

國立臺灣大學生農學院森林環境暨資源學系



碩士論文

Department of Forestry and Resource Conservation

College of Bioresources and Agriculture

National Taiwan University

Master Thesis

集水區源頭部基岩面上飽和帶在降水中的時空變動
Spatial and Temporal Variations in Subsurface Saturation
at the Soil-bedrock Interface during Rainfall Events in a
Headwater Catchment

詹孟浚

Meng-Chun Chan

指導教授：梁偉立 博士

Advisor: Dr. Wei-Li Liang

中華民國 104 年 1 月

January, 2015

誌 謝



這不僅是一篇碩士研究論文，更是孟浚追尋人生意義及目的的階段性成果，感恩一路上引領、支持、關心、鼓勵我的每一個人！


感恩梁偉立老師及久米朋宣老師，您們在這一路上耐心且鍥而不捨地指導研究，引領我在雜亂的思緒中，找到一條通往目的地的道路，您們對學術研究的熱忱、對生活的態度，給了我相當大的啟發，讓我在研究的過程中有很大的成長，願未來研究室一切順利。感恩口試委員陳信雄博士、廖學誠博士及黃誌川博士，在百忙中抽空指導，給予本研究寶貴的建議，使這篇論文臻於完善。

感恩林試所福山研究中心的前輩，大力協助我們尋找樣區、提供相關研究資料、提供良好的住宿及用餐環境，讓我們無後顧之憂地全力進行研究。

感恩研究室的夥伴：宛妮學姊、蛙跳、鳳翎學姊、小紅、爽哥、子筠、暉達，在這份研究中出了最多的力，以及長期對我的支持、鼓勵與建議，因為有你們這份研究才能順利完成！特別感恩蛙跳，這段時間受了你好多的幫助，從你身上看到了自己很多可改進的地方，雖然我們曾經起過摩擦，但也因此孟浚更珍惜這段友誼。

感恩孟穎、曾涵學姐、Sophie 學姐、宜芳學姐、子芸學姐、子堯、松駿、伯宣、雋雅、庭維、搖滾蛋學長，在 meeting 及平常生活中給了我很多好建議。感恩邦蔚、偉杰、思辰、偉晏、立中、歲凱、孟穎、多加、Kazu、阿焜、宗儀、松府、宇哲，在忙碌的課業和研究當中，願意抽出一點時間協助我們調查，幫助我們渡過人手緊缺的日子。

在生活方面，感恩邱爸爸、邱媽媽提供我們一個優質的居住環境，並且將我們當成孩子一般照顧，噓寒問暖。感恩室友譚陽、伯誠、承翰、大哥、俊昌、49、邱龍，在我生活繁忙、感情受挫時，給予我各種支援和陪伴，有你們真好！



感恩 妙禪師父！讚歎 妙禪師父！引領孟浚開悟了解人生的真實義、解答心中的種種疑惑，讓孟浚心安定不再徬徨，並且有智慧、勇氣及信心面對生命中的每一個境。感恩北台政科如來實證社的大家庭，冠中、岱芸、俊廷、君容、仁瑄、立元、瑞慈、郁茹、俊宏...等好多好多的師兄師姐，護持孟浚在禪行路上不斷開悟突破，開啟慈悲、智慧的心利益眾生。

最後，感恩爸爸及媽媽無微不至的養育我，沒有您們就沒有我，您們悉心的照顧讓我平安、健康的長大，提供我安穩的求學環境，這是我完成研究的一大動力。感恩哥哥不論在家中或在台北，都很照顧我這個弟弟，給我很多的鼓勵。

孟浚願能成為一位有擔當的人，善盡孝道、愛己愛人、貢獻國家。

感恩 如來，這一切因祢而在！

集水區源頭部基岩面上飽和帶在降水中的時空變動

摘要

森林源頭集水區是水文變動敏感、土砂移動盛行的區域，基岩面上飽和帶的分布和連通性與逕流量有很高的相關性。前人研究中指出基岩面上的飽和帶有由下而上和由上而下兩種擴張類型，而飽和帶的擴張受土壤厚度、基岩面地形所控制。本研究透過高密度觀測集水區源頭部基岩面上孔隙水壓的時空變化，探討飽和帶在降雨期間的擴張模式，並推測飽和帶擴張的機制。研究結果顯示土壤厚度具有很大的空間變異，基岩面地形相較於地表面有很大的起伏，特別在坡面中、下段。推測坡面中段岩層曾向下滑動並堆積於坡面下段，因此坡面中、下段基岩面應較坡面上段還破碎。飽和帶的時空變動，在降雨發生後，除了由坡面下段沖蝕溝及左側凹地向上擴張，亦於坡面上段有獨立的飽和帶發生並向下擴張，當累積雨量更大時，上下坡段的飽和帶會透過坡面中段的飽和帶通道互相連通。土壤厚度是主導飽和帶發生先後順序的重要因子，飽和帶擴張的主要機制是水分垂直滲透及沿基岩面向下移動的飽和側向流。坡面中段除飽和帶較晚發生，多數測點在降雨中未達飽和，推測是坡面中段基岩面較破碎，水分會往岩層中滲漏，降低坡面上下段飽和帶的連通性。本研究提出在探討源頭集水區地表下飽和帶的變動情形，除了土壤厚度、基岩面地形外，基岩面的水文特性如破碎程度也應納入考量。

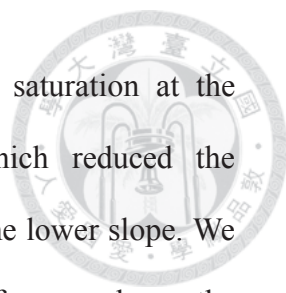
關鍵字：簡易貫入試驗、源頭集水區、地中飽和帶、土壤厚度、基岩面、張力計

Spatial and Temporal Variations in Subsurface Saturation at the Soil-bedrock Interface during Rainfall Events in a Headwater Catchment



ABSTRACT

A headwater catchment is an area with variable hydrological characteristics and sediment transportation. Many previous studies indicated that stream flow is highly correlated with the distribution and connectivity of the saturated zones at the soil–bedrock interface. Subsurface saturation would expand downslope or upslope during rainfall events, which is controlled by soil depth and bedrock topography. In this study, we measured the pressure head at the soil–bedrock interface with a high resolution during rainfall events to clarify the pattern and mechanism of the expansion of subsurface saturation. The result showed that there are great spatial variations in soil depth, and the bedrock topography is more uneven than surface topography, especially at the middle and the lower parts of the slope. Based on surface and bedrock topography, we presume that shallow landslide occurred at the middle slope and sediment moved from the middle slope toward the lower slope. Consequently, the soil–bedrock interface at the middle and lower parts of the slope could be more broken than that at the upper part of the slope. The subsurface saturation at the upper slope would generate locally and expand downward, and subsurface saturation at the lower slope (i.e., gully) would expand to the middle slope in the early stage during the rainfall events. In the later stage when the rainfall amount increased, subsurface saturation at the upper and lower slopes would be connected at the middle slope. The sequence of the generation of subsurface saturation was much related to soil depth. Infiltration and lateral saturated flow at the soil–bedrock interface are the main mechanisms of the



expansion of subsurface saturation. We presume that subsurface saturation at the middle slope would infiltrate into bedrock layers rapidly, which reduced the connectivity of subsurface saturation between the upper slope and the lower slope. We proposed that the hydrological properties of soil–bedrock interface, such as the fragmentation in the soil–bedrock interface, is an important factor in discussing the spatial and temporal variations in the subsurface saturation in a headwater catchment.

Key Words: cone penetration test, headwater catchment, subsurface saturation, soil depth, soil–bedrock interface, tensiometer

目 錄



誌謝	I
中文摘要	III
英文摘要	IV
目錄	VI
圖目錄	VIII
表目錄	IX
第一章、前言	1
1.1 研究動機與背景	1
1.2 基岩面上飽和帶變動理論	2
1.3 研究目的及論文架構	5
第二章、研究材料與方法	7
2.1 試驗地簡介	7
2.2 現地調查	9
2.2.1 地表面地形	9
2.2.2 土壤厚度及基岩面地形	9
2.3 現地觀測	11
2.3.1 降雨量	11
2.3.2 土壤-基岩交界面的壓力水頭	11
2.4 資料分析	13
2.4.1 數值地形模型 (digital elevation model, DEM)	13
2.4.2 數值地形分析 (digital terrain analysis, DTA)	13
2.4.3 降雨事件	15
2.4.4 壓力水頭時間與空間分布	15

第三章、試驗坡面土壤厚度和地形因子特性	16
3.1 土壤厚度空間分布、地表面及基岩面地形	16
3.2 土壤厚度分布及基岩面地形特徵	19
第四章、基岩面上土壤壓力水頭在降雨中的反應特性	22
4.1 觀測期間	22
4.2 降雨事件中基岩面上飽和帶的擴張表現	24
第五章、飽和帶在降雨過程中時空變化的機制	31
5.1 影響飽和帶擴張的因子及機制	31
5.2 降雨事件中飽和帶擴張模式	35
5.3 本研究中坡面基岩面上飽和帶擴張理論與前人研究比較	37
第六章、結論	39
參考文獻	41



圖目錄



圖 1.1 前人研究中飽和帶擴張的假說	4
圖 1.2 論文架構	6
圖 2.1 試驗地地理位置、地形圖及照片	8
圖 2.2 簡易貫入計照片及貫入阻抗值垂直分布及土壤厚度示意圖	10
圖 2.3 DAVIS 傾斗式雨量筒及福山試驗中心設置的雨量筒	11
圖 2.4 張力計構造、觀測位置示意圖及現地設置張力計照片	12
圖 2.5 集流面積及地形單元示意圖	14
圖 2.6 D-infinity 法及集流面積演算法示意圖	15
圖 3.1 土壤厚度次數分配圖	16
圖 3.2 地表面、基岩面地形、坡度、CA 和 TWI 的空間分布圖	18
圖 3.3 土壤厚度與地表面坡度、CA 及 TWI 的散布圖	19
圖 3.4 地表面、基岩面地形圖的比較，5 條側線的空間分布及剖面圖	21
圖 4.1 觀測期間日雨量及月雨量時間分布圖及累積雨量次數分配圖	22
圖 4.2 研究中探討 11 場降雨事件中基岩面上壓力水頭的時空變動	25
圖 4.3 各場降雨事件中各測點自降雨開始達飽和所需時間	30
圖 5.1 降雨事件 8 及 11 中各時間點達飽和及未飽和測點土壤厚度及基岩面 TWI 的分布	33
圖 5.2 基岩面上飽和帶擴張模式的示意圖	36

表 目 錄

表 4.1 研究中探討 11 場降雨事件的累積雨量	23
表 5.1 本研究與前人研究中飽和帶擴張模式、機制及坡地條件的比較	38





第一章、前言

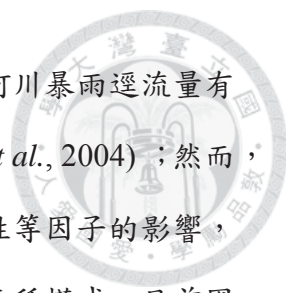
1.1 研究動機與背景

源頭集水區 (headwater catchment) 是位於一級河源頭的上方，地形成凹谷狀 (hollow) 的集水區域，又稱為零級流域 (zero-order basin)。Tsukamoto and Ohta (1988)將該區域的地形歸類為匯流單元 (convergent slope unit)，水分會由坡面往凹谷低處匯集，最終匯流至一級河的先端。前人研究指出源頭集水區是一個水文變動敏感 (Tsuboyama *et al.*, 2000)、土壤及岩層移動盛行 (Tsukamoto *et al.*, 1982) 及養分運輸盛行的區域 (Luxmoore *et al.*, 1990)。其水分在坡面的移動過程和機制，會影響河川地表逕流的流量、坡地土體穩定性及土砂移動的情形，故重要性不容小覷。

隨著坡地水文學研究的發展，許多研究指出在濕潤、土壤透水性佳且坡度較陡的坡面上，地表下暴雨逕流 (subsurface stormflow) 是坡面在降雨中水分移動的重要過程，也是貢獻地表逕流的重要機制 (Hewlett and Hibbert, 1967; Kirkby and Chorley, 1967)。

在探討地表下暴雨逕流的研究當中，基岩面 (soil-bedrock interface) 被視為重要的水文分界面，由於岩層的導水特性通常較土壤差，水分在垂直入滲到達基岩面時，容易因入滲速率減緩而在基岩面上形成飽和帶，繼而沿基岩面地形發生側向流動。

早期關於地表下暴雨逕流的研究，發現河川流量的洪峰與地表下暴雨逕流的洪峰相關，並發現下坡段有飽和錐 (saturated wedge) 存在，在降雨中有向上坡擴張的現象，進而推測地表下暴雨逕流量與飽和錐的擴張有關 (Mosley, 1979; Weyman, 1973)。McDonnell (1990) 指出入滲的雨水會與土壤水混合，形成飽和帶並暫時棲止於基岩面之上，而當飽和帶間透過導水性佳的通道互相連通，飽和帶會擴張並且向下坡處連通，水分會迅速補注至下坡段。




飽和帶在降雨中的擴張及連通性，與地表下暴雨逕流量及河川暴雨逕流量有高度相關性 (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006; Uchida *et al.*, 2004)；然而，由於飽和帶的擴張及連通過程受土壤厚度、基岩面地形、岩層特性等因子的影響，前人研究中提出飽和帶有由下坡面往上及由上坡面往下擴張的兩種模式。目前國內外尚缺乏在森林集水區源頭部進行高密度基岩面上飽和帶時空變動的研究，對於基岩面上飽和帶的擴張模式掌握的資訊仍非常的少。故本研究期望透過研究源頭集水區飽和帶在降雨中的擴張情形，了解降雨中水分在地表下分布的特性以及影響飽和帶擴張的機制。

1.2 基岩面上飽和帶變動理論

現地進行地表下飽和帶分布與擴張的研究中，主要觀測到飽和帶的擴張模式有兩種 (圖 1.1)。Tsukamoto and Ohta (1988) 在一個富含壤土及砂土的零級流域中，透過水井觀測地表下 20 cm 處水位的變化了解飽和帶的擴張情形。該篇研究中提出在累積雨量達到 11 mm 以前，還未觀測到顯著的地表逕流上升或飽和帶水位的變化，地表下飽和帶的範圍侷限在谷底，而當累積雨量超過 11–20 mm 後，飽和帶開始往上坡面擴張直至潛移邊坡 (creeping slope)。在降雨結束後，飽和帶的消退則與擴張的方向相反，飽和帶逐漸自上坡面消退至谷底。

Tromp-van Meerveld and McDonnell (2006) 在一花崗岩層的平直坡面研究降雨量和地表下逕流量的相關性，發現降雨量與地表下逕流量間有一閾值存在。該研究進一步觀察發現在累積雨量較小的事件當中，僅有坡面上段的基岩面上觀測到飽和帶的存在，而在累積雨量大於閾值的事件當中，基岩面上的飽和帶才擴張至坡面下段。該研究提出的假說是當降雨發生時，位於上坡面土壤較薄的區域會先達飽和，而後飽和水會沿基岩面地形側向向下坡面流動，匯流至坡面中段的窪地受到地形的阻隔，需等到窪地被填滿，飽和水高超過窪地的地形阻隔，飽和水帶才會繼續往下坡面擴張。

