

# 臺灣降雨季節變遷-春季與梅雨季的開始及結束

林和駿 洪致文

國立臺灣師範大學 地理系

## 摘要

過去季節變遷的研究多以溫度季節為主要的分析對象，然而氣候變遷的災害風險評估中水資源的研究也是重要的一環，因此降雨季節起訖時間的變遷也很重要。本研究從全年降雨時序的演變中區分出臺灣降雨的季節，其節奏為冬雨最少，春雨漸增，梅雨季與颱風雨季為雨量最多的雙峰，秋季則是由颱風季至冬季少雨期的過渡。本研究以大氣環流資料及臺灣降雨資料，找出客觀的方法區分降雨季節的開始與結束日期。以連續4天降雨達到門檻為春季降雨開始日，平均約為2月26日；以低層環流EOF分析的PC1相位轉變及臺灣降雨明顯增加為臺灣梅雨肇始日，平均約為5月19日；以臺灣受到太平洋副熱帶高壓影響的季風間歇期為梅雨結束日，平均約為6月26日。

關鍵字：臺灣降雨、季節變遷、春季、梅雨季。

## 一、前言

季節變遷的研究，許多研究以溫度為季節的指標（如Allen et al., 2016; Dong et al., 2010），且多將全年切分為四季，但是基於對水資源瞭解的渴望，必須分析臺灣地區降雨的節奏，找出客觀的降雨季節區分方法，進而研究其變遷。一年之內降雨的轉變，早期討論的是以季風的概念，將一年區分為乾季與濕季（Ramage, 1971）。後來的研究出現Fast annual cycle的概念，強調季內尺度的節奏，而將一年四季的概念稱為slow annual cycle（LinHo and Wang, 2002）。

臺灣地區降雨的自然季節大約可分為春季、梅雨季、夏季（或颱風季）、秋季、冬季五個季節。各個季節的主要降雨機制不盡相同：冬季降雨主要來自中高緯度鋒面系統與迎風面的地形降雨（簡與林，2004；陳與廖，2011）；春季降雨類似於冬季，但是來自於南方的水氣供應更充足，降雨量較冬季多、降雨面積也較廣（王等1984）；梅雨季降雨意味著東亞夏季季風的肇始，強勁的跨赤道流自南半球源源不絕供應水氣，降雨強度更強（Chou et al., 2009; Hung and Hsu, 2008），同時也有午後對流降雨的貢獻（張與黃，2016）；颱風季西北太平洋生成的颱風明顯增多，降雨跟颱風雨有很大的關係（Wu and Kuo, 1999），也跟午後對流降雨有關（林與郭，1994）；秋季則是颱風影響的末期，北方鋒面系統漸漸影響臺灣降雨，此時由臺灣南方通過的颱風容易發送水氣及降雨到臺灣東部來（Chou et al., 2009）。如此由春季到冬季

的天氣變化年復一年地出現，每年發生的時間相近，卻又不盡相同。

本研究透過分析大尺度環流系統與臺灣區降雨，來瞭解過去季節轉變時間在一年之中提前或延後發生的情形，找到客觀的降雨季節區分方法，以期後續應用在檢視氣候模式推估未來資料中季節的變遷。本研究以臺灣梅雨季與春季的開始日及結束日為分析目標，為季節變遷的前導研究。

## 二、資料及方法

本研究利用重分析資料作為大環境場的觀測資料，並使用降雨指數資料協助判斷雨季的結束與開始。詳細的資料使用與方法如下：

### （一）使用資料

本研究使用EC-interim（Dee et. al, 2011）850hPa、500hPa水平風場、比濕、重力位高度場，並利用水平風場資料計算stream function。使用臺灣降雨指數（洪致文，2012）為觀測的雨量資料，其指數代表全台的整體降雨狀況，為日資料。為了將研究結果與未來推估資料（2075-2099年）比對，本研究資料範圍使用1979-2003年的25年的日資料。春季期間大約為2月至4月，梅雨季期間大約為5至6月。

### （二）研究方法

本研究先分析降雨季節的平均狀態，再依據各季節不同的特徵之始點為雨季的起訖，以下分別描述所使用的分析方法：

在研究降雨季節的特徵時，首先使用平均狀態法，將季節內各日大氣環境場平均，可得到季節的平

均環境狀態。再使用經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function; EOF) 分析法, 利用EOF方法分析大氣環流, 找出環流變異的時間點, 若其與雨量變化的時間點相吻合, 則可定義為季節轉變的時間點。

而判定各季節起訖則使用以下方法:

1. 春雨開始的判定:  
自王時鼎等 (1987) 的研究報告起, 國內多使用連續四天的降雨來當作春雨事件的條件。本研究延續前人研究使用此方法, 定義雨量連續四天達到門檻值的第一天為開始日, 門檻為該年2至4月日降雨平均的一半。
2. 春季的結束: 以梅雨季開始日, 為春季的結束日。
3. 梅雨季開始: 本研究參考Hung and Hsu (2008) 定義亞洲夏季季風轉變的方法, 使用EOF分析低層 (850hPa) stream function日資料, 觀察4至6月份、30E-180E及30S-50N的範圍的PC1, 當PC1相位轉變之後雨量值也升高, 則定義PC1相位轉變的那天為肇始日。
4. 梅雨季結束: 使用500hPa高度場資料, 以120E-180E、0N-50N範圍, 計算每一個經度的高度場最大值, 以此連線為高壓脊線。當高壓脊指向臺灣, 碰觸到120E、22.5N或25.5N時, 因為高壓脊的影響, 使得降雨稍為停歇或減少, 此為梅雨季結束日。

