

利用衛星遙測海面高度及海面溫度估算 熱帶太平洋上層海洋熱含量異常及混合層厚度

粘慶熙¹ 劉倬騰²

摘要

上層海洋的熱含量異常主要是海洋溫度異常對上層海水的積分，海水溫度升高時，其熱膨脹效應會提高海水比容，而造成海面升高，所以海面高度異常值可用來反推上層海洋的熱含量變動值。從過去的研究可以發現兩者間有很高的線性相關，這表示可以從高度計資料估計上層海洋熱含量的變動量。而對上層海洋的熱含量而言，從高度計資料可以得知整個溫度剖面的變動量，從長期平均值可以估計斜溫層下方的溫度分佈，再加上海面溫度的量測，我們可以估計整個上層海洋溫度的剖面變化。在熱帶東太平洋海域，熱含量異常可由 Tropical Atmosphere Ocean(TAO)陣列的海水溫度剖面量測值估算，其誤差約為 $23 \times 10^7 \text{ J/m}^2$ ，海面高度異常可由 TOPEX/POSEIDON(TP)高度計量測，由此海面高度異常估計的熱含量異常誤差約為 $20 \sim 30 \times 10^7 \text{ J/m}^2$ 。由於上層海洋熱含量主要是決定海面溫度及混合層厚度，所以本研究使用 TP 海面高度計資料、地球同步衛星海面溫資料(GOES)、以及 TAO 錨碇溫度計串的資料，研究熱帶東太平洋上層海洋熱含量的變化及混合層厚度。結果顯示，用本方法估計的混合層厚度，比用長期平均值準確，但因 GOES 海面溫資料的品質隨海域而不同，本方法的準確度亦隨海域而不同。

關鍵詞：上層海洋熱含量，海面高度，海面溫度，衛星遙測

1. 前言

上層海洋熱含量的傳統計算方法是給定一個參考的水層深度，並假設在這個深度之下的海水溫度的改變不大、熱含量也因此不太隨著時間而改變，通常這個深度是定義在斜溫層以下。從 Gill and Niiler (1973)的研究顯示出海洋的整體熱含量改變是引起海面高度改變的因素之一，這表示熱含量的變化可以反應在海面高度的變化上面。從 White

and Tai (1995) 及 Chambers *et al.* (1998) 的研究顯示，用海面高度異常值及長期平均的比熱係數及熱膨脹係數來估算上層海洋的熱含量異常，相比較於用熱帶太平洋上的 Tropical Atmosphere Ocean (TAO) (McPhaden, 1995)錨碇溫度計量測的熱含量變動，兩者的線性相關高達 0.9，其估算值的誤差來源，除了海面高度異常和溫度計量測的誤差之外，還有鹽度造成的密度變化和風所造成的正壓效應 (barotropic response)，不過在低緯度的大洋地區，這些誤差的效應都不太重要。從 Chambers *et al.*

收到日期：民國 91 年 09 月 26 日
修改日期：民國 92 年 08 月 21 日
接受日期：民國 92 年 08 月 22 日

¹ 國立台灣大學海洋研究所研究生

² 國立台灣大學海洋研究所教授

(1998) 可以看到估計的鹽度誤差所造成的海面高度變化比海面高度異常值的變化要小一個數量級，而且和 TAO 錨碇實際上的比對，是否加入鹽度的修正對熱含量的比較結果都沒有很明顯的改變。而從 Fu and Davidson (1995) 的研究中，在熱帶大洋地區，風對海面高度造成的影響也是相當有限，換句話說，海面高度異常值的訊號變動，主要就是反應出上層海洋熱含量的變動訊號。由於混合層的厚度與溫度，都和熱含量異常相關性甚高，本文擬探討如何利用衛星遙測海面高度及海面溫資料，推算上層海洋熱含量異常及混合層厚度。

2. 計算上層海洋熱含量

上層海洋的熱含量可以由海洋溫度-深度剖面來直接計算，根據 Yan *et al.* (1995)，厚度 h_r 的水柱，其熱含量異常值 H 為：

$$\Delta H = \rho C_p h_r \Delta T_m \quad (1)$$

其中是海水密度， C_p 是海水比熱係數， h_r 是參考水層深度，假設在這個水層之下海水的熱含量變化不大(本研究計算的參考水層深度到 500 公尺)， T_m 是各水層溫度異常 (T) 的水柱平均值

$$\Delta T_m = (1/h_r) \times \int_{-h_r}^0 \Delta T dz \quad (2)$$

這樣從海水溫度量測剖面直接計算熱含量，如果 TAO 溫度量測誤差都在 0.09°K 之內，熱含量計算的誤差大約為 $23 \times 10^7 (\text{J/m/m})$ (Chambers *et al.*, 1998; Wryki and Uhrich, 1982)。

