

190. *Agrostis morrisonensis* Hay. 玉山翦股穎  
 191. *Aulacolepis agrostoides* Ohwi var. *formosana* Ohwi 小穎溝稈草  
 192. *Brachypodium kawakamii* Hay. 川上短柄草  
 193. *Bromus formosanus* Honda 臺灣雀麥  
 194. *Deschampsia flexuosa* (L.) Trin. 曲芒髮草  
 195. *Festuca ovina* L. 羊茅  
 196. *Miscanthus sinensis* Anders. var. *formosanus* Hack. 臺灣芒  
 197. *Miscanthus transmorrisonensis* Hay. 高山芒  
 198. *Phleum alpinum* L. 高山梯牧草  
 199. *Poa takasagomontana* Ohwi 高砂早熟禾  
 200. *Trisetum spicatum* (L.) Rich. var. *formosanum* (Honda) Ohwi 臺灣三毛草  
 201. *Yushania nitakayamensis* (Hay.) Keng f. 玉山箭竹
61. Smilacaceae 菝葜科  
 202. *Smilax arisanensis* Hay. 阿里山菝葜  
 203. *Smilax china* L. 菝葜  
 204. *Smilax elongato-umbellata* Hay. 細葉菝葜

## 陽明山國家公園大屯火山群噴氣之氦同位素比值研究

楊燦堯<sup>(1)</sup>

(收稿日期：2000年1月3日；接受日期：2000年4月29日)

### 摘要

利用兩年前採集保留至今的樣品，比較兩年前與最近分析氦同位素比值結果顯示，我們所採用的真空採樣瓶與樣品採集方法，非常適合用於火山噴氣與溫泉氣體之研究。

經過空氣值校正後，兩年來 (1997/1~1999/5) 大屯火山群噴氣所含氦同位素比值 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) 介於 4.0~7.1 倍大氣比值 (平均值為  $5.39 \pm 0.77R_A$ )；其中大油坑之噴氣比值最高，而馬槽之噴氣則最低。顯示大油坑與馬槽地理位置雖相鄰近，卻有不同的噴氣來源，或者不同上升至地表的管道。

比較同一地區兩年前與最近採樣分析結果顯示，各地區之噴氣  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值似乎都有增加的趨勢。尤其 1997 年與 1999 年之間，本地區似乎有新的岩漿源補充，造成整體比值的增加。

假設大屯火山群噴氣中之氦同位素組成是由岩漿源端成份 ( $7.0R_A$ ) 與地殼端成份混合而成，則我們可以估算大屯火山群之噴氣平均有大於 75% 源自於地底下之岩漿源。大油坑之噴氣甚至有 98% 是來自於岩漿源，暗示台灣北部地底下可能有岩漿庫的存在。

關鍵詞：大屯火山群、火山噴氣、氦同位素比值、稀有氣體質譜儀。

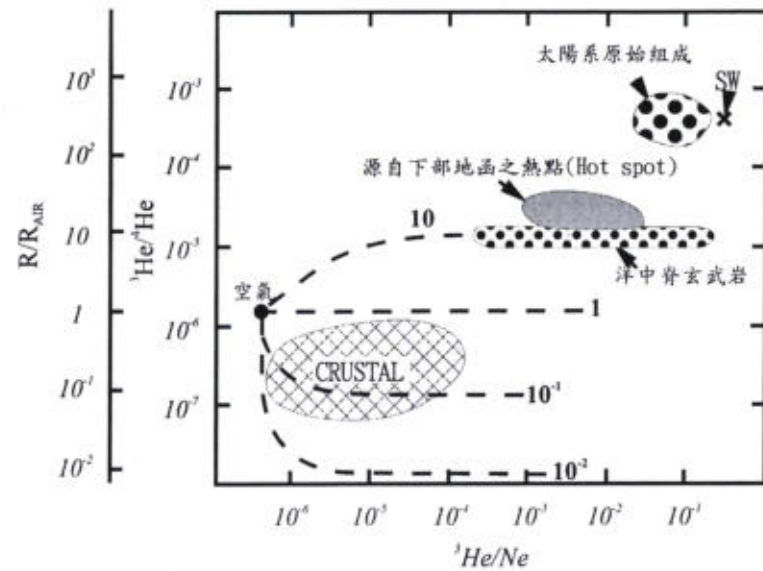
### 一、前言

近十多年來，由於儀器及分析技術的進步，使得原本分析不易的氦氣含量及其同位素組成，變得容易而普遍。許多以前無法解決的問題，亦因為大量分析資料的累積，而有了新的想法與較清楚的認識。