### 三、臺灣降雨年循環中的春雨、梅雨

將1979至2003每年同一天的降雨資料平均, 得到366個日降雨平均, 稱為此時期的降雨年循環。檢視臺灣降雨年循環時序 (圖1) 可以發現, 全年降雨有兩個高峯值, 一個高峯在梅雨季 (5至6月), 另一個高峯在颱風季 (7至8月); 秋季 (9至10月) 降雨驟減, 冬季 (11至1月) 降雨為全年最少; 自春季 (2至4月) 起雨量有一波小起伏, 比冬季降雨平均多許多, 在梅雨肇始之後, 降雨則明顯地大幅度增加。

根據以上的描述以月時間尺度區分季節, 春季 (2至4月) 臺灣位於850hPa反氣旋式環流中, 整體而言不利於降雨發生, 要靠一波一波擾動經過, 才会有降雨 (圖2), 低層槽線平均位置位於臺灣的北方。此時印度洋跨赤道流為由北向南於南半球赤道附近與南半球的氣流合流, 高水氣區也集中在此合流區。梅雨季 (5至6月) 臺灣位於太平洋副熱帶高壓環流的邊緣, 850hPa平均風向為西南風 (圖3)。此時印度洋跨赤道流由南向北, 此一跨赤道流向西北於南海附近與太平洋由西向東的氣流合流, 並通過臺灣。高水氣帶較春季偏北, 中南半島、中國大陸華南與臺灣地區的水氣明顯增多。

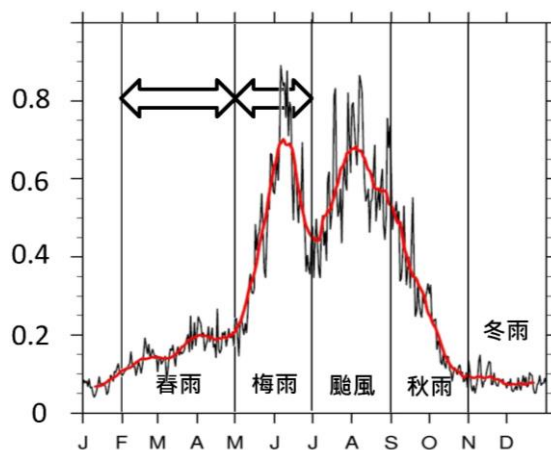


圖1. 台灣降雨的季節循環。FMA為春雨季, MJ為梅雨季, JA為颱風雨季, SO為秋雨季, NDJ為冬季季。黑色線條為平均日雨量, 紅色線條為黑色線條的31天滑動平均。本研究為找出春雨及梅雨季的起訖時間, 以利後續討論其變遷。

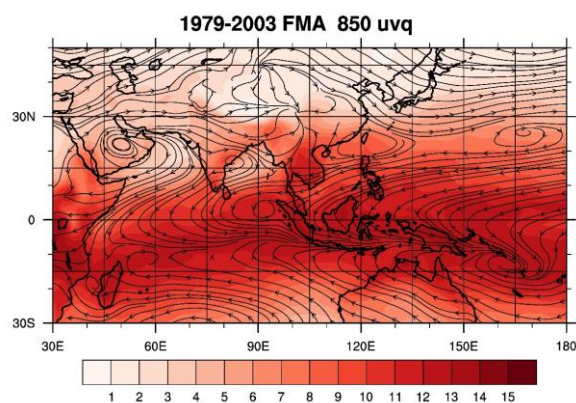


圖2. 春季平均環流場, 氣流線為850hPa水平風場, 色塊部分為850hPa水氣場 (單位為:  $\text{kg/kg} * 10^{-3}$ )。2月至4月臺灣地區位於反氣旋場, 而印度洋的跨赤道流為由北向南。

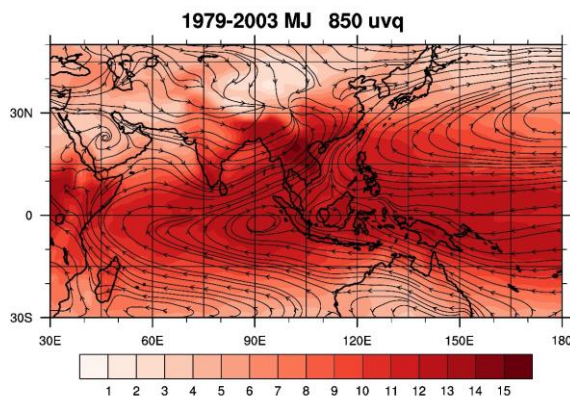


圖3. 梅雨季平均環流場, 氣流線為850hPa水平風場, 色塊部分為850hPa水氣場 (單位為:  $\text{kg/kg} * 10^{-3}$ )。5至6月印度洋跨赤道流轉為由南向北, 水氣帶較2至4月偏北, 臺灣位於此跨赤道流下游。

