



潮位觀測與應用推估 台灣海平面上升趨勢分析研究

謝志敏／國立高雄科技大學海事資訊科技系 教授

黃榮鑑／國立台灣海洋大學系統工程暨造船學系 終身特聘教授

許泰文／國立台灣海洋大學河海工程學系 校長

陳聖學／國立成功大學近海水文中心 研究助理

吳一平／經濟部水利署防災中心 正工程師

海平面上升趨勢分析，通常透過潮位分析海面變化線性趨勢求得。本研究的目的是透過台灣的潮位資料來估算台灣海平面上升的趨勢，利用線性迴歸、經驗模態法和改良型調和分析等方法進行海平面變化的分析，並討論其適用性，透過比較結果顯示，改良型調和分析方法優於其它方式。本文提出改良型調和分析方法，並探討台灣海平面變遷趨勢，從中歸納出台灣海平面變化趨勢。

關鍵詞：海平面上升、調和分析、潮位觀測

前言

在極端氣候事件導致的海平面上升（Sea Level Rise, SLR），造成海洋災害頻傳，各種海洋災害導致的經濟損失也日益嚴重。海平面上升可能帶來的影響包括淹水、加劇海岸侵蝕、增加暴潮的發生頻率、鹽水入侵等。如何準確評估海平面變化趨勢，是全球關注的焦點問題^[1,2]。其中針對海平面上升議題之討論如 Mitrovica *et al.*^[3]；Douglas^[4]；Church *et al.*^[5]；Shum and Kuo^[6]；Church and White^[7] 等研究結果顯示，二十世紀全球 SLR 速率每年約為 1.5 ~ 2.4 mm，而 Merrifield *et al.*^[2] 利用潮位站資料估算全球海水面上升速率與 Church and White^[7] 透過衛星測高之結果一致，推估全球 SLR 加速上升。

Church *et al.*^[7] 使用平均海面永久服務中心（Permanent Service for Mean Sea Level）之 1880 年至 2009 年海水位資料，分析後得到 1900 年至 2009 年之全球 SLR 速率為 1.7 ± 0.2 mm/year，而從 1961 年以來之上升速率為每年 1.9 ± 0.4 毫米；由 1993 年至 2009 年之衛星資料分析，其線性趨勢為每年 3.2 ± 0.4 毫米。

作為全球氣候變化研究的權威機構，政府間氣候變化專門委員會（Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC），從 1990 年至今先後六次對全球氣候變化對自然生態系統、經濟系統的影響進行評估。第四次的氣候變化評價報告（AR 4）指出，自 1961 年以來，全球平均海平面上升速率為 1.8 ± 0.5 mm/year，而到了 1993 年以後，這個資料就增大到了 3.1 ± 0.7 mm/year（IPCC, 2007）。到 2050 年，全球海平面可能要比 1980 ~ 1999 年的平均海平面要高 0.18 ~ 0.21 m（IPCC, 2001）。IPCC 第五次評估報告（AR5）指出，從 1880 ~ 2012 年，全球地表平均溫度增加約 0.85°C（IPCC, 2013）。氣候變暖引起的海溫升高和大面積冰川融化等現象直接導致全球海平面上升。1901 ~ 2010 年，全球海平面上升了約 0.19 公尺，平均上升速率為 1.7 mm/year（IPCC, 2013）。1971 ~ 2010 年，全球海平面平均上升速率為 2.0 mm/year，1993 ~ 2010 年，上升速率明顯增加，達到 3.2 mm/year（IPCC, 2013）。

Nerem *et al.*^[8] 利用衛星資料分析 1992 ~ 2014 年期

間的全球 SLR，研究成果顯示，1992 ~ 2014 年期間觀測到的 SLR 為 3 mm/year。前人利用衛星測高資料對中國沿海海平面變化規律進行了探討，取得了一些成果：如 Nicholls and Cazenave [9] 利用衛星測高評估海水面高度，資料顯示全球各區域的 SLR 並非一致，其中又以西太平洋 SLR 最為顯著。如 Ablain *et al.* [10] 通過重力校正和氣候試驗（Gravity Recovery and Climate Experiment data, GRACE）對地球重力場進行觀測，並聯合衛星測高 SA、ARGO 系統的觀測結果得出：自 2003 年以來，海平面的上升主要是因為海水質量的增加。

全球海水面變化已有許多學者進行研究 [2,5,11,12]，全球海水面上升速率每年約為 1.5 ~ 2.4 公釐 [3-7]，而近二十年（自 1993 年以來）之全球海水面上升速率為 3.2 ± 0.4 mm/year [6-8,10,12]，研究結果顯示全球海水面正逐漸明顯上升。由 Llovel *et al.* [13] 與 Nicholls and Cazenave [9] 從衛星測高資料分析全球各區域的海平面上升速率，從結果顯示各區域海平面上升速率不一致，台灣海平面上升速率高於全球 SLR 速率。

海平面變化是複雜的，其中既有長週期變化，又有趨勢性變化和隨機因素干擾。Hsieh *et al.* [14] 提出了修正型調和分析法進行台灣環島的海平面上升趨勢計算，本文在 Hsieh *et al.* [14] 的基礎下多加入台灣環島潮位站分析台灣海平面的趨勢，考慮了地殼變動因素，由潮位站的潮汐資料計算海平面升降，既包括了真正的海平面的升降，又包括陸地升降引起的海面升降，由於各潮位站所處的陸地地點的升降運動各不相同，

每個站的海平面升降速率為相對升降速率。基於上述因素，精確計算台灣的海平面上升速率極為重要。

新一代潮位觀測系統

國內潮位觀測技術早期採用記錄紙及人工記錄方式，譬如浮筒式潮位計，隨著數位科技進步，大部份潮位站改成數位觀測方式，譬如壓力式潮位計或一般音波式潮位計，但因易受環境干擾，且較缺乏檢校機制，使得資料品質欠缺。美國國家海洋大氣總署（NOAA）國家海洋局投入十餘年時間，研製新一代超音波水位自動觀測系統，它最大的特色是在音波測距技術上有新的突破，應用電腦科技，大幅改進音波測距儀受溫度影響所引起之誤差，量測精度大幅提昇。交通部科技顧問室於民國 89 年委託國立成功大學近海水文中心引進，並在收錄系統、傳輸系統部分加以改良且本土化，建立我國技術自主的新一代潮位觀測系統，此系統以音波式水位儀為核心，潮位觀測解析度（resolution）為 1 mm，且其準確性（accuracy）可達 3 mm，與傳統式浮筒與壓力式水位計準確性只能到達 cm 等級而言，改善非常多，且其精度足以用來探討全球海平面上升課題。

新一代潮位觀測系統之外觀與設計圖，如圖 1 所示，系統之取樣頻率（sampling rate）為 0.1 Hz，24 小時連續觀測，線上資料間距（interval）平時為 6 分鐘，最短可為 1 秒鐘，因此亦具有觀測海嘯之能力，現場儲存資料採用 Flash 卡，可保存資料長達一年以上。雖然音波式水位儀的準確性高，但若在潮差大地

