

第一章 前言

本研究地點為位於台北縣葵扇湖地區之西南側，面積約為兩萬平方公尺，屬於台灣北部大屯火山群竹子山亞群的一部份。民國八十九年十一月一日象神颱風攜帶大量之豪雨在本研究地區造成大規模的地層滑動，整個崩塌坡體涵蓋之長度約為400公尺，垂直落差約為200公尺。此崩塌坡體之地質材料主要為熔岩流與凝灰角礫岩組成，其中，岩性皆以兩輝安山岩為主。

因此，本研究工作便嘗試以地質調查、地質材料試驗以及邊坡穩定的分析方式，來了解本區在破壞前後的地貌、地質變化狀況，材料性質的工程特性，以及其對坡體可能造成的潛在破壞性影響因素等，並進一步探討整個崩塌坡體之崩塌機制。

本研究區由基隆往西經由台二線省道，即淡金公路或濱海公路41公里處至金山鄉市區後，再轉至西南向之陽金公路，即台二甲線省道，前行至3.3公里處向東進入北25號鄉道，行經約4.2公里至葵扇湖21號之民宅，由此民宅取道西北方向步行約1公里處，即可到達本研究區。圖1.1為本研究區之地理位置與對外聯絡之交通狀況。

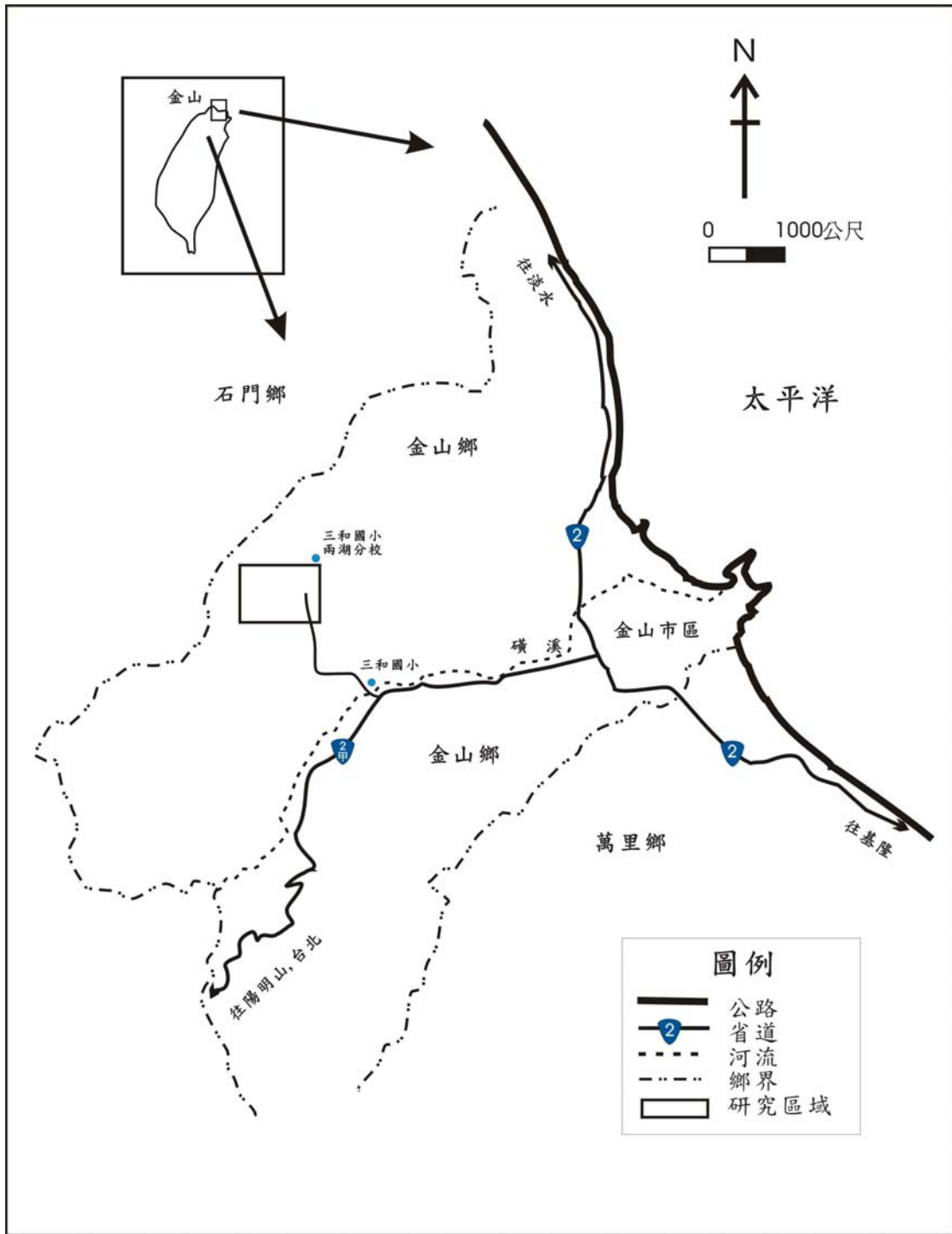


圖 1.1 研究區域地理位置圖

第二章 前人研究

(1)地質方面

本研究區在地質調查與地質圖繪製上，曾有多位學者、專家利用現地調查的方式對於此區進行1:25,000的地質圖製作工作(Yen and Chen, 1953; Ku et al., 1959)。爾後，則有多位學者專家以此為基礎，從地球化學、地層地史及地體構造等來對本區進行更進一步之調查工作。

在地球化學研究方面，泰半的文獻強調的都是以岩石的化學成分及其微量元素分析為主，並對火成岩的分類及特性作更進一步的探討。大屯火山群主要的熔岩流為安山岩並伴隨少量的玄武岩，其玄武岩屬高鋁玄武岩，而安山岩體可能為大陸邊緣型玄武岩岩漿經結晶分化過程而產生(Chen, 1975; 王鑫, 1983; Yen et al., 1984; 何春蓀, 1986)。

在地層地史的研究方面，台灣北部地區的火成岩可劃分出15層以上的熔岩流地層，以及14種不同礦物組合之安山岩(Chen and Wu, 1971)。如果就區域性地層的關係而言，可將火山碎屑岩的部分依上下接觸關係分為上部凝灰角礫岩、大屯火山角礫岩與下部凝灰角礫岩三種。其中，安山岩與大屯火山角礫岩兩者與其下部之沉積岩地層均以不整合的方式接觸，此下部之沉積岩地層包括有五指山層、木山層、大寮層、石底層、南莊層及大埔層等地層(王鑫, 1983)。王文祥(1989)以定年配合野外觀察方式將火山碎屑岩分為下部凝灰角礫岩與上部凝灰角礫岩兩項共8種不同的地層，其中，下部凝灰角礫岩可分出2層，上部凝灰角礫岩則有6層。

由定年與火山演化史的相關資料顯示，大屯火山熔岩活動約略可分為早、中、晚三期(Juang and Bellon, 1984; Liu et al., 1986; 曹恕中與宋聖榮, 1994)。早期於上新世時(250萬年前)，是為角閃石或紫蘇輝石角閃安山岩熔岩流，中期於更新世(75萬年前)，為輝石安山岩流，本期活動分布範圍最廣，晚期於更新世晚期(50萬年前)，為含橄

欖角閃輝石岩流、富玻璃質二輝安山岩或玄武岩質角閃輝石安山岩流 (Liu et al., 1986; Teng, 1990; Juang, 1993; Song, 1994)。Wang and Chen(1990)與Song et al. (2000)指出大屯火山群的火山活動主要可分為兩階段，早期約在2.8百萬年開始火山活動，持續約30萬年，噴發少量的安山岩質熔岩流與火山碎屑岩，晚期則在80萬年再度噴發，於50至70萬年間火山活動達到頂峰，持續至約於20萬年前結束其噴發。Lee(1996)利用氫-氫定年結果，將大屯火山群中的七星山火山亞群分為至少17期的熔岩流。

在地體構造上，Yen (1958)認為台灣北部火山的範圍，應包括有大屯火山群、基隆火山群與琉球島弧西緣的龜山島。Wang(1970)由安山岩中氧化鉀的含量變化，推斷出大屯火山群是由於板塊隱沒在一百五十公里處時，產生地函部分熔融所造成。Lee and Lu(1976)則認為本區的火山活動，是為琉球內脊火山島弧的延伸。從震波速度構造圖中顯示，台灣北部底下深達35公里處現今仍有融熔狀態的物質存在，表示其岩漿庫尚存，其入侵的可能性極高，由於大屯火山群已有一段時間未活動，因而推測此岩漿並非前期火山活動所遺留，較可能是新一期火山活動的岩漿(Chen, 1983; Yeh and Yu, 1986)。Yen et al. (1984)於量測大屯火山群的重力異常值時，發現沿金山斷層附近有高重力區密集分布出現，表示其地下應有大量的火成岩侵入體存在，若將現今已知的噴氣孔位置繪製於大屯火山群區域內，可發現熱氣實際上是沿著以金山斷層為主的一些破裂帶冒出來的(何春蓀, 1986; Juang, 1993; Song, 1994; Song et al., 2000)。

在礦物資源方面，大屯火山群中曾發現四處金礦床，分布於基隆西北的萬里與金山、陽明山與金山間的三重橋與北投西北方的興福，但因其含金量甚低，並無開採價值(Lin and Chou, 1974; Wang, 1983)。褐鐵礦多集中於大油坑一帶的小河谷，常與植物殘積共生(經濟部, 1961)。明礬石礦床呈不規則塊狀，品質較差，主要礦體分布於大油坑、七星山的東南坡與東北山稜等處(Lin et al., 1957)。硫磺主要生成於火山口內的硫氣孔附近或黑色硫化鐵礦體中，本區硫磺礦床可分

