合歡與奇萊山區第四紀冰川地形

Quaternary glacial landforms in Mt. Hohuan and Mt. Chilai areas of Taiwan

太魯閣國家公園管理處研究生研究報告

中華民國 100 年 12 月

合歡與奇萊山區第四紀冰川地形

Quaternary glacial landforms in Mt. Hohuan and Mt. Chilai areas of Taiwan

國立高雄師範大學地理學系

研究生：陳佳宏 撰

指導教授：齊士崢 博士

太魯閣國家公園管理處研究生研究報告

中華民國 100 年 12 月

目次

圖次.....2
表次.....4
摘要.....5
ABSTRACT.....6
第一章 緒論.....7
　第一節 動機與目的.....7
　第二節 山谷冰川地形系統.....9
　第三節 研究方法.....14
第二章 研究結果.....15
　第一節 合歡溪谷地的冰川地形與沉積物特徵.....15
　第二節 合歡北峰的冰川地形與沉積物特徵.....26
　第三節 奇萊山區的冰川地形與沉積物特徵.....32
第三章 結論與建議.....39
　第一節 合歡與奇萊山區的山谷冰川地形系統.....39
　第二節 合歡與奇萊山區的冰川作用年代.....44
參考文獻.....45
樣本採集點位資料.....47
備註.....48

圖次

圖 1- 1 合歡與奇萊山區圈谷分布圖 8
圖 1- 2 合歡主峰與合歡東峰冰川遺跡地貌圖 9
圖 1-3 山谷冰川的地形演育過程 10
圖 1-4 冰斗的形貌。A:平面、B:縱面 11
圖 1-5 理想的推擠冰磧丘內部碎屑沉積相 12
圖 2-1 合歡溪谷地 15
圖 2-2 主東峰稜線北側圓弧形凹地的三道基岩堤 16
圖 2-3 主東峰稜線北側圓弧形凹地的第三道基岩堤 17
圖 2-4 主東峰稜線北側圓弧形凹地 18
圖 2-5 合歡東峰下溪溝旁之沉積層 18
圖 2-6 合歡尖山南側凹地 19
圖 2-7 合歡尖山南側凹地呈 U 形谷 19
圖 2-8 合歡尖山南側凹地內之蝕溝沉積層剖面 20
圖 2-9 合歡尖山北側的圓弧形凹地 20
圖 2-10 合歡尖山北側的圓弧形凹地 21
圖 2-11 北向坡的平整基岩斷面 21
圖 2-12 合歡尖山北側凹地之南向坡的沉積層剖面 22
圖 2-13 合歡尖山北側凹地的沉積層剖面位置 23
圖 2-14 石門山西南側的圓弧形凹地 23
圖 2-15 合歡東峰下溪溝旁之沉積層近照（HH-3） 24
圖 2-16 HH-1 沉積剖面圖 25
圖 2-17 北峰西側的淺槽狀長凹地與下方的橢圓形凹地 27
圖 2-18 北峰西側的淺槽狀長凹地之基岩堤與堆積堤位置 27
圖 2-19 海拔 3376 公尺處的圓弧形凹地 28
圖 2-20 海拔 3362 公尺處的圓弧形凹地 28
圖 2-21 淺槽狀長凹地之鞍部位置 28
圖 2-22 位在圓弧形凹地的台灣池 29
圖 2-23 台灣池凹地側面圖 29
圖 2-24 北峰西側淺槽狀長凹地的堆積堤近照 30
圖 2-25 HH-2 沉積層剖面圖 31
圖 2-26 HH-2C 的礫石長軸走向與岩面傾向玫瑰圖 31
圖 2-27 月形池谷地全景，虛線表示上下兩凹地的範圍 32
圖 2-28 月形池谷地下凹地的基岩堤與堆積堤 33
圖 2-29 北向坡的倒三角形線狀構造 34
圖 2-30 月形池谷地內的 U 形淺槽狀谷地 34

圖 2-31 月形池谷地的 U 形淺槽狀谷地延伸方向 35
圖 2-32 月形池谷地的堆積堤近照 36
圖 2-33 MP-1 沉積層剖面圖 36
圖 2-34 MP-1D 的礫石長軸走向與岩面傾向玫瑰圖 37
圖 2-35 具磨光面與擦痕的板岩礫石 37
圖 2-36 MP-3 沉積層剖面圖 38
圖 3-1 合歡溪谷地的冰川地形與沉積物分布圖.....40
圖 3-2 合歡北峰的冰川地形與沉積物分布圖 41
圖 3-3 月形池谷地的冰川地形與沉積物分布圖 43

表次

表 1-1 台灣高山地區的圈谷數量 7
表 2-1 HH-1B、HH-1C、HH-1D、HH-1E 與 HH-3 之粒徑分布(%)…….... 26
表 2-2 HH-1B、 HH-1C、 HH-1D、 HH-1E 與 HH-3 之粒徑分布參數.....26
表 2-3 HH-2C 的礫石長軸走向與岩面傾向 31
表 2-4 HH-2B 與 HH-2C 之粒徑分布(%).....31
表 2-5 HH-2B 與 HH-2C 之粒徑分布參數.....32
表 2-6 MP-1D 的礫石長軸走向與岩面傾向 37
表 2-7 MP-1B、MP-1C、MP-1D 與 MP-3 之粒徑分布(%).....39
表 2-8 MP-1B、MP-1C、MP-1D 與 MP-3 之粒徑分布參數.....39
表 3-1 礫石岩面上各類擦痕特徵比較……..……42

摘要

本研究以結合地形學與沉積學方法的「山谷冰川地形系統」之概念下，試圖重建合歡與奇萊山區第四紀冰川地形的時空演育。本研究發現合歡與奇萊山區的冰川侵蝕地形以冰斗最為顯著，以及端冰磧和冰水沉積物等冰川堆積地形；並且依據從沉積層中取得的有機碳年代推測，合歡溪谷地的冰斗地形形成於末次冰期晚期，當時的平衡線高度約在海拔 3090 公尺左右，而合歡北峰與月形池谷地的冰斗地形形成於末次冰期晚期至全新世早期，其當時的平衡線高度約在海拔 3320 公尺與 3460 公尺左右，因氣候與地形因素，在末次冰期晚期時可能出現「平衡線高度傾斜」的現象。

關鍵詞：山谷冰川地形系統、合歡山、奇萊山、第四紀、平衡線高度傾斜

ABSTRACT

Based on concept of “glaciated valley landsystems” that combine geomorphological with sedimentological techniques. This study attempted to reconstruct the spatial-temporal evolution of Quaternary glacial landforms in Mt. Hohuan and Mt. Chilai areas.

The research results show that the cirque is the most obvious glacial erosion landforms in here, also found the terminal moraines and glaciofluvial sediment of glacial sediment landforms. According to the ^{14}C ages to inferred the glaciation age at late Last Glacial in the Hohuan river valley, the ELA was at 3090m. And the glaciation ages at late Last Glacial to early Holocene in the Hohuan N. peak and Moon pond valley, the ELA was at 3320m and 3460m. Furthermore, because of the effects of topography and climate factor, the “ELA gradient” could be found here at late Last Glacial.

Keyword: glaciated valley landsystems, Mt. Hohuan, Mt. Chilai, Quaternary, ELA gradient

第一章 緒論

第一節 動機與目的

日治時期的學者，即以野外觀察冰川地形遺跡，附上照片與圖文說明，認為雪山、南湖大山、玉山等高山地區曾發生冰川作用，根據鹿野忠雄（1934）統計全台圈谷數量至少有 80 個（表 1-1）；近十年來，在國內外學者的努力下，雪山、南湖大山、玉山-八通關與嘉明湖等山區已有詳細地研究成果，透過地形判釋、沉積物分析和定年技術等方法，論證台灣高山地區確實曾經發生冰川作用，包含冰川作用年代與推估各冰期的作用範圍。

表 1-1 台灣高山地區的圈谷數量（鹿野忠雄，1934）

分布山區	數量
雪山	35
南湖大山	19
玉山	11
奇萊連峰	6
秀姑巒山	3
中央尖山	2
合歡山	1
無明山	1
畢祿山	1
能高山	1
總計	80

而在合歡山區奇萊山區的冰川地形研究方面，最早為鹿野忠雄（1934）提出合歡東峰東側有一不完整的圈谷遺跡，奇萊山區有六處圈谷遺跡（圖 1-1），但當時僅從其地貌特徵上來判斷為疑似的圈谷地形；直到近期，楊建夫（2002、2006、2009）經野外調查提出合歡主峰與東峰間遺留冰斗、冰盆、冰坎、角峰、冰蝕啞口以及冰蝕三角面等冰川侵蝕地形遺跡（圖 1-2），以及在合歡北峰的台灣池為冰

蝕湖等，並且依其地形遺跡的分布高度在 3000 公尺左右，與雪山、南湖大山在末次冰期時的平衡線高度來對比推估，認為合歡山區冰川作用可能發生於末次冰期早期（MIS4/3）；朱傚祖（2010）也提出合歡主峰與合歡北峰遺留有冰川地形遺跡。不過，近代兩位學者同樣是從地貌特徵上來判斷合歡山區的冰川地形遺跡，未提出可供沉積相和粒徑分析的冰川沉積物來進一步證實；前人也指出合歡北峰與奇萊山區亦有冰川地形分布，然而並無相關的研究作確認；並且楊建夫（2006）認為合歡山區的冰川作用最早發生於末次冰期早期，然而目前僅在雪山山區可發現末次冰期早期的冰川遺跡，在缺乏絕對年代下，以平衡線高度是否能作為可靠的判斷依據呢？因此，目前合歡與奇萊山區的冰川地形之空間分布與作用年代仍未有確切的結論。據此，本研究目的即在重建合歡與奇萊山區的冰川地形之時空演育，主要探討下列二個方向：

1. 調查合歡與奇萊山區的第四紀冰川地形之分布。
2. 分析合歡與奇萊山區的第四紀冰川作用之年代。

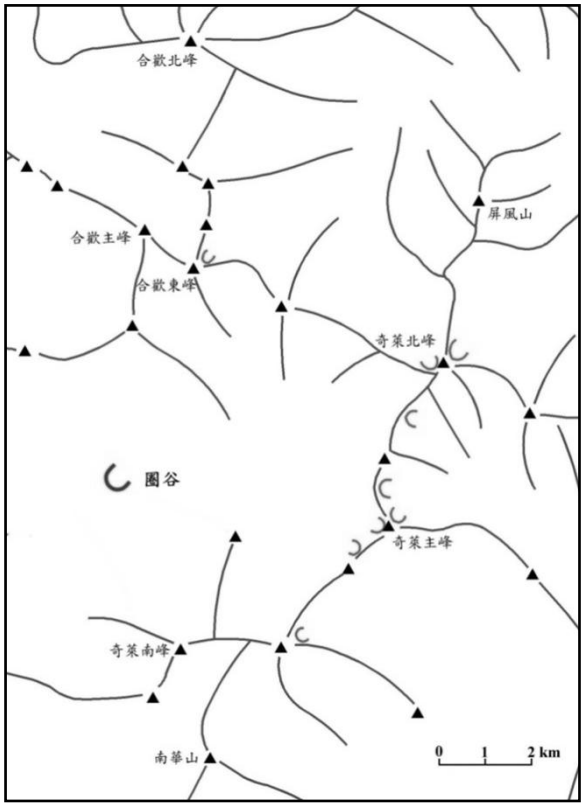

圖 1- 1 合歡與奇萊山區圈谷分布圖（改繪製鹿野忠雄，1934）

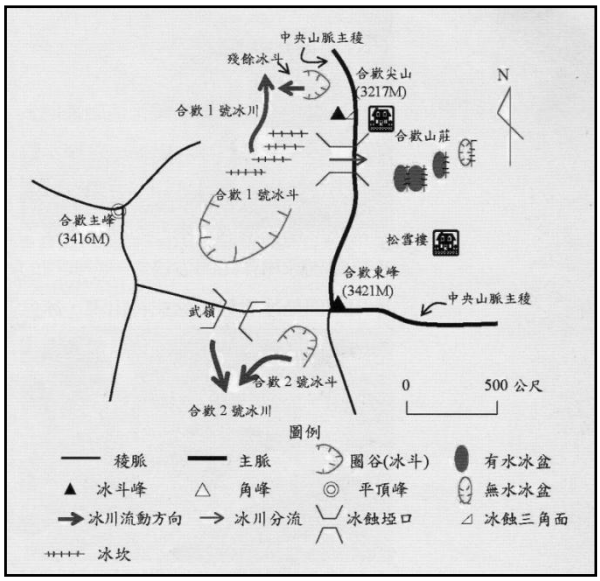

圖 1- 2 合歡主峰與合歡東峰冰川遺跡地貌圖（擷圖自楊建夫，2009）

第二節 山谷冰川地形系統

1978 年 Fookes 等人最早提出『冰川地形系統』(glacial landsystems)之概念，描述在特殊地形背景或特殊環境下的冰川地形與冰川沉積物之組合；而山谷冰川地形系統（glaciated valley landsystems）之概念即是在強調高地或山區環境中，山谷冰川的沉積物與地形間的關係特徵（Evans, 2003），也就是強調冰川地形與沉積物的空間組合關係。

當冰川從高處的冰原或冰斗流入低處的基岩山谷，即形成山谷冰川（valley glacier），其型態如同河流一樣常受到基岩岩性與構造的強烈影響，可能單一出現，也可能像河流系統般多條交匯，其中以冰斗與冰川槽谷為山谷冰川中尺度最大的地形（Benn & Evans, 2010），而台灣高山地區的古冰川類型即屬於山谷冰川。

透過圖 1-3 以圖表方式說明山谷冰川地形在冰期前(Preglacial)、冰期(Glacial ）與冰期後（Postglacial）的地形演育過程（Trenhaile, 1998; 引自 Huggett, 2008），從圖中得知冰期結束後，較典型的山谷冰川所遺留的侵蝕地形與堆積地形之空間組合關係，在尺度較大的冰斗地形中，常見角峰、刃嶺、冰坎、端冰磧和岩屑堆等，以及在冰川槽谷中，常見懸谷、谷階、側冰磧、底磧和端冰磧等地形。由於，當代的台灣高山地區並無形成冰川的條件，僅保存冰期後所遺留的冰川地形遺跡，因此，本研究即針對冰川後退所形成的冰川侵蝕地形與堆積地形為探討對象，瞭解其特徵以協助野外判釋與後續的實驗室工作。

