

草嶺大崩山之地質與地形演變

李錫堤*

摘要 作者近三十年來曾多次深入到草嶺崩塌地的內部及清水溪河床, 觀察崩積物及其下部未受擾動岩盤的狀況, 並測繪崩山地區比例尺一萬分之一的地質圖, 供山崩分析之用。這些觀察、測繪及相關的調查結果, 對於歷次大崩山的滑動範圍、滑動面的推定及進一步崩滑可能性的評估頗有幫助。本文回顧前人研究及作者歷年的研究成果, 綜合討論草嶺大崩山之原因及其地形演變。草嶺大崩山是典型的天然順向坡滑動, 其百餘年來之地形演變說明了順向坡滑動的一部分地形循環。預期草嶺順向坡會繼續發生中大規模的滑動, 直至完整地露出大窩砂岩頂部而形成「蓋岩」, 完成一個完整的地形侵蝕循環。這種快速的順向坡地形侵蝕循環, 可能是活動造山帶中的一種重要的地形演變現象。

關鍵詞: 順向坡、山崩、地形循環、地形演變。

Geomorphological Evolution and Geology of the Tsaoling Rockslide

Chyi-Tyi Lee*

ABSTRACT The author travelled deeply into the Tsaoling Rockslide area and the Chingshui riverbed several times in the recent three decades, observing the landslide deposits and undisturbed rocks underneath, and mapped the geology on a scale of 1 to 10 thousand. These investigations, observations, mapping and testing results have provided plenty of data for recognition of the extent of the sliding at each different stages, the presumption of sliding planes, and evaluation of future slides. This study reviews previous studies and the results of the author's research over the years, and also provides comprehensive discussion of the cause of the slides and landscape evolution of the Tsaoling dip-slope. The Tsaoling Rockslide is a typical natural dip-slope slide due to river under-cutting. The landscape evolution throughout the history of more than a century shows a part of the terrain cycle of erosion. The Tsaoling dip-slope is expected to continue to occur through moderate to large scaled slides, until a firm "caprock", a top layer of the Tawo Sandstone, has formed, and thereby a terrain cycle of erosion for the dip-slope is completed. This kind of rapid terrain erosion cycle may be an important geomorphological feature in an active orogenic mountain.

Key Words: Dip-slope, landslide, cycle of erosion, geomorphological evolution.

一、前言

位於雲林縣古坑鄉草嶺村附近的草嶺大崩山是世界上少有的大規模山崩之一。在有資料可查的一百餘年內，共發生五次大規模崩山，而最近的四次已被列入了世界近百年大型山崩災害 (Guthrie and Evans, 2007)。歷次崩山活動，崩塌岩屑均曾堵塞河道形成天然壩，下游地區亦因後來天然壩之潰決而屢受災害。由於清水溪水資源規劃工作之需及個人興趣，作者近三十年來曾多次深入到草嶺崩塌地的內部及清水溪河床，觀察崩積物及其下部未受擾動岩盤的狀況，並測繪崩山地區較大比例尺之地質圖，確立區域地質構造，並研判歷次大崩山滑動面暨釐清滑動體的幾何形狀。1999 年集集地震誘發的崩滑體位置與體積正如 1993 年之研判結果 (李錫堤等人, 1993)。本文回顧前人研究及作者歷年的研究成果，綜合討論草嶺大崩山之原因及其地形演變，並對未來之山崩活動做一推論。

二、地形與地質

草嶺村隸屬雲林縣古坑鄉，位於濁水溪支流之清水溪中游右岸山坡，海拔高度約 400~1200 公尺。草嶺大崩山位於草嶺山 (又稱掘壑山，標高 1234 公尺) 西南側山坡。清水溪主流由東往西流，切經崩山區坡腳，至雙溪嘴轉向北流，於竹山西北側匯入濁水溪。清水溪流域地形上是屬阿里山塊具代表性的一部分。

草嶺村落位於崩山區之東鄰山坡，距離大崩山之東緣僅約 1 公里。草嶺暨其鄰近地區河流坡度較大，在溪床上常可見到大片岩層露出，並時有懸崖及瀑布形成，風景頗為秀麗。草嶺大崩山範圍寬約 2 里，長約 3 公里，具崩崖、裂谷及天然壩等特殊地形景觀 (圖 1 及圖 2)。

本研究區屬台灣西部麓山帶地質區，出露之地層由老而新分別為中新世晚期之關刀山砂岩、十六份頁岩、大窩砂岩、上新世之錦水頁岩及卓蘭層；其中關刀山砂岩、十六份頁岩與大窩砂岩相當於台灣北部之桂竹林層，各地層岩性及厚度見表 1，地層分佈及地質構造詳見圖 3。新地質圖係以 921 後新測的地形資料重新繪製，其中之褶皺及斷層構造名稱主要沿用經濟部中央地質調查所之命名 (劉桓吉及李錦發, 1998)。各主要地層及構造分別說明如下：

(1) 關刀山砂岩

關刀山砂岩全厚約 900 公尺，但僅部份出露於研究區東緣之清水溪兩岸及研究區之西北角與東北角。此地層以巨厚層之泥質砂岩為主，間夾薄層頁岩、砂質泥岩及砂頁岩之薄互層。砂岩細粒緻密，新鮮時呈青灰色，風化後即轉為黃褐色。由於砂岩抗蝕力強，故在清水溪形成狹隘河道，兩側為陡峭之岩壁；研究區東緣之峽谷稱為「全仔峽谷」。

