

國立臺灣大學理學院地質科學系暨研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



臺東鹿野地區河流地形作用與山崩事件之交互影響

The interaction between fluvial processes and landslide  
events in Luyeh area, Taitung

蔡加洛

Chia-Lo Tsai

指導教授：徐浩德 博士

Advisor: J. Bruce H. Shyu, Ph.D.

中華民國 111 年 8 月

August, 2022

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書  
MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE  
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

臺東鹿野地區河流地形作用與山崩事件之交互影響

The interaction between fluvial processes and landslide events in  
Luyeh area, Taitung

本論文係蔡加洛 (R08224106) 在國立臺灣大學地質科學系完成之碩士學位論文，於民國一一一年七月二十五日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Department of Geosciences, National Taiwan University on July 25, 2022 have examined a Master's thesis entitled above presented by Tsai Chia-Lo (R08224106) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

徐政澤 (簽名)  
(指導教授 Advisor)  
張中台  
詹金祐  
謝高龍  
鄭士婷

## 誌謝



來到臺大地質系學習與研究的這三年，受到許多人的建議與鼓勵，總算是完成這本論文，感謝所有幫助我的人。

首先要感謝的是指導教授徐浩德教授，在我進 Bruce Lab 以來悉心教導我如何進行科學研究，並給我許多研究方向的建議。雖然我常常拿一些不成熟的構想去問老師，但老師還是細心指出我構想中的漏洞與幫助我完善構想；寫碩論時也一一指出我的碩論的缺失，並詳細建議我如何修改才會使的論文變得更好，真的非常感謝老師這幾來的教導與包容。而我也要感謝口試委員們（謝孟龍老師、齊士崢老師、張中白老師和鍾令和老師）在口試時給我的許多建議與鼓勵，讓這本論文更加完善。

還要感謝 Bruce Lab 的各位，感謝興麟學姊日常聊天中給我的一些鼓勵，讓我變得更有信心；感謝 Lab 大總管玉秀，幫我處理各種行政與財務上的工作，讓我在野外與研究的過程中沒有後顧之憂；感謝嘉俞學姊、承鴻學長和司捷學長在我碩士班的過程中給我許多研究上的建議與報告撰寫的意見；感謝元祿學長和 Eva 學姊當助理時幫忙解決各種疑難雜症；感謝迪西學姊、展懋學長和聖天學長在我遇到一些困難時給的建議與鼓勵；感謝治豪學長、品寬學長在我剛進研究所時細心的教會我 ArcGIS，並告訴我許多研究生應該要注意的事情；感謝柏沅、Yanger、艾玲、Birdie、巧慈、立夫、高秉、子游、何安和紹瑜，感謝各位學弟妹在這段時間的各種幫忙與鼓勵。真的非常感謝 Bruce Lab 的各位，鹿野的野外真的非常艱辛，當初差點在卑南溪的溪谷內被炎炎夏日曬得脫水，謝謝大家一起陪著我且幫助我進行測量與觀察，沒有你們我沒辦法完成這本論文。

最後要感謝的是我最愛的家人，爸爸、媽媽和加桐。每次在我遇到挫折時與家人聊一聊，就能回滿體力，始終如一的支持我，做我最堅強的後盾，這本論文在此獻給你們。



## 摘要

河流作用是地表侵蝕與堆積最主要的能量之一，因此河流地形之相關研究長  
期以來皆是地質學家所重視的議題；另一方面，臺灣地處活躍造山帶，山崩事件是  
影響地形演育的重要地表作用，主控了侵蝕作用與河流系統的沉積物供應，是臺灣  
中低海拔地形演化的一個主要因素。臺東鹿野地區的鹿野溪與卑南溪匯流處附近，  
有一系列發育良好的河階地形，地形上同時顯示過去曾有一個規模極大的古山崩  
事件（鸞山山崩），過去雖然曾經有針對兩者地形分別進行的研究，但並未詳細探  
討河流地形變化是否與山崩事件的發生具有因果關係，或是山崩事件崩落後對該  
處河流系統是否造成影響。有鑑於此，本研究的目的為藉由鸞山山崩與周圍河流階  
地的地形幾何、層位關係、以及其相對年代，來釐清鹿野地區河流系統的演育歷史，  
瞭解這些地表作用在河流演育的過程中其交互的影響。

應用即時動態全球定位系統(RTK-GPS)與雷射測距儀在野外進行山崩堆積物與其底岩間交界面的高程測量，再透過高精度數值地形模型進行地形分析，本研究得到過去山崩未發生前的古地形面。結果顯示兩千多年前山崩事件發生前，卑南溪主流古河道可能流於目前河道東側數百公尺處，此古河道於山崩發生時遭到山崩堆積物掩埋，使得河流改道至現今卑南溪河道所在位置，並下切形成外成峽谷。另一方面，本研究綜合前人的觀察與資料，推測兩千多年前此山壁內的古河道也並非是長久以來卑南溪所流經的位置，而可能是當鹿野溪大規模沖積扇(龍田階地)快速堆積發育時，大量的沉積物加積使得兩千多年前之卑南溪河道向東遷徙 300 至 700 公尺，流到位於縱谷斷層上盤的古河道處。其後又由於這個側向遷徙造成海岸山脈西翼邊坡過陡，引發了鸞山山崩事件。依據本研究發現的外成峽谷地形可得知，若利用現今卑南溪河岸的底岩階地比高計算長期底岩下切速率，可能會高估其數值。但經本研究觀察到卑南溪古河道與現今河道的高差計算得出此地長期河流下切速率為  $14-19.6 \text{ mm/yr}$ ，可對於鹿野鸞山地區估計河流下切速率時提供一個參

考根據。整體來說，鹿野地區河流地形作用與山崩事件經過一系列的相互影響，才形成了目前所見的地貌。

關鍵字：沖積扇、河流地形作用、山崩、鹿野地區、卑南溪

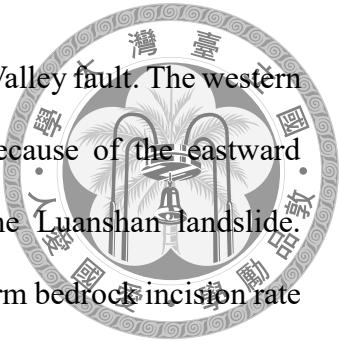




## Abstract

Landsliding is an important surface process in landscape evolution, and controls the erosion and sediment supply in river systems in active orogenic belts. A series of river terraces is situated near the confluence of the Luyeh River and Peinan River in Taitung Luyeh area and is neighbored by a landform showing an enormous landslide event (Luanshan landslide). Although there have been separate studies on the two landforms in the past, there has not been a detailed analysis on whether the change in river topography is related to the occurrence of the landslide, or vice versa. The purpose of this study is thus to understand the evolutionary history of the river system in Luyeh area and delineate the effects of surface processes on river evolution with the analysis of topography, stratigraphic relationship, and the ages of the Luanshan landslide and its surrounding river terraces.

Real-time kinematic GPS and laser rangefinder were used in the field to measure the elevation of the contact between the landslide deposits and the bedrock strath. Then, topographic analysis was conducted with a digital elevation model to obtain the ancient land surface before the occurrence of the landslide. The results indicated that the Peinan River, a paleo-channel, might have been flowing down several hundred meters to the east of the current channel where the landslide event occurred at two thousand years ago. This paleo-channel was buried by landslide deposits when the landslide took place. Therefore, the Peinan River moved back to the current position and incised to the formation of an epigenetic gorge. Based on the previous and the current studies, the paleo-channel of the Peinan River was not the original location of the river. Longtian terrace, an enormous alluvial fan with a large amount of sediments was developed by the Luyeh River, which might have pushed the Peinan River channel to migrate about 300 to 700 meters eastward



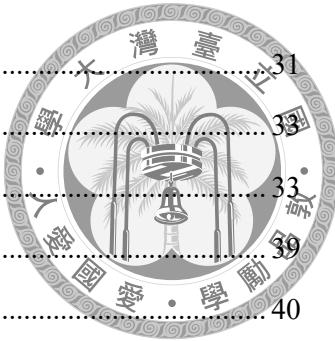
and then flowed onto the hanging-wall block of the Longitudinal Valley fault. The western slope of the Coastal Range became rising at a sharp angle because of the eastward migration and lateral erosion, which might have triggered the Luanshan landslide. According to the epigenetic gorge found in this study, the long-term bedrock incision rate might be overestimated if the height of the strath terrace was used to calculate the incision rate. A long-term incision rate of the Peinan River at the Luanshan landslide could be estimated at 14-19.6 mm/yr by calculating the elevation difference of the paleo-channel observed in this study and the current river channel. This can provide a basis for estimating the incision rate of Peinan River in Luanshan area. In summary, fluvial processes and landslides have interacted with each other to form the current landscapes in the Luyeh area.

Keywords: Alluvial fan, Fluvial processes, Landslides, Luyeh area, Peinan River

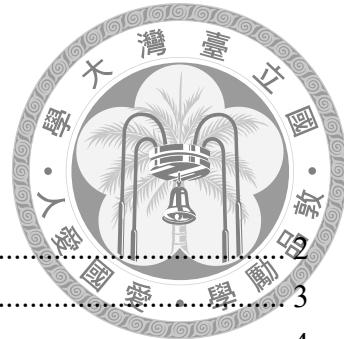
## 目錄



口試委員會審定書 .....	I
誌謝 .....	II
中文摘要 .....	III
英文摘要 .....	V
目錄 .....	VII
圖目錄 .....	IX
表目錄 .....	XI
第一章 緒論 .....	1
1.1 前言 .....	1
1.2 研究動機與目的 .....	2
第二章 區域地質概況 .....	8
2.1 地形 .....	8
2.2 地質 .....	14
2.2.1 紅葉層(Hy) .....	15
2.2.2 都鑾山層(Tl) .....	15
2.2.3 蕃薯寮層(Fs) .....	16
2.2.4 八里灣層(Pw) .....	16
2.2.5 利吉層(Lc) .....	17
2.2.6 卑南山礫岩(Pn) .....	18
2.3 構造 .....	20
2.3.1 鹿野斷層 .....	20
2.3.2 利吉斷層 .....	21
2.4 河階與崩積層年代 .....	23
第三章 野外地形測量 .....	25
3.1 研究方法 .....	25
3.1.1 研究流程 .....	25
3.1.2 測量儀器 .....	27



3.2 野外測量結果.....	31
3.3 野外剖面結果.....	
3.3.1 剖面 A-A'.....	33
3.3.2 剖面 B-B'.....	39
3.3.3 剖面 C-C'.....	40
3.3.4 剖面 D-D'.....	42
3.3.5 剖面 E-E'.....	43
3.4 剖面結果討論.....	46
3.4.1 河道縱剖面誤差.....	46
3.4.2 古地形面推測.....	48
第四章 區域古地形重建.....	49
4.1 內插分析方法.....	49
4.1.1 反距離權重內插法.....	50
4.1.2 曲規線內插法.....	51
4.1.3 自然鄰域內插法.....	52
4.1.4 克利金內插法.....	53
4.2 高程修正點位增加.....	54
4.3 古地形內插估計修正.....	63
第五章 區域地形演化歷史.....	65
5.1 卑南溪河道演育.....	65
5.2 卑南溪古河道與鸞山山崩.....	71
5.3 比較前人研究的河流下切速率.....	77
第六章 結論.....	80
參考文獻.....	81
附錄一、河流縱剖面之數據資料.....	91
附錄二、底岩與上覆沉積物間交界面之數據資料.....	95
附錄三、高程修正點之數據資料.....	98



## 圖目錄

圖 1-1 臺灣大規模山崩事件造成影響	1
圖 1-2 研究區域位置圖	3
圖 1-3 龍田階地剖面圖與鹿野溪河道剖面圖	4
圖 1-4 龍田階地沖積礫石層	4
圖 1-5 卑南溪東岸鸞山山崩全景圖	5
圖 1-6 卑南溪東岸堆積物組成	6
圖 1-7 鹿野溪匯流口對岸溪溝凹谷	7
圖 1-8 鳶山山崩定年採樣地點近照	7
圖 2-1 鹿野地區地形分布圖	9
圖 2-2 鳶山山崩崩積物露頭照片	11
圖 2-3 山崩頂面上的凝灰岩塊與凝灰角礫岩塊	12
圖 2-4 鹿野地區之地質圖	14
圖 2-5 八里灣層砂頁互層露頭照片	17
圖 2-6 利吉層露頭照片	18
圖 2-7 卑南山礫岩露頭照片	19
圖 2-8 龍田階地上西傾的反斜崖	20
圖 2-9 利吉斷層 (S01 剖面) 地震震源分布圖與 P 波的速度剖面	22
圖 2-10 定年年代位置分布圖	23
圖 3-1 剖面測量流程示意圖	26
圖 3-2 底岩與上覆沉積物交界面	26
圖 3-3 RTK-GPS 原理示意圖	27
圖 3-4 RTK-GPS 基站照片	28
圖 3-5 RTK-GPS 移動站照片	28
圖 3-6 雷射測距儀野外測量照片	30
圖 3-7 雷射測距儀使用示意圖	30
圖 3-8 河道縱剖面測線分佈圖	31
圖 3-9 野外測量底岩與上覆沉積物交界面點位之分佈	32
圖 3-10 底岩交界面測量高度最高點之露頭照片	33
圖 3-11 剖面投影位置分佈	34
圖 3-12 剖面 A-A'	35
圖 3-13 剖面 A-A' 約 1650 公尺處之照片	36
圖 3-14 卑南溪東側階地與崩積物全景圖	38
圖 3-15 剖面 B-B'	38
圖 3-16 鳶山溪露頭照片	39
圖 3-17 剖面 C-C'	41

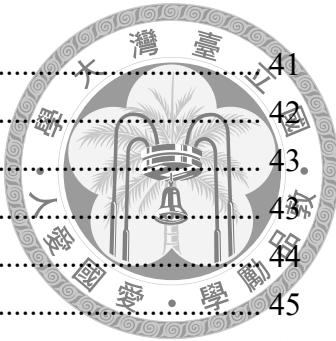


圖 3-18 利吉層底岩上覆沉積物受到侵蝕之照片 .....	41
圖 3-19 變質岩河道礫石之照片 .....	42
圖 3-20 剖面 D-D' .....	43
圖 3-21 剖面 D-D'底岩與上覆沉積物交界面之照片 .....	43
圖 3-22 剖面 E-E' .....	44
圖 3-23 剖面 E-E'露頭照片（北側） .....	45
圖 3-24 剖面 E-E'露頭照片（南側） .....	45
圖 3-25 交界面高程分佈群落 .....	48
圖 4-1 反距離權重內插法之底岩交界面高度分布圖 .....	50
圖 4-2 曲規線內插法之底岩交界面高度分布圖 .....	51
圖 4-3 自然鄰域內插法之底岩交界面高度分布圖 .....	52
圖 4-4 克利金內插法之底岩交界面高度分布圖 .....	54
圖 4-5 Group I之古河道中軸的高程修正點設定 .....	56
圖 4-6 卑南溪河道坡度 .....	56
圖 4-7 Group II之古河道兩側高程修正點設定 .....	57
圖 4-8 未受山崩影響之邊坡坡度 .....	57
圖 4-9 古河道東岸高程修正點設置示意圖 .....	58
圖 4-10 Group III之古河道邊坡高程修正點設定 .....	58
圖 4-11 Group IV之古河道邊坡高程修正點設定 .....	60
圖 4-12 Group V之古河道邊坡高程修正點設定 .....	61
圖 4-13 Group VI之古河道邊坡高程修正點設定 .....	62
圖 4-14 山崩未發生前之古地形面推測結果 .....	64
圖 5-1 卑南溪古河道與鸞山地區地質圖 .....	65
圖 5-2 利吉層安山岩外來岩塊照片 .....	66
圖 5-3 阿幫安階地照片 .....	66
圖 5-4 阿幫安階地分布圖 .....	67
圖 5-5 古河道與河階分布圖 .....	69
圖 5-6 坪頂與船仔山之分布位置與地質圖 .....	69
圖 5-7 山崩發生前與現今地形面之比較 .....	71
圖 5-8 鸞山、坪頂與船仔山之邊坡坡度 .....	72
圖 5-9 卑南溪西岸凝灰岩巨礫分布圖 .....	73
圖 5-10 卑南溪外成峽谷形成機制 .....	75
圖 5-11 卑南溪河流地形循環之示意圖 .....	76
圖 5-12 河流下切速率之前人研究 .....	78
圖 5-13 估算河流下切速率示意圖 .....	79



## 表目錄

表 2-1 前人研究鹿野溪與卑南溪階地地形對比及其高度分布 .....	13
表 2-2 前人研究定年資料整理 .....	24
表 3-1 於卑南溪主流觀測河道礫石與湖相泥沉積物之分佈 .....	37
表 3-2 河道縱剖面之誤差 .....	47



## 第一章 緒論

### 1.1 前言

河流地形反映了河流受到環境的變遷對地表造成的影响，尤其是構造活動、氣候變遷或侵蝕基準面變化 (Blum & Törnqvist, 2000; Huggett, 2011)。河流於上游地帶向源侵蝕、向下侵蝕和側向侵蝕形塑成各種陡峭地形；上游被侵蝕的沉積物經過搬運作用，因河道坡度在山麓由陡變緩而堆積形成山麓沖積扇；而在坡度低緩的平原地區，因水力下降使得河流開始發育廣闊的沖積平原，最後在出海口形成三角洲。河流如刻刀般雕塑形成陸地上複雜且多樣的地形，因此研究河流地形是地質學家長久以來一直重視的議題。早期臺灣的河流地形研究於日治時期學者（如早坂一郎、富田芳郎等）對全臺河階已有詳細的調查，之後林朝棨（1957）出版的臺灣地形更是全面的討論臺灣地形的著作，而後人借助前人的研究更進一步的詳細探討各地河流地形從古至今發育的歷史，如張瑞津等人（1994）於花東縱谷探討沖積扇的分布，並根據各個沖積扇的特徵討論各沖積扇形成因子的主次關係和是否與氣候、集水區面積等因素相關。

極端的降雨事件與頻繁的地震活動使臺灣大量發生山崩與土石流 (Dadson et al., 2004)，山崩與土石流帶來的大量崩積物經由河流從上游搬運至下游。臺灣地處活躍造山帶，崩積物主控了河流的沉積物來源與河流地形的形成 (Hovius et al., 1997; Montgomery & Brandon, 2002)，例如 1999 年集集大地震時雲林縣草嶺發生大規模山崩事件，崩積物淹沒清水溪的河道，使得草嶺形成堰塞湖 (Chigira et al., 2003; Chen R. F. et al., 2006; 圖 1-1、A&B)；臺灣西南部則有大量山崩紀錄（楠梓仙溪、荖濃溪等），形成厚層沖積扇階 (Hsieh et al., 2012; 崔秀國, 2015; 陳展懋, 2019；圖 1-1、C)。在臺灣這種快速抬升的地質環境，許多河流地形都受到山崩土石流所影響，因此研究山崩對河流及周遭環境所造成的影响，或是河流作用如何影響山崩的發生非常重要 (Dai et al., 2021; McClain et al., 2021; 沈哲緯, 2017; 謝孟龍, 2019)。

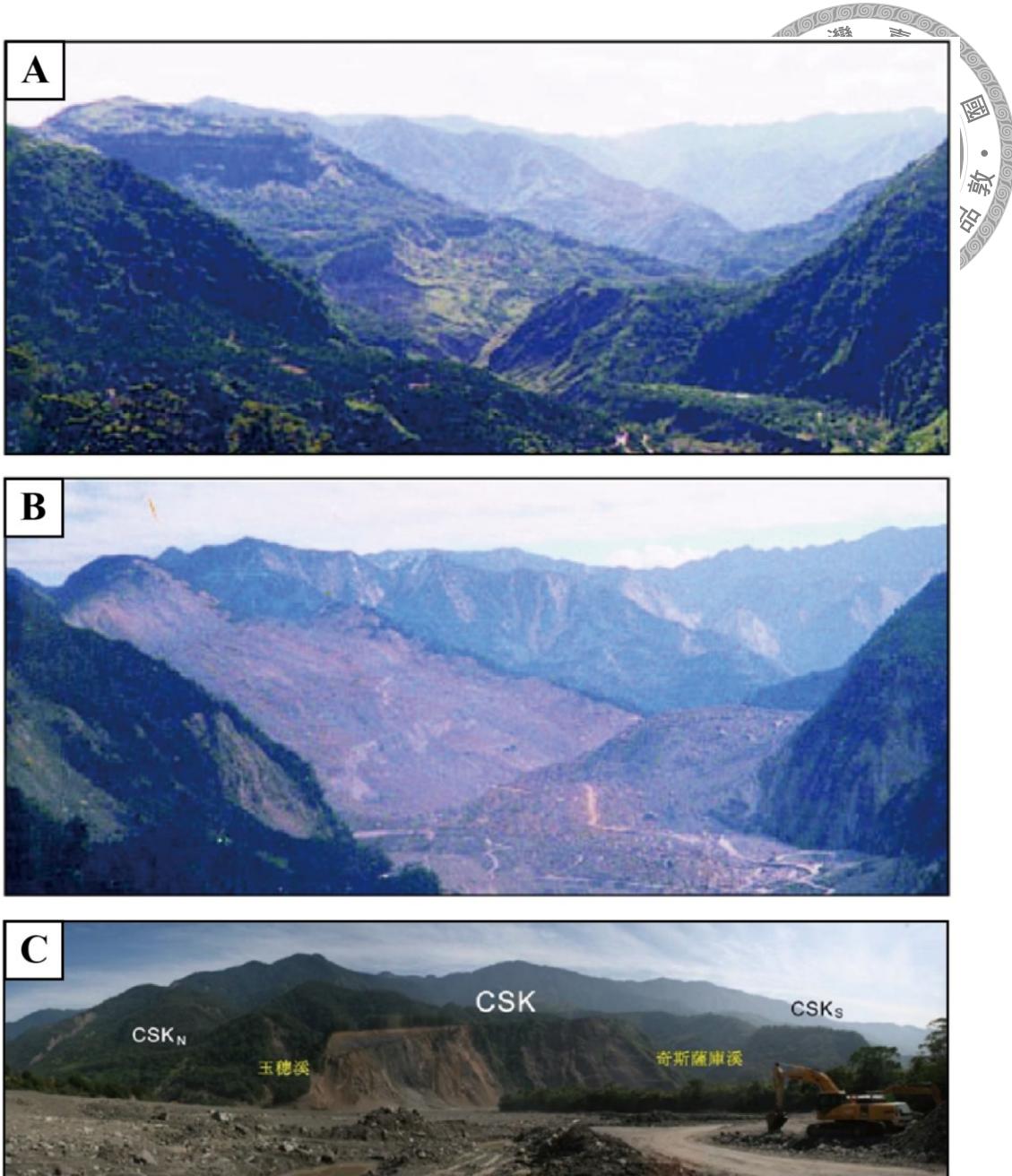


圖 1-1 臺灣大規模山崩事件造成的影響。草嶺山崩由西向東拍攝 (A) 照片拍攝於 1999 年集集大地震前。(B) 照片攝於 1999 年集集大地震後，修改自 Chen R. F. et al. (2006)。(C) 由布唐布那斯溪向奇斯薩庫 (CSK) 扇階望去 (崔秀國，2015)。

## 1.2 研究動機與目的

臺灣地處活躍造山帶，為了達到侵蝕平衡，地表侵蝕作用對於快速抬升下造成巨大的響應，即隆升越快的地方侵蝕量越大，反之亦然 (Hack, 1975; Burbank et al., 1996; 謝孟龍，2007)。而地表侵蝕主要作用—河流與山崩—皆可以在花東縱谷南



端的鹿野地區發現(圖 1-2)。根據前人的記載，縱谷南端中央山脈與海岸山脈之間發育了一系列的河階，與河床比高可高至 300 公尺，這些階地被晚第四紀沉積物所覆蓋，其中位於鹿野溪北岸的龍田階地(Lungtien Terrace)屬於鹿野溪沖積型扇階，階面角度低緩且朝東傾，與現今鹿野溪河道一致(Shyu et al., 2008, 圖 1-3)。

龍田階地階面與鹿野溪河道比高大約 80 到 100 公尺高，階地沉積物厚度超過 40 公尺厚，皆由磨圓度高之鹿野溪河道礫石所組成，為一沖積型階地(圖 1-4)。前人曾在與龍田階地相同階面的延平村莊下約 1 公尺的深度取得定年材料(圖 1-2、A 點)，定年結果經校正後約 3350 年前，此年代資料可代表階面最大的年代，亦即鹿野溪在向上加積時所發育的龍田階地結束發育轉為下切的年代(Shyu et al., 2008)。

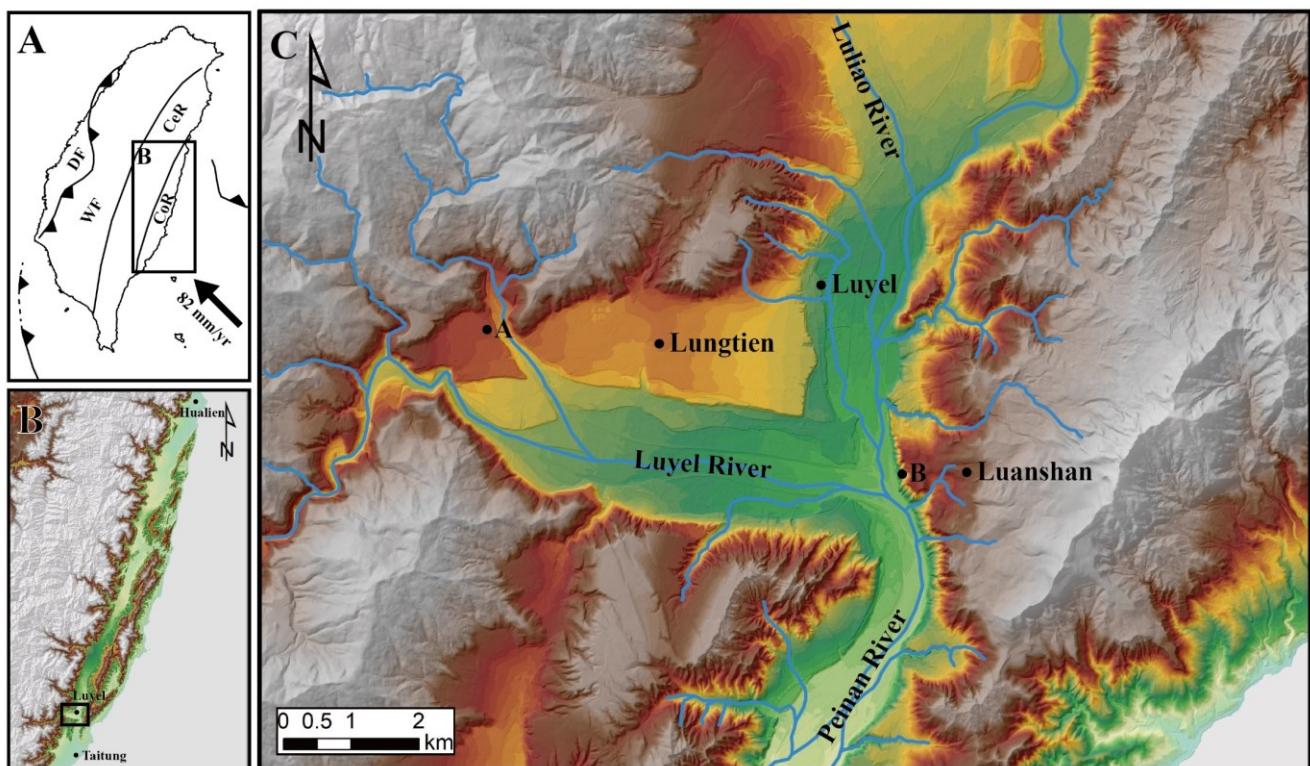


圖 1-2 研究區域位置圖。(A) 臺灣地體構造背景。CoR：海岸山脈、CeR：中央山脈、WF：西部麓山帶、DF：變型前緣，參考自 Shyu et al. (2005)。(B) 花東縱谷地形圖，研究區域位於最南端的臺東鹿野地區。(C) 研究區域全圖。A 點為 Shyu et al. (2008) 於龍田階地取得年代標本之位置；B 點為劉平妹與謝孟龍 (2007) 於卑南溪東側取得年代標本之位置。

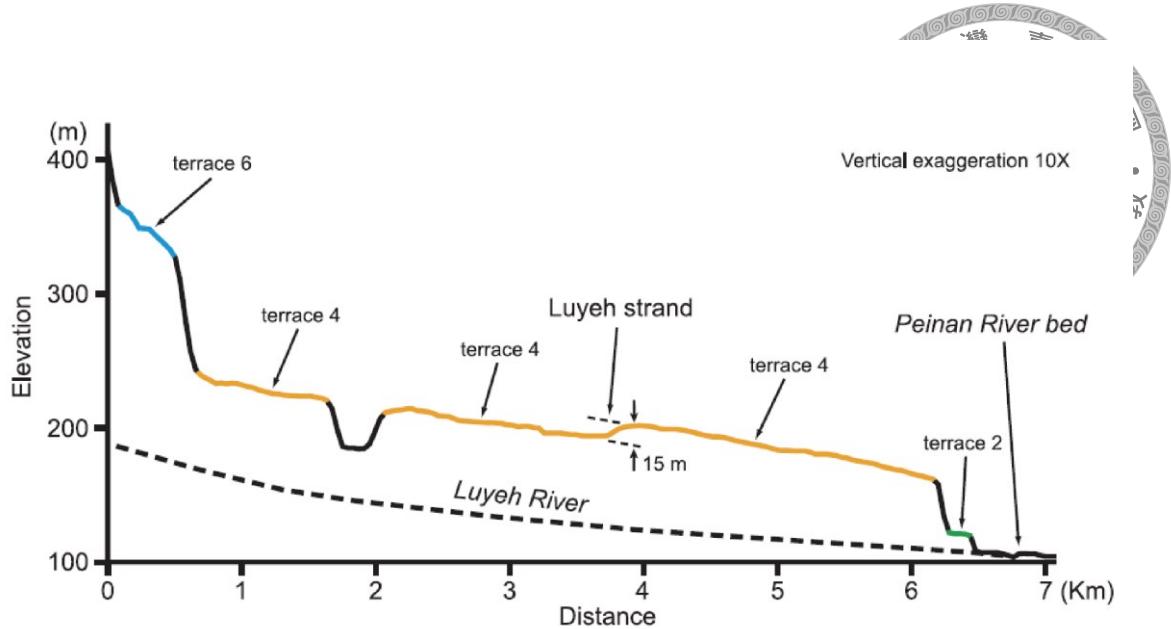


圖 1-3 龍田階地剖面圖與鹿野溪河道剖面圖。圖中虛線為鹿野溪河道剖面，橘線為龍田階地階面，階面角度低緩且朝東傾，與現今鹿野溪河道一致，引用自 Shyu et al. (2008)。



圖 1-4 龍田階地沖積礫石層。龍田階地由鹿野溪河道礫石堆積而成，位於鹿野溪北岸，此處崖高約 40 公尺，照片拍攝於臺 9 線約 339K 向北拍攝。



圖 1-5 卑南溪東岸鸞山山崩全景圖。黃線為崩積物與底岩基盤交界面，其上為鸞山山崩，下為卑南山礫岩與利吉層組成的基盤。照片拍攝於卑南溪西岸向東拍攝。

而在卑南溪的東側，恰好位於鹿野溪匯入卑南溪的位置，過去前人於此地發現一起大規模山崩事件，稱為鸞山山崩（劉平妹與謝孟龍，2007；圖 1-5）。鸞山山崩之下的底岩基盤為卑南山礫岩與利吉層，上覆一層薄層且堆積方向為水平的河道礫石，更上方才是來自都蘭山之山崩土石流的厚層崩積物（圖 1-6）。厚層崩積物由都鑾山層火山角礫岩與凝灰岩為主，厚度最厚於榕山下野地區可達約 200 公尺。劉平妹與謝孟龍（2007）於卑南溪東側溪溝凹谷內採集到定年標本（圖 1-7；圖 1-2、B 點），標本採集處源於水平河道礫石上方青灰色泥質沉積物的崩落，定年標本為尚未碳化的植物碎屑，定年結果經校正後約為 2230 年前（圖 1-8）。而水平河道礫石上方的青灰色泥質沉積物在此地並不是所有區域都能觀察到，僅分佈在卑南溪東側與鹿野溪匯流口以北，以此地理分佈，前人認為此泥質沉積物乃是過去鸞山山崩發生時產生堰塞湖的湖相沉積物（謝孟龍等人，2010）。而此年代的代表意義為堰塞湖沉積的年代，也大致上等於鸞山山崩發生的年代。

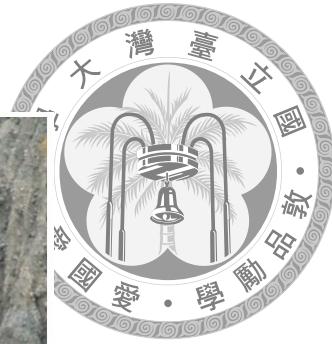


圖 1-6 卑南溪東岸堆積物組成。在底岩和山崩崩積物之間有薄層河流礫石出現。

照片拍攝於鸞山地區向北拍攝，引用自 Shyu et al. (2008)。

根據前人研究發現，在臺東鹿野地區地鹿野溪與卑南溪兩岸，發育有一系列河流與山崩堆積，其中位於鹿野溪北岸的厚層沖積型階地—龍田階地發育至距今約 3350 年前 (Shyu et al., 2008)，而位於鹿野溪與卑南溪匯流口東岸的大規模山崩—鸞山山崩發生於距今約 2230 年前 (劉平妹與謝孟龍，2007)。在短短的千年時間，鹿野地區就接連發生龍田階地與鸞山山崩這些大規模堆積事件，而前人對於這兩起事件僅限於個別描述彼此的觀察，並未詳細了解山崩事件對河流造成的影響或龍田階地的發育對河流的影響，以及兩起堆積事件之間是否有因果關係。因此，本研究希望藉由山崩與周圍河流系統階地的地形、幾何與年代，來釐清鹿野地區河流的演育歷史，這些地表作用在河流演育的過程中，各自扮演什麼樣的角色，與如何產生交互影響作用。

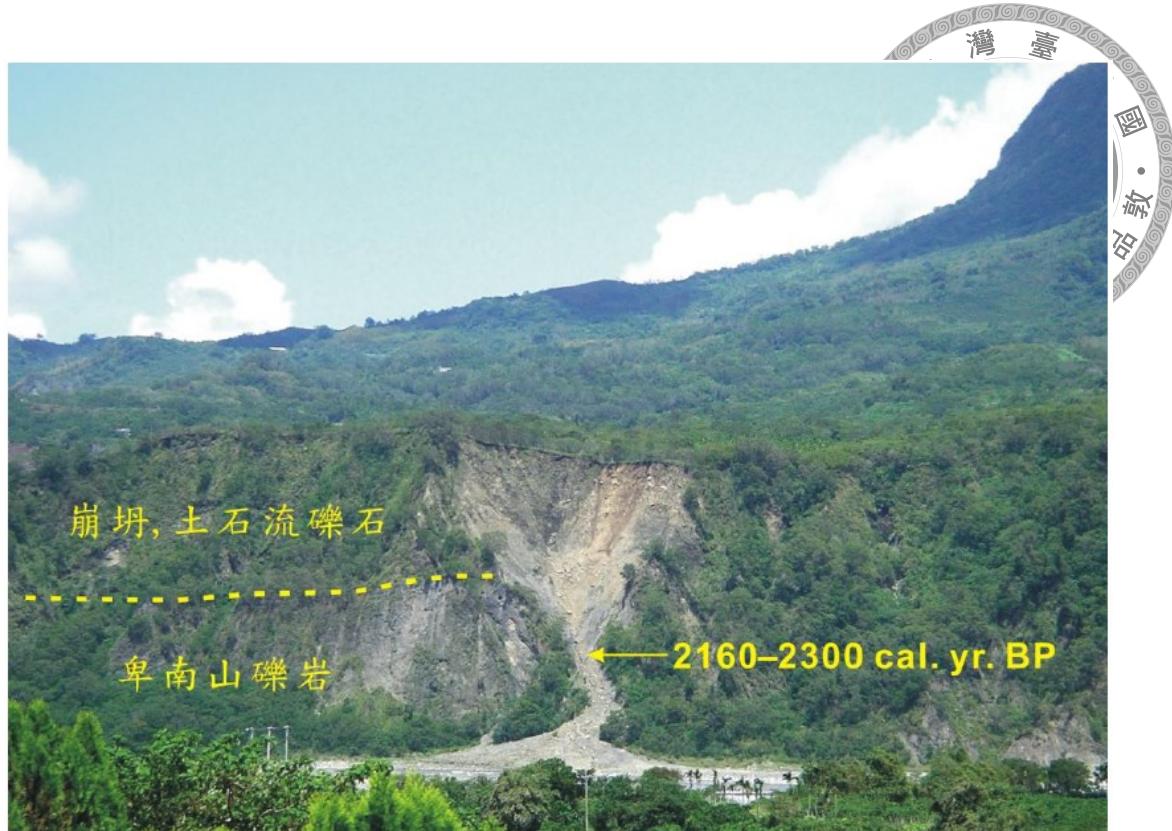


圖 1-7 鹿野溪匯流口對岸溪溝凹谷。鸞山山崩下定年採樣地的溪谷，虛線畫出卑南山礫岩基盤及上覆崩積物的交界面，引用自劉平妹與謝孟龍（2007）。



圖 1-8 鳶山山崩定年採樣地點近照。A 為火山角礫岩與凝灰岩為主的崩積物。B 為青灰色泥質之湖相沉積物，引用自劉平妹與謝孟龍（2007）。

## 第二章 區域地質概況



花東縱谷位於臺灣東部，縱谷西側是中央山脈、東側是海岸山脈，北起花蓮、南至臺東，南北分布狹長約 183 公里。花東縱谷位於歐亞板塊與菲律賓海板塊的交界帶（陳文山與王源，1996）。板塊擠壓作用下造成縱谷內部構造發達且地震頻繁出現。地表上由於東西兩側中央山脈與海岸山脈的隆升，使得縱谷內部水系呈南北向的發育，目前縱谷內部形成北中南三大水系，北段的花蓮溪由花蓮縣光復鄉向北流，於花蓮市流入海中；中段的秀姑巒溪由花蓮縣玉里鎮向北流，於瑞穗向東切穿海岸山脈流入海中；南段的卑南溪由臺東縣池上鄉向南流，途經鹿野，最後於臺東市流入海中。因此，在構造活動頻繁作用與河流不斷的侵蝕與堆積下，縱谷內部產生了許多沖積扇與河階，帶來許多複雜且特別的地質景觀。