為三種：(1)昇華硫磺，以大油坑規模最大，(2)礦染硫磺，以位於磺嘴山北側的死磺子坪規模最大，與(3)沉澱硫磺，只分布於冷水坑一帶。硫化鐵礦礦床呈現不規則塊狀或扁豆狀，乃因裂隙為熱液充填而經換質交代作用所形成，分布於地表淺處(台灣省通誌，1969)。鋁礦則分部於磺嘴山地區，一般發育於火山碎屑岩中，經深度紅土化作用後所形成(經濟部，1972)。

(2)工程性質方面

在礦物的組構上，Sprunt (1974)認為火成岩中的微裂隙是由於礦物在結晶過程中受應力作用而形成的，常以平行最大主應力軸的方向排列。經濟部(1980)認為本區安山岩所含的鐵鎂礦物因受到不同程度的風化作用影響，其強度已有減低的趨勢，而凝灰角礫岩的孔隙率極高，岩塊間的基質容易被侵蝕淘空，使得膠結度變差，抗壓強度亦降低。Brattli (1992)以鹼性火成岩的工程性質相對其岩石組構作比較，認為鹼性火成岩中的角閃石與輝石的含量是與其工程性質成反比，而其岩石的強度亦與礦物的平均粒徑呈現負相關。

在岩體的強度上，Dobereiner and de Freitas (1986)在試驗室中觀察到，強岩的破壞型態為穿晶破壞，弱岩則為沿晶破壞。Mshana (1993)認為在風化及淋溶的作用下，坡體容易達於飽和狀態，若坡體的地質材料為火山碎屑岩所組成，其強度會降低而造成坡體的破壞。Moon (1993)從消散耐久試驗中發現，當火山碎屑岩的耐久性較高時，其所形成之坡體較為陡峭，當耐久性較低時，坡體內較容易形成侵蝕溝的分布。Wong et al. (1996)認為裂隙的密度是為影響脆性岩石強度的重要因素。Finsson et al. (1996)以三軸試驗求出火山碎屑岩的力學強度，並依此參數進行邊坡穩定性的分析，結果顯示其力學強度值愈高則邊坡的潛在破壞性越低。Hoek & Brown (1997)利用岩體分類評分法對於不同強度的岩石破壞模式進行分析，其中強岩多屬於彈脆性的破壞。徐國輝(1998)發現金山地區之凝灰角礫岩中的黏土礦物主要以伊萊石的含量居多，而黏土礦物的成分會影響坡體之穩定性，同時坡體

於飽和狀態下容易產生破壞。

(3)穩定性分析方面

邊坡穩定性的分析一般可分為極限平衡分析法及有限元素法兩方面。Fellenius (1936)將滑動面上的坡體分成多個垂直片段，在不考慮切片間的作用力下，使得垂直與水平兩方向的力矩達到平衡。Bishop (1955)假設破壞坡體的切片間僅為水平作用力因素，並沒有考慮垂直作用力。Spencer (1967)將破壞坡體切片間的剪力與正向力假設為一正弦函數值($\tan\theta$)的關係。Morgenstern and Price (1965)假設此關係式為一 $f(x)$ 函數值，其函數可以為一常數、正弦函數或線性等關係式。Janbu (1973)考慮了破壞坡體各切片間不同方向的作用力，並依照不規則地形與不同剪力強度的地質材料狀況，進行邊坡穩定性的探討。

在有限元素法方面，Chang and Duncan (1970)與Lo and Lee (1973)採用線彈性模式分析邊坡內應力與應變分布情形並配合現地觀測結果，模擬出坡體主要的破壞乃自趾部產生。Peck (1967)認為坡頂向坡趾處的壓縮變形是由於邊坡中坡頂的張力裂隙所造成。Bishop (1971)認為在排水的情況下，初始破壞區是分別由坡趾與坡頂同時向坡體內部延伸所形成。Wright et al. (1973)分別以有限元素法與極限平衡法求出邊坡破壞面的正向應力分布與安全係數值，並對兩者進行比較。Law and Lumb (1978)指出坡體破壞會自坡趾處產生是因未考慮坡頂的張力裂隙，以及此裂隙可能會引起坡體內應力的重新分布。Huang and Yamasaki (1993)由極限平衡法找出最可能的破壞面，並計算其安全係數值，同時配合有限元素法求出其滑動面之形狀及位置。

另外，以反推算分析坡體的方式，將現地所實際量測出的力學強度與實驗室試驗所求得的力學參數值進行比對(Chandler, 1977; Bromhead, 1978; Morgenstern, 1980; Hoek and Bray, 1981; Hutchinson, 1983)。而從現地調查坡體的幾何形狀、地貌表徵、地下水位分布等狀況，將可對於坡體破壞的型態與機制等有輔助性的瞭解

(Hutchinson, 1977; Hansen, 1984; Bromhead, 1986; Chen, 1992)。

上述國內外相關研究整理如表2.1。

表 2.1 前人研究

地質方面	
Lin (1957)	分析本區明礬石的分布及其生成作用等。
Yen (1958)	描述北部火山分布範圍，及大屯火山群之地史。
Ku et al. (1959)	繪製此區1/25,000的地質圖。
經濟部 (1961)	進行本區褐鐵礦的探勘報告，對於分布型態、區域、品位作說明。
台灣省通誌 (1969)	詳述本區硫磺礦、硫化鐵礦的型態、分布與產量，與其對應之地質作用。
Wang (1970)	由安山岩中氧化鉀含量變化探討大屯火山群之生成。
Chen and Wu (1971)	將本區劃分出15層熔岩流、3層火山碎屑岩。
Lin and Chou (1974)	探討大屯火山群中之金礦床生成作用。
Chen (1975)	以岩石的化學成分及微量元素分析作探討。
Lee and Lu (1976)	推論本區火山活動為琉球島弧之延伸。
Juang and Bellon (1984)	使用鉀氬定年，指出火山活動始於上新世晚期，於更新世中期達到最高峰。
Yen et al. (1984)	測量大屯火山群之重力異常值。
Yeh and Yu (1986)	利用震波在剛體與熔體之間傳播速度不同的性質，探測大屯火山群底下物質的分布。
王文祥 (1989)	依野外觀察及定年結果，將火山碎屑岩分為8層。
Lee (1996)	將大屯火山群中之七星山亞群分出至少17次不同時期之熔岩流噴發。
Song et al. (2000)	定年結果顯示其火山活動時間介於2.8至2.5百萬年與0.8至0.3百萬年之間。

表 2.1 前人研究(續)

工程性質方面	
Sprunt (1974)	認為火成岩中的微裂隙是受應力作用而形成的，因而會影響其排列方向。
經濟部(1980)	本區的安山岩與凝灰角礫岩皆屬於中強岩至強岩的範圍，其新鮮者多屬極強岩，但若受到極度風化，則會轉變為中弱岩至弱岩類。
Dobereiner and de Freitas (1986)	以微觀的破壞型態與含水飽和岩石的強度相互對應比較。
Brattli(1992)	比較鹼性火成岩的工程性質與其岩石組構兩者間的關係。
Mshana (1993)	在風化及淋溶作用下，凝灰質火山碎屑岩堆積所成的邊坡，易在飽和狀態下破壞。
Moon (1993)	以火山碎屑岩的消散耐久性對邊坡影響作探討。
Wong et al.(1996)	根據裂隙的密度推估岩石的單壓強度。
Finnsen et al.(1996)	以三軸試驗之力學強度參數進行邊坡穩定性分析。
Hoek and Brown (1997)	利用岩體評分法對於不同強度岩石的破壞模式進行分析。
徐國輝 (1998)	對凝灰角礫岩層中的黏土礦物及力學性質相對邊坡於一般及飽和狀態下作探討。

表 2.1 前人研究(續)

穩定性分析方面	
Fellenius (1936)	將坡體分成多個垂直片段進行穩定性分析。
Bishop (1955)	假設切片間具有水平作用力而進行定量分析。
Morgenstern and Price (1965)	其分析的假設條件轉變為切片間剪力與正向力為一 $f(x)$ 函數值，使其達於力矩平衡而進行分析。
Spencer (1967)	令切片間剪力與正向力成一正切函數 $\tan(\theta)$ ，使此關係式達於力矩平衡而進行分析。
Janbu (1973)	分述片間不同之作用力，及地形與地質材料差異相對邊坡穩定的影響。
Chang and Duncan (1970) 與 Lo and Lee (1973)	使用有限元素法，以線彈性模式，分析邊坡內應力與應變分布情形並配合現地觀測結果，得知坡體之破壞乃自坡趾處產生。
Peck (1967)	因張力裂隙會造成坡頂向坡趾處的壓縮變形，認為破壞是由頂部的張力裂隙處產生。
Bishop (1971)	在排水的情況下，初始破壞區是由坡趾與坡頂分別向坡體內部延伸的。
Wright et al. (1973)	分別使用有限元素法與極限平衡法，並對兩者結果作比較。
Law and Lumb (1978)	認為須考慮坡頂的張力裂隙所引起的應力重新分布問題。
Huang and Yamasaki (1993)	以極限平衡法配合有限元素法求出其滑動面形狀及位置，再以切片法計算其安全係數。
Chandler (1977)	使用反推算分析，將現地力學強度與實驗室所得的參數進行比對。
Hutchinson (1977)	考慮坡體形狀、地貌表徵、水位分布等狀況以對坡體破壞型態與機制進行瞭解。