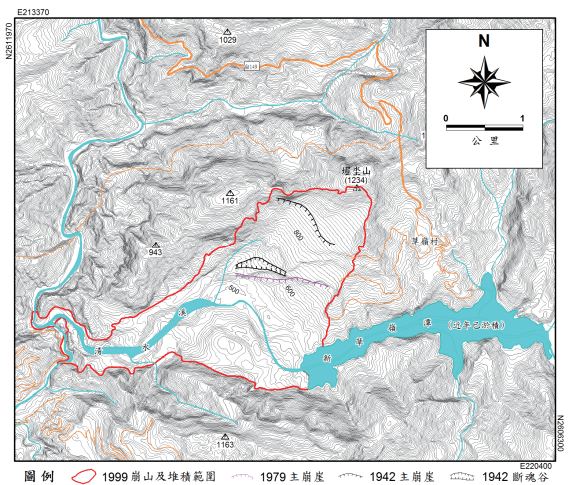


圖 1 草嶺大崩山及鄰近地區之地形與地勢

Fig.1 Topography and terrain of the Tsaoiling landslide and its vicinity

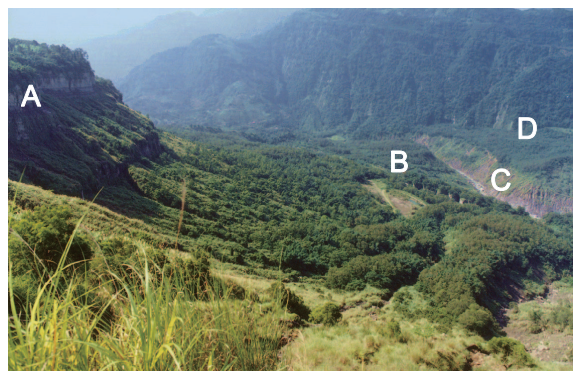


圖 2 集集地震前草嶺大崩山全景 (A: 大崩崖, B: 斷魂谷, C: 清水溪河床, D: 倒立山及 1941 年及 1942 天然壩殘跡)

Fig.2 Overview of the Tsaoiling landslide before the Chi-Chi earthquake (A: 1942 head scarp, B: break-away valley before 1999, C: Chingswei river channel, D: 1941 and 1942 landslide deposits)

(2) 十六份頁岩

十六份頁岩整合於關刀山砂岩之上, 亦出露於研究區東緣清水溪南北兩岸及研究區西北角, 厚約 200 公尺。此地層以巨厚層之砂質頁岩或泥岩為主, 間夾薄層之砂岩。頁岩或泥岩呈暗灰色, 富含孔蟲類及貝類化石, 風化後具洋蔥狀剝理, 抗蝕力較弱。

(3) 大窩砂岩

大窩砂岩廣泛分佈於清水溪兩岸, 地層厚度可達 1000 公尺, 在研究區內出露厚度在 600 公尺以上。大窩砂岩上部主要由巨厚層之細砂岩及極細砂岩構成, 偶夾厚薄不等之頁岩或砂頁岩薄互層; 砂岩最厚者可達 40 公尺以上, 常形成順向坡、懸崖及瀑布等。砂岩組織頗緻密, 新鮮時呈灰色或青灰色, 風化後呈黃褐色。本地層中部夾一段厚度約 60 公尺之暗青灰色頁岩或泥岩, 富含孔蟲及貝類化石。大窩砂岩下部以灰色厚層泥質砂岩為主, 間夾薄層頁岩或砂頁岩薄互層。砂岩常含泥片、煤跡或炭粒, 層面間含多量之雲母碎片, 且部份具有交錯層、波痕等淺水沉積構造及生痕化石。

(4) 錦水頁岩

錦水頁岩在九芎坪向斜與草嶺背斜兩構造間, 順沿著緩坡地形, 圍繞著草嶺崩山區分布, 並為崩山區之主要滑動岩層, 其厚度在 100 公尺至 150 公尺之間。本地層主要由暗青灰色之砂質頁岩或泥岩所構成, 偶夾薄層砂岩, 富含孔蟲化石。由於頁岩或泥岩抗蝕力較弱, 故其分佈地區常為緩坡或凹地, 野外地形特徵明顯。

(5) 卓蘭層

卓蘭層是崩山區之主要崩滑岩層, 除了分佈在崩山區及其周圍外, 在清水溪南側亦有廣泛的分布, 其總厚度可達一千公尺以上。本地層由厚層及巨厚層之淡灰色泥質砂岩, 間夾厚薄不等之灰色頁岩或泥岩所組成。卓蘭層最下部有一約 35 公尺厚之巨厚層砂岩, 構成原斷魂谷兩側之削壁, 及斷魂谷以上之岩板 (rock slab)。此岩板之上有一層約 2 公尺厚之砂頁岩薄互層, 並至少含有一層頗有延伸的順層泥縫 (bedding parallel clay seam) 及兩層延續性不佳的順層泥縫; 1942 年大崩山及 1999 年大崩山均順沿此薄互層滑動 (將在下一章詳述)。

(6) 階地堆積層

階地堆積層主要分佈於清水溪之兩側, 其分佈範圍有限, 由未固結之泥、砂及礫石等組成。礫石為次圓形或多角形, 大小相混, 充填物為泥及細砂, 厚度約為 5~10 公尺。

(7) 沖積層

現代河川沖積層分佈於清水溪及其支流之河床, 由岩塊、岩屑及雨水冲刷再沉積之泥砂、礫石等構成。其厚度一般在五公尺以下, 但在崩山區上游堰塞湖內的沖積湖積物厚度可達 60 公尺。

(8) 崩積層

此為崩山區內堆積之土石, 由多期山崩滑移所帶來之岩塊、岩屑等混雜堆積而成, 厚度最大者可達 150 公尺。

(9) 草嶺背斜

草嶺背斜軸呈近南北向穿過研究區之東半部, 北延至蓬萊山莊後逐漸轉為正南北向, 並於梅溪育樂場北方被社後坪斷層截失。本背斜軸線以低角度向南傾沒, 軸面向西傾斜。於清水溪水文站東側之山凹處背斜軸部露出最為明晰。背斜東翼地層傾角較大, 在 20 度至 50 度之間; 西翼地層較平緩而開展, 向西南傾斜約 10 度至 15 度。

