出版編號：SWCB-105-128

集水區水理模式應用於深層潛勢山崩發生時序與警戒機制之評估

Assessment for temporal occurrences and warning thresholds of deep-seated landslides using a hydrological catchment model

執 行 單 位：中央研究院

執 行 期 間：105 年 4 月 1 日至 105 年 12 月 31 日

計畫主持人 ：郭志禹 副研究員

共同主持人 ：陳柔妃 助理教授

行政院農業委員會水土保持局　編印

中華民國 105 年 12 月

（本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本局施政參考）

集水區水理模式應用於深層潛勢山崩

發生時序與警戒機制之評估

摘要

長期以來，降雨強度和降雨量被認為是引發山崩的兩個主要因素，因此幾乎所有的山崩預警系統都使用降雨延時和強度來判斷。傳統方法往往忽略水入滲坡體的延時以及孔隙水壓力增加的歷程。在本研究中，我們藉由邊坡含水當量(蓄水指數)歷線和即時地表位移之間的相關性，來說明邊坡含水當量對於坡地的影響。利用水筒模式應用於模擬邊坡含水當量，並以天池、向陽及廬山等坡地區域潛勢山崩的全球定位系統(GPS)與定置型傾斜儀(IPI)記錄為例。結果顯式對於深層潛勢山崩運動，邊坡含水當量比降雨強度有更密切的時間相關性。基於此相關性，我們藉由潛勢山崩位移發生時間，取其時之邊坡含水當量判定山崩運動之閥值。

關鍵詞：水筒模式、全球衛星定位系統、蓄水指數、相關性

Assessment for temporal occurrences and warning thresholds of deep-seated landslides using a hydrological catchment model

ABSTRACT

The amount and intensity of precipitation have long been considered as two of the main factors to trigger landslides, thus the rainfall duration and intensity are used virtually in all of landslide warning systems. The infiltration process of water and the increase of pore water pressure in slopes are usually neglected in the traditional approach. In the present study, we aim to phenomenologically illustrate the effect of water storage content in a slope by using the correlation between the transient water storage content and the real time surface displacement. A tank model is applied to model the water storage content and the landslides in the TienChih, SianYang and LuShan areas, recorded by GPS and inclinometer probes are studied as examples. The results demonstrate that the soil water content correlates more closely in time to the landslide motion than the rainfall intensity. Based on this correlation, the water storage index (WSI) thresholds for the creeping landslides are set to the value when the landslides initiate.

Keywords：tank model, GPS, WSI(water storage index), correlation.

目次

摘要 I

Abstract II

目次 III

表次 V

圖次 VI

第一章　前言 1-1

第一節　計畫緣起及目的 1-1

第二節　研究範圍 1-2

第三節　計畫項目及內容 1-3

第四節　研究流程 1-4

第五節　工作進度 1-6

第六節　目前遭遇問題 1-7

第二章　資料蒐集及研究區域簡介 2-1

第一節　地形圖資與地質條件 2-1

一、天池及向陽 2-1

二、廬山溫泉北坡及廬山部落 2-5

第二節　水文因子 2-25

一、雨量、流量及地下水位 2-25

第三節　GPS 潛勢地滑 2-29

第三章　水筒模式方法訂定 3-1

第一節　水筒模式建立 3-1

第二節　參數檢定 3-3

第四章　建立深層潛勢山崩發生時序與警戒機制 4-1

第一節　天池山崩分析 4-1

第二節　向陽山崩分析 4-8

第三節　廬山山崩分析 4-10
一、廬山 2009 年潛勢山崩事件 4-11
二、廬山 2012 年潛勢山崩事件 4-17
第五章　台東現勘 5-1
第一節　紅葉村 5-2
第二節　南橫公路 5-14
第三節　太麻里 5-24
第六章　結論 6-1
參考文獻 參-1
附錄 附錄-1
附錄一、期中審查會議紀錄暨回覆辦理情形 附錄一-1
附錄二、AOGS 亞太地區地球科學年會 附錄二-1

表次

表 1-1 工作預定進度..... 1-6
表 4-1 天池集水區水筒模式檢定參數 4-3
表 4-2 2009 年向陽集水區之水筒模式校正參數值 4-8
表 4-3 2009 年廬山之水筒模式校正參數值 4-12
表 5-1 位態量測結果..... 5-27

圖次

圖 1-1 研究區域位置圖 1-2

圖 1-2 工作執行流程圖 1-5

圖 2-1 (a)流域地形圖(b)地質斷層圖 2-2

圖 2-2 天池潛勢山崩圖 2-3

圖 2-3 向陽潛勢山崩圖 2-4

圖 2-4 (a) 廬山溫泉北坡區域地質圖一 2-6

圖 2-4 (b) 廬山溫泉北坡地表地質圖二 2-7

圖 2-5 廬山部落地質圖 2-7

圖 2-6 廬山現地調查照片位置 2-8

圖 2-7 天池集水區 2004 年雨量流量紀錄 2-25

圖 2-8 天池集水區 2005 年雨量流量紀錄 2-26

圖 2-9 天池集水區 2006 年雨量流量紀錄 2-26

圖 2-10 天池集水區 2009 年雨量流量紀錄 2-27

圖 2-11 向陽集水區 2009 年雨量流量紀錄 2-27

圖 2-12 廬山溫泉北坡 2009 年雨量及地下水位紀錄 2-28

圖 2-13 廬山溫泉北坡 2012 年雨量及地下水位紀錄 2-28

圖 2-14 殘餘的 GPS 位置之時間序列 2-30

圖 2-15 LiDAR 地形影像圖(a)天池(b)向陽 2-31

圖 2-16 (a)莫拉克風災後之天池集水區淺層滑動 2-33

圖 2-16 (b)現地調查之裂縫位移量 2-33

圖 3-1 水筒模式概念圖 3-2

圖 4-1 2009 年所檢定之河川逕流體積流量 4-1

圖 4-2 各層水筒之體積流量比較圖 4-2

圖 4-3 使用 2009 年水筒模式檢定參數所模擬之 2006 年逕流歷線 4-3

圖 4-4 四場潛勢山崩事件(a)2004 年(b) 2005 年(c) 2006 年(d) 2009 年 4-4

圖 4-5 天池 2009 年潛勢位移時間序列圖 4-6
圖 4-6 天池相關性函數..... 4-7
圖 4-7 向陽 2009 年潛勢位移時間序列圖 4-8
圖 4-8 向陽相關性函數..... 4-9
圖 4-9 廬山監測儀器位置圖..... 4-11
圖 4-10 GS49 測站殘餘的 GPS 位移之時間序列圖 4-12
圖 4-11 2009 年 GS49 測站 GPS 位移變化圖..... 4-13
圖 4-12 2009 年所檢定之地下水位..... 4-13
圖 4-13 廬山 2009 年潛勢位移時間序列圖(GS49) 4-14
圖 4-14 廬山相關函數(GS49)..... 4-15
圖 4-15 2009 年 IPI-19-4 定置型傾斜計監測成果 4-16
圖 4-16 廬山 2009 年潛勢位移時間序列圖(IPI-19-4) 4-16
圖 4-17 廬山相關函數(IPI-19-4)..... 4-17
圖 4-18 2012 年 GPS 位移變化圖 4-18
圖 4-19 2012 年所檢定之地下水位..... 4-19
圖 4-20 廬山 2012 年潛勢位移時間序列圖 4-20
圖 4-21 廬山相關性函數..... 4-20
圖 5-1 台東現地調查地理位置圖..... 5-1
圖 5-2 (a) 紅葉村衛星影像-遠景..... 5-2
圖 5-2 (b) 紅葉村衛星影像-路線一進景 5-3
圖 5-3 紅葉村衛星影像..... 5-3
圖 5-4 紅葉村現地調查照片位置..... 5-4
圖 5-5 南橫公路範圍衛星影像..... 5-14
圖 5-6-1 南橫公路範圍衛星影像一 5-15
圖 5-6-2 南橫公路範圍衛星影像二 5-16
圖 5-6-3 南橫公路範圍衛星影像三 5-17

圖 5-7 太麻里衛星影像一..... 5-24
圖 5-8 太麻里衛星影像二..... 5-25
圖 5-9 太麻里溪流域地質構造分佈圖 5-28

第一章 前言

第一節 計畫緣起及目的

台灣地形陡峭、南北狹長，河川坡陡流急，近年來極端降雨事件頻繁，加速坡地災害發生機率，2009 年莫拉克颱風造成高雄市甲仙鄉小林村山崩，即為極端降雨事件所引發之大規模崩塌災害，自此深層潛勢崩塌的議題則引起國內產官學各界關心。有鑑於此，大規模崩塌發生時序與(警戒)應變機制為亟需探討之課題。然而大規模崩塌通常與深層滲水及區域局部水循環息息相關，因此土體內之含水量多寡為相當重要之指標。

從台灣近年來的連續GPS網絡數據顯示，已確認有八處地表潛勢山崩位置，且導致的原因與降雨量相關(Hsu et al., 2014)。為了說明潛勢山崩事件與坡地內之含水當量在時序上更為相關，在本文中，我們結合一個簡單現象的半定量水文模式來評估山崩事件，該模型即為水筒模式(Sugawara, 1956；Sugawara, 1961；Sugawara, 1995)，可提供一個簡單的區域水循環理想概念：包括降水、入滲和逕流。利用該模型，我們除了判定坡地含水量與潛勢位移的時序關聯，也試圖判定出山崩發生之模式門檻值。

由於山崩均在偏遠地區，對於複雜的模型，缺乏詳細的地質調查和現場觀測數據，來束制複雜的水文與滲流物理模型，因此適合使用簡單的半定量模式。此外，由於在台灣山區缺乏現場數據是常見的，如果已經驗證簡單模型的適用性，則可將其納入減災系統的重要工具。於是在此我們選擇了天池、向陽及廬山三處坡地為潛勢山崩研究區域，並提供可用的水文資料進行分析。選擇此一研究區域的標準尚包含(1)盡可能是低級序（最上游）的河流集水區而且集水區盡可能越小越好，(2)邊坡崩塌的運移方式是根據文獻(Varnes, 1978)來分類，此處為平滑滑動(translational type)方式。

第二節 研究範圍

本計畫之研究區域包含下列三處，其分布位置如圖 1.1 所示。

1. 高雄市天池集水區
2. 台東縣向陽集水區
3. 廬山精英村

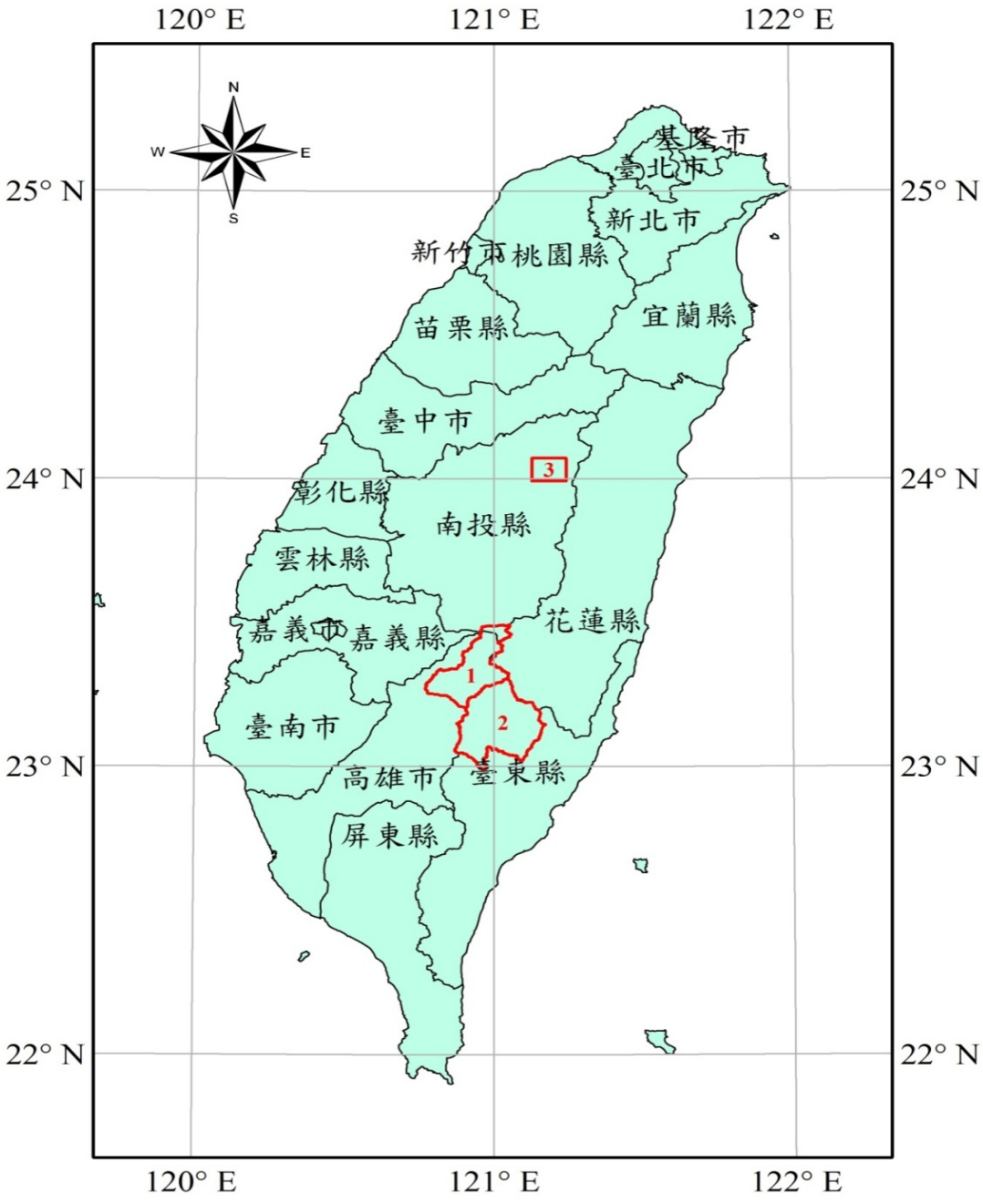


圖 1-1 研究區域位置圖

第三節 計畫項目及內容

一、期初：4-6 月

(一) 資料蒐集及周圍測站基礎資料建立：

1. 水文資料：蒐集過去因颱洪暴雨所引發之崩塌災害事件，天池及向陽集水區之雨量站及流量站水文記錄資料，以供水筒模式參數檢定及逕流模擬之用途。
2. 地表 GPS 位移資料：蒐集天池、向陽集水區及廬山精英村之地表 GPS 位移資料，從時間序列來探討崩塌時段。
3. 集水區數值高程資料：蒐集天池、向陽集水區及廬山精英村之數值高程資料，以建立流域地形圖。
4. 集水區衛星遙測影像資料：蒐集天池、向陽集水區及廬山精英村之衛星遙測影像資料，以判斷裸露地及崩塌區域範圍。

(二) 水筒模式方法訂定：

利用簡單串連之水筒，來模擬區域水理循環。各層水筒之儲水量，可視為水流在各土/岩層間傳遞。在各水筒上，有一至二個出水孔，分別可代表集水區中之地表逕流、中間流及地下水流。水筒之總儲水量，則可用來推估集水區坡體內之含水量。在本計畫中，擬利用水筒中之總儲水量，來評估深層山崩之發生時序。

(三) 水筒模式之降雨逕流歷線模擬：

因受限於地形與道路之可達性，山坡地監測體系(如雨量站、流量站、地下水位...等)通常不完備或監測點稀疏，以至於現地監測資料貧乏，這使得利用複雜之水理模式，如三維滲水模式等，不無疑義。由於缺乏實際的案例、足夠的現地觀測資料，得以率定該類模式之水文參數，因此利用水筒模式來進行降雨逕流歷線模擬，可解決此類的困難。

二、期中：7-9 月

(一) 地下水位資料建立：

蒐集廬山精英村所鑽設觀測井之地下水位資料，做為本計畫評估地下水位之參考依據。

(二) 建立水筒模式與 SCE-UA 法並率定參數：

傳統參數最佳化法通常會因為起始值之選取不當，會有落於局部最佳解之狀況,而無法找到整體區域最佳解。在此利用 SCE-UA 可解決此問題，來進行參數優選。結合水筒模式與 SCE-UA 法，來進行模式參數最佳化之率定。

三、期末：10-12 月

(一) 模擬驗證：

台灣地區的 GPS 連續觀測站已建構多年,可提供所需之地表位移變化資訊。由於台灣地區地質條件複雜構造活動頻繁，在不同區域的地表變形尺度可能有所差異，因此使用 GPS 觀測資料之優勢(精度至 mm)，找出具有代表性的統計尺度規模來進行後續檢核比對的有效取樣範圍，方能合理評估模式驗證。

(二) 建立深層潛勢山崩發生時序與發生基準：

藉由水筒模式之水深歷線，搭配 GPS 記錄資料，來決定指標以判定研究地區是否發生地層滑動及崩塌。

第四節 研究流程

本計畫工作項目之執行，首先蒐集研究區域之水文資料、地表 GPS 位移資料、數值高程資料、衛星遙測影像資料及地下水位資料，並建立地理資訊系統 GIS 資料圖層。接下來將水筒模式與 SCE-UA 法結合，搭配所蒐集之測站資料，進行降雨逕流歷線模擬與地下水位歷線模擬，以建立深層潛勢山崩發生時序與

警戒機制，提供水土保持局評估後續防減災工作之參考。工作流程如圖 1-2 所示，將於後續章節詳述各工作項目之具體實施辦法與步驟。

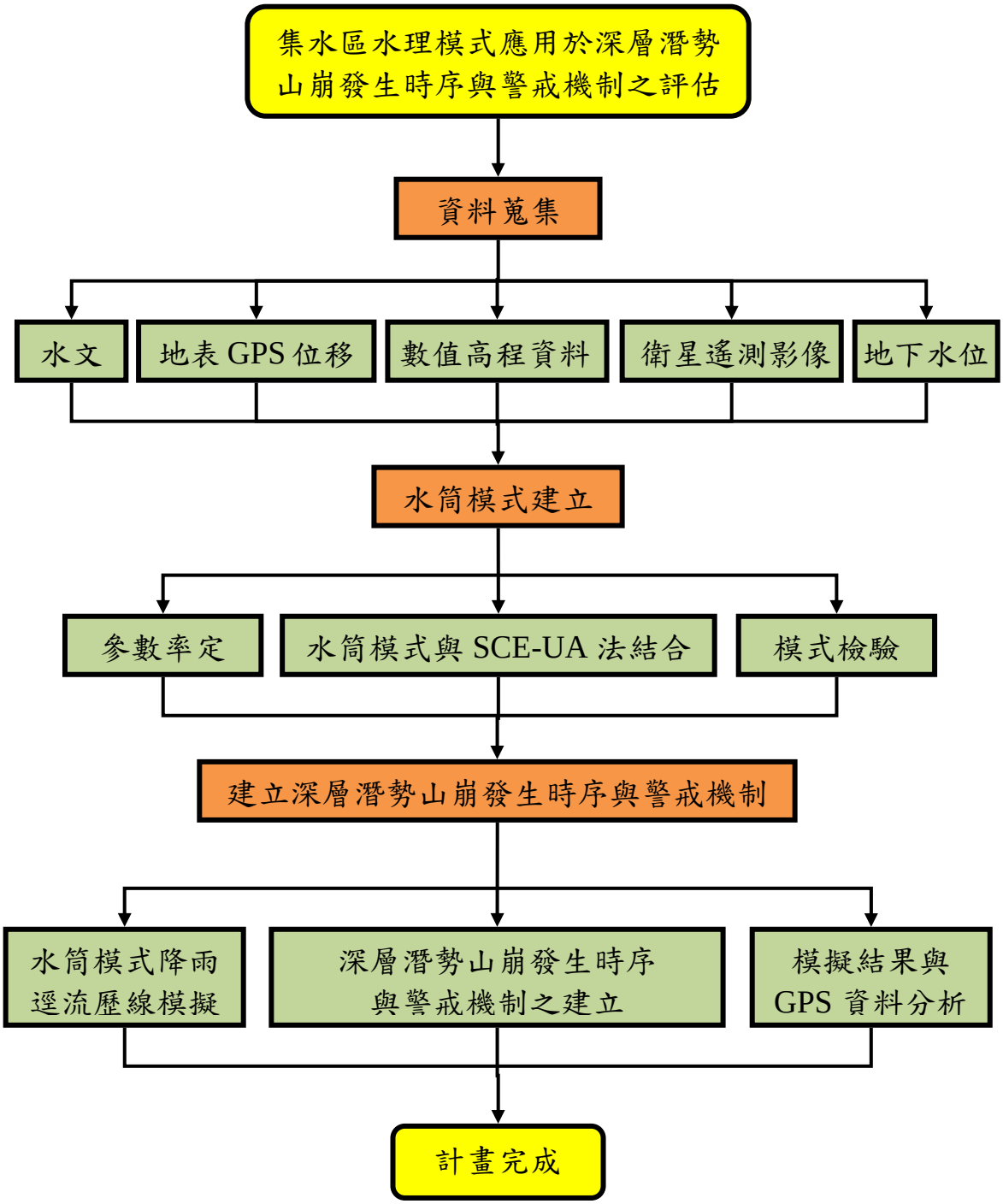


圖1-2 工作執行流程圖

第五節 工作進度

計畫之工作進度如表 1-1 所示。

表 1-1 工作進度表

重要工作項目	工作比重(%)	105 年		
		4-6 月	7-9 月	10-12 月
資料蒐集	20	水文資料、地表 GPS 位移資料、集水區數值高程資料及集水區衛星遙測影像資料	地下水位資料	
		80	100	100
水筒模式方法訂定	25	水筒模式建立	水筒模式與 SCE-UA 法結合、水筒模式參數率定	模式檢驗
		20	80	100
建立深層潛勢山崩發生時序與警戒機制	30	水筒模式降雨逕流歷線模擬	模擬結果與 GPS 資料分析	深層潛勢山崩發生時序與警戒機制之建立
		20	70	100
期中期末報告撰寫	25	期中報告		成果報告
		60		100

第六節 目前遭遇問題

一、天池位處高海拔山地，由於遭受莫拉克風災與梅姬颱風影響，南橫公路台 20 線 108K~153K(梅山~向陽)路段受損嚴重,目前道路管制封閉，無法前往天池及向陽集水區現地勘查，得延至後期相關計畫進行調查。

二、廬山溫泉北坡僅針對 2009 年及 2012 年之颱洪暴雨事件進行分析，目前無法取得更近期之研究相關資料，未來將加強聯繫有關單位。

第二章 資料蒐集及研究區域簡介

第一節 地形圖資與地質條件

一、天池及向陽

天池集水區及向陽集水區皆位於南橫公路上，此公路建立於 1970 年，它橫貫台灣西南方的高雄市到東南方的台東縣，公路的總長度約 209 公里，而大部分的山區隸屬於玉山國家公園。公路最高點為埡口，大約在 147.5 公里，海拔為 2722 公尺處，集水區的西側（高雄側）是荖濃溪，而東邊（台東側）是卑南溪。荖濃溪水流方向為西南流向，而卑南溪水流方向為東南流向。兩個研究集水區出口之流量測站繪製於圖 2-1（a），分別為阿其巴橋流量站和新武呂流量站，集水區大小分別是 411 和 628 平方公里。在集水區內，分別有 2 個和 3 個雨量站標註於圖中。然而，為了簡單起見，僅由最靠近山崩位置的雨量站記錄用來代表各集水區之降雨，代表性的雨量站分別是南天池雨量站和向陽雨量站，其位置標示於圖 2-2 及圖 2-3。

地質斷層分布如圖 2-1（b）所示。南橫公路通過兩個主要斷層，分別是新關斷層和檜谷斷層，南部中央山脈附近具有豐富的次要斷層，這些斷層是造成中央山脈南北方向的主要推力。在埡口周圍，沿著中央山脈北部延伸的表面地質層屬於畢祿山層，主要由始新世岩石來形成，包含板岩和千枚岩。從埡口向西移動，地表層變為中新世廬山層（泥岩，板岩，千枚岩），但向東則變為晚古生代和中生代大南澳片岩（黑/綠/矽質片岩）。這些岩石都具有豐富的裂痕和皺褶結構，表示在該地區有活躍的造山運動機制。

天池及向陽的潛勢山崩位置標示於圖 2-1，放大如圖 2-2 及圖 2-3 所示。由於這兩處被規劃為休息區和觀光區，而佈設一些監測儀器，我們藉由監測儀器和實地觀測來判釋潛勢山崩位置，此部分將於後續章節來做敘述說明。

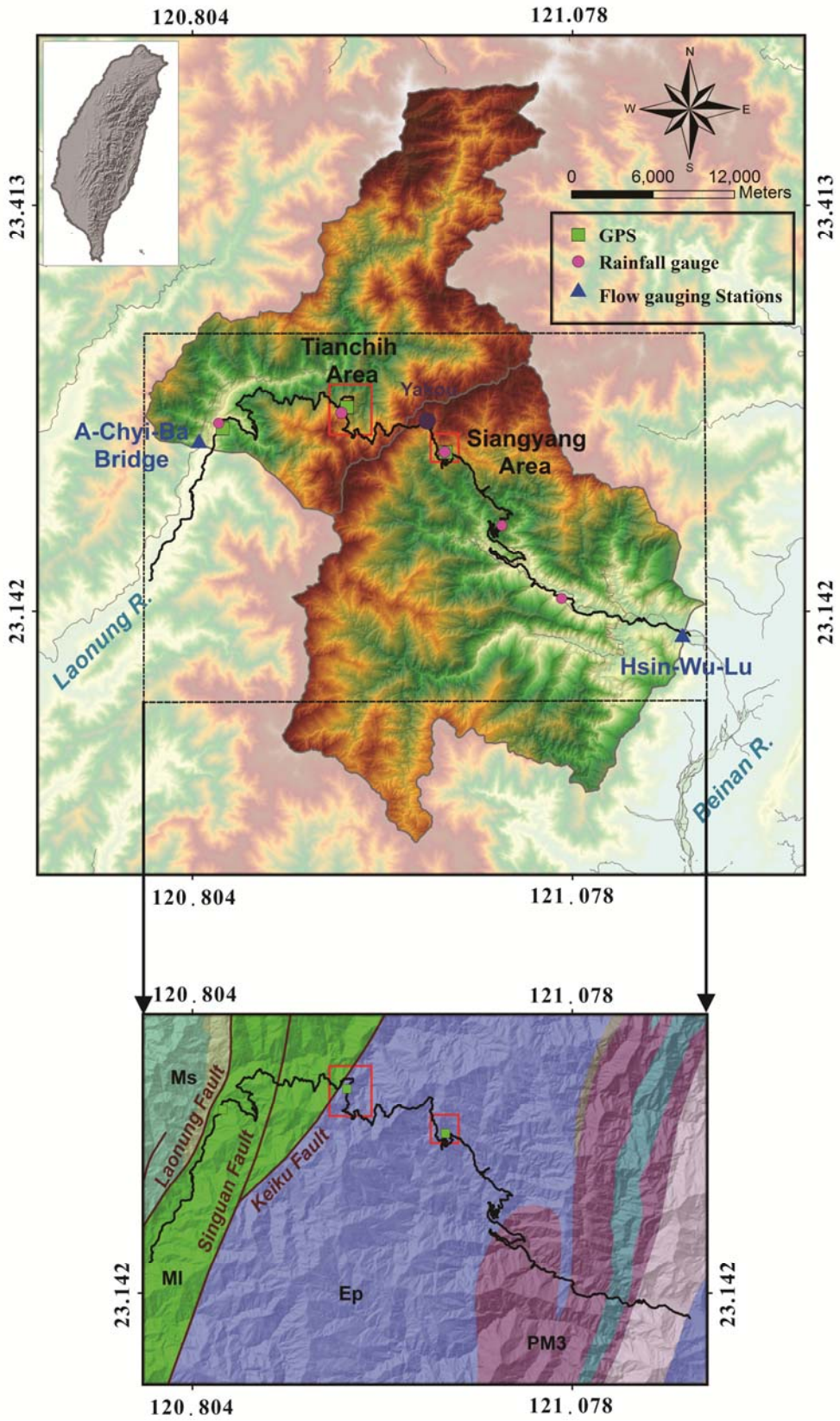


圖2-1：(a)流域地形圖：圖中西北方的區塊為天池集水區，東南方為向陽集水區，而紅色方框分別為兩集水區之山崩區域。 (b)地質斷層圖：研究區域之主要的斷層及岩性，延著粗黑線的南橫公路，潛勢山崩由GPS儀器紀錄，測站位置如綠色方形圖標。

