

國立臺灣大學理學院地理環境資源研究所

碩士論文

Department of Geography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

大安溪峽谷河川地形變遷之研究

The Study on Fluvial Morphological Change
of Daan Gorge

陳宣安

Shiuan-An Chen

指導教授：林俊全 博士

Advisor: Jiun-Chuan Lin, Ph.D.

中華民國 101 年 8 月

Aug, 2012

國立臺灣大學碩（博）士學位論文
口試委員會審定書

大安溪峽谷河川地形變遷之研究

The Study on Fluvial Morphological Change of Daan Gorge

本論文係陳宣安君（R99228001）在國立臺灣大學地理環境資源學系、所完成之碩（博）士學位論文，於民國 101 年 6 月 19 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

口試委員：

林俊全

（簽名）

（指導教授）

詹建榮

任家弘

誌 謝

從台中北上求學至今，已近六年的時光，其中，在研究室的工作時間即滿一半。感謝台灣地形研究室的夥伴們，在過去三年來與我一起學習、互相幫助、互相鼓勵，不論出野外、編輯刊物、舉辦研討會，甚至捲海報、寄郵件，你們都使我的求學生活更加豐富，且在生命與專業領域上都有極大的成長與學習！如今即將分別，實在相當不捨！

就論文寫作而言，首先必須感謝林俊全老師，從主題的確立到寫作細節上，都給予許多指引，使論文得以順利完成。老師正面積極、樂於鼓勵人的性格，在我焦慮、徬徨時，往往能得到充足的動力與毅力！也要感謝口試委員—李建堂老師與任家弘學長，願意撥空讀完我的論文，並給予許多寶貴的意見，使我看到研究與寫作上的盲點，得以修改，使論文更加完整。另外，也要感謝研究室的鄭遠昌學長和張祖達學長，教導我許多儀器的操作與軟體的使用，並且不論在論文寫作或研究室的工作上，每當遇到困難時，總是願意無條件花時間耐心幫助我，使我非常感動，也成為我教導學弟妹時的榜樣。感謝劉時宏，除了幫助我完成許多緊急的工作外，你那幽默的個性與令人難以置信的記憶力，天天都帶給我們歡笑；若沒有你，出野外會喪失許多樂趣！此外，要感謝吳佳穗與胡愷庭，在我進行測量時給予諸多協助，若沒有你們的幫助，這些寶貴的資料將無法順利蒐集。也特別感謝所有關心我的學弟妹，你們言語、文字上的關懷與鼓勵，常使我受寵若驚！

感謝父母，從小就鼓勵我要尋找自己的興趣，在決定讀地理系時更是完全的支持，使我從大學至今都學習的很開心、很享受；當我遇到壓力、挫折時，雖然無法直接協助，但你們的鼓勵與代禱，總使我能得到動力堅持下去，而不會被負面的思想擊潰！感謝上帝與教會的眾弟兄姊妹給予我無條件的愛，使我的台北生活更加豐富，也使生命更加成熟。因著你們的代禱，我的論文能夠完成，一切不可能的事也能變為可能！

摘要

大安溪峽谷位在苗栗卓蘭與臺中東勢之間，為 1999 年九二一地震後構造抬升與河流回春作用下切產生的峽谷地形。峽谷最晚於 2007 年形成，長約 1 公里，寬約 500 公尺。由於河川系統的變遷相當複雜，過去對於短時間的構造抬升與河川侵蝕作用之了解十分有限，本區又有環境監測、管理的必要，因此本研究整理了氣象、水文資料，並透過分析航空照片、現地觀察與河道邊坡量測等方法，了解大安溪峽谷的河川地形變遷特性，並建立河道邊坡的變遷模式。

研究區河道兩側的邊坡坡度介於 15.7 至 78.5 度間，主流下蝕深度約 10-15 公尺。就長期變遷而言，地震後的構造抬升先使河川流路受阻、寬度從大約 40 公尺增加至 100 公尺以上；2003 年後受到下蝕、側蝕與搬運作用影響，快速產生峽谷地形，河道寬度也減少至大約 10 到 30 公尺之間。就短期變遷而言，由於 2011 年 7 月至 2012 年 5 月的研究期間缺乏大規模降雨、流量事件，因此邊坡變遷規模並不小。邊坡頂部因為直接受到雨水侵蝕，且岩性多屬於泥岩與頁岩，因此侵蝕量較大，研究期間的最大平均侵蝕量可達 0.74 公尺；坡腳若位處於河水直接攻擊的位置，平均侵蝕量最多可達到 0.39 公尺，但若非位在河水直接攻擊的位置，則變化量沒有明顯突出；邊坡中段變化量差異大，侵蝕與堆積作用出現的位置大致受到坡度影響，而坡度可能間接受到岩性、岩層傾角所影響。邊坡後退的機制為，受到河水侵蝕與雨水沖蝕作用影響，砂、頁岩互層產生的差異侵蝕作用，使邊坡的砂岩層常突出於上、下方的頁岩層之外，最後因為失去支撐而隨重力作用崩落，連帶使得上、下方的頁岩層更容易崩落。

本研究最後根據現地觀察與測量分析結果，建立 4 種河道邊坡的變遷模式。不過，水力作用與岩石強度的計算、水面下地形的測量、地形變遷影響因子的權重分析，都有待後續研究進行更深入的探討。

關鍵字： 河川地形變遷、大安溪峽谷、構造抬升、全測站儀、河道剖面。

Abstract

The position of Daan Gorge is between Zhuolan in Miaoli and Dongshi in Taichung, and it formed because of the tectonic uplifting of Chi-Chi Earthquake in 1999 and the erosion process of rejuvenation. This gorge formed before 2007, the length and width was about 1 km and 500 m respectively. Because the changes of river systems were very complex, and the understanding of tectonic uplifting and river erosion processes in short-term was limited, moreover, the environmental monitoring and managements of this area were necessary, so this research collected the meteorological and hydrological data first, then analyzed the characteristics of fluvial morphological changes of Daan Gorge by aerial photos, in-situ observations and channel cross-profile measurements. Finally, this research established the models of channel morphological changing of the channel slopes.

The slopes of channel sides were between 15.7 and 78.5 degree, and the depth of the main channel was about 10 to 15 m. As far as the long-term changes, this research figured out that the widths of channels were increased from about 40 m to more than 100 m first, because of the obstructing of tectonic uplifting; after 2003, it formed gorges quickly because of the process of deepening, widening and transportation, and the widths of channels were decreased to about 10 to 30 m. As far as the short-term changes, because there were no large rainfall and discharge events between the research period from July, 2011 to May, 2012, so the magnitudes of morphological changes were not large. On the top of the slopes, because they eroded directly by rainfall, and the rock types were mainly mudstone and shale, so the retreated ranges were larger, the largest average retreat range of the slopes were 0.74 m in the research period. At the bottom of the slopes, if they were in positions where the river eroded directly, the largest average

retreat range would reached 0.39 m, but if they were not in positions where the river eroded directly, the changes were not large. In the middle parts of the slopes, the differences of the changes were large, and the positions of erosion and deposition processes were mainly controlled by slopes, but slopes may influenced by rock types and dip angles of rock formations indirectly. The mechanism of slope retreats was that after the river and rainfall eroding, the sandstone layers were often protrude the shale layers by differential erosion processes, therefore, the sandstone layers finally collapsed by gravity because of lacking support beneath, making the shale layers on the top and at the bottom of sandstone layers collapse easier.

This research finally established four types of channel slope changing models. However, the calculations of hydrological processes, the measurements of rock strengths and landforms under water level, and the weighed analyses of the impact factors of fluvial morphological changes all needed more analyses by further researches.

Keywords: Fluvial Morphological Change, Daan Gorge, Tectonic Uplifting, Total Station, River Channel Profile.

目 錄

誌謝	I
摘要	II
目錄	V
圖目錄	VII
表目錄	IX
第一章 緒論	1
第一節 研究動機	1
第二節 研究目的	3
第二章 文獻回顧	4
第一節 河川地形變遷特性	4
第二節 構造作用與河川侵蝕作用	7
第三章 研究區概述	12
第一節 研究區位置	12
第二節 地形地質特性	14
第三節 氣候概況	21
第四節 水文特性	28
第四章 研究架構與研究方法	36
第一節 研究架構	36
第二節 研究流程	38
第三節 歷年河道數化	40
第四節 河道剖面繪製	41
第五章 結果與討論	50
第一節 大安溪峽谷河道數化結果	50
第二節 現地觀察結果	60
第三節 河道橫剖面變遷	73
第四節 河道地形變遷模式	93
第六章 結論與建議	96
第一節 結論	96
第二節 後續研究建議	99
引用文獻	101



圖 目 錄

圖 3-1 大安溪峽谷地理位置 (上圖) 及其放大圖 (下圖).....	13
圖 3-2 大安溪峽谷附近的地質圖.....	15
圖 3-3 大安溪峽谷地質剖面.....	17
圖 3-4 大安溪峽谷下游河道抬升處 (九房厝斷層通過處).....	17
圖 3-5 砂頁岩互層形成的千層岩景觀.....	18
圖 3-6 河道邊坡的撓曲現象.....	19
圖 3-7 研究期間發生的崩塌作用	20
圖 3-8 大安溪峽谷鄰近氣象測站位置	22
圖 3-9 雙崎歷年平均月均溫與 2011-2012 年月均溫比較.....	23
圖 3-10 雙崎歷年平均月雨量與 2011-2012 年月雨量比較.....	25
圖 3-11 義里水位流量站位置	28
圖 3-12 義里歷年各月平均水位 (1966-2010 年)	30
圖 3-13 義里歷年各月平均水位.....	31
圖 3-14 義里歷年各月平均流量 (1966-2010 年)	32
圖 3-15 義里歷年各月平均流量.....	33
圖 3-16 義里歷年各月平均含沙量 (1966-2010 年).....	34
圖 3-17 義里歷年河川輸沙量.....	35
圖 4-1 研究架構.....	37
圖 4-2 研究流程	39
圖 4-3 TOTAL STATION—TCRA1201+	41
圖 4-4 控制點與河道測線分布圖 (本圖北方朝下).....	45
圖 4-5 L01001 測線位置	46
圖 4-6 L02001 測線位置	46
圖 4-7 L03001 至 L05001 測線位置	47
圖 4-8 L06001 與 L07001 測線位置	47
圖 4-9 DA001 控制點原點	48
圖 4-10 參考面旋轉示意圖	49
圖 5-1 1998 年與 2003 年河道數化結果 (底圖為 1998 年航空照片).....	52
圖 5-2 2003 年與 2007 年河道數化結果 (底圖為 2003 年航空照片).....	53
圖 5-3 研究區 2007 年航空照片 (上圖)、2008 年航空照片 (中、下圖) 與兩年間乾 涸的河道位置 (下圖，紅線標示處).....	55
圖 5-4 1998 年與 2003 年峽谷上游河道數化結果 (底圖為 1998 年航空照片).....	56
圖 5-5 2003 年與 2007 年峽谷上游河道數化結果 (底圖為 2003 年航空照片).....	57
圖 5-6 1998 年與 2003 年峽谷下游河道數化結果 (底圖為 1998 年航空照片).....	58
圖 5-7 2003 年與 2007 年峽谷下游河道數化結果 (底圖左為 2007 年航空照片，右為	

2003 年航空照片).....	59
圖 5-8 L01001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝.....	61
圖 5-9 L01001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝.....	61
圖 5-10 L01001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝.....	62
圖 5-11 L02001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝.....	62
圖 5-12 L02001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝.....	63
圖 5-13 L02001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝.....	63
圖 5-14 L03001、L04001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝	65
圖 5-15 L03001、L04001 測線所在邊坡—2011 年 8 月 2 日拍攝	66
圖 5-16 L03001、L04001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝	66
圖 5-17 L03001、L04001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝	67
圖 5-18 L05001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝.....	68
圖 5-19 L05001 測線所在邊坡—2011 年 8 月 2 日拍攝.....	68
圖 5-20 L05001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝.....	69
圖 5-21 L05001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝	69
圖 5-22 L06001、L07001 測線所在邊坡—2011 年 8 月 2 日拍攝	71
圖 5-23 L06001、L07001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝	71
圖 5-24 L06001、L07001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝	72
圖 5-25 L01001 測線剖面圖.....	76
圖 5-26 L02001 測線剖面圖	77
圖 5-27 L03001 測線剖面圖	79
圖 5-28 L04001 測線剖面圖	81
圖 5-29 L05001 測線剖面圖	83
圖 5-30 L06001 測線剖面圖	85
圖 5-31 L07001 測線剖面圖	87
圖 5-32 河道兩側坡度較陡的崖坡與斜交坡，受到雨水沖蝕後的橫剖面變遷模式.....	94
圖 5-33 河道兩側坡度較緩的崖坡與斜交坡，受到雨水沖蝕後的橫剖面變遷模.....	94
圖 5-34 河道兩側的崖坡與斜交坡，受到雨水沖蝕與河水侵蝕後的橫剖面變遷模式	95
圖 5-35 河道兩側的順向坡，受到雨水沖蝕後的橫剖面變遷模式.....	95
附圖 1 1998 年航空照片	105
附圖 2 2003 年航空照片	105
附圖 3 2007 年航空照片	106

表 目 錄

表 3-1 大安溪峽谷附近地層層序表.....	16
表 3-2 雙崎自動氣象測站測站資料.....	21
表 3-3 雙崎歷年平均月均溫 (1998-2010 年).....	23
表 3-4 雙崎 2011 與 2012 年各月月均溫.....	23
表 3-5 雙崎歷年平均月雨量 (1998-2010 年).....	24
表 3-6 雙崎 2011 與 2012 年各月月雨量.....	25
表 3-7 雙崎歷年 24 小時累積雨量大於 100 公釐的降雨事件 (1998-2012 年)	26
表 3-8 義里水位流量站測站資料.....	29
表 3-9 義里歷年各月平均水位 (1966-2010 年).....	30
表 3-10 義里歷年各月平均流量 (1966-2010 年).....	32
表 3-11 義里歷年各月平均含沙量與輸沙量 (1966-2010 年).....	34
表 4-1 TCRA1201+儀器規格	42
表 4-2 控制點區域座標值.....	48
表 4-3 測量日期與成果.....	48
表 5-1 各測線所在邊坡於第一、二次測量期間的變化量.....	89
表 5-2 各測線所在邊坡於第二、三次測量期間的變化量.....	90
表 5-3 各測線所在邊坡的坡型與岩層傾角.....	91

第一章 緒論

第一節 研究動機

臺灣有獨特的地理位置，就地質而言，臺灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的交界處；就氣候而言，則位在西太平洋的熱帶與副熱帶季風氣候區。受到板塊擠壓與鋒面、颱風帶來的大量降雨之影響，呈現地震頻繁、山脈高聳與河短流急的地理特性，河川的搬運與下切作用皆十分驚人，地形變動量大。

大安溪峽谷位在臺灣中部的苗栗卓蘭與臺中東勢之間，形成原因為 1999 年九二一地震使河流中段快速抬升，後續的颱風豪雨則增加河川流量與伴隨而來的下切作用，在 2007 年遭遇柯羅莎颱風侵襲後，大安溪峽谷形成，至今年代僅約十年。根據前人的研究，河川系統的影響因子多，且各個因子間大多有交互作用，使河川系統的變遷相當複雜，至今的研究對全球河川系統之了解皆相當有限 (Patton, 1988; Cooke and Doornkamp, 1990)，且構造抬升作用與河川侵蝕作用之間的關係亦不清楚 (Burbank *et al.*, 1996)；另外，過去河川侵蝕與構造抬升的相關研究，多以間接定年的方式估算長期變遷速率，與短期直接測量的方式可能產生不同的估算結果，影響因子也可能不同 (Schumm and Lichy, 1965; Kennedy, 1997; Stock *et al.*, 2005)，因此短期變遷研究仍有發展空間。大安溪峽谷受到劇烈的構造運動與河川作用影響，變遷快速，是值得進行短期河川侵蝕研究的地點，而前人多描述或分析較大時空尺度的地質、地形特性 (郭育安, 2008；鄭文昕與何信昌, 2008；莊文星, 2009；賴憶菁, 2009)，較少針對小尺度地形特性進行量測與分析，這也是本研究得以補充的部分。

大安溪峽谷形成後，受到獨特的地形、地質景觀吸引，許多遊客慕名而來，然而，當地未有完善的安全設施與規範。雖然目前大安溪的主管機關—水利署第三河川局公告禁止民眾前往溪床，但仍難以完全避免人們前往，因此安全問題為當地環境管理的重要議題。在設置安全設施與規範前，必須對當地環境有相當的

了解，例如何處地形變化較大，能對遊客安全產生威脅等。因此，在進行環境管理前，必須藉由監測與研究環境變化做為環境管理的參考，而目前針對大安溪峽谷的研究文獻並不多，因而有必要進行研究，了解當地環境變遷特性。

最後，大安溪峽谷的形成，是回春作用造成的結果，根據地形演育理論，未來若有大規模颱風的侵襲，大安溪峽谷可能因為侵蝕或風化作用而消失（莊文星，2009；鄭文昕與何信昌，2008），因此有必要在峽谷消失前盡快收集當地的地形資料。



第二節 研究目的

針對研究動機的說明，本研究期望能針對大安溪峽谷的地形變遷進行監測與研究，藉此了解當地河川作用之特性。因此，本研究的研究目的可歸納如下：

1. 藉由分析歷年航空照片，了解九二一地震前後河川平面型態隨著構造抬升產生變遷的過程，藉此推測構造抬升後河川侵蝕、堆積作用改變之機制與特性。
2. 藉由河道邊坡的剖面量測與現地調查，了解研究期間高精度、小尺度的地形變遷特性如何受到邊坡坡度、坡型、岩性、水力作用、植被覆蓋等不同因子之影響，並計算研究期間的邊坡形貌的變化量。
3. 綜合上述資料，推測大安溪峽谷地形變遷的發生機制，並建立河川地形變遷模式，做為未來地形變遷研究與環境管理的參考。



第二章 文獻回顧

第一節 河川地形變遷特性

河川系統為地表地形系統中不可忽略的重要部分，因為河川會在地表輸送沉積物，改變地表地形，而且過去、未來的河道與地形系統之交互作用都可能與現今不同，這在進行環境管理前有必要先了解 (Thomas and Allison, 1993)。事實上，地形變遷的本質與地形本身的敏感度、外在環境的影響有密切關係，因此本研究在探討河川地形變遷特性前，必須先了解河川地形變遷的本質及前人的研究方法與成果。

張石角 (1993) 將影響流域本身的地形、地質因子稱為「基因」，發生改變的環境特性稱為「誘因」。誘因的改變不一定會使各流域或流域中的各部分發生變化，或使其變化呈現相同的方式與速率；其發生與否及發生改變的速率、程度如何，端視該流域的敏感度而定。由於影響地形變遷的因子相當多，且因子之間會有交互作用，因果關係並不容易分析，因此河川地形變遷的本質相當複雜，預測也有一定的困難度。

以臺灣為例，臺灣東北部立霧溪、和平溪與夫布爾溪流域形成於全新世晚期的沉積階地，其階數、加積時間與次數、階地與河床的高差等均無法對比。齊士崢等 (1998) 經過研究後，推測這些階地的形成原因應非侵蝕基準面上升、氣候變化或氣象災變，而是受到各流域不同河段的地形、地質特性與區位差異，對類似的環境變化產生不同反應的結果。Phillips (1991) 的研究則驗證水力變數「多重調適模式」的形成，調適模式是指在系統面臨擾動時，特定水力變數增加、減少或維持穩定之組合。該研究以河川平均深度、橫剖面面積、平均水面寬度、流量、平均流速與水面坡度資料，量測了美國 4 個河道剖面上的 22 次流量變化，結果顯示 11 種不同的調適模式，證實水流寬度、深度與能量坡降對於滿足外來變數有無窮組合。

對於影響河川地形變遷的因子，齊士崢等 (1998) 認為有地形與地質特性、氣候、土地利用、構造運動、全球海平面等流域環境特性，與崩塌堰塞湖沉積、天然壩崩壞、特殊氣象事件等災變事件。Knighton (1998) 認為控制河道形貌變遷最重要的因子為流量與沉積物荷重，其他則包括氣候、植被、土壤、地質與地形等，大致可分類為流動特性、流體特性、沉積物相關特性與河道形貌。就河道剖面的地形變遷而言，縱剖面變遷通常由氣候變遷或侵蝕基準面的變遷引發，橫剖面的變遷通常由河岸崩塌、流量變動與水力作用造成的河床侵蝕產生；亦有研究將引發因子分為三類：與水流有關的因子、與土壤有關的因子，以及幾何因子。不過，人為活動也是引發河道剖面變遷的原因之一 (Wilson, 1973; Abam and Omuso, 2000)。

由於地形對於環境變化的反應常呈間歇性而非連續性，因此研究地形變遷時，必須探討能產生地形變遷的環境因子變遷閾值 (thresholds)，以分辨哪些事件屬於有效事件；另外，也要研究環境因子變化的速率、延時與周期等，以探討在這些條件下產生的地形變遷特性 (Thomas and Allison, 1993)。然而在研究河川敏感度時，會遇到一些研究上的困難。首先，探討地形變遷時所採用的時間與空間尺度，會影響到研究者對於變遷的判斷與解釋，因此研究時應明確交代所觀察的尺度；其次，對於「目前河道系統」與「河道變遷」的辨別並不容易；最後，解釋河道系統時會用到「平衡」的概念，而平衡並不容易被偵測與了解，因為地形達到平衡需要的時間尺度往往超過可能的研究或測量時間，尤其短期的地形變遷可能隱藏在長期平衡現象中，地形變遷後的平衡情形也可能異於變遷前的情形 (Richard *et al.*, 1985; Thomas and Allison, 1993)。事實上，Knighton (1998) 提到目前並沒有定義河川是否平衡的通用準則。這些問題都是研究時必須特別留意的部分。

Schumm and Lichy 將時間尺度由短至長分為：穩定的 (steady)、循環的 (cyclic) 與均一的 (graded) 三種，並具體建議三種不同時間尺度可能的長度。時間尺度越短，會有顯著影響的因子越少，越多因子變得不重要。Knighton (1998) 則將時間

尺度分為：瞬間時間尺度（小於 10 年）、短時間尺度（10 到 100 年）、中時間尺度（1,000-10,000 年）與長時間尺度（大於 100,000 年）；本研究的時間尺度界於瞬間與短時間尺度之間。

河川地形變遷的研究，對於環境管理而言是不可或缺的，因為進行環境管理前有必要了解哪些河段正在發生變動、哪些河段未來可能產生變遷。齊士崢等（1998）提到流域的地形演育會造成災害頻率的增減或影響未來土地利用的可能性，因此必須研究地形演育的方式來降低未來可能的災害損失，並減少防災設施的浪費。

從上述文獻回顧可看出河川地形系統很複雜，有許多問題尚待克服。Richter *et al.* (1985) 提到就水文系統而言，地表水文系統、水質、邊坡水文系統、土壤可蝕性等，彼此間的關聯與全球特性目前所知都極為有限；另外，雖然進行環境管理時必須全盤考慮集水區從上游到下游的特性，但目前成功的案例仍然很少。因此，河川地形調查、資料蒐集與持續的監測是未來在環境管理上仍須加強的部分。

第二節 構造作用與河川侵蝕作用

一、河川侵蝕作用

河水受到重力作用，會由上游往下流，而河水流動時本身的能量及其帶動的細小沙粒，常造成河床及邊坡的侵蝕。鄒豹君（1976）對侵蝕作用的定義為：「河水流動，一方面腐蝕岩層，一方面又摩擦河床及兩側岸壁，同時又推動鬆散的沙石，使之撞擊河床與岸壁，促使岩屑鬆散，易為流水所搬運。」若河床物質受到的河水剪應力超過移動、搬運該物質所需的剪力閾值，且沒有被上游搬運下來的物質所填補，則會造成侵蝕作用（Florsheim, 2007）。事實上，侵蝕作用與搬運作用很難做明顯的區別，因為搬運作用可視為侵蝕作用的延續。

侵蝕作用可依據其原理與方向做分類。依據侵蝕作用的原理可分為：(1) 水力作用，即急速亂流的衝擊作用；(2) 磨損作用，即河水中泥沙與河床、邊坡磨損的作用；(3) 溶解作用，即可溶性的岩石物質因河水作用而溶解（王鑫，1986）。另外，較常見的分類方法是依據侵蝕作用的方向分為：(1) 向源侵蝕；(2) 向側侵蝕；(3) 向下侵蝕。向側侵蝕常以河岸侵蝕（bank erosion）被描述，包括水力作用與河岸崩塌；前者與近岸的流速狀況、流速梯度有關，後者則與河岸邊坡的形貌、結構、物質特性有關，但河岸侵蝕也受到氣候、地下水狀況、河道型態、生物與人為作用的影響。通常河岸的後退速率與集水區面積呈正比，但後退速率最快的區域多發生在河川中游，因為中游的河水能量最強（Knighton, 1998）。

物質的移動可以用剪應力（shear stress）或臨界流速（critical velocity）來表示，其中河流的水力半徑與河道坡度會影響到河水的剪應力（ τ ）及河水蘊含的能量（ Ω ），公式如下（Knighton, 1998）：

$$\tau = \gamma \times R \times S$$

$$\Omega = \gamma \times Q \times S$$

式中， γ 為河水比重； R 為水力半徑； S 為河道坡度； Q 為河水流量。不過本

公式只適用於均勻水流，且傾向於高估剪應力對沉積物的影響。當河水的剪應力相當於臨界剪應力 (critical shear stress, τ_{cr}) 時，河床上的沉積物會被搬離原處。臨界剪應力的公式如下 (Knighton, 1998)：

$$\tau_{cr} = \eta g (\rho_s - \rho) (\pi/6) D \tan \varphi, \quad \eta = n D^2$$

η 為描述沉積物顆粒包覆程度的參數； n 為單位面積上的顆粒數量； D 為顆粒直徑； g 為重力加速度； ρ_s 為顆粒密度； ρ 為河水密度； φ 為顆粒之間與重力方向的夾角。事實上，除了河水的能量與剪應力外，物質的移動還受到許多因子影響，包括：物理性質、尺寸、形狀、密度、排列方式、結構與膠結程度等。

對地形變遷而言，河水對河床物質產生侵蝕作用與搬運作用時，物質對水流的摩擦力會使岩石破碎，造成河床地形變遷。動態地形學認為河流的侵蝕作用與堆積作用可以達到均衡狀態，即藉著改變河道的幾何型態形成均夷河，使河流的水量和流速正好能把河水搬運的沈積物全部運走，而不發生沈積作用。因此，了解河床地形變遷時，必須同時考慮河水作用、河床物質特性及河床型態 (王鑫，1986)。

二、構造作用對河川侵蝕作用之影響

河流侵蝕循環理論 (fluvial cycle of erosion) 由戴維斯 (W. M. Davis) 於 1899 年提出，他認為河流地形發育的演進有一定的階段與循環。該理論將時間視為一個變數，河流的地形演育則大致被分成三個時期：幼年期、壯年期與老年期。當河流達到壯年期或老年期時，一旦環境發生改變，使河流的侵蝕作用再度旺盛，造成河谷地形發育從壯年期或老年期回復到幼年期，則此現象稱為回春作用，該階段可稱之為回春期 (rejuvenation)。環境的改變，例如陸塊舉升、海平面升降，都可能造成回春作用。戴維斯提出回春作用後，Thornbury 於 1962 年將回春作用分為三種：(1) 動力回春作用 (dynamic rejuvenation)：由構造運動抬升陸地所引起；(2) 全球海平面變動回春作用 (eustatic rejuvenation)：全球海平面下降所引起；

與 (3) 靜力回春作用(static rejuvenation)：河川侵蝕能力增加所引起 (王凱弘，2005)。本研究探討的地形即為受到動力回春作用造成的河川地形。

Carlson (1998) 研究美國維吉尼亞州 5 條支流的河川下蝕、遷急點變遷與石灰華加積之交互作用時，使用河道侵蝕速率模式，該模式可表示如下：

$$dz/dt = K A^m S^n$$

式中， dz/dt 為下蝕速率，K 為侵蝕係數，A 為集水區面積，S 為河床坡度，m 與 n 則為常數，會受到基岩類型與侵蝕機制所影響。當獲得下蝕速率、遷急點總高度、支流河川自匯流點至最上游遷急點的縱剖面長度資料時，遷急點移動速率就可得知：

$$dz/dt = Z/T, X = T(dx/dt)$$

其中 dz/dt 為河川下蝕速率，Z 為遷急點總累積高度，T 為高度 Z 的遷急點移動到現今位置的時間，X 為河川自匯流點至最上游遷急點的縱剖面長度， dx/dt 即為遷急點移動速率。根據 Carlson (1998) 的研究，這些支流河川的下蝕速率約為每年 6.4 公分，遷急點移動時間為 190 萬年，移動速率為每年 210.5 公分。另外，對於抬升速率階段性增加的河道，由於遷急點會逐漸往上游移動，因此新的平衡會直到該河段抵達河川源頭時才會完成。故河川系統回應抬升速率增加的時間，為自河道頂點抬升速率增加至達到平衡位置的時間 (Whipple and Tucker, 1999)。

過去長時間尺度的構造作用與河川下蝕速率研究，多以同位素定年法進行，尤其以鉍-10 同位素為主。Burbank *et al.* (1996) 以鉍-10、鋁-26 定年，計算喜馬拉雅山西北邊印度河流域的河川下蝕速率，並以岩層輻射冷卻速率推測長期剝蝕速率與基岩抬升速率。結果顯示河川以極高的下蝕速率（每年 2-12 公釐）切割基岩，且下蝕速率的變異與岩石抗蝕力無關，而與抬升速率有關，邊坡崩塌及其平均坡度則受到岩石強度控制。Henck *et al.* (2011) 的研究區同樣鄰近喜馬拉雅山，該研究提到過去有些學者認為降雨的空間分布對侵蝕速率的影響較大，有些人則認為坡度的影響較大，因此該研究測量中國西南部現代河川沉積物的鉍-10 同位素，以

此計算侵蝕速率。研究結果顯示，有些地區的下蝕速率與坡度較有關，有些則與平均年降雨量較有關，而地層抬升速率是決定兩者相對重要性的關鍵因子，因板塊擠壓會使岩石破碎，較易受到侵蝕作用影響，且岩石破碎造成較多沉積物進入河道、磨蝕河床，增加河川下蝕速率。Ouimet *et al.* (2010) 以磷灰石與浩石中的鈾-鈦與氦同位素分析青藏高原東部的 3 個河谷剖面，了解河川在高海拔、低地勢起伏地貌中的下蝕速率，結果發現各地區自 1,000 萬至 1,500 萬年前開始的下蝕速率，都約為每年 0.3 至 0.4 公釐，相較於喜馬拉雅山低很多。其中不同時間點的夏蝕速率變異與各條河川之間的變異，推測分別是受到斷層的區域抬升與河川襲奪所造成。

Safran *et al.* (2005) 的研究區位在玻利維亞安地斯山脈的上游集水區，該研究同樣以鉍-10 同位素計算過去 100 至 10,000 年間的河川侵蝕速率，得到每年 0.04-1.35 公釐、平均 0.43 公釐的侵蝕速率，並藉由磷灰石核飛跡的研究，確定過去數百萬年來沒有大規模的侵蝕速率變動。該研究發現河道坡度與集水區平均侵蝕速率有中等程度的關聯，但邊坡海拔與集水區平均侵蝕速率沒有明顯的關聯。有趣的是，雖然當地的河川侵蝕速率低於喜馬拉雅山，但控制侵蝕速率的因子同樣為造成河道坡度改變的構造作用，岩性與氣候的影響並不顯著，與 Burbank *et al.* (1996)、Henck *et al.* (2011) 的研究結果相同。