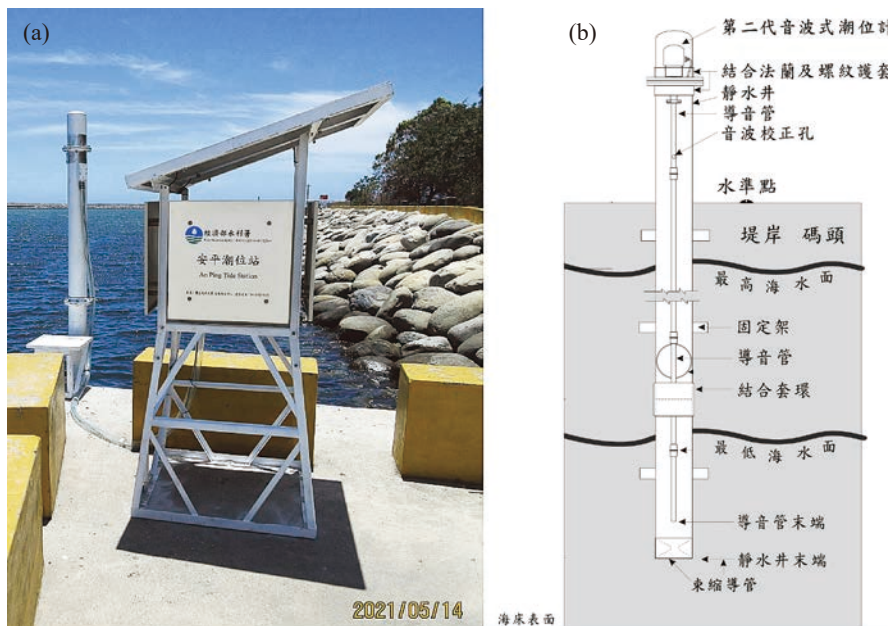


圖 1 (a) 新一代潮位站實際照片；(b) 新一代潮位站設計圖

方，且若現場兩隻水溫計間有較大溫度梯度，此時須對音波進行溫度修正，修正方式如下：

$$L' = 0.0018 * L * (T2 - T1) \quad (1)$$

式中， L' 為溫度修正後之水位值； L 為傳感器探頭至水面距離； $T1$ 為第一隻水溫計，設置於校正管中間； $T2$ 為第二隻水溫計，設置於音波管中間。上述溫度修正為這套高準確性的水位觀測儀器做了第二層把關，讓現場環境影響減到最低程度。

這種新一代高精度的音波式觀測系統在引進台灣後成為潮位觀測主流，大量興建於台灣海岸進行潮位觀測，不只可觀測平日潮位變化資料，在颱風期間亦可由測得暴潮位，很多測站同時安裝有氣象觀測儀器，同步量測氣壓、風速、氣溫等資料，可與所觀測的潮位資料進行分析研究。目前此類型潮位站由經濟部水利署、中央氣象局合力在台灣海岸設置超過 30 站（詳請見氣象局潮位年報與水利署近海水文年報），取得高品質水位資料提供各式防災應用與科學研究。

海平面上升分析方法

本文分析海平面上升的方法採用以下方法：(1) 線性迴歸 (Linear Regression, LR) 方法、(2) 改良傳統調和分析方法 (Modified Harmonic Analysis, MHA)、和 (3) 希爾伯特—黃轉換法 (Hilbert-Huang Transform, HHT) 之經驗模態分解法 (Empirical Mode Decomposition, EMD)，分析海平面上升趨勢變化。LR、MHA、EMD 方法說明如下：

潮汐分析方法：調和分析

利用最小二乘方法求取調和常數，本研究依據 Foreman [15] 建議採用 60 個分潮進行分析。潮汐的主要分析方法為利用調和分析 (Harmonic Analysis) 找出其各天文潮分潮。調和分析其理論式如下 (Foreman [15])：

$$\begin{aligned} h(t) &= A_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (A_n \cos \omega_n t + B_n \sin \omega_n t) \\ &= A_0 + \sum_{n=1}^{\infty} H_n \cos(\omega_n t - \varepsilon_n) \end{aligned} \quad (2)$$

其中 A_0 為平均海水位， $H_n = \sqrt{A_n^2 + B_n^2}$ 代表分潮之振幅， ω_n 代表分潮的角頻率， $\varepsilon_n = \tan^{-1}(B_n/A_n)$ 為分潮之相位角。 H_n 、 ε_n 稱為調和常數，理論上應將所有天文潮展開，惟實際應用上可依要求精度，選取 k 個分潮予以求得最佳近似之潮汐運動方程式 $y(t)$ ，假設如下：

$$y(t) = A_0 + \sum_{r=1}^k A_r \cos \omega_r t + \sum_{r=1}^k B_r \sin \omega_r t \quad (3)$$

上式中 $y(t)$ 為某時刻之潮位。

設 e_i 為觀測潮位 y_i 與預測潮位在時間為 t 時刻之殘差，即 $e_i = [y_i - y(t)]$ 。於等時距之觀測潮位總數為 $2n + 1$ 個期間，若想使潮汐運動方程式有最佳近似，則應使殘差平方和最小，即

$$Er = \sum_{i=-n}^n e_i^2 = \sum_{i=-n}^n [y_i - y(t)]^2 \quad (4)$$

於上述條件下，即可求得潮位之最佳近似值。調和分析法是將潮位解析成各種週期的分潮總和，因此若能推求各測站之各分潮振幅與相位角，即可推估其潮汐特性，並預測未來的天文潮水位變化。而潮位的分潮成份理論上有無限多種，但進行調和分析時只需利用主要分潮來擬合即可。如 NOAA 即時水位監測系統中，建議各測站至少採用 60 至 100 個分潮成份進行調和分析。而本文採用 60 個分潮成份來進行各測站之調和分析，以擬合各測站天文潮水位變化，進而預測天文潮未來水位變化。本文分析台灣潮位站資料推估海平面上升速率，若透過調和分析，如式 (2) 計算海平面趨勢 (A_0 為平均水位)，則求出的海平面趨勢是一個固定值，看不出時間變化。

改良傳統調和分析—分析海平面上升

本文為了改良傳統調和分析方法無法分析海平面上升，提出了一種改良調和分析方法。首先重新定義趨勢訊號，本文把訊號分成週期訊號和趨勢訊號，故訊號 = 週期訊號 + 趨勢訊號 (單調函數)。若訊號是潮汐水位，就可以表示為潮汐訊號 = 週期訊號 (天文潮) + 趨勢訊號 (單調函數)，週期訊號透過天文潮來表示，趨勢訊號用多項式來表示，故改良的調和分析來分析潮汐水位，其數學式如下：

$$\begin{aligned} h(t) &= \underbrace{\left[\sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos \omega_n t + \sum_{n=1}^{\infty} B_n \sin \omega_n t \right]}_{\text{週期訊號 (天文潮)}} + \underbrace{\sum_{k=0}^m C_k t^k}_{\text{趨勢訊號}} \\ &= \underbrace{\sum_{n=1}^{\infty} H_n \cos(\omega_n t - \varepsilon_n)}_{\text{週期訊號 (天文潮)}} + \underbrace{\sum_{k=0}^m C_k t^k}_{\text{趨勢訊號 (海平面變化)}} \end{aligned} \quad (5)$$

