

行政院國家科學委員會補助專題研究計畫 期中進度報告
成果報告

岩質河床沖蝕特性及其對邊坡及河道穩定的影響

-子計畫五

以空載光達數值高程模型進行流域地形測計探討(3/3)

計畫類別：個別型計畫 整合型計畫

計畫編號：NSC-982221E009152MY3

執行期間：98年8月1日至101年7月31日

計畫主持人：史天元教授 國立交通大學土木工程學系

共同主持人：

計畫參與人員：吳俊毅、紀凱程、陳雅信、鄒芳諭、林暉尊、曾沐崧、賴柏溶

成果報告類型(依經費核定清單規定繳交)：精簡報告 完整報告

處理方式：除產學合作研究計畫、提升產業技術及人才培育研究

計畫、列管計畫及下列情形者外，得立即公開查詢

涉及專利或其他智慧財產權，一年二年後可公開查詢

執行單位：交通大學土木工程學系

中華民國 101 年 7 月 30 日

摘要

台灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊交界，因板塊擠壓使地體上升率大、風化侵蝕作用盛行及地層脆弱引致河床下切快速，造成地形地貌的變遷迅速。河床沖蝕或下切可能造成河道兩側邊坡的破壞(以中上游為甚)，因此進行河川沖刷之研究，了解河川沖刷變化情況，分析坡地災害受河川沖刷之影響進行探討。研究內容分為兩大重點，一為地體抬升率之探討，就台灣地區地體抬升相關文獻收集與研析，包括 GPS 資料和水準測量資料。一為河道沖蝕之研究，利用研究材料(航照、數值地形模型)針對濁水溪中上游及八掌溪中上游研究區進行長期(歷年來)及短期事件(颱風前後)變遷監測，探討河道沖淤量及河相改變調查。除平面二維的河相改變之調查，並以數值地形模型以及實際河川斷面量測資料，了解崩塌地及河相改變之三維關係。研究成果顯示，台灣水平速度場之速度量值由台灣東南部約 88mm/yr 向西北方向逐漸遞減至台灣西北部沿海地區的近乎無變形，且其方位角之變化呈現一扇形分佈。台灣垂直速度場，中部在濁水溪沿海兩側有明顯沉陷地區，沉陷值約 40-110mm/yr，中南部山麓地區也有較明顯抬升值約 20-40mm/yr，南部沿海地區有顯著下陷趨勢，速度值約 40-70mm/yr。

為了探討 921 集集地震後大安溪蘭勢大橋河段三維變化情況，使用具時序性之正射影像計算其水平擺盪量，並以實測剖面資料及多時序數值高程資料進行高程變遷分析，以河道水平擺盪加上高程分析探討研究區在集集地震後之三維河道變遷情況。使用 90 年~98 年共 9 個年度的大安溪大峽谷河段正射影像，以 CC 和 COSI-Corr 兩種方法進行影像位移場計算，獲得河道水平擺盪量。接著利用歷年高程資訊擷取橫剖面探討研究區在集集地震後高程變化情況。最後綜合分析研究區三維變化。研究成果顯示，河道在 94 年以前，擺盪程度年年增加，之後便趨於穩定。高程變化部分，河道地區高程降低，顯示河道侵蝕能力旺盛；河道附近區域約略抬升，顯示地體抬升在此處有進行作用，但在河道區域仍受河川侵蝕作用較劇烈。由此可知，研究區河段歷經集集地震造成地形隆起後，產生新的侵蝕機制，使得河道下切作用旺盛，產生新的地貌。

測高曲線由集水區內各個高度和對應面積所構成，測高曲線積分值為曲線下的面積，表示集水區內演育的過程中地表所剩餘殘土比例。使用 SRTM DEM 與農委會製作之數值地形模型為研究資料，以台灣二十六個中央管轄河流之集水區為研究區域，計算出各流域集水區之測高曲線及測高曲線參數，分析集水區地形演育情況。成果顯示東部與中部的集水區構造活動較明顯。將集水區測高曲線積分值對集水區地形測計參數與幾何型態因子進行相關性分析，地形測計參數與測高曲線積分有正相關，幾何型態因子與測高曲線積分無相關性。由於二十六個流域所計算出之測高曲線積分值偏低，因此嘗試以子集水區計算測高曲線積分，分別以 SRTM 與台灣地區 40 公尺數值地形模型在二十六個流域萃取出子集水區計算測高曲線，利用測高曲線參數分析流域內的演育情形，西部麓山帶、淡水河流域下游、蘭陽河流域下游以及花東縱谷地區受侵蝕程度較大。

Abstract

Taiwan is located in the boundary of two tectonic plates. The uplift caused by the plate collision, and the weathering, erosion, applied to the river channels, made rapid geomorphological changes. This study investigates the changes of river channel topography. Two subjects are identified, the uplift, and the erosion. For the first subject, the GPS and leveling network provide the most fundamental observation. For the second subject, multi-temporal aerial photographs are used for deriving Digital Surface Height. Besides observing changes of planimetric features, the three dimensional change can be derived as well. Based on literature review, the horizontal movement rate of Taiwan relative to Penghu, is 88mm/yr in the south-east area and gradually reduced to zero in the north-west region. Regarding the vertical deformation, there is about 40-110mm/yr subsidence along Zhuo-Shui river. In the middle and south mountain range, there is about 20-40mm/yr uplift. In the coastal region of south, the subsidence rate is about 40-70mm/yr.

Both Cross-Correlation (CC) and COSI-Corr schemes are applied to the orthoimages generated from multi-temporal aerial photographs. The movement of horizontal features are extracted and compared. For Da-Ann river, nine years aerial photograph, from 2001 to 2009, are used. Height analysis is then performed. It is found that from 2001 to 2005, the horizontal movement is increasing every year. It is stabilized after 2005. From height analysis, it is found that the incision of river is severe. This is explained that the Chi-Chi earthquake induced terrain uplift and then the river incision.

Hypsometric curve and integral (HC and HI) provide a method for analyzing the status of the watershed. In this study, the DEM produced in SRTM mission and the DTM produced by the Council of Agriculture, Taiwan, are used. 26 major watersheds of Taiwan are extracted and hypsometric curve and integral are computed. It is found that the river in the east and center area of Taiwan is relatively more active. There is positive correlation between HI and other geomorphological indices. However, the shape of the watershed has no correlation with HI. Because each river has different geomorphological characteristics from the upper and lower parts, sub-watershed of each river is then derived and HI computed. It is shown that the geological setting has large influence to the HI values.

第一章 緒論

台灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊的交界，兩個板塊每年以 8.2 公分速度相互靠近(Yu et al., 1997)。東側由菲律賓海板塊向北沿琉球海溝隱沒到歐亞板塊之下，在歐亞板塊上形成琉球弧溝系統。南側由歐亞板塊向東沿馬尼拉海溝隱沒到菲律賓海板塊之下，在菲律賓海板塊的西緣形成呂宋弧溝系統。東南側為歐亞板塊與菲律賓海板塊之間的碰撞帶，而台灣也就位在這兩個島弧之間的轉接點。致使台灣島常有颱風豪雨、年平均降雨量高的氣候，及山高、坡陡、河流短急、地層構造變化豐富的地形地質條件。又因板塊擠壓使地體上升率大、風化侵蝕作用盛行及地層脆弱引致河床下切快速，造成地形地貌的變遷迅速。河床沖蝕或下切可能造成河道兩側邊坡的破壞(以中上游為甚)、跨河構造物的不穩定及破壞，造成大規模的洪水災害。河川多變化特性引發許多相關問題及災害，如河相變化、崩塌及土石流等。上述原因導致台灣地形變遷迅速且巨烈。

地殼變動指的是大地的內營力(endogenetic agents)，如造山運動與造陸運動。台灣島位於歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊的縫合帶(suture zone)，亦稱為碰撞帶(collision zone)，因此大地應力以近於水平運動為主，為一種造山運動。其造成的影響有二：其一是大地不等量的上升或下降；另一是地層的擠壓與破壞。兩者均影響台灣河系的演育。雖然地殼變動對地形的影響屬極長期(地質時間表以百萬年為單位)且大區域的變動，是否會影響短期數十年且局部的河川變動如侵蝕與堆積作用等是值得瞭解的問題。本計畫就台灣地區西部地體抬升相關文獻收集與研析，包括 GPS 資料和水準測量資料，探討地體抬升率。

一般而言，海平面為河道侵蝕的「最終侵蝕基準面」(Final Base Level)，水壩、防砂壩等為「局部侵蝕基準面」(Local Base Level)。當水壩或防砂壩淤滿後，其上游地區之河川梯度減緩，坡腳侵蝕隨之減緩，可以減緩其上游地區侵蝕速率。局部河床淤積也有短期的相同作用，但是一旦壩址或局部河床淤積受大豪雨破壞後，局部侵蝕基準面受破壞，河川梯度發生變化，因而中上游地區邊坡之坡腳將較易被侵蝕，進而引發山崩。

河道沖蝕包括垂直與水平兩個主要向量：河道沖蝕垂直方向為下切，使河道加深；河道沖蝕水平方向為側蝕，使河道加寬。河道下切為主時，河谷橫切面呈 V 字型；反之，河道側蝕為主時，河谷橫切面呈 U 字型。台灣西部河川中、下游多流經軟弱地層，當地之河川取水設施常伴隨有下游河道沖刷，甚至導致設施結構體破壞的案例。本計畫利用 PIV 技術，使用時序性之正射影像，進行河道水平擺盪之研究，選擇 CC(Cross-Correlation)和 COSI-Corr(Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation)兩種方法，獲得影像之質點位移與速度向量。以大安溪蘭勢大橋上游河段為研究區，收集研究區內多時序航空正射影像，計算河道水平擺盪情況，分析河道側蝕能力之強弱。獲得水平方向之變化後，進行高程部分分析，將研究區三維變化進行深入探討。另外選擇大甲溪中游、濁水

溪中游及八掌溪中上游為研究區，收集研究區內多時序航空照片。航空照片經由空三解算，產製數值地表模型(DSM)，進行長期河道變遷監測，利用多時序 DSM 分析河道沖淤量和河相變化，以區域性地形指標探討河床下切、氣候和板塊抬升相關性，並且將收集之圖資建立分享平台，供其他子計畫參考使用。

本計畫旨在以台灣西部地體抬升率(國內的GPS資料或其他現有成果)，檢核中下游地區的抬升率，並由過去的航空照片以自動匹配方法產製數值高程模型和斷面資料計算八掌溪、大甲溪、濁水溪河道的沖淤量(相對量)、河相變化，最後由區域性的地形指標(坡度、集水面積、面積高度積分和集水區形狀因子)探討其與河床下切、氣候、板塊抬升、地質條件的相關性(區域性觀點)。

1.1 地體抬升

以文獻回顧為主，一方面探討研究區的地殼變動尺度，另一方面檢討是否有局部的差異變動，足以影響局部的河川變動。收集之文獻如表 1，詳述研究區域、使用測量方法及數據時間。

表 1 速度場文獻整理

	區域	測量方法	年份
陳心怡，2006	南部	GPS	1995 to 2005
徐閔儀，2006	北部	GPS	1995 to 2005
中央地質調查所，2006	全臺	GPS	2002 to 2005
楊昆庭，2007	全臺	水準	2003 to 2006
江俊輝，2008	北部	GPS 和水準	GPS: 1995 to 2005 水準：2001 to 2002、2007
邱煥欽，2008	全臺	GPS	
莊舒雲，2008	西南部	GPS	2002 to 2007
黃玉婷，2008	全臺	水準	2001、2006、2007
景國恩等，2008			
中央地質調查所，2009	全臺	GPS 和水準	GPS：1995 to 1999、2002 to 2009 水準：2002 to 2009
中央地質調查所，2010	全臺	GPS 和水準	GPS：1995 to 1999、2002 to 2010 水準：2002 to 2010
Yu et al., 1997	全臺	GPS	1991 to 1995
Yu et al., 2004	全臺	GPS	1993 to 1999
Ching et al., 2007(a)	東部	GPS	2003
Ching et al.,	西南部	GPS	1995 to 2003

2007(b)			
Ching et al., 2011		GPS 和水準	GPS: 2000 to 2009 水準：2000 to 2001、 2002、2005 to 2006、 2007 to 2008

臺灣地區在1997年擬定「國家基本測量控制點建立及應用計畫」，先後完成了「一等級水準網測量工作」以及「一等級二級水準網測量工作」，並於2003年公告臺灣高程基準(Taiwan Vertical Datum 2001, TWVD2001)。鑑於臺灣西南沿海地區地下水過量超抽，造成嚴重的地層下陷情況，臺灣在2005年12月至2006年9月辦理「94年度一等水準網檢測工作」，針對西南沿海高程變動較大的區域進行全面檢測，TWVD2001建立以來，第一次進行較大規模的精密水準測量重測作業。除此之外，2007年4月至2008年5月，臺灣地區再次全面重新檢測全臺的一等水準點高程。

中央地質調查所自1995年起開始於台灣各地區佈設GPS監測網，並以約每年一次的頻率於各測站進行GPS觀測。由於各地區監測網之設置與觀測時間並不一致，故全台灣之GPS速度場主要是由北部地區2002-2007年，中部地區1996-2007年，南部地區1995-2007年，東部地區2004-2007年等觀測成果所組成。

1.2 河道沖蝕

河道沖蝕研究配合子計畫二及子計畫四，子計畫二為軟岩河床沖蝕現象調查，選擇三處適宜河段為監測場址(大甲溪、濁水溪和八掌溪)。子計畫四旨在探討台灣西部麓山帶之河川中上游河相改變及河床沖刷，並進一步針對河床沖刷對邊坡穩定之影響進行研究，目前已選擇六處上游地區監測點位(濁水溪上游三處、八掌溪上游三處)。

確定研究區域後，收集區域內相關研究材料(航照、衛照及數值地表模型)，探討研究區之河流下切與堆積演變過程，分析歷史事件、河流下切與堆積之演變關係及可能影響因素。由於要進行變遷分析，故須收集多時期研究材料進行相互比較分析，探討研究區河道二維及三維變化。本計畫選擇歷年航照，以研究區範圍皆有航照，且航照分布也符合計畫需求之年份，決定4個時期之航空照片。子計畫二為70、80、88和96年，其中濁水溪中游集集攔河堰興建於90年，921大地震後開始蓄水，故70年航空照片不進行收集。另外經濟部水利署中區水資源局(以下簡稱中水局)在濁水溪中游集集堰河段於96-97兩年進行數次航拍計畫，範圍皆符合本計畫使用，故96年可不購買。子計畫四由於屬於上游地區，航照收集較為不易，最後決定為72、80、88和96年，其中3個年份和子計畫二相同(80、88和96年)，購買之航照清單如表2所示，所有航照編號如附錄所列。

表2 本計畫收集航照各年度張數清單

	70年	72年	80年	88年(921後)	96年
大甲溪	8	-	9	8	6
濁水溪	-	8	56	49	39
八掌溪	21	6	62	60	51
總計	29	14	127	117	96

1.3 河道三維變遷

選擇大安溪蘭勢大橋上游河段為研究區，收集研究區內多時序航空正射影像，利用 PIV 技術，計算河道水平擺盪情況，分析河道側蝕能力之強弱。選擇 CC(Cross-Corelation)和 COSI-Corr(Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation)兩種方法，獲得影像之質點位移與速度向量。獲得水平方向之變化後，進行高程部分分析，將研究區三維變化進行深入探討，分析集集地震對研究區之影響，地震發生時造成區域整體抬升，地震後河道侵蝕能力與地體抬升之關係為何。高程變遷納入多時期數值高程模型，探討集集地震後，研究區河道高程變化情況、地體抬升和河道下切之關係。

質點影像測速儀(PIV)為 Adrian(1991)所提出之流場量測技術的一種，做法為利用雷射光照射空間中粒子，並以高速攝影擷取短時間間隔影像，藉由軟體分析連續影像中粒子分布座標位置，並利用兩張影像之時間差來計算影像中粒子的移動速度。

CC

採用互相關函數法 (cross-correlation function) 以相關性來計算影像位移，其概念如下：

$$C(s) = \iint_{IA} I_1(X) \cdot I_2(X + s) dX \quad (1)$$

$C(s)$ 為兩影像比對之互相關係數，也是兩張匹配影像之間的相關度 I_1 ； I 與為欲進行匹配影像， IA 表灰度值矩陣， s 為兩影像間的位移量。互相關係數在此處之物理意義為：兩張影像區塊的相關特性隨空間分佈上的變化關係，而相關性之函數分佈最大值的位置與影像中心點的距離，便是兩張影像的相對位移向量。本計畫使用 PIVTEC 所開發的 PIVview2C 進行影像相關性之計算。

以 PIVview 進行影像分析計算時，進行影像匹配所採用的視窗大小會影響互相關性的計算成果，White et al.(2003)使用六種不同影像進行了一系列 PIV 分析，理論上完全相同的兩張影像所計算出來的所有質點位移量應該會相同，位移量的標準偏差量應該為 0，但是實際上仍會得到些許誤差。經統計後發現，當取樣視窗愈大時，所計算出的位移標準差愈小，整體精準度愈高。White et al.(2003)歸納出一個精度誤差上限 ρ_{pixel} 的經驗公式如下：

$$\rho_{pixel} = \frac{0.6}{L} + \frac{150000}{L^8} \quad (2)$$

由公式可知， ρ_{pixel} 受到質問視窗的像元大小影響，當使用愈大的視窗進行 PIV 分析時可以提升匹配的精度，但是使用較小的視窗可以得到較多的測量點數量，雖然匹配精度較差，但對於位移狀況較複雜的影像可提供更多細節。

COSI-Corr

COSI-Corr 由加州理工學院(CalTech)所開發，是一個自動將衛星影像及航空照片作影像正射及影像套合，計算不同影像間相關性，計算其水平位移變化之演算法，其精度相當高，可達 sub-pixel 等級(Leprince, et. al., 2007, 2008)。

COSI-Corr 描述一個自動套合衛星影像，並求取不同時期影像匹配變形之演算法，共可分成四個步驟，第一步驟為衛星影像各像元由衛星焦平面投影至地面參考面，獲得正射影像，影像套合精度達 1/50 pixel，絕對物空間精度和使用之 DEM 有關；第二步驟為重新取樣獲得新影像；第三步驟計算影像相關性，使用於富利葉轉換之評估相似度計算方法，搜尋視窗為 96*96，計算影像相關性，獲得水平位移場，可計算的水平位移量達 1/20 pixel。

獲得河道水平震盪位移量後，利用實測斷面資料進行比較，探討影像匹配位移量和真實河道擺盪之相關性，就河道側蝕部分提出結論。水平方向之變動分析完畢後，接著進行高程方向之變遷分析，就河道下切侵蝕作用和地體抬升作用相互之過程進行討論，可分為研究區整體高程分析及河道橫剖面分析兩個部分進行探討。最後進行綜合比較，了解集集震後研究區河道變遷過程。

1.4 地形指標

藉由歷年所拍攝之航照影像，並由農林航空測量所出版之相片基本圖掃描檔點選控制點，經由空中三角解算，求取外方位元素，還原地表資訊在物空間座標系統下之情況，進而分析地面高程起伏變化。因此，最為關鍵的技術為空中三角測量成果。由於歷史航照無法如新拍航照可預先佈設地面控制標，獲得穩固的控制點位，故必須檢視歷史資料，尋找適合的點位作為平面控制點和高程控制點，以求得準確的地面高程。

本計畫使用BAE system SOCET GXP (BAE System, 2011) 進行空中三角解算及產製數值地表模型。首先設定投影及相機模式，加入影像並產生影像金字塔，輸入內方位參數。接著軟體自動匹配影像連接點(Tie Point)，檢查連結點是否合宜後，加入控制點。當完成連接點及控制點之量測後，便可進行空中三角解算。如空中三角解算成果符合需求精度，即可產製DSM。誤差過大須進行除錯及修正，重覆解算直至成果小於需求精度。在有外方位元素起始值之情況下，自動匹配產生連接點較無問題。但是由於較舊時期之航空照片在拍攝時無GPS及IMU輔助，因此沒有已知外方位參數，必須依靠人工選取大量影像連接點及控制點，建

立影像物空間關係。

外方位參數解算完成後，以自動影像匹配方式產製多時期高程數據。影像匹配所得包含地形面與覆蓋面之數據，因此屬性上接近數值表面模型(DSM, Digital Surface Model)，但是並非嚴謹之數值表面模型。為表述方便，本文仍以DSM稱之。由於河道中裸露地多，DSM與DEM實質上接近，故直接將河道附近區域DSM切割出來進行分析。本計畫以河道高差變化、地形測計參數及正規化縱剖面分析三種方法來說明地形變化情況。

地形分區為將研究區切成數個子集水區進行探討，本計畫使用 TauDEM (Tarboton, 2005) 進行集水區邊界的萃取和流域內流向確定。TauDEM 外掛於 ESRI ArcGIS9.3 (ESRI, 2011)版上。必須將 DEM 作窪陷填平，改善 DEM 中雜訊，確定 DEM 內網格點不會有不正常之匯流。TauDEM 使用兩種方法決定流向，一個是 D8 流向法；另一個為 Dinf 流向法。獲得兩種流向法成果後，給定面積門檻值，得到水系和集水區位置，本計畫面積門檻值設為 10000 個網格。

1.5 面積高度積分

使用 DEM 與集水區流域邊界，描述集水區地面高程資訊，配合集水區之流域界範圍資料，於 GIS 軟體 ESRI ArcGIS 9.3 (ESRI, 2009)中操作獲得集水區之測高曲線。DEM 包含 SRTM 以及農委會台灣地區數值高程模型。SRTM 版本為 2.1，經投影轉換由經緯度轉至二度分帶橫麥卡托投影座標，地面網格大小為 90 公尺。農委會台灣地區數值高程模型為農委會委託農林航空測量所在 1983~1985 年間製作，數值地形模型資料獲取是以解析航空攝影測量法在立體像對上觀測，以人工取點依 40 公尺為間距數化出高程點，經疏化為 80 公尺。集水區位置使用經濟部水利署發布之集水區流域界 shp 圖檔圖層，在屬性表中選取中央管轄的 26 條河川集水區。測高曲線計算使用 Harlin(1978)提出之多項式經過迴歸計算擬合測高曲線，經積分計算得到測高曲線積分，計算多項式之一階矩、二階矩、三階矩和四階矩獲得多項式之期望值、變異數、偏度以及峰度。計算軟體為架構在 ESRI ArcGIS 9.3 下之擴充模組 CalHypso(Pe´rez-Pen˜a,2009)。輸入集水區之範圍與包含集水區範圍之 DEM，獲得測高曲線積分與統計矩，如圖 1 所示。

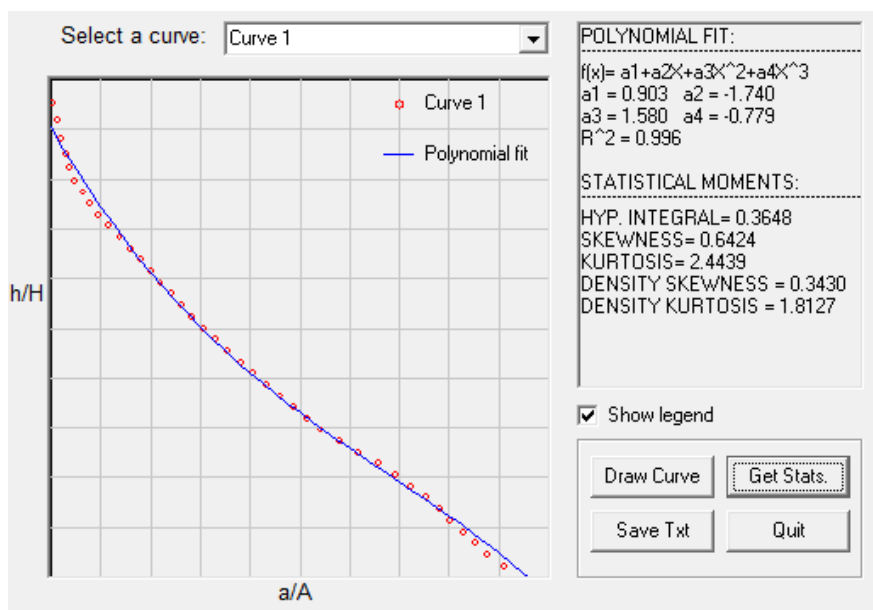


圖 1、計算測高曲線積分與統計矩

本計畫探討流域子集水區測高曲線情況，使用 TauDEM(Tarboton, 2005)進行子集水區萃取，TauDEM 外掛於 ESRI ArcGIS 9.0 或以上之版本。萃取流程為窪陷填平，改善 DEM 中匯流不正常的情況；計算流向，使用 D8 流向法(O'Callaghan and Mark, 1984)；依據流向進行流量累積，以流線累計各單元流過之水量大小，水量以流過之總網格數替代，網格內之數值為流線流過之總網格數。以累積流量基礎，設定面積門檻值 5000，限制水系之形成必須匯流至少 5000 個網格之水量。

面積測高曲線

Strahler(1952)提出測高曲線積分公式，是一種計算集水區內高度與面積比例，以集水區的相對高度比為縱軸，相對面積比例為橫軸，描述集水區內高程分佈的情形，如圖 2 所示。H 表示該集水區之最大高差，h 表示集水區內某一點與最低點之高差，A 表示集水區之截面積，a 表示集水區內超過某一高程 h 的截面積。測高曲線展現形式如圖 3 所示，測高曲線可以顯示地表高程分佈情況，不同形狀的測高曲線表示不同地形演育時期。

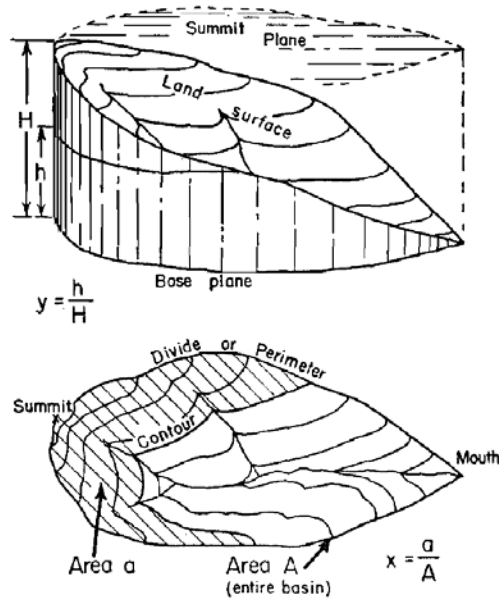


圖 2、集水區測高曲線積分定義(Strahler,1952)

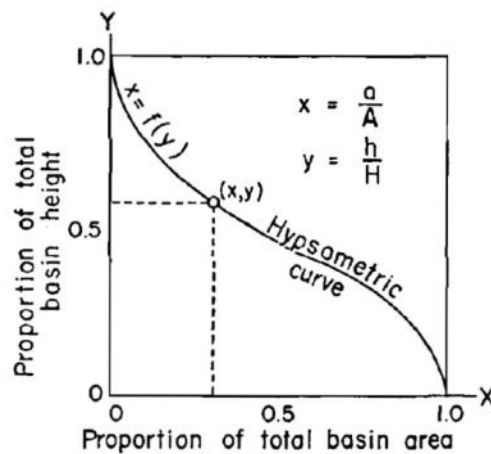


圖 3、測高曲線(Strahler,1952)

地形測計參數

地形測計是以定量指標描述地表形貌的一門科學(Mark, 1975)。本計畫以坡度、平均高度、高差及河流坡度四個地形測計參數，描述集水區內地形變化情況，地形參數由數值高程模型中獲取。坡度使用使用有加權的八鄰近演算法(Horn,1981)，計算 DEM 內各單元之坡度。高差為集水區 DEM 之最大值和最小值之差，平均高度為集水區 DEM 中各個單元之高程值平均。河流坡度使用 Dilts (2009)所提之方法，以 MATLAB 自行撰寫程式計算。河流坡度計算時使用集水區 DEM 與水系位置。使用 3×3 的移動視窗在河流位置之二元影像中移動，移至視窗中心單元為河流部分即計算該單元之河流坡度，坡度計算時對應 DEM 位置，找出搜尋視窗內為河流單元的高程值，找出高程之最大與最小值算得高差，計算搜尋視窗內之河流單元總長度，河流坡度為高差除以河流長度。河流坡度可依不同河川級序分別計算，得到集水區河流不同區段之緩急狀況。

河川級序理論為地形學與水文學計量研究之重要基礎(徐義人, 1995)。Horton

(1945)提出的分級方法是由河溪源頭沿著下游方向進行分級。Strahler (1964)修正 Horton 之河川級序定律發展出 Horton-Strahler 之河溪分級方式，本計畫以 Horton-Strahler 之河序劃分為主，該劃分程序如下，圖 4 為河川級序示劃分之示意圖。

- (1) 上游源頭，未包含任何支流之河溪為第一級序。
- (2) 兩條或更多之不同級序河溪合流交匯時，其下游之河溪級序以交匯河溪中最高級序者定義之。
- (3) 兩條或兩條以上第 u 級序河溪合流後下游為第 $(u+1)$ 級序；在同是 u 級之支流合流後，稱為 $(u+1)$ 級之河溪。

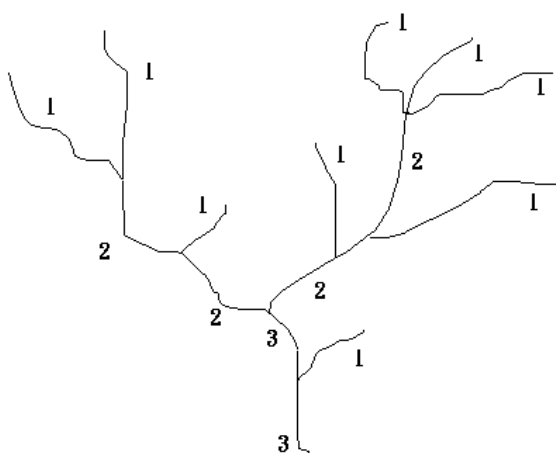


圖 4、河川級序示意圖

集水區幾何型態因子

集水區幾何型態即為集水區之外觀描述，包含流域面積、長度、寬度、周長、圓度、狹長度、密度與型態要素(陳樹群，2005)。流域面積 A 、長度 L_b 、寬度 B_b 及周長 P 可以由集水區之多邊形經計算直接求得，流域圓度、狹長度、型態要素及密度則可由表 3 中之計算式子求出。

表 3、集水區幾何型態(陳樹群，2005)

集水區幾何型態	
1.流域面積	A
2.流域最大長度	L_b
3.流域最大寬度	B_b
4.平均寬度	$A/\text{主流長}$
5.流域周長	P

6.流域圓度	$R_c = A / (\text{具同一周長的圓面積})$
7.流域狹長度	$R_e = (\text{具有同一面積的圓直徑}) / L_b$
8.型態要素	$R_f = A / L_b^2$
9.流域密度	$C = \text{同面積圓周長} / P$

流域圓度之值介於 0~1，越接近 1 則表示流域平面形狀越趨於圓形。流域狹長度為與流域具同一面積之圓其直徑與流域最大長度之比值，值域介於 0~1，值越接近 1 則表示流域平面外型越狹長。流域型態要素為流域面積與以流域最大長度為邊長之正方形面積之比值，值域亦介於 0~1 之間，越接近 1 則表示流域平面外型越近於正方形。流域密度為相等於流域面積之圓形周長與流域周長之比值，流域密度表示流域外型的複雜程度，為一小於 1 之值，越小則表示此流域外型越複雜。

第二章 文獻回顧

本章謹就影像匹配分析方法 PIV、地形指標、面積測高曲線，回顧文獻，以介紹本研究探討之基礎。

2.1 PIV 技術

Crippen and Blom (1992)提出影像測量(Imageodesy, Image Multitemporal Analysis Geodesy)的概念，是藉由分析計算不同時間之數位影像來測量地表變位情況，於美國加州Superstition Hills, Imperial Country西方計算沙漠中沙丘變異量，於相間隔15個月之SPOT全色態影像中，計算長約50~70m大小之沙丘遷移了約6~8m，此計算結果與該地區沙丘平均每年遷徙15m之距離接近。

Liu (2004)使用兩張Landsat-7 ETM+全色態影像(解析度為15m/pixel，拍攝日期為2001/10/03與2002/03/15)，利用快速正規化交相關分析(FNCC)，計算發生於2001/11/14中國大陸青海省喀塞湖地區崑崙斷層發生規模8.1地震所造成之地表變異。影像經初步對位後誤差值為 ± 0.3 pixel，先將影像進行雙線性內插，解析度為3m/pixel；計算設定比對視窗為75x75 pixels，搜尋視窗為125x125 pixels，經影像計算沿崑崙斷層平均水平位移為4.8m，位移量為1.5 m至8.1 m，在整幅影像中最大水平位移量為13m，與現地測量結果16 m的最大位移量極為相近。

謝宗需 (2007)利用互相關函數法計算紅葉坪地區航空影像中地表特徵物在前後期影像間的相對位移量，藉此計算出地滑區所產生的地表潛變並分析其位移情況之特性。研究成果發現，地表特徵物在集集地震前後具有最大位移 25.2 公尺向西北之滑移量，並藉由計算結果可區分出 N30°W、N45°W 及 N60°W 等三群不同滑移方向。

Tseng *et al.* (2009)利用 1998 年、1999 年以及 2002 年的正射航空照片，針對 1999 年集集地震對九份二山紅葉坪地區產生崩塌，以互相關函數法進行位移分析，由分析計算結果所得到的集集大地震造成最大水平位移約為 24 公尺，且位移的方向落於北方與西方之間，面積約為 1.2 平方公里。集集地震後，位移量並不明顯，顯示此區域崩塌位移受地震影響甚鉅。

羅佳明等(2009)使用七個年代地形圖、集集地震前後 SPOT 衛星影像及六個時期航空照片進行紅葉坪地區地形分析、遙測影像判釋與 PIV 位移場分析。研究成果顯示，紅葉坪地滑區可分成 A、B、C、D 四分區，整個地滑區於 1904 年至 1934 年間地形變化極大，推估有大規模地滑事件發生，造成此區域為崩積層覆蓋。後續滑動主要是崩積層與岩盤界面之再活動所造成，集集地震前後 A、B、C 地滑區變形位移較大，D 區較其它區穩定。另外源頭處崩崖具持續崩退趨勢，坡趾處有明顯落石崖錐堆積。

Bilinder(1999)利用PIV技術進行影像分析比對時，小區域內若是有粒子密度不足的情況下，則最高相關性峰值處無法有效代表粒子位移，此時程式將參考相鄰網格點之數據加以合成偽向量，所以在此條件下每個點位計算所產生之數據並非全然獨立的，有效設定重疊百分比可易於將粒子密度過低的區域算得位移量。

Hervas (2003)利用解析度為1 m的航照進行義大利東北阿爾卑斯山地區之Tessina地滑監測，並搭配有地面傳統測量及GPS點位測量等。van Westen (2003)於相同地區利用不同時期航空照片建立該區域之地形演變圖。Oštir (2003)、Zhou (2001)、Canuti (2004)、Cheng (2004)以及Metternicht (2005)利用一種或多種(衛星影像、航空照片或是地面遙測等)多時序之遙測影像進行地表變位的監測，其目的包含有(1)量測並確立地滑範圍，(2)監測地表的變位情況，(3)分析及預測災害範圍及損害程度。

Leprince, etc. al. (2007) 使用 1989 年 SPOT 衛星影像利用 DEM 進行套合，並正射化成 5m 正射影像。將其當作基準，套合及正射 1995 年正射影像，獲得震後資訊。計算研究區水平位移，研究區破裂帶變形皆偵測出來，包括現地無法發覺之較小的破裂帶分支也可被偵測出來。

2.2 地形指標

數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)是地形表面的一個數學模型，根據不同數據收集的方式，DEM 可以使用一個或多個數學函數來對地表進行表示。這些數學函數通常被認為是內插函數。規則網格、不規則三角網和數值等高線是用來表示數值高程資料的三種資料結構，選擇使用的資料種類端看資料來源和分析方法。規則網格儲存方式由於其簡單性(簡單的高程矩陣明確紀錄資料點位高程的位相關係)和容易計算，最常使用。不規則三角網透過不規則分佈的數據點組成連續的三角形佈滿地形面，有保留原始觀測量描述地形之特點，若配合地性線，以約制不規則三角網(Constrained Triangulated Irregular Network)之形態進行描述，更為妥切。

許多常用的地形特性，譬如：坡度(Slope)、明確的集水區區域(Watershed Area)、坡向(Aspect)和曲率(Curvature)，皆可用數值高程資料進行計算獲得，相關地形參數計算之演算法非常地多，Wilson 和Gallant (2000) 將地形指標以其產生順序與應用之頻繁性分為首要的和次要的，首要的地形指標直接利用DEM 計算獲得；次要的地形指標包含首要的地形指標組合推導和物理模式或發生在地表過程中，代表空間變異之經驗推導指標。

首要的地形指標包含坡度、坡向、平面及剖面曲率、流向長度和上游集水區面積，可直接用DEM中高程資料進行計算，獲得指標。次要的地形指標利用多個首要的指標進行計算，得到指標值。

DEM中存在系統及非系統誤差，不管使用何時方式取得都無法避免，資料誤差的來源包含原始數據(材料)誤差、儀器誤差、人為量測誤差、內插及座標轉換或其他資料處理過程誤差。誤差會導致在計算地形指標時，產生錯誤，影響分析成果。為了準確描述DEM 的誤差，有許多偵測誤差和估計空間誤差分布的方法。許多定量的估計是利用地形基本元素、實地測量或是假定的影像或DEM 當作參考值，進行比較，得到DEM誤差。

Ehsani and Quiel(2008)利用Wood (1996)所推導之地形測計參數，進行地形特

徵描述，利用高程及平面座標二階導數計算獲得地形參數，使用5*5搜尋視窗進行計算，以公式求得坡度、最小曲率、最大曲率和截面曲率(Cross-sectional curvature)，公式為：

$$z = ax^2 + by^2 + cxy + dx + ey + f$$

$$\text{坡度} = \arctan(\sqrt{d^2 + e^2})$$

$$\text{截面曲率} = n * g (b*d^2 + a*e^2 - c*d*e) / (d^2 + e^2)$$

$$\text{最大曲率} = n * g (-a - b + \sqrt{(a-b)*(a-b) + c^2})$$

$$\text{最小曲率} = n * g (-a - b - \sqrt{(a-b)*(a-b) + c^2})$$

x、y為網格平面座標，z為網格高程值，n為搜尋視窗大小，g為DEM解析度(單位：m)，a、b、c、d、e和f為二階導數係數。

計算之地形測計參數成果給定坡度和曲率門檻值，將地表進行分類，分類條件如圖5所示，首先判定坡度門檻值，將地形分為平坦區域和陡峭區域，接著以曲率門檻值進行判定，分為點(peak、pit和pass)、線(ridge和channel)及面(plane)六類。

Slope > ST (Surface is sloping)	Ridge	CrosC > CT	-
	Channel	CrosC < -CT	-
	Plane	CT > CrosC > -CT	-
Slope < ST (Surface is horizontal)	Peak	MaxC > CT	MinC > CT
	Pass	MaxC > CT	MinC < -CT
	Pit	MaxC < -CT	MinC < -CT
	Channel	MaxC > -CT	MinC < -CT
	Plane	MaxC < CT	MinC > -CT
	Ridge	MaxC > CT	CT > MinC > -CT

MaxC, MinC and CrosC = maximum, minimum and cross-sectional curvatures.
ST = slope tolerance, CT = curvature tolerance.

