

莫拉克颱風引致小林村堰塞湖之形成與潰決歷程

陳樹群^[1] 吳俊銘^[2]

摘 要 高雄縣小林村旁旗山溪河道在莫拉克颱風期間形成堰塞湖，本文利用莫拉克颱風期間之降雨、河川水位、獻肚山崩塌土砂量等資料，推估小林村堰塞湖之形成過程、堆積土體尺寸及潰決方式等。莫拉克颱風期間，小林村於獻肚山崩塌前之總雨量介於 1218 至 1713 mm，鄰近之甲仙及表湖雨量站降雨量都超過 200 年降雨頻率年估算值。旗山溪水位記錄則在 2009 年 8 月 9 日上午 7 時出現 50 分鐘內急降 3.28m，爾後在 8 時 30 分出現 1 小時內急速攀升 8.05m 之水位，證實小林村旁旗山溪河道曾因崩塌土砂阻塞河道而出現堰塞湖。本研究利用崩塌前後地形變遷資料判釋堰塞湖堆積範圍及形狀，經估算結果：堰塞湖堆積土體長度 600.0m、寬度 347.8m 及高度 53.0 m，總堆積土體體積約為 1053 萬 m³，堰塞湖上游總漫淹面積及體積約分別為 92.3 公頃及 1947.5 萬 m³。堰塞湖潰決方式則為洪水溢流過頂(overtopping)，存在時間不到 3 小時，此堰塞湖屬於不穩定之堰塞湖，瞬間潰決造成嚴重傷亡事件。

關鍵詞：小林村、堰塞湖、溢流侵蝕。

The Formation and Failure of Typhoon Morakot-Triggered Landslide Dam in Siaolin Village

Su-Chin Chen^[1] Chun-Hung Wu^[2]

ABSTRACT The rainfall, water level of the Chi-Shan river, and the Mt. Xian-Du landslide volume are used to estimate the deposit area, size and dam-break progress of the landslide dam triggered by Typhoon Morakot in Siaolin Village. Typhoon Morakot brought about 30 hours of torrential rainfall with a total rainfall reaching 1218~1713 mm in Siaolin Village. The rainfall frequency at Jia-Shian station and Biao-Hu station exceeded the 200-year return period. The water level at Shan Lin Da Bridge in Chi-Shan river rapidly fell by about 3.28 m in 50 minutes and rapidly rose by about 8.05 m in 1 hour at 7 o'clock, 2009/8/9. The phenomenon also demonstrated a landslide dam occurring in the Chi-Shan river.

The length, width and height of the landslide dam are 600.0, 347.8, and 53.0 m, respectively, based on geomorphological variation data. The volume of the landslide dam is about 10.5 million m³, and the area and volume of the landslide lake were 92.3 hectares and 19.5 million m³. The landslide dam survived less than 3 hours and collapsed due to overtopping, revealing its great instability and leading to serious casualties.

Key Words: Siaolin Village, landslide dam, overtopping.

-
- [1] 國立中興大學水土保持學系教授兼系主任
Professor and Chairman, Dept. Of Soil And Water Conservation, National Chung Hsing University, Taichung 402, Taiwan, R.O.C.
- [2] 國立中興大學水土保持學系博士後研究員（通訊作者）
Post-Doctoral Researcher, Dept. Of Soil And Water Conservation, National Chung Hsing University, Taichung 402, Taiwan, R.O.C. (Corresponding Author)
E-mail: chwu@email.nchu.edu.tw

一、前言

Costa and Schuster(1988)彙整 Davis(1882) 及 Hutchinson(1957)等資料將天然壩(natural dams)成因分為六類,包含火山熔岩造成的壩體(volcanic dams)、邊坡崩塌造成的壩體(landslide dams)、冰山崩塌或融雪造成的壩體(glacial dams)、洪水氾濫造成的壩體(fluvial dams)、風積泥沙造成的壩體(aeolian dams)、海岸沖積造成的壩體(coastal dams)及有機壩體(organic dams)等。爾後部分學者(Costa and Schuster, 1988; 陳樹群, 1999; 陳樹群, 2009)將堰塞湖(landslide dams, debris dam, barrier lake)定義為:由熔岩流、火山泥流、冰河冰碛物(glacial ice and late-neoglacial moraines)或崩塌、地滑(landslides)、土石流(debris avalanches)等所形成之天然壩阻塞溪流而形成,並可能對居住於堰塞湖下游之居民生命財產產生重大威脅。Schuster and Costa(1986)、Schuster(1993)及陳樹群(1999)都曾指出堰塞湖的形成主因約有超過84%的案例是以降雨、融雪及地震為主。根據Costa and Schuster(1988)針對55處由文獻所蒐集之堰塞湖潰決案例及作者本身經驗:堰塞湖的潰決(failure of landslide dams)主因約有73%是因為河水溢流造成潰決(overtopping);堰塞湖從形成到潰決時間的長短主要取決於三大因素:堰塞湖上游入流水量速率、堰塞湖壩體的形狀和體積及堰塞湖壩體的土質特性等,大約有27%堰塞湖維持不到一天時間即潰決(Costa and Schuster, 1988)。堰塞湖從形成到潰決的時間長短直接影響可能造成的災害嚴重性,當堰塞湖存在時間越短,居住於堰塞湖下游的居民反應時間越短,因此可能引發之災害程度越嚴重;但亦有堰塞湖存在時間不短,但下游居民未能做好防範措施而造成大量傷亡的災害。從過往堰塞湖案例(Shroder Jr., 1998; Chen et al., 1992; Chai et al., 2000; Dai et al., 2005; Duman, 2009)可發現:堰塞湖的潰決往往造成多數人民死亡及釀成嚴重災害。

Ermini and Casagli(2003)曾收集世界各國的73處堰塞湖案例進行特性分析,包含義大利、瑞士、日本、加拿大、美國、瓜地馬拉、紐西蘭、巴布新幾內亞、秘魯、塔吉克、印度及吉爾吉斯共和國等國家(童煜翔, 2008),例如瑞士阿爾卑斯山脈(Haerberli et al., 2001; Raymond et al., 2003)、

美國阿拉斯加地區(Walder et al., 2006)、加拿大的不列顛哥倫比亞地區(Geertsema and Clague, 2005)、尼泊爾喜馬拉雅山區(Shrestha and Shrestha, 2004)、南西伯利亞地區(Rudoy, 2002; Herget, 2005)都曾出現因冰河冰碛物或雪崩造成的堰塞湖案例。Korup(2004)也曾針對紐西蘭現存的232處堰塞湖壩體進行分析,此類堰塞湖壩體主因洪水或降雨造成的邊坡崩塌土砂阻塞河道而形成。土耳其在1929年也曾因為豪雨事件造成邊坡崩塌而形成堰塞湖(Duman, 2009)。中國四川省也曾因地震或降雨造成堰塞湖壩體堆積高度超過50m以上的堰塞湖潰決案例(Chen et al., 1992; Chai et al., 2000; Dai et al., 2005)。田畑茂清等(2002)曾蒐集日本由1502年至今的79筆堰塞湖紀錄,引發原因以地震及豪雨為主。若以死亡人數最慘重的案例,則以中國四川省在1786年的康定地震引發之堰塞湖案例為最,1786年於中國四川省康定縣一帶發生地震規模7.75的大地震,地震引發巨大邊坡崩塌,崩塌土砂阻塞河道形成高約70m的堰塞湖壩體,據估計在潰決前堰塞湖上游之水量約為5000萬立方公尺,淹沒面積約為1.7km²,堰塞湖在形成10天後潰決,造成下游超過10萬人死亡的重大災害(Wang et al., 1987; Dai et al., 2005)。堰塞湖不一定都為單一位置所形成,中國四川省在1993年8月25日發生地震規模7.5的強震,並在岷河(Min River)產生三個阻塞河道的堰塞湖壩體,因上游流量不斷流入,促使三個堰塞湖逐漸形成以最下游壩高約160m之壩體為主的單一堰塞湖,此堰塞湖壩體在形成45天後因河水溢流而潰決,巨大洪峰傾洩而下造成最少2500人死亡的災害(Chai et al., 2000; Dai et al., 2005)。雖然堰塞湖潰決常導致嚴重災害,但也有因疏散得宜而未釀災的案例,1967年中國四川省在雅礱江(Yalong River)發生總崩塌量約6800萬立方公尺的巨大崩塌,也因阻塞河道形成壩高約175m的堰塞湖壩體,壩體形成九天後因河水溢流而潰決,估計約有6.8億立方公尺的水量沖洩而下,但因下游居民疏散得宜,因此並未造成任何人員傷亡(Chen et al., 1992; Dai et al., 2005)。近年由地震或降雨因素而引發大量堰塞湖之案例則以2008年5月的汶川地震為主(Cui et al., 2009):2008年5月12日在中國四川省發生的震度8.0之汶川地震,引發大量山崩、地滑及土石流等土砂崩落現象,也間接形成殘留時間超過14天之256處堰塞湖,且堰塞湖數量分佈與距地震破裂帶距離呈現對數衰減