表 1 草嶺地區地層表

Table 1 Stratigraphic column of the Tsaoling area

年代	地層	岩性	厚度 (m)
全新世	沖積層	泥、砂、礫、巨礫及塊石	5~60
	崩積層	泥、砂、岩屑、岩塊	5~150
更新世	階地堆積層	泥、砂、礫、巨礫及塊石	5~10
上新世	卓蘭層	厚層泥質砂岩, 間夾頁岩或泥岩。	>1000
	錦水頁岩	巨層頁岩或泥岩, 偶夾薄層砂岩。	100~150
中新世	大窩砂岩	厚層及巨層泥質砂岩, 間夾薄層頁岩或泥岩。	1000
	十六份頁岩	巨層頁岩或泥岩, 偶夾薄層砂岩。	200
	關刀山砂岩	巨層泥質砂岩, 間夾薄層頁岩。	900

(10) 九芎坪向斜

九芎坪向斜軸呈近南北向穿過研究區之西半部。向斜西翼地層較陡，向東南傾斜在 21 度至 46 度之間；東翼地層平緩而開展，向西傾斜在 5 度至 15 度之間。本向斜構造亦屬一不對稱褶皺，軸面亦向西傾斜，且軸線亦向南傾沒。草嶺大崩山即位於本向斜之東翼，亦即草嶺背斜之西翼。

(11) 石古坪斷層

近乎南北走向的石古坪斷層位於研究區西緣，九芎坪向斜之西側。此斷層在台灣地質圖雲林幅中為一推測斷層 (劉桓吉及李錦發，1998)，其斷層性質不明，但可以確定的是層位落差不大。

(12) 內磅斷層

位在堀垍山東北方的西北 - 東南向斷層，最早見於李錫堤等人 (1993) 之草嶺大崩山地質圖，但當時考量其層位落差不大而未命名。之後內磅斷層之稱乃見於台灣地質圖雲林圖幅 (劉

桓吉及李錦發，1998)，且被認為是截切大尖山斷層且延伸到桐樹湖斷層的一條重要橫移斷層。

(13) 社後坪斷層

社後坪斷層位於研究區之東北隅，原稱為內湖斷層 (張麗旭等人，1960；詹新甫與耿文溥，1962；黃鑑水等人，1983；李錫堤等人，1993)。此斷層是本研究區內層位落差較大的一條西北 - 東南向斷層，其東北側地塊相對於西南側地塊西移並上升。草嶺背斜北端受其截切，斷層北側出現的背斜稱為石炭湖背斜 (劉桓吉及李錦發，1998)。

(14) 鹿窟斷層

鹿窟斷層之命名最早見於阿里山煤田地質圖 (張麗旭等人，1960)，是本研究區內層位落差較大的一條南北向逆衝斷層，斷層之東側為上升側。斷層上盤地層為大窩砂岩，走向北 10 度東至北 22 度東，向西傾斜 59 度至 74 度；下盤地層主要為卓蘭層，約呈北東走向，向東南傾斜，傾角介於 21 度與 50 度之間。

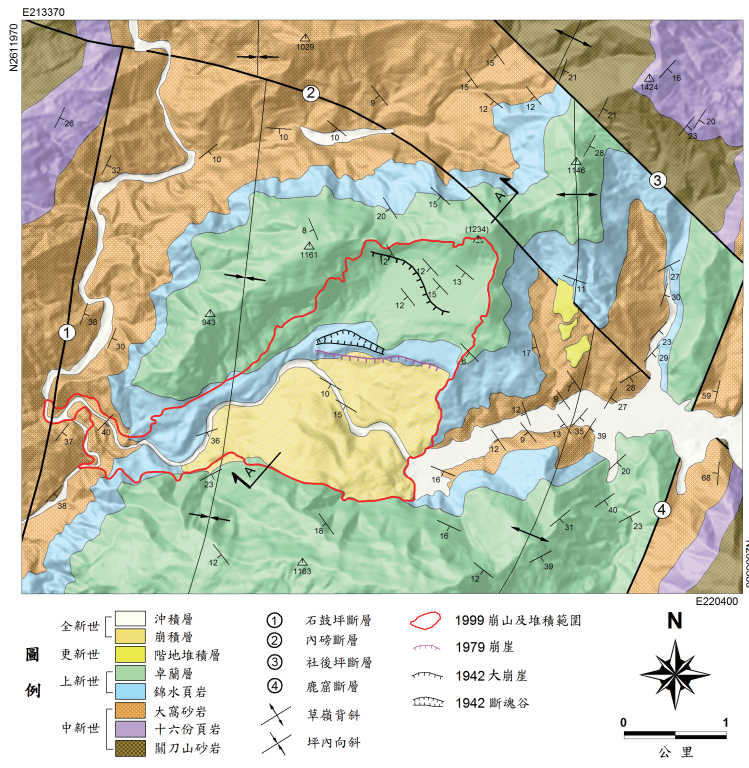


圖 3 草嶺地質圖

Fig.3 Geologic map of Tsaoiling

(15) 崩山區地質

草嶺大崩山範圍內是一呈約 12 度向西南傾斜之順向坡, 坡面順沿層面發育; 目前在原「斷魂谷」以上仍由卓蘭層最下部約 35 公尺厚之巨厚層砂岩形成「蓋岩」。原「斷魂谷」在 1999 大崩山之後已消失無踪。1979 崩崖已略為後退, 其崖線下方坡面目前仍有頁岩出露, 再下方坡面則已被崩積層覆蓋。不過, 根據作者在 1993 年之調查, 當時在清水溪河床已刷深到岩床, 並穿透整層錦水頁岩而露出大窩砂岩之頂部岩層 (圖 4)。