由於海水的熱膨脹效應，溫度的改變也會引起海水密度的改變，進而造成海面高度的改變。密度的改變(Chambers *et al.*, 1997)：

$$\Delta \rho = -\rho \alpha \Delta T_m \quad (3)$$

為熱膨脹係數。而密度改變引起的水面變化可以用密度變化表示：

$$\Delta \rho = \frac{-\rho \cdot \Delta \eta}{(h_r + \Delta \eta)} \cong \frac{-\rho \cdot \Delta \eta}{h_r} \quad (4)$$

所以熱含量改變量就可以表示成：

$$\Delta H = \frac{\rho \cdot C_p}{\alpha} \Delta \eta \quad (5)$$

經此過程就可利用由 TP 衛星高度計資料推算的海面高度異常值，估計上層海洋的熱含量異常值。

3. 用海面高度異常及海面溫度估計混合層深度

在大洋地區，大部分的斜溫層都在 300 公尺深度以上，500 公尺以下的水溫變化不大，其長期平均值可由少數幾個航次用 Conductivity/Temperature/Depth sensor (CTD) 或 Expendable Bathythermograph (XBT) 所探測的水溫剖面資料估算，且其在空間上的變化遠小於海面溫度隨空間的變化。在一個變動的水溫剖面曲線上，隨時間變動的海面溫度代表這條曲線的上端值變化，而 300 至 500 公尺以下的水溫代表這條曲線下端的形狀和絕對數值，因為衛星遙測海面高度異常值代表海溫剖面積分異常值，所以我們可以估算混合層厚度的變化。

假設水溫剖面曲線的形狀不會有大幅度的改變，表面溫及混合層厚度(斜溫層深度)主導熱含量的變化，所以只有海面溫度和混合層深度隨時間變化，其他的變數都用當地長期平均值當作已知量。對於混合層以下，500 公尺以上的上層海洋溫度剖面，用兩段斜線來簡單代表長期平均的溫度-深度

分布，在這兩段斜線之上則是混合層，其內之溫度由海面溫度作代表，混合層厚度為唯一未知的隨時間變化數值 h 。已知的參數包括斜溫層的斜率和斜溫層底層的溫度，以及 500 公尺深的溫度，這三個由當地溫度深度剖面的長期平均曲線得到的參數可以接著混合層的深度和溫度畫出三段直線線段來代表某一時刻的溫度－深度剖面曲線(如圖一)，而此曲線積分得到的熱含量異常值則可以由 TP 衛星資料所得到的海面高度異常值來估計，由此得到的等式則可以解出未知的時間變數 h (如式(6)到式(9)所表示)。

長期平均的海洋上層熱含量 H_0 (T_0 為長期上層海洋的平均溫度)：

$$H_0 = \int_{0m}^{500m} \rho_0 \cdot C_p \cdot T_0 dz \quad (6)$$

海洋上層熱含量異常 ΔH 隨時間的變化 ($\Delta\eta$ 由 TP 資料提供)：

$$\Delta H = \frac{\rho_0 \cdot C_p}{\alpha} \Delta\eta \quad (7)$$

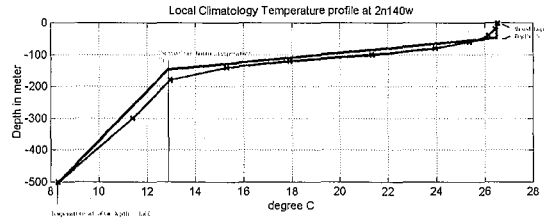
估計當時表層海洋熱含量 H_E ：

$$H_E = H_0 + \Delta H \quad (8)$$

對於已知的平均 500 公尺深度溫度 T_{500} ，斜溫層溫度隨深度變化梯度 s ，斜溫層底部溫度 T_T ，當天的海面溫度 SST，以及未知的混合層深度 h ：

$$\frac{H_E}{\rho_0 \cdot C_p} = (SST * h) + 0.5 \times (SST + T_T) \cdot \frac{(SST - T_T)}{s} + 0.5 \times (T_{500} + T_T) \cdot [500 - h - \frac{(SST - T_T)}{s}] \quad (9)$$

結合上面的公式，可以根據每天的海面高度異常值 $\Delta\eta$ 和海面溫度 SST 來估計當時海洋上層混合層的深度 h 。圖一是上面公式計算的示意圖：



圖一 估計混合層深度 h 示意圖：兩條曲線之中，較平滑的為 TAO 長期平均的海水溫度剖面，另一為從海面高度異常及海面溫度估計的溫度剖面。

4. 使用的衛星遙測資料

本研究所選定的研究區域是熱帶東太平洋區域，使用的遙測高度計資料是來自於 TOPEX/POSEIDON (TP) 衛星，它是美國太空總署 National Aeronautics and Space Administration (NASA) 和法國太空總署 (CNES, Centre National D'Etudes Spatiales) 合作的計劃，利用衛星發射的雷達波來量測海洋表面高度(Ocean-Surface Topography)。TP 所量測衛星到海面的距離，其精確度可達到 2 公分左右。本文所使用的 TP 資料版本是 Jet Propulsion Laboratory (JPL)/NASA 的 TP 衛星高度計資料庫 Generation B Merged TOPEX/POSEIDON Geophysical Data Record (MGDRB) (Benada, 1997; Berwin and Benada, 2000) 的海面高度異常值。該資料的時間分佈從 TP 週期 1 到 351，對應的時間大概是 1992 年 11 月到 2002 年 2 月。

