



國立臺灣大學

生物資源暨農學院生物環境系統工程學系

碩士論文

Graduate Institute of Bioenvironmental Systems Engineering

College of Bioresources and Agriculture

National Taiwan University

Master Thesis

地表熱通量與水氣通量模擬研究

Estimating ground heat flux and latent heat flux

邱丞駿

Cheng-Jiun Chiu

指導教授：謝正義 博士

Advisor: Cheng-I Hsieh, Ph.D

中華民國 106年 8月

August, 2017

國立臺灣大學（碩）博士學位論文  
口試委員會審定書

中文題目：地表熱通量與水氣通量模擬研究

英文題目：Estimating ground heat flux and latent heat flux

本論文係邱丞駿君（學號 R02622029）在國立臺灣大學生物環境系統工程研究所完成之碩士學位論文，於民國 106 年 6 月 1 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

謝正義

（簽名）

朱佳仁（指導教授）

陳奕穎

系主任、所長

林益全

（簽名）

## 致謝

本論文得以完成，首先要感謝指導教授謝正義老師的悉心指導，感謝老師在我研究所期間於論文指導上所花費的心力與時間。老師總是在研究的路上給予我方向並以專業的知識教導著我，於研究生涯使我受益良多，在此對謝老師表示最大的敬意與謝意。另外要感謝口試委員朱佳仁教授、陳奕穎老師於口試時的悉心指正與寶貴意見，才能使本論文更臻嚴謹、完善。

接著要感謝研究室的大家，陳政崴、呂俊德、李映辰，感謝政崴在 meeting 時總能從不同的觀點提出建議，感謝俊德可以討論研究上遇到的總總問題，感謝映辰在非參數化法的推導上給予了莫大的幫助。

再來要謝謝我的大學朋友們、室友先生以及黃毛刺郎陪伴著我的碩士生涯。感謝魔術社的大家，在研究期間有魔術社可以幫忙舒緩壓力真是再幸運不過了。還要感謝袁皓屏、袁皓亭、嘉蘭阿姨還有犬拓，在碩士生涯期間所給予的種種照顧。

最後要感謝我的家人們，包容著我做的各種決定，並給予各方面支持，讓我得以在碩士班生涯有個完美的結果。

## 摘要

本論文研究地表熱通量與水氣通量的預估方法，分成兩章。第一章為利用淨輻射模擬地表熱通量之研究。地表熱通量在地表能量平衡中扮演著重要的一環，本章的目的為研究利用淨輻射及 Objective hysteresis model (OHM) 模擬地表熱通量的可行性，並與線性迴歸法做比較。本篇研究所使用的數據包含：住宅區屋頂-台中縣清水鎮、校園草地-台灣大學大氣系觀測坪、農業區草地-愛爾蘭 Dripsey 以及農業區沼澤溼地-愛爾蘭 Glencar 等四個地方，藉由儀器量測或是利用能量閉合來獲得地表熱通量。

本研究選取各實驗地的晴朗及乾燥天，利用二元線性迴歸得到實驗期間內各月份的 OHM 係數，發現各係數會隨月份而有所變動，並將 OHM 與線性迴歸法相比發現利用 OHM 預測地表熱通量的表現會比線性迴歸法來的好。

第二章為水氣通量之非參數化法研究。Liu 等人在 2012 年研究出一非參數化方法(nonparametric method)來估計水氣及可感熱通量，此篇研究的主要目的在於驗證非參數化方法於潮濕區域的可行性以及與 Equilibrium evaporation 之間的優劣、關聯性。本研究使用數據的實驗地點位於愛爾蘭的 Dripsey(濕潤草地)以及 Glencar(沼澤地)，於兩地量測可感熱(H)及水氣通量(LE)、淨輻射(Rn)、土壤熱通量(G)、空氣溫度、蒸氣壓差等氣候數據。

研究結果顯示當量測值經過能量閉合(energy closure)修正後，以非參數化法及 Equilibrium evaporation 的表現最好且兩者表現十分接近。兩方法的誤差差值約在蒸發率( $LE / (Rn - G)$ )為 0.6 時最小，當蒸發率大於 0.6 時使用 Equilibrium evaporation 預估水氣通量較佳，反之當蒸發率小於 0.6 時則以非參數化法預估水氣通量較佳。影響非參數化法最大參數是空氣溫度及地表溫度。

**關鍵詞：**地表熱通量、淨輻射、Objective hysteresis model、水氣通量、非參數化法、Equilibrium evaporation

# Abstract

In this study, we estimate ground heat flux and latent heat flux. This study is divided into two chapters.

Ground heat flux plays an important role in surface energy balance. In this chapter we are going to evaluate the capability of using net radiation and objective hysteresis model (OHM) estimate ground heat flux and compare with the linear regression model. The experimental sites are including a suburban roof, a grassland in a city, a grassland pasture and a bog. Ground heat flux was measured directly or obtained with the surface energy balance.

We choose clear and dry days and obtain OHM coefficients by binary linear regression in each month. We found coefficients would change in each month, and used OHM model estimating ground heat flux is better than linear regression model.

In chapter two, we are going to estimate latent heat flux using a nonparametric method. Liu et al. proposed a nonparametric approach to estimating latent heat and sensible heat flux. In this chapter, we are going to evaluate the capability of the nonparametric approach and figure out the applicability and relationship with equilibrium evaporation equation. The experimental site are located in a grassland pasture (Dripsey) and a bog (Glencar). Latent heat flux, sensible heat flux, net radiant flux, air temperature, surface temperature and vapor pressure deficit were measured in two sites.

Result showed that nonparametric approach and equilibrium evaporation are really close and they provide the best estimate after measured latent heat flux and sensible heat flux was corrected. Both methods have minimum error when evaporation fraction is 0.6. Equilibrium evaporation equation estimate latent heat flux is better than nonparametric approach when evaporation fraction is more than 0.6, on the contrary, nonparametric

approach is better than equilibrium evaporation equation when evaporation fraction is less than 0.6. In all input parameters, air and surface temperature influence nonparametric approach most.

**Keyword:** Ground heat flux, Objective hysteresis model, Latent heat flux, Nonparametric approach, Equilibrium evaporation

# 目錄

致謝

中文摘要

英文摘要

目錄

表目錄

圖目錄



I

II

III

V

VI

VIII

## Chapter 1. 利用淨輻射模擬地表熱通量之研究

1

第一章 緒論

2

第二章 實驗

3

第三章 研究方法

6

第四章 結果與討論

7

第五章 結論

9

Chapter1.表

11

Chapter1.圖

18

Reference

32

## Chapter 2. 地表通量模擬之非參數化法研究

35

第一章 緒論

36

第二章 實驗

37

第三章 研究方法

38

第四章 結果與討論

41

第五章 結論

45

Chapter 2.表

47

Chapter 2.圖

55

Appendix

70

Reference

77



# 表目錄

## Chapter1 :

表 1. 各種不同表面的 Objective hysteresis model (OHM) 係數 (revised from Grimmond and Oke, 1999)	11
表 2 實驗地特徵及儀器高度	12
表 3 住宅區屋頂-清水鎮實驗地點 2007 年 5 月~7 月的 Objective hysteresis model (OHM)係數	13
表 4 校園草地-台灣大大氣系觀測坪實驗地 2012 年 6 月~2013 年 9 月的 Objective hysteresis model (OHM)係數	14
表 5 農業區草地 Dripsey 實驗地 2013 年 4 月~2013 年 9 月的 Objective hysteresis model(OHM)係數	15
表 6 農業區沼澤-Glencar 實驗地 2013 年 2 月~2013 年 11 月的 Objective hysteresis model(OHM)係數	16
表 7 各實驗地線性迴歸與 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量之統計資料表	17

## Chapter2 :

表 1 各實驗地特徵及儀器高度	47
表 2 各方法於 Dripsey 濕潤草地預測水氣通量 (LE)與可感熱通量 (H)回歸分析表。RMSE: root mean square error ( $W m^{-2}$ )	48
表 3 各方法於 Glencar 沼澤溼地預測水氣通量 (LE)與可感熱通量 (H)回歸分析表。RMSE: root mean square error ( $W m^{-2}$ )	49
表 4 各方法於 Dripsey 濕潤草地預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )與可感熱通量 ( $H_{corrected}$ )回歸分析表。RMSE: root mean square error ( $W m^{-2}$ )	50
表 5 各方法於 Glencar 濕潤草地預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )與可感熱通量 ( $H_{corrected}$ )回歸分析表。RMSE: root mean square error ( $W m^{-2}$ ).	51
表 6 在不同 Evaporative fraction 情況下非參數化法與 Equilibrium evaporation 於 Dripsey 濕潤草地預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )回歸分析表	52



表 7 非參數化法預估水氣通量之三項統計資料表

表 8 輸入參數對非參數化法預測值之敏感度(百分比)



# 圖目錄

## Chapter1 :

圖 1 台中縣清水鎮實驗地點的空照圖，黃色點為實驗地點(Study Site)。於挑選過的資料時間期間內，日間風向以北風為主，夜間風向不固定。(圖片來源：Google Earth) (after 陳柏儒 2008) 18

圖 2 實驗地點西方的街谷缺口，街谷俯視外型為 T 型。(after 陳柏儒 2008) 19

圖 3 街谷的照片。照片由南向北拍，盡頭有一排房子使得街谷成了短街谷。(after 陳柏儒 2008) 20

圖 4 屋頂上量測杆的照片，周遭的屋頂多為山形屋頂。(after 陳柏儒 2008) 21

圖 5 台灣大學大氣系觀測坪渦流相關系統及氣象站架設情形。 22

圖 6 淨輻射與地表熱通量之散佈圖，(a) 清水鎮住宅區屋頂 2007 年 7 月 26 日 (b) Glencar 農業區沼澤溼地 2013 年 7 月 19 日，箭頭代表遲滯現象方向。 23

圖 7 平均淨輻射與地表熱通量之日變化時序圖，(a) 清水鎮住宅區屋頂 (b) 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 (c) Dripsey 農業區草地 (d) Glencar 農業區沼澤溼地。 25

圖 8 清水鎮住宅區屋頂 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2007 年 5 月、6 月、7 月。 26

圖 9 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2012 年 6 月~2013 年 9 月。 26

圖 10 Dripsey 農業區草地 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2013 年 4 月~9 月。 27

圖 11 Glencar 農業區沼澤溼地 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2013 年 2 月~11 月。 27

圖 12 清水鎮住宅區屋頂線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 28

圖 13 台灣大學校園草地線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 28

圖 14 Dripsey 農業區草地線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 29

圖 15 Glencar 農業區沼澤溼地線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 29

圖 16 清水鎮住宅區屋頂 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 30

圖 17 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 30

圖 18 Dripsey 農業區草地 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 31

圖 19 Glencar 農業區沼澤溼地 Objective hysteresis model (OHM) 預測地表熱通量與量測值之散佈圖。 31

## Chapter2 :

圖 1 Dripsey 濕潤草地各方法預測水氣通量 (LE)，其中各圖分別為 (a)非參數化法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。 56

圖 2 Glencar 沼澤溼地各方法預測水氣通量 (LE)，其中各圖分別為 (a)非參數化法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。 58

圖 3 能量閉合之散佈圖，(a) Dripsey 濕潤草地 (b) Glencar 沼澤溼地。  $R_n$  為淨輻射、 $H+LE$  為可感熱加水氣通量加地表熱通量。 59

圖 4 Dripsey 濕潤草地各方法預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )，各圖分別為 (a)非參數化法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。 61

圖 5 Glencar 沼澤溼地各方法預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )，各圖分別為 (a)非參數化法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。 63

圖 6 非參數化法預測水氣通量與 Equilibrium evaporation 預測水氣通量之散佈圖，各圖分別為 (a) Dripsey 濕潤草地 (b) Glencar 沼澤溼地。 64

圖 7 Dripsey 濕潤草地蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估誤差之散佈圖。 65

圖 8 Glencar 沼澤溼地蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估誤差之散佈圖。 65

圖 9 Dripsey 濕潤草地，誤差差值為正時之蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估差值誤差之散佈圖。 66

圖 10 Glencar 沼澤溼地，誤差差值為正時之蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估差值誤差之散佈圖。 66

圖 11 Dripsey 濕潤草地蒸發率 $>0.7$  時， Equilibrium evaporation、非參數化法與預

測水氣通量與修正後量測值之散佈圖。

圖 12 Dripsey 濕潤草地蒸發率 $<0.5$  時， Equilibrium evaporation、非參數化法與預  
測水氣通量與修正後量測值之散佈圖。

圖 13 Dripsey 濕潤草地，非參數化法三項與蒸發率之散佈圖。

圖 14 Glencar 沼澤溼地，非參數化法三項與蒸發率之散佈圖。

圖 15 Dripsey 濕潤草地，非參數化法三項佔修正後水氣通量之比例與蒸發率之散  
佈圖。

圖 16 Glencar 沼澤溼地，非參數化法三項佔修正後水氣通量之比例與蒸發率之散  
佈圖。





## Chapter 1.

### 利用淨輻射模擬地表熱通量之研究

### Estimating ground heat flux from net radiation

# 1.緒論

在地表能量平衡中淨輻射 (net radiation)可分成水氣 (latent heat)、可感熱 (sensible heat)及地表熱通量 (ground heat)，其中地表熱通量代表著淨輻射被地表吸收往下傳遞的熱量。地表熱通量相對於水氣及可感熱通量通常較小因此經常被忽略 (Deardorff 1978; Allen 1998; EWRI 2001)。然而都市中人工鋪設的水泥及瀝青表面對於淨輻射的吸收度遠大於一般的天然地表，因此地表熱通量在都市的地表能量平衡中扮演著重要的一環，且可用來預測都市地表溫度 (Wang and Bras 1999; Hsieh et al., 2009)，也是許多預測水氣通量模式所需要輸入的物理量 (如 Peman-Monteith equation)。

地表熱通量的量測並不容易，通常是利用埋在土壤內某一深度的土壤熱通量盤測量，因此量測到的數值還需要加上土壤熱通量盤上方的儲存熱才是地表熱通量，因此會需要該深度的土壤溫度資料來進行計算；然而在都市地區或建築物表面則難以使用儀器直接量測，因此當地表熱通量無法直接量測時便需要使用其他方法來估計。

將地表熱通量與淨輻射假設為一簡單的線性關係是一種常見用來估計地表熱通量的方法，即  $G = aR_n + b$ ，其中的係數(a, b)與緯度、地表濕度、作物等等有關 (Baver et al. 1973; Sene 1994; Malek et al.1997)。Burridge and Gadd (1977)及Holtslag et al. (1980)皆提出地表熱通量等於0.1倍的淨輻射。Camuffo and Bernadi(1982)觀測出地表熱通量具有遲滯 (hysteresis)現象，並提出一淨輻射與地表熱通量之關係式：Objective hysteresis model (OHM)，此關係式為二元線性迴歸方程式，當所需係數經由地表特性決定好後便可利用此方法有效估計地表熱通量。

已有許多研究利用 OHM 將各種不同地表的係數決定出來，如表 1 所示(Novak 1981; Doll et al. 1985; Souch 1998)，然而這些研究幾乎都只研究了少量的天數，Anandakumar (1999)利用 OHM 計算了一整年於瀝青地表之係數，並發現各係數在一年之中會隨時間而變動(如  $a_1$  平均值介於 0.66~0.91 之間)。本研究的目的是藉由收集較長時間的實驗數據，包含住宅區屋頂、草地、沼澤表面，藉以計算各實驗地之係數，並與量測值、線性迴歸法做比較，藉此評估 OHM 在各實驗地之適用性。



## 2. 實驗

本研究的實驗數據分別收集來自住宅區屋頂、校園草地、農業區草地及農業區沼澤地等四個地點，各實驗分述如下。

### 2.1 住宅區屋頂-台灣台中清水鎮

清水鎮為台中縣靠海的城市郊區，地理分佈主要可分為住宅區和農業耕作區，如圖 1 所示。本實驗地點座落於清水鎮住宅區的一處 T 型街谷的三層樓住家屋頂 (24°42'N, 120°34'E)，亦即實驗房屋對面並無房屋，詳圖 2，距離海邊約為 5 km，其街谷方向為南北向(北方偏東 2°)，街道長度為 42 m，如圖 3 所示。實驗地點週遭的房屋多為三層樓高，屋頂的外型為山形屋頂如圖 4，實驗地點屋頂的平坦高度為 9.32 m。

實驗期間為 2007 年 5 月 2 日到 9 月 5 日，本實驗以渦流相關法(eddy covariance method)來量測地表各通量。實驗儀器架設在實驗地點的觀測杆上，觀測杆位於實驗地點的屋頂上，最高點距離屋頂表面 4.3 公尺。離地面 13.62 公尺處架設超音波風速計(Young 81000)量測空氣溫度(°C)和三維風速( $\text{m s}^{-1}$ )，亦於同高度架設了開放式(open-path)紅外線  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  分析儀(Licor-7500)用以量測水汽和二氧化碳的莫爾密度( $\text{mmol m}^{-3}$ )。且於稍低的高度，離地面 12.57 公尺處架設了淨輻射計(REBS Q7)用以量測該地點的淨輻射量( $\text{W m}^{-2}$ )。所有的儀器資料均由資料收集器(CR3000)以 10 Hz 的頻率進行資料收集，並輸出至室內電腦，所收集到的實驗資料皆進行 30 分鐘的時間平均。本實驗進行通量計算時，資料的選取及校正皆按照 Hsieh et al. (2008)的步驟進行。

本實驗地由於無法架設地表熱通量盤(屋頂為水泥屋頂)以及地表溫度計，因此利用能量平衡公式計算地表熱通量，即地表熱通量為量測到的淨輻射量與可感熱通量架上水氣通量的殘差值：

$$G = R_n - H - LE \quad (1)$$

其中  $R_n$  為淨輻射( $\text{W m}^{-2}$ )、 $H$  為可感熱( $\text{W m}^{-2}$ )、 $LE$  為水氣通量( $\text{W m}^{-2}$ )、 $G$  為地表熱通量( $\text{W m}^{-2}$ )。在實驗期間，總計 14 天的晴朗及乾燥天用於本研究，乾燥天的挑選基準為降雨過後至少兩天的晴天(Anandakumar 1999)，挑選出的日期為 5 月 7 日到 11 日、5 月 13 日到 15 日、6 月 17 日到 20 日和 7 月 26 日到 27 日四個時段。雖然於實驗期間內風向以夏季西南風為主，然而被挑選出來的資料期間內，日間的

風向是以北風為主，夜間的風向則是不固定。實驗地點特徵及儀器高度綜合與其他實驗地整理於表 2：更詳細的實驗細節可參照陳柏儒 (2008)。



## 2.2 校園草地-台灣大學大氣系觀測坪

台灣大學位於台北市大安區，本實驗地位於大氣系觀測坪(25°01'N, 121°53'E)，實驗地大小約 1800 平方公尺(長約 40 公尺、寬約 45 公尺)屬一草地地形，草高約為 5 到 45 公分之間，主要作物為假儉草或稱蜈蚣草。實驗時間為 2012 年 6 月 5 日到 2013 年 9 月 18 日，實驗儀器架設如圖 5，採用渦流相關法 (Eddy Covariance system)計算可感熱、水氣通量，在離地面 1.25 公尺處架設超音波風速計(Young 81000)量測參考點空氣溫度(°C)和風速分量(m s<sup>-1</sup>)，於稍低的高度 1.05 公尺處架設了紅外線 H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> 分析儀(Licor-7500A)用以量測水汽和二氧化碳的莫爾密度(mmol m<sup>-3</sup>)，上述儀器均以 10Hz 的頻率收集並每 30 分鐘做一平均值，風速經過二次轉軸，水氣及可感熱通量經過韋伯校正(Webb correction)處理。離地面 1.6 公尺處架設了淨輻射計(NR lite)用以量測該地點的淨輻射，同一高度架設紅外線溫度計(IRT5)量測地表溫度(°C)。土壤熱通量盤(hfp01)架設於地面下 8 公分處量測地表熱通量，並於地面下 2 公分、6 公分處架設土壤溫度計(111 temperature probe)量測地表溫度(°C)。以上數據則以每分鐘收集一次，同樣以每 30 分鐘平均一次。本實驗使用 Braud 於 1993 年所提出用於計算地表的地表熱通量公式，公式如下

$$G = G_z + \rho_s C_s \frac{\partial T}{\partial t} \Delta z \quad (2)$$


藉由量測到的土壤熱通量與溫度變化量即可推得表面的地表熱通量，其中  $G$  為地表熱通量(W m<sup>-2</sup>)， $G_z$  為深度  $z$  的土壤熱通量(W m<sup>-2</sup>)， $\rho_s$  為土壤密度(kg m<sup>-3</sup>)， $C_s$  土壤比熱(J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>)， $\partial T$  為土壤溫度隨時間變化量(K)， $\partial t$  為量測時間間隔(= 30 min)， $\Delta z$  為量測深度(m)。其中  $\rho_s C_s$  的計算方式如下：

$$\rho_s C_s = \Phi_m \rho_m c_m + \theta \rho_w c_w + \Phi_o \rho_o c_o \quad (3)$$

$\theta$  為水的體積分率(volumetric water content)、 $\Phi_m$  及  $\Phi_o$  分別為礦物和有機物質的體積分率、 $\rho$  以及  $c$  分別為密度和比熱(Gaylon et al., 1998)，本實驗地之  $\rho_s C_s$  為 4.5 MJ m<sup>-3</sup> K<sup>-1</sup>。本研究數據一樣挑選了晴朗及乾燥的天氣狀況，於本實驗期間總計挑選出 90 天

## 2.3 農業區草地-愛爾蘭Dripsey





Dripsey 的研究站位於南愛爾蘭的科克城(Cork)西北方約 25 公里處(51°59'N, 8°45'W;海拔 195 m)。該地區屬一多雨型之溫帶氣候，30 年的平均氣溫為 9.4°C、年平均降雨量為 1207mm (Met Eireann, 1960–1990 climate norms at Cork Airport Meteorological Station)，本研究期間之年平均氣溫為 9 °C、年降雨量為 1161mm。Dripsey 屬一高品質的牧場和草原，多年生黑麥草為主要的植物種類，夾雜著少量的狐尾草和絨毛草，高草高在牧場約為 10~20 公分、草原最高為 45 公分(Jaksic et al., 2006)。土壤類型為澤潛育土有著肥沃的土壤質地，土壤粒徑含量分別為 42% 砂粒、41% 粉砂粒、17% 黏土(Lawton et al., 2006)，在 20 公分深的土壤層中，土壤有機碳濃度為 5.9%(Byrne et al., 2005)。渦流相關法的架設高度為地面上 5 公尺處，利用二氧化碳/水氣分析儀(Li-7500)結合超音波風速計(CSAT) 以 10Hz 的頻率收集後每 30 分鐘做一平均值，並經過二次轉軸，水氣及可感熱通量經過韋伯校正處理。其餘量測的環境資料還包括淨輻射(CNR1)、土壤熱通量(Hfp01)、溫度、相對濕度(HMP45C)，架設高度分別為 4 公尺、-0.1 公尺、2.5 公尺。土壤溫度計架設在地面下 1.5、5、7.5 公分深處、土壤溼度計架設於地面下 5 公分處，藉由量測到的土壤熱通量與溫度變化量代入公式(2)即可求得表面的地表熱通量，量測值以 1 分鐘收集一次，每 30 分鐘平均一筆數據(Peichl et al., 2011)，本實驗地之  $\rho_s C_s$  介於 2.07 ~ 3.3 MJ m<sup>-3</sup> K<sup>-1</sup> 之間。為了與住宅區屋頂實驗一致，本研究數據一樣挑選了晴朗及乾燥的天氣狀況，於 2013 年實驗期間總計挑選出 29 天。

#### 2.4 農業區沼澤-愛爾蘭Glencar

Glencar 為一沼澤地形，位於愛爾蘭西南方的 Country Kerry，實驗站座標為 (51°55'N, 9°55'W, 海拔 150 m)。該地區亦屬一多雨型之溫帶氣候，研究期間之平均氣溫為 10.1°C、年降雨量為 1834mm。在沼澤的中心，上半部的泥炭地泥炭層主要為蘆葦莎草泥炭，其土壤容積密度(Bulk density)為 0.05 (g cm<sup>-3</sup>)、孔隙率為 95%，泥炭層深度約 2 到 5 公尺深(Lewis Et al., 2012)，夏季時維管束植物覆蓋沼澤約 30%的表面積。此種沼澤地的特徵為地表的空間異質性較大，在不同的相對高度下，植被與積水的比例也有所不同(Sottocornola et al., 2009)。位於沼澤中心的通量塔在離地面 3 公尺處架設渦流相關法，由超音波風速計(CSAT3)量測三維方向風速、虛位溫(virtual potential temperature)以及二氧化碳/水氣分析儀(Licor 7500)

量測水氣和二氧化碳濃度。上述儀器均以 10Hz 的頻率收集並每 30 分鐘做一平均值，風速經過二次轉軸，水氣及可感熱通量經過韋伯校正處理。其他量測的主要氣象和環境參數有淨輻射與土壤熱通量分別在離地面 2 公尺高由 CNR1 以及地表下 10 公分以 Hfp01 量測，土壤溫度計架設在地面下 10 公分深處，本實驗地之  $\rho_s C_s$  介於  $3.42 \sim 3.99 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$  之間，藉由量測到的土壤熱通量與溫度變化量代入公式(2)即可求得表面的地表熱通量。空氣溫度、相對濕度則於離地 3 公尺處以 HMP45C 量測，量測值皆以 1 分鐘收集一次，同樣每 30 分鐘平均一次 (Sottocornola et al., 2010; McVeigh, 2014)。為了與住宅屋頂實驗一致，本研究數據一樣挑選了晴朗及乾燥的天氣狀況，於 2013 年實驗期間總計挑選出 43 天。

### 3. 研究方法

當地表熱通量無法被直接量測時，一個常見的預測方法是將地表熱通量與淨輻射視為一簡單的線性關係，然而 Camuffo 與 Bernadi 於 1982 年發現淨輻射與地表熱通量之散佈圖有一遲滯現象(hysteresis)，並形成一迴圈(loop)，如圖 6a、6b，並提出一關係式表示淨輻射與地表熱通量之間的關係(此即 Objective hysteresis model, OHM)，公式如下：

$$G = a_1 R_n + a_2 \frac{dR_n}{dt} + a_3 \quad (4)$$

其中第一項及第三項即為淨輻射與地表熱通量的最佳配適直線即線性回歸線，第二項為實際值偏離最佳配適直線。係數  $a_1$ 、係數  $a_2$  根據土壤性質、土壤溼度有所不同且與淨輻射及其時間導數有關。係數  $a_1$  恆正，且表示約有多少的淨輻射轉變成地表熱通量。係數  $a_2$  決定遲滯現象的大小及其方向性，當  $a_2$  (單位為 hr) 為正時意味著地表熱通量的波峰先於淨輻射的波峰且淨輻射與地表熱通量散佈圖的遲滯現象為順時針，反之  $a_2$  為負時意味著淨輻射的波峰先於地表熱通量的波峰且淨輻射與地表熱通量散佈圖的遲滯現象為逆時針，而當  $a_2$  為零時則沒有遲滯現象 (Souch et al. 1996)。係數  $a_3$  (單位為  $\text{W m}^{-2}$ ) 為截距項，可能為地表與空氣的溫度差或是釋放地表中的潛熱所造成 (Camuffo and Bernadi, 1982)，各項係數可藉由二元線性回歸求得。其中  $dR_n/dt$  項在本實驗中計算公式如下：

$$\frac{dR_n}{dt} = (R_{n(t+1)} - R_{n(t-1)}) / 2\Delta t \quad (5)$$



## 4. 結果與討論

### 4.1 淨輻射與土壤熱通量之日變化情形

圖7a~7d為各實驗地在實驗期間內所有分析數據的平均淨輻射與土壤熱通量之日變化情形。其中圖7a~7d的實驗地分別為清水鎮住宅區屋頂、台灣大學校園草地、Dripsey農業區草地、Glencar農業區沼澤。圖7a、7b、7c皆為地表熱通量的尖峰值在淨輻射之前，圖7d則為地表熱通量的尖峰值在淨輻射之後。住宅區屋頂的地表熱通量與淨輻射尖峰值分別在10:30與11:30，校園草地的地表熱通量與淨輻射尖峰值分別在10:30與12:00，Dripsey農業區草地的地表熱通量與淨輻射尖峰值分別在09:30與13:00，而Glencar農業區沼澤地的地表熱通量與淨輻射尖峰值分別12:00與14:00。