與上述以定年方法研究長期侵蝕速率的研究不同，Stock *et al.* (2005) 的研究以短期直接測量的方式研究河道侵蝕速率。該研究主要以沖蝕針 (erosion pins) 測量 10 個河谷在 1 至 7 年間的侵蝕速率，研究區包括美國西部與臺灣西部。研究發現侵蝕速率高達平均每年數公分，遠超過長期研究的估計結果，且河道基岩的侵蝕速率遠超過長期抬升速率，顯示河川縱剖面不一定直接受控於河川侵蝕模式預測的基岩硬度與岩石抬升速率，河道沉積物搬運的閾值（包括沉積物覆蓋、沉積物粒徑）才是控制河道坡度的主要因子。

謝孟龍 (2005) 結合航照判讀、現地調查、測量與定年等方式研究立霧溪的河

階演育過程，也發現河川每年 1-2 公分的下蝕速率較每年 3-6 公釐的長期抬升速率快許多，與 Schaller *et al.* (2005) 以氯-36 定年後得到的中晚期全新世下蝕速率每年約 2.6 公分的結果相近，顯示短期地形演育會受到區域構造抬升與其他環境變遷事件，如地震、降雨之影響，也因此在長期平均下蝕的河川中，周期性的堆積作用對河川而言屬於常態現象，最終仍可能達到構造抬升與河川下蝕的平衡。另外，謝孟龍 (2007) 也以水準針 (benchmark pin) 測量短時間、高精度的立霧溪河床侵蝕速率。結果發現 2004 年至 2006 年的研究期間，受到龍王颱風的影響，後兩年的河床下蝕高度達到數公分至 1 公尺以上，主要是受到磨蝕與拔蝕作用所造成，且低河床處受到沉積物覆蓋保護，使河床侵蝕速率較高河床處低；另外，河道狹窄處因洪水時的沉積物多以懸移質形式通過，使磨蝕量較少，反而低洪水水位時因主要以推移質形式通過，河床下蝕速率較高，這與後來 Johnson *et al.* (2010) 的研究結果相同。

Johnson *et al.* (2010) 比較雪水引發的低水位洪水與突發性洪水 (flash flood) 之差異時，就發現低水位洪水搬運的沉積物多屬於推移質，而推移質經由磨蝕作用造成的下蝕量反而較突發性洪水多，顯示剪應力強度大的高水為洪水，不一定會造成較多的侵蝕量。賴憶菁 (2009) 研究大安溪河道的變化與構造相對活動性之關係，發現河道受到構造作用後，河道坡度較易改變，寬度的變化較小；另外，河道寬度的改變亦比坡度較晚進行，兩者的變化並非同時進行。

根據上述文獻回顧，可以得知河川受到構造抬升後的下蝕特性與影響因子，在長期與短期時間尺度中有很大的不同。長期的平均下蝕速率普遍較低，主要受到區域抬升速率所影響，與岩性、氣候的關連不大；短期的平均下蝕速率較高，甚至超過構造長期抬升速率，這是受到沉積物堆積、短期環境變遷事件 (如地震、降雨) 所影響，且高水位洪水造成的下蝕速率可能比低水位洪水時低，因為前者的沉積物多以懸移質而非推移質的形式通過，使磨蝕作用較小。

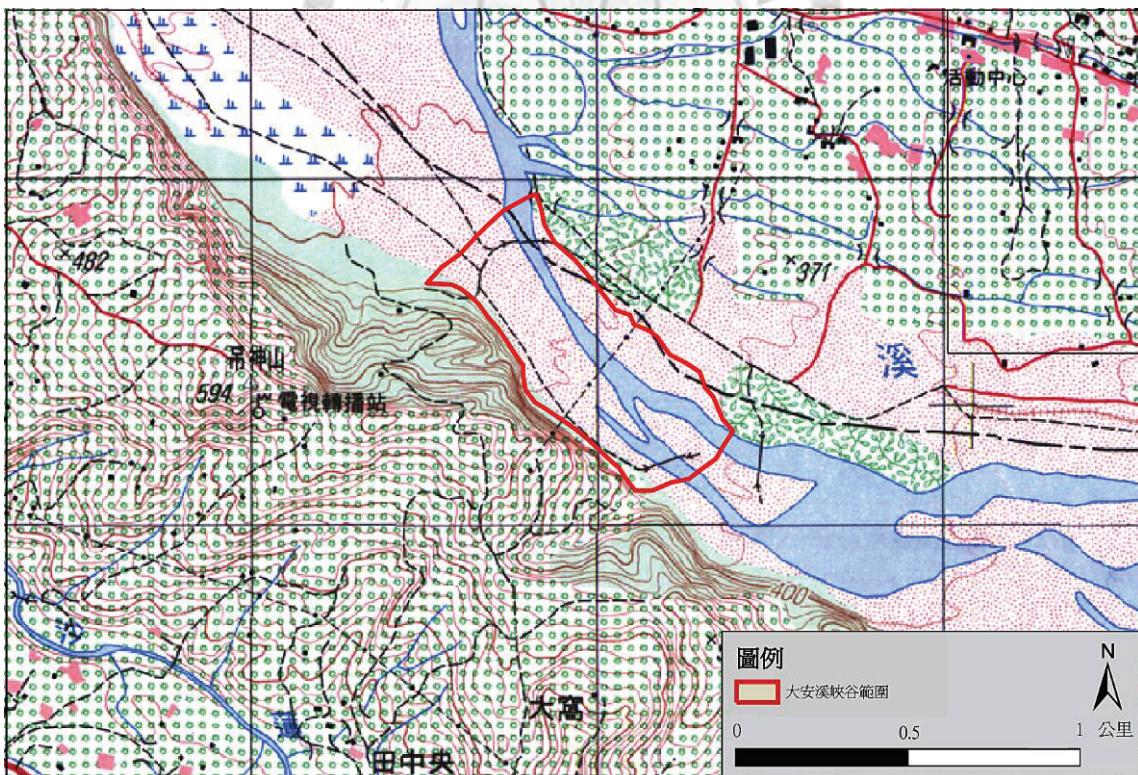
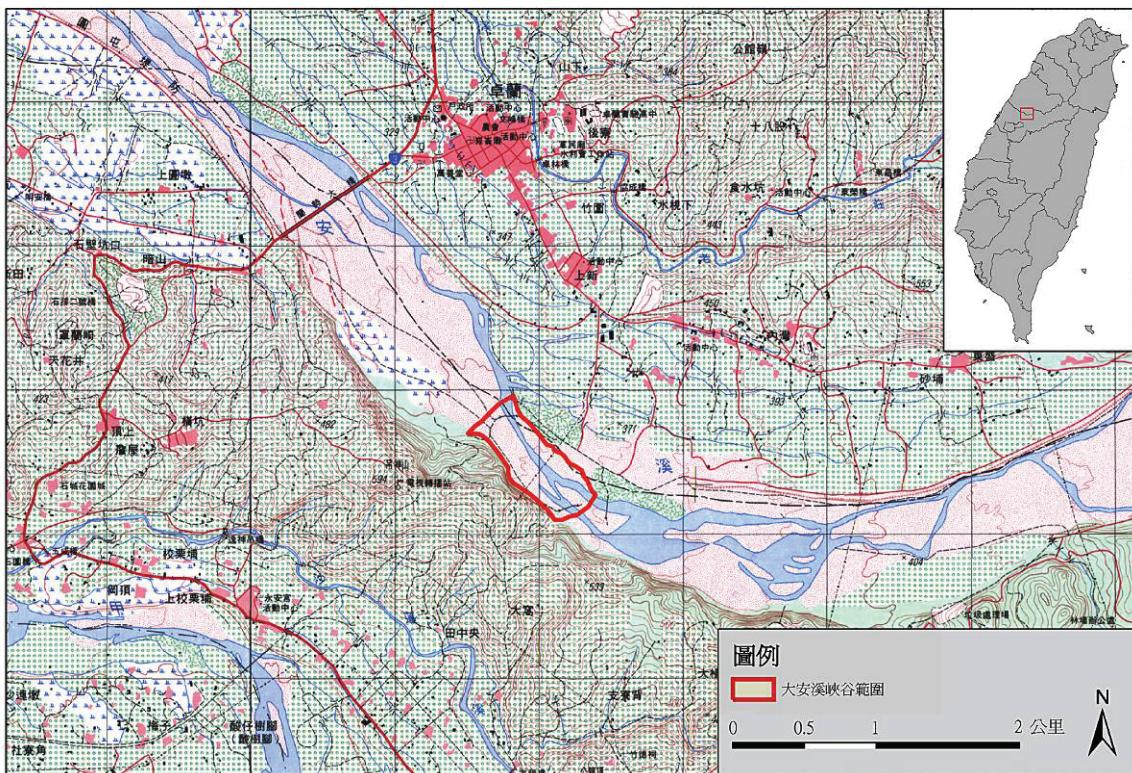
第三章 研究區概述

第一節 研究區位置

大安溪位於臺灣中部，屬於中央管河川，主流長度約 95.76 公里，流域面積 758.47 平方公里，為苗栗縣與臺中市的界河。大安溪發源於雪山山脈的大霸尖山西側（海拔 3,488 公尺）及雪山（海拔 3,884 公尺）北側，上游分為馬達拉溪與雪山溪，兩溪在東陽山北麓會合後，始稱大安溪（林朝榮，1957；經濟部水利署，2010）。大安溪主流流至坪林後，轉向西流，從卓蘭鎮內灣里以降，形成肥沃的沖積平原，最後於臺中市大安區注入臺灣海峽。大安溪流域在行政區劃上包含苗栗縣的泰安鄉、卓蘭鎮、三義鄉與臺中市的大安區、大甲區、外埔區、后里區及東勢區等。流域總面積約 1,050 平方公里，占全島面積 2.9%（鄧天德，1975）。

鄧天德（1975）對大安溪上、中、下游所下的定義為：自發源地向西南方，至梅園止為上游，河流流速快，下切作用強，少見河階；梅園以下至自由村屬於中游，河谷較寬，可見到沉積作用，北岸有大規模高位與低位河階；自由村以下屬於下游，河谷進一步擴大成氾濫平原，河床呈瓣狀水系，有礫石沉積至出海口（林朝榮，1957；鄧天德，1975）。

本研究所在的大安溪峽谷，位於苗栗縣卓蘭鎮與臺中市東勢區之間的大安溪河床（圖 3-1），在蘭勢大橋以東、坪林（白布帆）以西的河段，為九二一地震隆起後，歷經颱風、豪雨產生的急流沖刷所形成的峽谷地形，峽谷長約 1 公里，寬約 500 公尺，海拔約 350 公尺至 370 公尺。依據鄧天德（1975）的定義，本區屬於大安溪下游，但接近中、下游交界處。



底圖來源：經建版地形圖（第三版）

圖 3-1 大安溪峽谷地理位置（上圖）及其放大圖（下圖）

第二節 地形地質特性

大安溪流域河床平均坡度大，約為 3.4% (鄧天德，1975)，上游侵蝕作用大，且河水含沙量極大，中下游則轉為沉積作用為主，沉積的河段長度相當長。大安溪流域的地形可分為東部山地、中部丘陵與西部平原臺地，其中後兩者的海拔分界約為 500 公尺，本研究區即位在中部丘陵與西部臺地交界處，受到西部逆衝斷層之影響，地形起伏大。

就地質而言，大安溪流域上游屬於始新世的黏板岩，以西多為中新世與上新世的砂岩及頁岩，西部臺地則屬更新世的階地堆積層，最西部為年代最輕之現代沖積層。

大安溪峽谷所在的地層主要為卓蘭層、階地堆積層與沖積層 (圖 3-2、表 3-1)，自西至東有許多大致呈南北走向的構造線發育，包括：九房厝斷層、東勢背斜、梅子斷層與內灣向斜等。根據經濟部中央地質調查所出版的五萬分之一地質圖—東勢圖幅之說明，本區地層與構造線的特性如下 (李錦發，2000)：

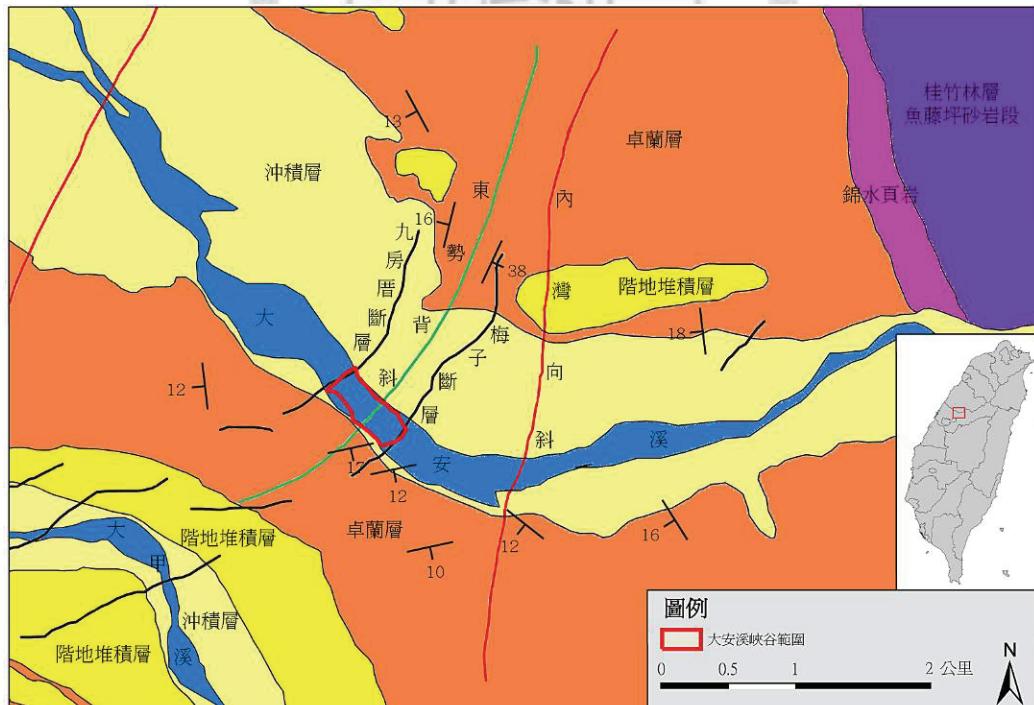
1. 卓蘭層：厚度達 2,000 公尺，岩層均由砂岩、粉砂岩、泥岩及頁岩之互層組成，岩性單調重覆。砂岩以細粒為主，厚度多在數十公分至一、二公尺間。泥岩及頁岩厚度多在 20 至 50 公分間，亦常出現厚層。本層岩性鬆軟，僅受鐵液浸染者硬度較高。大安溪以南泥質成分較多，以北則砂岩較多。
2. 階地堆積層：主要分布於河流兩岸，高出河床 5 至 10 公尺，全部由礫石、砂及泥土組成，厚度約 2 至 10 公尺。堆積物來自上游岩層，大安溪的階地堆積物包含中新世、漸新世與始新世之岩石。
3. 沖積層：包含各種大小的礫石、砂及泥土，來自於流域內出露的岩層。大安溪流域的沖積層包含古第三紀雪山山脈帶與新第三紀的西部麓山帶地層。
4. 東勢背斜：為一平緩褶皺，兩翼傾角不超過 20 度。九二一地震時隆起的「內灣—校栗埔隆昇地塊」之隆昇軸線與本背斜軸吻合，因此為活動之構造。

5. 內灣向斜：在東勢背斜東側約一公里，亦為平緩褶皺，應當同為活動構造。

1999年9月21日凌晨1點47分，車籠埔斷層在南投集集附近發生芮氏規模7.3的九二一地震時，地表產生長度92公里的破裂帶，除了沿著車籠埔斷層外，斷層兩側亦有南北向的破裂。本區位於破裂帶最北端，包含伴隨破裂產生的九房厝與梅子斷層：

6. 九房厝斷層：為一逆衝斷層，西起石岡國小，往東北東延伸後轉為東北走向，越過大甲溪後於校栗埔消失；而後於大安溪南岸的吊神山產生大崩塌，進入河床後再度產生破裂，至卓蘭後消失，造成地表東高西低。

7. 梅子斷層：西起社寮腳，越過大甲溪後連續性不佳，但越過吊神山時亦產生崩塌地，進入大安溪後破裂再出現，而後延伸至內灣附近消失。本斷層往東逆衝，為九房厝斷層的背衝斷層，與該斷層間形成「內灣—校栗埔隆昇地塊」。



圖片來源：改繪自李錦發，2000。

圖 3-2 大安溪峽谷附近的地質圖

表 3-1 大安溪峽谷附近地層層序表

時代	地層	厚度 (公尺)	岩性概述
全新世	沖積層	--	礫石、砂及黏土。
更新世	階地堆積層	--	礫石及砂。
	卓蘭層	2,000	砂岩、粉砂岩及頁岩互層，常形成豬背嶺地形。
上新世	錦水頁岩	90	由青灰色至暗灰色頁岩所組成，局部漸變為粉砂岩或砂質頁岩。偶含不規則石灰質結核。
	桂竹林層 魚藤坪砂岩段	271	以淺灰色砂岩為主，時夾厚層頁岩或砂、頁岩薄互層。

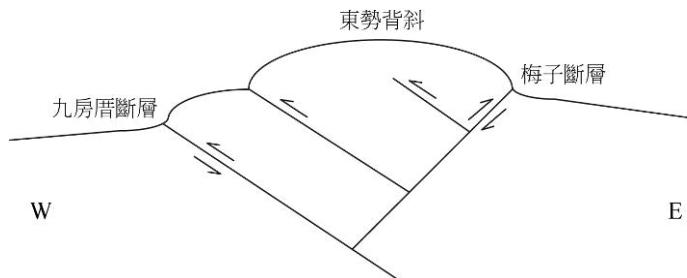
資料來源：截取自李錦發，2000。

受到板塊擠壓影響，大安溪的河床隆起量大、距離均夷河的狀態甚遠，過去常形成回春作用，產生臺地、河階地形，包括：鐵砧山、苑裡丘陵、枕頭山臺地、后里臺地、卓蘭臺地及高、低位河階群等（林朝榮，1957；鄧天德，1975）。林朝榮（1957）推測大安溪河床坡度陡的原因有三：(1) 大安溪流域地盤隆起量大；(2) 受到河川襲奪被截頭，使河川流路縮短；(3) 岩層抗蝕力強，使河蝕作用進行緩慢。

1999 年九二一地震前，大安溪流域因為下切作用劇烈，沒有顯著的遷急點（林朝榮，1957），但九二一地震時，九房厝斷層與梅子斷層快速抬升，使東勢和卓蘭交界處的大安溪河床隆起，形成堰塞湖。當時河床的上拱範圍約為 1 公里，西翼的絕對高程抬升約 3 公尺，東翼抬升約 6 公尺（郭育安，2008）；根據 Lee *et al.* (2002) 的研究，西側的九房厝斷層抬升約 1 公尺，東側的梅子斷層則抬升 5 至 6 公尺，且兩條斷層間尚有兩條向西逆衝的斷層，其中一條為盲斷層（圖 3-3、圖 3-4）。

地震發生後，歷年颱風、豪雨與上游水壩放空作業所產生的急流，受到地形回春作用的影響，快速侵蝕河床；內灣以上的砂石採掘，亦因使堆積河道的石英岩礫石減少而增加河床下切速率（鄭文昕與何信昌，2008；莊文星，2009）。2007

年 10 月，強烈颱風柯羅莎侵襲臺灣，全臺皆產生嚴重災情，大安溪河床抬升處再次因流量增加使得侵蝕力增加，颱風過後不久即形成谷中峽谷，經媒體大幅報導後，成為著名的「大安溪峽谷」。



圖片來源：改繪自 Lee *et al.*, 2002.

圖 3-3 大安溪峽谷地質剖面



圖 3-4 大安溪峽谷下游河道抬升處（九房厝斷層通過處）

大安溪峽谷所在位置的河道邊坡，地層主要屬於卓蘭層。邊坡頂部主要為頁岩或泥岩，厚度可達 5 公尺以上；邊坡中段則以砂頁岩互層為主，偶夾較厚層的砂岩層，厚度約 3 公尺；邊坡底部則為頁岩層，到水面以上的厚度同樣約為 3 公尺。主流河道的部分邊坡底部，堆積許多河川搬運的沉積物，或是從邊坡上崩落

下來的岩屑，形成沙洲地形。不過在峽谷南北兩側邊界，可以看到邊坡上方堆積著許多過去河川搬運、堆積於此處的礫石，膠結形成鬆散的礫石層，厚度約 1.5 公尺，屬於沖積層。有些礫石滾落至現生河道中，再次形成河川的推移質。

本研究以傾斜儀量測岩層位態，結果如第四章的圖 4-4 所示。研究區的岩層多呈東北—西南走向，角度介於北偏東 42 至 92 度之間；傾向則朝南方傾斜，傾斜角度不大，介於 6 至 12 度之間，近乎水平狀態，顯示研究區位在東勢背斜往上游的區域。

大安溪峽谷因位處於砂、頁岩互層地區，地形、地質景觀獨特。受到岩性不同產生的差異侵蝕作用影響，當地曲流發達，在岩性較軟弱的泥質砂岩、頁岩分佈區，曲流的攻擊坡容易形成崩塌曲流河道；岩性較堅強的矽質、鈣質岩層區域，河床易形成陡坡、湍流、瀑布等景觀。當地屬於斷層構造帶，岩性破碎、自然環境脆弱，故河川常改道，舊河道留下了許多瀑下深潭、壺穴等獨特地景。

地質景觀方面，當地具有的景觀包括：千層岩（圖 3-5）、圓盤石、逆移斷層、撓曲（圖 3-6）、崩移與壓扁構造、波痕、節理、交錯層、化石、磨蝕擦痕與泥裂等（鄭文昕與何信昌，2008）。千層岩是不同岩性的平行地層，因為顏色、硬度不同，產生如千層蛋糕的河岸景觀。圓盤石為外形呈圓盤狀的結核，是較堅硬的礦物在沈積地層裡集中，於差異侵蝕後突出岩體所形成。崩移與壓扁構造，是沉積物沉積後受到外力作用，或沉積地層發生液化，使得外形產生改變的地層。另外，當地的化石包含貝類化石、炭化漂木以及生痕化石等。磨蝕擦痕則為過去河川搬運的石塊對河床底部摩擦、撞擊，於岩石表面形成的條狀痕跡。



圖 3-5 砂頁岩互層形成的千層岩景觀



圖 3-6 河道邊坡的撓曲現象

另外，河道南側的邊坡因為位於大安溪的攻擊坡，坡度陡峭，與河床高差約為 200 公尺，也因著兩條斷層的切過，岩性破碎，容易產生崩塌。本研究期間，就曾在沒有降雨的時候看到崩塌現象（圖 3-7），顯然當地的地形變動量相當大。不過套疊當地四條構造線（九房厝斷層、梅子斷層、東勢背斜與內灣向斜）與航空照片後，發現除了河道南側邊坡與大安溪峽谷之上、下游邊界外，難以看出構造線對地形的影響。南側的邊坡在兩條斷層通過處皆形成凹坡的坡形，並產生許多從上邊坡延伸至坡腳的崩塌地，甚至在坡腳堆積形成崖錐；東勢背斜則形成凸坡坡

形。另外，河道兩側的頁岩、泥岩裸露區，受到雨水的沖刷，會產生深度不大的紋溝景觀。



圖 3-7 研究期間發生的崩塌作用

余嘉凌（2004）研究吊神山臨近地區的水系型態與地形、地質構造之相關性。該研究發現本區水系的發育，主要受控於地形與地質構造，受岩性之影響較小。其中，坡度對主流流向的影響最深，部份河段則受到褶皺構造的影響；東勢背斜與九房厝斷層造成地表破裂，使水系流路增多。

賴憶菁（2009）研究大安溪河道的變化與構造相對活動性之關係，發現大安溪河道形貌的變遷與岩石強度較無明顯關聯，主要是受到構造活動影響。本研究區的東勢背斜具有相對較高的活動性。另外，河道受到構造作用後，河道坡度較易改變，進而恢復構造作用前的狀態，而寬度的變化較小；河道寬度的改變亦比坡度較晚進行，兩者的變化並非同時進行。

大安溪峽谷為地震後因著地形回春作用產生的地景觀，隨著河川持續不斷的侵蝕、演育，峽谷景觀終有一天可能消失。該景觀能維持多久實難預測，對科學研究而言，應儘早收集資料，了解當地的河川特性（莊文星，2009；鄭文昕與何信昌，2008）。

第三節 氣候概況

首先，就大安溪流域的氣候狀況而言，鄧天德（1975）分析該流域的年均溫為 21°C ，年溫差 11.5°C ，且越上游的年溫差越小；中下游的氣溫以7月最高，1月最低。大安溪流域的年雨量約為2,000公釐，呈夏雨冬乾的特性；越上游因地勢越高，年雨量也因而越多。該流域的降雨強度以6至8月最大，上游的山區乾溼季變化由於冬季時受到東北季風帶來的雨水影響，故不若下游分明。

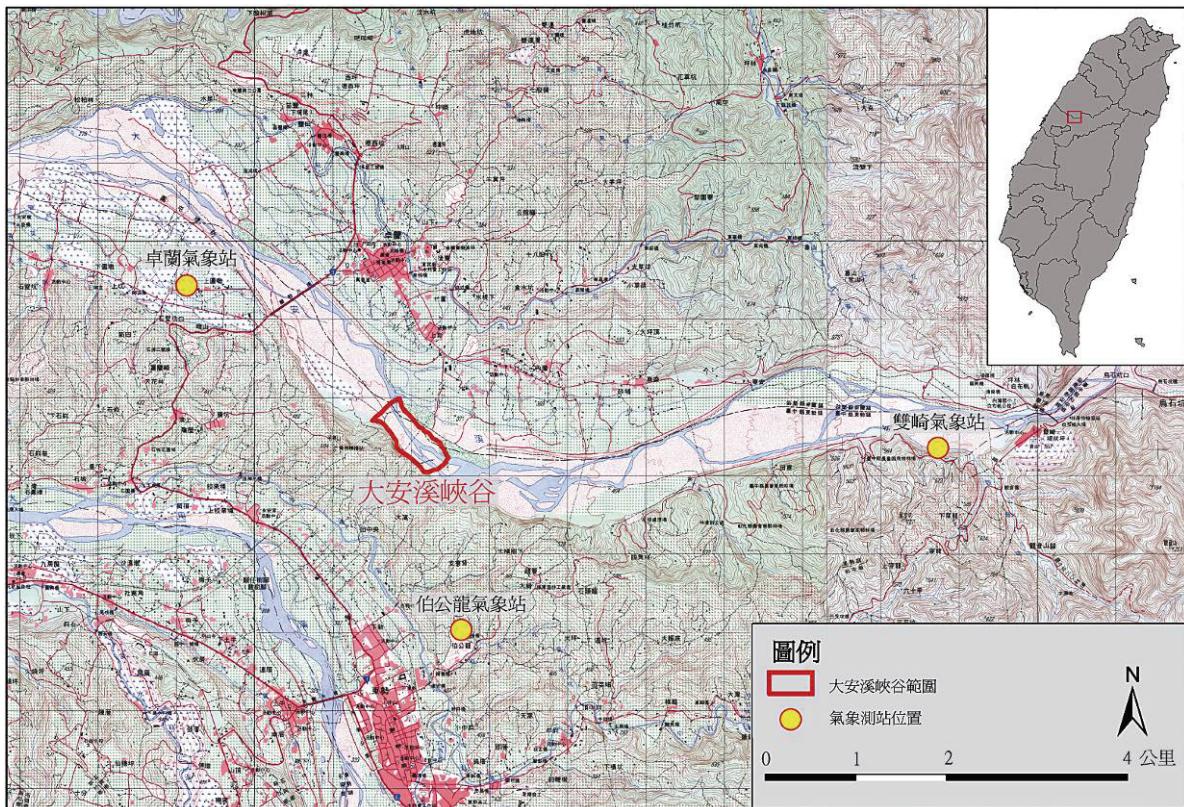
大安溪南北側的氣候因以下三個因素而有差異（鄧天德，1975）：(1) 地形之區域性差異大；(2) 流域呈東西向之狹長帶狀；(3) 該流域為臺灣冬季東北季風止境，且下游為臺灣北部與西部氣候區之接觸地帶。另外，鄧天德（1975）將該流域的氣候區分為四類：熱帶溼潤氣候區、溫帶溼潤氣候區、溫帶重溼氣候區與寒帶重溼氣候區。本研究區位於溫帶溼潤氣候區，氣候溫和，全年不缺水或僅少量缺水。

本研究以雙崎氣象站的資料作為分溪大安溪峽谷氣候特性的依據，資料來源為DBAR大氣研究資料庫。雙崎測站屬於中央氣象局的自動氣象測站，位於大安溪峽谷東方約6.8公里處（圖3-8），海拔543公尺，行政區位於臺中市和平區，資料記錄自1990年7月21日開始（表3-2）。事實上，卓蘭氣象站與伯公龍資氣象站的位置較卓蘭氣象站更接近大安溪峽谷，但前者近年的資料有諸多佚失，而後者位於大甲溪流域，與本研究區之間有山脊阻隔，坡向不同，因此不適合作為氣候分析依據。

表3-2 雙崎自動氣象測站測站資料

中文站名	站碼	所在縣市	所在鄉鎮	經度	緯度	高度	設站時間	資料開始時間
雙崎	C0F90	臺中市	和平區	$120^{\circ}53'47''$	$24^{\circ}17'25''$	543公尺	1990/7/1	1990/7/21

資料來源：DBAR大氣研究資料庫，2012。



底圖來源：經建版地形圖（第三版）

圖 3-8 大安溪峽谷鄰近氣象測站位置

本研究分析雙崎氣象站自九二一地震前一年（1998 年）至研究期間（2012 年）的氣象資料，共有 15 年，其中 2008 年 5 到 12 月以及 2011 年 6 到 10 月資料佚失，2009 年 10 到 12 月的雨量資料有錯誤，因此必要時，該兩時期的資料以苗栗氣象站的資料做為參考。就氣溫而言，本區的年均溫為 20.48°C ，各月月均溫以 1 月最低，為 14.4°C ，以 7 月最高，為 25.3°C ，年溫差為 10.9°C （表 3-3、圖 3-9），與鄧天德（1975）的分析結果相近。

2011 與 2012 年的各月月均溫如表 3-4 與圖 3-8 所示。2011 年除了 6 至 10 月兩個測站都缺乏資料外，其餘月份的月均溫多略低於歷年平均，其中 1 月與 3 月的差異較大，接近 3°C ；5 月與 11 月則高於平均，其中後者高了 3.8°C 。2012 年 1 月的月均溫明顯高於平均，相差 2.3°C ，但 2 月則略低於平均。

表 3-3 雙崎歷年平均月均溫 (1998-2010 年)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月均溫 (°C)	14.4	15.8	17.4	20.6	23.3	24.3	25.3	25.0	24.2	22.1	19.3	15.8

資料來源：DBAR 大氣研究資料庫，2012。

表 3-4 雙崎 2011 與 2012 年各月月均溫

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2011 年 月均溫 (°C)	11.6	15.0	14.9	19.3	24.2	-	-	-	-	-	23.1	15.4
2012 年 月均溫 (°C)	16.7	15.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

