

# 以河川乾旱指標評估台灣北部區域乾旱特性

## SDI for Regional Drought Characteristics of the Northern Taiwan

國立成功大學  
資源工程學系  
博士生

**葉振峰**

Chen-Feng Yeh

國立成功大學  
資源工程學系  
博士後研究員

**葉信富\***

Hsin-Fu Yeh

國立成功大學  
水科技研究中心  
助理研究員

**李哲璋**

Jhe-Wei Lee

國立成功大學  
資源工程學系  
教授

**李振誥**

Cheng-Haw Lee

### 摘 要

近年來全球受到氣候變遷影響使得降雨型態發生改變，造成降雨時空分佈不均且逐漸出現降雨兩極化的現象。台灣位於亞熱帶氣候區，屬乾濕季分明之地區，因此降雨兩極化的現象更加的明顯，而河川流量受到降雨量影響甚巨，使得河川流量於豐水期及枯水期流量的差異更加的擴大，造成水文型乾旱事件發生。因此，為了有效管理日益短缺之水資源，須針對河川流量之乾旱特性進行探討及評估。本研究以河川乾旱指數及馬可夫鏈分析台灣北部區域之乾旱特性，由分析結果顯示，2002 年為蘭陽溪流域及宜蘭河流域乾旱事件強度的轉折時間點，蘭陽溪流域於 2002 年後潮濕事件強度增大，宜蘭河流域則為乾旱事件強度有逐漸增強的趨勢。探討乾旱事件強度時，以 3 個月(11 月-1 月)和 6 個月(11 月-4 月)所分析之結果能顯現出明顯的乾旱事件特性。另外，利用馬可夫鏈法分析乾旱事件之發生機率結果可觀察出，蘭陽溪流域發生乾旱事件之機率較宜蘭河流域高，尤其極端事件發生之機率，蘭陽溪流域於枯水期(11 至 4 月)發生極端乾旱的機率為 20.6%，宜蘭河流域則為 3.4%。本研究結果顯示，分析乾旱及潮濕事件發生機率時，可由馬可夫鏈法以短時間之乾旱事件強度的發生頻率及機率的結果，預測長時間乾旱及潮濕事件強度之發生機率。

**關鍵詞：**河川乾旱指數，馬可夫鏈法，水文型乾旱，乾旱預測。

### ABSTRACT

The impact of global climate change in recent years has led to changes in rainfall patterns, resulting in uneven rainfall distribution and the birth of polarized rainfalls. Taiwan is a region located in a subtropical climate zone and one that is characterized by

\*通訊作者，國立成功大學資源工程學系博士後研究員，70101 台南市東區大學路一號，hfych@mail.ncku.edu.tw

distinct wet and dry seasons; such a characteristic has created a comparatively more severe polarized rainfall situation in which streamflow is drastically influenced by amount of rainfall. This has created considerable differences in streamflow between wet and dry seasons and instances of hydrological droughts are prevalent. Therefore, to effectively manage the increasingly scarce water resources, streamflow characteristics during dry seasons must be explored and assessed. In this study, streamflow characteristics of the Northern region of Taiwan were analyzed using the streamflow drought index (SDI) and the Markov chains, in which results showed that 2002 marked the turning point from which the severity of droughts increased in both the Lanyang River and Yilan River basins; in 2002, the severity of wet condition in the Lanyang River basin increased, whereas the severity of droughts in the Yilan River basin increased. When investigating droughts, the 3-month (Nov. to Jan.) and 6-month (Nov. to Apr.) analysis results may be used to show the drought characteristics. A drought probability analysis made using the Markov chains indicated that the probability of dry and wet conditions in the Lanyang River basin are all higher than that of the Yilan River basin. In particular, during dry seasons (from Nov. to Apr.), the likelihood of the Lanyang River basin to experience severe droughts is 20.6%, whereas that of the Yilan River basin is 3.4%. This study also found that the short-term probability, severity, and frequency of dry and wet conditions may be analyzed using the Markov chains, and that the said results can be used to predict the severity and probability of long-term dry and wet conditions.

**Keywords:** SDI, Markov chains, Hydrological drought, Drought prediction.

## 一、前言

氣候變遷為 21 世紀以來人類社會所面臨最大之威脅，由 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014) 的報告指出，根據過去 133 年的溫度觀測資料，全球的地表溫度平均上升 0.85°C，且有顯著的區域性差異。在過去的 62 年中溫度變化可觀察出，溫度抬昇之速度有顯著的增加，1951 至 2012 溫度上升之速率為每十年上升 0.12°C，而暖化的速度加速使得全球水循環變化更加的劇烈，使得全球平均降雨量、蒸發散量及地表逕流量出現上升之趨勢(IPCC, 2014)。全球暖化造成的影響並不會改變水文因子的平均值，但造成極端事件發生的機率及次數增加，在極端事件中，乾旱是發展時間最慢但持續時間最長的極端事件，且在所有的大氣災害中，屬於可預測的極端事件(Mishra and Singh, 2010)。

由於不同的水文氣象環境及社會經濟因素，對於乾旱的定義不盡相同，因此在評估乾旱特性時，需配合研究之目標選定合適之乾旱定義(Yevjevich, 1967)，以下為常用之乾旱定義：(1) 世界衛生組織定義乾旱為降雨的延伸性及持續性不足之現象(WMO, 1986)；(2) 聯合國乾旱及荒漠化防治公約定義指乾旱為自然發生之現象，當降雨量明顯低於正常紀錄值且造成水文環境不平衡，對土地資源及生產系統造成影響(UN Secretariat General, 1994)；(3) 聯合國糧食及農業組織將乾旱定義為一年內作物因土壤含水量不足而導致枯萎的百分比(FAO, 1983)。乾旱定義的不同主要取決於使用不同的水文及氣象變量進行評估，因此可依據探討之水文及氣象變量將乾旱種類進行分類。