### 2.1 地形

本研究區域在縱谷南段的鹿野地區，區域內主要河流為綿延縱谷南段的卑南溪，發源自中央山脈的新武呂溪在進入縱谷後改稱卑南溪，卑南溪向南流至臺東出海，沿途有數條由海岸山脈匯入卑南溪的小支流，還有兩條來自中央山脈的主要支流匯入，由北至南分別為鹿寮溪與鹿野溪（圖 1-2）。

前人的研究皆指出縱谷南段鹿野溪與卑南溪的河階地形相當發達（Shyu et al., 2008；徐鐵良，1954；楊貴三，1986；張瑞津等人，1992、1994；齊士崢等人，2003；紀權宵，2007；龔琪嵐與齊士崢，2012），相較縱谷北部的河階數較多、較高大以及保存良好，暗示著此地在第四紀中有劇烈的構造運動與河流數次的向上加積與下切。鹿野地區的河流地形調查已有相當豐富的前人研究可參考（圖 2-1、表 2-1）。徐鐵良（1954）曾討論縱谷內的沖積扇與河階分佈。相較於縱谷北部，縱谷南部雖有沖積扇的發育，但遠不及於縱谷北部，其歸因於縱谷南北部地盤上升量之不同。

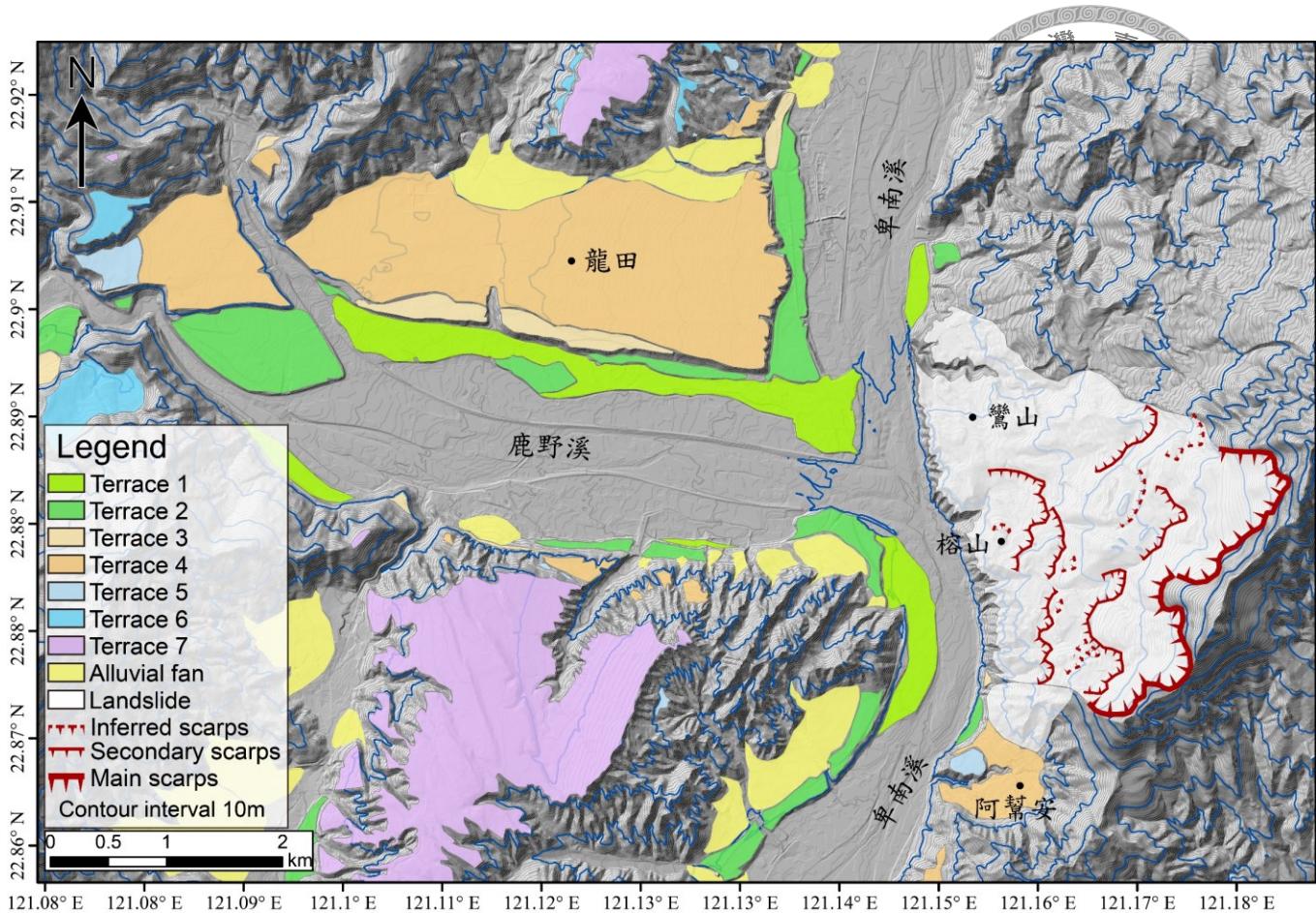


圖 2-1 鹿野地區地形分布圖。圖中河階的劃分參考自 Shyu et al. (2008)；鸞山山崩範圍根據本研究於野外的調查。

而縱谷南部的河階發育較縱谷北部顯著許多，徐鐵良（1954）將觀察到的卑南溪河階分為五級，比高（河拔高度）分別為 200 m、140 m、55 m、33 m 及 5–8 m，並在最高位 200 m 的階地上發現有紅土發育。而林朝榮（1957）透過野外調查指出北絲闔溪（今鹿野溪）下游河階化育特別發達，並劃分出褚土緩起伏面（LH）、高位段丘面（LT）與低位段丘面（FT）。海拔高度分別是褚土緩起伏面（LH）：卑南山丘陵原面 350–438 m；高位段丘面（LT）：鹿野高台 290–370 m、鹿野 I 170–220 m、卑南山 300 m、劍山 280–300 m；低位段丘面（FT）：鹿野 II 140–190 m、劍山南 160 m。

延續林朝榮（1957）的劃分，張瑞津等人（1992）與紀權宵（2007）針對本區域河階進行研究，前者將縱谷南段的新武呂溪、鹿寮溪、鹿野溪與卑南溪之階地進



行重新劃分，對比各溪流河階高度將縱谷南段的河階分為一階紅土階地 (LT) 與三階非紅土階地 (FT)；而紀權宵 (2007) 利用地形圖進行階地判釋和野外確認分布，來討論縱谷斷層上下盤的階地群對比，並以縱谷斷層為界分為上盤的利吉階地群 (FT1–FT6) 與下盤的鹿野階地群 (FTa–FTf) 及紅土面 (LT1–LT5)，並依據階地特徵討論鹿野斷層與利吉斷層的特性。

楊貴三 (1986)、齊士崢等人 (2003)、龔琪嵐與齊士崢 (2012) 與 Shyu et al. (2008) 亦曾藉由本區的階地地形特徵探討活動斷層的特性。楊貴三 (1986) 將鹿野與卑南山一帶河階分為 LT<sub>1</sub>–LT<sub>5</sub> 及 FT<sub>1</sub>–FT<sub>3</sub> 等 8 段河階。張瑞津等人 (1992) 將三階非紅土階地 FT1、FT2、FT3 對比至楊貴三 (1986) 之 FT<sub>1</sub>–FT<sub>3</sub>，不過由於 LT 各階面之階崖並不清楚，對比不易，因此無法對比楊貴三 (1986) 之 LT 階面。齊士崢等人 (2003) 以河流下切過程探討階地分布與新構造活動，將此區域對比為 4 階，由高至低分別為高台面、龍田面、鹿野面與鹿野低位面，大致上可分別對應到張瑞津等人 (1992) 的 LT、FT1、FT2、FT3。而龔琪嵐與齊士崢 (2012) 建立在齊士崢等人 (2003) 的基礎下進行更完整的階地探討，調查此區域 51 塊階地並完整列表，並討論階地的演育過程與其變形代表的構造意義。Shyu et al. (2008) 利用野外調查和數值地形模型的高度分布進行階地判釋，繪製一系列的河階，由低至高為 Terrace 1–7。另外 Shyu et al. (2008) 也根據 Terrace 4 (齊士崢等人 (2003) 之龍田面) 階面上的定年結果與階崖地形討論鹿野斷層之斷層跡位置與抬升速率。

而位於卑南溪東岸的鸞山至榕山下野地區，徐鐵良 (1954) 描述為 55 公尺級之階地分布於該地區；張瑞津等人 (1992) 描述為榕山南側有一 310 公尺高之平面，可對應至鹿野溪南岸的 LT 面；齊士崢等人 (2003) 於此地提到卑南溪東岸之階地均為覆蓋薄層礫岩的底岩型河階。雖然前人已對於此地的階地進行劃分，但後人於此地的觀察 (Shyu et al., 2008；紀權宵，2007；劉平妹與謝孟龍，2007；謝孟龍，2010；龔琪嵐與齊士崢，2012) 均發現卑南溪東岸之底岩階地上覆蓋一層厚層山崩土石流的崩積物 (圖 2-2)，因此對於前人在此地的所劃分的階面高度需做重新檢查，探討階面高度是否有受到崩積物的影響。



山崩之崩積層出現於鸞山至阿幫安階地（圖 2-1）之間，為大規模之鸞山山崩所造成。崩積物之來源由海岸山脈都鑾山層的凝灰岩與凝灰角礫岩所構成，質地破碎，呈現黃褐色至灰白色，淘選度與圓度都非常差（圖 2-3）。崩積層位於卑南溪東側數十公尺高的底岩河階上，底岩上覆一層薄層水平河道礫石，與其下的底岩呈現交角不整合的接觸關係。而水平河道礫石上方於鸞山一帶可觀察到數包且分布不均的向上突起泥質沉積物，劉平妹與謝孟龍（2007）與 Shyu et al. (2008) 皆於此泥質沉積物內取得定年資料，分布於 2010—2850 Cal BP。謝孟龍（2010）推測此泥質沉積物乃都蘭山發生大規模山崩土石流並堰塞卑南溪，形成之堰塞湖沉積物。覆蓋在水平河道礫石與泥質沉積物上的是巨厚崩積層，崩積層之厚度於阿幫安階地北邊最厚，厚度超過 200 公尺，而越往北邊崩積層逐漸變薄，於鸞山溪附近尖滅。



圖 2-2 鳳山山崩崩積物露頭照片。照片於卑南溪支流內向北拍攝。



圖 2-3 山崩頂面上的凝灰岩塊與凝灰角礫岩塊。照片拍攝於榕山地區（圖 2-1），向東拍攝。

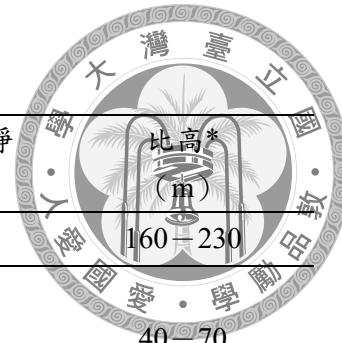


表 2-1 前人研究鹿野溪與卑南溪階地地形對比及其高度分布。

地點	徐鐵良 (1954)	林朝榮 (1957)	楊貴三 (1986)	張瑞津等人 (1992)	齊士崢等人 (2003)	紀權宵 (2007)	Shyu et al. (2008)	龔琪嵐與齊士崢 (2012)	比高* (m)
	200 m	鹿野高台面	LT <sub>1-5</sub>	LT	高台面	LT1	Terrace6~7	高台 (上)	160~230
鹿野溪北岸	55 m	鹿野 I 面	FT <sub>1</sub>	FT1	龍田面	FTc FTd	Terrace5 Terrace4 Terrace3	高台 (下) 龍田	40~70
	30 m	鹿野 II 面	FT <sub>2</sub>	FT2	鹿野面	FTe	Terrace1~2	鹿野 (上)	10
	5~8 m		FT <sub>3</sub>	FT3	鹿野低位面			鹿野 (下)	<10
鹿野溪南岸	140 m	卑南山丘陵原面 卑南山	LT <sub>1-5</sub>	LT	高台面	LT1~4	Terrace6~7	北絲闔山北 (上)	150~260
				FT1	龍田面	FTc	Terrace4	北絲闔山北 (下)	90~100
				FT2	鹿野面	FTe	Terrace1~2	山里	10~40
				FT3	鹿野低位面	FTf			<10
	劍山	LT <sub>1-5</sub>	LT	榕山面				榕山 (下野)	150~260
卑南溪東岸	55m	劍山南	FT <sub>1-3</sub>	FT1	阿幫安面	FT2 FT3 FT5	Terrace5 Terrace4 Terrace3 Terrace2	阿幫安 鸞山 (上) 鸞山 (中)	50~100
				FT2	利吉面	FT6	Terrace1	鸞山 (下)	<10

\* 比高為海拔高度，根據龔琪嵐與齊士崢 (2012) 之報導。



## 2.2 地質

在地層分布上，縱谷南段最早的地質圖為大江二郎（1939）所繪製的十萬分之一臺東地質圖幅，後有徐鐵良（1956）和王源與陳文山（1993）先後繪製十萬分之一海岸山脈地質圖並撰寫說明書，為縱谷南段海岸山脈一側奠定基礎。而後林偉雄等人（2008）再將前人研究整合重新繪製臺東、知本地區五萬分之一地質圖與說明書。

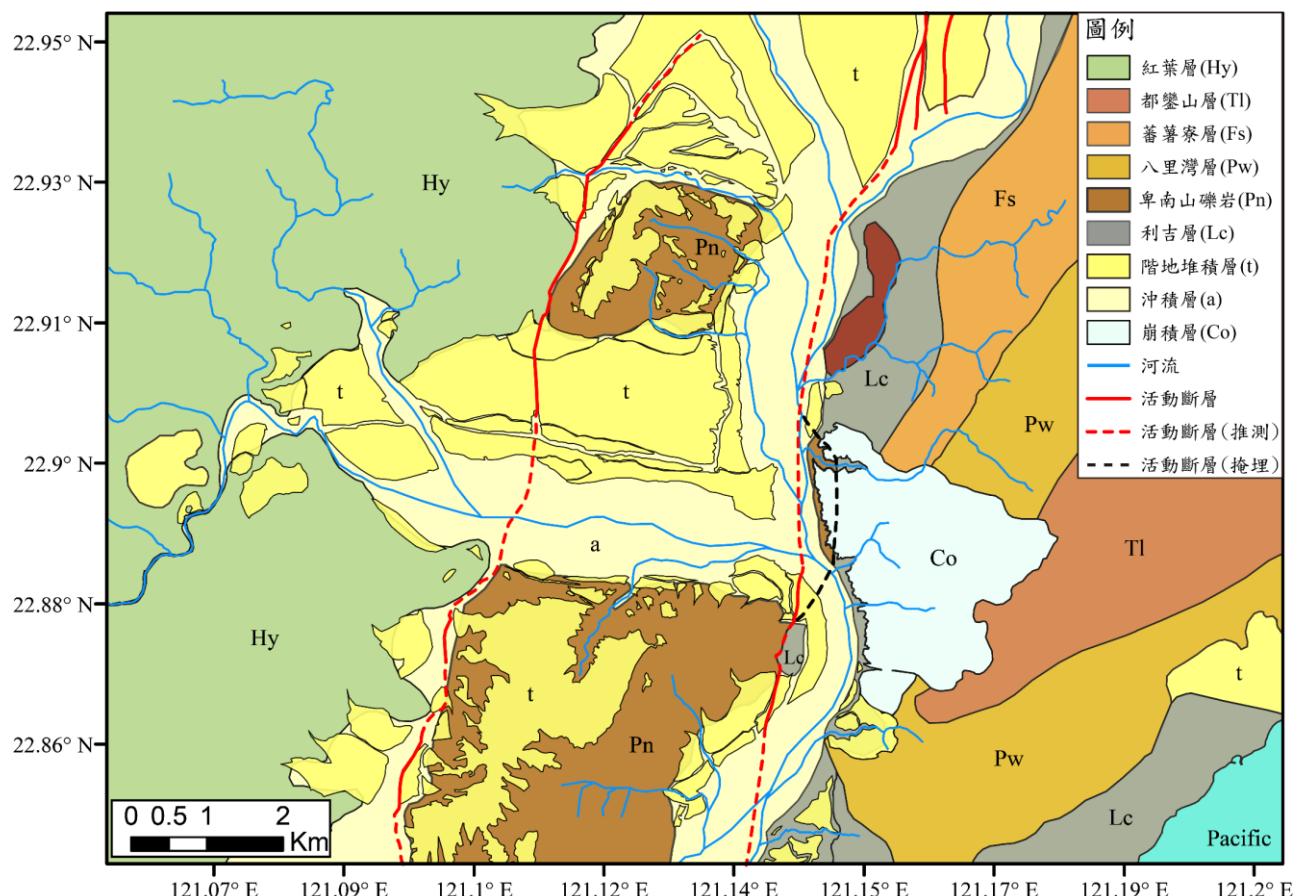


圖 2-4 鹿野地區之地質圖。各地層之分布位置參考自林偉雄等人（2008）；階地堆積層參考自 Shyu et al. (2008)；斷層跡位置參考自 Shyu et al. (2008) 與紀權窟（2007）。



### 2.2.1 紅葉層(Hy)

紅葉層由林啟文與林偉雄（2005）命名，相當於大江二郎（1939）於臺東地質圖幅所提出的石墨片岩、片岩質砂岩及粘板岩與硬頁岩。標準剖面位於臺東縣延平鄉紅葉村。岩性以黑色板岩或千枚岩為主，偶夾薄層砂岩或厚層變質砂岩與分布廣泛的崩移構造，其分布區域北由鹿寮溪而南至大南溪；本層的底部並未出露，與上覆馬里層呈現整合接觸，依出露情形研判厚度可能超過1000公尺。前人並未於紅葉層中發現化石，以至於無法確認年代（陳文山與王源，1996；林啟文與林偉雄，2005；林偉雄等人，2008）。本研究區域內的紅葉層皆分布於縱谷西側中央山脈全區，東與卑南山以鹿野斷層為界，呈斷層接觸。

### 2.2.2 都鑾山層(Tl)

都鑾山層最早由大江二郎（1939）在臺東地質圖幅中被命名為都鑾山巒岩層，之後由徐鐵良（1956）重新調查後改命名為都鑾山層。標準剖面位於花蓮縣秀姑巒溪，分佈於臺東縣利吉村東北方向延伸至花蓮溪口，構成海岸山脈的山稜主體（王源與陳文山，1993；陳文山與王源，1996；林偉雄等人，2008）。本研究區域內的都鑾山層分布由都蘭山至劍山一帶。岩性由安山岩質集塊岩、凝灰岩與熔岩流組成（徐鐵良，1956；Yen, 1967），依本層於海岸山脈各區的岩性特徵，可再分為五個地層單位，包括灣潭火山岩流、天港山侵入岩、石門火山角礫岩、石梯坪凝灰岩與鱉溪再積火山碎屑岩（陳文山與王源，1996；林偉雄等人，2008）。

都鑾山層的底部並未出露，上部與港口石灰岩、蕃薯寮層和八里灣層以非整合或整合的關係接觸，以其上覆沉積岩的厚度與其接觸關係估算都鑾山層至少厚4000公尺以上（陳文山與王源，1996）。根據鉀氫定年的資料（何春蓀，1969）顯示，火成岩的生成年代結果為9.0~22.8Ma，約為中新世；而Chang（1967）與陳志雄（1988、1991）皆於都鑾山層最上部的鱉溪再積火山碎屑岩中發現有孔蟲化石，時代屬於早上新世；Chi et al.（1981）也於鱉溪再積火山碎屑岩中發現屬於晚中新世的超微化石。而陳文山與王源（1996）綜合上述化石資料，認為都鑾山層最上部

的鰲溪再積火山碎屑岩的時代應為晚中新世至早上新世。



### 2.2.3 蕃薯寮層(Fs)

蕃薯寮層最早由張麗旭 (Chang, 1968) 研究水璉地區生物地層所提出，依據有孔蟲化石將徐鐵良 (1956) 劃分之大港口層下半部命名為蕃薯寮層，相當於大江二郎 (1939) 在臺東地質圖幅命名的上原層，而 Teng (1979、1980)、Chen & Wang (1988) 及陳文山與王源 (1996) 等人依砂岩岩性與岩象之研究重新定義蕃薯寮層的岩石地層單位。標準剖面位於花蓮縣壽豐鄉蕃薯寮坑 (陳文山與王源, 1996)。蕃薯寮層主要岩性為泥岩與砂頁岩互層組成，偶夾數公尺的厚層砂岩與崩積層，與具有鮑馬層序 (Bouma sequence) 的濁流岩沉積 (陳文山, 2016)。

蕃薯寮層下部覆蓋於都鑾山層之上，呈不整合的接觸關係；上部與其上的八里灣層呈現整合沉積接觸關係，厚度最厚可達 1000 公尺 (陳文山與王源, 1996)。Chang (1968) 根據有孔蟲化石將都鑾山層上覆沉積物劃分為兩個化石帶與兩個化石亞帶，其中兩個化石帶為蕃薯寮層，並認為年代為晚中新世。而陳文山與王源 (1996) 整理前人對於有孔蟲 (Chang, 1968) 與超微化石 (Chi et al., 1981；陳文山, 1988) 的化石帶的劃分，認為蕃薯寮層應為早期上新世。

### 2.2.4 八里灣層(Pw)

八里灣層為張麗旭 (Chang, 1968) 依據化石的區別而提出，相當於大江二郎 (1939) 在臺東地質圖幅命名的大馬層，其後鄧屬予 (Teng, 1979)、Chen & Wang (1988) 及陳文山與王源 (1996) 等人再依據岩性與岩象重新定義八里灣層。此層主要由泥岩、礫岩與砂頁岩互層組成，Chen & Wang (1988) 和 Teng et al. (1988) 將三種岩相分別命名為富田段 (泥岩)、水璉段 (礫岩) 與泰源段 (砂頁岩互層)，而本研究區域出露的則為泰源段。

八里灣層下部與蕃薯寮層呈現整合沉積接觸關係。八里灣層各處出露的厚度不一，距離島弧中心越近的沉積層越薄，越遠的則越厚，出露最厚者可達 4000 公



尺，最薄者約 900 至 1000 公尺（陳文山與王源，1996）。而根據有孔蟲的化石帶（陳文山，1988），八里灣層的年代應為晚上新世至早更新世。



圖 2-5 八里灣層砂頁互層露頭照片。露頭位置位於 197 縣道約 47.5k 附近。

### 2.2.5 利吉層(Lc)

徐鐵良（1956）於海岸山脈繪製地質圖時將海岸山脈中夾有各種岩性角礫岩塊的泥岩地層命名為利吉層。分佈於南段花東縱谷東側，由樂合至臺東大橋，標準地位於南段縱谷東側的利吉村。本研究區域內的利吉層主要分佈於卑南溪東側，坪頂及卑南山台地東北角則有少量露頭出露。利吉層的岩性為青灰色泥岩，經常夾有直徑不一的角礫岩塊，岩塊岩性有礫岩、砂岩、頁岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩與蛇綠岩等，岩塊之最大直徑可達數公里（鄧屬予，1981；陳文山與王源，1996）。野外露頭中，此青灰色泥岩內常發現緻密的鱗片狀葉理構造（scaly foliation），且廣泛地出現在利吉層的基質泥當中，指示利吉層曾受到強烈的剪切作用（陳文山與王源，1996）。



陳文山與王源 (1996) 將利吉層的形成年代進行完整的整理，最早由 Chang (1967) 發表的有孔蟲化石資料，認為其沉積年代至少為早上新世；Huang (1969) 則認為利吉層部分時代為晚上新世；Chi et al. (1981)、紀文榮 (1982)、李民 (1984) 與 Barrier & Muller (1984) 認為基質泥的時代大部分為早上新世末期 (NN15)，少部分為晚中新世 (NN11) 或早上新世初期 (NN12-NN14)；陳文山 (1988) 於基質泥當中發現晚上新世和更新世的超微化石。因此陳文山與王源 (1996) 認為利吉層的最晚形成年代應該晚於最年輕的化石所代表的沉積年代，所以利吉層的形成年代應為晚更新世；若假設板塊隱沒開始即形成了利吉混同層，那利吉混同層最早形成年代應等同於海岸山脈安山岩火山島弧形成時代，約為早中新世 (陳文山，1991)。



圖 2-6 利吉層露頭照片。露頭照片拍攝於阿幫安北邊之卑南溪野溪支流內。

### 2.2.6 卑南山礫岩(Pn)

卑南山礫岩最早由大江二郎 (1939) 臺東地質圖幅中命名為卑南山礫岩層，後由徐鐵良 (1956) 將此層改為卑南山礫岩。標準地為卑南山台地東側的卑南溪沿岸，主要分布於卑南山台地、鹿野溪口北岸與卑南溪東側部分地區。岩性為厚層礫岩為主偶夾薄層砂岩與泥岩。礫岩組成以變質岩為主，包括矽質片岩、黑色片岩、綠色片岩、板岩、大理岩與變質基性火成岩；礫石主要來自中央山脈的大南澳片岩及部



分海岸山脈岩層（陳文山與王源，1996；紀權宵，2007；林偉雄等人，2008）。根據徐鐵良（1956）對卑南山礫岩厚度的估計，約為 1400 公尺厚；而 Page & Suppe (1981) 則認為有 3250 公尺厚。



圖 2-7 卑南山礫岩露頭照片。露頭照片拍攝於鹿野溪北岸和平社區東方之卑南山溪主流內，向西邊沿岸拍攝。

徐鐵良（1956）依據與利吉層的上下關係推測卑南山礫岩的年代為中新世；而 Page & Suppe (1981) 推測為中到晚更新世形成；前人也於此層所夾泥岩中發現中新世與上新世的有孔蟲化石，但經評估後認為是移置化石，故將卑南山礫岩推測為早更新世 (Chi et al., 1983)；而陳文山與王源（1996）依岩性組成認為此層沉積時代晚於八里灣層，故推論為中至晚期更新世。卑南山礫岩下部並未出露，前人推測應以不整合與大南澳片岩接觸（徐鐵良，1956；陳文山與王源，1996），上部被紅土階地礫石層所覆蓋（紀權宵，2007）；而林偉雄等人（2008）則認為此層以不整合覆蓋於利吉層上。



## 2.3 構造

### 2.3.1 鹿野斷層

鹿野斷層之斷層跡由南端卑南鄉檳榔（臺東市西北方約 5 公里）朝北經過初鹿至鹿野溪北岸的龍田階地，再經馬背至永安（陳文山等人，2009）。鹿野斷層走向呈北偏東  $10^\circ$ 、向東傾斜，斷層跡長度約 17.5 公里，地表至地下 2 公里處斷層傾角為  $45^\circ$  向東，2 公里至 4 公里斷層傾角為  $30^\circ$  向東（Shyu et al., 2016）。而斷層深部的斷坡應該與東側利吉斷層連接成為一條斷層（Shyu et al., 2008；陳文山等人，2008）。根據野外調查結果，鹿野斷層的東側以出露卑南山礫岩為主；西側則出露中央山脈的板岩層（林啟文與林偉雄，2005；林啟文等人，2009）。



圖 2-8 龍田階地上西傾的反斜崖。照片向東拍攝。

在鹿野溪北岸的龍田階地階面上可觀察到一向西傾的反斜崖（林朝榮，1957；石再添等人，1983、1986），高度約 15 公尺，為鹿野斷層形成的撓曲崖（Shyu et al., 2008）。而 Shyu et al. (2008) 於龍田階面上所採集到的年代資料為 3260—3440 Cal BP，代表著龍田階地結束向上加積並開始下切的年代。根據此年代計算鹿野斷層約 3350 年以來長期垂直抬升速率約為  $4.5 \text{ mm/yr}$  (Shyu et al., 2008、2016)。而陳



文山等人 (2009) 於永安地區的槽溝挖掘結果顯示，鹿野斷層為逆衝斷層，且剪切面截切至地表淺層之全新世沖積層，造成全新世沖積層的褶皺，且從槽溝內的年代資料分析，鹿野斷層的垂直抬升速率約為  $4.9 - 6.1 \text{ mm/yr}$ 。

### 2.3.2 利吉斷層

最早由徐鐵良 (1956) 依據縱谷兩側地質特性的差異，推測縱谷內存在一條向東傾的逆衝斷層—臺東縱谷斷層。張徽正等人 (1998) 與林啟文等人 (2000) 依據 1951 年地震與前人研究將縱谷斷層分為玉里斷層、池上斷層與利吉斷層，而陳文山等人 (2008) 依據地質特性、大地觀測以及古地震等資料重新探討縱谷斷層的分段，將縱谷斷層分為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層、利吉斷層。而本研究區域內的斷層構造則是最南端的利吉斷層。

利吉斷層北端由瑞源坪頂階地南側開始，向南沿著卑南大溪東岸，沿斷層跡可以發現卑南溪東岸利吉層逆衝至卑南山礫岩之上，斷層南端大致沿著卑南大溪，經山里至岩灣再轉為東南向，最後延伸至臺東市。利吉斷層的西側為卑南山礫岩，東側為利吉層。走向呈北偏東  $10^\circ$ 、向東傾斜，斷層跡長約 20 公里 (陳文山等人，2014)。前人研究本區域地震震源分布的結果顯示利吉斷層在深度 30 公里以上的傾角約  $62^\circ$  朝東 (Kuo-chen et al., 2012)；而陳文山等人 (2014) 於岩灣地區的鑽井資料顯示地下剪切構造的主要傾角約  $35^\circ$  到  $65^\circ$  之間。

紀權宵 (2007) 於新良地區河流比高 25 公尺的階地進行採樣，年代為 1300—1420 Cal BP，經過計算得到階地被利吉斷層所垂直抬升的速率約為  $18.4 \text{ mm/yr}$ ；而 Shyu et al. (2008) 於新良北邊 1 公里處的坪頂階地 (河流比高 25 公尺) 和卑南溪東岸頭教溪旁邊比高 18 公尺高的階地進行採樣，分別得到階地年代為 1530—1690 和 930—1270 Cal BP，經過計算得到利吉斷層的抬升速率為  $15.9$  和  $16.4 \text{ mm/yr}$ ；陳文山等人 (2014) 於利吉村階地取得採樣標本，年代為 760—1050 Cal BP，河階相對現今河床比高為 15 公尺，由此資料計算的抬升速率為  $17.0 \text{ mm/yr}$ 。

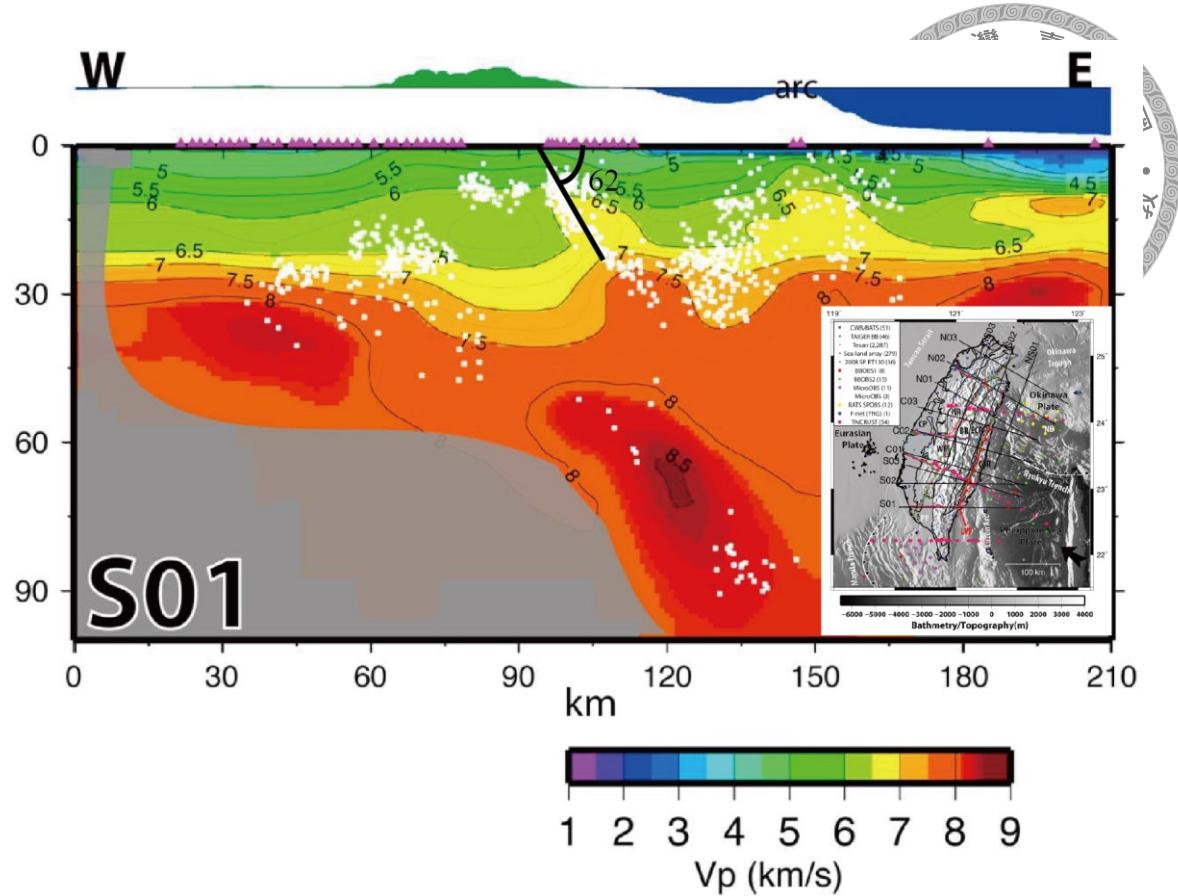


圖 2-9 利吉斷層 (S01 剖面) 地震震源分布圖與 P 波的速度剖面。利吉斷層傾角大約為  $62^\circ$ ，修改自 Kuo-chen et al. (2012)。



## 2.4 河階與崩積層年代

本研究整理了前人於鹿野地區的一些定年資料 (Shyu et al., 2008; Hsieh et al., 2017; 劉平妹與謝孟龍, 2007; 圖 2-10、表 2-2)。點 1 位於頭教溪旁比高 18 公尺的階地上，年代經本研究利用 Calib 8.1.0 程式內 IntCal20 校正曲線 (Reimer et al., 2020) 重新校正後為 930–1270 Cal BP。點 2 到點 5 之樣本採樣點皆位於鸞山山崩崩積物下之泥質沉積物內，即山崩發生後形成之堰塞湖沉積物，年代分佈範圍較大，經重新校正後年代分佈於 2010–2850 Cal BP。而點 6、7 為鹿野溪北岸的河階定年資料。點 6 為 Shyu et al. (2008) 於龍田階地表層所採樣到的年代，經重新校正後年代為 3250–3450 Cal BP，代表龍田階地由堆積轉為下切的年代。點 7 為徐浩德教授未發表的定年資料，經重新校正後年代為 5600–5730 Cal BP。定年樣本採集位置為圖 2-1 之 Terrace2 表面下約 5 公尺的深度，因 Terrace2 為鹿野溪較晚形成的河階，故推測採樣點之沉積層為形成較早的 Terrace4，而後上覆薄層較年輕的 Terrace2 沉積物。

