

內政部營建署陽明山國家公園管理處
委託研究計劃報告

陽明山國家公園及臨近地區火山地質史研究

執行機關 國立臺灣大學地質學研究所

主 持 人 陳正宏

協同主持人 劉聰桂
鍾孫霖

中華民國七十七年七月二十六日

陽明山國家公園及臨近地區火山地質史研究

目次	頁數
節要 -----	1
緒言 -----	2
重要地質景觀描述	
1、馬槽 -----	4
2、貴子坑 -----	13
3、大磺嘴 -----	13
4、小油坑 -----	14
工程地質概述 -----	15
火山地質史	
1、火山噴發用之機制 -----	27
2、火山堆積之機制 -----	27
3、野外地質 -----	31
4、火成碎屑岩的應用 -----	35
5、岩心判讀 -----	35
6、火山定年 -----	40
7、火山化學 -----	45
8、火山活動之展望 -----	48
結語 -----	52
參考資料 -----	54
附錄一、主要岩石及礦物標本照相圖版說明	
(含標本及顯微鏡觀察用薄片)	
附錄二、主要地質景觀幻燈片二〇〇張描述	

壹、節要

陽明山國家公園是以火山地質為特色之國家公園，由大小二十餘個火山岩體所組成，合稱大屯火山群。本計劃旨在檢討大屯火山群之火山地質相關文獻，描述本區噴氣口演進為山崩之過程，並嘗試利用核飛跡定年法配合野外地質有系統地從事本地區中各火山系列噴發層序之探討，以瞭解本區火山之形成歷史。

大型噴氣孔穴（原認為是爆裂口）是本公園最奇特的動態地質景觀。馬槽地區露頭最新鮮，故以其為代表，說明噴氣孔穴的成因與數種相關的次生礦物。此外，亦選擇貴子坑、大磺嘴、小油坑等處扼要描述其地質景觀。

在工程地質方面，馬槽大山崩亦正是本區山崩的典型，本文除了概述馬槽山崩外，並提出本區在工程地質上應注意的事項，以為未來工程施工與設施規劃的參考。

火山地質史方面，依照過去的亞群分類，以本區域之野外地質實例說明火山之噴發及堆積之機制；利用過去的鑽探岩心從地質的觀點重加解釋；採用核飛跡定年法設立各亞群之火山岩體噴發層序；對火山化學作初步報導；並對大屯火山群將來是否會再度活動略作評估。

本計劃同時完成本區二十七個代表性岩石之採樣，並製成標準岩石及顯微鏡薄片，包括本區主要火山岩體露頭及下接沉積岩之基盤標本（附錄一）。另對主要景觀點提供兩百張幻燈片及解說文字（附錄二）。

貳、緒言

大屯火山群之地質研究，在圖幅方面，Yen and P. Y. Chen (1953) 最早提出報告，Ku et al. (1959) 以此一報告為基礎，繪製較詳細之地質圖（比例尺 1/25,000）。其後，P. Y. Chen (1961) 及 C. H. Chen and Wu (1971) 亦曾分別製作圖幅，惜比例尺較小利用價值不大。故以往關於本區各火山體及岩性分佈主要仍依據 Ku et al. 之圖幅。由於製作甚早，目前看來資料並不齊全，對各火山體之噴發時間和順序尚未能詳知。

在基礎野外地質研究方面，雖然礦研所 (1969, 1970, 1971, 1973) 連續幾年調查，惟其目的仍在於對地熱潛能及利用價值的評估。本區主要地形景觀及主要公路沿線地質說明，分別曾由王鑫 (1983) 及王執明等 (1985) 以專書報導。

在地球化學研究方面，陸續有多位學者研究本區岩石的主要化學成分及從事微量元素分析，並對本區火成岩分類及討論其特性，其中以 C-H. Chen (亦即本計劃主持人) 自 1975 年起之一系列研究最為深入，近幾年由電子微探分析法分析微細礦物之成分，進而探討岩石成因已有極大之成果。然因各火山體噴發順序尚未十分明瞭，精細的岩漿演化過程尚待探討。

在火山岩之年代方面，近幾年先後已有以鉀-氬法 (Juang and Bellon, 1984) 及核飛跡法 (Liu, 1982 及 Liu, et al. 1986) 之定年資料，已知大屯火山群噴發

時代約自 2.6至0.4 百萬年間，但仍有許多火山體未能逐一
一定出年代，以致在欲詳細討論本區火山地質時尚覺資料
不足，有待繼續加強此方面之工作。

本計劃旨在檢討大屯火山群之火山地質相關文獻，嘗試
利用核飛跡定年法配合野外地質有系統地從事本地區中
各火山系列噴發層序之探討，以瞭解本區火山之形成歷史
。此外也蒐集本火山群及鄰近地區之標準樣品並加說明，
以供解說教育之參考，並對本區之重要地質景觀以及工程
地質略加評述。

參．重要地質景觀描述

地質與地形景觀一般均屬靜態，然而溫泉與噴氣孔則是聲色皆令人印象深刻的動態地質景觀。本公園內計有大油坑、小油坑、大磺嘴等噴氣孔穴八處及伴生的溫泉十餘處，噴氣孔與伴生的溫泉煙霧迷漫，聲如沸鼎內怒獸嘶嘶震蕩，令人心悸。故大規模的噴氣孔穴（以前稱為爆裂火口）是最特殊且最具火山特徵的景觀，值得特別重視其價值。

噴氣孔依噴出氣體之不同主要有水蒸氣孔、硫氣孔及碳酸氣孔三大類，但同一大噴氣孔內常兼而有之。陽明山國家公園內噴氣孔以大油坑最為壯觀，小油坑次之；溫泉以馬槽溫泉最為著稱。區內各處噴氣孔與溫泉，巨觀而言大同小異，而馬槽、大磺嘴及小油坑三地緊鄰或恰為公路經過，交通較為方便且規模亦不小。馬槽附近尚有一廢棄的地熱鑽井，是以前為探勘馬槽地區地熱能源所鑽，由於熱水呈強酸性，腐蝕井管而妨礙了地熱之開發利用。至今沸騰的泉水夾雜熱氣仍不斷咆哮噴湧。最近甚至有大規模之山崩，露頭保存良好，故為很好的地質景觀點。

一．馬槽：

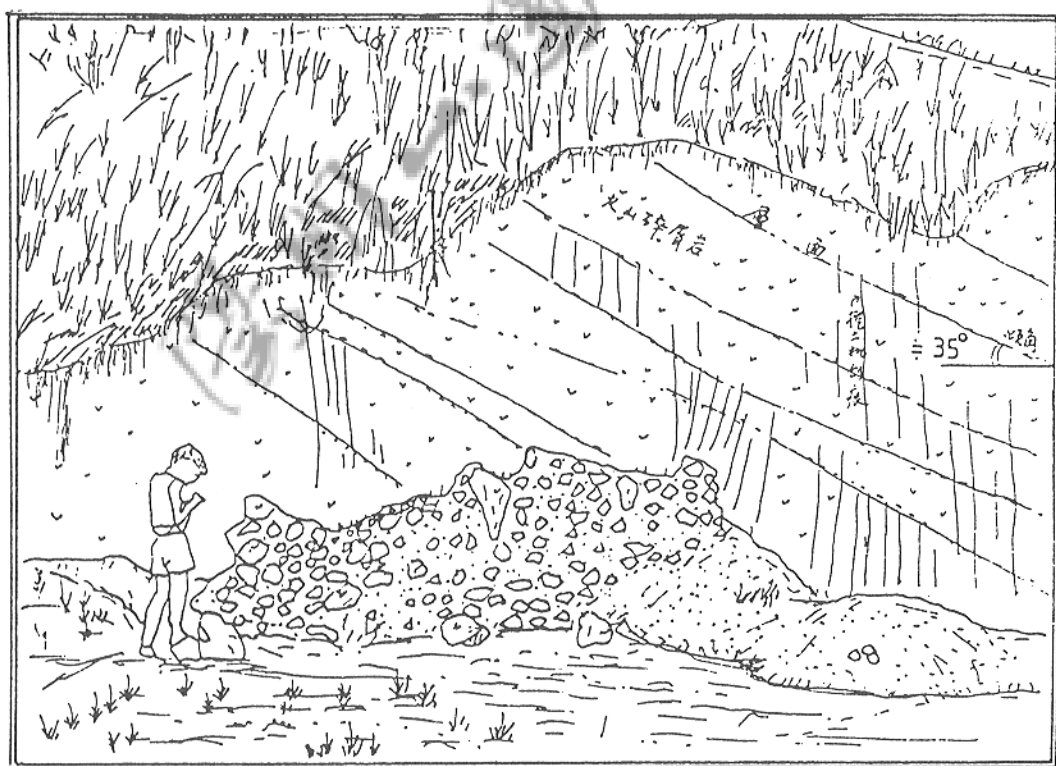
馬槽位於陽金公路邊、七星山北麓，原有之噴氣口於民國七十六年之一次大雨後發生大規模之落石、崩塌與土石流山崩而更為擴大，部分中湖公路路基亦塌陷或龜裂成危險路段而封閉，無法再通車通行。然而由陽金公路可溯

行而上，欣賞此一兼具山崩與噴氣孔之複合形地景。唯現今的中湖公路下之山崩崖一帶仍屬危險地區，應設警告標示，尤其於雨天或連續雨天過後勿緊臨崖頂或崖下，宜以望遠鏡觀察。

(1) 噴氣孔凹之成因：對於大屯火山區內例如大油坑、小油坑、大磺嘴、死磺子坪、馬槽等噴氣、溫泉，草木不生的凹窪谷地成因，以往認為是『火山爆裂口』。然而由此次馬槽之山崩觀之，這些『爆裂口』的形成，主要應為高溫的水蒸氣、硫氣、溫泉對岩石強烈腐蝕，使岩石的物理、化學性質改變而變得鬆軟，每於大雨或久雨之後容易發生圓弧形山崩，終而形成大型下凹的孔穴；小油坑噴氣孔的形貌就是一個典型。山崩後的馬槽噴氣孔穴，整體圓弧外形較不顯著，乃因此地火山熔岩層中夾有火山碎屑岩層，並呈約三十五度向下坡傾斜的傾角，近乎為順向坡

(圖三-1)。此順向坡坡腳因馬槽溪（磺溪上游）向源侵蝕下切而形成陡崖，又因岩石多垂直節理，地表水容易下滲，使地下水位升高，降低岩體的有效正向應力，因而導致山崩。

(2) 泉水：馬槽噴氣孔的水大部分為溫泉，由於泉水的酸度及所溶解的成分不同，使得本區的水呈現對比鮮明美麗，饒有趣味的顏色，主要有黑色、黃褐色、紅褐色以及綠色（圖三-2），於不同顏色的水匯流處可見顏色的變化；基本上，這是水溶液的化學反應。但這些不同顏色水的