一般而言，乾旱可依使用之水文和氣象變量及評估目標的不同區分為以下四種不同型態的

乾旱：(1)氣象型乾旱(meteorological drought)：指在一區域中，持續一段時間降雨量不足之現象；(2)水文型乾旱(hydrological drought)：指地表及地下的水資源不足以滿足供水管理系統所需之現象；(3)農業型乾旱(agricultural drought)：通常指一個時期中，土壤含水量衰退且隨之而來造成農作物欠收的現象；(4)社會經濟型乾旱(socio-economic drought)：指水資源系統因氣候、設備或人為操作等因素影響，水資源的供應發生問題，發生無水可用的現象，造成社會及經濟上的影響(Mishra and Singh, 2010)。為瞭解水文型乾旱發生之過程及影響程度，需明確分析發生時機、嚴重程度、時間跨距及空間分佈(Wilhite and Glantz, 1985; Wilhite, 2000; Panu and Sharma, 2002; Mishra and Singh, 2010; Al-Faraj *et al.*, 2014)，為探討上述之課題，眾多學者提出應用於不同領域的乾旱指標法，包括分析氣象型乾旱的指標法如：標準化降雨指標(Standardized Precipitation Index, SPI) (McKee *et al.*, 1993)及監測乾旱指標(Reconnaissance Drought Index, RDI) (Tsakiris and Vangelis, 2005)等。另外，分析水文型乾旱的指標法如：帕爾莫乾旱嚴重度指標(Palmer Drought Severity Index, PDSI) (Palmer, 1965)、地表水供應指標(Surface Water Supply Index, SWSI) (Shafer and Dezman, 1982)、河川流量乾旱指標(Streamflow Drought Index, SDI) (Nalbantis, 2008)及標準化水文指標(Standardized Hydrological Index, SHI) (Sharma and Panu, 2010)等。而分析農業型乾旱的指標法如：作物含水指標(Crop Moisture Index, CMI) (Palmer, 1968)及農業乾旱參考指標(Agricultural Reference Index for Drought, ARID) (Woli *et al.*, 2012)等。

在眾多乾旱指標法中，SDI為Nalbantis (2008)所提出之水文乾旱指標方法，以累積河川流量資料為基礎分析乾旱特性，此方法具計算簡單及分析過程效率高之優勢，已用於分析多個國家的乾旱特性如：美國(Madadgar *et al.*, 2013)、印度(Manikandan and Tamilmani, 2015)、伊朗(Tabari *et al.*, 2013; Al-Faraj *et al.*, 2014; Zamani *et al.*, 2015)、伊拉克(Al-Faraj *et al.*, 2014)及希臘

(Nalbantis, 2008; Nalbantis and Tsakiris, 2009; Tigkas *et al.*, 2012)等國家，因此本研究採用SDI方法分析台灣之區域乾旱特性。

台灣地區年平均降雨量約為2,500 mm，約為世界平均值的2.6倍，雖然台灣地區單位面積降雨量高，但因國土狹小且人口眾多，每個人每年所分配到的降雨量僅為全球平均值的1/7 (鍾侑達等人, 2009)，經ESI(Environment Sustainability Index)評比為全球146個國家中，排名第18位的缺水國家(Esty *et al.*, 2005)，且台灣地區的雨季時空分佈非常極端，降雨量主要集中在5-10月，再加上台灣山區坡度陡急，大量雨水隨著河川流入海中，無法有效的蓄積水資源。近年來由於氣候變遷影響，隨著溫度的升高，台灣地區出現多雨期間的雨量增加但少雨季節雨量減少的現象，造成乾季更乾濕季越濕的現象(許晃雄等人, 2011)，河川流量受此原因影響造成豐枯水期河川流量差異越加擴大，最終造成乾旱的發生。

由於台灣北部區域為台灣人口密集之地區，用水的需求大，但近年來因氣候變遷致氣候異常之衝擊，原本冬、春多雨的氣候，卻造成大缺水(經濟部水利署, 2009)，因此為降低氣候變遷對於用水所產生之影響，須對北部區域之水文資訊進行有效的瞭解及管理。Yeh *et al.* (2015)分析台灣北部地區河川流量趨勢結果發現，蘭陽溪流域於長時間年平均流量具有顯著下降之現象，因此本研究以SDI分析台灣北部地區，觀察其長時間乾旱事件分佈之情況，並以馬可夫鏈法計算乾旱事件發生之機率。

## 二、理論模式

### 2.1 河川乾旱指數(Streamflow Drought Index, SDI)

河川乾旱指數(Streamflow Drought Index, SDI)法為Nalbantis (2008)所提出評估乾旱事件強度的指標方法，利用不同時間長度之累積河川流量資料進行計算，探討不同時間長度下，乾旱事件強度的分佈及變化，進而瞭解研究區域乾旱事件的強度、頻率及發生週期。分析方式首先假設月平均河川流量資料( $Q_{ij}$ )為連續，並將 $Q_{ij}$ 依分析

時間長度  $k$  進行累加，可得到第  $i$  年分析時間長度為  $k$  之累積河川流量  $V_{i,k}$ ，如下所示：

$$V_{i,k} = \sum_{j=1}^{3k} Q_{ij} \quad i=1, 2, \dots, \quad j=1, 2, \dots, 12, \quad k=1, 2, 3, 4 \dots \dots \dots (1)$$

其中： $i$  為分析之年份； $j$  為分析之月份； $k$  為分析之時間長度； $V_{i,k}$  為分析時間長度  $k$  於第  $i$  年的累積河川流量。接著以累積河川流量  $V_{i,k}$  定義第  $i$  年時間長度為  $k$  之河川乾旱指標 SDI，如下所示：

$$SDI_{i,k} = \frac{V_{i,k} - \bar{V}_k}{s_k} \quad i=1, 2, \dots, \quad k=1, 2, 3, 4 \dots \dots \dots (2)$$

其中： $\bar{V}_k$  及  $s_k$  分別為長時間累積河川流量資料之平均值及標準差。

評估 SDI 值時，資料統計特性須滿足常態分佈或對數常態(log-normal)分佈，但小型集水區的河川流量資料分佈特性為偏態型機率分佈(skewed probability distribution)，分佈型態近似於 Gamma 分佈，因此以 SDI 分析河川流量資料時，須先進行統計分佈型態的轉換。本研究使用雙參數對數常態(two-parameter log-normal)分佈函數進行轉換，將河川流量資料取自然對數後，SDI 可被重新定義如下(Nalbantis, 2008)：

$$SDI_{i,k} = \frac{y_{i,k} - \bar{y}_k}{s_{y,k}} \quad i=1, 2, \dots, \quad k=1, 2, 3, 4 \dots \dots \dots (3)$$

$$y_{i,k} = \ln(V_{i,k}) \quad i=1, 2, \dots, \quad k=1, 2, 3, 4 \dots \dots \dots (4)$$

其中： $y_{i,k}$  為取自然對數後的累積河川流量； $\bar{y}_k$  為平均值； $s_{y,k}$  為標準差。

經計算出每年的 SDI 值後，將 SDI 值進行分類，可定義出不同乾旱強度事件的範圍。本研究主要參考 Al-Faraj *et al.* (2014)所提出乾旱事件強度的劃分範圍，做為本研究乾旱及潮濕事件強度的劃分依據，如表 1 所示。

