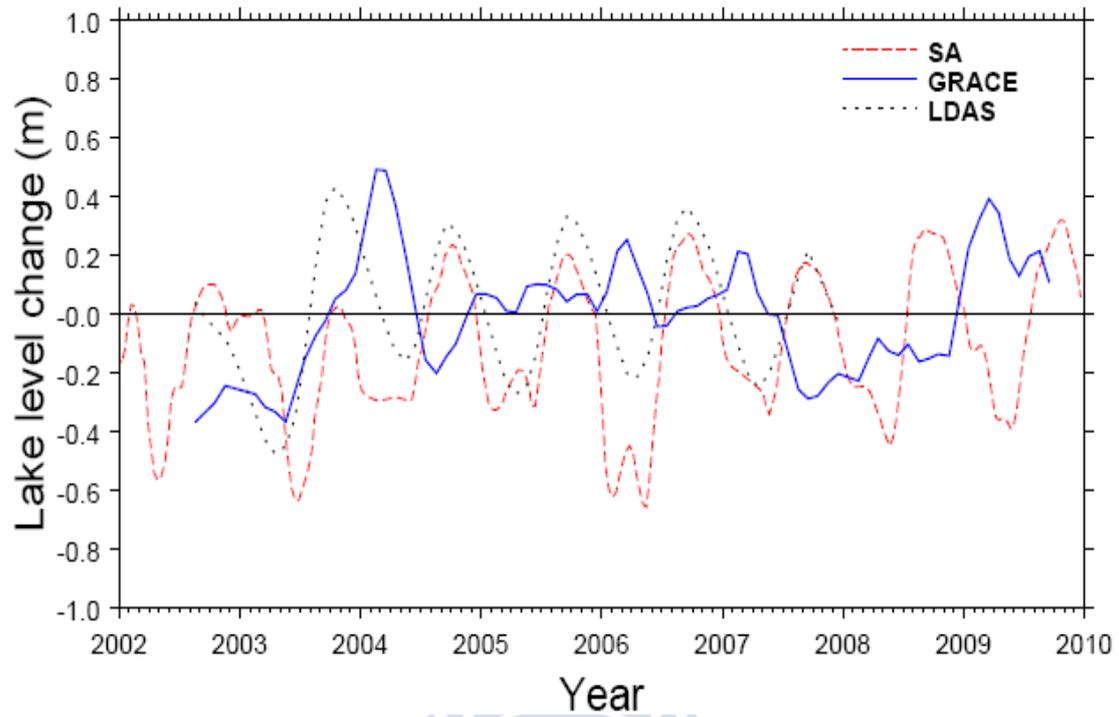


(a)

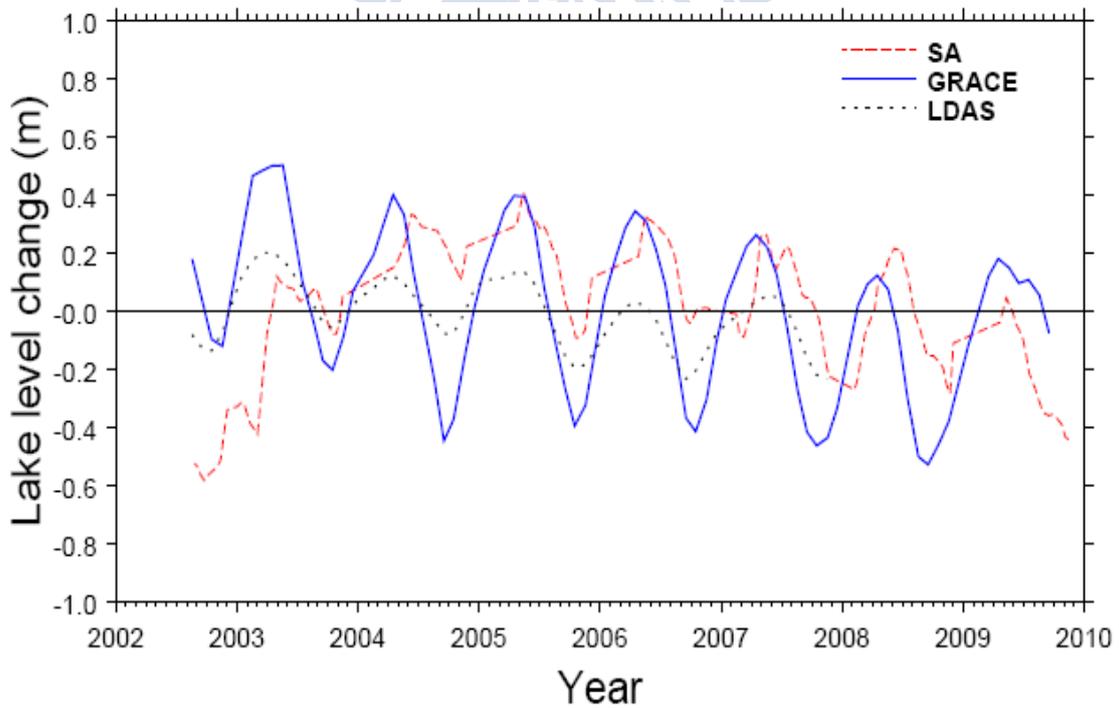


(b)

圖 5-7 : Baikal (a) 與 Balkhash (b) 湖之集水域範圍與網格分割圖



(a)



(b)

圖 5-8：Baikal (a) 與 Balkhash (b)之 SA、GRACE 與 CPC 模式等 3 種資料計算之湖水位高度變化曲線。

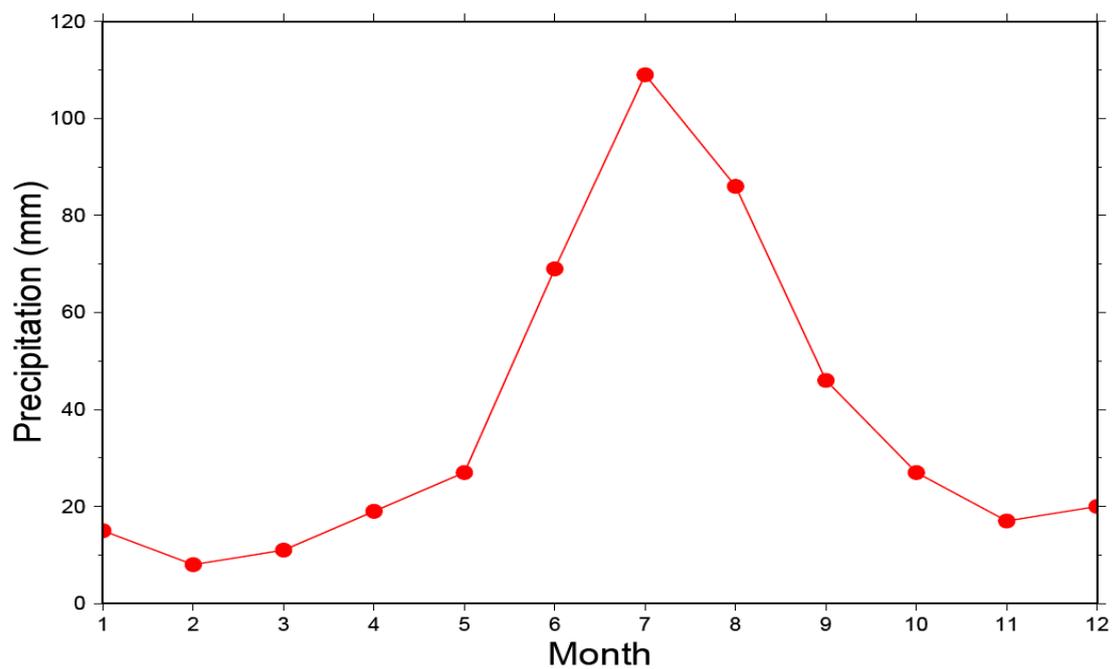
## 第 5-5 節 GRACE 湖水位高度變化結果分析探討

圖 5-9 分別為 Baikal (a) 與 Balkhash 湖附近氣候觀測站 (請參考圖 5-1 紅星標記位置) 所記錄之月平均降水量。Baikal 湖是使用 1951 年至 1980 年間 Irkutsk 氣候觀測站之觀測資料，其結果顯示最大及最低降雨量分別位於 7 月與 2 月，而根據 Baikal 湖集水區域的氣候，每年的 11 月至隔年 3 月為冰凍期，4 月至 10 月為融冰期，是以每年的 11 月至隔年 3 月的降水量均儲存累積分佈在整個 Baikal 湖集水區域內，而於 3 月時質量累積達到最大，隨即開始解融至 10 月，此解融期間融水除蒸發散、截流、窪蓄、滲透與外流等因素外，水注入 Baikal 湖，因此以 GRACE 觀測量性質而言，轉換後的湖水位高度於 3 月達到最大高峰值，10 月則為最低水位時間。另 SA 資料為直接觀測湖水面高，所以湖水位每年高峰值即位於 10 月，最低值為於 3 月。此一氣候因素即造成圖 5-8 Baikal 湖 GRACE 與另 2 種資料相位相差約 7 個月之結果。本文 Baikal 湖水位真正高低峰值時間相同於 Vyruchalkina (2004) 之研究。

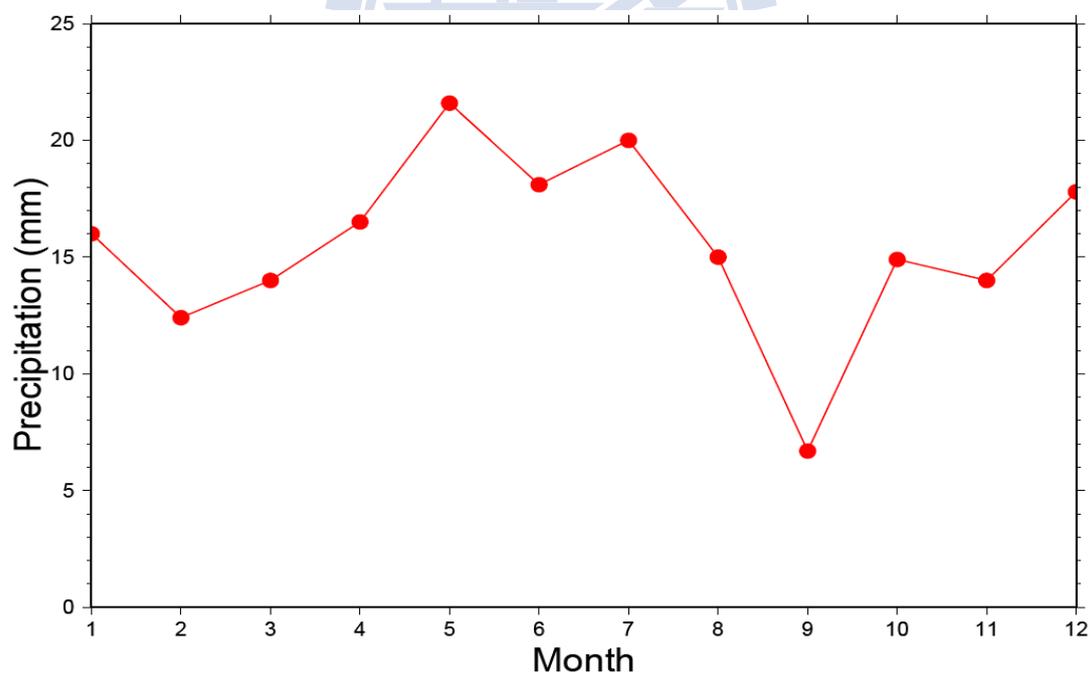
圖 5-9 (b) 為 Balkhash 湖附近氣候觀測站 1986 年至 1990 年間的月平均降水量，由資料顯示 Balkhash 湖的周遭地理氣候環境為典型的大陸性乾燥氣候 (請參考表 5-1)，周遭氣候乾濕季區分並不明顯，每年的 11 月至隔年的 2 月為結冰期，3 月起則開始融冰。雖然 Balkhash 湖有源自天山山脈的數條注入河 (Ili、Karatal、Aksu 及 Lepsi 等)，並無外流河，然由於人類活動、農耕與 Ili 河水壩的建立，造成補注入 Balkhash 湖的天山山脈水源以快速速率減少中，湖水位高度變化主要來自於湖周遭的降水量 (Vyruchalkina, 2004)。此等因素即造成 3 種資料之湖水位高度相位變化相似。