同理，透過最小平方法 (least squares method)，即可求得各係數的值。藉由多項式來表示趨勢訊號，來代表海平面的變化量。

希爾伯特-黃轉換 (Hilbert Huang Transform, HHT) 理論

希爾伯特-黃轉換 (Hilbert-Huang Transform, HHT) 由 Huang *et al.* [16] 在英國倫敦皇家學會刊物所發表，希爾伯特-黃轉換 (HHT) 分析方法包含兩個主要的部份：(1) 經驗模態分解 (EMD) 和 (2) 希爾伯特轉換 (Hilbert Transform, HT)。Huang *et al.* [16] 和 Huang *et al.* [17] 將原始資料經過 EMD 過程分成不同時間尺度之內建模態函數 (Intrinsic Mode Functions, IMF) 分量，將訊號拆解成一系列具有不同特徵尺度的時序列，依頻率由高至低依序分解出來，可以求得時頻特徵，此方法在某些情況下會產生時頻混淆 (Mode mixing)，因此 Wu and Huang [18-20] 以總體經驗模態分解方法 (Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD) 使用白噪的特性，加入白噪之訊號經由 EMD 分解出的成分可以避免模態混淆 (Mode mixing) 的發生。經驗模態分解 (EMD) 演算法是 HHT 的核心演算法，其分解演算法也稱為篩選過程 (Sifting Processing)，它具有兩個主要作用：一是去除載波，二是使波形更加對稱，應用 EMD 計算過程將信號拆解為若干個 IMF 分量，從而分析各分量的時頻特性。

結果與討論

本文探討 SLR 的方法採用以下方法：(1) 線性回歸 (LR) 方法、(2) 改良傳統調和分析方法 (MHA)、和 (3) 經驗模態分解法 (EMD) 進行分析 SLR 趨勢變化。

討論各種趨勢方法的適用性

本文為了討論這些方法的優缺點，本文設計一組則混合頻率的潮汐訊號，將基本訊號混合形成一組非平穩訊號，時間尺度 t 皆是由 0 ~ 2 年，頻率分別由 M2, S2, O1, K1, M4, SA 潮汐分潮 (如表 1) 的餘弦函數和趨勢 $(1 + 0.0001t)$ 所建置而成，此混合訊號 $X_1(t)$ 如下：

$$X_1(t) = \left[\begin{aligned} &0.7 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{M2}}t + \theta_1\right) + 0.3 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{S2}}t + \theta_2\right) + \\ &0.8 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{O1}}t + \theta_3\right) + 0.5 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{K1}}t + \theta_4\right) + \\ &0.123 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{M4}}t + \theta_5\right) + 0.5566 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{SA}}t + \theta_6\right) \end{aligned} \right] + [1 + 0.0001t] \quad (6)$$

圖 2 為 $X_1(t)$ 訊號之時序列圖，實線為 $X_1(t)$ 之時序列變化，虛線是 $(1 + 0.0001t)$ 的趨勢變化。本文利

表 1 潮汐訊號

	週期 (hour)	振幅 (m)	相位
M2	TM2 = 12.4206	0.7	$\theta_1 = 1.0472$
S2	TS2 = 12	0.3	$\theta_2 = 0.5236$
O1	TO1 = 25.8193	0.8	$\theta_3 = 0.1745$
K1	TK1 = 23.9345	0.5	$\theta_4 = 0.3491$
M4	TM4 = 6.2103	0.123	$\theta_5 = 2.1293$
SA	TSA = 8765.8	0.5566	$\theta_6 = 0.925$

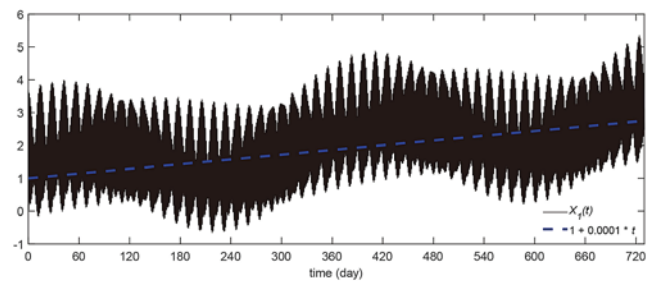


圖 2 $X_1(t)$ 之時序列圖 (垂直軸單位:m)

用最小平方法把訊號拆成週期訊號和趨勢訊號，趨勢訊號用多項式表示。將一組資料 $(x_i, y_i), i = 1, 2, 3, \dots, n$ ，給定一條理論函數

$$X_1(t) = \left[\begin{aligned} &\alpha_1 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{M2}}t + \theta_1\right) + \alpha_2 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{S2}}t + \theta_2\right) + \\ &\alpha_3 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{O1}}t + \theta_3\right) + \alpha_4 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{K1}}t + \theta_4\right) + \\ &\alpha_5 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{M4}}t + \theta_5\right) + \alpha_6 \cos\left(\frac{2\pi}{T_{SA}}t + \theta_6\right) \end{aligned} \right] + [\beta_1 + \beta_2 t] \quad (7)$$

以殘差的大小做為評估準則，殘差 e_i 為第 i 筆資料的觀察值 y_i 與理論曲線 \hat{y}_i 的相差，即 $e_i = y_i - \hat{y}_i$ ，當殘差平方和愈小，表示以此理論函數線段配適此組資料愈好，這種想法就稱為最小平方法，也就是：最小平方法是尋求使 $Er = \sum_{i=1}^N [y_i - \hat{y}_i]^2$ 最小，為了使 Er 值最小，則 $\partial Er / \partial \alpha_1 = 0, \partial Er / \partial \alpha_2 = 0, \partial Er / \partial \alpha_3 = 0, \partial Er / \partial \alpha_4 = 0, \partial Er / \partial \alpha_5 = 0, \partial Er / \partial \alpha_6 = 0, \partial Er / \partial \beta_0 = 0, \partial Er / \partial \beta_1 = 0$ 。以本文案例 $\alpha_1 = 0.7, \alpha_2 = 0.3, \alpha_3 = 0.8, \alpha_4 = 0.5, \alpha_5 = 0.123, \alpha_6 = 0.5566, \beta_1 = 1, \beta_2 = 0.0001$ 。

應用 EMD 計算過程將信號拆解為若干個 IMF 分量，如圖 3 所示，圖 3(a)、圖 3(b)、圖 3(c)、圖 3(d)、圖 3(e)、圖 3(f)、圖 3(g) 分別為 IMF1、IMF2、IMF3、IMF4、IMF5、IMF6 和趨勢。從 EMD 所分解出來的趨勢與正確解 $(1 + 0.0001t)$ 比較，發現在兩端點邊界處有明顯差距。