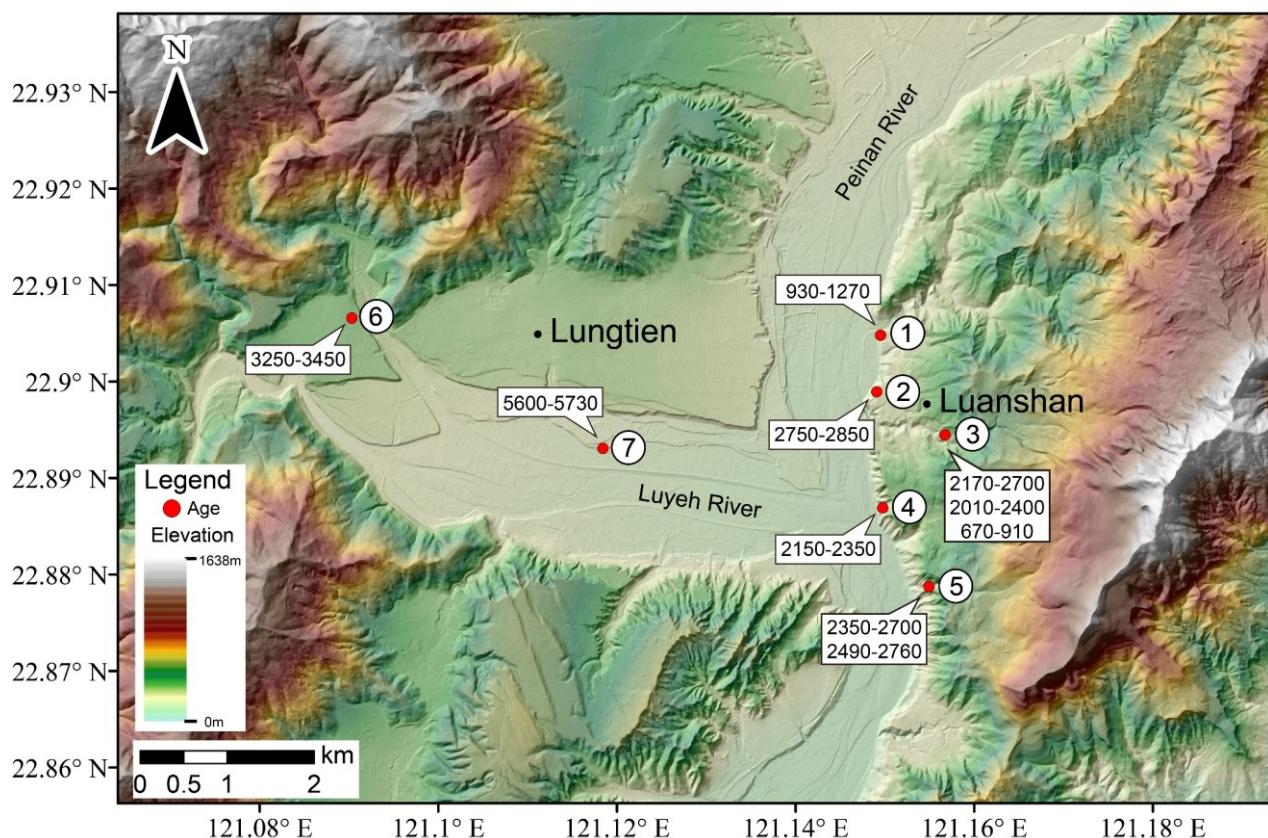


圖 2-10 定年年代位置分布圖。年代詳細資料描述於表 2-2。



表 2-2 前人研究定年資料整理。

點	樣本編號	經度	緯度	Conventional age (BP)	Calibration age (Cal BP) <sup>1</sup>	比高 (m)	材料	引用文獻
1	20010917-2	2533745.661	265342.833	1170±80	930-1270	18	Charcoal	Shyu et al., 2008
2	LS101	2533096	265300	2690±30	2750-2850	56	Charcoal	徐浩德，未發表
	LS-01			2310±80	2120-2700		Charcoal	
3	LS-02	2532602.666	266084.83	2250±70	2010-2400	101	Charcoal	Shyu et al., 2008
	LS-03			850±60	670-910		Charcoal	
4	LS-1 Beta-229309	2531764.67	265368.833	2250±40 2250±40	2150-2350	43	Plant frag. Plant frag.	劉平妹與謝孟龍，2007 Hsieh et al., 2017
5	Beta-279793 Beta-279794	2530860	265900	2430±40 2560±40	2350-2700 2490-2760	86	Plant frag. Wood	Hsieh et al., 2017
6	BN-02B	2533942.661	259267.86	3130±30	3250-3450	74	Charcoal	Shyu et al., 2008
7	20090829	2532446.667	262152.847	4950±30	5600-5730	10	Fresh water snail	徐浩德，未發表

<sup>1</sup> Calibrated using the CALIB 8.1.0 (Stuiver and Reimer, 1993) with IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020)。

### 第三章 野外地形測量



#### 3.1 研究方法

為了瞭解鹿野溪與卑南溪流域一帶在過去三至四千年以來河流地形的演育歷史，我們必須先了解在鸞山山崩發生之前鹿野地區古地形面的分布情形，如此才能探討山崩作用對本研究區域地形的影響。因此，本研究利用野外實地調查卑南溪與其他源於海岸山脈的支流，測量經河流下切作用所出露的鸞山山崩之崩積物與其下的底岩交界面分佈，藉此來分析探討過去山崩未發生前鹿野地區的地形面形貌。

##### 3.1.1 研究流程

首先欲建立過去完整的地形面，本研究進行河流縱剖面的建立和底岩與上覆沉積物間交界面的測量工作。建立河流縱剖面首先需將不同河流的測量高度做對比，先測量主流河道的高度剖面，且經由已知控制點（如內政部公告水準點等）的高度將主流河道坡度校正至絕對高度（海拔高度），也就是 2001 年臺灣高程基準（Taiwan Vertical Datum 2001，簡稱 TWVD2001），而後在支流匯流入主流的位置設定基準點（Benchmark），再測量支流的河道剖面，最後將所有支流的河道剖面測量資料經基準點校正至與主流同一基準（圖 3-1）。而底岩與上覆沉積物間交界面的高度是在主流與支流的河道上測量。底岩上覆沉積物包括分佈不平均的水平河道礫石、湖相泥質沉積物（劉平妹與謝孟龍，2007；僅分布於鹿野溪北岸匯流口以北與卑南溪主流東側的沿岸露頭）與鸞山山崩崩積物（圖 3-2）。測量的目標是底岩頂部與上覆沉積物交界面，如此選擇的原因是水平河道礫石層與湖相泥質沉積物並非在所有山崩崩積物下皆可觀察到，所以選擇山崩崩積物底面並不是最好的選擇，故本研究選擇底岩頂部與上覆沉積物的交界面來做為測量目標，以建立山崩未發生前的古地形面。

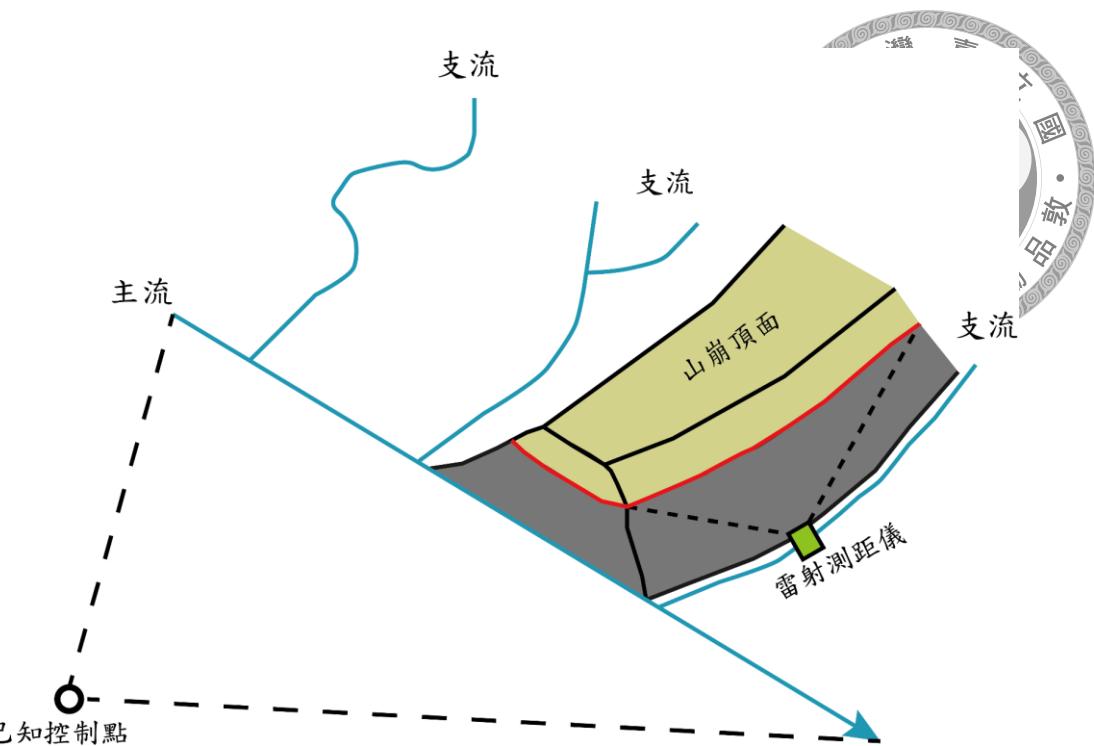


圖 3-1 剖面測量流程示意圖。紅色線條為崩積物與底岩間的交界面，綠色方格為測量儀器測量交界面示意圖。

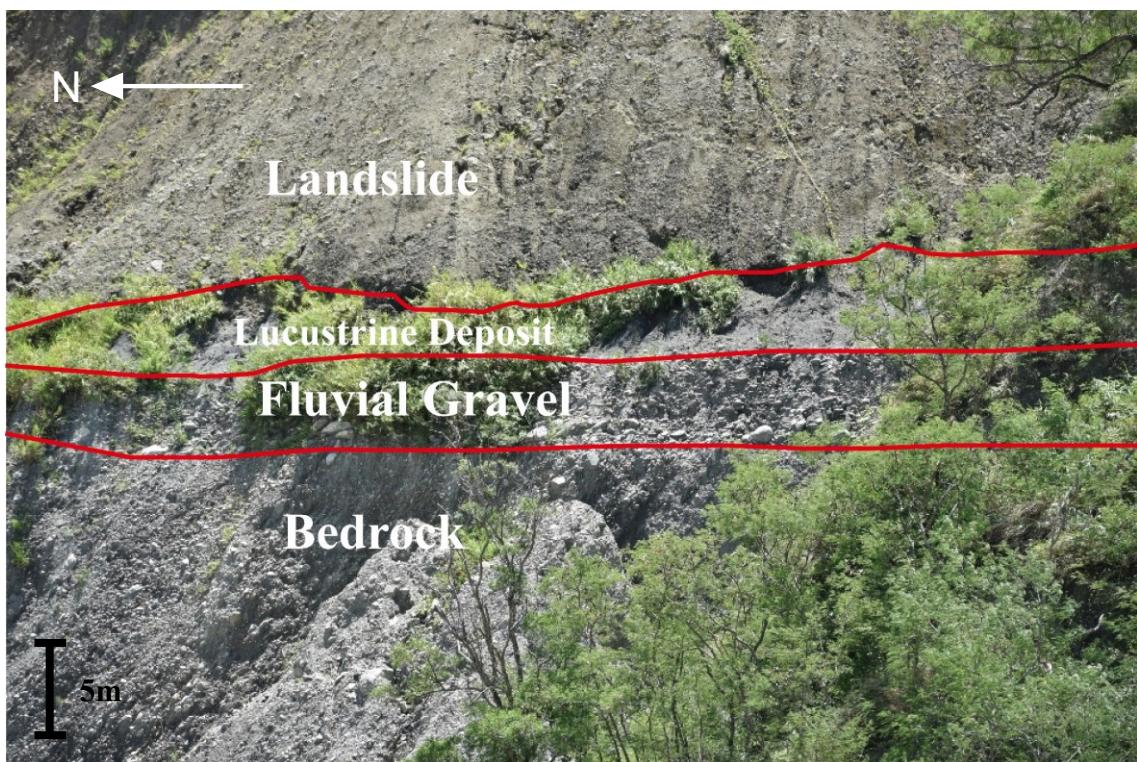


圖 3-2 底岩與上覆沉積物交界面。照片攝於卑南溪中向東拍攝，露頭位於鹿野溪北岸朝東望，且距河道約 60 公尺高處。層位由下而上分別為底岩（此處為卑南山礫岩）、水平河道礫石層、湖相泥質沉積物和山崩崩積物。



### 3.1.2 測量儀器

本研究所選擇的測量儀器是即時動態全球定位系統（Real-Time Kinematic Global Positioning System，簡稱 RTK-GPS）與雷射測距儀（Laser Rangefinder，型號為 LTI-TruPulse-360B）。由於時鐘偏差、大氣折射等誤差導致 GPS 測量的偏差可達到 20 公尺或更多，無法滿足大部分測量工作的精度（林意楨，2013）。因此本研究選擇的是較一般的 GPS 更為準確的 RTK-GPS。RTK-GPS 接收太空中 GPS 衛星系統發射的訊號，接收端為基站（Base station，圖 3-4）與移動站（Rover，圖 3-5），需同時接收四顆以上的衛星訊號供系統進行解算（林意楨，2013），而移動站於同時接受基站傳來的距離修正值（Pseudorange Correction，PRC）之無線電波，用以進行差分計算且校正移動站即時的準確坐標與高程（圖 3-3）。

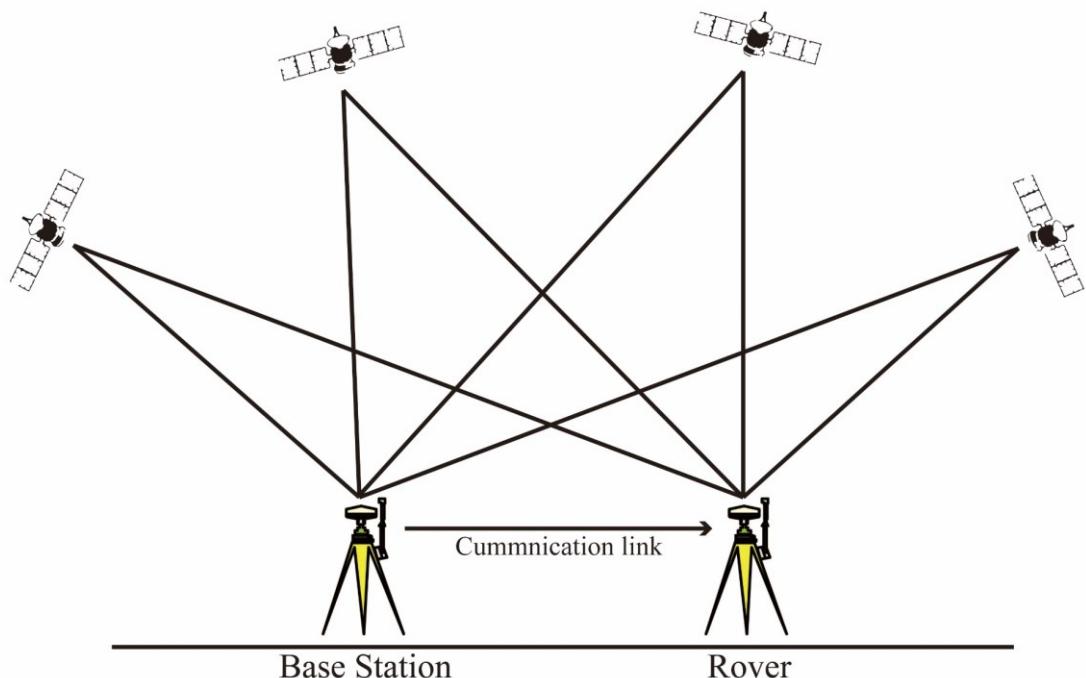


圖 3-3 RTK-GPS 原理示意圖。Base station 為基站，Rover 為移動站，兩者皆接收來自衛星的訊號，移動站同時也接收基站的無線電波訊號進行即時校正，參考自杜冠穎（2013）。



圖 3-4 RTK-GPS 基站照片。野外測量時基站天線正在接收來自衛星的訊號，且藉由左上方的無線電波發射器傳送給移動站進行即時解算。



圖 3-5 RTK-GPS 移動站照片。野外測量時利用移動站天線接收來自衛星和基站的訊號進行即時解算，以此得到準確的坐標和高程。



本研究除了採取 RTK-GPS 進行野外剖面測量外，另外也選擇使用雷射測距儀進行水準測量工作（圖 3-6）。因 RTK-GPS 進行測量時需考量地形效應，即基站須架設在空曠的地點，且移動站在移動過程當中必須接收到基站的無線電波訊號，如未接收到基站的訊號，移動站獲得的坐標僅依靠衛星定位，水平誤差將會提高到 10 至 20 公尺，垂直誤差則會更高；且因 RTK-GPS 需要有人員將移動站放置在需進行測量的目標上，受限於本研究區域的野外地形，底岩與上覆沉積物之交界面有大半部分皆位於人力無法到達的地方，難以將 RTK-GPS 移動站放置到測量目標上，因此本研究利用較為簡便的雷射測距儀，以測量本研究所需要的底岩與上覆沉積物交界面的高程。本研究在使用雷射測距儀時，測量目標為無法收到基站訊號的支流河流縱剖面（如圖 3-7(A)所示）與底岩與上覆沉積物交界面（如圖 3-7(B)所示）。在進行支流剖面測量時所得到的高程差（X）需加上測量人員視線高（D），再減去稜鏡高（L），如此才能得到兩點間真實的高程差（H，如公式 1 所示）；而在測量底岩與上覆沉積物交界面時，由於無法使用稜鏡，所以只需將測量時所得到的高程差（X）加上測量人員視線高（D）即是兩點間真實的高程差（H，如公式 2 所示）。

$$H = (X + D) - L \quad \text{公式 1}$$

$$H = X + D \quad \text{公式 2}$$



圖 3-6 雷射測距儀野外測量照片。雷射測距儀為右方人員手持黃色的儀器，利用鏡頭中的靶心瞄準稜鏡發射雷射，以此獲得兩點間的坐標與高程差。

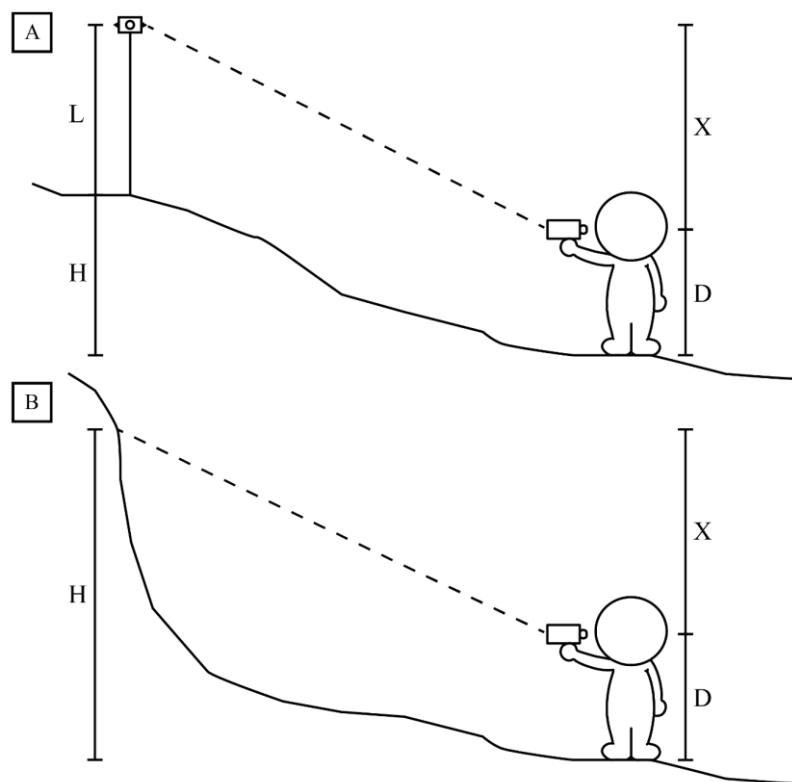


圖 3-7 雷射測距儀使用示意圖。(A) 測量河流縱剖面示意圖。(B) 測量底岩與上覆沉積物交界面示意圖。X：儀器測量高度；D：測量人員視線高；L：稜鏡高；H：測量點間真實高差。



### 3.2 野外測量結果

本研究規劃了五條河道剖面測線，分別依序是卑南溪主流（A—A'剖面）、卑南溪東側支流鸞山溪（B—B'剖面）和其餘卑南溪東側三條較短的支流（C—C'、D—D'和E—E'）。卑南溪主流的測線北起鸞山大橋南側，南至阿幫安階地北側，總長約4公里；鸞山溪的測線西起卑南溪主流河道、東至197縣道鸞山橋，總長約1.2公里；而其餘三條較短的支流總長皆約300至400公尺（如圖3-8所示）。

完成野外測量河流縱剖面的工作後，需將測量資料校正至內政部公布的水準點，以此讓河流縱剖面達到一致的標準。本研究選擇進行校正的水準點是和平社區一等水準點（N8052），根據104年臺灣一等水準網水準點測量成果的資料，N8052水準點坐標為（263910, 2532470），坐標系統為TWD97，高程為120公尺，點位位於臺9線352K附近（圖3-8）。

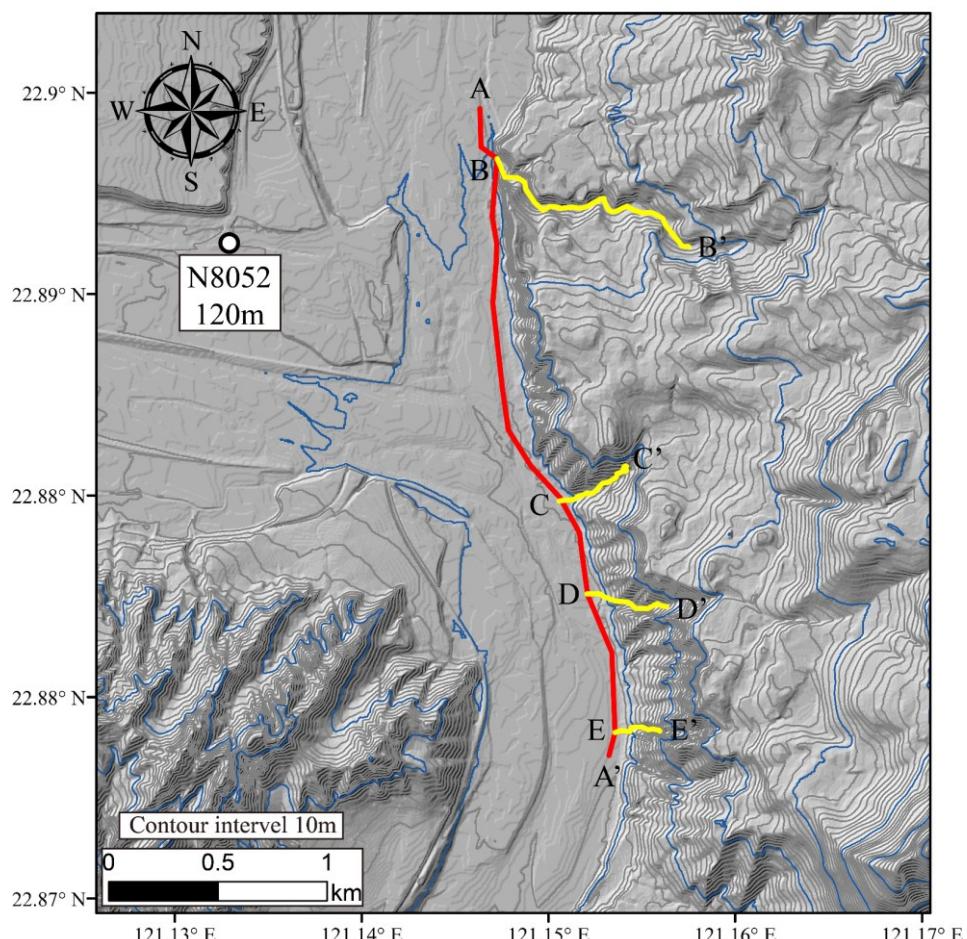


圖3-8 河道縱剖面測線分佈圖。A—A'為卑南溪主流，B—B'至E—E'為匯入卑南溪東側的支流。



校正完河流縱剖面高度後，接下來進行的是底岩與上覆沉積物交界面高度之測量工作。本研究沿著河道向著被河流下切出露的地層露頭進行高度測量，得到的高度資料分佈如圖 3-9。點位高度由低至高為 147.87 至 269.16 公尺，除了在 197 縣道鸞山橋遠眺可觀察到最高點，交界面高度為 269.16 公尺（圖 3-10），其餘點位都在 200 公尺以下。主要分佈皆靠近卑南溪主流，原因是主流河道下切時形成的邊坡非常陡，形成陡崖，因此植物難以附著生長，使得露頭被保留的較容易觀察；而支流內的露頭，除了最北邊的鸞山溪，其餘支流都非常短，僅 300 到 400 公尺長，且支流的河道坡度較主流高出許多，本研究欲要測量的目標在進入支流不遠處即無法觀察到，因此測量結果大多數位於靠近主流的位置。

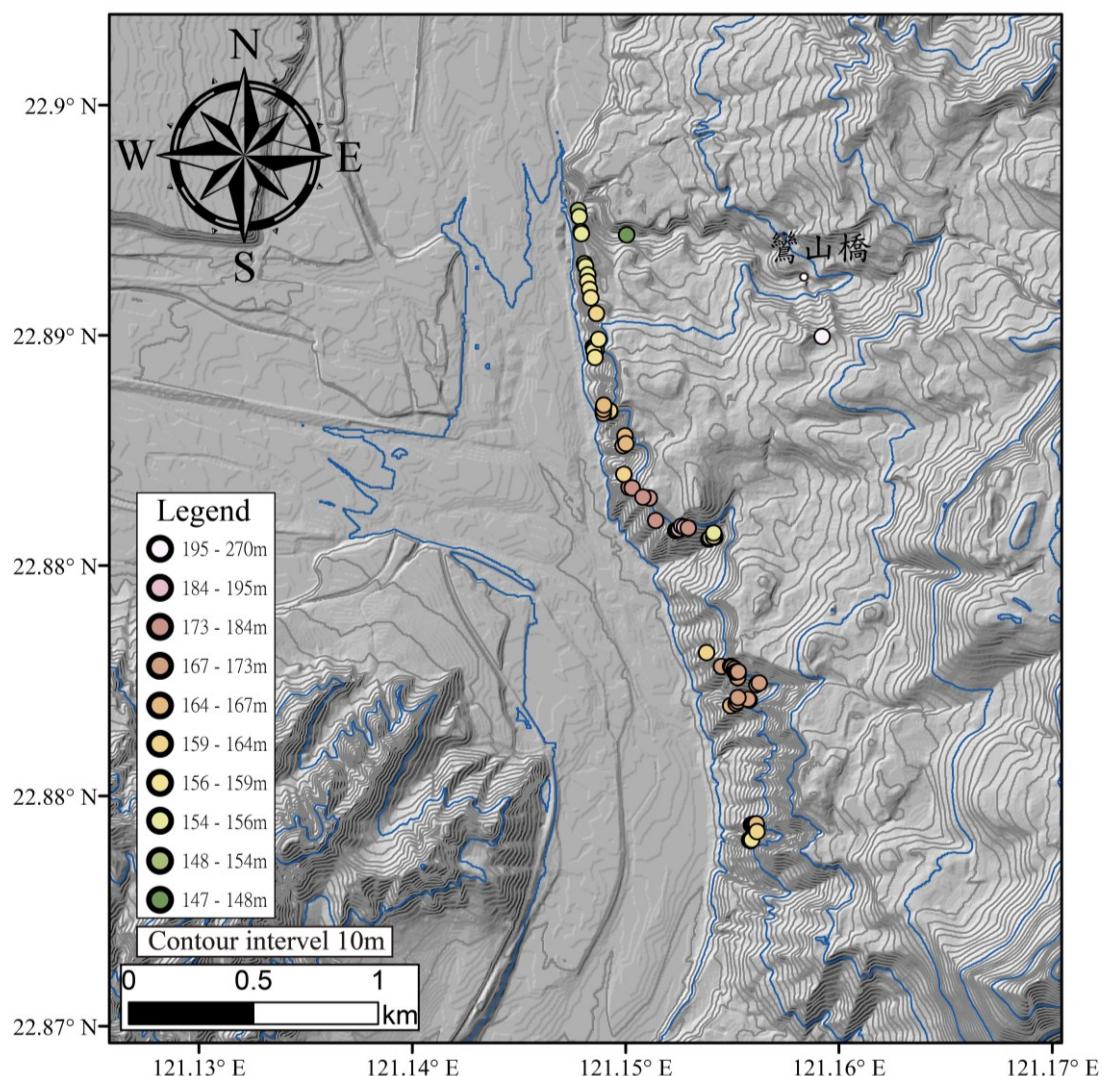


圖 3-9 野外測量底岩與上覆沉積物交界面點位之分佈。藉由雷射測距儀測量交界面與河道間的相對高度，而後經由計算得到點位實際的高程。



圖 3-10 底岩交界面測量高度最高點之露頭照片。照片攝於鸞山橋上（圖 3-9），向東南方拍攝。

### 3.3 野外剖面結果

#### 3.3.1 剖面 A—A'

剖面 A—A' 沿著卑南溪主流河道進行繪製（圖 3-12），將 RTK-GPS 所測量到的河流縱剖面坐標與高程和底岩與上覆沉積物交界面投影在 N10°W 的方向，也就是卑南溪主流的大致流向（圖 3-11 A—A'），河道縱剖面於圖上以藍線表示；而剖面圖上的紅線代表鸞山山崩崩積物頂部的地形面；綠點為利用雷射測距儀測量的底岩與上覆沉積物交界面的測量點。卑南溪由北向南流，底岩與上覆沉積物交界面的高度大致上可分為三個群落，在剖面 300 至 1000 公尺，交界面高度約為 150 至 160 公尺高；在剖面 1100 至 1500 公尺，交界面高度約為 170 公尺高；在剖面 1600 至 1700 公尺，此處為 A—A' 剖面上所測量到的交界面最高點，高度約為 180 公尺高（圖 3-13）。而在剖面 1800 至 2100 公尺，由於此處為支流匯入主流的位置，並將野外露頭侵蝕掉，所以觀測不到交界面的高度。

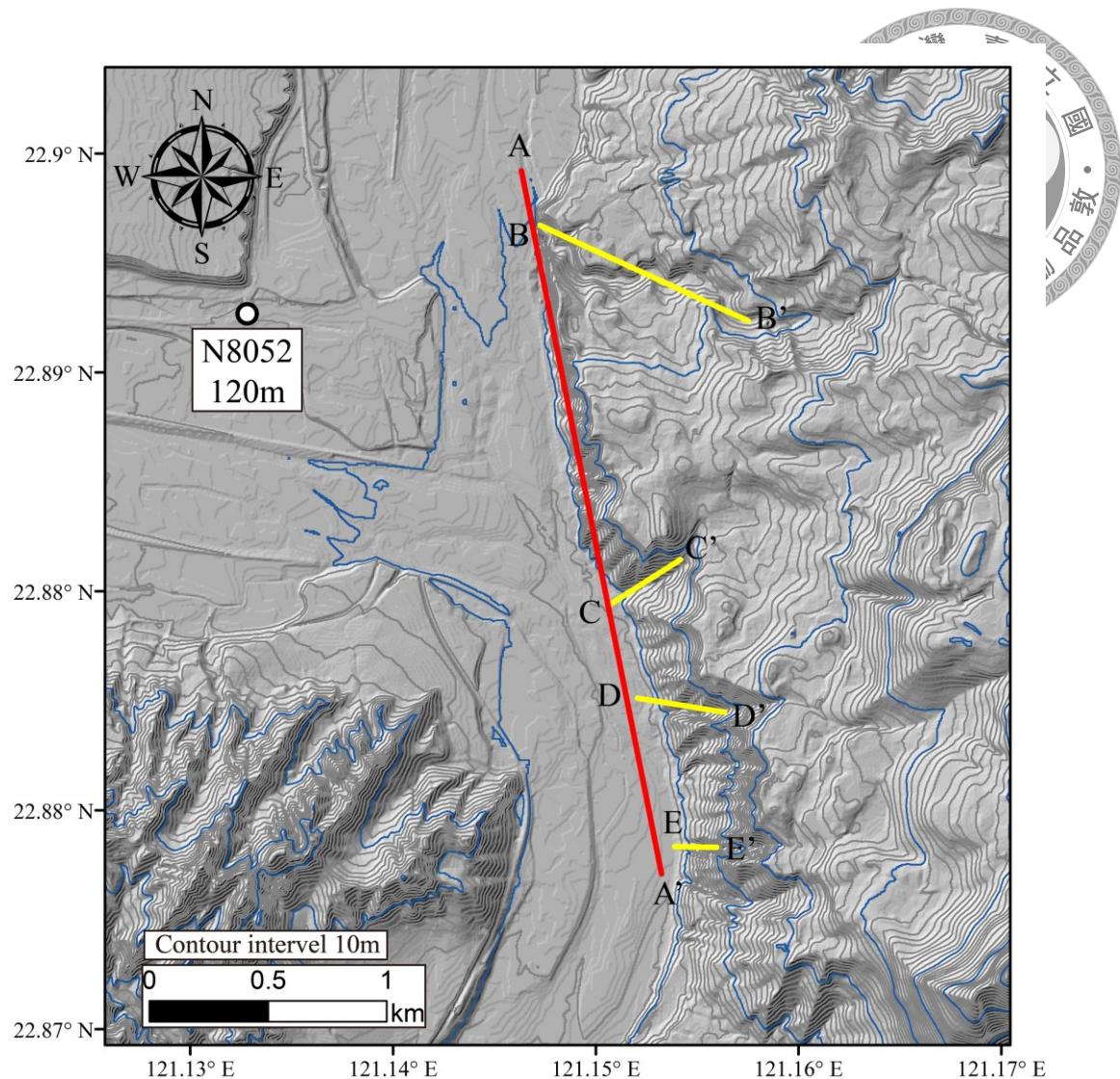


圖 3-11 剖面投影位置分佈。A-A'為卑南溪主流的地層剖面；B-B'到E-E'為海岸山脈支流的地層剖面。

# Profile A-A'

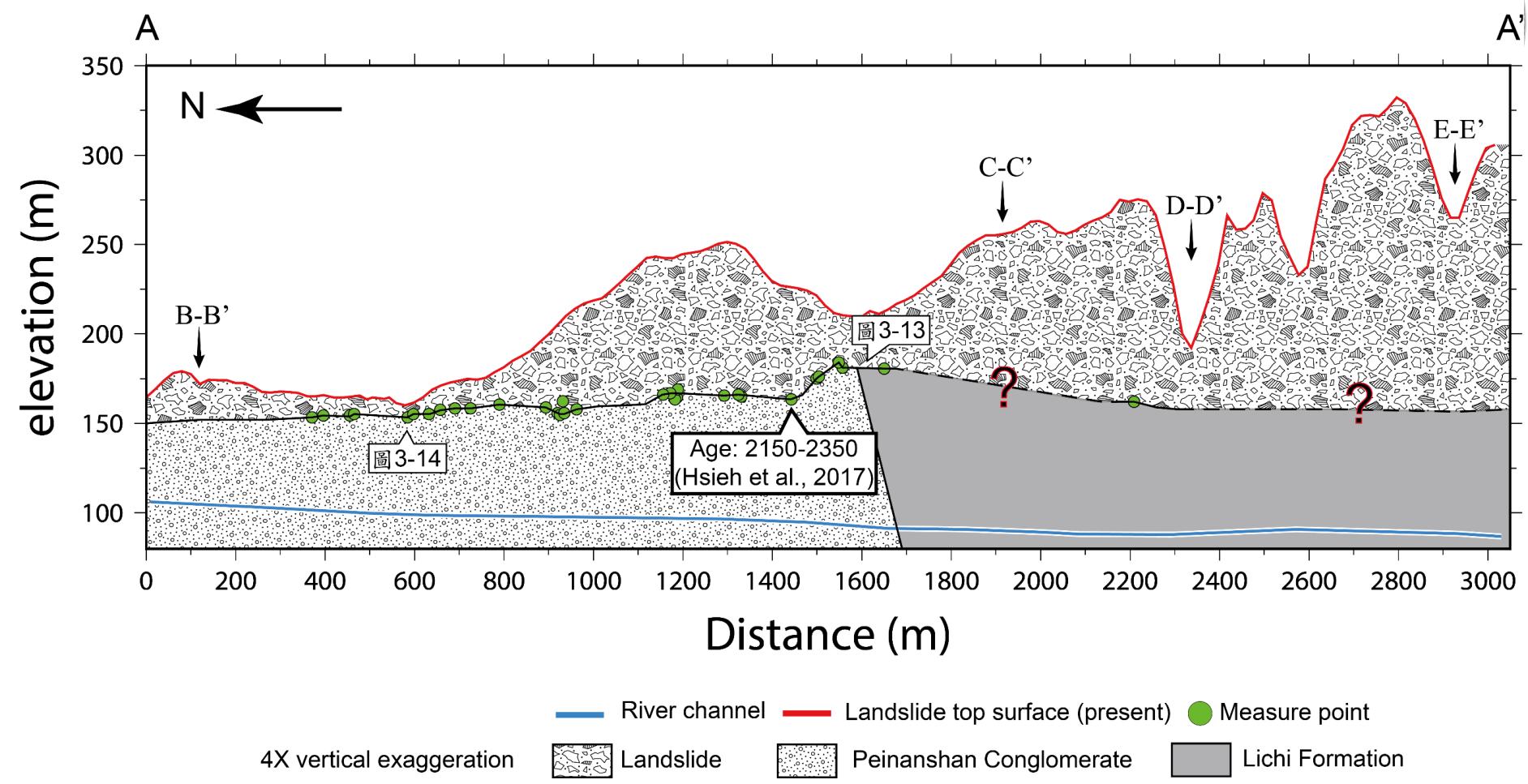
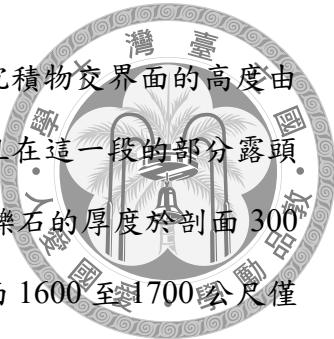


圖 3-12 剖面 A-A'。



值得注意的是，從剖面 400 至 1700 公尺，底岩與上覆沉積物交界面的高度由北至南是越來越高的，從 155 公尺、170 公尺至 180 公尺，且在這一段的部分露頭上，可以觀察到交界面上有河道礫石分佈（圖 3-14），河道礫石的厚度於剖面 300 至 1400 公尺約 3 到 10 公尺厚（表 3-1，編號 6 至 22），剖面 1600 至 1700 公尺僅觀察到約 0.5 到 2 公尺厚的河道礫石存在（表 3-1，編號 1 至 5）。

根據前人的研究，卑南山東側之階地類型為底岩型河階（Shyu et al., 2008；龔琪嵐與齊士崢，2012）。底岩型河階的形成為河流下切時，經過側向侵蝕邊坡，使得河床面變的寬闊，而後河流繼續下切底岩使得原河床面被保留下來（Huggett, 2011）。本研究於野外的觀察符合前人的研究，平坦的河階面、底岩的出露與薄層河道礫石，無不說明在此地的河流地形為發育底岩型河階的型態。但無論是沖積型河階還是底岩型河階，河階的階面都是過去河床所流經的位置，因此河階面的坡度在河流不改變流向或構造影響的前提下應該要大致上符合現今河流的河道流向與坡度，而本研究於卑南溪東側所觀察到的河階面，由上游到下游對應的河階面高程應該要越來越低，但本研究所測量到的高程卻是越來越高，推論此處過去卑南溪形成河階時，其河道流路可能與現今卑南溪約南北方向幾近直線不同，而是有側向的變化，使本研究測量到異常情況。



