

太魯閣峽谷地質地形作用與演進之 量測分析與監測計畫

The study of geomorphological analysis and
monitoring concerning the geologic processes and
evolutional history of the Taroko Gorge



太魯閣國家公園管理處

中華民國九十九年十二月

太魯閣峽谷地質地形作用與演進之 量測分析與監測計畫

The study of geomorphological analysis and
monitoring concerning the geologic processes and
evolutional history of the Taroko Gorge

受委託者：國立東華大學

計畫主持人：東華大學地球科學研究所副教授 劉瑩三

協同主持人：東華大學地球科學研究所助理教授 顏君毅

專任研究助理：莊世仁 郝靜慧

太魯閣國家公園管理處

中華民國九十九年十二月

中文摘要

太魯閣峽谷擁有豐富多元的自然與人文資源，其中最吸引遊客注意，同時亦是學者研究的焦點，那是具有高差達600公尺以上，寬度在數十公尺間的太魯閣峽谷。過去對太魯閣峽谷地區的地質、地形研究主要是進行大範圍的討論，並未針對單一特殊地質地地形景觀地點進行詳細描述與量測工作，因此無法有效評估短期之區域抬升、侵蝕速率及崩塌地對峽谷地形之影響。本計畫以陸地3D雷射掃描儀、氣象資料、地震資料、河流縱剖面分析等方法，對於太魯閣地區之區域抬升速率、河川侵蝕速度與峽谷發育的關係進行分析研究。

研究結果顯示：(1)今年雨量較往年減少，立霧溪流域河道的侵蝕與堆積較不明顯；(2)錦文橋與白沙橋受到岩性、河道型態的影響，侵蝕作用較其他地方明顯；(3)由時頻分析的結果可知，天祥地區的雨量能量遠大於花蓮市區；(4)鄰近太魯閣國家公園地區的美崙斷層附近區域，於2000年之後，有持續且規模 >5 的地震活動，並獲得震源機制解圖；(5)懸谷地形和未形成懸谷地形的支流之間有一臨界值：「面積大小」和河流「流經的地質能否提供足夠的屑碎」，是決定懸谷地形的重要因素；(6)立霧溪流域共計有懸谷地形9處，多位於大理岩區，板岩、綠色片岩因易受侵蝕，充足量的沈積物供應使懸谷不易形成。此外，本年度研究持續增加了和仁、葫蘆谷、寧安橋、白沙橋、靳珩峽谷、魚躍龍門、荖西溪及南湖圈谷等8個景點。

關鍵字：太魯閣峽谷、3D 雷射掃描儀、河階、抬升速率、河流下切、懸谷

英文摘要

There are abundant natural and human resources in the Taroko Gorge that many researchers are highly interested in. Most researches concerned about large scale problems found on the entire region, yet few focus on the status and the evolution of geological sceneries within the national park. Therefore, the detail description measurements of scenic sites have rarely been performed. The consequence is difficult to quantify the changing rate of geomorphology of entire gorge as well as specific scenic site. In order to unravel the topics mentioned above, 3D Laser Scanner and meteorological data, earthquack data, the analysis of lengthwise section of river were employed in this project for studying the current status of scenic sites, geomorphological of the river terrace and the crustal uplifting rates and river incision rates in the area of Taroko Gorge.

The preliminary results show: (1) For the less rainfall in this year, the incision and accumulation in drainage area of Liwu River is more unobvious. (2) Due to the influence of the lithology and river morphology, the erosion in Jingwen Bridge and Baisha Bridge is more obvious than other areas. (3) Based on the consequence of Time-Frequency Analysis, the quantity of rainfall in Tienchiang area is much more than that in Hualien city. (4) Many earthquake activities of the Milun fault near Taroko National Park after 2000 are incessant and the scale of these earthquakes is more than 5, thus the study acquire the outline of focal mechanism solution. (5) Between the tributaries of the development of hanging valley terrain, there is a main critical region which depends on upstream area and debris in river. (6) There are 9 hanging valley terrain in the drainage area of Liwu river, mostly located in the marble area. Because of slate and green schist are easy to erode, the supply of the sufficient sediment make the hanging valley hard to form. Furthermore, this research adds 8 scenic spots which include Herien, Hulu Valley, Ningan Bridge, Baisha Bridge, Jinheng Canyon, "Fish leaping across the dragon gate" scenery, Laosi river and Nanhu Cirque.

Keywords: Taroko Gorge, 3D Laser scanner, river terrace, tectonic uplifting rate, erosion rate, hanging valley

目錄

中文摘要	I
英文摘要	II
圖目錄	V
表目錄	IX
第一章 緒論	1
1.1 前言	1
1.2 研究目的	4
1.3 工作項目與內容	5
1.4 工作時程	6
第二章 文獻回顧	7
2.1 台灣島生成與地體構造	7
2.2 立霧溪流域	40
2.3 立霧溪流域對地形的影響	41
2.4 三維雷射掃描儀的應用	44
2.5 時頻分析	49
第三章 研究方法	54
3.1 資料量測範圍	54
3.2 陸地 3D 雷射掃描儀	55
3.3 時頻分析	61
3.4 地震資料分析	69
3.5 判斷懸谷地形和遷急點的方法	70
第四章 結果與討論	71
4.1 蒐集河道地形資料	71
4.2 時頻資料分析	94
4.3 地震資料分析結果	110
4.4 立霧溪流域的懸谷地形	115
4.5 地質景觀名錄調查登錄	125
第五章 結論與建議	154
5.1 結論	154
5.2 未來工作建議	155

參考文獻.....	156
附錄一 陸地雷射掃描儀反光圓柱誤差值結果	166
附錄二 工作情形與景點照片	168
附錄三 期中審查會議紀錄.....	175
附錄四 期末審查會議紀錄.....	177

圖目錄

圖 1-1	太魯閣國家公園地理位置示意圖	1
圖 1-2	太魯閣峽谷形成過程	3
圖 1-3	台灣東部地區 1897-2008 年降水量變化圖	3
圖 2-1	台灣地體構造三維示意圖	7
圖 2-2	台灣地區弧陸碰撞過程示意圖	9
圖 2-3	太魯閣國家公園地質圖	11
圖 2-4	台灣大理岩生成模式示意圖	17
圖 2-5	利用片麻岩及大理岩定年法得台灣重要熱構造事件	19
圖 2-6	台灣形成的弧-弧碰撞模式	22
圖 2-7	台灣大地構造與板塊相互作用圖	23
圖 2-8	SUPPE (1981) 的推土機模型示意圖	25
圖 2-9	GPS 速度場資料，相對於澎湖白沙	25
圖 2-10	台灣 1991 年至 1997 年的地震分佈圖	26
圖 2-11	規模大於 5 的地震之震源機制解	27
圖 2-12	2007-2008GPS 絕對水平速度場	29
圖 2-13	2007 年擴張率	30
圖 2-14	台灣由西到東的地層分界	32
圖 2-15	台灣地質圖與鉛石核飛跡定年結果	33
圖 2-16	弧陸碰撞後與碰撞前的示意圖	34
圖 2-17	台灣上游地區測站所量測之物理剝蝕率	36
圖 2-18	台灣地區不同時間尺度的侵蝕率	39
圖 2-19	影響剝蝕率分佈的地震、水文與地形變因	39
圖 2-20	立霧溪綠水站龍王颱風前後測量資料	42
圖 2-21	雷射掃描儀監測可量化位移量	45
圖 2-22	以雷射掃描儀監測河岸後退速率	46
圖 2-23	由 LIDAR 得到的河岸變化	47
圖 2-24	由 LIDAR 量測枯水期河岸線變化	47
圖 2-25	侵蝕循環階段示意圖	48
圖 2-26	時頻分析法之頻率、能量計算準確度示意圖	50
圖 2-27	VOSTOK ICE CORE 的溫度資料使用 EEMD 分析	52
圖 2-28	應用 HHT 分析時序資料之流程圖	52
圖 2-29	腦部 MR 影像利用 EEMD 分析：原始溫度資料	53
圖 2-30	腦部 MR 影像利用 EEMD 分析：各分量	53

圖 3-1 測點位置示意	54
圖 3-2 3D 雷射掃描儀操作流程圖	55
圖 3-3 3D 雷射掃描儀架設情形	56
圖 3-4 反光圓柱、反光腳架及反光貼片	57
圖 3-5 三次實驗所得點位誤差分佈圖	59
圖 3-6 時頻分析法之頻率準確度示意圖	61
圖 3-7 時頻分析法之頻率準確度示意圖	62
圖 3-8 台電綠水站人工記錄水文資料時序變化圖	64
圖 3-9 台電綠水站流量資料時序變化圖	65
圖 3-10 綠水站流量與降雨量比較圖(1986~2008 年).....	66
圖 3-11 綠水站流量、花蓮日雨量比較圖(1956~2008 年).....	66
圖 3-12 花蓮氣象站累積日均溫資料 (1911-2008)	67
圖 3-13 花蓮氣象站日雨量資料 (1911-2008)	68
圖 3-14 震源機制解	69
圖 3-15 懸谷地形的縱剖面圖與 S-A 圖判定	70
圖 4-1 2007-2008 立霧溪河段二次河道掃描結果	73
圖 4-2 2008-2009 立霧溪河段二次河道掃描結果	74
圖 4-3 各河道剖面測站位置	75
圖 4-4 錦文橋 (2010 年 4 月 21 號) 掃描圖	76
圖 4-5 白沙橋 (2010 年 5 月 4 號) 掃描圖	77
圖 4-6 綠水 (2010 年 5 月 19 號) 掃描圖	78
圖 4-7 天祥 (2010 年 5 月 26 號) 掃描圖	79
圖 4-8 錦文橋 (2010 年 7 月 21 號) 掃描圖	80
圖 4-9 天祥 (2010 年 7 月 29 號) 掃描圖	81
圖 4-10 綠水 (2010 年 8 月 4 號) 掃描圖	82
圖 4-11 錦文橋地形 DSM 與剖面位置	83
圖 4-12 錦文橋的剖面變化圖	84
圖 4-13 白沙橋剖面位置圖	85
圖 4-14 白沙橋 2009 年與 2010 年河道剖面圖	87
圖 4-15 綠水 2009 年 6 月 29 日與 2010 年 8 月 4 日地形 DSM	88
圖 4-16 綠水 2009 年與 2010 年河道剖面	89
圖 4-17 天祥 2010 年 5 月 26 日與 2010 年 7 月 29 日地形 DSM	90
圖 4-18 天祥 2010 年 5 月 26 日與 7 月 29 日河道剖面	91
圖 4-19 太魯閣地區氣象與水文資料	93
圖 4-20 綠水站流量、含砂量與降雨量比較圖	95
圖 4-21 花蓮日雨量 FFT 頻譜圖	95

圖 4-22	綠水站流量 FFT 頻譜圖	96
圖 4-23	天祥日雨量 FFT 頻譜圖	97
圖 4-24	綠水站流量、花蓮日雨量比較圖	97
圖 4-25	花蓮日雨量 EEMD 結果圖	99
圖 4-26	花蓮、天祥日雨量各 IMF 比較圖	100
圖 4-27	花蓮日雨量、綠水站流量各 IMF 比較圖	103
圖 4-28	天祥日雨量、綠水站流量各 IMF 比較圖	106
圖 4-29	花蓮、天祥日雨量、綠水站流量 HHT 時序能量圖	108
圖 4-30	綠水站人工記錄含砂量與流量 HHT 時序能量圖	108
圖 4-31	2000 年 1 月 1 日至 2010 年 5 月 26 日地震資料分析圖	111
圖 4-32	台灣活動斷層分布圖	112
圖 4-33	地震事件與震源深度三維圖	113
圖 4-34	地震隱沒方向圖	114
圖 4-35	立霧溪流域懸谷位置圖	116
圖 4-36	懸谷產生與面積及流經地質的關係圖	119
圖 4-37	WOBUS ET AL. 研究懸谷的結果	120
圖 4-38	立霧溪支流與主流交匯處	122
圖 4-39	懸谷地形演變圖	124
圖 4-40	98-99 年名錄位置分布圖	126
圖 4-41	名錄位置分布圖	127
圖 4-42	和仁位置圖	129
圖 4-43	和仁海灘及灘上巨礫	130
圖 4-44	片麻岩壁上的大型石英脈	130
圖 4-45	和仁礫灘	131
圖 4-46	葫蘆谷位置圖	133
圖 4-47	葫蘆谷源頭	134
圖 4-48	葫蘆谷下游，非水源保護區支流	134
圖 4-49	溪谷上岩石可見到許多褶皺干涉圖像	135
圖 4-50	溪床上可見到各種褶皺現象	135
圖 4-51	寧安橋、天王橋位置圖	137
圖 4-52	不動明王廟及湧泉	137
圖 4-53	白沙橋、寧安橋位置圖	139
圖 4-54	白沙橋西側，可看見大理岩與片麻岩交界	140
圖 4-55	尖滅於大理岩中的片麻岩	140
圖 4-56	靳珩峽谷位置圖	142
圖 4-57	靳珩峽谷	143

圖 4-58	魚躍龍門位置圖	145
圖 4-59	科蘭溪與立霧溪會流處，可見魚躍龍門景觀.....	146
圖 4-60	九曲洞步道斷層角礫岩.....	146
圖 4-61	荖西溪位置圖	148
圖 4-62	荖西溪下游多位於大理岩區，河谷呈陡峭的U型.....	149
圖 4-63	荖西溪上游河谷位於片岩區，河谷開闊呈V型.....	149
圖 4-64	合流台地出露的礫石層.....	150
圖 4-65	立霧溪古水流方向	150
圖 4-66	南湖圈谷位置圖	152
圖 4-67	鹿野忠雄所發現的南湖大山區圈谷分布	153
圖 4-68	南湖圈谷.....	153

表目錄

表 1-1	工作時程進度表	6
表 2-1	大南澳群與相關地層劃分對照表	14
表 2-2	板岩地層劃分與相關地層劃分對照表	15
表 2-3	FFT、WAVELET、HHT 優缺點比較表	50
表 3-1	太魯閣相關長期資料	63
表 4-1	野外工作時間、項目及位置	75
表 4-2	立霧溪流域各支流的流經地質及集水區面積	116
表 4-3	影響懸谷地形的成因比較表。	118
表 4-4	名錄登錄表：和仁礮灘	128
表 4-5	名錄登錄表：葫蘆谷	132
表 4-6	名錄登錄表：寧安橋	136
表 4-7	名錄登錄表：白沙橋	138
表 4-8	名錄登錄表：靳珩峽谷（燕子口）	141
表 4-9	名錄登錄表：魚躍龍門（九曲洞）	144
表 4-10	名錄登錄表：荖西溪（合流）	147
表 4-11	名錄登錄表：南湖圈谷	151

第一章 緒論

1.1 前言

本計畫之研究區域位於太魯閣國家公園，中橫公路天祥以東至太魯閣口之間，即為著名的太魯閣峽谷。太魯閣國家公園成立於民國七十五年，為台灣設立的第四座國家公園，轄區範圍涵蓋於花蓮、台中、南投三縣境內（圖 1-1），境內地勢高聳，有多座三千公尺的高山（應紹舜，1994），並以峽谷地形聞名國內外，園區內河川主要為立霧溪及其支流，同時亦是形成太魯閣峽谷最重要的營力來源。

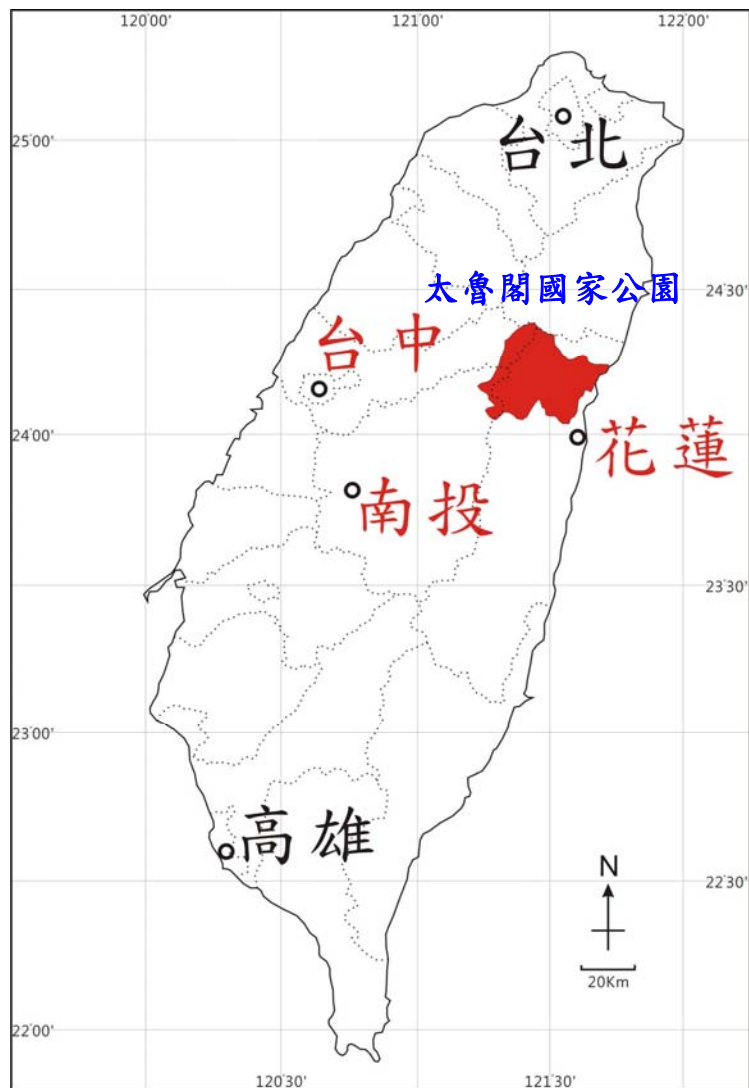


圖 1-1 太魯閣國家公園地理位置示意圖。

台灣位處菲律賓海板塊與歐亞板塊的交界帶，屬於聚合性板塊邊緣的造山帶，有相當頻繁的構造活動。太魯閣的岩層屬於台灣地質分區中的中央山脈東翼地質區，菲律賓海板塊與歐亞板塊最初的碰撞點便位在今日南澳一帶，從南澳到花蓮北邊，出露了台灣最古老的地層——大南澳片岩。沿中橫公路的東段可觀察到大理岩、片麻岩、綠色片岩、石英片岩等種類的岩石，大理岩主要分佈在太魯閣到天祥十九公里之間，為太魯閣峽谷最為壯觀的地帶，慈母橋以西，岩層開始轉變，漸漸以較為脆弱的綠色片岩、石英雲母片岩及砂質片岩取代，因此較易形成開闊的溪谷（王執明等，2001）。

太魯閣國家公園總面積九萬二千公頃，可見冰斗、河階、斷崖、峽谷、環流丘等特殊地形，園區內的主要河川立霧溪發源於奇萊北峰與合歡山之間，向東流入太平洋，出海口位於花蓮縣新城鄉新城村附近。由於台灣島長期且持續地體抬升作用，使深埋地底的大理岩層抬升至地表，由於大理岩緻密的特性，使立霧溪的側蝕作用不明顯，因此不致形成寬闊的河谷，在多雨的氣候條件下，下蝕作用持續進行，並將侵蝕的岩屑帶到太平洋，並且在下游形成河階，因此形成高度達數百或上千公尺，寬度最窄僅約十餘公尺的峽谷景觀，形成過程示意圖如圖 1-2 所示。

根據中央氣象局對 1897-2008 年間降雨量的統計，台灣東部地區年雨量自 2000 年以後（除 2007 年）有不斷減少的趨勢（圖 1-3），降水量、颱風等氣候條件皆會影響河流的侵蝕與堆積速率，受到今年颱風、降水驟減的影響，是否對立霧溪流域造成相對的影響將是本期計畫探討的主軸。本年度將持續利用 3D 雷射掃描儀針對太魯閣峽谷內的部分景點進行掃描與監測工作，藉以瞭解岩性、氣候等條件對峽谷地形演育的影響。

此外，前一年度計畫已針對太魯閣地區部分重要景點進行地質景觀名錄的登錄，包括清水斷崖、立霧溪沖積扇、砂卡礑溪谷、長春祠、布洛灣、燕子口、錐麓斷崖、九曲洞、慈母橋、天祥、白楊瀑布、文山溫泉、蓮花池、西寶河階等，共計 14 處，本年度亦繼續進行太魯

閣國家公園內重要地質地形景觀之登錄工作，以作為維護美質景觀的參考。

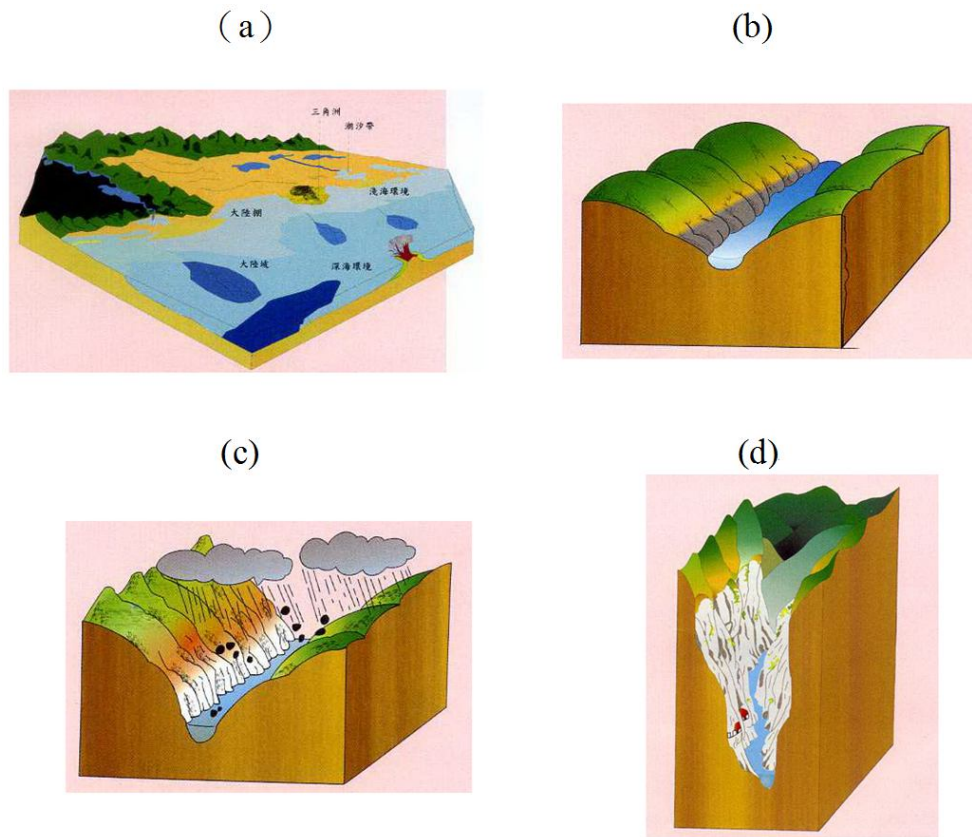


圖 1-2 太魯閣峽谷形成過程：(a) 台灣尚未出露海面，海洋生物死亡後，遺骸所留下的石灰岩經變質作用，形成大理岩；(b) 台灣島露出海水面初期，豐沛的雨水匯集成立霧溪向下切割岩層，形成初始的太魯閣峽谷；(c) 台灣島受到造山運動的影響而持續抬升，立霧溪的侵蝕作用亦不斷進行，形成更深邃陡直的峽谷；(d) 立霧溪歷經數百萬年來的切割侵蝕，形成現今高差超過上千公尺，最窄處僅約 10 公尺的陡峭大理岩峽谷地形（劉瑩三，2006）。

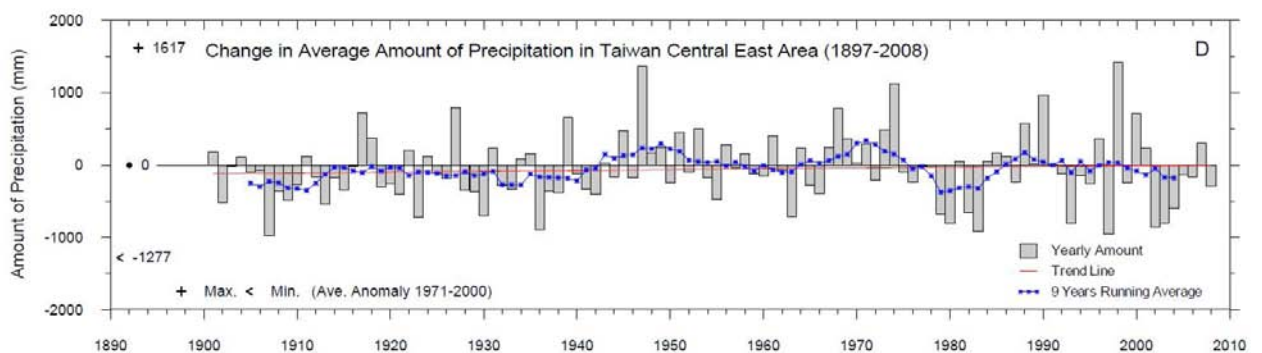


圖 1-3 台灣東部地區 1897-2008 年降水量變化圖（資料來源：中央氣象局台灣氣候統計）。

1.2 研究目的

太魯閣國家公園是目前臺灣地區 12 個世界遺產潛力點中，最具傑出、普世價值之自然資產。但是，對於太魯閣地區峽谷自然美景的保存，除了大自然所造成的災害（颱風、地震...等）外，亦須同時兼顧遊客承載量及環境衝擊的平衡，因此仍有持續進行研究及調查的必要。98 年度計畫「太魯閣峽谷景觀發育歷史研究及美質地景監測計畫第一期」，初步研究成果顯示，太魯閣峽谷的侵蝕及抬升速率皆大於世界平均值，但缺乏短期性的長期紀錄，如有短期性的長期量測資料，如地表抬升及地表侵蝕速率，並建立各海拔高度之河川剖面，希望能以更精確的監測結果，利用更多科學證據證實太魯閣峽谷的獨特性，將研究結果提供太魯閣國家公園管理處作為經營管理之參考，並進一步作為申設世界遺產的重要資料。

本計畫的研究目的包括：

1. 持續對特殊地景進行 3D 雷射掃描儀的掃描工作，並與去年計畫的掃描成果進行套疊比對，觀察短期變化。
2. 針對立霧溪河道剖面持續進行監測與記錄的工作，對於不同河段的侵蝕、堆積情形進行討論。
3. 對於太魯閣地區特殊地景景點進行觀察與記錄，持續更新名錄登錄表之內容。
4. 持續蒐集歷史與分析，探討各控制因素的能量增加頻率或週期，藉以瞭解各項自然條件在太魯閣峽谷演育歷史中的影響性。

1.3 工作項目與內容

本計畫希望藉由對景點的野外調查、3D 雷射掃描、長期時序資料分析、河流縱剖面分析，對立霧溪中、下游流域進行研究，以瞭解園區內具保育價值之地質、地形景觀，監測峽谷地區的短期堆積、侵蝕速率等變化情形，做為太魯閣國家公園管理處對區內經營之參考。

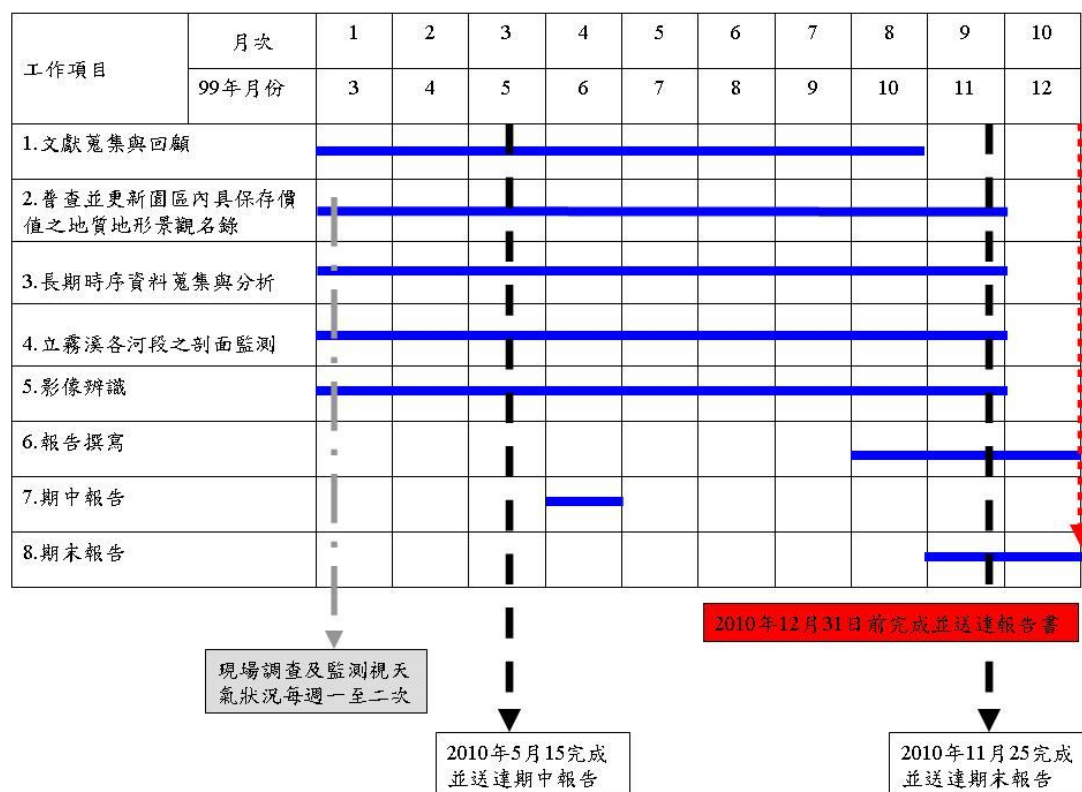
工作重點如下：

1. 文獻蒐集與回顧：針對太魯閣地區持續進行文獻蒐集，包括地質學、地形學、大地測量學、定年學...等文獻資料，以相關研究結果協助本計畫之研究方向。
2. 普查、更新園區內具保存價值之地質地形景觀名錄：結合行政院農業委員會特殊地景景點登錄表格的內容，對園區內具保存價值之地質地形景觀進行長期普查與名冊更新，預計增加 8 個新景點。
3. 長期時序資料蒐集與分析：包括氣象資料、水文資料作時頻分析，探討各控制因素的能量增加頻率或週期，藉以分析各項氣象條件在太魯閣峽谷演育歷史中的影響性。
4. 立霧溪各河段之剖面監測：應用大地測量方法，針對立霧溪各河段之側蝕、侵蝕速率進行長期性監測，以瞭解各河段或不同岩性的侵蝕速率。
5. 報告撰寫：將各項研究方法所得的資料進行彙整以撰寫報告書，並建議所得結果做為國家公園管理處對峽谷地區經營管理之參考。

1.4 工作時程

本研究計畫的重要工作項目包括文獻蒐集與回顧、峽谷地區短期區域抬升與侵蝕速率研究、立霧溪流域懸谷分布研究及撰寫期中、與期末報告等。各項工作的預定進度見表 1-1。

表 1-1 工作時程進度表



第二章 文獻回顧

太魯閣地區之地形演育主受台灣本島的地體抬升作用，以及立霧溪切割作用影響，本研究之文獻從台灣生成與地體構造開始探討，並搜尋歷年河川侵蝕與立霧溪相關文獻，探討太魯閣峽谷的形成成因。由於本研究是以三維雷射掃描儀監測地形變化，文獻亦探討歷年學者對於三維雷射掃描儀的應用。此外，本研究同時回顧頻譜的相關研究，以進一步做為探討影響太魯閣地景變化的變因。

2.1 台灣島生成與地體構造

台灣為一新期的造山帶，是新生代末期以來菲律賓海板塊與歐亞板塊弧陸碰撞的結果。台灣東北部屬琉球弧溝系統，是菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞板塊之下所形成；台灣南方海域中，歐亞板塊邊緣的南中國海（South China Sea）地殼向東隱沒至菲律賓板塊之下，形成呂宋弧溝系統。在台灣本島，兩板塊以花東縱谷為界，縱谷以東屬菲律賓海板塊，以西為歐亞板塊。(Teng et al.,1990)（圖 2-1）。

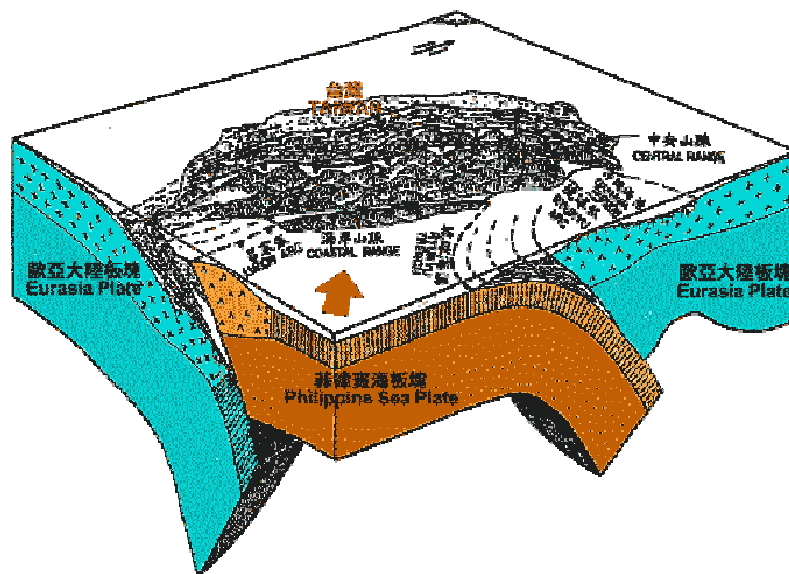


圖 2-1 台灣地體構造三維示意圖（Angelier et al., 1986）。

根據 Teng (1990) 的研究結果，約 1000 萬到 500 萬年前，南中國海 (South China Sea) 海洋性地殼向東隱沒，使其西緣的歐亞板塊被拖曳至菲律賓海板塊之下，並將大陸邊緣沉積物剝起，形成增積岩體；菲律賓海板塊北緣也在 1000 萬年前隱沒至歐亞板塊之下，到了 500 萬年前撞上大陸邊緣，呂宋島弧不斷西進，猶如推土機般將增積岩體迅速向上推擠，中央山脈、雪山山脈陸續被抬升至地表，並伴隨著許多褶皺及斷層作用，形成覆瓦狀褶皺逆衝斷層帶。至 300 萬年前臺灣已略具今日規模，呂宋島弧北段在 250 萬年前併向中央山脈東側，形成海岸山脈 (圖 2-2)。

在地質構造上，可將台灣分為四個地質區塊 (圖 2-14)：

1. 海岸平原區：主要以近百萬年被風化、侵蝕之沉積物所形成的沖積層，屬於尚未完全隆起的平原區。
2. 西部麓山帶：主要沉積物為大陸邊緣的淺海沉積岩受到褶皺或逆衝斷層的錯動，在地表下形成覆瓦狀構造的山地與臺地。
3. 中央山脈：西翼由板塊交界的增積岩體形成的亞變質板岩帶。東翼由 1 億多年前古台灣島變質雜岩構成的古老核心。
4. 海岸山脈：呂宋島弧向西擠進台灣本島後，形成由安山岩質火山岩、火山碎屑及崩積碎屑所組成的海岸山脈，原本的海溝已隆升成今日的花東縱谷。

以下將依太魯閣國家公園區域內的地層、定年資料、早期造山運動、地震資料與板塊構造、台灣地區的抬升與侵蝕速率進行說明。

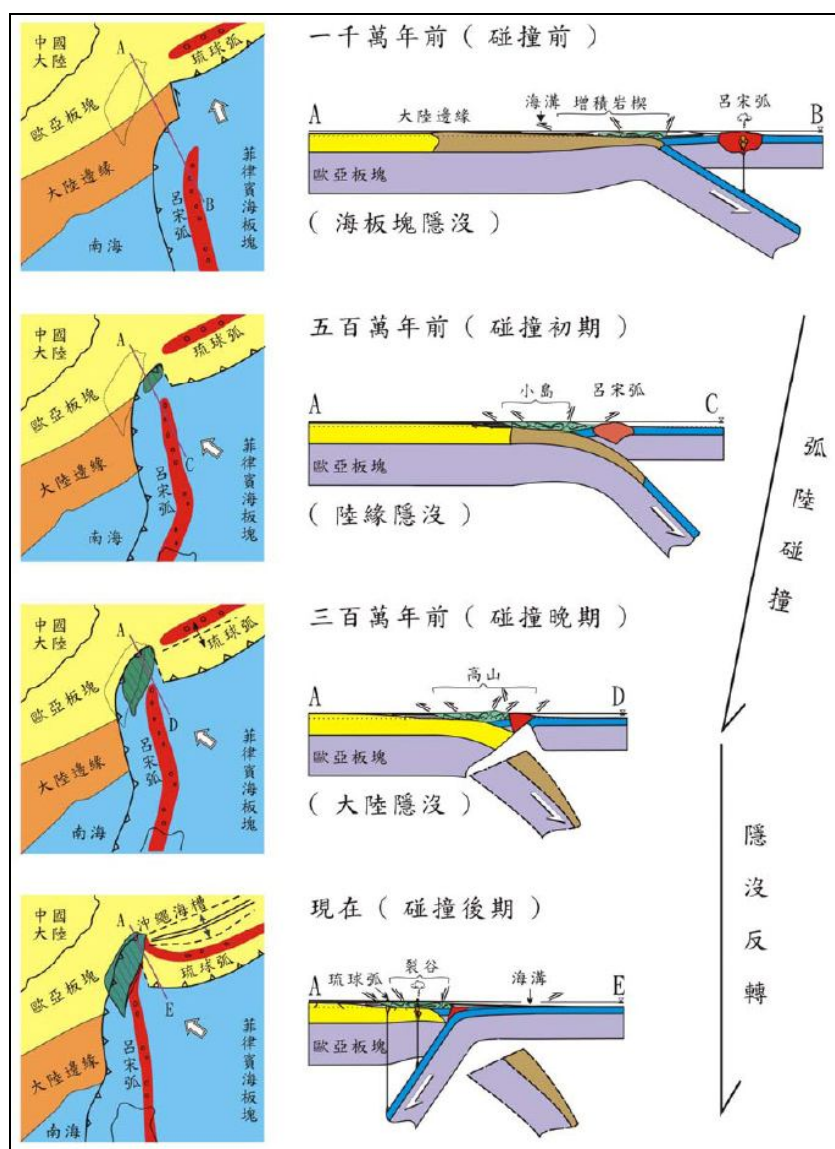


圖 2-2 台灣地區弧陸碰撞過程示意圖，由 A-D 為台灣島形成過程（鄧屬予，2006）。

2.1.1 太魯閣國家公園之地層

太魯閣地區所出露之地層，越往西邊越年輕（圖 2-14），中橫碧綠以東出露了台灣最古老的地層，大南澳片岩，包含一群經過區域變質作用所產生的片岩及其他變質岩類，其原生年代可能為古生代晚期至中生代。大南澳片岩以西與始新世至漸新世之黑岩山層不整合接觸，其西則與漸新世至中新世之大禹嶺層不整合接觸。和仁至崇德沿岸少部分地區則有更新世的階地堆積層以及現代沖積層出露。

變質岩地區由於受到強烈的變形與變質作用的影響，地層劃分方式與命名與沉積岩區並不相同，本研究依據經濟部中央地質調查所所出版之五萬分之一地質圖，大禹嶺（1993）、新城圖幅（2009）為依據，根據標準點岩性特色做為劃分岩體的單位，除非相鄰地區中的岩體單位可證明連續，否則皆獨立命名，以免造成誤解。

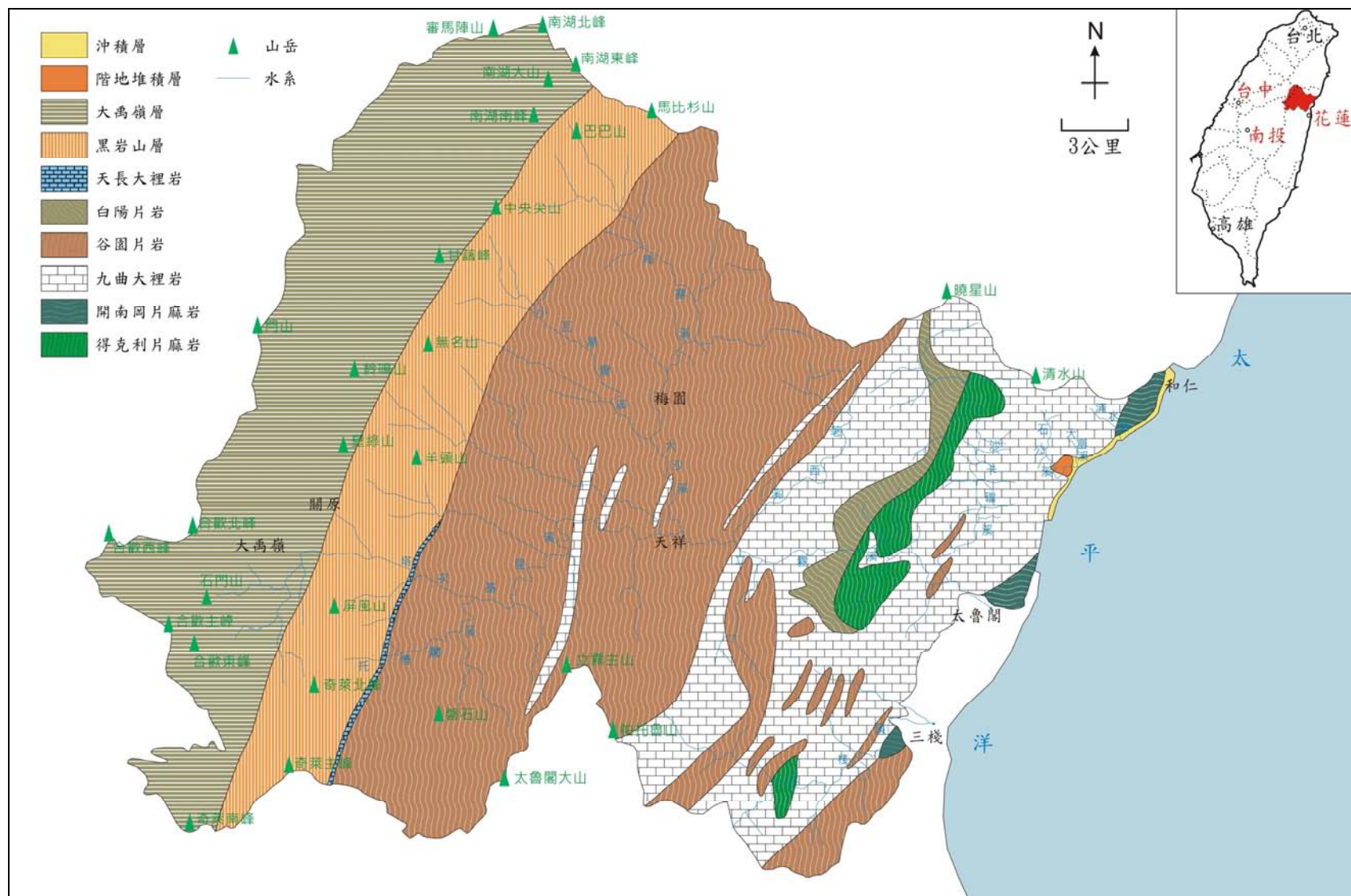


圖 2-3 太魯閣國家公園地質圖（修改自王鑫，1989）。

2.1.1.1 地層介紹

(一) 大南澳片岩

大南澳片岩或大南澳群(顏滄波, 1960)是台灣島出露的最古老的地層, 在太魯閣國家公園內, 有太魯閣帶與玉里帶兩個岩相構造帶, 顏滄波(1963)認為其分佈與日本或其他環太平洋地區之板塊隱沒帶地區一樣, 均呈現成雙變質帶(paired metamorphic belts)的特性, 太魯閣帶為高溫低壓的綠片岩相, 屬於岩漿弧變質作用, 玉里帶為高壓低溫的藍閃石片岩相, 屬於隱沒帶變質作用。

台灣東部變質岩區地層分層工作, 由 Ogasawara (1936) 首先開始, 顏滄波 (1960) 首先提出一變質岩之原岩為分層依據。由於其變質作用, 內含之化石已破壞不易辨認, 地質構造亦較為複雜, 以下所述之地層分類乃依據經濟部中央地質調查所所出版之五萬分之一地質圖, 包括大禹嶺圖幅 (1993)、新城圖幅 (2009) 為依據。表 2-1 為大南澳群與相關地層劃分對照。

1. 得克利片麻岩

得克利片麻岩包含葉理發達的片麻岩與花岡片麻岩兩部分; 花岡片麻岩以石英、斜長石、黑雲母、白雲母、綠簾石與綠泥石等為主, 葉理不發達, 顆粒粗且不具方向性排列, 其中可以見到多種岩石的包裹體, 大理岩最為常見, 片岩次之。葉理發達的片麻岩, 有時可見發育良好的緊密褶皺, 並有石英脈與花岡岩質岩脈穿入。在野外, 片麻岩與大理岩之接觸面非常清晰, 常穿插出現 (羅偉, 2009)。

2. 開南岡片麻岩

帶狀分佈在和仁至清水以及崇德至三棧溪一帶。主要由葉理發達的片麻岩所組成, 片麻岩由石英、斜長石、黑雲母、白雲母等礦物所構成, 有明顯片麻狀組。岩脈多為石英脈, 常與片麻岩葉理形成一致的緊密小褶皺, 有時出現串腸構造 (羅偉, 2009)。

3. 九曲大理岩

大理岩岩性緻密，常形成峽谷地形及陡峭的崖壁，為太魯閣國家公園內重要景觀。九曲大理岩屬厚層塊狀之大理岩，幾乎全由再結晶之方解石所組成。外觀上常有灰色、白色或黑白相間的條紋，常見灰白色中夾碳質物集中處呈暗灰色條紋，形成清楚的葉理或紋理（羅偉，2009）。

4. 谷園片岩

以淺至深灰色泥質變質岩為主，包含千枚岩、雲母片岩，夾變質砂岩或石英雲母片岩，偶夾若干礫岩、大理岩等透鏡體。片狀礦物多順向排列，形成發達的岩石劈理，變質砂岩則以中粒碎屑狀石英與長石為主，並有再結晶之細粒石英，劈理並不發達。

5. 白楊片岩

白楊片岩以綠色片岩與變質燧石為主，夾數公分至數公尺之層狀大理岩、以及少量且局部出現的綠色變質基性岩與硬綠泥石岩。綠色片岩與大理岩、石英等岩層顏色黑白分明，且因強烈的褶皺及變形作用，常形成各種複雜的褶皺干涉圖像，為白楊片岩極明顯的特徵（羅偉，2009）。

6. 天長大理岩

由大理岩與石英岩獨立岩體所組成，方解石顆粒較細，且石英含量較高，部分形成石英質大理岩。常形成透鏡狀，與綠色片岩穿插出露（羅偉等，1997）。

（二）始新世至中新世地層

始新世至中新世的地層為在大南澳片岩西側，地層單位包括黑岩山層、大禹嶺層、廬山層（太魯閣國家公園內出露了黑岩山層與大禹嶺層），始新世的黑岩山層與東側的大南澳片岩不整合接觸，與西邊的中新世大禹嶺層亦呈不整合接觸關係。

黑岩山層可分為三段，上段為厚層塊狀砂岩夾板岩，富含中至細

粒的石灰質，其中石英與長石顆粒受到變形影響有壓溶及變形條紋；中段為大理岩，呈黑色細粒狀；下段為板岩間夾砂岩，並有火成岩透鏡體，砂岩碳酸鈣成分不高，但顆粒較粗，同樣有壓溶及變形條紋現象。

大禹嶺層為何春蓀（1986）的台灣地質圖中的廬山層的一部分，但其變質程度在中視尺度及微視尺度上明顯比廬山層低，再加上化石保存亦不如廬山層，因此判斷其地質年代應較廬山層老，有可能包含漸新世之岩層。在岩性上，大禹嶺層可分為四段，最上層為板岩與粉砂岩薄層，第二段為厚層塊狀砂岩，其下為厚層板岩偶夾泥灰岩透鏡體，最下段則為砂岩與板岩之薄互層，多鈣質成分。本層之砂岩變形程度不如黑岩山層，板劈理發達，但仍可見原生層面（羅偉，1993）。

表 2-1 大南澳群與相關地層劃分對照表

小笠原美津雄(1936)	顏滄波(1960)	陳培源(1963)	王執明(1979)	王執明(1982)
大南澳統	大南澳群	沙卡礑溪地區	洛韶至太魯閣地區	中央山脈大南澳片岩區
石墨片岩	玉里層	天祥片岩	長春層	玉里層
綠泥片岩	太魯閣層	上段塊狀大理岩	九曲大理岩	長春層
石灰質石英片岩	東澳相	溪畔片麻岩	開南岡片麻岩	九曲層
白雲岩	大清水相	開南岡片麻岩	天祥片岩	開南岡層
結晶石灰岩	開南岡層	下段長春橋段	A段	
絹雲母石墨片岩	公相		B段	天祥層
角閃石雲母石英片岩	三錐層		C段	
花崗片麻岩	羅宇志相			
變質輝綠岩				
研海圖幅	中央山脈大南澳片岩區	沙卡礑溪地區	洛韶至太魯閣地區	中央山脈大南澳片岩區
李春生(1984)	王執明(1991)	羅偉(1993)	林啟文等人(1993)	羅偉等人(2009)
長春層	天祥層(含玉里碧候層)	碧綠層	南澳嶺片岩	白楊片岩
天祥片岩	長春層	天長大理岩	武塔片岩	谷園片岩
太魯閣層	九曲層	白楊片岩	漢本大理岩	九曲大理岩
開南岡層	開南岡層	谷園片岩	楓樹山角閃岩	
三錐層		九曲大理岩	源頭山片麻岩	
公層		片麻岩(本地區未出露)	飯包尖山片麻岩	開南岡片麻岩
立霧溪以北地區	中央山脈大南澳片岩區	大禹嶺圖幅	南澳圖幅	新城圖幅

（摘自羅偉等，2009）

表 2-2 板岩地層劃分與相關地層劃分對照表

出露岩層	厚度	岩性描述	本研究	楊興羅 (1986)	陳學夏 (1979)	何森孫 (1975)	顏滄波 (1962)
		厚層砂岩夾薄層板岩 與厚層板岩互層	蘆山層	蘆山層 Le	蘆山層	蘆山層	NO
	300m	粉砂岩夾薄層板岩 與厚層板岩互層		蘆山層 Ld	大禹嶺層		
	50m	厚層砂岩	大禹嶺層	蘆山層 Lc			
	200m	厚層板岩		蘆山層 Lb			
	500m	薄層砂岩與薄 層板岩之互層 厚層砂岩夾板岩		蘆山層 La			
	250m	礫岩 厚層砂岩		黑岩山層 Ec	黑岩山層	新高層 (華樟山層) (1986)	E
	100m	變質石灰岩	黑岩山層	黑岩山層 Eb			
	200m	粉砂岩與板岩 厚層砂岩夾火 成岩凸鏡體		黑岩山層 Ea			
		礫岩 變質礫石		碧綠層	大南澳片岩	大南澳片岩	大南澳片岩
		千枚岩與薄層砂岩互層	先第三紀變質岩	大南澳片岩 Tm			
	厚層塊狀變質石灰岩		大南澳片岩 Tc				
	綠色片岩夾變質礫石 與薄層變質石灰岩						

(摘自羅偉等，1993)

(三) 第四紀地層

第四紀地層包含更新世晚期，由未膠結的礫石為主體的階地堆積層，以及全新世以來所沈積的現代沖積層。階地堆積物與現代沖積層的淘選度差，且由於立霧溪流域下切速率大，大理岩及片麻岩層沿岸較為陡峭、河床狹窄，新的沈積物多被河流侵蝕殆盡，僅零星出現在曲流之滑走坡上（羅偉等，2009）。

2.1.1.2 太魯閣地區之大理岩

太魯閣地區最普通常見且為主要形成峽谷的主要岩石種類為大理岩，因此特別予以說明。大理岩前身推測為大陸棚的生物礁體，即珊瑚礁或藻礁等，但此一論點仍需更多的證據。陳其瑞（1996）推論大理岩帶當初的沉積環境為偏熱帶高水溫的大陸棚淺海環境，水深約在 100~200 公尺且大約平行海岸的局部沉積窪槽。由於位處偏熱帶，淺海而水溫高，可進行碳酸鈣的直接沉澱。此碳酸鈣由於極細粒，可向外海漂移，沉積至海底時為已達水深 100 公尺以上之窪處，在碳酸鈣發生沉澱的同時，此淺海處也有矽質或鈣質碎屑物的沉積，且碎屑物的量及粒度也會隨時間改變。

沈積作用約發生於二疊紀，隨沈積物的增加沈積窪槽下沉，自此開始受到壓力及溫度的效應，進行所謂的成岩作用及之後的深埋與區域變質作用。依此推論可得到如圖 2-4 所示的沉積環境及沉積物配置，也正是台灣大理岩帶以及相鄰地層的剖面，由大理岩的厚度分佈，大約可推定此深積槽的中心深部位於和平至花蓮市一帶，而矽質與碳酸質岩石互層現象發達的長春層沉積則是於較淺處形成。至於在長春層中出現的變質燧石雖然可能是細質浮游性微體生物的遺體（殼或骨）沉積而來，但亦可能直接由無機非晶質二氧化矽的沉積或後期石英取代方解石而來。總而言之，上述之沈積模式將產生矽質至碳酸質沈積物之連續變化，是單一沈積盆地的產物，與台灣大理岩帶特徵一致。在太魯閣可見的黑色大理岩，應為原本底色為白色的大理岩，由他處移棲進來碳質物，因此在大量大理岩地層中含有石墨，此碳質物為熱水活動中被帶出的物質。

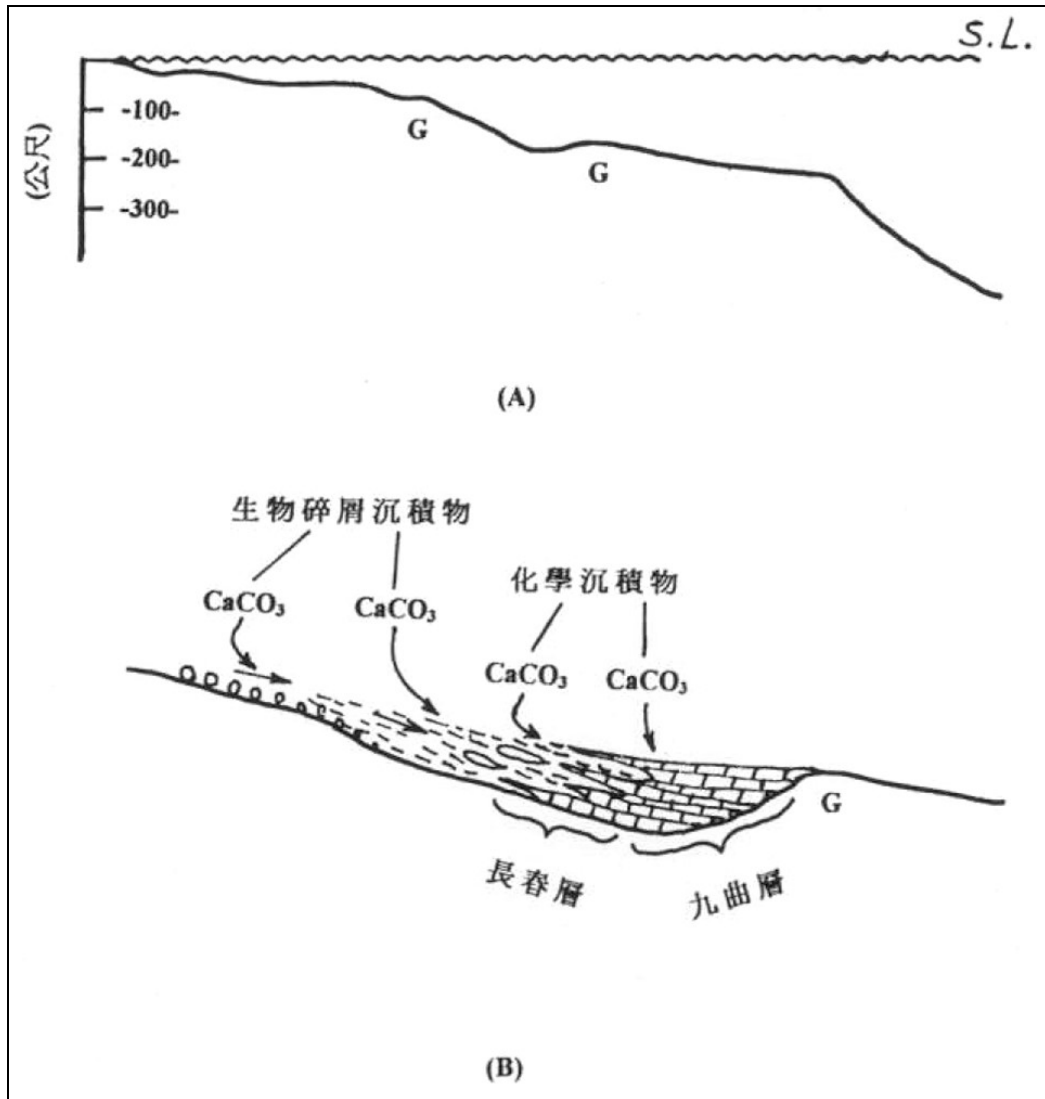


圖 2-4 台灣大理岩帶前身石灰岩推測之生成模式橫式橫切面示意圖 (A) 在百餘公尺深大陸棚上之沈積槽；(B) 前述沈積槽中砂質及碳酸質沉物之沈積狀況及其與大理岩帶地層之比照 (陳其瑞, 1996)。

2.1.2 定年資料

太魯閣地區的地層分帶屬於大南澳變質雜岩區，在少數大理岩中曾發現二疊紀常見的 *Schwagerina*、*Parafusulina* 及 *Neoschwagerina* 等紡錘蟲化石 (顏滄波, 1951)；另外在馬太鞍溪發現的珊瑚化石被鑑定為 *Waagenophyllum*，亦屬於二疊紀或古生代晚期的化石 (顏滄波, 1953)；陳政恆 (1989) 於天祥一帶發現溝邊毛藻的化石，其中較確定的種屬有 *Cribroperidinium*、*Druggidium* 和 *Gonyaulacysta*，因此推

測天祥層（約谷園片岩）的時代約在侏羅紀到白堊紀之間；這些化石也成為判定大南澳片岩時代的唯一證據，其結果與鋁或鉛鉛等同位素定年結果大體吻合。由此可知其年代應屬古生代至中生代，由於此區以變質岩為主，缺少化石，因此地層年代以岩石的同位素定年測定為研究岩漿活動、變質時間、地殼變動和構造演變的主要依據。而屬於台灣變質基盤中的片麻岩，是紀錄台灣構造運動最好的材料，被包裹於片麻岩中的角閃岩及片麻岩附近的偉晶花岡岩，也與片麻岩同時受到這些構造運動的影響。因此這三類岩石，常被用來推論台灣構造運動的發生時間（王執明與藍晶瑩，1995）。

利用大南澳片岩中的片麻岩的鋁、鉀、氫、鈾、核飛跡及鈾等定年法，再加上大理岩的鋁（Jahn et al., 1984）及鉛鉛（Jahn, 1988；Jahn et al., 1992）定年法，可以將台灣重要的熱構造事件以圖 2-5 表示（王執明與藍晶瑩，1995）。莊文星和貝隆（1986）利用鉀氫定年測定出太魯閣帶裡的片麻岩之年代為 2.6-6.5Ma，江博明等（1986）則透過鋁法測定片麻岩中的黑雲母年代為 6.5-9.6Ma。

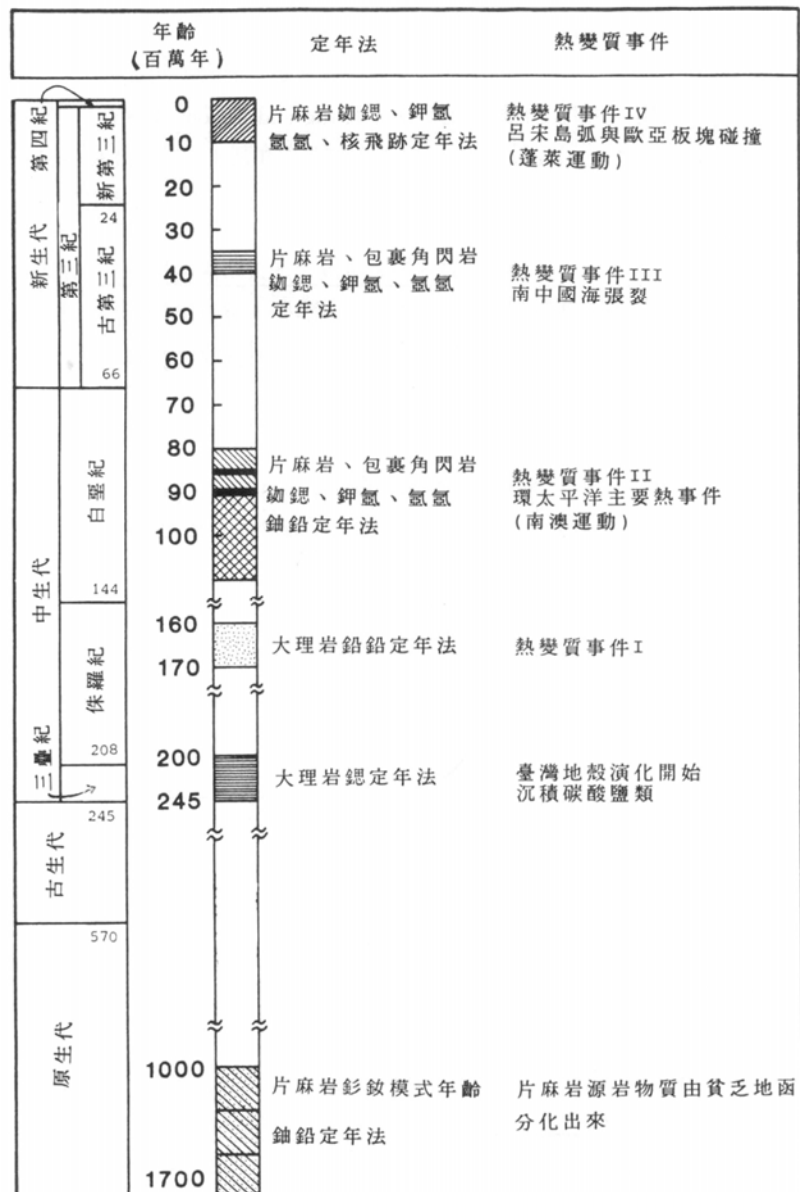


圖 2-5 利用台灣片麻岩及大理岩不同定年法所得台灣重要的熱構造事件 (Jahn, 1988 ; Jahn et al., 1992 ; Jahn et al., 1984) 。

2.1.3 台灣早期的造山運動

依據定年以及地震資料，可勾勒出臺灣的地體構造與造山歷史。

大約在 70Ma 前，由於古太平洋板塊與菲律賓板塊擠壓，產生了台灣第一次的南澳運動（Yen, 1975），使古生代晚期與中生代沉積的沈積岩以及火山作用產生的火成岩產生強烈的變質作用。菲律賓板塊與歐亞板塊斜碰撞之最初碰撞點，大約在今日宜蘭縣南澳，因此南澳至花蓮一帶，出露了台灣最古老之大南澳變質雜岩。

自上新世至更新世或全新世的蓬萊造山運動，將處於現今西部山地的地槽中的沉積物推擠成西部麓山帶和雪山山脈；中央山脈東翼先第三紀的變質基盤藉此運動而出露至地表，同時產生綠色片岩相變質。在台灣地質分帶中，太魯閣地區屬於中央山脈東翼的太魯閣帶，岩性以大理岩以及綠色片岩為主，屬於先第三紀的變質帶（何春蓀，1986）。

Sibuet and Hsu (1997) 提出弧-弧碰撞模式解釋台灣的形成過程。圖 2-6 顯示台灣的地體演育過程。在早中新世（20Ma），琉球隱沒帶（Ryukyu subduction zone）處於活動的狀態，並且向南延伸至現今台灣的位置（圖 2-6a）。琉球弧後盆地有 200 公里寬的雪山槽（Teng et al., 1991），此雪山槽由山脊一分為二。弧後的岩漿入侵雪山槽（Chen, 1991），大陸地殼厚度變薄（約 15 公里厚，相當於今日的南沖繩地槽）（Hirata et al., 1991；Sibuet et al., 1995），使琉球火山弧發生火山活動（大南澳變質雜岩與脊樑山脈的東部）。

到了距今約 13Ma 時（早中新世），北邊的隱沒作用中止於現今台灣位置的東方；在南部，南中國海洋性地殼與菲律賓板塊碰撞，並向東隱沒至菲律賓板塊之下，形成南邊的呂宋弧溝系統（圖 2-6b）。

到了晚中新世，呂宋島弧與琉球隱沒帶前端接觸（圖 2-6c），隱沒時刮積的物質填充了其間的間隙，使地形特徵呈平坦的狀態。此一階段，琉球島弧與呂宋島弧的地殼約為 25 至 30 公里厚，並緊密連結。菲律賓海板塊相對於歐亞板塊向西北移動，且呂宋島弧因為為新形成

且浮力較大，可以抵擋隱沒的力量，因此並不隱沒至歐亞板塊之下。此外，雪山槽在最深之處厚度減少為 15 公里，為相對脆弱的區域。

在 8Ma 與 3Ma 之間，壓力集中在雪山槽，原本的張裂性大陸邊界隨後受到壓力作用，正斷層轉型為逆衝斷層（Whitmarsh et al., 1993），使地殼厚度不斷增加，雪山海槽的位置，岩石圈厚度增加了二至三倍。

更新世期間，雪山槽被抬升（圖 2-6d），且地殼的厚度也已達到無法再因壓力而有動作，這可解釋壓力變形為何移至他處（Deramond et al., 1996）。此一壓力促成兩島弧系統抬升，側向距離縮短與地殼加厚。大南澳變質雜岩與板岩區之下的莫式不連續面約保持在 40 公里的深度（Rau and Wu, 1995；Wu et al., 1995）（圖 2-6e）。大部分的變形發生在台灣中部與北部，呂宋島弧的北部開始隱沒於台灣東北部（Chemenda, 1994, 1995）或琉球島弧的西南方，以適應菲律賓海板塊相對於歐亞板塊的輻合運動。

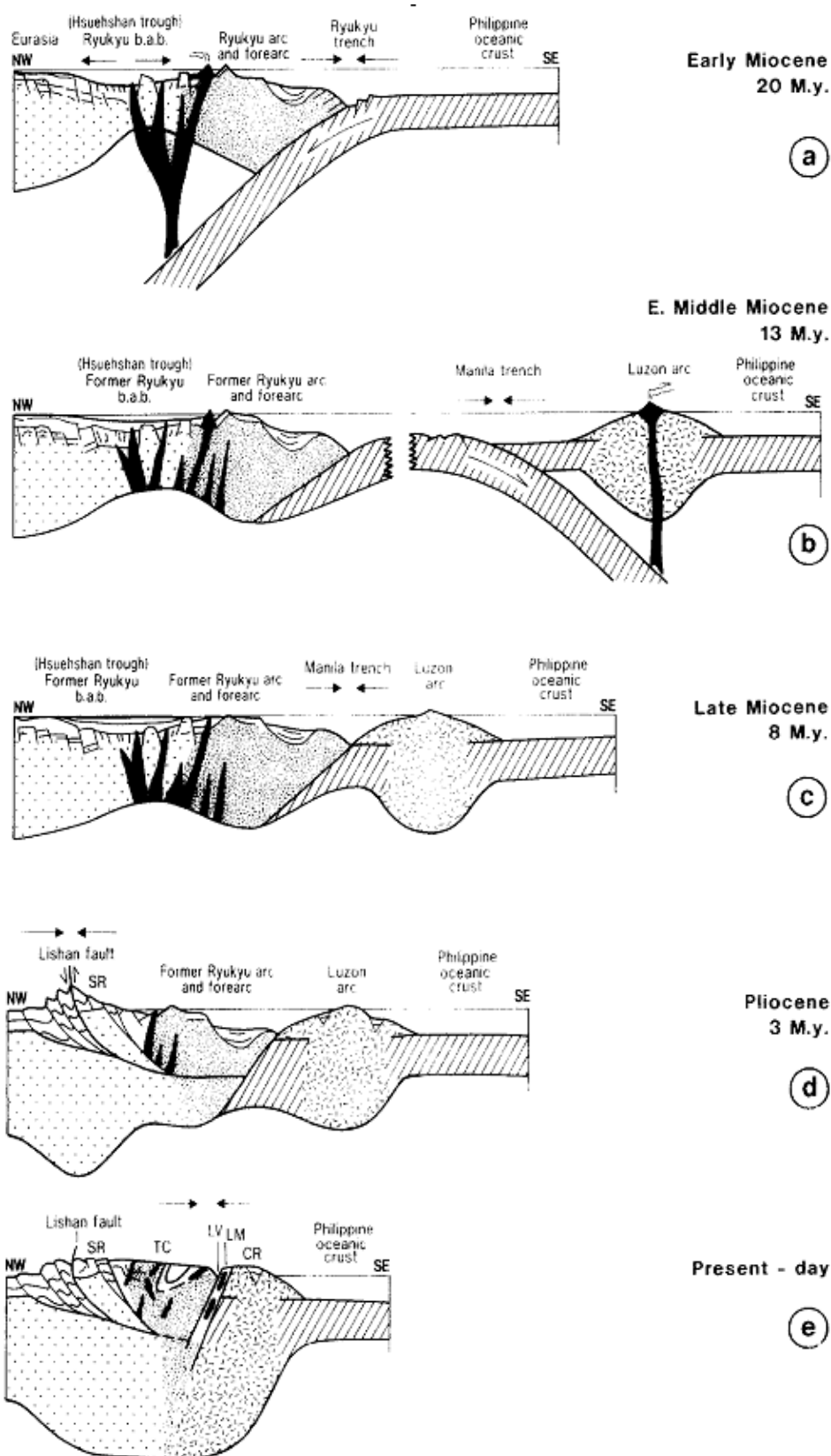


圖 2-6 台灣形成的弧-弧碰撞模式 (Sibuet and Hsu, 1997)。

此外，以弧-陸碰撞對台灣的形成及演化過程，已普遍被接受。菲律賓海板塊不斷向北北西漂移，同時使得呂宋島弧也逐漸靠近大陸邊緣，開始了弧陸碰撞的過程，到 500 萬年前將呂宋島弧擠向大陸邊緣並衝上了大陸地殼，為碰撞山脈產生臺灣的起源（圖 2-7）（鄧屬予，2006）。

