



國立臺灣大學生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

源頭集水區表層土壤平均含水率推估之研究

Estimation of Average Soil Water Content at the Surface

Soil Layer in a Headwater Catchment

李勝倫

Sheng-Lun Li

指導教授：梁偉立 博士

Advisor: Wei-Li Liang, Ph.D.

中華民國 104 年 7 月

July 2015

謝辭



這篇論文的完成首先要感謝 梁偉立老師的指導及臺大森林系水土資源保育研究室成員：呂宗烜、林子筠、周坤宇、詹孟浚、鄭暉達對於野外調查之協助。感謝口試委員 陳信雄教授及 賴彥任博士對我的肯定及建議。感謝 久米朋宣老師及環境微氣候研究室的成員：林伯宣、林松駿、林雋雅、張庭維、謝宜芳對本研究提供寶貴意見。感謝父親提供經濟資助讓我無後顧之憂地專注於學業。感謝華敦禮常伴左右。感謝馮憲宥及森林系男排的各位學弟王楷勛、尹辜靖、林子堯、林域天、陳奕伸、陳建匡、鄧信彥等學弟陪我活動筋骨、放鬆緊繃的身心。感謝臺大圖書館豐富的藏書資源提供我學業及課外休閒所需的各種讀物，臺大如詩般的風景陪我走過人生最年少輕狂的六年間，四時的景致至今仍歷歷在目，能夠進入這美麗的學術殿堂，必須感謝雙親的悉心栽培，以眾多書籍充實我的學術涵養，培養我對科學、文學及藝術的興趣。感謝在我求學生涯中鼓勵我、挫折我、鞭策我的所有人。最後，感謝在我全心撰寫論文的這半年間最重要的精神支柱：我最親愛的女朋友。(文中人名依姓名筆畫排列)

摘要



森林源頭集水區表層土壤水的分布及動態同時受到地形、植生分布及土壤性質等環境因子所影響而具有強烈的空間變異，此測量尺度下，除了以高時空解析度監測表層土壤含水率之時空變動外，若能建立以少量樣點推估森林源頭集水區表層土壤平均含水率，將有助於瞭解大氣及土壤界面之水文反應及交換作用。本研究以森林源頭集水區內表層土壤含水率(θ)的高時空解析度測量資料為基礎，嘗試減少樣本數並在最具代表性的位置取樣以估計源頭集水區的平均含水率($\bar{\theta}_{all}$)。本研究利用手持式時域反射儀(TDR)對 459 個樣點 0-12 cm 的土壤含水率做了詳細的測量，一年內共進行了 12 次的調查。透過相對差異法分析各樣點的時間穩定性並篩選出代表性樣點。以不同數量樣本所得之平均含水率($\bar{\theta}_{sample}$)與 $\bar{\theta}_{all}$ 之殘差平方和(RSS)及線性迴歸的 r^2 值，並與野外調查中常用的系統取樣法比較，估計多少樣本數才足以代表 $\bar{\theta}_{all}$ 。確定所需的樣本數以後，利用環境因子及坡地區位為線索，分析代表性樣點的分布特性。本研究結果顯示以時間穩定指數(ITS)最小的代表性樣點進行估計時所需要的樣本數為 8，系統取樣所需的樣本數則大於 15。代表性樣點的分布位置與土壤、植生、地形等環境因子並未表現出顯著的相關性，而與坡地區位較為相關。全年的分析結果顯示，代表性樣點多分布於沖蝕溝及谷源中段西側，其中沖蝕溝的 θ 具有強烈的空間變異，不具代表性與具有代表性的樣點分布區位重疊，因此該地不適合作為樣區平均含水率之採樣地點。邊坡的 θ 雖具有高時間穩定性但總是相對乾燥，於此區域測得的數值會低於 $\bar{\theta}_{all}$ ，而不具有代表性。代表性樣點的分布隨著樣區乾濕狀態的不同而變動，樣區較乾燥時，代表性樣點的分布較無明顯趨勢。當樣區較濕潤，地表、地中逕流等側向水分移動較旺盛時，其分布則向樣區中央集中。

關鍵字：源頭集水區、時域反射法(TDR)、土壤含水率、時間穩定性、樣本數、代表性樣點

Abstract

Surface moisture (θ) in a forested headwater catchment would vary greatly in space and time due to the influences of topography, vegetation, and soil properties. In addition to the monitoring network with highly spatial and temporal resolutions, developing an effective method to measure the average surface moisture ($\bar{\theta}_{\text{all}}$) with few samples would be efficient to understand the hydrological responses and interactions at the atmosphere-soil interface in a forested headwater catchment. In this study, we tried to estimate $\bar{\theta}_{\text{all}}$ with a small sample size and to find the locations with representativeness. We measured θ at the depths of 0-12 cm at 459 measurement points using portable TDR (time domain reflectometry) sensors. Twelve surveys were conducted within 1 year in a natural forested headwater catchment. Temporal stability of each measurement point was analyzed by the relative difference approach. The mean soil moistures determined by temporal stability and systematic sampling methods ($\bar{\theta}_{\text{sample}}$) were compared to $\bar{\theta}_{\text{all}}$ for each survey. The minimum sample size necessary to estimate $\bar{\theta}_{\text{all}}$ was determined with the residual sum of squares (RSS) and r^2 value of linear regression between $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ and $\bar{\theta}_{\text{all}}$. We also analyzed the relationships of the representative samples (S_r) and environmental factors (i.e. topography, vegetation, and soil properties) in space and time. The results showed that 8 samples with minimum index of temporal stability (ITS) were sufficient to estimate $\bar{\theta}_{\text{all}}$, while more than 15 systematic samples were necessary. The correlations between the spatial distributions of S_r and environmental factors were weak. Most of S_r located at the valley-head hillslope and gullies. Gullies were not necessarily good locations for S_r where the best and worst representative samples existed. The spatial distribution of S_r varied with the dry and wet conditions. When $\bar{\theta}_{\text{all}}$ was lower, the spatial pattern of S_r could not be characterized by environmental factors. When $\bar{\theta}_{\text{all}}$ was higher, S_r tended to locate around the center of the headwater catchment.

Keyword: headwater catchment; time domain reflectometry (TDR); soil moisture; temporal stability; sample size; representative sample

目錄



謝辭	i
摘要	ii
Abstract.....	iii
目錄	iv
圖目錄	vi
第一章、 研究背景	1
1.1 集水區尺度土壤水之研究	3
1.1.1 半變異數分析與空間結構	3
1.1.2 時間穩定性與代表性樣點	4
1.2 研究目的	7
第二章、 材料與方法	8
2.1 研究樣區	8
2.2 樣區資料調查	9
2.2.1 土壤水分資料	9
2.2.2 環境因子調查	9
2.3 資料分析方法	12
2.3.1 時間穩定性分析	12
2.3.2 決定樣本數量	13
2.3.3 含水率時間穩定性與環境因子之相關性分析	14
第三章、 含水率與環境因子測量結果	15
3.1 土壤含水率時間變動與空間分布	15
3.2 土壤含水率時間穩定性分析	17
3.3 不同位置的含水率時間穩定性	18
3.4 環境因子空間分布	20
3.4.1 土壤物理性質	20
3.4.2 地形	21
3.4.3 植生分布	21
3.5 小結	23

第四章、 多少的樣點數足以估計源頭集水區平均含水率？	24
4.1 以系統取樣估計平均含水率需要多少樣本？	25
4.2 考慮時間穩定性時，估計平均含水率需要多少樣本？	27
4.3 小結	32
第五章、 何處的含水率測量結果較具有代表性？	33
5.1 方法一、以環境因子為線索	34
5.1.1 環境因子與時間穩定性的相關性	34
5.1.2 環境因子對代表性樣點分布的影響	35
5.2 方法二、以坡地區位為線索	40
5.3 乾濕情況下的差別	42
5.4 小結	45
第六章、 結論	47
參考文獻	49



圖目錄



圖 2.1 集水區尺度觀測樣區位置及地形。	8
圖 2.2 系統採樣樣點分布圖。	13
圖 3.1 集水區尺度含水率時間序列與空間分布。	16
圖 3.2 各樣點含水率相對差異的平均值($\bar{\delta}_i$)及標準差 $\sigma(\delta_i)$ 。	17
圖 3.3 時間穩定性分析結果($\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS) 的空間分布圖。	19
圖 3.4 土壤孔隙率與飽和水力傳導度的空間分布。	20
圖 3.5 坡度、集流面積及地形濕度指數(TWD)的空間分布。	21
圖 3.6 加權植生密度及加權斷面積的空間分布。	22
圖 4.1 系統取樣樣本數量與平均值估計的關係。	25
圖 4.2 線性迴歸參數、殘差平方和與系統取樣點數量的關係。	26
圖 4.3 時間穩定性分析取樣點與全樣區平均含水率的時間變化。	27
圖 4.4 利用時間穩定性選點之含水率估計值與樣區平均含水率的線性關係。	28
圖 4.5 線性迴歸參數及殘差平方和與時間穩定性選取樣點數量的關係。	29
圖 4.6 選取 ITS 最大的樣點時，線性迴歸參數與樣點數量的關係。	31
圖 4.7 不同取樣法估計樣區平均含水率所需的樣本數。	32
圖 5.1 環境因子與 $\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 的相關性及斯皮爾曼序位相關係數(r_s)。	35
圖 5.2 各環境因子間的相關性及斯皮爾曼序位相關係數(r_s)。	37
圖 5.3 ITS 最小、ITS 最大的前 5、10、20、30 個樣點與其對應的環境因子。 ..	39
圖 5.4 依相對差異分析結果選出之各類樣點的分布位置。	41
圖 5.5 ITS 最低及最高的 10 個樣點在不同乾濕狀態下的分布位置。	44
圖 5.6 環境因子對時間穩定性的影響。	45
圖 5.7 代表性樣點的分布特性。	46

第一章、研究背景

土壤水雖然只占全球水資源中極小的比例，但卻是陸域水文中重要的一環，不僅提供了陸生植物所需的水分來源，並與土壤中的化學、生物化學反應以及土壤的物理性質及土砂移動有著密切的關係。在區域尺度下，土壤水的分布及移動由於農業灌溉、生活用水等水資源的需求及汙染物傳遞的監測而受到重視。集水區尺度下，尤其在水文過程受飽和漫地流主導的地區，土壤水是降雨逕流反應最主要的控制因子(Dunne and Black., 1970)。

根據觀測頻率及測量間距的選擇，對土壤水空間分布及影響因子的解釋會有所差異(Lin, 2006; Molina et al., 2014)。過少的測量樣本可能難以詮釋實際的現象，過多的樣本數則會造成人力及金錢上的浪費，因此依據研究尺度選擇適當的樣本數及測量方法是實驗設計及研究分析的重要議題。過去土壤水觀測的發展背景可區分為兩個方向：小範圍的單點測量及廣域的衛星遙測。單點測量最早係因為農業需求而被廣泛應用於田野尺度土壤水的調查，衛星遙測則促進了學界對全球、大陸及流域範圍的大尺度水文循環過程的認識，介於兩者中間的集水區尺度則較少被研究，而成為觀測尺度上的缺口(Robinson et al., 2008)。近年來集水區尺度(0.1-1 km²) (Zielinski, 2002)的水文過程在水文學、生態水文學及生物化學的領域皆成為研究者感興趣的議題，因此其觀測方法的建立及資料的分析就顯得格外重要。而位於一級河上游的源頭集水區(headwater catchment)具有水文變動敏感(Tsuboyama et al., 2000)、土砂及岩層移動旺盛(Tsukamoto et al., 1982)、養分運輸盛行(Luxmoore et al., 1990)等特性，作為最基本的水文單元而被廣為研究。

源頭集水區土壤含水率(θ)的分布及變動同時受到地形、植生分布及土壤性質等環境因子所影響而具有強烈的空間變異，此測量尺度下，高密度的儀器設置昂貴而缺乏可行性，建立以少量樣點推估土壤水的整體變化的觀測法將有助於瞭解源頭集水區的水文過程。野外研究通常透過系統取樣的方式來設置樣點進行測量，但以系統取樣決定樣點時，即使固定各樣點的間距，根據樣點位置的不同，仍可

能影響測量結果的準確性(Vanderlinden et al., 2012)。若能透過 θ 與環境因子與坡地區位的相關性，找出測量結果較能夠代表樣區整體變化的樣點，將可建立更有效率的觀測系統，進一步了解源頭集水區的水文過程。





1.1 集水區尺度土壤水之研究


過去集水區尺度的土壤水觀測受限於大量的勞力、測量儀器及時間需求而難以進行，近年來由於自動記錄設備的發展、儀器網路的建立以及新測量技術的應用而得以實現。利用攜帶式測量裝置及透地雷達(ground penetrating radar, GPR)、電磁感應(electromagnetic induction, EMI)等非侵入式測量設備，也讓大範圍的土壤水測量變得可行。然而，雖然 GPR 已被成功運用於集水區 θ 的觀測(Huisman, 2003)，但仍有其限制：包括在黏土及導電性強的土壤中運作不良，灌叢茂密造成的接觸問題以及資料詮釋上的複雜性。而 EMI 的運用係假設孔隙率、有機質及黏土含量皆為均一(Robinson et al., 2008)，因而無法廣泛應用到異質性較高的區域。相較於前述兩者，攜帶式測量裝置(如手持式土壤水分計)受到環境因子的影響較少，雖然對勞力的需求仍高，卻已有效減少了大面積測量所需的成本，因此成為集水區尺度下常用的測量方法。 θ 空間分布的特性與隨時間的變化可利用空間結構與時間穩定性分別描述，分別說明如下：

1.1.1 半變異數分析與空間結構

資料的空間結構(spatial structure)可利用半變異數 (semivariogram)進行分析，半變異數分析是一種地理統計方法，藉由分析區域變數在一定範圍內的變化量來討論資料的空間歧異度。其分析流程是將測量範圍內的所有測點，兩兩配對求得樣本變異圖(sample variogram)，依照樣點間距的不同，計算各間距的半變異數，並以各種函數模型加以模式化，常用的模型有線性(linear)、指數(exponential)、球狀(spherical)、高斯(Gaussian)模型等。

半變異數會隨著樣點間的距離而增加，當半變異值上升到一定程度時，其值會趨緩或呈現定值，該數值稱為基值(sill)，到達基值所需的最小距離則稱為影響範圍(range)，距離為 0 時的半變異值則稱為碎塊效應(nugget effect)，代表空間雜訊。其成因可能為測量誤差或是缺乏間距較短之配對觀測值。

Liang et al. (2014)利用半變異數指數模型分析了粗坑溪源頭集水區深度 0-12 及 0-20 cm 土壤 θ 的空間結構，擬合的結果皆表現出明顯的 sill，顯示其空間分布




是具有連續性的。各次調查結果的 nugget、sill、range 隨著 $\bar{\theta}$ 的上升而增加，nugget 及 sill 在 0-12 及 0-20 cm 的變化趨勢相似，當 $\bar{\theta}$ 上升到 0.25 (cm^3/cm^3)以上時，range 的增加幅度會急遽上升。Brocca et al. (2007) 亦指出半變異數的 range 隨著 θ 上升而增加，而經過長期的乾燥後，則會表現出較小的 sill 和 range。顯示在越濕潤的情況下， θ 變化的空間連續性越明顯、空間結構強；而在乾燥的情況下， θ 變化的空間連續性低，空間結構弱。取樣數量對空間結構的影響是顯而易見的，關鍵在於多少樣本才足以代表樣區的空間結構。Liang et al. (2014)將 470 個測量樣點分成 2 組、4 組、8 組分別進行半變異數分析，結果顯示 253 個樣點仍能表現與 470 個測量樣點相似的空間結構，當樣點繼續減少，便無法表現出 θ 的空間結構。

Grayson et al. (1997) 比較乾季與濕季的分析結果，指出隨著濕潤條件的改變， θ 空間分布模式受到不同的環境因子所影響：在乾燥條件下受到局部控制因子(例如：植生、土壤性質、局部地形起伏)所影響；在濕潤的條件下則受到非局部的控制因子(例如：集水區地形)所影響。地形是影響 θ 空間結構的最主要因子，Brocca et al. (2007) 的結果指出在平地的 θ 分布並未表現出空間結構，可假設為常態分布，而在坡度明顯的地區， θ 的空間結構明顯。Brocca et al. (2007) 與 Liang et al. (2014) 皆指出 θ 的空間結構具有異向性(anisotropy)，沿地表逕流路徑(或飽和帶)方向的 range 較大。Liang et al. (2014) 更進一步指出異向性在乾燥期間較為明顯。在植生的影響方面，Baroni et al. (2013)指出在相對乾燥的情況下， θ 與葉面積指數(leaf area index, LAI)表現出相似的空間結構及分布模式，LAI 較大的區域具有較高的 θ ，顯示植生抑制了土壤水的蒸發而使土壤在乾燥時保有較高的 θ 。

1.1.2 時間穩定性與代表性樣點


Vachaud et al. (1985) 將時間穩定性(temporal stability) 定義為在某一點所測得的土壤含水率測量值在不同次取樣的變動程度。若某一測點的時間穩定性高，表示在不同時間的調查中，該點的測量值在機率分布函數中的排序是穩定而鮮少變動的，亦即其變化趨勢與樣區的平均值一致。此概念強調土壤水文性質與空間、時間尺度之間的交互作用以及與土壤、地形的關係，反應了空間結構在時間上的



持續性(Kachanoski and de Jong, 1988)。運用此觀念，可從取樣結果中分別找出代表平均值、標準差及極端值的樣本，進而用少數的代表性樣本取代大量樣本。分析方法包括：頻率分析(Frequency distribution)、斯皮爾曼序位相關係數(Spearman rank correlation coefficient)、相對差異法(Relative differences approach)。Vachaud et al. (1985) 的研究結果顯示，頻率分析可以找出具有時間穩定性並可代表 $\bar{\theta}$ 和標準差的樣點，然而其樣區位於平坦的校園內，屬於均質的環境，當樣區地形起伏明顯時，頻率分析便難以適用(Brocca et al., 2009)。斯皮爾曼序位相關係數(r_s)可用來比較兩項變因排序的相關性，常被應用於各種野外測量結果的相關性分析，包含含水率時間穩定性在內。 r_s 值越小代表各點的排序在兩次測量之間的變化微弱，即 θ 具有相似的空間分布，此法可反映樣區的空間分布模式是否具有時間穩定性(Vachaud et al., 1985)。但是利用此分析方法則無法進一步探討樣區內環境的空間變異對含水率時間穩定性的影響。相對差異法常被用來判定某一樣點的測量結果能否代表樣區的平均變化，並被廣泛用於坡地及集水區尺度的研究。