#### 四、各季節起訖日期分析結果與討論

依據前述之方法，分析1979至2003各年春雨及梅雨的起訖日期，其結果及相關的統計分析詳述如下。

##### (一) 春季降雨開始

臺灣地區冬季降雨較春季降雨多（圖1），但兩季節降雨都受到鋒面影響，臺灣地區大尺度平均環流也皆受反氣旋環流的控制，春雨開始的日期無法以大尺度環流的突然改變來判斷。冬季與春季最大的差別是降雨量的多寡，因此，本研究以春季（2至4月）平均降雨的1/2為門檻值，並以連續四天通過門檻值的第一天為春雨開始的日期。結果如圖4所示，平均而言，春雨開始的日期在2月26日，1979至2003年並沒有明顯的趨勢。1994至1998連續5年早於平均值，而1999至2003年則是偏晚開始（圖4）。另外，統計春雨開始日期的發生頻率（圖5），發現17次春雨開始日發生在2月，7次在3月，只有1次春雨開始日發生在4月。

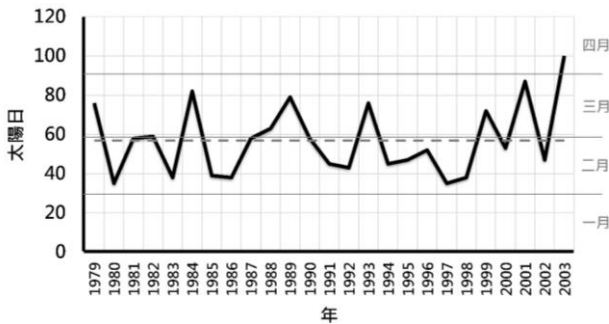


圖4. 春季降雨開始日的年際變化，虛線為平均值。

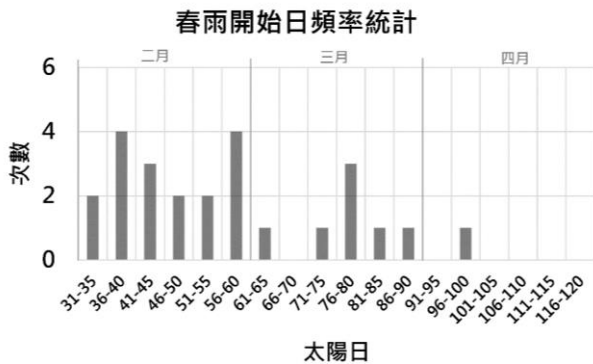


圖5. 春季降雨開始日的頻率統計，統計時間為1979-2003年。

##### (二) 梅雨季開始

臺灣梅雨季的開始常被認為是東亞夏季季風的第一個轉變期 (Hung and Hsu, 2008; Hsu, 1999)，伴隨著大尺度的環流變化。本研究使用Hung and Hsu (2008) 的方法，檢視4至6月日資料850hPa stream function (經過5日滑動平均) 的EOF分析結果，發現mode 1的解釋變異度為40.2%，EOF1 (圖6a) 顯示4月初整個亞洲大陸受反氣旋式環流影響，而印度洋則

為氣旋式環流，與陸地的反氣旋形成兩極。當季節轉換為夏季季風型態時，PC1訊號改變相位由正變負，也就是亞洲大陸上的環流轉變為氣旋式環流，而印度洋上的環流轉變為反氣旋。

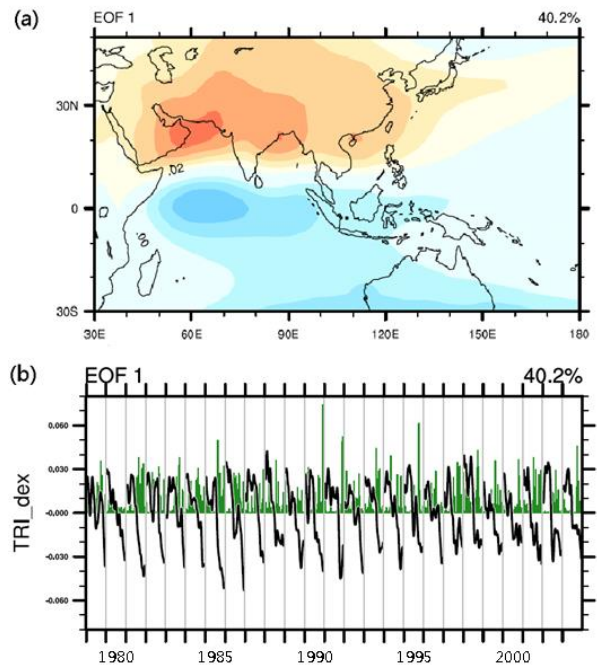


圖6. 判斷梅雨季肇始方法：Apr-Jun低層環流場（850hPa stream function）的PC1變號，加上雨量的增加。(a) 為EOF1，(b) 圖黑色線條為PC1，綠色長方線條為雨量。