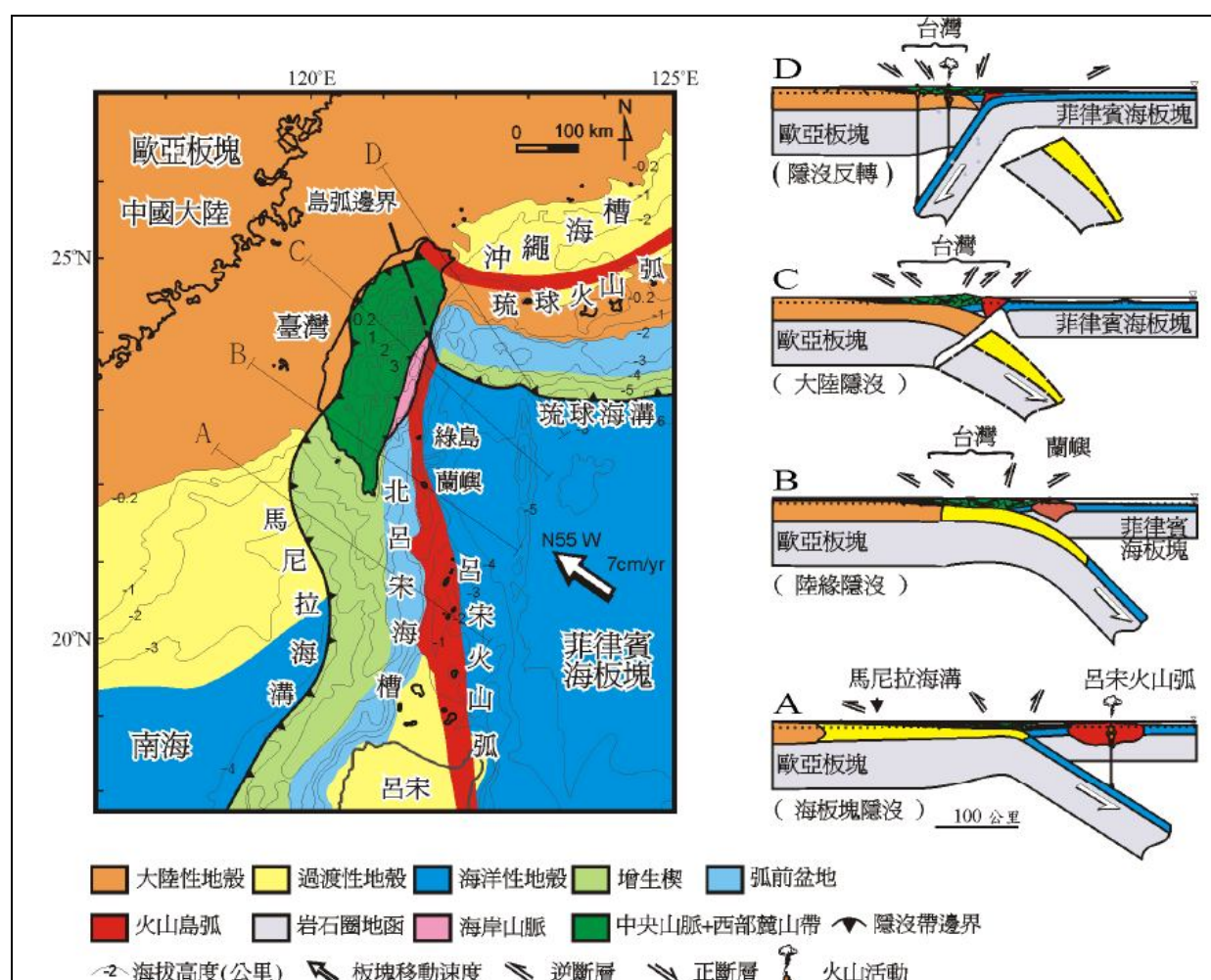


圖 2-7 台灣大地構造與板塊相互作用圖。呂宋島弧隨菲律賓海板塊向西移動，島弧北端碰撞中國大陸邊緣形成台灣島。在台灣和呂宋島弧之間，歐亞板塊向東隱沒於菲律賓海板塊之下（A 剖面），呂宋島弧前緣的馬尼拉海溝逐步跨上大陸邊緣，增生楔隨之增長，並隆升為中央山脈（B 剖面）。在台灣中部（C 剖面），呂宋島弧被擠壓上陸，形成海岸山脈。台灣造山帶的發展趨於成熟。到台灣東北部，隱沒作用反轉，菲律賓海板塊向西北隱沒於台灣之下（D 剖面）。造山帶脫離呂宋島弧的碰撞擠壓，開始張裂下沉，並成為琉球島弧系統的一部分（鄧屬予，2006）。

Teng (1990)依據海岸山脈、西部麓山帶、中央山脈的地層，以地層疊置定律，重建古台灣島的弧陸碰撞過程。合併所有地質證據可推測呂宋島弧的地體構造於中新世（12Ma）疊覆於歐亞板塊之上。晚中新世，呂宋島弧使大陸板塊邊緣產生變形，可能造成中央山脈的岩層產生部分的變質作用。中新世至上新世之間（5Ma），增積岩體出露於海平面之上，將大陸地殼岩質的岩屑帶至呂宋島弧的弧前盆地。台灣北部山脈於上新世出露海平面，將造山運動的沉積物帶至前淵與弧前盆地。之後造山作用持續進行，並形成現今台灣的樣貌。

菲律賓海板塊以每百萬年 70 公里的速率朝西北方歐亞大陸板塊的方向移動(Seno, 1977)。Suppe (1981)提出，台灣山脈地帶所受到之壓縮作用主要是由逆衝斷層滑動以及底部脫卸構造之楔型地塊受到斷層彎曲褶皺作用而引起，有關山楔的力學原理，可以推土機模擬圖示（圖 2-8）加以說明。

Yu and Kuo (2001) 以 GPS 量測資料計算板塊的移動速率。花東縱谷為歐亞板塊與菲律賓海板塊的交界，以 GPS 資料計算自 1992 年至 1999 年，花東縱谷地區的位移速度，相對於澎湖地區。結果顯示，縱谷地區西側以每年 18-35mm 的速度，沿著順時針 283 度至 311 度的方向移動。縱谷地區東側以每年 28-68mm 的速度，沿著順時針 303 度至 324 度的方向移動。海岸山脈地區，豐濱以南的測站，以每年 31-40mm，317 度至 330 度的速度，相對於中央山脈的定點移動。縱谷地區的不同測站所量測的速度不盡相同，縱谷地區不同的速度場分量因縱谷地區的斷層而調整其差異性。圖 2-9 為 Yu et al.(1997)在全台設置 131 個 GPS 站點，所得到的速度場。此一速度場分佈與現今所討論之台灣板塊構造學說一致。

2.1.4 地震資料與台灣板塊構造

從地震及 GPS 速度場的觀測，可以作為台灣板塊構造邊界的證據。依據中央氣象局 1991-1997 年之地震資料（圖 2-10），可得到板塊交界帶之位置及隱沒機制（Sibuet and Hsu, 2004）。台灣的造山運動可將台灣分為兩種主要的變形型態，西部主要的變形是褶皺與逆衝斷層系統，在台灣東部則為東北部的菲律賓板塊與歐亞板塊的碰撞，以及東南部的琉球島弧與台灣南部的擠壓造山作用，造就了台灣東西部不同的構造區。

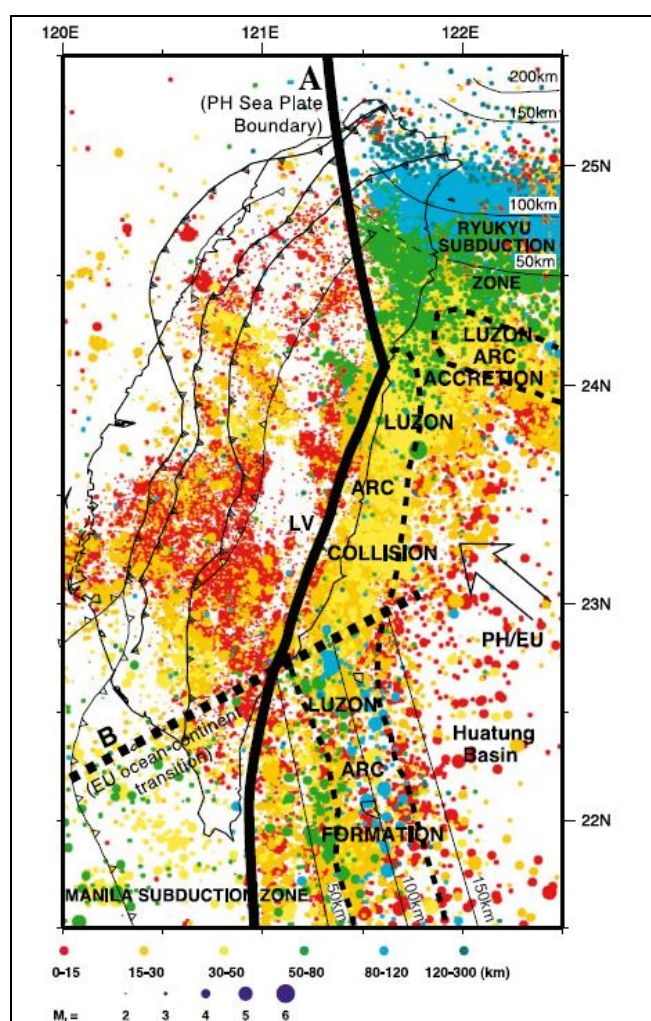


圖 2-10 台灣 1991 年至 1997 年的地震分佈圖，地震資料來自中央氣象局，深層的地震標示於淺層地震之上，以突顯板塊構造，A 為菲律賓海板塊的西部邊界，B 為大陸板塊與海洋板塊之間的過度帶，隱沒板塊的等深線以每 50 公里為間隔。A 與 B 邊界之間，為呂宋島弧碰撞歐亞板塊之區域（Sibuet and Hsu, 2004）。

根據震源機制解可以發現，規模大於 5 的地震，在嘉義構造區的震源機制解多為逆衝斷層的形式，但花東地區的地震，除逆衝之外，還會伴隨走向滑移的分量（圖 2-11），這個現象與菲律賓板塊的斜碰撞有關。

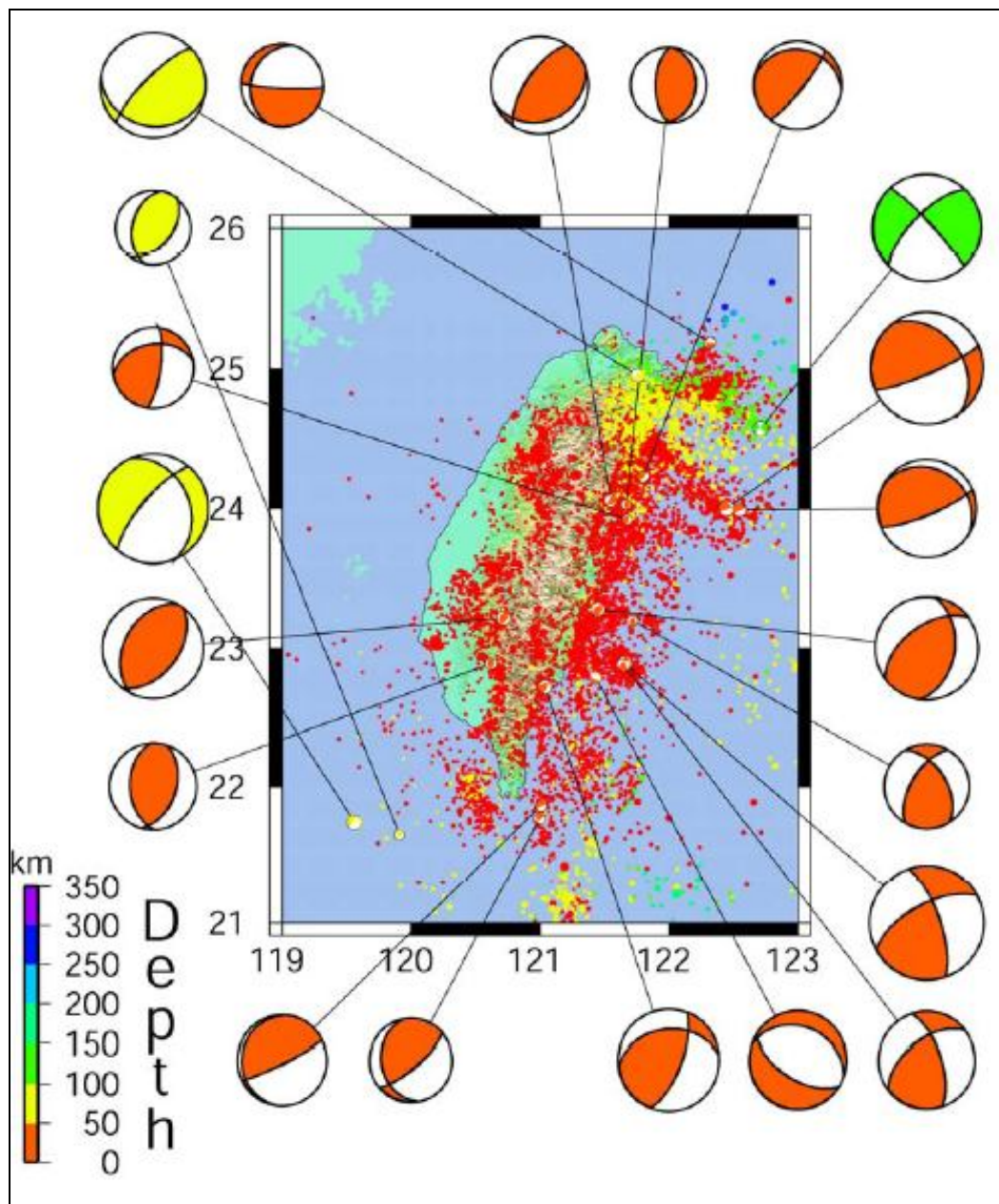


圖 2-11 規模大於 5 的地震之震源機制解（陳朝輝等，2009）。

在花蓮北部，由於位處菲律賓板塊由西北逆衝轉移至向北隱沒的構造轉型帶上，從 GPS 絕對水平位移場觀測資料（圖 2-12）可以看出，在海岸山脈北邊之地塊向東南移動，而海岸山脈南邊則是向西北方向運動，在花蓮北部為向北位移之過渡帶；此一現象從台灣擴張速率的觀測中亦可發現（圖 2-13），在海岸山脈以南，是以西北-東南方向的聚合為主，經過花蓮北部的過渡後，在宜蘭地區則轉為伸張。

Yu et al. (1990) 三邊測量的結果顯示，花東縱谷東側地塊的相對運動方向及最大應變率方向，由南端向西北運動，漸漸向北邊呈順時針旋轉，到花蓮北部幾乎轉變為向北運動；而 Shyu et al. (2005) 則由地形證據指出，花蓮北部的沈積速率大於抬升速率，幾乎觀察不到中央山脈斷層活動的證據，而海岸山脈斷層的運動在光復以北轉為左移分量為主的逆移斷層；在蘭陽溪以南，斷層轉為走向滑移之型態，以北則為正斷層（黃信樺，2007）。太魯閣國家公園便位在此獨特的板塊運動過渡帶上。

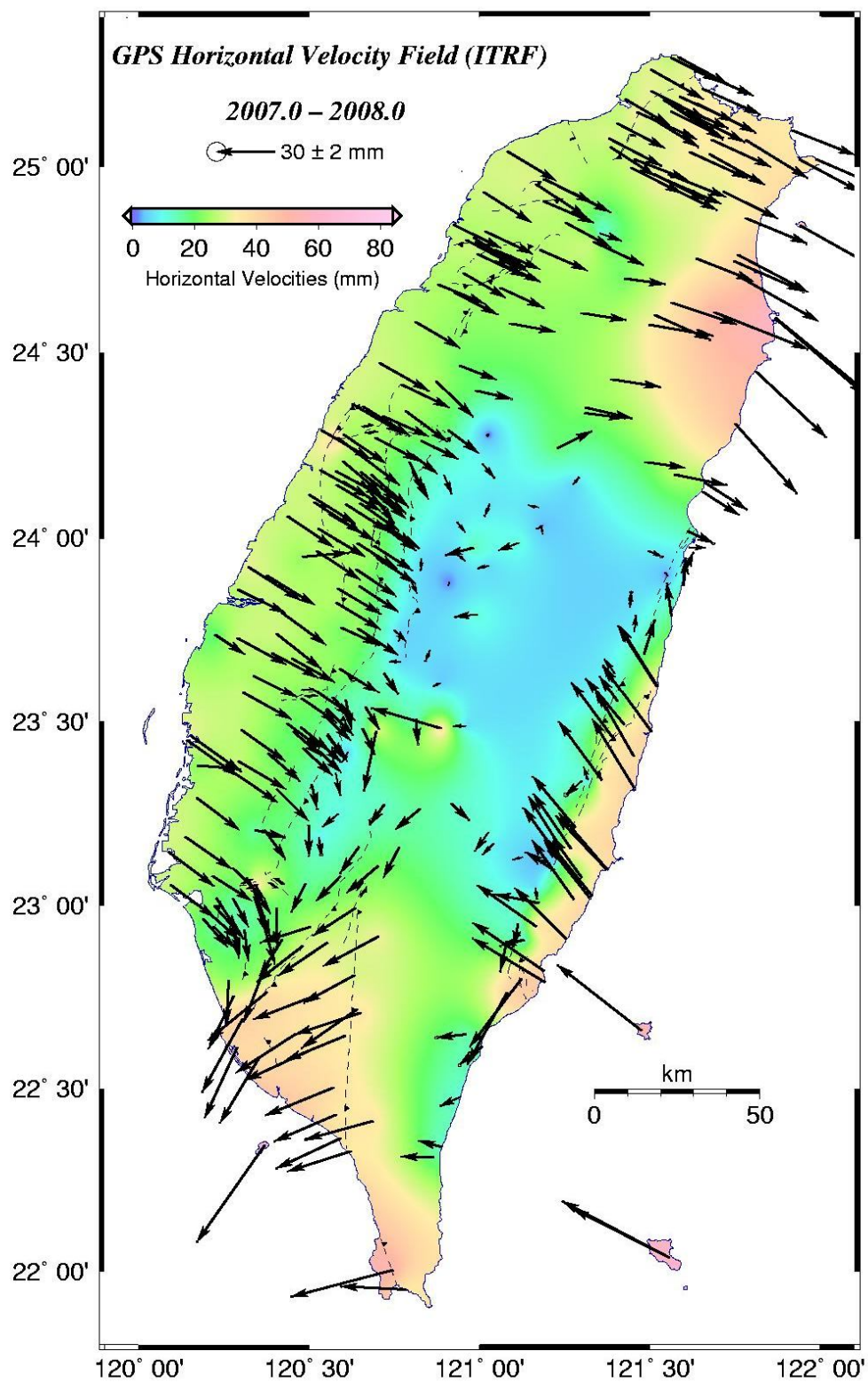


圖 2-12 2007-2008GPS 絕對水平速度場（資料來源：台灣板塊邊界觀測計畫）。

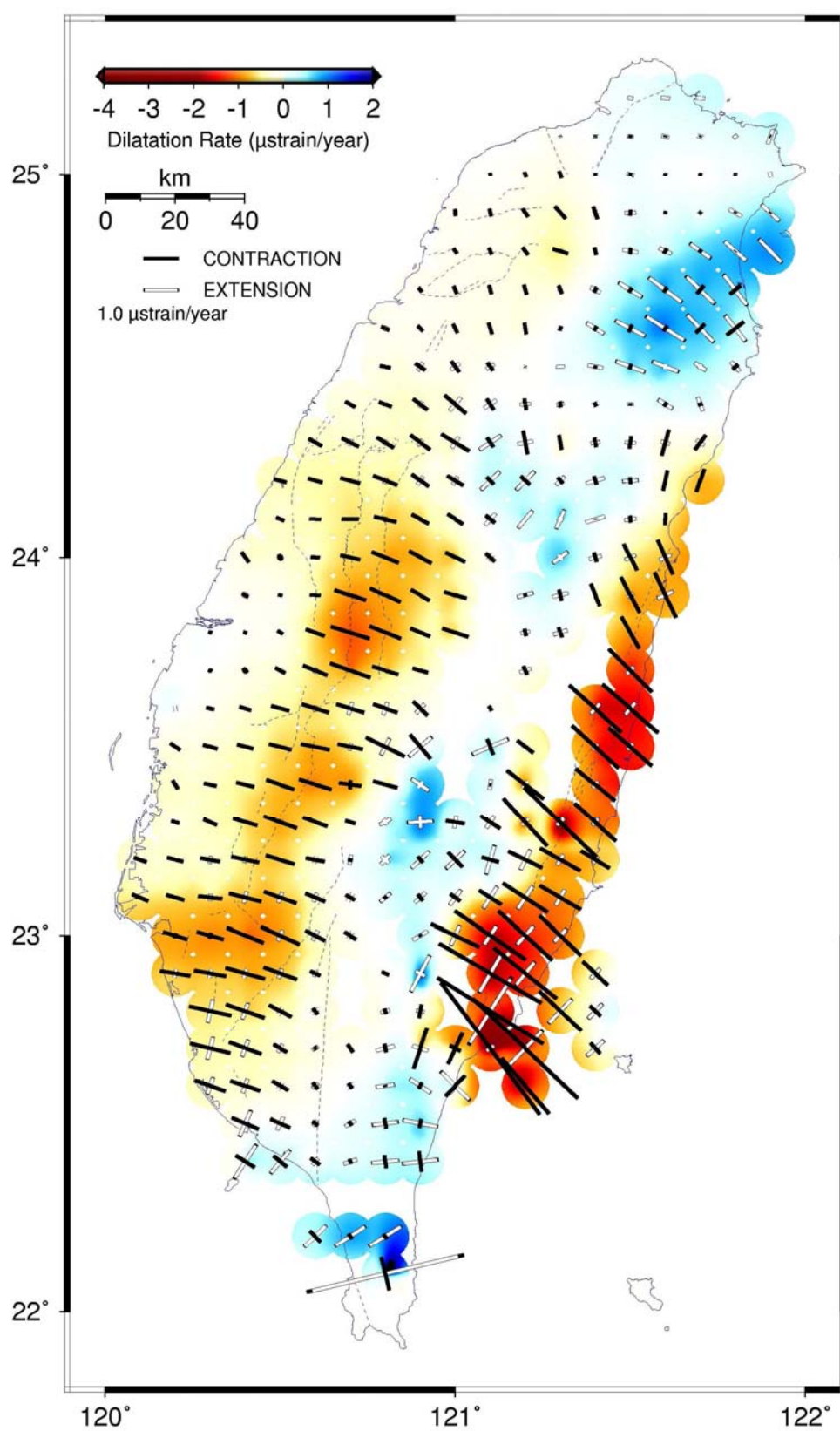


圖 2-13 2007 年擴張率（資料來源：台灣板塊邊界觀測計畫）。

2.1.5 台灣地區之抬升與剝蝕速率

Kirstein et al. (2009) 自海岸山脈取得上新世與更新世蓬萊造山帶堆積於前淵盆地 (foredeep basin) 的沈積物，這些沈積物的層序記錄了海岸山脈最早的剝蝕作用 (exhumation)，Kirstein 等人用鋯石、磷灰石的核飛跡定年法與鈾鉛定年法，針對海岸山脈上新世與更新世的沉積物進行定年，以量測不同地質時間的剝蝕速率。核飛跡的定年結果發現，約 2-4Ma 前的沉積物並未癒合 (annealing)，此證據反映了早期的沉積物已隨台灣島不斷的隆起而被剝蝕。這些早期沉積物包含造山帶與弧陸碰撞增積岩體相的沈積物，這一段時間剝蝕作用的速率仍低；另外，定年結果小於 2Ma 的沉積物，顯示搬運與沉積作用約發生於 0.4-1.5Ma 之間。依據沉積物定年紀錄推論，快速剝蝕作用始於上新世，同時其他區域的主要地體構造變化亦同時發生，這些現象包括前淵盆地的沉降率增加及增積岩體的動力作用由側向距離的縮短轉變為底侵作用 (underplating) (圖 2-14 至圖 2-16)。

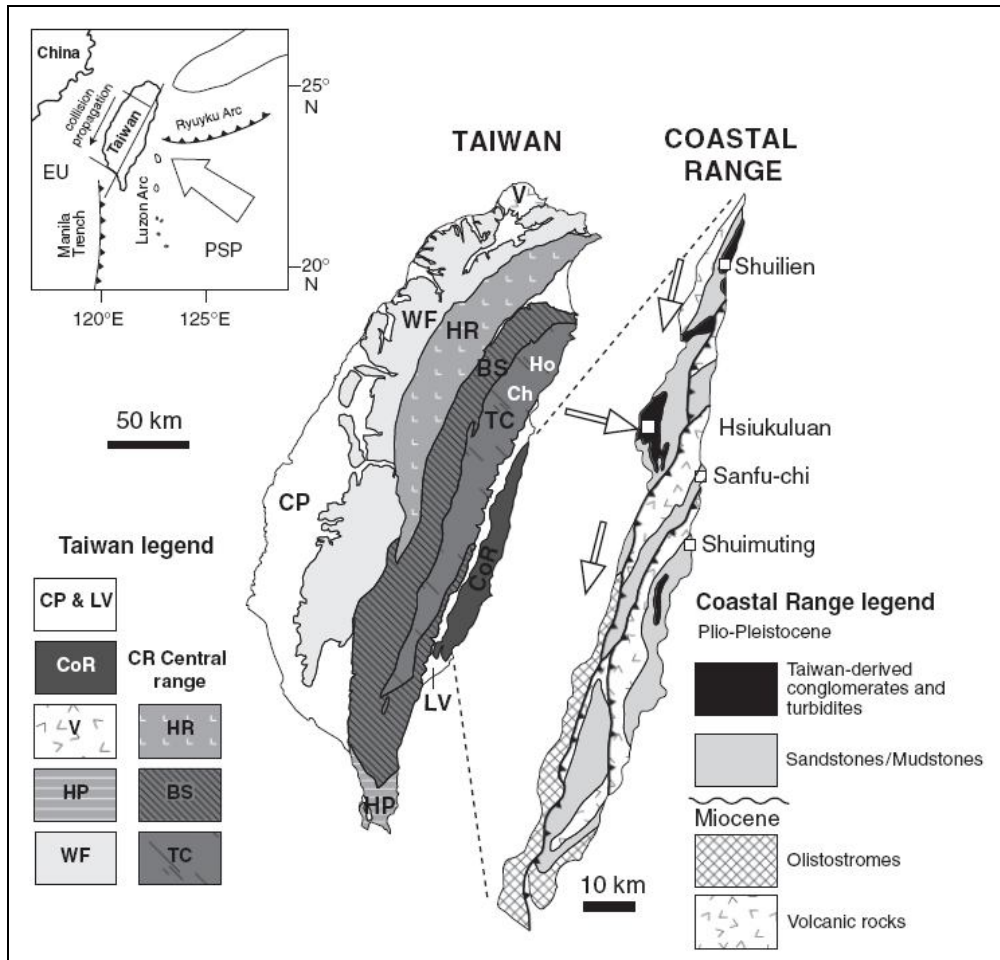


圖 2-14 台灣由西到東的地層分界：包括西部沿海平原（CP），西部麓山帶（WF），中央山脈（HR，BS，TC），縱谷區（LV），與海岸山脈（CoR）。左上角圖，標示台灣相對於中國大陸的位置，以及此區主要的弧溝系統，海岸山脈的地質圖資料依據 Dorsey and Lundberg (1988)，板塊移動的方向資料依據 Sibuet et al. (2004)，大型箭頭指示上新世至更新世的古水流方向，資料依據 Chen and Wang (1988) 與 Dorsey and Lundberg (1988)。

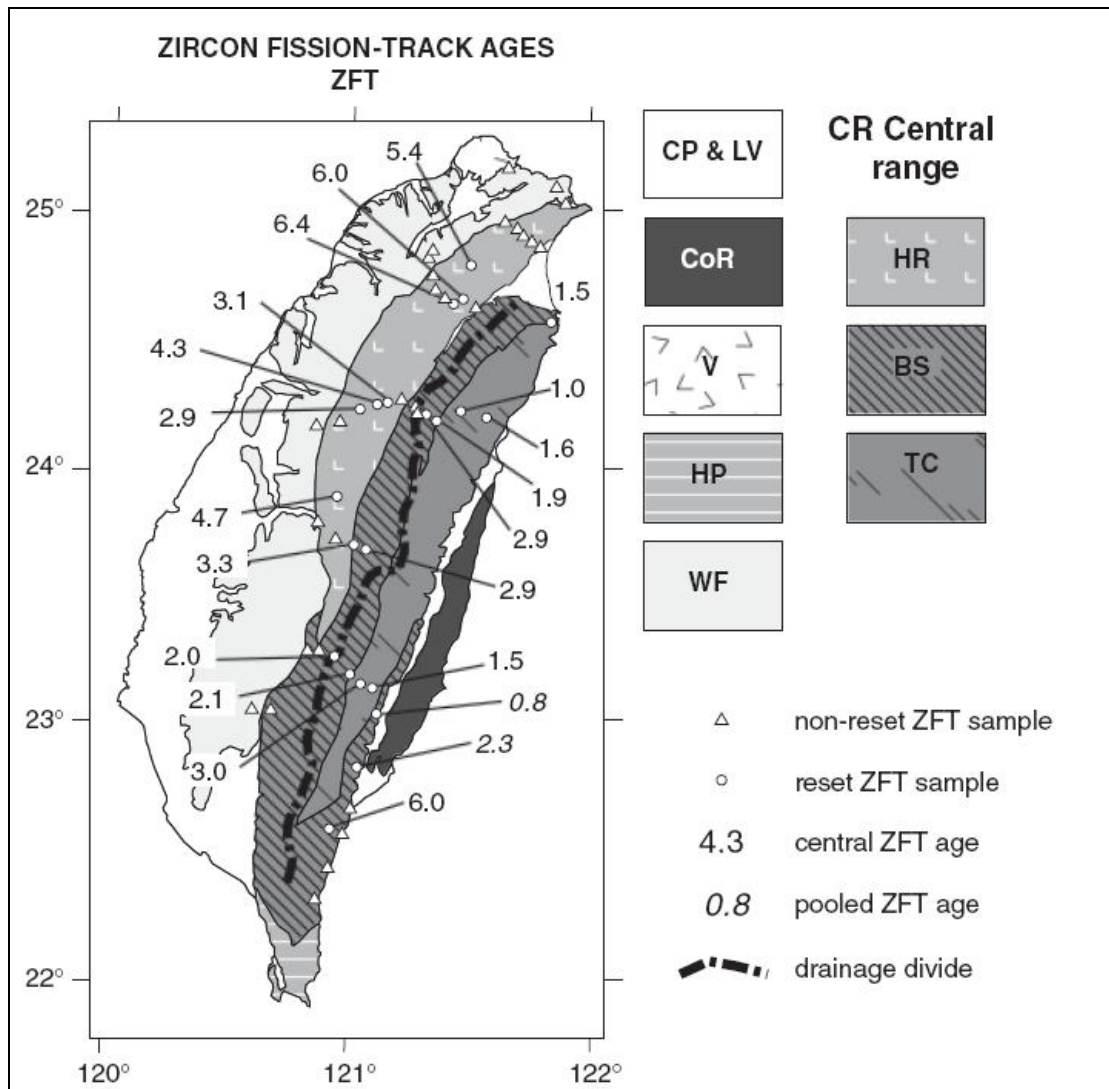


圖 2-15 台灣地質圖與鋁石核飛跡定年結果，資料依據 Liu et al. (2001) 與 Willett et al. (2003)，地質分界圖標見圖 2-14，左圖數字年份單位為百萬年。ZFT 表核飛跡定年 (Kirstein et al., 2009)。

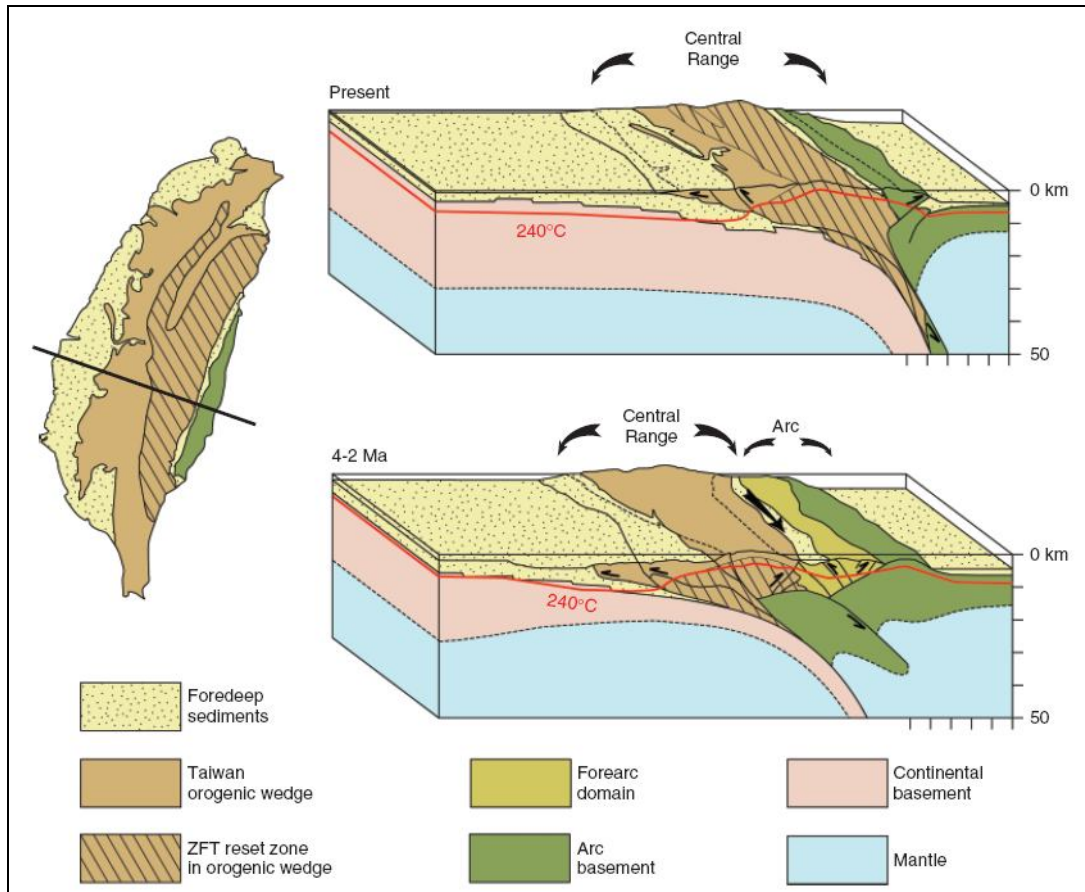


圖 2-16 右圖為左圖黑線的剖面，右上圖與右下圖分別為弧陸碰撞後與碰撞前的示意圖，可以明顯看到增積岩體的變化，資料引自 Malavieille and Trullenque (2009)。上新世 (4-2Ma)，台灣出露的部份為造山帶的增積岩體，其隱沒的機率較小且剝蝕速率較低。弧陸碰撞後，沈積物增加，陸源沈積物進入增積岩體中。此時，增積岩體較不穩定，剝蝕作用的速率增加，也造成原本癒合（重置年代）的鋯石 (1.9Ma) 逐漸接近地表 (Kirstein et al., 2009)。

Peng et al. (1977) 以台灣珊瑚礁的碳同位素定年、珊瑚礁相對於海平面的平均高度、現今海平面高度以及珊瑚相對於海平面高度的沈積深度等資料，計算台灣部分地區的抬升速率，依據過去九千年的紀錄，整體來說，台灣地區的抬升速率約為每年 $5\text{mm} \pm 0.7$ ，台灣北海岸抬升速率約為每年 2mm ，相較於台灣其他小，此一數據相近於琉球群島所得到的抬升速率，因此其地體構造彼此關連。在海岸山脈北端（花蓮）所量測的數據約為每年 $6-9.7\text{mm}$ ，比台灣其他地區來的快速，地震活動與抬升速率息息相關，因此海岸山脈的地殼活動也較台灣其他地區活躍。Lundberg and Dorsey (1990) 從海岸山脈的地層紀錄計算抬升率，近百萬年來，平均抬升速率最少為 $7.5-5.9\text{mm/y}$ ，與前人研究的 5mm/y 相差不遠。秀姑巒溪切穿海岸山脈，不遵循花東縱谷的地形路徑流動，此一現象表示海岸山脈的抬升率已相當穩定，且與剝蝕率達到平衡。Whipple (2001) 提出，地形的穩定度與剝蝕作用之間的平衡，仰賴於對地體構造與氣候變動的抵抗能力，與變動的頻率和時間尺度有關。

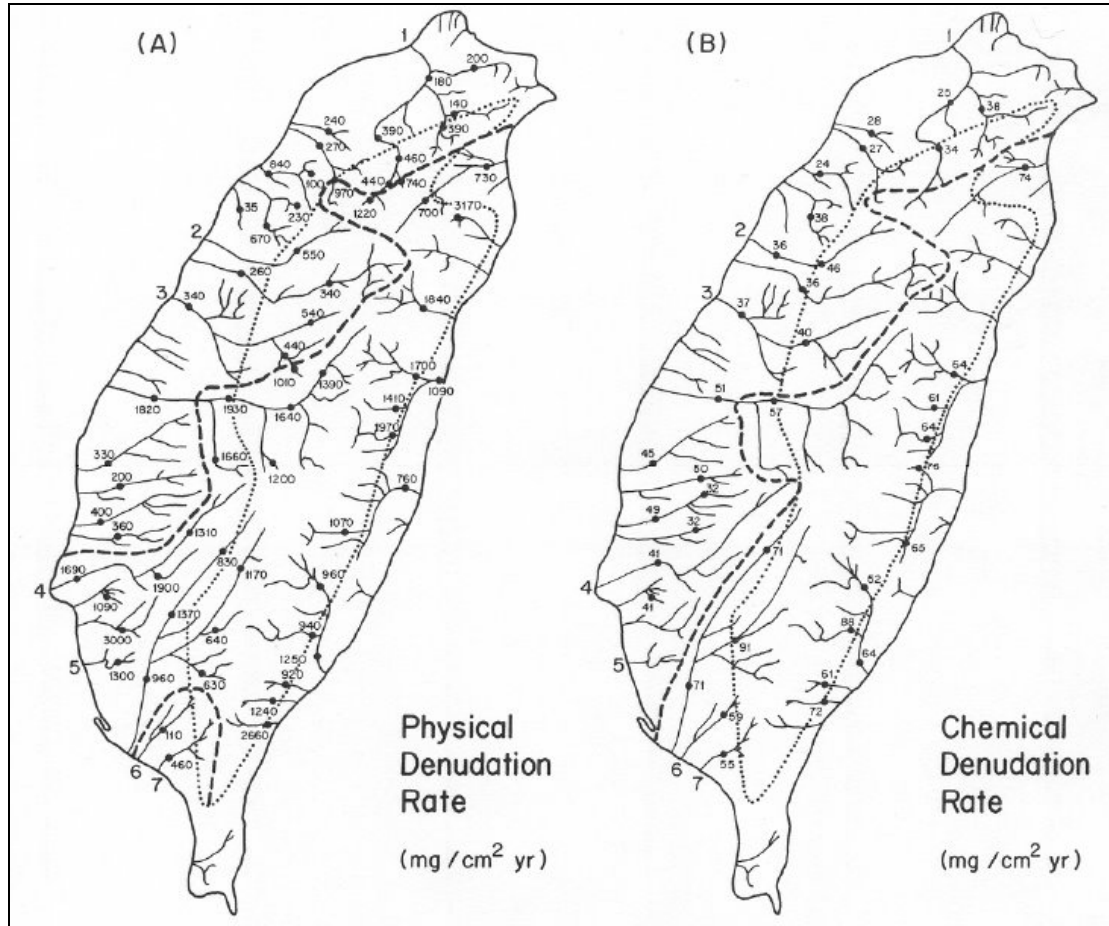


圖 2-17 台灣上游地區測站所量測之物理剝蝕率(A)與化學剝蝕率(B)。
(Li, 1976)

圖 2-17 為 Li (1976) 對台灣地區之物理剝蝕率與化學剝蝕率，數值標示為每年每平方公分有多少毫克，長虛線為高剝蝕率與低剝蝕率的分界線，點虛線為中央山脈的區域範圍。(A)長虛線為 600 毫克分界線，虛線以東平均為 1300 毫克，虛線以西平均為 325 毫克，此一改變可解釋地形高程以及底岩性質上的差異；(B)長虛線為化學剝蝕率 50 毫克(每年每平方公分)的分界線，虛線以東平均剝蝕率為 65 毫克，虛線以西為 38 毫克，其化學剝蝕率仍較中國黃河與歐洲萊茵河高。海岸線上數字 1 至 5 分別為五條河流，圖片說明中，高低剝蝕率分際原則中較為特殊的情形。河流 1 與河流 2、3 之間，岩性為較為堅硬的始新世與漸新世岩層，故物理剝蝕率較低。河流 4、5 之間的區域為結構較為鬆散的上新世與中新世砂岩與泥岩，因此其物理剝

蝕速率較週遭地區高。臺灣地區的物理剝蝕率比中國的黃河及歐洲的萊茵河還高。台灣中央山脈地區極高的剝蝕率與台灣地體構造急速的抬升有關(Li, 1976)。

Chen and Liu (2000)提出，兩個全新世的地形單位，台南臺地與中洲台地其最大的抬升率各為 5mm/y 與 7mm/y，越往東抬升率越大。上述兩地形單位之間的低海拔地區，則為每年沉降 1mm。恆春半島的珊瑚礁海階的抬升率變化，從小於 1mm/y 至大於 5mm/y，此依數據變異與當地的區域性變異(摺曲與斷層)有關。每年約 5mm 的抬升率從恆春半島向北延伸 10 公里至中央山脈西側。海岸山脈北部的抬升率達到 5mm/y，南部為 5-10mm/y。台灣西部平原亦有區域抬升與沉降的現象。中部的濁水溪平原每年沉降 1 至 2mm，嘉南與高雄平原局部區域沉降(4mm/y)與抬升(5-7mm/y，台南臺地)交替出現的現象，符合當地的褶皺構造。往南至屏東平原，沉降率最高達到 4mm/y。東台灣的抬升作用集中在海岸山脈，恆春半島的抬升率相對較高。Lai et al.(2002) 依據海洋岩心的碳同位素分析資料，全新世以來，台灣北海岸與東北角海岸的海階定年資料顯示，最大抬升率約為每年 2-4mm，相似的抬升率亦在苗栗海階發現。Liew et al.(1993) 觀察全新世以來，台灣東海岸成功至新社 65 公里沿海地帶地體構造的發展趨勢，自珊瑚等生物遺骸的碳同位素定年資料，可發現此一地段的抬升率從 2.5-3mm/y 至超過 8mm/y 不等，可見其抬升率的差異，且抬升並非持續進行，而是不連續地發生。快速抬升事件的重現週期約為 1000 年，上次發生快速抬升的事件約為 1000 年前(位移量 4 至 6 公尺)。Hsieh et al. (2004)從花東 140 公里長的海岸調查全新世以來的抬升率，調查調查地點北起花蓮大坑，南至台東富岡。從調查地點北端往南 30 公里的距離內，抬升速率小於 4mm/y，接下來繼續往南 30 公里的距離內，抬升率為 4-7mm/y，其餘地區的抬升率約為 7-9mm/y，調查地點北端往南 90 至 95 公里及 105 至 110 公里內，抬升率小於 4mm/y，抬升率最大值，超過 10mm/y，出現在調查地點南端的最後 10 公里處。

Hu and Yu (1990) 發現在花東縱谷南端有極高的抬升率，海岸山脈相對於花東縱谷以每年 3 公分的速度抬升，抬升率最高值落於北緯 23 度附近，往北抬升率漸小，抬升率的變化可能與斷層的活動有關。

Dadson et al.(2003)的研究結果顯示，台灣的侵蝕速率相當的快，圖 2-18(a)計算自河流的懸浮沈積物，黑色箭頭表示，面積大於 400 平方公里河流流域中，海岸懸浮沉積物的年平均通量。海岸沉積物通量的資料量測於最靠近海濱的測站。平均誤差約為 37%。黑色圓圈表示建構此圖資料的測站位置。三角形表示量測資料的水庫位置。圖 2-18(b)為寬谷底岩侵蝕率，單位為 mm yr^{-1} ，數值表示此地河階所量測的平均侵蝕率。圖 2-18(c)自磷灰石核飛跡定年資料所計算的剝蝕率(exhumation rate)，單位為每年多少 mm。紅色表示已癒合，橘色表示，部分癒合，藍色表示尚未癒合。圖 2-19 (a)累計的地震矩資料，資料時間介於 1900 年至 1998 年， M_w 大於 5.0(事先排除 1999 集集地震)，圖 2-19(b)為徑流係數(Runoff coefficient)的變化，徑流量的標準差除以平均徑流量，徑流量為河流年平均流量除以流域面積。圖 2-19(c)為單位面積的水流功率(stream-power)分佈，單位 W m^{-2} 。

2.2 立霧溪流域

立霧溪發源於標高 3440 公尺的奇萊北峰的西北，向東北流至關原後，一路向東注入太平洋，全長約 58 公里。主要支流有托博闊溪、慈恩溪、大沙溪、荖西溪、沙卡礑溪等（圖 2-3）；一般而言，西側的支流由於分布於板岩、片岩區的支流河谷寬廣，而東側大理岩、片麻岩區支流數量、分歧較少，且溪谷較為狹窄、陡峭（王鑫，1989）。

由於流經地區岩性上的差異，立霧溪流域河道上寬下窄；天祥以西，河流流經綠色片岩、石英雲母片岩為主的區域，因此河道雖陡，但河谷開闊，稱為「外太魯閣峽谷」；天祥以東，河床坡度趨緩，岩性以大理岩為主體，因此河道兩岸峭壁聳立、氣勢雄偉，常見河道與峭壁高差一千公尺以上，景色壯麗，稱為「內太魯閣峽谷」。

下列依據王鑫（1988）將立霧溪主要支流自上游至下游進行簡要說明：

1. 托博闊溪

發源於奇萊北風與屏風山東麓，全長約 8 公里，流域面積 6350 公頃，海拔高度在 3500-1200 公尺間，河流下切作用旺盛。

2. 慈恩溪

發源於畢祿山東麓，全長約 8 公里，流域面積約 3000 公頃，海拔高度介於 1580-1360 公尺之間，為一順向河。

3. 大沙溪

為立霧溪最大支流，其上游有數條支流，包含了小瓦黑爾溪以及陶塞溪，兩者匯流後改名為大沙溪，並在天祥地區匯入立霧溪，其流域面積高達 18303 公頃。陶塞溪發育於南湖大山東、南稜線與中央尖山支稜北坡，流域面積約 10052 公頃；而小瓦黑爾溪的流域面積也有 1708 公頃。

4. 荖西溪

全長約 7.6 公里，流域面積 6011 公頃，為立霧溪所有支流中坡度

最為平緩的一條支流。因流經地區岩性上的差異，與立霧溪同樣有上有寬廣下有狹窄的特性。

5. 沙卡礑溪

發源於二子山與曉星山之間，全長約 17 公里，流域面積約 6011 公頃，在太魯閣口附近注入立霧溪。

2.3 立霧溪流域對地形的影響

地形為內、外營力共同作用的結果，河流的侵蝕速率、岩性差異、坡度、抬升速率等因素，都會影響流域內所形成的地形景觀。太魯閣峽谷的形成有四個必備條件：(1)堅硬的大理岩層；(2)地殼的持續隆起；(3)豐沛的雨量；(4)河流快速下切；四者共同的作用下，使太魯閣國家公園內形成了壯觀的大理岩峽谷景觀。

峽谷河道內植被稀疏，峽谷底部經過洪水的沖刷，洪水的高度曾高於河床幾十公尺，當颱風來襲，更可能使河流高度增加十公尺至上百公尺，洪水期的濁流攜帶大量巨礫磨蝕加深河道。颱風帶來的雨量亦造成崩塌地，從鄰近的山坡帶來沖積土，使峽谷中的河水增加其沉積物的荷重（Willett et al., 2006）。河床底岩中的側向侵蝕對河道橫切面的形塑是重要的控制變因，其中有兩種機制可用以解釋，其一為洪水期的不同水面高度造成剪應力分佈變化，另一機制則取決於河流沈積物的侵蝕與遮罩效應，立霧溪的機制主要為後者（Turowski et al., 2007）。Turowski 等人取得立霧溪的綠水站底岩侵蝕情形的詳細資料（圖 2-20），立霧溪河道的侵蝕作用取決於沈積物的荷重以及河流搬運的最大負載量之間的平衡。河道底岩的侵蝕作用主要為河流顆粒的撞擊，侵蝕率隨顆粒個數增加而變大（the tool effect）。然而這些沈積物亦可能覆蓋河床，減少河床的侵蝕率（the cover effect）（Gilbert, 1877）。依據水利署的資料，從 2000 年開始，最深谷底線（thalweg）因頻繁的洪水侵蝕而降低，平均每年降低 4 到 6mm。

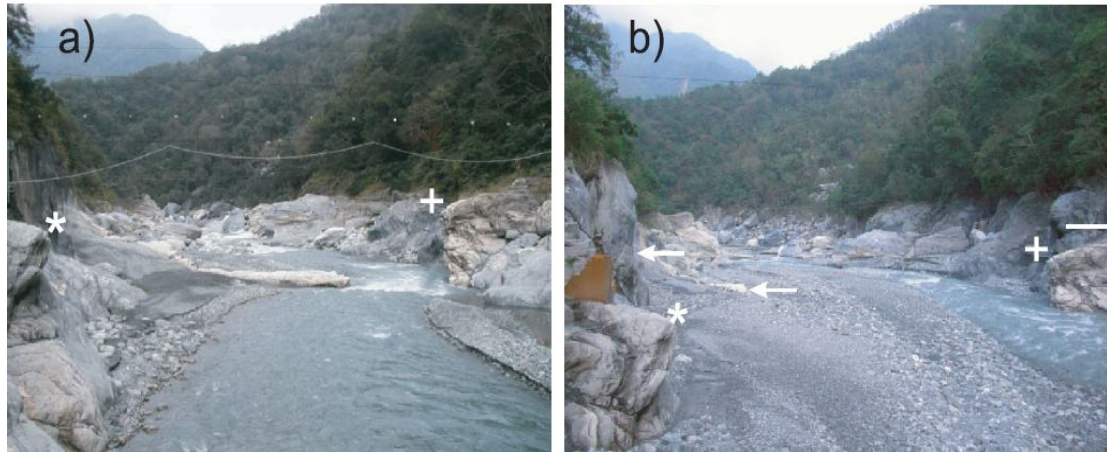


圖 2-20 立霧溪綠水站，(a)2004 年 7 月(b)2005 年 12 月(經過龍王颱風的侵襲)，原本的石英岩脈完全被沉積物覆蓋，星號與十字標示兩圖均相同的特徵。圖 b 的箭頭表示沉積物覆蓋最明顯的地方，右處白色實線為 2001 年碧利斯颱風後的植被界限。依據植被損毀的情形以及綠水站的測量資料，可推估龍王颱風期間，尖峰流量達到每秒 4000 立方公尺 (Turowski et al., 2007)。

Hartshorn et al. (2001) 針對立霧溪的侵蝕情形做探討，並設立不同的站點，代表不同的岩性與區域，測量的精度為 mm 級。研究結果發現，侵蝕的速率符合當地的氣候狀況與岩性，颱風季節侵蝕率增加，乾季侵蝕率減少，部分地區在颱風季節的侵蝕率為區域抬升率 (5-7mm/年) 的三到四倍。節理、葉理發達的地區，土石較為鬆動，而較為堅硬的底岩則被磨蝕地較為光滑，亦常見圓形的凹陷區與沉積物撞擊的痕跡。洪水期時，河流中最大的侵蝕速率出現在河道橫剖面中間層面之處，此處亦為懸浮沉積物流通量最大之處，因此磨蝕的力量最強。

2.3.1 河階地形

河階是立霧溪的重要景觀之一，也是聚落、農業的重要場所。河階為過去舊河床所留下的地形面，因地殼的抬升以及因侵蝕基準面改變使河道下切加速，再加上足夠且長時間的水流及沈積物供應，使得立霧溪流域出現了許多河階台地。若沈積層內含有漂木等可定年資

料，可透過階地、河床高度的測量，與全球海水面變化曲線等資訊，推測出地殼變動的速率（陳于高，1988）。

河川沈積物是地表剝蝕作用下的產物，因此流域中沈積層的特性研究，可以看出沈積環境的變遷，亦可反應流域地形演育（Schumm, 1977）。

太魯閣國家公園區內的河階分布主要有：(1)太魯閣口附近，立霧溪兩岸的羅前、富世河階群；(2)沙卡礑溪與立霧溪會合出的沙卡礑河階；(3)溪畔與布洛灣間的布洛灣河階；(4)荖西溪與立霧溪匯流處的河流階地；(5)陶塞溪與立霧溪匯流處的多用天祥階地；(6)西寶河階；(7)陶塞溪與瓦黑爾溪匯流處北方的梅園、竹村河階（王鑫，1984）。能夠形成巨厚沈積層的階地，或造成大規模河谷加積的直接原因，應該與地形的回春作用有關（齊士崢，1994）。

2.3.2 懸谷地形

在立霧溪流域中可見到許多支流以接近懸空掉掛的方式直接匯入主流的現象（高嘉鈴，2010），稱之為懸谷地形。懸谷地形的研究大致分為三種：(1)懸谷的型態及成因之分類；(2)長時間觀察後退速率與流量；(3)將懸谷視為遷急點（沈淑敏，1989）。

目前國內現有的懸谷地形研究偏重在形態及成因及分類，沈淑敏（1989）透過經緯羅盤儀、皮尺，實際測量台灣北部瀑布群，認為流量的大小會影響瀑布景觀的存在時間長短；杜友仁（1996）DEM 所繪製出的基隆河縱剖面，發現遷急點出現的位置多與正斷層造成基準面下降有關；吳麗娟（1999）針對淡水河、頭前溪、蘭陽溪三水系遷急點的研究中顯示，遷急點的出現多與軟硬岩性差異相關；Wobus et al.（2006）發現，立霧溪流域的懸谷地形多集中在支流匯入主流的河口，因此認為，懸谷地形的出現與支流面積有關，乃因主、支流下切速度不平衡而產生懸谷地形。

2.4 三維雷射掃描儀的應用

本研究所使用的陸地三維雷射掃描儀在前人研究中，已應用在地球科學的領域。Jones (2007)運用三維雷射掃描儀模擬斷層的資訊，震波反射資料已可提供大面積且相當準確的斷層三維幾何資料，且藉由雷射掃描儀精細地測量野外露頭，可進一步連結震測與實地的鑽探剖面資料(圖 2-21)。陳顥銘(2006)運用雷射掃描儀建立九份地區的坡地微地形資料，由於九份地區的部分山坡地以往有地滑的災害歷史，藉掃描資料可監測可能再度發生的地滑情形。Hopkinson et al.(2004)利用雷射掃描儀建立林地的資料，包括樹木的位置、高度、直徑、分佈密度以及木材的體積。Enge and Howell (2010)以雷射掃描儀建立地下水庫的三維模式。

Pizzuto et al. (2010)以雷射掃描儀監測河岸侵蝕的週期性變化，並分別於 2006 年與 2008 年進行量測，量測時在現地裝置標記點，因此重複量測時，可以指向相同的座標系統，每次量測均可得到幾百萬筆的點雲資料，在掃描距離一百公尺內，精確度可達 1.3mm，原始的點雲資料包含植生，去除植生後，可得 DTM。根據重複的掃描資料指出，部分地區的河岸後退速率平均每年 0.1 公尺，河岸後退的程度其空間變異性很大，部分區域兩年間後退 1 公尺(圖 2-22 至圖 2-25)。

為預測河岸侵蝕的速度，其方法模式必須考慮植生的因素，包含根部的凝聚力、因樹木生長所產生的額外土方、樹木對於土壤孔隙壓力的影響，考慮這些因素有助於改善模式所需的參數。Pizzuto et al. (2010)的研究案例中，為了使模式更精準的預測河岸侵蝕，亦需要考慮沿著河岸生長的樹木之空間分佈，也必須考慮河流的流動，河岸土方的緩慢移除，以及樹木持續依附在河岸所造成的營力。

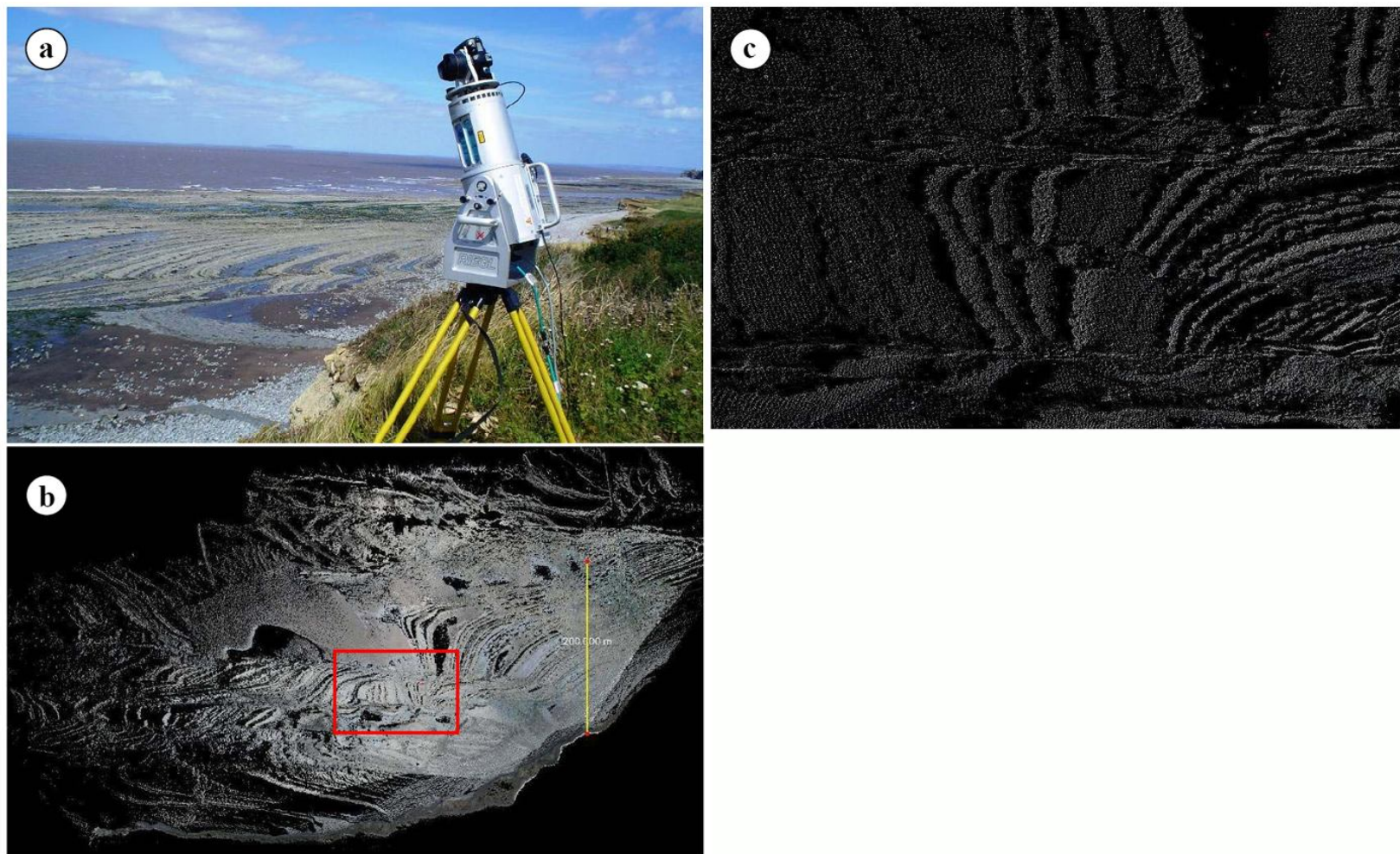


圖 2-21 (a) Riegl LMS Z420i 雷射掃描儀以下傾角度掃描懸崖上的平臺；(b) 經掃描得到的點雲資料，黃色比例尺為 200 公尺；(c) 本區域為 (b) 圖紅框內之區域放大圖，利用雷射掃描儀監測，可量化位移量 (Jones, 2007)。

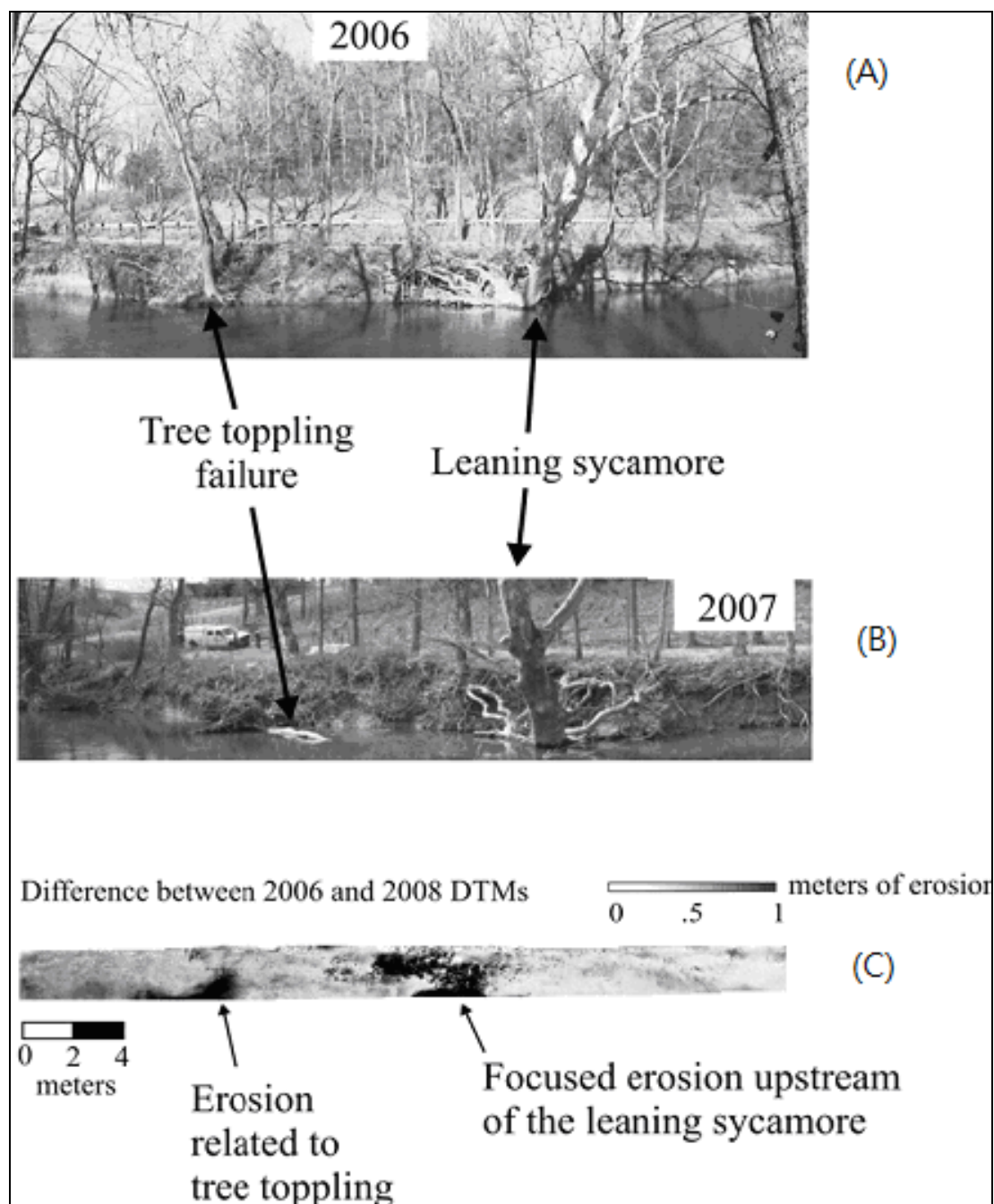


圖 2-22 圖 (a) 及 (b) 為侵蝕的河岸照片 (2006 與 2007 年) ; (c) 為依據掃描儀資料得到的 DTM (2006 至 2008 年) 計算河岸後退速率, 其中因坡腳移除而倒塌及傾斜的樹, 可由圖 (c) 明顯辨認出來 (Pizzuto et al., 2010) 。

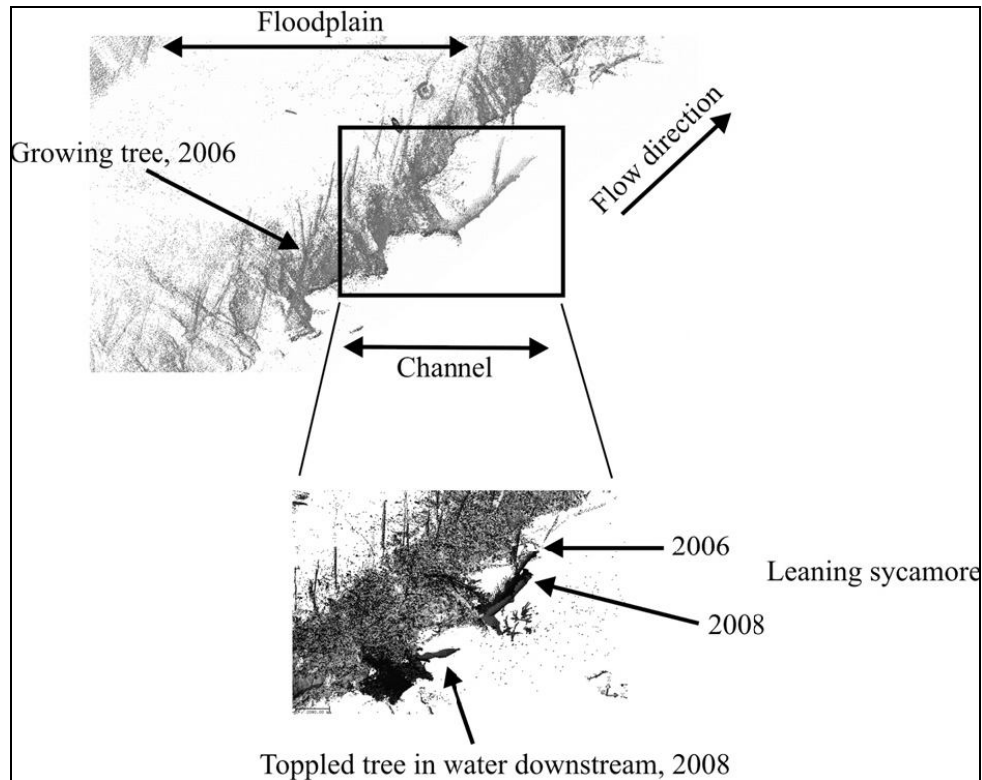


圖 2-23 2006 至 2008 年由 Lidar 得到的河岸點雲資料，將兩年間的資料套疊比對，可見梧桐樹的傾斜角度變大，而圖 2-22 中已倒塌的樹，仍在原本的位置（Pizzuto et al., 2010）。