圖5、地形特徵分類條件

Rüdiger, Z., R. et al. (2009)利用地形參數(坡度、坡向、Hypsometry和集水面積)、河道縱剖面及標準化水平距離及高程分析進行集水區地形特徵的描述。平均坡度越陡，河川侵蝕能力越強；Hypsometry值越高，河川侵蝕能力越強。圖6為標準化水平距離及高程分析示意圖，縱軸為標準化高程分布；橫軸為標準化水平距離，將縱剖面高程及水平距離以0至1表示，分析高程變化情況。另外分辨標準化縱剖面凹度(concavity)，可分析河川侵蝕能力，凹度越大，侵蝕能力越強。

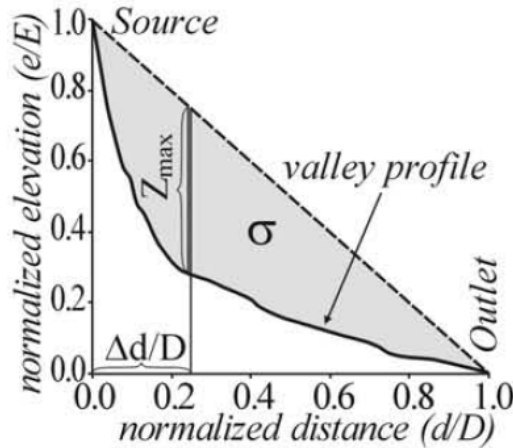


圖6、標準化水平距離及高程分析示意圖

2.3 面積測高曲線

對地形演育之解釋主要有 Strahler 演育模式以及 Ohmori 演育模式。Strahler (1952)演育模式是將地形演育階段總共分成三個時期，幼年期、壯年期及老年期，幼年期的集水區測高曲線呈現凸形，面積高度積分值較高(HI>0.6)；壯年期的集水區測高曲線呈現S形，測高曲線積分值介於0.4~0.6間；老年期的集水區由於受到侵蝕程度較高，測高曲線呈現凹形，測高曲線積分值較低(HI<0.4)，原始地形受到構造抬升後逐漸受侵蝕成平緩地形，測高曲線由凹形逐漸變成S形以及凹形，測高曲線積分隨著曲線也漸漸變小，如圖7所示。地表於一次抬升後，緩慢被侵蝕成平緩的地形，在過程中測高曲線積分會逐漸變低，地表高差會逐漸變大再逐漸變小，週期變化如圖中箭頭所示，隨著地表受侵蝕的過程，測高曲線由年輕階段轉變為成熟期和老年期，再經過構造抬升後轉變為幼年期，繼續下一個週期變化。

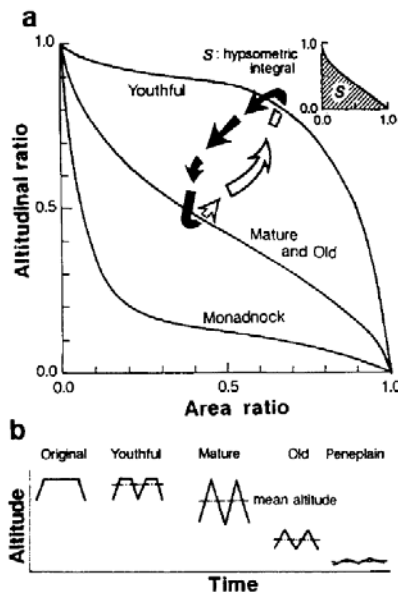


圖7、Strahler 地形演育模式(a)測高曲線週期變化(b)地表高程變化(Ohmori,1993)

Ohmori (1993)以電腦模式模擬日本地區流域在造山地區一邊抬升、一邊侵蝕的演育條件下，測高曲線的變化情形，如圖 8 所示。原本平緩的地形測高曲線為凹型，測高曲線積分為 0.29，地表受到每年 0.002 公尺的抬升，經過 1 百萬年至 2 百萬年後達到巔峰期，測高曲線呈現 S 型，測高曲線積分為 0.53，此後侵蝕作用大於抬升作用，經過 1 千萬年後，測高曲線又變回凹形，測高曲線積分值為 0.31。在構造抬升劇烈之區域，Ohmori 演育模式是將地表演育共分為三個時期，發展時期、顛峰時期和衰減時期，發展時期為抬升過程中，山脈高度不斷增長的時期；顛峰時期是山脈到達最大高度的時候；衰減時期則為抬升作用停止後的期間，地形演育期間測高曲線積分和地表高差都具有先增加再降低的特性，因此在造山運動活躍地區的測高曲線積分之解釋方式會與 Strahler 於構造穩定陸塊區所計算之測高曲線積分之解釋方式不同。

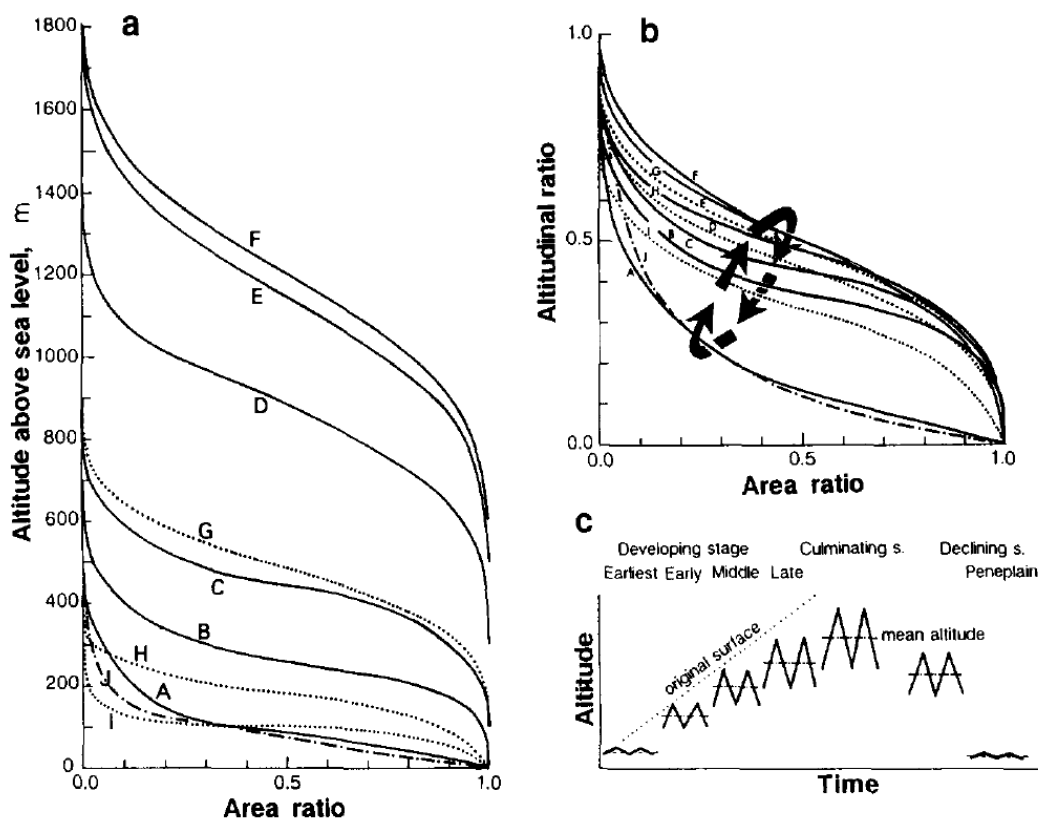


圖 8、Ohmori (1993)的地形演育模式(a)受抬升作用影響高度逐漸變大，縱軸為相對海平面之高程(b)測高曲線的循環週期(c)地表高程變化(Ohmori, 1993)

集水區之測高曲線積分是一種計量的地形描述方式，在不同地形特性之流域其測高曲線所表現之特徵以及測高曲線積分也會不同，台灣地區測高曲線的研究中，張瑞津(1975)選取位於山地區和丘陵區面積在 20~30 平方公里之集水區，以每 50m 等高線為間隔計算測高曲線，山地區(平均高度 1000m 以上，平均坡度 30° 以上)測高曲線形狀介於凸形至凹凸形之間；高丘陵區(平均高度 1000m~400m，平均坡度 30~20 度以上)測高曲線形狀介於凹凸形至凹形之間；低丘陵區(平均高度 400m 以下，平均坡度 20° 以下)，測高曲線為凹形。黃朝恩(1980)以 30 個流

域面積大於 10km² 之集水區計算測高曲線積分值，有 24 個流域介於 0.15-0.45 之間。

以測高曲線探討構造抬升之文獻中皆說明測高曲線積分與地表的抬升率有關，林貴崑(1999)計算中央山脈南段西南翼各流域各河流集水區的測高曲線積分值分布，顯示瓦魯斯河流域、東港河流域的次集水區河流發育屬於壯年期，由此猜測這些地區的抬升速率較鄰近區域快。陳柔妃(1999)以三疊河流域劃分數個小集水區分別計算面積高度積分值，發現小梅背斜軸部附近的次集水區面積高度積分值有局部偏高現象，推測小梅背斜有較高的活動性。陳彥傑(2004)探討測高曲線積分和台灣地體生成時序之關係，研究顯示中央山脈地質區測高曲線積分值較高，表示其相對於其兩側海岸山脈與西部麓山帶早生成。西部麓山帶北段測高曲線積分值比南段高，暗示西部麓山帶北段比南段早生成。

影響測高曲線積分的因素包括構造抬升、水文侵蝕能力以及流域面積之尺度。Lifton 與 Chase (1992)以加州 San Gabriel 山區為研究區域，顯示較大尺度流域(1,000 平方公里)面積高度積分受構造活動影響較顯著，小尺度流域(100 平方公里)則受岩層性質影響較大。鄭光佑(2002)測繪西部麓山帶之子集水區，所選取之集水面積為 3 平方公里，計算測高曲線積分值，發現此一尺度下之測高曲線積分值能表現構造活動的性質，和集水區面積的大小無關。陳彥傑(2005)針對測高曲線積分具有面積和空間依賴性，討論不同面積大小次集水區測高曲線積分所表現出的地質意義和不同 DEM 解析度對流域面積高度積分計測的影響。研究成果顯示，不同 DEM 解析度對大面積或山地型子集水區之測高曲線積分值影響不大，但對於面積小於 1 平方公里的集水區和平原型子集水區影響較大，在進行面積高度積分的構造活動性探討時，次集水區集水面積必須大於 2 平方公里，才能避免岩性的干擾，呈現出該地的構造活動性。Merritts and Vincent (1989)研究實證也顯示在岩性差異不明顯時，一級河之河道坡度與地表抬升速率之趨勢最為相近，以低級序河流之河道坡度可辨別一區域內構造活動之差異。

三、地體抬升

研析前人研究後，本計畫，並且以全臺角度進行討論，接著將臺灣分成北部、中部、南部和東部四個區域各自進行水平速度場和垂直速度場之分析，了解局部地區之三維變化。

在GPS水平速度場方面，如圖9所示。臺灣水平速度場之速度量值由臺灣東南部約88mm/yr向西北方向逐漸遞減至臺灣西北部沿海地區的近乎無變形，且其方位角之變化呈現一扇形分佈。中臺灣之速度向量主要朝西北方向；臺灣北部與臺灣南部則分別呈現順時針旋轉與逆時針旋轉的形態。

台灣垂直速度場如圖10所示，圖中顯示中央地質調查所GPS高程速度場和TWVD2001水準測量成果大致吻合，雪山山脈、中央山脈、西部麓山帶南段與海岸山脈南段為抬升區，其中又以南投、臺中、花蓮交界處和臺東抬升速度較大，平均抬升速度約為19.3mm/yr，最大為25.5mm/yr。中央山脈為其位於臺灣的碰撞造山帶，板塊碰撞使得地勢隆起，抬升速度約20mm/yr。而西南沿海是沉陷最嚴重的地區，屏東、花蓮沿海、宜蘭有部份區域沉陷，沉陷速度較小。地表沉陷區域中的蘭陽平原位於處於沖繩海槽弧後張裂地質區上而沉陷；臺北盆地之最大沉陷集中於關渡平原地區，鄰近山腳斷層地帶，但由於沉陷帶狀區域與山腳斷層之走向有所差異，且侷限在局部區域，故沉陷量可能多為淡水河沖積平原上沉積物因壓密及荷重所貢獻。中部在濁水溪沿海兩側有明顯沉陷地區，沉陷值約40-110mm/yr，中南部山麓地區也有較明顯抬升值約20-40mm/yr，南部沿海地區有顯著下陷趨勢，速度值約40-70mm/yr。圖11為GPS垂直速度場和水準測量成果進行擬合之成果，速度場分布和前述大致相同。

1999年發生集集大地震，地震前後之速度場並不一致，在1995-1999年與2002-2009年水平速度場分析中，將全臺灣之GPS速度場分為集集地震前1995-1999年以及集集地震後2002-2009年兩個時間段來討論。台灣地區之水平速度場由北往南大致呈扇形分布，速度量值大致上由台灣東部約80 mm/yr向西北方向逐漸遞減至近乎無變形，但集集地震前後之速度量值於各地區仍互有消長，其中，台灣北部地區與觸口斷層一帶變化不大，約±5 mm/yr；中部地區以車籠埔斷層為分界，斷層西側約±5 mm/yr、斷層東側增加至約5-15 mm/yr；屏東地區及恆春半島於集集震後速度量值增加約5-10 mm/yr；縱谷地區北段亦增加約5-15 mm/yr；而蘭陽平原之速度場在集集震後則降低約-5至-15 mm/yr。

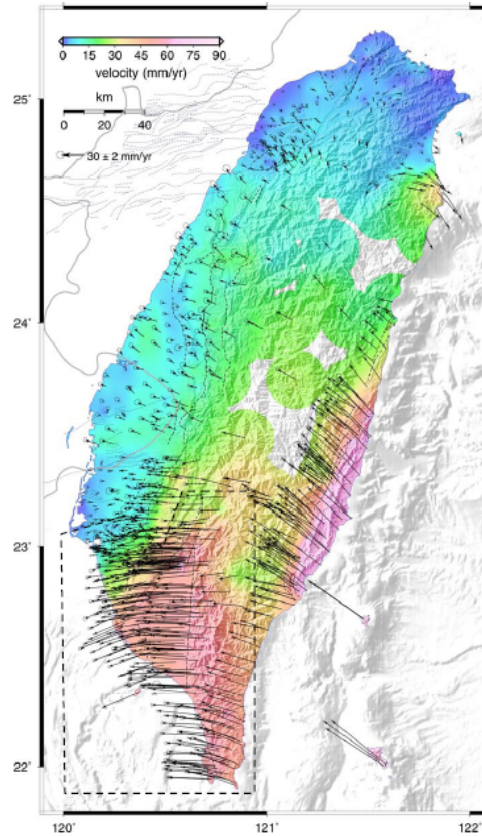


圖9、相對於中國大陸邊緣測站S01R之臺灣地區GPS震間水平速度場。向量箭頭之橢圓代表95%可信區間之誤差橢圓，色階變化顯示速度量值的大小，其結果是採用最小曲率法之內插程式所求得。點位速度內插半徑為7km(中央地質調查所，2006)。

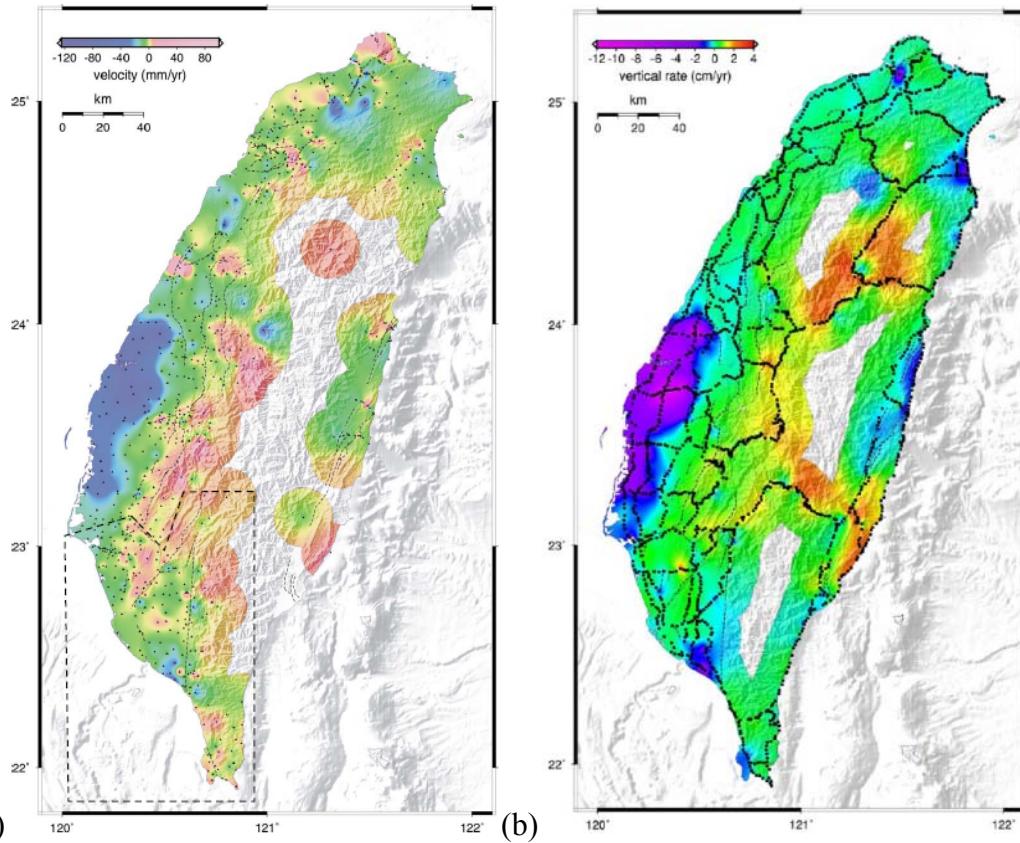


圖10、(a)臺灣地區相對於澎湖白沙站(S01R)之GPS高程方向速度場(2002-2007)。色階變化顯示速度量值的大小，其結果是採用最小曲率法之內插程式所求得。點位速度內插半徑為7km(中央地質調查所，2006)。(b)由TWVD2001水準資料推估之臺灣地區高程變動速度場(內插半徑15公里)(黃玉婷，2008)。

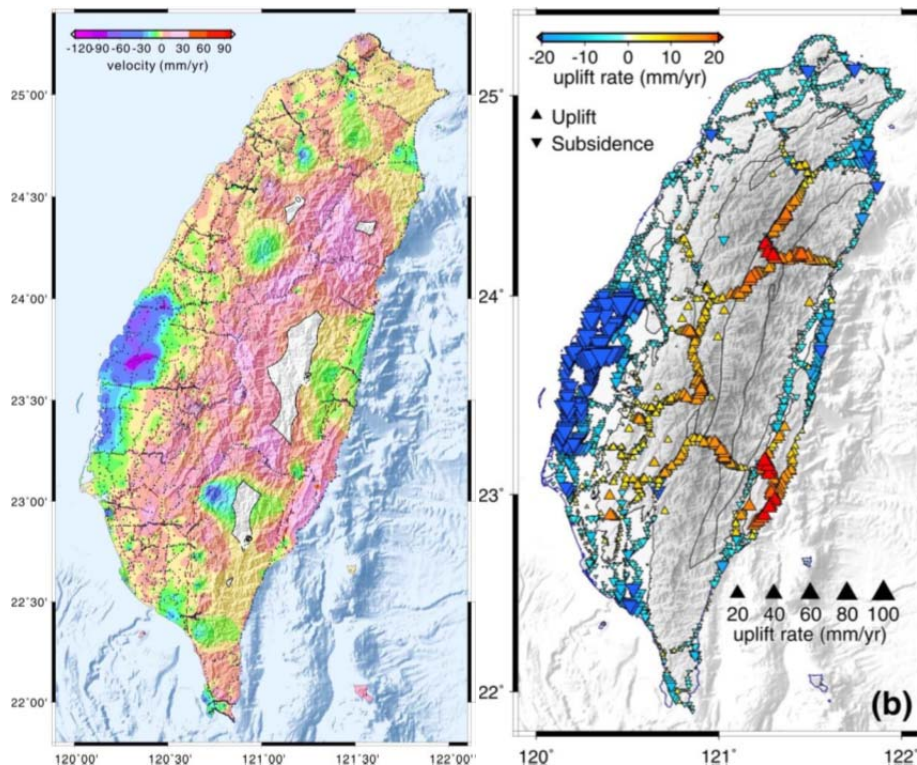


圖11、由GPS及水準測量所得臺灣現今垂直速度場。經擬合後之資料均以大陸邊緣穩定站 (S01R) 為參考點。(a)之色階變化顯示速度量值的大小，其結果是採用最小曲率法之內插所求得。黑色點為點位位置，黑色虛線表示各點之誤差值分布情形，其誤差值介於10-40 mm/yr 之間。(b)的色彩變化及三角形大小反映速度量值，三角形為計算點位位置；正三角表示地表抬升，倒三角表示地表沉陷(中央地質調查所，2010)。

北部

在許多前人研究文獻中，影響臺灣北部地區之地殼變形主要的機制包含菲律賓海板塊不斷向西北前進而造成的板塊碰撞(Yu *et al.*, 1997; Seno *et al.*, 1993)、菲律賓海板塊向北隱沒形成弧後伸張(Sibuet *et al.*, 1987, 1995; Lee *et al.*, 1980)、歐亞板塊與菲律賓海板塊碰撞造成山脈抬升以及在抬升過程中所產生的側向壓縮、既有的基盤特性及幾何型貌(Lacombe *et al.*, 2003)等。

北部地區 GPS 水平速度變化，如圖 12 和圖 13 所示。以宜蘭平原最為顯著，最大相對速度達 41.2mm/yr，由西至東其方位角由 53°逐漸旋轉至 146°，新竹、桃園一帶，速度平均值約在 5mm/yr，由西到東大致上是呈現扇形的分佈。水平速度場方位角由 314°至 111°，台北地區以金山-山腳斷層系統為分界，於斷層西側速度向量皆往西北方移動，而斷層之東側則由東北方順時針往東南方移動，此區之平均速度約 2-3 mm/yr，以上顯示此區域為臺灣地區較穩定區域(徐閔儀，2006、Yu *et al.*, 2004 和地調所，2006)。臺灣西北部地區抬升率相對於臺灣其他地區而言，屬於變形量較小之區域，沿海地區下陷速率約為 0.4mm/yr，苗栗地

區有上升的趨勢，上升速率約為 0.7mm/yr，顯示此區域內地層下陷情形並不顯著。主因乃位置離活躍碰撞帶較遠，而西北外海受觀音山基盤高區之阻擋，水平變化亦成壓縮變形。臺灣西北部沿海地區，可能由於受到全球海水面升降及地表風化與剝蝕，以致大部分呈現下陷(江俊輝，2008)。

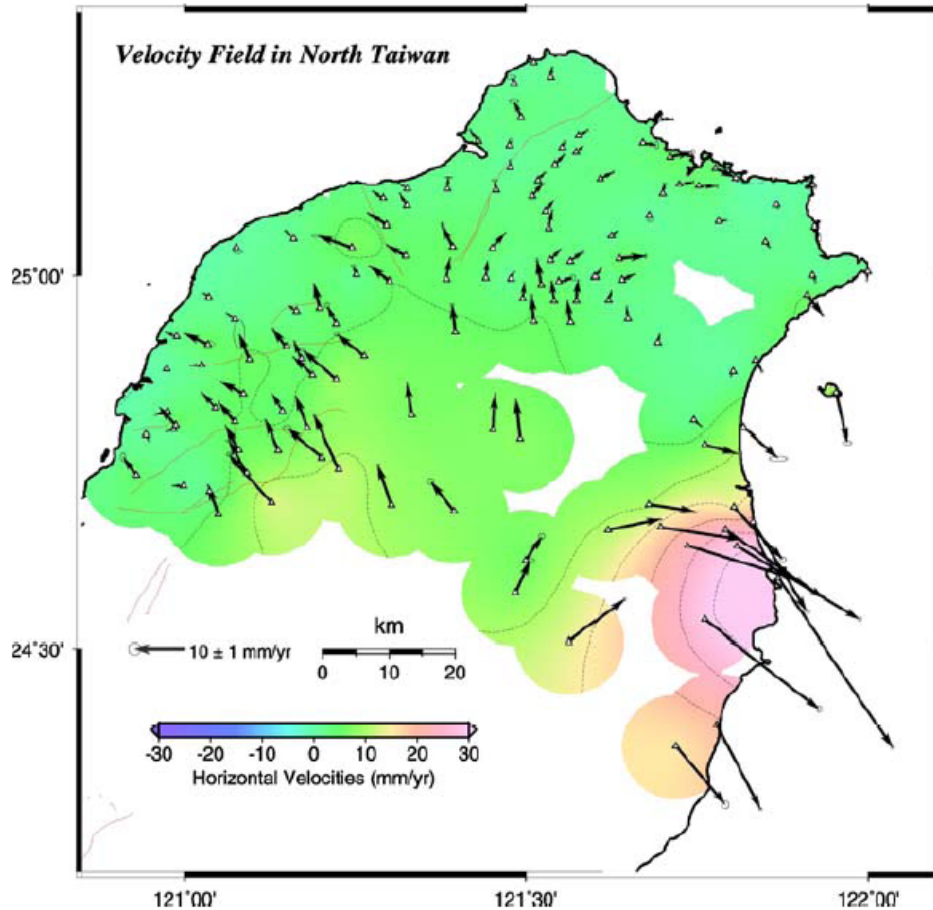


圖12、北部地區相對於澎湖白沙站(S01R)之GPS水平方向速度場(1995-2005)。向量箭頭之橢圓代表95%可信區間之誤差橢圓，點位速度內插半徑為8 km(中央地質調查所，2006)。

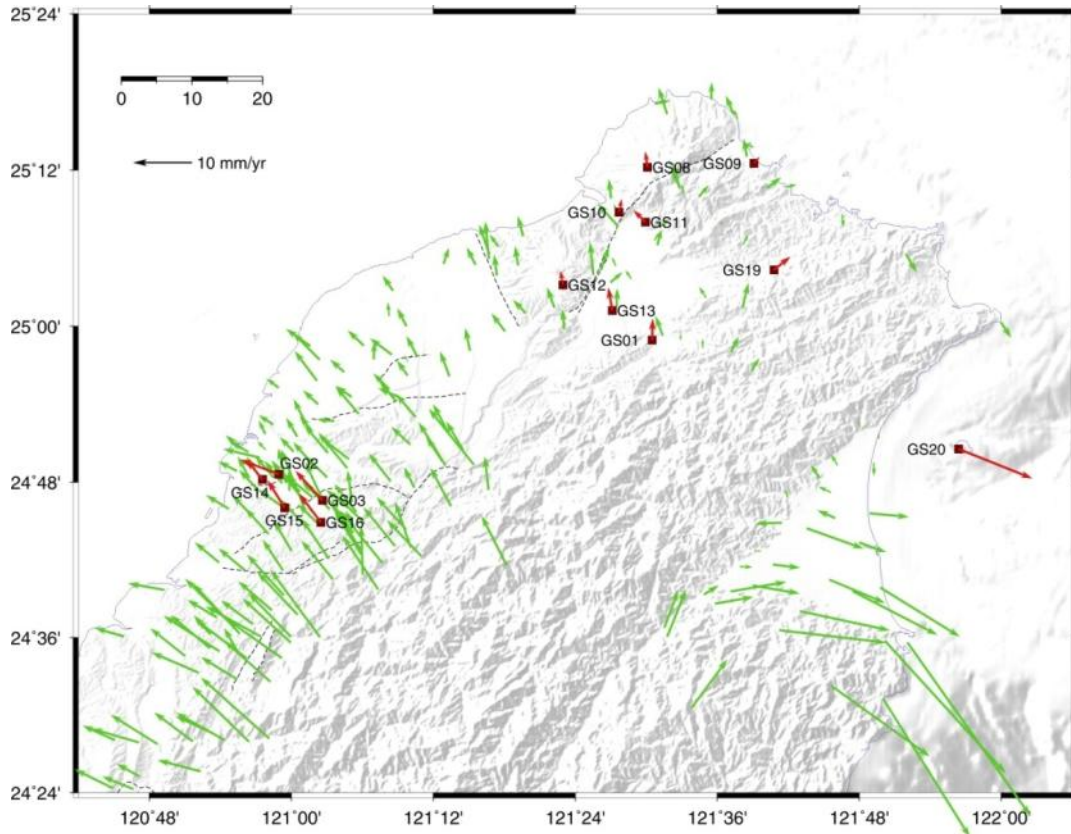


圖 13、北部地區相對於澎湖白沙站(S01R)之 GPS 水平方向速度場，綠色速度場表示 2002-2009 年移動測站速度場分布，紅色速度場表示 2002-2009 年連續站測量資料所求得之速度場分布（中央地質調查所，2009）。

中部

中部地區由於1999年發生集集地震，使得此區所受應力產生改變，因此速度場必須以地震作為分界探討。中部地區震前(1996~1999年)GPS水平速度場，如圖14和圖15所示。走向大致朝向西北，在大茅埔斷層及車籠埔斷層間值最大，約15-30mm/yr，越往西逐漸縮小至2-6mm/yr，至沿海一帶又逐漸增加為6-10mm/yr。中部地區震後(2002~2007年)GPS水平速度場方向為西北及西北西，在大茅埔斷層以東速度場約30-60mm/yr，往西逐漸縮小，彰化斷層及車籠埔斷層間值逐漸縮小約6-15mm/yr，至沿海地區速度場小於5mm/yr，震後速度場相對震前呈東南走向，差值由東向西、北向南遞增，值介於0.1-31.2mm/yr（邱煥欽，2008和中央地質調查所，2006）。由2002-2008年及連續站速度場分布情形可得，本區解算速度場符合長期觀測結果。

GPS垂直速度場結果，如圖16所示。中部在濁水溪沿海兩側有明顯沉陷地區，沉陷值約40-110mm/yr，往西至彰化斷層及車籠埔斷層間高程方向幾無變化，彰化斷層及車籠埔斷層以東則轉為抬升，值約40mm/yr。中南部山麓地區也有較明顯抬升值約20-40mm/yr，中南部沿海地區有顯著下陷趨勢，下陷值約40-70mm/yr，水準測量成果和中央地質調查所GPS高程速度場成果大致吻合(彭宏宗，1997、楊昆

庭，2007、江俊輝，2008、黃玉婷，2008、中央地質調查所，2006和中央地質調查所，2009)。

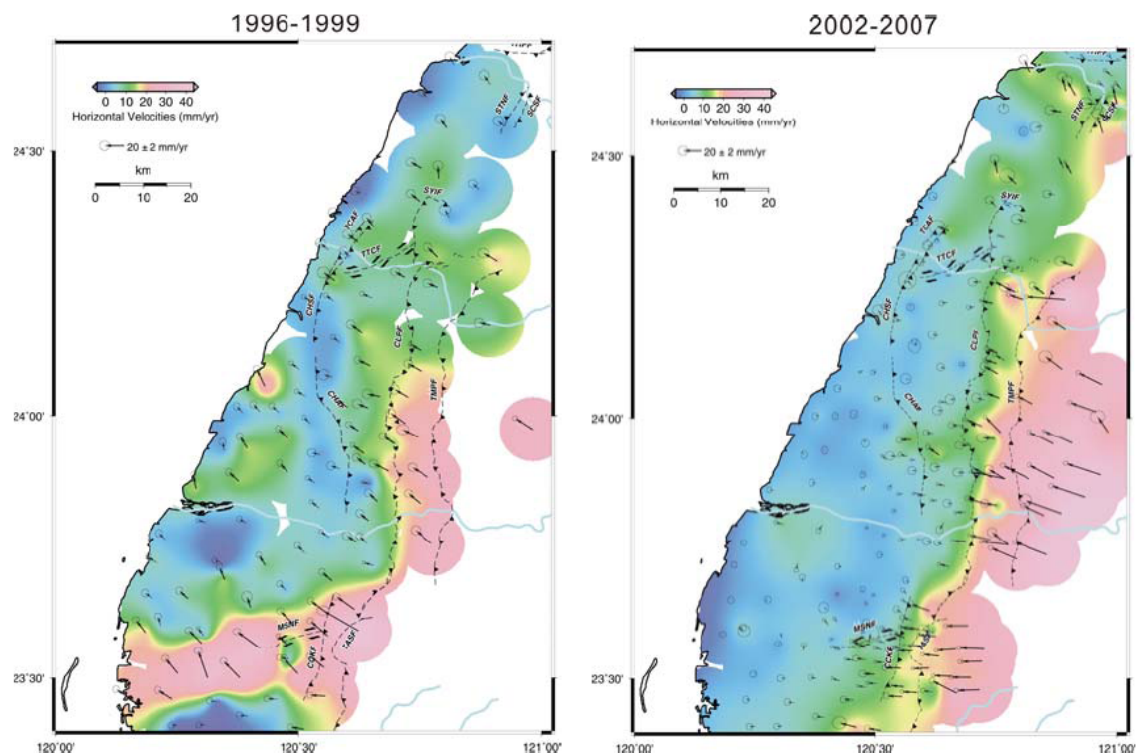


圖14、中部地區震前(1996-1999)及震後(2002-2007)相對於澎湖白沙站(S01R)之GPS水平方向速度場。向量箭頭之橢圓代表95%可信區間之誤差橢圓，點位速度內插半徑為7km(中央地質調查所,2006)。

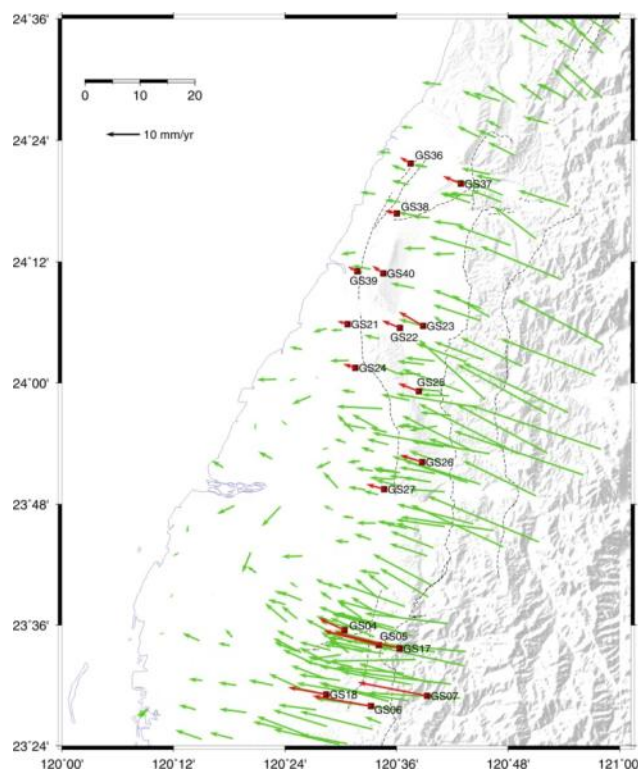


圖15、中部地區相對於澎湖白沙站(S01R)之GPS水平方向速度場，綠色速度場表

示2002-2009年移動測站速度場分布，紅色速度場表示2002-2009年連續站測量資料所求得之速度場分布（中央地質調查所，2009）。

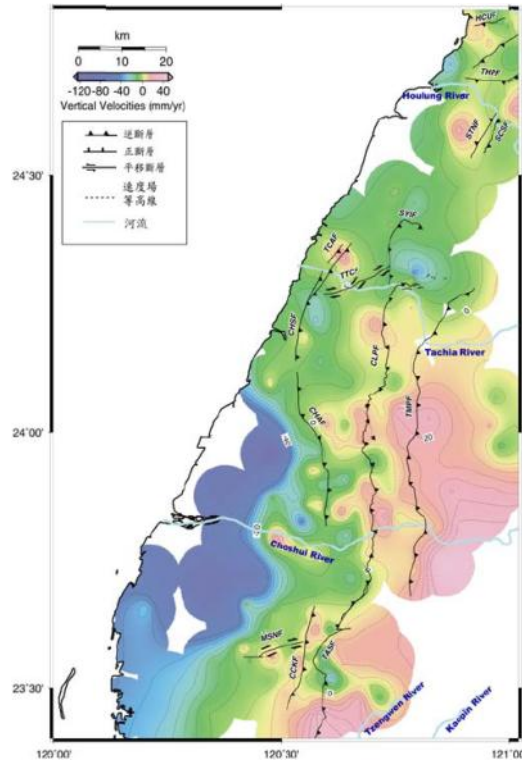


圖16、中部地區相對於S01R之GPS高程方向速度場(中央地質調查所,2006)

南部

臺灣西南部，因持續受到菲律賓板塊與歐亞板塊間西北西方向之碰撞擠壓，及位於被動大陸邊緣之北港高地幾何型貌兩者間的交互作用，導致臺灣西南部之物質向西南西方向擠出(Lu and Malavieille, 1994；Hu et al., 1997；2001；Lu et al., 1998)。Lacombe et al.(2001)與Hu et al.(2007)更進一步指出，位於臺灣西南部之脫逸構造可以分解成四個朝南南西或朝南方向移動且近乎剛性的塊體運動。區分這些塊體之主要構造由西向東分別為北北東-南南西走向之變形前緣與旗山斷層，及接近南北走向之高屏斷層與潮州斷層。

南部地區GPS水平速度場，如圖17和圖18所示。趨勢為由東南往西北速率漸減，速度值介於3.22 mm/yr 至54.72 mm/yr，速度場方位角由227°至341°，由東側往西側呈現逆時針旋轉，顯示這些測站由東側往西側呈現逆時針運動，是地殼變形活躍的地區(陳心怡，2006、邱煥欽，2008、景國恩等，2008和中央地質調查所，2006)。東北-西南走向之旗山斷層為具右移分量之逆衝斷層；而西北-東南走向之鳳山轉換斷層帶則為單純之左移斷層。旗山斷層以西之西部麓山帶地區呈現西北西-東南東方向之縮短應變。而在南部地區GPS垂直速度場結果，如圖19所示。垂直速度場指出在沿海地區有顯著下陷趨勢，速度值約40-70 mm/yr，在六甲斷層及觸口斷層間幾乎無變化，在木屐寮斷層及觸口斷層以東高程方向轉為抬昇，值約10-60 mm/yr（中央地質調查所，2006和2009）。

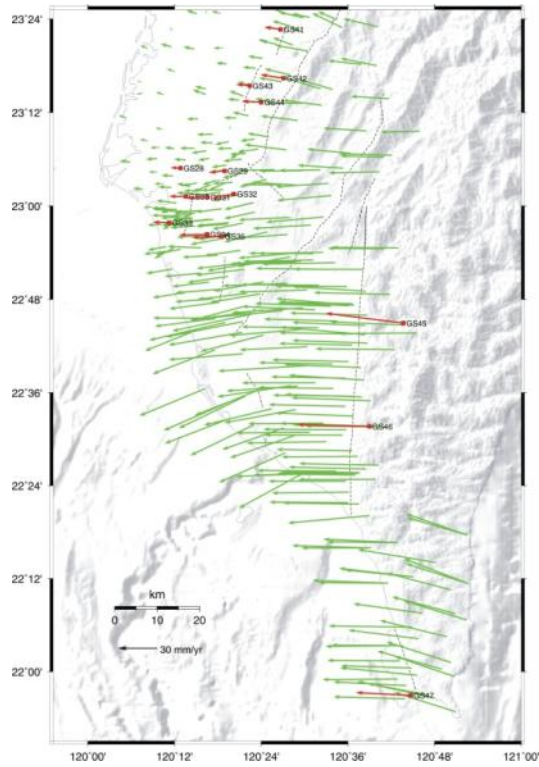


圖17、南部地區相對於澎湖白沙站(S01R)之GPS水平方向速度場，綠色速度場表示2002-2009年移動測站速度場分布，紅色速度場表示2002-2009年連續站測量資料所求得之速度場分布 (中央地質調查所，2009)。

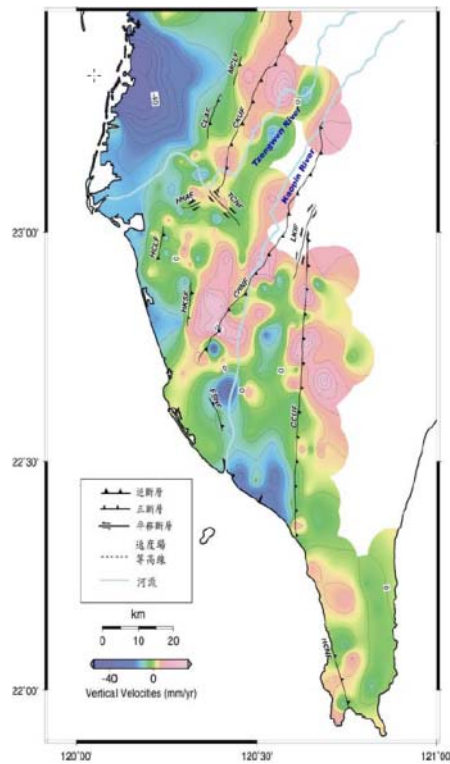


圖18、南部地區相對於S01R之GPS高程方向速度場(中央地質調查所,2006)

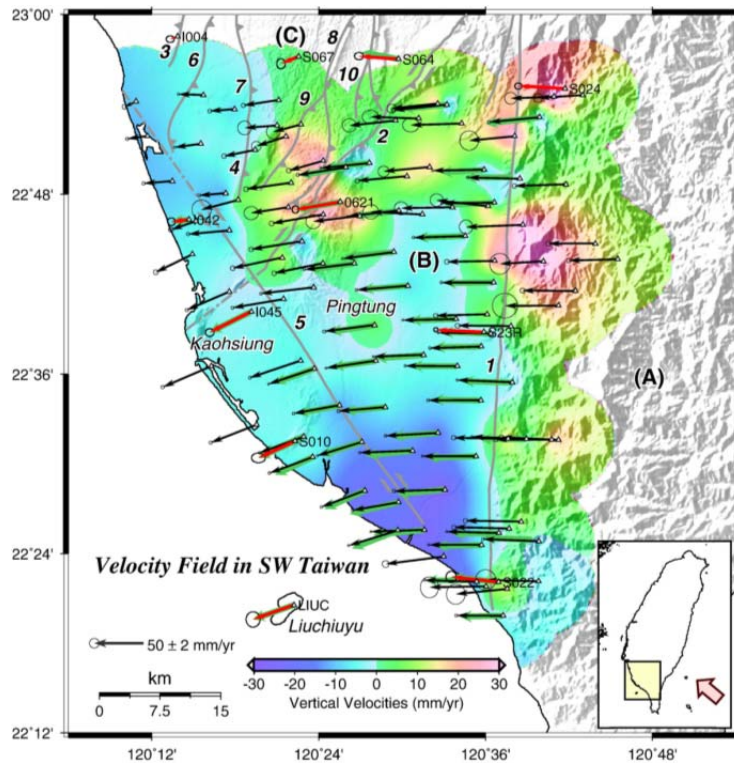


圖19、西南部位移速度場(Ching et al., 2007)

東部

GPS水平速度值，如圖20、圖21和圖22所示，由海岸山脈到台東縱谷介於59.42~83.28mm/yr之間，方位角落在280.00°~323.30°。中央山脈南段到恆春半島GPS速度場介於25.37~61.80 mm/yr之間，方位角落在263.30°~293.63°，在東西向速度場由西向東有逐漸變大的趨勢，方向由西向東跨越海岸山脈後由西北西轉為西北北。在鹿野斷層與利吉斷層以南與以北GPS測站角度明顯由280.00°轉為306.56°，速度場由34.26 mm/yr增加為78.37 mm/yr (陳心怡，2006)。平均垂直速度場顯示，縱谷地區具有約5 mm/yr 之沉降速率；沿海地區具有約2-10mm/yr之沉降速率。海岸山脈之地形高區主要為抬升，最大抬升速率約為5 mm/yr。