梅雨季的開始，除了大尺度環流的轉變之外，也加入降雨來輔助判斷（圖6b）。當PC1相位轉變且雨量明顯增加，則判定為梅雨開始日（圖7a）。如果PC1由正變為負並不是一次就維持在負值，而是在正負之間來回幾次才維持在負值時，則依據PC1變為負值之後是否伴隨著雨量明顯增多，例如圖7b因為第一次的PC1相位轉變之後並未有明顯的雨量增多，因此選擇第二次PC1相位轉變為肇始日，而圖7c在第一次PC1相位轉變就有明顯降雨增加，因此以第一次PC1相位轉變為肇始日。若PC1相位轉變前後皆沒有明顯降雨增加，則以最後一次PC1相位轉變並且維持負值為肇始日（圖7d）。

梅雨肇始日的分析結果顯示，1979至2003平均梅雨肇始日為5月19日（圖8灰色虛線），1979至1995年梅雨肇始有延後的趨勢，但1996年之後肇始日又提早至平均日之前（圖8黑色實線）。圖9顯示梅雨肇始日的頻率分佈類似常態分佈，頻率最高級中在平均肇始日5月19日（太陽日139天）那一區間，而向兩旁頻率減少，肇始日集中在6月上旬之前。

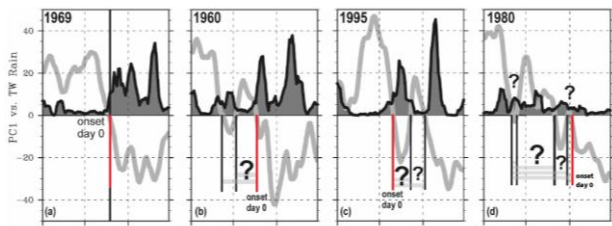


圖7. 梅雨肇始判斷方法中，肇始日的判定（紅色線條所指）。（a）一次PC1變號且有雨量明顯增加，該日即為肇始日；（b）兩次PC1變號，定義雨量增多那次為肇始日；（c）兩次PC1變號，在第一次變號就雨量明顯增加；（d）雨量增加不明顯，定義最後一次PC1變號為肇始日。本圖修改自Hung and Hsu（2008）。

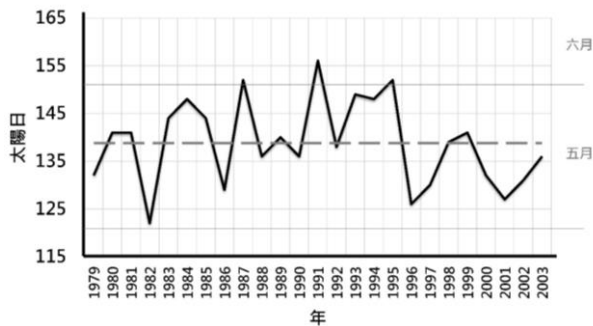


圖8. 梅雨季肇始日年際變化，灰色虛線為平均值，黑色實線為每年的梅雨肇始日。

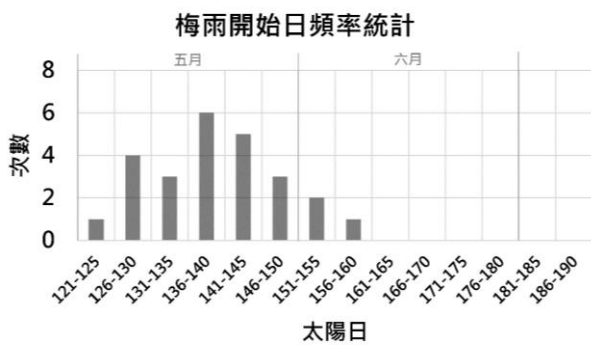


圖9. 梅雨季開始日的頻率統計，統計時間為1979-2003年。

### （三）梅雨結束

本研究所稱梅雨結束，是指降雨年循環中，5至8月降雨高峰期中間的降雨間歇時段（圖1中降雨滑動平均6月與7月中間的局部極小值），第一個高峰期主要為梅雨的貢獻，第二個高峰期主要為颱風降雨的貢獻。臺灣地區在梅雨鋒面北抬離開之後，有一段時間雨量較少的降雨間歇期，主要原因為太平洋副熱帶高壓脊線通過臺灣，降雨受到反氣旋式環流的抑制（圖10）。圖10以1979年為例，標示出6月10日至6月21