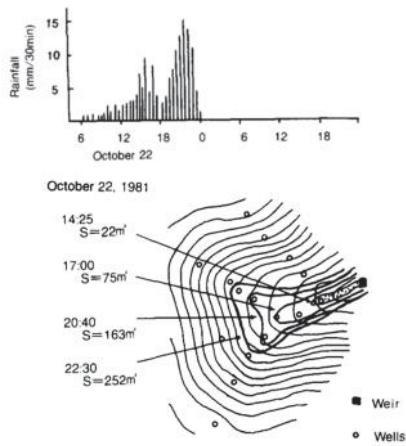
根據飽和帶發生與變動的情形，以及在降雨中地表下逕流及河川流量的變化，



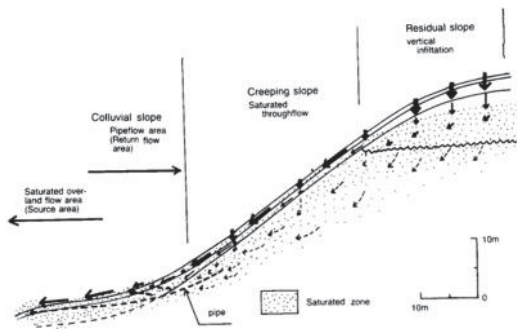
許多研究中指出此結果與坡面的土壤厚度、基岩面地形以及岩層的導水特性有關。土壤作為水分垂直入滲的緩衝帶，會暫時儲存入滲的水分，Fujimoto *et al.* (2008) 在一源頭集水區觀測到當累積雨量小於 35 mm 以前，集水區的河川流量在降雨中未有明顯的反應，而在鄰近區域的平直側邊坡面，在降雨中流量有較快速的反應，該研究指出是由於源頭集水區下坡面土壤較厚，土壤短時間內能儲存較多雨水，減緩雨水移動至基岩面的速度，因而基岩面上飽和帶較難發生。

Tromp-van Meerveld and McDonnell (2006) 及 Burt and Butcher (1985) 的研究中發現垂直入滲的水分會優先於土壤較薄或是基岩面低窪處優先達到飽和，該研究提出當降雨發生後，坡面上段土壤較淺的區域會先達飽和，繼而側向移動，但因坡面中段有一窪地，必須等飽和水分將窪地填滿後，水高越過地形的阻隔，才會往下坡處連通擴張，貢獻飽和水流至坡面下方。

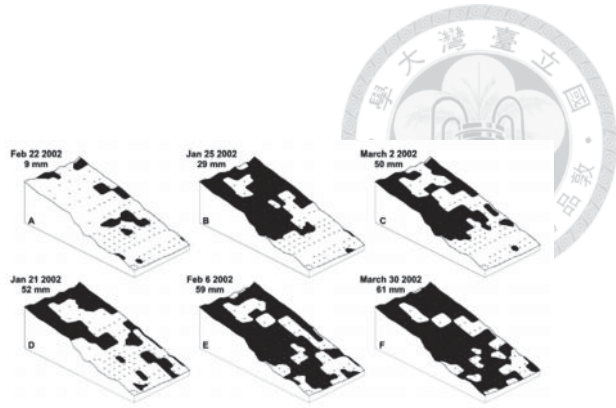
Kosugi *et al.* (2006) 在一風化花崗岩層的源頭集水區觀測到有相當大一部份垂直入滲的水分会由岩層裂隙往下滲漏 (percolation) 流失，在該坡面觀測到坡面下段飽和帶無明顯往坡面中段擴張的現象，該研究則指出在岩層滲漏較顯著的區域，土壤厚度作為水分垂直入滲的緩衝帶，讓到達基岩面的水分有充足的時間滲漏至岩層中，可能是基岩面上飽和帶難以發生的原因。



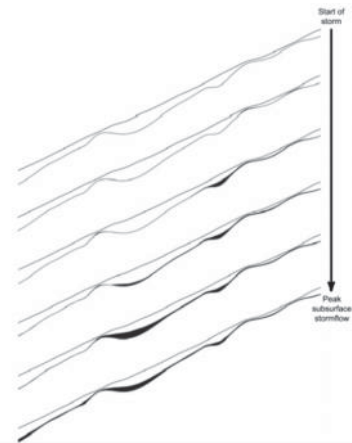
零級流域在單一場降雨中飽和帶的擴張情形 (Tsukamoto and Ohta, 1988)



飽和帶分布及擴張的概念 (Tsukamoto and Ohta, 1988)



平直坡面在累積雨量由小到大的六場降雨中，基岩面有達飽和的區域 (黑色面積) (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006)



飽和帶分布及擴張的假說 (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006)

圖 1.1 在零級流域及平直坡面上觀測到地表下飽和帶在降雨事件中的擴張情形，以及飽和帶擴張的假說 (Tsukamoto and Ohta, 1988; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006)



1.3 研究目的及論文架構

土壤-基岩交界面 (後簡稱基岩面) 上飽和帶的產生、分布和擴張是重要的水文過程，和逕流流量反應及土壤穩定性息息相關。由前人研究中得知坡地基岩面上飽和帶在降雨中的擴張模式主要有兩種類型：由集水區源頭部谷地向上擴張，或是先在上坡面土壤較薄或低窪處先發生飽和再往下方連通。然而，水分在地表下移動的過程受到土壤厚度、基岩面地形及岩層導水特性的影響，在集水區源頭部可能同時有兩種飽和帶擴張情形。

目前國內尚缺乏對坡地單元基岩面上飽和帶的空間分布和時間變化進行的現地觀測，本研究之目的是了解集水區源頭部的坡地單元，在降雨過程中基岩面上飽和帶的擴張模式，進而探討飽和帶空間分布的動態變化受地形、土壤因子影響的機制。本研究之架構如圖 1.2，將探討下述問題：

1. 集水區源頭部的地表面、基岩面地形與土壤厚度空間分布的特性。
2. 由降雨過程中基岩面上方飽和帶發生的先後順序推測飽和帶擴張的模式。
3. 分析土壤厚度、基岩面地形對水分在地表下移動的影響，並探討飽和帶擴張及的機制。

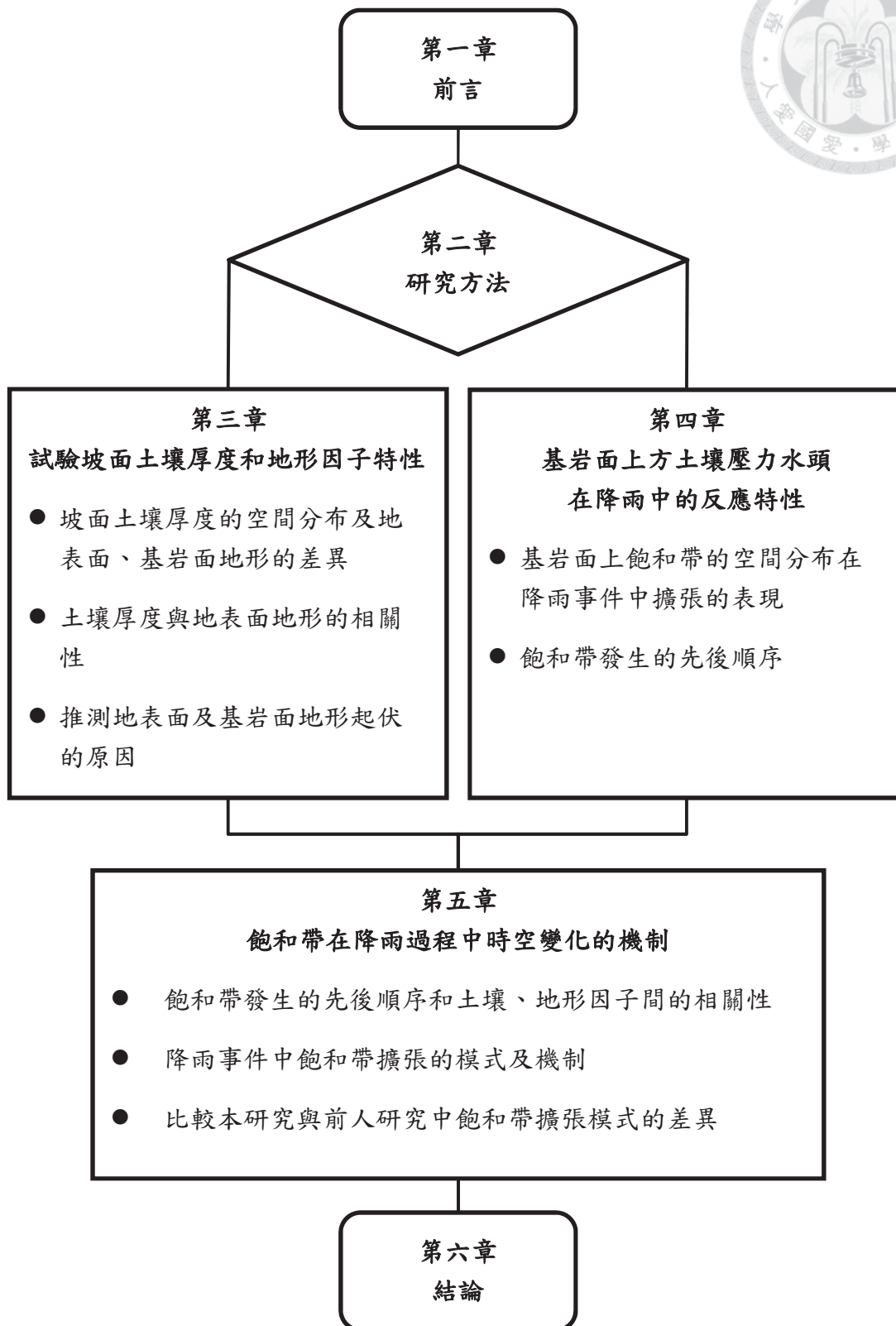


圖 1.2 論文架構

第二章、 研究材料與方法



2.1 試驗地簡介

本試驗地位於林業試驗所福山研究中心內 (圖 2.1a) ，粗坑溪側邊坡沖蝕溝上方的源頭集水區 (headwater catchment) ，面積約 0.16 ha ，座標為北緯 24° , 45' , 42.4" ，東經 121° , 35' , 45.2" 。

福山試驗林位處於台灣的東北部，轄區面積約為 1097.9 ha ，海拔介於 400 m 至 1400 m ，屬於亞熱帶季風氣候，全年溫暖潮濕。年平均氣溫為 18.2°C ，年雨量為 4125 mm (夏禹九、黃正良，1999)。全年有雨，冬季由東北季風帶來的鋒面雨，降雨強度較低但延時長；夏季由颱風帶來的降雨雖然持續時間短，但有相當高的降雨強度，帶來豐沛的雨量；春夏之際則為梅雨季節，降雨持續數天，但強度較低。

試驗林區之地質為台灣第三紀漸新世至中新世之乾溝層的變質岩，土壤類型分為黃壤、崩積土、石質土及雜地四個類別，黃壤主要分布於平緩之山頂、稜線、鞍部或緩坡上；崩積土分布於地形較陡峭的山腰或山腳處；石質土則分布於極陡峭的坡地或峭壁，亦可在河床發現。試驗林區內大部分區域為未經人為破壞的天然闊葉林，以樟科、殼斗科為主 (林光清等，1996)。

本試驗地位於一半開放集水區源頭部的坡面 (圖 2.1a) ，坡向朝東南，海拔高介於 730 – 790 m ，平均坡度約為 35° (7°-60°) ，地形相當陡峭。坡面右側為一稜線，往左側高程逐漸降低，坡面中段左側為一平台，上段有一條步道橫貫，下段有兩條沖蝕溝 (gully，圖 2.1b) ，沖蝕溝下部皆觀察到有經常性地表逕流，因此研判此試驗地位於源頭集水區內。林份為天然闊葉林，林相複雜，大小喬木分布其中，且地被植物茂密 (圖 2.1b) 。由於坡度甚陡，土壤搬運作用旺盛，試區中可見許多土體崩落的痕跡，且地表面及土體中皆富含大小塊石，土壤屬於崩積土。

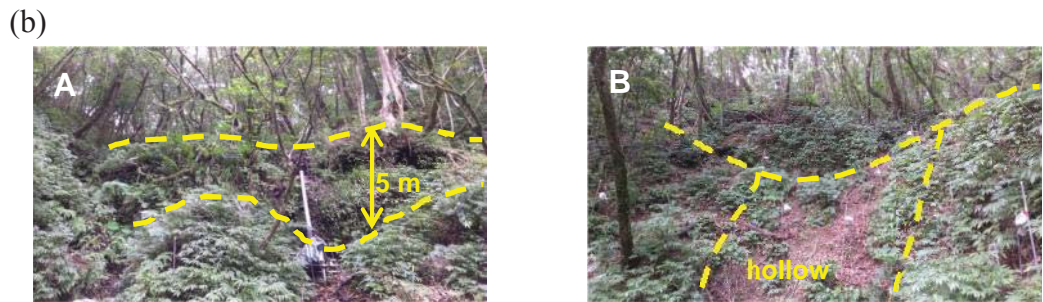
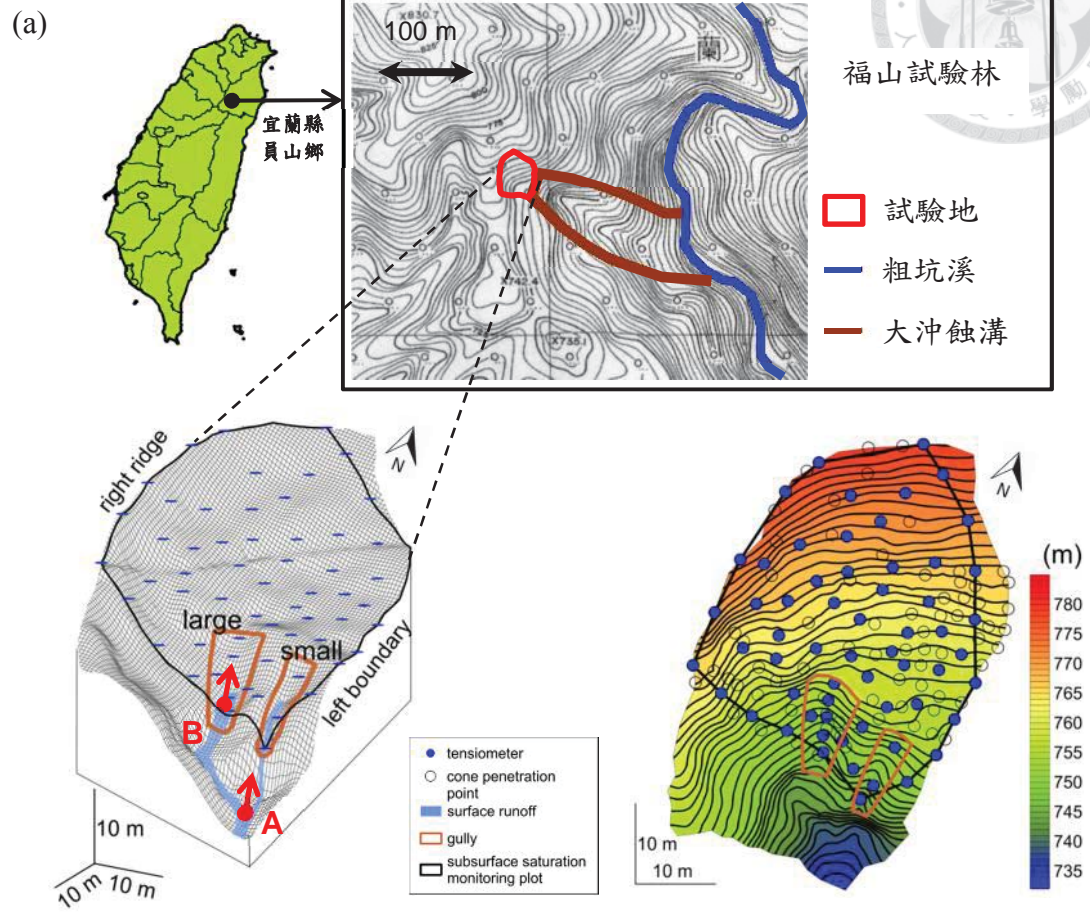