圖三-1 中湖公路邊，馬槽山崩崖頂所見的層狀火成碎屑岩，層面傾角約 35° ，幾乎與地表平行。

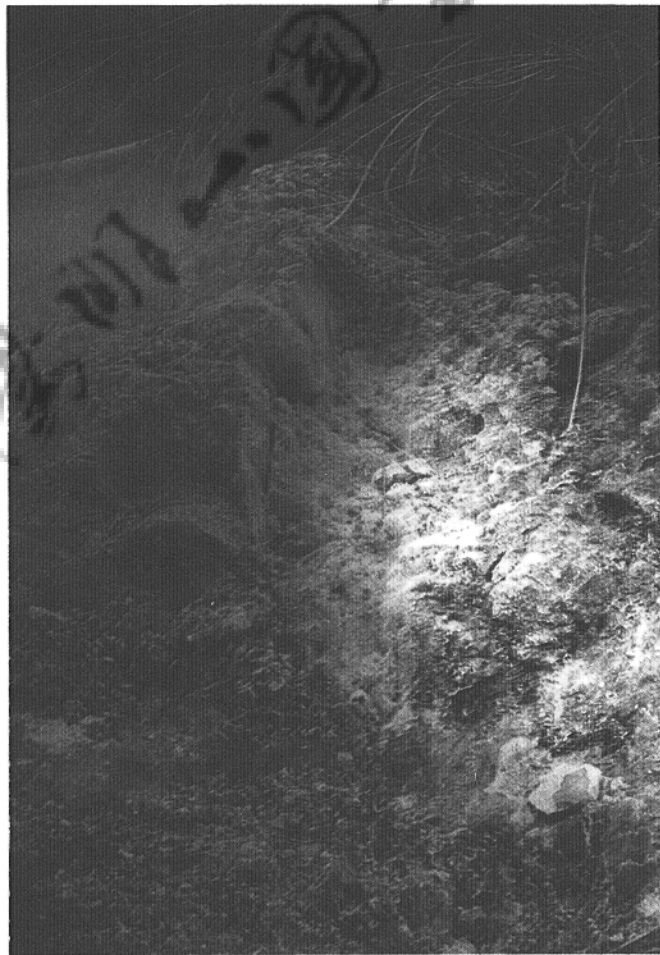
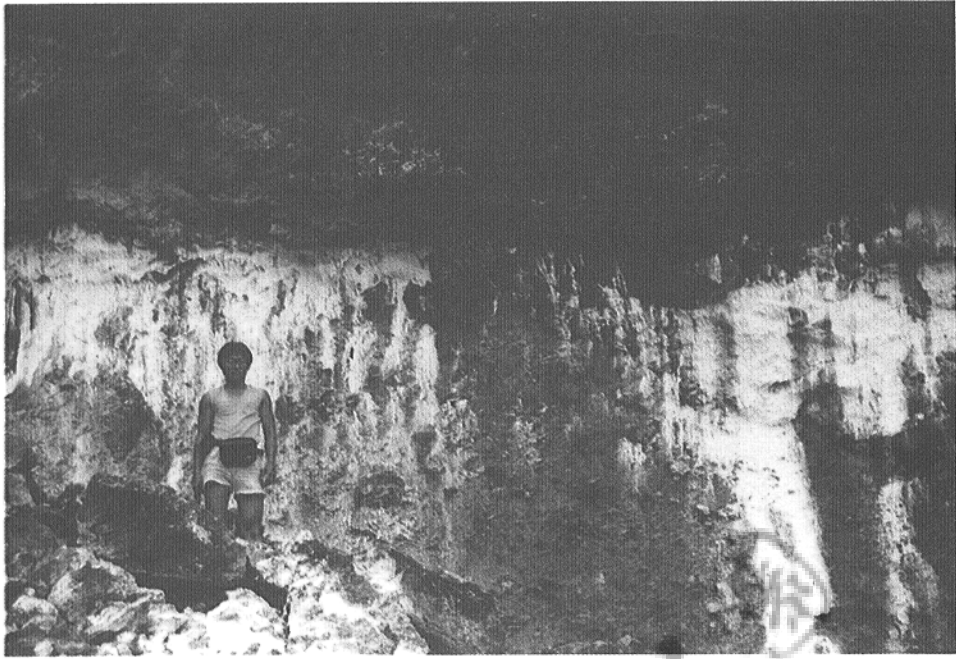


圖三-2 馬槽噴氣孔內的黑色泉水（上）；黑色與黃色泉水交會，發生反應（下）。

化學成分、性質，以及所發生的化學反應，值得進一步研究。

(3) 噴氣孔的次生礦物：除了一般熟知呈黃或黃白色的硫黃外（圖三-3），噴氣孔內的岩石受熱氣與溫泉之熬煮，產生劇烈的腐蝕作用，破壞岩石原有之礦物，有些成分溶於水而流失，有些則生成新的礦物，常見的主要有以下數種：

1. 方英石 (Cristobalite)：化學分子式為 SiO_2 ，安山岩受腐蝕換質後，大部份的金屬離子成分，如：K、Na、Ca、Mg、Fe 等，均溶解於酸性水中而流失，剩下的二氧化矽成分則形成方英石，一般結晶顆粒極細呈白色、粉狀的團塊，常保留原來岩體之組織結構。
2. 禾樂石 (Halloysite)：化學分子式為 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ， $n=2-4$ 。為黏土礦物的一種，有二端成分：含四個水分子者稱飽和水禾樂石 (Hydrohalloysite)，含二個水分子者稱去水禾樂石 (Dehydrated-halloysite)；在電子顯微鏡下呈小管狀（圖三-4上），完全脫水時管壁會呈六角片狀龜裂剝落；一般應呈白色，如蠟狀長於岩石表面，但常受氧化鐵沾染而呈深淺不等之黃褐色（圖三-4下）。火山碎屑岩內之岩塊受換質作用隨著時間，由外向內會逐漸換質，常形成圈狀的分布（圖三-4

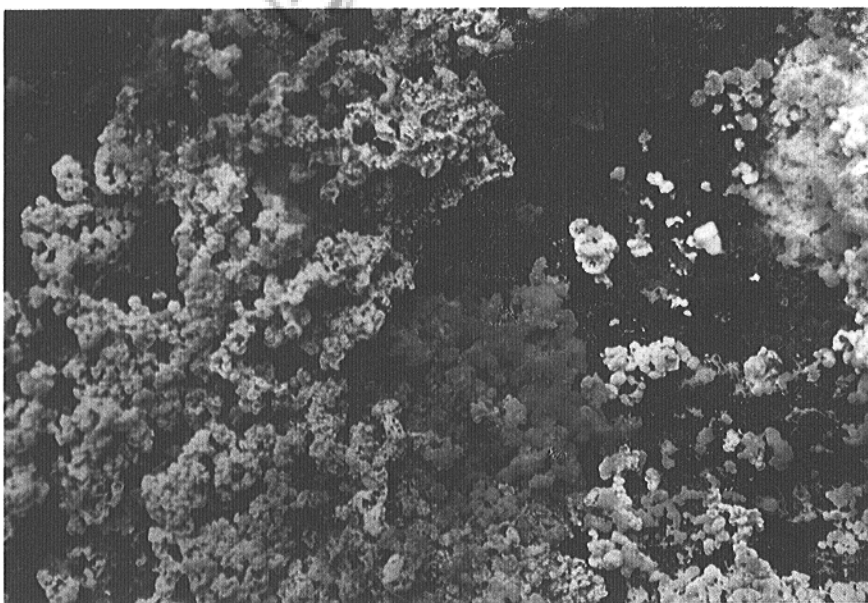


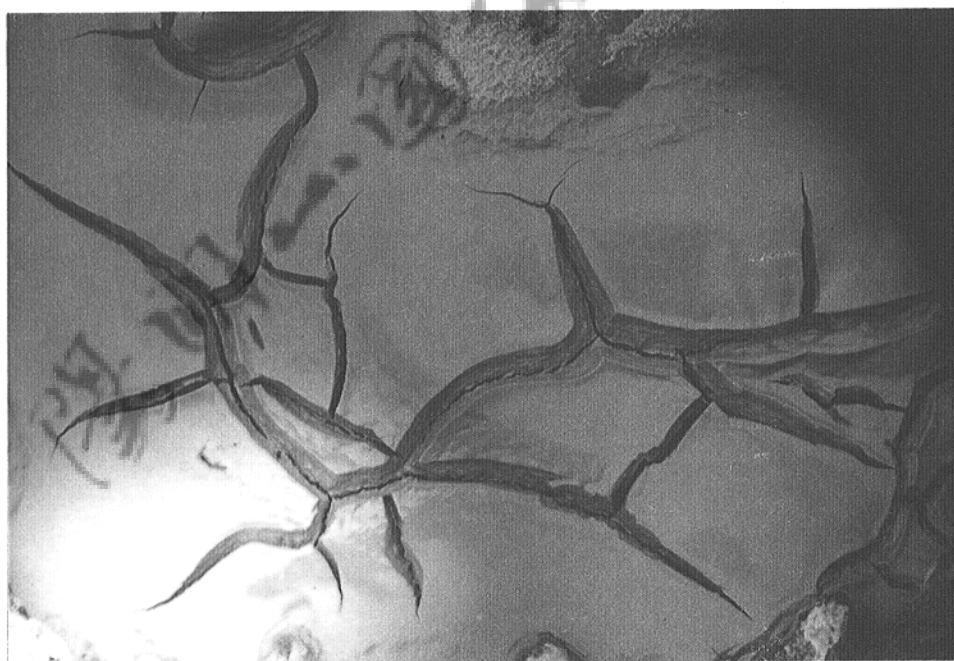
圖三-3 馬槽山崩崖壁上所見的低溫泉水沈澱型黃白色硫黃（上），與高溫硫氣孔的黃色硫黃（下）。



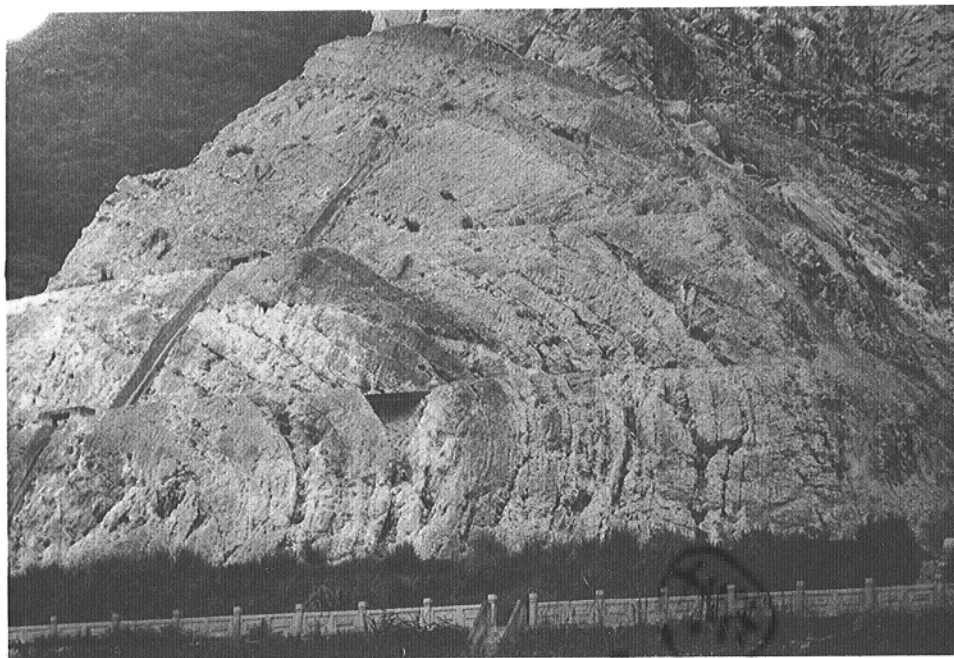
圖三 - 4

禾樂石的掃描式
電子顯微鏡照相(上)
；禾樂石(白色)
呈圈狀分布長於
碎屑岩內的岩塊外圍
(中)；蘆狀的禾
樂石受氧化鐵沾染
而成黃褐色(下)

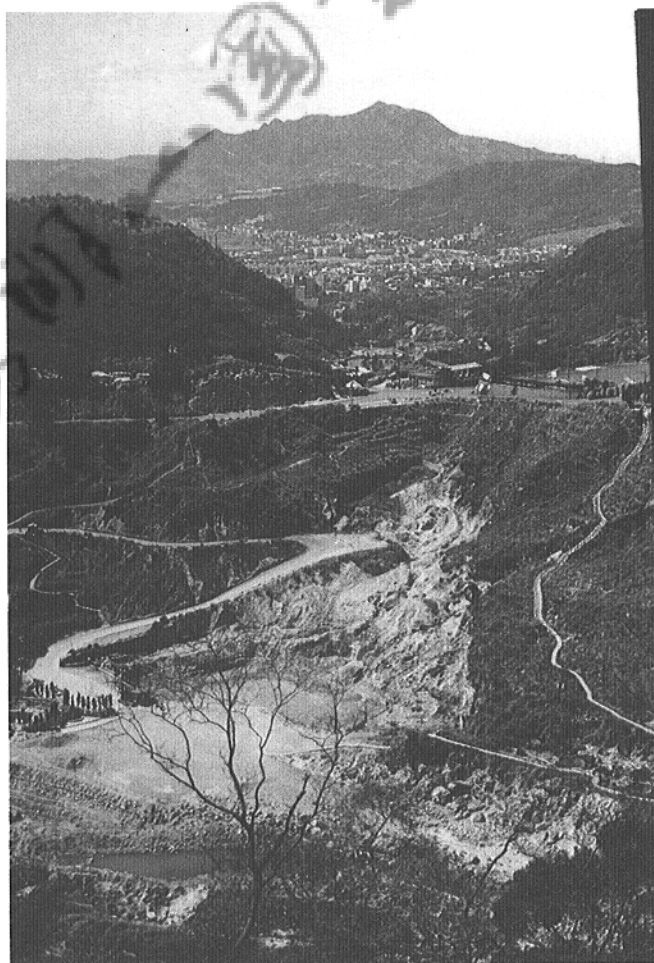




圖三-5 馬槽溫泉水沈澱出的橘黃色膠體呈細緻的圖案（上），乾燥後呈美麗的裂紋（下）。



圖三-6 貴子坑不整合於火山碎屑岩下的五指山層白砂岩
成爲偃臥褶皺(recumbent fold)。



圖三-7 由中湖公路遠眺大磺嘴背側及觀音山。

中)。

3. 非晶質黃色沈澱物：

呈橘黃色的泉水，常沈澱出橘黃色的泥狀物質，經X光繞射儀鑑定，結果為非晶質 (amorphous) 的膠體，常在水底呈極細的圖案 (圖三-5上)，當其逐漸乾裂時，亦顯出有趣的紋路 (圖三-5下)，是本區特殊的水景。