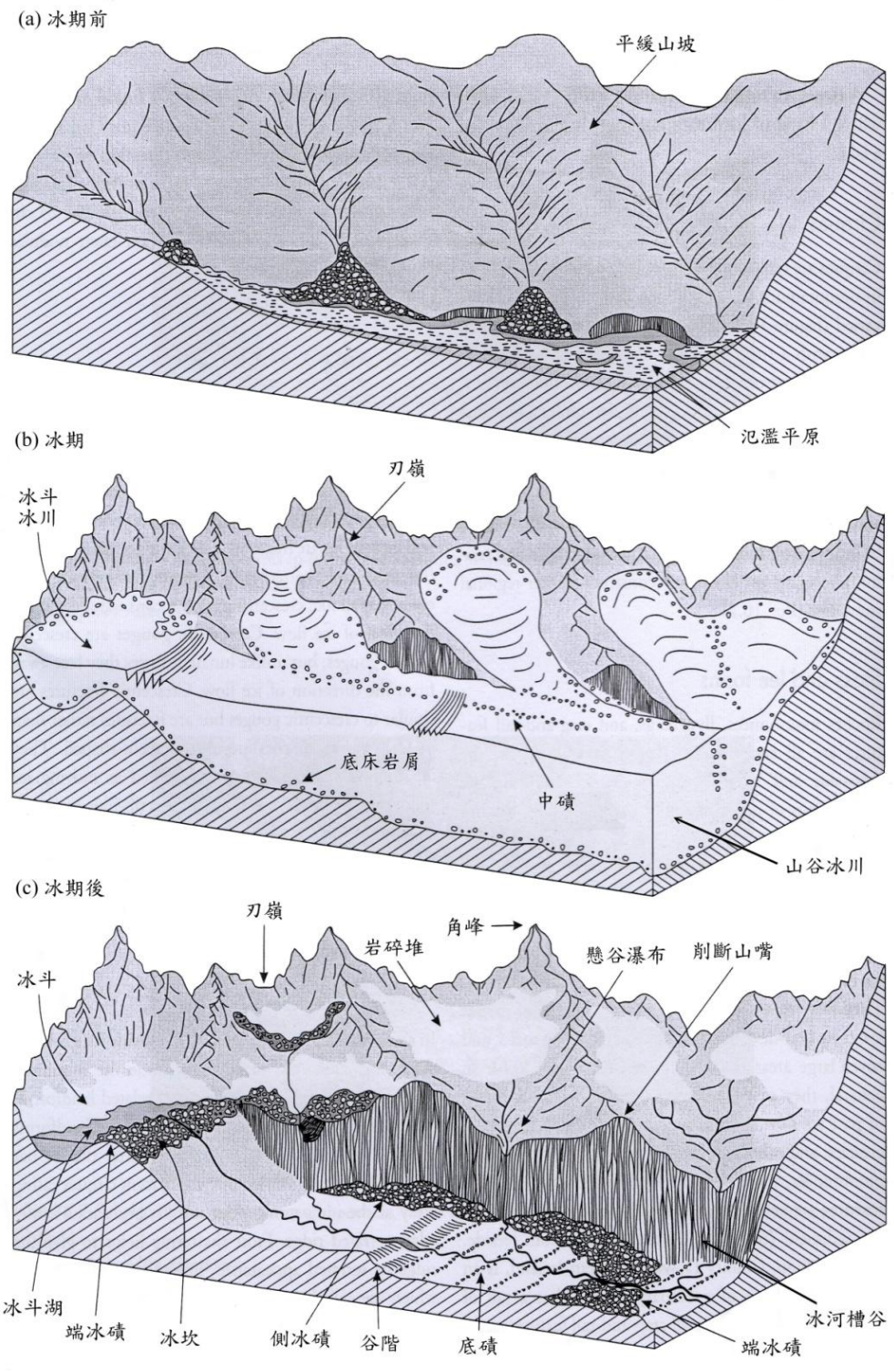

圖 1-3 山谷冰川的地形演育過程（Trenhaile, 1998; 引自 Huggett, 2008）

一、冰川侵蝕地形

(一) 冰斗（cirque）

冰斗發育於山區邊坡或山谷源頭，冰川因內部潛移變形和底部旋轉滑動的作

用力，對底部基岩進行磨蝕和拔蝕作用，而產生的碎屑物隨冰川前端的剪切面（shear planes）向上搬運，減少冰川前緣的基岩侵蝕，形成窪盆狀的基岩凹地和橫臥的壟狀基岩堤，即冰斗盆和冰坎（threshold）（Benn & Evans, 2010）。

典型的冰斗地形通常具有冰斗盆和冰坎，其形貌為圓弧形的基岩凹坡或窪盆，具有陡峭內凹的後壁和平緩的底部（圖 4）（Benn & Evans, 2010; Brook et al. 2006）。

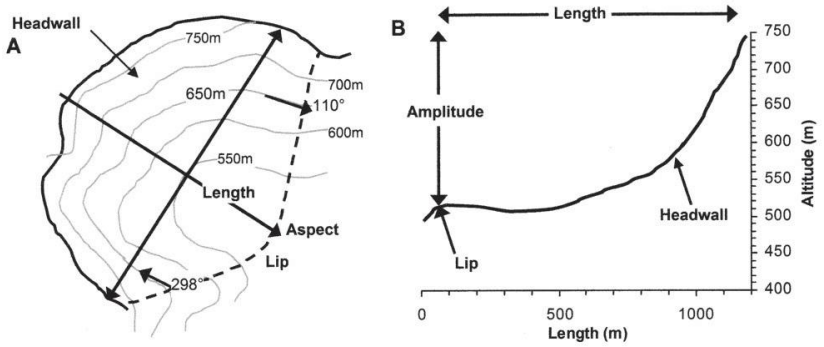

圖 1-4 冰斗的形貌。A:平面、B:縱面（Brook et al. 2006）

(二) 冰川槽谷（glaciated valley）

山谷冰河受控制於山谷的原有地勢發育，沿著原有的山谷地勢內流動，進一步侵蝕山谷的底部與谷壁，使底部加深和谷壁加寬呈凹槽形貌（Benn & Evans, 2010）。

典型的冰川槽谷橫剖面呈 U 形谷，U 形谷的兩側谷壁陡峭且谷底下深，但實際的U形谷兩側山壁是不對稱的，通常呈一邊陡一邊緩，或接近拋物線狀（Benn & Evans, 2010），不過，不具 U 形谷的山谷不能認為是無冰川侵蝕或是無效的冰川侵蝕結果，可能與冰川流量、速度、岩石邊坡作用與岩石抗力等因素（Harbor, 1995），以及與冰川後期的河流下蝕和側蝕有關。

二、冰川沉積物

冰川堆積地形為冰川所挾帶的冰磧物（till）所組成，冰磧物則是冰川中所挾帶的岩屑或碎屑岩塊，因冰川消融或底部融水動力作用而直接沉積下來的堆積物（施雅風等人，2006）；而冰川中所含的岩屑或碎屑岩塊主要來自冰川上（supreglacial）的岩壁與冰河下（subglacial）的岩床，經冰川的磨蝕與拔蝕作用，以及因凍融作用的落石或岩崩，以及雪崩等作用所產生，因此，這些岩屑或碎屑

岩塊被挾帶在冰川表面、內部和底部進行搬運，進而以傾倒、推擠或擠壓方式堆積在冰川邊緣（Evans, 2003; Owen et al. 2003）。依其堆積位置可分為端冰磧（terminal moraine）和側冰磧（lateral moraine）二種類型。

(一) 端冰磧（terminal moraine）

端冰磧形成在冰川體的前端，其形貌呈不對稱的壟狀堆積堤，橫臥在冰斗或冰川槽谷底部，與冰川流動方向垂直；其沉積物來源主要為①冰川表面所覆蓋的岩石碎屑直接傾倒在冰川前端，②冰川內部所挾帶的岩石碎屑因冰川消融而傾倒在冰川前端，③冰川底部的岩石碎屑因冰體前端的剪切作用而將岩屑帶至冰川表面堆積，或是④後期冰川推擠前期的沉積物再次堆積；端冰磧的形成表示冰川在不同時期的最大範圍，為冰川呈現穩定狀態或緩慢後退的狀態（Evens, 2003; Krzyszkowski & Zielinski, 2002）。

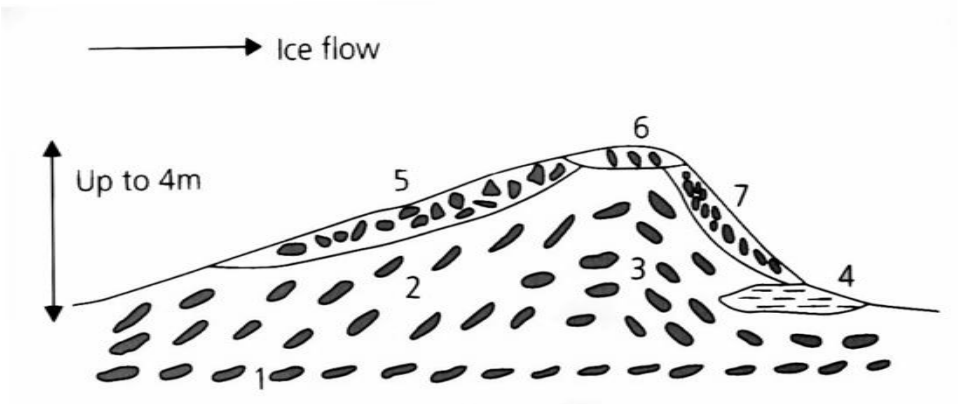

圖 1-5 理想的推擠冰磧丘內部碎屑沉積相

（Sharp, 1984；引自 Benn & Evans, 2010）

由於端冰磧的形成受到冰川的傾倒、推擠或擠壓等變形作用，這些變形作用常表現在端冰磧的沉積相特徵中，又可稱為推擠冰磧丘（push moraine），Sharp（1984）以冰島 Skalafellsjokull 的例子重建理想的推擠冰磧丘之內部沉積相特徵（圖 1-5），將內部沉積特徵分成七個部份（引自 Benn & Evans, 2010）：

1. 位在堆積堤底層，冰磧物未受到干擾或變形，具有主要方向，以低角度向迎冰面傾斜，類似覆瓦狀構造。
2. 相對疏鬆的沉積相，礫石以較陡的角度向迎冰面傾斜，為受到干擾的最底部之冰磧物。

3. 受干擾的冰磧物，礫石向背冰面傾斜。
4. 堆積堤形成時所挾的薄層砂和粉砂層。
5. 堆積堤表面的沉積物。冰磧物受重力滑動而呈疏鬆的沉積相。
6. 略為與冰川方向平行的崩積物，為冰川碎屑直接落下堆積在堆積堤頂部。
7. 堆積堤末端，隨下坡大小淘選的崩積岩屑。

(二) 側冰磧（lateral moraine）

側冰磧形成在山谷邊坡，與山谷走向平行，呈連續的壟狀堆積堤；其沉積物主要來源為①冰川表面所覆蓋的岩石碎屑直接傾倒在冰川邊緣，②冰川內部所挾帶的岩石碎屑因冰川消融而傾倒在冰川邊緣，或是③冰川將前期的沉積物搬運再次堆積；側冰磧的形成可能為單一事件之地形，也可能是新舊不同期的側冰磧相互疊加而成，不論是單一或連續事件所形成，側冰磧反映了冰川在一個邊坡穩定的狀態（Evens, 2003; Iturrizaga, 2003）。

(三) 冰磧沉積物粒徑特徵

冰川沉積相通常缺乏層理，無淘選，混雜各種大小粒徑的碎屑沉積物，常以diamicton 一詞來描述其沉積相（Evens & Benn, 2004），與土石流或崩積物的沉積相類似。

冰磧的細粒沉積物以砂為主，通常砂的含量通常可達樣本重量的一半，而泥含量通常小於 10%（Higgins et al., 2000; Owen et al., 2003），並且冰磧物因混雜各種大小粒徑的岩石碎屑，粒徑的偏態較為對稱，峰態也較為寬，而冰水沉積物則較窄（徐馨等，1992；引自楊建夫，2000），粒徑分布上常出現雙峰或弱雙峰分布，而河流沉積物則為單峰分布（Lysså & Lønne, 2001; Raab & Völkel, 2003; Mills et al., 2009）。

三、冰川前緣沉積物

冰川前緣（proglacial）沉積物為冰川融水、塊體運動與風成作用將上游的冰川沉積物搬運至冰川前緣再堆積，依其分布位置可分為冰水沉積物（glaciofluvial sediment）和冰湖沉積物（glaciolacustrine sediment）兩種類型（Evans, 2003）；冰水沉積物形成在冰川前緣的冰川融水之河道周圍，而冰湖沉積物則形成於冰川與冰坎或端冰磧間所挾的窪地，蓄積的冰川融水呈湖，具有類似河流或湖泊的沉

積相（Evans, 2003）。

冰水和冰湖沉積物的差異從 Owen et al.（2003）在巴基斯坦的當代冰川研究指出，冰水與冰湖沉積物的粒徑以砂為主，其中冰水又較冰湖沉積物粗，而冰湖的粉砂含量也佔相當大的比例。然而在小規模的冰川地區，可忽略冰川前緣的冰水堆積作用，冰川融水河流的基岩河道內可能只有初期的冰川細粒沉積物（Evans, 2003）。

第三節 研究方法

Benn & Owen（2002）提到為準確的重建古冰川環境，研究者必須提出具有說服力的地貌學和沉積學資料，才能確切的將地形歸因於受冰川或非冰川作用，而且分析沉積物與地形的關係可重建沉積物搬運和堆積的過程。據此，探討古冰川作用的空間與時間範圍，則必須著重地形與沉積物的研究來整合。因此，本研究方法依據山谷冰川地形系統（glaciated valley landsystems）之概念，以地形與沉積物二個研究主軸進行合歡與奇萊山區的冰川地形特徵之調查。

1. 野外調查

野外調查工作內容可分為地形調查與沉積物調查二個部份，在地形調查方面，重點在於描述地形的規模、形貌、位置與組成物質（Benn & Evans, 2010）。在沉積物調查方面，由於冰川與部分非冰川所形成的沉積相非常類似（Hewitt, 1999; Benn & Owen, 2002），因此，野外調查首重於判釋出冰川與冰川相關的沉積物，透用沉積相（sedimentary facies）來描述沉積物的沉積特徵，包括岩性、粒徑大小、顆粒形貌、沉積構造和組織等（Hewitt, 1999; Benn & Owen, 2002），經對比地形與沉積物之空間分布關係，方能進行採樣返回實驗室從事粒徑分析工作。

2. 沉積物粒徑分析

Böse（2000）認為判釋台灣冰川地形的存疑必須透過沉積物分析才能解決，Cui et al.（2002）也主張透過分析沉積物特徵來判別冰川堆積作用；粒徑分析的目的即是為了研究碎屑沉積物的粒徑分布特徵，透過敘述統計特性的解釋，以及判釋沉積構造、碎屑形態特徵等方式，可表示特定的沉積環境（Evans & Been, 2004），因此，粒徑分析是區別沉積環境的必要工具（Blott & Pye, 2001）。