圖 2.1 (a) 試驗地地理位置及地形圖，(b) 試驗地照片，照片 A 由試驗區底部向上見到岩石峭壁，照片 B 為仰視大沖蝕溝



2.2 現地調查

2.2.1 地表面地形

為了獲得試驗地的地表面地形資料，本研究以雷射測距儀 (TruPulse 360B, LASER TECHNOLOGY, INC.) 測量地表測點的相對座標。樣區中共有 471 測點，測點在地表均勻分布，兩點間距約 2 公尺，另外於地形變化急遽的隆起或下凹處，增加測點密度，以表現該區域特殊的變化。

2.2.2 土壤厚度及基岩面地形

研究中以簡易貫入試驗 (cone penetration test) 獲得土壤硬度垂直變化及土壤厚度資訊，雖然多點式貫入試驗、調查花費大量人力；但相較於費用高昂之鑽探及解析度較低之地球物理探測法 (透地雷達、大地比電阻、震波探測等)，利用簡易貫入試驗判斷土壤厚度及基岩面位置為一經濟、有效之方法，其操作簡便、適用於坡地環境調查更為其優點。

文中所稱之「基岩面」為利用簡易貫入試驗判斷的土壤—岩石交界面 (soil-bedrock interface)，此基岩面雖未必為地質上所定義的新鮮母岩表面，但可代表水文的分界面，當水分滲透至基岩面上，會因岩層的障礙減緩向下入滲的速度，因此較易在該區域形成飽和帶。

簡易貫入計分為錐頭、貫入桿、打擊桿及重錘等部位 (圖 2.2a)，錐頭直徑為 20 mm，貫入桿直徑 16 mm，錐角 60°，重錘重量 2kg，落下高度 50 cm。

測量方法是將貫入計放置於土壤表面並使貫入桿與重力方向平行，將重錘自打擊頭拉升 50 cm 至頂端後，使之自由落下撞擊打擊頭，將貫入桿打入土壤，記錄每一次擊打後貫入桿位移的距離 (貫入量)。貫入數據的換算處理，以阻抗值 N_h (擊打次數/10 cm) 代表土壤硬度：

$$N_h = 10 \times N/d \quad (1)$$

式 (1) 中 N (次) 為連續擊打次數， d (cm) 為相對應的貫入量， N_h 值代表針對同一土層要貫入 10 cm 所需的擊打次數，數值越大代表土壤硬度越高。當貫入錐頭撞

擊到基岩面時，每次擊打的貫入量會變得很小，參考前人研究之貫入阻抗的結果 (Okimura and Tanaka, 1980; Yoshimatsu *et al.*, 2002)，當連續擊打 10 次而貫入量不到 1 cm 時 (即 $N_h > 100$)，視為接觸至基岩面，因此本研究設定當上述情形連續出現三次則結束該點的測量，並判斷第一次貫入阻抗上升時的深度為土壤厚度 (圖 2.2b)。

貫入點在樣區中均勻分布，共測量 133 點，並根據這些點的地表高程和土壤厚度推估基岩高程，進而推估基岩面的地形。

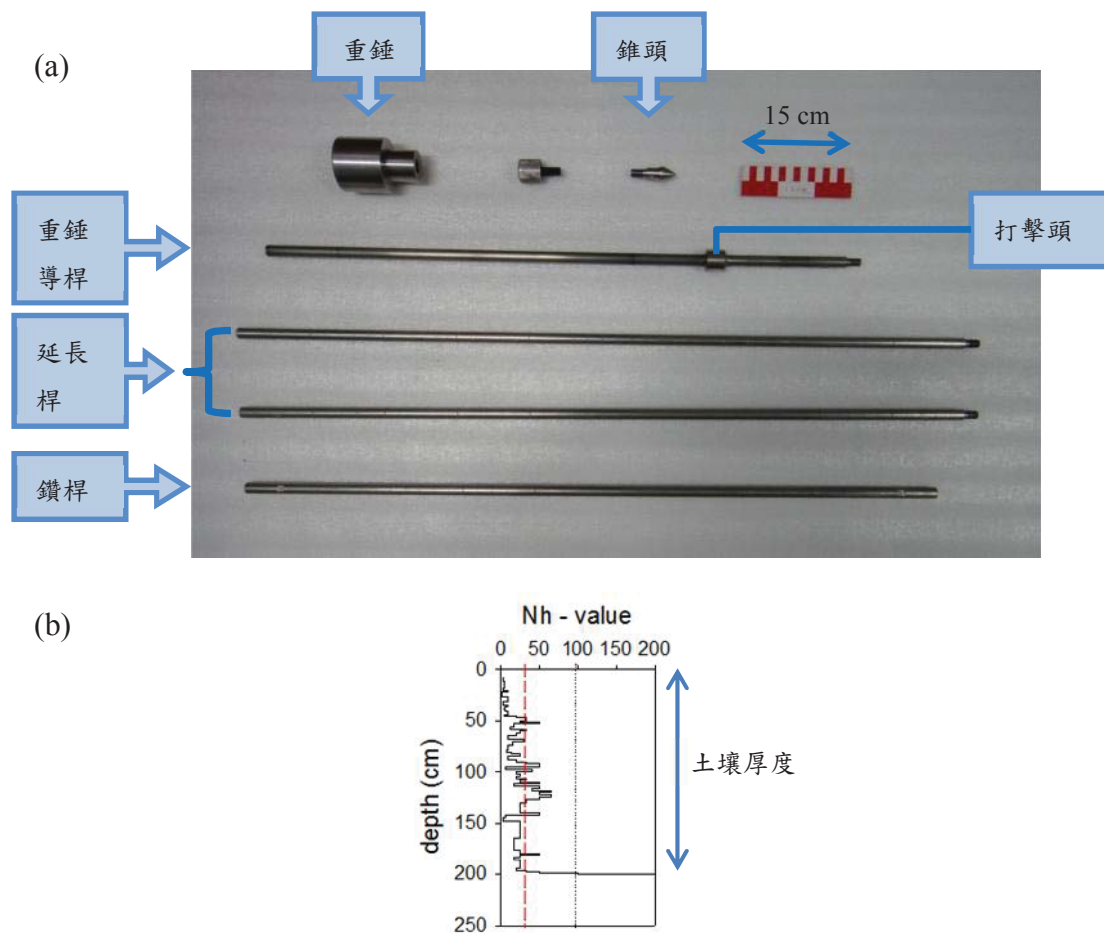


圖 2.2 (a) 簡易貫入計照片，包含錐頭、鑽桿、延長桿、重錘導桿及重錘，(b) 貫入阻抗值 (N_h 值) 垂直分布及土壤厚度示意圖



2.3 現地觀測

2.3.1 降雨量



圖 2.3 DAVIS 傾斗式雨量筒及福山試驗中心設置的雨量筒

研究期間的雨量資料由架設在福山氣象站的傾斗式雨量筒 (Rain collector, DAVIS INSTRUMENTS) 觀測記錄 (圖 2.3)，當降雨量累積 0.2 mm，傾斗即傾倒一次。觀測時間自 201 年 10 月至 2014 年 8 月，期間自 2013/12/12 至 2014/1/27 因雨量筒故障，故採用福山研究中心設置於氣象站的雨量筒資料，該雨量筒每傾倒一次，累積雨量為 0.5 mm。

2.3.2 土壤—基岩交界面的壓力水頭

試區中選取 60 個貫入測點，各設置 1 支張力計 (圖 2.1a)，張力計由陶瓷頭連接 pvc 管至壓力感測器 (pressure transducer, COPAL ELECTRONICS) 所組成 (圖 2.4)，壓力感測器感應到的壓力值傳送至資料紀錄器 (CR1000, CAMPBELL SCIENTIFIC) 記錄，記錄時間間隔為每 5 分鐘一筆。張力計陶瓷頭的深度達到土壤—基岩交界面上方 (圖 2.4)，以觀測土壤—基岩交界面上方的土壤基質勢能 (soil matric potential)，並以壓力水頭 (pressure head) 呈現。

觀測時將 pvc 管和陶瓷頭內加水至超過壓力感測器的高度，感測器會將感應到的壓力以電壓的形式輸出，透過換算式(2) 可求得基岩面上土壤的壓力水頭：

$$\psi = -0.255 \times (V - V_0) + L \quad (2)$$

式(1) 中 ψ (cm) 為基岩面上土壤的壓力水頭， V (mV) 為任一時間點感應器輸出

的電壓值， V_0 (mV) 為感應器在大氣中輸出的電壓值， L (cm) 為感應器至陶瓷頭頂端的間距。根據壓力水頭的原理，當 $\psi \geq 0$ cm 時土壤達到飽和，而當 $\psi < 0$ cm 時代表土壤未達飽和。

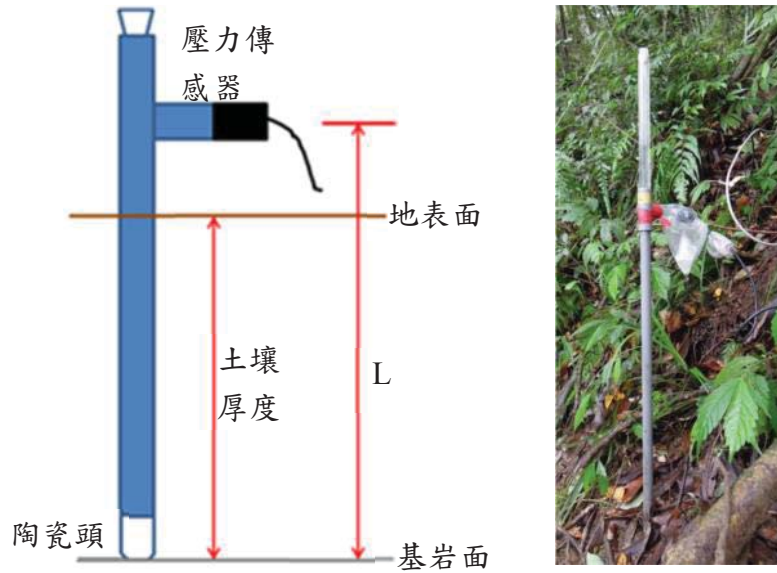


圖 2.4 張力計構造、觀測位置示意圖及現地設置張力計照片



2.4 資料分析

2.4.1 數值地形模型 (digital elevation model, DEM)

本研究中呈現的地形圖有 3 者：

1. 試驗地整體的地表面地形，共 471 個測點。
2. 以貫入點推估的地表面地形，共 133 個測點。
3. 以貫入點推估的基岩面地形，共 133 個測點。

地形面的網格狀數值高程模型 (digital elevation model, DEM) 是將各測點的地表面或基岩面高程，透過 Surfer 10 預設的 Kriging 法建立，其採用的半變異元模型 (semi-variogram model) 為線性 (linear) 模型。本研究中設定 DEM 網格之空間解析度為 $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ 。

2.4.2 數值地形分析 (digital terrain analysis, DTA)

本研究利用地形濕度指數 (*TWI*) 推估地表面及基岩面地形之匯流能力。*TWI* 是以地形起伏推估在穩定狀態 (steady state) 時，地形面上任一區域水流匯集之能力 (Beven and Kirkby, 1979)，其計算式為：

$$TWI = \ln(a/\tan\beta) = \ln[(CA/b)/\tan\beta] \quad (3)$$

式(3) 中 $a(\text{cm})$ 是目標網格的比集流面積 (specific catchment area)，由目標網格的上坡集流面積 (upslope contributing area, CA ，單位為 cm^2) 除以該網格流出口的寬度 $b(\text{cm})$ ，即網格寬度 200 cm (圖 2.5)； $\tan\beta$ 是目標網格往四周移動的最大坡度。本研究採用 Tarboton (1997) 提出的 D-infinity 法計算水分在地形面上移動的坡度、流向、 CA 和 TWI (圖 2.6)。計算方式以目標網格與周圍網格劃分出的八個直角三角形，利用各網格點的高程，篩選出最大的坡度為 $\tan\beta$ ，並以該坡度的方向作為水分最可能的流向。再以流向在直角三角形中與兩個網格的夾角比例，作為目標網格往下游二個網格的分配比例。 CA 是目標網格上坡的總水分貢獻面積，以遞迴方式向目標網格上游尋找所有會流入該網格的貢獻網格，最終將所有貢獻網格的面積乘上貢獻度，加總即是目標網格的 CA 。

CA 代表任一網格具有的潛在水分供給面積，亦可推估潛在水分供給量，一般而言，靠近稜線、上坡面或微地形隆起的區域 CA 會較小，而在坡腳及低凹處 CA 會較大。 $\tan\beta$ 則假設可代表飽和帶的水力梯度 (Hydraulic gradient)，用以推估飽和水帶的側向流動速度。TWI 將兩者結合，推估輸入量與輸出量間的比例，當一個區域的輸入量遠大於輸出量，則 TWI 較高，顯示水分較容易在這個區域累積。

本研究中各網格的坡度、CA、TWI 以 Fortran (Compaq Visual Fortran Professional Edition 6.6 C) 語言自行撰寫程式進行演算。

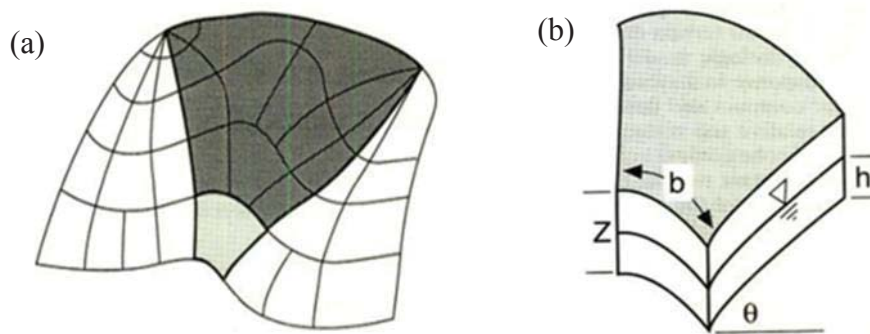


圖 2.5 集流面積及地形單元示意圖，(a) 淺色單元的集流面積為深色面積加上淺色面積；(b) 淺色單元放大圖， b 為單位等高線長， θ 即是 β (Montgomery and Dietrich, 1994)

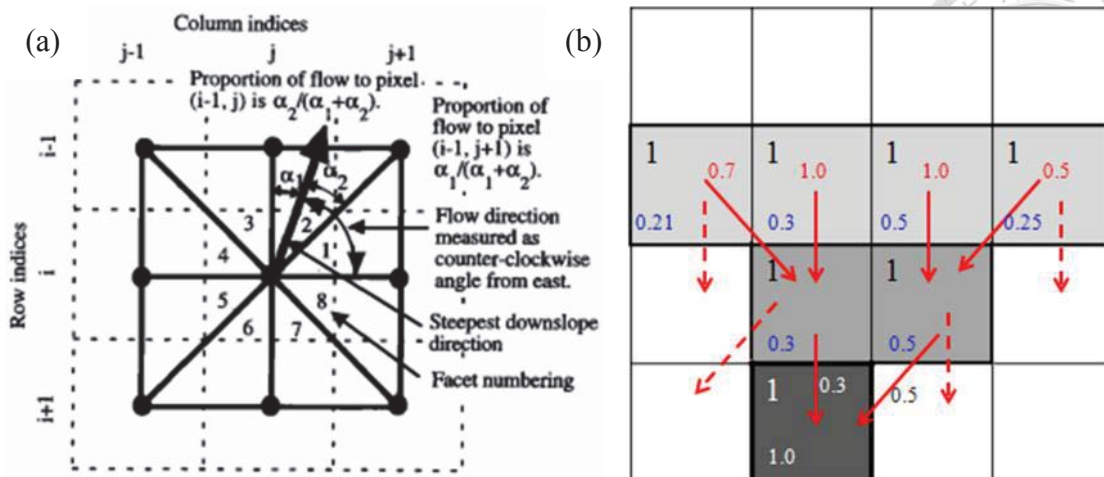


圖 2.6 (a) 將網格中心點相連成八個三角形，以所有三角形中坡度最大者決定流向，最大坡度即 $\tan\beta$ (Tarboton, 1997)；(b) 計算集流面積示意圖，目標網格（最深色）往上一層為一階貢獻網格（次深色），再往上為二階貢獻網格（最淺色）。左上角數字為網格面積，箭頭旁為流入比例，左下角為貢獻度。將貢獻度與網格面積相乘加總即為目標網格的集流面積