## 2.2 馬可夫鏈(Markov Chains)評估法

馬可夫鏈(Isaacson and Madsen, 1976)常用於評估乾旱事件發生的機率、評估及預測乾旱

表 1 SDI 強度劃分標準

強度代號	事件強度	SDI 值範圍
3	極端潮濕	SDI ≥ 2.0
2	嚴重潮濕	1.5 ≤ SDI ≤ 2.0
1	中度潮濕	1.0 ≤ SDI ≤ 1.5
0	無潮濕且無乾旱	-1.0 ≤ SDI ≤ 1.0
-1	中度乾旱	-1.5 ≤ SDI ≤ -1.0
-2	嚴重乾旱	-2.0 ≤ SDI ≤ -1.5
-3	極端乾旱	SDI ≤ -2.0

資料來源：Al-Faraj *et al.*, 2014

事件強度發生的時間(Lohani and Loganathan, 1997; Lohani *et al.*, 1998; Ochola and Kerkides, 2003; Paulo and Pereira, 2007)。本研究採用此方法進行研究區域之乾旱事件強度在不同時間尺度之事件強度變化，以及預測各事件強度發生之機率。

首先，可由式(3)所計算之各年份的 SDI 值，依表 1 中各事件強度劃分標準，對應出各個年份之事件強度  $m$ 。由上述所求得之結果，可定義在分析時間長度為  $k$ ，發生強度為  $m$  的頻率  $F_{m,k}$ ，如下所示：

$$F_{m,k} = \frac{n_{m,k}}{N} \dots \dots \dots (5)$$

其中： $n_{m,k}$  為分析年份數為  $N$ ，時間長度為  $k$  時發生事件強度為  $m$  的次數。接著定義評估時間長度  $k$  事件強度為  $m$  的機率  $p_{m,k}$  為：

$$p_{m,k} = P(X_{i,k} = m) \quad m \in [3, 2, 1, 0, -1, -2, -3] \dots \dots (6)$$

其中： $P(\cdot)$  為分析時間長度  $k$  時發生事件強度為  $m$  的機率； $X_{i,k}$  為分析時間長度為  $k$  時，所對應之強度為  $m$  的事件。每個時間長度  $k$  對應其強度 ( $m = 3, 2, 1, 0, -1, -2, -3$ )發生機率  $p_{m,k}$  為  $7 \times 1$  矩陣。

上述公式為評估同一年中，事件強度的發生頻率與發生機率。但事件強度會因分析時間長度的不同而產生轉變，故接下來探討事件強度在分析時間長度改變時，其轉變的頻率與發生機率。時間長度由  $k$  轉變為  $k+1$  時，其對應的事件強度  $m$  轉換至  $m'$  的頻率  $F_{m,m',k}$  為：

$$F_{m,m',k} = \frac{n_{m,m',k}}{\sum_{m'} n_{m,m',k}} \dots\dots\dots(7)$$

其中： $n_{m,m',k}$  為時間長度由  $k$  至  $k+1$  時，強度事件  $m$  轉換至  $m'$  的次數。接著定義評估時間長度  $k$  至  $k+1$  時，事件強度  $m$  轉換  $m'$  的機率  $p_{m,m',k}$  為：

$$p_{m,m',k} = P(X_{i,k} + 1 = m' | X_{i,k} = m) \dots\dots\dots(8)$$

$$m = m' \in [3, 2, 1, 0, -1, -2, -3]$$

其中： $P(\cdot)$  為當時間長度  $k$  轉變為  $k+1$  時，事件強度為  $m$  轉換至  $m'$  的機率。每個時間長度  $k$  對應其強度轉換機率  $\mathbf{P}_k$  為  $7 \times 7$  矩陣。

$$\mathbf{p}_{k+1} = \mathbf{P}_k \cdot \mathbf{p}_k \dots\dots\dots(9)$$

因此由上述理論所述可知，馬可夫鏈法可進行以下的評估：(1)以現有之歷史資料，評估不同分析長度乾旱事件發生之頻率與機率；(2)觀察於不同分析時間長度時，事件強度轉換的頻率與機率；(3)利用較短之分析時間預測較長時間各事件強度發生之機率。本研究將以馬可夫鏈法評估研究區域乾旱及潮濕事件於不同分析時間長度發生之機率。

### 三、研究區域與資料特性

#### 3.1 研究區域

台灣北部區域所包含行政區為宜蘭縣、基隆市、新北市、台北市、桃園縣和新竹縣市，此區域地形包含平原、丘陵、台地、盆地和山區五種

地形種類，平原地形主要分布於西部之桃園沖積扇及新竹平原和東部之宜蘭三角洲；丘陵地形主要為基隆竹東丘陵；台地則為林口台地；盆地則為台北盆地；而山區部分主要為最北方之大屯山區及中央脊梁山脈區。此區由於具多種地形特性，因此其高度變化可由高度低於 100 公尺的平原區、低於 500 公尺的丘陵區到高度 1,000 公尺以上之山區。

此區域之主要河川為淡水河、蘭陽溪、鳳山溪及頭前溪，河流域面積分別為 2,726 平方公里、978 平方公里、250.1 平方公里及 565.9 平方公里，整體河川流量歷年平均約為 151 億立方公尺，相較於中區、南區和東區較低。由歷年資料可看出，北部區域於枯水期和豐水期河川流量有所差異，枯水期(11 月至 4 月)河川總量約為 56.2 億立方公尺而豐水期(5 月至 10 月)為 94.8 億立方公尺(經濟部水利署，2013)。

北部地區夏季降雨主要來自颱風，而冬季降雨主要為東北季風，屬一年四季皆有降雨之區域且降雨長度亦是台灣較長之地區，如宜蘭一年降雨天數可達 350 天，北部區域平均年雨量為 2,937 毫米，相較於中部、南部和東部地區雨量來的高。由歷年資料可看出，北部區域於豐枯水期降雨量分佈有所差異，豐水期(5 月至 10 月)降雨量約為 1,860 毫米，占全年降雨量的 63.3%而枯水期(11 月至 4 月)降雨量約為 1,077 毫米，占全年降雨量 36.7%。圖 1 為北部區域河川流量與降雨

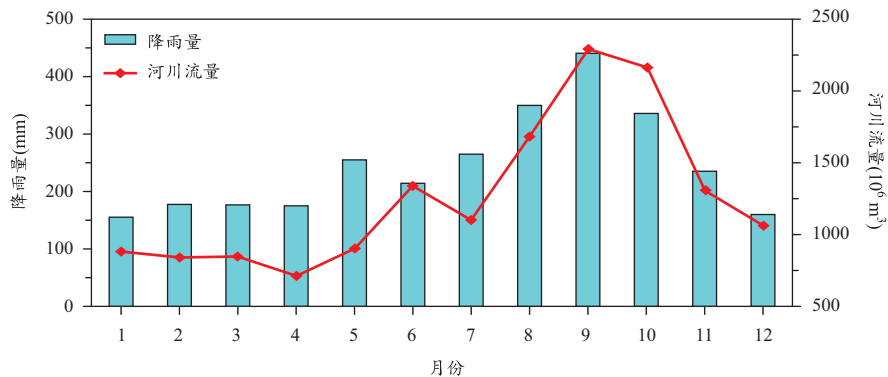


圖 1 北部區域河川流量與降雨量分佈圖(1949-2013)

