

西藏高原冬季覆雪對東亞夏季風 及全球行星尺度波動影響之模擬研究

沈 鴻 禧**

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十年三月二十日收稿；中華民國九十一年九月十八日定稿)

摘 要

本篇研究係以點冷源之西藏高原覆雪增量為思考的起源，歸納本篇研究的目的有二：(1)在空間尺度方面，瞭解西藏高原覆雪的增加，對季風區以及全球行星尺度波動產生的影響為何？(2)在時間尺度方面，瞭解冬季西藏高原覆雪的增加，對兩季以後東亞夏季季風產生的影響為何？

藉由控制模擬與降雪模擬之比較，西藏高原覆雪增量並沒有改變東亞夏季季風的特徵。結果顯示西藏高原覆雪的增加，影響到大氣環流可分為兩方面：(1)透過運動場、流函數場及高度場等不同氣象變數的分析，均有一致性的強迫性羅士比波列產生；(2)藉由高低層風場的分析，西藏高原覆雪延遲了東亞夏季季風的建立，約 5~10 天，影響的範圍為東亞夏季季風區。上述的降雪模擬減去控制模擬之差值，與 1998 年(大雪年)減去 1997 年(小雪年)NCEP 觀測資料之差值相比較，有相當一致性的結果。

關鍵詞：西藏覆雪，遙地波列

一、前 言

回顧季風環流最基本的動力機制，即海陸溫度對比(Webster 1987; Li and Yanai 1996)，故海陸溫度上差異的改變，是影響季風環流變異的因子之一。理論上，在冬季時陸地上放置一個點冷源，使得該地較原先更冷，此效應對應於海上加上一個點熱源，使得該海面較原先的更暖，也就是增加海陸溫度對比，此稱為大陸效應(Washington and Parkinson 1986)。所以吾人以此

為思考的起源，在西藏高原陸地上，放置一理想化之「點」冷源，即在冬季西藏高原附近地區增加覆雪量，藉以瞭解其對夏季季風產生的影響。

回顧過去覆雪對夏季季風影響的文獻，Hahn and Shukla (1976)藉由衛星資料反演推導覆雪量及其他傳統觀測資料研究，結果顯示喜馬拉雅山冬季之覆雪量與印度半島之夏季降雨量成反比，之後有許多科學家藉由大氣環流模式研究冬春季歐亞大陸覆雪與亞洲夏季季風之間的

**作者現職國科會防災國家型科技計畫辦公室

關係(Barnett *et al.* 1989; Yasunari *et al.* 1991; Zwiers 1993; Vernekar *et al.* 1995), 歸納上述研究, 主要發現為歐亞大陸覆雪增多時, 降低地表溫度, 延遲亞洲夏季季風的建立, 或減弱印度半島上夏季季風風場的強度。

冬季西藏高原覆雪量增加時, 換句話說, 也就是有部分表現於地面溫度的熱, 將移轉到融雪之用, 此熱力作用的變化, 在東亞夏季季風中會產生什麼樣的影響呢? 此點將是本研究論文的起點。

有關覆雪與遙地相關的文獻方面, Barnett *et al.*(1989)利用ECMWF T21模式, 研究春季歐亞大陸覆雪增大時, 顯示6月之海平面氣壓場, 有一亞洲季風區經中緯度太平洋區到北美洲(Asian-North American)的遙地波列。Yasunari *et al.*(1991)利用 MRI $5^{\circ} \times 4^{\circ}$ 經緯度網格模式模擬歐亞大陸 30°N - 60°N 帶狀覆雪增加5cm, 亦得到類似的遙地波列。

從全球尺度的觀點來看, Chen and Newman(1998)分析美國1988年夏季的乾旱, 結果顯示是由東亞夏季季風區及北半球西太平洋, 藉由強迫性羅士比波(Forced Rossby wave), 經由中緯度太平洋區, 傳遞能量到北美地區所造成, 也就是說東亞夏季季風區是一個源, 而北美地區是其下游區。顯示亞洲夏季季風環流, 不僅對季風區內的局地氣候有重要的影響, 而且透過遙地相關作用, 亦會影響到季風區以外的區域。

所以接續前述的問題, 西藏高原冬季覆雪量增加時, 對東亞夏季季風環流的影響, 是否僅限於西藏高原附近的地區, 也就是僅產生局地影響(local impact)?抑或是產生遙地波列(remote wave train), 進而影響全球行星尺度之大氣環流? 此點也將是本研究的第一個目的。

本篇研究的重點和Barnett *et al.*(1989)或是其他後續覆雪模擬之洲際尺度(continentalscale)冷源影響的研究, 並不相同, 基本上, Barnett *et al.*(1989)認為“覆雪造成熱力場的變化與印度季風的關係, 應該是大範圍的, 譬如亞洲大陸的熱力變化, 而不是小區域的熱力變化。”而其他後續的覆雪模擬文獻, 也大都是依循著此一思考方式進行。但是本篇研究在思考上, 是考慮局部地區(regional-scale)「點」冷源, 在熱力場的變化所造成的影響。