第三章 調查方法

根據Hansen(1984)對於邊坡破壞分析的方法，主要可以歸納為兩大類，一為地貌的方法，二為工程的方法。前者主要是對於已發生坡體破壞的地區，依照地質、地貌與人類活動等因子的評量，然後推估各種破壞類型的組合情況，以進行邊坡的穩定性分析，而後者則是藉由現地或是實驗室的試驗，取得坡體的地質材料組成的特性、力學性質等資料，依此進行分析，並計算其安全係數值。本研究便是結合此二原則作為研究方法的架構，而分別進行了現地調查工作與室內試驗工作兩部分。茲將各項調查工作分述如下：

3.1 現地調查部分

現地調查部分共計有 (1) 地質調查，(2) 地貌調查，(3) 現地篩分析，(4) 基質貫入試驗與史密特錘試驗，與 (5) 現地樣品採集等五項工作，前二者主要是根據地貌的方法，而後三者則是依據工程的方法來進行。

(1) 地質調查

對於本研究區地質材料的組成、岩層的分布狀況、地質構造以及弱面的延伸等進行現地調查工作，並於上述各不同露頭分布處，進行GPS系統之定位，並標註於地形圖上。

(2) 地貌調查

量測本研究區地貌的變化情況，如坡體表面的地形起伏、地貌表徵、坡體高度與長度、坡面傾角與方位、滲水、裂隙、植生與侵蝕溝等分布狀況等，進而繪製成本研究區的地貌圖與地形剖面圖。



相片 3.1 分布於本研究區坡體主坍壁之熔岩流露頭



相片 3.2 分布於本研究區坡體主體部分之凝灰角礫岩露頭



相片 3.3 以 GPS 定位系統輔助地質調查之量測工作



相片 3.4 本研究區熔岩流與凝灰角礫岩交界

(3) 現地篩分析

現地篩分析是藉由挖取一立方公尺明坑的方式來進行。當選定採樣位置後，畫出一平方公尺的區塊，並整平其地表面，再向下開挖一公尺深，即為採樣明坑。於此採集明坑之體積內取出地質材料的四分之一，依序通過4" (100.16mm)、2" (50.8mm)以及1.5" (38.1mm)的篩網後，予以秤重，並以塑膠袋裝取，密封後帶回實驗室進行更進一步小於1.5" (38.1mm)之篩分析，而未通過上述篩網上之地質材料同樣加以秤重及記錄。

(4) 史密特錘試驗與基質貫入試驗

本研究使用之史密特錘是為瑞士PROCEQSA公司所製造(型號CH-8034)。史密特錘之施作過程，需遵守ASTM C 805的規範，為了讓儀器可能造成的誤差降到最低，每個量測點的撞擊試驗次數不得小於10次。因而本研究之施作需於坡體中每個露頭隨機選取15處以上來進行，同時在各處撞擊點間間距必須大於20mm以上，在記錄其反彈數後，並配合經驗公式所回推出的圖表，再換算成岩石的單壓強度，最後將量測出上下異常的強度值去除後，取其平均值才為最後的強度值(ISRM, 1981)。基質貫入儀是為美國Humboldt公司所製造(型號H-4139)，施作的過程需遵守ASTM D 1558的規範。試驗前，需將坡體之坡面清除乾淨，爾後，再選擇岩石間隙中基質填充處來進行，此儀器可測得的最大強度為 160kg/cm^2 。

(5) 現地樣品採集

於研究區域坡段1至坡段14之各坡段中，分別選取三至五處作為現地樣品採集之地點，各採集點並以GPS系統定位後，再標示於照片及剖面圖上(圖3.1)。

在兩輝安山岩之熔岩流方面，於節理面間採集夾泥的部分，以進行自然物理性質及力學試驗。凝灰角礫岩方面，同樣採集角礫岩間的細顆粒基質部分約5kg，並帶回實驗室進行篩分析及自然物理性質試驗。樣品採集後，以膠帶與塑膠薄膜加以密封，避免與空氣的接觸而造成工程性質的改變。在攜帶回試驗室的途中，並盡量降低其樣品碰撞消損的可能性。

3.2 室內試驗部分

本室內試驗的目的是想了解研究區域內各不同地質材料的工程性質。其試驗的項目包括 (1) 基質自然物理性質試驗，(2) 岩石自然物理性質試驗，(3) 直接剪力試驗，(4) 單軸抗壓強度試驗，與 (5) X光粉末繞射試驗。

(1) 基質自然物理性質試驗

基質部分包括兩輝安山岩之熔岩流節理面中的夾泥，以及凝灰角礫岩間的細顆粒基質部分。進行的試驗均依照國際岩石力學學會 (ISRM, 1981) 的規範來執行。試驗項目包括比重及阿太堡兩項。

(2) 岩石自然物理性質試驗

岩石的自然物理性質試驗參照國際岩石力學學會 (ISRM, 1981) 所建議的規範，將兩輝安山岩之熔岩流與凝灰角礫岩兩部分進行包括自然含水量、乾單位重、飽和單位重、孔隙率與耐久消散性等試驗。

(3) 直接剪力試驗

直接剪力試驗主要是針對研究區中主坍塌與次坍塌處的兩輝安山岩之熔岩流的岩石部分與節理面間之基質部分進行試驗。前者包括了基本摩擦角(ϕ_b)與尖峰摩擦角(ϕ_p)等兩部分的量測。試驗準則分別參照Head(1986)的說明與國際岩石力學學會 (ISRM, 1981) 的規範來進行。

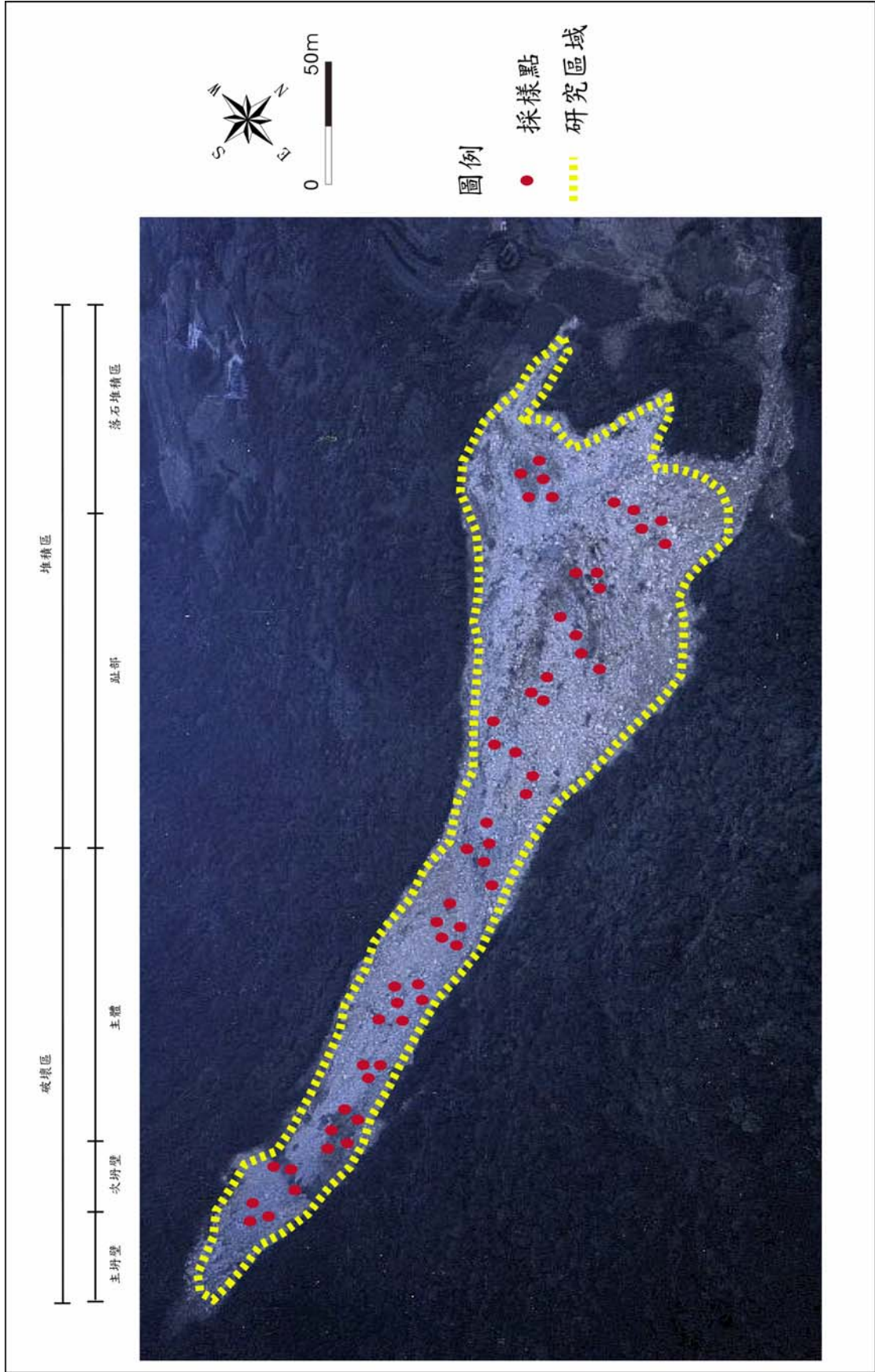


圖3.1 採樣點位置圖

在岩石基本摩擦角(ϕ_b)方面，本研究所使用的試體均為飽和的狀態，使用之正向力分別為 2kg、4kg 及 8kg，正方形剪力盒的尺寸為 10cm×10cm×3.5cm，使用之剪動速度為 1.2mm/min。本項目共進行 10 組試體的試驗。試驗時，需紀錄剪應力、垂直位移量及水平位移量等三項。試驗後，將各組所記錄之正應力與剪應力的強度值作比對，並轉繪為試體破壞的包絡線圖，再以各組之正應力與剪應力之對應值求其回歸曲線，並以此回歸曲線之斜率值求得其基本摩擦角(ϕ_b)。