表 2 北部區域河川流量站資訊

流域	站名	流域面積(km <sup>2</sup> )	TMX	TMY	使用資料區間	資料年數
蘭陽溪	牛門(1)	446.7	306388.4	2726321	1979-2013	35
	家源橋	273.5	298984.7	2719362	1974-2012	39
	西門橋	101.4	324454.8	2739377	1984-2013	30
淡水河	玉峰	335.3	279345.5	2727961.8	1957-2002	46
	稜角	107.8	288011.1	2730327	1957-2002	46
	福山	160.4	298991.3	2742949.3	1953-2012	60
	秀巒	115.9	278064.9	2723555.8	1957-2002	46
	高義	542.0	286029.3	2734394.2	1957-2002	46
	橫溪	52.9	289452.4	2758619.3	1958-2012	55
鳳山溪	新埔(2)	208.1	255810.3	2746676	1970-2012	43
頭前溪	內灣	139.1	267503.3	2733084	1971-2012	42
	上坪	221.7	260738.5	2729330	1971-2012	42

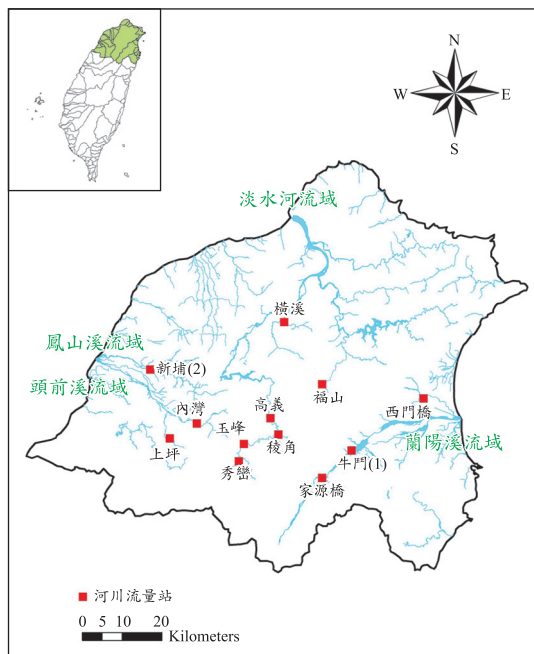
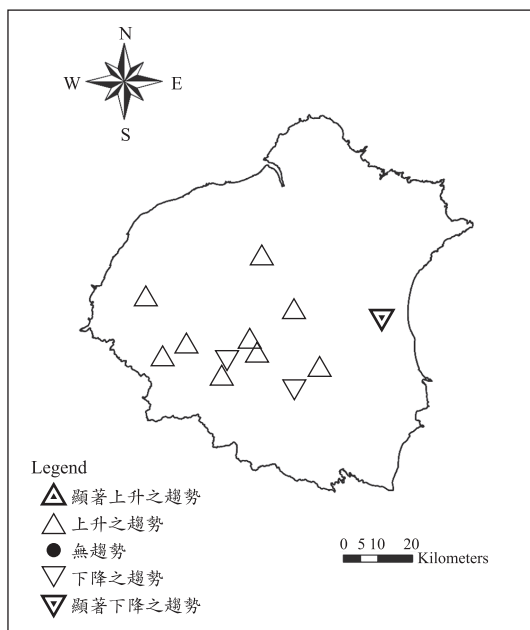


圖 2 北部區域河川流量站空間位置圖



資料來源：Yeh *et al.*, 2015

圖 3 北部區域趨勢檢定空間分佈圖

量各個月分佈圖，由圖中可看出，河川流量與降雨量在各月份分佈趨勢相似，當降雨較多之月份，其河川流量亦隨之抬升(經濟部水利署，2013)。

### 3.2 河川流量趨勢特性

Yeh *et al.* (2015)以 Mann-Kendall 檢定法分

析北部區域 12 個不受人工水利設施影響且紀錄河川流量資料長度達 30 年以上之河川流量站，探討北部區域河川流量趨勢特性，表 2 及圖 2 分別為河川流量站資訊及測站空間位置分佈。結果顯示僅蘭陽溪流域之西門橋站具有顯著下降之趨勢，其檢定值為-3.51，各流量站趨勢空間分佈如圖 3 所示。該研究利用 Theil-Sen 推估法計算

表 3 北部區域各項趨勢檢定、趨勢斜率及改變量之結果

流域	站名	使用資料區間	趨勢檢定結果	趨勢斜率	改變量(CMS/year)
蘭陽溪	牛鬥(1)	1979-2010	0.89	0.158	30.3%
	家源橋	1974-2012	-0.73	-0.049	-9.8%
	西門橋	1983-2012	-3.51*	-0.294	-85.7%
淡水河	玉峰	1957-2002	-0.04	-0.004	-1.0%
	稜角	1957-2002	0.83	0.002	1.3%
	福山	1953-2012	1.89	0.063	16.7%
	秀巒	1957-2002	0.55	0.014	10.7%
	高義	1957-2002	0.15	0.010	1.5%
	橫溪	1958-2012	1.02	0.010	11.2%
鳳山溪	新埔(2)	1970-2012	0.57	0.026	11.4%
頭前溪	內灣	1971-2012	0.93	0.047	19.9%
	上坪	1971-2012	1.28	0.009	28.6%