圖 5-10 分別為 Baikal (a) 與 Balkhash (b) 湖各兩個不同時間段的月均溫比較圖。其結果顯示在兩個湖區，後時間段(紅線)的月均溫均較前時間(藍線)高。在 Baikal 湖區域 1951 年至 1980 年的年均溫為  $-0.30^{\circ}\text{C}$ ，但 1998 年至 2007 年期間

段的年均溫卻上升為  $0.34^{\circ}\text{C}$ ，年均溫度共計上升  $0.64^{\circ}\text{C}$ 。年均溫度符號由負轉正，其意義相當於水的型態由固態轉為液態。Baikal 湖部份集水域屬永凍土區，年均溫度高於  $0^{\circ}\text{C}$ ，將造成原可形成永凍土的低溫環境，轉變成永凍土融蝕的環境，因此理論上應會使增加永凍土中的融水釋出，如此將增加流入 Baikal 湖的水量，而成為 Baikal 湖泊水位年變率呈增加趨勢之主要因素之一。對照圖 5-3 的湖水位高度變化結果，1992-1998 年間年變率為負值，但於 1998 年後轉為正值，此恰與上述年均溫的變化亦從 1998 年開始之時間點相符合。另特別值得注意的相關地球物理事件為 1997-1998 年間 El Niño 現象的發生，且同時重力場  $J_2$  係數亦由負轉正 (Chao et al., 2003)，此些事件的關連性是值得後續探討。Balkhash 湖區 1976-1992 年與 1998-2007 年兩時間段內的年均溫分別為  $6.0^{\circ}\text{C}$  及  $6.7^{\circ}\text{C}$ ，年均溫度共計上升  $0.7^{\circ}\text{C}$ ，此與 Baikal 湖區相近，顯示全球氣候暖化趨勢確實存在。對照圖 5-3 Balkhash 的結果，再次顯示 1998 年確實是一個後續值得探討的時間點。有關  $J_2$  地球扁率變化與湖水位高度變化之關連性，將於第 5-6 節探討。



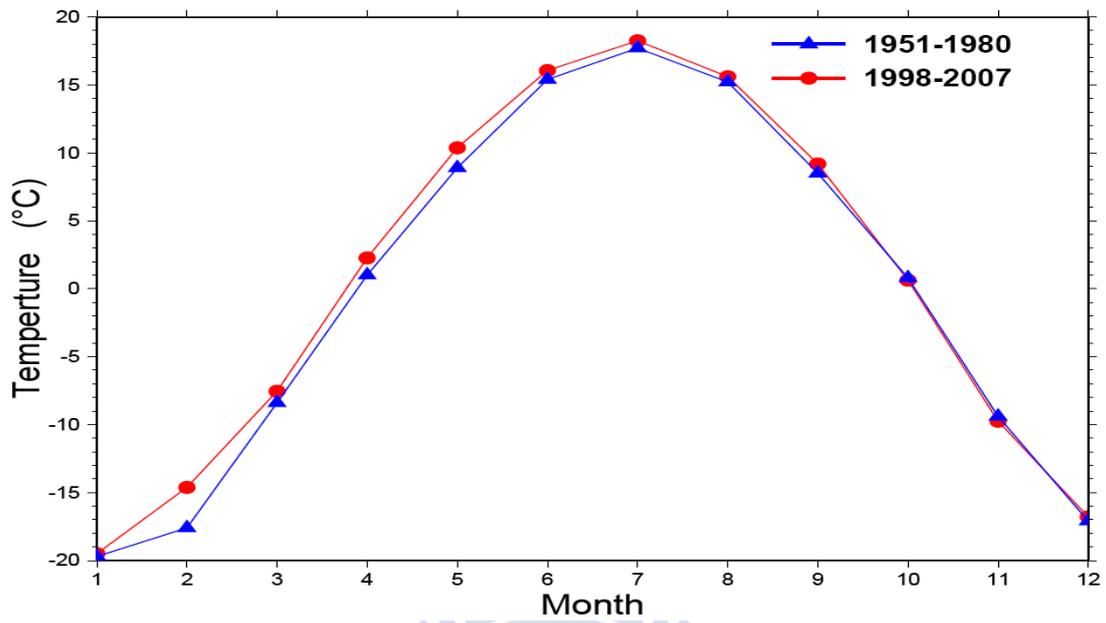
(a)



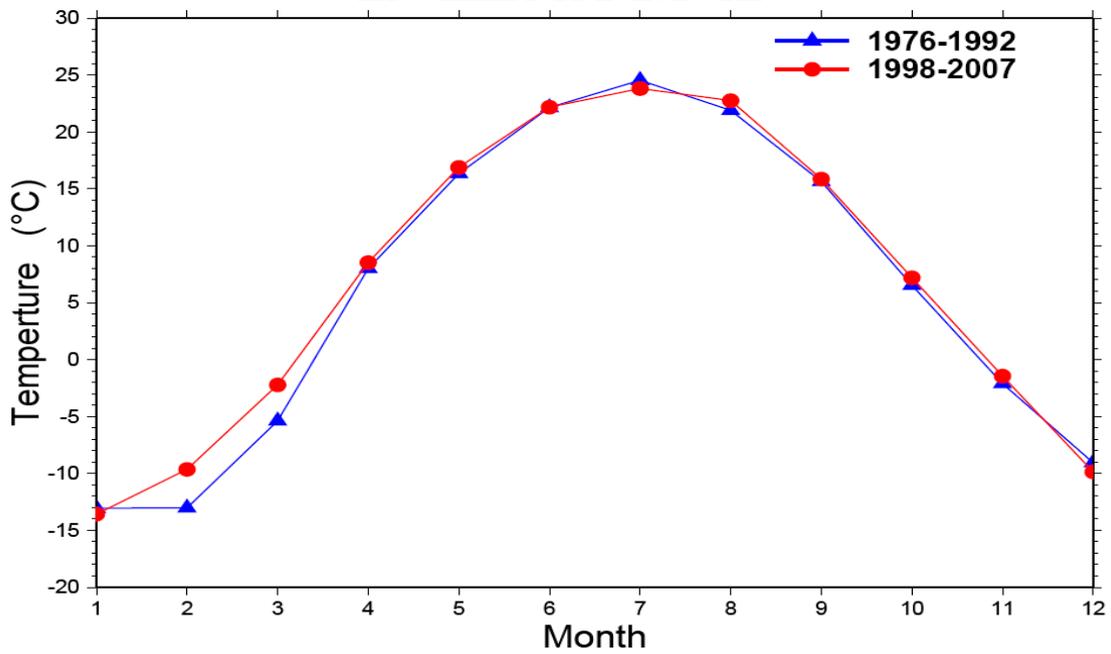
(b)

圖 5-9：月平均降水量折線圖，Baikal (a) 湖時間段為 1951-1980 年； Balkhash (b)

湖時間段為 1986-1990 年



(a)



(b)

圖 5-10：Baikal (a) 與 Balkhash (b)湖不同時間段的月均溫比較圖。

## 第 5-6 節 $J_2$ 地球扁率變化與湖水位高度變化之關連性探討

在本文第 5-3 節與第 5-5 節中，無論是 SA 或是 GRACE 重力衛星資料之計算研究結果，均顯示 1997 年至 1998 年間為 Baikal 與 Balkhash 湖水位高度變率的反轉時刻，兩湖於 1997 年前湖水位是呈下降趨勢，然隨之反轉，於 1998 年後湖水位反呈上升趨勢，其中以 Balkhash 湖的變化最為明顯（請參考圖 5-3）。在此同一時刻，地球扁率  $J_2$  的變化亦呈如是變化，且發生近 20 年來最強烈的 El Niño 與 La Niña 現象。

根據近年 Cox and Chao (2002) 及 Chao et al. (2003) 的研究，指出  $J_2$  的世紀變率，是呈減小趨勢的，其主要原因是 GIA 的結果。不過研究中，以超過 25 年的太空大地觀測資料結果，則顯示地球的動態扁率  $J_2$  在 1998 年前是呈減小趨勢，1998 年後則突然反轉呈增大的趨勢至今。根據理論，氣候環流模式 (Climatic general Circulation Models, GCMs)，尤其是大氣、海洋、冷圈(cryosphere)間與陸地水文間的循環機制，是可用以解釋說明  $J_2$  的變化，不過由於傳統的 GCMs 並沒有足夠的物理或知識構建氣候回饋機制，以預測突然的變化，因此一般而言，GCMs 的結果，均會小於實際觀測值，這主要原因為地面觀測資料的空間解析度不足之故。Dickey et al. (2002) 針對 1998 年地球扁率  $J_2$  年變率反轉的現象，提出其研究結果，其認為是全球氣候暖化所造成的，因全球溫度的提高，致使南北極、格陵蘭、陸地冰川融化等，造成注入海洋的水量增加，經質量重新分配後，南半球、太平洋、印度洋等區域海水質量增加，其影響量大於後冰河期地幔反彈結果對  $J_2$  的造成。其研究結果指出，當去除上述南半球、太平洋、印度洋海水質量增加對  $J_2$  的影響量後，殘餘的  $J_2$  的年變率為  $-2.9 \times 10^{-11}$  /year，此結果與  $J_2$  世紀年變率趨勢相同，此一結果說明氣候的變化是造成  $J_2$  變化的次要因素 (Cox and Chao, 2002)。另從本文圖 4-8 之 1992 年 10 月至 2007 年 12 月間全球海水面大地起伏年變率成果，其明確顯示出南半球、太平洋及印度洋區域之大地起伏年