在研究方法上, 吾人選擇美國 NCAR (National Center for Atmospheric Research) CCM2 (Climate Community Model version 2) 模式, 做為本研究論文之研究工具。在第二節中, 除扼要介紹有關 CCM2 模式的數值計算之外, 將討論覆雪在模式中所扮演的角色, 以及模擬策略的擬定, 並說明設定控制模擬及降雪模擬的步驟。在第三節中, 以模式輸出之夏季平均為討論的基礎。在本研究中模式輸出的結果, 在低層以900hPa 為代表, 主要是考慮盡量取近地表面以及考慮模式之有效點, 足夠表示其特徵, 而高層取250hPa 為代表。理論上, 夏季期間高層具備正壓大氣的特性, 全球尺度的波動在高層350hPa 至150hPa 的研究, 結論應相同(Held and Kang 1986)。

本研究論文在第三節, 比較覆雪增量之影響, 亦以夏季季平均為討論的基礎, 在第四節將就控制模擬與覆雪增量模擬, 二者時序(Time series)變化之差異, 做一討論, 主要是針對晚春到夏季中的變化做討論, 此點將是本研究的第二個目的。最後, 在第五節中做一結論與討論。

二、實驗設計

(一) 模式介紹

有關 CCM2 模式之數值方法、物理參數化，Hack(1994)文獻中都有詳細說明，以下僅做扼要說明。有關 CCM2 T42 係為一波譜氣候模式，水平解析度約為 $2.81^\circ \times 2.81^\circ$ 經緯度，垂直方向共有 18 層。CCM2 的初始值設定為 9 月 1 日。本文中所謂模擬一年係指前一年的 9 月 1 日起，積分到該年的 8 月 31 日止。模式積分間隔時間為 1,200 秒。

(二) 模式中覆雪扮演的角色

覆雪增量在 CCM2 模式中所扮演的角色，可以地表輻射平衡方程式作一說明 (Hack 1994)：

$$F_n - S_s + h + L \cdot r + h_s + L_r \cdot S_m = 0 \quad (1)$$

其中 $F_n = \sigma T_g^4 - F_D$ ，地表面的淨長波輻射； σ ：史蒂芬波爾茲曼常數； T_g ：地表溫度； F_D ：從大氣向下而來的長波輻射； $S_s = F_{rs} (1 - A_b)$ ，地表吸收太陽輻射通量； A_b ：地表反照率； F_{rs} ：到達地表的太陽輻射通量； h ：向上可感熱通量； L ：蒸發的潛熱； r ：經由融雪過程，或是土壤水汽蒸發，進入大氣的水汽通量； h_s ：向下的可感熱至次表土層； L_r ：融雪時的潛熱； S_m ：融雪率； T_m ：融雪點，超過此溫度，覆雪開始融化。

當有覆雪時，模式中地表反照率，修正後之地表反照率如下： $A_{bs} = A_b + 0.4S$ ；其中 A_b ：修正前的地表反照率； A_{bs} ：修正後的地表反照率； S ：覆雪量。但是模式中，限制地表反照率的最小值為 0.2，若超過 0.6 之後，則設定為 0.6。此外，當有覆雪時，土壤溼度方程式則採用 Manabe (1969) 之公式。

模式輸入一月覆雪量及七月覆雪量，每一天的覆雪量公式如后：

$$S(d) = 0.5 * (S_{JAN} + S_{JUL}) + 0.5 * (S_{JAN} - S_{JUL}) * \cos(2\pi / 365 * (d-46)) \quad (2)$$

其中 S_{JAN} ：一月覆雪量； S_{JUL} ：七月覆雪量； d ：太陽日曆天

(三) 模擬實驗設計

為研究西藏高原冬季覆雪增量的影響，首先設定一組的模擬為控制模擬 (Control Run，文後或圖表中簡稱 CR)，即所有資料均為 NCAR CCM2 模式所提供氣候平均資料，積分 4 年。其次再設立一組為降雪模擬 (Snow Run，文後或圖表中簡稱 SR)，其他所有資料均固定，也就是在西藏高原處之冬季覆雪量，再加上一箱型 (box) 的覆雪量，也就是在西藏高原地形最高處，再加 60mm 覆雪量。模式中所累加的箱型覆雪量 $Sc(i, j)$ 的公式為： $Sc(i, j) = 60 - ((i - 32)^2 + (j - 45)^2) \times 3$ ；所謂箱型區為 $29 \leq i \leq 34, 43 \leq j \leq 47$ 。兩組模擬之模式結果，先做了 5 日平均後，故在本文第四節中的時間序列分析，每一筆資料均為五日平均。然後再將控制模擬組與降雪組，分別將每一年同一時段，加起來做 4 年的系集平均 (ensemble average)，譬如所謂夏季平均，是指北半球的夏季，即六七八月之平均。

CCM2 模式控制模擬 (CR) 夏季平均之 850 hPa u ，如圖 1(a)，模式的模擬結果掌握許多夏季環流的特徵，譬如在印度洋緯向風呈現反對稱於赤道，貿易風則由赤道南移到南印度洋，北半球則為西風，西風最大值則出現在印度半島的西側，CCM2 模擬的數量值也與 ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts) 圖集 (Schubert *et al.* 1990；為方便文後討論簡稱 EC) 較接近，但是在印度半島之東側到

中南半島之間，卻出現了另一個西風高值的中心，此點雖與 EC 結果數量稍有不同，但是型態和位置卻是一致。

在 CCM2 模擬太平洋方面，在換日線赤道附近之東風，呈明顯的”I“字型，此型態與 EC 的結果較相近，且數值相當；西太平洋東西風的交界處，即數值為零($u=0$)的等值線，從台灣到菲律賓東側，與 EC 的結果相似，此點也間接地顯示，在太平洋上的低層東風，CCM2 也成功的模擬出來。

