

行政院國家科學委員會補助專題研究計畫成果報告

※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※

※ 新一代台灣大地水準面模式：防災、監測、測繪之應用 ※

※ A New Geoid Model of Taiwan for Hazard Mitigation, ※
Environmental Monitoring and Surveying

※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※

計畫類別： 個別型計畫 整合型計畫

計畫編號： NSC 97-2221-E-009-130-MY3

執行期間： 97 年 8 月 1 日至 98 年 5 月 31 日

計畫主持人：黃金維

本成果報告包括以下應繳交之項目：

1. 收集重力資料
2. 收集全球重力模式
3. 收集台灣五公尺 DEM
4. 初步分析上述資料，編輯及除錯

執行單位：國立交通大學

中 華 民 國 98 年 5 月 31 日

行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告

新一代台灣大地水準面模式：防災、監測、測繪之應用
A New Geoid Model of Taiwan for Hazard Mitigation,
Environmental Monitoring and Surveying

計畫編號：NSC 97-2221-E-009-130-MY3

執行期限：97 年 8 月 1 日至 98 年 5 月 31 日

主持人：黃金維

國立交通大學土木工程學系

計畫參與人員：施亘昶

國立交通大學土木工程學系

黃啟訓

國立交通大學土木工程學系

許宏銳

國立交通大學土木工程學系

摘要

全球定位系統(GPS)已對傳統的測繪產生革命性的變化，GPS 已廣泛使用於防災及環境監測，例如，地層下陷及邊坡滑動。許多 GPS 應用中，需利用大地水準面模式(geoid)將橢球高轉為正高。絕大部分的工程應用使用正高系統，而非橢球高系統。新的測繪科技光達(Lidar)先測得地面橢球高，再以 geoid 將之轉為地面正高。新的航測數值高程模式(DEM) 製作則先以 GPS 點為高程資料求橢球高，再以 geoid 求正高。美國及加拿大正考慮以 geoid 模式及 GPS 重新定義國家高程基準。Geoid 日增的重要為本計畫的主要原動力，本計畫將收集現有的陸地，海洋及空載重力，加以除錯及求出系統誤差，並定出其解析度及隨機誤差。內政部 5 公尺解析度的 DEM 將用以求 geoid 的短波長效應。由重力衛星任務 CHAMP、GRACE 及 GOCE 求得之全球重力模式將為 geoid 長波長部分之用。傳統的去離-計算-回復法將於 geoid 計算。最小二乘配置法(LSC)將殘餘重力轉換為殘餘大地起伏。利用一等水準點上 GPS 觀測之大地起伏，此 geoid 模式之精度將被評估而求出位置相依的 geoid 誤差估值。利用純重力及觀測大地起伏，一混合的 geoid 可求得。此新的 geoid 模式將被推廣應用到防災及環境監測、GPS 水準、航測及光達之 DEM 製作及高程聯結。

Abstract

The Global Positioning System (GPS) have revolutionized the conventional surveying and mapping practice, and has been used extensively in hazard mitigation and environmental monitoring. Examples are land subsidence detection and landslide monitoring. For many GPS applications, it is necessary to transform GPS-derived ellipsoidal height to orthometric heights (OHs) with a geoid model. The OH system, instead of the ellipsoidal height system, is used in most engineering applications. The emerging new technology Lidar first determines ellipsoidal heights of the surface, which are then converted to OHs with a geoid model. A new trend in photogrammetric determination of elevations is to first employ GPS height control in the mapping of elevations and then obtain OHs with a geoid model. A geoid model, together with GPS, is now under consideration in USA and Canada to define a new national vertical datum. The importance of geoid prompts the need to develop a new geoid model for Taiwan. To this end, existing land, marine and airborne gravity anomalies will be collected and analyzed for data outliers and systematic errors. The spatial resolutions and data noises will be determined. New gravity data collected over 2008-2011 will be merged with the existing gravity data in an optimal manner. The 5-m digital elevation model (DEM) of the Ministry of the Interior will be used to model the short-wave length part of the new geoid. A latest global gravity model based on the data of the CHAMP, GRACE and GOCE satellite missions will be used as the long wavelength part of the geoid. For the geoid determination, a standard remove-computation-restore procedure will be employed. The conversion from residual gravity anomalies to residual geoidal heights are made by least-squares collocation (LSC). New techniques, largely based on spectral combination and modified Stokes' kernels, will be tested to compete with the LSC geoid determination. The new geoid model will be evaluated using "observed" geoidal heights at Taiwan's first-order leveling benchmarks, and location-dependent errors of the geoid model will be given. A hybrid geoid model is determined using observed and gravimetric geoidal heights. Promotion of the new geoid model in hazard mitigation and environmental monitoring, GPS leveling, photogrammetry and Lidar DEM generations, and vertical datum connection will be made.

