

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Sciences

National Taiwan University

Master Thesis

台東鹿野溪流域之地層滑動與河川化性在卑南地震後之相



Relationships between landslide and river chemistry after Bei-Nan  
earthquake in Lu-Ye River, Taitung

施尊穎

Tsun-Ying Shih

指導教授：陳宏宇 博士

Advisor: Hongey Chen, Ph.D.

中華民國 98 年 7 月

July, 2009



## 致謝

本論文得以完成，首先最要感謝指導教授陳宏宇博士於學生研究所求學期間的指導與關心，尤其是教導我細心有調理的處事態度，在此致上最高的謝意。

口試期間，則要感謝本系劉聰桂老師，本校土木系林銘郎老師、水工所洪銘堅老師以及中研院汪中和老師對於本論文的大力斧政，並提供學生諸多寶貴意見，學生衷心感謝。

求學期間，則要感謝實驗室的游家敏學姊的耐心督促及關心，特別也要感謝林冠璋學長對我的所有幫助與教導，特別是叮嚀我做人處事的道理以及態度，這一切令學弟沒齒難忘。另外，也要感謝曾一起奮鬥的許家銘學長、魏倫璋同學、陳麒文同學、學弟 889、黎偉聖同學、sep 學長、Kelly 同學，以及好多我無法一時提及的同學們給我的打氣與幫助。試驗方面，則要感謝曾經指導過我的土木系周明政先生、海研所的林曉武教授提供試驗設備借用、以及耐心十足的 Jenny 在所有試驗上從頭教導我，還不時幫我加油。

感謝辛苦的爸媽在日常生活中對於我無微不至的照顧，讓我沒有後顧之憂專心於課業，感謝老姊的支持與生活上的幫助，感謝阿嬤以及大家庭裡其他成員始終掛念著我的事情幫我打氣。最後要感謝上帝，讓我能順利完成學業。



## 摘要

本研究嘗試探討台東鹿野溪集水區流域在2006年4月1日卑南地震( $M_L = 6.2$ )過後，其地層滑動與河川化性間之相關性。研究結果顯示，該集水區流域在卑南地震前之地層滑動的崩塌率為1.3%，地震後之崩塌率上升至1.7%。同年5月17日珍珠颱風後之崩塌率為2.3%。隔年韋帕颱風後則下降至2.1%。2006年之年輸砂量27百萬噸，也遠高於過去十年來之年平均輸砂量12百萬噸。此意義顯示，研究區域內之地層可能受到卑南地震擾動的影響，使得地質材料膠結較為鬆散，加上後續珍珠颱風帶來24小時276mm累積雨量的侵蝕，使得地表下原本已膠結鬆散之地質材料，在水壓力作用下，產生崩解破壞，並隨水流的動力流入河道內。

研究區域內屬於畢祿山層之崩塌率為3.6%，遠高於大南澳片岩層之1.4%。主要是由於畢祿山層的岩石強度(介於29.4 MPa至36.7 MPa)，比大南澳片岩層介於53.6 MPa至61.6 MPa強度弱，同時畢祿山層的岩層也較為破碎，單位體積節理數 $23.4 \text{ N/m}^3$ ，高於大南澳片岩層的 $10.6 \text{ N/m}^3$ 。

另外，本研究區主要之溶解態離子濃度在卑南地震前(2005年)，與地震後(2006年)之枯水期(11月至4月)的量測值比較發現，鈉離子( $\text{Na}^+$ )於地震前之月平均值為13.7 mg/l，地震後上升至27.2 mg/l；鉀離子( $\text{K}^+$ )由2.8 mg/l，上升至地震後的3.3 mg/l，鎂離子( $\text{Mg}^{2+}$ )由15.7 mg/l上升至地震後的15.8 mg/l。卑南地震後接續而來之珍珠颱風，不僅提高了地層滑動及輸砂量，也同時增加了河川中主要溶解態離子的濃度。這些溶解態離子主要是源自於集水區內畢祿山層級大南澳片岩崩解岩塊內之斜長石、雲母，以及黏土礦物等主要礦物。此外，顆粒性總碳含量與輸砂量呈現相反的變化趨勢，而豐水期有機碳含量由0.44%上升至0.53%，主要是來自於季節性變動的植被供應源。

**關鍵字：**地層滑動、颱風、地震、河川化性



## Abstract

This study focus on the relationships between landslides and stream chemistry in Lu-Ye river catchment after Bei-Nan earthquake ( $M_t = 6.2$ ) and subsequent typhoon events. The result shows that the landslide ratio was 1.3% before Bei-Nan earthquake. It rose to 1.7% after the earthquake, 2.3% after typhoon Chan-Chu, 1.9% after typhoon Wipha. The annual sediment discharge in 2006 is 27 Mt/y which is 2.3 times of the mean value (12Mt/y) of past decade. These results indicate that the consolidation of bedrocks in Lu-Ye catchment was getting weaker when they underwent strong shaking movement after Bei-Nan earthquake. The following Chan-Chu typhoon resulted in heavy rainfall (276mm/day) and triggered the slope failure, and the landslides material was flushed into river channel. The main factors controlled landslide distribution are rock strength and joint number. The rock strength in Bilushan formation (29.4MPa-26.7MPa) is weaker than Dananao formation (53.6MPa-61.6 MPa), and the joint number in Bilushan formation is higher than Dananao formation. These factors caused the higher landslide ratio in Bilushan formation (3.6% in Bilushan formation and 1.4% in Dananao formation).

The major dissolved ions in river water were getting higher after the earthquake and typhoon Chan-Chu but showed no remarkable trend after typhoon Wipha. This result indicate that the earthquake and Chan-Chu typhoon not only resulted in huge amount landslide and sediment delivered to the river, but also affect the river water chemistry. The rising ion concentration may be attributed to the minerals (feldspars, micas and clay minerals) in rock. The particulate carbon experiment result showed that the percentage were lower in wet seasons and increased 4 times in dry seasons. The rising of particulate organic carbon was due to plants decomposing on catchment slope.

**Key words: landslide, typhoon, earthquake, river chemistry**





# 目錄

第一章 序論 .....	1
1.1 研究動機與目的.....	1
1.2 地理位置及交通概況.....	2
第二章 文獻回顧.....	5
2.1 地層滑動特性及輸砂量.....	5
2.2 流域地質及水文條件與河川化性關係 .....	8
2.3 河水顆粒性總碳及有機碳討論 .....	12
第三章 區域概況 .....	14
3.1 地質概況 .....	14
3.2 水系及氣候概況 .....	19
3.3 地震颱風事件 .....	19
第四章 研究方法 .....	21
4.1 野外調查及取樣.....	21
4.1.1 單位體積節理數估算 .....	21
4.1.2 施密特錘試驗.....	21
4.1.3 岩石及溪水取樣.....	21
4.2 岩石性質試驗.....	23
4.2.1 自然物理性質試驗.....	23
4.2.2 岩石強度試驗.....	23
4.3 流量輸砂量估算.....	23
4.4 地層滑動判釋.....	25
4.5 岩象學分析.....	26
4.6 溪水化性分析.....	26



第五章 研究結果.....	29
5.1 單位體積節理數.....	29
5.2 岩石強度.....	30
5.3 岩石性質.....	31
5.4 輸砂量估算.....	32
5.5 地層滑動的判釋.....	37
5.6 礦物含量.....	40
5.7 溪水化性分析結果.....	40
5.7.1 溪水顆粒性總碳及有機碳含量.....	40
5.7.2 主要溶解態離子濃度分析.....	43
第六章 地層滑動與輸砂量之關係.....	49
6.1 地層滑動分布之高程與坡度.....	49
6.2 地層滑動與面積機率之關係.....	52
6.3 流量與輸砂量.....	54
6.4 地震與輸砂量.....	56
6.5 降雨量與輸砂量關係.....	57
6.6 地層滑動與地質材料之特性.....	60
第七章 地層滑動與溪水化性之關係.....	63
7.1 輸砂量與顆粒性總碳關係.....	63
7.2 地層滑動與溶解態離子之關係.....	65
7.3 與鄰近集水區之比較.....	69
第八章 結論.....	71





附錄一 施密特錘試驗換算單壓強度表,.....	85
附錄二 單位體積節理數估算.....	86
附錄三 自然物理性質試驗方法.....	87
附錄四 消散耐久性試驗方式.....	89
附錄五 點荷重試驗方法.....	90
附錄六 顆粒性總碳試驗方法.....	92
附錄七 顆粒性有機碳試驗前處理方法,.....	93
附錄八 輸砂量估算公式.....	94
附錄九 溶解態離子濃度表.....	95
附錄十 流量與輸砂量資料.....	96
附錄十一 山崩判釋成果圖.....	100
附錄十二 點荷重強度試驗結果.....	102
附錄十三 自然物理性質試驗結果.....	104
附錄十四 施密特錘試驗結果.....	105
附錄十五 單位體積節理數估算結果.....	107



## 圖目錄

圖 1.1 研究區域概況圖.....	4
圖 3.1 區域地質圖.....	16
圖 3.2 研究區高程分佈圖.....	17
圖 3.3 研究區坡度分佈圖 .....	18
圖 3.4 研究區坡向分佈圖 .....	18
圖 4.1 野外採樣點分佈圖.....	22
圖 4.2 新武呂溪地質圖.....	28
圖 5-1 施密特錘及點荷重強度試驗果.....	30
圖 5-2 雨量流量輸砂量相互關係.....	34
圖 5-3 年雨量與年輸砂量關係.....	36
圖 5-4 豪雨事件雨量與輸砂量關係.....	37
圖 5-5 各事件後之崩塌率，新生率重現率.....	39
圖 5-6 不同地層在各事件後崩塌率、新生率及重現率.....	39
圖 5-7 各月份主要溶解態離子估算結果.....	47
圖 5-8 卑南溪離子成分圖.....	48
圖 6-1 各事件後崩塌率於各高程分佈情形.....	51
圖 6-2 各坡度崩塌分佈圖.....	52
圖 6-3 山崩面積機率分佈圖.....	53
圖 6-4 流量輸砂量之相對應資料.....	55
圖 6-5 流量與輸砂量濃度之關係曲線.....	55
圖 6-6 卑南地震前後的輸砂濃度變化.....	56
圖 6-7 乾溼季輸砂量比較.....	60
圖 6-8 地層強度與崩塌率關係.....	61
圖 6-9 單位體積節理數與崩塌率關係.....	62

圖 7-1 溪水顆粒性有機碳與輸砂量..... 64

圖 7-2 硫酸根離子與流量關係..... 67

圖 7-3 鈉離子與流量關係..... 67

圖 7-4 鉀離子、鎂離子與流量關係..... 68

圖 7-5 鹿野溪與新武呂溪顆粒性總碳含量比較..... 70



## 表目錄

表 2-1 山崩特性相關研究.....	6
表 2-2 輸砂量相關研究.....	7
表 2-3 流域地質及水文條件對河川化性的關係.....	10
表 2-4 河水有機碳相關研究.....	13
表 3-1 研究區地層分布狀況.....	14
表 3-2 本研究探討之颱風事件.....	20
表 5-1 岩石單位體積節理數估算結果.....	29
表 5-2 單位體積節理數對應岩石破碎程度.....	29
表 5-3 不同儀器之強度試驗結果.....	31
表 5.4 國際岩石力學學會單壓強度分級表.....	31
表 5-5 岩石自然物理性質試驗結果.....	32
表 5-6 消散耐久指數對應之岩石耐久性.....	32
表 5-7 年輸砂量估算結果.....	34
表 5-8 過去 10 年來單日降雨量超過 200 mm 之事件.....	36
表 5-9 地層滑動判釋結果.....	38
表 5-10 主要礦物含量.....	40
表 5-11 豐水期顆粒性總碳及有機碳試驗結果.....	42
表 5-12 枯水期顆粒性總碳及有機碳試驗結果.....	43
表 5-13 2005 年至 2006 年枯水期離子濃度表.....	43
表 5-14 2006 年至 2007 年枯水期離子濃度表.....	43
表 5-15 2007 年至 2008 年枯水期離子濃度表.....	43
表 5-16 2006 年豐水期離子濃度表.....	44
表 5-17 2007 年豐水期離子濃度表.....	46
表 5-18 枯水期與豐水期離子濃度.....	47

表 6-1 地震及颱風事件後各高程崩塌率分佈.....	50
表 6-2 各坡度間崩塌率之分布情形.....	51
表 6-3 地震前後不同流量下輸砂濃度比值.....	57
表 6-4 地震事件與年輸砂量之對應關係.....	57
表 6-5 乾溼季流量、雨量以及輸砂量之比較.....	59
表 6-6 地層材料性質與地層崩塌率對比.....	61
表 7-1 顆粒性總碳及有機碳試驗結果.....	63
表 7-2 本研究區枯水期主要溶解態離子濃度表.....	65
表 7-3 本研究區豐水期主要溶解態離子濃度表.....	66
表 7-4 台東地區雨水化學性質.....	68
表 7-5 鹿野溪及新武呂溪顆粒性總碳含量比較.....	70





# 第一章 序論

## 1.1 研究動機與目的

大氣圈、水圈、生物圈以及岩石圈等碳儲存庫彼此間有關碳之流通，組成了碳循環的基本架構 (Carlson et al., 2001; Svirezhev and Svirejeva, 2008)。而風化及侵蝕作用因為消費了大氣中的二氧化碳，也因此對於全球碳的循環體系產生了一定的影響。風化及侵蝕作用將地表上風化後的物質透過河流的搬運作用轉移至海洋中 (Garner & Walsh, 1996; Qin et al., 2006)。河川流域地表的物質，經過風化及侵蝕作用之後，元素從岩石當中被釋放出來，並藉由溶解態及顆粒態的方式被輸送到海洋中 (Gaillardet et al., 1999)，因此溶解及顆粒態的化學成分便成為集水區流域上游母岩組成之指標。河川輸送物質之化學成分除了在運送過程中可能發生變化外，也可能會隨著豐水期、枯水期的交替而產生變化 (Yuan et al., 2007)。

過去的研究發現，河川中顆粒性總碳以及顆粒性有機碳含量的變化分析，可以進一步推估集水區內沉積物供應來源 (Veysy et al., 1999)。Reinhardt (2008) 曾指出，山崩作用會把許多地質材料帶入河道中，進而對於集水區內的溶解態離子的成分產生顯著的影響。也因此，河流的搬運作用，會改變溪水中崩塌物質內不同碳儲存庫間之含量，與風化侵蝕作用同樣是探討碳循環的重要連結 (Siegenthanler & Sarmiento, 1993)。

台灣地區從 1970 年至 1999 年期間，每年就有 384 百萬噸的懸浮沉積物被輸送進入海洋 (Dadson et al., 2004)。而 921 地震過後，各河川之集水區流域內產生大量的地層滑動，大量的崩塌物質輸送進入河道當中，增加了河流的輸砂量 (林冠瑋, 2005)，也影響了河川的主要溶解態離子濃度。

本研究嘗試探討 2006 年 4 月卑南地震過後，崩塌物質進入鹿野溪河道內其溶解態離子對溪水所可能造成的影響，並進一步探討後續

5月珍珠颱風後，2007年9月韋帕颱風過後，崩塌地變化與溶解態離子濃度間之關係。本研究並於2007年9月至2008年10月期間，於鹿野溪內取樣，進行溪水顆粒性總碳以及顆粒性有機碳的試驗，以期瞭解集水區內河道之有機物質的供應來源。因此，本研究工作的目的包括了：

- (1)地層滑動特性與影響因素。
- (2)輸砂量的特性與影響因素。
- (3)河川化學性質與地層滑動及輸砂量的關係。

## 1.2 地理位置及交通概況

台東鹿野溪分布於台灣東南部，為台東卑南溪之支流，發源於標高3,293m的卑南主山東南側，向東南流至楓山附近轉東流經清水、紅葉、延平，於榕山附近注入卑南溪，水流長度達84公里。其流域面積廣達476平方公里。本研究區所涵蓋之面積約167平方公里(圖1-1)，包括了台東縣延平鄉之紅葉村，桃源村，鹿野村以及延平林道。研究區域的西側以山嶺為界，由北而南分別為佐美姬山(2834m)、嘉代山(2364m)、紅葉山(1576m)、優南山(1973m)楓山(1245m)，順著此北往南之山嶺線，即為本研究區西側之範圍。而研究區域由西往東順著坡降，經過延平水文測估，其東側範圍包含了卑南鄉北側區域。

本研究區之交通，可由國道三號高速公路直行至南港系統交流道，轉接國道五號北宜高速公路後，再往南直行至高速公路終點宜蘭縣蘇澳鎮下交流道，再從蘇澳鎮接省道台9線的蘇花公路，以及花東公路持續南行便可進入台東縣卑南鄉，然後再轉東西向紅葉產業道路，便可抵達本研究區。進入本研究區後其主要道路則僅有延平林道，以及其延伸之南北向的鄉道。

此外，也可由省道台1線縱貫公路南下，直行至屏東縣枋山鄉楓港後，再轉接省道台9線之南迴公路，北上進入台東縣卑南鄉，然後

再轉東西向紅葉產業道路進入本研究區。另外，從台南地區利用東西向省道台 20 線南橫公路，向東直行至台東縣關山鎮德高路橋後，轉省道台 9 線南下直行至台東縣卑南鄉，最後，同樣再轉接東西向紅葉產業道路，也可到達本研究區。



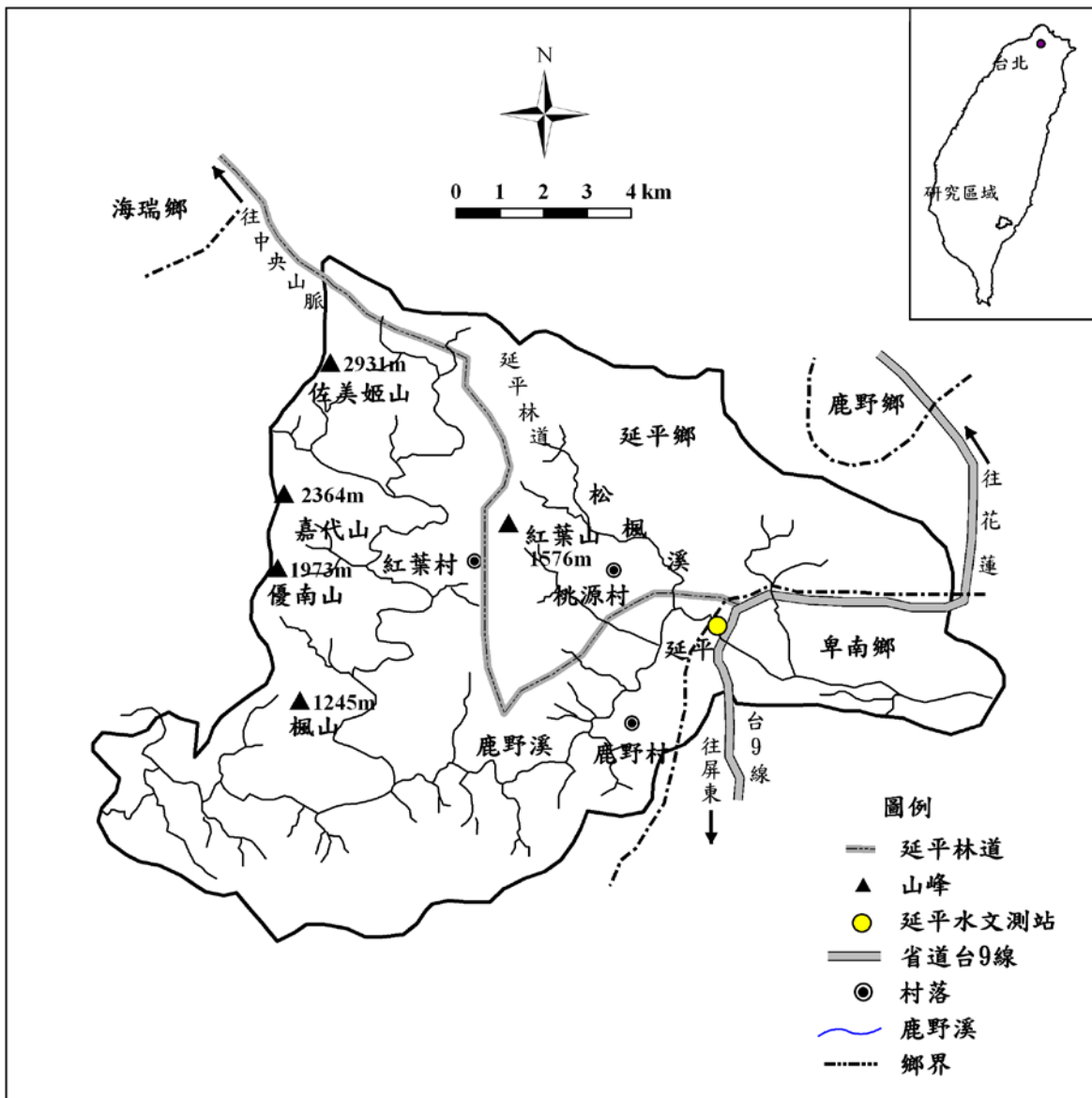


圖 1-1 研究區域概況圖

## 第二章 文獻回顧

### 2.1 地層滑動特性及輸砂量

在地層滑動的研究方法上，過去曾使用 SPOT 衛星影像、航照，以 GIS 軟體判釋山崩，並進行崩塌地在分佈坡度及分布地層上的特性，以及與累積雨量、地表加速度和震央分布等關係之探討(Khazai et al., 2003; Guzzetti et al., 2004.)。Lin et al., (2008)及 Chuang et al.(2007)利用上述方法分析陳有蘭溪及大甲河流域在九二一地震造成的山崩分布地層時發現，節理發達的岩層結構較為破碎，在地震強烈的震動下較容易發生崩塌，而在後續颱風事件後再次崩塌的比例也比較高。

陳琨銘(1995)研究花蓮銅門的土石流災害時發現，災區的不連續面發達，是導致崩塌發生的主因。在崩塌與岩石性質研究上，Tang 等人(2009)對地震引發的地層滑動進行討論，認為整個滑動機制主要是受控於岩石的摩擦角大小。當摩擦角越小，岩塊滑動的可能性越大。Lin et al (2008)研究陳有蘭河流域在不同颱風及地震事件後崩塌特性時也發現，岩石強度與崩塌率有密切的關係；此外山崩的重現率也會受到岩石的節理數影響。袁承偉(2007)研究石門水庫集水區的崩塌與輸砂在不同颱風事件對應關係時也發現，崩塌地多集中在具有強度低以及不連續面發達特性的岩層。

在地震所觸發山崩之研究上，Keefer (2000)在統計 1989 年加州 Loma Prieta 地震所引發之山崩時發現，地震山崩分布密度與震央距離呈現強烈反比，與坡度成正比；同時崩塌之分布也與岩性以及地層強度有關係，山崩密度分佈在軟弱地層當中比分布在堅硬地層當中還要高。Lin et al. (2004) 等人研究陳有蘭河流域的地層滑動指出，集集地震過後，崩塌發生的頻率變得較為頻繁。Dadson et al. (2004)指出，1999 年集集地震，不僅誘發多處崩塌，也弱化了坡體的材料、結構。因而在後續的暴雨事件來臨時，大量的材料被帶入河道，河流

輸砂量大增。而在地震後四年，依然可以發現，接近震央附近的區域，崩塌率依舊持續上升。Lin et al., (2008)則認為地震波的集中效應造成了陡峭的邊坡產生大量崩塌。

表 2-1 山崩特性相關研究

作者	相關研究
Keefer (2000)	崩塌之分布也與岩性以及地層強度有關係，山崩密度分佈在軟弱地層當中比分布在堅硬地層當中還要高
Khazai (2003)	以 SPOT 衛星影像及 GIS 軟體，進行崩塌地在分佈坡度及分布地層上的特性，以及與地表加速度和震央分布的關係。
Guzzetti (2003)	以航照判釋山崩，並分析累積雨量、連續降雨量與山崩間的關係。
Dadson et al. (2004)	921 地震不僅誘發多處崩塌，也弱化了坡體的材 料、結構。
Lin et al. (2004)	921 地震過後，崩塌發生的頻率變得較為頻繁。
袁承偉(2007)	崩塌地多集中在具有強度低以及不連續面發達。特性的岩層
Lin et al (2008)	地震波集中效應使得陡峭的邊坡產生大量崩塌。
Tang (2008)	地震引發崩塌的滑動機制主要受控於岩石的摩擦角大小。摩擦角越小，越增加岩塊滑動的可能性。
Chuang et al. (2009)	節理發達的岩層結構較為破碎，在地震強烈的的震動下較容易發生崩塌，而在後續颱風事件後再次崩塌的比例也比較高。

在輸砂特性及估算方面，林冠瑋（2005）指出，921 地震後年平均輸砂量為地震前之十三倍。莊善傑（2005）在大甲溪流域崩塌與輸砂關係中發現，921 地震後單位輸砂量大於地震前，且流量越大，單位輸砂量比值也呈現倍數方式增加。袁承偉（2007）認為，高崩塌率不一定會產生高輸砂量。而 Hovious et al.（2000）認為，河流的輸砂行為一般是屬於搬運限制的情況下形成，也就是有流量就會有輸砂量搬運，率定曲線法才適用。Kao & Liu（2001）則認為，率定曲線法是適合用在台灣地區東部河流懸浮沉積物之估算。Duan（1983）則針對率定曲線法進一步改良，附加了一個誤差因子之運算，來改良估算結果。

表 2-2 輸砂量相關研究

作者	相關研究
Duan (1983)	則針對率定曲線法進一步改良，附加了一個誤差因子之運算，來改良估算結果。
Hovious et al. (2000)	當河流的輸砂行為是屬搬運限制的情況下，也就是有流量就會有輸砂量搬運，率定曲線法才適用。
Kao & Liu (2001)	率定曲線法是適合用在台灣地區東部河流懸浮沉積物之估算。
林冠瑋(2005)	921 地震後陳友蘭溪年平均輸砂量為地震前之十三倍。
莊善傑(2005)	921 地震後大甲溪流域單位輸砂量大於地震前，且流量越大，單位輸砂量比值也呈現倍數方式增加。
袁承偉(2007)	研究石門水庫的崩塌在各颱風及地震事件後發現，當地層滑動時，高崩塌率不一定會產生高輸砂量

## 2.2 流域地質及水文條件與河川化性的關係

集水區流域內，溪水化性的空間上分佈差異，主要是受控於地質條件差異，而溪水化性的時間上分佈差異，例如夏季與冬季的溶解態離子濃度差異，主要則是受控於流量輸砂量等水文條件的變化(Zhang et al., 2007)。除此之外，尚有其他影響溪水化性的因素，諸如人為開發、地層滑動事件等，皆會對河川化性造成了顯著影響(Caruso & Jenson, 2001)。Tazaki (2006) 研究了凝灰岩地區水文化性與地質條件之後指出，崩塌作用之後，礦物自身化性及其表面有機物質，便一併被帶入河川中，進而影響了溪水化學性質。Caruso 等人(2001) 則指出，集水區內發生崩塌的範圍內，擁有最多的溶解態離子進入水體中；Reinhardt (2008) 則在研究美國 Shenandoah 國家公園內的水質情況時指出，發生於 1995 年的暴雨事件，引發了集水區內大量崩塌產生，進而影響了河川的化性。

一般而言，影響河川化性的因素繁多，無論流域的長期氣候變動、植被的覆蓋以及集水區面積、高程，都會藉由改變風化作用的進行，進而對流域的化性造成影響(Nédeltcheva et al., 2006; Raymo et al., 1988; Stummeyer et al., 2002)。過去許多研究，嘗試找出河水化性跟流域之岩石風化速率關係。這些研究主要方法為溪水採樣，並將各類溪水中溶解態元素、化合物歸因於特定岩石來源，藉此進一步分析(Gaillardet, 1999)。

Qin 等人(2006) 指出多數情況下河水中的主要離子含量在河水流量大的時候測值較低，然而由於控制水中離子濃度的作用並不僅限於稀釋作用，因此偶有例外情形。潤濕作用(Rinse-out)會在流量大的時候，反而造成離子濃度升高相反現象(House & Warwick, 1998)。若僅進行單一季節的河川化性觀測，則容易錯估流域的風化程度(Qin et al., 2006)。

溪水中多數化學溶解態離子，是源自於集水區母岩及表土的各種礦物，透過了風化及侵蝕作用帶入河道中。許多研究針對溪水中之主要離子，量化礦物成分的供應源。集水區的地層中，黃鐵礦、石膏、



角閃石、黏土礦物、白雲母以及碳酸鹽類礦物，都會影響到鈣、鎂、碳酸根離子以及硫酸根離子的來源（Smolders et al., 2004；Garner and Walsh., 1996）。

除此之外，母岩及表土中，不同的離子遭受風化及侵蝕作用後的抵抗能力也大不相同。Gardner & Walsh（1996）研究尼泊爾 Likhu 流域，由變質岩風化而成之土壤剖面時指出，遭受風化作用強烈的土壤剖面，Ca 與 Na 離子會被用盡，而 K 與 Mg 離子會留下來。而鈣與鈉離子容易隨著沖蝕進入河道，進而改變河川化性，而鉀與鎂離子則較容易保存於黏土礦物中。



表 2-3 流域地質及水文條件對河川化性的關係

作者	相關研究
Raymo et al. (1988)	酸鹽風化之程度，可以由鋇同位素來推測。 87Sr/86Sr 之值偏高，則表示風化程度越高
Gardner & Walsh (1996)	遭受風化作用強烈的土壤剖面，Ca 與 Na 離子會被 用盡，而 K 與 Mg 離子會留下來。
House & Warwick (1998)	Rinse-out 作用則會在流量大的時候，反而造成離子 濃度升高相反現象。
Gaillardet (1999)	過去許多研究，嘗試找出河水化性跟流域之岩石風 化速率關係。
Caruso (2001)	集水區內發生崩塌的範圍內，擁有最多的溶解態離 子進入水體中。
Stummeyer et al. (2002)	溪水沉積物的性質及組成顆粒，皆會隨著和源頭的 距離增加而改變；因此也進一步影響到河水之化學 性質。
Chen (2002)	流經蒸發鹽岩地層的流域，溪水主要離子含量中， SO <sub>4</sub> 以及 Cl 則明顯增加。
Tazaki (2006)	崩塌作用之後，礦物自身化性及其表面有機物質， 便一併被帶入河川中，進而影響了溪水化學性質。
Nédeltcheva et al. (2006)	流域的地層礦物含量不同，氣候因素、植被以及高 程，都會影響到風化作用的速率及化性。
Douglas (2006)	碳酸鹽風化和矽酸鹽風化的比值，在晚秋的時候最 高，夏天的時候最低。