1993 年之節理調查成果 (表 2) 顯示, 在崩山區層面的優勢位態是 $N31^{\circ}W/12^{\circ}W$ 。此傾角與剖面分析結果一致, 但在 1942 大崩崖上方層面傾角有變陡之現象, 預先暗示了不安定的徵兆。斷魂谷暨其以上之砂岩內共有四組節理, 其中 A 組與 B 組是呈共軛之斜節理 (conjugated diagonal joints), C 組是傾向節理 (dip joint), D 組是走向節理 (strike joint)。四組節理中, 以 A 組較為發達, 而在同一地點通常以少於 2 至 3 組節理同時出現。常見兩組斜節理與層面共同將砂岩切成菱形塊, 或由走向節理、傾向節理與層面共同將砂岩切成四方塊。

三、歷年的大崩山活動

草嶺歷次大崩山的記載散見於地方烈震報告及一些學者專家的事後調查與訪問記錄 (台灣總督府氣象臺, 1942; 徐世大, 1951; 洪如江, 1980; 黃鑑水等人, 1983; 李錫堤等人, 1993; 洪如江等人, 2000; 黃鑑水與陳勉銘, 2001; Hsu and Leung, 1977; Hung *et al.*, 2002)。根據這些文獻的記載及個人之研究, 可資查考之草嶺大崩山共有五次, 各次崩山之經過與受災情形可歸納如表 3, 並說明如次:

1. 第一次崩山 (1862 年 6 月 7 日)

根據台灣氣象台出版之嘉義地方烈震報告 (台灣總督府氣象臺, 1942), 草嶺堀壑山在同治元年五月十一日 (西元 1862 年 6 月 7 日) 之大地震時發生崩山, 留下一處明顯之斷崖, 崩塌岩屑堵塞河道, 形成天然壩, 壩高無記載。該壩於民國前 16 年 (1898 年) 潰決, 潰決原因亦無記載。根據徐明同 (1983) 之估計, 1862 年之地震規模 6.5, 烈震區在台南 - 嘉義一帶; 根據蔡義本 (1985) 之估計地震規模為 7, 震央在台南。

表 2 草嶺大崩山區節理優勢位態一覽表

Table 2 Preferred attitude of joint system in the Tsaoling landslide area

地點	A 組	B 組	C 組	D 組	層面
大崩崖上方	$N6^{\circ}E/80^{\circ}E$ $N12^{\circ}W/78^{\circ}E$	$N72^{\circ}E/83^{\circ}N$	—	—	$N34^{\circ}W/14^{\circ}W$
斷魂谷上方	$N5^{\circ}E/82^{\circ}E$	—	$N44^{\circ}E/90^{\circ}$	—	$N31^{\circ}W/12^{\circ}W$
斷魂谷	$N18^{\circ}W/89^{\circ}E$	$N79^{\circ}E/84^{\circ}N$	—	$N56^{\circ}W/79^{\circ}N$	$N31^{\circ}W/12^{\circ}W$



圖 4 清水溪中的大窩砂岩露頭與河床上的大岩塊 (photo taken in 1993)

Fig.4 The Tawuo Sandstone exposed at the Chingswei riverbed and massive sandstone block remained in the channel

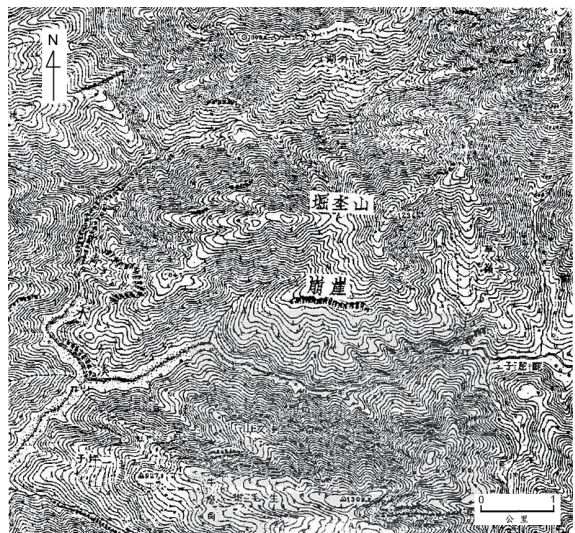


圖 5 1927 年草嶺地區地形圖 (原圖比例尺為 1 萬分之一)

Fig.5 Topographic map of Tsaoling area published in 1927 (the original map is 1 to 50 thousand in scale)

1862年崩山所留下的崩崖明示於1927年由日本陸地測量部所繪製之比例尺五萬分之一的地形圖上，圖上標明之崩崖位於標高750至770公尺處。滑動體應在此崩崖以下到清水溪河床之間，滑動面推測在卓蘭層內部。在1927年出版之地形圖上(圖5)，清水溪河道在崩塌區之位置為向西直流，顯示與目前之位置有別，河床標高為390公尺；遠低於目前之520公尺(參見圖1及圖6)。

2. 第二次崩山 (1941年12月17日)

依據嘉義地方烈震報告，民國三十年十二月十七日清晨四時二十分，全台灣皆感受到強烈地震。當時的地震規模為7.1，震央在嘉義東南方約10公里處的中埔附近，震源深約10公里。本次地震引發之山崩甚多，其中規模最大者即是草嶺大崩山。地震時堀壑山之西南面發生崩塌，岩層滑落堵塞河道形成高約70公尺之天然壩。原居住在堀壑山山坡上之一戶人家，一家四口連房子一起隨山坡滑移至對岸倒交山上，其中一人驚慌奔出而遭壓斃，其餘三人留在傾倒之房屋內倖免於難。