1. 背景

在海洋中，大地水準面(geoid)為一近似於平均海水面之等位面，而在陸地上，geoid則視質量分佈而定。就幾何而言，geoid視為最接近地形平均形狀的面。某點的海拔高(正高)，即為自geoid沿反鉛垂線方向到該點之幾何距。

決定geoid面的主要資料為重力場之函數值，如重力及垂線偏差等(Heiskanen, W.A. and H. Moritz, 1967)，輔助資料為數值地形模型(DEM)及全球重力模式(GM)。國際大地測量學會(IAG)成立了geoid的服務組織，稱International Geoid Service (IGeS, <http://www.iges.polimi.it/>)，提供計算geoid的資料及軟體，並經常舉辦國際講習班，IAG的Commission 2 (gravity field)，推動許多大型跨國geoid計畫，預期完成歐盟、非洲、東南亞、南美等區域之高精度geoid。中國大陸則預計於2008年起以三年更新現有(於1999年完成)之中國大陸geoid模式。日本最新的geoid於2005年完成(Kuroishi and 2005)，美國則正推動全國空載重力，預計若干年後完成一新的美國geoid模式。

Geoid 模式受到重視的原因為(1)新的測繪技術需要 geoid (2)測繪資料在防災及環境監測之重要性日增。新的測繪科技包括 GPS、Lidar、InSAR 及重力等。測繪科技用於防災及監測之例子如 GPS 監測邊坡滑動及地層下陷(Hwang et al., 2008)、GPS 監測大樓震動及沉陷、Lidar 監測大規模邊坡變動及大範圍地層下陷、Lidar 監測海岸線變遷等。新測繪科技應用中，geoid 扮演重要角色。例如，以 GPS 高控法航測製作 digital elevation model (DEM)及 Lidar 方法製作 DEM 時，需要高精度的 geoid 以推求正高。又如，GPS 水準測量中，需要 geoid 將橢球高轉為正高。Geoid 在地球物理及板塊理論亦有重要的應用。

過去(2007年前)的Taiwan geoid模式(如Hwang et al., 2007)，因資料的密度及精度的增加而逐年改善。Geoid精度與重力密度及高程相關，在平地約為數公分，在山區(高程>2000m)約為 10-20 公分。然而由於缺乏全面的geoid精度檢核資料，正確的geoid精度與空間的關係無法知悉。最近(自2002年起算)，由於國際上的若干重要的衛星重力任務 CHAMP(http://op.gfz-potsdam.de/champ/index_CHAMP.html) 及 GRACE(<http://www.csr.utexas.edu/grace/>)任務發射，及未來的GOCE(預計2008年發射, http://www.esa.int/esaLP/ESABQK1VMOC_LPgoce_0.html)任務，將大

幅提昇geoid的長波長基準。在短波長方面，內政部的 5 公尺解析度DEM亦將完成。而台灣附近(含離島)的空載、船載、陸測重力在未來的 2-3 年間，其空間密度及精度亦將大幅改善。國際上，geoid的新計算法亦不斷的推出，例如日本的geoid計算採用小波的方法(Kuroishi and Keller, 2005)，成功地提高新一代日本geoid精度，台灣的重力資料與地理環境與日本相近，此算法值得台灣參考。歐盟的 geoid 計算 (EGGP project, http://www.ife.uni-hannover.de/forschung/denker_eggp_e.html) 在 2007-2011 年亦將整合歐盟各國的重力、水準、GPS資料，研發新的geoid算法。在考慮台灣的資料改善及國際geoid研究推動情況下，本計畫提出三年的計畫，將大幅改善台灣的geoid精度及解析度。新一代geoid模式將提供台灣及離島在防災及監測上的應用，配合衛星測高及潮位資料，此模式亦將應用到台灣附近海流(如黑潮)及台灣本島與離島高程聯結之用。

2. 重力資料

2.1 現有重力資料(2009 年 7 月前)

目前台灣重力資料依性質可分為陸測重力、船測重力、空載重力及測高重力等。精度以陸測重力為最高，其次為船載與空載重力，測高重力的精度較低。

現有的陸測重力點為台灣近二十多年來，歷經中央研究院(Yen et al., 1990; Yen et al., 1995)、中國測量學會(黃等,1998)、內政部(黃(2001)、陳(2003))等單位所蒐集共 3 千多點陸測重力點位，使用儀器為 LCR- G 型重力儀(LCR, 1997)。施測點位包含了水準點、三角點及五千或一萬分之一航照圖的標高點，平均重力點精度可達約 0.04mgal。船測重力為台灣環海船測重力資料，主要取自(Hsu et al., 1998)，本組資料內容包含點位之經度、緯度、重力異常及施測時間。本研究蒐集 Geosat 與 ERS-1、ERS2 共三顆的衛星測高資料，計算台灣範圍內網格解析度為 $2' \times 2'$ 之重力異常。

空載重力共分為兩組資料，分別為航高為 5000m 的重力資料及為航高為 1500m 的重力資料，圖上顯示沿軌跡的重力異常，我們可以看到這兩組資料皆有涵蓋台灣東部的地區，對求定台灣東部的大地起伏有很大幫助。