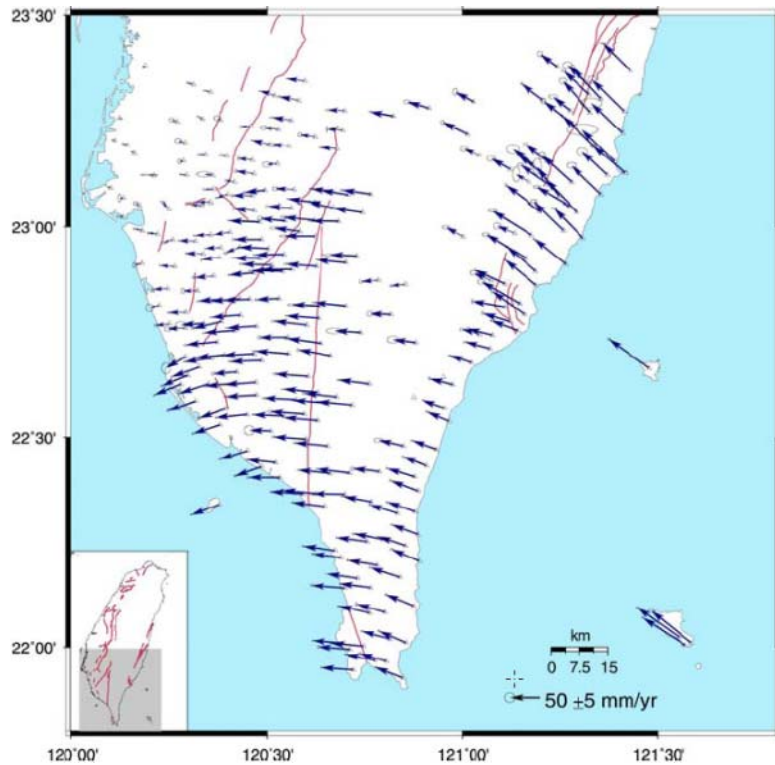


圖20、1995-2005 年臺灣南部地區相對於澎湖白沙(S01R)GPS速度場。三角形為測站位置，藍色箭頭為速度量值，向量箭頭之橢圓為95%信賴橢圓誤差(陳心怡，2006)。

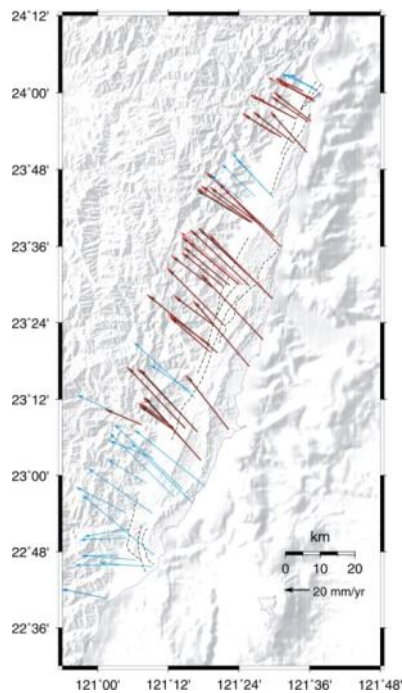


圖21、花東地區相對於澎湖白沙站(S01R)之GPS水平方向速度場，黑色速度場表示2002-2008年速度場分布情形，紅色速度場表示2002-2009年速度場分布情形，藍色速度場表示新設點位之速度場分布情形(2008-2009)(中央地質調查所，2009)。

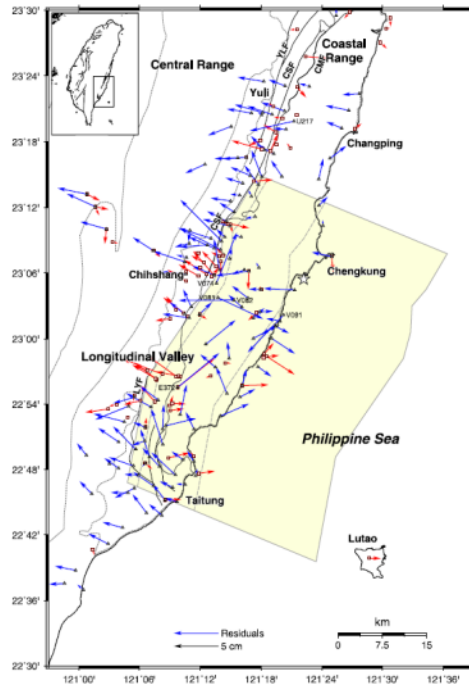


圖22、臺灣東部地區GPS水平速度場，藍色箭頭表示Ching et al. (2007 a)成果；紅色箭頭表示 Chen et al. (2006)成果。

研究區速度場探討

本計畫研究區為大甲溪、濁水溪和八掌溪三個流域，大甲溪和濁水溪位於台灣中部，八掌溪位於台灣西南部。大甲溪和濁水溪水平速度場方向為西北及西北西，上游地區約 40mm/yr，往西逐漸縮小，至沿海地區速度場小於 5mm/yr。垂直速度場部分，流域上游地區有較明顯抬升，值約 30mm/yr。沿海地區有顯著下陷趨勢，在大甲溪下游區域較為平緩，值約 20mm/yr；在濁水溪沿海兩側有明顯沉陷地區，約 60mm/yr。八掌溪上游地區水平速度場方向為西南方，約 40mm/yr，下游地區水平速度場較小，約 20mm/yr。垂直速度場部分，上游地區明顯抬升，值約 20mm/yr；沿海地區有顯著下陷趨勢，約 60mm/yr

四、河道沖蝕

本計畫收集研究區圖 21 至圖 24 為大甲溪中游 70、80、88、96 年高程展示，圖 25 至 27 為不同時期高程相減成果，可發現 70 至 80 年河道下切作用旺盛，河道區域高程下降約 5m；80 至 88 年由於集集大地震關係，導致地形隆起，河道地區高程抬升 10m；88 至 96 年由於河道下切持續作用，河道地區高程下降 5m。圖 28 至圖 30 為濁水溪中游 80、88、96 年高程展示，圖 31 和 32 為不同時期高程相減成果，88 年由於集集大地震影響，整體高程值約略抬升，接著河道下切侵蝕作用旺盛，河道高程下降。

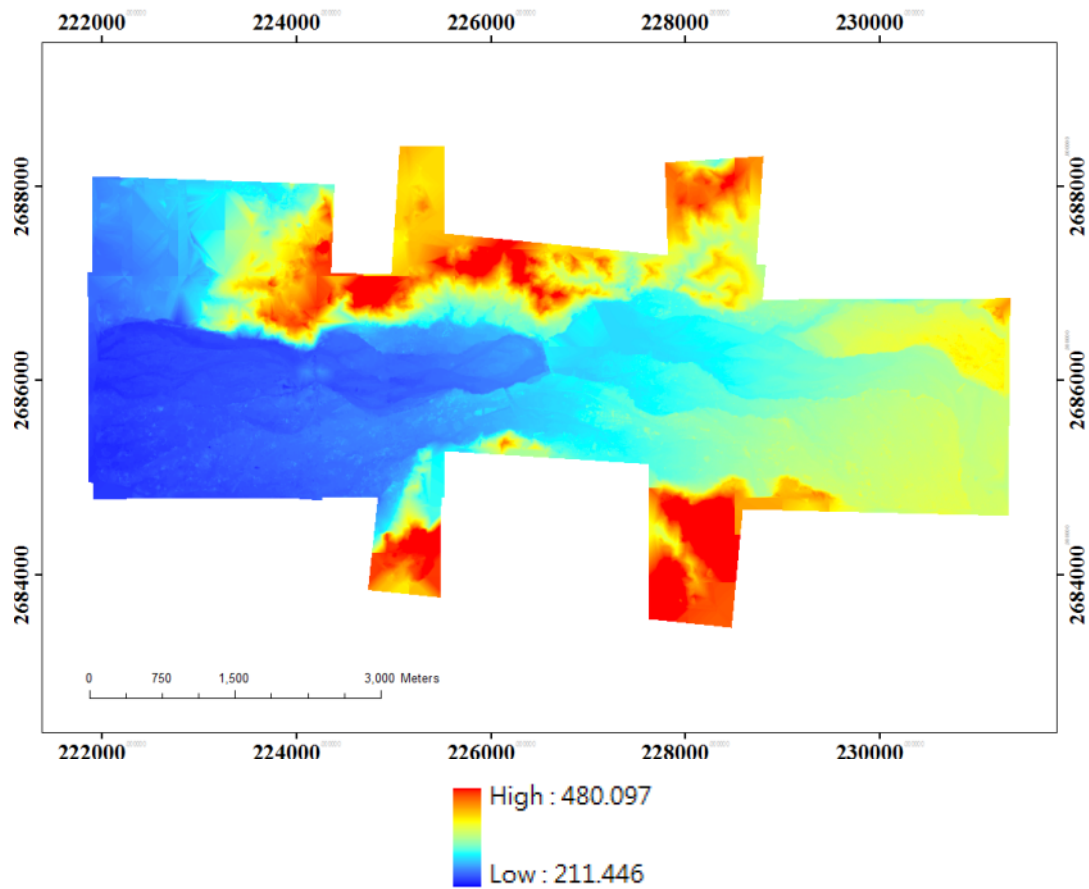


圖 21、大甲溪 70 年高程分布

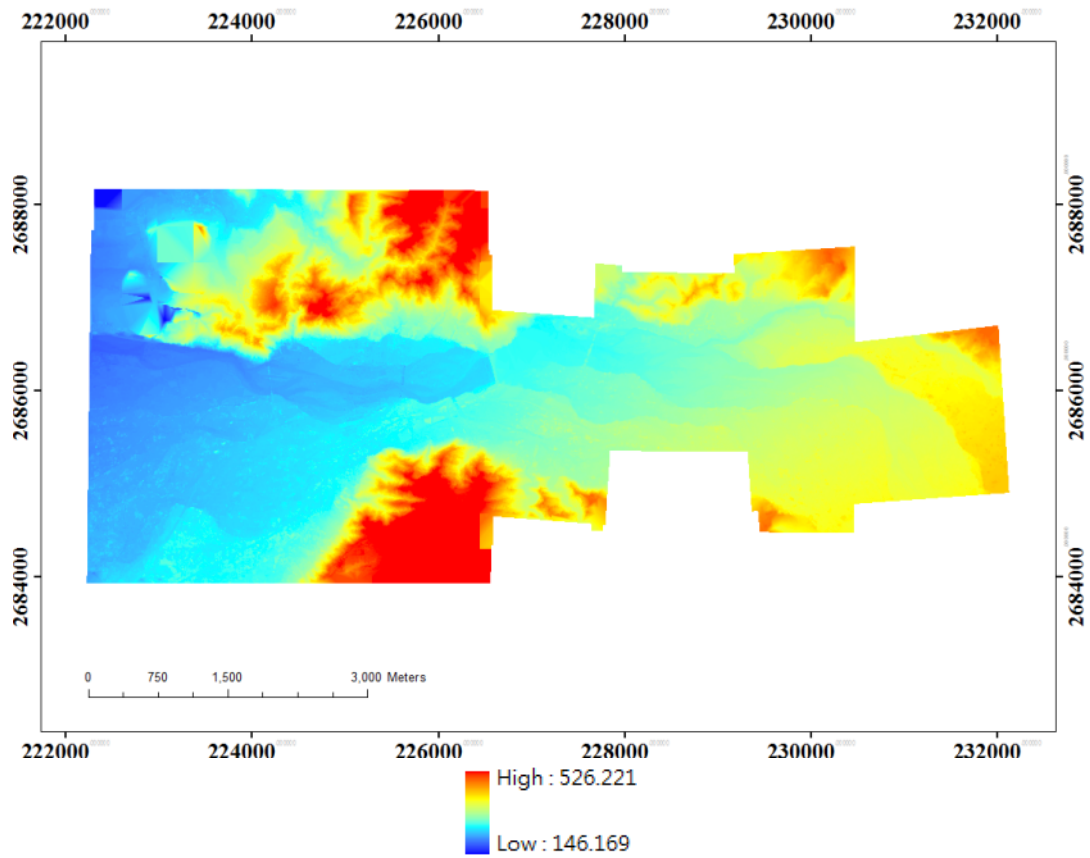


圖 22、大甲溪 80 年高程分布

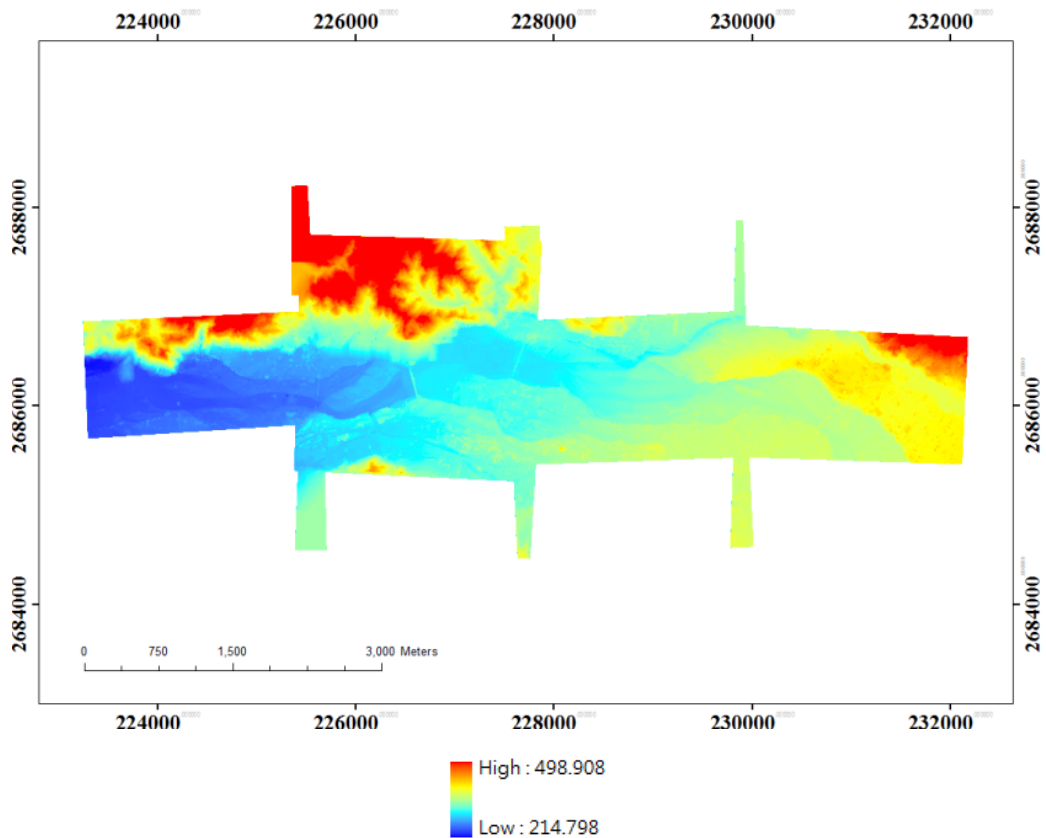


圖 23、大甲溪 88 年高程分布

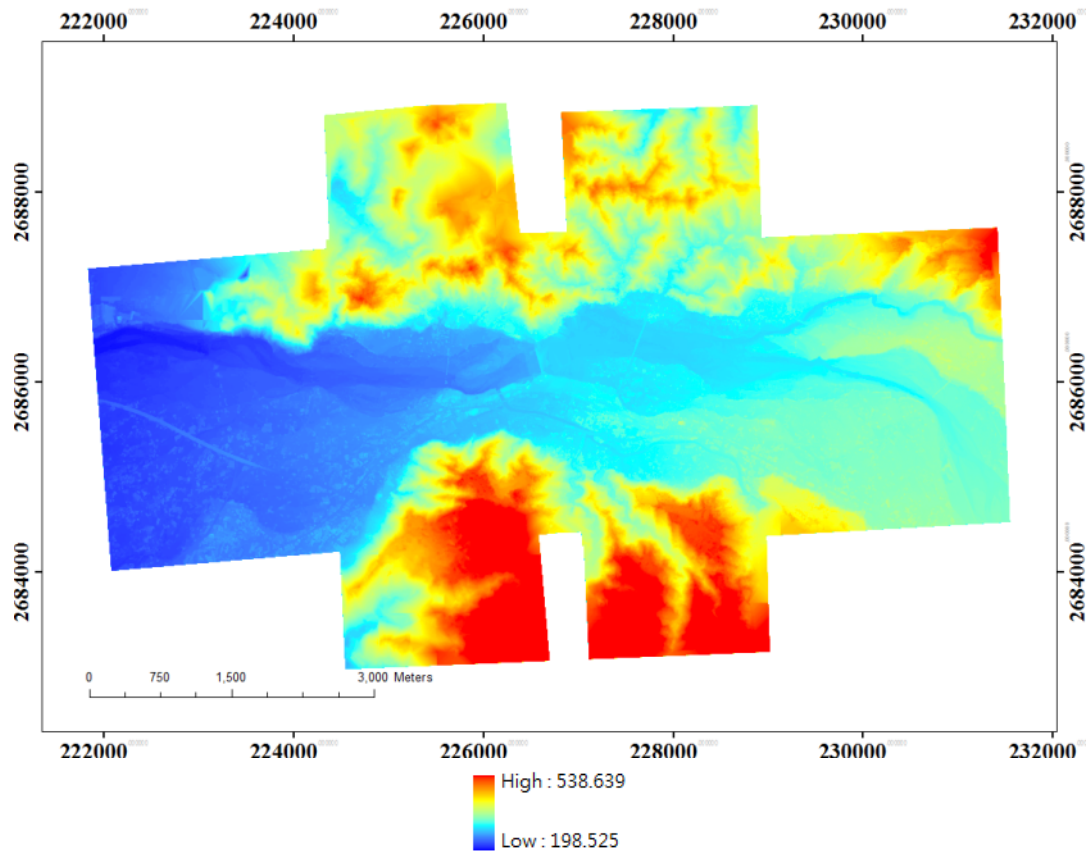


圖 24、大甲溪 96 年高程分布

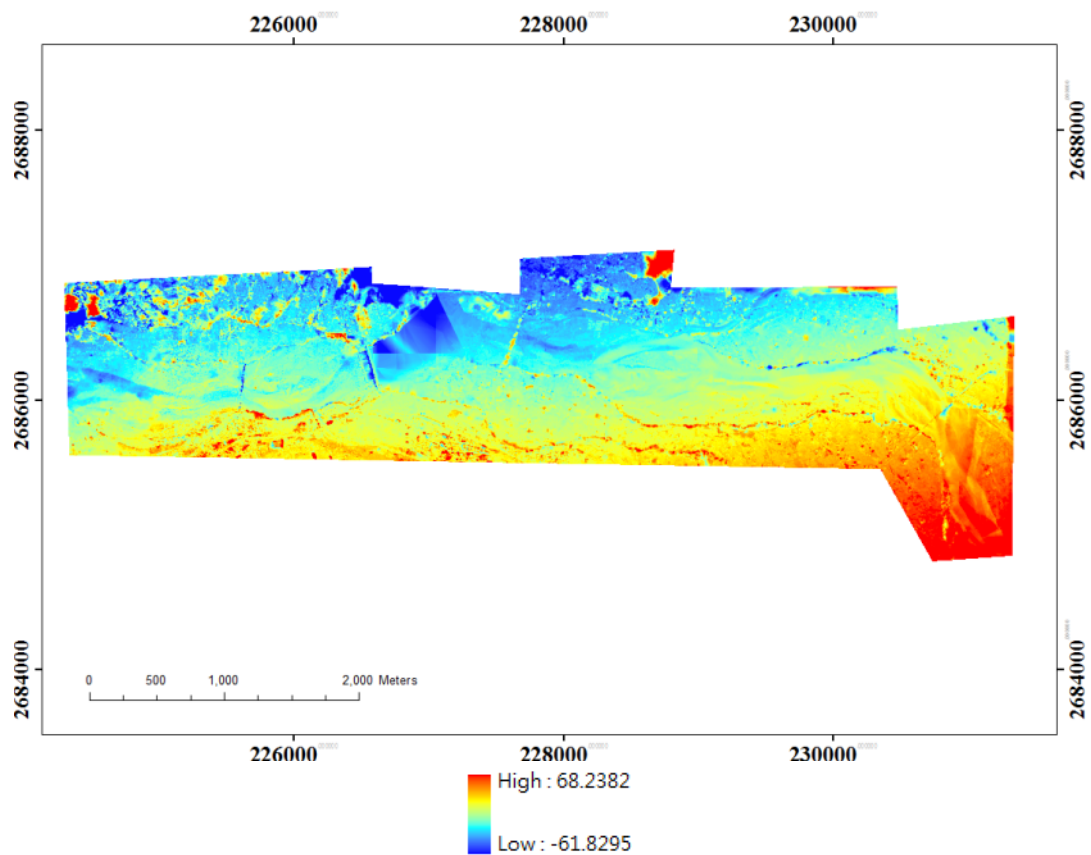


圖 25、70 至 80 年高程較差分布

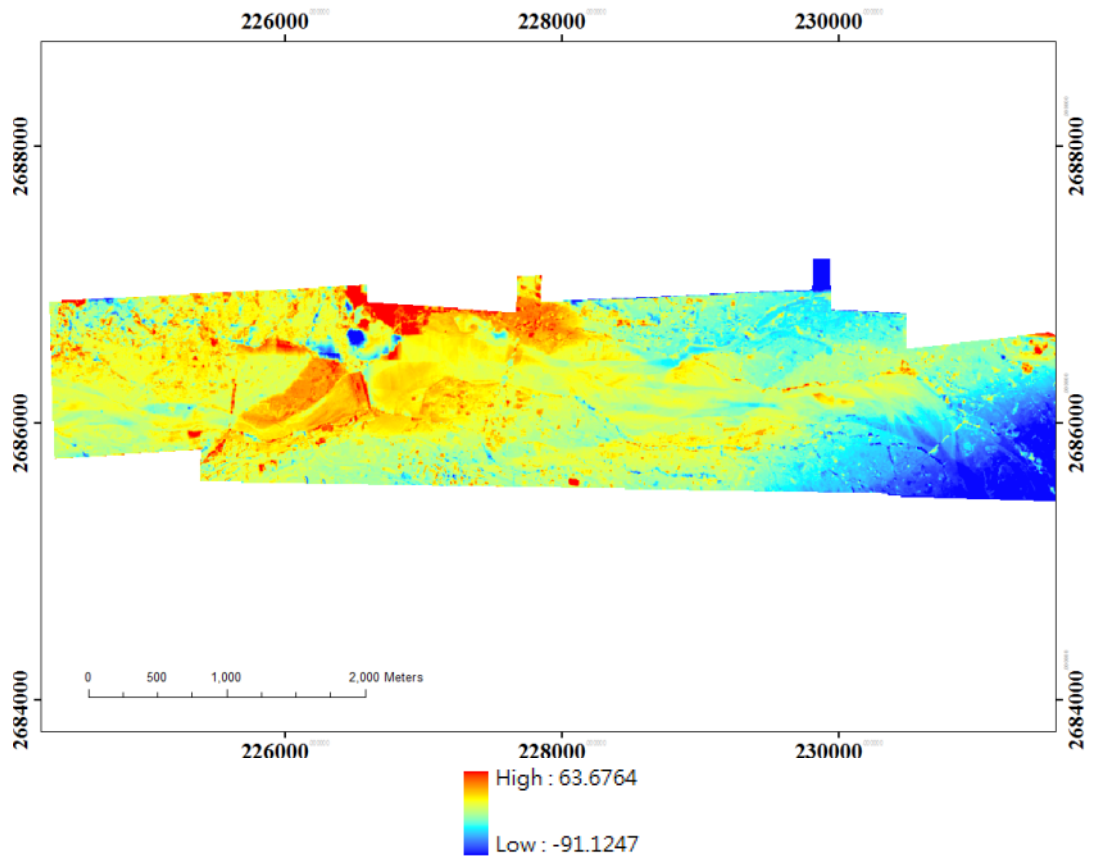


圖 26、80 至 88 年高程較差分布

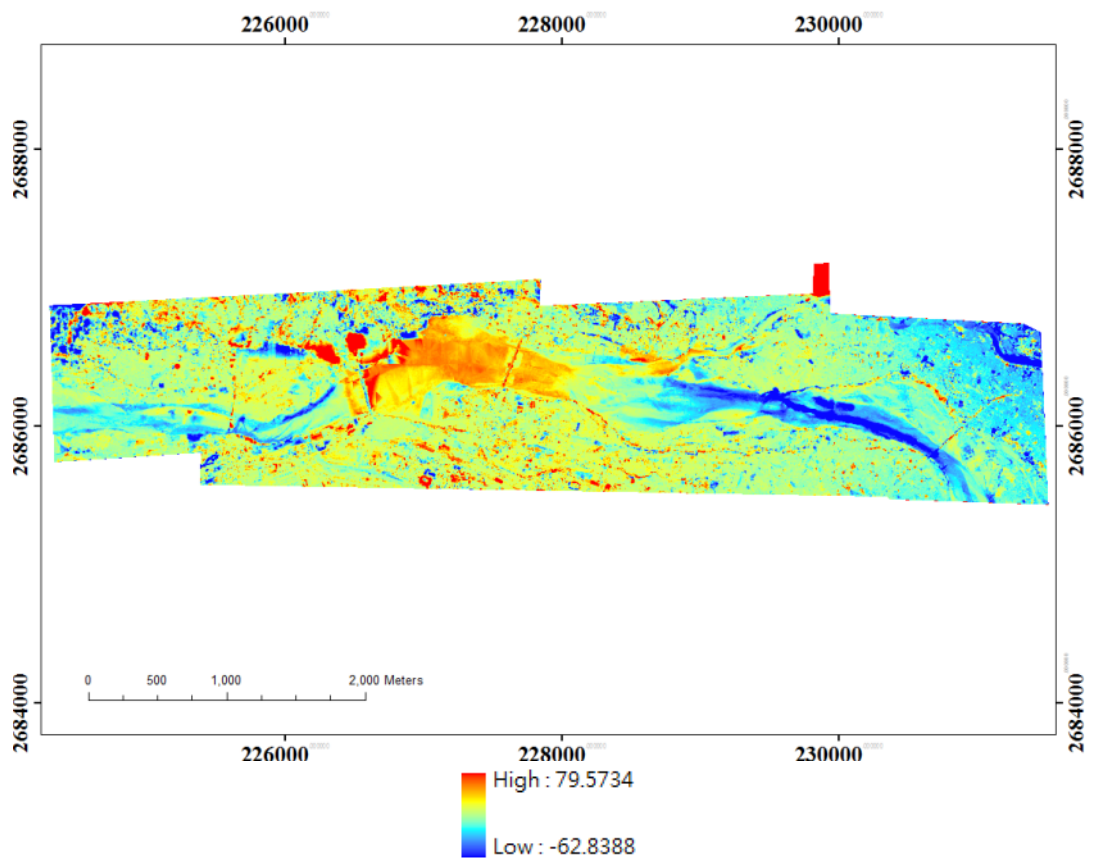


圖 27、88 至 96 年高程較差分布

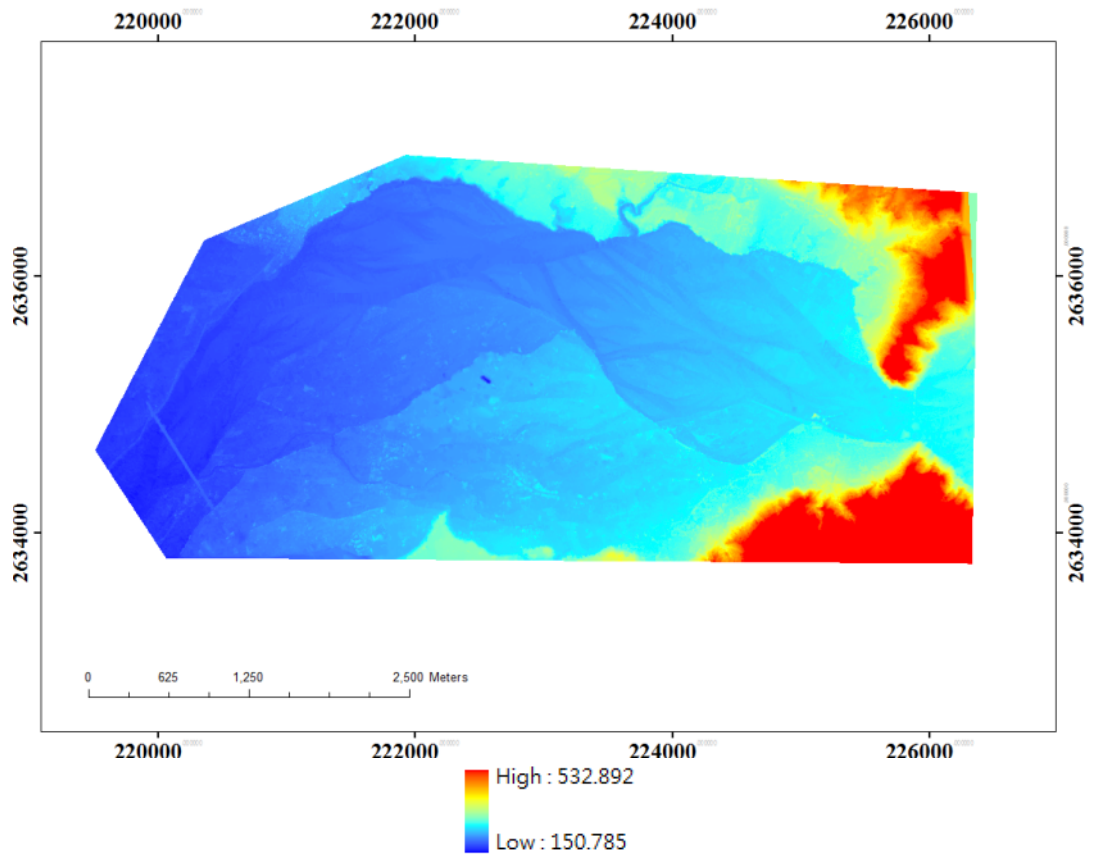


圖 28、濁水溪 80 年高程分布

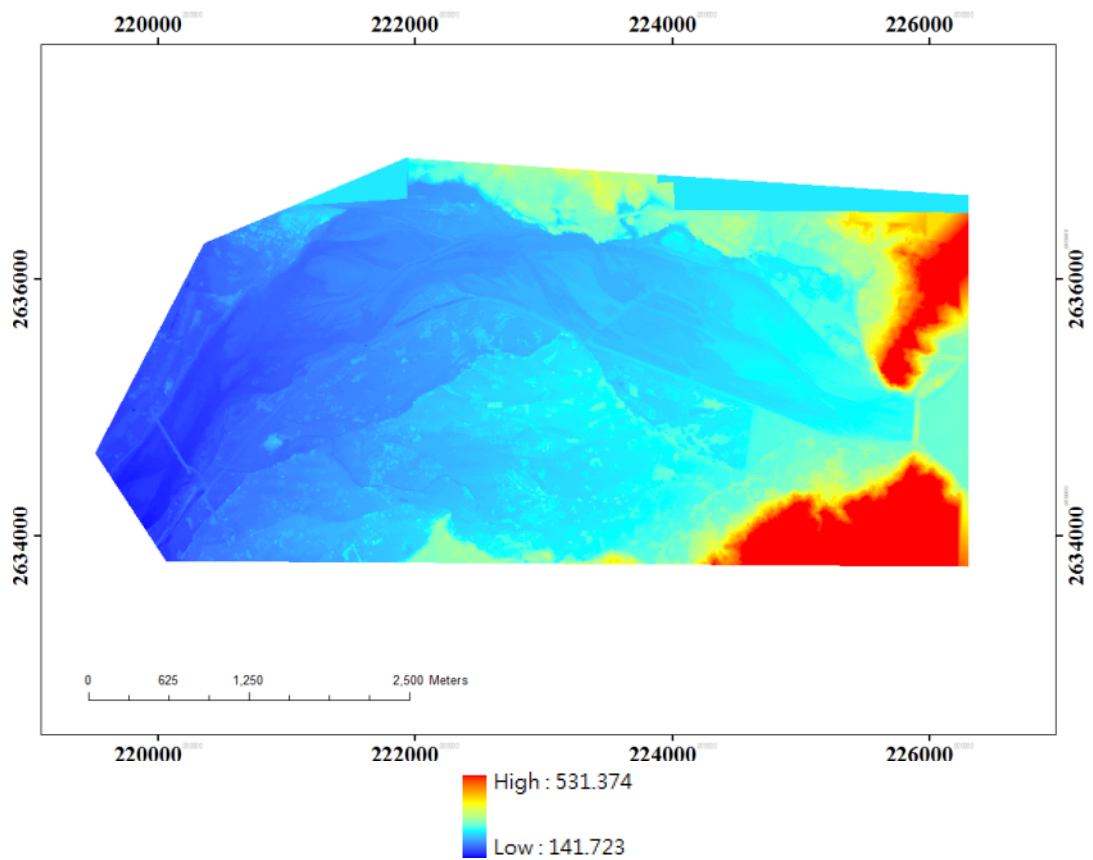


圖 29、濁水溪 88 年高程分布

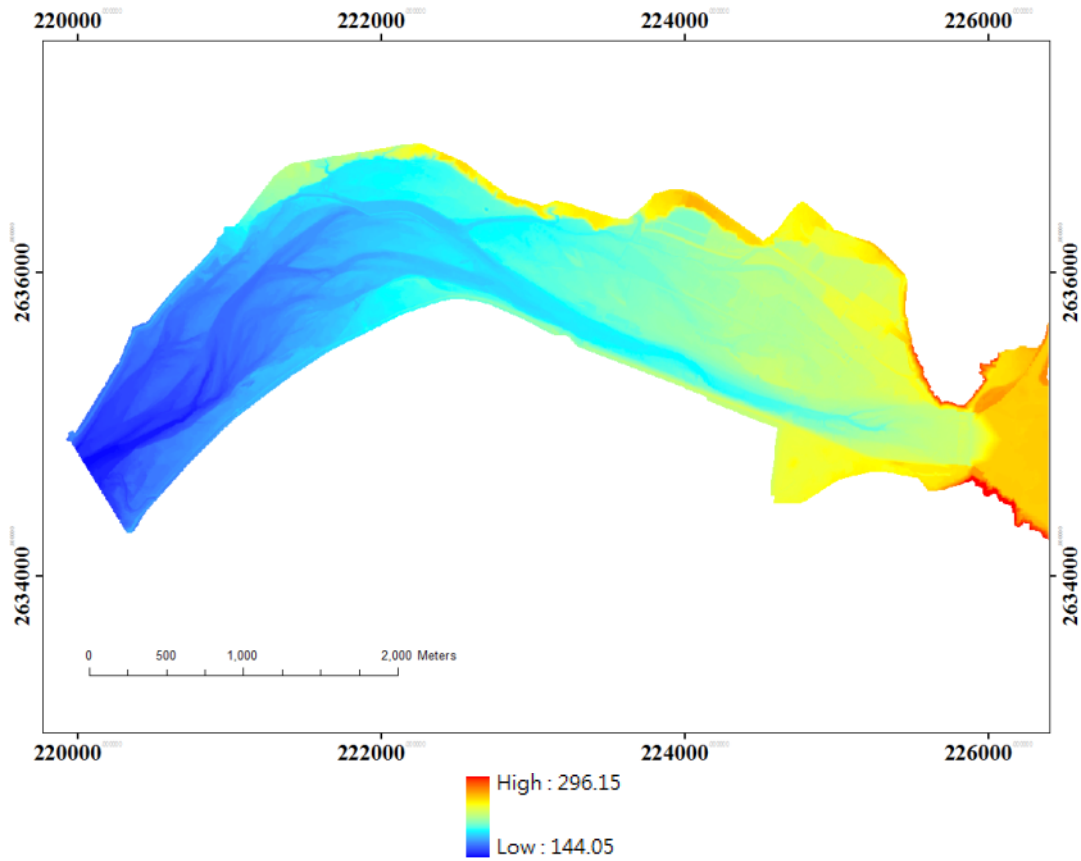


圖 30、濁水溪 96 年高程分布

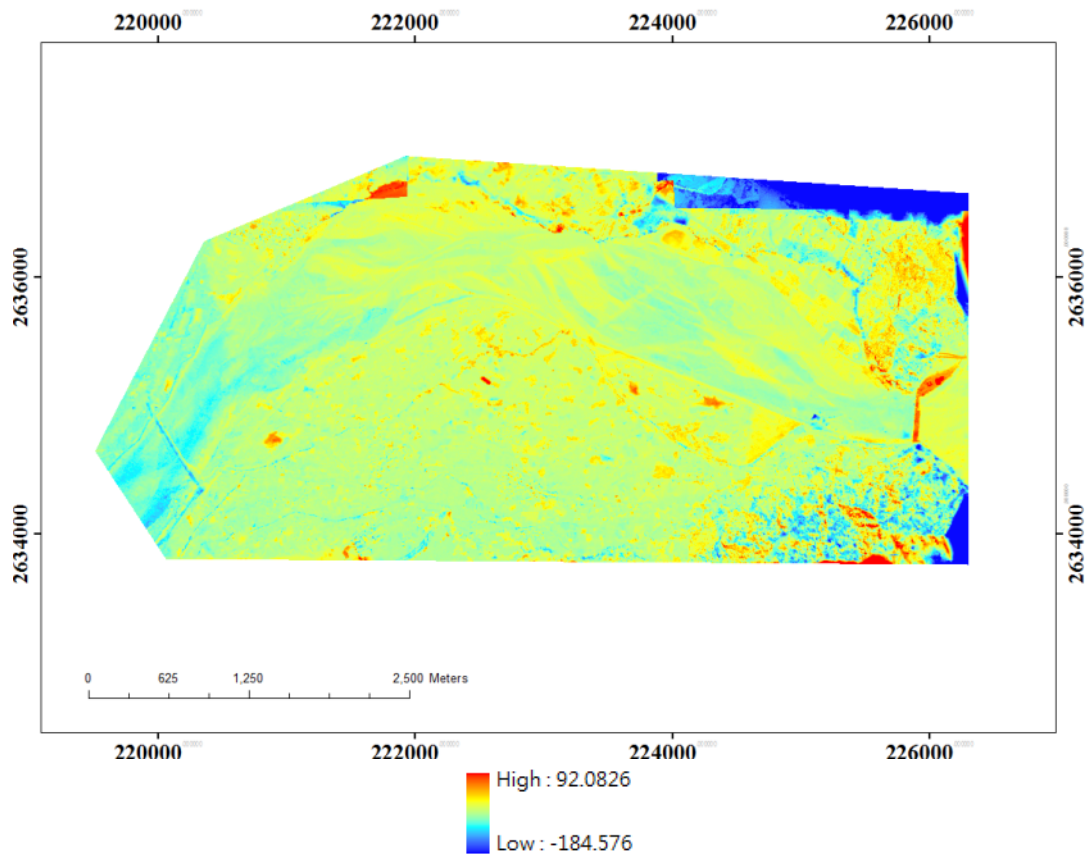


圖 31、80 至 88 年高程較差分布

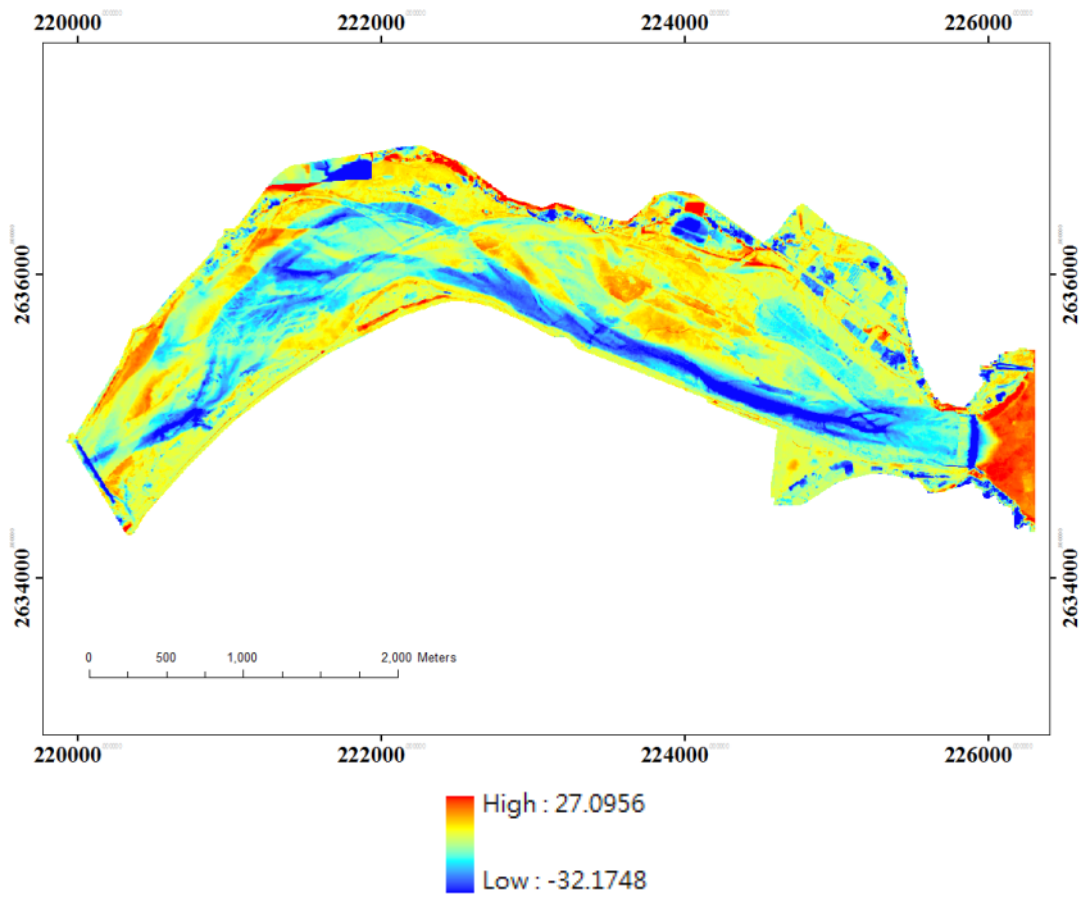


圖 32、88 至 96 年高程較差分布

五、河道三維變遷

本計畫研究區為大安溪蘭勢大橋附近的河段，以多時期航照之重疊區域做為實驗區，使用 90~98 年所拍攝之航空正射影像，如表 4 所示。其中 90~96 年使用傳統框標式相機，使用型號為 RMKTOP15；97 和 98 年使用伴隨空載光達同步航空攝影之中像幅數位相機，相機型號為 RolleiAIC，相機參數如表 5 所示。正射影像所選用之範圍大小為 1146×1418 pixels，解析度為 1 公尺。高程分析部分，使用多時序數值高程模型，共有 90、94、95、96 及 98 年 5 個時期之數據，90、94、95 及 96 年數據利用航照以自動匹配產製高程模型；98 年使用空載光達數據。

大安溪流域位於台灣中部，分佈於苗栗縣南部及台中縣北部，發源於雪山山脈之大霸尖山西側。實驗區東側(大安溪上游)地勢較陡峭，愈往西側地勢逐漸平坦。測區內主要為河道地形，亦有部份山區，總長約 10 公里，總面積約為 8.7 平方公里。