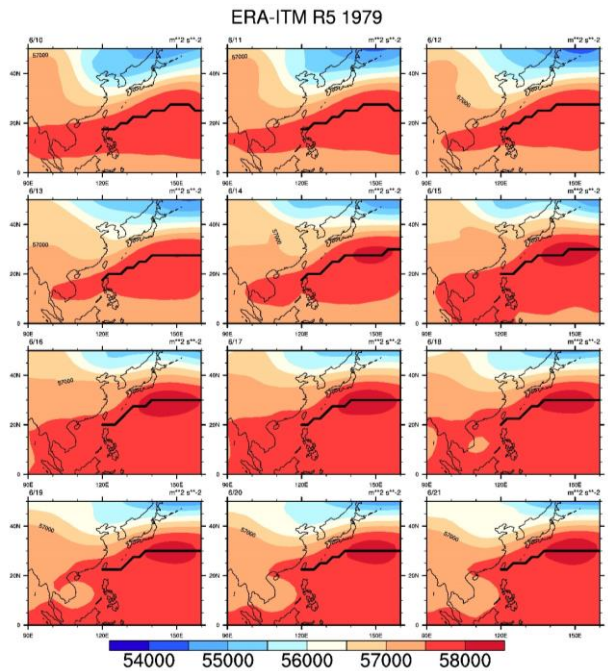


圖10. 太平洋副熱帶高壓脊線1979年6月10日（161太陽日）至1979年6月21日（172太陽日）位置圖：利用500hPa高度場繪出120E-180E南北向高度場最大值的連線，如圖中粗黑線。太平洋高壓脊自菲律賓北部抬，於1979年6月19（170太陽日）接觸臺灣。

日的500hPa重力位高度場的太平洋高壓脊線。主要高壓中心位於臺灣東北方，但向西延伸的高壓脊6月10日指向菲律賓，隨著日期向後，高壓中心西側的高壓脊逐漸北抬，至6月19日時，高壓脊指向臺灣，當日也是臺灣地區那25天中雨量最少的一天。

將1979至2003年每一太陽日的500hPa重力位高度場平均，並利用此25年平均的高度場分析太平洋副熱帶高壓脊。圖11為經度120E上的高壓脊所通過之緯度，紅色框框處為臺灣的緯度位置，自6月1日起高壓脊通過12N左右，至7月31止高壓脊指向緯度30N左右，而在七月初通過臺灣的緯度（22.5N、25.0N），氣候場高壓脊指向臺灣的日期與圖1梅雨季結束日期相同。

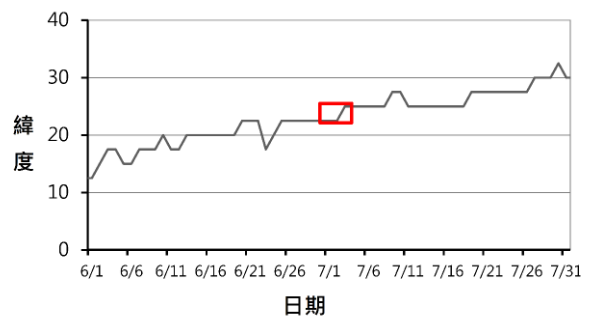


圖11. 以1979-2003年氣候平均500hPa高度場計算的緯向高壓脊線，在不同日期通過120E時的緯度，紅色方框標示出臺灣的緯度範圍。

每年的高壓脊位置變化如圖12所示，雖然不是每年的高壓脊位置都穩定存在，但它的最北界與平均位置一樣，是隨著時間向北移動的。

1979至2003年梅雨結束日期沒有明顯的趨勢變化，所有年份的梅雨結束日期平均為6月26日（圖13），梅雨結束日頻率統計分為兩群，一是以7月初為主的一群，另一為六月上旬的一群（圖14）。

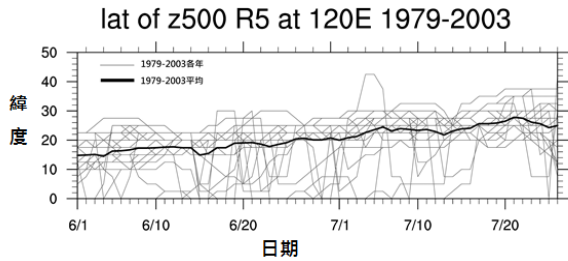


圖 12. 500hPa 緯向高壓脊線緯度位置：灰色線條為 1979-2003 各年度的高壓脊緯度位置，粗黑色線為平均位置。（重力位高度場先經過五天滑動平均處理，再分析高壓脊位置）

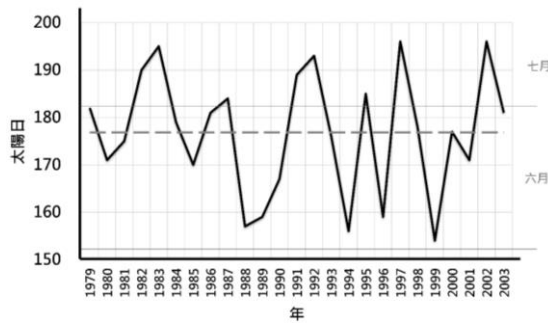


圖13. 梅雨結束日期統計，橫軸為年，縱軸為日期。

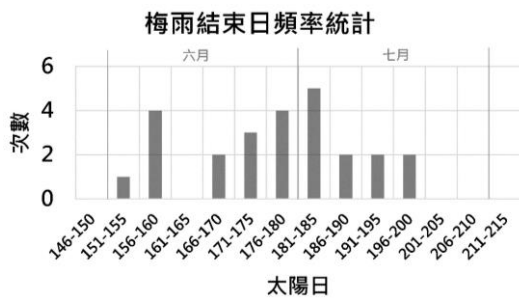


圖14. 梅雨結束日頻率統計。

#### (四) 討論

本研究分別組合1979至2003年春季降雨開始、梅雨季肇始、及梅雨季結束日期，分析季節轉變時的環境場。春季降雨開始日期組合成的850hPa環流場平均（圖15a），顯示北半球赤道附近環流為東北向西南，跨越赤道後轉向東南，與圖2春季平均環流赤道附近的狀況類似，大尺度大氣環境不適合降雨發生。梅雨