3. 第三次崩山 (1942年8月10日)

1942年8月10日因連日豪雨，堀壑山受到兩水之浸潤，西南面再度發生更大規模之崩山，崩落之岩屑將原有之天然壩堆高至170公尺。至民國1942年10月23日，堰湖盈滿，其容量為1.2億立方公尺，此即為聞名之「草嶺潭」。

草嶺潭形成之後，日本政府在天然壩上興築溢流道、護牆及跌水工。台灣光復後水利局曾積極籌劃加強天然壩，惜於民國四十年五月中旬連日豪雨，5月18日潭水水位驟增，巨大洪流之水面超出溢流口達4公尺，清晨五時許溢流口下游發現裂縫，7時30分天然壩開始潰決，洪水波直向下游奔騰而下，水位高出濁水溪縱貫鐵路橋並使濁水溪南岸堤防決口，造成巨災。

根據野外的觀察結果，1941年及1942年草嶺大崩山後，此區在斷魂谷以上的岩盤被認為是沒有動過的，滑動面應該在該處呈現的砂岩岩面之上，而極可能位於其直上的砂頁岩薄互層之內(圖6a)。斷魂谷以下，滑動面大致位於錦水頁岩的頂部(圖6a)。此一推論的主要依據包括：(a) 斷魂谷南側的砂岩層是動過的(呈現許多巨大張裂縫)，而砂岩層以下的錦水頁岩上部地層則沒有動過，(b) 清水溪河床處顯示錦水頁岩沒有

受擾動，該處滑動面還在頁岩露頭之上。圖7顯示1993年當時在斷魂谷以上之砂岩岩面，左側人坐處為砂頁岩薄互層。

4. 第四次崩山 (1979年8月14日)

依據台灣省水利局草嶺崩山記之敘述，1979年8月14日凌晨，右岸舊崩塌積土開始小規模之崩落，崩落岩屑堆積於舊草嶺天然壩遺址上。8月15日發生豪雨，右岸岩層大量崩落，完全堆積河道中，再度形成天然壩。壩體積約5百萬立方公尺，高約90公尺，頂部長約110公尺，寬約100公尺，蓄水量約4千萬立方公尺。山崩時並未發生響聲或搖動，故確實時刻不詳，可能在15日清晨6時許。山崩發生後，當地居民即以電話通知草嶺村長，由村長向外報告。

崩山發生當年的觀察顯示，主要滑動面係在錦水頁岩內部(圖6b)，當時尚可在1979崩崖下部看到頁岩露出厚度達10至20公尺，顯示滑動面在錦水頁岩頂部下的鉛直距離超過20公尺。在崩崖下方河溝中觀察到的原狀頁岩岩盤顯示，崩山滑動未包括此部份頁岩。但在清水溪河床的觀察顯示，錦水頁岩下部包括在滑動的範圍內，而河床中露出的大窩砂岩頂部地層則未受到擾動(圖6c)，故滑動面應在此砂岩層以上，最可能的位置即在錦水頁岩底部，整個滑動面推估略成階梯狀(圖6b)。

1979年8月23日，中度颱風「茱迪」接近本省，中南部發生豪雨，堰塞湖水位上升，至23日3時，水位超過天然壩頂最低標高525.75公尺，而開始溢流，終於在24日上午11時30分間潰決。由於洪水衝擊，下游的桶頭橋、瑞草橋及若干道路均告沖壞。所幸政府於8月14日崩山後即全面警戒，日夜防範，疏通居民，同時天然水庫容量有限，故未釀成巨災。

5. 第五次崩山 (1999年9月21日)

1999年9月21日零晨1時47分發生震矩規模達7.6的集集地震，造成2,434人死亡、54人失蹤、11,306人受傷、近11萬戶房屋全倒或半倒，並誘發了9,272處面積大於0.0625公頃之山崩，總面積共127.8平方公里(Liao and Lee, 2000)。此次地震誘發的最大山崩即草嶺大崩山，總崩塌及堆積面積約528公頃。滑動塊體主要在原大崩崖以上到堀壑山三角點附近，面積約75公頃，中心厚度約200公尺；次要滑動體在原斷魂谷附近；總滑動體積約1億2千5百萬立方公尺。堆積物中約2千5百萬立方公尺的

土石堆積於清水溪河谷，形成一個沿河道長約 5 公里的天然壩，清水溪再度受堵而形成「新草嶺潭」；天然壩高約 50 公尺，最大蓄水量約三千五百萬立方公尺。崩滑體中另約 1 億立方公尺的土石則越過清水溪堆積到對岸的倒交山上。滑動塊體上原有 14 戶共 36 人隨著土石滑動越過清水溪而至倒交山上，導致 29 人不幸罹難，而 7 人獲救生還 (洪如江等人，2000)。

崩山之後，原斷魂谷及大崩崖 (當地風景名為斷崖春秋) 均消失無蹤，但原斷魂谷以上的岩面及岩面以上殘存的砂頁岩互層 (圖 7) 均還存在，且其範圍變得更廣。由此可見：(1) 主滑動塊體的滑動面就在此砂頁岩互層內部，使大崩崖以上到堀壑山頂的塊體順著砂頁岩互層內部層面滑動，(2) 斷魂谷以下之砂岩塊體已完全滑走，且斷魂谷以上鄰近斷魂谷之砂岩塊體也有部分被帶走，其滑動面顯已深入錦水頁岩之頂部 (圖 6d)。經比對災前與災後地形圖，確認堀壑山三角點已經滑走 (圖 3)。圖 8 顯示在原斷魂谷以上之同一砂岩岩面 (與圖 7 位置相近且為同一砂岩岩面) 並未受本次崩山擾動。接續在砂岩面上方可觀察到砂頁岩薄互層及多處順層之泥層 (bedding parallel clay seam) (Miyamoto, *et al.*, 2009)。