模式低層東太平洋赤道靠近中南美洲附近，出現了強烈西風，EC 此處為微弱東風不同。但是 Higgins *et al.*(1998)圖一，用 NCEP(National Center for Environmental Prediction)七八九月月平均資料分析美洲夏季季風，發現低層(925 hPa)在 10°N ，亦有微弱的西風出現，高層 200hPa 流函數為封閉高壓，顯示 CCM2 對此處型態的模擬是對的。但無論是與微弱東風的 EC 資料或微弱西風的 NCEP 資料相比較，CCM2 模擬的西風均屬太強。

CCM2 模式控制模擬(CR) 200 hPa u 的夏季平均，如圖 1(b)，模擬中顯示在印度洋及印度半島，高層吹強烈東風，最大中心在印度半島；於西藏高原的北側，則吹強烈西風，最大中心在 45°N ，此點無論型態及位置，均與 EC 結果吻合，但數量方面，CCM2 無論東風或是西風最大中心，均有偏高的傾向。太平洋方面，在赤道換日線，CCM2 模式則吹 10m s^{-1} 之西風，但是 EC 分析結果此處卻呈微弱東風，與上述模擬均不一致。此外，太平洋東側近中南美洲處，CCM2 模式出現一東風中心，此點與 EC 之分析結果比較，發現也是微弱東風，顯然型態方面 CCM2 是掌握住了，但強度稍強。

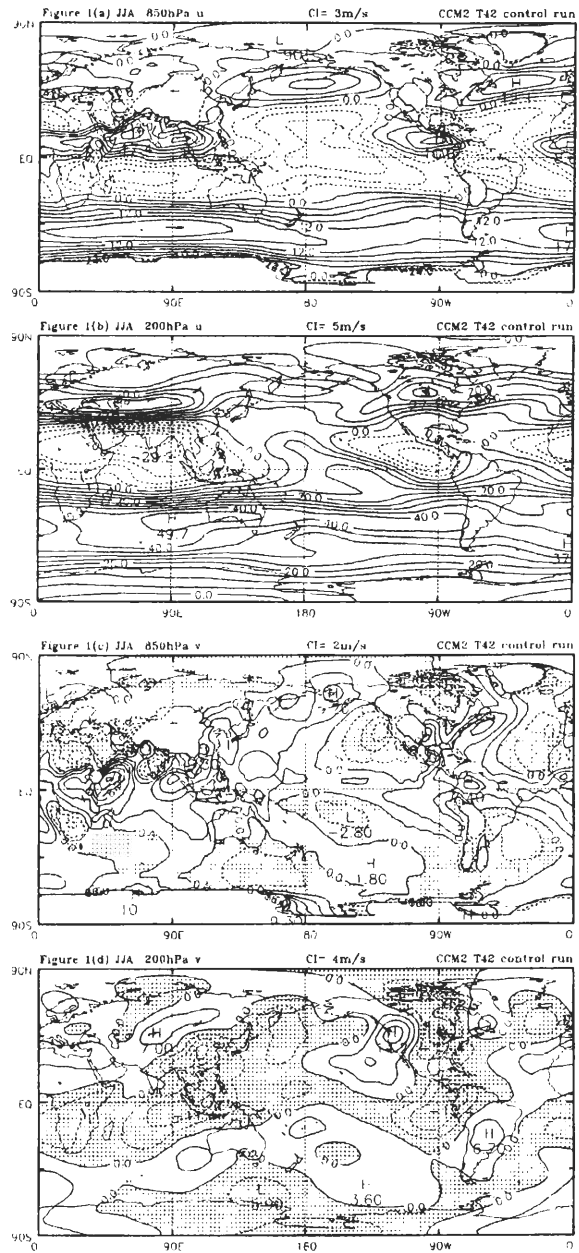


圖 1 (a) CCM2 T42 control run 850 hPa u ，圖中的空白處是模式中地形高於 850 hPa 的地方，間格為 3m s^{-1} ，(b) CCM2 T42 control run 200 hPa u ，間格為 3m s^{-1} ，(c) CCM2 T42 control run 850 hPa v ，間格 2m s^{-1} ，陰影區為負值，(d) CCM2 T42 control run 200 hPa v ，間格為 4m s^{-1} ，陰影區為負值。

圖 1(c)與圖 1(a)同，但為 850 hPa v 的夏季平均，低層經向風模擬結果亦掌握許多夏季環流的特徵，譬如從印度洋經印度半島至中國華南沿海，呈現正負正之分佈，負值的最大中心位於印度半島，此點無論型態、位置及數量，CCM2 模擬結果與 EC 分析均有一致性。

在太平洋東側與美國及加拿大西岸處，則出現一負值中心(吹北風)，約 6 m s^{-1} 左右，此點與 EC 分析大致相似。南半球方面，負值區則出現在非洲南端，澳洲南方， 160°W 處及南美洲東側四處，此點 CCM2 模擬與 EC 的分析均有一致的分佈。

圖 1(d)與圖 1(c)同，但為 200 hPa v 的夏季平均，負值區(吹北風)出現在自非洲南端、婆羅洲，一直沿著亞洲大陸的海陸交界面，直到換日線，顯示 CCM2 模擬與 EC 的分佈大致吻合，但是數值明顯的偏高。北美洲方面，除了美國西岸呈現南風分佈外，其餘地區均吹北風。