圖 3-13 剖面 A-A'約 1650 公尺處之照片。此處為剖面 A-A'測量到的最高點。照片向東北方拍攝。



表 3-1 於卑南溪主流觀測河道礫石與湖相泥沉積物之分佈。

編號	經度坐標	緯度坐標	海拔高程 (m)	河道礫石厚度 (m)	湖相泥厚度 (m)
1	121.150163	22.8861422	175.284897	2	未出現
2	121.1502779	22.88612063	176.284897		未出現
3	121.1494169	22.88887952	164.696797	0.5	未出現
4	121.1494073	22.8889162	163.696797		未出現
5	121.1500017	22.88801207	165.674797	1	未出現
6	121.1488848	22.89112982	162.591747	4	5
7	121.1487643	22.89122102	155.964897	7	未出現
8	121.1487815	22.89116719	154.964897	10	3
9	121.1487874	22.89108355	155.964897		未出現
10	121.1488373	22.89084494	157.964897		未出現
11	121.148192	22.89617218	153.508697	5	未出現
12	121.148222	22.89594327	154.508697		未出現
13	121.1482852	22.89540351	154.508697		未出現
14	121.1483103	22.89532163	155.508697	6	未出現
15	121.1484301	22.89424293	153.508697		未出現
16	121.1484701	22.89413606	155.508697		5
17	121.1485584	22.89382677	155.508697		5
18	121.1485567	22.89359469	157.708697	3	7
19	121.1486181	22.89330932	158.508697	4	5
20	121.1486777	22.89299952	158.508697	3	11
21	121.1488944	22.89244066	160.708697	3	3
22	121.1489775	22.89150209	159.008697	5	8



圖 3-14 卑南溪東側階地與崩積物全景圖。剖面 A—A' 的 400 到 1000 公尺露頭全景圖，可以明顯觀察到底岩與崩積物中間包含一層水平礫石層，如紅色箭頭所指；而在水平礫石上有數包突起的泥質沉積物，如白色箭頭所指。照片自鹿野溪北岸向東拍攝。

## Profile B-B'

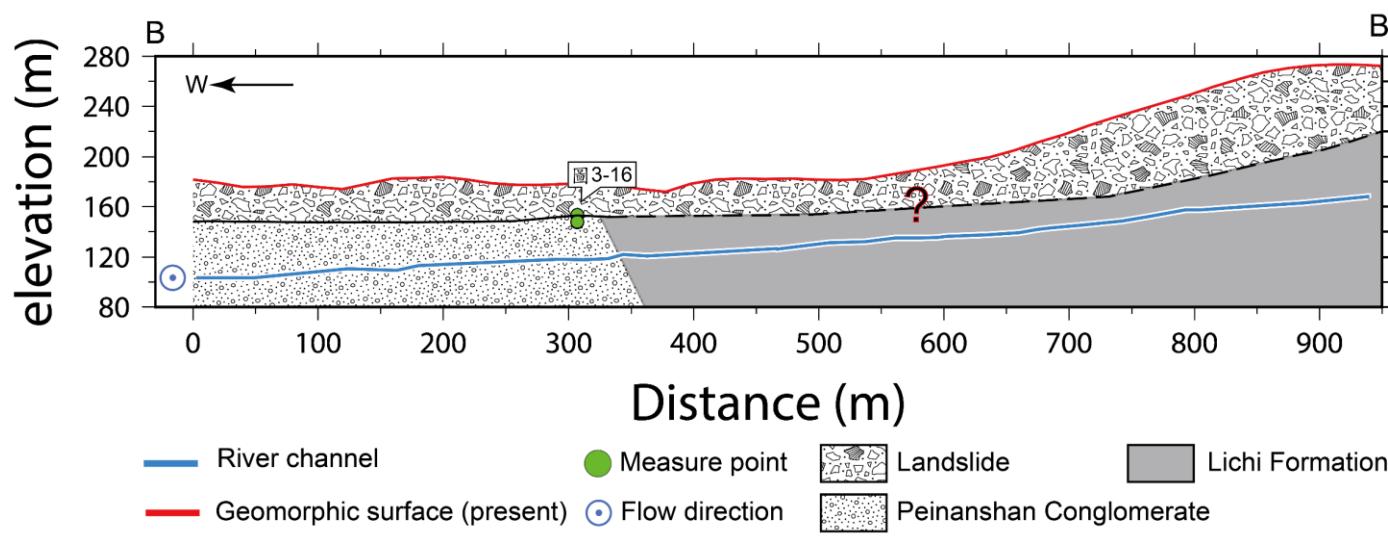


圖 3-15 剖面 B-B'。



### 3.3.2 剖面 B-B'

剖面 B-B' 沿著鸞山溪進行測繪（圖 3-15），將 RTK-GPS 所測量到的河流縱剖面坐標與高程和底岩與上覆沉積物交界面投影在 N65°W 的方向，也就是鸞山溪大致流向（圖 3-11 B-B'）。剖面 B-B' 的原點對應到剖面 A-A' 中所設立的基準點；鸞山溪的底岩交界面測量資料僅在剖面約 300 公尺處有露頭被觀察到可供測量，高度大約為 150 公尺，水平礫石層約 6 公尺厚（圖 3-16），與卑南溪主流剖面在鸞山溪匯流口附近所測量到的高度大致相同。

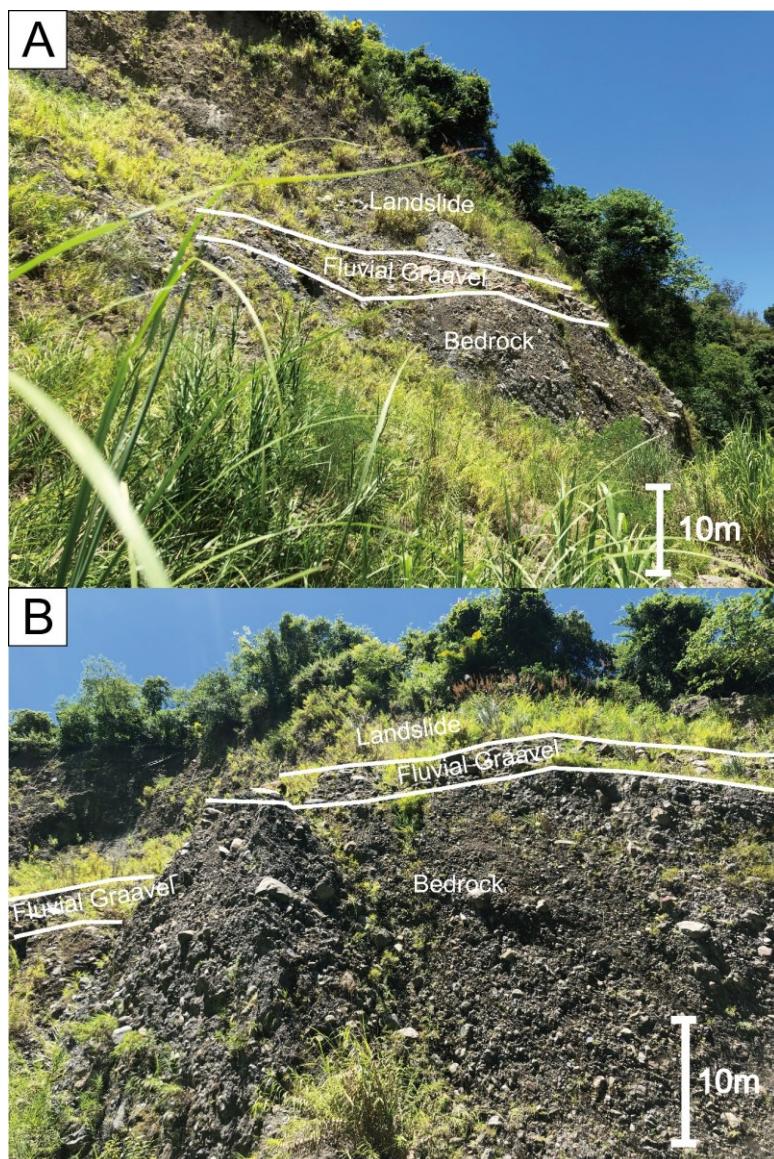


圖 3-16 鳶山溪露頭照片。 鳶山溪唯一找到的露頭，照片上可觀察到水平礫石層（紅色箭頭指向）與其下卑南山礫岩呈交角不整合。（A）照片向西南方拍攝。（B）照片向南方拍攝。



### 3.3.3 剖面 C-C'

剖面 C-C' 沿著卑南溪的其中一條支流進行測繪(圖 3-17)，由於 RTK-GPS 於此條支流內的收訊不良，本研究使用雷射測距儀搭配稜鏡進行河道縱剖面的測量，將雷射測距儀所測量到的河流縱剖面坐標與高程和底岩與上覆沉積物交界面投影在  $N60^{\circ}E$  的方向，也就是此支流的大致流向(圖 3-11 C-C')。此支流所測量到的底岩與上覆沉積物交界面在剖面 0 到 200 公尺並無觀測到，原因是上覆沉積物已被侵蝕掉(圖 3-18)；剖面 230 到 260 公尺處，底岩與上覆沉積物交界面於此處所測量的高度約為 195 公尺；而在支流越上游，交界面所測量到的高度就越低，高度從 195 公尺降到 180 公尺，最後在約剖面 330 公尺處，觀測到此支流交界面最低的位置，高度約為 153 公尺(圖 3-19、A)，整個剖面由西向東可觀察到底岩交界面高度有越來越低的趨勢。

本研究在此條支流進行野外觀察露頭時，大部份的交界面上都被約半公尺高的植被覆蓋住，無法看到植被後面的露頭是否有水平河道礫石的出露，僅於剖面約 330 公尺的位置(交界面最低高度)附近同高度處發現底岩與上覆沉積物交界面上有一薄層水平排列的河道礫石存在(圖 3-19、B)。此露頭觀察到的礫石為磨圓度良好的顆粒，岩性包括片岩、大理岩、板岩和變質砂岩等變質岩礫石(圖 3-19、C)。由於此條支流發源自海岸山脈，支流內的沉積物由上游都鑾山層或山崩崩積物(主要為都鑾山層凝灰岩與火山角礫岩所構成)組成，因此本研究推測由變質岩顆粒組成的河道礫石薄層並不是由支流河道所堆積而成。

綜觀周遭河流沉積物主要組成是變質岩礫石為主有兩條溪，卑南溪與鹿野溪，鹿野溪距離發現露頭的位置中間隔了卑南溪，因此是鹿野溪之沉積物的機率較低，較大可能是卑南溪之沉積物，亦指示卑南溪過去曾流經此地。

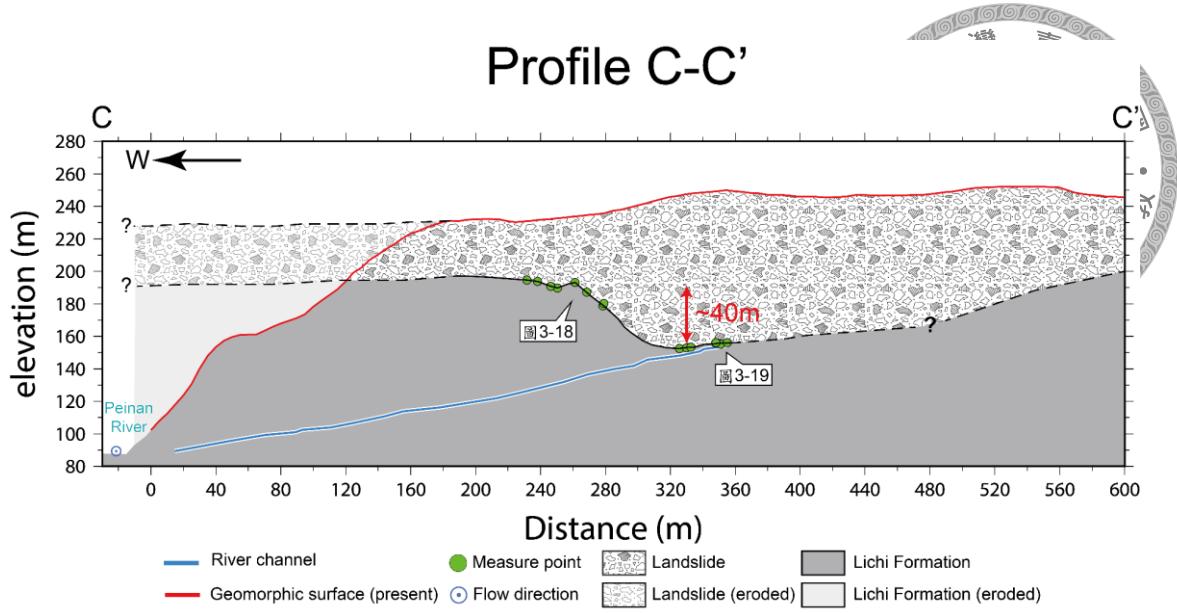


圖 3-17 剖面 C-C'。



圖 3-18 利吉層底岩上覆沉積物受到侵蝕之照片。照片拍攝於剖面 C-C'的支流上，向北拍攝。

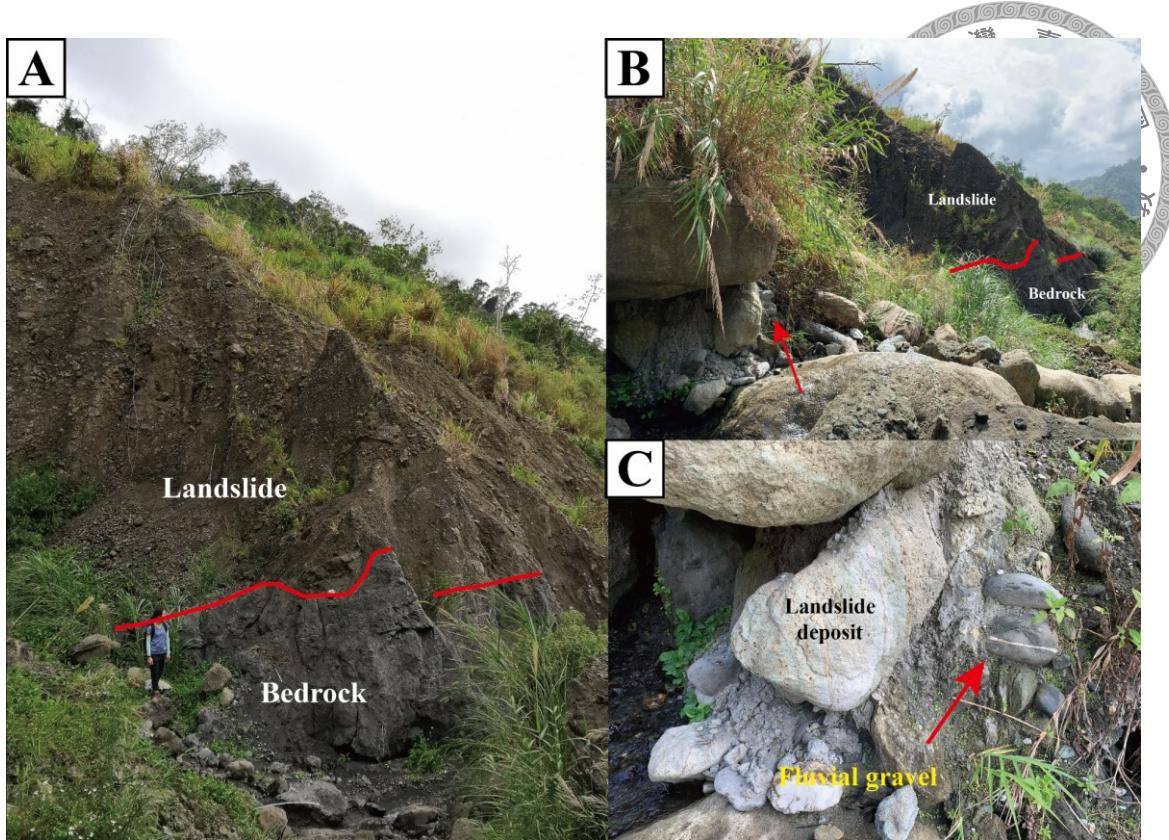


圖 3-19 變質岩河道礫石之照片。(A) 剖面 C-C' 中測量到底岩交界面最低高程位置。照片向南拍攝。(B) 變質岩河道礫石露頭位置 (紅色箭頭處)。(C) 變質岩河道礫石露頭近照。

### 3.3.4 剖面 D-D'

剖面 D-D' 沿著卑南溪的其中一條支流進行測繪 (圖 3-20)，由於 RTK-GPS 於此條支流內的收訊不良，本研究使用雷射測距儀搭配稜鏡進行河道縱剖面的測量，將雷射測距儀所測量到的河流縱剖面坐標與高程和底岩與上覆沉積物交界面投影在 N80°W 的方向，也就是此條支流的大致流向 (圖 3-11 D-D')。此支流所測量到的底岩與上覆沉積物交界面在剖面 0 到 180 公尺並無觀測到，原因是上覆沉積物已被侵蝕掉；剖面 200 到 360 公尺處，底岩與上覆沉積物交界面於此處所測量的高度約為 170 公尺，整體呈現為一個水平面 (圖 3-21)。野外露頭觀察時，由於交界面露頭上植被覆蓋，並無發現水平河道礫石層出現。

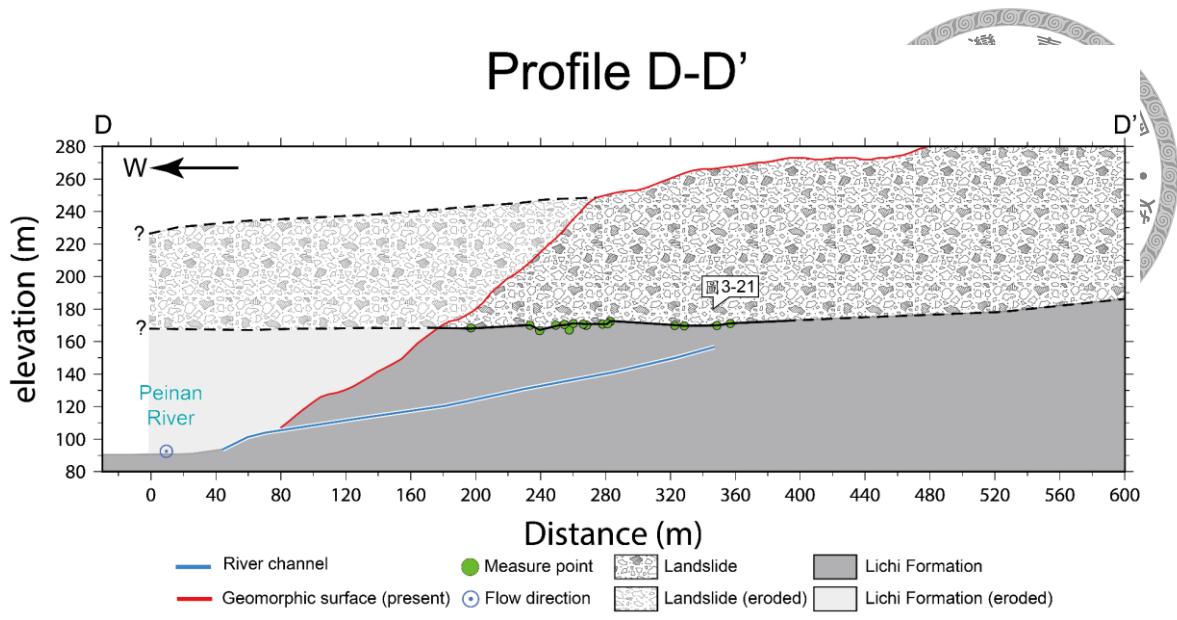


圖 3-20 剖面 D-D'。

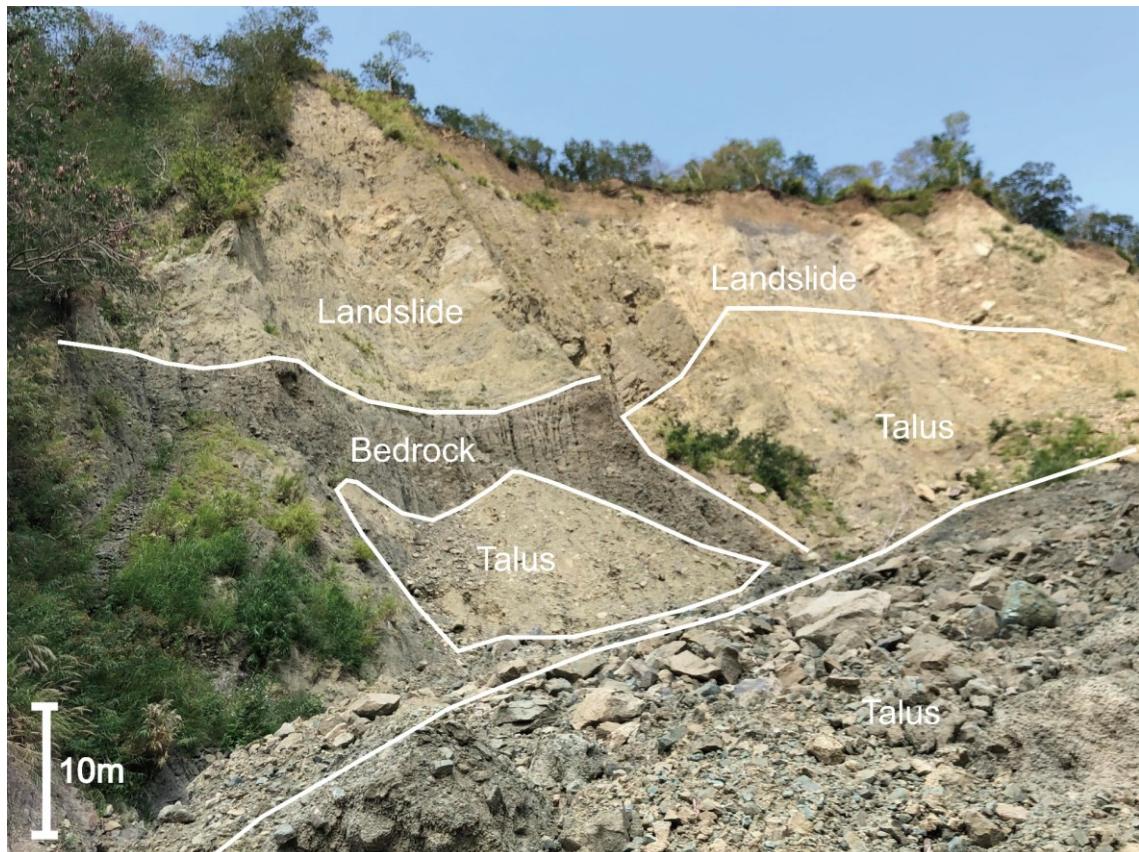


圖 3-21 剖面 D-D'底岩與上覆沉積物交界面之照片。照片向北拍攝。

### 3.3.5 剖面 E-E'



剖面 E-E' 沿著卑南溪的其中一條支流進行測繪 (圖 3-22)，由於 RTK-GPS 於此條支流內的收訊不良，本研究使用雷射測距儀搭配稜鏡進行河道縱剖面的測量，將雷射測距儀所測量到的河流縱剖面坐標與高程和底岩與上覆沉積物交界面投影在東西向，也就是此支流的大致流向 (圖 3-11 E-E')。此支流所測量到的底岩與上覆沉積物交界面在剖面 0 到 160 公尺並無觀測到，原因是上覆沉積物已被侵蝕掉；剖面 160 到 200 公尺處，底岩與上覆沉積物交界面於此處所測量的高度約為 160 公尺，整體呈現為一個水平面。此條支流長度較短，測量點位集中於 40 公尺內，而根據野外觀察，此條支流底岩上的水平河道礫石層約 2 到 5 公尺厚 (圖 3-23 & 3-24)。

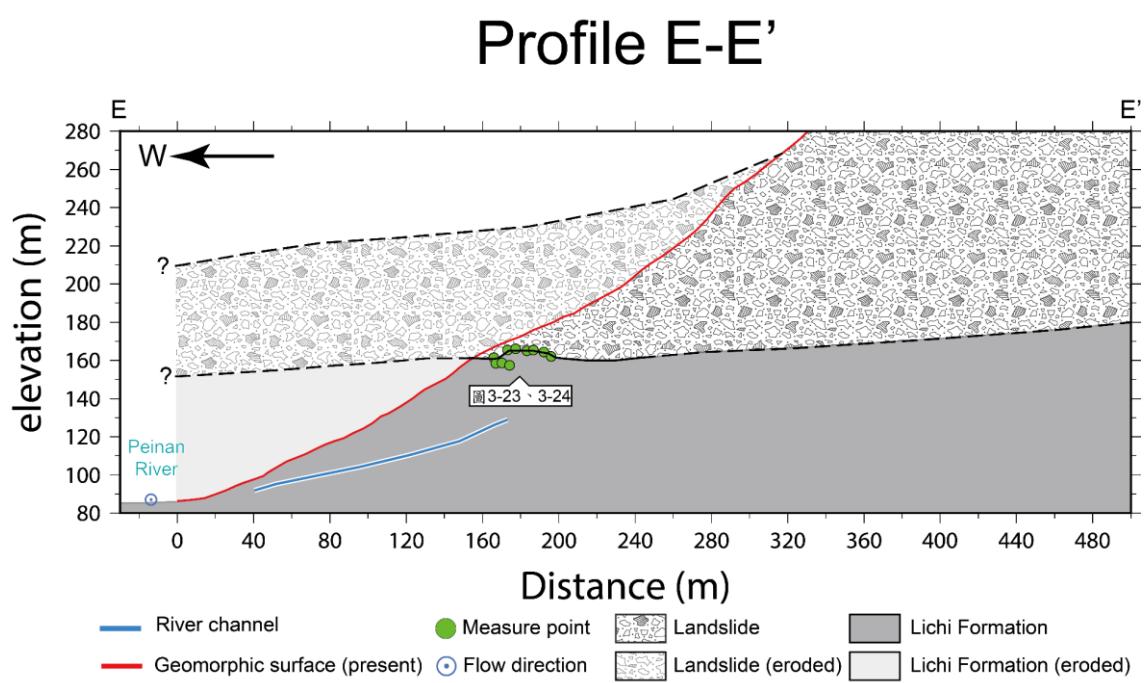


圖 3-22 剖面 E-E'。

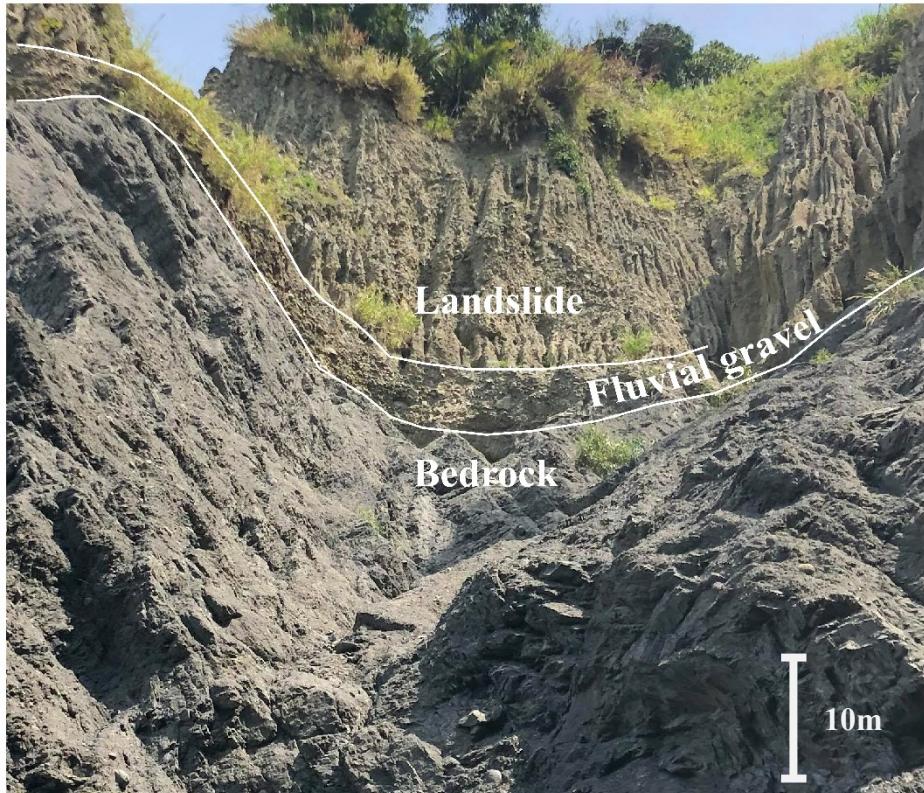


圖 3-23 剖面 E-E'露頭照片（北側）。



圖 3-24 剖面 E-E'露頭照片（南側）。



### 3.4 剖面結果討論

#### 3.4.1 河道縱剖面誤差

在進行測量工作時，一定會受到誤差影響測量資料的精度，為了確保測量資料與之後分析結果的可靠性，必須了解測量結果的誤差大小及其可否被接受，亦即是是否在可容許的誤差範圍內。測量所發生的誤差，一般來自三個因素。一是因為強風、溫度、濕度、氣壓、大氣折射率及儀器架設地點等自然環境所引發的自然誤差；二是由測量人員施測時因習性產生的人為誤差；三是儀器因久未檢校或儀器本身產生的儀器誤差（林意楨，2013）。自然誤差可藉由物理性質的變化公式消除；而人為誤差能憑藉小心施測及仔細檢查來彌補；儀器誤差能利用定期校正並檢查維修來避免，而儀器本身的儀器誤差能經過計算得到。

本研究秉持小心且仔細的施測與紀錄，將人為誤差降到最小，而自然誤差則避免在強風等極端天氣下施測，且以保持在同樣的天氣條件下盡量短時間內完成，得以將自然誤差降到最低，剩下的儀器誤差在本研究測量後經過計算可得到，以上操作將可評估本研究測量剖面的可信度。本研究使用的儀器為 RTK-GPS 和雷射測距儀。RTK-GPS 的測量誤差在測量過程中將由儀器內部程式計算得到三維空間坐標精度（3-Dimensional Coordinate Quality，簡稱為 3DCQ），3DCQ 值代表測量點的誤差大小。而雷射測距儀的誤差在於測量目標反射雷射光的品質是否良好，品質良好的目標測量精度可保持在 30 公分內，而品質較差的目標測量精度為 100 公分以內（Laser Technology, Inc., 2017）。

而整條河流縱剖面的誤差大小需要將各測量點的誤差進行結合，因此本研究採用誤差傳播定理（Law of Error Propagation）進行誤差結合，根據 Bevington & Robinson (2003) 中的誤差傳播公式所述：

$$\sigma_x^2 \simeq \sigma_u^2 \left( \frac{\partial x}{\partial u} \right)^2 + \sigma_v^2 \left( \frac{\partial x}{\partial v} \right)^2 + \dots \quad \text{公式 3}$$



又可簡化為：

$$\sigma_x = \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \dots}$$

將測量過程中所得到的 RTK-GPS 之 3DCQ 值與雷射測距儀測量精度經公式

4 計算，可以得到的誤差如表 3-2：

表 3-2 河道縱剖面之誤差。

河道縱剖面編號	測量儀器	測量點總數	總高程差 (m)	誤差 (m)	相對誤差 (%)
A-A'	RTK-GPS	18	19.31	±0.130	0.67
B-B'	RTK-GPS	36	66.21	±2.657	4.01
C-C'	雷射測距儀	13	42.6	±1.470	3.45
D-D'	雷射測距儀	7	31.6	±1.082	3.42
E-E'	雷射測距儀	10	40.4	±0.949	2.35

五條河流縱剖面中，B-B'剖面的誤差相較其他剖面稍高，這是因為鸞山溪的兩側山壁陡峭影響了基站的無線電波訊號，使得誤差值較大，但所有剖面的相對誤差皆在 5% 以下，對於本研究動輒數十公尺高的底岩與上覆沉積物交界面露頭高度，本研究相信此河道縱剖面誤差影響是相當微弱且可以忽略的。而底岩與上覆沉積物交界面的測量由於測量人員難以到達，故絕大部份的測量點都是利用雷射測距儀（無稜鏡）進行測量，本研究在進行測量時會盡量選取品質良好的目標，以此得到較高的精度（±30cm），以此重建山崩發生前可信的地形面。



### 3.4.2 古地形面推測

從所有底岩與上覆沉積物交界面的高程資料來看，可將這些高程分為四個群落（圖 3-25），圖中淺綠色區域的高度約 147 至 155 公尺；淡黃色區域的高度約 155 至 165 公尺，共有兩群；橘色區域的高度約 170 公尺，共有兩群；絳紅色區域的高度約 180 至 195 公尺，僅在鹿野溪匯流口正東方向。將同高度的底岩交界面連起來可以發現，在鸞山山崩發生前，此地的古地形並非與現今相同。由剖面 C-C' 所測量的支流內發現的變質岩顆粒河道礫石與測量到的高度，筆者認為測量到最低高度的淺綠色區域為過去卑南溪的古河道，古卑南溪河道沿著圖 3-25 中水藍色虛線向南流，並非沿著現今卑南溪河道幾乎筆直地流向南方的位置。

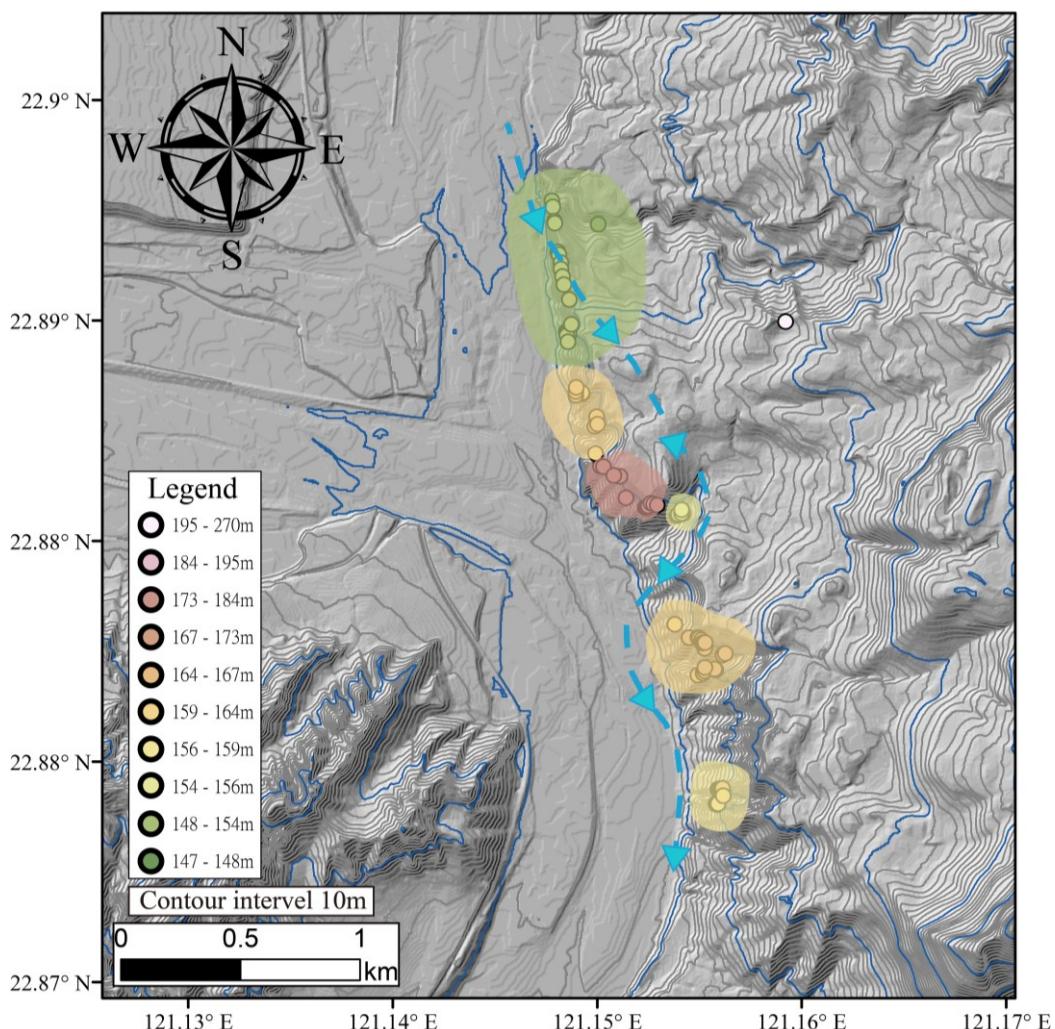


圖 3-25 交界面高程分佈群落。淺綠色區域：147—155 公尺高；淡黃色區域：155—165 公尺高；橘色區域：約 170 公尺高；絳紅色區域：180—195 公尺高；水藍色虛線為古河道過去可能流經的路線。

## 第四章 區域古地形重建



### 4.1 內插分析方法

從野外測量剖面上可觀察到卑南溪河道的位置在過去兩三年間，可能曾位於有別於現今河道的位置（圖 3-25）。然而由於底岩與上覆沉積物交界面之側向變化被鸞山山崩掩埋，受限於野外可觀察到的露頭，本研究測量到的底岩與上覆沉積物交界面之高度資料大多數集中分布於海岸山脈最西側，也就是靠近卑南溪河谷之位置。而海岸山脈支流的上游地區未出露底岩交界面，故缺乏底岩交界面的高度資料，如此較難對整體區域之山崩前古地形進行討論。因此，為了瞭解古卑南溪的確切位置與河道周邊的地形演育，本研究利用內插工具進行地形分析，將二維剖面的資料拓展至三維空間上，用以瞭解古地形於三維空間之高度分布。

本研究使用 ArcGIS 工具庫之四種內插工具，分別為反距離權重內插法、曲規線內插法、自然鄰域內插法和克利金內插法。本研究將各方法的內插結果與野外露頭觀察進行比較，選出較符合野外露頭觀察之內插結果，並藉此推測出鸞山山崩未發生前的古地形面。