Brocca et al. (2009)利用 r_s 分析三個集水區的含水率時間穩定性，其結果顯示在平均坡度較高的集水區具有較高的 r_s 值，Mohanty and Skaggs (2001) 的研究結果亦支持此看法。Grant et al. (2004)利用相對差異法及 r_s 的分析結果，指出源頭集水區在不同年之間的 θ 空間分布具有時間穩定性。Penna et al. (2013)利用坡地尺度(0.46 與 0.47 ha)的測量結果，指出在不同深度(0-6、0-12、0-20 cm)下，以相對差異法篩選出的代表性樣點可以代表不同深度的 $\bar{\theta}$ ，在不同次取樣中測得的 θ 與樣區的 $\bar{\theta}$ 表現出高相關性($r^2 > 0.9$)。Lin (2006)利用相對差異法分析了森林集水區(7.9 ha)不同土壤深度範圍內(0-6、11-29、51-69、91-109 cm) θ 的時間穩定性，結果顯各深度代表性樣點的分布位置並不相同。

Vanderlinden et al. (2012) 整理了 θ 時間穩定性的相關研究，指出影響時間穩定性的因素包括觀測的時間及空間尺度、使用的儀器及設置密度，以及土壤深度與厚度、土壤性質、植生、地形、氣候等環境因子。過去關於土壤性質對時間穩定性的影響多針對土壤質地(Vachaud et al., 1985; Mohanty and Skaggs, 2001; Cosh et



al., 2008) 及土壤厚度(Zhu and Lin, 2011)進行討論，對於孔隙率及水力傳導度的研究較少(Ranney et al., 2015)。生長季時，時間穩定性受到植物根系影響而改變，植生對 0-20 cm 土壤含水率的時間穩定性影響顯著(Gómez-Plaza et al., 2001)。Wang et al. (2015)指出植物根系的存在加劇了土壤含水率的空間變異，因此有植生的地點含水率時間穩定性較低，且其影響在淺層土壤(30 cm)較深層土壤(100 cm)顯著。

Grayson et al. (1997) 將地形及氣候歸類為非局部的控制因子，其影響在觀測尺度較大時較顯著。Brocca et al. (2009) 利用相對差異法(Vachaud et al., 1985)評估集水區內個位置的時間穩定性，並利用多元回歸分析探討含水率相對差異(δ_i)與海拔、坡度、與河道的距離、集流面積等地形因子的關係，發現集流面積最能解釋 δ_i 的變化，而海拔、坡度與 δ_i 之間也呈現負相關(r_s 分別為-0.48、-0.40)，在坡度變化明顯的樣區中，代表性樣點所處的海拔與坡度與樣區平均相似，而在平坦的樣區中則可視為隨機分布的結果。除此之外，許多研究亦指出地形是影響時間穩定性的重要因素(Grayson et al., 1997; Famiglietti et al., 1998; Western et al., 1999)。Lin (2006) 利用時間穩定性分析土壤深度 1.1 m 土壤水分蓄積量，結果顯示

較能代表森林集水區平均值的樣點位於沖蝕溝，代表乾燥及濕潤極端狀態的樣點則分別位於坡頂及谷底，顯示時間穩定性受到坡地區位所影響。Grayson and Western (1998) 根據現地觀測的結果，認為具有代表性的樣點應出現在主要影響因子較為「平均」的地點，例如地形平坦處，但該研究並未詳細分析各環境因子的影響。

歸納前人的研究結果，可得知 θ 的分布及時間穩定性是各項環境因子共同作用下的結果，當樣區內某項因子在空間上較為均質，則其影響較不顯著(Ranney et al., 2015; Wang et al., 2015)。各因子影響的比重隨著樣區環境的不同而有所變動，並不能清楚定義出絕對優先的控制因子，只能從各因子間相對的影響強弱來區分主要與次要的控制因子。



1.2 研究目的

以上前人研究結果顯示源頭集水區內濕潤帶之間的連接性、環境因子對含水率分布的影響及地表逕流等水分移動過程的發生皆受到空間上平均含水率的高低所影響，其中表層土壤含水率對降雨及逕流的反應最為直接，因此取得某一時刻源頭集水區的表層土壤平均水分狀態將有助於了解整體空間分布的趨勢及可能的水文過程。平均含水率可透過大量樣本的高密度測量來取得，倘若欲進行長期觀測，考慮到金錢及人力成本，以少量樣本的進行估計是較為經濟而有效率的作法。本研究以 Liang et al. (2014)的高時空解析度調查資料為基礎，分析源頭集水區表層平均含水率與樣點數量及測量位置的關係，討論並回答以下問題：

(1) 多少樣本才足以估計源頭集水區表層平均含水率？

減少測量的樣點可以降低測量成本，但樣點過少可能提高估計誤差，本研究利用時間穩定性分析結果及系統取樣法選出不同數量的樣點，比較樣本數不同時測得的平均含水率估計值與高密度實測值的相關性，探討以兩種方法進行取樣時，分別需要多少樣點才足以估計源頭集水區的平均含水率。

(2) 何處的含水率測量結果較具有代表性？代表性樣點的分布是否具時變性？

解決了樣本數的問題之後，接下來必須思考的是採樣位置的問題，由於源頭集水區環境因子強烈的空間變異，當取樣數量龐大時，取樣位置的影響可能較不顯著，當取樣數量減少時，取樣的位置是否具有代表性可能大幅影響估計結果的準確性。前人研究指出土壤含水率時間穩定性受到環境因子及坡地區位所影響，但對於代表性樣點的分布機制未有明確的結論，本研究藉由分析時間穩定性與各環境因子及坡地區位的相關性，嘗試瞭解代表性樣點的分布特性，並分析乾溼條件對其分布特性之影響。

第二章、材料與方法



2.1 研究樣區

研究樣區位於宜蘭縣員山鄉粗坑溪源頭集水區(24°45'42"N, 121°35'45"E)，該樣區屬於林業試驗所福山研究中心所管轄(圖 2.1 a)。地處暖溫帶，年均溫 18.5 度，終年有雨，平均年雨量為 4240 mm，其中 25% 來自颱風 (林登秋，2012)。母岩屬於板岩質頁岩或板岩，土壤性質參照美國分類，可歸類至簡育濕潤極育土 (Hapludults)、低鹽基淡色弱育土 (Dystrochrepts)、濕潤砂質新成土 (Udipsamments)，濕潤正常新成土 (Udothents) 等亞土類 (林光清等，1996)。

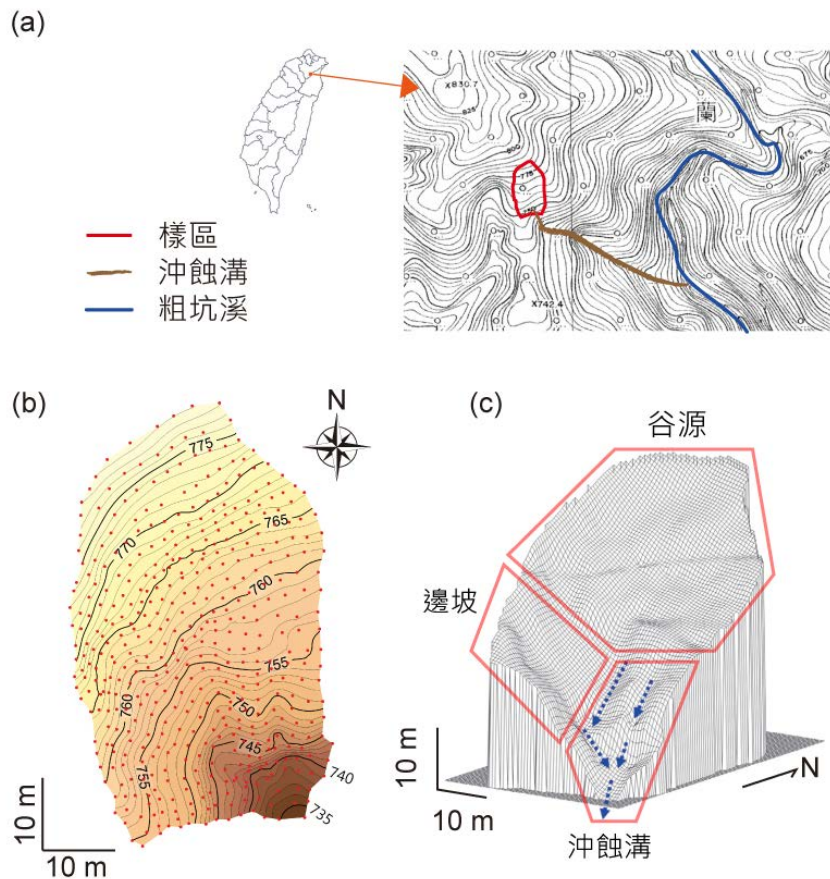
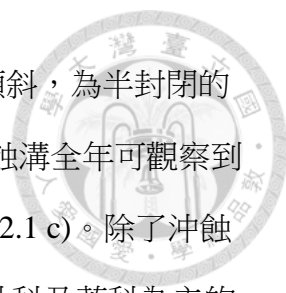


圖 2.1 集水區尺度觀測樣區位置及地形。(a)粗坑溪源頭集水區的地理位置；
(b)樣區等高線圖，紅點為地表微地形測量的樣點；(c)樣區 3D 地形 (修改自 Liang et al. (2014))。

在建立樣區的階段，利用雷射測距儀對 470 個測點進行地表微地形進行高精度的測量(圖 2.1 b)，測點大致上成均勻分布，間距約為 2 m。樣區面積為 0.15 ha



南北長 59 m，東西寬 35 m，地形走勢由西北方的稜線向東南傾斜，為半封閉的集水區，地形陡峭，平均坡度為 41.4°。樣區東南方的兩條小沖蝕溝全年可觀察到地表逕流，兩者匯流成一條較大的主沖蝕溝，向下流入河道(圖 2.1 c)。除了沖蝕溝以外，全樣區披覆喬木、灌木及草本植物，林相為樟科、殼斗科及茶科為主的常綠闊葉混合林。

依照地表地形，本樣區大致可分為三個地形單元，其一是位於樣區東側及北側，由稜線及緩坡組成的谷源(valley head)，其二是位於樣區東南側，常年可觀察到地表逕流，地表沖蝕劇烈的沖蝕溝，其三則是位於谷源及沖蝕溝之間，地形陡峭的邊坡，登山步道沿海拔 765 m 由西南向東北橫跨本樣區，谷源東南側，海拔 755 m 處有一塊疑似因地滑而形成的平台。

2.2 樣區資料調查

2.2.1 土壤水分資料

為了解土壤含水率(θ)的空間變異，本研究在前述微地形測量時建立的樣點上利用手持式土壤水分計(HydroSense II, Campbell Scientific, USA) 測量表層土壤的 θ ，該儀器為一時間領域反射儀(time domain reflectometer, TDR)，其原理係測量電磁訊號在已知長度探針上的傳輸時間，計算土壤的誘電係數(dielectric constant)，誘電係數受到土壤中水分含量的多寡所影響，透過率定式可換算出土壤之體積含水率。HydroSense II 使用之校正式係由儀器開發商自行率定並儲存於儀器本體。Liang et al. (2014)於 2012 年 7 月至翌年 8 月進行 12 次調查，調查間隔約一個月，每次調查均使用長度 12、20 cm 的探針測量 470 個樣點表層 0-12 及 0-20 cm 土壤含水率的空間分布，樣點位置與微地形測點相同。由於該研究指出 0-12 及 0-20 cm 的含水率空間分布並無顯著的差異，故本研究採用其中 0-12 cm 的 θ 資料，刪去其中 11 個資料不完整之樣點，保留 459 個樣點的資料進一步分析。

2.2.2 環境因子調查

2.2.2.1 土壤物理性質

2014 年 8 月至翌年 2 月先後採集了 239 個 100 ml 的未擾動土壤樣本，測量土壤孔隙率及飽和水力傳導度(saturated hydraulic conductivity, K_s)。孔隙率的測量方

法係將各土壤樣本浸泡 24 小時使其飽水後秤得其飽和重，再將其置於烘箱，以 105°C 烘烤 24 小時後秤得絕乾重，以飽水重與絕乾重相減，即得到各土壤樣本的孔隙率。 K_s 值係於土壤樣本飽水後烘乾之前，以變水頭排水試驗測量。水力傳導度在土壤不飽和時為含水率的函數，但土壤的 K_s 則不受含水率所影響，可視為土壤的固有性質。土壤樣本的採集與分析共分 3 次完成，每次採集約 80 個樣本，採集深度為地表下 10-15 cm。 K_s 值的測量僅對第三次採集的 84 個樣本進行。

2.2.2.2 數值地形

本研究利用雷射測距儀(TruPulse 360B, Laser Technology, USA)測量樣區內 13 個測站與 470 個樣點之間的相對座標及高程差，並以 GPS 測得各測站的絕對座標，透過軟體 Surfer 10 (Golden Software, USA)中預設的 Kriging 演算法建立地面的網格狀數值高程模型(digital elevation model, DEM)，DEM 網格的空間解析度設定為 2 m × 2 m，並採用 Tarboton (1997)提出的 D-infinity 法，計算坡度、集流面積 (contributing area, CA)及地形濕度指數(topographic wetness index, TWI)三項因子，以評估地形對 θ 及其時間穩定性的影響。TWI 係以地形起伏推估在穩態(steady state)下，地面上任一區域匯集水流之能力(Beven and Kirkby, 1979)，其計算式為：

$$TWI = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) = \ln\left(\frac{CA/b}{\tan\beta}\right) \quad (\text{式 1})$$

其中 a (cm)為目標網格的比集流面積，即目標網格的 CA (cm²)除以該網格流出口的寬度 b (即網格寬度 200 cm)， $\tan\beta$ 是該網格往四周移動的最大坡度。

CA 代表任一網格的潛在水分供給面積，可用以推估潛在水分供給量，一般而言，越接近稜線、坡頂或微地形相對隆起的區域 CA 越小，而越靠近坡腳及地形凹陷處，具有越大的 CA。坡度則可假設為水分在地表及土壤的水力梯度，而與地表逕流的流速有關。TWI 將以上兩者結合，推估各網格水分輸入量與輸出量的比例，當輸入量高於輸出量越多，則 TWI 越大，表示水分越容易在該區域累積。

2.2.2.3 植生分布

2014 年 11 月至翌年 1 月對樣區內林木的分布位置及基部直徑進行了調查及

記錄，記錄對象為周長大於 10 cm 者。為了探討植生大小及分布對各θ測量樣點是否有影響，參考 Tromp-van Meerveld and McDonnell (2006)的分析方法，分別以加權植生密度(weighted vegetation density, Wvd)與加權斷面積(weighted basal area, Wba)評估各樣點受植生的影響。各樣點的 Wba 及 Wvd 係利用式 2 計算：

$$Wba = \sum_{i=1}^n ba \times e^{-L}$$

$$ba = 1 \rightarrow Wba = Wvd$$

(式 2)

ba 是樣區內基部周長>10cm 各植株的基部面積(basal area, m²)，e^{-L}用來表示各植株的權重，e 代表自然對數的底數，L 是植株與測量樣點的距離(m)，L 越大則權重越小，亦即距離越遠的植株，對於樣點的影響就越小，Wvd 的計算方式則僅考慮樣點周圍的植株數量與距離的影響，而不考慮各植株的基徑大小，即設定 ba = 1。



2.3 資料分析方法

2.3.1 時間穩定性分析

本研究利用 Vachaud et al. (1985)提出之相對差異法來分析 θ 的時間穩定性。相對差異(δ_{ij})的定義為：

$$\delta_{ij} = \frac{\theta_{ij} - \bar{\theta}_j}{\bar{\theta}_j} \quad (式 3)$$

$\bar{\theta}_j$ 為單次取樣(j)的含水率平均值，N 為樣點數

$$\bar{\theta}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \theta_{ij} \quad (式 4)$$

在 M 次取樣中，每個取樣點(i)的相對差異之平均值與標準差分別為：

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \delta_{ij} \quad (式 5)$$

$$\sigma(\delta_i) = \sqrt{\frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2} \quad (式 6)$$

$\bar{\delta}_i$ 大於零表示 i 點在測量期間的平均值($\bar{\theta}_i$)大於樣區在測量期間的平均含水率($\bar{\theta}$)， $\bar{\delta}_i$ 小於零表示 $\bar{\theta}_i < \bar{\theta}$ ， $\bar{\delta}_i = 0$ 表示 i 點在測量期間的平均值 $\bar{\theta}_i$ 與 $\bar{\theta}$ 相等， $\bar{\delta}_i$ 越接近 0 表示該點的測量值越接近測量期間的 $\bar{\theta}$ 。 $\sigma(\delta_i)$ 是判斷一地點的 θ 是否具有時間穩定性的主要依據，其值越小(越接近 0)表示時間穩定性越高， $\sigma(\delta_i) = 0$ 時表示該點的 θ_{ij} 與 $\bar{\theta}_j$ 的變化趨勢完全相同。時間穩定係數(Index of Temporal Stability, ITS)同時考慮了 $\bar{\delta}_i$ 與 $\sigma(\delta_i)$ ，ITS 越小(越接近 0)，表示 θ_{ij} 越接近 $\bar{\theta}_j$ 並具有時間穩定性，即其測量結果具有代表性：

$$ITS = \sqrt{\bar{\delta}_i^2 + \sigma(\delta_i)^2} \quad (式 7)$$

2.3.2 決定樣本數量

系統取樣法為一般野外試驗決定取樣位置的常用方法之一。本研究將 459 個樣點測量得到的 $\bar{\theta}$ 視為樣區表層平均含水率的真值($\bar{\theta}_{all}$)，分別利用系統取樣法及時間穩定性的分析結果選取不同數量的樣點，比較估計的準確度是否隨樣本數量增加而提升，以決定所需的樣本數(n)。

系統取樣法係將樣區劃分為 1、3、5、8、10、15、20、30 個面積相近的小樣區，分別於各小樣區進行取樣，並維持樣點在樣區內的均勻分布(圖 2.2)。利用時間穩定性分析結果的選點方式，則是分別選取 $\bar{\delta}_i$ 最接近 0、 $\sigma(\delta_i)$ 最小、ITS 最小分別選出測量值最接近 $\bar{\theta}$ 、最具時間穩定性、以及兼具前兩項特性的若干代表性樣點，以所選樣點的平均含水率作為 $\bar{\theta}_{all}$ 的估計值($\bar{\theta}_{sample}$)。