2.4.3 降雨事件

研究中降雨事件的分割以連續 12 小時未降雨為基準，當 10 分鐘降雨量大於或等於 0.2 mm，視為降雨事件的開端，每場降雨事件包含降雨期間和降雨停止後連續 12 小時未降雨期間。

2.4.4 壓力水頭時間與空間分布

壓力水頭時空變動的分析中，在分析的降雨事件期間，以每 10 分鐘的間隔，將 60 個測點測得基岩面上壓力水頭的數值，以 Surfer 10 預設的 Kriging 法推算整個試驗地中基岩面上壓力水頭的空間分布，其採用的半變異元模型 (semi-variogram model) 為線性 (linear) 模型，並計算各測點自降雨開始達飽和所需時間，觀察壓力水頭空間分布隨時間的變化及飽和帶發生的先後順序，了解飽和帶的變動模式。

為了瞭解飽和帶擴張的機制，透過降雨事件中不同時間點，飽和測點土壤厚度及基岩面 TWI 間的分布，了解飽和帶的發生、擴張與土壤厚度及基岩面地形的相關性。

第三章、 試驗坡面土壤厚度和地形因子特性



3.1 土壤厚度空間分布、地表面及基岩面地形

圖 3.1 呈現試驗地中土壤厚度的次數分配，以貫入試驗測得土壤厚度的範圍介於 0.5 – 5.1 m，平均為 2.3 m，標準差為 1.2 m，具有相當大的變異。土壤厚度的空間分布如圖 3.2，可見土壤厚度大於 4 m 的區域主要分布於坡面中段，而坡面上段稜線附近及坡面下段大沖蝕溝的土壤厚度則較淺，多介於 1 – 3 m 之間，可見土壤厚度具有很大的空間變異。

利用貫入測得土壤厚度的範圍與(林光清等，1996) 在福山調查土壤剖面得到土壤厚度的結果有很大的差異，該研究中測得土壤的深度皆小於 1 m。推測造成此差異的原因，應為本試驗地土砂移動盛行，表層土壤為崩積土堆積區域，因此土壤厚度較厚。

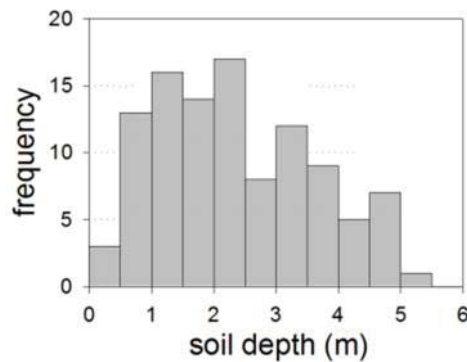


圖 3.1 土壤厚度次數分配圖




圖 3.2 呈現以貫入點推估的地表面及基岩面地形圖，以及其相應的坡度、 CA 和 TWI 空間分布圖。由於土壤厚度具有很高的空間變異，地表面和基岩面地形的起伏也有相當大的差異，特別是在坡面中段及下段區域。地表面地形靠近坡面上段稜線的坡度最為陡峭，往下坡處坡度漸緩，在坡面中段平台區域最為平坦，平台下方接續著起伏較小的稜線。基岩面地形在靠近稜線處亦最陡峭，但在坡面中段有幾個凹谷地形存在，而在地表面為平台的一帶，基岩面甚至有一隆起。比較地表面地形與基岩面地形，可見基岩面地形在坡面中段和下段的起伏較地表面複雜許多。

地表面地形和基岩面地形起伏的差異，造成 TWI 空間分布的差異。不論是地表面或基岩面， TWI 大於 12 的區域分布於大沖蝕溝一帶及大沖蝕溝上方平坦的區域，可見大沖蝕溝一帶 CA 是主導因子，即上坡集水面積較大，在大沖蝕溝以上的區域則以坡度是主導因子。地表面匯流能力較大的區域分布於大沖蝕溝和平台，而基岩面匯流能力較大的區域則分布於大沖蝕溝及坡面中段凹谷的底部平坦區。

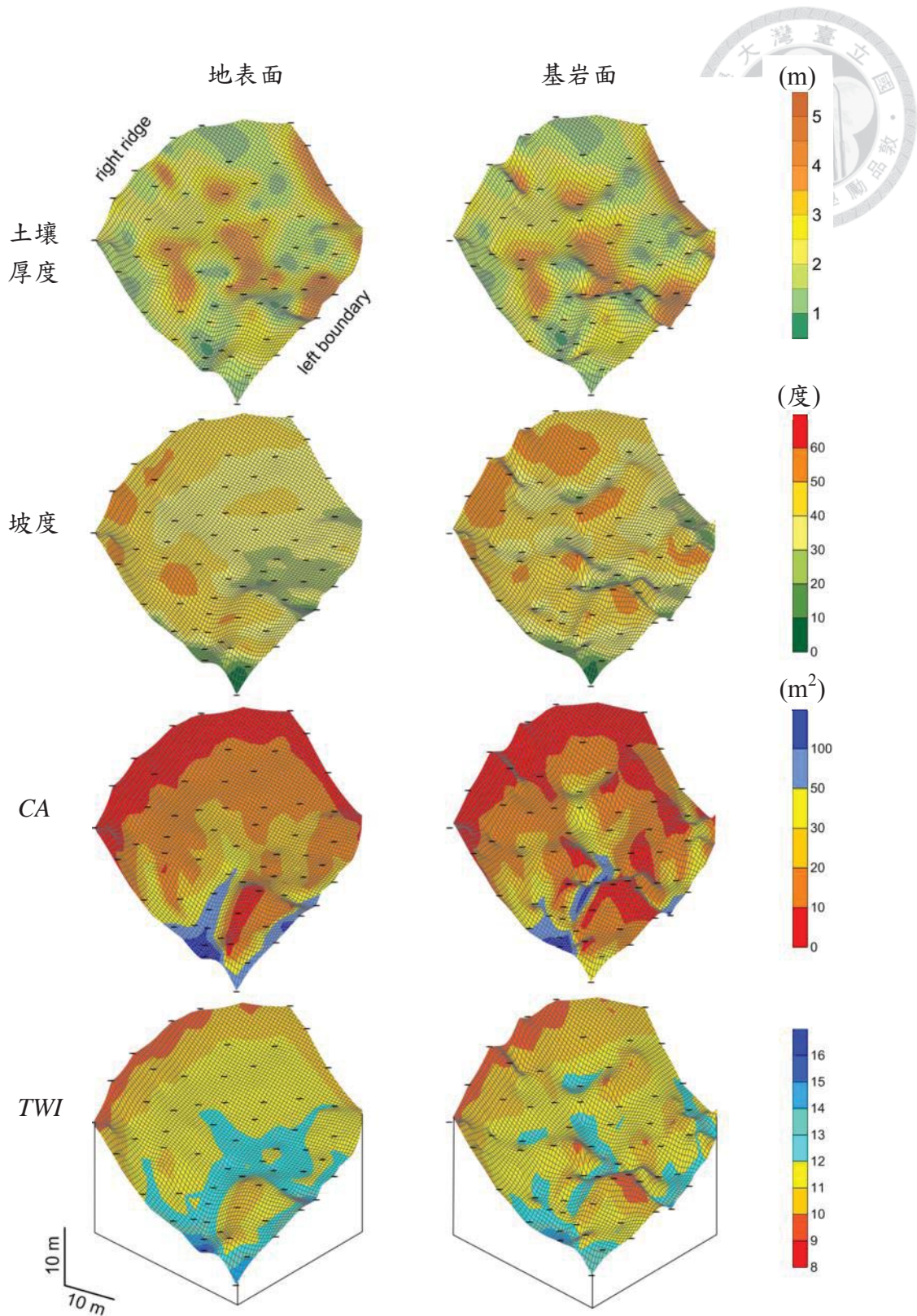


圖 3.2 地表面、基岩面地形、坡度、CA 和 TWI 的空間分布圖



3.2 土壤厚度分布及基岩面地形特徵

圖 3.3 呈現土壤厚度與地表面坡度、CA 及 TWI 間的相關性，可見到土壤厚度不論與哪個地表面地形的指數都無顯著相關，在圖 3.1 中顯示土壤厚度的空間分布並無明顯趨勢，說明在此小尺度的坡面上，難以利用地表面地形推估土壤厚度的空間分布。

土壤厚度的空間分布難以用地表面地形推估，與基岩面地形的起伏有關。圖 3.4 呈現坡面上五條測線地表面、基岩面地形及土壤厚度的剖面圖，可以見到即便地表面的起伏不大，但由於基岩面起伏甚大，如在測線 3、4 坡面中段和下段都有達 2 m 的隆起，而在其餘測線都可見局部的隆起，在無法確定基岩面地形起伏的趨勢下，土壤厚度是難以推估的。

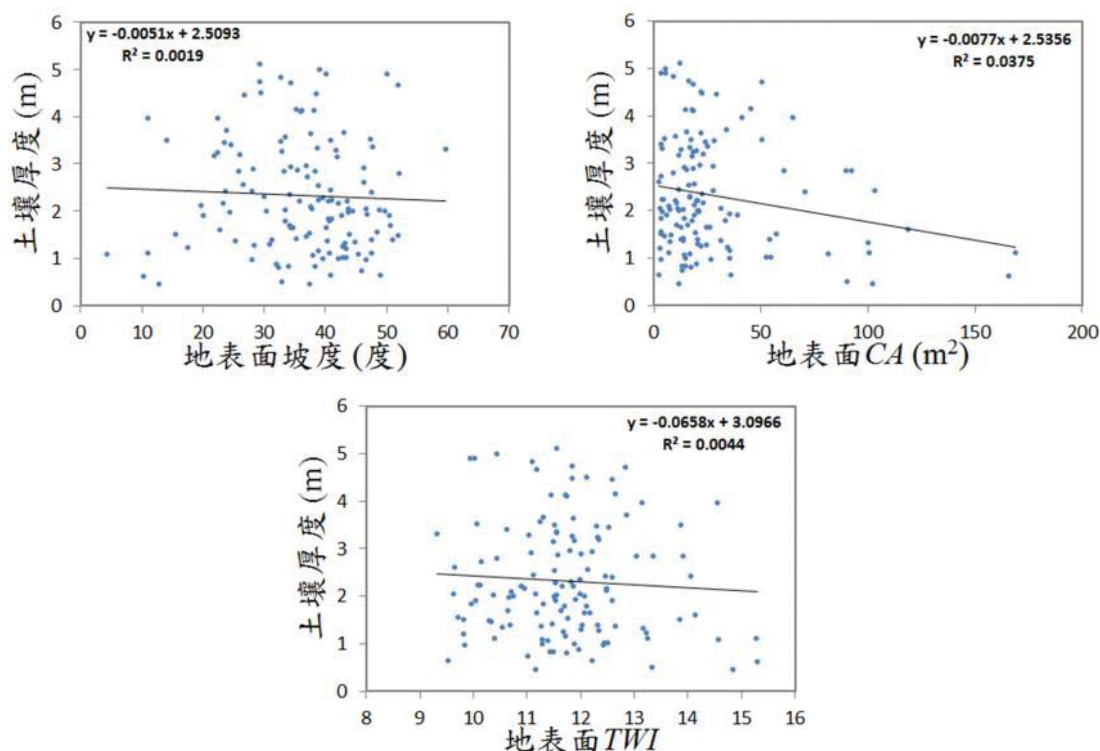
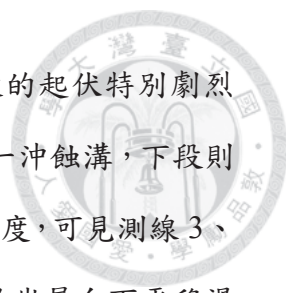


圖 3.3 土壤厚度與地表面坡度、CA 及 TWI 的散布圖



在觀察基岩面地形起伏的特性後，發現在坡面中段和下段的起伏特別劇烈(圖 3.4a 基岩面藍色虛框範圍)，在藍色虛框上段基岩面地形為一沖蝕溝，下段則是很明顯的隆起地形，由 5 條測線剖面觀察基岩面地形及土壤厚度，可見測線 3、4 的中段及下段皆有明顯的隆起，推測下段的隆起來自於中段的岩層向下平移滑動，並於下段堆積的結果，而中段的隆起可能是因下方滑動後支撐減少，因此也發生規模較小的滑動。而在其餘測線的中、下段亦有較小的起伏，可能是整個岩體滑動時，周圍岩層也受到干擾，導致岩層的破碎。相較之下，坡面上段基岩面的起伏較小，其岩層受擾動的狀況應較中、下坡段還輕微。

透過現地觀察地貌特徵，在圖 3.4 的 A 處為一平台，其坡度相當小(圖 3.2)，可能是基岩面在此處的隆起，對土體的支撐性較高，因此地表面目前還能維持平緩的狀態。而在 B 處亦為一平台，可觀察到在其上端為一高 2 m 的落差，由基岩面的地形也顯現同樣的起伏，推測此處可能是由於岩層滑動形成的滑落崖。坡面的 C 處位於壓力水頭觀測範圍的下方，可見到高度達 4 m 的裸露岩壁，說明整個坡面的下方對岩層的支撐力是很小的，坡面下段的岩層可能因此先發生滑動，進而坡面中段也有較小規模的滑動，而坡面上段則因距離較遠，因此發生滑動的現象尚不明顯。

根據上述基岩面地形起伏的推論，可將基岩面的特性初步分為坡面上段及坡面中、下段兩部分(如圖 3.4 中紅色虛線示意)。推測在坡面中、下段岩層的擾動較大，基岩面較為破碎，而坡面上段擾動較小，基岩面較不破碎。而基岩面的破碎程度，可能是影響水分移動的因子，因此在本研究中基岩面上飽和帶的時空變動中，也將納入考量。

由於土壤厚度和基岩面地形都是影響水分移動和分布的重要因子，而本研究結果顯示土壤厚度的空間分布和基岩面地形起伏皆難以由地表面地形推估，說明土壤厚度或基岩面地形的調查對於建立坡地土壤、岩層資訊的重要性。