尖峰摩擦角(ϕ_p)的試驗是以自然氣乾與飽和兩種狀態來進行。其方法是以多段式直接剪力試驗為主，主要是因為不規則弱面樣品的採集相當不容易，而使用之正向力，正方形剪力盒，以及剪動速度則與上述基本摩擦角之試驗相同。在自然氣乾狀態進行10組試體的試驗，飽和狀態則進行15組。試驗時，剪應力、垂直位移量及水平位移量等三項均需記錄。試驗後，同樣以各組之正應力與剪應力對應之回歸曲線斜率值反算，可求得其尖峰摩擦角(ϕ_p)。

基質直接剪力試驗是採取飽和壓密慢剪的方式進行，慢剪需先經過24小時的壓密作用而後進行，使用的剪動速度為0.06mm/min。本項目進行3組的試驗，使用之正向力分別為0.5kg、1kg及2kg，正方形剪力盒的尺寸是為10cm×10cm×2cm。而兩輝安山岩之熔岩流節理面間之夾泥，則進行了10組試體的試驗。

本研究在岩石及基質材料所使用的直接剪力儀皆為國立台灣大學地質科學系地質材料試驗室所提供，岩石直接剪力儀的壓力系統為 1:40 槓桿砝碼的荷重系統，壓力環最大可承受1500kg，剪力盒大小為 10cm×10cm×3.5cm。而基質試體的尺寸為6cm×6cm×2cm，直接剪力儀之壓力環最大可承受300kg，衡器常數為0.19995kg/div，測微儀的精確度可達百分之一公釐，兩者之量測系統都包括了剪力變化、垂直位移量及水平位移量等三種量測儀器。

(4) 單軸抗壓強度試驗

本試驗是以應力控制方式，採用兩階段以上的加壓及解壓循環方式將試體壓縮至破壞，並依照ISRM(1981)的規範，在應力-應變曲線上的50%尖峰強度的切線斜率計算其變形模數。所進行之試體雖然主要是以兩輝安山岩為主，但由於在坍塌處敲取試體相當不易，且搬運困難，因而採樣是以崩落於堆積區的兩輝安山岩塊為主，由於試體強度相當高，鑽取相當不易，因而本項目僅進行3組之試驗。

本試驗使用的儀器為國立台灣大學土木工程學系岩石力學實驗室所提供的剛性伺服壓力試驗機(MTS公司型號為315.03A-01)。

(5) X光粉末繞射試驗

本試驗分為亂向試片及定向試片兩部分。前者是針對粒徑小於74 μm 的基質部分進行的定性分析，後者則是對於粒徑小於2 μm 的黏土礦物進行半定量分析。根據Johns (1954)所提出的經驗公式，可計算出高嶺石(kaolinite)、依萊石(illite)、膨潤石(smectite)與綠泥石(chlorite)等四種黏土礦物的相對含量。

本試驗所使用的儀器為台灣大學海洋研究所所提供，為Philips公司型號為PW3710的X光繞射儀。選用Cu α 射線，以電壓35仟伏特、電流15毫安培的條件下進行繞射分析。

第四章 地質概況

4.1 區域地質

大屯火山群的安山岩質火山體是在更新世噴發初期由熔岩流、火山灰與粗礫碎屑噴發物連續交替噴發構成，並交疊覆蓋於中新世沉積岩的基盤上，其分布全面積廣泛，達到300平方公里左右(何春蓀，1986)。早期的噴發活動以熔岩流與下部凝灰角礫岩的噴發為主，分布範圍包括了南勢山、大油坑磺溪等地區(Yen，1979)。主要的火山與熔岩流則多產生於火山活動中期，西區有一系列火山如面天山、大屯山等自西南向東北依序噴發，東區如丁火朽山也有一系列火山形成，這些火山與熔岩流大多在噴發與流動時已遭受相當程度的侵蝕(Juang and Bellon，1984)。在火山活動的晚期，火山僅分布在中部的區域，包括磺嘴山亞群大部分的火山、熔岩流，以及七星山亞群全部的火山與熔岩流的生成(Liu et al.，1986)。

整個大屯火山群可分成大屯山、竹子山、七星山、燒庚寮、內寮山、磺嘴山、南勢山與丁朽山等8個主要亞群(Ku et al.，1959)。本研究區是屬於竹子山亞群的範圍，此一亞群主要是由竹子山與小觀音山所組成，並包括有少數的寄生火山，兩者的主要地層皆是由厚層的兩輝安山岩所組成，並夾有凝灰岩或凝灰角礫岩(Chen and Wu，1971)，其地層層序大致的厚度與組成如表4.1所示，而各地層的排列分布則如圖4.1所示(Wang，1983)。

由區域地質圖中(圖4.2)亦可發現，本研究區所涵蓋的岩性是兩輝安山岩及凝灰角礫岩兩種。金山斷層以東北-西南走向分布於本研究區的東南側。至今，整個大屯火山群內多處地區仍可觀測到溫泉、噴氣孔與硫氣孔等現象，其地熱作用相當活躍，其中又以金山斷層東南側一帶最為旺盛，該地區也進行了許多地熱資源的探勘工作(Chen and Wu，1971)。

表4.1 竹子山亞群之地層層序(摘錄自Wang, 1983)

地層名稱	概略厚度 (公尺)	組成岩石
5.竹子山熔岩	<350	兩輝安山岩,夾凝灰岩與凝灰角礫岩
4.小觀音山熔岩	<600	
3.大屯山凝灰角礫岩	<300	凝灰岩,凝灰角礫岩,含兩輝安山岩與角閃兩輝安山岩之熔岩流與角礫岩
2.角閃兩輝安山岩	200	角閃兩輝安山岩
1.下部凝灰角礫岩 ~~~不整合~~~ 中新世沉積岩	350	凝灰角礫岩,凝灰岩,含兩輝安山岩,角閃兩輝安山岩,兩輝角閃石安山岩,黑雲母角閃石安山岩等

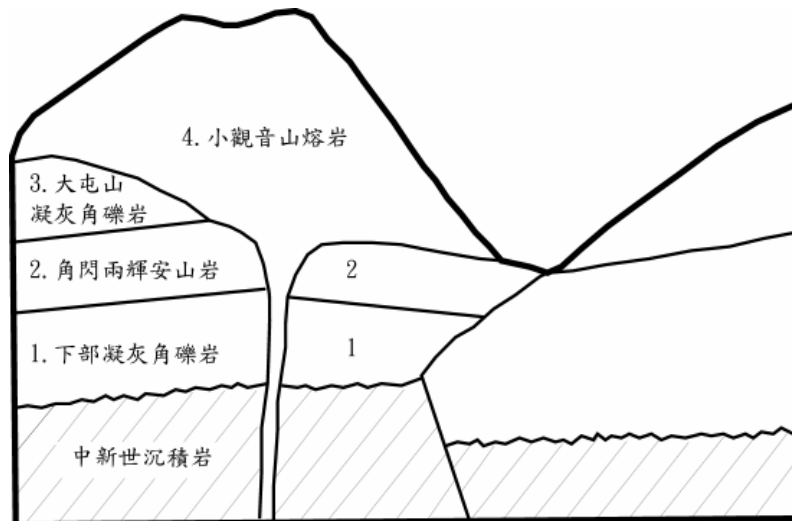


圖4.1 竹子山亞群地層層序示意圖(摘錄自Wang, 1983)

