

區域海溫異常對 1993/1994 年東亞夏季季風的影響

The impact of local sea surface temperature anomaly on the East Asian summer monsoon for the 1993/1994

洪志誠¹ 賈新興²

台北市立師範學院自然科學教育系¹ 中央氣象局²

摘要

本研究利用 NCEP 全球波譜模式(GSM)，探討赤道東太平洋及東亞鄰近地區的海溫對 1993、1994 年東亞夏季季風異常降水的影響。

在劃定海溫範圍，爲了避免邊界地方出現不合理的海溫梯度，研究中以類似海溫 EOF1 的空間分布作爲分割的標準。在此總共進行六個不同海溫實驗，分別爲：全區域海溫(控制實驗)、氣候海溫(1950-2000 平均)、中北太平洋(EXP2)、赤道東太平洋(EXP3)、印度洋(EXP4) 和西太平洋(EXP5)。實驗設計採 SMP 方式，每個實驗考慮三個不同初始時間(分別爲 2/26、2/27 與 2/28)，每個實驗皆積分七個月，最後以系集平均結果討論海溫的影響。

初步結果得到：控制實驗的模擬結果和一般 AGCM 所得相似，東亞地區的降水分布與觀測，北(日本)澇南(台灣)旱正好相反，而西太平洋地區的海溫是導致此現象的主因，換言之，該區海溫會降低 AGCM 預報東亞地區降水的功能。另外，模擬顯示，赤道東太平洋地區海溫對東亞地區的降水扮演重要的角色，只考慮此區域海溫的情況，模式對東亞地區降水的模擬能力明顯提高，尤其其它區域海溫無法模擬出北澇南旱的現象可以被模擬出來，顯示即使在非聖嬰年，赤道東太平洋地區海溫異常的遙端驅使作用，對於東亞地區降水的影響仍不容忽略。

一、前言：

東亞季風是亞洲季風的一部分，也是影響東亞氣候變異的主要環流系統，範圍涵蓋中國、韓國、日本、台灣，及中南半島。海洋由於它的熱容量大，海溫異常對大氣的影響也最顯著，其中最著名的就是 ENSO 現象所引起的全球異常氣候現象。

Lau et al.(2000)探討海溫對亞洲季風的影響，研究指出在進行季風預報時，必須先確認那塊海溫導致季風系統最大變異，然後再探討此區域的海溫是否與 ENSO 有關。

Lau and Wu(2001)以 SVD 分析太平洋及印度洋海溫與亞洲夏季降水的關聯，平均而言，ENSO 引起的大尺度海溫異常大約只能解釋 30%的降雨變異，區域性的海氣作用約解釋 20%降雨變異。而針對不同的年份或非 ENSO 年，兩者所能解釋的降雨變異都可能增高或降低。

Latif and Dommenges(1999)模擬 1997/1998 聖嬰

期間海溫異常對東非降水的影響，發現印度洋地區的海溫異常是造成冬季降水增加的主要原因，但與太平洋地區的海溫異常關係不大。Wang 等(2000)研究 ENSO 和東亞季風的關係發現，主要聯繫 ENSO 暖期(冷期)和東亞冬季風偏弱(偏強)的系統是西北太平洋的低層反氣旋環流。此反氣旋的建立主要是透過赤道東太平洋海溫異常的遙端強迫、熱帶-中緯度交互作用及季風海洋交互作用產生(Wang and Zhang, 2002)。

Soman & Slingo (1997)研究發現，赤道西太平洋的海溫正距平，導致亞洲季風的肇始時間提前及強度增強；而聖嬰期間，東太平洋的海溫正距平則可以透過沃克環流減弱亞洲季風的強度。

就台灣地區，ENSO 對台灣的影響以春季最爲明顯(許與陳, 1992)；在降水的季節預報上也顯示，聖嬰成熟期的隔年春天，台灣地區降水的確有增加的趨勢。即使，只考慮 ENSO，每一個聖嬰或反聖嬰現象的影響也經常不一樣。