由於擔心天然壩溢堤後潰決可能對下游地區造成災害，經濟部水利署在災後立即開闢二條疏洪道，導引潭水沿疏洪道排洩，暫時解決了潰壩危機。隨後水利署並在崩塌區裝設各種監測設施，以提供預警防災之用。

四、地形演變

近百餘年來有資料可考的五次草嶺大崩山都是典型的天然順向坡滑動。茲將五次滑動的滑動體合併畫製，以方便查看滑動的空間順序及瞭解其地形演變 (圖 9)。

表 3 草嶺大崩山歷史簡表

Table 3 List of the historical Tsaoing landslides

崩塌期別	崩塌日期	崩塌原因	崩塌量體	天然壩高	天然壩潰決		
					日期	原因	下游災害
第一次崩山	1862 年 6 月 6 日	地震	—	形成天然壩	1898 年	不詳	不詳
第二次崩山	1941 年 12 月 17 日	地震	84x10 ⁶ 立方公尺	70 公尺	—	—	—
第三次崩山	1942 年 8 月 10 日	豪雨	100x10 ⁶ 立方公尺	累積至 170 公尺	1951 年 5 月 18 日	豪雨洪水冲刷	死亡 137 人，沖失農田 3,000 公頃
第四次崩山	1979 年 8 月 15 日	豪雨	26x10 ⁶ 立方公尺	90 公尺	1979 年 8 月 24 日	豪雨洪水冲刷	桶頭橋及瑞草橋沖壞*
第五次崩山	1999 年 9 月 21 日	地震	120x10 ⁶ 立方公尺	60 公尺	—	—	—

*天然壩崩潰前已疏遷居民，故未造成重大災害。

1862 年的滑動僅有崩崖位置可考，但以此此次滑動形成了堰塞湖並維持了 36 年之久，其滑動體積可能不小，且當時的清水溪河谷可能為較窄之峽谷，故可堆積出較高而穩定的天然壩。因此，作者假設其滑動體斷面如圖 9 之滑動體 1 所示。1896 年天然壩潰決後，吾人並未能在 1927 年出版的五萬分之一地形圖上看出天然壩的遺跡 (圖 3)，這也可以推論 1862 年滑動前的清水溪河谷可能是個峽谷。1941 年及 1942 年的滑動、1989 年的滑動及 1999 年的滑動都已有災前與災後地形圖可以做比較，因此其滑動體平面及斷面位置均較確定 (圖 9)。

由圖 9 回顧 1862 年以前的草嶺地形，當時正是以卓蘭層砂岩為「蓋岩」的大型順向坡，且其坡腳已被清水溪河流下切超過 200 公尺深而在河床處露出錦水頁岩，使整個順向坡呈虛懸狀態。果不其然，就在 1862 年台南 - 嘉義地震時發生了大崩山。1862 年崩山後，草嶺順向坡仍不穩定，所以才有後續的大崩山陸續發生，上演了一序列之巨變式地形演變。

在 1999 年滑動之前，清水溪河床已下切至大窩砂岩頂部 (圖 6c)。位來數十年內，在數次洪水或一次大洪水後，目前堆積在清水溪河床的 1999 年崩積層可能會被冲刷殆盡而再度露出大窩砂岩頂部。屆時，清水溪右岸山坡會有三道虛懸的崖壁存在：最上的第一道是 1999 年主崩崖，第二道是目前殘存於坡面而由原斷魂谷北壁及 1979 崩崖共同後退的崖壁，第三道則是清水溪河床下切後留存於右岸的陡崖。按經驗推論，最容易先滑動的可能是在第二道與第三道崖壁之間的崩積物質。一旦下方山坡滑走，則第二道崖壁將更加高陡，其上方岩板之滑動潛能將增加而可能在下一次地震或豪雨時發生滑動。未來的山崩活動如此不斷向上發展，一直到將堀壑山的高程降低至標高 900 公尺以下而露出錦水頁岩。此層頁岩因易受風化

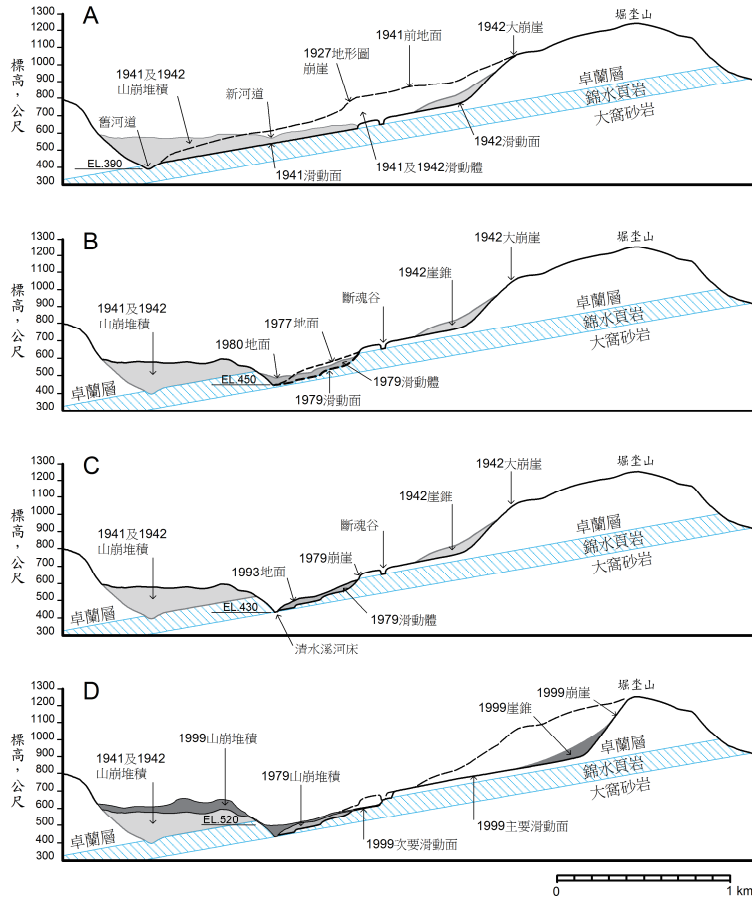


圖 6 草嶺歷年大崩山地質剖面圖 (A：1941 及 1942 崩山，B：1979 崩山，C：1999 前地形態勢，D：1999 崩山)