規律。

台灣曾發生的堰塞湖案例也不在少數，臺北堰塞湖應是目前台灣可考證之堰塞湖發生時間最早且阻塞面積最廣泛的案例，根據鄧鄒予等（2004）的研究指出：臺北盆地原為古淡水河流經之河川平原，約十八萬年前大屯火山噴發並阻塞古淡水河河道，使臺北盆地氾濫成湖，此堰塞湖約在十六萬年前潰決，臺北再度乾涸成河川平原。若以單一地區發生堰塞湖最多次數的案例，則以位於雲林縣草嶺掘沓山為主，根據相關文獻統計（陳樹群，1999）：草嶺掘沓山由 1862 年至 2009 年共有五次堰塞湖發生記錄，除 1942 年 8 月及 1979 年 8 月的發生記錄是由於降雨因素外，其餘三次（1862 年 6 月、1941 年 12 月及 1999 年 9 月）都因地震因素所引發，根據目前可考證之數據，崩塌土方量最大的兩次紀錄分別為 1942 年 8 月及 1999 年 9 月，1942 年 8 月因連日豪雨，造成草嶺掘沓山西南面發生總崩塌量約為 1 億兩千萬立方公尺的大崩塌，崩塌土體在河道上掩蓋原先之堰塞湖壩體而形成高約 170 公尺的新堰塞湖壩體，經 1942 年 10 月所量測接近滿水位之水體體積總量約為一億兩千萬立方公尺，即為俗稱之草嶺潭；此堰塞湖維持約 10 年，於 1951 年 5 月因豪雨造成水位溢堤而潰決，巨大洪峰造成約 137 人死亡、受災人口約 1 萬人及受災田地約 3000 公頃。1999 年 9 月 21 日集集大地震再次造成草嶺地區清水溪兩岸大崩塌，總崩塌土方量約為一億兩千六百萬立方公尺，崩塌土砂阻塞清水溪河道而形成壩體上游高約 50 公尺之堰塞湖壩體，堰塞湖上游蓄水面積約為 162 平方公里，總蓄水量約為 4600 萬立方公尺，此即後稱之新草嶺潭；但新草嶺潭在 2004 年 7 月敏督利颱風期間，也因豪雨造成河水溢流而潰決，目前已恢復成一般河川型態（鄭新興等，2004）。1999 年集集大地震在南投縣國姓鄉九份二山地區引發大量邊坡崩塌，崩塌土砂阻塞南港溪上游北坑溪支流韭菜湖溪及澀仔坑溪而形成兩處堰塞湖（陳樹群，1999；許銘峰，2002），則因水土保持處置得宜，目前兩處堰塞湖穩定留存且成為觀光景點。

2009 年 8 月 5 日襲台之莫拉克颱風（Morakot）帶來豪雨並在台灣中南部造成嚴重傷亡，引發崩塌、地滑、土石流、洪水及堰塞湖等災害。陳樹群等（2009）指出莫拉克颱風所引發的豪雨，在台灣山區產生 17 處堰塞湖，並集中在南投縣陳有蘭溪流域、高雄縣旗山溪流域及荖濃溪流域等地。在莫拉克風災中屬於重災區的高雄縣甲仙鄉小林村，也曾在 2009 年 8 月 9 日

上午於村旁的旗山溪河道，因大量山崩土砂堆積河道而形成堰塞湖（陳樹群等，2009）。但因堰塞湖由形成至潰決時間甚短，曾親眼見到堰塞湖形成且目前仍倖存的居民甚少；且因現地地形已受洪水破壞而改變，在可回溯之證據短缺情況下，旗山溪河道上堰塞湖土砂堆積高度、形成位置及潰決時間等資訊，至目前為止仍屬眾說紛紜。本研究主要分析高雄縣甲仙鄉小林村旁之旗山溪河道於莫拉克颱風期間曾形成之堰塞湖，以小林村於莫拉克颱風期間之降雨量、小林村旁楠峰橋及下游杉林大橋之水位資料及小林村現地調查結果，分析小林村旁堰塞湖形成之主因、過程及可能淹沒範圍等資料。

二、研究區域概述

高雄縣甲仙鄉小林村（如圖 1）位於甲仙鄉最北方，全村總面積約為 45.9 平方公里，高程介於 329.8 公尺至 1666.5 公尺，主要交通幹線為台 21 線，村內經濟以務農為主，主要作物則為竹筍、香蕉、薑及山芋等。小林村依據聚落分佈可分為村南（1-4 鄰）、五里埔（5-8 鄰）及村北（9-19 鄰）三個聚落；莫拉克颱風期間因降雨造成深層崩塌之主要受災區即屬於村北（9-19 鄰）聚落。小林村村北聚落住戶集中在獻肚山山腳靠近旗山溪河岸處居多，原邊坡上少有人為土地利用，但有一條產業道路由山腳上直接橫貫獻肚山山坡。原獻肚山山坡上植生良好，崩塌裸露現象不多見。小林村內共有三條土石流潛勢溪流，其中兩條位於小林村 9-19 鄰鄰近區域，分別為高縣 DF006 及高縣 DF007，皆為低潛勢土石流潛勢溪流。

根據小林村鄰近四個雨量站長期統計資料，包含甲仙（統計年限：1961-2008）、表湖（統計年限：1980-2008）、新發（統計年限：1993-2008）及民生（統計年限：1993-2008）雨量站，四雨量站平均年降雨量介於 2442.8 至 3271.7 mm，雨季約為每年 5 月至 9 月期間，總降雨量約佔年總降雨量 83.8 至 89.0%，旱季約為每年 10 月至隔年 4 月期間，總降雨量約佔年總降雨量 11.0~16.2%。旗山溪流經小林村旁，乃為小林村境內主要河川，表 1 為本研究蒐集楠峰橋由 1999 年至 2008 年之河川流量資料，河川流量在每年 6 月至 10 月屬於豐水期，河川流量都高於 50cms 以上，而由 11 月至隔年 5 月間則屬於枯水期，河川流量約在 30 cms 以下。

小林村鄰近區域地質位於鹽水坑頁岩及糖恩山砂岩兩類；糖恩山砂岩地質年代上屬於晚期中新世至早

期上新世的岩層，岩性上為淡青灰色細粒砂岩，呈塊狀，具有不規則的節理，層理不清晰，含不少泥質，屬於亞混濁砂岩或混濁砂岩，厚度約 450 至 500 公尺；鹽水坑頁岩主要出露在小林向斜軸部並覆於糖恩山砂岩之上，為深灰色頁岩，在底部偶夾凸鏡狀粉砂岩和砂岩，全層厚度約 200 至 250 公尺。沿旗山溪河道兩側常見高位及低位河階的分佈，其地質年代是屬於較輕的全新世的階地堆積層，主要由泥、砂及礫石的堆積而成；現今河道的河床上則遍布由礫石、砂和

泥所組成的現代沖積層。在地質構造方面，有小林向斜、甲仙斷層及旗山斷層等。小林向斜為本區主要的地質構造之一，其延伸相當完整，褶皺軸呈東北-西南走向且向南傾沒，向斜東翼地層之傾角約在 20-40 度間，西翼地層之傾角則在 40-60 度間，為一西陡東緩之向斜構造。甲仙斷層是一個之高角度逆斷層。其走向約在北 10 度至 35 度東間，斷層之落差在數百公尺左右。旗山斷層亦為一斷面傾向朝東之高角度逆斷層。

