

國立臺灣大學生物資源暨農學院森林環境暨資源學系

碩士論文

School of Forestry and Resource Conservation

College of Bioresources and Agriculture

National Taiwan University

Master Thesis

溪頭柳杉人工林微氣象特性與能量收支之研究

Micrometeorological Characteristics and Energy Budget in
a *Cryptomeria japonica* Plantation at Xitou area

林宜蓁

I-Chen Lin

指導教授：陳明杰 博士

Advisor: Ming-Chieh Chen, Ph.D.

中華民國 104 年 6 月

June, 2015



國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書



溪頭柳杉人工林微氣象特性與能量收支之研究

Micrometeorological Characteristics and Energy Budget
in a *Cryptomeria japonica* Plantation at Xitou area

本論文係林宜蓁君 (R01625004) 在國立臺灣大學森林
環境暨資源學系完成之碩士學位論文，於民國 104 年 06 月
05 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：

陳明杰

(指導教授)

久米朋宣

盧惠生

魏聰輝

系主任

黃吉強

謝誌

論文完成之際，也是我即將離開學生生活，預備邁向另一個新旅途的開始，謝謝指導教授陳明杰老師三年來的教導，無論是研究上或是研究以外的事情真的讓我學到很多，也很謝謝盧惠生博士、魏聰輝博士以及久米朋宣老師等三位口試委員對於初稿提出許多寶貴的建議與指導，使論文內容更加完整與豐富。

從儀器架設到研究期間，感謝賴彥任博士對於我的研究給予很多建議與討論，也謝謝洪志遠學長、余瑞珠學姊與羅明慧學姊的幫忙，讓我可以順利在溪頭進行資料收集等研究工作，另外，感謝研究室的許祐昇學長、朱紹嘉學姊、黃敬倫與陳虹巧學妹，這幾年的出差，若沒有各位的幫助，研究就無法如期地完成。

謝謝我的家人，特別是老爸、老媽對我的栽培與陪伴，無論我做什麼決定，都願意給我莫大的支持和鼓勵。謝謝系女籃的朋友們，能夠認識妳們和一起打球的日子，真的是很快樂的事情，也是以後永遠難忘的美好回憶。最後，我要感謝天主，感謝祢接納我的一切喜樂與悲傷，並且一直與我同在，賜予我極大的信心和力量，阿們。

林宜蓁 104年6月



中文摘要

本研究的目的為探討柳杉人工林於不同高度的氣溫、水汽壓等之季變化和日變化特性，不同高度層能量收支的乾濕季變化，以及降雨對能量收支日變化的影響等。研究地點位於臺大實驗林溪頭營林區第3林班173號柳杉人工林，收集2014年1月22日至2015年1月21日通量塔的降雨量、淨輻射通量、土壤熱通量、氣溫、相對濕度、大氣壓力等監測資料，並利用包溫比法估算淨輻射通量分配於顯熱通量與潛熱通量等。資料整理分析時，定義春季為3月~5月、夏季為6月~8月、秋季為9月~11月與冬季為12月~2月，以及定義濕季為4月~9月、乾季為10月~3月。

林分之微氣象及能量收支特性因不同高度層而異。研究結果顯示，四季皆於枝葉密集之樹冠上層（高度23.3 m）監測到最高的氣溫及水汽壓，且高度23.3 m以下的氣溫及水汽壓垂直變化隨著高度下降而降低。然而，於林下植物層上方（高度2.3 m），因為植物的蒸發散與土壤蒸發作用，使得此高度於四季皆有較高的水汽壓值。

樹冠層上方（高度32.5 m）之淨輻射通量全年平均為 68.97 W m^{-2} ，於夏季最高 78.84 W m^{-2} ，冬季最低 60.31 W m^{-2} ，受到樹冠層遮蔽、反射與吸收的影響，樹冠上層（高度24.8 m）及林下植物層上方（高度3.8 m）的淨輻射通量僅佔樹冠層上方之10.1%及6.0%。此外，由於季節、地形與太陽高度角較低等因素影響，利用Beer-Bouguer Law計算淨輻射通量經過樹冠層的消散係數，冬季為1.11最高，春季為1.00最低。土壤熱通量全年平均為 -0.68 W m^{-2} ，於濕季時為吸熱的正值，於乾季時轉變為放熱的負值。

利用包溫比法估算能量分量結果，樹冠層上方的顯熱通量大多時候為正值，但於降雨、陰天或有霧的天氣型態時，有時會出現負值的情形，即顯熱通量的能量向下傳遞。研究期間夏季之降雨天數為53天，平均顯熱通量為 -4.21 W m^{-2} 。由



於濕季時淨輻射通量高且蒸發散作用旺盛，所以樹冠層上方有較高的潛熱通量，佔淨輻射通量之 95.5%，反之，於淨輻射通量與降雨量皆較低的乾季時，潛熱通量佔淨輻射通量之 61.6%。

研究期間，樹冠層上方與樹冠上層皆以潛熱通量的形式為主，分別佔淨輻射通量之 79.7%與 102.1%，顯熱通量次之，土壤熱通量分別佔-1.1%與-13.5%；樹冠中層因周圍枝葉較稀疏，故以顯熱通量為主要能量消耗的型式，其佔淨輻射通量 66.5%，而土壤熱通量佔-10.1%；林下植物層上方受到植物蒸發散與土壤蒸發作用的影響，潛熱通量佔淨輻射通量之 190.9%，為主要消耗能量的型式，且土壤熱通量佔-15.8%。由結果發現，土壤熱通量對於離地表較近的高度層之能量收支有較大的影響。

天氣型態對淨輻射通量的影響很大，無降雨期間，因霧或陰天等天氣型態的不同，使得淨輻射通量與晴天的差異很大。並且，受到陰天或霧的影響，顯熱通量有時於白天出現負值。夏季時，降雨期間由於淨輻射通量下降，潛熱通量降低，冬季時，無降雨期間的顯熱通量高於潛熱通量，但於降雨期間出現潛熱通量高於顯熱通量。

關鍵字：柳杉人工林、微氣象因子、能量收支、包溫比能量平衡法

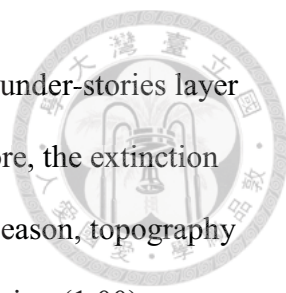
ABSTRACT



This research was to investigate the seasonal and diurnal change of air temperature and water vapor pressure at different height, the energy budget at different height layer in dry and wet season, and the diurnal change of energy budget during rainy day in a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica*) plantation. The study site was located at the third compartment in Xitou tract, NTU Experimental Forest. Rainfall, net radiation flux, soil heat flux, air temperature, relative humidity and barometric pressure were collected derived from flux tower during 22 January 2014 and 21 January 2015. Bowen ratio energy balance method (BREB) was used to estimate sensible heat flux and latent heat flux, and discuss the net radiation flux assigned to sensible heat flux and latent heat flux. In data analysis, defined spring was during March to May, summer was during June to August, autumn was during September to November and winter was during December to February. In addition, wet season was during April to September and dry season was during October to March.

The micro-scale meteorological factors and energy budget characteristics were different at different height layer. In this study, the monitored highest air temperature and water vapor pressure appeared in the upper-canopy layer (23.3 m height) in four seasons. Air temperature and water vapor pressure down from 23.3 m height were lower with reduced height. However, owing to the evapotranspiration by understories and soil evaporation, the water vapor pressure increased above the under-stories layer (2.3 m height).

The average net radiation measured above-canopy (32.5 m height) was 68.97 W m^{-2} . It was the highest in summer (78.84 W m^{-2}) and the lowest in winter (60.31 W m^{-2}). The radiation could be sheltered, reflected and absorbed by canopy, so the ratio of net



radiation measured at upper-canopy layer (24.8 m height) and above under-stories layer (3.8 m height) were 10.1% and 6.0% to above the canopy. Furthermore, the extinction coefficient calculated by Beer-Bouguer Law that was influenced by season, topography and solar altitude angle, was highest in winter (1.11) and lowest in spring (1.00). Besides, the average soil heat flux was -0.68 W m^{-2} , and it was endothermic and exothermic in wet season and dry season.

By using BREB method to estimate energy flux above canopy, the value of sensible heat flux was positive at most of the time. And it was negative in rainy, cloudy or foggy day, which usually occurred in wet season. Particularly, 53 rainy days occurred in summer, so sensible heat flux was -4.21 W m^{-2} . In addition, impacted by sufficient net radiation and rainfall, latent heat flux ratio was 95.5% to net radiation flux in wet season, otherwise, it was only 61.6% in dry season.

In research period, the energy was mainly took advantage of latent heat flux at above-canopy and upper-canopy layer, which was 79.7% and 102.1% to net radiation flux while the soil heat flux was -1.1% and -13.5% . Because the leaves were few at the middle-canopy layer, the sensible heat flux became the main type to consume energy (66.5%) while the soil heat flux was -10.1% . Above under-stories layer, latent heat flux and soil heat flux were 190.9% and -15.8% . The result also revealed that the emitted soil heat flux could mainly affect energy budget of nearing forest floor.

The weather condition played an important role in net radiation flux. The net radiation flux was different between foggy, cloudy and sunny day. And sensible heat flux was negative in rainy day. Furthermore, because the net radiation flux was decreased in rainy day, the latent heat flux was diminished in summer. In winter, latent heat flux was higher than sensible heat flux in rainy day, which was different from sunny day.

Keywords: *Japanese cedar (Cryptomeria japonica) plantation, micro-scale meteorological factors, energy budget, Bowen ratio energy balance method (BREB)*



目錄



中文摘要	I
ABSTRACT	III
目錄	VI
圖目錄	VII
表目錄	VIII
第一章 前言	1
第二章 文獻回顧	4
第一節 不同地區與林型的能量收支特性	4
第二節 森林地區不同高度層能量收支之研究	7
第三節 林分不同高度氣溫與水汽日變化之研究	11
第三章 研究材料與方法	15
第一節 研究區域概況	15
第二節 研究材料	17
第三節 研究方法	17
一、顯熱通量與潛熱通量估算方法	17
二、淨輻射通量分析方法	22
第四章 結果與討論	24
第一節 降雨量	24
第二節 淨輻射通量	25
第三節 氣溫	30
第四節 水汽壓與水汽壓差	34
第五節 不同高度層能量收支乾濕季變化	38
一、不同高度層能量收支結果	38
二、不同高度層能量收支分配特性	41
第六節 樹冠層上方無降雨與降雨期間能量收支日變化	45
第五章 結論	55
參考文獻	57
附錄	63

圖目錄



圖 1	2007 年 11 月 18 日至 19 日能量通量與能見度日變化 (褚侯森, 2008) ...	10
圖 2	2007 年 12 月 17 日至 18 日能量通量與能見度日變化 (褚侯森, 2008) ...	11
圖 3	林分內不同高度的長波輻射(E)、葉面積指數(LAI)、氣溫(T_a)與葉片溫度(T_s) (修改自 Rauner, 1972)	12
圖 4	溪頭營林區地形與試驗地位置 (賴彥任提供)	16
圖 5	溪頭通量塔副塔(XT-02)氣象因子與能量通量監測儀器架設位置	18
圖 6	試驗地不同高度層之現場照片	19
圖 7	以包溫比法推估顯熱通量(H)與潛熱通量(LE)之正負值代表能量傳遞方向 (Perez <i>et al.</i> , 1999).....	22
圖 8	夏季與冬季之降雨時間與總降雨量	26
圖 9	夏季時林分不同高度之淨輻射通量平均日變化	29
圖 10	冬季時林分不同高度之淨輻射通量平均日變化	29
圖 11	林分不同高度氣溫($^{\circ}\text{C}$)之四季變化 (水平虛線代表樹冠高度)	31
圖 12	夏季時 (七月) 林分不同高度之氣溫日變化 (水平虛線代表樹冠高度)	33
圖 13	冬季時 (一月) 林分不同高度之氣溫日變化 (水平虛線代表樹冠高度)	33
圖 14	林分不同高度水汽壓(kPa)之四季變化 (水平虛線代表樹冠高度)	35
圖 15	林分不同高度水汽壓差(kPa)之四季變化 (水平虛線代表樹冠高度)	37
圖 16	夏季 (實線) 與冬季 (虛線) 樹冠層上方相對濕度日變化	37
圖 17	濕季不同高度層能量分量佔淨輻射通量百分比	44
圖 18	乾季不同高度層能量分量佔淨輻射通量百分比	44
圖 19	夏季無降雨期間 (2014 年 6 月 2 日) 樹冠層上方能量收支日變化	48
圖 20	夏季無降雨期間 (2014 年 8 月 20 日) 樹冠層上方能量收支日變化	49
圖 21	夏季降雨期間 (2014 年 6 月 3 日) 樹冠層上方能量收支日變化	50
圖 22	夏季麥德姆颱風降雨期間 (2014 年 7 月 23 日) 樹冠層上方能量收支日變 化	51
圖 23	冬季無降雨期間 (2014 年 1 月 25) 樹冠層上方能量收支日變化	52
圖 24	冬季降雨期間 (2014 年 12 月 4 日) 樹冠層上方能量收支日變化	53

表目錄



表 1	氣象因子與能量通量監測儀器架設位置	18
表 2	2014 年 1 月 22 日至 2015 年 1 月 21 日不同月份之降雨量資料	25
表 3	林分不同高度於四季之平均淨輻射通量變化	27
表 4	林分不同高度平均氣溫之四季變化	31
表 5	林分不同高度平均水汽壓之四季變化	35
表 6	林分不同高度平均水汽壓差之四季變化	36
表 7	樹冠層上方 (高度 31.0 m ~ 34.0 m) 乾溼季能量收支結果	40
表 8	樹冠上層 (高度 23.3 m ~ 26.3 m) 乾溼季能量收支結果	40
表 9	樹冠中層 (高度 17.3 m ~ 20.3 m) 乾溼季能量收支結果	40
表 10	林下植物層上方 (高度 2.3 m ~ 5.3 m) 乾溼季能量收支結果	40
表 11	樹冠層上方 (高度 31.0 m ~ 34.0 m) 能量分量佔淨輻射通量百分比	43
表 12	樹冠上層 (高度 23.3 m ~ 26.3 m) 能量分量佔淨輻射通量百分比	43
表 13	樹冠中層 (高度 17.3 m ~ 20.3 m) 能量分量佔淨輻射通量百分比	43
表 14	林下植物層上方 (高度 2.3 m ~ 5.3 m) 能量分量佔淨輻射通量百分比	43
表 15	樹冠層上方夏季與冬季於無降雨與降雨期間能量收支結果	54




第一章 前言

地表能量的輸入可以分成兩部分，一是來自太陽的短波輻射(short-wave radiation, SW)，另一為大氣層的長波輻射(long-wave radiation, LW)。當太陽短波輻射穿過大氣時，部分會被大氣中的溫室氣體、微粒等物質反射或吸收，部分會抵達地表，且受到地表反射率(albedo)的影響，短波輻射也會被地表反射或吸收，構成淨短波輻射；其次，任何大於絕對零度的物體皆會放射出長波輻射，地表在吸收了短波輻射以後，會將其轉換成長波輻射向大氣層放射，由於大氣吸收太陽輻射能與來自地表的長波輻射能，使得大氣溫度升高，故會向地表釋放長波輻射的能量，大氣與地表間的長波輻射能量交換，構成了淨長波輻射。

輻射能量可以提供生態系中各項生物、物理和化學等作用正常運作，地表淨輻射通量可以維持生態系中生物生存環境的溫度，作為平衡空氣之間因溫度變化的能量（顯熱通量，Sensible heat flux, H），也可作為水相變化時需要的能量，供應植物和地表進行蒸發散作用（潛熱通量，Latent heat flux, LE），又可作為地表與淺層土壤之間交換的能量，會顯現於土壤溫度的變化（土壤熱通量，Soil heat flux, G），於沒有太陽輻射的夜晚或是日照較少的冬季，土壤熱能又可以提供環境熱量的來源，Stull(1988)曾提出土壤熱通量在白天雖然只佔淨輻射量的5~15%，但在夜晚卻可佔淨輻射量的一半。

能量收支內各能量分量的大小，會受到地表覆蓋物的不同而有差異。Idsol *et al.*(1975)於沒有植物覆蓋的裸露地，進行淨輻射通量、土壤水分含量與土壤熱通量的量測，由於潛熱通量很小，故日土壤熱通量可達日淨輻射量的50%以上；在有植被覆蓋的地區，則視樹種、樹齡、人為干擾、氣候條件等因子影響，使得能量收支各分量會有不同的結果。其中，在成熟的森林地區，潛熱通量通常佔有淨輻射通量很大的一部分，da Rocha *et al.*(2004)於亞馬遜河流域的熱帶雨林地區，監測能量收支的各分量，結果顯示年潛熱通量可佔年淨輻射通量的86%；Blanken *et*




al.(1997)於加拿大美洲山楊林進行能量收支研究，於有葉期間，潛熱通量可佔淨輻射通量之61%，顯熱通量為25%；周文進（2009，未發表）於蓮華池四號集水區的能量收支研究結果，潛熱通量佔淨輻射通量的63.84%，顯熱通量為38.20%，土壤熱通量為-2.04%，可見森林存在與否足以影響能量收支的特性。

由於植被會改變生態系中淨輻射通量的分配特性，故森林中的氣溫、相對濕度等微氣候因子，也會受到植被的影響。林奐慶(2008)於林務局南投林區管理處巒大事業區，進行柳杉人工林微氣候研究，且於附近空曠地設置一氣象站作為比較，皆將溫濕度計裝置於離地1.5 m處，結果發現，林內的年平均氣溫比氣象站之氣溫高約0.35 °C，此外，相對濕度的結果也顯示，於濕季時，林內大於氣象站約5%，於乾季時，林內的相對濕度同樣較高約10%。另外，林分內垂直氣溫也會受到植被的影響，Rauner(1972)研究森林內長波輻射、氣溫、葉片溫度等因子，研究結果發現，冠層高度之葉片的溫度高於周圍氣溫1~4 °C，且相較於地表，樹冠層高度可監測到較高的長波輻射，顯示冠層的溫度較高並放射出能量，使得周圍的空氣溫度上升，故越接近地表的氣溫有越低的趨勢。

自1990年代以來，隨著監測儀器與試驗方法的日益更新，在研究生物圈與氣圈之間的交互作用時，利用通量塔進行監測的方式才逐漸地興起(Mizoguchi *et al.*, 2009)。受到1997年京都議定書的影響，為了能夠量化出森林對固碳作用的效益，再加上1995年在義大利召開的通量研討會上，正式提出成立「國際性通量觀測研究網路(FLUXNET)」的構想以後，全世界遂開始建立區域性與全球性的通量觀測網，利用通量塔觀測不同地區的微氣象，並對二氧化碳、水氣和能量等等通量，進行長期的監測工作（洪敏勝，2010；Baldocchi, 2003）。由FLUUXNET的網頁可知，目前全世界共有超過500座的通量塔，負責進行長時間的通量監測，希望藉此可以建立一個通量觀測的平台，讓世界可以分享彼此的通量觀測結果，並從中比較不同生物區系(biomes)的通量特性。

通量塔為研究林分微氣象特性以及能量收支的基礎設施，於通量塔上架設溫



濕度計、紅外線氣體分析儀（如：LI-7500）與三維風速風向計等儀器，收集高頻度的氣溫、水汽濃度與垂直風速等氣象資料，即可利用渦流相關法(eddy covariance method)計算顯熱通量與潛熱通量，屬直接量測的方法，但此方法中使用到的監測儀器價錢較高，且僅適用於平坦與均質的地形，故計算時常需透過多種方法（如：三維座標旋轉、WPL校正）校正結果。森林地區因樹冠層高低起伏與山地地勢變化大，加上林內植被結構複雜，會影響樹冠層上方與下方的風場，故對於森林的物質和能量交換情形，較其他生態系更難以準確預測。

相較於渦流相關法，另一個常被利用於間接推估顯熱通量與潛熱通量的方法，即為包溫比能量平衡法(Bowen ratio energy balance method)，此方法具有以下特性：在使用上較為簡易單純(simplicity)，推估結果穩健不容易失真(robustness)，監測儀器的價錢也較低(affordability)(Oladosu *et al.*, 2007)。包溫比能量平衡法需收集通量塔上的淨輻射通量、氣溫、相對濕度等資料，並配合大氣壓力、土壤熱通量等監測資料，即可間接推估顯熱通量與潛熱通量，此方法計算過程較為容易，且不需利用垂直風速的監測資料，加上選擇於林相較單純的人工林，也可降低森林環境對估算結果的影響。

臺灣人工林的面積約422,600公頃，而柳杉人工林約39,000公頃，佔全臺人工林面積的9.23%（林務局，1995）。此外，臺大實驗林轄區內人工林面積為10,860公頃，其中柳杉與杉木人工林就佔了70%（臺大實驗林，2009）。但有關柳杉人工林能量收支的研究仍相當少，故本研究試驗地選擇於溪頭營林區第3林班173號柳杉(*Cryptomeria japonica*)造林地，收集林分不同垂直高度之淨輻射通量、氣溫和濕度等氣象資料，配合監測的大氣壓力與土壤熱通量資料，利用包溫比能量平衡法估算顯熱通量與潛熱通量，研究柳杉人工林林分於不同高度層的微氣象與能量收支特性，並進一步討論能量收支的乾濕季變化，以及降雨事件有無時的能量收支特性。

第二章 文獻回顧

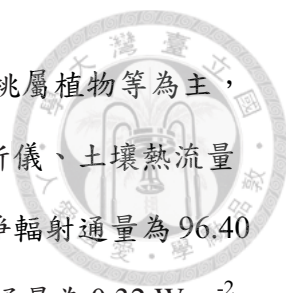


第一節 不同地區與林型的能量收支特性

在 UCMP(University of California Museum of Paleontology)的網站上提到，Campbell 曾於 1996 年所著的生物學(Biology)一書中，對於生物區系(biomes)有以下的定義：依照當地的優勢樹種與植被，及能夠適應當地特殊環境的生物等等為特徵，作為分類的根據，將世界分成幾個主要的群集。對於世界生物區系的區別，有多種不同的系統與分類方法，Olson *et al.*(2001)將世界分成 14 個生物區系，如：熱帶與亞熱帶濕潤闊葉森林、溫帶闊葉混合林、寒帶針葉林、山地草原等不同的林型。森林生態系以太陽輻射為主要輸入的能量來源，而地表的植被不只會影響反射率的大小，也會影響環境中微氣象的變化，加上不同地區的氣候條件也會導致能量收支產生不同的特性。

da Rocha *et al.*(2004)於巴西亞馬遜河流域的一處寬闊且平坦高原，進行熱帶雨林能量收支的研究，並藉由 2000 年至 2001 年現地降雨量觀測資料，將 2000 年 7 月 15 日至 12 月 14 日定義為乾季，其餘時間則定義為濕季，全年總降雨量約 2,200 mm；乾季的氣溫約比濕季高 1~3 °C。透過直接量測淨輻射通量(Q*7.1 ventilated net radiometer)、顯熱通量(超音波風速風向計)、潛熱通量(LI-7500)、土壤熱通量(REBS HFT3.1 土壤熱流量板)得到能量收支各項分量通量。研究結果顯示，乾季、濕季與全年的淨輻射通量分別為 140.3 W m⁻²、112.6 W m⁻²、123.5 W m⁻²，顯熱通量分別為 20.7 W m⁻²、16.4 W m⁻²、18.1 W m⁻²，潛熱通量分別為 116.5 W m⁻²、98.0 W m⁻²、106.2 W m⁻²，土壤熱通量分別為 0.1 W m⁻²、1.2 W m⁻²、0.8 W m⁻²。無論乾濕季，顯熱通量與土壤熱通量佔淨輻射通量的百分比沒有明顯改變，全年平均分別為 14.66%和 0.65%，潛熱通量於濕季時較低，卻比乾季時佔有淨輻射通量較高的百分比 87%。熱帶雨林受到地表植被的影響，全年約有 86%的淨輻射能量由潛熱通量消耗，顯熱通量次之，土壤熱通量對於熱帶雨林的影響相對較低。