肇始日與結束日的組合環流場（圖15b、圖15c）也與梅雨季平均環流（圖3）相似，此時印度洋的850hPa低層環流為由南向北，太平洋上的環流也轉為氣旋式環流。上述結果顯示，季節降雨開始與結束時的大尺度環流與整個季節平均相似。但在局部環流部份，春季降雨開始日的合成環流在大陸上有短波槽出現（圖16a），與春季平均環流臺灣位於反氣旋中心不同（圖2）。梅雨開始日的合成環流（圖16b）則與梅雨季平均（圖3）幾乎一樣，顯示整個季節是適合降雨的環境。然而，梅雨結束日合成的台灣附近環流，則明顯出現太平洋高壓脊指向臺灣的情況，且菲律賓東方的季風槽則逐漸形成（圖16c）。此外，圖16a、圖16b、圖16c也顯示出高水氣區隨著季節逐漸向高緯度移動。

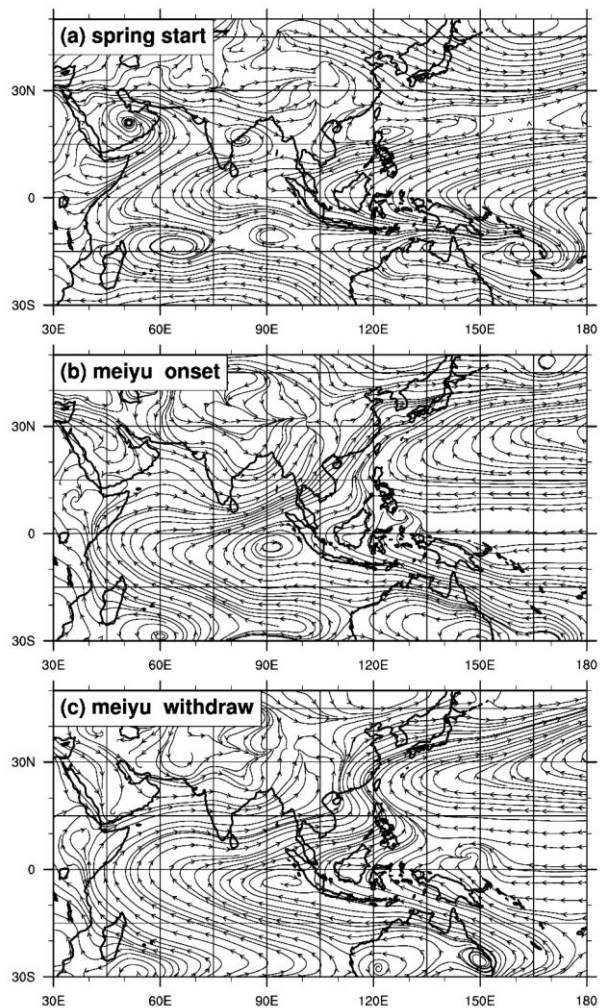


圖15. 1979-2003年春季、梅雨開始及結束當日的組合平均環境場。（a）為春雨開始日，（b）為梅雨肇始日，（c）為梅雨消退日，黑色線條及箭頭為850hPa流線場。

本研究將1979至2003年春季及梅雨起迄日期分析的結果製作表1，春雨開始的分佈日期較梅雨肇始

的日期較分散（春季、梅雨開始日的標準差分別是18.2與9.0）；春季降雨開始至梅雨肇始這段期間為春季的長度，而梅雨肇始到梅雨結束的日數為梅雨季長度（圖17）。統計春雨日數的頻率，顯示日數的頻率分佈很廣（圖18），短則一個多月（36至40日）也有長至將近3個月的（111至115日）。而梅雨日數則很集中於大約一個月（31至35日）的長度，最長至2個月，最短則是6至10天（圖19）。1979至2003年的春雨及梅雨長度年際變化如圖20所示，除了1982、2001、2003之外，春雨的日數都多於梅雨日數。