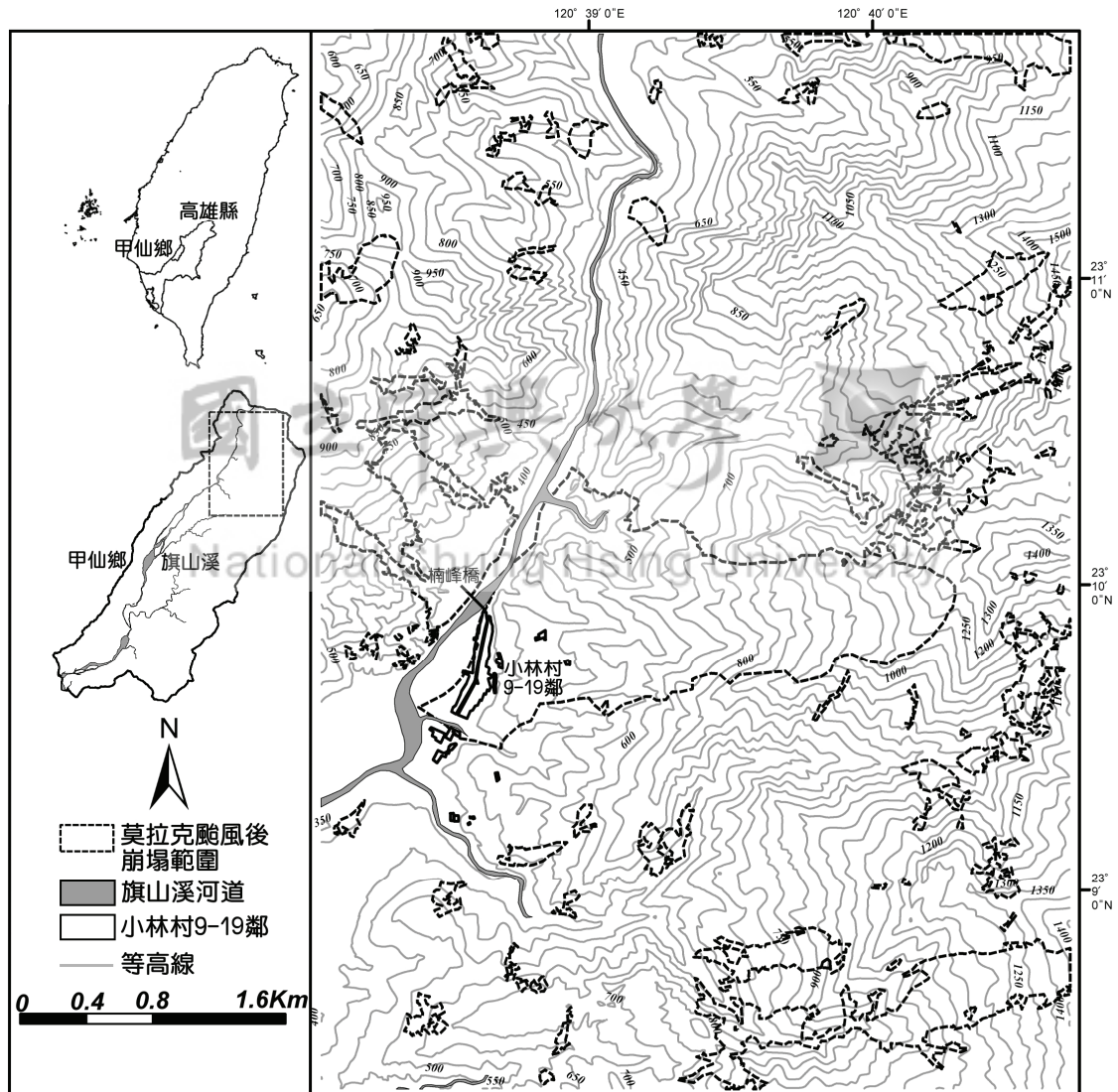


圖 1 高雄縣甲仙鄉小林村位置及鄰近崩塌範圍圖

Fig.1 The location of the landslide and Siaolin Village in Kaohsiung County

在地形分析上,本研究採用內政部所公布之 5m×5m 網格進行估算及評估,以崩塌前之高程及坡度而言,崩塌及土砂堆積區位在崩塌前高程小於 1000 公尺佔總面積約 86.1%,坡度小於 30 度則總面積約 58.4%;小林村 9-19 鄰在崩塌前居住位置(如圖 2)相當平緩,平均坡度約在 15 度以下。

三、降雨、水文及堰塞湖現地調查資料分析

本研究依據訪談及媒體報導(張雅文,2009)等資料,將小林村在莫拉克颱風中的災害歷程,輔以降雨量、河川水位及堰塞湖形成時間等資料整理如表 2。

Table 1 高雄縣甲仙鄉楠峰橋由 1999 年至 2008 年河川流量量測資料

Table 1 The river discharge at Nan-Fong Bridge in Jia-Shian Town in Kaohsiung County from 1999 to 2008

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
流量(cms)	4.4	5.3	6.0	9.4	23.6	62.1	312.5	314.3	229.6	145.9	9.9	5.0

備註：2004 年 7 月至 10 月期間，因流量測量資料遺落，因此此段期間流量資料不列入估算。

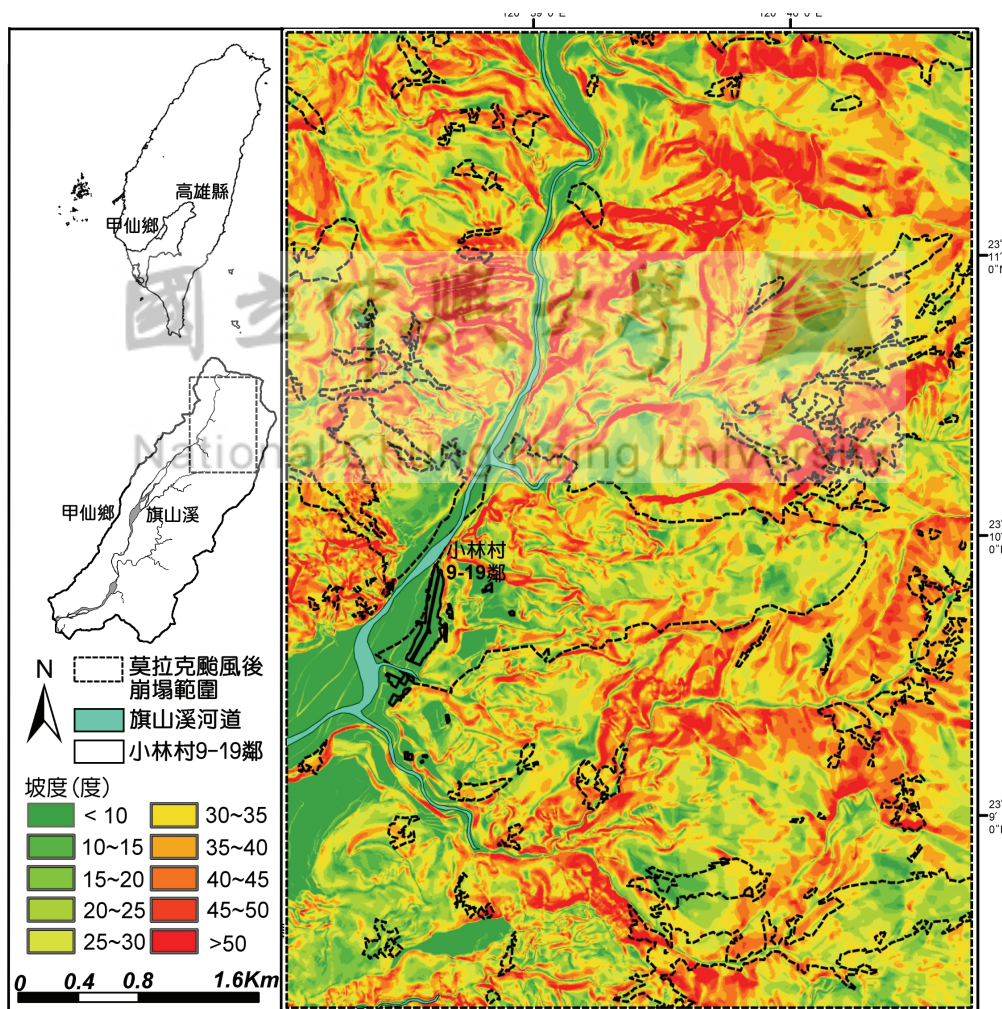


圖 2 高雄縣甲仙鄉小林村坡度分佈圖

Fig.2 The slope distribution in the neighborhood of Siaolin Village in Kaohsiung County

表 2 小林村在莫拉克颱風之災害歷程

Table 2 The time-series progress in SiaoLin Village during Typhoon Morakot.