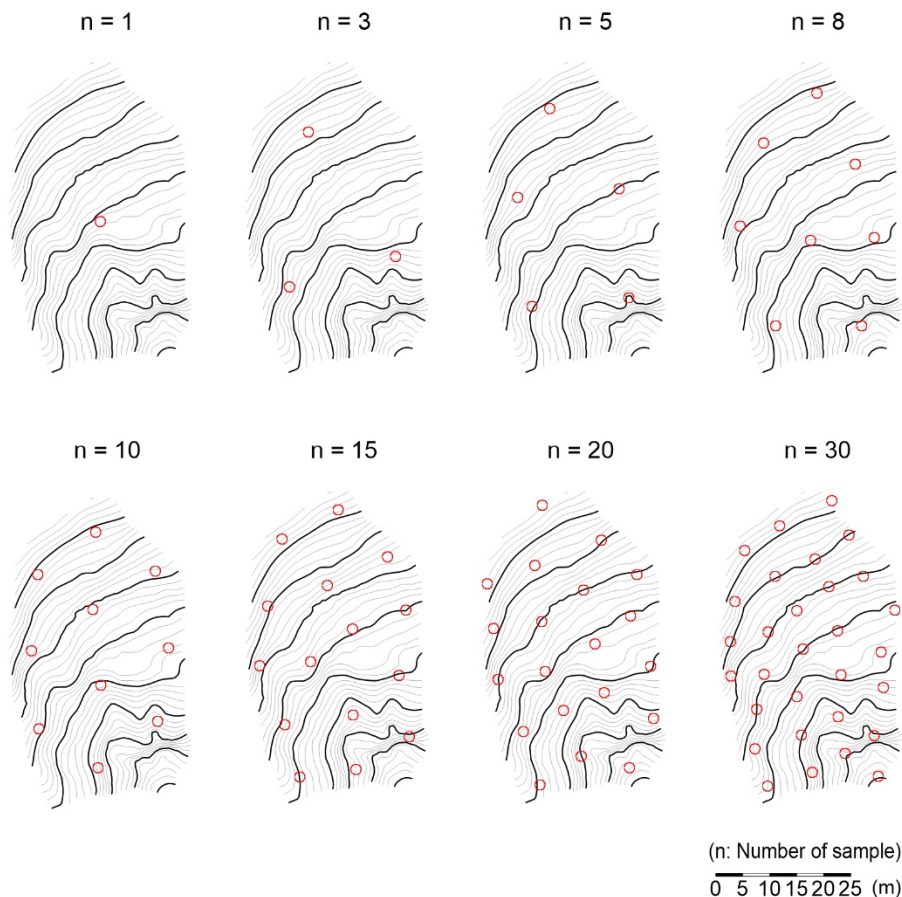


圖 2.2 系統採樣樣點分布圖。

估計結果的準確性係利用 $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 的殘差平方和(residual sum of squares, RSS)來評估，並以 Microsoft Excel 計算線性迴歸式的相關係數(r^2 值)， r^2 的變化可



視為 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 與 $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ 的變化趨勢相似與否的指標，RSS則可比較兩者的數值是否相近。本研究以 $\text{RSS} < 0.01$ 及 $r^2 > 0.98$ 作為判斷樣本數足夠與否的標準。RSS 的計算式如下：

$$\text{RSS} = \sum(\bar{\theta}_{\text{all}} - \bar{\theta}_{\text{sample}})^2 \quad (\text{式 } 8)$$

2.3.3 含水率時間穩定性與環境因子之相關性分析

為探討環境因子對含水率時間穩定性的影響並找出主要的控制因子，本研究分析了 459 個測點的 $\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 與土壤物理性質、地形及植生的相關性，考慮 $\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 與各項環境因子在數值上的相關性低，難以用函數關係來加以描述，故利用斯皮爾曼序位相關係數(r_s)對相關程度進行評估，即不考慮數值上是否相關，僅考慮兩者排序的相關性，計算公式如下：

$$r_s = 1 - \sum_{i=1}^n \frac{d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (\text{式 } 9)$$

其中 d_i 表示 i 點兩變量的序位差， n 表示配對的總數，即測點數， r_s 值的分布範圍係從-1 到 1，絕對值越接近 1 代表相關性越高， r_s 為正值時，兩變量相依遞增，相反地，當 r_s 為負值時，兩變量相依遞減。

其中土壤孔隙率及 K_s 值的測點數分別僅有 239 及 84 個測點，本研究利用 Surfer 10 軟體預設的 Kriging 法插值計算 459 個含水率測點所對應的孔隙率及 K_s 數值以進行相關性分析。計算數值地形所使用的 470 個樣點中，有 11 個樣點的含水率資料不完整，故在分析相關性時將其排除，不列入討論。

第三章、 含水率與環境因子測量結果

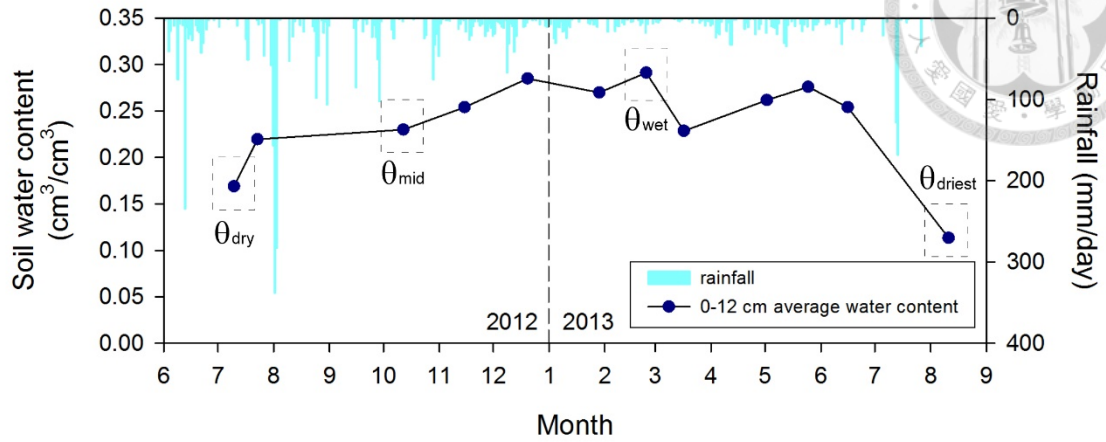


3.1 土壤含水率時間變動與空間分布

測量期間(2012年6月至翌年8月)的降雨量及樣區表層土壤(深度0-12cm)平均含水率($\bar{\theta}_{all}$)如圖3.1 a所示,測量期間內總降雨量為4594.6 mm(平均年雨量為4240 mm),並無明顯的乾季。12次測量中,最乾燥的一次為2013年8月(θ_{driest} , $\bar{\theta}_{all} = 0.113 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$),最濕潤的一次則為2013年2月(θ_{wet} , $\bar{\theta}_{all} = 0.291 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$),在2012年11月到隔年2月的四次測量中,Liang et al. (2014)分析了此樣區的 θ 與30日內累積雨量的相關性,結果指出, θ 與測量前3天內的累積降雨量有最高的相關性,在 θ_{driest} 前3天內的累積降雨量僅有0.2 mm,而在 θ_{wet} 前3天的累積降雨量則有25 mm。

為了說明 θ 空間分布的變化,除了最乾燥與最濕潤的兩次測量(θ_{wet} 、 θ_{driest})外,本研究另選取了2012年7月及10月的兩次測量結果來代表空間分布的過渡情形(θ_{dry} 、 θ_{mid}),四次測量的 θ 空間分布如圖3.1b所示。從 θ 的空間變異可將樣區分為三區,分區1大致包含樣區北側的谷源地形單元,分區2包含西側的稜線及邊坡,分區3包含兩條沖蝕溝及其周邊。乾燥時,分區1的 θ 分布較為均質,但在濕潤的狀況下, θ 則表現出明顯的空間變異,濕潤區域係從零星的點狀分布,漸次發展為帶狀及面狀。相對於其他兩區,區域2始終觀測到較低的 θ ,隨著 $\bar{\theta}_{all}$ 的上升,濕潤帶從本區域外圍向中心發展。無論在乾燥或濕潤的狀態下,區域3皆觀測到較高的 θ ,這是由於沖蝕溝可能受到地中含水層的影響,部分土壤經常維持飽水狀態,並可觀察到地表逕流,隨著 $\bar{\theta}_{all}$ 的上升,點狀分布的濕潤帶隨著彼此的擴張而互相連接, θ 空間變異的連續性因而增強。

(a)



(b)

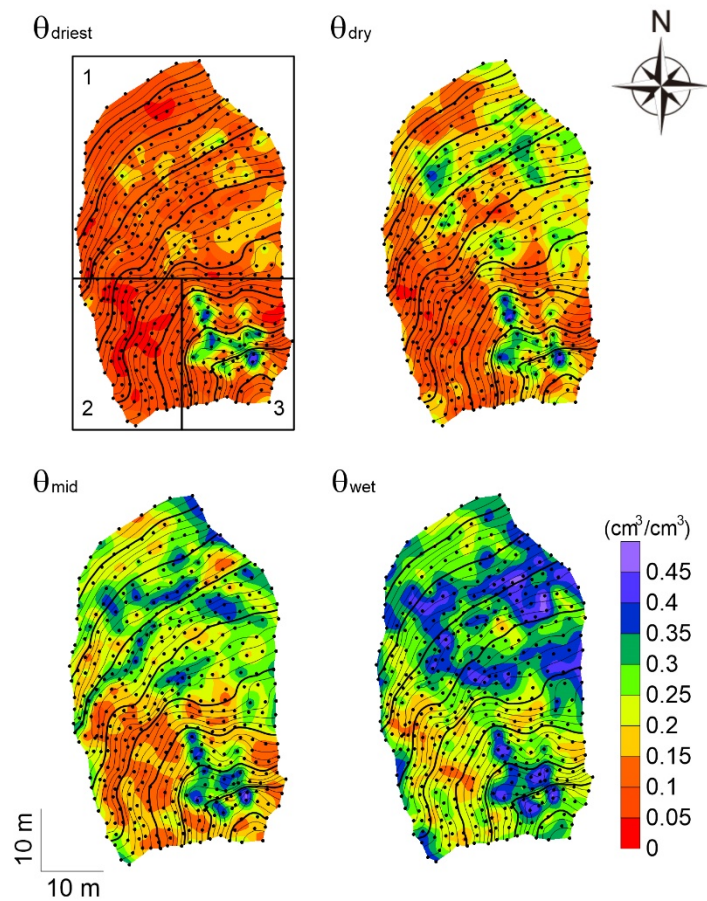
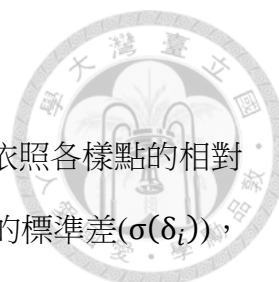


圖 3.1 集水區尺度含水率時間序列與空間分布。(a)測量期間的日降雨及土壤深度 0-12 cm 的平均含水率變化；(b)由乾到濕 4 次測量(θ_{driest} 、 θ_{dry} 、 θ_{mid} 、 θ_{wet})的含水率空間分布，圖中黑點為含水率測量之樣點。



3.2 土壤含水率時間穩定性分析

利用 12 次 θ 的調查結果，計算各樣點的相對差異(δ_i)，並依照各樣點的相對差異平均值($\bar{\delta}_i$)由小至大排序如圖 3.2，並以誤差線標示出各點的標準差($\sigma(\delta_i)$)，由圖中可看出 $\sigma(\delta_i)$ 在濕潤端較大，在乾燥端則較小，最濕潤的數個樣點的 $\bar{\delta}_i$ 與其他樣點間存在明顯的差距，其原因是在最乾燥的一次測量中，這些樣點依然保有較高的 θ 。 $\bar{\delta}_i$ 接近 0 表示在這 12 次調查中測得 θ 值的平均值接近於 $\bar{\theta}$ ，但並不表示兩者的變動趨勢相似，若以單次測量而言，這類樣點的測量結果未必能代表 $\bar{\theta}$ 。具有低 $\sigma(\delta_i)$ 的樣點表示其 θ 與 $\bar{\theta}$ 具有相似的變動趨勢，即具有較高的時間穩定性，在本研究中，這些樣點的 $\bar{\delta}_i$ 多為負值，顯示相對乾燥的樣點具有較高的時間穩定性，而相對濕潤的樣點不具有時間穩定性，其測量結果與 $\bar{\theta}$ 並不存在相似的變化趨勢。低 ITS 的樣點表示其測量結果的平均值接近於 $\bar{\theta}$ ，同時與 $\bar{\theta}$ 具有相似的變化趨勢，其測量結果可代表樣區的平均變化，本研究將這類樣點稱為代表性樣點。

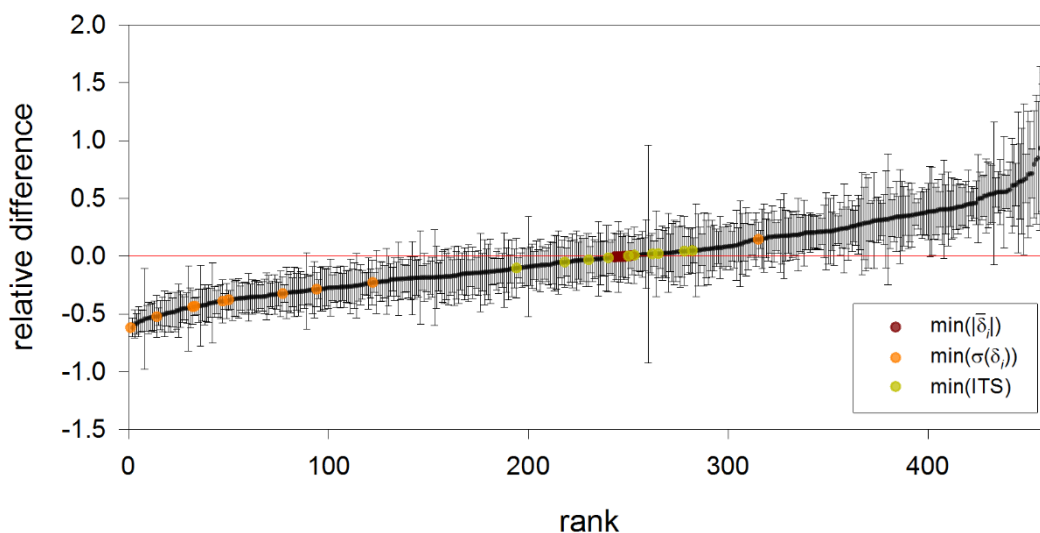


圖 3.2 各樣點含水率相對差異的平均值($\bar{\delta}_i$)及標準差 $\sigma(\delta_i)$ 。依照各樣點的相對差異平均值由小至大排序。以 $(\bar{\delta}_i)$ 最接近 0、 $\sigma(\delta_i)$ 最小、ITS 最小為標準分別選出的 10 個樣點亦標示於圖中。



3.3 不同位置的含水率時間穩定性

$\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 的空間分布如圖 3.3，由 $\bar{\delta}_i$ 的分布可大致將樣區劃分為上下兩部分，上半部除了稜線及平台以外皆屬於相對濕潤的區域，下半部除了沖蝕溝以外的區域則相對乾燥，這些乾燥的區域多為地形相對隆起的坡面， $\bar{\delta}_i$ 接近 0 的區域則零星散布於乾燥與濕潤區域的交界處。

$\sigma(\delta_i)$ 代表各樣點的時間穩定性，分析結果顯示沖蝕溝附近的穩定程度明顯較低，在其兩側及上方的穩定程度較高；而在樣區上半部，穩定程度的分布則未呈現明顯的趨勢，僅有數個樣點的穩定程度較高，這些樣點零星散布於坡面各處。

ITS 為綜合考慮 $\bar{\delta}_i$ 與 $\sigma(\delta_i)$ 的結果，兩者的絕對值大小決定其對 ITS 的影響程度，絕對值較高者具有較大的影響力，就本研究的結果而言，當 $ITS < 0.2$ 時， $\sigma(\delta_i)$ 的影響較大， $0.2 < ITS < 0.5$ 時，兩者的影響程度相當， $ITS > 0.5$ 時， $\bar{\delta}_i$ 的影響較大。由分析結果可看出沖蝕溝附近由於長期相對濕潤且不穩定，因此具有最高的 ITS，而沖蝕溝兩側雖然時間穩定程度高，但由於相對乾燥，ITS 亦偏高，ITS 最低的區域出現在 $\bar{\delta}_i$ 及 $\sigma(\delta_i)$ 均接近 0 的區域，這些區域零星散布於樣區各處，例如樣區中段以及沖蝕溝與邊坡的交界處。

對照 θ 的空間分布，分區 1 的時間穩定性($\sigma(\delta_i)$)介於另兩區之間，且 $\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 皆具有較高的空間變異。分區 2 與 $\bar{\delta}_i$ 及 $\sigma(\delta_i)$ 最低的區域大致重疊，分區 3 沖蝕溝附近的 $\bar{\delta}_i$ 及 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 皆為本區最高，但三項指標在沖蝕溝兩側邊坡皆表現出強烈的空間變異。