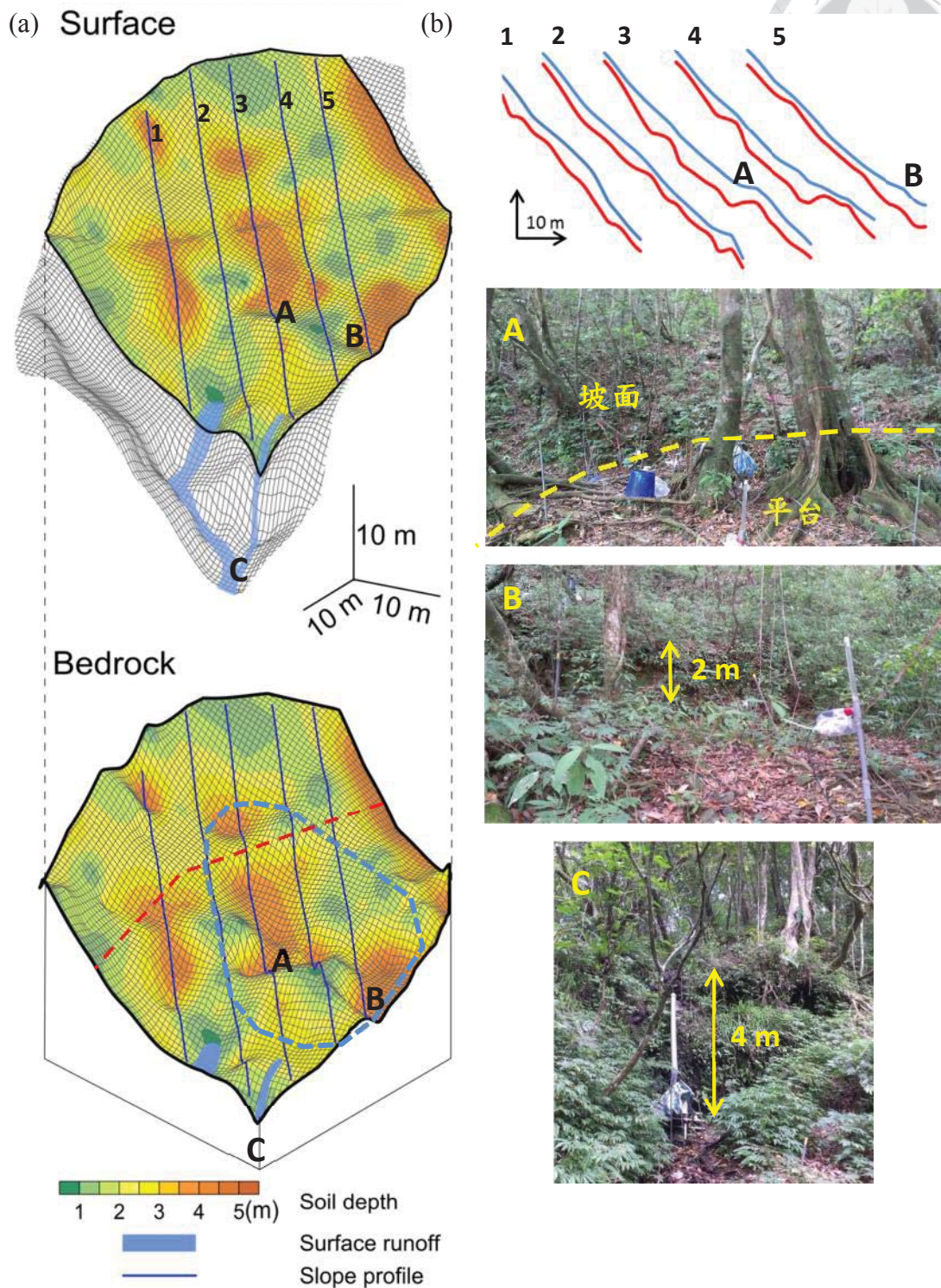


圖 3.4 (a) 地表面及基岩面地形圖的比較，以及 5 條測線的空間分布，基岩面上藍色虛框為坡面中段的凹溝及下段的隆起範圍，紅色虛線將坡面區分為上段及中、下段。(b) 5 條側線地表面及基岩面剖面圖，以及現地地形觀察的照片

第四章、 基岩面上土壤壓力水頭在降雨中的反應特性



4.1 觀測期間

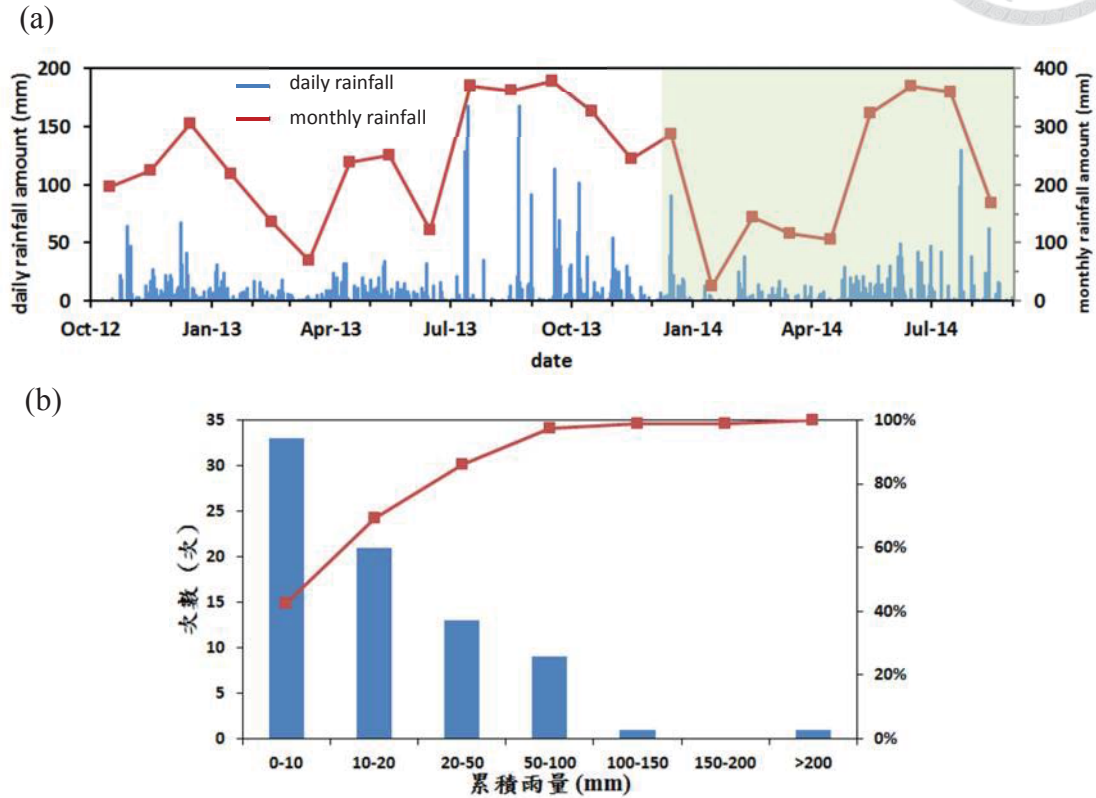


圖 4.1 (a) 自 2012 年 10 月至 2014 年 8 月間的日雨量及月雨量時間分布圖，圖中綠色區域為 60 支張力計觀測期間。(b) 降雨事件累積雨量次數分配圖

降雨量的觀測自 2012/10/17 至 2014/9/1，圖 4.1a 呈現觀測期間內日雨量和月雨量的時間變化。根據近兩年的觀測資料，可見福山地區降雨月份主要分布於 1 月、4-12 月，其中 4-6 月降水為滯留鋒帶來的梅雨，單日降雨集中於短時間內，但降雨强度高 (5-10 mm/hr)；7-10 月降水主要來自於颱風，2013 年 7 月的蘇力颱風、8 月的潭美颱風、康芮颱風、9 月的天兔颱風、10 月的菲特颱風，以及 2014 年 7 月的麥德姆颱風，皆帶來大於 150 mm 的累積雨量，其中蘇力颱風更在兩日內即有 300 mm 的累積降雨；11-1 月降水來自於東北季風的鋒面雨，雖然降雨強度較小 (<5 mm/hr)，但單日降雨時間長，且單月降雨日數多。

基岩面上孔隙水壓自 2013/12/2 至 2014/9/1 由 60 支張力計觀測，根據連續 12 小時未降雨來區分降雨事件，在觀測時段內累積雨量大於 1 mm 的降雨事件共有 78 場，圖 4.1b 為其次數分配圖。本研究中選取其中 11 場降雨量不同的降雨事件 (表 4.1)，探討在降雨初始、降雨中基岩面上飽和帶空間分布的時間變化，並探討飽和帶時空變動的模式。

表 4.1 研究中探討 11 場降雨事件的累積雨量

事件	時間	累積雨量 (mm)
1	2014/04/22-04/23	1.2
2	2014/08/31-09/01	3.6
3	2014/02/26-03/01	6.8
4	2014/03/20-03/21	9.0
5	2014/03/31-03/31	12.2
6	2014/08/02-08/04	14.2
7	2014/04/23-04/24	20.2
8	2014/02/03-02/06	42.8
9	2014/08/13-08/14	62.6
10	2013/12/13-12/16	149.3
11	2014/07/21-07/24	231.0



4.2 降雨事件中基岩面上飽和帶的擴張表現

圖 4.2 中共 11 場降雨事件，依累積雨量由小到大排列，並且呈現在降雨過程中壓力水頭空間分布隨時間的變化。

在各場降雨事件初始時期 (0 min)，可觀察到已有飽和帶存在，且其主要位於大沖蝕溝上和樣區左側基岩面上的凹地。即便在 11 場降雨事件中降雨初始最乾燥的事件 8 中，飽和帶依然存在，但面積相當地小。而在降雨初始較為潮濕的其他幾場事件當中，不論是大沖蝕溝或左側凹地附近的飽和帶分布面積皆較大，甚至上坡面的區域亦存在零星的飽和帶。

觀察單一場降雨事件中飽和帶的時空變化，在事件 1 到 4 當中 (最大累積雨量為 9.0 mm)，飽和帶皆沒有擴張的情形。而在事件 5 到 11 當中 (累積雨量介於 12.2 – 231.0 mm)，飽和帶隨著累積雨量增加有擴張的情形。

在事件 5 及 6 當中，可見到當累積雨量達 12.2 mm 以後，在坡面上段開始有明顯的飽和帶發生，且在大沖蝕溝及左側凹地的飽和帶都逐漸往上坡擴張。

在事件 7 及 8 當中，當累積雨量分別達 20.2 mm 和 42.8 mm 後，飽和帶先分別在沖蝕溝、左側凹地向上擴張，以及在坡面上段發生和擴張，進而坡面上段逐漸向下擴張，和大沖蝕溝間的飽和帶互相垂直連通。

在事件 9 到 11 三場累積雨量皆超過 60 mm 的事件當中，除了前述提及飽和帶的擴張過程，當累積雨量更大時，飽和帶更進一步擴張至整個右側稜線及左側上坡面。整個樣區中位於上坡面及下坡面大沖蝕溝和左側凹地的飽和帶，透過坡面中段一些飽和通道互相連通，形成飽和帶的連通網。而在降雨停止 12 小時後，可見在坡面中段的飽和帶已消退至不飽和，上下坡面飽和帶彼此分離。

將 11 場降雨事件合在一起觀察，可看出即便降雨事件發生在不同月份、降雨型態不同，但飽和帶在降雨期間空間分布的變化過程卻十分相似，說明在坡面上飽和帶的擴張有特定的模式。

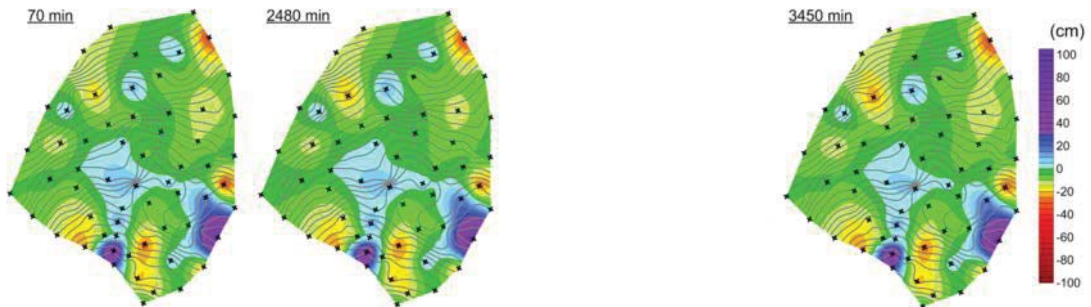
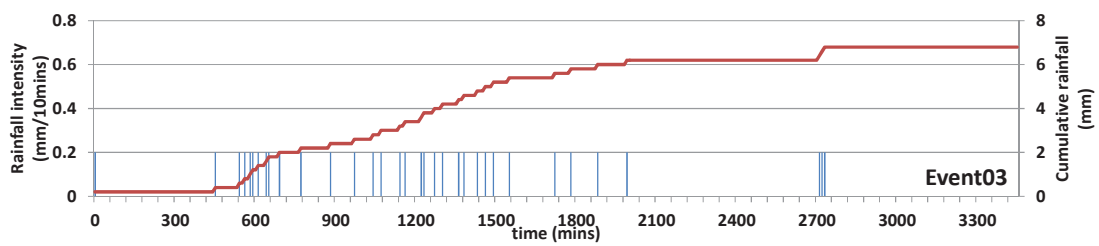
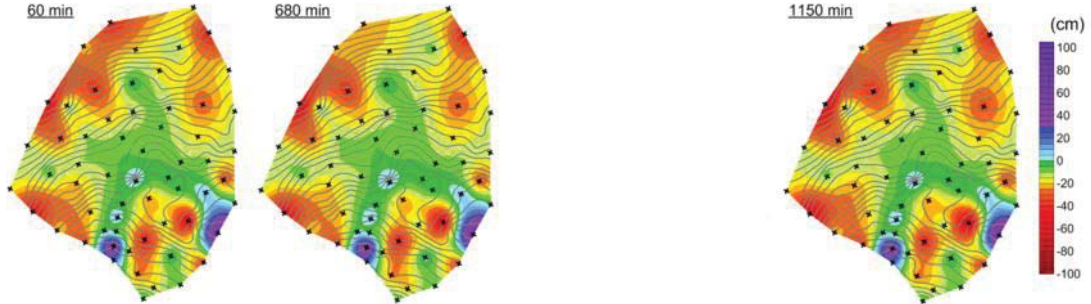
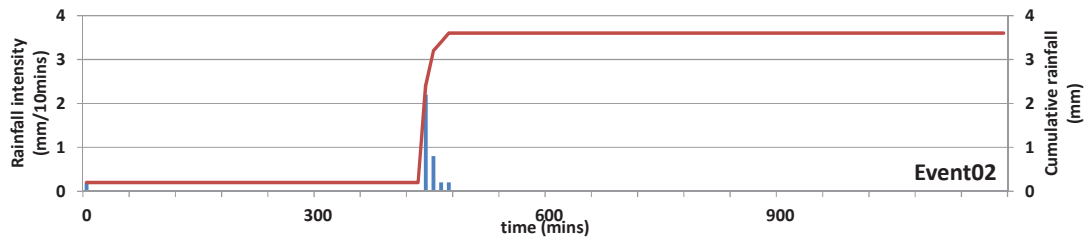
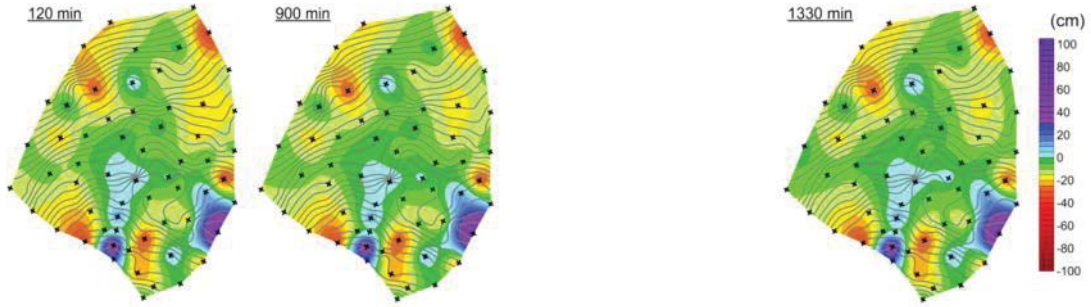
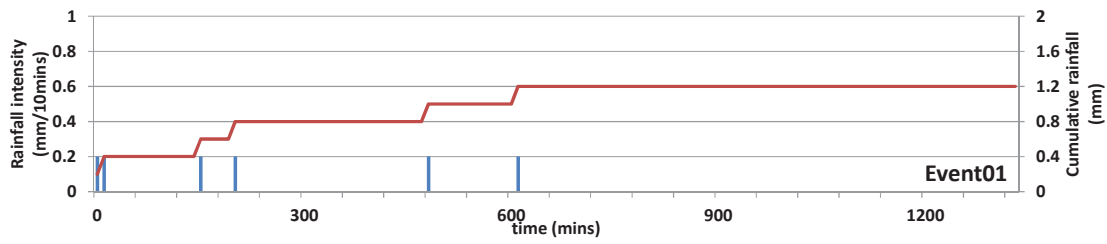
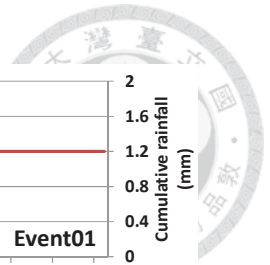