時間	累積雨量(mm)	水位高(m)	災情
8/6 8時	2	368.83	陸上颱風警報發佈
8/7 17時	370	371.01	土石流黃色警戒發佈
8/7 23時	511	371.52	土石流紅色警戒發佈
8/8 19時	1343	374.03	19 鄰淹水，往北道路中斷，8 號橋被土石流沖毀
8/8 20時 31分	1411	374.29	當地防災專員回傳：雨量達 1,100 mm
8/8 21時	1440	374.61	洪水淹至台 21 線，小林村村內房屋開始積水
8/9 3時 30分	1642	---	小林村第 9 鄰居民屋內積水至 1m 深
8/9 5時 20分	1684	---	小林村 9 鄰及 10 鄰淹水，淹水深度達 2m
8/9 5時 30分	1691	---	翁瑞祺等 43 位居民往山後避難
8/9 6時 9分	1713	---	小林村第 9 鄰居民正往山上移動避難時，聽到 3 聲巨響，且在巨響聲後，旗山溪河川流量乾涸
8/9 7時 30分	1772	---	甲仙鄉居民見到旗山溪洪峰抵達

備註：累積雨量乃採用甲仙雨量站降雨資料；水位高則採用楠峰橋水位資料，惟楠峰橋僅記錄到 8 月 9 日凌晨 0 時。

1. 降雨資料分析

本研究為針對小林村鄰近區域在莫拉克颱風期間之雨量進行更精確分析，因此利用甲仙等 18 處雨量站資料，蒐集莫拉克颱風降雨起始（約為 2009 年 8 月 6 日）至降雨停止（約為 2009 年 8 月 10 日）間之雨量資料進行評估（如圖 3）。2009 年 8 月 6 日至 10 日期間，總累積降雨量集中於甲仙鄉與六龜鄉交界處，鄰近此交界處之雨量站都有偏高之總累積降雨量：高中(2253mm)、新發(2355mm)、六龜(2291mm)、甲仙(2142mm)。小林村在這段降雨期間總降雨量約介於 1776~2164mm 之間，平均降雨量則為 1998mm。依據本研究描繪之小林村東方獻肚山崩塌範圍，此範圍內總降雨量介於 1992~2077mm 之間，平均降雨量為 2040 mm，且總累積降雨量越往獻肚山頂（也為主要崩塌區位）則越大，主要崩塌區位之總累積降雨量也超過 2000mm（如圖 3 中虛線所示）。

為瞭解小林村鄰近在莫拉克颱風期間之時降雨強度分佈，本研究選取最接近小林村之四處雨量站（甲仙、新發、表湖及民生）時降雨資料，進行崩塌事件發生前之降雨強度與累積降雨量分析。根據陳樹群與吳俊鉉（2009）分析甲仙、表湖、民生及新發等四雨量站由 2009 年 8 月 6 日至 8 月 10 日之降雨資料，若以 2009 年 8 月 9 日 6 時為獻肚山大崩塌時間，則此四個雨量站由降雨開始至 2009 年 8 月 9 日上午 6 時之累積雨量介於 1218~1713mm，而距離小林村

最近的甲仙及新發雨量站則為累積雨量最高的 1713mm 及 1688.5mm。若比對累積雨量圖上之斜率，可發現 2009 年 8 月 8 日 13 時至 24 時之間是莫拉克颱風降雨最集中時間，四個雨量站在此時段之總累積降雨量介於 577.0~786.5 mm，約等同降雨強度介於 48.1~65.5mm/hr。

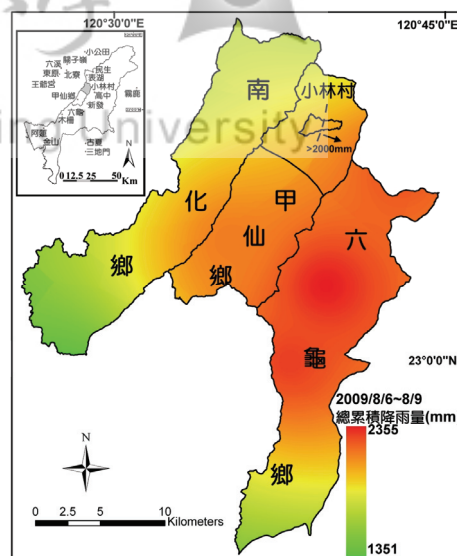


圖 3 2009 年 8 月 6 日至 8 月 10 日台南縣南化鄉、高雄縣甲仙鄉及六龜鄉總累積降雨量分佈圖

Fig.3 The accumulated rainfall distribution from 2009/8/6 to 2009/8/10 in Nan-Hua Town in Tainan County, Jia-Shian Town and Liou-Guei Town in Kaohsiung County

2. 旗山溪水位資料分析

在河川水位資料分析上,本研究蒐集旗山溪在小林村上下游的水位及雨量進行分析,若以杉林鄉杉林大橋及甲仙鄉小林村旁之楠峰橋為主要水位收集點,兩橋之間河川水流距離約 27.8km,水位記錄頻率則為每 10 分鐘一筆。雨量站則蒐集杉林大橋上游之所有旗山溪沿岸未沖毀之雨量站,包含月眉、甲仙及民生等三雨量站,雨量站分佈及由 8 月 7 日 12 時至 8 月 9 日 12 時水位及雨量資料如圖 4 所示。

楠峰橋與杉林大橋位於旗山溪上下游,因此在水位記錄應有相關性,當楠峰橋水位開始上升,杉林大橋也會出現上升趨勢,但會因集水區內雨量分佈差異及兩水位站所接收上游流量差異,而出現上升斜率不一的現象。本研究判斷各波峰所反映降雨時段之根據,在於比對降雨強度起伏與水位紀錄起伏之對應關係,楠峰橋與杉林大橋在 8 月 8 日 13 時至 8 月 9 日 2 時之間各出現兩次波峰,楠峰橋出現時間為 8 月 8 日 18 時 30 分及 23 時 20 分,杉林大橋則出現在 8 月 8 日 18 時 20 分及 8 月 9 日 0 時 40 分,兩次水位記錄波峰之間夾有一明顯波谷,楠峰橋與杉林大橋波谷出現時間分別約為 8 月 8 日 20 時 40 分與 20 時 50 分,以此兩升一降的水位記錄趨勢比對降雨強度分佈

則可發現趨勢相近,三個雨量站在 8 月 8 日 10 時起出現一波一波降雨強度遞增的強降雨,月眉、甲仙及民生雨量站分別在 8 月 8 日 15 時、17 時及 16 時達到該波降雨強度最大值,爾後降雨強度逐漸減緩;但減緩不超過 3 小時後,又出現第二波降雨強度逐漸增加的強降雨,月眉、甲仙及民生雨量站分別在 8 月 8 日 18 時及 22 時達到該波降雨強度最大值。本研究因此認為降雨強度的兩升一降正反映在水位記錄的升降趨勢中,並以此比對關係說明各段水位記錄升降主因。

楠峰橋與杉林大橋水位記錄分別在 8 月 8 日 17 時至 18 時 30 分之間出現第一次水位記錄波峰現象,楠峰橋由 17 時 50 分水位 373.95m 升至 18 時 30 分水位 374.83m,水位平均上升速率約為 1.32 m/h;杉林大橋則由 17 時水位 121.97m 升至 18 時 20 分水位 124.17m,水位平均上升速率約為 1.65 m/h。根據前段敘述,此段水位上升現象是反映 8 月 8 日 10 時至 15 時之降雨紀錄,月眉、甲仙及民生雨量站在此 6 小時內分別降下 161.0, 219.0 及 156.0 mm 雨量,平均時降雨量分別為 26.8, 36.5 及 26.0 mm/h。爾後 3 小時內,除甲仙降雨強度未減緩外,月眉及民生雨量站降雨強度皆減緩,也正好反映緊鄰第一次水位記錄波峰後出現的波谷現象。

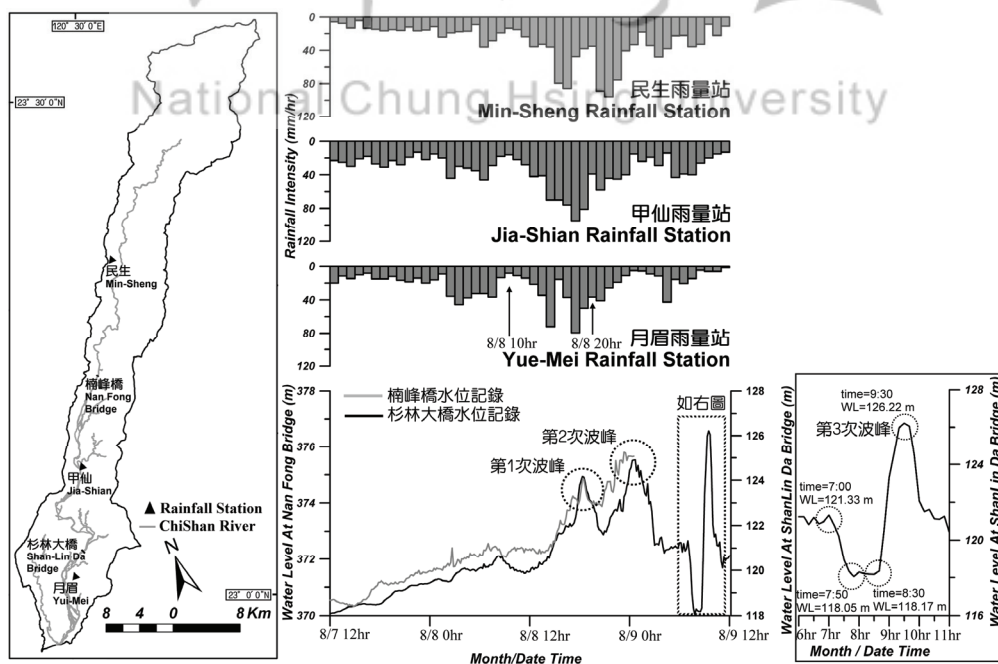


圖 4 2009 年 8 月 7 日至 8 月 9 日旗山溪河川水位圖

Fig.4 The rainfall intensity and water level in Chi-Shan River from 2009/8/7 to 2009/8/9