資料來源：DBAR 大氣研究資料庫，2012。

註：2011 年 6 月至 10 月，雙崎氣象站與苗栗氣象站皆無資料；2011 年 12 月以苗栗氣象站資料替代。

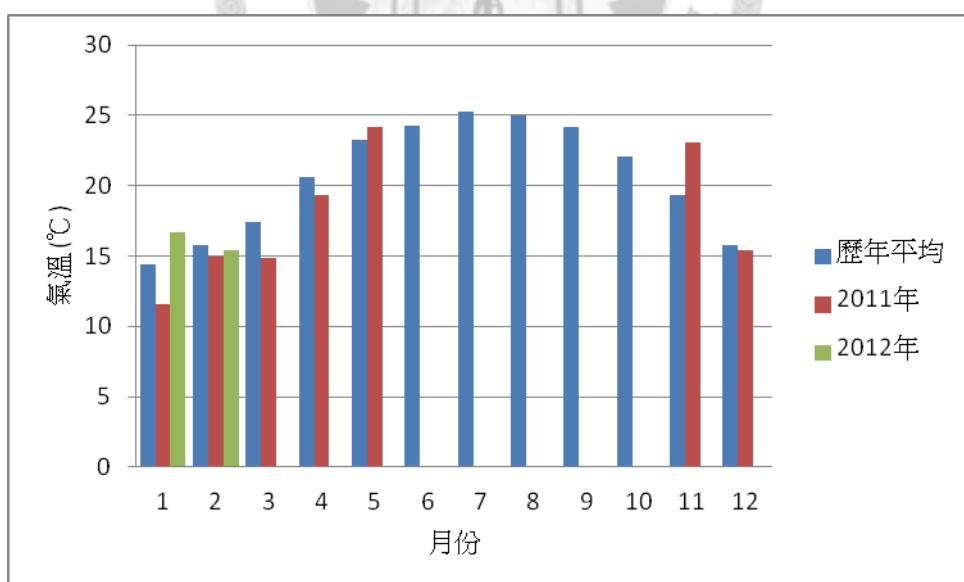


圖 3-9 雙崎歷年平均月均溫與 2011-2012 年月均溫比較

本區平均年雨量為 2,675.0 公釐，但各年年雨量變異大，例如 2002 年與 2003 年的年雨量不足 2,000 公釐，其中 2003 年僅有 1,481 公釐；而 1998 年、2004 至 2007 年則超過 3,000 公釐，其中 2005 年更達到 3,751.5 公釐；2004 至 2007 年主要是因為受到許多颱風侵襲所致，因此本區的年雨量隨不同年度而有相當大的差異。

分析各月平均降雨量，結果如表 3-5 所示。本區最大與最小的降雨月份分別為 6 月與 11 月，占全年降雨量的 21.0% 與 0.8%。本區降雨大都集中在 6 月至 8 月，此三個月的降雨占全年的 58.2%，超過全年降雨之半，雨水來源應為颱風雨與部分梅雨，其餘月份皆不到全年的 10%。

2011 與 2012 年的各月月雨量如表 3-6 與圖 3-10 所示，其中 2011 年 6 至 10 月兩個測站都缺乏資料。2011 年月雨量與歷年平均相比相對稀少，1 至 5 月皆明顯小於平均，4 月更只有平均值的 3.6%，顯示當年梅雨的雨量稀少，且當年亦缺乏較大的颱風事件，故推測全年雨量皆小。不過該年 11 月受到鋒面影響，全臺皆有大量降雨，並在部分低窪地區產生災情，雙崎測站的降雨量亦高達 177 公釐，為歷年平均值的 7.8 倍。2012 年 1 到 5 月的資料，則顯示今年年初的雨量相當多，除了 3 月僅 56.5 公釐外，其他 4 個月份的月雨量都超過 140 公釐，明顯大於歷年平均，顯示今年年初的鋒面雨相當豐沛，與去年年初有顯著的差異，尤其 4 月雨量更相差超過 40 倍。

表 3-5 雙崎歷年平均月雨量 (1998-2010 年)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月雨量 (公釐)	55.4	124.4	131.9	193.8	251.6	562.4	456.8	537.1	210.4	82.6	22.6	46.0
百分比 (%)	2.1	4.7	4.9	7.2	9.4	21.0	17.1	20.1	7.9	3.1	0.8	1.7

資料來源：DBAR 大氣研究資料庫，2012。

表 3-6 雙崎 2011 與 2012 年各月月雨量

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2011 年 月雨量 (公釐)	51.0	46.5	70.0	7.0	231.5	-	-	-	-	-	177.0	54.0
2012 年 月雨量 (公釐)	143.0	195.0	56.5	285.0	239.0	-	-	-	-	-	-	-

資料來源：DBAR 大氣研究資料庫，2012。

註：2011 年 6 月至 10 月，雙崎氣象站與苗栗氣象站皆無資料；2011 年 12 月與 2012 年以苗栗氣象站資料替代。

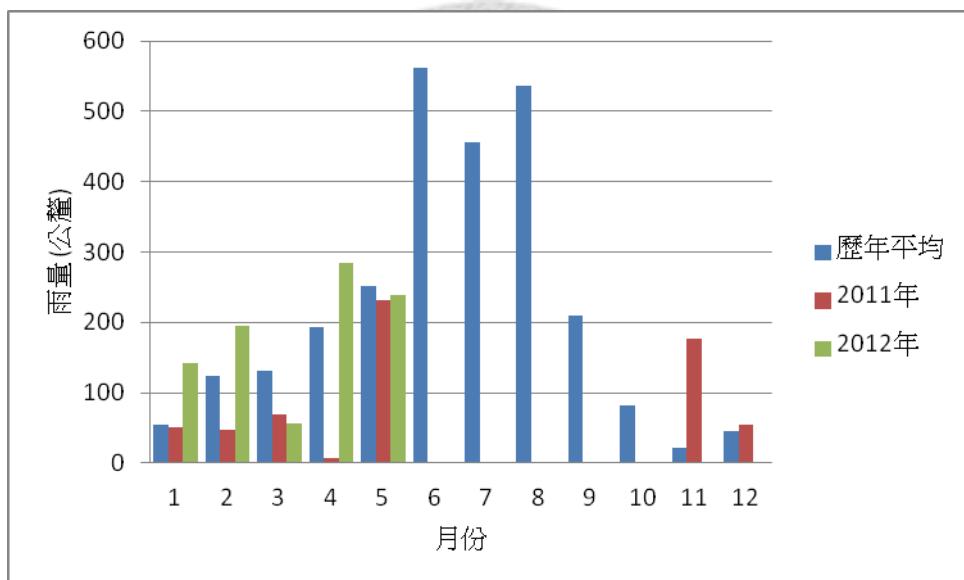


圖 3-10 雙崎歷年平均月雨量與 2011-2012 年月雨量比較

為了了解雙崎自 1998 年至 2011 年的豪雨事件，本研究整理該段期間連續 24 小時累積雨量大於 100 公釐的降雨事件，並列出降雨期間的總累積雨量、最大降雨強度及颱風名稱；雨場分割方式，是以降雨前後各 12 小時有無降雨記錄為標準。其中 24 小時最大累積雨量超過 200 公釐的降雨事件以粗體字表示，2008 年 5 到 12 月與 2009 年 10 到 12 月的資料，則以苗栗氣象站的資料替代（表 3-7）。

1998 年至 2003 年，本區較無 24 小時累積雨量大於 200 公釐的極端降雨事件，

只有 2001 年桃芝颱風出現 307 公釐的雨量。2004 年至 2009 年，每年皆有 2 至 4 個 24 小時累積雨量大於 200 公釐的降雨事件，大部分是颱風侵襲所造成，其餘則是夏季季風帶來的豪雨。這些極端降雨事件多集中在 5 至 9 月間，僅 2007 年的柯羅莎颱風發生在 10 月初，其中 24 小時累積雨量與總累積雨量最多且降雨強度最大的，是 2004 年敏督利颱風帶來的降雨事件。2010 年之後，缺乏強烈的降雨事件，年雨量也較歷年平均小。

表 3-7 雙崎歷年 24 小時累積雨量大於 100 公釐的降雨事件 (1998-2012 年)

日期	24 小時最大 累積雨量 (公釐)	總累積雨量 (公釐)	最大降雨強度 (公釐/時)	備註
1998/01/14-15	107.5	107.5	20.5	
1998/06/04-10	114.0	370.5	18.0	
1998/10/15-17	179.0	185.5	32.5	瑞伯颱風
1999/05/27-28	160.0	188.0	20.0	
1999/06/19-20	100.0	100.0	36.5	
1999/07/20	145.0	145.0	49.5	
2000/02/20-22	121.0	174.5	11.5	
2000/04/28-29	110.0	116.5	12.0	
2000/06/11-14	114.5	147.5	11.5	
2000/06/16-17	152.0	152.0	61.0	
2000/07/16	135.0	134.5	69.0	
2000/08/29-08/30	122.0	122.5	31.5	巴比侖颱風
2000/09/01	132.0	132.0	46.5	
2001/01/25-26	109.0	119.0	21.5	
2001/07/25	110.0	119.0	78.0	玉兔颱風
2001/07/30	307.0	307.0	74.5	桃芝颱風
2001/09/16-18	120.5	240.0	41.0	納莉颱風
2003/06/10-13	131.5	177.0	18.0	
2003/08/11-12	131.5	131.5	71.5	
2004/07/01-05	576.0	1,127.5	125.0	敏督利颱風
2004/08/23-26	503.0	657.0	36.0	艾利颱風
2005/02/24-25	153.5	154.0	25.5	

表 3-7 雙崎歷年 24 小時累積雨量大於 100 公釐的降雨事件 (續)

日期	24 小時最大 累積雨量 (公釐)	總累積雨量 (公釐)	最大降雨強度 (公釐/時)	備註
2005/05/12-14	236.5	343.0	47.0	
2005/06/14-17	126.0	238.0	11.5	
2005/07/17-20	427.0	514.5	43.0	海棠颱風
2005/08/04-06	556.0	748.5	54.5	馬莎颱風
2005/08/31-09/01	144.5	148.5	22.5	泰利颱風
2006/04/10-11	107.5	107.5	47.5	
2006/06/01-03	173.5	257.5	26.5	
2006/06/06-11	474.0	798.5	63.5	
2006/07/13-15	221.0	260.0	26.5	碧利斯颱風
2006/09/12	152.0	152.0	67.0	
2007/06/03-04	112.0	118.0	22.0	
2007/06/05-10	264.5	518.0	55.0	
2007/06/27	106.5	106.5	82.0	
2007/08/11-14	204.5	280.0	49.5	
2007/08/17-20	115.5	195.0	22.5	聖帕颱風
2007/09/17-19	324.5	351.0	32.0	韋帕颱風
2007/10/06-07	393.5	508.0	32.5	柯羅莎颱風
2008/07/16-19	245.5	289.0	-	卡玫基颱風
2008/09/12-15	287.0	660.5	-	辛樂克颱風
2008/09/28-30	136.0	243.0	-	薔蜜颱風
2009/03/05-07	105.5	148.0	13.5	
2009/04/20-21	180.5	180.5	30.5	
2009/06/04-05	224.5	224.5	49.0	
2009/06/13-14	101.5	102.0	21.5	
2009/06/19	100.5	100.5	60.0	蓮花颱風
2009/08/06-11	487.5	794.5	65.0	莫拉克颱風
2010/05/23	128.0	128.0	27.0	
2010/06/10-14	162.0	444.0	27.5	
2010/07/26-28	130.5	230.5	26.5	

註：1. 24 小時最大累積雨量超過 200 公釐的降雨事件，以粗體字表示。

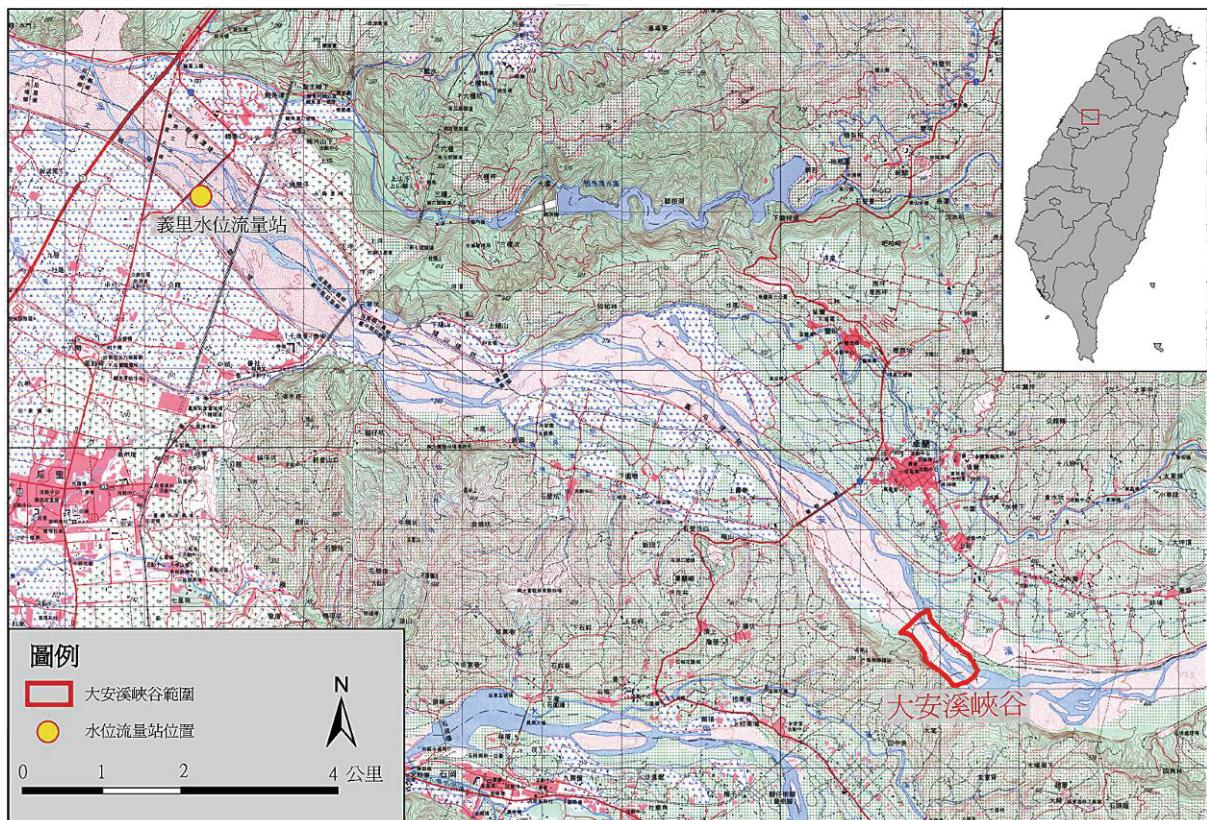
2. 2008 年 5 到 12 月與 2009 年 10 到 12 月的資料，以苗栗氣象站的資料替代，

缺乏時雨量資料，資料來源為中央氣象局全球資訊網。

資料來源：DBAR 大氣研究資料庫，2012。

第四節 水文特性

本研究所使用的水位、流量與含沙量資料，取自經濟部水利署的義里水位流量站資料，資料來源為歷年水利署出版的水文年報。義里水位流量站位於臺中市后里區，在大安溪峽谷西北方約11公里處（圖3-11），所處位置往上游計算的大安溪流域面積有633.18平方公里，水位與流量資料皆自1966年記錄至今，共有45年資料。從1998年起算，水位記錄缺乏1998至2000年的資料，流量記錄缺乏2003與2006年的資料，含沙量記錄缺乏2004年的資料（表3-8）。



底圖來源：經建版地形圖（第三版）

圖 3-11 義里水位流量站位置

表3-8 義里水位流量站測站資料

測站 名稱	站號	流域面積 (平方公里)	縱座標 N	橫座標 E	站址	資料起始 年份
義里	H009	633.18	2693171.00	222572.50	臺中市后里區三豐路	1966 年

資料來源：經濟部水利署，2010年水文年報。

根據2010年水文年報的統計資料（表3-9、圖3-12），義里水位流量站歷年（1966-2010年）平均水位為191.61公尺，最大年平均水位為193.78公尺（1969年），最小年平均水位為189.92公尺（1991年），最大日平均水位為194.98公尺（1981年6月21日），最小日平均水位為188.58公尺（2005年5月5日），最大瞬時水位為196.00公尺（1976年8月10日上午12:00）。

至於歷年（1966-2010年）各月平均水位資料如表3-9與圖3-11所示。平均水位最大的月份為6月（192.03公尺），其次為8月（191.85公尺）與7月（191.81公尺）；平均水位最低的月份為12月（191.19公尺），其次為11月（191.27公尺）與1月（191.31公尺）。水位較高的月份集中在夏季，水位較低的月份集中在冬季，顯然與降雨的時間分布有密切關係；但不同月份的差異不大，最大、最小月份的水位僅相差0.84公尺。

就2001年之後的歷年各月平均水位比較（圖3-13），可看出每年的水位有週期變化：夏季水位較高，冬季則較低。不過2005年至2007年的水位平均較前、後期高，相差約1至2公尺，應是受到這些年份的降雨量較多所影響，這三個年份的年雨量皆大於3,000公釐。2007年11月與2008年1月的水位則快速降低，之後的水位亦相當於2005年以前的數值。

表 3-9 義里歷年各月平均水位 (1966-2010 年)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月平均 (公尺)	191.31	191.41	191.47	191.60	191.72	192.03	191.81	191.85	191.66	191.47	191.27	191.19
月最大 平均 (公尺)	193.76	193.74	193.85	193.93	193.91	194.03	194.12	194.16	194.15	193.50	193.27	193.18
月最小 平均 (公尺)	189.05	189.65	189.62	189.69	190.01	190.22	189.92	190.17	189.99	189.89	189.72	189.05

資料來源：經濟部水利署，2010 年水文年報。

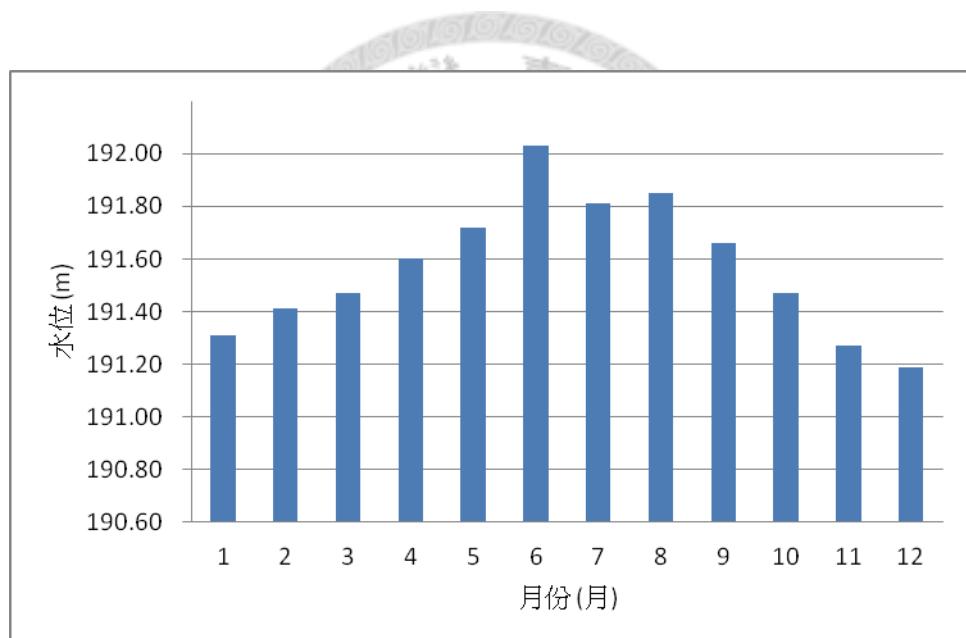
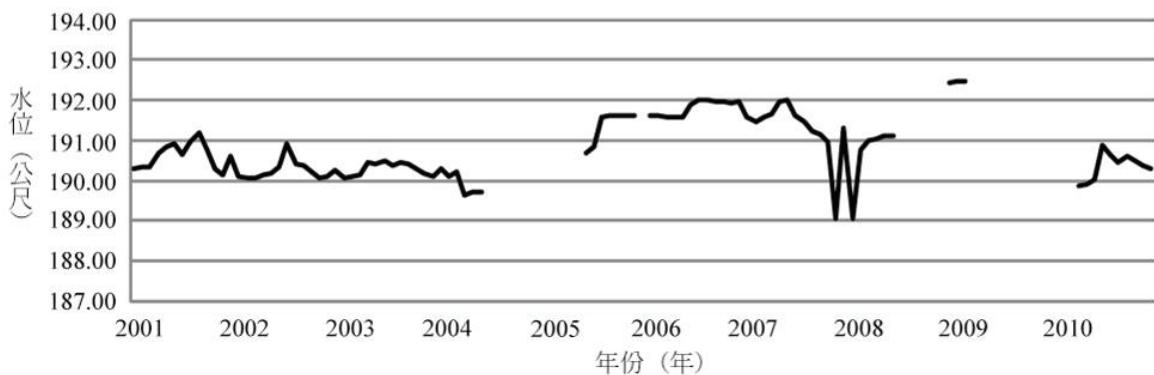


圖 3-12 義里歷年各月平均水位 (1966-2010 年)



資料來源：經濟部水利署，1998-2010年水文年報。

圖3-13義里歷年各月平均水位

以上為義里水位流量站的水位資料。流量的部分，同樣根據2010年水文年報的統計資料（表3-10、圖3-14），義里水位流量站歷年（1966-2010年）平均流量為30.29立方公尺/秒（CMS），最大年平均流量為58.16立方公尺/秒（1990年），最小年平均流量為8.40立方公尺/秒（1967年），最大日平均流量為3958.00立方公尺/秒（1981年6月21日），最小日平均流量為0.06立方公尺/秒（1976年2月19日），最大瞬時流量為6340.00立方公尺/秒（1976年8月10日上午12:00）。

至於歷年（1966-2010年）各月平均流量資料如表3-10與圖3-13所示，平均流量最大的月份與水位相同，為6月（83.75立方公尺/秒），其次為8月（65.69立方公尺/秒）與7月（43.93立方公尺/秒）；平均流量最低的月份為1月（3.69立方公尺/秒），其次為12月（3.85立方公尺/秒）與11月（5.16立方公尺/秒），亦近似於水位資料。由此可知，流量資料的時間分布幾乎與水位相同，但不同月份之間的差異大很多，6月與1月的平均流量相差達22.7倍之多，顯示流量巨大的變化顯示在水位上並不明顯。

就1998年之後的歷年各月平均流量比較（圖3-15），可以看出每年的流量與水位同樣都有夏季較高、冬季較低的週期變化，且2001年之後與上述的水位高度有相同的變化趨勢；只是就既有資料而言，2005年至2007年的流量並沒有顯著高於前、後期，這是與水位的變化趨勢有較大差異之處。整體而言，1998年以後的義

里測站流量資料並無顯著的長期變遷趨勢。

表 3-10 義里歷年各月平均流量 (1966-2010 年)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月平均 (立方公 尺/秒)	3.69	10.89	20.47	27.85	42.17	83.75	43.93	65.69	41.39	14.57	5.16	3.85
月最大 平均 (立方公 尺/秒)	21.40	62.95	171.39	181.81	121.32	323.27	273.14	271.97	191.62	95.78	34.15	38.04
月最小 平均 (立方公 尺/秒)	0.38	0.39	0.46	0.61	3.98	6.14	3.29	4.81	2.79	1.23	0.99	0.54

資料來源：經濟部水利署，2010 年水文年報。

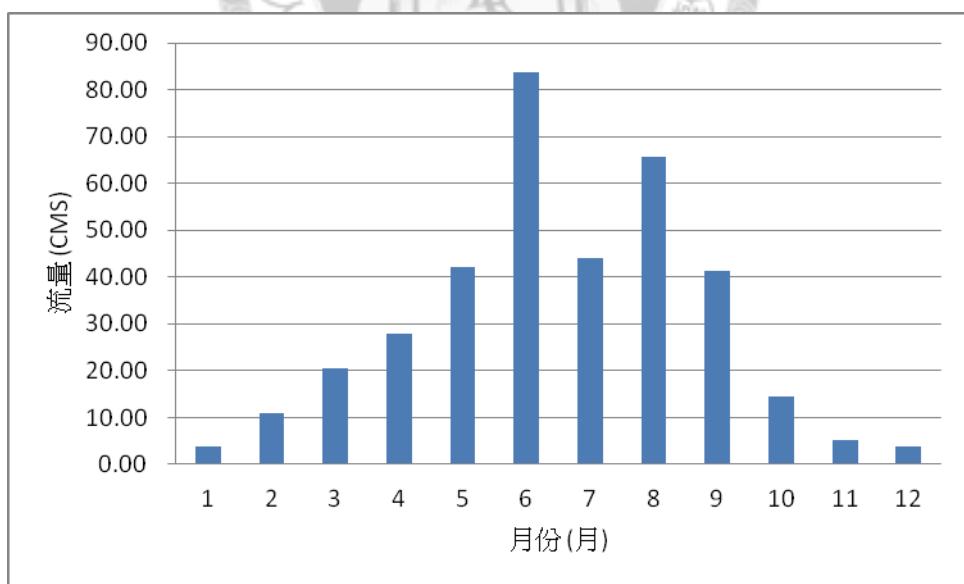
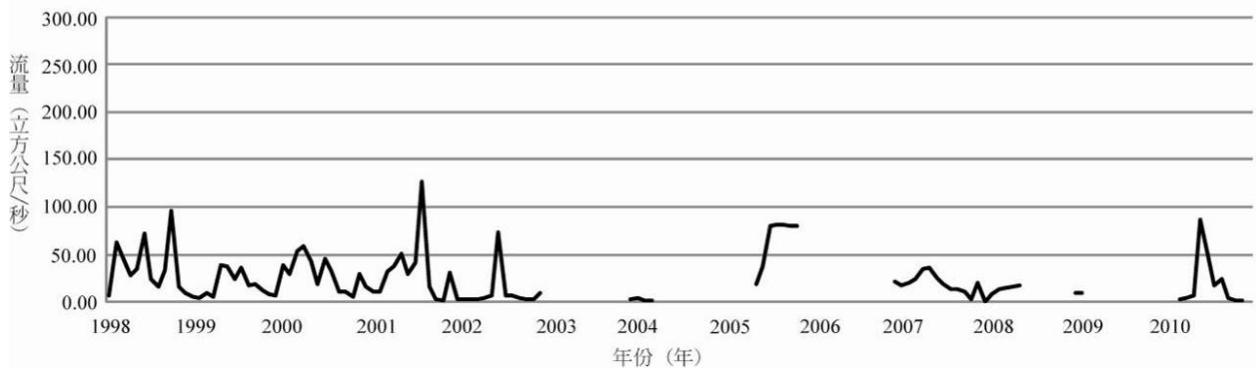


圖 3-14 義里歷年各月平均流量 (1966-2010 年)



資料來源：經濟部水利署，1998-2010年水文年報。

圖3-15 義里歷年各月平均流量

河川懸移質含沙量的部分，水利署每年約量測30筆資料，僅2003年為14筆、2010年為3筆，2004年則缺乏含沙量資料。從1966年7月至2010年，本水位流量站共有964筆資料。將資料整理後，顯示平均含沙量為752.99 ppm，平均輸沙量為27,616.22 (公噸/日)。各月平均含沙量與輸沙量的資料，如下表3-11與圖3-16所示。平均含沙量最高的月份為8月 (1,886.72 ppm)，最低的為1月 (97.13 ppm)，不過1月至1月的平均含沙量差異不大。輸沙量為流量與含沙量的乘積，月平均輸沙量最大的月份同樣為8月 (146,037.37 公噸/日)，最小的月份同樣為1月 (43.28 公噸/日)，不過輸沙量各月間的差異，明顯較含沙量大。

就1998年之後的歷年河川輸沙量而言（圖3-17），與水位、流量的分布類似，都呈現每年夏季多而冬季少的週期，但因為河川輸沙量的變異極大，因此縱座標以對數形式呈現，以突顯低輸沙量時的差異。整體而言，看不出輸沙量長期的變遷趨勢，其中1998年、2001年與2005年為輸沙量極大值特別高的年份，2007至2009年，則是平均值較大的年份，後者受到極端降雨事件的數量影響。

表 3-11 義里歷年各月平均含沙量與輸沙量 (1966-2010 年)

月份	1	2	3	4	5	6
月平均含沙量 (ppm)	97.13	332.07	694.74	534.14	1,013.90	1,055.22
月平均輸沙量 (公噸/日)	43.28	1,787.51	10,355.64	7,136.24	15,781.34	26,524.23
月份	7	8	9	10	11	12
月平均含沙量 (ppm)	452.36	1,886.72	1,013.94	265.78	111.89	103.76
月平均輸沙量 (公噸/日)	8,826.34	146,037.37	15,942.07	1,087.05	72.60	44.40

資料來源：經濟部水利署，水文年報，1966-2010年。

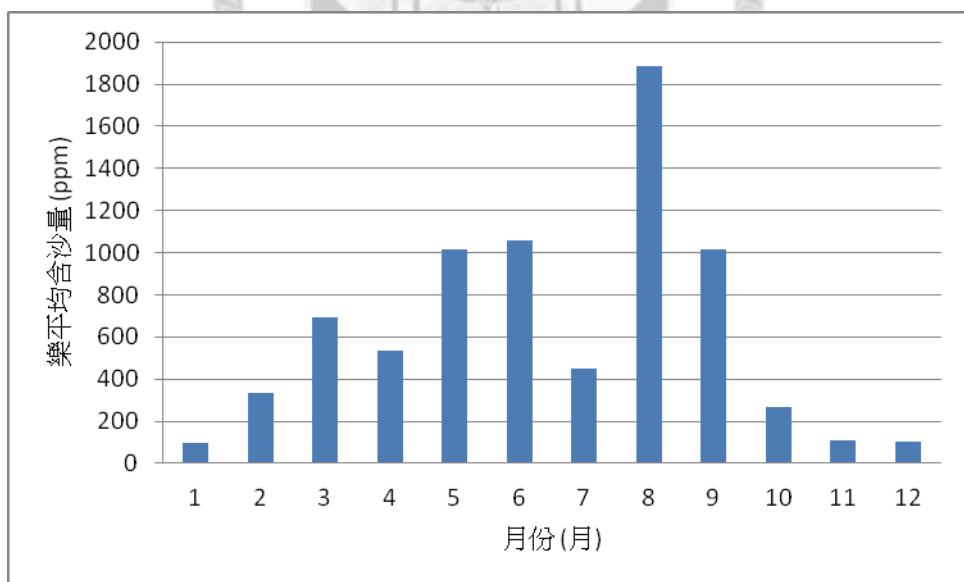
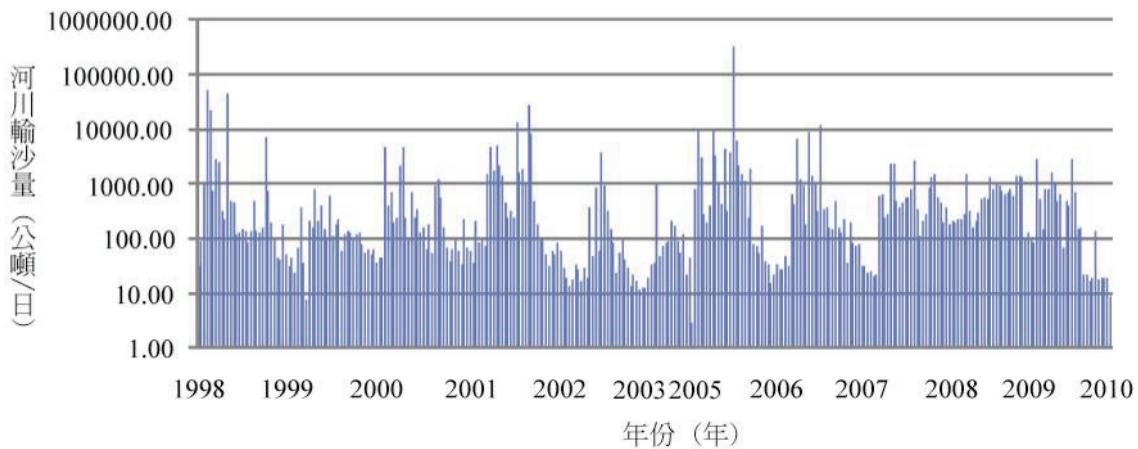