表 4、航照清單

日期	相機型號
90/11/12	RMKTOP15
91/09/16	RMKTOP15
92/08/26	RMKTOP15
93/10/03	RMKTOP15
94/10/27	RMKTOP15
95/10/25	RMKTOP15
96/01/31	RMKTOP15
97/06/10	RolleiAIC
98/07/23	RolleiAIC

表 5、相機參數

	90~96年影像	97年影像	98年影像
航高	2400m	1650m	1800m
焦距	152mm	51.78mm	74.15mm
解析度		28 cm	16 cm

首先展示 PIV 成果，共使用兩種演算法 CC 和 COSI-Corr，展示擺盪位移及方位。接著以實測之橫剖面資料進行比較，分析影像匹配和真實變化之相關性，另外高程部分也進行比較，了解河道側蝕作用及下切作用對研究區河道附近區域之影響。最後以多時序數值高程模型分析整體區域高程變化及河道橫剖面分析，探討河道下切及地體抬升對研究區之關係。最後綜合三維之變化，了解地震造成隆起後，震後河道變遷情況。

5.1 水平擺盪成果

圖 33 為 90 年和 98 年原始航照，圖下方為河道上游地區，水由下方留至上方。由圖可知，研究區上游區域 90 年河道分散成兩條支流，而後匯流至一條；

98 年上游區域河道只剩一條主流，河道寬度十分狹窄，研究區下游主流也擺盪至圖左方處，和 90 年不相同。

本計畫以 90 年航照作為基準，其他年份航照和 90 年進行影像匹配，獲得影像位移量，即為河道水平擺盪之位移量，圖 34 至圖 41 為 CC 演算法 90 和 91 年至 90 和 98 年河道擺盪位移成果，底圖皆套疊 90 年航照進行比較。由圖可知，研究區河道下游在 91 年開始，便逐漸進行擺盪，隨著年份增加，擺盪程度越來越大，直到 95 年才趨於穩定。研究區河道中游區域，即為大峽谷地區，和下游區域一樣，逐年增加擺盪量，直至 95 年才穩定。研究區上游地區，至 93 年便不再進行擺盪，顯示其擺盪程度較低。圖 42 至圖 49 為 COSI-Corr 演算法 90 和 91 年至 90 和 98 年河道擺盪位移成果，其成果和 CC 演算法相似。