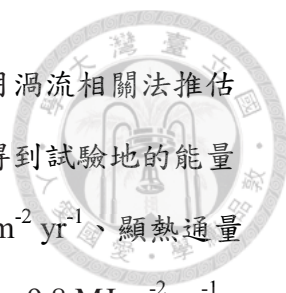
Wilson and Baldocchi(2000)於美國東部一溫帶落葉混合林收集 1995 年至 1997



年能量通量資料，試驗地樹冠高度約 26 m，植被以橡木與山胡桃屬植物等為主，研究中利用淨輻射計、三維超音波風速風向計、紅外線氣體分析儀、土壤熱流量板等儀器，直接量測能量收支中各分量通量。將三年資料平均的淨輻射通量為 96.40 W m^{-2} ，顯熱通量為 33.30 W m^{-2} ，潛熱通量為 44.08 W m^{-2} ，土壤熱通量為 0.32 W m^{-2} 。此外，葉面積指數約於第 150 日曆日至第 300 日曆日較高，此時段視為生長季，其餘時段則因落葉的緣故，使得葉面積指數皆小於 1，能量收支的特性會受到植被落葉的影響，由每兩週平均資料的結果顯示，顯熱通量於每年葉片生長前會出現最大值，當葉片開始生長時，顯熱通量明顯下降，同時，潛熱通量逐漸上升，即潛熱通量於生長季明顯大於顯熱通量，其餘時間皆以顯熱通量大於潛熱通量。


Arain *et al.*(2003)於加拿大寒帶北方針葉林進行能量收支研究，利用樹冠層上方之三維超音波風速風向計、紅外線氣體分析儀等儀器，直接量測黑雲杉(*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.)森林於1999年5月6日至2001年5月5日的能量通量資料，根據氣候條件，定義7月~10月為夏季，11月~2月為冬季，淨輻射通量於夏季時可達 150 W m^{-2} ，冬季時僅為 $-10 \text{ W m}^{-2} \sim 20 \text{ W m}^{-2}$ 。次之，淨輻射通量超過90%由顯熱通量與潛熱通量消耗，全年土壤熱通量的範圍為 $-5 \text{ W m}^{-2} \sim 6 \text{ W m}^{-2}$ ，並於夏季時吸熱、冬季時放熱。另外，春季至生長季初期(4月至6月)時，顯熱通量為 90 W m^{-2} ，潛熱通量約為 $25 \text{ W m}^{-2} \sim 65 \text{ W m}^{-2}$ ，以顯熱通量較高，6月時氣溫逐漸回暖，潛熱通量才漸漸增加，直到7月時，顯熱通量約等於潛熱通量為 75 W m^{-2} ，此外，由於太陽輻射能與土壤水分於9月至10月時減少，使得顯熱通量與潛熱通量皆漸漸下降。冬季時，淨輻射通量、顯熱通量與潛熱通量分別為 $-20 \text{ W m}^{-2} \sim 20 \text{ W m}^{-2}$ 、 $-10 \text{ W m}^{-2} \sim 25 \text{ W m}^{-2}$ 與 $5 \text{ W m}^{-2} \sim 10 \text{ W m}^{-2}$ 。

Yao *et al.*(2008)於海拔約 5100 m 高的西藏高原唐古拉山脈，進行高山草原的能量收支研究，試驗地的植被主要為叢生的高山牧草地表覆蓋率約 20~30%，每年的 6 月至 9 月為雨季(Tang *et al.*, 1979)，4 月至 10 月會發生融雪現象(Zhao *et al.*, 2000)，皆會導致土壤含水率上升；相反地，冬天時土壤水會結凍，造成土壤的水



力傳導度下降。試驗方法為收集溫度、濕度、風速等資料，利用渦流相關法推估顯熱、潛熱通量，再配合直接量測淨輻射通量與土壤熱通量，得到試驗地的能量收支各分量。根據研究結果，2005 年的淨輻射通量為 $2093 \text{ MJ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 、顯熱通量為 $1018 \text{ MJ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 、潛熱通量為 $1157 \text{ MJ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 且土壤熱通量為 $-9.8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 。研究結果也顯示淨輻射通量在夏天時較高，在冬天時卻很低甚至為負值，原因為北半球冬天的入射太陽短波輻射(SW↓)較低，加上地面的積雪使得地表反射率(albedo)增加(SW↑會增加)之緣故。此外，顯熱通量在春季和冬季佔有淨輻射通量較高的比例，相反地，夏天時則以潛熱通量大於顯熱通量，且各項能量分量皆於夏季較高，冬季較低，季節性變化也以潛熱通量變化最為明顯。

臺灣關於森林生態系能量收支的研究，Hsia *et al.*(1998)於福山試驗林的研究結果，顯熱通量約佔淨輻射通量之27%，潛熱通量約佔70%。魏聰輝等(2005)於塔塔加雲杉林與草原區分別設立微氣象站，研究雲杉林林內與林外草原區於降雪至積雪融解期間(1997年1月7日~1月15日)之能量收支，於林內之淨輻射通量為 42.58 W m^{-2} ，顯熱通量為 20.34 W m^{-2} ，潛熱通量為 22.24 W m^{-2} ，土壤熱通量因連結感應器之擴充板故障而資料缺漏，林外草原區之淨輻射通量為 48.05 W m^{-2} ，顯熱通量為 35.88 W m^{-2} ，潛熱通量為 19.79 W m^{-2} ，土壤熱通量為 -7.63 W m^{-2} 。魏聰輝等(2008)於溪頭柳杉林微氣象站與地被為台北草草坪之農業氣象站，收集2005年1月至2007年12月的資料，比較不同植被覆蓋的能量收支分配特性，柳杉林微氣象站之潛熱通量為淨輻射通量的70.21%，顯熱通量為29.43%，土壤熱通量為-0.02%，而農業氣象站之潛熱通量為淨輻射通量的57.70%，顯熱通量為42.30%，土壤熱通量為-0.48%。周文進(2009，未發表)收集蓮華池四號集水區於2007年6月至2008年3月的資料，並利用包溫比能量平衡法估算顯熱通量與潛熱通量，分析杉木人工林混合天然闊葉林之能量收支結果，淨輻射通量為 103.34 W m^{-2} ，潛熱通量為 65.97 W m^{-2} ，顯熱通量為 39.48 W m^{-2} ，土壤熱通量為 -2.11 W m^{-2} ，顯示潛熱通量佔淨輻射量的63.84%，顯熱通量佔淨輻射量的38.20%，土壤熱通量佔淨輻射量的-2.04%。




另外，當發生降雨時，雨滴落在儀器上等因素會影響儀器觀測的準確性，Mizutani *et al.*(1997)在研究降雨時與降雨後對顯熱通量的影響時，先於風洞(wind tunnel)中進行室內實驗，利用超音波風速風向計(渦流相關法)直接量測顯熱通量，結果顯示，當降雨強度小於 3 mm hr^{-1} 的情況下，顯熱通量可以得到合理的結果。再於優勢種為殼斗科(*castanopsis cuspidata schottky*)的常綠闊葉森林進行現地試驗，其平均樹高為 14.3 m ，於樹冠層上方裝置超音波風速風向計與淨輻射計，且於樹冠層上方兩個高度 (18.5 m 和 21.5 m) 裝有乾溼球溫度計，以及直接量測土壤熱通量，並選取 1991 年 4 月 23 日有發生降雨強度小於 3 mm hr^{-1} 之資料進行討論，關於顯熱通量的結果，開始降雨時為 -200 W m^{-2} ，並持續到降雨結束時皆為負值的情形，配合能量平衡法推估潛熱通量的結果，潛熱通量在降雨時高於降雨過後，且無論使用渦流相關法配合能量平衡法、Penman-Monteith 法與包溫比法分別推估潛熱通量，潛熱通量皆為正值，此外，氣溫的監測結果為在降雨時與降雨過後，受到樹冠截留水蒸發的影響，使得靠近樹冠層 (高度 18.5 m) 的氣溫較低。研究結果顯示，降雨時或降雨過後，當顯熱通量為負值時，代表其能量向下傳輸，可以提供樹冠截留水蒸發的能量，使得潛熱通量增加。

第二節 森林地區不同高度層能量收支之研究

除了不同林型會影響能量收支特性以外，單一林分中，由於淨輻射通量會受到樹冠吸收、反射和穿透等影響，隨著穿過樹冠層時會逐漸遞減，且垂直高度樹冠層組成不同，加上地被植物等因素，改變林分內不同高度的微氣象，使得氣溫、濕度等氣象因子變動，也會使得能量收支產生變化。


Baldocchi and Vogel(1997)研究北美短葉松(*Pinus banksiana*)森林於生長季的能量收支情形，研究期間為 1997 年 5 月 23 (春季)至 9 月 16 日 (秋季)，並將通量監測儀器分別架設於北美短葉松樹冠層上方與地被植物上方 (離地表 1.8 m)。北美短葉松的冠層高度約為 13.5 m ，稀疏的地被植物以熊莓(*Arctostaphylos uva-ursi*)、



蔓越莓(*Vaccinium vitis-idaea*)與地衣(*Cladina spp*)為主。由研究結果可知，於樹冠層上方量測到的淨輻射通量具有季節性變化，平均淨輻射通量為 126.3 W m^{-2} ，大於地被植物上方的 21.8 W m^{-2} ，顯示只有 17.3% 的淨輻射能量穿過樹冠層，此外，於春末時，地被植物接收到的淨輻射通量約為樹冠層上方的 30%，而於秋初時，地被植物接收到的淨輻射通量減少為樹冠層上方的 10%，此現象是由於秋天時太陽入射的高度角較小，使得較多太陽輻射能被樹幹遮擋之緣故。樹冠層上方的潛熱通量於研究開始至八月初約為 30 W m^{-2} ~ 80 W m^{-2} ，之後便漸漸下降，於九月時減少為 15 W m^{-2} ~ 30 W m^{-2} ，而研究期間地被植物上方的潛熱通量為 5 W m^{-2} ~ 25 W m^{-2} ，約為樹冠層上方的 10%~40%。另外，於研究期間樹冠層上方量測到的顯熱通量為 0 W m^{-2} ~ 140 W m^{-2} ，研究初期約為 60 W m^{-2} ，研究末期為 45 W m^{-2} ，而地被植物上方的顯熱通量為 0 W m^{-2} ~ 40 W m^{-2} ，是樹冠上方之 25%~40%。

Blanken *et al.*(1997)也曾研究同一林分中不同高度層的能量收支特性，研究區域內的植被主要為 39 m 高的美洲山楊林(*Populus tremuloides Michx.*)與 4 m 高的榛樹(*Morylus cornatu Marsh.*)，兩者皆為落葉性樹種，故比較無葉期間與有葉期間能量收支的變化。監測結果顯示，於無葉期間，榛樹可測得的淨輻射通量為美洲山楊林之 43%，此外，兩樹冠在無葉期間的顯熱通量皆佔有淨輻射通量最高的百分比，美洲山楊林為 73%，榛樹為 61%，反之，於有葉期間，榛樹接收到的淨輻射通量減為美洲山楊林之 23%，且用於蒸發散作用的潛熱通量轉變為主要消耗淨輻射通量之型式，美洲山楊林與榛樹的潛熱通量增為淨輻射通量之 61%與 66%。由結果可知，植被無葉或有葉會影響森林生態系中淨輻射能量的分配，落葉期間，能量收支以顯熱通量為主，潛熱通量次之；反之，有葉期間則以潛熱通量為最高，顯熱通量次之。

周文進(2009，未發表)於蓮華池四號集水區收集 2007 年 6 月至 2008 年 3 月的淨輻射通量、土壤熱通量與微氣象資料等，並利用包溫比法估算顯熱通量與潛熱通量，討論樹冠層上(高度 11.7 m~19.3 m)與樹冠層下(高度 6.8 m~1.5 m)



之能量收支特性，現地的林相為杉木人工林，但已有部分天然闊葉林入侵。經換算能量收支結果，樹冠層上的淨輻射通量為 103.34 W m^{-2} ，潛熱通量為 65.97 W m^{-2} ，顯熱通量為 39.48 W m^{-2} ，土壤熱通量為 -2.11 W m^{-2} ，樹冠下層的淨輻射通量為 15.23 W m^{-2} ，潛熱通量為 14.94 W m^{-2} ，顯熱通量為 2.41 W m^{-2} ，土壤熱通量為 -2.11 W m^{-2} ，顯示無論於樹冠層上或樹冠層下，蓮華池四號集水區的能量分配皆以潛熱通量為主，顯熱通量次之。

洪敏勝(2010)於棲蘭山通量塔進行能量收支研究，其試驗樣區的平均海拔 $1,600 \text{ m}$ ，年雨量大於 $4,500 \text{ mm}$ ，降雨天數佔全年三分之二以上，平均年總起霧時數為 $3,150$ 小時，佔全年總時數的 36% 。研究中利用輻射計、開路式渦流相關系統 (R3-50 Gill, LI7500LI-COR) 等儀器，直接量測台灣扁柏林樹冠層上方 (代號 T1) 與森林次冠層 (距地面約 2 m ，取兩個樣點 B1 和 B2) 的淨輻射通量、顯熱通量與潛熱通量，收集 2009 年 9 月至 2010 年 4 月的監測資料，經過扣除缺漏的資料與品質檢核後，結果為樹冠層上方與森林次冠層的淨輻射通量為 88.5 W m^{-2} 與 7.9 W m^{-2} 、顯熱通量為 42.5 W m^{-2} 與 5.0 W m^{-2} 、潛熱通量為 48.4 W m^{-2} 與 14.6 W m^{-2} 。此外，報告中定義 3 月和 4 月為春季、12 月和 1 月為冬季，淨輻射通量隨著季節有明顯變化，且森林次冠層在冬季月份的淨輻射通量明顯較大，應是冬季時葉面積指數較低的緣故，使得樹冠下方可以接收到較高的淨輻射量。

此外，由於棲蘭山的樣區屬易起霧之雲霧帶，褚侯森(2008)與洪敏勝(2010)皆有研究棲蘭山臺灣扁柏森林於有霧與無霧期間的能量收支特性。

褚侯森(2008)選取兩個時間區段比較霧對能量收支的影響，一為 2007 年 11 月 18 日至 19 日，受到鋒面影響，兩天內除短暫放晴外，皆為連續起霧的情況，另外再選取 2007 年 12 月 17 日至 18 日，天氣幾乎為晴天，只有 18 日中午 12:00 過後至上半夜有起霧的狀況，能量收支日變化結果分別如圖 1 與圖 2 所示，且研究中利用能見度儀(visibility sensor)判定是否有霧，當能見度(visibility)小於 $1,000 \text{ m}$ 時，即為有霧。由於有霧的原因，2007 年 11 月 18 日至 19 日白天的淨輻射通量不超過

500 W m⁻²，此外，由圖 1(b)也發現，11 月 18 日於中午 12:00 前開始，能見度就小於 1,000 m，判定為有霧發生，且圖 1(a)也顯示當天顯熱通量於中午 12:00 後就為負值，潛熱通量於中午 12:00 後皆不超過 100 W m⁻²；次之，2007 年 12 月 17 日為晴天，白天淨輻射通量最大值可達 800 W m⁻²，顯熱通量與淨輻射通量日變化過程相似，另外，配合利用 Penman-Monteith 公式計算冠層導度後發現，潛熱通量可能是受到中午前後冠層導度較低的緣故，植物生理機制抑制了植物的蒸發散作用，故潛熱通量於上、下午較高、於中午較低。由本研究中兩個時間區段的能量收支結果可知，霧的存在與否影響了能量收支的特性。

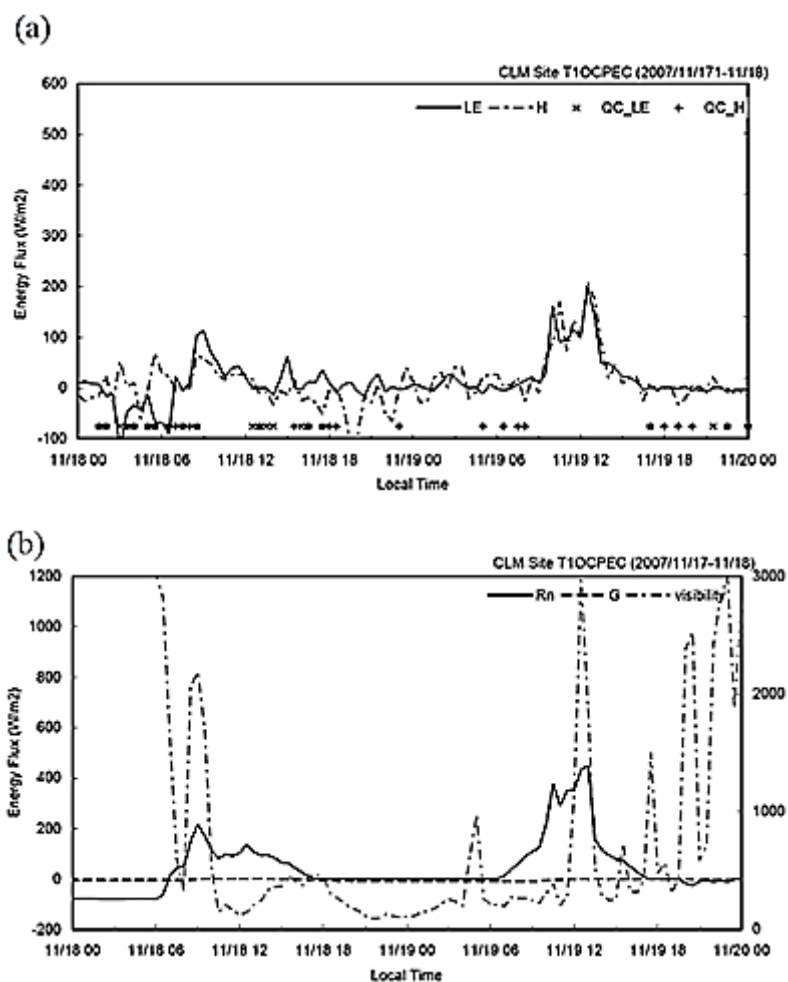


圖 1 2007 年 11 月 18 日至 19 日能量通量與能見度日變化 (褚侯森, 2008)

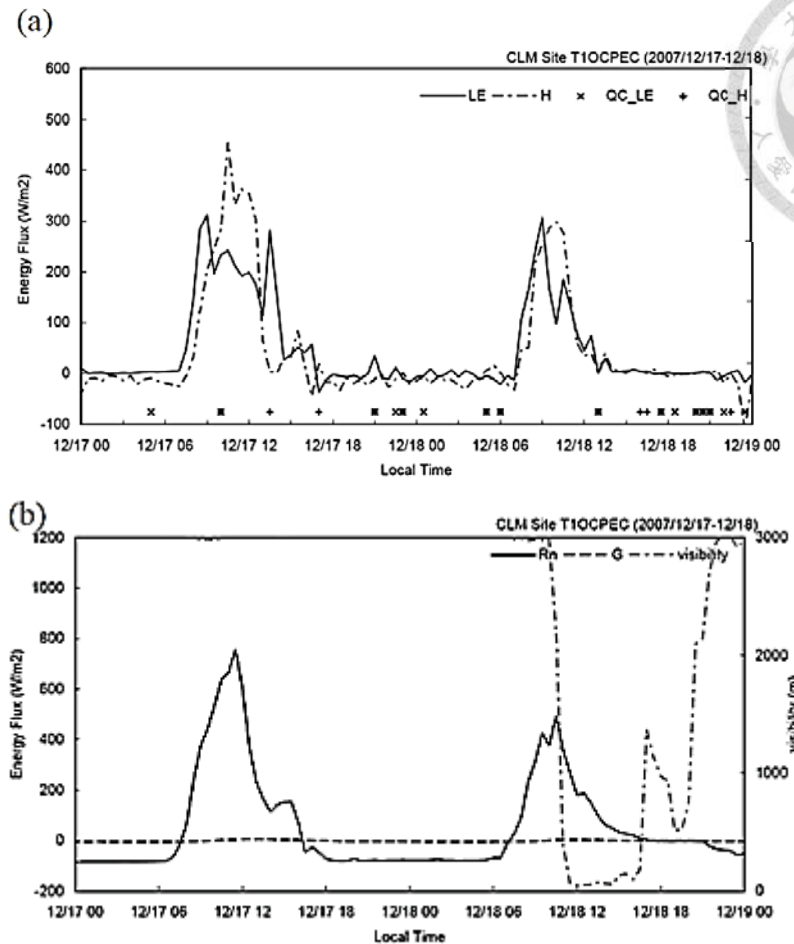
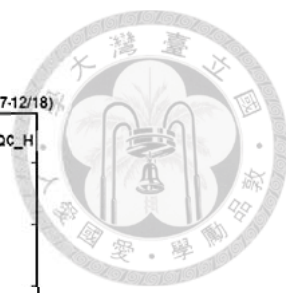


圖 2 2007 年 12 月 17 日至 18 日能量通量與能見度日變化 (褚侯森, 2008)

洪敏勝(2010)也對於霧與能量收支的關係進行討論，結果顯示顯熱通量的日變化趨勢與淨輻射通量的日變化趨勢有關，但傳輸方向相反，顯熱通量白天由生態系向大氣傳輸，夜晚則相反，但在起霧時會有所不同，顯熱通量無法反應淨輻射通量之變化；而森林次冠層的顯熱通量於白天時皆為負值，代表能量為向下傳遞。樹冠層上方的潛熱通量於冬季時降低，春季時明顯增加，而森林次冠層的潛熱通量結果，兩樣點（代號 B1 和 B2）呈現不一致的變化，且於有霧期間更無規律。

第三節 林分不同高度氣溫與水汽日變化之研究

Raynor(1971)指出，Baumgartner(1956)、Heckert(1959)和Melpar(1968)之研究都有相同的結果，森林的樹冠層為主要吸收熱量和輻射能量的物體。Rauner(1972)監

測一落葉森林於七月時不同高度的長波輻射、氣溫、葉片溫度，各因子於林內的垂直高度變化如圖3所示，冠層高度之葉片溫度高於氣溫1~4 °C，且樹冠層高度可監測到較高的長波輻射，代表冠層的葉片溫度較高並會放射出長波輻射能，使得冠層周圍的氣溫上升，並隨著高度越接近地表，氣溫也有下降的趨勢。