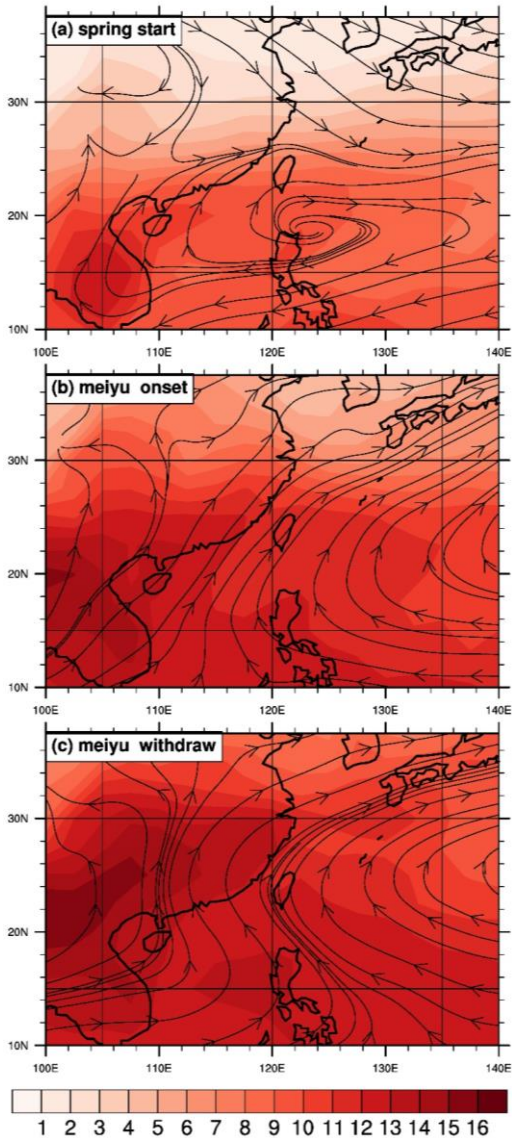


圖 16. 類似圖 15，但為臺灣地區。1979-2003 年春雨、梅雨開始及結束當日的組合平均環境場。(a) 為春雨開始日，短波槽在臺灣附近；(b) 為梅雨肇始日，西南氣流加上增加的水氣量有利臺灣地區降雨；(c) 為梅雨消退日，太平洋高壓脊指向臺灣，降雨受到抑制。黑色線條及箭頭為 850hPa 流線場，色塊為水氣場( Unit:  $10^{-3} \text{ kg/kg}$ )。

表 1. 1979-2003 春雨、梅雨季節起訖的統計

	平均	換算日期	標準差
春雨開始	56.92	2月26日	18.20
春雨日數	81.88	N/A	20.87
梅雨肇始	138.80	5月19日	8.95
梅雨日數	39.04	N/A	15.91
梅雨結束	176.84	6月26日	12.96