表 2-3(續) 流域地質及水文條件對河川化性的關係

作者	相關研究
Xu & Lin (2007)	煤地層的風化作用之下地層中的硫化物礦物會進行氧化，進而提供流域內之溪水大量硫酸根離子來源。
Ryu & Lee (2008)	不同地質條件下，集水區內的河水中攜帶之風化產物也不同。
Smolders et al. (2004)	集水區的地層中，黃鐵礦、石膏；、黏土、雲母礦物以及碳酸鹽類礦物，都會影響到鈣、鎂、碳酸根離子以及硫酸根離子的來源。
Reinhardt (2008)	研究美國 Shenandoah 國家公園內的水質情況後指出，發生於 1995 年的暴雨事件，引發了集水區內大量崩塌產生，進而影響了河川的水質。
Qin (2006)	多數情況下河水中的主要離子含量在河水流量大的時候測值較低。
Zhang et al. (2007)	不同集水區之間地質條件的差異，主要是控制河川化性在空間上分佈之差異。而就單一集水區之自身化性變動上，主要控制條件仍為水文條件。

### 2.3 河水顆粒性總碳及有機碳討論

研究河流中顆粒性碳的量，除了能瞭解集水區內的碳流通量，隨著不同季節的變化，更可以瞭解集水區內有機物質的供應源。(Galy & Lanord, 1999)。全球每年經由合流搬運入海的碳總量為 9000 萬噸，其中 3600 萬噸為有機碳，5400 萬噸為無機碳；此外，9000 萬噸的碳總量當中，5400 萬噸為溶解態的碳、3600 萬噸為顆粒性碳 (Wu et al., 2007; Sieganthaler & Sarmiento, 1993)。Hilton 等人 (2008) 認為，河流中之顆粒性有機碳來源，除了表土、生物體來源之非化石性顆粒性有機碳之外，更混合了母岩源化石性顆粒性有機碳。

河流搬運的顆粒性有機碳總量，與其搬運的碎屑沉積物有相關性。全球每年由陸地帶入海域的沉積物當中，太平洋上的小型海島，每年貢獻約三分之一，其中又以板塊運動頻繁的造山帶為貢獻顆粒性有機碳的重要源頭。(Ludwig et al., 1996; Milliman & Syvitski, 1992; Stallard., 1998)。至於顆粒性有機碳與輸砂量關係方面，Coynel (2005) 發現，當河流中的懸浮載總量越大的時候，顆粒性有機碳所佔的百分比就會越小，這是因為伴隨高流量事件所引發之侵蝕作用一次又一次進行，有機物質供應量相較之下愈來愈少所致。

表 2-4 河水有機碳相關研究

作者	相關研究
Milliman & Syvitski (1992)	全球每年由陸地帶入海域的沉積物當中，太平洋上的小型海島，每年貢獻約三分之一。
Sieganthaler & Sarmiento (1993)	全球的河川帶入海域之碳總量中，百分之六十為溶解態，百分之四十為顆粒性。
Ludwig et al. (1996)	河流搬運的顆粒性有機碳總量，與其搬運的碎屑沉積物有相關性。
Stallard et al. (1998)	每年由陸地帶入海域的顆粒性有機碳當中，太平洋上的小型海島貢獻的量約莫等同於三分之一。
Galy et al. (1999)	建立起侵蝕作用與區域的風化作用，以及碳消耗量之間的關係。
Barth et al. (2003)	河流中的無機碳來源，主要來自於集水區內的碳酸鹽岩或頁岩為主。
Coynel (2004)	當河流中的懸浮載總量越大的時候，顆粒性有機碳所佔的百分比就會越小。
Wu et al. (2007)	全球每年經由河流搬運作用進入海域的碳總量為九千萬噸，而其中百分之四十為有機，百分之六十為無機。
Hilton et al. (2008)	河流中之顆粒性有機碳來源，除了表土、生物體來源之非化石性顆粒性有機碳之外，更混合了母岩源化石性顆粒性有機碳。

## 第三章 區域概況

### 3.1 地質概況

本研究區總面積 167 平方公里，區域內之主要地層包括了西半部先第三紀之大南澳片岩，面積約為 70 平方公里，約佔研究區的 42%；東半部為始新世之畢祿山層，面積約為 75 平方公里，約佔研究區的 45%；東側則為河流沖積層，面積約為 22 平方公里，約佔研究區的 13%(表 3-1)。

表 3-1 研究區地層分布狀況

地層	面積, (km <sup>2</sup> )	比例, (%)
畢祿山層	75.15	45
大南澳片岩層	70.50	42
沖積層	22.14	13
總計	167.00	100

畢祿山層及大南澳片岩層兩者主要之岩性大抵是以片岩及板岩和千枚岩為主。大南澳片岩之變質作用劇烈，缺少化石，部分地區地形陡峭，不僅構造複雜不易辨認，在地層層序的界定與年代的推定上，都相當不容易（顏滄波，1960；陳培源，1963）。本研究區鹿野溪與其支流松楓溪匯流處，為畢祿山層與河流沖積層之分界（圖 3.1）。順著延平林道沿著溪水往上游而行，則為大南澳片岩與畢祿山層之分界。沿途可觀察到岩性的逐漸轉變，變質度會逐漸的增加，由千枚岩、板岩為主的畢祿山層，逐漸變成板岩、黑色夾雜綠色片岩為主的大南澳片岩。

本研究區之大南澳片岩，主要是以黑色片岩及綠色片岩為主。黑色片岩呈現黑灰色至深灰色，片理明顯，岩層中常與綠色片岩相互夾雜，並有片狀及凸鏡狀燧石夾於當中，也常見石英脈切穿其間，常見

小型褶皺到處分布(王執明, 1988)。礦物的組成主要是以石英、絹雲母、綠泥石、鈉長石以及石墨為主。綠色片岩呈現深綠色或灰綠色, 具有良好的節理, 野外觀察時, 偶可見厚砂岩及大理岩夾雜於其間。綠色片岩的原岩, 多數由基性火山岩及碎屑岩變質而成(王執明, 1988), 主要之組成礦物有綠泥石、綠簾石、透閃石、石英、斜長石和方解石、黃鐵礦等等。

畢祿山層出露於本研究區東半部, 板岩和千枚岩是其主要的岩性, 偶有厚層變質砂岩出露於其間, 包含了石灰質砂岩, 及長石質砂岩兩種, 粒度介於細粒至粗粒之間。此外畢祿山層中, 也常含有石灰岩或泥灰岩夾層或凸鏡體。與大南澳片岩層相較之下, 畢祿山層是以含有較多的化石作為層序界定之基準, 多數始新世的大型有孔蟲就是產在此類型的石灰質岩石當中(張麗旭, 1962)。

研究區的主要構造為鹿野斷層及利吉斷層, 皆分布於區域的東側。其中鹿野斷層為南北向之逆斷層, 利吉斷層為南北轉東南向之逆斷層。此兩斷層主要是分布於海岸山脈持續向西擠壓, 所形成由西向東之一系列逆斷層的東側(齊士崢等, 2003)。紀權宵等(2007)透過河階定年、鑽井及大地測量資料的分析可以發現, 鹿野斷層及利吉斷層屬於花東縱谷南端的新期構造, 十分活躍, 每年約有 17 至 20mm 的抬升量, 水平方向則每年約有 10 至 14mm 的移動量。

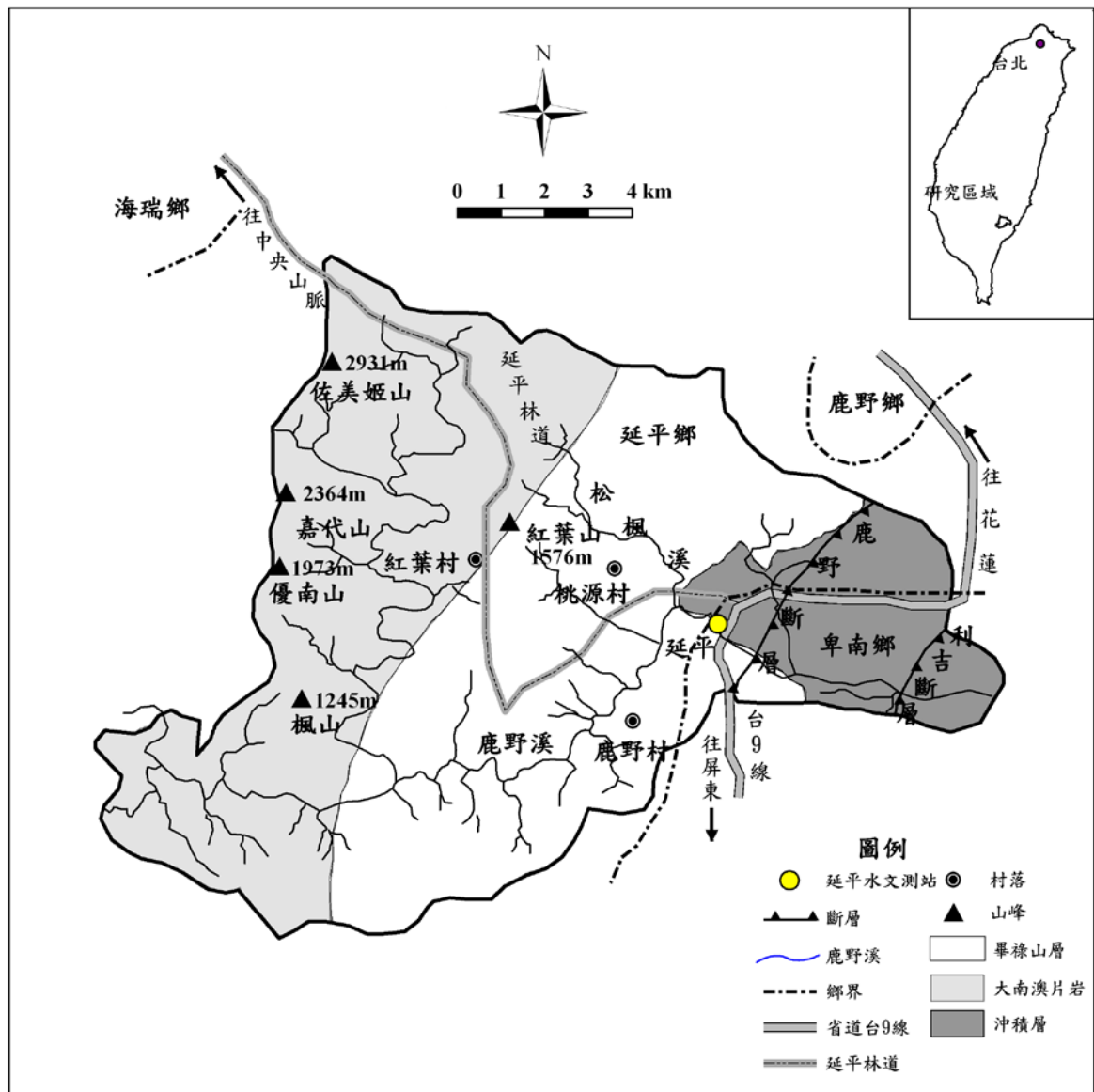


圖 3-1 區域地質圖(修改自地調所，2003)



本研究區之地形起伏較大，最高高程達 2800m 以上，全區高程大致分布在 1500m 以下(圖 3-2)，其中以 500m 至 1000m 為主，約佔全區面積 32%，1500m 以上的高程則主要分佈於研究區西半部，約佔全區面積 20%。

研究區之坡度主要是以 20°至 40°為主(圖 3-3)，佔了全區面積 50%以上。本研究區之坡向分佈(圖 3-4)方面則較為平均，整體而言由於地勢西高東低，因此坡向分部東向的坡體所佔比例較西側略高，其中以東南向的坡體為主，佔了主要面積之 16%。

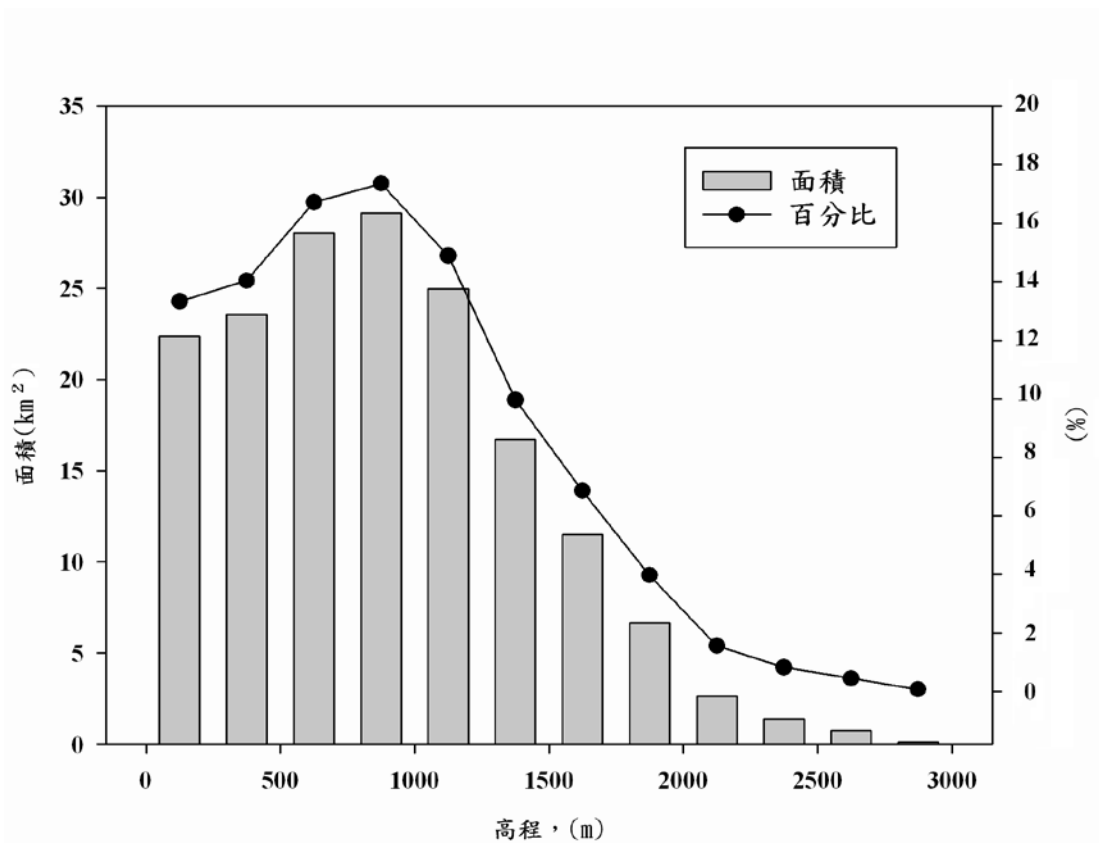


圖 3-2 研究區高程分布圖

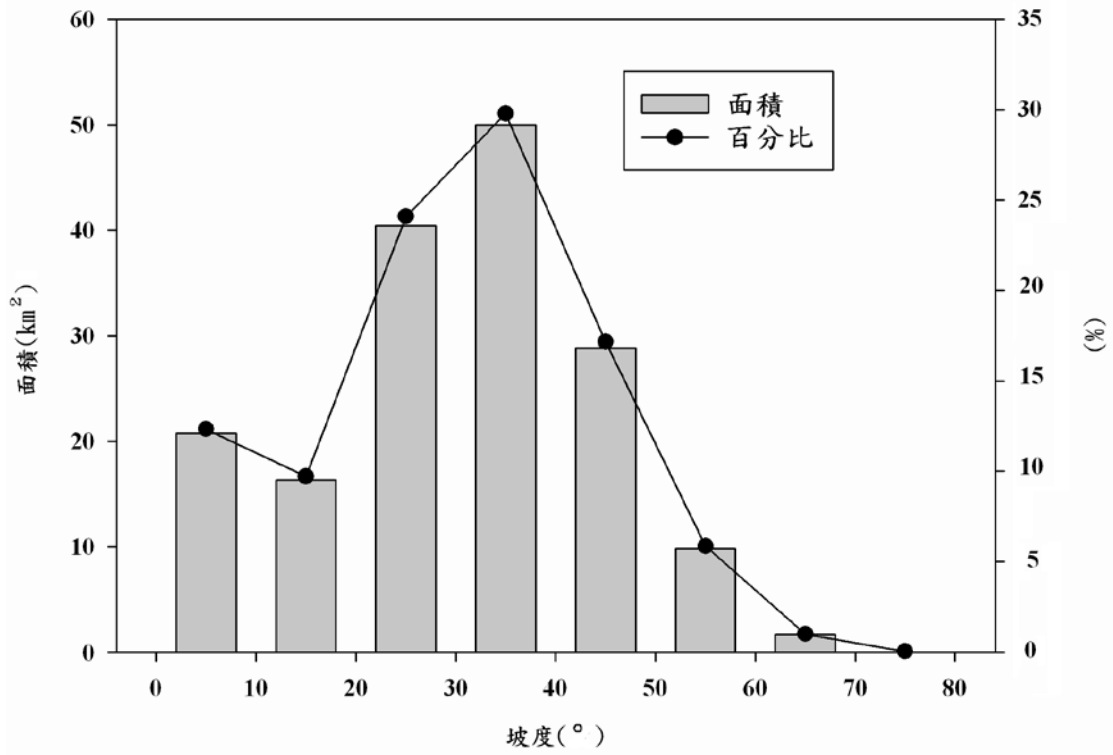


圖 3-3 研究區坡度分布圖

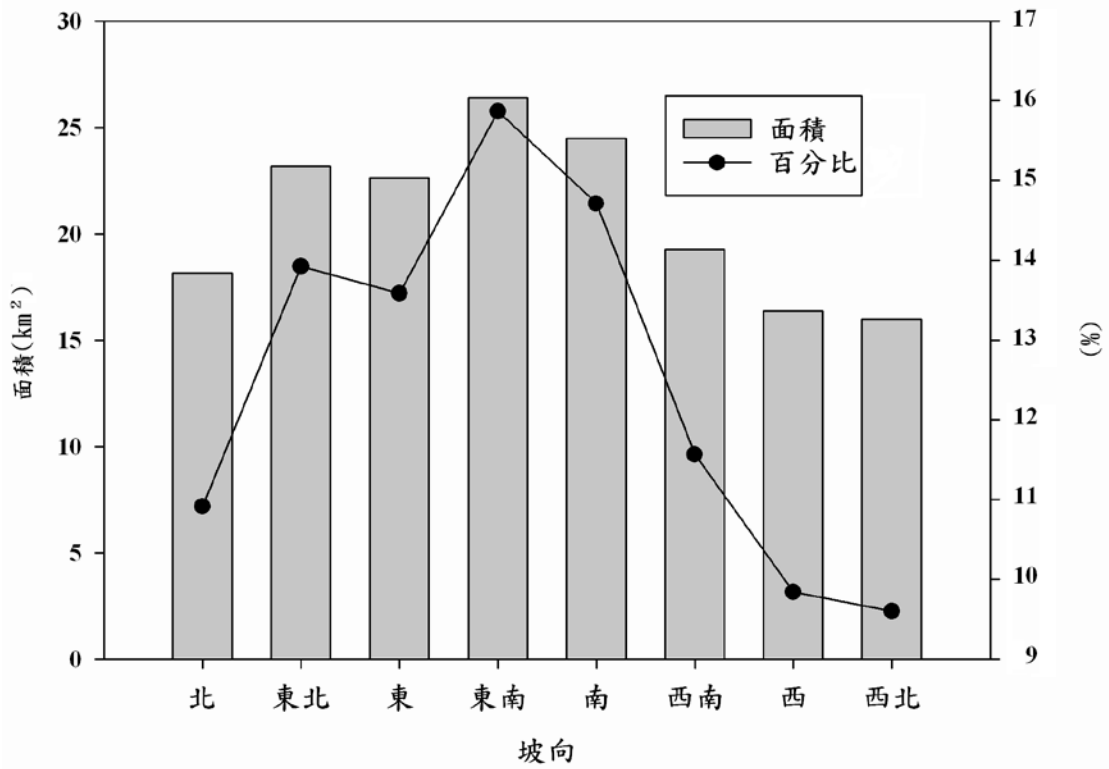


圖 3-4 研究區坡向分布圖

### 3.2 水系及氣候概況

鹿野溪發源自標高 3293m 的卑南主山東南側，成樹枝狀水系分布於台東縣內，水流長度 84 公里，為卑南溪南側重要之流之一，本研究區涵蓋之集水區面積約 167 平方公里。包括了 2 條主要的支流，由西向東分別為瓦崗溪、松楓溪以及鹿鳴溪。鹿野溪之鄰近水系尚有北側之相原溪，兩者皆以相原山為分水嶺，西南則有瑪拉拉歐溪，該溪由西南往東北流經桃林溫泉後匯入鹿野溪。本研究區西側邊緣即為鹿野溪集水區內的主要嶺線，多為海拔高度 2000m 以上的高峰，因為西側地勢較高，東側較低，因此地表逕流大抵皆由西側向本研究區內匯集，最後再併入卑南溪。

本研究區屬於熱帶季風氣候區，由鹿鳴橋測站資料分析近十年來雨量資料顯示，區域內年平均降雨量為 1896mm，大致上年降雨量還算充沛。五月至十月為本區豐水期，月平均降雨量為 292mm，10 月至 4 月為枯水期，月平均降雨量為 62mm。在夏天颱風季節期間，常會帶來豐沛的雨量，是年度降雨的主要來源。在氣溫方面，研究區受到中央山脈及海岸山脈排列之影響，平原地帶比山丘氣溫高。根據中央氣象局溫度資料顯示，本研究區氣候溫暖，年平均溫為 24°C，最低為 1 月，約 16°C；最高為 7 月，約為 28°C。

### 3.3 地震颱風事件

本研究工作所分析之地震颱風事件包括了：(1)2006 年 4 月卑南地震，(2) 2006 年 5 月珍珠颱風，以及(3) 2007 年 9 月韋帕颱風。

大抵上，卑南地震發生於 2006 年 4 月 1 日，震央位於台東卑南地震站北方 7.0 公里處，地震規模為 6.2，在本研究區之震度達 6 級。珍珠颱風於 2006 年 5 月 16 日至 18 日，從台東外海往西北側侵襲台灣，在本研究區三天之累積降雨量達 406mm (表 3.2)。韋帕颱風於 2007 年 9 月 17 日至 19 日，從花蓮東側往北繞經台灣北部，3 天累積雨量達 417mm。

表 3-2 本研究探討之颱風事件

颱風	強度	颱風日期	最大風速 (m/s)	最大日降雨 (mm)	累積雨量 (mm)
珍珠 (Chanchu)	中度	2006 5/16~5/18	45	276	406
韋帕 (Wipha)	中度	2007 9/17~9/19	48	203	417



## 第四章 研究方法

本研究方法涵蓋了野外調查及取樣，室內試驗及分析等兩大部分的工作。其中野外調查及取樣包括了(1)單位體積節理數估算、(2)施密特鎚試驗，以及(3)岩石及溪水取樣等三項工作。室內試驗及分析則包括了(1)岩石性質試驗、(2)流量輸砂量估算，(3)地層滑動判釋、(4)岩象學分析，以及(5)溪水化性分析等五項工作。

### 4.1 野外調查及取樣

野外調查工作主要是沿著紅葉產業道路，以及延平林道等步行可及之地區，蒐集室內自然物理性質及岩石強度實驗所需之岩石樣品、鹿野溪下游之溪水樣品，並選取具代表性地層，進行單位體積節理數之估算與施密特鎚試驗。

#### 4.1.1 單位體積節理數估算

為了解研究區內岩體之破碎情形，本研究進行現場單位體積節理數  $J_v$  的量測工作。首先在露頭點上紀錄岩性特徵，配合 GPS 定位系統將露頭點定位在地質圖上，並利用國際岩石力學學會 ISRM (1981) 提供之估算方式，計算單位體積節理數。方法參見附錄。

#### 4.1.2 施密特鎚試驗

本試驗方法為利用施密特鎚 (Schmidt-Hammer, NR Type)，以垂直地層層面的方向撞擊，並記錄反彈數與撞擊方向。將所有反彈數紀錄去除異常資料後得平均值，最後再對照換算表，以間接求取岩石單軸抗壓強度。

#### 4.1.3 岩石及溪水取樣

本取樣工作主要是沿著產業道路、林道或步行可及之範圍內，找尋具代表性之露頭，來選取大小適當之岩塊，攜回試驗室進行試驗(圖

4-1)。溪水取樣方面，則於鹿野溪之下游尋找適宜採樣之地點，進行定期採樣，並攜回試驗室，進行顆粒性碳的分析工作。

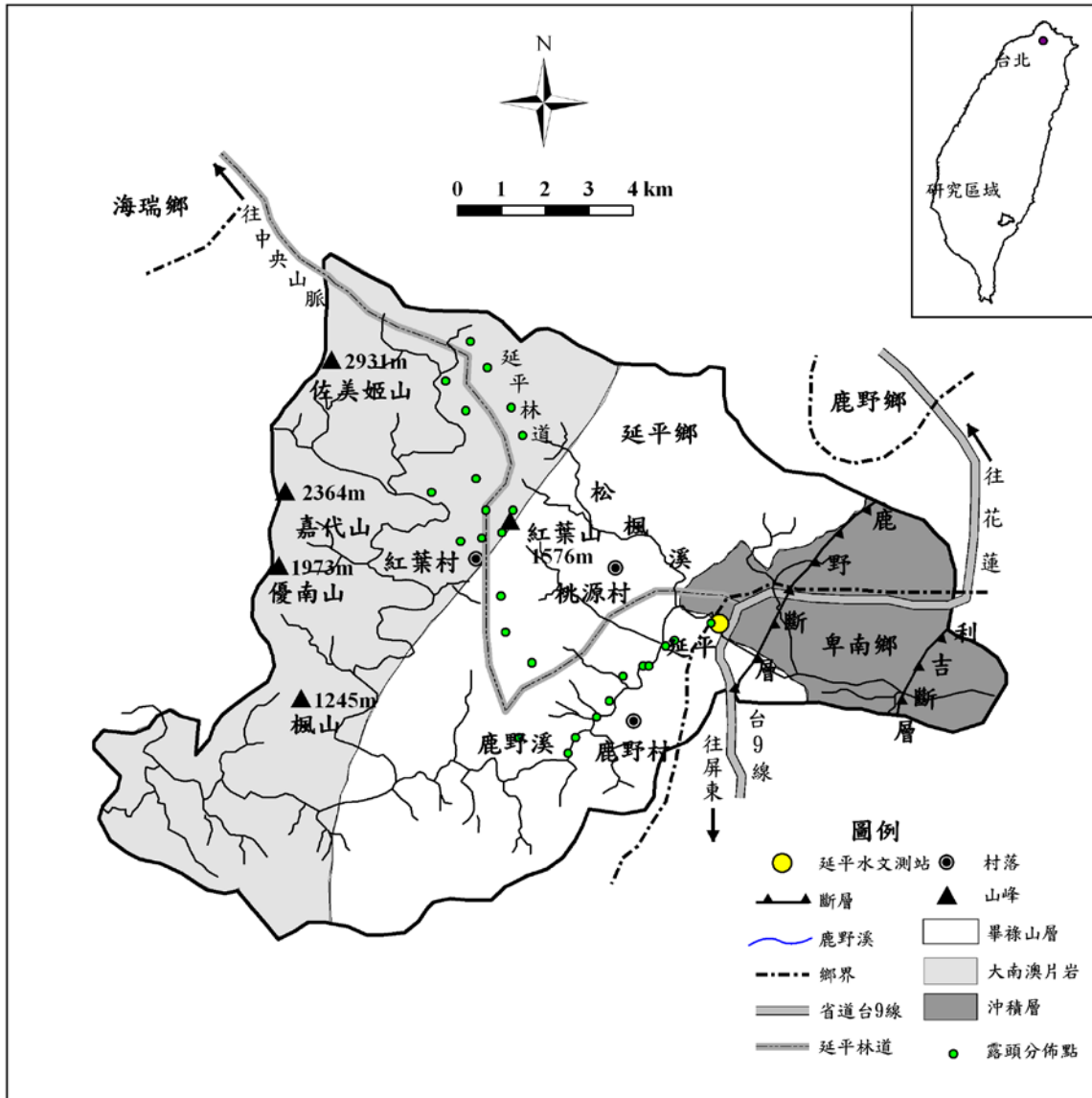


圖 4-1 野外採樣點分布圖

## 4.2 岩石性質實驗

### 4.2.1 自然物理性質試驗

為分析各不同岩石地層之自然物理特性，本研究將野外工作所採集之岩塊，各挑選 5 個體積介於  $5\text{cm}^3$  至  $10\text{cm}^3$  之完整岩塊，依照國際岩石力學學會 ISRM (1981) 之規範，進行各項自然物理性質試驗，其中包括了岩石的乾單位重、含水量、孔隙率，以及消散耐久試驗等四項工作。

### 4.2.2 岩石強度試驗

本研究根據國際岩石力學學會 ISRM (1985) 的規範，採用點荷重試驗結果來推估岩石之單壓強度。試驗儀器為屬於國立台灣大學土木工程學系岩石力學實驗室所擁有之英國 ELE 公司製造之點荷重實驗儀。本研究的 30 組試體皆為現地採集之不規則岩石塊體。

## 4.3 流量輸砂量估算

本研究區輸砂量之估算，主要是以鹿野溪河川懸移質 (suspension) 之搬運量為主，以無參數率定曲線法，來估算集水區流域內近十年之年輸砂量。輸砂量資料之取用，是來自水利署在鹿野溪流域所設置之延平水文測站的量測值為主。測站資料包括了(1)每日平均流量，(2)不定期流量輸砂量等兩種量測值。每日平均流量主要是以架設於橋樑上的超音波儀器，會自動量測水位之高度，再以水位與流量之率定曲線關係，回推得到流量值。不定期流量及輸砂量的數據則是由每個月不定期的兩次量測工作獲得，在 7 至 9 月颱風季節期間，則每月量測四次，使得每個年度大約有 30 次左右之量測資料。

輸砂量估算之無參數率定曲線法 (Non-Parametric Rating Curve Estimate,  $E_{sm}$ ) 是加了修正因子後的率定曲線法 (Rating Curve Estimate, RC)。率定曲線法的基本假設是將河流的輸砂行為界定在“搬運限制” (Transported-limited) 的方式上，也就是當河川有流量時就能搬運輸砂，而且輸砂量的多寡都會受到流量的控制，Kao 等人 (2001)