圖 4.2 研究中探討 11 場降雨事件中降雨量時間分布及基岩面上壓力水頭的時空變動。壓力水頭空間分布圖中+為張力計，等高線顯示基岩面地形

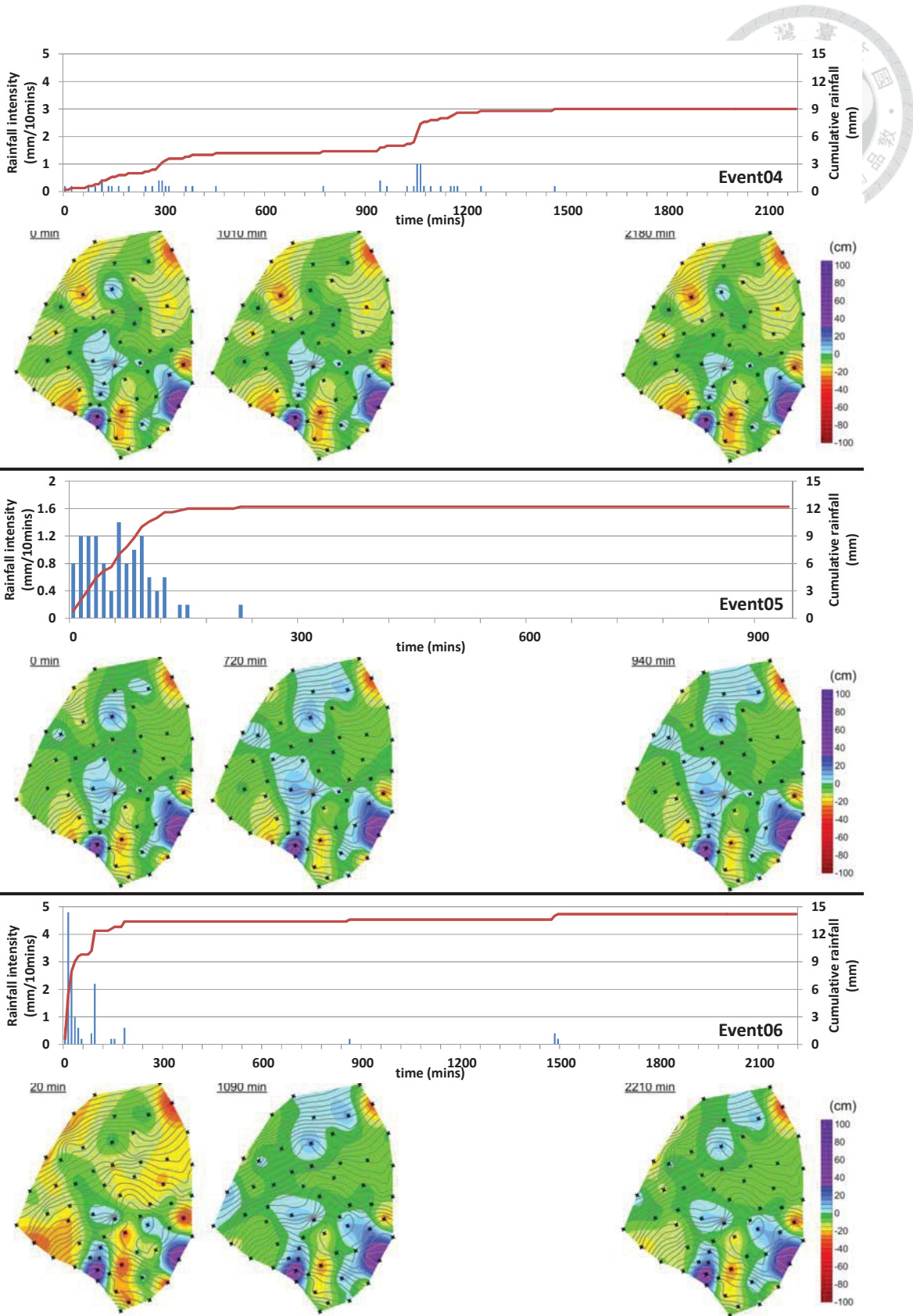


圖 4.2 (續 1)

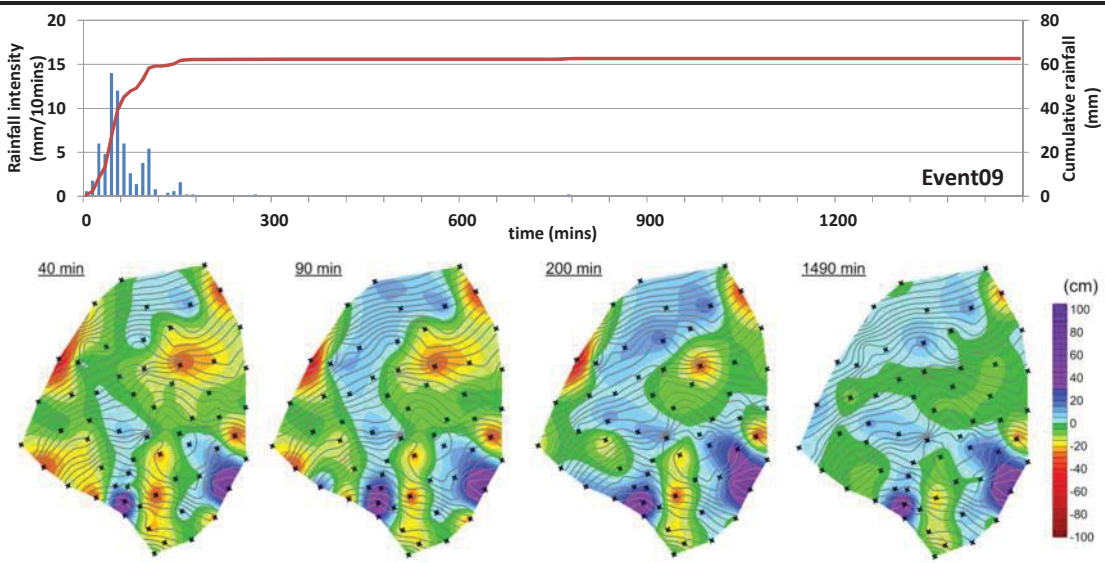
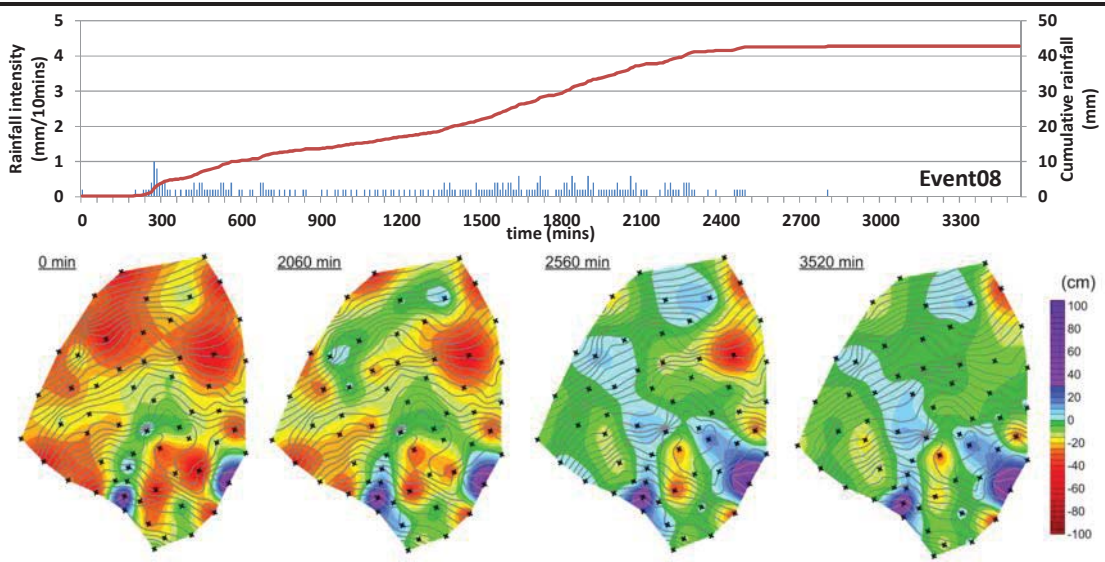
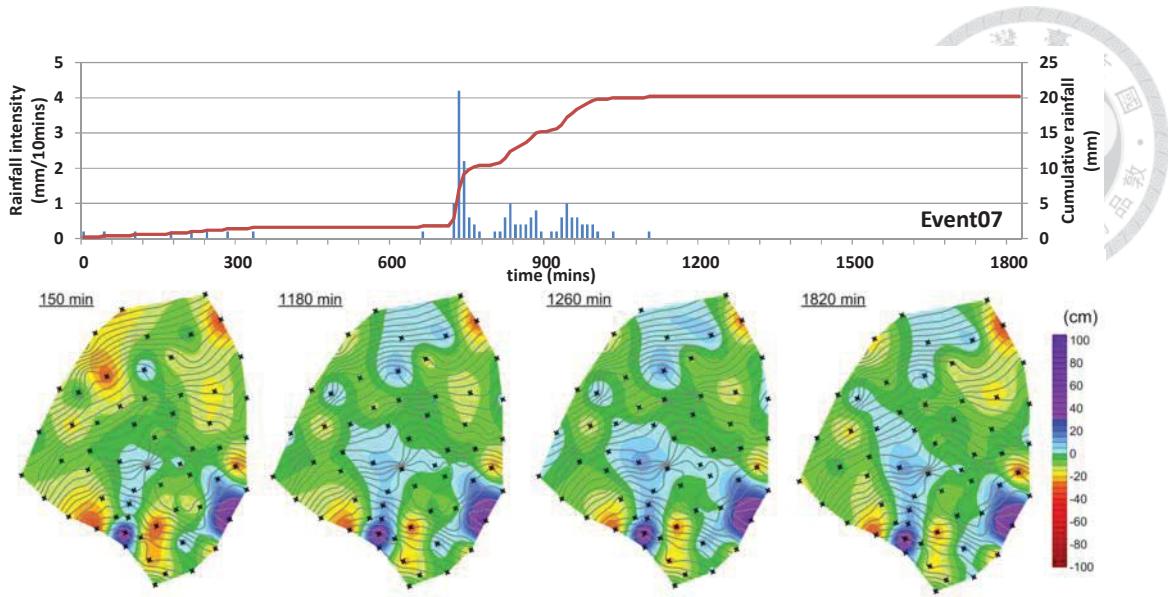


圖 4.2 (續 2)

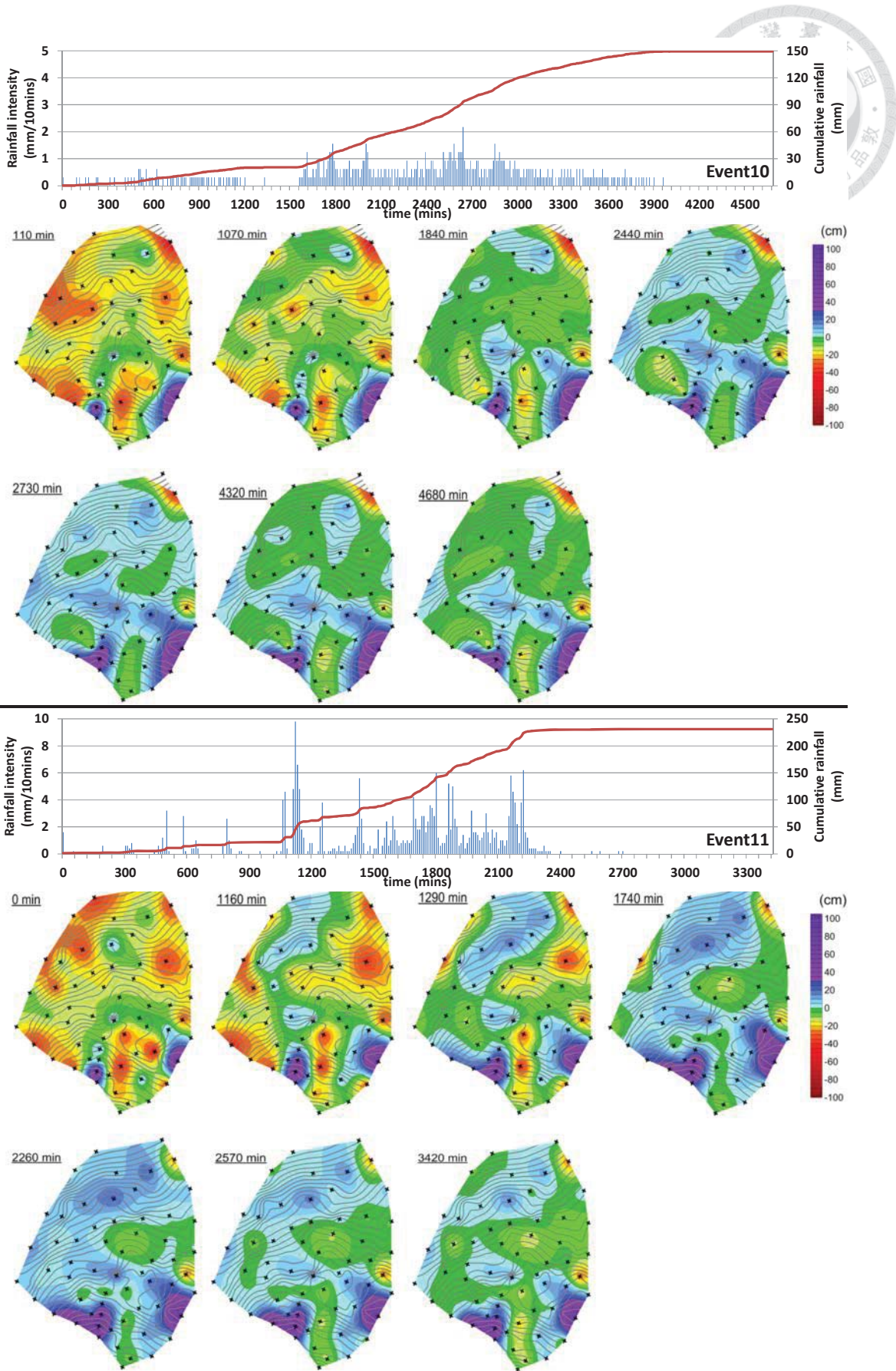


圖 4.2 (續 3)

圖 4.3 呈現各場降雨事件當中，60 支張力計自降雨開始至飽和所需的時間。在事件 1 至 4 當中，僅有少數測點在降雨之中由不飽和達到飽和。應是累積雨量太小，受到土壤儲水能力的緩衝，水分難以供給至基岩面的緣故。

由事件 5 至 8 中，可以看出在降雨期間，飽和帶發生的先後順序，初期是位於大沖蝕溝、左側凹地及坡面的上段，隨後坡面上段的飽和帶逐漸向下擴張，而坡面上段飽和帶向上擴張，兩區域的飽和帶往中段擴張連結。

在事件 9 至 11 中，降雨初期飽和帶的擴張順序如前述事件，而當累積雨量更大，較多坡面中段及稜線的測點達到飽和，顯示該區域在降雨中較難達到飽和。

另一方面，就整場降雨中都未達飽和的測點分布而言，即便是在累積雨量較大的事件 9-11，仍然有 10 個以上的測點未達飽和，且其分布主要位於坡面中段及下段。而坡面中段達飽和的測點除了較晚達到飽和，在降雨結束後 12 個小時，多數的測點亦優先由飽和消退為不飽和，使坡面上下段的飽和帶彼此不相連通。