本研究的粒徑分析實驗包含了三個部份：篩分析、雷射粒徑分析儀分析

與統計分析，透過篩分析與雷射粒徑分析儀分析將區分沉積物中礫、砂、粉砂和黏土等不同粒徑所佔的比例，再使用 GRADISTAT 程式將篩分析和雷射粒徑分析儀分析的粒徑資料快速地分析，統計粒徑的平均數（mean）、淘選度（sorting）、偏態（skewness）和峰度（kurtosis）之粒徑參數，以敘述統計的方式取得沉積物的粒徑統計參數，以及配合粒徑分布圖表來進行沉積物的解釋（Blott & Pye, 2001；Evans & Been, 2004）。

第二章 研究結果

第一節 合歡溪谷地的冰川地形與沉積物特徵

一、野外調查

圖 2-1 合歡溪谷地（由武嶺向北拍攝）

合歡溪谷地為合歡主峰、東峰與石門山所包圍的盆地，為一個東北-西南向的封閉谷地（圖 2-1），由南向北變窄，谷長約 1950 公尺，最寬約 1100 公尺，面積約 1.35 平方公里，最大落差約 400 公尺，合歡溪發源於此，並由西側谷口流出匯入大甲溪。前人文獻中對於合歡溪谷地的冰川地形有較多的描述（楊建夫，2006、2009），因此，本節進一步對此區域作更詳細的地形特徵與沉積物分析之

探討。

由主稜向谷底延伸的稜線可將合歡溪谷地分成四個部份，包括合歡主東峰稜線北側的大規模圓弧形凹地、合歡尖山南側的凹地、合歡尖山北側的圓弧形凹地，以及石門山西南側的圓弧形凹地。

(一) 合歡主東峰稜線北側的大規模圓弧形凹地

合歡主東峰稜線北側的圓弧形凹地長度約 1100 公尺，最寬約 1100 公尺，具有圓弧且陡峭的凹地後壁，以及平緩呈階狀的凹地底部（圖 2-1）；凹地開口處共有三道橫臥且頂部平坦的基岩堤（圖 2-2），最外側的第一道基岩堤，高於凹地底部約 15~30 公尺，坡面呈現陡-緩相間的階狀稜；第二道基岩堤高於凹地底部約 15 公尺，坡面亦呈現陡-緩相間的階狀稜；第三道基岩堤坡面呈現向凹地底部緩傾，高於凹地底部約 5 公尺以上，基岩堤雖然已被切穿，不過其形貌仍如一道弧狀曲線（圖 2-3）；三道基岩堤的岩層劈理面走向為北偏東 30~40°，向東南傾 80°，明顯與基岩堤走向呈垂直，因此，形成這三道基岩堤應與地層構造條件無關。而在三道基岩堤內側為凹地底部，即國軍雪訓中心的廣場位置，為相當平緩的基岩面，海拔 3085 公尺。

圖 2-2 主東峰稜線北側圓弧形凹地的三道基岩堤（由凹地內向北拍攝）

圖 2-3 主東峰稜線北側圓弧形凹地的第三道基岩堤

然而，在這個大規模的圓弧形凹地中，向後壁較高的合歡主峰和東峰分為二個凹地，這二個凹地被一條從武嶺沿伸至谷底的基岩稜線分開（圖 2-4）。從武嶺向下延伸的基岩稜線呈現弧狀，使合歡主峰下的凹地呈明顯的圓弧形凹地，但因覆蓋茂密的冷杉林，並且已被河川下切成深谷，而無法觀察是否有明顯的平坦底部；在這個圓弧形凹地上方的主峰東向坡還有一個規模相當小的圓弧形凹地，大致位在林線以上，海拔約在 3240 公尺。另一個靠東峰的凹地，較類似河流所下切的狹谷地形，其形貌不具明顯的圓弧形，在這個凹地僅臨出口處的小溪溝旁，可發現這個大規模的圓弧形凹地中唯一一處沉積層（圖 2-5），由於沉積層分布的範圍不大，大致厚約 10 公尺，沉積層頂部平坦可能受到人為影響，因為此平坦面上為一條小路，其沉積相呈現出 diamicton，所含巨礫最大將近 1 公尺，但是沉積層緊鄰在小溪溝旁，因此難以現場判斷其成因為崩積物或冰川所堆積。

另外，在東峰朝向合歡溪谷地的西向坡，約在海拔 3340 公尺處具有明顯的坡折變化，呈上坡緩下坡陡，並且在主峰與東峰間的稜線在武嶺呈山坳狀的鞍部，海拔 3275 公尺（圖 2-4）。

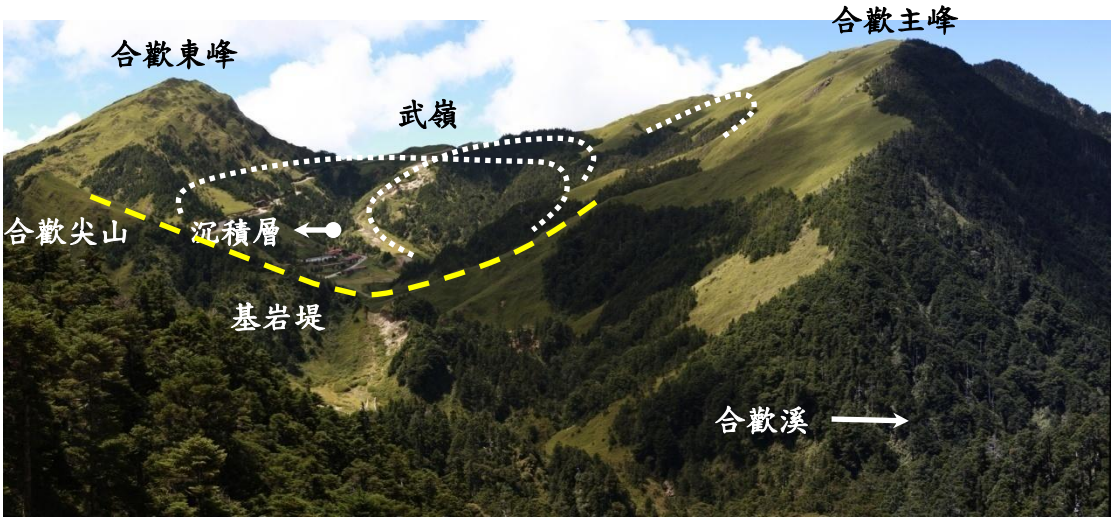

圖 2-4 主東峰稜線北側圓弧形凹地（由石門山向南拍攝）

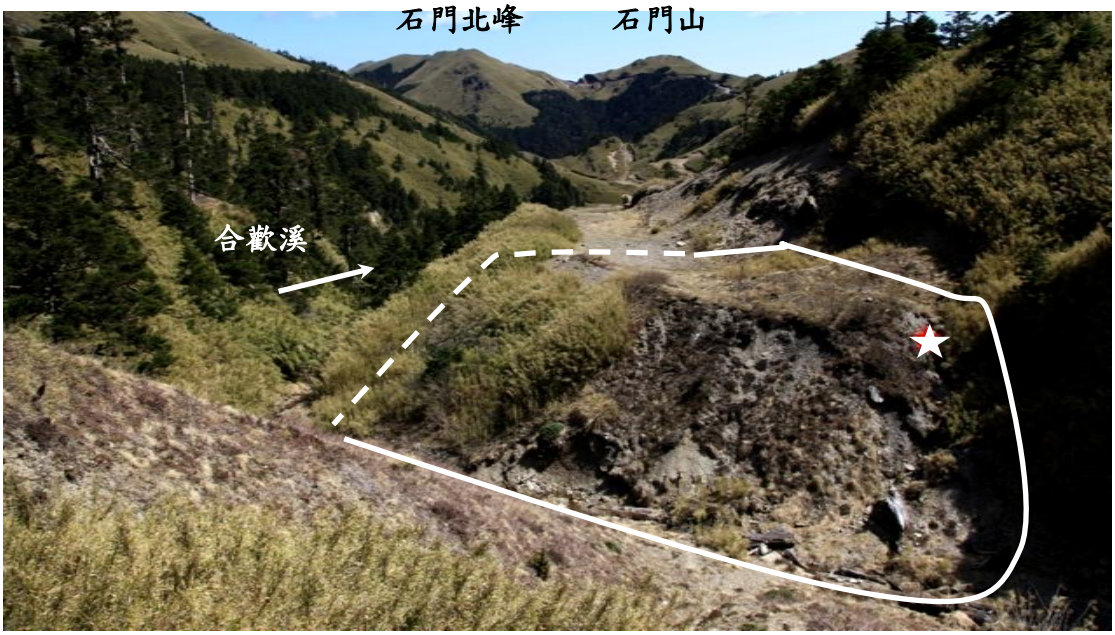

圖 2-5 合歡東峰下溪溝旁之沉積層（白線表示沉積層範圍，星號表示採樣點）

(二) 合歡尖山南側的凹地

合歡尖山南側的凹地長度約 195 公尺，凹地底部海拔高度約 3102 公尺，凹地的頂部海拔約 3130 公尺，即合歡山莊前的停車場，高差約 28 公尺，凹地出口處為一道橫臥且已被流水切穿的基岩堤，基岩堤上有座橋樑，海拔 3106 公尺，高於凹地底部與合歡溪各約為 4 公尺和 10 公尺（圖 2-6）。

其地形如同兩座山之間的狹窄山坳低地，兩側山坡呈現出 U 形谷（U-shaped valley）的形貌，並且在凹地的南向坡呈現出如冰川槽線（trimline）的坡折（圖 2-7）。

在南、北向坡的坡面上佈滿許多小蝕溝，而非平滑的坡面，其中南向坡上的一條蝕溝內具有二個天然沉積物露頭，分別位在道路的上下兩端(圖 2-8)，Wenske et al.（2011）在上方的沉積層剖面研究指出，這些蝕溝是經由冰期後重覆雪蝕作用所形成的雪蝕溝，蝕溝內的沉積物為上坡崩積物混雜風成黃土所堆積，形成年代至少在 3745±145 yr BP 以前，而下方沉積層應與上方沉積層位在同一條蝕溝內，且沉積相相當類似，應具相同的堆積作用與年代，據此而非與冰川有關的沉積物。

圖 2-6 合歡尖山南側凹地（由合歡溪向東拍攝）

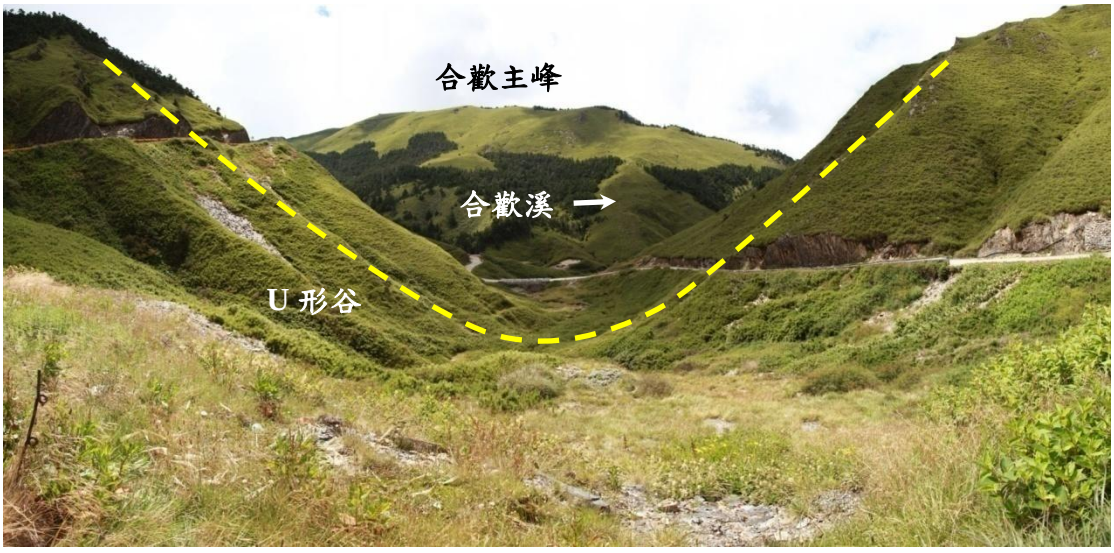

圖 2-7 合歡尖山南側凹地呈 U 形谷（由合歡山莊前停車場向西拍攝）

圖 2-8 合歡尖山南側凹地內之蝕溝沉積層剖面

(三) 合歡尖山北側的圓弧形凹地

圖 2-9 合歡尖山北側的圓弧形凹地（由基岩堤上向東拍攝）

圖 2-10 合歡尖山北側的圓弧形凹地（由凹地頂部向西拍攝）

合歡尖山北側的圓弧形凹地長度約 270 公尺，寬度約 150 公尺，凹地頂部海拔高度約 3135 公尺，凹地底部海拔約 3080，高差約 55 公尺，有一棟廢棄建築，凹地出口處為一道橫臥且已被流水切穿的基岩堤，基岩堤頂部有座廢棄的橋樑，海拔約 3083m，高於凹地底部約 3 公尺以上（圖 2-9）。

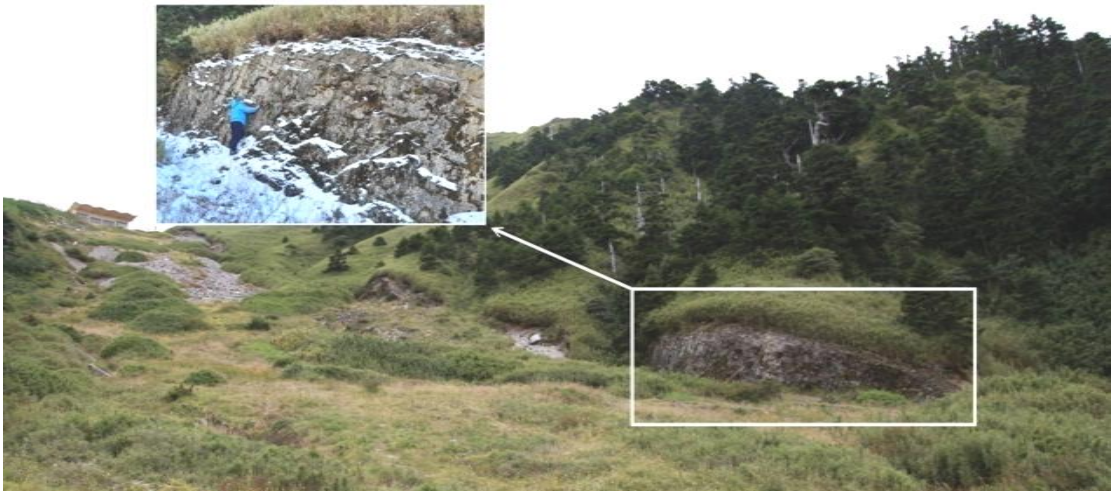

圖 2-11 北向坡的平整基岩斷面

依其形貌具有陡峭且圓弧形的後壁與平緩的底部，加上開口處已被切穿的基岩堤，如同傾斜的碗狀窪盆地形（圖 2-10）。而在凹地的北向坡坡面上佈滿著小蝕溝，蝕溝間的基岩山脊均被截斷呈最高約 4 公尺的平整斷面（圖 2-11），由於岩層走向為北偏東 40°，其平整斷面與岩層的劈理面垂直，因此並非受到構造所