第二次波峰現象則出現在 8 月 8 日 20 時 40 分至 8 月 9 日 0 時 40 分之間，但此次波峰並非整段上升，而是震盪起伏。楠峰橋由 20 時 40 分水位 373.88 m 升至 21 時 40 分水位 374.76 m，水位平均上升速率為 0.88 m/h；再降至 22 時水位 374.38 m，水位平均下降速率為 1.14 m/h；再升至 22 時 20 分水位 375.50 m，水位平均上升速率為 3.36 m/h；再降至 22 時 40 分水位 374.99 m，水位平均下降速率為 1.53 m/h；再升至 23 時 20 分水位 375.80 m，水位平均上升速率為 1.22 m/h；楠峰橋水位由 23 時 20 分後便維持在 375.80 至 375.60 m 間，直至 8 月 9 日 0 時 30 分水位記錄中止。杉林大橋由 20 時 50 分水位 121.59 m 升至 21 時 0 分水位 121.77 m，水位平均上升速率為 1.08 m/h；再降至 21 時 10 分水位 121.72 m，水位平均下降速率為 0.30 m/h；再升至 22 時 50 分水位 123.15 m，水位平均上升速率為 0.86 m/h；再降至 23 時 10 分水位 122.63 m，水位平均下降速率為 1.56 m/h；再升至 8 月 9 日 0 時 40 分水位 124.91 m，水位平均上升速率為 1.52 m/h。第二段水位上升現象也反映 8 月 8 日 16 時至 22 時間之降雨現象，月眉、甲仙及民生雨量站分別在 8 月 8 日 18 時、18 時及 22 時達到此波降雨強度最大值，且在 7 小時內分別降下 283.0, 463.0, 471.0 mm 雨量，平均時降雨量分別為 40.7, 66.1 及 67.0 mm/h。此波降雨也為莫拉克颱風在 8 月 9 日前降雨強度最集中之時段，而楠峰橋與杉林大橋也在此時段達到 8 月 9 日前最高水位。

第二波水位記錄波峰在 8 月 9 日凌晨開始出現急降的現象，除三個雨量站也在 8 月 9 日凌晨開始出現降雨強度減緩外，另一原因則為旗山溪堤防破裂，根據本研究現地訪談：甲仙鄉鄰近頂埔地區在 8 月 9 日凌晨出現堤防破裂，此為杉林大橋水位急降之原因。8 月 9 日 0 時至 9 時之間，三個雨量站降雨強度都減緩甚多，月眉、甲仙及民生雨量站在 9 小時內共降下 129.0、249.0 及 284.0 mm 雨量，平均降雨強度分別為 14.3、27.7 及 32.0 mm/hr，相較於前兩次水位記錄波峰現象之對應降雨強度，可看出降雨明顯減緩甚多。但水位記錄卻在 8 月 9 日 8 時出現第三次波峰現象，杉林大橋由 8 月 9 日 7 時水位 121.33m 急降至 7 時 50 分水位 118.05 m，水位平均下降速率為 3.94 m/h；7 時 50 分至 8 時 30 分的 40 分鐘，水位記錄一直維持在 118.05~118.29m 間的低水位，並無太大起伏，此 40 分鐘有可能是堰塞湖完全堵塞所

致。但由 8 時 30 分起水位 118.17m 急速攀升，至 9 時 30 分水位 126.22 m 為最高（亦為杉林大橋在莫拉克颱風期間最高水位），水位平均上升速率為 8.05 m/h。無論是水位平均上升或下降速率都為莫拉克颱風期間最大值，但此時段三個雨量站降雨強度卻未如前兩次水位記錄波峰出現時集中。根據表 2 敘述資料，本研究認為此段時間應在小林村旁旗山溪河道上曾形成堰塞湖，第三次水位記錄由驟降至驟升的現象正反映此堰塞湖由形成至潰決的過程。

3. 堰塞湖形成位置之推論

由水位資料分析可概略瞭解堰塞湖發生時間大約在 2009 年 8 月 9 日上午 6 時至 8 時之間，但因仍無法掌握堰塞湖發生確切位置、堰塞湖土體堆積高度及堰塞湖上游水位可能漫淹高度，因此本研究採用獻肚山崩塌土砂可能堆積位置及現場調查方式來推論這幾個重要資訊。

陳樹群等（2009）利用獻肚山崩塌前後之數值地形模型（Digital Elevation Model，後文簡稱 DEM）進行比對結果，估算獻肚山大崩塌總崩塌量約為 2551.2 萬 m³，且堆積於原小林村 9-19 鄰居住地區及鄰近旗山溪河岸地區，陳樹群等（2009）並針對下游堆積區劃分 9 條剖面線進行崩塌前後地形分析（如圖 5），並利用陳樹群等（2009）所提出之堆積段有兩次堆積波峰說法，評估各剖面線可能堆積最遠距離，執行方法乃先判斷第一波及第二波堆積波峰，再利用第一波堆積波峰的表面平滑段為基礎，求出該平滑段之最適合直線（fit line），並估算該最適合直線與崩塌前地表交會點之位置，本研究對此位置命名為堆積外緣點（*E_{side}*），也代表該剖面線堆積最遠處位置；而為推算堰塞湖土體堆積高度，原河床高程最低點位置上方與原崩塌後地形最適合直線之交點（*E_{dep}*），即代表該剖面線上在崩塌後最大堆積高度；圖 6 則為本研究針對 9 條剖面線所推估之經原平滑段所延伸之最適合直線、*E_{dep}* 及 *E_{side}* 等參數值。

根據圖 6 之估算值，以各剖面之 *E_{dep}* 點推估堰塞湖土體堆積高度，則 e1 至 e4 剖面之 *E_{dep}* 點都較原河床高程最低點高約 71.5 m（e4 剖面）至 107.4 m（e2 剖面），若比較 *E_{side}* 點較原河床高程最低點之高差，則 e1 至 e4 剖面之 *E_{side}* 點都比原河床高程最低點高約 35.3 m（e3 剖面）至 60.2 m（e2 剖面），由此可知 e2 剖面之堰塞湖土體堆積最高也最遠，且隨剖面線越往下游，土體堆積高度及沿剖面線之堆積長度

也越降低；根據上述估算值，本研究推測當獻肚山大崩塌土砂滾落至下方堆積區時，崩塌土砂混合降雨水分而演變成高速崩滑土體，此土砂量在下方堆積區呈現扇型堆積，部分土砂量則沿原為蝕溝地形的 e1 至 e3 剖面形成土石流而滾至旗山溪河床（陳樹群等，2009），此部分土砂量因流動能量較大因此堆積長度較遠，大量土砂滾至旗山溪河床時，並順勢將原河川流量往小林村對岸山壁擠壓，也阻斷了旗山溪河川流量而形成堰塞湖。

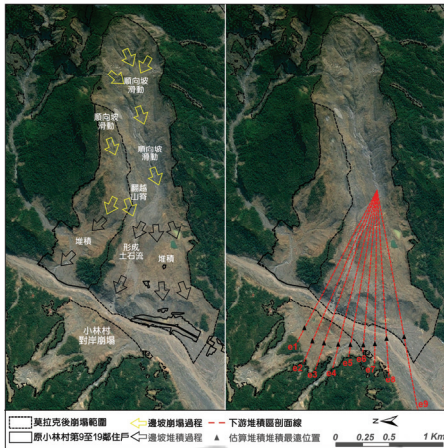


圖 5 小林村崩塌過程及下游堆積區堆積最遠位置圖
Fig.5 The landslide process and the farthest deposit location in the deposit zone

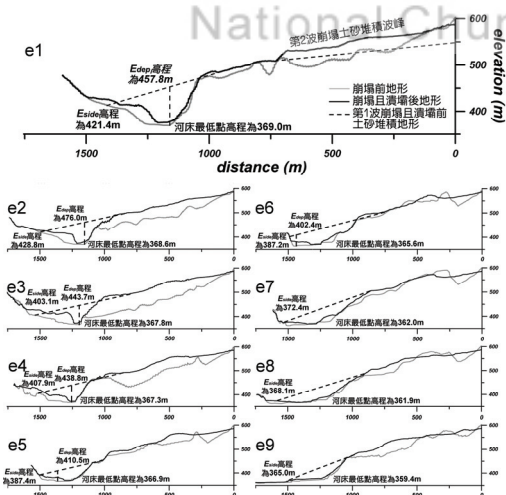


圖 6 堆積區 9 條剖面線最適合直線、 E_{dep} 及 E_{side} 等推估值
Fig.6 The estimated values of fit line, E_{dep} , and E_{side} of 9 cross section line in the deposit zone