在聖嬰非顯著的年分，東亞鄰近地區的海溫對夏季季風的影響更值得留意。1993 年與 1994 年夏季，東亞降水距平呈現完全不同的分佈，1993 年是北(日本)湧南(台灣)旱，1994 年則是北旱南湧(圖 3.g)。該二年並非明顯的 ENSO 年，赤道東太平洋的海溫對東亞夏季季風的影響為何？另外觀測顯示 1993 年夏季北太平洋地區(30N-45N, 120E-180E)海溫出現負距平，而 1994 年夏天相反，為正距平，北太平洋地區的海溫異常是否是 93/94 年東亞地區降水異常的主因？都是值得探討的。

Kau et al. (2002) 利用 NTUGCM 探討不同區域海溫距平對 93/94 降水異常的影響，研究發現海溫變化並不是主因。但 Kau et al. 實驗中，區域海溫在邊界地方常出現明顯的海溫梯度，這些人為的溫度梯度會導致數值模擬的誤差，影響的積分的結果。

本研究主要根據 Kau et al. 實驗，但我們以類似 EOF 的方法，重新劃定海溫的範圍，此方法的最大優點是解決區域海溫在邊界出現的梯度，然後再以 NCEP/GSM 探討不同區域的海溫距平對東亞地區降水的影響。

二、研究方法：

(一)海溫區域的選定：

為了避免海溫在邊界地方出現人為的梯度現象，區域的劃定方法如下：首先從 1950-2000 挑選出春季(3 至 5 月)Nino3.4 指標最大的 10 個年分(1958、1969、1982、1983、1987、1991、1992、1993、1997 以及 1998)，以其海溫距平的合成結果作為海溫劃分的標準。基本上，上述海溫合成圖和海溫距平的 EOF1 是相同的，但做法上更簡單。接著，考慮太平洋地區的海溫，先將海溫負距平的區域選出，剩下的區域可明顯分成東太平洋與西太平洋兩塊。根據以上方法，不同區域海溫的範圍如圖 1.a，1993 年各區域所對應的海溫異常如 1.b 圖所示，由圖得知邊界地方不合理的梯度已消失。

(二)實驗設計：

本研究以 NCEP 全球波譜模式為工具，實驗設計參照 SMIP 實驗(Seasonal Prediction Model Intercomparison Projects)，在此只考慮三個不同積分初始時間，分別為 2/26、2/27 與 2/28，每個實驗皆積分七個月。總共進行六個不同海溫實驗，全部海溫(控制實驗)、氣候海溫(1950-2000)、中北太平洋(EXP2)、赤道東太平洋(EXP3)、印度洋(EXP4)和西太平洋(EXP5)。另外為了探討區域海溫對 1993 與 1994 年個別的影響，我們進行一個 22 年的 AMIP(Atmospheric Model Inter-comparison Projects)實驗，以模擬得到的氣候場作為計算氣候距平值的依據。

三、結果分析：

(一)93 年的模擬：

圖 2 是不同區域海溫對東亞夏季季風降水影響的比較，圖中為 1993 年夏季(7~8 月)地面降水的氣候距平值，在此距平值是減去 AMIP 氣候場的結果。

在觀測方面，東亞地區的降水異常大致呈現南北向波列結構(圖 2.g)，日本降雨異常偏多、台灣向東延伸至中太平洋附近降雨偏少、南海和西太平洋附近降雨異常偏多。與控制實驗(圖 2.a)比較，除了在菲律賓一帶，中南半島南部和東印度洋出現較明顯的差異外，模式模擬日本的降水型態與觀測非常類似，顯示控制實驗能模擬出日本地區主要降水特徵。

以氣候海溫取代觀測海溫後發現(圖 2.b)，從印度半島西側向東延伸至中南半島、南海和菲律賓附近的降雨明顯增多，但對於東亞地區的降水影響不大。從 850mb 氣流線距平圖(圖 2.a、2.b)也發現，控制實驗與氣候海溫實驗，在東亞地區的環流結構相似，日本一帶被氣旋籠罩，台灣上空則出現反氣旋。

圖 2.d 是赤道東太平洋地區的海溫實驗結果顯示，模式能掌握日本多雨的情形，另一方面印度半島西側向東延伸至中南半島、南海和菲律賓附近的降雨明顯減弱，更接近觀測的情形。此外，菲律賓東南方海域的模擬也與觀測結果接近。