圖 3-16 義里歷年各月平均含沙量 (1966-2010 年)



資料來源：經濟部水利署，1998-2010年水文年報。

圖 3-17 義里歷年河川輸沙量

本研究另外將流量與河川含沙量的關係，以率定曲線（冪次函數）的方式進行分析，結果發現兩者在九二一地震發生前的決定係數 (R^2) 高達 0.62，地震後則降為 0.19，且地震後的河川含沙量隨流量的變化較小（當流量增加時，地震後的含沙量增加幅度較地震前小），兩者有明顯的差距。將地震後的資料進行每年分析，發現決定係數除了 2005 年高達 0.85、2003 年為 0.63、2001 年為 0.51 外，其餘年份皆很小，沒有顯著的關係。由此推測，九二一地震對於本區的流量與含沙量之關係，產生了顯著的影響，即河川系統產生變遷。但影響因子與機制為何，還需後續研究進一步的探討。

根據林銘照（2004）的研究，九二一地震後的兩年內，懸移質含量並沒有顯著增加，象鼻水文站甚至還有減少的情形，這是因地震後的土沙來源主要為上游崩塌地，而 2000 年當地降雨量少，因此崩塌土石多未進入河道，政府的清淤作業亦使進入河川的土沙量減少；然而 2001 年的降雨量較多，因此大安溪的懸移質含量仍約上升 10%。

第四章 研究架構與研究方法

第一節 研究架構

根據上述前人文獻與研究區介紹，本研究之架構圖可歸納如下圖 4-1。研究架構參考張石角（1993）對於地形變遷的分類方式，分別描述環境因子與誘發因子對河道型態的影響。根據前人研究結果，本研究區就環境因子而言，九二一地震造成本區地形數公尺的抬升，因而提高河川的暫時侵蝕基準面，形成河川回春、下切的基礎；而本區斷層、背斜等構造線分布的位置，岩層較為破碎，也會影響河道地形的變遷。另外，不同岩層的岩性、岩層位態與不同的植被覆蓋程度，亦會影響河川的侵蝕速率，進而改變河道型態，尤其本區地層以卓蘭層為主，岩性軟弱，應當容易受到河川侵蝕作用的影響。不過根據前人研究，岩石強度的差異對於本區河道型態變遷的影響並不大。

就誘發因子而言，本區的颱風或鋒面時常造成強烈降雨，增加河川的水位、流量與沉積物搬運量，加強河川侵蝕作用，進而改變河道型態。另外，河道兩側的邊坡因為地形陡峭，當降雨使邊坡孔隙水壓上升時，可能產生崩塌，而崩塌物質進入河道後，就增加了河川的沉積物供應量。

當構造抬升形成河川回春作用的基礎，每年颱風、鋒面帶來的豪雨又增加河川的流量、流速與沉積物搬運量，使得河川的侵蝕作用增加，增加河道深度、減少河道寬度，最終便造就出現今大安溪峽谷的地形。根據前人研究，本區河道的深度較寬度易改變，開始改變的時間點也較早。由架構圖可知，影響本區河道型態的因子很多，在河道不同區域的型態變化與影響因子種類、相對重要性等，都可能不同，因此本研究即欲藉由分析過去長期、大尺度的河道平面型態變遷，與短期、高精度的河道橫剖面型態變遷特性，來推測本區構造抬升後的河道型態變遷特性與機制、建立變遷模式。

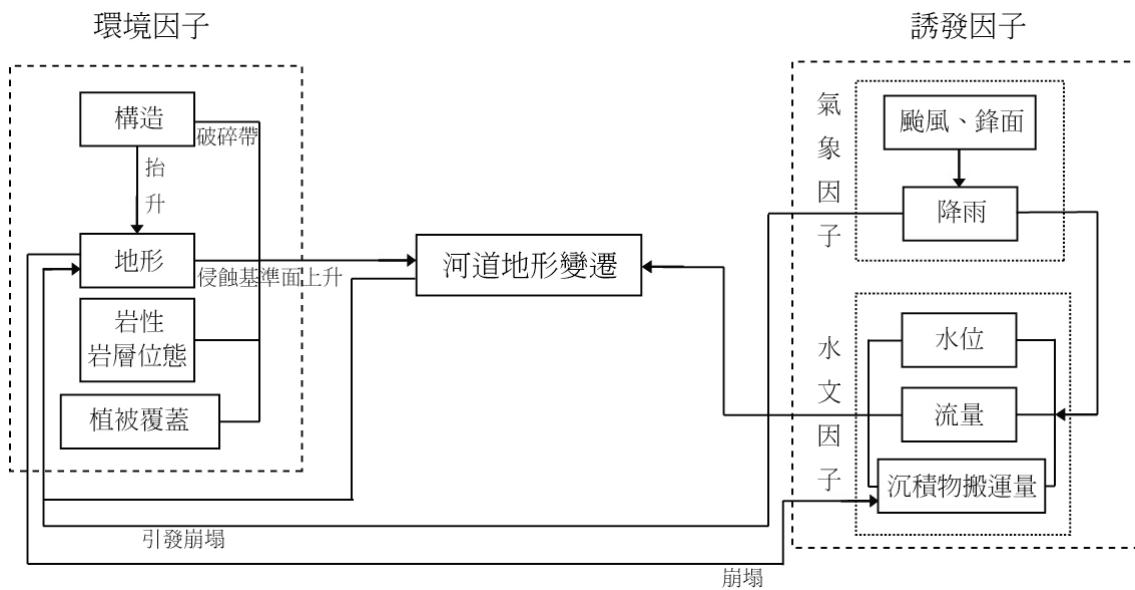


圖 4-1 研究架構



第二節 研究流程

本研究的研究流程如圖 4-2 所示。首先，先確立研究動機與目的、進行研究區選擇，並確立研究目標。本研究為了探討長、短時間尺度中的河川地形變遷特性，因此選擇大安溪峽谷做為研究區。文獻回顧的部分，選擇河川地形變遷特性、構造作用與河川侵蝕作用做為回顧主題。接著進行研究區資料收集，包括航空照片、地形與地質資料、氣象資料與水文資料等；其中，地形與地質資料包含前人文獻與本研究現地觀察的內容，航空照片則以數化方式進行分析。

基本資料收集後，至現地進行測量區域的選擇。本研究依據時間與儀器的可行性，針對兩條主要河道中，地形變遷可能較大的位置或較有比較意義之位置，以 total station (全測站儀) 進行 7 條河川橫剖面測量。測量後以 Cyclone 與 Excel、Illustrator 軟體進行資料後處理與製圖。接著，綜合航照數化、橫剖面測量與現地觀察結果進行分析，歸納出研究結果並進行討論，最後建立研究區的河道變遷模式，再整理研究結論、提出後續研究建議。

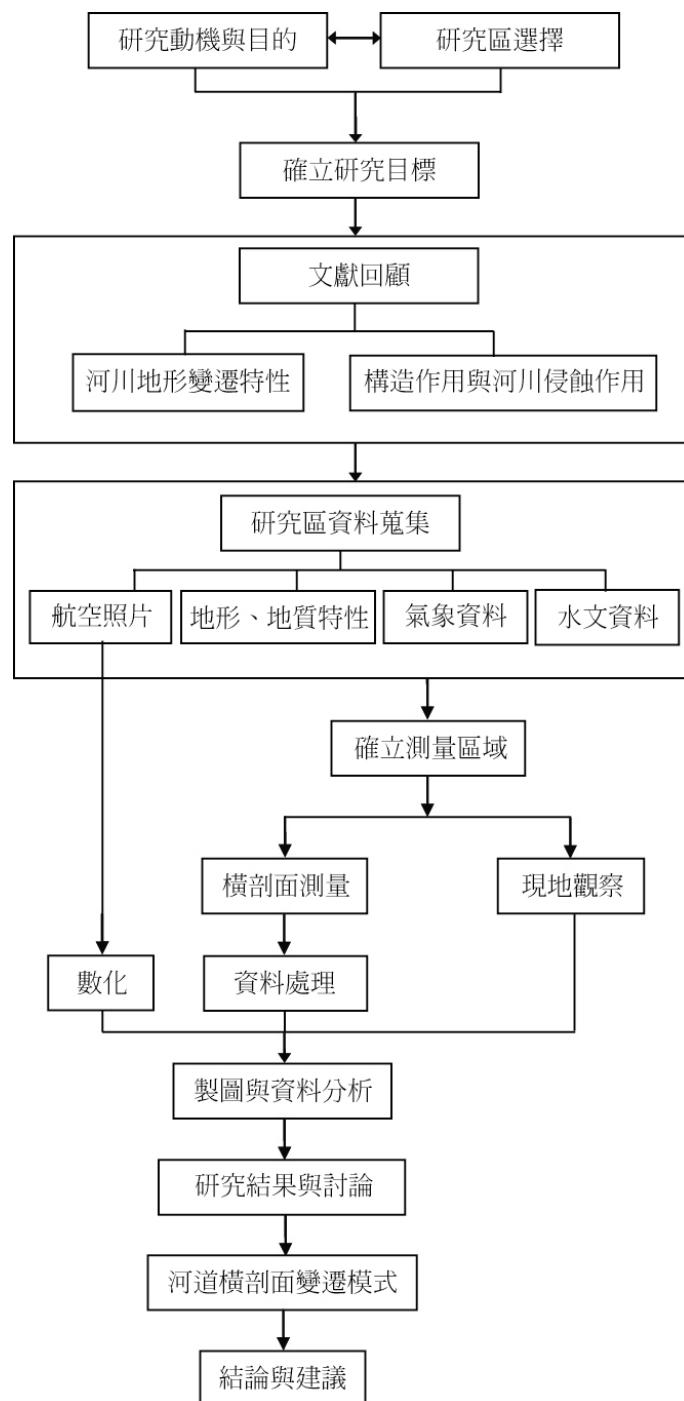


圖 4-2 研究流程

第三節 歷年河道數化

本研究的歷年河道數化，以林務局農林航空測量所拍攝的航空照片與地理資訊系統 (geographic information system, GIS)—美國 ESRI 公司生產的 Arc GIS 9.3 版軟體進行。本研究使用的航空照片，共分為九二一地震前的 1998 年與地震後的 2003 年與 2007 年三期照片（參見附錄一），由陶林數值測量工程有限公司提供。

進行數化前，必須先將航照進行正射處理，並給予絕對座標。由於 2003 年與 2007 年的航空照片已進行過正射化，亦有經過定位，但 1998 年的圖資沒有經過上述程序，因此本研究以後兩期航照的特徵點（河道兩側聚落的建物、道路轉折處等），將 1998 年的航照進行校正。

為了比較河道平面形態的變遷，數化時先以 polyline 描出河道邊緣，再將不同期的數化結果做疊圖，進行比較。不過數化時會遇到一些限制，首先，由於不同期航照拍攝時的水位高度不同，因此就算河道完全沒有變遷，也可能數化出不同的數化結果，而過去部分年份的水位資料佚失，且沒有本研究區所在位置的水位資料；其次，本段河道屬於瓣狀水系，河道與沙洲交錯分布，因此有時不容易辨別河道與沙洲的正確位置，這又以 2003 年的航照為最。

就第一個問題而言，本段河道受到劇烈的構造作用與河水作用影響，不同時期的河道位置與型態都有明顯差異，因此雖然無法完全正確的畫出相同水位時之河道範圍，應仍可看出其變遷，畢竟若僅有水位不同，應不至於造成如此大的型態差異，況且航照拍攝期間通常為天氣狀況較佳時，因此河川水量應都偏低。至於河道與沙洲的辨別方式，為了統一不同期的數化方法，本研究之數化原則為，以深灰色的部分當做河道範圍，淺灰色或深咖啡色的部分分別當做沙洲與植被覆蓋範圍。數化結果呈現於研究結果中。

第四節 河道剖面繪製

1. 儀器介紹

受到研究區中不同河道的可及性限制，本研究選擇機動性較高的 total station (全測站儀)，做為河道剖面繪製與控制點取得之儀器。本研究使用的 total station 為瑞士 Leica 公司生產的 TCRA 1201+ (圖 4-3)，TCRA 1201+屬於 TPS 1200+系列的儀器，是具有伺服馬達及無需反射稜鏡與 ATR (自動搜尋) 之測量功能的全測站經緯儀 (Leica, 2009)。

TCRA 1201+可另外裝上GPS接收器，以e-GPS (即時動態定位系統) 的方式獲得所在位置的絕對座標，進而得到每個點資料的絕對座標。在基線50公里的範圍內，TCRA1201+的GPS只需很短時間即可得到公釐級精度的絕對座標。

根據使用手冊的說明，本儀器的單稜鏡測程可達到3公里，角度測量精度為1角秒。本研究使用的無稜鏡距離測量 (RL)，在500公尺範圍內的精度為2公釐+2ppm，超過500公尺則為4公釐+2ppm；測量每點的時間為3至6秒 (表4-1; Leica, 2009)。



圖 4-3 total station—TCRA1201+

表 4-1 TCRA1201+儀器規格

1. 角度測量		
精度測量方法 (ISO 17123-3)	Hz, V	1" (0.3 mgon)
	顯示精度	0.1" (0.1 mgon)
補償器	補償範圍	4' (0.07 gon)
	設置精度	0.5" (0.2 mgon)
2. 距離測量 (IR 模式)		
精度/ 測量時間 (ISO 17123-4)	標準模式	1 公釐 +1.5ppm / 一般為 2.4 s
	快速模式	3 公釐 + 1.5ppm / 一般為 0.8 s
	顯示精度	0.1 公釐
測程	圓稜鏡 (GPR1)	3,000 公尺
	小稜鏡 (GMP101)	1,200 公尺
	反射片 (60 公釐 x 60 公釐)	250 公尺
	最小測程	1.5 公尺
方法	相位測量 (同軸、不可見紅外雷射)	
3. PinPoint R1000 無稜鏡距離測量 (RL 模式)		
精度/ 測量時間 (ISO 17123-4)	無稜鏡 < 500 公尺	2 公釐 + 2 ppm / 一般為 3-6 s , 最大為 12 s
	無稜鏡 > 500 公尺	4 公釐 + 2 ppm / 一般為 3-6 s , 最大為 12 s
	長測程	5 公釐 + 2 ppm / 一般為 2.5 s , 最大為 12 s
測程	PinPoint R1000	1,000 公尺 / 500 公尺 (柯達灰度 卡 : 90% 反射 / 18%)
	最短測量距離	1.5 公尺
	圓稜鏡長測程	1,000 公尺 -7,500 公尺
雷射點大小	30 公尺處	約 7 公釐 x 10 公釐
	50 公尺處	約 8 公釐 x 20 公釐
方法	系統分析器 (同軸、可見紅色雷射)	
4. 其他資料		
重量	全測站儀	4.8-5.5 公斤
電池	電池類型	鋰電池
	使用時間	一般 5-8 小時

資料來源：整理自 Leica, 2009.

2. 河道測線選擇與座標建立方法

雖然上述 e-GPS 的方法可大幅降低衛星定位的誤差，但仍容易受到地形遮蔽、天氣等因素的影響而使誤差達到數公分的程度，因此本研究主要以區域座標做為不同時期測量的依據，衛星定位的絕對座標只做為展示用途。

在決定控制點位置前，必須先選擇欲量測的邊坡剖面位置與方向。本研究欲量測的河道剖面位置，為主流與其中一條主要支流河道中，預期地形變遷較大的位置（圖 4-4）。選擇的支流位置與上下游河段相比，河道寬度較大且呈彎曲型態，另外，該位置兩側的邊坡坡型不同，左（南）、右（北）岸分別屬於斜交坡與順向坡，且左岸有相對突出的岩層，顯示坡腳可能受到較大的侵蝕作用，因此在支流選擇該位置進行量測，其中左、右岸的測線分別命名為 L01001 與 L02001（圖 4-5、圖 4-6）。

選擇的主流位置，則屬於一明顯的河道彎曲處，且量測的方向正好為其攻擊坡，因此推測地形變遷也會較大。雖然都位於攻擊坡，但不同邊坡的型態都有所差異，顯示造成影響的地質、地形、水文等因子應有差別，故選擇該河道中數個形貌不同的邊坡做為量測對象，分別命名為 L03001 至 L07001（圖 4-7、圖 4-8）。

編號 L03001 與 L04001 的測線位置，並非位在河水直接攻擊的位置，因此邊坡下方有沙洲的堆積；另外，坡頂為厚層泥岩，中段又有相對厚層的砂岩分布，可比較不同岩層的變遷情形，而邊坡中央被一蝕溝切過，將邊坡分為左、右兩邊，因此針對本段邊坡的左、右側分別進行量測。編號 L05001 的邊坡位在河水直接攻擊的位置，侵蝕作用較強，因此坡腳無沙洲堆積，另外，坡頂有植被覆蓋，因此推測坡頂的變化會較上述邊坡小，因此選擇本位置做為比較。更往下游的方向，編號 L06001 的邊坡位置，型態與 L05001 相似，同樣在坡頂有植被覆蓋，坡腳則因河水得侵蝕使坡度較陡峭，但不同之處，在於坡頂坡度較小，因此在邊坡中段有一明顯的坡度轉折處，上方的坡度較小而下方的坡度較大。編號 L07001 的邊坡位置，坡頂與邊坡中段坡度較陡，但坡腳的邊坡往外突出，坡型屬於順向坡，坡度

平緩，與上方斜交坡的邊坡形貌有很大差異；由於坡腳的坡度平緩，上方堆積了許多從上方崩落下來的石塊，在豪雨過後可能被搬運進入河道，而上邊坡也可能繼續崩落，堆積石塊於下方邊坡，造成小尺度的地形變遷，因此選擇本位置進行測線量測。

建立控制點時，先於支流中欲量測測線 L01001 與 L02001 的北岸與南岸以釘子建立區域座標控制點原點—DA001 (圖 4-9) 與 DA002，再將 total station 架設於 DA001 上，以支流對岸的控制點 DA002 進行歸北，並往南延伸，於主、支流間建立點 DA003，使 3 個控制點與 2 條測線位在同一條直線上。接著於點 DA002 與 DA003 上架設稜鏡，用後方交會法在可以量測其餘測線的位置取得兩個控制點—DA004、DA005 之座標，必要時增設 TEMP01 與 TEMP02 等臨時控制點。其中，DA004 可以用來量測 L03001 至 L05001 測線，DA005 可以用來量測 L06001 與 L07001 測線。區域座標值如表 4-2 所示。

3. 河道剖面量測方法

量測支流河道的測線時，架設 total station 於 DA001 至 DA003 中的其中一點，並於支流對岸的另一點架設稜鏡，以稜鏡確定方位後，垂直逐點向下量測後，就可得到邊坡的點資料，即河道的橫剖線。主流河道的部分，則分別架設儀器於 DA004 與 DA005 上，量測主流對岸（南岸）的邊坡。由於主流河道無法跨越，因此僅能取得南側資料，沒有北側邊坡的資料；又因為河道無法跨越，因而無法於對岸架設稜鏡，控制每次量測的方向，因此量測時，都必須記錄下量測的方位，區域座標的方位分別為 $8^{\circ}35'$ 、 $24^{\circ}6'$ 、 56° 、 $66^{\circ}23'$ 與 $82^{\circ}25'$ 。其中 L03001 與 L04001 的位置從坡頂量測至河道上的沙洲，L05001 至 L07001 則從坡頂量測至當時的水面位置。

量測剖面時，因為當地岩層多為屬砂、頁岩互層，因此原則上每一個岩層都量測一至二個點，遇到形貌變化較大之處，則加密測量。另外，遇到植被茂密處

則跳過不量，因為植被受到風力影響容易搖晃，使雷射光不容易反射回儀器，因此難以取得植生資料；另外，植生搖晃時，亦難以判斷實際量測位置為植生的哪一部份，甚或是植生後方的岩石，因此測量時跳過植被茂密處。

以此方式測量，河道每一側邊坡的每條測線，大約可量測 100 至 150 個點，每點之間的距離約為 5 至 20 公分，僅沙洲除外，因為沙洲的坡度平緩，測量時所需精度較低。每條測線花費時間約 10 至 20 分鐘。測量後，以相機拍攝全景照片作為不同時期的比較依據。本研究共於 2011 年 7、8 月，及 2012 年 2 月與 5 月分別完整量測一次所有測線，共有 3 次完整資料（表 4-3）。



底圖來源：2008 年空拍照片。

圖 4-4 控制點與河道測線分布圖（本圖北方朝下）



底圖來源：2011 年 7 月 14 日現地觀察照片。

圖 4-5 L01001 測線位置



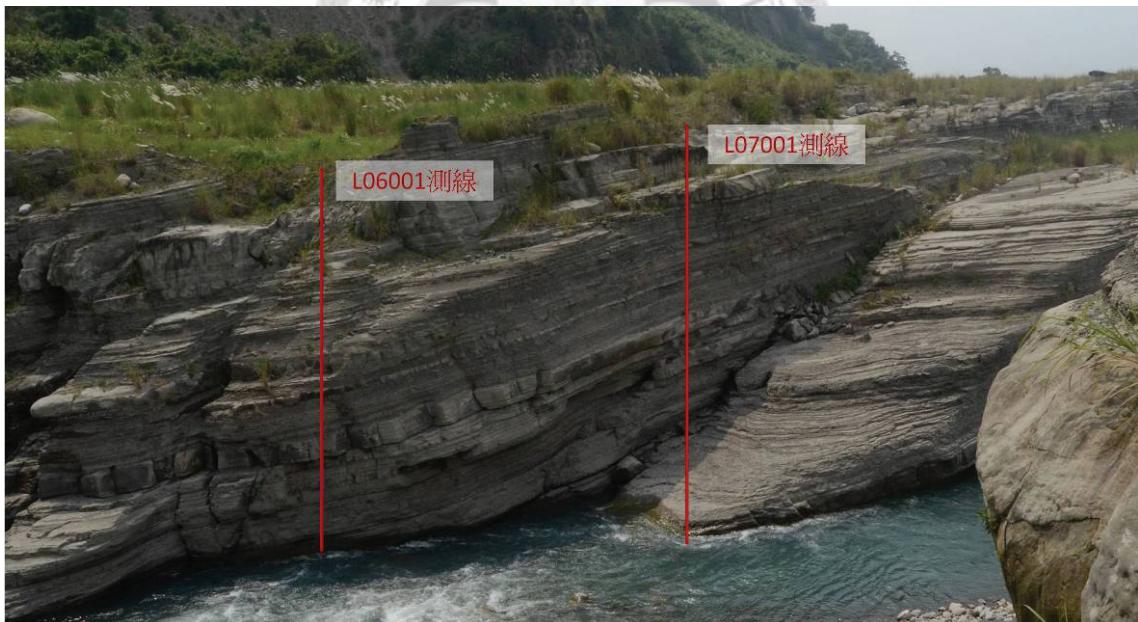
底圖來源：2011 年 7 月 14 日現地觀察照片。

圖 4-6 L02001 測線位置



底圖來源：2011年7月14日現地觀察照片。

圖 4-7 L03001 至 L05001 測線位置



底圖來源：2011年8月2日現地觀察照片。

圖 4-8 L06001 與 L07001 測線位置



圖 4-9 DA001 控制點原點

表 4-2 控制點區域座標值

控制點名稱	E	N	H
DA001	0	0	0
DA002	0	35.957	-2.9653
DA003	0	37.821	-0.8889
DA004	11.0593	108.2358	-5.3865
DA005	65.5365	97.2923	-3.5191
TEMP01	0.0137	58.4551	-0.528
TEMP02	17.6474	69.3058	-0.3599

註：1. 座標值的單位為公尺。

2.DA001 的 TM2 座標為 (232094, 2687436)。

表 4-3 測量日期與成果

日期	河道測線	附註
2011 年 7 月 14 日	L01001 至 L05001	L05001 測量密度低，因天氣因素限制量測時間。
2011 年 8 月 2 日	L05001 至 L07001	2011 年 7 月 14 日與 8 月 2 日共完整量測一次所有測線。
2012 年 2 月 1 日	L01001、L02001、L06001、L07001	
2012 年 2 月 6 日	L03001 至 L05001	2012 年 2 月 1 日與 6 日共完整量測一次所有測線。
2012 年 5 月 11 日	L01001 至 L07001	本次即完整量測一次所有測線。

4. 河道剖面製圖方法

為了呈現每條測線的橫剖面圖，本研究先以 Cyclone 軟體輸入每次量測的點資料。Cyclone 軟體可以用來編輯三維的點雲資料，因此先在該軟體中確認測量結果，再分別輸出每條測線的點資料。

Cyclone 軟體呈現點資料的空間分布時，是依據原始的 x、y、z 座標；不過由於繪製二維的測線橫剖面時，傳統上較習慣以 x、y 座標做呈現，因此本研究參考張祖達 (2012) 的做法，在輸出點資料前，先旋轉參考面，將 x、y 平面垂直立起，平行所選測線的方向，使得 z 軸面向研究者，再輸出點資料，以 Excel 與 Illustrator 軟體製圖、呈現。因為每條測線的方向都不同，因此必須針對每條測線旋轉參考面（圖 4-10），並記錄下每個參考面的原點座標、法向量座標等。

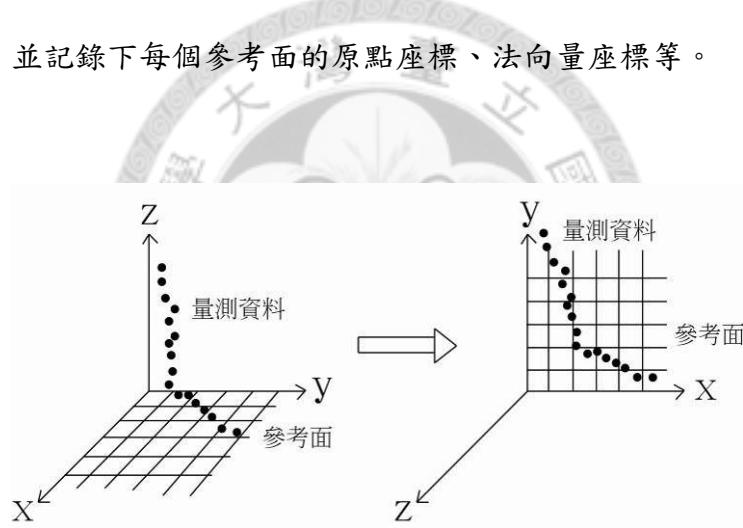


圖 4-10 參考面旋轉示意圖

另外，為了增加呈現與比較上的方便性，本研究繪製的剖面圖方向，都依據自河川上游往下游觀看的方向進行繪製，且所有剖面圖的最低點 (x 軸) 高度皆相同。因此位於河道左岸的測線會呈現左高、右低的型態；位於河道右岸的測線則會呈現右高、左低的型態。由於本研究量測的測線只有 L02001 位於河道右岸，因此也只有該測線呈現右高、左低的型態。

第五章 結果與討論

第一節 大安溪峽谷河道數化結果

本研究針對大安溪峽谷所在位置上、下游各約一公里的河段進行數化，首先描述各期河道的型態，再分析不同時期河道變遷之特性。原始航照圖請見附錄。

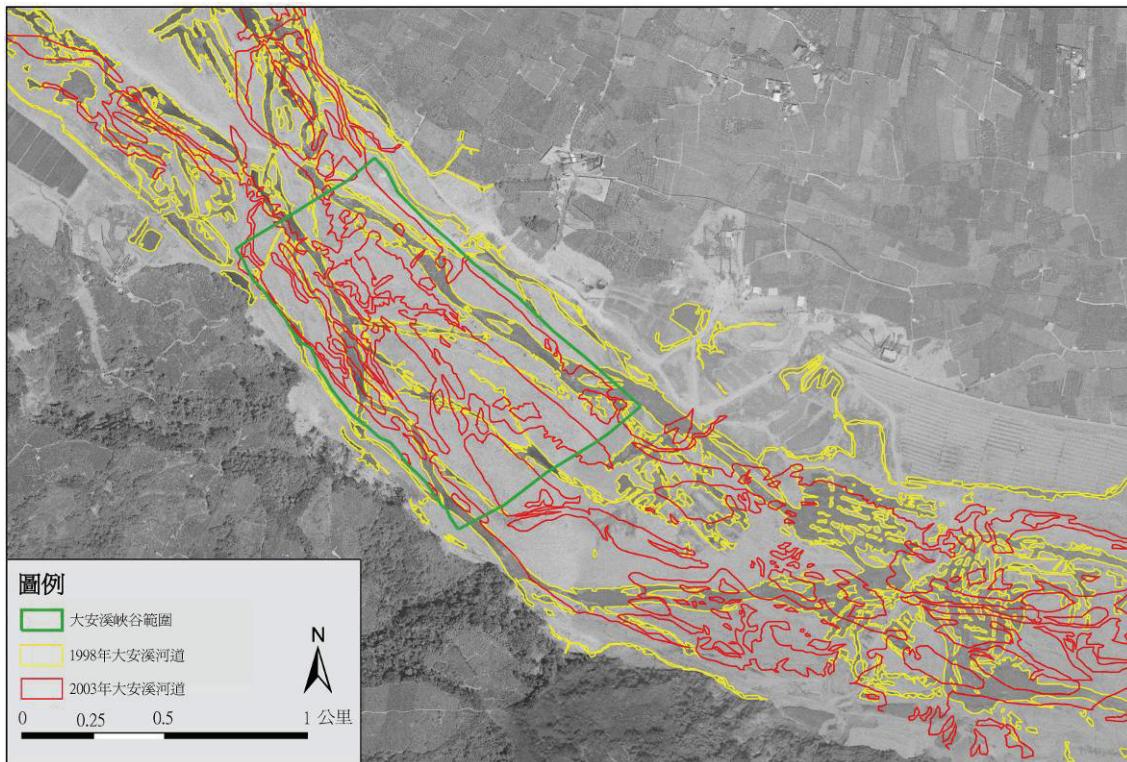
九二一地震前一年的 1998 年航照，顯示本河段屬於瓣狀水系，河道大致可分為南、北兩條寬度較大的主河道，分別從本河段的上游分流而成，並在下游處再度匯集。兩條主要河道之間有許多寬度較小的支流分布，流路大多不連續，其長度、位置主要應隨流量而改變。河道之間主要為沉積物堆積成的沙洲，從沙洲的起伏可看到過去河道的遺跡，顯示河道時常發生變動，舊河道在河川改道、流量減少、沉積物堆積後，就形成河道間的沙洲；降雨後，沙洲上的低窪區域可能因著積水或含水量較高，使表面顏色較深。本區上游側與下游側有數個流路呈格子狀分布的區域，判斷為人為挖掘、採集砂石形成的區域。河道北側地形平緩，較多人為活動，主要為農業活動，並建有渠道、池塘等灌溉設施；南側地形起伏較大，雖然植被覆蓋大致良好，但受到構造作用的影響，仍能在河道邊界判釋出數個崩塌地。