河川流量受堰塞湖堆積土體阻斷後，堰塞湖上游河川流量逐漸上升且漫淹，但究竟水位漫淹多深才導致堰塞湖潰決？本研究利用現場勘查方式分析此問題，旗山溪河川底床高程隨越由小林村往更上游之那瑪夏鄉前進，河川底床高程逐漸抬升，因此若能找到最上游之曾被洪水漫淹過後殘留痕跡，則約略可說明可能漫淹深度；「被洪水漫淹過後殘留痕跡」意指漂流木或雜草卡在邊坡上方、路旁電線桿上方或被纏繞於電線上及路面出現細沙層狀堆積等跡象；圖 7 為本研究現場勘查點位、堰塞湖形成後可能漫淹高度及水流方向示意圖；圖 8 則為本研究現場勘查照片，圖 8(a)、(b)及(c)為原台 21 線之小林隧道鄰近區域，圖 8(a)圖為本研究於小林隧道前發現大量細沙堆積，堆積高度約為 1.3 m，圖 8(b)圖則為小林隧道內上方照明器具卡有枯草，且路面有大量細沙堆積，堆積厚度約為 1.2m，圖 8(c)圖則為小林隧道另一邊出口的勘查情況，發現一樣是枯草卡在上方燈組且路面有大量細沙堆積，且細沙堆積量多於圖 8(b)圖之出口端，本研究以此判定：因堰塞湖所形成之水位高度應高於小林隧道整體高度；圖 8(d)圖則為小林村往那瑪夏鄉的原台 21 線道路，道路上方也有一層細沙堆積，且有部分漂流木卡於其中，本研究研判堰塞湖水位漫淹高度也應高於此道路表面；經本研究更往旗山溪上游勘查，原台 21 線道路上的錫安山明隧道並未見到如小林隧道般之枯草卡在隧道照相器具或護欄上，道路上也無明顯細沙堆積情況，因此本研究研判堰塞湖水位漫淹高度應在錫安山明隧道高程以下；本研究利用崩塌前 5m x5m DEM 萃取小林村至錫安山明隧道間之等高線分佈，若同時符合小林隧道全被漫淹但錫安山明隧道未被漫淹條件之可能最低洪水水位（保守估計），則本研究認為堰塞湖形成後漫淹之洪水為可能最低高度應為高程 422 m（如圖 7）所示。

堰塞湖的潰決過程則可由堰塞湖形成處鄰近地形及堰塞湖可能漫淹水位最低高度來解釋，由圖 7 可發現在本研究於堆積區下游擷取 9 條剖面處，在小林村對岸邊坡呈現內凹形狀的崩塌（e1 至 e5 剖面處，如圖 8(e)），若以水流正常行進方向而言，小林村對岸的內凹邊坡崩塌是比較奇怪的現象（因水流通水面積由較上游處狹隘，至內凹處逐漸變寬廣，但至約 e6 剖面之內凹地形結束處通水面積又束縮），但在本研究估算各剖面線可能堆積之最遠距離點位後，小林村對岸的內凹邊坡地形便可解釋；獻肚山大崩塌之土砂滾落至旗山溪河岸並形成堰塞湖後，河川流量受到阻

斷，且洪水水位逐漸在堰塞湖上游方向上升，根據本研究在 e1 剖面線估算之堆積最遠點位高程約為 421.4 m，而上述推論認為堰塞湖洪水水位可能漫淹最低高程為 422.0m，則可解釋洪水水位高過 421.4 m 後，洪水逐漸繞從各剖面線堆積最遠點前進，如圖 7 所繪之水流行進方向，一開始能通過的洪水則沿土體堆積外圍前進，但當洪水逐漸上升，堰塞湖堆積土體外圍土砂也逐漸被淘刷帶走後，堰塞湖堆積土體外圍通水面積逐漸擴增，水流方向也因此逐漸改變（如圖 7(a) 及(b)所示），終至堰塞湖堆積土體受洪水淘刷而潰決；圖 8(f)為小林村對岸內凹邊坡處所拍攝照片，由圖 8(e) 可發現內凹邊坡處下游方向有一突出山脊，此山脊的存在也造成洪水在此轉向，圖 8(f)則為此山脊邊坡照片，可發現此突出山脊邊坡下方都有崩塌，且崩塌形狀是上窄下寬，近似受河水淘刷所引發之崩塌類型，因此本研究以此推論：洪水曾從此處經過；圖 8(g)及(h) 則為原小林村居住位置之堆積土體受洪水淘刷形成內凹邊坡形狀，此兩處內凹邊坡的形成乃因堰塞湖土體原堆積最遠位置及小林村對岸突出山脊的存在，而將洪水導向此兩處邊坡且淘刷成內凹邊坡。

根據上述推論，本研究進一步推算堰塞湖相關形狀參數值。在堰塞湖之堆積長度估算上，因本研究推估之上游漫淹水位約為高程 422m，因此便以在高

程 422m 之堰塞湖堆積土體長度估算，圖 9 則為堰塞湖與上游河川縱剖面高程分佈圖，則可推估堰塞湖堆積土體長度約為 600.0 m。堰塞湖堆積寬度則以 e 剖面上堆積最遠之 e2 剖面堆積寬度進行估算，則堰塞湖堆積寬度約為 347.8 m。本研究推估堰塞湖上游可能漫淹高程約為高程 422m，也代表當水位漫淹至高程 422m 時，此堰塞湖開始出現溢流且導致潰決，因此堰塞湖堆積高程則取上游水位可能漫淹高程與 e1 剖面線河川底床最低點高程（369.0 m）之差，則堰塞湖堆積高度約為 53.0 m。堰塞湖堆積土體體積則採用梯形體積估算法進行估算，如 e1 至 e2 剖面間之堆積土體體積等同以 e1 剖面線總堆土體積（上底）、e2 剖面線總堆土體積（下底）及 e1 剖面線至 e2 剖面線之距離（高）等三參數所估算之梯形體積估算值，則堰塞湖堆積土體體積估算結果約為 1053.1 萬 m³，此值接近於陳樹群及吳俊鉉（2009）所推算之獻肚山崩塌土砂被洪水帶往下游之總體積（1051.3 萬 m³）。堰塞湖上游水位總漫淹面積及總漫淹水體體積則以本研究估算之可能最低漫淹高程 422.0 m 進行估算，以此高程與崩塌前 DEM 進行差異估算，可得總漫淹面積約為 92.3 公頃，總漫淹水體體積約為 1947.5 萬 m³。



圖 7 堰塞湖形成後水流方向示意及現場勘查位置圖

Fig.7 The flow direction after the landslide dam occurs and the field survey locations



(a)小林隧道前土砂淤積約 1.3m



(b)小林隧道上方照明器具卡有洪水後之枯草



(c)小林隧道另一邊出口一樣卡有枯草及細沙堆積



(d)原台 21 線道路上細沙堆積情況



(e)小林村對岸內凹邊坡



(f)小林村對岸內凹邊坡突出山脊處



(g)堆積土砂剖面呈現內凹型



(h)堆積土砂剖面呈現內凹型

圖 8 本研究現場勘查照片

Fig.8 The field survey pictures

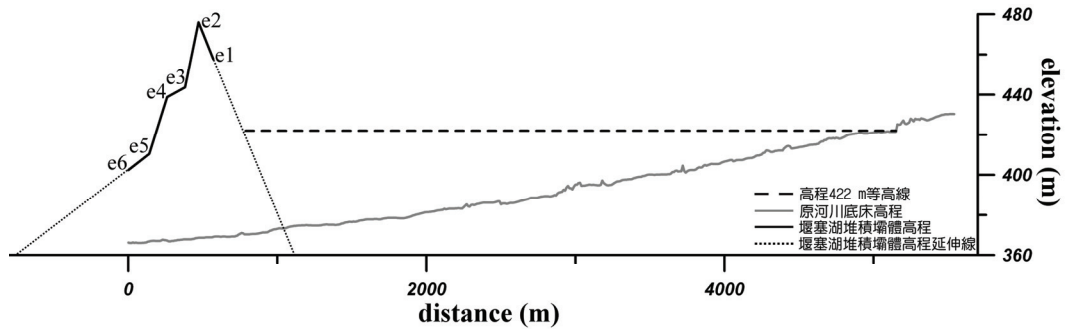


圖 9 堰塞湖上游沿河川之高程分佈圖

Fig.9 The elevation distribution along the river in the upstream of the landslide dam