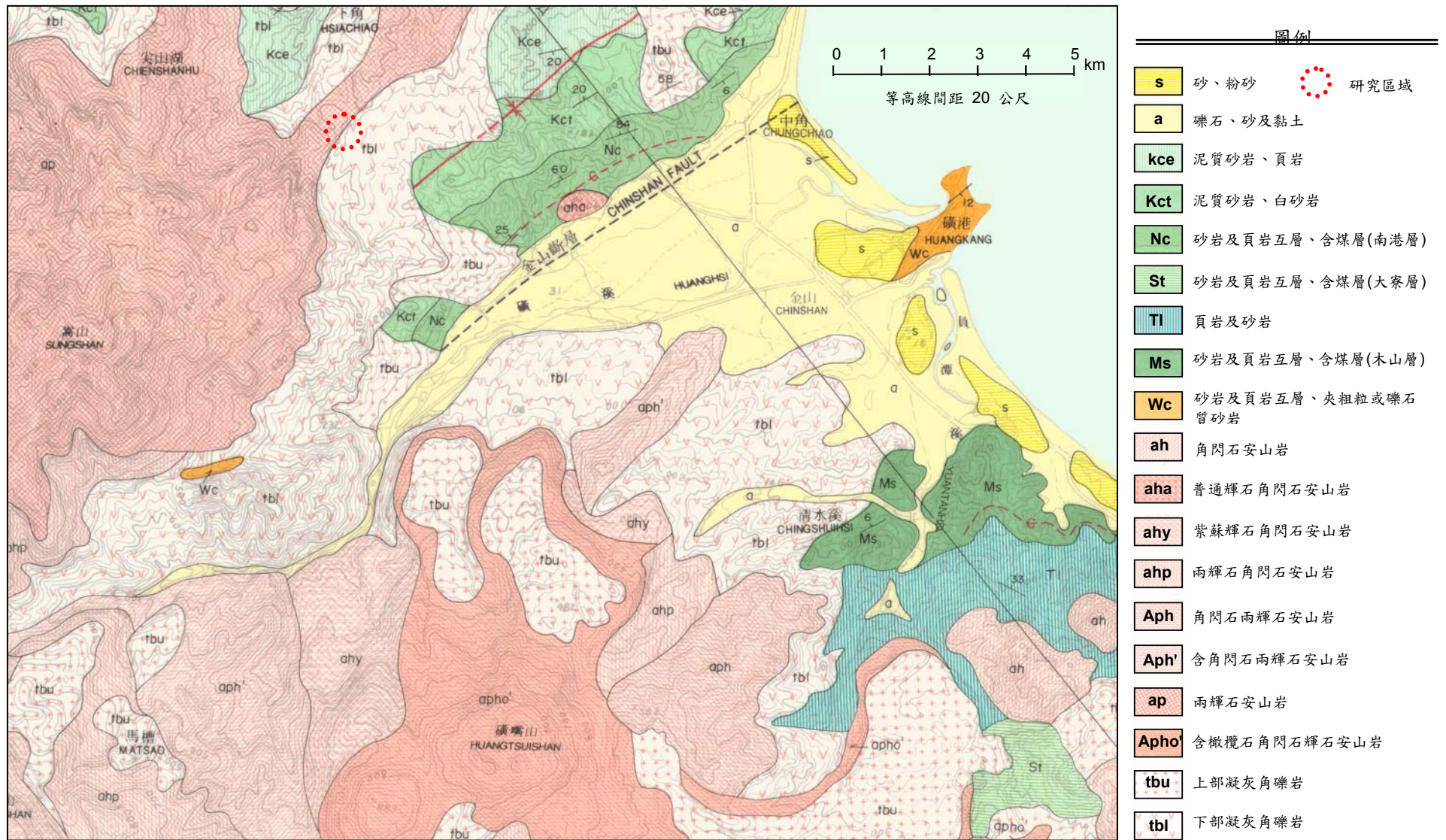


圖4.2 本研究區區域地質圖 (摘錄自地調所，1998)

4.2 熔岩的形成

熔岩流是火山噴發時呈流體狀的產物，即自火山口流出於地表的熔融岩漿。熔岩流的頂部常有氣孔，是因氣體上浮所造成，又由於流動的作用，常會混雜部分礫石、角礫於岩體中(圖4.3)，而部分的薄層熔岩會如平板狀沉積岩般的傾向熔岩流之前端(MacDonald, 1972)。

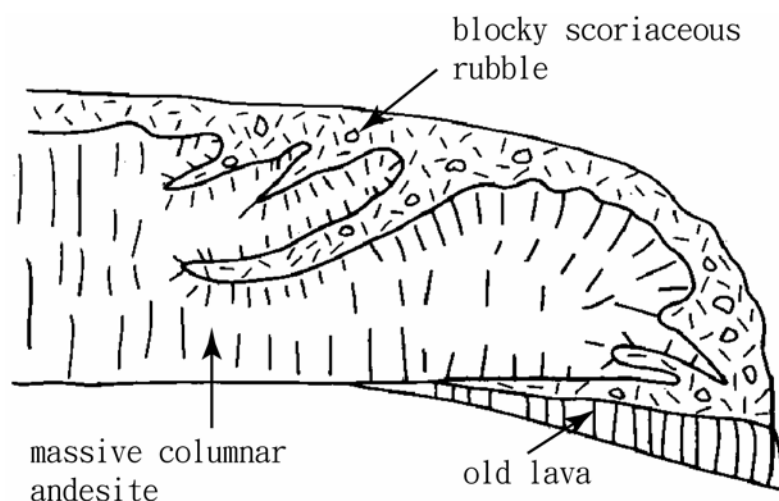


圖 4.3 熔岩流末端突起示意圖(摘錄自 Sigurdsson, 1981)

熔岩流常於末端形成舌狀的突起，主要是因為在流動的同時，外部的熔岩較快冷卻凝固，而後方的流動物質仍不停地往前運動，會導致前端受擠壓而突起(Copmton, 1972)。當熔岩流由外向內冷卻收縮固結成岩時，體積縮小並會產生收縮性的張力，常常造成與熔岩面垂直的柱狀節理(Walker, 1973)。在近火山口處，熔岩流多呈亂流，離火山口較遠處則因黏度增加，常呈平流狀(Thorpe and Brown, 1990)。

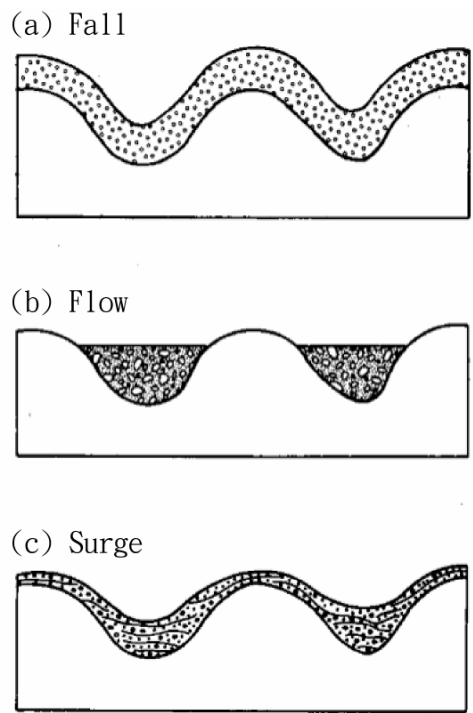
由於熔岩流的堆積方式是以流動為主，一般影響其分布的範圍需視整體熔岩的規模及厚度而定(Walker, 1973)。其中，影響最深的又以熔岩流的黏稠度為最，黏稠度的高低常取決於其化學組成、氣體含量、固體承載物的含量與溫度等四項因子(Cas et al, 1987)。熔岩流依其型態一般可分為pahoehoe、aa、block lava及pillow lava等四種(Ollier, 1988)。前兩者通常為夏威夷火山特有，第三種為中、酸性火

成岩所形成，第四種則於水中生成(Wright et al, 1980)。一般而言，熔岩流中矽質含量較高的酸性岩漿，其黏稠度較高，容易形成較為厚短、階面較小，階崖較陡的地形。反之，矽質含量較低的基性岩漿則會形成較薄長，且階面較大、階崖較緩的地形(MacDonald, 1972)。

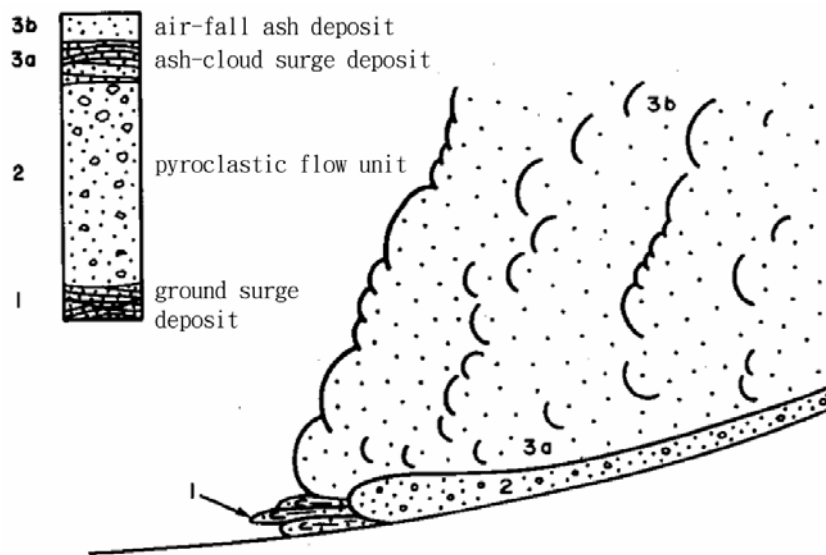
4.3 火山碎屑岩的形成

火山碎屑物為火山噴發後直接堆積的產物，其物質來源大致可歸納為：(1) 岩漿噴發而破碎堆積形成，(2) 舊火山口物質因噴發而破碎堆積形成，以及(3) 噴發時冷卻等三種(Decker and Decker, 1989)。火山噴發將大小的火山物質拋至空中，帶動周圍的空氣形成蕈狀噴發柱，其所產生的火山灰在受到風及上升熱氣流的作用下，會被帶至較遠的地方順著地形而堆積，而顆粒較大的火山礫、火山彈則會較快落下堆積於火山口附近，這些因拋射作用所堆積的材料皆稱為火山碎屑彈落堆積(pyroclastic fall deposit)。由於其堆積的方式是來自重力作用，因而具有較為良好的淘選度，常以顆粒支撐型態出現(Thorpe and Brown, 1990)。

當噴發能量逐漸減小至無法支撐噴發柱時，便會在順風或順著地勢的方向形成火山碎屑流(pyroclastic flow deposit)或火山碎屑湧浪(pyroclastic surge deposit)等兩種不同的堆積層(Cas et al, 1987)。此二者的差異在於前者流體濃度較高，流速較慢，主要充填在地表的凹陷處，常會摻雜崩落的大小岩塊，泰半是以基質的支撐型態為主。而後者的流體濃度較低，流速較快，較易形成像平行層理或交錯層理等沉積岩般的偽層，其頂部及底部常會有一層細粒火山灰的出現(Walker, 1983)。另外，由於彈落與流動堆積方式不同，前者是為顆粒支撐，接觸面積小，抗蝕性弱，容易成緩坡狀。反之，如果流動方式的堆積是為基質支撐，容易呈現塊狀分布，其接觸面積也較大，抗蝕性較強，坡面則容易呈現陡坡狀(Cas et al, 1987)。圖4.4則為三種堆積方式的分布狀況。



(A) 火山碎屑掉落、流動以及湧浪之分布
(摘錄自 Wright et al, 1980)



(b) 火山碎屑堆積物之理想柱狀
(摘錄自 Cas and Wright, 1987)