認為適合用於台灣東部河川之輸砂量估算。因此，本研究區利用每年 30 次左右之不定期流量輸砂量實測資料，來建立兩者間的率定曲線，其關係式為

$$Q_s = kQ_w^b$$

其中  $Q_s$  為輸砂量(t/day)， $Q_w$  為流量( $m^3/s$ )， $k$  與  $b$  分別為回歸關係式中的係數。由於輸砂量並非是每日皆有量測值，僅有流量紀錄為每日量測值，因此將實測流量及輸砂量資料彙整，來建立兩者之率定曲線關係，再以完整之每日流量資料帶入曲線內，求得年輸砂量。因此，上式所得之輸砂量  $Q_s$ ，是利用流量求得之推估值，所以在沒有加上修正因子之前，率定曲線法的運算會造成低估的情形產生(Duan, 1983)。無參數率定曲線法則是在推估得到輸砂量之後，再加上修正實測值以及推估值之因子所獲得。



$$c = \log \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 10^{e_i} \right)$$

$$E_{SM} = \frac{365}{d} \sum_{i=1}^n 10^k Q_w^b 10^c$$

上式中， $Q_{si}$  為實測輸砂量， $Q_{wi}$  則為實測流量， $k$ 、 $b$ 、 $e_i$  則分別為該年份實測流量及輸砂量所建立之關係式當中的係數，其中  $e_i$  則用以建立修正實測值及推估值差異的  $c$ 。進一步將該年份之實測流量值，帶入流量輸砂量所建立之無參數率定曲線公式後，則可得到該年份之年輸砂量  $E_{SM}$ 。



#### 4.4 地層滑動判釋

本研究使用 ESRI 公司製作之 Arc Map 9.0 程式，進行崩塌地判釋的各項分析研究工作，使用之影像為中央大學航太遙測中心所提供之 2 個颱風事件，1 個地震事件後 SPOT 衛星影像；使用之數值地形模型（Digital Terrain Model, DTM）則為農林航空測量所提供，其解析度為 20m×20m。

數化分析工作主要是利用衛星影像，經由軟體 ENVI 4.5 系統處理後，再由電腦自動判釋方式，數化圈繪出各不同時期之崩塌地影像，並配合數值地形模型進行地形特徵核對。崩塌地圈繪後，則以數值地形模型，配合地理資訊系統 Arc-Map 9.0 中的空間分析模組（Spatial Analysis）之區域統計功能（Zonal Statistics），來進行本研究區內坡度、坡向及高程等地形分析工作。待上述工作完成後，再以 Analysis Tool 功能中的 Extract，進行不同圖層的疊加分析，便可得到流域內新舊崩塌地崩塌比率之分布狀況。

本研究以 2006 年卑南地震前、地震後，2006 年珍珠颱風、2007 年韋帕颱風後等時段之 SPOT 衛星影像，進行崩塌地判釋工作，目的在於了解地震後，其後續之颱風事件對於本研究區崩塌地之影響。因此，從各事件前後之新舊崩塌地之崩塌率、新生率、重現率、高程分佈、坡度及地層分佈等各項資訊，來探討其相互間之關係（林冠璋，2005；莊善傑，2005；呂名翔，2007）。本研究根據崩塌比率之定義，來分別估算各不同事件中新舊崩塌地間之關係：

$$\text{崩塌率} = \frac{\text{該事件後崩塌的總面積}}{\text{集水區總面積}} \times 100 \%$$

$$\text{重現率} = \frac{\text{該事件後再度發生崩塌面積}}{\text{該事件前總崩塌面積}} \times 100 \%$$

$$\text{新生率} = \frac{\text{該事件後新發生崩塌面積}}{\text{該事件後總崩塌面積}} \times 100 \%$$

#### 4.5 岩象學分析

由於集水區內流入河道的崩塌物質可能包括了地層中的岩塊，土壤，以及坡體表面的植生作物。在河流的搬運過程中，夾雜於其間的岩塊會釋出其本身礦物組成的離子濃度，而這些離子濃度的變化可以從溪水化性的分析中得知。因此瞭解鹿野溪集水區流域內母岩礦物岩象的組成，將有助於探討溪水中的崩塌物質與地層滑動間關係。本研究利用岩石薄片的製作，並以德國製 Leica DML 偏光顯微鏡觀察，來了解區域內礦物組成。

#### 4.6 溪水化性分析

在集水區內地層滑動所產生之崩塌物質，在流入河道內，變成懸移質的輸砂量後，會導致溪水內顆粒性總碳含量、有機碳含量以及主要溶解態離子濃度產生變化(Reinhardt et al., 2008)，而輸砂量的任何增加或減少，將會影響到整體溪水的化學性質。因此，本研究嘗試利用崩塌物質流入河道內，對於溪水化性的影響，以及輸砂量變化與溪水化性間的關係，來推估溪水沉積物當中，顆粒性總碳(Particulate Carbon, PC)，以及顆粒性有機碳(Particulate Organic Carbon, POC)的含量分布，以了解這些從集水區上方坡體之地表或植被等崩塌物質的可能供應來源，並藉由主要溶解態離子濃度資料的估算，探討河道中崩塌物質對化性的影響。

另外，本文也嘗試利用顆粒性有機碳與顆粒性總碳的比值(POC/PC)來了解溪水顆粒性總碳所包含之有機碳及無機碳的比例分佈，以探討母岩、土壤及植被所提供之有機碳，以及溪水中碳酸鹽沉積物所提供之無機碳，在溪水化性中之相關性。因此本研究工作主要包含了:(1)顆粒性總碳(PC)含量分析、(2)顆粒性有機碳(POC)含量分析，以及(3)主要溶解態離子濃度分析等三項工作。

顆粒性總碳之採樣時間為 2007 年 9 月韋帕颱風後，從 2007 年 9 月至 2008 年 10 月一年間，將各月份的採集樣品攜回實驗室進行試驗後，以探討不同季節中，月輸砂量變化與顆粒性總碳變化之相關性。

溪水顆粒性有機碳採樣時間為 2008 年之 5 月至 10 月豐水期，主要是因為豐水期的流量以及輸砂量較大，會為溪水帶來充足的有機物質 (Veyssy et al., 1999)。詳細的試驗流程參見附錄六及附錄七。此外，為討論地質條件組成對於顆粒性總碳含量的影響，本研究也將試驗結果與鄰近流域進行比較，而所選定比較之流域為卑南溪上游另一支流新武呂溪，其集水區地質組成主要為畢祿山層、大南澳片岩之混合片岩、大里岩及黑色片岩(圖 4-2)。

主要溶解態離子濃度的分析，是整合林務局溪水化性研究報告的多項資料(陳宏宇 & 林曉武，2006, 2007, 2008)，選擇 2006 年 4 月卑南地震前之枯水期從 2005 年 11 月至 2006 年 4 月期間，與地震後之枯水期從 2006 年 11 月至 2007 年 4 月，以及 2007 年 11 月至 2008 年 4 月期間之資料來進行比較，以探討地層滑動作用後，崩塌物質流入河道中與溪水接觸下，產生離子交換作用，其主要溶解態離子濃度的分布狀況，這對於本工作之溪水化性的探討，將有重要的影響。本研究選擇枯水期作為分析探討，主要是為了避免豐水期時，溪水的流量變化大，稀釋作用可能會影響主要溶解態離子濃度的變化，也可能會影響到地層滑動與離子濃度彼此間諸多相關性的探討。

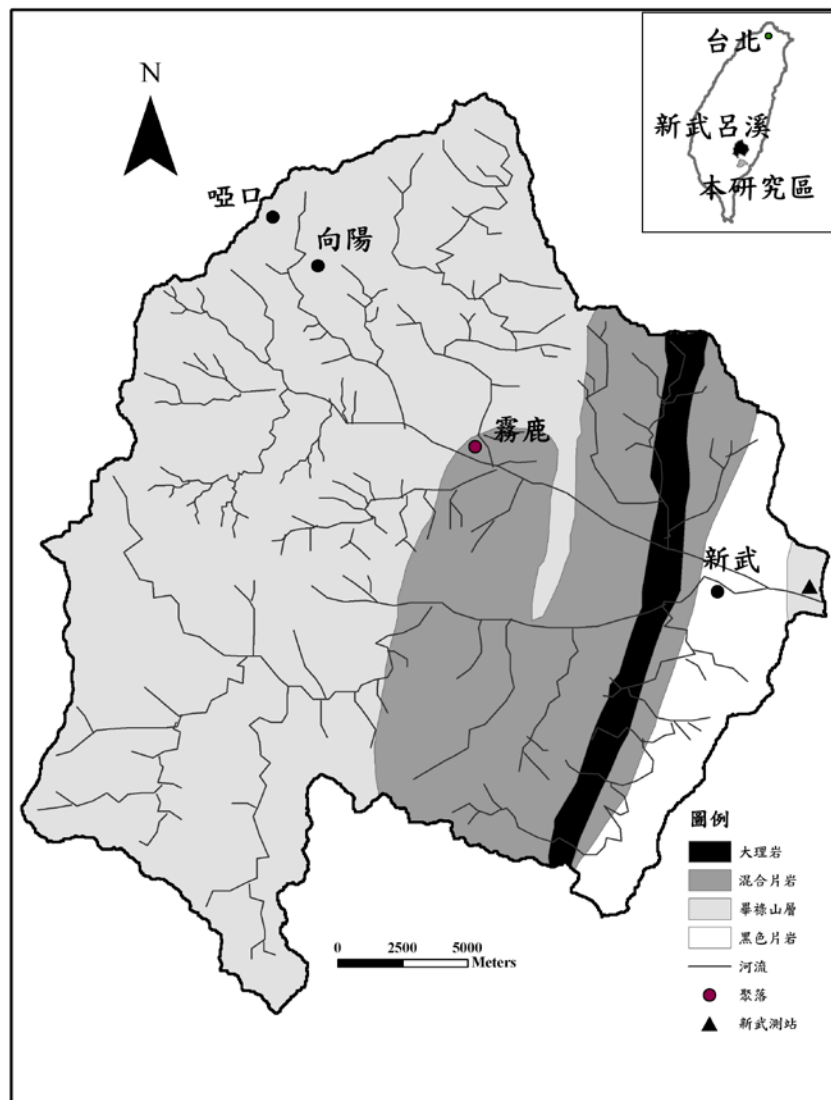


圖 4-2 新武呂溪地質圖(修改自呂名翔，2007)

## 第五章 研究結果

各項野外工作及室內試驗結果包括了:(1)單位體積節理數，(2)岩石強度，(3)岩石性質，(4)輸砂量估算，(5)地層滑動判釋，以及(6)化性分析等六大部分。

### 5.1 單位體積節理數

從本研究區兩個不同地層之 20 個露頭估算的結果顯示，畢祿山層之單位體積節理數介於  $12 \text{ N/m}^3$  至  $53.3 \text{ N/m}^3$  之間。大南澳片岩層方面，單位體積節理數則介於  $5.3 \text{ N/m}^3$  至  $17.6 \text{ N/m}^3$  之間(表 5-1)。根據國際岩石力學學會 ISRM(1981)的分類(表 5.2)，畢祿山層及大南澳片岩層兩者皆屬於岩塊小的分類等級。而畢祿山層的單位體積節理數，高於大南澳片岩層。

表 5-1 岩石單位體積節理數估算結果

岩層	畢祿山層	大南澳片岩層
岩性	板岩及千枚岩	黑色、綠色片岩
露頭數目	20	20
節理數, ( $\text{N/m}^3$ )	12~53.3 ( $23.4 \pm 6.7$ )	5.3~17.6 ( $10.6 \pm 3.9$ )
岩塊大小	岩塊小	岩塊小

\*( )表平均值

表 5-2 單位體積節理數對應岩石破碎程度

節理數 ( $\text{N/m}^3$ )	對應的岩塊大小	節理數 ( $\text{N/m}^3$ )	對應的岩塊大小
< 1	岩塊很大	10 -30	岩塊小
1 - 3	岩塊大	> 30	岩塊很小
3 - 10	岩塊中等	> 60	粉碎狀岩塊

## 5.2 岩石強度

從現地進行之 43 組施密特鎚試驗所推估各岩層之單壓強度結果顯示，畢祿山層之單壓強度介於 12.7MPa 至 120MPa 之間(表 5-3)，差異性頗大(圖 5-1)，可能是因為板岩及千枚岩之岩層間的節理數分布較多所影響(Rodriguez et al., 2008)。根據國際岩石力學學會 ISRM(1981)之分類(表 5-4)，其強度為屬於中強岩。大南澳片岩層從施密特鎚試驗結果所推估之單壓強度為介於 37.5MPa 至 73.6MPa 之間，差異性不大，可能是因為其片岩岩層間之節理數分部較少，岩層的膠結比較沒有受到不連續面的影響(Ogunsanwo, 1993)，分類上為屬於強岩。從畢祿山層及大南澳片岩層各 20 組岩石樣本進行之點荷重試驗所推估之單壓強度結果顯示，畢祿山層單壓強度介於 23.6MPa 至 47.1MPa 之間，為屬於中強岩；大南澳片岩層單壓強度則介於 40.3MPa 至 77.4MPa 之間，為屬於強岩之分類，大抵上大南澳片岩層的單壓強度是大於畢祿山層。

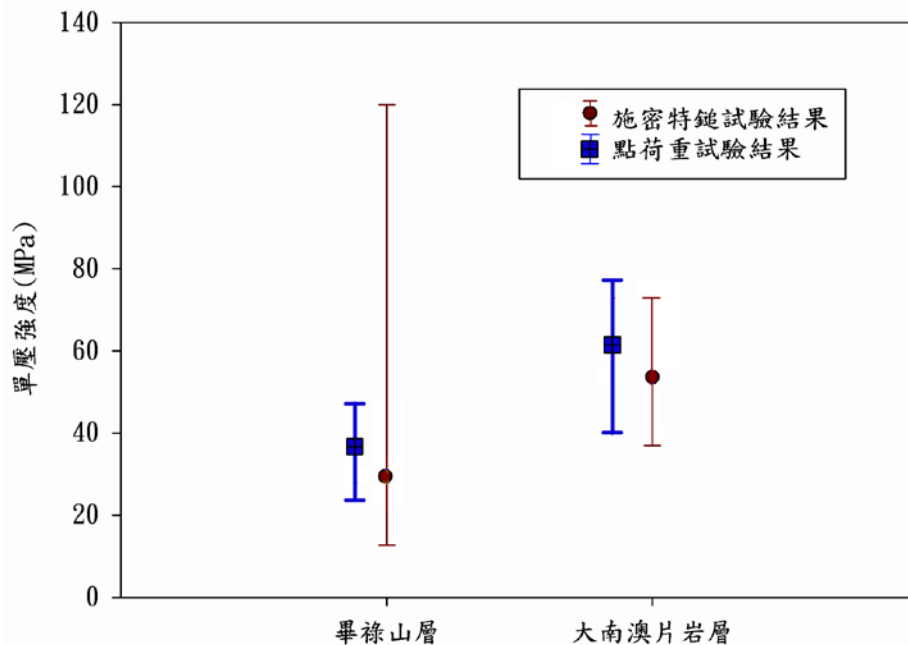


圖 5-1 施密特鎚及點荷重強度試驗結果

表 5-3 不同儀器之強度試驗結果

地層 \ 強度	施密特錘, (MPa)	點荷重, (MPa)	強度分級
畢祿山層	12.7 ~ 120 (29.4±6.2)	23.6 ~ 47.1 (36.7±8.7)	中強岩
大南澳片岩層	37.5 ~ 73.6(53.6±10.1)	40.3 ~ 77.4 (61.6±15.4)	強岩

( ):平均值及標準差

表 5.4 國際岩石力學學會單壓強度分級表

強度分級	編號	單壓強度, (MPa)
極弱岩	R <sub>0</sub>	0.25 - 1
甚弱岩	R <sub>1</sub>	1 - 5
弱岩	R <sub>2</sub>	5 - 25
中強岩	R <sub>3</sub>	25 - 50
強岩	R <sub>4</sub>	50 - 100
甚強岩	R <sub>5</sub>	100 - 250
極強岩	R <sub>6</sub>	250

### 5.3 岩石性質

自然物理性質的試驗結果顯示(表 5.5)，畢祿山層之乾單位重介於 2.41g/cm<sup>3</sup> 至 2.57g/cm<sup>3</sup> 之間，含水量介於 0.6%至 1.1%之間，孔隙率介於 9.3%至 22.3%之間。大南澳片岩層乾單位重介於 2.41 g/cm<sup>3</sup> 至 2.47 g/cm<sup>3</sup> 之間，含水量介於 0.3%至 0.7%之間，孔隙率介於 13.3%至 17.9%之間，畢祿山層與大南澳片岩層的物理性質相差不多。

消散耐久試驗結果顯示，畢祿山層的第一消散耐久性循環指數介於 94.2 至 97.3 之間，第二循環指數介於 91.4 至 97.3 之間。大南澳片岩之第一循環指數介於 94.5 至 97.6 之間，第二循環指數介於 93.7 至 96 之間。依照 Gamble(1971)之分類標準(表 5-6)，上述兩者岩層之消散耐久性皆為中高耐久性。

表 5-5 岩石自然物理性質試驗結果

試驗項目	畢祿山層	大南澳片岩
含水量, (%)	1.5 - 5.8 (3.6)	0.3 - 0.7 (0.5)
乾單位重, (g/cm <sup>3</sup> )	2.41 - 2.57 (2.5)	2.41 - 2.47 (2.43)
孔隙率, (%)	9.3 - 22.3 (15.0)	12.5 - 17.9 (14.7)
消散耐久第一循環, (%)	94.2 - 97.3 (96.3)	94.5 - 97.6 (96.3)
消散耐久第二循環, (%)	91.4 - 97.3 (93.7)	93.7 - 96 (94.8)

( ):平均值

表 5-6 消散耐久指數對應之岩石耐久性

分類	第一循環指數, (%)	第二循環指數, (%)
極高耐久性	>99	>98
高耐久性	98-99	95-98
中高耐久性	95-98	85-95
中耐久性	85-95	60-85
低耐久性	60-85	30-60
極低耐久性	<60	<30

#### 5.4 輸砂量估算

本研究利用區域內延平水文測站之流量與輸砂量的觀測資料，以無參數率定曲線法來推估 1996 年至 2008 年這 10 年來之年輸砂量，並且探討雨量，流量以及輸砂量三者間之相互關係。

研究結果顯示，集水區流域 1996 年至 2008 年 13 年間，其輸砂量為介於 0.39 Mt 至 33.4 Mt 之間(表 5-7)，差距頗大，而平均輸砂量約為 12.1 Mt，年平均雨量約在 1900 mm。在 1996 年至 1998 年 921 地震前之年平均輸砂量為 7.7 Mt，年雨量介於 1114 mm 至 2719 mm，流量則介於 554 Mm<sup>3</sup> 至 1129 Mm<sup>3</sup>，其中 1996 年 7 月份之葛樂禮颱風所帶來之雨量，就佔了全年雨量之三分之一；1998 年 10 月份之芭



比絲颱風所帶來之雨量，也佔了全年雨量之五分之一。1999年921地震時年輸砂量攀升至33.4 Mt，該年年雨量為2399 mm，而流量也上升至1383 Mm<sup>3</sup>，其中6月份之瑪姬颱風以及8月份之山姆颱風所帶來之雨量，就佔了全年雨量之四分之一。地震過後之2000年至2005年，年平均輸砂量介於0.39 Mt至16.30 Mt，年雨量介於1095 mm至2500 mm，流量則介於356 Mm<sup>3</sup>至2599 Mm<sup>3</sup>。唯2000年8月份之碧利斯颱風，2001年9月之利奇馬颱風，以及2005年8月份之珊瑚颱風，9月份之丹瑞颱風所帶來之雨量，也幾乎都佔了全年雨量之四分之一。2002年至2003年由於水文測站維修，因此無量測資料。2006年卑南地震期間，年輸砂量又增加至26.9 Mt，該年年雨量為2149 mm，流量為2502 Mm<sup>3</sup>。地震過後之2007年，2008年之年輸砂量又下降至2.9 Mt及3.0 Mt，年雨量下降至1460 mm與1888 mm，流量也下降至720 Mm<sup>3</sup>與789 Mm<sup>3</sup>。

從上述結果發現，兩次大規模之地震在本研究區之震度分別為4級(1999年9月之921地震)，以及6級(2006年4月之卑南地震)的分布，發生地震之兩個年份中，其年雨量2399 mm以及2149 mm，與流量1383 Mm<sup>3</sup>以及2502 Mm<sup>3</sup>亦高於所有年份之平均值，而1999年及2006年之年平均輸砂量，均是此10年來之最高值(圖5-2)，唯此兩個地震過後之第二年的輸砂量，即2000年輸砂量13.6 Mt相對於1999年33.4 Mt，以及2007年輸砂量2.94 Mt相對於2006年26.94 Mt，都相當明顯的降低了50%以上。

表 5-7 年輸砂量估算結果

年份	輸砂量, (Mt)	流量, (Mm <sup>3</sup> )	年雨量, (mm)	備註
1996	11.60	1,129	1,980	7月葛樂禮颱風
1997	1.79	554	1,114	
1998	9.73	1,112	2,719	10月芭比斯颱風
1999	33.40	1,383	2,399	6月瑪姬颱風 9月921地震 10月山姆颱風
2000	13.60	1,034	2,500	8月碧利斯颱風
2001	15.14	1,668	2,124	9月利奇馬颱風
2002	0.39	356	1,095	
2004	16.30	1,267	1,841	12月南瑪都颱風
2005	14.11	2,599	1,931	8月珊瑚颱風 9月丹瑞颱風
2006	26.94	2,502	2,149	4月卑南地震 5月珍珠颱風
2007	2.94	720	1,888	
2008	3.05	789	1,460	
平均	12.41	1,259	1,911	

\*2003年缺量測資料，備註欄內為單日雨量超過200mm之颱風事件

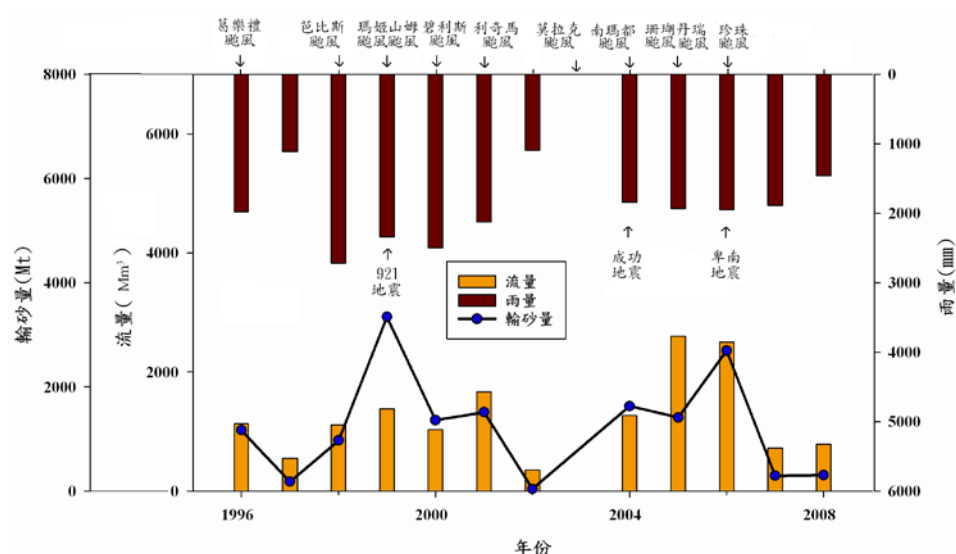


圖 5-2 雨量、流量以及輸砂量相互關係

從年度輸砂量與年降雨量之比較中發現(圖 5-3)，彼此間之關係不甚良好( $R^2 = 0.59$ )。由於年降雨量僅是全年份所有雨量資料的總和。一般認為，高強度的降雨所引發之高流量，可能才是河流中高輸砂量的主要來源(Chakrapani and Saini, 2009)。在暴雨中所帶來的大量雨水、地表水常會造成河水流量的增加，容易導致集水區內的崩塌物質或地質材料進入河道內，形成溪流中之輸砂量(Galewsky et al., 2006)。過去的研究也曾指出，單一颱風事件所帶來之輸砂量，可能會高達集水區全年輸砂量之 25%(呂名翔，2004)。

因此，本研究將 1996 年來，24 小時內累積雨量超過 200mm 之暴雨事件匯整，並以每小時流量帶入無參數率定曲線求得暴雨事件單日輸砂量。研究結果顯示，14 個事件之單日累積降雨量介於 209 mm 至 676 mm，單日流量介於  $160.97 \text{ m}^3/\text{s}$  至  $1357.53 \text{ m}^3/\text{s}$ ，輸砂量介於 85.2 kt 至 5547.9 kt (表 5-8)。其中 2000 年 8 月 23 日的碧利斯颱風，其單日累積降雨量 676 mm，與流量  $1357.53 \text{ m}^3/\text{s}$  均是 14 個事件當中的最高值，而單日輸砂量 5547.9 kt 也是所有事件中分佈最多者。唯颱風期間單日雨量超過 300 mm，其輸砂量仍舊少於 100 kt 者，僅出現在 2004 年 12 月之南瑪都颱風，其餘 1996 年 7 月之葛樂禮颱風，2000 年碧利斯颱風，以及 2001 年利奇馬颱風其輸砂量均超過 250 t。

整合上述資料顯示(圖 5-4)，單日累積雨量與輸砂量兩者之間相關性良好( $R^2 = 0.85$ )。然而圖 5-4 最右上角出現之資料點為 2000 年之颱風碧利斯，其單日累積雨量達 676mm，單日流量高達  $1357.53 \text{ m}^3/\text{s}$ ，也即碧利斯颱風所攜帶之雨量和輸砂量的分布遠高於其餘颱風事件。若不考慮 2000 年碧利斯颱風的影響，則本研究區內暴雨事件雨量與輸砂量彼此間的相關性似乎不甚明顯( $R^2 = 0.50$ )。

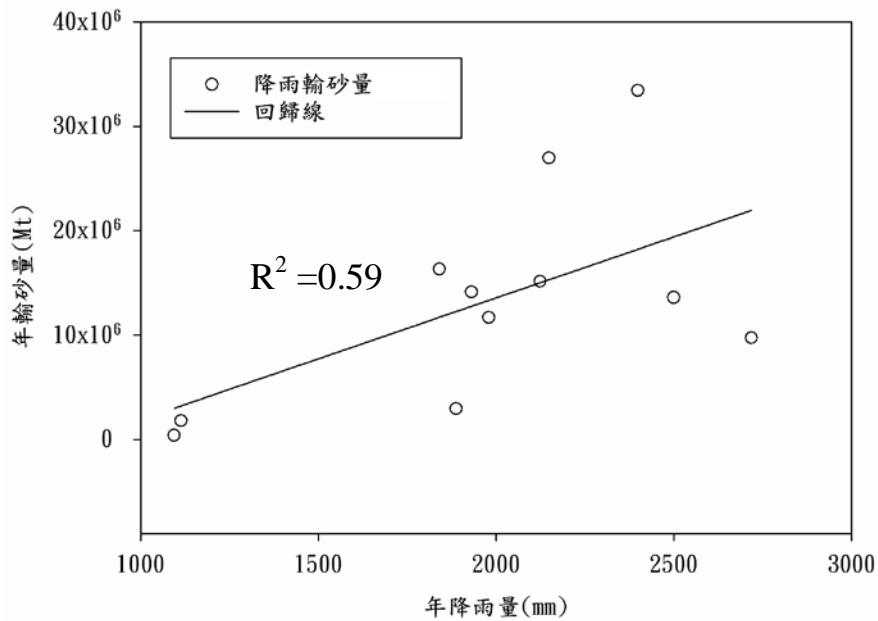


圖 5-3 年雨量與年輸砂量關係

表 5-8 過去 10 年來單日降雨量超過 200 mm 之事件

年份	1996		1998		1999		2000
颱風事件	葛樂禮		芭比絲		瑪姬	山姆	碧利斯
時間	7月26日	7月27日	10月25日	10月26日	6月6日	8月21日	8月23日
雨量, (mm)	303	214	257	213	284	208	676
流量 (m <sup>3</sup> /s)	369.33	218.80	335.50	175.37	365.43	160.97	1357.53
輸砂量, (kt)	433.4	155.5	359.1	100.8	424.5	85.2	5547.9
年份	2001	2003		2004	2005		2006
颱風事件	利奇馬	莫拉克		南瑪都	珊瑚	丹瑞	珍珠
時間	9月26日	8月3日	8月4日	12月3日	8月12日	9月22日	5月17日
雨量, (mm)	444	209	219	358	257	251	276
流量 (m <sup>3</sup> /s)	280.27			164.87	409.75	315.42	349.73
輸砂量, (kt)	252.5	--	--	89.3	531.2	318.2	389.5

\*各項資料彙整來自中央氣象局(2008)及經濟部水利署(2008)