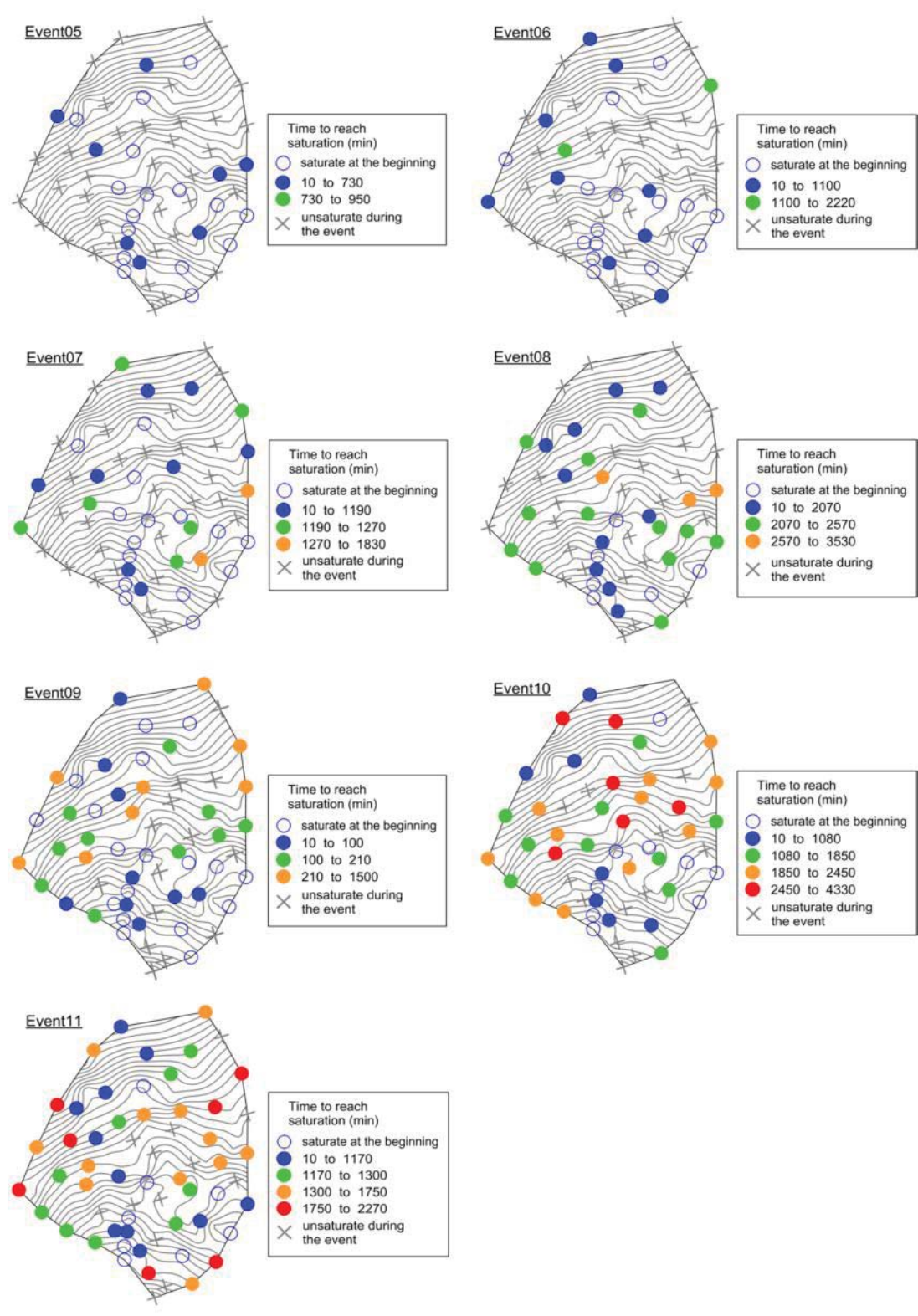


圖 4.3 各場降雨事件中各測點自降雨開始達飽和所需時間

第五章、飽和帶在降雨過程中時空變化的機制



5.1 影響飽和帶擴張的因子及機制

由飽和帶在降雨中的擴張和收縮情形，我們可見到飽和帶的擴張有同時由下坡往上及由上坡往下的過程（圖 4.2），因此在本章中進一步探討飽和帶擴張及連通的機制。

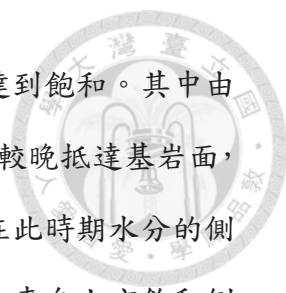
圖 5.1 呈現在事件 8 及事件 11 中，隨著降雨量增加的不同時段，達飽和測點的土壤厚度及基岩面 TWI 分布，每個時間間隔中都有約 10 個測點由不飽和達到飽和。

在累積雨量為 42.8 mm 的事件 8 中，降雨前即飽和的測點基岩面 TWI 相對較高，而與土壤厚度間的相關性較低，主要分布於坡面的下段（圖 5.1），經常性飽和帶的存在應受地形位置的影響較大。降雨發生後，可見到飽和測點發生的先後順序，主要是從土壤厚度 < 2 m 的測點開始（0 - 2560 min），隨著累積雨量增大，隨後土壤厚度 > 2 m 但基岩面 TWI 較大 > 11 的測點逐漸達到飽和（2060 - 2560 min）。

在雨量較大達 231 mm 的事件 11 中，降雨初期達飽和測點土壤厚度和基岩面 TWI 的特性與事件 8 相似（0 - 1290 min），而當累積雨量更大時（1290 - 2260 min），除了部分土壤厚度 > 2 m 且基岩面 $TWI > 11$ 的區域在此時期才達飽和，另外土壤厚度 > 2 m 但基岩面 $TWI < 11$ 的區域也在此時期逐漸達到飽和。

降雨前，坡面下段大沖蝕溝及左側凹地有經常性飽和帶的存在，由於當時並沒有降雨垂直補注及來自上坡面飽和側向流的補注，推測該區域飽和帶的水分來自於岩層地下水回歸流（return flow）的補注。

飽和帶的擴張在初期主要發生於坡面上、下段以及少數坡面中段土壤厚度較薄的區域，與基岩面 TWI 的關係較低（圖 5.1），顯示垂直入滲在此時期中扮演重要的角色。在雨量達 231 mm 的事件 11 中，隨著累積雨量增加（1290 - 1740 min），



在坡面中段部分土壤厚度 $> 2\text{ m}$ 但基岩面 $TWI > 11$ 的區域逐漸達到飽和。其中由坡面上段往下擴張的部分，一方面可能是來自於垂直入滲的水分較晚抵達基岩面，亦有可能是來自於坡面上段飽和帶水分沿基岩面的側向補注，在此時期水分的側向移動逐漸顯得重要；而由坡面下段往上擴張的部分，雖然缺乏來自上方飽和側向流的補注，但可能來自於水分垂直入滲及回歸流水位的上升，使飽和帶逐漸向上擴張。較晚達飽和的測點 (1290 - 2260 min)，一部份分布於稜線基岩面 $TWI < 11$ 而土壤厚度 $> 2\text{ m}$ 的區域，推測其缺乏來自上方坡面水分的側向供給，其達飽和機制主要來自於垂直入滲的水分。

即便在累積雨量最大的事件 11 中，仍有約 1/4 的測點在整場事件中均未達到飽和，且其中有部分測點是土壤厚度較薄 ($< 2\text{ m}$) 或基岩面 TWI 較高的區域 (> 12)，觀察其分布主要位於坡面中段。即便有來自於坡面上、下段飽和帶的擴張，坡面中段仍不易形成飽和帶，顯示有其他因素使得該區域較難或較晚達到飽和。

坡面中段測點較難達到飽和，推測與基岩面的破碎程度有關。透過觀察基岩面地形起伏的情形和地表面的地貌特徵，推測坡面中段的岩層可能向下滑動至坡面下段的現象 (3.2 節)，兩段的基岩面較為破碎，使得水分較容易滲漏 (percolation) 至岩層中，因此坡面中段較難以達到飽和。而在坡面下段，雖然基岩面也較為破碎，但可能有來自於岩層中地下水的回歸流，因此即便在降雨前仍有持續的飽和帶存在，在降雨中除了水分垂直入滲補注外，亦有可能來自於回歸流水位變動所致。而坡面上段岩層的擾動較少，基岩面較不破碎，是較為良好的水文分界面，因此在降雨過程中坡面上段基岩面能較早達到飽和。



Event08

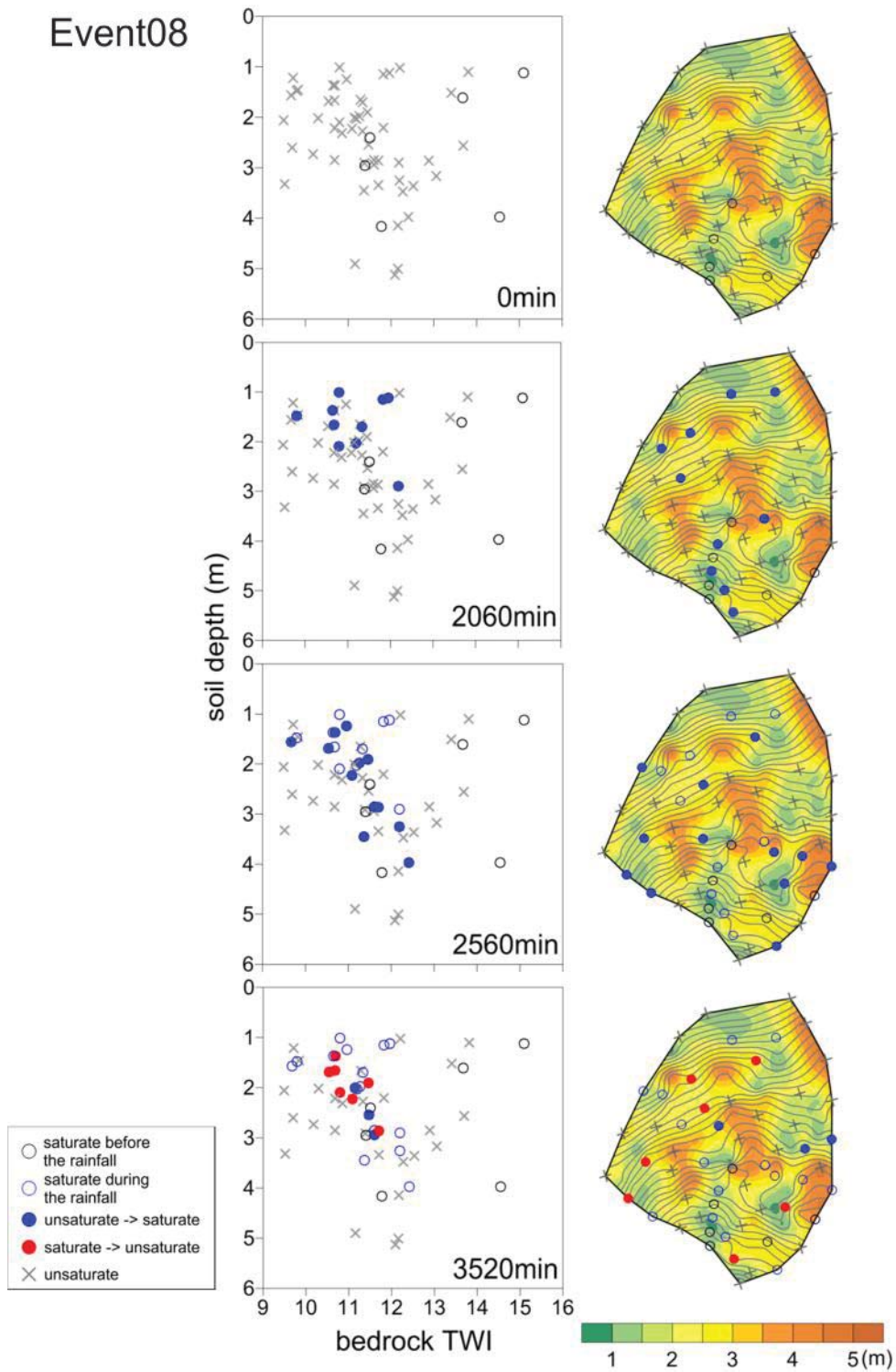


圖 5.1 降雨事件 8 及 11 中，各時間點達飽和及未飽和測點土壤厚度及基岩面 TWI 的分布 (左)，以及空間分布圖 (右)，空間分布圖包含土壤厚度 (底色) 及基岩面等高線



Event11

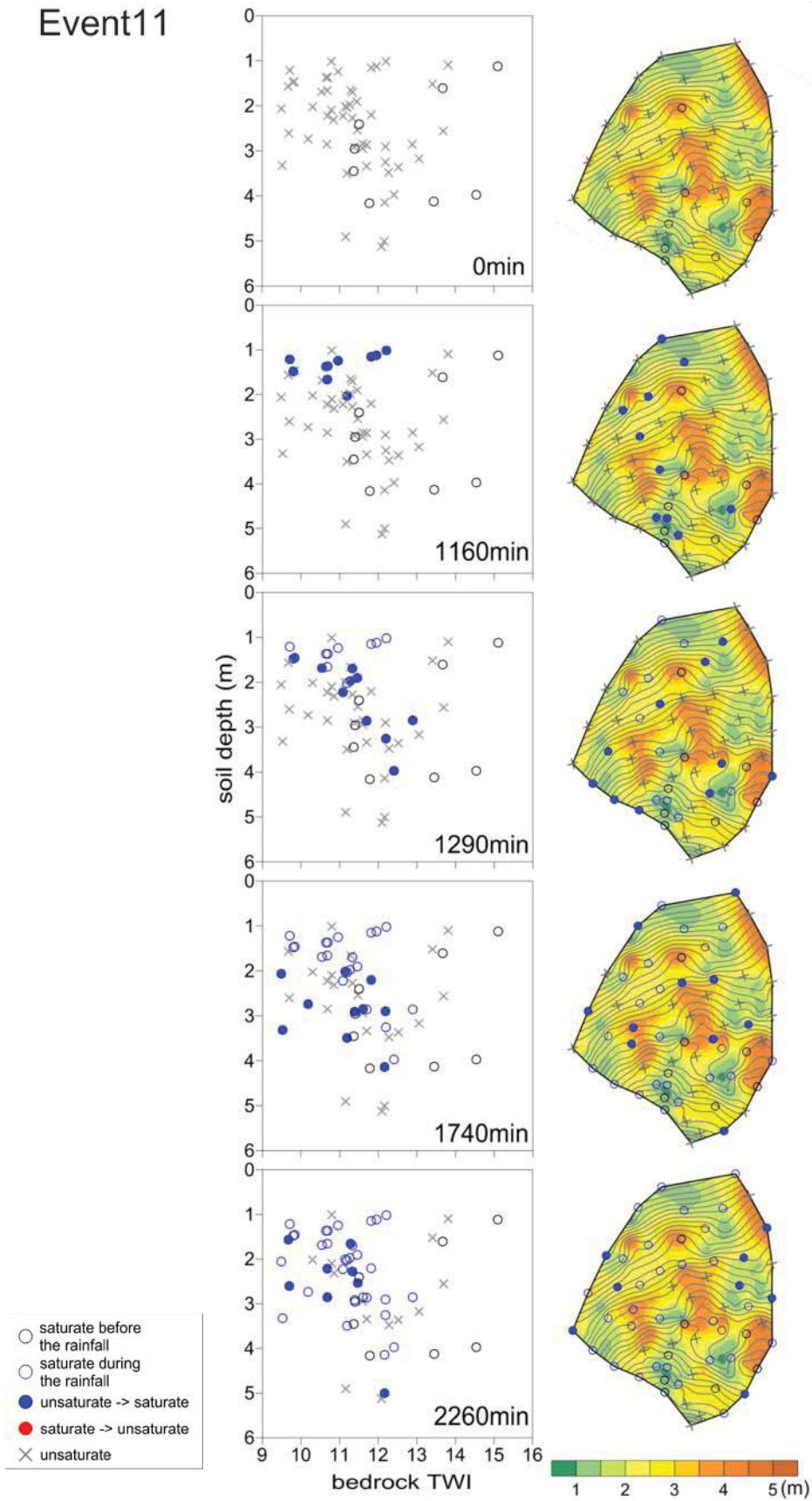


圖 5.1 續



5.2 降雨事件中飽和帶擴張模式

圖 5.2 是根據降雨事件中觀測到飽和帶的時空變化，推測本研究坡地在降雨中飽和帶的擴張模式，初步可分為三個階段。

- I、在降雨初始，坡面下段的沖蝕溝和左側凹地已經有飽和帶存在。
- II、當累積雨量逐漸增加，飽和帶開始有擴張的情形，除了由坡面下段原本已存在的飽和帶向上坡面及側向擴張，在坡面上段也有獨立於坡面下段的飽和帶形成，並且向下坡面擴張。
- III、在上下坡面飽和帶擴張的過程中，坡面中段的部分區域會形成飽和帶的通道，連結上下段坡面的飽和帶。而即便在累積雨量最大的事件中，坡面中段仍有部分區域在整場降雨中未達飽和，使坡面上下段飽和帶的連通性較差。