圖 4.4 火山碎屑堆積方式

第五章 現地調查結果

本研究區所涵蓋的長度範圍約為400公尺，垂直落差介於高程300公尺到500公尺之間，破壞坡體呈現一凹形坡的型態，坡面位態為北偏西 20° ，向北傾斜 50° 。整個破壞坡體的岩性皆以兩輝安山岩為主，分布於坡體上方即高程400公尺以上，是為熔岩流，而分布於高程400公尺以下，即坡體下方則為凝灰角礫岩。坡體上方兩輝安山岩之熔岩流部分較為陡峭，平均坡度約為 70° ，坡體下方凝灰角礫岩部分則變為平緩，坡度平均約為 45° 。本研究區大致可分為破壞區與堆積區等兩個區域，破壞區長度約150公尺，高程落差約175公尺，包括了主坍壁、次坍壁與主體部分。堆積區長度約250公尺，高程落差約20公尺，包括趾部與落石堆積區(如圖5.1)。整個破壞坡體之坡面依地形的變化大致可細分為14個分段。坡段1的範圍是從坡頂至分段點1之間，坡段2則介於分段點1至2之間，其餘的分段則依此類推。茲將各個坡段的現地調查的結果分述於后。

5.1 地質概況

本研究區主要是分布著更新世的火成岩，其中主坍壁與次坍壁的部分是由熔岩流所組成，分布在高程為400公尺以上，介於坡段1至4的部分，岩性為兩輝安山岩。破壞坡體的主體部分則是由凝灰角礫岩所組成，岩性亦為兩輝安山岩，分布在高程320公尺至400公尺之間，介於坡段5至9部分。而自趾部以下，即高程320公尺以下，介於坡段10至14部分，則為崩落的兩輝安山岩岩塊所覆蓋。

本研究區之兩輝安山岩的節理相當發達，三組主要的不連續面分別為：(1) J1： $N75^\circ W / 72^\circ N$ ，(2) J2： $N60^\circ E / 70^\circ N$ 以及(3) J3： $N60^\circ E / 73^\circ S$ 。另外，兩組較不明顯的節理面，分別為(4) J4： $N8^\circ E / 78^\circ S$ ，與(5) J5： $N10^\circ W / 12^\circ N$ (圖5.2)。

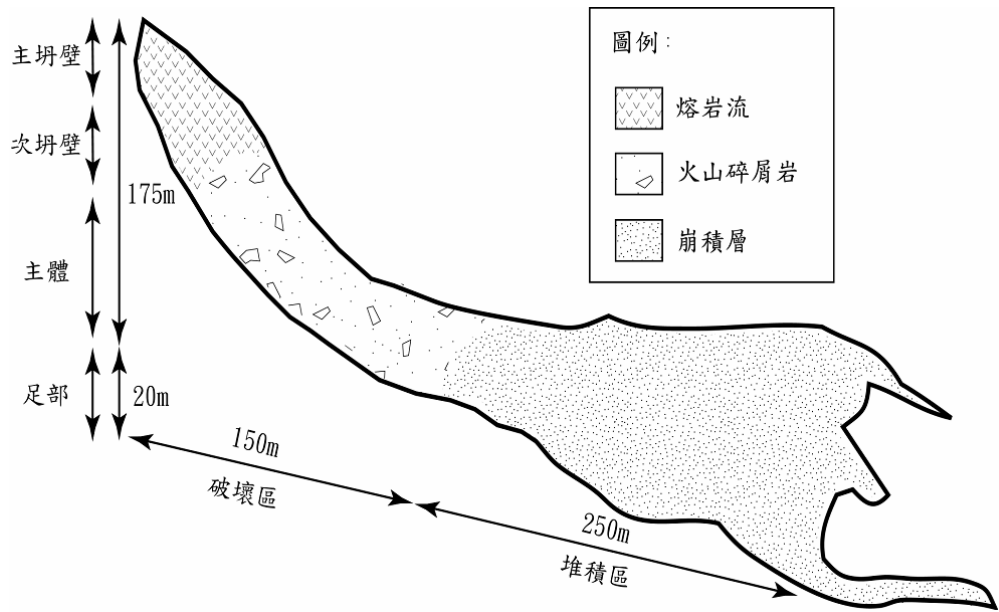


圖 5.1 本研究區草繪圖

- S : N20°W / 50°N
- J1 : N75°W / 72°N
- J2 : N60°E / 70°N
- J3 : N60°E / 73°S
- J4 : N8°E / 78°S
- J5 : N10°W / 12°N

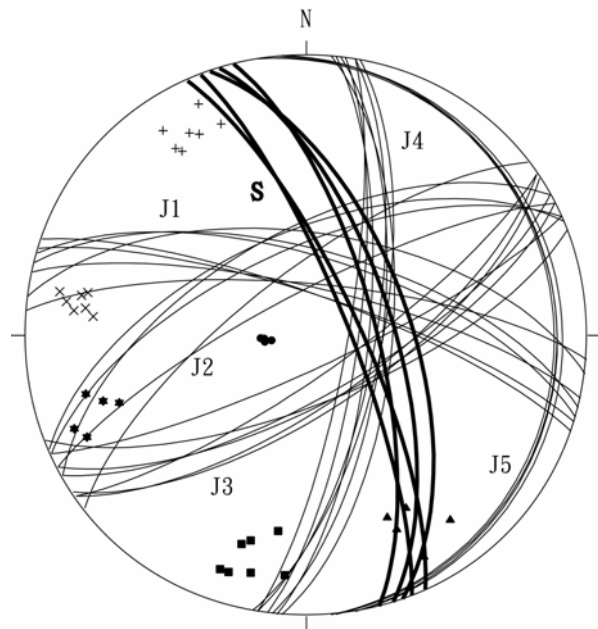


圖 5.2 熔岩流層不連續面分布的立體投影圖

其中J5為一水平層理，是為熔岩流流動時，其層流間因摩擦作用形成的剪力所造成的，而於熔岩流與凝灰角礫岩兩岩層之交界處，約略可看出其位態大致平行於J5，因而也可將其視為熔岩流層層面的位態，其中部分的不連續面間則有細粒土壤之基質材料充填的情形出現。

由坡面與節理面等不連續面間之相互關係中(圖5.3)，可以發現多處不連續面與坡面都形成楔形的模狀，使得本研究區內之坡體本身便具有潛在性不穩定的情況，如J1-J2、J1-J3、J1-J5、J2-J3、J3-J5、J4-J5等。由現場處處可見到殘留或是即將剝離脫落的柱狀岩體，便是上述最好的例證。

5.2 地貌表徵

將民國69年與民國83年的地形資料與現地所量測到破壞坡體之高程與相關位置，繪製成地形剖面，以進行地貌變化之比較。由圖5.4中可發現，坡段1至坡段4，在民國83年的地形高程比民國69年的地形高程大，顯示該地表面增加了堆積的材料，而現地所測量到之地形高程則較民國83年小，顯示該地表面可能又經過侵蝕及淘挖的作用，使得堆積材料被移除了。坡段5至坡段14，自民國69年到現今的地形面的分布狀況，大致上都是呈現一次比一次增高的情形，此結果顯示該地表上大致是以堆積材料為主。本研究區各個坡段的地貌變化狀況分別描述如下(表5.1，圖5.5及圖5.6)：

坡段1為陡峭的兩輝安山岩之熔岩流崖壁，坡度高達75°，坡長32公尺，坡頂接近地表面處分布有約1公尺左右之覆土層，此覆土層因受風化作用而有紅土化的現象，坡面上並無任何植生。崖壁上兩輝安山岩之節理相當發達，許多岩體已剝離分解為較小之岩塊，節理面可能因風化作用而呈棕黃色，同時各節理面間多被細粒土壤所充填。