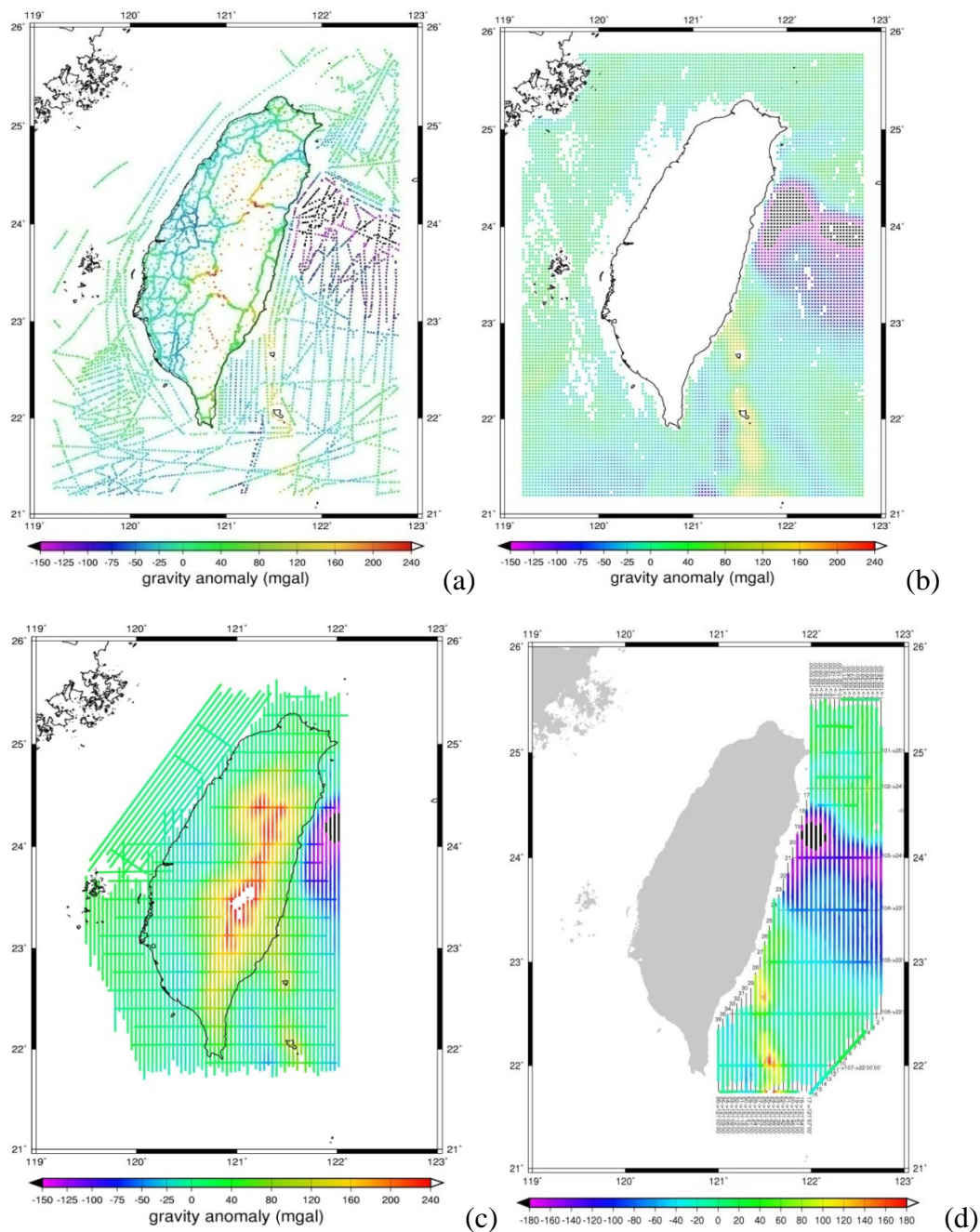


圖 1 重力異常分佈 (a)地面與船測重力 (b) 測高重力(c) 5000 公尺航高空載重力 (d) 1500 公尺航高空載重力

2.2 收集中重力資料

內政部委託中興測量辦理的台灣一二等重力測量已經結案，吾人已經收集了

此組資料，共有 4000 多點，分佈如圖 2 所示，此外，由內政部委託交通大學執行的台灣西部海域低航高空載重力案正在進行中，實際外業進度已經接近完成，範圍如圖 3 所示，有了這組資料，整個台灣周圍地區的空載重力將會有完整個兩組不同航高的重力資料。以上兩組資料對於台灣地區現有大地起伏模型精度的提升亦有著莫大效益。對於地球物理及海洋學界，精確的大地起伏模型亦能提升對於海流的 2 維流場計算，如台灣東部之黑潮流場。亦能做為發展衛星測高有關的 re-tracking 技術的一個重要的輔助資料。

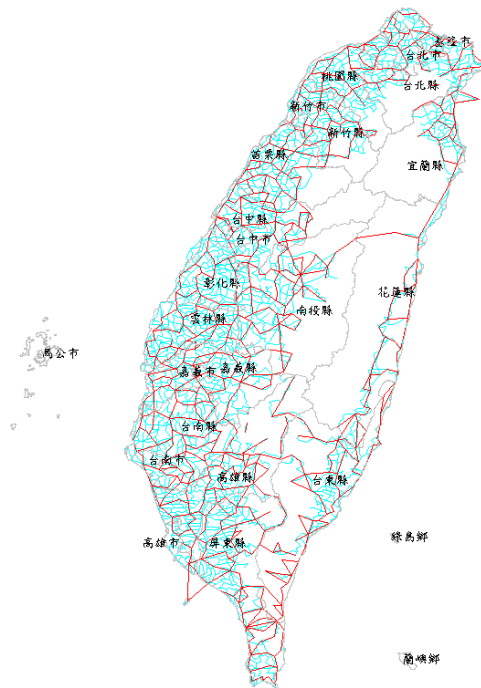


圖 2 一、二等重力測量實際觀測網形圖

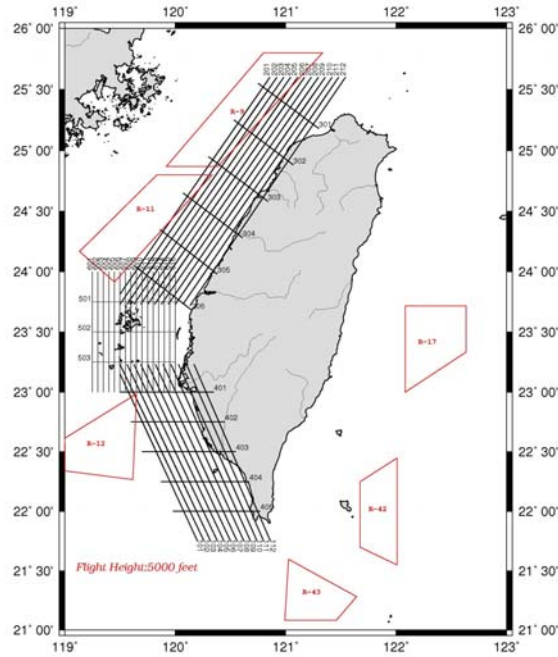


圖 3 西部低航高空載重力預計航線

3. 全球重力模式

目前所使用的全球重力位模式為 2008 年推出 EGM08 模式，其球諧階數為 2160 階，相當於地面 5 分的解析度。EGM08 之低階(小於球諧 120 階)主要是仰賴 CHAMP 及 GRACE 資料。