4. 黃鐵礦 (pyrite) 細晶：

在噴氣孔或溫泉區，岩石經腐蝕後，常形成黑色黏土狀。之所以會黑色，常常是因為含有很微細的黃鐵礦之故，因粗粒的黃鐵礦為金黃色，但黃鐵礦的條痕 (streak) --亦即其粉末的顏色--則為黑色。

二. 貴子坑

位於北投北方的貴子坑溪谷頭，由於以前曾經是露天開採白砂岩 (五指山層) 高嶺石的礦場，故至今仍是草木不生的岩壁，是台北盆地北方明顯易見的標的。此地厚層的火成碎屑岩不整合覆蓋在屬於沉積岩的五指山白砂岩層 (屬於水成岩) 之上 (圖三-6)。順此山谷經上游有一瀑布，亦可觀察到成層狀的火成碎屑岩。

三. 大磺嘴

位於惺敘高中附近的大磺嘴噴氣孔與溫泉是最近台北市區的噴氣孔 (圖三-7)，此地火山熔岩與火成碎屑岩覆

蓋於屬於沈積岩的木山層白砂岩之上。由於白砂岩本就以石英為主，故較不易受硫氣、溫泉之腐蝕作用；反之，其上的安山質火山岩則受劇烈腐蝕而鬆軟，易受雨水之沖刷侵蝕而崩移。由於北投地區之溫泉旅館極多，故於此地設溫泉集水池，再由導管引至北投以補不足。

四．小油坑

此噴氣孔位於陽金公路邊，外形稍呈心形，為受人為破壞最少而外形完整的噴氣孔穴，形態極富『缺陷』美感。

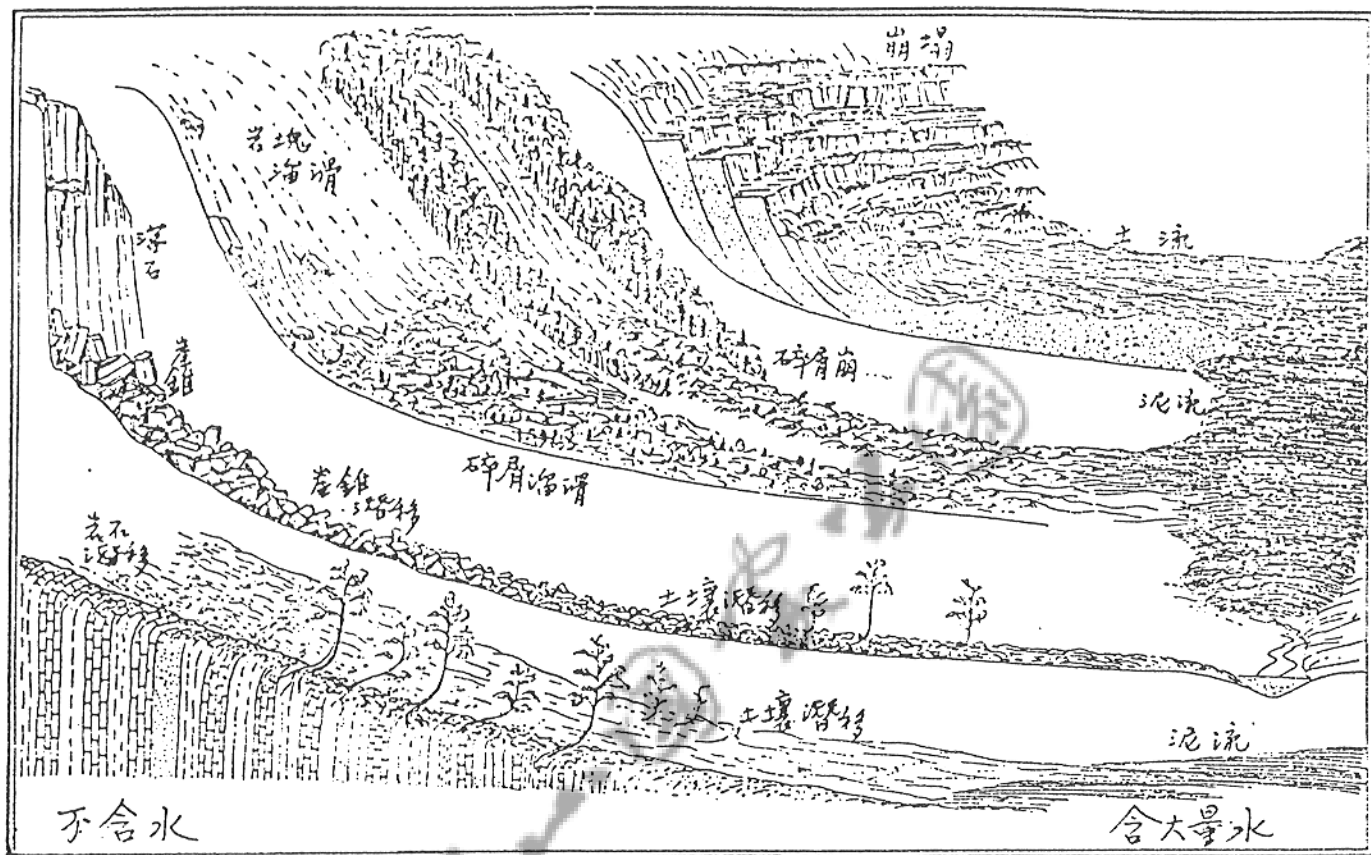
肆．工程地質概述

陽明山國家公園範圍基本上為一火山岩的山區，故其工程地質問題主要為火山岩的下坡運動（down-slope movement）或稱山崩（landslide）的問題。本區火山岩主要可分為熔岩及火成碎屑岩。熔岩一般極為緻密堅硬，但常有垂直方向的節理（joint）；節理與節理間的距離依熔岩的厚度及受風化的程度而異，本區常為一至三公尺。火成碎屑岩常粗細岩塊混雜，除了貴子坑地區有較多細粒的凝灰岩（tuff）外，整個大屯火山區的凝灰岩不發達，大部份仍以較粗粒的角礫岩為主。火成碎屑岩較鬆散、容易透水，故較熔岩易受風化或熱氣與溫泉之腐蝕換質作用；熔岩雖不易透水，但因具有節理，地表水仍可順節理下滲而逐漸往兩側風化腐蝕。岩石經風化作用或熱氣、溫泉腐蝕作用後，即逐漸成為軟弱的土壤而容易受流水的沖刷侵蝕。進一步造成坡度而可能發生山崩。

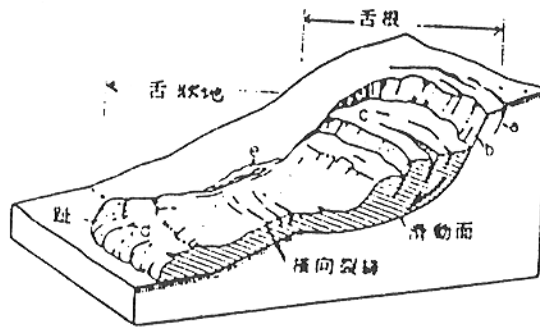
一．山崩的型式

山崩的種類可依山崩的物質、運動的型式、速度等而分類，整體而言山崩的型態可以（圖四-1）來表示。

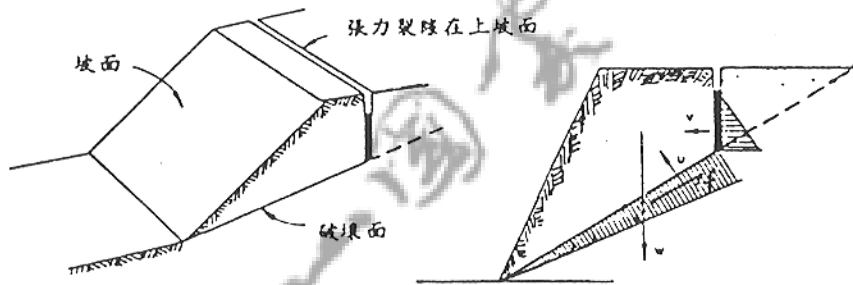
- （一）崩塌（slump）：又可稱旋轉滑移（rotational sliding），此型山崩主要發生於較均勻材料，例如：泥岩或深風化的岩石與土壤的邊坡。山崩過的頂部外型輪廓常呈馬蹄狀的弧形（圖四-2）。底層滑動面亦常呈弧形。



圖四-1 山崩的主要型態。圖中愈左側表示不含水或水很少的山崩型態，愈右側表示物質愈細含水量愈多的型態。



(A)



張力裂隙發生於坡頂之上

張力裂隙發生於坡頂上之橫斷面圖與作用力圖

(B)

(C)

圖四-2 (A) 弧狀山崩（崩塌）的主要部分。圖中a--新月形張裂縫，b--冠部崩崖，c--橫向張裂縫，d--放射狀張裂縫，e--側邊隆起。冠部崩崖面上常可見到磨痕（slickenside）或較大形的凹槽（groove）。

(B) 張裂縫發生於坡頂之上的山崩示意圖。

(C) (B) 圖之側剖面圖以及作用於滑動岩體的各種作用力： w 為岩體的重力， v 為裂隙水側壓力， u 為水壓上揚力， f 為阻止岩體下滑的摩擦力。

- (二) 碎屑崩 (debris avalanche) : 掉落於坡腳的岩塊突然大量的崩移。
- (三) 岩塊溜滑 (rock sliding) : 尚未劇烈風化的岩石順著斜坡平面下滑，有如溜滑梯般，速度一般極快且發生在傾角稍大、成層狀的岩石，例如：砂頁岩互層。
- (四) 落石 (rock fall) : 懸崖上的岩塊近乎鉛直落下，中間有一段自由落體的時間，是山崩類型中速度最快的一種。
- (五) 崖錐潛移 (talus creep) : 在懸崖下的落石塊，常堆疊成錐狀，稱為崖錐。由於斜坡角度大，且下層石塊逐漸風化，崖錐乃向下坡非常緩慢的移動，稱為潛移。愈是下坡的岩塊因年久愈風化，終成土壤，亦會有緩慢移動的現象，稱為土壤潛移 (soils creep)。
- (六) 岩石潛移 (rock creep) : 層面傾角極大至近乎垂直的岩層表層，若邊坡角度較大，亦會有非常緩慢的彎曲移動，稱為岩石潛移。不論是岩石、崖錐或土壤潛移，由於移動速度極慢不易察覺，但可由觀察樹幹的一致性彎曲而知道該邊坡有潛移。
- (七) 土流 (earth flow)、泥流 (mud flow) : 土或泥等細粒的物質，若含大量的水而具流動性時，稱為土流或泥流。泥流中的顆粒比土流更細含水更多流動更快。
- (八) 土石流 : 若大塊的岩石與細粒的泥或土混雜，且含