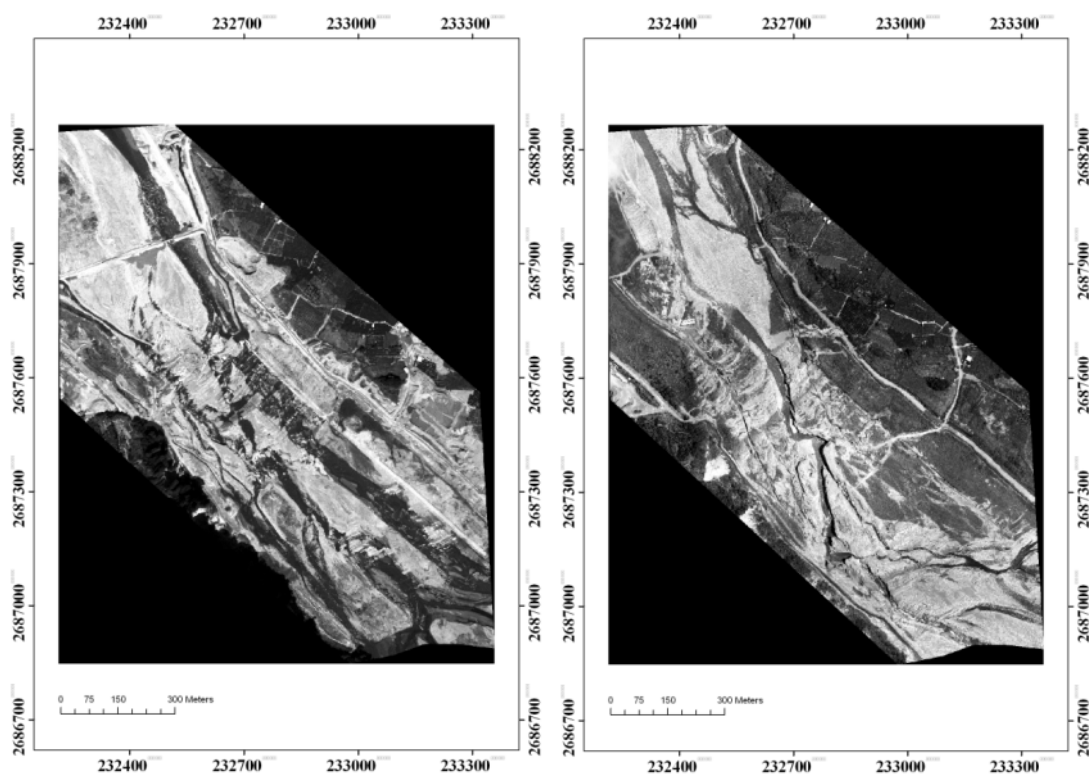


圖 33、90 年和 98 年原始航照

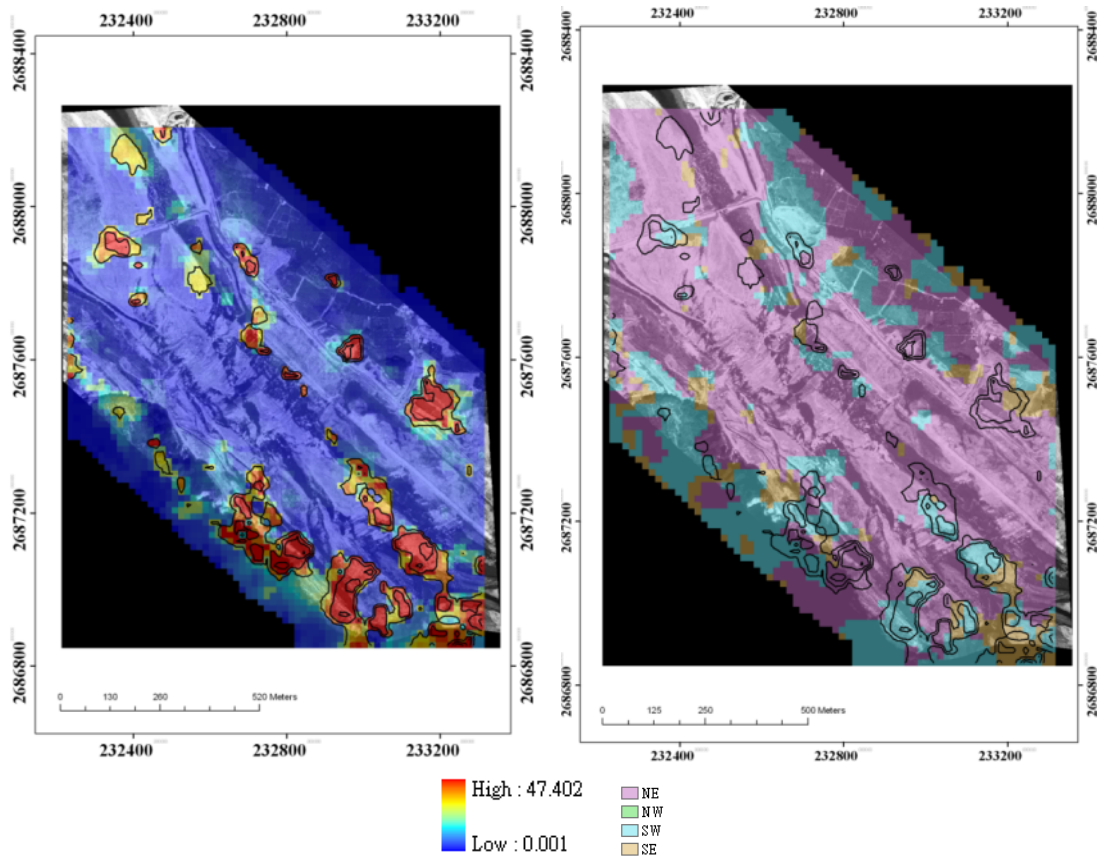


圖 34、90 至 91 年 CC 成果

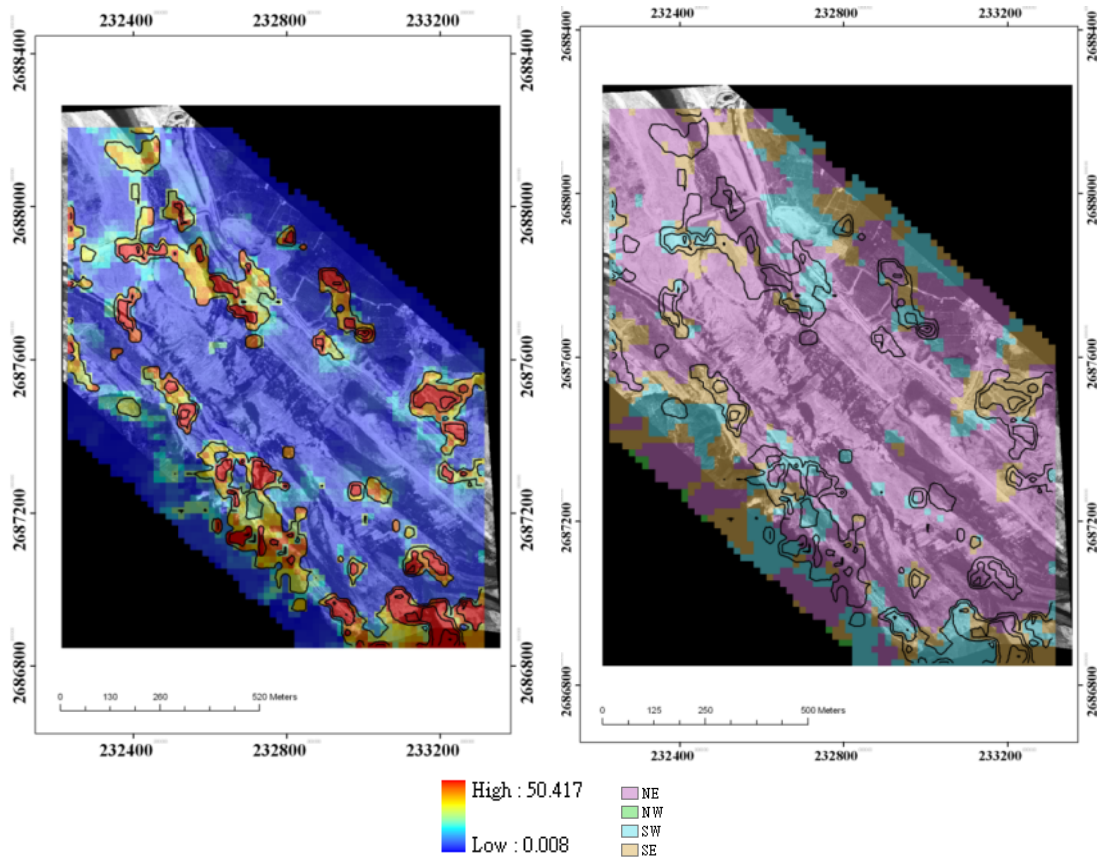


圖 35、90 至 92 年 CC 成果

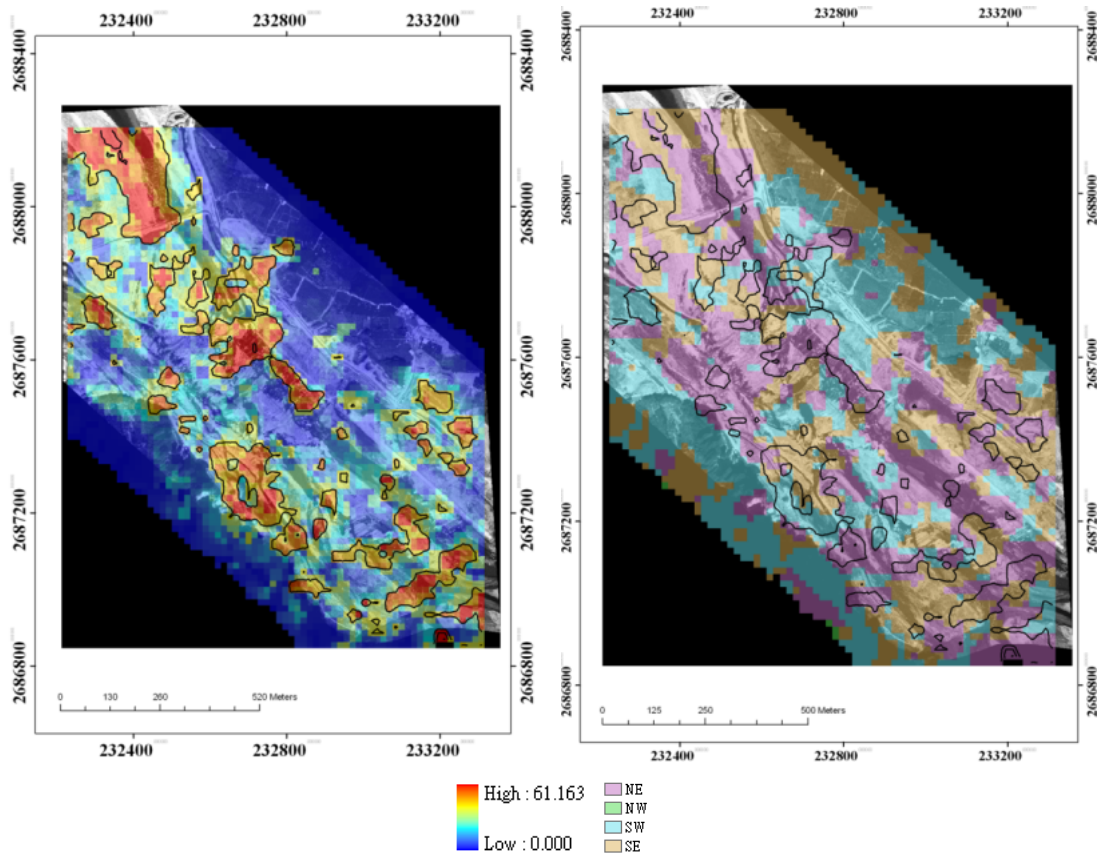


圖 36、90 至 93 年 CC 成果

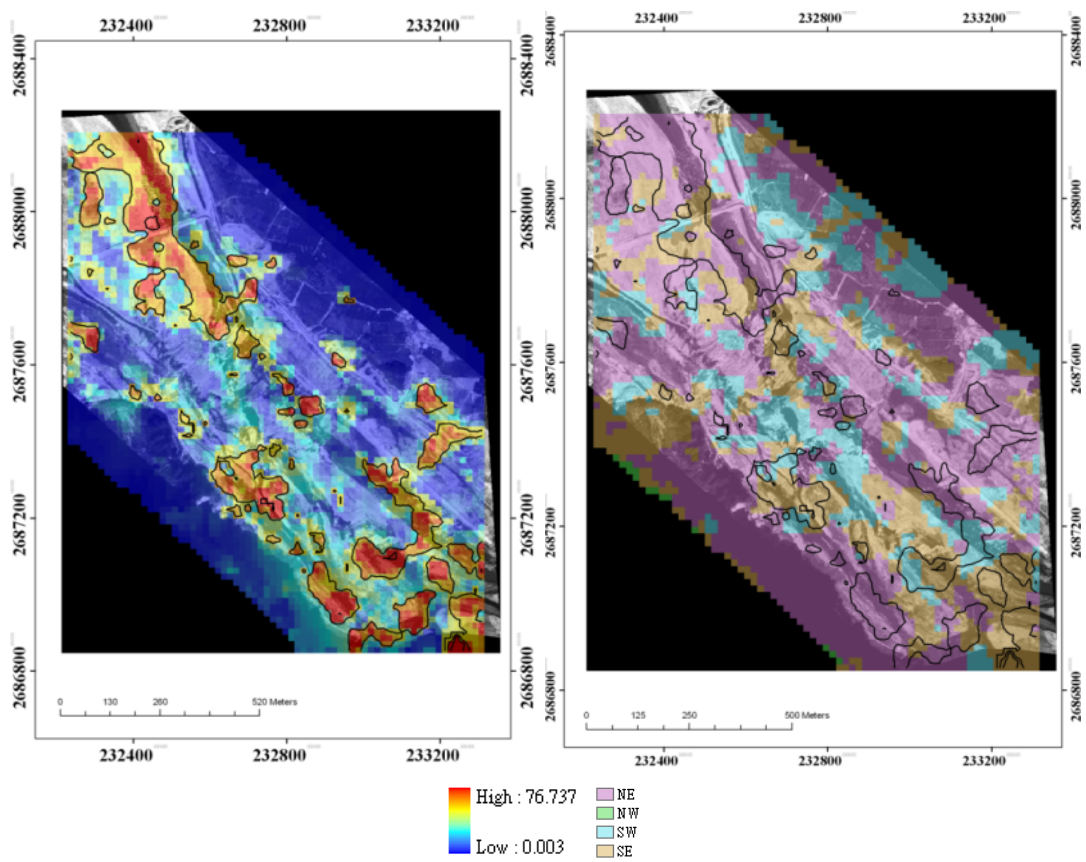


圖 37、90 至 94 年 CC 成果

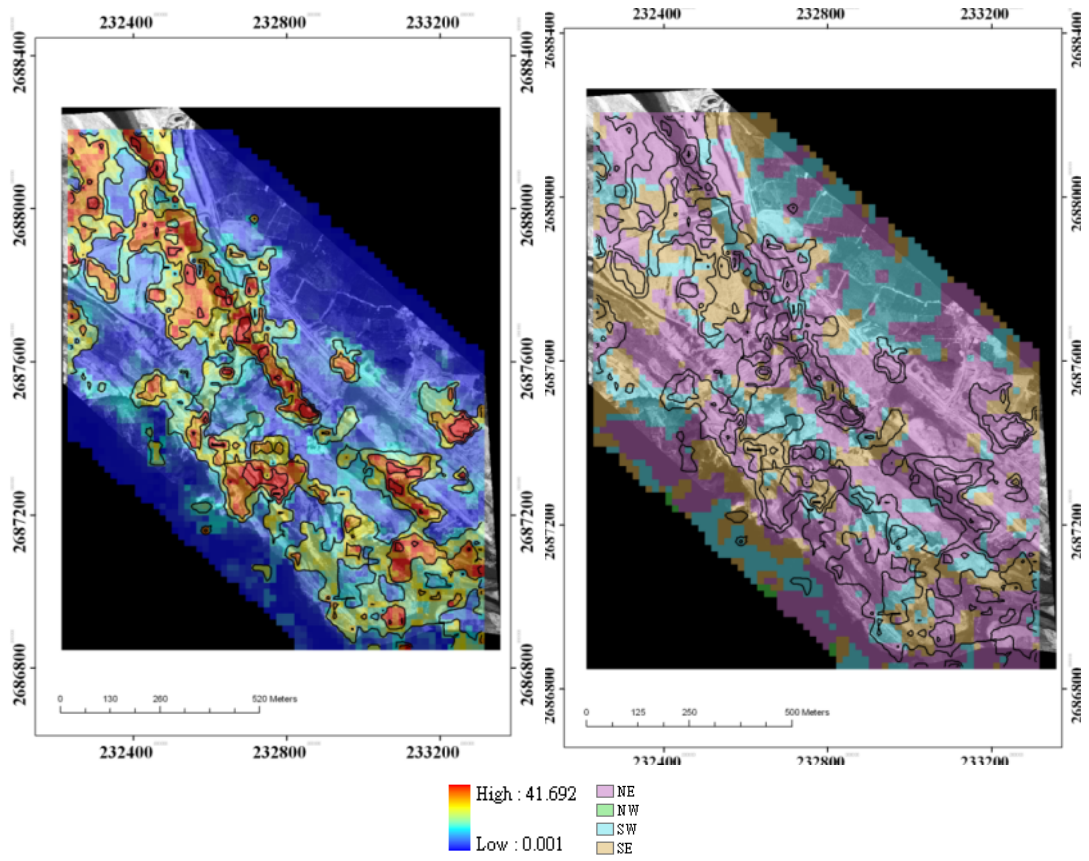


圖 38、90 至 95 年 CC 成果

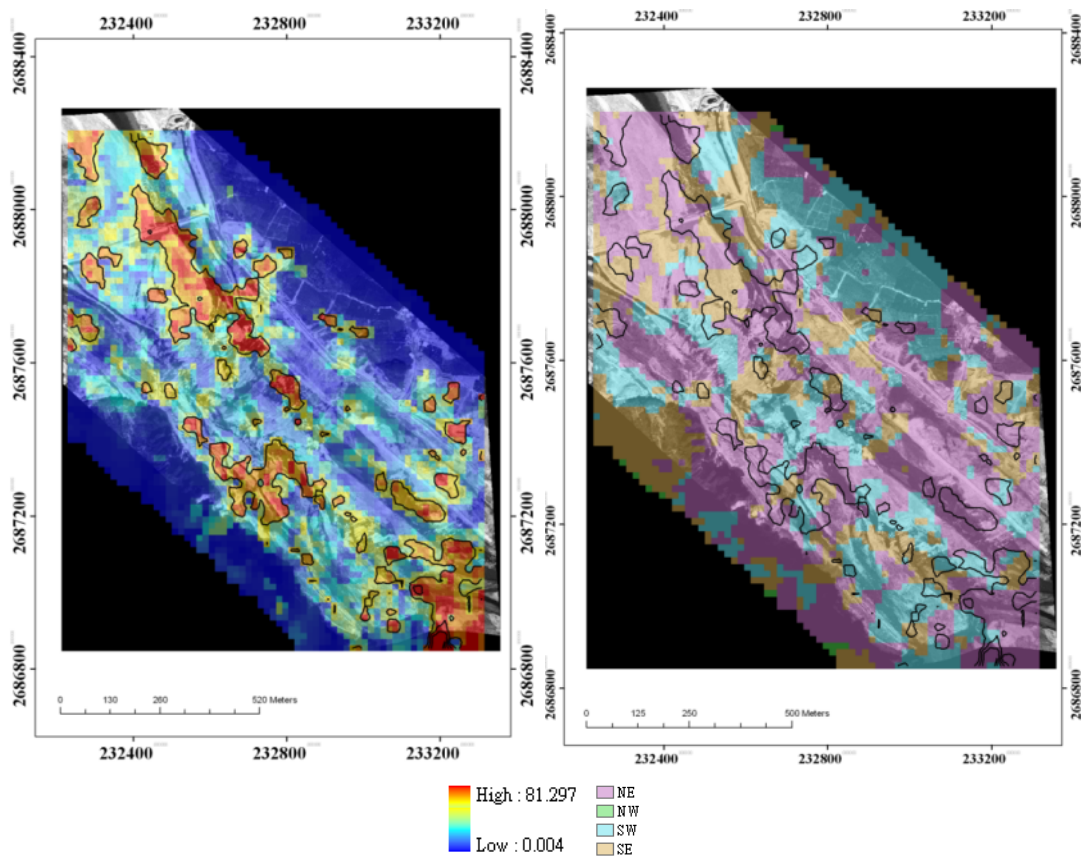


圖 39、90 至 96 年 CC 成果

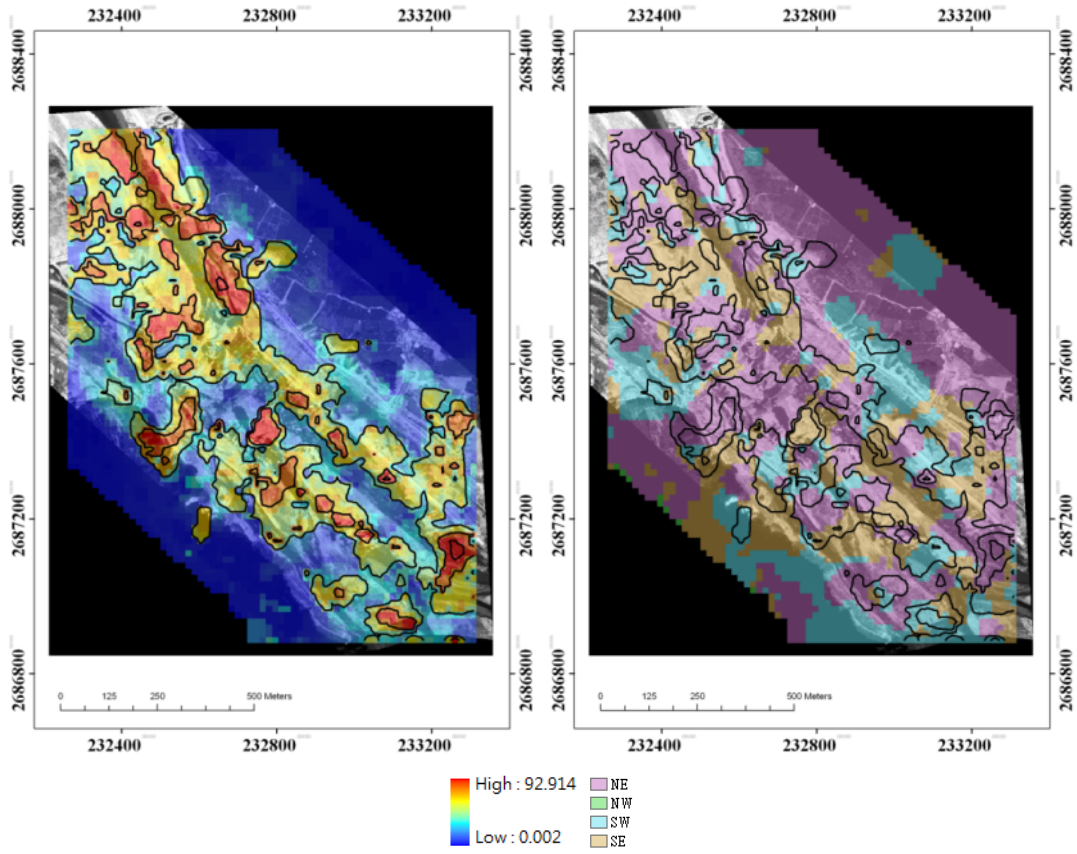


圖 40、90 至 97 年 CC 成果

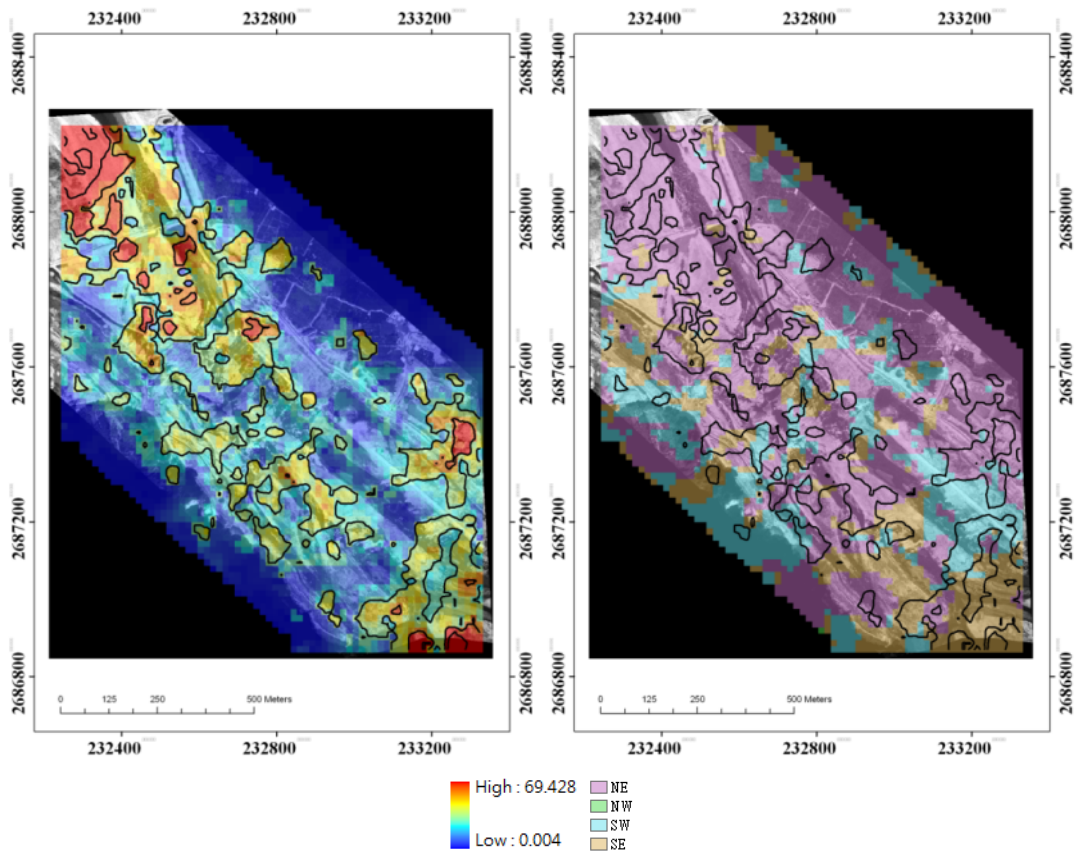


圖 41、90 至 98 年 CC 成果

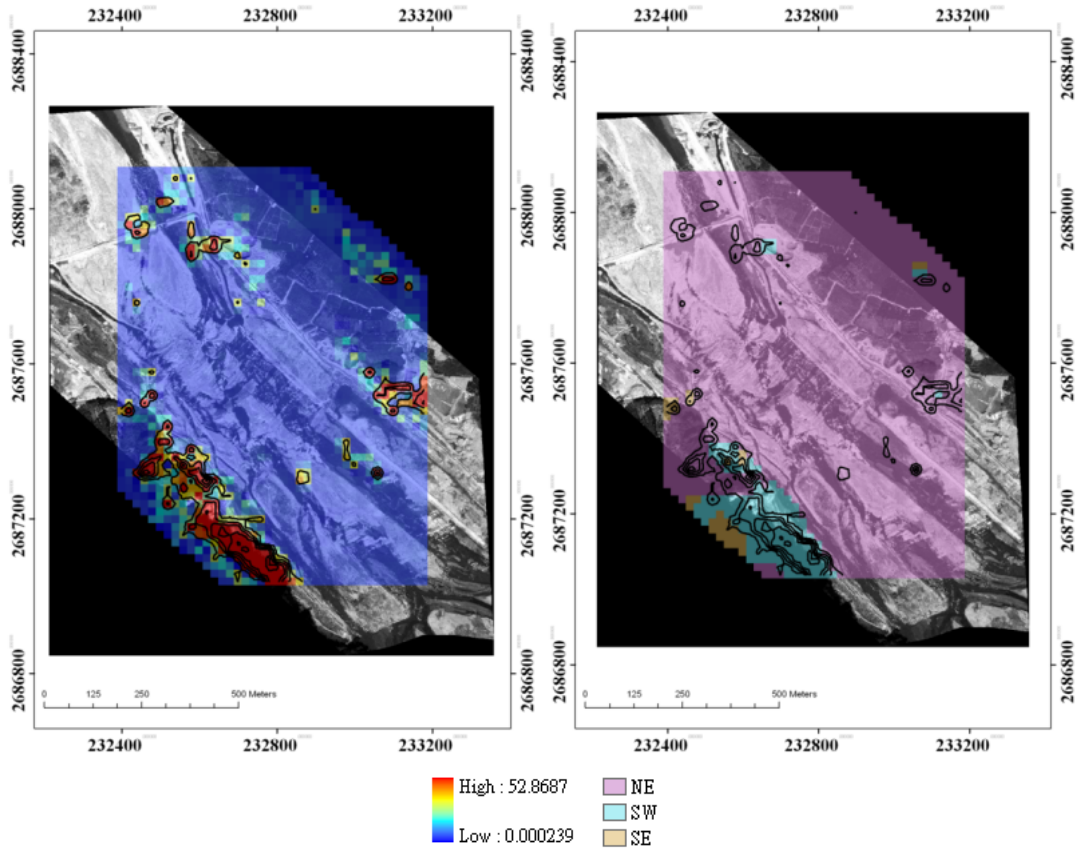


圖 42、90 至 91 年 COSI-Corr 成果

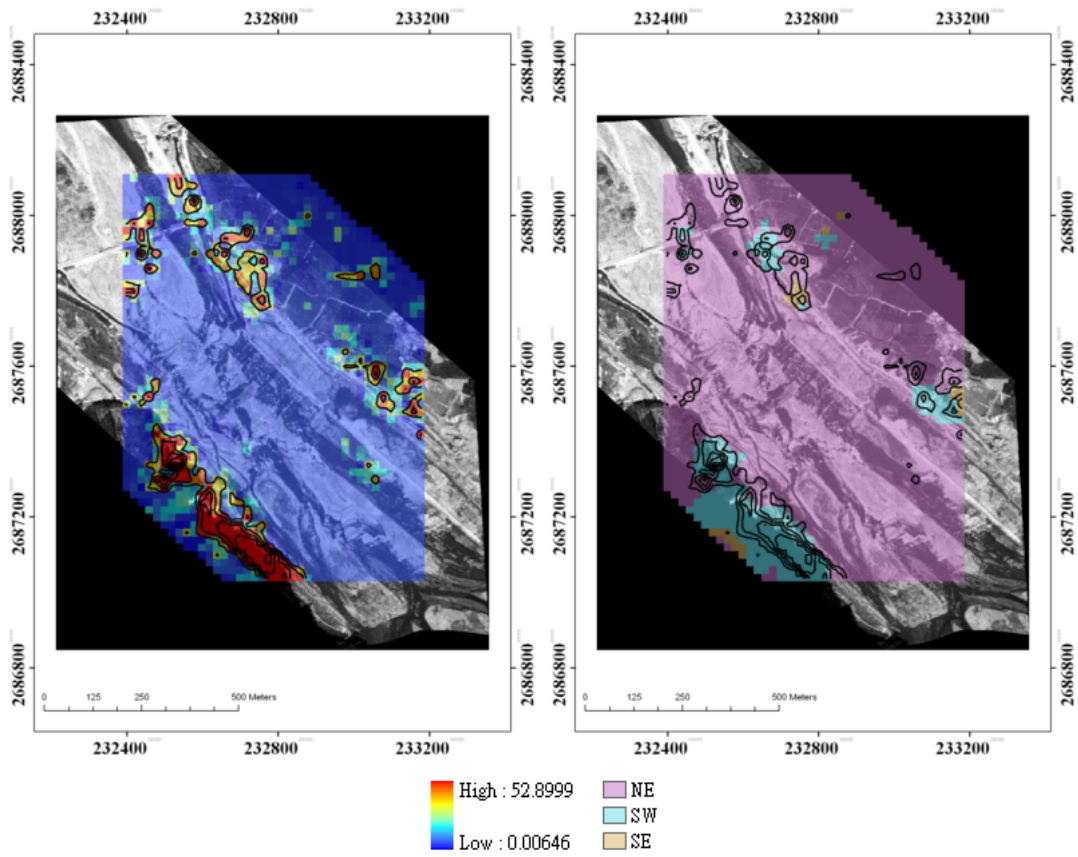


圖 43、90 至 92 年 COSI-Corr 成果

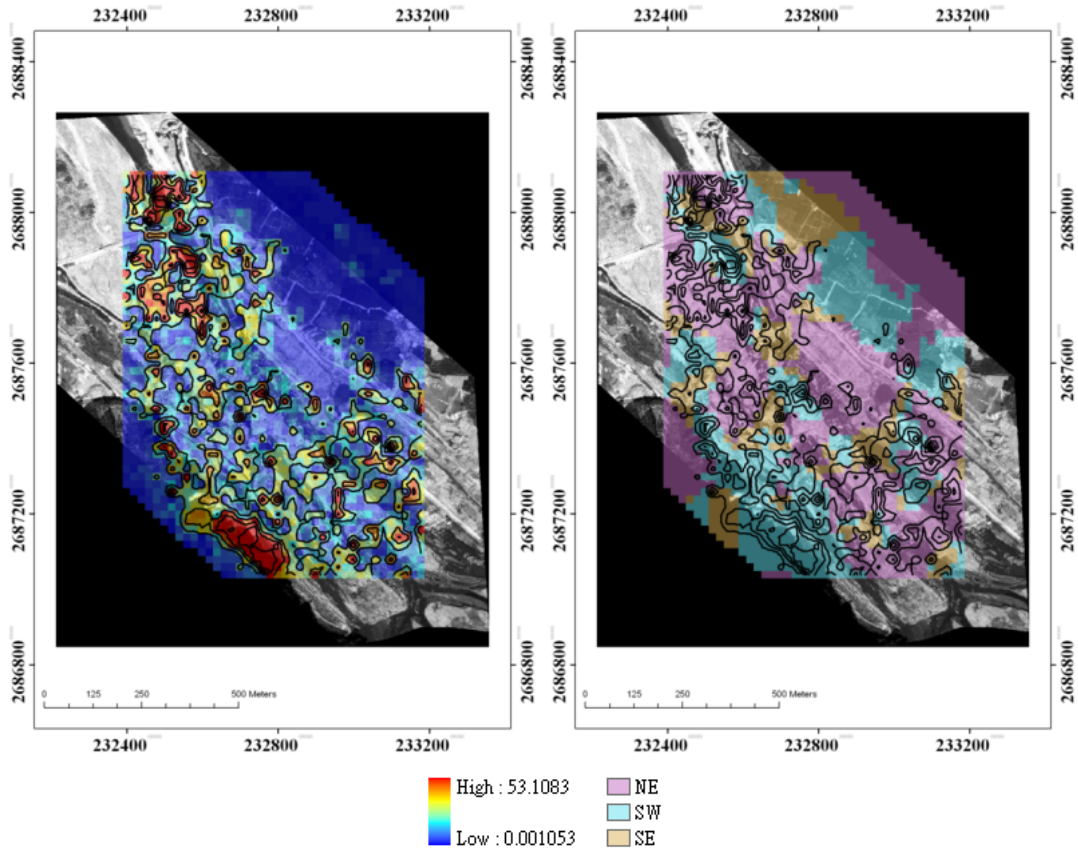


圖 44、90 至 93 年 COSI-Corr 成果

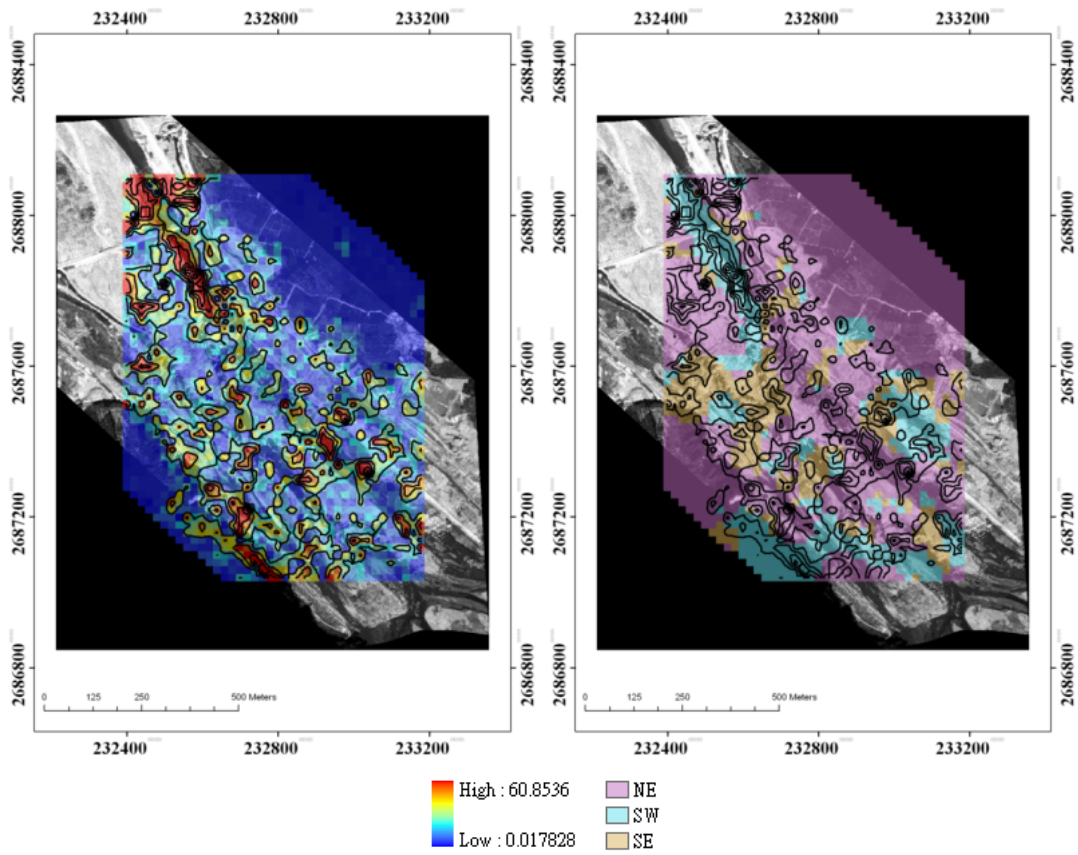


圖 45、90 至 94 年 COSI-Corr 成果

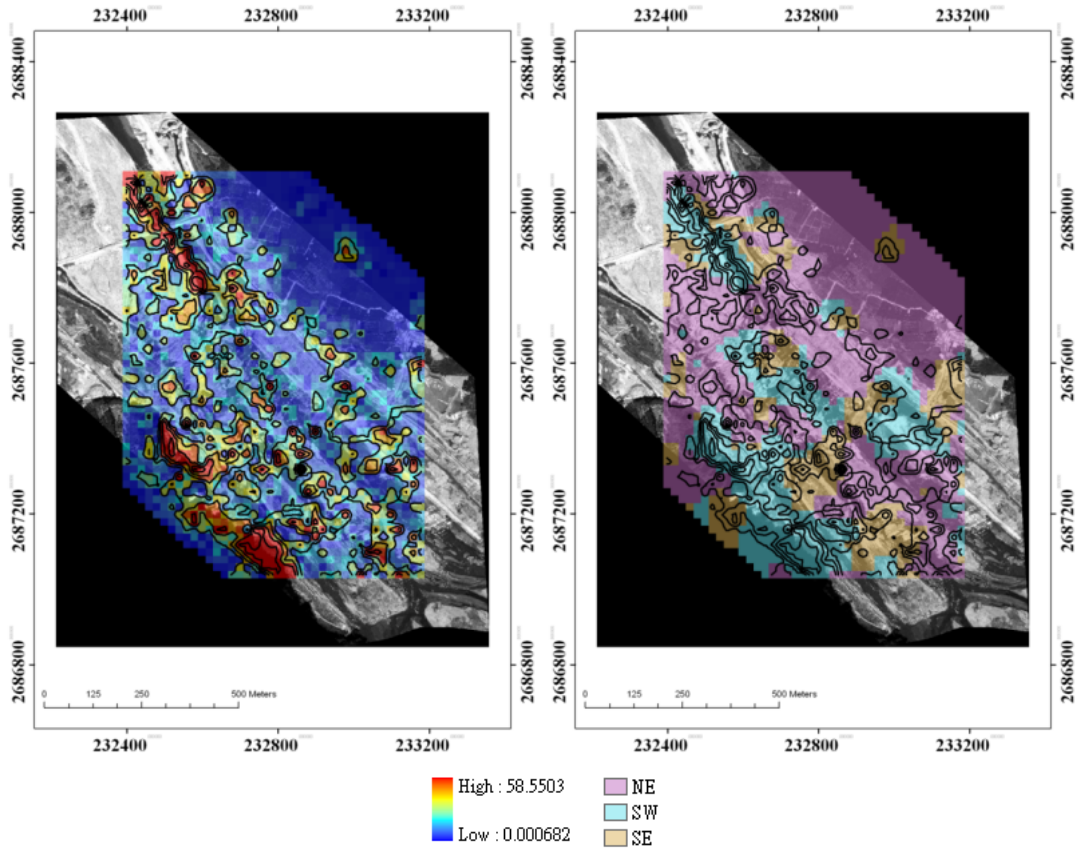


圖 46、90 至 95 年 COSI-Corr 成果

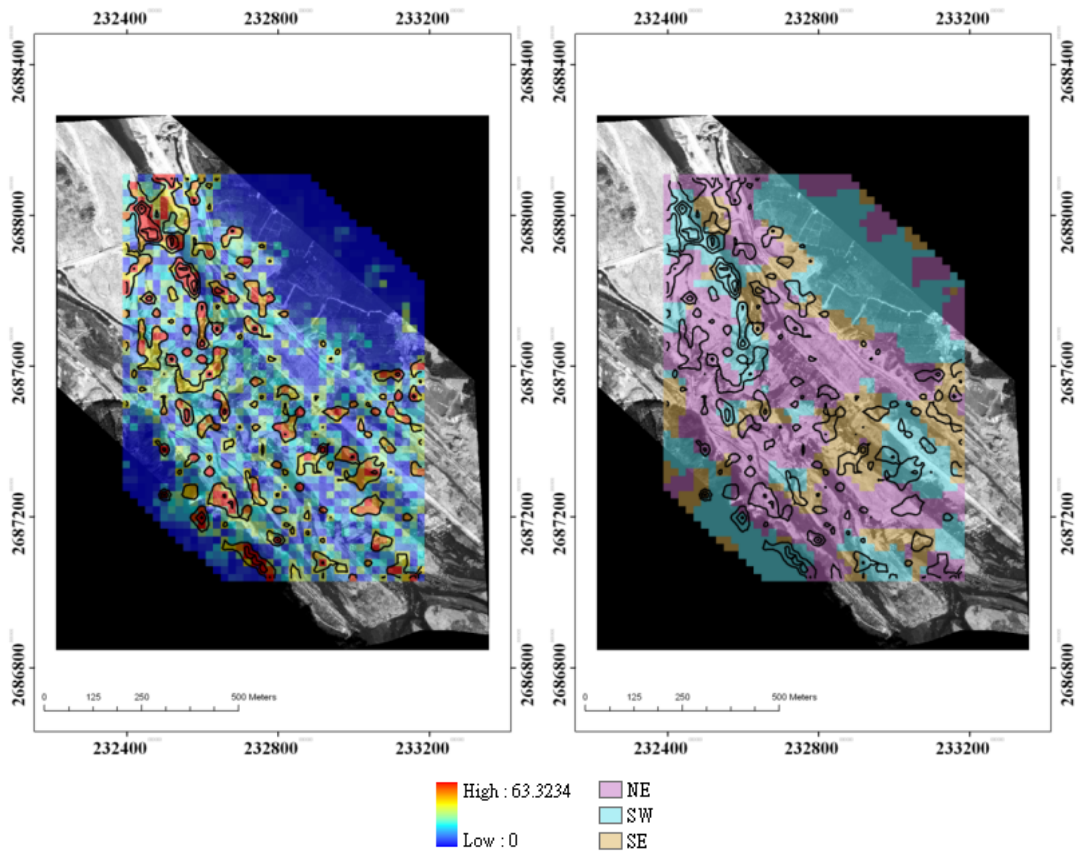


圖 47、90 至 96 年 COSI-Corr 成果

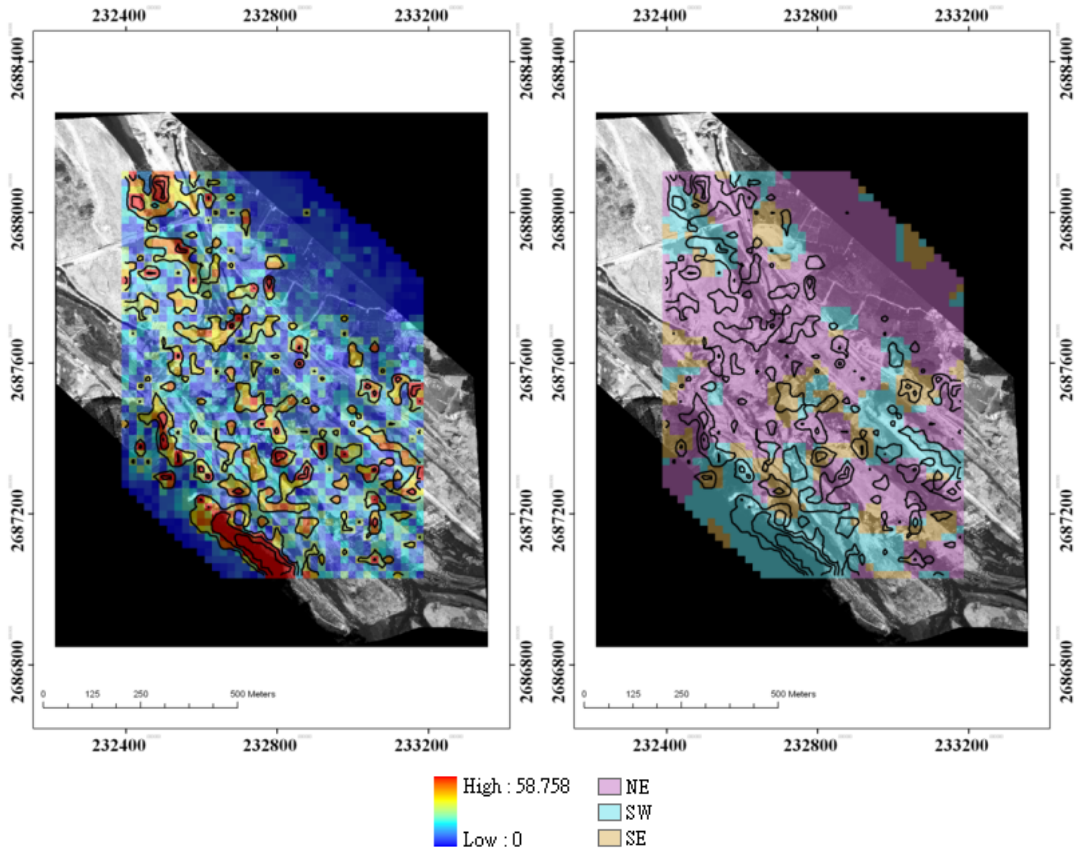


圖 48、90 至 97 年 COSI-Corr 成果

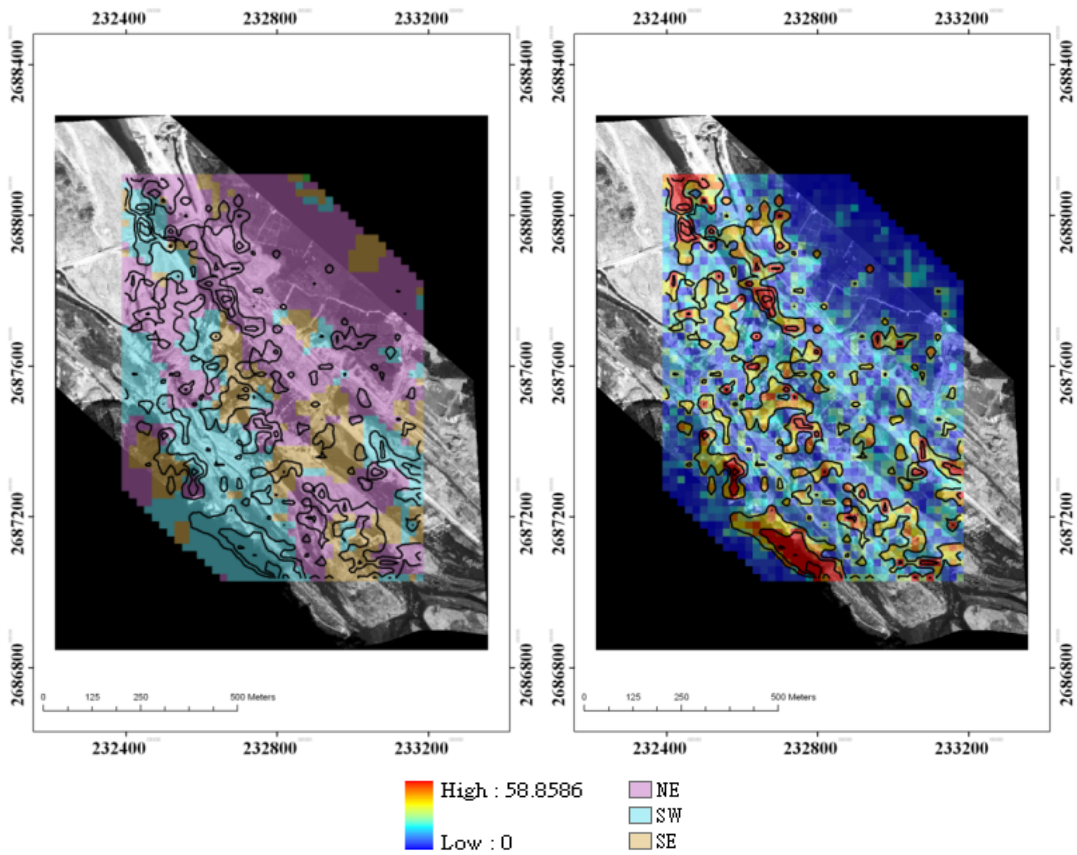


圖 49、90 至 98 年 COSI-Corr 成果

5.2 實測橫剖面比較

實測橫剖面共有 3 條，分別在 89 年、96 年、97 年 8 月和 97 年 10 月進行施測，剖面分布如圖 50 所示，分別為橫剖面 44、橫剖面 44_1 和橫剖面 45。由橫剖面 44 可知，如圖 51 所示，河道左岸在 89 年至 96 年，水平距離 150m 處退後約 50m；河道右岸在 89 年至 96 年，水平距離 450m 處退後約 20m。CC 成果如圖 52 所示，可看出 150m 處在 93 年有 20m 位移，之後逐年位移區域有延伸，至 97 年時有最大位移量 30m。450m 處在 96 年有水平位移 10m，97 年有最大位移量 40m。另外 250m 處，93 年有 20m 水平位移，之後年份增加至 40m 擺盪量。由橫剖面 44 河道區域可看出，89 年至 97 年河道下切 10m。COSI-Corr 成果如圖 53 所示，91 年 0-100m 有擺盪位移 10m；450m 處有水擺盪位移 5m；92 年 0-100m 有擺盪位移 15m；400~500m 處有擺盪位移 15m；93 年 0-100m 有擺盪位移 30m，之後年份位移較小，只有 15m。

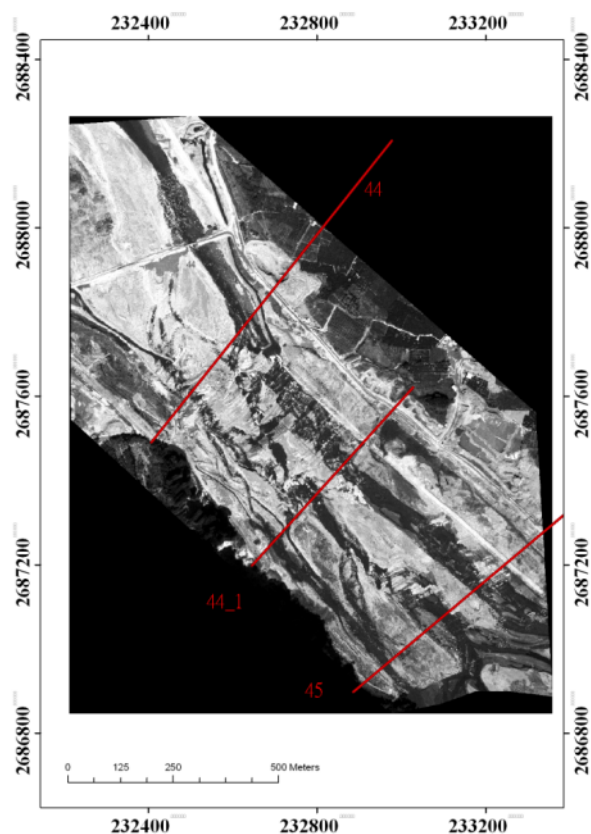


圖 50、實測剖面分布

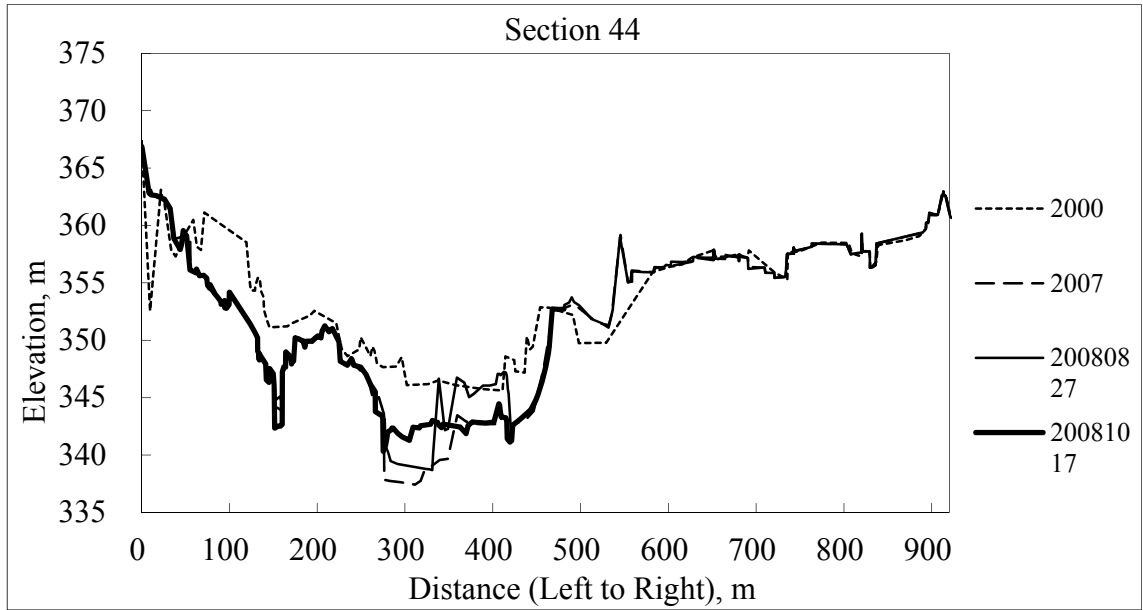
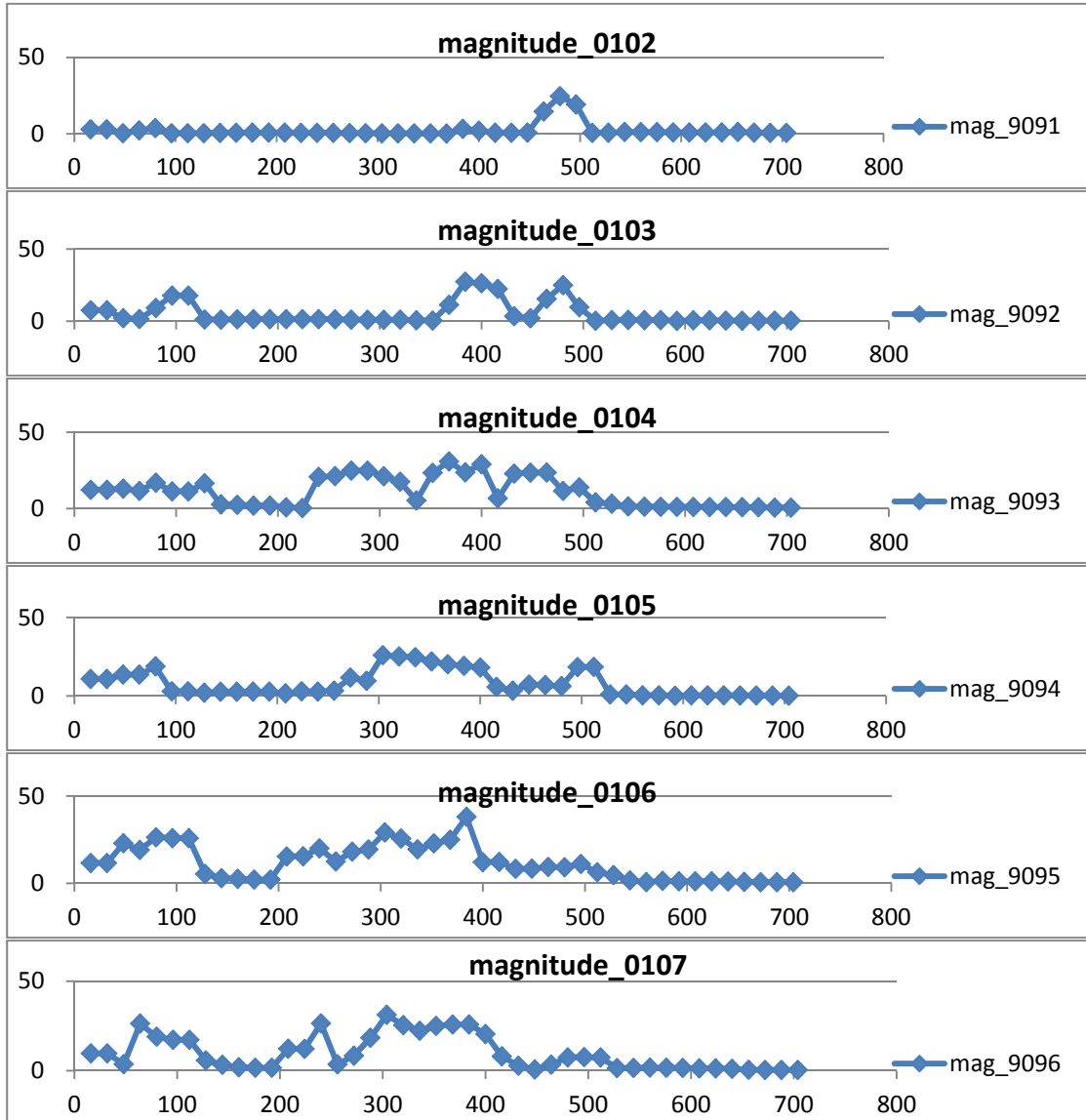


圖 51 剖面 44 高程分布



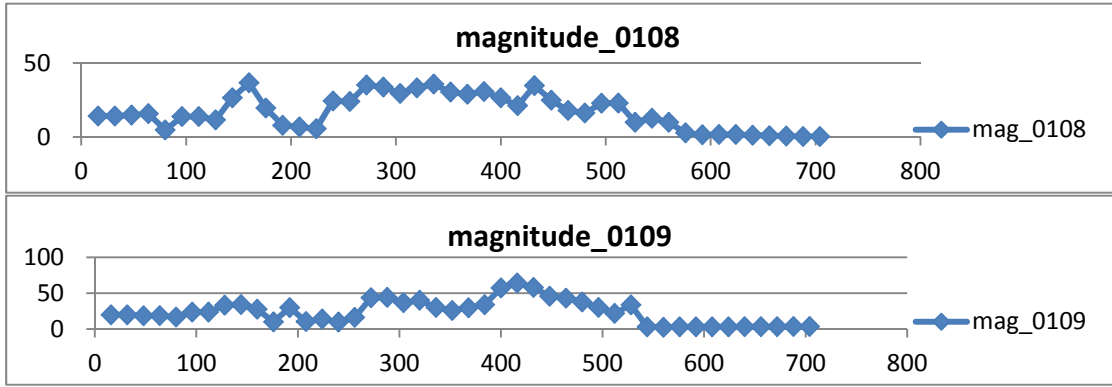
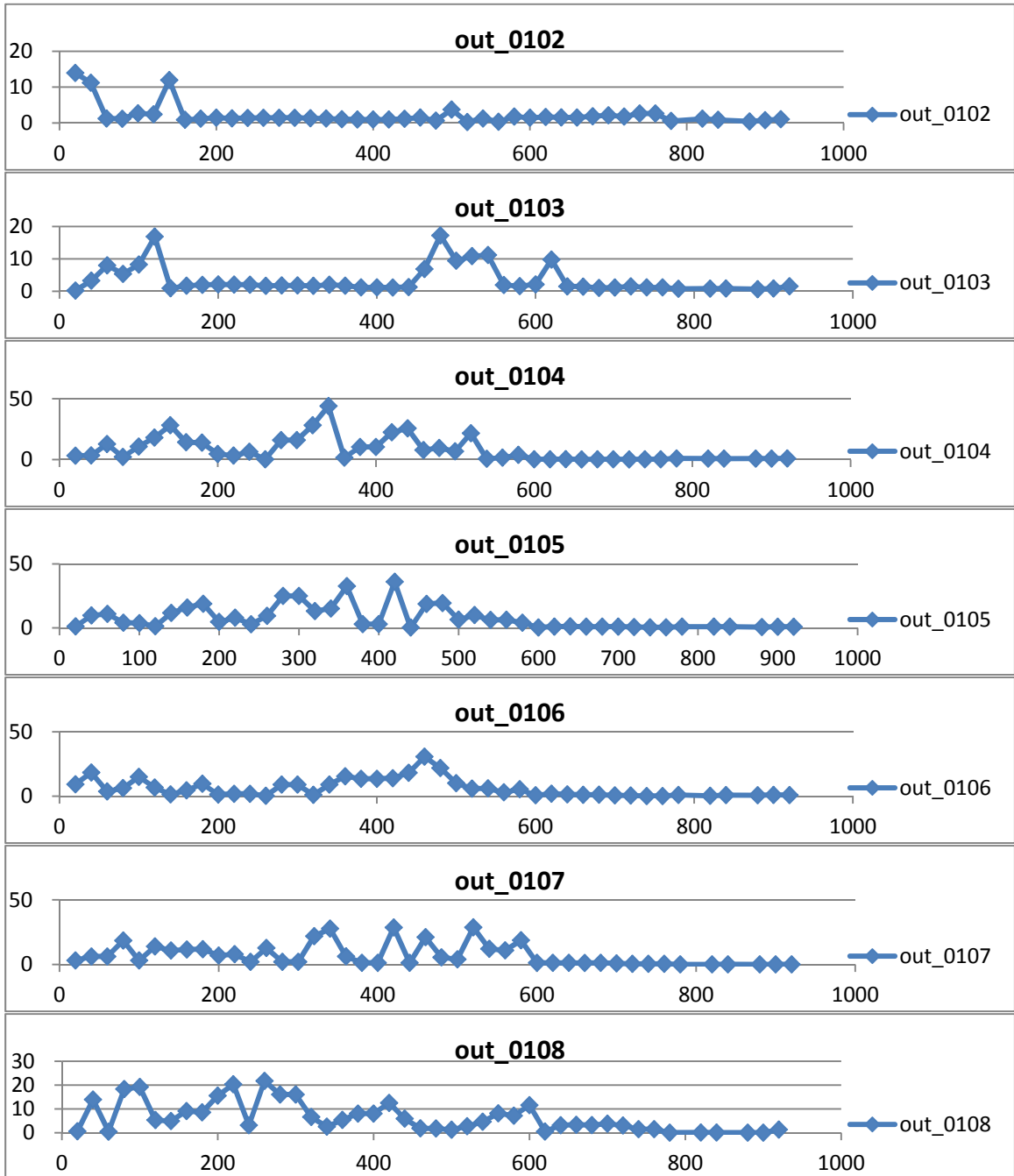


圖 52、剖面 44 CC 成果



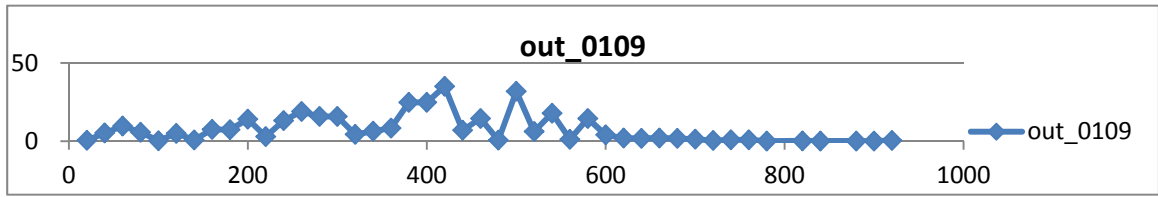


圖 53、剖面 44 COSI-Corr 成果

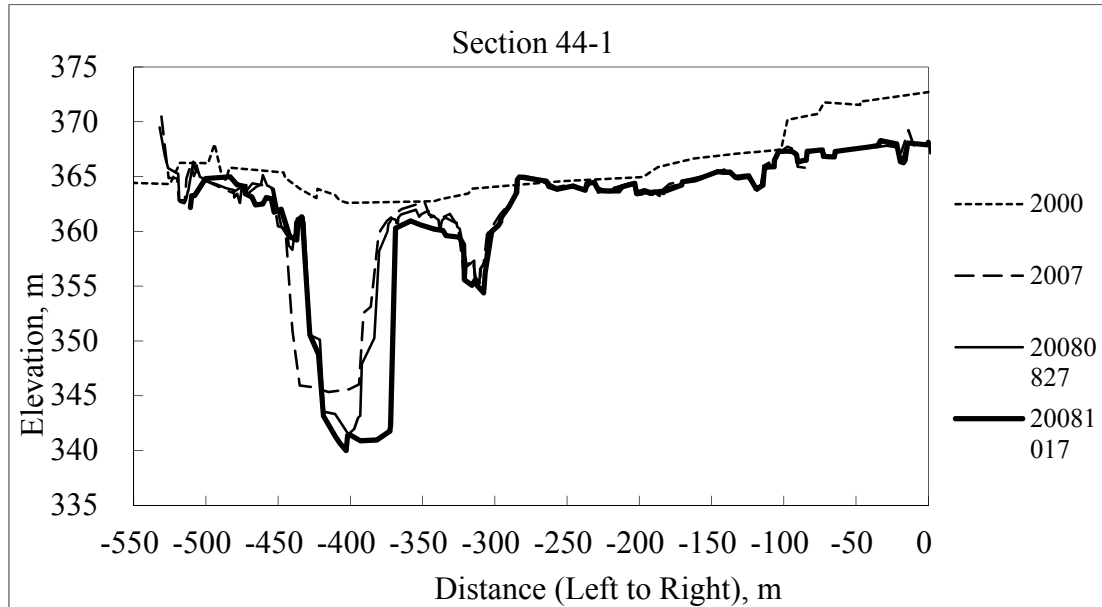
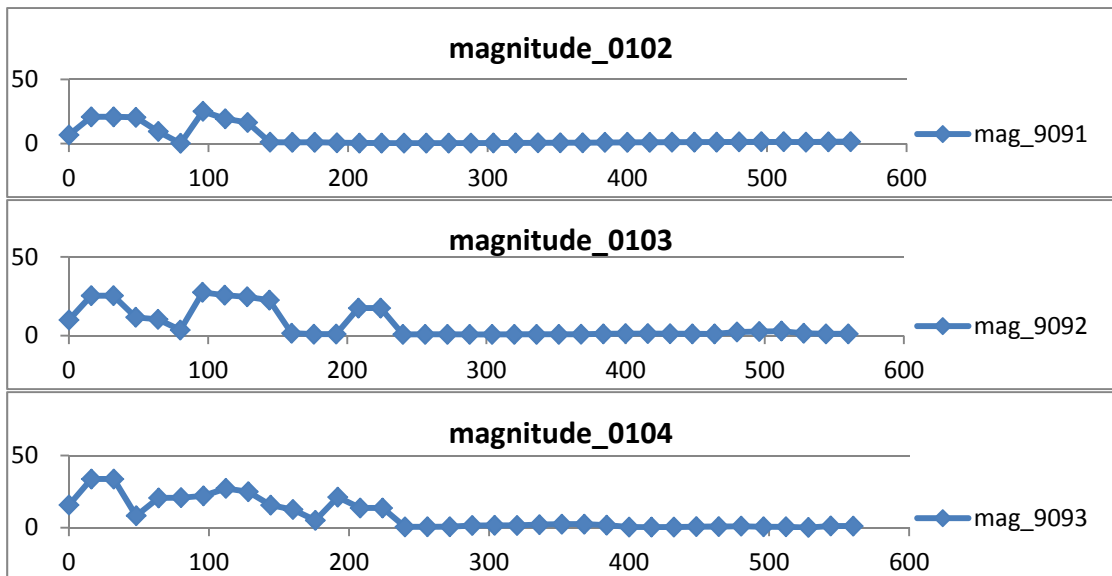


圖 54、剖面 44-1 高程分布

圖 54 為剖面 44-1 歷年高程分布，主要河道分布在 -450m 至 -350m 處，河道坡度陡峭，89 年至 97 年河道下切 20m，相較於橫剖面 44，河道下切作用遠大於側蝕作用。圖 55 為 CC 成果，100m 處由 91 年便開始擺蕩，直到 94 年有最大擺蕩量 30m，之後年份便趨於穩定。圖 56 為 COSI-Corr 成果，91 年在 100~200m 處有 4m 擺盪位移；92 年在 100~200m 處有 10m 擺盪位移；93 年在 100m 處，有 10m、300m 處有 20m、350 處有 15m、400~500m 處有 10m 擺盪位移；94 年後整條剖線皆有擺盪位移，約 20m。



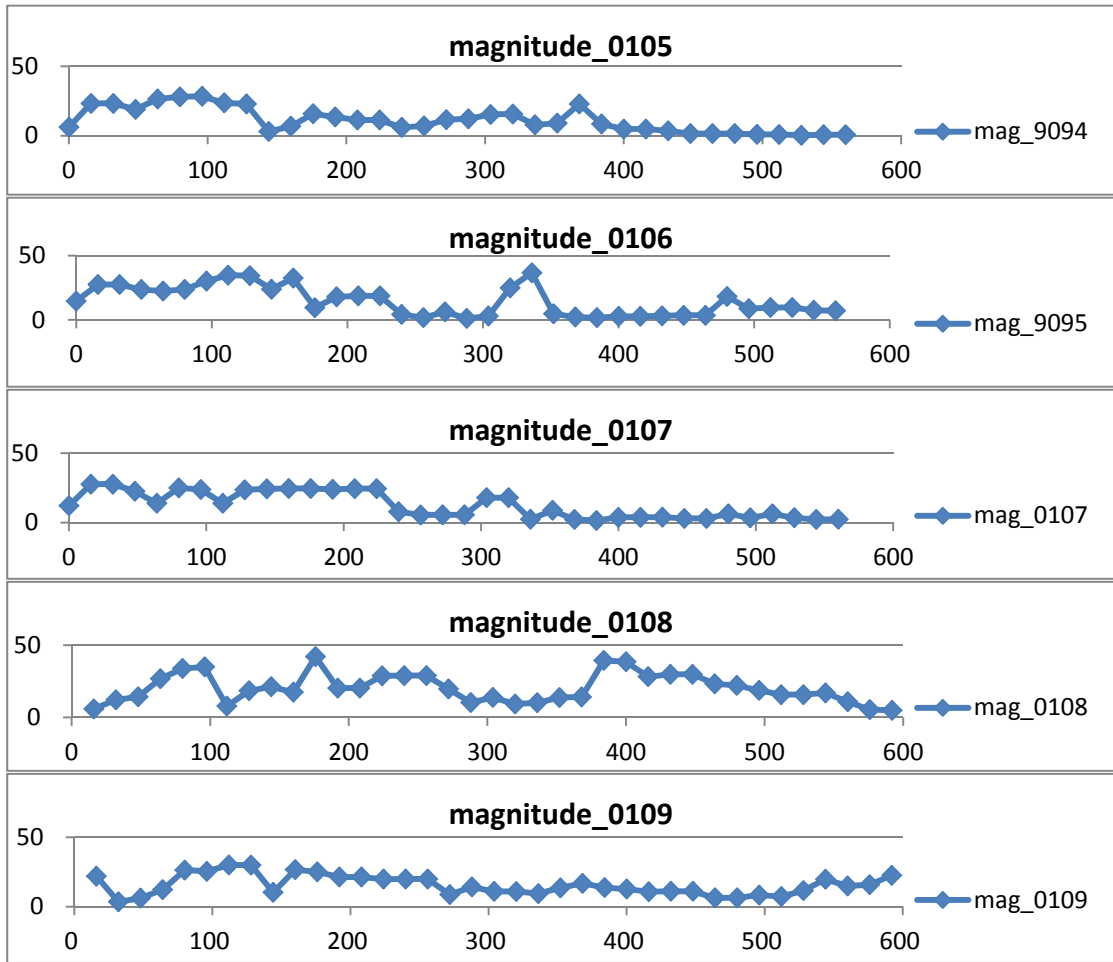


圖 55、剖面 44-1 CC 成果

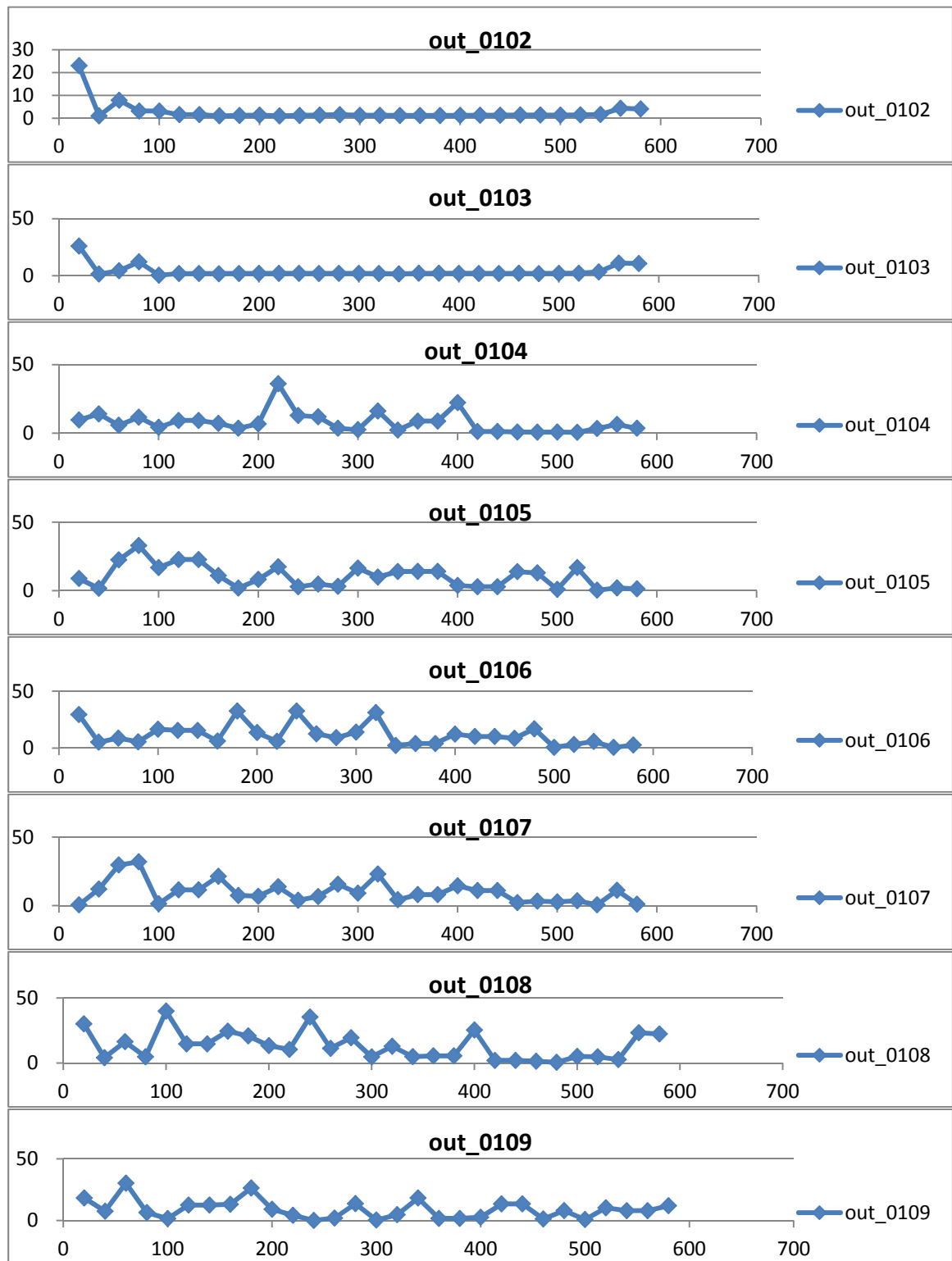


圖 56、剖面 44_1 COSI-Corr 成果

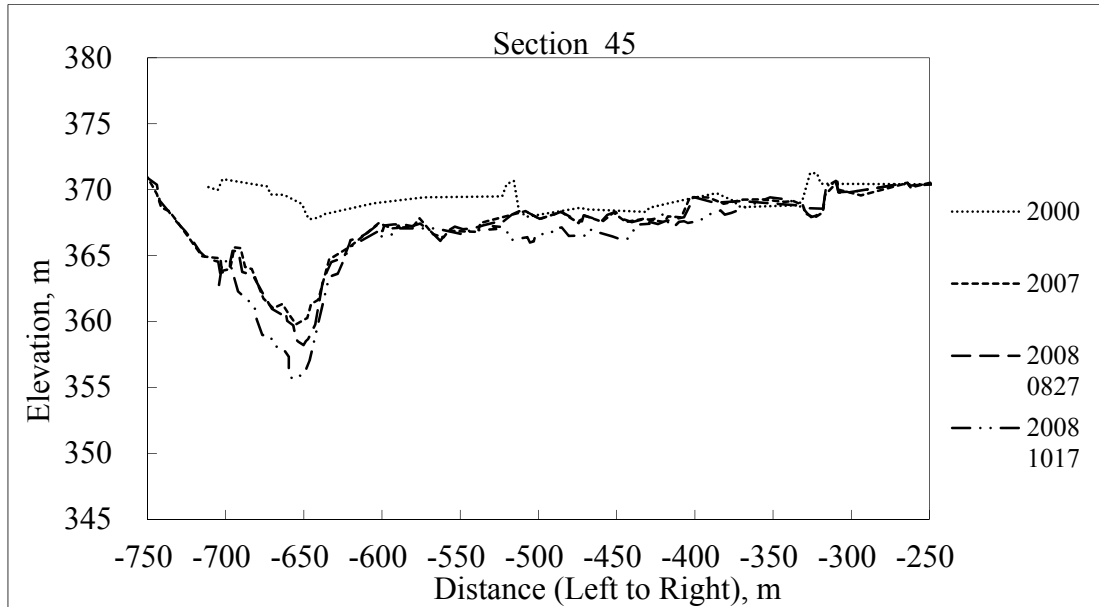


圖 57、剖面 45 高程分布

圖 57 為剖面 45 歷年高程分布，河道左岸在 89 年至 96 年由 100m~150m 處退後 10m，河道右岸在 89 年至 96 年由 300m~400m 處退後約 40m，河道高程在 89 年至 97 年下切 15m。CC 成果如圖 58 所示，94 年以前，水平位移分布在 100m 和 300~400m 區間，100m 處在 94 年有最大位移量 40m，之後便逐年下降。300~400m 處至 95 年有位移 30m，之後年份位移區域擴大，最大位移量不變。COSI-Corr 成果如圖 59 所示，此段剖面因影像關係，只匹配出一部分位移資訊，91 至 92 年無較大擺盪位移，93 年後在 250m 和 300m 處有 20m 擺盪位移。