CCM2 在北半球有兩個吹南風的最大中心，一在西藏高原西側，一在北美洲西岸，均與 EC 分析位置吻合。綜合以上所述，CCM2 模擬與 EC 的分析在型態與位置有一致性，但強度稍強。

三、降雪實驗設計結果分析

為比較控制模擬與降雪模擬之差別，將以夏季季平均，為討論的基礎；此外，本研究並與觀測資料 1997/1998 年夏季平均 NCEP 之高層流函數，高低層緯向風及 500hPa 高度場之氣象變數，與模擬結果做一比較。

為計算流函數(Stream Function ψ)，首先計算渦度場(Vorticity, ζ) (Washington and

Parkinson 1986)，之後再利用逆拉普拉斯方法 (Inverse Laplacian Method, ∇^{-2}) (Lorezc 1984)，以及 Lindzen and Kuo (1969)之氣象常微分方程之數值方法，可求得流函數。

CCM2 控制模擬(CR)高層 250hPa 流函數的結果，表示如圖 2(a)，顯示無論是西藏高原的反氣旋模擬及澳洲西北側氣旋的模擬，其型態、位置及數值均與 EC 分析相吻合，顯示 CCM2 模擬東亞夏季流函數，具有一定的可信度。

非常有趣的是墨西哥高層，模擬結果出現另一高壓中心，使得全球流函數成波數二的配置，但此點在 EC 資料分析中，卻不明顯，但是與 Higgins *et al.*(1998)分析 NCEP 資料的結果，卻相當地一致。而在亞馬遜河流域出現另一低壓，顯然此與澳洲西北方的低壓，互相對應，使得全球高低壓的配置，亦呈波數二的分佈。

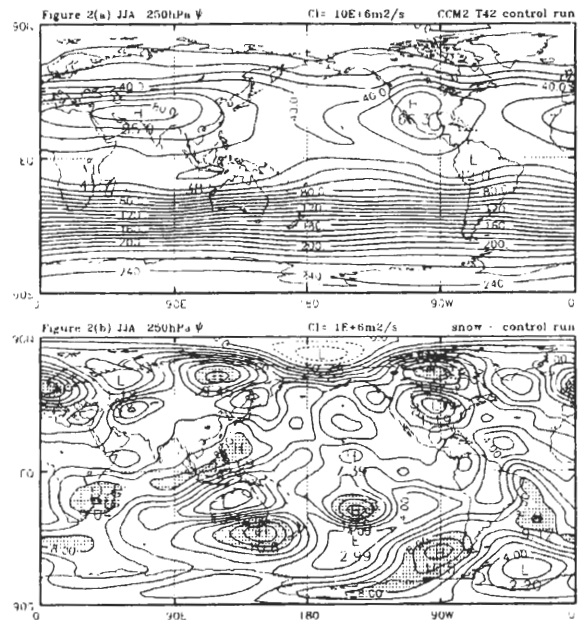


圖 2 夏季(JJA)平均 CCM2 250 hPa ψ (a)控制模擬，間格為 $10 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ；(b)控制模擬減去降雪模擬，間格為 $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ，陰影區為大於 $8 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。

圖 2(b) CCM2 高層 250hPa 流函數降雪模擬(SR)減去控制模擬(CR)，令人驚訝的是，顯示有兩組呈高低高低之波列(wave train)產生，一組是自菲律賓往東南方走，經過婆羅洲、澳洲往南極方向走，此為一跨赤道波列(cross equatorial wave) (Krishnamurti *et al.* 1997)。另一組波列是自亞洲大陸、日本、沿著中緯度太平洋區，到美洲大陸的高低高低波列，與 Barnett *et al.*(1989)的遙地波列非常近似，為一強迫性羅士比波列(Forced Rossby wave train)。顯而易見的，西藏高原覆雪的增加，影響的範圍不僅是西藏高原附近地區，而是包括了南北兩半球的影響。

500hPa 高度場降雪模擬減去控制模擬，表示於圖 3，結果顯示在沒有地形影響的情況下，與流函數場相似，出現兩組波列，在北半球方面，在東亞季風區仍為一負值(低壓)，在換日線及美洲大陸西岸為一正值(高壓)出現，美洲大陸則為負值(低壓)之波列型態出現，在南半球方面則與低層近似，自澳洲東南方亦出現一負正負正的波列。

控制模擬低層 900hPa 風場，如圖 4(a)，總體來看，CCM2 掌握了许多東亞夏季季風低層主要特徵，與 Kau (1998)所述低層的東亞夏季季

風特徵吻合，且動量是由南半球向北半球傳，顯示 CCM2 模擬低層東亞季風，具有一定的可信度。圖 4(b)與圖 4(a)同但為降雪模擬，顯示前述之東亞季風的特徵，並沒有因西藏高原覆雪增量而改變，但風速微微變小。