大量的水而快速的崩移時，稱為土石流，為介於碎屑溜滑與土流間的山崩型式。

二、水與山崩的關係：

(一) 地下水：

地下水對於山崩扮演非常重要的角色，因地下水壓會降低垂直於破壞面的應力——亦即正應力（normal stress）——使得岩石或土壤的剪力強度（S）降低至小於潛在破壞面的剪應力（ T_f ）而發生山崩。簡單而言，當坍方恰巧在開始時，導致坍方與阻止坍方的兩力應該相等，亦即：

$$T_f = S = C + \sigma \tan \phi$$

式中C為岩體中的凝聚力， σ 為垂直破壞面的正向應力， ϕ 為土壤或岩石內的抵抗剪力角。岩石或土壤顆粒間的孔隙水若呈飽和，則對其四周物質會使出壓力（推開的力），任何點的水壓力與該點的水頭（head of water）成正比，此壓力可將土壤顆粒推開，因而減低其正應力，上式乃變成：

$$T_f = S = C + (\sigma - \mu) \tan \phi$$

式中 μ 為孔隙水壓（porewater pressure），如此由於孔隙水壓而使摩擦阻力降低，導致在較低的坡角便有可能發生滑動，亦即以原來的坡度在地下水位較低時邊坡不會崩坍者，當地

表水滲入地下而使地下水位增高時，則可能導致滑動。水在坍方中的關鍵影響應為水壓力（推力）效果，並非通常所說的由於潤滑或是土壤重量增加的關係。

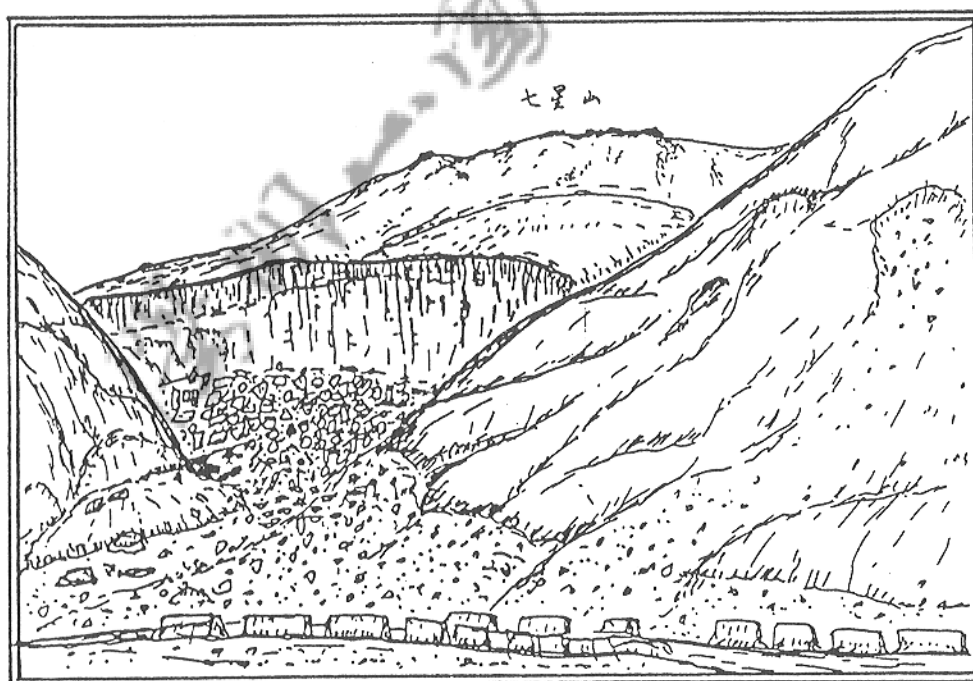
（二）地表水：

地表水沖刷地面，增加坡度，亦是山崩的主要原因。故為防範山崩一方面須儘可能植樹、植草以護坡，避免沖刷；一方面須將地表水的排水系統做好，使地表水迅速排離邊坡，減少滲入地下的機會。

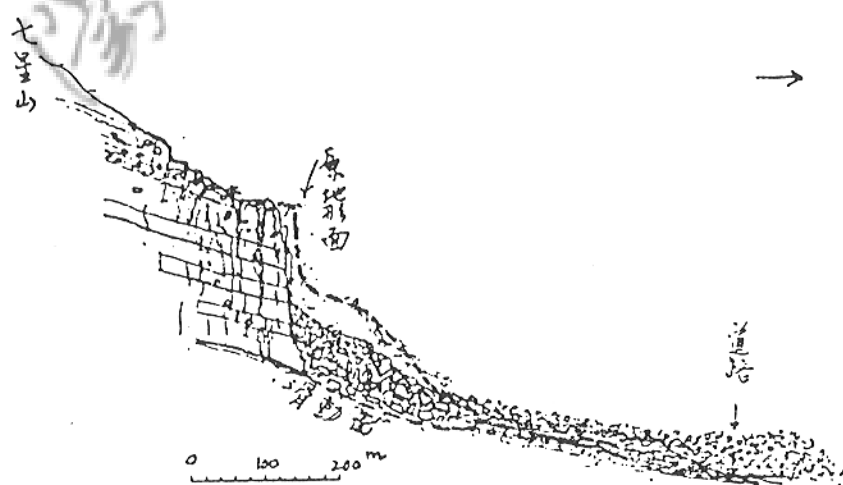
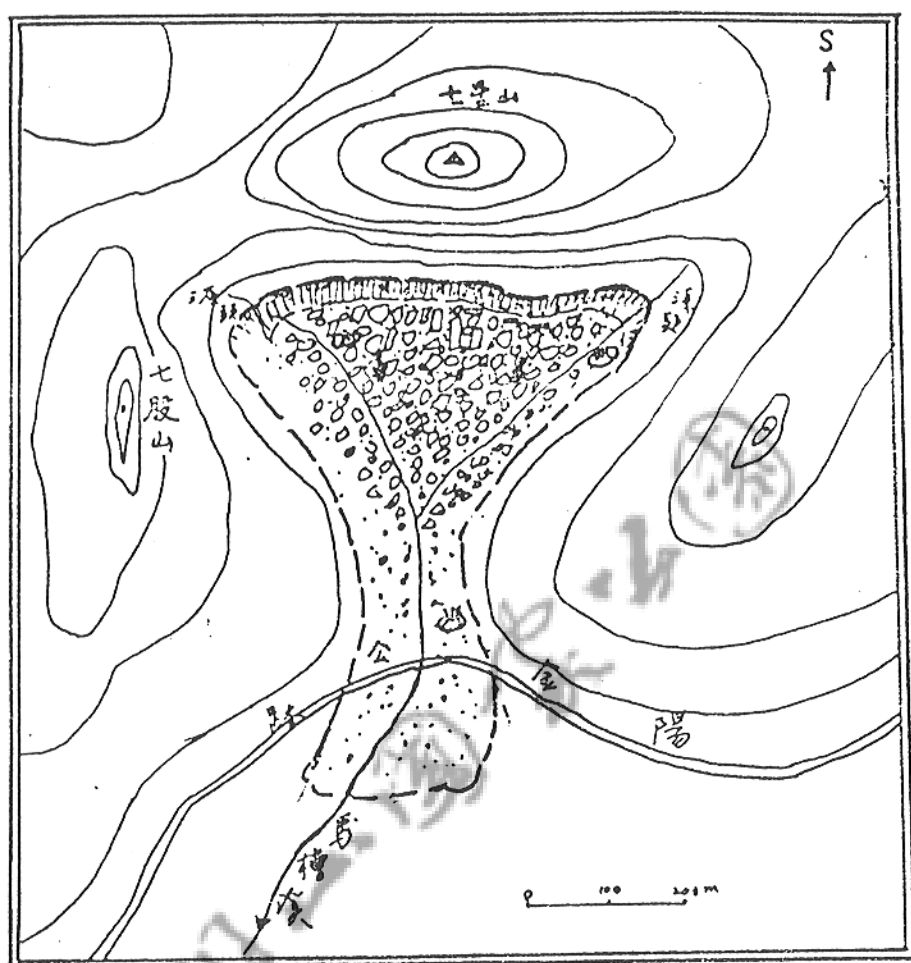
在重要設施地區，必要時亦須做好地下排水設施，以降低地下水面。

三．馬槽山崩

馬槽於去年（民國七十六年）在連續豪雨過後發生極大規模山崩，造成生命財產之損失，並使位於崖頂上的公園區內重要聯絡道路塌陷、龜裂而無法通車，是為一天然災害。然而以另一角度觀之，此山崩區亦成為全區重要的地質景觀，故除一方面需及早設法解決聯絡道路之問題外，一方面亦應善加利用此山崩的地質景觀，作為山崩這種台灣常見之地質災害的解說教育之用，則此山崩未嘗不是本國家公園一項新的特殊財富。



圖四-3 馬槽山崩區的照相與素描對照圖。



圖四-4 馬槽山崩區的平面與剖面素描圖。



圖四 - 5 馬槽山崩的遠照(上)；崩滑下來的土石近照(下)



圖四-6 山崩崖面的近照，可清楚看見大型磨痕、凹槽。

事實上，此山崩的範圍於去年山崩前即為一齊的山崩區，而且可能已陸續發生了數次，每次均使得崖頂越向後退，也就是崖面越來越往七星山山頂方向發展。推測歷次山崩的規模亦與去年類似，事實上七十六年山崩後的地形與山崩前的地形特徵幾乎完全一樣。此山崩主要是含大量地下水且土石夾雜的弧狀旋轉型山崩（rotational sliding）或稱崩塌（slump）至土石流（debris flow）的型式，崖頂並有落石發生且山崩速度極快。本區山崩的原因，在地質與地形上主要有幾項因素：

- (1) 為馬槽溪的向源侵蝕。
- (2) 一般的風化作用加上熱氣與溫泉的劇烈腐蝕，使原為堅硬的安山質碎屑岩及熔岩變得鬆軟。
- (3) 崖頂上，近地表的岩層為較易透水與風化的碎屑岩，下為緻密但多節理的熔岩，雨水容易下滲而使地下水而升高。
- (4) 火山岩層層面傾角三十五度，向下坡方向，屬於順向坡，地下水更易向下坡方向積聚。
- (5) 坡度大。
- (6) 連續下雨，地下水壓力水面大為提高。

圖四-4為馬槽山崩區之照相素描對照；圖四-5為山崩區的平面與剖面示意圖。

山崩的發生是邊坡由不穩定趨暫時穩定的過程，故在七十六年的山崩後，上述六種導致山崩的因素繼續仍然存在進行，類似山崩也必然會一再發生，但除了崖頂邊緣已龜裂的外緣部分外，將有較長一段隱定的時間。雖然距下

次再發生山崩的時間難以估計，不過似可以利用七十六年山崩與其前一次山崩相隔的時間推斷下次可能再發生山崩的時間。由於已經崩塌的中湖公路為本區一主要的東西向聯絡道路，勢非設法恢復通行不可。解決之辦法：觀之七星山與七股一帶之地形，要大大改線完全避開此山崩崖頂之路段，由於其他附近地區坡度大似乎不易，另一方面要有效將此山崩崖以地工技術，如：灌漿與岩錨等方法，加以處理以徹底穩定下來，費用將極龐大，比較可行的辦法似仍只有往上坡方向移數十公尺，如未來數年至數十年再發生山崩而影響安全，則再另行設法。

因山崩大多由於久雨後地下水壓力水面上升之故，所以緊鄰本山崩崖頂及崖下的地區，應於連續大雨數天後設置圍欄及大型警告標誌提醒注意可能山崩，即使大雨結束後的兩三天仍須注意。