從 2003 年的航照可以看出主流河道寬度從大約 40 公尺增加至 100 公尺以上，河道間的沙洲面積也隨之減小，這可能是因河道地形抬升使河水宣洩不易，或航照拍攝期間河川流量較高所造成，使得上一期人為挖掘的痕跡被淹沒而不復見。除了河道寬度增加外，另一處較明顯的差異為，峽谷所在位置的下游側出現垂直河流流向的線性特徵，該位置即位在斷層分布位置。根據直升機較高解析度的空拍照片，線性特徵為不同岩層的層面露出地表所造成，因該位置坡型屬於崖坡，且接近斷層處，岩層傾角較大，因此從航照影像便可看出不同岩層與地面相交構成的線性特徵。線性特徵出現位置的下游側，河道寬度變化較小，而上游側寬度增加較多，這更增加構造抬升後 4 年，河道寬度因著下游河床抬升、河水宣洩不

易而增加之推測的可信度。另外，部分沙洲表面出現植被覆蓋的現象（咖啡色、墨綠色的區域），主要分布於本河段的中游河道間與下游的河道南側，這些區域應為沙洲較穩定、較少被河水淹沒的位置。

2007 年的航照可以看出主流河道寬度從上一期的 100 公尺以上大幅減少至約 33 公尺，甚至支流河道的寬度也從約 50 公尺減少至 10 公尺，比 1998 年的河道寬度窄。與 2003 年相同，九房厝斷層下游的河道寬度變化不大，但大安溪峽谷所在位置顯著呈現河道寬度減小、河道深度增加、岩盤露出的峽谷特徵。峽谷上游側（梅子斷層以東的區域）雖然河道寬度亦從 100 公尺以上減少至約 30 公尺，但從河道的陰影判斷河道深度應較淺，且河道間幾乎都被沉積物覆蓋，缺乏底床露出的現象，沉積物表層仍有舊河道的痕跡，與峽谷所在位置的特徵不同，而且本區並非九二一地震抬升的區域，因此河道寬度減少的原因為沉積物埋積，而非河川下蝕。

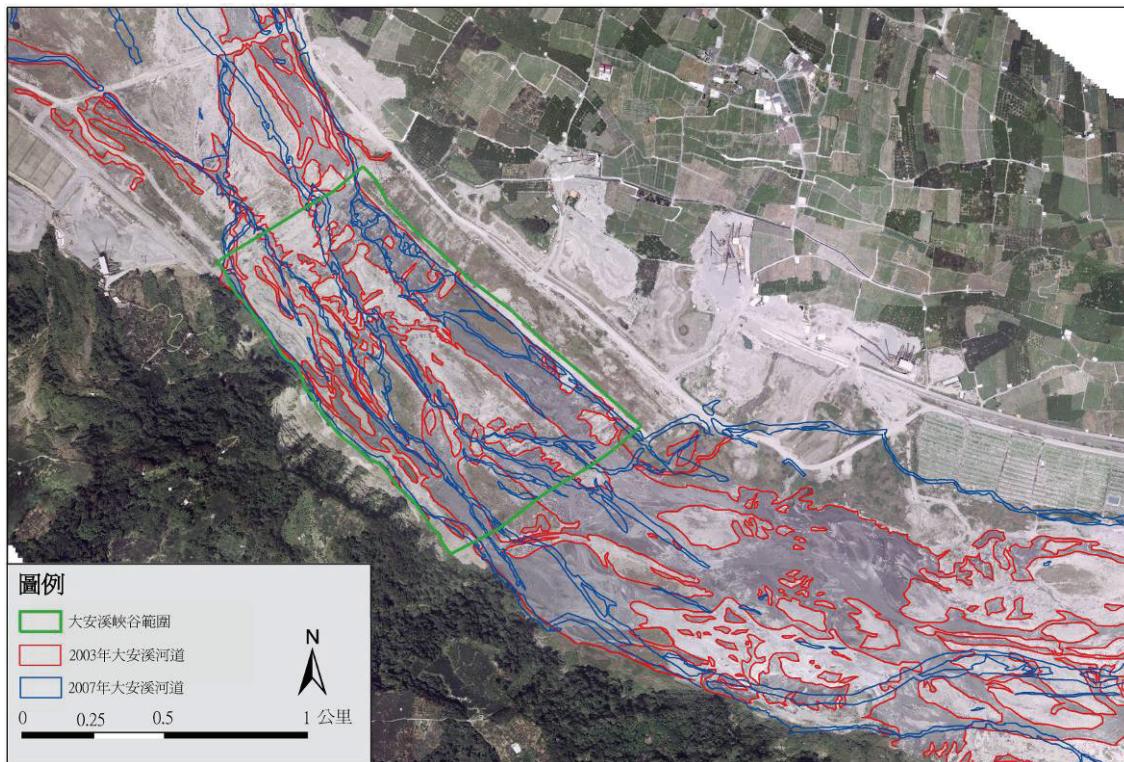
比較 1998 年與 2003 年的河道數化結果（圖 5-1），雖然後者的河道寬度增加一倍以上，但圖中最上游處與下游九房厝斷層以西的區域，河道寬度變化不大，都約 30 公尺，河道位置亦僅略有改變；上游處的河道北側有較大變化，大致為南北向的位移，這應與河川自然的侵蝕作用或人為開發有關，但難分辨因果關係。這兩個區域在 1998 年時有人為挖掘痕跡，但 2003 年與 2007 年則不復見大規模的人為挖掘痕跡。峽谷所在區域的主流河道位置變化較小而支流較大，每一處河道的寬度顯著增加但河川北側的邊界略為向南移動，推測是受到人為開發影響，使原來最北側的支流被填滿、消失。



底圖來源：陶林數值測量工程有限公司。

圖 5-1 1998 年與 2003 年河道數化結果 (底圖為 1998 年航空照片)

比較 2003 年與 2007 年的河道數化結果 (圖 5-2)，大安溪峽谷所在位置的整體河流邊界沒有顯著變化，每一處河道的位置也大致沿著 2003 年主要河道的位置發育，僅最南側的支流河道向南移動約 60 公尺；但每一處河道的寬度皆有明顯減少，從 100 公尺以上減少至大約 30 公尺以下，顯示侵蝕作用旺盛，有些河道甚至切過以前的沙洲。河道位置以本河段上游 (梅子斷層以東區域) 變化最大，河川中央的原有河道可能因堆積作用被填滿，或拍攝時河川流量較小所致，然而若為後者，河川水量應平均分布於原有河道上，而非集中於南側的支流河道，因此較可能的原因為前者，下游梅子斷層抬升阻擋水流，使堆積作用增加所致。另外，最上游側的北側支流，位置較 2003 年北移約 250 公尺，移到接近 1998 年的位置，由於 2003 年時該區有農業活動的現象，而 2007 年原有農田多被沉積物填滿，因此應是兩期航照間有洪水災害，使河川淹沒農田並回復 1998 年的位置。



底圖來源：陶林數值測量工程有限公司。

圖 5-2 2003 年與 2007 年河道數化結果 (底圖為 2003 年航空照片)

另外，本研究也取得 2008 年 7 月 7 日的直升機空拍照片（圖 5-3）做為研究參考，由於該組照片並無飛行參數進行校正，因此無法進行數化。但從 2007 年與 2008 年的空拍照片比較，可以看出後者的河道分布與 2011 年及 2012 年年初的現地觀察結果相當類似，而與前者有明顯的差異。2007 年時，研究區雖然已出現峽谷地形，但主支流數量多，呈現瓣狀水系的特徵；2008 年，中間的河道寬度增加，形成主流，支流河道則減少為兩條，其他河道則已乾涸。

若深入比較 2007 年與 2008 年的航空照片，可以看出圖片上方（南側）的支流彎曲度減少、變得較為平直，顯示河道形貌仍未穩定，水量增加時仍可能改道。主流的部分，寬度有顯著增加，且河道中間堆積的沙石，也有多處受到搬運作用而被移除。主流出現兩個較明顯的曲流攻擊坡，都是由原本的攻擊坡發育而成；從攻擊坡的坡高與崩落的堆積物，可看出兩期之間，水流有明顯的側蝕與下蝕作

用。另外一個可以證實河川下蝕的證據，即在於河道數量的減少。圖中可以看出圖片左側有兩條河道乾涸、2008 年的主流中有兩條河道乾涸、圖片右側亦有三條河道乾涸，這些乾涸的河床現今都已高出河水水面，顯示過去的河床與水面都高於 2008 年的高度，而從兩期的支流寬度比較，可以看出兩期照片拍攝時的水量並無明顯差異，因此造成數條支流乾涸的可能原因，為河川水量增加時，河水多集中流經部份河道，加快下切速率，使得其餘河道因下切速率減小、河床高度相對增加，使得後來的河水無法流經，而形成乾涸的河道。圖片下方（北側）的支流型態無明顯差異，顯示該河道較為穩定。另外，2008 年航照中的植被較 2007 年增加許多，顯示河道之間的位置逐漸穩定，使植被生長的範圍與密度增加。

從 2007 年峽谷形成後的照片及現地觀測結果比較，可以看出 2007 年與 2008 年的河道型態變遷明顯，但 2008 年之後的變化並不大，顯示河道變遷速率隨時間的變異大，且 2008 年以後最大降雨事件的雨量（24 小時最大累積雨量為 487.5mm）大於 2007 年至 2008 年的最大降雨事件（24 小時最大累積雨量為 393.5mm），因此降雨閾值仍須進一步的探討。前兩期之間的變化，顯示河川的側蝕、下蝕與搬運作用劇烈；小型支流因下蝕速率較小而乾涸，使得河道總數減少、後續存在的河道因水量增加使得寬度增加、河道兩側的坡高亦增加，且河道中許多物質被移除。不過雖然有些河道變遷較劇烈，仍有河道較穩定。

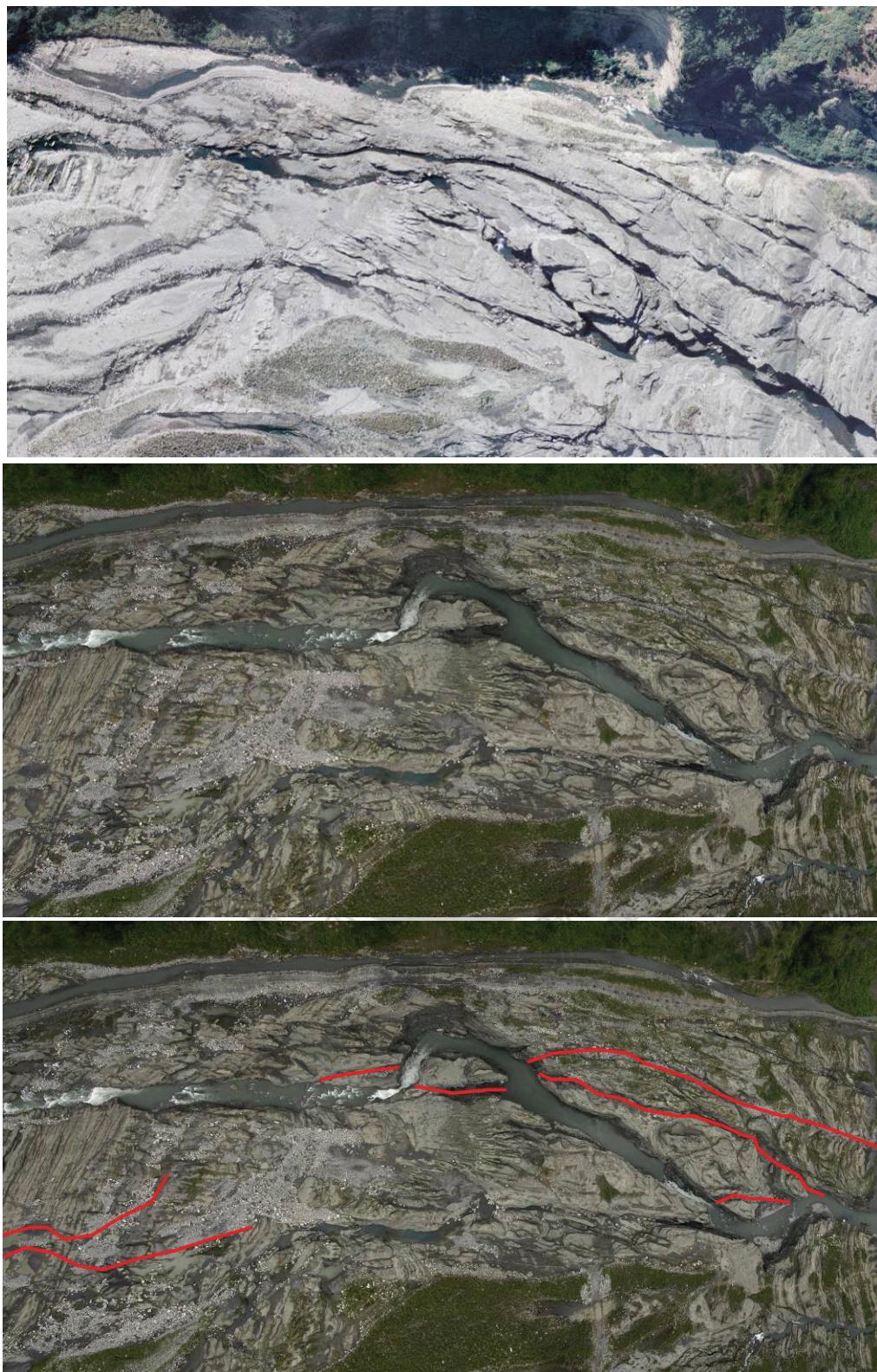
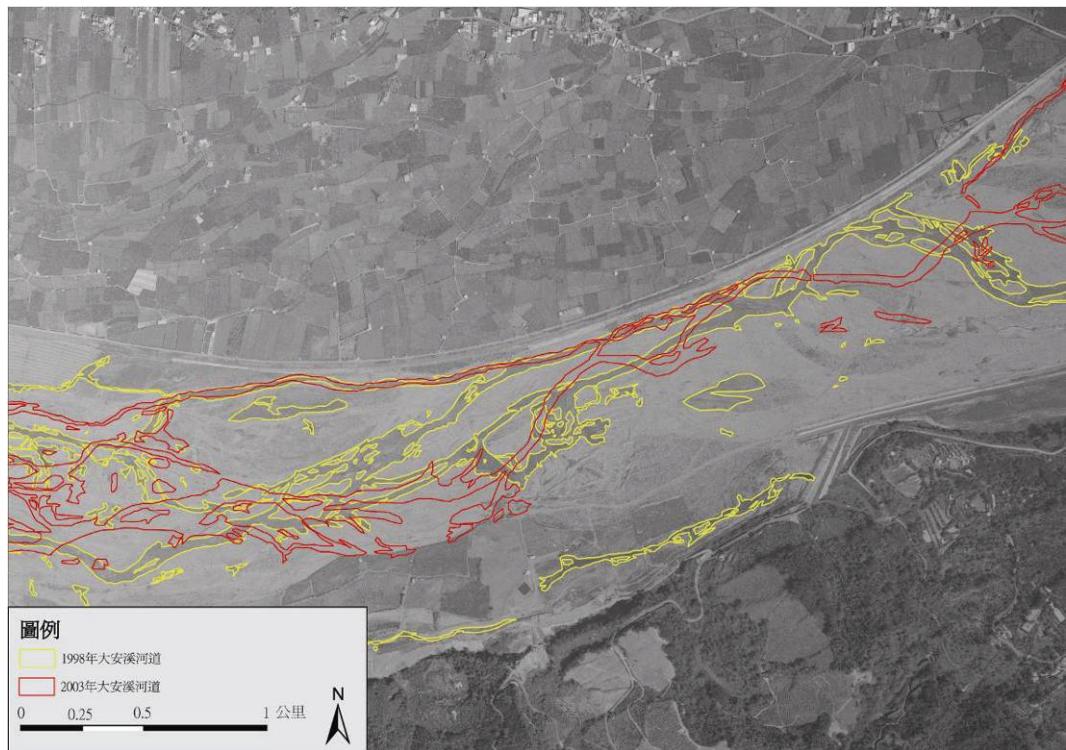


圖 5-3 研究區 2007 年航空照片 (上圖)、2008 年航空照片 (中、下圖)

與兩年間乾涸的河道位置 (下圖，紅線標示處)

為了了解大安溪峽谷形成前後對該河段上、下游的影響，本研究亦數化不同時期航照中，峽谷上、下游各約 3 公里長的區域，以更深入的了解峽谷形成過程。從圖 5-4 可以比較出 1998 年與 2003 年大安溪峽谷上游河道的變遷情形，其中後者的北側河道沒有明顯的變化，而南側的主流雖然寬度不變，都約為 55 公尺，但河道彎曲度卻變大，另外，圖片左側原有的人為挖掘痕跡不復見，應是受到堆積物覆蓋所致。由此可知，1998 年至 2003 年上游河道的侵蝕、堆積作用變化，沒有顯著受到下游地層抬升的影響，應為瓣狀水系平常的變遷情形。

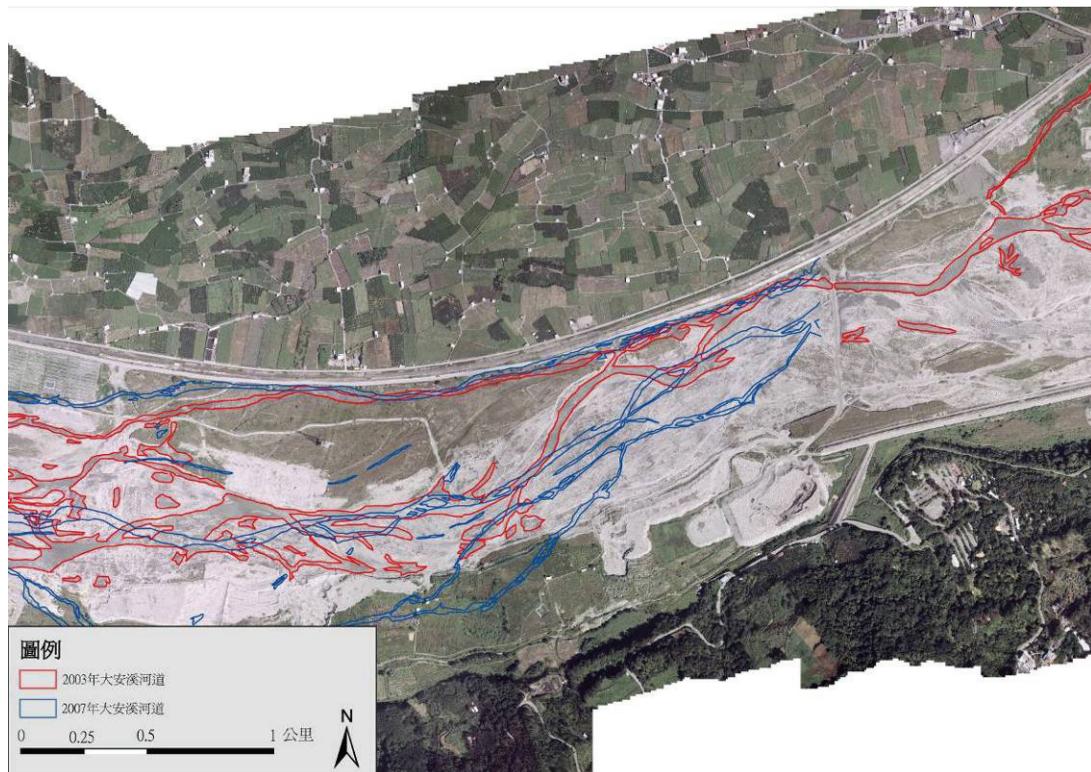


底圖來源：陶林數值測量工程有限公司。

圖 5-4 1998 年與 2003 年峽谷上游河道數化結果（底圖為 1998 年航空照片）

圖 5-5 則顯示 2003 年與 2007 年峽谷上游河道的變化情形。與前兩期相同，北側支流的位置與寬度沒有顯著改變，寬度都約 30 公尺，且中間主流河道的位置亦沒有顯著變遷，但主流河道寬度卻略有減小，從大約 55 公尺減少至大約 40 公尺，

似乎出現下蝕現象，這是與前兩期不同之處。另外，南側出現一條支流，切過 2003 年屬於農地的位置。該河道的位置比 2003 年最南側的河道還往南約 380 公尺，應該為流量增加時，河川在攻擊坡的侵蝕作用增加所造成，並導致後來河川氾濫平原的埋積範圍增加。



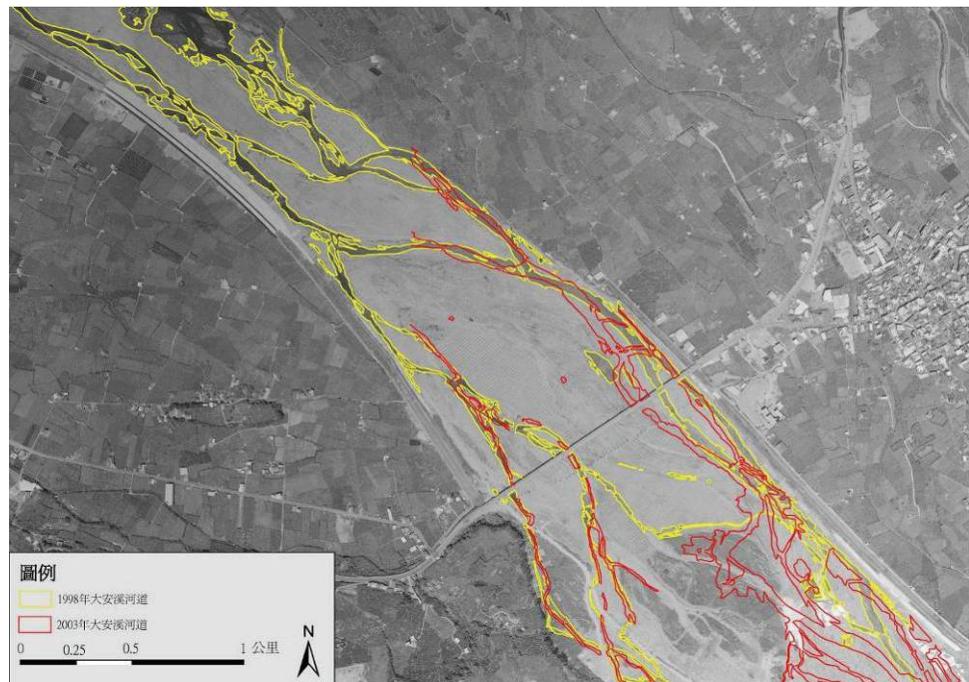
底圖來源：陶林數值測量工程有限公司。

圖 5-5 2003 年與 2007 年峽谷上游河道數化結果 (底圖為 2003 年航空照片)

至於大安溪峽谷下游的河道變遷，圖 5-6 顯示 1998 年與 2003 年下游河道的數化結果。兩期之間，河道沒有顯著變遷，不論就位置或寬度而言，兩期皆相近，寬度大約 50 公尺；不過 2003 年南、北側河道之間的農地種植範圍往北增加一倍以上，顯示河道大致穩定，但該農地在 2007 年則被中間增加的河道切穿。

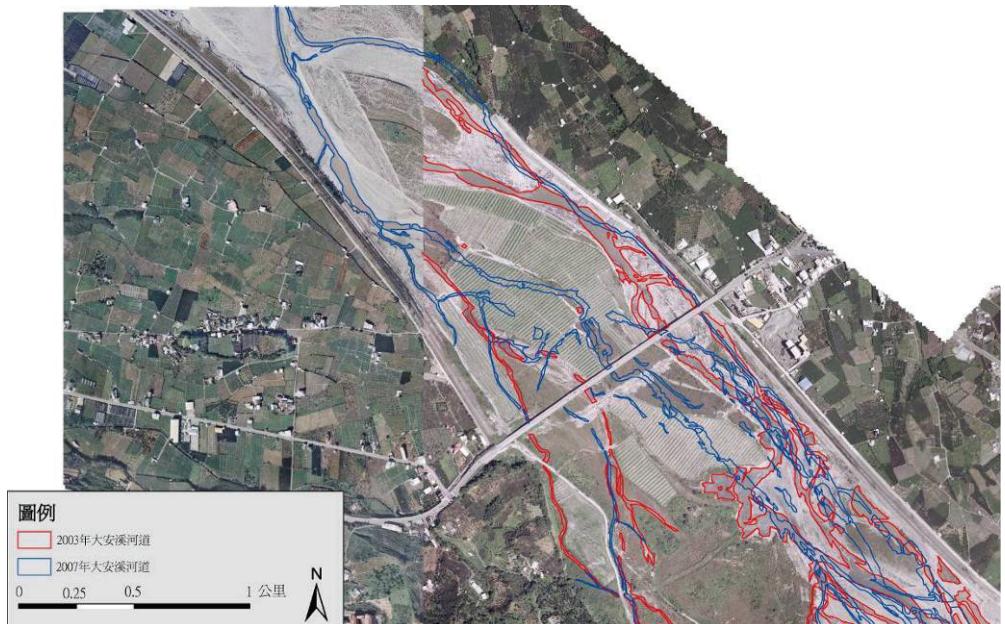
圖 5-7 呈現 2003 年與 2007 年下游河道的變遷情形。從圖中可以看出 2007 年

的河道數量略為增加；其中北側河道位置沒有明顯變化，但中間則多出一條河道，且從蘭勢大橋上游即已出現；南側河道的水量則有減少、乾涸的情形。就河道寬度而言，2007 年略為減少，大約從 30 至 40 公尺減少至 15 至 30 公尺。



底圖來源：陶林數值測量工程有限公司。

圖 5-6 1998 年與 2003 年峽谷下游河道數化結果 (底圖為 1998 年航空照片)



底圖來源：陶林數值測量工程有限公司。

圖 5-7 2003 年與 2007 年峽谷下游河道數化結果

(底圖左為 2007 年航空照片，右為 2003 年航空照片)

整體而言，1999 年九二一地震後，九房厝斷層與梅子斷層間的地層抬升，首先使河川流路受到阻擋而增加堆積作用，造成河道寬度從大約 40 公尺增加至 100 公尺以上；接著最早從 2003 年開始因著回春作用，河川開始下切，地層抬升的位置最晚於 2007 年形成峽谷地形，河道寬度也減少至約 10 到 30 公尺之間。2007 年以後，河川的側蝕、下蝕與搬運作用仍然劇烈，但 2008 年後儘管仍有大量降雨事件，河川變化卻已減小。

峽谷上、下游的部分，在地震前、後的變化皆不大。變化較大之處，在於 2003 年至 2007 年間，上游主流的河道寬度因為下游河段地層抬升使沉積物堆積量增加而略有減小，從大約 55 公尺減少至大約 40 公尺；另外，同一期間，峽谷下游也在中央出現新的河道。

第二節 現地觀察結果

本研究使用 total station 進行河道剖面測量時，只能得到一維的線狀資料，無法取得較詳細的二維平面變化情形，而有時，線狀的地形變遷可能由鄰近區域所引發，因此有必要在不同時期以拍照、記錄的方式，取得研究區域平面的變遷資料。本研究在 2011 年 7 月 14 日、8 月 2 日，以及 2012 年 2 月 1 日、5 月 11 日，均有對於剖面位置的邊坡進行拍照記錄（圖 5-8 至圖 5-24），因此可以分析不同時期各個邊坡的變遷狀況，並與測量資料進行比較。其中，L01001 與 L02001 測線所在的邊坡，各有 2011 年 7 月 14 日、2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日三筆資料；L03001 至 L05001 測線所在的邊坡，有完整的四筆資料；L06001 與 L07001 測線所在的邊坡，有 2011 年 8 月 2 日、2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日三筆資料。

L01001 測線與 L02001 測線所在的邊坡（圖 5-8 至圖 5-13），鄰近河道的水量較小，乾季時甚至可能沒有水流流經，而研究年度也缺乏較大的降雨事件，因此從不同期的照片，可以看出邊坡上的地形變遷相當小，只有紅框、紅圈標示的位置與前期照片不同。其中，L01001 測線所在的邊坡於 2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日之間沒有可見的變化。

圖 5-9 中，L01001 測線所在邊坡，在薄層砂岩層中有小規模崩落；圖 5-12 中，L02001 測線所在邊坡於 a. 的位置也有砂岩從上方薄層砂岩層中（b.）崩落。上述兩個事件的發生位置都是薄層砂岩層，且岩層下方都為頁岩層，因著抗蝕能力不同，在差異侵蝕作用下，砂岩層下方失去支撐而崩落。圖 5-13 中，a. 處散落許多從上方邊坡滾落的小型石塊，另外有一塊礫石從 b. 處掉落到 c. 處；標示 d.、e. 與 f. 處，則原有小型石塊，但圖 5-13 中則不復見。由於上述事件發生的位置，河道中的水位在研究期間較不可能上升到該處，因此應為峽谷形成過程中主要由河水侵蝕，以及研究期間主要由雨水沖蝕造成的結果；前者形成邊坡的差異侵蝕形貌，後者促成岩層小規模的崩落；崩落事件的分布與邊坡坡度沒有顯著的關聯。



圖 5-8 L01001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝



圖 5-9 L01001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝

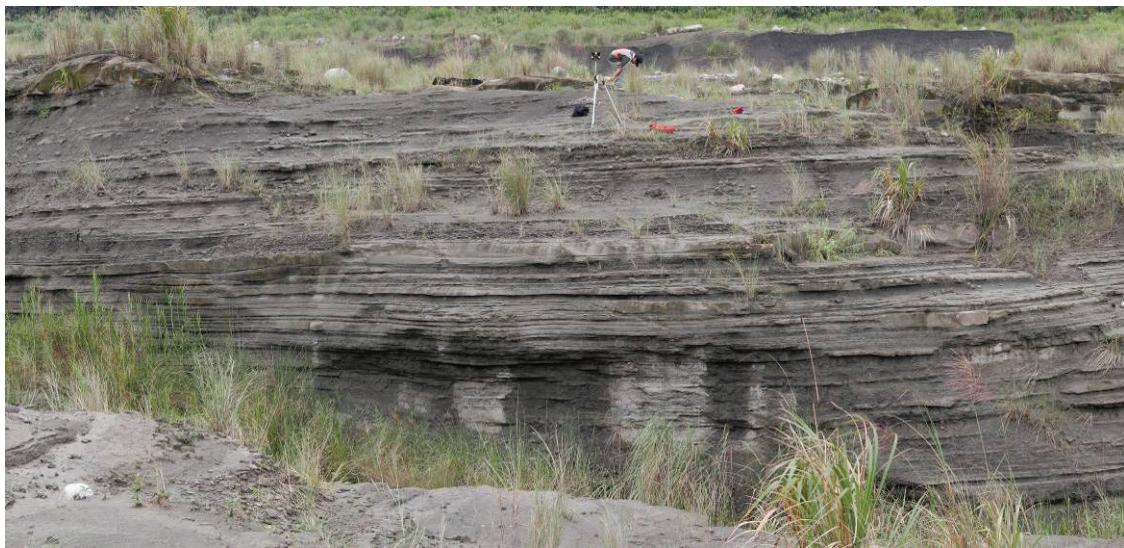


圖 5-10 L01001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝



圖 5-11 L02001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝



圖 5-12 L02001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝



圖 5-13 L02001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝

L03001 與 L04001 測線所在的邊坡（圖 5-14 至圖 5-17），在 2011 年 7 月 14 日與 8 月 2 日之間，沒有太大變化，僅有水位略微降低，以及圖 5-15 中標示的變化。圖 5-15 中，a. 的位置有砂岩崩落，掉落至 b. 處；原因應與上述圖 5-12 與圖 5-13 中事件發生的原因相同。c. 與 d. 處，分別有沙洲被切割的位置不同與邊坡下方崖錐體