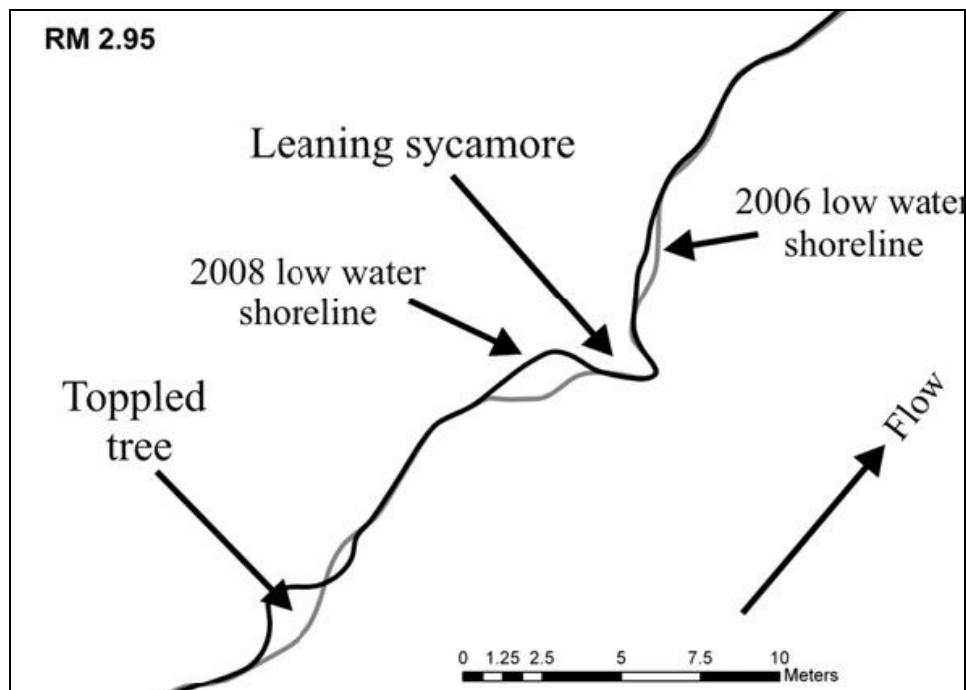


圖 2-24 依據 2006 年至 2008 年 Lidar 的量測資料得到枯水期河岸線變化（Pizzuto et al., 2010）。

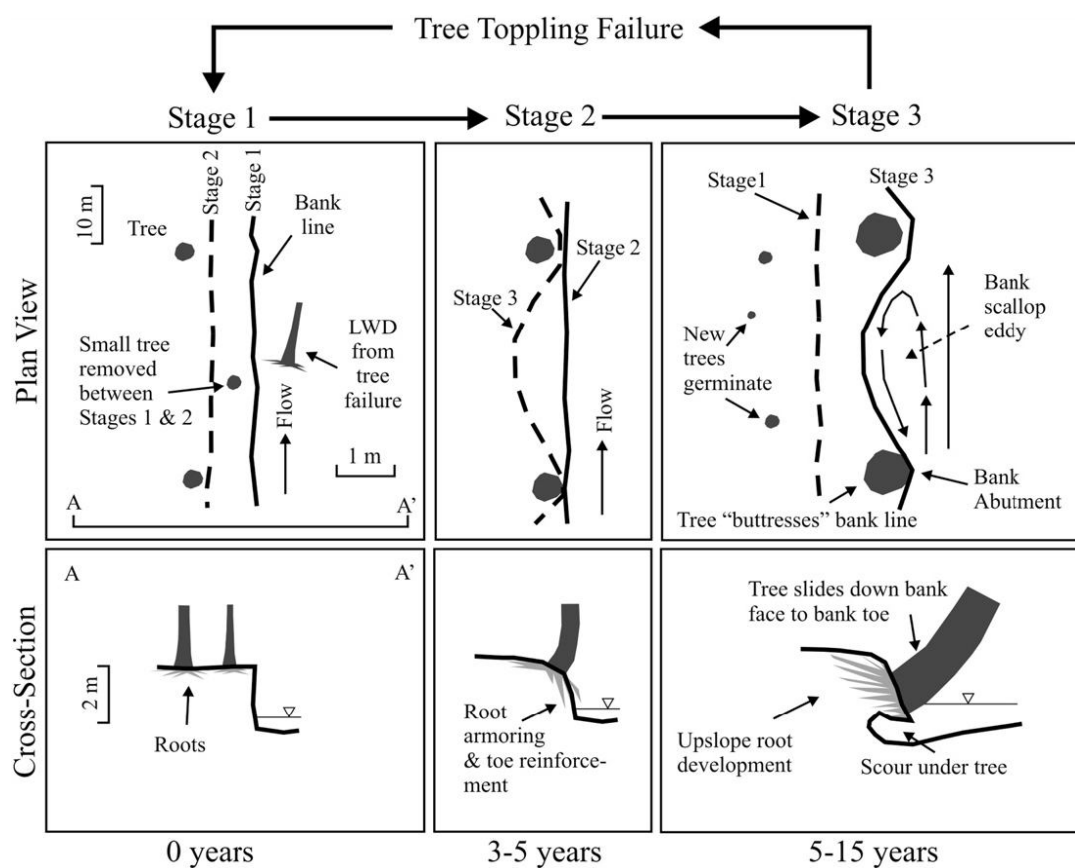


圖 2-25 侵蝕循環階段示意圖，闡述樹木、土方移除，以及河岸侵蝕作用之間的關係，圖的視角垂直於河流的流動方向，以強調河岸的側向變化（Pizzuto et al., 2010）。

2.5 時頻分析

長期的時序觀測資料，能夠有效記錄事件的變化情形，藉以研判過去或未來各種現象可能發生的變化情形。然而各種事件的變化，通常不僅是代表單一物理現象，可能是受到不同外在因素造成，因此科學家使用時頻分析的方法，藉由不同數學轉換，將資料轉化為不同層面，進而求得其內含之變化情形或事件發生的時間、週期與頻率，除能預測或預防重大問題的產生時間，並可協助各種不同預測模型的建立，進一步探索許多物理現象的產生機制及影響情形。

目前較簡易且較常被使用的時頻分析方法有快速傅立葉轉換（FFT, Fast Fourier Transform）以及小波轉換（Wavelet Transform），雖然此二方法有時頻分析上的便利性，但亦有其限制性，快速傅立葉轉換需要使用在具週期性且穩態的資料上才能得到有效分析結果；小波轉換的限制較小，可使用在非週期性及非穩態的資料分析上。然而，此二項主要被使用的時頻分析方法，仍無法應用於非線性資料的分析上，並且無法完全分離各種事件的影響因素。中央研究院黃鶚院士在 1998 年任職於美國太空總署（NASA）期間，改善 Hilbert 分析法，發表了一有效的時頻分析方法，被 NASA 命名為「希爾伯特—黃轉換」（HHT, Hilbert-Huang Transform）。以上三種方法為目前較廣範運用之時頻分析法，其優缺點如表 2-3 所示，所得頻率、能量分析之準確度如圖 2-26 所示，以 HHT 分析法的準確度最高。

HHT 的使用流程如圖 2-27 所示，所得時序資料經由 N 次的經驗模態分析（EMD, Empirical Mode Decomposition）後，得到 N 次的內模態函數（IMF, Intrinsic Mode Functions），最後得到 IMF 的餘值（residue），再將所有 IMF 經由 Hilbert 轉換得到精準的頻譜圖。Wu and Huang（2004）進一步改善 EMD 過程中可能造成的誤差，發表 EEMD（Ensemble Empirical Mode Decomposition），提昇 HHT 分析法在時頻分析上的準確度。

在黃鶚院士發表 HHT 後，使用時頻分析作為主要研究方法的領

域進入了另一個嶄新的時期，許多研究開始以 HHT 分析法，與傳統的時頻分析方法（如 FFT 或 Wavelet）結果進行比較，確認 HHT 不僅在頻譜的分析結果有較佳的準確度，同時也能將分析出影響事件的物理意義。使用 HHT（或 EEMD、EMD）作為主要分析方法的研究，有許多重大的研究成果已發表，針對氣溫、海表面溫度、雨量、地震...等主要的研究，對於大尺度的物理現象有良好的分析結果。

表 2-3 FFT、Wavelet、HHT 優缺點比較表

	Fourier	Wavelet	HHT
Basis	a priori	a priori	a posteriori adaptive
Frequency	convolution over global domain, uncertainty	convolution over global domain, uncertainty	differentiation over local domain, certainty
Presentation	energy in frequency space	energy in time-frequency space	energy in time-frequency space
Nonlinearity	no	no	yes
Nonstationarity	no	yes	yes
Feature extraction	no	discrete, no; continuous, yes	yes
Theoretical base	complete mathematical theory	complete mathematical theory	empirical

(Huang and Wu, 2008)

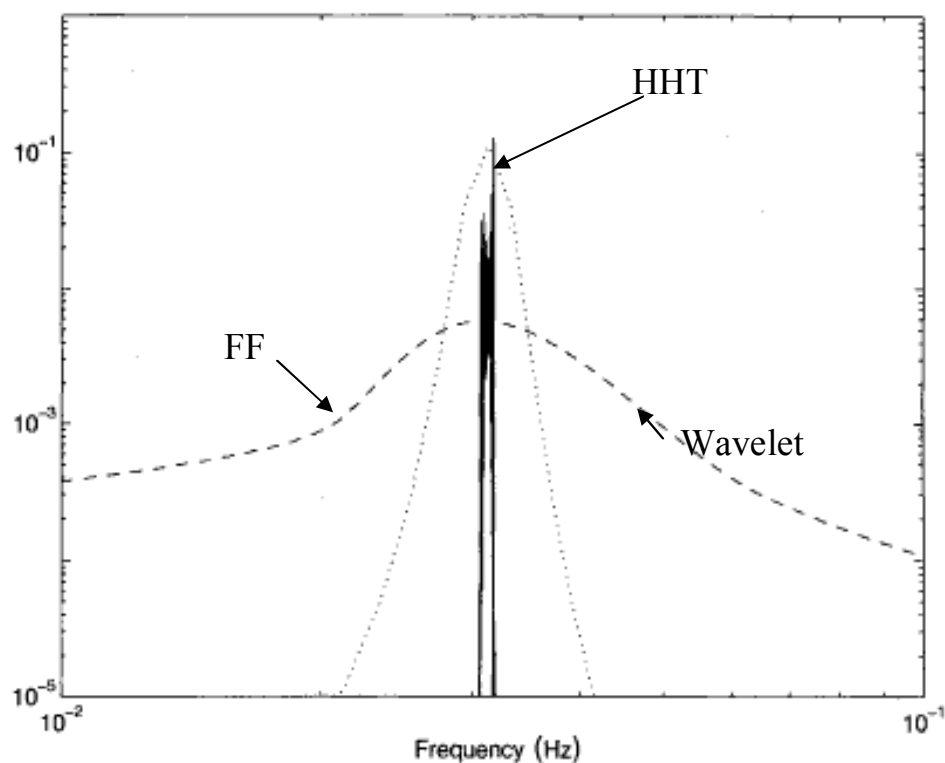


圖 2-26 時頻分析法之頻率、能量計算準確度示意圖 (Huang et al., 1998)。

Huang and Wu (2008)開始使用 HHT 在地球物理資料的分析，並建議可使用 Hilbert 頻譜資料解釋地震及非線性、非穩態的自然現象；Huang et al.(2001)運用 HHT 分析法，針對 921 集集大地震的資料進行研究，證實傅立葉分析法（Fourier-based representations）無法分析非線性的高頻調波，在分析高頻、非穩態資料時會產生錯誤的分析結果；Zhang et al.(2003)也使用 HHT 分析地動能（Ground Motion）及結構反應的問題上。近期的研究中，Huang and Wu (2008)將 Vostok ice core 所取得的溫度資料利用 EEMD 分析，可得到三個 Milankovitch 循環的分量（圖 2-27）；Sole et al.(2009)將地中海地區 Alfacs 海岸所記錄的氣象及水文資料，利用 HHT 分析並比較兩者結果，得到水溫的變化情形，與氣溫、氣壓及風速有正相關性；Huang et al.(2009)將法國 Seine river 與 Wimereux river 所記錄約 30 年的長期流量資料，利用 HHT 分析可得到二者流量增加的指數曲率，並發現有明顯的年循環及 3 年循環現象，對於流域安全性的規劃有一定程度的助益；Senroy et al.(2009) 在高溫超導電（HTS, high-temperature superconducting）水下推進器的論證上，運用 HHT 分析，使用流程如圖 2-28 所示。分析結果顯示，海流或機器震動資料使用 HHT 分析法，可精確評估機器在水下的震盪、扭力、速度，以及水中潮流等問題影響性及發生情形，藉以改進 HTS 之技術；Wu et al.(2009)持續將 EEMD 運用於各種資料的分析，如圖 2-29 中間部份為為一腦部 MR 影像合成圖，圖 2-30 為其經由 EEMD 分析可得到不同結果，或許能藉由不同影像分量得知可能產生的異狀，採取有效的預防措施。

HHT 分析法目前被廣泛使用在各種領域的研究，包括醫學、影像、音頻、地球科學，甚至可以用於經濟學或股市的分析上，因為 HHT 可隨著所分析的數據調整基本性質的適應性，可以應用在「非線性」和「非穩態」數據分析，因此 HHT 分析法被 NASA 譽為是 NASA 史上最重要的應用數學發明之一。

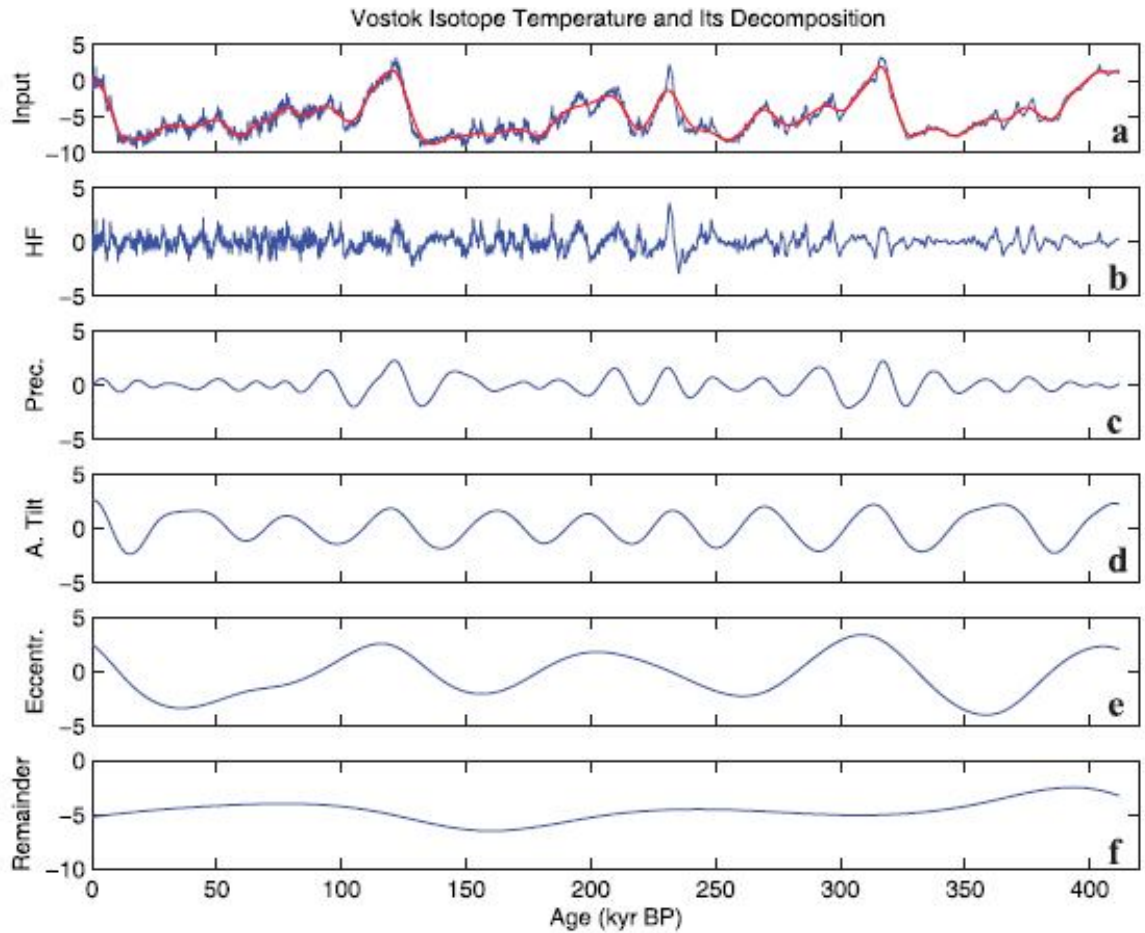


圖 2-27 Vostok ice core 的溫度資料使用 EEMD 分析：(a) 原始溫度資料；(b) 高頻分量；(c) - (e) Milankovitch 循環分量；(f) 低頻分量 (Huang and Wu, 2008)。

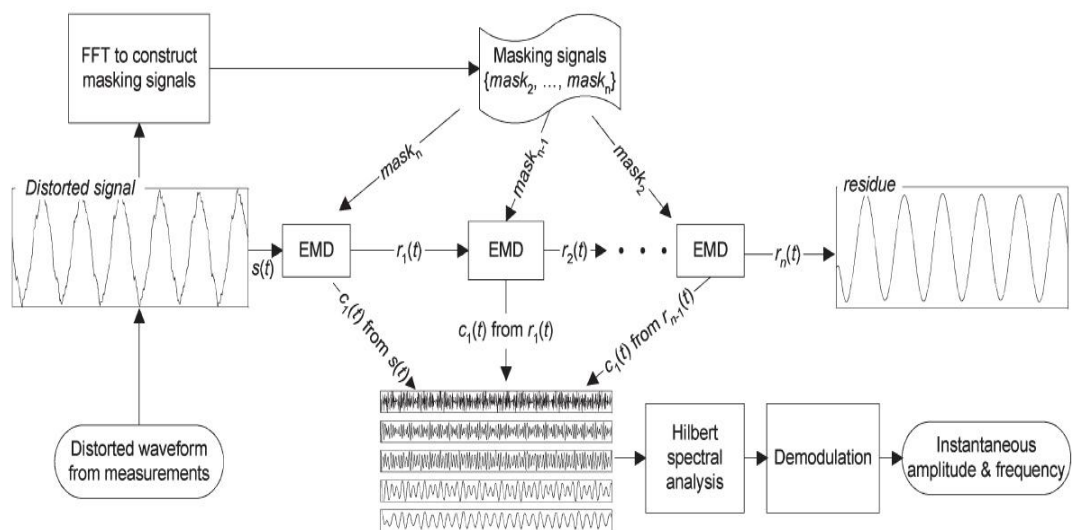


圖 2-28 應用 HHT 分析時序資料之流程圖 (Senroy et al., 2009)。

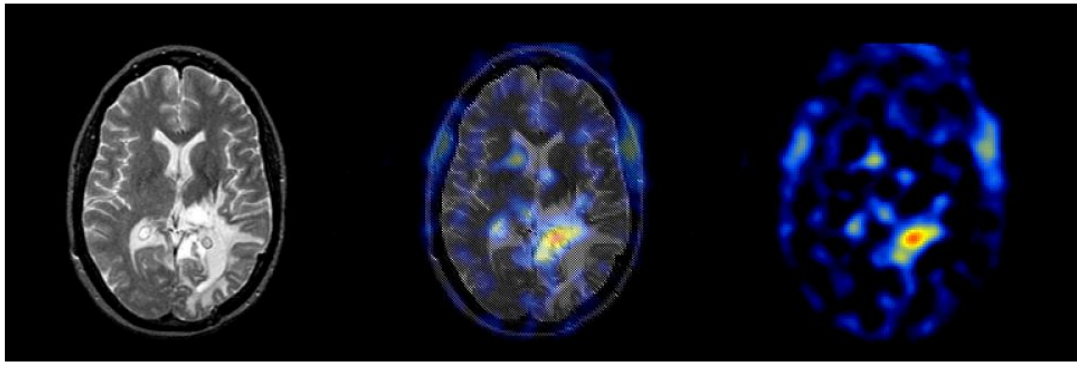


圖 2-29 腦部 MR 影像利用 EEMD 分析：原始溫度資料(Wu et al., 2009)。

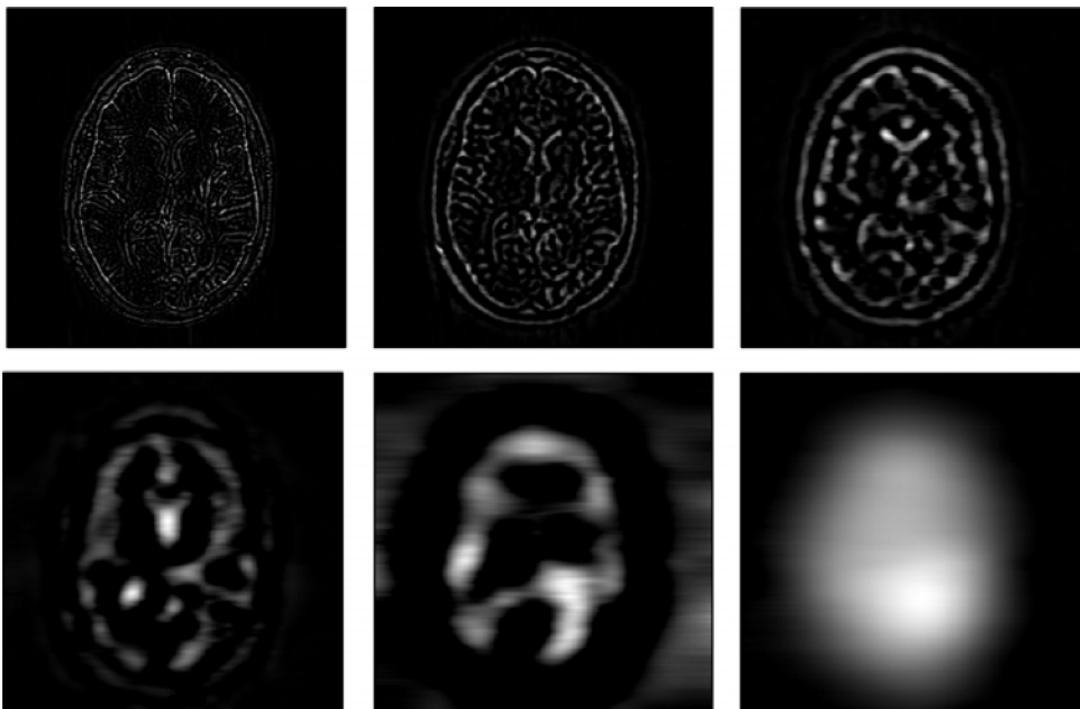


圖 2-30 腦部 MR 影像利用 EEMD 分析：各分量(Wu et al., 2009)

第三章 研究方法

3.1 資料量測範圍

由於太魯閣國家公園轄區幅員廣大，且以太魯閣峽谷最為壯觀，本計畫主要針對天祥以東太魯閣峽谷地區，延續98年研究計畫已施測景點，配合3D雷射掃描儀掃描範圍進行監測，並根據前一年度野外掃描經驗，刪除量測距離過遠、資料品質不佳之地點，選定錦文橋、白沙橋、綠水3處景點，並新增天祥1處景點進行掃描、監測工作，將本年度所得資料與去年度相同位置掃描資料進行套疊與比較兩個年度的差異，藉以瞭解景點的短期變化情形並進行相關分析研究，四個測點的位置如圖3-1所示。

由於峽谷地區抬升與侵蝕速率及河川發育過程屬於長期性的研究工作，因此針對立霧溪的河道剖面進行監測與記錄的，對於不同河段的侵蝕、堆積情形進行討論。

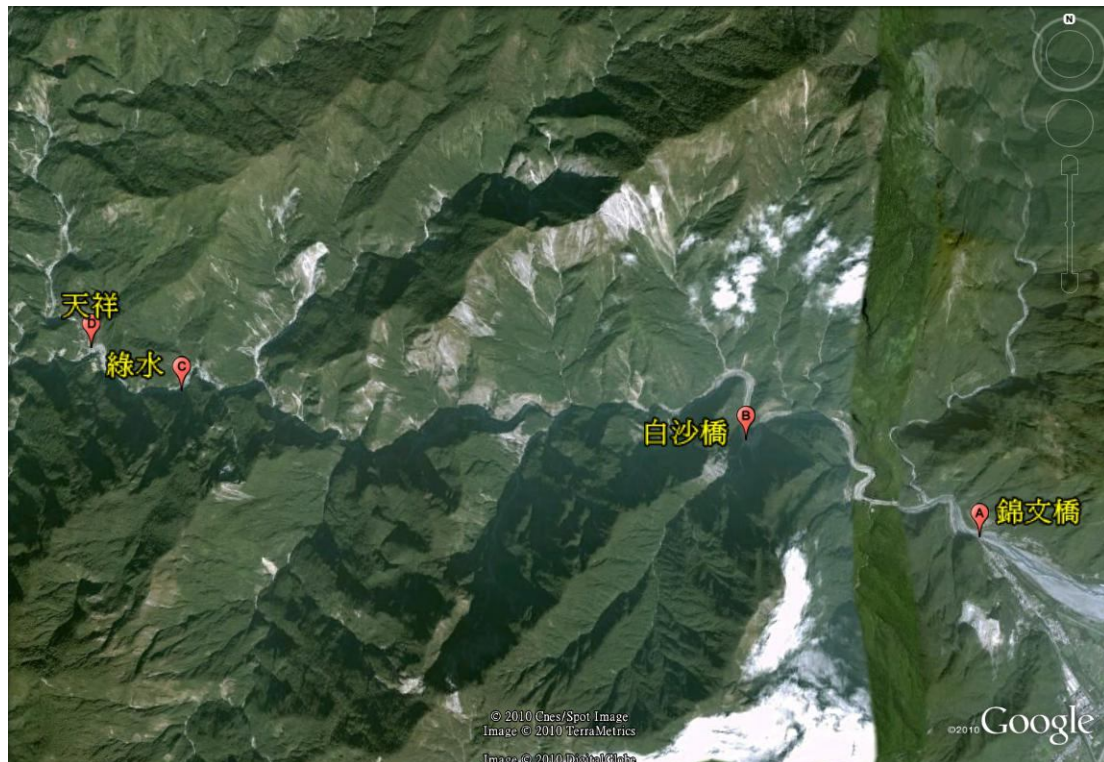


圖 3-1 測點位置示意（修改自 Google Earth）。

3.2 陸地 3D 雷射掃描儀

3.2.1 掃描流程

利用陸地3D雷射掃描儀及架設於其上方之數位單眼相機，建立各測點之三維數位資料（Digital Surface Model；DSM），作業流程分述如圖3-2。

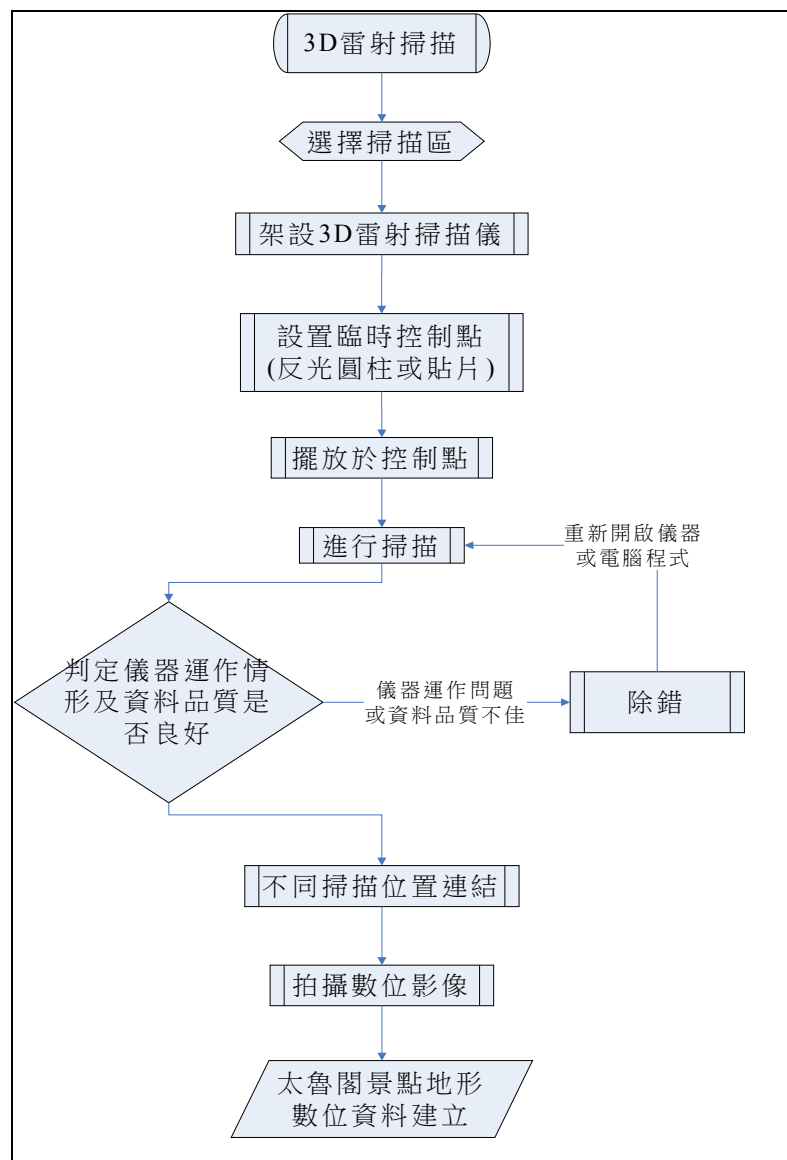


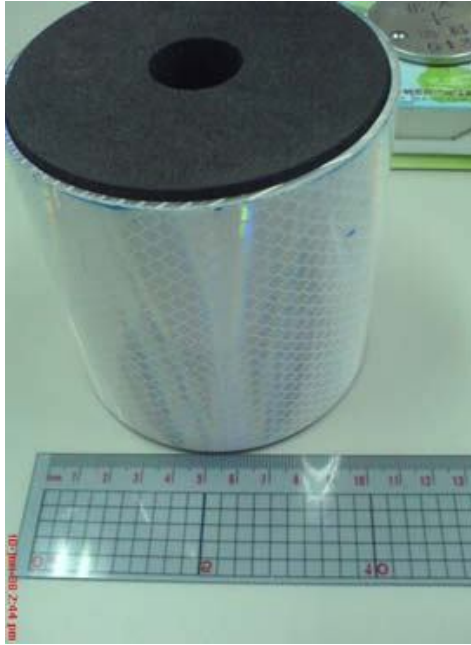
圖 3-2 3D 雷射掃描儀操作流程圖。

3.2.2 儀器資料

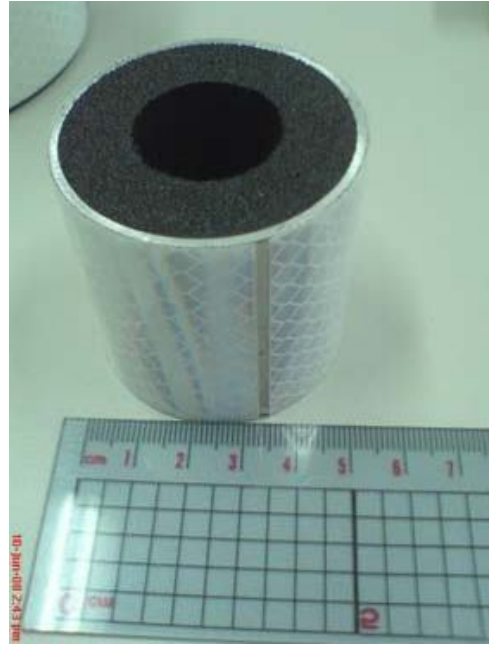
本研究在地形資料的蒐集方面，使用的3D雷射掃描儀為Riegl公司所生產，型號為LMS Z360i（圖3-3），掃描範圍最遠可達200公尺，最近為2公尺，以100公尺左右為安全可測距離，超過150公尺之回波資料則不一定能回收。其掃描範圍在水平方向可旋轉360度，垂直方向可上下調整90度，每秒最高可掃描12000點，精確度可達5公厘。配合Nikon D100與20mm定焦鏡頭，經校正後建立正射影像，有效畫數為610萬（3008×2000）（Nikon網站，2009）。野外施測時，需配合使用安裝有RiScan Pro（Riegl公司提供）軟體的筆記型電腦，透過設定連接埠（本研究使用TCP/IP）線路進行儀器控制與資料接收，在臨時控制點上使用特製反光圓柱（圖3-4a、b）或反光貼片為儀器掃描確認點位，以行動電源供應器提供陸地三維雷射掃描儀電力來源，野外實驗操作情形如圖3-3所示。



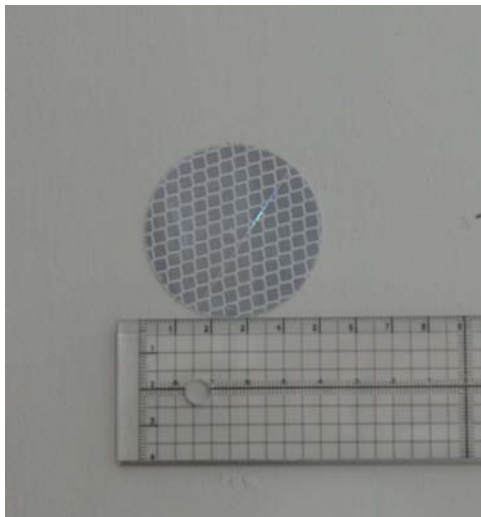
圖 3-3 3D 雷射掃描儀架設情形。



a



b



c



d

圖 3-4 反光圓柱、反光腳架及反光貼片，a：直徑 10 公分圓柱、b：直徑 5 公分圓柱、c：直徑 5 公分貼片、d：直徑 6 公分腳架。

3.2.3 確認儀器精度

本研究使用「RiSCAN PRO」軟體分析3D雷射掃描儀所蒐集的資料。首先，對於該儀器所呈現之誤差值分佈情形進行瞭解，分別以三個不同時期在不同掃描位置掃描相同控制點，重覆測量所得到的距離誤差如圖3-5所示，各實驗情形說明如下：（1）2007年7月3日連結點共有56個，儀器與反光圓柱平均距離為 34.66公尺、平均誤差為5.54公釐；（2）2007年8月30日連結點共有38個，儀器與反光圓柱平均距離為31.37公尺、平均誤差為 4.47 公釐；（3）2007 年 11 月 16 日連結點共有 45 個，儀器與反光圓柱平均距離為 34.12 公尺、平均誤差為 6.35 公釐。

三次掃描實驗共截取139個點（附錄一），3D雷射掃描儀與反光圓柱平均距離為33.26公尺、平均誤差為5.510 公釐，其中最大誤差為2007年11月16日第四個掃描位置的第11個反光圓柱距離為12.877公尺，誤差為67公釐。2007年11月16日第二位置與第三位置為同一地點，兩次掃描誤差值平均為1.2公釐，以所得之平均誤差可進一步確認，本研究所使用的3D雷射掃描儀（Riegl LMS Z360i），可提供本計畫之研究目標所需精度。

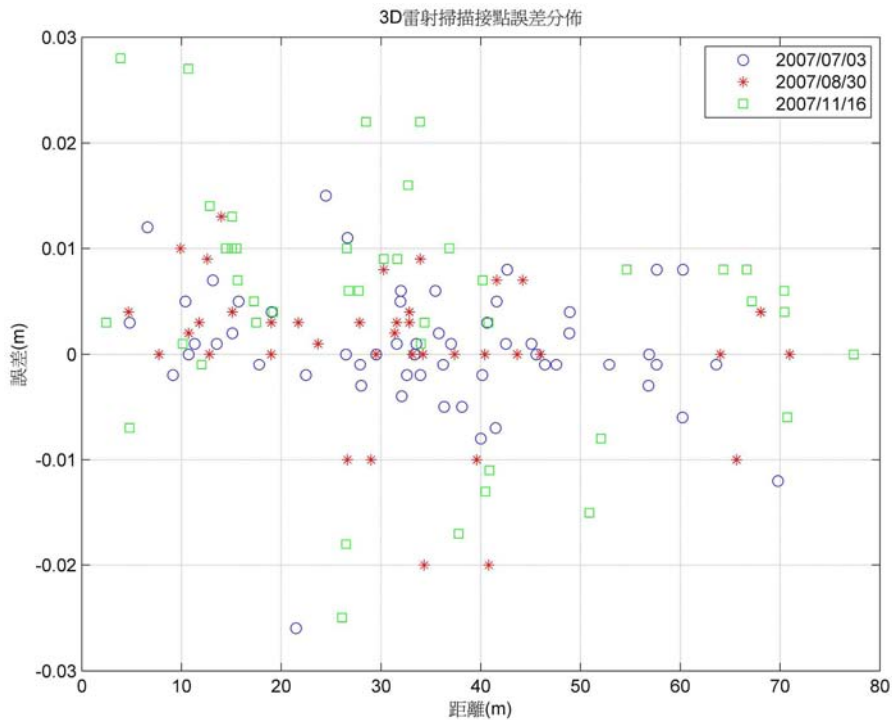


圖 3-5 三次實驗所得點位誤差分佈圖。

3.2.4 資料分析處理

研究區域擺上3D雷射掃描儀的控制點，材料為可反光的圓柱體，有直徑5公分與10公分的反光圓柱體（a、b）或圓形平面反光貼片（圖3-4c），做為與其他掃描位置的連結點。每次約擺放5至8個反光圓柱體或反光貼片放置於不易被破壞之處，擺放控制點必須為前後兩個掃描位置皆可掃描之處，並加以註記或設置臨時控制點以便日後可再次於相同位置掃描。

3D雷射掃描儀為主動式光源，雷射光因碰撞物體反射，使得儀器接收資料後傳送至電腦中，以三維點源資料或稱點雲形式儲存，再使用Nikon D100數位單眼相機進行全景360度攝影，可建立彩色數值地表模型DSM。再利用反光圓柱作為連接點進行下個測站之連結，因為本計畫所使用的3D雷射掃描儀（Riegl LMS Z360i），其應用之資料連結方式屬於磁性規標控制點法，在相連測站中重疊觀測區域內擺設磁性規標（反光貼片或反光圓柱）作為控制點，利用雷射對磁性規標的特殊反射強度自動尋得三個以上之

控制點，即可求得相連測站之三維座標轉換參數（曾義星與史天元，2002），將各連續掃描站連結可計算出誤差值，使用第一個掃描位置轉換成大地座標，建立起完整的地形資訊圖。

在使用3D雷射掃描儀蒐集資料後，使用原廠軟體RiSCAN PRO進行資料處理，將各測站所得到的掃描資料連結後，把點雲座標轉換成大地座標，選取資料較完整的部分使軟體可以計算2個時期以上的變化量，將點雲資料轉換成不規則網格型式，製作成POLYGON資料。再匯出至Global Mapper 軟體，以各時期的DSM的差異，對各個不同時期的變化情形進行評估，並描繪出其變化之區域與狀況。

3.3 時頻分析

傳統的Hilbert分析法，可以有效將時序資料分析出時頻變化趨勢，所需條件為完全對稱之資料型態（如圖3-6中紅線部份），所以幾乎無法使用於自然界各種現象（如圖3-6中藍色部份）的分類上。黃鰲院士提出了一套有效資料轉移方法：經驗模態分析（EMD, Empirical Mode Decomposition），如圖3-7所示之藍線為某事件時序資料，先找出其上、下包絡線後取平均值（紅線），再將原始資料減去平均值，所得結果稱為內模態函數（IMF, Intrinsic Mode Functions）。

在資料使用經驗模態分析的過程中，可將時序資料相位經由數次移轉，成為可使用Hilbert分析法之對稱型態。黃鰲院士經由長期研究後發現，在多次的EMD分析結果後所得的IMF皆有其物理意義存在，此為HHT分析法最重大的發現，可經由EMD將影響事件的多種物理現象逐一分析出來，並制定適度的分析次數門檻值，最後將所得的IMF資料經由Hilbert轉換，得到較準確的頻譜資料，唯使用EMD分析出的IMF仍需要多方面蒐集資料，加以比對才能確認各項IMF所代表的物理意義。

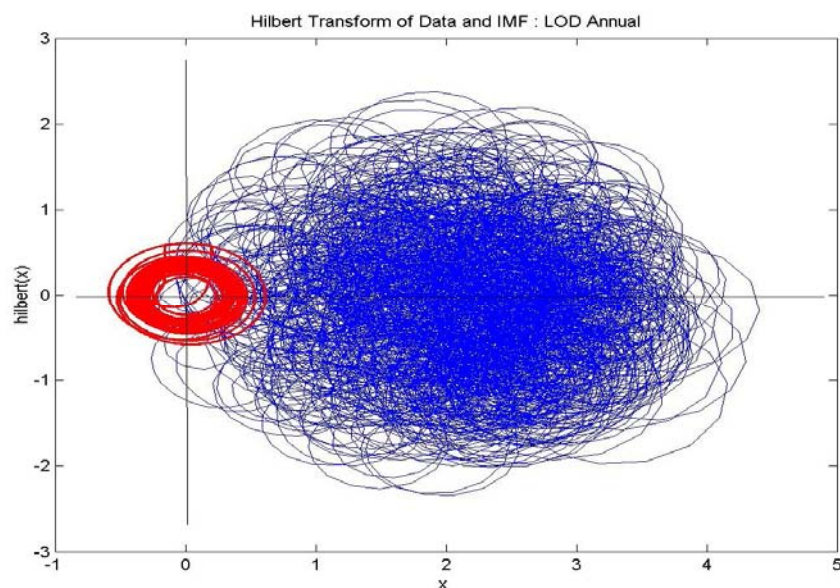


圖 3-6 時頻分析法之頻率準確度示意圖（Huang et al., 1998）。

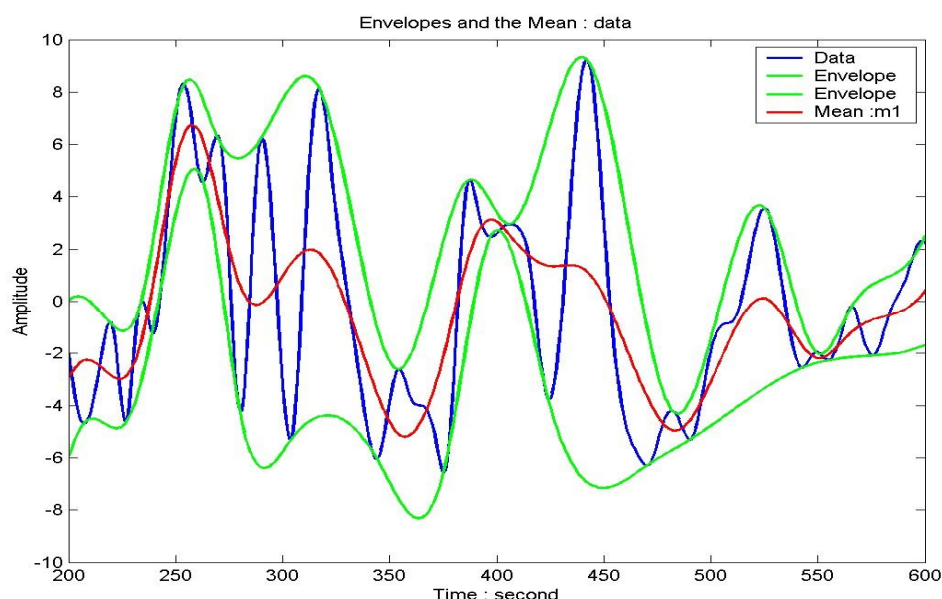


圖 3-7 時頻分析法之頻率準確度示意圖（Huang et al., 1998）。

太魯閣峽谷快速的演育過程，有許多自然物理現象可能直接或間接造成其影響性，其中氣象因素可能是主要因素之一，因此必須蒐集長期連續記錄之氣象資料，藉由各種資料處理方式，嘗試分析出可能影響之因素，為峽谷演育取得更有利的證據。

峽谷快速的發育主要是受到持續不斷的地體抬升與河流下切，而河流流量的來源主要是由降雨所造成，因此長期的雨量資料可能是一項有利資料。另外長期的氣候變遷可能也會造成侵蝕速率的改變，因此本研究先選以累積日雨量與日均溫資料作為分析目標，希望能從較長期的花蓮氣象資料中得到氣候能量資訊。

本研究蒐集到數筆太魯閣相關長期的記錄資料(表 3-1)，其中在綠水測站有一組自 1986 至 2008 年不定時的人工記錄資料，主要有流速、流量、含砂量、水溫...等資料，以及自 1956 至 2008 年自動流量站所記錄的流量資料，這些都是非常珍貴的長期歷史資料。

表 3-1 太魯閣相關長期資料

太魯閣地區	
資料名稱	資料概述
綠水站人工記錄 資料	1986~2008 年，不定時量測，主要資料包括流速、流量、含砂量、溫度，有人工量測誤差，2000 年後有中斷時間，至 2002 年後復測，但量測時間間距與精度較低。
綠水自動流量站	1956~2008 年，1958 年無資料，其他資料中有數月無數據。
天祥站累積日雨量	1995 年 6 月~2008 年。
花蓮地區	
花蓮氣象站累積 日雨量	1911~2008 年。
花蓮氣象站日均 溫	1911~2008 年。

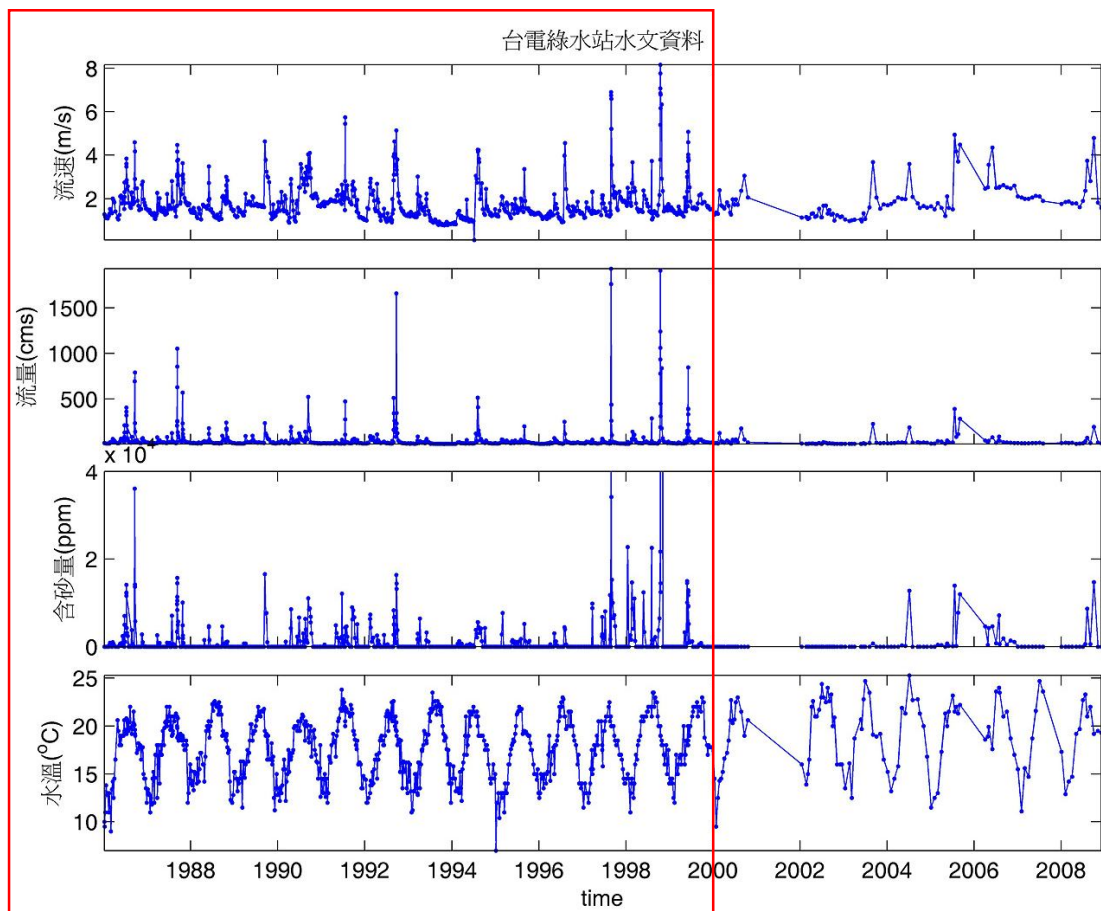


圖 3-8 台電綠水站人工記錄水文資料時序變化圖。

若能由這些長期資料看出數十年間的變化，配合其他相關資料，本研究選取氣象局所記錄近的雨量資料，希望能進一步瞭解降雨、流量與含砂量的相關性，再運用時頻分析法分析出長期時序資料，或許能掌握太魯閣地區數十年間的變化情形，亦可討論相同模式下，太魯閣峽谷受自然天候所造成的侵蝕過程。

圖 3-8 為台電綠水站長期人工記錄之水文資料，由於資料並非定期量測，且由人工施測仍有其誤差，但依其流速、流量、含砂量等數據比對後，發現各項資料突增時間點皆相同，因此可初步認認此人工記錄資料仍具有一定程度之可信度。唯 2000 至 2002 年間有中斷施測，且 2002 年復測後資料品質並不如前，因此本研究僅使用圖 3-8 紅框部份。

在比較綠水站人工記錄流量與自動流量站之資料（圖 3-9）後，

雖然在流量數據上有些許誤差，除部份時段無人工記錄資料外，在流量突增的時段大致相符，因此可進一步確認此二資料有一定的準確度。

在確認資料流量資料的可信度後，將流量、雨量資料進行深入比較（圖 3-10）。花蓮地區之雨量與綠水站之流量增加時間點，在 1986~2000 年間多數皆在相同時間產生，以天祥日雨量與綠水站流量增加比例較接近。然而天祥日雨量資料僅於 1995 年 6 月才開始蒐集，較難具代表性，因此本研究嘗試比較花蓮日雨量與綠水自動流量站所記錄之關係（圖 3-11）。超過 50 年的時序資料顯示花蓮日雨量與綠水流量的增加時間點及趨勢相符，應可作為具代表性之參考資料，可能藉此先瞭解太魯閣地區受降雨而增加之流量變化情形，或討論雨量增加後所帶來的侵蝕現象。

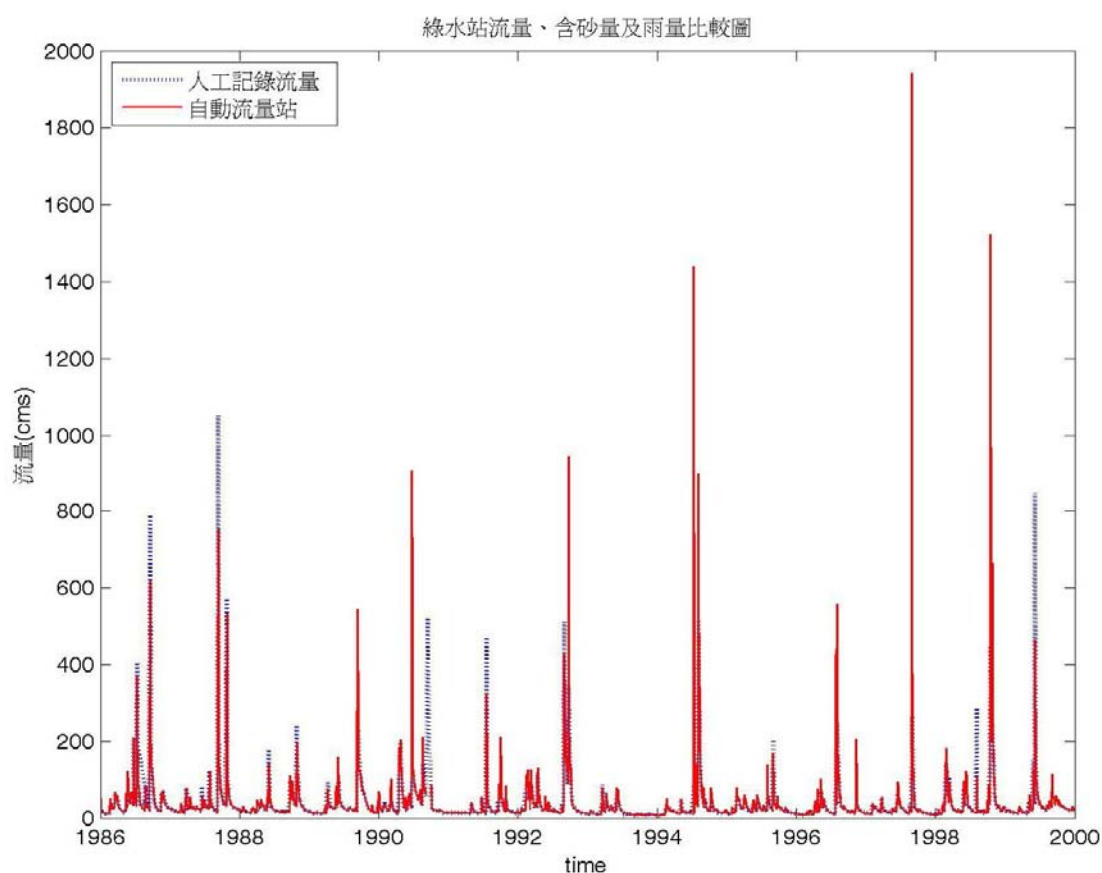


圖 3-9 台電綠水站流量資料時序變化圖。

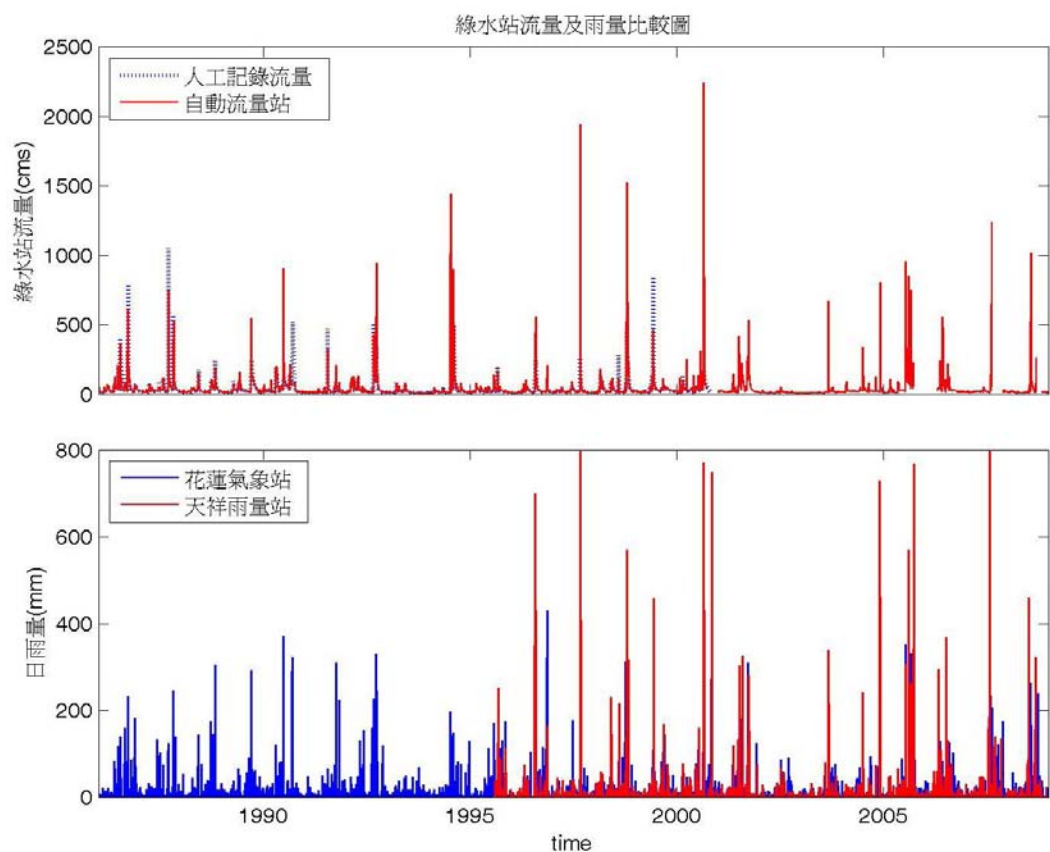


圖 3-10 綠水站流量與降雨量比較圖(1986~2008 年)。

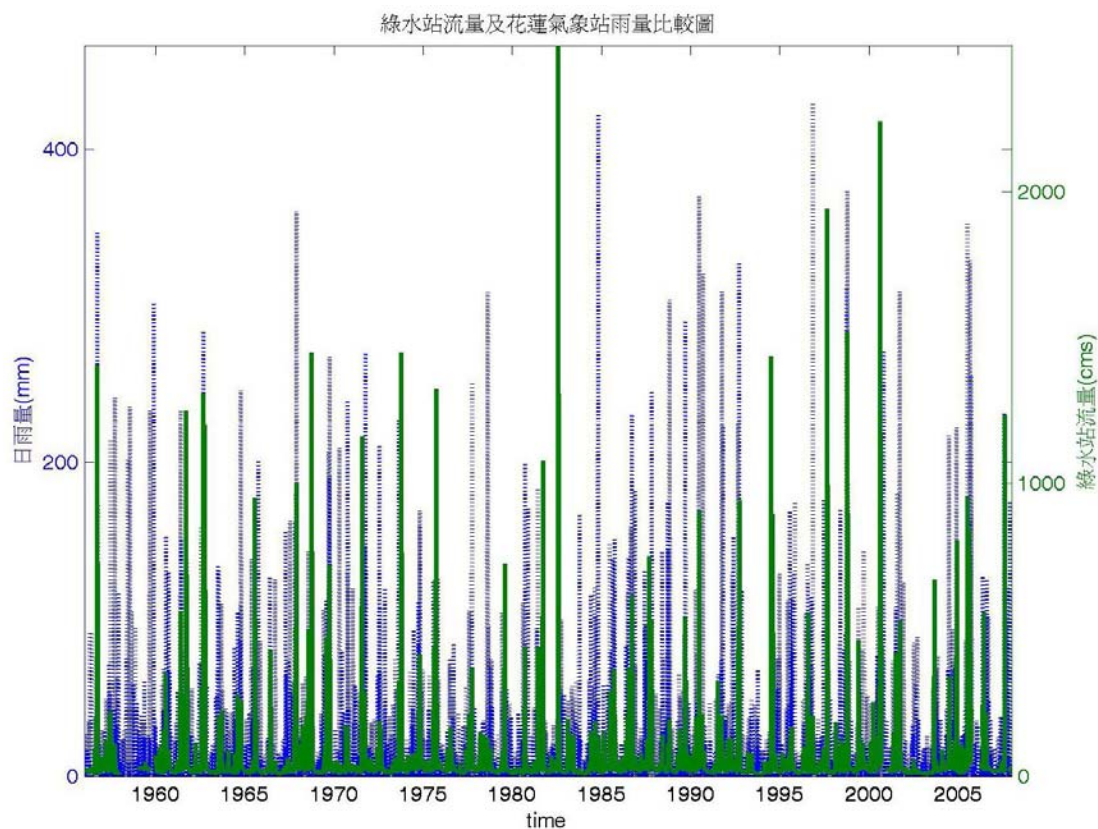


圖 3-11 綠水站流量、花蓮日雨量比較圖(1956~2008 年)。

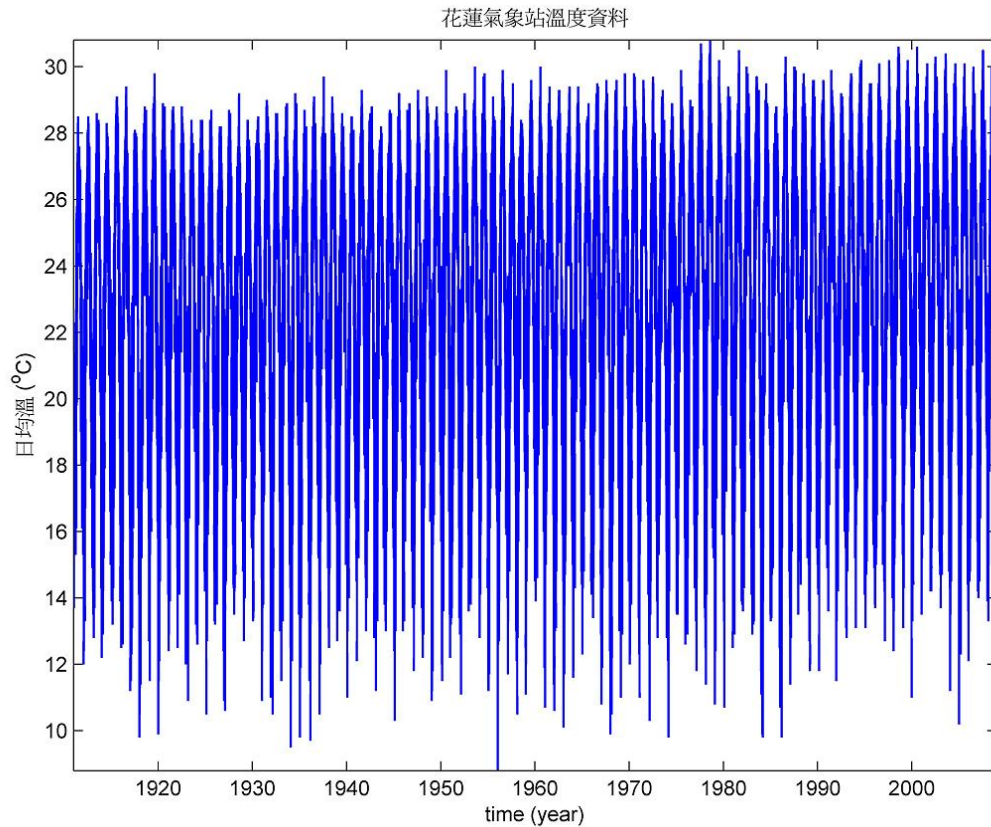


圖 3-12 花蓮氣象站累積日均溫資料（1911-2008）。

本研究向花蓮氣象站請購西元1910年11月設站以來之累積日雨量及日均溫資料，先選取1911-2008年資料為分析目標。其中一日溫度資料出現異常值，以該時間點前、後二日資料之平均值取代，使用溫度資料如圖3-12所示。累積日雨量資料有數十日儀器產生異常值，但無法評估可能的累積日雨量，因此將異常資料設為0，使用雨量資料如圖3-13所示，將進一步使用HHT（Hilbert-Huang Transform）方法進行分析，嘗試找出影響太魯閣峽谷演育歷程之分量。

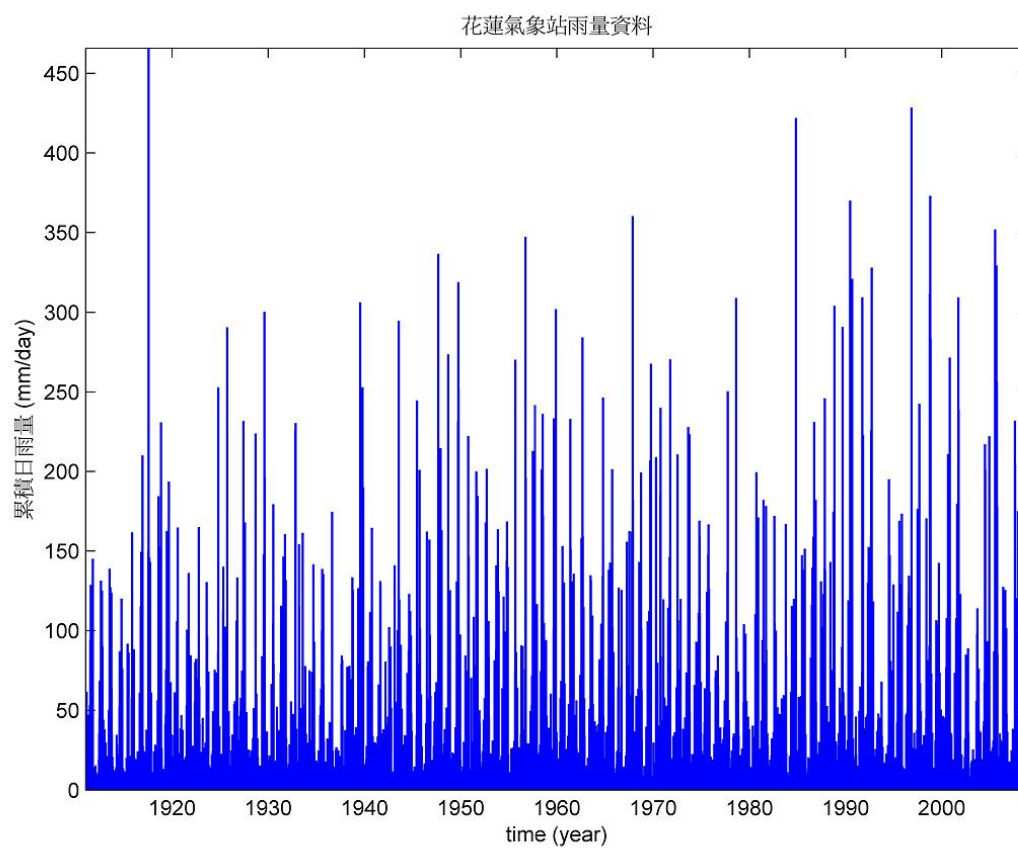


圖 3-13 花蓮氣象站日雨量資料（1911-2008）。

3.4 地震資料分析

本研究採用 BATS(Broadband Array in Taiwan for Seismology)(臺灣寬頻地震網)網站所提供的地震資料，BATS 網站提供的資料起始於西元 1995 年 7 月 5 日，本研究擷取時間自西元 2000 年 1 月 1 日至 2010 年 5 月 26 日的地震，經度自東經 120.5 度至 122.5 度，緯度取自北緯 23.5 度至 25.5 度，再依 BATS 網站的輸出資料，以軟體 GMT 繪製地震斷層面解(fault plane solution)，地震斷層面解又稱震源機制解，可依據斷層面的走向、傾角與滑移方式，以類似海灘球的圖形，說明以上所示的三種資料。正斷層、逆斷層與平移斷層之海灘球表示方法可見圖 3-14 示意圖。BATS 網站的地震資料格式包括震源經緯度、深度、規模、走向、傾角等資料。

除以震源機制解表示可能影響太魯閣地區的地震外，本研究亦依據地震的發生位置(包括經緯度、深度、規模大小)，以 GMT (Generic Mapping Tools) 軟體繪製不同地震位置的三維分布圖。



圖 3-14 震源機制解由左至右依序為逆斷層、正斷層與平移斷層 (Stein and Wysession, 2003)。

3.5 判斷懸谷地形和遷急點的方法

本研究在分析圖形經驗發現，懸谷地形的 S-A 圖的表現方式也如同 Wobus et al.(2006)提供的方法所示，在支流匯入主流前，河流縱剖面上有一明顯凹面、坡度漸緩，匯入主流後坡度急速變陡；在 S-A 圖上也容易分辨出來，由於流域面積不再增加但坡度卻不斷地上升，使得圖形急速往上跳(圖 3-15)。

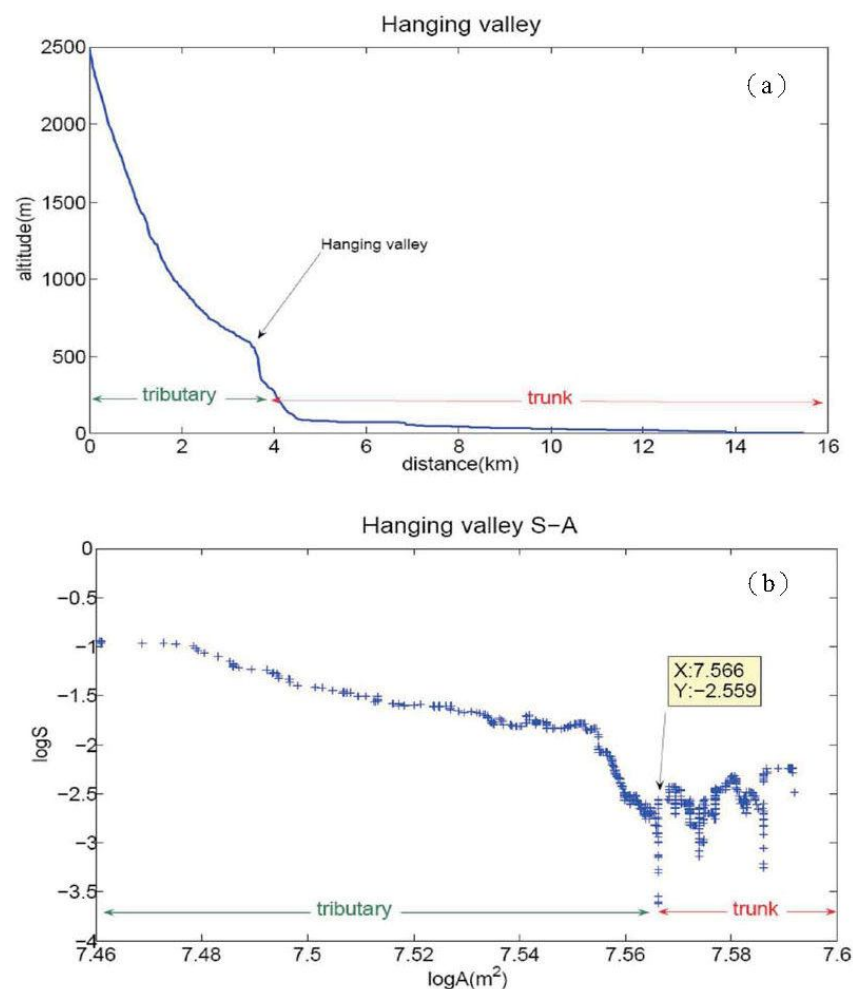


圖 3-15 懸谷地形的縱剖面圖與 S-A 圖判定(以 LW03 支流為例，參照圖 4-35)。(a)懸谷地形縱剖面圖：支流以接近懸空吊掛的方式垂直匯入主流；(b)懸谷地形對應 S-A 圖的位置：由於懸谷上游的集水面積沒有增加，而坡度先緩而急速變陡，因此 S-A 圖在此處突然往上跳（高嘉鈴，2010）。

第四章 結果與討論

4.1 蒐集河道地形資料

本研究應用 3D 雷射掃描儀，針對立霧溪之堆積側蝕、侵蝕速率進行長期性監測，期待能瞭解各河段或不同岩性的侵蝕情形。以前一年度所量測而得的地形資料為基礎，並考量儀器架設方便及儀器掃描範圍的限制，以能夠蒐集完整的河道點雲資料為主要考量，監測區域鎖定立霧溪天祥以東河段，並盡量分配各測點之間的相對距離。總合上述條件，選定河道地形資料監測點由東至西分別為：錦文橋、白沙橋、綠水、天祥（圖 3-1）。

立霧溪在各河段的河道剖面，受限於所處位置之陡峭度、崩塌地、岩質、河道曲度...等因素，造成各有不同堆積、侵蝕及側蝕現象。在太魯閣地區的颱風、暴雨或地震...等氣候條件下，有時未必增加河道側蝕機會，反而可能造成河道阻塞與河流改道，使河道自上游到下游之剖面出現轉折點，目前這些轉折點通常與流域內特殊的岩性有關，且容易影響立霧溪對於河道堆積或侵蝕（或側蝕）的結果。立霧溪河川的砂石種類多為大理岩與片麻岩，少數為片岩，上游平均坡降約為1/24，下游平均坡降約為1/32，為急流河川，洪峰流速較大，河床逐年刷深。

根據張有和與張成華97年發表的研究成果（圖4-1）與本計畫前一年度的研究成果（圖4-2），以綠水段河道的變化最為特殊，在數十公尺內的變化有極大的差異，也引起許多國內外學者的研究興趣，綠水地區岩性以谷園片岩為主，其間夾有變質砂岩或石英岩脈，為立霧溪少數可方便下至河床的地點。另外，立霧溪出海口附近也是河道研究的重點之一，除可瞭解立霧溪所帶來之沈積物外，亦能有效掌控錦文橋及太魯閣大橋橋墩的侵蝕情形及安全性，錦文橋地區依據中央