影響，並且廢棄的舊道路位在較緩的南向坡，排除人為的可能性，而應是由侵蝕力極強的作用所形成。

在凹地內，基岩堤內側和南向坡的坡腳處，均可發現數個厚層的沉積層剖面，大多堆積在邊坡的蝕溝內，最厚可達 3 公尺，然而，位在南向坡的蝕溝均具有相當高的上邊坡，沉積相類似上邊坡所崩落的崩積物，挾有許多大塊具稜角狀的礫石，並且顏色呈暗橘色到暗棕色（圖 2-12），與合歡尖山南側凹地內的沉積層剖面相當類似，而且其堆積的位置與形貌不具側磧的特徵，基於 Wenske et al.（2011）的研究判斷，認為南向坡蝕溝內的沉積物應不是冰川作用所形成，因此，此類的沉積層則不進一步研究。

不過，凹地開口處的基岩堤內側之沉積層剖面（圖 2-13），厚約 2.5 公尺，位在基岩堤的凹壁內，但沉積層頂部即是基岩堤頂部，沒有較高的上邊坡，也沒有大塊具稜角狀的礫石堆積，其沉積相與南向坡的沉積相有明顯的差異，並且此凹地的集水區面積規模小，且沉積層與凹地底部仍有約 5 公尺以上的高差，卻能堆積出厚 170 公分以上具河相的沉積物，因此，推測應不是當代流水挾帶沉積物所沉積。

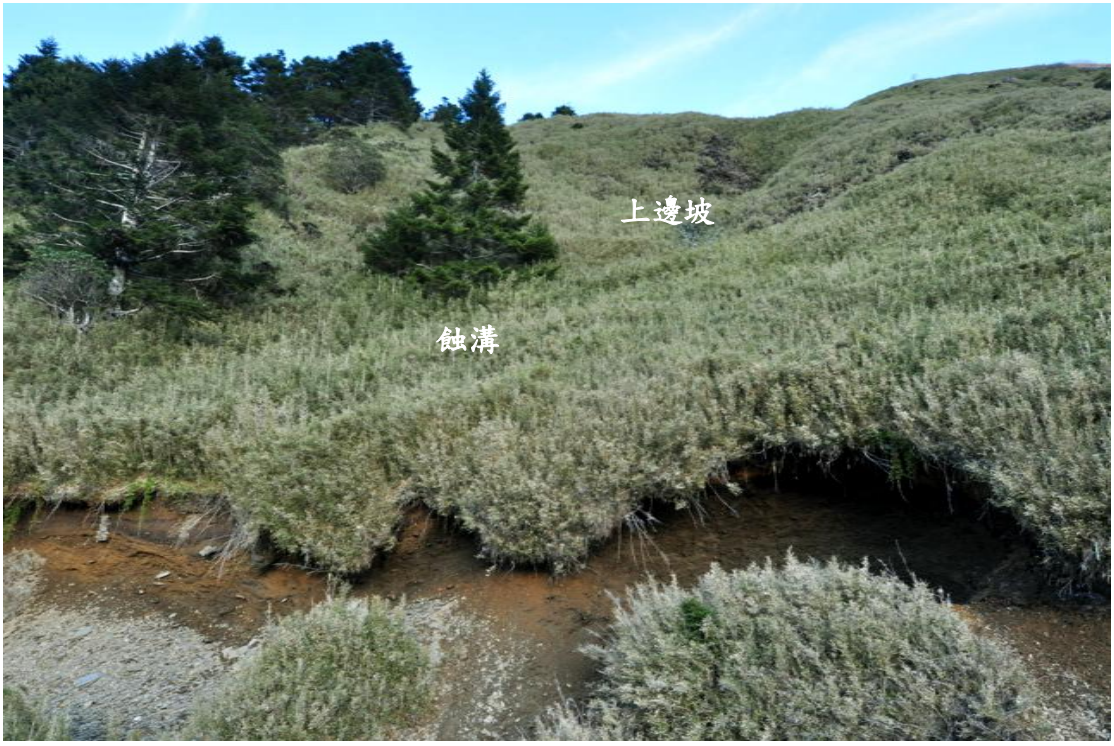

圖 2-12 合歡尖山北側凹地之南向坡的沉積層剖面

圖 2-13 合歡尖山北側凹地的沉積層剖面位置（方框表示沉積剖面位置）

(四) 石門山西南側的圓弧形凹地

石門山西南側的圓弧形凹地長度約 435 公尺，寬度約 370 公尺，凹地底部可能在海拔 3095~3100 公尺間，其凹地後壁的形貌呈明顯的圓弧形，由於凹地底部為密集冷杉林，無法進入，而無法於野外觀察凹地底部位置，以及凹地開口處是否有橫臥的基岩堤，也難以判定凹地的範圍，不過從石門北峰所延伸的弧狀稜線，很可能即是基岩堤的位置（圖 2-14）。

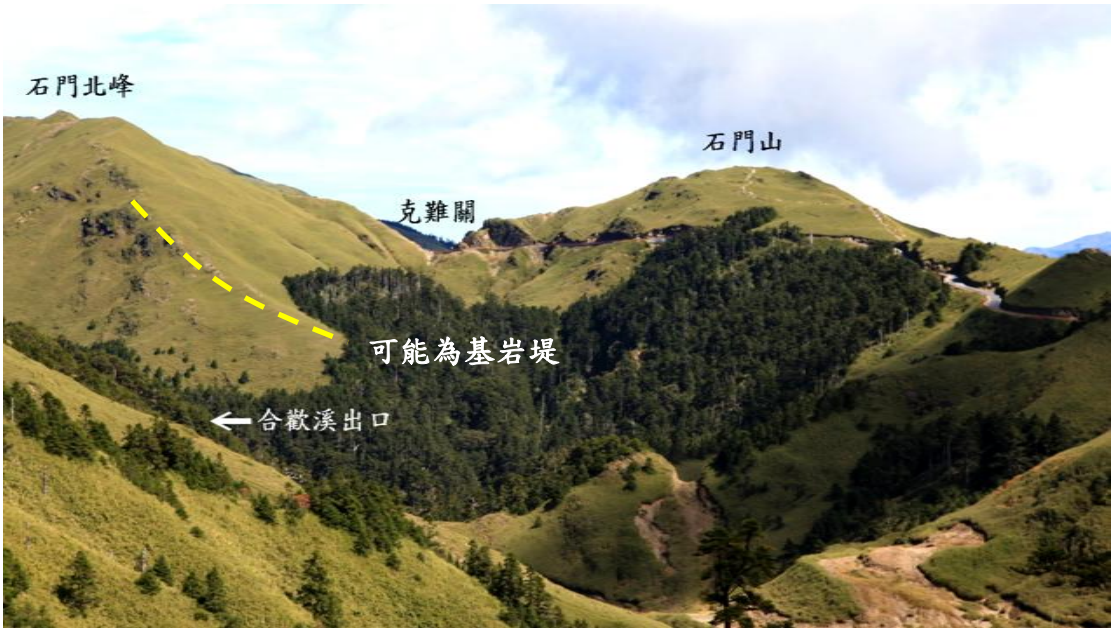

圖 2-14 石門山西南側的圓弧形凹地

四、沉積層調查

經野外調查發現，合歡溪谷地內共有二處疑似與冰川相關的沉積層，下列將對沉積層的構造與組織進行說明。

(一) 合歡東峰下堆積層

沉積層海拔高度 3252 公尺，厚約 10 公尺，混雜大小不一的碎屑岩塊，主要岩性為板岩和少量的變質砂岩，基質以砂為主，新鮮的土壤顏色呈紅棕色（5YR 5/6），岩石呈塊狀且次稜角狀，無明顯的排列方向，以及無明顯的沉積構造，其沉積相類似 diamicton 的沉積相（圖 2-15），由於整個沉積層無任何層理，因此於距離頂部約 80 公分處採集粒徑分析樣本（編號 HH-3）。

圖 2-15 合歡東峰下溪溝旁之沉積層近照（HH-3）

(二) 合歡尖山北側凹地之沉積層

沉積層海拔高度 3082 公尺，沉積於約 5 公尺高的基岩堤內側之凹壁，沉積層頂部即基岩堤頂部，厚約 2.5 公尺的天然露頭，沉積層粒徑變化由下往上變細，主要岩性為板岩和極少量的變質砂岩，雖然沉積層層理類似呈水平排列，不過各層層面似乎略有不整合的現象，依其層理共可分為五層（圖 2-16），其中 C、D 和 E 層的沉積構造相當類似，應屬於相同作用所沉積，但受風化程度不同而使顏色與粒徑所有差異。

1. A 層：最上層為厚 20 公分富含腐植質的表土層。
2. B 層（HH-1B）：厚約 20 公分，土壤顏色主要呈橘紅色（5YR 5/8），部分呈灰白色，其基質為泥，僅含極少量的礫石，並挾有約 2~3 公分厚的有機碳層。
3. C 層（HH-1C）：厚約 40 公分，土壤顏色呈棕色（7.5YR 5/4），其基質為砂，含有大量呈水平排列的細粒板岩碎屑。
4. D 層（HH-1D）：厚約 50 公分，土壤顏色呈深灰色（2.5Y 4/1），其基質為砂，含有大量的粗顆粒板岩碎屑，板岩碎屑水平排列相當緊密，並且在 D 層中挾有數層呈透鏡狀的薄層砂層。
5. E 層（HH-1E）：厚約 120 公分，土壤顏色呈深灰色（4/N），其基質為砂，含有大量水平排列較 D 層粗的板岩碎屑，此層內的板岩碎屑均由兩側向凹槽中心傾斜約 10~20 度，呈現類似河道（channel）遺跡的沉積構造。

依其層理分層採集粒徑分析樣本，除 A 層表土層外，分別採集 HH-1B、HH-1C、HH-1D 和 HH-1E 四個土壤樣本。

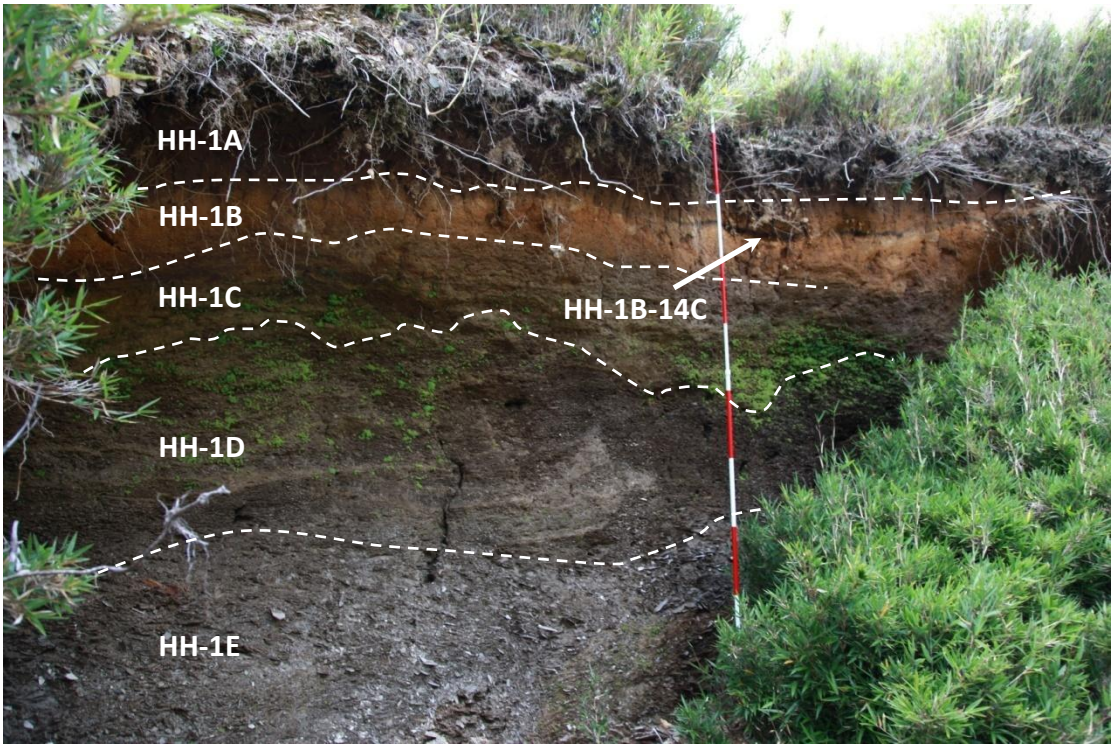

圖 2-16 HH-1 沉積剖面圖

(三) 粒徑分析

在合歡溪谷地的二個沉積層所採集的五個粒徑分析樣本，其粒徑分布與分布

參數結果如表 2-1 與表 2-2。

表 2-1 HH-1B、 HH-1C、 HH-1D、 HH-1E 與 HH-3 之粒徑分布(%)

樣本編號	礫	砂	粉砂	黏土
HH-1B	1.96	87.25	8.41	2.34
HH-1C	26.52	65.79	6.24	1.45
HH-1D	49.97	47.72	2.07	0.24
HH-1E	62.53	35.83	1.43	0.22
HH-3	36.51	61.9	1.11	0.47

表 2-2 HH-1B、 HH-1C、 HH-1D、 HH-1E 與 HH-3 之粒徑分布參數

樣本編號	平均粒徑	中位粒徑	淘選度	偏態	峰態	高峰分布
HH-1B	中砂	中砂	差	極細粒	高狹峰	雙峰
HH-1C	粗砂	極粗砂	極差	極細粒	高狹峰	弱雙峰
HH-1D	極粗砂	極粗砂	差	細粒	高狹峰	單峰
HH-1E	細礫	細礫	極差	細粒	高狹峰	單峰
HH-3	粗砂	極粗砂	極差	對稱	常態峰	多峰

第二節 合歡北峰的冰川地形與沉積物特徵

而合歡北峰為合歡山區最高峰，海拔高度 3422 公尺，並且是三個主要調查區域中位置最北，以及唯一有天然的高山湖泊－台灣池。其地形面因與地層劈理面方向大略相同，使合歡北峰的地形面呈西北側為陡崖、東南側為平緩的箭竹草坡。在前人的文獻中，對合歡北峰亦有些許描述（楊建夫，2002；朱傚祖，2010），本節進一步對此區域作更詳細的地形特徵與沉積物分析之探討。