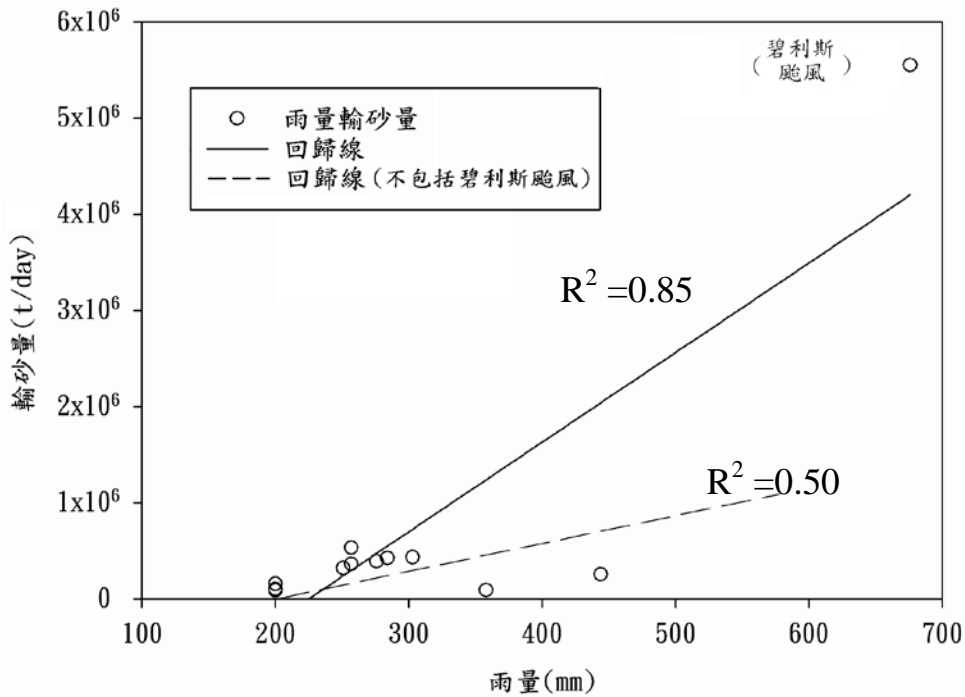


圖 5-4 豪雨事件雨量與輸砂量關係

### 5.5 地層滑動的判釋

崩塌地之數化工作，包括了 2006 年卑南地震(4 月 1 日)發生前後，同年珍珠颱風(5 月 17 日至 5 月 19 日)之後，以及 2007 年韋帕颱風(9 月 17 日至 9 月 19 日)之後等三個事件的判釋分析。研究結果顯示，卑南地震前，本研究區域之崩塌面積為 2.2km<sup>2</sup> (表 5-9)，韋帕颱風後，其崩塌面積增加至 3.2km<sup>2</sup>，而崩塌率從 1.3%增加至 1.9%(圖 5.5)，畢祿山層之崩塌率高於大南澳片岩(圖 5-6)。此結果顯示，本研究區域在 2006 年 4 月卑南地震後，其崩塌率高於地震前的分布，同年 5 月珍珠颱風後，崩塌率有上升的趨勢，但是增加之面積及比例並不大。

在新生率方面，卑南地震後為 25.3%，珍珠颱風後上升至 58.1%(表 5-9)，一年後之韋帕颱風(2007 年)出現時，又下降至 29.1%。此意義顯示，地震之震動可能鬆動了地層之結構，使得後續而來的降雨，容易崩解原已受破壞之不連續面，使地層內之地質材料產生墜落或滑動的破壞現象(Dadson et al., 2004)。在重現率方面，卑南地震後為 52.3%，珍珠颱風後為 57.1%，韋帕颱風後則為 51.7%。此結果告

知，研究區域內原已受破壞之坡體，再經過降雨沖刷的影響，其重複發生破壞的比例仍高。

整體而言，最大的崩塌率、新生率及重現率，是出現在緊隨著卑南地震而來的珍珠颱風時發生。當地震發生後，劇烈的搖晃作用會弱化集水區內的地質材料(Dadson et al.,2004)，同時也導致了誘發崩塌的臨界雨量降低(Lin et al., 2004; 林冠璋，2005)，使得後續珍珠颱風後，崩塌率達到最高值。此外，研究區各事件後的重現率始終在 50%以上，這可能是因為集水區內的地層節理數分布發達，造成岩體呈小區塊之結構分佈，整體地層呈破碎狀，因此在後續的颱風事件後，再次崩塌的比例也比較高(莊善傑，2007)。

表 5-9 地層滑動判釋結果

事件	全區, (%)				畢祿山層, (%)			大南澳片岩, (%)		
	崩塌面積 (Km <sup>2</sup> )	崩塌率	新生率	重現率	崩塌率	新生率	重現率	崩塌率	新生率	重現率
卑南地震前	2.2	1.3	0	0	1.7	0	0	1.1	0	0
卑南地震後	2.8	1.7	25	52	2.3	27	79	1.3	23	55
珍珠颱風後	3.9	2.3	58	57	3.6	62	37	1.4	66	21
韋帕颱風後	3.2	1.9	29	52	2.1	30	55	1.6	28	54

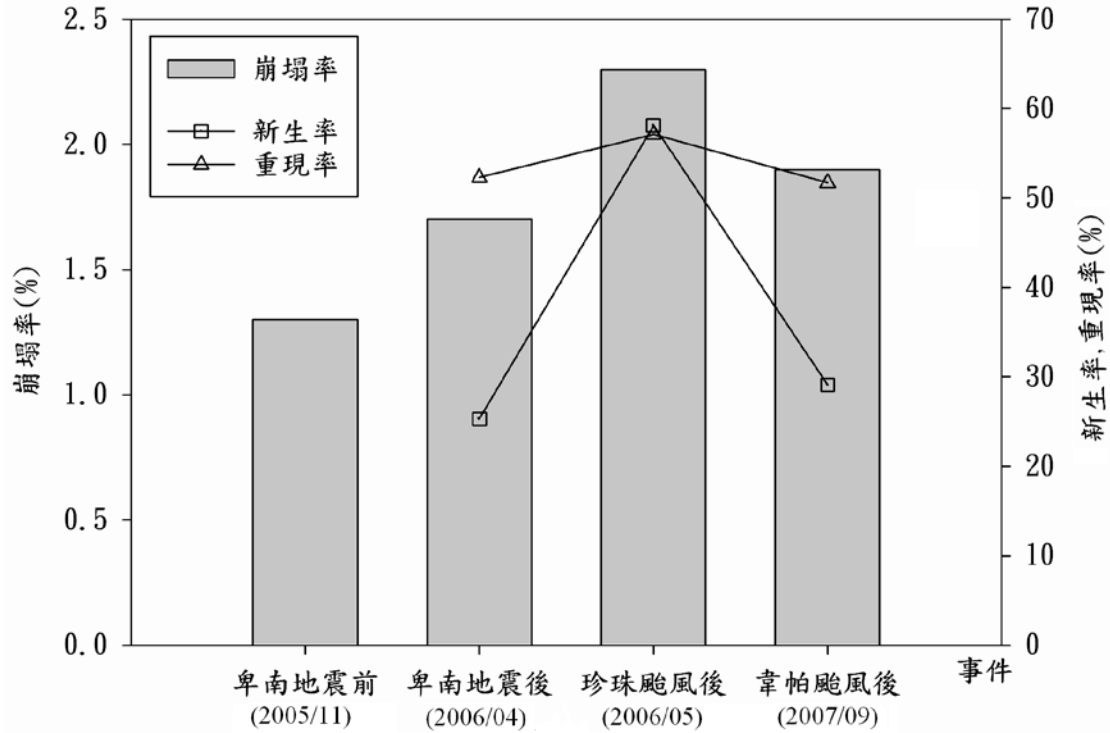


圖 5-5 各事件後之崩塌率，新生率及重現率

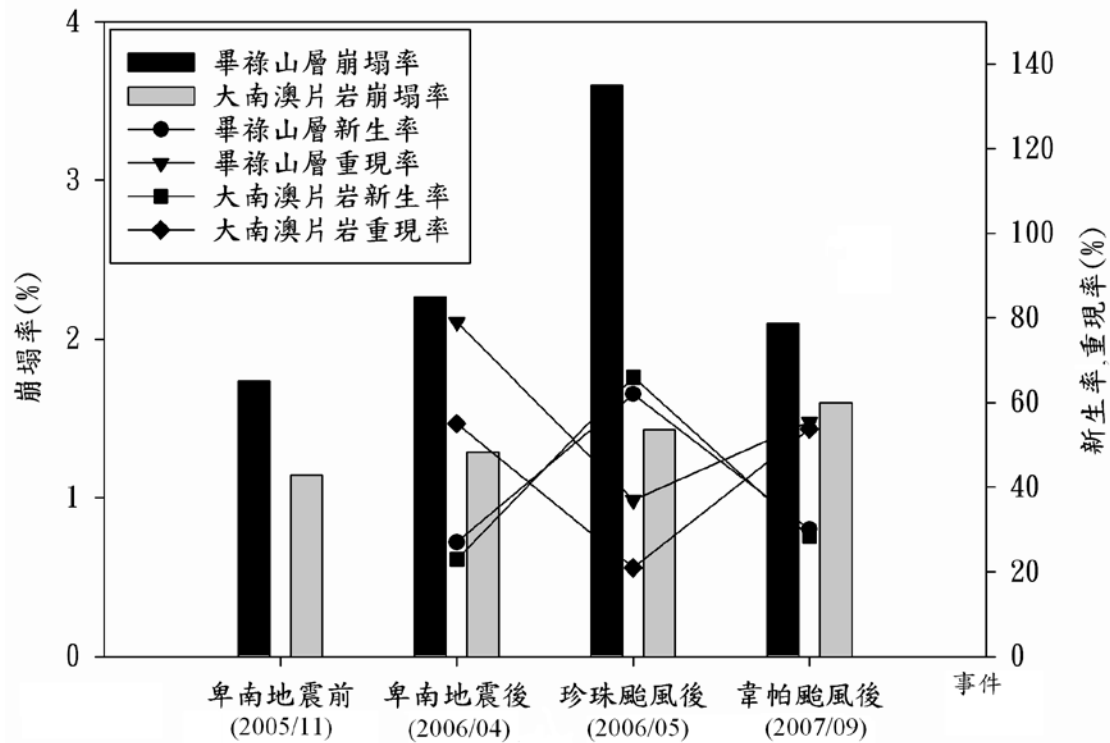


圖 5-6 不同地層在各事件後之崩塌率、新生率及重現率

## 5.6 礦物含量

當分布於集水區內之地層產生了風化作用或崩塌作用，地質材料由集水區內之坡體流入河道系統時，這些地質材料內的礦物所釋放之各主要陽離子、陰離子，便會影響溪水中的化性分布。本研究將採集的 20 個岩石標本經由礦物薄片鑑定後結果顯示，畢祿山層所含的主要礦物成分分別為石英、黑雲母、白雲母以及斜長石等礦物。其中以石英所佔的比例最高，為 37%，黑雲母及白雲母為 29%，斜長石為 13%，其他礦物為 21%。大南澳片岩層所含的主要礦物成分則為石英、黑雲母、白雲母、綠泥石以及斜長石等礦物，其中以綠泥石所佔的比例最高，為 31%，石英為 24%，黑雲母及白雲母 21%，斜長石 8%，其他礦物為 16%(表 5-10)。礦物薄片之影像請參考附錄十。

表 5-10 主要礦物含量

主要礦物	石英	雲母礦物	斜長石	綠泥石	其他礦物
大南澳片岩	24%	21%	8%	31%	16%
畢祿山層	37%	29%	13%	--	21%

## 5.7 溪水化性分析結果

本研究進行之溪水化性分析結果包含了：(1)顆粒性總碳含量(PC)，有機碳的含量(POC)，以及(2)主要溶解態離子濃度等兩項。

### 5.7.1 顆粒性總碳及有機碳的含量

顆粒性總碳含量意指溪水中，懸移質輸砂量當中所含有的顆粒性總碳百分比(Abramsky et al., 1999)。顆粒性有機碳的含量，是指顆粒性總碳內的有機碳，在懸移質輸砂量當中的百分比。顆粒性總碳濃度則是指溪水當中，每單位體積內所含有的顆粒性總碳重量(mg/l)。而由於總碳包含有機碳與無機碳，因此有機碳含量相對於總碳含量的比值是用以探討總碳內，有機碳與無機碳組成的比例分佈。



本研究從溪水懸浮沉積物樣品中所進行之顆粒性總碳含量試驗結果發現，在豐水期從 2008 年 5 月至 10 月的期間，降雨量介於 34 mm 至 318 mm，平均雨量為 208 mm，其中在 8 月及 9 月有如麗颱風和辛樂克颱風經過本研究區，9 月降雨量達到 318 mm，由於豐水期降雨較為豐沛，因此其總碳含量較低，介於 0.81 % 至 1.71% 之間(表 5-11)，其中 2008 年 9 月及 10 月量測值最低，皆為 0.81%，其降雨量正好是最高值的 318 mm，也是颱風經過的月份。相反的，在枯水期從 2007 年 12 月至 2008 年 4 月期間的試驗結果顯示，降雨量介於 20 mm 至 302 mm，平均雨量 116 mm，其顆粒性總碳有較高的量測值，介於 1.48% 至 6.29 % (表 5-12)，其中 2008 年 2 月的量測值最高，為 6.29%，其降雨量為 36 mm。

在顆粒性總碳濃度方面，豐水期的濃度較高，介於 0.17 mg/l 至 12.6 mg/l 之間，平均 5.38 mg/l。枯水期的濃度較低，介於 0.43 mg/l 至 0.67 mg/l，平均為 0.49 mg/l。豐水期及枯水期的顆粒性總碳濃度的差距高達 10 倍以上，平均降雨量也有 2 倍的差距。從試驗結果中發現，研究區域內的顆粒性總碳含量在豐水期時比枯水期來得低，但是顆粒性濃度較枯水期高。這是因為在枯水期時，溪水中的月流量較低，僅介於 2.24 m<sup>3</sup>/s 至 21.96 m<sup>3</sup>/s，平均 9.97 m<sup>3</sup>/s，所攜帶的懸移質沉積物含量少，也因此溪水中所含的顆粒性總碳濃度不高，貧乏水量的稀釋性較小，使得顆粒性總碳在沉積物當中所佔的相對含量較大。相反的在豐水期時，溪水中的月流量較高，介於 2.18 m<sup>3</sup>/s 至 101.52 m<sup>3</sup>/s，平均值為 50.04 m<sup>3</sup>/s，所攜帶的懸移質沉積物較多，使得溪水中顆粒性總碳濃度大，因為豐沛水量的稀釋性較大，顆粒性總碳在沉積物當中所佔的相對含量因此較小(Coynel et al., 2005)。

另外，在豐水期間所進行之顆粒性有機碳試驗結果顯示，鹿野溪內之顆粒性有機碳含量從 5 月的 0.44% 上升至 10 月的 0.53%，平均為 0.48%。這些增加的顆粒性有機碳的量測值主要是來自於集水區坡體上方之植被物質，以及地表上之岩塊或表土等地質材料，經由豐水期豐沛的雨水及地表逕流的沖刷，流入河道所形成(Veyssy et al.,

1999)。此外，顆粒性有機碳與顆粒性總碳的比值介於 0.26 至 0.65，平均為 0.50。此意義顯示，鹿野溪溪水中之顆粒性總碳，應該是包括了母岩、表土及植被來源的有機碳，以及溪水中屬於碳酸鹽類沉積物所提供之無機碳來源，而有機碳與總碳的比值告知，這彼此間的成分約各佔一半的分布。

表 5-11 豐水期顆粒性總碳及有機碳試驗結果

	2007/09*	2007/10*	2008/05	2008/06	2008/07	2008/08	2008/09	2008/10	平均
月降雨量 (mm)	444	100	58	276	163	272	318	34	208
月流量 (m <sup>3</sup> /s)	97.04	81.73	2.18	24.06	36.86	44.26	101.52	12.66	50.04
總碳含量 (%)	0.97	0.99	0.89	1.71	0.96	0.96	0.81	0.81	1.02
有機碳含量 (%)	--	--	0.44	0.44	0.49	0.51	0.47	0.53	0.48
有機碳/總碳 (%)	--	--	49	26	51	54	58	65	50
總碳濃度 (mg/l)	2.24	6.45	0.17	1.76	10.30	2.3.7	7.08	12.6	5.38
備註				梅雨		如麗 颱風	辛樂克 颱風		

\*參考數值，平均值是以 2008/05 至 2008/10 來估算

表 5-12 枯水期顆粒性總碳及有機碳試驗結果

	2007/11	2008/01	2008/02	2008/03	2008/04	平均
月降雨量 (mm)	302	38	36	20	187	116
月流量 (m <sup>3</sup> /s)	21.96	7.57	5.42	2.24	2.90	9.97
總碳含量 (%)	3.50	4.12	6.29	4.66	1.48	4.01
有機碳含量 (%)	--	--	--	--	--	--
有機碳/總碳 (%)	--	--	--	--	--	--
總碳濃度 (mg/l)	0.43	0.46	0.67	0.57	0.29	0.49

### 5.7.2 主要溶解態離子濃度分析

從本研究區 2005 年 11 月至 2008 年 4 月之溪水化性的分析中可以發現，豐水期與枯水期不同季節中，各主要溶解態離子濃度的變化似乎與地區的岩性有較密切的關。利用 2005 年(表 5-13)，2006 年(表 5-14)以及 2007 年(表 5-15)三個枯水期的量測值比較得知，硫酸根離子(SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)濃度則於 1086 至 1166uM 間，平均值為 1125 mg/l，鈉離子(Na<sup>+</sup>)濃度則介於 13.8 mg/l 至 27.2 mg/l，平均值為 19.3 mg/l，鉀離子(K<sup>+</sup>)濃度則介於 2.7 mg/l 至 3.3 mg/l 之間，平均值為 2.9 mg/l，而鎂離子(Mg<sup>2+</sup>)濃度則是介於 15.7 mg/l 至 16.5 mg/l 之間，平均值為 16.0 mg/l。其中以鈉離子的濃度變化較大，硫酸根離子濃度變化次之，鉀離子及鎂離子濃度則無甚大之變化。

另外就豐水期的 2006 年(表 5-16)及 2007 年(表 5-17)的量測值比較得知，硫酸根離子濃度介於 970 uM 至 1185 uM 之間，平均為 1077 uM，鈉離子濃度則是介於 6.7 mg/l 至 15.9 mg/l，平均值為 11.3 mg/l，鉀離子濃度則都為 2.7 mg/l，鎂離子濃度則介於 14.3 mg/l 至 16.4 mg/l 之間，平均值為 15.4 mg/l，這些差異同樣以鈉離子濃度變化較大，鉀

離子及鎂離子濃度無甚大變化。

再從 2005 年 11 月至 2008 年 4 月間的 3 個豐水期與 2 個枯水期的比較可以發現，各個枯水期之溶解態離子月平均濃度，均略高於各個豐水期之月平均濃度(圖 5-7)。其各離子之枯水期與豐水期的比值分別為硫酸根離子的 1.04、鈉離子的 1.71、鉀離子的 1.07 以及鎂離子的 1.04(表 5-18)，各離子當中，以鈉離子的枯水期與豐水期比值 1.71 最大。

造成豐水期與枯水期離子濃度不同的主要原因可能是因為，豐水期時月平均降雨較為豐沛，2005 年 11 月至 2008 年 4 月各年份豐水期月平均降雨量分別為 250 mm 至 293 mm，而枯水期之月平均降雨量則僅介於 15 mm 至 116 mm，使得豐水期時河流中的月平均流量介於  $31.36 \text{ m}^3/\text{s}$  至  $128.06 \text{ m}^3/\text{s}$ ，也比枯水期介於  $3.65 \text{ m}^3/\text{s}$  至  $13.38 \text{ m}^3/\text{s}$  的月平均流量高。因此對溶解態離子產生了稀釋作用，使得離子濃度相對於枯水期而言較低，而其中又以鈉離子之反應較為顯著(Yuan et al., 2007)。

連凱莉(2009)研究台灣地區河川溶解性物質變化認為，卑南溪流域之主要離子成分中， $\text{Ca}^+ + \text{Mg}^{2+}$  的組成比例較高，顯示碳酸鹽岩類岩石的溶解扮演著重要腳色，但是鹿野溪流域的溪水溶解態離子當中，鎂離子( $\text{Mg}^{2+}$ )的濃度，相較於卑南溪的其餘測站而言卻相當低。溪水中之鎂離子主要源自於母岩中的碳酸鹽岩所提供，而本研究區之涵蓋地層岩性，主要以綠色、黑色片岩以及板岩、千枚岩為主，並不含有碳酸鹽岩的成分，然而，卑南溪另一條上游支流新武呂河流域，其涵蓋地層中含有約 10 % 的大理岩層出露，這個流域大理岩層之母岩正是碳酸鹽岩之一種，正好是提供大量之鎂離子進入河川中之供應源。因此，岩性的差異也是本研究區在溶解態離子中鎂離子濃度較低的主要原因。

表 5-13 2005 年至 2006 年枯水期離子濃度表

	2005/11	2005/12	2006/01	2006/02	2006/03	2006/04	平均
月降雨量, (mm)	68	34	30	10	40	97	47
流量, (m <sup>3</sup> /s)	21.77	13.90	12.19	11.50	7.55	13.33	13.38
硫酸根離子(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), (uM)	1034	1099	1192	1213	1148	1311	1166
鈉離子(Na <sup>+</sup> ), (mg/l)	10.4	11.7	12.9	15.8	21.2	10.7	13.8
鉀離子(K <sup>+</sup> ), (mg/l)	2.7	2.6	2.7	2.8	3.0	2.8	2.8
鎂離子(Mg <sup>2+</sup> ), (mg/l)	14.5	12.2	16.2	16.2	16.7	18.3	15.7

表 5-14 2006 年至 2007 年枯水期離子濃度表

	2006/11	2006/12	2007/01	2007/02	2007/03	2007/04	平均
月降雨量, (mm)	14	5	17	7	20	32	15
流量, (m <sup>3</sup> /s)	6.62	4.43	6.17	1.78	0.98	1.95	3.65
硫酸根離子(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), (uM)	981	1060	1120	1110	1173	1303	1124
鈉離子(Na <sup>+</sup> ), (mg/l)	11.5	18.5	19.3	36.7	38.4	38.6	27.2
鉀離子(K <sup>+</sup> ), (mg/l)	2.0	3.3	3.4	3.8	4.0	3.5	3.3
鎂離子(Mg <sup>2+</sup> ), (mg/l)	14.3	16.2	16.7	16.9	12.4	18.0	15.8

表 5-15 2007 年至 2008 年枯水期離子濃度表

	2007/11	2008/01	2008/02	2008/03	2008/04	平均
月降雨量, (mm)	302	38	36	20	187	116
月流量, (m <sup>3</sup> /s)	21.96	7.57	5.42	2.24	2.90	9.97
硫酸根離子(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), (uM)	991	1016	1066	1100	1258	1086
鈉離子(Na <sup>+</sup> ), (mg/l)	9.2	14.4	17.1	21.6	21.5	16.8
鉀離子(K <sup>+</sup> ), (mg/l)	2.0	2.6	2.7	3.0	3.1	2.7
鎂離子(Mg <sup>2+</sup> ), (mg/l)	13.7	16.0	17.3	17.7	17.9	16.5

表 5-16 2006 年豐水期離子濃度表

	2006/05	2006/06	2006/07	2006/08	2006/09	2006/10	平均
月降雨量, (mm)	489	286	457	249	223	49	293
流量, (m <sup>3</sup> /s)	89.94	418.41	132.6	68.8	44.37	14.23	128.6
硫酸根離子(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), (uM)	1221	1063	910	889	809	929	970
鈉離子(Na <sup>+</sup> ), (mg/l)	7.9	4.4	5.3	5.9	6.4	10.0	6.7
鉀離子(K <sup>+</sup> ), (mg/l)	2.9	3.2	3.5	2.5	1.9	2.0	2.7
鎂離子(Mg <sup>2+</sup> ), (mg/l)	16.6	14.9	13.1	14.9	12.2	13.9	14.3
備註		珍珠 颱風					

表 5-17 2007 年豐水期離子濃度表

	2007/05	2007/06	2007/07	2007/08	2007/09	2007/10	平均
月降雨量, (mm)	125	77	60	696	444	100	250
月流量, (m <sup>3</sup> /s)	4.86	2.74	2.12	2.29	97.04	79.09	31.36
硫酸根離子(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), (uM)	1326	1513	1414	1025	956	878	1185
鈉離子(Na <sup>+</sup> ), (mg/l)	35.8	15.0	24.2	10.8	5.2	4.5	15.9
鉀離子(K <sup>+</sup> ), (mg/l)	3.4	2.6	2.7	2.7	1.9	2.7	2.7
鎂離子(Mg <sup>2+</sup> ), (mg/l)	16.9	20.1	19.8	14.6	13.7	13.1	16.4
備註					韋帕 颱風		

表 5-18 枯水期與豐水期離子濃度

	豐水期	枯水期	$\frac{\text{枯水期}}{\text{豐水期}}$
降雨量, (mm)	250-293 (271)	15-116 (59)	0.21
流量, (m <sup>3</sup> /s)	31.36-128.06 (79.71)	3.65-13.38 (9.01)	0.11
硫酸根離子(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), (uM)	970-1185 (1077)	1086-1166 (1125)	1.04
鈉離子(Na <sup>+</sup> ), (mg/l)	6.7-15.9 (11.3)	13.8-27.2 (19.3)	1.71
鉀離子(K <sup>+</sup> ), (mg/l)	2.7-2.7 (2.7)	2.7-3.3 (2.9)	1.07
鎂離子(Mg <sup>2+</sup> ), (mg/l)	14.3-16.4 (15.4)	15.7-16.5 (16.0)	1.04

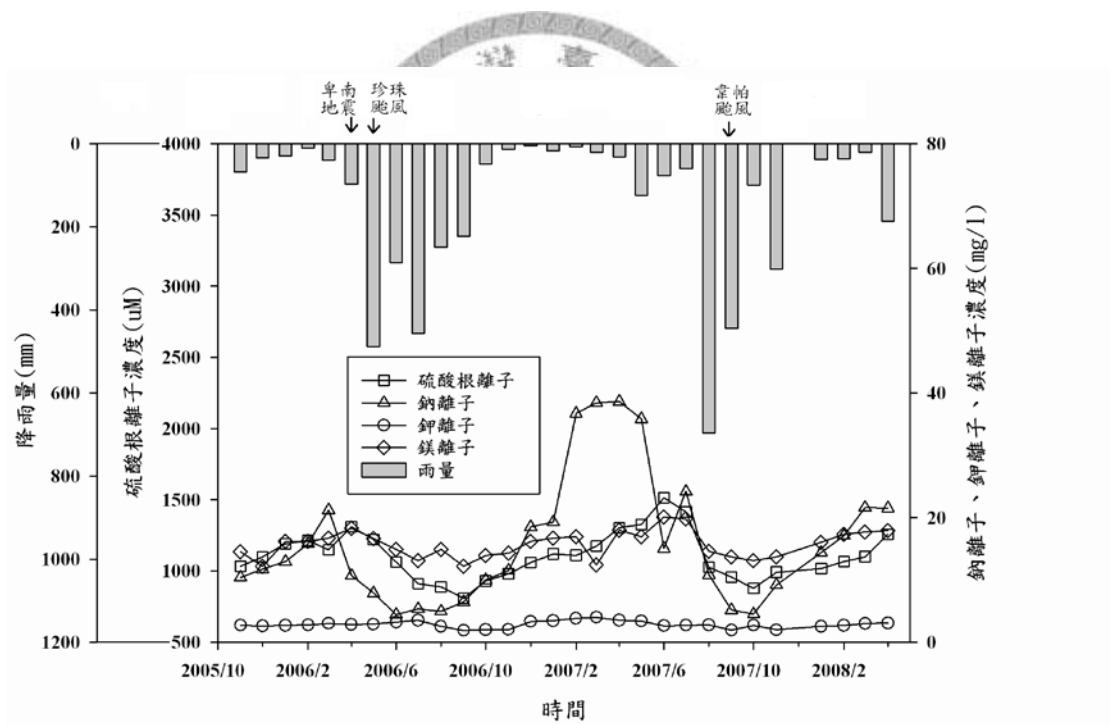


圖 5-7 各月份主要溶解態離子估算結果

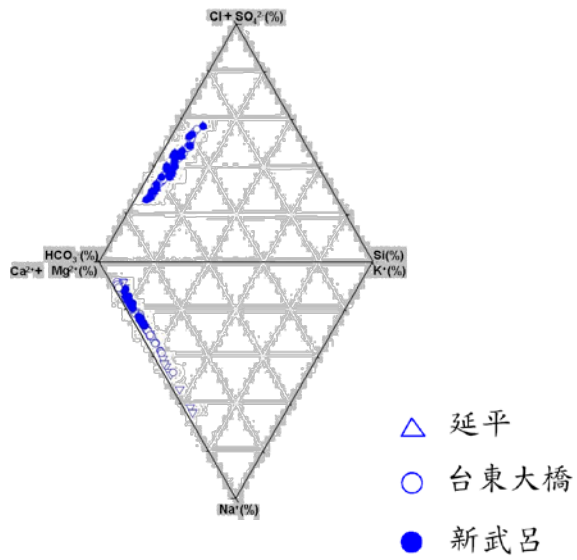


圖 5-8 卑南溪溶解態離子成分圖(摘錄自連凱莉，2009)





## 第六章 地層滑動與輸砂量之關係

本章起將針對研究區內的地層滑動以及輸砂量特性分別進行探討，並分析彼此之間的關係。因此本部分包含了(1)地層滑動分布之高程與坡度、(2)地層滑動與面積機率關係、(3)流量與輸砂量、(4)地震與輸砂量、(5)降雨量與輸砂量以及(6)地層滑動與地質材料之特性。

當集水區內發生了崩塌作用後，崩塌物質會順著邊坡或溝谷流下來，由坡體進入河道系統中，形成懸移質(Suspended load)，河床載(Bed load)，以及溶解載(Solute)等三種輸砂型態。因此，地層滑動與溪水中之輸砂量的特性息息相關，而本研究中所談之輸砂型態主要皆以懸移質為主。

### 6.1 地層滑動分布之高程與坡度

從地層滑動與現地高程之研究結果顯示，在地震及颱風事件後之崩塌地，幾乎都分布在 2500m 以下的高程，在卑南地震前之崩塌率 1.3%，至地震後之 1.7%，而地震後接續之颱風事件後其崩塌率增至 2.3%。若進一步將高程 2500m 以下之地形分成 10 個區間，以針對每個事件後各個高程的崩塌率來分析則可以發現(表 6-1)，本研究區發生地層滑動之高程大抵上是介於高程 125 m 至 875 m 之間，其崩塌率從地震前之 0.87 %，至地震後之 1.26 %，以及颱風後之 1.69 %，幾乎都佔了全區一半以上的分布，其中以高程 375 m 至 625 m 為最多，介於 0.59 % 至 1.16 % 之間。在高程約 500m 以下的邊坡，崩塌率隨著各地震及颱風事件過後，似乎有明顯上升的趨勢(圖 6-1)。

當集水區內產生了地層滑動，越是接近邊坡末端的崩塌地，崩塌物質進入河道的可能性較高(Miao et al., 2001)。從過去的研究顯示，高程較低的崩塌地，坡度較緩，估算出來之搬運距離較短，因此比較不容易在搬運的過程中受到地形起伏的影響(Devoli et al., 2008, Okada et al., 2008)。這是因為接近河道兩側、地勢比較低緩的邊坡坡腳之崩塌地，其崩落之岩屑即使是堆積在邊坡坡腳處，沒有直接輸送