變率較其他區域為大，尤其明顯大於北半球，此結果與 Dickey et al. (2002)的研究相似。而本文由 SA 觀測之海水質量增加對  $J_2$  年變率的結果，同樣是以 1998 年為變率反轉年 (請參考本文第 4-4-3 節)，1998 年前  $J_2$  年變率為負值，1998 年  $J_2$  年變率為正值。

在本文第 4-3 節中是以 1992 年 1 月至 2007 年 12 月期間，結合 SA 之 SLA 成果與太平洋 Nino3.4 區域的 SSTA 來探討 El Niño 與 La Niña 現象之發生時間。其結果顯示，此 16 年間 El Niño 與 La Niña 現象各發生 6 次，但值得特別注意的是，於 1996-1997 發生 La Niña 現象，隨即於 1997-1998 年間反轉發生近 20 年來最大的 El Niño 現象，又隨即於 1999 年反轉發生同樣是近 20 年來最大的 La Niña 現象，且持續 3 年。而於本文第 5-5 節中探討了 Baikal 與 Balkhash 湖各兩個不同時間段的月均溫比較成果，其結果均為後時間段的月均溫較前時間段高，年均溫則分別高約  $0.64^{\circ}\text{C}$  與  $0.7^{\circ}\text{C}$ 。雖然用以比較的時間段時間並不一致，Baikal 湖為 1951 ~ 1980 年與 1998 ~ 2007 年，Balkhash 湖為 1976 ~ 1992 年與 1998 ~ 2007 年，但仍可得出 1998 年後，Baikal 與 Balkhash 湖區域周遭氣候溫度呈上升趨勢。區域年均溫的升高，致使此兩湖的水來源，除了原集水域內降水外，原高山終年不會融化的雪線高度提高，釋出更多的水；原可形成永凍土的低溫環境，轉變永凍土融蝕的環境，增加永凍土中的融水釋出，因此造成 1998 年後 Baikal 與 Balkhash 的湖水位由原下降趨勢反轉為上升趨勢。

綜合上述  $J_2$  年變率與 Baikal 及 Balkhash 湖水位的變化趨勢，其共同特點即均以 1998 年為反轉年。其原因機制，佐以 Dickey et al. (2002)的研究及本文之太平洋 Nino3.4 區域的 SSTA 與 Baikal 及 Balkhash 湖的年均溫變化結果，可顯示其影響因素為全球暖化促使南北極、格陵蘭、陸地冰川等，增加釋出水量的故。

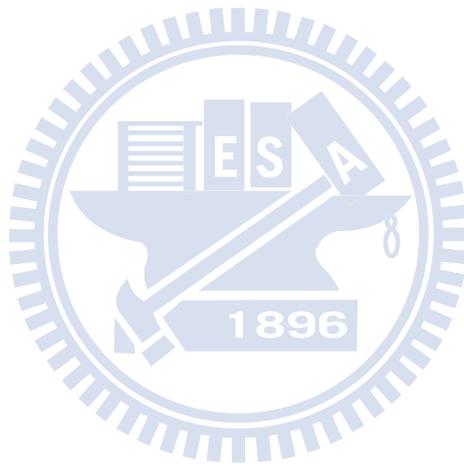
## 第 5-7 節 本章小結

本章的研究目的在於探討 GRACE 衛星重力觀測量、SA 觀測量與全球水文模式(CPC)用於監測湖水位高度變化之可行性，其研究結果可歸納為下列幾點：

- (1). 由 SA 資料測算 Baikal 與 Balkhash 湖的湖水位高度年變率結果顯示，兩湖自 1992 年 10 月至 2007 年 10 月間均有 2 次的年變率反轉變化，而現今 Baikal 湖水位年變率為 2.1 cm/yr，Balkhash 湖為 -3.6 cm/yr。
- (2). GRACE 資料所計算之重力年振幅與年相位結果顯示 Balkhash 湖區域的年振幅約 1.5  $\mu\text{gal}$ ，大於 Baikal 湖區域的 0.8  $\mu\text{gal}$ 。年相位則約有 100 arc-degrees 的差異量，Balkhash 湖區的相位峰值早 Baikal 湖區約 3 個月發生。
- (3). 在以 SA 觀測的湖水位高度變化量為參考值及 5-4 節的公式與條件下 GRACE 及 CPC 模式所推算之整個集水域之水質量轉換比例 F 值在 Baikal 與 Balkhash 湖分別為 0.6 與 0.3。
- (4). 本章內所使用的 3 種資料結果均顯示出湖水位高度有年週期性變化，在相位變化方面，SA 與 CPC 模式結果在此兩湖泊區域均較相符，而 GRACE 結果在 Balkhash 湖與其餘 2 種資料相位差異不大，然在 Baikal 湖區卻與另 2 種資料相位結果相差約 7 個月。此相位結果在 Baikal 與 Balkhash 湖的差異，其主要因由為湖泊座落位置的環境氣候因素(請參考表 5-1)與人為因素影響量大小。
- (5). Baikal 與 Balkhash 湖各兩個不同時間段的月均溫比較，其結果均顯示後時間段的月均溫均較前時間高，分別高約 0.64°C 與 0.7°C。尤其 Baikal 湖的年均溫由零度以下，上升至零度以上，此結果將造成原永凍土的解融，增加注入 Baikal 湖的水量。
- (6). 對照兩湖區年均溫變化之時間點、1997-1998 年間 El Niño 現象的發生及 1998

年重力場  $J_2$  係數亦由負轉正，此些事件的關連性顯示 1998 年確實是一個後續值得探討的時間點。

綜而言之，以水資源量來探討，Balkhash 湖區正受到嚴重的人類活動，湖水位已明顯呈下降趨勢，未來水資源必成一大問題；而 Baikal 湖水位現今雖呈上升趨勢，但受全球氣候暖化因素之影響，原永凍土及原雪線終年不融冰之區域，正增加水量的釋出，長期而言亦代表水資源的逐漸流失。此水資源的管理應用與全球氣候變遷間關係的研究必須慎重看待。



## 第 6 章 結論與建議

本文的主要研究課題有二：(1)為使用 SA 與 steric 兩種資料計算海水面高度及質量之時變量，並探討海水質量變化對地球質心、扁率及極運動之影響量；(2)使用 SA 與 GRACE 重力衛星資料探討監測湖泊水位高度變化之可行。以下綜列出本文研究的重要結論與建議：

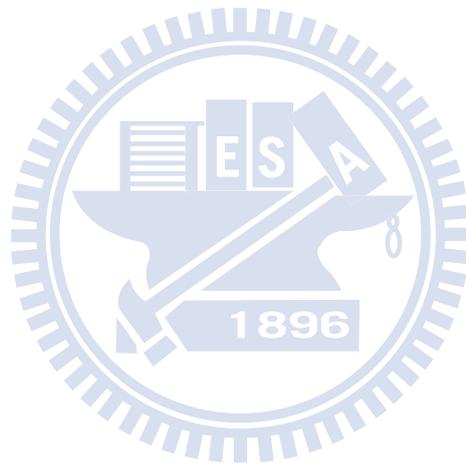
- (1) 本文的論述與貢獻之一，在於球諧係數解析程式 (sha.f90) 與整合程式 (syn.f90) 的推導及撰寫。此兩個程式在考量地球非剛體之變形負載係數下結合 FFT 之計算原理，能有效率地處理及計算重力異常、大地起伏、水文高度異常值及大氣壓力異常值等不同型態資料之重力位係數解析正算或係數整合反算。基本上本文的各項成果均源於此兩程式，第 4 章及第 5 章成果的分析均構基於此。
- (2) 本研究所使用的各種資料，無論其原有檔案格式為何，經由處理後，每個檔案均為以月為單位時間的  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  全球網格資料(經度： $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ ，緯度： $-90^{\circ} \sim 90^{\circ}$ )，檔案內容為各資料的異常值。異常值的計算流程，均首先計算出資料時間段內的算數平均值，繼而每月原始值減去平均值，即可算得每月之異常值。
- (3) 本章節所使用的研究資料僅為海洋區域的 SA 與 steric 資料，最終所計算分析之結果，均只為海水質量變化所造成的影響量，並非地球系統內的總影響量。此外，在本研究中並無使用任何 GIA 模式資料，即最後海水質量增減變化所造成的 GSLT 是隱含 GIA 效應在內的。針對 1992 年 10 月至 2007 年 12 月期間段 GSLT 之計算結果，其中直觀地使用 SASLA 資料，所計算得之 GSLT 為  $2.94 \pm 0.18$  mm/yr；steric 資料所計算之結果為  $0.32 \pm 0.28$  mm/yr，而 CSLA 計算結果為  $2.47 \pm 0.14$  mm/yr，以上這 3 項數據與其他研究機構或學者所發表之結果近同。

- (4) 雖然目前各學者研究相關於南北極、格陵蘭及其他各大陸之總釋出量並未與 SA 觀測結果相符合，但相關研究數據確實顯示全球暖化趨勢正逐漸增強，陸地的原積存冰雪正以每年逐漸增加的趨勢釋放出水量，而本研究計算之結果亦再次證明全球暖化趨勢的嚴重性。CSLA 的 SLT 在格陵蘭南方海域、非洲厄加勒斯角南部海域、澳洲和紐西蘭間的塔斯瑪海及墨西哥灣，均與 SLA 及 steric 的結果相反，顯示此些海域受到 steric 的效應影響極大。此外，日本東岸海域的 CSLA 結果雖仍成上升趨勢，但較之 SLA 之結果，亦顯示該海域亦受 steric 效應的影響極大。
- (5) SLA 及 steric 的結果均顯示出年相位變化是以赤道為界，區分為南北相反相位變化之半球，且兩種資料之結果趨勢亦一致。此一結果顯示與南北半球季節性氣候變化有著高相關性。CSLA 亦略呈南北相反相位之結果，但在南北低中緯度區卻與 SLA 及 steric 的結果相反，此一結果明確說明季節性的氣候溫度與海水面高度變化有著絕對相關影響量。
- (6) 依本文研究成果可看出 El Niño 現象最大值發生於當年度的 11 月，而 La Niña 最大值則發生於當年度的 3 月份。而在本研究 1992 年 10 月至 2007 年 12 月期間段內，於 1993-1994、1994-1995、1997-1998、2002-2003、2004-2005 及 2006-2007 等 6 個時間段都發生了 El Niño 現象，而 1995-1996、1999-2000、2000-2001、2001-2002、2006-2007 與 2007-2008 等 6 個時間段內亦發生 La Niña 現象。其中需特別注意的是 1996 至 2001 這 6 年時間段內，於 1996-1997 發生 La Niña 現象，隨即反轉於 1997-1999 年間發生近 20 年來最大的 El Niño 現象，又於 1999 年反轉發生同樣是近 20 年來最大的 La Niña 現象，且持續 3 年。此 6 年間不管是 El Niño 或 La Niña 現象，其量值均遠大於其他時間段，而近年來有關地球物理現象之一的地球扁率變化即於 1997-1998 年間反轉，雖目前尚無研究能明確解釋此 2 現象的關連性，但其間影響機制是值得後續研究探討的。