西太平洋地區、印度洋地區的海溫(圖 2.e-f)實驗與觀測的降水分布，正、負距平剛好相反，尤其是 EXP5 台灣地區出現強降水，誤差相當明顯。

至於中北太平洋海溫實驗(圖 2.c)與氣候海溫的實驗結果接近，降水模擬的主要誤差在菲律賓與南海一帶，但對其它地區的影響不大。

整體而言，EXP3 的降水模擬最好，尤其在台灣、南海一帶有明顯的改善；西太平洋地區的海溫不但沒有提升台灣地區的降水模擬能力，反而使結果更差；中南半島、西太平洋一帶六個海溫的模擬結果都不佳，與觀測結果相反。

在低層環流場方面，由圖 3g 中可見明顯的西南氣流由中南半島向東北延伸至日本南方，是造成日本異常多雨的主要原因之一。除了 EXP3 外，海溫實驗模擬的西南氣流都較實際的情形弱，因為 EXP3 對低層環流的模擬較佳，降水的模擬亦較其它實驗好。西北太平洋地區的反氣旋，除了 EXP3 外，模擬結果明顯偏西，更接近台灣，其中 EXP4 與 EXP5 因為反氣旋西側的環流引進潮濕的西南氣流，導致台灣地區出現降水正距平，是降水誤差的主要來源。

(二)94 年的模擬：

在就觀測方面，1994 年降水距平空間結構(圖 3.g)與 1993 年相似，東亞地區也是出現南北波列結

構，但是相位正好相反。

圖 3.a 是控制實驗的結果，降水模擬誤差主要發生在日本、台灣一帶，南北分布與觀測結果相反。台灣一帶的模擬誤差，主要是從印尼海域往西北方向延伸到大陸東南沿岸的兩帶，在菲律賓外海地區終止，從低層氣流的走向可進一步得知，兩帶終止的現象是台灣地區上空出現反氣旋，阻隔西南氣流造成。

氣候海溫(圖 3.b)實驗，是六個海溫實驗唯一能模擬出日本上空出現的反氣旋以及降水負距平的實驗。從氣候海溫實驗最接近觀測結果推測，日本一帶的乾旱似乎與海溫沒有直接關聯。但在日本以外地區，模式的表現反而變差，尤其從印度半島西側延伸到菲律賓外海出現偏低的降水，與觀測結果有很大的出入。與 1993 年氣候海溫的實驗作比較，除了日本地區以外，兩者在降水或環流場皆非常類似，因為積分條件只有初始場不同，以上結果暗示初始場對低緯度地區的降水模擬影響不大。

與控制實驗比較，赤道東太平洋地區的海溫實驗最顯著的特徵是，其它海溫實驗無法模擬出的現象—從南海地區往西北方向延伸到大陸東南沿岸的兩帶可以被模擬出來；環流場(圖 3.c)的模擬結果也顯示，之前台灣地區出現的反氣旋，範圍明顯變小且中心位置往東北方向偏移，而孟加拉灣至台灣西南部一帶也出現與觀測吻合的西南氣流。此外，赤道東太平洋地區的海溫對於日本一帶的降水並沒有改善，模擬結果都偏高，而此現象是模式在日本東部外海出現氣旋式環流所造成。

印度洋海溫實驗(圖 3.e)，南印度洋地區的降水模擬有明顯改善，東西向出現也出現與觀測場一致的偶極結構，但在其他區域的模擬都很差，誤差主要位置與氣候海溫實驗一樣，從印度半島西側延伸到菲律賓外海出現偏低的降水。

赤道西太平洋海溫實驗，最明顯的特徵是台灣日本一帶的降水幾乎與控制實驗一致，從環流場得知，模式在台灣上空出現反氣旋，日本上空則出現氣旋式環流，此環流結構決定東亞地區的降水特徵，也是導致控制實驗在東亞地區降水模擬誤差的主要原因。

整體而言，降水模擬也是以 EXP3 的最好，但該區海溫對東亞降水的影響不像 1993 年顯著。赤道東太平洋地區的海溫主要提升從南海地區往西北方向延伸到大陸東南沿岸的降水。另外，六個實驗都無法模擬出日本外海的反氣旋。陳和許(2000)提到該區的海溫異常主要是環流異常造成，從高度場與海溫的延遲相關分析(圖略)也證實北太平洋地區的海溫距平通常落後環流場 2~3 個月，由此推測，日本一帶的降水或環流異常應該不是單存的大氣環流模式，利用海溫下墊面就能模擬出來的。