Fig.6 Geological section of the historical Tsaoiling landslides (A: 1941 and 1942 slides, B: 1979 slide, C: landscape before 1999, D: 1999 slide)



圖 7 1993 年斷魂谷上方之卓蘭層底部砂岩岩面及其上層之砂頁岩互層

Fig.7 Top surface of the basal sandstone and the alteration beds of thin sandstone and shale of Tsaolan Formation exposed above the break-away valley, photo as taken in 1993



圖 8 2009 年原斷魂谷上方之砂岩岩面及其上層之砂頁岩互層

Fig.8 Exposure of the basal sandstone and the alteration beds of thin sandstone of Tsaolan Formation at an approximate location above the original break-away valley, photo as taken in 2009

及侵蝕，最後終至露出大窩砂岩頂部而形成抗風化之蓋岩。

上部大窩砂岩厚達 200~300 公尺。清水溪河床下切至大窩砂岩中部的巨厚層頁岩可能需要相當長的時間。由河川輸砂量資料可知，清水溪流域平均侵蝕速率約每年 1 公分 (中興工程顧問社內部資料)。因為台灣中部山區的地形發育已達穩態 (topographic steady state) (Willett, *et al.*, 2001; Willett and Brandon, 2002)，河床下切速率可按流域平均侵蝕速率以每年 1 公分估算，則清水溪河床切穿上部大窩砂岩約需二至三萬年。以大窩砂岩頂部為蓋岩之草嶺順向坡可能可以維持相當的時日，直至河床之頁岩露出而開始一個新的順向坡侵蝕循環 (圖 10)。

在地形穩態的狀況下，流域各點不斷往下侵蝕但也以相近速率不斷往上抬昇，維持地形平均高度於定值，二至三萬年後的河床高度也將維持在與今日相近的海拔高度。圖 10 即假定河床下切至大窩砂岩中部的巨厚層頁岩頂部時，在清水溪河床高度維持不變的狀況下，所繪製的假想圖。倒交山頂部地形面較為平坦且集流區僅限於自身，故推定其侵蝕速率甚小而假定

其地形不變。清水溪兩岸山坡坡度假定其與 1862 年前相近，為坡度約 45 度之峽谷。這種大型順向坡遭河流下切砍腳達 200 公尺以上的情況，將與 1862 年崩山前的順向坡遭砍腳情況極為相似，其下一侵蝕循環的山崩過程想必也會頗為相似，而再次上演一序列之大型順向坡滑動，直至露出大窩砂岩下部的巨厚層砂岩並形成另一蓋岩為止。

在地質史上，二至三萬年的時間只能算很短暫。這種快速的順向坡地形侵蝕循環，可能只有在活動造山帶中才會發生。所以這應該會是活動造山帶中的一種極為重要而快速的地形演變現象。

五、結 論

草嶺大崩山為臺灣地區規模最大的順向坡滑動，且為世界之重要大型山崩案例。本文除了綜合過去許多學者的調查研究結果，更將作者 1993 年的重要成果公開。由於地質構造及滑動面之掌握正確，成功地預測了 1999 年集集地震誘發的崩滑體之位置與體積。

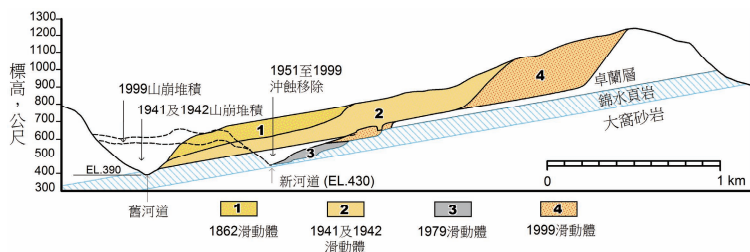


圖 9 草嶺歷年的大崩山之崩滑體與地形演變

Fig.9 Slide mass of the historical Tsaoiling landslides and the geomorphological evolution

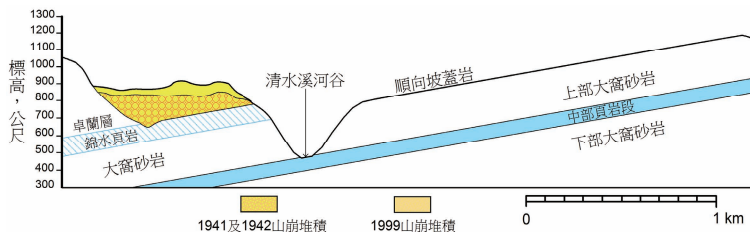


圖 10 草嶺順向坡下一個地形循環開始時的地形假想圖 (回復到 1862 年崩山前的順向坡遭河流下切超過 200 公尺的狀態)

Fig.10 Hypothetical map for the geomorphological development of the Tsaoiling dip-slope just at the start of next terrain cycle of erosion (This means the terrain is going back to the beginning of the present terrain erosion cycle just before 1862, when the dip-slope was undercut by the Chingswui River to an order exceeding 200 meters)