本研究使用的實測溫度資料是由 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) /Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) 取得的 Tropical Atmosphere and Ocean (TAO)陣列錨碇水溫資料，TAO 海水溫度的準確度可達 0.01°K ，其舊資料也有 0.09°K 左右的準確度。



使用的衛星遙測海面溫度資料是美國 NOAA 的 Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES, 地球同步衛星) (Schimit and Prins, 2001) 海面溫度資料, 此海面溫度是由 GOES 的五頻道的輻射儀(一個可見光, 四個紅外光) 所量測得到的。其遙測海面溫度的方式類似於 NOAA 繞極氣象衛星的多頻道海面溫度 (Multi-Channel Sea Surface Temperature, MCSST) 估算法。本文所使用的 GOES 海面溫度資料的時間範圍是 2000 年 11 月到 2002 年 5 月, 空間範圍是 $60^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{S}$, $180^{\circ}\text{W}\sim 30^{\circ}\text{W}$, 每小時一筆資料。

因為 GOES 海面溫度的原始 Level-3 資料還包含了許多的雜訊, 在使用上需要進一步的處理與合成 (Wu *et al.*, 1999), 所以本研究的步驟首先是濾除海面溫度資料的雜訊, 合成 GOES 海面溫度資料, 並且和 TAO 海面溫度資料作比對, 篩選衛星遙測海面溫度資料。接著分別用 TAO 海水溫度資料和 TP 海面高度異常資料計算上層海洋 500m 以上熱含量變化異常值, 最後由估計的海洋熱含量以及表面溫度來估計混合層深度。

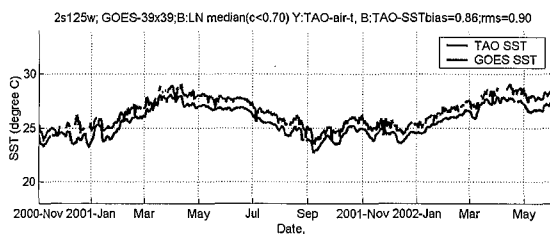
5. 遙測資料處理

GOES 海面溫度的資料在使用之前, 必須經過許多的處理程序, 因為從 NOAA 所發佈的 Level-3 資料, 包含了許多的誤差, 這些誤差的來源有許多不同的特性和大小, 需依照其特性作不同方法的改善。NOAA 在處理 GOES 海面溫度資料因為要維持較高的時空解析度, 所以採取的去雜訊程序比較保守, 保留較多的彈性給資料使用者選擇 (Legeckis and Zhu, 1997; May and Osterman, 1997)。但是在本文的研究上, SST 時空解析度並不需要這麼高, 而 Level-3 SST 的誤差又太大了, 所以本研究再作一次去雜訊的工作, 從 SST 資料在空間和時間上的

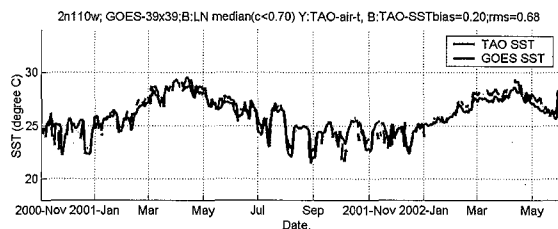
分佈、以及理論上對 SST 雜訊的瞭解, 儘可能降低 GOES SST 的誤差。

利用紅外線頻段當作主要測量海面溫度所量測到的多頻段海面溫 MCSST 的主要的誤差來源包括 (Stewart, 2001): 雲、水汽、大氣中的懸浮顆粒、儀器自身的誤差、取樣不同的誤差, 其中水汽、大氣中的懸浮顆粒、儀器自身的誤差三項比較小, 而雲和取樣不同的誤差常常會導致一度以上的溫度誤差。取樣不同的誤差指的是實測海面溫度以及衛星遙測海面溫度取樣的海水區域不同, 實測海面溫度通常指的是利用浮球或船舶量測海面下 0.5 公尺到數公尺深度的海水溫度, 而衛星遙測海面溫度, 只能反映出海面幾個微米厚度的平均溫度性質 (Murray, 1998; Donlon and Robinson, 1997), 這兩者之間常常會有 1K 左右的差別, 但是有時會達到 3K 以上。根據 Murray *et al.* (2000) 和 Barton (1995; 2001) 等人的研究, 晚上的衛星遙測海面溫度的誤差在 0.2 到 0.3K 左右, 所以我們只使用晚上的衛星遙測海面溫度。而對於雲所造成的誤差, 則可以依序在時間上和空間上進行處理, 時間上用合成資料的方式, 選取一天之內晚上的最高溫度資料, 這是因為通常雲所造成的海面溫度通常是降低量測溫度值。而在空間上, 則是在取樣的空間方格內做中位數的取樣, 一則避免受到雲層導致的低溫像素影響, 二則避免偏高的表皮溫度。此外, 再剔除偏離長期平均值 $\pm 5\text{K}$ 的資料, 也放棄取樣方格之內雲層比例超過 70% 的資料, 因為雲層比例過高的資料通常資料品質都很差。圖二和圖三是取 37 個 TAO 錨碇中的兩個 TAO 海面溫度和處理過後的 GOES 海面溫度時間序列比較, 總體來說, 本研究區內 GOES 海面溫和 TAO 海面溫度的方均根差值 (RMSD) 的平均值是 0.41 (最大 1.07, 最小 0.32), 而兩者之間的相關係數的平均是 0.90 (最大 0.98, 最小 0.74)。