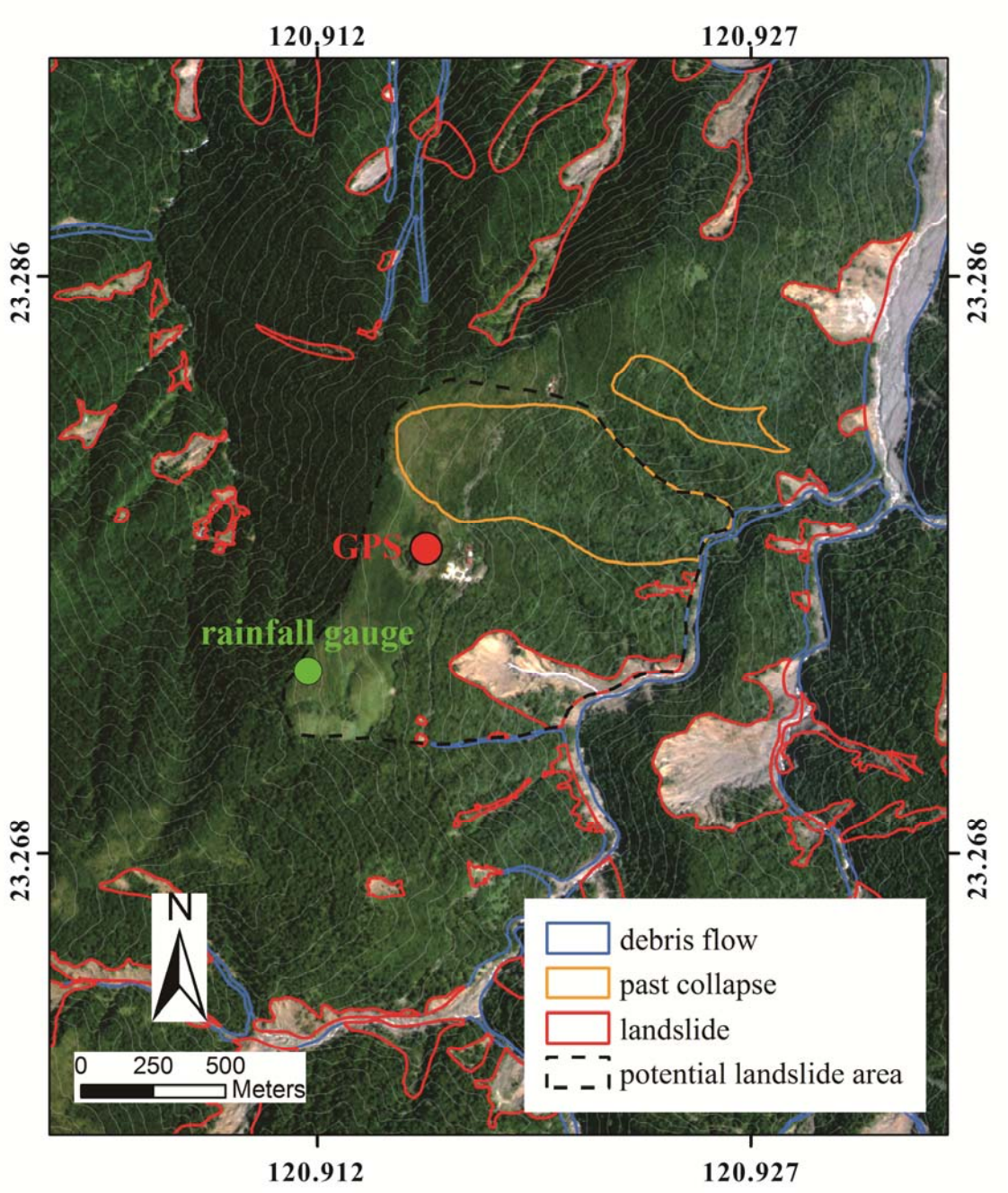


圖2-2 天池潛勢山崩圖：航照圖於2010年拍攝，GPS測站站名為TENC，山崩及土石流區塊繪於圖中。

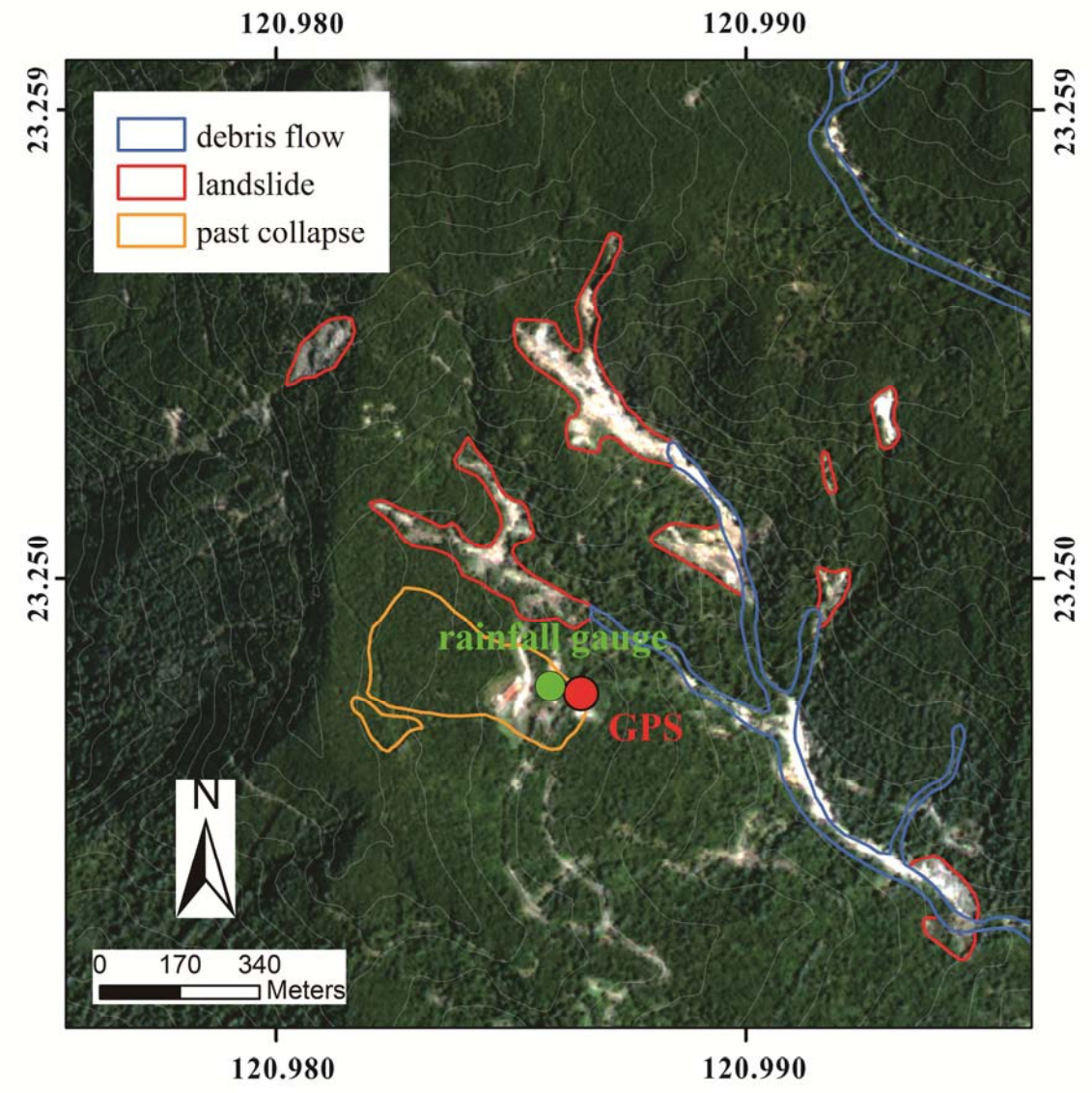


圖2-3 向陽潛勢山崩圖：航照圖於2010年拍攝，GPS測站站名為SYAN，山崩及土石流區塊繪於圖中。

二、廬山溫泉北坡及廬山部落

廬山溫泉北坡及廬山部落位於南投縣仁愛鄉精英村，東臨能高諸山，西部為埔里盆地，南面則為卓社大山，北接合歡群峰，區域內則有母安山，附近的水系有塔羅灣溪、濁水溪、馬海僕溪以及霧社水庫。交通方面可由台 14 線抵達，大部分的旅館、商店及住家沿著塔羅灣溪設立，而上坡地多開墾為農耕地使用。

廬山溫泉北坡及廬山部落地質圖分別如圖 2-4 及 2-5 所示(經濟部中央地質調查所,2009)，此圖幅源自於經濟部中央地質調查所出版五萬分之一地質圖，這兩地區的地層為廬山層，分布於中央山脈脊樑山脈地區，廬山層的地質特徵主要為新世紀的沉積物，岩層由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩及千枚岩組成，偶夾深灰色變質砂岩，這些岩石都具有豐富的裂痕和皺褶。廬山溫泉北坡劈理位態走向大致為北 10°~30°東，向東南 30°~50°傾斜，劈理走向與岩體坡面略呈斜交，且常受到擾動及潛移的影響，劈理位態變化頗大。廬山部落劈理位態傾向東南方，主要坡面為順向坡。

本計畫團隊於 105 年 6 月 27 至 6 月 28 日進行廬山現況之實地調查，圖 2-6 為航照圖及現地調查位置，圖中的省道為交通部-交通路網數值圖服務網以及 TGOS 地理資訊圖資雲服務平台所提供之圖層，現地調查照片大致拍攝位置如圖中五角形圖案標示。本次的現地調查主要是針對崩塌災害處，搭配航照圖判釋，評估影響區位，崩塌潛勢特徵包含道路及結構物之損壞、剪裂、地表破損、塌陷及滑移等。

現勘主要分為兩條路線，第一條是由廬山溫泉北坡坡趾處，沿著富貴路至廬山國小，另一條為廬山溫泉北坡南方至溫泉頭，其說明如下

(一) 路線一：

照片 2-1(觀測點 a)至 2-7(觀測點 g)為廬山溫泉北坡之範圍，首先至廬山溫泉北坡南方的榮華巷山上，拍攝照片 2-1 之廬山溫泉北坡全景圖，接下來往坡趾處之廬山溫泉風景區停車場進行勘查，如照片 2-2(觀測點 b)所示，此處顯示多處剪裂及滑移擠壓現象。順著道路往北拍攝照片 2-3~2-7，沿途可見擋土牆及地

面多處損裂、滑移、樹木及電線桿傾斜等跡象。

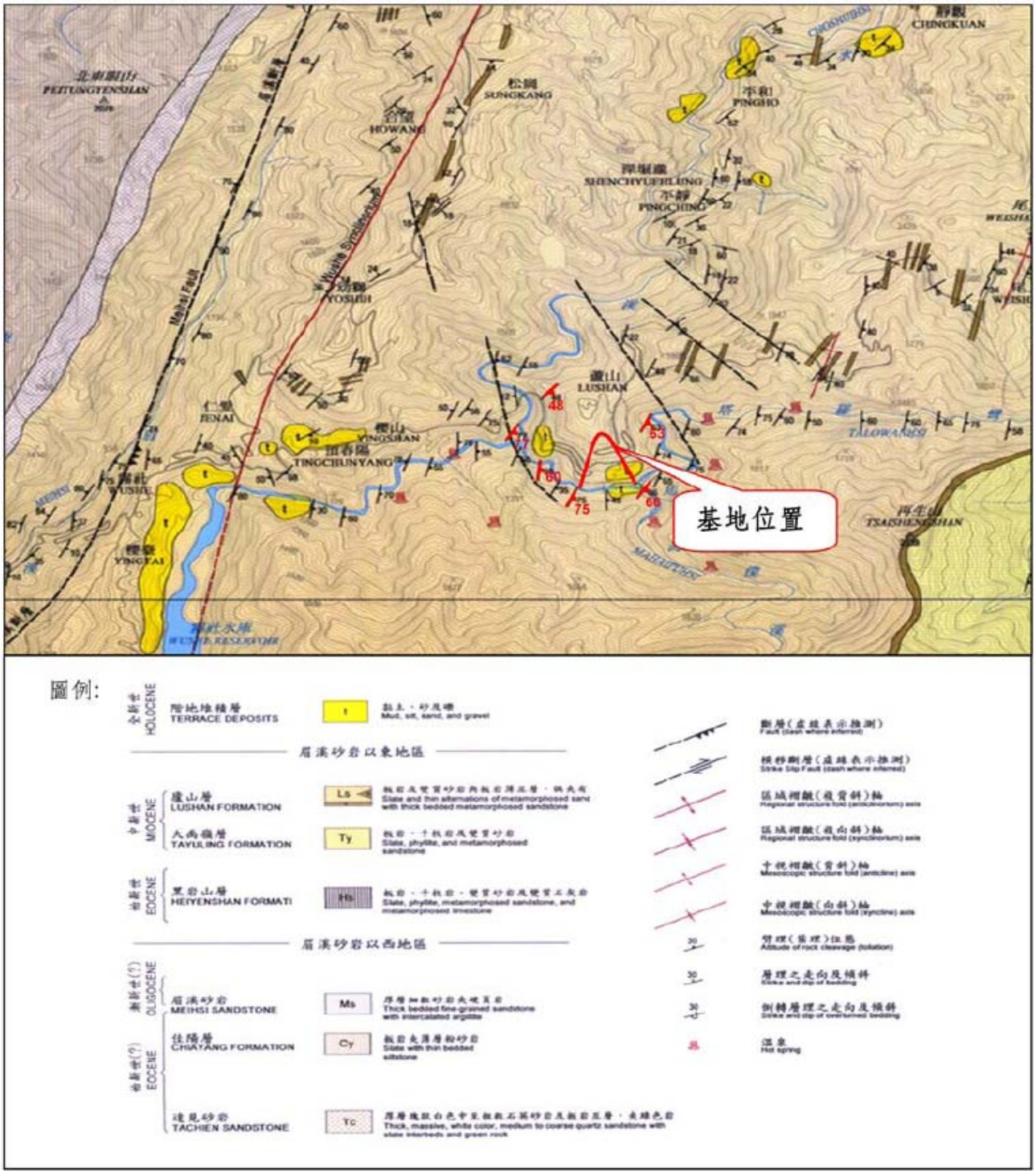


圖2-4(a) 廬山溫泉北坡區域地質圖一

(節錄自霧社地質圖幅，羅偉與楊昭男，2002，中央地質調查所-98年度南投縣廬山溫泉北坡監測及預警系統建置期末成果報告)

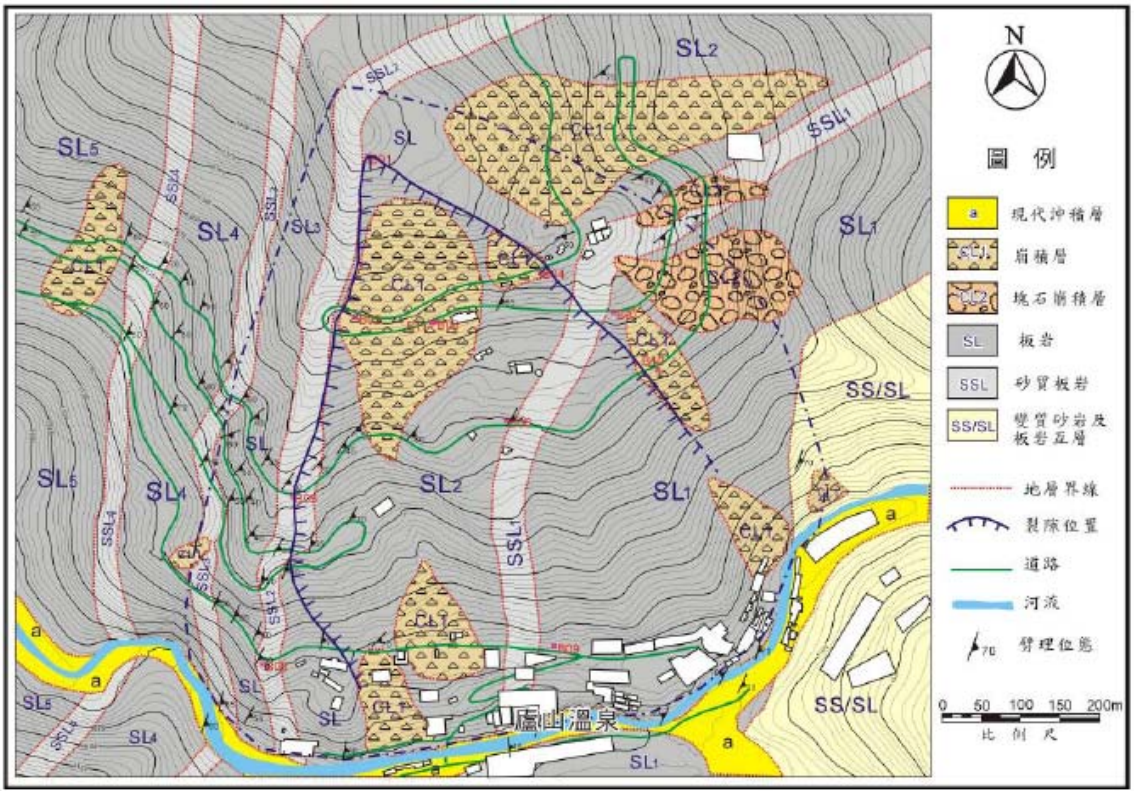


圖2-4(b) 廬山溫泉北坡地表地質圖二

(水土保持局，廬山監測及後續治理規劃期末報告書，民國97 年)

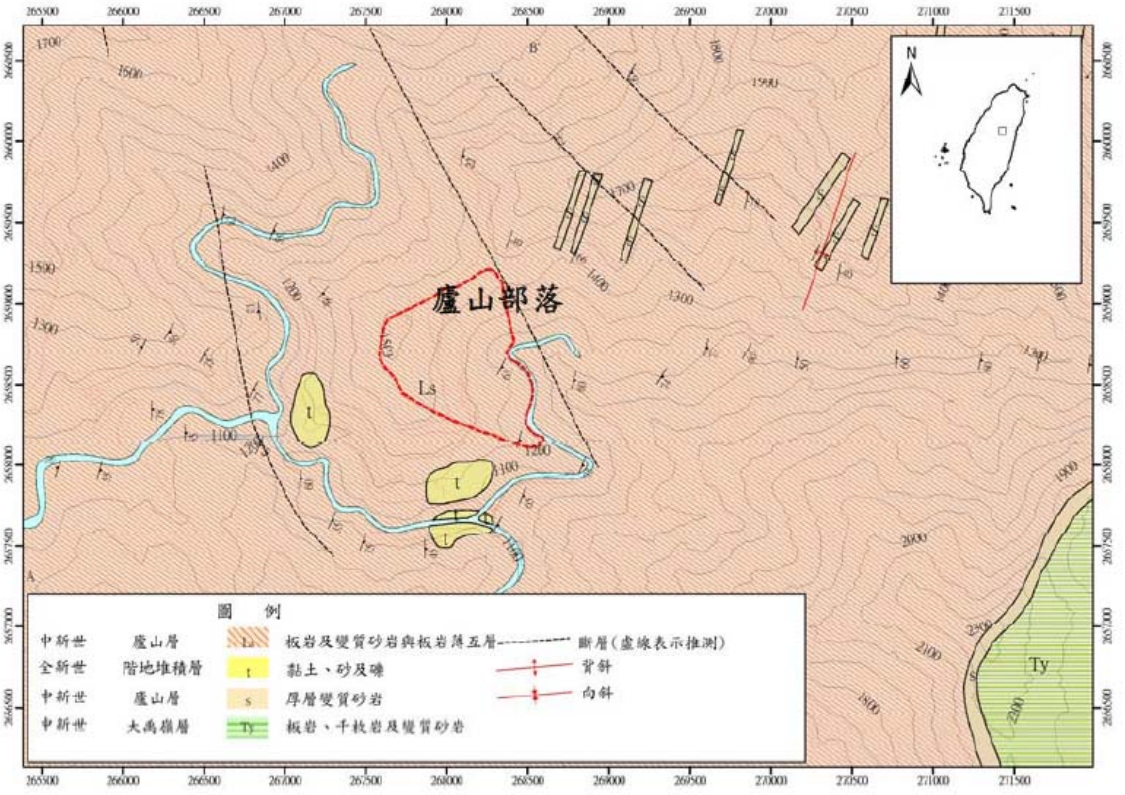


圖2-5 廬山部落地質圖

(改繪自霧社地質圖幅，羅偉與楊昭男，2002，中央地質調查所-98年度南投縣廬山溫泉北坡監測及預警系統建置期末成果報告)

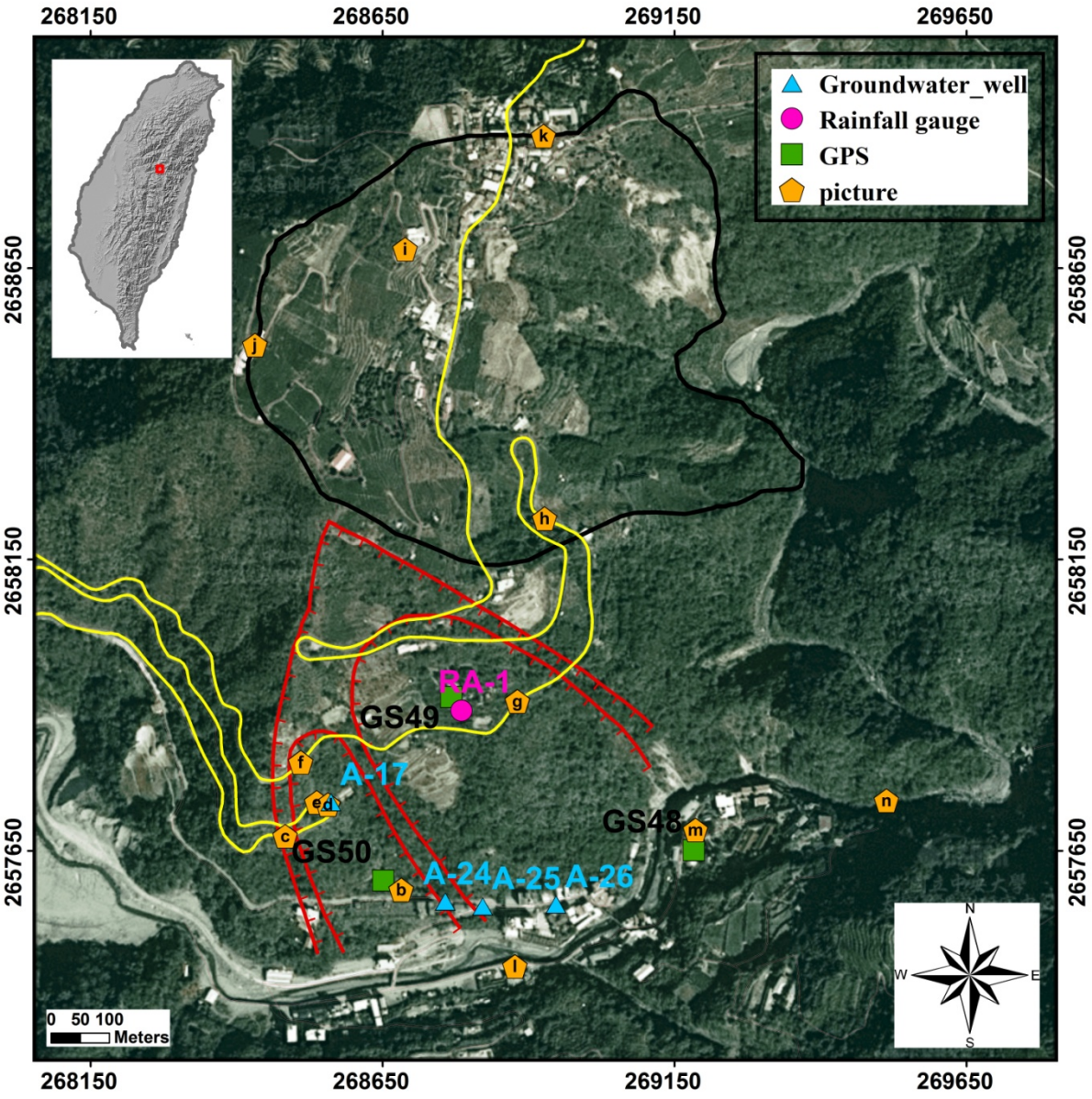


圖2-6 盧山現地調查照片位置

(紅色滑動範圍取自中央地質調查所-大規模潛在山崩機制調查與活動性觀測(4/4)期末報告，2014年)

照片 2-8(觀測點 h)至 2-11(觀測點 k)為盧山部落之範圍，照片 2-8(觀測點 h)之房屋及擋土牆遭受土石崩落，產生嚴重損毀。照片 2-9(觀測點 i)茶園之地板有多處裂隙，而盧山部落頂部之擋土牆明顯可見傾斜、破裂及損壞，如照片 2-10(觀測點 j)所示。最後至盧山國小，其地板、樓梯及水溝有多處裂縫及擠壓等現象，如照片 2-11(觀測點 k) 所示。

照片2-1.【觀測點a】廬山溫泉北坡側視圖：照片中可看到航照圖中之裸露區塊，此處本來有崩塌，後來人工開墾而成為現在的樣貌。



照片2-2. 【觀測點b】廬山溫泉風景區停車場(廬山立體停車場)

2-2-1. 停車場內之地面看起來相當平整，沒有損壞裂面，可顯示出此處為較剛硬的地基，坡頂往坡趾方向滑動，受到停車場地基阻擋，導致路面呈現下凹的狀況，由照片可看出水溝蓋遭擠壓而傾斜約30度。



2-2-2. 停車場柱子基底及樓梯因錯動而造成剪裂







2-2-3. (左上)正面(右上)右側圖(下)左側圖，水溝與擋土牆間之距離太近，大約15公分左右，可能是山坡往下滑移所導致。







2-2-4. (上)樹木傾倒 (下)多處剪裂









照片2-3. 【觀測點c】富貴路上

2-3-1. 水溝原本是平的，遭受擠壓後傾斜，且造成擋土牆損裂。







2-3-2. 矩型排水溝擠壓成非垂直角度，先往方向1之傾角滑動，再往方向2之坡趾方向滑動。





照片2-4. 【觀測點d】廬山茶莊：電子式水壓計A-17附近。

(照片來源：Google地圖)



照片2-5. 【觀測點e】富貴路上：牆面遭擠壓突出。



照片2-6. 【觀測點f】富貴路上：

2-6-1. 往趾部擠壓，擋土牆斷裂。



2-6-2. 照片中的右方為廬山頂部方向，左方為趾部方向，可以看出左邊區塊下陷且朝趾部滑動的趨勢。



照片2-7. 【觀測點g】富貴路上：多處損裂，擋土牆傾斜，土石崩落



照片2-8. 【觀測點h】富貴路上：房屋損毀，土石崩落。



照片2-9. 【觀測點i】茶園：地板多處裂縫



照片2-10. 【觀測點j】廬山部落頂部：擋土牆傾斜且損裂





照片2-11. 【觀測點k】廬山國小：

(左上)樓梯斷裂(右上)排水溝遭擠壓



(下)操場地板多處裂縫



(二) 路線二：

首先至廬山溫泉北坡南方之塔羅灣溪,此溪流地質破碎且易產生泥沙淤積，由照片 6-12(觀測點 l)可看出溪流中有許多碎石及破碎處。酋長茅廬附近，則有經濟部中央地質調查所衛星連續追蹤站，且飯店後方山坡裸露區塊，由其節理和樹木生長方向，可研判此處岩體過去承受壓力造成彎曲現象，如照片 2-13(觀測點 m)所示。最後至溫泉頭，由照片 2-14(觀測點 n)顯示其位態一致。

由廬山現地調查結果研判，此研究區地表有明顯的潛勢滑移特徵，然而上游之土石堆積在廬山溫泉北坡坡趾處的塔羅灣溪，將可增強坡體之穩定性，但堤岸兩旁容易因颱洪暴雨造成淹水。

照片2-12. 【觀測點l】塔羅灣溪：位於廬山北坡趾部





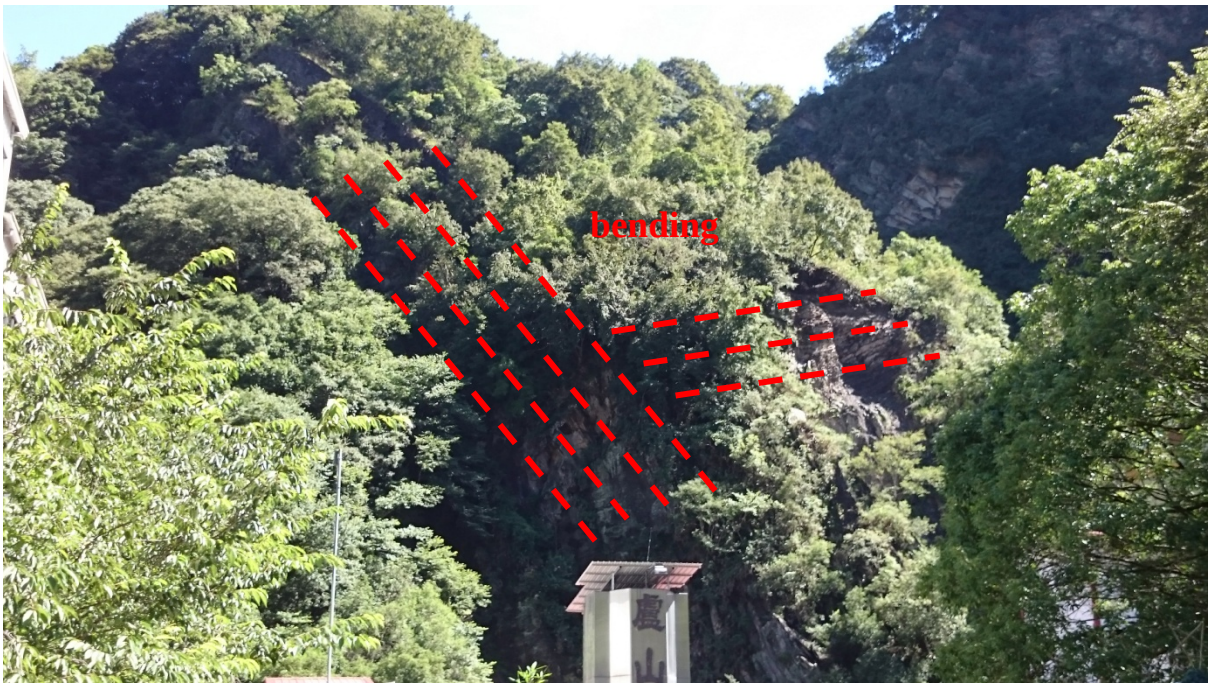
照片2-13. 【觀測點m】酋長茅廬附近：

2-13-1. 經濟部中央地質調查所衛星連續追蹤站



2-13-2. 天廬飯店&廬山園游泳池大飯店後方山坡裸露，土體承受壓力而彎曲





照片2-14. 【觀測點n】溫泉頭：位態一致





第二節 水文因子

二、雨量、流量及地下水位

(一) 天池集水區：

如圖 2-7 至 2-10 所示，蒐集天池集水區 2004 年、2005 年、2006 年及 2009 年之雨量流量紀錄資料，以供水筒模式參數檢定及逕流模擬之用途。

(二) 向陽集水區：

如圖 2-11 所示，蒐集天池集水區 2009 年之雨量流量紀錄資料，以供水筒模式參數檢定及逕流模擬之用途。

(三) 廬山溫泉北坡：

如圖 2-12 至 2-13 所示，蒐集廬山溫泉北坡 2009 年及 2012 年之雨量和地下水位紀錄資料，以供水筒模式參數檢定、逕流模擬及評估地下水位之用途。(資料來源：經濟部中央地質調查所)