一、野外調查

經野外調查可發現二個明顯的圓弧形凹地，其中以登山口至合歡北峰稜線間西側的圓弧形凹地最為值得注意，呈一個淺槽狀的長凹地，長凹地開口的正下方尚有一個圓弧形的凹地（圖 2-17）。上方的淺槽狀長凹地走向為西北朝東南方，開口於凹地末端朝向西南方，長度約 600 公尺，最寬處約 150 公尺，凹地頂部約海拔 3400 公尺，凹地底部約 3320 公尺，在開口處有二道走向為西北朝東南且相互平行的壟狀基岩堤與堆積堤，外側的基岩堤高於凹地底部約 4 公尺，其形貌呈外側緩內側陡，其基岩的劈理面為北偏東 60°，向西南傾斜 48°，因此基岩堤的

形成與地層構造應無關；而內側的堆積堤高於凹地底部約 2 公尺，寬約 7 公尺，其形貌呈外側緩、內側陡且頂部平坦，並且在末端有一道東西向且高 1 公尺的分支（圖 2-18），目前這二道基岩堤和堆積堤均已被流水所切穿。

淺槽狀的長凹地呈現階狀向西北方即北峰方向延伸，凹地內在海拔 3342 公尺和 3376 公尺處具有坡折變化，呈現三個階面，並且在海拔 3376 公尺以上為小規模的圓弧形凹坡，長度約 200 公尺，寬度約 100 公尺（圖 2-19），為淺槽狀長凹地的最高處，以及在海拔 3362 公尺的凹地外側，有一小規模的圓弧形凹地，長度約 70 公尺，寬度約 35 公尺，開口朝東南方，開口處具有一道橫臥的壟狀基岩堤與淺槽狀的長凹地相接（圖 2-20）。

圖 2-17 北峰西側的淺槽狀長凹地與下方的橢圓形凹地(由反射板向西北方拍攝)

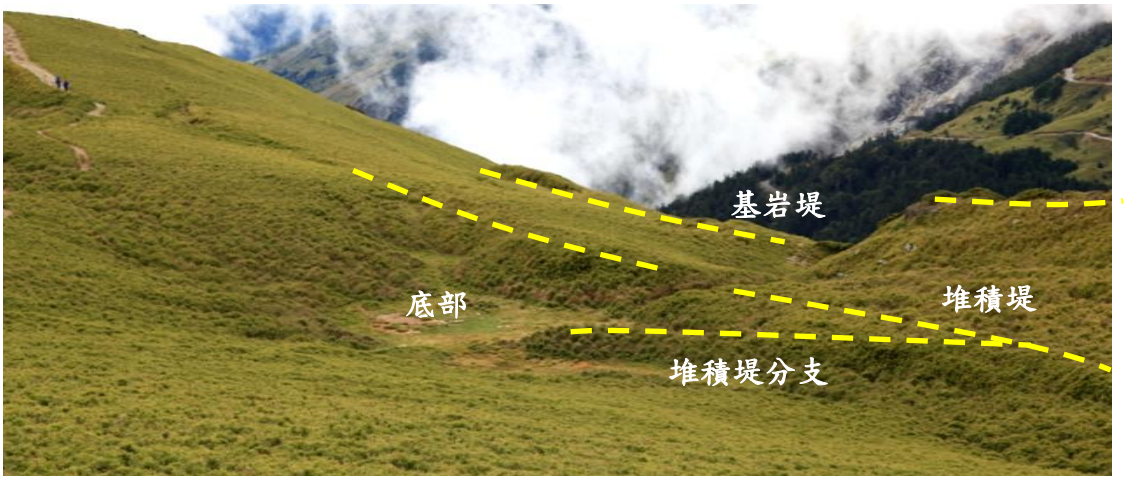

圖 2-18 北峰西側的淺槽狀長凹地之基岩堤與堆積堤位置(由北峰向東南方拍攝)

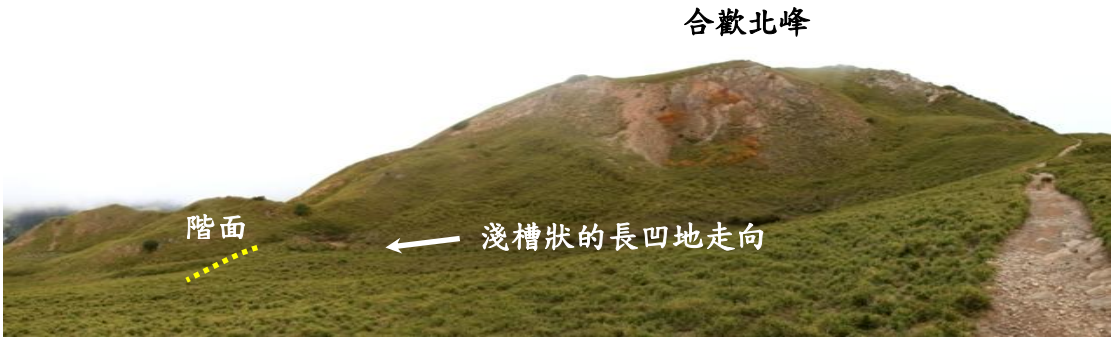

圖 2-19 海拔 3376 公尺處的圓弧形凹地（由往北峰登山步道上拍攝）

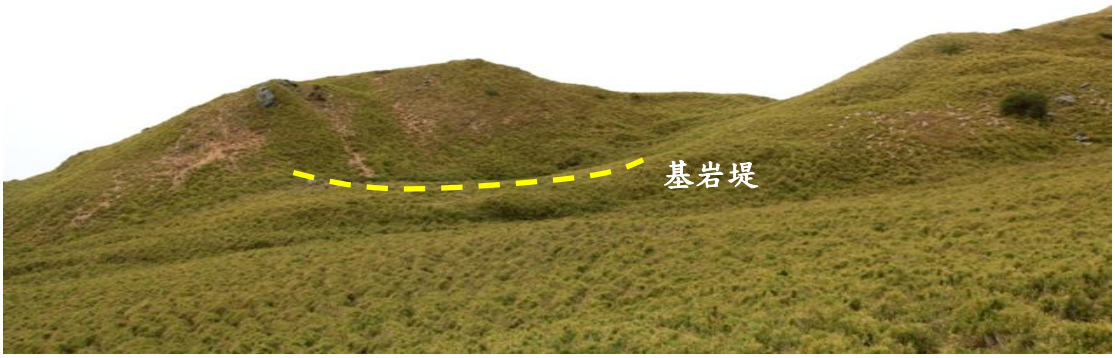

圖 2-20 海拔 3362 公尺處的圓弧形凹地（往北峰登山步道上拍攝）

其它地貌特徵方面，在淺槽狀的長凹地末端的東北向和東南向各有山坳狀的鞍部，其中東北向鞍部側壁可觀察到明顯的坡折變化（圖 2-21），呈現上坡緩下坡陡，其下坡坡腳可能受到侵蝕強的作用力所刮除，至少高 5 公尺以上，而由於位在稜線上緣可排除流水的侵蝕，而疑似為指示冰川面位置的冰川槽線。

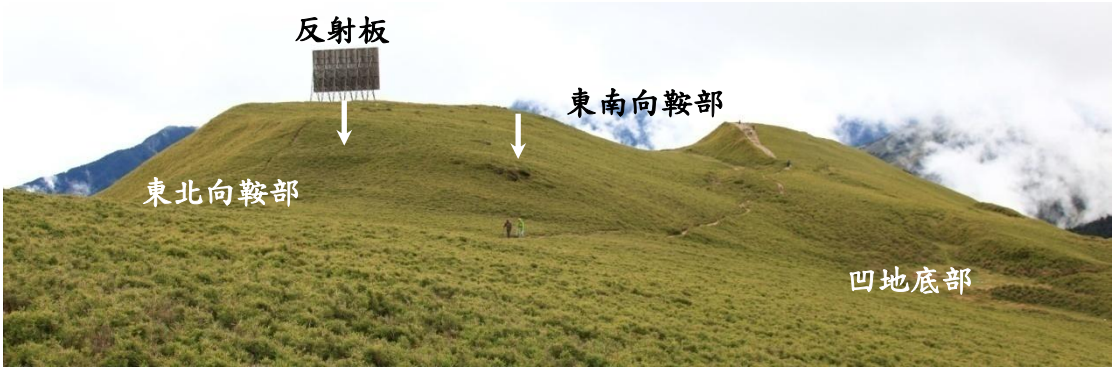

圖 2-21 淺槽狀長凹地之鞍部位置（由北峰向東南方拍攝，箭頭表示坡折變化）

而淺槽狀的長凹地開口處正下方的高山湖泊，因湖面形貌如台灣島形狀，而

稱為台灣池，即位在小規模的圓弧形凹地底部（圖 2-22），長度約 100 公尺，寬度約 90 公尺，海拔約 3285 公尺，凹地開口朝向西南方，開口處有一道橫臥的基岩堤，而凹地積水成湖（圖 2-23），由於台灣池凹地頂部即為淺槽狀長凹地的底部，且具有相同的開口方向，因此，台灣池凹地的形成很可能與上方的凹地有關。

圖 2-22 位在圓弧形凹地的台灣池

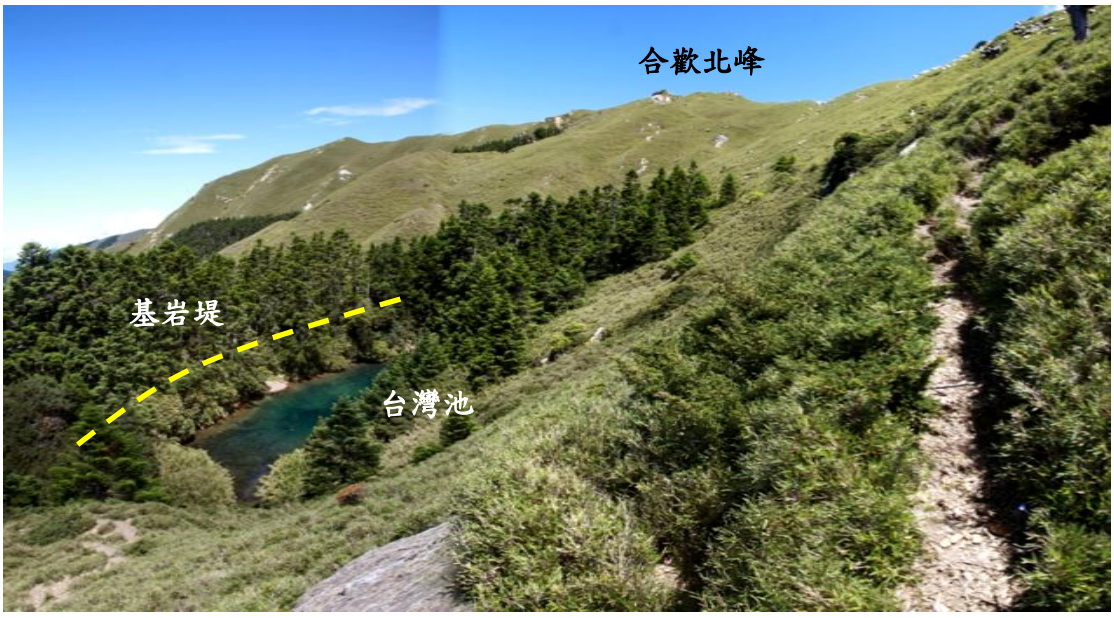

圖 2-23 台灣池凹地側面圖

二、沉積層調查

在合歡北峰地區僅發現一處堆積物，位在西側淺槽狀長凹地的開口處，呈壟狀的堆積堤，夾在基岩堤與凹地底部之間，走向呈西北-東南方，可觀察到的堆積堤長度應有 70 公尺，寬度約 7 公尺，高於窪盆底部約 2 公尺，其形貌凹地底

部一側較陡，而靠基岩堤一側較緩（圖 2-24），由於缺乏天然露頭，因此本研究在堆積堤頂部挖掘深 80 公分的坑洞，尚未挖掘到基盤，依其層理可分成三層，各層理呈平行排列並略為向凹地內側緩傾（圖 2-25），而岩性以板岩為主和極少量的變質砂岩。

1. A 層（HH-2A）：厚約 15 公分，富含腐植質的表土層。
2. B 層（HH-2B）：厚約 30 公分，土壤顏色主要呈暗橙色（5YR 5/8），基質以砂或泥為主，混雜細顆粒的板岩礫石，無明顯的沉積構造。
3. C 層（HH-2C）：厚約 35 公分，土壤顏色呈深灰色（10YR 3/1），基質以砂為主，富含大量粒徑在 2mm 以上的粗顆粒板岩礫石，其大顆礫石長軸的走向均朝北偏東，與堆積堤的走向垂直，而礫石岩面（非礫石長軸）的傾向具有二組排列方向，靠凹地內側的礫石向東北方傾斜，靠凹地外側的礫石向西南方傾斜，兩組傾向明顯向堆積堤兩側傾斜（表 2-3、圖 2-26）。

依其層理分層採集粒徑分析樣本，除 A 層表土層外，分別採集 HH-2B 和 HH-2C 二個土壤樣本。在合歡北峰目前僅發現一處疑似與冰川相關的沉積物，所採集的二個粒徑分析樣本，其粒徑分布與分布參數結果如表 2-4 與表 2-5。

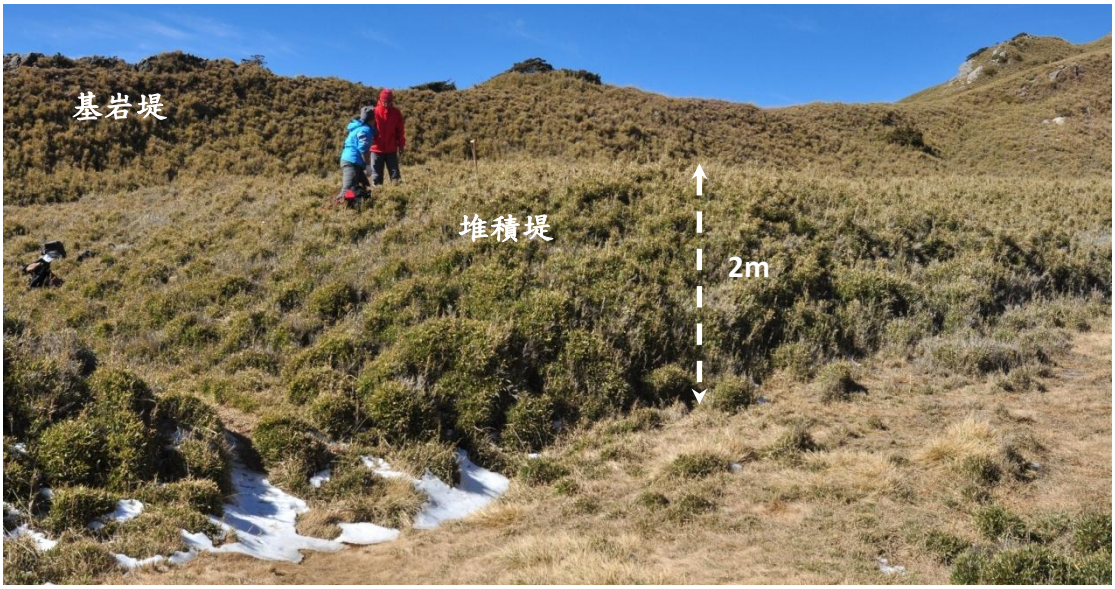

圖 2-24 北峰西側淺槽狀長凹地的堆積堤近照（從凹地底部拍攝）

圖 2-25 HH-2 沉積層剖面圖

表 2-3 HH-2C 的礫石長軸走向與岩面傾向

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
走向	N62°E	N64°E	N60°E	N72°E	N30°E	N25°E	N55°E	N15°E	N40°E	N20°E
傾向 傾角	SW20°	SW18°	SW8°	SW12°	NE5°	SW5°	SW26°	NE32°	NE28°	NE22°