為比較淨輻射與土壤熱通量於不同地表特性之變化情形，以圖7a清水鎮住宅區屋頂與圖7d Glencar農業區沼澤為例，由圖可以看出兩實驗地的地表熱通量起伏程度相異甚大，隨著日出淨輻射開始增加，兩地的地表熱通量也開始提升，然而清水鎮住宅區屋頂屬於一人工鋪設表面，其吸收淨輻射的能力遠大於Glencar農業區沼澤的自然地表，因此清水鎮住宅區屋頂的地表熱通量的上升程度便遠大於Glencar農業區沼澤。隨著正午過後，淨輻射開始遞減，人工鋪設表面的熱傳導係數低，因此地表熱通量下降的速度也遠大於Glencar農業區沼澤，又由於沼澤地區多積水，使得一部分的淨輻射能量儲存於其中，使地表熱通量的起伏程度更加平緩。

### 4.2 Objective hysteresis Model係數 $a_1, a_2, a_3$

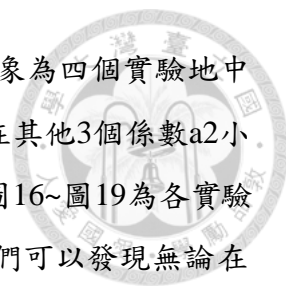
圖8~圖11為各實驗地的月迴歸係數與月份之序列圖，我們可以發現除了係數 $a_1$ 以外，係數 $a_2$ 與 $a_3$ 都隨著時間有著較大的改變，代表每個月的地表熱通量其遲滯現象與其他月份的表現將有所不同，各實驗地詳細的月份係數整理至表3~表6，此外表3 ~ 表6中( )內的數據為全部數據之回歸值，即不分月份將各實驗地的實驗數據回歸出一Objective hysteresis Model (OHM)係數。觀察表3 ~ 表6可以看出不分月的OHM係數其 $a_1$ 、 $a_3$ 值皆與平均值十分接近，而 $a_2$ 值則在住宅區屋頂與校園草地兩實驗地有著較大的差別，不分月值約為平均值的兩倍。觀察圖8實驗地清水鎮的係數與月份序列圖，可以看到係數 $a_1$ 介於0.456~0.485之間，係數 $a_1$ 如前所述代表著約有多少的淨輻射轉變成地表熱通量，又清水鎮為一城市郊區，實驗地表為人工鋪

設地面，其吸收淨輻射程度將大於自然表面，比較實驗地清水鎮與其他三個自然地表實驗地七月份的係數 $a_1$ 介於0.065~0.285之間，我們可以發現在夏季人工鋪設地面吸收淨輻射的程度比本研究其他自然實驗地表面大了約20~40%。三個自然地實驗地由於實驗時間較長有著較多月份的OHM係數，由圖9~圖11可以看到，係數 $a_1$ 皆有著夏季較低冬季較高的現象，尤其以圖9台灣大學大氣系觀測坪最為明顯。係數 $a_1$ 表示約有多少的淨輻射轉變成地表熱通量，在冬季時 $a_1$ 有著較大的值，意味著有較多的淨輻射轉換成地表熱通量。

係數 $a_2$ 跟淨輻射與時間的導數有關並代表著遲滯現象的大小與方向性，除了實驗地Glencar的係數 $a_2$ 為負值，其餘三個實驗地皆為正值。係數 $a_2$ 為負值時意味著在遲滯現象為逆時針的形式發生，地表熱通量在降溫的期間將會高於增溫的期間。實驗地Glencar為一沼澤地形，除了地表以外還有積水的部份可以蓄積更多熱量，表面上的積水隨著日出率先吸收淨輻射，又水的比熱比地表還要高使得達到平衡的時間也會比其他表面來的晚，因此實驗地Glencar地地表熱通量波峰時間會晚於淨輻射的波峰時間導致係數 $a_2$ 為負值。係數 $a_3$ 無論在哪個實驗地皆為負值，不像係數 $a_1$ 、 $a_2$ 與淨輻射有相關性，係數 $a_3$ 與淨輻射無關，它代表著因為地表與空氣間的溫度差(Anandakumar,1999)所造成的地表熱通量，負值代表著地表熱通量的減少是因為可感熱散發到空氣中。由圖9可看出台灣大學大氣系觀測坪實驗地的係數 $a_3$ 有著夏季較低冬季較高的現象，在夏季有著較多的能量儲存於土壤中，使得表面與空氣間的溫度差較大，因此在夏季時係數 $a_3$ 才會較冬季低。

#### 4.3 線性迴歸與OHM比較

圖12~圖15為各實驗地利用線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖，由圖可知，大部分的實驗地利用線性迴歸預測地表熱通量有著不錯的表現，其中最好的是農業區草地實驗地Dripsey，其迴歸線為 $y=0.85x+0.58$ 、 $R^2=0.82$ 、 $RMSE = 6.13(W m^{-2})$ ，然而實驗地台灣大學大氣系觀測坪利用線性迴歸預測地表熱通量則不理想，其迴歸線為 $y = 0.39x+2.48$ 、 $R^2=0.39$ 、 $RMSE = 70.18 (W m^{-2})$ ，詳細的預測結果整理在表7 從4.1節我們已得知除了OHM係數會隨著月份而有所變動之外，各實驗地皆有係數 $a_2$ 的存在。係數 $a_2$ 表示淨輻射與地表熱通量之間遲滯現象的大小，當係數 $a_2$ 值越大表示遲滯現象越明顯。各實驗地係數 $a_2$ 的平均值介於-0.12到0.55之間，其



中實驗地台灣大學大氣系觀測坪的係數 $a_2$ 平均值為0.55，遲滯現象為四個實驗地中最明顯的，因此使用線性迴歸預測地表熱通量較不可行。然而在其他3個係數 $a_2$ 小的實驗地，使用線性迴歸法預測地表熱通量則有不錯的效果。圖16~圖19為各實驗地利用OHM預測地表熱通量與量測值之散佈圖，藉由這些圖我們可以發現無論在哪個實驗地，利用OHM預測而得的地表熱通量其表現十分優良，為了方便比較我們將各實驗地利用線性迴歸預測地表熱通量以及利用OHM預測地表熱通量之結果整理成表7。由表7我們可以看到原先利用線性迴歸預測地表熱通量表現不良的實驗地台灣大學大氣系觀測坪，在利用OHM預測之後結果改善許多，斜率從原本的0.35提升到0.71、 $R^2$ 值從0.39提升至0.72、RMSE也從70.18 ( $W\ m^{-2}$ )提升至48.07 ( $W\ m^{-2}$ )，台灣大學大氣系觀測坪的預測結果改善的原因與其係數 $a_2$ 值較大且隨月份改變有關。另外表7中( )內的數據為利用不分月 $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ 係數值所獲得之預測結果統計值，藉由表7我們可以看出在使用不分月係數座預測時，除了住宅區屋頂的表現與使用分月係數時差不多外，其餘三個實驗地的表現無論是迴歸線的斜率、 $R^2$ 、RMSE值皆較分月差，其原因應與月份的多寡有關，隨著月份越多，使用不分月係數的表現越差。因此藉由二元線性迴歸得到每個月份的OHM係數，我們便可以有效的預估各月份的地表熱通量，使得其整體表現皆大幅提升。OHM預測需要知道所有的係數，因此需要利用過去一段時間的資料以回歸求得係數，當係數未知或回歸的時間尺度較大時可以懷疑OHM的有用性。然而當獲得所需係數時，OHM即可以有效的預測地表熱通量。

## 5. 結論

本研究評估二元線性迴歸法(OHM)在各實驗地之適用性。實驗地包含位於住宅區屋頂-清水鎮、校園草地-台灣大學大氣系草地觀測坪、愛爾蘭農業區草地-Dripsey 以及愛爾蘭農業區沼澤地的 Glencar。實驗數據採用晴朗及乾燥天，在每個實驗地，對每個月份取得一組 OHM 係數  $a_1$ 、 $a_2$ 、 $a_3$ ，以了解係數  $a_1$ 、 $a_2$ 、 $a_3$  於各種不同地貌以及時間下的變化情形，並與線性迴歸法做比較。本研究的結果顯示如下：

1. 除了係數 $a_1$ 以外，係數 $a_2$ 與 $a_3$ 都隨著時間有著較大的改變， $a_1$ 代表著約有多少的

淨輻射轉變成地表熱通量，在實驗期間較長的實驗地，其係數 $a_1$ 皆有著夏季的值較其他季節低的情形，因為夏季植被生長茂盛的關係，使較多的可用能量(available energy)分配至可感熱及水氣通量上。

2. 清水鎮為一城市郊區住宅區，實驗地表為人工鋪設地面，其吸收淨輻射程度將大於自然表面，與其他三個自然地表實驗地相比，其吸收淨輻射的程度大了約20~40%。

3. 係數 $a_2$ 跟淨輻射與時間的導數有關並代表著遲滯現象的大小與方向性，除了實驗地Glencar的係數 $a_2$ 為負值，其餘三個實驗地皆為正值，原因與Glencar為一沼澤地形，其地表充滿積水有關。

4. 從係數 $a_2$ 最大的實驗地台灣大學大氣系觀測坪與係數 $a_2$ 最小的實驗地Dripsey，利用線性迴歸預估地表熱通量的表現有著隨著觀測係數 $a_2$ 越大而表現越差的現象，然而在係數 $a_2$ 小的實驗地使用線性迴歸仍有不錯的效果。

5. 無論在哪個實驗地，利用實驗地各自的OHM係數預估地表熱通量的表現皆優於使用線性迴歸預測，且使用分月係數預測比使用不分月來的好。因此當觀測時間越長，使用OHM預測地表熱通量的表現與線性迴歸相比將會有大幅的提升，若能獲得各實驗地整年完整的OHM係數，將可利用淨輻射有效預估該地的地表熱通量。

表 1 各種不同表面的 Objective hysteresis model (OHM) 係數 (revised from Grimmond and Oke, 1999)

表面覆蓋類型	文獻	OHM 係數		
		a1	a2 (hr)	a3 (W m <sup>2</sup> )
1. 綠地/開放				
混合林	McCaughey (1985)	0.11	0.11	-12.3
矮草地	Doll et al. (1985)	0.32	0.54	-27.4
校園草地	本研究	0.31	0.55	-25.82
農業區草地	本研究	0.07	0.08	-8.84
裸土	Novak (1981)	0.38	0.56	-27.3
裸土(濕)	Fuchs and Hadas (1972)	0.33	0.07	-34.9
裸土(乾)	Fuchs and Hadas (1972)	0.35	0.43	-36.5
土壤	Asaeda and Ca (1993)	0.36	0.27	-42.4
水(淺、混濁)	Souch et al. (1998)	0.5	0.21	-39.1
農業區沼澤	本研究	0.16	-0.12	-6.34
2. 屋頂				
Vancouver ( gravel on tar)	Yap (1973)	0.17	0.1	-17
Uppsala(concrete, asphalt or gravel)	Taesler (1980)	0.44	0.57	-28.9
Kyoto (concrete)	Yoshida et al. (1990-91)	0.82	0.34	-55.7
住宅區屋頂 (混凝土、磚瓦)	本研究	0.47	0.26	-32.69
3. 鋪路/非滲透				
混凝土	Doll et al. (1985)	0.81	0.48	-79.9
混凝土	Asaeda and Ca (1993)	0.85	0.32	-28.5
瀝青	Narita et al. (1984)	0.36	0.23	-19.3
瀝青	Asaeda and Ca (1993)	0.64	0.32	-43.6
瀝青	Anandakumar (1999)	0.82	0.68	-20.1

表 2 實驗地特徵及儀器高度

實驗地類型	住宅區屋頂	校園草地	農業區草地	農業區沼澤
實驗時間	2007/5/2 ~9/5	2012/6/5 ~2013/9/18	2013/1/1 ~12/31	2013/1/1 ~12/31
海拔(m)	12	22	195	150
經緯度	24°42'N, 120°34'E	25°01'N, 121°53'E	51°59'N, 8°45'W	51°55' N, 9°55' W
氣候類型	副熱帶氣候	副熱帶氣候	溫帶氣候	溫帶氣候
年降雨(mm)	1773	2405	1161	1834
年均溫 (°C)	22	23.9	9	10.1
冠層高度(cm)	--	5~45	10~45	--
量測高度(m)				
eddy-covariance	13.62	1.25	5	3
土壤熱通量盤	--	-0.08	-0.1	-0.1
土壤溼度計	--	--	-0.05	--
土壤溫度計	--	-0.02, -0.06	-0.015, -0.05, -0.075	-0.1
土壤性質				
體積熱容量 (MJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> )	--	4.5	2.07~3.3	3.42~3.99
孔隙率	--	--	0.61	0.8~0.95

土壤性質的計算方法參考附錄A



表 3 住宅區屋頂清水鎮實驗地點 2007 年 5 月 ~ 7 月的 Objective hysteresis model (OHM)係數。()內數據為全部數據之回歸值(即不分月)

月份/OHM 係數	a1	a2 (hr)	a3 (W m <sup>2</sup> )
5	0.456	0.232	-32.88
6	0.457	0.249	-27.6
7	0.485	0.289	-37.6
平均	0.466 (0.461)	0.257 (0.492)	-32.69 (-31.92)
標準差	0.014	0.024	4.08

表 4 校園草地台灣大大氣系觀測坪實驗地 2012 年 6 月 ~ 2013 年 9 月的 Objective hysteresis model (OHM)係數。( )內數據為全部數據之回歸值(即不分月)

月份/OHM 係數	a1	a2 (hr)	a3 (W m <sup>2</sup> )
2012-Jun	0.259	0.367	-21.76
Jul	0.285	0.659	-37.93
Aug	0.206	0.672	-30.42
Sep	0.249	0.532	-28.11
Oct	0.27	0.694	-22.35
Nov	0.299	0.619	-19.57
Dec	0.368	0.686	-14.28
2013-Jan	0.457	0.555	-20.45
Feb	0.462	0.698	-20.4
Mar	0.43	0.791	-29.47
May	0.495	0.315	-43.19
Jun	0.293	0.488	-34.56
Jul	0.221	0.332	-23.92
Aug	0.178	0.414	-21.89
Sep	0.169	0.491	-19.05
平均	0.309	0.554	-25.82
	(0.26)	(1.1)	(-24.67)
標準差	0.104	0.144	7.7

表 5 農業區草地 Dripsey 實驗地 2013 年 4 月 ~ 2013 年 9 月的 Objective hysteresis model (OHM)係數。( )內數據為全部數據之回歸值(即不分月)

月份/OHM 係數	a1	a2 (hr)	a3 (W m <sup>2</sup> )
4	0.1	0.08	-11.9
5	0.06	0.06	-8.5
6	0.08	0.11	-7
7	0.07	0.07	-4.3
8	0.04	0.01	-8.6
9	0.08	0.14	-12.7
平均	0.07 (0.06)	0.08 (-0.004)	-8.8 (-5.5)
標準差	0.02	0.04	2.8

表 6 農業區沼澤 Glencar 實驗地 2013 年 2 月 ~ 2013 年 11 月的 Objective hysteresis model (OHM)係數。( )內數據為全部數據之回歸值(即不分月)

月份/OHM 係數	a1	a2 (hr)	a3 (W m <sup>-2</sup> )
2	0.18	-0.23	-4.61
3	0.14	-0.08	-6.25
4	0.12	-0.17	-4.6
5	0.13	-0.07	-12.13
6	0.15	-0.07	-11.43
7	0.14	-0.06	-11.55
9	0.16	-0.08	-0.79
10	0.2	-0.14	-5.8
11	0.19	-0.17	0.11
平均	0.16 (0.13)	-0.12 (-0.15)	-6.34 (-8.25)
標準差	0.03	0.06	4.29

表 7 各實驗地線性迴歸與 Objective hysteresis model (OHM) 預測地表熱通量之統計資料表。()內數據為利用平均  $a_1, a_2, a_3$  係數值(即不分月)所獲得之預測結果統計值。

實驗地點	斜率	截距	$R^2$	RMSE ( $W m^{-2}$ )	資料數
$G_{linear}$					
住宅區屋頂	0.89 (0.89)	5.22 (5.27)	0.89 (0.89)	41.45 (41.61)	612
校園草地	0.39 (0.35)	2.48 (2.65)	0.39 (0.35)	70.18 (72.55)	4213
農業區草地	0.85 (0.76)	0.58 (0.62)	0.82 (0.76)	6.13 (7.05)	1378
農業區沼澤溼地	0.81 (0.78)	0.8 (0.89)	0.81 (0.78)	13.28 (14.01)	1918
$G_{OHM}$					
住宅區屋頂	0.92 (0.92)	3.41 (3.66)	0.92 (0.92)	34.48 (34.79)	612
校園草地	0.72 (0.65)	1.16 (1.42)	0.72 (0.65)	48.07 (53.07)	4213
農業區草地	0.83 (0.76)	0.45 (0.62)	0.83 (0.77)	5.96 (7.04)	1378
農業區沼澤溼地	0.87 (0.84)	0.52 (0.66)	0.87 (0.84)	10.68 (12.05)	1918



圖 1 台中縣清水鎮實驗地點的空照圖，黃色點為實驗地點(Study Site)。於挑選過的資料時間期間內，日間風向以北風為主，夜間風向不固定。(圖片來源：Google Earth) (after 陳柏儒 2008)



圖 2 實驗地點西方的街谷缺口，街谷俯視外型為 T 型。(after 陳柏儒 2008)





圖 3 街谷的照片。照片由南向北拍，盡頭有一排房子使得街谷成了短街谷。(after 陳柏儒 2008)





圖 4 屋頂上量測杆的照片，周遭的屋頂多為山形屋頂。(after 陳柏儒 2008)



圖 5 台灣大學大氣系觀測坪渦流相關系統及氣象站架設情形。

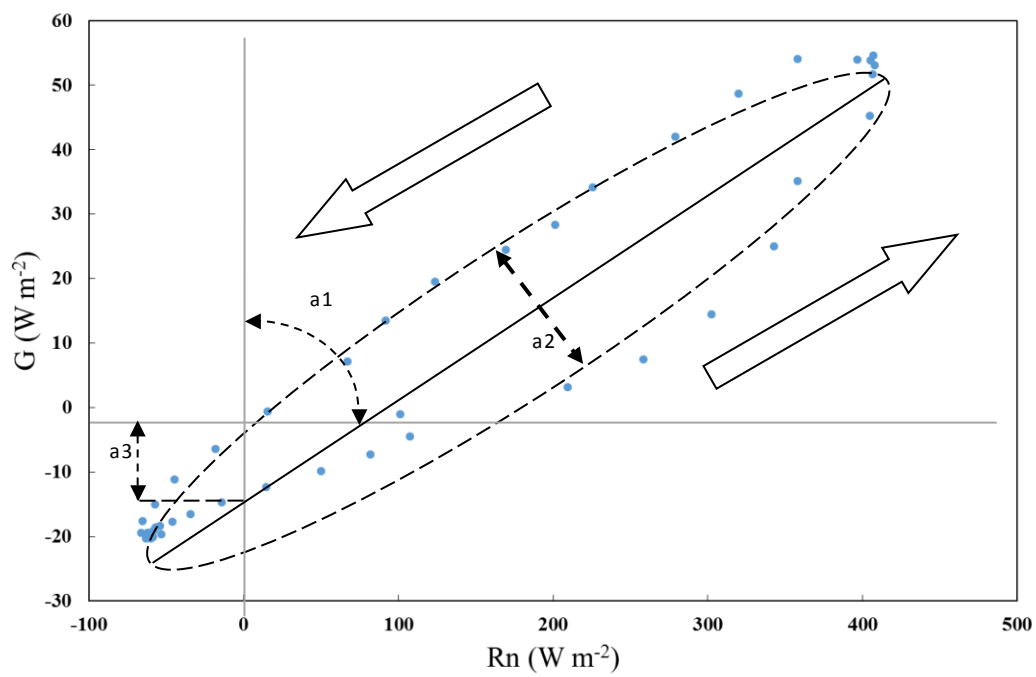
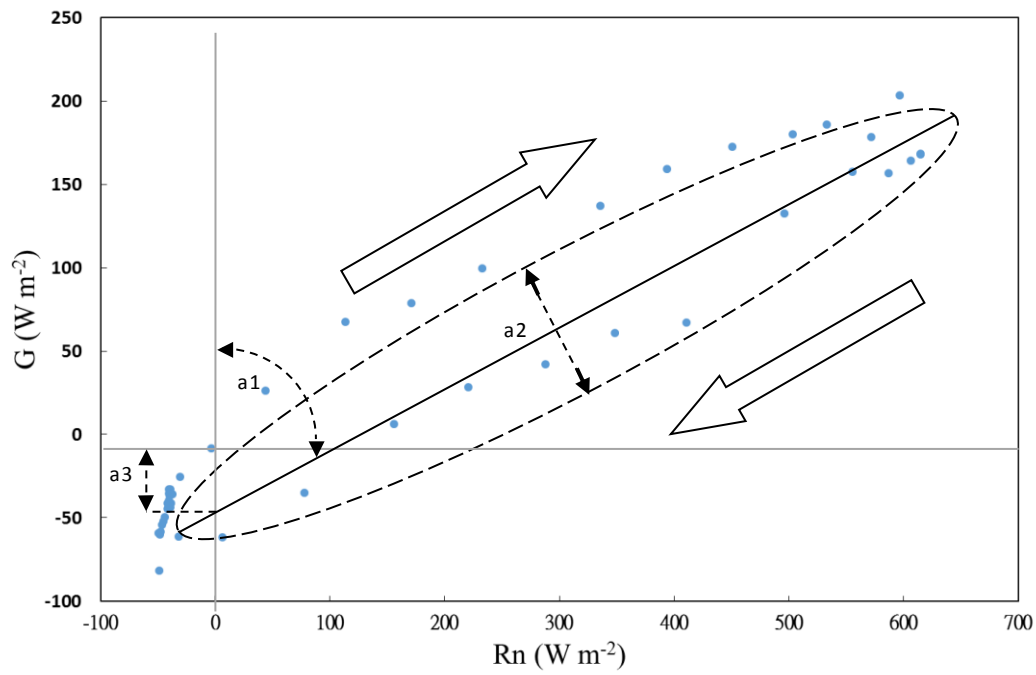
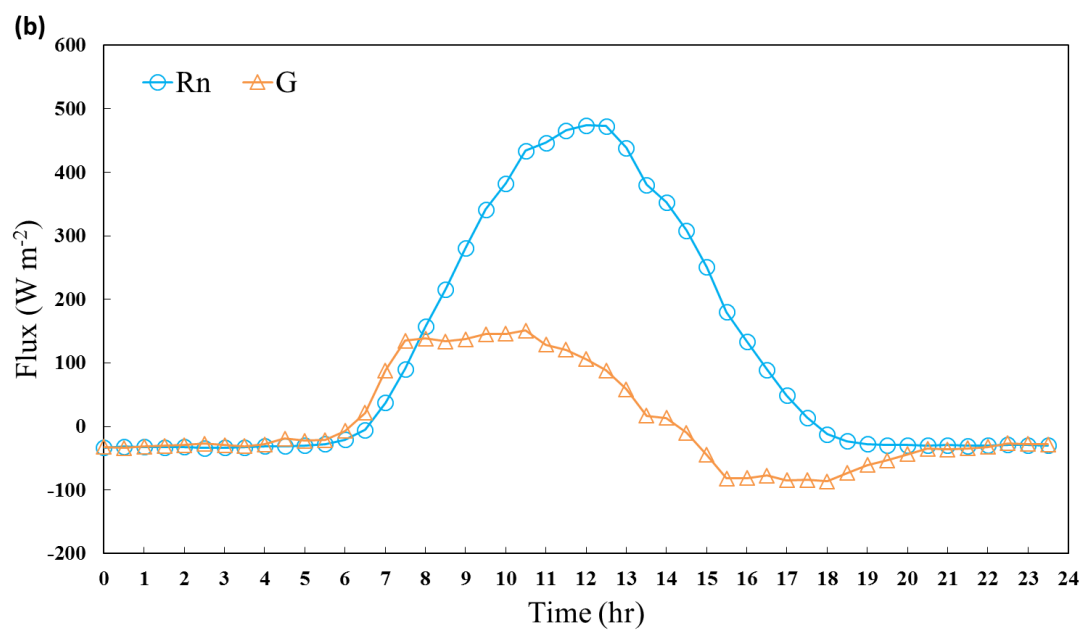
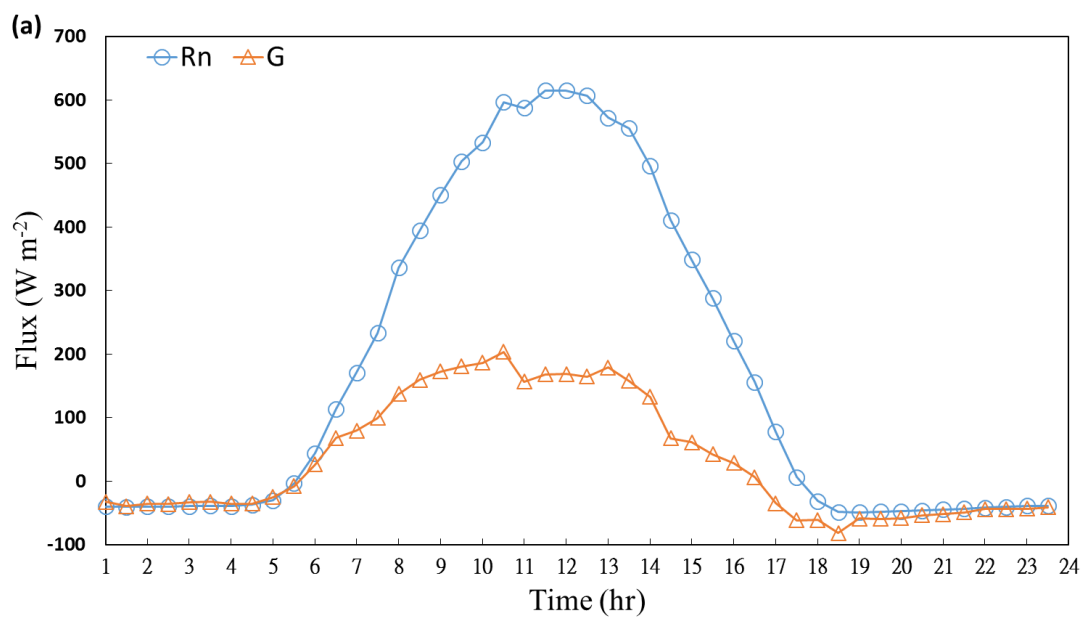


圖 6 淨輻射與地表熱通量之散佈圖，(a) 清水鎮住宅區屋頂 2007 年 7 月 26 日 (b) Glencar 農業區沼澤溼地 2013 年 7 月 19 日，箭頭代表遲滯現象方向。



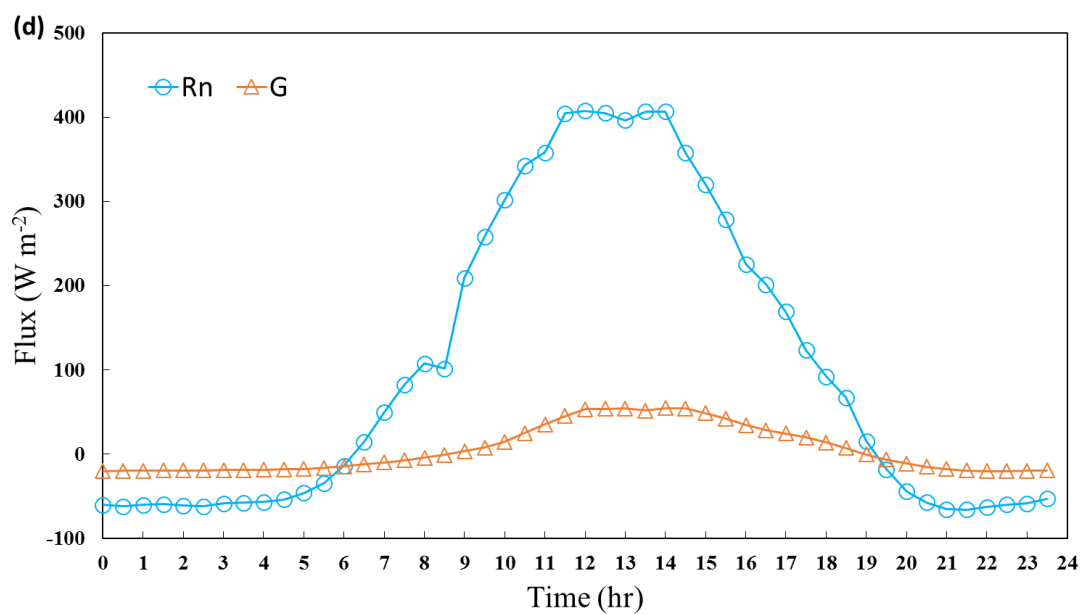
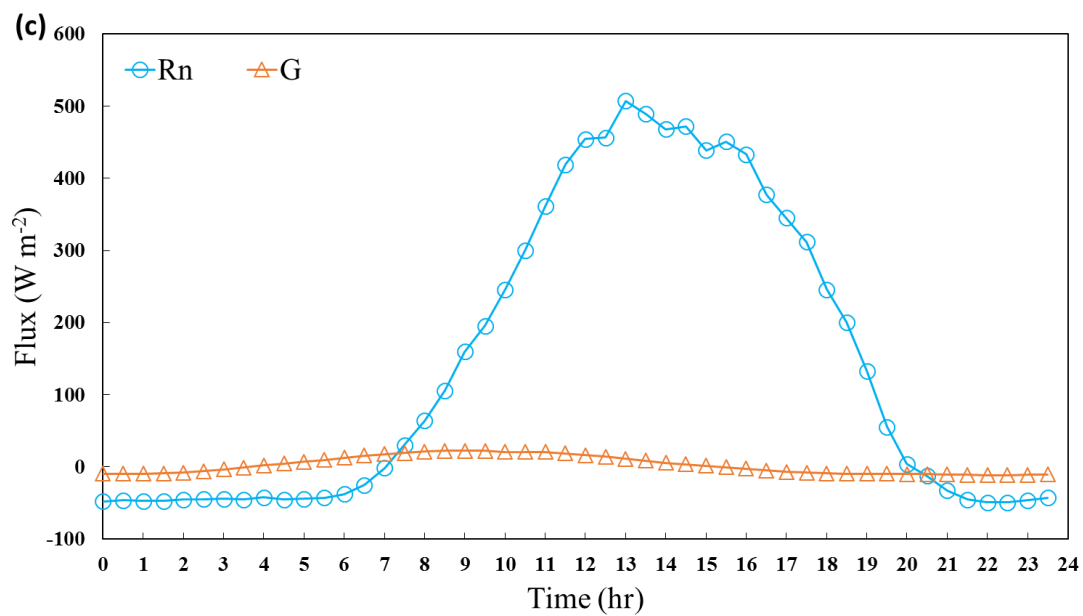