四、綜合討論

1. 莫拉克降雨頻率年分析

為瞭解莫拉克颱風降雨頻率年，本研究選用最接近小林村之甲仙及新發雨量站降雨資料，以極端值第一類分佈 (Extreme-value Type I distribution)，進行 24 小時、48 小時及 72 小時之降雨頻率年估算，探討小林村此次降雨事件之頻率年；在降雨頻率年推估值選用上，本研究採用五種水文頻率年推算模式進行演算，包括對數常態 Log-Normal 型 II 類分佈、Log-Normal 型 III 類分佈、Pearson 型 III 類分佈、Log-Pearson 型 III 類分佈及 Extreme 型 I 類分佈等，並以 Hazen 法及 Weibull 法檢視每一個模式推估值之平方差合 (SSE) 與標準誤差 (SE)，選取平方差合及標準誤差最小的推估值為代表；另外本研究亦蒐集台灣由 1986 年至今重大颱風災害及世界不同延時之最大降雨記錄，與此次莫拉克颱風降雨記錄進行比對，探討此次莫拉克颱風之降雨特性及致災原因。為求客觀評斷，降雨頻率年推估不宜採用記錄年較短的雨量站，本研究所蒐集之小林村鄰近四個雨量站資料年限分別為甲仙具有 58 年資料、表湖具有 32 年、新發及民生各具有 17 年資料，為使推估數據力求客觀，本研究選用甲仙及表湖雨量站降雨資料進行降雨頻率年推估演算；再者，因甲仙雨量站及表湖雨量站實際採用年限皆未超過 100 年，因此推論過高頻率年之降雨量實無意義，因此本研究將僅推算至降雨頻率年 200 年之降雨值；本研究並將甲仙及表湖兩雨量站於莫拉克颱風期間之累積降雨量，標示在不同頻率年推算結果最接近的頻率年上，以探討莫拉克颱風降雨量之頻率年推估，推算表如表 3 所示：甲仙及表湖雨量站在莫拉克

颱風期間在 24 小時、48 小時及 72 小時皆超過 200 年頻率之推算值。

圖 10 則為本研究蒐集台灣過往至今幾次重大颱風事件、此次莫拉克颱風事件及世界極端降雨記錄 (Quetelard *et al.*, 2009) 進行比較，各颱風事件降雨記錄點乃採用在同一降雨延時曾發生過之最大降雨紀錄，因此所採用雨量站未必都為同一雨量站；而在小林村鄰近雨量站則主要採用甲仙及新發雨量站進行分析；由圖 10 可得出幾點結論：一則單以莫拉克颱風降雨特性而言，短延時累積降雨量不小，長延時累積降雨量更大，此點也可顯示莫拉克颱風帶來的降雨量豐沛，且在降雨期間降雨強度偏高；二則相較於台灣歷年重大颱風降雨事件，莫拉克颱風在短延時降雨之累積降雨量並非最突出，但在降雨延時超過 12 小時之後，半數颱風降雨已趨緩 (包含韋恩颱風、桃芝颱風、納莉颱風及卡玫基颱風)，但莫拉克颱風降雨威力仍持續上升，直至降雨延時超過 48 小時後，莫拉克颱風累積降雨量才出現逐漸趨緩趨勢；三則本圖也可顯示小林村鄰近雨量站之降雨量也大過過往屢次重大颱風降雨事件之最大累積降雨量；四則若與世界降雨記錄相比，過往至今僅有賀伯颱風事件之累積降雨量較莫拉克颱風事件之累積降雨更接近於世界降雨記錄，賀伯颱風事件在 18 小時降雨延時最接近世界降雨紀錄，而莫拉克颱風事件則在 48 小時降雨延時最接近世界降雨紀錄。歸納上述幾點說明可知：莫拉克颱風在短降雨延時之累積降雨量在世界降雨記錄中並未凸顯，但在長降雨延時之累積降雨量卻相當逼近世界降雨記錄，莫拉克颱風在小林村之降雨類型屬於長延時且降雨強度強。

表 3 甲仙及表湖雨量站不同延時及不同降雨頻率年推算表

Table 3 The estimated rainfall of Jia-Shian and Biao-Hu rainfall station at various duration and rainfall frequency

頻率年	甲仙雨量站降雨累積值(mm)				頻率年	表湖雨量站降雨累積值(mm)			
	50年	100年	200年	莫拉克		50年	100年	200年	莫拉克
24小時	735.0	847.2	966.5	1040.0	24小時	553.4	597.2	638.0	924.5
48小時	1106.9	1269	1436.4	1614.0	48小時	822.1	878.3	929.4	1237.0
72小時	1334.6	1541.7	1761.0	1915.0	72小時	1018.9	1094.7	1164.4	1425.5

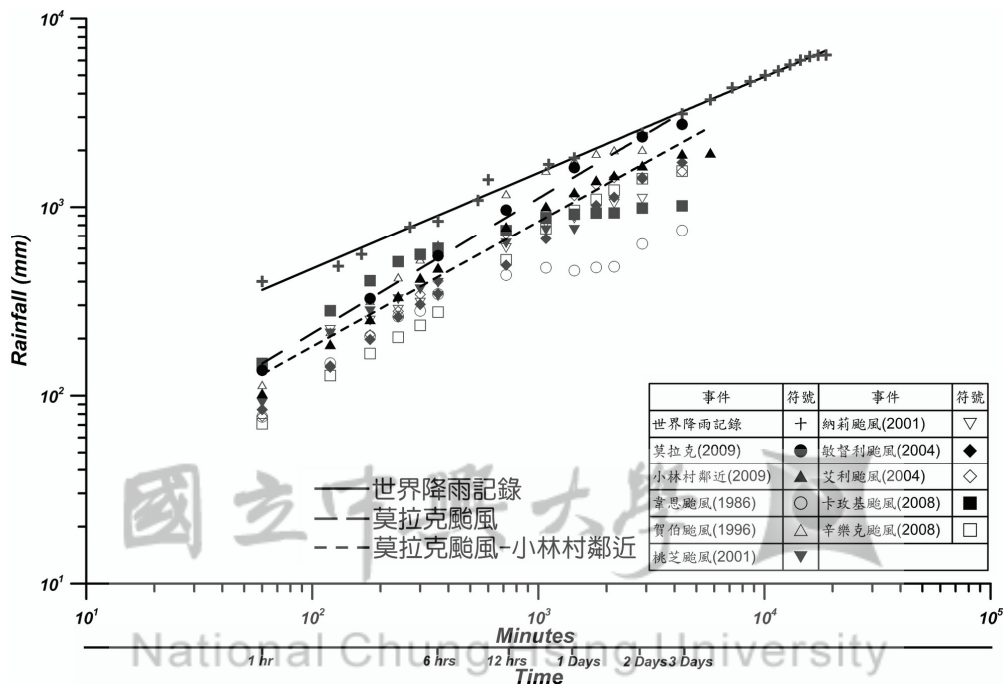


圖 10 台灣歷年重大颱風降雨事件與世界極端降雨記錄比較圖

Fig.10 The comparison of rainfall record in serious typhoon events in Taiwan and the extreme rainfall record in the world

2. 小林村堰塞湖特性說明

在堰塞湖發生原因上，Schuster and Costa (1986) 曾提出堰塞湖形成主因約有 84% 以降雨、融雪及地震為主，而小林村堰塞湖之形成明顯是由豪雨引發獻肚山崩塌，滾落土砂阻塞旗山溪河道而形成，因此形成主因是降雨；在堰塞湖形成過程上，小林村堰塞湖形成過程是由土砂崩滑至旗山溪河道及對岸，且土砂有往上下游方向擴張堆積；在堰塞湖潰決過程上，Costa and Schuster (1988) 曾針對 55 處堰塞湖潰決案例進行分析，認為 73.2% 堰塞湖潰決主因是

洪水溢流過頂 (overtopping)，其餘 2.8% 則分別因為管湧 (piping) 及堆積土體滑動 (slope failure) 而潰決，亦有 21.2% 經由其他方法控制而並未潰決 (physically controlled)，小林村堰塞湖潰決主因則為洪水水位高過 e1 剖面線堆積最遠點堆積高程後，洪水逐漸淘刷堰塞湖堆積外圍土砂，逐漸削弱堰塞湖堆積外圍土砂範圍而造成堰塞湖堆積土體內縮，終至堆積於旗山溪河道上之土砂被淘刷殆盡而使堰塞湖上方漫淹水位傾洩而下，因此本研究認為小林村堰塞湖潰決主因應屬洪水溢頂並造成溢流潰壩；在堰塞湖存在時間分析上，Costa and Schuster (1988)