伍、火山地質史

一、火山噴發用之機制

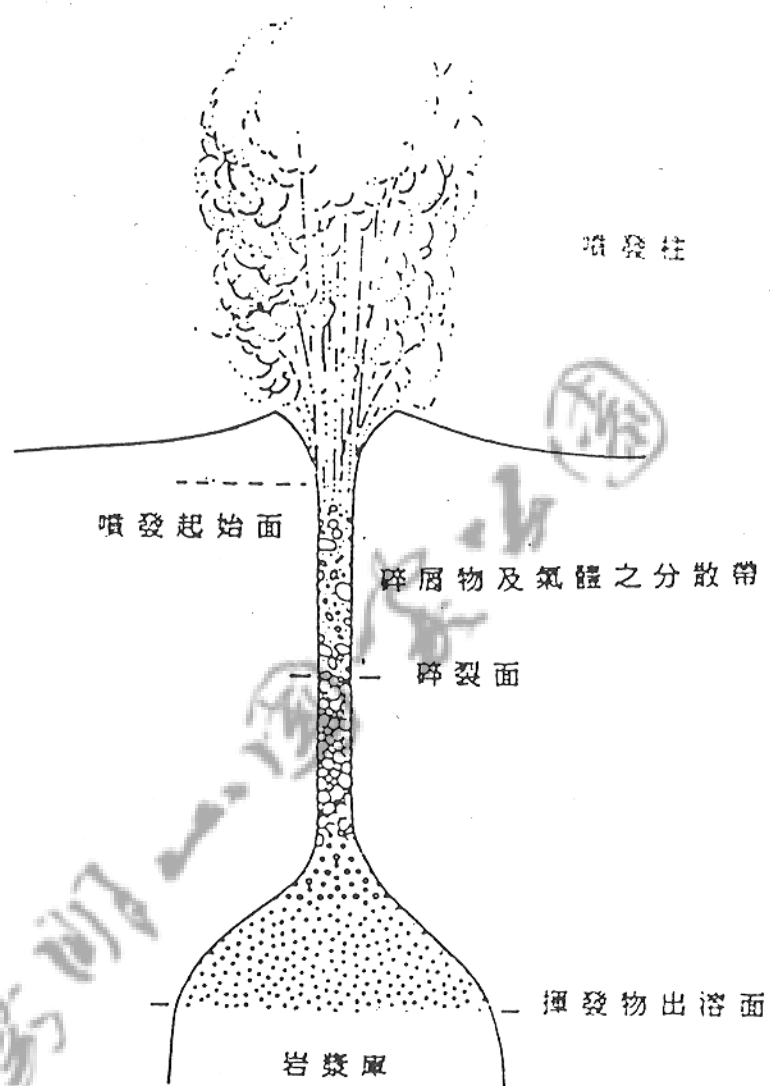
岩漿係地下深處的地函或地殼物質受高溫產生「部分熔融」而析出液體，沿固態介質之孔隙向上遷移而匯聚於岩漿庫。岩漿向上侵入地球岩石圈上部的岩層，造成了一些侵入的火成岩體；若繼續上升露出地表，冷卻後便形成火山。

岩漿在接近地表時，若其封閉壓力甚大，以致所含揮發性物質不易擴張，則到達地面時由於驟然減壓會造成強烈的爆發。反之，則揮發性物質容易逐漸擴張，故噴發較為緩和。但若因岩漿含水量高或因地下水滲入增加揮發性，也會造成強烈的噴發。

火山爆發的初期，細粒物質與噴發氣體會形成高聳的噴狀雲（圖五-1）。強大的爆發力將原已存在的岩石炸裂並激射出熔岩，形成許多飛逸的石塊，統稱為拋射礫。這些拋射礫往往在火山體附近堆積成厚層的岩體稱為凝灰角礫岩，這在大屯火山群中也是非常的普遍。

過了初期的激烈運動之後，由於封閉壓力銳減，大量的岩漿流出地表形成熔岩流或火山碎屑流。此後隨著火山活動的頻率及所噴出岩漿的成分，遂形成了一層層相互交錯的熔岩與火山碎屑岩（詳情在下節說明）。大屯火山群中大多數的火山體便是經由這種方式造成的，亦即所謂的複式火山（或稱腐狀火山）。

二、火山堆積之機制

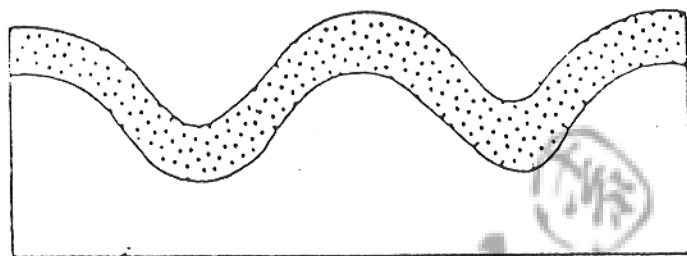


圖五-1 火山噴發剖視圖

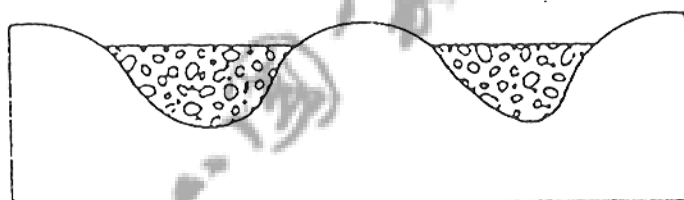
前節提到，火山爆發有兩種主要的產物，一種是熔岩流，另一種則是火山噴出物（tephra）。前者是熔融的岩石自噴發口向外溢流，因其內不同之礦物及化學組成形成了不同的火山岩，如玄武岩、安山岩、流紋岩等，大屯火山群則以安山岩及玄武岩質安山岩為主；而後者則是在熔岩流之前，爆發力最強時以噴發柱（eruption column）形式向天空激射，待其落下後在地表上形成不同的火山灰、火山礫、火山彈等火山噴發物，同時因為在不同的噴發時期及在地表上不同的搬運方式，而有不同形式的堆積物層（deposits），這些堆積層所構成之岩石通稱為火成碎屑岩。

在火山噴發之前，岩漿庫會因為長期的累積或外來揮發物源之供應使庫中的揮發物含量逐漸增加，同時在此情況下，原來小於圍岩的岩漿庫內部壓力便逐漸增加，一直到達與圍壓相等或甚至超過時，便有爆發的可能。在某個時間，達到上述情況後便如圖五-1中所示，其中爆發口的蓋岩（cap rock）首先被爆開四射，再來巨大的能量向上瞬時釋放，帶動周圍的空氣成為鬚狀的噴發柱，所產生的堆積物純粹是彈道式激射的火山灰、火山礫、火山彈等，由於風力的淘選使此種堆積物有良好之層理如圖五-2所示；另外在噴發能量漸小不足以支撐高達數百公尺到數公里的噴發柱時，便會使噴發柱崩潰，在順風或順坡方向形成了碎屑岩流（pyroclastic flow）及碎屑岩浪捲（pyroclastic surge）形式之堆積物，兩者皆隨地形而充填，如圖五-2所示，上部皆為平緩坡面，而其中以碎屑岩浪捲

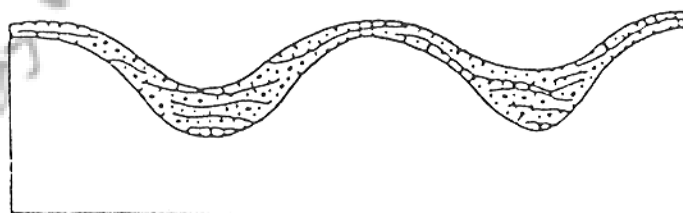
(a) 火成碎屑岩彈落堆積層



(b) 火成碎屑岩流動堆積層



(c) 火成碎屑岩湧浪堆積層



圖五-2 三種火成碎屑岩堆積層

的堆積物略有層理，且在頂部及底部會有一層細粒的火山灰層，而碎屑岩流則各種粒度的火山灰到火山彈，甚至崩落的大塊岩石皆夾雜其中，沒有明顯的層理結構。

三、野外地質

根據地理位置及岩性之分佈，大屯火山群自西向東大致可分成八個亞群（圖五-3），其名稱及所包含之地區如下：

1、觀音山亞群

觀音坑、觀音山、萬年塔

2、大屯山亞群

南大屯山、面天山、大屯山、燒庚寮、烘爐山

3、竹子山亞群、

竹子山、小觀音山

4、七星山亞群

七星山、紗帽山

5、內寮山亞群

內寮山、七股山

6、磺嘴山亞群

大尖山、老寮湖山、八煙山、磺嘴山、大尖後山、
鹿堀坪、冬瓜山

7、南勢山亞群

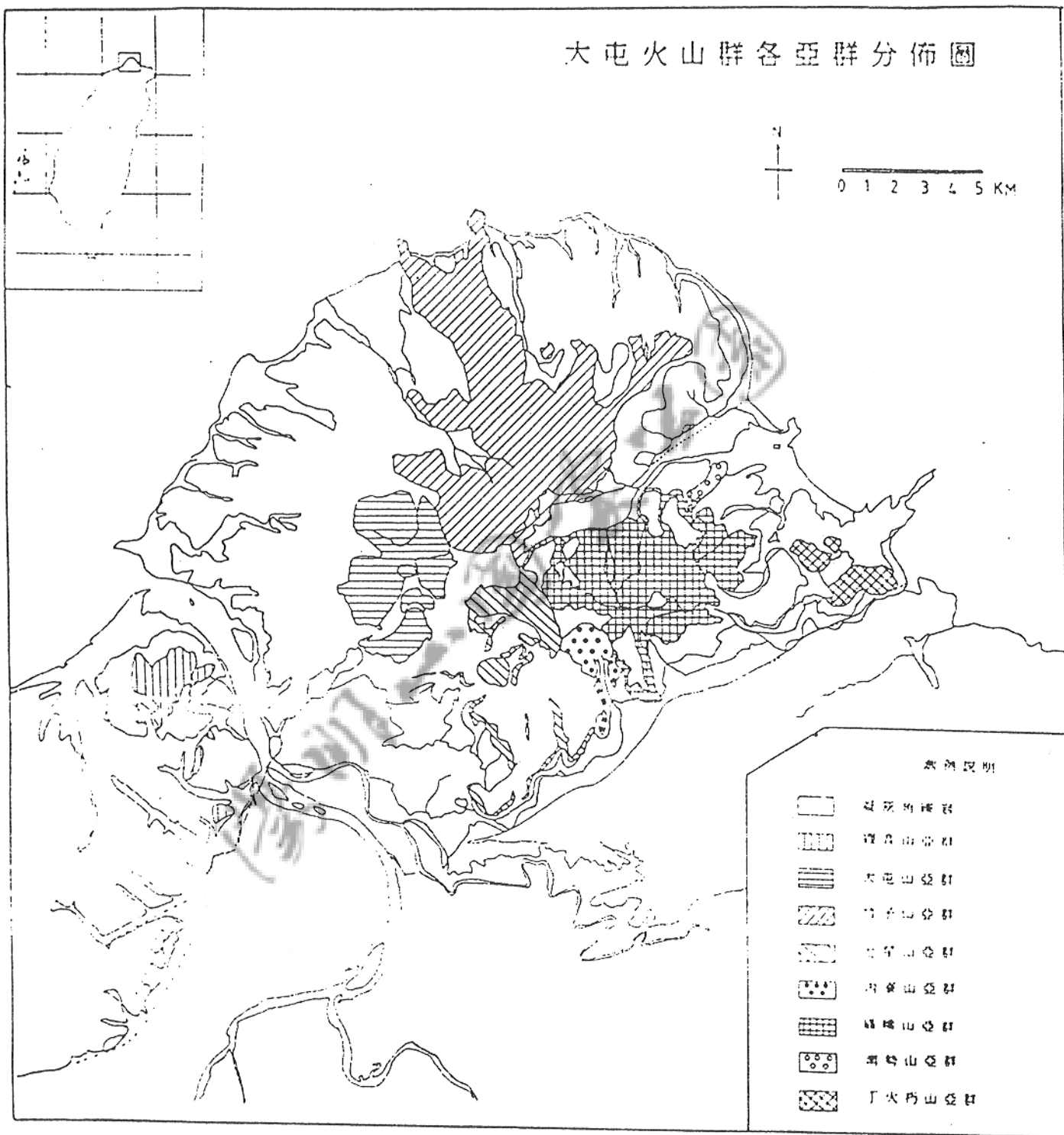
南勢山

8、丁火朽山亞群

丁火朽山、八斗子山、滴子山

這些亞群分由各個不同時代之凝灰角礫岩及安山質（

大屯火山群各亞群分佈圖



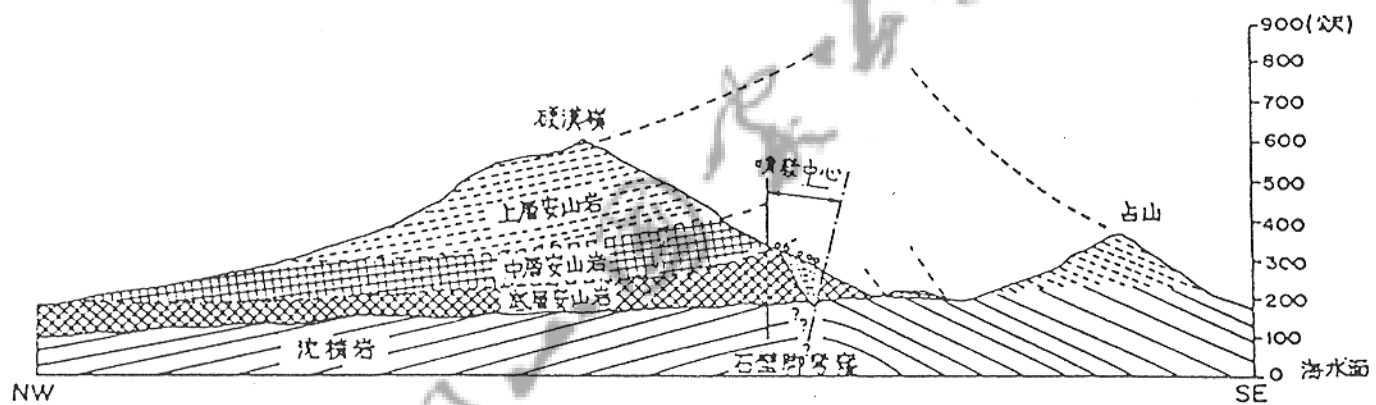
圖五-3 大屯火山群各亞群分佈圖

少部分為玄武質) 熔岩所組成，並座落在中新世之沉積岩層之上，有金山斷層通過其間。

大屯火山群之野外地質除觀音山亞群以外，已由Chen and Wu (1971) 詳加描述，並摘錄於內政部營建署所出版之「陽明山國家公園」一書中。雖然蔡伯嵩(1985)由古地磁之研究增設燒庚寮亞群(包括燒庚寮及嶺頭)並取消南勢山亞群，但本計劃仍暫採前者之觀點。茲為避免重複敘述，今只就觀音山地區之野外地質補充說明。