地質調查所出版的五萬分之一台灣地質圖說明書圖幅第二十八號說明，岩性為九曲大理岩（晚古生代）、階地堆積層（更新世）、沖積層（全新世），九曲大理岩岩性為厚層或塊狀的大理岩，由再結晶的方解石礦物所組成。在野外，因岩體堅硬，在地形上常形成峽谷及陡峭的崖壁。階地堆積層部分，由未經膠結的礫石為主，淘選度差，下切速率大。本研究位於錦文橋的掃描剖面範圍位於全新世的沖積層上，由礫石、砂、泥組成，結構較為鬆散。依據羅偉（1993）的五萬分之一台灣地質圖說明書圖幅第二十七號（大禹嶺）的圖幅顯示，本研究位於天祥的測量地點，位於大沙溪與立霧溪的交會處，岩性為全新世的階地堆積層，與古生代晚期至中生代的谷園片岩，谷園片岩出露的岩層包括千枚岩、雲母片岩、石英雲母片岩，其中夾有若干礫岩、大理岩等透鏡體。齊士崢（1995）指出，天祥主要由四至五階岩石階地構成，階地面與溪床高差多在50公尺以下。由於天祥岩性為片岩及礫岩組成，因此岩石較為脆弱，相較於九曲大理岩，較有機會發展為更為寬廣的溪谷。白沙橋地區位於立霧溪的曲流地形之處，河道寬廣，可以掃描較為完整的河道地形，且為大理岩與片麻岩的岩性交界地帶。基於以上特點，因此本年度選定以上四點，各實行一到二次的掃描工作（圖4-3）。進行野外調查及掃描工作之時間如表4-1所示，工作情形與景點照片如附錄二。

本年度已使用3D雷射掃描儀完成河道地形資料蒐集及數值地形模型（Digital Surface Model, DSM）之建立，可比對各不同時段所蒐集資料，瞭解河道的侵蝕與堆積變化情形，以作為地形演育歷史與地景保育的參考。圖4-4 ~ 4-10為四個河道剖面測站在本年度進行第一次及第二次掃描後的現場照片、彩色點雲圖及DSM模型。

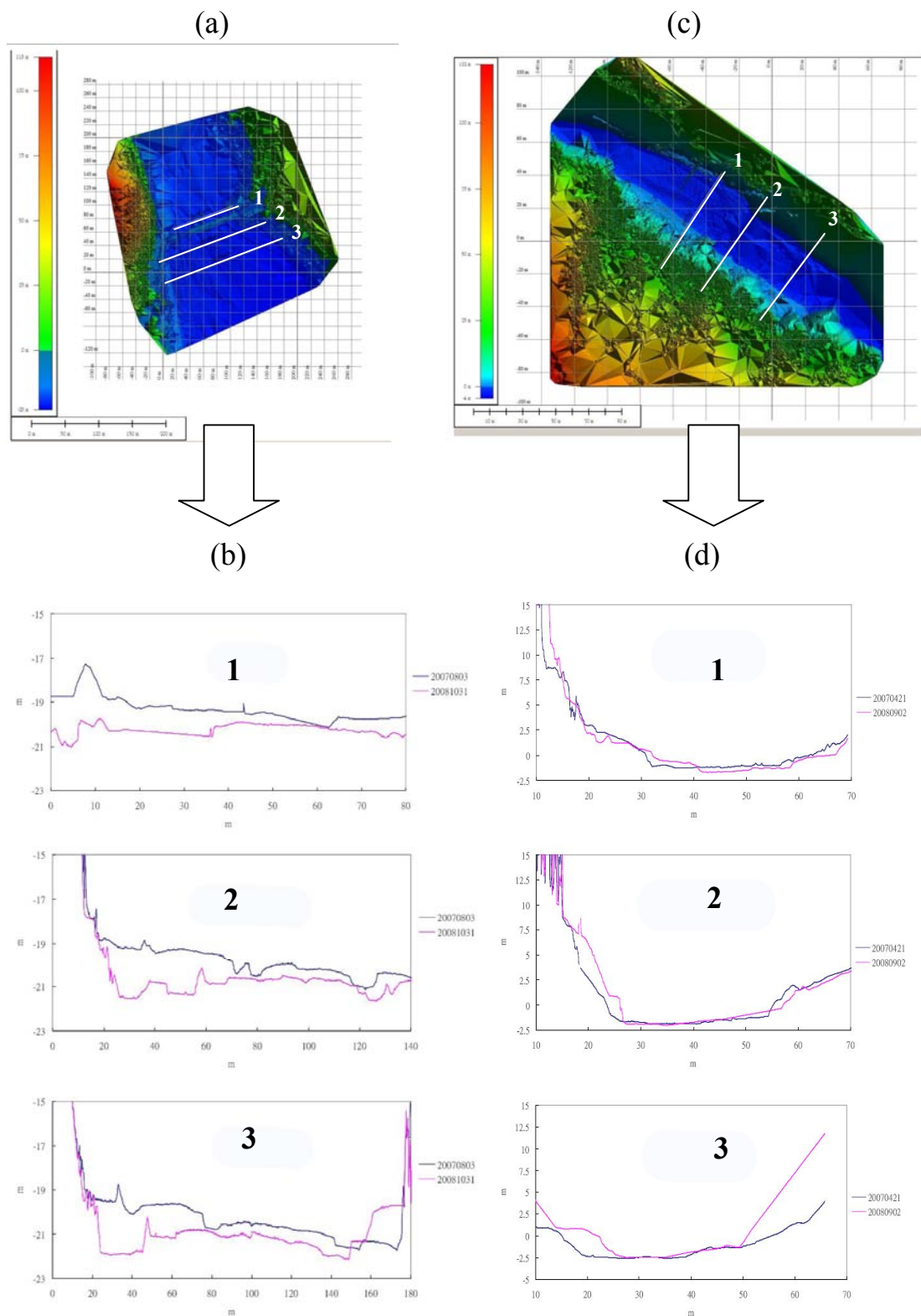


圖 4-1 2007-2008 立霧溪河段二次河道掃描結果：(a) 錦文橋河段剖面位置、(b) 錦文橋段河道高程變化、(c) 綠水河段剖面位置、(d) 綠水河段河道高程變化，數字代表相同橫切位置，可見堆積或侵蝕明顯之區域（張有和、張成華，2008）。

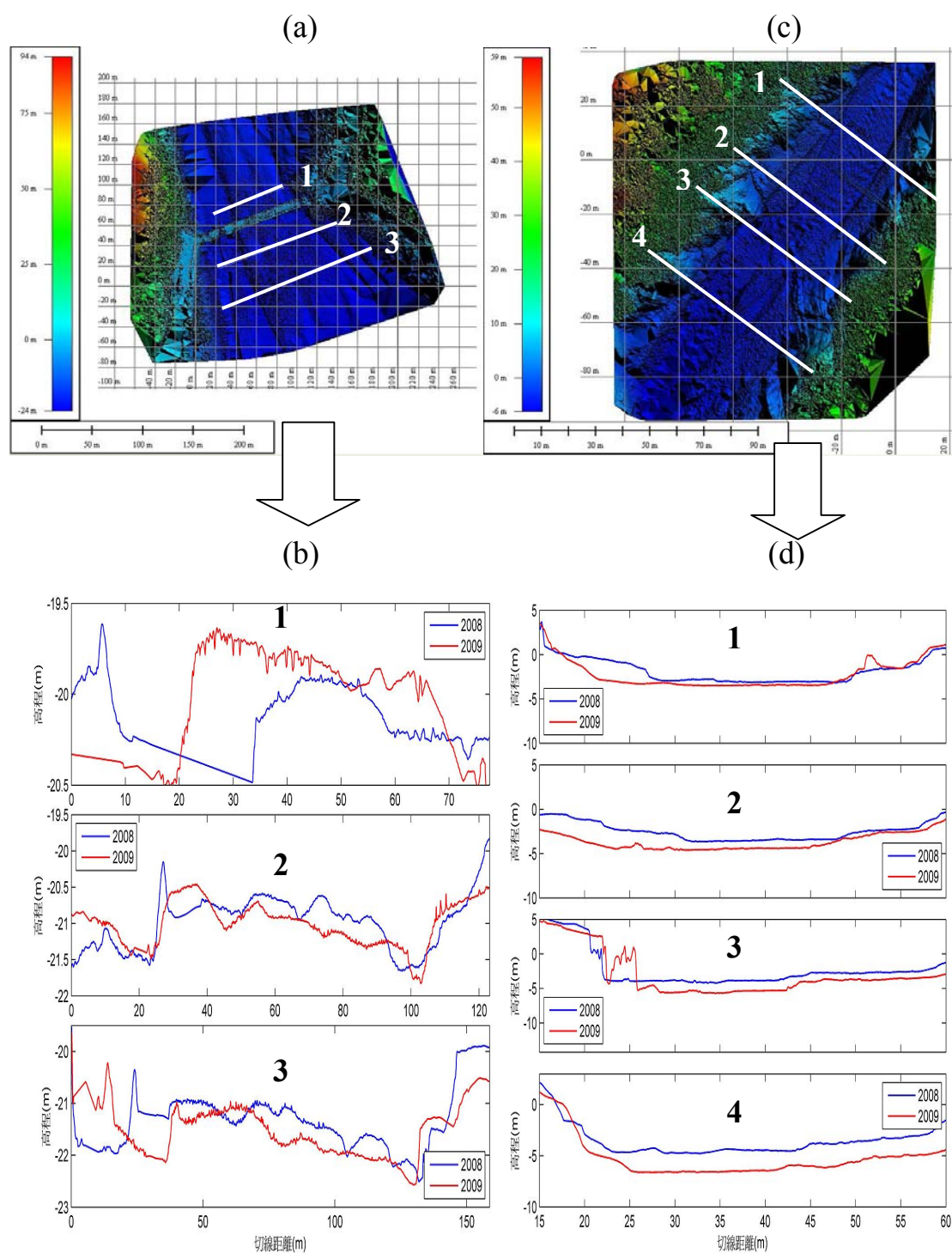


圖 4-2 2008-2009 立霧溪河段二次河道掃描結果：(a) 錦文橋河段剖面位置、(b) 錦文橋段河道高程變化、(c) 綠水河段剖面位置、(d) 綠水河段河道高程變化，數字代表相同橫切位置，可見堆積或侵蝕明顯之區域（劉瑩三、張有和，2009）。

表 4-1 野外工作時間、項目及位置

日期	工作項目	位置
3/24	勘查	選定觀測河道
4/14	勘查	選定觀測河道及確認儀器架設位置
5/5	3D 雷射掃描	錦文橋
5/13	3D 雷射掃描	白沙橋
5/19	3D 雷射掃描	綠水（與不同時期接點失敗）
5/26	3D 雷射掃描	天祥
6/24	3D 雷射掃描	印地安人頭(同時期接點失敗)
7/21	3D 雷射掃描	錦文橋
7/29	3D 雷射掃描	天祥
8/4	3D 雷射掃描	綠水

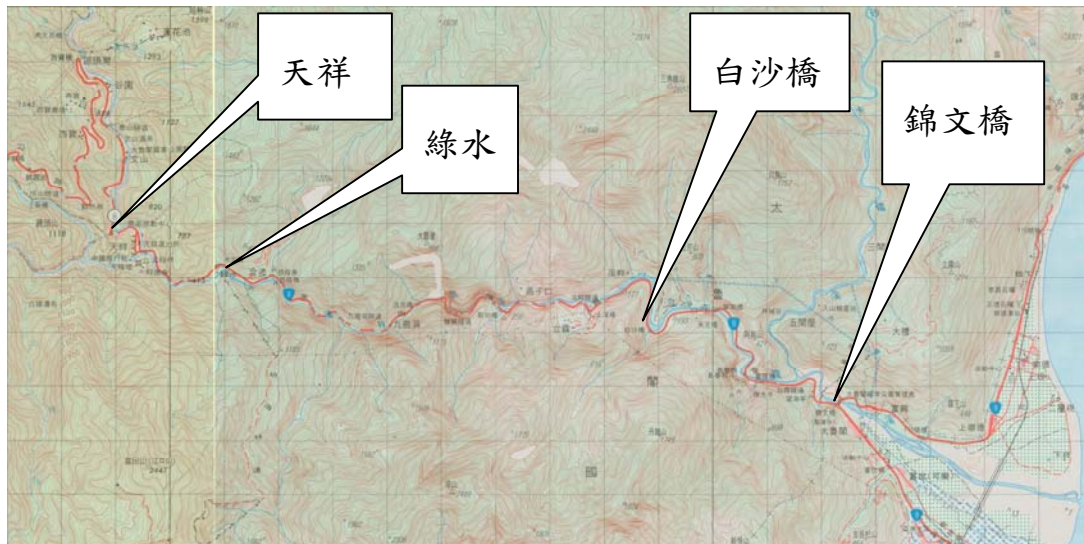


圖 4-3 各河道剖面測站位置。

(a)



(b)



(c)

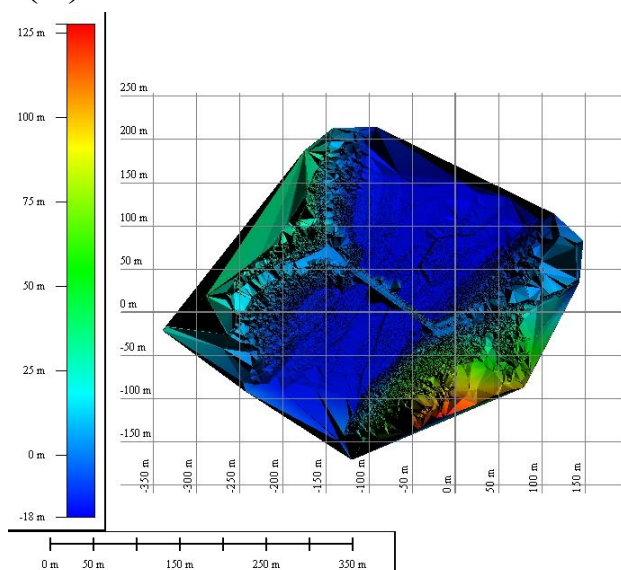


圖 4-4 錦文橋 (2010 年 4 月 21 號) 掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

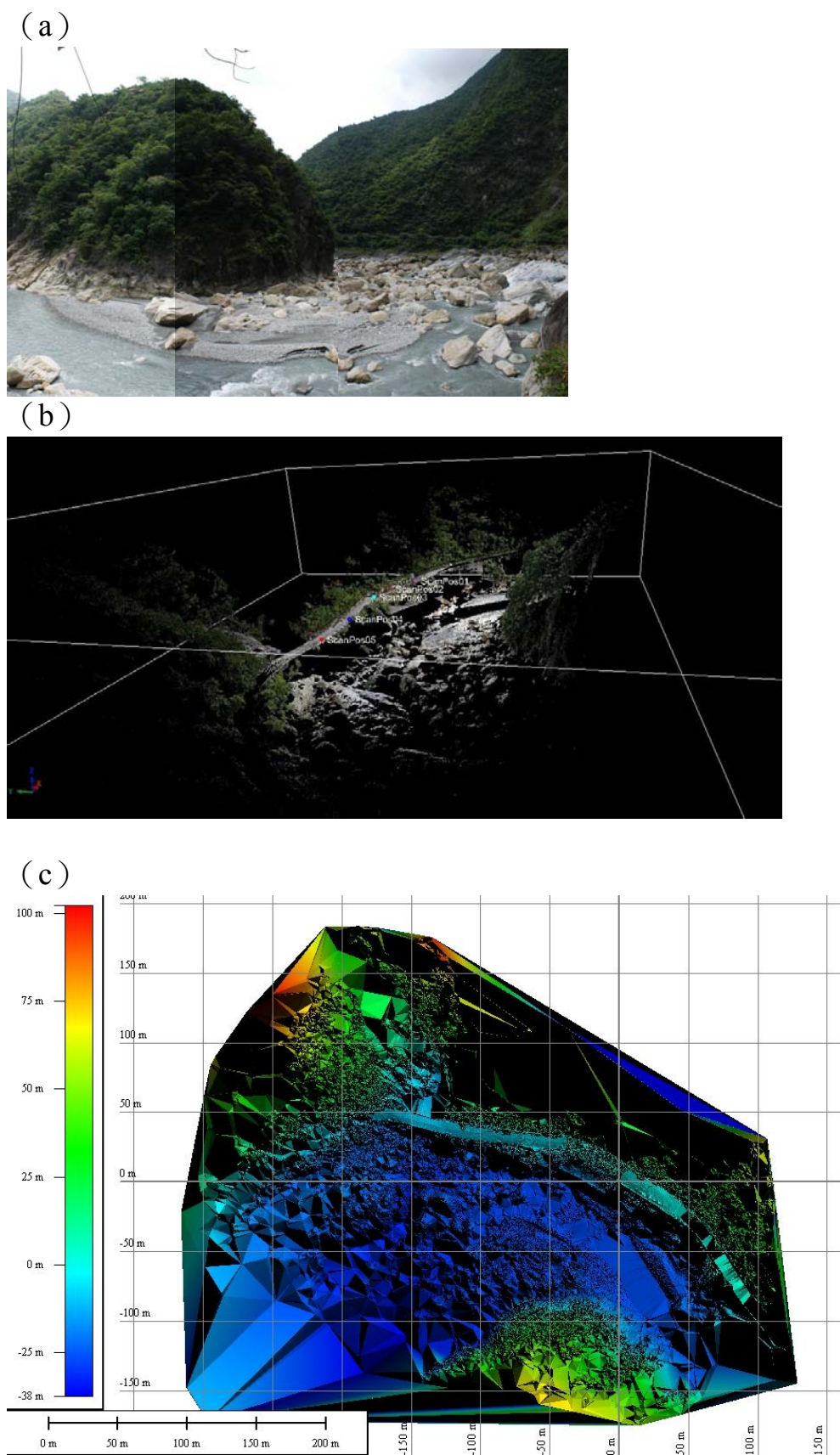
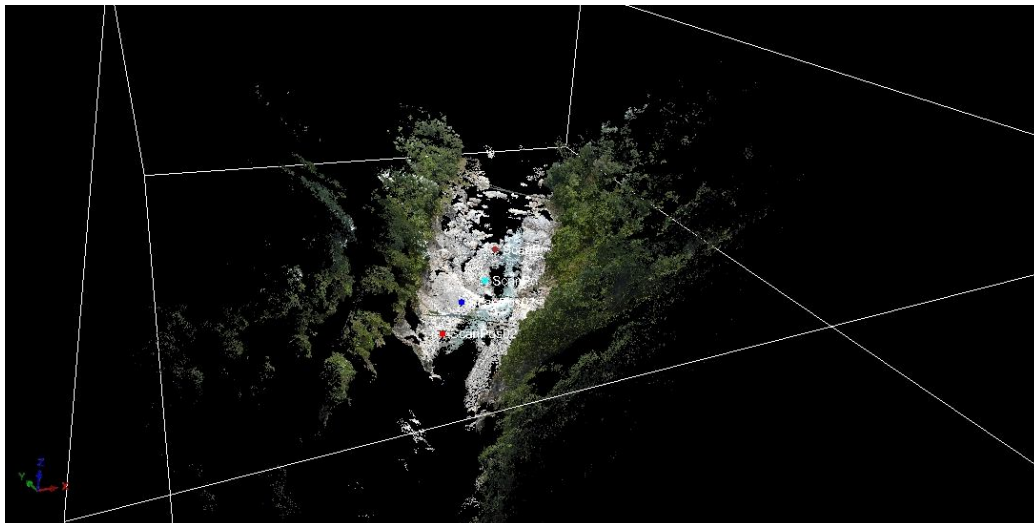


圖 4-5 白沙橋 (2010 年 5 月 4 號) 掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

(a)



(b)



(c)

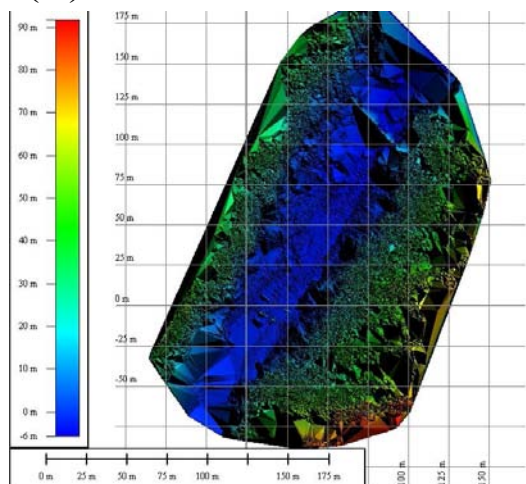
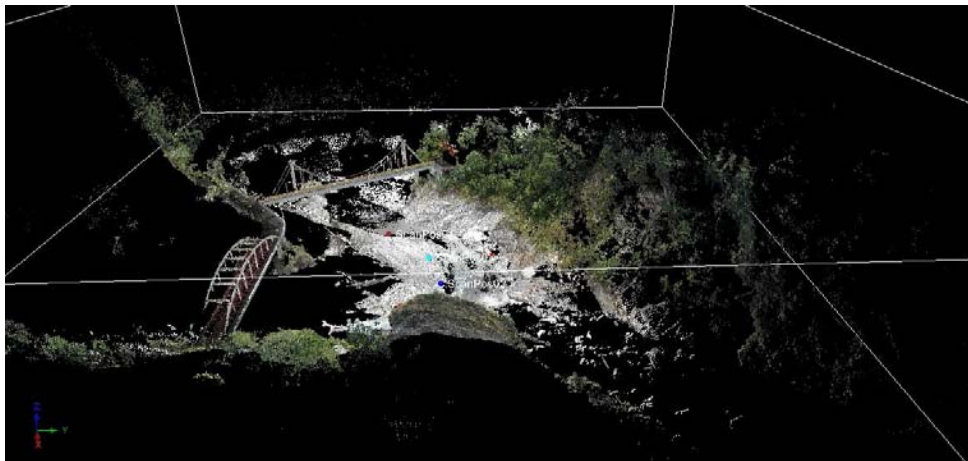


圖 4-6 綠水 (2010 年 5 月 19 號) 掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

(a)



(b)



(c)

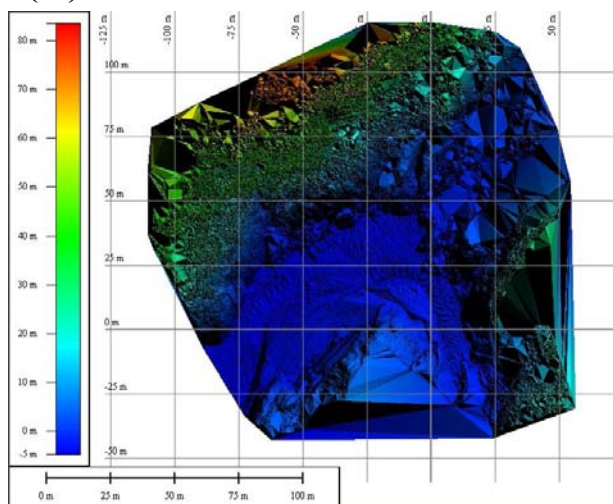
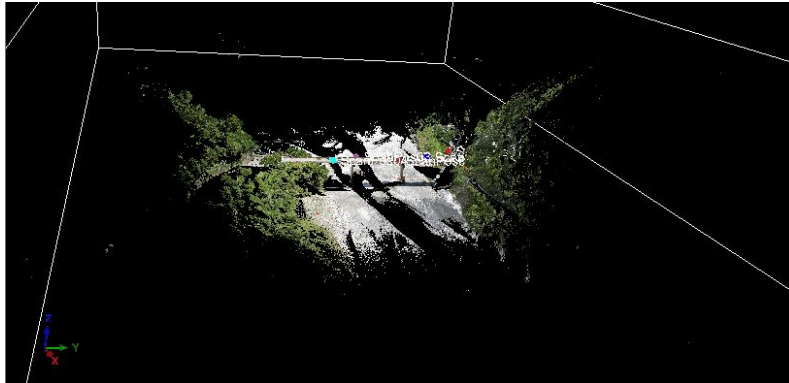


圖 4-7 天祥（2010 年 5 月 26 號）掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

(a)



(b)



(c)

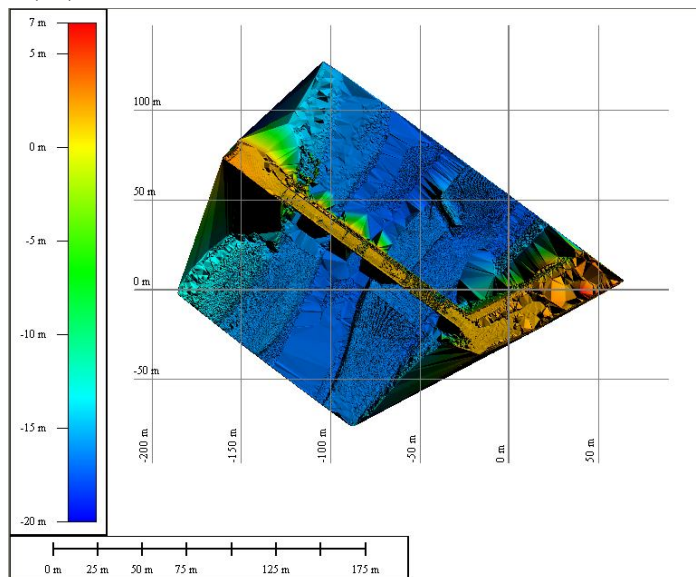
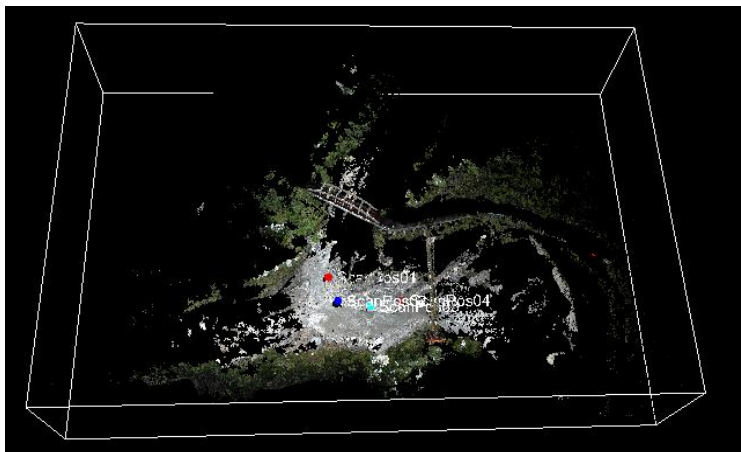


圖 4-8 錦文橋 (2010 年 7 月 21 號) 掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

(a)



(b)



(c)

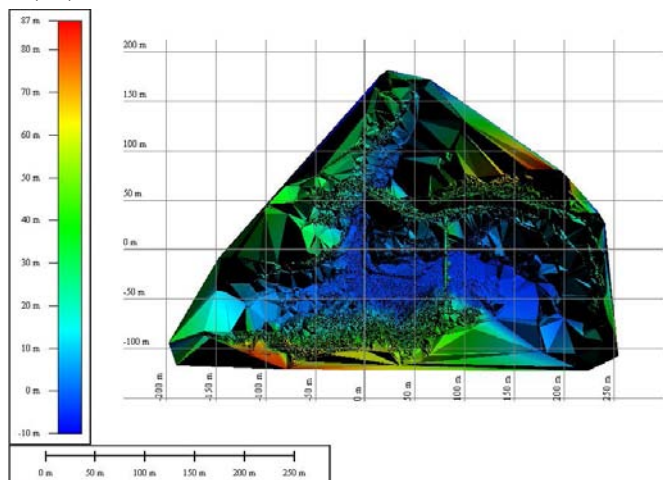
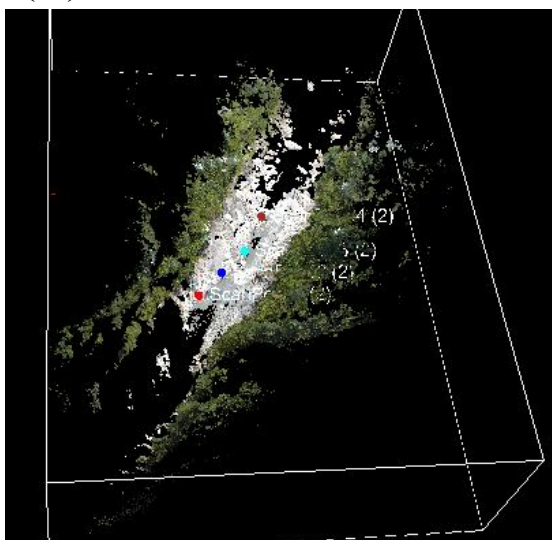


圖 4-9 天祥（2010 年 7 月 29 號）掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

(a)



(b)



(c)

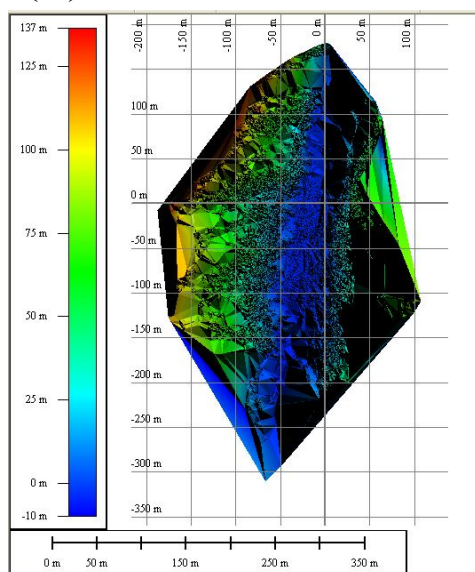


圖 4-10 綠水 (2010 年 8 月 4 號) 掃描圖：
(a) 現場照片；(b) 點雲圖；(c) DSM。

以下是針對錦文橋、白沙橋、綠水、天祥四個地點討論河道剖面變化：

圖 4-11 線段 ab 與線段 cd 為錦文橋 2009 年 6 月 30 日、2010 年 4 月 21 日與 2010 年 7 月 21 日河道剖面位置，以下以圖 4-12 說明錦文橋河道剖面變化。

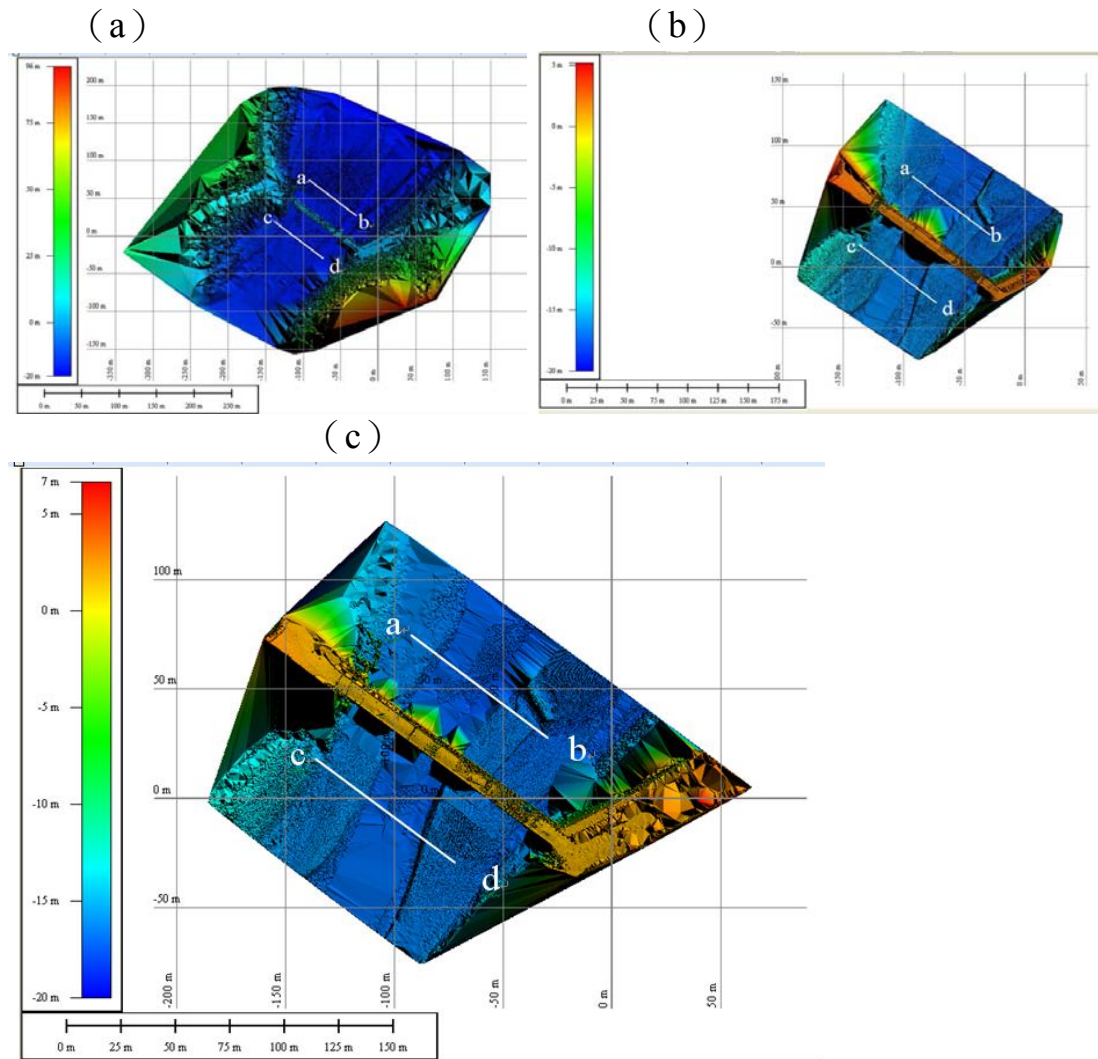
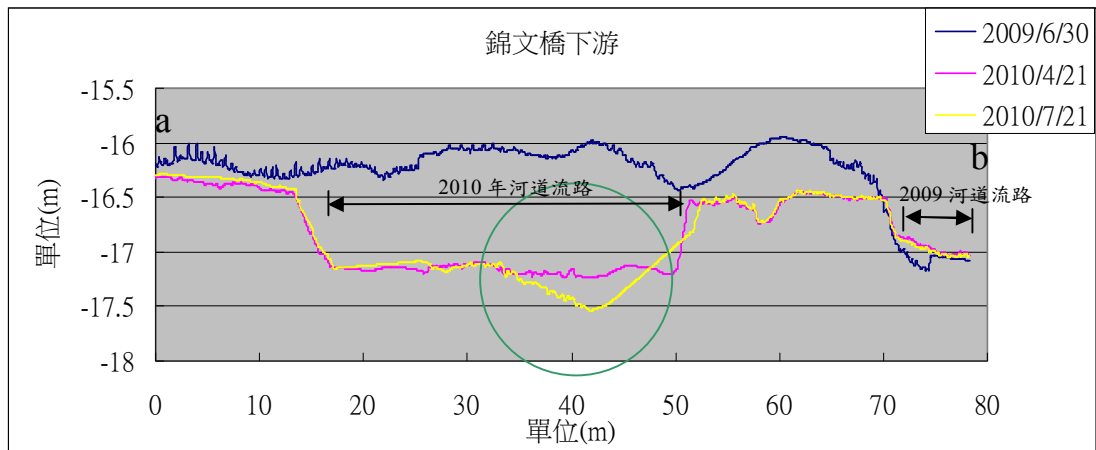


圖 4-11 錦文橋地形 DSM 與剖面位置

(a) 2009 年 6 月 30 日；(b) 2010 年 4 月 21 日；(c) 2010 年 7 月 21 日

(a)



(b)

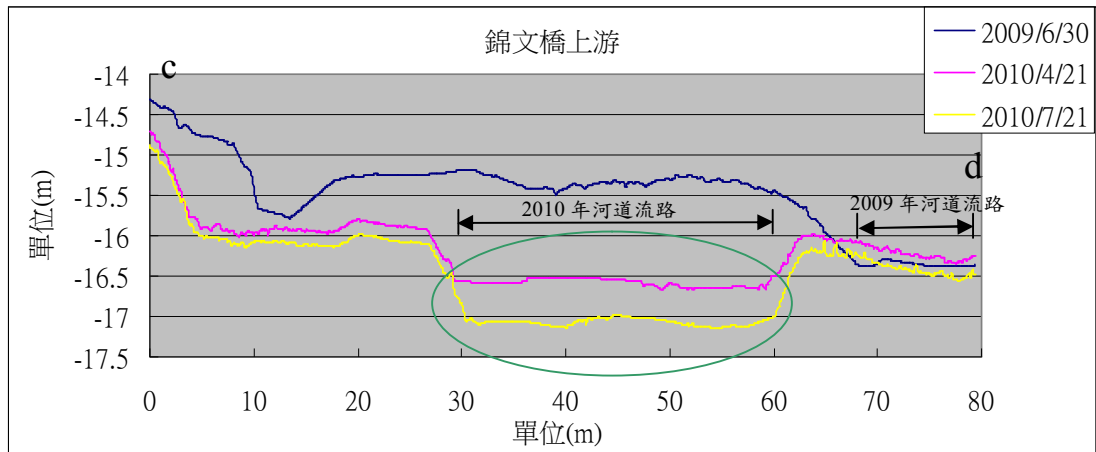
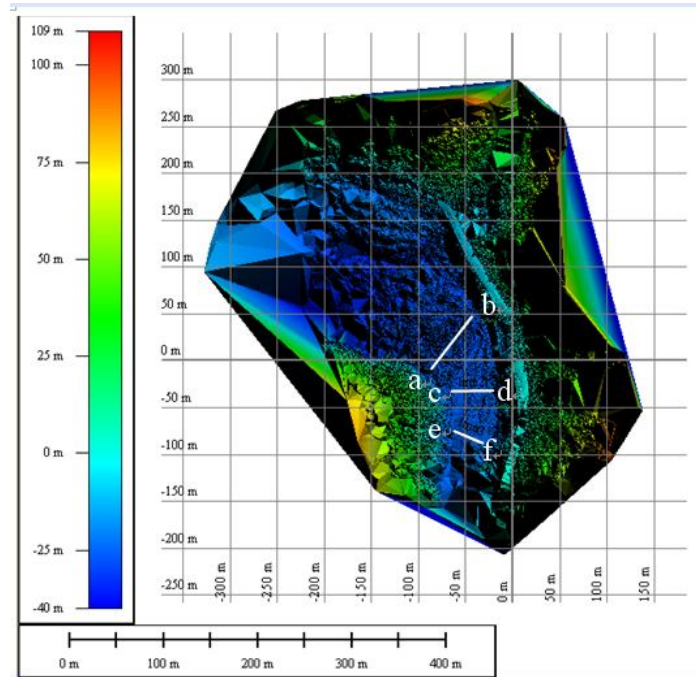


圖 4-12 錦文橋的剖面變化圖 (a) 錦文橋下游剖面變化，為圖 4-11 的剖面 ab；(b) 錦文橋上游剖面變化，為圖 4-11 的剖面 cd。

由圖 4-12 (a)、(b) 所示，a、c 點為河岸北側，b、d 點為河岸南側，2009 錦文橋河道流路原本在靠近南岸的位置，至 2010 年 4 月 21 日，河道整體向下侵蝕，河道主要流路也變更至中央偏北 (ab 剖面 10 公尺至 50 公尺處) 的位置，至 2010 年 7 月 21 日施測，河流自原本 4 月 21 日的兩剖面綠圈處再向下侵蝕，侵蝕厚度約為 0~0.5 公尺。由於錦文橋位置已接近立霧溪的出海口，河道為辮狀河的形式，河道流路如圖 4-12 剖面所示，隨時間而改變。

(a)



(b)

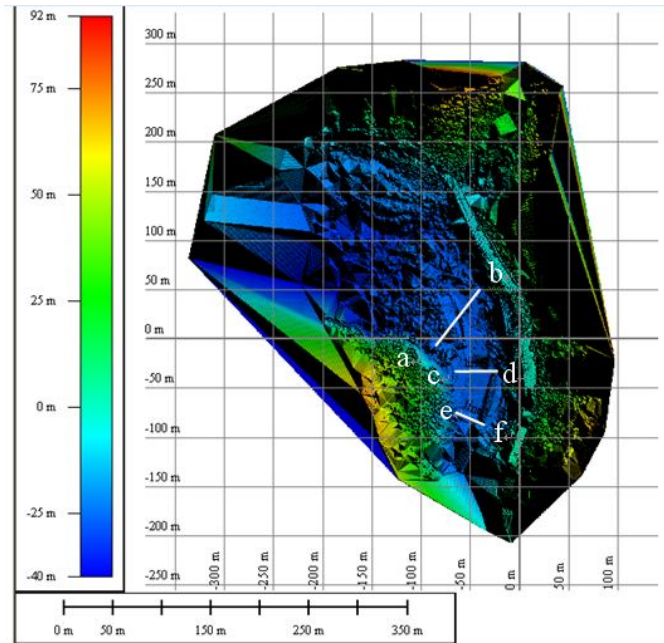
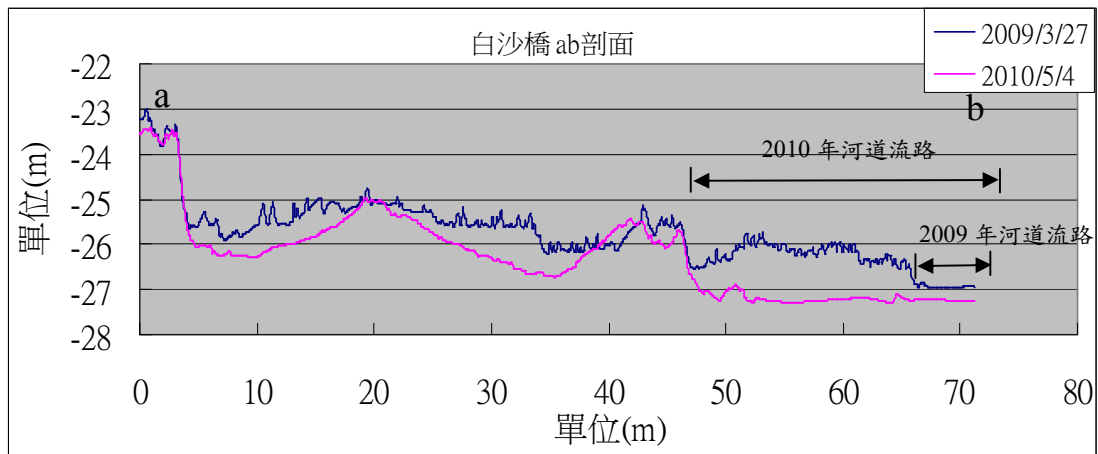


圖 4-13 白沙橋剖面位置圖 (a) 2009 年 3 月 27 日白沙橋地形 DSM；
(b) 2010 年 5 月 4 日白沙橋地形 DSM。

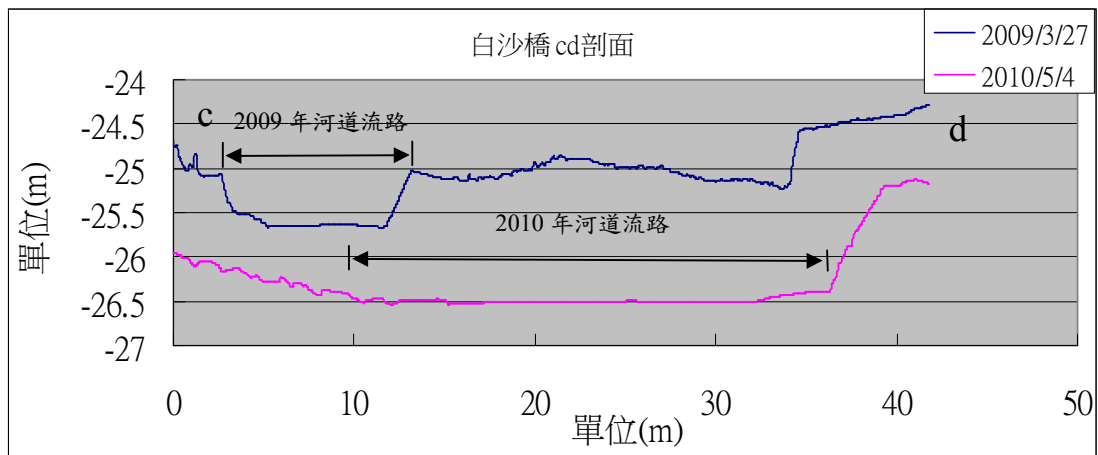
圖 4-13 (a) 為白沙橋 2009 年 3 月 27 日地形 DSM，圖 (b) 為白沙橋 2010 年 5 月 4 日地形 DSM。白色線段 ab、cd、ef 為圖 4-14 河道剖面的相對應位置。ef 線段相較於 ab 線段，位於較為上游。三條剖面的 a、c、e 三點為河岸北側，b、d、f 三點為河岸南側。

由圖 4-14 (a) ab 剖面可知，河道自 2009 年至 2010 年，河道以向下侵蝕為主，且有改道的痕跡，如 2010 年 5 到 20 公尺處，與 20 到 41 公尺處，均有向下凹陷的剖面外型。圖 4-14 (b) cd 剖面亦為下切的趨勢，剖面 12 公尺至 40 公尺處，向下侵蝕的厚度可達 1 至 1.5 公尺。圖 4-14 (c) ef 剖面，河道自北岸 0 公尺至 20 公尺處，有加深下切的趨勢，20 公尺下切最明顯之處，下切約為 1 至 2 公尺。對照圖 4-13 三條剖面的位置，三條剖面均以南岸 (b、d、f 點) 為曲流的基蝕坡，因此侵蝕作用以南岸較為明顯。

(a)



(b)



(c)

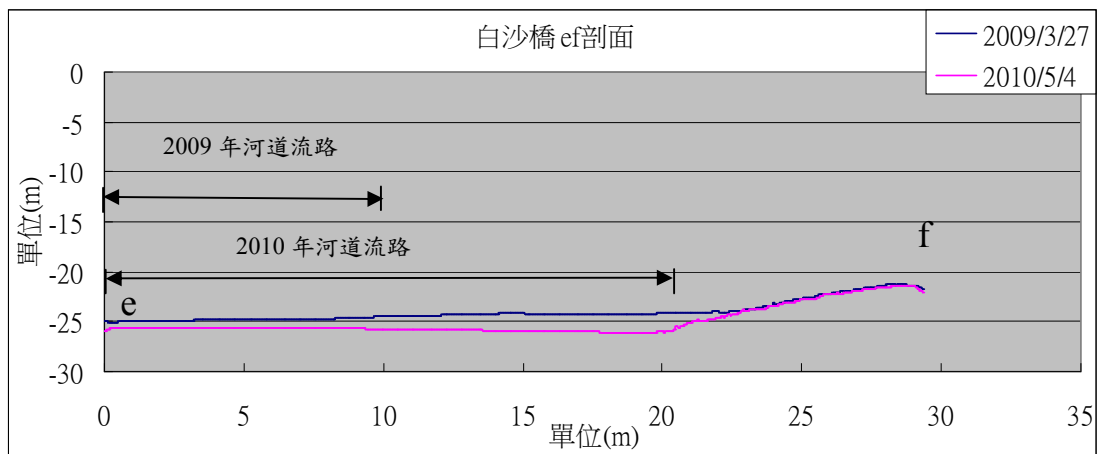
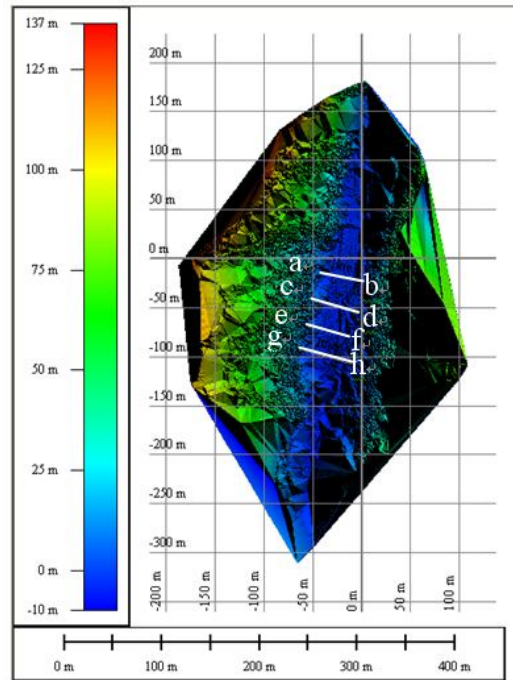
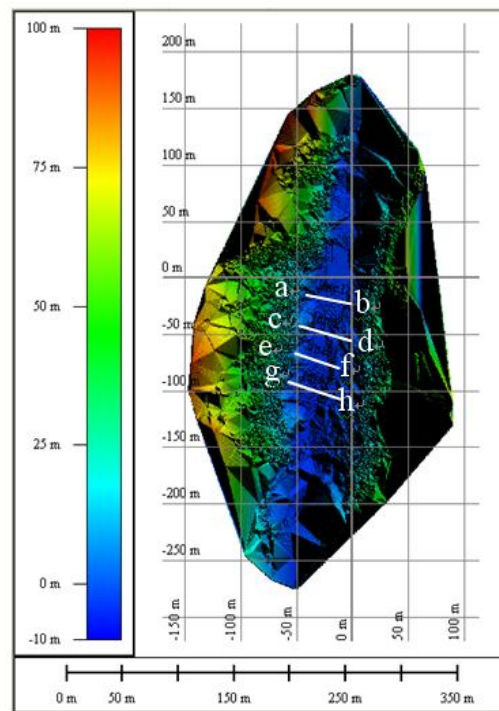


圖 4-14 白沙橋 2009 年與 2010 年河道剖面圖
(a) ab 剖面 (b) cd 剖面 (c) ef 剖面。



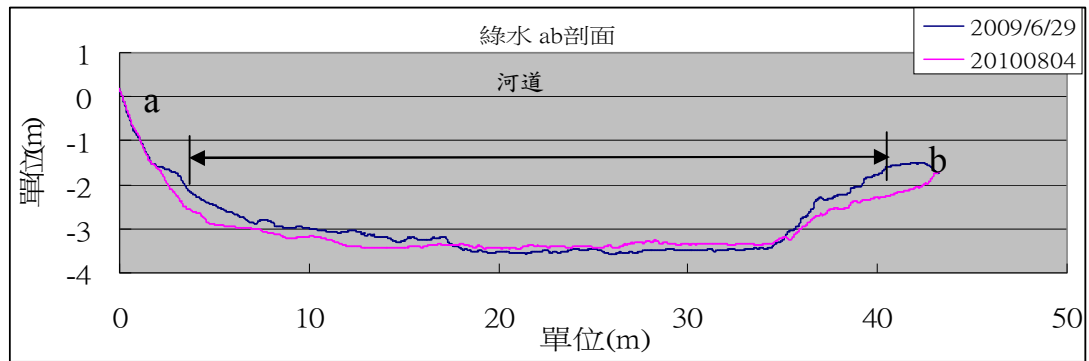
2009/06/29



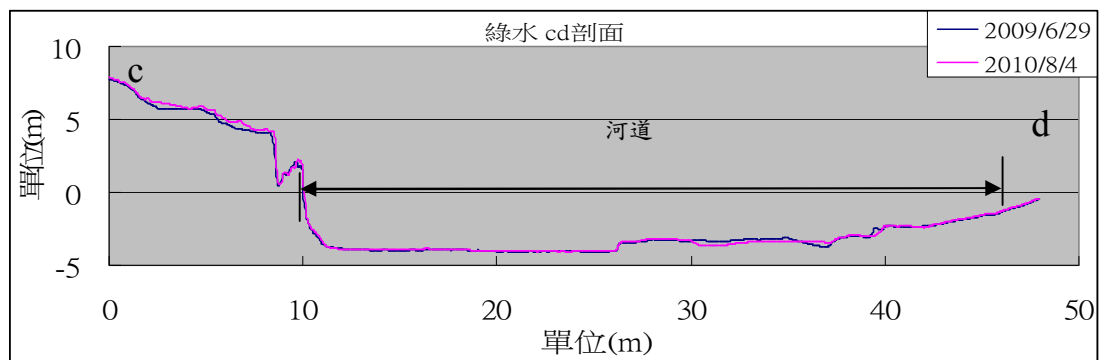
2010/08/04

圖 4-15 綠水 2009 年 6 月 29 日與 2010 年 8 月 4 日地形 DSM。

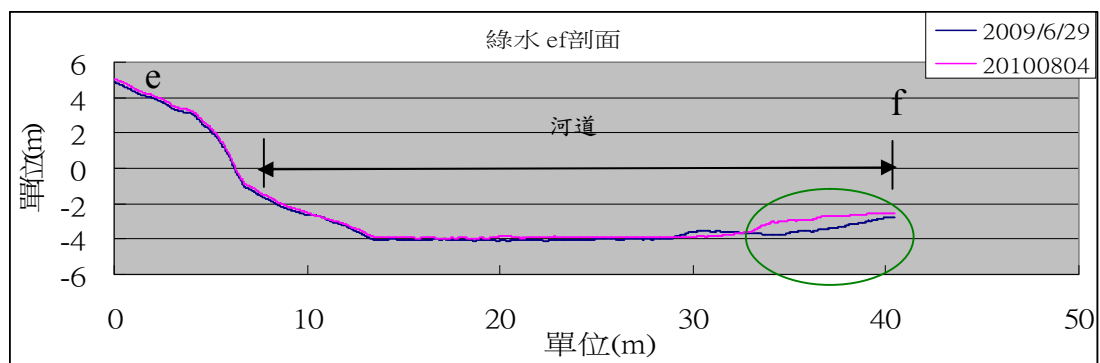
(a)



(b)



(c)



(d)

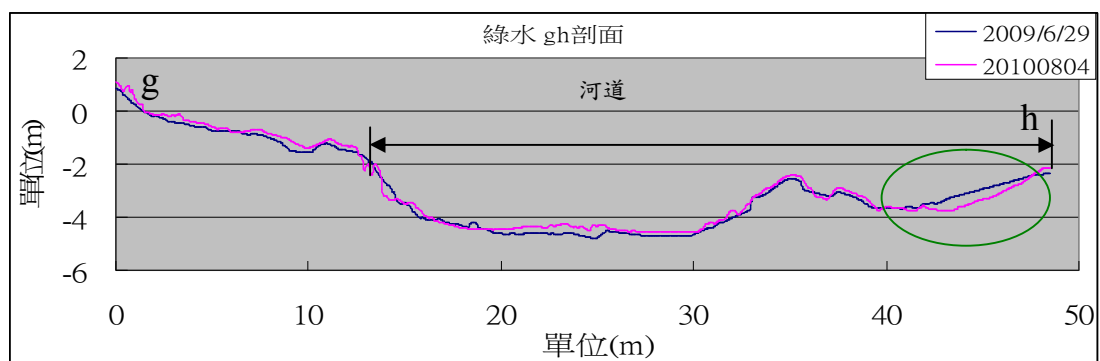


圖 4-16 綠水 2009 年與 2010 年河道剖面
(a) ab 剖面 (b) cd 剖面 (c) ef 剖面 (d) gh 剖面。

圖 4-15 為綠水 2009 年與 2010 年河道剖面位置標示圖，圖 4-16 為 2009 年與 2010 年的河道剖面變化，兩年各切四條剖面，ab 剖面的位置位於四條剖面的最上游，gh 剖面位則於最下游。四條剖面的 a、c、e、g 點為河岸南岸，b、d、f、h 四點為北岸。以 ab 剖面來說，以侵蝕作用為主，侵蝕作用造成的剖面變化小於一公尺。ef 剖面僅在北岸綠圈處有小規模的堆積，最大堆積厚度約為一公尺。gh 剖面的北岸綠圈處，則有小於一公尺的侵蝕變化。

圖 4-17 為天祥 2010 年 5 月 26 日與同年 7 月 29 日地形 DSM 剖面位置圖，圖 4-18 為相對應的地形剖面比較圖，由於兩時期僅相距兩個月，期間亦無颱風事件，因此整體來說，地形上較無明顯的變化。gh 剖面綠圈標示處有小於 1 公尺的側向侵蝕。

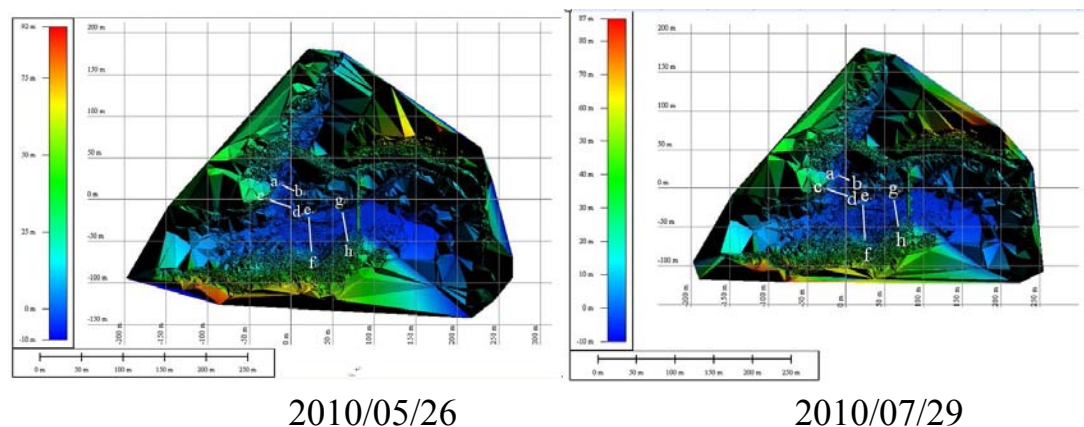
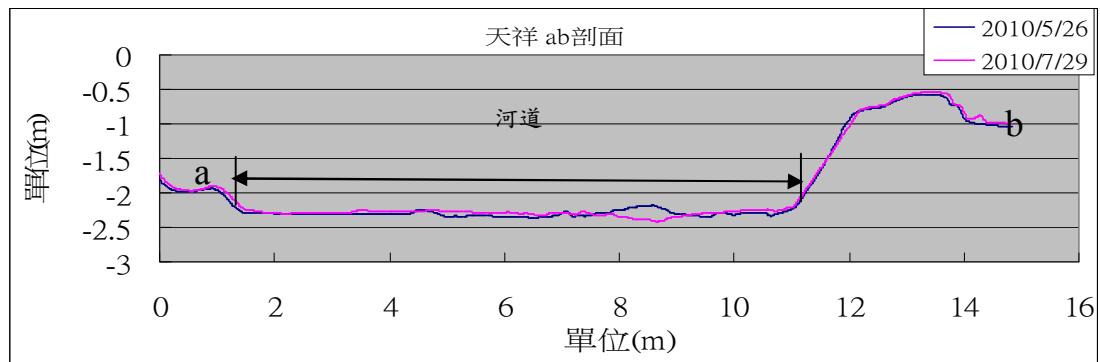
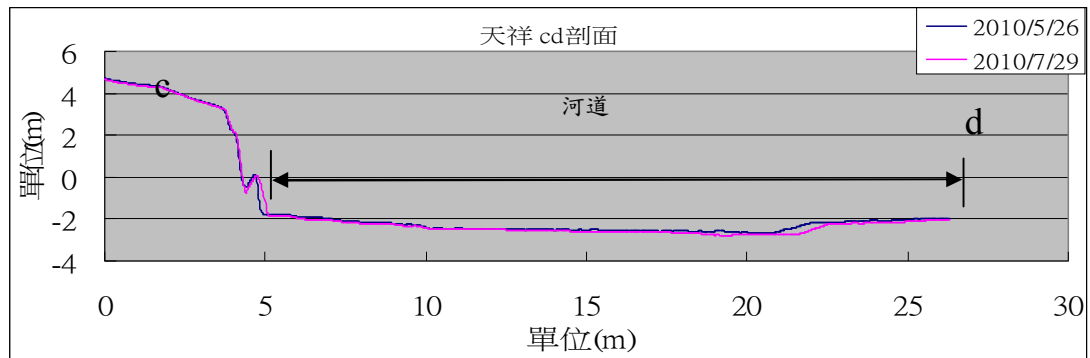


圖 4-17 天祥 2010 年 5 月 26 日與 2010 年 7 月 29 日地形 DSM。

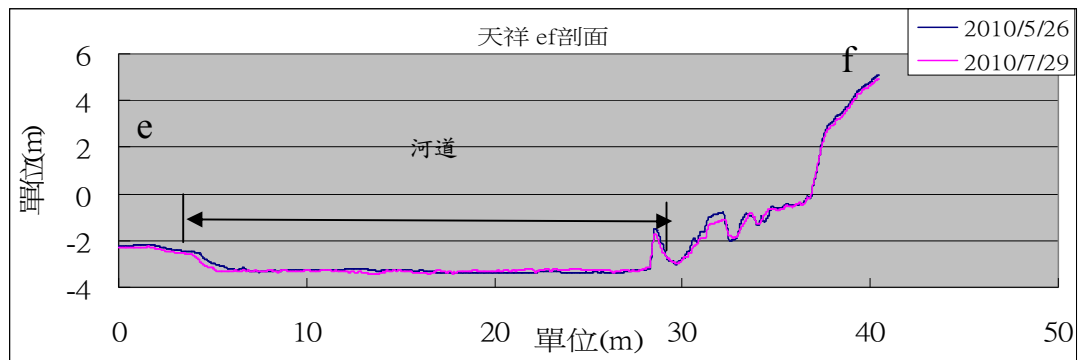
(a)



(b)



(c)



(d)

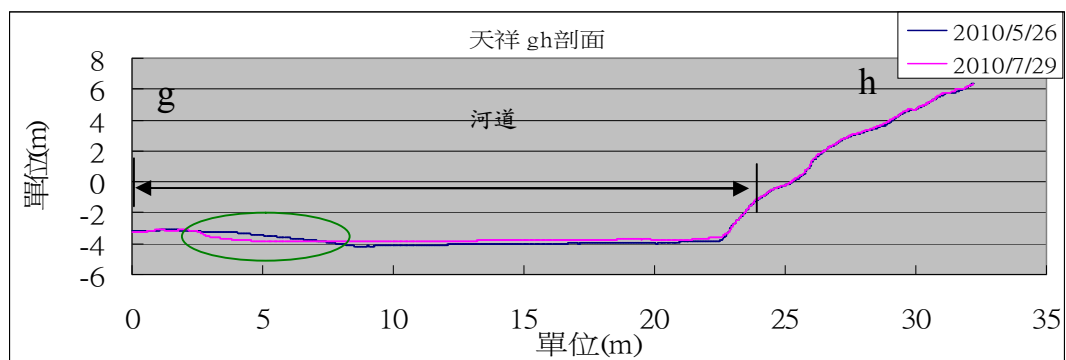


圖 4-18 天祥 2010 年 5 月 26 日與 7 月 29 日河道剖面
(a) ab 剖面 (b) cd 剖面 (c) ef 剖面 (d) gh 剖面

總結錦文橋、白沙橋、綠水、天祥四個測量站點，錦文橋 2007 年至 2008 年的剖面資料，由圖 4-1 所示，在剖面 2、3 的 20 至 40 公尺處有超過 2 公尺的下切侵蝕，剖面其他地方亦以侵蝕為主。圖 4-2 錦文橋 2008 年至 2009 年的剖面，剖面 1 中間為堆積，兩側為侵蝕，綜觀 3 條剖面，其變化量極少超過一公尺。2009 至 2010 年的剖面變化，在河道流路，也就是剖面中央之處，有超過一公尺的下切作用。但其變化量仍不及圖 4-1 中 2007 年至 2008 年的值。白沙橋僅有 2009 至 2010 年的剖面變化，其變化量超過一公尺，由於位於立霧溪的曲流地形，因此侵蝕在剖面 3 可清楚辨識出，多集中在基蝕坡。綠水站自 2007 年至 2008 年的變化，從圖 4-1 剖面 2、3 可得知，以堆積作用為主。而 2008 至 2009 的剖面變化顯示，其侵蝕量超過兩公尺。2009 至 2010 年則未見超過一公尺的變化量。天祥站僅有 2010 年相隔兩個月的剖面資料，剖面變化亦不超過一公尺。

本研究自花蓮氣象站與綠水水文站取得雨量與流量資料，以氣象資料比對剖面結果（圖 4-19）。由於本研究引用的剖面資料最起始的時間為 2007 年 4 月，因此氣象與水文資料僅截取 2007 年一月至 2010 年八月，圖 4-19(a)的水位資料僅能從 2007 年取至 2009 年 12 月 31 日，缺少 2010 年的資料。圖 4-19 (a) 已標示 2007 至 2008 年、2008 至 2009 年與 2009 至 2010 年三個測量時間的相隔間距。四個資料的數值突增的時間亦相符。慈恩、洛韶氣象站皆位於天祥以西。綠水水位資料有部分區間缺少資料。由氣象與水文資料可知，2007 年至 2008 年的綠水站水位最高可達到 8 公尺，天祥站的單日降雨量最高亦可超過 800 公厘，因此，對侵蝕與堆積的變化量，可能造成較大的影響，尤其是綠水、天祥的片岩區與錦文橋所取剖面的全新世沖積層，岩性較為脆弱，若遇豪雨，影響較大，因此 2007 年至 2008 年的剖面資料，可見超過 2 公尺的侵蝕或堆積現象。2008 年至 2009 年，綠水水位資料最高可超過 5 公尺，天祥降雨量超過 300 公厘，此次降雨對綠水造成明顯的侵蝕作用。2009 年至 2010 年降雨量與水位增加較不如前兩區間突增的變化量，因此，

變化量較小。綜合氣象與水文資料，其趨勢符合河道剖面的變化。

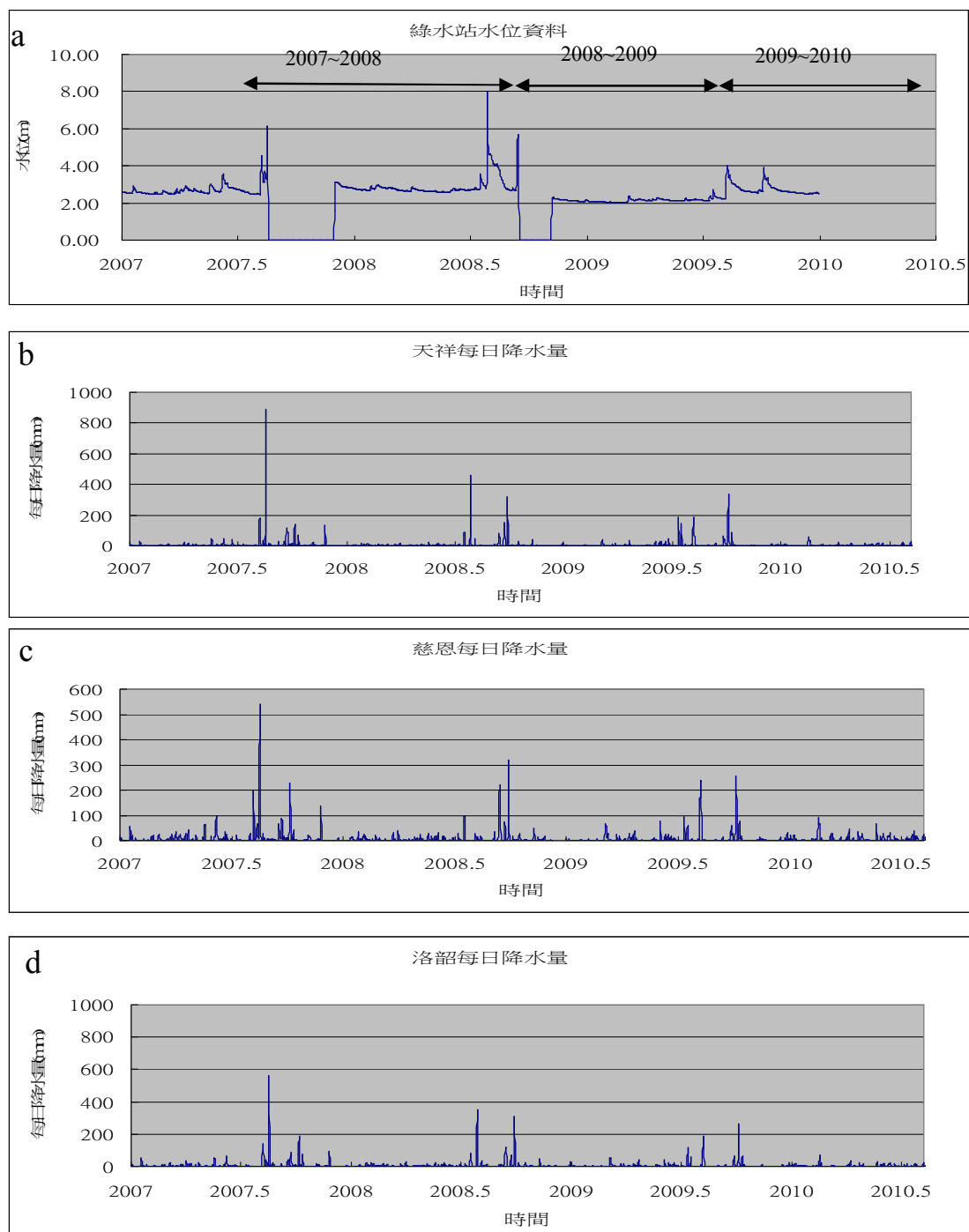


圖 4-19 太魯閣地區氣象與水文資料 (a) 綠水站水位資料；(b) 天祥站每日降水量；(c) 慈恩站每日降水量；(d) 洛韶站每日降水量。

4.2 時頻資料分析

流量、含砂量與降雨量的關係密不可分，在 3.3 節確認流量的準確度後，進行綠水站之流量與花蓮、天祥之降雨量之整合性比較（圖 4-20），流量的突增時間與降雨量較高的時間大致相同，但兩者增加程度並不一定成比例，以天祥日雨量與綠水自動流量站之數據增加時間較為吻合。另外，含砂量突增的時間點，大部份和流量、日雨量的增加時間相符，但含砂量亦有部份時段突增，卻未有較大流量或雨量之產生。若以流量、雨量比較結果可初步判定人工記錄之含砂量資料有其可信度，且含砂量在流量或雨量並未明顯增加時有異常突增現象，因此初步推測太魯閣地區除流量、雨量增加外，可能有其他因素造成立霧溪懸浮濃度增高的現象。

一般時序資料能看出實際變化情形，但若需要更瞭解時間-頻率域上的可能產生的能量變化現象，則需要使用時頻分析來加以討論。時頻分析的方法有很多種，快速傅立葉轉換(FFT, Fast Fourier Transform)為時頻分析方法中，最常被使用且最為快速的方法，能在短時間內分析完成，且瞭解資料中之能量變化的頻率或週期。

本研究首先以所取得的較長期且完整之時序資料：花蓮日雨量(1911-2008)及綠水自動流量站流量(本研究使用 1960-2008)進行 FFT 分析，結果如圖 4-21 及圖 4-22 所示，快速傅立葉轉換可輕易分析出資料變化較大之週期，顯示雨量及流量皆以年週期變化為主，也可看出有部份半年週期的變化趨勢，而雨量分析結果(圖 4-21)亦有明顯 1/3 年週期的現象，這可能是季週期的變化，或季週期與半年週期的混合結果，符合天氣的變化形態。