- (7) 重力位球諧係數  $C_{00}$  的變動量反應的是質量的變化，本文由 CSLA 反演計算的  $\Delta C_{00}$  係數年變率為  $1.16 \pm 0.07 \times 10^{-10}$ ，振幅大小為  $5.13 \times 10^{-10}$ ，相位為  $-81.2^\circ$ 。 $\Delta C_{00}$  是海洋質量變化與地球總質量之比，地球總質量為  $5.97 \times 10^{24}$  kg，所以海水質量之年變率為  $6.92 \times 10^{14}$  kg/yr，而振幅變化率為  $3.05 \times 10^{15}$  kg/yr。
- (8) 海水質量變化對質心的影響結果與 Chen et al.(1999)、Swenson et al.(2008) 有所差異。本研究自算之年振幅變化小於另二者之研究結果，而在年周期變化結果方面，除了  $\Delta z$  與另二者之研究結果相近外， $\Delta x$  與  $\Delta y$  則有相當差異，甚且  $\Delta y$  之相位符號與他二者結果相異，此因由應是本文結果單僅使用 CSLA 資料，而並未考量大氣質量、陸地水文與地殼內部質量的變化之故。本文所計算之  $\Delta x$ 、 $\Delta y$  與  $\Delta z$  地球質心偏移量年變率分別為  $-0.105 \pm 0.015$  mm/yr、 $0.011 \pm 0.019$  mm/yr 及  $-0.234 \pm 0.015$  mm/yr。
- (9) 本研究計算之  $J_2$  年變率為  $0.57 \pm 0.08 \times 10^{-11}$ /yr，振幅為  $1.98 \times 10^{-11}$ /yr，相位為  $-127.21^\circ$ 。由圖 4-11 NINO\_3.4 SSTA 指標圖與圖 4-18  $J_2$  時變圖相較，可明顯看出兩圖曲線變化於 2004 年前相當一致，1993-1998 呈下降趨勢，1998 後反轉急升，1999-2007 年間變化較平緩，但整體趨勢仍呈正值。另由兩圖變化峰值時間位置於 2004 年前均大致相符，顯示出 EL Nino 現象的發生與  $J_2$  的變化有著高度相關性。由 wavelet 小波頻譜分析圖中，確實顯示出 CSLA 的  $J_2$  變化周期為 3-7 年，此結果與 Cheng and Tapley (2005) 之結論相同。
- (10)  $\Delta C_{21}$  的變化量約為  $\Delta S_{21}$  係數的 3 倍，即極移運動中 x 方向變動量大於 y 方向約 3 倍。參考圖 4-9 全球海洋大地起伏相位變化圖即可明顯發現海洋大地起伏的相位與緯度呈平行變化，而大地起伏代表著質量變化，所以此成果數據之比較結果，應是與年際質量變化相位呈平行於緯度方向有關。

- (11) 由 SA 資料測算 Baikal 與 Balkhash 湖的湖水位高度年變率結果顯示，兩湖自 1992 年 10 月至 2007 年 10 月間均有 2 次年變率反轉變化，而現今 Baikal 湖水位年變率為 2.1 cm/yr，Balkhash 湖為 -3.6 cm/yr。GRACE 資料所計算之重力年振幅與年相位結果顯示 Balkhash 湖區域的年振幅約 1.5  $\mu\text{gal}$ ，大於 Baikal 湖區域的 0.8  $\mu\text{gal}$ 。年相位則約有 100 arc-degrees 的差異量，Balkhash 湖區的相位峰值早 Baikal 湖區約 3 個月發生。
- (12) 在以 SA 觀測的湖水位高度變化量為參考值及 5-4 節的公式與條件下 GRACE 及 CPC 模式所推算之整個集水域之水質量轉換比例 F 值在 Baikal 與 Balkhash 湖分別為 0.6 與 0.3。本文內所使用的 3 種資料結果均顯示出湖水位高度有年週期性變化，在相位變化方面，SA 與 CPC 模式結果在此兩湖泊區域均較相符，而 GRACE 結果在 Balkhash 湖與其餘 2 種資料相位差異不大，然在 Baikal 湖區卻與另 2 種資料相位結果相差約 7 個月。此相位結果在 Baikal 與 Balkhash 湖的差異，其主要因由為湖泊座落位置的環境氣候因素與人為因素影響量大小。
- (13) Baikal 與 Balkhash 湖各兩個不同時間段的月均溫比較，其結果均顯示後時間段的月均溫均較前時間高，分別高約 0.64°C 與 0.7°C。尤其 Baikal 湖的年均溫由零度以下，上升至零度以上，此結果將造成原永凍土的解融，增加注入 Baikal 湖的水量。對照兩湖區年均溫變化之時間點、1997-1998 年間 El Niño 現象的發生及 1998 年重力場  $J_2$  係數亦由負轉正，此些事件的關連性顯示 1998 年確實是一個後續值得探討的時間點。以水資源量來探討，Balkhash 湖區正受到嚴重的人類活動，湖水位已明顯呈下降趨勢，未來水資源必成一大問題；而 Baikal 湖水位現今雖呈上升趨勢，但受全球氣候暖化因素之影響，原永凍土及原雪線終年不融冰之區域，正增加水量的釋出，長期而言亦代表水資源的逐漸流失。此水資源的管理應用與全球氣候變遷間關係的研究必須慎重看待。

全球暖化是現在進行式，全球海水面上升相對應的結果是陸地面積的被淹沒減少，甚而未來數十年內會造成各大洋中小島的消失，例如馬爾地夫 (Maldives)，此外首先被淹沒的沿海地區，正是人類生活的最重要的區域之一，因此研究及監測全球海水面上升速率是目前急迫且須持續的重要研究課題。這些重力時序變化與地球氣候環境的變遷是息息相關的，瞭解重力場時變的情形將有助於吾人明瞭過去與現今的地球氣候變化情形，更甚而可用以評估預測未來環境的變化，提供人類繼續生存於地球的應變之道。



## 參 考 文 獻

- 董曉軍與黃城, 2000 : 利用TOPEX/POSEIDONSA資料監測全球海平面變化, 測繪學報, 第 29 卷, 第 03 期.
- Albertella, A., F. Sacerdote, and F. Sanso, 1992 : From Harmonic to Fourier Analysis on Sphere. Holota P., Vermeer M., Proc. Of the 1<sup>st</sup> Continental Workshop on the Geoid in Europe, Prague, pp. 364-375.
- Andersen, O. B., and J. Hinderer, 2005 : Global inter-annual gravity changes from GRACE : Early results. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01402, doi:10.1029/2004GL020948.
- Andrew, O. B., and H. -Y. Gao, 1996 : Applied wavelet analysis with S-PLUS, pp. 242-243, Spring, New York.
- Andrew, J. A. M., H. Leach, and P. L. Woodworth, 2006 : The relationships between tropical Atlantic sea level variability and major climate indices. *Ocean Dyn.*, **56**, pp. 452-463, doi:10.1007/s10236-006-0068-z.
- Andrew S. and D. Wingham, 2007: Recent Sea-Level Contributions of the Antarctic and Greenland Ice Sheets. *Science*, **315**, 1529, doi:10.1126/science.1136776.
- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer, 2002 : steric sea level variations during 1957-1994 : Importance of salinity. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8013, doi:10.1029/2001JC000964.
- Antonov, J. I., S. Levitus, and T. P. Boyer, 2005 : Thermosteric sea level rise, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12602, doi:10.1029/2005GL023112.
- Archivings Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data (AVISO), 1996. AVISO User Handbook for Merged TOPEX/Poseidon Products, Edition 3.0, Centre National d'Etudes Spatiales, Toulouse, pp.196.
- Barnes, R. T. H., R. Hide, A. A. White, and C. A. Wilson, 1983 : Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day changes and polar motion. *Proc. Roy. Soc. Lond.*, **A387**, pp. 31-73.
- Baur O., M. Kuhn, W. E. Featherstone, 2009 : GRACE-derived ice-mass variations

- over Greenland by accounting for leakage effects. *J. Geophys. Res.* **114**, B06407, doi:10.1029/2008JB006239.
- Beckley, B. D., F. G. Lemoine, S. B. Luthcke, R. D. Ray, and N. P. Zelensky, 2007 : A reassessment of global and regional mean sea level trends from TOPEX and Jason-1 altimetry based on revised reference frame and orbits. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L14608, doi:10.1029/2007GL030002.
- Bedient, P. B. and W. C. Huber, 2002 : Hydrology and Floodplain Analysis. Prentice Hall.
- Berry, P. A. M., H. Bracke, and A. Jasper, 1997 : Retracking ERS-1 Altimeter Waveforms over land: an expert system approach. The 3rd ERS Symposium, 14-21 March.
- Birkett, C. M., 1995 : The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J. Geophys. Res.*, **100**, C12, PP. 25,179-25,204, doi:10.1029/95JC02125.
- Birkett, C. M., 1998 : Contribution of TOPEX NASA radar altimeter to global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resour. Res.*, **34**, 5, PP. 1223-1239, doi:10.1029/98WR00124.
- Blewitt, G., D. Lavalley, P. Clarke, and K. Nurutdinov, 2001 : A new global mode of Earth deformation : seasonal cycle detected. *Science*, **294**, pp.2342–2345. doi:10.1126/science.1065328.
- Bove, M. C., J. J. O'Brien, J. B. Eisner, C. W. Landsea, and X. Niu, 1998 : Effect of El Niño on U.S. landfalling hurricanes, revisited. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, pp.2477–2482.
- Cabanes, C., A. Cazenave, and C. L. Provost, 2001 : Sea level change from Topex-Poseidon altimetry for 1993–1999 and possible warming of the southern oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 9–12, doi:10.1029/2000GL011962.
- Casenave A. A., P. Gegout, G. Ferhat and R. Biancale, 1996 : Temporal variations of the gravity field from Lageos 1 and Lageos 2 observations, in “Global gravity field and its temporal variations”. R.H. Rapp, A.A. Casenave and R.S. Nerem eds., IAG Symposia 116, Springer Verlag, Berlin- New York.