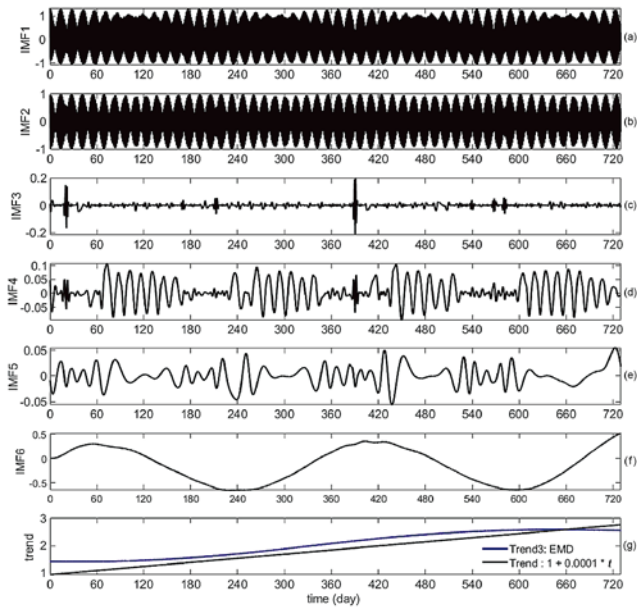


圖 3 $X_1(t)$ 訊號應用 EMD 法所得之趨勢變化圖 (垂直軸單位: m)

圖 4 為 $X_1(t)$ 訊號之採用不同分析方法計算出趨勢變化圖，圖 4 中 Trend 1：是線性迴歸 (Linear regression) 直線 $\hat{y}_i = a + bt_i$ 去做最小平方方法，求得 $a = 1.2135$, $b = 7.561 \times 10^{-5}$ ，傳統分析海平面上升都採用此種方法。Trend 2：改良傳統調和分析方法 (MHA)，利用最小平方方法，把訊號拆成週期和趨勢訊號去求出係數值。Trend 3：經驗模態分解法 (EMD)。本文之趨勢變化正確解為 $1 + 0.0001t$ 。從圖 4 中發現 Trend 1 與 Trend 5 結果一致，但與 Trend $(1 + 0.0001t)$ 有差距。Trend 3 是 EMD 方法，EMD 篩選過程中上、下包絡曲線的端點飛翼 (End Swing)，即端點處會出現過大或甚小變動現象，會有端點效應問題，進而影響分析結果。Trend 4：是採用上下包絡線求均值視為訊號趨勢，在訊號的兩端是偏離趨勢正確值。在本文例中最正確的趨勢是 Trend 2，就是把訊號拆成週期和趨勢訊號，利用最小平方方法求出係數值。

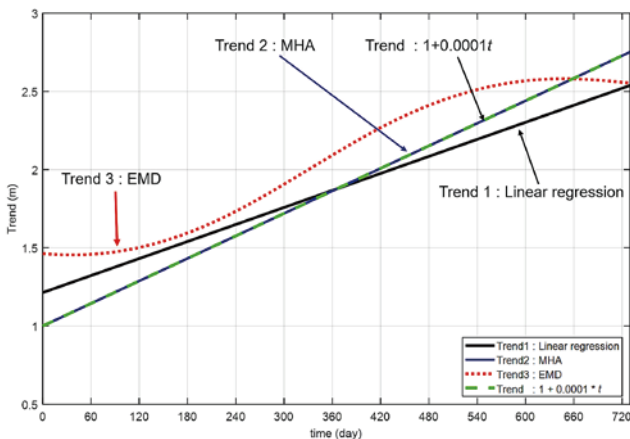


圖 4 $X_1(t)$ 訊號之不同分析方法之趨勢變化

各種趨勢方法以潮汐資料為例

為了探討包絡線方法是否會受到潮汐極端值影響，本文分析了屏東鵞鑾嘴的潮位，圖 5 為屏東鵞鑾嘴的海平面變化趨勢圖，從圖 5 中可以發現採用包絡線方法分析海平面上升，結果顯示易受到極端潮位的影響，影響到潮位包絡線，進而影響到分析海平面上升趨勢的準確性。

本文分析各海域測站的潮位紀錄，首先分析基隆潮位站資料期間自 1946 至 2019 年共 73 年。以經驗模態分解分解成各個 IMF 和趨勢訊號。將基隆 1946 至 2019 年實測水位透過 EMD 分解成如圖 6 所示之 10 個 IMF 以及趨勢項，將潮汐資料應用 EMD 分解成不同時間尺度 IMF，從最小週期至最大週期成份潮，從每個 IMF 可以清楚知道潮汐的成份受到天文潮汐的影響，在時間尺度方面有 IMF 1 (12 小時 25 分，半日潮)、IMF 2 (24 小時 50 分，全日潮)、IMF 3 (30 天)，即受到月球引力影響 (15 天和 30 天等的時間尺度) 之影響。從圖 6 中發現基隆海域的長期海水位變動趨勢是上升趨勢。

圖 7 為不同趨勢分析方法之基隆潮位趨勢比較圖，Trend 1 是採用線性迴歸直線外插去擬合潮位資料；Trend 2 是把潮位資料分成週期訊號 (60 個分潮) 和多項式去擬合潮位資料；Trend 3 採用 HHT 的方法中的 EMD 方式，去分解各個內建模態函數 (IMF) 和趨勢。從圖 7 中發現 Trend 1 和 Trend 2 的趨勢是一致的，故兩條線重疊在一起。從圖 7 中的 Trend 1 和 Trend 2 分析方法，可求出基隆海平面上升速率為 2.4 mm/year。

圖 8 為新竹潮位站資料，圖 8(a) 潮汐水位、圖 8(b) 不同分析方法之趨勢比較圖，Trend 1 是利用線性迴歸結果，Trend 2 是改良型調和分析法，Trend 3 是 HHT 之 EMD 結果。從圖 8(b) 發現 Trend 1 和 Trend 2 有很大差異，以前評估海平面上升的方式，是採用線性迴歸，如：Huang *et al.* [21]，但這種用線性迴歸，再利用最小平方方法求出係數的方法，並不能真正得到正確的海平面上升趨勢。傳統調和分析方法也無法分析海平面上升，故

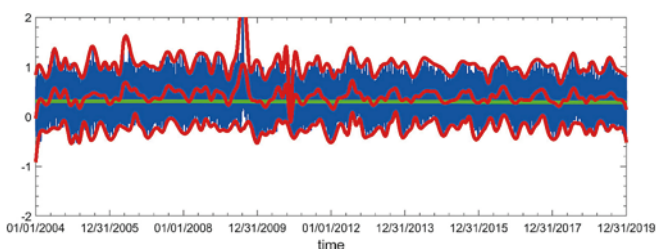


圖 5 鵞鑾嘴潮位經包絡線法所得之海平面趨勢 (單位:m)