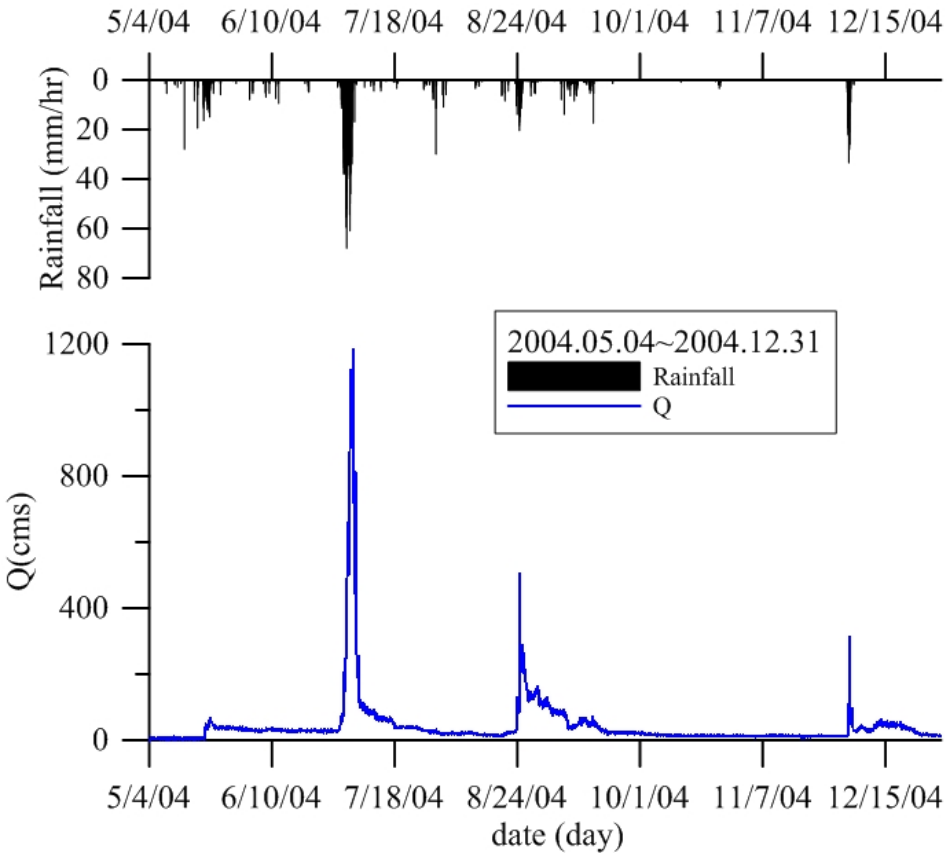


圖2-7 天池集水區2004年雨量流量紀錄

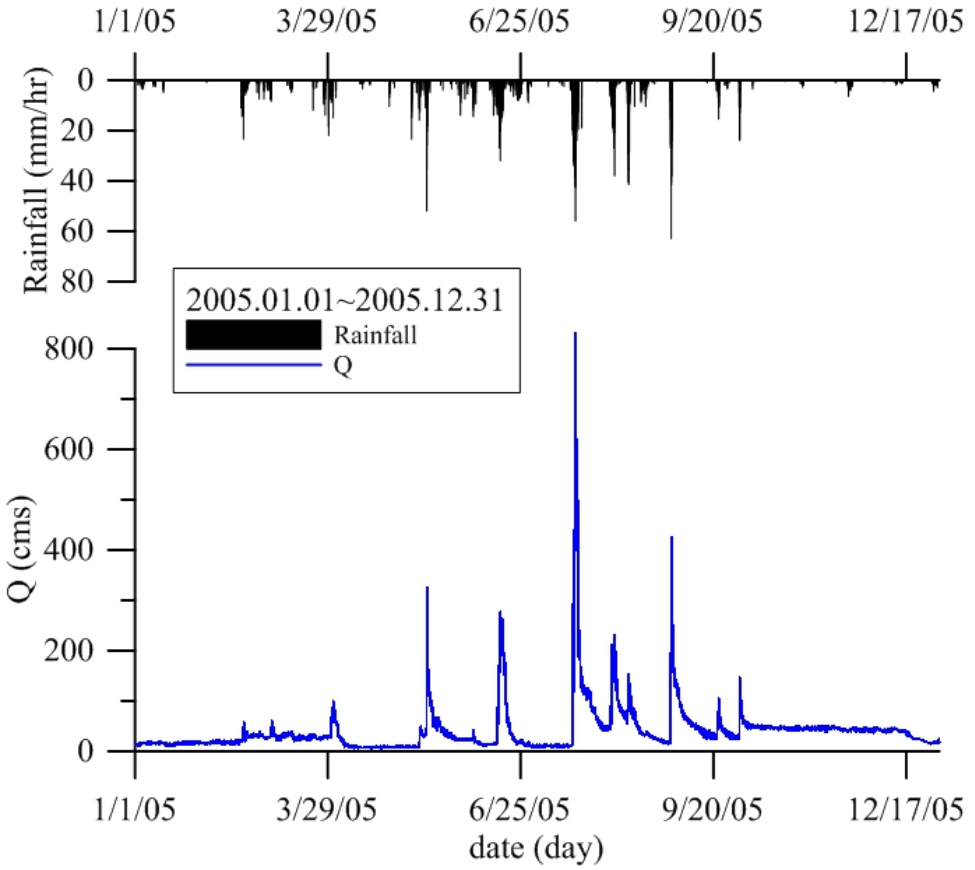


圖2-8 天池集水區2005年雨量流量紀錄

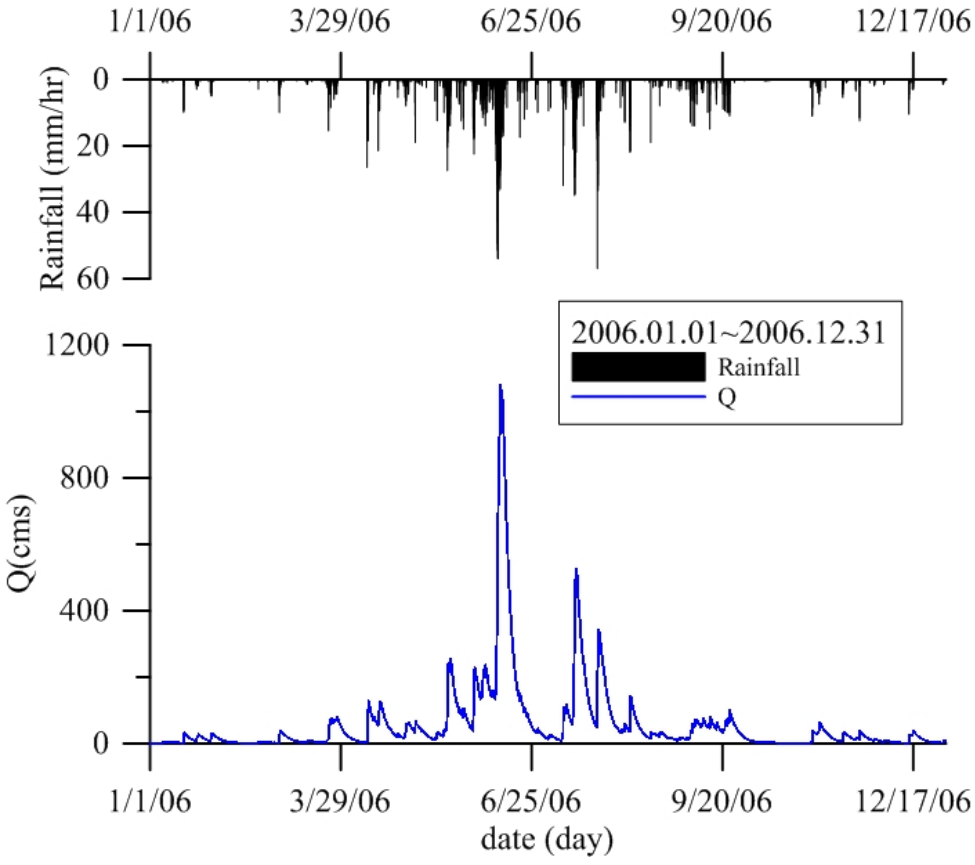


圖2-9 天池集水區2006年雨量流量紀錄

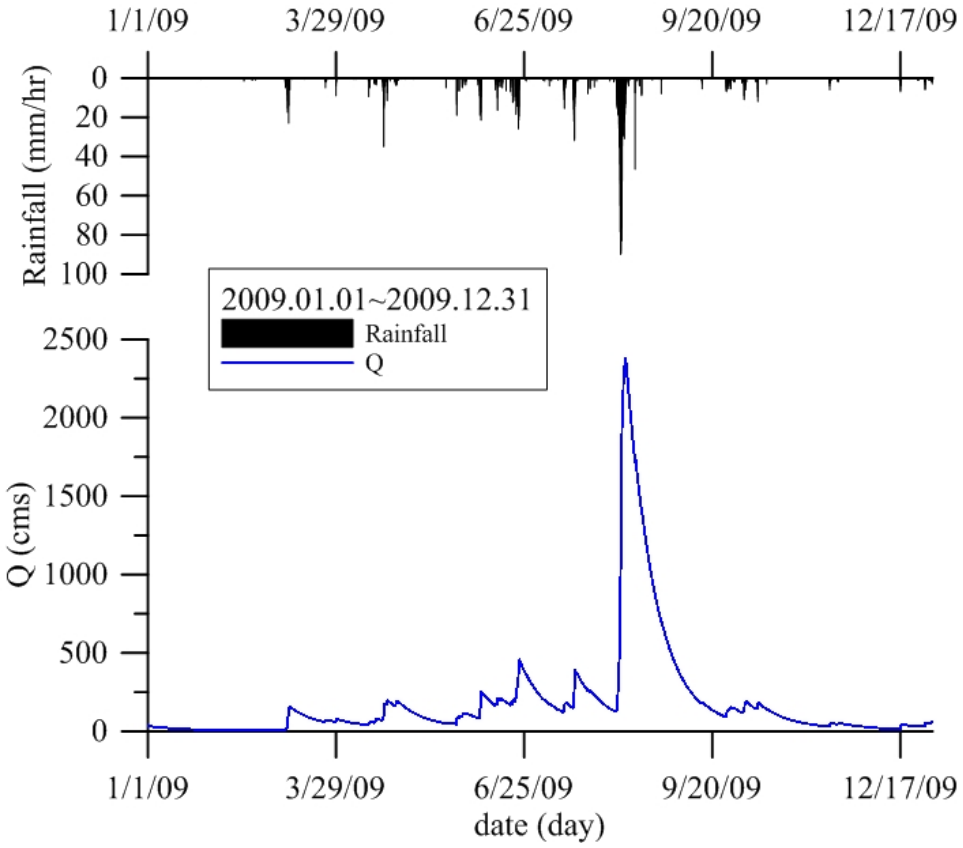


圖2-10 天池集水區2009年雨量流量紀錄

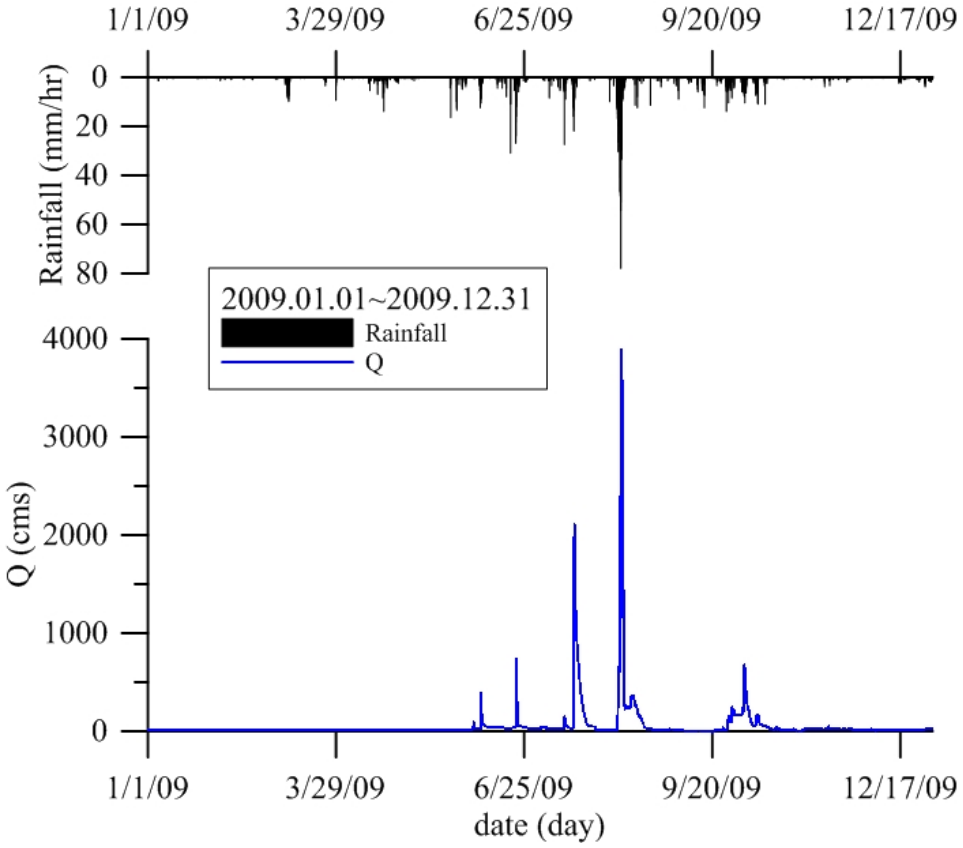


圖2-11 向陽集水區2009年雨量流量紀錄

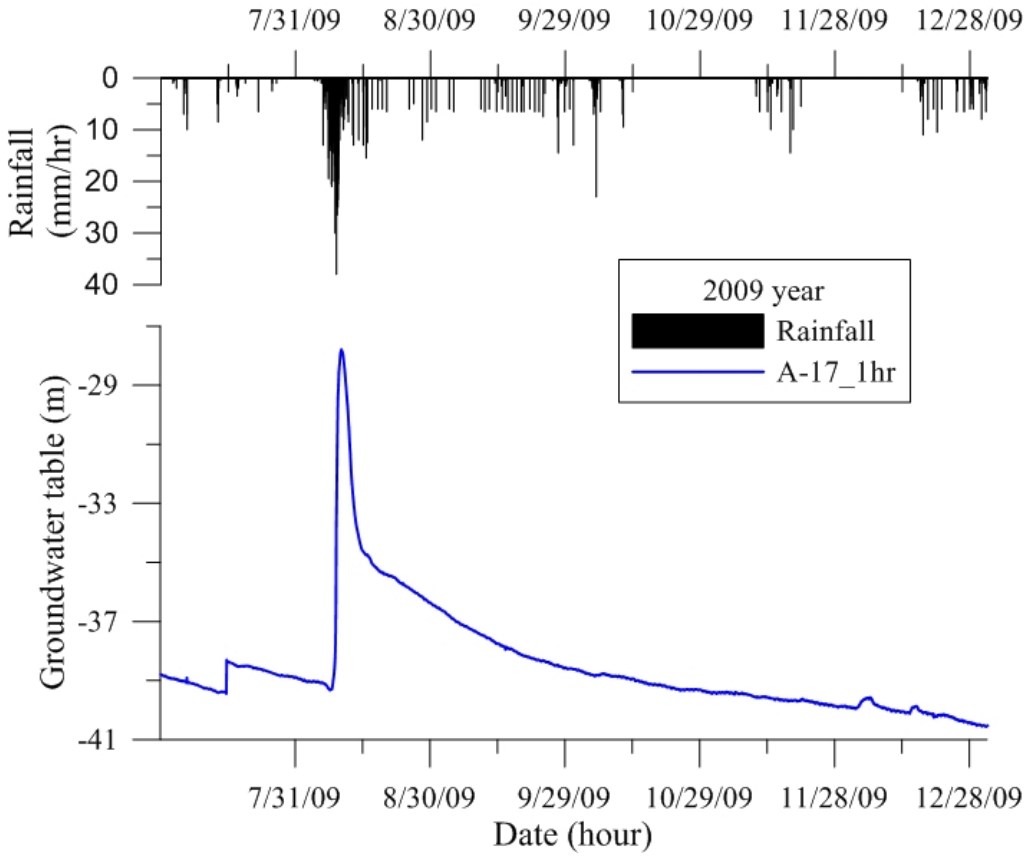


圖2-12 盧山溫泉北坡2009年雨量及地下水位紀錄

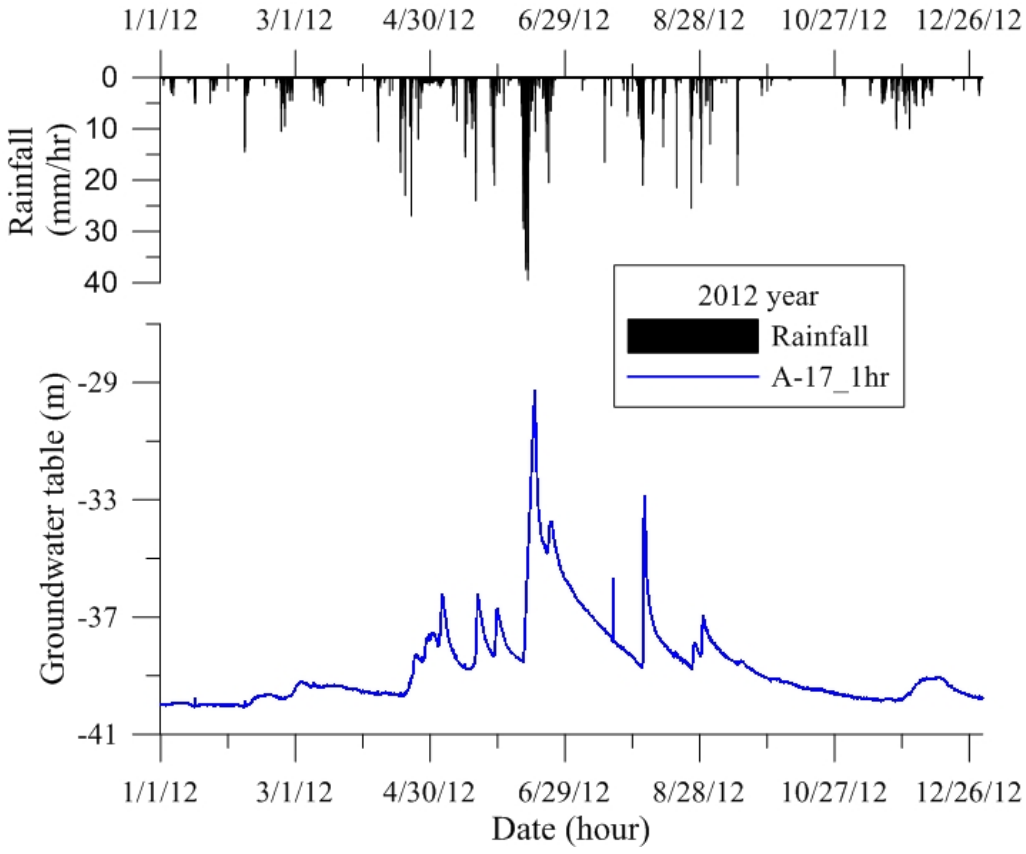


圖2-13 盧山溫泉北坡2012年雨量及地下水位紀錄

第三節 GPS 潛勢地滑

全球定位系統（GPS）在即時地表位移監測已獲得廣泛的適用，通過適當的後續處理程序，連續的 GPS（CGPS）數據可以達到幾個毫米級別的精度。本節提出的資料是 1989 年被中央研究院地球科學研究所（IESAS）和中央氣象局所建立的台灣全島 GPS 測網(Yu et al., 1997；Yu et al., 2003；Chen et al., 2015)。在天池現場有一個 CGPS 站，代號為 TENC，是在 2002 年建立並開始記錄。在向陽地區也有中研院設置的測站，站名為 SYAN，自 2009 年開始記錄。

所收集到的 GPS 資料，藉由 10.3 版 GAMIT/ GLOBK 軟體，來進行後續的處理程序(Herring et al., 2002)。使用二次差載波相位觀測值來校正電離層及對流層效應所造成之影響。為了得到台灣準確和一致的區域變形模式，使用了台灣 362 處和 IGS 亞太地區 17 處連續 GPS 測站的所有資料。使用最小二方差線性擬合來估計測站線性速度，年週期和半年週期運動，震後變形，同震位移，潮汐、暴雨及儀器變化所造成的偏移(Altamimi et al., 2007)。然後將 GPS 原始資料之統計離群值、震後變形、同震位移和儀器偏移等狀況移除。

兩測站殘餘的 GPS 位置之時間序列繪製於圖 2-14。圖中顯示出一些清晰可辨別的間歇位移，其中天池因為長時間操作的關係，而有較長的記錄資料。這些間歇性位移與極端降水事件相關，例如 2004 年 6 月 29 日敏督利颱風，2005 年 7 月 18 日海棠颱風，2006 年 5 月 17 日大雨和 2009 年 8 月 7 日莫拉克颱風。由連續位移指出，2002 年至 2012 年間天池移動方向為單一東東南（SEE）走向。極端的莫拉克颱風造成的位移，東(E)、北(N)和垂直 (U) 向分量分別為 245，-49 和-243 毫米。向陽也在莫拉克颱風侵襲之後，朝 SEE 方向位移。這兩處的位移方向如圖 2-15 所示，這正好對應於斜坡的下降方向。

莫拉克颱風在 5 天內之累計雨量達到 2700mm，其降雨量幾乎等於全台的年平均降雨量。它造成南台灣大量的山崩，過量的洪水和嚴重傷亡，颱風侵襲過後，中央地質調查所在全島的光達(LiDAR)探測，所得到的 DEM 解析度之網格大小為 1×1m，點雲平均密度為 0.5 點/平方公尺。光達技術產生高解析的數值高

程模型（DEM），在高精度及植物穿透能力方面更具優越性，其對於天池及向陽潛勢山崩位置所產生之 DEM 如圖 2-15 所示。

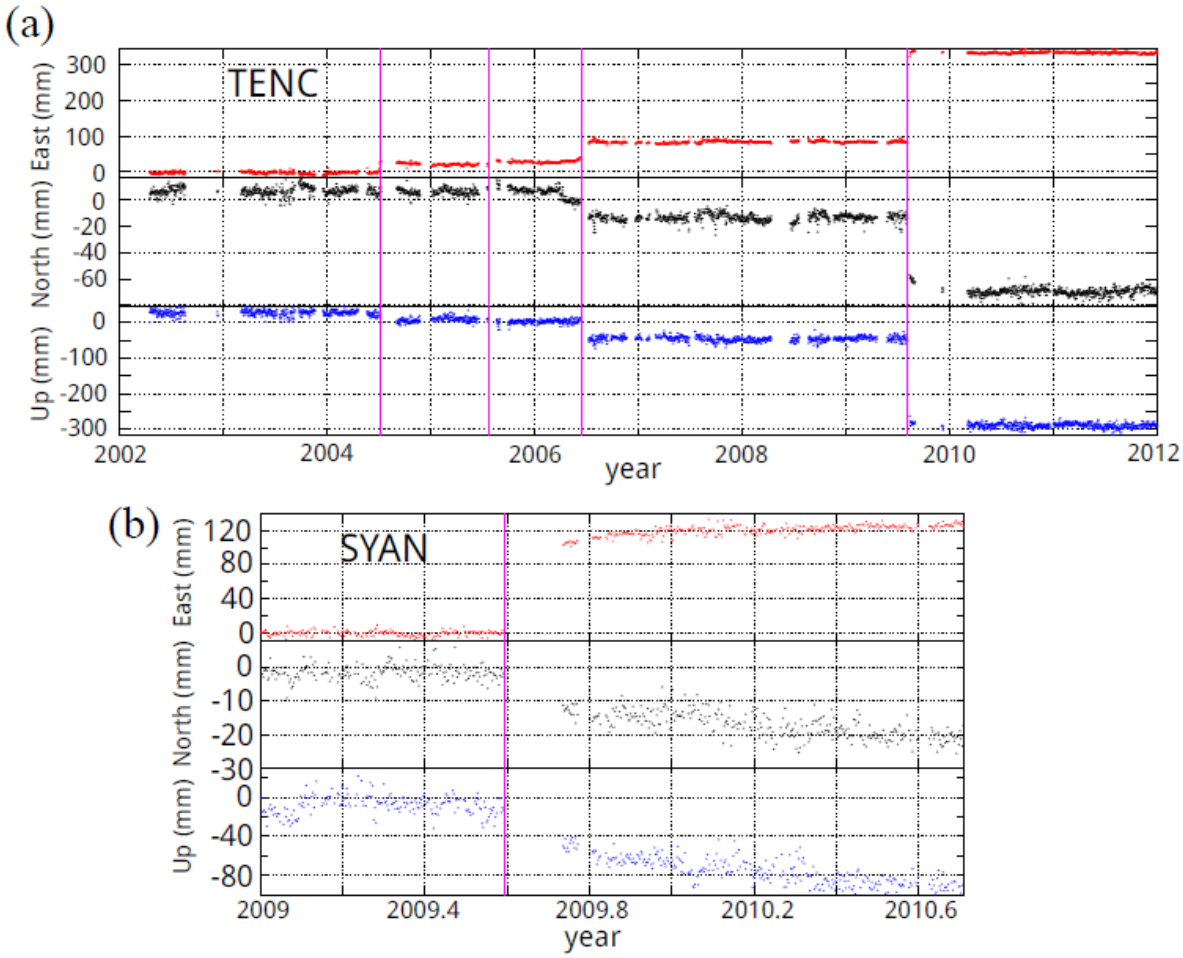


圖2-14　殘餘的GPS位置之時間序列：桃紅色之垂直線為山崩事件，包含2004年6月29日敏督利颱風、2005年7月18日海棠颱風、2006年5月17日大雨和2009年8月7日莫拉克颱風，注意兩張時間軸為不同尺度範圍。

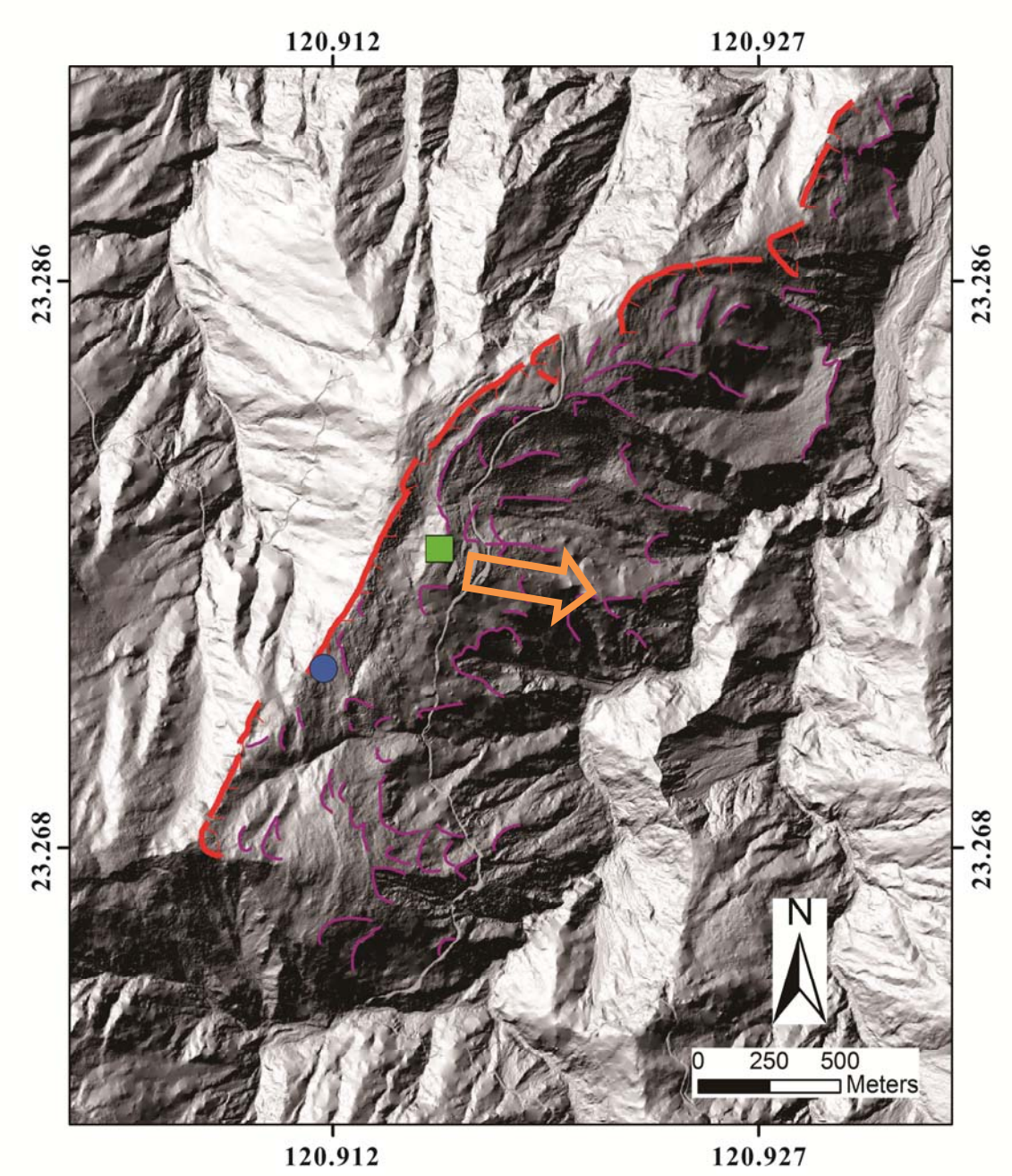
有了高解析度的數值高程模型，在現地地質調查之前，室內準備階段就可以先從視覺上辨認出地表裂痕、崩崖和露頭。

如圖 2-15 所示，典型深層山崩冠部裂隙結構發現有大規模的堅硬岩石沿著山脊的頂端，隨著坡面的輪廓平行流動和主要岩石的不連續性（葉理）。圖 2-16 顯示主要建築的裂縫開口。

在初步研究中(Chen et al., 2015)，我們以視覺上來檢查 GPS 位移時序和降雨資料（強度和累積）之間隨時間變化的關係，可以發現位移發生與降雨的時間

上有遲滯效應。這種現象意味著，當颱風豪雨來臨，水入滲的影響將會改變載重與有效應力。結合光達(LiDAR)和實地觀察，這兩處潛勢山崩被認為是個深層開裂以及地下水控制型式。在下文中，將探討潛勢山崩位移和區域水循環之間的關係，區域水循環將藉由水筒模式進行模擬。

(a)



(b)

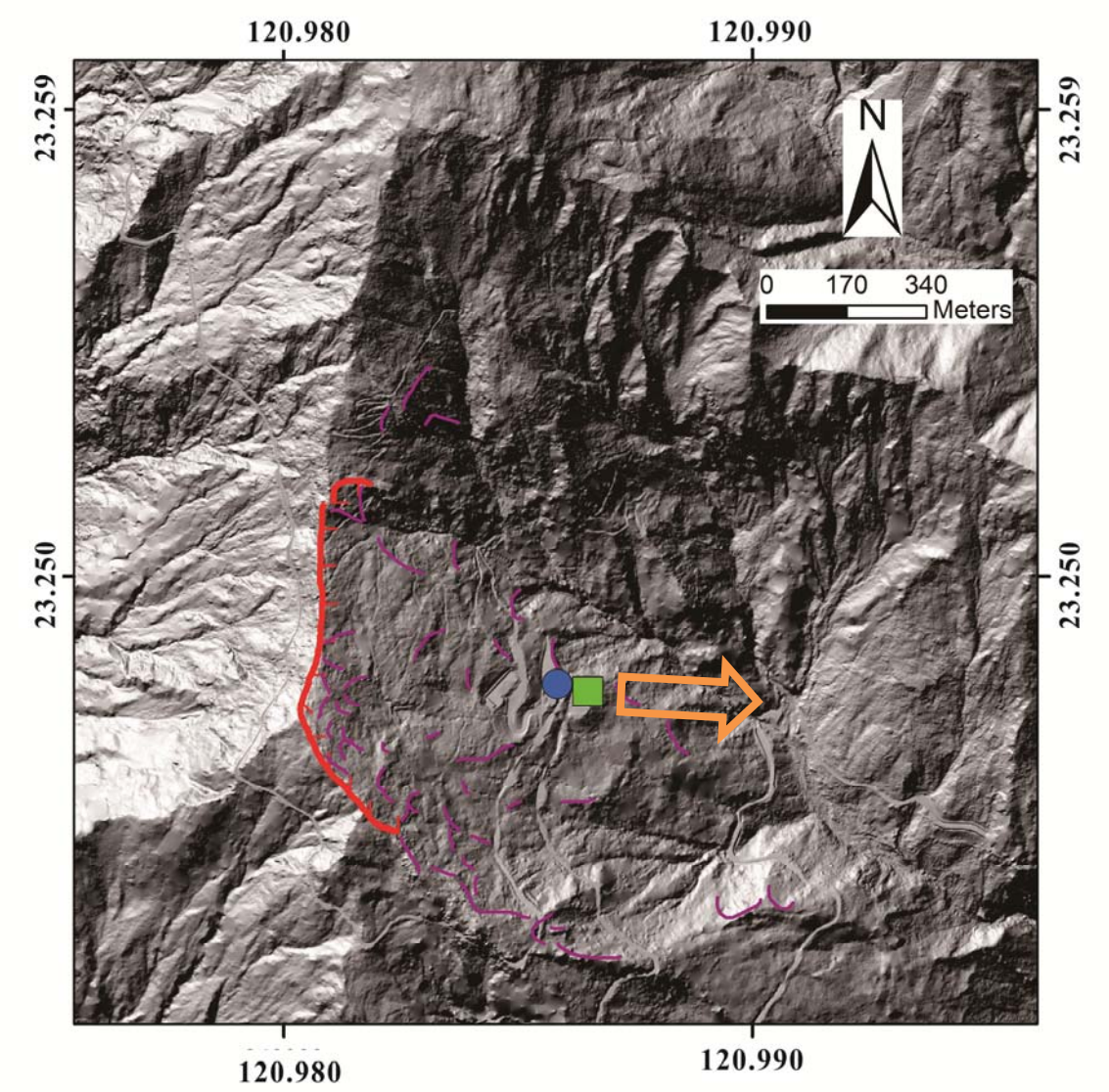
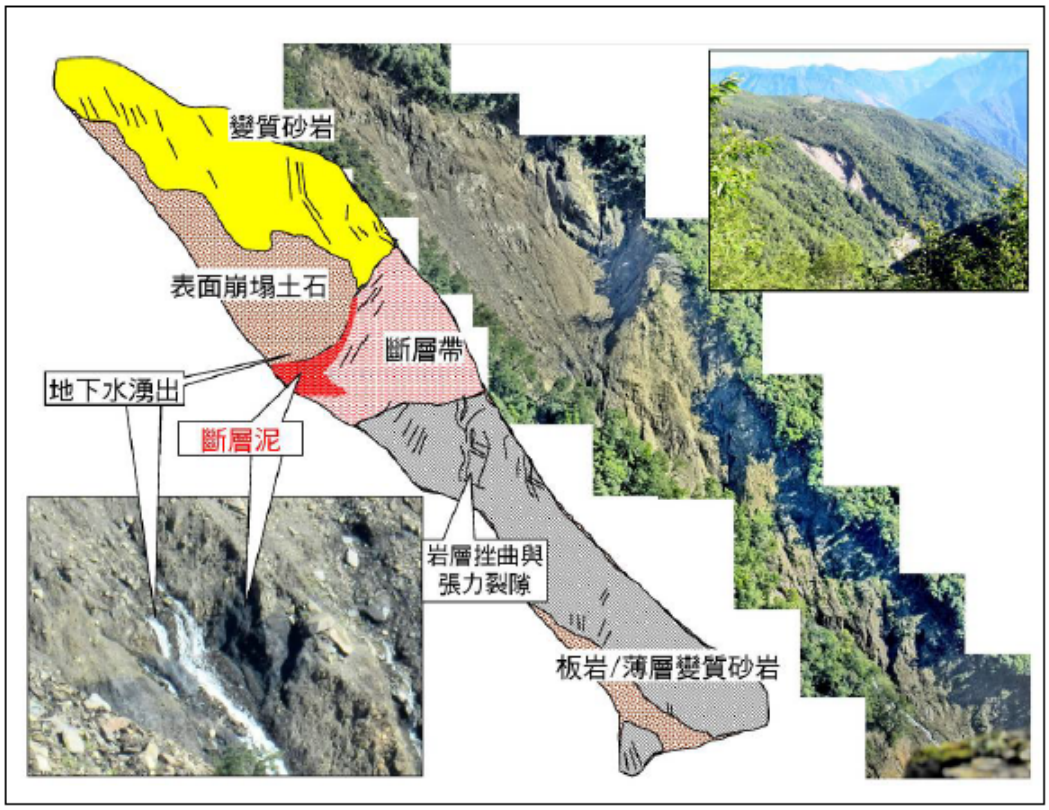