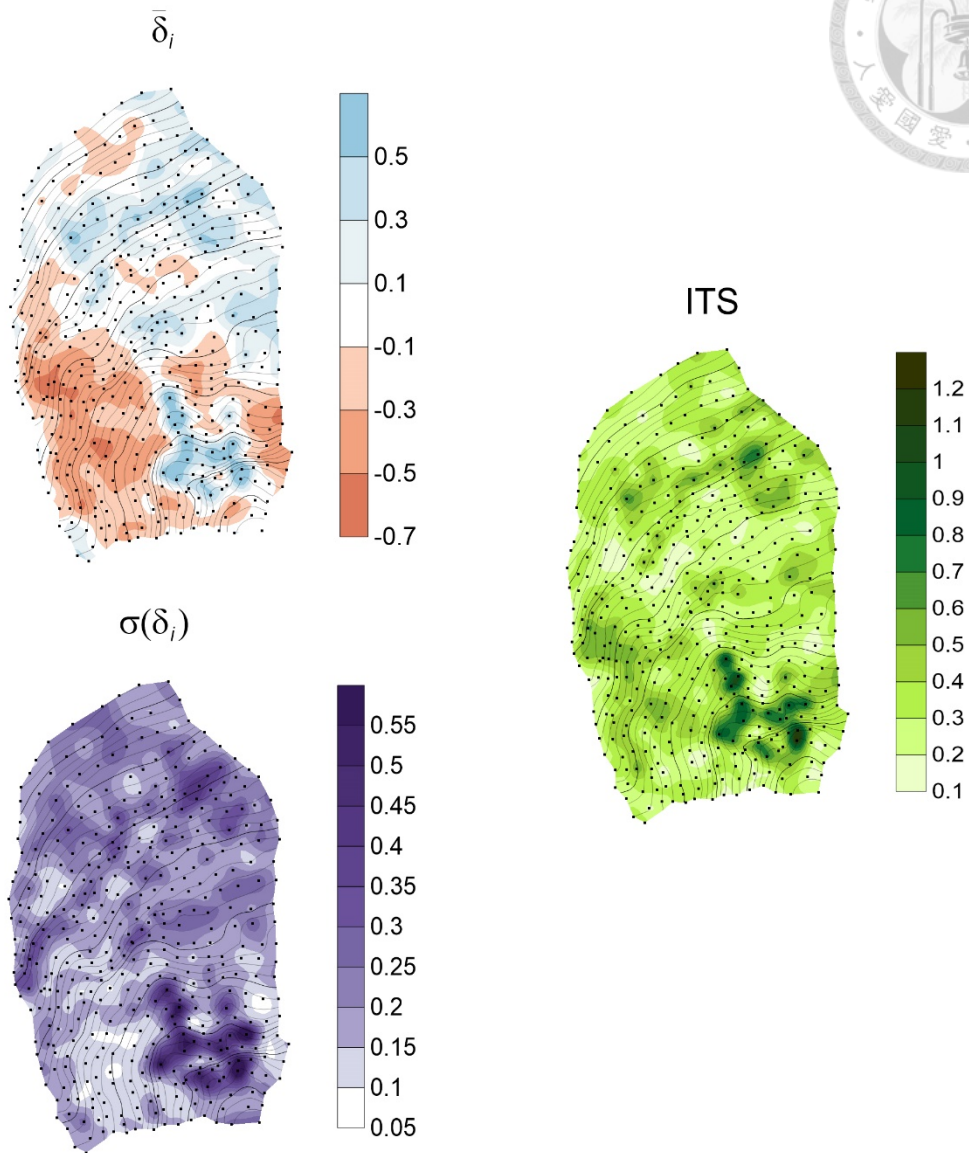


圖 3.3 時間穩定性分析結果($\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS) 的空間分布圖。圖中黑點為含水率測量之樣點。



3.4 環境因子空間分布

根據前人研究，集水區 θ 的變動可能受到土壤、地形及植生所控制，本節以 Kriging 法將土壤物理性質、地形及植生因子的調查結果繪製成空間分布圖，分別闡述各項因子的分布特性。

3.4.1 土壤物理性質

土壤孔隙率及飽和水力傳導度的空間分布如圖 3.4。樣區內土壤孔隙率的變動範圍係從 0.35 到 0.76 cm^3/cm^3 ，平均值及標準差分別為 0.63、0.11 cm^3/cm^3 。主沖蝕溝一帶的孔隙率最低，往沖蝕溝兩側及源頭方向增加，與沖蝕溝及邊坡相比，樣區北側谷源坡面的孔隙率較高，西北側稜線的孔隙率最高。沖蝕溝的低孔隙率可能與該區域土壤多為崩塌後堆積形成且植生分布稀疏有關，沖蝕溝西側邊坡表面多佈滿礫石，孔隙較大，但這些礫石多分布於表層 10 cm 以內，故其下方土壤的孔隙率未較其他區域為高。

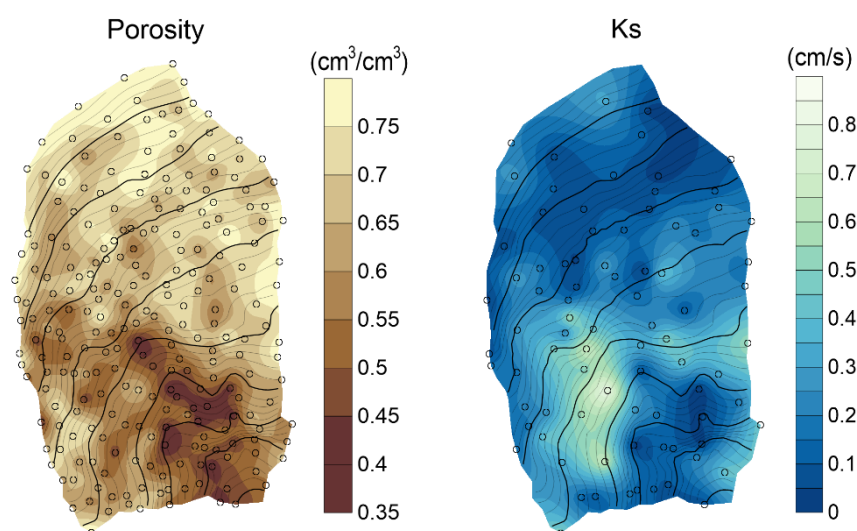


圖 3.4 土壤孔隙率與飽和水力傳導度的空間分布。土壤採樣位置如圓圈所示。

水力傳導度在土壤飽和時為一定值，在不飽和時則為 θ 的函數，本研究欲將水力傳導度視為土壤的固有性質加以討論，故僅測量土壤的飽和水力傳導度 (K_s)， K_s 值的變動範圍從 0.0024-0.83 cm/s 不等，平均值及標準差分別為 0.22、0.18 cm/s ，空間分布趨勢與孔隙率相近，沖蝕溝的 K_s 值最低，西側邊坡最高，谷源的 K_s 值介於兩者之間。沖蝕溝附近的 K_s 值較低，顯示該區域土壤的入滲能力差，因此存



在經常性的地表逕流，西側邊坡的入滲能力最強，因此該處經常保持乾燥，與現場觀測到的現象相符。

3.4.2 地形

利用微地形測量資料計算出樣區的坡度、集流面積(CA)及地形濕度指數(TWI)等三項與水分匯流能力相關的地形因子，其空間分布如圖 3.5。本樣區平均坡度為 41.4 度，變動範圍係從 12.3 到 62.8 度，最大的坡度發生於沖蝕溝東西兩側各有一處疑似崩塌陷落而產生的地形落差，西側稜線亦有 50 度以上的陡坡，樣區中段東側則相對平坦，坡度 < 20 度。位於兩條沖蝕溝及其上緣的 CA 明顯大於其他樣點，此外樣區東側邊界的樣點 CA 亦較大，從廣域的地形上來看，該區域屬於樣區外另一個集水區的範圍。沖蝕溝及樣區中段東側 TWI 較大，稜線的 TWI 最小，兩條沖蝕溝之間的坡面屬於凸坡，水分不易匯集，TWI 亦較小。

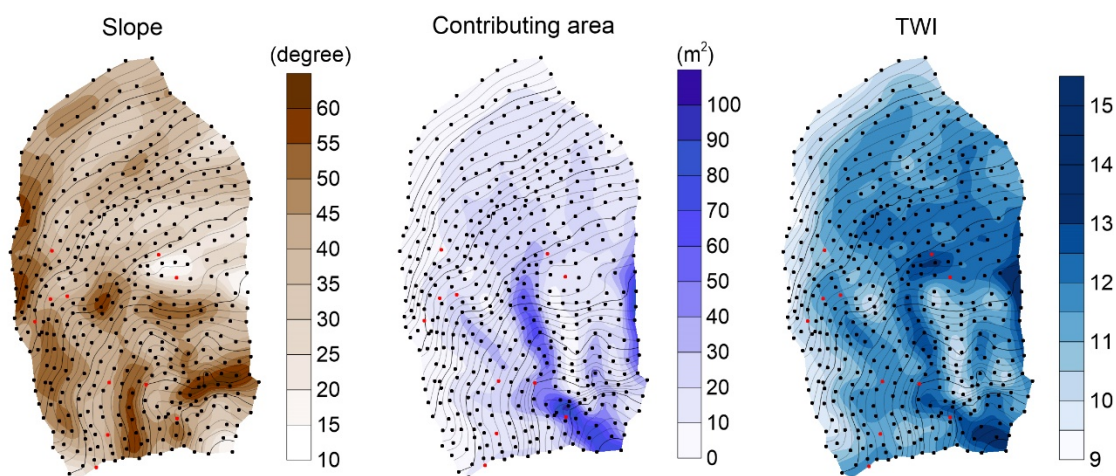


圖 3.5 坡度、集流面積及地形濕度指數(TWI)的空間分布。圖中圓點為地形測量的樣點，紅色點為進行地形測量但未測量土壤含水率的樣點。

3.4.3 植生分布

本樣區內基部圓周在 10 cm 以上的植株共有 519 株，其中以樟科、殼斗科為主的闊葉樹占多數，平均基徑為 16.3 cm(最大：114.6、最小：3.2 cm)，基部總面積為 20.38 m²，林分密度 3460 株/ha，基徑較大的林木多分布於樣區右邊平台以上的區域，樣區西側稜線上林木分布較密集，但基徑多在 50 cm 以下，少有超過

80 cm 者，沖蝕溝及其上方的崩塌帶則幾乎沒有植生，其兩側邊坡則皆有植生分布。

Wvd 與 Wba 的計算結果如圖 3.6。Wvd 不考慮林木基徑的大小，故其推算結果在林木密集的西側稜線較高，谷源東側、北側及平台雖有數株基徑較大的林木但相對稀疏，故 Wvd 較低；Wba 的推算結果中，基徑較大林木的影響則較為顯著，因此平台及谷源東側、北側的 Wba 較高。

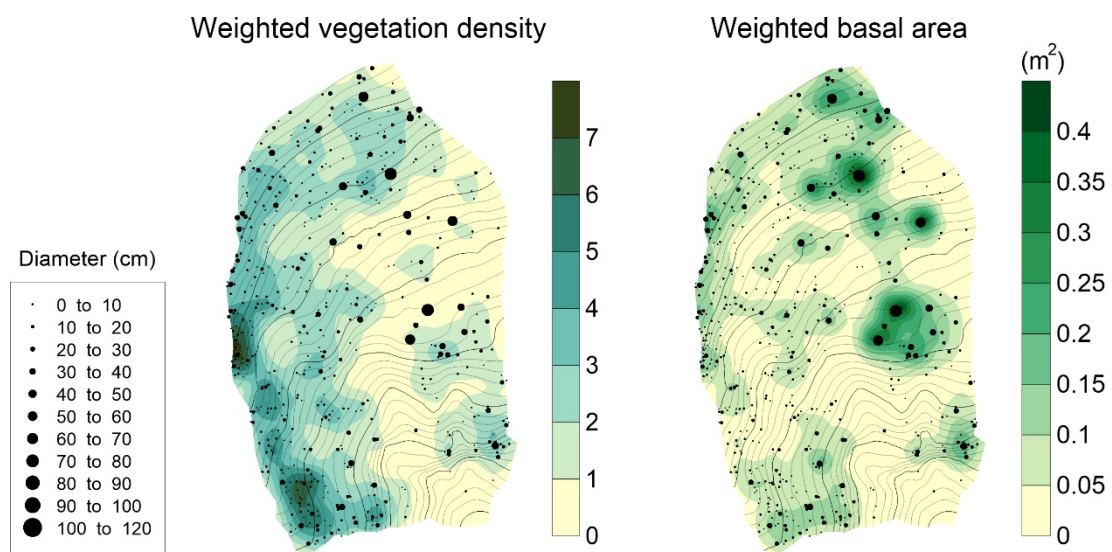


圖 3.6 加權植生密度及加權斷面積的空間分布。植生位置與基部直徑如黑色圓點所示。



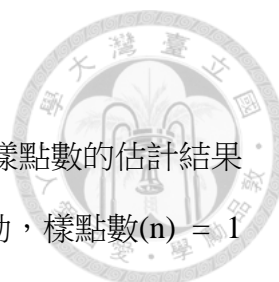
3.5 小結

本節呈現了土壤含水率及時間穩定性分析結果，以及數值地形、土壤物理性質，植生分布的分析結果。依據含水率分布及時間穩定性的分布特性，大致可將樣區分為沖蝕溝、兩側邊坡及稜線、谷源等地形單元，相對於樣區平均含水率，兩條沖蝕溝的含水率始終較高，其變動劇烈而不具時間穩定性，同時沖蝕溝附近的含水率及時間穩定性皆表現出強烈的空間變異。沖蝕溝兩側邊坡相對乾燥，西側邊坡及稜線具有較高的時間穩定性、空間變異微弱。谷源的時間穩定性介於西側邊坡及沖蝕溝之間，含水率空間變異強，與其他區域相比，谷源的含水率隨樣區平均含水率的變動最為顯著。

土壤孔隙率的分布與地形相關，沖蝕溝、邊坡、谷源及稜線三者的邊界大致與孔隙率 0.52、0.6 的界線重合，沖蝕溝具有最低的孔隙率及 K_s 值、較高的 CA 及 TWI，因此常保濕潤，邊坡的 K_s 值最高，入滲能力強，水分不易停留，因而本區較其他區域乾燥。稜線林木生長密集但基徑普遍較小，基徑最大的林木出現於平台及谷源，沖蝕溝幾乎沒有林木生長。

第四章、 多少的樣點數足以估計源頭集水區平均含水率？

源頭集水區本為水文敏感的區域(Tsuboyama et al., 2000)，本樣區高度變動的環境特性更造就 θ 劇烈的空間變異。從水分變動、土壤、地形及植生的分布大致可分別將本源頭集水區分為數個區域，Liang et al. (2014)高密度的 θ 測量結果顯示各個區域的水分變動特性各不相同，但高密度的測量耗時而費力，若不考慮空間變異，僅欲估計樣區的整體水分變化，應可適度的減少取樣數量。以少量樣點的測量估計樣區的整體變化可以提升測量的效率而降低不必要的人力、經濟及時間成本，然而取樣數量的減少時常伴隨誤差的產生，樣點的分布位置亦可能造成不同的估計結果。本章節利用一般常用的系統取樣法及時間穩定性的分析結果選擇樣點，比較取樣數量與估計結果的關係，探討多少的樣點數足以估計源頭集水區表層平均含水率($\bar{\theta}_{all}$)。以 459 個樣點的 θ 平均值做為 $\bar{\theta}_{all}$ ，利用系統取樣與時間穩定性的分析結果選取不同數量的樣本，比較 12 次調查結果中樣本平均數($\bar{\theta}_{sample}$)與 $\bar{\theta}_{all}$ 的殘差平方和(RSS)、線性迴歸參數及相關係數(r^2)隨樣本數量的變化，以判定估計 $\bar{\theta}_{all}$ 所需的樣本數。



4.1 以系統取樣估計平均含水率需要多少樣本？

系統取樣的 $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ 與 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 的線性關係如圖 4.1，所示。在不同樣點數的估計結果中，截距在 0.01 及 0.06 之間變動，斜率則在 0.58 及 1 之間變動，樣點數(n) = 1 時，斜率 < 1，截距 > 0，兩者的線性迴歸結果明顯偏離 1:1 線， $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ 大於 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 且估計誤差隨著 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 的上升而增大。隨著樣本數的增加，斜率漸趨近於 1，截距的變動則無明顯規律。 $n < 10$ 時，截距及斜率的隨樣本數量的改變而明顯波動， $n \geq 10$ 時， $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ 與 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 的線性關係大致趨穩，但斜率仍隨樣本數改變而微幅波動。

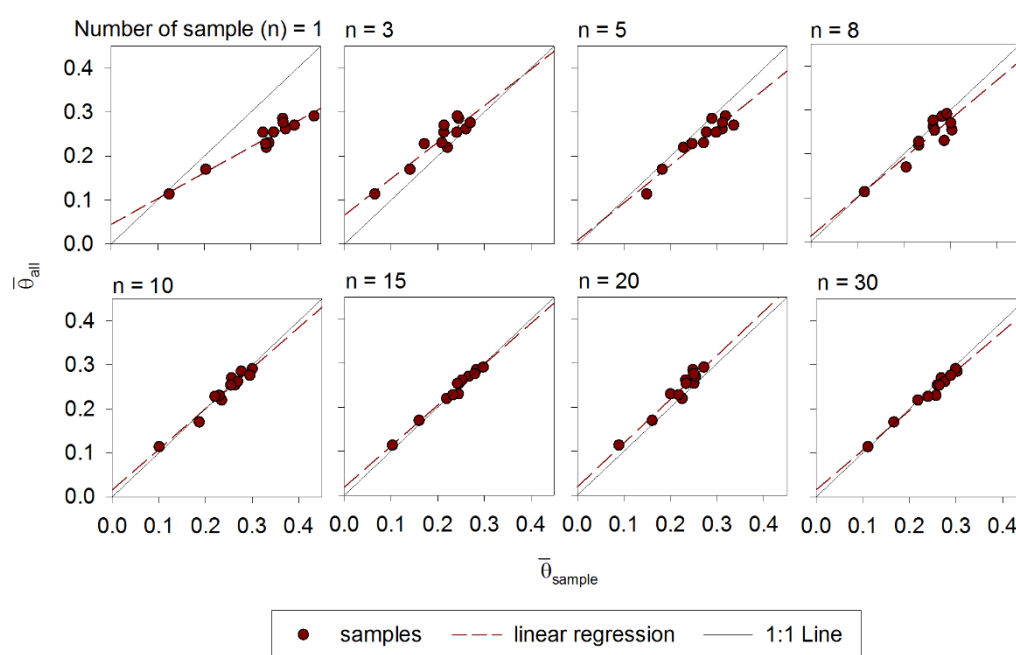


圖 4.1 系統取樣樣本數量與平均值估計的關係。

系統取樣得到的 $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ 與 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 的線性迴歸的斜率、截距、 r^2 及 RSS 隨樣本數的變化如圖 4.2。 $n = 1$ 時的斜率為 0.58，大致隨樣點數增加而提高並趨近 1， $n = 20$ 時其值最接近 1，但隨樣本數增加至 30，斜率卻又降低而再度偏離 1，顯示樣本數的增加未必能提高估計的準確度，還必須考慮測量位置的影響。在各種取樣數 $n < 5$ 時，截距隨樣本數改變而劇烈波動，其波動在 $n > 8$ 以後趨緩並在 0.015-0.020 之間變化。 $n = 1$ 時， $r^2 = 0.93$ ，數值隨樣本數增加而波動，當 $n < 10$ ，變動幅度較大， $n \geq 10$ 時， r^2 的波動幅度減緩但仍未趨近於特定值， $n = 15、30$ 時， r^2 出現