目前崩山區坡面仍存有兩道崩崖，上方土石仍呈虛懸，在未來數十至數百年內，崩山事件仍會持續重演。山崩大多數屬自然地質作用，人為力量無法有效阻擋，但徹底瞭解地層分布及地質構造，對滑動體範圍及山崩發生機制之掌握皆會有所助益。採取適當的迴避與順應自然趨勢的工程措施因應，或許能使山崩及堰塞湖的災害威脅減至最低。

草嶺大崩山是典型的天然順向坡滑動，其百餘年來之地形演變說明了順向坡滑動的一部分地形侵蝕循環。預期草嶺順向坡會繼續發生中大規模的滑動，直至完整地露出大窩砂岩頂部而形成「蓋岩」，完成一個完整的地形侵蝕循環。這種快速的順向坡地形侵蝕循環，可能是活動造山帶中的一種重要的地形演變現象。

參考文獻

1. 台灣總督府氣象臺 (1942), 「嘉義地方烈震報告」, 共 227 頁。(Taipei Observatory (1942). *Report on Chia-Yi earthquake on 17th December 1941*, Taiwan Governor's Office, 227. (in Japanese))
2. 李錫堤、洪如江、林銘郎、蔡龍玲 (1993), 「草嶺崩塌地之工程地質調查與穩定性評估」, 中興工程顧問社委辦計畫成果報告。(Lee, C. T., Hung, J. J., Lin, M. L. and Tsai, L. Y. (1993). *Engineering geological investigations and stability assessments on Tsaoling landslide area*, A special report prepared for Sinotech Engineering Consultants, Inc. (in Chinese))
3. 洪如江 (1980), 「草嶺大崩山之探討」, 工程環境會刊, 1, 29-39。(Hung, J. J. (1980). "A study on Tsaoling rockslides, Taiwan," *Journal of Engineering Environment*, 1, 29-39. (in Chinese))
4. 洪如江、李錫堤、林美聆、林銘郎、鄭富書 (2000), 「天塹可以飛渡、崩山足以斷流 (草嶺順向坡滑動)」, 土工技術, 77, 5-18。(Hung, J. J., Lee, C. T., Lin, M. L., Lin, M. L., Jeng, F. S. and Chen, C. H. (2000). "A flying mountain and dam-up lake: Tsaoling rockslides," *Sino-Geotechnics*, 77, 5-18. (in Chinese))
5. 徐世大 (1951), 「談草嶺潭」, 臺大土木創刊號, 臺大土木工程學會編印。(Hsu, S. T. (1951). "The Tsaoling dammed up lake," *National Taiwan University Civil Engineering*, 1, 3-4. (in Chinese))
6. 徐明同 (1983), 「明清時代破壞性大地震規模及震度之評估」, 氣象學報, 29(4), 1-18。(Hsu, M. T. (1983). "Estimation of earthquake magnitudes and seismic intensities of destructive earthquakes in the Ming and Ching Eras," *Meteorological Bulletin*, 29(4), 1-18. (in Chinese))
7. 張麗旭、詹新甫、李朝雄 (1960), 「阿里山煤田地質」, 臺灣省地質調查所彙刊, 12, 1-18。(Chang, L. S., Tsan, S. F. and Lee, C. H. (1960). "Geology of the Alishan coal field," *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, 12, 1-18. (in Chinese))
8. 黃鑑水、何信昌、劉桓吉 (1983), 「台灣中部草嶺地區之地質與山崩」, 經濟部中央地質調查所彙刊, 2, 95-111。(Huang, C. S., Ho, H. C. and Liu, H. C. (1983). "The geology and landslide of Tsaoling area, Yunlin, Taiwan," *Bulletin of the Central Geological Survey*, 2, 95-112. (in Chinese))
9. 黃鑑水、陳勉銘 (2001), 「草嶺大山崩」, 臺灣博物, 20(4), 28-35。(Huang, C. S. and Chen, M. M. (2001). "Tsaoling landslide," *Taiwan Museum*, 20(4), 28-35. (in Chinese))
10. 詹新甫、耿文溥 (1962), 「台灣阿里山區之橫移斷層及同時或其後之褶皺」, 中國地質學會會刊, 5, 119-126。(Tsan, S. F. and Ken, W. P. (1962). "The strike-slip faulting and the concurrent or subsequent folding in the Alishan area, Taiwan," *Proc. Geol. Soc. China*, 5, 119-126. (in Chinese))
11. 蔡義本 (1985), 「清代台灣有災害地震之研究」, 中央研究院地球科學研究所集刊, 5, 1-44。(Tsai, Y. B. (1985). "A study of disastrous earthquakes in Taiwan, 1683-1895," *Bulletin of the Institute of Earth Sciences Academia Sinica*, 5, 1-44. (in Chinese))
12. 劉桓吉、李錦發 (1998), 「五萬分之一台灣地質圖圖幅第三十八號-雲林」, 經濟部中央地質調查所出版。(Liu, H. C. and Lee, J. F. (1998). *Geological map of Taiwan, Scale 1:50,000, Sheet 38: Yunlin*, Published by Central Geological Survey, Taiwan. (in Chinese))
13. Guthrie, R. H. and Evans, S. G. (2007).

“Work, persistence, and formative events:
The geomorphic impact of landslides,”
Geomorphology, 88, 266-275.

14. Hsu, T. L. and Leung, H. P. (1977). “Mass
Movements in the Tsaoling Area, Yun-
linhsien, Taiwan,” *Proc. Geol. Soci. China*,
20, 114-118.

2011年06月21日 收稿

2011年09月01日 修正

2011年09月15日 接受

(本文開放討論至 2012 年 6 月 30 日)