\*表示檢定結果具有顯著趨勢，正號表示顯著上升趨勢；負號表示顯著下降趨勢。

資料來源：Yeh *et al.*, 2015

表 4 北部區域各流量站改變點分析結果

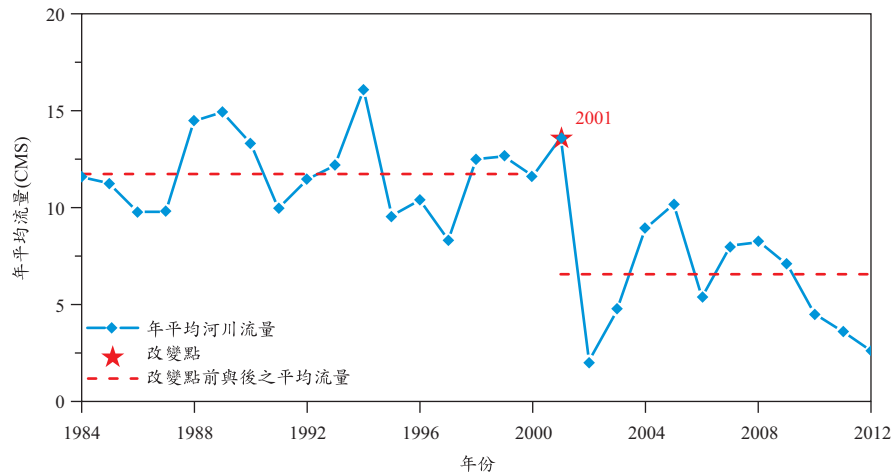
流域	站名	改變點 (年)	$Q/\sqrt{n}$ (cumulative deviations)	$p$ (Mann-Whiney-Pettitt)	年平均流量 (CMS)		改變點前與後 變化量
					改變點前	改變點後	
蘭陽溪	牛鬥(1)	-	1.0045	0.8640	-	-	-
	家源橋	-	0.5633	0.5493	-	-	-
	西門橋	2001	<b>2.0586</b>	<b>0.9997</b>	11.8	6.6	-44.1%
淡水河	玉峰	-	0.4505	0.3269	-	-	-
	稜角	-	0.7575	0.7285	-	-	-
	福山	-	0.8910	1.0634	-	-	-
	秀巒	-	0.5859	0.4132	-	-	-
	高義	-	0.4496	0.3401	-	-	-
	橫溪	-	0.8304	0.8108	-	-	-
鳳山溪	新埔(2)	-	0.6779	0.5634	-	-	-
頭前溪	內灣	-	1.0632	0.6614	-	-	-
	上坪	-	0.8907	0.7480	-	-	-

註：粗體表示統計行為上顯著變異處。

資料來源：Yeh *et al.*, 2015

結果顯示，淡水河及鳳山溪流域其改變量相較於蘭陽溪及頭前溪流域小，改變量皆小於17%。蘭陽溪流域中3流量站中，牛鬥(1)和西門橋站改變量遠大於家源橋站，牛鬥(1)改變量上升幅度達30.3%；西門橋站改變量下降幅度為85.7%。頭前溪流域中，內灣流量站上升幅度達19.9%，而上坪流量站上升幅度為28.6%，如表

3所示。表4為北部區域改變點分析結果，由分析結果顯示，研究區域12個流量站中，僅西門橋站檢定出改變點的存在。西門橋站改變點位於2001年，其改變點前與後年平均流量分別為11.75 CMS和6.57 CMS，年平均流量於2001年後呈現下降之趨勢，減少幅度達44.09%，如圖4所示。



資料來源：Yeh et al., 2015

圖 4 北部區域西門橋站改變點分析結果

本研究選取具有顯著趨勢存在之蘭陽溪流域做為本研究分析乾旱特性的河川流量站，分別為蘭陽溪主流之牛鬥(1)站及下游支流宜蘭河的西門橋站做為本研究探討乾旱及潮濕事件之河川流量站。

## 四、結果與討論

### 4.1 河川乾旱指數(SDI)分析結果

本研究以蘭陽溪主流上游的牛鬥(1)站及下游支流宜蘭河的西門站進行 SDI 分析，以瞭解蘭陽溪流域乾旱特性及發生頻率。由於 SDI 在計算過程中，分析之數列須滿足常態或對數常態分佈，但河川流量資料並非為常態分佈，因此須將河川流量資料進行統計分佈型態轉換。眾多國外文獻進行河川流量水文統計分析時，將河川流量資料之分佈特性轉換為對數常態分佈後再進行後續之計算(Chen et al., 2006; McMahan et al., 2007; Nalbantis, 2008; Yang, 2010)，故本研究將河川流量資料取自然對數，使其滿足對數常態分佈，接著以 SDI 法進行計算，以求得蘭陽溪及宜蘭河乾旱事件強度。

圖 5 及 6 分別為蘭陽溪及宜蘭河 3 個月(11 月至 1 月)和 6 個月(11 月至 4 月)之 SDI 分析結果。由圖中可觀察出，兩流域的乾旱事件特性相

異，蘭陽溪於 2002 年之前為乾旱事件強度較大之時間區段且具有連續發生的特性。1992-1995 和 2001-2003 年為連續發生極度乾旱事件之時期，而 1998-2000 年發生極度潮濕事件，但 2002 年之後乾旱事件強度為趨緩。宜蘭河亦於 2002 年為轉折點，2002 年之前事件強度為中度潮濕，但 2002 和 2003 年發生極度乾旱事件，而 2002 年後潮濕事件強度變低，反而乾旱事件強度有逐漸增加的趨勢。因此由近 10 年分析結果可發現，蘭陽溪乾旱事件強度有逐漸降低的現象，但宜蘭河乾旱事件強度反而逐漸上升。

本研究除了探討枯水期(11 月至 1 月和 11 月至 4 月)乾旱事件強度分析，另外討論涵蓋豐水期及枯水期之 SDI 分析結果。圖 7 及 8 分別為蘭陽溪及宜蘭河 9 個月(11 月至 7 月)和 12 個月(11 月至 10 月)不同時間尺度之 SDI 分析結果，由圖中可觀察出，僅宜蘭河分析結果具有乾旱事件且集中在 2010 年之後。蘭陽溪及宜蘭河以 12 個月(11 月至 10 月)時間長度分析之結果顯示，2002 年具有轉折點，宜蘭河在 2002 年之後潮濕事件強度下降，乾旱事件強度逐漸上升，但蘭陽溪在 1984-2001 年潮濕事件強度大部分為中度潮濕至非常潮濕，僅 1989、1990、1999 和 2000 年為極端潮濕事件，但 2002 年後頻繁出現極端潮濕事