圖 7 平均淨輻射與地表熱通量之日變化時序圖。(a) 清水鎮住宅區屋頂 (b) 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 (c) Dripsey 農業區草地 (d) Glencar 農業區沼澤溼。

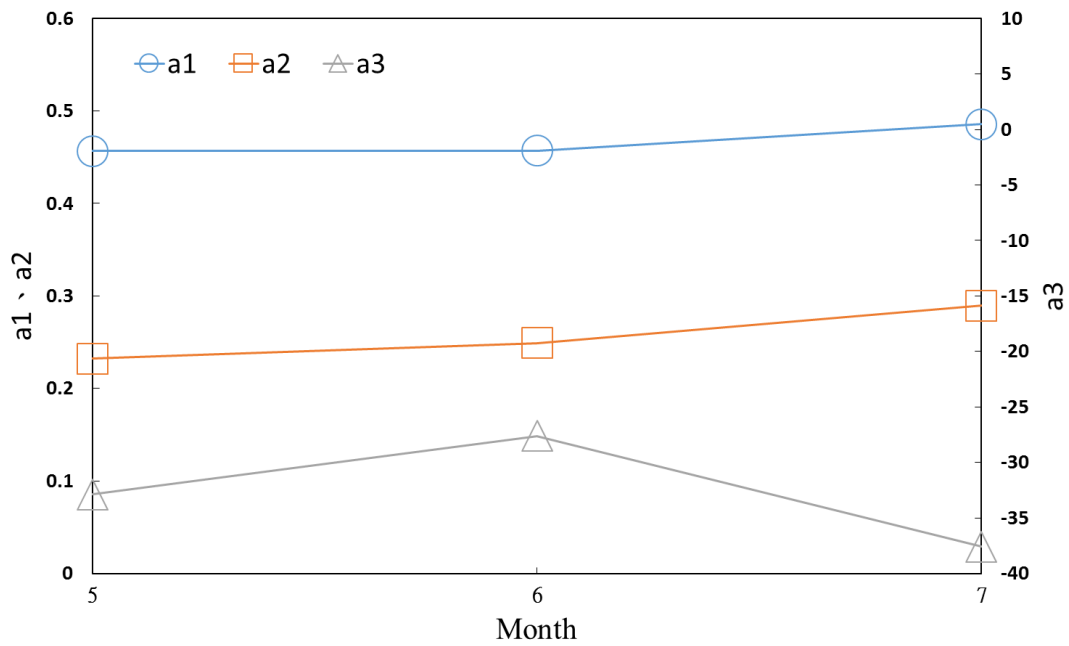


圖 8 清水鎮住宅區屋頂 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2007 年 5 月、6 月、7 月。

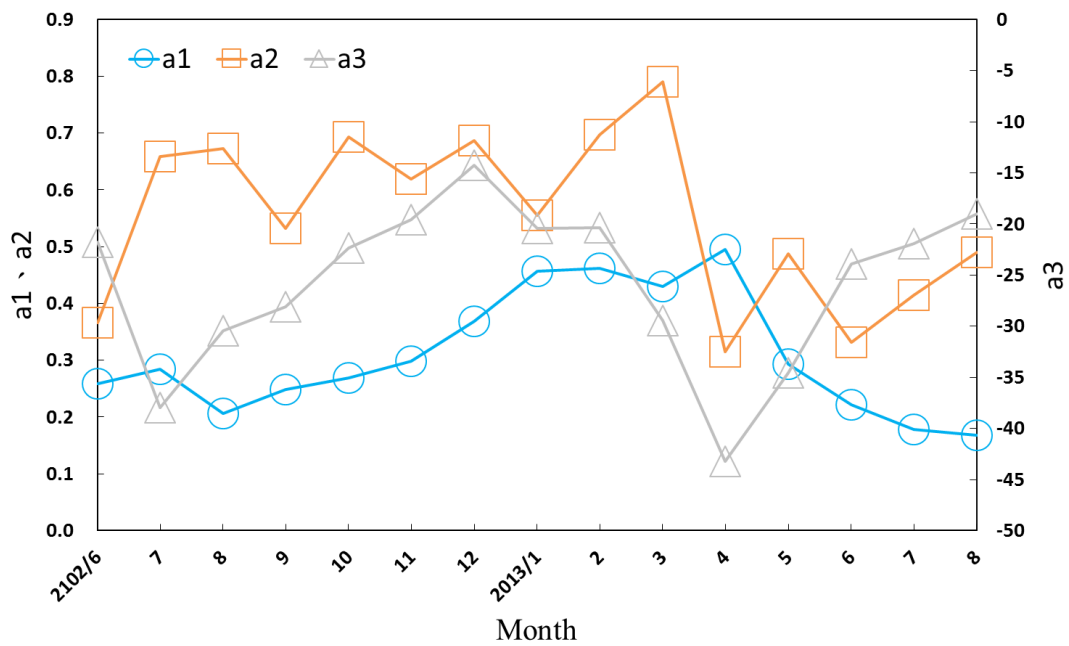


圖 9 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2012 年 6 月~2013 年 9 月。

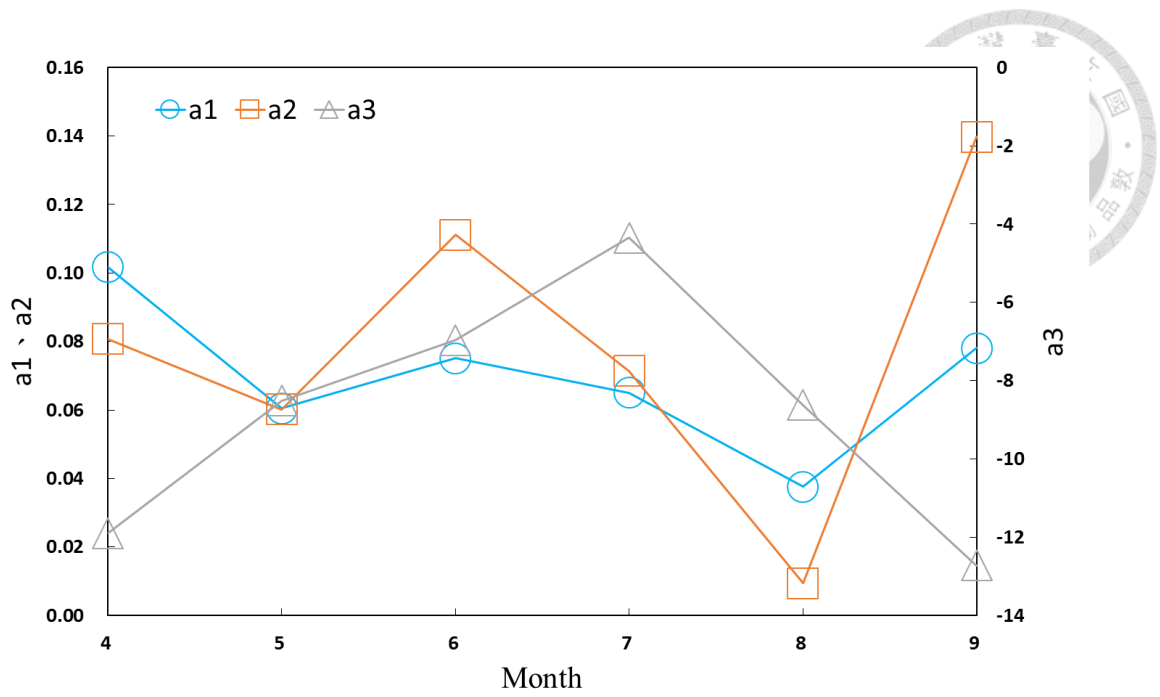


圖 10 Dripsey 農業區草地 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2013 年 4 月~9 月。

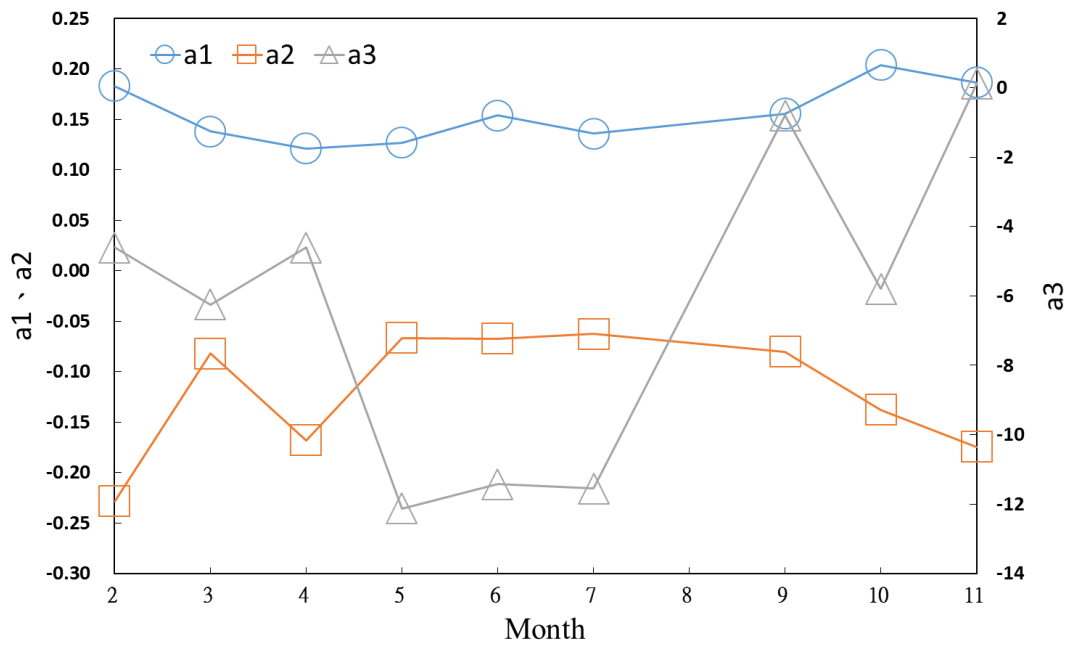


圖 11 Glencar 農業區沼澤溼地 Objective hysteresis model (OHM)係數的時間序列圖，2013 年 2 月~11 月。



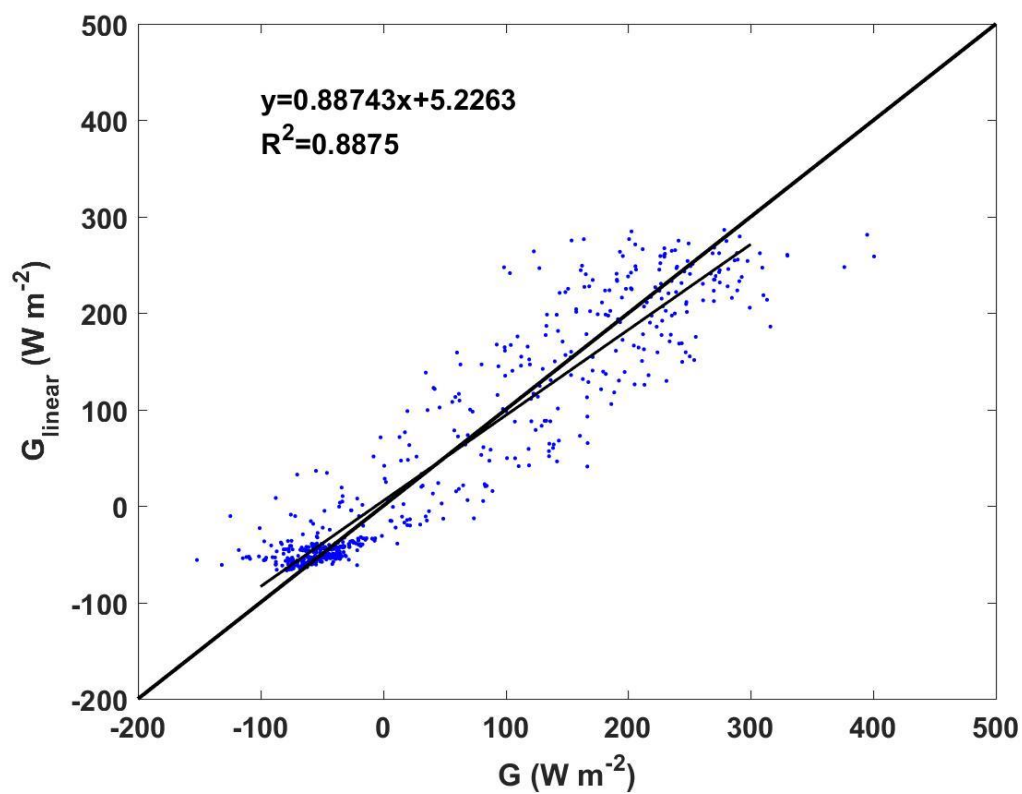


圖 12 清水鎮住宅區屋頂線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

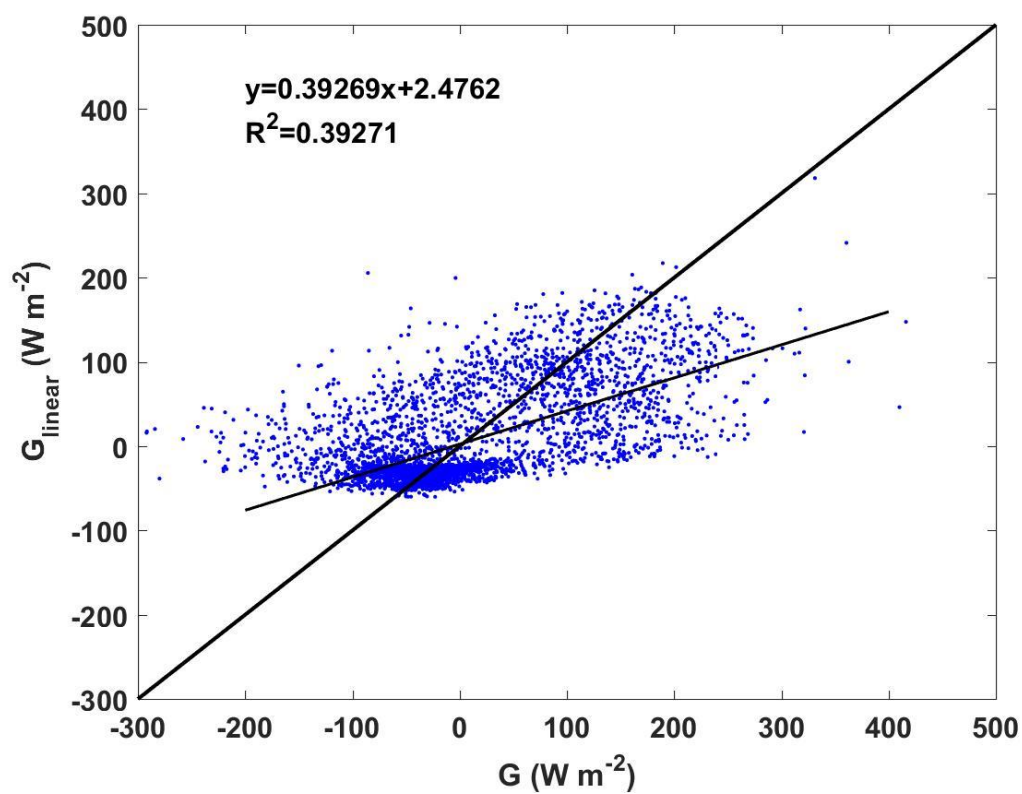


圖 13 台灣大學校園草地線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。



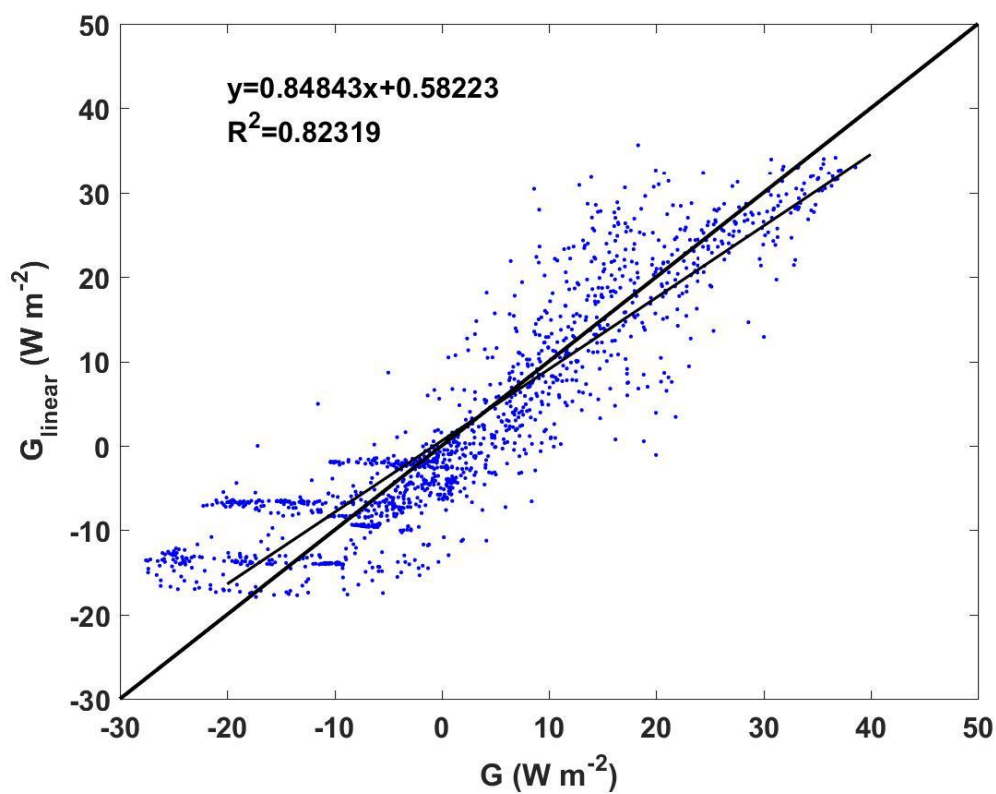


圖 14 Dripsey 農業區草地線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

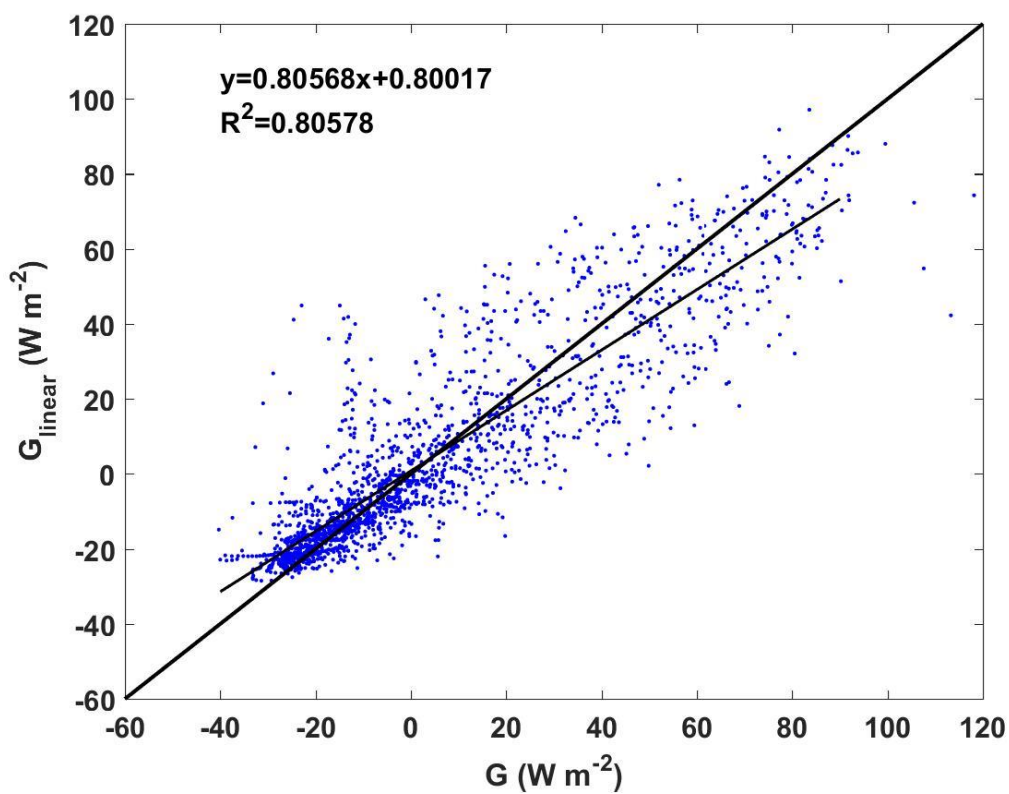


圖 15 Glencar 農業區沼澤地線性迴歸預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

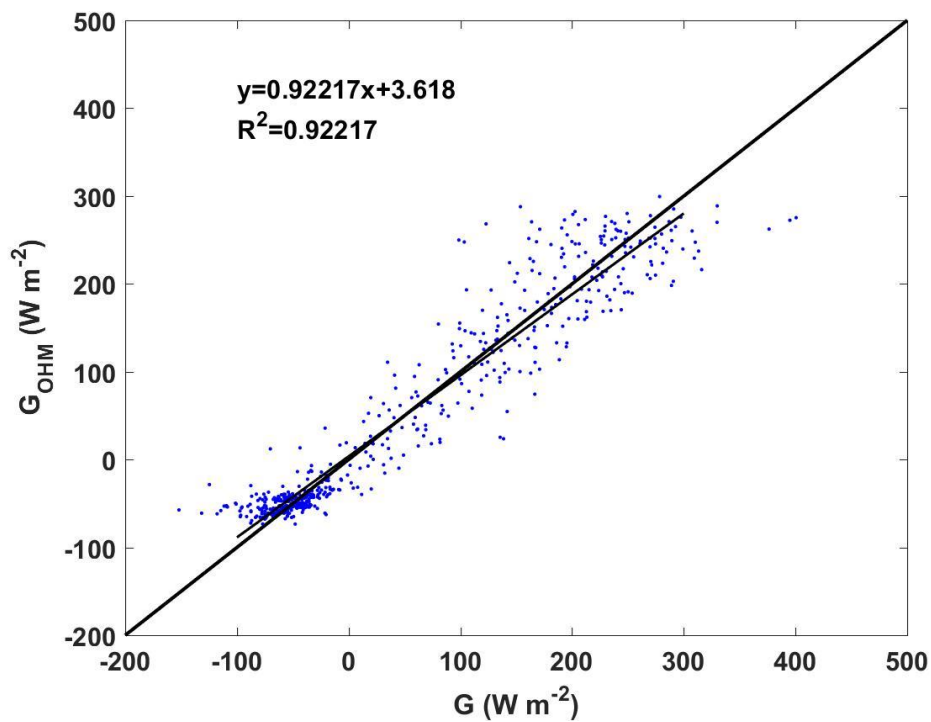


圖 16 清水鎮住宅區屋頂 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

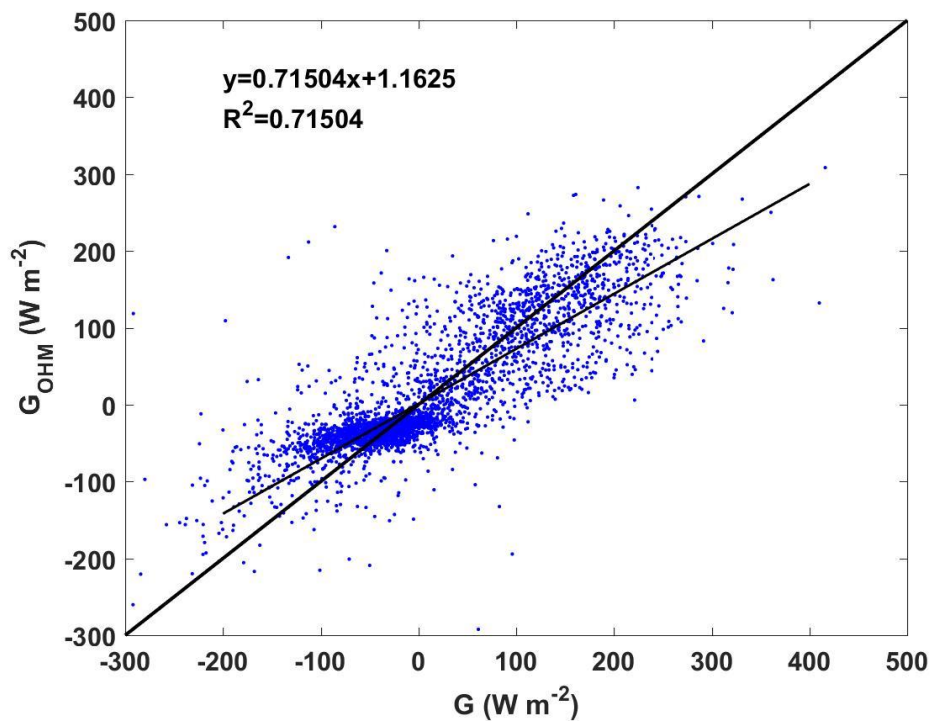


圖 17 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

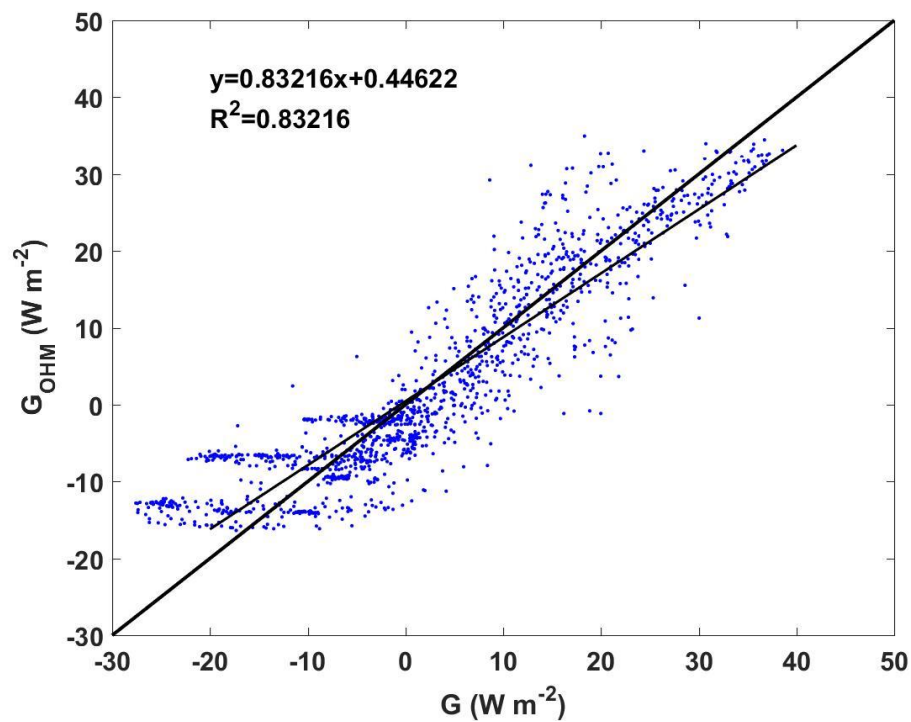


圖 18 Dripsey 農業區草地 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

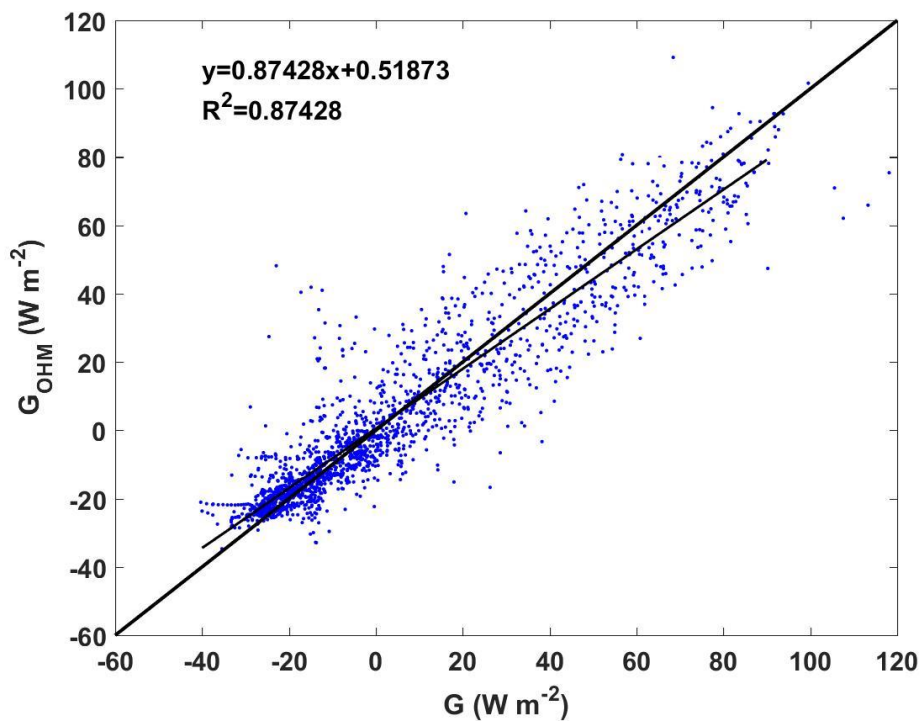


圖 19 Glencar 農業區沼澤溼地 Objective hysteresis model (OHM)預測地表熱通量與量測值之散佈圖。

## Reference:

Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration -guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. Rome, Italy: FAO.