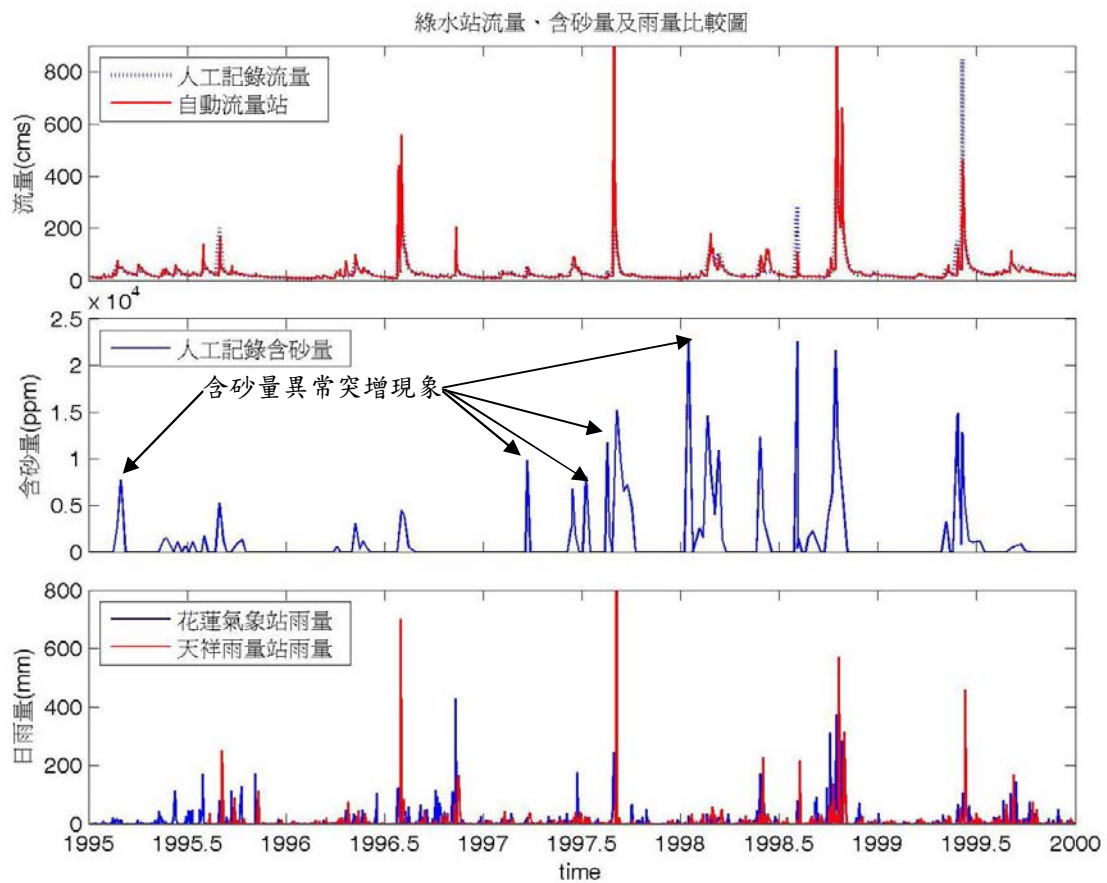


圖 4-20 綠水站流量、含砂量與降雨量比較圖。

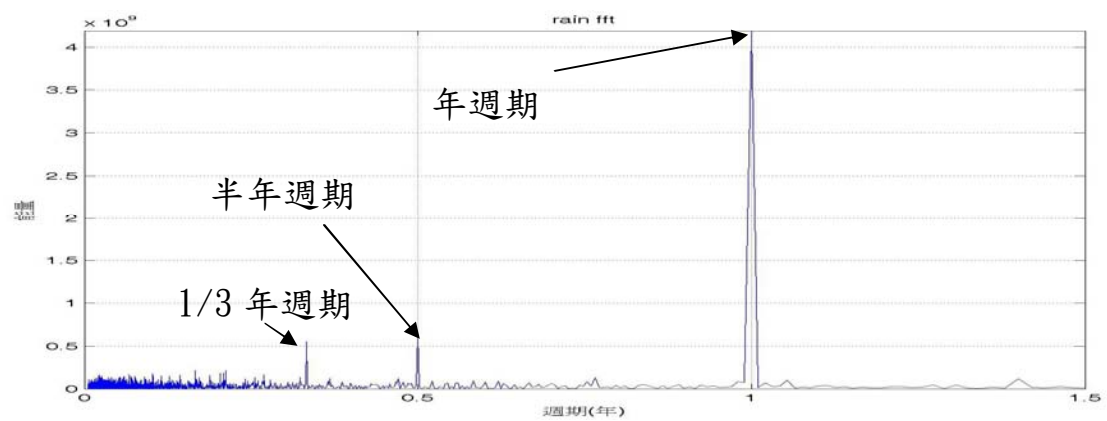


圖 4-21 花蓮日雨量 FFT 頻譜圖。

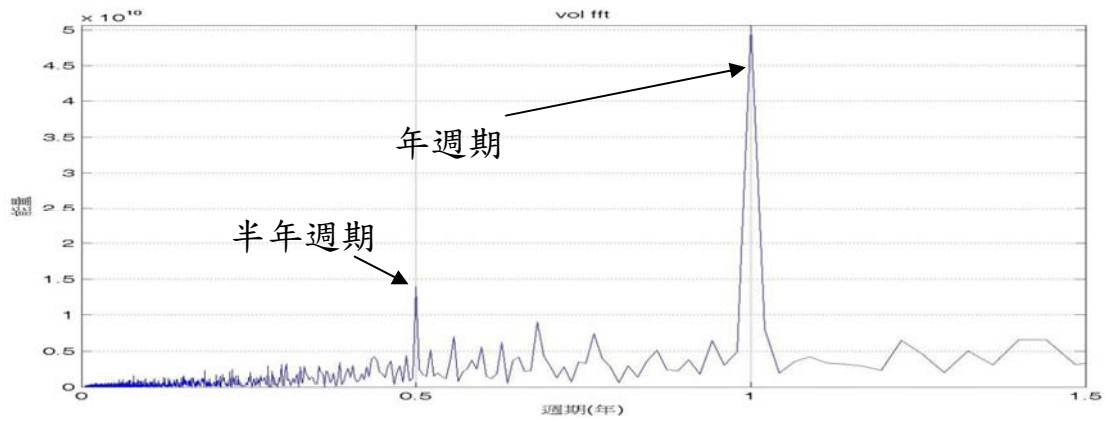


圖 4-22 綠水站流量 FFT 頻譜圖。

再將較短期的天祥日雨量進行 FFT 分析，結果如圖 4-23 所示，仍可看出有年週期及半年週期的變化趨勢，但其他週期亦有許多能量突增情形，以此能量-週期變化情形可初步瞭解，造成天祥日雨量增加的變化因子比起花蓮日雨量要來的複雜許多，使得能量增加週期較多。

另外，天祥日雨量的分析結果，在年週期及半年週期皆有些許偏移，這可能是資料蒐集的時間不夠長所造成的計算誤差，也因此可初步瞭解，長期且完整的時序資料(如花蓮日雨量、綠水站流量)在使用 FFT 進行時頻分析時較有優勢，結果亦較準確（圖 4-21、圖 4-22 所示結果）。

此外，綠水站人工記錄資料雖非定時記錄，但亦有多項珍貴數據可供比較及參考，然而在 2000 年以後資料誤差大，因此本研究選取 1986-2000 年的資料，先以線性內插求得每日一筆之時序資料，再進行 FFT 分析，結果如圖 4-24 所示，(a)、(b)、(c)、(d)分別為流量、流速、含砂量及溫度分析結果，可看出前三者之能量變化趨勢大略相同，可初步認定流速、流量及含砂量的變化有其一致性，而含砂量在短週期內的變化幅度明顯，可能有月、季及其他週期性變化，這是較為特殊的現象。水溫在 FFT 的分析結果則是以年變化為主，符合自然天候變化趨勢。

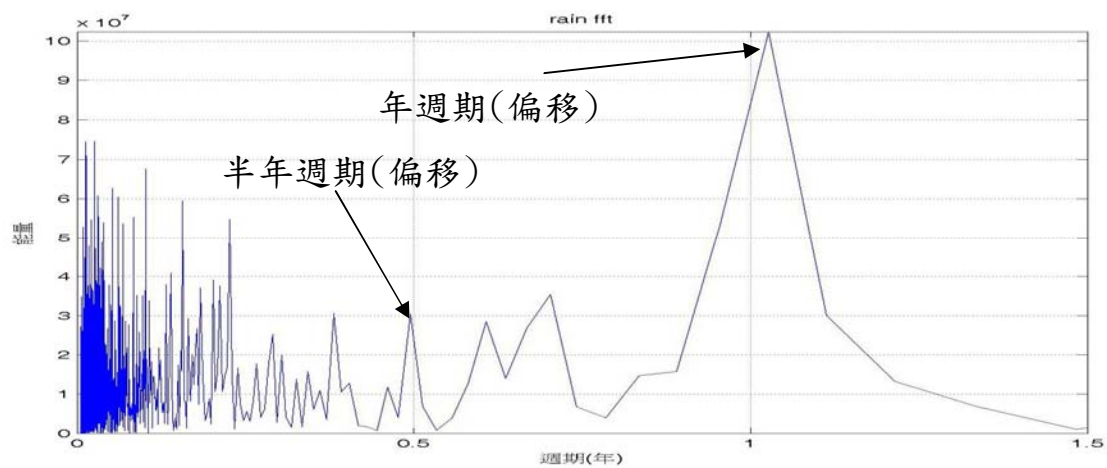


圖 4-23 天祥日雨量 FFT 頻譜圖。

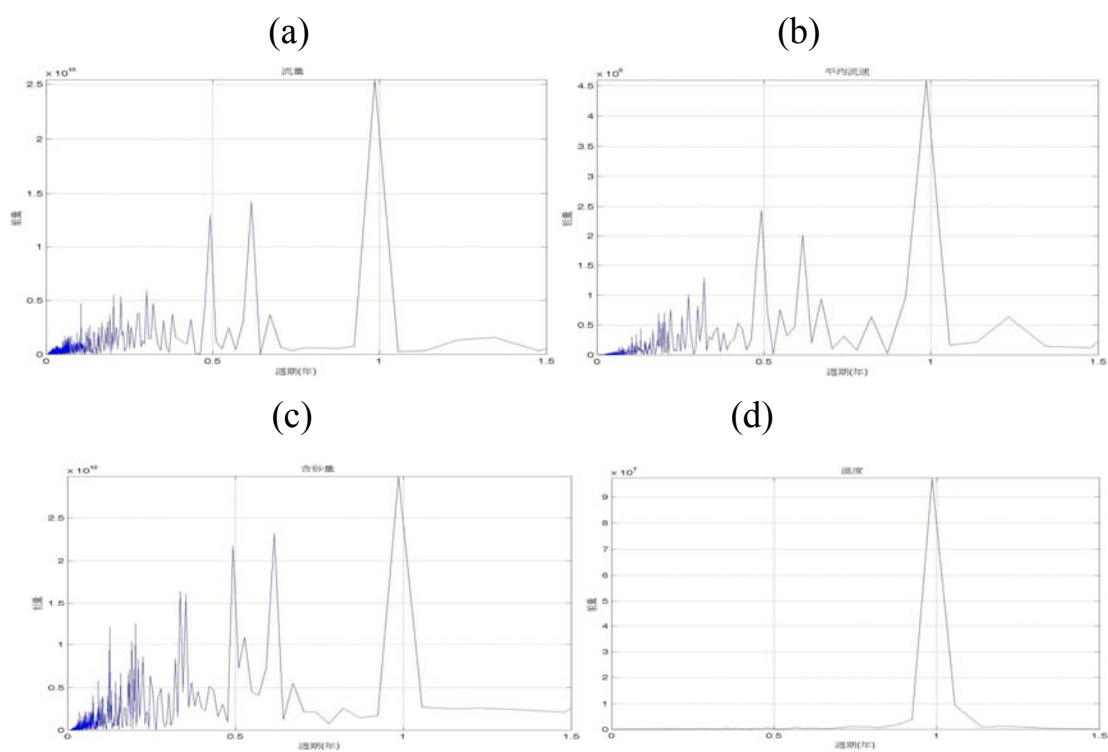


圖 4-24 綠水站流量、花蓮日雨量比較圖。

雖然此分析結果因資料的完整性不足，並無法對單一分析結果進行詳細探討，但仍可就流速、流量及含砂量的相同週期變化情形，解釋以流量，或降雨量造成流量變化的資料，是能有較說明長週期的含砂量的改變情形。另外，此分析結果亦有與天祥日雨量相同的週期偏差情形，可能確認資料完整性對於時頻分析結果是有很大的影響力。

雖然使用快速傅立葉轉換法來分析時序資料極為便利，然而亦有較明顯缺點，除了只能分析線性及穩態變化資料、易有倍頻或混合能量週期結果產生(如圖 4-21 中 1/3 年週期可能為倍頻或混合結果)，且需有較穩定記錄資料減少計算誤差，其最大的缺點在於無法清楚解析出各分項影響結果，及其能量的時序變化。而本研究所蒐集之資料，以長期時序結果顯示，只有水溫較能符合線性及穩態的基本條件，包括日雨量、含砂量、流量、流速等皆為非線性、非穩態變化現象，所以 FFT 分析僅能看出部份能量-週期變化趨勢。

因此本研究使用另一時頻分析方法：希爾伯特-黃轉換(HHT, Hilbert Huang Transform)進行資料分析研究。HHT 是中研院黃鶚院士以 Hilbert 轉換法為基礎改良而成，因 Hilbert 轉換法限制過多，在經由黃鶚院士所創之經驗模態分析(EMD, Empirical Mode Decomposition)後，方能將資料使用 Hilbert 轉換法分析，而在內模態方程式(IMF, Intrinsic Mode Function)為各項 EMD 的結果，能展現各種不同影響因子之時序變化。近期 EMD 又經由黃鶚院士研究團隊改良為 EEMD(Ensemble Empirical Mode Decomposition)，更有效提昇在 IMF 所呈現的精確度。

首先將本研究蒐集到最長期的時序資料-花蓮日雨量進行 EEMD 分析(圖 4-25)，raw 為原始時序資料，c1~c15(channel，即各 IMF 排序)為 EEMD 所分析出的各組由高頻(變化幅度大)至低頻(變化幅度小)IMF，也可以視為各種影響因子或分量的時序變化情形，但各項變化因子需經由許多相關資料交叉比對，或經物理現象所呈現時序變化方式辨別後才能有效確認。

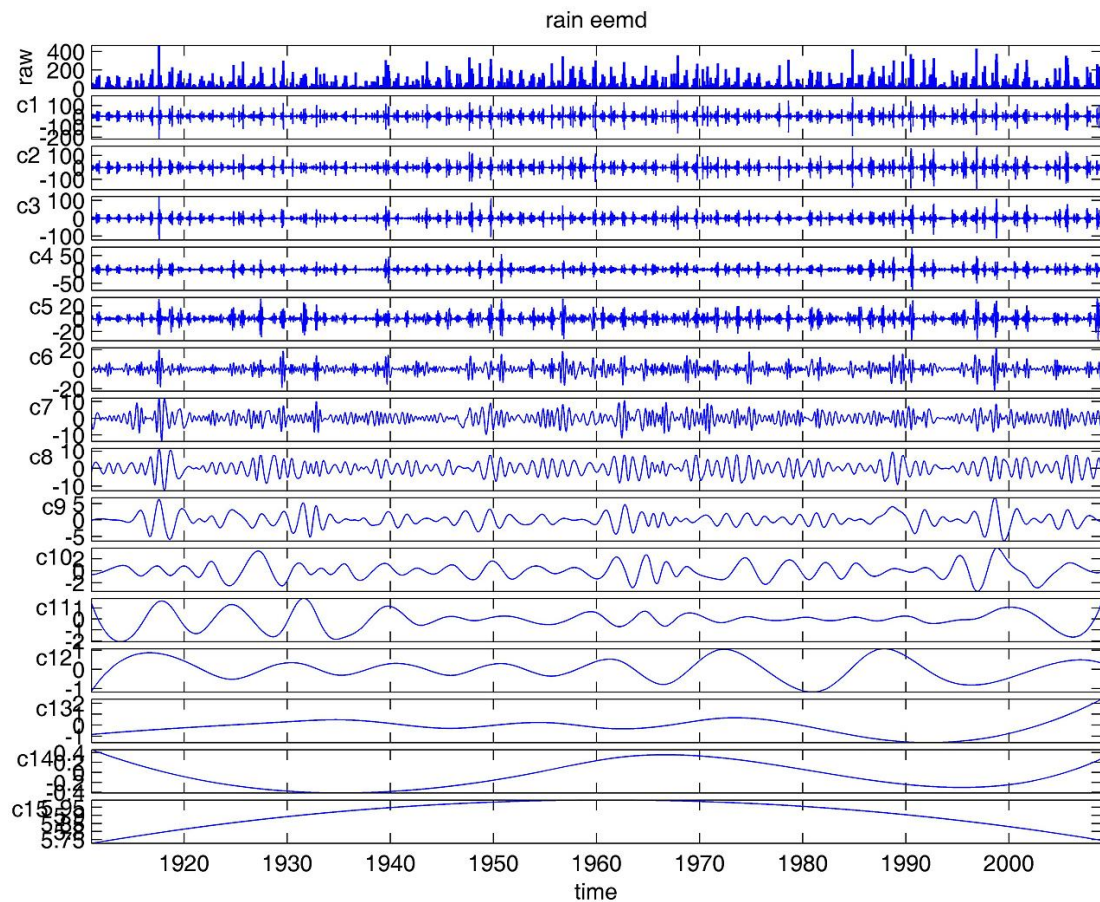
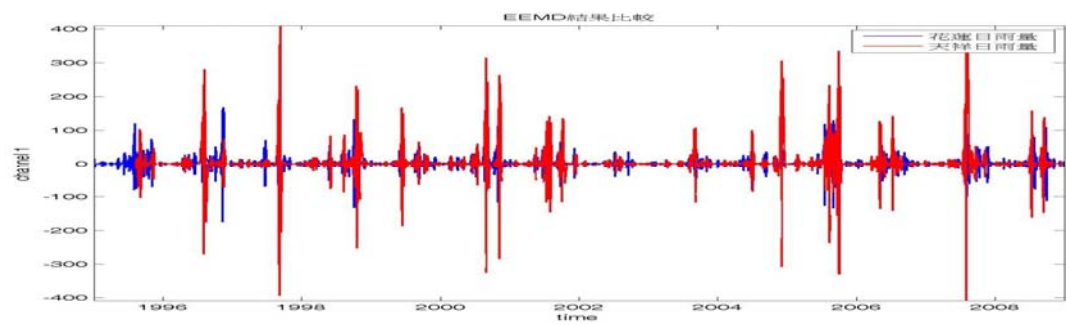


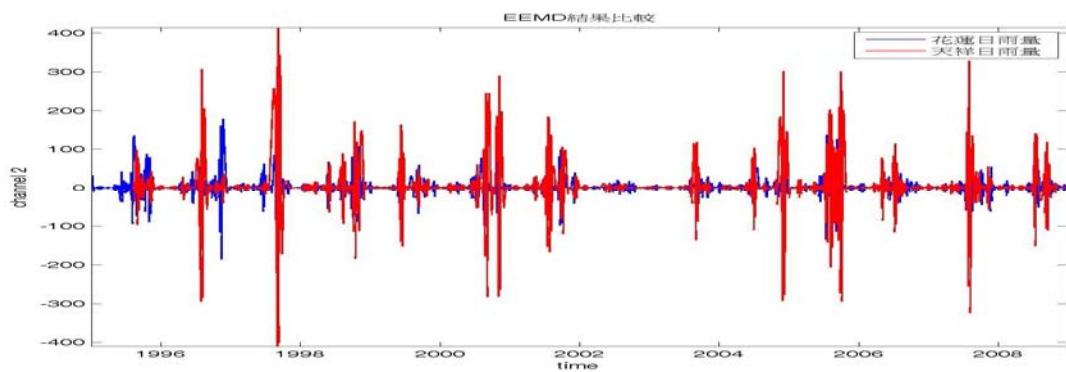
圖 4-25 花蓮日雨量 EEMD 結果圖(1911~2008 年)。

然而目前幾乎沒有如此長期天氣資料可供比對，因此要能瞭解各影響因子並不容易，所以本研究以較短期的天祥日雨量，經由 EEMD 分析結果擷取出相同時段 IMF 進行比較，嘗試找尋相同的影響因子，若能確認有長期資料的花蓮日雨量，與立霧溪綠水站流量有相關能量變化情形，將來或許可使用日雨量即可分析出立霧溪，甚至可以更有根據性地描述太魯閣峽谷受雨量、流量的侵蝕過程。

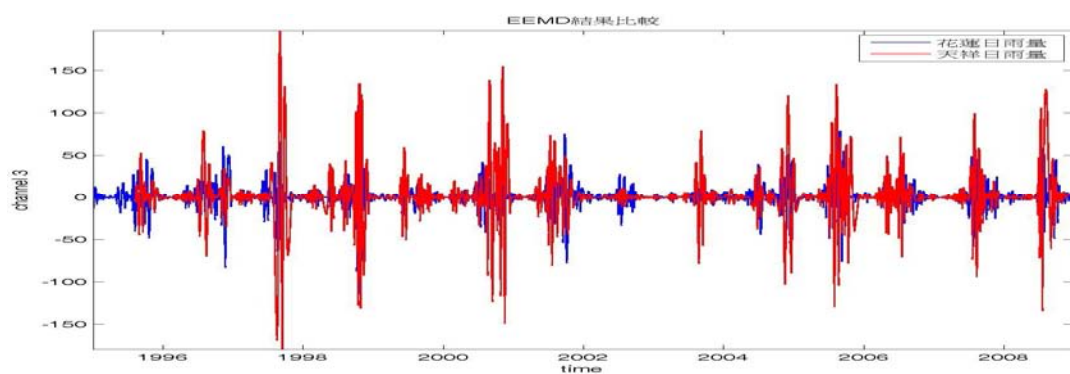
(a)



(b)



(c)



(d)

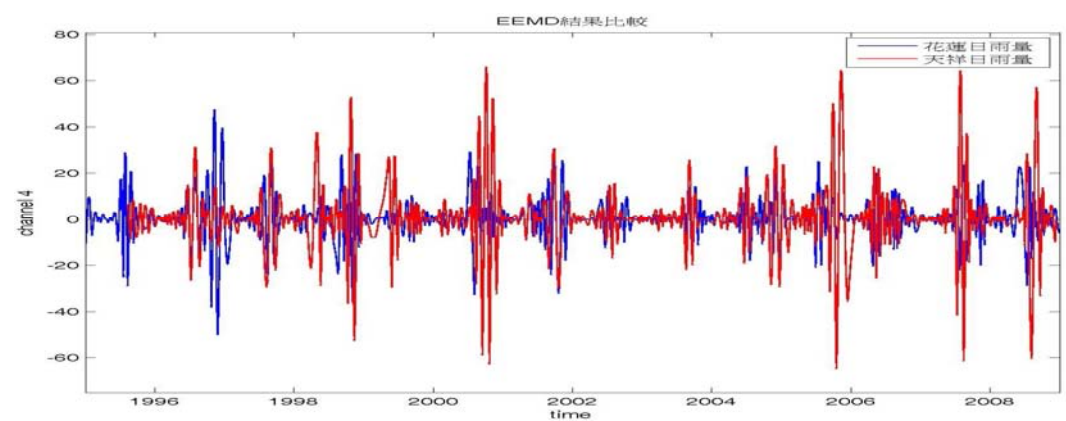
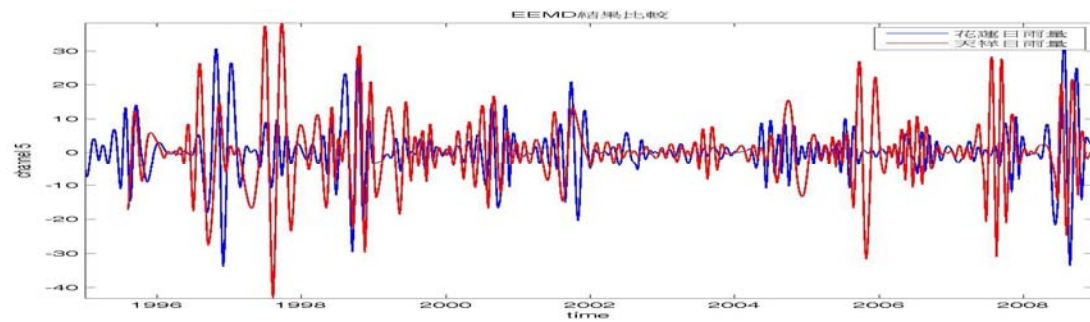
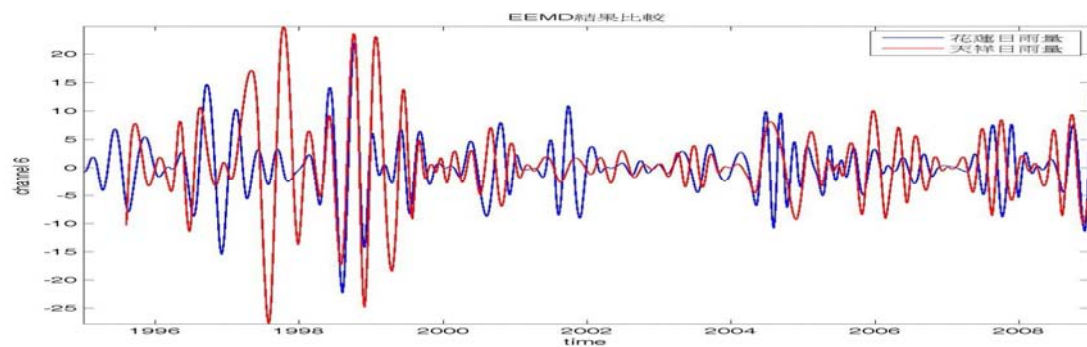


圖 4-26 花蓮、天祥日雨量各 IMF 比較圖(1995~2008 年)；藍線為花蓮日雨量，紅線為天祥日雨量。

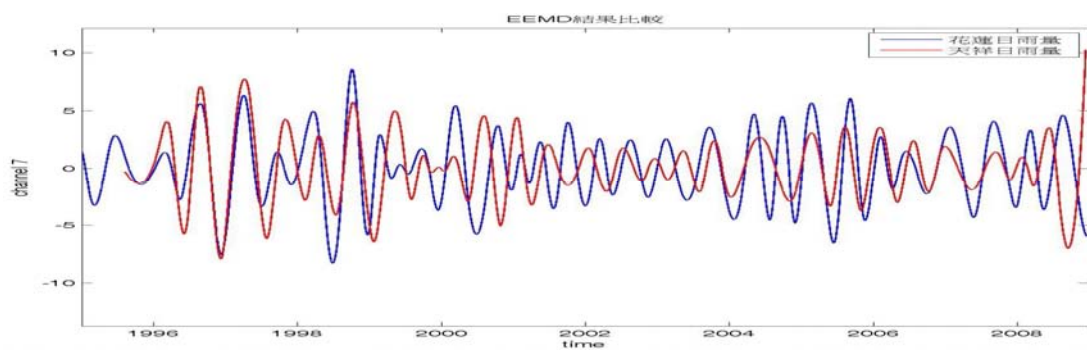
(e)



(f)



(g)



(h)

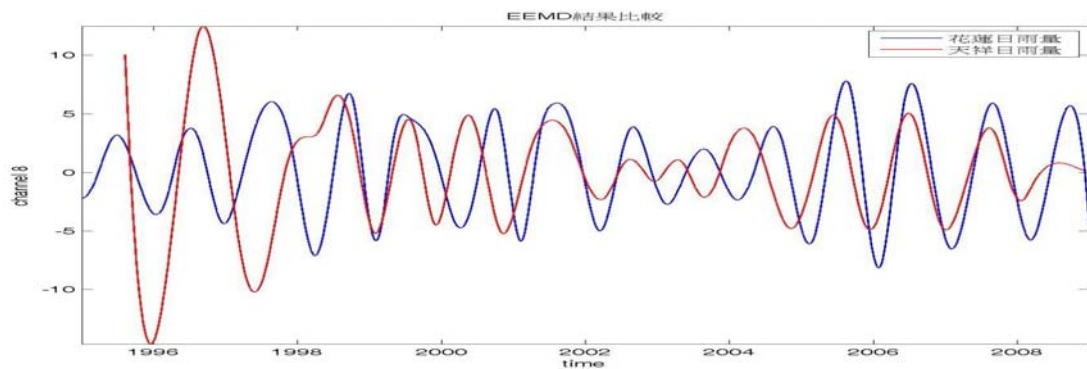


圖 4-26 (續)

由於花蓮日雨量與天祥日雨量皆為相同單位的雨量資料，所以先行假設各 IMF 在排序上皆相同，再選取 channel1~channel8 的比較結果進行討論（圖 4-26），前八組 IMF 的時序變化情形大致相符，多數能量增、減的時間點皆相同，可確認花蓮、天祥日雨量所受的影響因子大致相同。

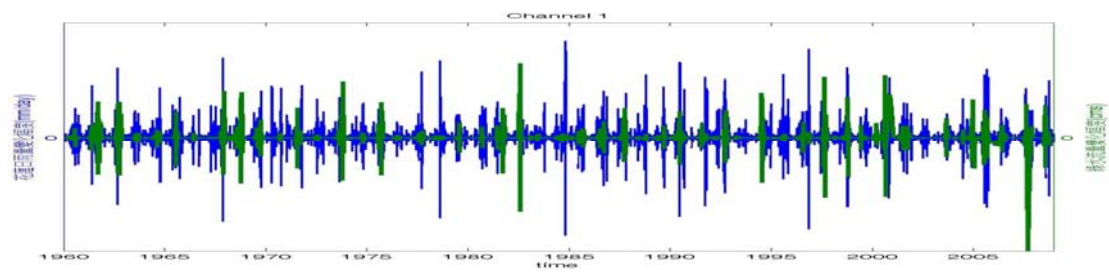
在高頻（能量變化範圍較大部份）的 channel1~channel4（圖 4-26(a)~(d)）中，天祥日雨量變化幅度遠超過花蓮日雨量，增減範圍可超過數百 mm/day，而在 channel5~channel6 的變化趨勢相符，而天祥日雨量的變化幅度高於花蓮日雨量，channel7~channel8 的變化情形與幅度則大致相同，在 channel8 中可看出花蓮日雨量開始超過天祥日雨量的變化範圍。

以此分析結果可初步說明太魯閣環境與花蓮的雨量，多數受到相同天候因素而造成降雨，但降雨量明顯大上許多，對於太魯閣地區受雨量所造成的侵蝕有著決定性的關鍵，而太魯閣地區受降雨所造成的侵蝕時間點及較大雨勢次數，或許亦可用花蓮雨量資料進行評估。

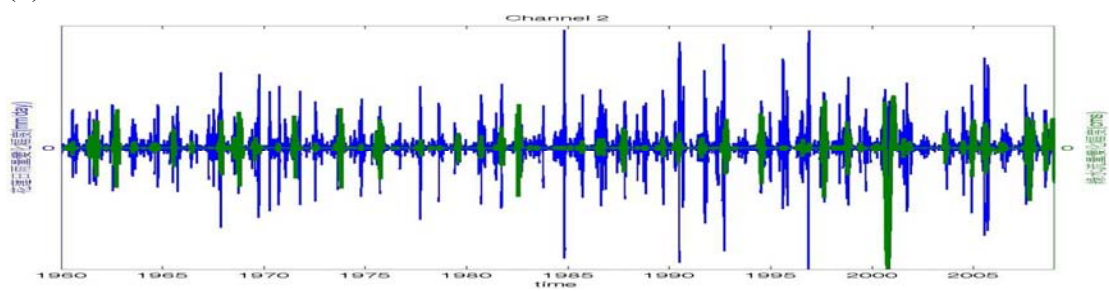
再將花蓮日雨量與綠水站流量的 EEMD 結果相比，由於雨量及流量皆為容積單位，因此本研究亦假設二資料的 IMF 排序分析結果大致相同。分析結果如圖 4-27 所示，在高頻部份(channel1~channel5)的變化時間點大致相同，但變化幅度並未成比例，有時雨量變化幅度大但流量變化幅度卻小，推論造成這樣的結果，是由於花蓮雨量與太魯閣地區雨量所造成的立霧溪的流量，並不一定成比例增加。

在低頻部份(channel6~channel8)的變化情形則較沒有一致性，顯示綠水流量有部份受其他因素影響而產生變化，另外一特別的現象則是在 1998 年後，低頻的流量部份變化幅度甚大，這表示可能有很大的影響因子造成如此巨大變化，但目前仍需進一步蒐集氣象或其他相關資料，經由 EEMD 分析後才有可能找出原因。

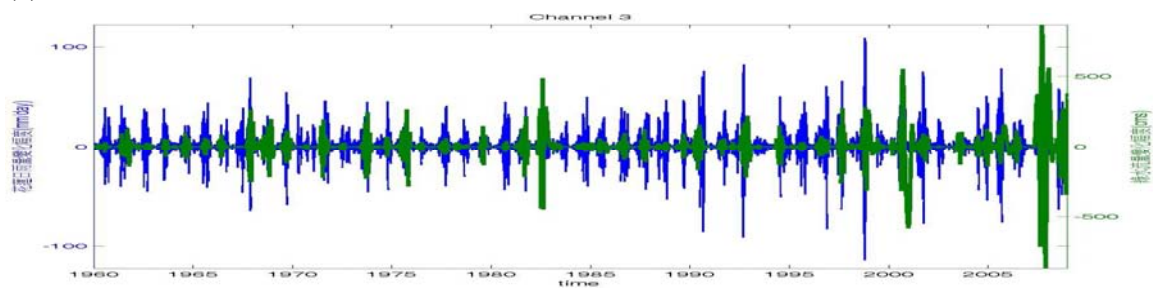
(a)



(b)



(c)



(d)

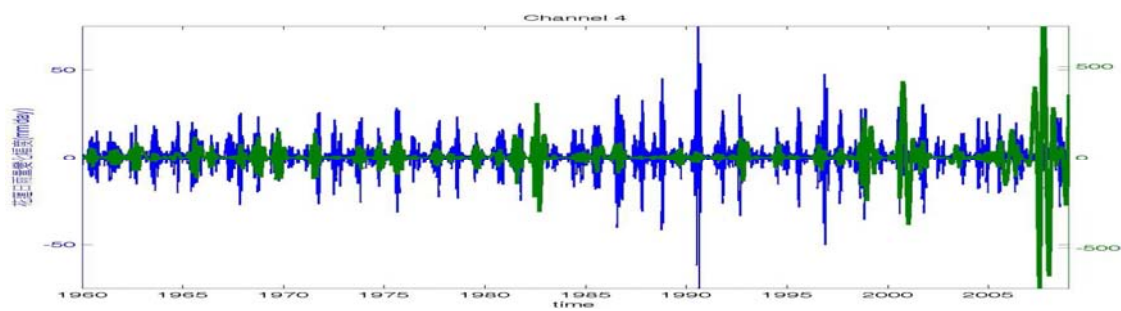
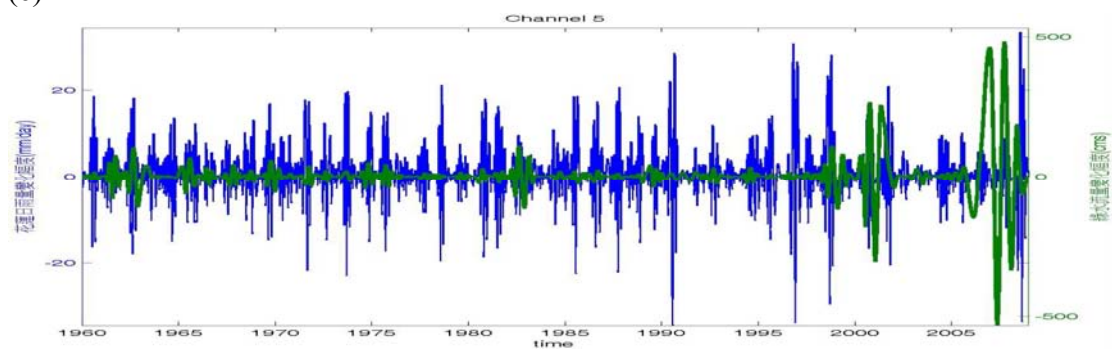
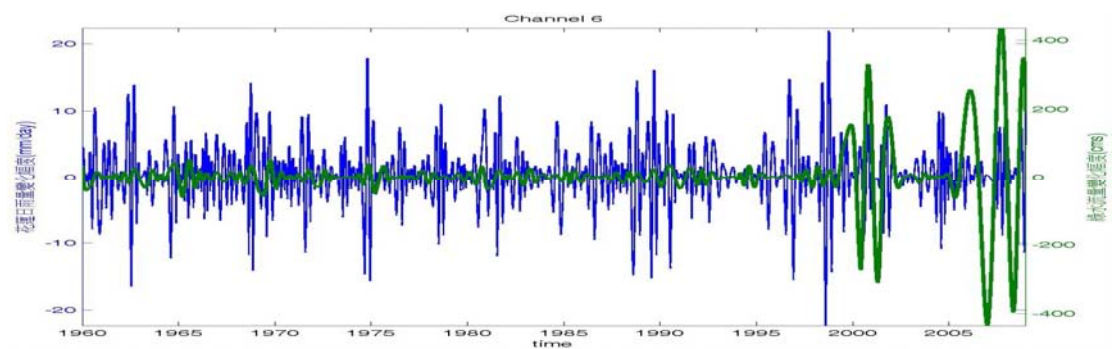


圖 4-27 花蓮日雨量、綠水站流量各 IMF 比較圖(1960~2008 年)；藍線為
花蓮日雨量，綠線為天祥日雨量。

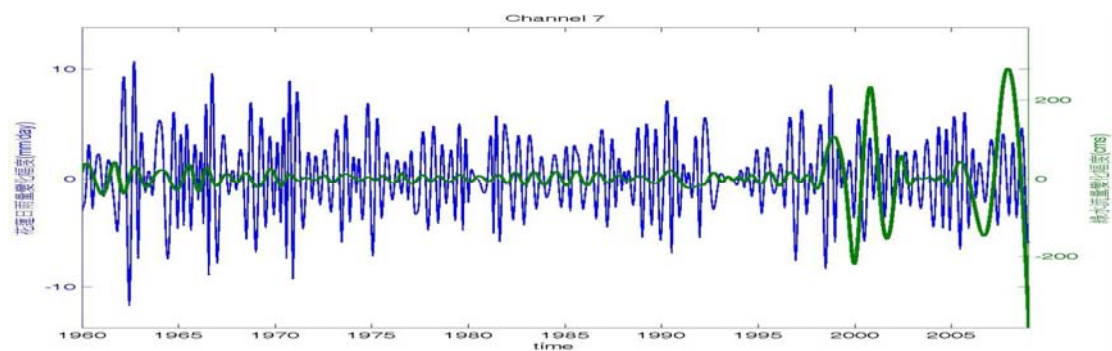
(e)



(f)



(g)



(h)

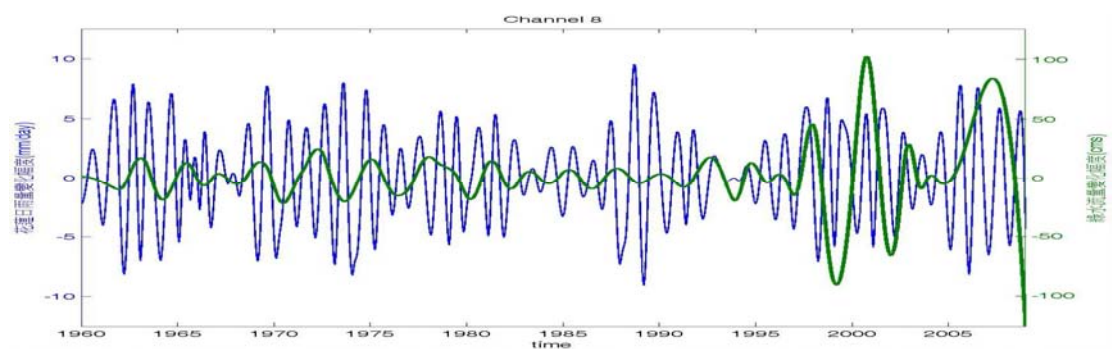


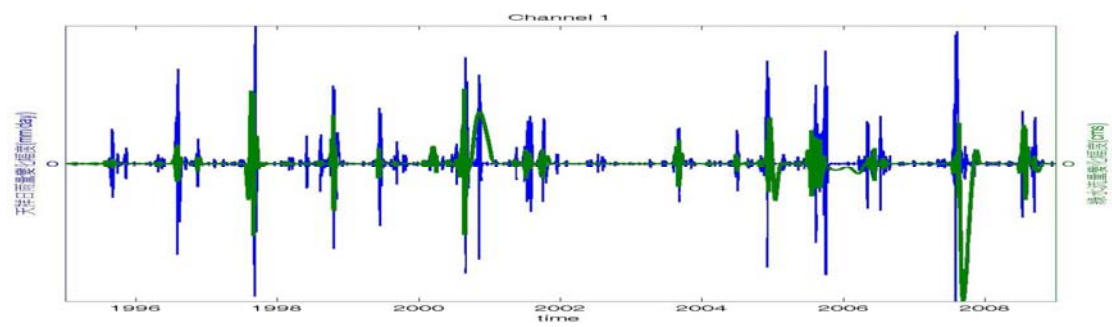
圖 4-27 (續)

最後比較天祥日雨量與綠水站流量的 EEMD 分析結果（圖 4-28），在高頻部份(channel1~channel3)的時序變化情形大致相同，變化幅度也大致成比例，顯示二者在高頻時的關係較為接近，可說明天祥日雨量對於綠水流量的影響，比花蓮日雨量更直接。而在低頻部份的比較結果則是沒有太大的關連性，推論造成綠水流量的變化因子太多，可能有集水區的匯流、地下水湧出、長期降雨、乾旱...等因素。

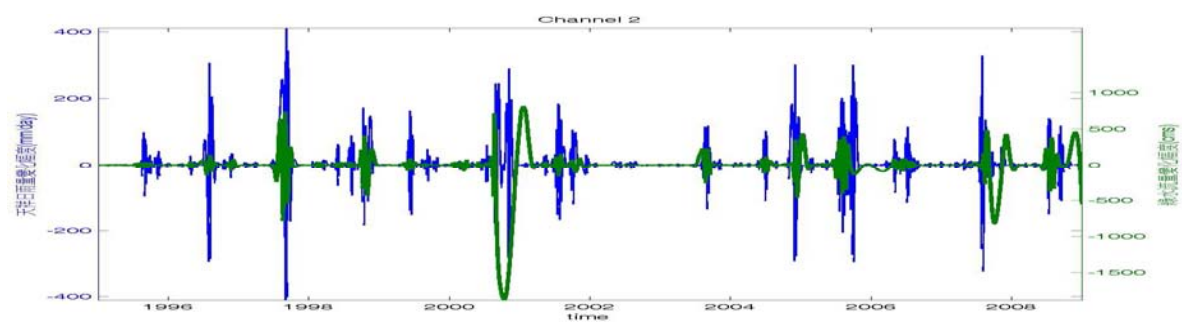
將所有 IMF 分析結果經由 HHT 分析後，可得時序能量變化圖，如圖 4-29 所示，本研究將花蓮(上圖)、天祥日雨量(中圖)的能量色階調成一致(0~30)，可看出在相同情況下，天祥日雨量的能量大於花蓮日雨量，這與雨量原始資料所記錄的結果相符，也可說明太魯閣地區所受的雨量能量較花蓮日雨量大。而三者的時序能量增加時間點幾乎相同，但降雨量的能量要到達一定程度，才會使綠水站的流量有明顯增加。

雖然綠水站以人工記錄資料完整性不足，無法將其用以時頻分析得到良好結果，但由於同一時間蒐集多項資料，因此仍可用來比較資料在變化上的相關性。本研究亦將綠水站人工記錄之含砂量、流量進行 EEMD 處理後再以 HHT 分析，分析結果如圖 4-30 所示，含砂量與流量之能量增加的時間大致相同，但較為紊亂，且在部份時段中流量能量未有增加情況下，含砂量卻有明顯突增現象。

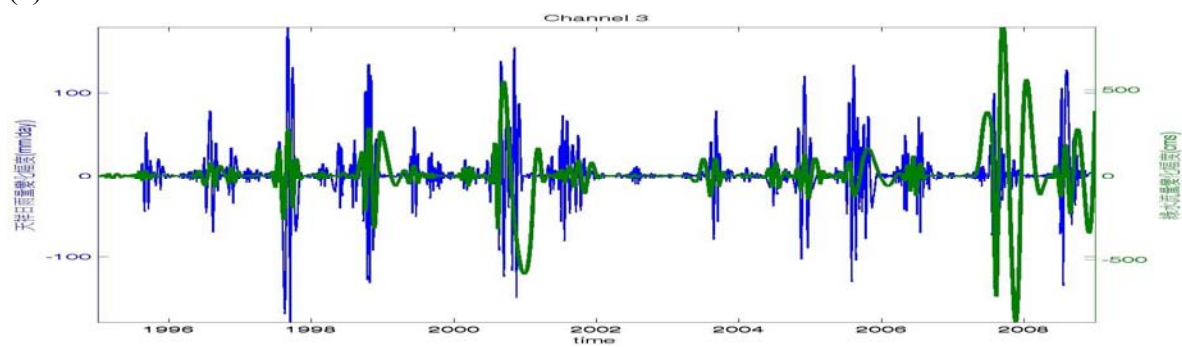
(a)



(b)



(c)



(d)

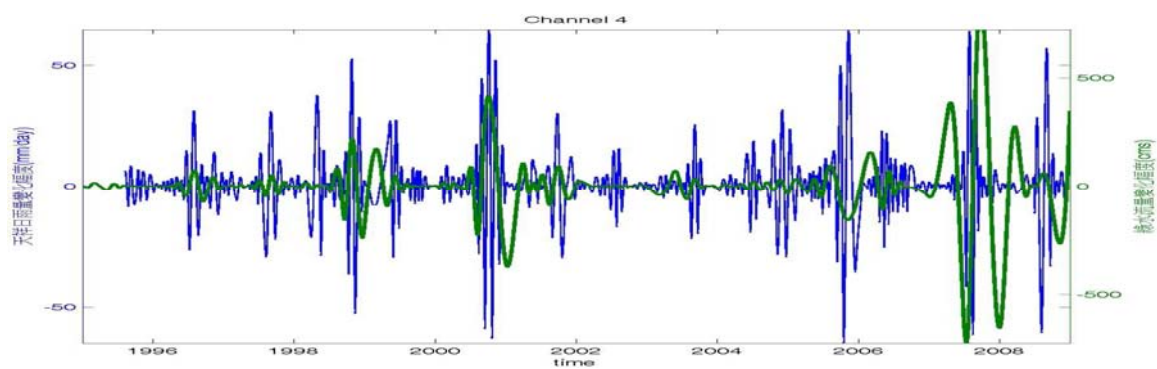
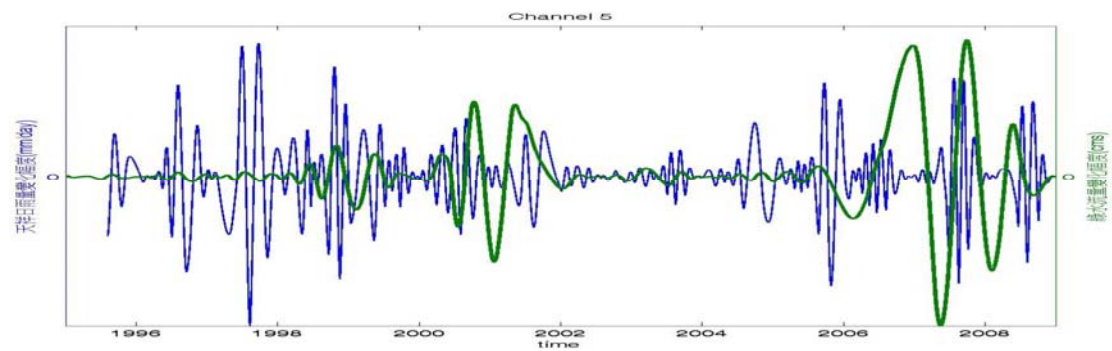
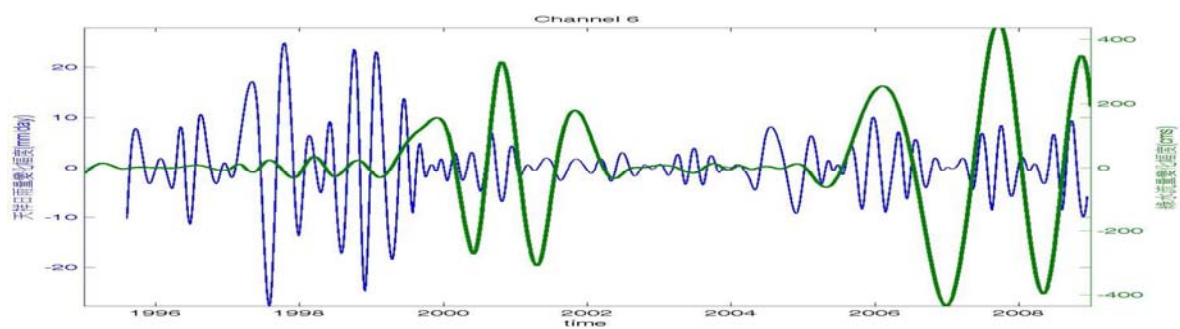


圖 4-28 天祥日雨量、綠水站流量各 IMF 比較圖(1995~2008 年)；藍線為花蓮日雨量，綠線為天祥日雨量。

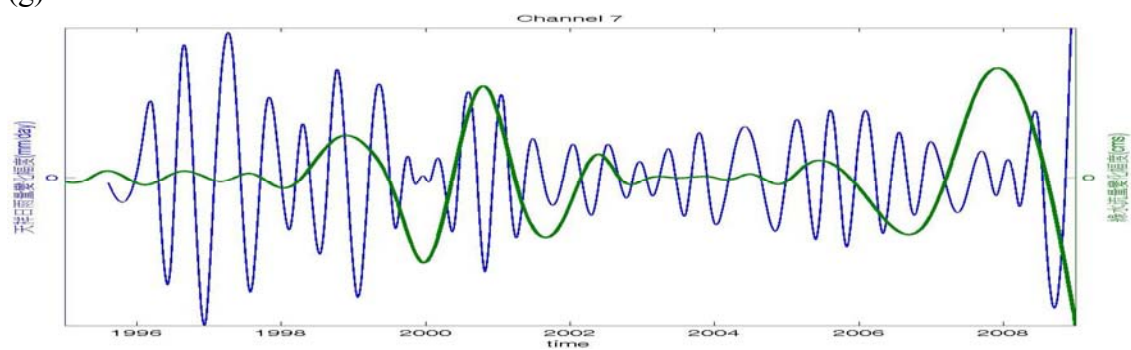
(e)



(f)



(g)



(h)

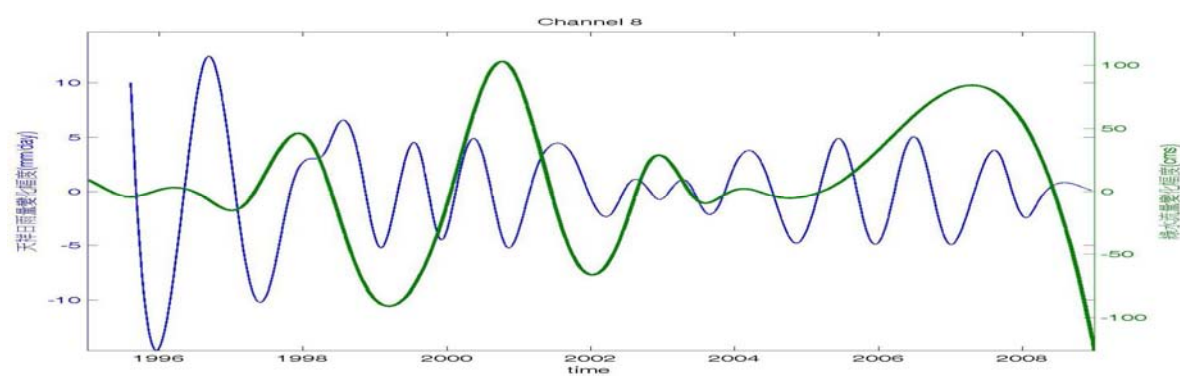


圖 4-28 (續)

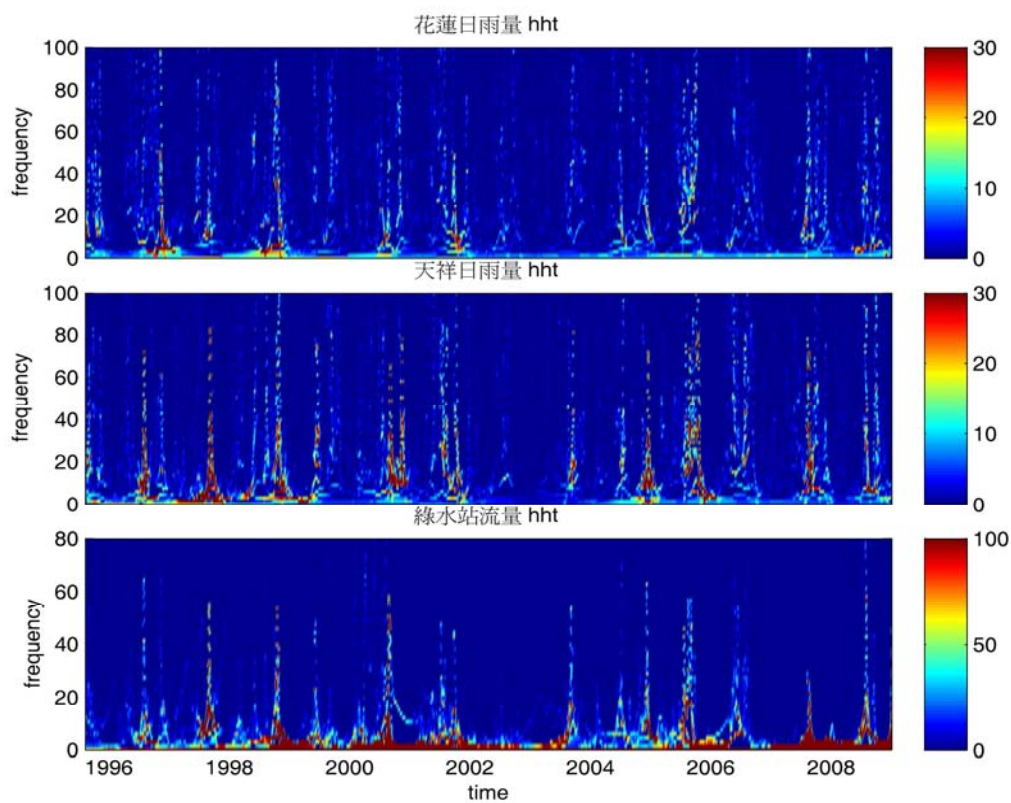


圖 4-29 花蓮、天祥日雨量、綠水站流量 hht 時序能量圖(1995~2008 年)。

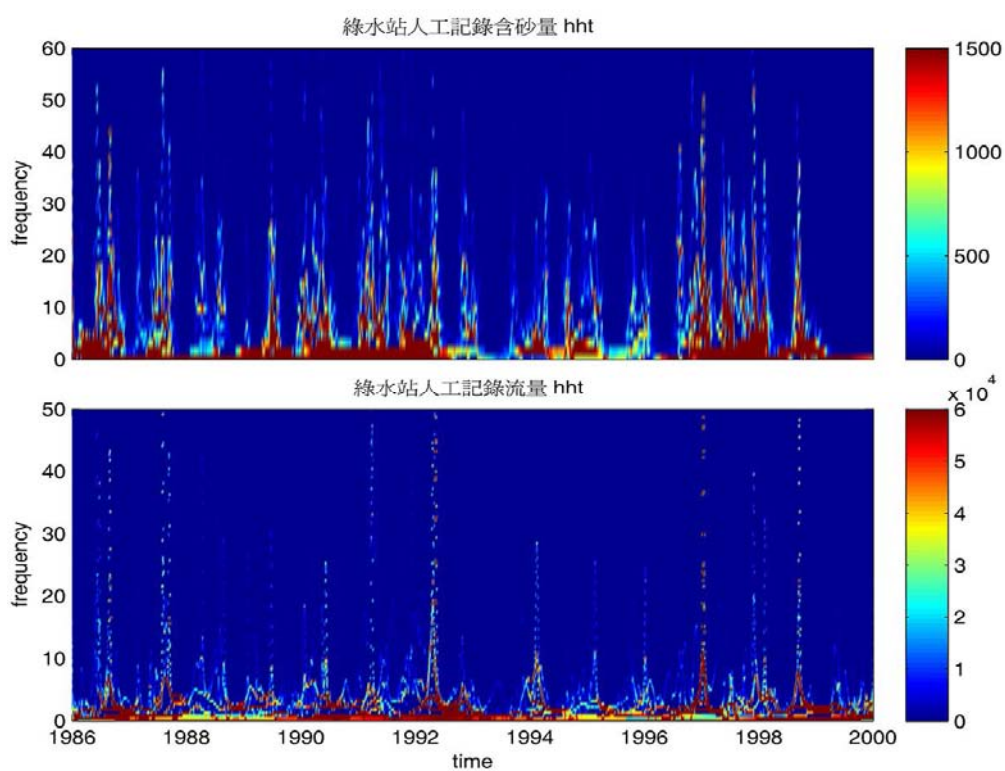


圖 4-30 綠水站人工記錄含砂量與流量 hht 時序能量圖(1986~2000 年)。

總結來說，使用兩種不同的時頻分析方式，不僅可檢核資料的完整性，並能瞭解時序資料所具有的週期變化情形，且分解出不同頻率的能量變化現象，以提供更有效解析所記錄資料的特性。

本研究將所蒐集到的長期時序資料，經由時頻分析處理可得到幾項結論：

1. 資料完整性會使分析週期(頻率)有所偏差，亦可能產生能量混合、倍頻，或高頻能量紊亂等現象。
2. 由 EEMD 所得結果可看出天祥地區的降雨與花蓮市區時間點大致相符，但天祥地區的雨量能量遠大於花蓮市區的雨量能量。
3. 天祥日雨量與綠水站流量在高頻時的分析結果大致相符，但能量變化幅度並不一致，低頻時分析結果則較無一致性，可說明天祥地區雨量給予綠水站流量不同程度的水量，也有其他因素造成綠水站流量的改變。
4. 由時頻分析方法分析資料結果顯示，可用花蓮、天祥日雨量能量變化情形，初步推論綠水增量增加時間點，以天祥日雨量結果較為準確。
5. 以 HHT 分析結果說明含砂量多數與流量能量變化時間相符，含砂量變化情形較為混亂，且有部份時段是在流量無增加情形而含砂量能量有突增情形，可說明含砂量的增加現象多於流量增加次數。

4.3 地震資料分析結果

本研究採用 BATS 網站（台灣寬頻地震網）所提供的地震資料，擷取時間自西元 2000 年 1 月 1 日至 2010 年 5 月 26 日，經度自東經 120.5 度至 122.5 度，緯度取自北緯 23.5 度至 25.5 度，以軟體 GMT（Generic Mapping Tools）繪製地震斷層面解（fault plane solution）（圖 4-31）。

北緯介於 23.5 度至 25.5 度之間，經度介於東經 120.5 至 122.5 度之間，時間介於 2000 年 1 月 1 日至 2010 年 5 月 26 日之間，且地震規模大於 3，藉由 GMT 繪製的三維分佈圖（圖 4-33），可以探究台灣的隱沒方向。

另外，蒐集了 1986~1996 年中央氣象局有關臺灣地區的地震資料，篩選出規模大於 4 以上且震源深度小於 30 公里的地震（圖 4-34），以 10 年資料便可由地震震央位置歸納出板塊界線（紅色虛線），其週圍地震較多且密集，但地震規模仍需視各處斷層及板塊移動情形而定。而花蓮地區位於板塊界線上緣，地震發生情形較臺灣島其他地方密集，且地震活動可視為造山帶的動力來源，因此由簡單的地震資料便能初步看出太魯閣峽谷的發育起源，與板塊運動產生的動力機制有密不可分的關係。

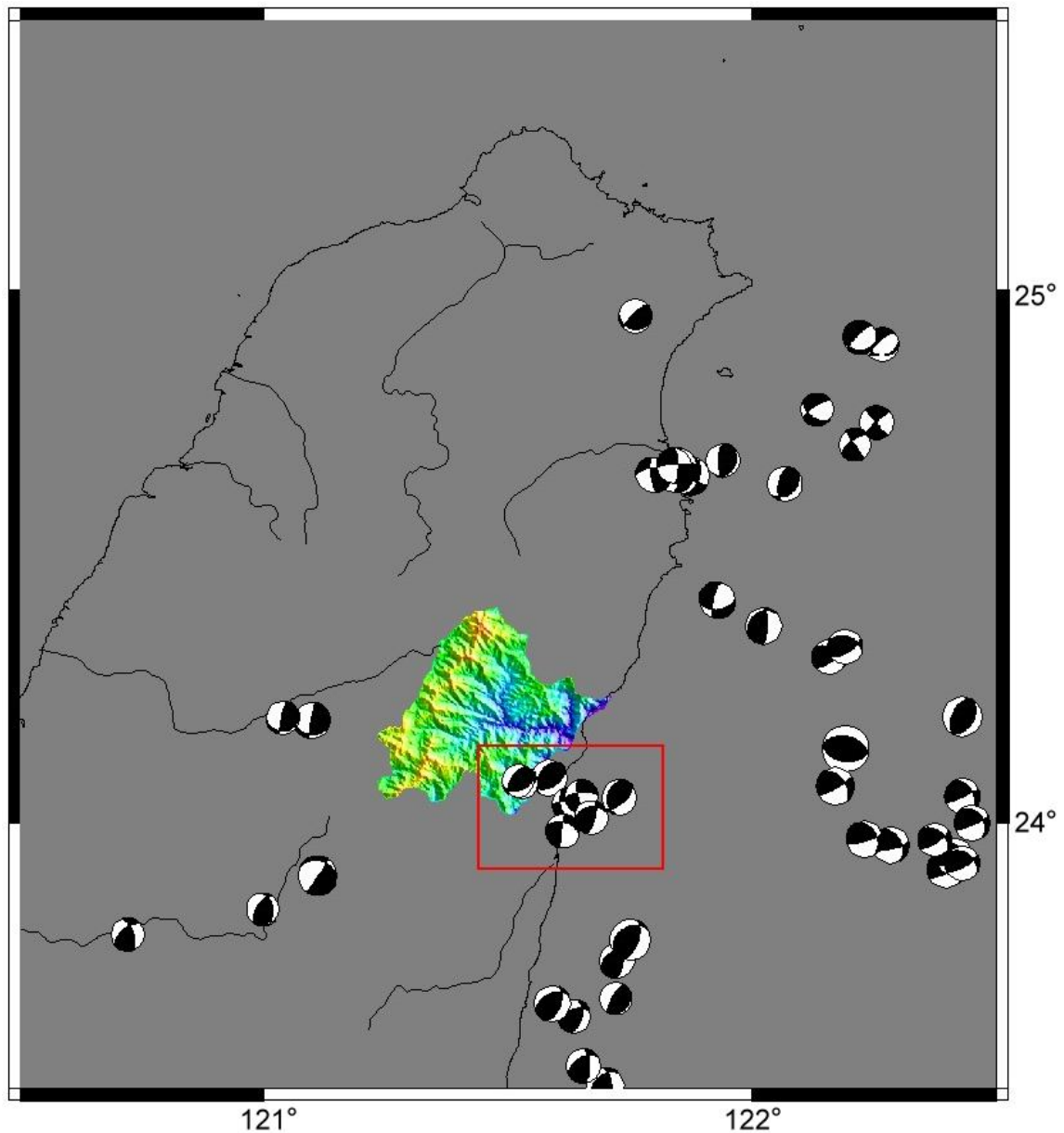


圖 4-31 2000 年 1 月 1 日至 2010 年 5 月 26 日地震資料分析圖。緯度介於北緯 23.5 度至 25.5 度之間，經度介於東經 120.5 至 122.5 度之間，本圖套疊台灣地區海岸線與主要河川，彩色部份為 40 公尺解析度之太魯閣地區地形圖，以及上述經緯度範圍內之發生地震，以震源機制解的形態表示。由圖所示，距離距太魯閣地區較為接近、規模大於 5 的地震，主要以逆斷層的类型為主，尤其是紅框內之區域有密集的地震活動，比對中央地質調查所公佈的台灣活動斷層資料(圖 4-30)，此區域為米崙斷層的活動範圍，米崙斷層亦稱美崙斷層，曾於 1951 年發生規模七點三的強震。



圖 4-32 台灣活動斷層分布圖 (取自中央地質調查所網站)。

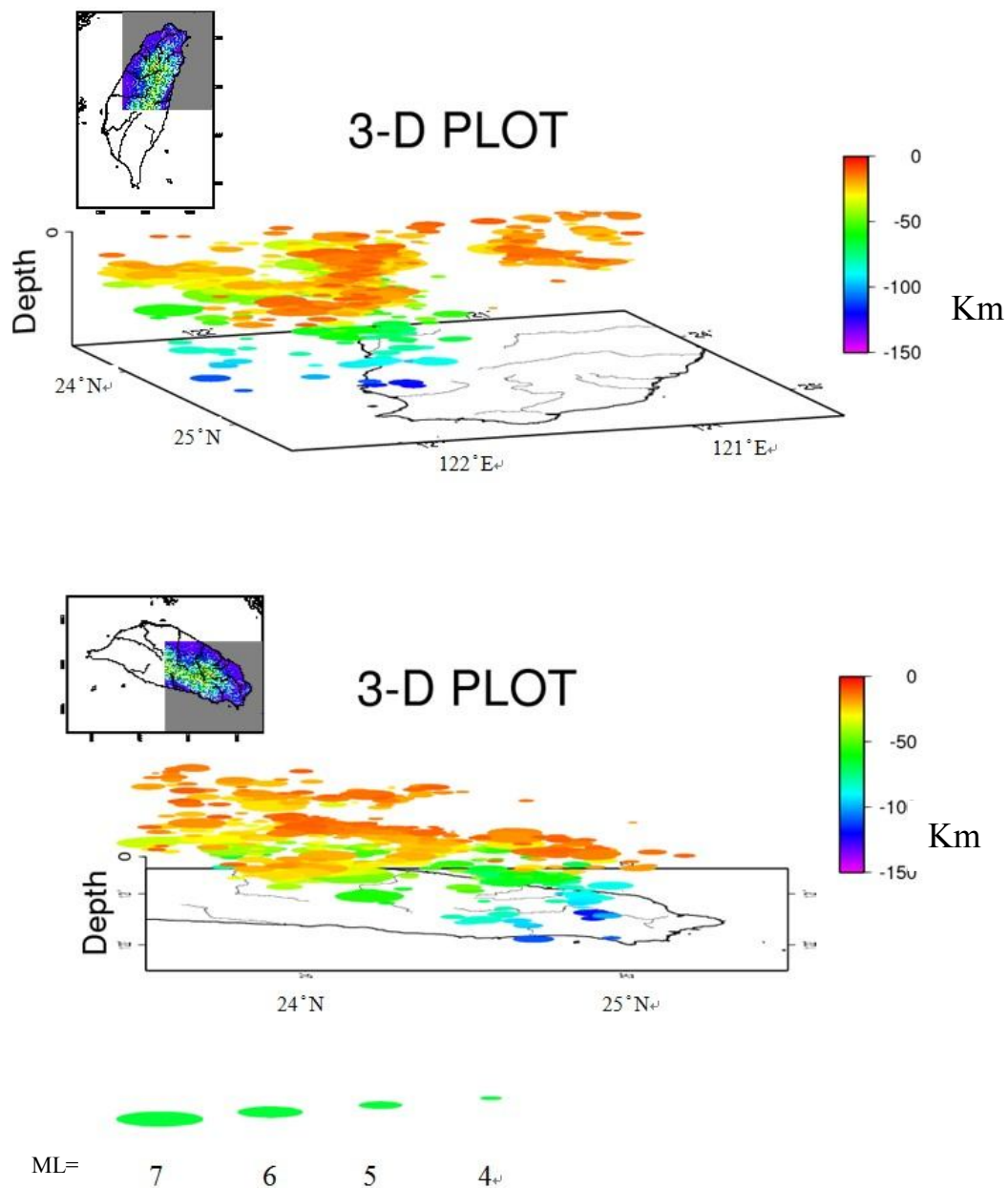


圖 4-33 地震事件與震源深度三維圖 (3D PLOT)。(a) 以一橢圓形表示一地震事件，視角從台灣的北端往南 20 度西的方向觀看，較為西部的地區，地震深度較為淺層，東部有較為深層的地震；(b) 視角從台灣的東部往正西方，可發現往台灣北方方向，有較多的深層地震，可看出板塊隱沒的方向為由南向北隱沒；(c) 橢圓形底下的數字表示圖 (a) 與 (b) 中相對應的地震規模大小。