這些在 GOES 範圍之內的 37 個錨碇站,和 GOES 海面溫度相比較,其差別隨海域而不同,例如每個錨碇站之間和 TAO 海面溫的偏差值(bias)和方均根差值誤差也都不盡相同,這可能是因為大氣的效應以及容積海面溫(Bulk SST)以及皮層海面溫(Barton, 2001)本身的差別。



圖二 GOES 海面溫度和 TAO 海面溫度比較圖形:在 (2°S, 250°W), 從 2000 年 11 月到 2002 年 2 月, 取樣為 2°乘 2°, 雲層所佔面積小於 70% 的資料。



圖三 GOES 海面溫度和 TAO 海面溫度比較圖形:在 (2°N, 110°W), 從 2000 年 11 月到 2002 年 2 月, 取樣為 2°乘 2°, 雲層所佔面積小於 70% 的資料。

例如一個可能的原因是 GOES 海面溫度資料現在是兩顆地球同步衛星所拍攝的, 不像 NOAA 繞極軌道系列衛星, 是以掃描的方式偵測海面溫度, 每次掃描的角度都隨當時軌道而定, 所以偵測到的海面溫度的平均值, 包含了各種掃描角所得的溫度, 因此海面溫的偏差值不隨區域而定。然而 GOES 是在三萬多公里的高空上, 對地表同一個位置上所有的影像都是以固定的視角所拍攝到的, 因此其偵測到的海面溫有隨位置而變的偏差值, 換句話說, 靠近或遠離衛星下視點(nadir) 的衛星遙測海面溫有不同的偏差值。不過整體來說, 根據這些

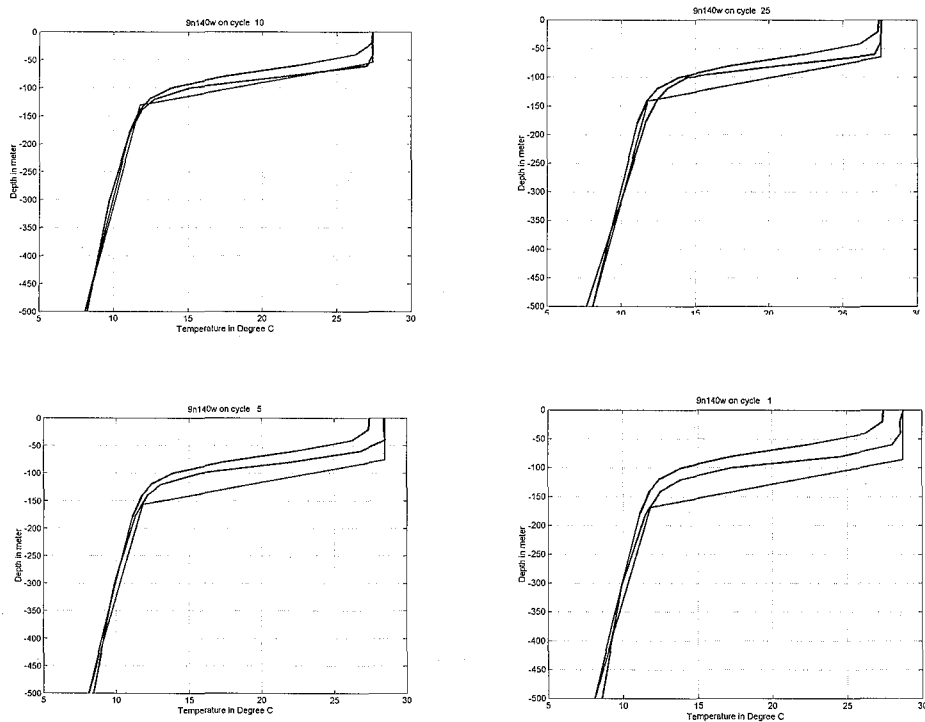
圖形所顯示的, 和 Wu (1999)以及較早有關於 GOES 海面溫的研究都差不多, 準確度都在 1K 以下。