Anandakumar K. 1999. A study on the partition of net radiation into heat fluxes on a dry asphalt surface. *Atmospheric Environment* 33:3911–3918.

Asaeda, T., and V. T. Ca. 1993. The subsurface transport of heat and moisture and its effect on the environment: A numerical model. *Bound.-Layer Meteor.*, 65, 159–179.

Baver, L. D., Gardner, W. H., and Gardner, W. R. 1973. *Soil Physics*, John Wiley and Sons, Inc., New York. 498 pp.

Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R. Vauclin, M. 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization. *Boundary-Layer Meteorology* 66, 173–200.

Burridge, D. M. and Gadd, A. J. 1977. ‘The Meteorological Office Operational IO-Level Numerical U’cather Prediction Model’, *Meteor. Office, London, Scientific Puprr* 34.

Byrne KA, Kiely G, Leahy P. 2005. CO<sub>2</sub> fluxes in adjacent new and permanent temperate grasslands. *Agric For Meteorol* 135:82–92.

Camuffo, D., Bernadi, A. 1982. An observational study of heat fluxes and their relationship with net radiation. *Boundary- Layer Meteorology* 23, 359–368.

Doll, D., J. K. S. Ching, and J. Kaneshiro. 1985. Parameterisation of subsurface heating for soil and concrete using net radiation data. *Bound.-Layer Meteor.*, 32, 351–372.

Deardorff, J. 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1889–1903.

EWRI. 2001. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. Environmental and Water Resource Institute of the American Society of Civil Engineers. Available at:  
<http://www.kimberly.uidaho.edu/water/asceewri/>. Accessed on 29 March 2004.

Fuchs, M., and A. Hadas. 1972: The heat flux density in a nonhomogeneous bare loessial soil. *Bound.-Layer Meteor.*, 3, 191–200.

Gaylon S. Campbell, John M. Norman. 1998. *An introduction to environmental biophysics* (Springer, New York).

Grimmond C.S.B., Oke T.R. 1999. Heat storage in urban areas: local-scale observations and evaluation of a simple model, *Journal of Applied Meteorology* 38 922–940.

Grimmond CSB, Cleugh HA, Oke TR. 1991. An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmospheric Environment* B 25: 311–326

Holtlag. A. A. M., De Bruin. H. A. R., and Van Ulden, A. P. 1980. Estimation of the Sensible Heat flux from Standard Meteorological Data for Stability Calculation during Daytime ‘, NATO/CCMS, 11th ITM, Air Pollution Modeling and its Application.

Hsieh, CI, MC Lai, YJ Hsia, TJ Chang. 2008. Estimation of sensible heat, water vapor, and CO<sub>2</sub> fluxes, using the flux-variance method, *Int J Biometeorol*, 52:521–533, DOI 10.1007/s00484-008-0149-4.

Hsieh C.I., C.W. Huang, and G. Kiely. 2009. Long-term estimation of soil heat flux by single layer soil temperature, *International Journal of Biometeorology*, 53, 113–123.

Jaksic V, Kiely G, Albertson J, Oren R, Katul G, Leahy P, Byrne K. 2006. Net ecosystem exchange of grassland in contrasting wet and dry years. *Agric For Meteorol* 139:323–34.

Lawton, D., Leahy, P., Kiely, G., Byrne, K.A., Calanca, P., 2006. Modeling of net ecosystem exchange and its components for a humid grassland ecosystem. *J. Geophys. Res. Biogeosci.*

Malek, E., G. E. Bingham, D. Or, and G. McCurdy. 1997. Annual mesoscale study of water balance in a Great Basin heterogeneous desert valley. *J. of Hydrology* 19(1/4): 223–244.

McCaughey, J. 1985. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa Ontario— A case study. *Bound.-Layer Meteor.* 31, 89–101.

McVeigh, P., Sottocornola, M., Foley, N., Leahy, P., and Kiely, G. 2014. Meteorological and functional response partitioning to explain interannual variability of CO<sub>2</sub> exchange at an Irish Atlantic blanket bog, *Agr. Forest Meteorol.*, 194, 8–19, doi:10.1016/j.agrformet.

Narita, K., T. Sekine, and T. Tokuoka. 1984. Thermal properties of urban surface materials—Study on heat balance at asphalt pavement. *Geogr. Rev. Japan*, 57(A), 639–651.

Novak M. D. 1981. The moisture and thermal regimes of a bare soil in the lower Fraser Valley during spring PhD. The University of British Columbia.

Peichl, M., Leahy, P. Kiely, G. 2011. Six-year stable annual uptake of carbon dioxide in intensively managed humid temperate grassland. *Ecosystems* 14 (1), 112–126

Sene, K. J. 1994. Parameterisations for energy transfers from a sparse vine crop. *Agricultural and Forest Meteorology* 71(1-2): 1–18.

Sottocornola, M., Laine, A., Kiely, G., Byrne, K.A., Tuittila, E.-S. 2009. Vegetation and environmental variation in an Atlantic blanket bog in South-Western Ireland. *Plant Ecol.* 203 (1), 69–81.

Sottocornola, M., Kiely, G. 2010a. Hydro-meteorological controls on the CO<sub>2</sub> exchange variation in an Irish blanket bog. *Agric. For. Meteorol.* 150 (2), 287–297.

Souch C, Charlotte P W, Susan B C, et al. 1996. Wetland Evaporation and Energy Partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore *J. Hydrol.* , 84 (324) :189 – 2081.

Souch, C., C. S. B. Grimmond, and C. Wolfe. 1998: Evaporation rates for wetlands with different disturbance histories: Indiana Dunes National Lakeshore. *Wetlands*, 18, 216–229.

Taesler, R. 1980. Studies of the development and thermal structure of the urban boundary layer in Uppsala. Part I: Experimental Program; and Part II: Data, analysis and results. Rep. 61, Meteorological Institution, Uppsala University, Uppsala, Sweden, 236 pp. [Available from Department of Earth Sciences and Meteorology, Uppsala University Villava"gen 16, S-752 36 Uppsala, Sweden.]

Wang J, Bras RL. 1999. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. *J Hydrol* 216:214–226

Yoshida, A., K. Tominaga, and S. Watatani. 1990–91. Field measurements on energy balance of an urban canyon in the summer season. *Energy Build*, 15–16, 417–423.

Yap, D. H. 1973. Sensible heat fluxes in and near Vancouver, B.C. Ph.D. thesis, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 177 pp.

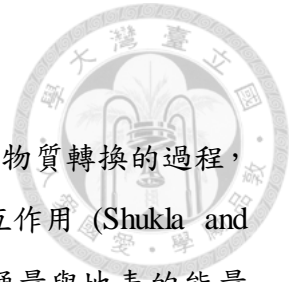
陳柏儒，城郊的熱通量模擬與量測，2008 年，國立台灣大學生物環境系統工程研究所碩士論文。



## Chapter 2.

### 水氣通量模擬之非參數化法研究

### Estimating latent heat flux using a nonparametric method



## 1.緒論

蒸發散是水循環中重要的一環，蒸發散是一種複雜的能量及物質轉換的過程，其參雜著輻射、熱傳導、擴散、對流以及地表與大氣之間的交互作用 (Shukla and Mintz, 1982; Chahine, 1992; Pitman, 2003)。蒸發散亦可稱為水氣通量與地表的能量平衡、水分平衡以及大氣狀態息息相關 (Brutsaert 2005)，所以充分理解水氣通量，準確估計水氣通量將有助於水資源的計畫和管理 (Katerji and Rana 2006; Vercauteren et al, 2009; Shuttleworth 2007)。

為了精確預測水氣通量，許多人致力於理論以及觀測方法的研究。其中Bowen ratio-energy balance (BREB) method是一種簡單的方法可用來計算可感熱及水氣通量，其需要的參數有大氣壓力、溫度梯度與蒸氣壓力梯度。BREB的假設條件為均勻地表以及熱的紊流傳輸係數與水氣的紊流傳輸係數一致。然而當Bowen ratio ( $\beta$ ) 值接近-1時，BREB將無法有效地預測水氣及可感熱通量，這種情況會發生在水氣及可感熱通量大小相等但方向相反時，此條件多半發生在早上、傍晚、下雨以及灌溉的時候 (Unland et al, 1996; Pauwels and Samson, 2006)。

Penman-Monteith (PM) equation 則是另一個能有效估計水氣通量的方法，PM equation 假設所有的蒸發散來自於冠層，水在蒸散到大氣前必須先通過表面阻抗，擴散到大氣後再經過空氣動力阻抗。計算水氣通量所需的參數除了表面阻抗以及空氣動力阻抗還需要空氣溫度、淨輻射以及土壤熱通量。然而在 Penman-Monteith equation 中的表面阻抗在部分的植被區域難以量測，多半會採用半經驗或經驗參數化以求得水氣通量，然而透過半經驗或經驗參數化來獲取水氣通量仍無法避免導致不同的結果及不確定性 (Rauapch, 1998)。

為了避免半經驗或經驗參數化所導致不同的結果及不確定性，Liu 等人在 2012 年以 hamilton's principle 為核心研究出一非參數化方法 (Non-parametric method) 來估計水氣及可感熱通量，此方法不需要任何的參數化，直接利用量測所得的淨輻射、土壤熱通量、空氣溫度、地表溫度即可獲得水氣及可感熱通量。Liu 等人在 26 個觀測站中評估此方法，發現有 23 個觀測站有著良好的表現，且與 PM equation 及 BREB 兩種方法做比較，並發現非參數化法是三個之中最佳的 (Liu et al, 2012)。

Yang 等人在 2015 年對非參數化法做了評估，指出非參數化法在乾燥環境下會嚴重高估水氣通量，因此需要避免在乾燥環境使用非參數化法。此外，也發現非參



數化法與 equilibrium evaporation equation 十分接近。equilibrium evaporation equation 為一在地表與空氣濕度為飽和狀態下計算水氣通量的方法 (Yang et al., 2015)。DenMeade and McIlroy (1970)指出 equilibrium evaporation equation 在潮濕的大氣下但地表適度乾燥的情況下也能有良好的估計結果，誤差約略在 10% 以內。

Wang 等人在 2016 年也利用非參數化法分析該方法在中國黑河流域的適用性，指出非參數化方法在不同地貌和不同季節具有不同的適用性，總體上非參數化法在夏季的精確度會明顯優於冬季。此外 Wang 等人利用非參數化法結合遙測數據與地面觀測結果比較，在潮濕區域的誤差百分比平均為 6.2%，而在乾旱區域的誤差百分比平均為 59.5%，驗證出非參數化法在潮濕區域預估的水氣通量優於乾旱區域。最後對非參數化法進行敏感度分析發現對水氣通量影響最大的是地表淨輻射，其次是地表溫度和空氣溫度，而土壤熱通量的影響最小 (Wang et al., 2016)。

儘管非參數化法已在許多站點上進行了驗證，但該方法為一新的方法，應此更多的評估驗證仍是必要的。雖然 Yang et al. (2015)、Wang et al. (2016) 等人指出非參數化法在潮濕區域預估水氣通量的結果優於乾旱區域，但 Yang 亦發現非參數化法與 equilibrium evaporation equation 十分接近，而 equilibrium evaporation equation 在潮濕區域下即可有效的估計水氣通量。故本研究目的在於驗證非參數化法於潮濕區域的可行性，進一步探討非參數化法與 equilibrium evaporation equation 之間的優劣、關聯性，以評估非參數化法的潛力及限制。

## 2. 實驗

### 2.1 Site Dripsey (濕潤草地)

Dripsey 的研究站位於南愛爾蘭的科克城 (Cork) 西北方約 25 公里處 (59°59'N, 8°45'W; 海拔 195m)。該地區屬一多雨型之溫帶氣候，30 年的平均氣溫為 9.4°C、年平均降雨量為 1207mm (Met Eireann, 1960–1990 climate norms at Cork Airport Meteorological Station)，本研究期間之年平均氣溫為 9 °C、年降雨量為 1161mm。Dripsey 實驗站屬一高品質的牧場和草原，多年生黑麥草為主要的植物種類，夾雜著少量的狐尾草和絨毛草，高草高在牧場約為 10~20 公分、草原最高為 45 公分 (Jaksic et al., 2006)。土壤類型為澤潛育土有著肥沃的土壤質地，土壤粒徑含量分別為 42% 砂粒、41% 粉砂粒、17% 黏土 (Lawton et al., 2006)，在 20 公分深的土壤層

中，土壤有機碳濃度為 5.9% (Byrne et al., 2005)。渦流相關系統 (Eddy covariance system) 架設高度為地面上 5 公尺處，利用二氧化碳/水氣分析儀 (Li-7500) 結合超音波風速計 (CSAT) 以 10Hz 的頻率收集後每 30 分鐘做一平均值，並經過二次轉軸，水氣及可感熱通量經過韋伯校正 (Webb correction) 處理。其餘量測的環境資料還包括淨輻射 (CNR1)、土壤熱通量 (Hfp01)、溫度、相對濕度 (HMP45C)。土壤溫度計架設在地面下 1.5、5、7.5 公分深處，量測值以 1 分鐘收集一次，每 30 分鐘平均一筆數據。本研究採用 2013 年整年所收集的數據資料，更多的實驗細節可參照 (Peichl et al., 2011)。

## 2.2 Site Glencar (沼澤溼地)

Glencar 為一沼澤地形，位於愛爾蘭西南方的 Country Kerry (51.55 N, 9.55 W, 海拔 150m)。該地區亦屬一多雨型之溫帶氣候，研究期間之平均氣溫為 10.1°C、年降雨量為 1834mm。在沼澤的中心，上半部的泥炭地泥炭層主要為蘆葦莎草泥炭，其土壤容積密度為 0.05 ( $\text{g cm}^{-3}$ )、孔隙率為 95%，泥炭層深度約 2 到 5 公尺深 (Lewis Et al., 2012)，夏季時維管束植物覆蓋沼澤約 30% 的表面積。此種沼澤地的特徵為地表的空間異質性較大，在不同的相對高度下，植被與積水的比例也有所不同 (Sottocornola et al., 2009)。位於沼澤中心的通量塔在離地面 3 公尺處架設渦流相關系統 (Eddy Covariance system)，由超音波風速計 (CSAT3) 量測三維方向風速、虛位溫 (virtual potential temperature) 以及二氧化碳/水氣分析儀 (Licor 7500) 量測水氣和二氧化碳濃度。上述儀器均以 10Hz 的頻率收集並每 30 分鐘做一平均值，風速經過二次轉軸，水氣及可感熱通量經過韋伯校正 (Webb correction) 處理。其他量測的主要氣象和環境參數有淨輻射 (Rn) 與土壤熱通量 (G) 分別在離地面 2 公尺高由 CNR1 以及地表下 10 公分以 Hfp01 量測，土壤溫度計架設在地面下 10 公分深處，空氣溫度、相對濕度則於離地 3 公尺處以 HMP45C 量測，量測值皆以 1 分鐘收集一次，同樣每 30 分鐘平均一次 (Sottocornola et al., 2010; McVeigh, 2014)。本研究採用 2013 年整年所收集的數據資料。

## 3. 研究方法

### 3.1 非參數化法 (Nonparametric method)

本篇研究以 Liu 等人在 2012 年所提出的非參數化法來評估水氣及可感熱通量，非參數化法以 Hamilton's Principle 為核心進行推導，並假設系統為封閉系統且位能與速度、時間無關，將進出地表的淨輻射視為位能，可感熱、水氣通量及土壤熱通量視為動能，利用 Lagrangian's Principle 推得公式如下：

$$H = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \varepsilon \sigma (T_s^4 - T_a^4) - G \ln\left(\frac{T_s}{T_a}\right) \quad (1)$$

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - \varepsilon \sigma (T_s^4 - T_a^4) + G \ln\left(\frac{T_s}{T_a}\right) \quad (2)$$

(I) (II) (III)

其中 H 為可感熱通量 ( $\text{W m}^{-2}$ )、LE 為水氣通量 ( $\text{W m}^{-2}$ )、 $\gamma$  (psychrometric constant)  $= C_p P / 0.622 L$  為乾溼常數 ( $\text{kPa K}^{-1}$ )、 $C_p$  為空氣比熱 ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )、 $P$  為大氣壓力 ( $\text{kPa}$ )、 $L$  為蒸發潛熱 ( $\text{J kg}^{-1}$ )、 $\Delta$  (slope of saturated vapor pressure) 為空氣的飽和蒸氣壓梯度 ( $\text{kPa K}^{-1}$ )、 $R_n$  為淨輻射 ( $\text{W m}^{-2}$ )、 $G$  為地表熱通量 ( $\text{W m}^{-2}$ )、 $\varepsilon$  為輻射率 (本研究兩實驗地分別採用 0.95、0.99)、 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$  為史蒂芬波茲曼 (Stefan-Boltzmann) 常數 ( $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ )、 $T_s$  為地表溫度 (K)、 $T_a$  為空氣溫度 (K)。使用非參數化法所需要輸入的物理量有  $R_n$ 、 $G$ 、 $T_s$ 、 $T_a$  且都可以經由量測而得，避免經驗、半經驗參數化所帶來的誤差與不確定性 (Liu et al., 2012)。在公式(1)、(2)中等號右手邊總共有三項，其中公式(2)的第一項定名為 NP\_I，且 NP\_I 即是 Equilibrium evaporation equation，該公式在之後的小節會再介紹，而公式的第二項及第三項分別定名為 NP\_II、NP\_III。公式的推導過程及更多的細節可以參考附錄 B。

### 3.2 Penman-Montieth method

PenMan-Montieth method 為一廣為被使用計算水氣通量的方法，其公式如下：

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + (1 + \frac{r_s}{r_{av}})\gamma} (R_n - G) + \frac{\rho \delta q C_p r_{av}^{-1}}{\Delta + (1 + \frac{r_s}{r_{av}})\gamma} \quad (3)$$

其中  $\delta q$  為蒸氣壓差 ( $\text{kPa}$ )、 $r_s$  為表面阻抗 ( $\text{s m}^{-1}$ ) (在本研究利用整年的資料迴歸而得)、 $r_{av}$  為空氣動力阻抗 ( $\text{s m}^{-1}$ ) 其計算公式如下：

$$r_{av} = \frac{k u_*}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right)} \quad (4)$$

其中  $k = 0.4$  為 Von Karman constant、 $u_*$  為摩擦速度 ( $\text{m s}^{-1}$ )、 $z$  為量測高度、 $z_0$  為表面粗糙度、 $\Psi(z/L)$  為 stability correction function for momentum、 $L$  為 Obukhov 長度 (Obukhov length) (Brutsaert 1982)。可感熱利用能量閉合計算，公式如下：

$$H = R_n - G - LE \quad (5)$$

### 3.3 Bowen ratio energy balance method

Bowen 於 1926 年提出 Bowen ratio ( $\beta$ ) 的概念，其定義為可感熱與水氣通量的比值並假設可感熱與水氣通量之紊流傳輸係數相同，其公式為：

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho C_p K_H \frac{\Delta T}{\Delta z}}{\frac{\rho C_p K_v \Delta e}{\gamma}} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (6)$$

其中  $\rho$  空氣密度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $C_p$  為空氣比熱 ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )、 $\gamma$  為乾溼常數 ( $\text{kPa K}^{-1}$ )、 $K_H$  為可感熱之紊流傳輸係數、 $K_v$  為水氣通量之紊流傳輸係數、 $\Delta T$  為兩個不同高度下的溫度差 ( $\text{K}$ )、 $\Delta e$  為個不同高度下的水氣壓差 ( $\text{kPa}$ )。由公式可知，利用量測兩個不同高度的溫度和濕度即可計算出  $\beta$  值，接著將上式帶入能量平衡公式

$$R_n = H + LE + G \quad (7)$$

經過聯立計算後可得

$$LE = \frac{1}{1+\beta} (R_n - G) \quad (8)$$

$$H = \frac{\beta}{1+\beta} (R_n - G) \quad (9)$$

BREB 法依靠於估計  $\beta$  值的準確度，而估計  $\beta$  值的準確度則與是否能準確量測溫度與壓力梯度有關，因此仔細的篩選數據是非常重要的。當計算而得的通量與溫度及壓力梯度的方向不一致時 BREB 法會失敗（本研究不將這些數據列入分析）。Perez 於 1999 年提出一表格，當  $R_n - G$ 、 $\Delta e$  以及經 BREB 計算而得的  $H$ 、 $LE$  滿足表格上的不等式時，則計算出的  $H$  及  $LE$  是正確的。另外當  $\beta$  值接近 -1 時，BREB 法也會發生錯誤，因為這會導致(6)、(7)式趨近於無窮大，此時溫度和壓力梯度小且方向相反，這種情況會發生在日出、日落、降雨及灌溉時，因此需要避免使用這些數據，有些  $\beta$  值篩選的範圍被提出，例如當  $\beta$  值  $< -0.75$  或是當  $-1.3 < \beta < 0.7$  時這些數據將被刪除 (Ortega-Farias et al., 1996; Unland et al., 1996) 本研究將  $-1.3 < \beta < 0.7$  時的資料刪除。

### 3.4 Equilibrium evaporation

理論上來說當空氣通過一飽和表面時，將逐漸降低蒸氣壓差 (VPD) 直到形成平衡蒸發速率 (equilibrium evaporation) (Slatyer and McIlroy, 1967; McNaughton,

1976; Monteith, 1981)。

$$LE_{EQ} = \frac{4}{4+\gamma}(R_n - G) \quad (10)$$

由公式(10)可以看出 equilibrium evaporation 即為非參數化法的第一項。equilibrium evaporation 發生在地表與空氣為飽和狀態的時候，此外當地表與空氣的乾濕球溫度差一致時也會形成 equilibrium evaporation。可感熱利用公式(6)能量閉合計算。

## 4. 結果與討論

### 4.1 各方法整年預測之比較

圖 1~圖 2 為非參數化法、Penman-Montieth 法、BREB 以及 Equilibrium evaporation 四種方法在 Dripsey 及 Glencar 的預估結果。圖 1-a~圖 1-d 為 Dripsey 整年各方法預估水氣通量 (LE)與量測值之散佈圖，其中以 Penman-Montieth 法的迴歸線  $y = 0.76x + 32.4$ 、 $R^2 = 0.7$  以及  $RMSE = 42.4 (W m^{-2})$  的整體表現為四種方法中最好的一個，非參數化法的迴歸線  $y = 0.59x + 24.6$ 、 $R^2 = 0.76$  及  $RMSE = 68.01 (W m^{-2})$  以及 Equilibrium evaporation 的迴歸線  $y = 0.58x + 19.68$ 、 $R^2 = 0.77$  及  $RMSE = 77.27 (W m^{-2})$ ，兩者的表現差不多為四種方法中表現次好的兩個。最後四種方法中最差的為 BREB，迴歸線為  $y = 0.44x + 19.67$ 、 $R^2 = 0.74$ 、 $RMSE$  為  $138.08 (W m^{-2})$ 。

圖 2-a~圖 2-d 為 Glencar 整年各方法預估水氣通量 (LE)與量測值之散佈圖，其中亦以 Penman-Montieth 法的迴歸線  $y = 0.71x + 28.64$ 、 $R^2 = 0.54$  以及  $RMSE = 34.28 (W m^{-2})$  的整體表現為四種方法中最好的一個。非參數化法的迴歸線  $y = 0.43x + 25.85$ 、 $R^2 = 0.63$  及  $RMSE = 85.39 (W m^{-2})$  以及 Equilibrium evaporation 的迴歸線  $y = 0.43x + 23.88$ 、 $R^2 = 0.66$  及  $RMSE = 88.82 (W m^{-2})$ ，兩者的表現差不多，為四種方法中表現次好的兩個。最後四種方法中最差的為 BREB，迴歸線為  $y = 0.27x + 28.01$ 、 $R^2 = 0.52$ 、 $RMSE$  為  $175.29 (W m^{-2})$ 。

此外，四種方法預估可感熱 (H)的結果與預估水氣通量 (LE)的結果一起整理在表 2 及表 3。如表 2 所見，在預測可感熱方面，Dripsey 以 Equilibrium evaporation 的迴歸線  $y = 0.65x + 10.6$ 、 $R^2 = 0.62$  及  $RMSE = 48.59 (W m^{-2})$  的整體表現在四種方法中最好，而表 3 的 Glencar 也是以 Equilibrium evaporation 的迴歸線  $y = 0.77x + 12.29$ 、 $R^2 = 0.61$  及  $RMSE = 35.51 (W m^{-2})$  的整體表現在四種方法中最好。整體而言，不論

實驗地點是在 Dripsey 或是 Glencar，Penman-Montieth 法預估水氣通量 (LE)的結果是最好的，然而在預估可感熱 (H)這方面則以 Equilibrium evaporation 表現最好，此乃是因為在各方法中皆假設地表能量守恆，但實際上並非如此，由圖 3a 及 3b 可以看出兩個實驗地在大部分的情況下都沒有達到能量閉合，從兩圖的迴歸線斜率可以看出 Dripsey 與 Glencar 的能量閉合率分別為 0.7 與 0.68。

#### 4.2 各預測方法白天數據與分配後量測值之比較：

能量不閉合的問題是通量觀測中經常遇到的問題，許多實驗結果顯示在大部分的情形下淨輻射 (Rn)扣除地表熱通量 (G)的值會大於渦流相關法所量測到的可感熱 (H)及水氣通量 (LE)的合 (Foken and Oncely 1995; Finnigan et al., 2003; Kanda et al., 2004)。在過去許多人將能量不閉合的原因指向量測各通量時的儀器誤差或是忽略土壤的儲存熱等所導致，但隨著科技的進步，淨輻射 (Rn)、紊流通量的數據已經能被準確的量得，這些將不再是能量閉合的問題，取而代之的能量閉合的原因被認為與尺度有關，在許多大尺度的實驗中能量平衡可以大致上的閉合(Kanda et al., 2004; Inagaki et al. 2006, Steinfeld et al., 2007)。紊流通量由可以被渦流相關法所量得的小的渦流以及與地表異質結構有關的大渦流所組成，因此在能量平衡為前提下，可以將能量平衡的公式改寫如下 (Foken, 2008)：

$$Rn = G + (LE)_s + (H)_s + (LE)_l + (H)_l$$

其中下標 s 代表小渦流、下標 l 代表大渦流，並假設在小尺度以及大尺度下 Bowen ratio 的值為一致，便可將能量不閉合之殘值按照 Bowen ratio 的比值分配給可感熱 (H)以及水氣通量 (LE)，而這個方法在過去也已經被許多作者拿來使用 (如 Lee, 1998; Twine et al., 2000; Liu et al., 2012)。因此本研究選用白天的數據，以可感熱大於 30 (W m<sup>2</sup>)為標準並沿用前述的方式將量測所得可感熱 (H)以及水氣通量 (LE)將能量不閉合的殘餘值透過 Bowen ratio (H/LE)重新計算進而得到修正過後的可感熱 (H<sub>corrected</sub>)以及水氣通量 (LE<sub>corrected</sub>)。