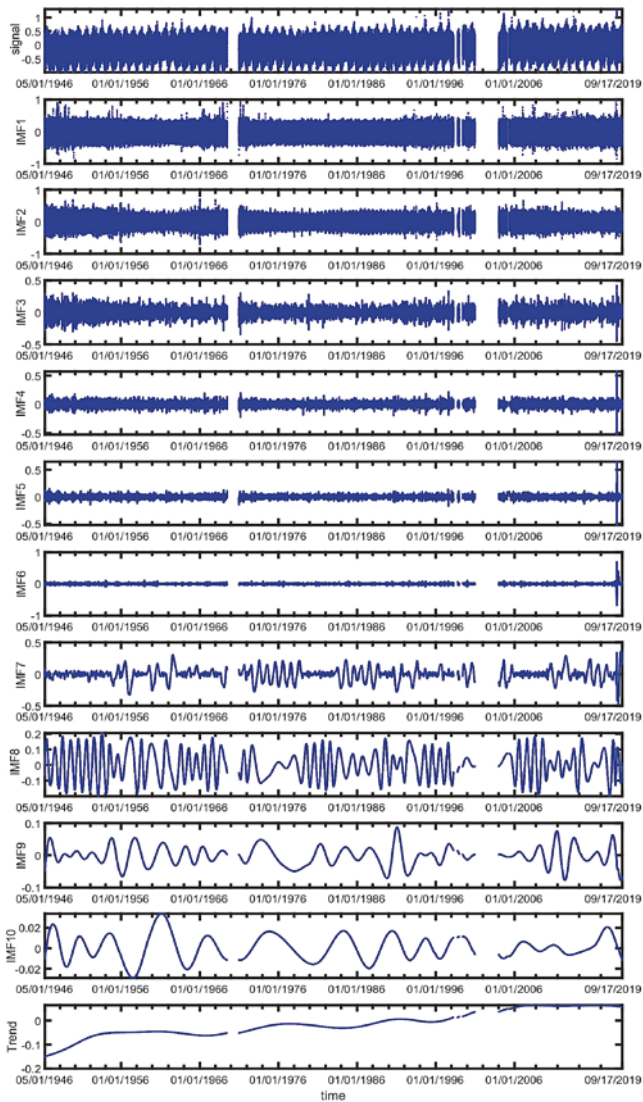


圖 6 基隆潮位經 EMD 轉換後之 IMF 和趨勢圖 (單位:m)

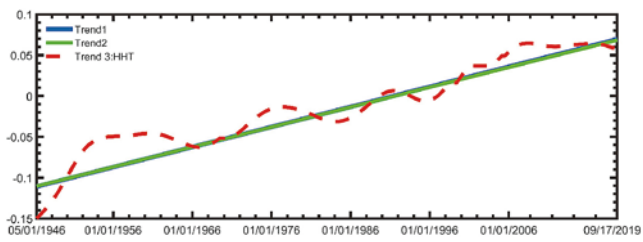


圖 7 不同趨勢分析方法之基隆潮位趨勢比較圖 (單位:m)

本案提出了一種改良調和分析方法來計算海平面趨勢，圖 8(c) 為潮汐水位和 Trend 2 之趨勢變化圖。

海平面上升成果分析

上節針對 LR、MHA 和 EMD 做了探討各種方法的優略分析，由於潮位 EMD 篩選過程中上、下包絡曲線的端點飛翼，會有端點效應問題，對海平面上升趨勢的分析會有影響誤差，所以本文的最後結果採用 MHA 來分析 SLR 趨勢。

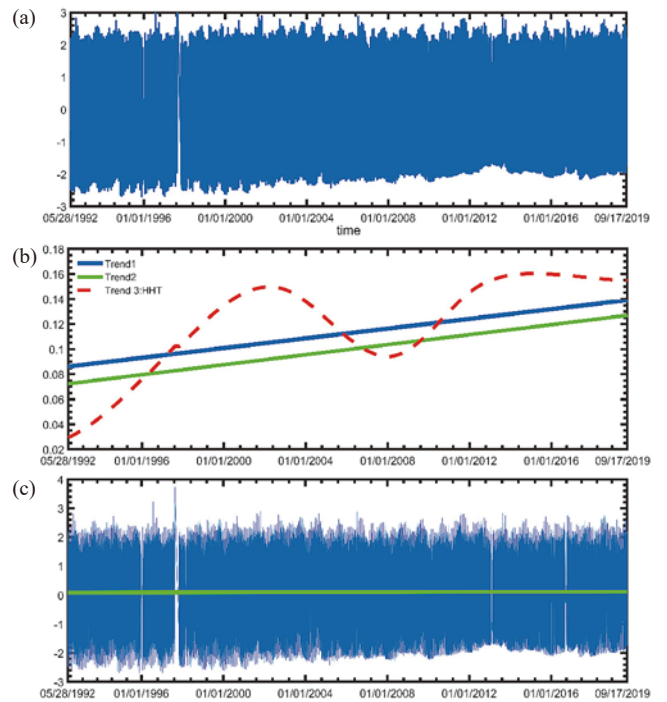


圖 8 新竹潮位站：(a) 潮位時序列、(b) 不同分析方法之趨勢比較圖、(c) Trend 2 趨勢和潮位時序列

為了要了解整個台灣環島沿岸 SLR，本文使用氣象局提供的台灣環島潮位站實測資料，如圖 9 所示。台灣環島潮位站的權責單位有氣象局、水利署和內政部。屬於內政部管轄的有台中港和高雄港。隸屬水利署的有麥寮、永安、鵝鑾嘴、石梯、富岡和綠島。其餘皆屬於氣象局潮位站。

本文利用 MHA，透過最小平方方法計算 SLR，結果如圖 10 和圖 11 及表 2 所示。表 2 中，將潮位資料分成「長期潮位」和「近 20 年潮位」，目的是想要探