反距離權重內插法 (Inverse Distance Weighted Interpolation，簡稱 IDW) 以內插估計點與資料點間的距離為權重進行加權平均，離內插估計點越近的資料點賦予的權重越大 (Watson and Philip, 1985)。曲規線內插法 (Spline Interpolation) 是利用將表面總曲率最小化的數學函數來估計內插之數值，從而生成恰好經過所有資料點的平滑表面 (Franke, 1982)。自然鄰域內插法 (Natural Neighbors Interpolation) 找到距離內插估計點最近的資料區域子集合，並基於區域大小按比例對這些資料分配權重來進行內插 (Sibson, 1981)。克利金內插法 (Kriging Interpolation) 考慮了觀測資料點和被估計點的相對位置關係，也考慮了各觀測點之間的相對位置關係 (Matheron, 1963)。當散佈於特定空間中的某種分佈現象具有空間結構性時，即可以運用克利金法連繫其間的對應關係，藉此獲得半變異數函數，經過轉換後可得到權重係數以推算未知點的內插估計值 (景國恩與孔冠傑，2014)。



#### 4.1.1 反距離權重內插法

將底岩交界面之高度資料點進行反距離權重內插運算後，得到的結果如圖 4-1。從圖中可觀察到在紅色箭頭的位置（約  $121.154^{\circ}\text{E}$ 、 $22.888^{\circ}\text{N}$ ），黃色的地形高區將南北兩區綠色的地形低區分隔開來。根據野外露頭的觀察，南邊綠色的低區位置存在一薄層水平排列的變質岩河道礫石（圖 3-19，頁 42），而此指示著過去卑南溪河道曾經流過的位置。但是經過反距離權重內插後的高度分布圖卻顯示此變質岩河道礫石之位置為一封閉的低窪地，並無法將此低窪地與北方卑南溪河道連結在一起，故此底岩交界面之高度內插分布圖與真實情況有所差距。本研究推測造成此情況的可能為高度資料主要分布於西側，東側資料過於缺乏，而資料分布的不均一性，進而使得內插估計較不合理。

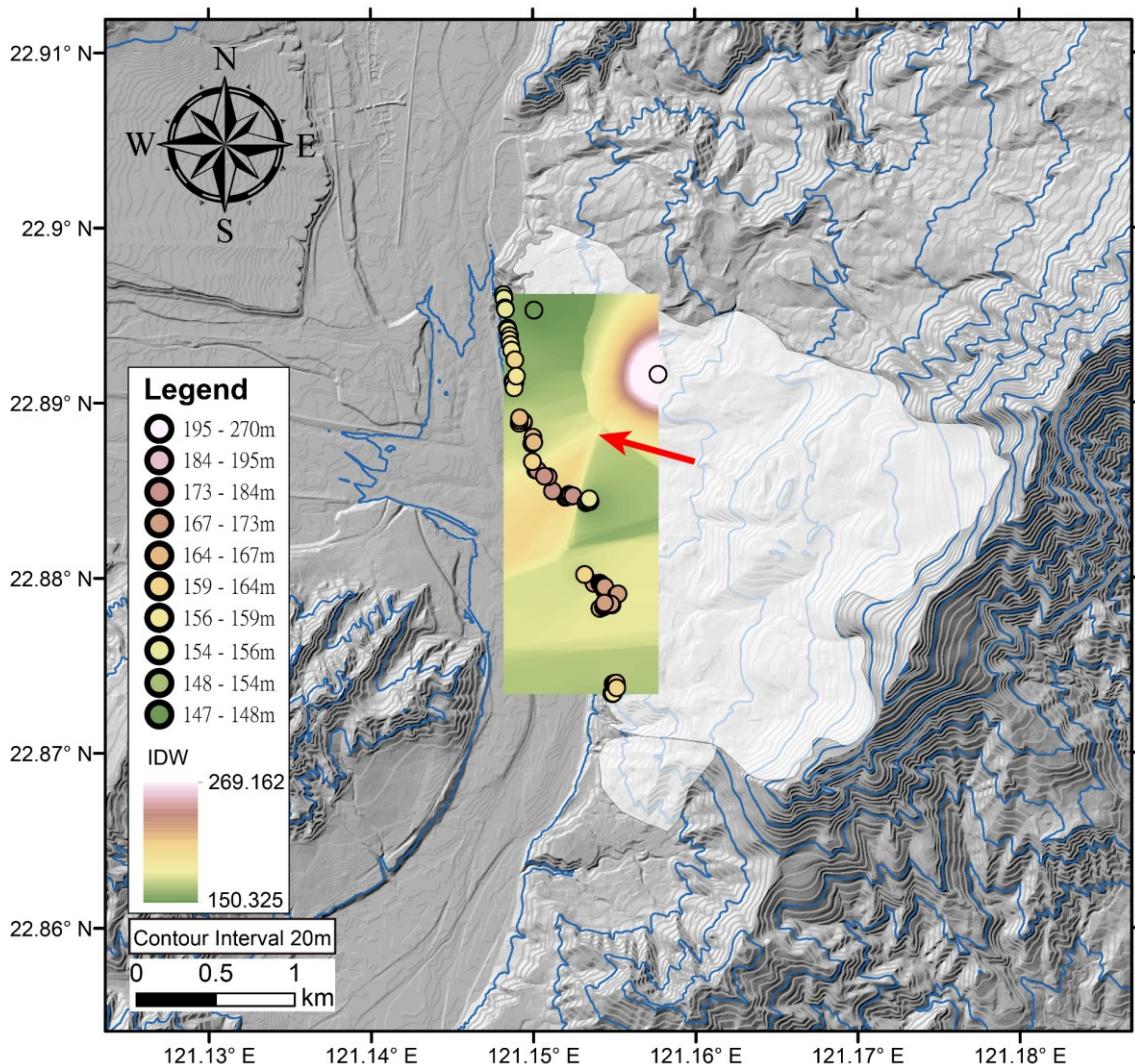


圖 4-1 反距離權重內插法之底岩交界面高度分布圖。



#### 4.1.2 曲規線內插法

將底岩交界面之高度資料點進行曲規線內插運算後，得到的結果如圖 4-2。從圖中可觀察到經過內插的數值分布從 424m 到 -356m，而此內插出來的估計值部分區域比現今的地形面低上許多，甚至低於海平面。之所以造成如此異常之分布，是因為曲規線內插法是利用曲線將各資料點進行擬合，生成一個恰好經過所有資料點的平滑表面，如此這種方法較適用於逐漸變化的曲面，而本研究之高度資料在短距離內的高差可達數十公尺，使得擬合的曲線為了使之變的平滑產生與現實差異頗大的估計值。因此，曲規線內插法底岩交界面之高度內插分布圖與真實情況並不符合。

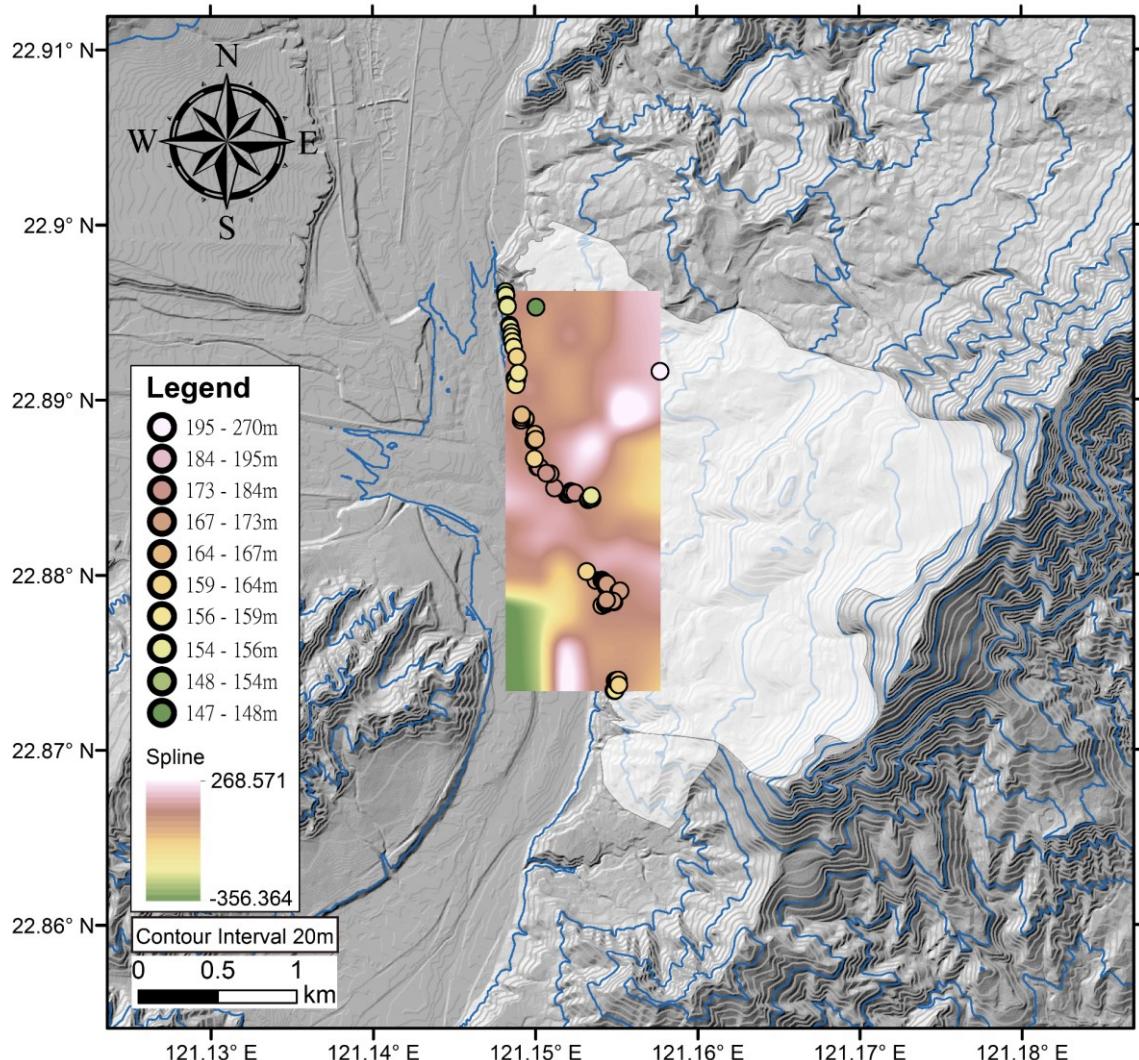


圖 4-2 曲規線內插法之底岩交界面高度分布圖。



#### 4.1.3 自然鄰域內插法

將底岩交界面之高度資料點進行自然鄰域內插運算後，得到的結果如圖 4-3。從圖中可觀察到經過內插的範圍受限於資料點的位置，超出點位範圍的高度分布則無法估計。而自然鄰域內插法運算的高度分布圖與反距離權重法和曲規線法相比平滑許多，看似更成功地推測出古地形面，但與野外露頭的觀察相互驗證，可以發現在剖面 A-A' 中觀察到的底岩交界面由卑南溪上游至下游是變高的（圖 3-12），相對應的資料點分布於黑框中（約 22.886°N 到 22.896°N），而圖 4-3 中則皆維持於相同的高度，與野外觀察不符。此方法受限於測量資料的完整性與均一性，且會受到邊界效應影響，對於缺乏資料且需要推測的部分並無法做出良好的估算。

因此，自然鄰域內插法底岩交界面之高度內插分布圖與真實情況有所差距。

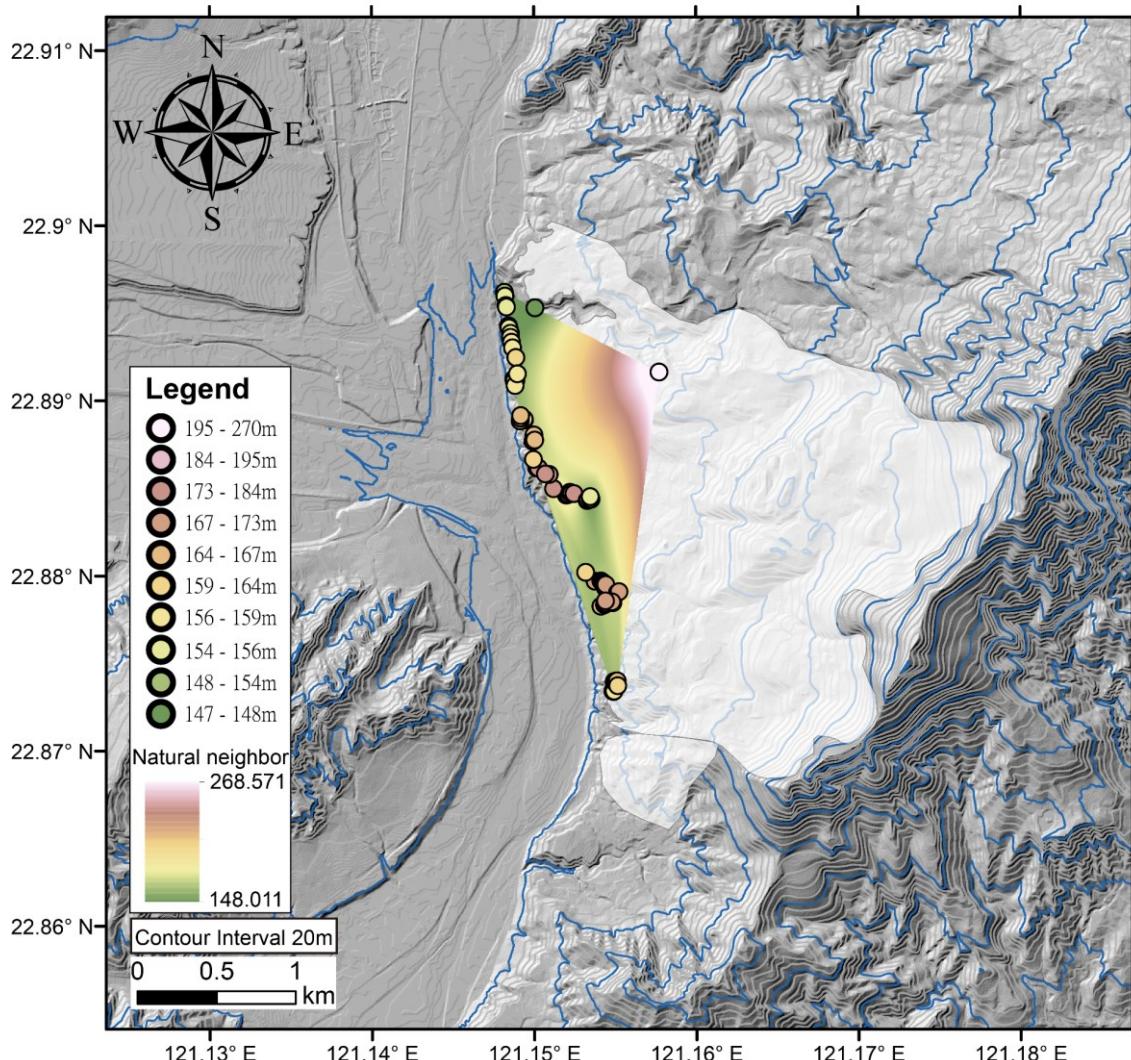


圖 4-3 自然鄰域內插法之底岩交界面高度分布圖。



#### 4.1.4 克利金內插法

將底岩交界面之高度資料點進行克利金內插運算後，得到的結果如圖 4-4。從圖中可觀察到在底岩交界面的高度分布與反距離權重法內插結果相似，但中間高區（淺黃色）與南北低區（黃綠色）間的高度差距較小。可從整體的區域地形觀察到，大致上有一地形高度較低的區域於鹿野溪匯流口北邊向東繞進鸞山山崩內部，繞過匯流口東邊的地形高區，於匯流口南邊向西接連至如今卑南溪之河道。綜合野外露頭的觀察，變質岩顆粒河道礫石為古卑南溪主流之河道沉積物（圖 3-19，頁 42），從位置來看，此河道沉積物位置正落於此地形低區中，因此筆者認為此地形低區為過去鸞山山崩未發生前之古卑南溪河道。而古卑南溪河道的高度於內插高度分布圖上有高高低低的起伏，與實際河道高度應為上游至下游高度越來越低有些許落差，這是因為本研究對於山崩底下未被出露的地形缺少測量資料，以至於內插結果出現不符現實的狀況，無法完整重建過去古地形面。

除了曲規線內插法與野外觀察差異極大外，其餘幾種內插方法皆顯示在海岸山脈內部存在一地形低區，只有分布位置有所不同，但本研究推論此地形低區為卑南溪的古河道，且繞過鹿野溪匯流口東側之地形高區。將這幾種內插方法相互比較之下，反距離權重內插法和自然鄰域內插法的內插結果與野外露頭觀察有較大的差異，雖然克利金內插法的內插結果也存在一些不符現實的情況，但比起其他方法此結果相對較為可信，且大致符合野外觀察。因此，本研究推測克利金內插法所估算之底岩交界面高度分布圖最為接近鸞山山崩發生前的古地形面。

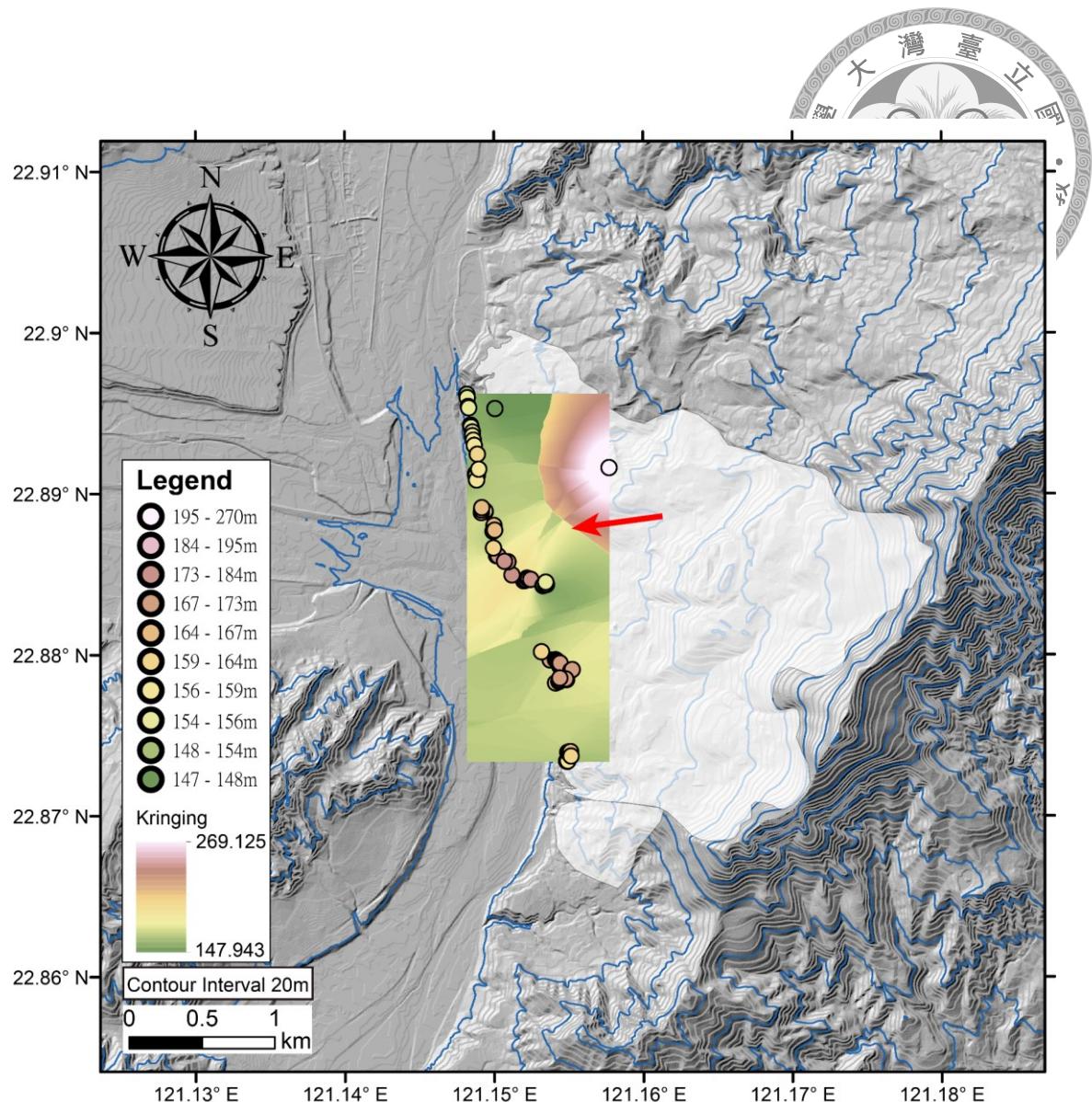


圖 4-4 克利金內插法之底岩交界面高度分布圖。

#### 4.2 高程修正點位增加

由克利金內插法估算的古地形面，可以發現在鸞山山崩之下，有一古卑南溪的古河道，且可大致辨認出該古河道的位置。然而受限於野外露頭的分布，底岩交界面高度測量資料主要集中於古河道的西側，東側較為缺乏，因此在克利金內插結果內並未能夠顯示出該古河道的詳細形貌。因此，本研究依據野外測量資料與觀察，設定一系列的高程修正點於缺乏測量資料的地方，分別代表不同高度群的底岩與上覆沉積物交界面，藉此將古河道的形貌合理地描繪出來，以與野外觀察相符。



由於克利金內插結果已顯示出古河道大致的位置（圖 4-4），因此本研究依據先前內插出來的結果，首先設置一系列代表古河道中軸的高程修正點，如圖 4-5 之深綠色三角形。這些高程修正點的高度參考位於鸞山溪（剖面 B—B'）內的野外測量資料 ( $121.15^{\circ}\text{N}, 22.90^{\circ}\text{E}$ )，此點位於克利金內插結果之古河道內底岩交界面的海拔高度經測量約為 147.9 公尺高，為本研究區域所測量到底岩交界面的最低高度，故本研究假設此高度為過去鸞山山崩未發生前該位置的卑南溪主流河道中軸。這點高程資料位於古河道的北側，亦即古河道最上游的位置，因此下游所增加的古河道高程修正點高度必須比 147.9 公尺低。假設古河道的坡度與現今卑南溪的坡度大致相同，而本研究利用 RTK-GPS 所測量現今卑南溪於此段的河道坡度約為 0.382 度（圖 4-6），依據此河道坡度即可依序設定一系列古河道高程修正點之海拔高度。本研究將這些代表古河道中軸的高程修正點稱為 Group I（圖 4-5），由最北方的 147 公尺高（上游）向南到最南端 134 公尺高（下游），與現今河道高差約 40 公尺。

將代表古河道中軸的高程修正點位置與高度設定完後，下一步便要決定該古河床的寬度與形貌。本研究參考現生河岸約高出河道約 10 公尺左右，故採用高出古河道約 10 公尺左右的高程資料測量點（150 至 160 公尺高）作為古河道之邊緣，這些測量點大致分布在卑南溪主流北側（約  $121.15^{\circ}\text{N}, 22.89^{\circ}\text{E}$  處，剖面 A—A' 的 300—1000 公尺間）與剖面 C—C' 所在之支流內。由於這些高程測量資料僅分布於古河道中軸（Group I）的西岸，因此本研究利用這些測量資料與古河道中軸的距離，並參考現今卑南溪河道寬度，可設置河道西側的高程修正點，並大致估算出古河道中軸至西岸的寬度，約為 150 至 200 公尺。而東岸古地形由於完全被鸞山山崩崩積物所覆蓋，所以沒有 150 至 160 公尺高的測量資料可供參考，於是本研究將古河道中軸至西岸的寬度，同樣地設定為中軸至東岸的河道寬度，以此設定古河道東岸高程修正點的位置。因此本研究參考測量資料與現今卑南溪河道，設定一約 300 至 400 公尺寬的古卑南溪河谷，於河谷兩岸設定比高約 10 公尺的高程修正點以代表河道邊界，此系列的高程修正點稱為 Group II，高度從上游至下游的分布為 160 公尺到 144 公尺（圖 4-7）。

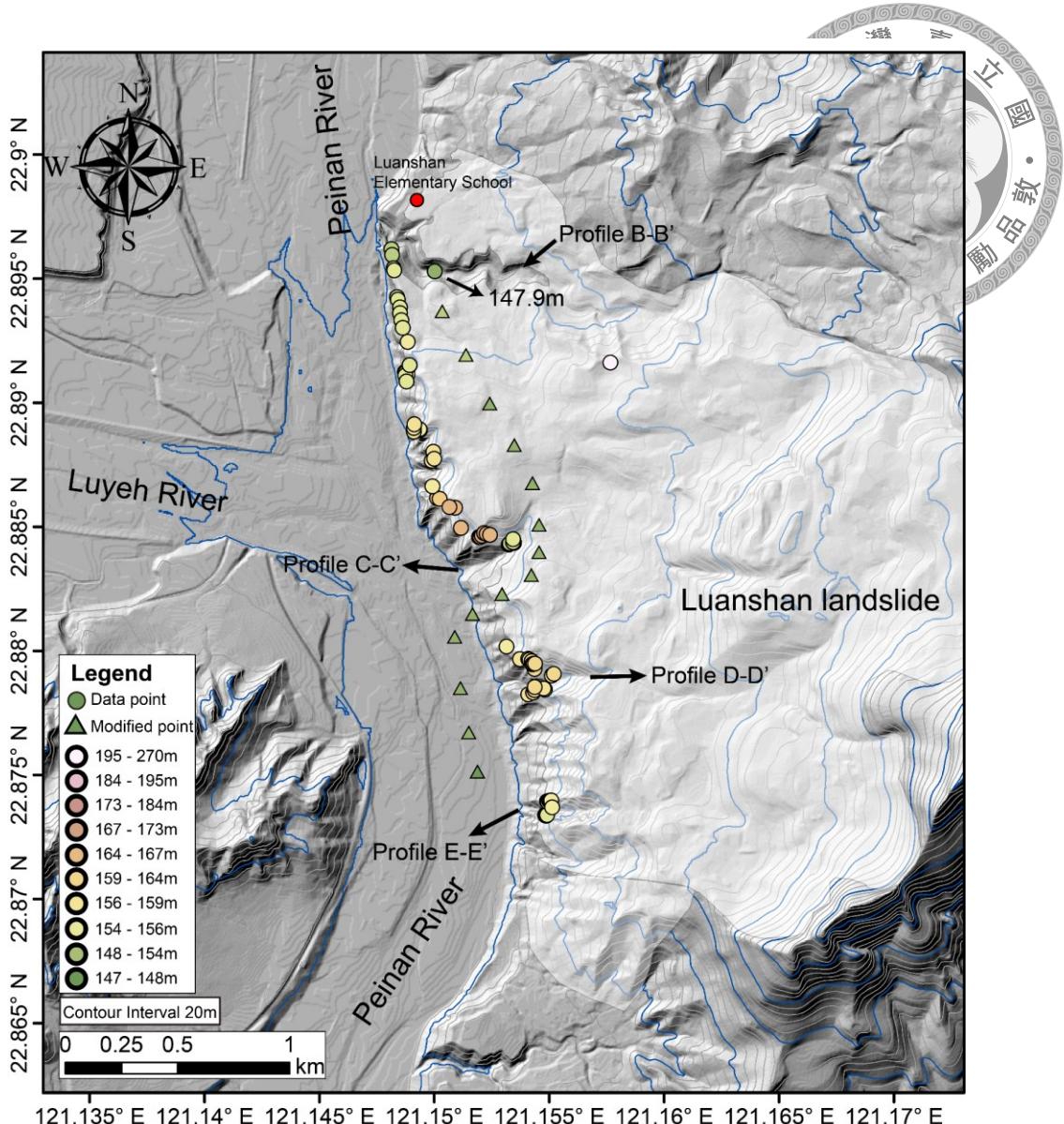


圖 4-5 Group I 之古河道中軸的高程修正點設定。Group I 如圖中深綠色三角形

所示，圓點為野外測量點。

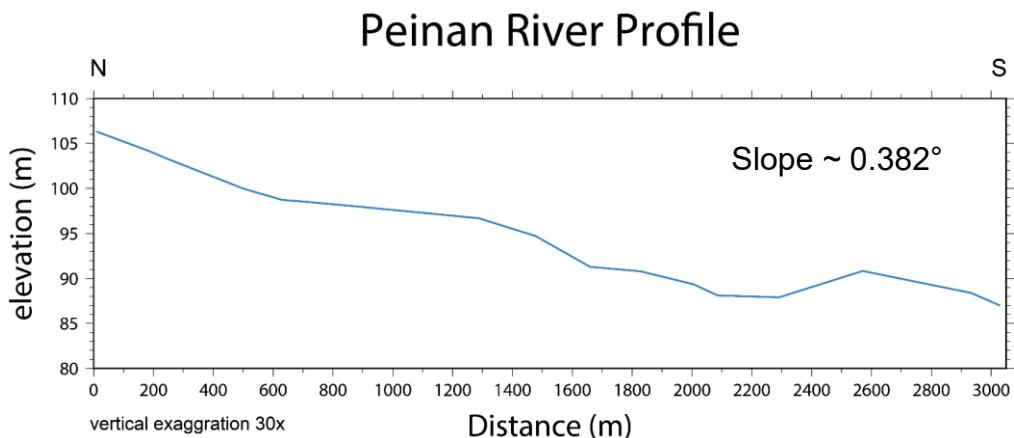


圖 4-6 卑南溪河道坡度。由 RTK-GPS 測量的卑南溪主流（剖面 A-A'）河道坡度，平均坡度約為  $0.382^\circ$ 。

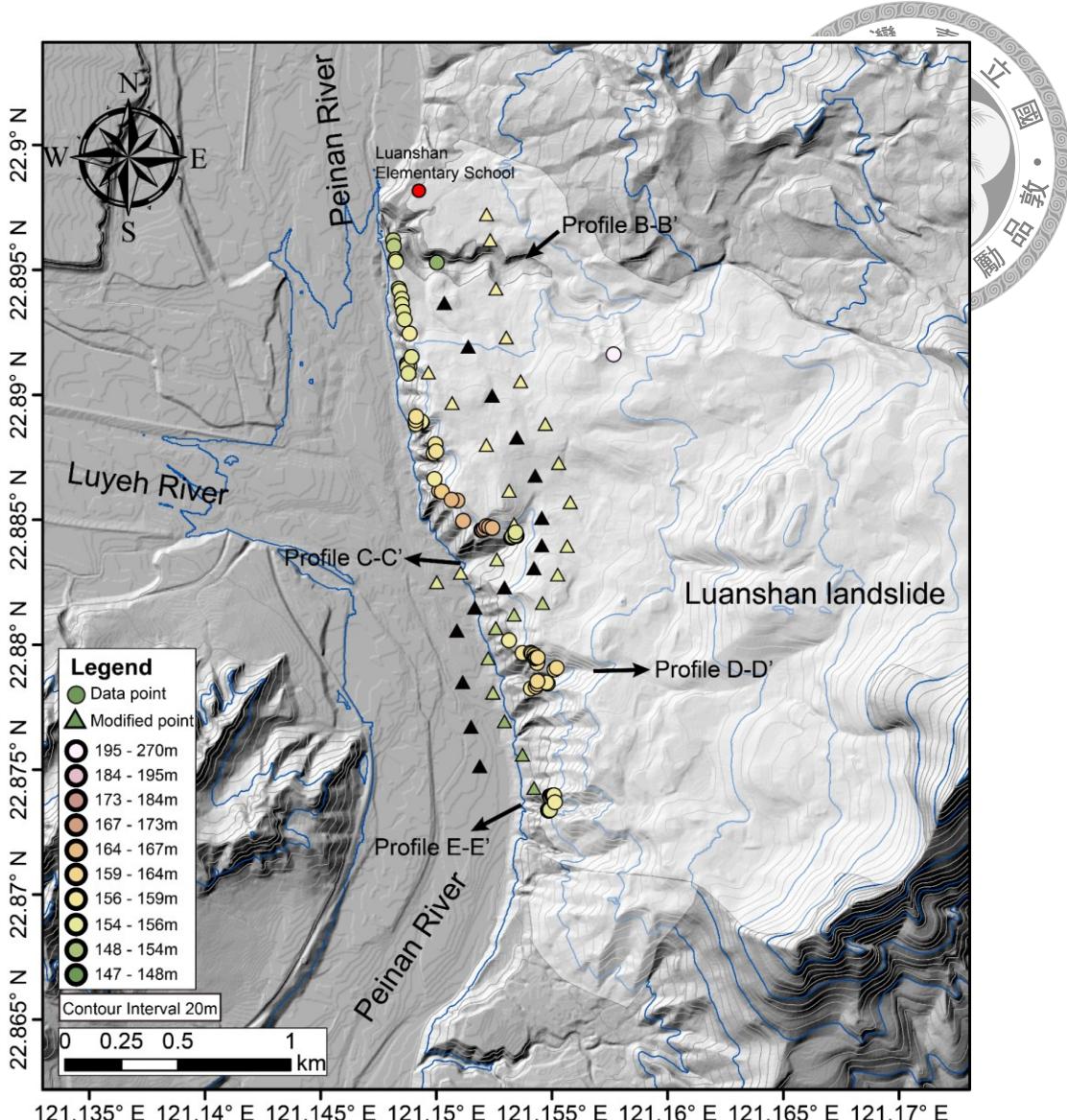


圖 4-7 Group II 之古河道兩側高程修正點設定。Group II 如圖中淺綠色三角形所示，而黑色三角形為 Group I，圓點為野外測量點。

### Side Slope

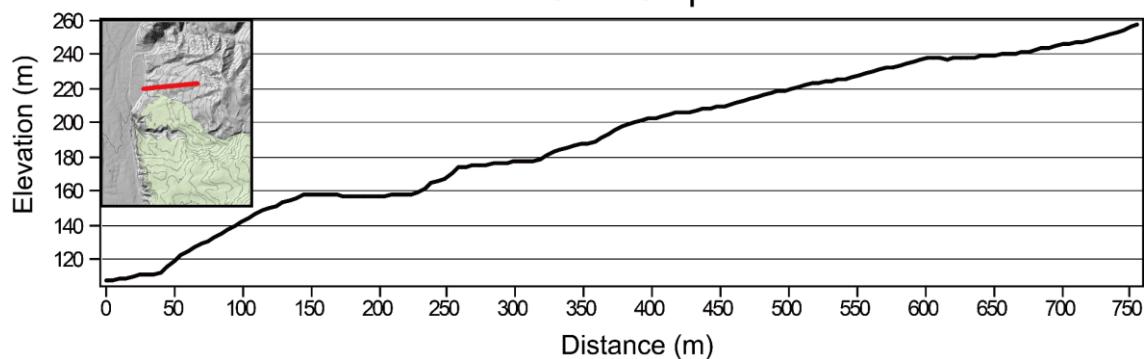


圖 4-8 未受山崩影響之邊坡坡度。此剖面畫於鸞山國小 (Luanshan elementary school) 北側之邊坡，邊坡坡度約 12°。此地未被崩積物掩埋，可當作卑南溪邊坡坡度的依據。

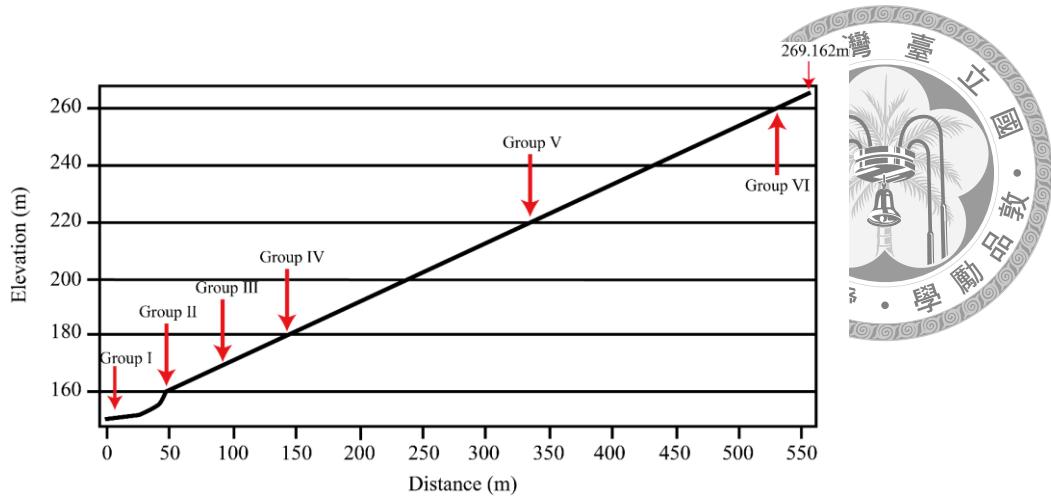


圖 4-9 古河道東岸高程修正點設置示意圖。設定依據坡度  $10^{\circ}$  到  $14^{\circ}$  進行線性內插各個高度的高度修正點位置。

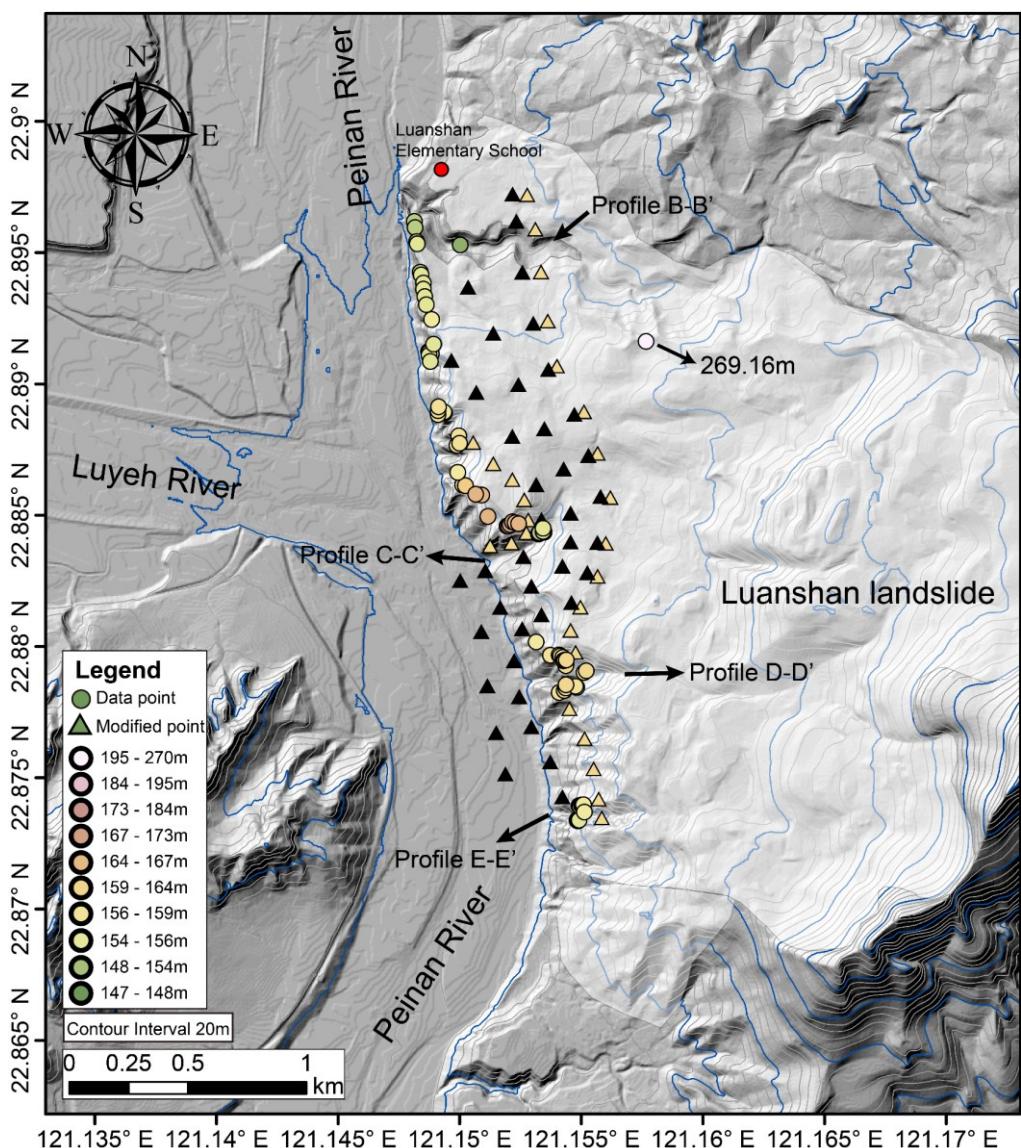


圖 4-10 Group III 之古河道邊坡高程修正點設定。Group III 如圖中淡黃色三角形所示，而黑色三角形為 Group I~II，圓點為野外測量點。