(三) 93/94 年模擬：

圖 4.同圖 2 但是 1994 年與 1993 年的差值。針對 94/93 年東亞地區降水呈現南北波列結構(圖 4.g)的特徵，EXP3 模擬結果最好，之中控制實驗雖然也出現波列結構，但降水的位置偏南。

對於日本或緯度較高的地區，氣候海溫實驗表現最好，從 850mb 氣流圖發現，只有此實驗能模擬出日本上空的反氣旋，其它海溫實驗都出現結果。

從環流場可發現，台灣地區的強降水主要是氣旋式異常環流造成，而大部分的海溫實驗都可以模擬出此特徵，唯獨西太平洋海溫實驗例外，反而出現反氣旋環流，此環流導致台灣地區的降水嚴重偏低，也是控制實驗在台灣低區降水模擬誤差的主要原因。

印度洋海溫雖然對於東亞地區的降水沒有顯著的影響，但對南印度洋以及印尼婆羅洲附近的降水卻有明顯的改善，但其原因仍需作進一步的探討。

四、結論：

綜合以上分析作成以下結論：

1. 控制實驗雖然也能模擬東亞地區降水南北波列結構，但降水位置與觀測值，北(日本)南(台灣)早正好相反。
2. 控制實驗在台灣附近降水的模擬誤差主要是西太平洋地區的海溫所造成。
3. 赤道東太平洋地區海溫對東亞地區的降水扮演重要的角色，只考慮此區域海溫的情況，模式對東亞地區降水的模擬能力明顯提高，尤其前面無法模擬出北澇南旱的現象可被模擬出來。
4. 氣候海溫實驗對日本地區的降水模擬表現最好，尤其 1994 年的模擬格外顯著，日本一帶的降水與海溫並沒有直接關聯。

除了以上結論仍有些地方值得作進一步探討。例如如何評估 AGCM 的模擬極限，從模擬果顯示，日本一帶的降水或環流異常已不是單存的大氣環流模式，只考慮海溫變化就能模擬出來的，但是否加海氣耦合模式的模擬結果就更好，仍須實驗確認。

西太平洋地區的海溫，為何使臨近地區的降水模擬能力反而變差？該海域俗稱“海陸”(marine continent)海水深度較淺，且有零散的小島分布，不像廣範的海洋，海陸的交互作用可能不容忽視，相對的在模式空間解析度的要求可能也較高。針對此區域海溫，探討不同模式空間解析度對降水模擬的影響也是值得深究的問題。

此外，為了節省計算資源，每個海溫系集實驗只用 3 個積分成員，就統計觀點樣本樹梢嫌不足，上面結果是否具統計意義，也須進一步確認。

五、參考文獻：

陳圭宏、許晃雄，1992：台北氣溫和海溫的遙姚相

關。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
 陳仁曾、許晃雄，2000：1993 1994 年夏季東亞降水與大尺度海氣環流之關係，國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
 Kau, W.-S., H.-H. Hsu, and R. T. Chen, 2002: Contrasting characteristics of the 1993 and 1994 East Asia summer monsoon: Observation and simulation. 13th Symposium on Global Change and Climate Variations, Orlando, Florida, 14-17 January, 2002.
 Lau, K.-M., K.-M. Kim, S. Yang, 2000: Dynamical and Boundary Forcing Characteristics of Regional Components of the Asian Summer Monsoon. *Journal of Climate*: Vol. 13, No. 14, pp. 2461-2482.
 -----, H. T. Wu, 2001: Principal Modes of Rainfall-SST Variability of the Asian Summer Monsoon: A Reassessment of the Monsoon-ENSO Relationship. *Journal of Climate*: Vol. 14, No. 13, pp. 2880-2895.