- Cazenave, A., R. S. Nerem, 2004 : Present-day sea level change: Observations and causes. *Rev. Geophys.*, **42**, RG3001, doi:10.1029/2003RG000139.
- Chambers, D. P., J. Wahr and R. S. Nerem, 2004 : Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L13310, doi:10.1029/2004GL020461.
- Chambers, D. P., 2006 : Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, **111**, C03010, doi:10.1029/2005JC002914.
- Chambers, D. P., 2006: Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17603, doi:10.1029/2006GL027296 .
- Chambers, D. P., M. E. Tamisiea, R. S. Nerem, and J. C. Ries, 2007 : Effects of ice melting on GRACE observations of ocean mass trends. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L05610, doi:10.1029/2006GL029171.
- Chao, B. F., and A. Y. Au, 1991 : Atmospheric excitation of the Earth's annual wobble: 1980-1988, *J. Geophys. Res.*, **96**, B4, pp 6577-6582, doi:10.1029/91JB00041
- Chao, B. F., A. Y. Au, J.-P. Boy, and C. Cox, 2003 : Time-variable gravity signal of an anomalous redistribution of water mass in extratropic Pacific during 1998-2002. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1096, doi:10.1029/2003GC00589.
- Chapanov, Y., and I. Georgiev, 2002 : Secular drifts of the low degree zonal coefficients obtained from Satellite Laser Ranging to the geodynamic Satellites LAGEOS-1 and LAGEOS-2. Accepted in *Bulgarian Geophysical Journal*.
- Chen J. L., C. Wilson, R. Eanes, and R. Nerem, 1999 : Geophysical interpretation of observed geocenter variations. *J. Geophys. Res.*, **104**, no. B4, pp :2683– 2690. doi:10.1029/1998JB900019
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley and J. Ries, 2004 : Low degree gravitational changes from GRACE: validation and interpretation. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, No. 22, L22607 10.1029/2004GL021670.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti and M. Rodell, 2005 : Spatial sensitivity of

- the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, B08408, doi:10.1029/2004JB003536.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, and K.-W. Seo, 2006 : Optimized smoothing of Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) time-variable gravity observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, B06408, doi:10.1029/2005JB004064.
- Chen J. L., Wilson C. R., Tapley B. D., 2006 : Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet. *Science*, **313**, 1958–1960, doi:10.1126/science.1129007.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, J. S. Famiglietti and M. Rodell, 2007: Attenuation effects on seasonal basin-scale water Storage change from GRACE time-variable gravity. *J. Geod.*, **81**, No. 4, 237-245, doi:10.1007/s00190-006-0104-2.
- Chen J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, D. Blankenship and D. Young, 2008 : Antarctic regional Ice loss rates from GRACE Earth and Planetary. *Science Letters*, **266**, 140–148.
- Cheng, M. K., C. K. Shum and B. D. Tapley, 1997 : Determination of the long-term changes in the Earth's gravity field from satellite laser ranging observations. *J. Geophys. Res.*, **102**, No. B10, pp. 22,377-22,390, doi:10.1029/97JB01740.
- Cheng, M. K., and B. D. Tapley, 1999 : Seasonal variations in low-degree zonal harmonics of earth's gravity field from satellite laser ranging observations. *J. Geophys. Res.*, **104**, No. B2, pp. 2667-2681, doi:10.1029/1998JB900036.
- Cheng, M. K., and B. D. Tapley , 2005 : Correction to Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *J. Geophys. Res.*, **110**, B03406, doi:10.1029/2005JB003700.
- Chui, C. K., 1992 : Wavelet Analysis and Its Applications, vol. 1, An Introduction to Wavelets, Academic, San Diego, Calif.
- Colombo, O. L., 1981 : Numerical methods for harmonic analysis on the sphere. Department of Geodetic Science and Surveying. Rep. No. 310, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 139 pp.
- Cox, C. M., and B. F. Chao, 2002 : Detection of a large-scale mass redistribution in

- the terrestrial system since 1998. *Science*, Vol. 297. no. 5582, pp. 831 – 833, doi: 10.1126/science.1072188
- Crétaux, J.-F., L. Soudarin, F. J. M. Davidson, M.-C. Gennero, M. B.-N. and A. Cazenave, 2002 : Seasonal and interannual geocenter motion from SLR and DORIS measurements: Comparison with surface loading data. *J. Geophys. Res.*, Vol. **107**, 2374, 9 PP. doi:10.1029/2002JB001820.
- Crétaux, J.-F., and C. Birkett, 2006 : Lake studies from satellite radar altimetry. *C. R. Geosci.* , **338**, 1098-1112.
- Daubechies, I., S. Mallat, and A. S. Willsky, 1992 : Introduction to the special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis, *IEEE Trans. Inf. Theory*, **38**(2), 529–531.
- Davis, J. L., P. Elósegui, J. X. Mitrovica and M. E. Tamisiea, 2004 : Climate-driven deformation of the solid Earth from GRACE and GPS. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L24605. doi:10.1029/ 2004GL021435.
- Devoti, R., V. Luceri, P. Rutigoliano, C. Sciarretta, and G. Bianco, 1998 : Secular Drifts of Low Degree Zonals Obtained from SLR Geodetic Satellites. Proc. of the 11th International Workshop on Laser Ranging, Deggendorf, Germany, September 21-25, p. 22,.
- Dickey, J. O., S. L. Marcus, O. de Viron, and I. Fukumori, 2002 : Climate and Postglacial Rebound Effects Recent Earth Oblateness Variations: Unraveling, *Science*, 298, 1975, doi: 10.1126/science.1077777.
- Dilts, G. A., 1985 : Computation of spherical harmonic expansion coefficients via FFT's. *J. Comput. Phys.*, **57**, 439-453.
- Dong, D., R. S. Gross, and J. O. Dickey, 1996 : Seasonal variations of Earth's gravitational field : An analysis of atmospheric and oceanic tidal excitation. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7139-7147.
- Dong, D., T. Yunk, and M. Heflin, 2003 : Origin of the international terrestrial reference frame. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **108**(B4):2200–2209. doi:10.1029/2002JB002035.

- Douglas, B. C., 2005 : Gulf of Mexico and Atlantic coast sea level change, in Circulation of the Gulf of Mexico: Observations and Models. *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. **161**, edited by W. Sturges and A. Lugo-Fernandez, AGU, Washington, D. C.
- Eanes, R. J., 1995 : A study of temporal variation in Earth's gravitational field using LAGEOS-1 laser ranging observations. Ph.D. thesis ,128 pp., Univ. of Tex. Austin.
- Engelis, T., 1985 : Spherical harmonic expansion of the Levitus sea surface topography. Rep. 385, Department of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus.
- Eric, R., Jonathan L. Bamber, Michiel R. van den Broeke, C. Davis, Yonghong Li, Willem Jan van de Berg and Erik van Meijgaard, 2008 : Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, **1**, 106 - 110
- Eubanks, T. M., J. A. Steppe, and J. O. Dickey, 1986 : The El Niño, the Southern Oscillation and the Earth rotation. In: *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*, edited by A. Cazenave. D. Reidel, Dordrecht, Holland, 163–186.
- Evelynn, P. and M. Bakhtiyor, 2006 : Central Asian Environment, Science, Technology, and Health (ESTH) Highlights. September .
- Flinchem, E.P., Jay, D.A., 2000 : An introduction to wavelet transform tidal analysis methods. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* , **51**, 177–200.
- Gamage, N. K. K., and W. Blumen, 1993 : Comparative analysis of low level cold fronts: Wavelet, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions, *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2867–2878.
- Gegout, P., and A. Cazenave, 1993 : Temporal variations of the Earth gravity field for 1985-1989 derived from LAGEOS. *Geophys. J. Int.*, **114** , 347-177.
- Gordon, W. S., and J. S. Famiglietti, 2004 : Response of the water balance to climate change in the United States over the 20th and 21st centuries: Results from the VEMAP phase 2 model intercomparisons. *Global Biogeochem. Cy.*, **18**, GB1030, doi:10.1029/2003GB002098.

- Goupillaud, P., A. Grossmann, and J. Morlet, 1984 : Cycle-octaves and related transforms in seismic signal analysis, *Geoexploration*, **23**, 85–102.
- Green, P. M., D. M. Legler, C. J. Miranda, and J. J. O'Brien, 1997 : The North American climate patterns associated with the El Niño –Southern Oscillation. Tech. Rep. 97-1, Cent. for Ocean Atmos. Predict. Stud., Fla. State Univ., Tallahassee.
- Gross, R. S., I. Fukumori, and D. Menemenlis, 2003 : Atmospheric and oceanic excitation of the Earth's wobbles during 1980–2000. *J. Geophys. Res.*, **108**, B8, 2370, doi:10.1029/2002JB002143.
- Grossmann, A., and J. Morlet, 1984 : Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape, *SIAM J. Math. Anal.*, **15**(4), 723–736.
- Han, S. C., C. K. Shum and C. Jekeli, 2005 : Improved estimation of terrestrial water storage changes from GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07302. doi:10.1029/2005GL02238.
- Healy, D. M., P. Kostelec, D. Rockmore, and S. Moore, 2003 : FFTs for the 2-Sphere-Improvements and Variations, *Journal of Fourier Analysis and Applications.*, **9** 4, 341—385.
- Heiskanen, W. A., and H. Moritz, 1985 : Physical Geodesy. Reprint, Institute of Physical Geodesy, TU Graz, 364 pp.
- Hide, R. and J. O. Dickey, 1991 : Earth's variable rotation, *Science*, **253**, 629–637.
- Holschneider, M., 1993 : Localization properties of wavelet transforms, *J. Math. Phys.*, **34**(7), 3227–3244.
- Hwang, C., 2001 : Gravity recovery using COSMIC GPS data : application of orbital perturbation theory. *J. of Geod.* 117-136.
- Hwang, C., M. F. Peng, J. S. Ning, J. Luo, and C. H. Sui, 2005 : Lake level variation in China from TOPEX/POSEIDON altimetry: Data quality assessment and links to precipitation and ENSO. *Geophys. J. Int.*, **161**, 1-11, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02518.x.
- Hwang, C. and Y.-C. Kao, 2006 : Spherical harmonic analysis and synthesis using

- FFT: Application to temporal gravity variation. *Comput. Geosci.*, **32**, 442–451, doi:10.1016/j.cageo.2005.07.006.
- Hwang, C., J. Benveniste, Y. M. Dang, and C. K. Shum (guest Editors), 2008: *Special Issue on Satellite Altimetry over Land and Coastal Zones: Applications and Challenges, Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **19**, No. 1-2.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879, doi:10.1002/joc.1169.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.-I. Iwasaki, 2006: steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62**, 155-170, doi:10.1007/s10872-006-0041-y.
- Jekeli, C., 1981 : *Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field*. Department of Geodetic Science and Surveying. Ohio State University, Columbus, OH.
- Kang, Z., B. Tapley, J. Chen, J. Ries, and S. Bettadpur, 2009 : Geocenter variations derived from GPS tracking of the GRACE satellites. *J. Geod.* 7–9.
- Kezer, K. and H. Matsuyama, 2006 : Decrease of river runoff in the Lake Balkhash basin in Central Asia. *Hydrol. Processes*, **20**, 1407 – 1423.
- Kostelec, P. J. , K. M. David, M. H. Dennis, and N. R. Daniel, 2000 : Computational harmonic analysis for tensor fields on the two-sphere. *J. Comput. Phys.*, vol., **162**, no. 2, pp.514-535, doi:10.1006/jcph.2000.6551.
- Kousky, V. E. and R. W. Higgins, 2004 : An Alert Classifications System for Monitoring and Assessment of the ENSO Cycle. *Wea and Forecasting*, **22**, 353–371
- Kumar, P. A., 1995 : wavelet-based methodology for scale-space anisotropic analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **22**(20), 2777–2780.
- Kuo, C. Y., 2005 : Determination and characterization of 20th century global sea level rise. Phd Dissertation, The Ohio State University.