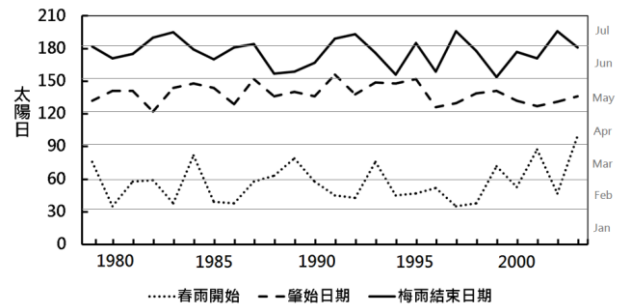


圖 17. 春雨、梅雨的開始與結束的年際變化。虛線為春雨開始日，段虛線為梅雨肇始日，實線為梅雨結束日。

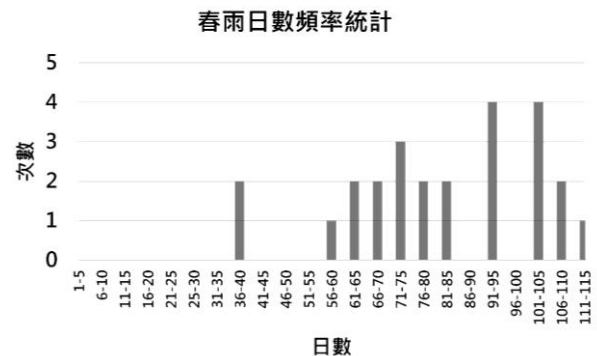


圖 18. 春雨日數分佈頻率統計

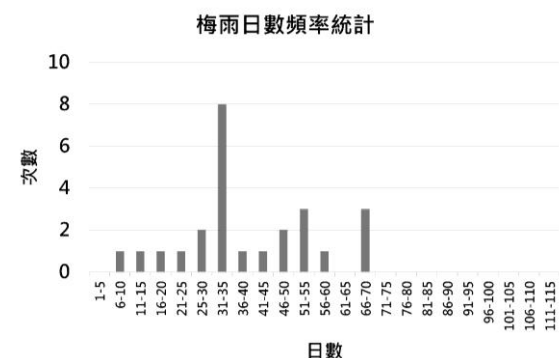


圖 19. 梅雨季日數分佈頻率統計。

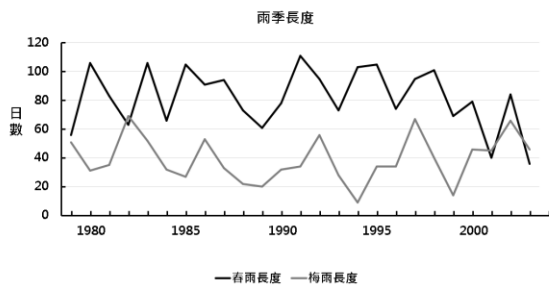


圖 20. 春雨季的長度與梅雨季的長度之年際變化。

## 五、結論

臺灣地區降水分為5個自然季節，分別為春雨、梅雨、颱風雨、秋雨、冬雨。本研究分析1979至2003年資料，以大尺度大氣環流及臺灣地區降水為依據，來區分春雨的開始、梅雨的開始及結束，並以梅雨的開始作為春雨季的結束日。以連續四天大於降雨門檻的第一天為春雨開始日，降雨門檻使用春季平均降雨的一半，得到平均的春雨開始日為2月26日，春雨開始日臺灣位於850hPa短波槽前；梅雨開始的判定，則使用30E-180E、30S-50N範圍的850hPa streamfunction PC1相位轉變及雨量增多日為梅雨肇始日，平均梅雨肇始日為5月19日，梅雨肇始日臺灣低層大氣有強烈的西南氣流帶來南方的水氣；因為太平洋副熱帶高壓的壟罩會抑制台灣降雨，因此當高壓脊通過22.5N-25N時，定義為梅雨結束日、將進入以颱風為主要影響的颱風季，平均的梅雨結束日、季風間歇日為6月26日。

## 六、參考文獻

- 王時鼎、徐晉淮、鄭俠、廖志翔 (1987): 臺灣春雨之性質生成及大範圍環境條件研究。科技部研究報告 1987-08 (1) 1-2, 台北。
- 王時鼎、鄭俠、趙友夔, 1984: 臺灣天氣變化之自然季節, *大氣科學*, **11** (1), 101-120。
- 林熹閔、郭鴻基 (1994): 年南台灣夏季午後對流之研究, *大氣科學*, **24** (3-4), 249-280。
- 洪致文 (2012): 臺灣降雨指數之製作及應用, *地理學報*, **67**: 73-96。
- 陳泰然、廖珮娟 (2011): 臺灣地區冬季鋒面系統之天氣特徵研究。 *大氣科學*, **39** (2): 147-1。
- 張雅惠、黃婉如 (2016): 2016 年臺灣梅雨季午後對流降雨分析, *大氣科學*, **44** (4), 289-304。
- 簡方菁、林勝峰 (2004): 冬季冷鋒個案之數值研究。

*大氣科學*, **32** (2): 141-160。

- Chou, C., L. -F. Huang, L. Tseng, J. -Y. Tu, and P. -. Tan, 2009: Annual cycle of rainfall in the western North Pacific and East Asian sector. *J. Climate*, **22**, 2073-2094.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J. Morcrette, B. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. Thépaut, and Vitart, F., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **137**: 553-597. doi:10.1002/qj.828
- Dong, W., Y. Jiang, and S. Yang, 2010: Response of the starting dates and the lengths of seasons in Mainland China to global warming. *Climatic Change*, **99** (81).
- Hung, C. -w. and H. H. Hsu, 2008: The First Transition of the Asian Summer Monsoon, Intraseasonal Oscillation, and Taiwan Mei-yu. *J. Climate*, **21**, 1552-1568, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1457.1>
- 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. Allen, Michael J., and Scott C. Sheridan (2016). Evaluating changes in season length, onset, and end dates across the United States (1948-2012). *Int. J. Climatol*, **36**: 1268-1277
- LinHo, and B. Wang, 2002: The Time-Space Structure of the Asian-Pacific Summer Monsoon: A Fast Annual Cycle View. *J. Climate*, **15**, 2001-2019, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2001:TTSSOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2001:TTSSOT>2.0.CO;2)
- Ramage, C.S., 1971: *Monsoon Meteorology*. Academic Press, New York.
- Wu, C. and Y. Kuo, 1999: Typhoons Affecting Taiwan: Current Understanding and Future Challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 67-80, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0067:TA TCUA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0067:TA TCUA>2.0.CO;2)

# **The start and the end of spring and Mei-yu season in Taiwan**

**Ho-Jiunn Lin, Chih-wen Hung**

**Department of Geography, National Taiwan Normal University**

## **Abstract**

Most of the past studies of season shift use temperature to indicate the boundaries of seasons, and they show the change of season is obvious due to global warming. On the other side, Water resource change is one of the most critical issues of disaster control of climate change. Therefore, it's important to understand the season shift of rainfall, too. In this study, we investigate the Taiwan rainfall data with the long period and annual cycle view. The result shows that winter rainfall season has the fewest rainfall in a year, spring rainfall gets richer precipitation, Mei-yu and typhoon season has the most much rain which is the two peaks in the Taiwan rainfall time series, and autumn is the transition season from typhoon season to winter season.

This study uses large-scale circulation and Taiwan rainfall data to find the objective method to define the beginning and stop dates. The beginning date of spring is defined as a 4-day continuity of a certain amount of rainfall. The long-term average of starting days of spring rainfall is February 26th. The average date of Mei-yu onset is May 19th which is defined as the changing sign of PC1 of EOF analysis on low-level stream function and sudden increase of Taiwan rainfall. The withdrawing dates of the Mei-yu season are set as a ridge line of sub-tropical high passing Taiwan during June to July. The average date of them is June 26th. The rainfall is suppressed at that period by the Pacific high.

Key word: Taiwan rainfall, seasonal rainfall shift, spring, Mei-yu.