Raynor(1971)同時於美國赤松(*Pinus resinosa*)、美國白松(*Pinus strobus*)森林與空曠野草地量測垂直剖面的氣溫變化，其中，松樹林的樹高約10.5 m，枝下高約2 m至4 m，並選取1967年3月25日10:00至3月26日10:00之氣溫日變化資料。於10:00時，空曠地的氣溫隨高度上升而下降，松樹林則出現與其相反的逆溫情形；16:00時，樹冠層下方的逆溫現象更為明顯；由16:00至21:00時，兩地的氣溫慢慢轉變為不隨高度變化的情形，並皆於21:00時有很低的逆溫情形，且松樹林的氣溫略低於空曠地約1 °C；從21:00至早上07:00，空曠地的逆溫現象更加明顯，且兩地於高度1.75 m處之氣溫相近，但於樹冠層高度之氣溫，則是松樹林低於空曠地約2 °C；氣溫隨高度變化情形於隔天早上開始後又會以相同的形式進行循環。

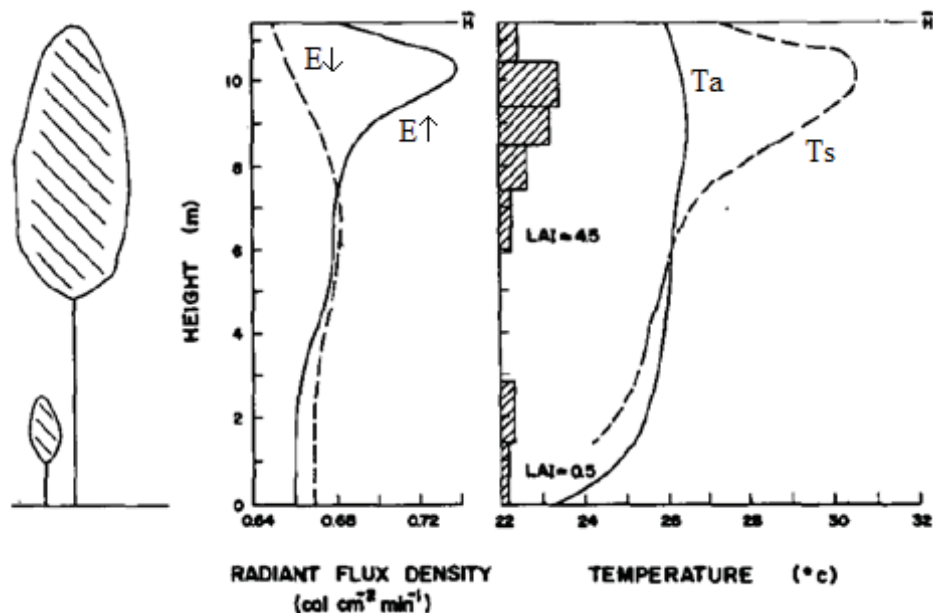
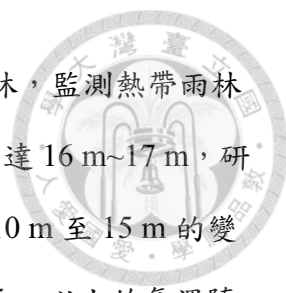


圖 3 林分內不同高度的長波輻射(E)、葉面積指數(LAI)、氣溫(T_a)與葉片溫度(T_s)

(修改自 Rauner, 1972)



Arain *et al.*(2000)於美國亞利桑那州奧拉克爾的人工熱帶雨林，監測熱帶雨林不同高度的氣溫，試驗地的樹冠高度約為 12 m~13 m，有些更可達 16 m~17 m，研究中選取 1998 年 6 月 22 日一天的資料。結果顯示氣溫於高度 10 m 至 15 m 的變化較大，白天時，於高度 10 m 以下的氣溫幾乎一樣，於高度 15 m 以上的氣溫隨高度穩定地上升。其次，高度 15 m 以上之氣溫於中午時段的變化較小，但在傍晚後，於白天吸熱的樹冠層會向天空放出熱能，造成輻射冷卻效應，故高度 15 m 以上的氣溫才會於入夜後出現很快地降溫現象。整體而言，白天時，樹冠層上方的氣溫隨高度增加為正相關，高度 10 m 以下的氣溫變化不大且較低；夜晚時，氣溫不隨高度有很大地變化。

褚侯森(2008)於棲蘭山扁柏林收集不同高度之氣溫與水汽濃度，資料收集期間為 2007 年 12 月至 2008 年 3 月，該試驗地的樹高為 11 m 至 14 m，枝下高為 3 m 至 7 m，樹冠層約在高度 5 m 至 13 m，監測高度 24 m、18 m、16 m、13.2 m、8 m、5.2 m、3.6 m、2 m 和 0.4 m 處之氣溫，以及高度 24 m、16 m、13.2 m、8 m、4 m、2 m、1 m 和 0.5 m 處水汽濃度的日變化。當日出以後，由於太陽輻射造成樹冠層溫度上升，且樹冠層會進行光合作用與蒸發散作用，使得 09：00 前的氣溫與水汽濃度出現逐漸升高的現象；09：00~15：00 時，樹冠層溫度持續上升，光合作用、蒸發散作用同樣進行旺盛，特別於樹冠層高度之氣溫與水汽濃度亦達到最大，故此時段之溫度與水汽濃度梯度皆於樹冠層高度層變化較大；15：00 至傍晚時，由於此時段常常雲霧籠罩，降低原來就較低的太陽入射量，且空氣中濕度較高，導致氣溫逐漸降低且水汽濃度變化較小；於夜晚的上半夜時，大致呈現與下午相同的趨勢，但氣溫與水汽濃度隨高度變化不大，下半夜時，氣溫與水汽濃度逐漸出現垂直梯度變化，越接近地表處的氣溫越低、水汽濃度越高。整體而言，白天時段樹冠層受到太陽輻射能的加溫作用，以及樹冠進行光合作用與蒸發散作用，使得樹冠層成為主要溫度與水汽濃度匯集處；夜晚時段，由於紊流作用發展不如日間，加上樹冠層阻隔，故樹冠層下方的空氣無法完全與樹冠層上方的空氣混合，

加上地表輻射冷卻效應，使得越接近地表的氣溫越低，此外，空氣中的水汽也因無法均勻混合而暫存在樹冠層下方，於地表附近出現較高的水汽濃度。



第三章 研究材料與方法



第一節 研究區域概況

臺灣大學實驗林溪頭營林區的地形為畚箕型谷地，東、西、南三面環山，南側為海拔高度 2025 m 的嶺頭山，向北延伸為海拔高度 1696 m 的鳳凰山脈，形成本區的東界，另外，自嶺頭山向西北方向延伸的是內樹皮山，與嶺頭山共同構成本區的南界（魏聰輝等，2011）。

溪頭營林區的地質，是由第三紀中新世上部之南莊層、桂竹林層、新第三紀卓蘭層及第四紀之台地堆積層及崩積層組成，岩層主要為砂岩、頁岩與砂頁岩薄互層（陳紫娥、張石角，1987）。營林區的土壤多為頁岩與砂岩風化而成的褐色土，質地屬於砂質壤土、砂質黏土、砂質黏壤土或壤土（何鎮平，1977）。

鄭森松、陳信佑(2009)統計溪頭氣象站 1941 年~2005 年的氣象資料，年平均氣溫 16.5 °C，年平均降雨量 2,661.5 mm，年平均蒸發量約 523 mm，各月平均相對濕度約 88~91%，降雨主要集中於 5 到 9 月，佔年降雨量的 76.5%，平均年降雨日數 167.7 天。此外，溪頭地區位於中海拔雲霧林山區，故常有霧的情形發生，Liang *et al.*(2009)曾收集 2005 年 4 月至 2006 年 3 月全年的霧資料，其定義能見度小於 1,000 m 時代表有霧發生，資料收集期間共 320 天為有霧的現象，共歷時 2,415 小時，約佔資料收集期間總時數的 28%，其中，於 3 月至 7 月每天皆有霧，且 4 月每天平均有 18.4 小時都有霧出現。魏聰輝等(2011)也曾使用自動相機，判讀 2011 年 2 月至 2012 年 1 月之成霧的時間和日數，結果顯示共 292 天有霧，成霧總時數為 2,009.8 小時。

王亞男等(2012)於溪頭營林區內，以通量塔為中心劃設 16 個 250×250 m² 的樣區進行每木調查與地被植物調查。通量塔位於 173 號造林地中，由其劃分的樣區位置圖，173 號造林地包含 6、7、10、11 號四個樣區，四個樣區內取樣的 187 棵柳杉，平均胸高直徑為 35.5 cm，平均樹高為 22.54 m，最大平均樹高為 28.47 m，此外，地被植物以闊葉樓梯草(*Elatostema platyphyllum*)、糯米團(*Gonostegia hirta*)、曲莖馬藍



(*Strobilanthes flexicaulis*)為主，以及廣葉鋸齒雙蓋蕨(*Diplazium dilatatum*)與萊氏鐵腳蕨(*Asplenium wrightii*)等蕨類，各樣區也有零散的筆筒樹(*Sphaeropteris lepifera*)、臺灣山龍眼(*Helicia formosana*)等木本植物分布其中。

本研究試驗地位於溪頭營林區第3林班173號造林地(圖4)，主要樹種為1950年造林之柳杉(*Cryptomeria japonica*)純林，造林密度約3,805 株 ha^{-1} (173號造林地造林台帳)，現在的密度約721 株 ha^{-1} (臺大實驗林調查資料)，面積約16.17 ha，海拔約1250 m，為一北向坡，平均坡度約15°。許祐昇(2013)曾於溪頭173號造林地通量塔副塔的南側，利用魚眼鏡頭進行影像拍攝，再透過GLA軟體分析，得到柳杉人工林林分的LAI為2.66 $m^2 m^{-2}$ 。根據現地觀察，通量塔副塔(XT-02)周圍平均樹

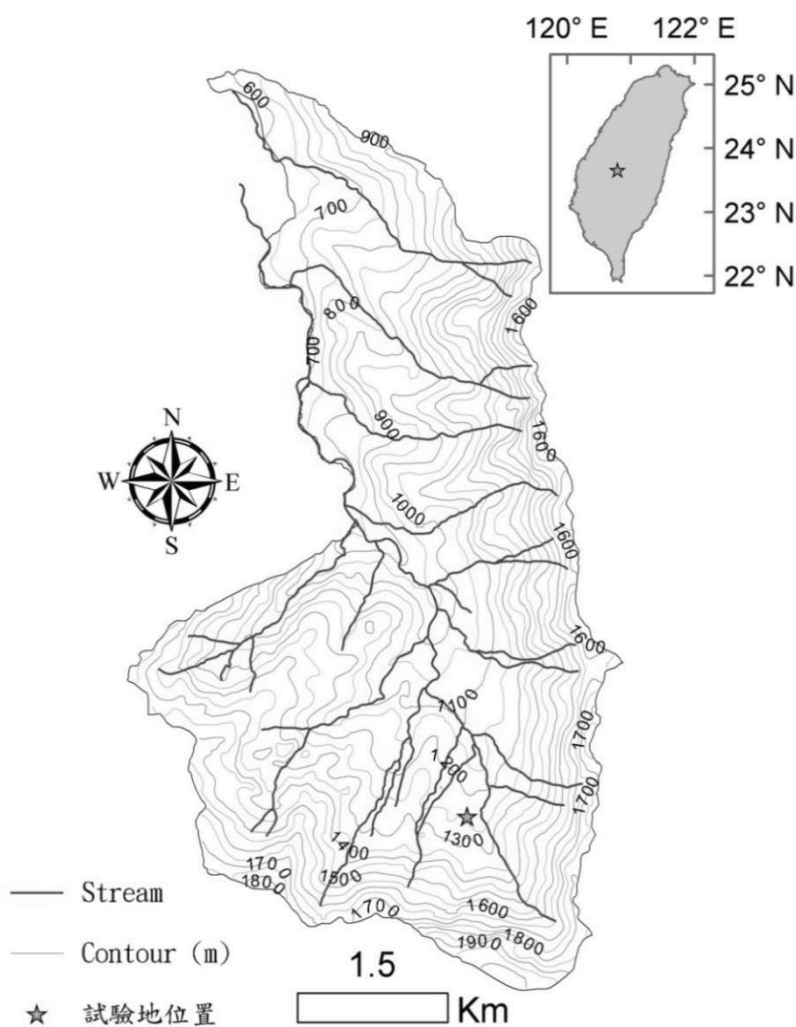


圖4 溪頭營林區地形與試驗地位置 (賴彥任提供)



高約28 m，枝下高9 m，樹冠層於高度約在20 m至26 m處較為茂盛，高度越低枝葉越是稀疏，通量塔周圍之林下植物高度約低於2 m。

第二節 研究材料

本研究收集溪頭營林區第3林班173號造林地的通量塔副塔(XT-02)、舊塔(XT-01)與主塔(XT-00)之監測資料，主要淨輻射通量與氣象監測儀器架設於副塔，所有儀器裝設位置如表1和圖5。根據現地觀察，由於柳杉人工林林分的樹冠層平均高度約28 m、枝下高約9 m，故選擇於樹冠層上方(31.0 m~34.0 m)、樹冠上層(23.3 m~26.3 m)、樹冠中層(17.3 m~20.3 m)與林下植物層上方(2.3 m~5.3 m)共四層，試驗地不同高度層之情形如圖6所示。於每高度層分別架設兩台溫濕度計與一台淨輻射計，再配合主塔的大氣壓以及舊塔的土壤熱通量監測資料，利用包溫比能量平衡法估算顯熱通量與潛熱通量，以獲得每一高度層的能量收支各項分量，另外，也於副塔塔頂架設雨量計，以分辨降雨期間與無降雨期間的資料。

資料監測期間，以CR1000記錄器收集資料，並於每5分鐘記錄一筆平均值，整理資料時，先將淨輻射通量、土壤熱通量與氣象資料整理成每30分鐘一筆的平均值，經計算後得到每30分鐘一筆的顯熱通量與潛熱通量，最後，才依據不同時間尺度進行不同高度層能量收支的探討。

第三節 研究方法

「通量」代表每單位時間、單位面積通過的物理量，在探討能量的輸出與輸入時，常使用每秒、每平方公尺通過的焦耳($\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2}$)，因為每秒通過的焦耳又等於瓦特(W)，故能量通量的單位常以 W m^{-2} 表示。

一、顯熱通量與潛熱通量估算方法

淨短波輻射與淨長波輻射的總和，即為地表的淨輻射通量(net radiation flux, R_n)，可以用(1)式表示(Kiehl and Trenberth, 1997; Klemm *et al.*, 2006)，且(1)式之箭

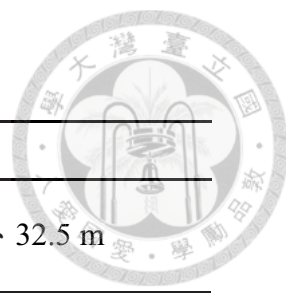


表 1 氣象因子與能量通量監測儀器架設位置

監測儀器	儀器架設位置
淨輻射計 (LP net 07)	3.8 m、18.8 m、24.8 m、32.5 m
副塔 (XT-02)	溫溼度計 (HMP155A) (HC2S3)
	2.3 m、5.3 m、17.3 m、20.3 m、 23.3 m、26.3 m、31.0 m、34.0 m
	雨量計
	塔頂 40 m
舊塔 (XT-01)	土壤熱流量板
	土深 8 cm
主塔 (XT-00)	氣壓計
	32 m

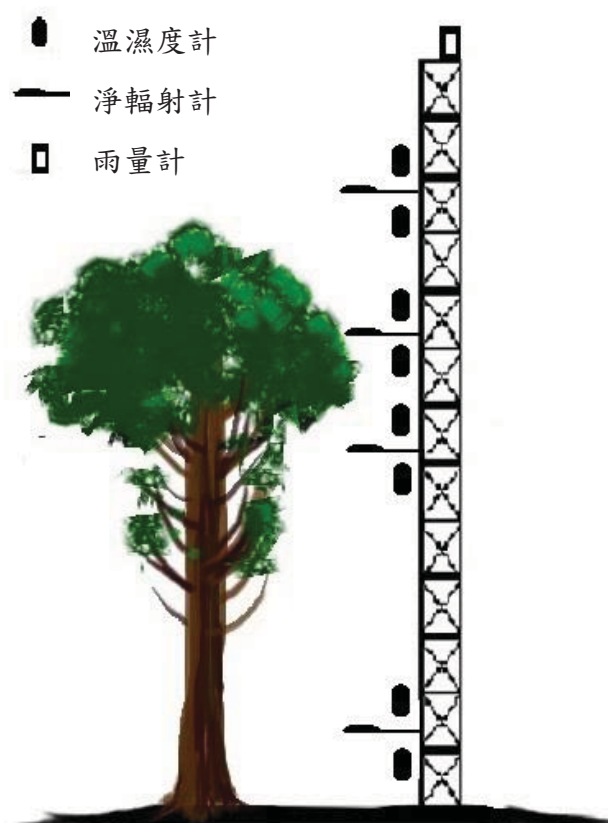


圖 5 溪頭通量塔副塔(XT-02)氣象因子與能量通量監測儀器架設位置

樹冠層上方
(31.0 m~34.0 m)



樹冠上層
(23.3 m~26.3 m)



樹冠中層
(17.3 m~20.3 m)



林下植物層上方
(2.3 m~5.3 m)



圖 6 試驗地不同高度層之現場照片



頭向下表示輻射輸入項，向上表示輻射輸出項。

$$R_n = SW\downarrow - SW\uparrow + LW\downarrow - LW\uparrow \quad \text{----- (1)}$$

不同生態系有不同的能量收支特性，若將森林生態系視為一個黑盒，其淨輻射通量的分配可用能量收支公式表示如(2)式：

$$R_n = H + LE + G + S + P \quad \text{----- (2)}$$

(2)式中，淨輻射通量(R_n)即等於顯熱通量(H)、潛熱通量(LE)、土壤熱通量(G)、土壤熱貯存變化量(S)與光合作用消耗的能量(P)等各項通量的總合。其中，若欲探討森林在長時間尺度下的能量收支，光合作用消耗的能量與土壤熱貯存變化量的值皆很低，因而可以忽略，故(2)式又可簡化為(3)式：

$$R_n = H + LE + G \quad \text{----- (3)}$$

本研究中，(3)式內的淨輻射通量與土壤熱通量皆以儀器直接監測得到，欲得到顯熱通量與潛熱通量，則收集監測的淨輻射通量、土壤熱通量與氣溫、相對溼度等氣象因子，並利用包溫比能量平衡法（簡稱包溫比法）進行顯熱通量與潛熱通量的推估。相較於直接量測顯熱通量與潛熱通量的其他方法，因對於儀器的需求相對較小，應用較廣泛(Perez *et al.*, 1999)。包溫比(Bowen ratio, β)的定義如下(Kustas *et al.*, 1996; Perez *et al.*, 1999; Tanner *et al.*, 1987)：

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad \text{----- (4)}$$

將(3)式和(4)式整理後，可以得到

$$H = \frac{(R_n - G)}{1 + \left(\frac{1}{\beta}\right)} \quad \text{----- (5)}$$

$$LE = \frac{(R_n - G)}{1 + \beta} \quad \text{----- (6)}$$

經驗上，若探討一段時間內（20~60 分鐘）的顯熱通量與潛熱通量垂直變化梯度，(4)式之包溫比(β)可以改寫為：



$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho \cdot C_p}{\lambda \cdot \varepsilon \cdot (\rho/P)} \left(\frac{K_h}{K_w} \right) \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} = \gamma \cdot \frac{K_h}{K_w} \cdot \frac{\partial T / \partial z}{\partial e / \partial z} \quad (7)$$

假設觀測期間顯熱傳輸之亂流交換係數(K_h)等於水汽傳輸之交換係數(K_w) (Verma *et al.*, 1978)，再配合監測某間隔時間內，兩個不同高度之氣溫(T_1, T_2)、水蒸氣壓(e_1, e_2)的變化，令 $\Delta T = T_1 - T_2$ ， $\Delta e = e_1 - e_2$ ，則(7)式可化簡為：

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad , \quad \gamma = \frac{P \cdot C_p}{\lambda \cdot \varepsilon} \quad \text{-----} (8)$$

γ ：乾濕計常數(psychrometric constant)

ρ ：空氣密度

ΔT ：兩個高度的溫度差 (°C)

Δe ：兩個高度的水汽壓差 (kPa)

C_p ：空氣定壓比熱， $C_p = 1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$

ε ：水與空氣分子量的比例， $\varepsilon = 0.622$

P ：大氣壓力 (kPa)

λ ：水的蒸發潛熱，溫度 20 °C時， $\lambda = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$

且實際水汽壓(e_a)的計算公式如下：

$$e_a = \frac{RH}{100} \times e_s \quad \text{-----} (9)$$

e_a ：實際水汽壓 (kPa)

RH：相對溼度

$$e_s：飽和水汽壓 (kPa)，e_s = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right)， \quad \text{-----} (10)$$

T ：氣溫 (°C)

其次，(8)式中的氣溫差與水汽壓差 (ΔT 與 Δe)，必須藉由量測兩個不同高度之氣溫與水汽壓以得到，且以位於下方儀器量測得到的值減去位於上方儀器量測得到的值進行計算，最後顯熱通量與潛熱通量的正負值可代表能量傳遞的方向，上、下方儀器的高度差約為 1~2 m，若是研究材料為作物，則位於下方的儀器必須

高於冠層 0.3 m，若研究材料為高大的森林，則位於下方的儀器必須高於冠層大於 0.3 m (Allen *et al.*, 2011)。

此外，圖 7 顯示各能量分量的正負值，代表能量傳遞的方向(Perez *et al.*, 1999)。當淨輻射通量大於零時，表示由上方輸入生態系的輻射能量較多；當土壤熱通量大於零時，表示熱能由淺層土壤向深層土壤傳遞，即土壤進行吸熱作用；當顯熱通量或潛熱通量出現大於零的情形時，也表示該項能量傳遞方向為向上。

關於資料篩選的方法，由(5)式與(6)式可知，當計算出的包溫比值很接近-1 時，將導致分母接近零，使得顯熱通量與潛熱通量無法計算或是得到極大的值，造成推估結果產生問題，故在處理資料時，先求出每 30 分鐘一筆的平均值，再將顯熱通量與潛熱通量大於 1,000 或小於-1,000 的值去除，最後，僅留下顯熱通量與潛熱通量皆存在的資料進行討論，得到能量收支各分量之通量。

二、淨輻射通量分析方法

當淨輻射通量穿過樹冠層時，森林的過濾效應(filtering effect)會使得太陽輻射受到樹冠層的攔截、吸收與反射等作用，導致林地地表接收到較少的太陽輻射能

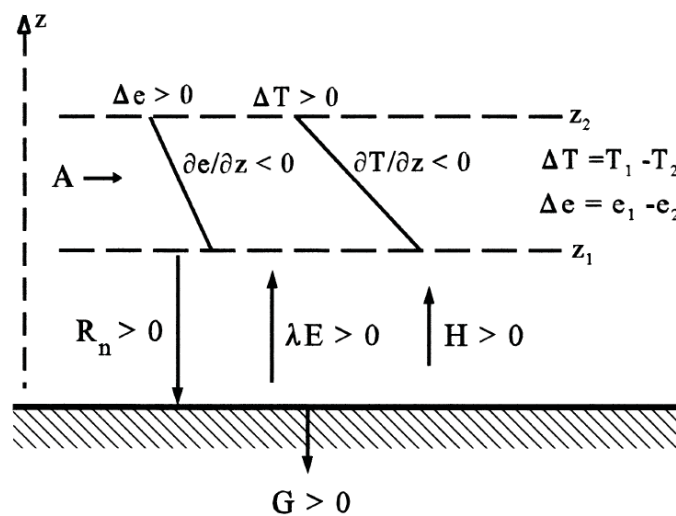


圖 7 以包溫比法推估顯熱通量(H)與潛熱通量(LE)之正負值代表能量傳遞方向

(Perez *et al.*, 1999)