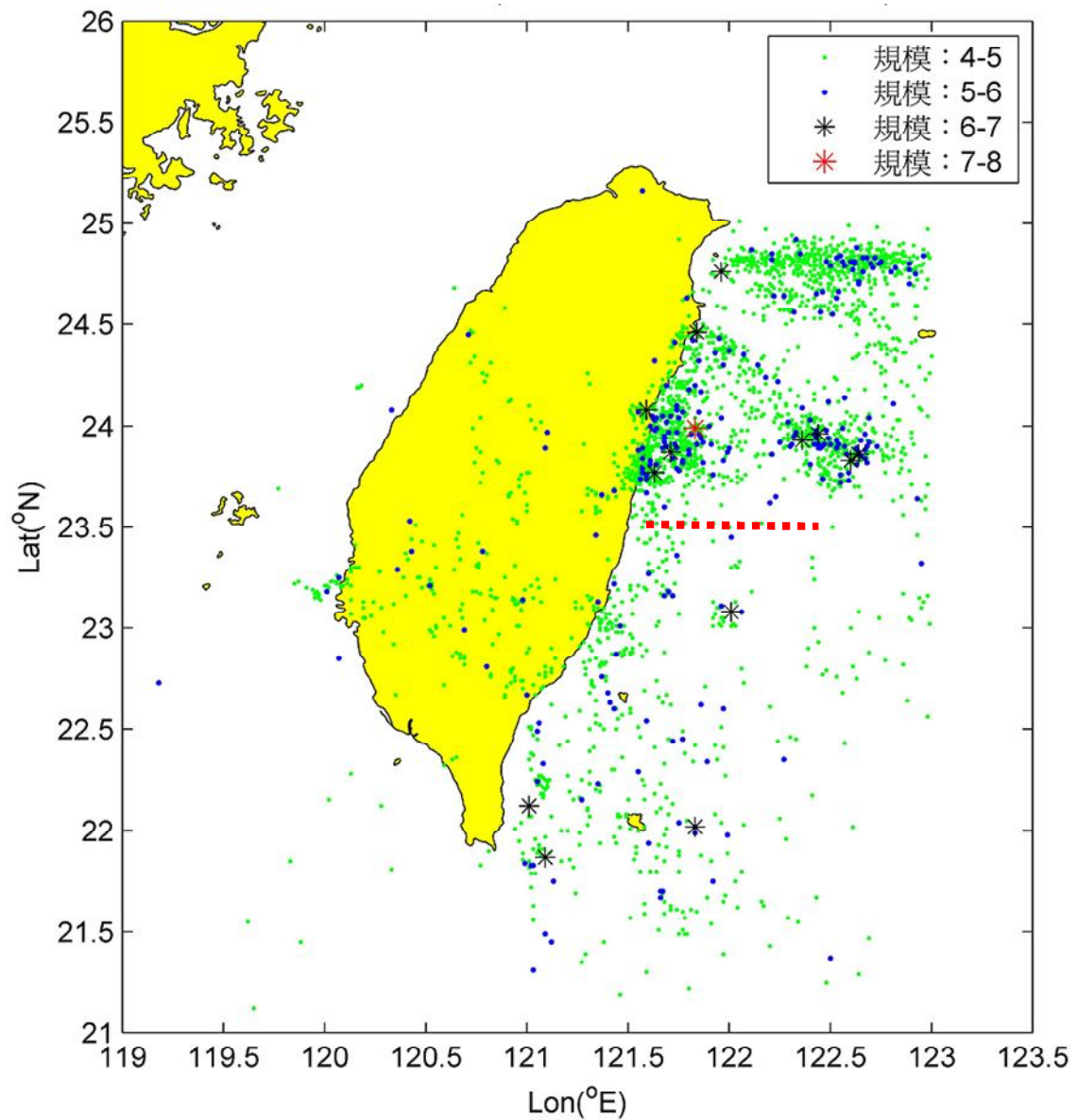


圖 4-34 地震隱沒方向圖。1986~1996 年地震震央及規模，深度小於 30 公里，可歸納出板塊邊緣的位置(紅色虛線處)(資料來源取自中央氣象局)。

4.4 立霧溪流域的懸谷地形

本研究中使用 40 m×40m DEM 萃取立霧溪河流資訊，並藉由地形計測工具-河流水力侵蝕模型進行分析；研究結果分為兩部份，第一部分為懸谷地形：將由縱剖面圖分辨懸谷形貌，取得懸谷地形出現高度、經緯度的位置、流域面積、流經地質，進一步探討它可能的成因。第二部份為遷急點，利用縱剖面圖和 S-A 圖找出河道中所隱藏的遷急點做為構造活動證據，進一步推估構造活動的頻率。

萃取了立霧溪 17 條支流，並觀察支流匯入主流的情況，發現立霧溪流域有 9 處懸谷地形。懸谷地形出現的位置，與 Wobus et al. (2006) 所得結論大致相同：

1. Wobus et al. (2006) 找出的懸谷地形以立霧溪的數量 10 處最多；而本研究在立霧溪找到的懸谷地形，共計 9 處。
2. 本研究發現懸谷地形和流域面積的大小有關聯：有出現懸谷地形的支流，上游集水區面積平均只有 25.6 km²；未出現懸谷地形的支流，上游集水區面積平均為 67.8 km²。
3. 他們認為懸谷地形出現的位置和地質交界無關，本研究結果亦發現懸谷出現位置並非在地質邊界或是在斷層構造上（圖 4-35）。

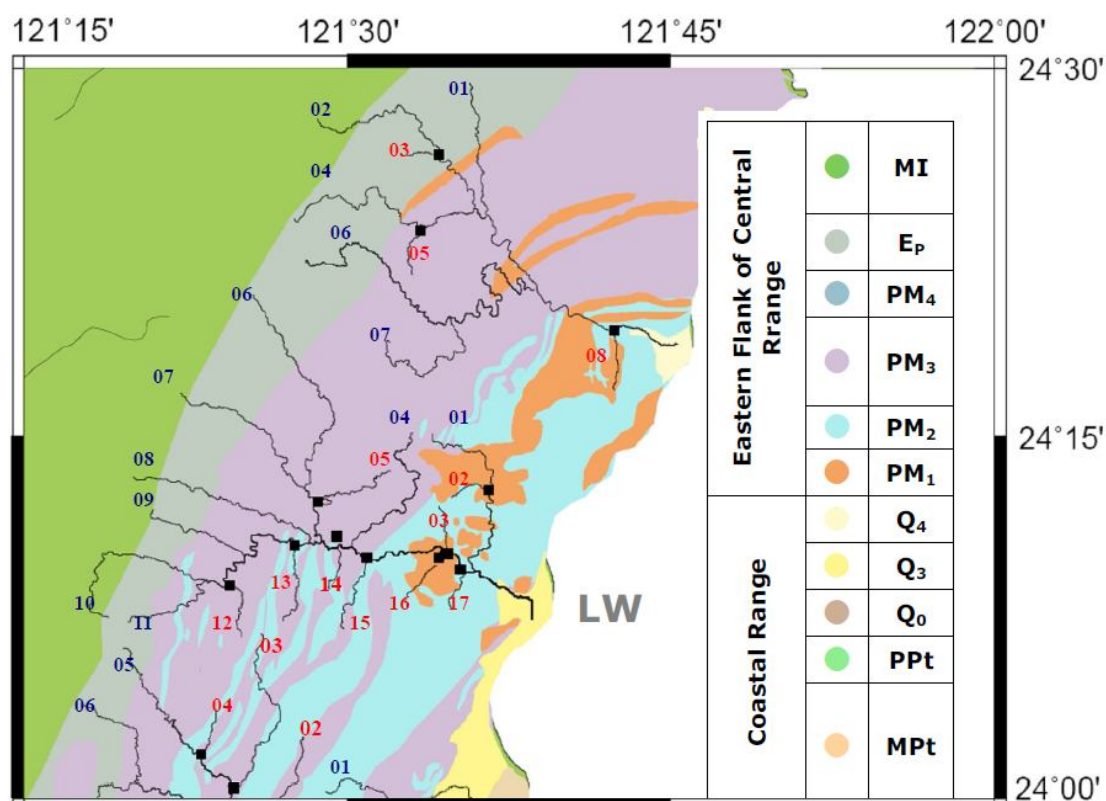


圖 4-35 立霧溪流域懸谷位置圖。藍色數字表示該支流匯入主流時沒有懸谷地形；紅色數字表示該支流匯入主流時有懸谷地形產生，以■符號表示；地圖背景為數位化後的五十萬分之一臺灣地質圖（中央地調所，2000）。

表 4-2 立霧溪流域各支流的流經地質及集水區面積

支流 岩性	立霧溪(LW)																
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17
PM ₁	✓	✓	✓													✓	✓
PM ₂	✓	✓	✓							✓	✓		✓	✓	✓	✓	✓
PM ₃	✓			✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		
Ep						✓	✓	✓	✓	✓	✓						
MI							✓	✓		✓							
Q ₄																	
area (km ²)	61	19	18	30	20	99	56	55	45	63	35	24	22	19	29	30	23

註：打 ✓ 符號表示該支流有流經該地質，紅色是產生有懸谷地形的支流，黑色則是沒有產生懸谷地形，支流編號參考圖 4-35。

4.4.1 懸谷地形出現和流經地質關係

雖然懸谷地形和出現位置並非地質交界，但將支流的路徑繪製在較詳盡的地質圖上(中央地調所，2000)，立霧溪支流大多流經九曲大理岩區 (PM₂)，或許懸谷的形成跟支流流經地質有密切的關係？我們將支流分成「有形成懸谷地形」和「沒有形成懸谷地形」兩組，分別計算流經該地質支流數與河流總數的百分比(表 4-2)。統計結果顯示：

1. 懸谷地形和流經片麻岩區 (PM₁) 無太大的關聯：產生懸谷地形的支流數，流經片麻岩區 (PM₁) 比率為 33%；沒有懸谷地形的支流，流經片麻岩區 (PM₁) 為 26%，差距 7%不是很明顯。
2. 流經大理岩區 (PM₂) 比較容易形成懸谷：產生懸谷地形的支流數，流經大理岩區 (PM₂) 比率為 66%；沒有懸谷地形的支流，流經大理岩區 (PM₂) 為 35%，差距 31%明顯增加。
3. 流經綠色片岩區 (PM₃) 不容易形成懸谷：產生懸谷地形的支流數，流經綠色片岩區 (PM₃) 比率為 60%；沒有懸谷地形的支流，流經綠色片岩區 (PM₃) 為 100%，差距 40%明顯增加。
4. 流經畢祿山層 (EP) 不容易形成懸谷：產生懸谷地形的支流數，流經畢祿山層 (EP) 比率為 13%；沒有懸谷地形的支流，流經畢祿山層 (EP) 為 68%，差距 55%明顯增加(表 4-3)。

再進一步計算了每一條支流「流經畢祿山層 (EP) 和綠色片岩區 (PM₃) 的長度」和「總長度」之間的百分比，再對流域面積繪製 x-y 散布圖(圖 4-36)，研究發現「有懸谷地形」的支流多集中在圖形的左下方；「沒有懸谷地形」的支流多集中圖形的右上方，且兩者之間可相隔出一條分界，明顯的看得出臨界值。所以流經畢祿山層 (EP) 和綠色片岩區 (PM₃) 的比率越高，不容易形成懸谷，但假使流域面積很小，還是有機會形成懸谷地形；同樣的，流經畢祿山層 (EP) 和綠色片岩區 (PM₃) 的比率越低較容易形成懸谷，但是如果流域面積太大，也會導致懸谷無法形成。

表 4-3 影響懸谷地形的成因比較表。

支流流經的地質		計算公式	PM ₁	PM ₂	PM ₃	E _p	平均面積
是否形成	是	(流經該地質支流數/產生懸谷地形支流總數 15) × 100%	33%	66%	60%	13%	25.6km ²
懸谷	否	(流經該地質支流數/產生懸谷地形支流總數 17) × 100%	26%	60%	100%	68%	67.8km ²

研究結果顯示有幾點推論與 Wobus et al. (2006)所得結論大致相同：

1. 本研究在立霧溪流域找到懸谷地形，共計 9 處。
2. 懸谷地形的支流面積小於 20 km²，支流面積：主流面積小於 1：10；本研究發現流域面積的大小似乎和懸谷地形有關聯。
3. 本研究結果發現，懸谷出現位置並非在地質邊界或是剪力帶、斷層構造上。

但也有少部份結果略有不同，例如：

1. 懸谷出現的位置不完全相同，Wobus 等人找出的懸谷地形有 10 處(圖 4-37)，但本研究只找到 9 處。
2. 雖然懸谷地形的形成和地質邊界無關，觀察圖 4-37 沒有畫出河流的路徑，而我們使用的地質圖較精細，比較後發現懸谷地形多出現在河流流經大理岩區 (PM₂) 比例多支流出現，本研究認為懸谷地形與地質交界無關，但和流經地質有關。

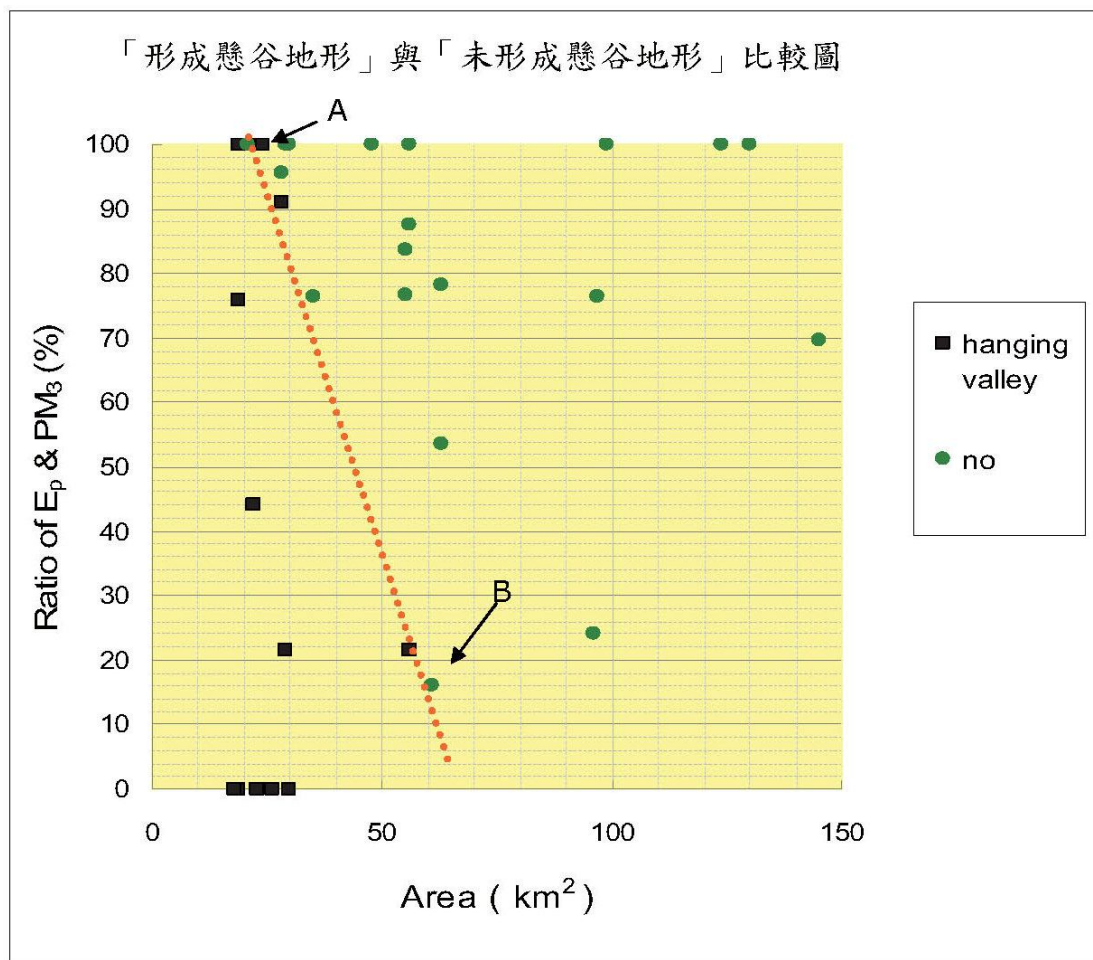


圖 4-36 懸谷產生與面積及流經地質的關係圖。

「支流流域面積的大小」和「流經畢祿山層（EP）和綠色片岩區（ PM_3 ）的比率」兩項因素控制了懸谷地形是否產生。圖中縱軸為「流經畢祿山層（EP）& 綠色片岩區（ PM_3 ）比率」=（流經畢祿山層（EP）& 綠色片岩區（ PM_3 ）長度/支流總長度）100%；橫軸為流域面積；為本研究所找到懸谷地形的支流，因為沒有形成懸谷地形支流。我們發現懸谷地形資料點多集中在圖形的左下方，沒有懸谷地形的支流多集中圖形的右上方；再更進一步觀察圖形，資料點分布可相隔出一條分界-橘色虛線。流經畢祿山層（EP）和綠色片岩區（ PM_3 ）的比率越高不容易形成懸谷，但假使流域面積很小，還是有機會形成懸谷地形（箭頭 A）；同樣的，流經（EP）和綠色片岩區（ PM_3 ）的比率越低較容易形成懸谷，但是如果流域面積太大，也會導致懸谷無法形成（箭頭 B）。

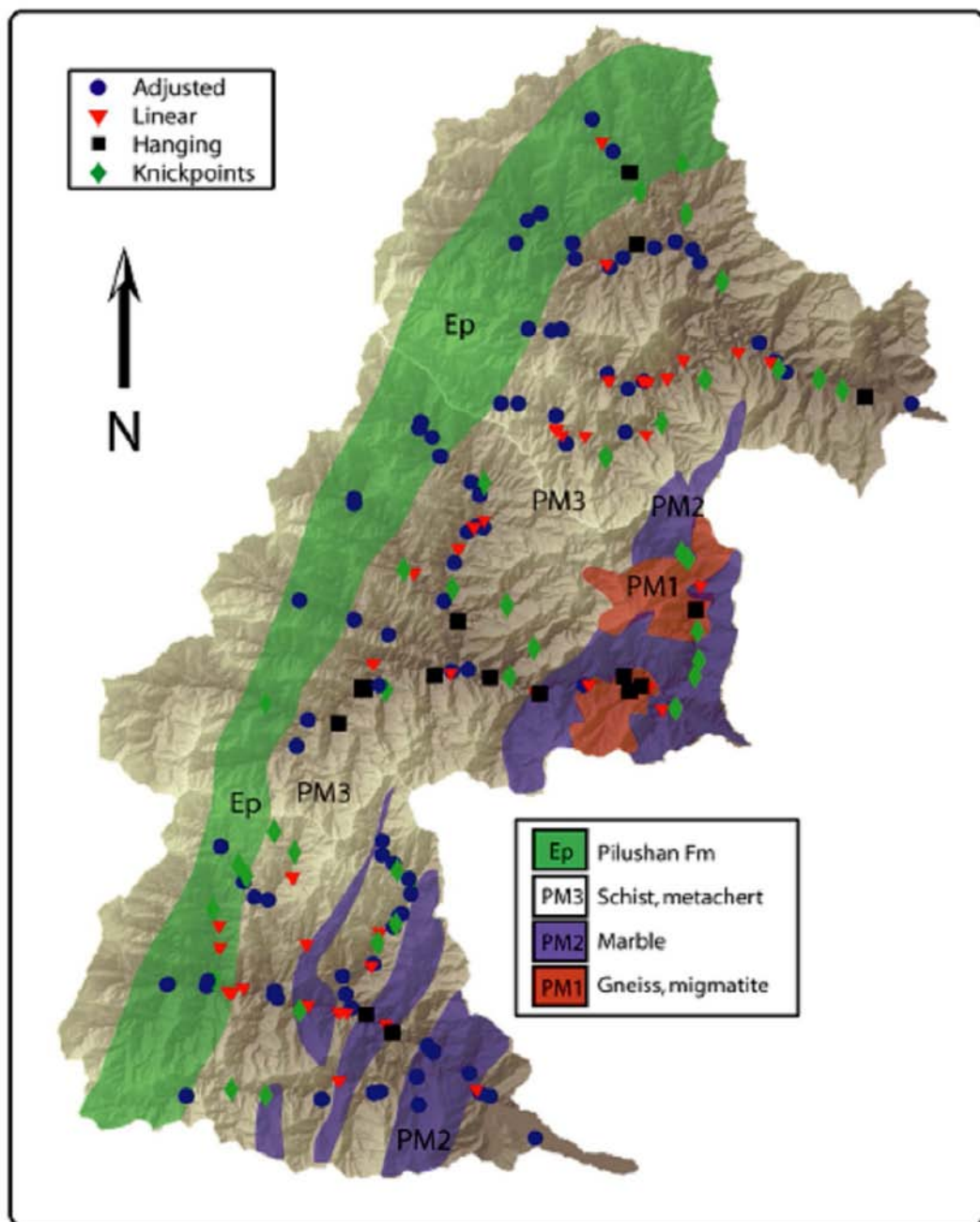


圖 4-37 Wobus et al.研究懸谷的結果(Wobus et al., 2006)。
Wobus et al. (2006)在立霧溪流域發現 10 處懸谷地形；本研究結果與其略有不同。

4.4.2 支流面積的影響

Wobus et al. (2006b)觀察流域面積得知當其 $>20\text{km}^2$ 時，或是支流面積:主流面積比 $>1:10$ 時，較不容易形成懸谷地形；他認為是因支流上游面積太小無法提供下切能力，遷急點傳遞受到延遲造成，因此懸谷地形產生。根據河水力侵蝕模型中水平傳遞速率的推導，也推導出一關係式： $VH \propto A^{\theta}$ ，遷急點水平傳遞速率 VH (horizontal knickpoint migration rate) 和上游集水區面積(upstream drainage area)的大小呈正比(Whipple and Tucker, 1999, 2002; Niemann et al., 2001; Bishop et al., 2005)。

本研究也發現流域面積的大小似乎和懸谷地形有關聯：有出現懸谷地形的支流，上游集水區面積平均只有 25.6km^2 ；未出現懸谷地形的支流，上游集水區面積平均為 67.8km^2 ，本研究結果也證實支流面積的大小會影響懸谷地形產生。

4.4.3 流經地質的影響

研究結果發現懸谷地形與地質邊界無直接相關，在立霧溪現場我們也發現懸谷地形四周岩性一致，並非斷層線經過之處，這一點和 Wobus et al. (2006)研究結果相同。進一步計算河流流經地質的長度，根據表 4.3 我們得知流經的地質大理岩區 (PM_2) 較多的支流比較容易形成懸谷地形，流經畢祿山層 (EP) 和綠色片岩區 (PM_3) 地層較多的支流比較不容易形成懸谷地形。在野外我們也發現支流河水非常清澈，而主流的水十分混濁 (圖 4-38)。推測是因大理岩為變質石灰岩，由於石灰易溶於酸水，不似片岩及片麻岩呈細粒或中粒，具有良好的葉理，岩石容易順其葉理面裂開，所以大理岩無法增加水中的沈積物量；大理岩不具葉理的岩性，風化後崩落的方式呈塊狀，不容易隨著河流被搬運到下游，所以在立霧溪河床可以看到散佈著許多塊狀的巨礫。

綜合以上岩性及現場觀察，本研究認為：支流流經大理岩區 (PM_2) 時，大理岩無法提供足夠的碎屑讓河流下切河床；反之流經畢祿山層

(EP) 和綠色片岩區 (PM₃) 時，片岩和片麻岩可以提供很多的碎屑讓河流下切河床。因此，在立霧溪流域中，雖然懸谷地形與地質交界無關，但本研究認為立霧溪流經大理岩區 (PM₂) 的比例最高，這是立霧溪產生特別多懸谷地形的原因。

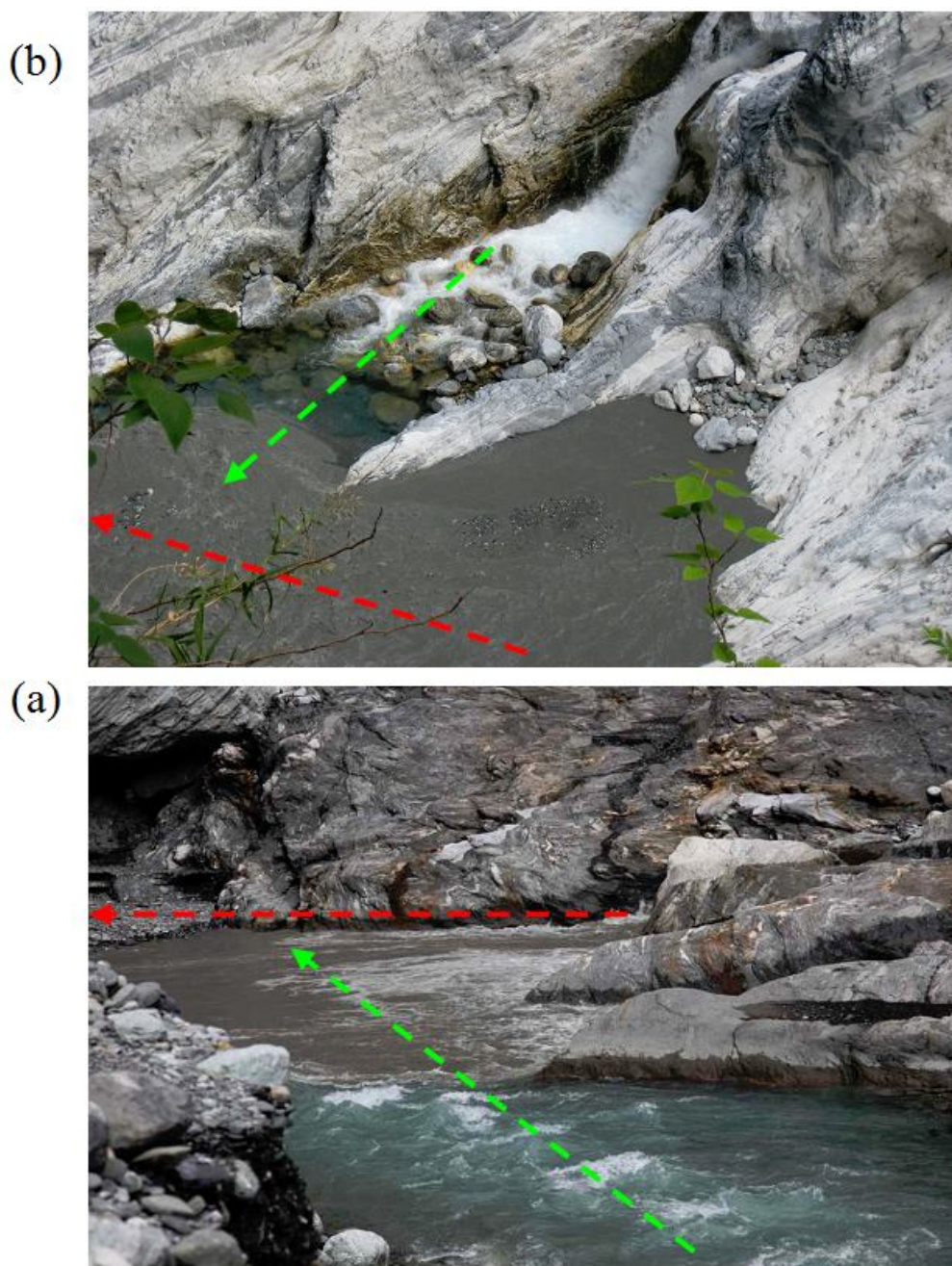


圖 4-38 立霧溪支流與主流交匯處。(a)九曲洞附近支流與主流交匯處；(b)稚暉橋附近支流與主流交匯處。在立霧溪現場，發現許多支流其水質非常清澈，而主流的水質非常混濁，綠色為支流，紅色為主流，箭頭代表流向。

4.4.4 臨界值

Wobus et al. (2006) 認為面積大小和支流與主流面積的比例關係有一臨界值，這是造成懸谷地形主要原因。本研究認為面積太大的確不容易形成懸谷地形，但將面積與支流流經畢祿山層 (EP) 和綠色片岩區 (PM₃) 的地層比率和上游集水區面積畫一關係圖，從圖 4-36 可以看出形成懸谷地形和未形懸谷地形的支流之間有一臨界值。

Brush (1960) 利用流槽實驗作遷急點後退機制研究：以未固結物質為底質探討遷急點移動的過程，認為河床底部的剪力 (shear force) 是遷急點後退最原始的因子。剪力決定了河流的下切能力，Sklar and Dietrich (1998) 認為以下兩點為影響下切速率的因素：(1) 水流中的沉積物增加會加速下切速率；(2) 在細顆粒沉積物流經時，部份沉積物覆蓋在基岩河道上，可以有保護河道、抑制下切的作用，所以，沉積物的輸出量會雙倍的影響下切速率。

Niemann et al. (2001) 以 Playfair's law 的想法推導遷急點傳遞的公式，他認為主流與支流交匯處其剪應力應相同，這樣遷急點才有辦法順利往上传遞到頂端。Wobus et al. (2006) 主流與支流差異侵蝕而產生落差，使得遷急點無法順利傳遞，而遷急點無法順利往上游傳遞，隨著時間演變致使懸谷地形高差越來越大 (圖 4-39)。本研究認為支流面積大小決定了河流的下切能力，河流流經的地質是否可以提供足夠的碎屑以供下切作用也是不可忽略的因素。流域面積和支流的地質條件這兩個變因使得主流和支流之間剪應力不相同，一旦達到臨界值，就有可能產生懸谷地形。再加上懸谷地形上游凹面明顯、坡度漸緩，當支流流經交匯處時，其水速變慢，沉積物覆蓋在河道上，可以有保護河道、抑制下切的作用；而主流的下切速度越來越快，導致坡度變陡，因而致使懸谷地形高差越來越大。

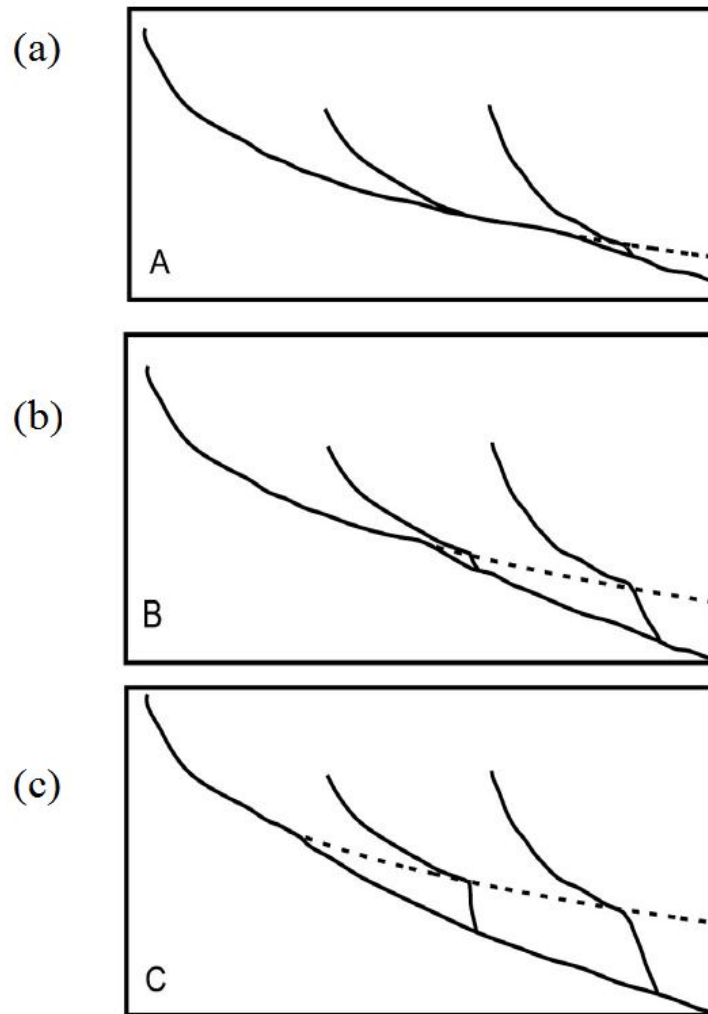


圖 4-39 懸谷地形演變圖(Wobus et al., 2006)。(a)主流坡度突然變陡，支流的下切能力下降；(b)當支流與主流的下切能力不相當，超過臨界值時，上游的支流對下游產生的遷急點沒有反應；(c)遷急點無法順利往上傳遞，隨著時間造成懸谷地形的高差越來越大。

4.5 地質景觀名錄調查登錄

受到地殼快速抬升及河流下切作用的交互影響，再加上地質、地形的變化，太魯閣國家公園海拔高度快速變化，地質景觀豐富，包含三千公尺以上的高山、陡峭的峽谷、急流、瀑布、湖泊、湧泉及斷崖等各式地質景觀，極具研究、觀光之價值。

一般特殊地形、地質景點的選擇，主要是參酌英國所使用的方法，選取區域性重要地質地點（RIGS, Regional Important Geological Site），所訂定的四項原則：

1. 是否具有學校教育或是社會教育上的價值：重要地質資源在形成年代及演育歷程中，如有急劇變化情形，皆能成為校園教材中的一環，讓學生在學習過程中瞭解重要地景的形成困難度，也藉此教導地景保育的知識。
2. 是否可提供機會給地球科學界的專家或業餘人士從事研究該地區的地質和地形：人類對於地球所知有限，在初次面對不同風貌的特殊地質地景環境時，皆需要長時間的研究過程，此時更需要地科專家進行研究分析，才能建立新形態地景資源的知訊。
3. 在地球科學發展史上是否有重大的歷史價值：在瞭解地景資源的演育歷程後，需要對於該景點進行歷史價值的審核，進而給予適當的維護。
4. 是否有特殊美質，可促進大眾對地球科學的覺知與欣賞：特殊景若有特殊美質意涵，可在維護後開放導覽，增進民眾對於美質地景的基本知訊。

本研究繼九十八年第一期研究之後，持續針對太魯閣地區的景點進行地質景觀名錄的登錄（圖 4-40），本次登入點有：和仁、葫蘆谷、白沙橋、寧安橋、靳珩峽谷、魚躍龍門、荖西溪、南湖圈谷等八個點（圖 4-41，表 4-4 至 4-11），以地質的觀點欣賞太魯閣國家公園之美。



圖 4-40 98-99 年名錄位置分布圖（修改自 google earth。99 年不包含南湖圈谷）。

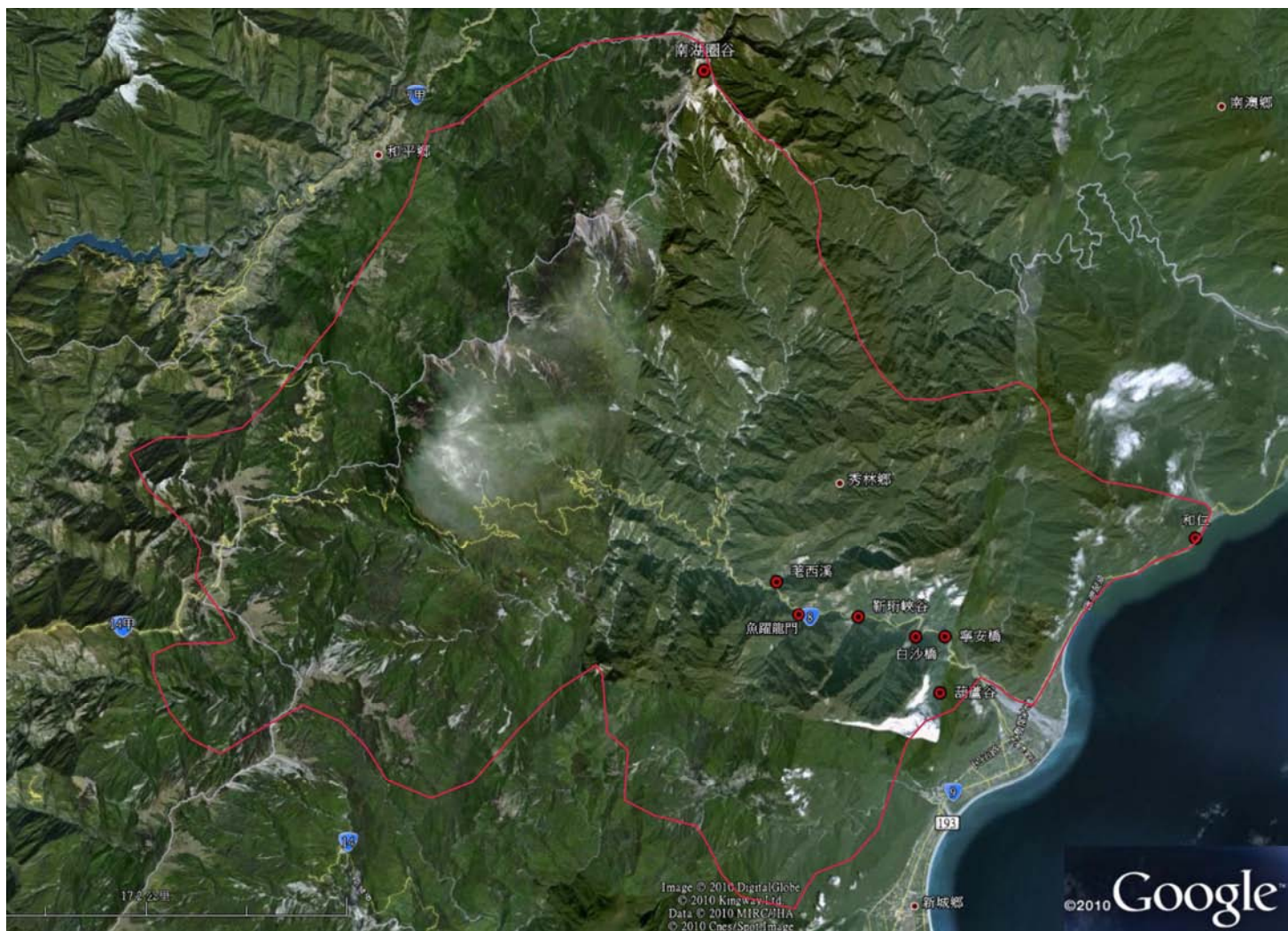


圖 4-41 名錄位置分布圖（修改自 google earth）。

表 4-4 名錄登錄表：和仁礫灘

位置資料		編號：	
地名：和仁		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.231731°N/121.707689°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☐ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☒ 海岸 ☐ 離島
地層：開南岡片麻岩
岩性（岩石）：片麻岩、大理岩、
特殊地質構造： ☐ 褶皺 ☐ 斷層 ☐ 其他： <u>石英岩脈</u>
礦物：石英、斜長石、角閃石、黑雲母、白雲母等。
化石：

地景描述：

和仁海灘可以看見黃褐色的片麻岩以及灰、黑、白色之大理岩巨礫崩落在沙灘之上（圖 4-43），並可見到崩落的石塊，因大理岩受雨水溶蝕而再膠結。本地的片麻岩為大南澳群之開南岡片麻岩，屬於台灣最古老的地層之一，葉理發達且有許多裂縫，裂縫內發育了大型石英脈（圖 4-44），如此大型的石英脈在台灣相當罕見。

卡那剛溪（和仁溪、良里溪）河道短，坡陡流急，河道中的礫石未經足夠的時間磨蝕成沙便已帶至河口，再受到沿岸流的搬運以及沈積作用，於南邊和仁地區再堆積，使沿岸呈現礫灘之景觀（圖 4-45），但礫石堆積僅在濱線往陸地延伸約十餘公尺的距離。

在蘇花公路下方岩壁，可見到距離濱線已一段距離的海蝕洞，這樣的景觀為地殼抬升的證據（圖 4-43），仔細看海蝕洞周圍的岩壁，可發現其為崩積後再膠結的礫石所組成。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他 _____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☒ 遊憩衝擊 ☐ 人為破壞 ☐ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他 _____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____		

到達路線：□公車 ■自用車 ■步行

位於省道台九線蘇花公路和仁南方，太魯閣國家公園界碑東側，卡那剛溪口以南之堆積海岸（圖 4-42）。

土地所有權：■公有 □私有

土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

王執明、藍晶瑩（1995）台灣的片麻岩。經濟部中央地質調查所。

陳文山、劉瑩三、楊小青（2002）太魯閣國家公園蘇花沿線地質地形資源調查暨解說文稿。太魯閣國家公園管理處。

現場照片

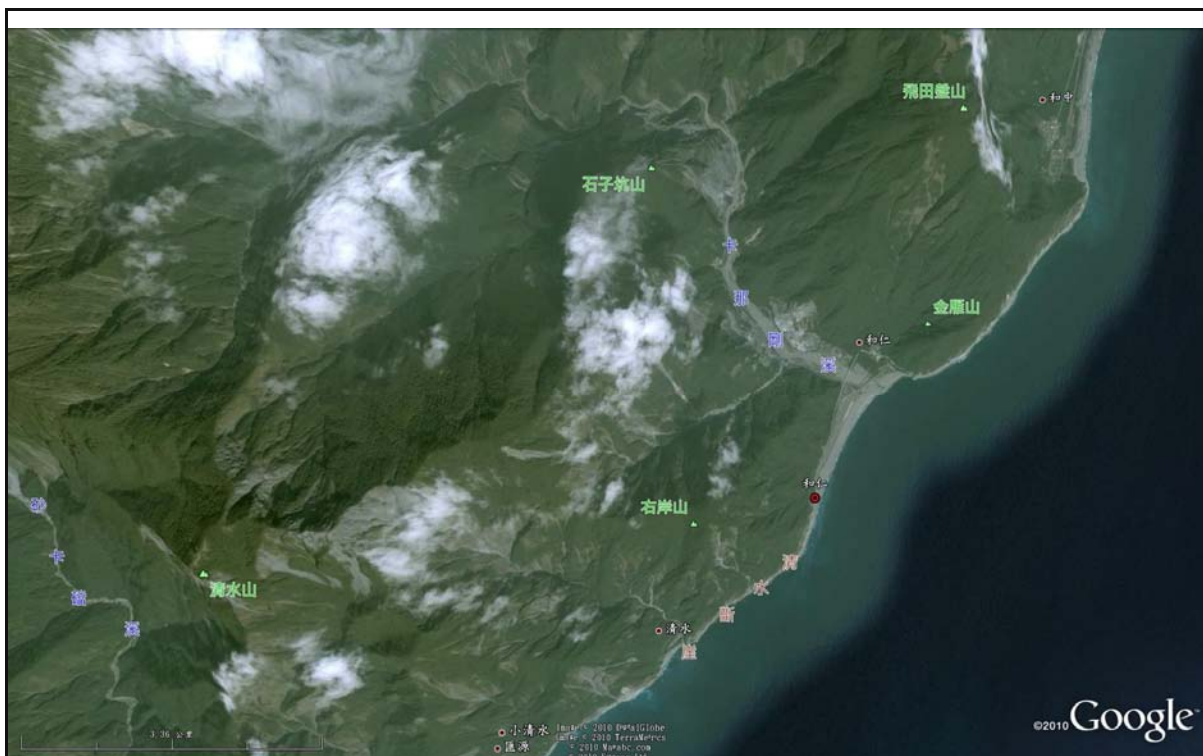


圖 4-42 和仁位置圖（修改自 google earth）



圖 4-43 和仁海灘及灘上巨礫。



圖 4-44 片麻岩壁上的大型石英脈。



圖 4-45 和仁礫灘。

表 4-5 名錄登錄表：葫蘆谷

位置資料		編號：	
地名：葫蘆谷		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.148218°N/121.602422°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：白楊片岩
岩性（岩石）：綠色片岩、層狀大理岩、石英
特殊地質構造： ☒ 褶皺 ☒ 斷層 ☐ 其他_____
礦物：石英、綠泥石、變質燧石、方解石、鈉長石、綠簾石
化石：

地景描述：

葫蘆谷位於禪光寺旁，立霧溪小支流最上游（圖 4-47），為水源保護區，因其溪谷內呈葫蘆狀，故稱之。該支流下游接近匯流處一般民眾仍可到達，自通往禪光寺道路便可下至溪谷（圖 4-48）。

本區域位於白楊片岩分布範圍內，以綠色片岩為主，部分會夾層狀大理岩、石英；由於受到中生代南澳運動以及蓬萊運動兩次造山運動的影響，不同的應力方向使片岩中的褶皺常形成各種美麗的褶皺干涉圖像（圖 4-49）。除此之外，在隨處可見的褶皺中，由於地層厚度、岩性差異等影響，也可看到不和諧褶皺、多重和諧褶皺等現象（圖 4-50）。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☒ 非常好 ☐ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他_____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☒ 人為破壞 ☐ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他_____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種_____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態_____		
到達路線： ☐ 公車 ☐ 自用車 ☒ 步行 ☐ 其他_____		
位於省道台八線長春橋西方，立霧溪支流，沿支流溯溪而上，至上游源頭即為葫蘆谷所在；該支流為水源保護區（圖 4-46）。		

土地所有權：☒公有 ☐私有

土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

現場照片



圖 4-46 葫蘆谷位置圖（修改自 google earth）。



圖 4-47 葫蘆谷源頭。



圖 4-48 葫蘆谷下游，非水源保護區支流。



圖 4-49 溪谷上岩石可見到許多褶皺干涉圖像。



圖 4-50 溪床上可見到各種褶皺現象：上圖為不合諧褶皺，下圖為多重和諧褶皺。

表 4-6 名錄登錄表：寧安橋

位置資料		編號：	
地名：寧安橋		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.171452°N/121.600188°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：白楊片岩、九曲大理岩
岩性（岩石）：綠色片岩、層狀大理岩
特殊地質構造： ☐ 褶皺 ☐ 斷層 ☐ 其他_____
礦物：石英、綠泥石、變質燧石、方解石、鈉長石、綠簾石
化石：

地景描述：

不動明王廟無法從寧安橋上看見，要自寧安橋東岸旁的天王橋上方可見。廟旁有一湧泉（圖 4-52），自地中湧出，其水溫、硬度、導電度、PH 值等，皆與立霧溪溪水接近，水源特性較接近地表及地中逕流，比例大於地下水，與一般來自深部之地下水不同，推測其受水源接近地表，屬地中流（subsurface）。 此外，若在大雨過後來到此處，可發現除不動明王廟之湧泉外，西邊立霧溪南岸岩壁中，亦可看見多處湧泉自岩壁中冒出。
--

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他 _____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☐ 人為破壞 ☐ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他 _____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☒ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____		
到達路線： ☐ 公車 ☒ 自用車 ☐ 步行 ☐ 其他 _____		
省道台八線寧安橋南岸，新舊橋之間，有一不動明王廟，廟旁有湧泉自地下湧出，並匯入立霧溪中（圖 4-51）。		
土地所有權： ☒ 公有 ☐ 私有		

土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

金恆鑑、陳彥章、程煒兒（1989）太魯閣國家公園峽谷區的溪水與湧泉水質調查。太魯閣國家公園管理處。

現場照片



圖 4-51 寧安橋、天王橋位置圖（摘自台灣國家公園公共設施管理系統）。



圖 4-52 不動明王廟及湧泉。

表 4-7 名錄登錄表：白沙橋

位置資料		編號：	
地名： 白沙橋		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.168806°N/121.587242°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：得克利片麻岩、九曲大理岩
岩性（岩石）： 葉理發達的片麻岩與花岡片麻岩、大理岩
特殊地質構造： ☐ 褶皺 ☐ 斷層 ☐ 其他_____
礦物： 石英、斜長石、黑雲母、白雲母、綠簾石、綠泥石等。
化石：

地景描述：

白沙橋西邊，可看得克利片麻岩與大理岩的交界，北岸（右側）為鐵鏽色的片麻岩，南岸（左側）則為灰白相間之大理岩（圖 4-54），若下至河床，可在立霧溪南側河床上看到片麻岩向上間滅於大理岩之中（圖 4-55），該接觸面受褶皺作用的影響，形成一系列的小褶皺。 王執明（1995）在接觸帶做密集的採樣，發現兩者並無產生接觸變質作用，但有糜嶺岩化的現象，因此推測兩者是因剪力作用或褶皺作用的影響，使岩層錯動而接觸。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他 _____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☐ 人為破壞 ☒ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他 _____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____		
到達路線： ☐ 公車 ☒ 自用車 ☐ 步行 ☐ 其他 _____ 省道台八線上，寧安橋向西約 1.5 公里，即為白沙橋（圖 4-53）。		
土地所有權： ☒ 公有 ☐ 私有		
土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處		

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

王執明、藍晶瑩（1995）台灣的片麻岩。經濟部中央地質調查所。

現場照片（以 Google Earth 標示）

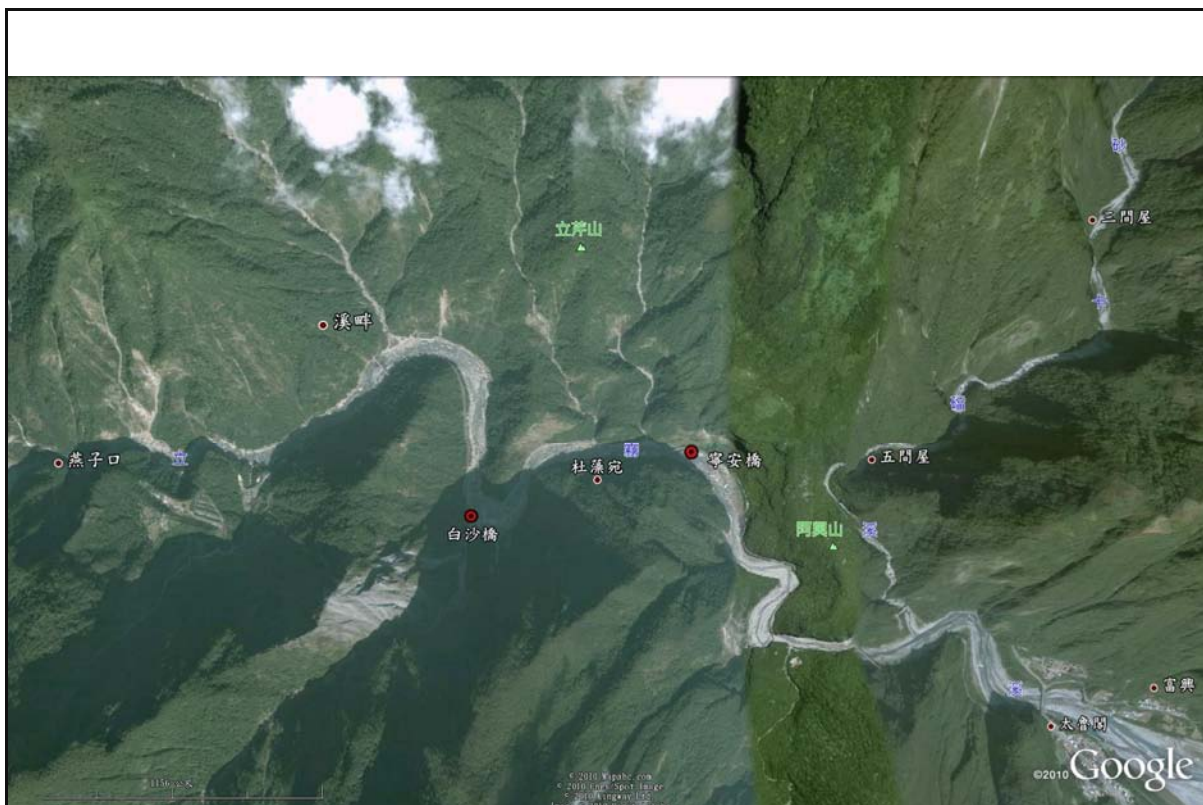


圖 4-53 白沙橋、寧安橋位置圖（修改自 google earth）。



圖 4-54 白沙橋西側，可看見大理岩與片麻岩交界。

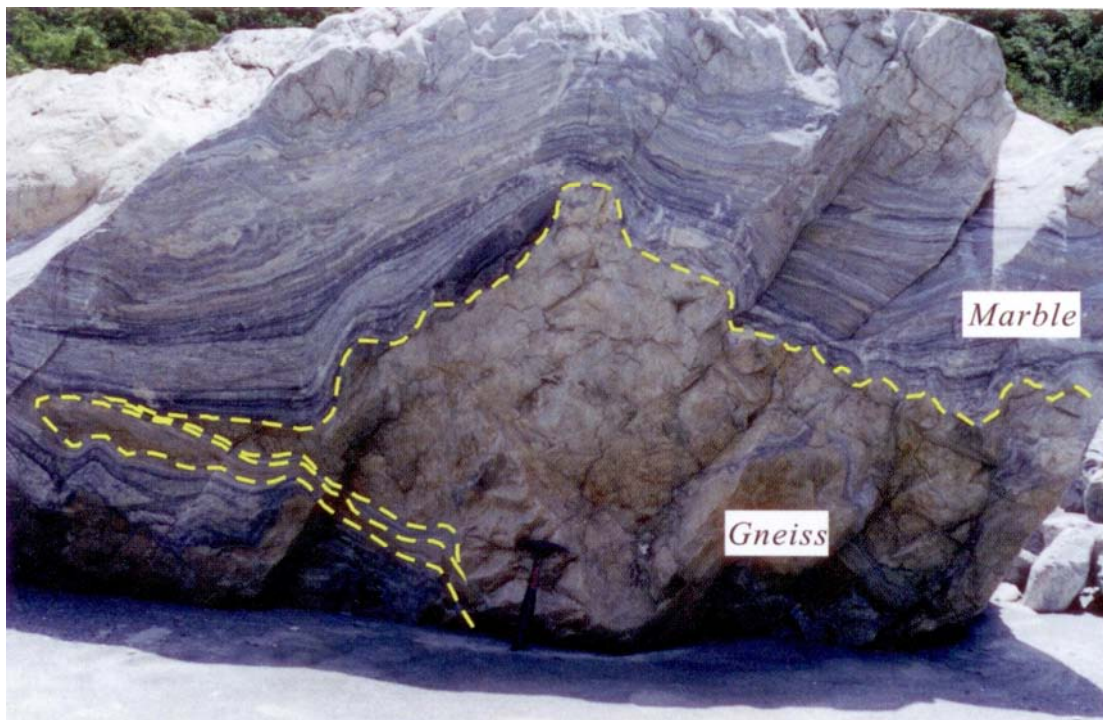


圖 4-55 尖滅於大理岩中的片麻岩（摘自台灣地質圖說明書－新城圖幅，2009）。

表 4-8 名錄登錄表：靳珩峽谷（燕子口）

位置資料		編號：	
地名：靳珩峽谷（燕子口）		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.172819°N/121.559194°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：九曲大理岩
岩性（岩石）：塊狀大理岩
特殊地質構造： ☐ 褶皺 ☐ 斷層 ☐ 其他_____
礦物：方解石
化石：

地景描述：

靳珩峽谷位處九曲大理岩層內，此處大理岩曾深埋於地底，受塑性流褶皺作用影響，岩壁上呈現各式彎曲線型。

河流在侵蝕的過程中，當下蝕大於側蝕時，會形成深狹的河谷，最狹窄處僅約 10 公尺；在太魯閣九曲大理岩分布範圍內，由於地層堅硬、側蝕不明顯，上坡度較陡且水流量大等條件，造成河水流速加快，下蝕力強，再加上本區域每年 5mm 左右的抬升速率，使谷壁陡峭，形成鋸切峽谷（saw-cut gorge）的地形景觀（圖 4-57）。

在峽谷的西端，從靳珩公園眺望，可看見猶如「印地安人頭像」的山壁，此因石灰質大理岩及方解石的硬度差異，受到河水的差異侵蝕及溶蝕而成。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他_____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☐ 人為破壞 ☒ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他_____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____		

到達路線：☐公車 ☒自用車 ☐步行 ☐其他 _____

省道台八線舊路，燕子口步道內，過靳珩舊橋後。從靳珩公園內亦可向西眺望（圖4-56）。

土地所有權：☒公有 ☐私有

土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（1991）大禹嶺圖幅，經濟部中央地質調查所。

現場照片



圖 4-56 靳珩峽谷位置圖（修改自 google earth）。



圖 4-57 靳珩峽谷。

表 4-9 名錄登錄表：魚躍龍門（九曲洞）

位置資料		編號：	
地名：魚躍龍門（九曲洞）		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.168228°N/121.532172°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：九曲大理岩
岩性（岩石）：塊狀大理岩
特殊地質構造： ☒ 褶皺 ☒ 斷層 ☐ 其他_____
礦物：方解石
化石：

地景描述：

九曲洞步道的對岸，可看見科蘭溪傾瀉而下，注入立霧溪中，旁有一大理岩塊狀似鯉魚上溯，因此名之（圖 4-59）。科蘭溪坡度陡急，溪水沖蝕大理岩壁而切出一條峽谷，若經長年累月的充實，亦可形成九曲洞至燕子口般的峽谷景觀，可說是太魯閣峽谷的前生。 在九曲洞步道 900-1000 公尺處，可見古斷層的痕跡，斷層角礫岩（圖 4-60）、擦痕清晰可見，周圍有明顯崩塌。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他_____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☐ 人為破壞 ☒ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他_____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____		
到達路線： ☐ 公車 ☒ 自用車 ☐ 步行 ☐ 其他_____		
省道台八線舊路，九曲洞步道 850 公尺處（圖 4-58）。		
土地所有權： ☒ 公有 ☐ 私有		
土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處		

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（1991）大禹嶺圖幅，經濟部中央地質調查所。

現場照片

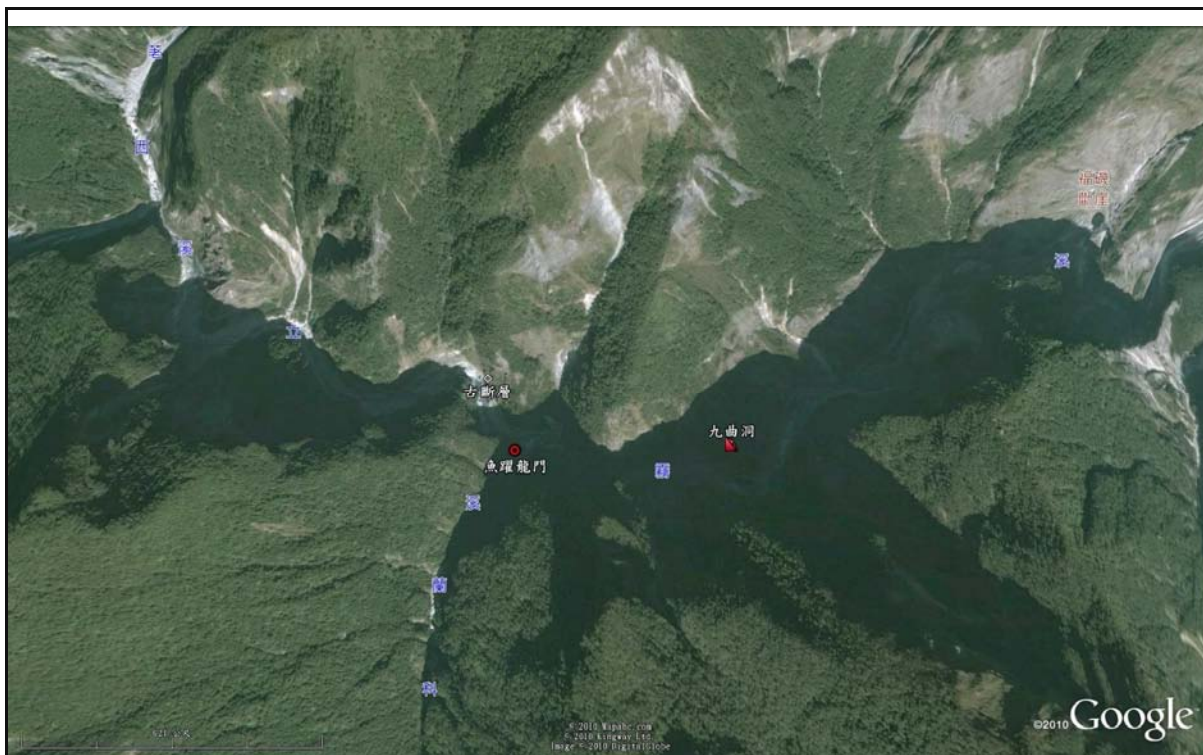


圖 4-58 魚躍龍門位置圖（修改自 google earth）。

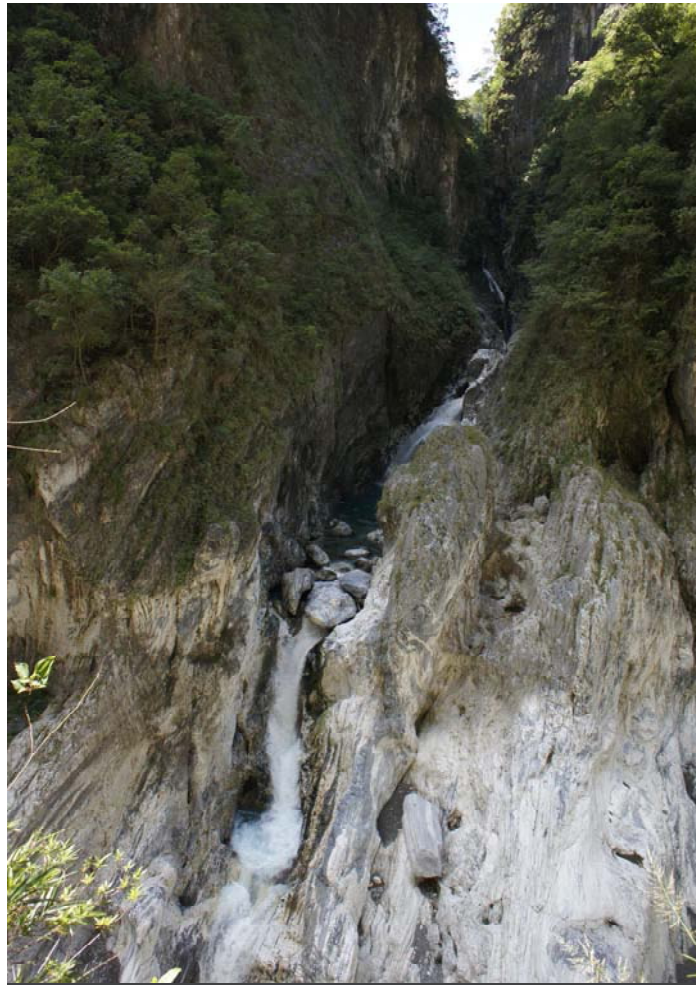


圖 4-59 科蘭溪與立霧溪會流處，可見魚躍龍門景觀。



圖 4-60 九曲洞步道 1000 公尺處，可看見斷層角礫岩，為斷層活動證據。

表 4-10 名錄登錄表：荖西溪（合流）

位置資料		編號：	
地名：荖西溪（合流）		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.180529°N/121.519083°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：九曲大理岩、谷園片岩
岩性（岩石）：塊狀大理岩、淺至深灰色泥質變質岩（包括千枚岩、雲母片岩，夾變質砂岩或石英雲母片岩）
特殊地質構造： ☐ 褶皺 ☒ 斷層 ☐ 其他_____
礦物：方解石、石英、長石、雲母、綠泥石。
化石：

地景描述：

荖西溪平均坡度 32.5°，在地形時期的區分中，屬於幼年期的河谷。在其流域範圍中，跨越九曲大理岩與谷園片岩兩地層，在溪谷看看到許多石英脈被拉張、扭曲的現象；大理岩區邊坡陡峭，呈U型谷狀（圖 4-62）；片岩區邊坡較易崩塌後退，河谷呈V型；在片岩區，河道兩側可觀察到 2-3 階的現生河階，部分高度可大於 2 公尺（圖 4-63，藍色箭頭）。

在荖西溪上游，可看一大型崩塌地（圖 4-63，紅色箭頭），落石在坡角形成錐形碎屑堆積，稱之為崖錐堆積。容易發生落石型山崩的地方有：(1)有張裂縫存在、坡頂懸空或坡腳下切之陡崖；(2)陡峭之岩層層面、斷層面、節理面傾向邊坡之自由面；(3)節理開口充填泥質或細粒材料；(4)互層的地層；(5)高孔隙水壓及容易受到季節性結凍或熱脹冷縮作用；(6)快速解壓或風化的斜坡受豪雨或類似的擾動；(7)陡峭、垂直、倒懸或受到底挖或岩石表面有開口裂隙之崖壁；觀察本處崩塌地的現象，可排除(1)、(3)、(4)、(5)、(6)、(7)等因素，推測此處是受到斷層面通過的影響，但真正原因有待進一步確認。

在荖西溪與立霧溪會流處，稱之為合流，慈母橋西側有一合流台地，仔細看其露出的岩層，可看到明顯的礫石層堆積（圖 4-64），此礫石階地屬於埋積谷階地，海拔高度在 460-490 公尺間，厚度約 80-100 公尺，其階面明顯較荖西溪寬，根據古水流方向的調查，此階地應屬於立霧溪的古河道（圖 4-65）（Liu，1998）。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
---------	----	----

高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他 _____		
威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☐ 人為破壞 ☐ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他 _____		
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____		
到達路線： ☐ 公車 ☒ 自用車 ☒ 步行 ☐ 其他 _____ 省道台八線，慈母橋東方，立霧溪支流。乾季時可延溪床上溯；雨季時，從慈母亭旁之錐麓古道向上游走，在尋前人路跡下至河床（圖 4-61）。		
土地所有權： ☒ 公有 ☐ 私有		
土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處		

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（1991）大禹嶺圖幅，經濟部中央地質調查所。

Liu Chih-Shae (1998) Depositional environment and correlation of quaternary stream terraces in the Liwuchi valley, Taluko National Park. Journal of the geological society of China. Vol.41, No.1, P81-107.