圖2-15 LiDAR 地形影像圖：(a)天池與(b)向陽的山崩地型特徵，紅色粗線為主崩崖，紫線為次崩崖，橘色箭頭2009/8/7~2009/8/12GPS紀錄的滑動方向。

(a)



(b)

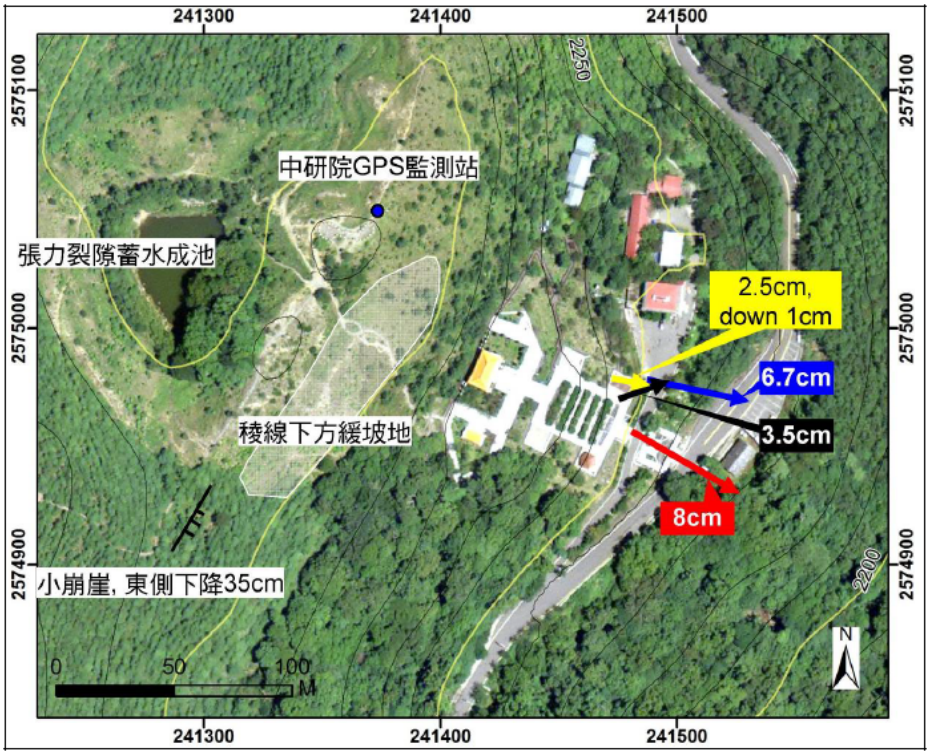


圖2-16　(a)莫拉克風災後之天池集水區淺層滑動(b)現地調查之裂縫位移量

(取自玉山國家公園園區地質監測及設施環境安全性整體評估規劃報告，2012年)

第三章 水筒模式方法訂定

第一節 水筒模式建立

水筒模式是一個簡單現象的定量水文模式，該模式藉由一系列的線性水庫或水筒，通過土壤所產生流量的過程(Sugawara, 1961；Sugawara, 1995)。每個水筒具有多個出水孔口，概念上來模擬水的出流量。每個水桶中的水代表著地下蓄水量，而由側流孔口流出的水為河川逕流，或是低層的水筒為中間流。一旦得到模式參數，則該模式的計算能力是容易且快速的。在洪水預報方面，水筒模式已被廣泛應用在亞洲國家，如日本和台灣(Osanai et al., 2010；Chen et al., 2013)。

Ishihara & Kobatake(1979)結合水筒模式與時間-面積-集流圖，針對日本來模擬不同流域的水筒模式參數建議值。Lee(1993)討論了瞬時和連續降雨條件下水筒模式入滲率，然後利用系統工程理論將一系列層級水筒模式，轉化成一系列的並聯和串聯線性水庫，這種改良的水筒模式，證明它比原始概念的水筒模式更加適切。Yokoo et al. (2001)所使用的標準化包威爾法和多元線性迴歸分析，以搜尋水筒模式的參數最佳解。Takahashi et al.(2009)利用動態維度搜尋法應用於水筒模式參數，以及藉由水筒模式來預測斜坡之地下水位。Liu et al. (2010)應用卡爾曼濾波來更新水筒模式參數，以新加坡濱海流域之降雨事件進行降雨逕流模擬。Chen et al.(2015)結合土壤雨量指數（SWI）警戒值的觀念，並分析了台灣東部土石流事件，來找到一個合適的警戒值。

圖 3-1 描繪了在本研究中所使用的水筒模型，此簡易模型僅包含兩個串聯連接的水筒，而系統中的水流稱為單位面積水的入滲量和逕流量。在上層水筒中，水的輸入為降雨量 R(單位為 mm/sec)，而蓄水量由水深 $h_1(t)$ 來表示，單位為 mm。在兩層水筒中，共有三個出口（上側孔口，下側孔口，底部孔口），可以流出以改變其蓄水量。它們分別被用來模擬頂部土層的地表逕流和滲漏量，以及中間層土壤的入滲量。

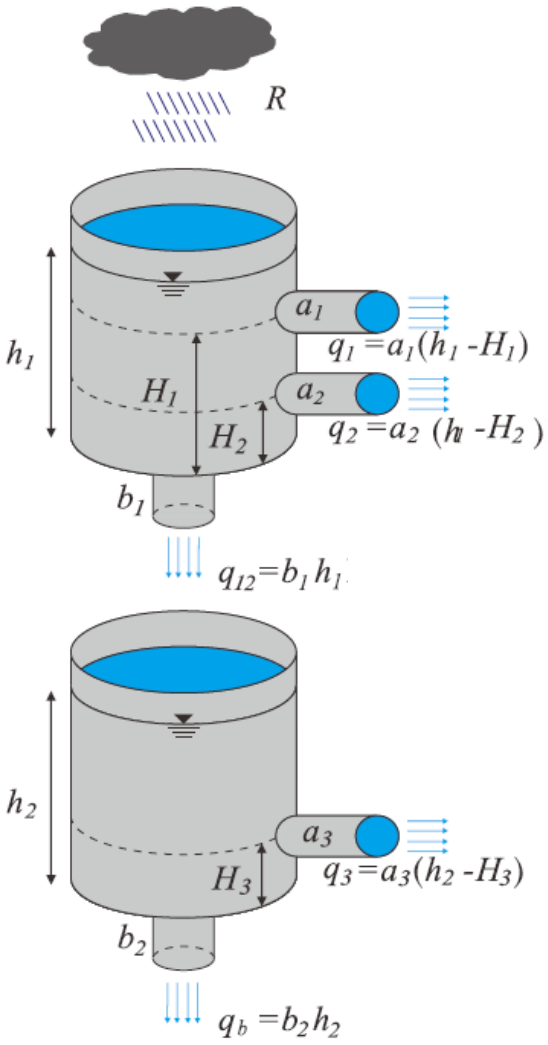


圖3-1 水筒模式概念圖：該模式有兩個水筒，其中降雨強度（RI）的輸入來源為降雨量$R(t)$，（h_1，h_2）是水筒蓄水位，（q_1，q_2，q_3）是單位面積側孔口出流量，（q_{12}，q_b）是入滲量。參數（a_1，a_2，a_3）是側孔口流量係數，（b_1，b_2）為底孔口流量係數。（h_1，h_2）的初始值表示為（S_1，S_2）（未顯示於圖中）。

水筒假設為線性，即三個出口的出流量與水筒之儲蓄量是成正比的，$q_1 = a_1(h_1 - H_1)$，$q_2 = a_2(h_1 - H_2)$和$q_{12} = b_1 h_1$，其中有五個恆定參數：H_1及H_2為控制閥值高度(側孔口高度)，a_1及a_2為上下側孔口流量係數$(1/\sec)$，b_1是滲流至第二層水筒之底孔口流量係數$(1/\sec)$。因此水筒蓄水的控制方程式為$dh_1(t)/dt = R - q_1 - q_2 - q_{12}$，其中初始蓄水量為$h_1(0)$，也可以表示為$S_1$。

在圖 3-1 第二層之水筒，水流和蓄水屬於中段土層。在下層水筒的蓄水量定義為$h_2(t)$，水筒中有兩個出口，它們的流量分別為$q_3 = a_3(h_2 - H_3)$和$q_b = b_2 h_2$。與上層水筒相似且對應可得，下層水筒之控制方程式為$dh_2(t)/dt = q_{12} - q_3 - q_b$，其中初始儲蓄量為$h_2(0) = S_2$。三個恆定參數$a_3$、$b_2$和$H_3$已定義，其含義和上層水筒所對應的參數相同。總之，每個水筒都有一個控制方程來描述其蓄水量，側孔流量q_1、q_2和q_3，有助於顯而易見的流量排出，而通過最底層出口的出流量q_b，代表通過無法量測的地下水路逕流出流域。 因此，側出流量的總和(乘以集水區面積)為流至集水區出口的體積流率，而在此模式中由於是一級集水區，雨量是系統唯一的入流量。在這簡化模式中，我們忽略了降水與入滲在集水區中空間傳遞產生的效應，是未來水文模式選取上可加以斟酌的。

假定山崩主要的觸發機制是在坡體內的含水量，在期間降雨，含水量增加造成孔隙水壓力的增加，使得斜坡土體的有效應力減少，於是引發山崩。以水筒模式來看，兩個水筒之總蓄水量$h_1 + h_2$視為坡體內的含水量，在本計畫中我們將總蓄水量$h_1 + h_2$稱之為蓄水指數(WSI)，就物理量而言 WSI 又稱之為土壤雨量指數(Chen et al., 2013)，然而本文的研究區域為深層潛勢山崩，為避免與土壤雨量指數之淺層土壤混淆，在此代之以蓄水指數。在本計畫中，藉由 GPS 地表位移與定置型傾斜儀(IPI)之記錄，來說明 WSI 比降雨強度在時序上有更密切的相關性。

第二節 參數檢定

為使水筒模式適應於研究區域，必須針對模式中所使用的參數進行校正，藉由模式出流量(水筒總側出流量)與流量測站記錄值之最小化均方差值來達到校正。然而該注意的是，即使現在所使用的水筒模式是由標準三個水筒所簡化而成，仍然有十個參數需要校正。這些參數包含三個側孔口流量係數、兩個底孔流量係數、三個控制閥門高度以及兩個初始蓄水高度。大量的參數使得校正

一個十維度的優化過程，計算量相當龐大，為了提高校正效率，在本計畫中使用一稱為洗牌複雜演化演算法（shuffled complex evolution -UA）的全局優化法，來搜尋最佳化參數(Duan et al., 1994)，此法在 Chen et al.(2009)之相關研究中也廣為應用。

SCE-UA 方法是由 Duan 在九十年代開發的(Duan et al., 1994)，而且已廣泛地應用於許多水文模式。全局最優的搜索是基於參數群組的競爭演化的概念，並且實質上將機率與決定的途徑進行結合。目前的校正方案，我們使用了最小平方差估計量來尋找模式與紀錄尖峰流量值之間的最佳解。在下一個章節，首先會詳細描述天池山崩的水文筒狀模式校正結果和潛勢位移時間相關性分析，然後再介紹向陽及廬山山崩的潛勢位移時間相關性分析。

第四章 建立深層潛勢山崩發生時序與警戒機制

第一節 天池山崩分析

對於天池山崩，雨量資料是採用南天池雨量站記錄值，而流量是採用荖濃溪阿其巴橋測站的記錄。兩個水文測站的位置可以在圖 2-1 以及圖 2-2 中找到，集水區面積約為 411 km^2 。

一個典型的水筒模式優化結果如圖 4-1 所示，此圖為 2009 年的降雨逕流模擬結果。模式中的每層水筒所貢獻的河流流量大小繪於圖 4-2，由圖中可以看出，當降雨事件發生，從上方水筒排出的流量立即反應在尖峰流量，而下方水筒之流量，則反應在流量稽延部分，所觀察到的結果與水筒模式所表示的物理意義相符。

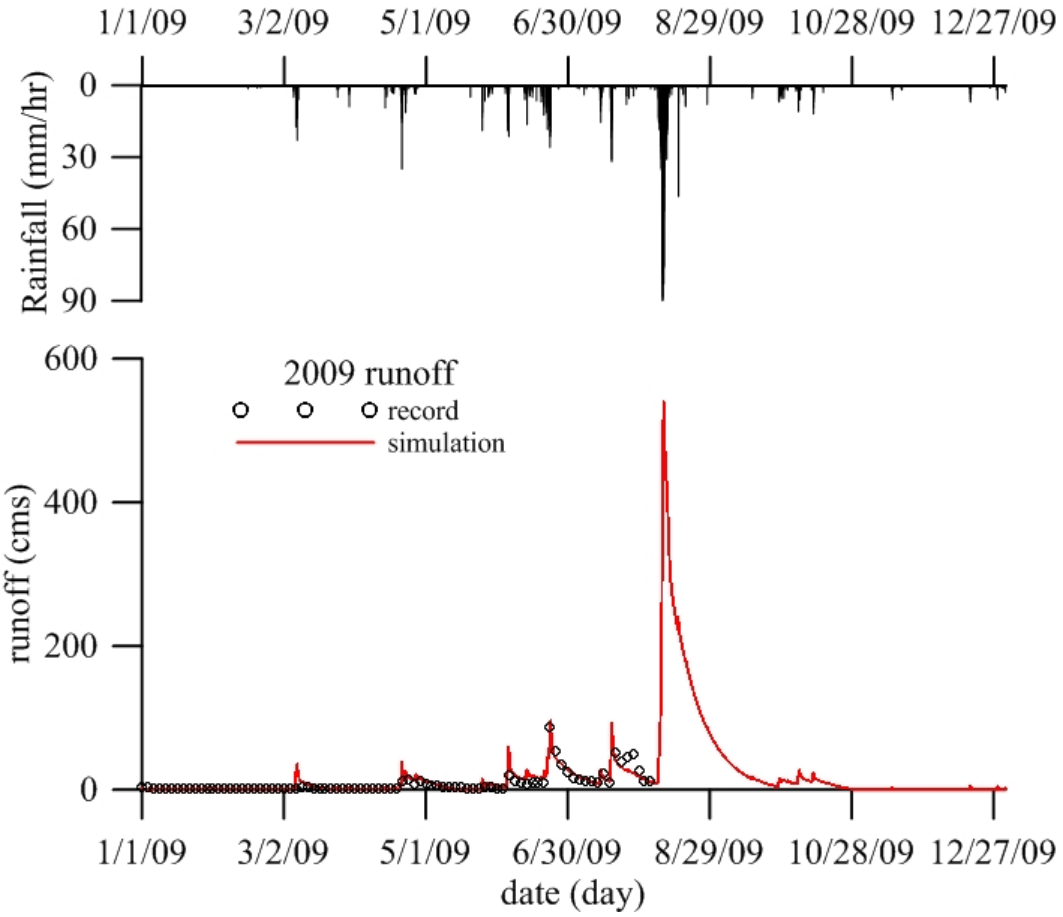


圖4-1 2009年所檢定之河川逕流體積流量：由於儀器被洪水摧毀，真實流量值記錄到2009/8/9。

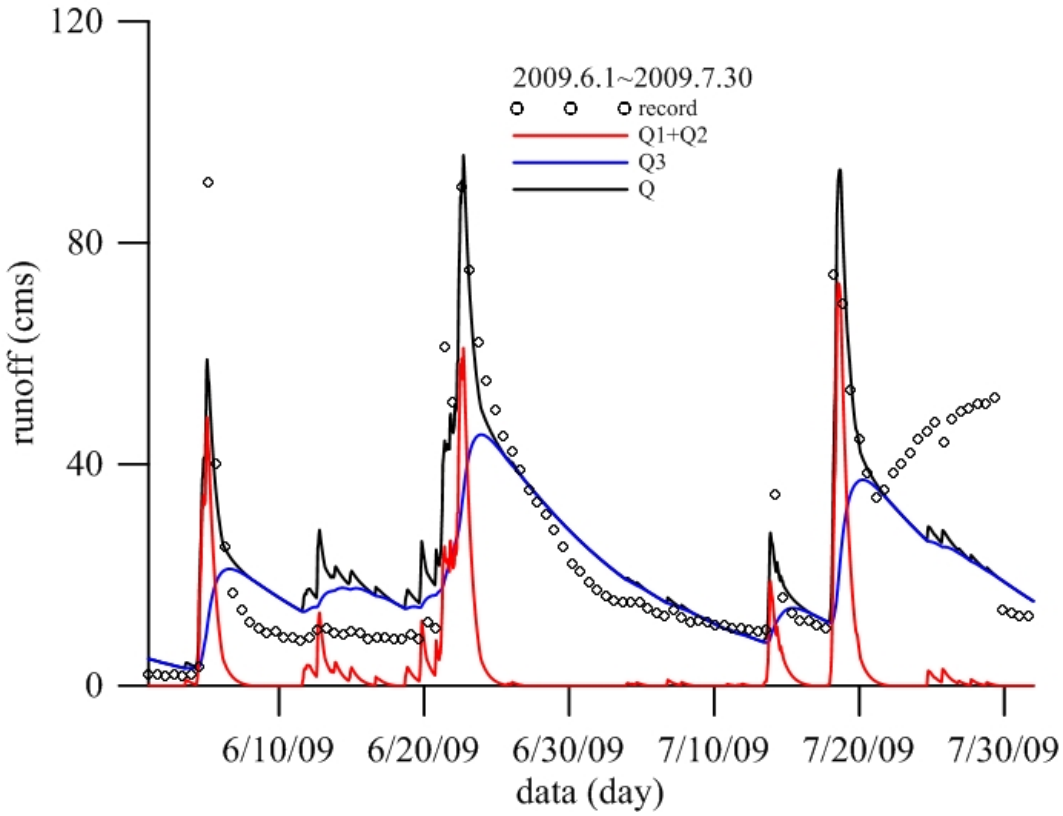


圖4-2 各層水筒之體積流量比較圖：7/22至7/29之間的量測數據可能包含儀器誤差，但在本年度基礎校正中，未做任何數值調整。

為了簡化分析，我們沒有選擇任何特定時段的潛勢山崩事件時間序列資料，即應用相同的過程於 2004 年，2005 年，2006 年和 2009 年（2009 年僅提供 9 個月的數據）。天池山崩運動 GPS 紀錄所優化出每年的參數列於表 4-1，由於非穩定區域氣候系統和不均勻的天然環境，因此四組模式參數有所差異。將每年之校正參數相互比較，顯示下列幾點：(i) 流量閥值和初始蓄水量是幾個量級的單位大小，即 0 和幾十之間，和(ii) H_2 幾乎是零。

圖 4-3 為利用 2009 年所檢定的參數與 2006 年的數據所模擬之降雨逕流結果，以進行簡單的模式敏感度測試。其結果顯示，對於流量的尖峰發生時間只有少許影響，而使用 2009 年參數所模擬的尖峰流量卻比紀錄值低估許多。我們檢查其他案例的模式敏感度，可以發現到尖峰流量的變化幅度約為一個量級的大小，更具體的來看，最大的相對誤差約在 300%範圍之內。因此，在未來應用中，如

果模式參數無法有好的校正，則必須採取措施以預防參數所造成的影響。為了顯示目前的模式敏感度，我們在圖 4-4 中將揭示水筒模式使用 2009 參數不匹配的結果，這些結果以標號 WSI-2009 來表示。

表4-1 天池集水區水筒模式檢定參數

	2004	2005	2006	2009
a_1 (1/hr)	4.49711e-3	6.83280e-9	1.37873e-3	2.14268e-3
a_2 (1/hr)	4.49784e-3	5.66582e-3	3.68092e-3	2.14307e-3
a_3 (1/hr)	3.20212e-4	5.10524e-2	4.99973e-1	1.17375e-3
b_1 (1/hr)	1.80048e-2	1.48904e-2	7.23799e-3	6.04037e-2
b_2 (1/hr)	3.18293e-4	3.29586e-1	2.75917e-1	2.14231e-3
H_1 (mm)	59.9949	12.8034	59.9985	21.2418
H_2 (mm)	0.0023	0.0000[a]	0.0000[b]	1.0282
H_3 (mm)	44.3768	43.9587	17.6550	59.9974
S_1 (mm)	55.5295	30.6332	0.2286	16.5260
S_2 (mm)	7.8932	27.0976	1.4574	14.7576

[a] 2.9885×10^{-7}
[b] 2.7046×10^{-5}

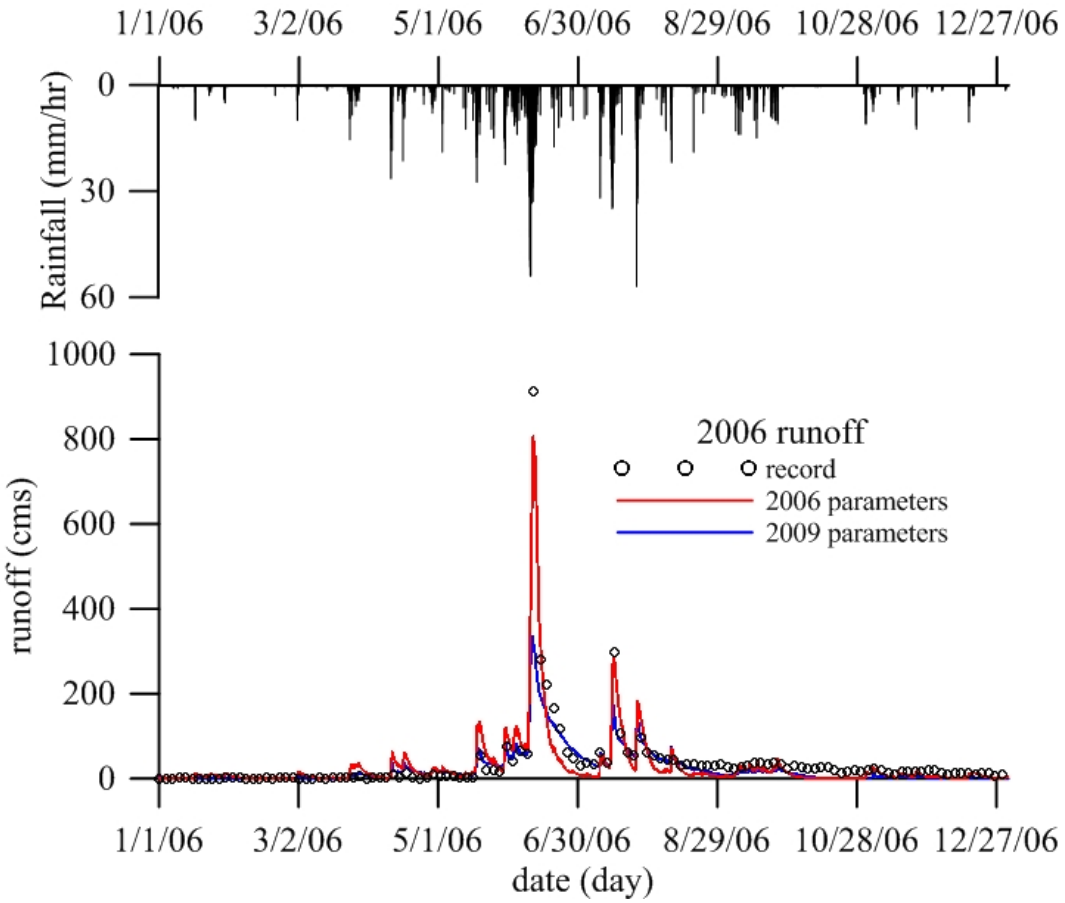


圖4-3 使用2009年水筒模式檢定參數所模擬之2006年逕流歷線

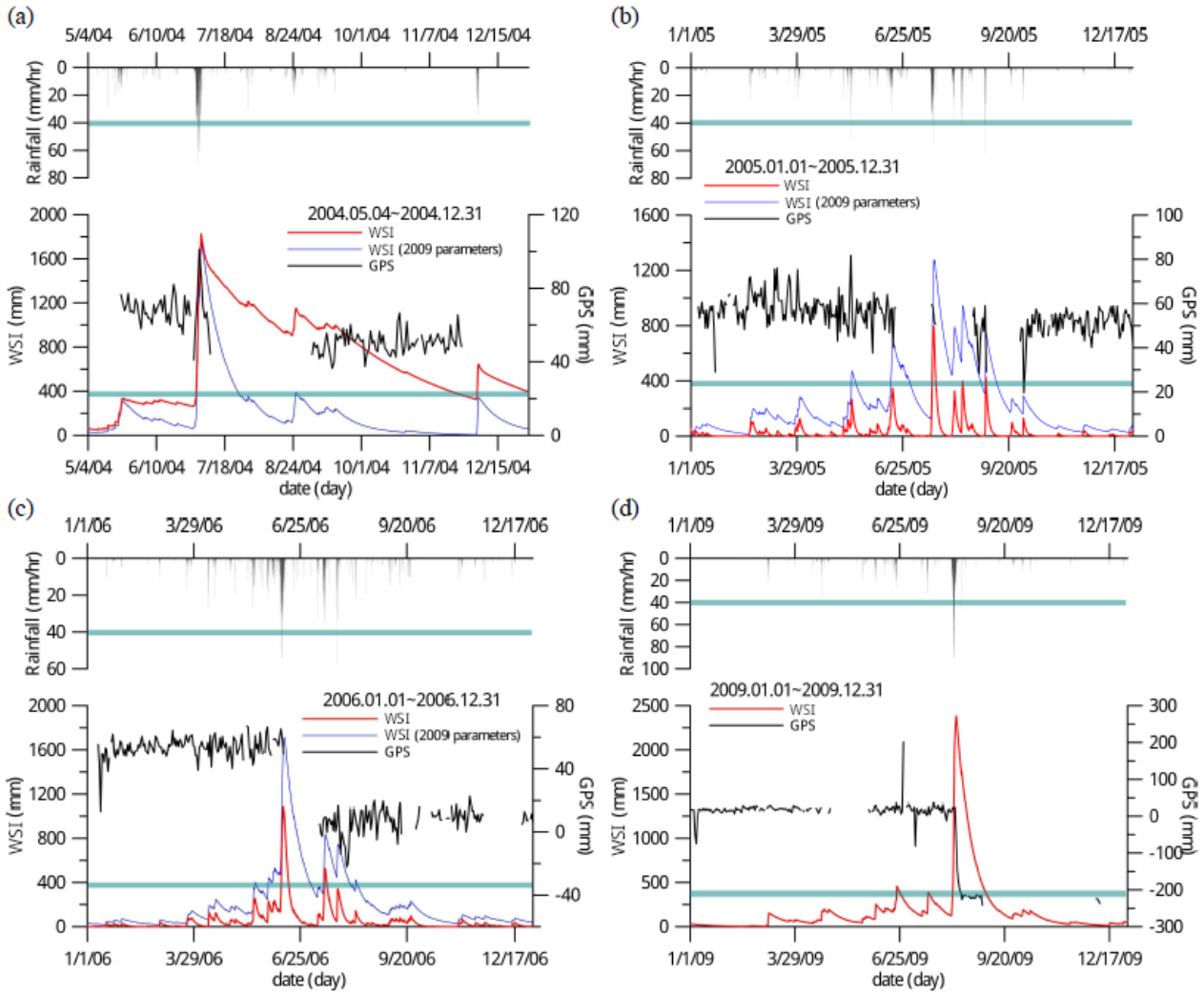


圖4-4 四場潛勢山崩事件的降雨強度、WSI和GPS位移。WSI-2009曲線是使用2009年水筒模式參數來進行WSI的預測，目的為檢查模式的敏感度。淡藍色的陰影線是山崩的閾值：WSI介於350至400之間，降雨強度約40mm/hr。

現在我們來檢查 WSI 和 GPS 地表位移記錄之間的關係，對於四個特殊的山崩事件，其相關的時間序列資料，如降雨、WSI 和位移也繪製於圖 4-4 中。由於在降雨期間氣候條件較差的情況下，2004 年、2005 年和 2006 年的 GPS 訊號仍產生遺失導致資料間斷，比較事件發生前後的 GPS 資料以及降雨資料，這些山崩可能發生在 GPS 間斷期間。對於所有的案例，山崩發生時刻大概是在 WSI 達到最大值的時候。

可以注意到的是，2004 年的 WSI 退水期間較其他年份長，意謂著坡體滲出水流量較其他年份為低，從檢定當年的參數可以看出第二層水筒的參數(a_3和b_2)