(McCaughey, 1982; 魏聰輝等, 2008)。關於淨輻射通量穿過樹冠層以後減少的情形，有其指數的關係，通常可以用 Beer-Bouguer Law，即(11)式表示之(Baldocchi *et al.*, 1984; Hale, 2003)：

$$\tau = \frac{I(f)}{I_0} = \exp(-kL) \quad \text{----- (11)}$$

τ ：穿透率(transmittance)

$I(f)$ ：樹冠下方的淨輻射通量

I_0 ：樹冠層上方的淨輻射通量

k ：消散係數(extinction coefficient)

L ：葉面積指數($m^2 m^{-2}$) ($L \approx 2.66 m^2 m^{-2}$)

改寫(11)式成為

$$\ln I(f) - \ln I_0 = -kL$$

整理後得到(12)式

$$k = \frac{\ln I_0 - \ln I(f)}{L} \quad \text{----- (12)}$$

將樣區收集的樹冠層上方與下方之淨輻射通量資料代入(12)式，可以求出消散係數(k)， k 值即代表溪頭柳杉人工林樹冠層對於淨輻射通量之削減情形。

第四章 結果與討論



本研究分析溪頭柳杉人工林於2014年1月22日至2015年1月21日的資料，共收集林分內不同高度的淨輻射通量、氣溫、相對溼度等氣象資料，得到柳杉人工林內微氣象資料的垂直變化，配合監測土壤熱通量資料，進一步利用包溫比法估算顯熱通量與潛熱通量，討論不同高度的能量收支特性。根據現地觀察林分內樹冠層與植被的結構，分成樹冠層上方(31.0 m~34.0 m)、樹冠上層(23.3 m~26.3 m)、樹冠中層(17.3 m~20.3 m)與林下植物層上方(2.3 m~5.3 m)，並將時間分為春季(3月~5月)、夏季(6月~8月)、秋季(9月~11月)、冬季(12月~2月)等四季討論淨輻射通量、氣溫、相對濕度的變化。

第一節 降雨量

利用設置於副塔塔頂的雨量計，收集2014年1月22日至2015年1月21日之降雨量資料，結果於表2所示。當每5分鐘一筆的資料有記錄到大於0.5 mm的降雨量時，則定義該天為有發生降雨事件，有發生降雨事件的天數為149天，共佔資料收集期間天數的40.82%，總降雨量為2,232.5 mm。溪頭地區的氣候型態具有乾濕季分明的特徵，降雨主要集中於每年的5月至9月，本研究資料收集期間，2014年5月至9月的總降雨量1,871.0 mm，佔資料收集期間年總降雨量的83.81%，降雨天數95天。鄭森松、陳信佑(2009)統計溪頭氣象站1941年~2005年的氣象資料，5月至9月的降雨量佔年總降雨量的76.5%，降雨天數為107天，結果顯示本研究資料收集期間，總降雨量與降雨天數皆低於1941年~2005年的平均，且降雨時間較集中於濕季。

根據中央氣象局颱風資料庫的記錄，資料收集期間共三個有發佈警報的颱風，颱風名稱與警報期間分別為哈吉貝颱風(2014/06/14 23:30~2014/06/15 17:30)、麥德姆颱風(2014/07/21 17:30~2014/07/23 23:30)與鳳凰颱風(2014/09/19 08:30~2014/09/22 08:30)，警報期間對照樣區現地雨量監測資料，哈吉貝颱風、

表 2 2014 年 1 月 22 日至 2015 年 1 月 21 日不同月份之降雨量資料

時間	資料天數	降雨天數	降雨量(mm)
1 月	31	3	20.5
2 月	28	13	69.5
3 月	31	9	97.5
4 月	30	11	55.5
5 月	31	29	641.5
6 月	30	23	419.0
7 月	31	13	455.0
8 月	31	17	164.5
9 月	30	13	191.0
10 月	31	0	0.0
11 月	30	5	15.5
12 月	31	13	103.0
Total	365	149	2,232.5

麥德姆颱風與鳳凰颱風由於侵台路線不同，故分別為樣區帶來 8.5 mm、390.5 mm 與 55.0 mm 不等的雨量。

將夏季與冬季有降雨的時間與總降雨量整理如圖 8 所示。夏季時，臺灣中部發生降雨的原因，主要來自颱風、梅雨鋒面或午後熱對流造成的降雨，而資料收集期間，試驗地夏季降雨的時間明顯集中在中午與午後的時段；相較於夏季，造成臺灣中部地區冬季發生降雨的原因，主要為鋒面與低壓，故資料收集期間，冬季降雨沒有明顯出現在一日當中的任何時段。

第二節 淨輻射通量

本研究於溪頭通量塔副塔(XT-02)不同高度架設淨輻射計，以監測 2014 年 1 月 22 日至 2015 年 1 月 21 日不同季節的淨輻射通量變化，儀器裝置高度分別於樹冠層上方(32.5 m)、樹冠上層(24.8 m)、樹冠中層(18.8 m)與林下植物層上方(3.8 m)共四個高度。

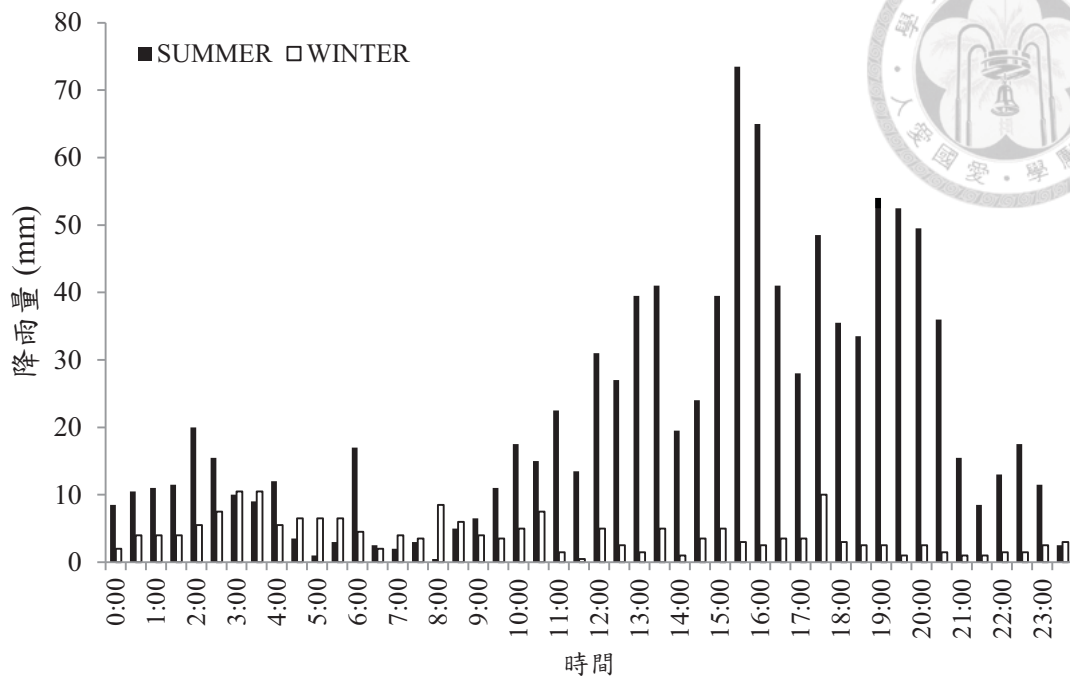


圖 8 夏季與冬季之降雨時間與總降雨量

資料收集期間，樹冠上層(24.8 m)的淨輻射計之延伸桿於 2014 年 3 月 30 日至 2014 年 4 月 17 日，推判是因受到動物或枝條撞擊而造成嚴重地歪斜，使得淨輻射通量的監測結果產生明顯改變，為避免該時段的資料對能量通量結果造成不好的影響，故選擇刪去該段時間樹冠上層(24.8 m)的淨輻射通量資料。

2014 年 1 月 22 日至 2015 年 1 月 21 日期間，高度 32.5 m、24.8 m、18.8 m 與 3.8 m 處測得的淨輻射通量，於春季時分別為 63.44 W m^{-2} 、 8.41 W m^{-2} 、 10.11 W m^{-2} 與 4.07 W m^{-2} ，夏季為 78.84 W m^{-2} 、 10.53 W m^{-2} 、 11.85 W m^{-2} 與 5.84 W m^{-2} ，秋季為 74.25 W m^{-2} 、 5.75 W m^{-2} 、 4.97 W m^{-2} 與 3.35 W m^{-2} ，冬季為 60.31 W m^{-2} 、 2.85 W m^{-2} 、 1.38 W m^{-2} 與 3.06 W m^{-2} (表 3)。

淨輻射通量之季節變化如表 3 所示，夏季時，由於太陽直射北半球，使得任何高度層於夏季皆可以接收到最高的淨輻射通量；冬季時，由於太陽直射南半球，除了試驗地為北向坡以外，加上溪頭地區東、西、南三面環山，南方有山地地形遮蔽的影響，使得冬季的淨輻射通量皆較低。其次，四個高度層於全年的平均淨


輻射通量分別為 68.97 W m^{-2} 、 6.97 W m^{-2} 、 7.23 W m^{-2} 與 4.13 W m^{-2} ，由於樹冠上層的樹冠結構比樹冠中層更為茂密，輻射通量被樹冠遮蔽、吸收或反射等作用於樹冠上層受到的影響較大，故全年平均與春、夏兩季時，樹冠上層的淨輻射通量略低於樹冠中層；冬季時，因為太陽直射南半球，對於位於北半球的試驗地而言，此時段太陽光入射的高度角較低，使短波輻射可以由樹冠孔隙斜射進入到林地地表，故冬季時，林下植物層上方（高度 3.8 m 處）比樹冠上層（高度 24.8 m 處）與樹冠中層（高度 18.8 m 處）可以接收到更高的淨輻射通量，林下植物層上方的淨輻射通量佔樹冠層上方的淨輻射通量為 5.07%，大於樹冠上層與樹冠中層的 4.73% 與 2.29%。

另外，以樹冠層上方(32.5 m)的淨輻射通量為 I_0 ，林下植物層上方(3.8 m)的淨輻射通量為 $I(f)$ ，將每 30 分鐘一筆的淨輻射通量資料與葉面積指數為 2.66 代入(12)式後，得到溪頭柳杉人工林樹冠的全年平均消散係數約為 1.05，並以冬季時消散係數為 1.11 最高，春季時為 1.00 最低。冬季時，由於太陽直射南半球，故對於北半球而言太陽光入射的高度角較低，又加上試驗地為北向坡且東、西、南三面環山，受到以上太陽入射高度角較低與地形遮蔽等緣故影響，使得通過柳杉人工林樹冠的淨輻射通量於冬季消散程度較高。

白天有日照時，受到太陽短波輻射的輸入，淨輻射通量通常為正值；夜晚時，

表 3 林分不同高度於四季之平均淨輻射通量變化

季節	資料天數	不同高度之平均淨輻射通量(W m^{-2})			
		32.5 m	24.8 m	18.8 m	3.8 m
春季	72	63.44	8.41	10.11	4.07
夏季	92	78.84	10.53	11.85	5.84
秋季	91	74.25	5.75	4.97	3.35
冬季	90	60.31	2.85	1.38	3.06
平均		68.97	6.97	7.23	4.13



由於生態系缺少太陽輻射能，加上地表又會放射出長波輻射至大氣中，故此時的淨輻射通量會出現負值之情形。將四個高度於夏季與冬季監測得到的每 30 分鐘一筆之淨輻射通量資料，經平均後繪圖結果如圖 9 和圖 10。夏季時，樹冠層上方的淨輻射通量約 06:30 由負值轉成正值，並開始逐漸增加，於正午前 10:30 達到最大值 414.48 W m^{-2} ，接著又逐漸遞減，並於 18:30 以後由正值轉變為負值；冬季時，樹冠層上方的淨輻射通量大約於早上 08:00 轉變為正值並逐漸增加，於正午 12:00 達到最大值 423.47 W m^{-2} ，之後便逐漸遞減，並於下午 17:30 以後又轉變為負值。夏季時，由於太陽直射北半球，日出時間較早，故相較於冬季，夏季時的淨輻射通量更早出現由負值轉成正值之情況；同理可知，北半球於冬季時的日照時間較短，日落時間也較早，故冬季時淨輻射通量更早出現由正值轉變為負值之情形。

本研究中定義夏季為 6 月至 8 月，三個月份淨輻射通量分別出現最大值的時間為 09:30(379.84 W m^{-2})、09:30(442.97 W m^{-2})與 10:30(494.97 W m^{-2})，由於圖 9 中各變化曲線是取 6 月至 8 月的淨輻射通量日變化平均值，故 32.5 m 處的淨輻射通量變化曲線才會出現兩個高峰的現象。

此外，研究期間，樹冠層上方於夏季的淨輻射通量於正午前 10:30 即達到最大值，推判原因有兩個，一為山區午後對流雨發生，另一個原因為霧的發生。由圖 8 可知，夏季降雨的時間主要集中在中午與午後的時段，所以淨輻射通量才會於 10:30 後開始下降。次之，山區雲霧林因白天有谷風吹拂，使得潮濕的空氣沿著地形向上抬升，又海拔越高則氣溫越低，故原來潮濕空氣中的水汽會凝結成小水滴，形成上坡霧(upslope or mountain fog)(Scholl *et al.*, 2011)，試驗地即位於中海拔雲霧林山區，因夏季時水氣充沛，隨著白天短波輻射能量的輸入，使得谷風越趨旺盛，故潮濕的空氣容易在午後形成霧，導致淨輻射通量明顯減少。

柳杉人工林林分內其他高度層之淨輻射通量日變化情形，夏季時，樹冠層上方(32.5 m)於 10:30 出現最大值 414.48 W m^{-2} ，樹冠上層(24.8 m)、樹冠中層(18.8 m)與林下植物層上方(3.8 m)皆於 08:30~11:00 量測到最大值，分別為 107.6 W m^{-2} 、 89.0

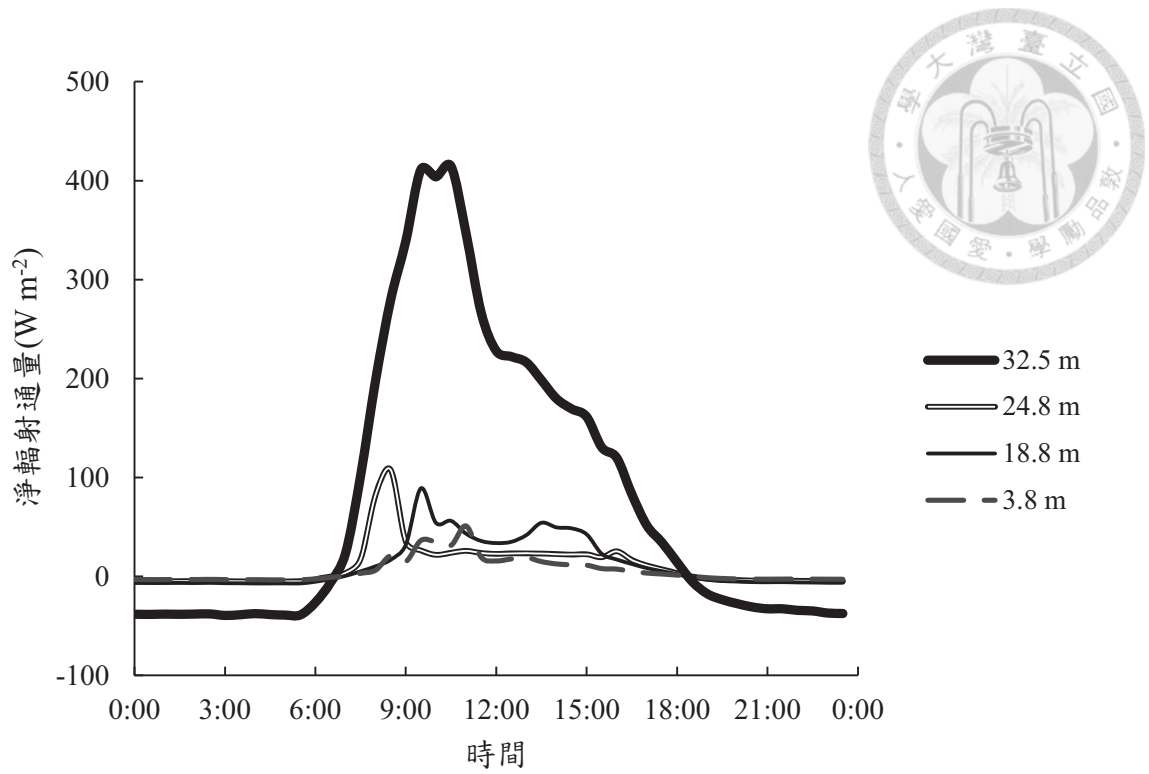


圖 9 夏季時林分不同高度之淨輻射通量平均日變化

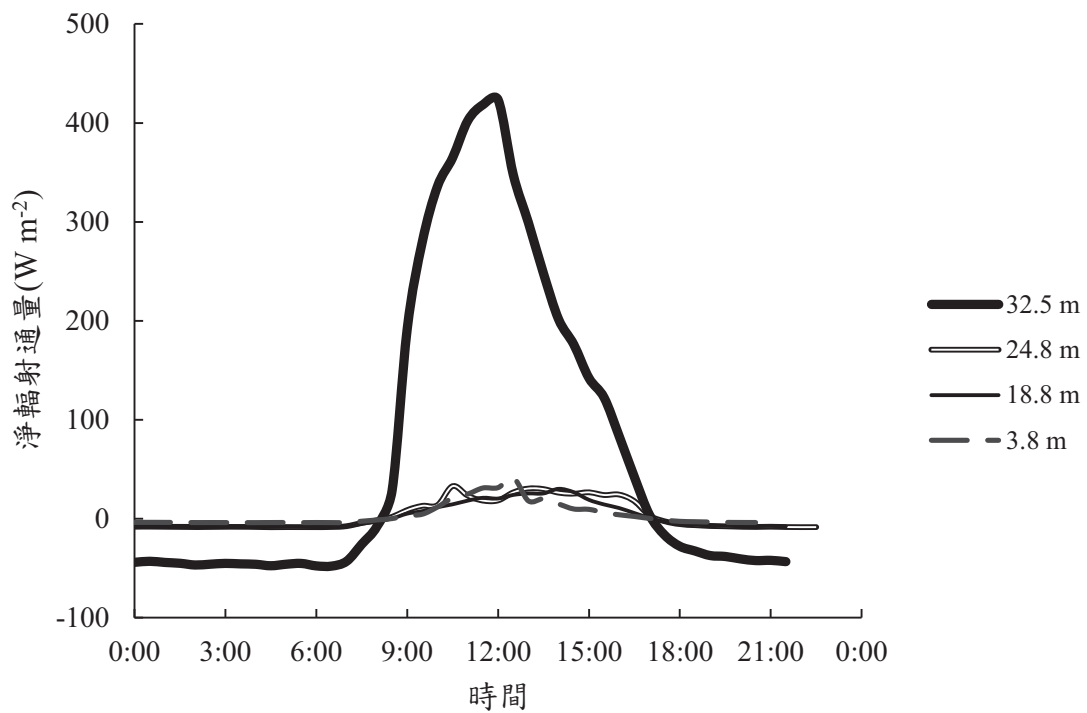



圖 10 冬季時林分不同高度之淨輻射通量平均日變化



$W m^{-2}$ 與 $50.95 W m^{-2}$ ；冬季時，樹冠層上方(32.5 m)之最大值 $423.47 W m^{-2}$ 於 12:00 出現，除了樹冠上層(24.8 m)於 10:30 測得最大值 $32.92 W m^{-2}$ ，樹冠中層(18.8 m)與林下植物層上方(3.8 m)分別於午後 14:00 與 12:30 有最大值 $30.18 W m^{-2}$ 與 $41.47 W m^{-2}$ 。由於受到樹冠層結構與樹冠層孔隙分布等因素影響，正午前、後斜射的太陽輻射可以較多地通過樹冠層進入林分內，使得樹冠上層(24.8 m)、樹冠中層(18.8 m)與林下植物層上方(3.8 m)出現最大淨輻射通量的時間，比樹冠層上方出現最大值的時間更早或更晚。此外，白天時樹冠層會吸收太陽短波輻射，造成樹冠層溫度升高，並發散出長波輻射，使得位於下方的樹冠中層(18.8 m)接收到由上方樹冠層輸入的長波輻射，導致於午後 13:30~15:00 監測到較高的淨輻射通量值。

第三節 氣溫

本研究於通量塔副塔(XT-02)的八個不同高度架設溫濕度計，以監測不同季節的氣溫變化情形，儀器裝置在樹冠層上方至林下植物層上方，裝置高度分別為 34.0 m、31.0 m、26.3 m、23.3 m、20.3 m、17.3 m、5.3 m、2.3 m，利用記錄器取得每 5 分鐘一筆的監測資料，再經整理計算後得到季節平均。

資料收集期間，柳杉人工林不同高度氣溫之四季變化，顯示相同高度層於四季的溫度變化明顯，皆以夏季最高，秋季又高於春季，並於冬季時達到最低（表 4 與圖 11）。不同季節氣溫隨林分內高度變化有相同的趨勢，從高度 2.3 m 至 20.3 m 氣溫緩慢地上升，高度 20.3 m 至 23.3 m 之氣溫上升幅度較大，高度 23.3 m 處至 26.3 m 處之氣溫又有下降的趨勢，接著從高度 26.3 m 至 34.0 m 之氣溫變化與高度 20.3 m 至 26.3 m 相似，以 31.0 m 處的氣溫較高，整體來說，無論四季變化，溪頭柳杉人工林皆以樹冠上層 23.3 m 處的氣溫略高於其他高度（圖 11）。

根據試驗地現地觀察，通量塔周圍平均樹高約 28 m，枝下高 9 m，不過淨輻射通量會受到冠層攔截、反射、吸收和散射(emission)等影響，使得淨輻射通量隨林分高度降低而逐漸削減，受到淨輻射通量缺乏的影響，林分高度越低則冠層的

表 4 林分不同高度平均氣溫之四季變化

林分高度(m)	不同季節之平均氣溫(°C)			
	春季	夏季	秋季	冬季
34.0	16.38	20.69	18.03	11.41
31.0	16.74	21.10	18.41	11.76
26.3	16.53	20.94	18.02	11.29
23.3	16.94	21.32	18.58	11.78
20.3	16.37	20.71	18.17	11.31
17.3	16.38	20.68	17.98	11.31
5.3	16.24	20.66	17.93	11.21
2.3	16.04	20.34	17.60	10.96