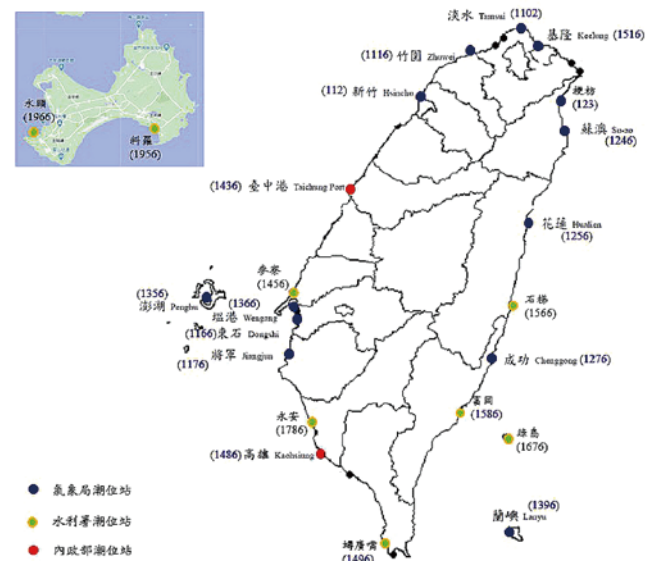


圖 9 台灣環島潮位站分布圖

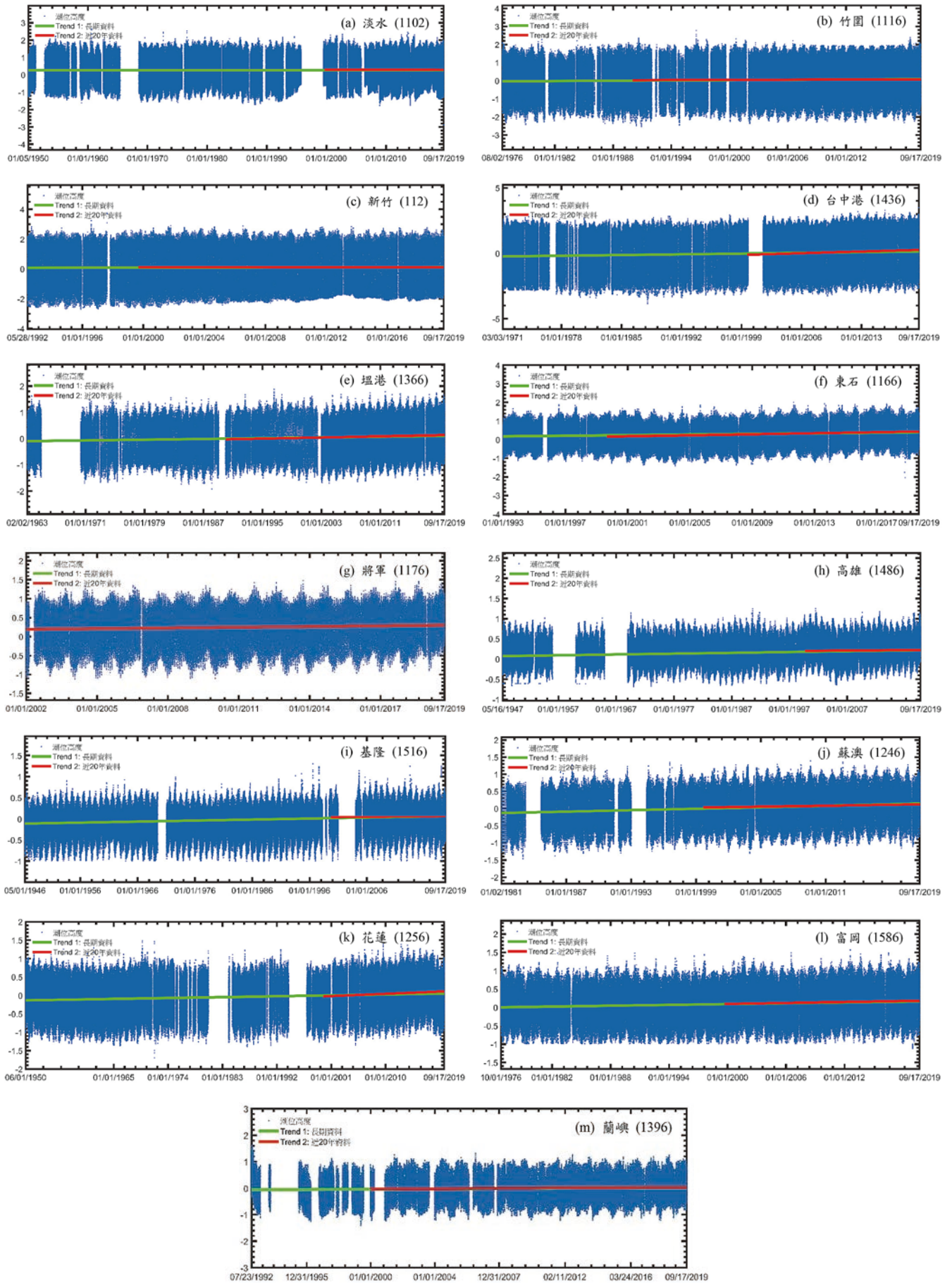


圖 10 台灣潮位站潮位歷時和趨勢圖 (單位:m)

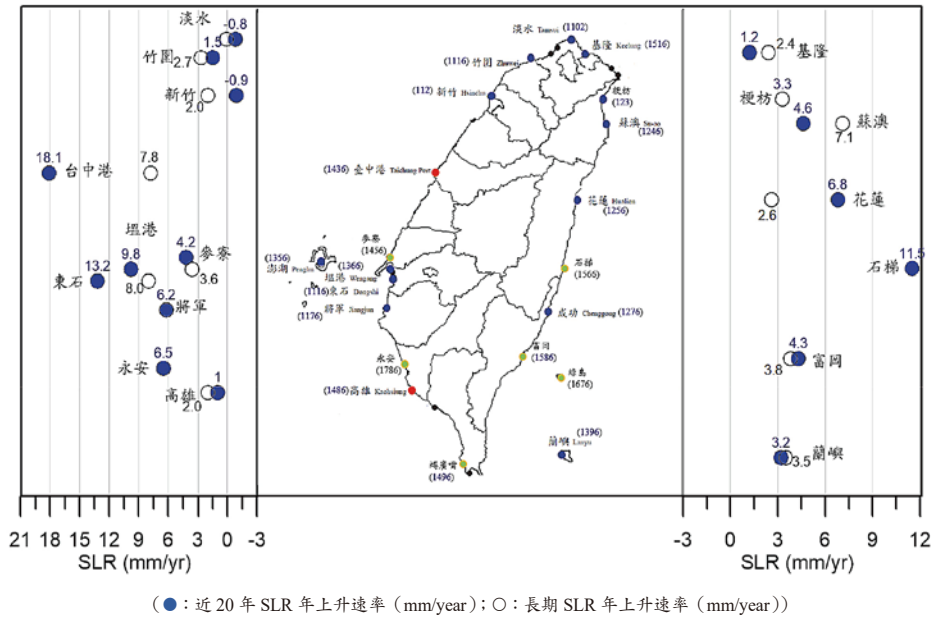


圖 11 台灣環島潮位站海平面近 20 年來變化趨勢圖

討長期和近 20 年 SLR 趨勢。表 2 中以「長期海平面上升趨勢」分析結果顯示：(1) 淡水 SLR 速率 0.1 mm/year；(2) 竹圍 SLR 速率 2.7 mm/year；(3) 新竹 SLR 速率 2.0 mm/year；(4) 臺中港 SLR 速率 7.8 mm/year；(5) 塭港 SLR 速率 3.6 mm/year；(6) 嘉義東石 SLR 速率 8.0 mm/year；(7) 台南將軍 SLR 速率 6.2 mm/year；(8) 高雄 SLR 速率 2.0 mm/year；(9) 基隆 SLR 速率 2.4 mm/year；(10) 蘇澳 SLR 速率 7.1 mm/year；(11) 花蓮 SLR