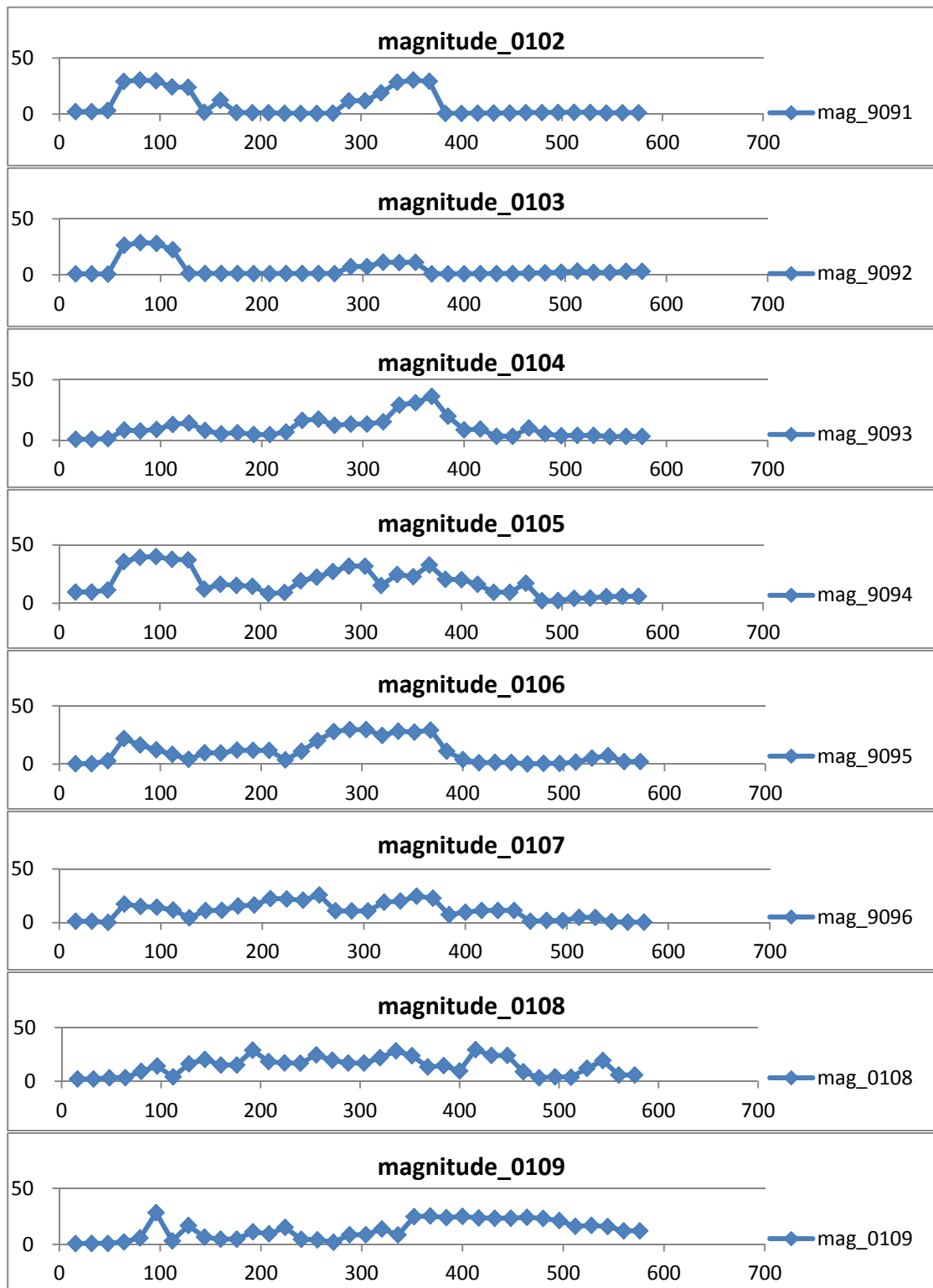


圖 58、剖面 45 CC 成果

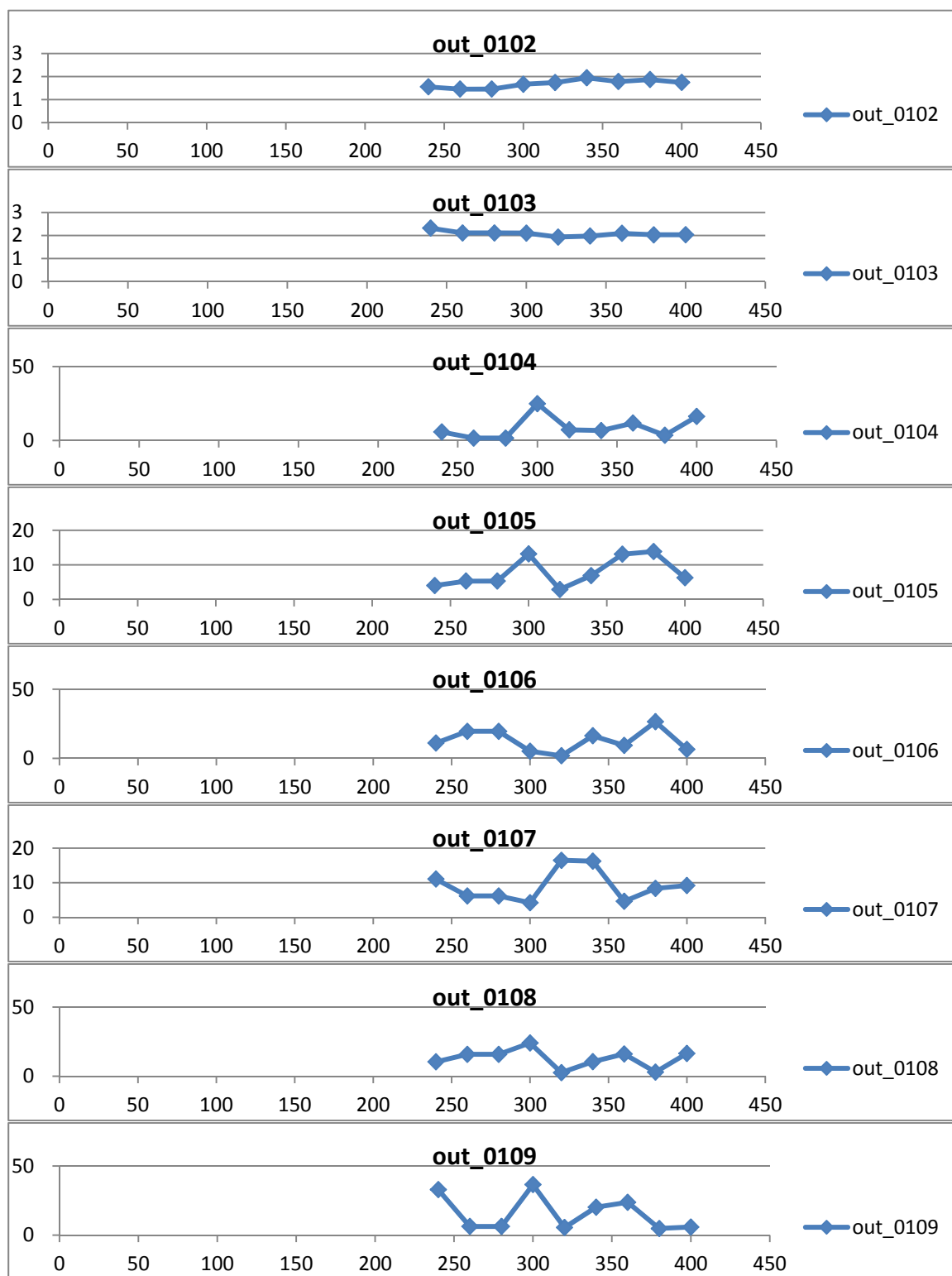


圖 59、剖面 45 COSI-Corr 成果

5.3 高程分析

圖 60 至圖 62 為研究區整體高程較差分布，以 90 年高程模型為基準，91、94、95、96 和 98 年高程模型和其進行相減。由水平擺盪分析可知，研究區河道呈現左移，91 年可看出河川區域高程約略下降，但趨勢並不明顯，94 年後，研究區上游地區在研究區左側高程下降，且水平範圍較小，顯示河道地區下切作用大於側蝕作用；研究區下游地區高程也下降許多，水平範圍較大，河道範圍仍隨著下切進行擴大。河道周圍區域高程約略抬升，顯示此區地形受到地體抬升作用影響不大，主要受到侵蝕作用進行變遷。

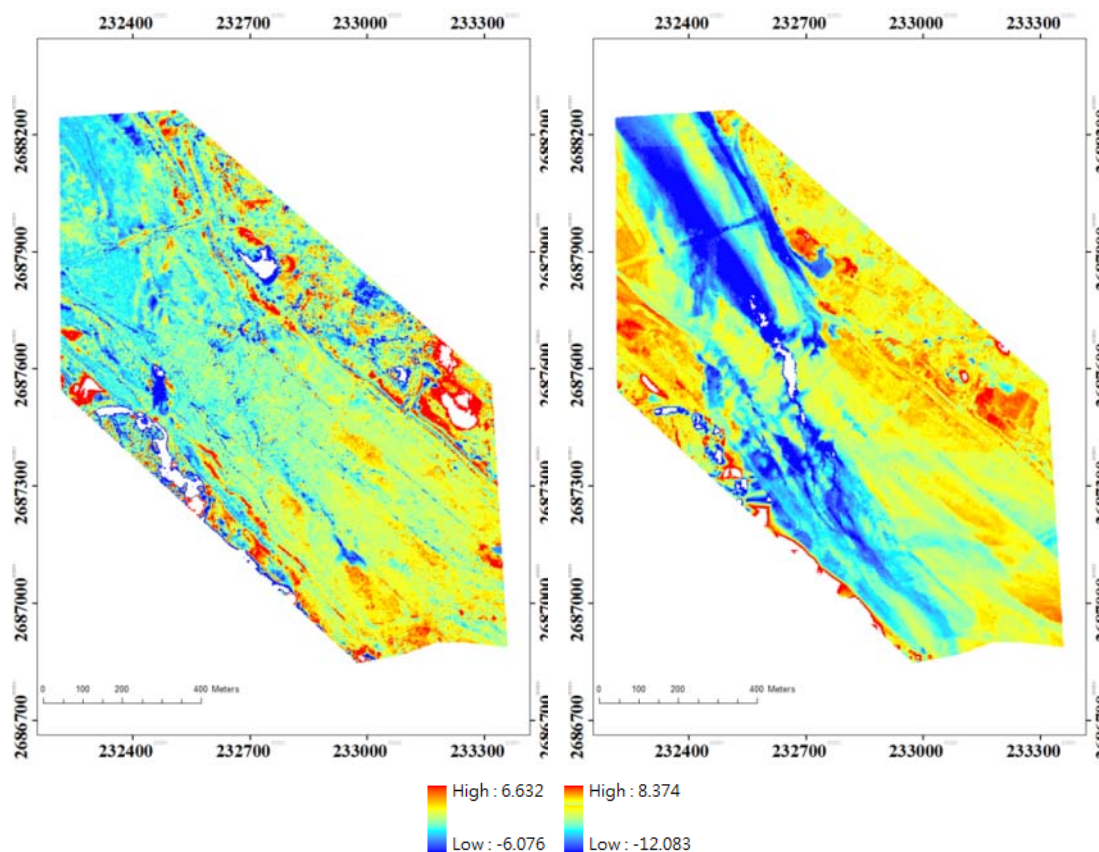


圖 60、(a)90 至 91 年和(b)90 至 94 年

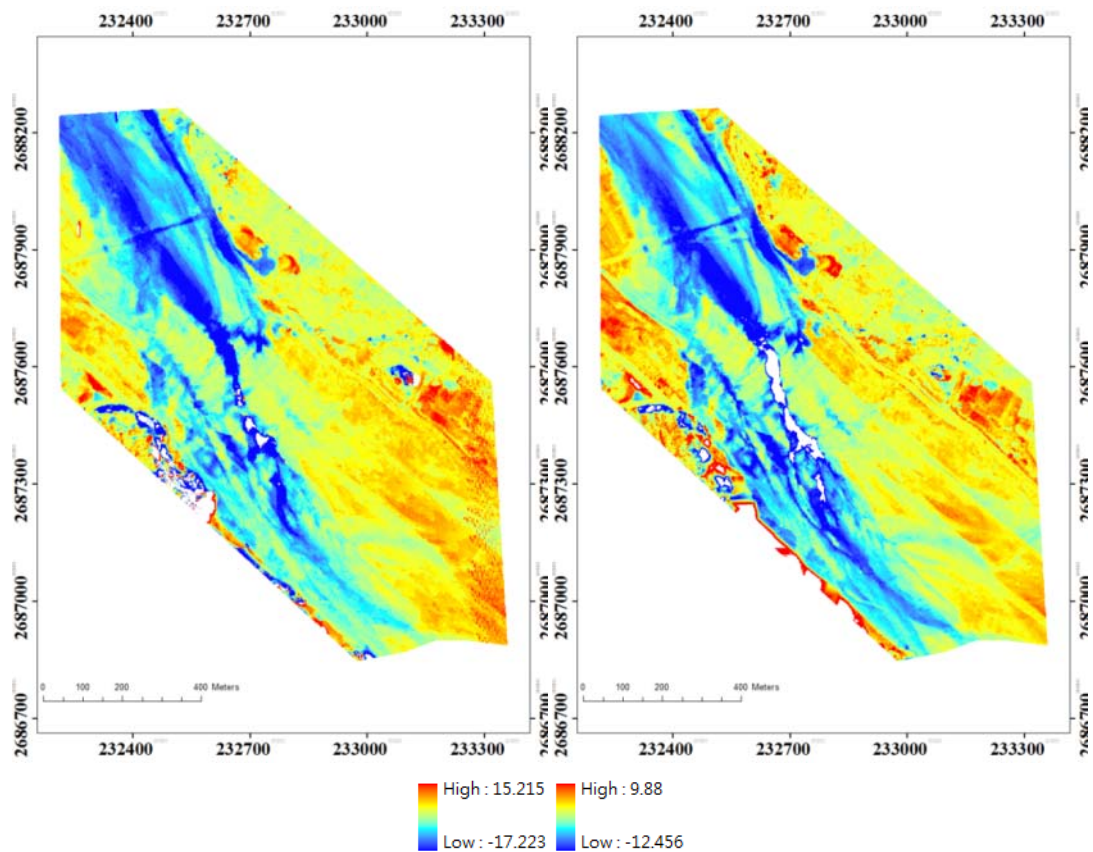


圖 61、(a)90 至 95 年和(b)90 至 96 年

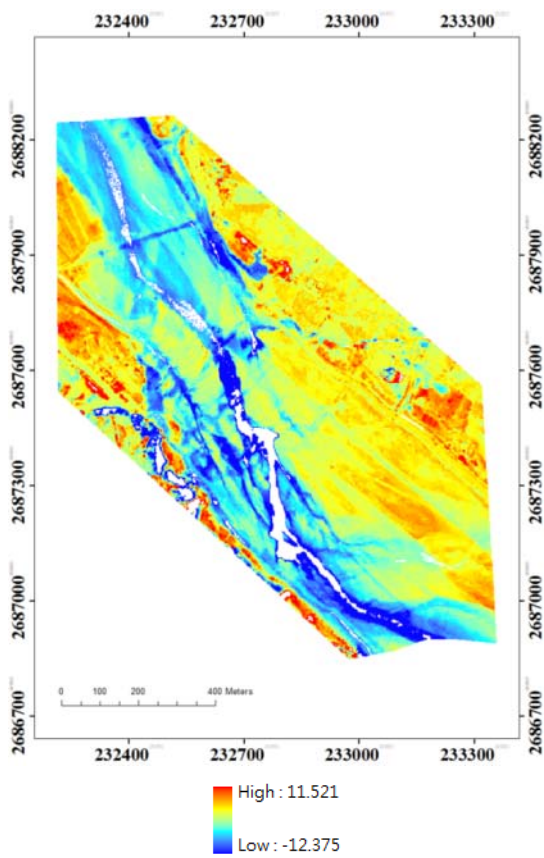


圖 62、90 至 98 年

5.4 橫剖面分析

本計畫利用歷年高程模型數據進行高程相減，如 5.3 節成果，將研究區河道區域擷取 13 條橫剖面，分布如圖 63 所示。圖 64 至圖 76 為各個橫剖面高程較差，河道部分皆呈現高程下降之趨勢。圖 64 為橫剖面 1，河道進行擺盪，可在 0-150m 和 200-250m 處看出兩條支流，河道下切約 6m；圖 65 為橫剖面 2，和橫剖面 1 一樣，河道進行擺盪，0-200m 支流下切 6m，200-300m 下切 8m；圖 66 和圖 67 為橫剖面 3 和 4，兩者趨勢一致，在 150m 處河道下切 10m；圖 68 和圖 69 為橫剖面 5 和 6，在 200m 處河道下切 10m，但橫剖面 6 河道寬度較窄；圖 70 至圖 73 為橫剖面 7、8、9 和 10，皆和橫剖面 6 一樣，河道下切 10 幾 m，且河道寬度較窄，顯示此段河道下切作用相較於側蝕作用旺盛；圖 74 至圖 76 為橫剖面 11、12 和 13，0-150m 處河道下切 8m，其餘位置高程皆沒啥改變，河川擺盪左移後，便不在原區域進行侵蝕作用。

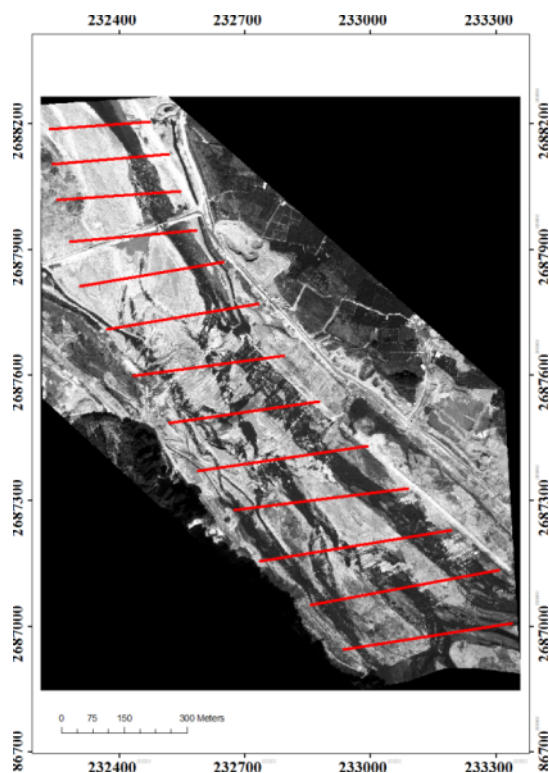


圖 63、橫剖面分布

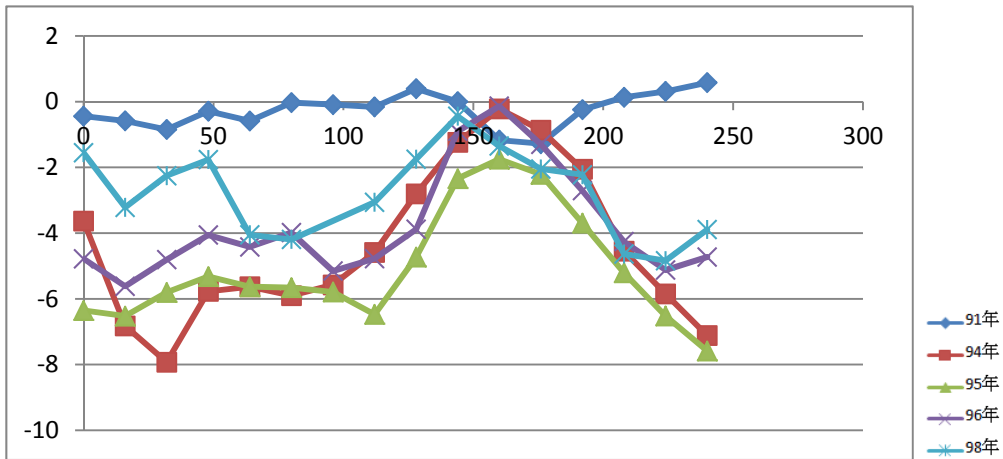


圖 64、橫剖面 1

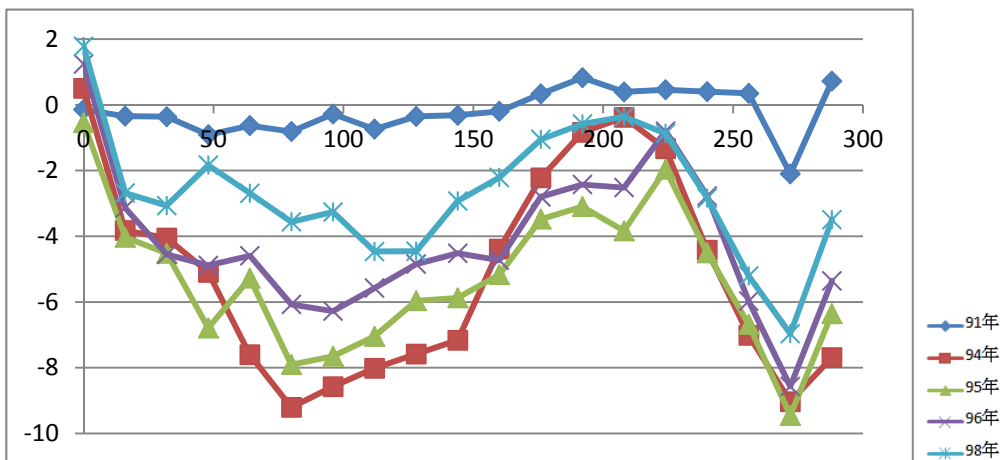


圖 65、橫剖面 2

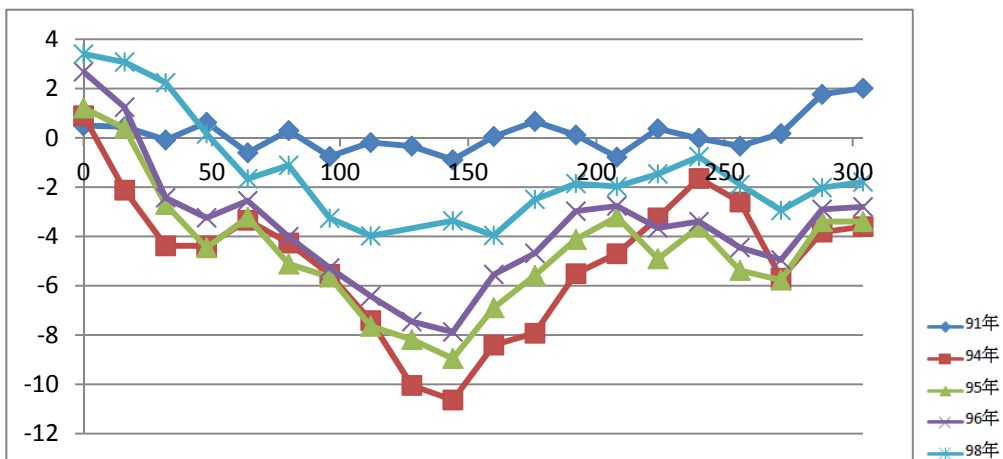


圖 66、橫剖面 3

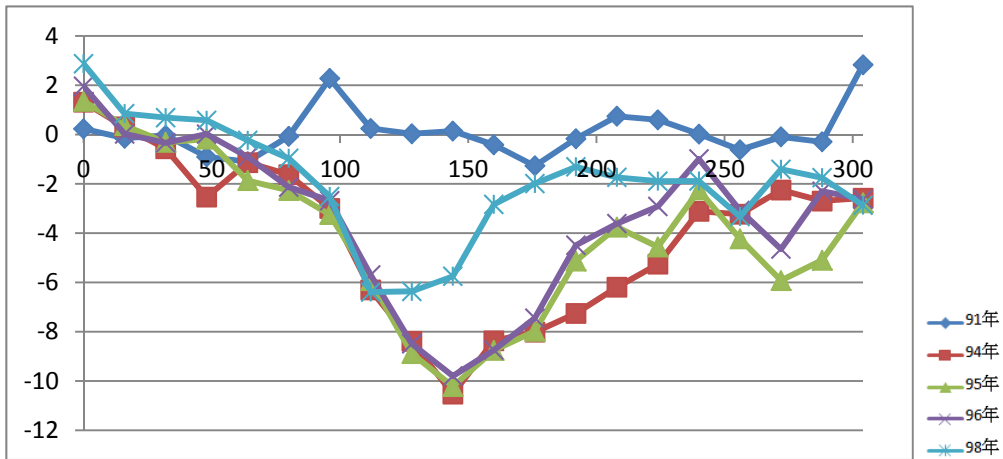


圖 67、橫剖面 4

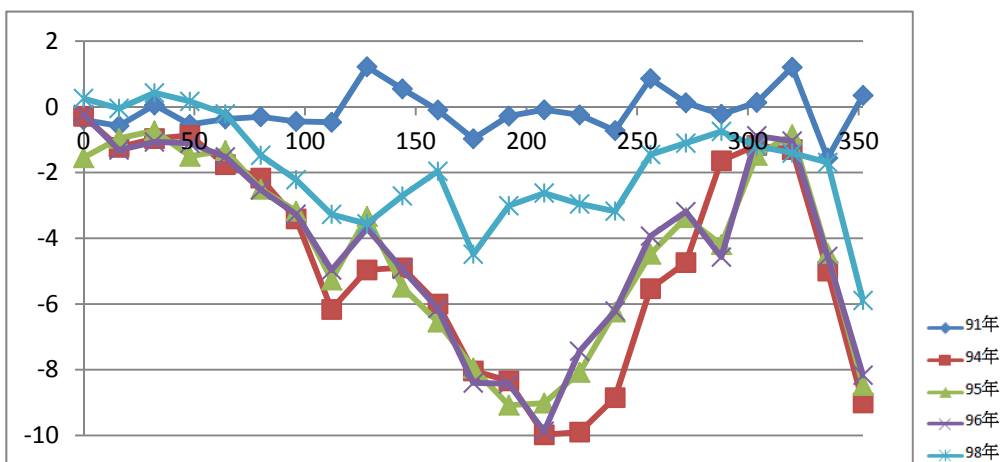


圖 68、橫剖面 5

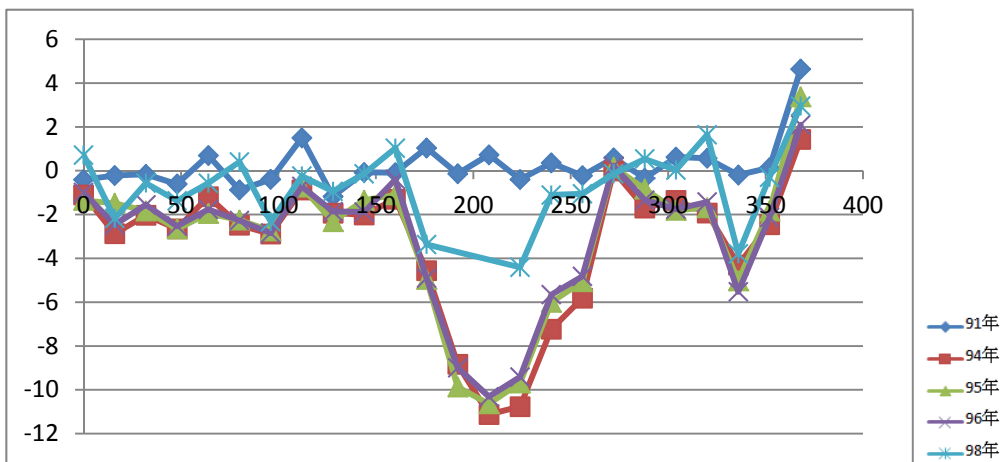


圖 69、橫剖面 6

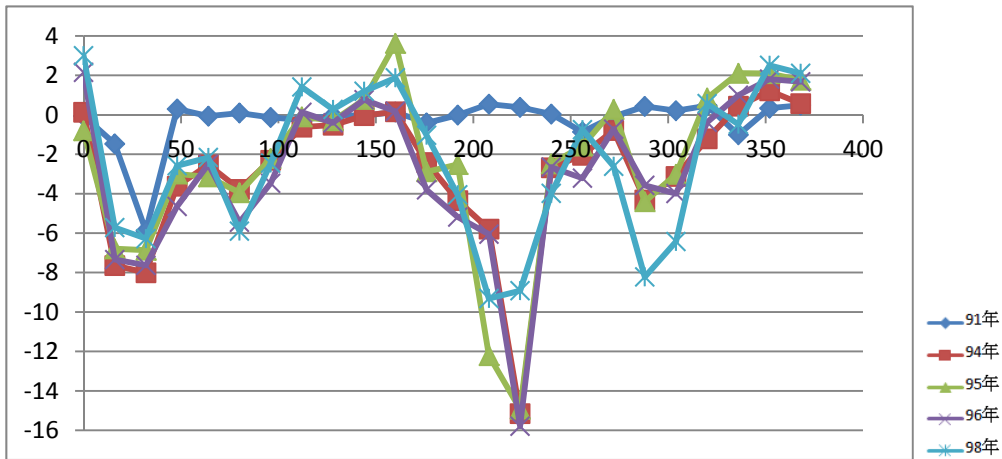


圖 70、橫剖面 7

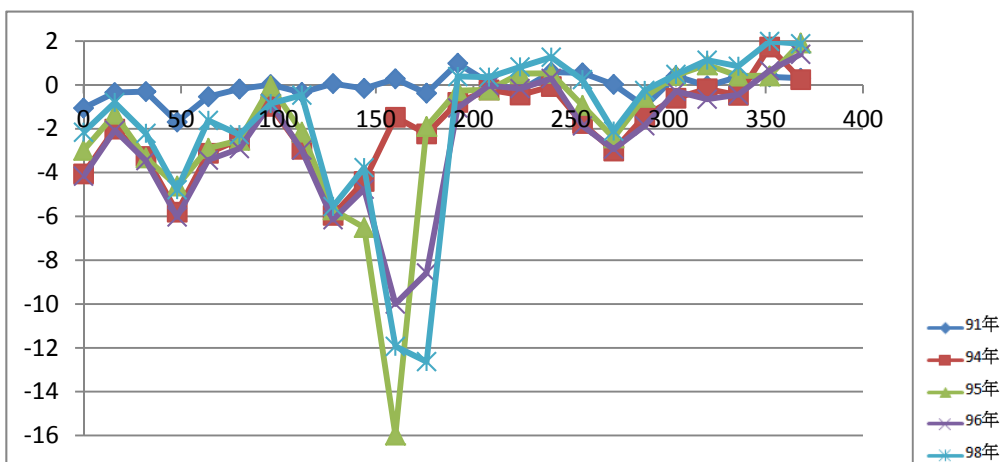


圖 71、橫剖面 8

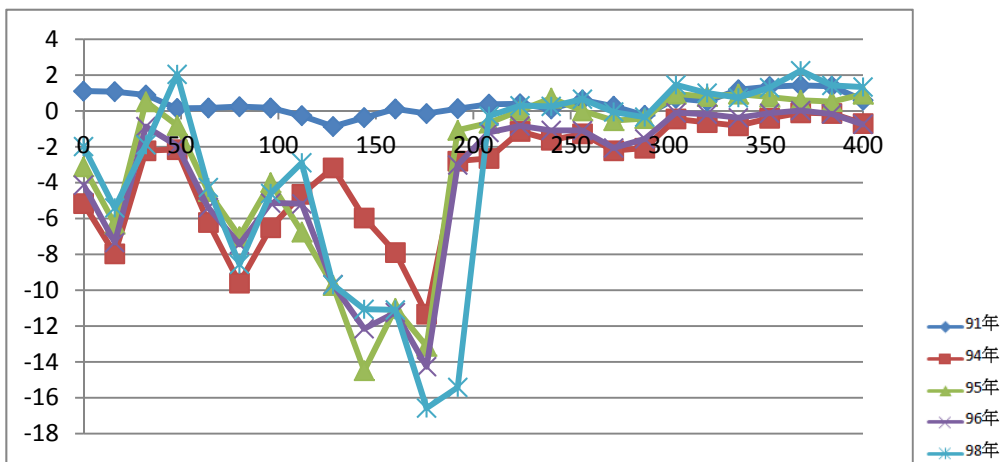


圖 72、橫剖面 9

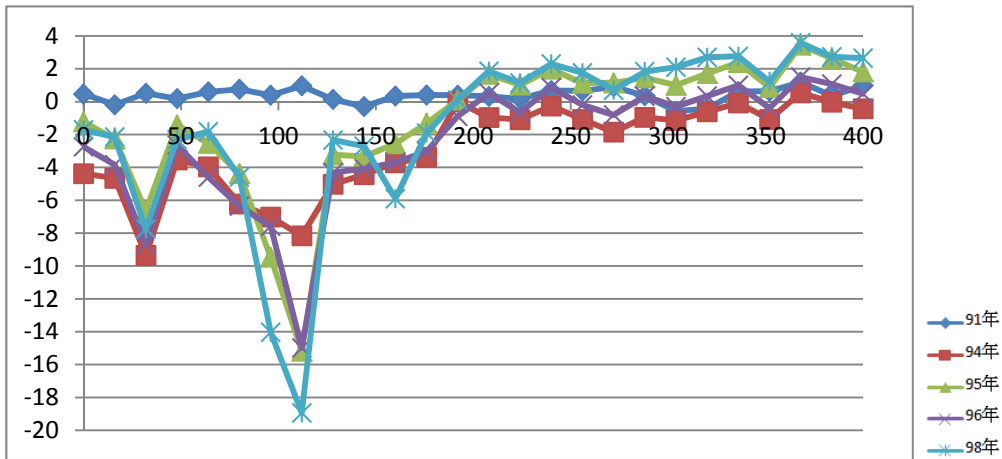


圖 73、橫剖面 10

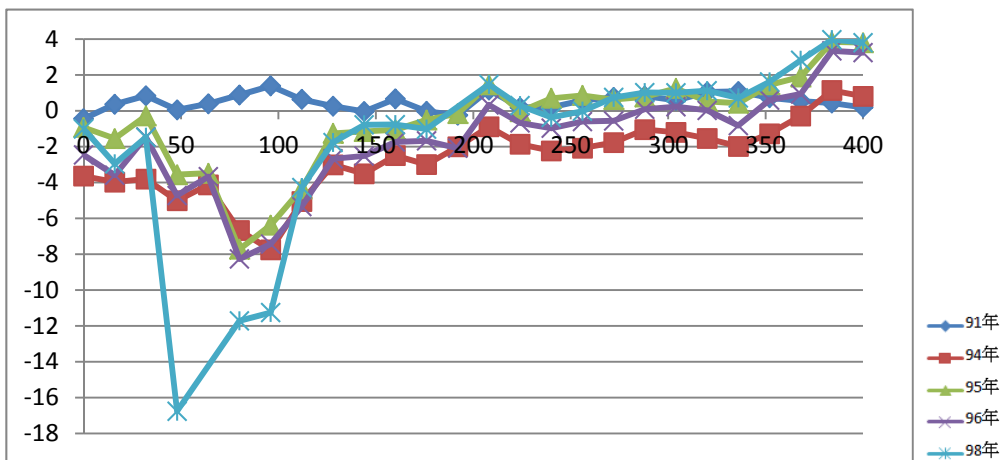


圖 74、橫剖面 11

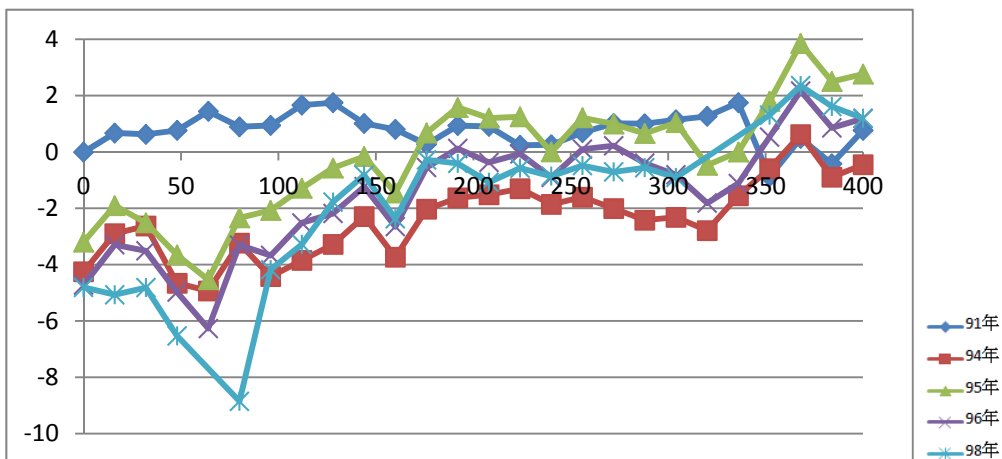


圖 75、橫剖面 12

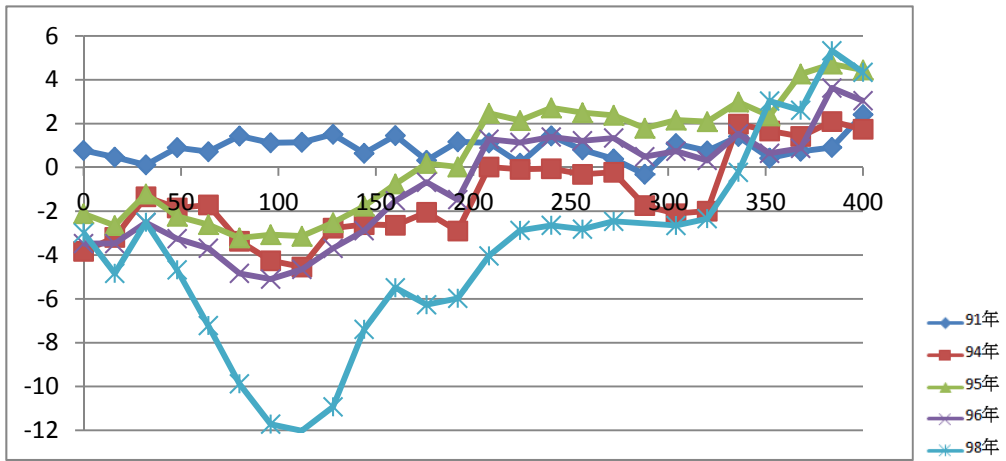


圖 76、橫剖面 13

六、地形指標

本計畫使用軟體自動匹配產製 DSM，並萃取水系及集水區分布，以此作為研究區分區依據，以河道高差變化、地形測計參數及正規化縱剖面分析三個部分探討八掌溪中上游 88 年及 96 年集水區變遷情況。

6.1 河道高差比較

本計畫利用軟體自動萃取水系分布，作為研究區河道位置，擷取 88 年及 96 年河道高程，進行相減，獲得高程差值。前人研究以長時序 GPS 和水準測量成果進行分析，成果顯示八掌溪中上游區域每年約 2 公分抬升 (黃玉婷, 2008 和地調所, 2006)。整體集水區高程變化部分，子集水區 3、4、6 和 7 高程下降較大，其餘集水區高程變化不大。比較不同子集水區河道高程變化，探討河道侵蝕下切之影響，並和後序分析進行綜合討論，確定研究區河道變遷情況，成果如表 6 所示。子集水區 3 和 6 河道高程在 88 年至 96 年下切 10m；子集水區 1 和 4 河道下切約 5m；子集水區 5 河道抬升 3m；子集水區 2 和 7 河道高程較無變化。

表 6、88 年及 96 年高程較差統計表

	最大高差(m)	最小高差(m)	高差平均(m)	高差標準差(m)
1	7.472	-15.171	-3.096	4.457
2	12.122	-13.348	0.008	4.674
3	7.573	-31.534	-10.595	7.156
4	11.879	-24.770	-5.120	7.123
5	9.648	-8.279	3.216	5.437
6	5.752	-51.990	-22.568	15.777
7	17.830	-19.365	0.425	7.287
8	13.475	-15.668	-1.098	5.821

6.2 地形測計參數

表 7 和表 8 為 88 年及 96 年地形測計參數，本計畫之區域為上游集水區，高程分布及坡度值皆較大。88 年在高程最大值、高差、高程標準差、坡度最大值、平均坡度及坡度標準差皆較 96 年大，顯示集水區內高程些微下降，且高程分布趨於一致。子集水區 3 平均高程及高差較大，具有較大侵蝕作用之潛力。

表 7、88 年各子集水區地形測計參數

88 年	面積 (km ²)	高程最大值(m)	高程最小值(m)	平均高程 (m)	高差(m)	高程標準差(m)	坡度最大值(°)	平均坡度 (°)	坡度標準差(°)
1	5.623	1378.96	323.07	856.56	1055.89	202.34	78.99	31.61	15.04
2	14.877	1586.69	323.07	864.41	1263.62	266.82	82.77	36.25	16.19

3	23.615	1890.34	442.35	1121.72	1447.98	319.89	79.08	31.78	15.29
4	8.471	1499.68	336.41	808.49	1163.27	257.78	78.38	33.69	15.03
5	8.122	920.50	209.01	456.37	711.49	135.14	77.50	32.40	16.27
6	6.821	428.56	199.61	231.60	228.95	42.72	79.48	10.98	15.73
7	7.742	1502.32	292.78	773.41	1209.54	266.24	85.52	32.05	14.91
8	13.951	1291.33	293.25	779.10	998.08	215.79	84.89	33.29	14.78

表 8、96 年各子集水區地形測計參數

96 年	面積 (km ²)	高程最大 值(m)	高程最小 值(m)	平均高程 (m)	高差(m)	高程標 準差(m)	坡度最大 值(°)	平均坡度 (°)	坡度標 準差(°)
1	5.655	1365.50	317.40	855.08	1048.11	201.49	78.31	31.11	14.92
2	15.233	1687.61	317.40	863.04	1370.21	273.92	79.26	35.61	15.48
3	23.369	1876.73	449.47	1116.74	1427.26	317.87	78.58	31.95	15.33
4	8.391	1473.83	327.29	804.06	1146.54	248.89	75.86	32.21	14.35
5	8.200	922.54	209.94	453.13	712.60	133.18	76.66	31.21	16.30
6	8.344	418.44	105.87	195.45	312.57	54.980	79.31	14.12	14.15
7	7.785	1464.17	303.67	771.36	1160.50	260.26	79.48	30.71	14.79
8	14.016	1294.37	303.67	779.31	990.70	215.43	80.27	32.57	14.56

表 9 為各子集水區 88 及 96 年面積高度積分和河流密度，88 年至 96 年面積高度積分只有子集水區 2 減少，其餘皆增加或持平。子集水區 2 和 5 河流密度較大，顯示河川侵蝕能力較強。子集水區 2、3、4、5、7 和 8 在 88 至 96 年河川密度小幅下降，其中子集水區 2 和 3 下降較多，顯示河川侵蝕能力較強。圖 77 為各子集水區面積高度積分和坡度分布圖，平均坡度及面積高度積分值越大，代表侵蝕能力越強。子集水區 1、3 和 8 變化較小，屬於高面積高度積分值，但平均坡度較小；子集水區 4 和 7，屬於高平均坡度，但面積高度積分值較小，子集水區 6 面積高度積分值和平均坡度都偏低，侵蝕能力最差；子集水區 2 和 5，88 年至 96 年面積高度積分和平均坡度皆減小，顯示河川侵蝕能力變低。由平均坡度及面積高度積分可知，子集水區 2 參數值皆為最高，是研究區侵蝕能力最強之集水區。