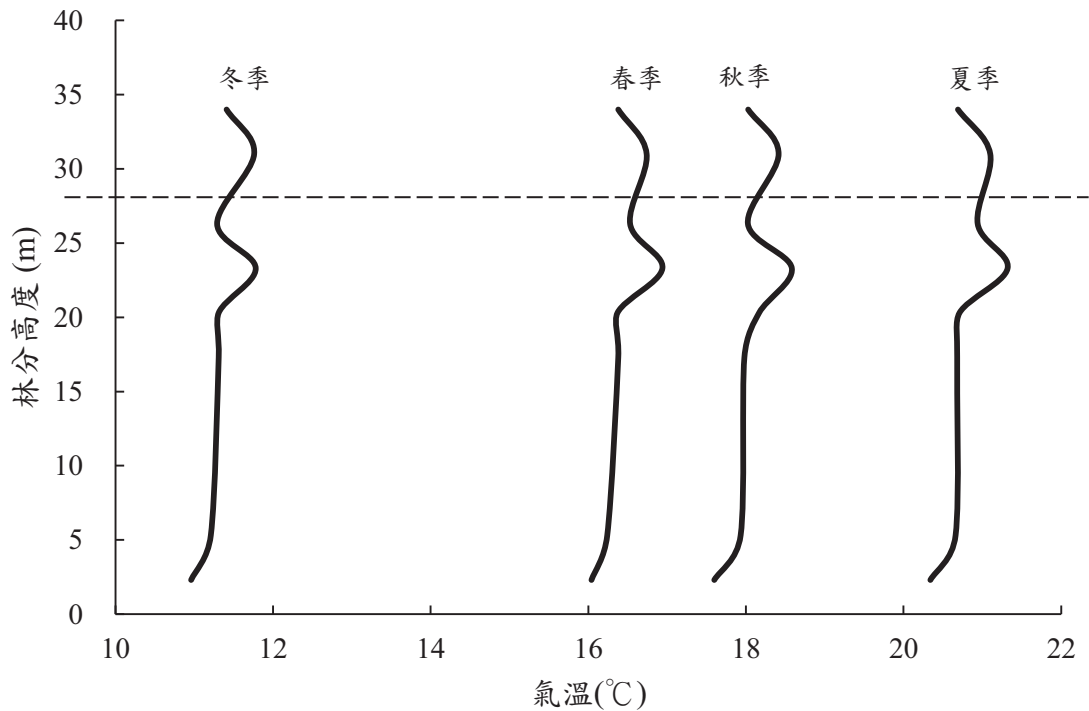



圖 11 林分不同高度氣溫(°C)之四季變化 (水平虛線代表樹冠高度)

生長越是稀疏，故樹冠層主要集中於高度 20 m~26 m 處，由於樹冠層為森林內主要吸收熱量和輻射能量的物體(Raynor, 1971)，樹冠層會吸收太陽輻射能而放射出



長波輻射，造成周圍氣溫上升，使得高度 23.3 m 處的氣溫最高，而高度 23.3 m 以下的冠層越漸稀疏，使得高度層越低則氣溫也越下降。另外，由於高度 26.3 m 處接近樹冠層表面的高度，而樹冠層的蒸散作用與截留水蒸發作用都會吸收熱量，所以高度 26.3 m 處之氣溫才會出現較低的現象。

欲了解溪頭柳杉林林分不同高度之氣溫日變化，故整理出夏季（七月）和冬季（一月）每 30 分鐘的平均氣溫，再取出每 3 小時為一間隔的氣溫資料，繪製成圖於圖 12 和圖 13。

夏季時，無論白天或夜晚，高度 2.3 m 至 5.3 m 的氣溫隨高度緩慢增加；在有日照的 09:00 至 15:00 時，於高度 5.3 m 至 20.3 m 的氣溫隨高度越高而增加，並以 09:00 氣溫變化最大，於缺乏日照時的傍晚 18:00 至隔天清晨 06:00，高度 5.3 m 至 20.3 m 的氣溫卻隨高度上升而降低；除了 09:00 時，於高度 26.3 m 處測得最高的氣溫以外，夏季高度 20.3 m 至 34.0 m 的氣溫變化趨勢，與日平均的變化趨勢相同，皆於高度 23.3 m 處出現最大值，且受到太陽輻射能的輸入，於有日照的 09:00 至 15:00 時，高度 23.3 m 處與 26.3 m 處的溫差較小。冬季時，無論白天或夜晚，高度 2.3 m 至 5.3 m 的氣溫上升，高度 5.3 m 至 17.3 m 的氣溫隨高度上升而緩慢增加，09:00 時氣溫增加的幅度最大；白天 12:00 和 15:00 有日照時，氣溫於高度 20.3 m 至 23.3 m 逐漸升高，又於高度 23.3 m 至 34.0 m 下降，但於夜晚 18:00 至隔天清晨 06:00 太陽輻射較低時，林分高度 20.3 m 至 34.0 m 的氣溫變化，與冬季日平均的結果相似。此外，高度 20.3 m 至 34.0 m 的氣溫變化趨勢，夏季與冬季時的情形相似，相異之處在於時間區間的不同，夏季時，白天早上 09:00 至傍晚 18:00 氣溫的變化趨勢，相似於冬季中午 12:00 至下午 15:00 氣溫的變化；夏季夜晚 21:00 至隔天清晨 06:00 氣溫的變化特性，又相似於冬季太陽輻射較低的 18:00 至隔天清晨 06:00。

由圖 12 和圖 13 可知，氣溫變化受到太陽輻射的影響很大，由於夏季時，太陽直射北半球，使得太陽輻射能量較大，日出時間較早、日落時間較晚，所以每

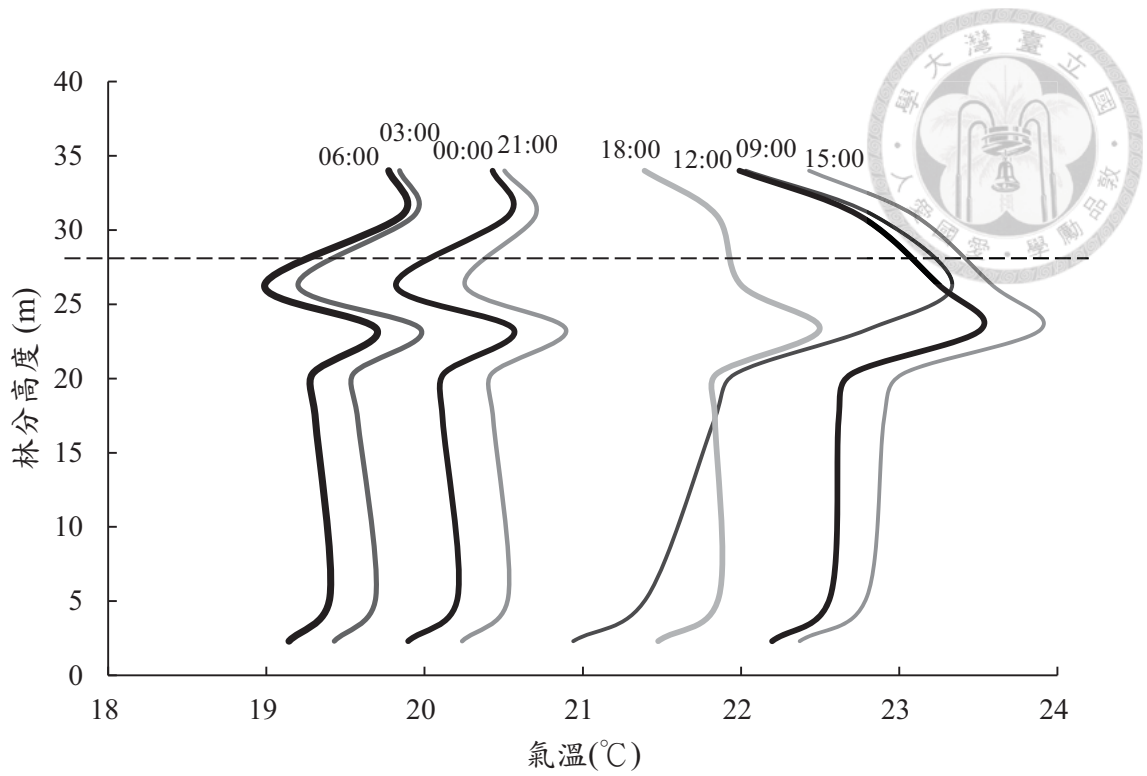


圖 12 夏季時（七月）林分不同高度之氣溫日變化（水平虛線代表樹冠高度）

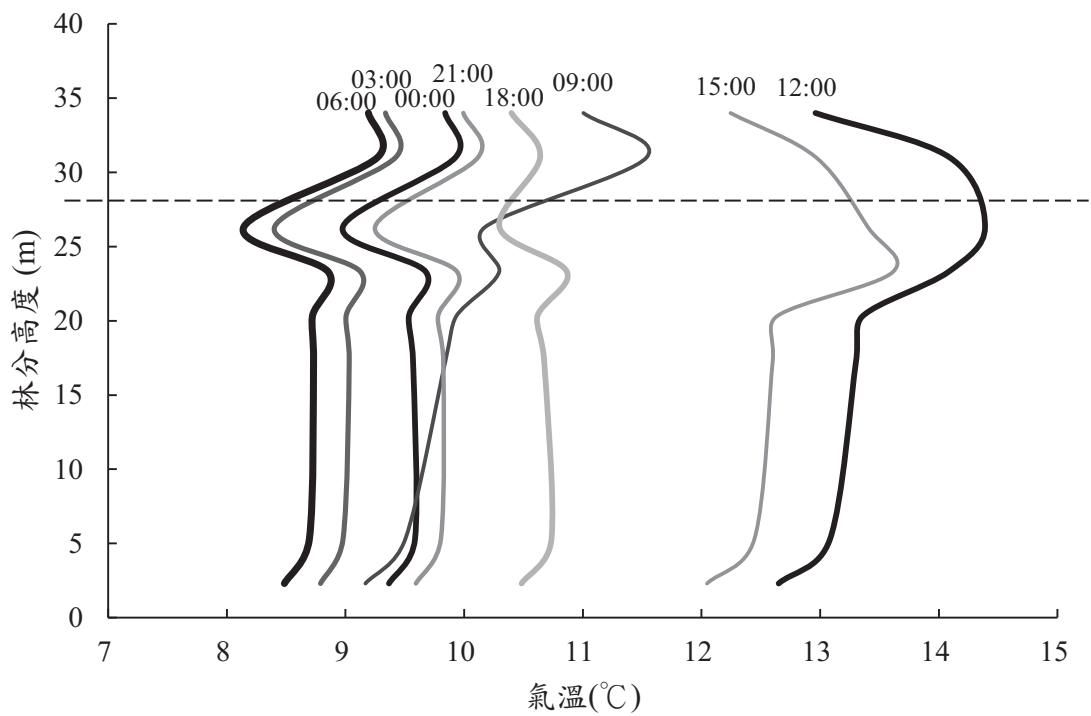



圖 13 冬季時（一月）林分不同高度之氣溫日變化（水平虛線代表樹冠高度）



天日照的時間也增加，反之，冬季時，太陽直射南半球，導致一天當中日照的時間減少，且太陽入射角也較低，溪頭地區因三面環山會造成地形遮蔽的效果，故太陽輻射能量更為降低。由本研究的結果可知，夏季時，樹冠層上方的淨輻射通量，於 10:30 達到最大值，而樹冠層上方的氣溫日變化，大約於早上 10:00 出現最大值，樹冠以下大約於 10:00~11:00 才出現最大值。冬季時，樹冠層上方的淨輻射通量大約於中午 12:00 達到最大值，而樹冠層上方的氣溫於早上 11:30 出現最大值，樹冠以下則要到 11:30~12:30 才有最大值出現。因此，夏季與冬季日照時間與淨輻射能量的差異，影響了林分中不同高度氣溫變化的特性。

第四節 水汽壓與水汽壓差

本研究於溪頭通量塔副塔，架設溫濕度計，以監測林分八個不同高度的相對濕度，儀器裝置高度分別為 34.0 m、31.0 m、26.3 m、23.3 m、20.3 m、17.3 m、5.3 m、2.3 m，再配合氣溫監測資料，利用(10)式求出該氣溫下的飽和水汽壓(e_s)，接著與相對濕度一同代入(9)式，即可求出實際水汽壓(e_a)。另外，飽和水汽壓與實際水汽壓的差值是為水汽壓差(Vapor Pressure Deficit, VPD)，當水汽壓差越大，代表空氣中水分含量越少，反之，當水汽壓差越小，代表空氣中水分含量越接近飽和。

表 5 與圖 14 為林分不同高度之水汽壓結果，無論在樹冠層上方或下方，夏季的水汽壓最高，秋季次之，冬季最低，且四季皆於高度 23.3 m 處測得最高的水汽壓；其次，樹冠層下方的水汽壓隨著高度降低而越下降，直到 2.3 m 處才有較大的值；另外，於春季和冬季時，高度 26.3 m 至 34.0 m 的水汽壓隨高度上升而下降，於夏季和秋季時，水汽壓則隨高度上升而上升。

表 6 與圖 15 為水汽壓差資料整理結果。高度 34.0 m 處的水汽壓差結果分別為春季 0.14 kPa、夏季 0.06 kPa、秋季 0.15 kPa 與冬季 0.21 kPa，由於溪頭地區降雨集中於每年的 5 月至 9 月，大約於本研究的春末至秋初，故夏季的水汽壓差較小，而水汽壓差最大的則是於降雨量較少之冬季。樹冠層上方 (34.0 m) 於夏季與冬季

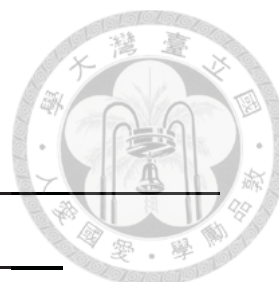


表 5 林分不同高度平均水汽壓之四季變化

林分高度(m)	不同季節之平均水汽壓(kPa)				平均
	春季	夏季	秋季	冬季	
34.0	1.75	2.38	1.94	1.16	1.81
31.0	1.77	2.31	1.87	1.17	1.78
26.3	1.77	2.31	1.86	1.18	1.78
23.3	1.83	2.40	1.95	1.22	1.85
20.3	1.78	2.34	1.91	1.19	1.81
17.3	1.79	2.34	1.91	1.20	1.81
5.3	1.75	2.30	1.87	1.18	1.78
2.3	1.79	2.35	1.92	1.22	1.82

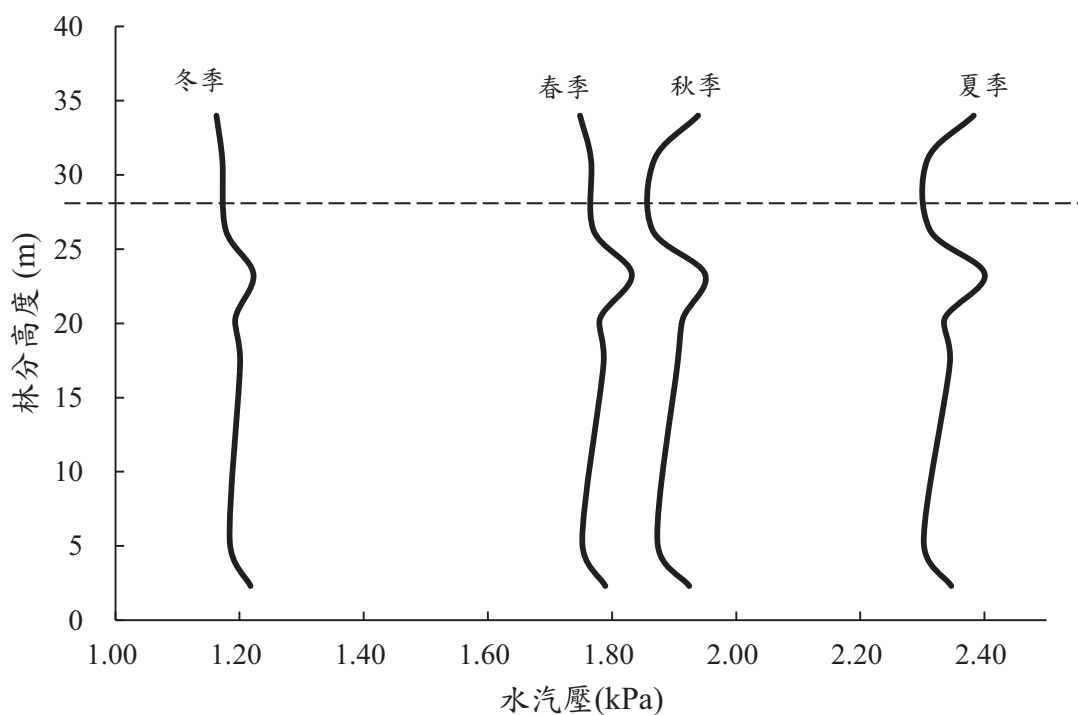


圖 14 林分不同高度水汽壓(kPa)之四季變化 (水平虛線代表樹冠高度)

的相對濕度日變化（圖 16）也出現相同的趨勢，夏季的平均相對濕度於一日內皆大於 90%，早上 08:00 受到太陽輻射能輸入的影響，出現最低的相對濕度 90.36%，之後便開始上升，且於中午 12:30 以後相對濕度即接近飽和；冬季的相對濕度明顯低於夏季，且相對濕度於早上 09:00 至中午 11:30 小於 80%，之後便開始緩緩上升，此外，冬季於樹冠層上方的相對濕度於 16:30 至 20:00 才超過 90%，可知夏季受到降雨量與相對濕度較高的影響，使得空氣中的水汽含量較高，且於中午過後即接近飽和的狀態。

植物的氣孔開閉會影響大氣中的水汽壓變化，因樹冠層為森林中主要進行光合作用與蒸散作用的高度層，也是森林中水汽聚集處，故高度 23.3 m 處可以測得最高的水汽壓，且高度 23.3 m 處以下，高度越下降則水汽壓也越減少。此外，於降雨與霧較少發生的冬季時，柳杉人工林的樹冠截留水和水平截留霧也較少，故蒸發作用降低，使得樹冠層上方的水汽壓變化較小，反之，夏季時，由於樹冠截留水和水平截留霧的蒸發作用較多，故樹冠層上方測得的水汽變化於夏季明顯地

表 6 林分不同高度平均水汽壓差之四季變化

林分高度(m)	不同季節之平均水汽壓差(kPa)				
	春季	夏季	秋季	冬季	平均
34.0	0.14	0.06	0.15	0.21	0.14
31.0	0.17	0.21	0.28	0.23	0.22
26.3	0.14	0.18	0.24	0.19	0.19
23.3	0.13	0.15	0.22	0.19	0.17
20.3	0.11	0.12	0.20	0.17	0.15
17.3	0.10	0.11	0.18	0.16	0.14
5.3	0.12	0.14	0.21	0.17	0.16
2.3	0.06	0.05	0.11	0.11	0.08

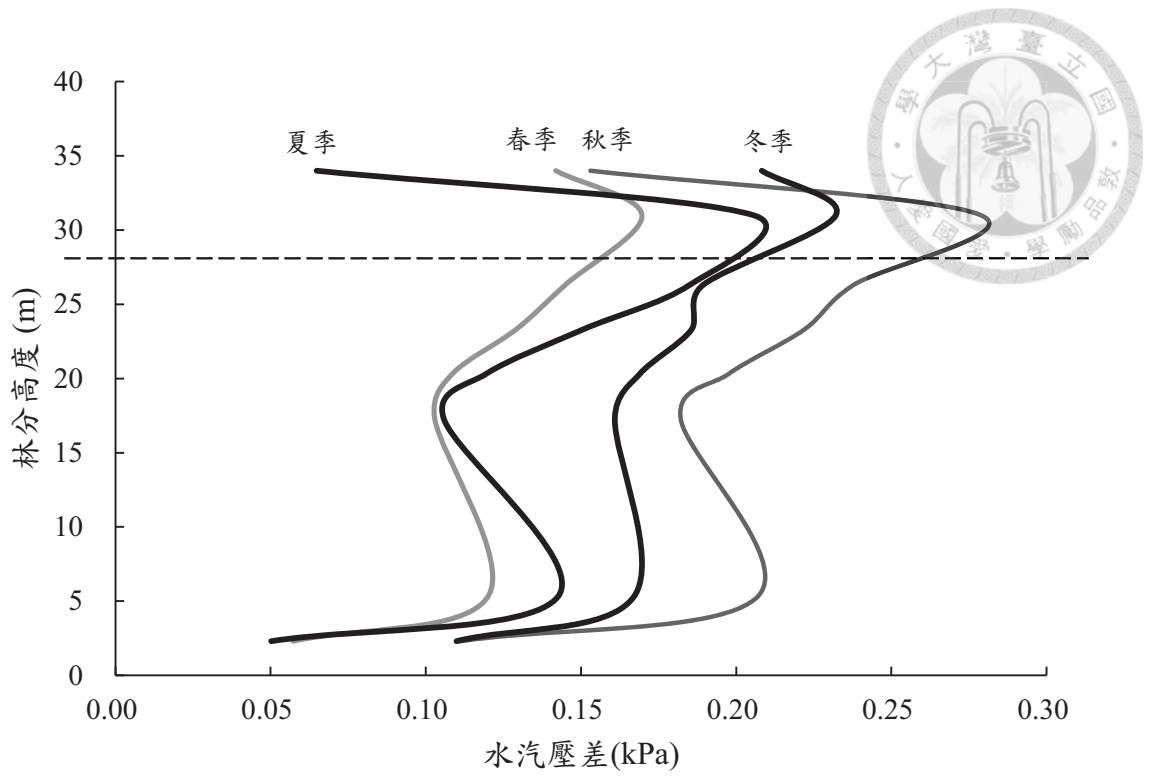


圖 15 林分不同高度水汽壓差(kPa)之四季變化 (水平虛線代表樹冠高度)

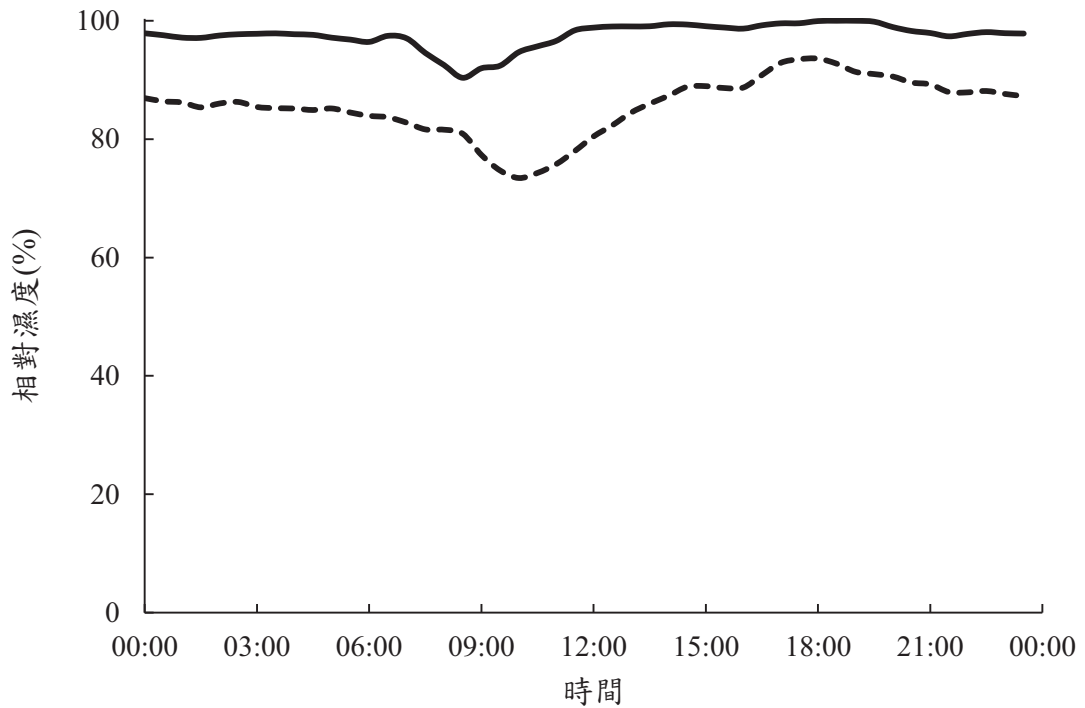


圖 16 夏季 (實線) 與冬季 (虛線) 樹冠層上方相對濕度日變化

增加。另外，柳杉人工林林分內的林下植物約 2 m 高，林下植物會進行光合作用和蒸發散作用，加上土壤水分的蒸發作用，使得離地 2.3 m 處於四季皆有較高的水汽壓。