極大值 0.98。RSS 隨樣本數增加而降低，並在 $n \geq 10$ 時趨近於 0。

根據線性迴歸參數及 RSS 的變化，以 $r^2 > 0.98$ ， $RSS < 0.01$ 為標準，系統取樣的樣點數至少需要 15 個以上才能較準確地推估 $\bar{\theta}_{all}$ 。

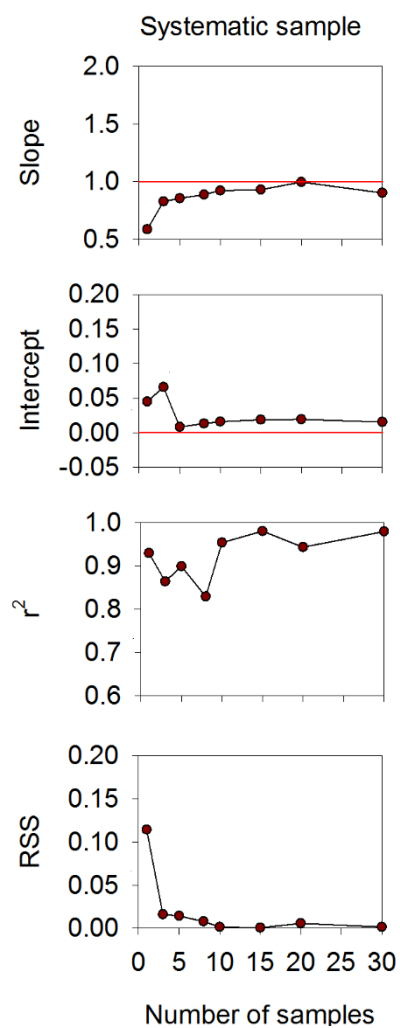


圖 4.2 線性迴歸參數、殘差平方和與系統取樣點數量的關係。橫軸為系統取樣的樣點數，縱軸為取樣點平均含水率與樣區平均含水率線性迴歸的斜率、截距、相關係數(r^2)及殘差平方和(RSS)。



4.2 考慮時間穩定性時，估計平均含水率需要多少樣本？

依據相對差異法分析結果，利用 $\bar{\delta}_i$ 最接近零、 $\sigma(\delta_i)$ 最小與 ITS 最小等三項條件，選出 θ 最接近 $\bar{\theta}_{all}$ 、最具時間穩定性、以及兼具前兩項特性的代表性樣點，12 次調查中 $\bar{\theta}_{all}$ 及以不同數量樣點 ($n = 1、3、5、10、30$)測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 的時間變化如圖 4.3。無論採用何種條件，單一樣點的 θ 皆未與 $\bar{\theta}_{all}$ 表現出良好的匹配性，當樣點數增加至 1 以上，三項條件篩選得到的 $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 的匹配程度皆有所提高。以 $\bar{\delta}_i$ 選出的樣點測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 具有相近的數值，但在各次測量中存在正負不等的誤差，未能準確呈現 $\bar{\theta}_{all}$ 的變化趨勢，使用複數樣點進行估計時， $\bar{\theta}_{sample}$ 的變化趨

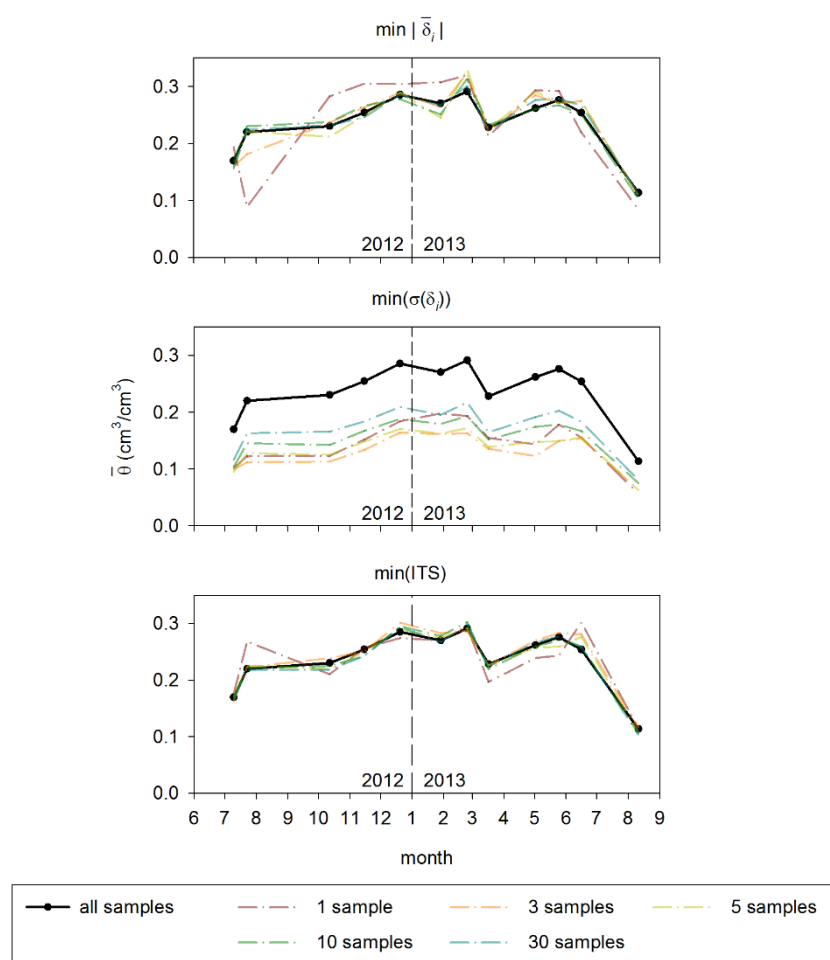


圖 4.3 時間穩定性分析取樣點與全樣區平均含水率的時間變化。比較以 $\bar{\delta}_i$ 最接近零、 $\sigma(\delta_i)$ 最小與 ITS 最小等三項條件所選擇樣點的平均含水率與樣區平均含水率在 12 次調查期間的變化趨勢。



勢並未隨樣本數增加而趨近 $\bar{\theta}_{all}$ 。以 $\sigma(\delta_i)$ 所選樣點測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 具有相似的變化趨勢，但兩者數值差異明顯，隨著樣本數增加 $\bar{\theta}_{sample}$ 數值而不規則變動，與 $\bar{\theta}_{all}$ 變動趨勢相似度逐漸提高，以 ITS 選點的結果中， $\bar{\theta}_{sample}$ 同時具有與 $\bar{\theta}_{all}$ 相近的數值與變化趨勢，且兩者的相似度隨著樣本數增加而提高。

為瞭解樣本數的增加能否增加估計準確度，比較 $n = 1、3、5、10、30$ 在 12 次調查結果中測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 的線性關係如圖 4.4。以 $\bar{\delta}_i$ 為選點標準的估計結果中， $n = 1$ 時的斜率及截距分別為 0.50、0.12，隨著樣本數增加，兩者分別趨近於 0、1，當樣本數由 10 增加為 30 時，斜率及截距無明顯變化，顯示當 $n > 10$ ， $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 的表現出穩定的線性關係而不隨樣本數改變而波動。以 $\sigma(\delta_i)$ 為選點標準的估計結果中， $n = 1$ 時的斜率及截距分別為 1.18、0.06，隨樣本數增加，斜率無明顯

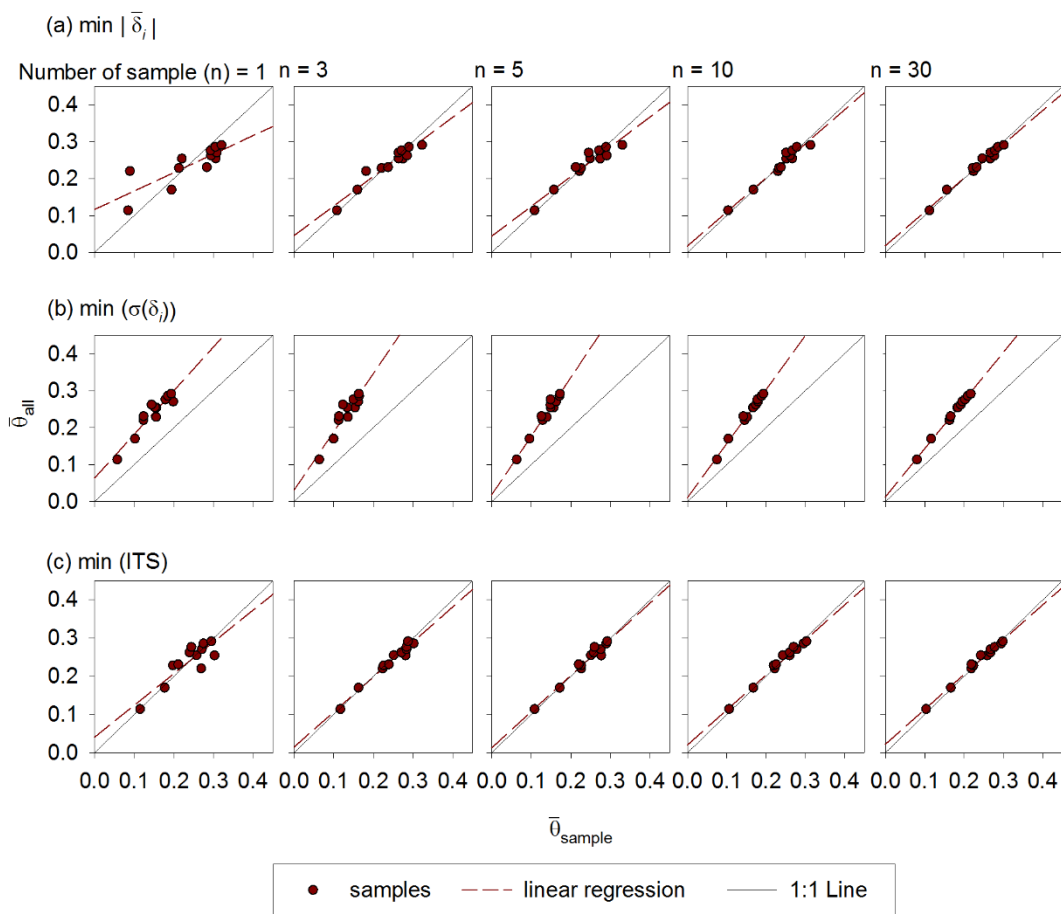


圖 4.4 利用時間穩定性選點之含水率估計值與樣區平均含水率的線性關係。



變化，截距則隨之減小，變動幅度在 $n \geq 5$ 時減緩。以 ITS 為選點標準的估計結果中， $n = 1$ 時的斜率及截距分別為 0.83、0.04，斜率及截距隨樣點數的變化在 $n \geq 3$ 時即減緩並分別趨近於 1、0。

利用 $\bar{\delta}_i$ 最接近零、 $\sigma(\delta_i)$ 最小與 ITS 最小等三項條件選取不同數量的樣點時， $\bar{\theta}_{\text{sample}}$ 與 $\bar{\theta}_{\text{all}}$ 的線性迴歸的斜率、截距、 r^2 以及 RSS 如圖 4.5 所示。

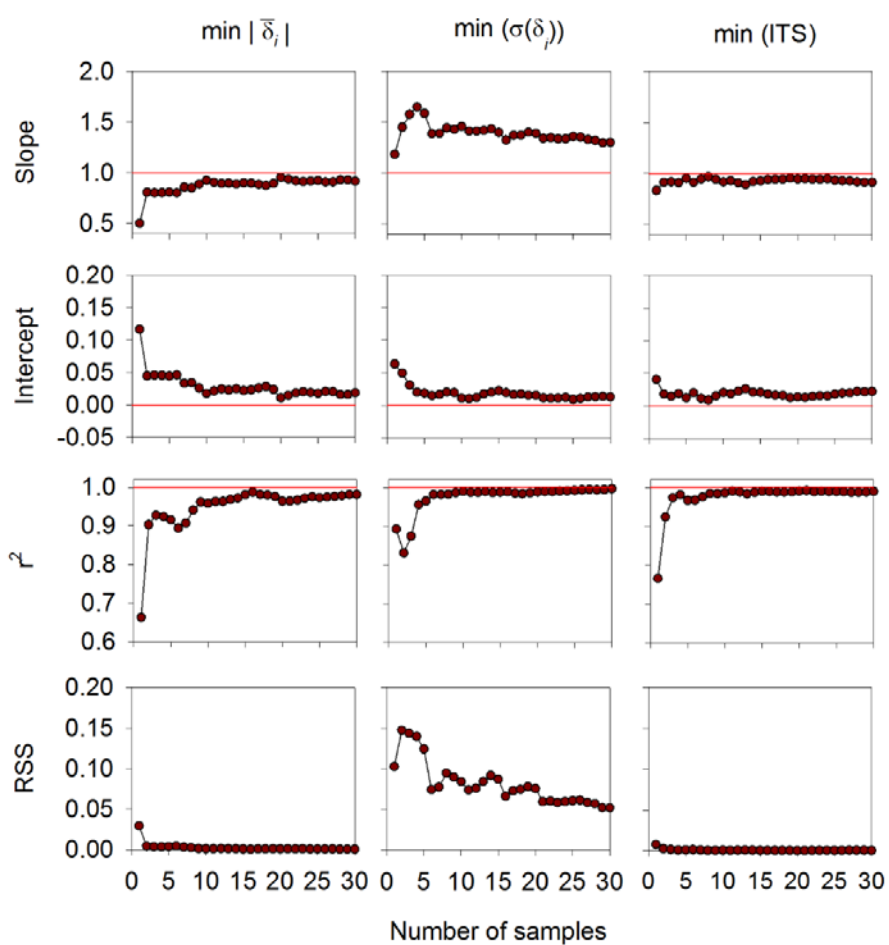


圖 4.5 線性迴歸參數及殘差平方和與時間穩定性選取樣點數量的關係。橫軸為系統取樣的樣點數，縱軸為取樣點平均含水率與樣區平均含水率線性迴歸的斜率、截距、相關係數(r^2)及殘差平方和(RSS)。

$\bar{\delta}_i$ 與 ITS 的選點結果中，線性迴歸的斜率皆小於 1 ($\bar{\theta}_{\text{all}} < \bar{\theta}_{\text{sample}}$)， $\bar{\delta}_i$ 的結果中，斜率隨樣本數增加而提高，其變化幅度在 $n > 10$ 時減緩並趨近於 0.9。ITS 的結果中，斜率在 0.9-1 之間波動，樣本數的變化對斜率無明顯影響。 $\sigma(\delta_i)$ 的選點結果中，斜率皆大於 1 ($\bar{\theta}_{\text{all}} > \bar{\theta}_{\text{sample}}$)，當 $n < 5$ ，斜率隨樣本數增加而提高並偏離 1，當

$n > 5$ ，斜率隨樣本數增加而緩慢降低並趨近於 1.2，顯示在本研究樣區中以 $\sigma(\delta_i)$ 最小的樣點估計 $\bar{\theta}_{all}$ 時，會有低估的情形。

在三項條件的選點結果中，線性迴歸的截距皆大於 0 並隨樣點數增加而降低，當 $n > 20、4、3$ 時， $\bar{\delta}_i、\sigma(\delta_i)、ITS$ 選點結果的截距波動幅度趨緩並落在 0-0.02 的範圍內。 $n > 20$ 時，ITS 選點結果的截距隨樣點數增加而提高。

在三項條件的選點結果中， r^2 皆隨樣點數增加而提升，利用 $\bar{\delta}_i$ 選點的結果中， r^2 的提升幅度在 $n \geq 15$ 時趨緩並在 $n = 15、30$ 時出現極大值，但 r^2 隨著樣本數增加而有明顯的波動。以 $\sigma(\delta_i)$ 及 ITS 選點的結果中， r^2 的提升幅度皆於 $n \geq 8$ 時趨緩並穩定維持在 0.98 以上。以上分析結果顯示利用 $\sigma(\delta_i)、ITS$ 選擇樣點時，8 個樣點的測量結果即足以估計 $\bar{\theta}_{all}$ 的變化趨勢，以 $\bar{\delta}_i$ 選擇的樣點估計 $\bar{\theta}_{all}$ 變化趨勢的能力則較差，需要 30 個以上的樣點才足以達到與前兩者相似的準確度。

各估計結果之 RSS 隨樣點數增加而下降，利用 $\bar{\delta}_i$ 及 ITS 選點的結果中，在 $n \geq 3$ 時，RSS 的降低幅度即減緩並趨近於 0，相同樣本數之下，以 $\sigma(\delta_i)$ 選點所得到的 RSS 皆較另兩項標準大。此結果顯示以 $\sigma(\delta_i)$ 為標準時測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 則難以代表 $\bar{\theta}_{all}$ 的數值，這是因為前兩項選點標準皆將樣點的含水率測量值是否接近 $\bar{\theta}_{all}$ 納入考慮， $\sigma(\delta_i)$ 則僅考慮變化趨勢是否相近，因此以該標準所選樣點測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 可能有明顯的差距。

以上分析結果，考量對 $\bar{\theta}_{all}$ 的數值及變化趨勢的估計能力，ITS 最適合做為選擇樣點的標準，以 ITS 最小作為選取標準時，以 $r^2 > 0.98$ 及 $RSS < 0.01$ 為判斷標準，估計 $\bar{\theta}_{all}$ 所需的樣本數為 8。相對地，若以 ITS 最大作為選擇標準，當 $n > 100$ 時， $\bar{\theta}_{sample}$ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 的 RSS 及線性迴歸的 r^2 才會達到前述標準(圖 4.6)。亦即若不考慮時間穩定性而採取隨機取樣或系統取樣時，在最糟的情況下，假設隨機選取的樣點皆不具時間穩定性或測量結果皆為極端值，則需要測量 100 個以上的樣點方能確保估計值的準確性。由於源頭集水區的含水率空間變異劇烈，以少量樣點對平均含水率進行取樣估計時，應避免在不具時間穩定性的地點進行取樣，以免降低估計準確度。