Latif, M., D. Dommenges, M. Dima, A. Grötzner, 1999: The Role of Indian Ocean Sea Surface Temperature in Forcing East African Rainfall Anomalies during December-January 1997/98. *Journal of Climate*: Vol. 12, No. 12, pp. 3497-3504.
 Soman, M. K. and Julai Slingo, 1997: Sensitivity of the Asian summer monsoon to aspects of sea-surface-temperature anomalies in the tropical Pacific Ocean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123,309-336.
 Wang, Bin, Renguang Wu, Xiuhua Fu, 2000: Pacific-East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? *Journal of Climate*: Vol. 13, No. 9, pp. 1517-1536.
 Wang, Bin, Zhang, Qin. 2002: Pacific-East Asian Teleconnection. Part II: How the Philippine Sea Anomalous Anticyclone is Established during El Niño Development. *Journal of Climate*: Vol. 15, No. 22, pp. 3252-3265.

六、附圖：

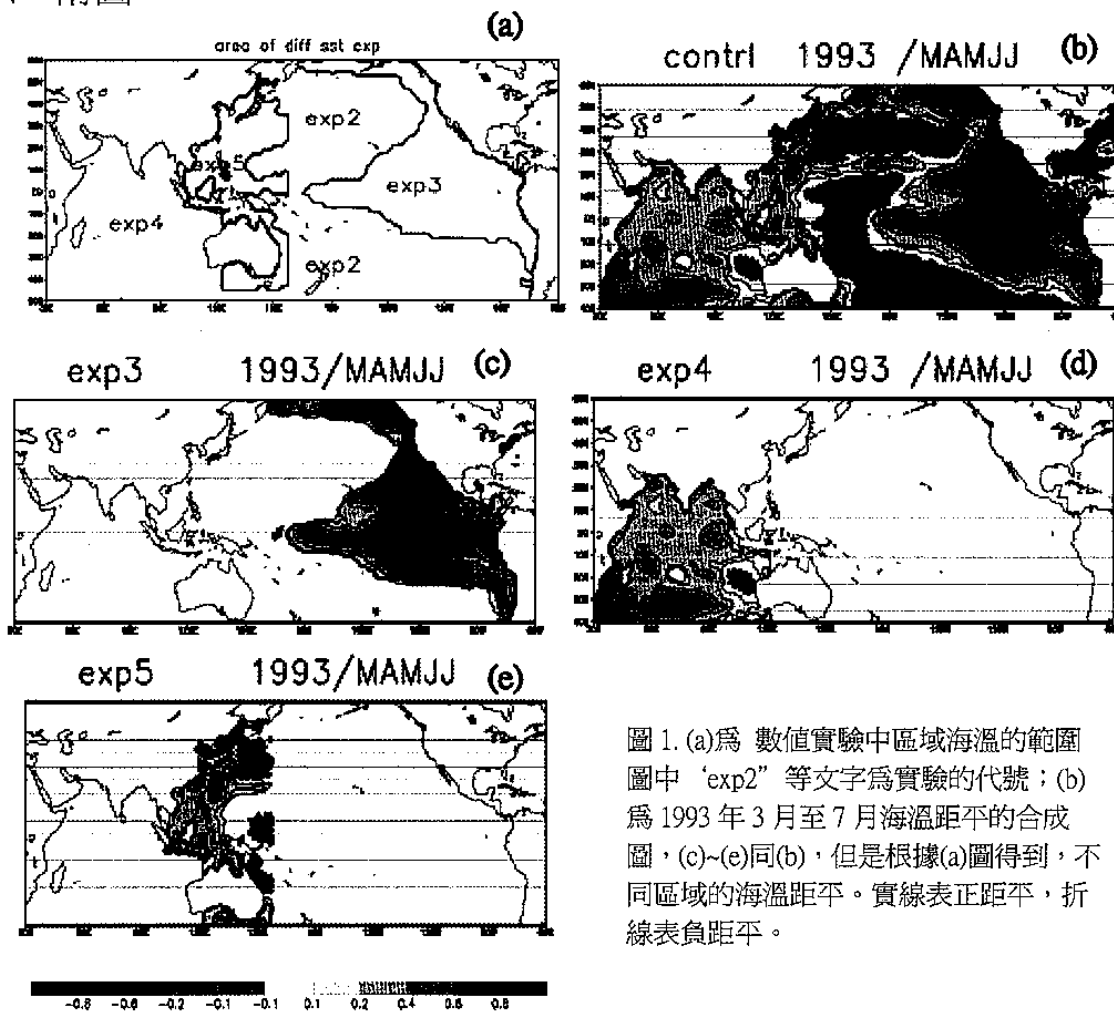


圖 1. (a)為 數值實驗中區域海溫的範圍圖中 'exp2' 等文字為實驗的代號；(b)為 1993 年 3 月至 7 月海溫距平的合成圖，(c)~(e)同(b)，但是根據(a)圖得到，不同區域的海溫距平。實線表正距平，折線表負距平。