在低階重力模式即將有較大的突破，則是由於 GOCE 任務的發射。GOCE 觀測地球重力場的梯度(Seeber, 2003)高度為 250km，任務時間 20 個月，預期產生解析度在 100-1000km，精度為 1 公分之 geoid，對地球物理、海洋學、冰層厚度、大地測量研究將產生革命性改善。本計畫執行期間適逢其任務執行時期，因而將充分利用 GOCE 重力模式，突破台灣 geoid 在長波長方面的精度。再者，本計畫將以台灣重力資料，局部驗證 GOCE 觀測量之精度，以對 GOCE 任務做出貢獻。驗證的方法為以台灣局部重力，計算垂直方向的梯度(Heiskanen and Moritz, 1967)，再與 GOCE 觀測值比較。

4. 台灣的 DEM 模式

台灣內政部自 2005 年起，發展台本島高精度的 DEM，預期解析度為 5

公尺，精度為 40 公分。到 2007 年，已約完成 3/4 的工作，預期於 2009 年左右，完成全島 DEM。此 5 公尺 DEM 的完成，恰可提供本計畫所需之短波長 geoid 資料。內政部的 5 公尺 DEM 及利用傳統航測方法製作，高程控制採傳統正高及 GPS 橢球高控制。目前(2007 年底)完成的區域如圖 4 所示。本計畫完成的 geoid，可配合山區的 GPS 觀測而求得正高，而驗證此 DEM 之精度。再者，geoid 計算時是否需要 5 公尺的解析度亦是研究的課題。

5. 大地起伏計算方法

大地起伏計算的方法可分為 Stokes 積分法與最小二乘配置法(Least Squares Collocation, LSC)。Stokes 積分的優點為可利用快速傅立葉(Fast Fourier Transform, FFT)計算之，可節省大量計算時間；LSC 的優點則是可結合各種不同型態與精度的重力值來計算大地起伏值。基於本計畫蒐集了包括陸測、船測、空載與測高等不同型態的重力值，LSC 是比較適合用於台灣大地起伏的計算方法。LSC 的詳細理論可參考 Mortiz(1980)。在 LSC 計算裡，最重要的就是各個量之間協變方函數的決定。本計畫將結合一參考

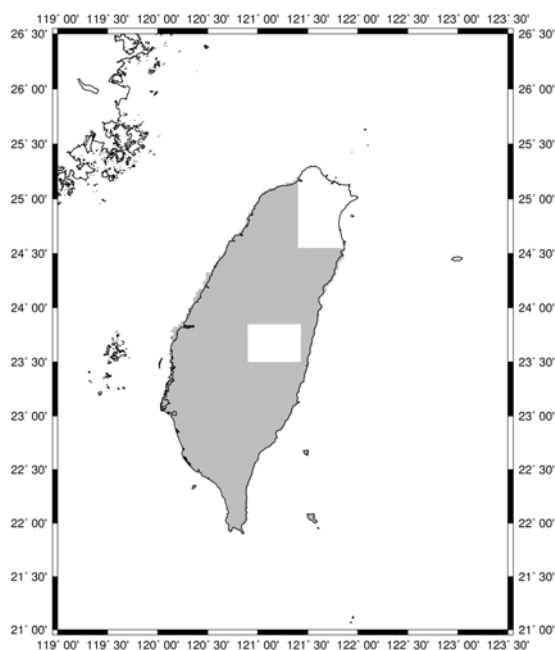


圖 4：5 公尺解析度新 DEM 資料分布圖(灰色部分)

場係數誤差與 Tscherning-Rapp(1974)誤差模型計算協變方函數。LSC 方法在

國際上已經發展的非常成熟，世界上第一個達到公分級大地起伏計算精度的結果及採用 LSC 法(Denker and Wenzel, 1987)。隨後 Sevilla (1997)，Hwang (1997)，Tscherning et al (2001)也用 LSC 計算許多高精度的大地起伏結果。

本研究採用的大地起伏計算步驟為去除回覆法(remove-computation-restore)，依去除回覆法的原理，可將大地起伏 N 分為參考場大地起伏 N_{ref} 、殘餘大地起伏 N_{res} 與剩餘地形模型(residual terrain model, RTM)大地起伏 N_{rtm} 。如圖 7 所示， N_{ref} 、 N_{res} 和 N_{rtm} 分別表示低頻、中頻與高頻的大地起伏(Low, Intermediate and High Frequency Geoid)。利用參考場與剩餘地形模型分別來表達大地起伏長短波長部分，可使 LSC 方法在計算殘餘大地起伏時更精確。