進入河道中，也極容易在後續的降雨沖刷下進入河道當中(Benda and Dunne, 1997)。Willenberg(2009)等人指出，位於高程較高之邊坡的崩塌岩屑，通常比較不容易進入河道當中。如果在搬運過程當中，欠缺足夠的水分幫助岩屑進行搬運作用，亦或邊坡上有植被以及地勢上的阻礙，這些崩塌岩屑便不容易搬運進入河道當中(Hungr & Evans, 2004; Mukhlisin et al., 2006)。

從地層滑動與現地邊坡坡度之分析顯示，在地震及颱風事件後，崩塌地的分布坡度，主要是以 10~40° 為主，其崩塌率介於 0.15 % 至 0.28 % 之間，也佔了總崩塌率的一半以上之分布。在 60° 以上的坡體，則幾乎沒有崩塌地之出現(表 6-2)。從 2006 年 4 月卑南地震到該年 5 月珍珠颱風、以及 2007 年 9 月韋帕颱風過後，崩塌地分布之坡度並沒有顯著的變化(圖 6-2)。

表 6-1 地震及颱風事件後各高程崩塌率分佈

高程 (m)	卑南地震前 (%)	卑南地震後 (%)	珍珠颱風後 (%)	韋帕颱風後 (%)
125	0.12	0.27	0.19	0.26
375	0.29	0.35	0.58	0.41
625	0.30	0.41	0.58	0.46
875	0.16	0.22	0.34	0.26
小計	0.87	1.26	1.69	1.39
1125	0.06	0.06	0.09	0.09
1375	0.09	0.05	0.09	0.07
1625	0.03	0.03	0.05	0.04
1875	0.15	0.17	0.22	0.19
2125	0.08	0.06	0.06	0.05
2375	0.02	0.08	0.09	0.08
總計	1.30	1.70	2.30	1.90

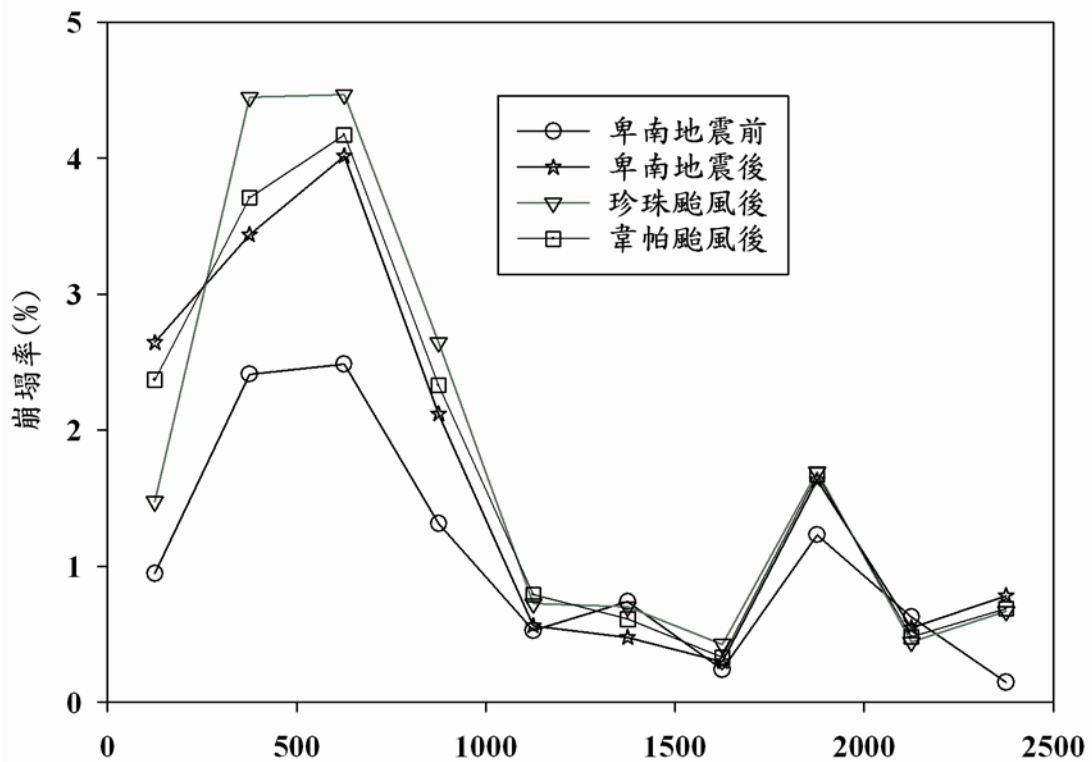


圖 6-1 各事件後崩塌率於各高程分佈情形

表 6-2 各坡度間崩塌率之分布情形

坡度 (°)	卑南地震前 (%)	卑南地震後 (%)	珍珠颱風後 (%)	韋帕颱風後 (%)
0~10	0.18	0.37	0.30	0.42
10~20	0.30	0.39	0.60	0.53
20~30	0.33	0.44	0.65	0.48
30~40	0.26	0.32	0.46	0.29
40~50	0.14	0.14	0.21	0.15
50~60	0.07	0.03	0.07	0.04
60~70	0.01	0.00	0.00	0.00
70~80	0.00	0.00	0.00	0.00
80~90	0.00	0.00	0.00	0.00
總計	1.30	1.70	2.30	1.90

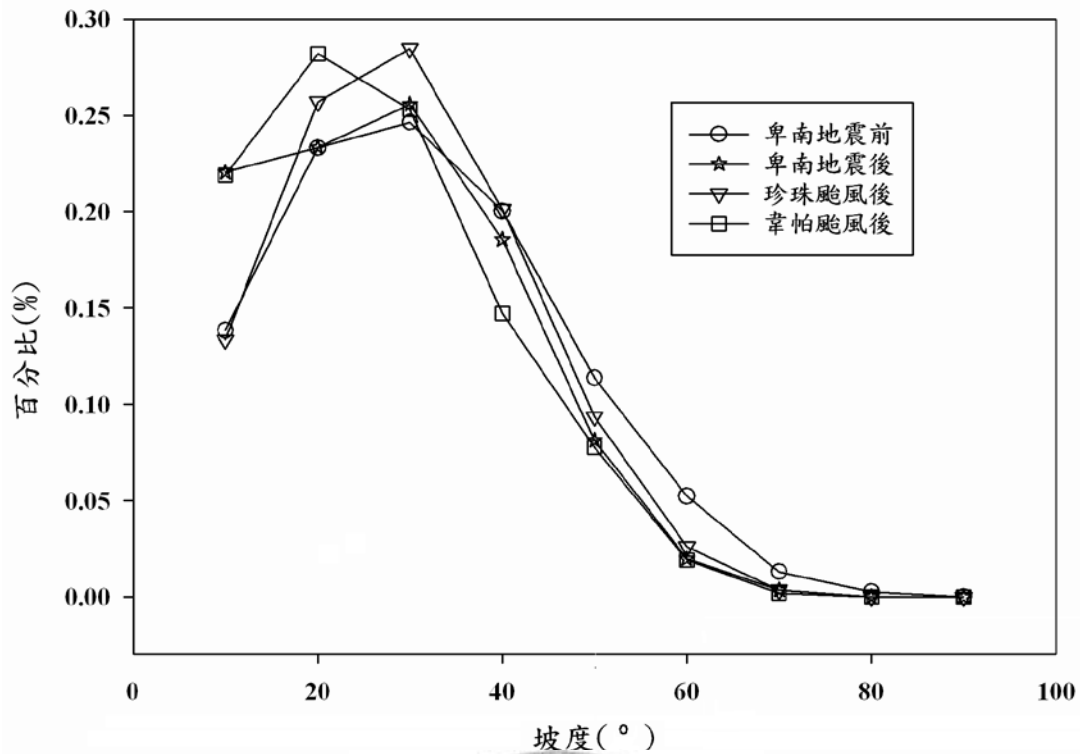


圖 6-2 研究區各坡度崩塌分布圖

## 6.2 地層滑動與面積機率之關係

本研究地區地層滑動與面積機率之關係可以利用 Hovius(1997)提出之公式，來加以探討：

$$P(A > A_C) = kA - \gamma$$

上式中， $P$  表示地層滑動面積之機率， $A$  表示地層滑動面積， $A_C$  表示地層滑動面積機率曲線轉折處所對應之最佳分佈數值，Dadson(2004)曾以此方式統計出台灣地層滑動面積大抵上分佈在為  $2000\text{m}^3$  以下。因此， $P(A \geq A_C)$  為地層滑動面積大於  $2000\text{m}^3$  時的面積機率。 $\gamma$  為回歸關係中之回歸指數， $\kappa$  為回歸關係中之係數。

而相對於地層滑動之體積估算，Hovius (1997) 也提出另外一個公式：

$$V = (2\kappa\varepsilon\gamma / 3 - 2\gamma)L^{3-2\gamma}$$

其中  $V$  為地層滑動之體積， $\varepsilon$  為係數， $L$  為地層滑動之長度。

如果利用上述公式來估算地層滑動的體積可以發現，當  $\gamma$  值大於 1.5 的時候，地層滑動面積是以小於  $2000\text{m}^3$  的較小規模崩塌為主，此時地層滑動面積機率圖當中之直線段斜率會較大（圖 6-3）。反之，當  $\gamma$  值小於 1.5 的時候，地層滑動面積會以大於  $2000\text{m}^3$  的較大規模崩塌為主，此時地層滑動面積機率圖當中之直線段斜率會較小。也即當  $\gamma$  值愈大，地層滑動的體積則會愈小。

本研究將 3 個事件，卑南地震前、地震後、珍珠颱風後，以及韋帕颱風後之地層滑動判釋的數化資料，進行上述面積機率的估算統計，所獲得之各事件的回歸指數  $\gamma$  分別為 1.60、1.85、1.95、1.74。這個計算結果顯示，本研究區域內之地層滑動主要都是以小於  $2000\text{m}^3$  的小型崩塌為主。此結果與過去陳有蘭溪流域、大甲溪流域、大漢溪流域、新武呂溪流域相關之地層滑動的研究結果大致相同（林冠璋，2005；莊善傑 2005；袁承偉 2007；呂名翔，2007）。這個意義也顯示台灣島內之山嶺地區，在諸多的地震，颱風等災害的影響下，其集水區的地層滑動多半仍以小規模的崩塌為主。

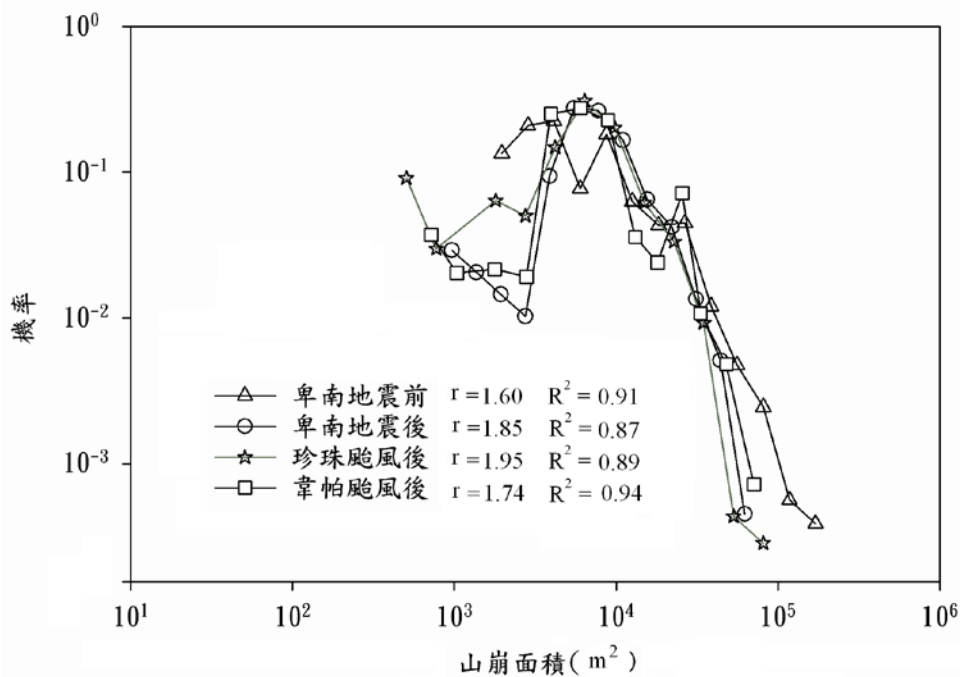


圖 6-3 山崩面積機率分布圖

### 6.3 流量與輸砂量

從研究區內延平水文測站 1996 年至 2008 年之流量與實測輸砂量之相對應資料顯示，2003 年後大於  $200 \text{ m}^3/\text{s}$  之流量，比諸 2003 年前，似乎有增高之趨勢。另外，從 1999 年 921 地震後，2004 年成功地震後，以及 2006 年卑南地震後，高輸砂量超過  $10^4 \text{ t/day}$  更是在豐水期間接連出現(圖 6-4)，由流量與實測輸砂量所建立之關係式為  $Q_s = 3.5421Q^{1.9412}$ ，其中  $Q_s$  為輸砂量， $Q$  為流量，彼此間相關性相當良好 ( $R^2=0.8489$ )。這個意義顯示，在流量大的時候，流水搬運的能力比較強，可以搬動較多的沉積物，而增加溪水中之輸砂量(Chakrapani and Saini, 2009)。

一般而言，藉由輸砂濃度之實測資料，可以估算出河流的輸砂量(Li, 1976)。Hovius et al. (2000) 指出，台灣部份河川在低流量的時候，會呈現沉積物“供給限制”(Supply-limited)的情況，也就是沉積物在低流量的時候會有供應不足的現象，當流量上升的時候，輸砂量可能一時無法上升，甚至有下降的現象。Kao et al. (2001) 經由實測輸砂濃度、流量的資料分析認為，台灣東部的河川實際上應該是屬於“搬運限制”(Transported-limited)，也即溪水所搬運之輸砂量，會隨著流量的增加而增加，並進一步指出，屬於流量控制的河川在年輸砂量估算上，採用率定曲線法估算會比較準確。

從鹿野溪在過去 10 年間之流量與輸砂濃度對應關係圖上可以發現(圖 6-5)，溪水中之輸砂濃度是隨著流量之增加而增加，並無供應不足的狀況產生，也即為屬於流量控制之運送模式。因此本研究採用 Kao 等人(2001)所建議之率定曲線法來估算溪水中之輸砂量較為適合。為了減少估算時，輸砂量實測值與推估值的誤差，本研究進一步使用改良過之無參數率定曲線法，這是因為無參數率定曲線法能夠進一步在估算過程中加入修正函數，該函數能修正實測值與推估值間的差異，這個修正部分可以改良估算時的誤差(Duan, 1983)。

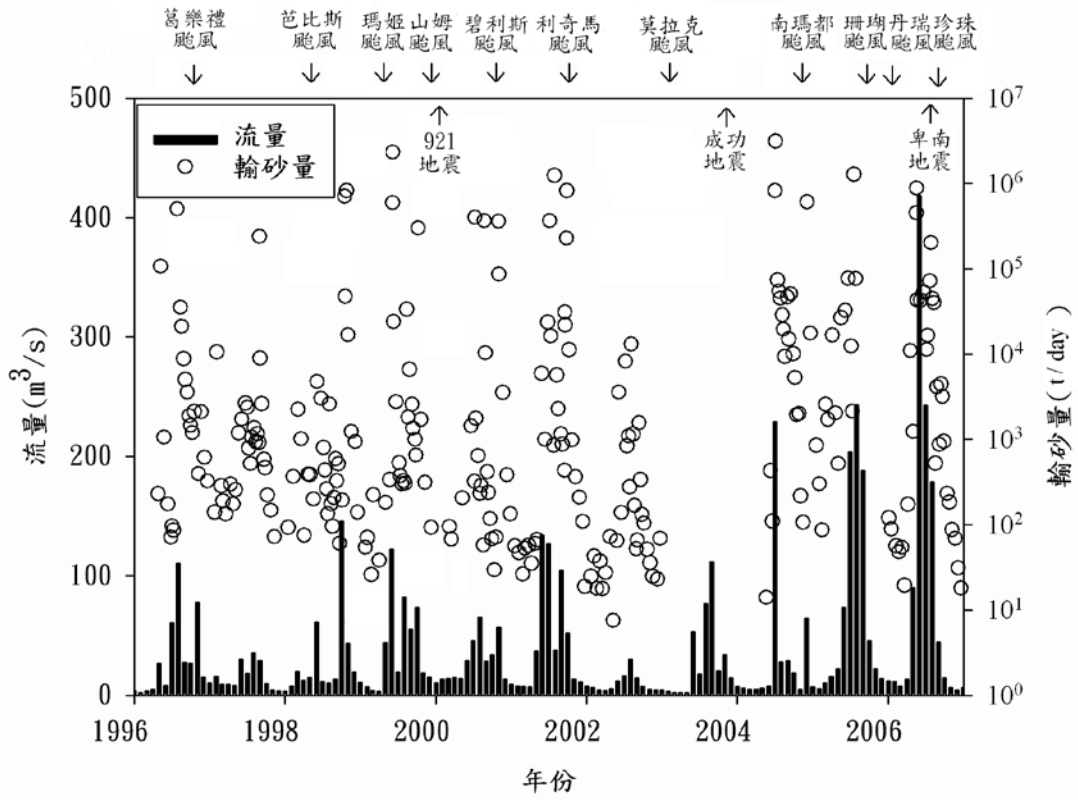


圖 6-4 流量輸砂量之相對應資料

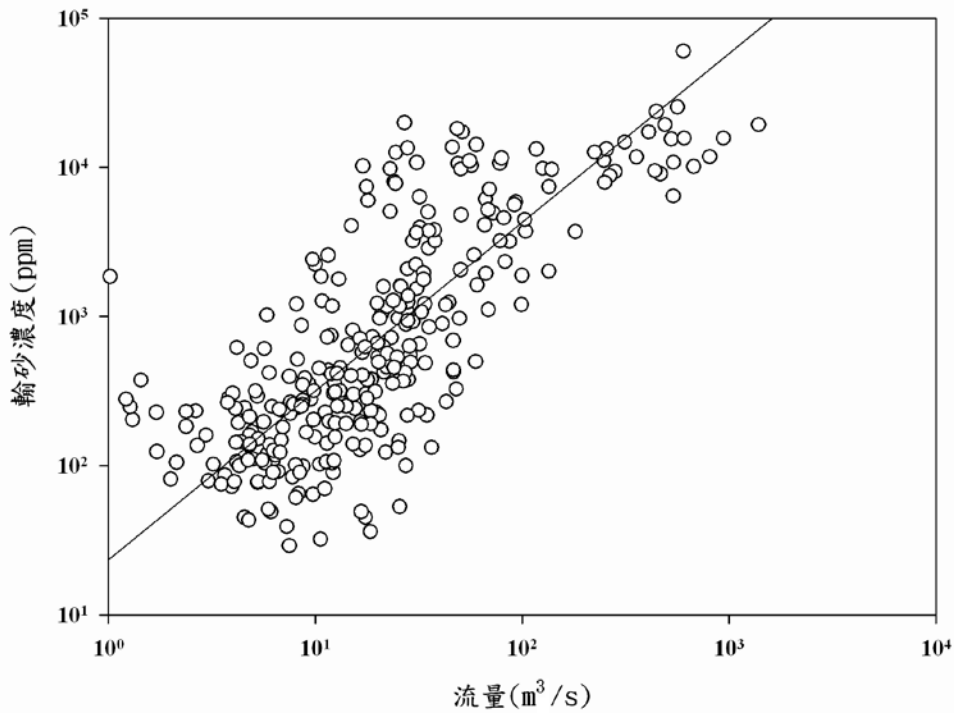


圖 6-5 流量與輸砂濃度之關係曲線

#### 6.4 地震與輸砂量

從卑南地震前後，實測的輸砂量濃度與相對應的流量資料可以發現，在流量為  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  時，卑南地震後之輸砂濃度量測值比地震前增加了 1.68 倍(表 6-3)。在流量為  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$  時，卑南地震後之輸砂濃度量測值比地震前增加了 2.32 倍，流量越大，地震後之輸砂濃度增加越多(圖 6-6)。此結果指出，地震的擾動可能促使較多的地層滑動，增加了集水區內的崩落物質，也同時供應了較多可被水流搬運的沉積物 (Dadson et al., 2004; Mikos et al., 2006)。從 1999 年 921 地震、2003 年底成功地震、以及 2006 年卑南地震等事件後之該年年輸砂量，分別為 33.40 Mt, 16.30 Mt, 以及 26.94 Mt，皆遠高於其他時期之年輸砂量(表 6-4)。

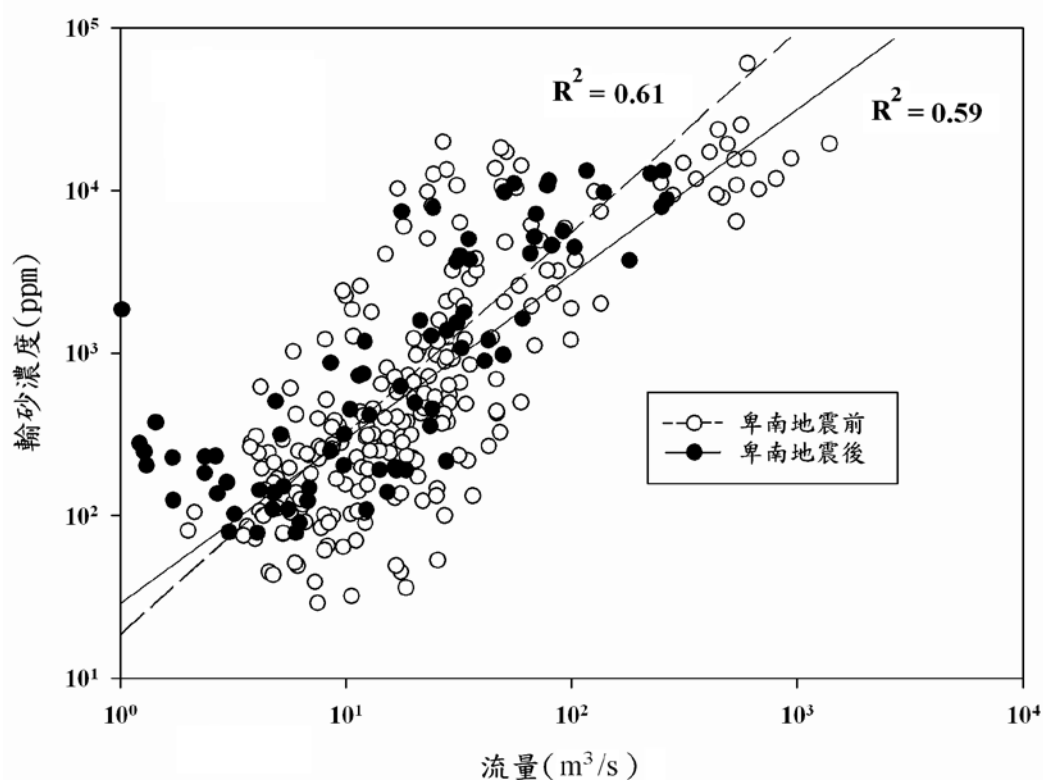


圖 6-6 卑南地震前後輸砂濃度變化



表 6-3 地震前後不同流量下輸砂濃度比值

流量, (m <sup>3</sup> /s)	地震前濃度 (ppm)	地震後濃度 (ppm)	地震後濃度/地震前濃度
100	3,345	5,625	1.68
1000	38,618	89,890	2.32

表 6-4 地震事件與年輸砂量之對應關係

年份	1996	1997	1998	1999	2000	2001
輸砂量, (Mt)	11.66	1.79	9.73	33.40	13.60	15.14
備註				集集地震 (震度 4 級)		
年份	2002	2004	2005	2006	2007	2008
輸砂量, (Mt)	0.39	16.30	14.11	26.94	2.94	3.05
備註		2003 年底 成功地震 (震度 5 級)		卑南地震 (震度 6 級)		

### 6.5 降雨量與輸砂量關係

季節性的降雨和颱風暴雨事件，可能是直接影響集水區內流量變化的主要因素之一，也是導致輸砂量在乾季與濕季有差異的因素之一 (Lu et al., 2003)。從本研究區乾季(11 月至 4 月)與濕季(5 月至 10 月)在不同流量的條件下可以發現(表 6-5)，區域內乾季之輸砂量介於 1.04 kt 至 4701 kt 之間，平均為 453.08 kt；濕季之輸砂量則介於 54.43 kt 至 8658.84 kt，平均值為 3359.78 kt，差異甚大。這可能是因為本研究區近 10 年來(1996-2008)之濕季降雨量介於 851 mm 至 2192 mm 之間，平均值為 1575 mm，比起乾季介於 196 mm 至 605 mm，平均 336 mm 的降雨量多出近 5 倍，進而導致鹿野溪的濕季流量高達 14.21 m<sup>3</sup>/s 至 129.02 m<sup>3</sup>/s，平均 58.36 m<sup>3</sup>/s，比起乾季流量介於 5.27 m<sup>3</sup>/s 至 20.45 m<sup>3</sup>/s，平均值 11.94 m<sup>3</sup>/s，也多出 5 倍以上。這可能就是導致研究區內乾濕季輸砂量差異的原因之一，因為較大的降雨量，會使得地表逕流匯集成較大的水流量，進而使得溪水擁有較大的侵蝕能量以及搬運

能力，因此能夠將更多河道兩側的物質侵蝕搬動、並運送至下游，使得溪水中的懸移質輸砂量，隨著濕季雨量的上昇而增加(Coppus & Imeson, 2001; Toy et al, 2002)。而 2004 年的乾溼季平均輸砂量較為接近(圖 6-7)，可能是因為該年 12 月初，台灣東南外海未登陸的南瑪都颱風，為台東縣帶來單日 358mm 的降雨，使得該年乾季月平均輸砂量高達 4701.11 kt。



表 6-5 乾溼季流量、雨量以及輸砂量之比較

	年份	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2004	2005	2006	2007	2008	平均
*乾季	月流量, (Mm <sup>3</sup> )	18.00	8.64	17.73	9.72	20.45	9.24	5.27	15.36	12.27	9.27	8.77	8.58	11.94
	月輸砂量, (kt)	22.03	44.32	69.47	3.63	452.56	2.85	1.04	4701.11	103.68	29.29	4.92	2.59	453.08
	降雨量(mm)	441	263	605	236	308	202	207	592	260	196	386	339	336
*濕季	月流量, (Mm <sup>3</sup> )	43.38	21.82	42.88	66.14	36.02	82.00	14.21	53.07	129.02	128.06	31.37	52.36	58.36
	月輸砂量, (kt)	2828.39	421.72	2377.90	4929.21	1897.60	4368.82	54.43	7173.88	5637.60	8658.84	1230.16	738.72	3359.78
	降雨量(mm)	1539	851	2114	2103	2192	1922	888	1249	1671	1753	1502	1121	1575
流量	濕季/乾季	2.41	2.53	2.42	6.80	1.76	8.87	2.70	3.46	10.52	13.81	3.58	6.10	4.89
輸砂量	濕季/乾季	128.39	9.51	34.23	1358.36	4.19	1532.27	52.50	1.53	54.38	295.63	249.79	285.00	7.42

\*乾季:11月至4月. 濕季:5月至10月

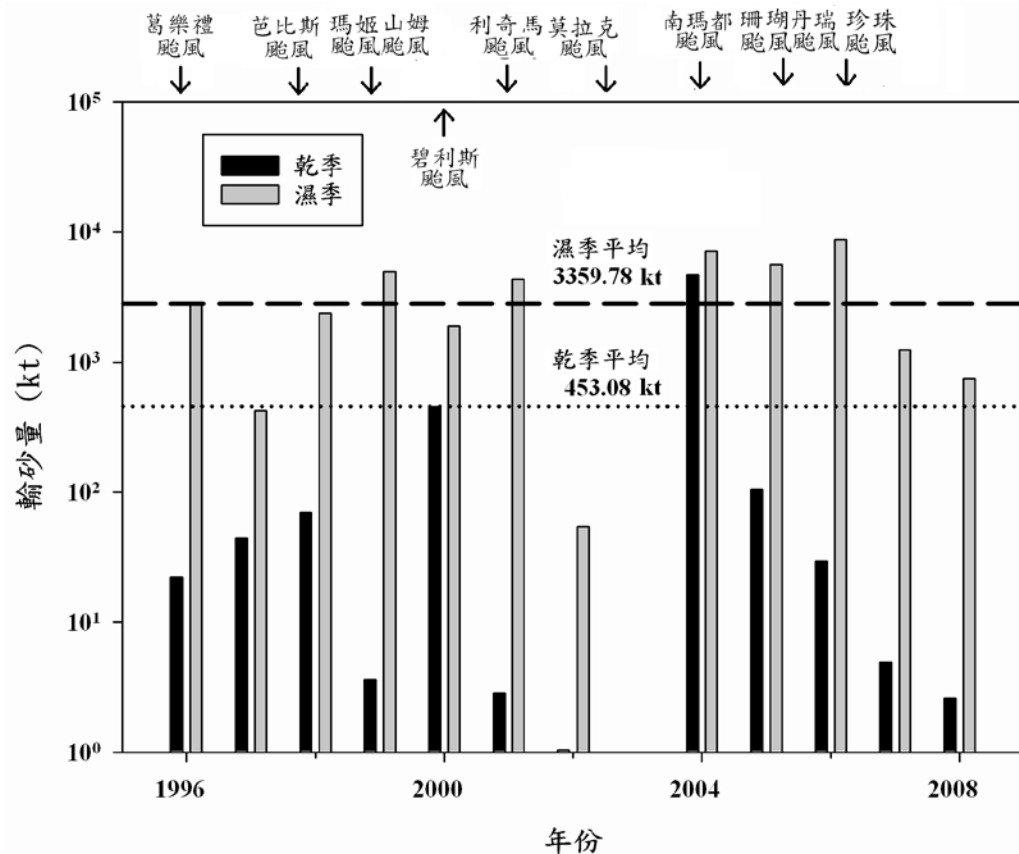


圖 6-7 乾溼季輸砂量比較

### 6.6 地層滑動與地質材料之特性

將本研究區之各地層之崩塌率、岩石強度，以及不連續面分布(表 6-6)進行分析比較可以發現，岩石強度較大之的大南澳片岩，其崩塌率較低(圖 6-8)。這是因為大南澳片岩，岩質膠結好，岩石强度高，抵抗各種內外營力侵蝕的能力較好，因此在地震以及暴雨發生後比較不容易發生破壞(Brooks et al., 2004)。此外，大南澳片岩的不連續面分布情況，相較於畢祿山層，較為不發達(圖 6-9)，因此崩塌率也較低。過去的諸多研究也顯示，當地質材料呈破碎狀，或膠結不良，其地層滑動較容易發生(Keefer, 2000；Lin et al., 2004；Chuang et al., 2007)，不連續面分布越發達，岩層將會顯得較為破碎，其岩石強度也較低，坡體的相對穩定性也因此會降低 (Brooks et al., 2004)。因此，地質材料的強度，不連續面的分佈等各項特性，也是地層滑動發生的重要因素之一。