- Lavallee ,D., van Dam T, Blewitt G, Clarke P., 2006 : Geocenter motions from GPS: a unified observation model. *J. Geophys. Res.*, VOL. **111**, B05405, 15 pp., doi:10.1029/2005JB003784.
- Lemoine, F. G., N. K. Pavlis, S. C. Kenyon, R. H. Rapp, E. C. Pavlis, and B. F. Chao, 1998 : New high-resolution model developed for Earth's gravitational field. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **79**, 113-118.
- Leuliette, E. W., R. S. Nerem, and G. T. Mitchum, 2004 : Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change, *Marine Geodesy*, **27**(1–2), 79-94, doi:10.1080/01490410490465193.
- Levitus, S., J. Antonov, and T. Boyer, 2005 : Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Li , J. and A. J. Clarke, 2005 : Interannual flow along the northern coast of the Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res*, **110**, C11002, 11, pp. doi:10.1029/2004JC002606.
- Mallat, S., 1989 : A theory for multiresolution signal decomposition: The wavelet representation, *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intel.*, **11**(7), 674–693.
- Mallat, S., 1998 : A wavelet tour of signal processing, 2<sup>nd</sup>Ed., Academic Press, New York, pp. 577.
- Meyer, Y., 1993 : Review of An Introduction to Wavelets by C. K. Chui and Ten Lectures on Wavelets by I. Daubechies, *Bull. Am. Math. Soc.*, **28**(2), 350–360.
- Miller, L., and B. C. Douglas, 2004 : Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise, *Nature*, **428**, 406–409, doi:10.1038/nature02309.
- Minster, J. F., A. Cazenave, V. Seraçni, F. Mercier, M. C. Gennero and P. Rogel, 1999 : Annual cycle in mean sea level from TOPEX/ Poseidon and ERS-1: inference on the global hydrological cycle. *Global Planet. Change*, **20**, 57-66.
- Mohlenkamp, M. J., 1999 : A fast transform for spherical harmonics. *J. Fourier Anal. Appl.*, **5**, 159–184.
- Morlet, J., G. Arens, E. Fourceau, and D. Giard, 1982 : Wave propagation and sampling theory, Complex signal and scattering in multilayered media,

*Geophysics*, **47**(2), 203–221.

Nerem, R. S., B. F. Chao, A. Y. Au, J. C. Chan, S. M. Klosko, N. K. Pavlis, and R. G. Williamson, 1993 : Time variation of the Earth's gravitational field from satellite laser ranging to LAGEOS. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 595-598.

Nerem R. S., S. M. Klosko, 1996 : Secular variations of the zonal harmonics and polar motion as geophysical constraints, in “Global gravity field and its temporal variations”, R.H. Rapp, A.A. Casenave and R.S. Nerem eds., *IGAG Symposia 116*, Springer Verlag, Berlin- New York.

Nerem, R. S., E. Leuliette and A. Cazenave, 2006 : Present-day Sea Level Change: A Review. *Comptes. Rendus Geoscience.*, **337**(14–15), 1077–1083, doi:10.1016/j.crte.2006.09.001.

Paul, M. K, 1978 : Recurrence relations for integrals of associated Legendre functions. *Bulletin Géodésique*, **52**, 177-190.

Percival, D., Mofjeld, H.O., 1997 : Analysis of subtidal coastal sea level fluctuations using wavelets. *Journal of the American. Statistical Association*, **92** (493), 868–880.

Ponte, R. M., D. Stammer, and C. Wunsch, 2001 : Improved ocean angular momentum estimates using an ocean model constrained by large-scale data. *Geophys. Res. Letters.*, **28**, 1775–1778.

Ponte, R. M., and A. H. Ali, 2002 : Rapid ocean signals in polar motion and the length of day. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1711, 4 pp., doi:10.1029/2002GL015312.

Ponte, R. M., and F. Lyard, 2002 : Effects of Unresolved High-Frequency Signals in Altimeter Records Inferred from Tide Gauge Data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*. **19**, 534-539, doi:10.1175/1520-0426.

Ponte, R. M., and J. Dorandeu, 2003 : Uncertainties in ECMWF Surface Pressure Fields over the Ocean in Relation to Sea Level Analysis and Modeling. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 301-307, doi:10.1175/1520-04262.

Potts, D., G. Steidl, and M. Tasche, 1998 : Fast algorithms for discrete polynomial transforms. *Math. Comput.* **67**, 1577 -1590.

- Rapp, R. H., 1989 :Combination of satellite, altimetric and terrestrial gravity data. In: Sanso, F., Rummel, R. (Eds.), Theory of satellite geodesy and gravity field determination. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. **25**. Springer, Berlin, pp.261-284.
- Rubincam, D. P., 1984 : Postglacial rebound observed by Lageos and effective viscosity of the lower mantle. *J. Geophys. Res.*, **89**,1077-1088.
- Seo, K. W. and C. R. Wilson, 2005: Simulated estimation of hydrological loads from GRACE. *J. Geod.* **78**, 7–8:442–456.
- Smith, D. M., S. Cusack, A. W. Colman, C. K. Folland, G. R. Harris, and J. M. Murphy, 2007 : Improved Surface Temperature Prediction for the Coming Decade from a Global Climate Model. *Science* , **317**, 96-799.
- Smith, S. R., C. Tartaglione, J. J. O'Brien, and J. Brolley, 2007 : ENSO's impact on regional U.S. hurricane activity. *J. Clim.*, **20**, 1404–1414.
- Suda, R. and T. Masayasu, 2002 :A fast spherical harmonics transform algorithm. *Math. Comput.*, **71** 238, 703-715, doi:10.1090/S0025-5718-01 -01386-2.
- Swenson, S. and J. Wahr, 2006 : Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08402, doi:10.1029/2005GL025285.
- Swenson, S., and P. C. D. Milly, 2006 : Systematic Climate-Model Errors in Seasonal Water Storage on Continents Revealed by Satellite Gravimetry, *Water Resour. Res.*, **42**, 3, W03201, 10.1029/2005WR004628.
- Swenson, S., and J. Wahr, 2007 : Multi-sensor analysis of water storage variations of the Caspian Sea, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L16401, doi:10.1029/2007GL030733.
- Swenson, S. and J. Wahr, 2009: Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa, from space. *J. Hydrol.*, **370**:163–176.
- Swiercz, S., 2004 : GIS supported characterization of the Baikal region. Diploma Thesis, Free University of Berlin, Germany.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. Ries, P. F. Thompson, and M. M. Watkins, 2004: GRACE Measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, **305**, 503– 505.

- Torrence, C. and Compo, G.P., 1998 : A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 61–78.
- Tregoning, P., G. Ramillien, H. McQueen, and D. Zwartz, 2009 : Glacial isostatic adjustment and nonstationary signals observed by GRACE, *J. Geophys. Res.*, **114**, B06406, doi:10.1029/2008JB006161.
- Trenberth, K. E., 1997 : The definition of El Nino. *Bull. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- Velicogna, I., 2009 : Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE. *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 36, L19503, doi:10.1029/2009GL040222, 2009
- Velicogna, I., and J. Wahr, 2006: Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica, *Science*, 311, 1754-1756, doi:10.1126/science.1123785.
- Vyruchalkina, T. Y., 2004: Lake Baikal and the Angara River before and after the Construction of Reservoirs. *Water Resour.*, **31**, No. 5, pp. 483–489. Translated from *Vodnye Resursy*, **31**, No. 5, pp. 526–532.
- Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan, 1998 : Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.*, **103B12**, 30,205– 30,229.
- Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki, and I. Velicogna, 2004: Time-variable gravity from GRACE: First results. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11501, doi:10.1029/2004GL019779.
- Wang, B., and Y. Wang, 1996: Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J. Climate*, **9**, 1586–1598.
- Warren B. W. and Z. Liu, 2008 : Non-linear alignment of El Niño to the 11-yr solar cycle. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. **35**, L19607, doi:10.1029/2008GL034831
- Watkins M, and R. Eanes, 1997 : Observations of tidally coherent diurnal and semidiurnal variations in the geocenter. *Geophys Res Lett* **24**(17):2231–2234. doi:10.1029/97GL52059 .
- Weng, H., and K.-M. Lau, 1994: Wavelets, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical

western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2523–2541.

Willis, J. K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, 2004 : Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermosteric expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, **109**, C12036, doi:10.1029/2003JC002260

Wornell, G. W., 1995 : Signal Processing With Fractals: A Wavelet- Based Approach, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.

Wu X., M. Heflin, E. Ivins, and I. Fukumori, 2006 : Seasonal and interannual global surface mass variations from multisatellite geodetic data. *J. Geophys. Res.* , **111**:B09401. doi:10.1029/2005JB004100.

Wünsch, J., M. Thomas, and T. Gruber, 2001 : Simulation of oceanic bottom pressure for gravity space missions. *Geophys. J. Int.*, **147**, 428-434, doi:[10.1046/j.1365-246X.2001.00551](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00551).

Yoder, C. F., J. G. Williams, J. O. Dickey, B. E. Schutz, R. J. Eanes, and B. D. Tapley, 1983 : Secular variations of Earth's gravitational harmonic  $J_{sub2}$  coefficient from Lageos and non-tidal acceleration of Earth rotation. *Nature*, 303, doi:10.1038/news020729-9.

Zucker, P. A., 1991 : Smoothing and Desmoothing in the Fourier Approach to Spherical Coefficient Determination. Schwarz K-P, Lachapelle G, Kinematic Systems in Geodesy, Surveying and Remote Sensing, Banff, Alberta, Canada, Sept. 1990, *IAG-symposium*, **107**, Springer, Berlin, pp. 533-542.

## 附錄 A：球諧係數解析程式 sha.f90 簡介與應用

### A-1 sha.f90 功能簡介

#### ! Synopsis

sha -expansion of global gridded data into series of spherical harmonics!

#### ! Usage

sha file.grd3 -Ddensity -Gcoef\_file -TtypeId [-Cconvert -Lnmax]

#### ! Description

file.grd3: input data file in .grd3 format (must cover the entire sphere)

-D: hydrological density (unit:kg/m\*\*3)

-G: file of coefficients output

-T: typeId = 1, height change of hydrological origin (e.g. sea surface height,  
water table, snow, ice) (unit : m)

typeId = 2, pressure anomaly (unit : mbar)

typeId = 3, spherical harmonic expansion only (eg. SST, height) (unit : m)

#### ! Options

-C: output is non-normalized harmonic coefficients (see -G)

-L: maximum degree of spherical harmonic expansion [default: pi/grid interval]

#### ! Notes

##### 1. Constants used in this program

GM = 3.986004415D+14      m\*\*3/s\*\*2      (IERS2000)

AE = 6378136.3              m              Earth average radius

SP = 1023.25	mbar	standard sea level atmospheric pressure
SWD= 1.025d+3	kg/m**3	sea water density
PWD= 1.000d+3	kg/m**3	pure water density
AVD= 5.517d+3	kg/m**3	Earth average density
RG = 9.798287622535	m/s**2 (GM/AE**2)	reference gravity
PI = 3.1415926535897932384626		
PI4= 12.566370614359172953851		
EF = 0.0033528131778969144060		flattening of earth
W0 = 62636858.57	m**2/s**2	
OMG= 0.7292115d-4	rad/s	rotation velocity of Earth
mbar=1.01971621297792824d-2	kg/m/s**2	pressure of unit mbar value

2. currently the maximum degree of expansion coefficients are 360.