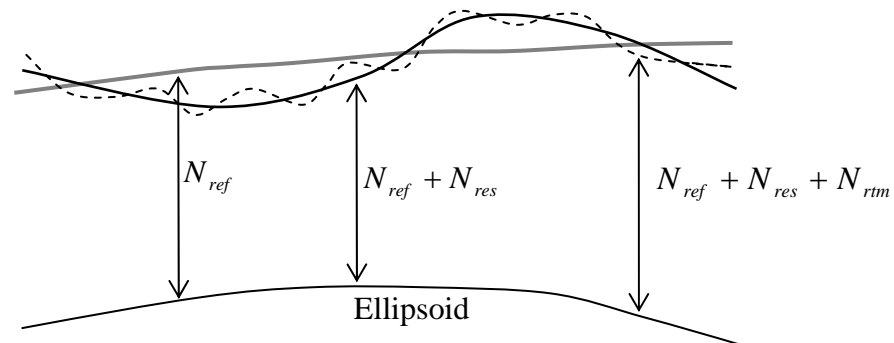


圖 5：三種不同頻率的大地起伏，其中 N_{ref} 、 N_{res} 和 N_{rtm} 分別表示低頻、中頻與高頻的大地起伏。

故大地起伏 N 可表示為

$$N = N_{ref} + N_{res} + N_{rtm} \quad (1)$$

同理，重力異常 Δg 亦可分成參考場重力異常 Δg_{ref} 、殘餘重力異常 Δg_{res} 與剩餘地形模型重力異常 Δg_{rtm}

$$\Delta g = \Delta g_{ref} + \Delta g_{res} + \Delta g_{rtm} \quad (2)$$

Δg_{ref} 與 N_{ref} 的計算公式為球諧係數展開式(Spherical Harmonic Expansion)，如下所示(Heiskanen and Moritz, 1967)

$$\Delta g_{ref} = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^N (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad (3)$$

$$N_{ref} = R \sum_{n=2}^N \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad (4)$$

其中 R 是地球半徑、 G 為萬有引力常數、 M 是地球質量、 \bar{C}_{nm} 與 \bar{S}_{nm} 是完全正規化之地球引力位球諧係數 (fully normalized spherical harmonic coefficients)、 \bar{P}_{nm} 是完全正規化之 Legendre 函數、 n 與 m 是階數(degree)及次數(order)。

在剩餘地形模型的計算方面，如圖 6 所示，乃計算真實地形面(True Elevation Surface)與平均地形面(Mean Elevation Surface)之間對計算點 P 的效應。在地形變化平緩的地方，此效應量不大，但在地形變化劇烈的地方，此效應量非常明顯。

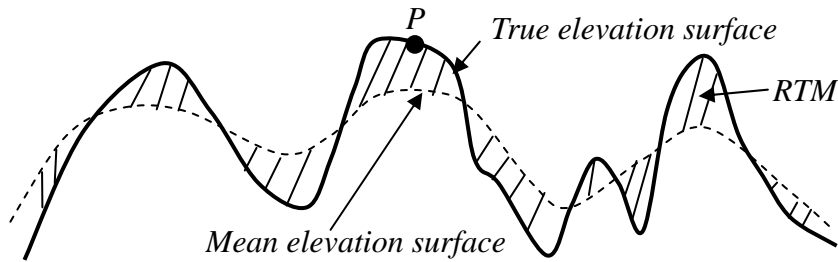


圖 6：剩餘地形模型示意圖，即真實地形與平均地形間的部份(斜線區域)。

剩餘地形模型重力異常 Δg_{rtm} 與大地起伏 N_{rtm} 的計算公式為(Forsberg, 1984)，

$$\Delta g_{rm}(x_p, y_p) = 2\pi G \rho (\bar{h} - \bar{h}_r) - c(x_p, y_p) \quad (5)$$

和

$$N_{rm}(x_p, y_p) = \frac{G}{\gamma} \int_E \frac{\rho(x, y)(h(x, y) - h_r(x, y))}{\sqrt{(x - x_p)^2 + (y - y_p)^2}} d_x d_y \quad (6)$$

其中 $c(x_p, y_p)$ 是計算點 P 的地形改正量， \bar{h} 是 DEM 高度， \bar{h}_r 是參考 DEM 高度， ρ_1 為地質密度（採 2.67 g/cm^3 ）。 $c(x_p, y_p)$ 與 N_{rm} 可用 FFT 計算。利用 LSC 公式，搭配全球參考場係數誤差與 Tscherning-Rapp 誤差模型可計算殘餘大地起伏 N_{res} ，公式如下所示

$$N_{res} = \left(C_{n\Delta g^0} \right) \left(C_{\Delta g^0} + D_{\Delta g^0} \right)^{-1} \left(\Delta g_{res}^0 \right) \quad (7)$$

其中 Δg_{res}^0 ：高度 0 公尺的殘餘重力異常。

$C_{\Delta g^0}$ ：地面重力異常與地面重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{n\Delta g^0}$ ：大地起伏與地面重力異常之間的協變方矩陣。

$D_{\Delta g^0}$ ：地面重力異常的雜訊。

若將空載重力加入計算，則公式變為

$$N_{res} = \begin{pmatrix} C_{n\Delta g^0} & C_{n\Delta g^{5000}} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} C_{\Delta g^0} + D_{\Delta g^0} & C_{\Delta g^0 \Delta g^{5000}} \\ C_{\Delta g^{5000} \Delta g^0} & C_{\Delta g^{5000}} + D_{\Delta g^{5000}} \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \Delta g_{res}^0 \\ \Delta g_{res}^{ag} \end{pmatrix} \quad (8)$$