積縮小之變化；兩者形成原因推測都為兩期照片間，河川水位曾經上升，侵蝕沙洲與崖錐所致。由於體積縮小的崖錐上方的砂岩層沒有發生變化，第一期的照片也可見到部分大體積石塊的出露，因此崖錐表面出現的石塊，應為水位上升侵蝕與搬運崖錐表面的細粒物質，造成下方岩塊出露所造成；因此兩期之間的水位、流量沒有太大的變化，因此粗顆粒物質沒有一同被搬運離開崖錐。

從圖 5-16 可看出 2011 年 8 月 2 日與 2012 年 2 月 1 日之間，本區地形的變化較大。a.與 b.的岩塊崩落、堆積位置與圖 5-15 的 a.、b.相同，顯示岩塊有持續的掉落；且本期除了砂岩外，有更多的頁岩，顯示當下方砂岩層因失去支撐而崩落後，砂岩層上方的頁岩層可能因為失去支撐與其本身較脆弱而更容易崩落。c.、d.與 e.標示的位置，同樣為砂、頁岩崩落、堆積產生的邊坡形貌變化；f.標示處顯示崖錐體積有明顯的增加，應為最上層陡峭的泥岩受到雨水沖蝕而崩落。不過因為泥岩、頁岩的顆粒較細小，較難藉由岩層外觀的變化推測變遷，僅能以邊坡下方崖錐的體積變化進行推測；不過剖線測量能彌補這方面資訊的不足，並能加以計算邊坡的坡度。g.標示的位置為沙洲面積的變化。雖然從圖中容易認為沙洲面積的增加為水位大幅降低的結果，但從兩側岩層、消波塊的相對位置做比較，可看出圖 5-16 與圖 5-15 相比，水位其實僅有小幅度的降低，因此沙洲面積增加主要為沙洲本身堆積物質增加的結果，顯示兩期照片之間曾經因著流量增加，造成搬運物質的增加，在流量減少後增加沙洲堆積物總量；另外，部分的沙洲來源也可能來自於後方邊坡的泥岩。雖然沙洲所在的位置的型態近似於河川攻擊坡，但由於流心直接侵蝕的位置較接近消波塊堆積的位置，因此攻擊坡的外形應為圖片左側已乾涸的支流過去侵蝕造成的結果，沙洲所在位置的水流能量並不小。

圖 5-17 中，同樣可以看出許多的變化，其中變化最明顯之處，為標示 a.至 c.的沙洲變化，與標示 e.的落石。從岩層與消波塊的比較，可以看出與 2012 年 2 月 1 日的照片相比，5 月 11 日的水位僅有略為提高，顯示 a.與 b.處的沙洲有顯著的堆積，但 c.處則有顯著的侵蝕，有趣的是，c.處的堆積物質粒徑較大，屬於礫石，而

a.與 b.處堆積物質的粒徑明顯較小。由於沙洲前緣與後方邊坡的距離較遠，因此堆積與侵蝕作用應為河川水力作用所造成，受邊坡物質崩落的影響較小。標示 e.的石塊自 d.處崩落，為本區典型的落石事件：下方的頁岩或泥岩層崩落後，上方的砂岩失去支撐，沿著節理掉落。g.處同樣有石塊崩落的現象，不過規模小很多。g.與 h.處顯示泥岩從邊坡頂部滑落、堆積的現象，顯示邊坡頂部的泥岩很容易因著雨水的沖蝕而崩落，況且該邊坡頂部的坡度很陡，這種現象應當經常發生。



圖 5-14 L03001、L04001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝



圖 5-15 L03001、L04001 測線所在邊坡—2011 年 8 月 2 日拍攝

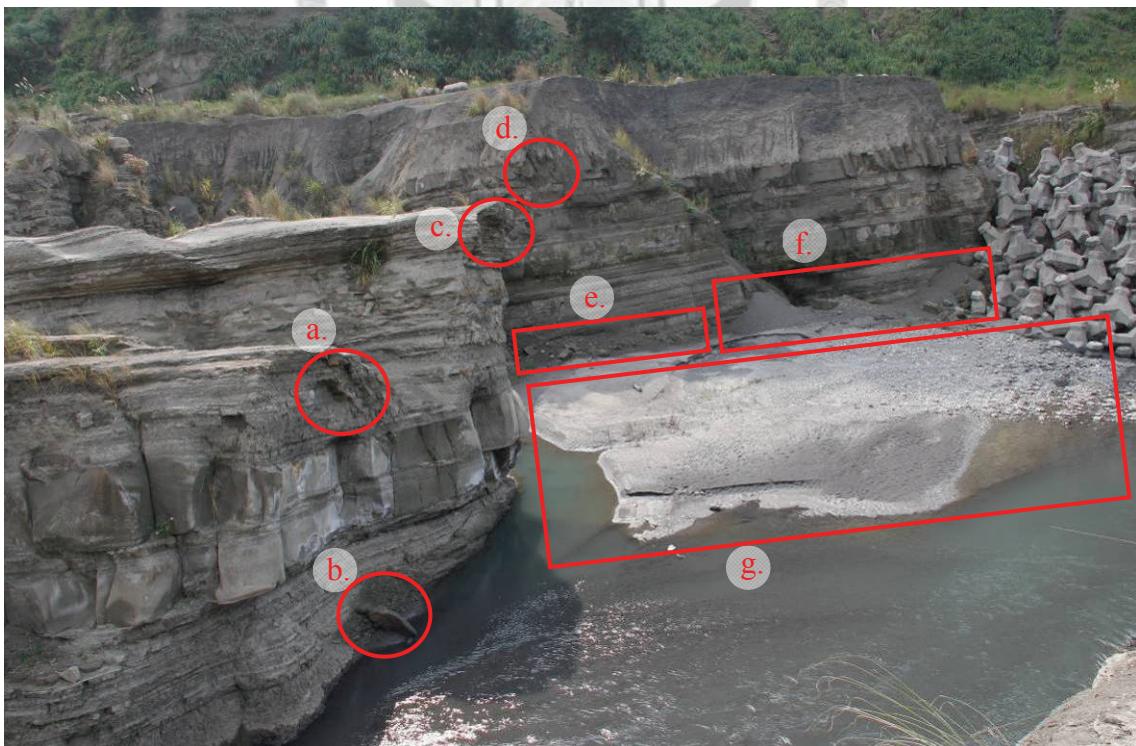


圖 5-16 L03001、L04001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝

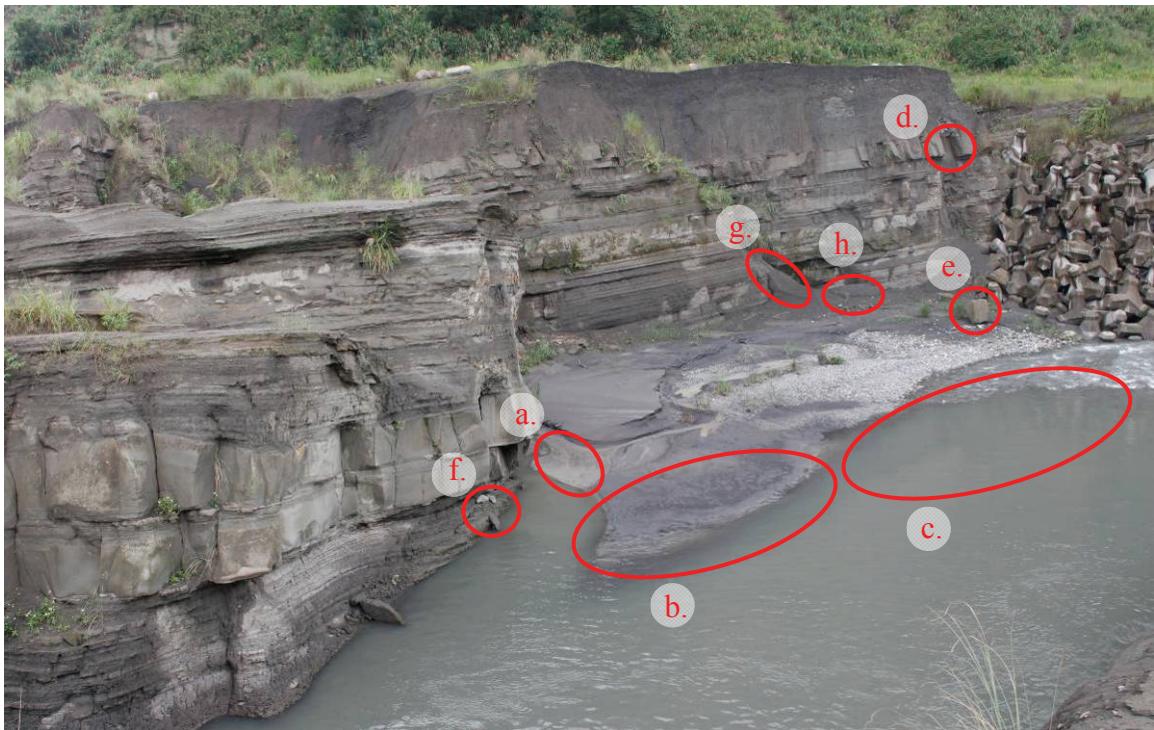


圖 5-17 L03001、L04001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝

L05001 測線所在的邊坡（圖 5-18 與圖 5-21），在 2011 年 7 月 14 日與 8 月 2 日，以及 2012 年 2 月 1 日至同年 5 月 11 日之間，沒有可觀測到的變化。從圖 5-20 可看出邊坡下方砂岩層產生崩落，崩落物質推測即為河道中 b.位置堆積的礫石。由於 b.位置堆積的礫石，體積與上方砂岩層減少的體積相似，且河道其他位置並無如此大石塊的堆積，顯示兩期之間，水量的變化不足以帶動如此大體積的石塊，因此石塊來源較有可能的推測，即為從 a.的位置崩落、堆積。



圖 5-18 L05001 測線所在邊坡—2011 年 7 月 14 日拍攝



圖 5-19 L05001 測線所在邊坡—2011 年 8 月 2 日拍攝



圖 5-20 L05001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝



圖 5-21 L05001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝

L06001 與 L07001 測線所在的邊坡（圖 5-22 至圖 5-24），在 2011 年 8 月 2 日與 2012 年 2 月 1 日，以及 2012 年 2 月 1 日與同年 5 月 11 日之間，有較多岩層崩落的現象，不過除了圖 5-23 左側標示 a. 的崩塌外，其餘的事件規模皆不大。

圖 5-23 中，a. 與 b. 的位置顯示砂、頁岩層因為坡度陡峭，在雨水沖蝕作用下往下方崩落，堆積在河岸圓度較圓的礫石後方，形成崖錐。由於河岸的礫石相對位置並沒有明顯的變動，因此本次崩塌應單純由雨水沖蝕造成，而非河水侵蝕坡腳，使上方岩層失去支撐而崩落。標示 c.、d.、e.、f.、g. 的位置，皆有砂岩小規模崩落，其中 c. 的崩落事件，在邊坡下方的河道旁可以看到掉落的石塊堆積於此；其餘事件崩落的石塊可能掉入水面下，或被河水運往下游而無法從照片中看見。標示 i.、j. 與 k. 的位置，出現砂、頁岩的堆積；j. 與 k. 以砂岩為主，i. 則兩者都有。不過這些堆積物質的來源不易從照片中判釋出來，推測應由更上方的邊坡崩落後，被雨水形成的地表逕流搬運至此坡度較緩處，或不同坡向的邊坡交界處堆積。

圖 5-24 顯示左側的崩塌地仍然持續有崩落的現象（a. 與 b.），但規模並不大き。標示 c. 的位置，有體積不小的砂岩層崩落，該岩層原本突出於下方的頁岩層之外，因此在雨水與河水作用下，失去支撐而崩落。標示 d. 與 e. 的砂岩層與 c. 相同，因著下方失去支撐而崩落進入河道中，但規模都較小。f. 與 g. 的位置，顯示緩坡上堆積著從上邊坡滑落而下的頁岩與砂岩岩塊，這些岩塊的粒徑皆不大。該邊坡因為坡度較緩，因此岩塊沒有直接進入河道，而是堆積於邊坡表面上。



圖 5-22 L06001、L07001 測線所在邊坡—2011 年 8 月 2 日拍攝

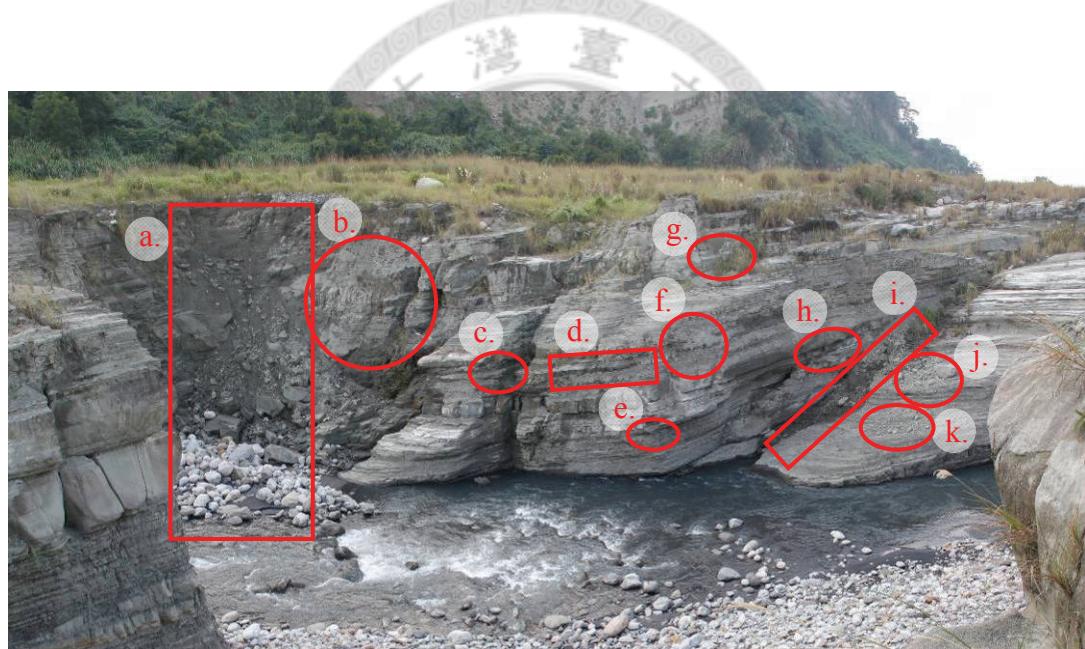


圖 5-23 L06001、L07001 測線所在邊坡—2012 年 2 月 1 日拍攝

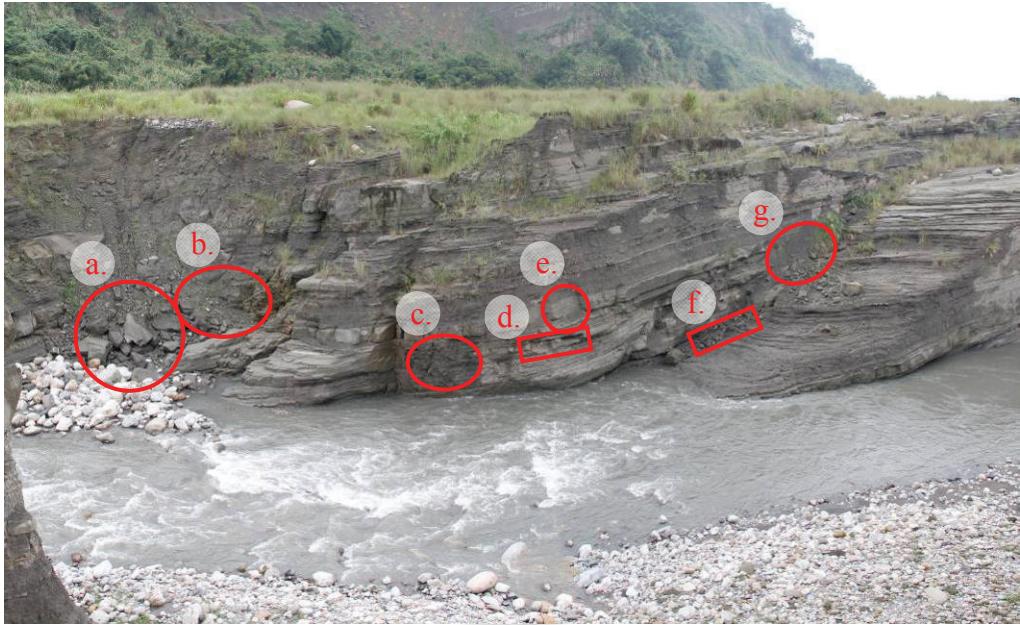


圖 5-24 L06001、L07001 測線所在邊坡—2012 年 5 月 11 日拍攝

綜合上述觀測與推論，本研究比較 2011 年 7 月 14 日、8 月 2 日與 2012 年 2 月 1 日、5 月 11 日河岸兩側不同邊坡的外觀變化，結果顯示 2011 年 8 月 2 日與 2012 年 2 月 1 日，以及 2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日之間，因為時間間隔較長或降雨規模較大，邊坡型態的變化較大。事件數量以 L06001 與 L07001 測線所在的邊坡較多，不過與其他邊坡相同，事件的規模皆不大，只有邊坡左側有較大規模的砂、頁岩崩落，並堆積成崖錐。邊坡變遷的形成原因皆相似：受到河水侵蝕與雨水沖蝕作用影響，砂、頁岩互層產生的差異侵蝕作用，使邊坡的砂岩層常突出於上、下方的頁岩層外，最後因為失去支撐而隨重力作用崩落，進而使得上、下方的頁岩層更容易崩落。不過由於頁岩的顆粒細小，除非崩落後在坡腳形成崖錐，否則不容易從邊坡上直接判釋出來。另外，根據邊坡變遷規模與河道兩側的大顆粒石塊沒有明顯的變動，可以看出研究期間的河川流量、流速變化不大；不過邊坡下方的沙洲因為組成的顆粒細小，有明顯的體積變動，呈現動態平衡現象。

第三節 河道橫剖面變遷

本研究於 2011 年至 2012 年，以 total station 測量大安溪河川的橫剖面。根據上一段研究方法的說明，在橫剖面繪製上為了增加呈現與比較的方便性，剖面圖的方向都依據自河川上游往下游觀看的方向，且所有剖面圖的最低點（x 軸）絕對高度皆相同。另外，圖中亦標示第二次測量的坡頂與坡腳座標（僅 L01001 測線標示第一次測量的座標），並根據現地觀察與傾斜儀量測的結果繪製岩層分布，並在屬於順向坡與崖坡的岩層中，標示岩層傾角。部分坡度變化較大的邊坡，在坡度轉折處亦有標示座標。本段的邊坡平均坡度計算均參考這些座標，以三角函數進行計算。7 條測線的剖面圖如圖 5-25 至圖 5-31 所示，分別包含三期的測量結果。

圖 5-25 為 L01001 測線的剖面圖，包含 2011 年 7 月 14 日、2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日的測量結果。從圖中可以看出二、三次測量的起始高度較第一次低，這是因從該視角並不容易判斷邊坡坡頂的位置，因為容易與後方其他邊坡混淆，因此後兩次測量的起始位置較低，這也是本圖座標標示第一次測量之座標的原因。另外，第二次測量由於腳架故障，儀器無法抬高，因此最低的可測量位置較另兩次高，故三次測量的範圍有所不同；不過其他測線則未受影響。本測線與 L02001 測線同屬支流河道，平時甚少水流流經，因此下切速率較低，坡腳最低位置的絕對高度明顯較其他主流河道的坡腳高。

本邊坡的岩性包含泥岩、頁岩與砂岩，其中砂頁岩互層與砂岩層的坡度較陡，泥岩與頁岩層的坡度較緩，這是受到差異侵蝕的影響，因此本邊坡的形貌可大致分為兩階；坡腳由於屬於頁岩層，形貌上甚至往內凹入，使砂岩層突出邊坡，未來當支撐力不足時，砂岩層便可能崩落，造成邊坡形貌的變遷。至於邊坡中段缺乏資料的位置，是因受到植被覆蓋，沒有進行測量。根據坡頂與坡腳的座標做計算，本邊坡的平均坡度約為 26.7 度，與其他測線相比並不陡峭。三次測量結果不論何種岩性，都沒有明顯變動，與照片比較的結果相同。

將邊坡剖面中可能較有變化的部分放大分析，從圖 1 與圖 2 同樣看不出明顯的變動，但圖 1 中，坡度較陡峭的位置仍有些微侵蝕現象，三期的最大總侵蝕高度在 0.1 公尺內，平均約 0.03 公尺；圖 2 中，在第二期與第三期測量之間，也有些微侵蝕現象，最大侵蝕高度同樣在 0.1 公尺內，平均則約 0.04 公尺。圖 3 位在坡腳處，侵蝕量較坡頂與邊坡中段大，坡度陡峭處最多達到 0.27 公尺的後退距離，平均約 0.16 公尺。上述被侵蝕的位置，岩性包含砂頁岩互層與泥岩。

圖 5-26 為 L02001 測線的剖面圖，同樣包含 2011 年 7 月 14 日、2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日的測量結果。本測線與 L01001 測線屬於同一條支流河道，L01001 測線位在左岸，本測線則位於右岸；兩者坡腳的最低位置相似，都較其他測線高。不過雖然位於同一條河道兩側，兩者的岩性與形貌則有明顯差別，本邊坡的岩性以頁岩為主，偶有砂頁岩互層，坡型屬於順向坡，因此坡度平緩，平均僅約 15.7 度，為所有測線中最低者。不過由於偶有砂頁岩互層，因此邊坡形貌可分為三階，砂頁岩互層的位置坡度較陡。

本邊坡三次測量結果亦沒有明顯變動，不過在坡頂的位置，則有被侵蝕的現象，只是規模不大，在照片比較中看不出差異。其中，一、二次測量的變化較大，變化最大處約下蝕了 0.28 公尺，但第二、三次測量時的變化較小。另外，從二、三次測量的比較，可以看出邊坡下半部有往上堆積的現象，尤其下層的砂頁岩互層中較明顯，顯示坡頂被侵蝕的岩塊，有部分堆積在邊坡下方，尚未進入河道中，但堆積量同樣不多。

從放大圖來看，圖 1 與圖 2 位在砂頁岩互層與頁岩之間，坡度有較大的變化處，其中圖 1 呈現先侵蝕再堆積的現象，每期之間的變化量都僅約 0.1 公尺，且與岩性無明顯關聯；後者在一、二期之間沒有明顯變化，但二、三期之間在坡度較緩處則有堆積作用，堆積高度約 0.1 公尺，岩性以頁岩為主，因為頁岩所在位置的坡度較平緩，較容易產生堆積作用。圖 3 的坡緩處有明顯的堆積作用，從邊坡上崩落的物質在此處堆積，三期的堆積高度約為 0.13 公尺，坡度較陡峭的位置則沒

有變動。

由於本邊坡接近遊客出入口，為較常被人為踩踏的區域，因此造成的侵蝕的原因可能包含人為活動與雨水沖刷的結果；至於河水的部分，因為研究期間並沒有大規模降雨事件，本河道平時亦甚少水流流經，因此坡頂不太可能受到河水影響，故做此推測。



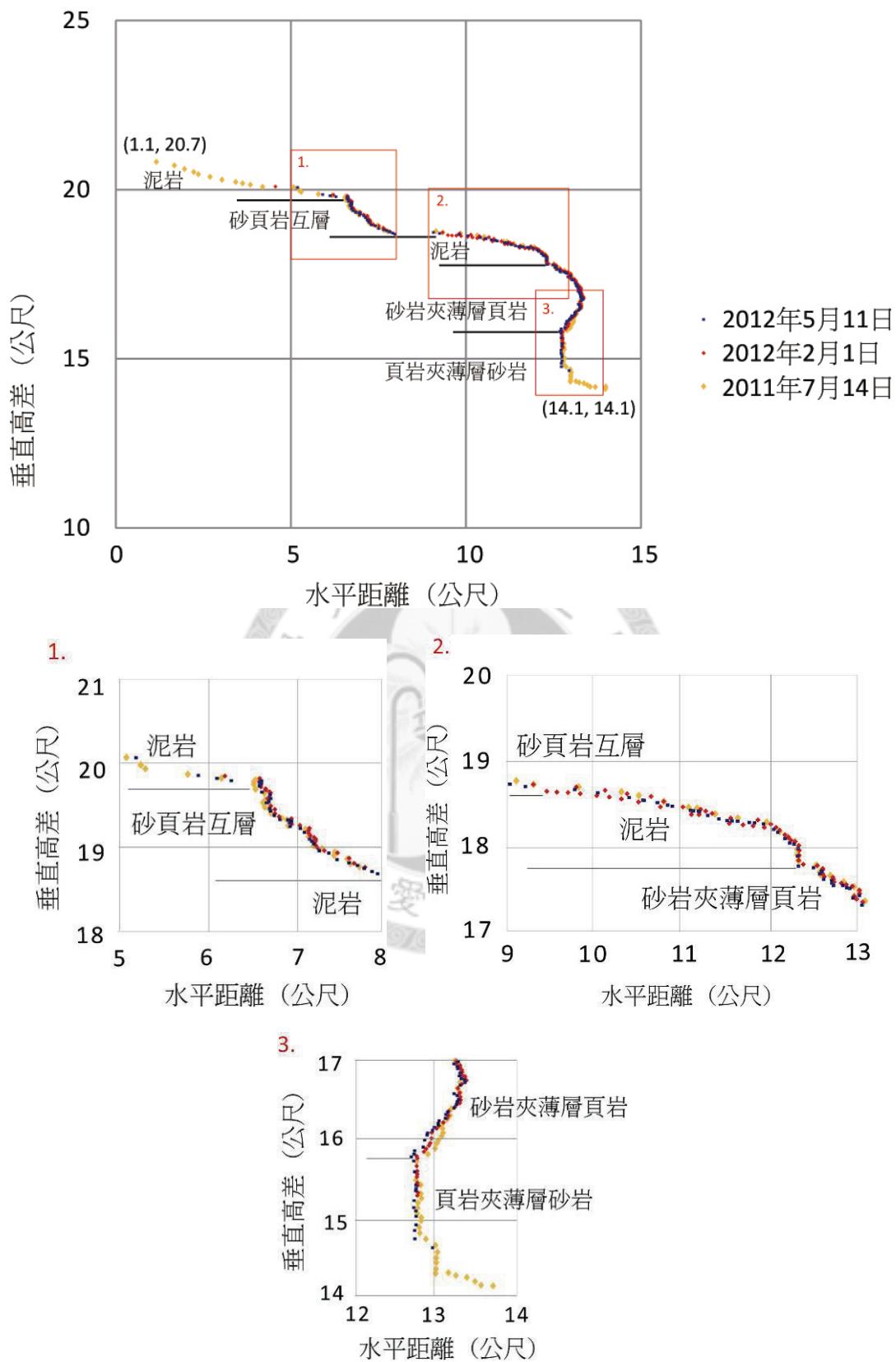


圖 5-25 L01001 測線剖面圖

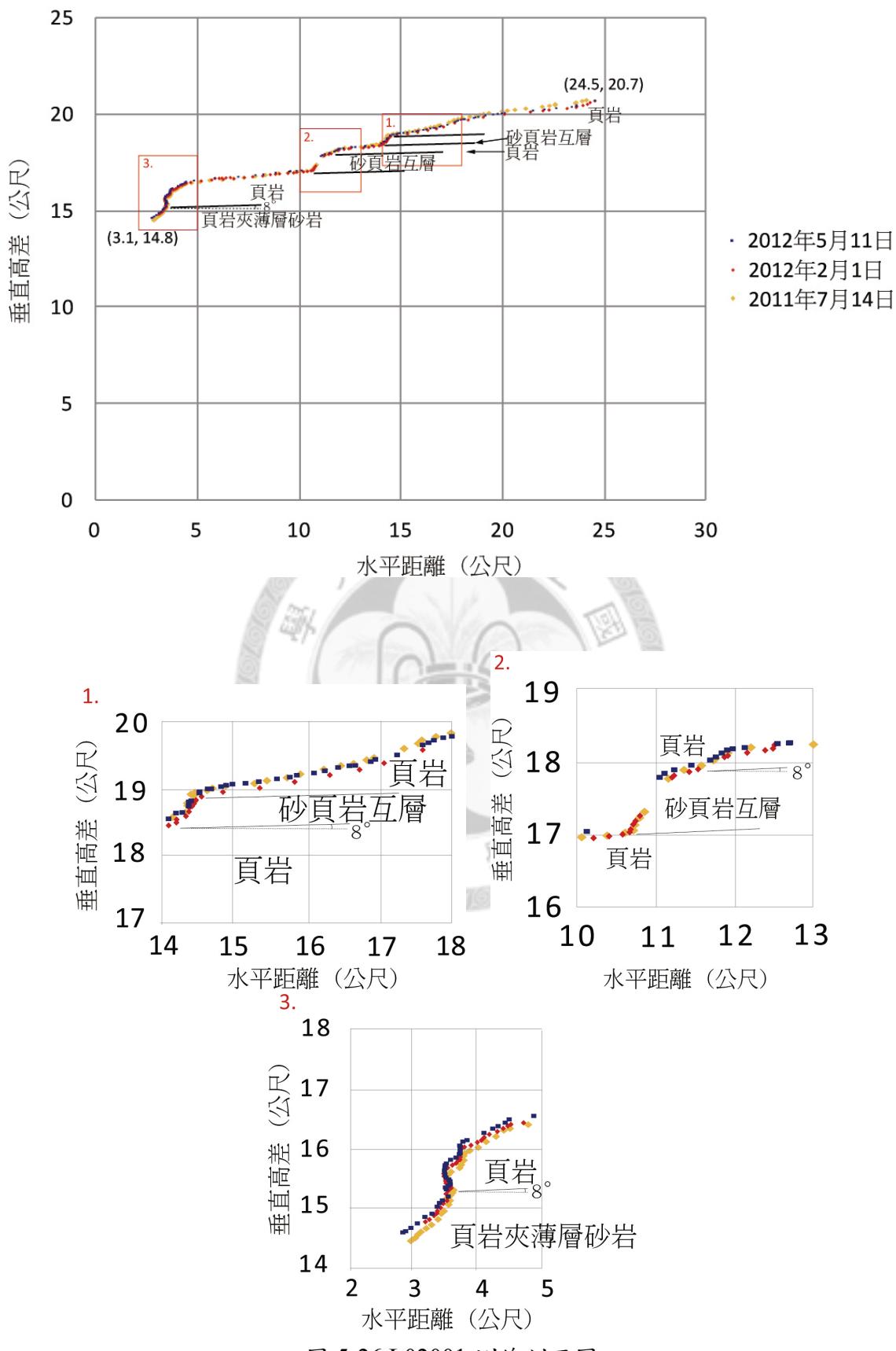


圖 5-27 為 L03001 測線的剖面圖，測量時間包括 2011 年 7 月 14 日、2012 年 2 月 6 日與 5 月 11 日。本測線位在目前的主流河道上，因此坡腳底部位置較上述兩條測線低，相差約 8 公尺；組成的岩性有泥岩、頁岩與砂岩，其中有一層砂岩厚度較大，造成略為凸出的邊坡形貌。與上述兩條測線相比，較特別的部份為，本邊坡坡腳包含小規模的崖錐與沙洲堆積。由於崖錐規模不大，且坡度與沙洲相似，因此不易與沙洲位置做區分；不過第二、三次測量時曾針對崖錐上的大顆粒石塊做較密集測量，而石塊剛好位在崖錐外緣，因此可以該密集測量處做區分（如圖 5-27 的標示）。經過計算，本邊坡平均坡度約為 53.1 度，明顯較支流河道大；崖錐至沙洲的坡度則為 2.9 度。