非常低。如果沒有其他可用的輔助量測數據來驗證這個 WSI 估計值，當我們解釋其含義或採取此模式於區域減災系統時需要小心謹慎。為了簡單起見，我們目前忽略洪水衰退期的影響，針對山崩運動來看 WSI 上升情形，簡單的以目視來判斷，建議山崩運動觸發的閥值大約在 WSI=350 至 400mm 間，如圖 4-4 中的淡藍色標線。將 WSI-2009 曲線疊加在其相對應的事件中，其敏感性的比較和相同的閾值也相當適用，類似的降雨強度閾值一樣繪製於圖 4-4 中，其值大約是 40mm/hr。而在 2005 年 6 月 19 日的事件，圖 4-4（b）之降雨強度未達到閥值，是因為在僅考慮降雨強度的閥值中，忽略了降雨延時所導致，此倒也說明了單就降雨強度，是不足以決定潛勢地滑的。

目前主要的防災預警系統，都利用雨量資料來進行區域統計迴歸分析，例如尖峰降雨強度及延時等，在這種模式中經常忽略降雨與入滲之關係，因此本節針對兩種預測方式以及，本文所強調的邊坡含水量進行比較探討。由於 2009 年有一個連續的 GPS 位移記錄涵蓋了整個土體滑動事件，我們採用此年度來評估。因為土體內的水份會降低土體強度，我們假設位移的速率正比於坡體內的蓄水量(WSI)，因此認為位移率 DR 和 WSI 同步。為了確認這個假設，我們應用了相關性函數來計算每個階段 WSI 與位移率的差異量或時間延遲。相關性函數定義為

$$\mathrm{corr}(\mathrm{DR},\mathrm{WSI}) = \mathrm{E}(\mathrm{DR}(t)\times \mathrm{WSI}(t+\tau))$$

其中 E（·）為期望值計算，是代表 t 時刻的位移速率(DR)與$t+\tau$時刻的蓄水指數（WSI）之乘積的期望值，為時間差τ的函數，為求得潛勢山崩與其它水文參數的時序相關性，我們也計算了位移率與第一筒水深，以及位移率與降雨強度之間的相關函數，即上式中 WSI 取代以$h_1(t)$和$R(t)$。在計算中，我們使用了從 2009 年 7 月 28 日開始，為期一個月的時間序列資料，包含降雨強度、位移、位移率、第一筒水深(h_1)以及 WSI，如圖 4-5 所示。

三組相關性函數如圖 4-6 所示，圖中相關函數的最大值表示相關信號的形狀和時間軸的相似性，及其所相對應的時間偏移，暗示著相關信號間的時間延遲。

從時間變化來看，我們可以發現 WSI 相關函數的的尖峰時刻大概在第 13 小時發生，而第一筒水深以及降雨強度之相關函數尖峰值發生在-22 小時與-34 小時。負值時間偏移代表 h_1 和 R 發生時間在位移速率之前。從 R 、 h_1 到 WSI 的時間偏移間隔，顯示水滲入土讓中引發潛勢山崩的重要時序：水份先積聚在表層土，之後滲入到次深層土壤，達到閥值而引發山崩位移。該序列證實，不僅是 WSI 預測尖峰比 h_1 和 R 之預測尖峰更接近於尖峰位移速率的發生時刻，而且水筒模式的結果說明在天池地區發生深層潛勢山崩的條件之一為次深層土壤內含有水份。最後，因為水入滲機制，WSI 的退水期比降雨的退水期較長，而且造成相關性函數尖峰值有較低且延散的現象，但這並不影響在本例中的時序判斷。

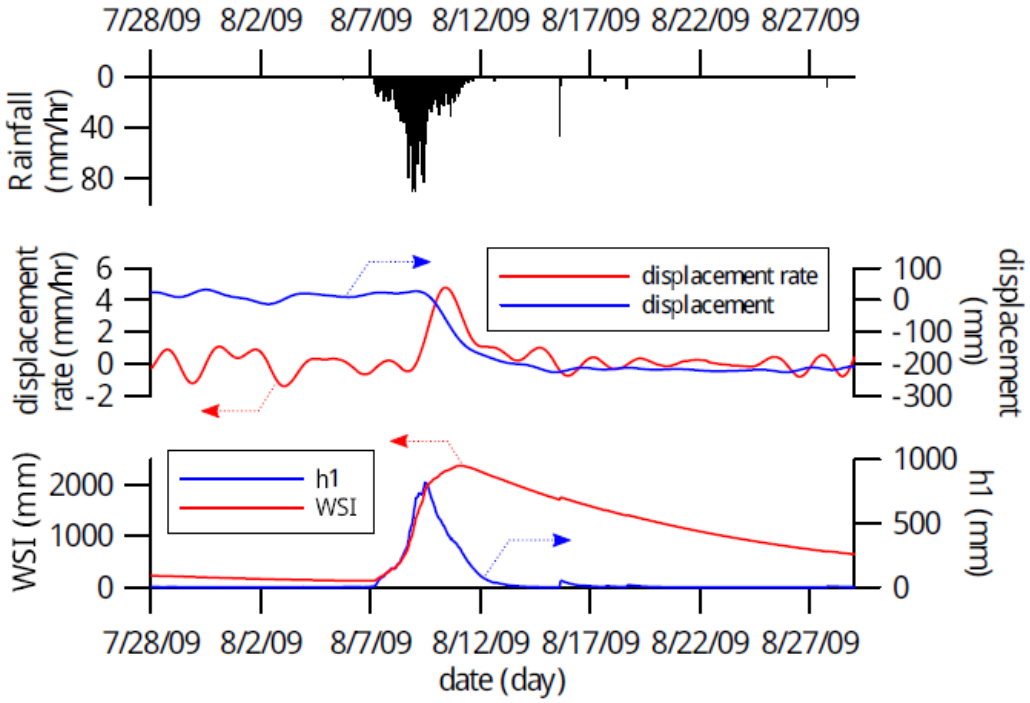


圖4-5 天池2009年潛勢位移時間序列圖：上圖，降雨強度；中圖，位移、位移速率；下圖，第一筒水深及WSI。位移速率為GPS位移之時間導數的負值。

儘管上述所提及的結果是好的，在應用水筒模式時，我們還是需要提出該避免及注意的地方。首先，水筒模式原則上適用於小集水區或中型集水區，根據文獻(Okada, 2002)，建議集水區的最大面積為 $10\,km^2$ ，雖然偶爾也有看過應用集水區面積較大的案例，例如 Chen et al., 2005；Kuok et al., 2010。就這方面而

言，天池集水區面積為 411 km^2 應用在此確實稍嫌過度擴大。在這種情況下，地表逕流和地下水下方空間的水傳輸是被忽略的。因此，需要在這項大幅模式簡化，是因為該地區僅具備兩個雨量站和一個流量站，不足以束制更為細微的水文模式，而在模式準確性、複雜性和現地資訊間所取得的取捨。

其次，我們也曾嘗試使用標準的三個水筒模式，但參數檢定結果顯示：第三筒相關之參數於各年度呈現相當離散的分佈，推測是由於水文資料與該筒型為並無顯著相依性，故該筒在本研究中被忽略。參數校正程序中，除了最小平方差目標函數外，我們也測試了異方差最大概似估計值(HMLE) (Sorooshian, 1981)目標函數，但此法在本例中，造成尖峰流量嚴重低估，而未予採用。最後，WSI 為水筒模式中之總蓄水量，預期與地下水有直接關聯，然天池地區缺乏該資料來提供模式參數率定，是否地下水資料有助於分析其它類似案例，是未來仍需探討的。

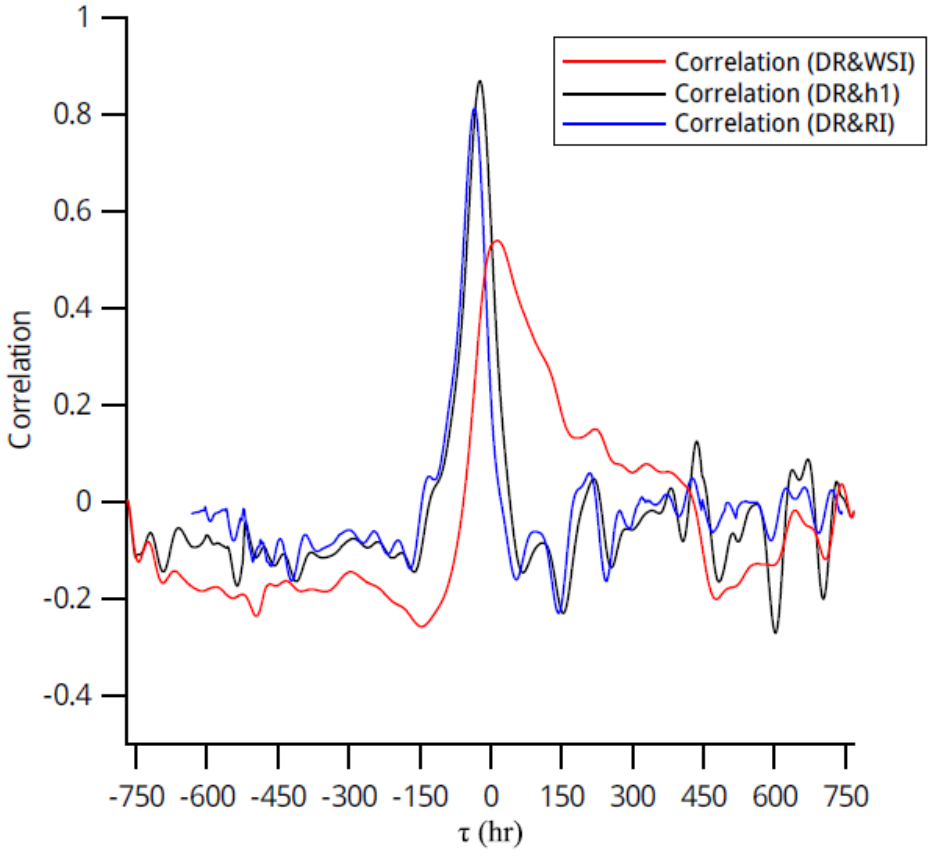


圖4-6 天池相關性函數：從2009年7月28日開始計算一個月的時間序列資料，負的時間偏移(負值之τ)表示領先於位移率。

第二節 向陽山崩分析

向陽集水區位於台東縣卑南溪上游，流域面積約 628 km^2，GPS 測站從 2009 年開始記錄，有個潛勢山崩發生時刻概約於 8 月 9 日，該坡地潛勢位移同樣是由莫拉克颱風降雨導致的，利用前述水筒模式，以新武呂流量測站與向陽雨量站所率定出來的水筒模式參數如表 4-2。為求清晰，我們僅繪出位移前後共四個月的降雨強度，潛勢位移及水筒模式模擬之 h_1 與 WSI 時間序列於圖 4-7。

表4-2：2009年向陽集水區之水筒模式校正參數值

a_1 (1/hr)	a_2 (1/hr)	a_3 (1/hr)	b_1 (1/hr)	b_2 (1/hr)
7.93e-3	1.371e-2	7.953e-2	4.815e-2	8.279e-2
H_1 (mm)	H_2 (mm)	H_3 (mm)	S_1 (mm)	S_1 (mm)
44.4127	44.4032	0.0000[a]	4.7947	1.0013

[a] 4.6493×10^{-7}

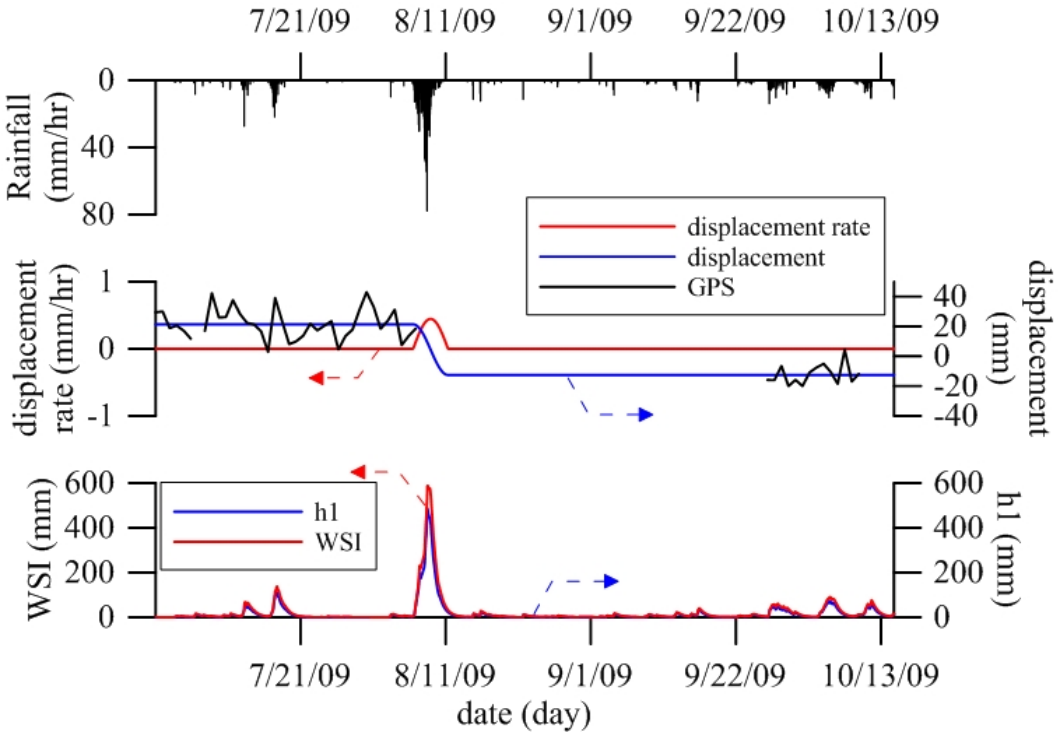


圖4-7 向陽2009年潛勢位移時間序列圖：上圖，降雨強度；中圖，位移、位移速率；下圖，第一筒水深及WSI。位移速率為GPS位移之時間導數的負值。

就水筒參數數值而言，向陽地區之滲水與入滲係數概約均較天池地區為高，以該水文模式之觀點來看，隱含著向陽地區水的運移性(mobility)較高，這點可

由圖 4-7 中，h_1與 WSI 高度的重合性看出來。換言之，此區域之坡內含水量歷線，是由第一筒的貯水行為所主控。

然而向陽地區的 GPS 位移紀錄，自莫拉克風災後，由於交通、電力中斷等等因素，造成約有一個半月的缺損。為求得以繼續該潛勢地滑與水筒模式水循環的時序探討，我們假設該潛勢位移發生時間段落相似於天池地區，即約五天時間。在 GPS 紀錄的數據中，由於位移量僅約數十釐米，使得訊雜比(Signal to Noice Ratio)高，在此為突顯位移率，我們將 GPS 紀錄之風災前後穩定位置，以迴歸常數取代，在位移發生之時間段內，我們以一連續平滑的曲線擬合之潛勢位移與位移率，如圖 4-7(b)之藍、紅實線所示。將位移率與 RI ，h_1與 WSI 作相關函數之計算，我們得到如圖 4-8 的相關函數。

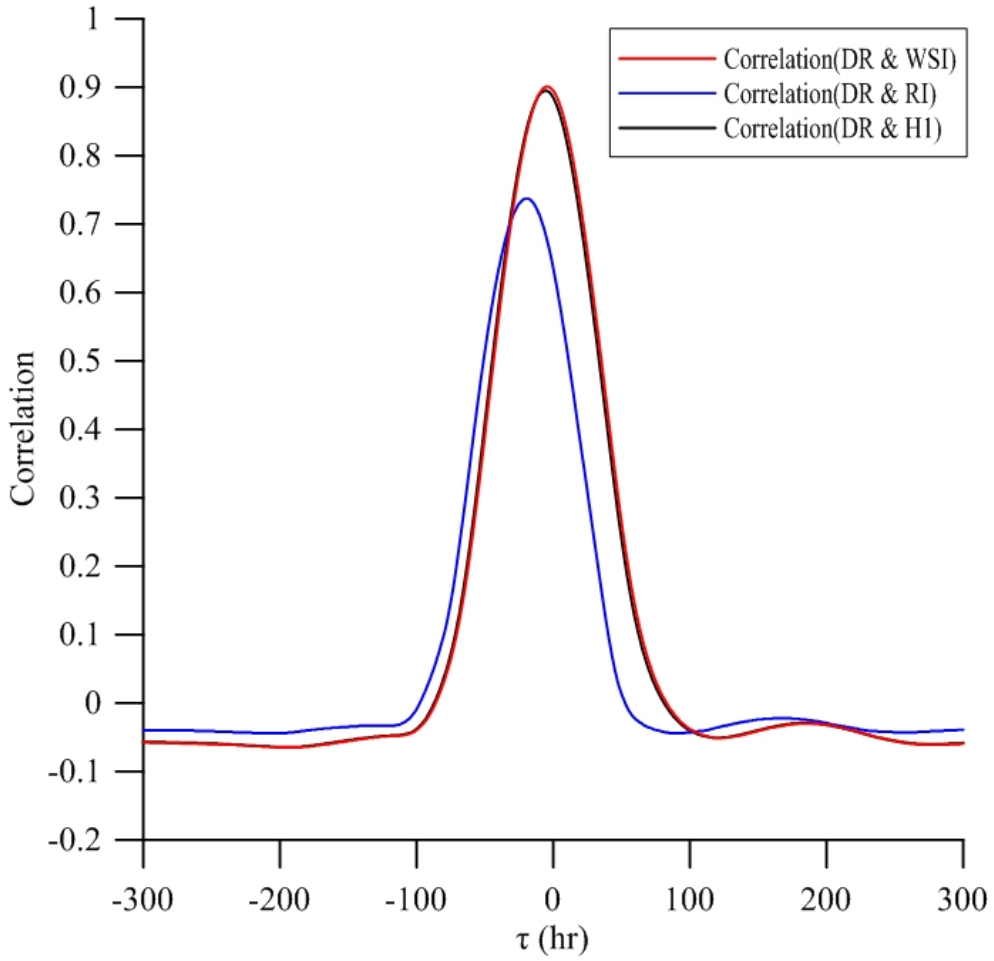


圖4-8 向陽相關性函數：從2009年7月28日開始計算一個月的時間序列資料，負的時間偏移(負值之τ)表示領先於位移率。

如同前述天池案例的探討，我們仍然將重點關注在相關函數的最大值位置所在的延遲時間。經計算，水文變數 RI，h_1 與 WSI 歷線將對於位移率分別為-19，-6.3 與-4.7 小時。以本潛勢位移區而言，同樣呈現 WSI 與位移率發生時間最為接近的現象。

第三節 廬山山崩分析

廬山溫泉北坡位於南投縣仁愛鄉精英村，與塔羅灣溪相鄰，雨量資料是採用 RA-1 測站雨量計的記錄值，而地下水位資料採用 A-17 測站的水位觀測井記錄值，鑽孔深度為 50 米，兩測站皆從 2008 年紀錄至今(資料來源-經濟部中央地質調查所)，廬山各監測站之位置標示於圖 4-9 中，包含雨量站、地下水位站，GPS 地表位移以及 IPI 定置型傾斜計。由於各種資料取得不易，目前僅針對 2009 年及 2012 年之颱洪暴雨事件進行分析。

廬山利用現有的雨量記錄和地下水位觀測變化值，來進行相關分析，此研究區域所應用之水理模式，採用先前論述的水筒模式加以修改，以適用於模擬地下水之水筒模式。趙曉東&蔣宇靜(2008)在日本鹿兒島建立地下水 tank 模型，藉由 2 層串聯無側孔口出流量之水筒模式，搭配最小二乘法，來模擬地下水位高度，以提供監測預警有效的參考數據。Takahashi et al. (2008) 藉由複合水筒模型來計算地下水位變化，結果顯示此模式可適用於地質調查不足的邊坡，來反映降雨期間地下水位運移之過程。Hong et al. (2015) 將複合水筒模式運用在日本熊本市，並藉由洗牌複雜演算法(SCE-UA)來率定模式中的參數，結果顯示此模式能高效率的模擬地下水位，並且能呈現不同的地下水位波動情況。Hong et al. (2016)應用地下水位水筒模型(GLTM)來模擬地下水位波動，並藉由日本熊本市的兩處水位觀測井記錄進行檢定及驗證，其結果指出此模式可準確的模擬地下水位。經由前人研究證實，水筒模式可以適切的運用於地下水位模擬。

本研究對於廬山地區，利用公式 $h_s=a(h_1+h_2)+b$ 來模擬地下水位高度，針對地下水位進行率定，以最小平方差估計量來尋找模式模擬值與地下水位紀錄值之

間的最佳解。最小平方差公式如下

$$\min \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_o - h_s)}$$

其中 n 為地下水位觀測紀錄筆數，h_o 為地下水位實際觀測值，h_s 為模擬之地下水位。而水筒模式之物理上的概念，地下水位觀測值相較於流量觀測紀錄，更能得到合理的說明。

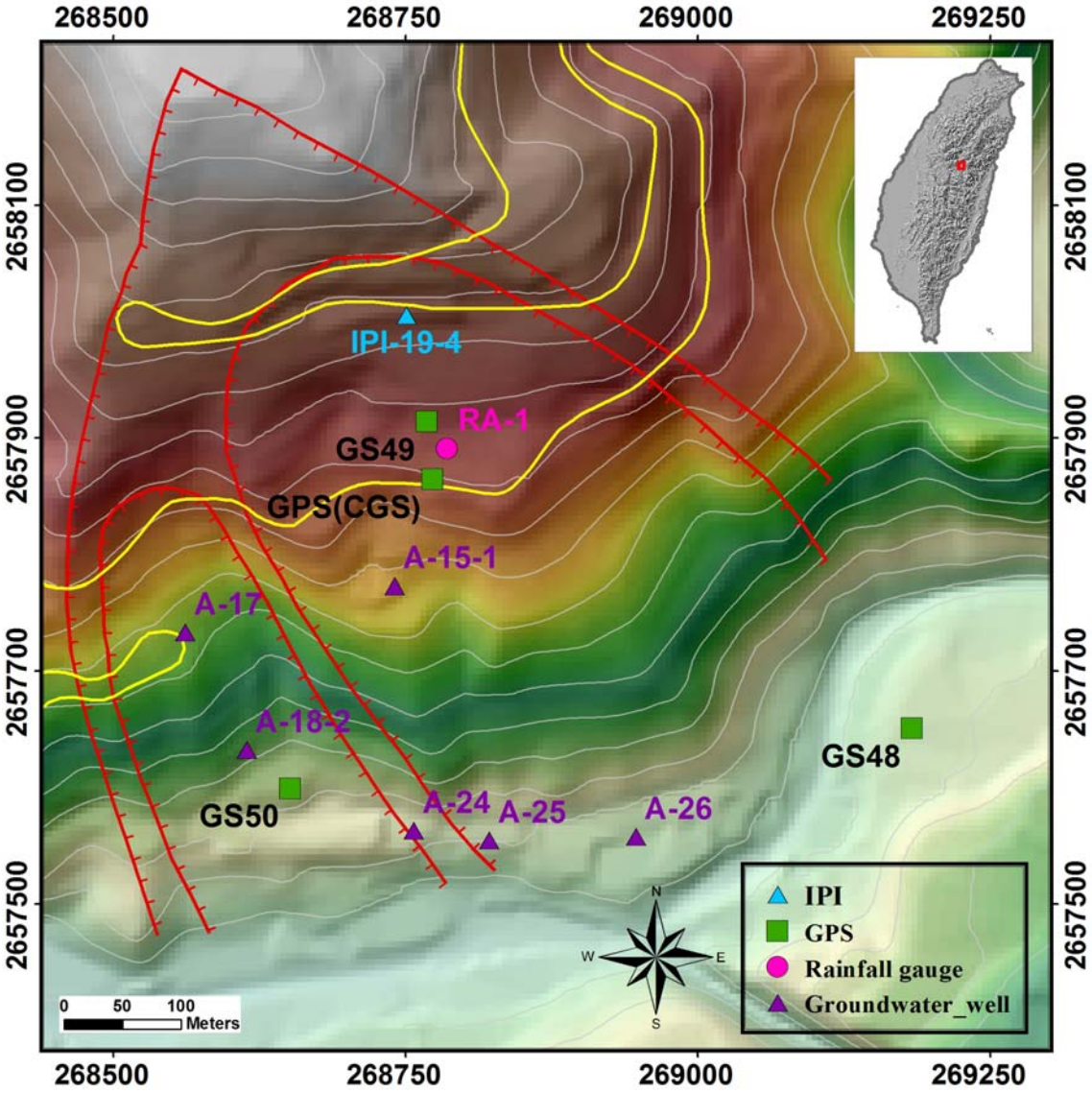


圖 4-9 廬山監測儀器位置圖

一、廬山 2009 年潛勢山崩事件

2009 年 GPS 採用 GS49 測站之南北向(N)資料，GS49 測站是從 2009 年開始記錄至 2012 年初，測站殘餘的 GPS 位置之時間序列繪製於圖 4-10。擷取 2009

年 GPS 位移的南北向(N)資料繪製如圖 4-11，從圖中可以明顯看出大約在 8 月 7 日之後有個大位移，該潛勢位移是由莫拉克颱風所導致的。

利用前述之地下水位之水筒模式，2009 年以 RA-1 雨量站與 A-17 地下水位測站，所率定出來的水筒模式參數如表 4-3 所示，而地下水位模擬結果如圖 4-12 所示。為了計算相關函數，我們使用從 2009 年 7 月 1 日開始，為期六個月的降雨強度、位移、位移率、第一筒水深(h_1)以及 WSI 之時間序列圖，如圖 4-13 所示。

表4-3：2009年廬山之水筒模式校正參數值

$a_1(1/\text{hr})$	$a_2(1/\text{hr})$	$a_3(1/\text{hr})$	$b_1(1/\text{hr})$	$b_2(1/\text{hr})$	a
1.486e-4	2.508e-5	4.980e-1	2.683e-3	6.786e-3	0.01
$H_1(\text{mm})$	$H_2(\text{mm})$	$H_3(\text{mm})$	$S_1(\text{mm})$	$S_2(\text{mm})$	b
49.165	47.244	59.997	59.998	59.987	4.804

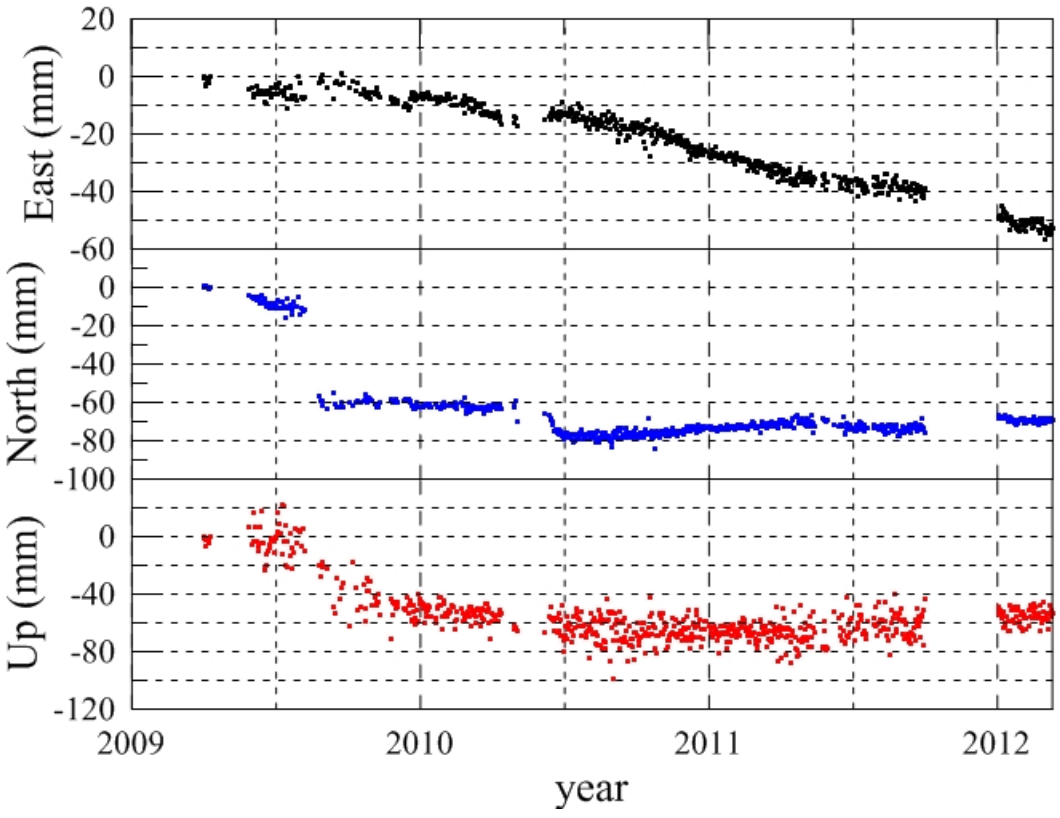


圖4-10 GS49測站殘餘的GPS位移之時間序列圖

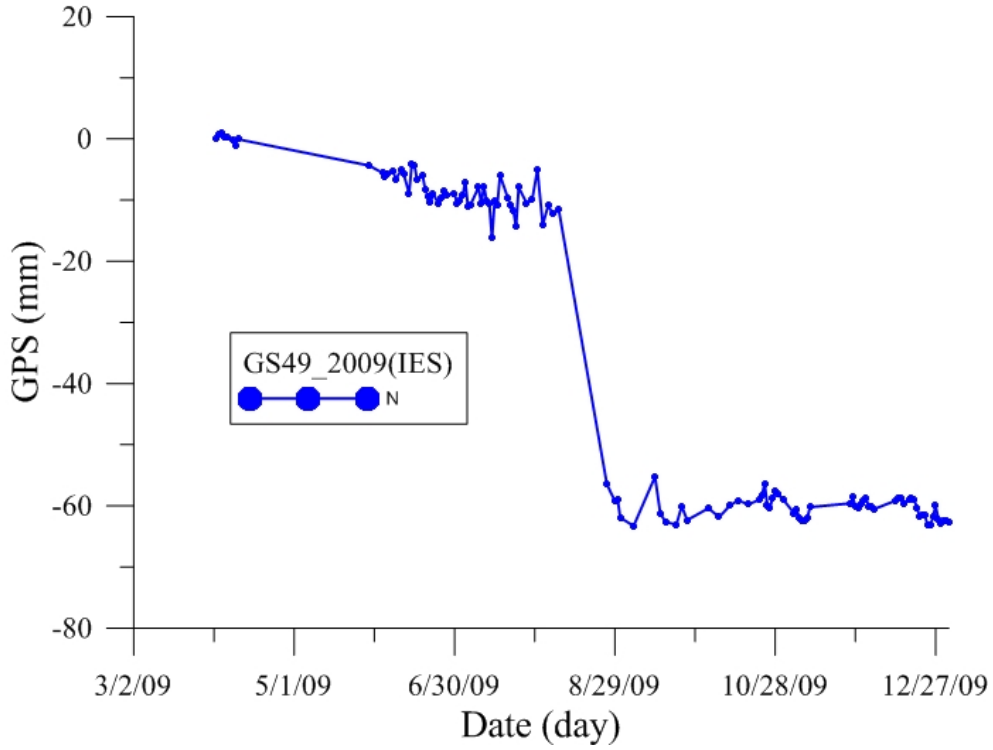


圖4-11 2009年GS49測站GPS位移變化圖

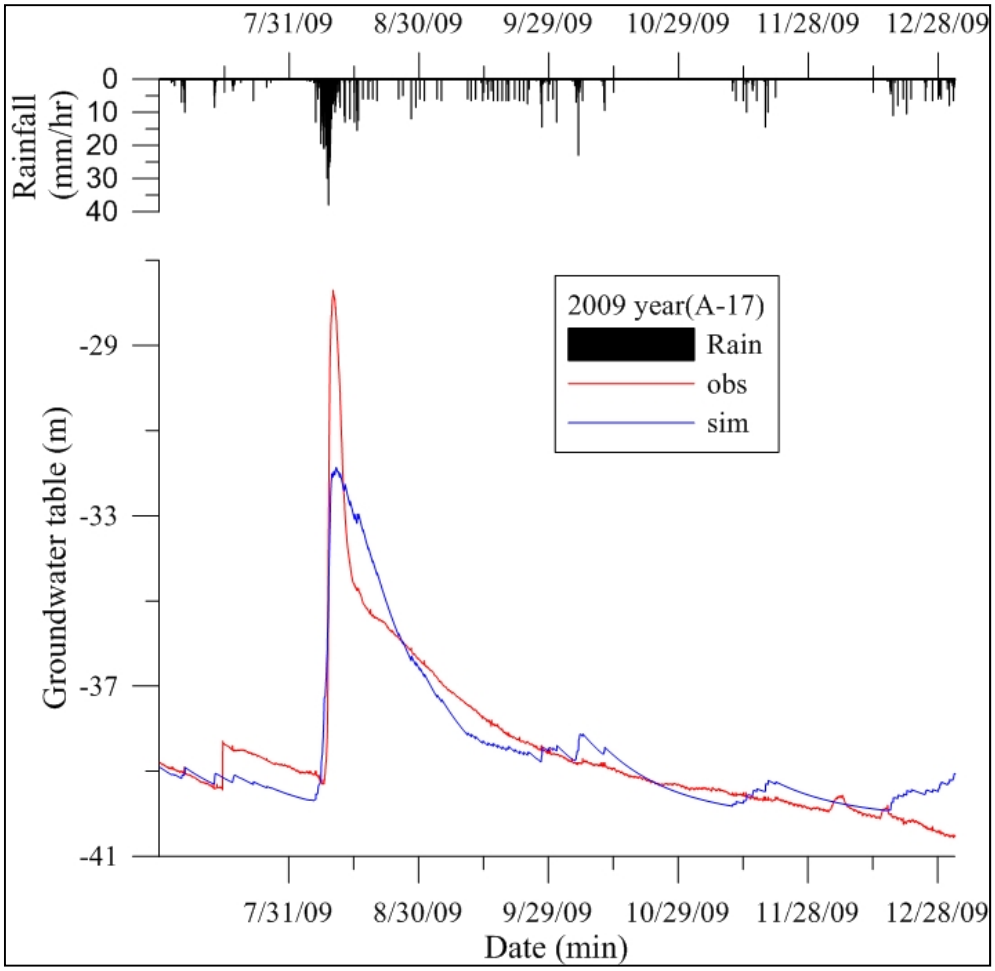


圖4-12 2009年所檢定之地下水位

由表 4-3 廬山之水筒模式校正參數值來看，a_1及a_2參數值相當小，因此儲存於第一筒水不容易從側孔口流出；而流至第二層水筒的水，也會因為a_3大於b_1幾個量級，且b_2大於b_1甚多，水會迅速流出第二層水筒。此現象也能從圖 4-13 廬山 2009 年潛勢位移時間序列的下圖中看出，WSI 主要由第一筒水深所掌控。