將代表古河道兩岸的高程修正點（Group II）位置與高度設定完後，下一步便要決定該古河道兩側邊坡的地形。本研究在邊坡高程修正點位置的設定上，依據古河道東西兩側有所不同，由於西側的測量資料較為密集，因此西側的邊坡形貌可以依據野外高程測量資料以線性內插來設定。然而由於東側測量資料較為缺乏，僅在剖面 D-D' 所在支流內有一群高度約 170 公尺的資料，而在其餘大部分的地方皆無資料可做參考或限制。因此本研究參考古河道西側所設定的邊坡坡度、古河道北方未受山崩影響的卑南溪東側邊坡坡度（圖 4-8）與古河道東側最高的觀測資料點（約  $121.158^{\circ}\text{N}, 22.892^{\circ}\text{E}$  處，269.16 公尺高）來做為設定古河道東側高程修正點位置的依據，而這些邊坡坡度經計算後約分布在  $10^{\circ}$  到  $14^{\circ}$  之間。依據這些資料，本研究將古河道東側的區域以一坡度約  $10^{\circ}$  到  $14^{\circ}$  之斜面來代表，並以線性內插方式來設定。這一系列的高度修正點，分別為 Group III~VI（圖 4-9），用以代表因山崩掩埋而無法觀測的邊坡地形。

Group III 設定為較 Group II 高約 10 公尺的邊坡，高度設定從上游至下游皆為 170 公尺（圖 4-10），古河道西側設定位置參考 170 公尺高左右的野外測量資料，東側則依據上述約  $10^{\circ}$  到  $14^{\circ}$  之斜面進行線性內插，以設定其分布位置。而本研究區域內有兩個區域的野外測量底岩高度皆在 170 公尺高左右，分別是古河道西側的鹿野溪匯流口對岸（約  $121.150^{\circ}\text{N}, 22.888^{\circ}\text{E}$  處，剖面 A-A' 的第二階）與東側的剖面 D-D' 所在支流內。因在剖面 D-D' 所在支流測量到的底岩交界面高度約為 170 公尺，為了使設定的高程修正點符合野外觀察，故本研究將下游的高程修正點也設定為 170 公尺高，與上游同高，較 Group II 高出 10 到 20 公尺。Group IV 的高度設定從上游至下游較 Group III 高 10 公尺，為 180 公尺（圖 4-11），古河道西側位置設定參考 180 公尺高左右的野外測量資料，東側依據上述之線性內插結果設置。而本研究的野外測量高度資料於 180 公尺高左右的區域為古河道西側的鹿野溪匯流口對岸（約  $121.150^{\circ}\text{N}, 22.888^{\circ}\text{E}$  處，剖面 A-A' 的最高一階）與剖面 C-C' 所在支流內。

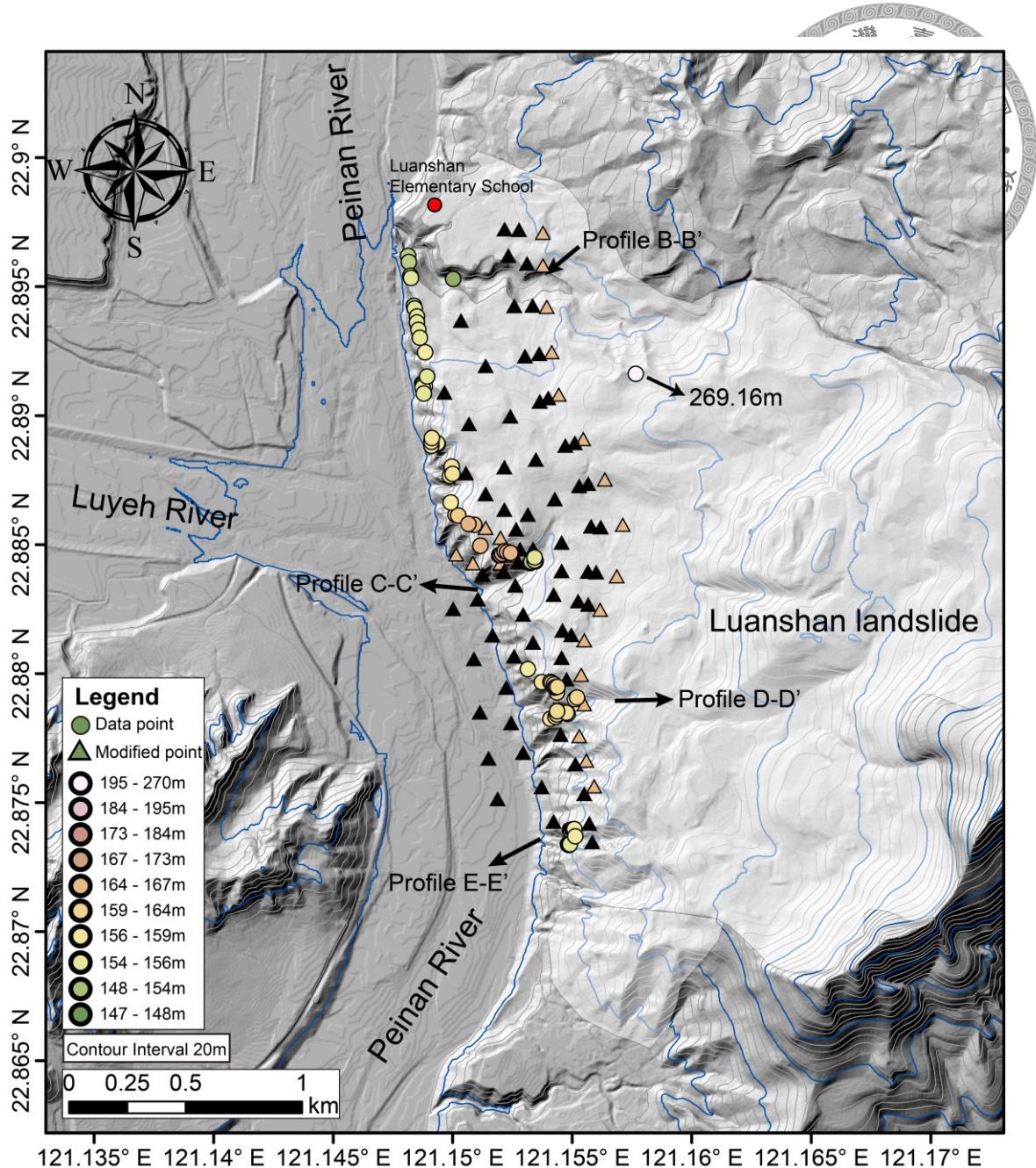


圖 4-11 Group IV 之古河道邊坡高程修正點設定。Group IV 如圖中橘色三角形所示，而黑色三角形為 Group I~III，圓點為野外測量點。



Group V (圖 4-13) 和 Group VI (圖 4-14) 兩組高程修正點的高度分別設定為 220 與 260 公尺，因野外測量並未測到 200 公尺以上的底岩交界面，所以本研究取 220 與 260 公尺作為代表，用以填充 Group IV 到古河道東側頂部測量資料間的過渡，使之後的古地形內插估計可以更加平滑。而這些高程修正點的位置與 Group III 和 Group IV 一樣，依據坡度  $10^\circ$  到  $14^\circ$  的斜面線性內插來設定。

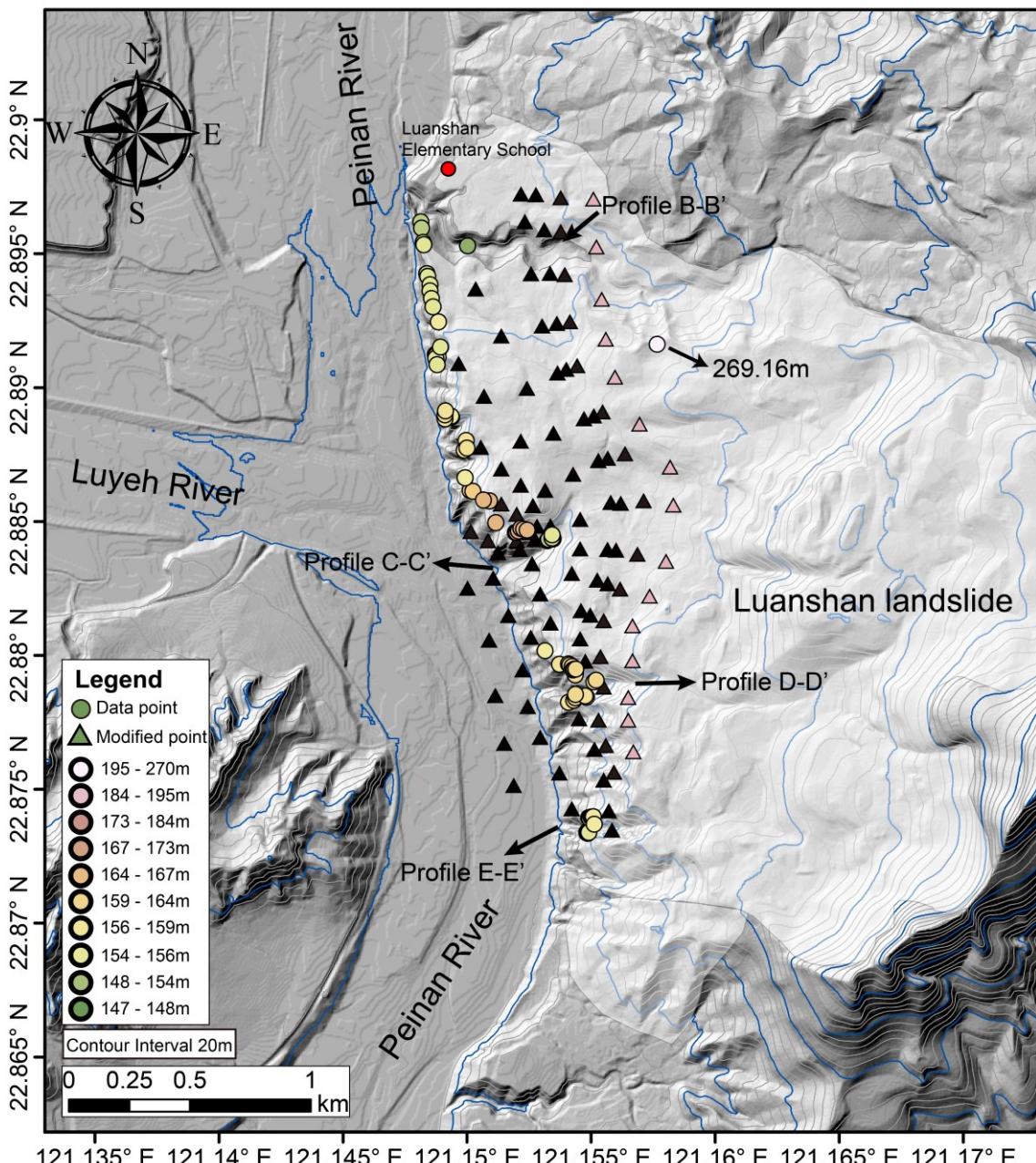


圖 4-12 Group V 之古河道邊坡高程修正點設定。Group V 如圖中暗紅色三角形所示，而黑色三角形為 Group I~IV，圓點為野外測量點。

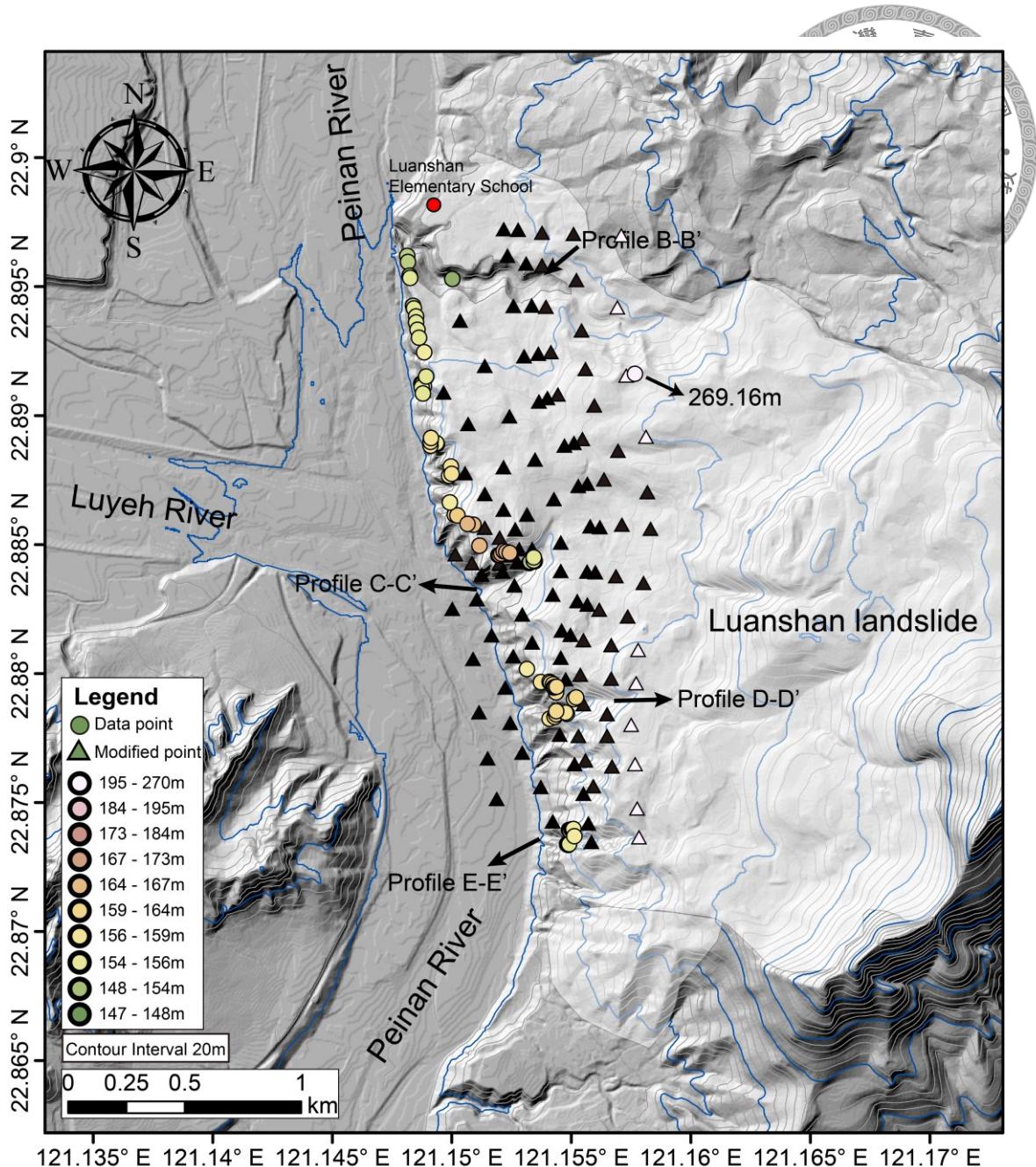


圖 4-13 Group VI 之古河道邊坡高程修正點設定。Group VI 如圖中白色三角形所示，而黑色三角形為 Group I~V，圓點為野外測量點。



### 4.3 古地形內插估計修正

將高程修正點設定完成後，本研究使用前述最符合野外觀察的克利金內插法進行古地形重建。將高程修正點與本研究所測量的底岩交界面高度資料一起進行克利金內插運算後，得到的古地形高度分布圖如圖 4-15 所示。從圖中可觀察到經內插估算後，古卑南溪在鸞山山崩未發生前於鹿野溪匯流口北方（即現今鸞山國小處）向東流入海岸山脈。而在鹿野溪匯流口正東方之位置，古卑南溪開始轉變為向西流，河道位置流於距現今河道東方 300 至 700 公尺處。而轉向西方的河道於剖面 C-C' 與剖面 D-D' 所在之卑南溪支流中間流出，使古卑南溪流回現今卑南溪河道之位置。

經過修正之後，古河道較未加入高程修正點之前的內插結果更加平滑，且從上游自下游的高度慢慢降低，與現今卑南溪之河道坡度相同。但必須注意的是，卑南溪古河道如今已被鸞山山崩的崩積物掩埋，在野外觀察時僅能發現並測量那些被河流下切所出露的底岩交界面露頭。但在未被河道流經的區域，本研究僅能以內插模擬出過去古地形的高度分布。由於古河道的西側有較多且密集的測量資料，所以內插模擬出來的結果較為可信，也與過去山崩未發生前的古地形面較為接近，符合本研究對古地形預測的期待。然而在古河道東側，本研究中僅有一個測量高度資料（269.16 公尺高），且與其他資料的高程資料有相當差距，所以本研究受限於野外觀測資料，只能參考古河道西側所設定的邊坡坡度、鸞山北方未受山崩影響的卑南溪東側邊坡坡度與古河道東側頂部的資料點，使用線性內插來設定古河道東側的古地形面高度。這樣設定的結果使得東側相較於西側的內插結果品質要低上許多且較為主觀，若是將來發現更多的野外底岩交界面露頭，將可精進此一古河道東側古地形之推測結果。

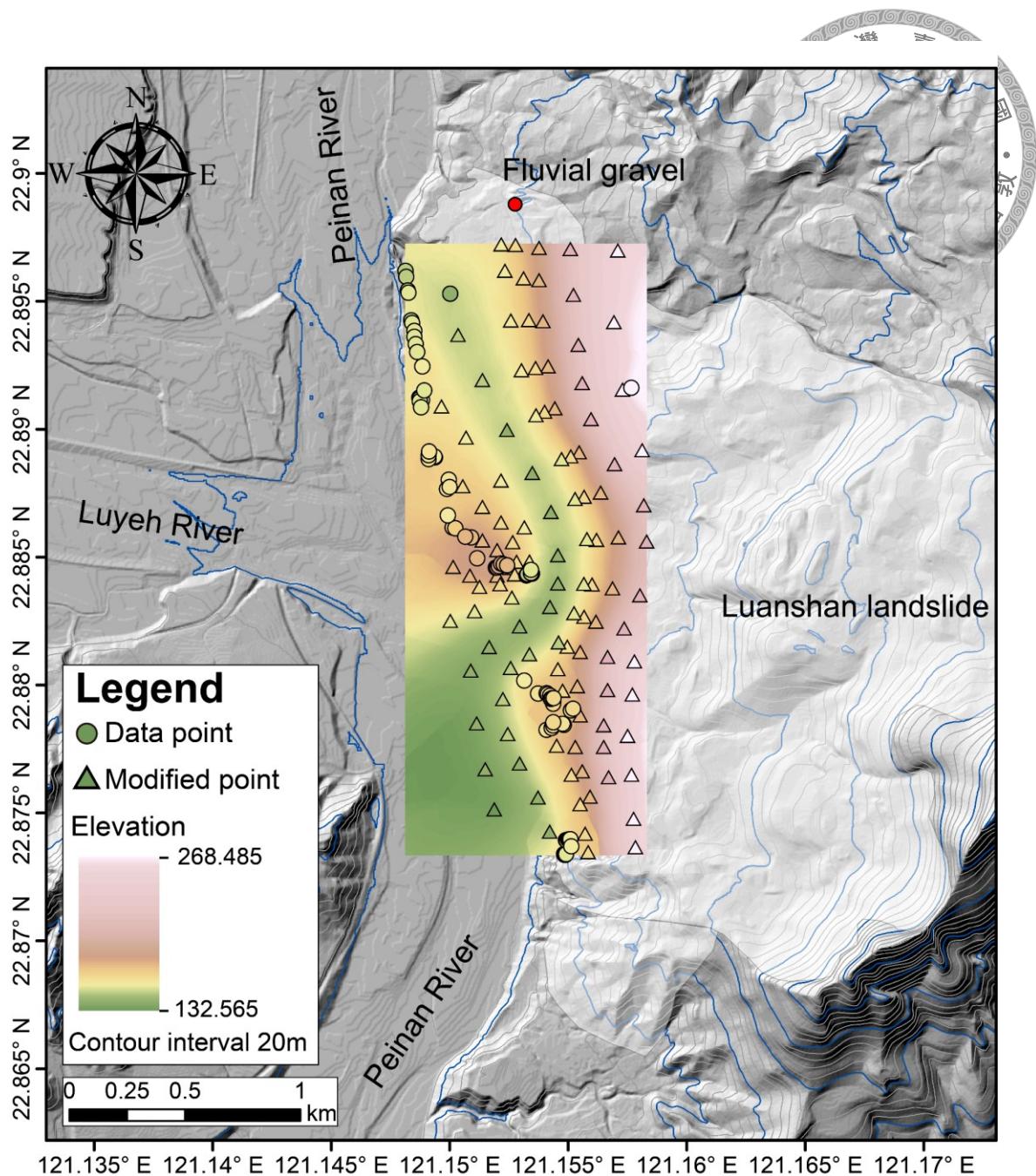


圖 4-14 山崩未發生前之古地形面推測結果。以野外測量資料與高程修正點進行

克利金內插運算的古地形面高度分布圖。



## 第五章 區域地形演化歷史

### 5.1 卑南溪河道演育

綜合前述結果（章 4-3）可以得知，於鸞山山崩發生之前，卑南溪曾經流在現今河道東方約 300 至 700 公尺處。將此古河道之位置對應到地質圖上可發現，此一古河道位於利吉斷層的上盤（圖 5-1），表示古卑南溪由北向南流時曾於現今鸞山大橋東南方向東轉流入利吉斷層之上盤，而後在海岸山脈內部轉彎向西流，於現今本研究測量的 C-C' 與 D-D' 剖面所在支流間向西南流至現今卑南溪河道的位置。

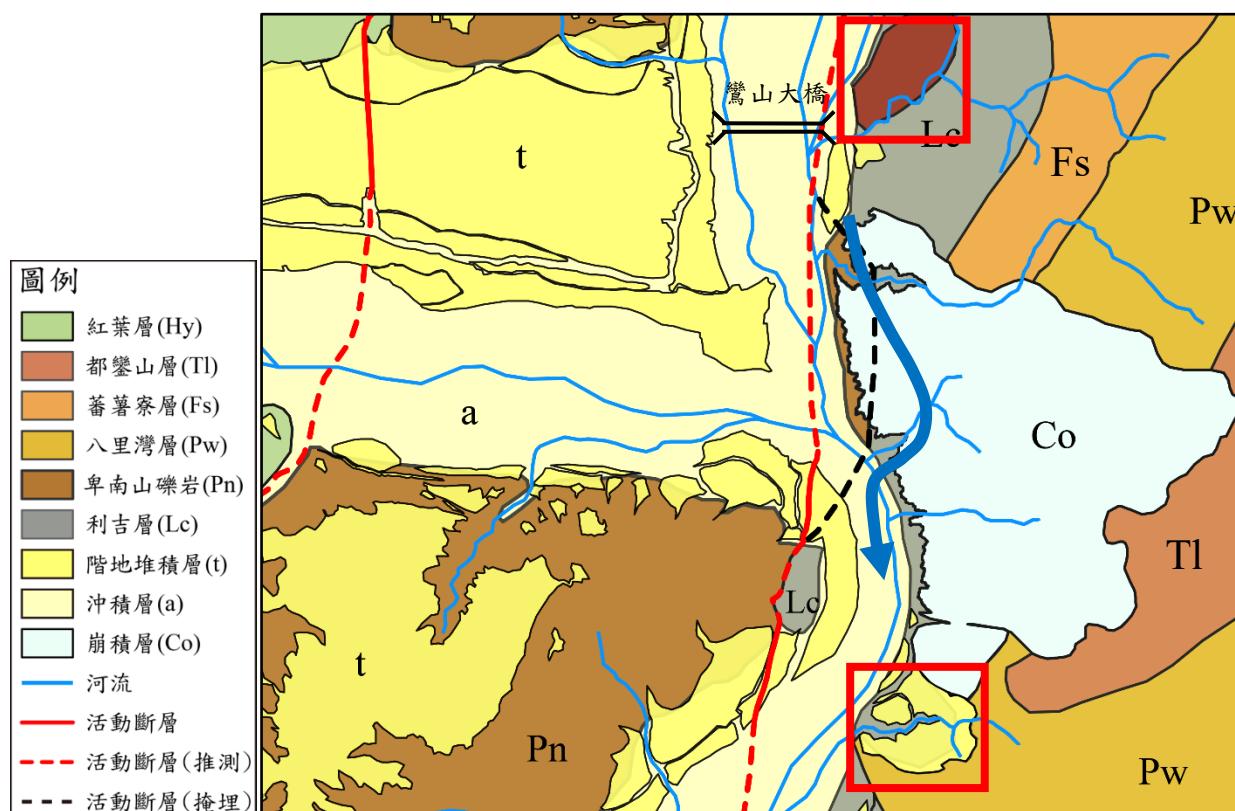


圖 5-1 卑南溪古河道與鸞山地區地質圖。深藍色箭頭為本研究發現之卑南溪古河道於現今地質圖上所分布之位置；北側之紅色方框為利吉層之安山岩外來岩塊，南側之紅色方框為阿幫安階地。



從地質圖上可以觀察到，有兩處地方可對推測卑南溪河道變遷歷史有所幫助，第一處為鸞山大橋東側之利吉層內安山岩外來岩塊（圖 5-1，北側之紅色方框）；第二處為阿幫安階地（圖 5-1，南側之紅色方框）。利吉層內之外來岩塊直徑長約數百公尺，坐落於卑南溪東岸，高度距河道可達一百公尺高，岩性為堅硬的安山岩（圖 5-2）。而此安山岩外來岩塊坐落於此處暗示著過去兩三千年以來卑南溪應繞過此堅硬的安山岩塊流於此安山岩塊之西側，提供本研究對於過去卑南溪北側河道變遷位置之限制。



圖 5-2 利吉層安山岩外來岩塊照片。照片於鸞山大橋（位置如圖 5-1）上向東拍攝。



圖 5-3 阿幫安階地照片。紅色箭頭為古河道流入階地的位置。白色長條為阿幫安之三階河階，由高至低可分別對應至紀權宵（2007）描述之 FT2、FT3 與 FT5。照片於卑南溪西岸向東拍攝。



而阿幫安階地位於本研究發現之古河道的南邊。由卑南溪向東岸看，阿幫安的三階河階可以很清楚的辨認出來，數公尺厚的礫石層沉積於青黑色的利吉層上（紀權，2007；圖 5-3）。從 DEM 上可以觀察到，三階河階最高的一階為一高位環流丘，被第二階包圍在內（圖 5-4）。此環流丘的地形指出在過去卑南溪河道可能從阿幫安階地的第二階北側流入，繞過第三階階地，從第二階的南側流出，如圖 5-4 紅色箭頭所示，提供本研究區域南側對於河道位置的限制。

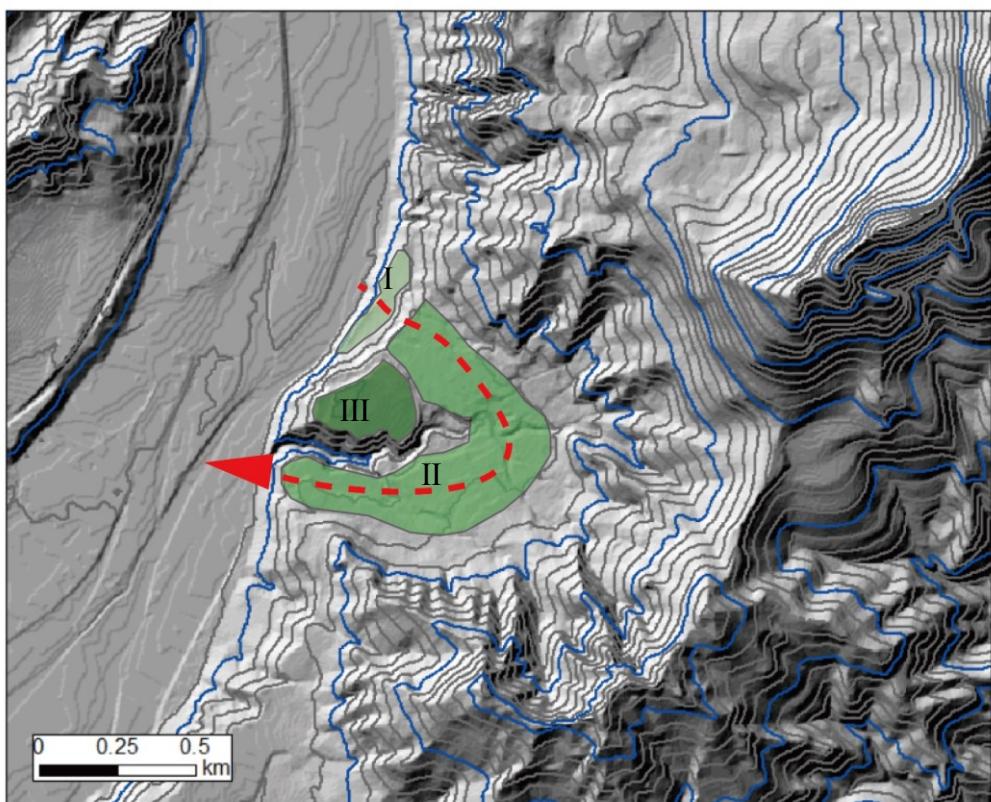


圖 5-4 阿幫安階地分布圖。阿幫安階地三階的高度可對應至圖 5-3 三階，III為最高、I 為最低。紅色箭頭為過去卑南溪之流向。

現今的卑南溪大致上是沿著利吉斷層的斷層跡向南流，而利吉斷層屬於縱谷斷層的南段（陳文山等人，2008）。前人許多的研究皆顯示，縱谷斷層為滑移速率非常快且在持續活動的構造（Angelier et al., 1997；Lee et al., 2001、2003；Shyu et al., 2005、2008；Chen H. Y. et al., 2006；Chuang et al., 2012；陳文山，2014），其上盤相對下盤的縱谷盆地約以 20–32 mm/yr 的速率快速抬升（Shyu et al., 2016）。正



常情況下，水往低處流，河流應該要流在一條持續抬升之斷層下盤所形成的盆地內，或沿著斷層跡的位置流，縱谷之中的主要河流位置亦大多如此。而本研究區域內，安山岩外來岩塊與阿幫安階地兩處地形僅相距約 4.3 公里，過去的卑南溪於此段應沿著利吉斷層的斷層跡或向南流，或流於斷層下盤上，如同現今卑南溪河道的位置。但本研究發現的古河道卻位於斷層的上盤，且由原本流於斷層下盤之上游（安山岩外來岩塊處），於鸞山突然轉為流入上盤，最後又於下游流回下盤。故本研究推測在過去古卑南溪曾發生一些作用，迫使卑南溪於鸞山地區的河道流到斷層上盤。

根據 Shyu et al. (2008) 的定年資料，鹿野溪北岸的龍田階地為一大規模沖積階地，發育至約 3350 Cal BP，之後停止向上加積。而鸞山山崩根據前人對被山崩掩埋的泥質沉積物定年所得到的年代約在 2010–2850 Cal BP，僅與龍田階地生成發育的時間相差數百年，本研究發現的古河道則正是存在於鸞山山崩發生之前。於是本研究根據地形分布與年代推測原本流於利吉斷層下盤或斷層跡上的古卑南溪，可能是受到支流鹿野溪的大規模沖積扇（現今龍田階地）快速發育時不斷的向前加積，使得古卑南溪向東邊侵蝕岩性較為脆弱的利吉層邊坡，遷徙到本研究於野外所發現的古河道位置，於現今河道東方大約 300–700 公尺處（圖 5-5）。

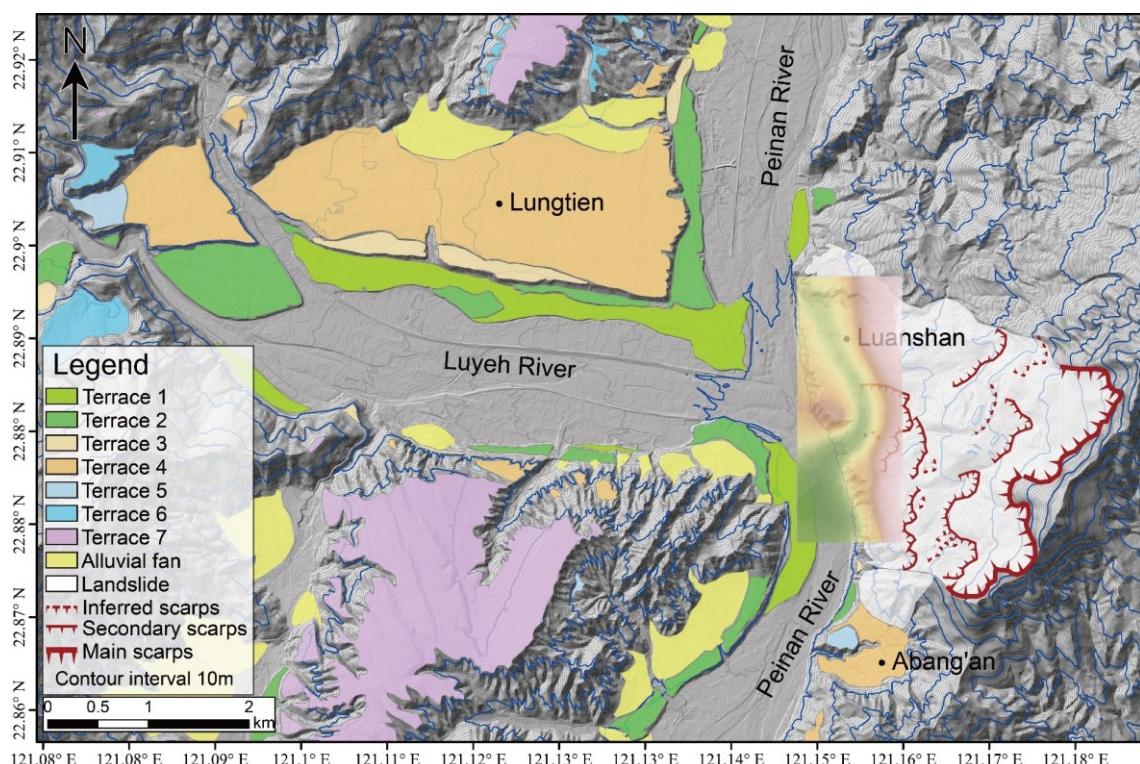


圖 5-5 古河道與河階分布圖。

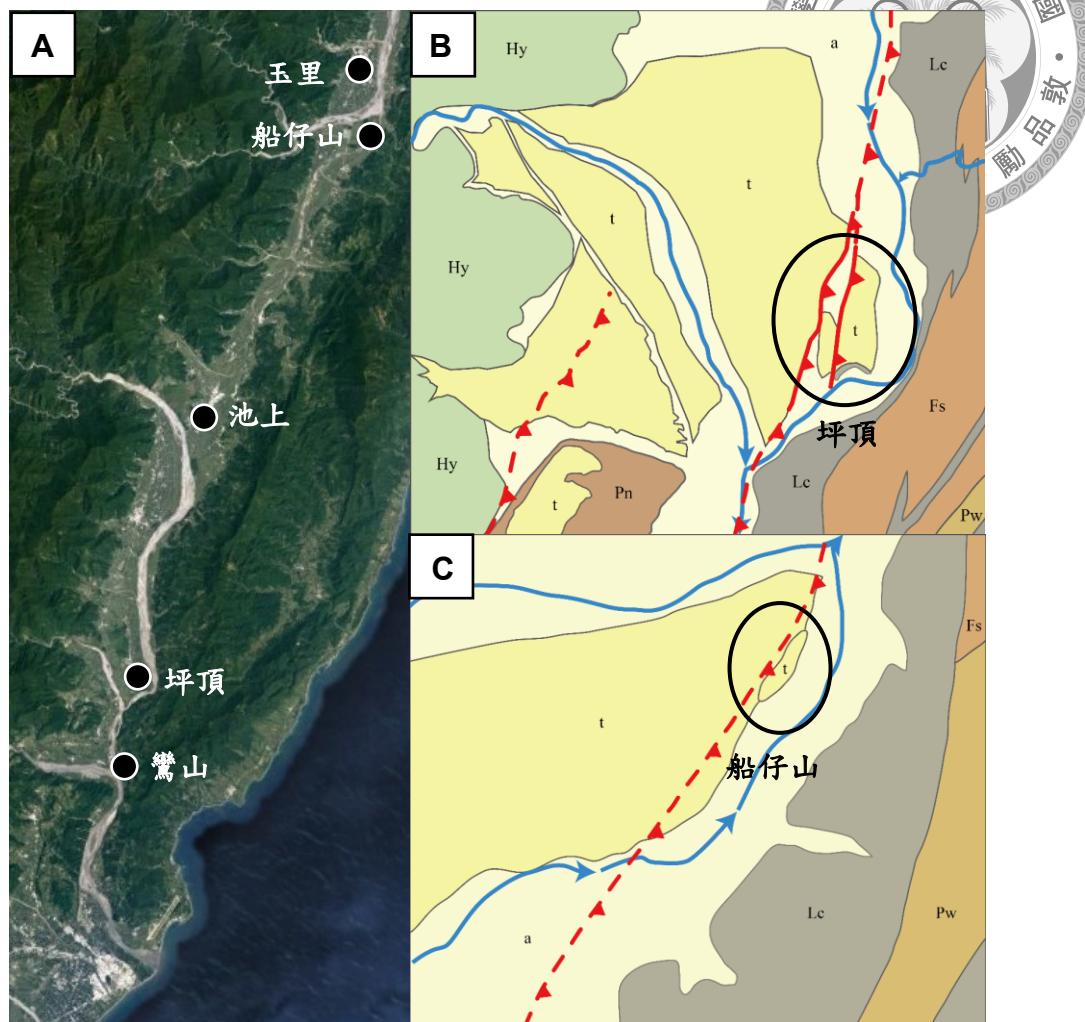


圖 5-6 坪頂與船仔山之分布位置與地質圖。 (A) 花東縱谷南段各鄉鎮分布之衛星影像，取自 Google Earth。(B) 瑞源地區坪頂階地地質圖（參考自林偉雄等人，2008）。(C) 船仔山地區地質圖（參考自王源等人，1992）。