圖 4~圖 5 為非參數化法、Penman-Montieth 法、BREB 以及 Equilibrium evaporation 四種方法在 Dripsey 及 Glencar 的預估結果與修正後量測值之散佈圖，为了方便比較四種方法在 Dripsey、Glencar 預估可感熱 (H)以及水氣通量 (LE)的準確度，將迴歸線、R<sup>2</sup> 以及 RMSE 值整理成表 4、表 5。由表 4、表 5 可看出，無

論是 Dripsey 或是 Glencar 在預估修正後的可感熱 (H)以及水氣通量 (LE)皆以非參數化法及 Equilibrium evaporation 的整體結果最好，預估水氣通量 (LE)的迴歸線介於 0.71~0.91 之間、 $R^2$  介於 0.8 ~ 0.9、RMSE 則介於 32.9 ~ 46.95 ( $W m^{-2}$ )之間；預測修正後之可感熱 (H)的迴歸線介於 1.04~1.34 之間、 $R^2$  介於 0.74~0.82、RMSE 則介於 32.91 ~ 46.95 ( $W m^{-2}$ )之間。

#### 4.3 比較非參數化法與 Equilibrium evaporation

在章節 4.2 發現非參數化法與 Equilibrium evaporation 不論在 Dripsey 或 Glencar 預估可感熱 (H)以及水氣通量 (LE)的表現最好，且兩者的迴歸線、 $R^2$  及 RMSE 值都十分接近。非參數化法的預估結果非常接近 Equilibrium evaporation 此一現象 Yang 等人也在 2015 年發現，本章節將直接比較兩方法之間的關聯及優劣。圖 6 為非參數化法與 Equilibrium evaporation 在 Dripsey 及 Glencar 預估水氣通量 (LE)之散佈圖，由圖 6 可明顯看出兩方法的關聯性相當高，迴歸線斜率分別為 0.97、0.96、 $R^2$  為 0.99、0.96 及 RMSE=14.5 ( $W m^{-2}$ )、18.3 ( $W m^{-2}$ )。接著我們比較兩方法在怎麼樣的情況下表現會較好，圖 7、圖 8 為蒸發率與 Equilibrium evaporation 預估水氣通量 (LE)的誤差減去非參數化法預估水氣通量 (LE)的誤差之散佈圖，其中蒸發率 (Evaporative fraction)為水氣通量與淨輻射減去地表熱通量的比值，即  $LE / (R_n - G)$  (Yang et.al, 2015)。從圖 7、圖 8 我們可以發現在 Dripsey 及 Glencar 兩實驗地，兩方法的誤差差值約在蒸發率為 0.6 時最小，兩者的誤差差值隨著蒸發率的增加或減少而逐漸增加。將誤差差值為正時的數據選出，即非參數化法表現比 Equilibrium evaporation 好的情況，結果如圖 9、圖 10。由圖 9 可以看出在實驗地 Dripsey 當蒸發率小於 0.6 時非參數化法表現逐漸比 Equilibrium evaporation 好，進一步我們將蒸發率小於 0.5 以及蒸發率大於 0.7 的數據取出並分別做參數化法與 Equilibrium evaporation 對修正後水氣通量量測值之散佈圖。由圖 11、圖 12 可以明顯看出當蒸發率小於 0.5 時，非參數化法的預估值較接近 1:1 線；而當蒸發率大於 0.7 時，則是 Equilibrium evaporation 較接近 1:1 線，至此我們可以得出在濕潤草地如 Dripsey，當蒸發率大於 0.6 時使用 Equilibrium evaporation 預估水氣通量 (LE)較佳，反之當蒸發率小於 0.6 時則以非參數化法預估水氣通量 (LE)較佳，詳細的迴歸分析整理於表 6。然而此一現象在實驗地 Glencar 並未發生，圖 10 為實驗地 Glencar 當誤差



差值為正時的數據，其散佈情況與整體數據相似。發生這種現象的可能原因是實驗地 Glencar 為一沼澤地形，地表表面有積水情形，因此無論蒸發率為多少其水氣通量 (LE)皆會十分接近 Equilibrium evaporation 的狀態。



#### 4.4 非參數化法三項

為了進一步研究非參數化法與 Equilibrium evaporation 之間的差異，在此我們深入研究非參數化法的三個部分，首先我們將兩實驗地 Dripsey 及 Glencar 非參數化法中的三項數值與蒸發率做散佈圖，即圖 13、圖 14。由兩圖可以看出在大部分的情況下非參數化法皆由第一項主導，當蒸發率偏小時非參數化法的第二項才相對影響較大，此一現象與 4.3 得出的結論當蒸發率小時適合非參數化法相互呼應；而第三項則無論在甚麼情況下都極度接近 0 ( $\text{W m}^{-2}$ )，此一結果則與 Yang 等人於 2015 年時的研究結果相同，詳細的統計資料整理在表 7。圖 15、圖 16 為非參數化法各項佔修正後水氣通量之比例與蒸發率做圖，由兩圖可更加容易看出非參數化法在大部分的情況下第一項幾乎佔了 75% 以上的比例、而第二項約 25%、第三項則趨近於 0%。除此之外，兩實驗地都有著隨蒸發率減少而第一項所佔比例隨之增加的情形，約在蒸發率為 0.6 時第一項突破 100%，這一現象導致 Equilibrium evaporation 開始有高估水氣通量的情形，而此時非參數化法則藉由公式的第二項與高估的量相互抵銷使非參數化法在低蒸發率時有著較好的表現，此一結果與 4.3 節的結論互相驗證。

#### 4.5 敏感度分析

此小節分析非參數化法所需數入的物理量對結果的影響，對非參數化法進行敏感度分析。非參數化法需要輸入的物理量包含淨輻射 ( $R_n$ )、土壤熱通量 ( $G$ )、空氣溫度 ( $T_a$ )、地表溫度 ( $T_s$ )以及地表輻射率 ( $\epsilon$ )，我們取其中一項參數改變 5% 且保持其餘參數不變，藉此得到該參數對非參數化法的敏感度。其結果如表 7。由表 5 可以看出無論在 Dripsey 或是 Glencar 皆以空氣溫度 ( $T_a$ )及地表溫度 ( $T_s$ )對非參數化法的預估結果影響最大，影響範圍在 9.8%~15.4%之間，其次是淨輻射 ( $R_n$ )影響範圍在 4.7%~7.8%之間，且對水氣通量 (LE)的影響略高於可感熱 ( $H$ )，影響最小的是土壤熱通量 ( $G$ )與地表輻射率 ( $\epsilon$ )，影響範圍在 0.9%~2.6%之間。此一結



果與 Wang 等人在 2015 年的研究結果略有不同，Wang 等人在中國黑河流域一玉米地實驗站分析數入的物理量對預測結果的影響，該地屬一植被覆蓋的濕潤區域。其分析結果為淨輻射對預測水氣通量的影響最大，影響 5.7%；空氣溫度對預測可感熱的影響最大，影響 12.4%。

## 5. 結論

本論文是為了研究Liu等人 (2012)所提出的非參數化法的可行性，並評估此方法的潛力及限制，利用Dripsey 2013年與Glencar 2013年的量測數據預測可感熱與水氣通量，與Penman-Monteith、Penman、BREB、Equilibrium evaporation做比較，並深入研究非參數化法與Equilibrium evaporation之間的優劣、關聯性。本研究的結果顯示：

1. 在預估實際量測之水氣通量 (LE)這方面，不論實驗地點是在 Dripsey 或是 Glencar，Penman-Monteith 的預測結果是最好的，其迴歸線斜率都最接近 1:1 線、 $R^2$  都將近有 0.7 以上且 RMSE 介於 26 ~ 43 ( $W m^{-2}$ )之間是五種方法中最低的，然而在預估可感熱 (H)這方面則以法 Equilibrium evaporation 的整體表現最好，此乃是因為在各方法中皆假設地表能量守恆，但實際上並非如此。

2. 水氣通量與可感熱之量測值經過 Bowen ratio 修正後，無論是在 Dripsey 或是 Glencar，在預估修正後的可感熱以及水氣通量皆以非參數化法及 Equilibrium evaporation 的整體結果最好，預估水氣通量 (LE)的迴歸線介於 0.714 ~ 0.913 之間、 $R^2$  介於 0.7996 ~ 0.90169、RMSE 則介於 32.91 ~ 46.95 ( $W m^{-2}$ )之間；預測修正後之可感熱 (H)的迴歸線介於 1.04 ~ 1.34 之間、 $R^2$  介於 0.74 ~ 0.82、RMSE 則介於 32.91 ~ 46.95 ( $W m^{-2}$ )之間。

3. 無論是在 Dripsey 或是 Glencar，非參數化法的預估結果與 Equilibrium evaporation 十分接近，藉由觀察兩方法的預估差值誤差與蒸發率的散佈圖，發現在實驗地 Dripsey 兩方法的誤差差值約在蒸發率為 0.6 時最小，當蒸發率大於 0.6 時使用 Equilibrium evaporation 預估水氣通量 (LE)較佳，反之當蒸發率小於 0.6 時則以非參數化法預估水氣通量 (LE)較佳。



4. 然而此一現象在實驗地 Glencar 並未發生，可能原因是實驗地 Glencar 為一沼澤地形，地表表面有積水情形，因此無論蒸發率為多少其水氣通量皆會十分接近 Equilibrium evaporation 的狀態。

5. 深入研究非參數化法的三個部分，大部分的情況下非參數化法皆由第一項主導，當蒸發率偏小時非參數化法的第二項才相對影響較大，而第三項則無論在甚麼情況下都極度接近0 ( $\text{W m}^{-2}$ )。隨著蒸發率減少，第一項所佔比例隨之增加，約在蒸發率為0.6時第一項突破100%的修正後水氣通量，這一現象導致 Equilibrium evaporation開始有高估水氣通量的情形，而此時非參數化法則藉由公式的第二項與高估的量相互抵消使非參數化法在低蒸發率時有著較好的表現。

6. 分析非參數化法所需數入的參數對結果的影響，發現影響非參數化法最大的是空氣溫度及地表溫度，影響範圍約在9.8% ~ 15.4%之間，其次是淨輻射影響範圍在4.7% ~ 7.8%之間，最後是土壤熱通量與地表輻射率，影響範圍在0.9% ~ 2.6%之間。

表 1 各實驗地特徵及儀器高度

實驗地類型	濕潤草地 (Dripsey)	沼澤溼地 (Glencar)
實驗時間	2013/1/1~12/31	2013/1/1~12/31
海拔(m)	195	150
經緯度	59°59'N, 8°45'W	51°55' N ,9°55' W
氣候類型	溫帶氣候	溫帶氣候
年降雨(mm)	1161	1834
年均溫(°C)	9	10.1
冠層高度(cm)	10~45	?
量測高度(m)		
eddy-covariance	5	3
淨輻射計	4	2
土壤熱通量盤	-0.1	-0.1
土壤溫度計	-0.015, -0.05, -0.075	-0.1
土壤溼度計	-0.05	--
地表輻射率( $\epsilon$ )	0.95	0.99
體積熱容量( $\text{MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ )	2.07 ~ 3.3	3.42 ~ 3.99
孔隙率	0.61	0.8~0.95

表 2 各方法於 Dripsey 濕潤草地預測水氣通量 (LE)與可感熱通量 (H)回歸分析表。

RMSE: root mean square error ( $\text{W m}^{-2}$ )

Flux	Method			
	Nonparametric	Penman-Monteith	Bowen Energy Balance	Ratio Equilibrium evaporation
LE				
Slope	0.59	0.76	0.44	0.58
Intercept	24.61	32.44	19.67	19.68
R <sup>2</sup>	0.76	0.70	0.74	0.77
RMSE	68.01	42.42	138.09	77.27
Number point	2842	2842	2842	2842
H				
Slope	0.63	0.39	0.92	0.65
Intercept	5.19	18.13	28.73	10.60
R <sup>2</sup>	0.63	0.61	0.38	0.62
RMSE	57.77	112.39	45.48	48.60
Number point	2842	2842	2842	2842

。

表 3 各方法於 Glencar 沼澤溼地預測水氣通量 (LE)與可感熱通量 (H)回歸分析表。

RMSE: root mean square error ( $\text{W m}^{-2}$ )

Flux	Method			
	Nonparametric	Penman-Monteith	Bowen Energy Balance	Ratio Equilibrium evaporation
LE				
Slope	0.43	0.71	0.28	0.43
Intercept	25.85	28.64	28.01	23.88
R <sup>2</sup>	0.63	0.54	0.52	0.67
RMSE	85.4	34.29	175.29	88.82
Number point	2724	2724	2724	2724
H				
Slope	0.65	0.38	0.35	0.77
Intercept	20.97	23.87	84.68	12.29
R <sup>2</sup>	0.58	0.61	0.18	0.61
RMSE	41.71	108.69	91.17	35.51
Number point	2724	2724	2724	2724

表 4 各方法於 Dripsey 濕潤草地預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )與可感熱通量 ( $H_{corrected}$ )回歸分析表。RMSE: root mean square error ( $W\ m^{-2}$ )

Flux	Method			
	Nonparametric	Penman-Monteith	Bowen Energy	Ratio Equilibrium evaporation
$LE_{corrected}$				
Slope	0.91	0.89	0.68	0.89
Intercept	21.99	27.1	15.13	15.12
R <sup>2</sup>	0.9	0.83	0.89	0.9
RMSE	33.21	42.74	80.21	32.91
Number point	2842	2842	2797	2842
$H_{corrected}$				
Slope	1.04	0.8	1.53	1.08
Intercept	-12.92	17.94	25.91	-4.87
R <sup>2</sup>	0.8	0.71	0.51	0.8
RMSE	33.21	42.74	80.21	32.91
Number point	2842	2842	2797	2842

表 5 各方法於 Glencar 濕潤草地預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )與可感熱通量 ( $H_{corrected}$ )回歸分析表。RMSE: root mean square error ( $W\ m^{-2}$ )

Flux	Method			
	Nonparametric	Penman-Monteith	Bowen Energy Balance	Ratio Equilibrium evaporation
$LE_{corrected}$				
Slope	0.71	0.82	0.47	0.72
Intercept	20.29	20.87	20.28	17.1
$R^2$	0.8	0.65	0.67	0.84
RMSE	46.39	42.72	131.2	46.95
Number point	2724	2724	2263	2724
$H_{corrected}$				
Slope	1.13	0.8	0.59	1.34
Intercept	10.82	31.52	119.83	-6.3
$R^2$	0.74	0.75	0.22	0.816
RMSE	46.39	42.72	131.2	46.95
Number point	2724	2724	2263	2724

表 6 在不同 Evaporative fraction 情況下非參數化法與 Equilibrium evaporation 於 Dripsey 濕潤草地預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ ) 回歸分析表

Flux	Method	
$LE_{corrected}$	Nonparametric	Equilibrium evaporation
Evaporative fraction > 0.7		
Slope	1.066	1.05
Intercept	37.37	27.07
R <sup>2</sup>	0.95	0.95
RMSE	51.7	40.1
Number point	389	389
Evaporative fraction < 0.5		
Slope	0.806	0.783
Intercept	6	1.93
R <sup>2</sup>	0.931	0.933
RMSE	31.72	38.09
Number point	709	709

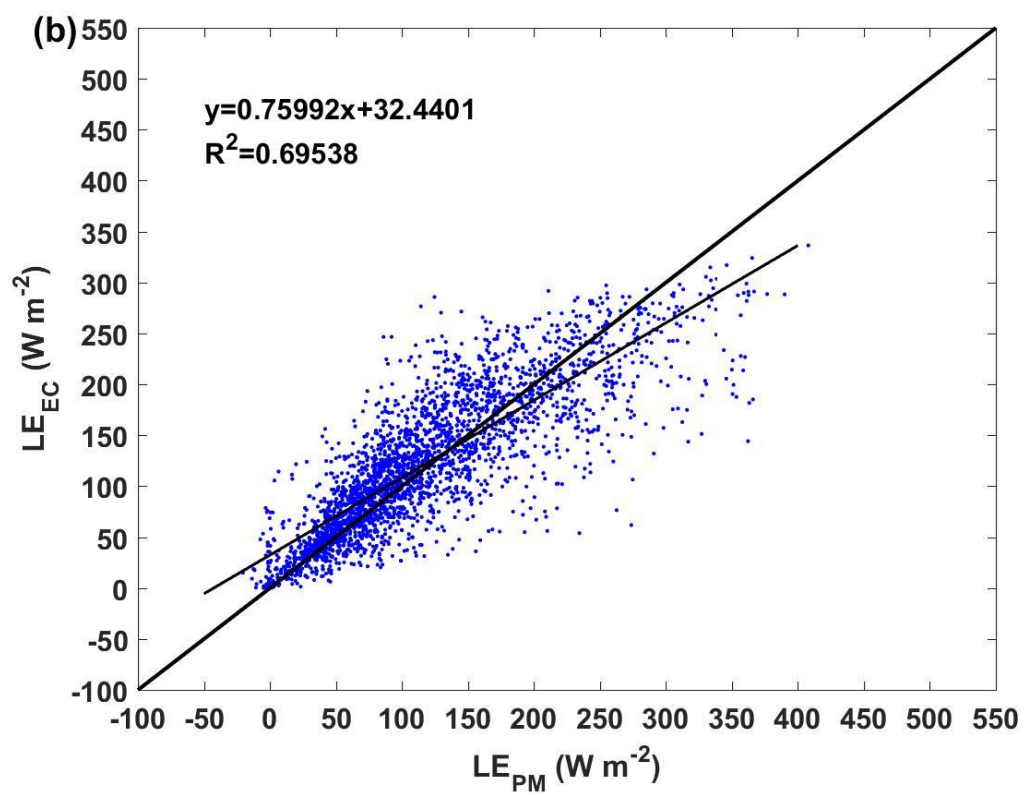
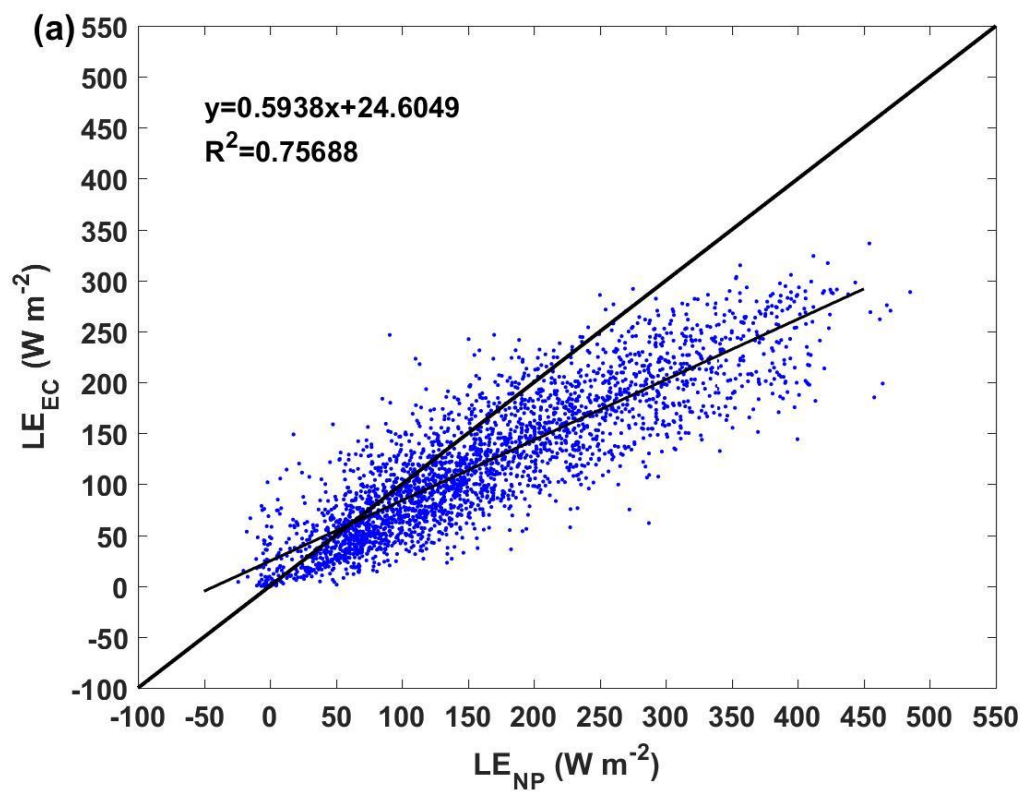


表 7 非參數化法預估水氣通量之三項統計資料表

實驗地	非參數化法	最大值	最小值	平均值	標準差
Dripsey	I	500.84	-29.18	176.53	104.04
	II	50.64	-9.37	12.87	8.7
	III	12.88	-6.14	0.7	1.44
Glencar	I	572.81	-37.48	160.01	88.48
	II	132.69	-117.79	4.73	19.2
	III	14.19	-14.99	0.49	1.85

表 8 輸入參數對非參數化法預測值之敏感度(百分比)

實驗地	參數	Rn ( $\pm 5\%$ )	G ( $\pm 5\%$ )	Ta ( $\pm 5\%$ )	Ts ( $\pm 5\%$ )	$\varepsilon$ ( $\pm 5\%$ )
Dripsey	H	4.7	0.9	11.5	10.6	1.07
	LE	6.3	1.1	11.5	11	1.07
Glencar	H	7	2.2	15.4	11.4	1.07
	LE	7.8	2.6	9.8	9.6	1.07



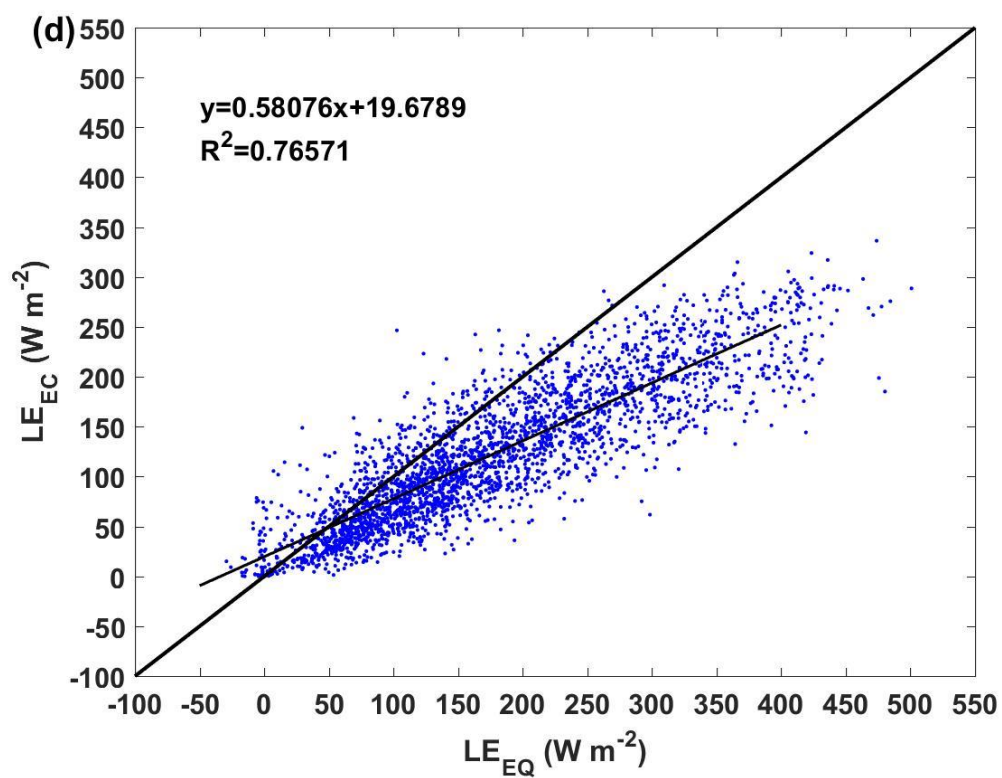
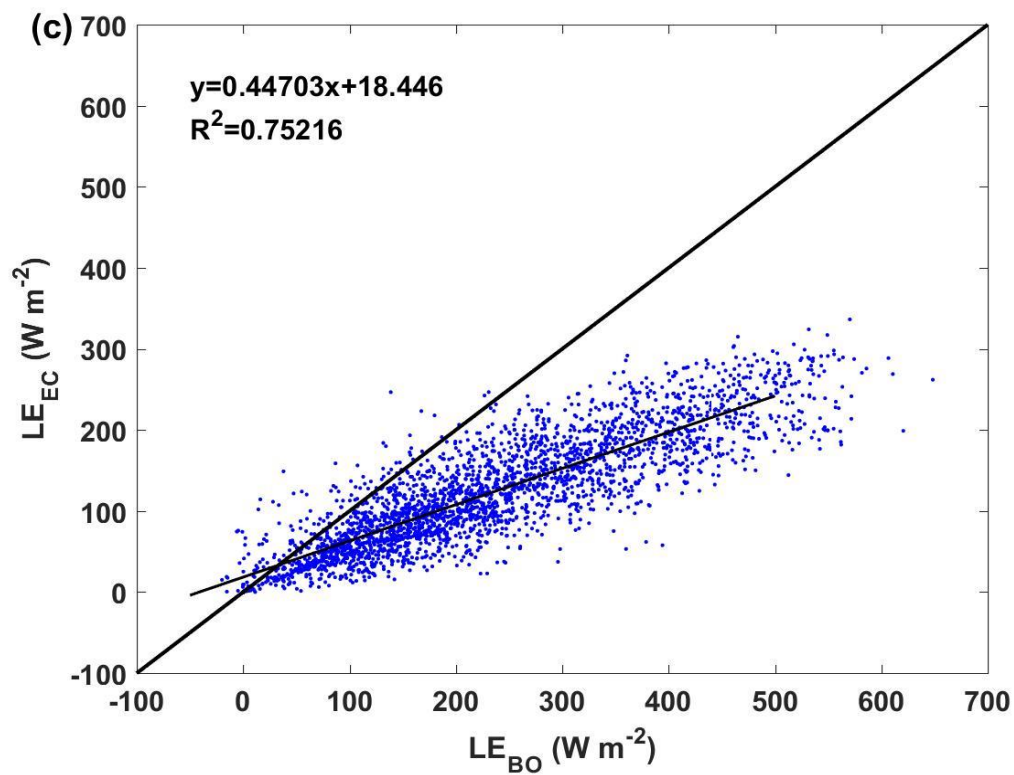
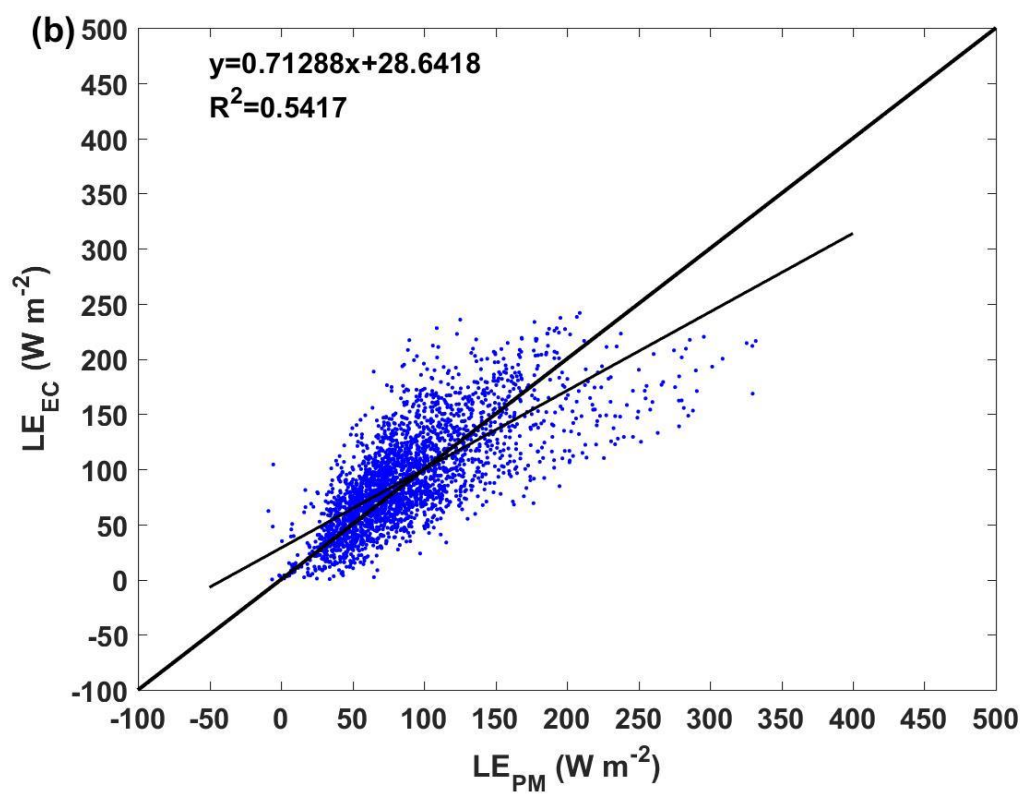
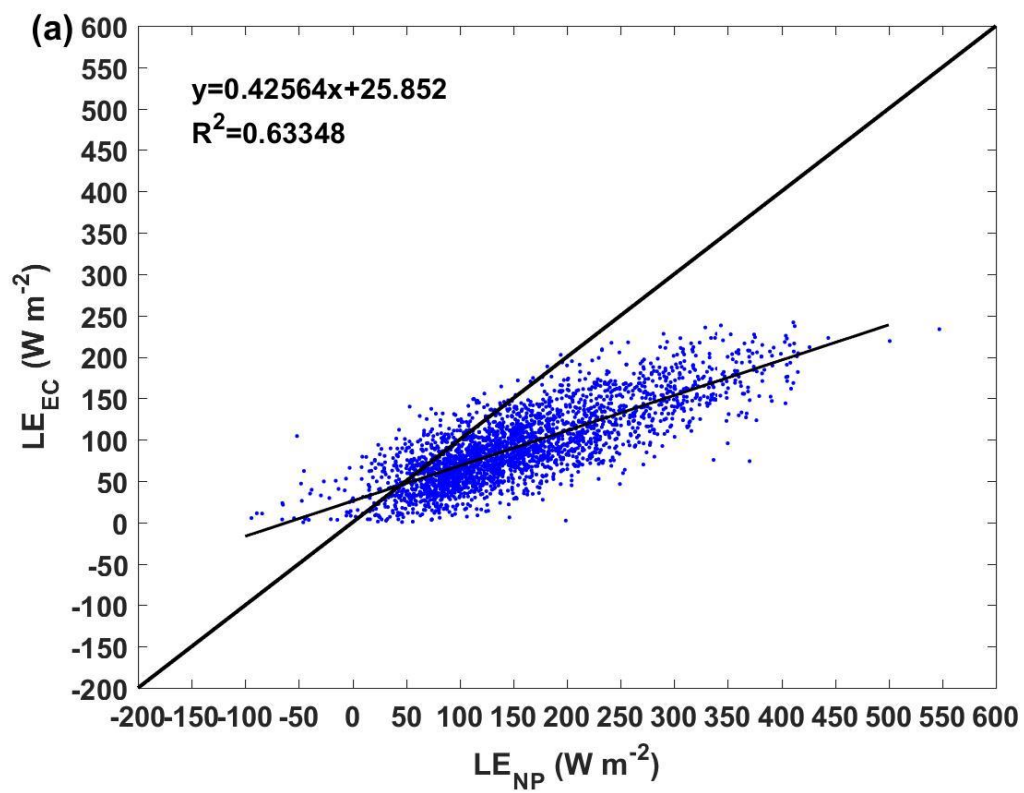