由圖 15 也可知，受到林下植物的蒸發散作用和土壤水分的蒸發作用之影響，加上林下植物層上方之淨輻射通量僅為樹冠層上方之 5.99%，空氣中會含有較多的水汽，故林分內接近地表處有較高的相對濕度，使得四季皆於高度 2.3 m 處有較小的水汽壓差。


第五節 不同高度層能量收支乾濕季變化

根據現地林分冠層結構觀察結果，將柳杉人工林分成樹冠層上方(31.0 m~34.0 m)、樹冠上層(23.3 m~26.3 m)、樹冠中層(17.3 m~20.3 m)與林下植物層上方(2.3 m~5.3 m)進行討論。根據鄭森松、陳信佑(2009)統計溪頭氣象站 1941 年~2005 年的氣象資料，發現降雨主要集中於 5 到 9 月，佔年降雨量的 76.5%，此外，本研究資料收集期間，2014 年 4 月至 9 月的總降雨量 1,926.5 mm，佔資料收集期間年總降雨量的 86.29%，故定義濕季為 4 月~9 月、乾季為 1 月~3 月和 10 月~12 月。

一、不同高度層能量收支結果

進行資料篩選時，將每 30 分鐘一筆的顯熱通量與潛熱通量大於 1000 或小於 -1000 的值予以去除，再留下顯熱通量與潛熱通量皆存在的資料進行討論，此外，樹冠層上方的高度層，大約刪去 2%的資料，樹冠中層、樹冠下層與林下植物層上方則刪去小於 1%的資料。

樹冠層上方(31.0 m~34.0 m)能量收支的計算結果，濕季與乾季的淨輻射通量分別為 67.04 W m^{-2} 與 59.10 W m^{-2} ，土壤熱通量為 2.32 W m^{-2} 與 -3.70 W m^{-2} ，顯熱通量為 0.69 W m^{-2} 與 26.40 W m^{-2} ，潛熱通量為 64.02 W m^{-2} 與 36.40 W m^{-2} (表 7)，其中，夏季(6 月至 8 月)顯熱通量為 -4.21 W m^{-2} 。



樹冠上層(23.3 m~26.3 m) 能量收支的計算結果，濕季與乾季的淨輻射通量分別為 8.27 W m^{-2} 與 3.94 W m^{-2} ，土壤熱通量為 2.41 W m^{-2} 與 -3.76 W m^{-2} ，顯熱通量為 0.98 W m^{-2} 與 0.41 W m^{-2} ，潛熱通量為 4.89 W m^{-2} 與 7.28 W m^{-2} (表 8)。

樹冠中層(17.3 m~20.3 m) 能量收支的計算結果，濕季與乾季的淨輻射通量分別為 10.26 W m^{-2} 與 2.88 W m^{-2} ，土壤熱通量為 2.33 W m^{-2} 與 -3.67 W m^{-2} ，顯熱通量為 6.02 W m^{-2} 與 2.71 W m^{-2} ，潛熱通量為 1.90 W m^{-2} 與 3.84 W m^{-2} (表 9)。

林下植物層上方(2.3 m~5.3 m) 能量收支的計算結果，濕季與乾季的淨輻射通量分別為 4.89 W m^{-2} 與 3.29 W m^{-2} ，土壤熱通量為 2.36 W m^{-2} 與 -3.67 W m^{-2} ，顯熱通量為 -1.84 W m^{-2} 與 -4.31 W m^{-2} ，潛熱通量為 4.37 W m^{-2} 與 11.26 W m^{-2} (表 10)。

Perez *et al.*(1999)的研究結果(圖 7)顯示，當土壤熱通量大於零時，能量向下方傳遞，土壤呈現吸熱的狀態；反之，當土壤熱通量為負值時，土壤進行放熱作用。表 7 至表 10 皆顯示，濕季時，由於淨輻射通量較高，使得較接近地表的淺層土壤溫度大於深層土壤溫度，所以能量由淺層土壤向下方傳遞，土壤熱通量為吸熱的正值；相反地，乾季時，輸入生態系的淨輻射通量減少，使得深層土壤溫度反而大於淺層土壤溫度，深處土壤向淺層土壤傳送能量，故此時土壤熱通量為負值，即土壤為放熱情形。

洪敏勝(2010)的研究指出，顯熱通量的變化與淨輻射通量的變化有關，但傳輸方向相反，一般而言，白天時，淨輻射通量會向生態系傳輸，顯熱通量會由生態系向大氣傳輸，夜晚則相反，但在起霧時會有不同的狀況，顯熱通量與淨輻射通量之變化沒有相關；而由褚侯森(2008)的研究圖 1(a)可知，於有鋒面且有霧的情況下，即便是在白天時，顯熱通量也會出現負值的情形，代表顯熱通量的能量傳遞方向為向下。本研究中定義濕季為 2014 年 4 月至 9 月，濕季的總降雨量為 1,926.5 mm，佔總降雨量的 86.29%，橫跨春、夏、秋三個季節，其中，受到颱風、梅雨鋒面與山區午後熱對流等影響，夏季(6 月至 8 月)有發生降雨的天數為 53 天，總降雨量為 1,038.5 mm，佔全年降雨量之 46.52%，可知資料收集期間，降雨事件集

表 7 樹冠層上方（高度 31.0 m ~ 34.0 m）乾溼季能量收支結果

季節	資料 天數	淨輻射 通量 (W m ⁻²)	土壤熱 通量 (W m ⁻²)	顯熱 通量 (W m ⁻²)	潛熱 通量 (W m ⁻²)
濕季(4月~9月)	183	67.04	2.32	0.69	64.02
乾季(10月~3月)	182	59.10	-3.70	26.40	36.40
平均		63.08	-0.68	13.51	50.25

表 8 樹冠上層（高度 23.3 m ~ 26.3 m）乾溼季能量收支結果


季節	資料 天數	淨輻射 通量 (W m ⁻²)	土壤熱 通量 (W m ⁻²)	顯熱 通量 (W m ⁻²)	潛熱 通量 (W m ⁻²)
濕季(4月~9月)	165	8.27	2.41	0.98	4.89
乾季(10月~3月)	180	3.94	-3.76	0.41	7.28
平均		6.01	-0.81	0.68	6.14

表 9 樹冠中層（高度 17.3 m ~ 20.3 m）乾溼季能量收支結果

季節	資料 天數	淨輻射 通量 (W m ⁻²)	土壤熱 通量 (W m ⁻²)	顯熱 通量 (W m ⁻²)	潛熱 通量 (W m ⁻²)
濕季(4月~9月)	183	10.26	2.33	6.02	1.90
乾季(10月~3月)	182	2.88	-3.67	2.71	3.84
平均		6.58	-0.66	4.37	2.87

表 10 林下植物層上方（高度 2.3 m ~ 5.3 m）乾溼季能量收支結果

季節	資料 天數	淨輻射 通量 (W m ⁻²)	土壤熱 通量 (W m ⁻²)	顯熱 通量 (W m ⁻²)	潛熱 通量 (W m ⁻²)
濕季(4月~9月)	183	4.89	2.36	-1.84	4.37
乾季(10月~3月)	182	3.29	-3.67	-4.31	11.26
平均		4.09	-0.65	-3.07	7.81



中於夏季，且夏季降雨的時間集中在中午與午後的時段（圖 8）；此外，試驗地區屬臺灣中海拔雲霧林山區，常有霧發生，根據 Liang *et al.*(2009)和魏聰輝等(2011)的研究可知，一年之中共有 320 天和 292 天有霧出現；圖 16 也說明了夏季相對濕度的特性，一日內任何時間的平均相對濕度皆大於 90%，且於中午 12:30 以後的相對濕度很接近飽和。因此，降雨天數多且集中於夏季，且受到相對濕度高與霧的影響，使得夏季（6 月至 8 月）樹冠層上方的顯熱通量為負值（ -4.21 W m^{-2} ），因此，濕季的顯熱通量較低為 0.69 W m^{-2} 。再者，無論於濕季或乾季，本研究中林下植物層上方的顯熱通量皆為負值，全年平均為 -3.07 W m^{-2} ，代表顯熱通量的能量傳遞方向向下，洪敏勝(2010)於棲蘭山的研究結果也指出，離地約 2 m 森林次冠層的顯熱通量於白天時皆為負值，與本研究中林下植物層上方的結果相似。

現地觀察發現，柳杉人工林樹冠層高度集中於高度 20 m~26 m 處，而高度 9 m~20 m 處的樹冠較稀疏，林下植物的高度低於 2 m，由於樹冠層會進行蒸發散作用，故潛熱通量於樹冠層上方最高，且於水分充足、淨輻射通量高的濕季時，潛熱通量為 64.02 W m^{-2} ，乾季時，由於樹冠截留水與水平截留霧的蒸發減少，故樹冠層上方的潛熱通量減少為 36.40 W m^{-2} ；此外，林下植物層的蒸發散作用與土壤蒸發作用也會增加空氣中的水分含量，故位於林下植物層上方有平均潛熱通量 7.81 W m^{-2} ，大於冠層稀疏之樹冠中層的平均 2.87 W m^{-2} 。


二、不同高度層能量收支分配特性

將土壤熱通量、顯熱通量與潛熱通量分別除以淨輻射通量，即可顯示該高度層之能量分配情形，

樹冠層上方、樹冠上層、樹冠中層與林下植物層上方的結果分別於

表 11 至表 14，其中，並選取濕季（4 月至 9 月）與乾季（1 月至 3 月與 10 月至 12 月）作圖如圖 17 與圖 18。

樹冠層上方(31.0 m~34.0 m)的能量分配以潛熱通量的形式為主，潛熱通量佔淨輻射通量的全年平均為 79.7%，並以濕季較高 95.5%，乾季 61.6%較低；次者以顯



熱通量的形式消耗淨輻射通量，全年平均為 21.4%，且於乾季時較高為 44.7%，濕季時僅為 1.0%；全年平均土壤熱通量佔淨輻射通量之-1.1%，無論乾濕季土壤熱通量對此高度層能量的分配情形影響不大，濕季為 3.5%、乾季為-6.3%。

樹冠上層(23.3 m~26.3 m)位於樹冠密集的高度，雖然潛熱通量的值很低，但潛熱通量仍佔淨輻射通量最大的百分比，全年的平均有 102.1%，次之為影響氣溫變化的顯熱通量 11.4%，土壤熱通量全年平均為-13.5%，且於乾季時，因為淨輻射通量降低，此時土壤熱通量可達淨輻射通量的-95.5%。

樹冠中層(17.3 m~20.3 m)的冠層較為稀疏，蒸發散作用效率相對於樹冠層上方減低，由能量分配的結果可知，顯熱通量變成主要消耗能量的形式，其全年平均佔淨輻射通量的 66.5%，而潛熱通量佔淨輻射通量 43.6%為次之，土壤熱通量佔淨輻射通量的百分比與樹冠上層相似，全年的平均為-10.1%。

林下植物層上方(2.3 m~5.3 m)受到植被蒸發散作用與土壤蒸發作用的影響，使得年平均潛熱通量佔淨輻射通量 190.9%，大於顯熱通量-75.1%，此外，年平均土壤熱通量佔淨輻射通量-15.8%，濕季與乾季的百分比分別為 48.3%與-111.4%，特別高於離地表最遠的樹冠層上方。

由圖 17 與圖 18 可比較柳杉人工林四個高度層於濕季、乾季的能量分配情形。

濕季時，土壤為吸熱狀態，即土壤熱通量為正值，且林下植物層上方之土壤熱通量佔淨輻射通量的百分比高於其他高度層，顯示土壤熱通量對於接近地表的林下植物層上方之影響較大；顯熱通量於林下植物層上方佔淨輻射通量的百分比為負值，能量傳遞方向為向下，與其他高度層相異；潛熱通量皆為正值，且除了冠層稀疏的樹冠中層之潛熱通量百分比較低外，其他高度層皆以潛熱通量為主要消耗能量的方式，特別於樹冠層上方與林下植物層上方的能量，大部分是用來進行蒸發散作用。

乾季時，土壤為放熱狀態，即土壤熱通量為負值，且對於距離地表較遠的樹冠層上方，受到由土壤釋放的能量之影響一樣較小；由於試驗地於乾季時為秋季



表 11 樹冠層上方（高度 31.0 m ~ 34.0 m）能量分量佔淨輻射通量百分比

季節	G/Rn(%)	H/Rn(%)	LE/Rn(%)
濕季(4月~9月)	3.5	1.0	95.5
乾季(10月~3月)	-6.3	44.7	61.6
平均	-1.1	21.4	79.7

表 12 樹冠上層（高度 23.3 m ~ 26.3 m）能量分量佔淨輻射通量百分比

季節	G/Rn(%)	H/Rn(%)	LE/Rn(%)
濕季(4月~9月)	29.1	11.8	59.1
乾季(10月~3月)	-95.5	10.5	185.0
平均	-13.5	11.4	102.1

表 13 樹冠中層（高度 17.3 m ~ 20.3 m）能量分量佔淨輻射通量百分比

季節	G/Rn(%)	H/Rn(%)	LE/Rn(%)
濕季(4月~9月)	22.7	58.7	18.6
乾季(10月~3月)	-127.6	94.3	133.3
平均	-10.1	66.5	43.6

表 14 林下植物層上方（高度 2.3 m ~ 5.3 m）能量分量佔淨輻射通量百分比

季節	G/Rn(%)	H/Rn(%)	LE/Rn(%)
濕季(4月~9月)	48.3	-37.7	89.5
乾季(10月~3月)	-111.4	-130.9	342.4
平均	-15.8	-75.1	190.9

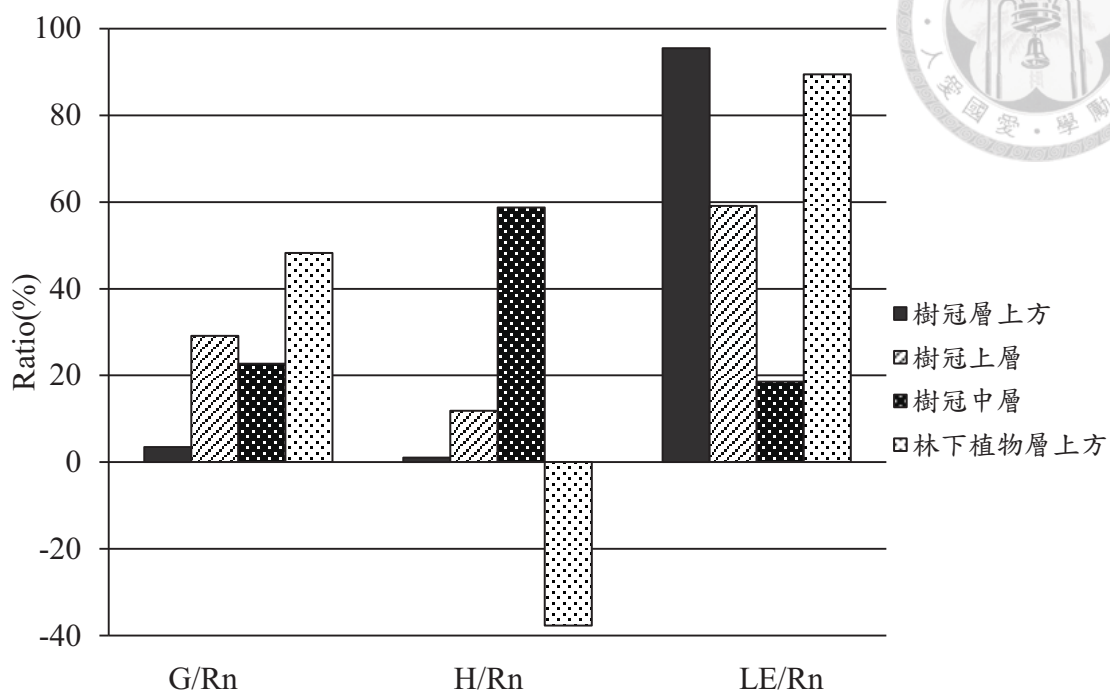


圖 17 濕季不同高度層能量分量佔淨輻射通量百分比

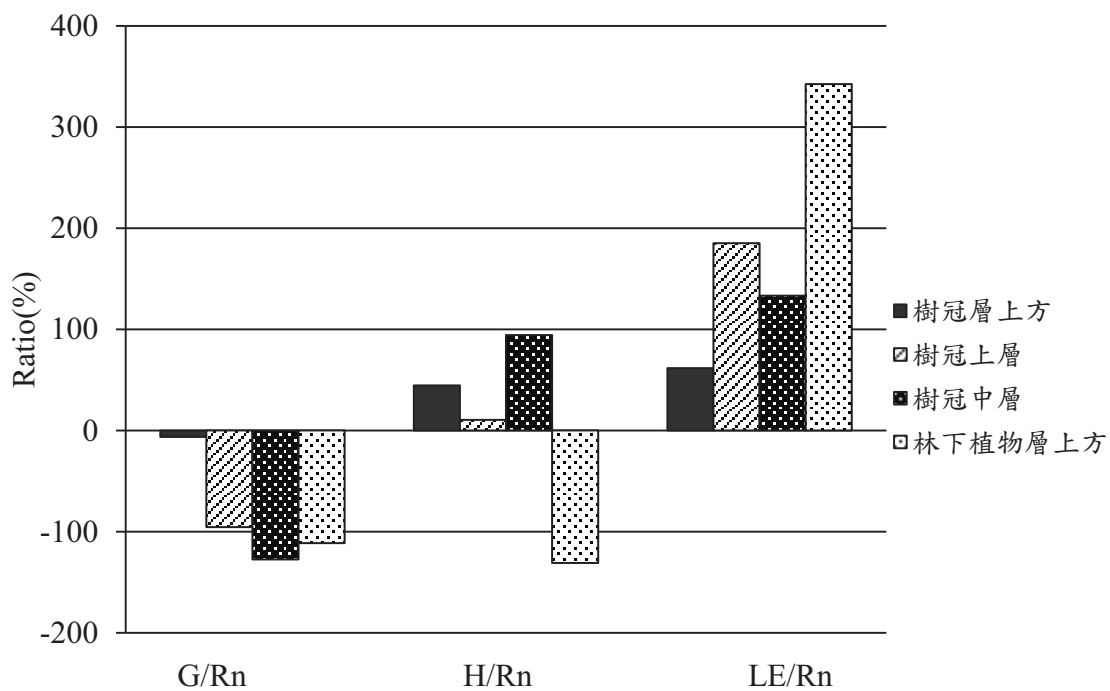



圖 18 乾季不同高度層能量分量佔淨輻射通量百分比

至春初，淨輻射通量降低，加上降雨量與霧的發生減少，使得樹冠截留水與水平截留霧蒸發作用也較不旺盛，造成樹冠層的蒸發散作用受到限制，所以樹冠層上方潛熱通量佔淨輻射通量的百分比降低，此外，受到冬季淨輻射通量降低的緣故，多項通量皆出現佔淨輻射通量的百分比超過一倍以上之現象。

第六節 樹冠層上方無降雨與降雨期間能量收支日變化

為瞭解降雨期間與無降雨期間能量收支特性的差異，本研究挑選樹冠層上方於夏季、冬季之單日有降雨與無降雨的資料，分別討論夏季無降雨期間（2014年6月2日與2014年8月20日）、夏季降雨期間（2014年6月3日）、夏季麥德姆颱風降雨期間（2014年7月23日）、冬季無降雨期間（2014年1月25日）與冬季降雨期間（2014年12月4日）能量收支結果，將能量收支各分量、相對濕度和降雨量之日變化結果繪圖，分別如圖19、圖20、圖21、圖22、圖23與圖24所示，整理成日平均能量通量如表15。


一般而言，白天時顯熱通量應為正值，即能量傳遞方向應由生態系向大氣輸送，但表7的結果卻發現，由於夏季（6月至8月）樹冠層上方的顯熱通量為負值（ -4.21 W m^{-2} ），因此，濕季的顯熱通量為 0.69 W m^{-2} 較低，此結果與褚侯森(2008)的研究相似（圖1(a)），當遭遇有鋒面通過或有霧的天氣型態時，白天時顯熱通量會出現負值的情形，代表顯熱通量的能量傳遞方向為向下。為了進一步討論在無降雨事件發生時，霧或陰天也會對顯熱通量造成影響，故再從夏季無降雨事件發生的資料中，選取完整無缺漏且日平均淨輻射通量最高與最低的資料，分別為2014年6月2日與2014年8月20日，能量收支和相對濕度日變化之結果於圖19與圖20，2014年6月2日之日淨輻射通量為 162.44 W m^{-2} ，且日平均相對濕度為82.71%，並於下午14:00前的相對濕度皆低於80%，另一方面，2014年8月20日雖無降雨事件發生，但淨輻射通量僅為 63.19 W m^{-2} ，且日平均相對濕度為99.51%，可見兩天氣象型態的不同。



由選取的資料可知，無論夏季或冬季，無降雨期間的淨輻射通量皆大於有降雨期間，夏季時，無降雨期間（2014年6月2日與2014年8月20日）的淨輻射通量為 162.44 W m^{-2} 與 63.19 W m^{-2} ，有發生降雨期間，由於2014年6月3日發生降雨的時間為原來淨輻射通量較高的中午時段，該日在白天10:00至19:00都有降雨發生，故該日的淨輻射通量為負值 -10.58 W m^{-2} ，此外，麥德姆颱風期間（2014年7月23日）的淨輻射通量也同樣很低為 3.40 W m^{-2} ；而冬季無降雨期間（2014年1月25日）與降雨期間（2014年12月4日）的淨輻射通量為 130.95 W m^{-2} 與 9.23 W m^{-2} 。次之，夏季降雨期間（2014年6月3日）與冬季降雨期間（2014年12月4日）的日降雨量為 55.0 mm 與 29.0 mm ，由於降雨型態與降雨時間不同，使得冬季降雨期間的淨輻射通量有機會發生大於夏季之情形。另外，夏季無降雨事件發生時，受到每日天氣型態或霧的影響，日平均淨輻射通量變化很大，2014年6月2日與2014年8月20日之日平均淨輻射通量為 162.44 W m^{-2} 與 63.19 W m^{-2} ，由兩天的相對濕度資料可知，2014年8月20日全天的相對濕度皆很接近飽和，而2014年6月2日的相對濕度於下午14:00前皆低於80%。