針對 73 個堰塞湖案例進行分析，認為 27% 的堰塞湖存在時間不到一天，而小林村堰塞湖存在時間未超過 3 小時，因此亦屬於此分類。

在堰塞湖可能存在時間或穩定性判別上，Casagi and Ermini (1999) 及 Ermini and Casagi (2003) 都曾提出利用堰塞湖相關參數推算穩定性判別方式，Casagi and Ermini (1999) 則利用崩塌堆積土石壩體積 (V_d) 與堰塞湖上游所阻塞之洪水體積 (V_L) 比值並取對數 (I_i)，如 (1) 式所示並稱此指數為蓄水指數 (Impoundment Index)，當蓄水指數 (I_i) 大於 1 時，代表此堰塞湖屬於穩定，當蓄水指數 (I_i) 小於 1 時，則代表此堰塞湖屬於不穩定。Ermini and Casagi (2003) 以堰塞湖上游集水區面積 (A_b)、崩塌堆積土石壩壩高 (H_d) 及崩塌堆積土石壩體積 (V_d) 等參數合併估算後，以無因次阻塞指數 (DBI) 代表堰塞湖可能存在時間長短，如 (2) 式所示，當 $DBI < 2.75$ 則屬於穩定之崩塌堆積土石壩體 (存在壽命較長)， $DBI > 3.08$ 則屬於不穩定之崩塌堆積土石壩體 (存在壽命較短)，而 DBI 介於 2.75 與 3.08 之間則屬於過渡區。 (I_i) (Casagi and Ermini, 1999) and Geomorphic Index (DBI) (Ermini and Casagi, 2003)

$$I_i = \log \frac{V_d}{V_L} \quad (1)$$

$$DBI = \log \left(\frac{A_b \times H_d}{V_d} \right) \quad (2)$$

以小林村旁堰塞湖為例，若以 Ermini and Casagi (2003) 之無因次阻塞指數 (DBI) 進行估算，堰塞湖上游集水區面積 (A_b)、崩塌堆積土石壩壩高 (H_d) 及崩塌堆積土石壩體積 (V_d) 分別取 354.28 km²、53.0m 及 1053.1 萬 m³ 進行估算，則無因次阻塞指數 (DBI) 估算值為 1786.0，代表此堰塞湖極不穩定；若以 Korup (2005) 之估算方式推算，取堰塞湖上游所阻塞之洪水體積 (V_L) 為 1947.5 萬 m³，則 I_i 估算值為 -0.27，也代表此堰塞湖極不穩定。

五、結 論

本研究主要利用莫拉克颱風期間之降雨、旗山溪河川水位及獻肚山崩塌估算資料，探討小林村旁旗山溪河道上在獻肚山大崩塌後所形成之堰塞湖。小林村在莫拉克颱風期間，於獻肚山大崩塌前總共降下 1218 至 1713 mm 之雨量，降雨集中於 2009 年 8 月 8 日 13 時至 24 時之間，小林村鄰近之甲仙及表湖雨量站

在莫拉克颱風期間之降雨頻率年都超過 200 年。旗山溪水位則由 8 月 6 日下午開始上升，且杉林大橋水位資料在 8 月 9 日上午 8 時左右出現 50 分鐘內急降 3.28m，爾後又在 1 小時內急速攀升 8.05m。本研究根據此水位資料及蒐集資料研判：小林村旁旗山溪河道因獻肚山大崩塌，崩塌土砂阻塞旗山溪河道而形成堰塞湖。根據本研究於獻肚山下邊坡土砂堆積處擷取 9 條剖面線進行崩後地形觀測，並找出崩塌土砂第一波堆積曲線而描繪堰塞湖可能堆積範圍及高度，堰塞湖堆積土體長度、寬度及高度分別為 600.0、347.8 及 53.0 m，總堆積土體體積約為 1053.1 萬 m³，堰塞湖上游總漫淹面積及體積約分別為 92.3 公頃及 1947.5 萬 m³。而堰塞湖形成主因則為降雨形成之崩塌土砂阻塞旗山溪河道，潰決方式則為洪水溢流過頂 (overtopping)，且存在時間不到 3 小時。經本研究利用 Casagi and Ermini (1999) 及 Ermini and Casagi (2003) 估算堰塞湖穩定性公式進行推算，推算結果都顯示此堰塞湖不穩定。

參考文獻

1. 田畑茂清、水山高九、井上公夫 (2002)，「天然ダムと災害」，古今書院，東京。
2. 陳樹群 (1999)，「堰塞湖潰決機制與減災工法研究」，中華水土保持學報，30(4): 299-311。
3. 陳樹群、許中立 (2009)，「莫拉克颱風形成之堰塞湖及危險度評估」，土工技術，122: 77-86。
4. 陳樹群、吳俊鈺 (2009)，「高雄縣小林村獻肚山巨型崩塌引致地形變遷特性」，中華水土保持學報，41(4):357-374。
5. 許銘峰 (2002)，「九份二山崩塌區位植生復育與堰塞湖淤滿年限之研究」，國立中興大學水土保持學系研究所碩士論文。
6. 張雅文 (2009)，「八八水災／小林村倖存者重現滅村經過」，Nownews 重點新聞。
7. 童煜翔 (2008)，「山崩引致之堰塞湖天然壩穩定性之量化分析」，中央大學應用地質研究所碩士論文。
8. 鄭新興、陳文福、蔡喬文 (2004)，「以不同地形資訊探討草嶺地區地形之變遷」，台灣地理資訊學刊，1: 63-78。
9. 鄧屬予、李錫堤、劉平妹、宋聖榮、曹恕中、劉桓吉、彭志雄 (2004)，「臺北堰塞湖考證」，地理學報，36: 77-100。

10. Casagli, N., and L. Ermini(1999), "Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine," *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 20:219-249.
11. Chai, H.J., H.C. Liu, Z.Y. Zhang, and Z.W. Xu(2000), "The distribution, causes and effects of damming landslides in China," *Journal of Chengdu University of Technology*, 27:302-307.
12. Chen, Y.J., F. Zhou, Y. Feng, and Y.C. Xia(1992), "Breach of a naturally embanked dam on Yalong River," *Canadian Journal of Civil Engineering*, 19:811-818.
13. Costa, J.E., and R.L. Schuster(1988), "The formation and failure of natural dams," *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1054-1068.
14. Cui, P., Y.Y. Zhu, Y.S. Han, X.Q. Chen, J.Q. Zhung(2009), "The 12 May Wenchuan earthquake-induced landslide lakes: distribution and preliminary risk evaluation," *Landslide*, 6:209-223.
15. Dai, F.C., C.F. Lee, J.H. Deng, L.G. Tham(2005), "The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China," *Geomorphology*, 65, 205-221.
16. Davis, W.M.(1882), "On the classification of lake basins," *Boston Society of Natural History proceedings*, 21:315-381.
17. Duman, T.Y.(2009), "The largest landslide dam in Turkey: Tortum landslide," *Engineering Geology*, 104:66-79.
18. Ermini, L., and N. Casagli(2003), "Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index," *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 31-47.
19. Geertsema, M., and J.J. Clague(2005), "Jökulhlaups at Tulsequah Glacier, northwestern British Columbia," *Canada. Holocene*, 15:310-316.
20. Haeberli, W., A. Käab, D.V. Muhll, and P. Teyssere(2001), "Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps," *Journal of Glaciology*, 47:111-122.
21. Herget, J.(2005), "Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia," *Geological Society of America Special Paper*, 386:118.
22. Hutchinson, G.E.(1957), "A treatise on limnology, Volume 1," New York, John Wiley & Sons, pp. 1015.
23. Korup, O.(2004), "Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams," *Engineering Geology*, 73:13-35.
24. Quetelard, H., P. Bessemoulin, R.S. Cerveny, T.C. Peterson, A. Burton, and Y. Boodhoo(2009), "World-record rainfalls during tropical cyclone gamede," *American Meteorological Society*, 90:603-607.
25. Raymond, M., M. Wegmann, M. Funk(2003), "Inventory of glacial hazards in Switzerland," *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich*, 182:368.
26. Rudoy, A.N.(2002), "Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, southern Siberia, Altai Mountains," *Quaternary International*, 87:119-140.
27. Schuster, R.L. and J.E. Costa(1986), "A Perspective on Landslide Dams," *Landslide Dam, Processes, Risk and Mitigation*, (Schuster ed.), pp.1-20.
28. Schuster, R.L.(1993), "Landslide dams - a worldwide phenomenon," *Proceedings Annual Symposium of The Japanese Landslide Society*, Kansai Branch, 27 April, Osaka, pp.1-23.
29. Shresta, M.L., and A.B. Shresta(2004), "Recent trends and potential climatic change impacts on glacier retreat/glacier lakes in Nepal and potential adaptation measures.," *In: OECD Global Forum on Sustainable Development*, Paris, France, pp. 21.
30. Shroder Jr., J.F.(1998), "Slope failure and denudation in the western Himalaya," *Geomorphology*, 26, 81-105.

31. Walder, J.S., D.C. Trabant, M. Cunico, A.G. Fountain, S.P. Anderson, R.S. Anderson, and A. Malm(2006), "Local response of a glacier to annual filling and drainage of an ice-dammed lake," *Journal of Glaciology*, 52: 440-450.
32. Wang, X.M., X.Y. Pei(1987), "The 1786 Kangding-Luding earthquake," *Earthquake Research in Sichuan*:1-51.

2010年4月12日 收稿

2010年4月2日 修正

2010年5月1日 接受

(本文開放討論至2010年12月31日)