降雪模擬減去控制模擬之 900hPa 的風場

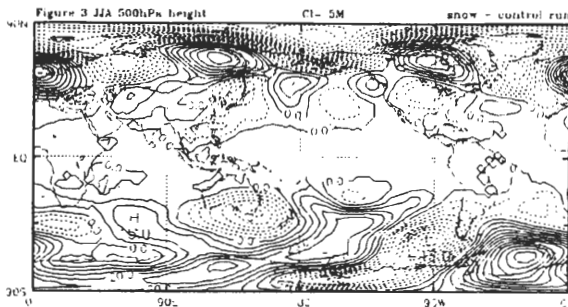


圖 3 夏季(JJA)平均為降雪模擬減去控制模擬之 500 hPa 高度場，間格為 5m。

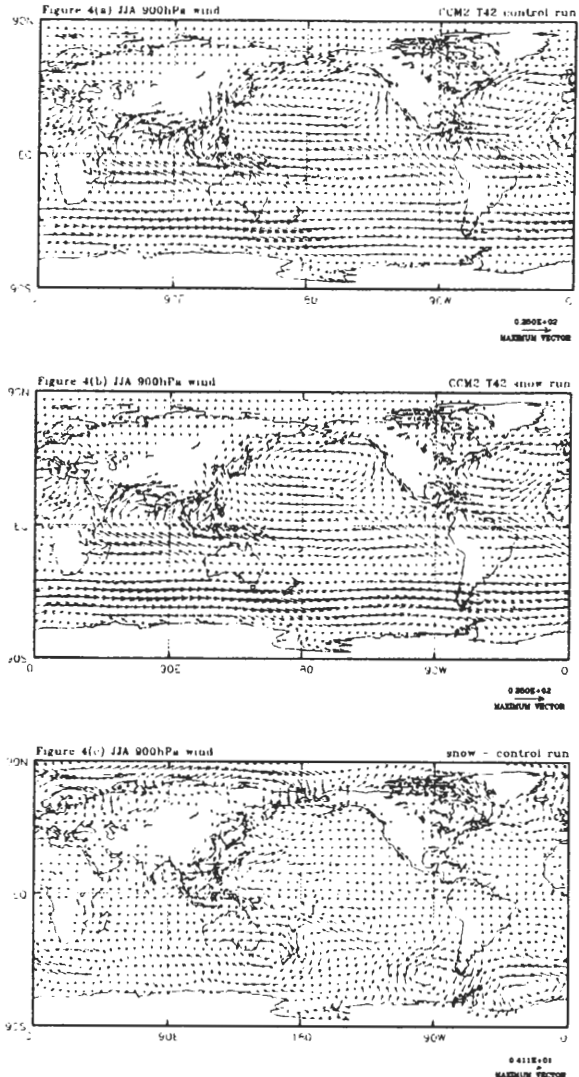


圖 4 夏季(JJA)平均 CCM2 900hPa uv 風場，(a)為控制模擬，(b)為降雪模擬，(c)為(b)減去(a)。最大風速標示於右下角，空白處是格點的地形高於 900 hPa 的地方。

(圖 4c)顯示，在北半球方面在中國大陸及日本的附近有一氣旋式渦旋產生，而在換日線及美洲大陸西岸有一反氣旋式的渦旋產生，而在美洲大陸東北側又有一氣旋式的渦旋產生，此一波列與圖 3 中層 500hPa 高度場所產生的波列有一致性。

降雪模擬減去控制模擬之 250hPa 的風場，即圖 5，顯示北半球方面在日本附近地區有一氣旋產生，而在 45°N 及換日線附近、美洲大陸西岸各有一反氣旋產生，但顯然後者微弱很多，而在美洲大陸又有一氣旋產生，此一波列與前述高層高度場所產生的波列有一致性。另外在南半球方面，在澳洲東南方有一氣旋產生，換日線的東側中低緯度一氣旋產生，換日線的東側高緯度地區有一反氣旋產生之波列，亦與 500hPa 高度場所產生的波列有一致性。

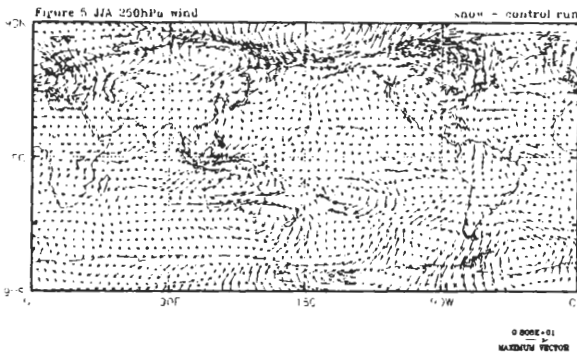


圖 5 CCM2 控制模擬減去降雪模擬之夏季 (JJA)平均 250hPa u,v 風場。

1998 年西藏高原為一大雪年(中國大陸氣候中心同仁 1998)，故本小節將採用 NCEP 1998 年及 1997 年的夏季平均觀測資料做一分析，NCEP 資料的水平解析度為 2.5° x 2.5° 經度/緯度，分析的氣象變數包括高層的流函數，500hPa 高度場，高低層風場(u, v)，並將 1998 年減去 1997 年的差值，與前述降雪模擬減去控制模擬的差值相比較。

圖 6 為 1998 年減去 1997 年之 200hPa 流函數，與圖 2(b)相比較，在北半球方面，顯示在中國大陸至日本地區為負，而太平洋上換日線附近為正，極區為負，美洲大陸西岸為正，而美洲大陸為負之波列，南半球方面，在換日線以東，從赤道到極區為正負正的波列，與圖 2(b)所顯示的遙地波列非常地近似，此點顯示 CCM2 在西藏高原覆雪增量對南北半球中高緯度大氣環流之影響有不錯的模擬。