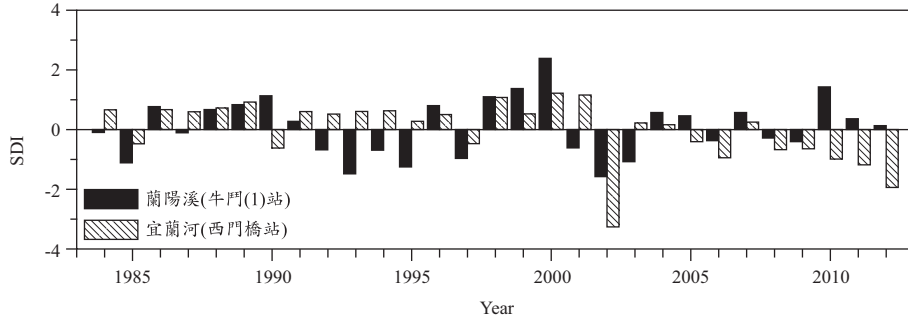


圖 5 宜蘭河及蘭陽溪 11 月至 1 月 SDI 分析結果

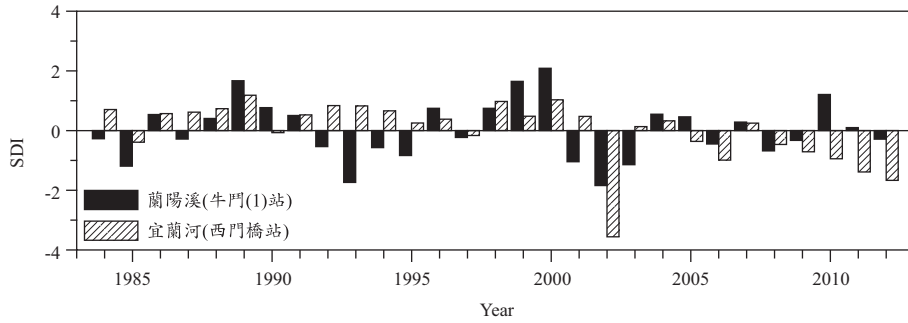


圖 6 宜蘭河及蘭陽溪 11 月至 4 月 SDI 分析結果

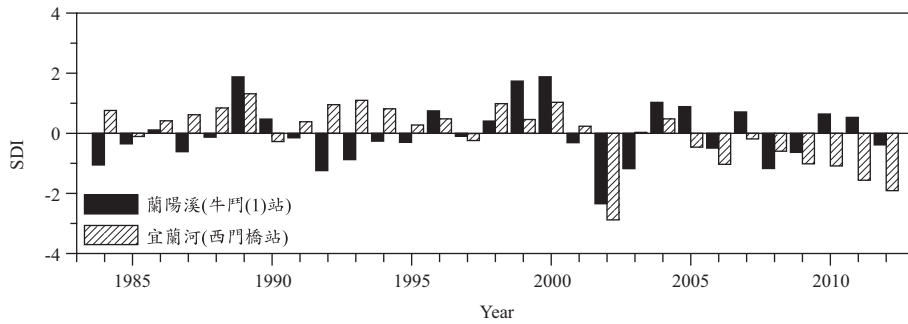


圖 7 宜蘭河及蘭陽溪 11 月至 7 月 SDI 分析結果

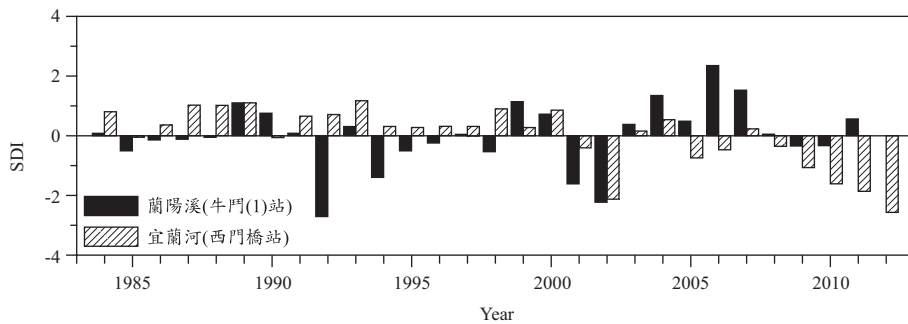


圖 8 宜蘭河及蘭陽溪 11 月至 10 月 SDI 分析結果

件，其中 2003-2012 年間，2004、2006 及 2007 年分析結果為極端潮濕事件。

本研究以 11 月做為分析時間之起始月份，此月份為台灣北部地區豐水期(5 月至 10 月)與枯水期(11 月至 10 月)的分界(經濟部水利署, 2013)。由本研究分析結果可知，3 個月(11 月至 1 月)和 6 個月(11 月至 4 月)兩分析時間長度位於枯水期，故所分析之結果能顯現出明顯的乾旱事件特性。由分析結果中可觀察出，2002 年對於蘭陽溪及宜蘭河皆為轉折點，由過去氣象資料可知，2002 年北部區域降雨量偏少，造成河川流量亦同時減少且 4、5 月份的梅雨季並無有效降雨適時補充至河川裡，因此造成北部地區於 2002 年發生乾旱(張東炯, 2004)。

#### 4.2 馬可夫鏈(Markov Chains)評估乾旱事件之強度轉換及發生機率

本研究以馬可夫鏈評估乾旱事件強度於不同時間長度中發生之變化，表 5 及 6 分別為宜蘭河及蘭陽溪乾旱事件強度變化之情形，表中之值表示上一個時間長度至下一個時間長度事件強度變換之頻率。由表 5 及 6 與圖 5 至 8 可觀察出，乾旱事件強度隨著分析時間長度的增加而逐漸下降，分析長度為 12 月份(11 月至 10 月)時，乾旱強度僅宜蘭河有中度乾旱事件出現。由潮濕事件強度結果瞭解，蘭陽溪及宜蘭河潮濕事件強度隨著時間長度增加有逐漸上升之趨勢，且潮濕事件強度大於中度潮濕。由上述結果可知，隨著分析時間長度增加，乾旱事件強度降低，時間長度

表 5 宜蘭河流域乾旱事件強度於不同分析時間長度的變換頻率

11 月至 4 月的 事件強度	11 月至 1 月的事件強度						
	3	2	1	0	-1	-2	-3
3	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.00	1.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00
1	0.25	0.00	0.67	0.20	0.00	0.00	0.00
0	0.00	0.00	0.00	0.80	1.00	0.00	0.00
-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.50
-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
11 月至 7 月的 事件強度	11 月至 4 月的事件強度						
	3	2	1	0	-1	-2	-3
3	1.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1	0.00	0.25	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	1.00	0.00
-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
11 月至 10 月的 事件強度	11 月至 7 月的事件強度						
	3	2	1	0	-1	-2	-3
3	0.40	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	0.60	0.25	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00
1	0.00	0.25	0.57	0.45	0.00	0.00	0.00
0	0.00	0.00	0.14	0.55	0.00	0.00	1.00
-1	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00
-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

表 6 蘭陽溪流域乾旱及潮濕事件強度在不同時間區間轉換之結果

11月至4月的 事件強度	11月至1月的事件強度						
	3	2	1	0	-1	-2	-3
3	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
2	0.29	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1	0.00	0.50	0.67	0.25	0.00	0.00	0.00
0	0.00	0.00	0.33	0.75	1.00	0.00	0.20
-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27
-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00
-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47
11月至7月的 事件強度	11月至4月的事件強度						
	3	2	1	0	-1	-2	-3
3	0.83	0.00	0.25	0.22	0.00	0.00	0.00
2	0.17	0.67	0.00	0.11	0.25	0.00	0.00
1	0.00	0.33	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
0	0.00	0.00	0.50	0.67	0.50	1.00	0.86
-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00
-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
11月至10月的 事件強度	11月至7月的事件強度						
	3	2	1	0	-1	-2	-3
3	0.63	0.20	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
2	0.25	0.20	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00
1	0.13	0.40	1.00	0.41	0.00	0.00	0.00
0	0.00	0.20	0.00	0.18	1.00	0.00	1.00
-1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