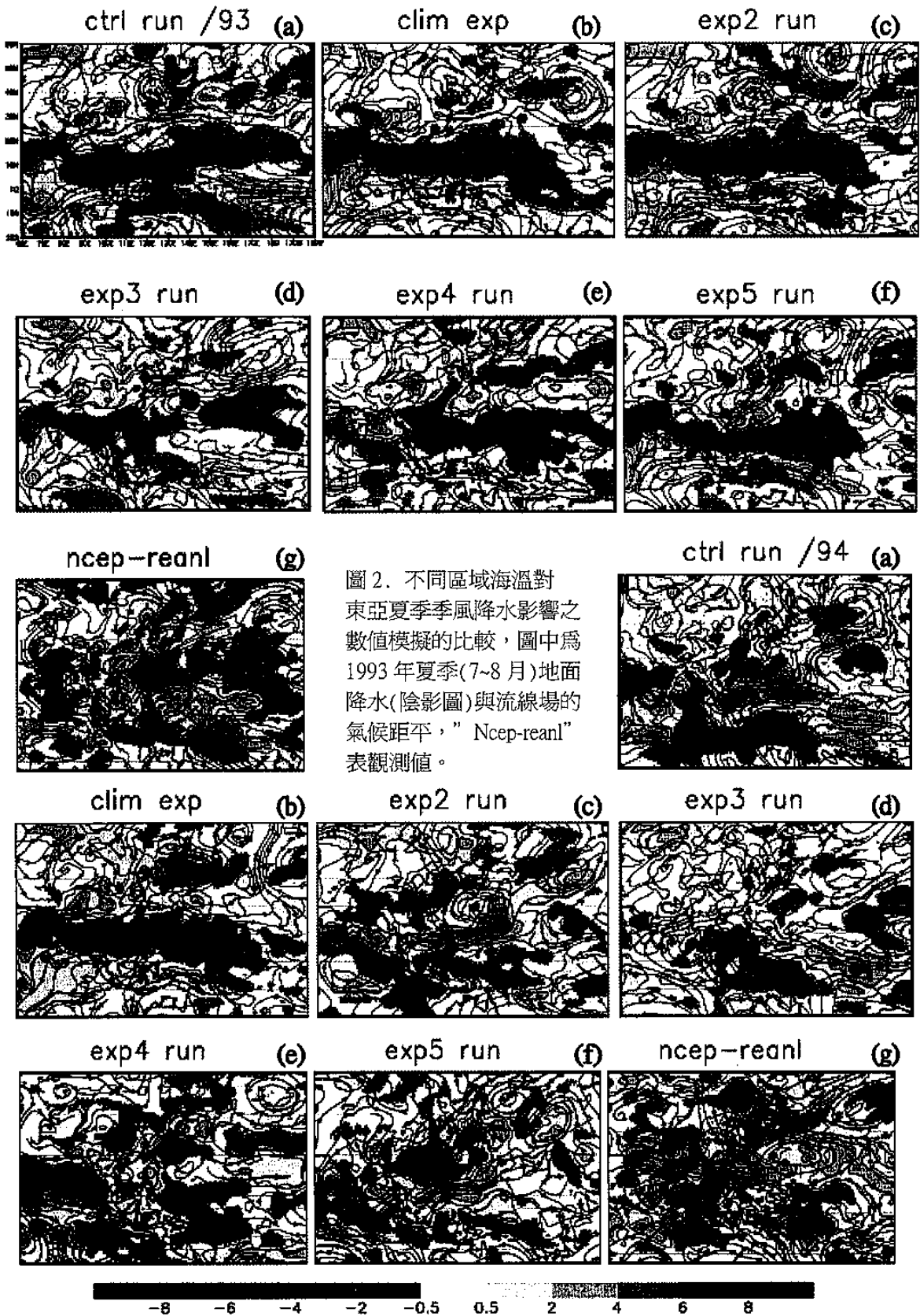


圖 2. 不同區域海溫對東亞夏季季風降水影響之數值模擬的比較，圖中為 1993 年夏季(7~8 月)地面降水(陰影圖)與流線場的氣候距平，“Ncep-reanl”表觀測值。