觀音山實為單一噴發中心的複式火山，其自西北向東南之地質剖面圖如圖五-4，以火山地形的觀點，顯然是一個不完整的火山體，但底下的沉積岩卻具有穹窿狀構造。火山外形不完整的主要原因，除了受侵蝕之外，推論係受劇烈火山爆裂的影響，炸毀了火山錐體。火山岩露頭除觀音山主體外，尚有黑雲母角閃紫蘇輝石安山岩脈出露於觀音坑(Chen and Lo, 1985)，鹼長基橄欖玄武岩出露於萬年塔和福隆山(Chen, 1982)。觀音山之主體則為厚層岩流，可再分為三層；最底層為輝石安山岩，其次為兩輝安山岩，最上層為角閃紫蘇輝石安山岩(Huang and Lo, 1986)。

觀音山地區各種不同之岩類構成了一個完整的分化系列，玄武岩與各類安山岩成分上的差異實受不同程度之結晶分化作用所控制，參與之礦物主要為角閃石、斜長石和磁鐵礦，間或受橄欖石及輝石之影響。本亞群由於在火山層序上未與其他亞群交疊，且經仔細研究，故可做為探討大屯火山群其他火山系列演化之標準。



圖五-4 觀音山自西北向東南之地質剖面圖

四、火成碎屑岩的應用

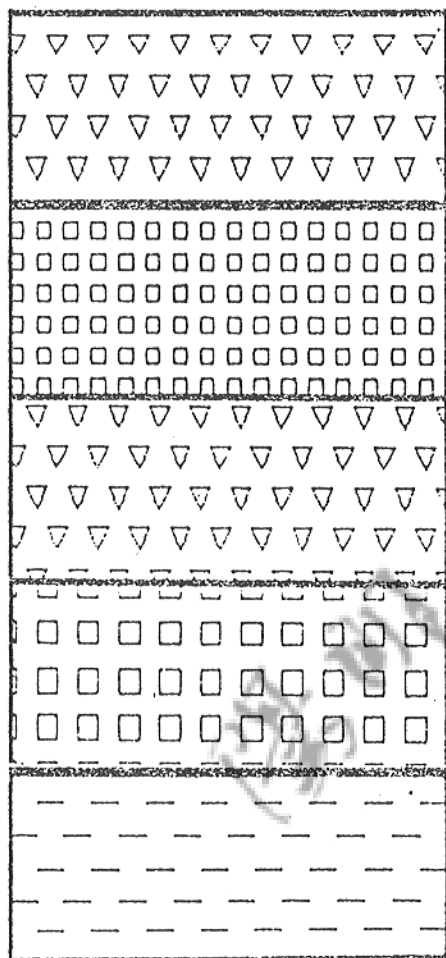
觀音山亞群並未含有可觀的火成碎屑岩，但火成碎屑岩在火山地質的應用卻十分重要，尤其是對各個火山噴發中心非常接近的地區。依以上的說明，現將大磺嘴附近的地質剖面作如下之解析。主要火山層序由下而上是中新世基盤沈積岩—>碎屑岩流（下部凝灰角礫岩）—>安山岩

（大磺嘴熔岩）—>碎屑岩流（下部凝灰角礫岩）—>安山岩（紗帽山主體），其柱狀圖繪出如圖五-5。

依碎屑岩流中所含不同的岩塊分佈，可推測至少此地已有過兩次的噴發堆積物，下部凝灰岩應是源自大屯山主峰，且直接蓋在中新世基盤岩石上，而大磺嘴熔岩可溯到大屯山主體，所以第一次噴發應是大屯山主峰之噴發，其年代可以核飛跡定年法測定之；但上部凝灰岩及紗帽山熔岩體間的關係並不十分明瞭，只代表至少一次噴發。根據以上，可論斷本區至少經過兩次的噴發堆積，其第一次是源自大屯山主峰，因此明顯的涵蓋了大屯山和七星山兩亞群的噴出物。

五、岩心判讀

前已述及，在火山地質巨觀之下，目標為凝灰角礫岩層，因其代表了一期火山活動之開始。在此後的火山活動期間，熔岩流和火山碎屑岩流構成了火山之主體。而在中觀之下，著眼點就放在熔岩流與火山碎屑岩流之相互關係。過去的文獻當中，此等中觀之討論較少，主要因為缺少連續性的好露頭。本計劃特將陽明山國家公園管理處以往之委託計劃「陽明山國家公園馬槽溪地區地質鑽探工程分