表 7 蘭陽溪及宜蘭河流域預測乾旱及潮濕強度發生之機率

事件 強度	宜蘭河				蘭陽溪			
	11-1月	11-4月	11-7月	11-10月	11-1月	11-4月	11-7月	11-10月
3	13.8%	10.3%	17.2%	13.8%	20.6%	17.6%	23.5%	20.6%
2	24.1%	27.6%	13.8%	20.7%	5.9%	8.8%	14.7%	26.5%
1	10.3%	17.2%	24.1%	34.5%	8.8%	11.8%	5.9%	35.3%
0	34.5%	34.5%	41.4%	27.6%	11.8%	26.5%	50.0%	17.6%
-1	6.9%	0.0%	1.7%	3.4%	5.9%	11.8%	2.9%	0.0%
-2	3.4%	6.9%	0.0%	0.0%	2.9%	2.9%	0.0%	0.0%
-3	6.9%	3.4%	1.7%	0.0%	44.1%	20.6%	2.9%	0.0%

達 12 個月時無觀察出乾旱事件強度出現，而潮濕事件強度在各個分析時間長度皆可看出其強度，但其強度隨著分析時間長度增加而降低，因此欲觀察乾旱事件強度可選擇 3 個月或 6 個月進

行分析。

經由上述不同分析時間長度事件強度轉換之頻率結合式(9)進行計算，可求得各強度於不同時間發生之機率。表 7 為宜蘭河及蘭陽溪流

域乾旱事件強度於不同分析時間長度發生之機率。乾旱事件強度方面，宜蘭河發生乾旱事件的機率低，4 個時間長度中發生乾旱事件的機率皆低於 10%，且隨著分析時間長度增加，乾旱事件發生的機率及強度亦降低，於分析時間長度為 12 個月(11 月至 10 月)時，乾旱事件強度僅中度乾旱存在發生的機率為 3.4%。蘭陽溪流域發生乾旱事件的機率較宜蘭河流域高，分析時間越短乾旱事件發生的機率越高，尤其分析時間長度為 3 個月(11 月至 1 月)和 6 個月(11 月至 4 月)時，發生極端乾旱的機率高達 44.1%及 20.6%，但隨著分析時間長度增加，乾旱事件發生的機率亦變小。

潮濕事件機率結果顯示，宜蘭河流域發生極端潮濕事件機率較小，發生機率為 10%~20%之間；非常潮濕事件除了分析時間長度 9 個月(11 月至 10 月)為 13.8%以外，其餘發生機率介於 20.0%~30.0%之間；中度潮濕事件發生機率變動較大，但可以看出隨著分析時間增加，其中度潮濕事件發生的機率變大，於分析時間長度為 12 個月(11 月至 10 月)時，中度潮濕事件發生之機率達 34.5%。蘭陽溪流域潮濕事件機率結果可瞭解，極端潮濕事件所發生之機率較宜蘭河高，除了分析長度 6 個月(11 月至 4 月)為 17.6%，其餘時間長度發生極端潮濕事件機率為 20.0%~25.0%；非常潮濕及中度潮濕事件其發生機率隨著分析時間長度增加發生機率變大，於分析時間長度為 12 個月(11 月至 10 月)時，兩者事件發生之機率分別為 26.5%和 35.3%。

由上述乾旱事件機率分析結果可知，乾旱事件發生之機率蘭陽溪較宜蘭河流域高，尤其極端乾旱事件，蘭陽溪流域於枯水期(11 月至 1 月及 11 月至 4 月)發生極端乾旱的機率分別為 44.1%和 20.6%。潮濕事件機率由分析時間長度 12 個月(11 月至 10 月)結果顯示，蘭陽溪流域發生潮濕強度事件的機率皆較宜蘭河流域高，尤其在極端潮濕事件，蘭陽溪流域發生機率為 20.6%，宜蘭河流域僅 13.8%。分析乾旱及潮濕事件發生機率時，可藉由馬可夫鏈求得事件強度於不同分析時間長度時之頻率轉換，再藉由式(9)進行事件發生

機率之計算，可由短時間資料分析下一分析時間之事件發生機率，可用於預測短時間發生乾旱或潮濕事件的發生機率。

由上述 SDI 分析結果可觀察出蘭陽溪及宜蘭河集水區長時間乾旱事件變化之週期及強度的變化，並以 SDI 結果為基礎利用馬可夫鏈進行計算，可預測未來乾旱事件強度之發生機率。在進行水資源分配及評估時，可利用上述之研究成果，進行區域性水資源的調配。

## 五、結 論

本研究以 SDI 分析台灣北部區域宜蘭河及蘭陽溪乾旱及潮濕事件強度，並以馬可夫鏈分析 SDI 值於不同分析時間長度強度變化之頻率，最後進行強度事件發生機率之預測。研究結果顯示，2002 年為蘭陽溪及宜蘭河乾旱及潮濕事件強度的轉折時間點，由過去氣象資料可知，2002 年北部區域降雨量偏少，造成河川流量亦同時減少且 4、5 月份的梅雨季並無有效降雨適時補充至河川裡，因此造成北部地區於 2002 年發生乾旱。探討乾旱事件強度時，以時間長度為 3 個月(11 月至 1 月)和 6 個月(11 月至 4 月)為分析時間時，可觀察出明顯的乾旱分佈之情形，本研究在分析 SDI 時，以 11 月做為分析時間之起始月份，此月份是北台灣地區豐水期(5 月至 10 月)與枯水期(11 月至 10 月)的分界點，因此由本研究 SDI 分析結果顯示，3 個月(11 月至 1 月)和 6 個月(11 月至 4 月)能得到顯著的乾旱特性。

由乾旱及潮濕事件發生機率分析結果可知，乾旱事件發生之機率蘭陽溪較宜蘭河高，尤其極端事件發生之機率，蘭陽溪於枯水期(11 月至 4 月)發生極端乾旱的機率為 20.6%，宜蘭河則為 3.4%。分析時間為長度 12 個月(11 月至 10 月)時潮濕事件發生機率結果顯示，蘭陽溪發生潮濕強度事件的機率皆較宜蘭河高，尤其在極端潮濕事件，蘭陽溪發生極端潮濕機率為 20.6%，宜蘭河則為 13.8%。本研究結果顯示，分析乾旱及潮濕事件發生機率時，可由馬可夫鏈法以短時間之乾旱事件強度的發生頻率及機率的結果，預測長時間乾旱及潮濕事件強度之發生機率。