表 6-6 地層材料性質與地層崩塌率對比

事件	崩塌率, (%)	
	畢祿山層	大南澳片岩
卑南地震前	1.7	1.1
卑南地震後	2.3	1.3
珍珠颱風後	3.6	1.4
韋帕颱風後	2.1	1.6
平均岩石強度, (MPa)	33.1	57.6
單位體積節理數, (條/ m <sup>3</sup> )	23.4	10.6

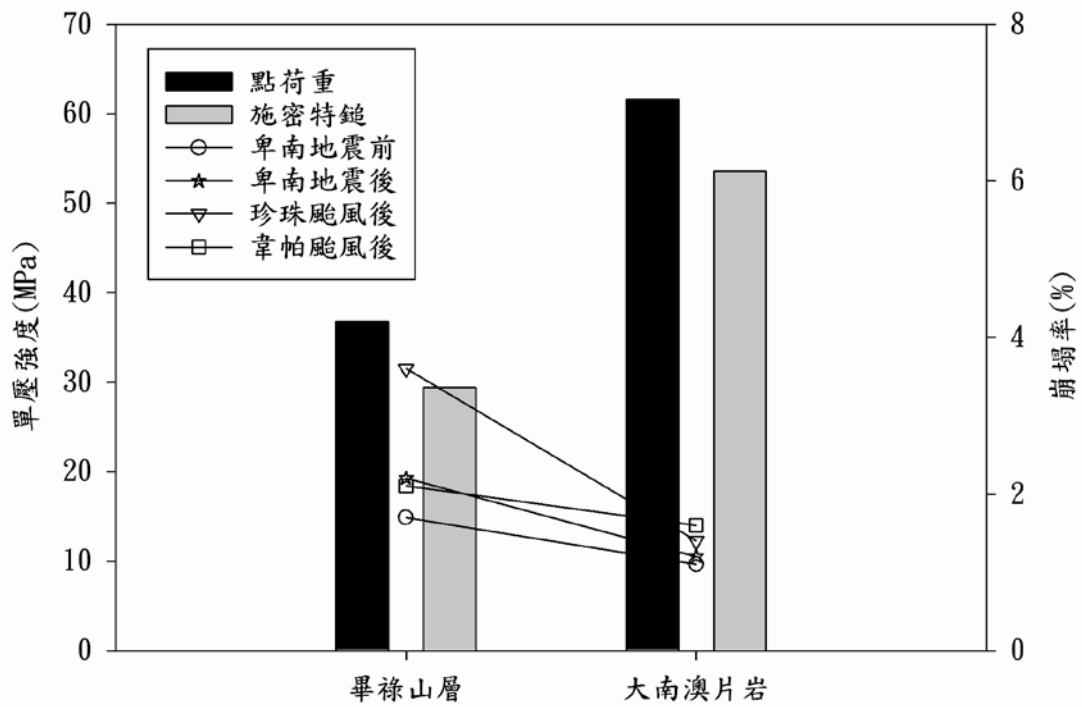


圖 6-8 地層強度與崩塌率關係

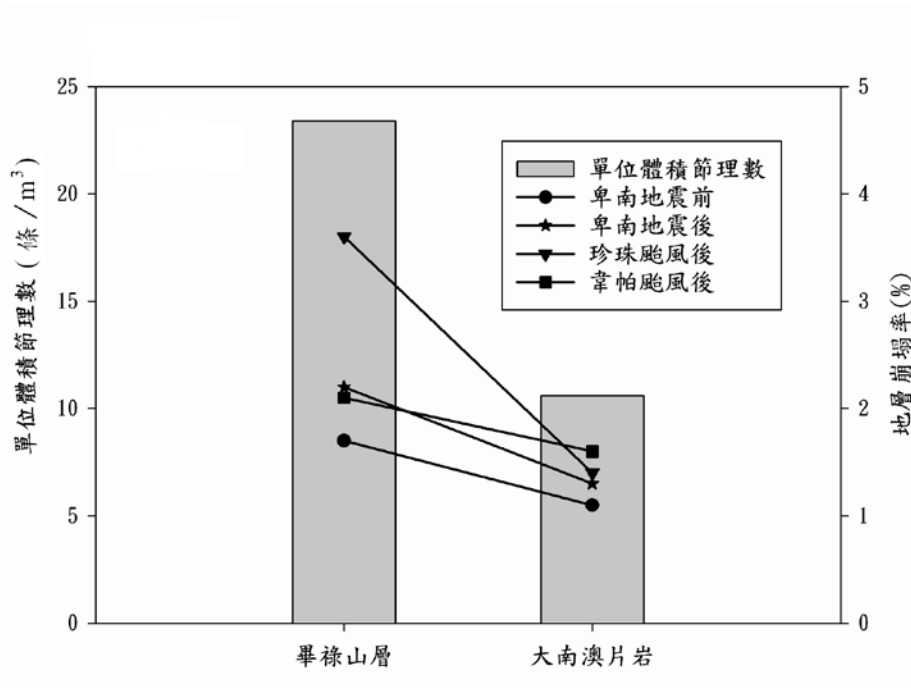


圖 6-9 單位體積節理數與崩塌率關係



## 第七章 地層滑動與溪水化性之關係

當集水區內地層滑動的破壞形成後，破壞產生的岩塊、土壤等崩塌物質流入河道當中，不僅會增加溪水之輸砂量，其崩塌物質在河水中，與流動的溪水相互接觸下，崩塌物質內釋放出之離子濃度，將會改變溪水內化性的比例(Reinhardt, 2008)。為探討 2006 年 4 月卑南地震過後，鹿野溪之溪水化性的變化，本研究便以主要溶解態離子濃度的變化，以及顆粒性總碳(PC)含量，顆粒性有機碳(POC)含量，來一併探討本集水區內地層滑動與溪水化性間的關係。

### 7.1 輸砂量與顆粒性總碳及有機碳關係

為討論地層滑動後，崩塌物質進入河道成為懸移質輸砂量之後，對溪水化性的影響，本研究將 2007 年至 2008 年之乾季及濕季之顆粒性總碳與有機碳含量，與月平均輸砂量整理成表進行討論(表 7-1)。研究結果顯示，乾季之月平均輸砂量為 2.44 kt，遠低於濕季之月平均輸砂量 688.36 kt，然而乾季之月平均顆粒性總碳含量為 4.01%，卻高於濕季之月平均顆粒性總碳含量 1.02%，也即溪水中之輸砂量與顆粒性總碳含量之間呈現相反的變化趨勢。這是因為，當崩塌物質從集水區的邊坡上，被雨水或地表逕流沖刷至溪水中時，這些被搬運流入河水中之地質材料並不含碳，因此稀釋了溪水中的含碳量 (Coynel et al., 2005)。

表 7-1 顆粒性總碳及有機碳試驗結果

日期	總碳 (%)	有機碳, (%)	月輸砂量, (kt)	月雨量, (mm)	月流量 (m <sup>3</sup> /s)
乾季 平均	1.48-6.29 (4.01)	--	9.72-6.29 (2.44)	20-302 (116)	2.24-21.96 (9.97)
濕季 平均	0.81-1.71 (1.02)	0.44-0.53 (0.53)	1.10-2294.46 (688.36)	34-318 (208)	5.47-23.14 (127.84)

()為平均值

溪水中的顆粒性有機碳(POC)除了一部分來自於溪水中藻類所產生的自生源(autochthonous)以外(Veyssy et al., 1999)，最主要的則是包含了集水區內分布於坡體的母岩、表土、植被等所提供之外來源(allochthonous)。當豐水期的來臨，溪水中的流量以及輸砂量處於較為豐沛階段的時候，大量的地表物質自坡體中被沖刷流入河道，使得溪水內的顆粒性有機碳幾乎都來自於坡體中之外來源，使得原本已經是低比例之水中藻類的自生源，相對於溪水中之顆粒性有機碳，大致是可以忽略不計(Lin & Etcheber., 1994)。

因此，從鹿野溪 2008 年 5 月至 10 月的顆粒性有機碳含量分析的結果顯示，5 月份的豐水期，其月輸砂量由 1.10 kt 逐漸增加至 10 月份的 498.87 kt，而有機碳含量也從 0.44 % 逐漸上升至 0.53 % (圖 7-1)。在豐水期間，三大有機碳的供應源(母岩、土壤、植被)當中，屬於植被的部份，會因為降雨產生地表逕流的沖刷而進入河道，這個植被的來源會隨著季節的不同，較容易產生變動。而來自於母岩及土壤的有機碳來源，隨著季節的不同則顯得較為穩定(Campbell et al., 1992)，兩者間有一些差異。因此，本研究區在這段時間(豐水期 5 月至 10 月)相關有機碳含量的增加，可能主要是來自於變動性較大的植被供應源所提供。

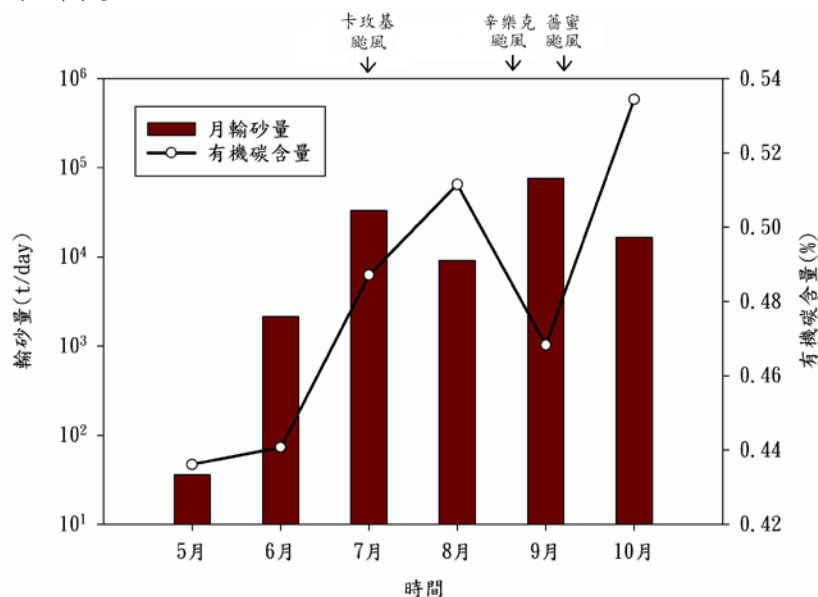


圖 7-1 溪水顆粒性有機碳與輸砂量



## 7.2 地層滑動與溶解態離子關係

集水區內因為地震或暴雨等外力作用造成了地層滑動，而產生崩落的岩石、土壤進入了河道，溶解於溪水中。這些崩塌物質內的陽離子與溪水中的氫離子(H)產生離子交換作用，進而釋放崩塌物質內的陽離子進入溪水中，造成溪水中溶解態離子濃度的上升(Likens et al., 1970)。因此本研究利用鹿野溪在 2006 年、2007 年、2008 年等 3 個年度之枯水期從 11 月至 4 月(表 7-2)以及豐水期 5 月至 10 月(表 7-3)主要溶解態離子濃度與研究區周遭地質材料間之關係。

表 7-2 本研究區枯水期主要溶解態離子濃度表

	硫酸根離子 (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), μM	鈉離子 (Na <sup>+</sup> ), mg/L	鉀離子 (K <sup>+</sup> ), mg/L	鎂離子 (Mg <sup>2+</sup> ), mg/L	輸砂濃度 (ppm)	流量 (m <sup>3</sup> /s)	降雨量 (mm)
2006	1034-1311 (1166)	10.4-15.8 (13.8)	2.6-3.0 (2.8)	12.2-18.3 (15.7)	119	13.38	47
2007	1060-1303 (1124)	19.3-38.6 (27.2)	3.4-4.0 (3.3)	12.4-18.0 (15.8)	567	3.65	15
2008	1016-1258 (1086)	9.2-21.6 (16.8)	2.0-3.1 (2.7)	13.7-17.9 (16.5)	207	9.97	116

表 7-3 本研究區豐水期主要溶解態離子濃度表

	硫酸根離子 (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), μM	鈉離子 (Na <sup>+</sup> ), mg/L	鉀離子 (K <sup>+</sup> ), mg/L	鎂離子 (Mg <sup>2+</sup> ), mg/L	輸砂濃度 (ppm)	流量 (m <sup>3</sup> /s)	降雨量 (mm)
2006	809-1221 (970)	4.4-10.0 (6.7)	1.9-3.5 (2.7)	12.2-16.6 (14.3)	2175	128.6	293
2007	878-1513 (1185)	4.5-35.8 (15.9)	1.9-3.4 (2.7)	13.1-20.1 (16.4)	1480	31.4	250

分析結果發現，卑南地震後之枯水期的溶解態離子濃度平均值，相較於地震前之枯水期，大致是呈現上升的趨勢。鈉離子( $\text{Na}^+$ )部分，從地震前之 13.8mg/l 上升至地震後之 27.2mg/l，增加的幅度達 1 倍以上，鉀離子( $\text{K}^+$ )則從地震前之 2.8 mg/l 上升至地震後之 3.3 mg/l，增加 21%。鎂離子( $\text{Mg}^{2+}$ )的變化較不明顯，僅由地震前之 15.7mg/l 小幅變為地震後之 15.8mg/l。硫酸根離子( $\text{SO}_4^{2-}$ )於地震後並未有上升的現象。整體而言，枯水期中各項溶解態離子在地震後，以鈉離子與鉀離子濃度的上升幅度較大。

本研究進一步比較枯水期中輸砂的濃度後發現，地震發生前之月輸砂濃度介於 112.0 ppm 至 124.5 mm。而地震後，月輸砂濃度則顯著上升，介於 130.0 ppm 至 2079.5 ppm。此意義告知，卑南地震後，集水區內的崩塌物質可能有大部分仍然堆積在集水區的邊坡體上，直到後續的降雨及地表逕流的沖刷，才再次流入河道，也因此，卑南地震後溪水中之輸砂濃度增加不少。

本研究區內，畢祿山層與大南澳片岩兩種地層，分別以板岩、千枚岩以及綠色片岩、黑色片岩為主。這幾種輕度至中度變質岩內，皆含有超過 20% 的雲母礦物，以及 10% 左右之斜長石礦物，這兩種礦物中，前者含有豐富的鉀離子( $\text{K}^+$ )，後者則含有大量的鈉離子( $\text{Na}^+$ )，這些可能便是本研究區內各項溶解態陽離子來源。但是 2008 年枯水期的資料顯示，主要溶解態離子的濃度大體上呈現下滑的趨勢，這可能是因為 2007 年韋帕颱風後，集水區內的崩塌率下降，因此得以進入河道內之地質材料減少導致。

另外，從硫酸根離子濃度的資料中可以看出，在低流量的時候，離子濃度隨著流量的增加而下降(圖 7-2)，然而流量大的時候關係便不明顯 ( $R^2=0.30$ )。此意義顯示，當溪水流量增加，硫酸根離子濃度並不會單純受到稀釋作用影響使濃度降低，相反的，溪水流量增加可能表示此時集水區的降雨及地表逕流增加，使得坡體地質材料中的黃鐵礦大量流入溪水中釋放出硫酸根離子所致。

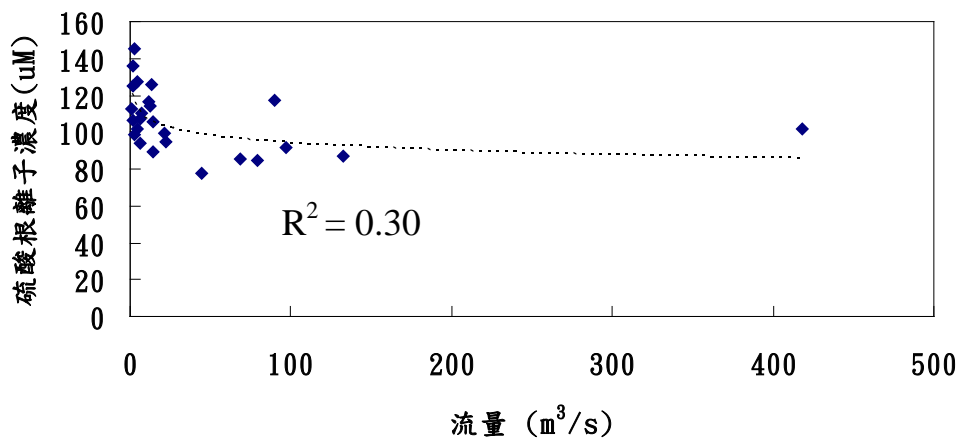


圖 7-2 硫酸根離子與流量關係

從流量與鈉離子濃度關係方面發現，溶解態鈉離子濃度明顯隨著溪水流量的增加而下降(圖 7-3)，兩者的相關性較高( $R^2 = 0.63$ )。此意義顯示，研究區地層內含有大量的斜長石，並在地層滑動後隨著崩塌物進入水體，而這些鈉離子極容易溶解進入水中，因此隨著流量的變化，其稀釋作用亦較為明顯。在鉀離子濃度與鎂離子濃度(圖 7-4)的比較上可以發現，兩種陽離子濃度與溪水流量之間的關係並不明顯( $R^2$ 分別為 0.13 及 0.20)，也即鉀離子與鎂離子並不會因溪水的增加而減少其濃度，這可能是受到集水區內板岩及片岩中的雲母礦物含有豐富之鉀離子( $K^+$ )隨著地表逕流及雨水沖刷進入溪水中，所產生離子交換作用所影響。

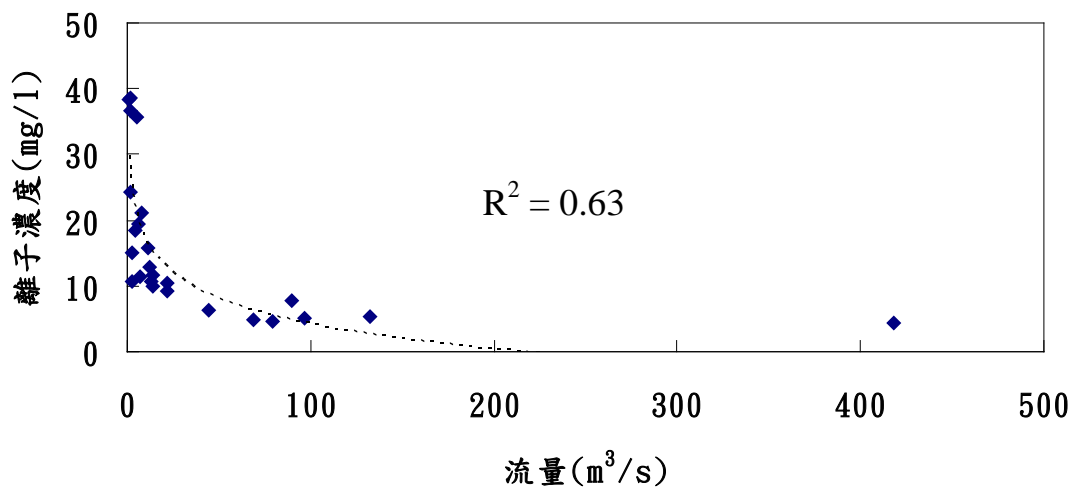


圖 7-3 鈉離子與流量關係

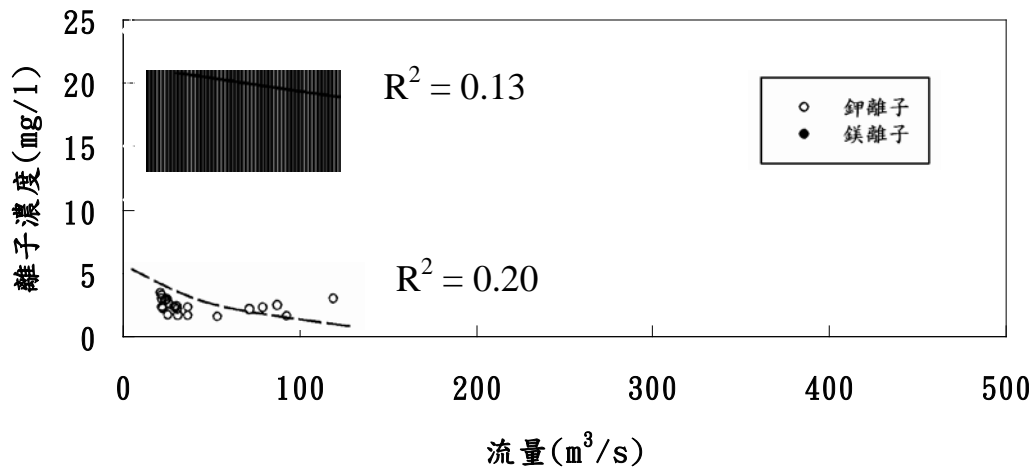


圖 7-4 鉀離子、鎂離子與流量關係

綜上結果所述，溪水流量與各溶解態離子濃度相關性不甚良好。當溪水流量與其溶解態離子濃度之間相關性不高時，代表溪水流量並非影響溶解態離子濃度的唯一主要原因，相反的，集水區內可能存在著許多外在營力的因素影響到溪水當中的溶解態離子濃度的升降，例如人為的開發導致酸雨污染溪水化性、地下水污染、地層滑動等。陳雄文等(1999)針對台灣地區雨水化學性質研究結果指出，台東地區無大型工業開發，硫酸根離子含量稀少(表 7-4)，雨水酸性低，因此雨水化性對溪水化性影響也較低。

表 7-4 台東地區雨水化學性質

測站	雨水 PH 值	硫酸根離子濃度 (%)
台東	5.01	2.51
全台平均值	4.83	4.12

\*資料來源為陳雄文等，1999。

本研究區在 2006 年 4 月的卑南地震、5 月珍珠颱風後地層滑動情形劇烈，崩塌面積增加。此時，大量流入河道中的崩塌物質都有可

能成為立即影響溪水化性因素。此外，地層滑動後未立即進入河道的崩塌物質，也可能停留在邊坡上，並被後續的地表逕流持續帶入河道中，會再對溪水化學性質造成持續性的影響(Lin et al., 2008; Chuang et al., 2008)。透過地震後枯水期與地震前 (2005 年 11 月至 2006 年 4 月) 的比較分析，顯示鈉離子與鉀離子的濃度增加，便有可能是受到河道中崩塌沉積物的持續影響。

### 7.3 與鄰近集水區之比較

另外藉由本研究區、以及鄰近之新武呂溪兩集水區流域涵蓋地層的差異，來探討在不同地質材料組成的情況下，其顆粒性總碳之變化。新武呂溪流域發源於卑南主山東側，位於本集水區北邊，與鹿野溪同為卑南溪支流。選取新武呂溪作為比較探討對象之原因在於，新武呂溪與鹿野溪同屬水利署之台東縣第八河川局之轄區範圍內，溪水樣品採集較方便，此外，兩流域之地理位置以及氣候條件類似，均位於台灣東南部之台東縣境內，也都發源自卑南主山，並西北向東南注入卑南溪。

因此從鹿野溪以及新武呂溪之顆粒性總碳含量(表 7-4)分析後發現，新武呂溪的顆粒性總碳含量，大體上是高於鹿野溪。就地質上的意義而言，鹿野溪集水區流域內之主要岩性分別為畢祿山層之板岩及千枚岩，以及大南澳片岩中的黑色片岩與綠色片岩。而新武呂溪集水區流域的組成岩性除了畢祿山層之板岩、千枚岩以及大南澳片岩中的黑色及綠色片岩外，還包括了 10km<sup>2</sup> 的大南澳片岩之大理岩層，約佔整個新武呂溪流域的 4%(呂名翔，2007)。當集水區內的母岩中含有各類型碳酸鹽岩或變質之的碳酸鹽岩，則大量的碳會從母岩中釋放至溪水當中，增加溪水顆粒性總碳含量(Veyssy et al., 1999)。此意義告知，岩性的組成差異性可能是導致顆粒性總碳含量不同的主要原因。

表 7-5 鹿野溪及新武呂溪顆粒性總碳含量比較

	鹿野溪, (%)	新武呂溪, (%)
2007/09	0.97	0.98
2007/10	0.99	1.02
2007/12	3.50	9.98
2008/01	4.12	4.74
2008/02	6.29	2.79
2008/03	4.66	6.25
2008/04	1.48	11.74
2008/05	0.89	0.51
2008/06	1.71	1.60
2008/07	0.96	3.52
2008/08	0.96	1.07
2008/09	0.81	1.00
2008/10	0.81	0.97
平均	2.17	3.55

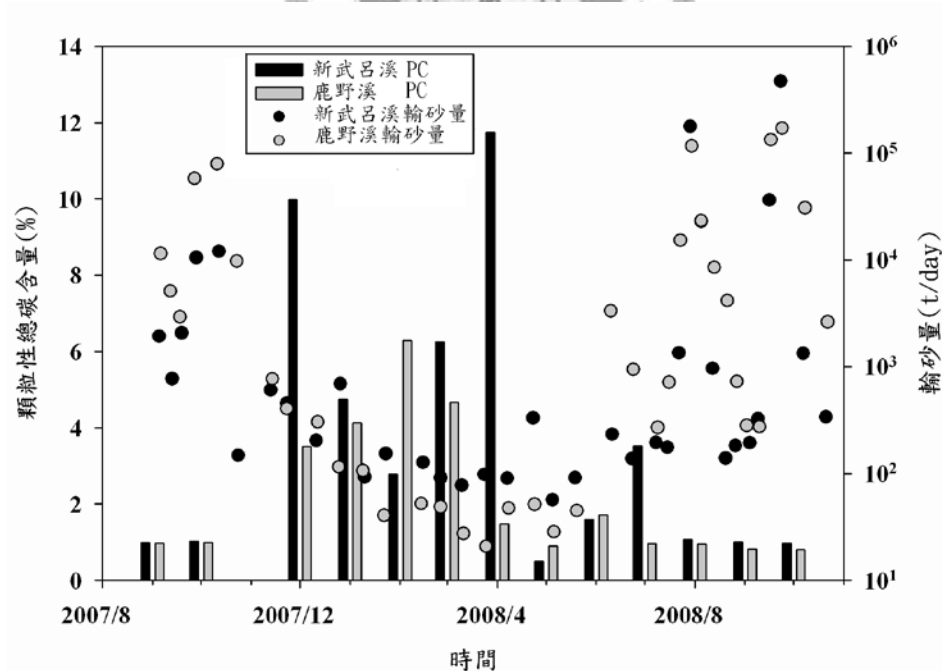


圖 7-5 鹿野溪與新武呂溪顆粒性總碳含量比較

## 第八章 結論

1. 本研究區地層滑動之崩塌率及新生率在 2006 年 4 月卑南地震後以及 5 月珍珠颱風後有升高之趨勢，而重現率則維持在 5% 左右。也即卑南地震以及珍珠颱風過後、地層滑動面積增加，舊有崩塌地也持續的活動。地層滑動面積大致是以小於  $2000\text{m}^3$  的小型崩塌為主，大致分布在高程 500m 左右。
2. 本研究區 2006 年的年輸砂量 27 百萬噸遠高於過去十年之年平均輸砂量 12.1 百萬噸，而豐水期與枯水期的平均輸砂量相差達 7 倍。此意義顯示，2006 年 4 月卑南地震過後可能導致研究區內地質材料鬆動，容易隨著雨水的沖刷流入河道中，導致輸砂量升高。
3. 大南澳片岩之崩塌率低於畢祿山層，主要與其岩石強度高於畢祿山層，而單位體積節理數低於畢祿山層有密切的關連性。
4. 溪水顆粒性總碳試驗結果顯示，豐水期總碳含量低於枯水期，而豐水期的總碳濃度比枯水期高。此意義顯示，雖然豐水期，溪水中的顆粒性總碳濃度高於枯水期，因為豐水期期間輸砂量大，因此顆粒性總碳含量較低。顆粒性有機碳試驗結果顯示，其百分比從 0.44% 升至 0.53，主要是源自於季節性變動的植被來源所供應。
5. 溪水主要溶解態離子濃度在卑南地震後之枯水期呈現上升的趨勢，其中鈉離子濃度增加幅度超過 1 倍，鉀離子濃度上升幅度也超過 20%。
6. 往後本研究之探討方向，可嚐試由顆粒性有機碳內之碳同位素含量進一步量化不同供應源所提供之數量，藉此強化溪水化學性質與集水區地質條件之關係。

## 參考文獻

### 中文部份

- 王執明 (1988) 大南澳群概論，地質會刊第 31 卷 1 期，4-40 頁。
- 任家弘 (2006) 福山森林集水區之輸砂與剝蝕速率研究，台灣大學地理環境資源研究所博士論文，共 146 頁
- 陳宏宇、林曉武 (2006) 溪水取樣及化學性質之分析工作期末報告，行政院農業委員會林務局，1-32 頁。
- 陳宏宇、林曉武(2007) 溪水取樣及化學性質之分析工作期末報告，行政院農業委員會林務局，1-48 頁。
- 陳宏宇、林曉武(2008) 溪水取樣及化學性質之分析工作期末報告，行政院農業委員會林務局，1-37 頁。
- 呂名翔 (2007) 新武呂溪流的山崩與輸砂量在地震與颱風事件中的相對應關係，國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，113 頁。
- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論:五十萬分之一台灣地質圖說明書，經濟部中央地質調查所。
- 林慶偉 (1996) 南縣和社地區崩塌地發育之地質影響因子，土工技術，第 57 期，5-16。
- 林世榮 (2001) 南投縣出水溪土石流之工程地質特性研究，國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，136 頁。
- 林孟龍、林俊全 (2003) 颱風對於蘭陽溪上游集水區懸移質生產特性的影響，地理學報，第 33 期，39-53。
- 林冠瑋 (2005) 陳有蘭溪流的山崩作用在颱風及地震事件中與河



流輸砂量之相對應關係，台灣大學地質科學系研究所碩士論文，共 130 頁。

紀權甯 (2007) 南段花東縱谷之新期構造研究—利吉斷層與鹿野斷層的活動特性，台灣大學地質科學系研究所碩士論文，共 84 頁。

袁承偉 (2007) 大漢河流域的山崩與輸砂量以及植生狀態在颱風事件中相對應關係，台灣大學地質科學系研究所碩士論文，共 124 頁。

莊善傑 (2005) 大甲河流域的山崩在颱風與地震事件中與地質環境之對應關係，台灣大學地質科學系研究所碩士論文，共 124 頁。

陳培源 (1963) 花蓮沙卡噹西及荖西溪產硬綠泥岩，台大地質系研究報告，10 期，11-27 頁。

陳肇夏 (1979) 台灣中部橫貫公路沿線地質，地質學會專刊 3 號，219-236 頁。

陳琨銘、陳宏宇 (1995) 地質材料之不連續面特性對於土石流災害之影響，第六屆大地工程學術研討會論文集，第 825 - 832 頁。

陳雄文、王正雄、鄭資英、簡宗昌、許元正、米文慧、胡雅容、李平泉、郭季華、徐美榕、董子棟、楊禮源 (1999) 台灣地區酸沉降物質調查研究期末報告，行政院環境保護署。

陳宜徽 (2005) 陳有蘭河流域山崩與植生狀態在颱風與地震事件之相對應關係，台灣大學地質科學系研究所碩士論文，共 149 頁。

連凱莉 (2009) 台灣小河川溶解性物質之區域性與季節性變化，台灣大學海洋研究所碩士論文，共 92 頁。

張麗旭(1962) 台灣北部漸新世地層隻雞魚小型有孔蟲之生物地層學

之研究，中國地質學會會刊第五號，47-64 頁。

張子瑩、徐美玲 (2004) 暴雨與地震觸發崩塌發生區位之比較以陳有蘭溪流域為例，地理學報，第 35 期，1-16。

齊士崢、陳文山、龔琪嵐 (2003) 鹿野溪與卑南溪的河階地與其新構造運動意義。環境與世界，8 期，1-23 頁。

顏滄波 (1960) 大南澳片岩地層學研究，地質調查所彙刊，12 號，53-60 頁。



## 英文部分

- Abramsky, S., McCusker, G., Moran, S.B.1., Charette, M.A., Pike, S.M., Wicklund, C.A. (1999) Differences in seawater particulate organic carbon concentration in samples collected using small- and large-volume methods: the importance of DOC adsorption to the filter blank. *Marine chemistry*, vol. 67, pp. 33-42
- Benda, L., Dunne, T. (1997) Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow, *Water resources research*, vol. 33, pp. 2849-2863.
- Brook, M., Martin, K., Brock, B. (2004) Rock strength and development of glacial valley morphology in the Scottish Highlands and northwest Iceland. *Geografiska Annaler*, vol. 86, pp. 225-234.
- Campbell, I. C., James, K., Hart, B., Devereaux, A. (1992) Allochthonous coarse particulate organic material in forest and pasture reaches of two south-eastern Australian streams. II Litter processing. *Freshwater Biology*, vol. 27, pp. 353–365.
- Carlson, C.A., Bates, N.R., Hansell, D.A., Steinberg, B.A.(2001) Carbon dioxide cycle. *Carbon Cycle*, vol. 1, pp. 399-400
- Caruso, B. S., Jensen, A. (2001) Effects of landslides on contaminant sources and transport in steep pastoral hill country. *New Zealand Hydrological Society*, vol. 39, pp. 127-154.
- Chakrapani, G., Saini, R. (2009) Temporal and spatial variations in water discharge and sediment load in the Alaknanda and Bhagirathi Rivers in Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Science*, vol. 35, pp545-553.