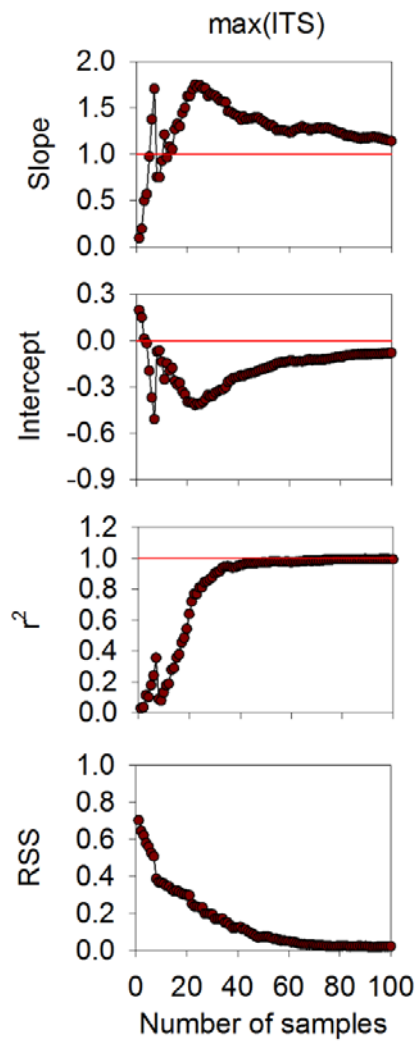


圖 4.6 選取 ITS 最大的樣點時，線性迴歸參數與樣點數量的關係。橫軸為系統取樣的樣點數，縱軸為取樣點平均含水率與樣區平均含水率線性迴歸的斜率、截距、相關係數(r^2)及殘差平方和(RSS)。



4.3 小結

相較於系統取樣，以時間穩定性分析結果作為樣點選擇標準時，估計 $\bar{\theta}_{all}$ 所需的樣點較少，其中以 ITS 為選擇標準時，需要的樣本數最少，僅需 8 個。系統取樣約需要 15 個樣本以上才足以估計 $\bar{\theta}_{all}$ ，然而，在不考慮時間穩定性的情況下，倘若選取的樣點皆正好位於 ITS 較大的位置，則需要 100 個樣本以上才足以估計 $\bar{\theta}$ 。兩種取樣法的分析中，平均值估計的準確度大致隨著樣本數增加而提升，但在系統取樣的分析結果中，有時增加樣本數反而可能會降低估計的準確度，原因可能是新增的樣點正好位於特別乾燥或特別濕潤的區域，降低了測量結果的代表性，而使估計結果出現誤差。由於源頭集水區含水率劇烈的空間變異，以少量樣點估計平均含水率時，除了考慮取樣點數，也必須慎選測量地點，優先選取較具代表性的樣點，並避免在不具時間穩定性的樣點進行取樣。

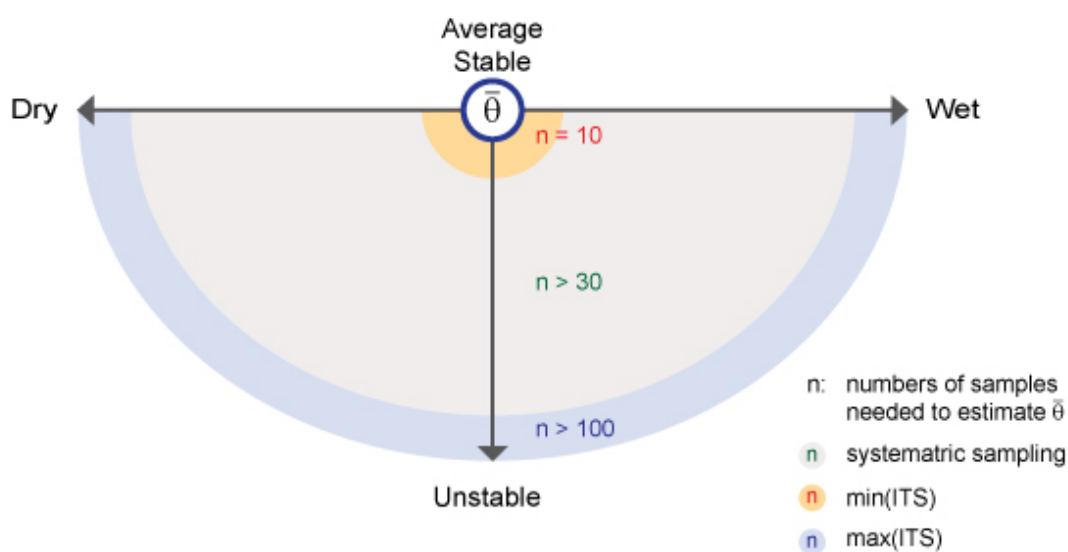


圖 4.7 不同取樣法估計樣區平均含水率所需的樣本數。

第五章、何處的含水率測量結果較具有代表性？

第四章的分析結果顯示分析 θ 時間穩定性並以 ITS 為選擇標準時，推估 θ 所需的樣點最少，然而時間穩定性分析需要多筆前測資料方能進行，為節省測量所需的成本，是否能從現場環境的觀察或簡易的測量判斷較具有代表性或不具代表的地點？代表性樣點的分布機制受到 θ 的空間分布及變動過程所影響，前人研究指出 θ 分布與地形、植生、土壤性質等環境因子有關。由於本源頭集水區環境變動劇烈，在多項環境因子的交互作用下，各坡地區位(例如：谷源、沖蝕溝、邊坡等)具有不同的水文變動趨勢。本章節分別以環境因子及坡地區位為線索，檢視以時間穩定性分析得到的各類樣點的分布情形，以探討源頭集水區內哪些位置的 θ 測量結果較具代表性。



5.1 方法一、以環境因子為線索

源頭集水區的土壤含水率隨著時間、空間而劇烈變動，與之相比，地形、植生、土壤性質等環境因子隨時間的變動較不明顯，根據 Grant et al. (2004)的研究結果，源頭集水區在不同年間的時間穩定性具有一致性，因此本研究利用一年間 12 次含水率調查結果進行時間穩定性分析的結果，應可視為不隨時間而變動的性質，將時間穩定性及環境因子皆視為不隨時間變動的性質，討論兩者在空間上的相關性，嘗試探討代表性樣點的分布特性。

5.1.1 環境因子與時間穩定性的相關性

本節以 r_s 值分析了各環境因子與相對差異的分析結果($\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS)的相關性(圖 5.1)，以 p 值 <0.05 作為顯著相關性的標準。為瞭解 ITS 最小的樣點與其他樣點分布區位的異同，將依照 $\bar{\delta}_i$ 最小、最大、最接近 0； $\sigma(\delta_i)$ 最小、最大；以及 ITS 最小、最大等六項標準分別篩選出的前 10 個樣點標示於 5.1 圖中。 $\bar{\delta}_i$ 與土壤孔隙率、CA、TWI 呈正相關，與 K_s 、Wvd、坡度呈負相關，其中與 K_s 的相關性最強。 $\sigma(\delta_i)$ 與各環境因子的相關性大致與 $\bar{\delta}_i$ 相同，ITS 與各項因子的相關性都甚微弱，僅與 CA 有顯著的正相關。三項因子與 Wba 皆未表現出顯著相關性。

$\bar{\delta}_i$ 最接近零(θ 測量結果接近 $\bar{\theta}_{all}$)的樣點多分布於土壤孔隙率 >0.6 或 <0.52 的區域。 $\bar{\delta}_i$ 最小(負值，相對而言最乾燥)的樣點集中在孔隙率介於 0.48 及 0.65、高 K_s 、坡度大的區域。 $\bar{\delta}_i$ 最大(相對而言最濕潤)的樣點多具有低 Wvd、高 CA 及高 TWI。 $\sigma(\delta_i)$ 最小(時間穩定性最高)的 10 個樣點的孔隙率均介於 0.47-0.65 之間，並具有較高的 K_s 。 $\sigma(\delta_i)$ 最大的 10 個樣點具有低土壤孔隙率(<0.52)、低 Wvd，坡度集中於 40° 上下。ITS 最小的前 10 個樣點皆分布於土壤孔隙率 >0.65 或 <0.52 的區域，ITS 最大的樣點則具有較低的孔隙率、高 CA 及高 TWI。

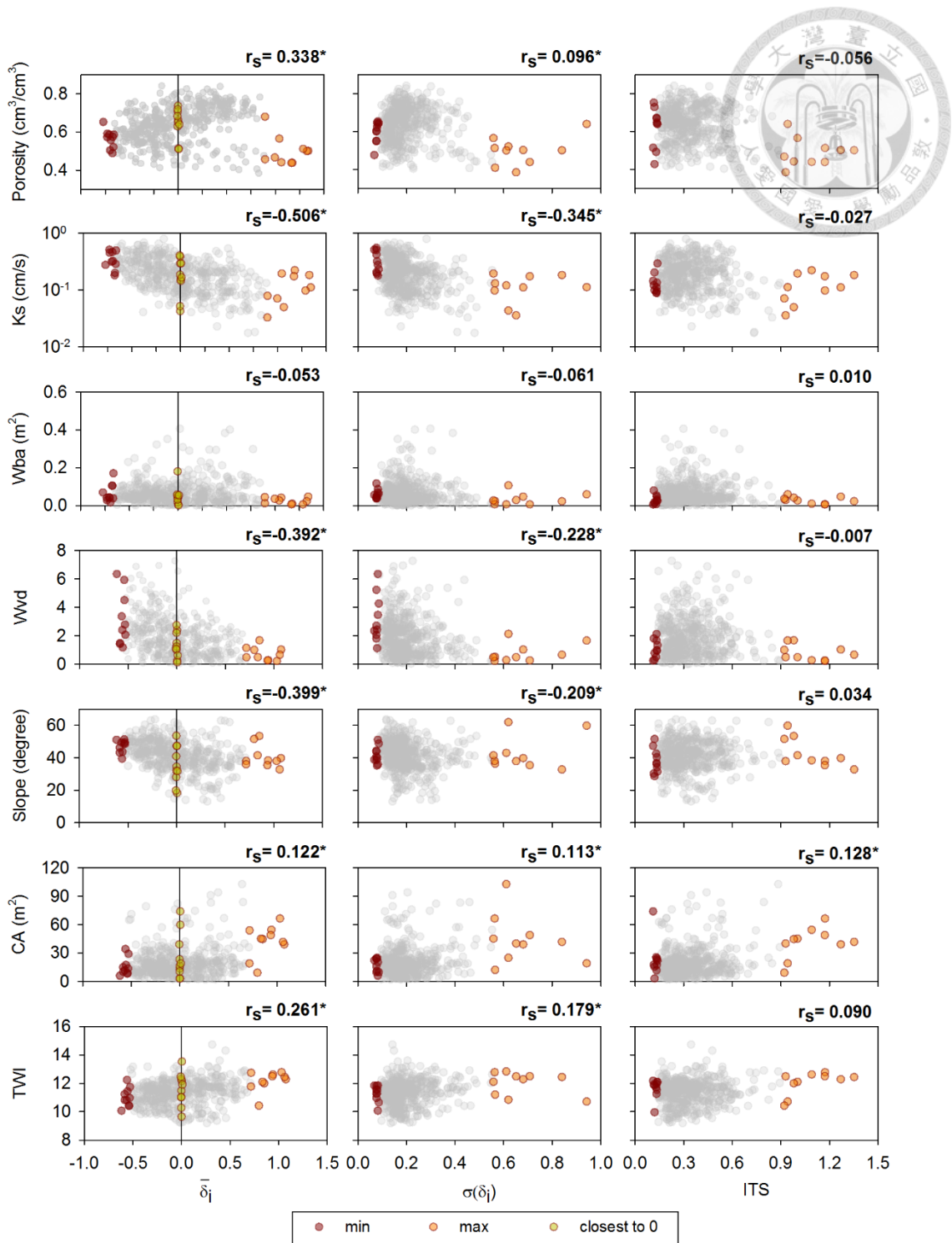



圖 5.1 環境因子與 $\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 、ITS 的相關性及斯皮爾曼序位相關係數(r_s)。*代表 p-value 小於 0.05。

5.1.2 環境因子對代表性樣點分布的影響

ITS 是選取代表性樣點最有力的依據，但以上分析結果顯示 ITS 與單一環境因子的相關性並不高，由單一因子的分析可得知代表性樣點分布於土壤孔隙率 > 0.65 或 < 0.52 的區域，但樣區內半數以上的樣點皆符合此條件，難以作為樣點選



擇之參考，前人研究結果亦顯示時間穩定性是多項因子共同影響的結果(Grayson and Western, 1998; Vanderlinden et al., 2012; Baroni et al., 2013)，由單一因子難以解釋時間穩定性的空間分布趨勢，因此本方法中，首先分析各項因子兩兩之間的相關性，繼而分析 ITS 最低、最高 (最具代表性及最不具代表性)的兩類樣點與各兩項因子的對應關係(圖 5.2)，並比較符合選取條件的前 5、10、20 個樣點的分布區位，以檢驗目前的取樣數是否足以反映各類代表性樣點的分布特性。

各因子間相關性分析的結果(圖 5.2)顯示，土壤孔隙率與 Wba、Wvd 呈正相關，與 Ks、坡度、CA 呈負相關，Ks 與 Wvd、坡度呈正相關，Wba 與 Wvd、坡度呈正相關，與 CA、TWI 呈負相關，Wvd 與坡度呈正相關，與 CA、TWI 呈負相關，CA 與坡度呈負相關，TWI 與 CA 呈正相關，與坡度呈負相關。TWI 係由坡度、CA 計算得到的結果，因此表現出高相關性。Wvd 與 Wba 的高相關性係由於兩者的計算方式相近，差別僅在於是否考慮樹幹直徑的大小。除此之外，Wvd 與三項地形因子的相關性最強，顯示在本樣區內，坡度越緩、集流能力越強的區域，植生的分布越稀疏，根據現場觀察，植生在坡度較大的稜線附近的分布較密集，地形平緩、水分匯集的區域多位於沖蝕溝及地表沖蝕劇烈處，植生稀疏，與分析結果相符。

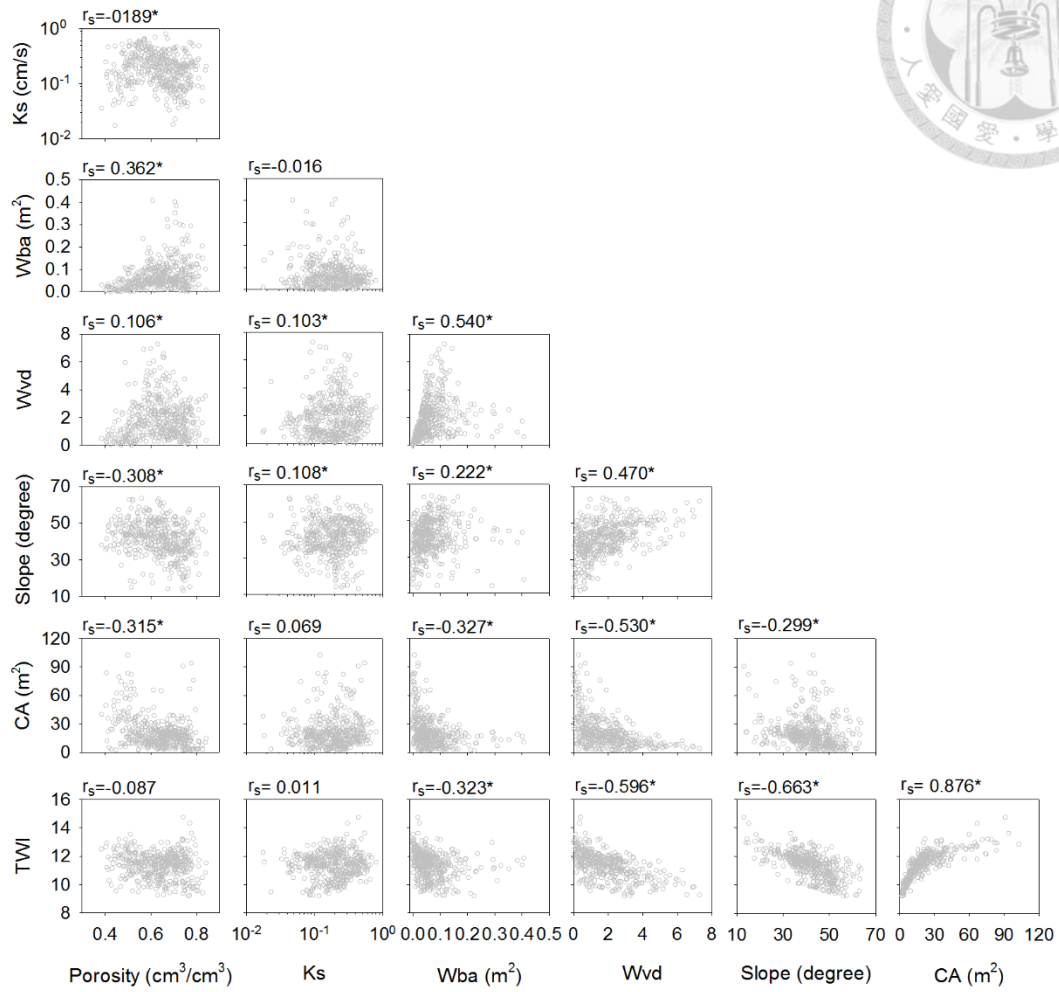
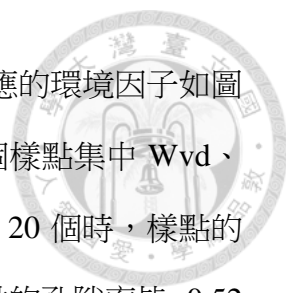


圖 5.2 各環境因子間的相關性及斯皮爾曼序位相關係數(r_s)。*代表 p-value 小於 0.05。



ITS 最小及最大的前 5、10、20 個具代表性的樣點與其對應的環境因子如圖 5.3 所示。前 5 個樣點集中在 Wvd、Wba 皆低的區位，前 10 個樣點集中 Wvd、Wba 皆低且孔隙率 >0.65 或 <0.52 的區位，當選取樣點數增加至 20 個時，樣點的分布則未與環境因子表現出明顯的相關性。ITS 最大的前 5 個樣點的孔隙率皆 <0.52 、前 10 個樣點均集中在高 TWI、高 CA 及低 Wvd、Wba 的區域，當選取樣點數增加為 20 個時，則難以看出環境因子與樣點分布的關係，此結果顯示 10 個樣本的分析結果足以反映各類樣點的分布特性。

歸納本節的分析結果，高時間穩定性樣點與乾燥樣點具有相似的區位($0.48 <$ 孔隙率 <0.65 、高 K_s 值)，相對之下，最具代表性的前 10 個樣點均集中在高 TWI、高 CA 及低 Wvd、Wba 的區域，但符合此標準的樣點中，仍存在許多不具時間穩定性及測量值遠離平均值的樣點，無法保證測量結果的代表性。因此在本樣區內，環境因子並不適合做為選擇代表性樣點的依據。