然而 GS49 測站 2009 年的位移紀錄， 自莫拉克風災後，由於交通及電力中斷等因素，使得 GPS 資料中斷時間約有 18 天，會使得位移率難以判斷，因此我們將 GPS 紀錄之風災前後穩定位置，以迴歸常數取代，在位移發生之時段內，則以一連續平滑的曲線擬合之潛勢位移與位移率，如圖 4-13 中圖之藍線及紅線。而後將位移率與 WSI、$R(t)$及$h_1(t)$做相關函數之計算，所得到的結果如圖 4-14 所示。從時間變化來看，可以發現 WSI 相關函數與第一筒水深的尖峰時刻大概在第 25 小時及第 24 小時發生，而降雨強度之相關函數尖峰值發生在第-70 小時，顯示 WSI 及h_1之預測尖峰比R之預測尖峰更接近於尖峰位移速率的發生時刻。

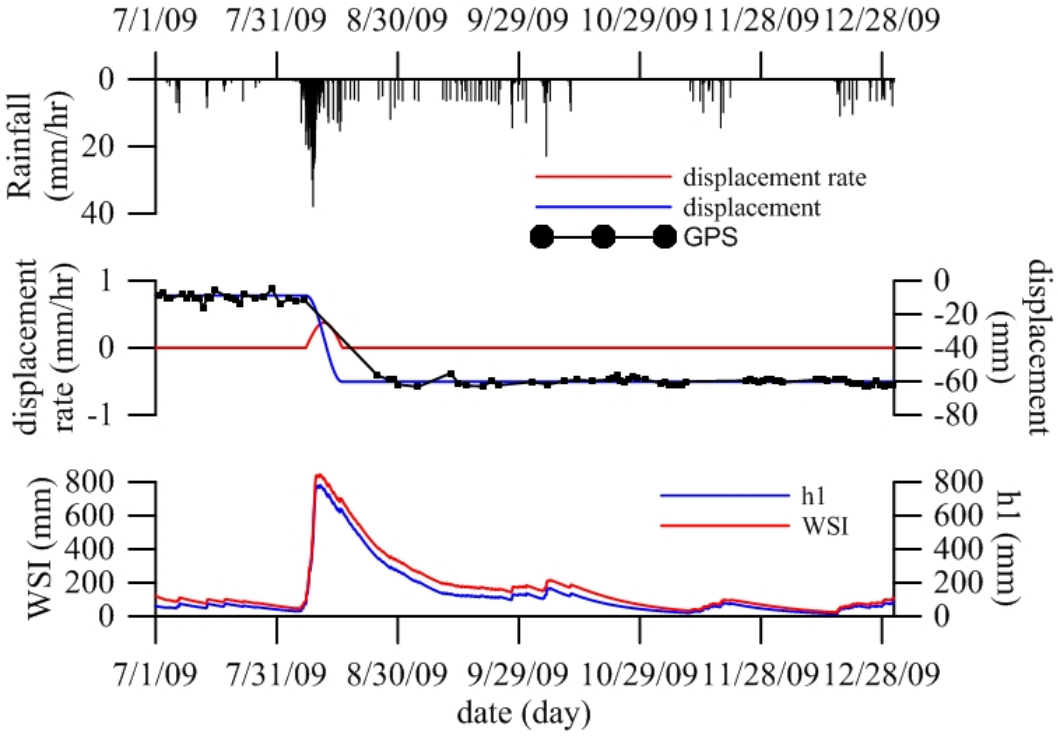


圖4-13 廬山2009年潛勢位移時間序列圖(GS49)：上圖，降雨強度；中圖，位移、位移速率；下圖，第一筒水深及WSI。位移速率為GPS位移之時間導數的負值。

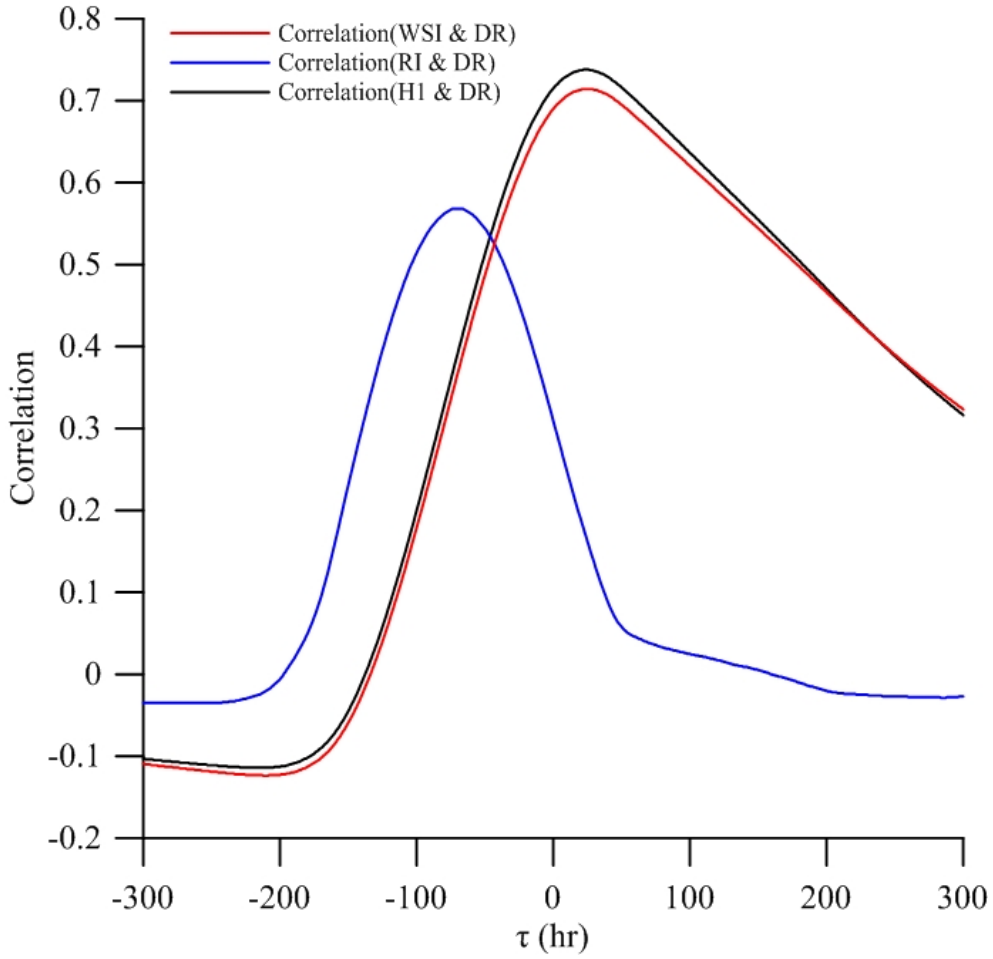


圖4-14 盧山相關函數(GS49)：從2009年7月1日開始計算六個月的時間序列資料，負的時間偏移(負值之τ)表示領先於位移率。

為了要解決資料缺乏的部份，能更明確的探討山崩發生的時刻，我們使用了地調所 98 年度計劃報告中，所附上之 IPI-19-4 定置型傾斜計監測結果，此監測紀錄從 2009 年 8 月 7 日至 2009 年 9 月 25 日(經濟部中央地質調查所，2009 年)，將計劃報告書上的附圖，以觀測法來判釋每天的傾斜角度，所點繪出的結果如圖 4-15 所示，我們以傾斜計所量測到的傾斜角度，來替代上述之 GPS 地表位移紀錄，並繪製時間序列圖，包含降雨強度、位移、位移率、第一筒水深(h_1)以及 WSI，如圖 4-16 所示。將位移率與 WSI、$R(t)$及$h_1(t)$做相關函數之計算，所得到的結果如圖 4-17 所示，從時間變化來看，可以發現 WSI 相關函數與第一筒水深的尖峰時刻大概在第 2 小時發生，而降雨強度之相關函數尖峰值發生在第-66 小時，顯示 WSI 及h_1之預測尖峰比R之預測尖峰更接近於尖峰位移速率的發生時刻。

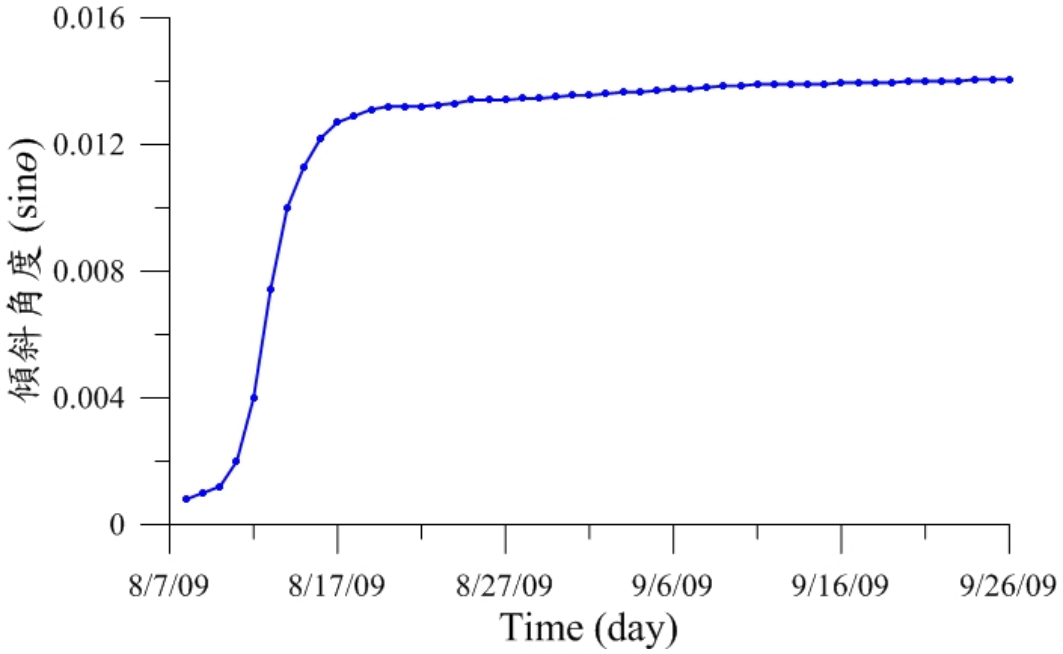


圖4-15 2009年IPI-19-4定置型傾斜計監測成果

(資料來源：經濟部中央地質調查所，2009年)

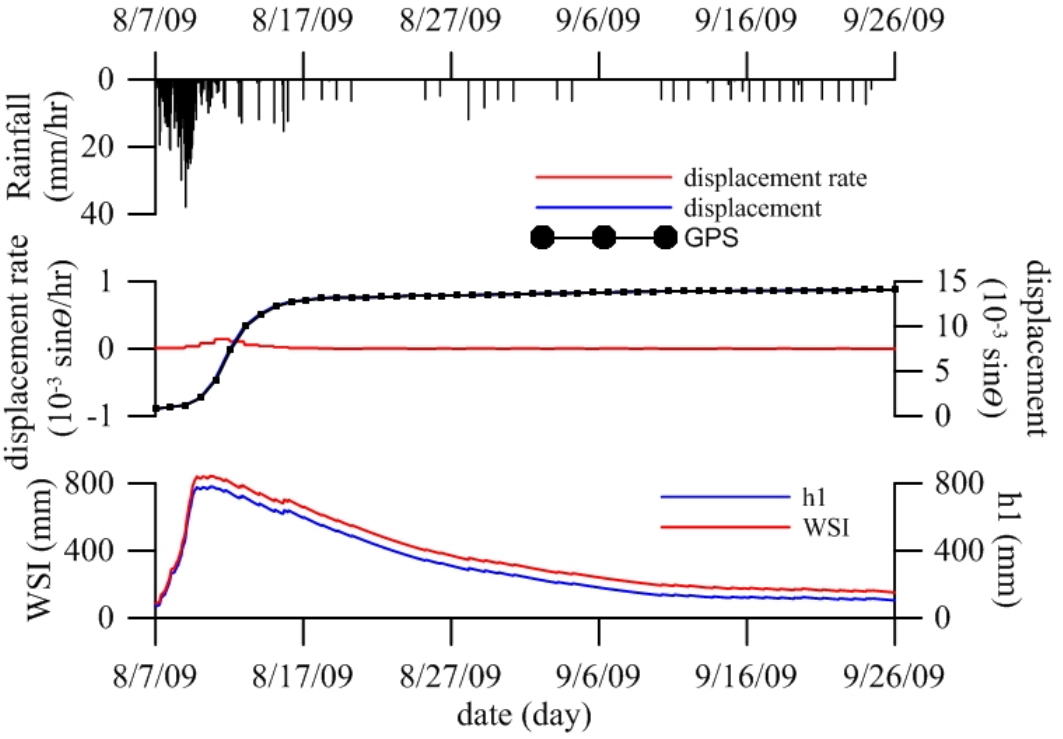


圖4-16 盧山2009年潛勢位移時間序列圖(IPI-19-4)：上圖，降雨強度；中圖，位移、位移速率；下圖，第一筒水深及WSI。位移速率為GPS位移之時間導數的負值。

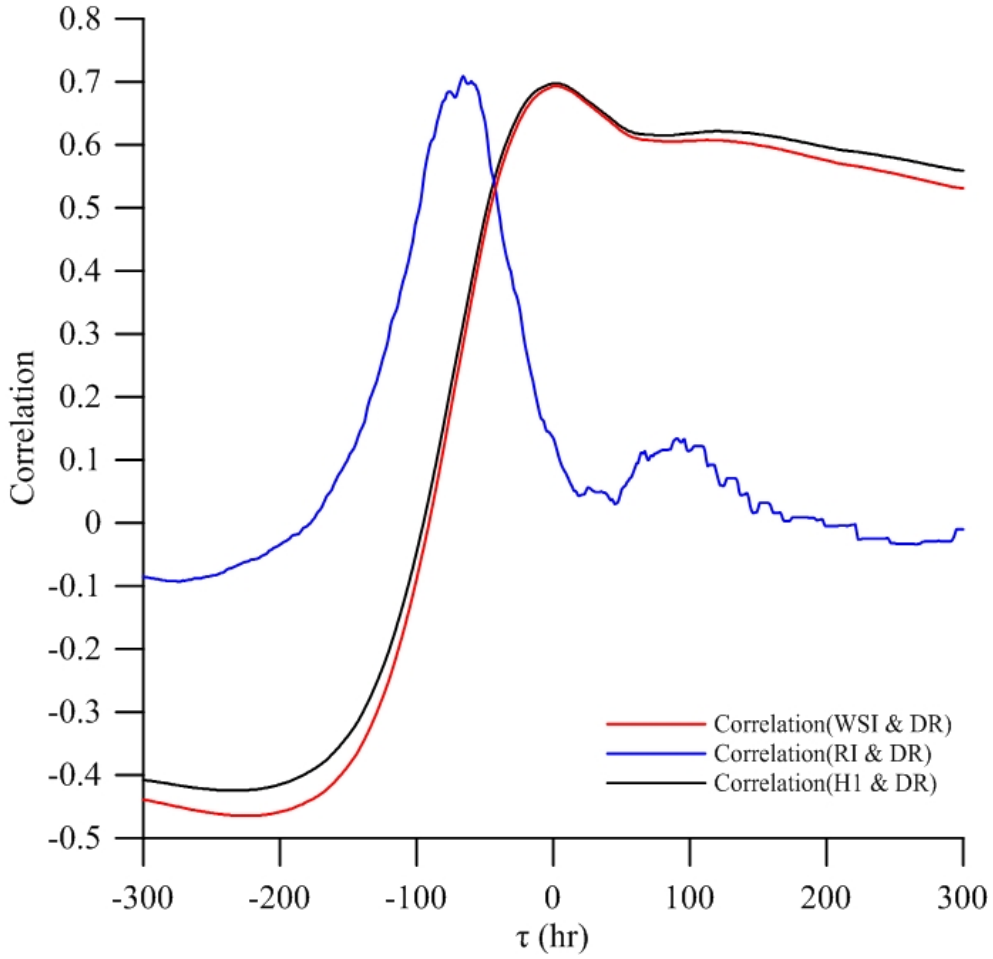


圖4-17 廬山相關函數(IPI-19-4)：從2009年8月7日至2009年9月25日的時間序列資料，負的時間偏移(負值之τ)表示領先於位移率。

二、廬山 2012 年潛勢山崩事件

廬山 2012 年 GPS 採用經濟部中央地質調查所-103 年度堰塞湖防災應變教育訓練之「大規模崩塌調查監測案例介紹」資料，簡報內容的廬山溫泉北坡觀測成果，所提供之 2012 年 GPS 位移記錄圖，此監測紀錄從 2012 年 6 月 1 日至 2012 年 7 月 6 日，從圖中可以明顯看出大約在 6 月 11 日之後有個持續約一週的潛勢位移，其位移量約 25mm，該潛勢位移是由 6 月 10 日豪雨所導致的。將簡報上的附圖，以觀測法來判釋每天的 GPS 位移變化，所點繪出的結果如圖 4-18 所示。

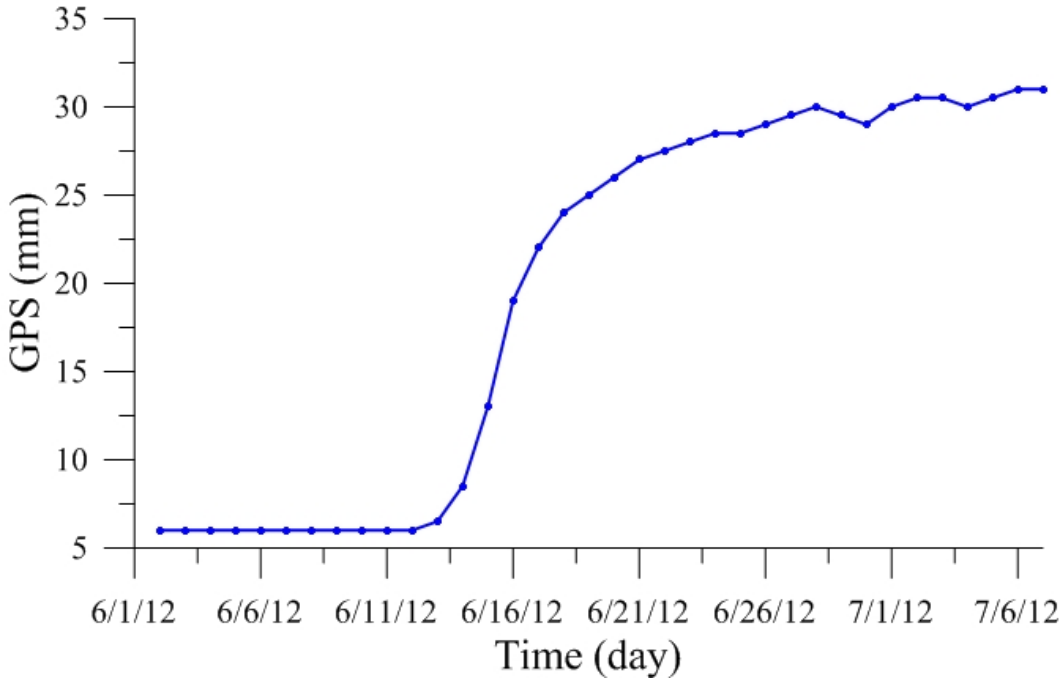


圖4-18 2012年GPS位移變化圖

(資料來源:《103年度堰塞湖防災應變教育訓練-大規模崩塌調查監測案例介紹》)

利用前述地下水位之水筒模式，2012 年以 RA-1 雨量站與 A-17 地下水位測站，所率定出來的水筒模式參數如表 4-4 所示，而地下水位模擬結果如圖 4-19 所示。為了計算相關函數，我們使用從 2012 年 6 月 1 日開始，為期兩個月的降雨強度、位移、位移率、第一筒水深(h_1)以及 WSI 之時間序列圖，如圖 4-20 所示。

表4-4：2012年廬山之水筒模式校正參數值

$a_1(1/\text{hr})$	$a_2(1/\text{hr})$	$a_3(1/\text{hr})$	$b_1(1/\text{hr})$	$b_2(1/\text{hr})$	a
7.75e-4	8.06e-4	4.999e-1	3.203e-4	2.81e-3	6.64 e-3
$H_1(\text{mm})$	$H_2(\text{mm})$	$H_3(\text{mm})$	$S_1(\text{mm})$	$S_2(\text{mm})$	b
59.828	59.809	59.816	0.708	32.699	4.405

由表 4-4 廬山之水筒模式校正參數值來看，a_1及a_2參數值相當小，因此儲存於第一筒水不容易從側孔口流出；而流至第二層水筒的水，也會因為a_3大於b_1幾個量級，且b_2大於b_1甚多，水會迅速流出第二層水筒。此現象也能從圖 4-20 廬山 2012 年潛勢位移時間序列的下圖中看出，WSI 主要由第一筒水深所掌控。

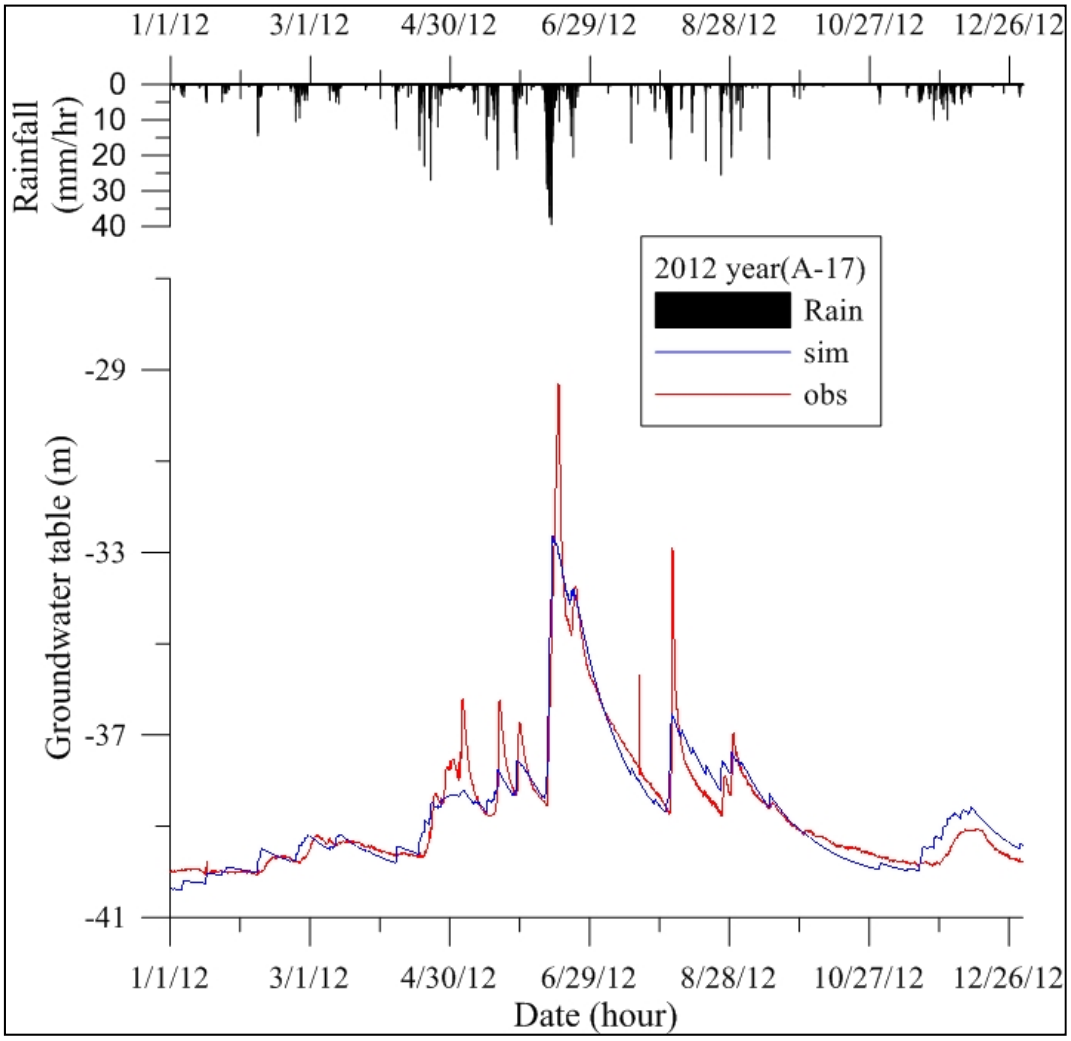


圖4-19 2012年所檢定之地下水位

將位移率與 WSI、$R(t)$及$h_1(t)$做相關函數之計算，所得到的結果如圖 4-21 所示，從時間變化來看，可以發現 WSI 相關函數與第一筒水深的尖峰時刻大概在第 1 小時發生，而降雨強度之相關函數尖峰值發生在第-59 小時，顯示 WSI 及h_1之預測尖峰比R之預測尖峰更接近於尖峰位移速率的發生時刻。

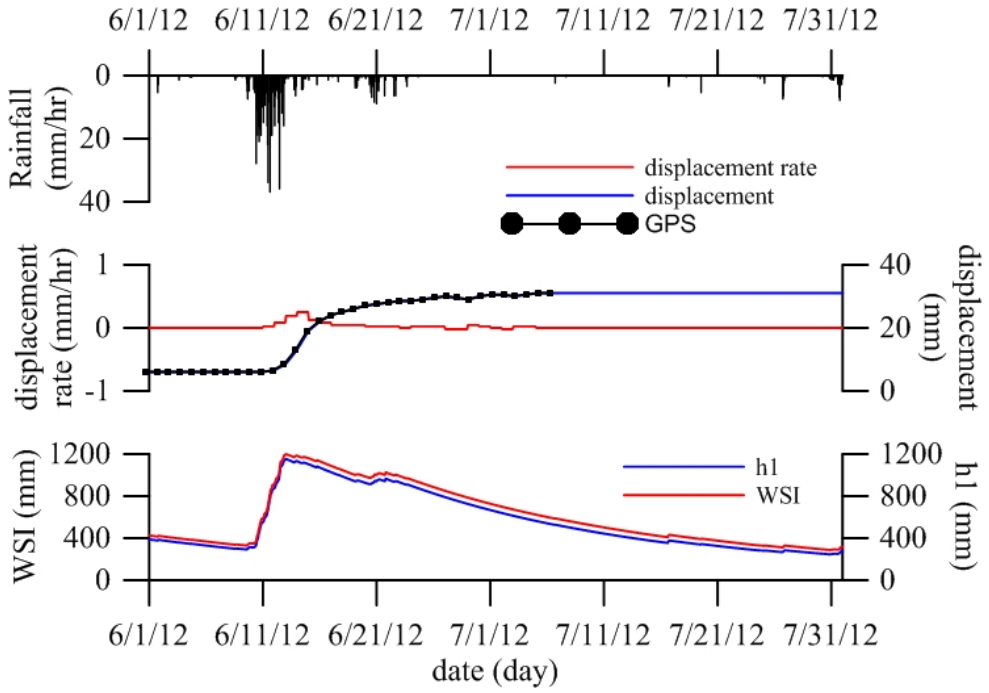


圖4-20 盧山2012年潛勢位移時間序列圖：上圖，降雨強度；中圖，位移、位移速率；下圖，第一筒水深及WSI。位移速率為GPS位移之時間導數的負值。

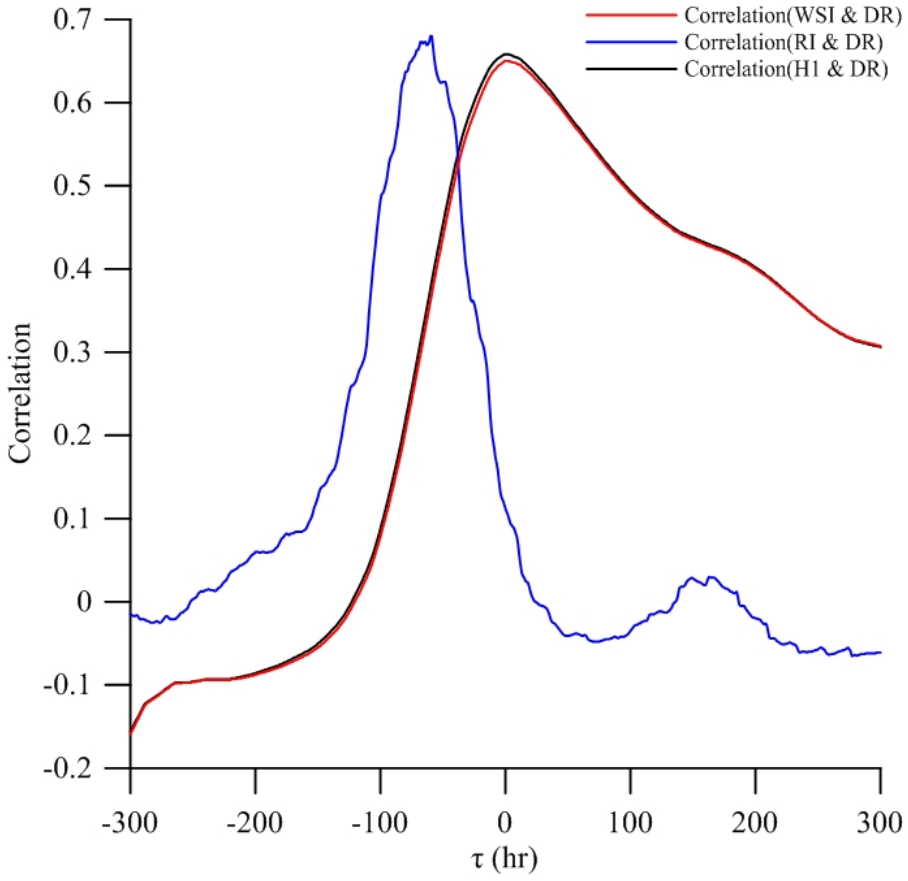


圖4-21 盧山相關性函數：從2012年6月1日開始計算兩個月的時間序列資料，負的時間偏移(負值之τ)表示領先於位移率。

第五章 台東現勘

天池位處高海拔山地，由於遭受莫拉克風災與梅姬颱風影響，南橫公路台 20 線 108K~153K(梅山~向陽)路段受損嚴重，目前道路管制封閉，無法前往天池及向陽集水區現地勘查，得延至後期相關計畫進行調查。因此計畫中進行附近的南橫公路路段、紅葉村及太麻里等 3 處之現地勘查，以了解南橫公路台東出口端附近之地質， 地表裂隙演育與山崩或地表土石流之特徵。