紗帽山角閃石兩輝安山岩

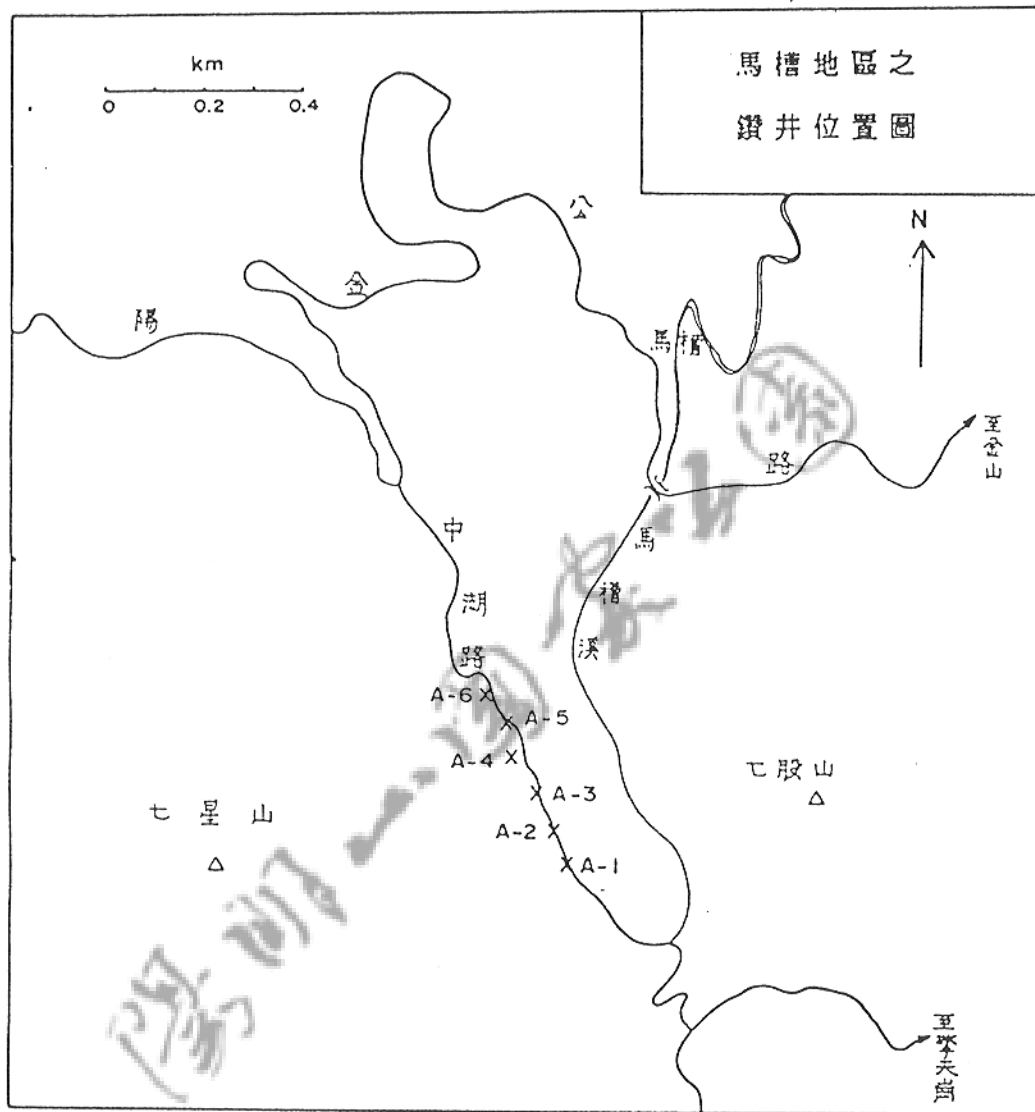
上部凝灰角礫岩

大磧嘴兩輝安山岩

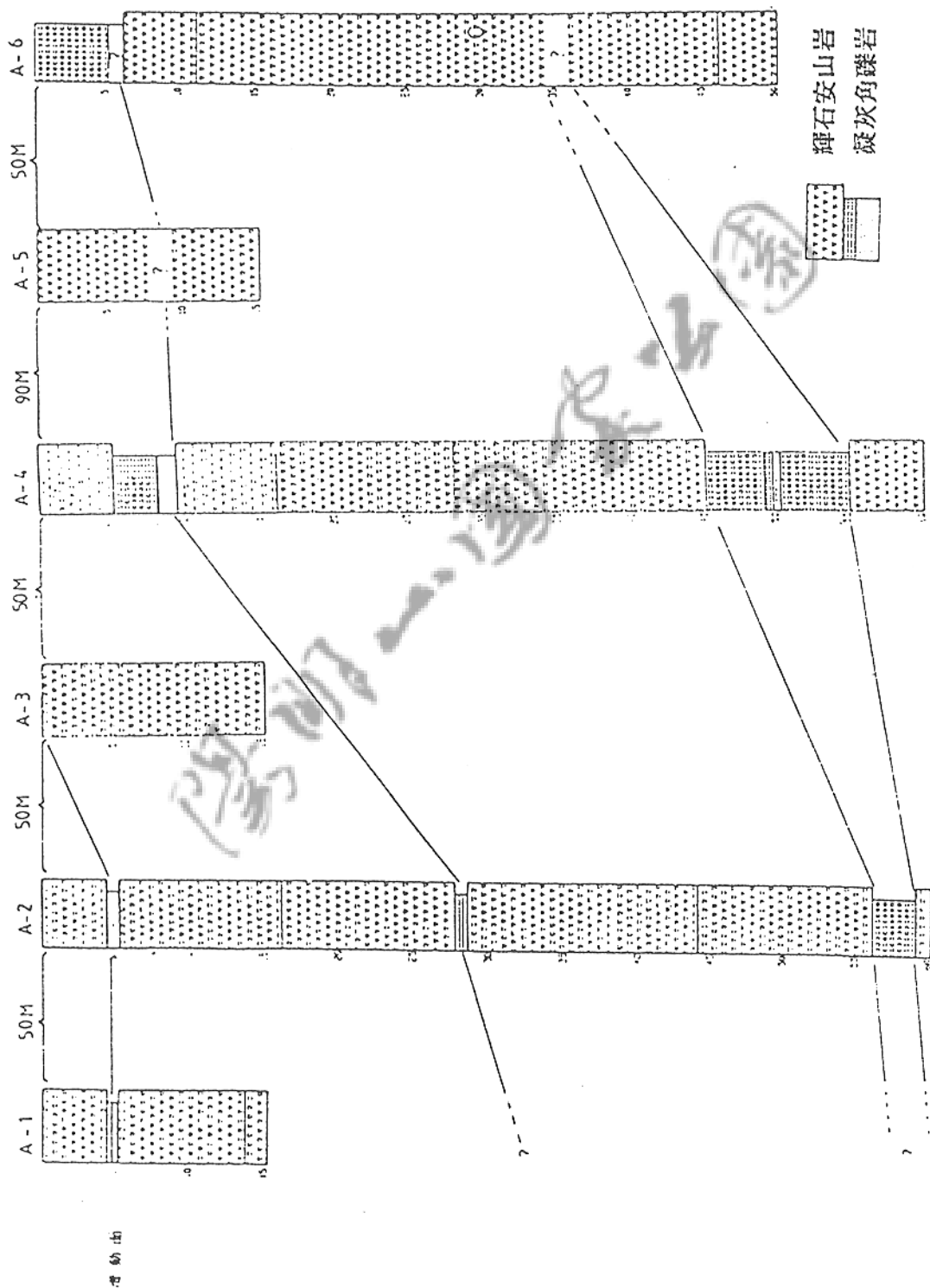
下部凝灰角礫岩

中新世基盤沈積岩

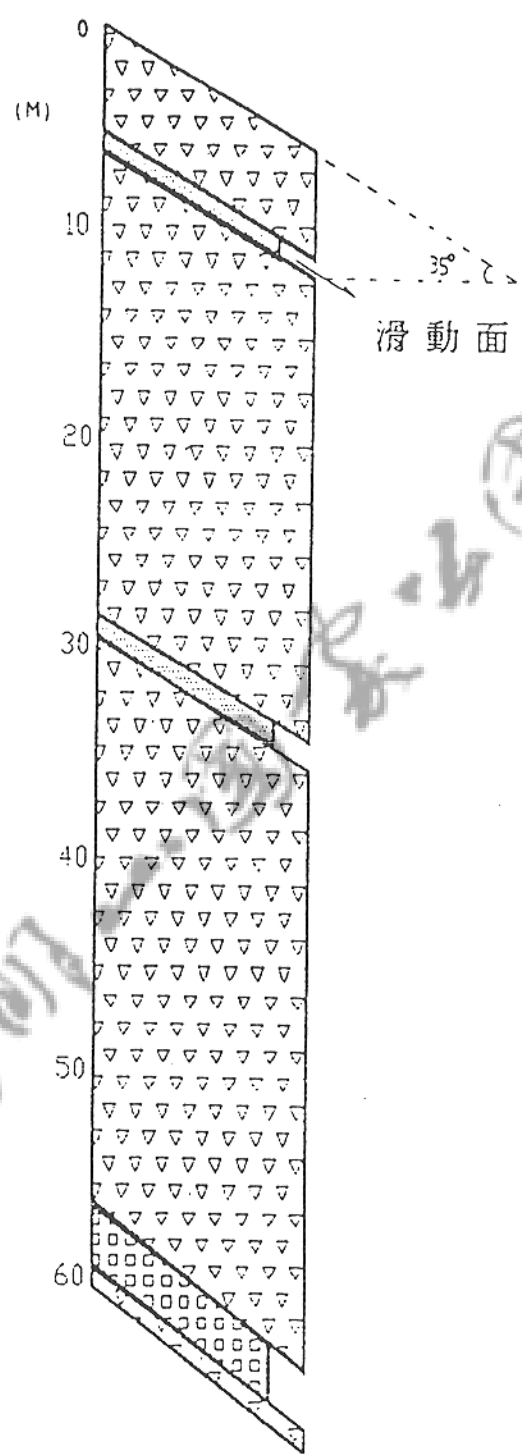
圖五-5 大磧嘴附近的地質剖面柱狀圖。



圖五-6 馬槽溪地區六支連續鑽探岩心鑽井位置圖



圖五-7 馬槽溪地區六支連續鑽探岩心之層位對比圖



圖五-8 垂直馬槽溪地區六支連續鑽探岩心面之地層剖面圖

析」所採之六支連續鑽探岩心（鑽井位置見圖五-6），利用顯微鏡之鑑定，對其岩性重加描述，並配合野外之觀察，得到結果如圖五-7。

圖五-7中顯示，經由A-1至A-6鑽井之層位對比，初步可分成三層火山碎屑岩流。然而其中最上層者，因含有非火山物質的石英顆粒，所以並非真正的火山碎屑岩流，判斷可能是火山附近堆積物之滑落面。另由垂直於鑽井面所測定的剖面圖（圖五-8）來觀看，滑落面之坡度大致為三十五度。下面的兩層則是火山碎屑岩無疑，但在各井中之厚度不一，可反應出噴發當時的地形面。

綜合岩心及露頭資料，推測馬槽溪地區岩層容易崩落之原因有三：一為岩石風化表層沿火山陡坡產生順向坡滑落，至緩坡附近堆積成不穩定之崩積土。其次為附近多處安山岩受強烈硫氣作用變成硫化帶，此等硫化帶主要為黑色細砂至粘土狀之鬆軟硫化鐵，易被沖刷而流失。第三個因素為塊狀安山岩具有很發達的垂直節理，當硫化帶物質被失走之後，塊狀安山岩之支撐力不夠，遂順著節理滑落。若遇豪雨便與上述固結不佳之崩積土或硫化鐵混合成土石流，沿馬槽溪河谷順流而下。

六、火山定年

本計劃所採用的定年法為討論火山地質史所常施行的核飛跡定年法，其基本原理如下：

一個帶電粒子經過固體時，會在其進行的路徑上形成一道結晶格子的缺陷帶——軌跡，軌跡的長度依帶電粒子的種類而異。對天然的礦物晶體及玻璃而言，能造成軌跡的

粒子種類受到礦物及玻璃對帶電粒子的低敏感性限制。亦即它們不能記錄低電離化放射粒子的軌跡。在地球的岩石樣本中，只有一種自然發生的軌跡才普遍而重要，這種軌跡即核飛跡。

自然界中有三種同位素可自發核分裂-- Th^{232} , U^{235} , 與 U^{238} 。其中 Th^{232} 與 U^{235} 二種同位素因自發核分裂的半衰期太長，而其含量少與 U^{238} 比較微不足道。實際應用上可將所有的自發核飛跡視為來自 U^{238} 。1962年普萊斯與瓦克爾發現核分裂帶電粒子在固體中對其所經過路徑所造成的缺陷可以化學藥品溶蝕而在光學顯微鏡下觀察得出來。且 U^{238} 自發核分裂速率一定，若能計算出發生自發核分裂的鈾原子比例即可算出礦物或玻璃的年代。另一方面，礦物內所累積的自發核飛跡數目與鈾含量成正比，所以必須計算出自發核飛跡數目與鈾濃度。幸好鈾濃度可利用 U^{235} 以熱（慢）中子撞擊發生核分裂的性質求得。自發核飛跡數目計算後，將標本置於核子反應爐內接受一定量的中子照射，再計數這些誘發的核飛跡。由自發核飛跡與誘發核飛跡密度之比值，以及照射中子通量即可算出年代。

核飛跡年代計算公式如下：

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(1 + \frac{\rho_s \cdot \phi}{\rho_i} \cdot \frac{\lambda_d \cdot \sigma_f \cdot I}{\lambda_f} \cdot \frac{R_i}{R_s} \right)$$

上式中，

t = 年代（年）

ρ_s = 樣本內部自發核飛跡密度（核飛跡/厘米²）

ρ_i = 樣本內部誘發核飛跡密度（核飛跡/厘米²）

$\lambda_d = U^{238}$ 的總蛻變常數-- 1.551×10^{-10} /年

$\lambda_f = U^{238}$ 自發核分裂蛻變常數-- 6.85×10^{-17} /年

$\sigma_f = U^{238}$ 受熱中子照射誘發核分裂之截面積常數
-- 580×10^{-24} 厘米²

$I =$ 現在的天然同位素比值

-- $U^{235}/U^{238} = 7.252 \times 10^{-3}$

$\phi =$ 熱中子通量 (中子/厘米²)

$R_s =$ 可溶蝕的自發核飛跡長度 (微米)

$R_i =$ 可溶蝕的誘發核飛跡長度 (微米)

不同的放射性定年法，雖然基本原理相同但所得到的年代各具不同意義--最後一次逸出氣體的時代，最後一次熔融的時代，最後一次熔融並與同位素相異的不同物質混合的時代，或是最後一次使核飛跡消失的熱作用時代……等。不同的材料有時只有某種定年方法較適用，而較老的細粒結晶質玄武岩最好以鉀—氬法來定年。在其他以同位素分析所做的定年方法與核飛跡法同樣適用時，前者常能有較佳的精確度，因為自動計數核飛跡的技術尚未發展出來，使得計數所得的核飛跡數目受到限制。但核飛跡法有：儀器、方法較簡單，費用低，所能適用的定年材料與年代範圍很廣，特別是在 4×10^4 年至 10^6 年的範圍--前者是碳十四法適用的上限，後者是鉀—氬法較適用的開始。此外，核飛跡可定出微小樣品的年代，對年老的礦物，少於一微克的量已很足夠。探討過去的熱作用歷史方面，核飛跡法的應用更具特效。

大屯火山群的定年資料十分有限，就各亞群已有的數據以及本計劃測得之少許核飛跡定年資料，繪製各亞群之關係圖如圖五-9。

過去的文獻對大屯火山群有所謂「下部」及「上部凝灰角礫岩層」遍存於各亞群之中（如 Chen and Wu, 1971；蔡伯富，1985）。在本研究的核飛跡定年中，測定了七星、紗帽山亞群之「下部凝灰角礫岩層」為八十二萬年；另外之測定了大屯山亞群之另一期凝灰角礫岩（貴子坑露頭）為六十四萬年。至於各亞群中「上部凝灰角礫岩層」之年代，正另行測定之中。

各亞群之熔岩流資料也很稀少，已知最詳細者為觀音山亞群（莊文星，1988）。根據鉀一氬訂年結果，主要的噴發時代為六十三萬年（觀音坑侵入岩脈），五十三萬年（觀音山底層安山岩），四十三萬年（觀音山中層安山岩），三十四萬年（觀音山上層安山岩）及二十萬年（萬年塔玄武岩），因此各期大量熔岩主要之噴發間隔約為十萬年。

有一點值得注意者，有少量安山岩被認為位於「下部凝灰角礫岩層」之下者，其所定年之結果顯示均為二百五十萬年附近之產物。這表示大屯火山群的火山活動在上新世晚期便已開始，惟因標本數尚少，對當時火山活動程度及分佈範圍的推演還未能驟下定論。

有關大屯火山群主要之火山活動時間，至少有三個亞群（大屯、七星紗帽、和丁火朽）顯示在七十五萬年前左右（古地磁研究指示為七十三萬年，蔡伯富，1985）開始

有熔岩流出現於「下部凝灰角礫岩層」之上，此後便在各亞群間斷斷續續有火山噴發，約到了三十五年萬年前，火山活動便趨減緩。這種推論極待更詳細之定年資料予以補充，因此主持人目前正力促其研究生王文祥君採集約三十個分屬不同亞群之各層標本，進行核飛跡定年研究。本案已向陽明山國家公園管理處申請委託研究生論文研究以協助完成此項工作。

七、火山化學

火山活動之型式與岩漿的化學成份亦有密切關連；一般而言，較基性的岩漿粘滯力小，爆發性比較不猛烈，反之較酸性的岩漿則粘滯力較大，易造成激烈的噴發。岩漿冷卻後變成熔岩，因此，只要分析熔岩的全岩化學成份即可知道岩漿的成份。在此所謂的基性與酸性，即可由分析出來的二氧化矽 (SiO_2) 含量來判斷，基性岩漿（如玄武岩）其二氧化矽約在 50 % 左右，越趨酸性則二氧化矽含量越高。

大屯火山群雖然是以安山岩為主，然而每個火山體的岩性，仔細的觀察仍可發現其實各自不同，不僅所含之組成礦物種類和含量不同，甚至同種之礦物亦還有成份之差異，這就是從事野外調查時，判斷熔岩或火山碎屑岩來源或歸類的依據，所以基本岩石和礦物資料之收集，實是研究本區火山地質史最基礎之工作。