! Authors

Cheinway Hwang and Yu-Chi Kao

Dept. of Civil Engineering National Chiao Tung University 1001 Ta Hsueh Road,

Hsinchu 30050 Taiwan

Email: [hwang@geodesy.cv.nctu.edu.tw](mailto:hwang@geodesy.cv.nctu.edu.tw), [kalslin@yahoo.com.tw](mailto:kalslin@yahoo.com.tw)

URL: <http://space.cv.nctu.edu.tw>

## A-2 範例應用

以下範例為以 1997 年 11 月的 SLA 資料解算其球諧係數之計算批次檔流程。

程序 1: 將 ASCII 格式測高檔案(msla\_1997\_11.xyh)轉換為 grd3 格式檔案

```
(msla_1997_11.grd3)
```

```
xyz2grd3 msla_1997_11.xyh -Gmsla_1997_11.grd3 -R0/360/-90/90 -I1/1
```

程序 2: 解析計算球諧係數檔(msla\_1997\_11.coe)

```
Sha msla_1997_11.grd3 -L90 -T1 -Gmsla_1997_11.coe -D1025.0
```

## A-3 grd3 檔案格式

grd3 格式檔是將資料儲存原點置於左下角，儲存順序先沿緯度再經度。如以全球  $1^\circ \times 1^\circ$  的網格為例，第 1 筆資料為(經度  $0^\circ$ , 緯度  $-90^\circ$ )，第 2 筆資料為(經度  $0^\circ$ , 緯度  $-89^\circ$ )，第 3 筆資料為(經度  $0^\circ$ , 緯度  $-88^\circ$ )，以下類推，檔案格式表示如下：

$\lambda$	$\varphi$	h
0.0	-90.0	0.38
0.0	-89.0	0.65
0.0	-88.0	0.66
.	.	.
.	.	.
0.0	89.0	-0.52
0.0	90.0	-0.48
1.0	-90.0	0.37
1.0	-89.0	0.66
.	.	.
.	.	.
1.0	89.0	-0.52
1.0	90.0	-0.48
2.0	-90.0	0.37
.	.	.

#### A-4 球諧係數檔案格式

經 A-2 範例計算得之球諧係數範例檔 msla\_1997\_11.coe 之檔案格式如下：

		398600441500000.	6378136.30000000
0	0	0.0000000000000000E+000	0.0000000000000000E+000
1	0	0.0000000000000000E+000	0.0000000000000000E+000
1	1	0.0000000000000000E+000	0.0000000000000000E+000
2	0	1.617567500300857E-011	0.0000000000000000E+000
2	1	1.429253742477903E-011	5.170629342544305E-011
2	2	-9.319204303952537E-012	4.468850012690245E-011
3	0	-6.603453546864586E-011	0.0000000000000000E+000
3	1	-4.846487131191966E-012	-6.181107271726911E-011
3	2	-8.415616303216299E-012	-1.101992923204400E-011
3	3	4.815868621494655E-011	-1.738550358592876E-011
4	0	2.459809180172145E-011	0.0000000000000000E+000
4	1	-4.265345755156210E-012	2.999379575130485E-013
4	2	9.856374392392710E-012	-8.300528495351006E-011
4	3	8.700156143754781E-012	-1.207227927410493E-011
4	4	7.194068976370100E-011	-2.987503131221812E-011
5	0	1.174247062928411E-010	0.0000000000000000E+000
5	1	2.803453013049526E-012	-5.361492990332660E-012
5	2	5.993721205485549E-011	2.232274707159992E-011
5	3	-4.875466331640814E-011	-2.057635932910551E-011
5	4	-1.442301101689615E-011	2.676086841689001E-011
5	5	-9.116175751111932E-012	-2.603773670902834E-011
6	0	5.664773951479536E-011	0.0000000000000000E+000
6	1	5.426546069030466E-011	-3.503734891560375E-012
6	2	3.579560392617190E-011	1.827231851890600E-011
6	3	1.014669176373968E-011	-3.275594349506340E-011
6	4	-3.055144595779883E-011	2.755134210151081E-011
6	5	-1.465093380161741E-011	2.264165184380745E-011
6	6	-2.294131565662889E-011	-2.754741902111411E-011
7	0	-2.281591925522824E-011	0.0000000000000000E+000

## 附錄 B：球諧係數整合程式 `syn.f90` 簡介與應用

### B-1 `syn.f90` 功能簡介

#### ! Synopsis

`syn` - synthesis of spherical harmonic coefficients onto a global grid

#### ! Usage

`syn coef_file -Gfile.grd3 -Idx/dy -Lnmax -Ttype [-Aa -B -Dr -Mgm -R -V]`

#### ! Description

`coef_file`: input file of harmonic coefficients

`-G`: output file in `.grd3` format

`-I`: grid interval (in degrees) along longitude and latitude

`-L`: max degree of spherical harmonic expansion

`-T`: type of value to compute

0 = geoid undulation

1 = gravity anomaly

2 = water thickness change by surface mass density change

3 = pressure change (same as type 2)

4 = arbitrary function

#### ! Options

`-V`: Jekeli's Gaussian averaging function (see wahr, journal of geophysical research, 1998)

`-A`: The scaling factor (`a`) associated with harmonic coefficients (see Note 2)

[default: `a = 6378136.3 m`]

-B: file of harmonic coefficient is a binary file [default: ascii]

-D: radius (in meter) of sphere on which the expansion is made

[default:  $r = a = 6378136.3 \text{ m}$ ]

-M: product of Newtonian constant and the mass of the earth

[default:  $3986004.415\text{E}+8 \text{ m}^3/\text{s}^2$ ]

-R: subtract geopotential coefficients of the GRS80 ellipsoid from the input

coefficients [default: do not subtract]

! Notes:

1. The geographic borders of the grd3 grid is from latitude=-90 to 90 degree and from longitude= 0 to 360 degree.

2. About under equation parameters

$r$  = radial from geocenter

$\theta$  = co-latitude

$\lambda$  = longitude

$GM$  = gravity-mass constant of the Earth

$\gamma$  = normal gravity

$a$  = radius of earth

$C_{nm}$  ,  $S_{nm}$  = dimensionless fully normalized coefficients

$P_{nm}(\theta) = P_{nm}(\cos(\theta))$  , Fully Normalized Associated Legendre Functions

$\rho_a$  = average density of the earth  $5517 \text{ kg/m}^3$

$\rho$  = density of water, default  $1000 \text{ kg/m}^3$

$K_n$  = love coefficients

3. For type =0 or 1, remove = .false. means the program will compute the change of geoid or gravity anomaly from the coefficients of the change of potential. If remove=.true., then the input coefficients must be the (full) coefficients of the

earth's potential.

4. It is invalid to use remove=.true. and type=2

! Authors

Cheinway Hwang and Yu-Chi Kao

Dept. of Civil Engineering National Chiao Tung University 1001 Ta Hsueh Road,  
Hsinchu 30050 Taiwan

Email: hwang@geodesy.cv.nctu.edu.tw, kalslin@yahoo.com.tw

URL: <http://space.cv.nctu.edu.tw>

## B-2 範例應用

以下範例為以附錄 A-2 計算出之 msla\_1997\_11.coe 球諧係數檔為輸入檔，反推算 SLA 之計算批次檔流程。在繪圖過程中須使用 Generic Mapping Tools (GMT)軟體內之子程式。GMT 軟體是一套免費軟體，為美國夏威夷大學 Paul Wessel 與 Walter H. F. Smith 兩位博士開發與維持，有關的使用方法與下載請參考 URL:<http://gmt.soest.hawaii.edu/>。批次檔流程如下：

程序 1: 輸入 msla\_1997\_11.coe 球諧係數檔計算出 SLA 成果檔 (msla\_1997\_11\_R.grd3)。

```
Syn msla_1997_11.coe -L90 -I1/1 -T2 -Gmsla_1997_11_R.grd3  
-W1025.0
```

程序 2: 使用 GMT 軟體之 xyz2grd 程式將成果檔 msla\_1997\_11\_R.grd3 格式轉為 grd 格式暫存檔 temp.grd。

```
grd3toz msla_1997_11_R.grd3 | xyz2grd -Z -R0/360/-90/90 -I1/1 -Gtemp.grd
```

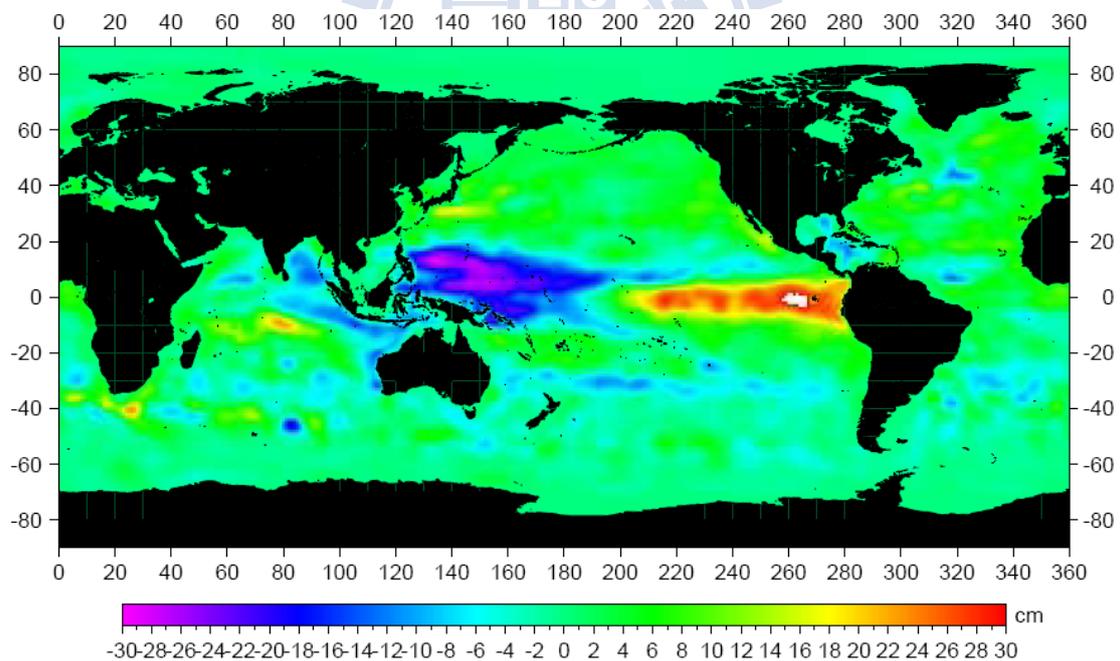
程序 3: 由於輸出之 SLA 成果檔單位為 m，為便於後續繪圖顏色能清晰顯示出 SLA 之變化量，吾人將其單位轉為 cm。

```
grdmath temp.grd ocean.grd MUL 100.0 MUL = temp1.grd
```