速率 2.6 mm/year；(12) 臺東富岡 SLR 速率 3.8 mm/year；(13) 蘭嶼 SLR 速率 3.5 mm/year。

「近 20 年海平面上升趨勢」分析結果顯示：(1) 淡水 SLR 速率 -0.8 mm/year；(2) 竹圍 SLR 速率 1.5 mm/year；(3) 新竹 SLR 速率 -0.9 mm/year；(4) 臺中港 SLR 速率 18.1 mm/year；(5) 塭港 SLR 速率 9.8 mm/year；；(6) 雲林麥寮 SLR 速率 9.8 mm/year；(7) 嘉義東石 SLR 速率 13.2 mm/year；(8) 台南將軍 SLR 速率 6.2 mm/

表 2 潮位站實測資料分析台灣海域年海平面上升速率

	潮位測站	時間起始	時間結束	長期		近 20 年	
				年上升速率 (mm/year)	R 平方	年上升速率 (mm/year)	R 平方
1	淡水 (1102)	1950/01/04	2019/09/17	0.1	0.908	-0.8	0.943
2	竹圍 (1116)	1976/08/02	2019/12/18	2.7	0.966	1.5	0.985
3	新竹 (112)	1992/05/27	2019/09/17	2.0	0.981	-0.9	0.987
4	臺中港 (1436)	1971/03/01	2019/09/17	7.8	0.935	18.1	0.987
5	塭港 (1366)	1963/02/02	2019/12/19	3.6	0.918	9.8	0.964
6	麥寮 (1456)	2005/10/01	2019/12/31	X	X	4.2	0.986
7	東石 (1166)	1993/01/01	2019/09/17	8.0	0.951	13.2	0.952
8	將軍 (1176)	2002/01/01	2019/09/17	6.2	0.954	6.2	0.954
9	永安 (1786)	2004/01/01	2019/12/31	X	X	6.5	0.910
10	高雄 (1486)	1947/05/16	2019/09/17	2.0	0.844	1.0	0.863
11	基隆 (1516)	1946/05/01	2019/09/17	2.4	0.874	1.2	0.910
12	梗枋 ¹ (123)	1976/09/02	2008/05/29	3.3	0.903	X	X
13	蘇澳 (1246)	1981/01/01	2019/09/17	7.1	0.941	4.6	0.948
14	花蓮 (1256)	1950/06/01	2019/09/17	2.6	0.913	6.8	0.939
15	富岡 (1586)	1976/10/01	2019/09/17	3.8	0.913	4.3	0.941
16	蘭嶼 ² (1396)	1992/07/23	2019/09/17	3.5	0.924	3.2	0.944

註：1：梗枋：自 2008/05/30 之後就沒有潮汐資料；

2：蘭嶼 1999/07/21 ~ 1999/12/20 資料遺漏；X：表示資料不足，沒計算。

year；(9) 永安 SLR 速率 6.5 mm/year；(10) 高雄 SLR 速率 1.0 mm/year；(11) 基隆 SLR 速率 1.2 mm/year；(12) 花蓮 SLR 速率 6.8 mm/year；(13) 臺東富岡 SLR 速率 4.3 mm/year；(14) 蘭嶼 SLR 速率 3.2 mm/year。

以「長期資料」和「近 20 年資料」分析 SLR 趨勢結果顯示：SLR 持續加快的測站有：台中港、東石、塭港、蟬廣嘴、花蓮港、富岡；SLR 減緩的測站有：基隆港、淡水、新竹、竹圍、高雄港、蘇澳港、蘭嶼、馬公等測站。

本文將所有潮位站的 SLR 速率，彙整成（圖 11）利用台灣環島潮位站分析 SLR 趨勢圖，圖 11 中各站之海平面觀測潮位資料及海平面長短期變化趨勢。藍點符號為潮位觀測資料、綠色線符號為海平面長短期變化趨勢、紅色線符號為海平面 1999 年至 2019 年變化趨勢。在西海岸海平面上升速率最快的是台中港 18.1 mm/year，次之是東石潮位站 13.2 mm/year。東海岸海平面上升速率最快的是石梯 11.5 mm/year，次之是富岡潮位站 8.4 mm/year。台灣沿海的 SLR 速率分布與台灣潮差的分布很相似，塭港和東石潮位站上升速率如此快是因為區域受到地層下陷影響，塭港區域每年地表約有 14 mm 下沉量^[22]。

本文的分析在沒有修正地殼變動、地層下陷因子，所以才高過全球上升速率。Ching *et al.*^[22] 探討台灣地殼垂直變動速率，利用全球定位系統（Global Positioning System, GPS）觀測站推估，結果顯示台灣東南部與西南部等區域的地殼垂直變動量比台灣附近海面變動量大，表示台灣潮位站水位受到地殼垂直變動影響，此因素會影響潮位站資料所估算之 SLR。

郭重言等人^[23] 執行「台灣海域海平面上升之加速特性研究」計畫，將台灣 2002 ~ 2011 衛星測高與潮位站進行分析，計算 2002 ~ 2011 年之 SLR 速率，報告指

出「台灣北部海域 SLR 為 $-1 \sim 2$ mm/year，台灣南部海域 SLR 為 $4 \sim 8$ mm/year，表示台灣南方海域的 SLR 速率較台灣北部快」。從表 2 和圖 11 結果顯示台灣西岸北部區域 SLR 約 $-1 \sim 2$ mm/year；台灣南部海域 SLR 約為 $4 \sim 8$ mm/year 與郭重言等人^[23] 趨勢結果一致。

IPCC 第五次評估報告（AR5）^[24] 指出，1901 ~ 2010 年，全球海平面上升了約 0.19 m，平均上升速率為 1.7 mm/year（IPCC, 2013）。1971 ~ 2010 年，全球海平面平均上升速率為 2.0 mm/year，1993 ~ 2010 年，上升速率明顯增加，達到 3.2 mm/year（IPCC, 2013）。從表 2 結果顯示 (1) 以「長期上升速率」台灣海平面上升速率比全球平均快 2 倍以上的潮位測站有臺中港、嘉義東石、台南將軍、蘇澳等潮位測站；(2) 「近 20 年資料」台灣海平面上升速率比全球平均快 2 倍以上的潮位測站有臺中港、塭港、嘉義東石、台南將軍、花蓮港等潮位測站。

全球海平面變化有兩種發生方式：(1) 地殼變化引起的大洋盆地容積變化；(2) 海洋體積變化。本文分析潮位站皆未考慮潮位站地殼垂直變動之影響，本文參考 Ching *et al.*^[22] 的 GPS 觀測站資料之地殼垂直變動速率（最接近各潮位站的 GPS 觀測站與水準點之成果），考量地表垂直變動速率之後的 SLR 速率，成果如表 3 所示。潮位站經考量地殼垂直變動速率修正後之 SLR 速率，修正後的台灣環島潮位站 SLR 速率趨於一致。

綜合以上結果，直接利用未改正地表垂直變動的台灣周圍潮位站資料並估算 SLR 速率，地表垂直變動因素會顯著影響 SLR 速率之估算成果。本文分析結果與過去學者有所差異，主因為過去學者在分析 SLR 速率是採用線性回歸方式處理，本文的分析方法採用的改良型調和分析方法，所以會有所差異，此外，本方法是在最小平方方法的基礎上，故分析結果會隨著資料選取的時間長度有所差異。