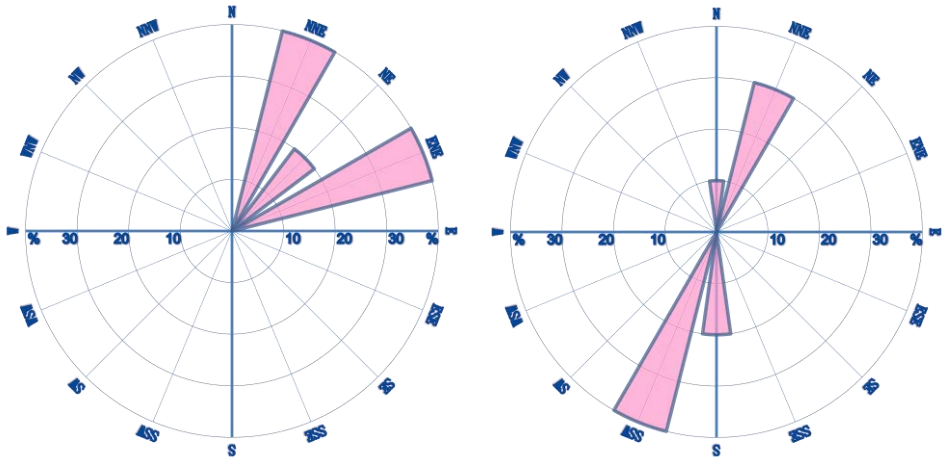

圖 2-26 HH-2C 的礫石長軸走向與岩面傾向玫瑰圖（左：走向；右：傾向）

表 2-4 HH-2B 與 HH-2C 之粒徑分布(%)

樣本編號	礫	砂	粉砂	黏土
HH-2B	15.7	75.75	6.93	1.59
HH-2C	53.21	45.22	1.28	0.3

表 2-5 HH-2B 與 HH-2C 之粒徑分布參數

樣本編號	平均粒徑	中位粒徑	淘選度	偏態	峰態	高峰分布
HH-2B	中砂	粗砂	極差	細粒	高狹峰	雙峰
HH-2C	極粗砂	細礫	極差	細粒	常態峰	弱雙峰

第三節 奇萊山區的冰川地形與沉積物特徵

奇萊山區位在合歡山區的東側，奇萊主峰至北峰的稜線呈南北向沿伸，平均海拔高度大於合歡山區，其中最高峰為奇萊北峰海拔 3607 公尺。由於地形面與地層劈理面方向大致相同，使奇萊山區的地形面呈現西坡陡峭多峭壁、東坡為較平緩的箭竹草坡，這種地質構造現象與合歡山區相同，因此，野外調查工作均以奇萊山區的東坡為主。而過去僅鹿野忠雄（1934）提出六個圈谷並畫出其位置，而本研究重新檢視前人的研究成果

二、野外調查

圖 2-27 月形池谷地全景，虛線表示上下兩凹地的範圍（由盤石山向西拍攝，東華大學張國威同學提供）

經野外調查結果，奇萊主峰到北峰之間雖有數個圓弧形凹地存在，但均無明顯的冰川地形形貌，僅此奇萊北峰東稜的月形池谷地保留有最完整且最類似冰川地形與沉積物的遺跡。

月形池谷地長度約 700 公尺，最寬約 330 公尺，高差從岩山海拔 3561 公尺到谷地底部海拔 3320 公尺之間，開口大致為朝向東方，谷地坡面上均為短箭竹草坡所覆蓋，並散佈著大量的板岩巨礫，岩面相當粗糙但節理清楚，以及谷內受流水所侵蝕出深 1.5 公尺以上的溪溝，且兩側谷壁呈南向坡陡、北向坡緩，其谷地地貌如同一個傾斜的碗狀谷地，由於月形池谷地是由上下兩個相連的圓弧形凹地所組成，因而可分為上凹地和下凹地兩部份來觀察（圖 2-27）。

上凹地位在海拔 3460 公尺以上，分別在海拔 3460 公尺與 3495 公尺處各有一道橫臥的壟狀基岩堤，上凹地在海拔 3460 公尺處的開口朝向東南方，但在海拔 3495 公尺處轉而朝向東北方，而海拔 3460 公尺和 3495 公尺處的二道基岩堤中間應為凹陷的窪地，目前所觀察到的窪地已由沉積物所填滿呈緩坡。

下凹地底部海拔約 3320 公尺，在凹地開口處有二道走向為東北朝西南向且呈平行的壟狀基岩堤與堆積堤（圖 2-28），與開口方向呈垂直。外側的基岩堤高於凹地底部約 25~30 公尺，內外側坡面大致呈對稱，其基岩堤的走向與基岩的劈理位態（大致為北偏東約 20°，向東南傾斜 60°）相符，或許基岩堤的形成與構造可能有關，並且基岩堤上有數塊長 1 公尺以上的板岩巨礫散佈，隨機測量三顆巨礫的劈理面位態，得到①北偏東 75°，向西北傾斜 40°、②北偏東 20°，向西北傾斜 60°、③北偏西 80°，向西南傾斜 30°，明顯與基岩的劈理面位態不同，可推知基岩堤上的巨礫應受到極大的作用力搬運所堆積；而內側的堆積堤高於凹地底部約 18 公尺，堆積堤上亦有板岩巨礫散佈，而堆積堤與基岩堤中間所挾的窪地常積水呈池，因外形如彎月，故稱月形池。

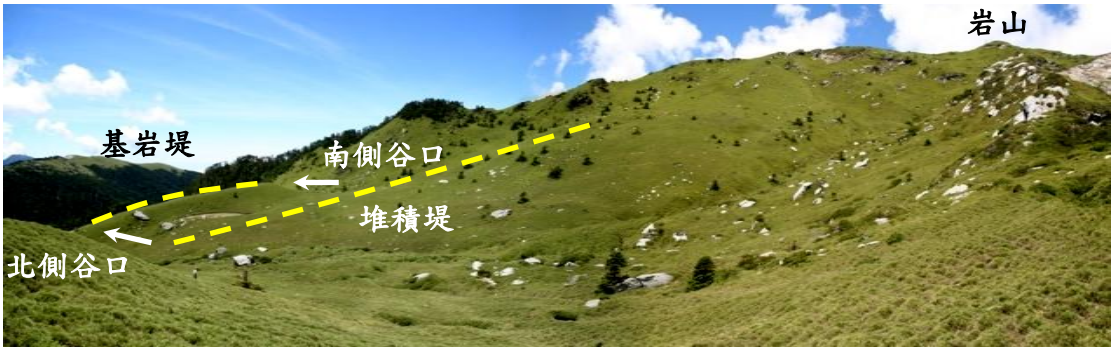

圖 2-28 月形池谷地下凹地的基岩堤與堆積堤（由南向坡向南拍攝）

再者，本研究觀察到月形池谷地的北向坡之谷壁具有倒三角形的線狀構造，坡面上凸起的基岩與稜線相連呈倒三角形（圖 2-29），並且倒三角形尖端向下坡

延伸出由巨礫所排列的弧線。

圖 2-29 北向坡的倒三角形線狀構造

另外，野外調查結果中有一值得注意的地貌特徵，雖然月形池谷地為明顯的圓弧形凹地，不過在下凹地內仍可觀察到類似 U 形的淺槽狀谷地特徵(圖 2-30)，而 U 形的淺槽狀谷地位置偏向於月形池谷地的北側，也因此使月形池谷地的地勢呈北陡南緩。

U 形的淺槽狀谷地並非朝單一方向延伸，可觀察到從海拔最低處為朝向東方，往海拔高處延伸，轉而朝向東南方，到了上凹地的 3495 公尺處再轉為朝向東北方，呈現類似反 S 形的谷形，在間距 10 公尺的等高線圖與航照判釋同樣可觀察到此現象（圖 2-31)。

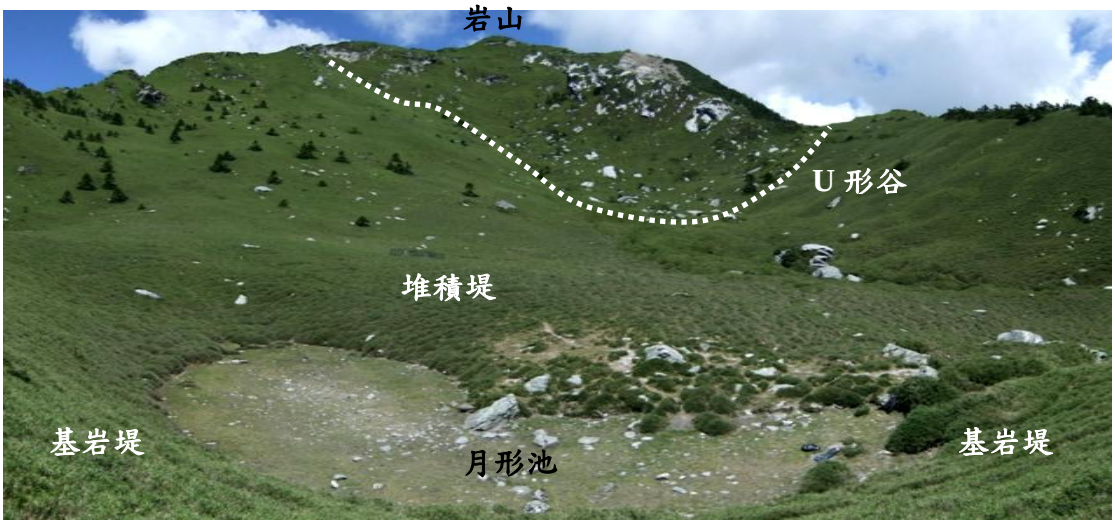

圖 2-30 月形池谷地內的 U 形淺槽狀谷地

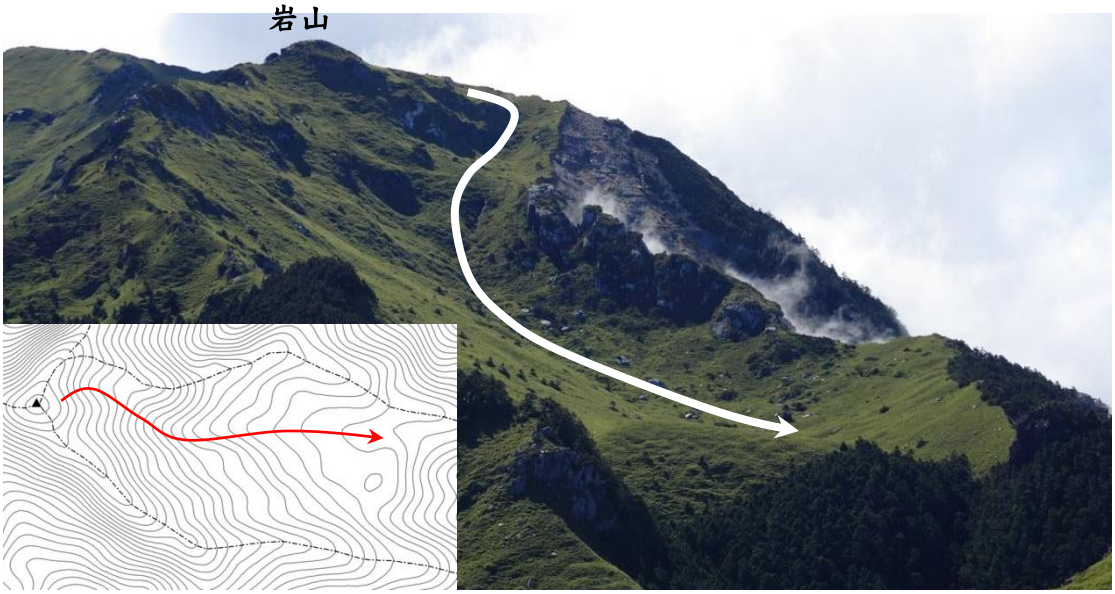

圖 2-31 月形池谷地的 U 形淺槽狀谷地延伸方向

三、沉積層調查

經野外調查發現，月形池谷地內共有三處疑似與冰川相關的沉積層，為確認是受何種作用所沉積，下列將對沉積層的構造與組織進行說明。

(一) 下凹地的堆積堤（MP-1）

月形池谷地開口處的壟狀堆積堤，橫臥在基岩堤與谷地底部之間，走向呈東北-西南方，堆積堤長度至少有 100 公尺，但寬度無法準確側量，堆積堤高於谷底約 18 公尺，其形貌為平緩的與外側基岩堤相連，與谷底呈較陡的坡相接（圖 2-32），由於缺乏天然的露頭，因此難以確定沉積物實際的覆蓋範圍，而本研究於堆積堤頂部挖掘深約 75 公分的坑洞，尚未挖掘到基盤，依其層理可分成四層，各層理呈平行排列並向谷地內側緩傾（圖 2-33），而岩性以板岩與變質砂岩為主，屬於黑岩山層的範圍。

1. A 層（MP-1A）：厚約 5 公分，富含腐植質的表土層。
2. B 層（MP-1B）：厚約 15 公分，土壤顏色呈灰白色（5Y 5/1），基質以泥或砂為主，混雜板岩和部分變質砂岩礫石，無明顯的沉積構造。
3. C 層（MP-1C）：厚約 10 公分，土壤顏色呈淺褐色（10YR 8/1），基質以砂為主，礫石的含量比例較 B 層多且粒徑較大，無明顯的沉積構造。
4. D 層（MP-1D）：厚約 45 公分，土壤顏色呈淺棕色，基質以泥或砂為主，混雜大量的板岩礫石，以及變質砂岩礫石，亦無明顯的沉積構造。