圖 1 Dripsey 濕潤草地各方法預測水氣通量 (LE)，其中各圖分別為 (a) 非參數化  
法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。



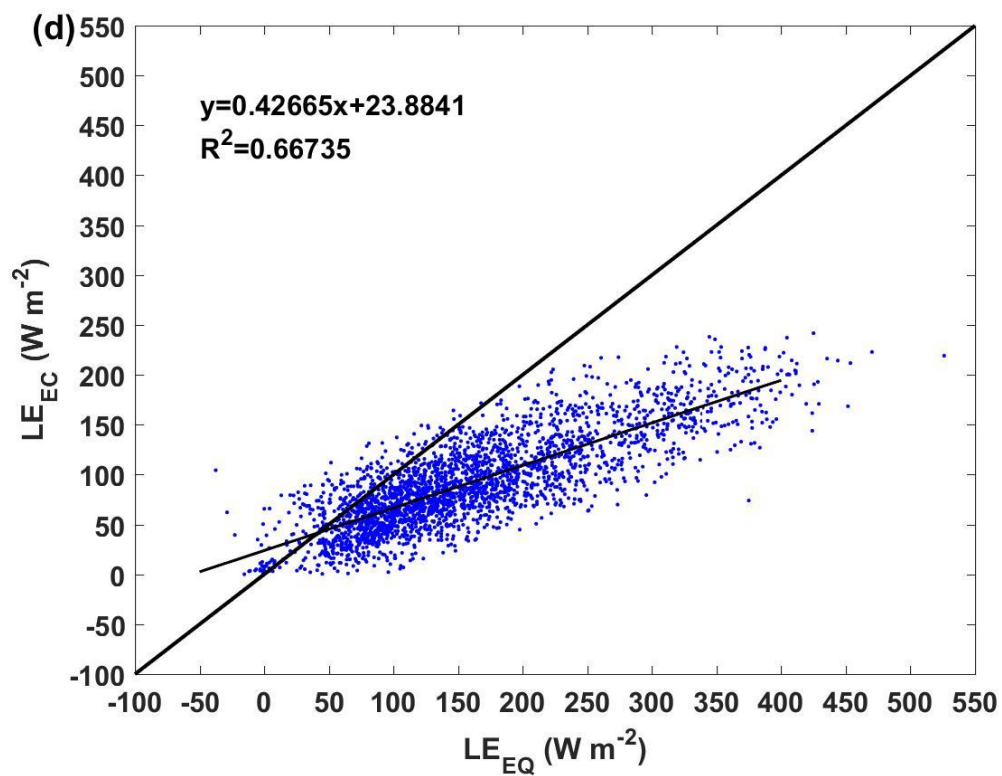
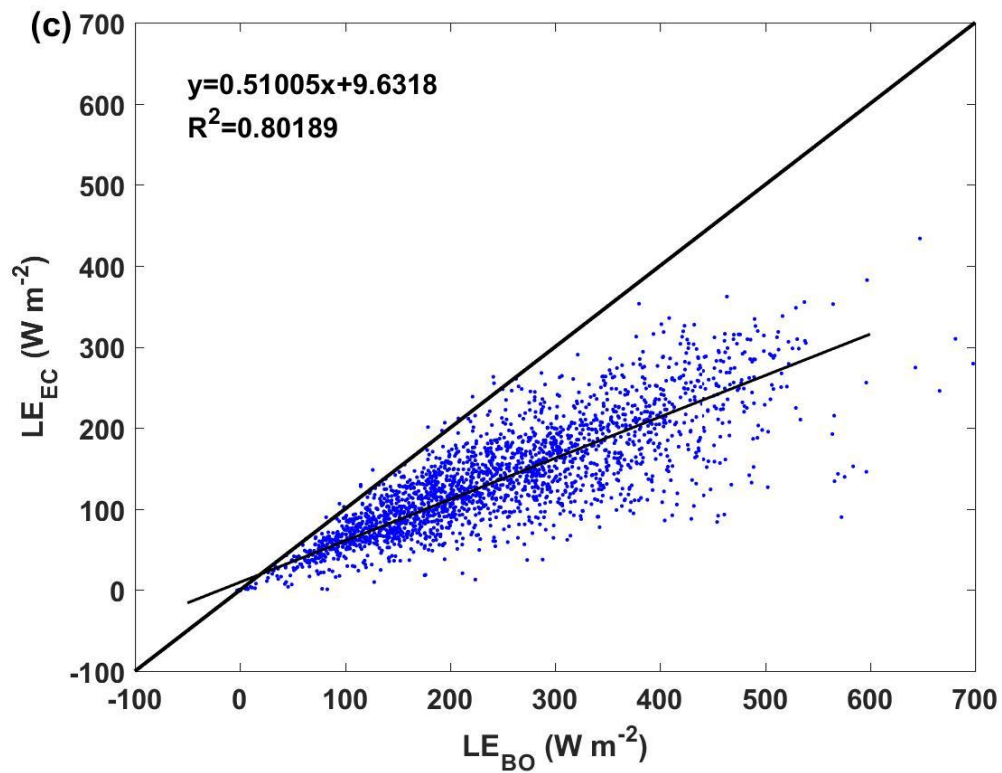


圖 2 Glencar 沼澤溼地各方法預測水氣通量 (LE)，其中各圖分別為 (a) 非參數化  
法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。

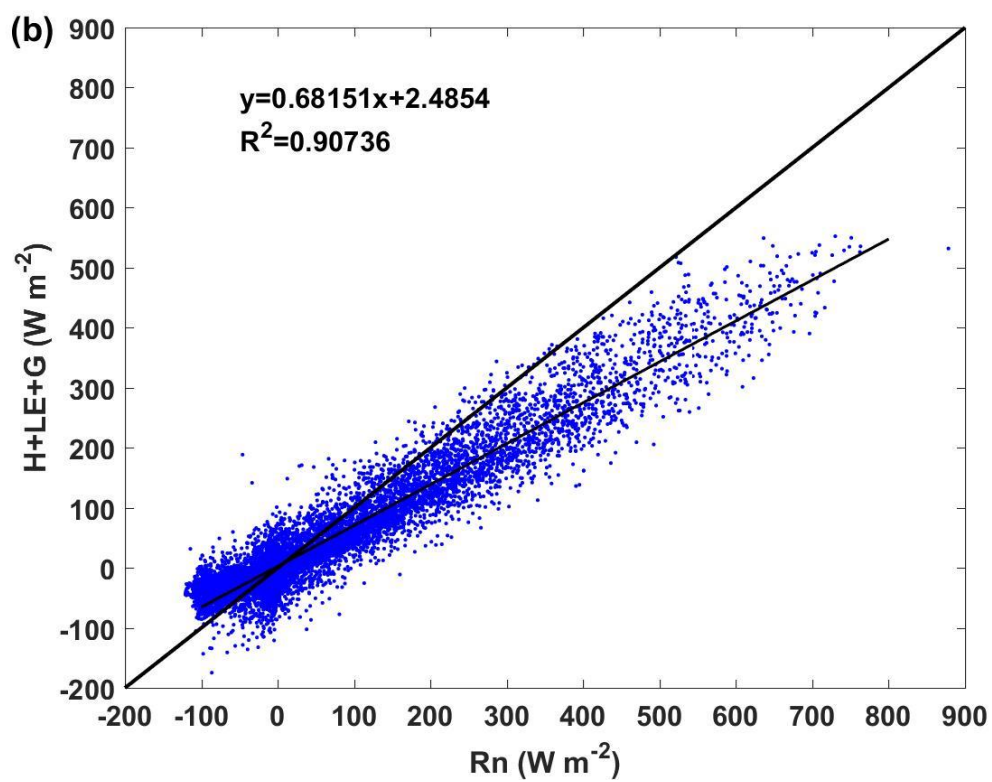
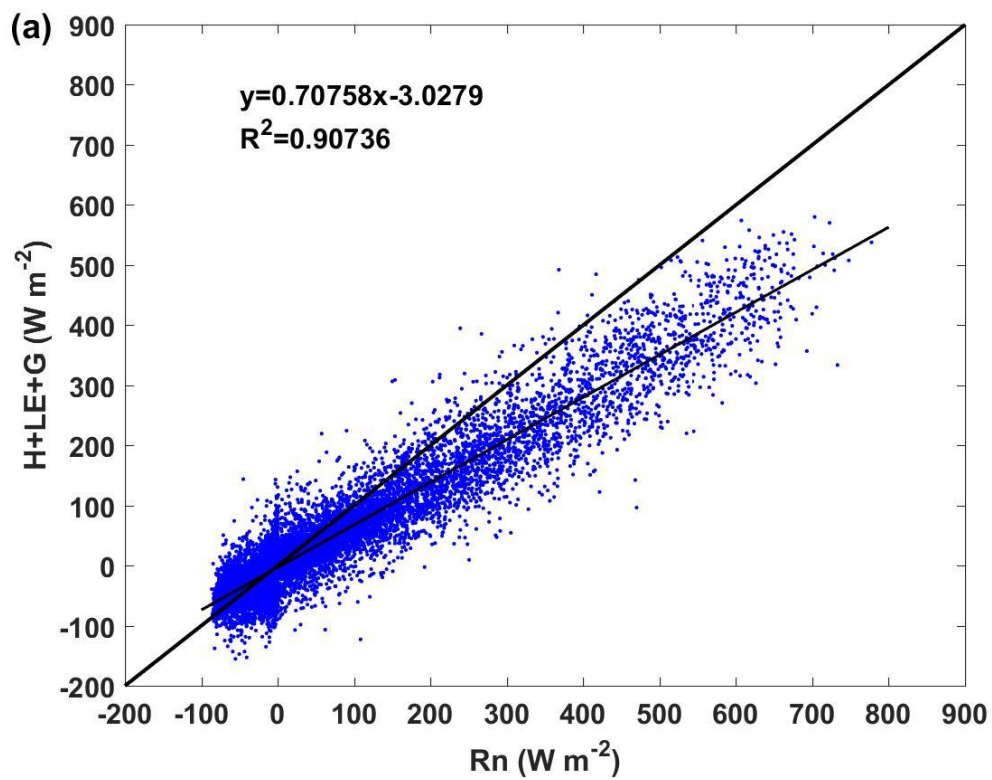
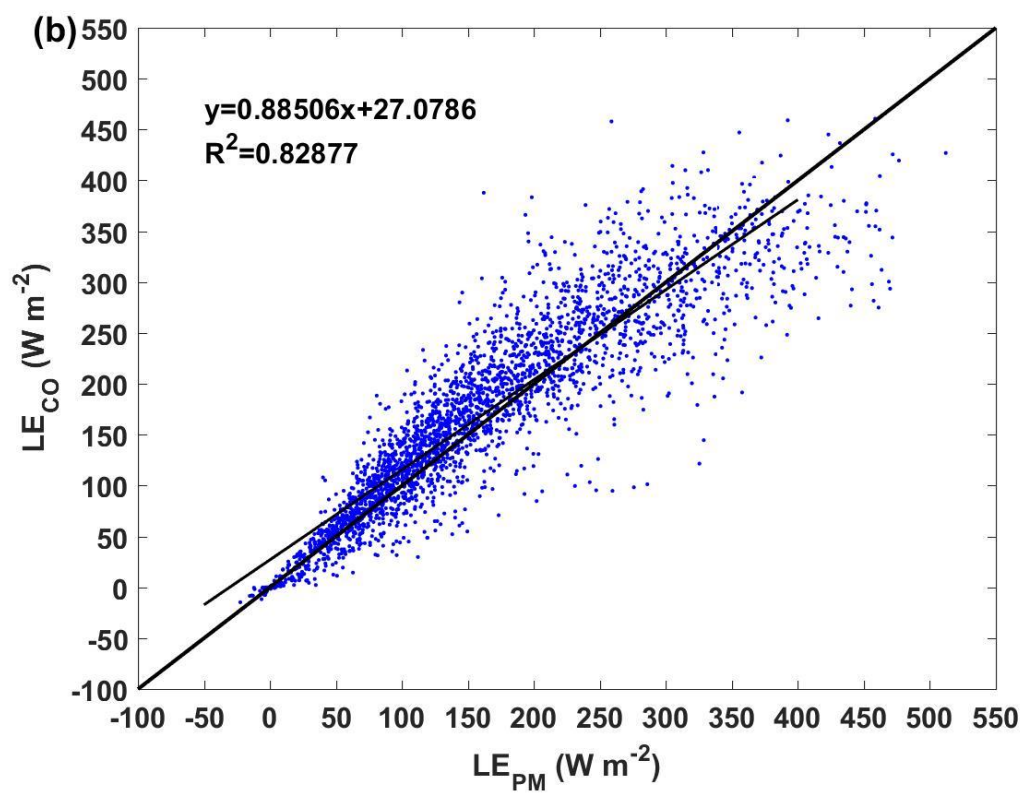
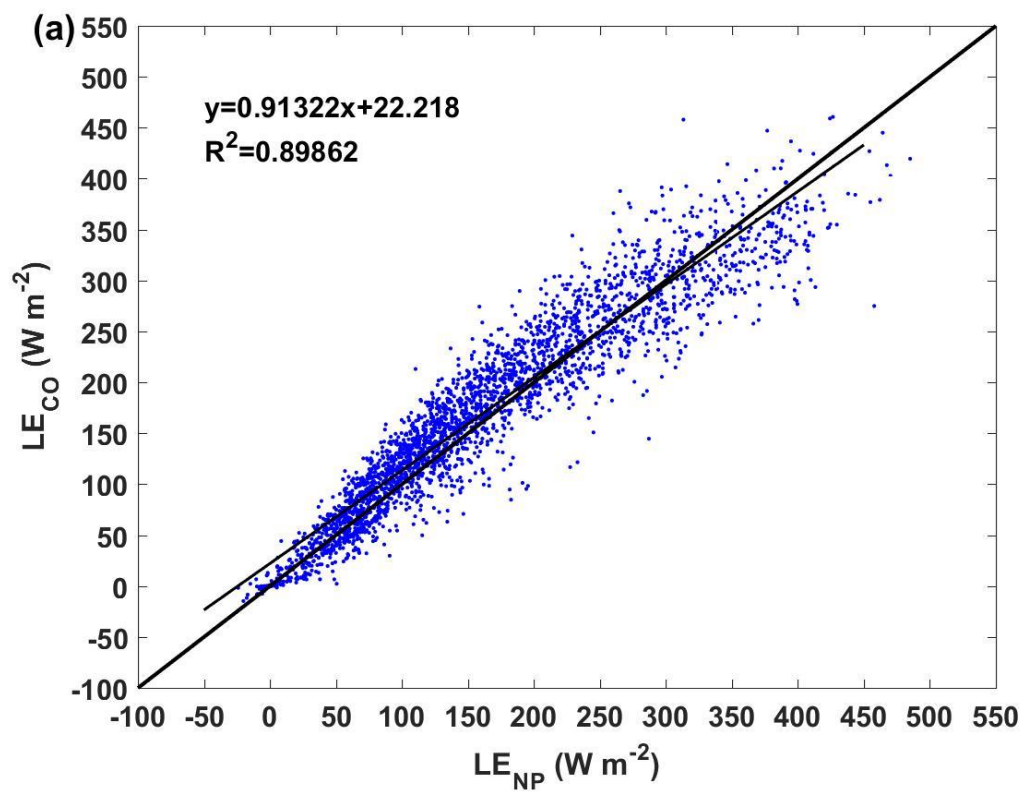


圖 3 能量閉合之散佈圖，(a) Dripsey 濕潤草地 (b) Glencar 沼澤溼地。  $R_n$  為淨輻射、 $H+LE$  為可感熱加水氣通量加地表熱通量。







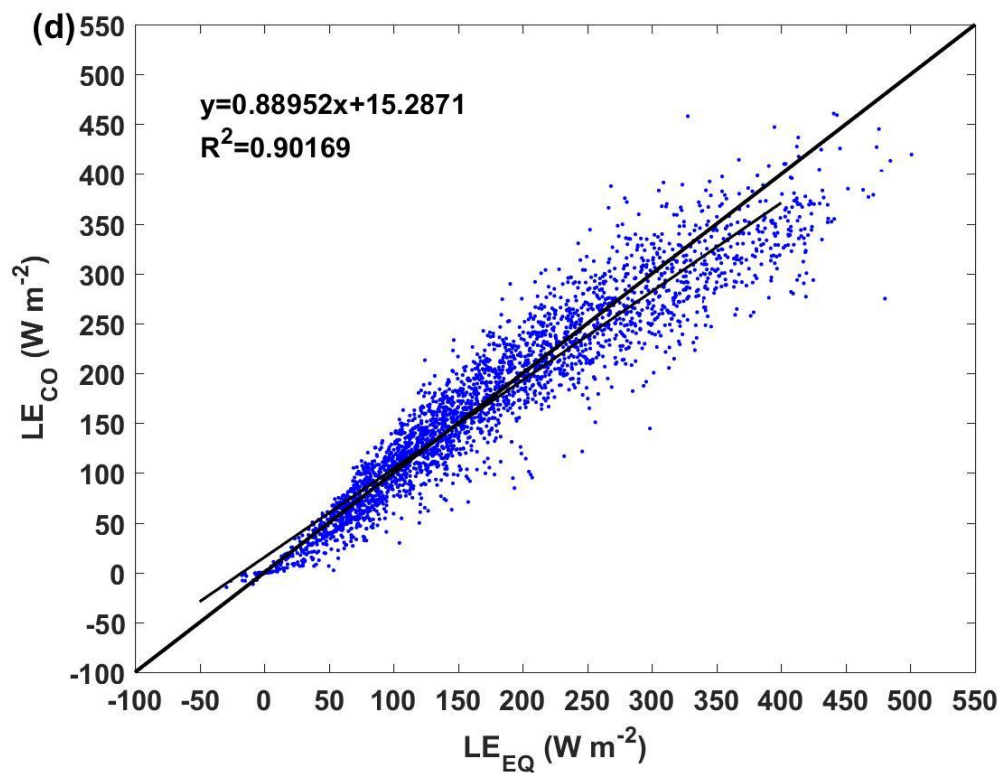
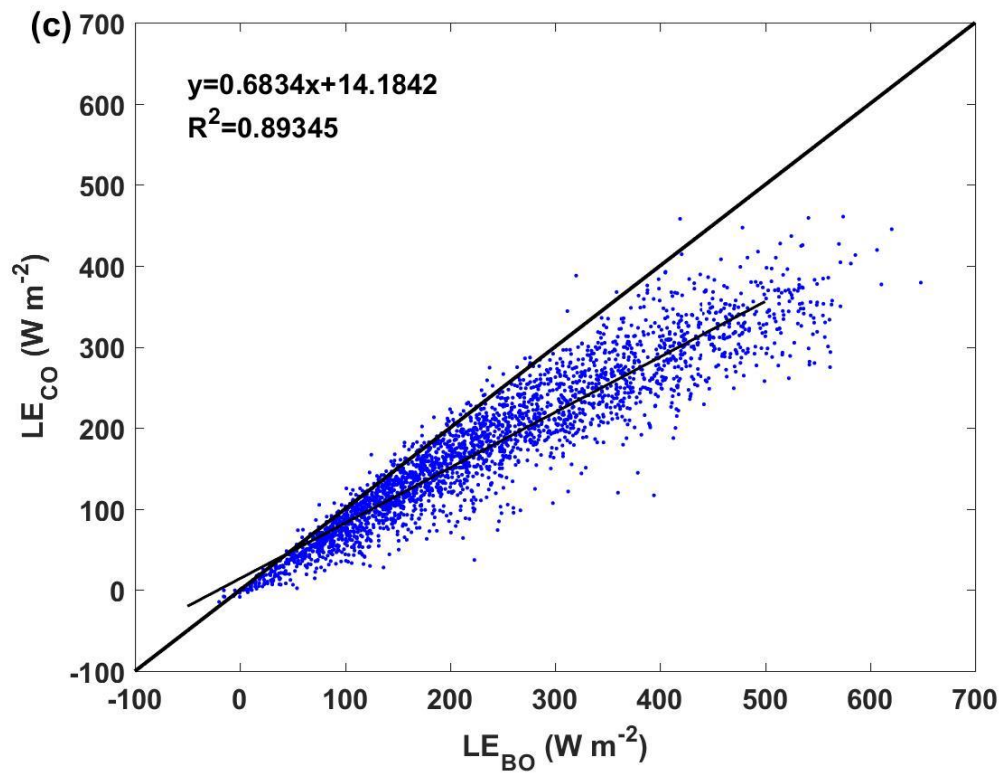
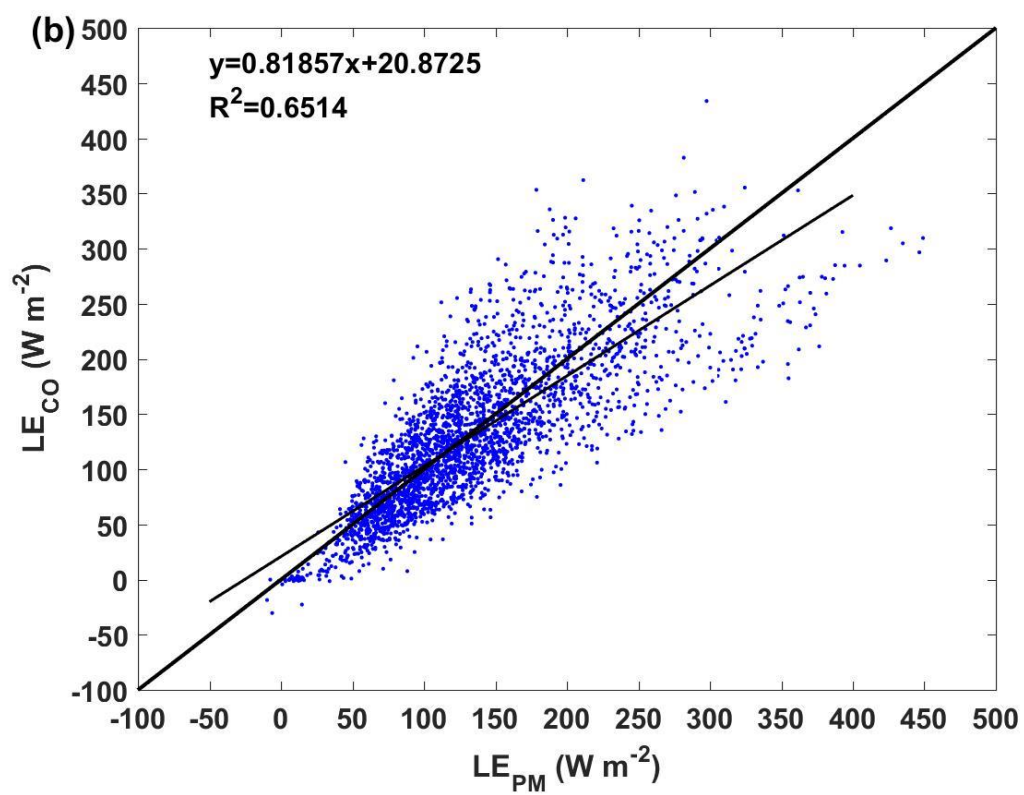
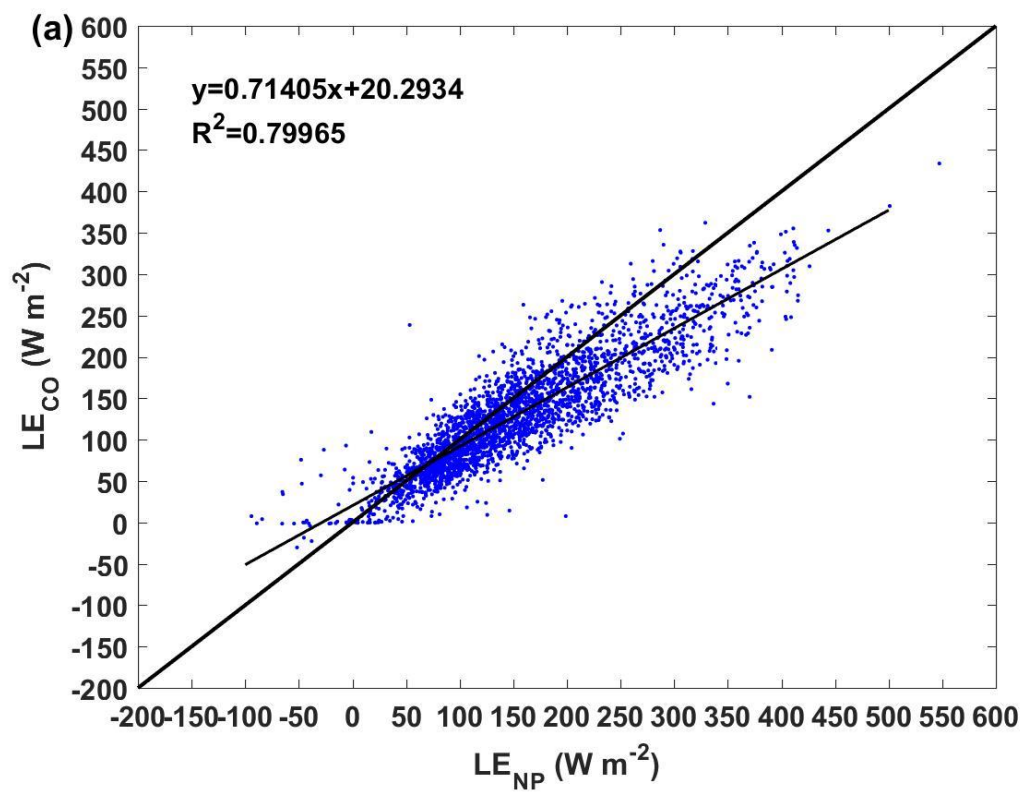