對於 TP 衛星的海面高度異常值(Sea Surface Height Anomaly, SSHA), 所需要的進一部處理就比較少, 從 JPL 的 TP 海面高度異常資料中, 在每一個 TAO 錨碇位置的取樣, 則是以 TAO 錨碇位置為中心, 取樣每個 TP 週期之內(4 個經度 x 2 個緯度長方形)範圍之內的海面高度異常值平均, 並且作 30 天資料的滑動平均。之所以會取樣到這麼大的範圍, 是因為 TP 衛星是精確重複軌道, 在赤道區兩個軌道之間相差三百多公里。而由 TP 海面高度異常計算的熱含量異常值是根據 Chambers *et al.* (1998), 即可以代入公式(7)中計算熱含量異常。

6. 研究結果

根據之前的公式計算熱含量異常, 並估計混合層厚度的變化, 其中所需要的海水密度、比容等係數都由長期平均值代入物態方程式(Equation of State)決定, 而斜溫層斜率、深度、和斜溫層底下的溫度, 也由長期平均值代表。圖四則可以顯示出幾個個別 TP 週期上實際的溫度-深度剖面與估計的溫度深度剖面(藉由估計混合層深度)的關係, 而另外一方面, 為了衡量所計算得到混合層深度的結果。





圖四 在(9°N, 140°W)位置，以衛星高度異常資料推算的海溫剖面(紅色)和實際量測的 TAO 溫度剖面(藍色)，與長期平均值(黑色)在四段期間的比較。

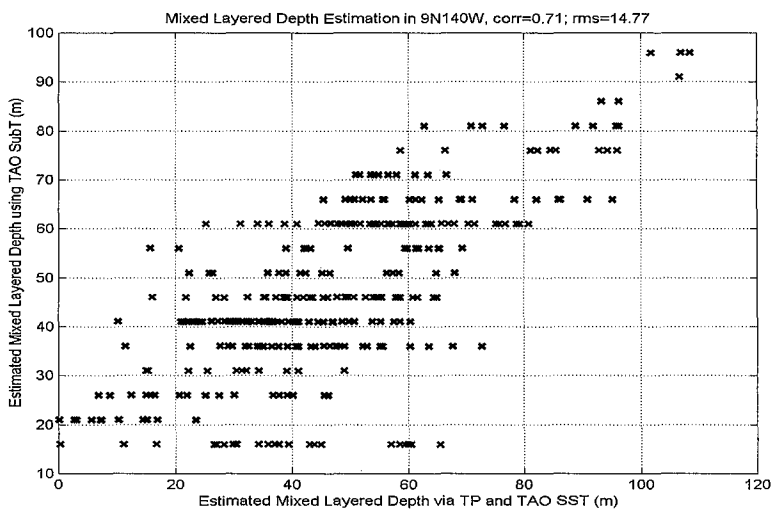
本研究也同時根據每天 TAO 海水溫度-深度剖面的資料來計算估計當時混合層的厚度，因為混合層的定義是表面鹽度和溫度不隨深度變化的水層，而一般比較好的混合層深度量測，通常要藉由 CTD 或是 XBT 等儀器來量測近乎連續的溫度-深度剖面，才能很好地定義混合層，本文使用 TAO 錨碇溫度計串的量測值，再以線性內插得到每 5 公尺一點的溫度-深度分布，然後決定變化在海面溫度 2°K 以內的水層厚度，當作從 TAO 溫度量測所估計的混合層深度。

比較圖四中的兩種混合層深度，在 (9°N, 140°W) 的位置，從海面高度異常及 TAO 海面溫度所估計的混合層深度 h 平均值為 46.81m，而從 TAO 每天溫度資料估計的 2K 差值內混合層深度平均值是 47.29m，兩者之間的相關係數是 0.71，方均根差值是 14.77m，比較的資料點有 325 個 TP 週

期的資料。TAO 每天的混合層深度與其長期平均值的均方根差方均根差值是 18.5m。圖五則畫出兩組混合層深度估計的散佈圖。從這些資料來看，可以說明從 TP 海面高度異常與海面溫度兩組資料來分析與估計混合層深度的變化，有一定的準確度，而且也比傳統用長期平均值的溫度剖面估計好一些。

使用 TAO 海面溫度是因為 TAO 和 TP 一樣有長期的資料，可以確定估算混合層深度方法的準確度，但是 TAO 的資料分佈有限制，要估計熱帶太平洋全海域的混合層深度變化，就必須採用 GOES 海面溫度以取代 TAO 海面溫度。表一 是利用 TP 海面高度異常值和 TAO 或 GOES 海面溫度來預測混合層深度在 4 個 TAO 位置的變化；





圖五 在(9°N, 140°W) TAO 錨碇的兩種混合層深度估計的散佈圖

表一 相對於每天 TAO 實測海水溫度推算的混合層深度平均值(m)，比較 TAO SST, GOES SST, GOES SST 修正值，及長期平均混合層深度值所估算的混合層深度(m) 及其方均根差值