圖 2-32 月形池谷地的堆積堤近照（星號表示採樣點）

圖 2-33 MP-1 沉積層剖面圖

測量 D 層中所挖掘出的大顆礫石之長軸位態（表 2-6），其長軸走向相當混亂，缺乏方向性（圖 2-34 左），而礫石岩面的傾向（非礫石長軸）大致朝南到西南之間(圖 2-34 右)，大致朝堆積堤的內側傾斜，其 D 層沉積物可能為重力作用，導致上方沉積物向下崩落的結果。並且在 D 層中取得一顆長約 4 公分的板岩礫石具有平滑磨光面與擦痕，其中一面磨光面上有二組方向且相交的擦痕，另一面磨光面上有方向性一致的擦痕，其磨光面與礫石的劈理面垂直，擦痕也大多呈現釘子狀的形貌（圖 2-35），所以礫石的磨光面應不是劈理面破裂所形成。

依其層理分層採集粒徑分析樣本，除 A 層表土層外，分別採集 MP-1B、MP-1C 和 MP-1D 三個土壤樣本。

表 2-6 MP-1D 的礫石長軸走向與岩面傾向

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
走向	N80°E	N-S	N40°W	E-W	N12°W	N-S	N15°W	N-S	N-S	N10°W
傾向 傾角	SW36°	SW2°	SW10°	SW18°	SW14°	0°	SW32°	0°	SW21°	SW18°

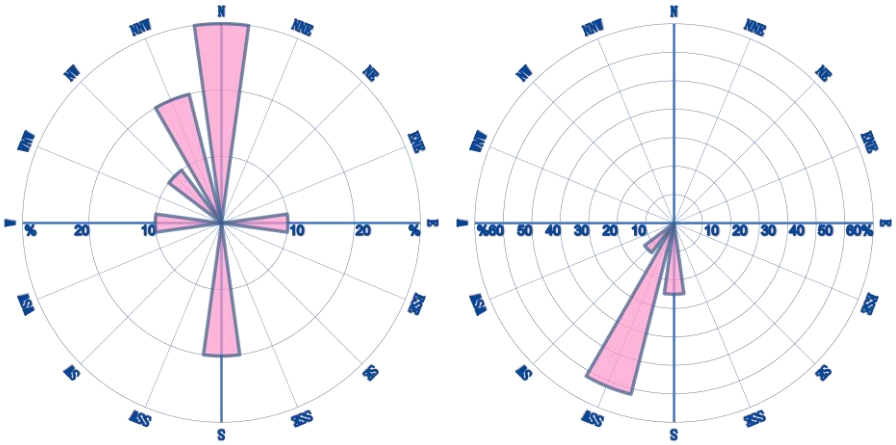

圖 2-34 MP-1D 的礫石長軸走向與岩面傾向玫瑰圖（左：走向；右：傾向）

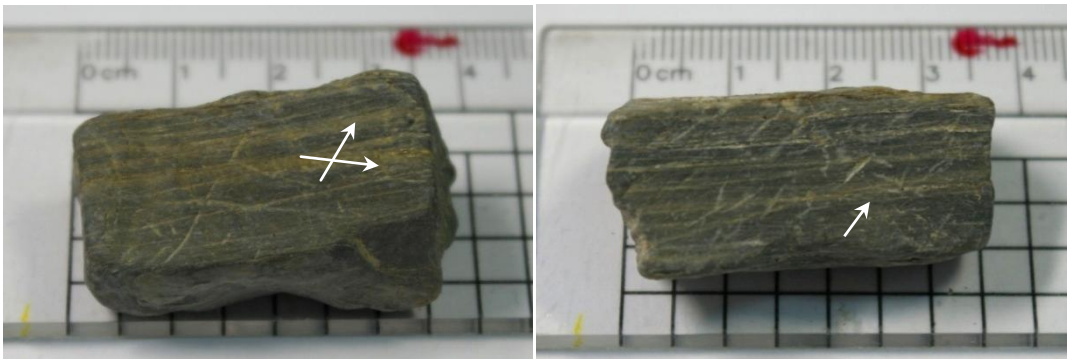

圖 2-35 具磨光面與擦痕的板岩礫石（箭頭表示其方向）

(二) 下凹地溪溝內沉積層（MP-3）

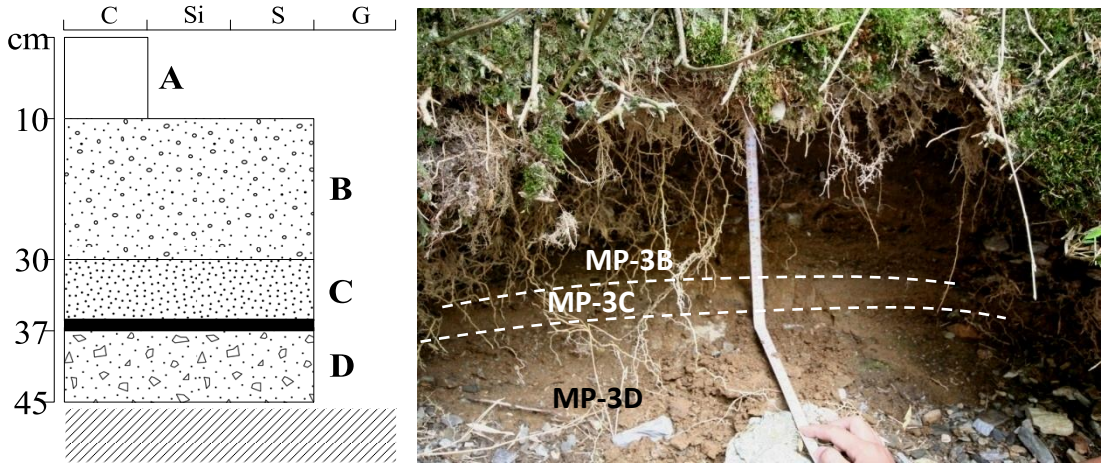

圖 2-36 MP-3 沉積層剖面圖

位在下凹地內已被流水下切約 1.5 公尺深的溪溝側面（圖 2-32），在基岩上有厚 45 公分左右的沉積層剖面（圖 2-36），由於頂部為密集的箭竹林，因此無法確切知道沉積層連續的分布狀況，沉積層中主要的礫石岩性為板岩和部分變質砂岩，依其沉積層層理而共分為四層：

1. A 層（MP-3A）：厚約 10 公分，富含腐植質的表土層。
2. B 層（MP-3B）：厚約 20 公分，基質以砂或泥為主，其中礫石大多呈現水平排列，具有流水沉積相。
3. C 層（MP-3C）：厚約 7 公分，為淘選度較好的砂層，沉積環境可能屬於搬運作用力較小且較穩定的環境。
4. D 層（MP-3D）：厚約 13 公分以上，下為基盤，基質以砂或泥為主，混雜大量礫石，無明顯的沉積構造，在 C 層與 D 層間挾有約 2 公分厚的有機碳層，本研究採集 MP-3D 一個粒徑分析樣本。

(三) 粒徑分析

在月形池谷地的二個疑似冰川沉積層中，共採集的四個粒徑分析樣本，其粒徑分布與分布參數結果如表 2-7 與表 2-8。

表 2-7 MP-1B、MP-1C、MP-1D 與 MP-3 之粒徑分布(%)

樣本編號	礫	砂	粉砂	黏土
MP-1B	13.68	59.48	22	4.84
MP-1C	28.73	66.6	3.52	1.14
MP-1D	43.8	44.99	8.51	2.7
MP-3	24.36	62.08	11.23	2.32

表 2-8 MP-1B、MP-1C、MP-1D 與 MP-3 之粒徑分布參數

樣本編號	平均粒徑	中位粒徑	淘選度	偏態	峰態	高峰分布
MP-1B	細砂	中砂	極差	細粒	常態峰	雙峰
MP-1C	粗砂	粗砂	極差	對稱	低闊峰	多峰
MP-1D	粗砂	極粗砂	極差	細粒	常態峰	多峰
MP-3	中砂	粗砂	極差	細粒	高狹峰	雙峰

第三章 結論與建議

第一節 合歡與奇萊山區的山谷冰川地形系統

一、合歡溪谷地

合歡溪谷地內的合歡主峰與東峰稜線北側凹地、合歡尖山南側凹地、合歡尖山北側凹地，以及石門山西側凹地，在野外調查可觀察到具有圓弧且陡峭的後壁，和平緩的底部，在凹地開口處均有道橫臥且垂直開口方向的壟狀基岩堤，其地形形貌皆符合冰斗地形的形貌特徵。

在合歡東峰下的 HH-3 堆積層雖然具有 diamicton 沉積相的沉積特徵，且粒徑的峰態和高峰分布與冰磧物相當類似，但根據其堆積的位置位在陡峭的山壁下，以及位在溪溝旁，推測應不是冰川直接堆積的冰磧物，可能為冰川後退時，合歡東峰西側邊坡的殘冰挾帶岩屑所崩落而堆積。而合歡尖山北側凹地的沉積層，在 HH-1C、HH-1D 和 HH-1E 三層中均具有水平排列的河相沉積物，且粒徑的峰態和高峰分布亦表示受流水所搬運，但根據其沉積位置位在基岩堤內側的凹壁，凹壁高於凹地底部 5 公尺，且沉積層頂部即為基岩堤頂部，無上邊坡，因此，認為此沉積層為冰水以極短距離的沉積具有水平排列構造的冰水沉積物，而上層沉積物的粒徑較下層較細，則是因距地表較近而風化較嚴重。

另外，依楊建夫(2000)與 Wenske et al. (2011)的研究指出，呈橘紅色的 HH-1B 沉積物可能反映該層在形成當時的氣候較為溫暖潮濕，使淋溶作用較為劇烈，或者為全新世晚期的冷乾事件所沉積的風成黃土，並且該層所挾的有機碳形成年代為 4475-4142 cal. yr BP，無論何種原因，均說明 HH-1B 沉積物應與冰川沉積物無關，也說明了 HH-1B 以下的三層應老於 4475-4142 cal. yr BP。

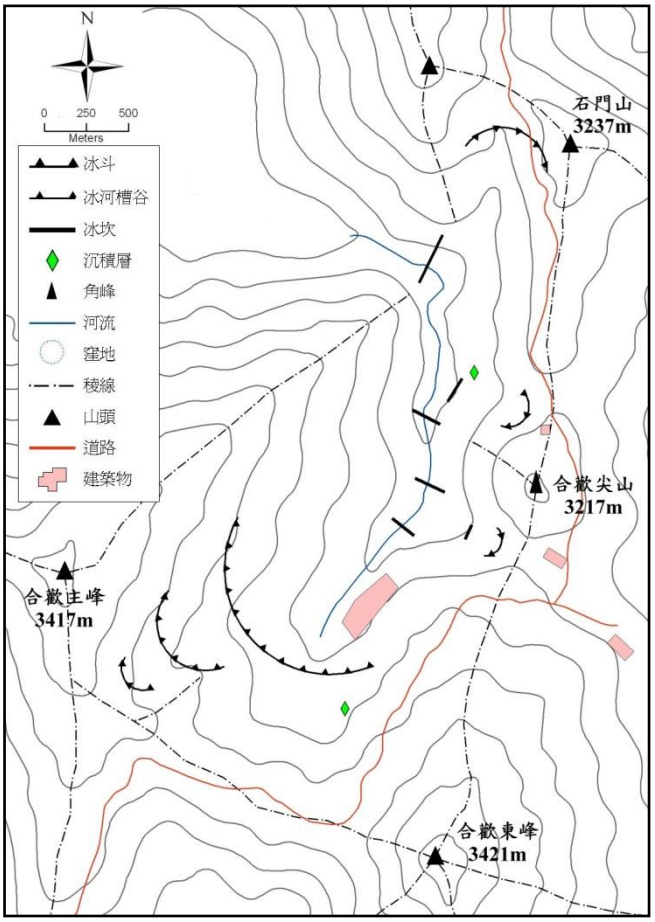

圖 3-1 合歡溪谷地的冰川地形與沉積物分布圖

二、合歡北峰

位在合歡北峰東北側且開口朝東北方的圓弧形凹地，具有圓弧且陡峭的後壁，開口處有道橫臥且垂直開口方向的壟狀基岩堤，其走向與基岩劈理面方向垂直；而稜線西側且開口朝西南的淺槽狀長凹地，具有扁橢圓形的圓弧且陡峭後壁，開口處具有二道橫臥且相互平行的壟狀基岩堤和堆積堤，二道堤與凹地開口方向垂直，其地形形貌符合冰斗地形的形貌特徵。

淺槽狀長凹地開口處的壟狀堆積堤外形為不對稱的小丘，在內部的沉積構造

中，HH-2C 層的大量礫石分別朝凹地內側和外側方向傾斜，並且沉積物相當疏鬆，其沉積構造類似推擠冰磧丘內部沉積相的 2 與 3 兩部分之間，而粒徑的峰態與高峰分布亦符合冰磧物特徵，雖然無法得知堆積堤完整的沉積剖面，但從外形、位置與部分沉積構造仍可認為該堆積堤為推擠冰磧丘，其形成位置則屬於端冰磧；然而，HH-2B 沉積物呈暗橙色，且該層砂含量高達 75%，推測可能形成的原因與合歡尖山北冰斗的 HH-1B 沉積層類似，因此，推測與冰川沉積物應無直接相關。

由此推測，合歡北峰西冰斗末端的二個山坳狀的鞍部地形，應是冰川厚度應足以越過冰斗後壁，而侵蝕出二個冰蝕垭口，其中東北向的冰蝕垭口側壁上所觀察到的坡折變化即為指示冰川面高度的冰川槽線。另外，位在合歡北峰西冰斗開口處正下方的台灣池凹地，同樣具有圓弧且陡峭的後壁，凹地開口有道橫臥的壟狀基岩堤，推測為上方的合歡北峰西冰斗向下所延伸出的冰舌，將數道與上方冰坎平行的基岩堤挖蝕所形成的圓弧形凹地，冰川後退後而積水成湖，因此，台灣池應為一個冰蝕湖。

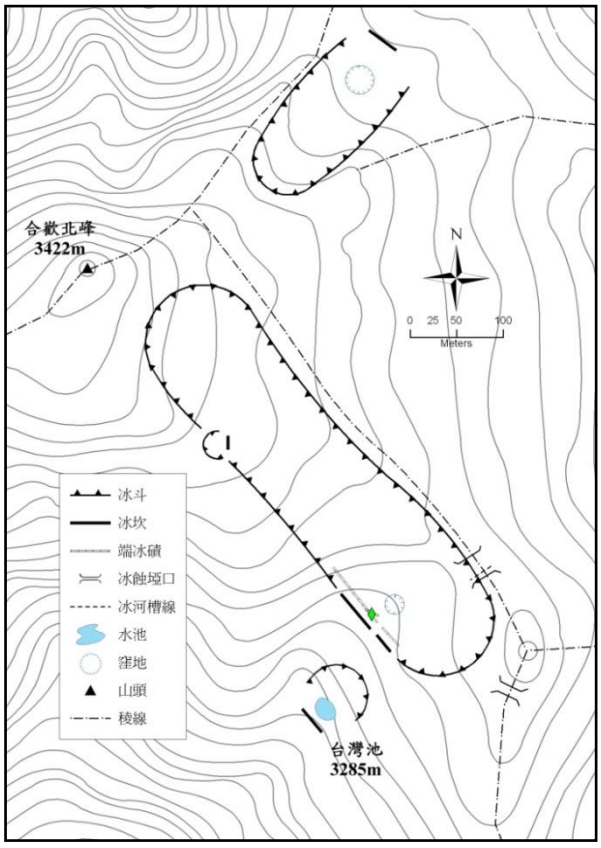

圖 3-2 合歡北峰的冰川地形與沉積物分布圖

三、奇萊山區-月形池谷地

雖然在野外調查可觀察到奇萊主峰到北峰之間存在幾個凹地，但缺乏典型的冰斗地形特徵，而難以證實，不過奇萊北峰東側的月形池谷地為奇萊山區所發現之最具有完整且明顯的冰斗地形特徵。