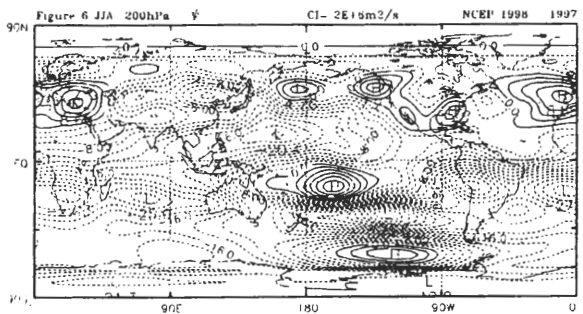


圖 6 1998 年減去 1997 年夏季平均 NCEP 200 hPa 流函數，間格為 $2 \times 10^{10} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 。

圖 7 為 NCEP 1998 年減去 1997 年 500hPa 高度場，顯示 500hPa 高度場與流函數場有非常相似的波列產生；相較於前述圖 3 為降雪模擬減去控制模擬 500hPa 之高度場，無論是亞洲大陸經極區到美洲大陸或是澳洲大陸往東到換日線以東的地區，顯示模擬結果與觀測資料，亦頗為吻合。

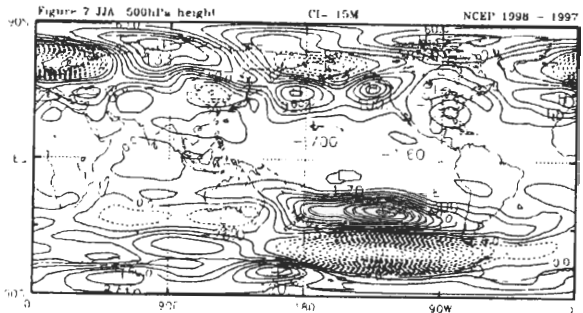


圖 7 1998 年減去 1997 年夏季平均 NCEP 500 hPa 高度場，間格為 15m。

圖 8 為 NCEP 1998 年減去 1997 年 850hPa 之水平風場，在北半球方面顯示在日本附近有一氣旋的渦旋產生，在 45°N 及換日線附近有一反氣旋產生，美洲西岸外海有一反氣旋產生，此點不但與圖 4(c)降雪模擬減去控制模擬之低層風場，有相同的波列之外，與前述的流函數場及高度場均有一致性的波列產生。在南半球方面，在澳洲東南側亦成氣旋式環流，此點模擬結果亦與觀測資料頗為一致。

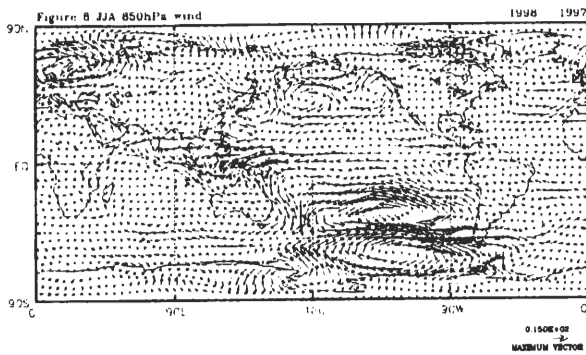


圖 8 1998 年減去 1997 年夏季平均 NCEP 850 hPa uv 風場。

圖 9 為 NCEP 1998 年減去 1997 年 200hPa 之水平風場，在北半球方面顯示在亞洲大陸至日本附近有一氣旋產生，在換日線附近有一反氣旋產生，美洲西岸外海有一反氣旋產生，此點與圖 5 降雪模擬減去控制模擬之高層風場，有相似的波列。

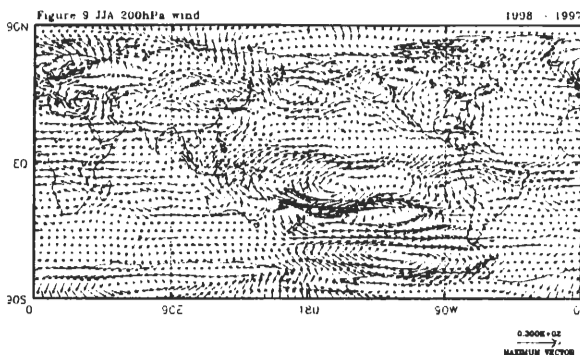


圖 9 1998 年減去 1997 年夏季平均 NCEP 200 hPa uv 風場。

綜合前述，NCEP 觀測資料 1998 年減去 1997 年，無論不同層的風場、500hPa 高度場及高層流函數場，與降雪模擬減去控制模擬之差值相比較，結果顯示模式對於覆雪增加所引發遙地波列的模擬，有不錯的表現。

四、時序分析

本節中將討論就低層緯向風場，討論控制模擬(CR)與降雪模擬(SR)之時序變化差異，最後，並與觀測資料 NCEP 1997/98 年低層緯向風場的分析，做一比較。本節的討論在空間方面，主要仍以東亞季風區之緯向平均(zonal average)為主，時間方面則以春季至夏季之時間序列為討論的主軸，也就是所有氣象變數之緯度-時間分析，為本節討論的基礎。