(a) TAO 位置(9°N, 140°W)

使用的 SST	TAO SST	GOES SST	GOES SST 修正值	混合層深度的長期平均值
利用 SST 及海面高度估算的混合層深度平均值(m)	46.81	42.33	46.53	
以每天 TAO 海水溫度實際計算的混合層深度平均值(m)	47.29	43.31	43.31	
方均根差值 (m)	14.77	14.27	14.79	18.5
資料筆數	325	41	41	

(b) TAO 位置(2°S, 125°W)

使用的 SST	TAO SST	GOES SST	GOES SST 修正值	混合層深度的長期平均值
利用 SST 及海面高度估算的混合層深度平均值(m)	45.9	34.2	41.86	
以每天 TAO 海水溫度實際計算的混合層深度平均值(m)	64.97	70.14	68.61	
方均根差值 (m)	22.68	36.75	28.2	25.4
資料筆數	276	41	44	



(c) TAO 位置(5°S, 155°W)

使用的 SST	TAO SST	GOES SST	GOES SST 修正值	混合層深度的長期平均值
利用 SST 及海面高度估算的混合層深度平均值(m)	108.162	104.94	115.93	
以每天 TAO 海水溫度實際計算的混合層深度平均值(m)	116.46	128.25	128.25	
方均根差值 (m)	11.95	24.23	13.89	21
資料筆數	340	51	51	

(d) TAO 位置(2°S, 170°W)

使用的 SST	TAO SST	GOES SST	GOES SST 修正值	混合層深度的長期平均值
利用 SST 及海面高度估算的混合層深度平均值(m)	109.18	112.26	115.8	
以每天 TAO 海水溫度實際計算的混合層深度平均值(m)	123.04	136.68	136.68	
方均根差值 (m)	18.15	25.99	22.72	21.86
資料筆數	309	37	37	

對於表一的 a 到 d 四個 TAO 位置估計混合層深度，每一個站都分別用不同的 SST 資料帶入公式來估計混合層深度，先用 TAO 海面溫度來計算，接著用 GOES SST 遙測海面溫度來計算，第三組則是用修正偏差值後的 GOES 資料來計算，第四組則是不作預測，直接用長期的溫度平均值和每天的混合層深度作比對，其中方均根差值是相對於每天 TAO 溫度-深度剖面所計算的混合層深度值。

對於表一的數據來看，可以發現如果用海面高度和 TAO 海面溫預測的混合層厚度的方均根差值，小於長期平均的對照組的方均根差值。但是直接利用 GOES SST，則未必能得到比較好的結果。經修正 GOES SST 相對於實際水溫的偏差值之後，就可以在部分海域大幅提昇混合層厚度的預測準確度。因為混合層的數值相當依賴海面溫度的數值，海面溫度每改變 1K 溫度時，就會改變混合層厚度預估值 5 公尺到 15 公尺左右。GOES SST 和

TAO SST 的方均根差值就在 0.6K 到 1K 之間，如果 GOES SST 的品質更好，則預測的混合層厚度將更準確。

7. 結論

由上述的資料分析可得以下結論：要能更準確的推算熱帶太平洋各海域的混合層深度，再處理 GOES 海面溫度，要使用 GOES 海面溫度，必須經過進一步的資料處理，從 Level-3 的資料經過 Composite、空間的取樣.. 等處理程序之後，和 TAO 海面溫度相比較可以得到平均的方均根差值約 0.7°K 的 GOES SST，比 Wu 等人(1999) 所得估計的 1°K 誤差要好一些。

從 TAO 的海面高度異常值資料，可以瞭解大洋區上層海洋熱含量的變化情形，考慮於個別利用 TAO 海水溫度量測計算熱含量以及利用 TP 海面高

度異常資料透過熱膨脹造成密度、水面高度改變的關係，計算熱含量異常值，大概是在 $20\sim 30 \times 10^7 \text{J/m}^2$ 的範圍，而比對 TAO 和 TP 資料的結果，兩者的方均根差值平均約 $64 \times 10^7 \text{J/m}^2$ ，兩者的相關係數為 0.90。原始的 GOES 海面溫度資料品質不穩定，雖然其空間解析度和時間解析度都相當的良好，但是在實際的資料處理上，卻相當地費事，而且在經過許多的考量與資料合成、平滑、取樣之後，與 TAO 海面溫度比較，平均的方均根差值是 0.70K，和 TAO 海面溫度之間平均的相關係數是 0.90，略遜於 NOAA 繞極軌道衛星上的 AVHRR 的表現。但是和 AVHRR MCSST 相比較，AVHRR 在大洋中間因為沒有足夠的 High Resolution Picture Transmission (HRPT) 地面接收站，所以無法持續取得高解析度的 Local Area Coverage(LAC)資料(約 1.1 公里解析度)，只能使用存放在衛星上的 Global Area Coverage(GAC)資料。GAC 的空間解析度約 4 公里，但是時間解析度約 6 小時(兩顆衛星，日夜各通過一次)，遠小於 GOES 每小時一次的觀測頻率。GOES 提供的高時間解析度可以利用雲層會移動的特性減少雲層的覆蓋面積(也就是把多張夜間 SST 資料重疊，讓各張資料間 SST 的像素資料取代雲層覆蓋的像素資料)。因此，在 SST 資料的選取上，本研究選擇 GOES 同步衛星的 SST 資料而放棄 NOAA 繞極衛星的 海面溫資料。