表 3 潮位站考量地表垂直變動速率修正後之海平面上升速率

潮位測站	近 20 年年上升速率 (mm/year)	地表垂直變動速率 GPS (mm/year)	GPS 量測時間	海平面修正垂直地殼變動之 SLR 上升速率 (mm/year)
基隆 (1516)	1.2	-1.63 ± 0.09	2002/01 ~ 2012/12	-0.4
將軍 (1176)	6.2	-7.91 ± 0.05	2001/12 ~ 2012/09	-1.71
高雄 (1486)	1.03	-0.91 ± 0.07	2004/01 ~ 2012/08	0.12
蟬廣嘴 (1496)	5.0	-3.55 ± 0.12	2001/12 ~ 2012/09	1.45
蘇澳 (1246)	4.6	-4.63 ± 0.12	2002/01 ~ 2012/08	-0.03
花蓮 (1256)	6.83	-5.15 ± 0.13	2002/01 ~ 2012/12	1.73
富岡 (1586)	4.3	-3.89 ± 0.07	2003/12 ~ 2012/12	0.41

註：GPS 資料來自 Ching *et al.*^[22]

結論

本文利用中央氣象局提供的台灣環島沿岸長期之海水位實測資料進行分析後，將潮位資料分解成週期訊號（天文潮）和非週期性（單調函數）之趨勢訊號來分析海平面趨勢是比較合理的分析方式。利用改良型的調和分析方法，透過最小平方法迴歸分析計算海平面上升，結果顯示：在本文例的台灣環島潮位站海平面變化趨勢圖，台灣東西岸海平面上升速率最快的是分別是石梯、台中港潮位，東西海岸的海平面上升速率分布與台灣潮差的分布很類似。以「長期資料」和「近 20 年資料」分析海平面上升趨勢結果顯示：海平持續加快的測站有：台中港、塭港、東石、花蓮、臺東富岡；海平面減緩的測站有：基隆、淡水、竹圍、新竹、高雄、蘇澳、蘭嶼。若考量到海平面上升因子（地表垂直變動速率、地層下陷等因子）後，修正後的台灣環島潮位站海平面上升速率趨於一致。

參考文獻

1. Feenstra, J. F., Burton I., Smtih J. B., and Tol R. S. J. (1998), Handbook on methods for climate change impact assessment and adaptation strategies, United Nations Environment Program (UNEP), University of Amsterdam.
2. Merrifield, M. A., Merrifield S. T., and Mitchum G. T. (2009), An anomalous recent acceleration of global sea level rise, *Journal of Climate*, 22, 5772-5781.
3. Mitrovica, J. X., Tsimplis M. E., Davis J. L., and Milne G. A. (2001), Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change, *Nature*, 409, 1026-1029.
4. Douglas, B. C. (2001), Chapter 3 Sea level change in the era of the recording tide gauge, *International Geophysics*, 75, 37-64.
5. Church, J. A., White N. J., Coleman R., Lambeck K., and Mitrovica J.X. (2004), Estimates of regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period, *Journal of Climate*, 17, 2609-2625.
6. Shum, C. K. and Kuo C.Y. (2011), Observation and geophysical causes of present-day sea level rise, *Climate Change and Food Security in South Asia*, 85-104.
7. Church, J. and White N. J. (2011), Sea-level rise from the late 19th to the Early 21st Century, *Surveys in Geophysics*, 32, 585-602.
8. Nerem, R. S., Beckley B. D., Fasullo J. T., Hamlington B. D., Masters D., and Mitchum G. T. (2018), Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PANS)*, 115 (9), 2022-2025.
9. Nicholls, R.J. and Cazenave A. (2010), Sea-level rise and its impact on coastal zones, *Science*, 328, 1517-1520.
10. Ablain, M., Cazenave A., Valladeau G., and Guinehut S. (2009), A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993-2009, *Ocean Sciences*, 5, 193-201.
11. Cazenave, A. and Nerem R. S. (2004), Present-day sea level change: observations and causes, *Reviews of Geophysics*, 42 (3), 1-20.
12. Cazenave, A., Dieng H. B., Meyssignac B., von Schuckmann K., Decharme B., and Berthier E. (2014), The rate of sea-level rise, *Nature Clim. Change*, 4(5), 358-361, doi: 10.1038/nclimate2159.
13. Llovel, W., Guinehut S., and Cazenave A. (2010), Regional and interannual variability in sea level over 2002-2009 based on satellite altimetry, Argo float data and GRACE ocean mass, *Ocean Dynamics*, 60, 1193-1204.
14. Hsieh, C. M., Chou D., and Hsu, T. W. (2022), Using modified harmonic analysis to estimate the trend of sea-level rise around Taiwan, *Sustainability*, 14, 7291. <https://doi.org/10.3390/su14127291>.
15. Foreman, M. G. G. (1977), Manual for tidal heights analsis and prediction, Pacific Marine Science Report 77-10, Istitute of Ocean Science, Partica Bay, Sidney, B. C.
16. Huang, Norden E., Shen Z., Long S. R., Wu M. C., Shih H. H., Zheng Q., Yen N., Tung C. C., and Liu H. H. (1998), The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis, *Proc. R. Soc. Lond A.*, 454, 903-995.
17. Huang, N. E., Shen Z., and Long S. R. (1999), A new view of nonlinear water waves: The Hilbert spectrum, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 31, 417-457.
18. Wu, Z. and Huang N. E. (2004), A study of the characteristics of white noise using the empirical mode decomposition method, *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 460, 1597-1611.
19. Wu, Z. and Huang N. E. (2005), Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method, Centre for Ocean-Land-Atmosphere Studies, Technical Report No. 193.
20. Wu, Z. and Huang N. E. (2009), Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method, *Advances in Adaptive Data Analysis*, 1, 1-41.
21. Huang, Z., Zong Y., and Zhang W. (2004), Coastal Inundation due to sea level rise in the Pearl river delta, *China, Natural Hazards*, 33, 247-264.
22. Ching, K.E., Hsieh M. L., Johnson K. M., Chen K. H., Rau R. J., and Ying M. (2011), Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise leveling and continuous GPS observations, 2000-2008, *Journal of Geophysical Research*, 116, B08406, doi: 10.1029/2011JB008242.
23. 郭重言、林立青、藍文浩、莊文傑、李俊穎 (2016)，台灣海域海平面上升之加速特性研究。MOTC-IOT-105-H3DB003a 合作研究報告，交通部運輸研究所臺灣技術研究中心。
24. Official IPCC WGI AR5 website: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/> 

歡迎加入學會



www.ciche.org.tw

下載入會申請書



中國土木工程學會
CIVIL AND HYDRAULIC ENGINEERING

e-mail: service@ciche.org.tw

電話：(02) 2392-6325

傳真：(02) 2396-4260