月形池谷地由上下二個圓弧形凹地所組成的，形貌如傾斜的碗狀谷地，具有圓弧且陡峭的後壁，並且在下凹地開口處有二道橫臥且相互平行的壟狀基岩堤與堆積堤，其走向與凹地開口方向垂直，而上凹地也分別有二道橫臥的壟狀基岩堤，其地形形貌符合冰斗地形的形貌特徵。

月形池谷地開口處的壟狀堆積堤，高於凹地底部約 18 公尺，其外貌為兩側不對稱的凸丘，內部無明顯的沉積構造，不過 MP-1B、MP-1C 與 MP-1D 沉積物顏色均偏淺色，表示沉積物形成於冷乾環境中，尤其以 MP-1B 呈灰白色，更可認為該層形成時的氣候最為寒冷，而有灰壤化的現象；並且粒徑的偏態、峰態與高峰分布特徵均指出粒徑相當混雜、無淘選，與冰磧物的粒徑特徵相當類似；另外在 MP-1D 層更發現一顆板岩礫石具有與劈理面垂直的磨光面，表示該磨光面為受到外力所磨擦形成，而磨光面上佈滿具方向性、長度相近且如釘子狀的擦痕，經由楊建夫（2000）對各種作用所形成的擦痕特徵作比較（表 3-1），其特徵符合受冰蝕作用所產生的冰蝕磨光面與冰蝕擦痕。

表 3-1 礫石岩面上各類擦痕特徵比較（楊建夫，2000）

成因類型		遺 跡 特 徵
冰蝕作用		具兩組以上方向交叉條痕，細、長、深，具有釘頭形刻槽和顫痕，龜背擦痕石頂面有布滿擦痕，底面是平整擦面。
洪流擦痕		條痕寬、短、淺，分布散亂，方向不定。
重力作用	崩塌擦痕	條痕長短參差、深淺不一，邊緣粗糙，零星分布。
	土石流擦痕	條痕寬、短、淺且粗大，撞擊坑多呈斑狀、紡錘狀，分布散亂，方向不定。
	凍融泥流擦痕	條痕細、短、淺，排列散亂，方向不定。
斷層擦痕		條痕細、長、平行，排列密集具有重疊層次擦痕面。
溶蝕條痕		條痕窄而深。
人工條痕		工具鑿痕，寬淺不一。
動物條痕		寬而淺，密集，平行排列。

雖然無法得知堆積堤完整的沉積剖面，但從外形、位置與沉積物特徵的描述，推側該堆積堤為一道推擠冰磧丘，其形成位置則屬於端冰磧，堆積堤中的 MP-1B、MP-1C 與 MP-1D 三層均應為冰磧物，而測量 MP-1D 層的礫石長軸走向相當混亂，但礫石岩面傾向大致都朝凹地內側傾斜，推測採樣的位置應為堆積堤表面的沉積物，冰磧物受重力滑動而缺乏明顯的沉積構造，與採樣坑洞的深度不夠有關。

而月形池冰斗的北向坡谷壁上所觀察到的倒三角形線狀構造，則為懸冰斗地形之遺跡，形成原因為冰期面臨結束時，懸冰斗已無法進一步形成冰斗地形，冰層僅能懸掛在背陽的山坡上。

另外，冰斗內的溪溝沉積層為基岩面上的沉積物，由於受冰川侵蝕的地表應無沉積物堆積，當冰川持續後退的過程中，冰川體所含的冰磧物因冰川消融而直接且沿途堆積在冰川前緣，在基岩面上的 MP-3D 層可能因此形成，即為底磧（ground moraine），同時又受到冰川融水淘選的影響，所以粒徑峰態呈高狹峰；MP-3C 層為淘選較好的砂層，應為較穩定的流水或湖泊環境所沉積；MP-3B 層的礫石具有水平排列的流水沉積相，應為流水搬運上游的沉積物。MP-3D 與 MP-3C 之間所挾的有機碳年代也可說明形成 MP-3C 與 MP3B 層小於 3923-3530 cal. yr BP，屬於全新世晚期的沉積物，而 MP-3D 層應老於 3923-3530 cal. yr BP 以上。

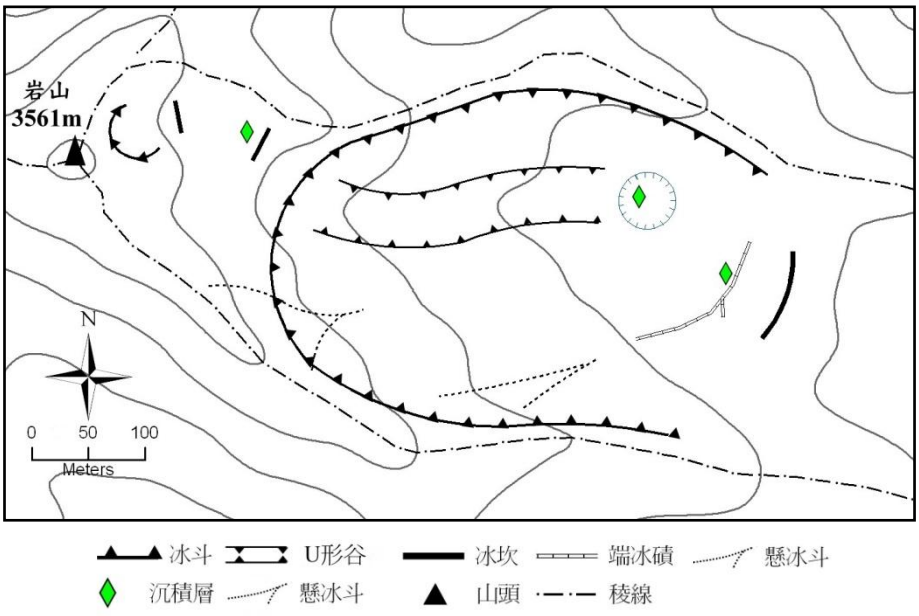

圖 3-3 月形池谷地的冰川地形與沉積物分布圖

第二節 合歡與奇萊山區的冰川作用年代

由於本研究缺乏相關的絕對年代來得知冰川作用的年代，則必須透過平衡線高度對比鄰近的雪山與南湖山區作推估，因雪山與南湖山區已有完整的年代與各冰期的平衡線高度，並且具有高度或坡向相近的冰斗或冰川槽谷，而已知合歡與奇萊山的冰川地形以冰斗最為顯著，利用冰斗底部高度法取得合歡溪谷地的平衡線高度約在海拔 3090 公尺，合歡北峰的平衡線高度約在 3320 公尺，另外月形池谷地的平衡線高度分別在 3320 公尺與 3460 公尺，然而目前仍無法得知冰川作用最大規模時的範圍，因此僅探討可明顯判釋的冰川地形之年代。

根據楊建夫（2006）依冰斗地形分布高度推測合歡溪谷地一帶的冰川作用年代應在末次冰期早期；若按照前人的判斷準則，那麼合歡北峰與月形池谷地的冰川作用則應該在末次冰期晚期或之後；然而在 HH-1 與 MP-3 沉積層中，於冰水沉積物與底磧上層所取得的有機碳年代，年代分別為 4475-4142 cal. yr BP 與 3923-3530 cal. yr BP，這二個有機碳年代均表示為冰川開始消融或消融後所出現的植物遺跡，因此，雖然兩者的海拔高度相差 230 公尺，但兩者年代僅相差不到 500 年，以末次冰期約十萬年的年代尺度而言，很可能為同一冰期所發生，則推測這些冰斗的形成年代可能是相當接近的，並且冰川作用年代應接近現代。根據 Dahl & Nesje（1992）與 Dahl et al.（1997）指出位在盛行風向的背風坡有助於風吹雪的累積，使背風坡的平衡線高度低於迎風坡（引自 Dahl et al., 2003），加上合歡溪谷地封閉的地形，應有利於冰雪的累積，因此本研究認為合歡與奇萊山區可能出現平衡線高度傾斜（ELA gradient），使同一冰期的平衡線高度呈現東高西低之現象。

合歡溪谷地與南湖上下圈谷均為西向的封閉谷地，但谷底海拔高度差距太大，應不適合作年代的對比；而合歡北峰與月形池谷地之冰斗為朝東，和雪山一號冰斗與大濁水南溪冰川槽谷類似，由雪山一號冰斗對比的冰川發育年代應為末次冰期早期與晚期，再由大濁水南溪冰川槽谷對比約為末次冰期晚期與全新世早期，根據 Hebenstreit（2006）認為計算古平衡線高度必須考慮到台灣每年平均 5mm 的抬升速率，然而楊建夫（2000）和 Cui et al.（2002）在雪山山區所推估的平衡線高度並未考慮到抬升速率，並且合歡與奇萊山區和南湖山區相距不遠，平衡線高度應差距不大，對比南湖山區的平衡線高度應較為準確。由此推測，合歡與奇萊山區的冰川地形可能於末次冰期晚期就已發育，並延續到全新世早期才消失，

而目前並無明確證據指出末次冰期早期發育冰川，可能因尚未抬升到足夠的高度，或者已被後期的冰川或其他作用所侵蝕等因素有關；不過本研究所推測的冰川作用年代僅是概念上的想法所推測，還需要提出絕對年代來進一步證實或否定。

參考文獻

朱傚祖（2010）臺灣高山殘存冰川地形的研究，九十七年度國科會專題研究計畫報告。

施雅風、崔之久、蘇珍（2006）中國第四紀冰川與環境變化，石家莊：河北科學技術出版社。

鹿野忠雄（1934）台灣次高山彙に於ける冰河地形研究（第 1 報）3，*地理學評論*，10(9)，816-835。

楊建夫（2000）雪山主峰圈谷群末次冰期的冰河遺跡研究，國立台灣大學地理環境資源學系博士論文。

楊建夫（2002）台灣的冰河孑遺奇景，*科學研習*，41-1，16-23。

楊建夫（2006）合歡山第四紀冰川地貌初探，第七屆海峽兩岸地貌學研討會，57-69。

楊建夫（2009）雪山及合歡山的冰川地貌，*地質*，28(2)，52-55。

Benn, D. I. & Owen, L. A. (2002) Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains. *Quaternary International*, 97-98, 3-25

Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010) *Glaciers and Glaciation*, 2nd edition, London: Arnold.

Blott, S. J. & Pye, K. (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.

Böse, M. (2000) Glacial Landforms in Taiwan and a Reinterpretation of the Last Glacial Snowline Depression. *Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*, New York: Wiley, 25-41.

Brook, M. S., Kirkbride, M. P. & Brock, B. W. (2006) Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(9), 1167-1175.

Cui, Z., Yang, C., Liu, G., Zhang, W., Wang, S. & Sung, Q. (2002) The Quaternary glaciation of Shesan Mountain in Taiwan and glacial classification in monsoon areas. *Quaternary International*, 97-98, 147-153.

Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. & Nesje, A. (2003) Reconstruction of former glacier

equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275–287.

Evans, D. J. A. (2003) *Glacial Landsystems*, London: Arnold.

Evans, D. J. A. & Benn D. I. (2004) *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*, New York: Oxford University Press.

Harbor, J. M.(1995) Development of glacial-valley cross sections under conditions of spatially variable resistance to erosion. *Geomorphology*, 14(2), 99-107.

Hebenstreit, R. (2006) Present and former equilibrium line altitudes in the Taiwanese high mountain range, *Quaternary International*, 147, 70-75.

Hewitt, K. (1999) Quaternary moraines vs Catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research*, 51(3), 220-237.

Huggett, R. J.(2008) *Fundamentals of Geomorphology*, 2nd edition, New York: Routledge.

Iturrizaga, L.(2003) Distribution and genesis of lateroglacial valleys in the Karakoram Mountains (Pakistan). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 130, 51-74.

Higgins, S. M., Denton, G. H., & Hendy, C. H. (2000). Glacial Geomorphology of Bonney Drift, Taylor Valley, Antarctica. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *82*(2-3), 365-389.

Krzyszkowski, D. & Zielinski, T.(2002) The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geology*, 149, 73-92.

Lyså, A. & Lønne, I. (2001). Moraine development at a small High-Arctic valley glacier: Rieperbreen, Svalbard. *Journal of Quaternary Science*, 16(6), 519-529.

Mills, S. C., Grab, S. W. & Carr, S. J. (2009). Recognition and palaeoclimatic implications of late Quaternary niche glaciation in eastern Lesotho. *Journal of Quaternary Science*, 24(7), 647-663.

Owen, L. A., Derbyshire, E., & Scott, C. H. (2003). Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers. *Sedimentary Geology*, 155(1-2), 13-36.

Raab, T. & Völkel, J. (2003). Late Pleistocene glaciation of the Kleiner Arbersee area in the Bavarian Forest, south Germany. *Quaternary Science Reviews*, 22(5-7), 581-593.

Wenske, D., Böse, M., Frechen, M. & Lüthgens, C. (2011) Late Holocene mobilisation of loess-like sediments in Hohuan Shan, high mountains of Taiwan. *Quaternary International*, 234, 174-181.

樣本採集點位資料

	編號	位置	X 座標	Y 座標	高度(m)	深度(m)	物質
C^{14}	MP-C14-01	月形池	284961	2668128	3320		有機碳
	HH-C14-02	合歡尖山北	278668	2671384			
粒徑樣本	MP-1B	月形池	285081	2668081	3338		沉積物
	MP-1C	月形池					
	MP-1D	月形池					
	MP-3	月形池	284961	2668128	3320		
	HH-1B	合歡尖山北	278668	2671384	3082		
	HH-1C	合歡尖山北					
	HH-1D	合歡尖山北					
	HH-1E	合歡尖山北					
	HH-2B	合歡北峰	278943	2674748	3322		
	HH-2C	合歡北峰					
	HH-3	雪訓中心	278338	2670468	3252		

※座標系統為 TM2 97

備註

本研究已在民國 100 年 7 月於國立高雄師範大學地理學系以「合歡與奇萊山區之晚第四紀冰河地形」為題完成碩士論文，並發表於 2011 地理學年會與 2011 地質學年會。