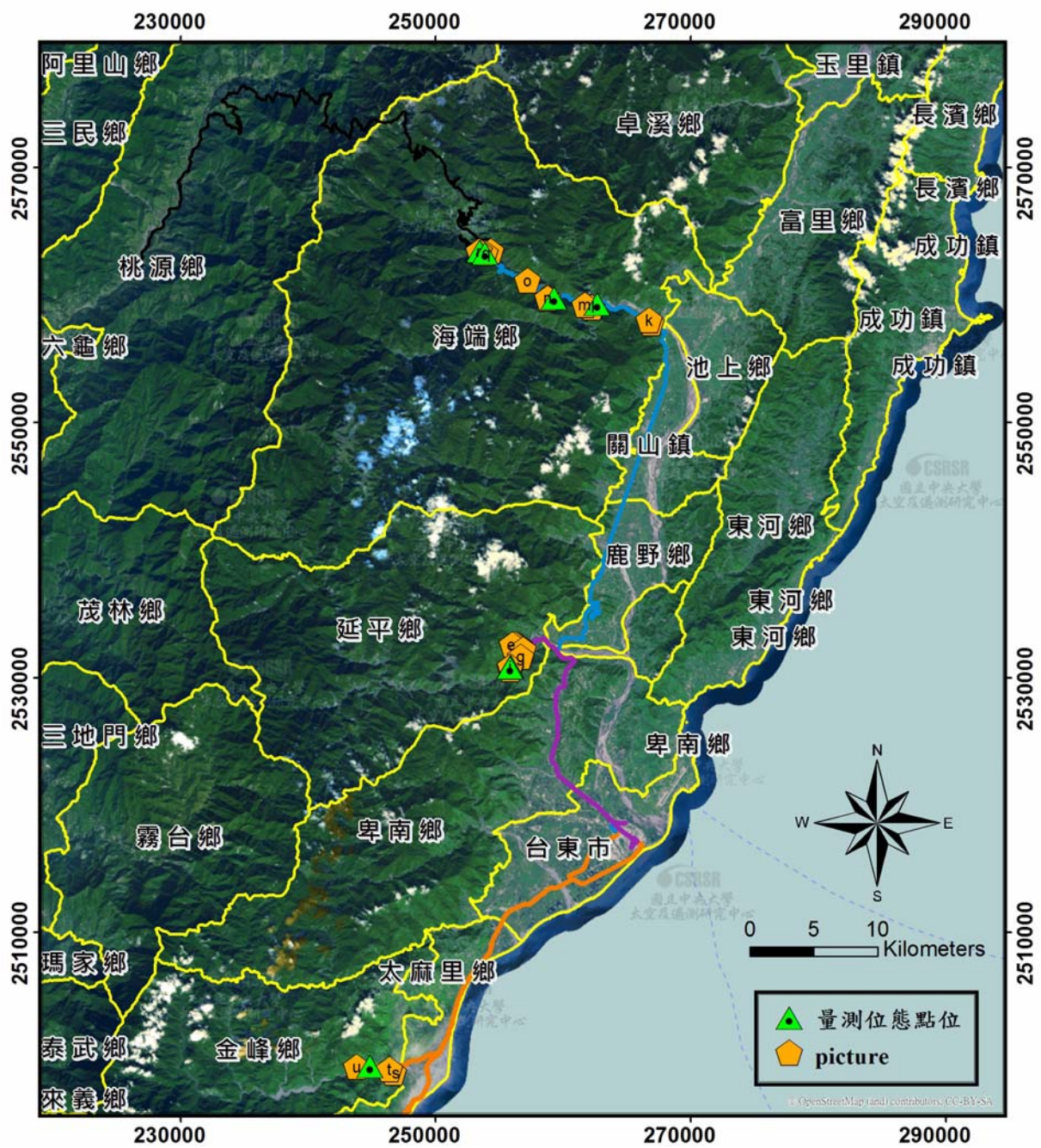


圖5-1 台東現地調查地理位置圖

本計畫團隊於 105 年 11 月 15 至 11 月 17 日進行台東現況之實地調查，圖 5-1 為台東現地調查地理位置，現地調查照片大致拍攝位置如圖中五角形圖案標示。本次的現地調查主要是針對崩塌災害處，搭配航照圖判釋，評估影響區位，崩塌潛勢特徵包含樹林裸露地、土石崩落、道路及結構物之損壞、地基破損及塌陷等，以下各節分別說明 3 處之現勘狀況。

第一節 紅葉村

105 年 9 月 15 日莫蘭蒂颱風帶來連續幾日的豪大雨，造成台東多處土石流坍方，有棒球故鄉之稱的延平鄉紅葉村，遭受嚴重的侵襲，其災情包含房屋損毀、路基流失、樹木倒塌等，使得居民被迫撤離，目前尚待重建，期許早日還給受災戶安全的家園。

紅葉村之衛星雲圖如圖 5-2(圖片來源：Google Earth)及圖 5-3 (圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)所示，而圖 5-3 中之紫色線條即為紅葉村現勘路線。紅葉村現勘主要分為兩條路線，第一條是由紅谷路往紅葉少棒紀念館旁之崩塌區塊前進，另一條為紅葉產業道路至卑南上圳進水親水公園附近，因其相當靠近北絲鬮(ㄐㄧㄡ)溪，可探視其位態狀況，其說明如下



圖5-2(a) 紅葉村衛星影像-遠景(圖片來源：Google Earth)



圖5-2(b) 紅葉村衛星影像-路線一進景(圖片來源：Google Earth)

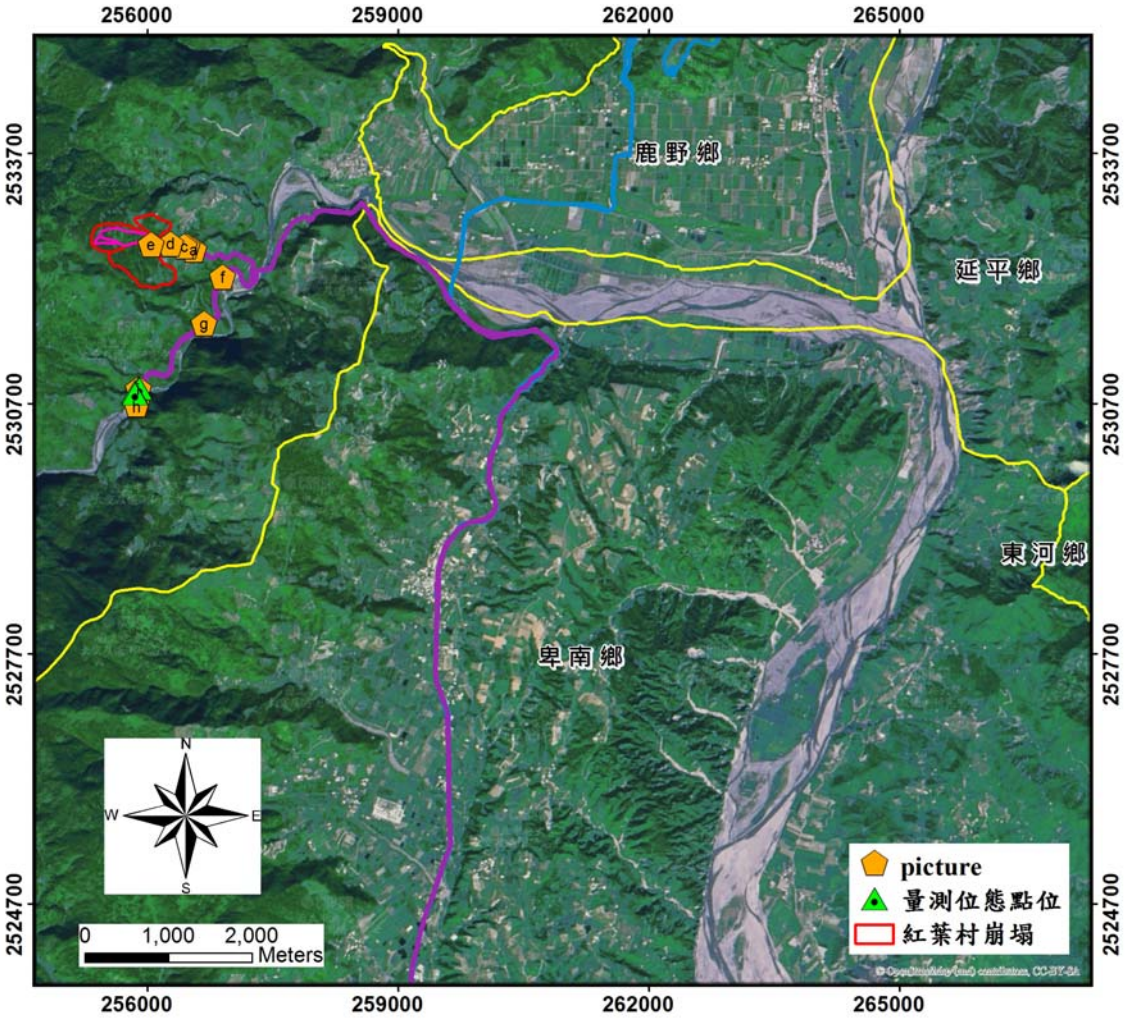


圖5-3 紅葉村衛星影像(圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)

(一)路線一：

路線一之衛星雲圖如圖 5-2 及 5-3 所示，現地調查照片大致拍攝位置如圖 5-4 之五角形圖案標示。

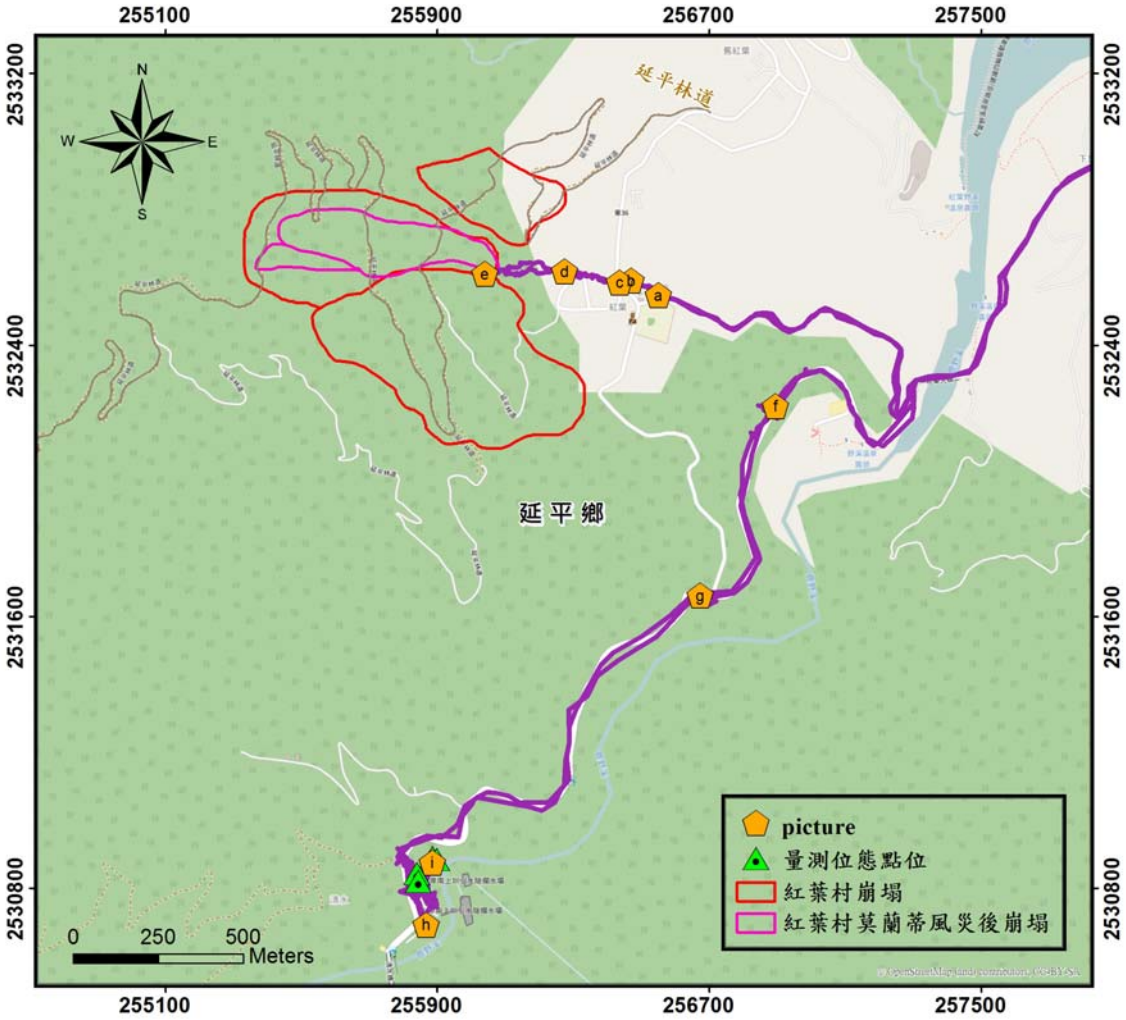


圖5-4 紅葉村現地調查照片位置

照片 5-1(觀測點 a)至 5-5(觀測點 e)為紅葉村崩塌範圍，首先由紅葉少棒紀念館旁拍攝照片 5-1(觀測點 a)之紅葉村崩塌區塊遠景照，照片中明顯可見裸露區塊及左右兩條沖蝕溝。接下來往崩塌處前進，紅谷路旁有崩塌土石堆積，如照片 5-2(觀測點 b)所示。照片 5-3-2 為紅谷路上拍攝之紅葉村崩塌路口，比較照片 5-3-1 明顯可見崩塌前後之差異，大片的樹林地成為裸露地，而照片中的房屋，原先的一樓也遭受淹埋。



照片5-1.【觀測點a】紅葉村崩塌區塊遠景



照片5-2.【觀測點b】紅谷路旁-崩塌土石堆積。



照片5-3-1.【觀測點c】紅葉村崩塌區塊路口-崩塌前原貌

(照片來源：Google街景服務)



照片5-3-2.【觀測點c】紅葉村崩塌區塊路口-崩塌後



照片5-4-1.【觀測點d】紅葉村崩塌區塊中段-土石崩落



照片5-4-2.【觀測點d】紅葉村崩塌區塊中段-房屋毀損



照片5-4-3.【觀測點d】紅葉村崩塌區塊中段-由上往下拍攝



照片5-5-1.【觀測點e】紅葉村崩塌區塊現勘最高處-沖蝕溝



照片5-5-2.【觀測點e】紅葉村崩塌區塊現勘最高處-沖蝕溝側面





照片5-5-3.【觀測點e】紅葉村崩塌區塊現勘最高處-崩塌左側邊界

沿著碎石路往上爬，有多處土石崩落、樹木倒塌及房屋損毀等跡象，如照片 5-4(觀測點 d)所示。順著崩塌頂部方向，現勘最高點僅至海拔高度四百多公尺處，原先的延平林道已不見路基。照片 5-5-1 為崩塌形成之沖蝕溝，照片 5-5-2 為沖蝕溝側面，可由此看出岩石節面的連續性都在。照片 5-5-3 可看到土石崩落交界面、土石碎屑及樹木倒塌。照片 5-6-1 為現地拍攝之崩落岩石塊，由照片 5-6-2 來說明其種類包含：標號 1 為砂質片岩，內含白雲母及石榴子石，屬於變質岩；標號 2 為黑色片岩；標號 3 為變質砂岩，內含豐富的石英脈及英鐵礦，常因熱

水交換而形成；標號 4 為板岩，內含細砂且含泥量高。



圖5-6-1 現地岩石塊

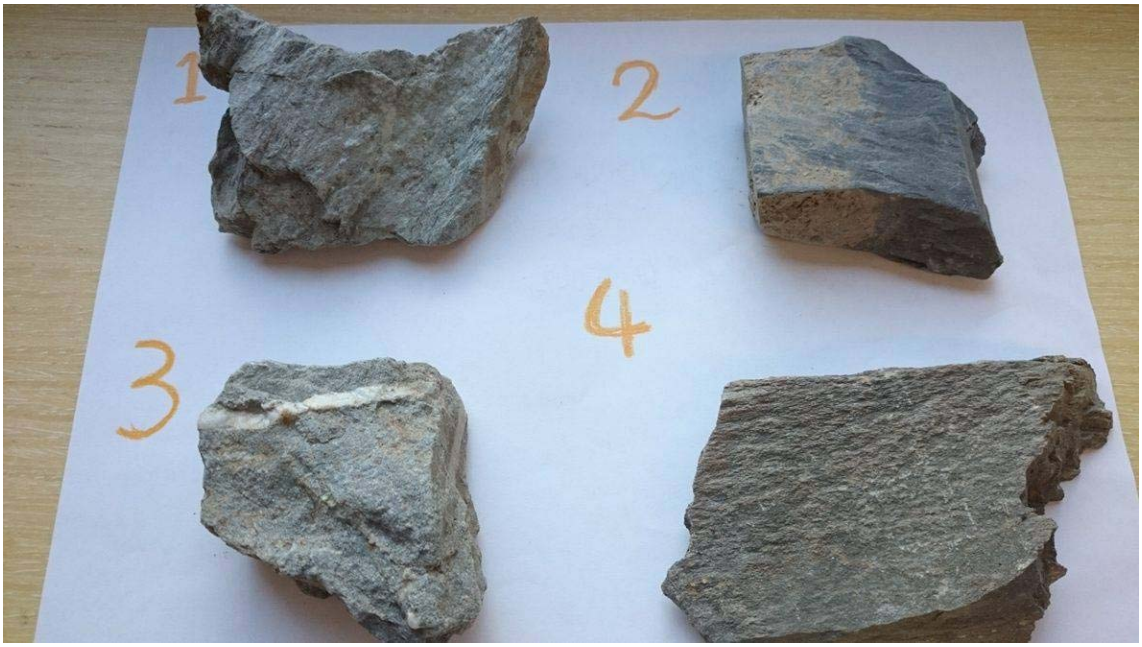


圖5-6-2 岩石種類

(二) 路線二：

路線二從紅谷路往東 36 線，再接紅葉產業道路至卑南上圳進水親水公園旁，由於河谷處位態較為準確，此處相當靠近北絲鬮(ㄐㄧㄡ)溪，可前往探視其位態狀況。衛星雲圖如圖 5-2 所示，現地調查照片大致拍攝位置如圖 5-4 之五角形圖

案標示。



照片5-7-1.【觀測點f】東36線-土石崩落及樹木倒塌



照片5-7-2.【觀測點f】東36線-北絲鬮溪支流，為土石流覆蓋後之出流點

照片 5-7(觀測點 f)至 5-10(觀測點 i)為紅葉村路線二之範圍，首先在東 36 線路旁看見土石崩落、樹木倒塌以及溪水流出等現況，如照片 5-7(觀測點 f)所示。接下來在東 36 線與紅葉產業道路交接處，於路旁及溪流對岸發現崩塌區塊，如照片 5-8(觀測點 g)。接下來延著紅葉產業道路前進，直至卑南上圳進水親水公園旁，照片 5-9(觀測點 h)為卑南上圳攔河堰及進水口，攔河堰遭受颱風侵襲，目前正在修建中。照片 5-10-1(觀測點 i)於北絲鬮溪旁量測卑南上圳之位態，其量測點位為圖 5-4 中綠色三角形之圖標，量測結果如表 5-1 所示。照片 5-10-2(觀

測點 i)為卑南上圳進水口內部的清水吊橋及入口坑道，該吊橋因過去災害毀損而無法通行。





照片 5-8.【觀測點g】東36線及紅葉產業道路交界-崩塌區塊



照片 5-9-1.【觀測點h】卑南上圳進水親水公園旁之涼亭



照片5-9-2.【觀測點h】卑南上圳攔河堰及進水口



照片5-10-1.【觀測點i】卑南上圳之位態量測



照片5-10-2.【觀測點i】卑南上圳之清水吊橋及入口坑道

第二節 南橫公路

由於遭受莫拉克風災與梅姬颱風影響，南橫公路台 20 線 108K~153K(梅山~向陽)路段受損嚴重，目前道路管制封閉，無法前往天池及向陽集水區現地勘查，因此計畫中針對南橫公路可通行之路段進行探勘。



圖5-5 南橫公路範圍衛星影像(圖片來源：Google Earth)

南橫公路範圍之衛星雲圖如圖 5-5(圖片來源：Google Earth)及圖 5-6 (圖層來

源：國立中央大學太空及遙測中心)所示，而圖 5-6 中之藍色線條即為南橫路段之現勘路線，其說明如下

首先至台 20 線與台 20 甲之交界，看見對向山脈的岩石裸露出，如照片 5-11(觀測點 j)。而照片 5-12(觀測點 k)為新武呂溪，研究中所使用之測站資料-新武呂流量站即在附近，但由於莫拉克風災時沖毀，未能觀察到其確切位置。接下來延著台 20 線行駛，途中量測幾處位態，如照片 5-13，其量測點位為圖 5-6 中綠色三角形之圖標，量測結果如表 5-1 所示。

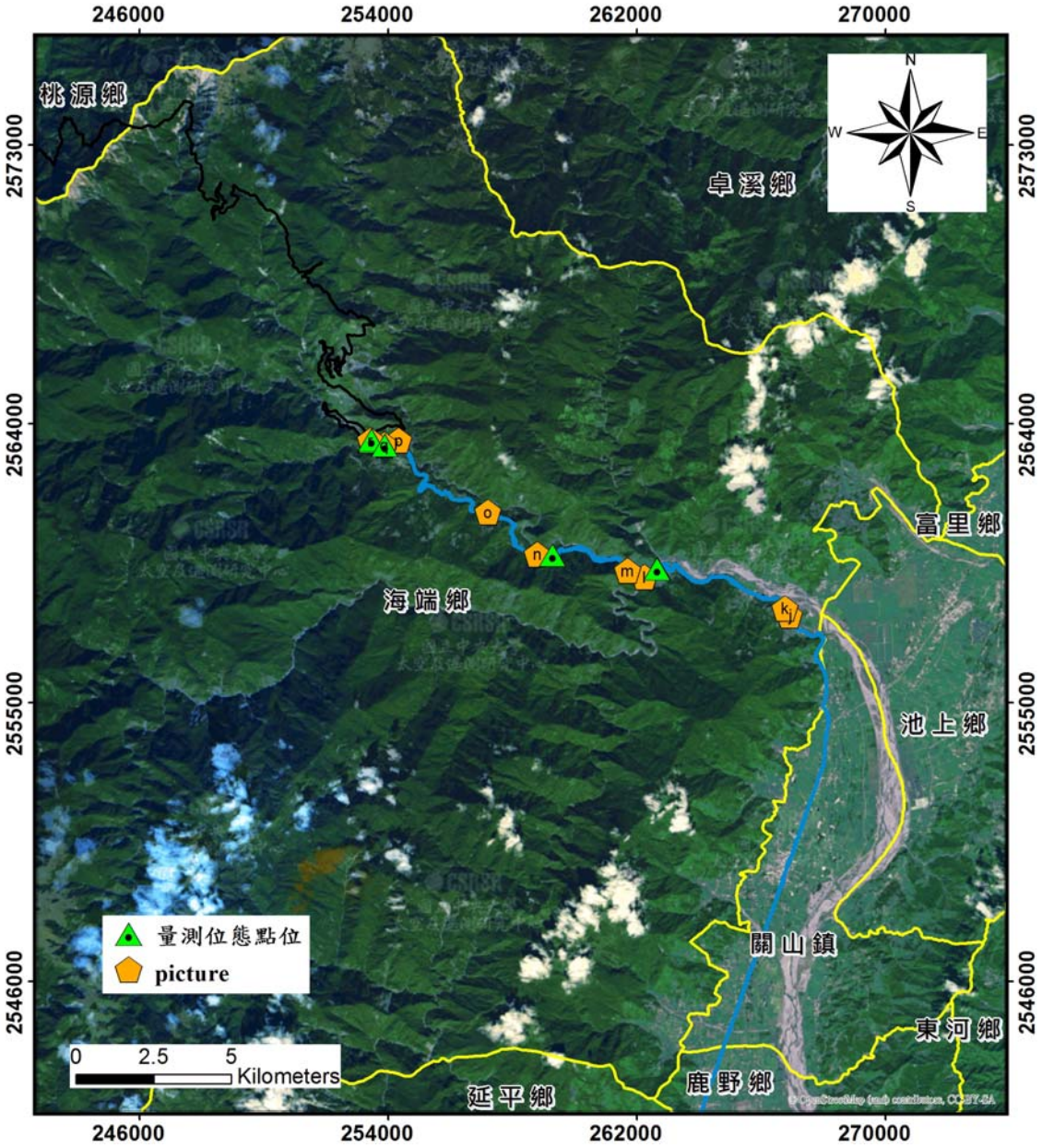


圖5-6-1 南橫公路範圍衛星影像一(圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)

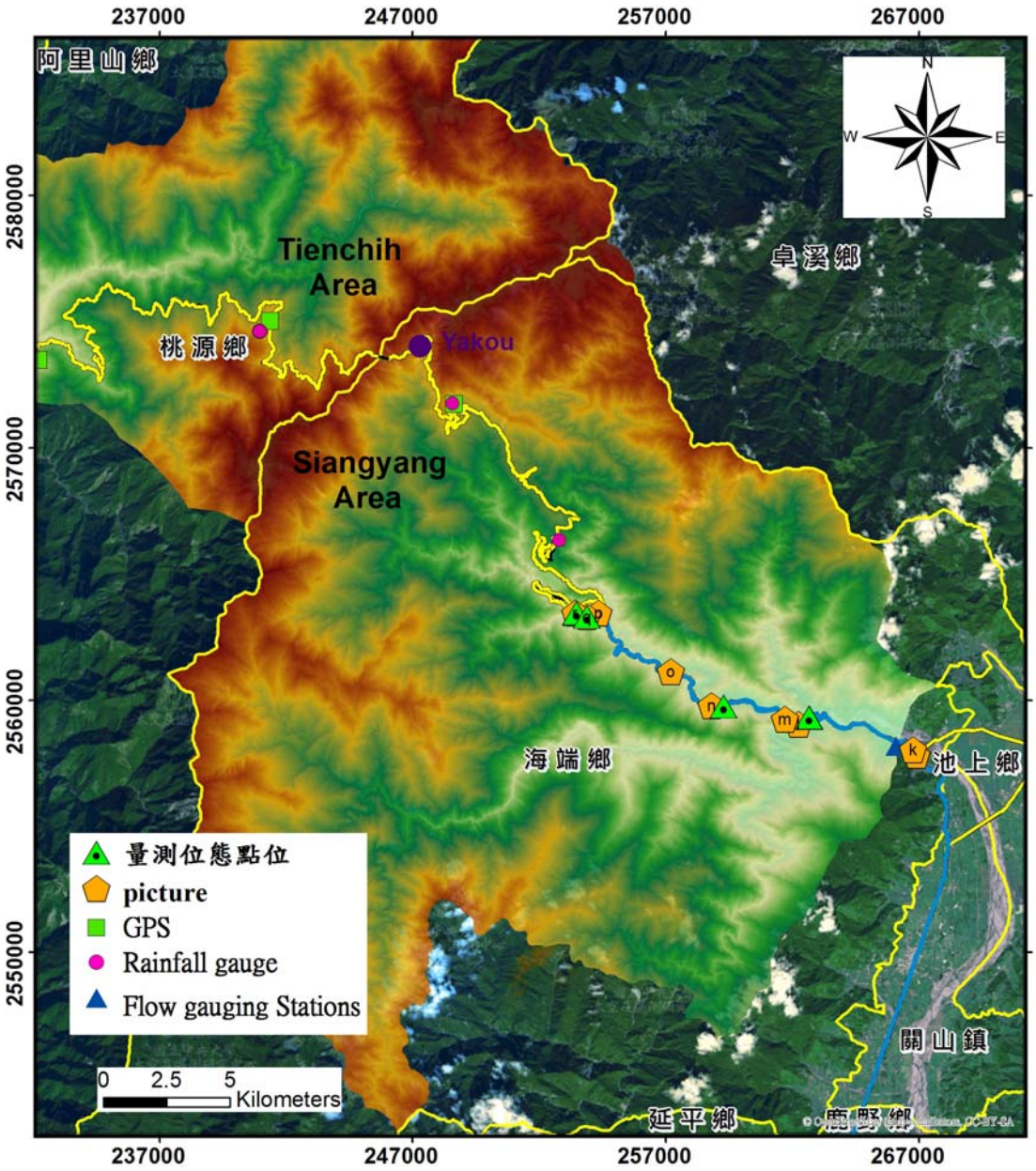


圖5-6-2 南橫公路範圍衛星影像二(圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)