- Chen, J., Wang, F., Xia, X. (2002) Major element chemistry of the Changjiang (Yangtze River). *Chemical Geology*, vol. 181, pp. 231-255.
- Chen, Z., Li, J., Shen, H., Wang, Z. (2000) Yangtze River of China: historical analysis of discharge variability and sediment flux. *Geomorphology*, vol. 77, pp. 77-91
- Coyne, A. (2005) Distribution of small mountainous rivers to particulate organic carbon input in the Bay of Biscay. *Biogeochemistry*, vol. 74, pp. 151-171.
- Coppus, R., Imeson, C. (2001) Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semi-arid sub-andean valley. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 27, pp. 1365-1375.
- Corominas, J., (1996) The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal* 33, 260–271.
- Chuang, S.C., Chen, H., Lin, G.W., Lin, C.W., Chang C.B.(2007). Increase in basin sediment yield from landslides in storms following major seismic disturbance. *Engineering Geology*, vol. 103, pp. 59-65
- Dadson, S.J., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.H., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J., Stark, C.P. (2004) Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology* Vol 8, pp733-736.
- Delparte, D., Jamison, B., Waters, N. (2008) Statistical runout modeling of snow avalanches using GIS in Glacier National Park, Canada. *Cold region Science and Technology*, vol. 54, pp. 183-192.
- Douglas, T. (2006) Seasonality of bedrock weathering chemistry and CO<sub>2</sub> consumption in a small watershed, the White River, Vermont.

- Chemical Geology, vol. 231, pp. 236-251.
- Devoli, A., Fabio, V., Blasio, A. (2008) Statistical Analysis of Landslide Events in Central America and their Run-out Distance. *Geotechnical and Geological Engineering*, vol. 27, pp. 23-42.
- Duan, N. (1983). Smearing estimate: A non-parametric retransformation method. *Journal of American Statistical Association*, vol. 78, pp. 605-610.
- Gaillardet, J., Dupre', B., Louvat, P. (1999). Global silicate weathering and CO consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, vol. 159, pp. 3-30.
- Galewsky, J., Stark, C. P., Dadson, S., Wu, C. C., Sobel, A. H., Horng, M. J.. (2006) Tropical cyclone triggering of sediment discharge in Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111
- Galy, A., France-Lanord, C., (1999). Weathering processes in the Ganges–Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology*, vol. 159, pp. 31-60.
- Gamble, C. (1971) Durability–plasticity classification of shales and other argillaceous rocks. PhD Thesis, University of Illinois, Urbana.
- Gardner, R., Walsh, N. (1996). Chemical weathering of metamorphic rocks from low elevations in the southern Himalaya. *Chemical Geology*, vol., 16, pp. 161-176.
- Guzzetti, F., Mauro, C., Paula S., (2004). Landslide triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province. *Engineering Geology*, vol. 73, pp. 229-245.
- Havel, M., Cernya, J. (1999). Longitudinal patterns of stream chemistry in a catchment with forest dieback. *Czech Republic Environmental*

- Pollution, vol. 104, pp. 157-167.
- Hilton, R., Galy, A., Hovius, N. (2008). Riverine particulate organic carbon from an active mountain belt: Importance of landslides. *Global Biogeochemical Cycle*, vol. 22. pp.1017-1029.
- House, W.A., Warwick, M.S. (1998). Hysteresis of the solute concentration / discharge relationships in rivers during storms. *Water Res*, vol. 39, pp. 2279-2290.
- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A. (1997). Sediment flux from an active mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, vol. 25, pp. 231-234
- Hovius, N., Stark, P., Chu, H.T., Lin, J.C. (2000) Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology*, vol. 108, pp. 73-89.
- Hungr, O., Evans, S. (2004) Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America*, vol. 116, pp. 1240-1252.
- Ikeya, H. (1981). A method of designation for area in danger of debris flow. *Civil Engineering Journal*, vol. 23, pp. 46-51.
- Ittekkot V. (1988). Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. *Nature*, vol. 332, pp. 436-438.
- 436–438.
- Kao, S. J., Liu, K.K. (2001). Estimating od suspended load by using the historical hydrometric record from Lanyang river watershed. *TAO*, pp. 401-414.
- Kazue, T. (2005). Green-tuff landslide areas are beneficial for rice nutrition in Japan. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, vol. 78,

pp. 749-763.

Keefer, D. K. (2000). Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution —the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, vol. 58, pp. 231–249.

Khazai, b., Sitar, N. (2003) Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by chi-chi earthquake and comparison with the Northridge events, *Engineering Geology*, vol. 71, pp. 79-95..

Koi, T., Hotta, N., Ishigaki, I., Matsuzaka, N., (2008) Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: The Tanzawa region, Japan. *Geomorphology*, vol. 101, pp. 692-702.

Lasaga, C., Soler, M., Ganor, J., Burch, E., Nagy, L., (1994) Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 58, pp.2361-2386.

Li, H. (1976) Denudation of Taiwan island since the pleistocene epoch. *Geology*, vol. 4, pp. 105-107.

Lied, K., Toppe, R. (1989). Calculation of maximum snow avalanche run out distance by use of DTM. *Annals Glacial*, vol. 13, pp. 164-169.

Likens G., Bormann F., Johnson N., Fisher D., Pierce S. (1970). Effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook Watershed-Ecosystem. *Ecological Monographs*, vol.40, pp.23–47.

Lin, R. G., Etcheber, H. (1994) Variations of the suspended matter and the particulate organic carbon in the entry of the Gironde Estuary, France. *Chinese Journal of Oceanology*, vol. 12, pp.54–60.

- Lin, C.W., Shieh, C.J., Yuan, B.D., Shieh, Y.C., Huang, M.L., and Lee, S.Y. (2004) Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering Geology*, vol. 71, pp. 49-61.
- Lin, G. W., Chen, H., Hovius, N., Horng, M. J., Dadson, S., Meunier, P. Lines, M. (2008) Patterns and rates of landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchment caused by a sequence of tropical cyclones and earthquakes: Chenyulan River, Taiwan. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol.33, pp.1354-1373.
- Lin, G. W., Chen, H., Chen, Y. H., Horng, M. J. (2008) Influence of typhoons and earthquakes on rainfall-induced landslides and suspended sediments discharge. *Engineering Geology*, vol.97, pp.32-41
- Ludwig, W., J-L. Probst, Kempe, S. (1996). Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 10, pp. 23-41.
- Meybeck M., Cauwet G., Dessery S., Somville M., Gouleau D. Billen G. (1988) Nutrients (organic C, P, N, Si) in the eutrophic river Loire and its estuary. *Estuar. Coast. Shelf*, vol. 27, pp. 595–624.
- Miao T., Liu Z., Niu Y., Ma C. (2001) A sliding block model for the runout prediction of high-speed landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 38, pp. 217-226.
- Mikos, M., Fazarinc, R., Ribi, M. (2006) Sediment production and delivery from recent large landslides and earthquake-induced rock falls in the Upper Soča River Valley, Slovenia. *Engineering Geology*,



vol. 26, pp. 198-210.

Milliman, J. D., Syvitski, J. P. M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the Ocean: The importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, vol. 100, pp. 525-544.

Mukhlisin, M., Kosugi, K., Mizuyama, T. (2006) Effects of Soil Porosity on Slope Stability and Debris Flow Runout at a Weathered Granitic Hillslope. *Soil Science Society of America*, vol. 5, pp. 283-295

Nédeltcheva, T. H., Piedallu, C., Gégout, J.C. (2006). Influence of granite mineralogy, rainfall, vegetation and relief on stream water chemistry (Vosges Mountains, north-eastern France). *Chemical Geology*, vol. 231, pp. 1-15.

Ogunsanwo, O. (1993) Anisotropic strength properties of a quartz schist saprolite. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 48, pp. 89-99.

Okada, Y., Ochiai, H., Kurokawa, U., Asana, S. (2008) A channelised long run-out debris slide triggered by the Noto Hanto Earthquake in 2007, Japan. *Landslides*, vol. 5, pp. 235-239

Pearce, A.J., Watson, A.J., (1986). Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period. *Geology*, vol. 14, pp. 52-55.

Lu, P., Wang, J. (2003) Seasonal Water Discharge and Sediment Load Changes in the Upper Yangtze, China. *International Mountain Society*, vol. 23, pp. 56-64.

Qin, J., Huh, Y., Edmond, J., (2006). Chemical and physical weathering in the Min Jiang, a headwater tributary of the Yangtze River. *Chemical Geology*, vol. 227, pp. 53-69.

- Raymo, M. E., Ruddiman, W.F. Froelich, P.N., (1988). The influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, vol. 16, pp. 649-653.
- Reinhardt, K. S. (2008). Effects of catastrophic flooding on stream biogeochemistry in a headwater stream in Shenandoah National Park, USA. *Hydrological Processes*, vol. 22 , pp. 3759–3771.
- Rodriguez, M., Gutierrez, M., Alonso, M. (2008) Relationship between cleavage orientation, uniaxial compressive strength and Young's modulus for slates in NW Spain. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 67, pp181-186.
- Ryu, J., Lee, K.S. (2008). Chemical weathering of carbonates and silicates in the Han River basin, South Korea. *Chemical Geology* vol. 247, pp. 66-90.
- Siegenthaler, U., Sarmiento, J.L., (1993). Atmospheric carbon dioxide and the oceans. *Nature*, vol. 365, pp. 119-125.
- Svirezhev, Y.M., Svirejeva, A. (2008). The model of longterm evolution of carbon cycle. *Ecological modeling*. Vol. 216, pp. 114-126
- Smolders., A. J. P., Hudson-Edwards, A.K., Van der Velde, C. (2004). Controls on water chemistry of the Pilcomayo river (Bolivia, South-America). *Applied Geochemistry*, vol. 19, pp. 1745-1758.
- Stallard, R. F., Edmond, J.M. (1983). Geochemistry of the Amazon . The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophys*, vol. 88, pp. 9671-9688.
- Stallard, R. F. (1998). Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global Biogeochem.Cycles*, vol.12, pp. 231-257.

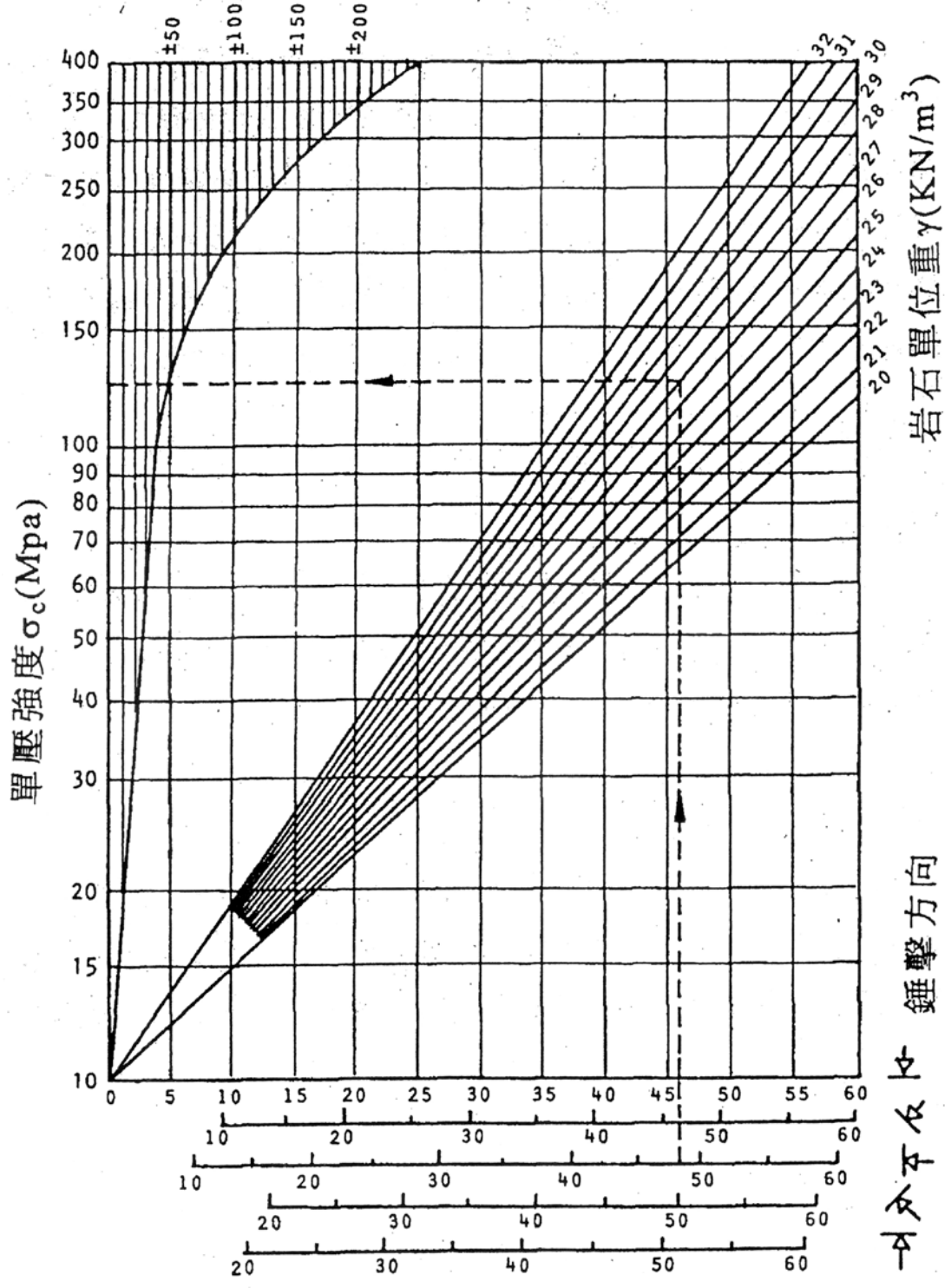
- Stummeyer, J., Marchig, V., Knabe, W. (2002). The composition of suspended matter from Ganges–Brahmaputra sediment dispersal system during low sediment transport season. *Chemical Geology*, vol. 185, pp. 125-147.
- Tang, C.L., Lin, L.M., Angelier, J. (2009). The Tsaoling landslide triggered by the Chi-Chi earthquake, Taiwan: Insights from a discrete element simulation, *Engineering Geology*, vol. 106, pp. 1-19
- Tazaki, K.(2006) Green-tuff landslide areas are beneficial for rice nutrition in Japan. *Anais da Academia Brasileira De Ciencias*, vol. 78, pp. 749-763.
- Thorp, J. H. DeLong, D. (1994) The riverine productivity model: an heuristic view of carbon sources and organic processing in large river ecosystem. *Oikos*, vol. 70, pp. 305–308.
- Toy, J., Foster, R., Renard, G. (2002) *Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control*, New York: John Wiley & Sons.
- Vandre, B. C. (1985). Rudd creek debris flow. Utah Water Research Laboratory, Utah State University, pp. 117-131.
- Veyssy, E., Etcheber, H., Lin, R.G., Buat-Menard, P. (1999). Seasonal variation and origin of Particulate Organic Carbon in the lower Garonne River at La Reole. *Hydrobiologia*, vol. 391, pp. 113-126.
- Willenberg, H., Eberhardt, E., Loew, S., Mcdowgall, S. (2009) Hazard assessment and runout analysis for an unstable rock slope above an industrial site in the Riviera valley, Switzerland. *Landslides*, vol. 6, pp. 101-106.
- Wu, Y., Zhang, J., Liu, S.M., Zhang, Z.F. (2007). Sources and distribution of carbon within the Yangtze River system, *Estuarine. Coastal and*

- Shelf Science, vol.71, pp. 13-25.
- Xu, Z., Liu, C.Q. (2007). Chemical weathering in the upper reaches of Xijiang River draining the Yunnan–Guizhou Plateau, Southwest China. *Chemical Geology*, vol.239, pp. 83–95.
- Yeakley J., Argo B., Coleman D., Deal J., Haines B., Kloeppel B., Meyer J., Swank W., Taylor S. 2003. Hillslope nutrient dynamics following upland riparian vegetation disturbance. *Ecosystems*, vol. 6, pp. 154–167.
- Yuan, F., Miyamoto, S., Anand, S. (2007). Changes in major element hydrochemistry of the Pecos River in the American Southwest since 1935. *Applied Geochemistry*, vol. 22, pp. 1798-1813.
- Zhang, Y., Liu, S., Zhang, Z., Yao, Q., Hong, G. (2007). Sources and distribution of carbon within the Yangtze River system, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 71, pp. 13-25.
- Zhanga, S., Lua, X.X., Sun, H., Han, J., Higgitta, D.L. (2009). Major ion chemistry and dissolved inorganic carbon cycling in a human-disturbed mountainous river (the Luodingjiang River) of the Zhujiang (Pearl River), China. *Science of the Total Environment*, vol. 407, pp. 2796-2807.
- Nwokedi, G., Obodo, G., Nwankwo, S (1991) Pollution chemistry of the river Niger and its tributaries: Characteristics of industrial waste effluents. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, vol. 48, pp. 441-448

# 附錄一 施密特錘試驗換算單壓強度表

(摘錄自 Barton, 1976)

大部份岩石強度之離散程度(Mpa)



Schmidt hardness - Type L hammer.

## 附錄二 單位體積節理數估算

將野外露頭量測的節理數，依照 ISRM(1981)的規範，進行單位體積節理數的估算，計算的公式如下：

$$J_V = \frac{N_1}{L_1} + \frac{N_2}{L_2} + \frac{N_3}{L_3} + \dots + \frac{N_n}{L_n}$$

$J_V$ ：單位體積節理數。

$L_n$ ：垂直地層走向之第n組節理面的調查長度，介於 5m至 10m間。

$N_n$ ：第n組節理面在調查長度 $L_n$ 中的條數。



## 附錄三 自然物理性質試驗方法

### 1.含水量(Water content)

含水量為待測試體中所含的水份重量，相對於試體乾重之比值，通常以百分比來表示。參照 ISRM(1981)的建議試驗規範，試驗方法如下：

- (a)準備非侵蝕性的乾淨容器並予以秤重，紀錄其重量值 $W_1$ 。
- (b)選取具代表性的岩石樣品至少 50 g 以上，並且其體積需大於其最大顆粒粒徑的 10 倍以上。
- (c)將選取的樣品放入上述已經秤重過的容器，再次予以秤重，紀錄其重量值 $W_2$ 。
- (d)將岩石樣品連同容器一同放入烤箱中，以 105°C 持續熱烘乾 4 小時。
- (e)將烘乾後過的岩石樣品連同容器從烤箱取出，至入乾燥箱中冷卻 30 分鐘後，在一起秤重，紀錄其重量值 $W_3$ 。
- (f)利用下列公式計算岩石樣品的含水量：

$$\omega(\%) = \frac{W_2 - W_3}{W_3 - W_1} \times 100 = \frac{W_2 - W_3}{W_3 - W_1} \times 100$$

### 2.乾單位重(Dry unit weight)

乾單位重為單位體積內的試體總重與總體積之比值。試驗方法是將野外採回的樣品先烘乾再秤重，然後利用阿基米得原理求得試體的體積；將烘乾的樣品重除以試體體積，即可得到試體乾單位重。其計算公式如下所示：

$$\gamma_d = \frac{W_d}{V}$$

其中 $\gamma_d$ 為乾單位重， $W_d$ 為樣品烘乾後的重量， $V$ 為樣品體積，本研究以阿基米得原理求得各不規則樣品之體積。

### 3. 孔隙率(Porosity)

孔隙率為試體中之空隙體積與試體總體積的比值，通常以百分比來表示，試驗方法參照 ISRM(1981)所提出利用飽和度的觀念來量測不規則試體的孔隙率，試驗方法如下：

- (a) 準備非侵蝕性的乾淨容器並予以秤重，紀錄其重量值  $W_1$ 。
- (b) 選取具代表性的岩石樣品至少 50 g 以上，並且其體積需大於最大顆粒粒徑的 10 倍以上，並用水將表面的灰塵清除乾淨。
- (c) 將選取的樣品浸泡於水中至少 1 小時以上，並且不斷攪拌以去除岩石樣品中的空氣。
- (d) 將泡水後的樣品取出，並用濕布擦乾試體表面多餘的水份，然後將其放入上述已經秤重過的容器中，再次予以秤重，紀錄其重量值  $W_2$ 。
- (d) 將岩石樣品連同容器一同放入烤箱中，以  $105^{\circ}\text{C}$  持續熱烘乾 4 小時。
- (e) 將烘乾後過的岩石樣品連同容器從烤箱取出，至入乾燥箱中冷卻 30 分鐘後，在一起秤重，紀錄其重量值  $W_3$ 。
- (f) 利用下列公式計算岩石樣品的孔隙率：

$$\square\square\square\square V_v = \frac{\langle\langle(W_2 - W_1) - (W_3 - W_1)\rangle\rangle}{\rho_w}$$

$$\square\square\square\square (\%) = \frac{\square\square\square\square V_v}{\square\square\square\square V}$$

其中  $\rho_w$  為水的密度，樣品體積的試驗方法同上述 2. 乾單位重。



#### 附錄四 消散耐久性試驗方式

本研究之消散耐久性試驗，主要參考 Franklin and Chandra(1971) 以及 ISRM(1981)所提出之標準試驗規範，其試驗方式如下：

- (1) 選取 10 個重量在 40 ~ 60 g 間，外型 近乎圓形、無稜角的乾糙試體，且試體總重量需維持在 450 ~ 550 g 間。另外，試體之最大粒徑不得超過 3mm。
- (2) 將試體置入直徑 140mm，高 100mm，網孔 2mm 的乾淨金屬滾筒中，一同置於 105°C 的烘箱中烘乾 2 ~ 6 個小時後，予以冷卻秤重。所得之重量 A 為乾燥的滾筒及試體總重。
- (3) 蓋上滾筒頂蓋，連同試體一併置於消散耐久試驗儀中，加入 20°C 的水至離滾筒軸下方 20mm 處，以每分鐘 20 轉的速度持續轉動 10 分鐘。
- (4) 將滾筒連同試體一起取出，打開滾筒頂蓋後，同樣置入 105°C 的烘箱中烘乾 2 ~ 6 小時後秤重，所得之重量 B 為滾筒與殘餘試體之總重量。
- (5) 重複步驟(3) ~ (4)，求得第二階段的滾筒與殘餘試體重量 C。
- (6) 將試體移除並將滾筒清洗乾淨後，秤得其重量 D。
- (7) 利用以下公式計算第一階段消散耐久指數( $Id_1$ )與第二階段消散耐久指數( $Id_2$ )。

$$\text{第一階段消散耐久指數}(Id_1) = (B-D) / (A-D) \times 100 \%$$

$$\text{第二階段消散耐久指數}(Id_2) = (C-D) / (A-D) \times 100 \%$$

## 附錄五 點荷重試驗方法

本研究之點荷重試驗參照 ISRM(1985)建議規範進行，試體皆為現地採集的不規則岩石塊體，試驗方法與計算公式如下所示：

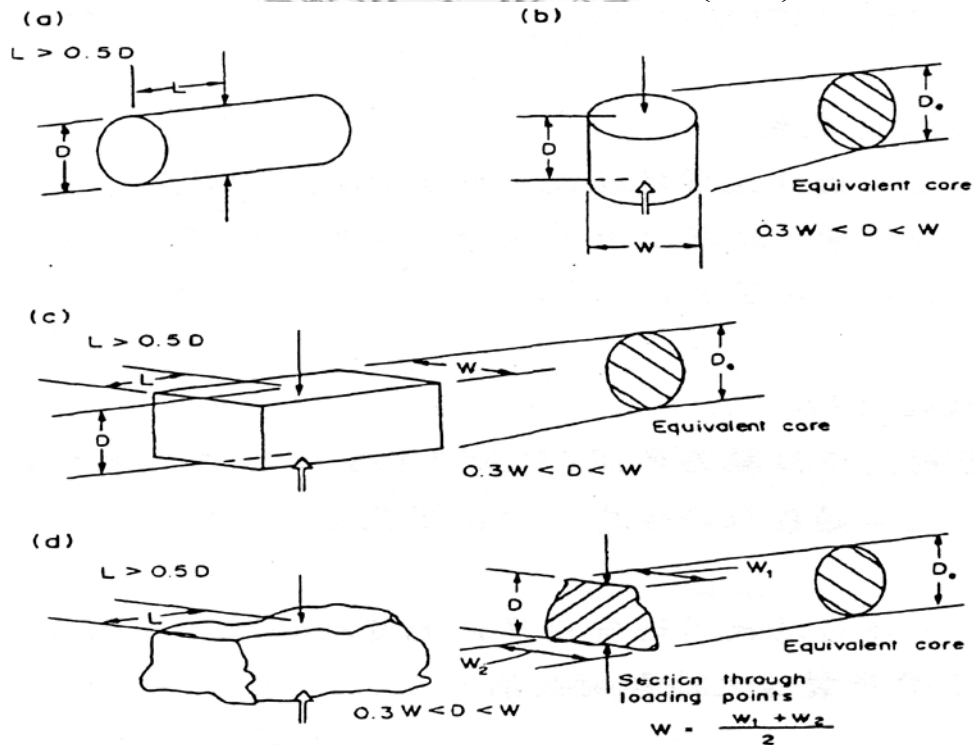
試驗方法與換算公式：

- (a)量測並紀錄岩塊試體的寬度  $W$ 。
- (b)量測岩塊試體的厚度  $D$ ，然後將試體置於點荷重試驗儀器的中心軸線位置。
- (c)開始穩定加壓，使試體在 10 至 60 秒內破壞，並且確定試體符合建議規範的破壞型式後，紀錄其發生破壞時的壓力值  $P$ 。
- (d)將  $P$  值帶入  $I_s = P/De^2$ ，其中  $De$  為試體相對之圓柱型直徑長度，可以由下列公式換算求得：