其中

Δg_{res}^0 ：高度 0 公尺的殘餘重力異常。

Δg_{res}^{ag} ：空中殘餘重力異常。

$C_{\Delta g^0}$ ：地面重力異常與地面重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{\Delta g^{ag}}$ ：空中重力異常與空中重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{\Delta g^0 \Delta g^{ag}}$ ：地面重力異常與空中重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{\Delta g^{ag} \Delta g^0}$ ：空中重力異常與地面重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{n\Delta g^0}$ ：大地起伏與地面重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{n\Delta g^{ag}}$ ：大地起伏與空中重力異常之間的協變方矩陣。

$D_{\Delta g}^0$ ：地面重力異常的雜訊。

$D_{\Delta g}^{ag}$ ：空中重力異常的雜訊。

空載重力在應用時，亦可向下延續(downward continuation)至地表面，與地面重力值結合，用(7)式計算殘餘大地起伏值，向下延續的方法包括 FFT 和 LSC 等(Hwang et al., 2007, 蕭(2007))。此外，若測高資料格式為水準面梯度(geoid gradient)，計算時必須與格式為重力異常的重力資料分開，公式為

$$N_{res} = \begin{pmatrix} C_{n\Delta g^0} & C_{ne} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} C_{\Delta g^0} + D_{\Delta g^0} & C_{\Delta g^0 e} \\ C_{e\Delta g^0} & C_e + D_e \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \Delta g_{res}^0 \\ e_{res} \end{pmatrix} \quad (9)$$

Δg_{res}^0 ：高度 0 公尺的殘餘重力異常。

e_{res} ：殘餘水準面梯度。

$C_{\Delta g^0}$ ：地面重力異常與地面重力異常之間的協變方矩陣。

C_e ：水準面梯度與水準面梯度之間的協變方矩陣。

$C_{e\Delta g^0}$ ：水準面梯度與地面重力異常之間的協變方矩陣。

$C_{\Delta g^0 e}$ ：地面重力異常與水準面梯度之間的協變方矩陣。

$C_{n\Delta g^0}$ ：大地起伏與地面重力異常之間的協變方矩陣。

C_{ne} ：大地起伏與水準面梯度之間的協變方矩陣。

D_e ：水準面梯度的雜訊。

$D_{\Delta g}^0$: 地面重力異常的雜訊。

將計算得的 N_{res} , 加上 N_{ref} 和 N_{rtm} , 最後得到一 quasi-geoid , 將 quasi-geoid 經過一改正公式改正 , 可得到真正的 geoid , 改正公式為

$$N_{geoid} \approx N_{quasi-geoid} - \frac{2\pi G\rho}{\gamma} H^2 \quad (10)$$

G 為萬有引力常數 , ρ 為地層密度 , H 為正高。

本計畫亦將嘗試不同於 LSC 的方法 , 預計有

(1) Spectral combination

此法考慮到重力資料有不同的精度及解析度 , 且含有不同的系統誤差。此法首先將重力資料轉換到頻率域(frequency domain) , 再依權重將不同頻域之重力組合而成該頻段之 geoid , 再將之轉為空間域之 geoid , 例如 Li and Sideris (1997), Kern et al. (2003), Kuroishi and Keller (2005) 。歐盟計算 geoid 也採 spectral combination 的方法。

(2) 修正 Stokes 公式

由重力異常計算大地起伏可利用 Stokes 公式(Heiskanen and Moritz, 1967)

$$N = \frac{R}{4\pi\sigma} \iint_{\sigma} S(4) \Delta g d\sigma \quad (11)$$

上式中 , $S()$ 為 Stokes 函數 , σ 為單位球 , Δg 為重力異常 , 古典方法中 ,

$S(4)$ Legendre polynomial 級數代表 :

$$S(4) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos\varphi) \quad (12)$$

但上式並未考慮到下列事實(1)重力異常含系統及隨機誤差(2)重力異常之解析度及非全球覆蓋。因此 Stokes 函數必須針對這兩個事實加以修改 , 修改的方法甚多 , 如 Sjoberg and Featherstone (2004), El Habiby and Sideris (2007) 。本計畫將研究一改良式 Stokes 積分公式計算大地起伏。

6. Geoid 精度驗證

重力大地起伏驗證方法如下。在水準點上已有正高(H)，觀測 GPS 橢球高 h，即得該水準上之大地起伏：

$$N = h - H \quad (13)$$

此觀測之大地起伏可與重力大地起伏比較而評估其精度。由於平均海水面與大地水準面通常存有一常差(見圖 7)，以及長波長大地起伏模式不完善，較準確的評估方式為比較兩水準點間的觀測與重力大地起伏差值。