在大屯火山群中，火山化學以觀音山亞群研究得最詳細 (C-H.Chen, 1982)，各種岩類之主要化學成份列於表五-1。至於其他各處則未按亞群來區別，僅依岩石之礦物組

表五-1、觀音山亞群各種岩石分析表

	1	2	3	4	5	6
	K-6	K-11	K-21	K-60	K-99	K-108
SiO ₂	50.1	50.4	57.1	52.5	56.3	60.5
Al ₂ O ₃	16.3	16.0	19.0	16.8	19.6	20.3
tFeO	7.43	7.81	4.85	6.57	4.13	3.07
MgO	7.50	6.84	2.97	6.40	4.02	2.09
CaO	11.07	12.13	8.39	10.97	8.55	7.10
Na ₂ O	2.83	2.70	3.28	3.03	3.20	3.57
K ₂ O	1.89	1.95	2.17	1.81	2.10	1.89
TiO ₂	0.94	1.11	0.65	0.96	0.61	0.43
MnO	0.17	0.15	0.13	0.15	0.10	0.09
H ₂ O	0.94	0.91	1.55	0.61	0.86	0.71
TOTAL	99.17	100.00	100.09	99.80	99.47	99.75

1. 萬年塔玄武岩
2. 福隆山玄武岩
3. 觀音坑黑雲母角閃石安山岩
4. 觀音山底層安山岩
5. 觀音山中層安山岩
6. 觀音山頂層安山岩

表五-2、大屯山各種岩石化學分析表

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49.6	53.9	54.9	55.0	56.3	57.1	57.7
Al ₂ O ₃	17.79	17.44	19.15	18.67	18.72	18.80	18.41
tFeO	8.60	7.66	7.10	7.79	7.02	6.42	6.44
MgO	5.60	4.25	4.35	3.53	2.89	2.91	4.08
CaO	11.45	9.98	8.67	8.59	7.91	7.56	7.70
Na ₂ O	1.93	2.32	2.25	2.29	2.41	2.59	2.21
K ₂ O	1.19	1.65	1.48	1.76	1.72	1.54	1.68
TiO ₂	1.43	0.73	0.69	0.69	0.63	0.58	0.56
MnO	0.15	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13
H ₂ O	1.76	1.43	n.d.	1.77	1.68	1.88	n.d.
TOTAL	99.50	99.50	98.70	100.20	99.50	99.60	99.00

1. 高鋁玄武岩
2. 兩輝安山岩
3. 含橄欖石兩輝安山岩
4. 角閃石兩輝安山岩
5. 含角閃石兩輝安山岩
6. 紫蘇輝石角閃石安山岩
7. 角閃石安山岩

成之不同而分類，其各種岩石之主要化學成份列於表五-2。

欲詳細討論火山岩之火山化學，除了上述兩表所列之元素外，一些微量元素亦很重要，包含鉻、鎳、鈳、銻、鋁、鎢及稀土元素等。此外，一些同位素比值之測定亦對本主題極有幫助，這些項目均需依賴精密之分析儀器，可作為日後研究本區火山岩之一個方向。至於詳細之岩石成因，礦物分類及其特徵之研究，亦有賴進一步從事岩石化學及礦物成份分析研究。

八、火山活動之展望

大屯火山群咸認為已經沉寂了一段時間，因為主要的火山地形和構造大多已遭侵蝕而不顯著，而且附近的火山灰及火山玻璃質物亦多已受風化變成為粘土。此外，根據已有之訂年資料，大屯火山群距今最近之噴發時期約為二十萬年之前（觀音山亞群）。以一般瞭解的火山噴發史而言，一期火山活動休止的時間在活動島弧或造山地帶應當不致這麼長，譬如上述之觀音山亞群，休止期間約為十萬年。

目前世界上活躍的火山群，大多在歷史上有噴發過的記載，也就是說同期火山噴發的週期，長者亦不過數百年；頻率較高者，如夏威夷群島，甚至數年就有一次大規模的噴發，因此可累積成相當厚層的熔岩。日本伊豆半島著名的富士山及其附近之箱根（Hakone）溫泉區，便與約是在三百年前之火山作用有密切關聯（富士山最後一次的噴發在西元一七〇七年）。

以此觀之，大屯火山群沉寂了這麼長的時間，應為一個已經不活動的火山系列，然而在大磺嘴，小油坑，馬槽及大油坑等地部有熱氣不斷的冒出，週遭的岩石正承受強烈的熱水換質作用，顯示地底下當有熱源異常存在，對於火山地區而言，最直接的聯想便是可能有岩漿的侵入。

顏滄波等 (Yen et al., 1984) 測量大屯火山群之重力異常，發現沿金山斷層附近有重力高區密集出現，表示地下應有大量火成侵入體存在。如果將現在已知的噴氣孔位置繪在地屯火山群下所顯示的斷層線分佈圖（如圖五-10），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。由於太平洋西緣之地震頻仍，顯示琉球島弧系統目前仍甚活躍，基於板塊學說的理論，岩漿繼續產自台灣北部之下的上部地函是很有可能的。此外根據日據時代之非正式文獻記載，巡弋之日艦（機）曾發現台灣北部至彭佳嶼之間海域有海水翻騰之現象（顏滄波，個人交談），極可能代表海底火山噴發，亦說明大屯火山群及其附近地區仍為火山活動甚有潛力之地區。

有關地底下是否確有岩漿，實可依據地球物理的方法來探測，譬如利用震波在剛體與熔體之傳播速率不同的性質即可判別。本計劃並未針對大屯火山群從事詳細之震速探究，然根據葉義雄及余貴坤 (Yeh and Yu, 1986) 之震波速度構造圖顯示，台灣北部底下深達35公里處現今仍有熔態之物質，因此表示岩漿入侵之可能性極高。由於大屯火山群已有長時期不活動，推測此等岩漿並非前期火山活動尚未冷凝之部分，較可能是新一期火山活之先趨岩漿。



圖五-10 大屯火山群各噴氣孔位置與地下斷層線之關係圖

如果這種推論正確的話，大屯火山群正邁向另一個火山噴發循環的開始。當然這也許是幾十，幾百甚至幾千年後的事情。

陽明山國家公園

陸、結語

大屯火山群約有二十餘個主要火山岩體，以崁腳斷層與台灣北部之沉積岩層為界，另有金山斷層通過其下。大屯火山群雖在上新世晚期開始噴發，但造成現今火山地形的主要火山岩體卻大都是七十五萬年以來的火山作用。本區之八個亞群，除觀音山及丁火朽山兩亞群外，其他多少有相互交疊的情形，且大都均座落在年代為八十萬年左右的「下部凝灰角礫岩層」之上。根據研究較完整的觀音山亞群來看，長週期的火山活動大約是以十萬年為間隔。

由於本計劃之執行期現較短（僅八個月），多數火山體定年資料尚未完全，將留待委託研究生之論文研究計劃下繼續完成。然經由執行本計劃，執行單位新近改良其從事核飛跡定年中之礦物分離步驟，使原本每一岩樣費時一週之處理可縮短至一天，大大提高了廣泛利用此種定年法於火山地區之可行性。

由於火山地質史之探討，需經由地球科學各學門精細的分工，再予綜合研判，方能達到全盤性的瞭解，因此，本計劃實可視為對大屯火山群日後繼續從事火山地質研究的一個開端。未來近期可行的重點目標似應著眼於：

一、對本區域所發生的微震及斷層帶附近地面地形的變化從事長期的紀錄，不僅用以分析其斷層面解，對本區域一些地震及斷層的性質得到實際的數據，並對是否有新期的岩漿活動予以監測。

二、對各亞群火山層序的瞭解，除應積極從事火山體之定年外，同時也可對其火山化學作有系統的測定。火山化學的資料不僅提供火山岩化學元素的分佈情形來幫助建立火山岩體的層序，而且對岩石成因的模式可依理論的計算來推演。

三、對本區溫泉水的來源究竟是岩漿熱液或地下水為主，熱水導致安山岩礦化作用之化學反應過程，熱水作用所衍生出來的各種次生礦物種類等研究，將可提供基本學術和解說教育上的知識。

柒、參考資料

礦研所 (1969), 大屯火山群地熱探勘工作報告之一, 礦研所報告
第 90 號。

礦研所 (1970), 大屯火山群地熱探勘工作報告之二, 礦研所報告
第 102 號。

礦研所 (1971), 大屯火山群地熱探勘工作報告之三, 礦研所報告
第 111 號。

礦研所 (1973), 大屯火山群地熱探勘工作報告之四, 礦研所報告
第 126 號。

王 霖 (1983), 陽明山國家公園地質及地形景觀, 內政部營建署陽
明山國家公園管理處。

王執明等 (1985), 大屯火山群之熔岩及北部濱海地質簡介, 台灣
省教育廳, 科學教育資料叢書(X)。

內政部營建署 (1988), 陽明山國家公園 (馬以工主編), 第三版,
共235頁。

莊文星 (1988), 台灣新生代晚期火山岩之定年與地球化學研究, 國
立台灣大學海洋研究所博士論文。

蔡伯富 (1985), 大屯火山群之古地磁學研究, 國立台灣大學地質學研
究所碩士論文。

Chen, Cheng-Hong (1975) Petrology and chemical study of vol-
canic rocks from Tatun volcano group: Proc. Geol. Soc. China,
no.18, p.55-72.

Chen, Cheng-Hong (1978a) Petrochemistry and origin of Pleis-
tocene volcanic rocks from northern Taiwan: Bull. Volcano.,
vol.41, p.514-528.

Chen, Cheng-Hong (1978b) Significance of ultrabasic inclusions

- in Tatum volcano group, northern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no.21, p.80-91.
- Chen, Cheng-Hong (1982) Petrological and geochemical study of the shoshonitic rocks of the Kuanyinshan area, Northern Taiwan: Acta Geol. Taiwan., no.21, p.33-62.
- Chen, Cheng-Hong (1983) The geochemical evolution of Pleistocene absarokite, shoshonite and high-alumina basalt in northern Taiwan: Mem. Geol. Soc. China, no.5, p.85-96.
- Chen, Cheng-Hong and Lo, H. J. (1985) Petrology and andesitic dike and its cognate inclusions from Kuanyinkeng, northern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no.28, p.83-105.
- Chen, Chou-hsia (1970), Geology and Geothermal Power Potential of the Tatum Volcanic Region, Geothermics, SPECIAL ISSUE 2.
- Chen, Chou-hsia and Wu, Y. J. (1971) Volcanic geology of the Tatum geothermal area, northern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China; no.14, p.5-20.
- Chen, P. Y. (1961) Post-volcanic alteration of andesite lavas and pyroclasts in Tatum volcanic group: Acta Geol. Taiwan., no.9, p.19-38.
- Hwang, W. T. and Lo, H. J. (1986) Volcanological aspects and the petrogenesis of the Kuanyinshan volcanic rocks, northern Taiwan: Acta Geol. Taiwan., no.24, p.123-148.
- Juan, V. C., Hsu, L. C. and Yao, T. S. (1963) High-alumina basalt from northern Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no.6, p.67-71.
- Juang, W. S. and Bellon, H. The potassium-argon dating of andesites from Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no.27, p.86-100.
- Ku, T. L. et al. (1959) Geology of Tatum volcano group and its adjacent area, Taiwan: Senior Thesis, Dept. of Geol. Nat. Taiwan Univ., unpublished.
- Liu, T. K. (1982) Fission-track study of apatite, zircon, and sphene from Taiwan and its tectonic implication: PhD. Thesis. Inst. Geol., National Taiwan Univ., 95pp.
- Liu, T. K., Chen, Cheng-Hong and Jiang, S. H. (1986) Fis-

sion-track study of igneous rocks from northern Taiwan:
A report to NSC (NSC72-0202-M002-03).

Yeh, Y. H. and Yu, G. K. (1986) Seismic velocity structure
of northern Taiwan: 台灣地區地球物理研討會. 論文彙編,
p.7-12.

Yen, T. P. and Chen, P. Y. (1953) Geologic map of Taiwan,
No.5, Tatunshan sheet (with explanatory text): Published
by the Geol. Surv. Taiwan.

Yen, T. P., Tzou, Y. H. and Lin, W. H. (1984) Subsurface
geology of the region of the Tatun volcano group: Petrol.
Geol. Taiwan, no.20, p.143-154.