控制模擬低層(900 hPa u)在 90°E -125°E 之緯向平均風表示於圖 10(a)，值得注意的是，在 10°N 左右風向由東風轉成西風，表示低緯度地區低層，由春季微弱的貿易風，於五月中旬，轉變成夏季季風之西南氣流，此與 Krishnamurti (1985)圖 12 討論 50°E~70°E 之結果以及 Hsu *et al.*(1999)圖 1(d)討論之 110°E~120°E 結果頗為一致。圖 10(b)與 10(a)相同，但是為降雪模擬，與 10(a)比較，其主要型態相似，但是由東風轉成西風的時間，有些微的延遲約 5~10 天左右。

觀測資料 NCEP 1997 年低層(850 hPa u)在 90°E -125°E 之緯向平均風，表示於圖 11(a)，1998 年(大雪年)表示於圖 11(b)，顯示在大雪年陰影區(大於 6m s⁻¹)有明顯地延後的傾向，且西風減弱，而此現象和圖 10(a)(b) CCM2 模擬的結果有相似的結論。

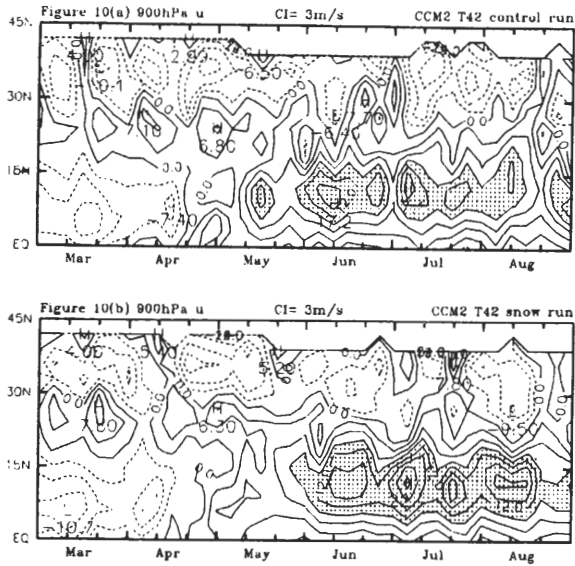


圖 10 900hPa u，經度 90°E-120°E 的平均之緯度-時間分佈圖，(a)為控制模擬，(b)為降雪模擬。間格為 3 m s⁻¹，陰影區為大於 9 m s⁻¹，橫座標為三月至八月之時間序列變化，每五天一筆資料，縱座標為緯度。

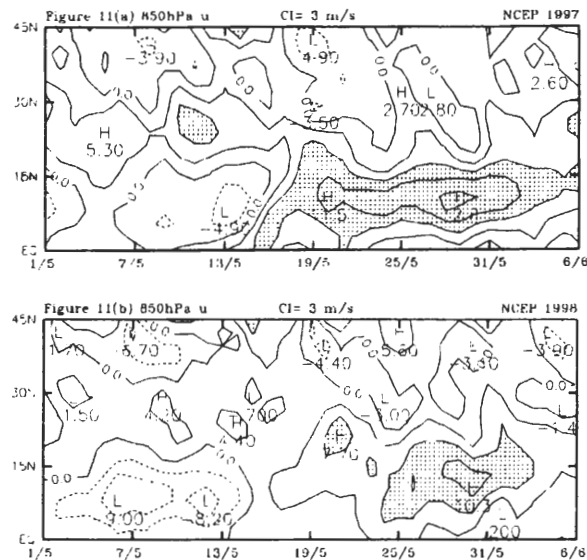


圖 11 NCEP 850hPa u，經度 90°E-120°E 的平均之緯度-時間分佈圖，(a)為 1997 年，(b)為 1998 年，橫座標為該年 5 月 1 日至 6 月 6 日，縱座標為緯度，間格為 3 m s⁻¹，陰影區為大於 6 m s⁻¹。

五、討 論

回顧 Barnett *et al.*(1989)文中之圖九討論到遙地波列，與本篇研究之比較，冷源規模的不同，Barnett *et al.*(1989)認為覆雪造成熱力場的變化與印度季風的關係，應該是大範圍的，而不是小區域的熱力變化，故本文冷源的觀點及分析結果，也提供了上述論點另外一個思考的路徑。

本研究的遙地波列與 Barnett *et al.*(1989)的遙地波列相比較，相同之處是同樣地模擬出低層的亞洲季風區經太平洋到美洲大陸之遙地波列。而不同之處，除上述冷源規模不同之外，尚有兩點敘述如后：(1)本研究在不同氣象變數包括流函數、高度場及風場，在不同層，均產生遙地波列，影響到美洲大陸地區；(2)產生跨赤道波列影響到南半球高緯度地區。

在第三節中，採用 NCEP 觀測資料 1998 年減去 1997 年，於不同層的風場、高層流函數場及中層高度場，與 CCM2 降雪模擬減去控制模擬之差值相比較，顯示北半球在太平洋上的遙地波列的模擬，頗為成功。

綜合第三節第四節的討論，覆雪增量並沒有改變東亞夏季季風或是美洲夏季季風的特徵，換句話說，高低層的季風特徵，在降雪模擬中，仍然顯現出來。總體而言，在本篇模擬研究中，覆雪增量對東亞夏季季風造成影響，即延遲了東亞夏季季風建立的時間，約 5~10 天左右。

由上述的討論，東亞夏季季風區-太平洋中高緯度-美洲大陸，三個地區做一個連接，因東亞夏季季風區的變動，亦會影響到美洲大陸，換句話說，也就是透過強迫性羅士比波，由東亞季風區影響到半個地球之外的美洲。