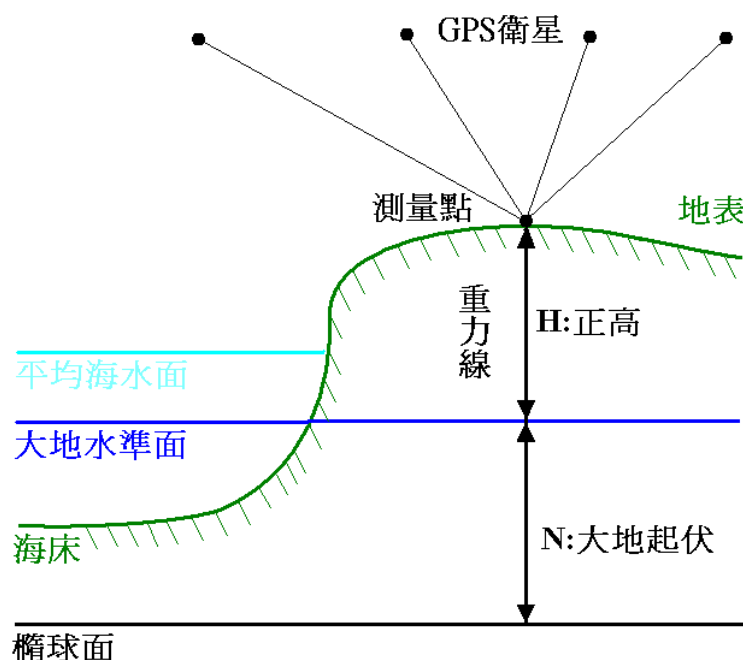


圖 7：正高、大地起伏及橢球高 H+N 之幾何關係

目前內政部提供在北、中、南、東 4 條有 24 小時觀測 GPS 的一等水準點，可用為 geoid 精度評估之用。然而此 4 條水準線並不足以代表台灣全區。本計畫執行至目前，考量到幾何上的分佈，特別先規劃增加東南部地區（南橫公路）的檢測點，以評估全島的重力大地起伏精度。目前已收集了 20 個點的相關水準資料及透空照片，待實地考察過後會挑選其中的 15 個點做 24 小時的 GPS 觀測，以作為評估 geoid 精度之用。再者，若實測大地起伏精度佳，

空間密度夠，則可與重力大地起伏合併，而得一混合型(hybrid) geoid。若實測大地起伏中，其 GPS 系統與 ITRF 系統一致，則此混合型大地起伏之座標系統自動為 ITRF 系統，而其對應之高程基準與台灣之高程基準(TWVD2001)一致。

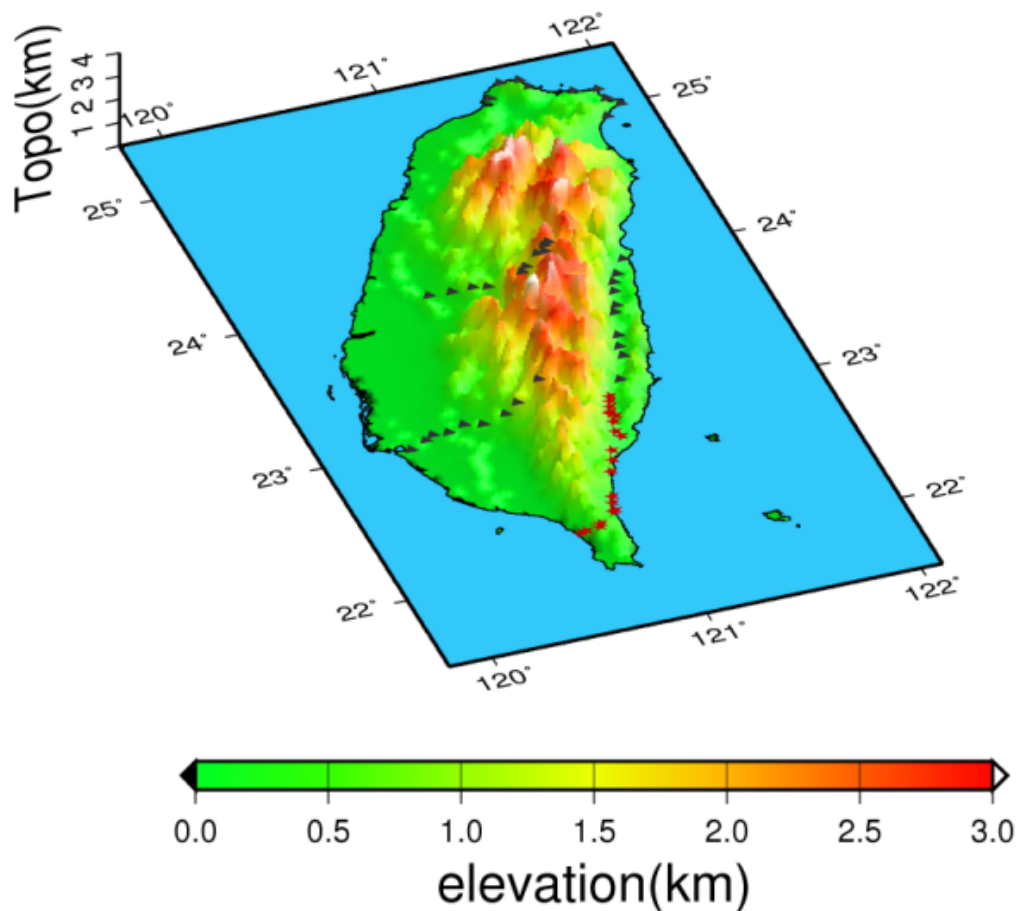


圖 8：大地起伏檢核路線分佈圖，圖中黑色之三角點代表已存在之檢測路線，底圖代表地形，紅色星形點代表預計將新增的檢核點

7. 推廣 geoid 在防災、監測及測繪之應用

為進一步驗證 geoid 精度及發揮 geoid 在防災及測繪方面之效益，本計畫擬將 geoid 推廣到下列應用：

(1) 空載 Lidar 製作 DEM 及地層下陷監測

空載 Lidar 於飛機上裝載雷射掃描器(laser scanner)，觀測飛機與地面

點距，透過 GPS 飛機定位，決定地面點之橢球高。若欲將此橢球高作傳統如淹水模式、防洪等應用，必須將之扣除大地起伏。本計畫將與 Lidar 研究學者合作，獲取 Lidar 資料，以間接驗證 geoid 精度及推廣 geoid 的防災應用。目前經濟部水利署已在雲林地區試辦以 Lidar 監測地層下陷，效果良好。Lidar 所觀測之正高可與水準正高比較；若精度與水準相當，則可獲得二維的變形資訊，與 INSAR 結果相比較。