表 9、各子集水區 88 及 96 年面積高度積分和河流密度

	88 年面積 高度積分	96 年面積 高度積分	88 年河 流長度 (km)	96 年河 流長度 (km)	88 年河 流密度 (km/km ²)	96 年河 流密度 (km/km ²)
1	0.505	0.513	9.452	9.550	1.681	1.689
2	0.428	0.398	29.600	26.455	1.990	1.737
3	0.469	0.468	39.806	37.721	1.686	1.614
4	0.406	0.416	11.718	11.436	1.383	1.363

5	0.348	0.341	16.598	16.211	2.045	1.979
6	0.140	0.288	11.799	22.878	1.731	2.744
7	0.397	0.403	10.663	10.582	1.377	1.359
8	0.487	0.480	19.387	19.402	1.390	1.384

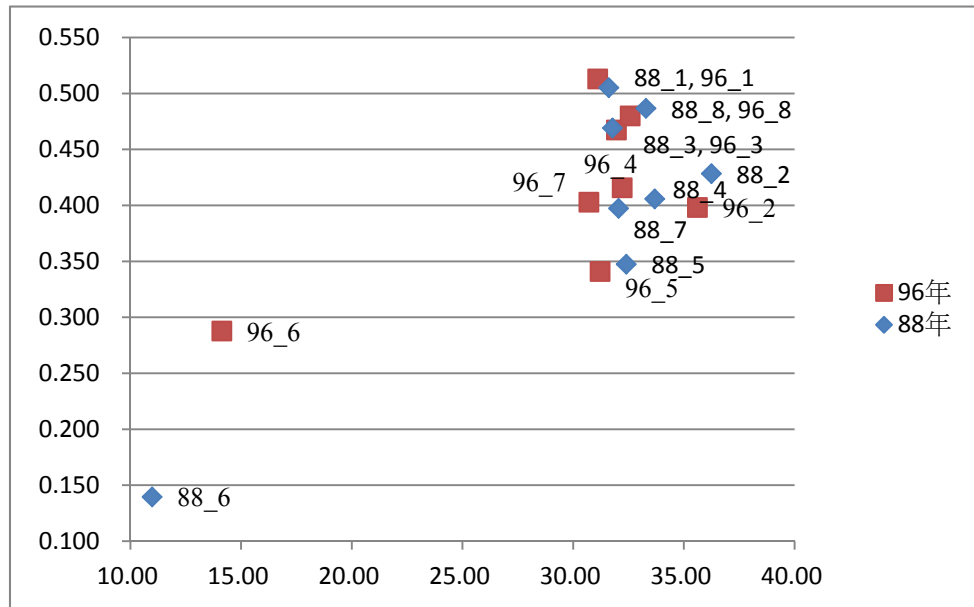


圖 77、各子集水區面積高度積分和坡度分布圖

6.3 正規化縱剖面分析

表 10 及表 11 為 88 年和 96 年正規化縱剖面地形參數，子集水區 1、4 和 7 高程隨河道水平距離變化較快，集水區 1 和 5 凹度(σ)較小，河川侵蝕能力強。子集水區 6 DSM 在 88 年有問題，故成果較不正確。圖 78 為各子集水區正規化縱剖面最大正規化高程差值(Z_{max})及其對應正規化水平距離分布圖，子集水區 2、3、4 和 8 在 88 至 96 年變化不大，顯示河道侵蝕作用沒有增加；子集水區 7 對應正規化水平距離不變但最大正規化高程差值變小，顯示侵蝕能力變低；子集水區 4 對應正規化水平距離最短且最大正規化高程差值較大，具有最大的侵蝕能力。

表 10、88 年正規化縱剖面地形參數

	D(km)	E(m)	高程變化率 (m/km)	d/D	Zmax	σ (%)
1	5.841	559.850	95.848	0.764	0.045	2.240
2	10.414	831.460	79.841	0.498	0.275	36.382
3	11.520	1031.040	89.500	0.420	0.196	22.728
4	6.402	755.233	117.968	0.323	0.263	29.480
5	8.836	114.650	86.945	0.667	0.106	-12.995

6	6.165	9.640	87.960	0.087	0.913	90.002
7	5.103	728.660	142.791	0.420	0.296	36.694
8	6.974	559.850	80.277	0.461	0.203	19.788
平均	8.154	523.760	87.897	0.455	0.287	28.040

表 11、96 年正規化縱剖面地形參數

	D(km)	E(m)	高程變化率 (m/km)	d/D	Zmax	σ (%)
1	5.613	549.230	97.848	0.400	0.065	4.819
2	11.448	821.060	71.720	0.500	0.264	34.176
3	11.772	1021.190	86.747	0.418	0.191	24.102
4	6.171	739.780	119.880	0.319	0.258	27.350
5	6.957	107.140	84.702	0.600	0.136	-22.610
6	13.917	121.870	86.556	0.064	0.217	17.362
7	5.193	716.660	138.005	0.493	0.296	37.358
8	6.905	549.230	79.544	0.468	0.209	20.799
平均	8.154	523.760	87.897	0.408	0.205	17.919

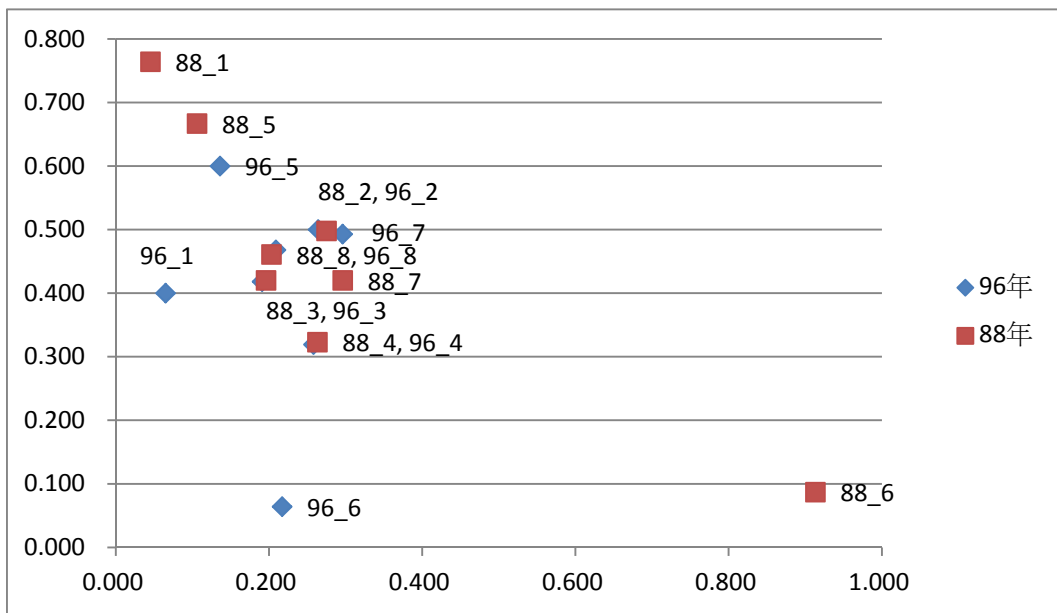


圖 78、各子集水區正規化縱剖面最大正規化高程差值及其對應正規化水平距離分布圖

表 12 整理本計畫所使用之地形分析因子，子集水區 1 由於凹度值較小，具有侵蝕潛力，故河道在 88 年至 96 年下切 3m。子集水區 2 雖然河川密度較高，但面積高度積分和平均坡度分析時，屬侵蝕能力較弱之集水區，故河道在 88 年

至 96 年沒有太大變化。子集水區 3 具有最大之高差，河道下切 10m。子集水區 4 最大正規化高程差值較大且對應正規化水平距離最短，因此河道侵蝕能力旺盛。子集水區 5 河川密度較高且凹度值較小，具有河道下切之潛力，但面積高度積分和平均坡度分析時，屬侵蝕能力較弱之集水區，河道高程在 88 年至 96 年略為上升，後續仍須觀察此集水區。子集水區 6 是中游地區，各項指標皆證明河川侵蝕能力較低，但河道下切作用旺盛，88 年至 96 年高程變化達 10m，造成原因為人工構造物(攔河堰興建)造成河道平衡改變，使得河川下切作用旺盛。子集水區 7 凹度值較大，正規化縱剖面分析也顯示河川侵蝕作用較低，故河道高程沒有變化。

表 12、八掌溪地形分析綜合比較

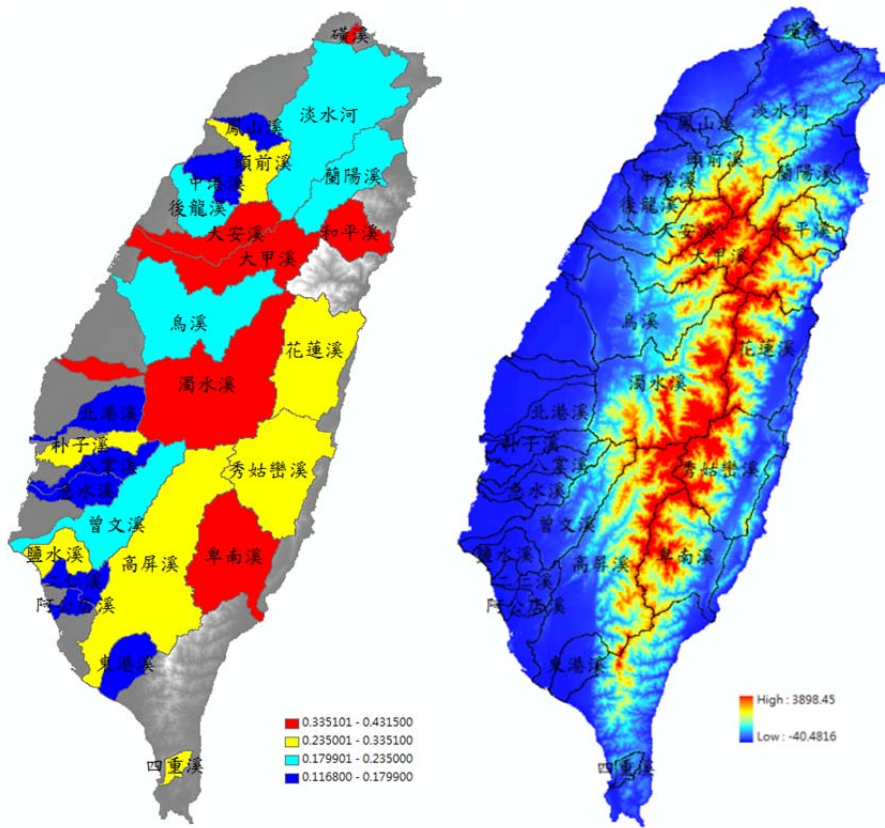
	高程變化	地形測計 參數	面積高度積分 VS 平均坡度	河流密度	凹度	正規化縱 剖面
1	↑				↑	↓
2	-		↓	↑		-
3	↑	↑				-
4	↑					↑
5	↓		↓	↑	↑	
6	↑	↓				↑
7	-					↓
8						-

七、面積高度積分

集水區演育分析之研究區域為 26 條中央管轄河川集水區，計算測高曲線與測高曲線參數，分析各集水區演育差異。並將各流域進行子集水區萃取，探討子集水區演育及空間分佈與測高曲線之關係。

7.1 台灣主要河川集水區之測高曲線

以 26 條中央管河川包括淡水河、頭前溪、後龍溪、蘭陽溪、鳳山溪、磺溪、中港溪、和平溪、大甲溪、大安溪、濁水溪、烏溪、北港溪、四重溪、朴子溪、高屏溪、鹽水溪、林邊溪、曾文溪、阿公店溪、八掌溪、急水溪、東港溪、二仁溪、花蓮溪、秀姑巒溪和卑南溪，計算測高曲線，就測高曲線形狀與測高曲線參數，探討各河川集水區演育情況。河川集水區之測高曲線、測高曲線積分值、偏度、峰度、密度偏度與密度峰度如表 13 所示，本計畫所獲得的測高曲線形狀均介於 S 至凹形間符合 Ohmori (1993)模型。以測高曲線積分值大小依序排列。二十六個集水區測高曲線積分最大值為 0.4315，最小值為 0.1168，將最大值至最小值之區間分成 4 個間距，依測高曲線積分值大小將集水區分成 4 類，藉此展示集水區測高曲線積分值與位置之關係，如圖七所示。圖 79(a)中紅色部分為分類中測高曲線積分值最大者，藍色部分為最小者，對照圖 79(b)可看出測高曲線積分值大的集水區會涵蓋較多的山地地形，也就是說集水區內高程起伏較大，使得測高曲線積分呈現較大的數值，積分值大的集水區其上游大部分都位於中央山脈上，積分值較小的集水區對應圖七(b)則是位於高程相對平緩之區域。



(a) (b)

圖 79、(a)測高曲線積分值分級圖(b)集水區流域界與 DEM 對照圖

表 13、測高曲線參數

集水區	測高曲線積分	偏度	峰度	密度偏度	密度峰度	面積(平方公尺)
大甲溪	0.4315	0.5043	2.2520	-0.0768	1.7375	1309275416
卑南溪	0.3914	0.5681	2.2352	0.1800	1.6457	1605212891
和平溪	0.3908	0.4291	2.0317	0.2581	1.4011	571485256
大安溪	0.3795	0.6040	2.3909	0.2566	1.7115	769205880
濁水溪	0.3727	0.5455	2.2437	0.1736	1.6080	3167621804
磺溪	0.3648	0.6424	2.4439	0.3430	1.8127	49489217
花蓮溪	0.3351	0.6780	2.5105	0.4217	2.0534	1643343578
四重溪	0.3248	0.4690	2.0462	0.3381	1.4394	125607882
秀姑巒溪	0.3241	0.8214	2.9110	0.5765	2.2800	1795959014
頭前溪	0.3123	0.7050	2.5201	0.5276	2.0174	567472181
朴子溪	0.2907	-0.8378	2.3202	0.6479	1.0018	418973948
高屏溪	0.2774	0.7508	2.5005	0.7204	2.2858	3320523644
鹽水溪	0.2663	0.4434	1.7823	1.5276	3.5422	404459772
蘭陽溪	0.2350	0.7923	2.4917	0.8683	2.3426	1015042680
淡水河	0.2070	0.9377	2.7016	1.2371	3.0565	2734040270
烏溪	0.2047	0.8865	2.5417	1.2854	3.1021	2052178146
曾文溪	0.2018	1.0268	2.8604	1.4786	3.7568	1253671978
後龍溪	0.1933	0.9308	2.6622	1.2570	3.0765	558154482
阿公店溪	0.1799	-0.0226	1.3396	1.2868	2.3796	155411321
中港溪	0.1774	1.06	2.8652	1.58	4.0211	450295144
八掌溪	0.1749	0.9859	2.5642	2.0587	5.7827	463425428
急水溪	0.1667	-0.2958	1.3348	1.5230	2.8276	410711233
鳳山溪	0.1665	0.3665	1.5642	0.9041	1.8147	251205240
二仁溪	0.1558	0.2974	1.4347	1.1558	2.2352	337852197
東港溪	0.1431	-0.9357	1.9925	1.8196	3.4368	478875398
北港溪	0.1168	-0.2066	1.1259	1.3224	2.3756	610225043

將集水區分成北部、中部、南部及東部四區，分區探討測高曲線之形狀，比較各區曲線、積分值、偏度與峰度之差異。圖 80、81、82、83 為四個區域流域之測高曲線，表 14 為四個區域流域之測高曲線參數之平均值。各區之測高曲線積分平均值顯示，東部地區最高，南部地區最低。在地表抬升程度大之區域，測高曲線積分的大小與構造抬升和侵蝕有關。北部地區測高曲線形狀除了和平溪、磺溪與頭前溪呈現 S 形外，其餘為凹形；中部地區大甲溪、大安溪與濁水溪為 S 形，烏溪與北港溪為凹形；南部地區除了四重溪與高屏溪是 S 形，其餘皆為凹形；東部地區均為 S 形。南部地區測高曲線為凹形的集水盆地最多，幾乎位於較接近

西部平原的低緩地區，與中央山脈幾乎沒有交集，顯示集水區之位置對測高曲線與測高曲線參數有影響；北部地區次之，接著是中部與東部，在集水區中與山脈有交集的地區所佔面積比例越大，測高曲線越接近 S 形，測高曲線積分值越大。

峰度較大之集水區，中游部分所佔比例大，代表上下游受到侵蝕的比例較大，東部地區為 2.55，北部為 2.41，中部為 2.11，南部為 2.02，東部與北部為上下游受到較大侵蝕之區域。偏度較大之集水區，代表向源侵蝕之程度大，代表上下游受到侵蝕的比例較大，東部地區為 0.69，北部為 0.73，中部為 0.47，南部為 0.19，東部與北部為向源侵蝕大之區域。

表 14、台灣各區域測高曲線參數的平均值

集水區	測高曲線積分	偏度	峰度	密度偏度	密度峰度
北部	0.2559	0.7330	2.4101	0.8719	2.4428
中部	0.3010	0.4667	2.1108	0.5922	2.1069
南部	0.2181	0.1881	2.0175	1.2557	2.8688
東部	0.3502	0.6892	2.5522	0.3927	1.9930

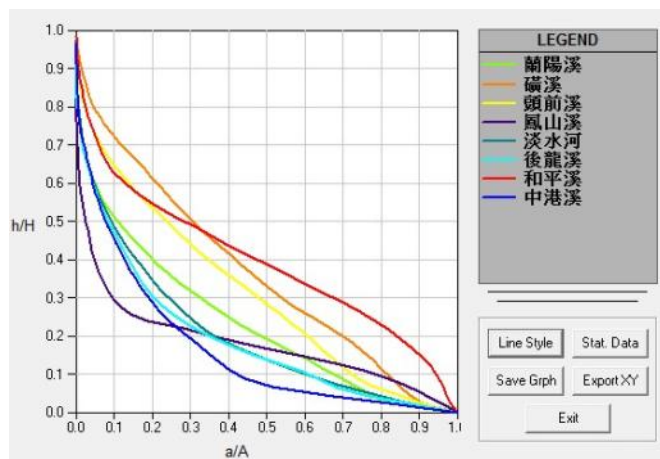


圖 80、北部河川集水區之測高曲線

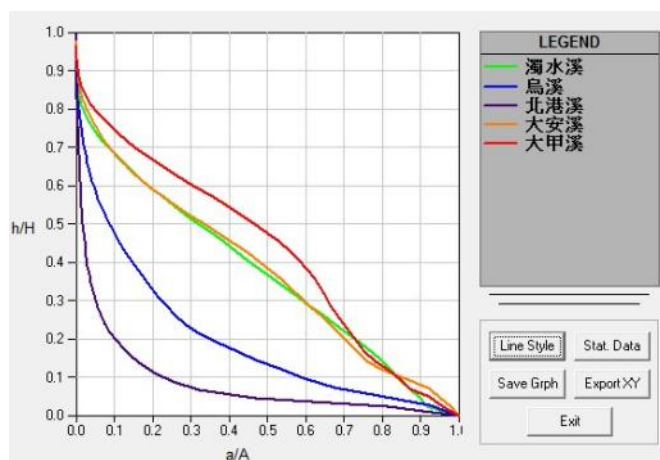


圖 81、中部河川集水區之測高曲線

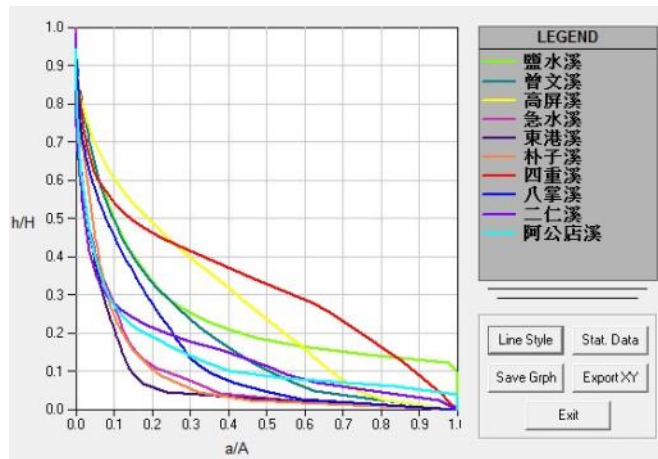


圖 82、南部河川集水區之測高曲線

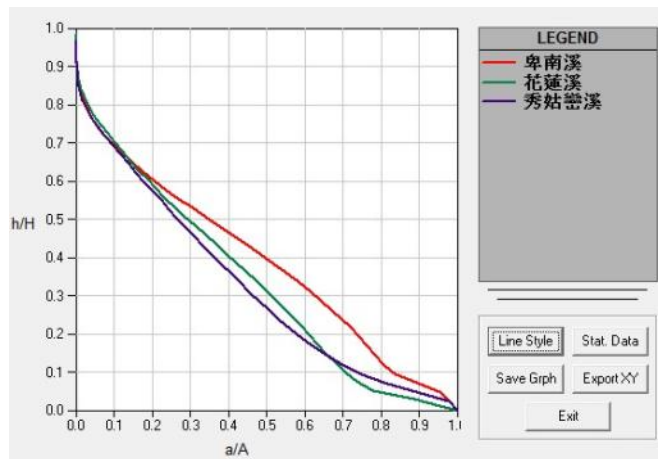


圖 83、東部河川集水區之測高曲線

7.2 集水區地形參數計算

各集水區之地形參數為表 15 和圖 84，其中坡度、平均高度和河流坡度與測高曲線積分有高相關。平均高度會顯示集水區的位置，平均高度大之集水區表示其位置越接近山區，使得高程大的區域在整個集水區中所佔比例較大，所以測高曲線積分值大。而坡度與河流坡度也顯示集水區內高度落差的變化情形，坡度表示集水區整體高度變化，河流坡度代表集水區內所有河流所流經區域的坡度，所以與測高曲線積分有關連。去掉磺溪、朴子溪、四重溪及鹽水溪這四個相關性不高的資料，測高曲線積分與坡度、平均高度及河流坡度決定係數大於 0.8，如圖 85 所示。

將流域內之河流分成一級河至五級河，計算河流坡度與測高曲線積分進行相關性分析，圖 86 成果顯示除了五級河外，其他各級河均與測高曲線積分呈正相關，去掉磺溪、朴子溪、四重溪及鹽水溪這四個相關性不高的資料，相關度更高，如圖 87。且上游之河流坡度會比下游之河流坡度與測高曲線積分有更高的相關性，低級序河位於集水區上游位置，高級序河位於集水區下游位置，上游較陡之集水區會有較大的測高曲線積分值。Merritts and Vincent (1989)提出在岩性差異不明顯時，一級河之河道坡度與地表抬升速率之趨勢最為相近。由於低級河之坡

度顯示上游之坡度大小，且又與地表抬升速率有關，測高曲線積分之大小也與局部構造抬升之差異有關，因此低級序之河流坡度與測高曲線積分值會具有相關性，與研究成果相符。

表 15、集水區地形測計參數

集水區	測高曲線 積分	坡度(度)	高差(公尺)	平均高度(公尺)	河流坡度(度)
大甲溪	0.4315	22.03	3849	1644	6.22
卑南溪	0.3914	22.86	3608	1399	7.74
和平溪	0.3908	26.22	3599	1414	10.37
大安溪	0.3795	22.63	3844	1447	6.74
濁水溪	0.3727	22.73	3890	1436	7.36
礮溪	0.3648	14.47	1101	399	3.46
花蓮溪	0.3351	21.87	3589	1168	9.31
四重溪	0.3248	13.73	1023	330	2.37
秀姑巒溪	0.3241	22.05	3805	1221	7.35
頭前溪	0.3123	18.01	2606	798	4.78
朴子溪	0.2907	3.94	1425	114	1.03
高屏溪	0.2774	19.46	3920	1049	5.60
鹽水溪	0.2663	1.49	186	24	0.71
蘭陽溪	0.235	18.61	3510	803	4.63
曾文溪	0.2018	12.87	2602	477	3.08
淡水河	0.207	16.94	3500	663	4.27
烏溪	0.2047	14.10	3422	637	3.05
後龍溪	0.1933	14.03	2568	478	2.76
阿公店溪	0.1799	2.27	341	32	0.69
中港溪	0.1774	12.52	2624	412	2.93
八掌溪	0.1749	7.44	1854	253	1.95
急水溪	0.1667	4.21	1214	101	1.09
鳳山溪	0.1665	8.52	1302	231	1.61
二仁溪	0.1558	3.42	462	59	0.94
東港溪	0.1431	4.42	1706	104	0.85
北港溪	0.1168	2.87	1296	96	0.84

表 15、集水區各級序河流坡度

集水區	測高曲線積分	一級河坡度(度)	二級河坡度(度)	三級河坡度(度)	四級河坡度(度)	五級河坡度(度)
大甲溪	0.4315	7.99	5.30	4.03	2.88	無
卑南溪	0.3914	9.30	7.05	7.64	3.54	0.49
和平溪	0.3908	12.35	7.86	10.51	9.55	0.97
大安溪	0.3795	9.12	6.16	6.13	1.69	無
濁水溪	0.3727	9.98	5.97	4.76	3.88	0.86
磺溪	0.3648	5.44	2.02	0.26	無	無
花蓮溪	0.3351	11.29	8.61	6.94	6.32	1.52
四重溪	0.3248	3.21	2.26	0.86	無	無
秀姑巒溪	0.3241	9.28	6.96	5.64	3.90	1.10
頭前溪	0.3123	6.23	4.93	2.80	1.64	無
朴子溪	0.2907	1.28	0.82	0.63	無	無
高屏溪	0.2774	7.63	4.57	3.77	2.08	0.70
鹽水溪	0.2663	0.76	0.67	0.61	0.53	無
蘭陽溪	0.235	6.22	3.83	1.46	0.72	無
曾文溪	0.2018	4.15	2.72	1.66	0.56	無
淡水河	0.207	5.45	3.63	2.49	3.38	1.26
烏溪	0.2047	3.99	2.84	1.79	1.02	0.71
後龍溪	0.1933	3.81	2.11	1.61	0.69	無
阿公店溪	0.1799	0.58	0.87	0.72	0.85	無
中港溪	0.1774	4.09	2.08	1.54	0.77	無
八掌溪	0.1749	2.52	1.95	1.30	0.35	無
急水溪	0.1667	1.34	0.90	0.42	0.50	無
鳳山溪	0.1665	2.12	1.44	0.66	無	無
二仁溪	0.1558	1.03	1.04	0.57	無	無
東港溪	0.1431	1.12	0.66	0.43	0.55	無
北港溪	0.1168	1.14	0.69	0.48	0.22	無

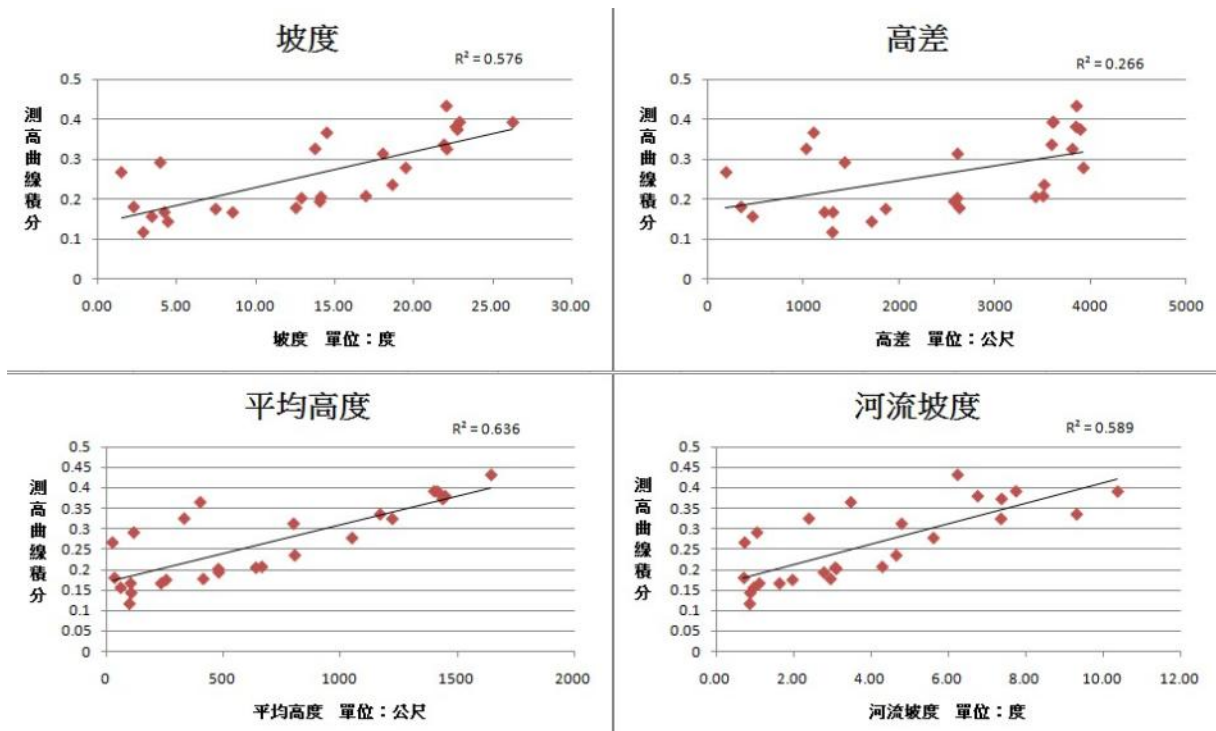


圖 84、地形參數與測高曲線積分之相關性分析

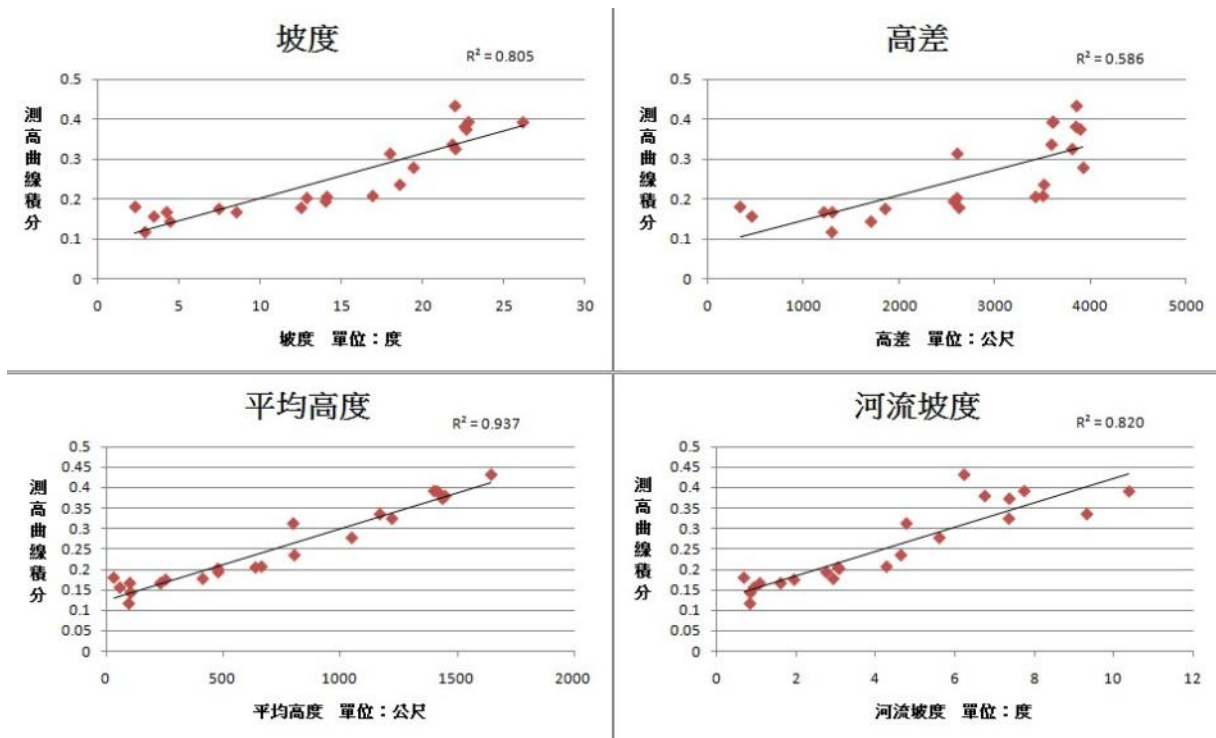


圖 85、地形參數與測高曲線積分之相關性分析(去掉礮溪、朴子溪、四重溪及鹽水溪)

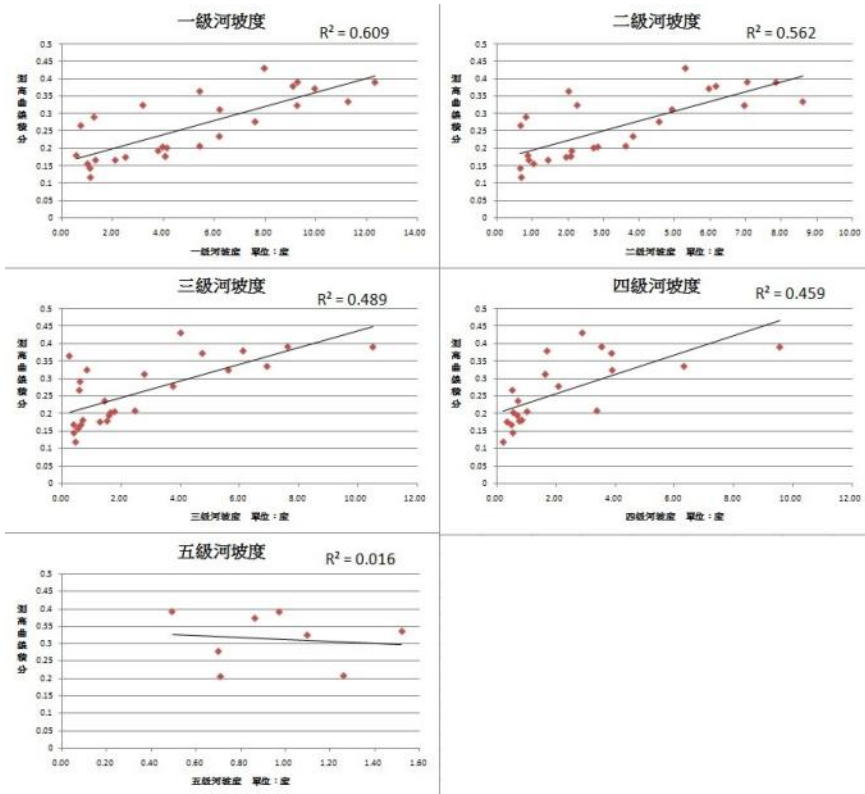


圖 86、流域中各級序河流坡度與測高曲線積分之相關性分析

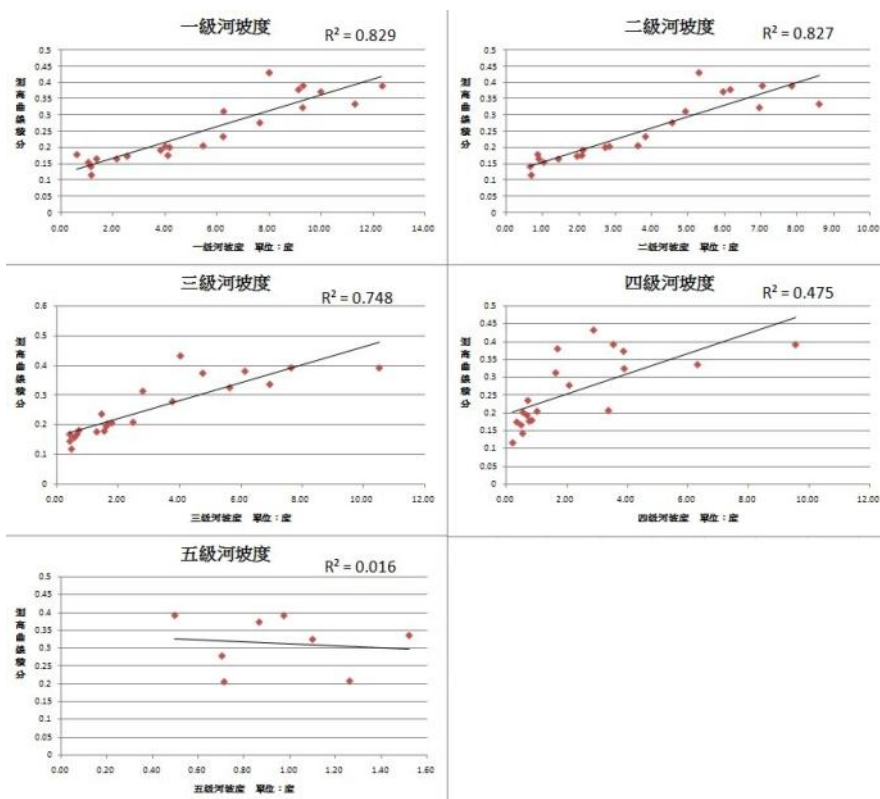


圖 87、流域中各級序河流坡度與測高曲線積分之相關性分析(去掉礮溪、朴子溪、四重溪及鹽水溪)

7.3 子集水區之測高曲線

Hurtrez et al. (1999)在尼泊爾 Siwalik 丘陵之研究顯示指出面積較小之集水區以山坡塊體作用為主，測高曲線積分值較大，面積相似的集水區，其面積高度積分與面積大小無關，但如果集水區面積大於某一個範圍時，則面積愈大的集水區其面積高度積分愈小。在 5.1 節中各流域集水區測高曲線積分偏小可能為此項原因所造成。以流域子集水區為研究對象，解決整個流域測高曲線積分過小之問題，另一方面獲得流域內局部區域抬升與侵蝕之資訊。

子集水區面積門檻值為了能夠顯示局部區域抬升與侵蝕情形，以鄭光佑 (2002)提出子集水區面積門檻值為 1~5 平方公里，在這個範圍內對構造活動的觀察較佳，本計畫選擇 5 平方公里做為門檻值萃取出子集水區。80mDEM 在八掌溪有一條縱貫整個流域的資料缺漏帶存在，萃取出子集水區時水系擷取會發生錯誤，導致子集水區成果有誤，因此 80mDEM 中不計算八掌溪子集水區之成果。子集水區及對應範圍內之 DEM 計算測高曲線積分，將測高曲線積分以 0.1 為間距分類展示，圖 88 (a)為 SRTM 成果，圖 88(b)為農委會 DEM 成果，SRTM 測高曲線積分值最大值為 0.81，80mDEM 測高曲線積分值最大值為 0.76。成果顯示局部地區之構造差異，研究區域以河流流域範圍為集水區，雖可討論集水區整體演育情況，但是測高曲線積分值會被低估，集水區之高度與測高曲線積分值有相關性，萃取出子集水區計算測高曲線可探討河流集水區內不同演育情況。

比較 SRTM 與農委會 DEM 之測高曲線積分成果，兩者趨勢相符，中央山脈地區之子集水區測高曲線積分值均介於 0.4~0.7 之間，屬於壯年期之集水區；西部丘陵以及花東縱谷地區測高曲線積分值小於 0.3；海岸山脈介於 0.3~0.4；西部海岸平原地區測高曲線積分則是介於 0.3~0.5。

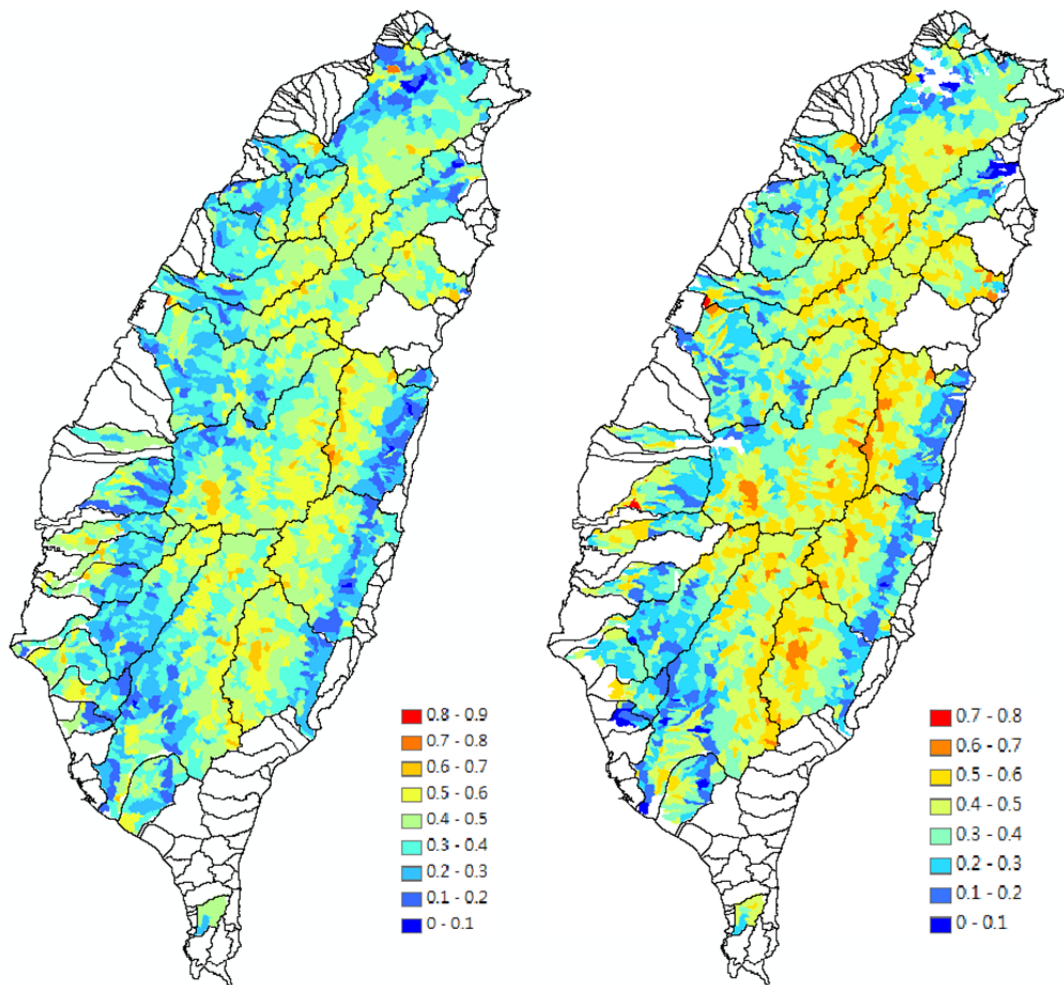


圖 88、(a) SRTM 子集水區測高曲線積分，(b) 農委會 DEM 子集水區測高曲線積分。

圖 89 為張韻嫻(2003)所計算之測高曲線積分分佈與大地構造線分布圖，將 SRTM 以及農委會 DEM 與其作比較，測高曲線積分計算成果相符，在中央山脈的部份有較大的測高曲線積分值，西部麓山帶與平原測高曲線積分值較低，在西部沿海平原有些則是因為本身為沖積扇或是海岸台地，所以測高曲線積分值比西部麓山帶大。