圖 4 Dripsey 濕潤草地各方法預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )，各圖分別為(a) 非參數化法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。



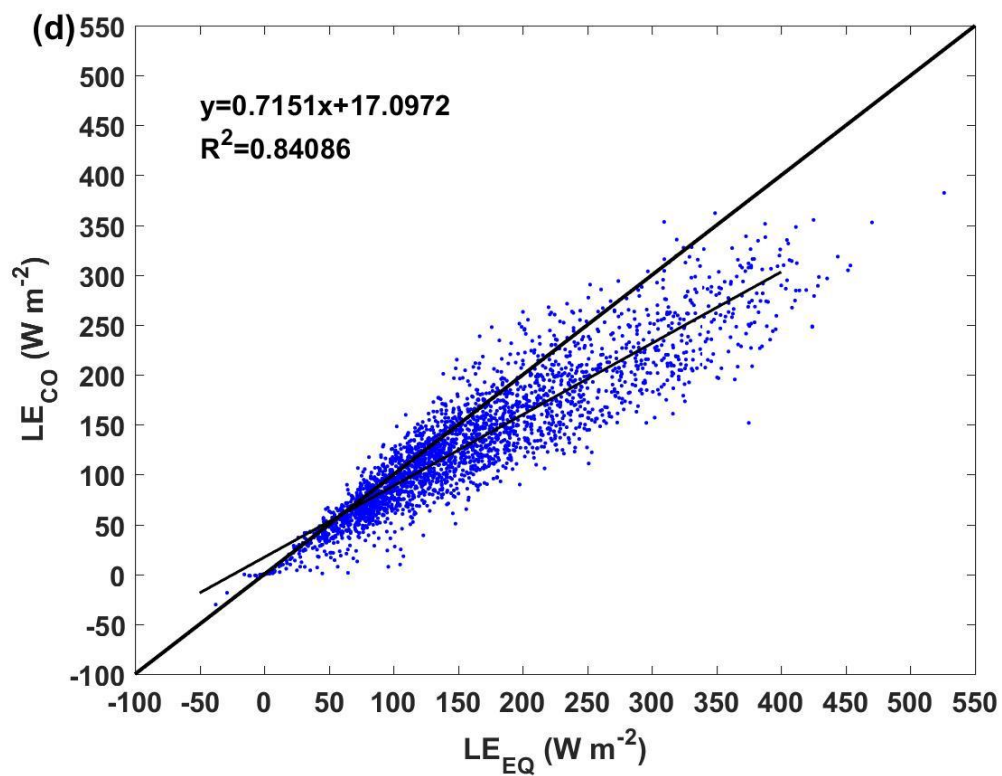
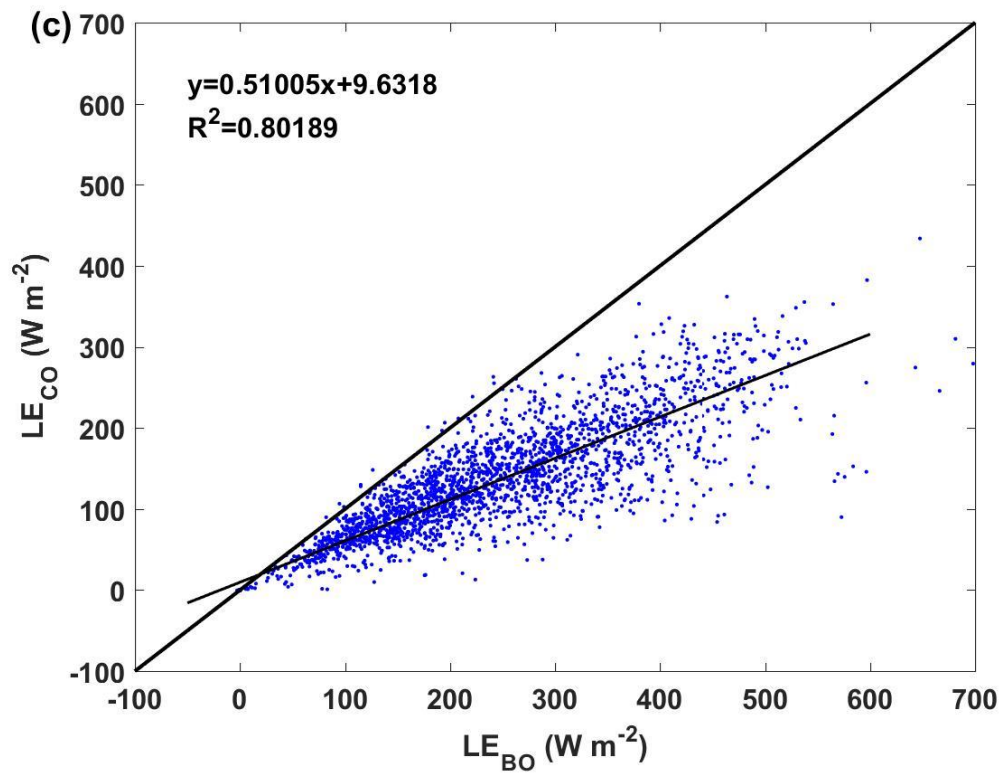


圖 5 Glencar 沼澤溼地各方法預測修正後水氣通量 ( $LE_{corrected}$ )，各圖分別為 (a)非參數化法 (b) Penman-Montieth 法 (c) BREB (d) Equilibrium evaporation。

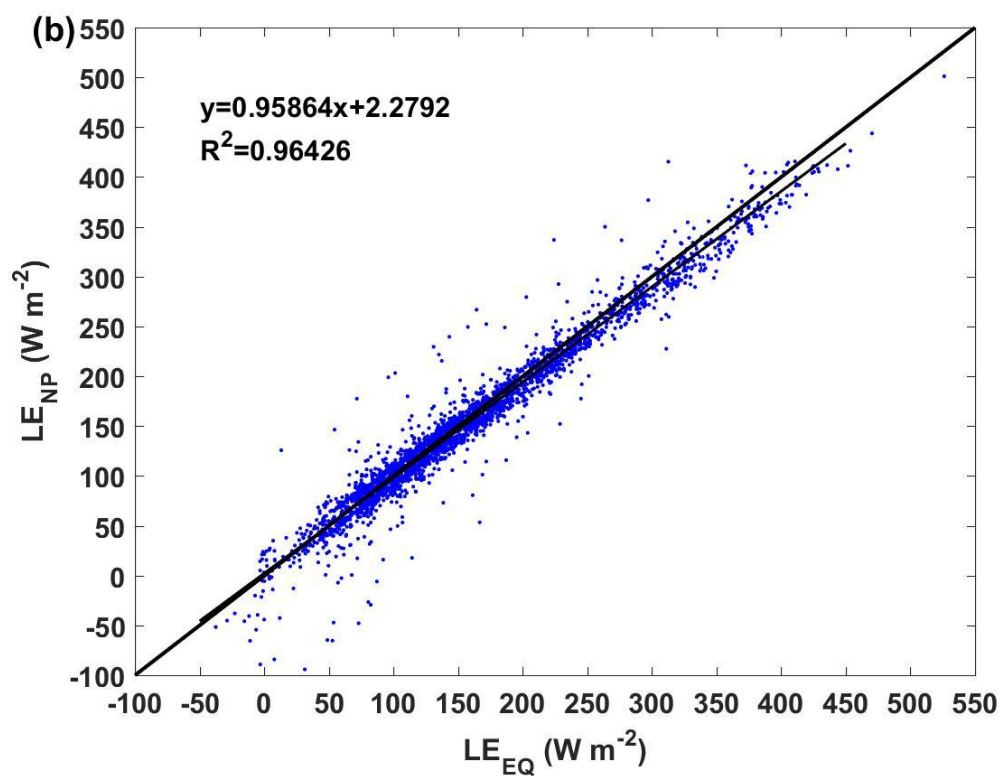
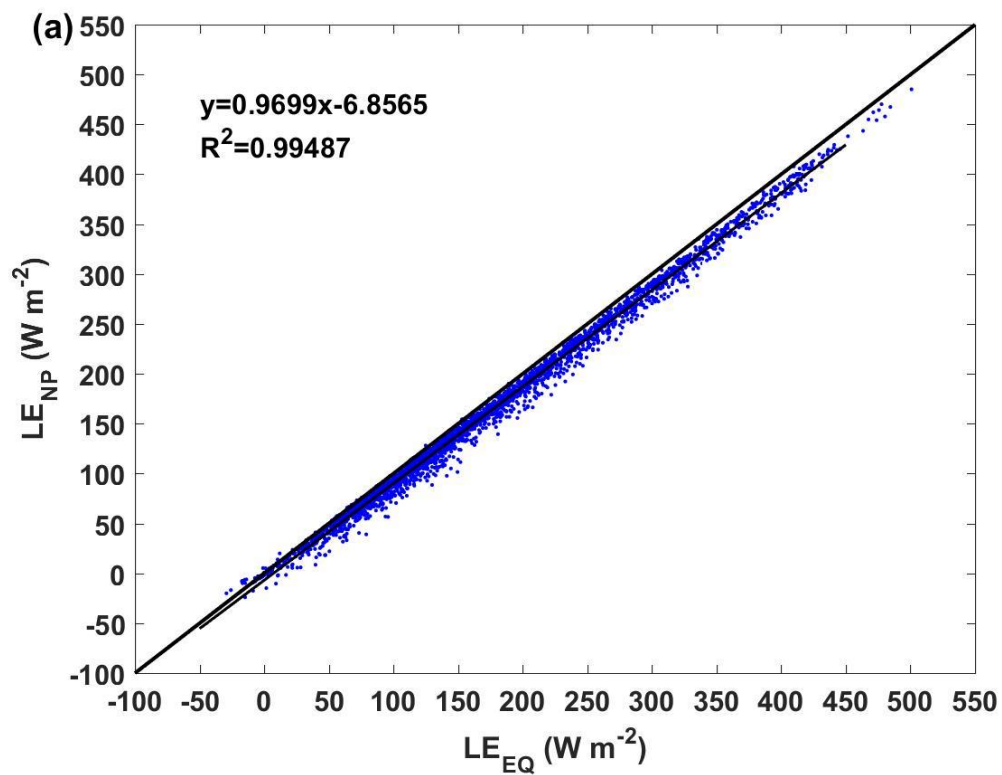


圖 6 非參數化法預測水氣通量與 Equilibrium evaporation 預測水氣通量之散佈圖，各圖分別為 (a) Dripsey 濕潤草地 (b) Glencar 沼澤溼地。

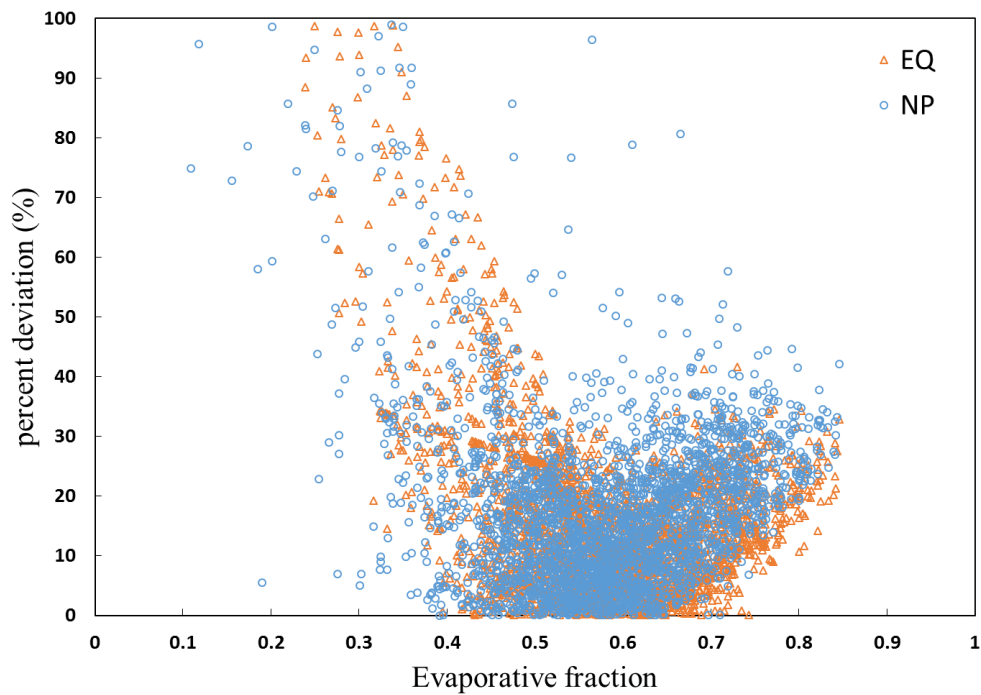


圖 7 Dripsey 濕潤草地蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估誤差之散佈圖。

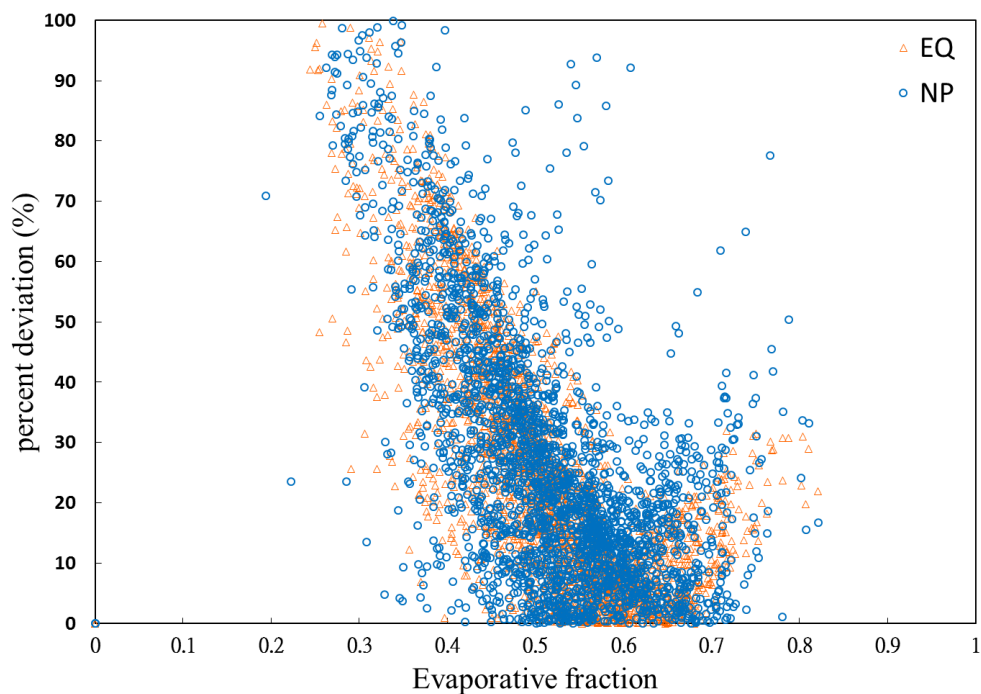


圖 8 Glencar 沼澤溼地蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估誤差之散佈圖。



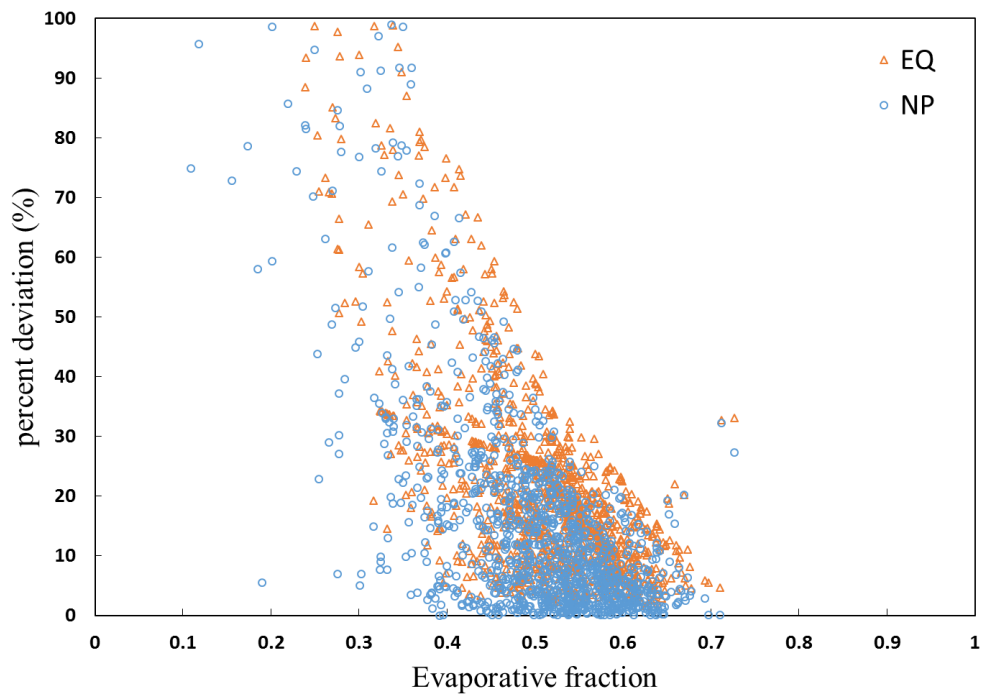


圖 9 Dripsey 濕潤草地，誤差差值為正時之蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估差值誤差之散佈圖。

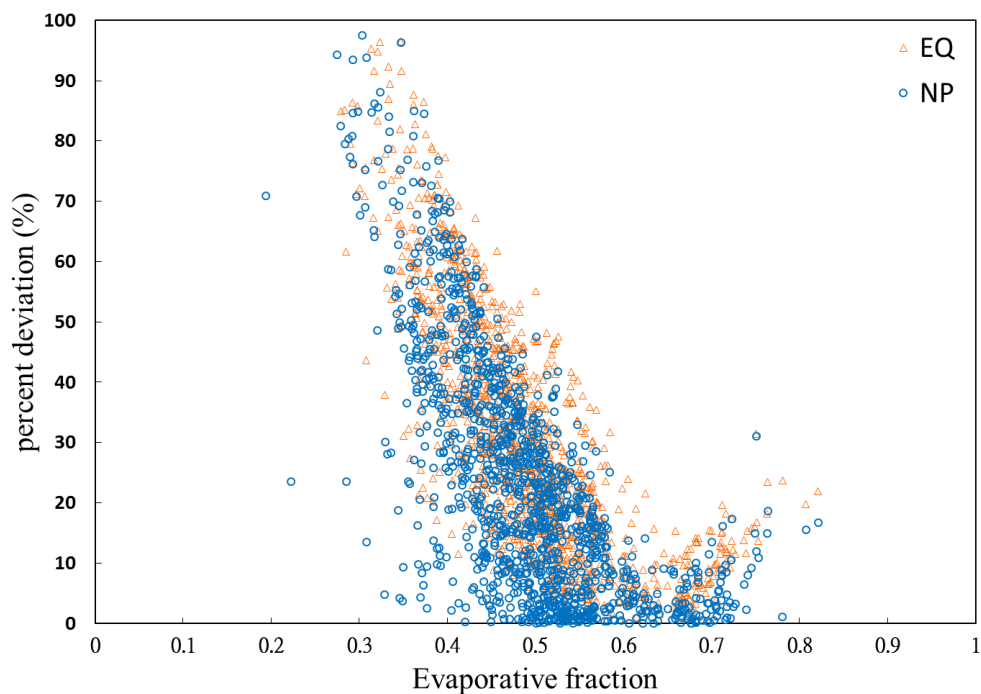


圖 10 Glencar 沼澤溼地，誤差差值為正時之蒸發率與 Equilibrium evaporation 與非參數化法預估差值誤差之散佈圖。

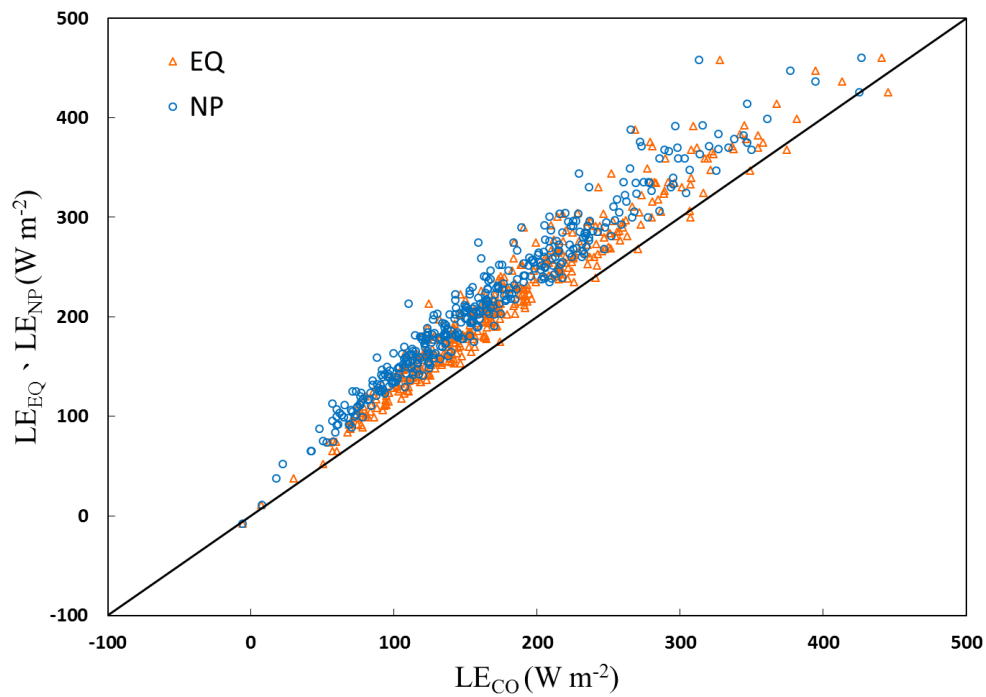


圖 11 Dripsey 濕潤草地蒸發率  $> 0.7$  時，Equilibrium evaporation、非參數化法與預測水氣通量與修正後量測值之散佈圖。

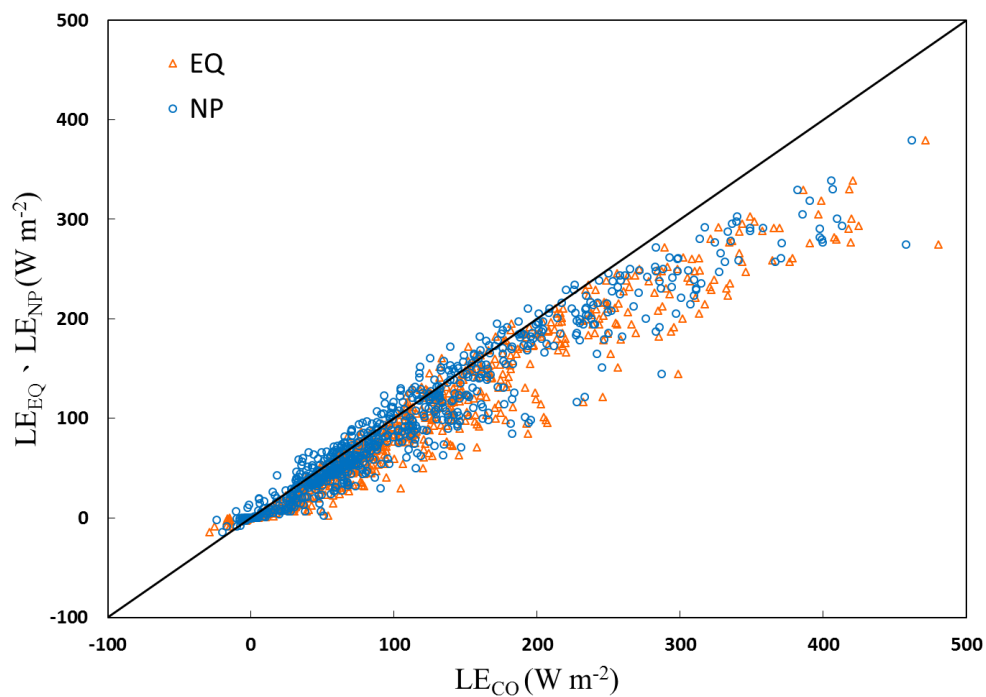


圖 12 Dripsey 濕潤草地蒸發率  $< 0.5$  時，Equilibrium evaporation、非參數化法與預測水氣通量與修正後量測值之散佈圖。