土壤熱通量於夏季無降雨期間（2014年6月2日與2014年8月20日）為 4.55 W m^{-2} 與 -1.84 W m^{-2} ，夏季降雨期間（2014年6月3日與2014年7月23日）約為 0.67 W m^{-2} 與 -1.48 W m^{-2} ；冬季無降雨期間（2014年1月25日）與降雨期間（2014年12月4日）的土壤熱通量分別為 -4.95 W m^{-2} 與 -7.11 W m^{-2} 。可以認為土壤熱通量與有無降雨事件並沒有直接關係，並於淨輻射通量較低的陰天、有降雨事件發生的雨天或是氣溫較低時，土壤熱通量會呈現負值的放熱作用。

研究結果也發現，冬季無降雨期間（2014年1月25日）與降雨期間（2014年12月4日）的顯熱通量為 104.63 W m^{-2} 與 4.63 W m^{-2} ，顯示冬季無降雨期間的顯熱通量較高。但夏季時，同樣於無降雨期間，顯熱通量會出現正值或負值的情形，可知顯熱通量之變化除了考慮有無降雨以外，還需考量到不同的天氣型態之影響（如：陰天、霧），由於2014年6月2日的淨輻射通量較高且相對濕度較低，



故日平均顯熱通量為正值 38.86 W m^{-2} ，且該日下午 15:00 後相對濕度接近飽和時，顯熱通量也有降低且轉變為負值的情形，另外，同樣沒有降雨事件發生的 2014 年 8 月 20 日，該日的淨輻射通量明顯較低，且相對濕度全天皆接近飽和狀態，推判為陰天或是有霧的天氣型態，而其日平均顯熱通量為 -16.47 W m^{-2} ，顯示顯熱通量為向下傳遞。根據前人研究結果可知，受到陰天或霧的影響，使得顯熱通量於白天會出現負值，且研究地區夏季午後天氣型態的變化，也會影響顯熱通量能量的傳遞方向。

夏季時，潛熱通量於無降雨期間皆很大，2014 年 6 月 2 日與 2014 年 8 月 20 日之潛熱通量為 119.04 W m^{-2} 與 81.49 W m^{-2} ，而夏季降雨期間（2014 年 6 月 3 日與 2014 年 7 月 23 日），受到淨輻射通量降低的緣故，使得潛熱通量也減少至 -5.48 W m^{-2} 與 3.25 W m^{-2} ；冬季時，無降雨期間（2014 年 1 月 25 日）與降雨期間（2014 年 12 月 4 日）的潛熱通量為 31.27 W m^{-2} 與 11.71 W m^{-2} ，由於溪頭地區降雨集中於每年的 5 月至 9 月，約為本研究的春末至秋初，表 2 也顯示資料收集期間冬季的降雨量僅為全年降雨量之 8.65%，加上本研究也呈現冬季因降雨量減少使得水汽壓較低、水汽壓差較大，所以冬季相對來說是為乾季，此時，當發生降雨事件時，樹冠截留水與土壤水分的蒸發作用會增加，故冬季降雨期間潛熱通量高於顯熱通量，異於無降雨期間時，顯熱通量高於潛熱通量。

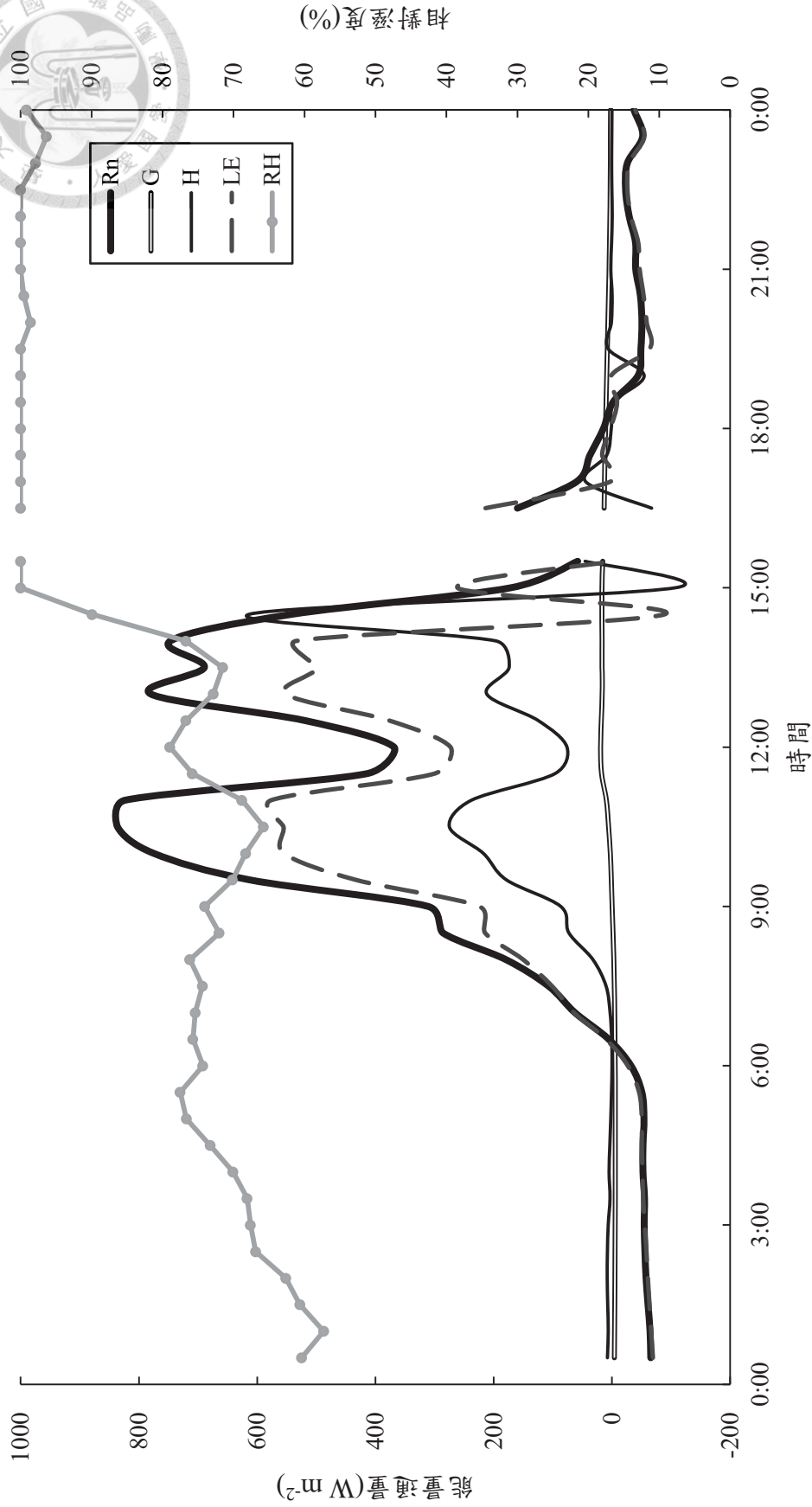
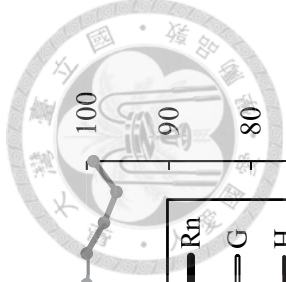


圖 19 夏季無降雨期間 (2014 年 6 月 2 日) 樹冠層上方能量收支日變化

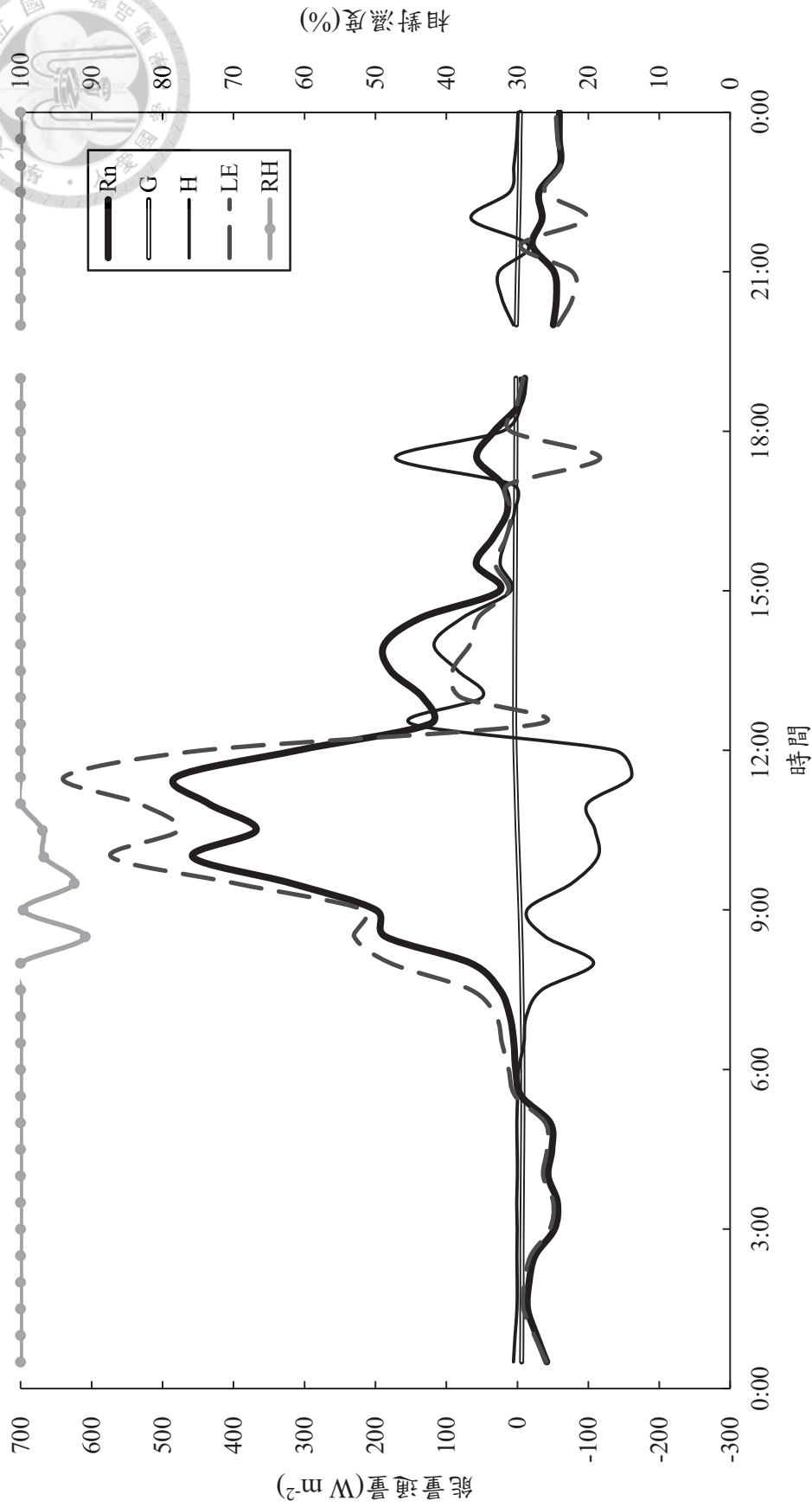
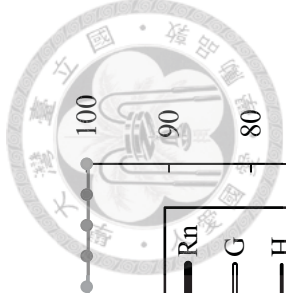


圖 20 夏季無降雨期間 (2014 年 8 月 20 日) 樹冠層上方能量收支日變化

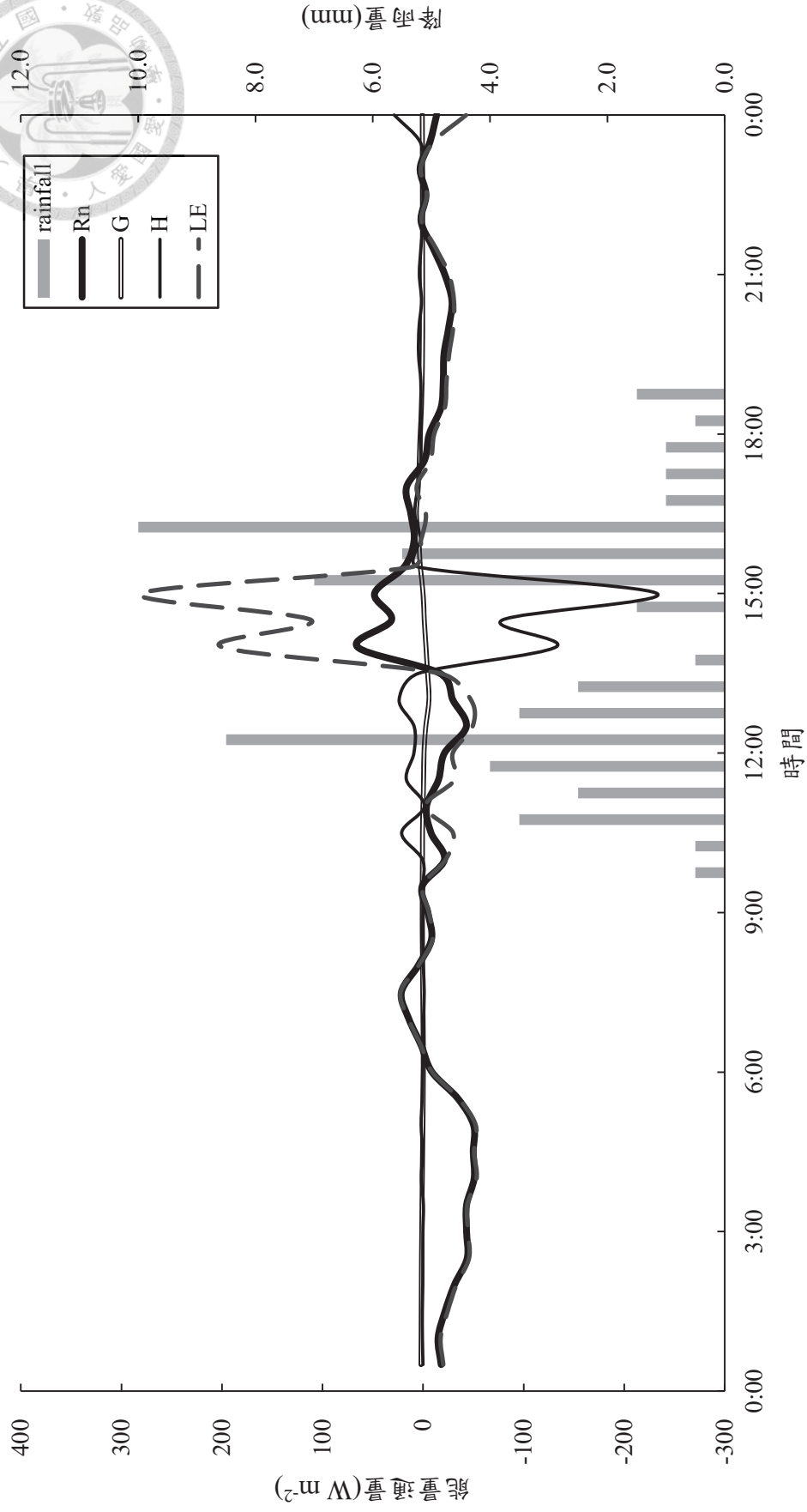


圖 21 夏季降雨期間 (2014 年 6 月 3 日) 樹冠層上方能量收支日變化

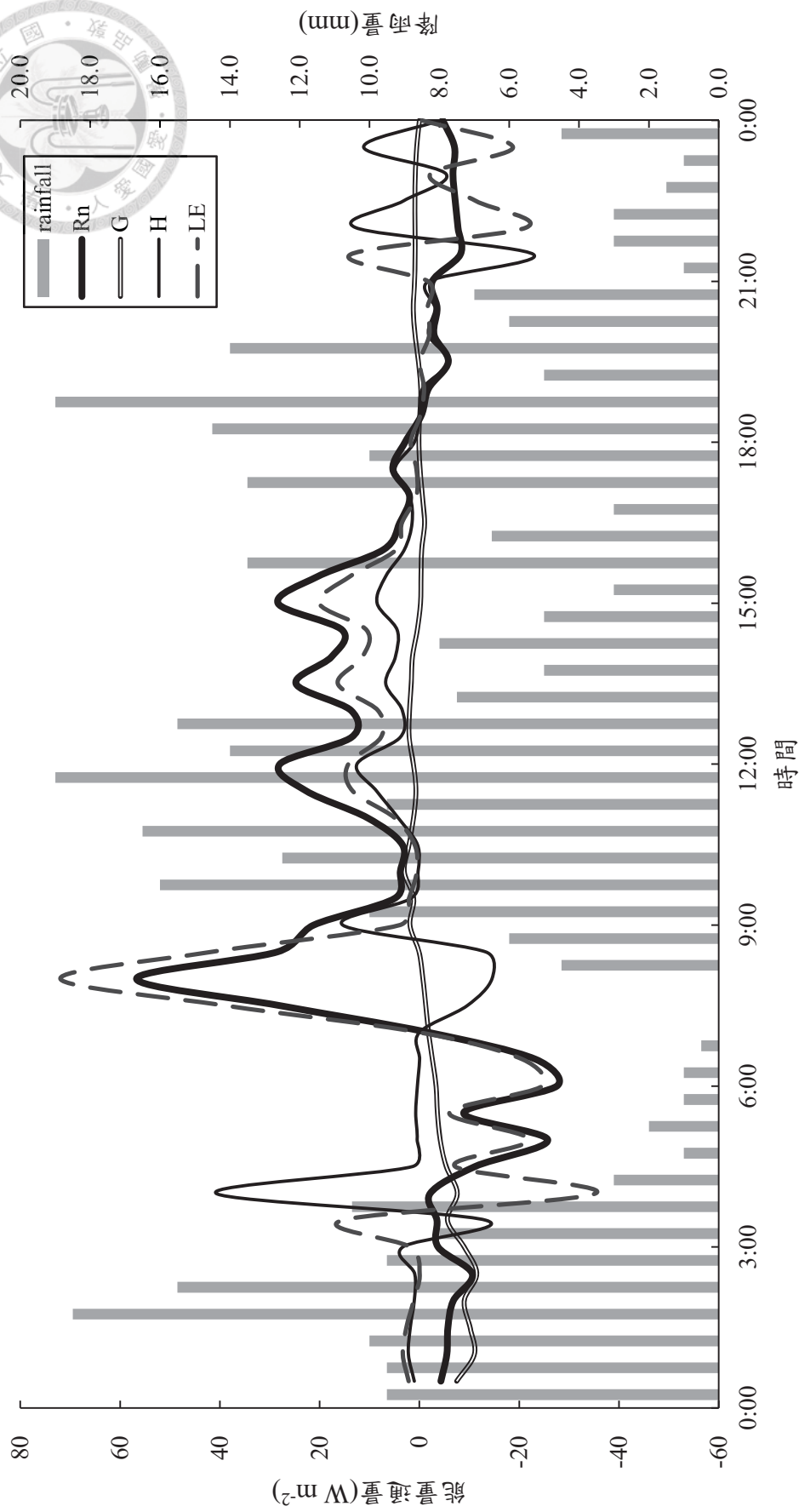


圖 22 夏季麥德姆颱風降雨期間 (2014 年 7 月 23 日) 樹冠層上方能量收支日變化

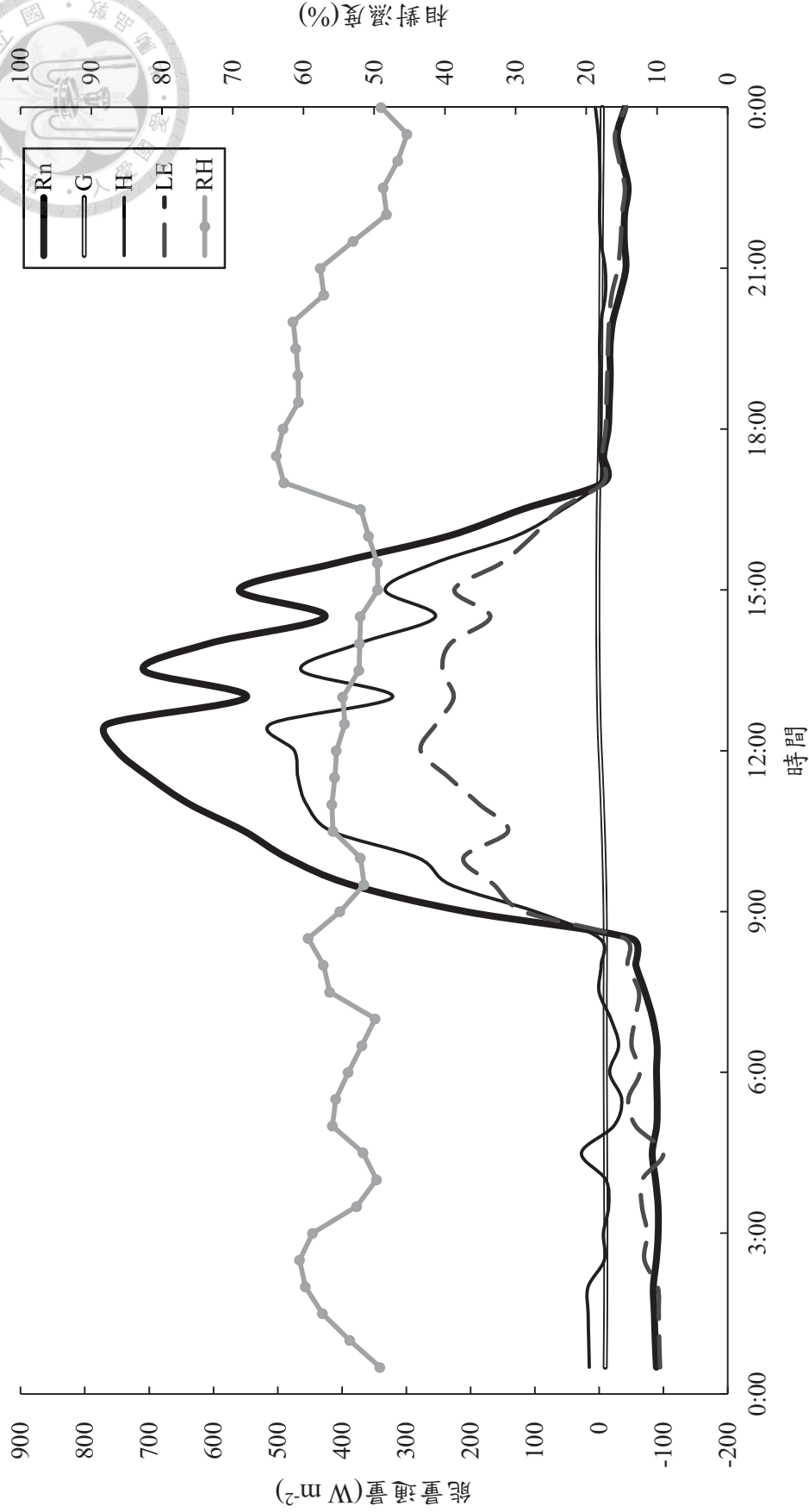
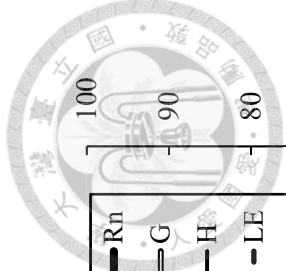