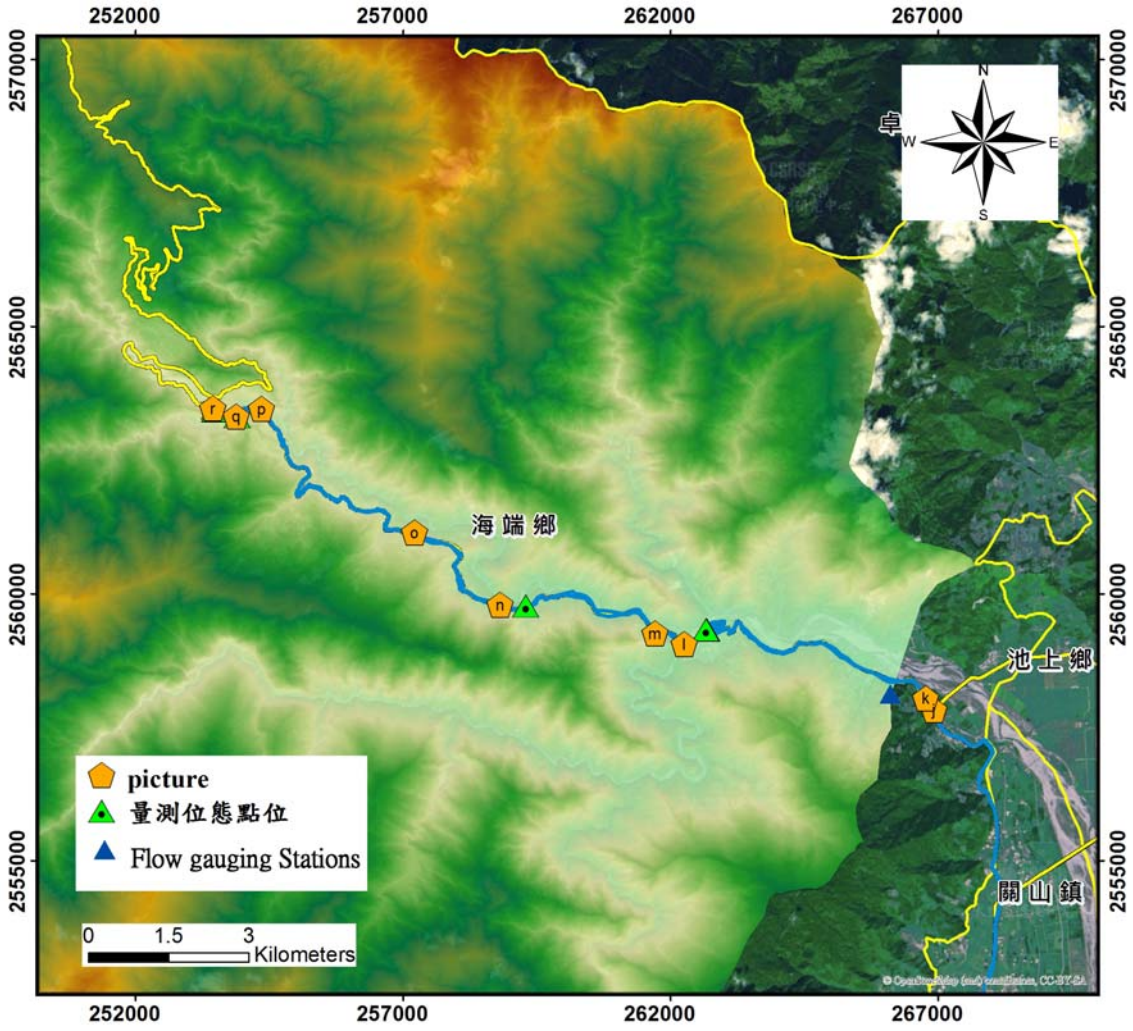


圖5-6-3 南橫公路範圍衛星影像三(圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)



照片5-11.【觀測點j】台20線與台20甲交界處



照片5-12.【觀測點k】新武呂溪-新武呂流量測站附近



照片5-13-1. 位態量測



照片5-14.【觀測點l】水利署-大崙流量站



照片5-15.【觀測點m】彩虹隧道路段



照片5-16.【觀測點n】養護工程





照片5-17.【觀測點o】台20線190K-地基下陷及破壞面岩層結構



照片5-18-1.【觀測點p】天龍飯店後方霧鹿峽谷北側坡面山崩



照片5-18-2.【觀測點p】天龍吊橋

新武橋旁有水利署第八河川局所架設之大崙水位流量站，如照片 5-14(觀測點 l)，鄰近海瑞鄉新武呂魚類保護區。於彩虹隧道路段，上方有易崩坍之土石，為了防止山壁上的石頭掉落，而施掛植生網護坡，如照片 5-15(觀測點 m)。台 20 線 19K+920~193K+250 間因 103 年 9 月鳳凰颱風豪雨災害，此處正在進行修復工程，如照片 5-16(觀測點 n)。照片 5-17(觀測點 o)位於台 20 線 190K 附近，由於 105 年 9 月 15 莫蘭蒂颱風及 9 月底梅姬颱風連續多日豪雨影響，於 105 年 10 月 4 日造成台 20 線 182.9K 六口溫泉明隧道新建工程大坍方，且路基嚴重下陷，目測下陷約 3~5 公尺，下陷路基長度約 20 餘公尺，屬坡面之整體平移滑動。



照片5-19.【觀測點q】天龍至利稻段道路施工



照片5-20.【觀測點r】南橫公路現勘最遠處

於台東天龍飯店後方之山坡，有些岩石裸露區域，而附近有座天龍吊橋，能更清晰的看到大片的崩塌範圍，如照片 5-18(觀測點 p)所示。

南橫公路現勘最遠處，約至台 20 線 184K 碧山溫泉休閒農莊附近，由於此路段正在進行道路施工「關山工務段霧鹿監工站轄區 105 年度定期預約經常性災害緊急修復工程」，施工起始路段如照片 5-19(觀測點 q)，而現勘最遠處之地質現況如照片 5-20(觀測點 r)所示。

第三節 太麻里

太麻里之衛星雲圖如圖 5-7(圖片來源：Google 地圖)及圖 5-8 (圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)所示，而圖 5-6 中之橘色線條即為太麻里之現勘路線，其說明如下



圖5-7 太麻里衛星影像一(圖片來源：Google 地圖)

首先由南迴公路至太麻里街，再往東 64 線行駛，直至金灣產業道路之天空步道附近勘查，看見金灣產業道路上有個崩塌區塊，如照片 5-21(觀測點 s)，此處也可清楚的看見太麻里溪。而照片 5-22(觀測點 t)在拉灣橋上觀測，可看見對向山坡之崩塌區塊。延著拉冷冷部落往新富社區聯絡道路前進，再經過拉冷冷大橋之後，有一處大面積的崩塌區塊，如照片 5-23(觀測點 u)。在本區塊，由隨處可見崩基層的特徵，學者普遍認為是屬廬山層，如財團法人成大研究發展基

金會(2010)，太麻里溪流域地質構造分佈圖如圖 5-9 所示；交通部台灣區國道新建工程局(1992)；經濟部中央地質調查所也認為太麻里之金峰溫泉出露岩性屬中新世，廬山層及其相當地層（五十萬分之一臺灣區域地質圖數值檔，臺灣 2000）。然在部份岩盤裸露之處，我們仍然量測了岩石位態，途中量測位態工作照如照片 5-24 所示，其量測點位為圖 5-8 中綠色三角形之圖標，量測結果如表 5-1 所示。

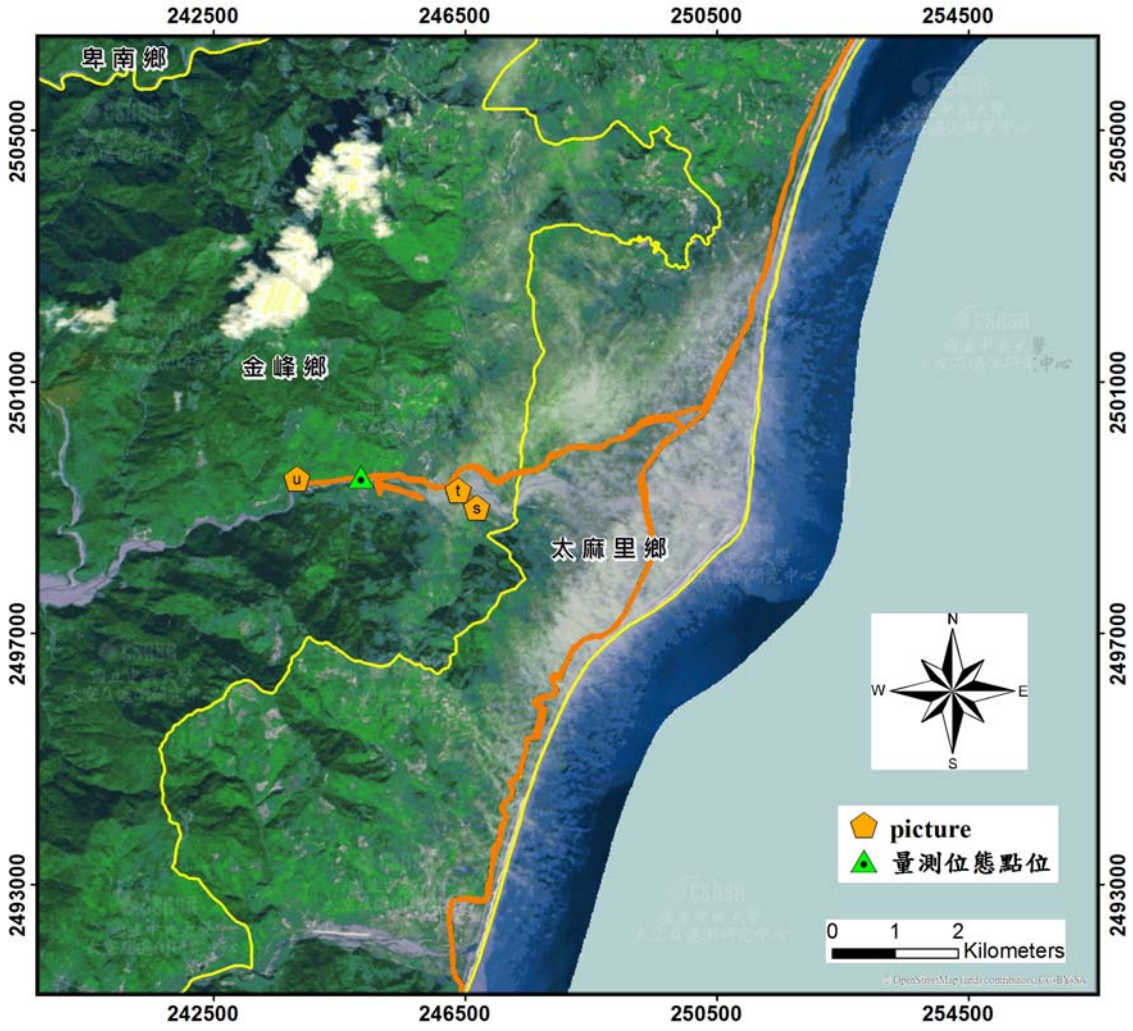


圖5-8 太麻里衛星影像二(圖層來源：國立中央大學太空及遙測中心)



照片5-21.【觀測點s】太麻里-金灣產業道路



照片5-22.【觀測點t】拉灣橋上觀測



照片5-23.【觀測點u】太麻里現勘最遠處



照片5-24. 太麻里量測位態工作照

表5-1. 位態量測結果

Site	X	Y	Strike	Strike_Dir	Dip	Elevation
1	255886	2530891	N49E	311	65	198.32
2	255886	2530891	N22E	338	54	198.32
3	255899	2530885	N38E	322	65	197.33
4	255840	2530843	N62E	298	58	219.26
5	255844	2530820	N14E	346	54	212.84
6	262673	2559311	N84W	84	71	390.15
7	262660	2559320	N20W	20	74	384.33
8	259287	2559767	N56E	304	68	531.37
9	253479	2563419	N66E	294	43	733.9
10	253471	2563432	N74E	286	44	688.28
11	253464	2563473	N32W	32	66	731.13
12	253893	2563308	N59E	301	40	704.92
13	244841	2499487	N33W	33	24	100.17

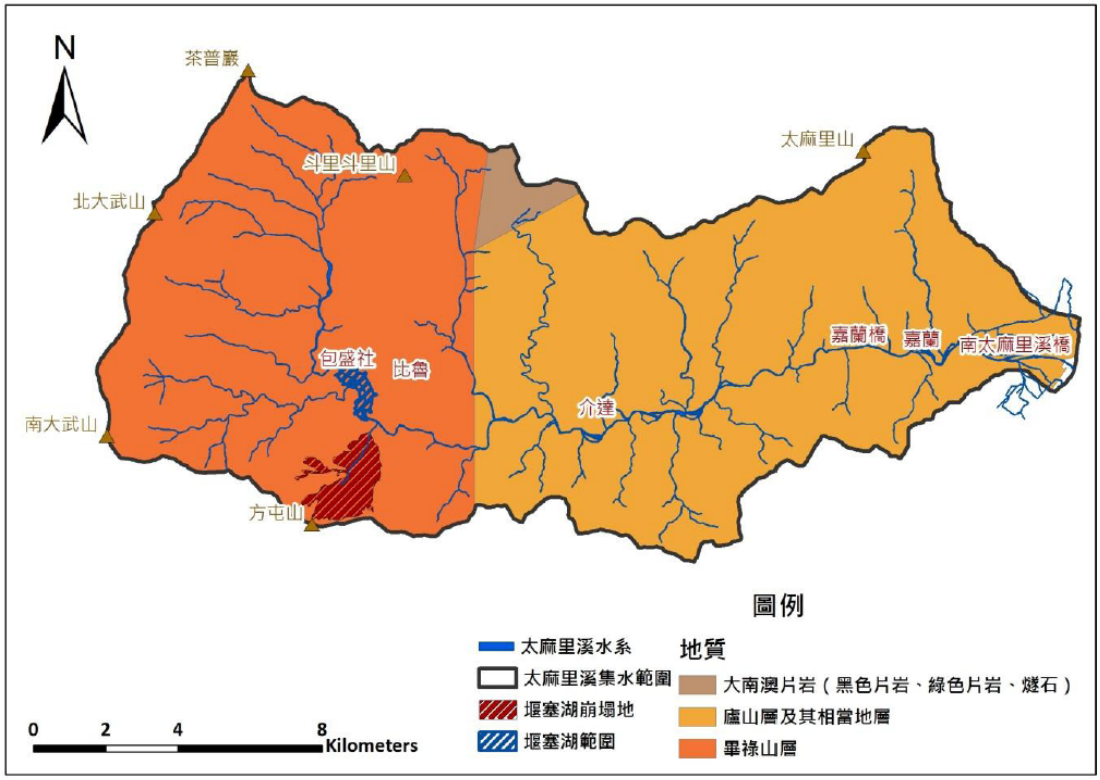


圖5-9 太麻里溪流域地質構造分佈圖

資料來源：林務局台東林區管理處-太麻里溪包盛社堰塞湖緊急評估及全流域短中長期對策建議計畫

第六章 結論

在本計畫中我們針對南橫公路上天池，向陽集水區之 GPS 監測到的深層潛勢坡滑，以及廬山地區 GPS 與定置型傾斜儀所監測到的深層潛勢坡滑，利用水筒模式，探討坡滑位移與區域水文模式之關聯性。

在研究中，我們假設坡體內的總貯水量，正比於水筒模式中所有筒內水深的總和，而坡面的滑動，則與貯水量直接相關。基於這兩項假設，我們利用相關函式的計算，來判斷潛勢坡滑位移率與降雨強度(RI)，第一筒表層蓄水量(h_1)與總和蓄水量 (蓄水指數 WSI)等三項區域水文變數，作潛勢滑移的時序探討。如同所假設的，降雨是最為領先於坡滑的指標，而 WSI 則最為接近於坡滑的發生時刻。這說明了降雨需藉由入滲至坡體，從而改變坡體材料強度，以及坡體的力學平衡，最終形成滑動。結果顯式對於深層潛勢山崩運動，邊坡含水當量比降雨強度有更密切的時間相關性。基於此相關性，我們由潛勢山崩位移發生時間，取其時之蓄水指數為判定山崩運動之閥值。在天池及向陽兩例中，水筒模式所預測的滑動閥值，約在 WSI 介於 350 至 400mm 之間，而廬山案例中，該閥值約在 350 至 500 mm 之間。

運用 ALOS/PALSAR 雷達影像進行北臺灣大規模崩塌潛勢區位之活動性評估

參考文獻

1. 林慶偉，玉山國家公園園區地質監測及設施環境安全性整體評估規劃。玉山國家公園成果報告，計畫編號：1254，2012。
2. CTC美聯科技公司、中華顧問工程司、亞聯工程顧問公司，國道南橫公路可行性研究及初步規劃，交通部台灣區國道新建工程局，1992。
3. 行政院農委會水土保持局，運用雷達影像進行莫拉克颱風災區大規模崩塌潛勢區位之可行性評估成果報告書，行政院農委會水土保持局，計畫編號：SWCB-104-069，2015。
4. 經濟部中央地質調查所，南投縣廬山溫泉北坡監測及預警系統建置期末成果報告，經濟部中央地質調查所，2009。
5. 經濟部中央地質調查所，大規模潛在山崩機制調查與活動性觀測(1/4)期末報告，經濟部中央地質調查所，2011。
6. 經濟部中央地質調查所，大規模潛在山崩機制調查與活動性觀測(4/4)期末報告，經濟部中央地質調查所，2014。
7. 趙曉東、蔣宇靜，鹿兒島陡傾邊坡地區地下水 tank 模型構模及應用。岩石力學與工程學報，2008 (12): 2523-2527。
8. 財團法人成大研究發展基金會（2010），「太麻里溪包盛社堰塞湖緊急評估及全流域短中長期對策建議計畫」，林務局台東林區管理處。
9. Y. J. Hsu, R. F. Chen, C. W. Lin, H. Y. Chen, and S. B. Yu. Seasonal, long-term, and short-term deformation in the Central Range of Taiwan induced by landslides. *Geology*, 2014. doi: 10.1130/G35991.1.
10. M. Sugawara and M. Funiyuki. A method of revision of the river discharge by means of a rainfall model. In *Collection of research papers about forecasting hydrologic variables*, pages 14–18. Geosphere Res. Institute of Saitama Univ., Saitama, Japan, 1956.
11. M. Sugawara. On the analysis of runoff structure about several Japanese rivers. *Japanese J. Geophys.*, 2(4):210–216, 1961.
12. M. Sugawara. Chapter 6, tank model. In V. P. Singh, editor, *Computer models for watershed hydrology*. Water Res. Pub., Littleton, Colo., 1995.
13. D. J. Varnes. Slope movement types and processes. In R. L. Schuster and R. J. Krizek, editors, *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control*, pages 11–33. Transportation and Road Research Board, Natl. Acad. Sci., Washington D. C., 1978.
14. S. B. Yu, H. Y. Chen, and L. C. Kuo. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274:4159, 1997.
15. S. B. Yu, Y. J. Hsu, L. C. Kuo, H. Y. Chen, and C. C. Liu. GPS measurement of postseismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 108:2520, 2003.
16. R. F. Chen, Y. J. Hsu, S. B. Yu, K. J. Chang, R. Y. Wu, Y. C. Hsieh, and C. W. Lin. Real-time monitoring of deep-seated gravitational slope deformation in the Taiwan Mountain Belt. In G. Lollino, D. Giordan,G. B. Crosta, J. Corominas, R.

Azzam, J. Wasowski, and N. Sciarra, editors, *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2*, pages 1333–1336. Springer, 2015.
17. T. A. Herring, R. W. King, and S. C. McClusky. *Documentation for the GAMIT analysis software, release 10.0 edn.* MIT, Cambridge, MA., 2002.
18. Z. Altamimi, X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher. ITRF2005: a new release of the international terrestrial reference frame based on time series of station positions and earth orientation parameters. *J. Geophys. Res.*, page B09401, 2007.
19. N. Osanai, T. Shimizu, K. Kuramoto, S. Kojima, and T. Noro. Japanese early-warning for debris flows and slope failures using rainfall indices with radial basis function network. *Landslides*, 7:325–338, 2010. ISSN1612-510X.
20. S. C. Chen, C. W. Tsai, C. Y. Chen, and M. C. Chen. Soil water index applied as a debris flow warning-reference based on a tank model. *J. Chinese Soil Water Conserv.*, 44:133–143, 2013.
21. Y. Ishihara and S. Kobatake. Runoff model for flood forecasting. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ.*, 29:27–43, 1979.
22. K. T. Lee. Tank model and rainfall-runoff simulation. *J. Chinese Agric. Eng.*, 39(2):20–28, 1993.
23. Y. Yokoo, S. Kazama, M. Sawamoto, and H. Nishimura. Regionalization of lumped water balance model parameters based on multiple regression. *J. Hydrology*, 246:209–222, 2001.
24. K. Takahashi, Y. Ohnishi, J. Xiong, and T. Koyama. Tank model and its application to predicting ground-water table in slope. *Chinese J. Rock Mech. Eng.*, 27(12):2501–2508, 2008.
25. J. D. Liu, C. D. Doan, and S. Y. Liong. Conceptual rainfall-runoff model with Kalman filter for parameter and outflow updating. In G. F. Lin, editor, *Advances in geosciences, Volume 23: Hydrological science*,pages 133–146. World Sci. Pub., 2010.
26. Q. Duan, S. Sorooshian, and V. K. Gupta. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrology*, 158:265–284, 1994.
27. K. Okada. Soil water index. *Weather Service Bulletin, Japan Meteorological Agency, in Japanese*, 69: 67–97, 2002.
28. R. S. Chen, L. C. Pi, and C. C. Hsieh. Application of parameter optimization method for calibrating tank model. *J. Am. Water Res. Assoc.*, 41:389–402, 2005.
29. K. K. Kuok, S. Harun, and S. M. Shamsuddin. Global optimization methods for calibration and optimization of the hydrologic tank model's parameters. *Can. J. Civil Engineering*, 1:1–14, 2010.
30. S. Sorooshian. Parameter estimation of rainfall-runoff models with heteroscedastic streamflow eerror- the noninformative data case. *J. Hydrology*, 52:127–138, 1981.
31. K.Takahashi, Y. Ohnishi, J. Xiong, T. Koyama. Tank model and its application to predicting groundwater table in slope. *Chin. J. Rock Mech. Eng*. 27, 2501–2508, 2008.

32. N. Hong, T. Hama, T. Kitajima, S. Aqili, X. Huang, Q. Wei, and Y. Kawagoshi. Simulation of Groundwater Levels Using Tank Model with Consideration of Mixed Hydrological Structure in Kumamoto City. *Journal of Water and Environment Technology*, 10.2965/jwet.2015.313, 313-324,2015.
33. N. Hong, T. Hama, Y. Suenaga, S. Aqili, X. Huang, Q. Wei, and Y. Kawagoshi . "Application of a modified conceptual rainfall–runoff model to simulation of groundwater level in an undefined watershed." Science of The Total Environment, 10.1016/j.scitotenv.2015.09.026, 383-390, 2016.

附錄

附錄一、期中審查會議紀錄暨回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	崩塌基準是屬於觸發它產生滑動的機準，而不是產生快速崩塌的基準？	謝謝委員提問。 如同委員的想法，研究中的崩塌基準是屬於觸發產生滑動的基準。
二	水筒模式也用在土石流之預警，重要的關鍵在於水文測站位置是否代表整個集水區流出之流量，是否能以此兩個案例做說明。	謝謝委員意見。 天池集水區及向陽集水區分別以阿其巴橋流量站和新武呂流量站為集水區出口流量測站，而研究中挑選最上游的集水區，是因為流量測站可以告訴我們這個集水區的概略的樣子。如果在各河川分支點設置相對應的流量站，則更能代表整個集水區的出流量，然而因現況無法取得其他資料，而選擇目前的流量測站。

項次	審查意見	回覆辦理情形
三	水筒模式很多人使用，參數的驗證及其適用性還需探討。水筒模式的滲透機制如何跟現地環境做結合？因水筒模式包含表層土壤水、淺層地下水與深層地下水，說明如何與深層崩塌做結合。	謝謝委員提問。 研究中將水筒模式兩筒水深視為坡體內之總貯蓄量，而側孔口出流量為地表逕流及中間流，底部孔口出流量即為滲漏量。利用水筒側孔口出流量與流量紀錄值做率定，然後與降雨關係做最小值的差異化，使參數能求得。
四	研究主題為深層潛勢山崩發崩時序，但報告書中並沒有針對深層潛勢山崩作定義，僅探討山崩及地滑，請對於深層潛勢山崩作定義做說明。	謝謝委員建議。 因雨量、地下水位及其他誘發因子的變化，於未來造成深層土岩大規模滑動崩塌的可能性，稱之為深層潛勢山崩。根據經濟部中央地質調查所對於深層滑動型山崩之定義為滑動面位在地表下5公尺至10公尺以上。
五	計畫中探討時序及警戒機制，然而警戒機制為提前預警之概念，試說明目前所建議的閥值是發生的時間點，還是發生前置量之考量？	謝謝委員提問。 研究中所建議的水位閥值並沒有強制量，而是單看發生的時間所歸納出之範圍，當透過水筒模式的演算，坡體含水量慢慢增加，增加至超過所訂定

項次	審查意見	回覆辦理情形
		的警戒值時，其時間點可能為山崩發生時刻，此計畫可以當作警示系統輔佐之工具。
六	時間序列為將來預警機制會用到的技術，而水筒模式是到目前為止，大家覺得較能夠和降雨逕流做關聯，建議可考慮降雨和地下水位觀測變化值來做時間序列，比較容易得到合理且看起來不錯的方式(個人經驗)。	謝謝委員建議。 確實地下水位觀測值與水筒模式物理上的概念會更接近，由於廬山有鑽設幾處地下水井，目前已經向中央地質調查所取得一些地下水位資料，未來將運用至水筒模式，相信能有更好的率定值。
七	報告書 P4-8 圖 4-7 很好，畫出降雨、SWI 和變位之關係圖，變位有三條線，但 GPS 得到的應該就是 displacement，為什麼討論有這樣的差異，GPS 變率的部分看起來隨時間的變化範圍滿大的，因為邊坡變位照理講是不可回復，上下一個波峰波谷是否表示量測變率有誤差，圖中可看出變位範圍可達到 4 公分，是否能解釋說明？	謝謝委員提問。 關於報告書 P4-8 圖 4-7，若直接將 GPS 雜訊範圍拿來微分求取位移率，這些雜訊會使得主要位移時間無法凸顯，所以我們假設莫拉克之前的位移波動為一個定值，在莫拉克之後呈現另一個常數值，我們以迴歸的常數值，往莫拉克颱風的時間回推，因為向陽地理位置與天池不算太遠，假設降雨時間與位移滑動時間差不

項次	審查意見	回覆辦理情形
		多，所以在前後兩段差值間，以一個平滑曲線來模擬發生位移時間，圖中紅線位移率，為藍線之微分，是相對理想的狀態，這是在缺乏 GPS 記錄狀態下不得已所採用的方法。但仍然可以看出，坡體內的總含水量 SWI 與位移發生的時間點相當密切。
八	整個研究的架構用水筒模式，若水筒模式有問題，則後面可能都有問題，如圖 4-2 的逕流模擬不夠精準，建議可用水利工程水文分析的基本概念，對模擬結果做檢定，包括洪峰到達時間及體積量。	謝謝委員建議。 我們可以考慮克利金、Kalman Filter 或是很複雜的水理模式，不過我們認為目前的水筒模式可以提高精度，且在監測資料貧乏的情況下，透過半定量之水筒模式，所需檢定參數較少，且具有實用及簡便之特性。 未來可以考慮單場降雨事件進行模擬，或許能增加逕流模擬之準確度。

項次	審查意見	回覆辦理情形
九	表 4-1 的$H_1+H_2+H_3$並沒有達到 SWI = 350~400 的閥值，報告內要寫清楚。	謝謝委員建議。 關於閥值的部分，H_1、H_2及H_3是針對每一個水筒是否造成出流的閥值，而總蓄水量 SWI，是兩筒水在模擬當下的水深總合，與H_1、H_2及H_3無關。由於上方補助水時，兩個水筒的水位會呈現高低起伏之變化，而 SWI 為兩筒水深總和，因此在豪大雨的情況下，會達到非常高的尖峰流量。
十	以 GPS 來看位移，是否可以說明為何幾萬公頃的面之變化，可以用 3-4 個單點去代表大規模的崩坍，來算位移分析，位移量 mm 之變動。	謝謝委員提問。 台灣地區的全球衛星定位系統 GPS 連續觀測站已建構多年，可提供所需之地表位移變化資訊，且 GPS 觀測資料具有高精度 (至 mm) 及價格低廉之優勢。在安置 GPS 測站時，考量合宜之位址，對於大面積滑動區域之量測有其可靠性，基於經濟上及實用性之考量，而選擇 GPS 資料來觀測地

項次	審查意見	回覆辦理情形
		表位移變化。 未來若經費允許，或許能考慮搭配可偵測大面積地形變動之方法，如雷達干涉量測技術InSAR等，可更精確掌握大面積地層變動狀況。
十一	期中報告的成果還滿不錯的，建議未來可以用統計的方法，可以說明時&空間的相關性。	謝謝委員建議。 未來將考慮以統計的方法，來分析時間及空間的相關性。
十二	流量資料無法完整的取得，大規模崩塌的下游不見得有良好的測站，該如何解決這樣的問題？	謝謝委員提問。 目前的水文站受限於採用的位置，因此採用僅有的過去資料，來進行逕流模擬分析。
十三	發生一次的災害很大，但沒有足夠的資料可以得到閥值，如何以此模式來建立一個較好的預測？	謝謝委員提問。 因受限於水文站採用的位置，目前僅針對過去僅有的水文資料來進行分析，以得到較合宜之閥值。

附錄二、AOGS 亞太地區地球科學年會

Threshold and timing sequence between hydrological water storage and deep-seated creeping landslides

Chih-Yu Kuo, Ya-Hsin Chan, Sheng-En Lin, Rou-Fei Chen, Ya-Ju Hsu, Kuo-Jen Chang, Shin-Ping Lee, Rou-Ying Wu and Ching-Weei Lin

Research Center for Applied Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

Department of Geology, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

Department of Civil Engineering, National Taipei University of Technology, Taipei, Taiwan

Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan

Desaster Prevention Research Center, National Cheng Kung University, Tainan, Taiwan

June 14, 2016

Abstract

A dozen or so deep-seated creeping landslides have been found in Taiwan using the GPS monitoring network, Hsu (2014). The displacements of the landslides ranges from a few to a few centimeters to a few tens of centimeters and they are associated with excessive precipitation events, such as typhoon strikes. In the present study, two landslide sites are selected for investigation. The two sites, Tienchih and Siangyang slopes, are located in the most upstream catchments of the Laonung and Beinan rivers in Taiwan, respectively. The aim is to investigate the relation between the creeping landslide motion of the two sites and the regional water cycles of the catchments. The regional water cycles are described by a hydrological model and the referred relation includes, for example, the triggering thresholds and timing sequence of the motion based on the hydrological model.

One of the essential hydrological quantities in the model to resolve is an index for representing underground water storage. For this purpose, a variety of the Tank model, Sugawara (1995), is applied to model the regional water cycle. For each catchment, the model composes two serially connected tanks and, for each tank, there is one or two water exits that discharge water either into the river flow or into the immeasurable deep underground water discharge path. The sum of the water depths in the two tanks is proposed to be the index for the underground water storage, called the water storage index (WSI). WSI is thought directly related to the initiation of the creeping landslide motion, on the assumption that the underground pore water pressure is proportional to the water depth. The pore pressure is the major factor that causes reduction of the effect stresses of slopes and triggers landslide.

The tank model parameters are calibrated against the river volume flow rates on a yearly basis by using the shuffled complex evolution optimization method (SCE-UA), Duan, et al. (1994). After calibration, the simulated WSI is compared to the displacement of the slope. For the two sites, the result demonstrates that the WSI correlates in time more closely to the landslide motion than to the rainfall intensity. The triggering thresholds are about 350 400 mm.

Keywords: tank model, GPS, water storage index (SWI), correlation.