根據飽和帶擴張的模式，我們可將坡面粗分為上、中、下段，分別討論各段飽和帶擴張的特性及機制。

上段：在降雨初期，土壤厚度較薄的區域受雨水垂直補注，迅速達到飽和，隨著累積雨量增加，飽和帶逐漸向下擴張，除了水分垂直入滲的補注外，亦有來自飽和側向流的移動。在稜線土壤厚度較厚的區域，由於缺乏來自上坡面水分的側向補注，達飽和的時間在整個坡面上是相對較晚的。該區域飽和帶除了迅速發生外，在整場降雨中幾乎所有測點皆達飽和，基岩面較不破碎，基岩面應是良好的水文分界面，因此到達基岩面的水分較不易往岩層中滲漏流失。

中段：坡面中段在降雨中是三個坡段中較晚達到飽和的區域，且多數為土壤厚度較厚但基岩面 *TWI* 較大的區域，除了來自垂直入滲的水分，亦有來自坡面上段沿基岩面側向供給的水分。除了較晚達飽和外，即便在累積降雨達 200 mm 以上的降雨事件當中，相較於坡面上段及下段，有較多測點在整場降雨中都未達飽和，推測是由於坡面中段為岩層下滑的區域，岩層受擾動較



多，基岩面較為破碎，使垂直入滲至基岩面或由上、下坡段沿基岩面擴張至坡面中段的飽和帶水分較容易往岩層中垂直滲漏，因此飽和帶較難形成。

下段：即便在一段期間沒降雨、坡地較為乾燥的狀態，在降雨初始時坡面下段大沖蝕溝及坡面左側的凹地仍有飽和帶存在，推測該區域應有一穩定的水分供給來源，應是來自岩層中地下水回歸流 (return flow) 的補注。降雨初期坡面下段飽和帶優先發生的區域主要位於土壤較淺的區域，受垂直入滲水分補注的影響較大，而飽和帶由下往上擴張的過程，缺乏坡面上段飽和側向流的補注，除了水分垂直入滲外，亦有可能來自回歸流飽和水面上升的影響。

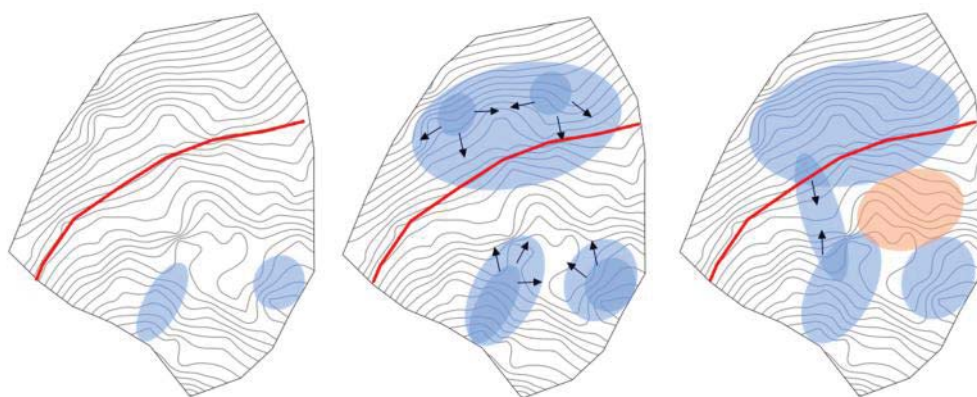


圖 5.2 基岩面上飽和帶擴張模式的示意圖，藍色區域表示飽和帶，紅色區域表示整場降雨中未達飽和，紅色實線以上表示坡面上段，基岩面較完整，實線以下表示坡面中、下段，基岩面較破碎



5.3 本研究中坡面基岩面上飽和帶擴張理論與前人研究比較

本研究透過現地觀察基岩面上飽和帶在降雨過程中的變動情形，提出可將坡面分為上、中、下段，分別有不同的飽和帶擴張特性及機制。在降雨期間飽和帶的擴張方向除了由坡面下段沖蝕溝往上坡處擴張的情形，同時亦於坡面上段發生後向下坡處擴張，而坡面中段則扮演連通坡面上下段飽和帶的通道，達飽和時間較晚且飽和帶的面積較小。

本研究中位於坡面下段的飽和帶由大沖蝕溝處向上擴張的結果，類似於 Tsukamoto and Ohta (1988) 在一個零級流域中觀測到地表下 20 cm 處飽和水位的擴張情形，該篇研究中指出地表下的飽和帶在降雨之前，只存在於零級流域下坡段的沖蝕溝 (hollow)，隨著累積雨量增加，地表下飽和帶會由沖蝕溝向坡面中段擴張。該研究提出其擴張機制主要源自於坡面中段以上側向流或管流 (pipe flow) 的補注，促進坡面下段飽和帶的擴張。而在本研究中推測由於中、下坡段基岩面較破碎，坡面中段較難達到飽和及提供飽和側向水流至坡面下段，故坡面下段飽和帶的擴張，主要來自於雨水在土壤中的垂直入滲，以及岩層中地下水往土壤的回歸流。

坡面上段在降雨初期即隨著降雨迅速達到飽和，而後飽和帶逐漸向坡面中段連通，此過程與 Tromp-van Meerveld and McDonnell (2006) 在一平直坡面觀測到飽和帶的連通過程相似。本研究中觀察到飽和帶發生的順序確實與土壤厚度有關，土壤較淺的測點會較土壤深的測點早達到飽和，隨後有飽和側向流的發生使飽和帶向下坡擴張。而不同於該研究中提出飽和帶的擴張需先填滿上坡面的窪地後，才會向下坡面連通，本研究中未觀測到此現象，坡面中段在暴雨事件中仍有部分區域未達飽和，推測是由於坡面中段基岩面較破碎，不論垂直入滲至基岩面的水分或沿基岩面移動的飽和側向流，容易由基岩面往岩層中滲漏，故除了基岩面地形外，基岩面的破碎程度可能是影響飽和帶擴張與分布的重要因子。

本研究主張在降雨過程中，整個坡面的土壤都應有垂直入滲發生，若不考慮

土壤異質性影響水分垂直入滲的速率，基岩面上因垂直入滲帶來飽和帶發生的先後順序應與土壤厚度有關。然而，若岩層因滑動而破碎，垂直入滲至基岩面或沿基岩面地形側向移動的水流，容易向下滲漏至岩層中，而使得該區域飽和帶不易形成。因此，坡面上、中、下段飽和帶擴張及收縮的特性，除了受土壤厚度、基岩面地形匯流能力的控制外，基岩面的破碎程度亦可能是很重要的主導因子。

表 5.1 本研究與前人研究中飽和帶擴張模式、機制及坡地條件的比較

	Tsukamoto and Ohta (1988)	Tromp-van Meerveld and McDonnell (2006)	本研究
降雨中飽和帶擴張模式	由坡面下段沖蝕溝向上擴張	坡面上段先達飽和後再往下坡連通擴張	由坡面下段沖蝕溝向上擴張與坡面上段發生後向下擴張，在坡面中段連通
飽和帶擴張機制	來自於坡面上段垂直入滲水分形成側向流或管流後向下坡面補注	坡面上段土壤較淺的區域先達飽和，側向往下移動至基岩面低窪處，待飽和水高超過地形阻隔後才會再向下坡面連通	上段：水分垂直入滲及飽和側向流 中段：坡面上下段飽和帶擴張至中段，但基岩面地形破碎，較晚、較難達飽和 下段：水分垂直入滲及回歸流補注
坡地條件	基岩面地形沒有太大起伏	基岩面地形起伏較大，但基岩面較完整，水分難以向下滲漏	基岩面地形起伏較大，岩層有滑動現象，基岩面較破碎水分容易向下滲漏

第六章、 結論



本研究於福山地區一源頭集水區的坡面，調查土壤厚度的空間分布、推測基岩面地形，並觀測基岩面上飽和帶在降雨中的時空變動情形，所得結論如下：

1. 試驗地土壤厚度具有很大的空間變異，土壤厚度的範圍介於 0.5–5.1 m 之間，在坡面上段稜線附近及下段沖蝕溝附近的土壤厚度較薄，而土壤厚度較厚的區域主要位於坡面中段。土壤厚度的空間變異造成地表面和基岩面地形起伏有很大的差異，基岩面地形的起伏相當的大，推測在坡面中段及下段曾有岩層滑動的現象發生。由於土壤厚度的空間分布和基岩面地形的起伏難以從地表面地形看出，且兩者對於水分在地表下的移動都有很重要的影響力，建議土壤厚度和基岩面地形的調查是建構坡地環境資訊重要的工作。
2. 降雨過程中觀測到基岩面上飽和帶的發生和擴張的情形，在累積雨量不同的事件當中有相近的趨勢。在降雨初始，即便一段時間沒有降雨，下坡段仍有飽和帶的存在。當降雨初期累積雨量較小時，飽和帶優先於坡面下段大沖蝕溝及左側凹地向上坡或側向擴張，同時亦於上坡段有獨立於下方的飽和帶發生，並往下坡處擴張。當累積雨量更大時，坡面中段會形成連結上下坡段飽和帶的飽和通道，然而此通道的面積佔坡面中段的比例較小，坡面中段有較多測點在整場降雨中未達飽和，使坡面上下段飽和帶的連通性較差。
3. 分析基岩面上飽和帶發生先後順序和土壤厚度及基岩面地形間的相關性，發現土壤厚度是影響飽和帶發生順序的重要因子，在降雨初期土壤較淺的測點優先達到飽和，隨著累積雨量增加，土壤較厚的測點逐漸達飽和。在累積雨量增加的過程，亦可觀測到坡面上段飽和帶向下擴張的現象。基岩面飽和帶的發生與擴張機制，在降雨初期，主要來自於水分垂直入滲的補注，當坡面上段部分測點達飽和後，接續有沿基岩面側向移動的飽和側向流使飽和帶向下擴張。
4. 坡面中段在暴雨事件中仍有部分測點未達飽和，推測坡面中、下段可能為岩層

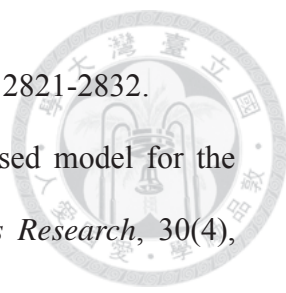
滑動盛行的區域，基岩面較為破碎，故不論是垂直入滲至基岩面的水分或是沿基岩面側向移動的飽和水流，容易於坡面中段滲漏至岩層中，使坡面中段基岩面上難以達到飽和。

本研究呈現在福山源頭集水區現地觀測基岩面上飽和帶時空變動的初步成果，不論是環境因子、飽和帶擴張的現象及機制的探討，都值得未來進一步的分析與驗證。環境因子方面，可探討貫入探測土壤厚度及土壤分層的可靠性，並釐清簡易貫入試驗在台灣源頭集水區測得土壤-基岩交界面之特性。飽和帶擴張現象方面，降雨事件中飽和帶擴張與否，和累積雨量間似乎有一閾值存在，而飽和帶面積的大小及變化，可能與臨前降雨量、降雨強度及延時有關係。在水分移動及飽和帶擴張機制方面，水分垂直移動的機制，可透過增加垂直方向張力計的設置，了解基岩面上飽和帶的水分是源自於入滲、回歸流或是飽和側向流的補注，進一步瞭解在降雨的不同階段，各水分移動路徑扮演的角色及重要性。

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」, 台灣林業科學, 11(2): 159-174。
- 夏禹九、黃正良 (1999), 「福山試驗林的水文特性」, 中華林學季刊, 32(1): 39-51。
- Beven, K. J., and Kirkby, M. J. (1979). "A physically based, variable contributing area model of basin hydrology." *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43-69.
- Burt, T. P., and Butcher, D. P. (1985). "Topographic controls of soil moisture distributions." *Journal of Soil Science*, 36(3), 469-486.
- Fujimoto, M., Ohte, N., and Tani, M. (2008). "Effects of hillslope topography on hydrological responses in a weathered granite mountain, Japan: comparison of the runoff response between the valley-head and the side slope." *Hydrological Processes*, 22(14), 2581-2594.
- Hewlett, J. D., and Hibbert, A. R. (1967). "Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas." *Forest Hydrology*, W. E. Sopper, and H. W. Lull, eds., 275-291.
- Kirkby, M. J., and Chorley, R. J. (1967). "Throughflow, overland flow and erosion." *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 12(3), 5-21.
- Kosugi, K., Katsura, S., Katsuyama, M., and Mizuyama, T. (2006). "Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment." *Water Resources Research*, 42(2), W02414.
- Luxmoore, R. J., Jardine, P. M., Wilson, G. V., Jones, J. R., and Zelazny, L. W. (1990). "Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope." *Geoderma*, 46(1-3), 139-154.
- McDonnell, J. J. (1990). "A Rationale for Old Water Discharge Through Macropores in

- 
- a Steep, Humid Catchment.” *Water Resources Research*, 26(11), 2821-2832.
- Montgomery, D. R., and Dietrich, W. E. (1994). “A physically based model for the topographic control on shallow landsliding.” *Water Resources Research*, 30(4), 1153-1171.
- Mosley, M. P. (1979). “Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand.” *Water Resources Research*, 15(4), 795-806.
- Okimura, T., and Tanaka, S. (1980). “Researches on soil horizon of weathered granite mountain slope and failed surface depth in a test field.” *Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering*, 33(1), 7-16.
- Tarboton, D. G. (1997). “A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models.” *Water Resources Research*, 33(2), 309-319.
- Tromp-van Meerveld, H. J., and McDonnell, J. J. (2006). “Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis.” *Water Resources Research*, 42(2), W02411.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R. C., Noguchi, S., Murakami, S., and Shimizu, T. (2000). “A zero-order basin—its contribution to catchment hydrology and internal hydrological processes.” *Hydrological Processes*, 14(3), 387-401.
- Tsukamoto, Y., and Ohta, T. (1988). “Runoff process on a steep forested slope.” *Journal of Hydrology*, 102(1-4), 165-178.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T., and Noguchi, H. (1982). “Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan.” *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 137, 89-98.
- Uchida, T., Asano, Y., Mizuyama, T., and McDonnell, J. J. (2004). “Role of upslope soil pore pressure on lateral subsurface storm flow dynamics.” *Water Resources*

Research, 40(12), W12401.

Weyman, D. R. (1973). "Measurements of the downslope flow of water in a soil." *Journal of Hydrology*, 20(3), 267-288.

Yoshimatsu, H., Kawamitsu, K., Senoo, K., and Hasegawa, S. (2002). "Simplified penetrometer for surface structure survey in hillslopes." *Transaction of Japan Society of Erosion Control Engineering*, 392-393.