圖 23 冬季無降雨期間 (2014 年 1 月 25) 樹冠層上方能量收支日變化

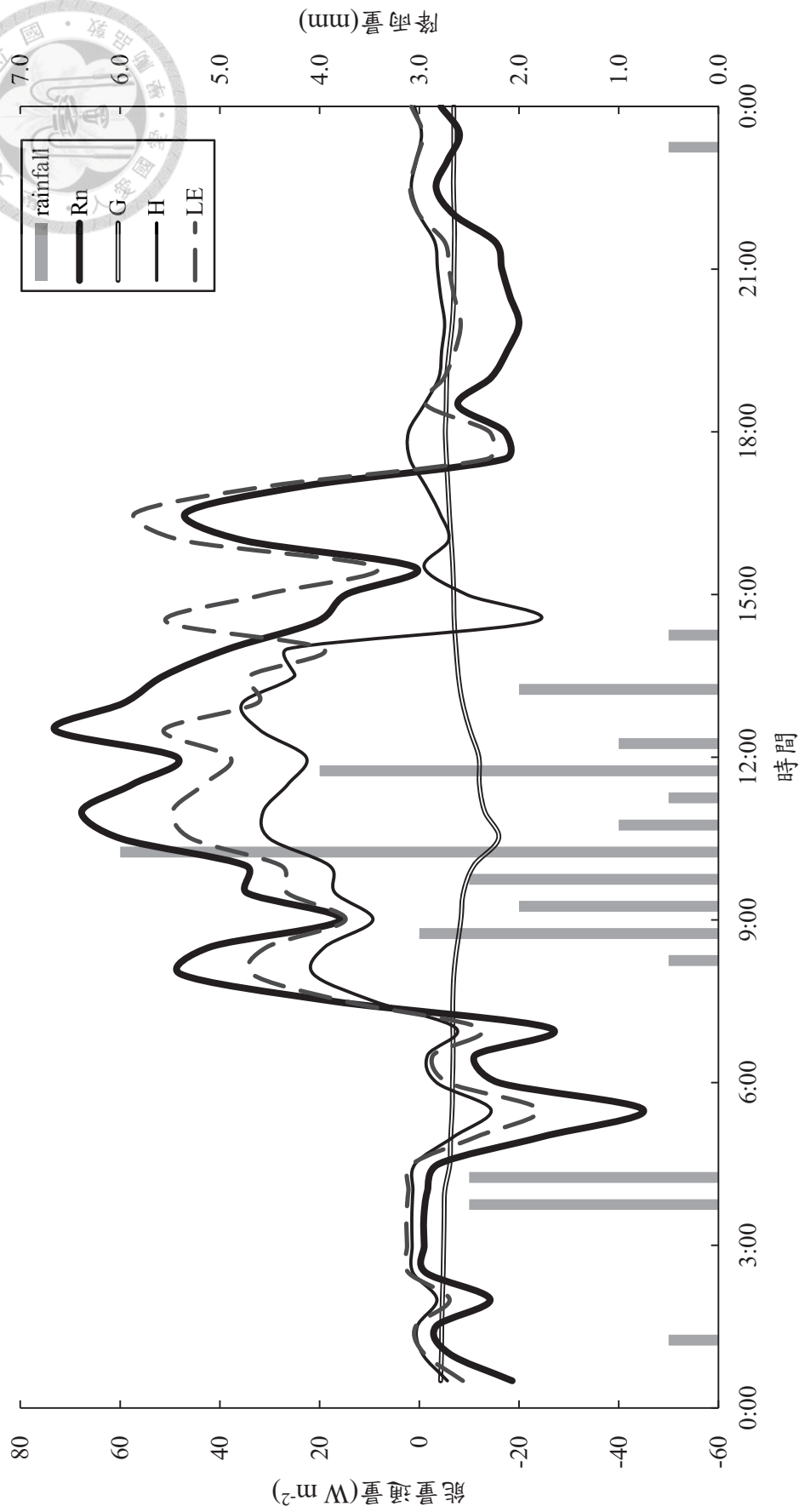
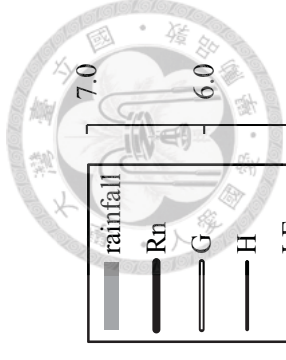


圖 24 冬季降雨期間 (2014 年 12 月 4 日) 樹冠層上方能量收支日變化

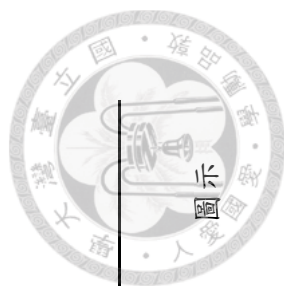


表 15 樹冠層上方夏季與冬季於無降雨與降雨期間能量收支結果

季節與天氣型態 (資料時間)	總降雨量 (mm)	淨輻射 通量 ($W m^{-2}$)	土壤熱 通量 ($W m^{-2}$)	顯熱 通量 ($W m^{-2}$)	潛熱 通量 ($W m^{-2}$)	圖示
夏季無降雨期間 (2014 年 6 月 2 日)	0.0	162.44	4.55	38.86	119.04	圖 19
夏季無降雨期間 (2014 年 8 月 20 日)	0.0	63.19	-1.84	-16.47	81.49	圖 20
夏季降雨期間 (2014 年 6 月 3 日)	55.0	-10.58	0.67	-5.77	-5.48	圖 21
夏季麥德姆颱風降雨期間 (2014 年 7 月 23 日)	377.5	3.40	-1.48	1.64	3.25	圖 22
冬季無降雨期間 (2014 年 1 月 25 日)	0.0	130.95	-4.95	104.63	31.27	圖 23
冬季降雨期間 (2014 年 12 月 4 日)	29.0	9.23	-7.11	4.63	11.71	圖 24



第五章 結論

本研究於溪頭營林區第3林班173號柳杉人工林的通量塔，收集2014年1月22日至2015年1月21日的降雨量、淨輻射通量、土壤熱通量、氣溫、相對濕度、大氣壓力等監測資料，並利用包溫比法估算顯熱通量與潛熱通量。

由資料收集期間之降雨量資料可知，溪頭地區乾濕季分明，夏季（6月~8月）的降雨天數為53天，且降雨量佔全年總降雨量之46.5%，冬季（12月~2月）降雨天數為29天，降雨量僅佔全年總降雨量之8.7%；樹冠層上方之水汽壓差季節變化也反映出試驗地乾濕季分明的特性，以夏季0.06 kPa最低，冬季0.21 kPa最高。

樹冠層上方（高度32.5 m）之淨輻射通量年平均為 68.97 W m^{-2} ，於夏季最高為 78.84 W m^{-2} ，冬季最低為 60.31 W m^{-2} 。當輻射穿過樹冠層後，受到冠層吸收或反射等作用，使得淨輻射通量隨傳遞距離增加而減少，樹冠上層及林下植物層下方的淨輻射通量僅為樹冠層上方之10.1%及6.0%，利用Beer-Bouguer Law分析柳杉人工林全年的平均消散係數為1.05，並以冬季時的消散係數最高為1.11。此外，樹冠層上方於夏季的淨輻射通量於正午前10:30即達到最大值，推判原因有二，一為溪頭地區夏季降雨的時間集中在中午過後，二為試驗地在午後會有霧發生，平均相對濕度於中午過後接近飽和；冬季時樹冠層上方的淨輻射通量於12:00出現最大值，中午前後受到天氣型態或霧的影響較少。

樹冠層為林分內主要吸收與輻射能量的層次，四個季節皆於枝葉密集之樹冠上層（高度23.3 m）監測到最高的氣溫，且高度23.3 m至2.3 m之氣溫垂直變化，隨著高度下降而降低；林分不同高度之氣溫日變化受到日照時間與淨輻射能量的影響很大，夏季與冬季時，樹冠層上方的淨輻射通量分別於正午前10:30與12:00達到最大值，故氣溫分別於早上10:00與11:30出現最大值。樹冠上層（高度23.3 m）因蒸發散作用旺盛，監測到最大的水氣壓，且高度23.3 m至5.3 m的水汽壓也隨高度下降而降低，直到林下植物層上方（高度2.3 m）因植物蒸發散與土壤蒸發



作用，四季皆出現較高的水汽壓。

林分之能量收支特性，土壤熱通量於濕季時為吸熱的正值，較乾冷的乾季時為放熱的負值。樹冠層上方的顯熱通量於白天時大多時候為正值，但於降雨、陰天或有霧等淨輻射通量較低的天氣型態時會出現負值，此現象常出現於濕季以及靠近林下植物層。樹冠層上方（高度 31.0 m~34.0 m）的潛熱通量於濕季時較大，於乾季時較小，此外，林下植物層上方因植物蒸發散與土壤蒸發作用的影響，使得林下植物層上方的年平均潛熱通量大於樹冠上層（高度 23.3 m~26.3 m）與樹冠中層（高度 17.3 m~20.3 m）。

將不同高度層的各能量分量通量分別除以淨輻射通量，可知不同高度層之能量分配特性。樹冠層上方以潛熱通量的形式為主(79.7%)，次之為顯熱通量(21.4%)，土壤熱通量僅佔-1.1%；樹冠上層也以潛熱通量為主(102.1%)，土壤熱通量佔淨輻射通量之-13.5%；樹冠較稀疏的樹冠中層以顯熱通量最高(66.5%)，土壤熱通量佔-10.1%；林下植物層上方受到植物蒸發散與土壤蒸發作用的影響，以潛熱通量為主要消耗能量的型式(190.9%)，且土壤熱通量佔-15.8%。可知樹冠上層及林下植物層因蒸發散作用而消耗較多的能量，由土壤放出的能量又可用作為蒸發散作用與氣溫變化的能量。

能量收支的日變化會受到日照時間、天氣型態與霧等因子的影響，即使無降雨發生，日平均淨輻射通量變化卻很大，當陰天或有霧時，淨輻射通量相對較低，此時顯熱通量有機會出現負值。另外，潛熱通量於夏季無降雨時較大，而夏季降雨期間，受到淨輻射通量下降的影響，潛熱通量也會降低；於冬季時，降雨期間的潛熱通量大於顯熱通量，異於無降雨期間的顯熱通量大於潛熱通量，可知於冬季時，降雨成為潛熱通量的限制因子。

參考文獻



- 王亞男、蔡明哲、江博能、洪志遠、賴彥任、張振生、魏聰輝、衛強、余瑞珠、
鄭景鵬 (2012) 溪頭地區二氧化碳通量長期生態監測試驗地人工林林分構成、
林下植物組成之特徵。臺灣大學生物資源暨農學院實驗林研究報告 26(3):
225-239。
- 何鎮平 (1977) 臺大實驗林溪頭人工林森林土壤性質之分析。國立臺灣大學森林學
研究所碩士論文。
- 林奐慶 (2008) 柳杉人工林微環境特性與疏伐產生的效應。國立臺灣大學生物資源
暨農學院森林環境暨資源學系碩士論文。
- 林務局 (1995) 第三次台灣森林資源及土地利用調查。
- 周文進 (2009) 蓮華池天然闊葉林能量收支之研究。國立臺灣大學森林環境暨資源
學系碩士論文 (未發表)。
- 洪敏勝 (2010) 山坡地區森林次冠層通量特徵之研究。國立臺灣大學理學院地理環
境資源研究所碩士論文。
- 陳紫蛾、張石角 (1987) 溪頭森林遊樂區之地質、地形及其發展史。台大實驗林研
究報告 1(1): 63-76。
- 許祐昇 (2013) 溪頭地區柳杉人工林降雨再分佈之研究。國立臺灣大學生物資源暨
農學院森林環境暨資源學系碩士論文。
- 褚侯森 (2008) 複雜地形中的通量量測—以棲蘭山台灣扁柏森林樣區為例。國立東
華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- 臺大實驗林 (2009) 臺大實驗林風華一甲子。林業特刊，第 25 號，臺大實驗林管
理處，南投縣竹山鎮，227 頁。
- 鄭森松、陳信佑 (Eds.) (2009) 國立臺灣大學生物資源暨農學院實驗林管理處六十
五年之氣象(1941-2005)。林業特刊，第 26 號，臺大實驗林管理處，南投縣
竹山鎮，91 頁。



魏聰輝、張振生、陳信雄 (2005) 塔塔加地區降雪期間之熱量收支。臺灣大學生物資源暨農學院實驗林研究報告 19(2)：161-175。

魏聰輝、賴彥任、張振生、陳信雄、林博雄 (2008) 溪頭地區崩塌地人工植群復育過程之熱量收支。作物、環境與生物資訊 5(4)：217-226。

魏聰輝、賴彥任、張振生、沈介文、洪志遠、王亞男、陳明杰 (2011) 溪頭地區霧分布特性初探。臺灣大學生物資源暨農學院實驗林研究報告 25(2)：149-160。

Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A. and Jensen, M.E., 2011. Evapotranspiration Information Reporting: I. Factors Governing Measurement Accuracy. *Agricultural Water Management* 98: 899-920.

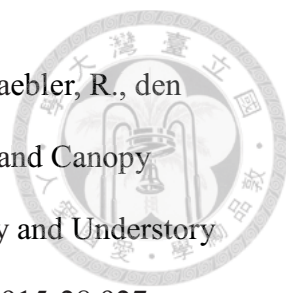
Arain, M.A., Shuttleworth, W.J., Farnsworth, B., Adams, J. and Sen, O.L., 2000. Comparing Micrometeorology of Rain Forests in Biosphere-2 and Amazon Basin. *Agricultural And Forest Meteorology* 100(4): 273-289.

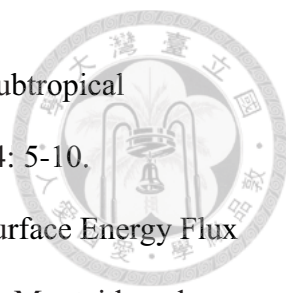
Arain, M.A., Black, T.A., Barr, A.G., Griffis, T.J., Morgenstern, K. and Nesic, Z., 2003. Year-Round Observations of the Energy and Water Vapour Fluxes Above a Boreal Black Spruce Forest. *Hydrological Processes* 17(18): 3581-3600.

Baldocchi, D.D., Matt, D.R., Hutchison, B.A. and McMillen, R.T., 1984. Solar Radiation within An Oak—Hickory Forest: An Evaluation of the Extinction Coefficients for Several Radiation Components during Fully-Leafed and Leafless Periods. *Agricultural and Forest Meteorology* 32(3-4): 307-322.

Baldocchi, D.D. and Vogel, C.A., 1997. Seasonal Variation of Energy and Water Vapor Exchange Rates Above and Below a Boreal Jack Pine Forest Canopy. *Journal of Geophysical Research* 102(D24): 28939-28951.

Baldocchi, D.D., 2003. Assessing the Eddy Covariance Technique for Evaluating Carbon Dioxide Exchange Rates of Ecosystems: Past, Present and Future. *Global Change Biology* 9(4): 479-492.

- 
- Blanken, P.D., Black, T.A., Yang, P.C., Neumann, H.H., Nestic, Z., Staebler, R., den Hartog, G., Novak, M.D. and Lee, X., 1997. Energy Balance and Canopy Conductance of a Boreal Aspen Forest: Partitioning Overstory and Understory Components. *Journal of Geophysical Research* 102(D24): 28,915-28,927.
- da Rocha, H.R., Goulden, M.L., Miller, S.D., Menton, M.C., Pinto, L.D.V.O., de Freitas, H. C. and Figueira, A.M.S., 2004. Seasonality of Water and Heat Fluxes Over a Tropical Forest in Eastern Amazonia. *Ecological Applications* 14(4): 22-32.
- FLUXNET. [<http://fluxnet.ornl.gov/>].
- Hale, S.E., 2003. The Effect of Thinning Intensity on the Below-Canopy Light Environment in A Sitka Spruce Plantation. *Forest Ecology and Management* 179: 341-349.
- Heusinkveld, B.G., Jacobs, A.F.G., Holtslag, A.A.M. and Berkowicz, S.M., 2004. Surface Energy Balance Closure in an Arid Region: Role of Soil Heat Flux. *Agricultural and Forest Meteorology* 122: 21-37.
- Hsia, Y.J., King, H.B., Horng, F.W., Lin, T.C., Wang, L.J., Lin., K.C, Hamburg, S.P., 1998. Biogeochemistry and hydrology of a moist, subtropical, mixed evergreen forest: use the small watershed technique. In: Iwakuma, T., (Ed.), *Long-Term Ecological Research in the East Asia-Pacific Region: Biodiversity and Conservation of Terrestrial and Freshwater Ecosystems. Proceedings of the Second East Asian-Pacific Regional Conference on Long-Term Ecological Research, Tsukuba, Japan 3-5 March, 1997, CGER Report, CGER-I031-'98*: pp. 127-138.
- Idso, S.B., Aase, J.K. and Jackson, R.D., 1975. Net Radiation-Soil Heat Flux Relations as Influenced by Soil Water Variations. *Bound-Layer Meteorology* 9: 113-122.
- Kiehl, J.T. and Trenberth, K.E., 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 197-208.

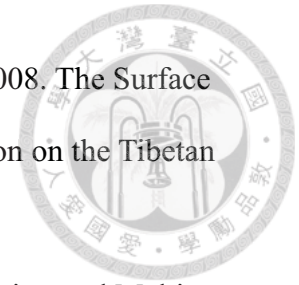
- 
- Klemm, O., Chang, S.-C. and Hsia, Y.-J., 2006. Energy Fluxes at a Subtropical Mountain Cloud Forest. *Forest Ecology and Management* 224: 5-10.
- Kustas, W.P., Stannard, D.I. and Allwine, K.J., 1996. Variability in Surface Energy Flux Partitioning During Washita'92: Resulting Effects on Penman-Monteith and Priestley-Taylor Parameters. *Agricultural and Forest Meteorology* 82: 171–193.
- Liang Y.L., Lin, T.C., Hwong, J.L., Lin, N.H. and Wang, C.P., 2009. Fog and Precipitation Chemistry at a Mid-Land Forest in Central Taiwan. *Journal of Environmental Quality* 38: 627-636.
- McCaughey, J.H., 1982. Spatial Variability of Net Radiation and Soil Heat Flux Density on Two Logged Sited at Montmorency, Quebec. *Journal of Applied Meteorology* 21: 777-787.
- Mizoguchi, Y., Miyata, A., Ohtani, Y., Hirata, R. and Yuta, S., 2009. A Review of Tower Flux Observation Sites in Asia. *Journal of Forest Research* 14: 1-9.
- Mizutani, K., Yamanoi, K., Ikeda, T. and Watanabe, T., 1997. Applicability of the Eddy Correlation Method to Measure Sensible Heat Transfer to Forest under Rainfall Conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* 86: 193-203.
- Oladosu, O.R., Jegede, O.O., Sunmonu, L.A. and Adediji, A.T., 2007. Bowen Ratio Estimation of Surface Energy Fluxes in a Humid Tropical Agricultural Site, Ile-Ife, Nigeria. *Indian Journal of Radio and Space Physics* 36(3): 213-218.
- Olson, D.M., Dinerstein, E., Wikramanayake, E.D., Burgess, N.D., Powell, G.V. N., Underwood, E.C., D'Amico, J.A., Itoua, I., Strand, H., Morrison, J.C., Loucks, C.J., Allnutt, T.F., Ricketts, T.H., Kura, Y., Lamoreux, J.F., Wettengel, W.W., Hedao, P. and Kassem, K.R., 2001. Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth. *BioScience* 51(11): 933-938.
- Perez. P.J., Castellvi, F., Ibañez, M. and Rosell, J.I., 1999. Assessment of Reliability of Bowen Ratio Method for Partitioning Fluxes. *Agricultural and Forest*



- Meteorology 97(3): 141-150.
- Rauner, Yu.L., 1972. "Teplovoy balans rastitel'nogo pokrova" (Heat Balance of the Vegetation Cover). Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Raynor, G.S., 1971. Wind and Temperature Structure in a Coniferous Forest and a Contiguous Field. Forest Science 17(3): 351-363.
- Scholl, M., Eugster, W. and Burkard, R., 2011. Understanding the Role of Fog in Forest Hydrology: Stable Isotopes as Tools for Determining Input and Partitioning of Cloud Water in Montane Forests. Hydrological Processes 25: 353-366.
- Stull, R.B., 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers.
- Tajchman, S.J., 1981. Comments on Measuring Turbulent Exchange Within and Above Forest Canopy. Bulletin of the American Meteorological Society 62(11): 1550-1559.
- Tang, M., Sheng, Z. and Chen, Y., 1979. The Average Climatic Characteristics of Tibetan Plateau Monsoon. Acta Geographica Sinica 34(1): 33-41. (in Chinese).
- Tanner, B.D., Greene, J.P. and Bingham, G.E., 1987. A Bowen-ratio Design for Long Term Measurements. American Society of Agricultural Engineers, Paper No. 87-2503.
- University of California Museum of Paleontology(UCMP).
[<http://www.ucmp.berkeley.edu/exhibits/biomes/index.php>]
- Verma, S.B., Rosenberg, N.J., Blad, B.L., 1978. Turbulent Exchange Coefficients for Sensible Heat and Water Vapor under Advective Conditions. Journal of Applied Meteorology 17: 330-338.
- Wilson, K.B. and Baldocchi, D.D., 2000. Seasonal and Interannual Variability of Energy Fluxes over a Broadleaved Temperate Deciduous Forest in North America. Agricultural and Forest Meteorology 100: 1-18.


Yao, J., Zhao, L., Ding, Y., Gu L., Jiao, K., Qiao, Y. and Wang, Y., 2008. The Surface Energy Budget and Evapotranspiration in the Tanggula Region on the Tibetan Plateau. *Cold Regions Science and Technology* 52: 326-340.

Zhao, L., Cheng, G., Li, S., Zhao, X. and Wang, Sh., 2000. The Freezing and Melting Process of the Permafrost Active Layer Near Wu Dao Liang region on Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin* 45(11): 1205-1211. (in Chinese).



附錄

樹冠層上方微氣象因子與能量分量月變化



資料 天數 (day)	降雨 天數 (day)	降雨量 (mm)	氣溫 (°C)	水汽壓 (kPa)	淨輻射 通量 ($W m^{-2}$)	土壤 熱通量 ($W m^{-2}$)	顯熱 通量 ($W m^{-2}$)	潛熱 通量 ($W m^{-2}$)
一月	31	3	20.5	1.05	68.02	-5.56	40.02	33.55
二月	28	13	69.5	1.20	64.47	-2.52	40.56	26.43
三月	31	9	97.5	1.46	59.21	0.68	20.87	37.67
四月	30	11	55.5	1.76	62.95	2.58	14.16	46.21
五月	31	29	641.5	2.03	55.86	3.13	11.76	40.97
六月	30	23	419	2.35	64.35	3.32	-0.29	61.32
七月	31	13	455	2.44	73.79	2.70	-11.06	82.16
八月	31	17	164.5	2.35	74.78	1.10	-1.14	74.82
九月	30	13	191	2.35	70.38	1.09	-9.19	78.48
十月	31	0	0	1.86	66.12	-3.40	7.97	61.55
十一月	30	5	15.5	1.61	57.85	-3.64	22.01	39.49
十二月	31	13	103	1.24	39.40	-7.64	28.22	18.83
平均			16.65	1.81	63.08	-0.68	13.51	50.25