本邊坡經過前兩次測量後，可看出邊坡中段的侵蝕作用較明顯，包括厚層砂岩及其下層的頁岩、泥岩，邊坡最大後退距離約 0.84 公尺，平均約 0.55 公尺。經過歷年水文資料與研究期間氣象資料的判斷，河水水面在研究期間難以上升到這個高度，因此主要應為雨水造成沖蝕、崩塌所造成，河水造成的侵蝕現象反而較不明顯。至於崩落物質堆積在崖錐，是崖錐與沙洲規模增加的原因。另外，沙洲的在前兩次測量中也有明顯的變化：接近坡腳的沙洲在第二次測量時出現堆積現象，遠離坡腳的位置則有侵蝕現象。參考現地拍攝的照片，接近坡腳的沙洲位置，在第一次測量時有河水流經，第二次可能因為從坡頂崩落的岩塊堆積於此，或河川搬運的泥沙增加堆積量，使第二次沙洲與邊坡間沒有河水流經，兩者相連在一起。

至於二、三次的測量結果，顯示邊坡頂部出現小規模的侵蝕現象，下蝕量最大約 0.3 公尺，平均約 0.18 公尺，與 L02001 測線一、二次測量的變化量相似。至於沙洲的部分，二、三次測量中在遠離坡腳處出現小規模的堆積現象，雖然沙洲高度變化不大，但卻向外擴張達 5 公尺左右。不過前兩次測量中，沙洲外側雖然高度下降，範圍卻仍然往外擴張，顯示沙洲的高度與面積變化不同步，視河水與邊坡堆積與侵蝕作用之變化而定。

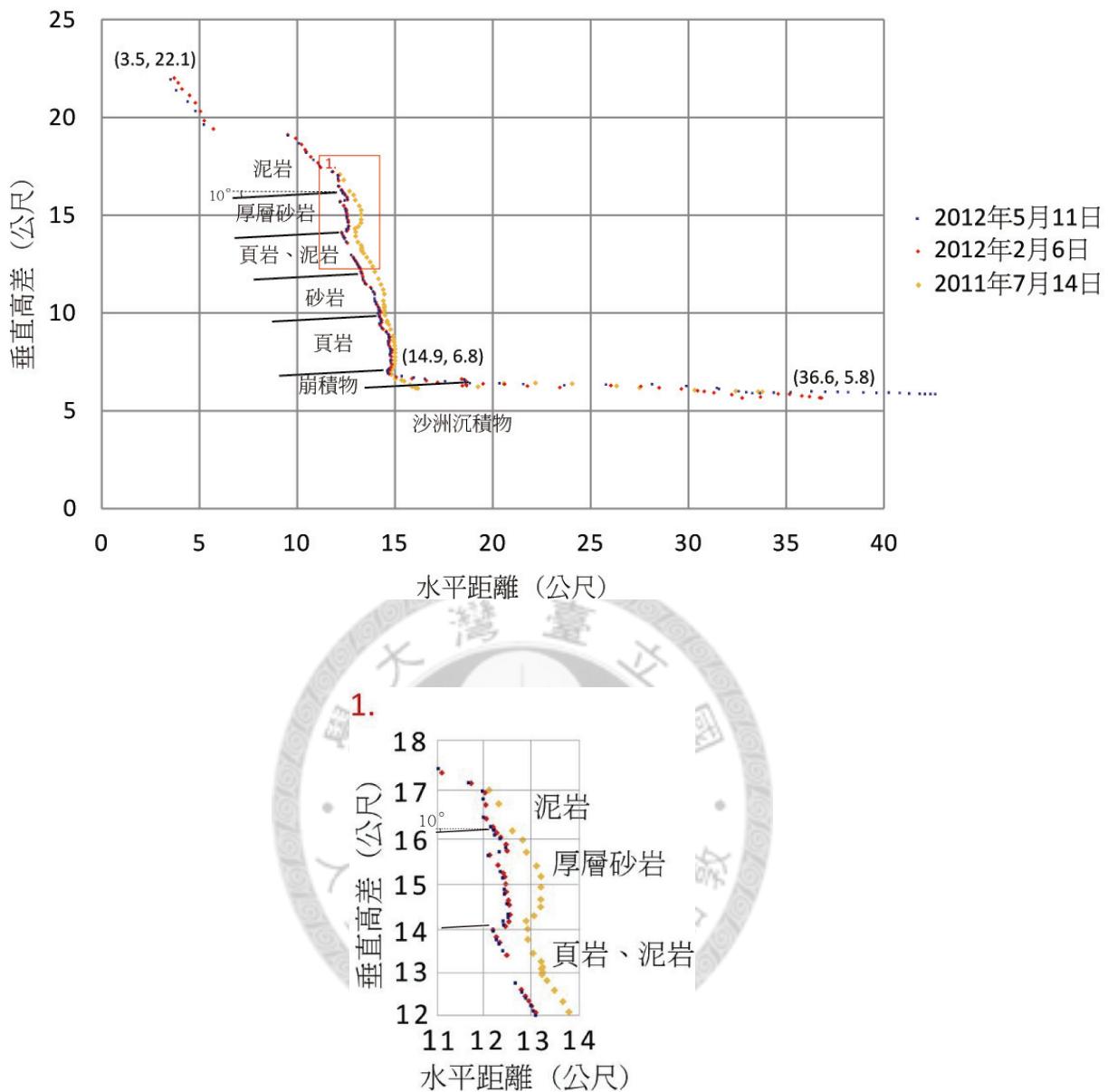


圖 5-27 L03001 測線剖面圖

圖 5-28 為 L04001 測線的剖面圖，測量時間包括 2011 年 7 月 14 日、2012 年 2 月 6 日與 5 月 11 日。本測線的位置與上一條測線相近，因此剖面的型態亦相似，組成岩性也相同。本邊坡平均坡度約為 75.9 度，崖錐至沙洲的坡度則為 4.6 度，兩者同樣沒有明顯的差別。

經過前兩次測量，可看出坡頂的位置，同樣侵蝕作用較強，坡頂高度最多下降約 0.81 公尺，平均約 0.61 公尺。坡頂較易受侵蝕的原因是因本邊坡最上層為泥

岩層，岩性較脆弱、坡度較緩，因此在受到雨水直接衝擊後，較容易剝落，產生沖蝕現象。崩落物質堆積在坡腳，造成崖錐高度增加與接近坡腳處的沙洲高度增加。從前兩期照片的比較，可看出第二次測量時崖錐增加的堆積物主要為細顆粒物質，因此應為自坡頂崩落的泥岩物質，邊坡其他位置並沒有明顯變動。厚層砂岩的位置在第二、三次測量時因為植被的覆蓋，缺乏測量資料。就沙洲的部分而言，沙洲面積在第二次測量時範圍大幅增加，從剖面圖可看出沙洲範圍往外延伸約 23 公尺，但由於河水水面僅降低數十公分，且後來延伸的沙洲最高點亦高於第一次測量時的水面高度，因此推測主要為堆積量增加所致。

第二、三次測量時，坡頂同樣出現侵蝕現象，但規模相對前兩次小很多，最多約僅下蝕 0.18 公尺，平均約 0.13 公尺；邊坡其他位置則沒有明顯變化。沙洲的部分，範圍往邊坡方向後退 9.7 公尺，但高度變化不明顯，顯示後兩次測量時，沙洲範圍的變化主要應為水位變化所致：第三次測量時，水位高度較第二次測量約上升 0.3 公尺。就沙洲高度而言，接近坡腳的部分高度增加，遠離坡腳的部分高度則下降，與前兩次測量結果相同，但變化量較小。

從坡腳的放大圖來看，第一、二期的測量之間，坡腳有明顯的侵蝕現象，砂岩層最大侵蝕距離約達 0.37 公尺；下方的頁岩層也有類似的後退距離。第二、三期的變化量較小，砂岩與頁岩的侵蝕距離最多約 0.17 公尺，平均 0.07 公尺，顯示與岩性沒有明顯關聯。雖然坡腳有明顯的變動量，但並不容易從照片中辨識出來。

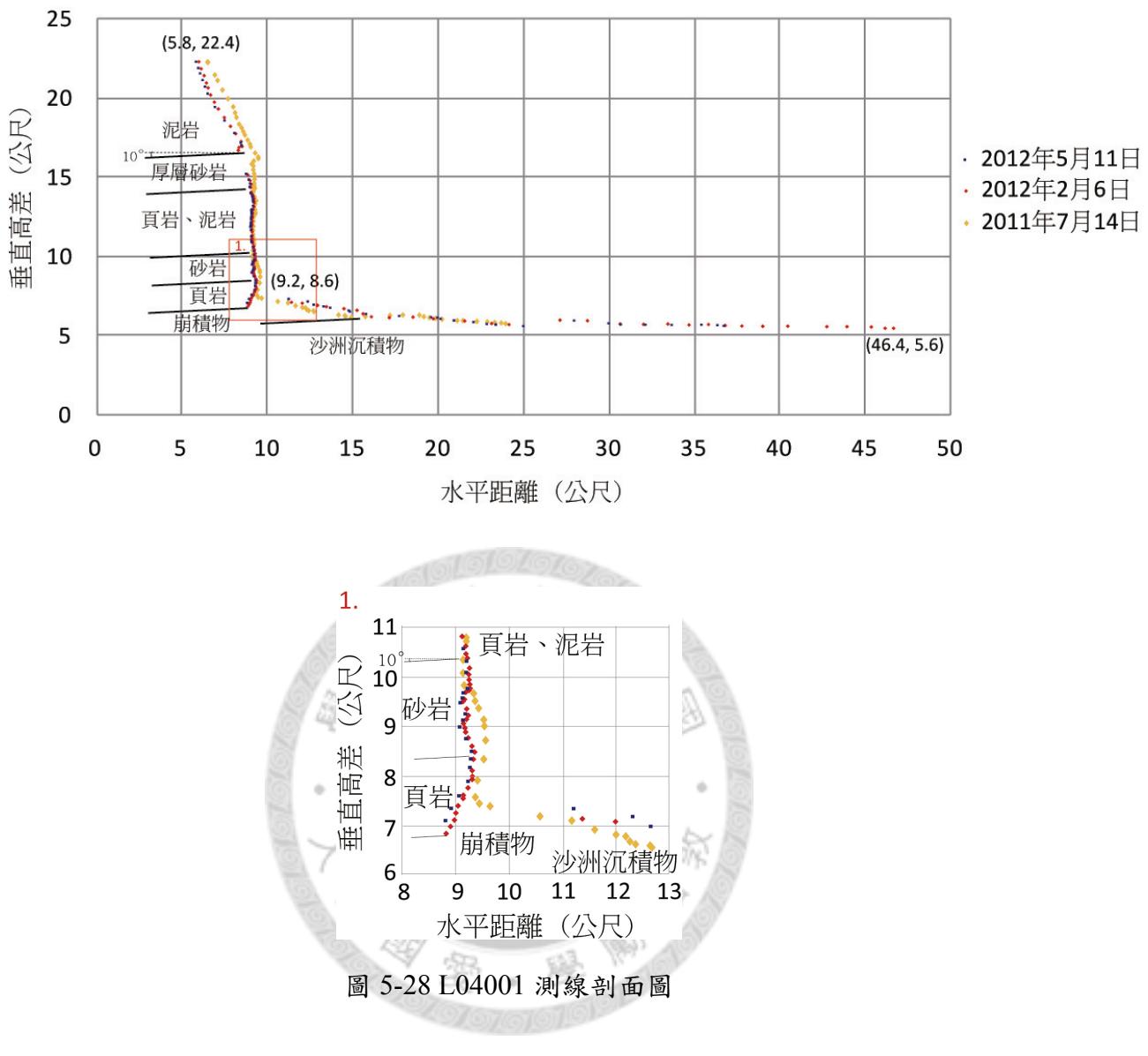


圖 5-28 L04001 測線剖面圖

圖 5-29 為 L05001 測線的剖面圖，測量時間包括 2011 年 8 月 2 日、2012 年 2 月 6 日與 5 月 11 日。雖然本測線與上述兩條測線同樣位於河川的攻擊坡，但本測線較接近河水流心直接衝擊的位置，因此缺乏沙洲的堆積。組成岩性相似，以泥岩、頁岩與砂岩為主，不過坡頂的岩性為層狀的頁岩，與上兩條測線的塊狀泥岩不同。本邊坡的平均坡度為 78.5 度，是所有測線中最陡峭者。

經過三次測量後，發現邊坡形貌沒有明顯變化，前兩次測量中，坡腳的頁岩層受到河水侵蝕作用而有後退的情形，最大約後移 0.57 公尺，平均約 0.39 公尺。邊坡中段的部分，在第二次測量變得較為崎嶇，顯示小規模的侵蝕、堆積現象，

但並不明顯，平均變動約 0.03 公尺。本邊坡變遷型態與上兩條測線不同，可能是因坡頂以頁岩為主，且有較多植被覆蓋，因此雨水的沖蝕能力較弱；另外坡腳接近河水水流心、缺乏沙洲保護，並以頁岩層為主，因此受到的侵蝕作用較強烈。其實從照片的比較，可看出本測線右側的厚層砂岩，於第二次測量時有明顯的崩落現象，只因本測線剛好未通過該位置，因此無法測得以了解後退距離，較為可惜。至於第二、三次測量，邊坡形貌都沒有明顯變化，包括坡腳的位置，僅呈現出水位增加 0.3 公尺的狀況。

針對本邊坡不同岩性的位置將剖面圖放大呈現，可以看出圖 1 的砂岩層中，在一、二期的測量之間呈現堆積的現象，二、三期則沒有明顯的變化。圖 2 顯示一、二期測量間，泥岩層上方與砂岩層的交界處有侵蝕現象，最大後退距離約 0.2 公尺；泥岩層中段同樣有約 0.25 公尺的侵蝕距離；泥岩層下方坡度較平緩處，則有約 0.3 公尺的堆積高度，應是從上方崩落的物質堆積而成，顯示侵蝕作用與堆積作用受到坡度影響。至於二、三期之間則沒有明顯的邊坡變動，只有泥岩層下方略有堆積現象。至於坡腳處的頁岩層變遷情形則如放大圖圖 3 所示，本岩層同樣在一、二期之間有明顯的侵蝕現象，最大侵蝕距離約 0.57 公尺，平均約 0.39 公尺；二、三期之間則無明顯變化，僅頁岩層上方的砂岩層在坡度平緩處有些微堆積現象。

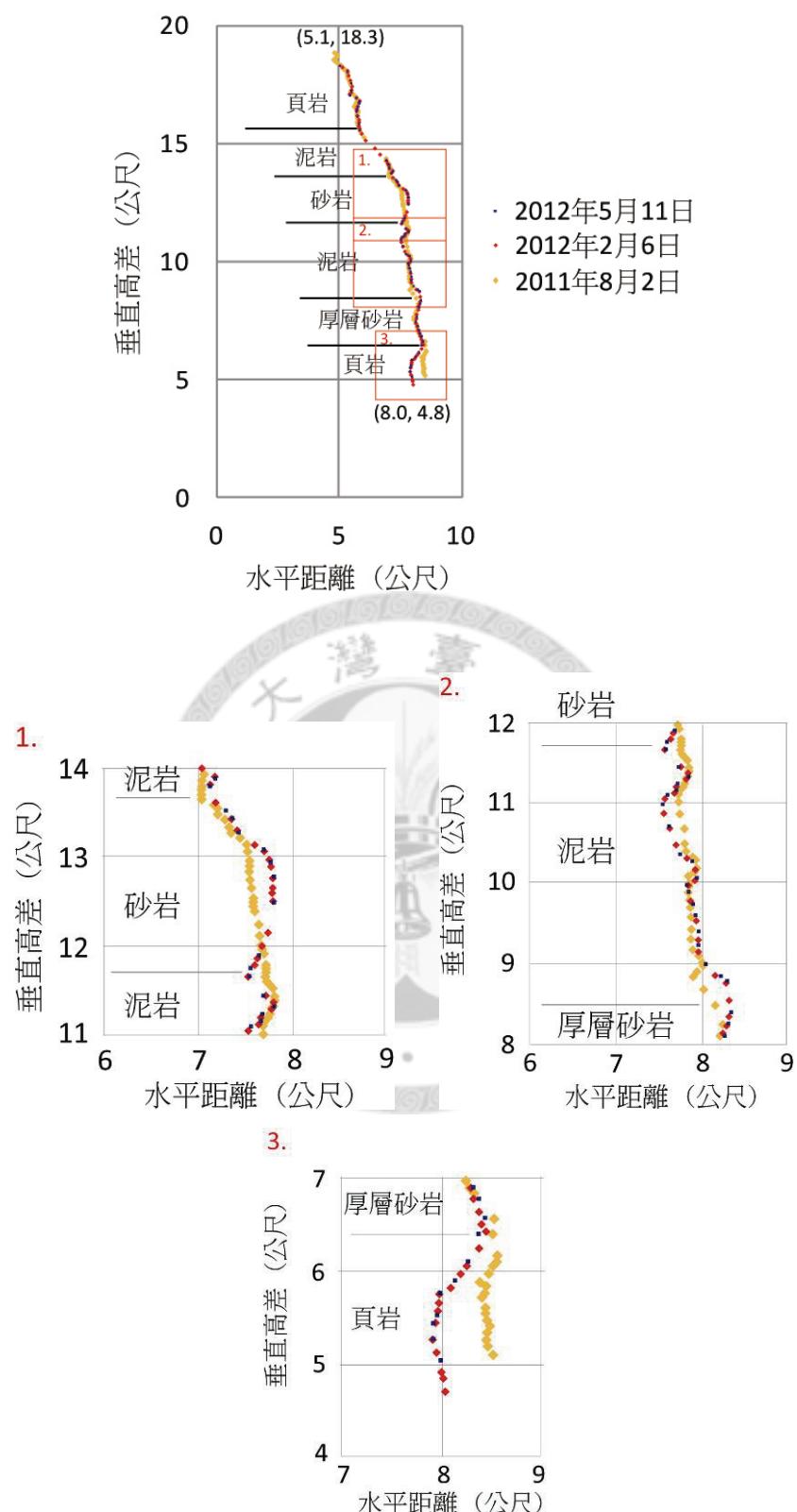


圖 5-29 L05001 測線剖面圖

圖 5-30 為 L06001 測線的剖面圖，測量時間包括 2011 年 8 月 2 日、2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日。本測線距離上述三條測線較遠，但同樣屬於河川的攻擊坡；組成岩性主要為砂、頁岩互層，並有少數砂岩與頁岩層。邊坡平均坡度為 50.4 度，上邊坡約 27.4 度，下邊坡約 81.9 度，兩者差異明顯。雖然砂岩層的坡度仍然較大，但與頁岩層的差異並不明顯。

經過三次測量後，發現邊坡形貌沒有明顯變化，前兩次測量顯示坡頂處略有侵蝕與堆積的現象，垂直高度的變化量各約 0.6 與 0.8 公尺，岩石從坡頂的砂頁岩互層與砂岩層崩落，並在下方的砂頁岩互層處堆積。不過砂岩層在後兩次測量時都被植被覆蓋，因此缺乏資料，難以判斷邊坡後退的距離。另外，從照片比較中可以看出邊坡中段的頁岩夾薄層砂岩層中，有出現小規模岩石崩落的現象，這在剖面圖中亦可看出，只是規模不大，邊坡最多後退約 0.35 公尺，平均 0.13 公尺。前兩次測量，於坡腳部分有出現侵蝕現象，但規模很小，最多約僅 0.16 公尺，應為河水侵蝕造成。至於第三次測量結果與第二次比較，沒有明顯差異。

將剖面圖中頁岩夾薄層砂岩的位置放大呈現如圖 1，可以看出主要為上述一、二期之間的變化，後退距離最多約 0.35 公尺；二、三期間的變化量相對小很多，但在本岩層下方因砂岩層突出的影響，造成小規模的堆積現象，邊坡向前的堆積量約 0.1 公尺。至於坡腳測線的放大圖如圖 2 所示，一、二期之間，上方的砂岩層因相對突出，約有 0.25 公尺向前的堆積量，下方的頁岩層則受到河水侵蝕，最多約有 0.16 公尺的後退量；至於二、三期之間的變化量相對小，但砂岩層與頁岩層同樣分別有堆積與侵蝕現象，但變化量都小於 0.1 公尺。

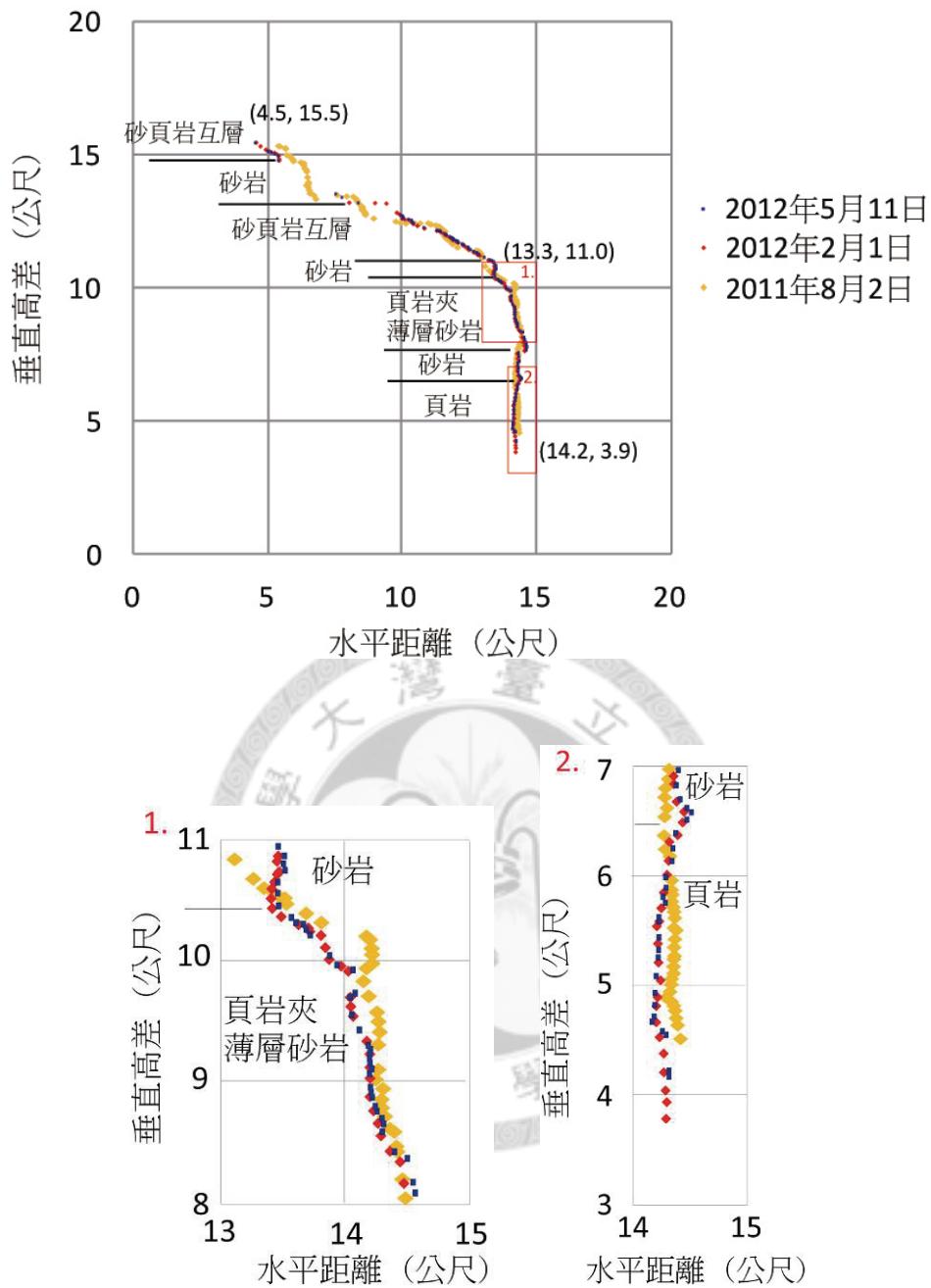


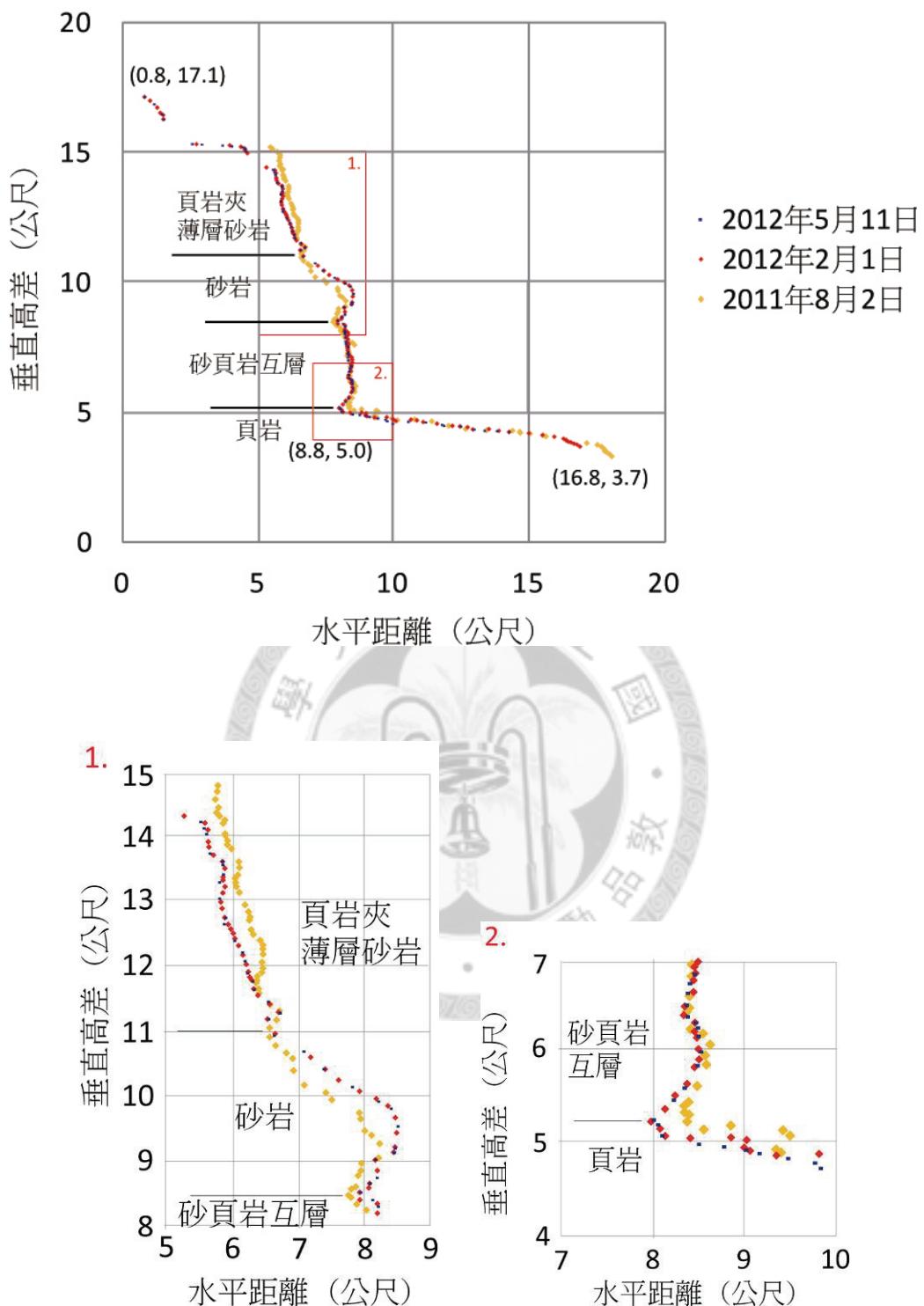
圖 5-30 L06001 測線剖面圖

圖 5-31 為 L07001 測線的剖面圖，測量時間包括 2011 年 8 月 2 日、2012 年 2 月 1 日與 5 月 11 日。本測線在位置上接近上一條測線，不過由於坡向不同，且邊坡下方另有一坡向不同的邊坡，因此邊坡形貌有相當大的差異。本邊坡組成的岩性以砂岩、頁岩與砂、頁岩互層為主，其中砂岩所在位置，邊坡明顯向外突出；

砂頁岩互層的位置，坡度亦較以頁岩為主的位置大。上方邊坡的平均坡度為 34.1 度，下方邊坡屬於順向坡，坡度僅有 4.1 度。

根據前兩次的測量結果，坡頂位置有較明顯的侵蝕現象，後退距離最多達到約 0.77 公尺，平均約 0.37 公尺，應為雨水沖蝕造成；可惜邊坡更上方位置在第一次測量時沒有測得，因此缺乏比較基準。另外，砂岩層則出現堆積作用，邊坡最多向上堆積約 0.51 公尺，平均約 0.25 公尺。不過崩落物質在坡腳的堆積現象，於測量資料中並不明顯，可能崩塌規模小，且測線並未通過掉落的砂岩岩塊，通過的頁岩崩落物質顆粒細小，因此不容易比較出來。最後，本邊坡的坡腳在砂頁岩互層與頁岩層之間，有小規模的侵蝕現象，應為河水侵蝕造成，因為上層岩石突出，雨水無法直接侵蝕，且本岩層的高度與第二次測量時的河水面僅相差 1.3 公尺，因此推測本處為水位上升侵蝕岩層造成邊坡後退。至於第三次的測量結果，邊坡形貌的變化同樣很小，僅在邊坡中段的砂頁岩互層中出現邊坡形貌變平滑的現象，顯示原本突出的岩石被侵蝕而掉落。

將本測線的中段與坡腳處放大呈現，圖 1 顯示一、二期之間，頁岩夾薄層砂岩的位置侵蝕較多，邊坡最多後退約 0.77 公尺，下方砂岩所在位置因相對突出，使坡度減緩，因此有明顯的堆積作用，邊坡最多向上堆積約 0.51 公尺；二、三期之間，則沒有明顯的變化情形。圖 2 則顯示坡腳處的變化，一、二期的變化同樣較多，侵蝕約 0.42 公尺；雖然二、三期的變化較小，但可看出頁岩層原有一堆積的岩塊，在第三期時已被搬運移除，且頁岩層整體都有被侵蝕的現象，應是河水侵蝕造成。