如同前述，現今花東縱谷內之主要河流多流於縱谷斷層的斷層跡或下盤，然而有兩處地形與鸞山類似，均有小段河道流於縱谷斷層上盤。第一個是位於鹿野北邊的瑞源地區坪頂階地（圖 5-6、B），第二個是玉里南方的船仔山（圖 5-6、C）。坪頂階地位於支流鹿寮溪向東匯流入主流卑南溪處，為一底岩型河階。底岩為利吉層，上覆一薄層礫石，礫石層為過去鹿寮溪沖積扇的沉積物。坪頂階地被西側的縱谷斷層所抬升約 50 至 60 公尺，為前人辨認縱谷斷層地表變形的重要指標（Shyu et al.,



2008)。該處卑南溪原本沿著縱谷斷層之斷層跡向南流，於瑞源地區受到從西邊發育的鹿寮溪大規模沖積扇影響，使卑南溪河道向東遷徙，侵蝕東邊的利吉層邊坡，河流流至縱谷斷層上盤。當卑南溪繞過受鹿寮溪沖積扇影響的瑞源地區，河流又從上盤流回縱谷斷層的下盤。而船仔山位於玉里南方，支流樂樂溪向東匯流入主流秀姑巒溪處，為一個被其西側縱谷斷層抬升約10公尺的階地(葛岳淵等人，2012)。秀姑巒溪於船仔山南邊時向北流，於船仔山地區受到從西邊發育的樂樂溪大規模沖積扇影響，使秀姑巒溪向東遷徙，與瑞源地區一樣侵蝕利吉層的邊坡。秀姑巒溪於此處亦從縱谷斷層下盤流到上盤，繞過船仔山後流回到下盤。

整個花東縱谷內僅有鹿野巒山、坪頂與船仔山這三處地點有河流自斷層下盤流到上盤、再流回下盤的現象，這說明此種地形需要達到一些條件才會形成。本研究綜合這幾處地點的地形特徵，推測出形成這種地形可能需要達到以下兩點條件。第一是需要西邊自中央山脈發源的支流形成大規模的沖積扇，沖積扇的沉積物湧入主流河道，促使主流河道側向侵蝕；第二是主流侵蝕東側邊坡的岩性，由於這三處東側邊坡岩性皆為容易被侵蝕的利吉層，故本研究推測此種地形需要具有容易被侵蝕的邊坡，主流被支流沖積扇影響後才得以迅速地向東遷徙，而不是由主流將支流帶來的大量沉積物直接搬運。縱谷內，僅有鹿野巒山、坪頂與船仔山這三處地點達到上述兩個條件，如此才能形成此種地形。



## 5.2 卑南溪古河道與鸞山山崩

本研究藉由坪頂與船仔山地區之地形，推測在山崩發生之前鹿野鸞山地區的卑南溪，受到支流沖積扇發育的影響而向東遷徙。然而鹿野鸞山地區相較於縱谷其他兩處坪頂與船仔山不同之處，為此地後來又發生大規模崩塌事件。本研究推測造成鸞山地區發生大規模山崩可能原因之一是因為河流不斷地側向侵蝕，使東側邊坡達到不穩定的狀態，當極端降雨事件或地震發生就更容易引發鸞山地區的大規模山崩。

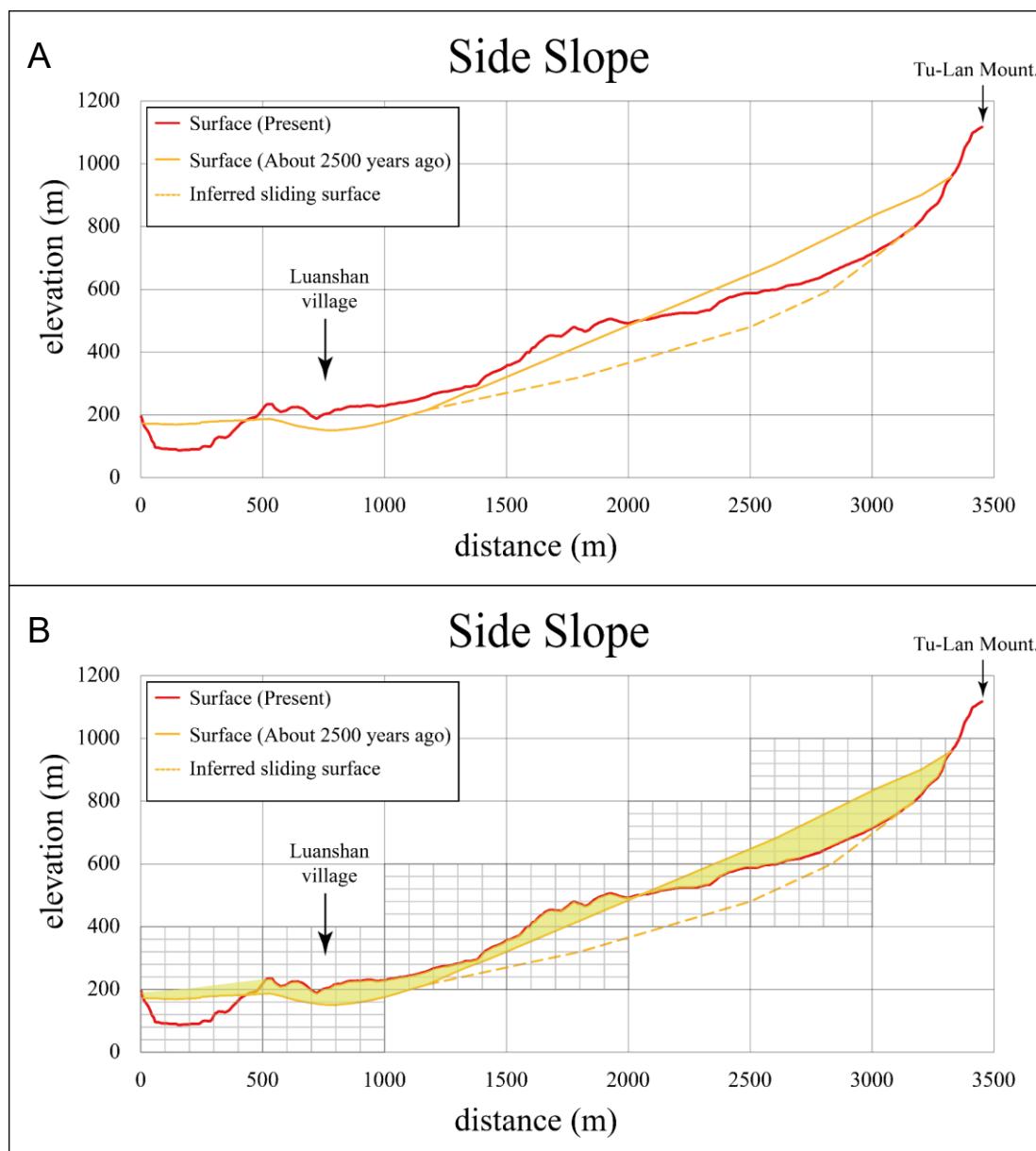


圖 5-7 山崩發生前與現今地形面之比較。(A) 山崩發生前的邊坡與滑動面與現今的地形面。(B) 利用網格大致計算使山崩崩落與堆積面積相等。



本研究將前述內插結果之古河道地形（章 4-3）與現今鸞山地區的邊坡進行比較（圖 5-7）。由於崩積物的掩埋，使得本研究無從得知鸞山山崩的滑動面位於地下何處，於是本研究假設古河道的河岸處為坡腳，將前章設定的古河道東側邊坡（坡度 10–14 度）向上延伸至山崩最上端的崩崖，推測山崩發生前的邊坡地形面（圖 5-7、A），且經簡單計算與微調使邊坡崩落的面積等於堆積的面積（圖 5-7、B），大致上推測過去海岸山脈的邊坡坡度約為 15–17° 之間。於是本研究將鸞山、坪頂與船仔山東側邊坡坡度進行比較，如圖 5-8，紅色線段為鸞山地區之邊坡（平均坡度約為 16°）、綠色線段為坪頂地區之邊坡（平均坡度約為 14°）和藍色線段為船仔山地區之邊坡（平均坡度約為 8°）。從三處地點的邊坡坡度比較可觀察到鸞山地區的邊坡坡度略高出坪頂與船仔山，且鸞山東邊即是都蘭山，為海岸山脈南段最高峰，海拔 1190 公尺。都蘭山的存在，加上較高的邊坡坡度與不斷被侵蝕的坡腳都使得鸞山地區相較其他兩個地區的邊坡更不穩定，當極端降雨事件或地震發生就更有可能引發鸞山地區的大規模山崩。

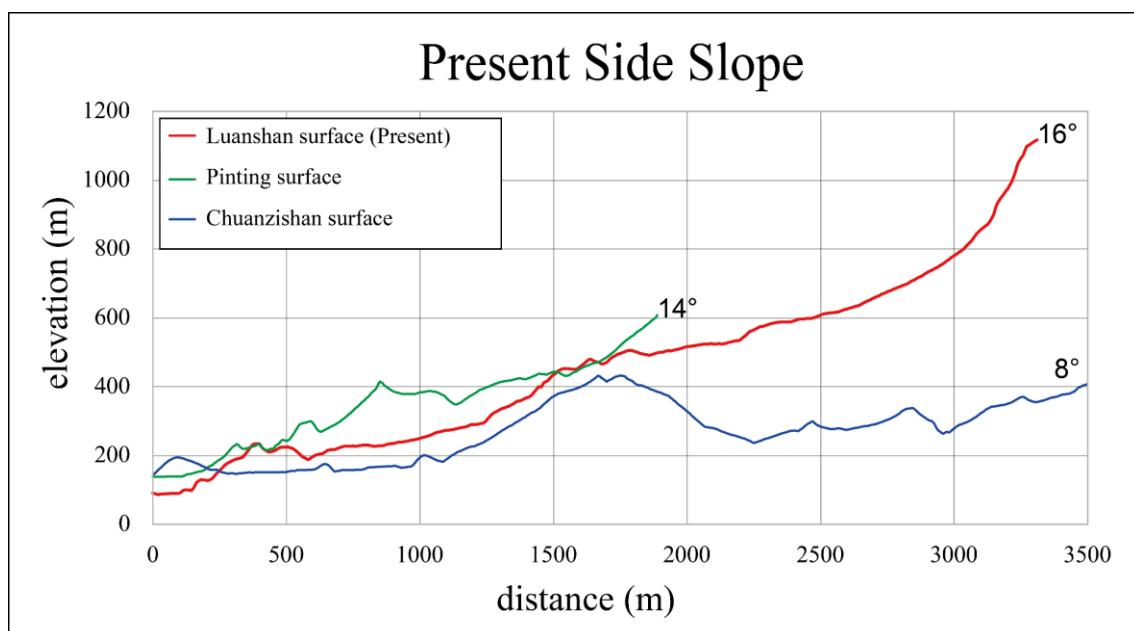


圖 5-8 鳶山、坪頂與船仔山之邊坡坡度。



當鸞山山崩發生後，崩積物掩埋卑南溪的古河道，使得上游地區形成堰塞湖，於鸞山地區留下湖相沉積物，這也成為前人於山崩範圍內能找到可進行定年的樣本來源。然而堰塞湖於臺灣通常維持的時間並不長，以草嶺為例，堰塞湖可在數年到數十年內即潰堤（Chen R. F. et al., 2006）。於卑南溪的堰塞湖潰堤後，溪水迅速地搬運走堵塞住河道的崩積物，開始下切底岩。但根據本研究估算的古河道位置來看，卑南溪於山崩後重新下切的河道位置並非沿著古河道下切，而是於較西邊的現今河道位置下切。本研究於卑南溪西岸野外觀察到許多凝灰岩巨礫，於鹿野溪的南北兩岸皆有分布（圖 5-9），這些凝灰岩巨礫直徑可達十幾公尺，由岩性判斷這些凝灰岩巨礫皆源於海岸山脈的都鑾山層，由鸞山山崩崩落，並滾動至卑南溪的西岸。由於粒徑過大，因此這些巨礫並未被河流搬運而留於此地。

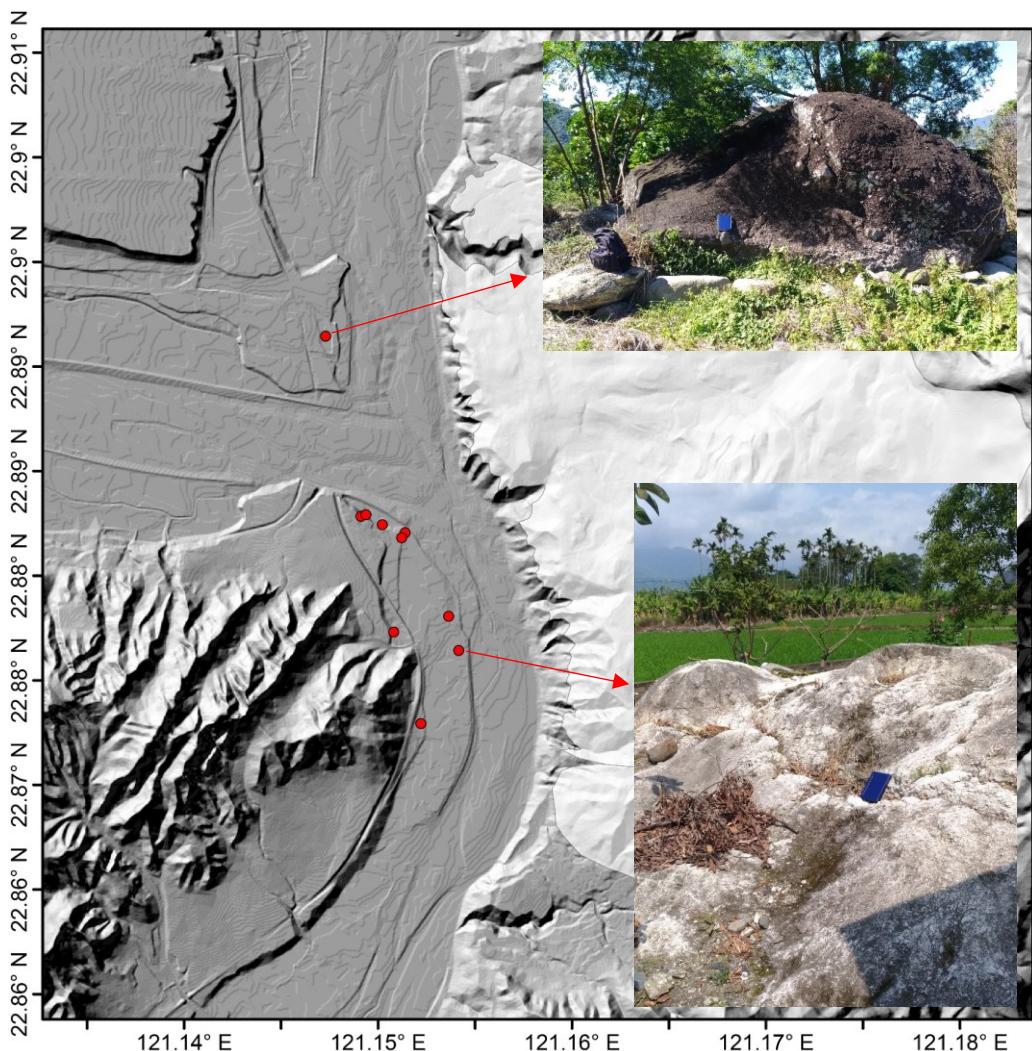


圖 5-9 卑南溪西岸凝灰岩巨礫分布圖。紅點為凝灰岩巨礫分布位置。



這些凝灰岩巨礫的分布位置可大致代表鸞山山崩的前緣，由地形可知，山崩前緣被卑南山阻擋，使得河流上游形成堰塞湖，並在潰堤時選擇了山崩的前緣開始下切，搬運走山崩前緣的沉積物，形成外成峽谷的地形。外成峽谷 (Epigenetic gorge) 的定義為當大量崩積物堆進河谷中，河道就有可能被迫偏離原本的河道位置，下切旁側的底岩形成峽谷，在外成峽谷的河段，河谷的形成先經歷上層崩積物的搬運，再經歷底岩的侵蝕 (陳展懋，2019)。古卑南溪在山崩發生前流於縱谷斷層的斷層跡上 (圖 5-10、A)，三、四千年前受到支流鹿野溪沖積扇發育影響，促使古卑南溪向東遷徙侵蝕東側邊坡，於東側形成古河道，如同現今花東縱谷內坪頂與船仔山之地形 (圖 5-10、B)。由於東側坡腳不斷地被侵蝕，使得邊坡不穩定，而後於兩千多年前發生極端降雨或地震導致鸞山山崩掩埋古河道 (圖 5-10、C)。後來卑南溪於現今河道的位置 (縱谷斷層的斷層跡) 開始下切，形成現今看到的地形形貌 (圖 5-10、D)。

從卑南溪於三千多年來的河道變遷歷史中，本研究觀察到河流堆積事件如何影響到河道，使得河道側向遷徙；因為河道的側向遷徙，使得邊坡發生山崩，導致河道改道。在地貌上，此河道變遷的過程形成一個循環 (圖 5-11)。但因為此交互影響目前並未有太多的實際案例可以觀察，因此鸞山地區可以提供未來關於河流地形作用與山崩之間如何互相影響的一個案例。

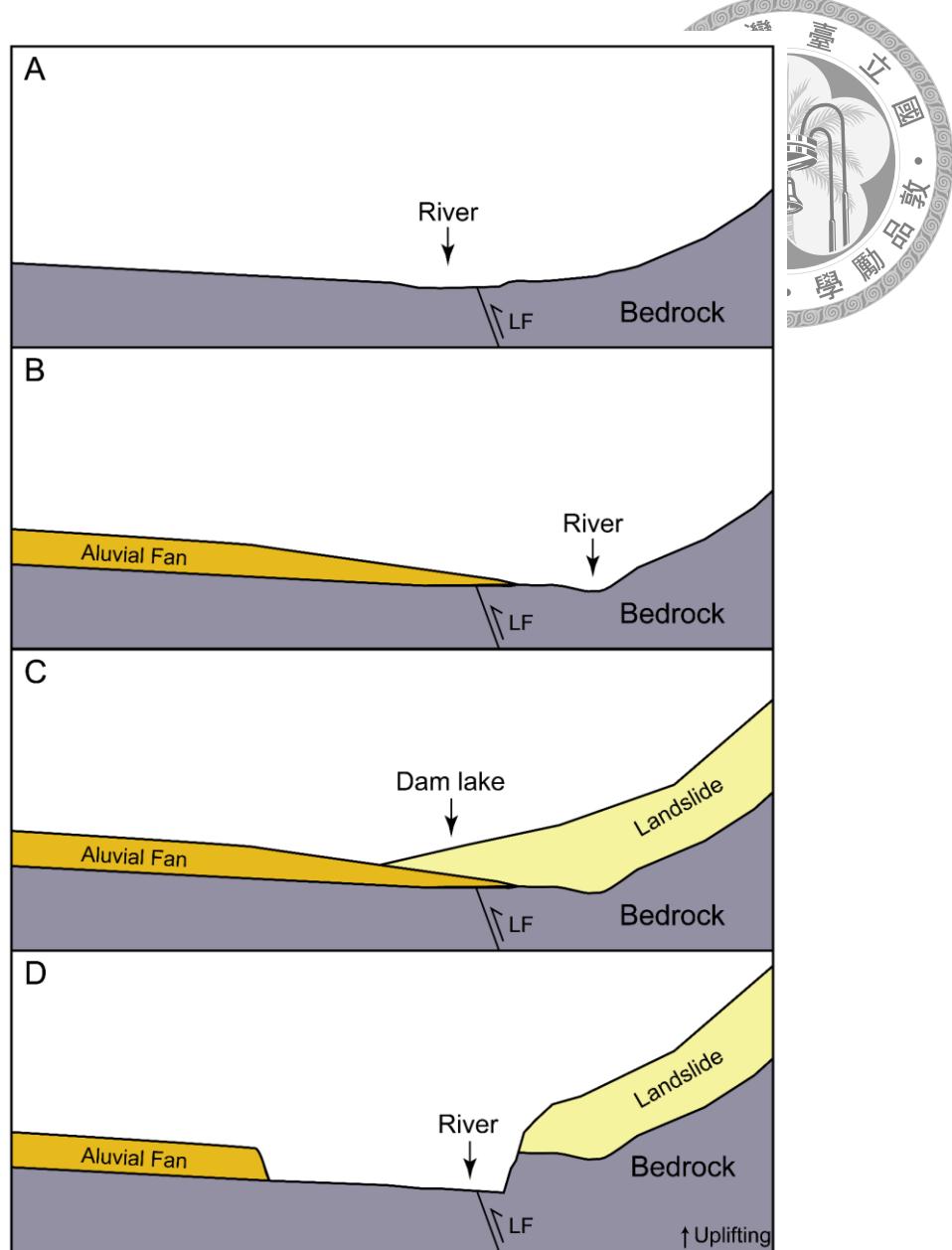


圖 5-10 卑南溪外成峽谷形成機制。LF 為利吉斷層。

# Fluvial Landscape

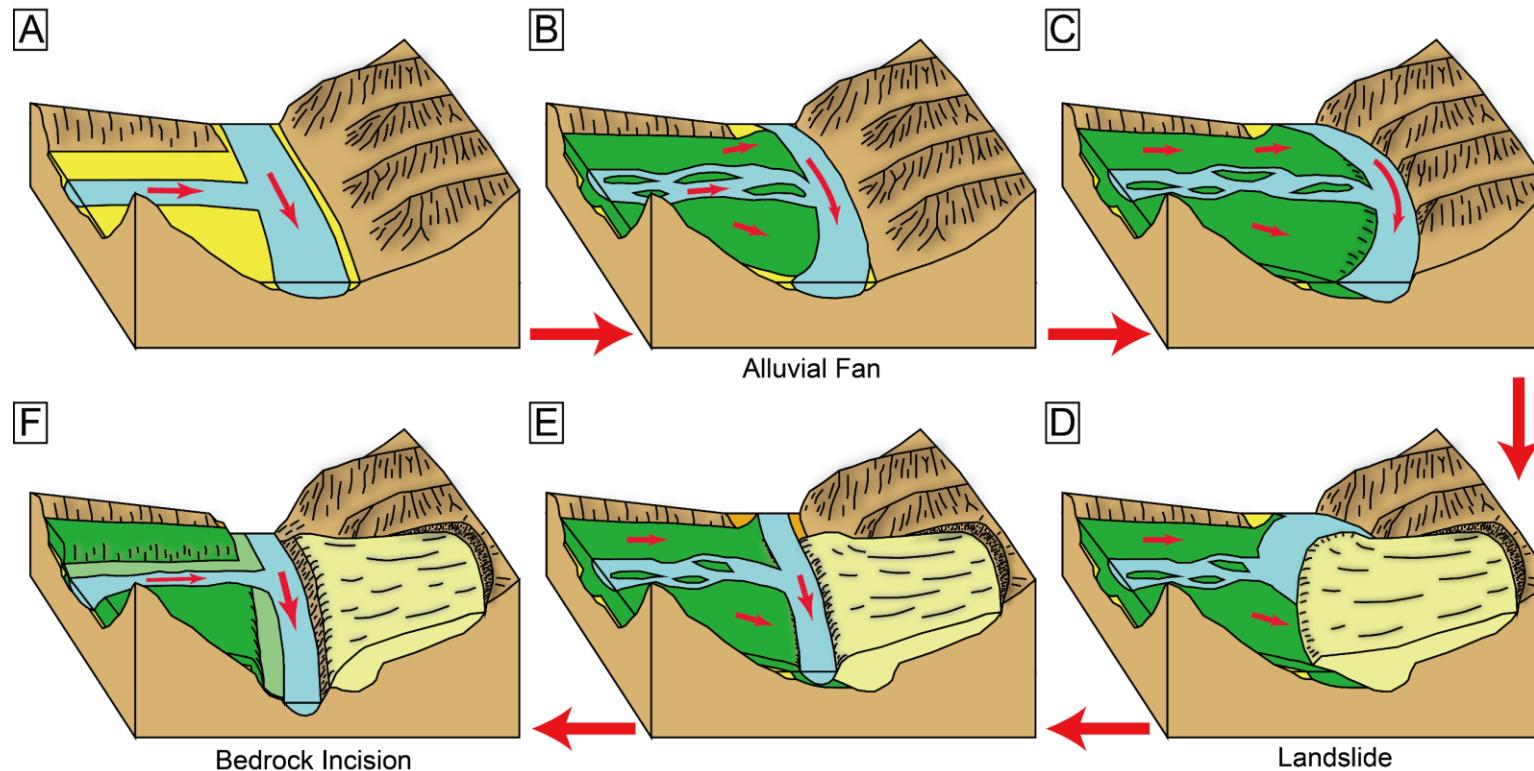


圖 5-11 卑南溪河流地形循環之示意圖。 (A) 河流未受到支流沖積扇的影響。(B) 支流鹿野溪大規模沖積扇發育時沉積物湧入主流河道。(C) 大量的沉積物使得主流河道不斷向東遷徙，並侵蝕邊坡。(D) 山崩發生並淹沒河道，並於上游形成堰塞湖。(E) 河流於山崩前緣下切，並形成外成峽谷。(F) 由於構造的抬升，使得河流不斷地下切底岩河谷，形成現今的地貌。



### 5.3 比較前人研究的河流下切速率

氣候變遷、岩性控制、構造活動和地形之間的關係很大程度上控制了河道的變遷與河流下切底岩的速率 (Whipple, 2004)。因此，前人研究常藉由紀錄著河流下切作用的底岩河階面研究這些營力如何影響河流地形變遷 (Merritts et al., 1994; Pazzaglia et al., 1998; Burbank and Anderson, 2001; Hancock and Anderson, 2002)。而底岩河階面的年齡和高度可以提供研究河流下切歷史與下切速率的約制 (Burbank et al., 1996; Hsieh & Knuepfer, 2002)。然而，要正確地估算河流下切速率必須先釐清一些假設，例如當階面形成後，階面並未受到侵蝕等影響，且階面的年代必須為河流開始下切的年代，如此階面與現生河床之間的高差才可代表河流於此時間段內的平均底岩下切速率 (Ouimet et al., 2008)。然而河流重複的沉積與下切作用會使得估算河流下切速率變得非常複雜。此時，外成峽谷可做為釐清類似複雜情況的一種地形指標 (Ouimet et al., 2008)。

過去前人研究於本研究區域附近所計算出的河流下切速率，如圖 5-12 所示。在鸞山地區北側，Shyu et al. (2008) 也於河拔高度 18 公尺的階地上採集到炭屑樣本，年代為 930–1270 Cal BP，計算出的河流下切速率為 14.2–19.4 mm/yr。另外，陳文山等人 (2014) 於利吉村底岩河階上採集到一漂木樣本，年代為 760–1050 Cal BP，河階岩盤相對河床比高為 15 公尺，由此資料計算得到河流下切速率為 14.3–19.7 mm/yr。前人於鸞山與利吉兩地對卑南溪的河流下切速率進行估算之地點皆未在山崩的影響範圍內。而在鸞山山崩的範圍內，Hsieh et al. (2017) 於河流比高 86 公尺處採集被山崩掩埋的泥質沉積物內的樣本，年代為 2360–2750 Cal BP，經計算後得到河流下切速率為 31.3–36.4 mm/yr。

依據本研究發現的外成峽谷地形，可得知鸞山地區的地形在過去是較為複雜的，且外成峽谷形成的底岩型河階在估算長期河流下切速率時必須非常小心，因為在大量沉積物堰塞河道時，河流重新下切的速率在短期內可遠大於長期河流下切速率 (Ouimet et al., 2008)。Whipple et al. (2000) 於阿拉斯加調查 Upper Ukak 河形成的外成峽谷，Upper Ukak 河於 1912 年被火山灰沉積物掩埋，而河流於外成峽



谷重新下切底岩時的短期河流下切速率可達  $100 \text{ mm/yr}$ ，遠遠超過了合理的長期河流下切速率。因此，估計長期河流下切速率時必須審慎地檢查是否可能受到外成峽谷之影響。過去前人於現今卑南溪於鸞山地區的河岸底岩階地上採集到的年代為堰塞湖泥質沉積物的年代（謝孟龍，2010），而堰塞湖發生時大致等於山崩發生的年代，可使用山崩發生時與現今底岩高度間的高差計算長期河流下切速率。

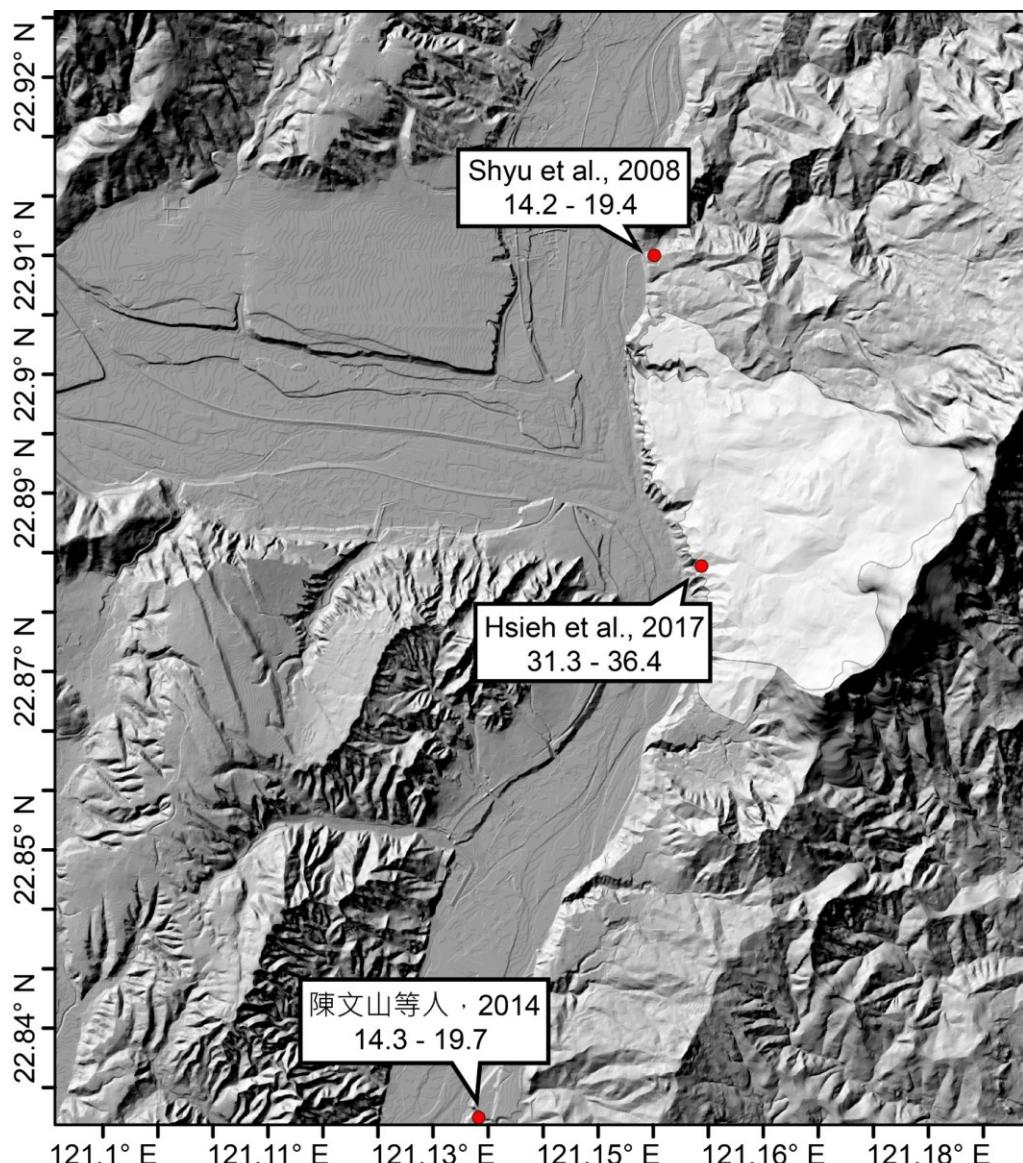


圖 5-12 河流下切速率之前人研究。 數值參考自陳文山等人（2014）、Shyu et al. (2008) 與 Hsieh et al. (2017)。

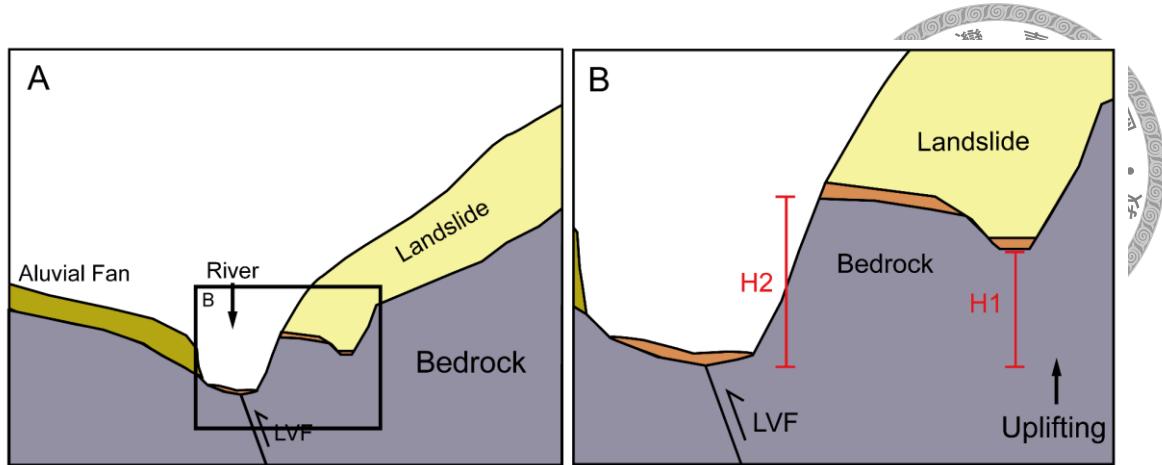


圖 5-13 估算河流下切速率示意圖。 (A) 鬱山地區外成峽谷之示意圖。(B) 外成峽谷放大示意圖。H1 為古河道與現生河道的高差。H2 為河階與現生河道的高差。

因此本研究認為堰塞湖的年代 (2010–2850 Cal BP) 需使用當時的卑南溪河道高度，也就是本研究於海岸山脈內部發現的古河道高度，與現今河道之間的高差 (如圖 5-13、B 圖中的 H1) 來計算卑南溪於鬱山地區河段的長期河流下切速率。若使用河階與現生河道之間的高差 (如圖 5-13、B 圖中的 H2)，很有可能會高估此地的河流下切速率。

根據內插估計的結果 (章 4.3)，古河道與現生河道之間的高差約為 40 公尺。因此卑南溪於鬱山地區河段的河流下切速率經計算 (比高/年代) 約為 14.0–19.9 mm/yr。本研究計算出的河流下切速率可提供後人對鬱山地區之卑南溪長期河流下切速率一個參考。過去前人研究利用河流下切速率討論縱谷斷層南段的抬升速率 (Shyu et al., 2008；紀權宵，2007；陳文山等人，2014)，而本研究計算的鬱山地區長期河流下切速率與其他前人研究之數值幾近相同。因此，此下切速率也可以代表縱谷斷層於鬱山地區的構造長期抬升速率，並說明其並未受到山崩的影響，以此提供後人於鬱山地區研究構造抬升速率的參考依據。