以環境因子來分析難以看出代表性樣點的分布趨勢，可能是由於乾燥及濕潤狀態下 θ 主要的控制因子的不同(Grayson et al., 1997)。與本研究結果相同，Brocca et al. (2009)亦指出代表性樣點的分布與環境因子未表現出相關性，該研究的樣區位於坡度平緩且較均質的草生地，各樣點間的環境變異不明顯，因此難以反映各環境因子與代表性樣點分布的關係，本研究樣區屬於地形陡峭、環境變異強烈的森林源頭集水區，與 Brocca et al. (2009)的研究樣區互為對比，各因子間的交互作用及水文過程的變動過於複雜，影響代表性樣點分布的因素過多而難以獨立分析，故環境因子不適合做為判斷代表性樣點分布位置的線索。

本研究僅針對源頭集水區地表上的環境因子進行分析，並未將地表上的因子納入討論，源頭集水區的主要水分來源為降雨，在森林環境內，土壤水分輸入常受到樹冠及枝幹對降雨的再分配(rainfall redistribution)作用(Johnson and Lehmann, 2006)而表現出強烈的不均質性，樹冠結構及枝葉密度對於土壤水分的空間變異可能是影響含水率空間分布及時間穩定性的重要因子，建議後續研究可對此進行探討。

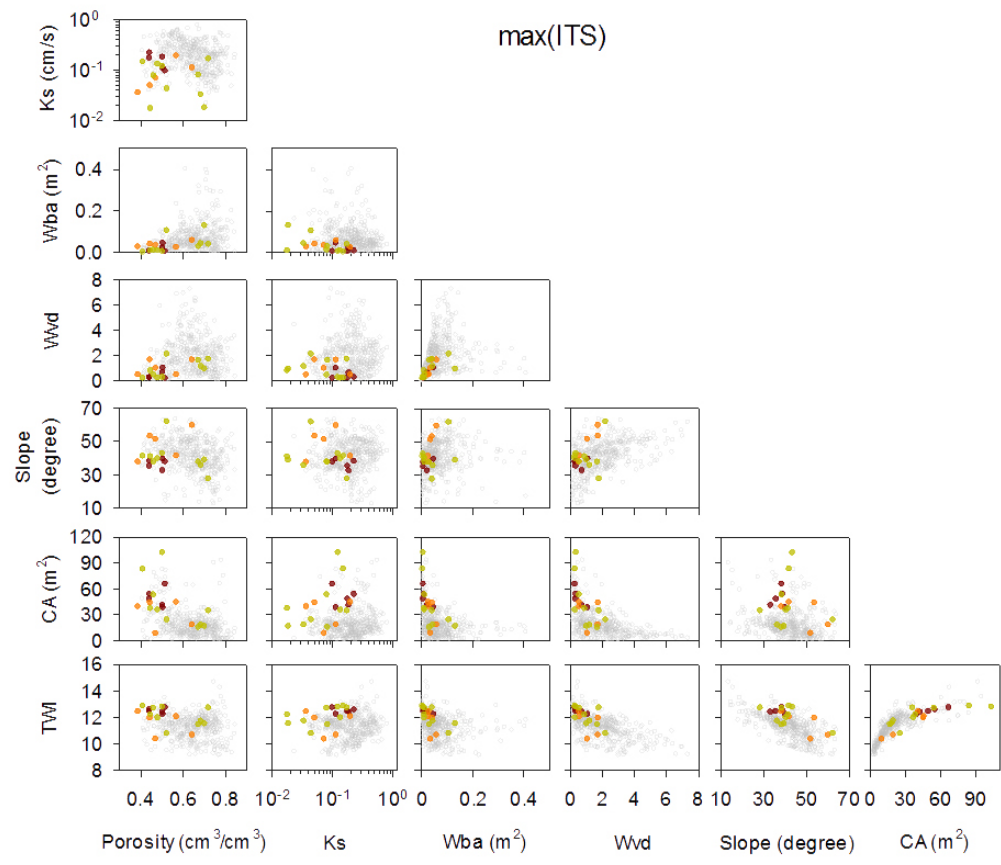
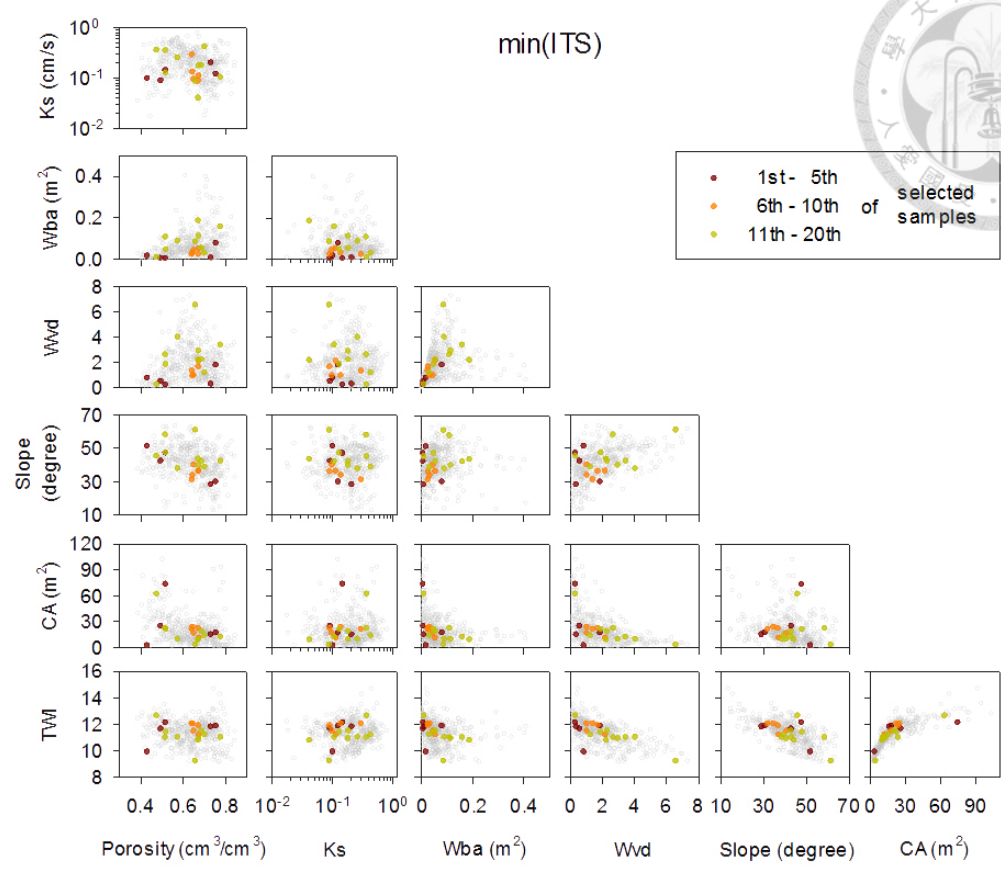


圖 5.3 ITS 最小、ITS 最大的前 5、10、20、30 個樣點與其對應的環境因子。



5.2 方法二、以坡地區位為線索

除了土壤、植生、數值地形等因子以外，樣點的分布位置也可能是影響時間穩定性的重要因素(Lin, 2006; Brocca et al., 2009)。本方法利用相對差異法分析的結果，將與方法一相同的六項條件($\bar{\delta}_i$ 最小、最大、最接近 0； $\sigma(\delta_i)$ 最小、最大；以及 ITS 最小、最大) 篩選出的前 10 個樣點分別標示於樣區地圖上(圖 5.4)，以瞭解各類樣點是否分布於特定的坡地區位，其中 ITS 最小的樣點是最適合估計 $\bar{\theta}$ 的代表性樣點，是本研究主要的選點目標， $\bar{\delta}_i$ 最小、 $\sigma(\delta_i)$ 最小的樣點則分別可得到平均值最接近 $\bar{\theta}_{all}$ 、時間穩定性最高的測量結果，是本研究次要的選點目標。

測量結果最接近 $\bar{\theta}_{all}$ ($\bar{\delta}_i$ 最接近 0)的前 10 個樣點散佈於樣區北側的谷源、西南側的稜線、東南側的沖蝕溝以及其東側的平台邊緣。最濕潤($\bar{\delta}_i$ 最大)的 10 個樣點分布於兩區：其一為沖蝕溝，其二為從谷源東北向西延伸的帶狀區域，隨著篩選數量減少，樣點在谷源的分布減少，集中於沖蝕溝的趨勢更加明顯。最乾燥($\bar{\delta}_i$ 最)的 10 個樣點多集中於樣區西南側邊坡。

時間穩定性最高($\sigma(\delta_i)$ 最小)的前 10 個樣點多數分布在樣區西側，包括邊坡及稜線附近，其分布區位與最乾燥的樣點相似時間穩定性最低($\sigma(\delta_i)$ 最大)的前 10 個樣點集中分布在沖蝕溝附近，這些樣點的分布位置與最濕潤樣點的分布區位大致重疊。

最具代表性(ITS 最小)的前 10 個樣點散布於谷源、沖蝕溝，在谷源中央偏西的分布較密集，於邊坡及稜線則皆無分布。最不具代表性(ITS 最大)的 10 個樣點皆分布沖蝕溝附近，其分布區位大致為最濕潤及最不具時間穩定性的樣點的交集。

與前人研究(Brocca et al., 2009; Grayson et al., 1997; Lin, 2006; Vachaud et al., 1985)相比，本研究使用的土壤含水率資料具有較高的空間解析度，得以充分反映含水率在小範圍內劇烈的空間變異。前人研究指出森林集水區的代表性樣點出現在沖蝕溝附近(Lin, 2006)，然而本研究結果顯示沖蝕溝的含水率具有強烈的空間變異，並由於沖蝕溝受到地表逕流的影響，水分變動與樣區平均含水率並不同步，



ITS 最大及最不具時間穩定性($\sigma(\delta_i)$ 最大)的樣點分布亦於此集中,其分布區位與代表性樣點重疊,因此沖蝕溝不適合作為樣區平均含水率之採樣地點。

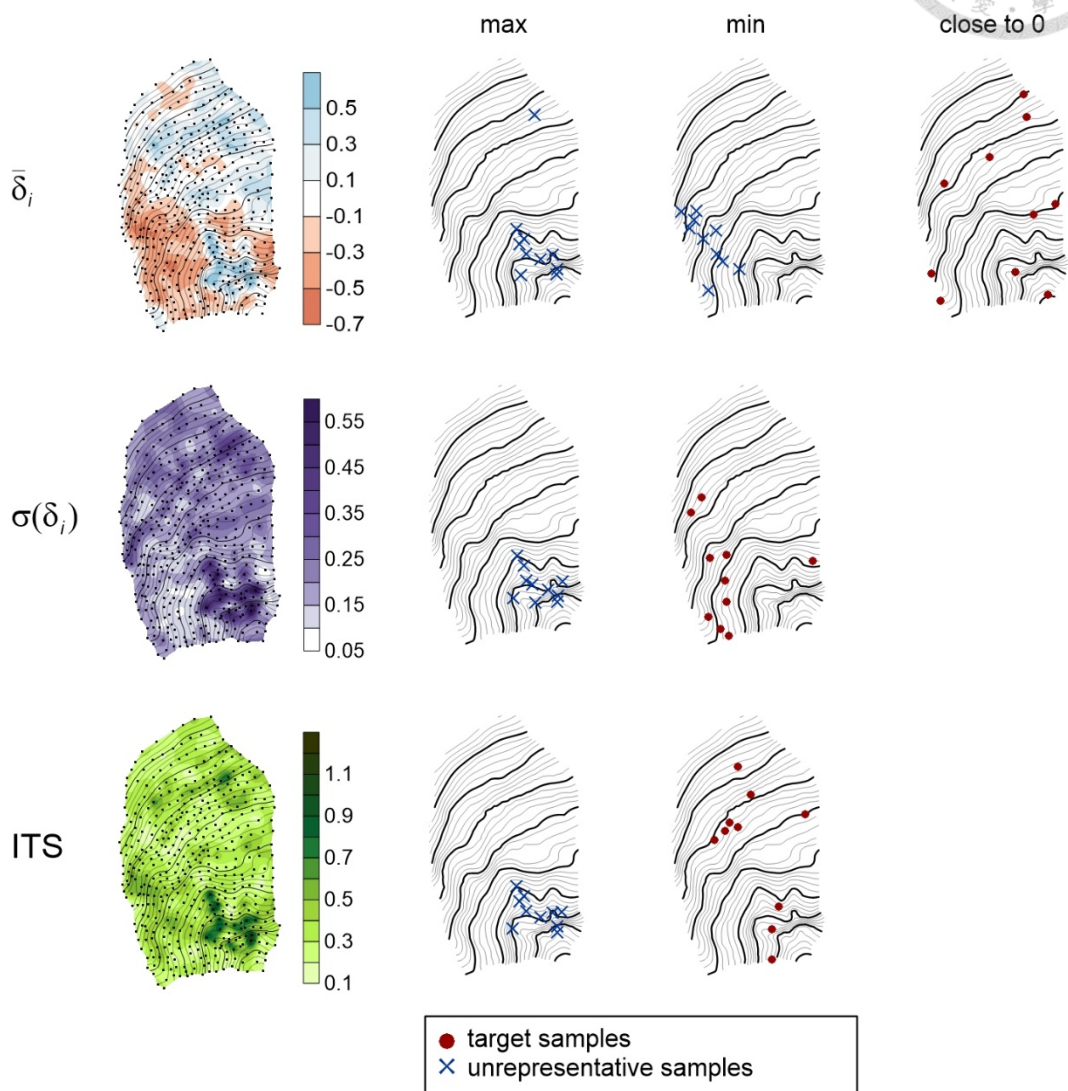


圖 5.4 依相對差異分析結果選出之各類樣點的分布位置。




5.3 乾濕情況下的差別

環境因子對時間穩定性的影響隨著乾濕狀態的不同而改變，本研究的 12 次調查涵蓋了濕潤及乾燥的狀態，分析所有調查結果所得到的代表性樣點(ITS 最小的樣點)，應可用於評估整年間 $\bar{\theta}$ 的變化趨勢，若是要評估短期的 $\bar{\theta}_{all}$ 變化，考慮樣區整體的乾濕狀態下的含水率空間分布模式的變異，以及環境因子對時間穩定性影響之差異，代表性樣點的分布可能會有所不同。本段落將 12 筆調查結果按照 $\bar{\theta}$ 由低到高的順序細分為 2、3、4、6 組(每組各包含 6、4、3、2 次調查)，進行時間穩定性分析以找出 ITS 最小及最大的 10 個樣點 (圖 5.5)，比較不同乾濕狀態下最具代表性及最不具代表性的樣點之分布位置，確認其分布位置是否具有恆定性，抑或隨著乾濕狀態的改變而移動。

將調查資料分成 2 組時，在較乾燥的一組(Group 1)中，10 個代表性樣點散佈於谷源及沖蝕溝西南側，較濕潤的一組(Group 2)中，代表性樣點則往樣區中央移動，而集中於谷源南端及沖蝕溝北側。分成 3 組時，在最乾燥的一組(Group 1)中，代表性樣點散佈於谷源、稜線及沖蝕溝南側，隨著 $\bar{\theta}_{all}$ 的上升，谷源的代表性樣點有向南移的趨勢，沖蝕溝的代表性樣點則向北移。分成 4 組時，代表性樣點在乾燥時的分布較為零散，隨著 $\bar{\theta}_{all}$ 的上升，代表性樣點在樣區東西兩側的分布逐漸減少，而往樣區中央集中。分成 6 組時，代表性樣點的分布位置的變動的規律則較不明顯，這可能是由於每組包含的調查次數太少，分析結果難以反應代表性樣點分布的變化趨勢。不論在乾燥或濕潤的狀態下，沖蝕溝皆可觀察到非代表性(ITS 最大)的樣點；乾燥時，此類樣點集中分布於沖蝕溝一帶，隨著 $\bar{\theta}_{all}$ 的上升，此集中現象逐漸不明顯，且在最濕潤的一組中，此類樣點大量出現於西側稜線。

各組的分析結果中，代表性樣點皆出現在沖蝕溝與谷源，且分布位置會隨 $\bar{\theta}$ 的變動而改變，但無論 $\bar{\theta}$ 如何改變，邊坡皆少有代表性樣點的分布。這是因為邊坡的 θ 雖然具有高時間穩定性，但與樣區其他區域相比，本區相對乾燥，於此區域測得的 $\bar{\theta}_{sample}$ 常會低於 $\bar{\theta}_{all}$ 而不具有代表性。沖蝕溝與谷源皆包含濕潤帶與乾燥區域，代表性樣點的分布位置受到兩者在空間上的消長所影響。 $\bar{\theta}_{all}$ 較低時，沖蝕溝明顯



較樣區其他區域濕潤，邊坡則呈現極端乾燥的狀態，因此代表性樣點鮮少分布於此兩處，而零星分布於谷源，此時點狀的小面積濕潤帶在谷源各處獨立發展，彼此間少有連結，因此代表性樣點分布並無明顯趨勢 (圖 3.1)；當樣區 $\bar{\theta}_{all}$ 提升，谷源各濕潤區域的面積擴大並互相連結，濕潤帶及乾燥區域的相對位置逐漸改變，代表性樣點的分布亦隨之改變，由於沖蝕溝部分區域的 θ 上升至與沖蝕溝相當，沖蝕溝的 θ 與 $\bar{\theta}_{all}$ 的差異減小，沖蝕溝一帶亦可找到代表性樣點，但在不同乾濕狀態下，沖蝕溝皆可找到非代表性樣點。

Biswas (2014)及 Hu et al. (2014) 分析了不同季節的土壤水分貯留的時間穩定性，其結果則顯示代表性樣點的位置隨著季節不同而改變。本研究進一步證實地表含水率的時間穩定性及代表性樣點分布位置的變動受到樣區乾濕狀態的差異所影響。