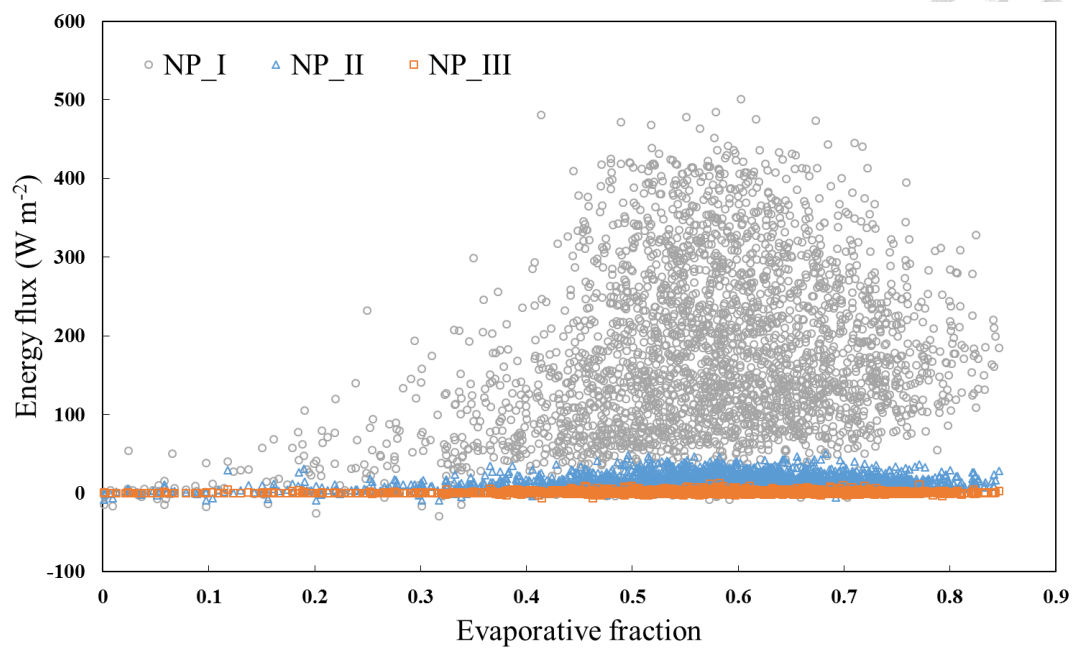


圖 13 Dripsey 濕潤草地，非參數化法三項與蒸發率之散佈圖。

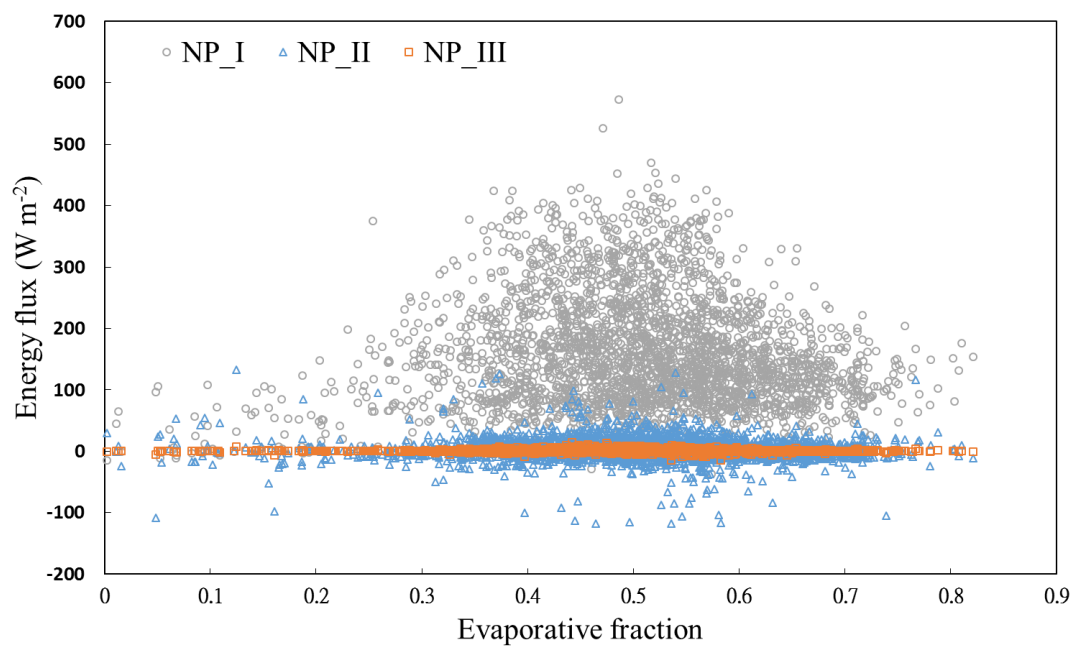


圖 14 Glencar 沼澤溼地，非參數化法三項與蒸發率之散佈圖。



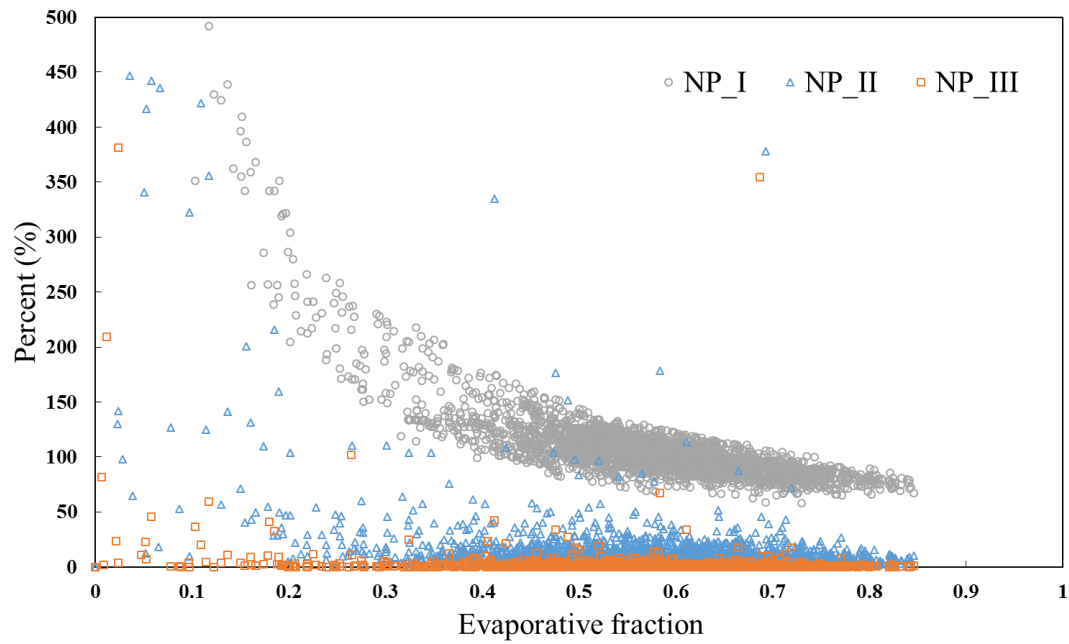


圖 15 Dripsey 濕潤草地，非參數化法三項估修正後水氣通量之比例與蒸發率之散佈圖。

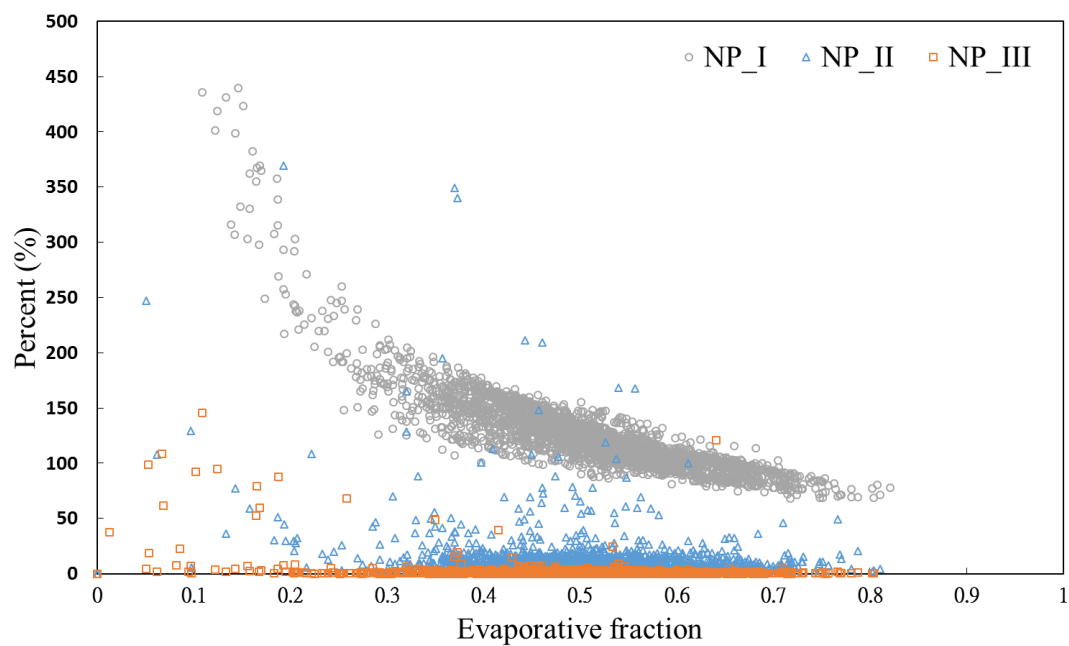


圖 16 Glencar 沼澤溼地，非參數化法三項估修正後水氣通量之比例與蒸發率之散佈圖。

## Appendix A：土壤性質之計算方法

假設土壤的深度無限且具有均勻的熱性質，則地表溫度可由一正弦函數表示，公式如下：

$$T(0, t) = T_{ave} + A(0)\sin[\omega(t - t_0)] \quad (A1)$$

其中  $T_{ave}$  為溫度循環中的平均溫度、 $A(0)$  為地表溫度的振幅(即振動中距離平衡位置或靜止位置的最大位移)、 $\omega = \pi/12$  為角頻率、 $t$  為時間、 $t_0$  為相位調整。在任意深度的土壤，土壤溫度的方程式如下：

$$T(z, t) = T_{ave} + A(0)\exp\left(-\frac{z}{D}\right)\sin\left[\omega(t - t_0) - \frac{z}{D}\right] \quad (A2)$$

其中  $z$  為土壤深度、 $D$  為阻尼深度(damping depth)，可由下式計算：

$$D = \frac{z_1 - z_2}{\ln(A_2) - \ln(A_1)} = \sqrt{\frac{2\kappa}{\omega}} \quad (A3)$$

其中  $A_1$ 、 $A_2$  分別為在土壤深度  $z_1$ 、 $z_2$  的振幅、 $\kappa$  為熱擴散度(thermal diffusivity)。當我們有地表溫度以及任意一深度的土壤溫度時，即可藉由 A2、A3 式計算出任意深度的土壤溫度以及熱擴散度  $\kappa$ 。若我們將公式 A2 對深度微分可得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial T(z, t)}{\partial z} &= 0 + A(0)\exp\left(-\frac{z}{D}\right)\cos\left[\omega(t - t_0) - \frac{z}{D}\right] \times \frac{-1}{D} \\ &\quad + \sin\left[\omega(t - t_0) - \frac{z}{D}\right] A(0)\exp\left(-\frac{z}{D}\right) \times \frac{-1}{D} \end{aligned} \quad (A4)$$

又土壤熱通量可由下式求得：

$$G = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (A5)$$

其中  $k$  為熱傳導度(thermal conductivity)，利用量測所得的土壤熱通量結合公式 A4、A5 即可求得該土壤的熱傳導度  $k$ 。以台灣大學大氣系觀測坪校園草地 2013 年 5 月 27 日為例，圖 A1 為模擬結果與實際量測值之時間序列圖。最後利用下式帶入熱傳導度  $k$  以及由 A3 求得的熱擴散度  $\kappa$  即可求得體積熱容量  $\rho_s C_s$  (volumetric heat capacity)：

$$\rho_s C_s = \frac{k}{\kappa} \quad (A6)$$

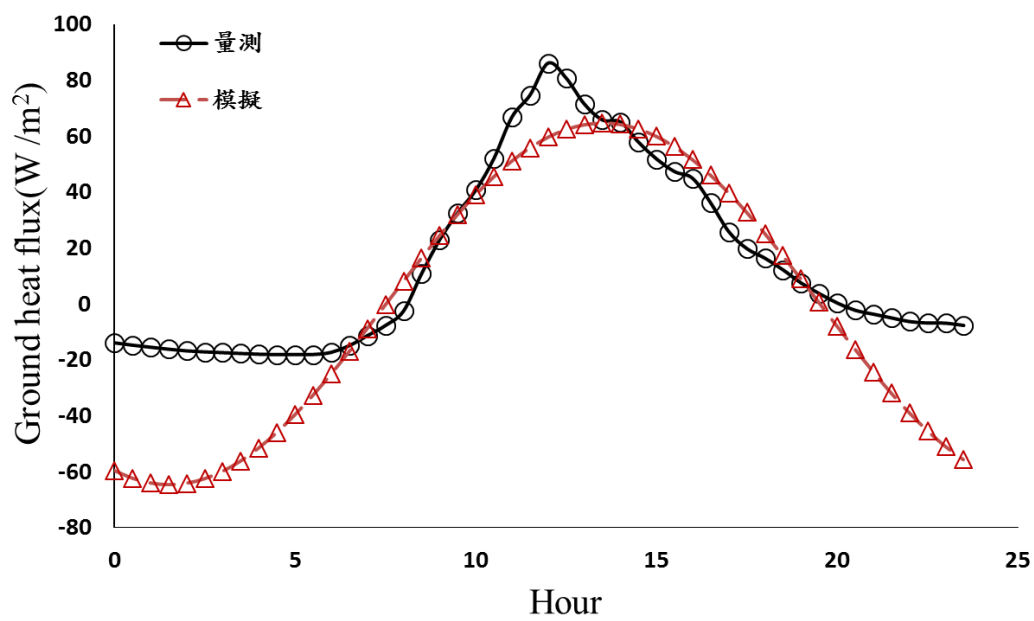


圖 A1 台灣大學大氣系觀測坪校園草地 2013 年 5 月 27 日，土壤熱通量模擬值與實際量測值之時間序列圖。

## Appendix B：非參數化法推導

Liu et al. (2012)以 Hamilton's Principle 為核心推導本非參數法。Hamilton's Principle 可以下簡述表示：我們先定義一系統的 Lagrangian (L)為位能 (U)減動能 ( $E_k$ )的值。在一時段內，任何系統的運行路徑會使得其 Lagrangian 對時間的積分值最小 (See Appendix C):

$$\int_{t_0}^t L dt \text{ has a minimum value} \quad (B1)$$

其概念是承襲 Fermat's Principle (光會走所需時間最短的路徑)，將最小作用量原理應用於力學系統中，此為一經驗法則，所以不證明此原理之來源。

接著利用微分求出  $\int_{t_0}^t L dt$  之極值，得出 Euler-Lagrangian equation (此部分推倒較繁複，可參考 Classical Dynamics of Particles and Systems-Marion ,Thornton, 1965. CH6 及 CH7)：

$$\frac{\partial L}{\partial x} - \frac{d}{dt} \frac{\partial L}{\partial x'} = 0 \quad (B2)$$

其中  $x'$  為  $\frac{dx}{dt}$ 。(B2)式為 L 有極值的必要條件。之後做兩個假設：

First Assumption 假設此系統為封閉系統 (closed system)，封閉系統之 Lagrangian 不隨時間改變(非時間的顯函數)：

$$\frac{\partial L}{\partial t} = 0 \quad (B3)$$

Second Assumption 假設位能與速度、時間無關，即：

$$U = U(x) \quad (B4)$$

由 First Assumption (公式 B3)，經計算可得：

$$L - x' \frac{\partial L}{\partial x'} \equiv H_h = \text{constant} \quad (B5)$$

其中  $H_h$  為系統的 Hamiltonian。接著利用 Second Assumption (公式 B4)經計算可得 (推導可參考 Classical Dynamics of Particles and Systems-Marion ,Thornton, 1965. CH7、9)：

$$H_h = U + E_k = E \quad (B6)$$

其中 E 為系統總能。綜合(B5)、(B6)，可得：

$$E = H_h = \text{constant} \quad (B7)$$

公式(B7)即為我們所熟悉的力學能守恆式(在不受外力的封閉系統中，其動能加上位能為定值)。

現在我們考慮地表一平面，因能量守恆定律，所以其接受及放射的輻射能(以  $R_n$  表示)，會轉換成地表散發或吸收的熱流、使水蒸發的潛熱 (LE)，以及此塊土壤的內能變化 (U)，但因只考慮平面，體積極小，因此我們忽略內能變化。其中熱流可以分為流向(入)空氣(以  $H$  表示)以及流向地表下的(以  $G$  表示)。因此，我們將進出地表的輻射能視為位能，儲存在地表中，隨後位能可以轉換成動能，而我們將熱流及潛熱( $H+G+LE$ )視為動能。利用 Lagrangian's Principle，我們可得：

$$H_h = \int_{t_1}^{t_2} \int_A G dAdt + \int_{t_1}^{t_2} \int_A (H + LE) dAdt + \int_{t_1}^{t_2} \int_A R_n dAdt = \text{constant} \quad (B8)$$

其中  $A$  代表平面之表面區域。接著我們以地表溫度( $T_s$ )為廣義座標，得：

$$\frac{d(\int_{t_1}^{t_2} \int_A (G+H+LE+R_n) dAdt)}{dT_s} = \frac{dH_h}{dT_s} = 0 \quad (B9)$$

$$\frac{\int_{t_1}^{t_2} \int_A d(G+H+LE+R_n) dAdt}{dT_s} = 0 \quad (B10)$$

$$\frac{d(G+H+LE+R_n)}{dT_s} = 0 \quad (B11)$$

其中公式 B9 至公式 B11 之推導參考 Appendix D

在  $R_n$  給定的情況下， $\frac{\partial LE}{\partial T_s} = 0$ 。  $\frac{\partial R_n}{\partial T_s} = -4\varepsilon\sigma T_s^3$  且  $\frac{\partial G}{\partial T_s} = \frac{G}{T_s}$  (See Appendix E) 移項可得：

$$\frac{\partial H}{\partial T_s} = 4\varepsilon\sigma T_s^3 - \frac{G}{T_s} \quad (B12)$$

若  $\frac{\partial H}{\partial T_s}$  是連續函數，則我們可以將其對  $T_s$  積分：

$$\begin{aligned} \int_{T_0}^{T_s} \frac{\partial H}{\partial T_s} dT_s &= H_{T_s} - H_{T_0} \\ &= \int_{T_0}^{T_s} 4\varepsilon\sigma T_s^3 - \frac{G}{T_s} dT_s = 4\varepsilon\sigma \int_{T_0}^{T_s} T_s^3 dT_s - G \int_{T_0}^{T_s} \frac{1}{T_s} dT_s \\ &= 4\varepsilon\sigma \frac{1}{4} (T_s^4)_{T_0}^{T_s} - G \ln(T_s)_{T_0}^{T_s} \\ &= \varepsilon\sigma (T_s^4 - T_0^4) - G \ln\left(\frac{T_s}{T_0}\right) \end{aligned} \quad (B13)$$

現在我們欲求出  $H_{T_0}$  以求得  $H_{T_s}$ ：

$$H_{T_0} = R_n - G - LE_{T_0} \quad (B14)$$

其中

$$LE_{T_0} = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} (R_n - G) \quad (B15)$$

$$H_{T_0} = \frac{\gamma}{\Delta+\gamma} (R_n - G) \quad (B16)$$



因此我們可以得出 $H_{T_s}$ 及 $LE_{T_s}$ ：

$$H_{T_s} = H_{T_0} + \int_{T_0}^{T_s} \frac{\partial H}{\partial T_s} dT_s$$

$$H_{T_s} = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \varepsilon \sigma (T_s^4 - T_0^4) - G \ln\left(\frac{T_s}{T_0}\right) \quad (B17)$$

$$LE_{T_s} = R_n - G - H_{T_s}$$

$$LE_{T_s} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) - \varepsilon \sigma (T_s^4 - T_0^4) + G \ln\left(\frac{T_s}{T_0}\right) \quad (B18)$$

## Appendix C : An Example of Hamilton's Principle

考慮一個物體(質量  $m$ )，受到重力作用，物體高度為  $y$ ，重力加速度  $g$ ，其位能( $U$ )為  $mgy$ ，動能( $E_k$ )為  $\frac{1}{2}m\left(\frac{dy}{dt}\right)^2$ 。應用 Hamilton's Principle，我們欲求下式的極小值：

$$\int_{t_0}^t (U - E_k) dt \text{ has a minimum value} \quad (C1)$$

上式在微分值為零時有最小值

$$d\left(\int_{t_0}^t (U - E_k) dt\right)/dt = 0$$

$$mgy - \frac{1}{2}m\left(\frac{dy}{dt}\right)^2 = 0$$

$$\sqrt{2gy} = \frac{dy}{dt}$$

$$\text{積分可得：} \frac{1}{2}gt^2 = y \quad (C2)$$

## Appendix D : (公式 A9)至(公式 A11)之推導

若積分的變數( $A$  與  $t$ )和微分的變數( $T_s$ )彼此無關，也就是  $\frac{\partial A}{\partial T_s} = 0$ 、 $\frac{\partial t}{\partial T_s} = 0$ ，則我們可以將變數先微分再積分，即(B9)等於(B10)。不論我們所取的時段( $t_1, t_2$ )或是我們所取的面積( $A$ )為何，(B8)都要成立，所以

$$\frac{\int_{t_1}^{t_2} \int_A d(G+H+LE+R_n) dA dt}{dT_s} \equiv 0 \quad (D1)$$

$$\frac{d(G+H+LE+R_n)}{dT_s} = 0 \quad (D2)$$

## Appendix E : Derivatives of $R_n$ and $G$ with respect to $T_s$



a. 求  $\frac{\partial G}{\partial T_s}$  (參考 Magyari and Keller, 1999) :

考慮一大塊平板，厚度為  $d$ ，我們可以從 Heat conservation equation 以及 Fourier's law，以及邊界條件( $x = 0, x = d, t = 0$ )解出此平板的溫度對時間 ( $T(x,t)$ )及位置以及熱流對時間及位置 ( $G(x,t)$ )的關係式：

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t}(x, t) + \frac{\partial G}{\partial x}(x, t) = 0, \text{Heat conservation equation}$$

$$0 < x < d, t \geq 0 \quad (E1)$$

$$G(x, t) = -k \frac{\partial T}{\partial x}(x, t), \text{Fourier's law}$$

Heat conservation equation 之意義為熱量守恆，在一段時間內，某物質的熱量變化 ( $\rho c A dx dT$ ) 恰為其出去的熱流 ( $G(x+dx, t) - G(x, t)$ )；Fourier's law 之意義則為熱流與溫度梯度成正比。結合二式，可得：

$$\frac{\rho c}{k} \frac{\partial T}{\partial t}(x, t) = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}(x, t) \quad (E2)$$

分離變數，假設  $T(x, t) = \theta(x)f(t)$ ：

$$\frac{\rho c}{k} \frac{\partial (\theta(x)f(t))}{\partial t} = \frac{\partial^2 (\theta(x)f(t))}{\partial x^2}$$

$$\frac{\rho c}{k} \theta(x) \frac{df(t)}{dt} = f \frac{d^2 \theta(x)}{dx^2}$$

$$\frac{\rho c}{k} \frac{1}{f(t)} \frac{df(t)}{dt} = \frac{1}{\theta(x)} \frac{d^2 \theta(x)}{dx^2} = -A' \quad (E3)$$

因為變數已分離於等號兩邊，所以可以假設等號兩邊均為一常數  $-A'$  (等號左邊均為一負數，因為若為正數，等號右邊 ( $\theta(x)$ ) 的解無法符合邊界條件，因此為了方便我們多加了負號)，我們先考慮左邊和時間有關的部分 (可解出  $T(x, t)$  隨著時間的改變)，對等號右邊的部分此不考慮 (不計算  $T(x, t)$  對位置的變化)：

$$\frac{1}{f(t)} \frac{df(t)}{dt} = -A, \text{ 其中 } A = A' \frac{k}{\rho c}$$

$$\frac{1}{f(t)} df(t) = -A dt$$

$$\int \frac{1}{f(t)} df(t) = \int -A dt$$

$$\ln f(t) = -At$$

$$f(t) = e^{-At}$$

$$f(t) = e^{-\frac{1}{\tau} t}, \text{ 其中 } \tau = \frac{1}{A} \quad (E4)$$

求得此式，我們即可得到：



$$T(x, t) = \theta(x)f(t) = \theta(x)e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (E5)$$

同理可得：

$$G(x, t) = -g(x)f(t) = -g(x)e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (E6)$$

我們可用下列算式得  $\frac{\partial G}{\partial T}$ ：

$$\begin{aligned} \frac{\partial G}{\partial T} &= \frac{\partial G}{\partial T} \frac{\partial t}{\partial T} \\ &= -g(x) \frac{\partial(e^{-\frac{t}{\tau}})}{\partial t} \times \frac{1}{\theta(x)} \frac{\partial t}{\partial(e^{-\frac{t}{\tau}})} \\ &= -g(x) e^{-\frac{t}{\tau}} \left(-\frac{1}{\tau}\right) \times \frac{1}{\theta(x) e^{-\frac{t}{\tau}} \left(-\frac{1}{\tau}\right)} \\ &= \frac{-g(x) e^{-\frac{t}{\tau}}}{\theta(x) e^{-\frac{t}{\tau}}} \\ &= \frac{G}{T} \end{aligned} \quad (E7)$$

b. 求  $\frac{\partial R_n}{\partial T}$ ：

將輻射分成短波部分(S)及長波部分(L)。短波輻射的來源為陽光，因空氣與地表均不會輻射出短波輻射，所以短波輻射的淨吸收量為吸收量減去反射量(因為地表不輻射短波輻射，因此不用考慮輻射出去的量)，及  $S_n = S\downarrow - \alpha S\downarrow = (1-\alpha) S\downarrow$ ，其中  $S\downarrow$  為吸收的短波輻射量， $\alpha$  為地表對短波輻射的反射率。長波輻射的吸收來源為空氣的熱輻射，即  $L\downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4$ ，長波輻射放出可分為反射以及地表熱輻射，即  $L\uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + \rho L\downarrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1-\alpha)L\downarrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1-\varepsilon)L\downarrow$ ，其中  $\varepsilon_a$  為空氣的輻射率， $\rho$  為地表的反射率，在此假設地表的輻射率與角度及波長無關，因此  $\alpha = \varepsilon$ 。  $L_n = L\downarrow - L\uparrow$  及  $R_n = L_n + S_n$  可計算出：

$$\begin{aligned} R_n &= (1-\alpha)S\downarrow + \varepsilon \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon \sigma T_s^4 \\ \frac{\partial R_n}{\partial T_s} &= \frac{\partial(-\varepsilon \sigma T_s^4)}{\partial T_s} = -4\varepsilon \sigma T_s^4 \end{aligned} \quad (E8)$$



# Reference:

Bowen, I.S., 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any watersurface. *Physical Review*, 27, pp 779 pp 7

Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Byrne KA, Kiely G, Leahy P. 2005. CO<sub>2</sub> fluxes in adjacent new and permanent temperate grasslands. *Agric For Meteorol* 135:82–92.

Chahine, M.T., 1992. The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature* 359, 373–380.

Denmead, O. T. and McIlroy, I. C., 1970. Measurements of non-potential evaporation from wheat. *Agric. Meteorol.*, 7: 285-302.

Finnigan, J. J., R. Clement, Y. Malhi, R. Leuning, and H. A. Cleugh. 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: averaging and coordinate rotation. *Boundary-Layer Meteorology* 107:1-48.

Foken, T. and Oncley, S. P. 1995. Results of the workshop “Instrumental and methodical problems of land surface flux measurements”, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76, 1191–1193.

Foken, T., 2008. The energy balance closure problem—an overview. *Ecol. Appl.* 18, 114–130

Inagaki, A., M. O. Letzel, S. Raasch, and M. Kanda. 2006. Impact of surface heterogeneity on energy balance: a study using LES. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 84:187-198.

Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J.: 1994, *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, 289 pp.

Kanda, M., A. Inagaki, M. O. Letzel, S. Raasch, and T. Watanabe. 2004. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* 110:381-404.

Katerji N , Rana G. 2006. Modelling evapotranspiration of six irrigated crops under Mediterranean climate conditions [ J ] . *Agricultural and Forest Meteorology* , 138 : 142 - 155.

Lawton, D., Leahy, P., Kiely, G., Byrne, K.A., Calanca, P., 2006. Modeling of net ecosystem exchange and its components for a humid grassland ecosystem. *J. Geophys. Res. Biogeosci.*

Lee, X. 1998. On micrometeorological observations of surface- air exchange over tall vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* 91:39-49.



Liu Y B , Tetsuya Hiyama , Tetsuzo Yasunari , et al. 2012. A nonparametric approach to estimating terrestrial evaporation : Validation in eddy covariance sites [J] . Agricultural and Forest Meteorology , 157 : 49 - 59

Magyari, E., Keller, B., 1999. Hamiltonian description of the heat conduction. Heat Mass Transfer 34, 453–459.

McNaughton, K. G. 1976, Evaporation and advection, Q.J. R. Meteorol. Soc., 102, 181-191 .

McVeigh, P., Sottocornola, M., Foley, N., Leahy, P., and Kiely, G. 2014. Meteorological and functional response partitioning to explain interannual variability of CO<sub>2</sub> exchange at an Irish Atlantic blanket bog, Agr. Forest Meteorol., 194, 8–19,

Monteith, J. L., 1981. Evaporation and surface temperature, Q.J. R. Meteorol. Soc., 107, 1-27.

Ortega-Farias, S.O., Cuenca, R.H., Ek, M., 1996. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. Agric. For. Meteorol. 81, 131–143.

Pauwels, V. R. N., and R. Samson, 2006. Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland, Agric. Water Manage., 82, 1 – 24, doi:10.1016/j.agwat. 2005.06.001.

Peichl, M., Leahy, P. Kiely, G. 2011. Six-year stable annual uptake of carbon dioxide in intensively managed humid temperate grassland. Ecosystems 14 (1), 112–126  
Perez PJ, Castellvi F, Ibanez M, Posell JI. 1999. Assessment of the reliability of the Bowen ratio method for partitioning fluxes Agricultural and Forest Meteorology 97: 141–150.

Pitman, A.J., 2003. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. Int. J. Climatol. 23, 479–510.

Raupach, M.R., 1998. Influences of local feedbacks on land-air exchanges of energy and carbon. Global Change Biol. 4, 477–494.

Reynolds, O, 1895, ‘On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of criterion’, Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A.168, 123-164.

Shukla, J., Mintz, Y., 1982. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth’s climate. Science 215, 1498–1501.

Slatyer, R. O., and I. C. McIlroy, 1967. Practical Microclimatology, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Melbourne, Victoria, Australia.

Steinfeld, G., M. O. Letzel, S. Raasch, M. Kanda, and A. Inagaki, 2007. Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy

covariance fluxes: results of a large-eddy simulation study. *Boundary-Layer Meteorology* 123:77-98.

Stull, R. B., 1988, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666pp.

Twine, T. E., W. P. Kustas, J. M. Norman, D. R. Cook, P. R. Houser, T. P. Meyers, J. H. Prueger, P. J. Starks, and M. L. Wesely. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 103:279-300.

Unland, H. E., P. R. Houser, W. J. Shuttleworth, and Z. L. Yang, 1996. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site, *Agric. For. Meteorol.*, 82, 119–153, doi:10.1016/0168-1923(96)02330-1.

Vercauteren N , Bou-Zeid E , Huwald H , et al. 2009. Estimation of wet surface evaporation from sensible heat flux measurements [ J ] . *Water Resources Research* , 45 , W06424. DOI : 10. 1029/ 2008W-R007544.

W. Brutsaert, 2005. *Hydrology: An Introduction*, Cambridge University Press.

W. J. Shuttleworth, 2007. ‘Putting the ‘vap’ into evaporation,’ *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, no. 1, pp. 210–244.

Wang Ning , Jia Li , Li Zhansheng , et al, 2016. Applicability analysis of nonparametric evapotranspiration approach over Heihe River basin [ J ] . *Plateau Meteorology* , 35 ( 1 ) : 118 128. DOI : 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2014. 00124.

Webb, E. K., G. I. Perman, and R. Leuning, 1980: ‘Correction of flux measurements for density effects due to heat and water transfer’, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 106, 85-100.

Wilczak, J. M., S. P. Oncley, and S. A. Stage, 2001: ‘Sonic anemometer tilt correction algorithms’, *Boundary-Layer Meteorol.* 99, 127-150