坡段2呈一斗狀分布，坡度為60°，坡長18公尺，兩輝安山岩之熔岩流間的節理發育與風化作用較坡段1更為發達，而部份岩體已成碎屑狀岩塊，並殘留於坡面上。

圖5.3 本研究區地層剖面分布

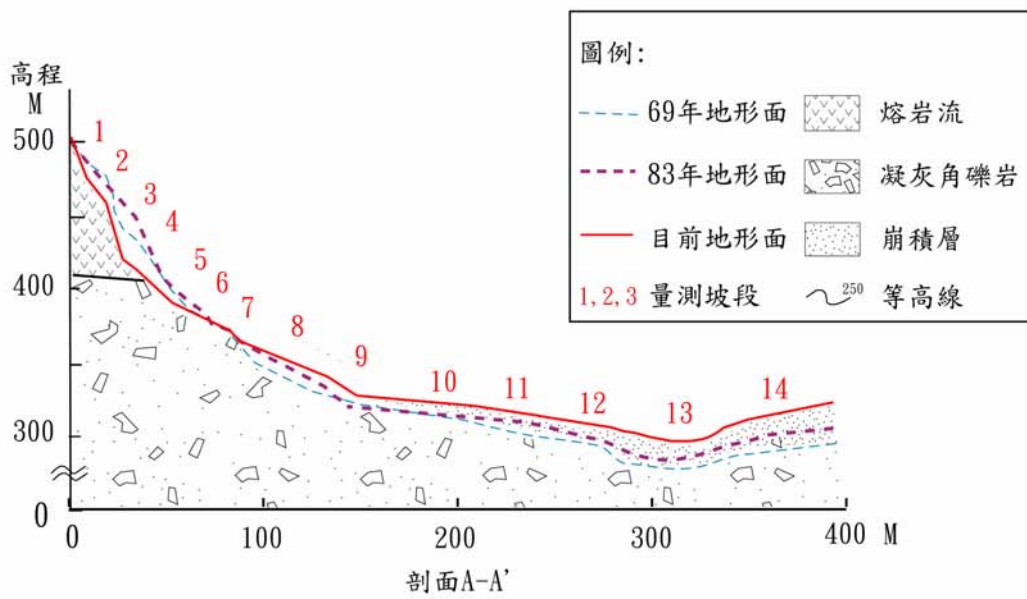
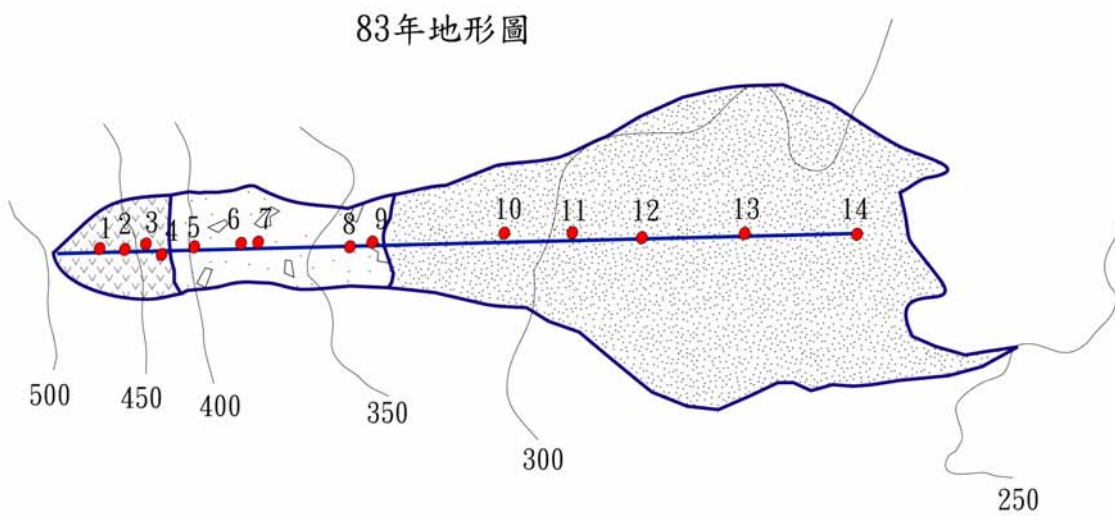
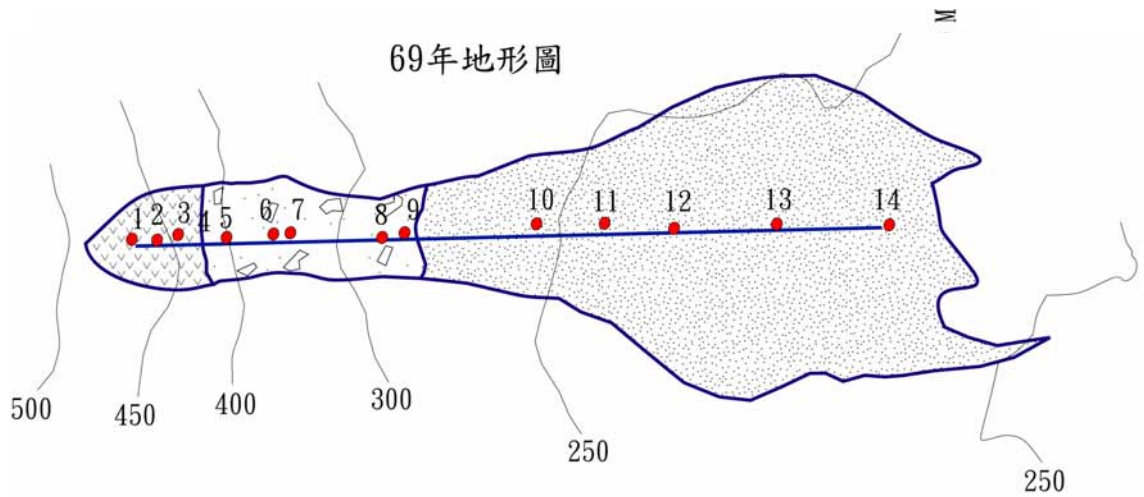


圖 5.4 各不同年度地形剖面變化狀況

表 5.1 本研究區各不同坡段之綜合資料

坡段	坡長(m)	坡度(°)	坡面描述
1	32	75	兩輝安山岩之熔岩流組成，冠部及主坍塌之岩層呈破碎狀。
2	18	60	兩輝安山岩之熔岩流組成，頭部之岩層呈破碎狀。
3	40	78	兩輝安山岩之熔岩流組成，次坍塌之節理發達。
4	10	45	兩輝安山岩之熔岩流組成，節理發達。
5	30	52	凝灰角礫岩組成，基質膠結良好，兩側有侵蝕溝發育。
6	36	33	凝灰角礫岩組成，基質膠結良好，表土夾兩輝安山岩塊。
7	11	45	凝灰角礫岩組成，表土夾兩輝安山岩塊，具滲水現象。
8	53	30	凝灰角礫岩組成，侵蝕溝匯集處，具滲水現象。
9	18	42	凝灰角礫岩組成，前緣處有兩輝安山岩塊堆積。
10	62	7	堆積崩落之兩輝安山岩塊與覆蓋土層，局部草類植生。
11	33	12	堆積崩落之兩輝安山岩塊與覆蓋土層，局部草類植生。
12	51	4	緩坡，多為粒徑大於1m以上之兩輝安山岩塊堆積。
13	48	0	窪地，粒徑大於1m以上之兩輝安山岩塊堆積，有積水現象。
14	60	-15	粒徑大於1m以上之兩輝安山岩塊堆積，傾向與上述坡段相反。