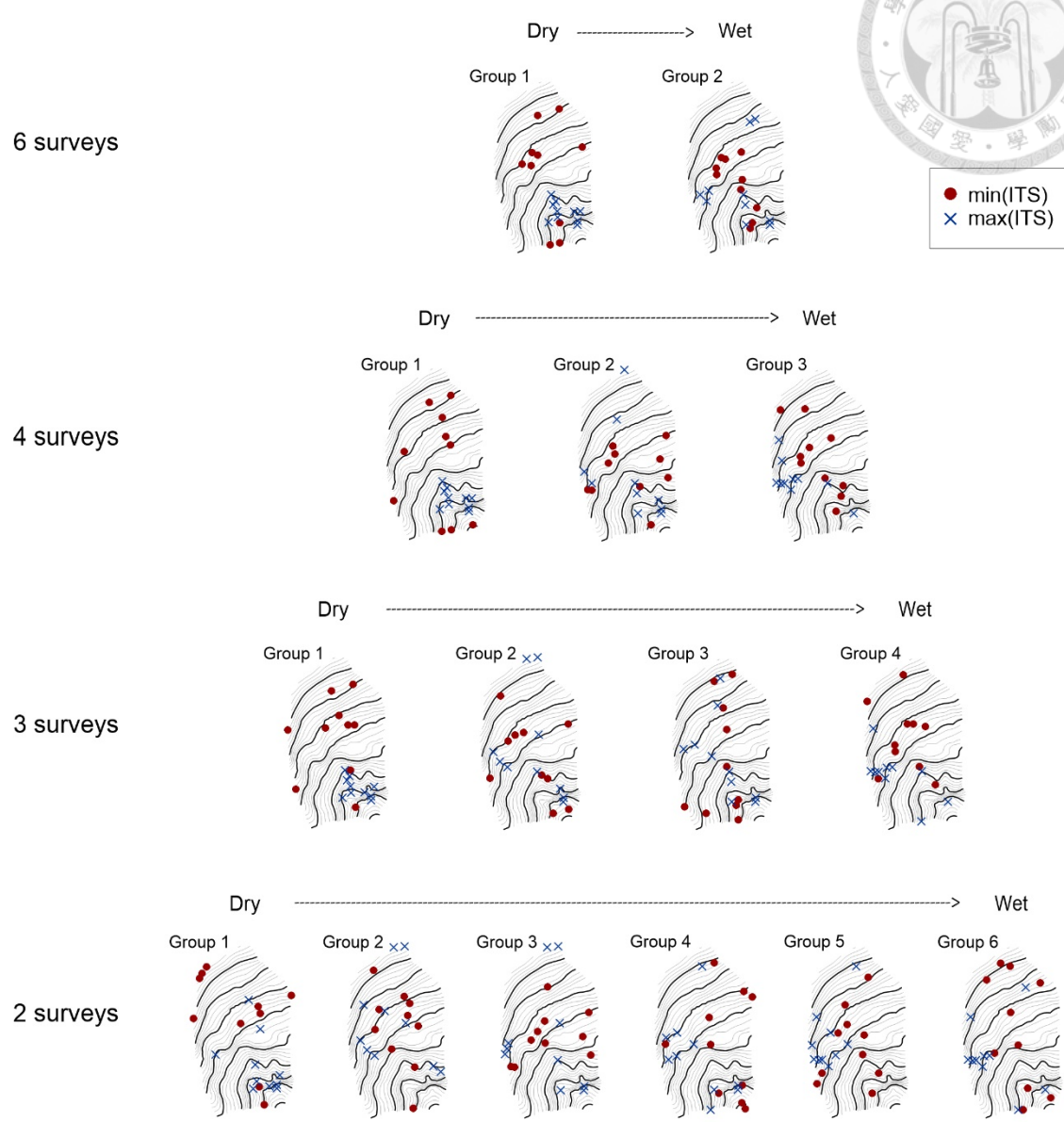


圖 5.5 ITS 最低及最高的 10 個樣點在不同乾濕狀態下的分布位置。將 12 筆調查結果按照由 $\bar{\theta}$ 低到高細分為 2、3、4、6 組(group)，每組各包含 6、4、3、2 次調查(survey)，Group 1 代表 $\bar{\theta}$ 最低的一組，數字越大表示 $\bar{\theta}$ 越高。



5.4 小結

環境因子與時間穩定性的相關性分析結果整理如圖 5.6， $\bar{\delta}_i$ 、 $\sigma(\delta_i)$ 皆與土壤孔隙率、CA、TWI 呈正相關，與 K_s 、Wvd、坡度呈負相關，其中 $\bar{\delta}_i$ 與 K_s 的相關性最強，ITS 僅與 CA 有顯著的負相關。高時間穩定性樣點與乾燥樣點具有相似的區位 ($0.48 < \text{孔隙率} < 0.65$ 、高 K_s 值)，但由於現地各項環境因子的交互作用太過複雜，難以決定出主要的控制因子(圖 5.8)，即使同時考慮兩項因子仍難以由環境因子區分出代表性樣點的分布特性。配合代表性樣點在乾、濕條件下分布的差異，推測各環境因子對含水率時間穩定性的影響會隨著樣區整體乾濕狀態而變動，因此若單純以環境因子來分析，難以看出代表性樣點的分布趨勢。

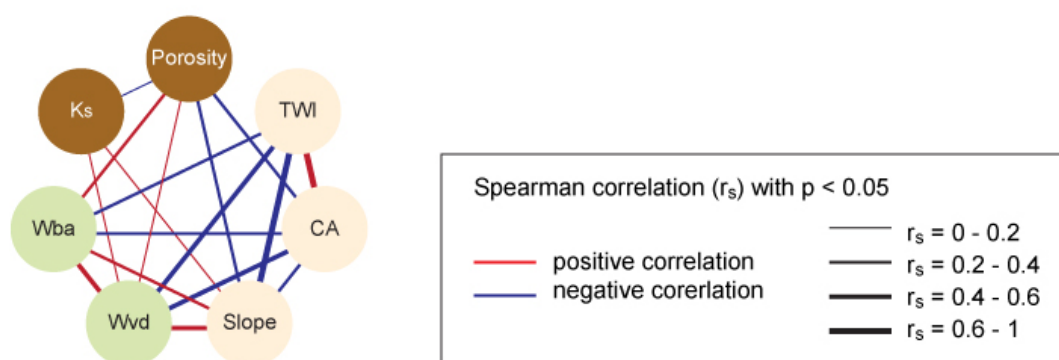


圖 5.6 各環境因子間的相關性。

代表性樣點的分布與坡地區位相關，全年 12 次調查的分析結果中，代表性樣點多分布於沖蝕溝及谷源中段西側(圖 5.7)，此二區域皆包含濕潤帶與乾燥區域。其中沖蝕溝的含水率具有強烈的空間變異，不具代表性與具有代表性的樣點分布區位重疊，因此該地不適合作為樣區平均含水率之採樣地點。邊坡的土壤含水率具有高時間穩定性，其變動趨勢與樣區的平均含水率相似，但本區相對乾燥，於此區域測得的數值會低於樣區的平均含水率，而不具有代表性。

時間穩定性分析結果會依測量期間樣區整體乾濕狀態的不同而變動，樣區較乾燥時，代表性樣點的分布未表現出明顯趨勢。當樣區較濕潤，代表性樣點則向樣區中央(谷源中央及沖蝕溝頂端)集中。因此以代表性樣點評估源頭集水區的表層

平均含水率時，應針對研究的時間尺度選擇適當的測量期間以進行分析，欲建立長期測量時，測量期間必須涵蓋乾燥及濕潤以及中間的過渡狀態。針對特定季節（例如乾、濕季）的平均含水率進行推估時，則應分別以乾燥、濕潤狀態下的測量結果作為分析對象，選取適當的代表性樣點。

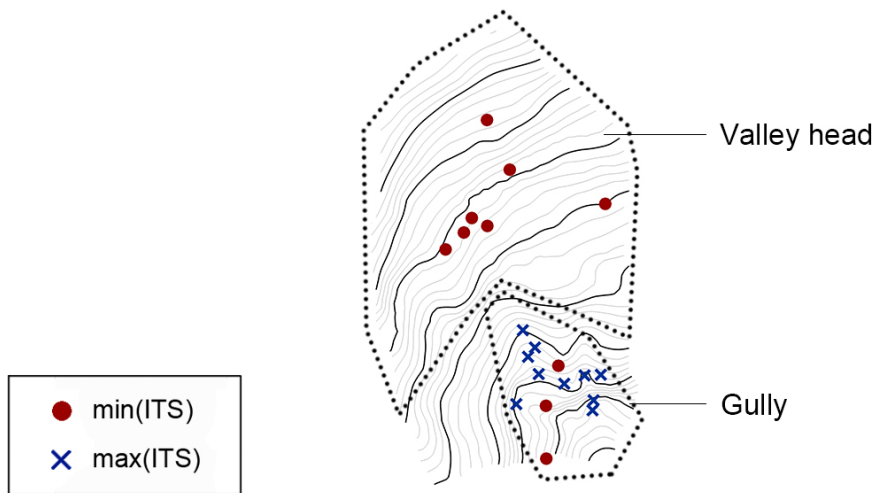


圖 5.7 代表性樣點及最不具代表性之樣點的分布特性。以全年 12 次調查的結果為例。

第六章、結論



本研究以森林源頭集水區內 459 個樣點土壤深度 0-12cm 含水率的測量資料為基礎，針對表層平均含水率的推估方式進行討論並回答以下問題：

多少樣本才足以估計源頭集水區表層平均含水率？

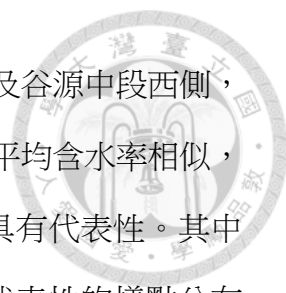
比較一般常用的取樣方式(系統取樣)及透過時間穩定性分析來選取代表性樣點的方式，結論如下：

- (1) 系統取樣需要 15 個以上的樣本數才能準確推估表層平均含水率。
- (2) 參考含水率時間穩定性進行選點時，估計表層平均含水率需要的樣本數較少，以時間穩定指數(ITS)為標準選出代表性樣點時，僅需 8 個樣本即足夠。
- (3) 不考慮時間穩定性的情況下，倘若選取的樣點皆正好位於 ITS 較大的位置，則需要 100 個樣本以上才足夠。由於源頭集水區含水率劇烈的空間變異，以少量樣點估計平均含水率時，除了考慮取樣點數，也必須慎選測量地點，優先選取較具代表性的樣點，並避免在不具時間穩定性的樣點進行取樣。

何處的含水率測量結果較具有代表性？代表性樣點的分布是否具時變性？

本研究分析代表性樣點的位置與環境因子及坡地區位的相關性，結論如下：

- (1) ITS 僅與集流面積呈負相關，且相關性微弱，由環境因子難以區分出代表性樣點的分布區位，原因可能是由於源頭集水區環境變異劇烈，各環境因子間的交互作用太過複雜，故難以由單一項或兩項因子判斷出代表性樣點的分布特性。
- (2) 本研究僅針對源頭集水區地表上的環境因子進行分析，並未將地表上的因子納入討論，源頭集水區的主要水分來源為降雨，在森林環境內，土壤水分輸入常受到樹冠及枝幹對降雨的再分配(rainfall redistribution)作用(Johnson and Lehmann, 2006)而表現出強烈的不均質性，樹冠結構及枝葉密度對於土壤水分的空間變異可能是影響含水率空間分布及時間穩定性的重要因子，建議後續研究可對此進行探討。
- (3) 時間穩定性及代表性樣點的分布與坡地區位較為相關。以時間穩定性分析全



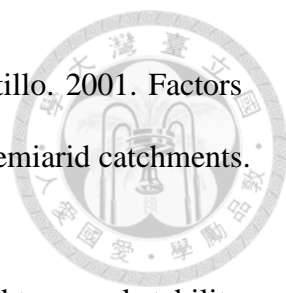
年表層含水率資料的結果顯示，代表性樣點多分布於沖蝕溝及谷源中段西側，邊坡的土壤含水率具有高時間穩定性，其變動趨勢與樣區的平均含水率相似，但於此區域測得的數值總是低於樣區的平均含水率，而不具有代表性。其中沖蝕溝的含水率具有強烈的空間變異，不具代表性與具有代表性的樣點分布區位重疊。建議未來研究避免使用沖蝕溝的測量結果對源頭集水區的平均含水率進行估計，以減少造成誤差。

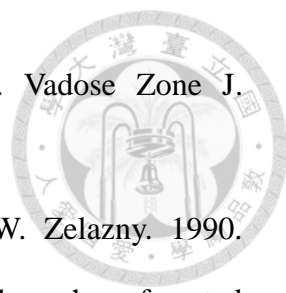
- (4) 代表性樣點的分布位置會依樣區整體乾濕狀態的不同而變動，樣區較乾燥時，其分布無明顯的趨勢。當樣區較濕潤時，其分布則向樣區中央集中。


參考文獻



- 林光清、洪富文、程煒兒、蔣先覺、張雲翔（1996）福山試驗林土壤調查與分類。
臺灣林業科學 11:159-174。
- 林登秋(2012)颱風對森林生態系的影響:福山啟示錄。林業研究專訊 19 (6):53-58。
- 小林政広、小野寺真一、加藤正樹（2000）樹木の存在が林地土壤中の水分動態
に与える影響。日林誌 82:287-294。
- Baroni, G., B. Ortuani, A. Facchi, and C. Gandolfi. 2013. The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field. *J. Hydrol.* 489:148-159.
- Beven, K.J., and M.J. Kirkby. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24:43-69.
- Biswas, A. 2014. Season- and depth-dependent time stability for characterising representative monitoring locations of soil water storage in a hummocky landscape. *CATENA* 116:38-50.
- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone, and T. Moramarco. 2007. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central italy. *J. Hydrol.* 333:356-373.
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, and R. Morbidelli. 2009. Soil moisture temporal stability over experimental areas in central italy. *Geoderma* 148:364-374.
- Cosh, M.H., T.J. Jackson, S. Moran, and R. Bindlish. 2008. Temporal persistence and stability of surface soil moisture in a semi-arid watershed. *Remote Sens. Environ.* 112:304-313.
- Dunne, T., and R.D. Black. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res* 6:478-490.
- Famiglietti, J.S., J.W. Rudnicki, and M. Rodell. 1998. Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake hill, texas. *J. Hydrol.* 210:259-281.

- 
- Gómez-Plaza, A., M. Martínez-Mena, J. Albaladejo, and V.M. Castillo. 2001. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *J. Hydrol.* 253:211-226.
- Grant, L., M. Seyfried, and J. McNamara. 2004. Spatial variation and temporal stability of soil water in a snow-dominated, mountain catchment. *Hydrol. Process.* 18:3493-3511.
- Grayson, R.B., A.W. Western, F.H.S. Chiew, and G. Blöschl. 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resour. Res.* 33:2897-2908.
- Grayson, R.B., and A.W. Western. 1998. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: Time and space stability of mean response. *J. Hydrol.* 207:68-82.
- Hu, W., A. Biswas, and B.C. Si. 2014. Application of multivariate empirical mode decomposition for revealing scale-and season-specific time stability of soil water storage. *CATENA* 113:377-385.
- Huisman, J.A., S.S. Hubbard, J.D. Redman and A.P. Annan. 2003 Measuring soil water content with ground penetrating radar: A review. *Vadose Zone J.* 2:476-491.
- Johnson, M.S., and J. Lehmann. 2006. Double-funneling of trees: Stemflow and root-induced preferential flow. *Ecoscience* 13:324-333.
- Kachanoski, R.G., and E. de Jong. 1988. Scale dependence and the temporal persistence of spatial patterns of soil water storage. *Water Resour. Res.* 24:85-91.
- Liang, W.-L., F.-X. Hung, M.-C. Chan, and T.-H. Lu. 2014. Spatial structure of surface soil water content in a natural forested headwater catchment with a subtropical monsoon climate. *J. Hydrol.* 516:210-221.
- Lin, H. 2006. Temporal stability of soil moisture spatial pattern and subsurface

- 
- preferential flow pathways in the shale hills catchment. *Vadose Zone J.* 5:317-340.
- Luxmoore, R.J., P.M. Jardine, G.V. Wilson, J.R. Jones, and L.W. Zelazny. 1990. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma* 46:139-154.
- Mohanty, B.P., and T.H. Skaggs. 2001. Spatio-temporal evolution and time-stable characteristics of soil moisture within remote sensing footprints with varying soil, slope, and vegetation. *Adv. Water Resour.* 24:1051-1067.
- Molina, A.J., J. Latron, C.M. Rubio, F. Gallart, and P. Llorens. 2014. Spatio-temporal variability of soil water content on the local scale in a mediterranean mountain area (vallcebre, north eastern spain). How different spatio-temporal scales reflect mean soil water content. *J. Hydrol.* 516:182-192.
- Penna, D., L. Brocca, M. Borga, and G. Dalla Fontana. 2013. Soil moisture temporal stability at different depths on two alpine hillslopes during wet and dry periods. *J. Hydrol.* 477:55-71.
- Raney, K.J., J.D. Niemann, B.M. Lehman, T.R. Green, and A.S. Jones. 2015. A method to downscale soil moisture to fine resolutions using topographic, vegetation, and soil data. *Adv. Water Resour.* 76:81-96.
- Robinson, D.A., C.S. Campbell, J.W. Hopmans, B.K. Hornbuckle, S.B. Jones, R. Knight, F. Ogden, J. Selker, and O. Wendroth. 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone J.* 7:358-389.
- Tarboton, D.G. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.* 33:309-319.
- Tromp-van Meerveld, H.J., and J.J. McDonnell. 2006. On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution

- 
- at the hillslope scale. *Adv. Water Resour.* 29:293-310.
- Tsuboyama, Y., R.C. Sidle, S. Noguchi, S. Murakami, and T. Shimizu. 2000. A zero-order basin—its contribution to catchment hydrology and internal hydrological processes. *Hydrol. Process.* 14:387-401.
- Tsukamoto, Y., T. Ohta, and H. Noguchi. 1982. Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 137:89-98.
- Vachaud, G., A. Passerat De Silans, P. Balabanis, and M. Vauclin. 1985. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:822-828.
- Vanderlinden, K., H. Vereecken, H. Hardelauf, M. Herbst, G. Martínez, M.H. Cosh, and Y.A. Pachepsky. 2012. Temporal stability of soil water contents: A review of data and analyses. *Vadose Zone J.* 11.
- Wang, T., D.A. Wedin, T.E. Franz, and J. Hiller. 2015. Effect of vegetation on the temporal stability of soil moisture in grass-stabilized semi-arid sand dunes. *J. Hydrol.* 521:447-459.
- Western, A.W., R.B. Grayson, G. Blöschl, G.R. Willgoose, and T.A. McMahon. 1999. Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resour. Res.* 35:797-810.
- Zhu, Q., and H. Lin. 2011. Influences of soil, terrain, and crop growth on soil moisture variation from transect to farm scales. *Geoderma* 163:45-54.
- Zielinski, J. 2002. *Watershed vulnerability analysis*. Center for watershed protection. Ellicott City, MD 21043.