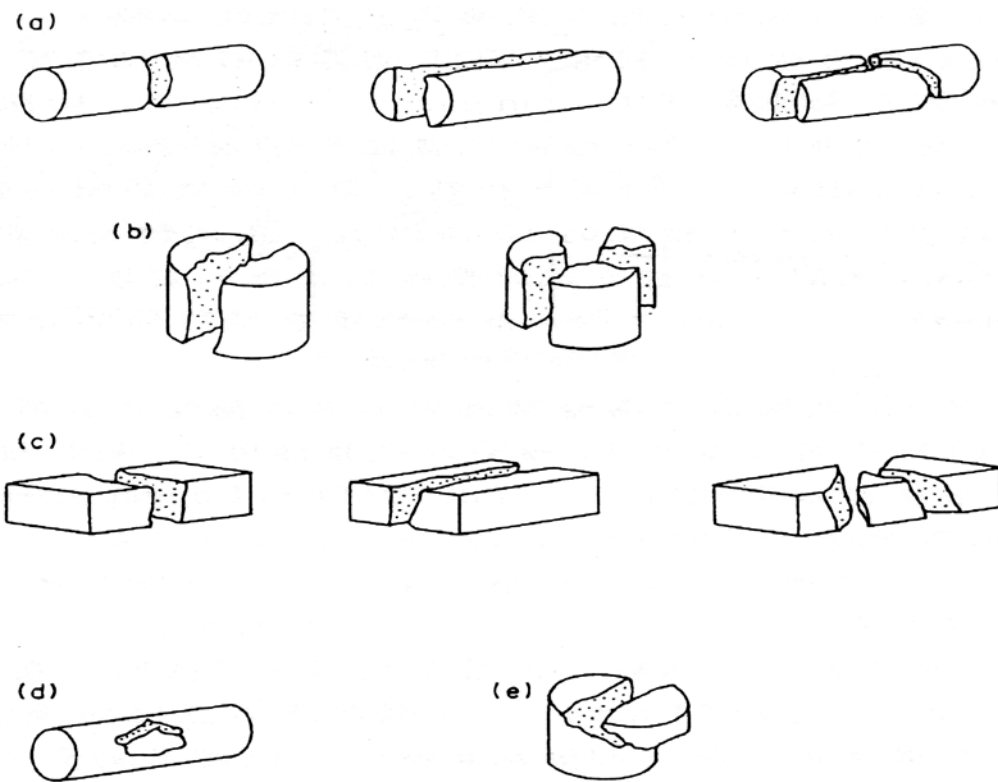
$$De^2 = D^2 \quad (\text{適用於徑向試驗})$$

$$= 4A / \pi \quad (\text{適用於軸向、塊體、不規則塊體試驗}), A = W \times D$$

- (e)最後利用尺寸修正的方式，將  $I_s$  值加以修正後就得到點荷重強度指數  $I_{s(50)} = F \times I_s$ ，本研究採用尺寸修正因子  $F = \left(\frac{D_e}{50}\right)^{0.45}$



點荷重試驗試體型式規範 (摘錄自 ISRM, 1985)



點荷重試驗試體破壞示意圖，(a)~(c)為正確的破壞型式，  
(d)和(e)為不正確的破壞型式 (摘錄自 ISRM, 1985)

## 附錄六 顆粒性總碳試驗方法

首先將採集回來的水樣進行過濾，以得到河水中的懸浮沉積物。過濾出之懸浮沉積物放入烘箱中以 60°C 持續烘乾兩個星期，在實驗進行前取出研磨，再取樣其中的 0.25 克，放置於陶製燃燒船中，以碳硫分析器(LECO SC-444)進行分析。LECO SC-444 乃利用電阻產生熱能之陶製管狀恆溫電阻式燃燒爐，最高溫達 1500°C，並可針對實驗之不同需求進行溫度調節，本研究將試驗溫度設定於 1350°C。碳硫分析器當中的管狀燃燒室，在此高溫下燃燒樣品，生成二氧化碳氣體，經儀器內之非色散紅外光光度計(Non-dispersive infrared; NDIR)之偵測，因不同氣體對於紅外光有不同吸收波長，當燃燒產生二氧化碳通過偵測器，特定波長之光源便會被吸收。經過 LECO 碳標準品(%C=1.26±0.04)之校正定量後，便可計算出樣品中之顆粒性碳含量(在懸浮沉積物中所佔之百分比)，並進一步計算出顆粒性碳在河流中的濃度。每五個樣品穿插執行一個碳標準品的測量，確認其誤差在標準品提供之範圍內，以確保 LECO 內設定之檢量線之正確性。

## 附錄七 顆粒性有機碳試驗

取已經研磨之沉積物標本約 2.5 克，裝置於 50ml PE 塑膠離心管當中，加入 2 N HCl 的酸液以去除樣品中無機碳酸鈣( $\text{CaCO}_3$ )。樣品浸泡 6 小時，使用離心機在 4000 rpm 的條件下離心 15 分鐘之後，用吸量管將上層酸液吸出後，再將去離子水(D.I.W)注入離心管中至 50ml，讓去離子水與沉積物充分混攪，然後再離心，重複相同步驟 4 次，將酸液完全去除。洗淨後的樣品置入冷凍庫中使其呈現冷凍狀態，再置入冷凍乾燥機中乾燥 7 日，並將乾燥後樣品儲存於 PE 塑膠瓶中靜置。上述之試驗步驟結束後，剩下之沉積物便已完全去除無機碳酸鈣成份。待分析之日，將其取出，於實驗進行前進行研磨，再取樣其中的 0.25 克，同樣放置於陶製燃燒船中，以碳硫分析器(LECO SC-444)進行分析之。之後試驗步驟則同於附錄六之顆粒性總碳試驗流程。



## 附錄八 輸砂量估算公式

### 年度輸砂量估算方法

類 型	方法名稱(參考文獻)	計算公式
平均 法	年平均法( $E_{AVG}$ ) (Cohn, 1995)	$E_{AVG} = \frac{365}{n} \sum_{i=1}^n Q_{si}$
	月權重平均法( $E_{MON}$ ) (Dadson, 2004)	$Q_{si} = 86400 \frac{C_i}{1 \times 10^6} Q_i$
率 定 曲 線 法	一般率定曲線法 ( $E_{RC}$ ) (Cohn, 1995 ; Walling, 1977)	$E_{MON} = \frac{365}{12} \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{1}{m_i} \sum_{j=1}^{m_i} Q_{sij} \right)$
	無參數率定曲線法 ( $E_{SM}$ ) (Duan, 1983)	$E_{RC} = \frac{365}{n} \sum_{i=1}^n k Q_{wi}^b$

$$E_{SM} = \frac{365}{d} \sum_{i=1}^n 10^k Q_w^b 10^c$$

$$c = \log \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 10^{e_i} \right)$$

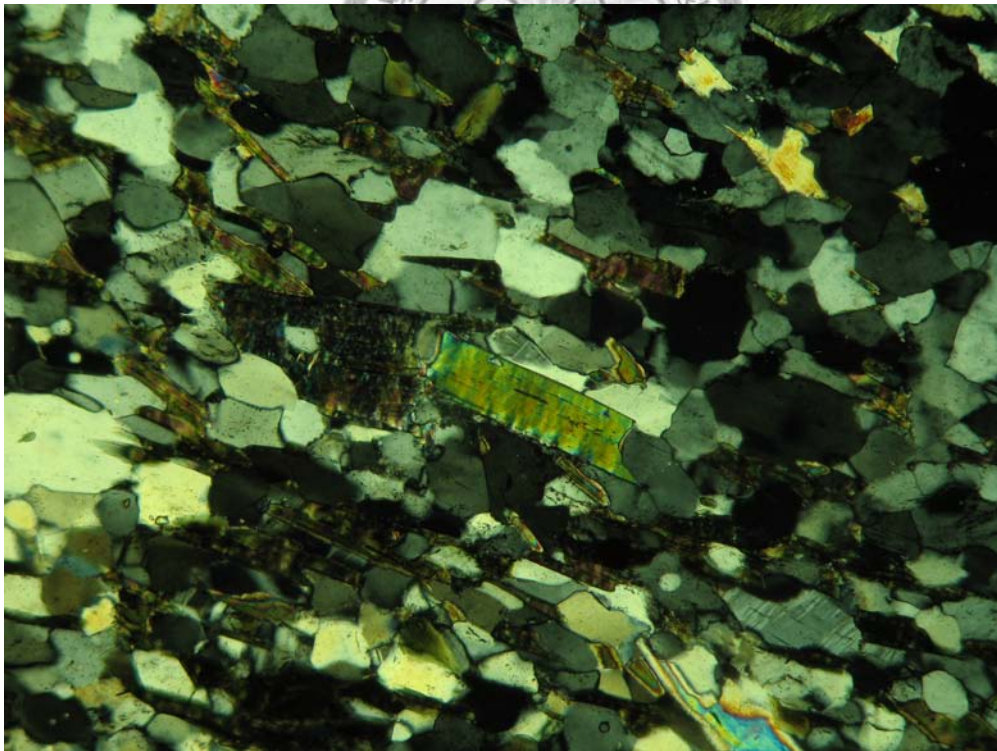
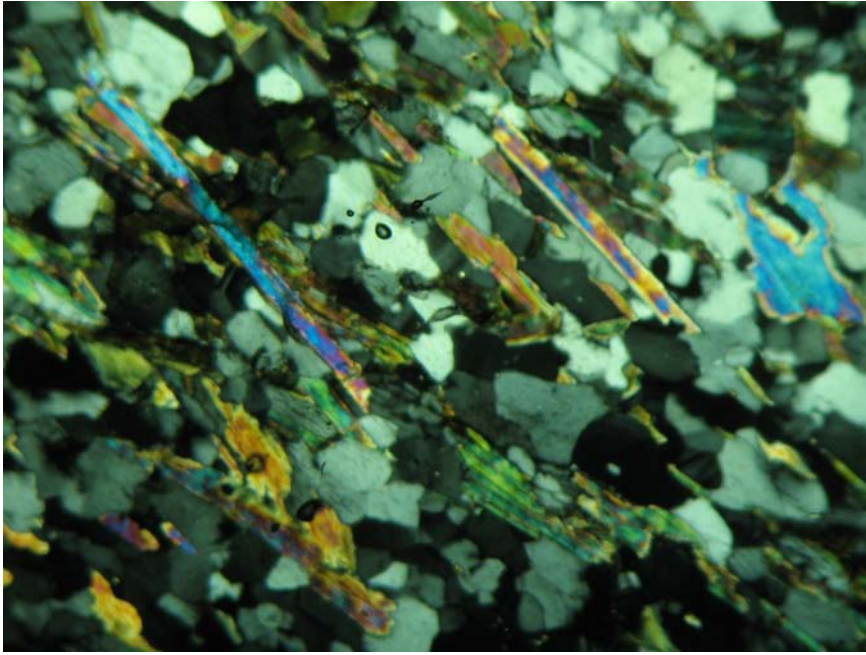
附錄九 溶解態離子濃度表

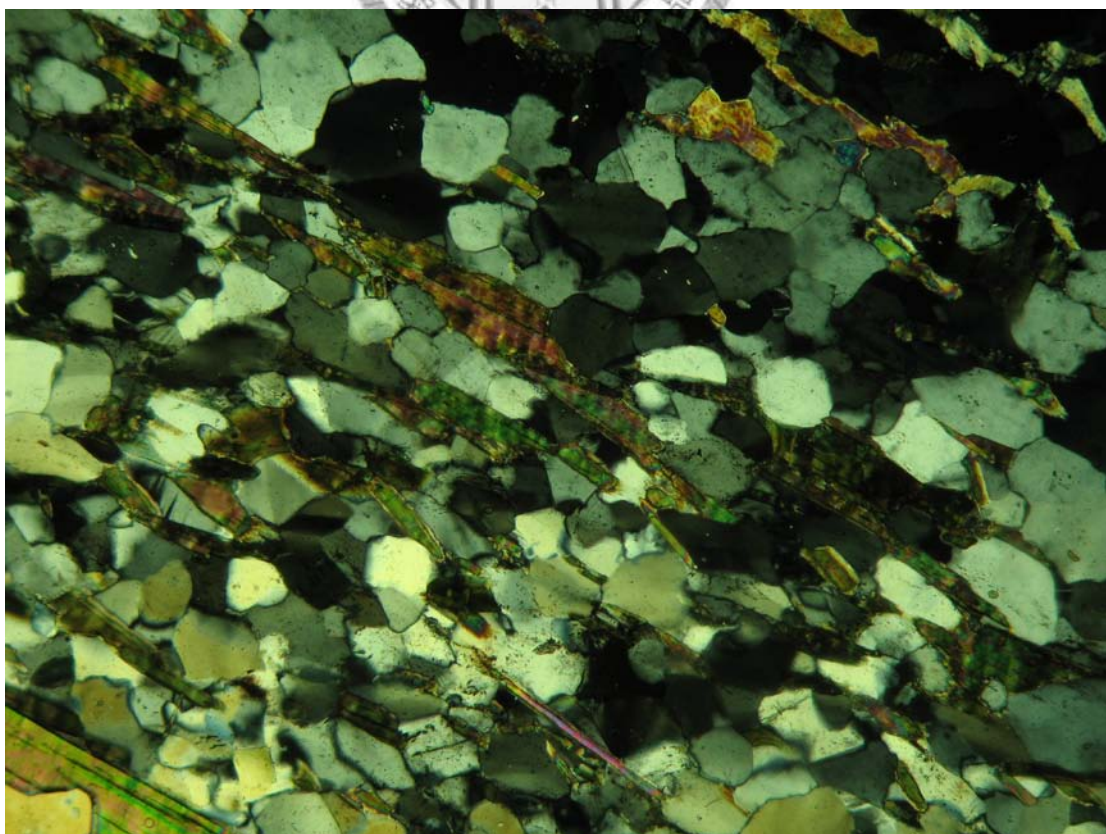
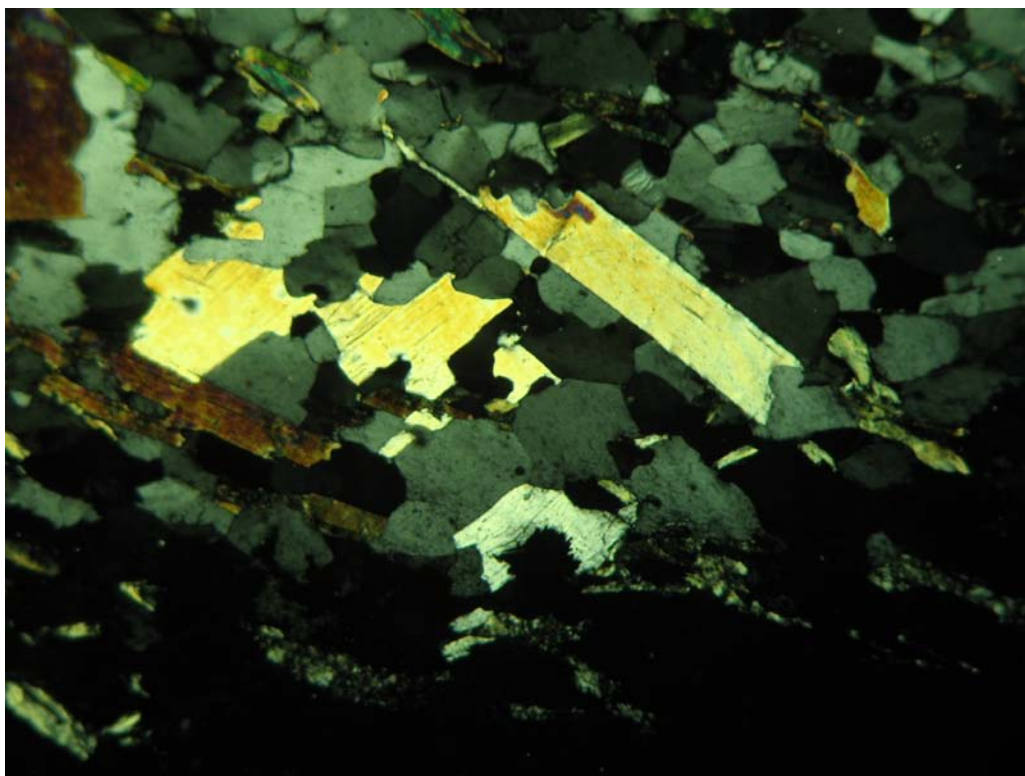
	硫酸根 (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )μM	鈉離子 (Na <sup>+</sup> )mg/L	鉀離子 (K <sup>+</sup> )mg/L	鎂離子 (Mg <sup>2+</sup> )mg/L
2005/11	1034	10.4	2.7	14.5
2005/12	1099	11.7	2.6	12.2
2006/01	1192	12.9	2.7	16.2
2006/02	1213	15.8	2.8	16.2
2006/03	1148	21.2	3.0	16.7
2006/04	1311	10.7	2.8	18.3
2006/05	1221	7.9	2.9	16.6
2006/06	1063	4.4	3.2	14.9
2006/07	910	5.3	3.5	13.1
2006/08	889	5.9	2.5	14.9
2006/09	809	6.4	1.9	12.2
2006/10	929	10.0	2.0	13.9
2006/11	981	11.5	2.0	14.3
2006/12	1060	18.5	3.3	16.2
2007/01	1120	19.3	3.4	16.7
2007/02	1110	36.7	3.8	16.9
2007/03	1173	38.4	4.0	16.4
2007/04	1303	38.6	3.5	18.0
2007/05	1326	35.8	3.4	16.9
2007/06	1513	15.0	2.6	20.1
2007/07	1414	24.2	2.7	19.8
2007/08	1025	10.8	2.7	14.6
2007/09	956	5.2	1.9	13.7
2007/10	878	4.5	2.7	13.1
2007/11	991	9.2	2.0	13.7
2008/01	1016	14.4	2.6	16.0
2008/02	1066	17.1	2.7	17.3
2008/03	1100	21.6	3.0	17.7
2008/04	1258	21.5	3.1	17.9
2008/05	1395	20.4	2.9	18.6
2008/06	1170	8.4	2.1	20.1
總平均	1118	15.9	2.8	16.0

## 附錄十 礦物薄片照片

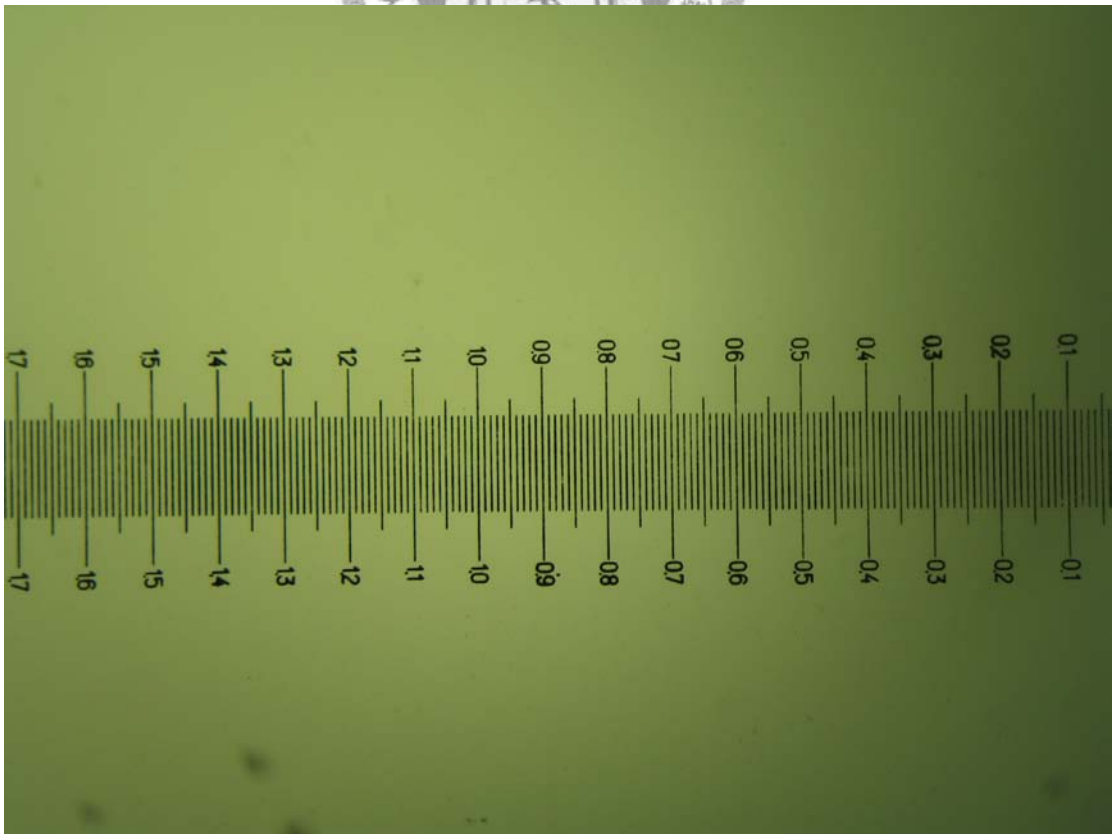
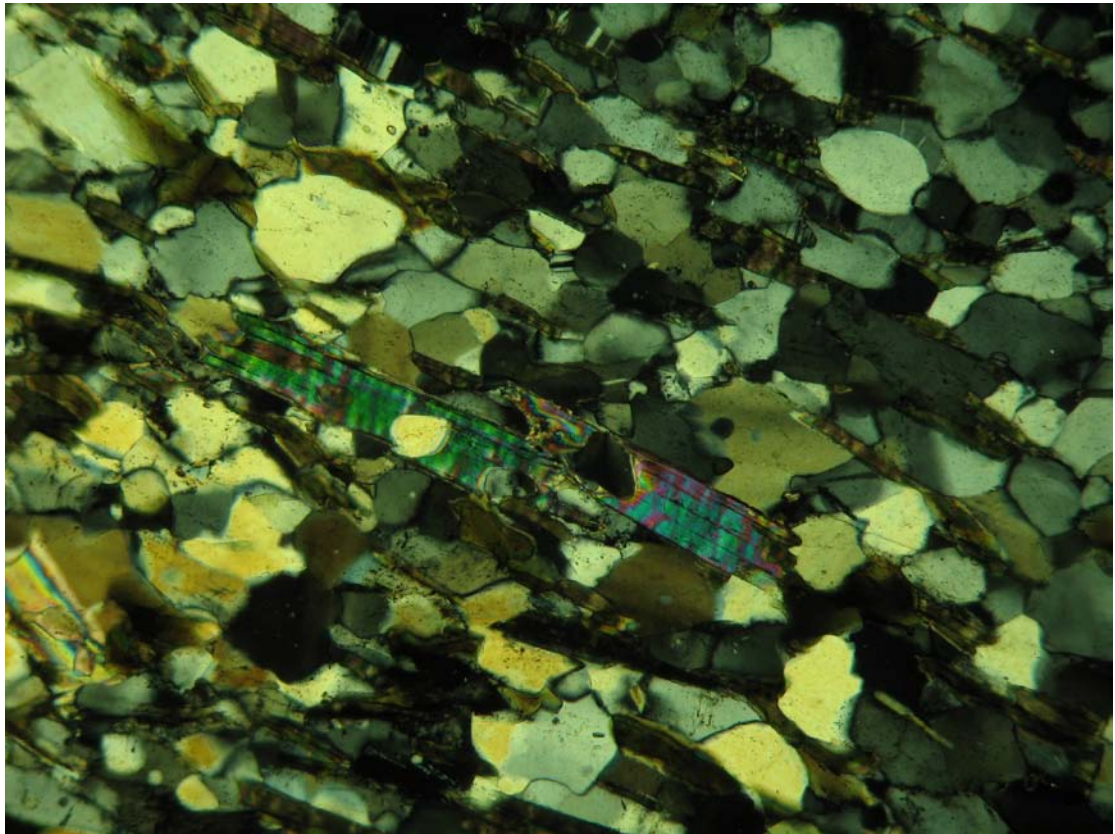












## 附錄十一 山崩判釋成果圖

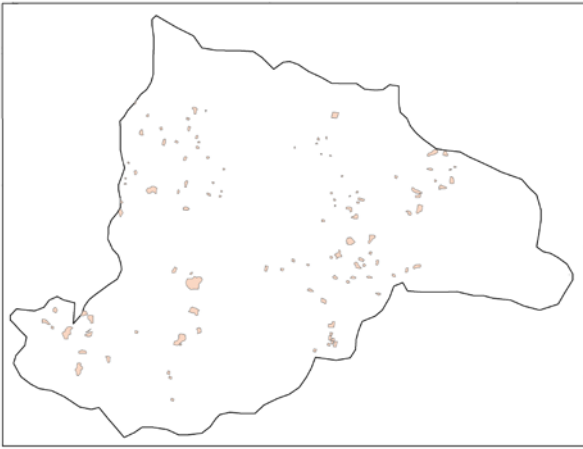
圖 1 2006 年卑南地震前

圖 2 2006 年卑南地震後

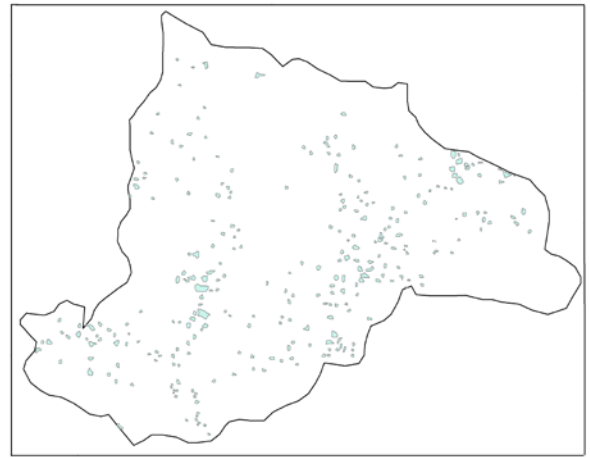
圖 3 2006 年珍珠颱風後

圖 4 2007 年韋帕颱風後

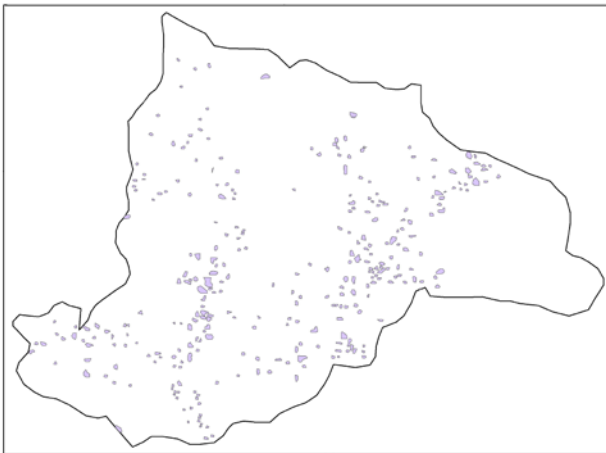




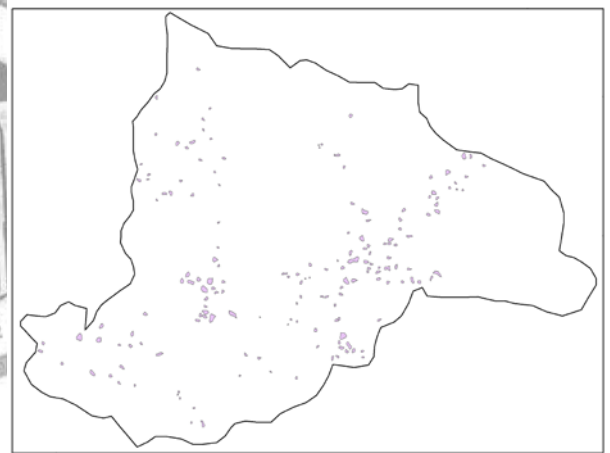
卑南地震前



卑南地震後



珍珠颱風後



韋帕颱風後

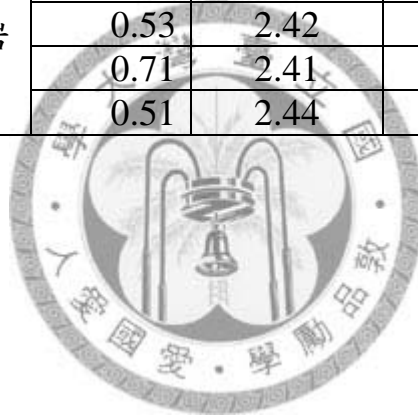
## 附錄十二 點荷重強度試驗結果

編號	採樣地層	岩性	單壓強度 (MPa)
1	畢祿山層	板岩	33.91
2		板岩	47.11
3		板岩	38.88
4		板岩	42.63
5		板岩	31.04
6		板岩	21.06
7		板岩	35.62
8		板岩	36.50
9		板岩	31.25
10		板岩	37.79
11		板岩	38.86
12		板岩	27.95
13		板岩	24.63
14		板岩	36.66
15		板岩	44.35
16		板岩	40.41
17		板岩	44.93
18		板岩	33.60
19		板岩	43.08
20		板岩	44.32

編號	採樣地層	岩性	單壓強度 (MPa)
1	大南澳片岩	片岩	72.00
2		片岩	77.43
3		片岩	40.31
4		片岩	43.35
5		片岩	52.99
6		片岩	76.71
7		片岩	69.00
8		片岩	47.00
9		片岩	64.37
10		片岩	45.33
11		片岩	53.18
12		片岩	70.52
13		片岩	66.15
14		片岩	68.16
15		片岩	64.27
16		片岩	62.16
17		片岩	60.36
18		片岩	49.71
19		片岩	73.43
20		片岩	76.96

### 附錄十三 自然物理性質試驗結果

樣品編號	岩層	含水量	乾單位重	孔隙率	Id1	Id2
1	畢祿山層	1.57	2.51	10.4	96.7	94.7
2		1.68	2.57	17.8	94.8	91.6
3		5.89	2.54	9.3	94.6	91.5
4		2.19	2.41	22.3	95.1	93.3
5		3.94	2.44	15.6	94.2	92.9
6		4.78	2.52	17.4	97.9	97.2
7		3.56	2.47	15.3	96.7	95.2
8		3.87	2.43	13.1	98.0	96.2
9		2.71	2.41	15.6	98.0	97.4
10		5.84	2.57	12.8	97.4	95.8
11	大南澳片岩	0.42	2.41	13.3	95.4	94.5
12		0.34	2.47	15.1	97.6	96.1
13		0.53	2.42	12.4	94.6	93.8
14		0.71	2.41	17.9	97.3	95.1
15		0.51	2.44	13.3	96.3	94.6





## 附錄十四 施密特鎚試驗結果

地層	撞擊點編號	撞擊次數	推估之單壓強度 (MPa)
畢祿山層	1	20	21
	2	20	31
	3	20	35
	4	20	24
	5	20	16
	6	20	120
	7	20	28
	8	20	26
	9	20	13
	10	20	23
	11	20	20
	12	20	22
	13	20	11
	14	20	21



地層	撞擊點編號	撞擊次數	推估之單壓強度 (MPa)
大南澳片岩	1	20	37
	2	20	54
	3	20	71
	4	20	73
	5	20	69
	6	20	44
	7	20	56
	8	20	58
	9	20	54
	10	20	59
	11	20	52
	12	20	61
	13	20	39
	14	20	45
	15	20	42
	16	20	51
	17	20	58
	18	20	57
	19	20	63
	20	20	49
	21	20	52
	22	20	44
	23	20	47
	24	20	39
	25	20	53
	26	20	51
	27	20	56
	28	20	71
	29	20	49

## 附錄十五 單位體積節理數估算結果

地層	編號	單位體積節理數
畢祿山層	1	12
	2	13
	3	14
	4	15
	5	16
	6	16
	7	18
	8	18
	9	23
	10	24
	11	25
	12	25
	13	27
	14	28
	15	45
	16	55