平均來說，這在本研究中計算混合層深度的計算上卻沒有辦法達到足夠的準確度要求，方均根差值 0.7K 的誤差所換算的混合層誤差可能就會有 10m 左右的差別，相對於 TAO SST 預測的混合層深度在方均根差值上(通常的數值也只有 10m 到 20m 左右)，這是同一個大小尺度的變化範圍，這意味著 GOES SST 本身在這項計算中所造成的誤差可能會加倍，這樣的結果不太好，尤其在對照組長

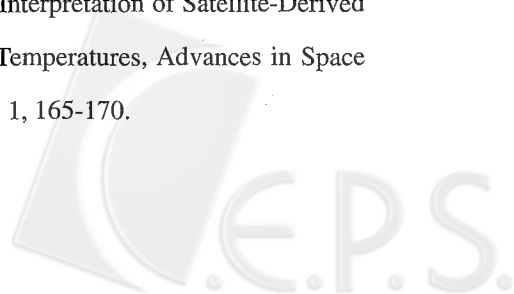
期平均的方均根差值數值也都和最佳預測的方均根差值差距不太大，這樣的結果就變得難以接受。

本研究尚有改進的空間，首先是 SST 的使用方式，如果用迴歸等方式代替線性方法來估計混合層深度，可減少海面溫度的影響，而提昇估計的穩定度。其次就是 SST 資料本身的改進，雖然說未來的衛星遙測海面溫度不論在儀器或是方法都會不斷地進步，但是單就目前的 GOES SST 海面溫度產品，在 Level-3 之前的資料，仍有再改進的空間，因為在與 TAO 資料比對篩選 GOES 資料時，發覺 GOES 資料的偏差值變化很大，似乎跟衛星下視點的距離有關係。

總結來說，利用 TP 衛星海面高度異常值和實測海面溫度來估計混合層深度，它比長期平均值要準確，若改用同步衛星遙測海面溫度，則因其品質不穩定，估計的混合層深度在某些海域誤差較大，無法確定每次都得到較佳的混合層深度預測。繞極衛星的海面溫度雖然資料品質較好、而且資料品質不太隨海域變化而有所改變，但是在大洋中間沒有地面接收站，鮮有可用的繞極衛星的 SST。而 GOES 海面溫度資料每小時就有一張影像，可以在空間及時間上作資料合成，減少誤差以及雲層覆蓋的面積，每日提供一張雲量小於 10% 的影像，是目前較適於估算大海域的混合層深度的遙測 SST 資料。

參考文獻

- Barton, I. J., 1995, Satellite-Derived Sea Surface Temperatures : Current Status, *J. of Geophysical Research*, 100, 5, 8777-8790.
- Barton, I. J., 2001, Interpretation of Satellite-Derived Sea Surface Temperatures, *Advances in Space Research*, 28, 1, 165-170.



- Benada, J. R., 1997, PO.DAAC Merged GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B User's Handbook, D-11007, Ver 2.0, Physical Oceanography Distributed Active Archive Center.
- Berwin, R. W. and J. R. Benada, 2000, PO.DAAC TOPEX/POSEIDON Sea Surface Anomaly Product User's Reference Manual, Ver 1.0, Physical Oceanography Distributed Active Archive Center.
- Chambers, D. P., B. D. Tapley and R. H. Stewart, 1997, Long-Period Ocean Heat Storage Rates and Basin-Scale Heat Fluxes from TOPEX, *J. of Geophysical Research*, 102, 5, 10525-10533.
- Chambers, D. P., B. D. Tapley and R. H. Stewart, 1998, Measuring Heat Storage Changes in the Equatorial Pacific : A Comparison between TOPEX Altimetry and Tropical Atmosphere-Ocean buoys, *J. of Geophysical Research*, 103, 9, 18591-18597.
- Chelton, D. B., 1987, WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop, U.S. WOCE Technical Report, PDF ver., Number 2.
- Donlon, C. J., T. J. Nightingale, T. Sheasby, J. Turner, I.S. Robinson and W.J. Emery, 1999, Implications of the Oceanic Thermal Skin Temperature Deviation at High Wind Speed, *Geophysical Research Letters*, 26, 16, 2505-2508.
- Donlon, C. J. and I.S. Robinson, 1997, Observations of the Oceanic Thermal Skin in the Atlantic Ocean, *J. of Geophysical Research*, 102, 8, 18585-18606.
- Emery, E. J. and R. E. Thomson, 1998, *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, 1st ed., Pergamon.
- Fu, L. L. and A. Cazenave, 2001, *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, 1st ed., Academic Press.
- Fu, L. L. and R. A. Davidson, 1995, A Note on Barotropic Response of Sea Level to Time-Dependent Wind Forcing, *J. of Geophysical Research*, 700(C12), 24955-24963.
- Gill, A. E. and P. P. Niiler, 1973, The Theory of Seasonal Variability in the Ocean, *Deep Sea Research*, 20, 141-177.
- Legeckis, R. and T. Zhu, 1997, Sea Surface Temperatures from the GOES-8 Geostationary Satellite, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 9, 1971-1983.
- May, D. A. and W. O. Osterman, 1997, Satellite-Derived Sea Surface Temperature : Evaluation of GOES-8 and GOES-9 Multispectral Imager Retrieval Accuracy, *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 788-797.
- McPhaden, M. J., 1995, The Tropical Atmosphere Ocean Array is Completed, *Bulletin of American Meteorological Society*, 76, 739-741.
- Middleton, G. V., 2000, *Data Analysis in the Earth Sciences Using Matlab*, 1st ed., Prentice Hall.
- Murray, M. J., 1998, Actual and Potential Information in Dual-View Radiometric Observations of SST from ATSR, *J. of Geophysical Research*, 103, 4, 8153-8165.