(2) 應用於 GPS 水準測量

台灣由於 eGPS 的發展及 RTK 的廣泛應用，即時高精度(公分級)GPS 定位已變得非常方便，在高程部分，eGPS 及 RTK 必須仰賴 geoid 獲得正高，而一般的靜態(static)GPS 測量亦需 geoid 算正高。動態 GPS 在河川斷面測量、快速地形測量等機動性高程測量應用上非常重要。

(3) 維護高程基準

一個國家的高程基準一般由全國均勻分佈之水準點高程來定義及維護。但水準點易遭破壞，而且板塊移動及地層下陷均會改變水準點高程而使國家高程基準維護非常不易。目前國際間新的高程基準已逐漸被 GPS 取代，其中最重要的條件即是高精度 geoid。因此，若本計畫產生的 geoid 有足夠的精度，配合台灣的測繪行政程序，可為下一代台灣高程基準的重要參考面。

8. 成果

目前已完成部分：

- 收集重力資料
- 收集全球重力模式
- 收集台灣 5 公尺 DEM
- 初步分析上述資料，編輯及除錯

已將相關成果發表在：

Hsiao, YS, and C Hwang. Topography-Assisted Downward Continuation of Airborne Gravity: Application to Geoid Determination in Taiwan, in press, *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, 2009. (SCI indexed)

Hwang, C, TC Cheng, CC Cheng, and WC Hung, Land subsidence using absolute and relative gravimetry: a case study in central Taiwan, in press, *Survey Review*, 2009.

References

黃金維、郭重言、儲慶美、甯方璽(1998)。台灣重力網平差及重力資料整合，測量工程，第40卷，第三期，第71-82頁。

黃金維(2001)。一等一級水準點上實施重力測量工作報告書，內政部。

陳春盛(2003)。一等二級水準點上實施重力測量工作報告書，內政部。

蕭宇伸(2007)利用空載，地面重力與測高資料計算台灣大地起伏：研究向上/向下延續與地形效應計算，交通大學土木系博士論文。

Denker H, Wenzel HG (1987) Local geoid determination and comparison with GPS results, *B. Geod.*, 61, pp. 349-366.

Forsberg R (1984) A Study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical inversion Methods in Gravity Field Modelling, Rept. 355, Dept. of Geod. Sci. and Surv., The Ohio State University, Columbus.

El Habiby MM, Sideris MG (2007) A wavelet thresholding technique for local geoid and deflection of the vertical determination using a planar approximation. *Geophys. J. Int.*, 170 (2), pp. 492-502.

Heiskanen WA, Moritz H (1967) *Physical Geodesy*, W.H. Fredman and company, San Francisco and London.

Hsu SK, Liu CS, Shyu CT, Liu SY, Sibuet JC, Lallemand S, Wang C, Reed D (1998) New Gravity and Magnetic Anomaly Maps in the Taiwan-Luzon Region and their Preliminary Interpretation, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, pp. 509-532.

Hwang C (1997) Analysis of some systematic errors affecting altimeter-derived sea surface gradient with application to geoid determination over Taiwan, *J. Geod.*, 71, pp. 113-130.

Hwang, C and CG Wang (2002) New gravity anomaly grid of Taiwan, *Journal of Surveying Engineering*, 44 (2), pp. 1-22. (in Chinese)

Hwang C, Hsiao YS, Shih HC, Yang M, Chen KH, Forsberg R, Olesen AV (2007) Geodetic and geophysical results from a Taiwan airborne gravity survey: Data reduction and accuracy assessment, *J. Geophys. Res.*, 112, B04407, doi:10.1029/2005JB004220.

- Hwang C, Hung WC, Liu CH (2008) Results of geodetic and geotechnical monitoring of subsidence for Taiwan High Speed Rail operation. in press, Natural Hazards.
- Kern M, Schwarz KP, Sneeuw N (2003) A study on the combination of satellite, airborne, and terrestrial gravity data. *J. Geod.* 77 (3-4): 217-225.
- Kuroishi Y, Keller W (2005) Wavelet approach to improvement of gravity field-geoid modeling for Japan. *J Geophys. Res.* 110 (B3): Art. No. B03402.
- Li J, Sideris MG (1997) Marine gravity and geoid determination by optimal combination of satellite altimetry and shipborne gravimetry data. *J. Geod.*, 71 (4), pp. 209-216
- Moritz H (1980) *Advanced Physical Geodesy*, Karlsruhe: Wichmann, Abacus Press.
- Seeber G (2003) *Satellite Geodesy*, 2nd ed. De Gruyter, Berlin.
- Sevilla M (1997) A high-resolution gravimetric geoid in the Strait of Gibraltar, *J. Geod.*, 71, pp. 402-410.
- Sjoberg LE, Featherstone WE (2004). Two-step procedures for hybrid geoid modeling. *J. Geod.*, 78 (1-2), pp. 66-75.
- Tscherning CC, Rapp RH (1974) *Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies. Geoid Undulations, and the Deflections of the Vertical Implied by Anomaly Degree-Variance Models*, Reports of the Department of Geodetic Science, 208, Ohio State University.
- Yen HY, Yeh YH, Lin CH, Yu GK, Tsai YB (1990). Free-Air Gravity Map of Taiwan and Its Applications, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 1, pp.143-156.
- Yen HY, Yeh YH, Lin CH, Chen KJ, Tsai YB(1995) Gravity Survey of Taiwan, *J. Phys. Earth.*, 43, pp. 685-696.