齊士崢(1994)立霧溪流域的河階地。國立臺灣大學地理學系地理學報第17期，頁33-46。

劉志學(1989)立霧溪河階之沈積學研究與對比。國立台灣大學地質學研究所碩士論文。

現場照片

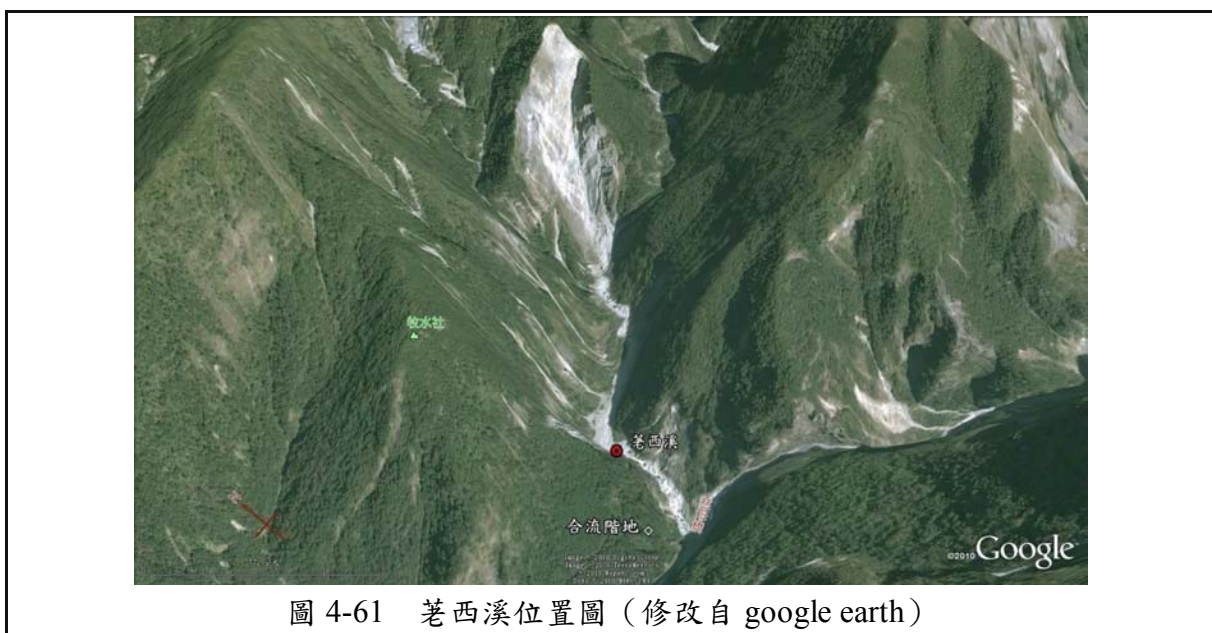




圖 4-62 荖西溪下游多位於大理岩區，河谷呈陡峭的U型。



圖 4-63 荖西溪上游河谷位於片岩區，河谷開闊呈V型；河谷兩側有 2-3 階的現生階地。



圖 4-64 合流台地出露的礫石層。

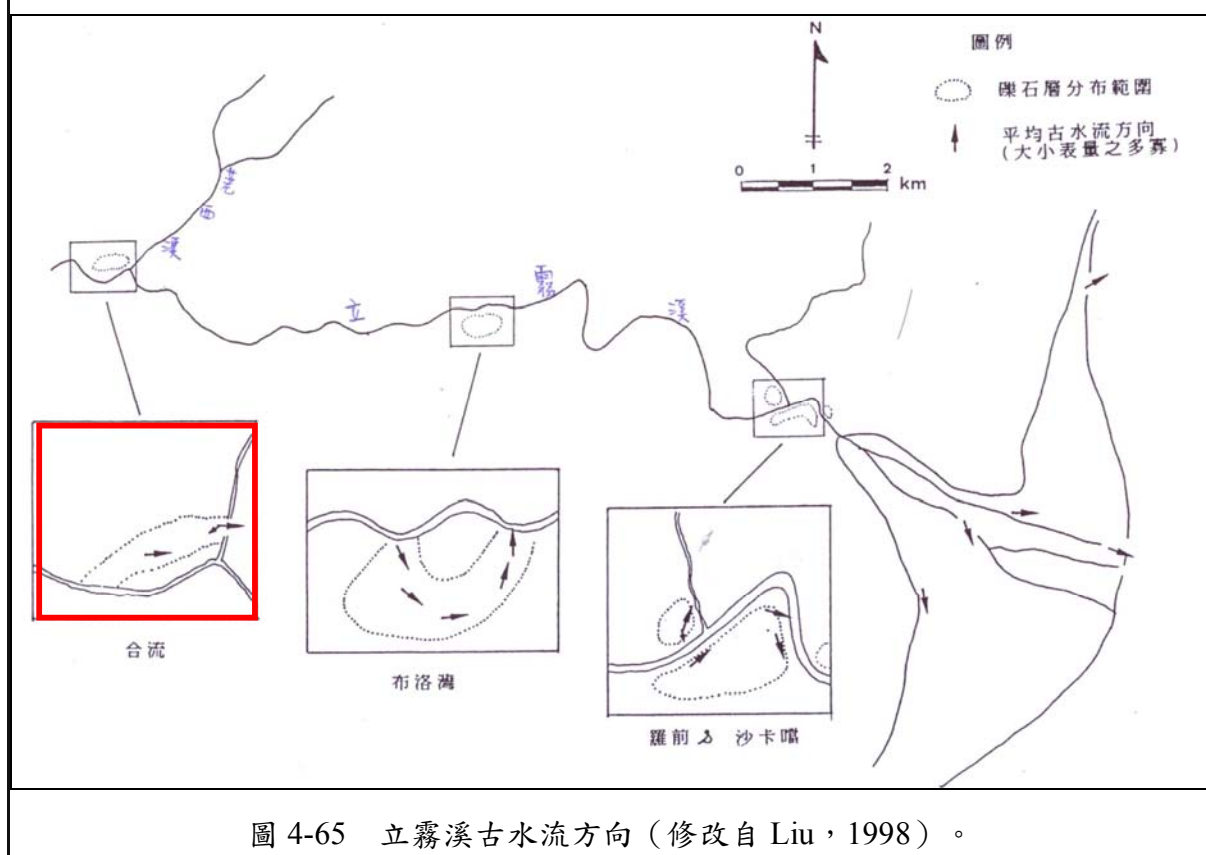


圖 4-65 立霧溪古水流方向（修改自 Liu，1998）。

表 4-11 名錄登錄表：南湖圈谷

位置資料		編號：	
地名：南湖圈谷		記錄者：	劉瑩三
地理區： ☐ 北區 ☐ 中區 ☐ 南區 ☒ 東區		調查日期：	2010
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.371442°N/121.445755°E			

地質地形概況

地質區： ☐ 西部麓山帶 ☒ 脊樑山脈 ☐ 雪山山脈 ☐ 海岸山脈 ☐ 火成岩區
地形區： ☒ 山地 ☐ 丘陵 ☐ 台地 ☐ 盆地 ☐ 平原 ☐ 海岸 ☐ 離島
地層：畢祿山層、廬山層（大禹嶺層）
岩性（岩石）：
特殊地質構造： ☐ 褶皺 ☐ 斷層 ☒ 其他 <u>冰斗</u>
礦物：
化石：

地景描述：

南湖大山海拔 3740 公尺，在台灣百岳中名列第八，並與玉山、雪山、秀姑巒山、大武山等並稱台灣五嶽。地層分布上出露了始新世至漸新世的畢祿山層，以及中新世廬山層。 冰雪終年不化的下界稱為「雪線」，通常與冰斗下方的冰坎高度大致相同，雪線之上，因長時間的積雪、重壓以及在結晶，會形成大量的積冰，若位處有坡度的山岳中，會逐漸形成冰川，並在山岳中留下冰蝕、冰磧的痕跡，諸如冰斗、冰帽、U 型谷、懸谷、冰坎、三角切面、冰磧丘...等；在冰緣環境中也可見到「石流坡」等長期受凍融作用的冰緣地形。 南湖大山區的迎風面年雨量高達 3000mm 以上，年均溫為 3.8℃，但冬天月均溫會低於 0℃，冬季積雪深厚，屬於冰緣環境，在民國 72-87 年間，曾有盛暑時節為完全融雪的記錄。對於台灣是否曾有過高山冰河的議題，從光復前至今，一直有正反兩方的各種論點；過去富田方郎（1934）、鹿野忠雄（1932-1934）、劉志學（1986）、楊建夫（1999）、王鑫（2000）等多人，都曾對本區域的冰河遺跡提出各項證據，雖然對與圈谷數量及其他冰河證據各有異同之處，但多證實了冰河曾經存在的事實（圖 4-67），因此推測台灣地區在末次冰期曾有高山冰河出現（圖 4-68）。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： ☐ 非常好 ☒ 很好 ☐ 普通 ☐ 差 ☐ 極差 ☐ 其他 _____		

威脅景點之行為類型： ☐ 不當之遊憩規劃 ☐ 開發建設 ☐ 遊憩衝擊 ☒ 人為破壞 ☐ 風化與侵蝕作用 ☐ 環境承載 ☐ 其他 _____
非地質方面的重要內容： ☐ 鳥類 ☐ 爬蟲類 ☐ 老樹 ☐ 特有物種 _____ ☐ 廟宇 ☐ 古蹟 ☐ 建築 ☐ 特殊生態 _____
到達路線： ☐ 公車 ☐ 自用車 ☒ 步行 ☐ 其他 _____ 省道台七甲至思源啞口，延 710 林道步行可至登山口，來回需四天以上的時間（圖 4-66）。
土地所有權： ☒ 公有 ☐ 私有
土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

富田芳郎（1934）南湖大山冰河圈谷發見。台灣地學記事 4，頁 11-12。

鹿野中雄（1932）台灣高山地域於二三地形學的觀察（一），地理學評論 8，頁 26-32

鹿野中雄（1934）台灣高山彙於冰河地形研究 1-4。地理學評論 10。

劉志學（1986）再論南湖大山之冰蝕地形。台灣大學地質系系刊（8），頁 65-66。楊

楊建夫（1999）雪山主峰圈谷群末次冰期的冰河遺跡研究，國立臺灣大學地理學研究所博士論文。

王鑫（2000）南湖大山圈谷群古冰河遺跡研究初步調查。太魯閣國家公園管理處。

現場照片



圖 4-66 南湖圈谷位置圖（修改自 google earth）。

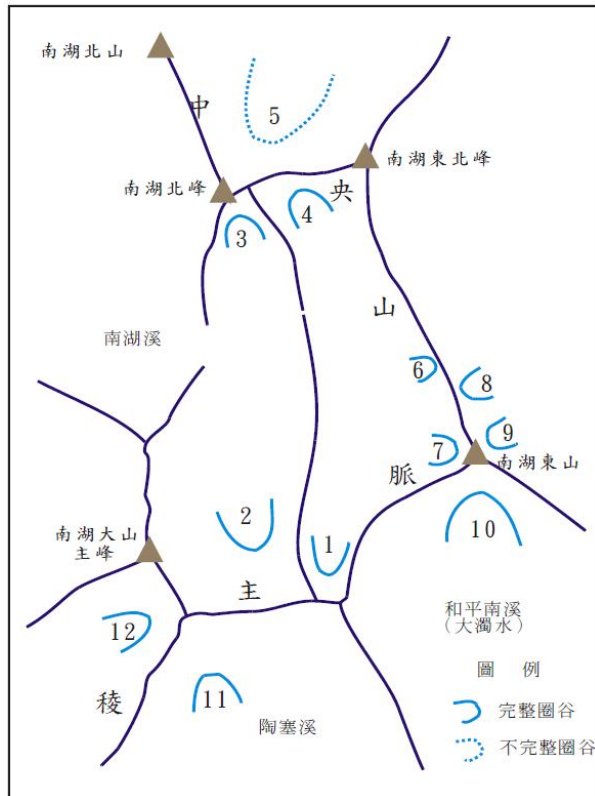


圖 4-67 鹿野忠雄所發現的南湖大山區圈谷（冰斗）分布（摘自王鑫，2000）



圖 4-68 岳界所稱的上圈谷，位於圖 4.27 的 4 號圈谷位置，為台灣曾有高山冰出現的證據之一（照片由謝孟龍先生提供）。

第五章 結論與建議

5.1 結論

1. 由於今年的雨量較少，3D 雷射掃描儀對錦文橋、白沙橋、綠水、天祥等地的河道監測結果顯示，河道的侵蝕與堆積量比上一年度減少許多，但錦文橋與白沙橋的侵蝕量，部分區段可達約 1.5 公尺。比對氣象、水文及地質等資料，可發現錦文橋因河道為全新世年輕的現代沈積物，穩定度低，河道受侵蝕的強況較明顯。白沙橋則位在立霧溪河道彎曲處，因此在河道的基蝕坡側有局部侵蝕量較大的情形。
2. 由時頻分析結果可知，天祥地區的雨量能量遠大於花蓮市區的雨量能量，且除了天祥地區雨量因素外，也有其他因素造成綠水站流量的改變。時頻分析亦指出含砂量多數與流量能量變化時間相符，含砂量變化情形較為混亂，且有部份時段是在流量無增加情形而含砂量能量有突增情形，可說明含砂量的增加現象多於流量增加次數。
3. 分析 2000 年 1 月 1 日至 2010 年 5 月 26 日，取自 BATS (台灣寬頻地震網) 涵蓋東經 120.5 度至 122.5 度，北緯 23.5 度至 25.5 度，地震規模 >5 的資料，顯示鄰近太魯閣國家公園地區的美崙斷層附近區域，於 2000 年之後，有持續且規模 >5 的地震活動，並初步獲得地震斷層面解圖 (fault plane solution)，規模 >4 的地震則歸納出地震隱沒方向圖，同時依地震規模 >3 的資料，獲得地震事件震源深度三維圖及地震隱沒方向圖。
4. 立霧河流域共計有懸谷地形 9 處，懸谷地形與地質交界無關，但是本研究認為立霧溪流經大理岩區 (PM_2) 的比例最高，大理岩無法提供足夠的屑碎增加河流的下切能力，這是立霧溪產生特別多懸谷地形的原因；相反的，流經畢祿山層 (EP) 和綠色片岩區

(PM₃)，因為板岩、片岩、片麻岩...等可以提供足夠的屑碎供河流下切，在匯入主流時比較不容易形成懸谷地形。

5. 本年度共登錄了和仁、葫蘆谷、寧安橋、白沙橋、靳珩峽谷、魚躍龍門、荖西溪與南湖圈谷 8 個地質景觀名錄，可做為管理處推動解說與保育等經營之參考。

5.2 未來工作建議

由二年度研究計畫所得的結果，已初步瞭解太魯閣峽谷地區短期地形發育的情形，及其與降雨量、地震之關係。但是影響峽谷發育的變因中，仍有許多未明瞭之處，本計畫建議持續進行相關研究工作，未來的工作包括如下：

1. 以 10 公尺解析度的地形圖，繪製巨礫的分布，並分析其分布與峽谷型態、岩性、落石崩塌的關係。
2. 透過碳 14 定年法，測定河口、階地等低海拔地區漂木等碳質物年代，以了立霧溪流域的抬升率。
3. 繪製河流縱剖面，瞭解立霧溪流域遷急點分布位置，探究其後退機制。
4. 利用衛星影像、航空照片等，判釋大尺度的地表變形作用。嘗試以 DInSAR 的方式呈現全區的地形變化。
5. 整合過去兩年及其他太魯閣地區 3D 雷射掃描儀的測量結果，持續監測立霧溪流域侵蝕、堆積的變化情況。
6. 持續更新並增加特殊景點之名錄登錄。

參考文獻

中文部分

- 王執明（1991）太魯閣峽谷之變質岩。太魯閣國家公園管理處。
- 王執明、藍晶瑩（1995）台灣的片麻岩。經濟部中央地質調查所。
- 王執明（2001）永遠的瑰寶：太魯閣峽谷。大地地理文化科技事業股份有限公司。
- 王鑫（1984）太魯閣國家公園地理、地形及地質景觀。太魯閣國家公園管理處。
- 王鑫（2000）南湖大山圈谷群古冰河遺跡研究初步調查。太魯閣國家公園管理處。
- 杜友仁（1996）基隆河之地形研究。國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
- 吳麗娟（1999）台灣北部主要河川遷急點之地形研究。中國文化大學地學研究所碩士論文。
- 沈淑敏（1989）台灣北部地區主要瀑布群的地形研究。國立台灣師範大學地理研究所碩士論文。
- 何春蓀（1986）台灣地質概論，經濟部中央地質調查所。
- 李春生（1984）台灣立霧溪以北的大南澳群之地層研究。中央地質調查所特刊第三號，頁 1-10。
- 李光中（2003）世界遺產潛力點太魯閣研究資料蒐集計畫。花蓮縣文化局。
- 李光中（2006）世界自然遺產在太魯閣。國家公園雙月刊 9 月，內政部營建署，頁 12-17。
- 金恆鑣、陳彥章、程煒兒（1989）太魯閣國家公園峽谷區的溪水與湧泉水質調查。太魯閣國家公園管理處。
- 高嘉鈴（2010）應用河流縱剖面分析研究台灣中央山脈東翼構造活動。國立東華大學地球科學所碩士論文。
- 張明洵、王美如、孫麗珠（1991）太魯閣國家公園。內政部營建署太魯閣

國家公園管理處。

張有和、張成華（2008）中橫公路水準測量：太魯閣至洛韶橋 2000-2008

年成果比較。中華民國地質學會與中國地球物理學會 97 年年會。

鹿野中雄（1932）台灣高山地域於二三地形學的觀察（一），地理學評論 8，頁26-32

鹿野中雄（1934）台灣高山彙於冰河地形研究1-4。地理學評論10。

富田芳郎（1934）南湖大山冰河圈谷發見。台灣地學記事4，頁11-12。

陳培源（1963）花蓮砂卡礑溪及荖西溪產硬綠泥石岩。台大地質系研究報告第 10 期頁 11-27。

陳培源（2006）台灣地質。台灣省應用地質技師公會。

陳其瑞（1996）台灣的大理岩，經濟部中央地質調查所。

陳顯銘（2006）坡地微地形資料之建立與分析方法—以九份地區為例。東南技術學院防災科技研究所碩士論文。

陳政恆（1989）臺灣大南澳片岩區溝鞭藻化石初步研究。國立臺灣大學碩士論文。

陳于高（1988）大漢溪下游河階台地碳十四定年與對比之研究。國立台灣大學地質學研究所碩士論文

陳嘉俞（2009）台灣花蓮北部地區的新構造與近期地殼變形運動。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文。

陳文山、劉瑩三、楊小青（2002）太魯閣國家公園蘇花沿線地質地地形資源調查暨解說文稿。太魯閣國家公園管理處。

陳朝輝、張文彥、呂佩玲、郭冠宏（2009）彙整分析台灣地區地震活動度。中央氣象局地震技術報告彙編。

曾義星、史天元（2003）三維雷射掃描技術及其在工程測量上之應用。中國土木水利工程學會刊。

游登良（2008）國家公園與世界遺產，華立圖書股份有限公司。

齊士崢（1994）立霧溪流域的河階地。國立臺灣大學地理學系地理學報第 17 期，頁33-46。

齊士崢（1995）河川地形演育與潛在地形災害。國立台灣大學地理系地理

- 學報第十九期，頁51-70。
- 黃信樺（2007）台灣東北地區的地震構造：由碰撞末期轉變為隱沒拉張之構造特性。國立台灣大學理學院地質科學所碩士論文。
- 劉志學（1989）立霧溪河階之沈積學研究與對比。國立台灣大學地質學研究所碩士論文。
- 劉志學（1986）再論南湖大山之冰蝕地形。台灣大學地質系系刊（8），頁65-66。
- 劉瑩三（2006）太魯閣峽谷的前世今生。國家公園雙月刊 9 月，內政部營建署，頁 28-31。
- 劉瑩三、張有和（2009）太魯閣峽谷景觀發育歷史研究及美質地景監測計畫（第一期），太魯閣國家公園管理處。
- 楊建夫（1999）雪山主峰圈谷群末次冰期的冰河遺跡研究，國立臺灣大學地理學研究所博士論文。
- 鄧屬予（2006）臺灣第四紀大地構造。經濟部中央地質調查所特刊，18 期，1-24 頁。
- 應紹舜（1994）國家公園概論，應紹舜，165-173 頁。
- 顏滄波、盛健君、耿文溥（1951）臺灣變質雜岩中含紡錘蟲石灰岩之發現。臺灣省地質調查所彙刊第三號，頁45。
- 顏滄波（1953）臺灣變質雜岩中之古生代晚期化石。臺灣省地質調查所彙刊第四號，頁23-26。
- 顏滄波（1960）台灣北部大南澳片岩之地層學的研究。地質調查所彙刊第 12 號，頁 53-66。
- 顏滄波（1963）台灣大南澳片岩區中之變質。中國地質學會會刊。

英文部分

- Chemenda, A.I. (1994) Subduction: Insights from physical modeling, Kluwer Academic Pub.
- Chemenda, A.I. (1995) Possible evolutionary model for the Taiwan collision explaining rock exhumation and extension in the Central Range.

- Chen, P.Y. (1991) Basaltic-andesitic volcanic rocks from the areas of Changshihchiao and Hsiangyang: Southern EW Cross Island Highway, Taiwan: Special Publication of the Central Geological Survey, v. 5, p. 127–159.
- Chen, W.S., and Wang, Y. (1988) Development of deep-sea fan systems in Coastal Range basin, eastern Taiwan: *Acta Geologica Taiwanica*, v. 26, p. 36–56.
- Chen, Y.G., and Liu, T.K. (2000) Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, p. 923-930.
- Liu, Chi-Ching, and Yu, Shui-Beih (1990) Vertical crustal movements in eastern Taiwan and their tectonic implications: *Tectonophysics*, v. 183, p. 111-119.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., and Stark, C.P. (2003) Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen: *Nature*, v. 426, p. 648-651.
- Deramond, J., Delcaillau, B., Souquet, P., Angelier, J., Chu, H.T., Lee, J.F., Lee, T.Q., Liew, P.M., Lin, T.S., and Teng, L. (1996) Uplift and subsidence records in active foreland basins. A case history: the foothills of Taiwan (8 Ma to Present): *Bulletin-societe Geologique de France*, v.167, p. 111-124.
- Dorsey, R.J., and Lundberg, N. (1988) Lithofacies analysis and basin reconstruction of the Plio–Pleistocene collisional basin: Coastal Range of eastern Taiwan: *Acta Geologica Taiwanica*, v. 26, p. 57-132.
- Enge, H.D., and Howell, J.A. (2010) Impact of deltaic clinothems on reservoir performance: Dynamic studies of reservoir analogs from the Ferron Sandstone Member and Panther Tongue, Utah: *Aapg Bulletin*, v. 94, p. 139-161.

- Gilbert, G.K. (1877) Report on the geology of the Henry Mountains: US Geog. and Geol. Survey, Rocky Mtn. Region, v. 160, p.99-153.
- Hartshorn, K., Hovius, N., Slingerland, R., Dade, B., and Lin, J. (2001) Linking observations and physics of fluvial bedrock erosion in an active mountain belt, east central Taiwan: Eos (Transactions, American Geophysical Union),v. 82, p. F585.
- Hsieh, M.L., Liew, P.M., and Hsu, M.Y. (2004) Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: Quaternary International, v. 115, p. 47-70.
- Hirata, N., Kinoshita, H., Katao, H., Baba, H., Kaiho, Y., Koresawa, S., Ono, Y., and Hayashi, K. (1991) Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough: Part 3. Crustal structure of the southern Okinawa Trough.
- Hopkinson, C., Chasmer, L., Young-Pow, C., and Treitz, P. (2004) Assessing forest metrics with a ground-based scanning lidar: Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere, v. 34, p. 574-583.
- Huang, N.E., Chern, C.C., Huang, K., Salvino, L.W., Long, S.R., and Fan, K.L. (2001) A new spectral representation of earthquake data: Hilbert spectral analysis of station TCU129, Chi-Chi, Taiwan, 21 September 1999: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 91, p. 1310-1338.
- Huang, N.E., Shen, Z., Long, S.R., Wu, M.C., Shih, H.H., Zheng, Q., Yen, N.C., Tung, C.C., and Liu, H.H. (1998) The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis: Proceedings: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, v. 454, p. 904-995.
- Huang, N.E., and Wu, Z. (2008) A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies: Reviews of Geophysics, v. 46, No.2, RG2006.
- Huang, Y., Schmitt, F.G., Lu, Z., and Liu, Y. (2009) Analysis of daily river

- flow fluctuations using empirical mode decomposition and arbitrary order Hilbert spectral analysis: *Journal of Hydrology*.
- Jahn, B. M. (1988) Pb-Pb dating of young marbles from Taiwan: *Nature*, v. 332, p. 429-432.
- Jahn, B.M., Chi, W.R., and Yui, T.F. (1992) A late Permian formation of Taiwan (marbles from Chia-Li Well No. 1): Pb–Pb isochron and Sr isotopic evidence, and its regional geological significance: *J. Geol. Soc. China*, v. 35, p. 193–218.
- Jahn, B.M., Martineau, F., and Cornichet, J. (1984) Chronological significance of Sr isotopic compositions in the crystalline limestones of the Central Range, Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 6, p. 295-301.
- Jones, R.R., Healy, D., Imber, J., Wightman, R., McCaffrey, K., Holdsworth, B. (2007) Linking seismic and sub-seismic fault predictions using laser scanning of outcrop analogues, AAPG 2007 annual convention & exhibition, Volume 2007: *Sedimentary Geology*, p. 71.
- Kirstein, L.A., Fellin, M.G., Willett, S.D., Carter, A., Chen, Y.G., Garver, J.I., and Lee, D.C. (2009) Pliocene onset of rapid exhumation in Taiwan during arc–continent collision: new insights from detrital thermochronometry: *Basin Research*, v. 22, Issue3, p.270-285.
- Lai, T., Hsieh, M., Liew, P., and Chen, Y. (2002) Holocene rock uplift and subsidence in the coastal area of Taiwan: AGU Fall Meeting, Abstract #T61B-1273.
- Li, Y.H. (1976) Denudation of Taiwan island since the Pliocene epoch: *Geology*, v. 4, p. 105.
- Liew, P.M., Pirazzoli, P.A., Hsieh, M.L., Arnold, M., Barusseau, J.P., Fontugne, M., and Giresse, P. (1993) Holocene tectonic uplift deduced from elevated shorelines, eastern Coastal Range of Taiwan: *Tectonophysics*, v. 222, p. 55-68.
- Liu Chih-Shae (1998) Depositional environment and correlation of quaternary

- stream terraces in the Liwuchi valley, Taluko National Park. *Journal of the geological society of China*. Vol.41, No.1, P81-107.
- Lundberg, N., and Dorsey, R.J. (1990) Rapid Quaternary emergence, uplift, and denudation of the Coastal Range, eastern Taiwan: *Geology*, v. 18, p. 638.
- Liu, T.K., Hsieh, S., Chen, Y.G., and Chen, W.S. (2001) Thermo-kinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon fission track dating: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 186, p. 45-56.
- Malavieille, J., and Trullenque, G. (2009) Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling: *Tectonophysics*, v. 466, p. 377-394.
- Pizzuto, J., O'Neal, M., and Stotts, S. (2010) On the retreat of forested, cohesive riverbanks: *Geomorphology*, v. 116, p. 341-352.
- Peng, T.H., Li, Y.H., and Wu, F.T. (1977) Tectonic uplift rates of the Taiwan island since the early Holocene: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 2, p. 57–69.
- Rau, R.-J., and Wu, F.T. (1995) Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 133, p. 517-532.
- Senroy, N., Suryanarayanan, S., Steurer, M., and Woodruff, S.L. (2009). Adaptive transfer function estimation of a notional high-temperature superconducting propulsion motor: *Industry Applications*, v. 45, p. 651.
- Sibuet, J.C., and Hsu, S.K. (1997) Geodynamics of the Taiwan arc-arc collision: *Tectonophysics*, v. 274, p. 221-251.
- Sibuet, J.C., and Hsu, S.K. (2004) How was Taiwan created?: *Tectonophysics*, v. 379, p. 159-181.
- Sibuet, J.C., Hsu, S.K., and Debayle, E. (2004) Geodynamic context of the Taiwan orogen: *Geophysical monograph*, v. 149, p. 127-158.

- Sibuet, J.C., Hsu, S.K., Shyu, C.T., and Liu, C.S. (1995) Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin: Backarc Basins: Tectonics Magmatism, p. 344-379.
- Sole, J., Turiel, A., Estrada, M., Llebot, C., Blasco, D., Camp, J., Delgado, M., Fernandez-Tejedor, M., and Diogene, J. (2009) Climatic forcing on hydrography of a Mediterranean bay (Alfacs Bay): EGU General Assembly 2009.
- Stein, S., and Wysession, M. (2003) An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Wiley-Blackwell.
- Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate: Tectonophysics, v. 42, p. 209-226.
- Suppe, J. (1981) Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan: Mem. Geol. Soc. China, v. 4, p. 67-89.
- Shyu, J. B. Sieh, H., K., Chen, Y.G., Liu C.S. (2005) Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. J. Geophys. Res., 110, B08402, doi: 10.1029/2004JB003251.
- Schumm, S. A. (1977) The fluvial system, The Blackbum Press: New York.
- Teng, L.S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan: Tectonophysics, v. 183, p. 57-76.
- Teng, L.S., Wang, Y., Tang, C.H., Huang, C.Y., Huang, T.C., Yu, M.S., and Ke, A. (1991) Tectonic aspects of the Paleogene depositional basin of northern Taiwan, Volume 34, p. 313–336.
- Turowski, J.M., Hovius, N., Meng-Long, H., Lague, D., and Men-Chiang, C. (2007) Distribution of erosion across bedrock channels: Earth Surface Processes and Landforms, v. 33, p. 354-363.
- Whipple, K.X. (2001) Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation?: American Journal of Science, v. 301, p. 313.
- Whitmarsh, R.B., Pinheiro, L.M., Miles, P.R., Recq, M., and Sibuet, J.C. (1993) Thin Crust At The Western Iberia Ocean Continent Ttansion and

- Ophiolites: Tectonic, v. 12, p. 1230-1239.
- Willett, S.D. (2006) Tectonics, climate, and landscape evolution, Geological Society of Amer.
- Willett, S.D., Fisher, D., Fuller, C., Yeh, E. C., and Lu, C. Y., (2003) Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry: *Geology*, v. 31, p. 945.
- Wobus, C. W., Crosby, B. T., and Whipple, K. X. (2006) Hanging valleys in fluvial system: Control on occurrence and implications for landscape evolution. *J. Geophys. Res.*, 111, F02017, doi:10.1029/2005JF000406.
- Wu, F.T., Rau, R.J., and Salzberg, D. (1995) Are we ready to critically evaluate hypotheses of Taiwan Orogeny? In: Program and Expanded Abstracts of International Conference and 3rd Sino-Frence Symposium on Active Collision in Taiwan, Taipei, Taiwan, p. 293-300.
- Wu, Z., Huang, N.E., and Chen, X. (2009) The multi-dimensional ensemble empirical mode decomposition method: *Advances in Adaptive Data Analysis*, v. 1, p. 339–372.
- Yen, T.P. (1975) Lithostratigraphy and geologic structure of Taiwan: *Geology and Palaeontology of Southeast Asia*, v. vol.15, p. 304-323.
- Yu, S. B., Jackson, D. D., Yu, G. K., Liu, C. C. (1990) Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 183, 97-109.
- Yu, S.B., Chen, H.Y., and Kuo, L.C. (1997) Velocity field of GPS stations in the Taiwan area: *Tectonophysics*, v. 274, p. 41-59.
- Yu, S.B., and Kuo, L.C. (2001) Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan: *Tectonophysics*, v. 333, p. 199-217.
- Zhang, R.R., Ma, S., and Hartzell, S. (2003) Signatures of the seismic source in EMD-based characterization of the 1994 Northridge, California, earthquake recordings: *Bulletin of the Seismological Society of America*,

v. 93, p. 501.

網站資料

世界遺產協會，<http://www.what.org.tw/heritage/>，99/05/10。

太魯閣國家公園管理處，<http://old.taroko.gov.tw/MainPages/Welcome/>，
99/12/01。

BATS，<http://bats.earth.sinica.edu.tw/>，99/05/30。

中央地質調查所，<http://www.moeacgs.gov.tw/main.jsp>，99/11/18。

中央氣象局，<http://www.cwb.gov.tw/>，99/11/12。

台灣板塊邊界觀測計畫，<http://gps.earth.sinica.edu.tw>，99/11/30。

台灣國家公園公共設施管理系統，<http://nppw.cpami.gov.tw/>，99/10/25。

地圖資料

五萬分之一地質圖（1991）大禹嶺圖幅，經濟部中央地質調查所。

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

五十萬分之一台灣地質圖（2000）經濟部中央地質調查所。

附錄

附錄一 陸地雷射掃描儀反光圓柱誤差值結果（單位：公尺）

2007 年 7 月 3 日				2007 年 8 月 30				2007 年 11 月 16			
位	編號	距離	誤差	位	編號	距離	誤差	位	編號	距離	誤差
1	SOCS_00	15.0	0.00	1	SOCS_0	10.71	0.00	1	SOCS_0	15.0	0.01
	SOCS_00	33.9	-0.00		SOCS_0	15.08	0.00		SOCS_0	33.91	0.02
	SOCS_00	31.5	0.00		SOCS_0	33.93	0.00		SOCS_0	3.8	0.02
	SOCS_00	60.2	-0.00		SOCS_0	31.57	0.00		SOCS_0	10.69	0.02
	SOCS_00	29.5	0		SOCS_0	29.50	-0		SOCS_0	15.06	0.0
	SOCS_00	19.0	0.00		SOCS_0	19.01	0.00	3	SOCS_0	50.21	0.04
	SOCS_00	26.4	0	2	SOCS_0	33.12	-0		SOCS_0	37.77	-0.01
	SOCS_00	10.7	0		SOCS_0	41.59	0.00		SOCS_0	26.57	0.0
	SOCS_00	60.2	0.00		SOCS_0	26.62	-0.0		SOCS_0	34.0	0.00
2	SOCS_00	42.5	0.00		SOCS_0	27.85	0.00		SOCS_0	19.19	0.00
	SOCS_00	33.3	0		SOCS_0	43.65	-0		SOCS_0	27.76	0.00
	SOCS_00	24.4	0.01		SOCS_0	34.20	-0		SOCS_0	26.76	0.00
	SOCS_00	40.1	-0.00		SOCS_0	40.41	0	4	SOCS_0	36.86	0.0
	SOCS_00	56.8	0		SOCS_0	12.58	0.00		SOCS_0	28.50	0.02
	SOCS_00	40.6	0.00		SOCS_0	37.37	-0		SOCS_0	15.63	0.00
	SOCS_00	69.7	-0.01	3	SOCS_0	39.59	-0.0		SOCS_0	40.47	-0.01
	SOCS_00	41.5	0.00		SOCS_0	45.97	0		SOCS_0	54.6	0.00
	SOCS_00	32.5	-0.00		SOCS_0	9.90	0.0		SOCS_0	40.87	-0.01
3	SOCS_00	45.0	0.00		SOCS_0	32.84	0.00		SOCS_0	70.42	0.00
	SOCS_00	57.6	-0.00		SOCS_0	29.00	-0.0		SOCS_0	30.29	0.00
	SOCS_00	11.3	0.00		SOCS_0	23.6	0.00		SOCS_0	32.71	0.01
	SOCS_00	36.3	-0.00		SOCS_0	31.36	0.00		SOCS_0	40.76	0.00
	SOCS_00	47.5	-0.00		SOCS_0	21.70	0.00		SOCS_0	31.64	0.00
	SOCS_00	57.6	0.00		SOCS_0	32.84	0.00		SOCS_0	12.87	0.06
4	SOCS_00	22.4	-0.00	4	SOCS_0	12.79	-0	5	SOCS_0	15.52	0.0
	SOCS_00	52.8	-0.00		SOCS_0	18.9	-0		SOCS_0	10.1	0.00
	SOCS_00	40.0	-0.00		SOCS_0	11.79	0.00		SOCS_0	17.27	0.00
	SOCS_00	46.4	-0.00		SOCS_0	7.75	0		SOCS_0	14.45	0.0
	SOCS_00	10.3	0.00		SOCS_0	34.31	-0.0		SOCS_0	52.04	-0.00

5	SOCS_00	21.4	-0.02		SOCS_0	30.25	0.00		SOCS_0	50.89	-0.01
	SOCS_00	31.9	0.00		SOCS_0	64.0	0		SOCS_0	34.37	0.00
	SOCS_00	35.7	0.00		SOCS_0	4.70	0.00		SOCS_0	64.32	0.00
	SOCS_00	48.9	0.00	5	SOCS_0	68.05	0.00		SOCS_0	77.38	0
	SOCS_00	37.0	0.00		SOCS_0	65.64	-0.0		SOCS_0	2.46	0.00
	SOCS_00	15.7	0.00		SOCS_0	70.95	-0		SOCS_0	12.01	-0.00
	SOCS_00	56.	-0.00		SOCS_0	44.2	0.00		SOCS_0	17.51	0.00
	SOCS_00	63.5	-0.00		SOCS_0	40.79	-0.0	6	SOCS_0	70.7	-0.00
	SOCS_00	42.6	0.00		SOCS_0	14.00	0.01		SOCS_0	70.45	0.00
	SOCS_01	13.1	0.00						SOCS_0	66.66	0.00
	SOCS_00	35.4	0.00						SOCS_0	40.1	0.00
6	SOCS_00	41.4	-0.00						SOCS_0	67.17	0.00
	SOCS_00	13.5	0.00						SOCS_0	26.0	-0.02
	SOCS_00	38.1	-0.00						SOCS_0	26.50	-0.01
	SOCS_00	48.8	0.00						SOCS_0	12.84	0.01
	SOCS_00	33.5	0.00						SOCS_0	4.81	-0.00
	SOCS_00	32.0	-0.00								
	SOCS_00	26.6	0.01								
	SOCS_00	2	-0.00								
	SOCS_00	27.9	-0.00								
	SOCS_01	45.5	0								
8	SOCS_00	36.2	-0.00								
	SOCS_00	17.7	-0.00								
	SOCS_00	9.15	-0.00								
	SOCS_00	6.59	0.01								
	SOCS_00	4.80	0.00								
	SOCS_01	31.9	0.00								

附錄二 工作情形與景點照片



附圖 2-1
2010.05.05
錦文橋掃描情形 - 1



附圖 2-2
2010.05.05
錦文橋掃描情形 - 2



附圖 2-3
2010.05.13
白沙橋掃描情形 - 1

	附圖 2-4 2010.05.04 白沙橋掃描情形 - 2
	附圖 2-5 2010.05.19 綠水掃描情形 - 1
	附圖 2-6 2010.05.19 綠水掃描情形 - 2



附圖 2-7
2010.05.26
天祥掃描情形
- 1



附圖 2-8
2010.05.26
天祥掃描情形
- 2



附 圖 2-9
2010.07.21 錦
文橋掃描情形
-1



附圖 2-10
2010.07.21 錦
文橋掃描情形
-2



附圖 2-11
2010.07.29 天
祥掃描情形 -1

	附圖 2-12 2010.07.29 天 祥掃描情形 -2
	附圖 2-13 2010.08.04 綠 水掃描情形 -1



附圖 2-14
2010.08.04 綠
水掃描情形 -2



附圖 2-15
以反光片腳架
做為控制點



附圖 2-16
2010.06.24 靳
珩橋掃描情形
-1



附圖 2-17
2010.06.24 靳
珩橋掃描情形
-2

附錄三 期中審查會議紀錄

太魯閣國家公園管理處

「太魯閣峽谷地形地質作用與演進之測量分析與監測計畫案期中簡報」簽到簿

時 間：99 年 6 月 8 日(星期一)上午 10 點 00 分	
地 點：本處會議室	
主持人：游處長登良	
紀錄：高欣	
報告人：劉瑩三教授	
出席	簽 到 處
處長室	游登良 許英文
企劃經理課	龔中平
環境維護課	何文昆
解說教育課	陳國峰
保育研究課	陳俊山 朱何泉 高欣 葉佩芳
遊憩服務課	柯建明
合歡山管理站	
天祥管理站	董清怡
布洛灣管理站	
蘇花管理站	孫的呀、高慶興

「99 年度太魯閣國家公園管理處委託監測計畫案期中簡報」會議紀錄
太魯閣峽谷地形地質作用與演進之測量分析與監測計畫

簡報：略

討論：

保育研究課高 欣：

1. 研究團隊在文獻整理與比較全球抬升的資料中舉出國外的抬升情形約為 0.04mm~2.5mm，而台灣東部的抬升數值約為 5mm~35mm(本處 98 年度監測資料為 2.8mm~19.3mm)，有相關計者提出疑問，我們台灣地區的造山運動是否為全球抬升最快速？即抬升速度是否為世界第一。
2. 現在我們所使的 3D 雷射掃描監測地體抬升與變遷是否為國際上最先進精確的技術。

東華大學劉瑩三教授：

1. 我們根據文獻回顧與自行測量所得的數據，確實可以看出台灣地區的造山運動活躍程度是世界上最高的區域之一。但是由於各個資料量測之技術與時序上的差異，相關的數值我們僅能做參考比對，並無法拿來分出一個實際抬升速率的高低。
2. 我們使用的測量技術，在地質地形測量的精準度與廣泛運用性，是目前最先進的技術是沒有問題的。

保育研究課陳課長俊山：

1. 本研究所使用之 3D 雷射掃描儀精細度極高，可否用來做九曲洞破碎帶或是錯位岩縫變化情況的監測，可作為災害預防之工具。

東華大學劉瑩三教授：

1. 關於 3D 雷射掃描運用地景監測部分，本儀器確實可以達到非常高的精細度，可能可岩縫或是斷層活動等監測，我們可以先找一個點作為測試，若可行，也許本設備與方法可做為落石與崩塌災害預防的良好監測工具。

秘書長 許英文

結論：

1. 本案件經與會人員討論建議，相關事項請受託單位納入參考。
2. 本次會議期中簡報內容符合本處需求，審核通過，並請受託單位依合約辦理後續研究與作業。

附錄四 期末審查會議紀錄

太魯閣國家公園管理處

「太魯閣峽谷地形地質作用與演進之測量分析與監測計畫案期末簡報」簽到簿

時 間：99 年 12 月 9 日(星期四)上午 10 點 00 分	
地 點：本處會議室	
主持人：游處長登良	
紀錄：高欣	
報告人：劉瑩三教授	
出席	簽 到 處
張副處長登文	
許秘書英文	
企劃經理課	陳文臣
環境維護課	
解說教育課	黃志強
保育研究課	高欣, 朱何泉, 蔣佩芳
遊憩服務課	黃姓連
合歡山管理站	
天祥管理站	
布洛灣管理站	邱明介
蘇花管理站	
	莊世仁, 鄭靜慧 顏良誌

「99 年度太魯閣國家公園管理處委託監測計畫案期末簡報」會議紀錄
太魯閣峽谷地形地質作用與演進之測量分析與監測計畫

主辦課室報告：

本案依合約規範應於 11 月 25 日前檢送期中報告，受託單位已於 11 月 24 日來函(太收字 0990005587 號)檢送期中報告書，並由本處排定於 12 月 9 日進行期末簡報會議。

簡報：略

討論：

保育研究課朱何宗技正：

1. 本案河道監測之調查與另一案黃誌川教授執行有關立霧溪泥砂與溪流水質監測之不分有些數據建議可一同參考比較。

東華大學劉瑩三教授：

1. 感謝朱技正的提醒，本計劃與黃教授團隊之溝通管道十分暢通，技正之建議會納入相關監測資料作為參考。

保育研究課高 欣技士：

1. 報告書有關和侵蝕之測量比較部份，在描述上經常使用河流左側與南岸、北岸等用詞交錯，建議統一用詞得者會較容易理解。
2. 報告書 P75.4-1 表中提及接點失敗為何意義？
3. 報告書 P114.4-34 圖單位誤植為公尺，請修正。P125 文中提及之登錄景點僅為 7 點，應為 8 點，煩請補正。
4. 景點登錄表格請使用最新表格，統一格式。

東華大學劉瑩三教授：

1. 報告書描述會統一為：「面對下游」右側為右岸，左側為左岸。
2. 接點失敗表示與前一年的測量校正點無法對齊，造成比對上有困難，會再嘗試進行校正與比對。
3. 內容單位誤植與景點缺少部份會修正補上，感謝細心校對。
4. 景點登錄格式會以農委會現行最新且統一之格式做彙整後提供給管理處收藏。

解說教育課黃志強課長：

1. 河道沖蝕部分提到白沙橋附近之巨大礫石來源可能為人為造成？

東華大學劉瑩三教授：

1. 巨大礫石多為片麻岩成分，本案推測造成原因可能是中橫建設初期人工開鑿或火藥炸出所需路面等人為送至河道上，幾經沖刷後留於該處。

游處長登良：

1. 有關河道監測資料使用年為單位是否不太適當？河道沖蝕堆積應與氣象事件有較直接的關連，故建議以事件為觀測基準。
2. 本處近年有關光達測掃之 DEM 數位檔案應該還有幾件，此類點雲資料可做為地景保育數位典藏最好的收藏，請解說課匯整作為數位典藏與相關展示教育之後續運用。

東華大學劉瑩三教授：

1. 處長提及以事件為估測之基準做為比較依據，確實是較具有意義，會納

入參酌。

2. 地景保育之數位典藏與解說教育之運用示很好的方式。

結論：

1. 有關光達測掃之 DEM 數位檔案(點雲資料)可做為地景保育與數位典藏，請解說課匯整。
2. 本案件經與會人員討論建議，相關事項請受託單位納入參考。
3. 本次會議期末簡報內容符合本處需求，審核通過，並請受託單位依合約辦理後續結案驗收事宜。

太魯閣峽谷地質地形作用與演進之 量測分析與監測計畫 期末報告



劉瑩三 顏君毅

國立東華大學環境學院自然資源與環境學系

太魯閣峽谷地質地形作用與演進之 量測分析與監測計畫

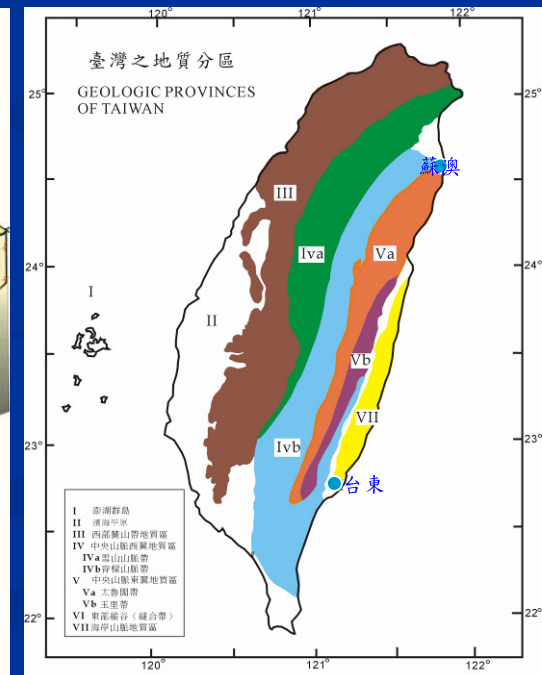
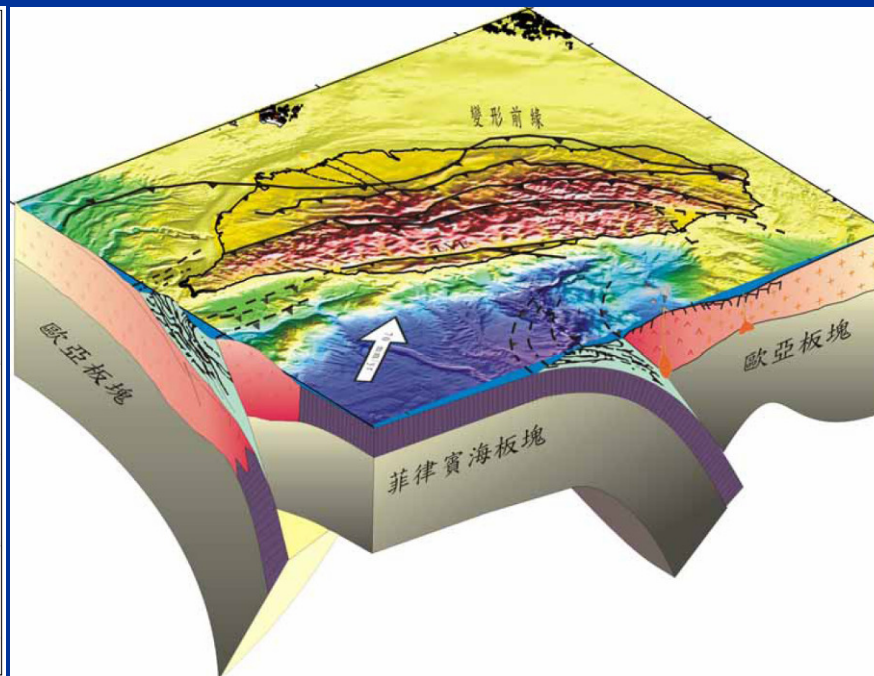
- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

一、前言

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

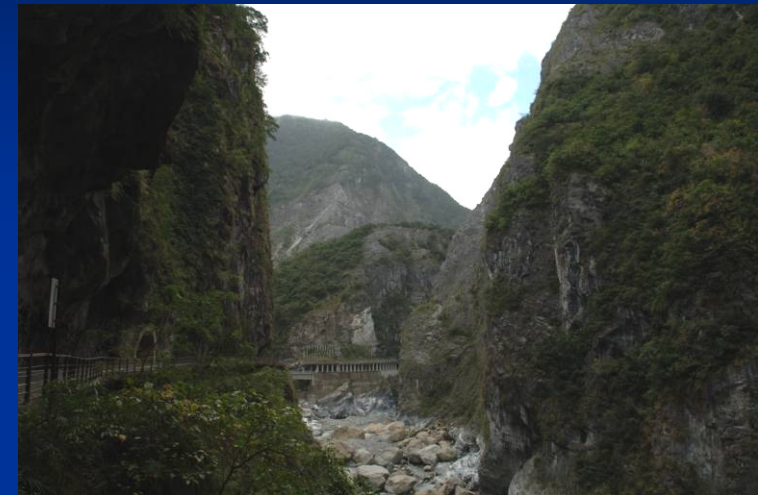
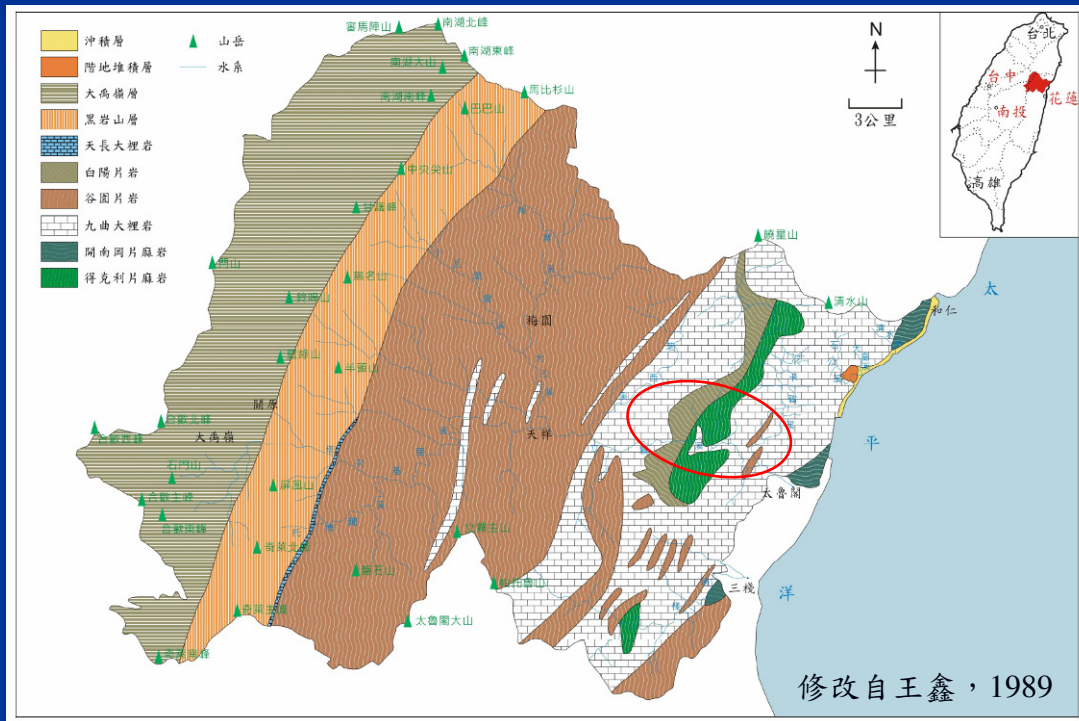
■ 1.計畫緣起

- 台灣位處菲律賓海板塊與歐亞板塊的交界帶，屬於聚合性板塊邊緣的造山帶，構造活動頻繁
- 菲律賓海板塊與歐亞板塊碰撞的蓬萊造山運動，使得蘇澳到台東西南方，出露了台灣最古老的地層——大南澳片岩



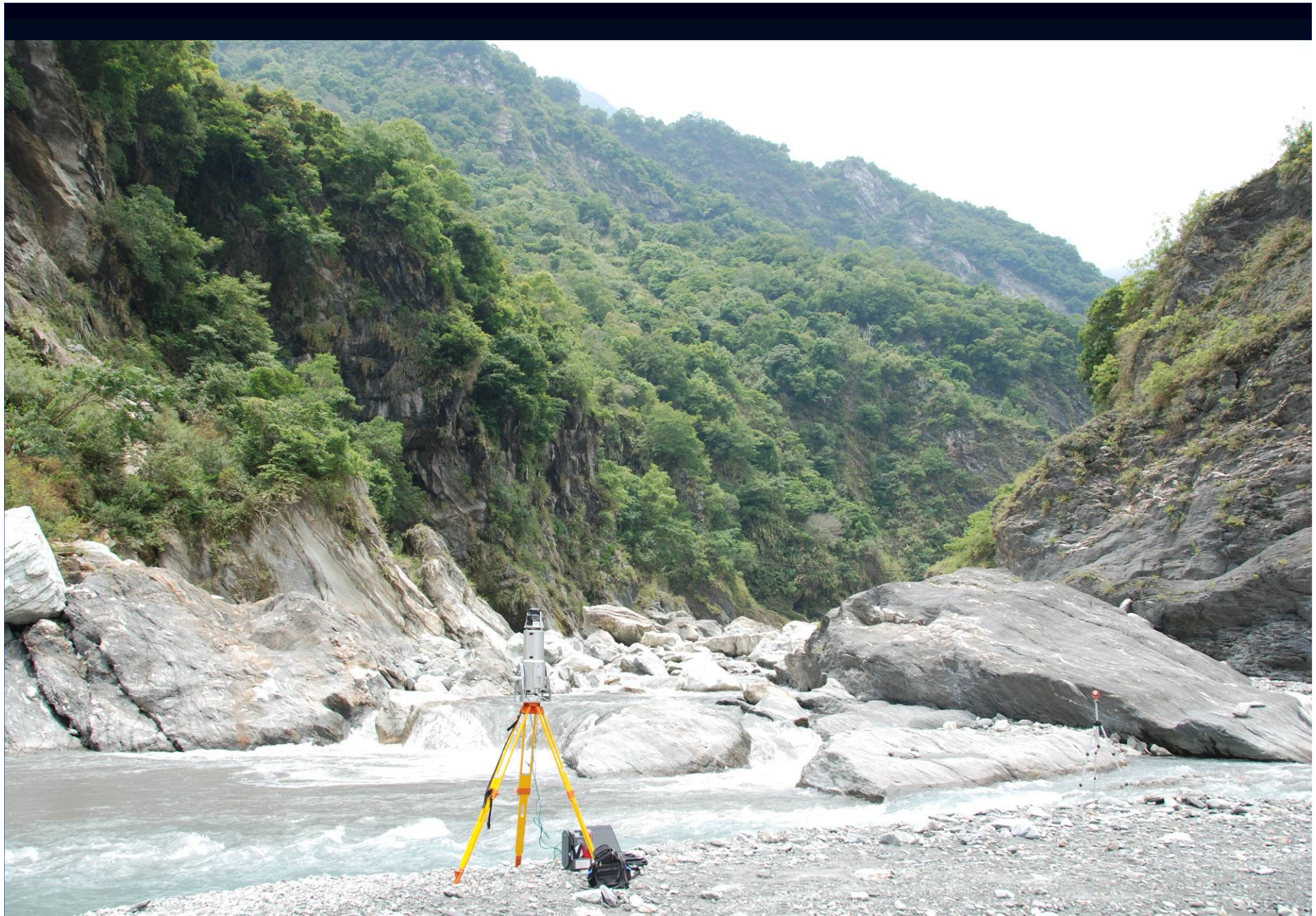
- 園區內河川主要的為立霧溪及其支流，同時亦是形成太魯閣峽谷最重要的營力來源
- 中橫公路天祥以東至太魯閣口之間，即為著名的太魯閣峽谷；慈母橋以西岩層轉變為脆弱的片岩，形成開闊的溪谷

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議



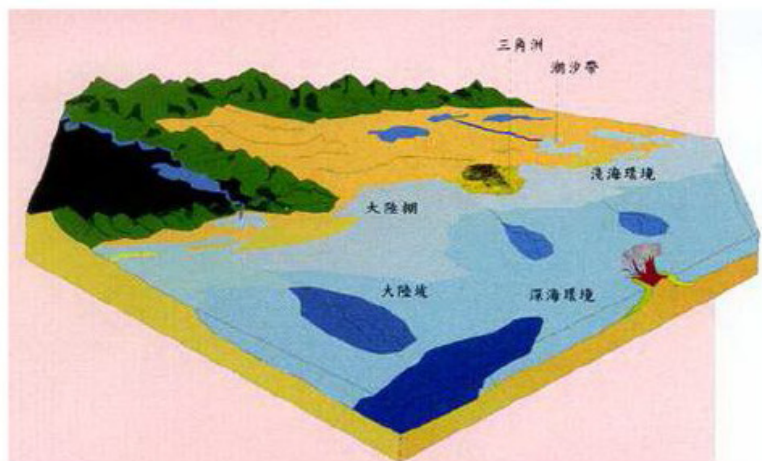


靳珩峽谷位於大理岩區，
形成高差超過上千公尺，
最窄處僅約10公尺的陡
峭大峽谷地形

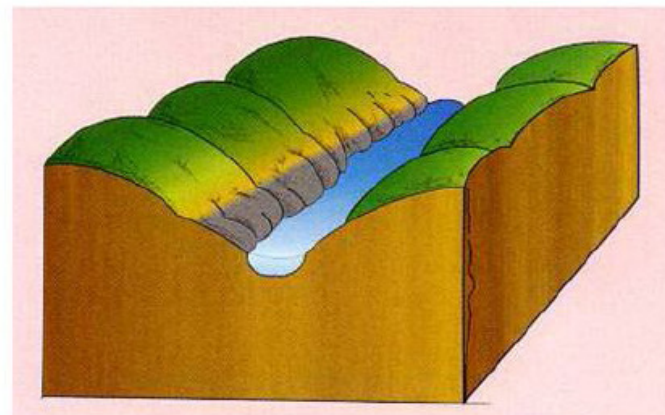


天祥位於片岩區，形成開闊的溪谷

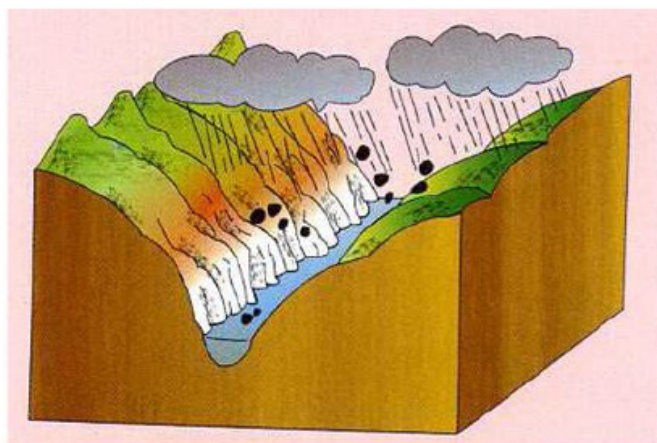
(a)



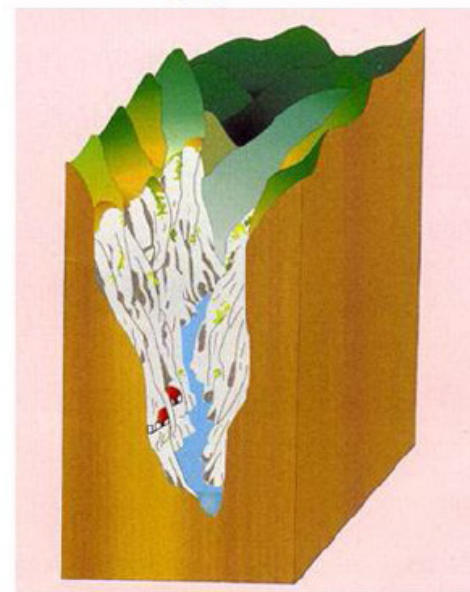
(b)



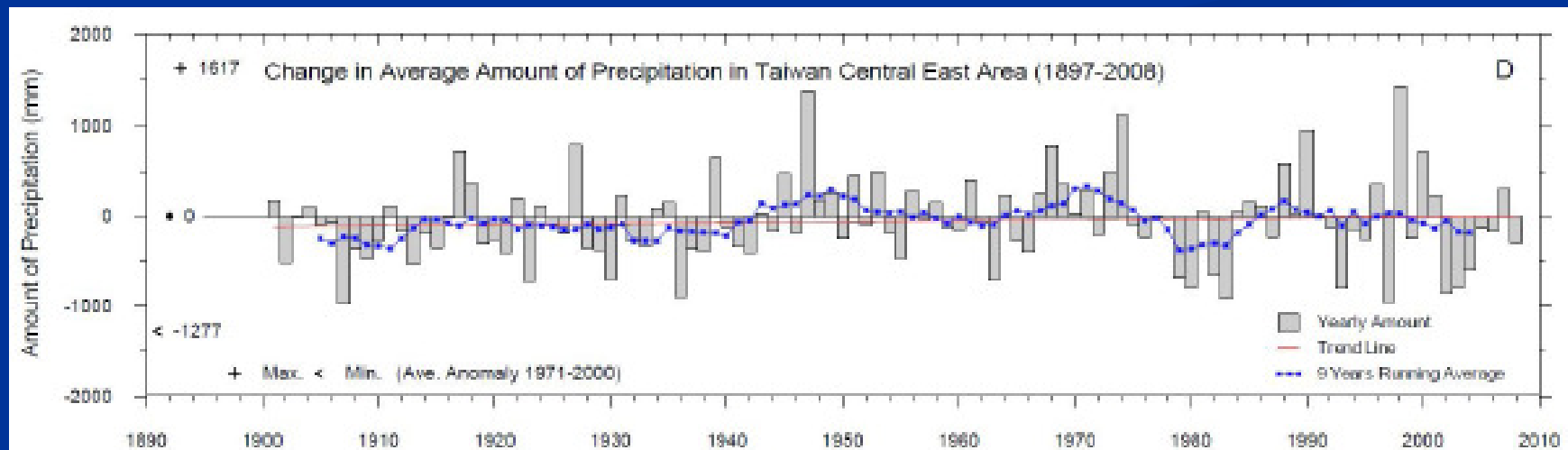
(c)



(d)



- 降水量、颱風等氣候條件皆會影響河流的侵蝕與堆積速率
- 98年第一期研究結果發現太魯閣峽谷的侵蝕及抬升速率皆大於世界平均值，但缺乏長期性抬升及侵蝕速率的量測資料
- 期望透過長期性的記錄，進一步證實太魯閣峽谷的獨特性，做為管理處經營管理之參考，並可當作申請世界遺產的重要資料



(資料來源：中央氣象局)

2.研究目的

- 持續對特殊地景進行3D 雷射掃描儀的掃描工作，並與去年計畫的成果進行套疊比對，藉以瞭解岩性、氣候等條件對峽谷地形演育的影響，以及觀察峽谷地形的短期變化
- 針對立霧溪河道剖面持續進行監測與記錄的工作，對於不同河段的侵蝕、堆積情形進行討論
- 持續蒐集相關資料進行分析，探討各控制因素的能增加頻率或週期，藉以瞭解各項自然條件在太魯閣峽谷演育歷史中的影響性
- 對於太魯閣地區特殊地景景點進行觀察與記錄，持續更新名錄登錄表之內容

3.工作項目

- **文獻蒐集與回顧**：針對太魯閣地區持續進行文獻蒐集，包括地質學、地形學、大地測量學、定年學...等文獻資料，以相關研究結果協助本計畫之研究方向
- **立霧溪各河段之剖面監測**：應用大地測量方法，針對立霧溪各河段之側蝕、侵蝕速率進行長期性監測，以瞭解各河段或不同岩性的侵蝕速率
- **長期時序資料蒐集與分析**：包括氣象資料、水文資料作時頻分析，探討各控制因素的能量增加頻率或週期，藉以分析各項氣象條件在太魯閣峽谷演育歷史中的影響性
- **普查、更新園區內具保存價值之地質地形景觀名錄**：結合行政院農業委員會特殊地景景點登錄表格的內容，對園區內具保存價值之地質地形景觀進行長期普查與名冊更新，預計增加8個新景點
- **報告撰寫**：將各項研究方法所得的資料進行彙整以撰寫報告書，並建議所得結果做為國家公園管理處對峽谷地區經營管理之參考

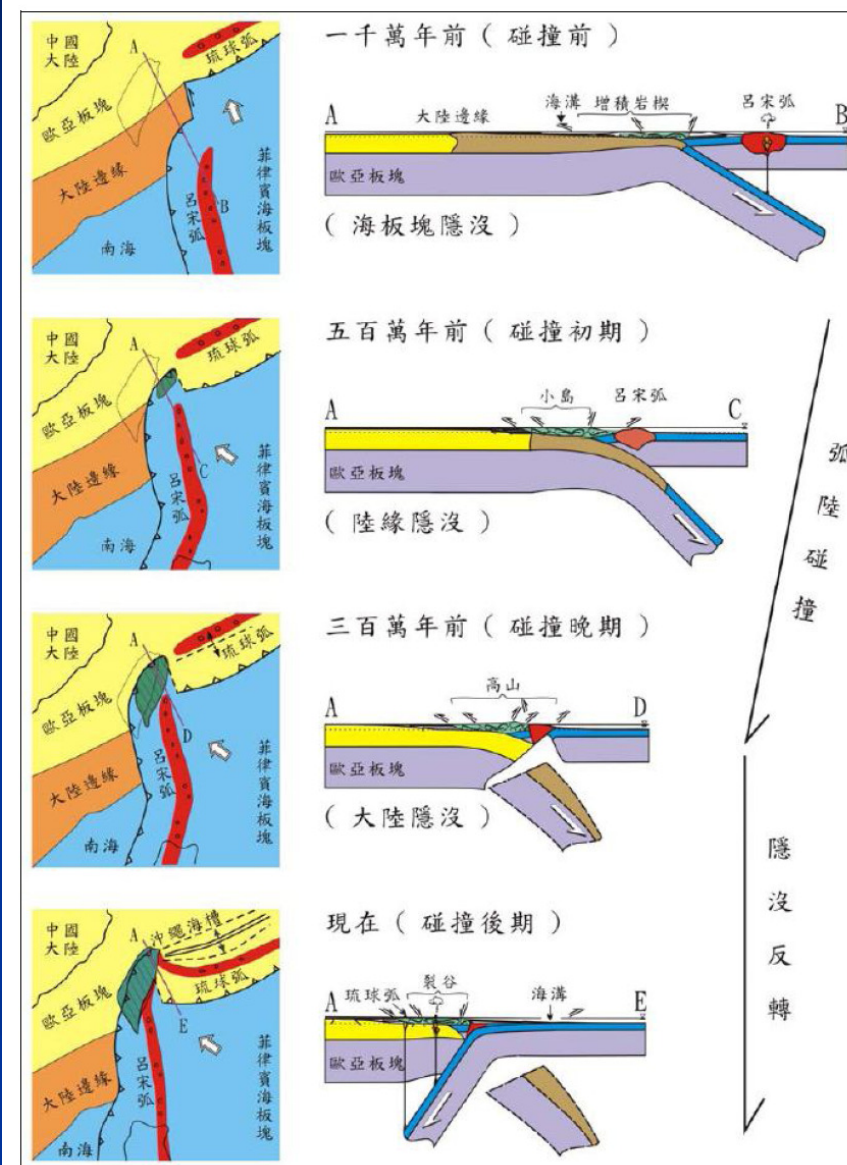
二、文獻回顧

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

■ 1. 台灣的生成與地體構造

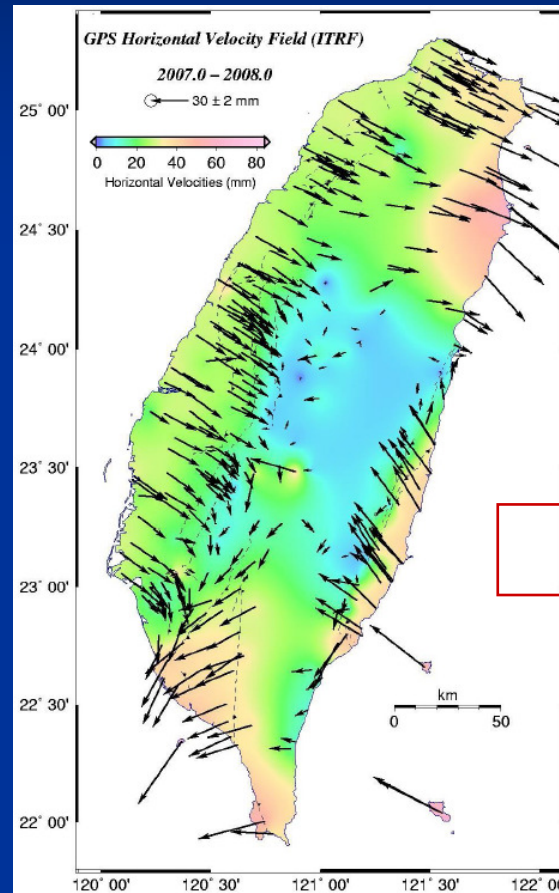
- 約1000萬到500萬年前，南南海地殼向東隱沒，使其西緣的歐亞板塊被拖曳至菲律賓海板塊之下，並將大陸邊緣沉積物剷起，形成增積岩體
- 500萬年前撞上大陸邊緣，呂宋島弧不斷西進，猶如推土機般將增積岩體迅速向上推擠，中央山脈、雪山山脈陸續被抬升至地表，並伴隨著許多褶皺及斷層作用，形成覆瓦狀褶皺逆衝斷層帶
- 300萬年前南海地殼已完全隱沒至菲律賓海板塊之下，其後方的歐亞板塊因比重較小，因此停止隱沒，呂宋島弧北段在250萬年前併向中央山脈東側，形成海岸山脈
- 現在(碰撞後期)-隱沒反轉、北部地區張裂及碰撞造山位於中部

(Teng, 1990)

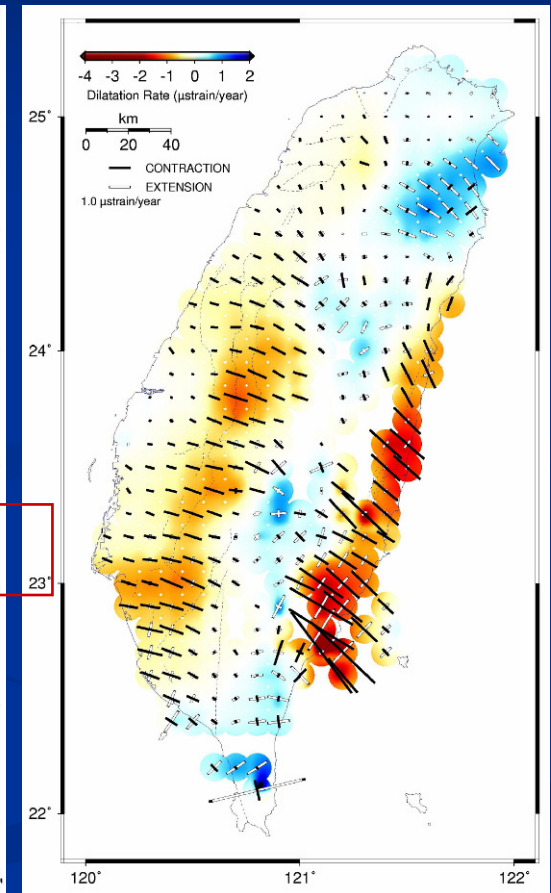


1. 台灣的生成與地體構造(續)

- 在花蓮北部，位處菲律賓板塊由西北逆衝轉移至向北隱沒的**構造轉型帶**上
- 從GPS 絕對水平位移場觀測資料可以看出，在海岸山脈北邊之地塊向東南移動
- 海岸山脈南邊則是向西北方向運動
- 在海岸山脈以南，是以西北-東南方向的聚合為主，經過花蓮北部的過渡後，在宜蘭地區則轉為伸張
- **太魯閣國家公園地區**位處於過渡帶



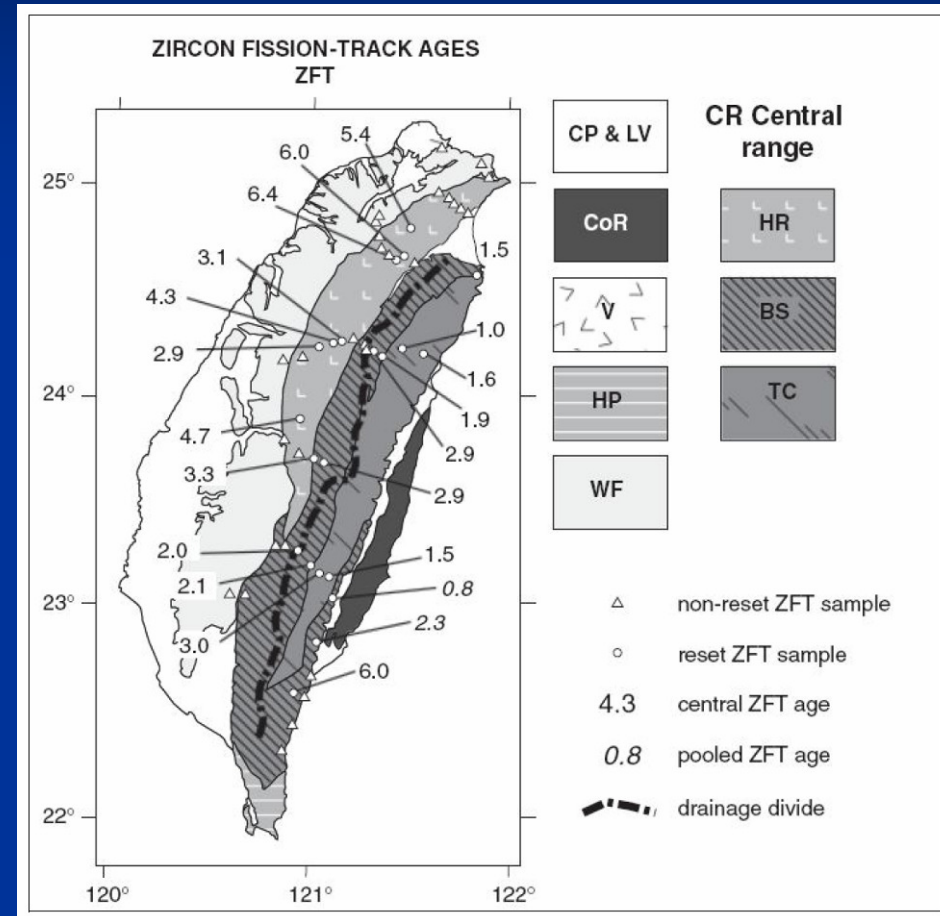
2007-2008年GPS絕對速度場圖
(台灣板塊邊界觀測計畫)