- Murray, M. J., M.R. Allen, C. J. Merchant, A. R. Harris and C. J. Donlon, 2000, Direct Observations of Skin-Bulk SST Variability, *Geophysical Research Letters*, 27.
- Peterson, T. C., A. N. Basist, C. N. Williams and N. C. Grody, 2000, A Blended Satellite-In Situ Near-Global Surface Temperature Dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 9, 2157-2164.
- Rees, W. G., *Physical Principles of Remote Sensing*, 1st ed., Cambridge University Press, 1990.
- Schmit, T. J., E. M. Prins, A. J. Schreiner, and J. J. Gurka, 2001, Introducing the GOES-M Imager, *National Weather Association Digest*.
- Space Systems Loral, 1996, *GOES I-M Databook*, revision one, NASA-Goddard Space Flight Center.
- Stewart, R. H., 2001, *Introduction to Physical Oceanography*, PDF ver., Texas A&M University.
- White, W. B. and C. K. Tai, 1995, Inferring Interannual Changes in Global Upper Ocean Heat Storage from TOPEX Altimetry, *J. of Geophysical Research*, 100(C12), 24, 943-954.
- Wu, X., W. P. Menzel and G. S. Wade, 1999, Estimation of Sea Surface Temperatures Using GOES-8/9 Radiance Measurements, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 6, 1127-1138.
- Wyrski, K. and L. Urich, 1982, On the Accuracy of Heat Storage Computations, *J. of Physical Oceanography*, 12, 1412-1416.
- Yan, X. H., P. P. Niiler, S. K. Nadaga, 1995, R. H. Stewart and D. R. Cayan, Seasonal Heat Storage in the North Pacific : 1976-1989, *J. of Geophysical Research*, 100(C4), 6899-6926.



A Study of Upper Layer Heat Storage Anomaly in Tropical Pacific Using Satellite Altimetry and Thermometry

Ching-Hsi Nan¹ Cho-Teng Liu²

ABSTRACT

The heat content (H) of the ocean upper layer may be calculated directly by integrating the water temperature over depth. Its anomaly may be estimated by the sea surface height anomaly (SSHA) that is associated with the thermal expansion effect of the water column. In the tropical eastern Pacific Ocean, we may use the Tropical Atmosphere and Ocean (TAO) temperature array to estimate the heat content anomaly with root-mean-square deviation (RMSD) of 23×10^7 (J/m²), or use the SSHA of TOPEX/POSEIDON (TP) to estimate with RMSD of $20 \times 10^7 \sim 30 \times 10^7$ (J/m²). High correlation between these estimates was found in the earlier studies. This assures that we may estimate the heat content anomaly of the ocean upper layer with altimeter data. Because the mixed layer and thermocline dominate the temperature profile, H is mostly determined by the sea surface temperature (SST) and the mixed layer depth (h) if the shape of temperature profile in the thermocline does not change much. With this assumption, we use the estimated SST from Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) and the computed SSHA from TP to derive the temporal change of mixed layer depth h . The quality of this method in estimating h is assessed with the in situ measured h by the TAO array of temperature sensors. It was found that using GOES SST and TP' SSHA to estimate h is much better than ncast data, i.e. the long term mean h . It is also found that the accuracy of GOES SST varies with region, therefore the RMSD of h has regional dependence.

Key Words : Heat Contents, Sea Surface Anomaly, Sea Surface Temperature,
Remote Sensing.

¹ Graduate student, Institute of Oceanography, National Taiwan University

² Professor, Institute of Oceanography, National Taiwan University