綜合本段對於測量資料的製圖與初步分析，7 條測線所在的邊坡坡度大致介於 15.7 至 78.5 度，而崖錐與沙洲的平均坡度約僅 2.9 至 4.6 度；其中支流兩側的邊坡，平均坡度明顯較主流兩側邊坡小，順向坡的坡度也較斜交坡或崖坡小。主流河道邊坡底部的高度較支流河道低，大約相差 8 公尺。經由現地測量，可以得知河道兩側邊坡的坡頂與當時河水水面之高度差，本研究測得主流河道在河川左岸大約相差 15 公尺，右岸則約 10 公尺，這已超過 Lee *et al.* (2002) 與郭育安 (2008) 提到地震使峽谷兩側抬升 1 至 6 公尺的估計，因此推測峽谷所在位置的東勢背斜與盲斷層造成研究區的抬升高度遠高於東、西翼的斷層抬升高度。

另外，測量不同河道剖面的河水水面高度時，可比較不同位置的水面坡降。經過計算，第二次測量時 L03001 測線的水位在基準線 (X 軸) 上方 5.8 公尺，L04001 測線為 5.6 公尺，L05001 測線為 4.8 公尺，L06001 測線為 3.9 公尺，L07001 測線為 3.7 公尺。因此從 L03001 至 L07001 測線，水面高度降低了 2.1 公尺。將上述測線彼此間的直線距離相加，約為 116.2 公尺，因此水面坡降約為 1.8%。

由於自 2011 年 7 月 14 日至 2012 年 5 月 11 日，研究區缺乏大規模降雨事件，因此河道兩側邊坡的侵蝕規模並不很大，也因為缺乏大規模流量事件，且邊坡坡頂又以泥岩為主，岩性脆弱，因此研究期間坡頂受到雨水沖蝕的現象比坡腳受到河水侵蝕的現象明顯。各個測線所在邊坡於三次測量之間的變化整理如表 5-1 與 5-2 所示。第一、二次測量間，邊坡坡頂最多後退 0.28 至 0.81 公尺之間，但 L01001、L03001 與 L05001 測線的邊坡頂部沒有明顯變化；第二、三次測量間，只有 L01001、L03001 與 L04001 測線的邊坡頂部後退，最多後退約 0.1 至 0.3 公尺，其餘測線沒有明顯變化。邊坡中段的部分，第一、二次測量間，L03001、L05001、L06001 與 L07001 測線都有侵蝕或堆積的現象，除了 L03001 侵蝕了 0.84 公尺外，其餘的變化量較小，且有兩條測線出現堆積現象；第二、三次測量間，只有 L01001 與 L02001 測線出現變遷，且規模都很小。坡腳的部分，第一、二次測量間，多數測線都有侵蝕現象，只有 L02001 測線出現堆積現象，L03001 則沒有明顯變化，其中侵蝕

量最大的為 L05001，最多後退約 0.57 公尺；第二、三次測量間，同樣只有 L02001 測線出現堆積作用，為邊坡頂部被侵蝕的石塊掉落所致，L01001 與 L04001 測線則呈侵蝕現象。整體而言，第一、二次測量之間的變化較後兩次測量之間的變化大。另外根據邊坡變遷的分析，邊坡頂部因為直接受到雨水侵蝕，且岩層多屬於泥岩與頁岩，因此侵蝕量較大；坡腳若位處於河水直接攻擊的位置，因岩性同樣以泥岩與頁岩為主，因此侵蝕量同樣大，但若非位在河水直接攻擊的位置，則變化量並沒有明顯突出。不過因為研究區的坡頂與坡腳都以泥岩、頁岩為主，故無法得知若為砂岩層，其變遷特性有何差別。至於邊坡中段變化量較小，且岩性較複雜，根據不同時期的比較，侵蝕與堆積作用出現的位置大致受到邊坡坡度的影響，坡度較陡處多出現侵蝕作用，較緩處則多出現堆積作用。

表 5-1 各測線所在邊坡於第一、二次測量期間的變化量

測線	坡頂		中段		坡腳	
	最大 變化量	平均 變化量	最大 變化量	平均 變化量	最大 變化量	平均 變化量
L01001	-	-	-	-	侵蝕 0.16	侵蝕 0.12
L02001	侵蝕 0.28	侵蝕 0.17	-	-	堆積 0.10	堆積 0.07
L03001	-	-	侵蝕 0.84	侵蝕 0.55	-	-
L04001	侵蝕 0.81	侵蝕 0.61	-	-	侵蝕 0.37	侵蝕 0.23
L05001	-	-	堆積 0.28*	堆積 0.03*	侵蝕 0.57	侵蝕 0.39
L06001	堆積 0.67*	堆積 0.11*	侵蝕 0.35	侵蝕 0.13	侵蝕 0.16	侵蝕 0.14
L07001	侵蝕 0.77	侵蝕 0.37	堆積 0.51	堆積 0.25	侵蝕 0.42	侵蝕 0.19

註：1. 單位為公尺。

2. *表示堆積與侵蝕作用皆有發生。

3. 表中沒有標示變化的位子，最大變化量小於 0.1 公尺。

4. L01001 與 L02001 測線的測量時間為 2011 年 7 月 14 日與 2012 年 2 月 1 日；

L03001 與 L04001 測線的測量時間為 2011 年 7 月 14 日與 2012 年 2 月 6 日；

L05001 測線的測量時間為 2011 年 8 月 2 日與 2012 年 2 月 6 日；

L06001 與 L07001 測線的測量時間為 2011 年 8 月 2 日與 2012 年 2 月 1 日。

表 5-2 各測線所在邊坡於第二、三次測量期間的變化量

測線	坡頂		中段		坡腳	
	最大 變化量	平均 變化量	最大 變化量	平均 變化量	最大 變化量	平均 變化量
L01001	侵蝕 0.10	侵蝕 0.03*	侵蝕 0.10	侵蝕 0.04*	侵蝕 0.11	侵蝕 0.04
L02001	-	-	堆積 0.10	堆積 0.13*	堆積 0.13	堆積 0.06
L03001	侵蝕 0.30	侵蝕 0.18*	-	-	-	-
L04001	侵蝕 0.18	侵蝕 0.13	-	-	侵蝕 0.17	侵蝕 0.07
L05001	-	-	-	-	-	-
L06001	-	-	-	-	-	-
L07001	-	-	-	-	-	-

註：1. 單位為公尺。

2. *表示與第一、二期比較，平均變化量增加。

3. 表中沒有標示變化的位置，最大變化量小於 0.1 公尺。

4. L01001 與 L02001 測線的測量時間為 2012 年 2 月 1 日與 2012 年 5 月 11 日；
 L03001 至 L05001 測線的測量時間為 2011 年 2 月 6 日與 2012 年 5 月 11 日；
 L06001 與 L07001 測線的測量時間為 2011 年 2 月 1 日與 2012 年 5 月 11 日。

本研究觀察與測量各個測線所在邊坡的坡型及岩層傾角，如表 5-3 所示。其中，L01001、L05001、L06001 與 L07001 測線的上部屬於斜交坡，L02001 與 L07001 測線的下部屬於順向坡，L03001 與 L04001 測線則屬於崖坡；岩層傾角不大，都介於 8 至 12 度之間。比較岩層位態與地形變遷之關係，發現只有順向坡的地形變遷與岩層位態較有明顯關係：順向坡的軟硬岩分布及其傾角會影響邊坡坡度，進而影響堆積、侵蝕作用發生的位置。至於崖坡和斜交坡，兩者並無明顯的關聯，且本區的岩層傾角多不大，推測造成的影響有限。崖坡的變遷，在 L04001 測線多只發生在坡頂和坡腳，分別受到雨水和河水侵蝕；L03001 則邊坡整體都有後退，與岩性沒有明顯關聯。至於斜交坡，L01001 測線在雨水、河水會侵蝕到的位置才發生後退，L05001、L06001 與 L07001 測線在砂岩層頂部因為岩性影響，造成堆積作用，頁岩與泥岩層則主要發生侵蝕作用；另外，L05001 的泥岩層中，不同位置的坡度差異也會產生不同的堆積、侵蝕型態。整體而言，順向坡的地形變遷會

受到岩性與傾角影響，崖坡主要受到營力位置影響，斜交坡則受到營力位置、岩性與坡度影響。事實上，岩性、岩層傾角與營力位置都會造成邊坡坡度的改變，進而影響地形變遷特性，因此邊坡坡度是直接影響地形變遷的主要原因，但可能是受到岩性、岩層傾角與營力位置所間接造成。

表 5-3 各測線所在邊坡的坡型與岩層傾角

測線編號	坡型	岩層傾角 (度)
L01001	斜交坡	12
L02001	順向坡	8
L03001	崖坡	10
L04001	崖坡	10
L05001	斜交坡	10
L06001	斜交坡	12
L07001	上方：斜交坡 下方：順向坡	12

至於沙洲的部分，大多呈現接近坡腳處高度增加，遠離坡腳處高度減少現象，顯示許多沙洲沉積物的供應為邊坡崩落的岩塊；只有 L03001 測線於第二、三次測量間呈現接近坡腳處高度不變，遠離坡腳處高度增加的現象。至於沙洲的範圍，L03001 測線第一、二次測量間不變，第二、三次測量間則往外擴張約 5 公尺；L04001 測線第一、二次測量間擴張 23 公尺，第二、三次測量間則後退約 9.7 公尺。兩個測線的距離不遠，但沙洲變化特性不同步，推測與 L04001 測線較接近河水流心攻擊處、L03001 測線較遠離有關。因此，參考前人研究提出的河川地形變遷影響因子 (Burbank *et al.*, 1996; Knighton, 1998; Abam and Omuso, 2000; Safran *et al.*, 2005; Stock *et al.*, 2005; Henck *et al.*, 2011; 齊士崢等, 1998)，影響本區河道地形變遷的因素包括：構造作用、邊坡形貌 (坡度)、岩層位態、岩性、河道型態、植被、水力作用、降雨等，人為活動的影響較小，土壤、土地利用、沉積物搬運與海平面

升降則無明顯關聯。

經由照片與剖線測量的比較得知，測量結果深受所選位置的影響：雖然邊坡上常可明顯看出形貌的變遷，但若測量位置剛好沒有經過該地區，則完全無法比較出差異；相反的，照片雖可看出邊坡整體的變遷情形，卻難以比較泥岩、頁岩層的變遷情形，且無法得知變遷量，因此兩種方法應互相補充。



第四節 河道地形變遷模式

根據上述現地觀察與河道剖面測量結果，本研究歸納出河道邊坡不同坡型與坡度的橫剖面變遷模式，如圖 5-32 至圖 5-35 所示。

圖 5-32 為坡度較陡的崖坡與斜交坡受到雨水沖蝕後的變遷模式。軟硬岩互層的邊坡中，上方若是軟岩（如：頁岩或泥岩），容易受到雨水沖蝕影響，造成明顯的侵蝕現象；硬岩（如：砂岩）雖然本身較不易受到侵蝕，但在崖坡與斜交坡上因為邊坡坡度陡，且硬岩層相對突出，因此下方容易失去支撐而崩落，造成邊坡後退。不過根據研究結果，由於硬岩會相對突出於邊坡，使其上方與軟岩層交界處的坡度減緩，因此坡頂受到雨水沖蝕後掉落的岩屑便會堆積在硬岩層上方。至於坡腳，由於坡度較陡，崩落的岩屑會直接進入河川中，不會產生堆積現象。

圖 5-33 為坡度較緩的崖坡與斜交坡受到雨水沖蝕後的變遷模式。坡度較緩的崖坡與斜交坡在坡頂與邊坡中段的變遷型態與上述情形相同，但在坡腳處，若沒有受到河水直接攻擊，則會因坡度較緩，使從上方崩落的岩屑能堆積於坡腳，形成崖錐。不過本研究屬於斜交坡的測線，除了 L01001 沒有較大規模的變化外，其他的坡度皆較陡，且都有受到河水直接的攻擊，因此沒有觀察到崖錐堆積的現象。

若河道兩側的崖坡與斜交坡同時受到雨水沖蝕與河水的直接侵蝕，則橫剖面變遷會呈現圖 5-34 的特性。其中，坡頂與邊坡中段的變遷型態與上述情形相同，但由於邊坡底部受到河水侵蝕，因此岩層會因著侵蝕作用後退；若是軟岩，後退現象會更加明顯，如 L04001 與 L05001 測線的情形。

至於順向坡的邊坡變遷情形則如圖 5-35 所示。由於順向坡的坡度較緩，硬岩層較不會因為下方失去支撐而崩落，因此侵蝕作用主要出現在坡頂受到雨水沖蝕處，堆積作用則出現在硬岩層與軟岩層的交界處，因為該位置的坡度快速減緩，使從坡頂掉落的岩屑能堆積於此。可惜本研究主要的順向坡測線—L02001 位在支流河道，水量較少，河水侵蝕作用較弱，因此研究期間沒有觀察到順向坡底部受

到河水侵蝕後的變遷型態。

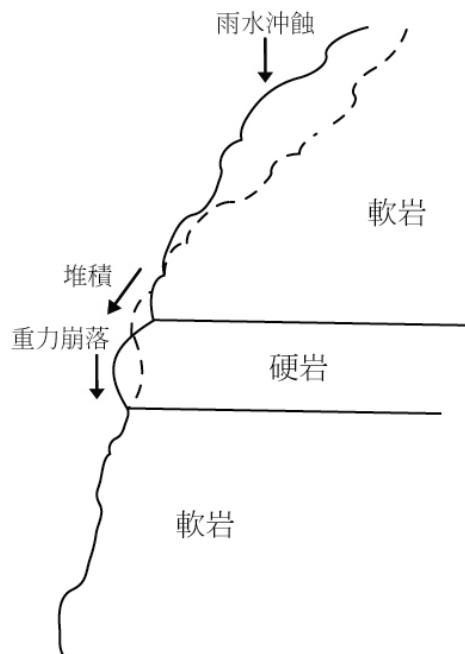


圖 5-32 河道兩側坡度較陡的崖坡與斜交坡，受到雨水沖蝕後的橫剖面變遷模式

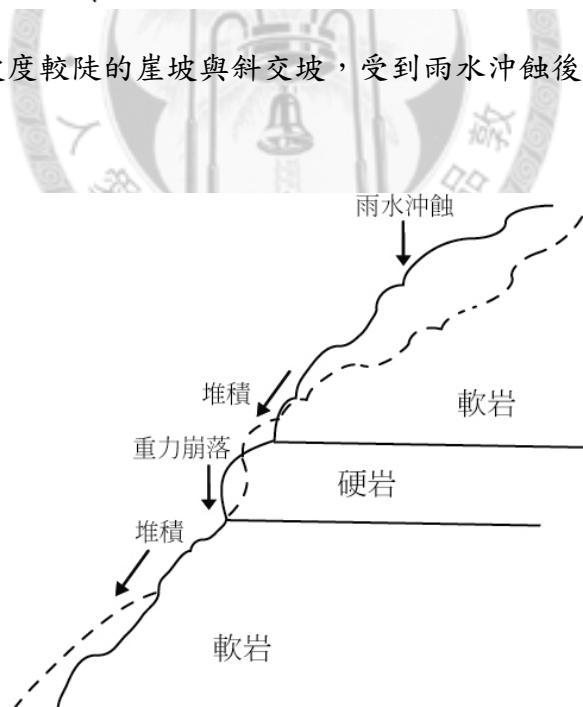


圖 5-33 河道兩側坡度較緩的崖坡與斜交坡，受到雨水沖蝕後的橫剖面變遷模式

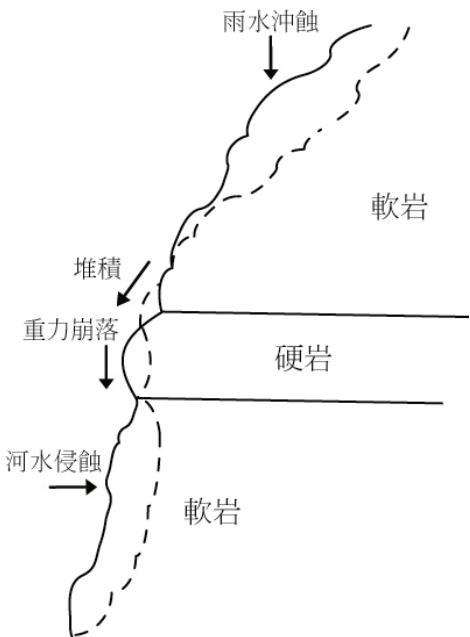


圖 5-34 河道兩側的崖坡與斜交坡，受到雨水沖蝕與河水侵蝕後的橫剖面變遷模式

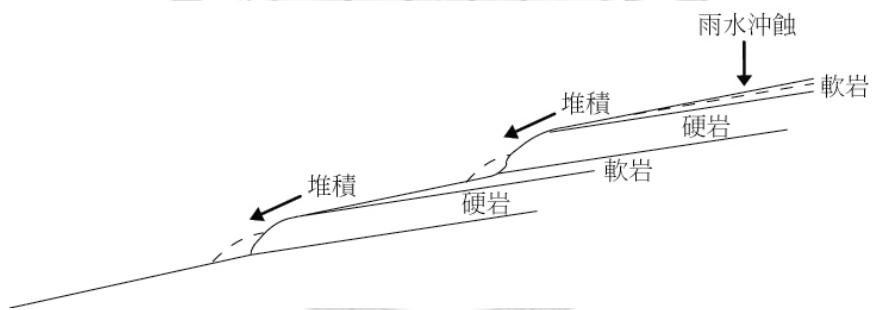


圖 5-35 河道兩側的順向坡，受到雨水沖蝕後的橫剖面變遷模式

第六章 結論與建議

第一節 結論

大安溪峽谷位在苗栗卓蘭與臺中東勢之間，為 1999 年九二一地震後構造抬升與河流回春作用下切產生的峽谷地形。峽谷最晚於 2007 年形成，長約 1 公里，寬約 500 公尺。由於河川系統的變遷相當複雜，過去對於短時間的構造抬升與河川侵蝕作用之了解十分有限，本區又有環境監測、管理的必要，因此本研究整理了氣象、水文資料，並透過分析航空照片、現地觀察與河道橫剖面量測等方法，了解大安溪峽谷的河川地形變遷特性，並建立河川橫剖面的變遷模式。

本研究主要以雙崎氣象站做為氣象資料的來源。本區年均溫為 20.5°C，年雨量為 2,675.0 公釐，主要集中在 6 至 8 月間。從 2004 年至 2009 年，每年皆有 2 至 4 個 24 小時累積雨量大於 200 公釐的降雨事件，但 2009 年之後的大規模降雨事件較少。另外，以義里水位流量站做為水文資料的來源，該水位流量站的平均水位為 191.6 公尺，平均流量 30.29 立方公尺/秒，每日平均輸沙量為 27,616.2 公噸，但流量與輸沙量的變異大。另外，九二一地震對於本區流量與含沙量的關係產生了顯著的影響，兩者間的關係變得不明顯，顯示河川系統產生變遷。

藉由分析歷年航空照片、現地拍攝的照片與河道橫剖面量測，了解大尺度與小尺度的河川地形變遷特性。就航空照片分析而言，以林務局農林航空測量所拍攝的航空照片及 Arc GIS 軟體數化 1998 年、2003 年與 2007 年的航空照片，另外並取得 2008 年的直升機空拍照片。地震造成的斷層抬升使河川流路受到阻擋，進而造成河道寬度增加，從大約 40 公尺增加至 100 公尺以上；接著河川最早從 2003 年開始下切，最晚於 2007 年形成峽谷地形，河道寬度也減少至大約 10 到 30 公尺之間。2007 年與 2008 年間，河道側蝕、下蝕與搬運作用仍然劇烈，支流河道因為下蝕速率較慢而乾涸、減少；但 2008 年後變化速率則大幅縮小。至於峽谷上、下游的河道型態，在地震前後的變化並不大。

就現地拍攝的照片而言，2011年7月至2012年5月間由於降雨事件規模不大，河道兩側邊坡的變遷規模皆不大。邊坡變遷的引發機制皆相似：受到河水侵蝕與雨水沖蝕作用影響，砂、頁岩互層產生的差異侵蝕作用，使邊坡的砂岩層常突出於上、下方的頁岩層之外，最後因為失去支撐而隨重力作用崩落，連帶使得上、下方的頁岩層更容易崩落。不過沙洲因為組成顆粒細小，較邊坡有明顯的體積變動。由於頁岩的顆粒細小，除非崩落後在坡腳形成崖錐，否則不容易從邊坡上直接判釋出來。

就河道橫剖面測量而言，本研究於2011年7月14日、8月2日，以及2012年2月1日、2月6日與2012年5月11日，分別針對主支流河道共7個位置以TCRA 1201+全測站儀進行測量，每條測線各有3期資料。測量後發現邊坡坡度介於15.7至78.5度，崖錐與沙洲的平均坡度約為2.9至4.6度，其中主流河道的邊坡坡頂與當時河水水面之高度差，在河川左岸約為15公尺，右岸則約10公尺，而主流河道平均水面坡降約為1.8%。由測量結果得知峽谷中段的地震抬升高度高於東、西側的斷層抬升高度，推測是東勢背斜與盲斷層的抬升所造成。

根據河道橫剖面的變遷分析，邊坡頂部因為直接受到雨水侵蝕，且岩層多屬於泥岩與頁岩，因此侵蝕量較大，測量期間的最大平均侵蝕量可達0.74公尺；坡腳若位處於河水直接攻擊的位置，因岩性同樣以泥岩與頁岩為主，侵蝕量同樣大，測量期間的平均侵蝕量最多可達到0.39公尺，但若非位在河水直接攻擊的位置，則變化量沒有明顯突出，平均侵蝕量僅約0.1至0.2公尺之間。邊坡中段變化量差異大，侵蝕與堆積作用出現的位置大致受到邊坡坡度的影響，坡度較陡處多出現侵蝕作用，測量期間的平均侵蝕量最多可達到0.55公尺，較緩處則多出現堆積作用，平均堆積量最多可達到0.25公尺。比較岩層位態與地形變遷之關係，發現只有順向坡的地形變遷與岩層位態較有關連，崖坡和斜交坡則主要受到營力位置、岩性與邊坡坡度影響，其中，坡度是直接影響變遷特性的主要原因，但可能間接受到岩性、岩層傾角與營力位置所影響。沙洲的部分，大多呈現接近坡腳處高度

增加，遠離坡腳處高度減少現象，顯示許多沙洲沉積物的供應為邊坡崩落的岩塊，另外，沙洲高度與面積的變化不同步，視河水與邊坡堆積與侵蝕作用之變化而定。影響本區河道地形變遷的因素包括：構造作用、邊坡形貌（坡度）、岩層位態、岩性、河道型態、植被、水力作用與降雨等，人為活動的影響較小。

本研究最後根據研究區的現地觀察與測量分析結果，建立4種河道邊坡的變遷模式，以坡型、坡度、河水侵蝕與否做為分類因子，這可做為未來河道地形變遷研究的參考。



第二節 後續研究建議

雖然本研究已透過歷年航空照片、現地拍攝的照片與現地量測，分析長、短時間尺度中的河川地形變遷，但仍有許多疑問與更深入的分析有待進行，例如：

1. 本研究共取得 1998 年、2003 年與 2007 年農航所的航空照片，以及 2008 年的空拍照片，但從各期航照的比較中，可以看出各期之間的變異相當大，但中間變化的過程卻不易只以 3、4 期的航照進行推論，因此若欲更詳細的檢視河道變遷的過程，勢必要取得更多期的航照進行分析。另外，單從航照也無法了解河道的高程變動情形，因此未來若能取得不同年代的高精度數值地形模型 (Digital Terrain Model, DTM)，分析河道縱剖面的高程變化，將有助於了解大尺度河川地形變遷的過程。
2. 從上述長時間尺度的航照分析，難以推測各期降雨、流量事件對河川地形的影響，而研究期間又缺乏大規模降雨、流量事件，且許多資料並不完整也並未鄰近研究區。因此若能自行於架設氣象、水文測站，並取得更多期、更長期的資料，將有助於推測不同規模的降雨、流量事件如何對河道平面與剖面的形態造成影響。
3. 若欲透過計算水力作用，驗證河水剪應力對河床、河道邊坡變遷的影響，需要取得河川橫剖面、河床物質粒徑與推移質供應量、岩石強度等參數值；若欲分析短時期高精度的河川縱剖面變遷特性，同樣需要河水面以下的地形數據，但由於這些數據的取得較困難，畢竟全測站儀無法直接測得水面下的地形數據，故本研究尚未取得這些參數值。後續研究或許需要以聲納、岩石強度分析等方法，進一步了解水力作用對河道地形變遷的影響。
4. 本研究根據不同時期的河道橫剖面測量結果，推測影響河川地形變遷的主要因子包括：構造作用、邊坡形貌、河道型態、植被、水力作用與降雨等，但尚未分析不同因子間的相對重要性。後續研究可就本區的河川地形變遷影響

因子進行權重、參數化分析。



引用文獻

- DBAR大氣研究資料庫，中央氣象局測站資料，<http://dbar.ttfri.narl.org.tw> [2012.6.7]
- 交通部中央氣象局，颱風資料庫，<http://rdc28.cwb.gov.tw/data.php> [2011.9.15]
- 交通部中央氣象局，氣候統計，
<http://www.cwb.gov.tw/V7/climate/dailyPrecipitation/dP.htm> [2012.6.7]
- 王凱弘（2005）濁口溪流域至林邊溪流域河階地與地形演育之研究，國立高雄師範大學地理學系研究所碩士論文，2。
- 王鑫（1986）地形學，臺北：聯經，143-179。
- 李錦發（2000）五萬分之一臺灣地質圖（18）：東勢，臺北：經濟部中央地質調查所，8、42-77。
- 余嘉凌（2004）吊神山地區水文與地質特性之相關性研究，國立中央大學應用地質研究所碩士論文，36-84。
- 林朝棨（1957）臺灣地形，臺北：臺灣省文獻委員會，63-67。
- 林銘照（2004）集集921地震前後大安溪河川輸砂特性探討，臺南師範學院自然科學教育學系碩士班碩士論文，83-99。
- 莊文星（2009）中臺灣河川新地貌（一）大安溪峽谷，國立自然科學博物館館訊，258: 1-9。
- 郭育安（2008）大安溪峽谷與九二一大地震之關係！，地質，27 (1): 52-53。
- 張石角（1993）山坡地調查規劃、評估及其崩塌預測與治理（初稿），行政院農業委員會專題研究，33-63。
- 張祖達（2012）礫石邊坡地形變遷特性之研究—以地面三維雷射掃描儀為例，國立臺灣大學地理環境資源研究所碩士論文，21-23。
- 鄒豹君（1976）小地形學，臺北：臺灣開明書店，65-120。
- 經濟部水利署地理資訊倉儲中心，水文年報歷年電子書，

<http://gweb.wra.gov.tw/wrhygis> [2011.10.2]

齊士崢、宋國城、陳邦禮、謝孟龍、蔡衡、傅炯貴 (1998) 蘭陽溪上游沖積扇的地
形演育，環境與世界，2: 137-150。

鄧天德 (1975) 大安溪流域之地理研究，中國文化學院地學研究所研究報告，2:
95-127。

鄭文昕、何信昌 (2008) 2008全臺最夯地質露頭part 1—大安溪「峽谷」地質現象全
記錄，地質，27 (1): 44-51。

賴憶菁 (2009) 利用河道形貌分析構造的相對活動性：以大安溪流域為例，國立臺
灣大學地質科學研究所碩士論文，37-52。

謝孟龍 (2005) 台灣山區五條河流現今岩盤下切速率的監測，行政院國家科學委員
會專題研究計畫成果報告，7-23。

謝孟龍 (2007) 立霧溪岩盤下切速率的監測 (2/2) 研究成果報告 (完整版)，行政院
國家科學委員會專題研究計畫成果報告，7-13。

Abam, T. K. S. and Omuso, W. O. (2000) On river cross-sectional change in the Niger
Delta, *Geomorphology*, 34: 111-126.

Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R. and
Duncan, C. (1996) Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the
northwestern Himalayas, *Nature*, 379 (8): 505-510.

Carlson, M. (1998) Knickpoint migration and tufa accretion in five South River
tributaries, Central Virginia, *Eleventh Keck Research Symposium in Geology*
Proceedings: Amherst College, Amherst, MA, 226-229.

Cooke, R. U. and Doornkamp, J. C. (1990) *Geomorphology in Environmental
Management*, New York: Oxford University Press, 64, 141-200.

Florsheim, J. (2007) Fluvial and Geomorphological Processes, *California Watershed
Assessment Manual Volume II*, 1-36.

- Henck, A. C., Huntington, K. W., Stone, J. O., Montgomery, D. R. and Hallet, B. (2011) Spatial controls on erosion in the Three Rivers Region, southeastern Tibet and southwestern China, *Earth and Planetary Science Letters*, 303: 71-83.
- Johnson, J. P. L., Whipple, K. X. and Sklar, L. S. (2010) Contrasting bedrock incision rates from snowmelt and flash floods in the Henry Mountains, Utah, *Bulletin of the Geological Society of America*, 122 (9/10): 1600-1615.
- Kennedy, B. A. (1997) Classics in physical geography revisited, *Progress in Physical Geography*, 21 (3): 419-423.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*, London: Hodder Education, 65-260.
- Lee, J. C., Chu, H. T., Angelier, J., Chan, Y. C., Hu, J. C., Lu, C. Y. and Rau, R. J. (2002) Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures, *Journal of Structural Geology*, 24: 173-192.
- Leica (2009) *Leica TPS1200+ Series High performance Total station*, Heerbrugg, Switzerland: Leica Geosystems AG, 2-10.
- Ouimet, W., Whipple, K., Royden, L., Reiners, P., Hodges, K. and Pringle, M. (2010) Regional incision of the eastern margin of the Tibetan Plateau, *Lithosphere*, 2 (1): 50-63.
- Patton, P. C. (1988) *Flood Geomorphology*, New York: John Wiley & Sons, 51-64.
- Phillips, J. D. (1991) Multiple modes of adjustment in unstable river channel cross-sections, *Journal of Hydrology*, 123: 39-49.
- Richard, J. C., Stanley, A. S. and David, E. S. (1985) *Geomorphology*, New York: Methuen & Co., 278-315.
- Safran, E. B., Bierman, P. R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K. X. and Caffee, M. (2005)

Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (8): 1007-1024.

Schaller, M., Hovius, N., Willett, S. D., Ivy-Ochs, S., Synal, H. A. and Chen, M. C. (2005) Fluvial bedrock incision in the active mountain belt of Taiwan from in situ-produced cosmogenic nuclides, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 955-971.

Schumm, S. A. and Lichy, R. W. (1965) Time space and causality in geomorphology, *American Journal of Science*, 263: 110-119.

Stock, J. D., Montgomery, D. R., Collins, B. D., Dietrich, W. E. and Sklar, L. (2005) Field measurements of incision rates following bedrock exposure: Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows, *Geological Society of America Bulletin*, 117 (1): 174-194.

Thomas, D. S. G. and Allison, R. J. (1993) *Landscape Sensitivity*, West Sussex: John Wiley and Sons, 15-30.

Whipple, K. X. and Tucker, G. E. (1999) Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B8): 17,661-17,674.

Wilson, I. G. (1973) Equilibrium cross-section of meandering and braided rivers, *Nature*, 241: 393-394.

附錄 大安溪峽谷各期航空照片



圖片來源：陶林數值測量工程有限公司。

附圖 1 1998 年航空照片



圖片來源：陶林數值測量工程有限公司。

附圖 2 2003 年航空照片



圖片來源：陶林數值測量工程有限公司。

附圖 3 2007 年航空照片