## 參考文獻

1. Al-Faraj, F.A.M., Scholz, M., and Tigkas, D., "Sensitivity of surface runoff to drought and climate change: application for shared river basins," *Water*, Vol. 6, pp. 3033-3048, 2014.
2. Chen, Y.D., Huang, G., Shao, Q., and Xu, C.Y., "Regional analysis of low flow using L-moments for Dongjiang basin, South China," *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 51, pp. 1051-1064, 2006.
3. Esty, D. *et al.*, *Environmental sustainability index: benchmarking national environmental stewardship*. Yale Center for Environmental Law & Policy, New Haven, 2005.
4. Food and Agriculture Organization, Guidelines: Land evaluation for Rainfed Agriculture. FAO Soils Bulletin 52, Rome, 1983.
5. IPCC, Climate Change 2014: Synthesis Report. Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2015.
6. Isaacson, D.L., and Madsen, R., "Markov chains: Theory and applications," JohnWiley, New York, pp. 267, 1976.
7. Lohani, V.K., and Loganathan, G.V., "An early warning system for drought anagement using the Palmer drought index," *Journal of the American Water Resources Association*, Vol. 33, No. 6, pp. 1375-1386, 1997.
8. Lohani, V.K., Loganathan, G.V., and Mostaghimi, S., "Long-term analysis and short-term forecasting of dry spells by the Palmer drought severity index," *Nordic Hydrology*, Vol. 29, No. 1, pp. 21-40, 1998.
9. Madadgar, S. *et al.*, "Drought Analysis under Climate Change Using Copula," *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 18, pp. 746-759, 2013.
10. Manikandan, M., and Tamilmani, D., "Assessing hydrological drought characteritics: a case study in a sub basin of Tamil Nadu, India," *Agricultural Engineering*, Vol. 1, pp. 71-83, 2015.
11. McKee, T.B., Doeskin, N.J., and Kleist, J., "The relationship of drought frequency and duration to time scales," *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA, January 17-23, American Meteorological Society Boston MA, pp. 179-184, 1993.
12. McMahon, T.A., Vogel, R.M., Peel, M.C., and Pegram, G.G.S., "Global streamflows - Part 1. Characteristics of annual streamflows." *Journal of Hydrology*, Vol. 347, No. 3-4, pp.243-259, 2007.
13. Mishra, A.K., and Singh, V.P., "A review of drought concepts," *Journal of Hydrology*, Vol. 391, pp. 202-216, 2010.
14. Nalbantis, I., "Evaluation of a Hydrological Drought Index," *European Water*, Vol. 23/24, pp. 67-77, 2008.
15. Nalbantis, I., and Tsakiris, G., "Assessment of hydrological drought revisited," *Water Resources Management*, Vol. 23, pp. 881-897, 2009.
16. Ochola, W.O., and Kerkides, P., "A Markov chain simulation model for predicting critical wet and dry spells in Kenya: Analysing rainfall events in the Kano plains," *Irrigation and Drainage*, Vol. 52, No. 4, pp. 327-342, 2003.
17. Palmer, W.C., "Meteorological Drought." U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, Research Paper, No. 45, pp. 58, 1965.
18. Palmer, W.C., "Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: the new Crop Moisture Index," *Weatherwise*, Vol. 21, pp. 156-161, 1968.
19. Panu, U.S., and Sharma, T.C., "Challenges in drought research: some perspectives and future directions," *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 47, pp. S19-S30, 2002.
20. Paulo, A.A., and Pereira, L.S., "Prediction of SPI Drought Class Transitions Using Markov Chains," *Water Resources Management*, Vol. 21, pp. 1813-1827, 2007.

21. Shafer, B.A., and Dezman, L.E., "Development of a surface water supply index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas," In: Proceedings of the Western Snow Conference. Colorado State University, Fort Collins, Colorado, pp. 164-175, 1982.
22. Sharma, T.C., and Panu, U.S., "Analytical procedures for weekly hydrological droughts: a case of Canadian rivers," *Hydrology Sciences Journal*, Vol. 55, No. 1, pp. 79-92, 2010.
23. Tabari, H., Nikbakht, J., and Talaei, P.H., "Hydrological Drought Assessment in North-western Iran Based on Streamflow Drought Index (SDI)," *Water Resources Management*, Vol. 27, pp. 137-151, 2013.
24. Tigkas, D., Vangelis, H., and Tsakiris, G., "Drought and climatic change impact on streamflow in small watersheds," *Science of the Total Environment*, Vol. 440, pp. 33-41, 2012.
25. Tsakiris, G., and Vangelis, H., "Establishing a Drought Index Incorporating Evapotranspiration," *European Water*, Vol. 9/10, pp. 3-11, 2005.
26. UN Secretariat General, "United Nations Convention to Combat Drought and Desertification in Countries Experiencing Serious Droughts and/or Desertification, Particularly in Africa," Paris, 1994.
27. Wilhite D.A., ed., *Drought: A Global Assessment*. Routledge Hazards and Disasters Series, Vol. I & II. London: Routledge, 2000.
28. Wilhite, D.A., and Glantz, M.H., "Understanding the drought phenomenon: the role of definitions," *Water Int*, Vol. 10, pp. 111-120, 1985.
29. Woli, P., Jones, J.W., Ingram, K.T., and Fraise, C.W., "Agricultural reference index for drought (ARID)," *Agronomy Journal*, Vol. 104, pp. 287-300, 2012.
30. World Meteorological Organization (WMO), Report on Drought and Countries Affected by Drought During 1974-1985, WMO, Geneva, pp. 118, 1986.
31. Yang, W., Drought analysis under climate change by application of drought indices and copulas, Master Thesis, Civil and Environmental Engineering, Portland State University, 2010.
32. Yeh, C.F., Wang, J., Yeh, H.F., and Lee C.H., "Spatial and Temporal Streamflow Trends in Northern Taiwan," *Water*, Vol. 7, pp. 634-651, 2015.
33. Yevjevich, V., "An Objective Approach to Definitions and Investigations of Continental Hydrologic Drought," *Hydrology Paper*, No. 23, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 1967.
34. Zamani, R., Tabari, H., and Willems, P., "Extreme streamflow drought in the Karkheh river basin (Iran): probabilistic and regional analyses," *Natural Hazards*, Vol. 76, No. 1, pp. 327-346, 2015.
35. 許晃雄、陳正達、盧孟明、陳永明、周佳、吳宜昭：台灣氣候變遷科學報告，國家災害防救科技中心，2011。
36. 張東炯：「探討台灣缺水問題及解決對策-以2002年為探討年」，*高苑學報*，第10卷，pp. 17，2004。
37. 經濟部水利署：台灣北部區域水資源經理基本計畫，2009。
38. 經濟部水利署：水文年報，2013。
39. 鍾侑達、郭峻菖、陳昶憲：「台灣區域降雨之趨勢」，*農業工程學報*，第55卷第4期，pp. 1-18，2009。

收稿日期：民國 104 年 5 月 5 日  
 修正日期：民國 104 年 8 月 17 日  
 接受日期：民國 104 年 9 月 18 日