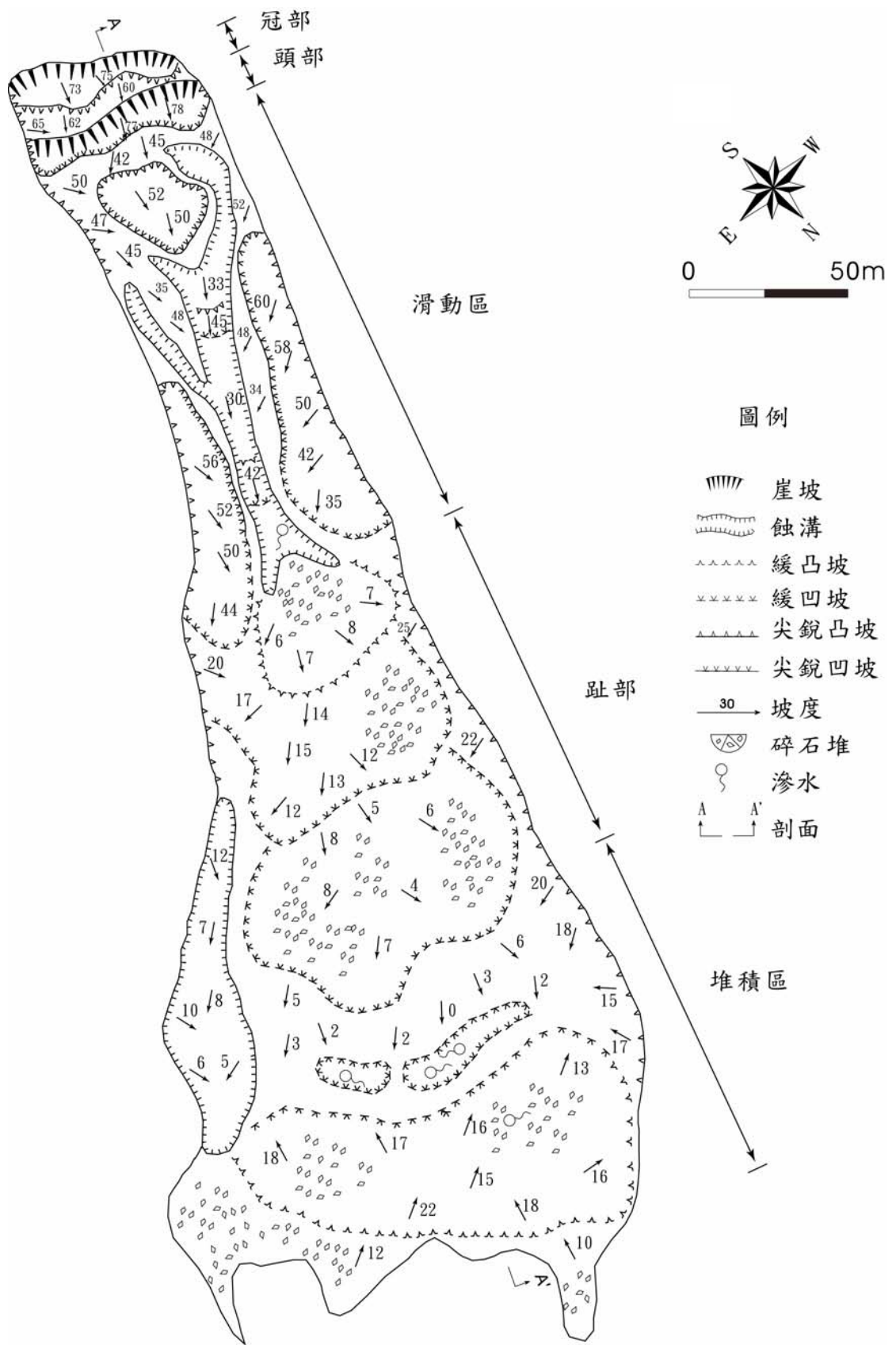


圖5.5 現地地貌圖

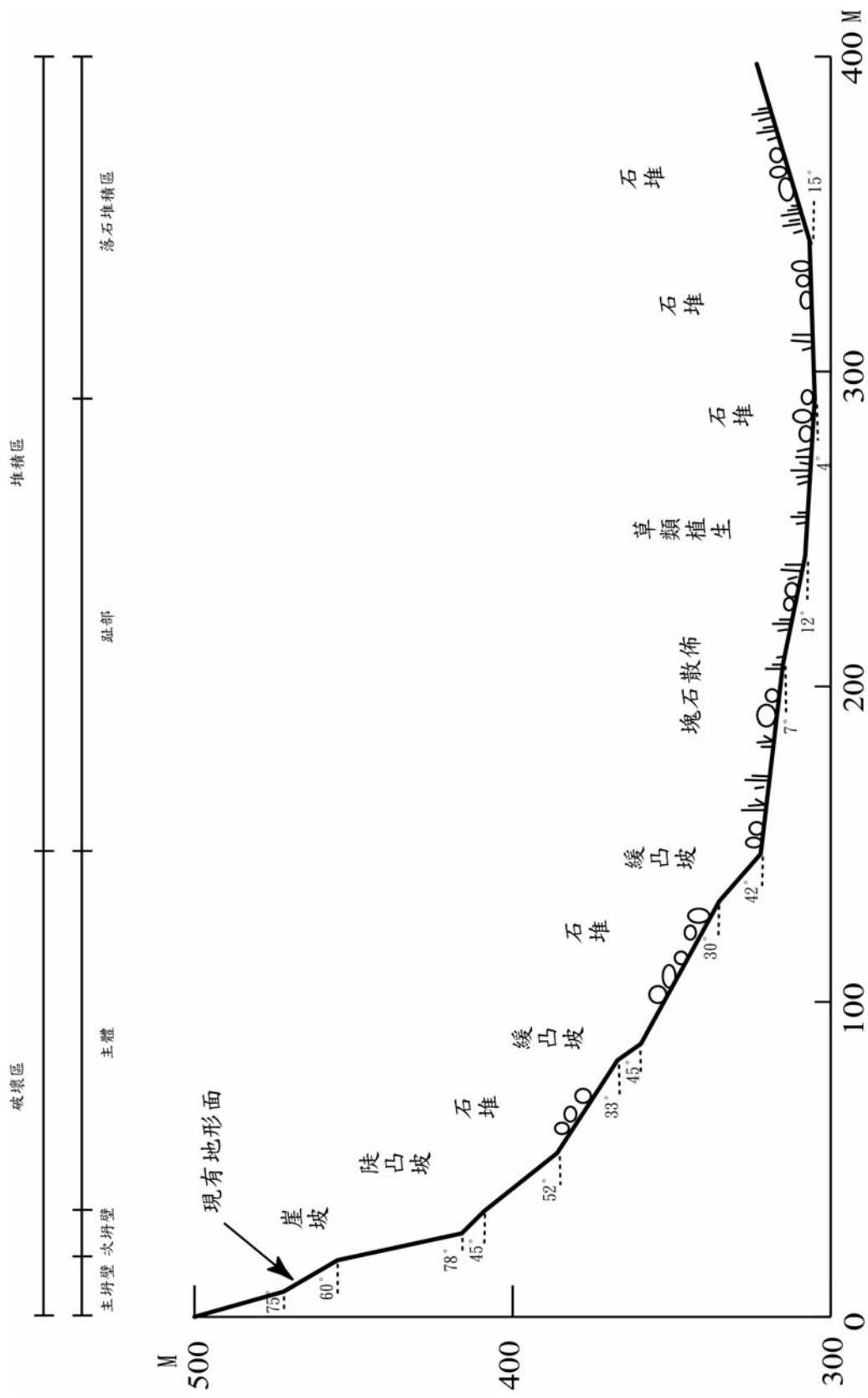


圖5.6 本研究區A-A'剖面之分布圖

坡段3仍為兩輝安山岩之熔岩流組成，坡度為78°，坡長40公尺，相較於坡段1，其岩體較為完整，且坡體更為陡直。本坡段風化作用的程度較低，但多處可發現不同節理所構成之楔形模狀。

坡段4同坡段3，節理面間的間距較小，發育較為密集，坡度為45°，坡長10公尺，坡面上有細小的岩屑堆積。

坡段5為凝灰角礫岩所形成之凸坡狀，坡度為52°，坡長30公尺。其岩體部分呈角礫狀，淘選度差，岩塊表面雖然受到風化與淋溶作用的影響，但角礫岩間的基質膠結狀況卻仍然相當好，坡面兩側開始有侵蝕溝的發育，大致呈現一“V”字形，從上坡體崩落的熔岩流碎塊則散佈其間。

坡段6坡度降為33°，坡長36公尺，侵蝕溝自坡段5延伸至下坡段，熔岩流之崩落岩塊多集中於侵蝕溝處堆積，但沿著侵蝕溝處仍可清楚的發現基盤的凝灰角礫岩。

坡段7因基盤的凝灰角礫岩較堅硬而呈一較陡之凸坡狀分布，坡度為45°，坡長11公尺，坡體表面仍舊有侵蝕溝的發育，其分布由兩側往中間延伸，侵蝕溝外側為崩積之凝灰角礫岩所覆蓋，塊狀之熔岩則因崩落而堆積於侵蝕溝內。

坡段8為侵蝕溝匯集處，呈一緩凸坡，坡度為30°，坡長53公尺，侵蝕溝中多處有滲水現象，堆積其上的熔岩碎塊呈現次角狀至圓狀之外貌。

坡段9為斜坡主體的底部，亦為侵蝕溝的終點，坡度為42°，坡長18公尺。凝灰角礫岩之基盤多處出露於侵蝕溝，大量從上坡體崩落的兩輝安山岩碎塊也堆積於侵蝕溝內成一裙帶狀分布。

坡段10為破壞坡體之趾部，大量崩積之兩輝安山岩堆積於坡趾處而呈現一平台狀，坡度為7°，坡長62公尺，此堆積岩塊之粒徑平均都在1公尺以上，比諸坡段5至9處之斜坡上堆積的兩輝安山岩岩塊較巨大。

坡段11為緩降之凸坡，坡度為12°，坡長33公尺，巨大兩輝安山岩岩塊持續堆積，部分兩輝安山岩岩塊的表面仍可發現因掉落碰撞所

產生的擦痕，較小之碎岩塊參雜其中，無淘選度可言，其堆積之地形面大致是由西北向東南向降低。

坡段12為一平台狀，坡度為 4° ，坡長51公尺，仍有許多岩塊崩落於此坡段。

坡段13為一低陷的窪地，坡長48公尺，為整個研究區域最低處，其中部分區塊有積水現象，大小兩輝安山岩碎塊廣泛堆積，暗棕色細質土壤散佈於大小碎塊空隙中，含量比例要較其他坡段來得高，氣候乾燥時，甚至可見積水處乾枯，而底部土壤呈現龜裂的情形。

坡段14為一緩凸坡，坡度為 15° ，坡長60公尺，地形面仍由西北向東南向降低，表層仍有堆積經碰撞擦痕的塊狀兩輝安山岩，圓度很低，細質土壤依舊散佈於大小碎塊空隙中，並顯得相當鬆散。

整體而言，坡段1至坡段4之間，是由兩輝安山岩之熔岩流所組成，其坡度是以坡段1及坡段3較陡，坡段2與坡段4較緩。節理面的發育則是以坡段1與坡段2兩處最為發達，部分多已崩解為較小之岩塊。

坡段5至坡段9其基盤皆為凝灰角礫岩所組成，表層雖多處為熔岩碎屑所覆蓋，但從侵蝕溝中清楚可發現凝灰角礫岩之基盤。大部分基盤裸露處之坡段，其坡度較陡，反之，則坡度較緩，如此整體之地形面一緩一陡的變化有如階梯狀般起伏。

介於坡段10至坡段14之間，皆為自坡段1至坡段9所崩落岩塊之崩積層所分布。表層都為大小不一之熔岩流岩塊所組成，其圓度都不高，多數岩塊仍可見其柱狀的原形，柱形面是為原來岩體之節理面，由於受到風化作用的影響而呈現黃棕色。

參考文獻

- 王文祥(1989) 台灣北部大屯火山群之火山地質及核分裂飛跡定年研究，台灣大學地質系研究所碩士論文，共154頁
- 何春蓀(1982) 台灣地體構造的演變，台灣地體構造圖說明書，經濟部中央地質調查所出版，共126頁
- 徐國輝(1998) 台北縣金山鄉火山碎屑岩堆積層之工程性質與其邊坡穩定性研究，台灣大學地質系研究所碩士論文，共145頁
- 陳正宏(1988) 陽明山國家公園及鄰近地區火山地質史研究，陽明山國家公園管理處，共56頁
- 張文誠(1988) 岩石節理面之粗糙度與其剪力強度之研究，台灣大學土木工程學研究所博士論文，共226頁
- 薛強聖(1989) 邊坡漸進式滑動之穩定分析，台灣大學土木工程學研究所碩士論文，共75頁
- Hoek, E. and Brown, E. T. (1997) Practical estimates of rock mass strength: *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 34, 1165-1186.
- Juang, W. S. (1993) Diversity and origin of Quaternary basaltic magma series in Northern Taiwan: *Bull. Natl. Museum Nat. Sci.*, 4, 125-166.
- Moon, V. G. (1993) Geotechnical characteristics of ignimbrite: A soft pyroclastic rock type. *Engineering Geology*, 35, 33-48.
- Song, S. R., Tsao, S. J. and Lo, H. J. (2000) Characteristics of the Tatun volcanic eruptions, north Taiwan: implications for a cauldron formation and volcanic evolution, *J. Geol. Soc. China*, 43, 361-378.
- Wong, R. H. C., Chau, K. T. and Wang, P. (1996) Microcracking and grain size effect in Yuen Long marble: *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 33, 479-485.