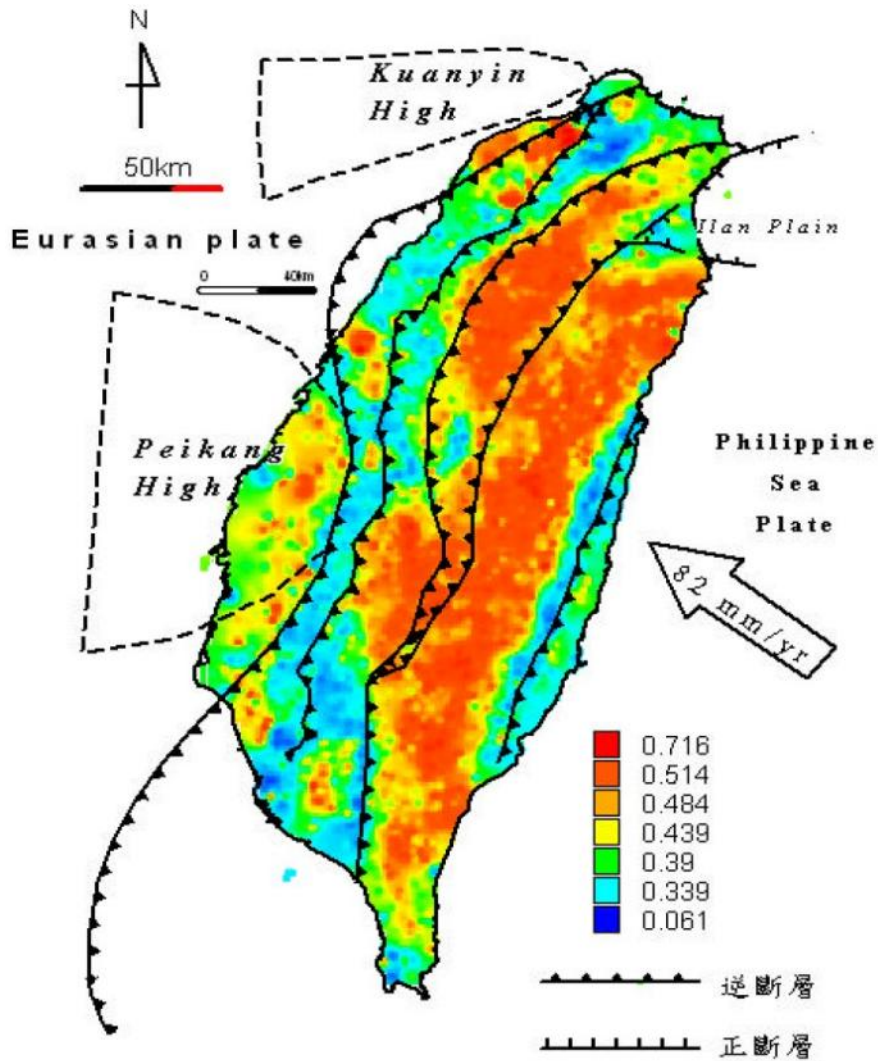


圖 89、子集水盆地地面測高曲線積分分佈與大地構造線分布圖 (張韻嫻, 2003)

圖 90 是將 SRTM 測高曲線積分值對農委會 DEM 相減獲得，差異較大的地區主要是集水區下游平原地區，會造成大誤差的原因是因為子集水區萃取成果之差異，因下游地區具有跨河構造物存在，而兩組數據收集方式也不同，兩組資料所擷取之水系分布位置在下游地區略有不同，影響子集水區萃取成果，因此測高曲線積分計算時就有較大誤差出現。將較大錯誤剔除後，兩者相差大部份介於-0.1~0.1 之間。

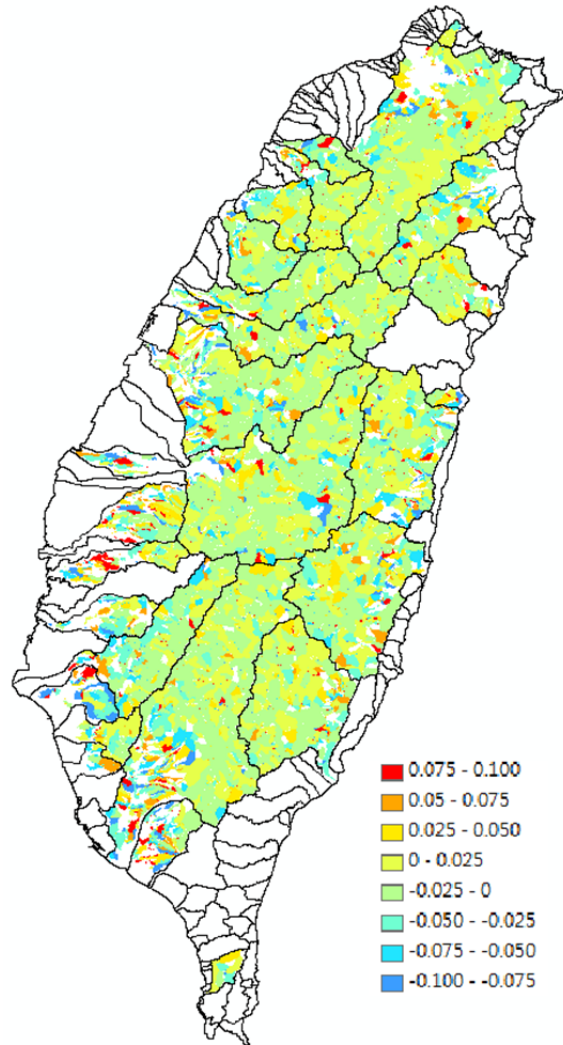
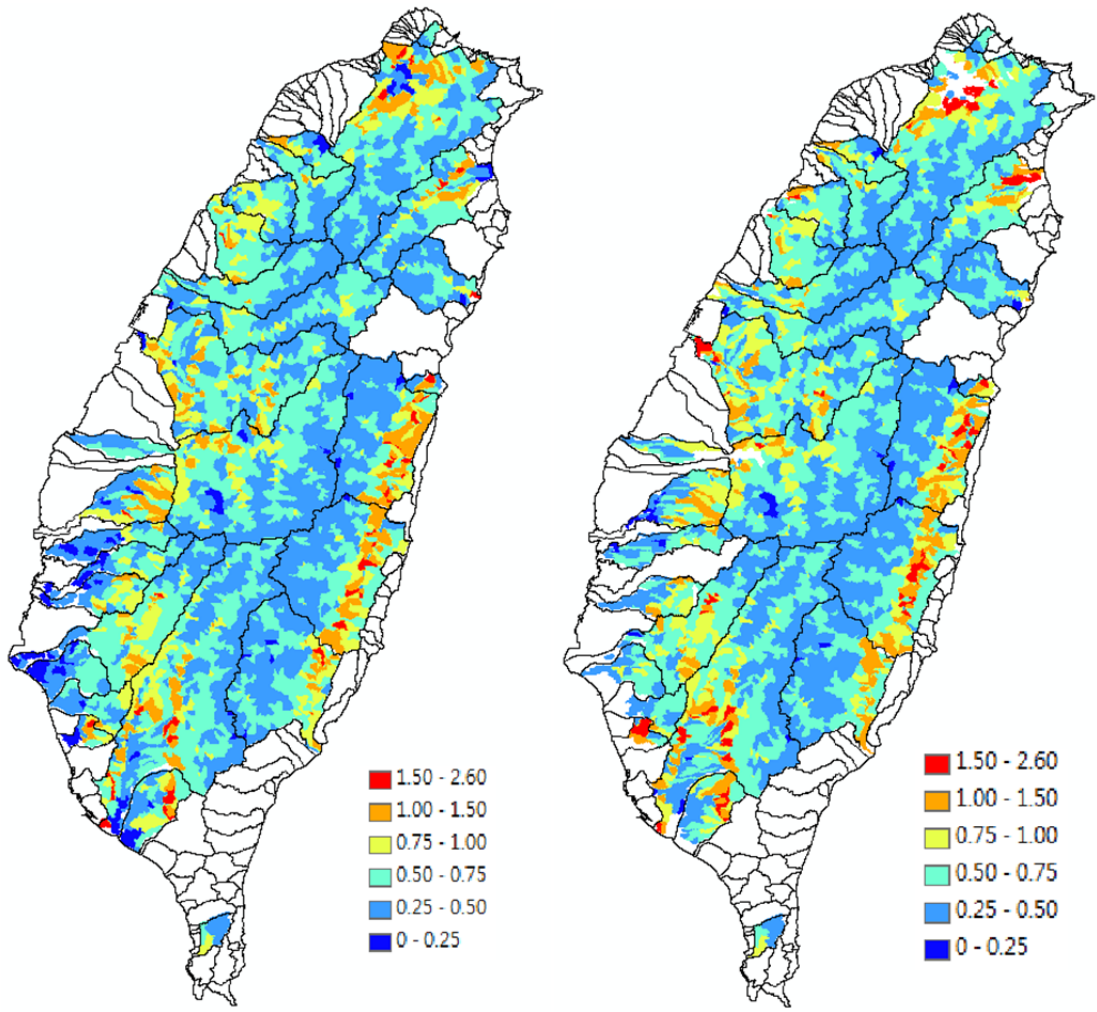


圖 90、SRTM 和農委會 DEM 測高曲線積分值較差圖

圖 91、圖 92 為 SRTM 和農委會 DEM 子集水區之偏度與峰度分佈圖，偏度與峰度顯示子集水區之受侵蝕情形，偏度表示向源侵蝕的能力，峰度表示各集水區上下游地區受侵蝕差異，在圖十九中偏度值大的地方主要出現在西部麓山帶、淡水河流域下游、蘭陽溪流域下游以及花東縱谷地區，圖二十中峰偏度值大的地方也是出現在這些區域，也是圖十七中差異量大的地區，顯示這些區域比起其他地區受侵蝕情況大，造成測高曲線積分值的變化較大。



(a)

(b)

圖 91、(a)SRTM 偏度圖(b)農委會 DEM 偏度圖

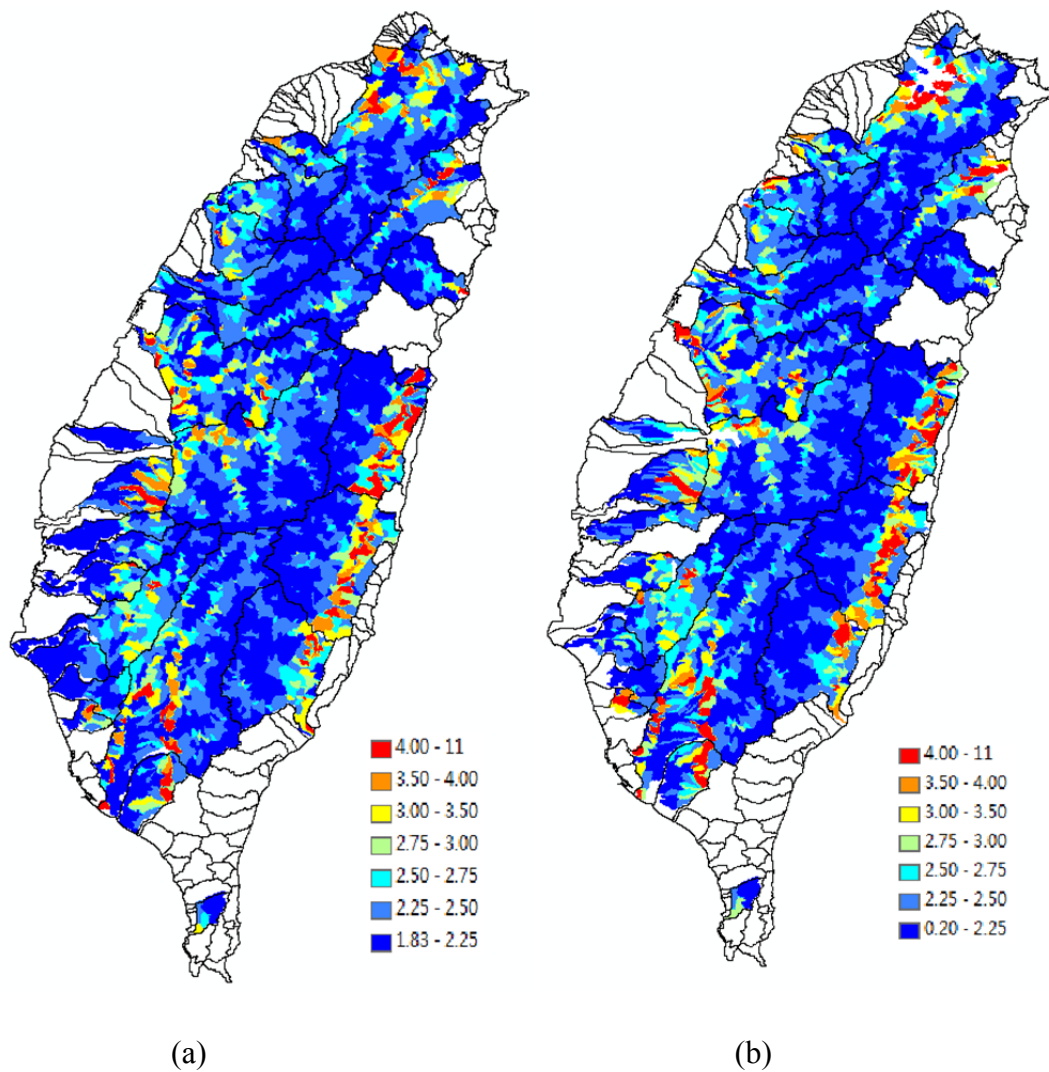


圖 92、(a)SRTM 峰度圖(b)農委會 DEM 峰度圖

子集水區之地形參數計算包含平均高度、坡度以及高差，計算測高曲線積分與各參數之間相關性，SRTM 成果之相關性分析為圖 93，農委會 DEM 成果之相關性分析為圖 94，兩組資料測高曲線積分與地形參數相關性分析圖之資料點分佈相似，相關性分析成果差異不大。SRTM 之平均高度、坡度與高差之決定係數分別為 0.30、0.17 和 0.15，農委會 DEM 決定係數分別為 0.34、0.21 和 0.19。

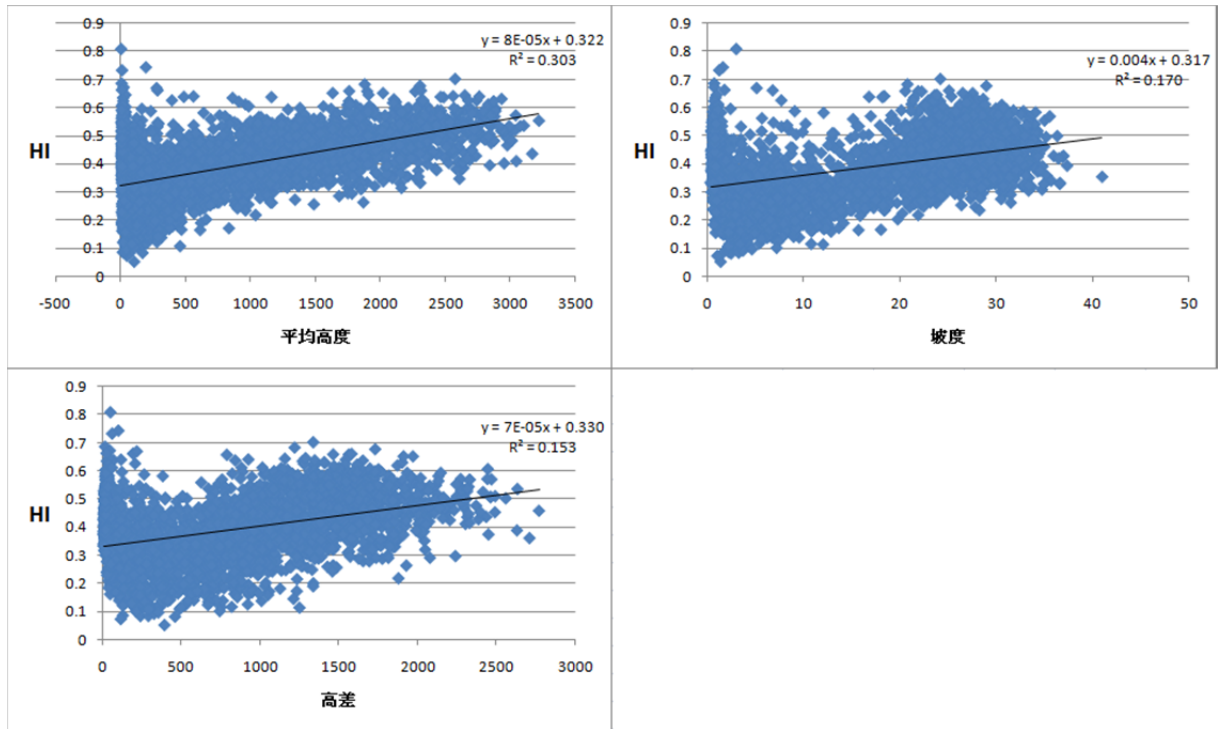


圖 93、SRTM 相關性分析

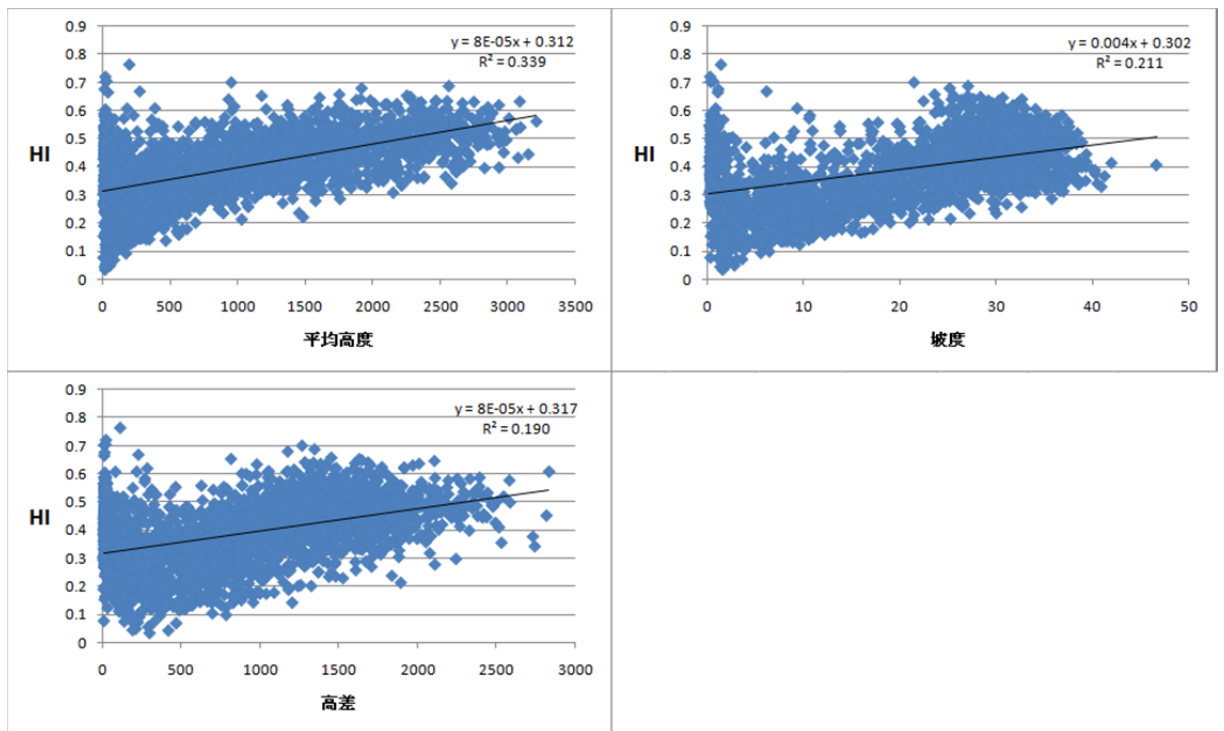


圖 94、農委會 DEM 相關性分析

八、結論與建議

PIV 技術應用於多時序影像，對於偵測河道擺盪量是可行的，可獲得河道水平方向之變化。接著納入高程分析，90 年至 98 年間，研究區河道中段大峽谷區域下切達 15m，且水平擺盪在 94 年後便趨於穩定，明顯看出地震隆起後，主要影響此區域河道之作用為河道下切，地體抬升影響不大，由此可以獲得震後三維之變化。本計畫所提之方法，對於了解河道變遷的確有所助益。

DEM 自動萃取水系及集水區範圍，以此作為地形分區，探討八掌溪中上游不同集水區 88 年至 96 年變遷情況。研究成果顯示，不同集水區變遷情況不同，以地形測計參數和正規化縱剖面分析可區分其中差異。八掌溪最上游地區(子集水區 3)，河川下切作用最旺盛。子集水區 1 和 4 河道下切作用較強；子集水區 5 河道高程呈現些微上升。子集水區 6 為中游區域，高差較小，但人工構造物造成影響，河道下切作用旺盛。未來持續觀測研究區集水區變化情況，了解變遷原因。

測高曲線參數對全台灣 26 條主要河川流域集水區進行分析，討論演育情形，並使用地形測計參數與集水區幾何型態因子對測高曲線積分作相關性分析。26 個流域集水區的測高曲線介於 S 形至凹形，符合 Ohmori(1993)以電腦模式模擬造山運動地區之測高曲線情況。測高曲線積分值偏低是因為以河流流域範圍當成實驗區域會使集水區面積過大，又因為台灣地形山高陡急，所以使得測高曲線積分值低估。測高曲線積分與集水區之坡度、高差、平均高度與河流坡度具有正相關性，與坡度、平均高度與河流坡度具有高相關性。集水區幾何型態因子可描述集水區之外觀，但各型態因子與測高曲線積分無相關性。SRTM 與農委會 DEM 的成果比較顯示兩者測高曲線積分趨勢相符，兩者差異量絕大部分介於 -0.1~0.1，中央山脈地區之子集水區測高曲線積分值均介於 0.4~0.7 之間；西部丘陵以及花東縱谷地區測高曲線積分值小於 0.3；海岸山脈介於 0.3~0.4；西部海岸平原地區測高曲線積分則是介於 0.3~0.5。兩時期之測高曲線積分值可顯示演育成果，中央山脈差異量在正負 0.05 以內，變化較大之區域則出現在流域中下游以及西部麓山位置，變化量在正負 0.05 以上。子集水區出現偏度和峰度較大的地區為西部麓山帶、淡水河流域下游、蘭陽河流域下游以及花東縱谷地區，也與測高曲線積分值有變化之區域一致，顯示這些地區比起其他地區受侵蝕情況大。

Reference

- 林貴崑，1999，用數值地形模型自動化分析構造地形指標：以中央山脈南段西南翼為例，碩士論文，台大地質學研究所。
- 江俊輝，2008，臺灣西北部的地殼變形，國立成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 陳柔妃，1999，嘉南地區活動構造之地形計測指標研究，碩士論文，國立成功大學地球科學研究所。
- 陳樹群，2005，台灣地區河川型態分類技術手冊研擬(2/2)，經濟部水利署水利規劃試驗所。
- 陳樹群，2010，地形特徵對測高曲線形狀的影響，水土保持學報，42(1)：49-64。
- 陳彥傑，2004，臺灣山脈的構造地形指標特性—以面積高度積分、地形碎形參數與河流坡降指標為依據，博士論文，國立成功大學地球科學研究所。
- 陳彥傑、正光佑、宋國城，2005，面積尺度與空間分佈對流域面積高度積分及其地質意義的影響，地理學報，39：53-69。
- 陳彥傑，2008，台灣山脈地形演育的測高曲線與高程頻率分佈型態，地理學報，54：79-85。
- 邱煥欽，2008，臺灣e-GPS衛星基準站位移變化之研究，國立交通大學土木工程學系碩士論文。
- 徐閔儀，2006，臺灣北部震間地殼變形：1995-2005年GPS觀測，國立成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 黃玉婷，2008，利用TWVD2001水準資料推估臺灣地區高程變動速度場之研究，國立成功大學測量及空間資訊學系碩士論文。
- 孫稜翔，2008，八卦山背斜集水區地形計測指標於廖活動構造意義之探討，地理研究，49：123-141。
- 張瑞津，1975，台灣山區河谷等級的計量研究，國立台灣師範大學地理學研究報告，第一卷，141-168。
- 張韻嫻，2003，台灣地區流域面積高度積分之研究，碩士論文，國立高雄師範大學地理學系。
- 莊舒雲，2008，臺灣西南部之地殼變形及塊體模擬研究，國立成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 彭宏宗，1997，全新世以來臺灣島的上升率。中國地質學會專刊，2：57-70。
- 鄭光佑，2002，台灣西部麓山帶前緣流域面積高度積分之構造意義之研究，碩士論文，國立高雄師範大學地理學系。
- 廖何松，2003，利用地形計測指標研究台灣南部潮州斷層沿線之活動構造，碩士論文，國立中央大學應用地質研究所。
- 楊昆庭，2007，從水準測量資料探討臺灣西部沿海地區地層下陷之現況，國立成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 經濟部中央地質調查所，2006，地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫-活動斷層監測系統計畫總報告。

- 經濟部中央地質調查所，2009，地震地質與地變動潛勢分析地變動監測分析(3/4) 期末報告。
- 經濟部中央地質調查所，2010，地震地質與地變動潛勢分析地變動監測分析(4/4) 期末報告。
- 饒瑞鈞、余致義、洪日豪、胡植慶、李建成、詹瑜璋、許麗文，2006，地震地質調查及活動斷層資料庫建置－活動斷層監測系統總報告。經濟部中央地質調查所。
- 謝宗霈，2007。應用質點影像測速技術分析集集地震於台灣中部所引發之非遽變山崩，國立成功大學地球科學系碩士論文。
- 羅佳明、林銘郎、董家鈞、張光宗、簡士堯、黃安斌，2009。應用地形分析、遙測影像判釋與 PIV 技術於紅葉坪地滑特徵及其分區之研究。Journal of the Chinese Institute of Civil and Hydraulic Engineering, Vol.21, No.2, pp.113-128.
- Azor, A., E. A.Keller, and R. S. Yeats, 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geological Society of America Bulletin, 114(6): 745-753.
- BAE Systems, 2011. SO CET GXP 3.2. URL: <http://www.socetgxp.com/content/> (Last visited at 2012/8/28).
- Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K.L., Rémy, F., Legrésy, B., 2005. Mountain glaciers surface motion derived from satellite optical imagery. Remote Sens. Environ. 95, 14-28.
- Bilinder, J., 1999. On the accuracy of a digital particle image velocimetry system, Department of heat and power engineering division of fluid mechanics lund institute of technology, Technical report.
- Canuti, P., 2004. Landslide activity as a geoinicator in Italy: Significance and new perspectives from remote sensing, Environmental Geology, 45(7): 907-979.
- Casson, B., Delacourt, C., Allemand, P., 2005. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface - application to the La Clapière landslide (France). Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 5, 425-437.
- Chen, H.-Y., S.-B. Yu, L.-C. Kuo, and C.-C. Liu, 2006. Coseismic and postseismic displacement of the 10 December 2003 (Mw 6.5) Chengkung earthquake, eastern Taiwan, Earth Planets Space, 58, 5-21.
- Cheng, K., 2004. Locating landslides using multitemporal satellite images, Advances in Space Research, 33: 296-301.
- Ching, K. E., R. J., Rau, Y. Zeng, 2007(a). Coseismic source model of the 2003 Mw 6.8 Chengkung earthquake, Taiwan, determined from GPS measurements. Journal of Geophysical Research, 112, B06422

- Ching, K. E., R. J., Rau, J. C., Lee, and J. C., Hu, 2007(b). Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995-2005. *Earth and Planetary Science Letters*, 262:601-619.
- Ching, K. E., M. L., Hsieh, K. M., Johnson, K. K., Chen, R. J., Rau, and M. Yang, 2011. Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise leveling and continuous GPS observations, 2000–2008. *Journal of Geophysical Research*, 116, B08406.
- Crippen, R. E., 1992. Measurements Of Subresolution Terrain Displacements Using SPOT Phanchromatic Imagery, *Episodes* 15: 56-6.
- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., Vadon, H., 2004. Velocity field of the “La Clapière” landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophys. Res. Lett.* 31, L15619.
- Delcaillau, B., 2001. Geomorphic response to growing fault-related fold: example from the foothills of central Taiwan. *Geodinamica Acta*, 14: 265-287.
- Delcaillau, B., J. M. Carozza, and E. Laville, 2006. Recent fold growth and drainage development: the Janauri and Chandigarh anticline in the Siwalik foothills, north India. *Geomorphology*, 76:241-256.
- Dominguez, S., Avouac, J.-P., Michel, R., 2003. Horizontal coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images: implications for the seismic cycle along the western foothills of central Taiwan. *J. Geophys. Res.* 108 (B2), 2083.
- Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe), *Geomorphology*, 24:189-208.
- Dilts, 2009. Stream Gradient and Sinuosity Toolbox Tutorial. ArcGIS Toolbox Tutorial.
- ESRI, 2011. ArcGIS 9.3. URL: <http://www.esri.com/> (Last visited at 2012/8/28).
- Fritz, H.M., 2002. Initial phase of landslide generated impulse waves. Dissertation of Swiss Federal Institute of Technology Zürich.
- Harlin, J.M., 1978. Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. *Mathematical Geology*, 10: 59-72.
- Hervás, J., 2003. Monitoring landslide form optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy, *Geomorphology*, 54:63-75.
- Horn, B.K.P., 1981. Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the IEEE*, 69(1): 14-47.
- Horton, R. E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysi -cal approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56:275-370.
- Hu, J. C., C. S., Hou, L.C., Shen, Y.C., Chan, R.F., Chen, C., Huang, R.J., Rau, K.H.,

- Chen, C.W., Lin, M.H., Huang, P.F., Nien, 2007. Fault activity and lateral extrusion inferred from velocity field revealed by GPS measurements in the Pingtung area of southwestern Taiwan. *J. Asian Earth Sci.*
- Hubbard, B., & Glasser, N. F., 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology: Glacier Mass Balance and Motion*: 179–216. Chichester: Wiley.
- Hurtrez, J. E., C. Sol, and F. Lucazeau, 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basin in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surface Process and Landforms*, 24: 799-808.
- Jamieson, S. S. R., H. D. Sinclair, L. A. Kirstein, and R. S. Purves, 2004. Tectonic forcing of longitudinal valleys in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, north India. *Geomorphology*, 58: 49-65.
- Kääb, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 57, 39–52.
- Keller, E.A., and N. Pinter, 1996. *Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscapes*. Prentice Hall, New Jersey.
- Leprince, S., S. Barbot, F. Ayoub and J. P. Avouac, 2007. "Automatic and Precise Ortho-rectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(6), 1529–1558.
- Leprince, S., Berthier, E., Ayoub, F., Delacourt, C., & Avouac, J. P., 2008. Monitoring Earth surface dynamics with optical imagery. *EOS Transactions AGU*, 89.
- Lifton, N.A. and C.G. Chase, 1992. Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: Implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California, in, R.S. Snow and L. Mayer (Editors), *Fractals in Geomorphology*. *Geomorphology*, 5: 77-114.
- Liu, J. G., 2004. Imageodesy on MPI & GRID for Co-seismic Shift Study Using Satellite Optical Imagery, Proc. (CD) of the UK e-Science All Hands Meeting 2004 , 31st August – 3rd September 2004 Nottingham, UK., 232-239.
- Mark D. M., 1975. Geomorphometric parameters: a review and evaluation. *Geografiska Annaler*, 57A, 165-177.
- Metternicht, G., 2005. Remote sensing of landslide : An Analysis of the potential contribution to geo-spatial system for hazard assessment in mountainous environments”, *Remote Sensing of Environment*, 98:284-223.
- Merritts, J. Dorothy, Vincent, R. Kirk, 1989. Geomorphic response of coastal streams

- to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction, region northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1373-1388.
- Necsoiu, M., S., Leprince, D., M., Hooper, C., L., Dinwiddie, 2009. Monitoring migration rates of an active subarctic dune field using optical imagery, *Remote Sensing of Environment*, 113:2441-2447.
- Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8: 263 – 277.
- Oštir, K., 2003. Application of satellite remote sensing in natural hazard management: the Mount Mangart landslide case study, *International Journal of Remote Sensing*, 24(20):3983-4002.
- Pérez-Peña, J.V., J.M. Azañón, and A. Azor, 2009. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers and Geosciences*, 35: 1214-1223.
- Rađoane, M., Nicolae, R., and Dan, D., 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians, *Geomorphology*, 50:293-306.
- Rüdiger, Z., R., Fodor, L., Horváth, E., and Telbisz, T., 2009. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary, *Geomorphology*, 104:203-217.
- Riquelme, R., J. Martinod, G. Hérail, J. Darrozes, and R. Charrier, 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361: 255-275.
- Scherler, D., S., Leprince, and M., R., Strecker, 2008. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery—Accuracy improvement and quality assessment, *Remote Sensing of Environment*, 112:3806-3819.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63: 1117-1142.
- Strahler, A. N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. in *Handbook of Applied Hydrology*, Ven Te Chow (Editor). McGraw Hill, New York. pp 4-39 - 4-76.
- Tarboton, D.G., 2005. Terrain Analysis Using Digital Elevation Models (TauDEM User Guide, URL: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0/index.html> (Last visited at 2012/8/28).

- Tseng, C., H., J., C., Hu, Y., C., Chan, H., T., Chu, J., F., Lee, J., Y., Wei, C., Y., Lu, and M., L., Lin, 2009. Non-catastrophic landslides induced by the Mw 7.6 Chi-Chi earthquake in central Taiwan as revealed by PIV analysis, *Tectonophysics*, 466:427-437.
- Vermeesch, P., & Drake, N., 2008. Remotely sensed dune celerity and sand flux measurements of the world's fastest barchans (Bodele, Chad). *Geophysical Research Letters*, 35, L24404.
- White, D. J., W. A. Take and M. D. Bolton, 2003. Soil deformation measurement using Particle Image Velocimetry (PIV) and photogrammetry, *Geotechnique* 53, No. 7, 619-631.
- van Westen, C., 2003. Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models, *Geomorphology*, 54:77-89.
- Yu, S.-B., H. Y. Chen, and L. C. Kuo, 1997, Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274, 41-59.
- Yu, S. B. and C. S., Tsai, 2004. A dense continuous GPS array for monitoring crustal deformation in Taiwan, 兩岸強地動觀測暨地震測報研討會論文集，87-95，中國地球物理學會編印。
- Zhou, C., H., 2001. Satellite image analysis of a huge landslide at Yi Gong, Tibet, China, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 34:325-432.

附錄一 航照清單

附表一、大甲溪航照清單

	70 年	80 年	88 年	96 年
1	70P057_034	80P092_4881	88R064_139	96R011_052
2	70P057_035	80P092_4880	88R064_140	96r011_053
3	70P057_011	80P092_4859	88R064_171	96R011_154
4	70P057_012	80P092_4860	88R064_172	96R011_155
5	70P051_7477	80P092_4782	88R064_67	96r013_134
6	70P051_7478	80P092_4781	88R064_68	96r013_135
7	70P021_49	80P089_4634	88R064_111	
8	70P057_034	80P089_4633	88R064_110	
9		80P089_4632		

附表二、濁水溪航照清單

	72 年	80 年	88 年	96 年
1	72P005_159	80P103_6387	88R77_126	96R004_054
2	72P005_160	80P103_6390	88R77_129	96R004_058
3	72P005_161	80P103_6393	88P107_70	96R004_059
4	72P005_162	80P103_6396	88P107_71	96R004_060
5	72P008_9763	80P103_6399	88P107_72	96R004_061
6	72P008_9764	80P103_6402	88P107_73	96R004_062
7	72P008_9765	80P103_6405	88P107_74	96R004_063
8	72P008_9766	80P102_6015	88P107_75	96R004_068
9		80P102_6021	88P107_76	96R004_069
10		80P96_73	88P84_4	96R004_070
11		80P96_76	88P84_5	96R004_095
12		80P96_78	88P84_6	96R004_096
13		80P96_80	88P84_7	96R004_097
14		80P96_82	88P84_8	96R004_098
15		80P96_84	88P93_230	96R004_099
16		80P96_86	88P93_232	96R004_100
17		80P96_88	88P92_230	96R004_114
18		80P101_50	88P92_231	96R004_115
19		80P101_52	88P92_232	96R004_116
20		80P101_54	88P92_233	96R004_117
21		80P101_56	88P92_239	96R004_118
22		80P96_102	88P92_242	96R004_150
23		80P96_105	88P92_244	96R014_182
24		80P96_108	88P83_224	96R014_183
25		80P96_111	88P90_184	96R014_184
26		80P96_114	88P90_185	96R014_185
27		80P96_117	88P90_186	96R014_186
28		80P96_120	88P90_187	96R029_218
29		80P96_123	88P90_188	96R029_219
30		80P96_126	88P90_189	96R029_220
31		80P96_273	88P083_225	96R029_221
32		80P96_276	88P083_226	96R004_055
33		80P96_279	88P092_236	96R004_056
34		80P96_282	88P092_237	96R004_057
35		80P96_285	88P092_238	96R004_064

36		80P96_288	88R077_124	96R004_065
37		80P096_090	88R077_128	96R004_066
38		80P096_094	88P091_017c	96R004_067
39		80P096_095	88P091_018c	96R029_222
40		80P096_096	88P091_019c	
41		80P096_097	88P091_051	
42		80P101_040	88P091_052	
43		80P102_6013	88P091_053	
44		80P102_6017	88P091_114c	
45		80P102_6018	88P091_115c	
46		80P103_6408	88P091_116	
47		80P034_4350	88R075_197	
48		80P034_4351	88R075_198	
49		80P034_4352	88R075_199	
50		80P034_4353		
51		80P034_4374		
52		80P034_4375		
53		80P034_4376		
54		80P034_4379		
55		80P034_4380		
56		80P034_4381		

附表三、八掌溪航照清單

	70 年	80 年	88 年	96 年
1	70P048b_065	80P018_1332	88R078_52	96R006_116
2	70P048b_067c	80P018_1334	88R078_53	96R006_117
3	70P051_7530c	80P018_1336	88R078_54	96R006_118
4	70P051_7531c	80P018_1337	88R078_55	96R006_119
5	70P051_7532c	80P018_1338	88R078_58	96R006_120
6	70P051_7533	80P018_1339	88R078_100	96R006_121
7	70P051_7534	80P018_1340	88R078_101	96R006_122
8	70P051_7535c	80P018_1342	88R078_102	96R006_123
9	70P051_7536c	80P018_1344	88R078_103	96R007_018
10	70P051_7537c	80P018_1346	88R078_104	96R007_019
11	70P051_7538c	80P018_1348	88R078_105	96R007_020
12	70P051_7539c	80P018_1350	88R078_106	96R007_021
13	70P051_7540c	80P018_1352	88R078_107	96R007_022
14	70P057_004	80P018_1354	88R078_108	96R007_023
15	70P057a_057c	80P018_1356	88R078_109	96R007_053
16	70P057a_059c	80P018_1358	88R078_110	96R007_054
17	70P060_9250	80P018_1360	88R078_111	96R007_055
18	70P061_9604c	80P055_8943	88R078_112	96R007_152
19	70P061_9606c	80P055_8944	88R078_113	96R007_153
20	70P063_9716	80P055_8945	88R078_114	96R007_154
21	70P065_0228c	80P055_8946	88R078_115	96R007_155
22		80P055_8947	88R078_116	96R007_156
23	72 年	80P055_8948	88R078_153	96R007_157
24	72P007_012	80P055_8949	88R078_154	96R007_158
25	72P007_013	80P055_8953	88P102_5	96R007_159
26	72P007_283	80P055_8954	88P102_7	96R007_160
27	72P007_284	80P055_8955	88P102_9	96R007_177
28	72P023_106	80P059_212	88P102_11	96R007_178
29	72P023_107	80P059_214	88P102_13	96R007_179
30		80P059_216	88P102_77	96R007_180
31		80P059_217	88P102_79	96R007_181
32		80P059_218	88P102_80	96R007_182
33		80P059_220	88P102_81	96R007_183
34		80P059_222	88P102_83	96R007_184
35		80P059_224	88P102_85	96R007_185

36		80P059_226	88P102_87	96R007_186
37		80P059_228	88P102_89	96R014_045c
38		80P059_230	88P102_91	96R014_046c
39		80P059_232	88P102_93	96R014_047c
40		80P60_005	88P102_202	96R014_071c
41		80P087_3914	88P102_204	96R014_072c
42		80P087_3917	88P102_206	96R014_090c
43		80P087_3971	88P102_208	96R014_091c
44		80P115_200	88P102_210	071024a_20~0748_hr4
45		80P115_201	88P102_212	071024a_20~0749_hr4
46		80P115_202	88P102_278	071024a_20~0750_hr4
47		80P115_203	88P017_1319	071024a_20~0751_hr4
48		80P027_2809	88P017_1320	071024a_21~0728_hr4
49		80P060_002	88P091_161c	071024a_21~0729_hr4
50		80P060_003	88P091_162c	071024a_21~0730_hr4
51		80P060_004	88P091_167	071024a_21~0731_hr4
52		80P060_063	88P091_168	
53		80P087_3911	88P091_183	
54		80P087_3912	88P091_207	
55		80P087_3913	88P091_208	
56		80P087_3918	88P091_217	
57		80P087_3919	88P091_218	
58		80P087_3920	88P102_011c	
59		80P087_3968	88P102_012c	
60		80P087_3969	88P102_014	
61		80P087_3970		
62		80P087_4037c		