2007擴張率圖
(台灣板塊邊界觀測計畫)

2. 抬升與侵蝕速率

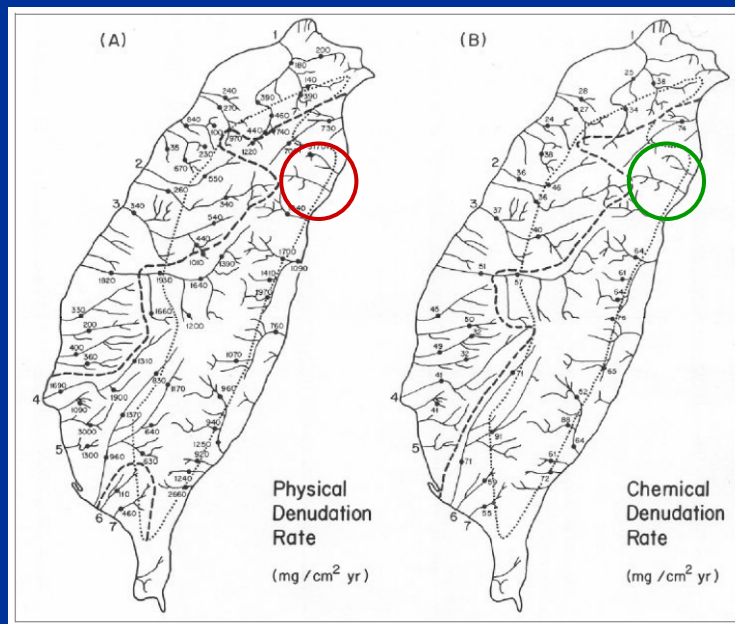
- 台灣珊瑚礁的碳同位素定年 (Peng et al., 1977)
 - 依據過去九千年的紀錄，台灣地區的抬升速率約為 5.0 ± 0.7 mm/y
 - 北海岸抬升速率約為 2 mm/y
 - 海岸山脈北端（花蓮）所量測的數據約為 6.0-9.7 mm/y
- 海岸山脈的地層紀錄 (Lundberg and Dorsey, 1990)
 - 近百萬年來，平均抬升速率最少為 7.5-5.9 mm/y
- 核飛跡定年法與鈷鉛定年法 (Kirstein et al., 2009)
 - 2-4 Ma 前的沈積物未癒合，顯示早期的沈積物隨台灣島隆起而被剝蝕
 - < 2 Ma 的定年結果，顯示搬運與沉積作用約發生於 0.4-1.5 Ma 之間
 - 快速剝蝕作用開始於上新世 (5 Ma)



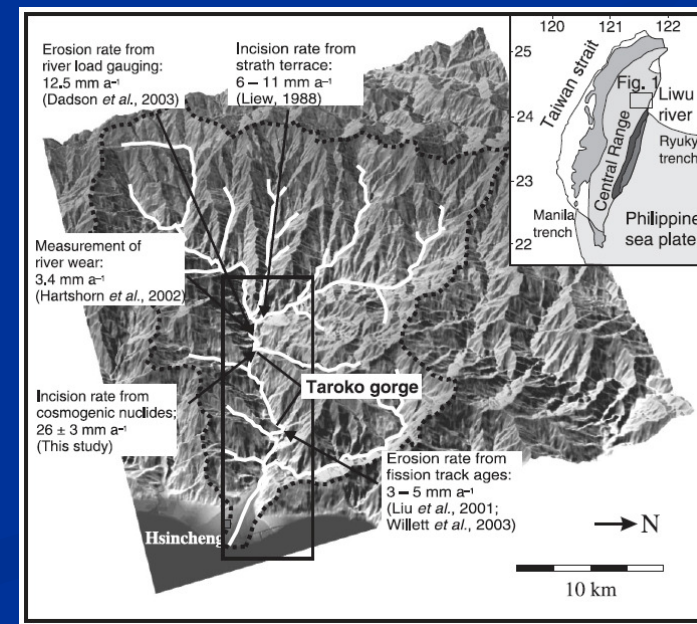
Kirstein et al., 2009 (核飛跡定年資料引自 Liu et al., 2001 及 Willett et al., 2003)

立霧溪流域的侵蝕、下切速度

- 物理剝蝕($1840 \text{ mg/cm}^2 \text{ yr}$)、化學剝蝕($50\text{-}60 \text{ mg/cm}^2 \text{ yr}$)(Li, 1976)
- $6\text{-}11 \text{ mm/y}$ (Liew, 1988)
- $3\text{-}5 \text{ mm/y}$ (Liu et al., 2001及Willett et al., 2003)
- 3.4 mm/y (Hartshorn et al., 2002)
- 12.5 mm/y (Dadson et al., 2003)
- $26 \pm 3 \text{ mm/y}$ (Schaller et al., 2005)



Li (1976)



Schaller et al. (2005)

造山帶地區	抬升速率 (mm/yr)	時序	文獻來源
Northwestern Himalayas	2-5	60-7 ka	Burbank et al. (1996)
Colorado plateau	0.04 0.22	25-5 ma 5 ma-present	Sahagian et al. (2002)
Eastern Grand Canyon	0.4		Fenton et al. (2001)
Western Grand Canyon	0.07-0.16	1.8 ma	Fenton et al. (2001)
Alps (Rhone and Rhine valleys)	1.4-1.6	present	Schlunegger (2001)
Eastern Coast of Taiwan	5.0	Long-term	Peng et al. (1977)
Eastern Coast of Taiwan	0-35.0	1984-1987	Liu and Yu (1990)
Northern Coastal Range	5.0-9.0	<5000 yr	Chen et al. (1991)
Southern Coastal range	14.0	<5000 yr	Chen et al. (1991)

三、研究方法

- 1.陸地3D雷射掃描儀
- 2.時頻分析
- 3.地震資料分析
- 4.懸谷地形與遷急點

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

1.陸地3D雷射掃描儀

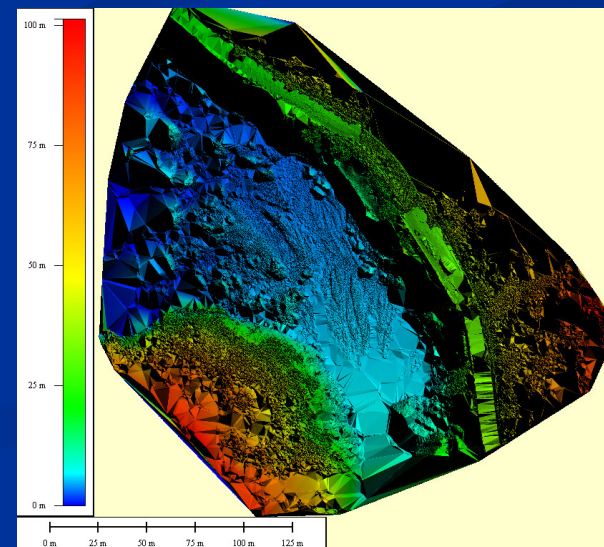
■ 資料量測範圍



修改自 1/25000 地形圖，太魯閣、天祥圖幅

1. 陸地3D雷射掃描儀(續)

- 陸地三維雷射掃描儀
 - 獲得河道的數值地形模型(Digital Surface Model, DSM)資料
 - 瞭解景點地形變化與發育情形、峽谷寬度(側蝕速率)、深度(侵蝕速率)的短期變化情形



2.時頻分析

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

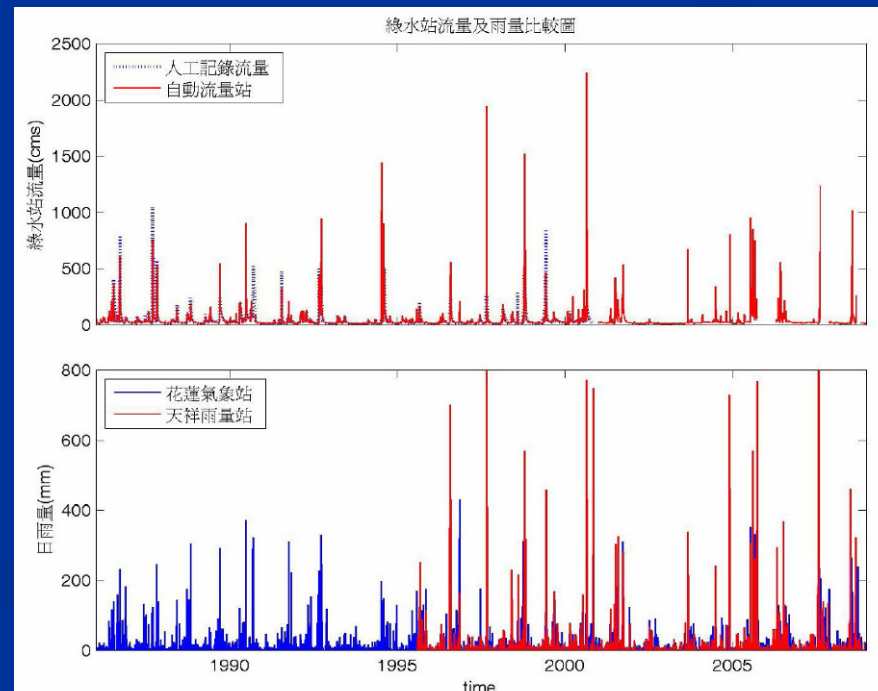
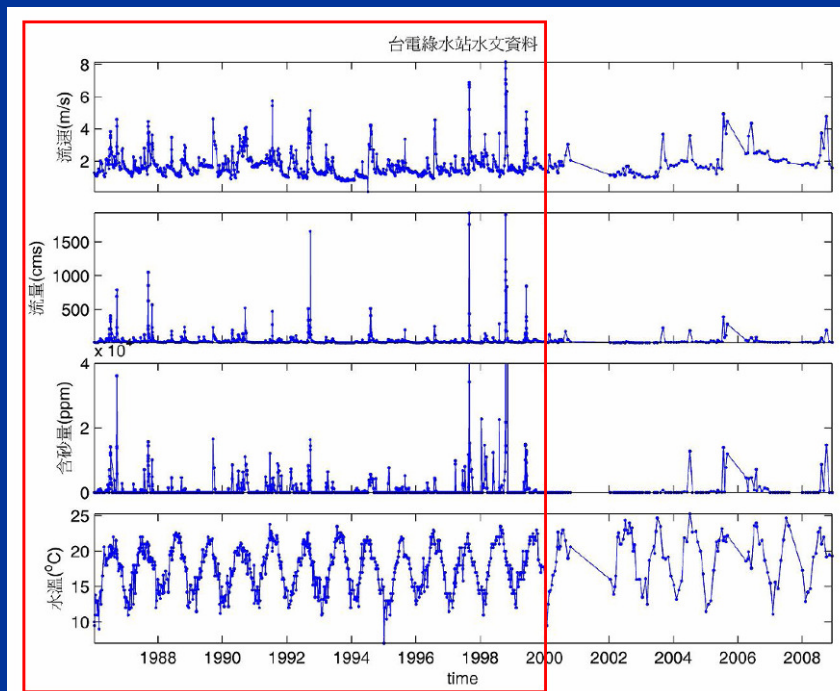
■ 時頻資料收集與分析

- 太魯閣峽谷快速的演育過程，有許多自然物理現象可能直接或間接造成其影響性
- 氣象資料、水文資料、地震資料作時頻分析
- 探討各控制因子的能量增加頻率或週期，藉以分析各項氣象條件在太魯閣峽谷演育歷史中的影響性

■ 長期連續記錄的氣象資料

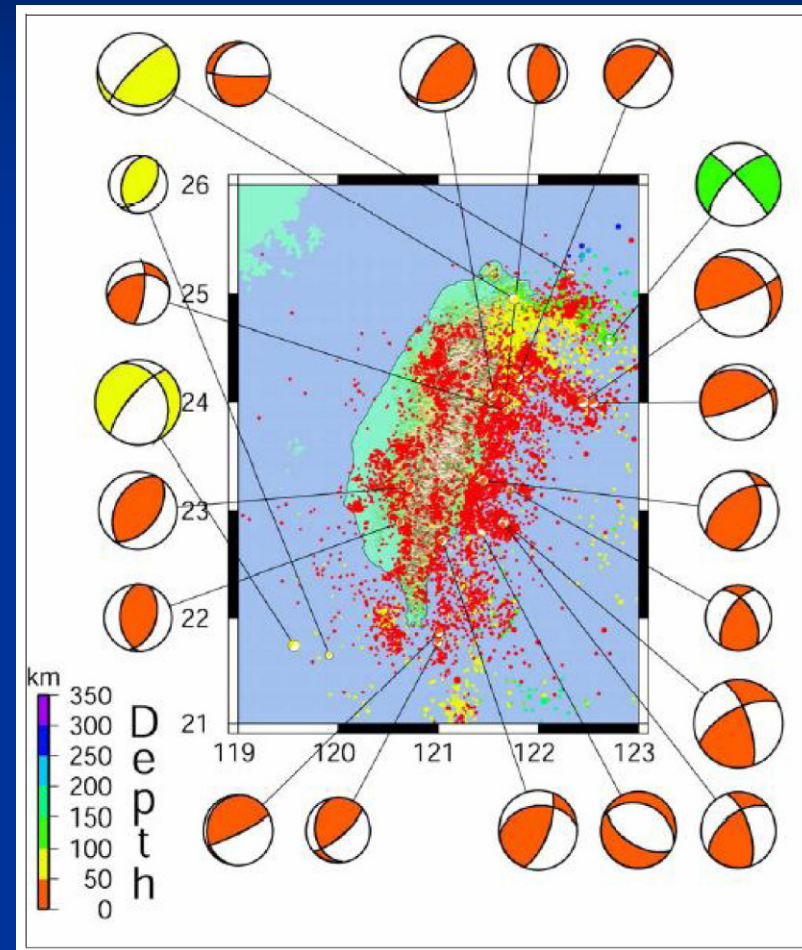
■ 1986-2008年累積日雨量、日均溫資料

■ 使用希爾伯特-黃轉換 (Hilbert-Huang Transform, HHT)處理後再以整體經驗模態分析 (Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD)方法進行分析，嘗試找出影響太魯閣峽谷演育歷程之分量



3.地震資料分析

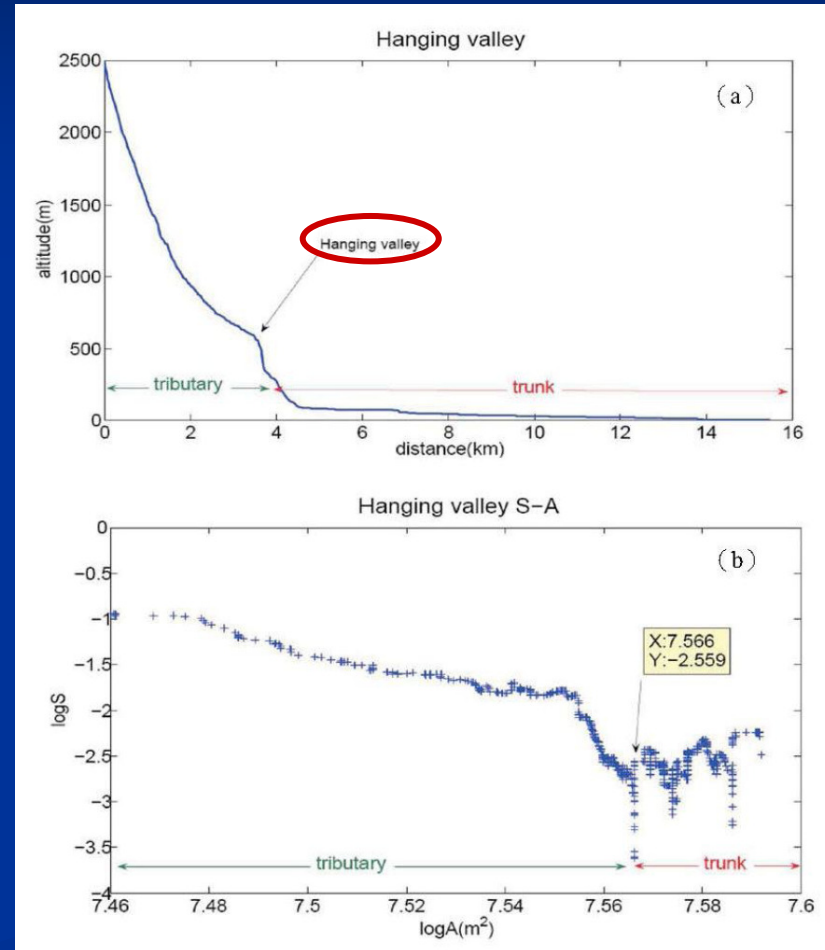
- 地震事件與崩塌及峽谷發育有關(Hovius, 1995; Hartshorn et al., 2002)
- 臺灣寬頻地震網 (BATS, Broadband Array in Taiwan for Seismology)，2000年1月1日至2010年5月26日的地震資料(經緯度(東經120.5-122.5度，北緯23.5-25.5度)、深度、規模、走向、傾角)
- 以軟體GMT (Generic Mapping Tools)繪製地震斷層面解(fault plane solution)(或稱震源機制解)



陳朝輝等，2009

4. 懸谷地形與遷急點

- 利用River Tools 3.0軟體萃取河流的距離、高度、面積進行運算
- 繪製河流縱剖面及S-A圖（坡度-面積圖）
- 交叉比對河流縱剖面與S-A圖，找出遷急點高度、位置
- 以瞭解構造(如斷層)、地震、岩性、主支流匯流情形..等的影響



四、結果與討論

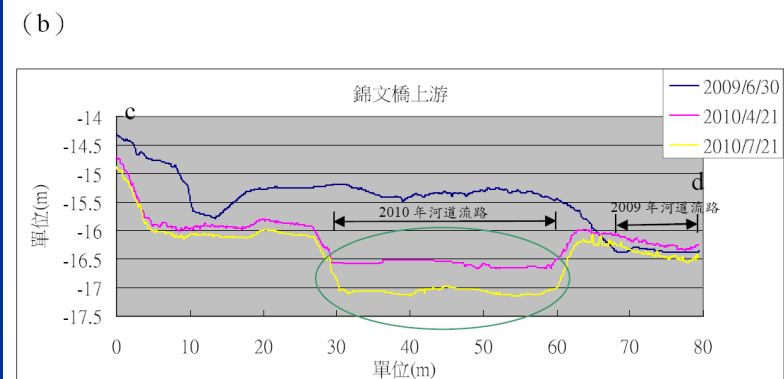
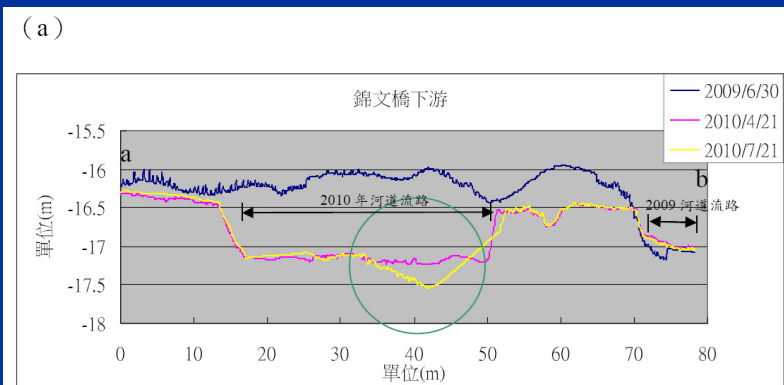
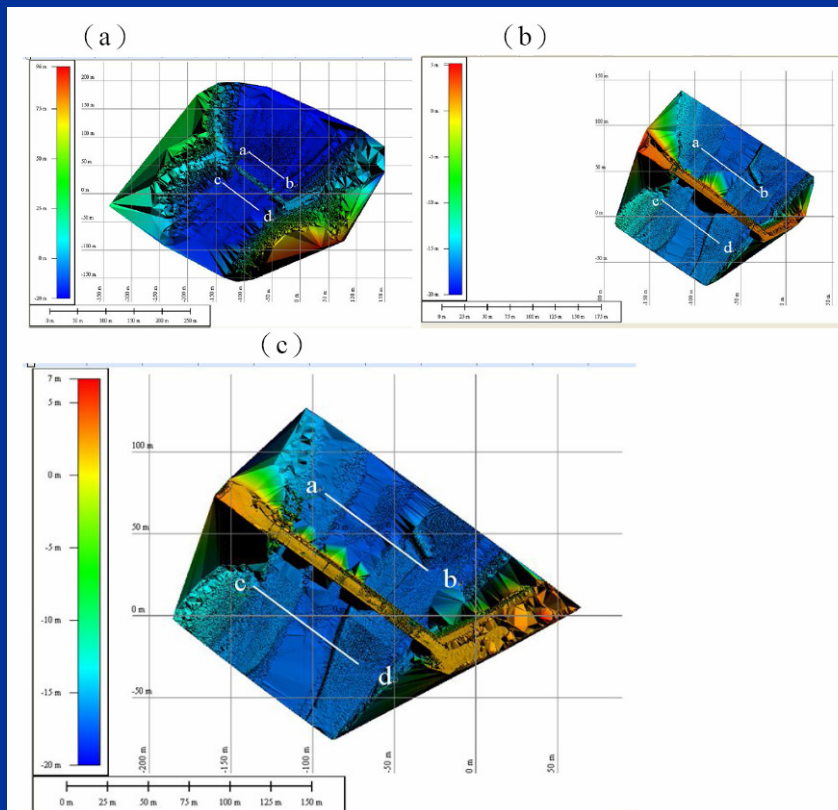
- 1.蒐集河道地形資料
- 2.時頻資料分析
- 3.地震資料分析結果
- 4.立霧溪流域的懸谷地形
- 5.地質景觀名錄調查登錄

1.蒐集河道地形資料

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

■ 錦文橋

- 2009 錦文橋河道流路原本在靠右側（南岸）的位置
- 2010 年4 月21 日，河道整體向下侵蝕
- 7 月21 日，河流自原本4 月21 日的兩剖面綠圈處再向下侵蝕，侵蝕厚度約為0~0.5 公尺

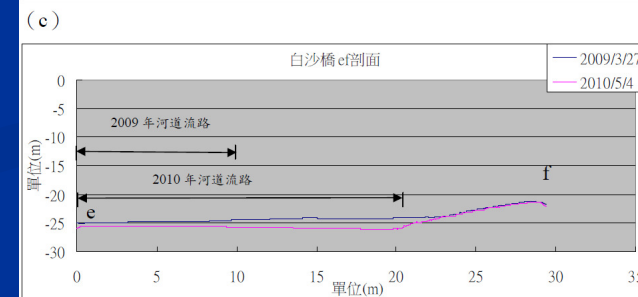
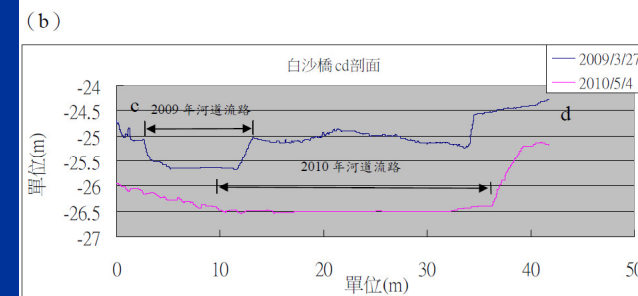
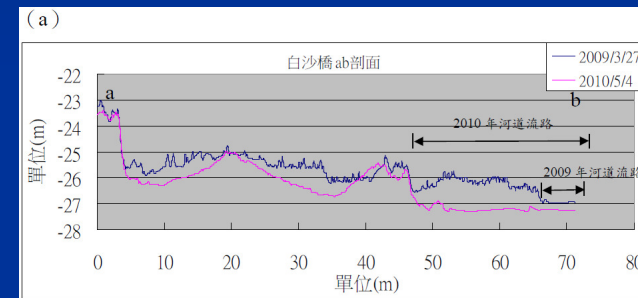
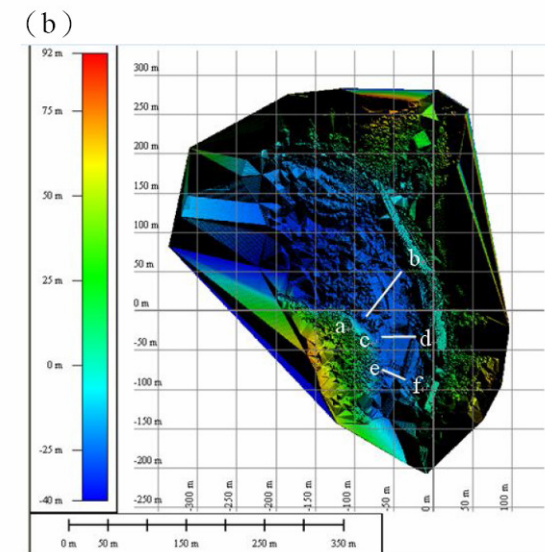
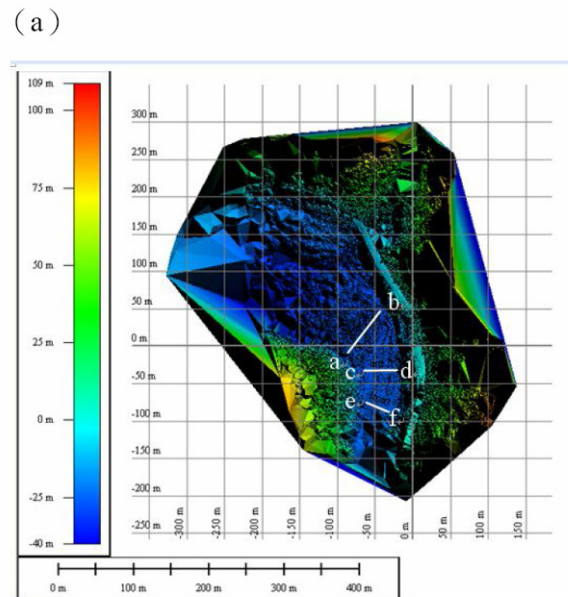


1.蒐集河道地形資料(續1)

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

■ 白沙橋

- 自2009年至2010年，河道以向下侵蝕為主
- cd剖面向下侵蝕的厚度可達1至1.5公尺
- ef剖面，河道自左側（北岸）0公尺至右側（南岸）20公尺處，下切約為1-2公尺

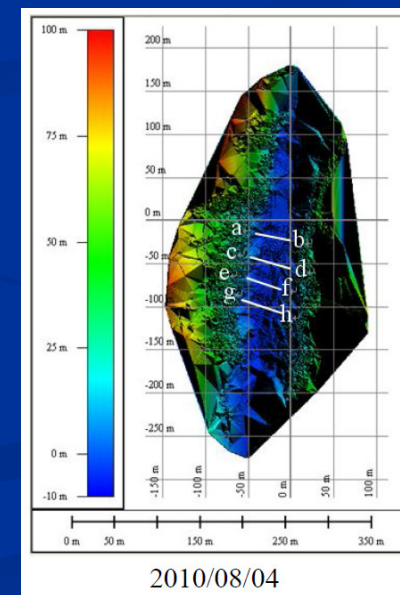
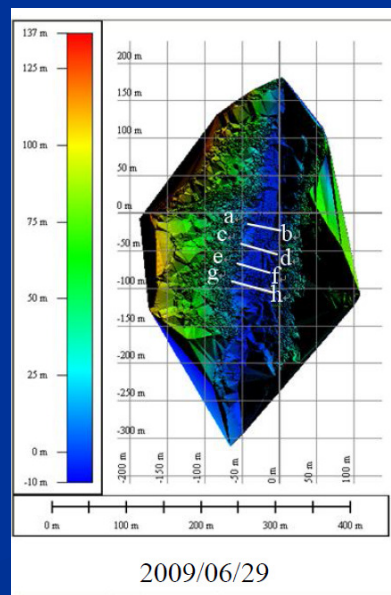
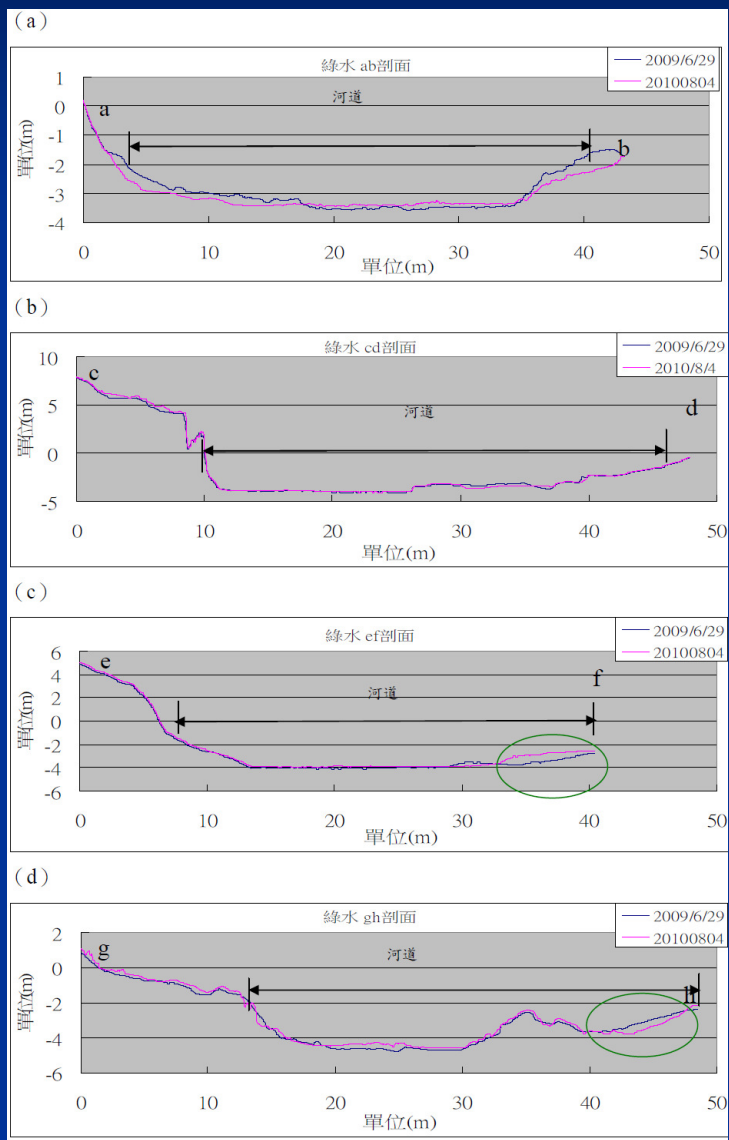


1.蒐集河道地形資料 (續2)

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

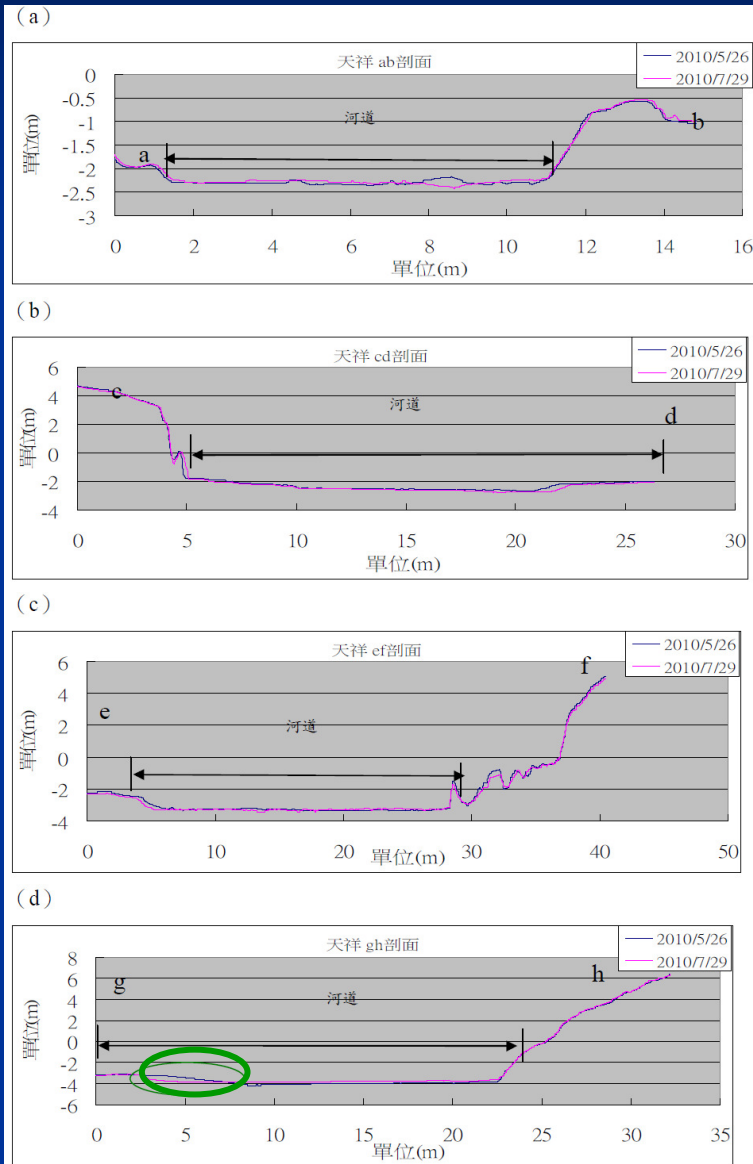
■ 綠水

- ab 剖面以侵蝕作用為主
- ef 剖面右側（北岸）綠圈處有小於1公尺的堆積
- gh 剖面的右側（北岸）綠圈處，則有小於1公尺的侵蝕



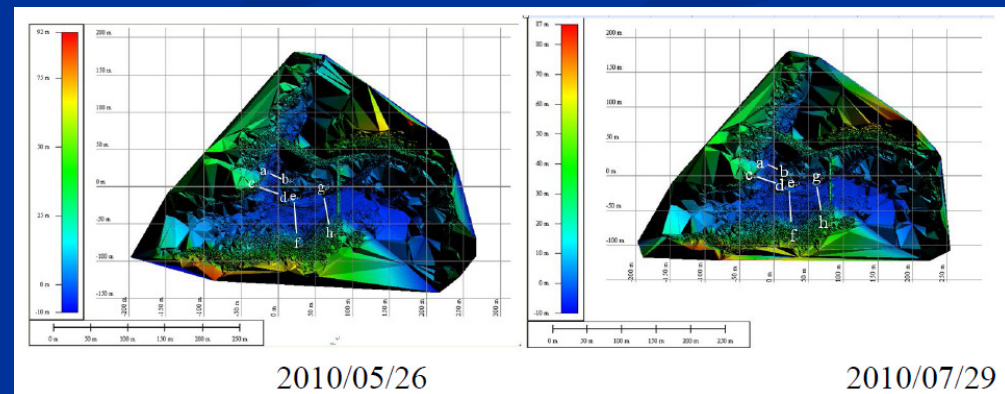
1.蒐集河道地形資料 (續3)

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議



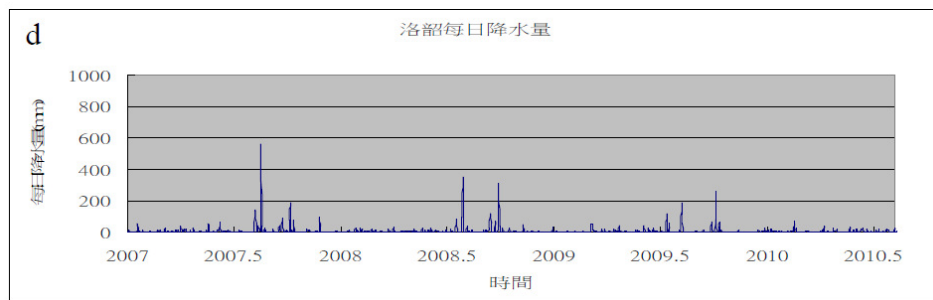
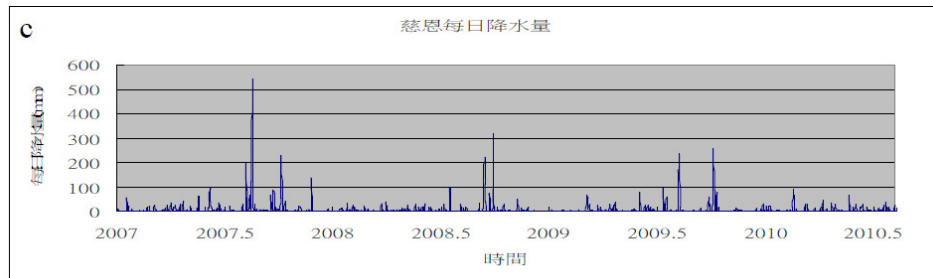
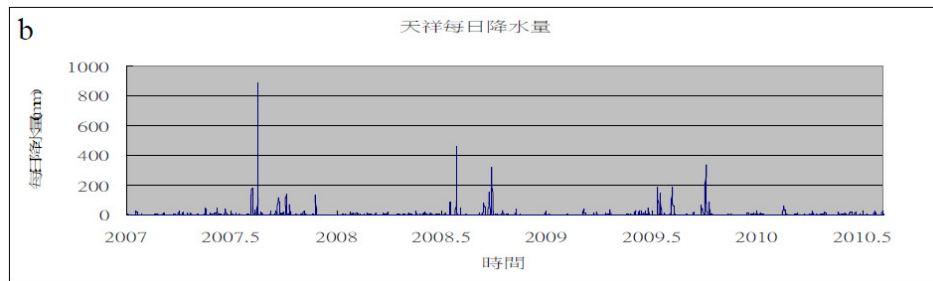
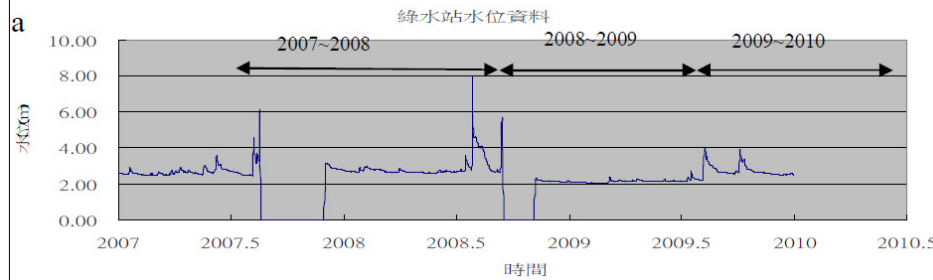
■ 天祥

- 地形上較無明顯的變化
- gh剖面北岸，綠圈標示處有小於1公尺的側向侵蝕



1.蒐集河道地形資料(續4)

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議



■ 氣候

- 2007年1月至2010年7月，花蓮氣象站與綠水水文站雨量與流量資料
- 2007年至2008年的綠水站水位最高可達到8m，天祥站單日降雨量最高可超過800mm
- 2009年7月至2010年7月無顯著暴雨事件

■ 岩性

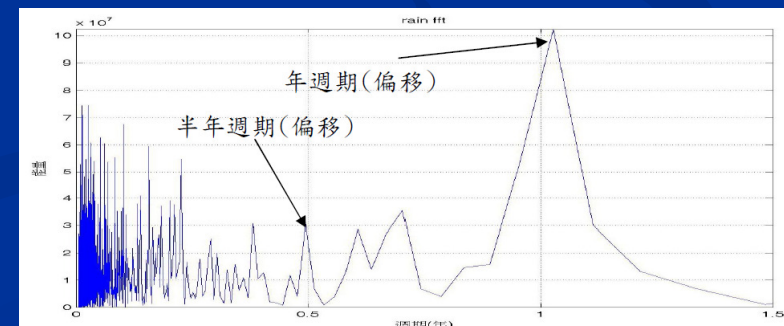
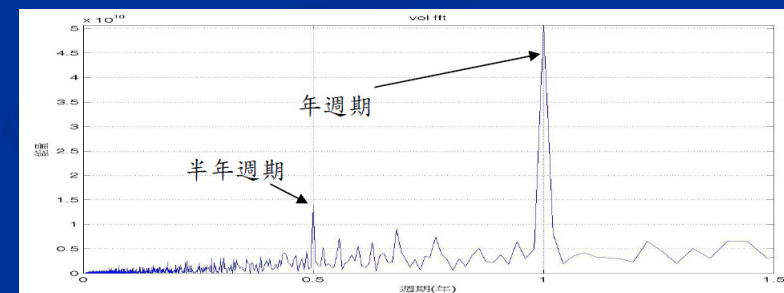
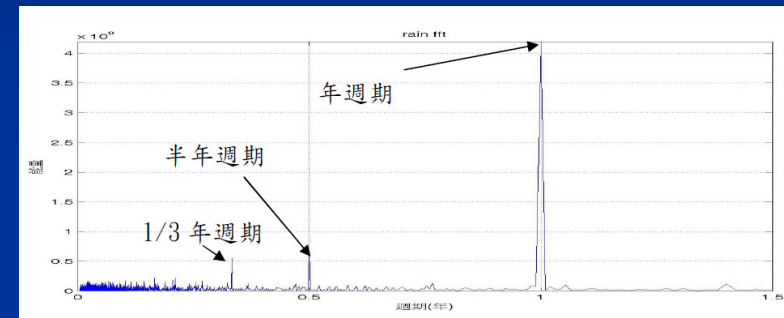
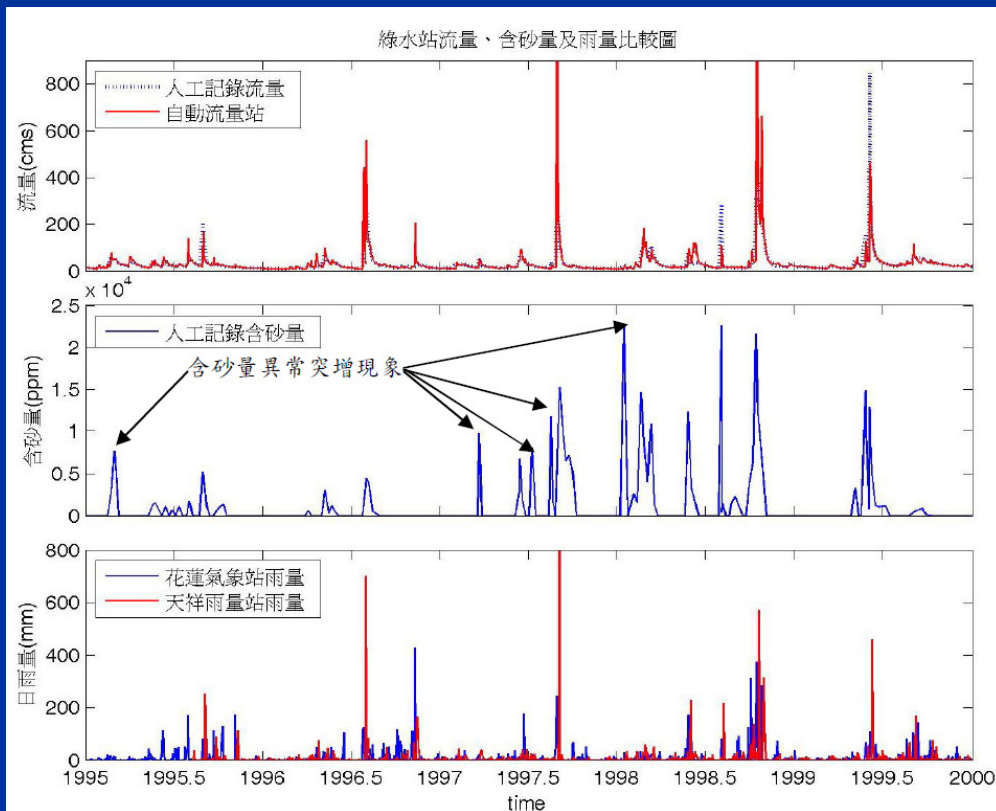
- 綠水、天祥位在片岩區
- 錦文橋監測位置為全新世沖積層所覆蓋
- 較為脆弱的片岩、沖積層受雨水的影響較為顯著

- ◆ 綜合氣象與水文資料，降雨量及水位高度的趨勢與河道剖面的變化一致

2.時頻資料分析

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

- 流量、含沙量突增的時間與降雨量較高的時間大致相同
- 以快速傅力葉轉換(FFT)對花蓮日雨量(1911-2008年)、綠水自動流量站(1960-2008年)及天祥雨量站(2007-2010年)進行分析
 - 年週期、半年週期、1/3年週期(花蓮日雨量)
 - 年週期、半年週期(綠水自動流量站)
 - ◆ 1/3年週期可能是季週期變化或季週期與半年週期混合的結果
 - 年週期(偏移)、半年週期(偏移)(天祥雨量站)
- 推測是資料太少的結果

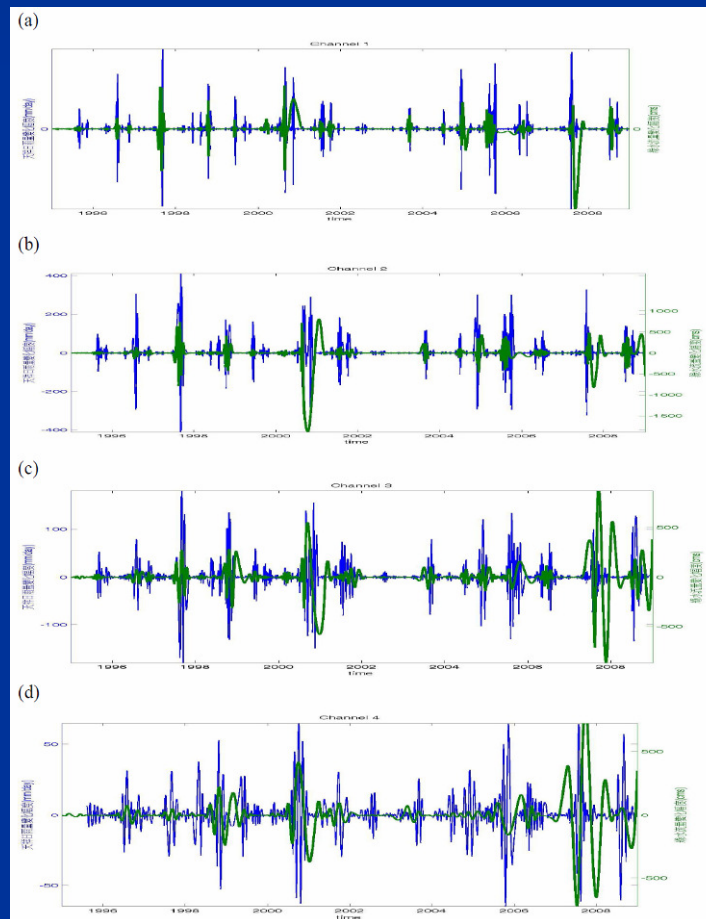


2.時頻資料分析(續1)

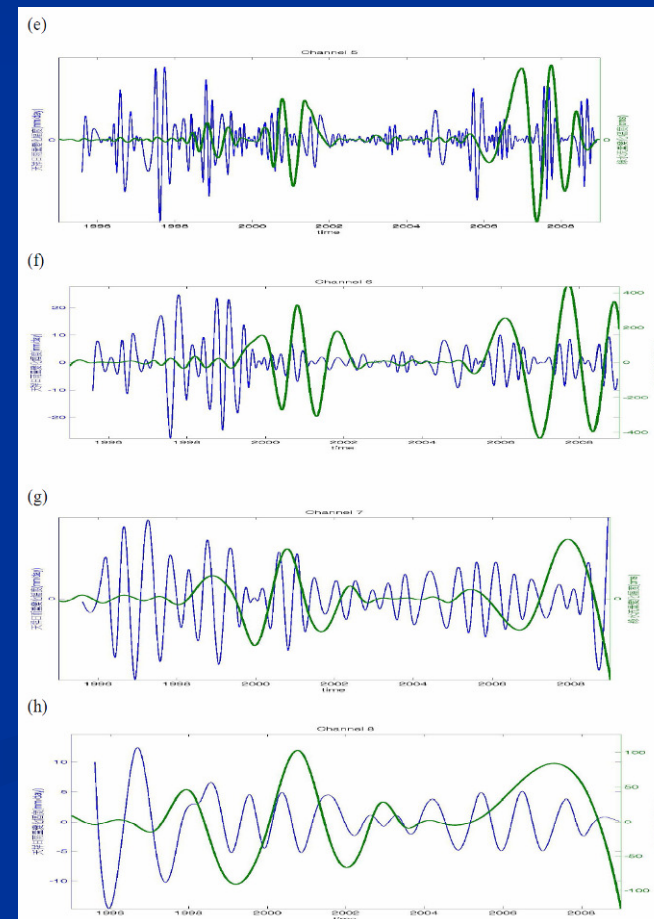
- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

- 比較天祥日雨量與綠水站流量的整體經驗模態分析(EEMD)
- 高頻部份(能量變化範圍較大部分)的時序變化情形大致相同
→天祥日雨量對於綠水流量的影響，比花蓮日雨量更直接
- 在低頻部份(能量變化範圍較小部分)的比較結果則是沒有太大的關連性
→除天祥地區雨量因素之外，還有其他因素造成綠水站流量的改變

高頻

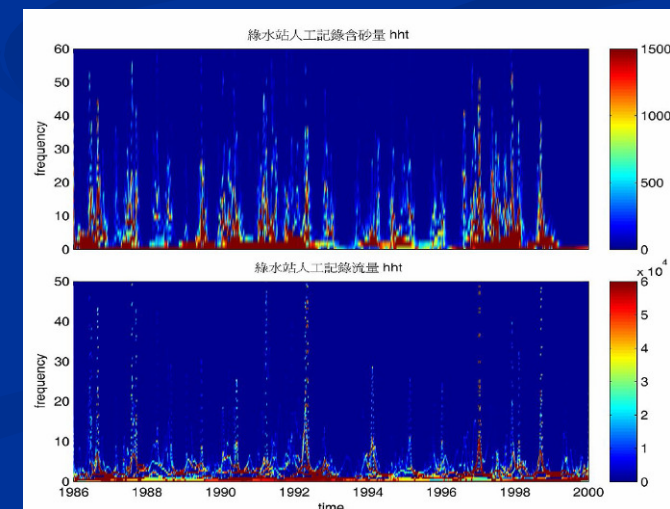
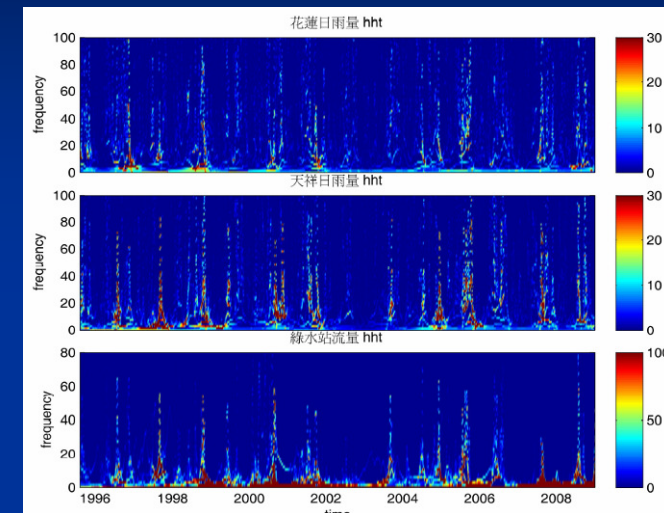


低頻



2.時頻資料分析(續2)

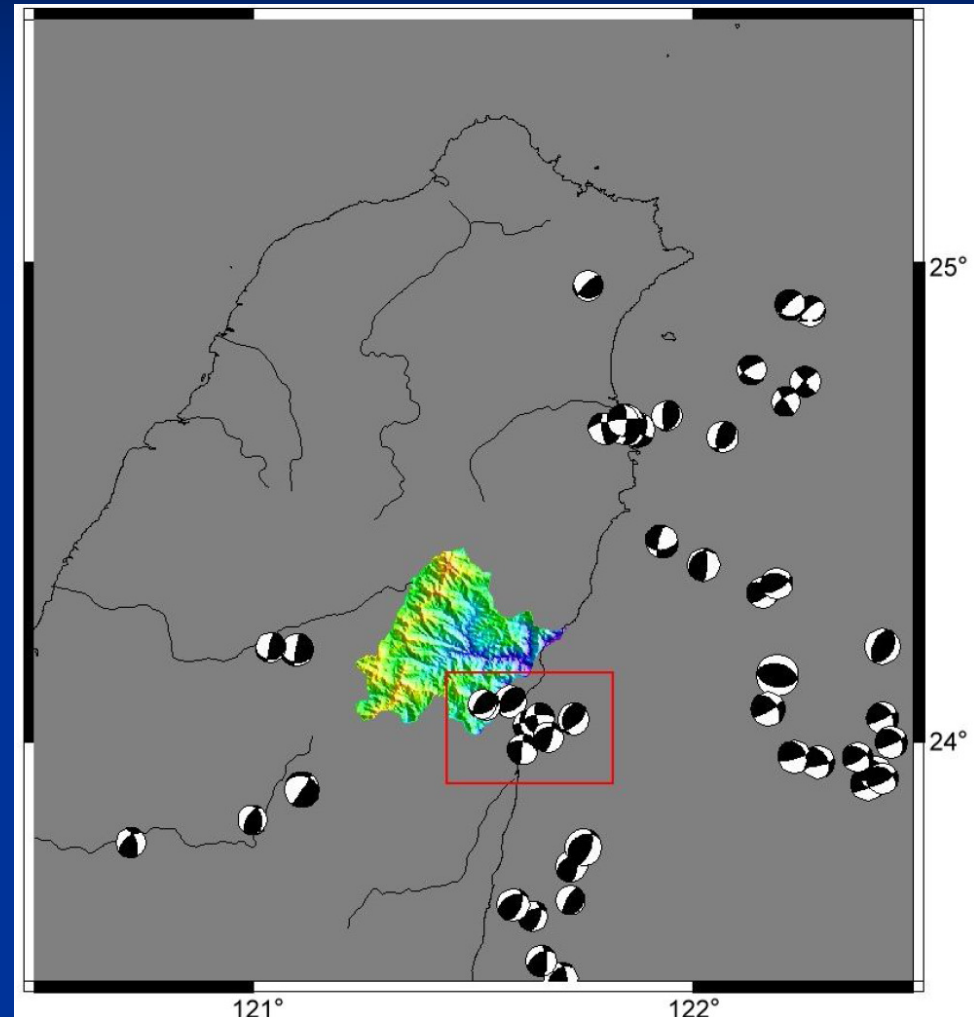
- 將EEMD的分析結果，再經希爾伯特-黃轉換(HHT)分析得時序能量變化圖
- 天祥日雨量的能量大於花蓮日雨量
- 太魯閣地區所受的日雨量能量較花蓮大
- 三者的時序能量增加時間點幾乎相同
- 降雨量的能量要到達一定程度，才會使綠水站的流量有明顯增加
- 將綠水站人工記錄之含砂量、流量進行整體經驗模態分析(EEMD)處理後再以希爾伯特-黃轉換(HHT)分析
- 含砂量與流量之能量增加的時間大致相同，但較為紊亂
- 在部份時段中流量能量未有增加，但含砂量卻有明顯突增現象



- 資料完整性會使分析週期(頻率)有所偏差，亦可能產生能量混合、倍頻，或高頻能量紊亂等現象
- 天祥日雨量與綠水站流量在高頻時的分析結果大致相符，但能量變化幅度並不一致，低頻時分析結果則較無一致性，可說明天祥地區雨量給予綠水站流量不同程度的水量，也有其他因素造成綠水站流量的改變
- 以HHT分析結果說明含砂量多數與流量能量變化時間相符，含砂量變化情形較為混亂，且有部份時段是在流量無增加情形而含砂量能量有突增情形，可說明含砂量的增加現象多於流量增加次數

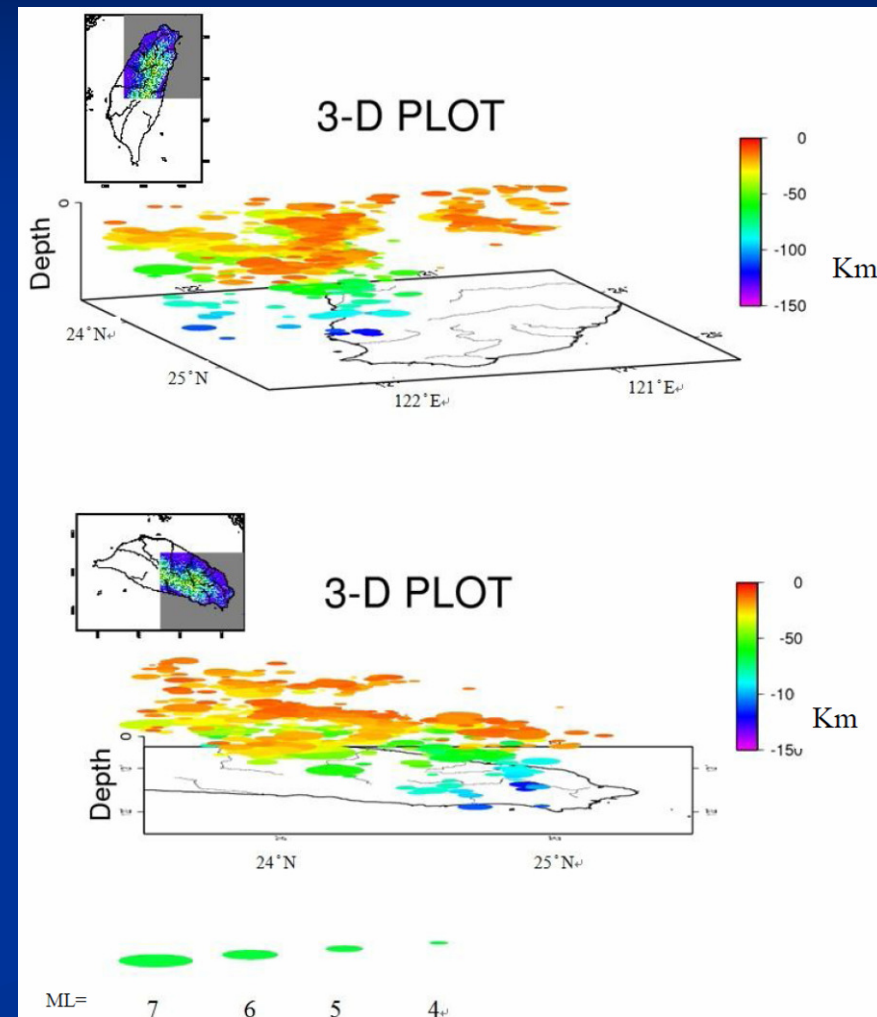
3.地震資料分析結果

- 2000年1月1日至2010年5月26日，規模5~8之震源機制解圖（資料來源：台灣寬頻地震網, BATS）
- 距離距太魯閣地區較為接近、規模大於5的地震，主要以逆斷層型式為主
- 米崙斷層的活動範圍



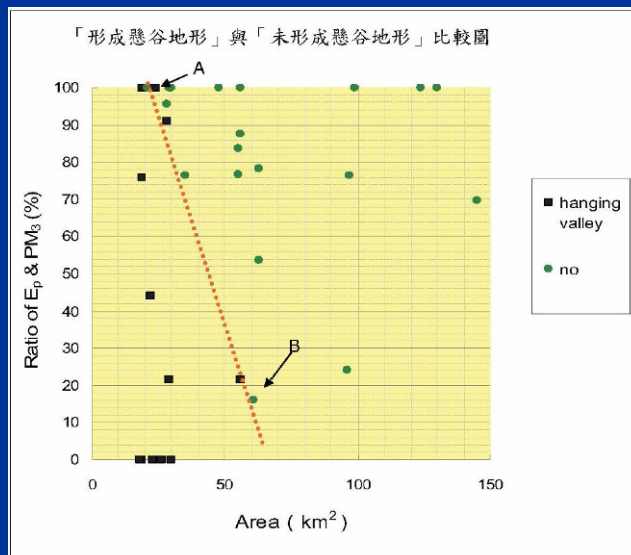
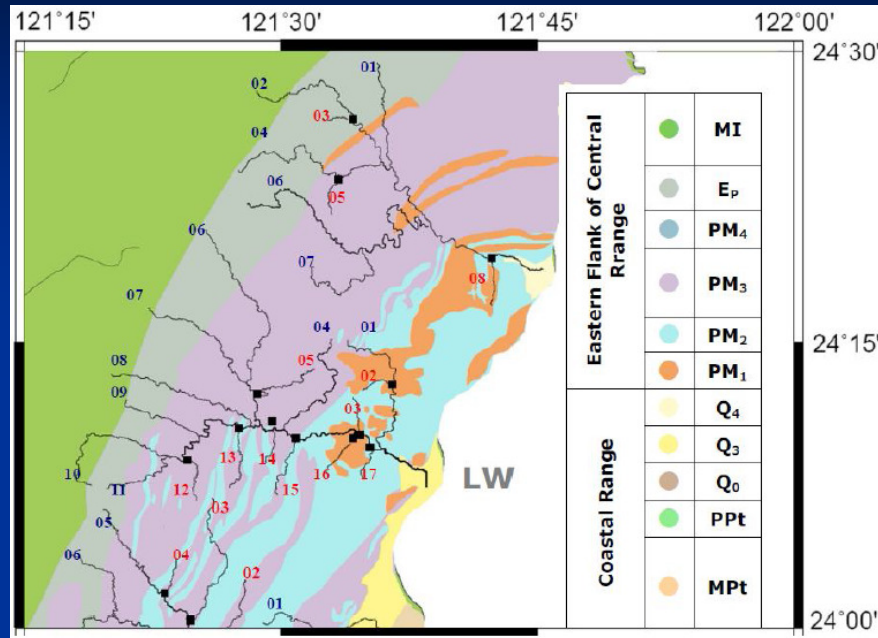
3.地震資料分析結果（續）

- 2000年1月1日至2010年5月28日，規模3~8之地震事件與震源深度三維圖（資料來源：BATS）
- 從台灣的北端往南20度西的方向觀看，較為西部的地區，地震深度較為淺層，東部有較為深層的地震
- 從台灣的東部往正西方，可發現往台灣北方方向，有較多的深層地震，可看出板塊隱沒的方向為由南向北隱沒



4.立霧溪流域的懸谷地形

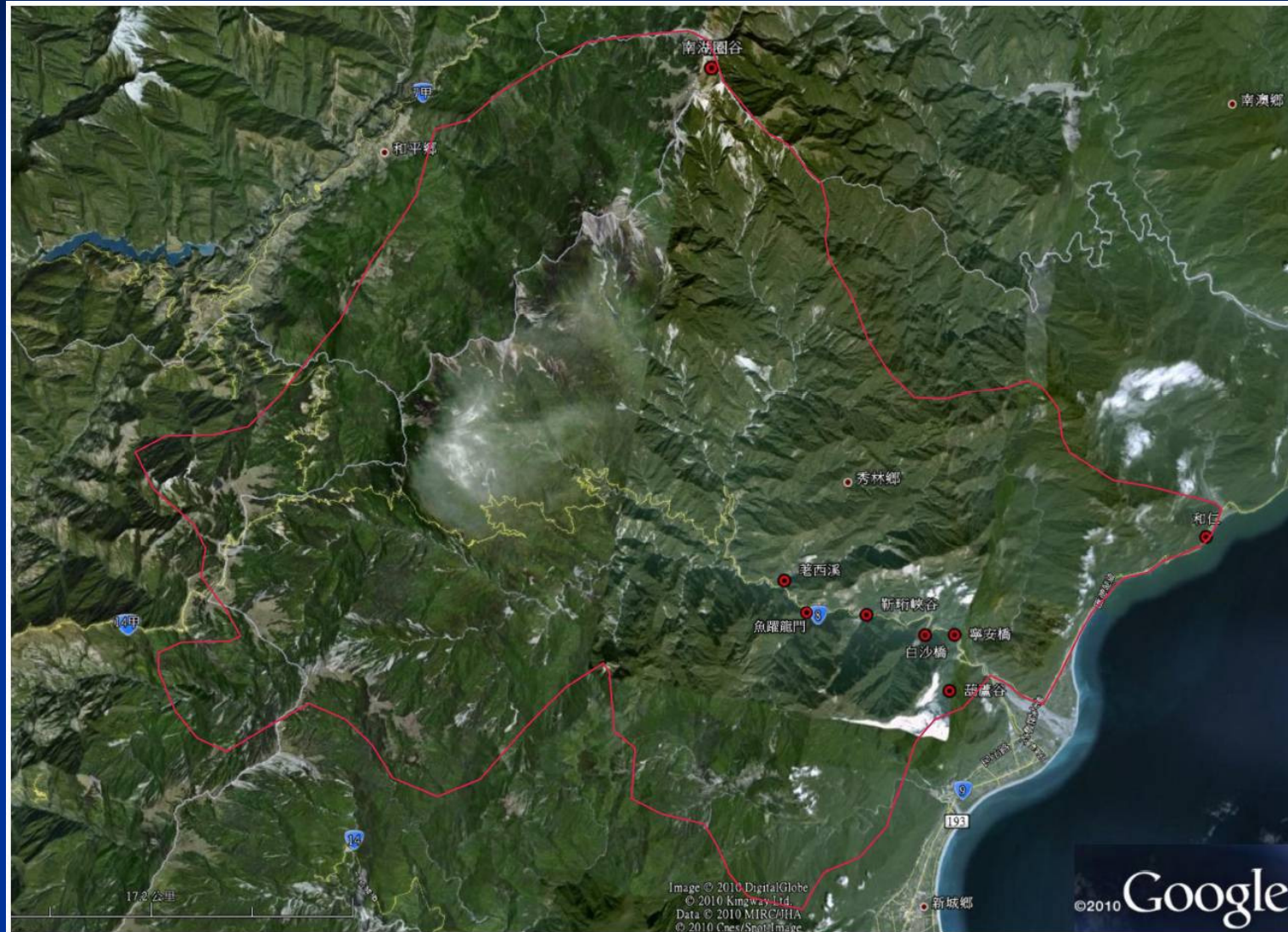
- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議



- 以40m x 40m DEM萃取立霧溪17條支流，觀察立霧溪支流匯入主流的情況，發現流域內有9處懸谷地形
- 懸谷地形出現位置四周岩性一致，也無斷層線經過
 - 大理岩區較多的支流比較容易形成懸谷地形，流經畢祿山層和綠色片岩區地層較多的支流比較不容易形成懸谷地形
 - 大理岩無法提供足夠的碎屑讓河流下切河床；反之流經畢祿山層和綠色片岩區時，片岩和片麻岩可以提供很多的碎屑讓河流下切河床
- 懸谷地形受主支流面積影響：
 - 支流面積小於20 km²，
 - 支流面積：主流面積<1：10

5.地質景觀名錄調查登錄

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議



本次登錄點：和仁、葫蘆谷、寧安橋、白沙橋、寧安橋、新珩峽谷、筆西溪、南湖圈谷等八處



五、結論與建議

■ 1. 結論

- 由於今年的雨量較少，3D 雷射掃描儀對錦文橋、白沙橋、綠水、天祥等地的河道監測結果顯示，河道的侵蝕與堆積量比上一年度減少許多，但錦文橋與白沙橋的侵蝕量，部分區段可達約1.5 公尺
- 比對氣象、水文及地質等資料，可發現錦文橋因河道為全新世年輕的現代沈積物，穩定度低，河道受侵蝕的強況較明顯。白沙橋則位在立霧溪河道彎曲處，因此在河道的基蝕坡側有局部侵蝕量較大的情形
- 時頻分析指出含砂量多數與流量能量變化時間相符合，且有部份時段是在流量無增加情形而含砂量能量有突增情形，並成為河流侵蝕的主要動力來源

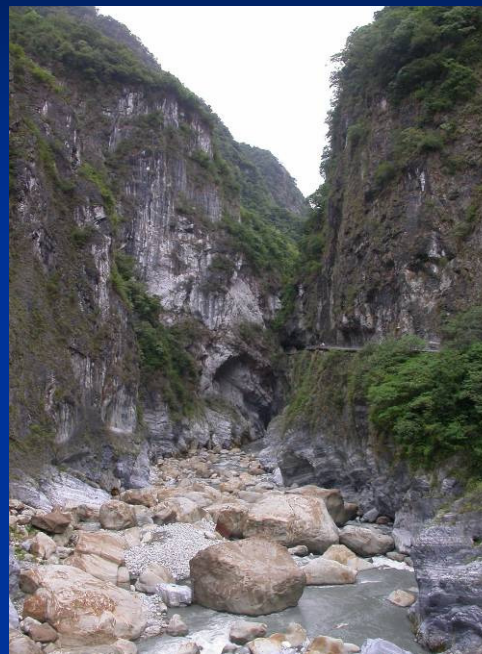
1.結論(續)

- 分析2000年1月1日至2010年5月26日，地震規模 >5 的資料(台灣寬頻地震網)，顯示鄰近太魯閣國家公園地區的米崙斷層附近區域，於2000年之後，有持續且規模 >5 的地震活動，獲得地震斷層面解圖及地震事件震源深度三維圖及地震隱沒方向圖
- 立霧溪流域共計有懸谷地形9處，懸谷地形與地質交界無關，大理岩無法提供足夠的碎屑增加河流的下切能力，是立霧溪產生特別多懸谷地形的原因
- 本年度共登錄了和仁、葫蘆谷...等8個地質景觀名錄，可做為管理處推動解說與保育等經營之參考

2.建議

- 一、前言
- 二、文獻回顧
- 三、研究方法
- 四、結果與討論
- 五、結論與建議

- 繪製巨礫的分布，並分析其分布與峽谷型態、岩性、落石崩塌的關係
- 透過碳14定年法，測定河口、階地等低海拔地區漂木等碳質物年代，以瞭解立霧溪流域的抬升速率
- 繪製河流縱剖面，瞭解立霧溪流域遷急點分布位置，探究其後退機制
- 利用衛星影像、航空照片等，判釋大尺度的地表變形作用，並嘗試以DInSAR瞭解太魯閣地區地表的變化情形
- 持續更新並增加特殊景點之名錄登錄



**Thanks for your
attention!**