在真實大氣中，係由不同作用力一起產生

的，本篇論文單獨覆雪的增量的模擬以及與觀測資料的比較，卻將點冷源—覆雪的貢獻清楚地描述出來，此點可做為未來進一步研究的基礎。將來可考慮不同地點太平洋海上熱源與陸上冷源之模擬，即考慮兩個邊界作用力對東亞夏季季風及季風區以外地區的影響。

致 謝

本文係作者於國立中央大學撰寫博士論文之部份，特別感謝張隆男教授、王作台教授、許晃雄教授、柯文雄教授、鄒治華教授、曾仁佑教授及兩位審查委員之寶貴建議，使本文無論在深度及周延性均有精進。本研究之計算是在國立中央大學大氣物理研究所之電腦工作站支援下完成，在此申謝。

參考文獻

- 中國大陸氣象局國家氣候中心同仁，1998：1998年中國大洪水與氣候異常。氣象出版社，148pp。
- Barnett, T.P., L. Dumenil, V. Schlese, E. Roeckner, and M. Latif, 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 661-685.
- Chen, P., and M. Newman, 1998: Rossby wave propagation and the rapid development of upper-level anticyclones during 1988 U.S. drought. *J. Climate*, **11**, 2491-2504.
- Hack, J.J., 1994: Parameterization of the moist convection in the National Center for Atmospheric Research community climate model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **99**, 5551-5565.
- Hahn, D.J., and J. Shukla, 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1515-1541.
- Held, I.M. and I.-S. Kang, 1986: Barotropic models of the extratropical response to El Nino. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3576-3586.
- Higgins, R.W., K.C. Mo, and Y. Yao, 1998: Interannual variability of the U.S. summer precipitation regime with emphasis on the southern monsoon. *J. Climate*, **11**, 2582-2606.
- Hsu, H.-H., C.-T. Terng, and C.T. Chen, 1999: Evolution of large-scale circulation and heating during the first transition of Asian summer monsoon. *J. Climate*, **12**, 793-810.
- Kau, W.S., 1998: The NTUGCM's AMIP simulation on the east Asian summer monsoon. *TAO*, **9**, 197-238.
- Krishnamurti, T.N., 1985: Summer monsoon experiment-A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1626.
- , C. P. Wagner, T.J. Cartwright, and D. Oosterhof, 1997: Wave trains excited by cross-equatorial passage of the monsoon annual cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2709-2715.
- Li, C, and M. Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Lindzen, R.S. and H.-L. Kuo, 1969: A reliable method for the numerical integration of a large class of ordinary and partial differential equations. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 732-734.
- Lorezc, A.C., 1984: The evolution of planetary-scale 200mb divergent flow during the FGGE year. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 427-441.
- Manabe, S., 1969: Climate and ocean circulation. Part I: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.
- Schubert, S., S. Moorthi, C.-K. Park, M. Suarez, W. Higgins, 1990: *An Atlas of ECMWF Analyses*. NASA technical memorandum # 100747, 258pp. [Available from NASA, Washington, DC 20546]

- Vernekar, A.D., J. Zhou, and J. Shukla, 1995: The effect of Eurasian snow cover on the Indian Monsoon. *J. Climate*, **8**, 248-266.
- Washington, W., and C.L. Parkinson, 1986: *An introduction to three dimensional climate modeling*. University Science Books, Mill Valley, CA. 422pp.
- Webster, 1987: The elementary monsoon. *Monsoon*, J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., John Wiley and Sons, 3-32.
- Yasunari, T., A., Kitoh, and T. Tokioka, 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate-A study with the MRI-GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 473-483.
- Zwiers, F.W., 1993: Simulation of the Asian summer monsoon with the CCC GCM-1. *J. Climate*, **6**, 470-486.

The Impacts of the Increase of Snow Cover on the Tibetan Plateau on the East Asian Summer Monsoon and Global Planetary Scale Circulation

Horng-Syi Shen**

Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 20 March 2001 ; in final form 18 September 2002)

ABSTRACT

The goal of this paper is to find out what impacts the snow cover increase of the point cold source on Tibetan Plateau area will have on the related areas. It includes two major parts. First, the author tries to find out how the increase of snow cover on the Tibetan Plateau will affect the change of global planetary scale circulation. Second, the author tries to understand the impact of the increase of snow cover on the Tibetan Plateau on the East Asian summer monsoon.

By comparing the results of both the control and the snow model simulations, the increase of snow cover on the Tibetan Plateau did not change the characteristics of the summer monsoon in the East Asia. Characteristics of the monsoon circulation on the higher and the lower layers were still discovered by the snow model simulation. The influence on the general circulation includes two aspects. (1) By analyzing the various meteorological variables, including the stream functions, the high field and kinematic fields, the coercive forced Rossby wave displayed a coherent wave train. (2) By analyzing the higher and lower layers wind fields and the high field of the higher layer, it is found that the snow cover increase on the Tibetan Plateau delayed the buildup of the East Asia summer monsoon for around 5-10 days. The affected area is the East Asia summer monsoon region. The difference between the above mentioned snow simulation value and the control simulation value, when compared with the difference of the NCEP observatory value between 1998 and 1997, derived roughly equal outcomes with those of the simulation and observatory materials in the area of the remote wave train.

Key words : Snow cover, Remote wave train

****Office of the National Science & Technology Program for Hazard Mitigation**