圖 3. 同圖 2，但為 1994 年的比較。

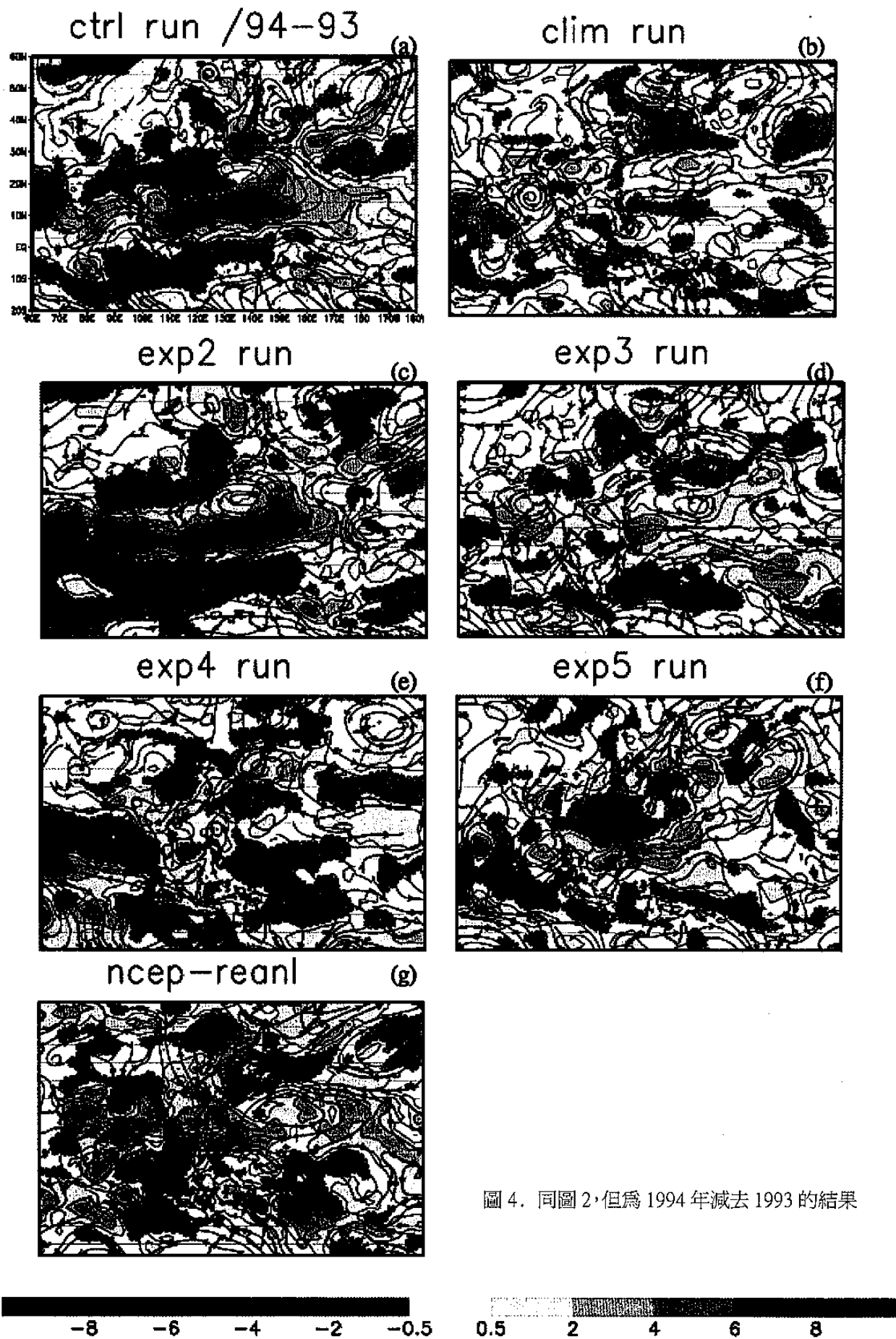


圖 4. 同圖 2, 但為 1994 年減去 1993 的結果