程序 4: 使用 GMT 各相關繪圖程式繪製 SLA 圖。

```
grdinfo temp1.grd  
grdimage temp1.grd -Jx0.025 -R0/360/-90/90 -Y2.5 -X1.5 -Ccolor.cpt -K >  
msla_1997_11.ps  
pscoast -R -Jx -W2 -K -O -G0 -B20 >> msla_1997_11.ps  
psscale -D4.5/1/20c/0.5ch -Y-1.5 -O -K -C color.cpt -B2f1: :/:cm: >>  
msla_1997_11.ps
```

附錄圖 1 即為 1997 年 11 月 SLA 成果圖



附錄圖 1： 1997 年 11 月 SLA 圖

## 附錄 C : MATLAB Morlet wavelet 頻譜分析流程

傅立葉轉換適用於一般常規性訊號頻譜轉換分析，對局部異常訊號的解析並不適切。Wavelet 小波分析其優點在於分析視窗可變動，可用較長的空間域或時間來獲得低頻訊號，或以較短的空間域或時間來取得高頻訊號。因小波轉換具有此種特性，故具有良好解析局部訊號的能力，是適合分析有限能量之非常規性訊號，有關 wavelet 的特性可參考 Michel et al. (1996)。

Morlet 小波函數常用於地球科學資料的分析，在 MATLAB 套裝軟體內已建構此函數功能，本文的研究多有使用，例如海水質量週期變化分析、地球扁率  $J_2$  變化分析等。以下為本文使用 MATLAB wavelet Morlet 函數分析  $C_{20}$  係數即使用 GMT 繪製頻譜圖的流程：

程序 1：使用 MATLAB wavelet Morle 函數解析產生 c2\_1d.cfs

```
load c2_1d.coe
save c2_1d.mat c2_1d
whos
coef=cwt( c2_1d,1:120,'morl','lvl')
save c2_1d.cfs coef -ascii
```

程序 2：GMT 繪製頻譜圖

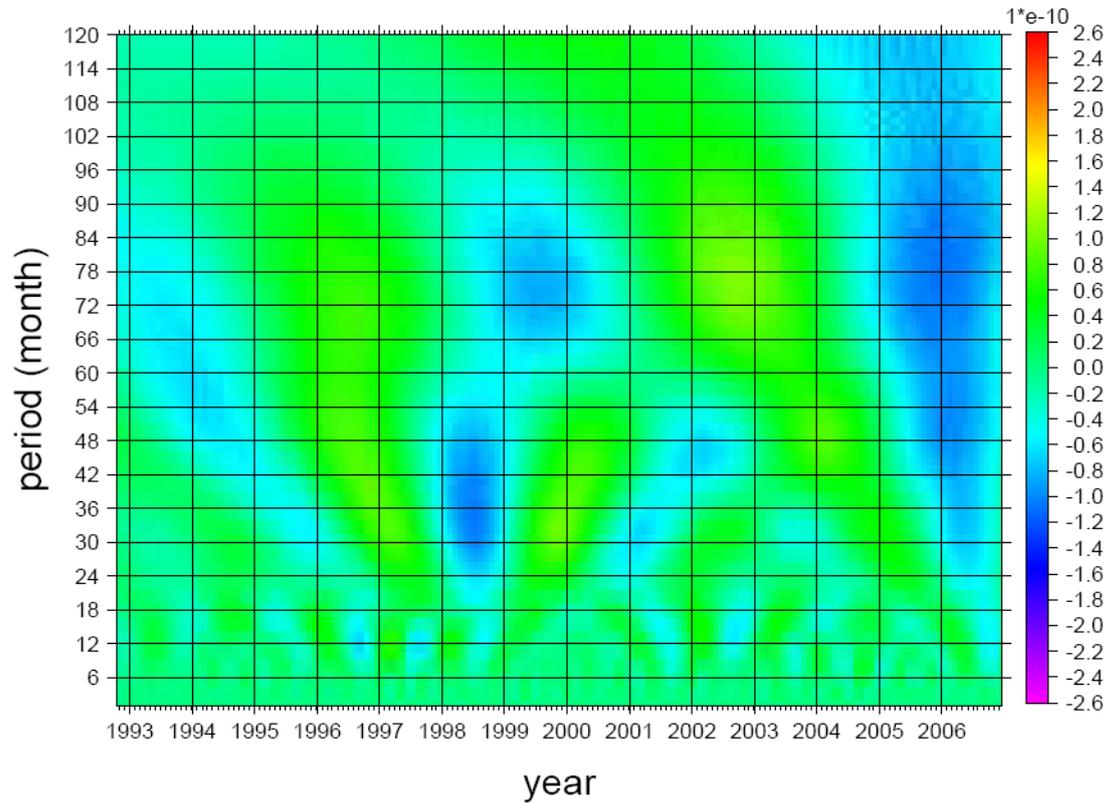
```
*****
REM # see wave_note.doc REM # Now plot coeff. 1.232 is the factor from scale to
    period,
REM #  period = 1.232 x one_inteval (scale)
*****
cfs2grd -R1992.7916/1.232 -D0.083333333/1.232 -I171/120 -Ftmp.grd3 < c2_1d.cfs
grd3toz tmp.grd3|xyz2grd -Z -R1992.7916/2006.9582666/1.232/147.84
    -I0.083333333/1.232 -Gtmp.grd
grd2cpt tmp.grd -S-2.6/2.6/0.1 -L-2/2 -Z> coe.cpt
grdimage tmp.grd -Jx0.55/0.05 -R1992.7916/2006.9582666/1/120 -Ccoe.cpt -V
    -X1.5 -Y1.5 -K > csla__c2_wave.ps
psbasemap -Jx -R -Ba1g1f0.083333:"year":/a6g6:"period (month)":WSne -V -O -K
```

```

>> csla_c2_wave.ps
echo 1997.0 115 20 0.0 3 5 csla_1d_filter_800km_c2|pstext -Jx -R -O -K >>
    csla_c2_wave.ps
psscale -Ccoe.cpt -D4.2/-1/5.95/0.2 -B0.2:" ":"1*e-10": -O -X3.8 -Y4 >>
    csla_c2_wave.ps

```

附錄圖 2 即為上述 MATLAB wavelet Morlet 函數分析流程之結果。



附錄圖 2：1992 年 10 月至 2007 年 12 月海水質量變化所造成的 C<sub>20</sub> 係數 wavelet 頻譜分析圖

## 附錄 D：本文所使用資料下載網址

1.SA 海水面高度資料：

AVISO : <http://www.aviso.oceanobs.com/>

2.SA 湖水面高度資料：

美國農業部: [http://www.pecad.fas.usda.gov/corpexplorer/global\\_reservoir](http://www.pecad.fas.usda.gov/corpexplorer/global_reservoir)

3.GRACE 重力衛星資料:

<ftp://podaac.jpl.nasa.gov/pub/grace/data/L2>

4.CPC 水文模式資料:

<http://www.csr.utexas.edu/research/ggfc/dataresources.html>

5. steric 熱溶效應效應資料:

郭重言博士(私人通訊協助)

6.太平洋 NINO3.4 區域海水表面溫度異常資料:

<http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt>

7. 全球地面氣候觀測站資料:

美國氣象資料中心(National Climatic Data Center, NCDC)

<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/gsod>

## 附錄 E：英文縮寫對照

AVISO	Archiving , Validation and interpretation of satellite Oceanographic data
CPC	Climate Prediction Center
CSLA	Corrected Sea Level Anomaly
CSR	Center for Space Research
CTP	Conventional Terrestrial Pole
DFT	Discrete Fourier Transform
DORIS	Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated on Satellite
DT-MSLA	Delayed Time Maps of Sea level Anomalies
DUACS	Data Unification and Altimeter Combination System
ECCO	Estimating the Circulation and Climate of the Ocean
EFRF	Earth Fixed Reference Frame
ENSO	El Niño–Southern Oscillation
EWH	Equivalent Water Height
FFT	Fast Fourier Transform
FT	Fourier Transform
GFZ	GeoForschungsZentrum
GGFC	Global Geophysical Fluids Center
GIA	Glacial Isostatic Adjustment
GPS	Global Position System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GSLT	Global Sea Level Trend
IERS	International Earth Rotation and Reference Systems Service
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LDAS	Land Data Assimilation System
LL	Lake Level
LLC	Lake level change
LSH	Lake Surface Height
MSL	Mean Sea Level
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODT	Ocean Dynamic Topography
OMCT	Ocean Model for Circulation and Tides
OSD	Ocean Surface Data
PFM	Polynomial Fit Method
PGR	Post Glacial Rebound

PM	Polar Motion
PO.DAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Centre
PSMSL	Permanent Service for Mean Sea Level
SBH	Special Bureau for Hydrology
SDS	Science Data System
SLA	Sea Level Anomalies
SLA	Sea Level Anomaly
SLR	Satellite Laser Range
SSH	Sea Surface Height
SSL	steric Sea Level
SSTA	Sea Surface Temperature Anomaly
TE	Thermal Expansion
TSSL	Thermosteric sea level
USDA	United States Department of Agriculture
VLBI	Very-Long-Baseline Interferometry
WDA	World Data Atlase
WT	Wavelet Transform



## 作者簡歷

作者：高豫麒 (Yu-Chi Kao)

出生地：台灣省苗栗縣

生日：民國 55 年 5 月 22 日

地址：台中市西屯區福雅路 252 巷 6 弄 18 號

E-mail：kalslin@yahoo.com.tw

學歷：台灣省立新竹中學畢業

中正理工學院測量工程學系畢業

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肄業

經歷：國防部聯合後勤司令部測量署聯勤測量隊測量官、工程官

國防部軍備局生產製造中心測量隊分隊長、區隊長

證照：測量技師

高考測量及格

甲級工程測量技術士

甲級地籍測量技術士

# 學 術 著 作 目 錄

## Journal papers

Hwang, C. and Y.-C. Kao, 2006 : Spherical harmonic analysis and synthesis: application to temporal gravity variation, *Comput. Geosci.*, **32** (4), 442-451.

Hwang, C., Y.-C. Kao, and T. Natthachet, 2010 : A preliminary analysis of lake level and water storage changes from satellite altimetry and gravimetry over Lakes Baikal and Balkhash, *Terr., Atmos. Ocean. Sci.* (Accepted, May 19, 2010)

Hwang, C., Y.-C. Kao, and B. Parsons, 1998 : Global derivation of marine gravity anomalies from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimeter data , *Geophys. J. Int.*, **134**, Issue 2, p449-459. Times Cited: 27 (Master publish)