## 第六章 結論

根據本研究的結果，可以得到以下幾個結論：

1. 鹿野鸞山地區位於鹿野溪與卑南溪的匯流口，此處曾發生一起大規模山崩事件，本研究針對此山崩底下的底岩與其上覆沉積物之交界面進行野外測量，利用 RTK-GPS 與雷射測距儀測量其高度，並基於野外的觀察利用內插工具進行古地形面的重建，得到在約兩千多年前，鸞山山崩還未發生時，古卑南溪曾經流於距現今河道東方約 300 至 700 公尺處的古河道，該古河道於鸞山山崩發生後被崩積物掩埋。
2. 鹿野鸞山地區的卑南溪存在一段完全流於縱谷斷層上盤的古河道，此種現象在縱谷地區較少見，只有在坪頂與船仔山可見到類似的現象。根據花東縱谷整體的觀察，本研究認為之所以會出現此現象，是因為中央山脈發源的支流於山麓發生大規模的沖積扇發育事件，當山麓沖積扇迅速地向前發育時，支流持續湧入的沉積物會迫使主流向東遷徙，並侵蝕掉海岸山脈較脆弱的利吉層底岩，使原本流於縱谷斷層之斷層跡上的河流，轉為向東流入持續抬升的斷層上盤。
3. 由於卑南溪不斷側蝕的邊坡導致邊坡環境變得不穩定，當極端降雨或地震事件發生時，增加了山崩發生的機率。當鸞山地區發生山崩後，古河道被山崩崩積物掩埋，並於上游形成堰塞湖。在堰塞湖潰堤後，卑南溪於山崩前緣（現今卑南溪河道之位置）重新下切底岩，形成外成峽谷的地形。
4. 本研究於鹿野鸞山地區觀察到支流堆積事件如何影響到卑南溪的側向遷徙；因為河流側向遷徙，使邊坡發生山崩淹沒古河道，導致河道改道。在地貌上，此河流變遷的過程形成一個循環，提供未來關於河流地形作用與山崩之間如何互相影響的一個案例。
5. 本研究藉由外成峽谷的存在解釋以往前人研究河流下切速率的不一致。並經過重新計算後，鸞山山崩範圍內的卑南溪河流下切速率應為  $14 - 19.6 \text{mm/yr}$ ，與其他未受到山崩影響之卑南溪河段的河流下切速率相似。

## 參考文獻

日文部分：

大江二郎（1939）。臺灣地質圖：臺東圖幅說明書。臺灣總督府殖產局。



中文部分：

石再添、張瑞津、黃朝恩、石慶得、楊貴三與孫林耀明（1983）。臺灣北部與東部活斷層的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究報告，第 9 期，第 20-72 頁。

石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶得與楊貴三（1986）。臺灣活斷層的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究報告，第 12 期，第 1-44 頁。

王源與陳文山（1993）。海岸山脈地質圖，經濟部中央地質調查所出版。

王源、楊昭男與陳文山（1992）。五萬分之一臺灣地質圖及說明書—玉里圖幅。經濟部中央地質調查所出版。

李民（1984）。臺灣東部海岸山脈南段瑞源地區的地質。國立臺灣大學地質科學研究所碩士學位論文，共 54 頁。

何春蓀（1969）。臺灣東部奇美火成雜岩之鉀氬年齡之地質意義。臺灣省地質調查所彙刊，第 20 號，第 15-16、63-74 頁。

杜冠穎（2013）。以河道地形分析探討臺灣西南六甲斷層的新構造特性。國立臺灣大學地質科學研究所碩士學位論文，共 109 頁。

沈哲緯（2017）。河道彎道水力侵蝕崩塌預測暨連結度之研究。國立臺灣大學土木工程學研究所博士學位論文，共 282 頁。

林啟文與林偉雄（2005）。臺灣東部鹿野地區之地質構造研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第 18 號，第 29-52 頁。

林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生與黃文正（2000）。臺灣活動斷層概論. 五十萬分之一臺灣活動斷層分布圖說明書，第二版。經濟部中央地質調查所特刊，第 13 號，共 122 頁。



林啟文、陳文山、劉彥求與陳柏村 (2009)。鹿野斷層。經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，第 81-90 頁。

林偉雄、林啟文、劉彥求與陳柏村 (2008)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書—臺東、知本圖幅。經濟部中央地質調查所出版。

林朝棨 (1957)。臺灣地形。臺灣通志稿卷一，土地誌，地理篇，第一冊，臺灣省文獻委員會，共 424 頁。

林意楨 (2013)。測量學 (第二版)。新北市，高立圖書有限公司。共 353 頁。

紀文榮 (1982)。臺灣利吉層與墾丁層內之超微化石及其在地質構造上之意義。地質，第 4 卷，第 1 期，第 99-114 頁。

紀權宵 (2007)。南段花東縱谷之新期構造研究—利吉斷層與鹿野斷層的活動特性。國立臺灣大學地質科學研究所碩士學位論文，共 84 頁。

徐鐵良 (1954)。臺灣東部海岸山脈地形與近期上升運動。臺灣省地質調查所彙刊，第 7 號，第 9-18、51-57 頁。

徐鐵良 (1956)。臺灣東部海岸山脈地質。臺灣省地質調查所彙刊，第 8 號，第 15-41、39-63 頁。

陳文山 (1988)。臺灣海岸山脈沉積盆地之演化及其在地體構造上之意義。國立臺灣大學地質科學研究所博士學位論文，共 304 頁。

陳文山 (1991)。臺灣東部海岸山脈利吉層的成因。經濟部中央地質調查所特刊，第 5 號，第 257-266 頁。

陳文山 (2016)。臺灣地質概論。中華民國地質學會出版，共 204 頁。

陳文山與王源 (1996)。臺灣東部海岸山脈地質。經濟部中央地質調查所出版，臺灣地質系列，第 7 號，共 101 頁。

陳文山、林益正、顏一勤、楊志成、紀權宵、黃能偉、林啟文、林偉雄、侯進雄、劉彥求、林燕慧、石同生與盧詩丁 (2008)。從古地震研究與 GPS 資料探討縱谷斷層的分段意義。經濟部中央地質調查所特刊，第 20 號，第 165-191 頁。



陳文山、游能悌、松多信尚與楊小青（2009）。地震地質與地變動潛勢分析計畫：斷層長期滑移速率與再現週期研究（3/4）期末報告書。經濟部中央地質調查所報告，第 98-09 號，計畫編號: 98-5226904000-01-01，共 125 頁。

陳文山、游能悌與楊小青（2014）。重要活動斷層帶構造特性調查研究計畫：斷層活動特性分析與評估（4/4）期末報告書。經濟部中央地質調查所報告，第 103-05 號，計畫編號: 103-5226904000-01-03，共 80 頁。

陳志雄（1988）。臺灣海岸山脈泰源地區上新世至更新世之生物地層研究。國立臺灣大學地質科學研究所碩士學位論文，共 35 頁。

陳志雄、黃敦友、陳文山與王源（1991）。臺灣東部海岸山脈泰源地區之生物地層。地質，第 11 卷，第 2 期，第 133-144 頁。

陳展懋（2019）。臺灣造山帶崩積物不同時間尺度下之保存與搬運。國立臺灣大學地質科學研究所碩士學位論文，共 140 頁。

崔秀國（2015）。荖濃溪晚第四紀階地與河流演育。國立中正大學地震學研究所碩士學位論文，共 76 頁。

張瑞津，石再添，沈淑敏與張政亮（1992）。花東縱谷南段河階的地形學研究。地理學研究，第 16 期，第 27-63 頁。

張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方與陳翰霖（1994）。花東縱谷沖積扇的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究報告，第 21 期，第 43-74 頁。

張徽正、林啟文、陳勉銘與盧詩丁（1998）。臺灣活動斷層概論—五十萬分之一臺灣活動斷層分布圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊，第 10 號，共 103 頁。

葛岳淵、李彪、李思霖與張運鴻（2012）。池上斷層在玉里地區之電阻率構造。地工技術，第 131 期，第 97-104 頁。

景國恩與孔冠傑（2014）。台灣西南部半動態基準之建立。國土測繪與空間資訊，第 2 卷，第 2 期，第 85-105 頁。

楊貴三（1986）。台灣活斷層的地形學研究—特論活斷層與地形面的關係。中國文化大學地理研究所博士論文，共 178 頁。



齊士崢、陳文山與龔琪嵐 (2003)。鹿野溪與卑南溪的河階地與其新構造運動意義。

環境與世界，第 8 期，第 1-23 頁。

劉平妹與謝孟龍 (2007)。臺灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究(2/2)。經濟

部中央地質調查所報告，第 96-01 號，共 80 頁。

鄧屬予 (1981)。淺論利吉層的成因及其在大地構造上的意義。地質，第 3 卷，第

51-61 頁。

謝孟龍 (2007)。臺灣河階地形研究的回顧、檢討與展望。經濟部中央地質調查所

特刊，第 18 號，第 209-242 頁。

謝孟龍 (2019)。環境變遷下的草嶺。地質，第 38 卷，第 1 期，第 50-53 頁。

謝孟龍、李坤修、傅君與葉長庚 (2010)。卑南地區史前聚落遷移與河流環境變遷的初探。2010 年臺灣考古工作會報研討會論文集上冊，第 5-III 節，第 1-14 頁。

龔琪嵐與齊士崢 (2012)。縱谷斷層南段的階地對比及新構造運動研究。環境與世界，第 24-25 期，第 93-114 頁。

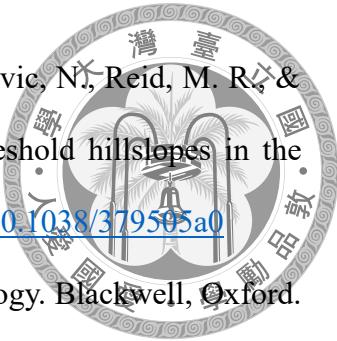
英文部分：

Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, J. C. (1997). Shear concentration in a collision zone: kinematics of the Chihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 274(1), 117-143. doi:[10.1016/S0040-1951\(96\)00301-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00301-0)

Barrier, E., & Muller, C. (1984). New observations and discussion on the origin and age of the Lichi Mélange. *Mem. Geol. Soc. China*, 6, 303-326.

Bevington, P. B., & Robinson, D. K. (2003). Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences, third edition. McGraw Hill, New York, pp.36-50.

Blum, M. D., & Törnqvist, T. E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(s1), 2-48. doi:[10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x)



- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R., & Duncan, C. (1996). Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379(6565), 505-510. doi:[10.1038/379505a0](https://doi.org/10.1038/379505a0)
- Burbank, D. W. & Anderson, R. S. (2001). Tectonic Geomorphology. Blackwell, Oxford. pp.1-174.
- Chang, L. S. (1967). A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera ( I : Southern Part). *Proc. Geol. Soc. China*, 10, 64-76.
- Chang, L. S. (1968). A biostratigraphic study of the Tertiary in the Coastal Range, eastern Taiwan, based on smaller foraminifera ( II : Northern Part). *Proc. Geol. Soc. China*, 11, 19-33.
- Chen, H. Y., Yu, S. B., Kuo, L. C., & Liu, C. C. (2006). Coseismic and postseismic surface displacements of the 10 December 2003 (MW 6.5) Chengkung, eastern Taiwan, earthquake. *Earth Planets Space*, 58(1), 5-21. doi:[10.1186/BF03351908](https://doi.org/10.1186/BF03351908)
- Chen, R. F., Chang, K. J., Angelier, J., Chan, Y. C., Deffontaines, B., Lee, C. T., & Lin, M. L. (2006). Topographical changes revealed by high-resolution airborne LiDAR data: The 1999 Tsaoing landslide induced by the Chi-Chi earthquake. *Eng. Geol.*, 88(3-4), 160-172. doi:[10.1016/j.enggeo.2006.09.008](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.008)
- Chen, W. S., & Wang, Y. (1988). The Plio-Pleistocene basin development in the Coastal Range of Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 26, 37-56.
- Chi, W. R., Namson, J., & Suppe, J. (1981). Record of Plate interactions in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 4, 155-194.
- Chi, W. R., Huang, H. M., & Wu, J. C. (1983). Ages of the Milun and Pinanshan conglomerates and their bearings on the quaternary movement of eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 26, 67-75.
- Chigira, M., Wang, W. N., Furuya, T., & Kamai, T. (2003). Geological causes and



geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Eng. Geol.*, 68(3-4), 259-273.

doi: [10.1016/S0013-7952\(02\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00232-6)

Chuang, R. Y., Miller, M. M., Chen, Y. G., Chen, H. Y., Shyu, J. B. H., Yu, S. B., Rubin C. M., Sieh, K. and Chung, L. H. (2012). Interseismic Deformation and Earthquake Hazard along the Southernmost Longitudinal Valley Fault, Eastern Taiwan. *B. Seismo. Soc. Am.*, 102(4), 1569-1582. doi: [10.1785/0120110262](https://doi.org/10.1785/0120110262)

Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Lin, J. C., Hsu, M. L., Lin, C. W., Horng, M. J., Chen, T. C., Milliman, J. and Stark, C. P. (2004). Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32(8), 733-736. doi: [10.1130/G20639.1](https://doi.org/10.1130/G20639.1)

Dai, L., Fan, X., Jansen, J. D., & Xu, Q. (2021). Landslides and fluvial response to landsliding induced by the 1933 Diexi earthquake, Minjiang River, eastern Tibetan Plateau. *Landslides*, 18(9), 3011-3025. doi: [10.1007/s10346-021-01717-2](https://doi.org/10.1007/s10346-021-01717-2)

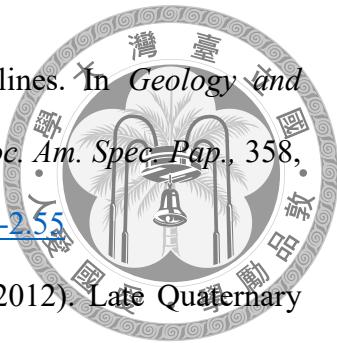
Franke, R. (1982). Smooth interpolation of scattered data by local thin plate splines. *Comput. Math. Appl.*, 8(4), 273-281. doi: [10.1016/0898-1221\(82\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0898-1221(82)90009-8)

Hack, J. T. (1975). Dynamic equilibrium and landscape evolution. *Theories landform de.*, 1, 87-102.

Hancock, G. S., & Anderson, R. S. (2002). Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114(9), 1131-1142. doi: [10.1130/0016-7606\(2002\)114%3C1131:NMOFST%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114%3C1131:NMOFST%3E2.0.CO;2)

Hovius, N., Stark, C. P., & Allen, P. A. (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25(3), 231-234. doi: [10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0231:SFFAMB%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0231:SFFAMB%3E2.3.CO;2)

Hsieh, M. L., & Knuepfer, P. L. K. (2002). Synchroneity and morphology of Holocene river terraces in the southern Western Foothills, Taiwan: A guide to interpreting and



- correlating erosional river terraces across growing anticlines. In *Geology and Geophysics of an Arc-Continent Collision, Taiwan, Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 358, Byrne, TB, Liu, C-S (eds); 59-78. doi:[10.1130/0-8137-2358-2.55](https://doi.org/10.1130/0-8137-2358-2.55)
- Hsieh, M. L., Lai, L. S. H., Lin, C. D. J., & Shyu, J. B. H. (2012). Late Quaternary landscape evolution and genesis of the 2009 catastrophic landslide in the Hsiao-lin area, southwestern Taiwan. *Geomorphology*, 179, 225-239.  
doi: [10.1016/j.geomorph.2012.08.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.014)
- Hsieh, M. L., Hogg, A., Song, S. R., Kang, S. C., & Chou, C. Y. (2017). A mass-wasting dominated Quaternary mountain range, the Coastal Range in eastern Taiwan. *Quaternary Sci. Rev.*, 177, 276-298. doi: [10.1016/j.quascirev.2017.10.019](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.019)
- Huang, T. Y. (1969). Some planktonic foraminifers from a bore at Shihshan, near Taitung, Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 12, 103-119.
- Huggett, R. J. (2011). *Fundamentals of geomorphology (Third Edition)*. Routledge, London, pp.187-246.
- Kuo-Chen, H., Wu, F. T., & Roecker, S. W. (2012). Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic data sets. *J. Geophys. Res. Solid Earth.*, 117, B06306.  
doi: [10.1029/2011JB009108](https://doi.org/10.1029/2011JB009108)
- Laser Technology, Inc. (2017) LTI TruPulse 360/360B, User's Manual Third Edition. p.6.
- Lee, J. C., Angelier, J., Chu, H. T., Hu, J. C., & Jeng, F. S. (2001). Continuous monitoring of an active fault in a plate suture zone: a creepmeter study of the Chihshang Fault, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 333(1), 219-240.  
doi: [10.1016/S0040-1951\(00\)00276-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00276-6)
- Lee, J. C., Angelier, J., Chu, H. T., Hu, J. C., Jeng, F. S., & Rau, R. J. (2003). Active fault creep variations at Chihshang, Taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998–2001. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 108, B11, 2528. doi: [10.1029/2003JB002394](https://doi.org/10.1029/2003JB002394)



Matheron, G. (1963). Principles of geostatistics. *Econ. Geol.*, 58(8), 1246-1266.

doi: [10.2113/gsecongeo.58.8.1246](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.8.1246)

McClain, K. P., Yıldırım, C., Çiner, A., Sarıkaya, M. A., Özcan, O., Görüm, T., Köse, O.,

Şahin, S., Kiyak, N. G., and Öztürk, T. (2021). River, alluvial fan and landslide interactions in a tributary junction setting: Implications for tectonic controls on Quaternary fluvial landscape development (Central Anatolian Plateau northern margin, Turkey). *Geomorphology*, 376, 107567.

doi: [10.1016/j.geomorph.2020.107567](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107567)

Merritts, D. J., Vincent, K. R., & Wohl, E. E. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 99(B7), 14031-14050. doi: [10.1029/94JB00857](https://doi.org/10.1029/94JB00857)

Montgomery, D. R., & Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 201(3-4), 481-489.

doi: [10.1016/S0012-821X\(02\)00725-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00725-2)

Ouimet, W. B., Whipple, K. X., Crosby, B. T., Johnson, J. P., & Schildgen, T. F. (2008). Epigenetic gorges in fluvial landscapes. *Earth Surf. Proc. Land.*, 33(13), 1993-2009.

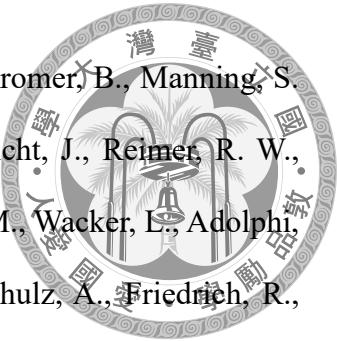
doi: [10.1002/esp.1650](https://doi.org/10.1002/esp.1650)

Page, B. M., & Suppe J. (1981). The Pliocene Lichi Melange of Taiwan: its plate tectonic and olistostromal origin. *Am. J. Sci.*, 281(3), 193-227. doi: [10.2475/ajs.281.3.193](https://doi.org/10.2475/ajs.281.3.193)

Pazzaglia, F. J., Gardner, T. W., & Merritts, D. J. (1998). Bedrock Fluvial Incision and Longitudinal Profile Development Over Geologic Time Scales Determined by Fluvial Terraces. In *Bedrock Channels, Geoph. Monog. Series*, 107. Wohl E, Tinkler K (eds). American Geophysical Union: Washington, DC; 207-235.

doi: [10.1029/GM107p0207](https://doi.org/10.1029/GM107p0207)

Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T.



P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Buntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Kohler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.

doi: [10.1017/RDC.2020.41](https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41)

Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., & Liu, C. S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *J. Geophys. Re. Solid Earth*, 110, B08402. doi: [10.1029/2004JB003251](https://doi.org/10.1029/2004JB003251)

Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., Chuang, R. Y., Wang, Y., & Chung, L. H. (2008). Geomorphology of the southernmost Longitudinal Valley fault: Implications for evolution of the active suture of eastern Taiwan. *Tectonics*, 27(1), TC1019.

doi: [10.1029/2006TC002060](https://doi.org/10.1029/2006TC002060)

Shyu, J. B. H., Chuang, Y. R., Chen, Y. L., Lee, Y. R., & Cheng, C. T. (2016). A New On-Land Seismogenic Structure Source Database from the Taiwan Earthquake Model (TEM) Project for Seismic Hazard Analysis of Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 27(3), 311-323. doi: [10.3319/TAO.2015.11.27.02\(TEM\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2015.11.27.02(TEM))

Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation. *Interpreting Multivariate Data*, John Wiley & Sons, New York, pp.21-36.

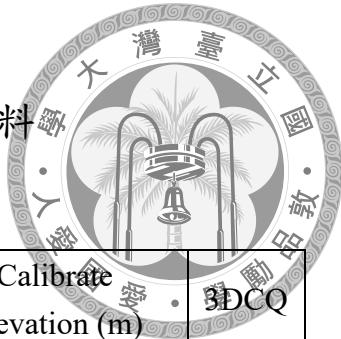
Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended  $^{14}\text{C}$  Data Base and Revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  Age Calibration Program. *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.

doi: [10.1017/S0033822200013904](https://doi.org/10.1017/S0033822200013904)

Teng, L. S. (1979). Petrographical study of the Neogene sandstones of the Coastal Range, eastern Taiwan (I. Northern Part). *Acta Geol. Taiwanica*, 20, 129-156.



- Teng, L. S. (1980). Lithology and provenance of the Fanshuliao Formation, northern Coastal Range, eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 23, 118-129.
- Teng, L. S., Chen, W. S., Wang, Y., Song, S. R. & Lo, H. J. (1988). Toward a comprehensive stratigraphic system of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 23, 77-98.
- Watson, D. F., & Philip, G. M. (1985). A refinement of inverse distance weighted interpolation. *Geo-processing*, 2(4), 315-327.
- Whipple, K. X. (2004). Bedrock Rivers and the Geomorphology of Active Orogens. *Annu. Rev. Earth Pl. Sci.*, 32(1), 151-185. doi: [10.1146/annurev.earth.32.101802.120356](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120356)
- Whipple, K. X., Snyder, N. P., & Dollenmayer, K. (2000). Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology*, 28(9), 835-838. doi: [10.1130/0091-7613\(2000\)28<835:RAPOBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<835:RAPOBI>2.0.CO;2)
- Yen, T. P. (1967). A geologic consideration on the basic and ultrabasic plutonic rocks of the Coastal Range, eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 10, 25-39.



## 附錄一、河流縱剖面之數據資料

A-A'剖面：

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)	Calibrate Elevation (m)	3DCQ
1	265078.21	2533142.84	134.8252	106.3082	0.0219
2	265082.98	2532967.37	132.7145	104.1975	0.0174
3	265082.99	2532967.34	132.7112	104.1942	0.0164
4	265156.24	2532913.66	131.7501	103.2331	0.0319
5	265133.65	2532651.53	128.4925	99.9755	0.0391
6	265154.91	2532525.65	127.2640	98.7470	0.0283
7	265152.28	2532443.64	127.0256	98.5086	0.0344
8	265136.20	2532253.18	126.4818	97.9648	0.0232
9	265180.66	2531859.01	125.1917	96.6747	0.0199
10	265207.33	2531671.26	123.2137	94.6967	0.0282
11	265310.88	2531507.18	119.8018	91.2848	0.0227
12	265444.05	2531361.62	119.3164	90.7994	0.0265
13	265533.78	2531198.95	117.8640	89.3470	0.0153
14	265533.22	2531198.86	111.5639	89.3470	0.0271
15	265542.72	2531118.26	112.9695	88.1213	0.0353
16	265571.36	2530914.60	115.4014	87.9129	0.0627
17	265681.85	2530651.62	112.4826	90.8317	0.026
18	265696.24	2530285.62	112.6910	88.3998	0.0289
19	265669.21	2530180.32	113.9167	86.9942	0.0314

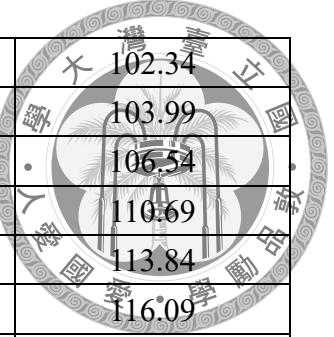
B-B'剖面：

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)	Calibrate Elevation (m)	3DCQ
1	265287.88	2533145.11	137.4628	103.2331	0.2515
2	265181.05	2532856.40	133.6017	103.4171	0.0152
3	265192.27	2532828.05	135.6963	105.5117	0.063
4	265250.05	2532827.19	140.5173	110.3327	0.8506
5	265282.72	2532804.95	139.4318	109.2472	0.9023
6	265288.01	2532773.86	143.0027	112.8181	0.0589
7	265367.22	2532676.57	148.2911	118.1065	0.2308

8	265396.22	2532694.74	147.958	117.7734	0.8954
9	265417.19	2532693.50	148.7551	118.5705	0.5726
10	265429.94	2532692.00	152.2111	122.0265	0.6965
11	265448.28	2532686.14	150.7510	120.5664	0.0298
12	265565.38	2532693.58	156.6944	126.5098	0.0241
13	265565.64	2532693.45	156.3798	126.1952	0.9963
14	265627.05	2532727.70	161.2408	131.0562	0.6634
15	265645.23	2532732.44	161.862	131.6774	0.1443
16	265650.85	2532708.88	162.2229	132.0383	0.7369
17	265664.45	2532682.09	165.0533	134.8687	0.5346
18	265681.88	2532670.86	165.3127	135.1281	0.0301
19	265696.59	2532670.64	165.8168	135.6322	0.0403
20	265705.80	2532673.49	166.3190	136.1344	0.0426
21	265722.14	2532684.03	166.8911	136.7065	0.0288
22	265752.05	2532696.21	167.9056	137.7210	0.0305
23	265774.10	2532683.31	169.6186	139.4340	0.0801
24	265786.28	2532675.26	171.9604	141.7758	0.0197
25	265797.57	2532673.68	173.4226	143.2380	0.0351
26	265819.62	2532664.55	175.3008	145.1162	0.0236
27	265857.41	2532667.08	178.9438	148.7592	0.0539
28	265874.74	2532663.03	181.7984	151.6138	0.0233
29	265875.54	2532663.97	181.7984	151.6138	0.0284
30	265902.98	2532646.06	187.4511	157.2665	0.0278
31	265914.92	2532640.77	187.6064	157.4218	0.6838
32	265926.65	2532610.95	189.2951	159.1105	0.0256
33	265966.97	2532559.23	193.2985	163.1139	0.0402
34	266002.93	2532513.78	198.3674	168.1828	0.7941
35	266002.81	2532514.36	196.8782	166.6936	0.0278
36	266033.57	2532511.32	199.6284	169.4438	0.6144

C—C'剖面：

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)
1	265440.35	2531345.34	89.34
2	265478.20	2531350.46	95.69
3	265502.69	2531351.27	99.24
4	265520.55	2531358.04	100.89



5	265521.71	2531364.26	102.34
6	265539.01	2531370.10	103.99
7	265551.98	2531373.52	106.54
8	265569.26	2531383.33	110.69
9	265586.33	2531379.00	113.84
10	265605.45	2531390.32	116.09
11	265630.30	2531417.01	121.94
12	265638.95	2531426.53	124.79
13	265669.11	2531432.60	131.94
14	265680.66	2531441.77	136.59
15	265695.41	2531449.59	139.94
16	265704.18	2531457.87	141.89
17	265705.48	2531471.56	145.64
18	265725.16	2531477.83	148.19
19	265732.97	2531488.16	150.64
20	265741.13	2531480.42	152.09
21	265749.24	2531485.69	153.54
22	265736.51	2531501.60	153.69
23	265748.32	2531504.68	157.84
24	265742.86	2531504.96	154.54

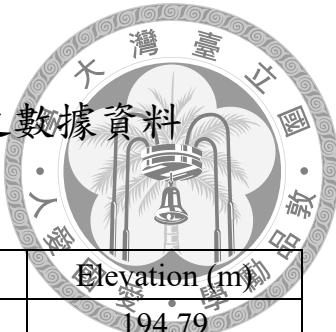
D-D'剖面：

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)
1	265568.01	2530920.26	87.91
2	265612.83	2530921.06	93.56
3	265628.25	2530918.95	101.21
4	265638.20	2530911.05	103.96
5	265692.31	2530889.16	112.61
6	265744.88	2530885.45	120.26
7	265744.60	2530883.32	119.51
8	265759.15	2530881.86	123.11
9	265790.40	2530854.31	130.76
10	265846.37	2530853.42	141.11
11	265888.54	2530875.38	150.06
12	265911.07	2530865.83	156.61
13	265933.65	2530861.60	166.66



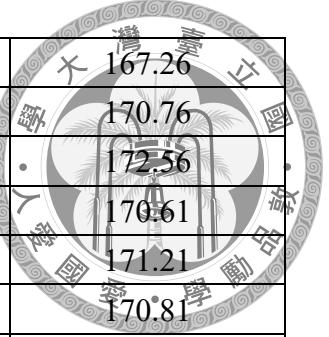
E-E'剖面：

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)
1	265723.59	2530294.78	88.39
2	265764.40	2530289.97	91.84
3	265776.02	2530309.63	95.29
4	265803.10	2530308.49	99.74
5	265819.62	2530310.60	104.19
6	265846.33	2530298.45	110.54
7	265872.02	2530301.05	117.69
8	265890.20	2530297.15	126.14
9	265901.55	2530291.89	132.99
10	265897.23	2530296.43	128.79



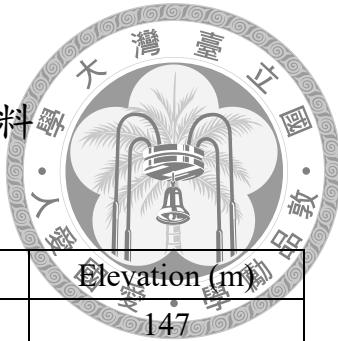
## 附錄二、底岩與上覆沉積物間交界面之數據資料

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)
1	265593.40	2531509.7	194.79
2	265599.91	2531511.4	193.89
3	265611.05	2531516.8	189.79
4	265606.57	2531516.2	190.84
5	265616.68	2531528.1	193.34
6	265642.46	2531519.5	178.94
7	265627.84	2531523.9	187.24
8	265642.77	2531520.1	180.24
9	265725.84	2531475.8	152.54
10	265729.10	2531479.0	152.94
11	265730.74	2531481.4	153.34
12	265750.12	2531484.0	155.49
13	265750.39	2531484.7	155.39
14	265745.49	2531486.3	155.99
15	265745.59	2531486.8	156.09
16	265745.29	2531500.3	156.29
17	265889.11	2530271.0	161.44
18	265890.18	2530268.9	158.44
19	265893.35	2530267.4	158.64
20	265897.30	2530270.6	157.44
21	265896.97	2530331.5	165.44
22	265901.10	2530328.4	166.14
23	265907.21	2530334.4	165.14
24	265910.45	2530334.7	165.54
25	265916.04	2530335.7	164.34
26	265919.55	2530304.4	162.04
27	265776.63	2530965.8	168.56
28	265813.49	2530966.7	170.26
29	265818.98	2530962.4	166.86
30	265828.09	2530956.2	170.16
31	265842.68	2530931.0	170.16
32	265841.91	2530921.7	170.16



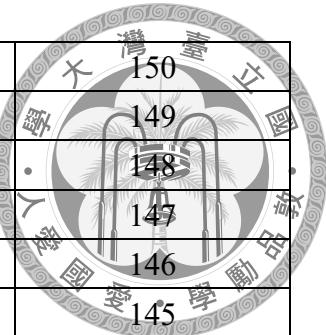
33	265813.22	2530808.4	167.26
34	265835.32	2530817.2	170.76
35	265841.66	2530826.8	172.56
36	265831.34	2530942.8	170.61
37	265837.20	2530945.7	171.21
38	265843.48	2530945.2	170.81
39	265888.37	2530830.8	169.81
40	265918.47	2530892.7	169.91
41	265927.86	2530899.5	171.21
42	265882.99	2530834.6	169.91
43	265842.36	2530841.1	171.01
44	265716.75	2531021.3	162.16
45	265512.81	2531551.1	180.79
46	265406.45	2531683.3	175.28
47	265418.24	2531680.9	176.28
48	265486.84	2531640.6	181.28
49	265461.96	2531644.0	184.28
50	265385.48	2531736.2	163.69
51	265329.60	2531986.3	164.69
52	265328.61	2531990.4	163.69
53	265389.69	2531890.3	165.67
54	265382.53	2531850.2	165.13
55	265394.13	2531858.8	166.13
56	265302.96	2531979.6	169.13
57	265303.32	2531996.3	167.13
58	265305.18	2532012.6	166.13
59	265274.75	2532235.4	162.59
60	265262.38	2532245.5	155.96
61	265264.15	2532239.6	154.96
62	265264.77	2532230.3	155.96
63	265269.91	2532203.9	157.96
64	265203.12	2532793.7	153.50
65	265206.22	2532768.4	154.50
66	265212.76	2532708.6	154.50
67	265215.35	2532699.5	155.50
68	265227.76	2532580.1	153.50
69	265231.87	2532568.3	155.50

70	265240.97	2532534.0	155.50
71	265240.82	2532508.3	157.70
72	265247.15	2532476.7	158.50
73	265253.30	2532442.4	158.50
74	265275.59	2532380.6	160.70
75	265284.22	2532276.7	159.00
76	265396.22	2532694.7	147.87
77	265396.22	2532694.7	152.77
78	265396.22	2532694.7	153.77
79	265396.22	2532694.7	147.97
80	266180.02	2532287.9	269.16

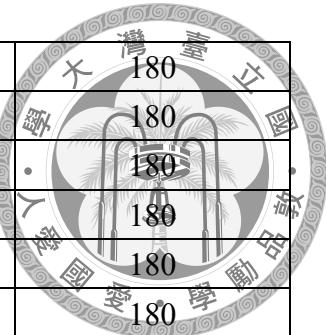


### 附錄三、高程修正點之數據資料

Site	Longitude (TWD97)	Latitude (TWD97)	Elevation (m)
1	265428.80	2532517.0	147
2	265534.58	2532322.4	146
3	265640.35	2532106.6	145
4	265750.35	2531920.5	144
5	265830.74	2531751.2	143
6	265860.36	2531565.1	142
7	265860.36	2531442.4	141
8	265826.51	2531340.8	140
9	265695.35	2531256.2	139
10	265564.19	2531167.4	138
11	265483.81	2531065.8	137
12	265509.19	2530837.4	136
13	265547.27	2530638.5	135
14	265585.35	2530465.0	134
15	265357.37	2532208.5	160
16	265462.87	2532073.5	159
17	265614.78	2531887.8	158
18	265716.06	2531685.2	157
19	265737.16	2531537.5	156
20	265661.20	2531381.4	155
21	265500.84	2531322.3	154
22	265395.35	2531280.1	153
23	265615.52	2532909.2	160
24	265632.10	2532795.2	159
25	265657.20	2532579.9	158
26	265703.40	2532364.6	157
27	265766.70	2532170.5	156
28	265876.42	2531980.6	155
29	265935.50	2531807.6	154
30	265986.14	2531634.6	153
31	265973.48	2531440.5	152
32	265931.28	2531313.9	151



33	265863.76	2531187.3	150
34	265737.16	2531136.6	149
35	265656.98	2531077.6	148
36	265623.22	2530942.5	147
37	265644.32	2530790.6	146
38	265694.96	2530664.0	145
39	265775.14	2530516.3	144
40	265825.78	2530368.6	143
41	265677.66	2532906.6	170
42	265712.21	2532762.0	169.5
43	265735.17	2532581.6	169
44	265764.46	2532374.8	168.5
45	265803.44	2532184.9	168
46	265917.38	2531991.8	167.5
47	265974.35	2531817.8	167
48	266028.15	2531631.0	166.5
49	266009.16	2531438.0	166
50	265974.35	2531298.7	165.5
51	265901.55	2531169.0	165
52	265860.36	2531071.3	170
53	265881.51	2530978.2	170
54	265856.13	2530741.3	170
55	265919.59	2530614.4	170
56	265957.67	2530487.5	170
57	265978.82	2530360.5	170
58	265991.51	2530280.2	170
59	265614.96	2531706.0	170
60	265665.74	2531621.3	170
61	265682.66	2531536.7	170
62	265674.20	2531481.7	170
63	265610.73	2531439.4	170
64	265521.88	2531426.7	170
65	265534.58	2531773.7	170
66	265449.96	2531862.5	170
67	265779.97	2532893.6	180
68	265779.97	2532754.0	180
69	265796.89	2532576.3	180



70	265818.05	2532381.6	180
71	265847.66	2532199.7	180
72	265953.44	2532009.3	180
73	266046.52	2531835.9	180
74	266122.67	2531641.2	180
75	266097.29	2531421.2	180
76	266025.36	2531277.4	180
77	265957.67	2531146.2	180
78	265944.97	2530998.1	180
79	265957.67	2530871.2	180
80	265936.51	2530735.8	180
81	265966.13	2530630.0	180
82	265999.98	2530520.0	180
83	265534.58	2531628.5	180
84	265653.04	2531510.1	180
85	265598.04	2531476.2	180
86	265479.58	2531476.2	180
87	265407.65	2531514.3	180
88	265598.04	2531586.2	180
89	265915.36	2532889.3	220
90	265928.05	2532690.5	220
91	265949.21	2532474.7	220
92	265966.13	2532309.7	220
93	266004.21	2532153.2	220
94	266105.75	2531958.5	220
95	266232.68	2531780.8	220
96	266245.37	2531624.3	220
97	266215.75	2531391.6	220
98	266148.06	2531247.8	220
99	266076.13	2531125.1	220
100	266076.13	2530981.2	220
101	266059.21	2530828.9	220
102	266059.21	2530735.8	220
103	266080.36	2530604.7	220
104	266120.13	2532882.2	260
105	266103.21	2532573.3	260
106	266141.29	2532281.4	260

107	266225.91	2532019.0	260
108	266192.06	2531105.2	260
109	266183.60	2530961.3	260
110	266162.44	2530783.6	260
111	266179.37	2530614.4	260
112	266187.83	2530424.0	260
113	266196.29	2530301.3	260