除了少數極端的例子，大多數地球上標本之氦同位素比值 ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) 變化，都可以用下面三個主要端成份組成混合來解釋：(1) 大氣成份；(2) 地殼成份；與 (3) 原始地函成份 (圖一)。其比值在同區域內常可發現有數百倍的變化，配合其它地球化學資料，是一個很好區別地殼與地函物質成分的指標 (Lupton, 1983; Nagao and Takahashi, 1993; Gasparon *et al.*, 1994; Carroll and Draper, 1994; Marty *et al.*, 1994)。以現有之資料

(1) 國立台灣大學地質學系，台北市 106 羅斯福路四段 1 號。

顯示，岩漿活動之強弱與其噴氣中所含之氦氣含量與同位素比值有明顯關係，距離火山口越近之噴氣，其氦氣含量與  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值越高，反之則越低；同一地點之氦氣含量與  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值則有隨岩漿活動增強而增加之趨勢 (Sano *et al.*, 1984; Sano and Wakita, 1985; Symonds *et al.*, 1994; Wang *et al.*, 1994)。故而火山噴氣中之氦氣含量與同位素組成，常被用來作為探討岩漿成因與監測火山活動有效的方法之一。



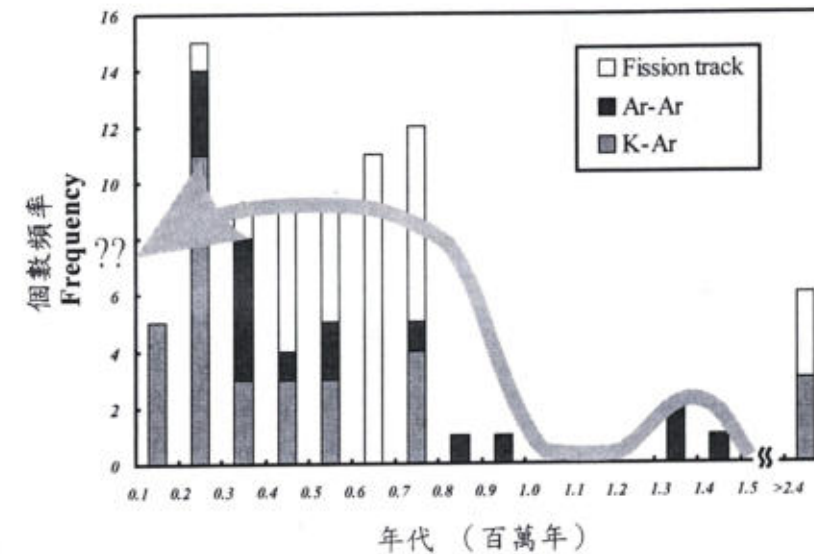
圖一、地球上主要組成之氦同位素比值分佈情形

地處西環太平洋火山地震頻繁帶的大屯火山群，其與岩漿活動有關的地熱活動仍然十分頻繁，由火山噴發記錄看來，大屯山最近的一次噴發是約在二十萬年前 (林淑芬, 1996; Song *et al.*, 1996)，故而可以將之歸類為休眠火山。傳統上地質學家認為台灣北部大屯山與東北外海之諸火山島，是屬於琉球島弧西延的一部份 (如：陳正宏, 1990; Juang, 1993)；而 Teng *et al.* (1992) 與 Teng (1996) 則更進一步推測，台灣北部的岩漿活動因為沖繩海槽逐漸向西張裂而將停止活動。

最近 Chen *et al.* (1996) 與 Wang *et al.* (1999) 的研究，則開始挑戰傳統認為台灣北部火山活動是導因菲律賓海板塊隱沒所造成島弧岩漿活動的看法。他們認為這些具有「島弧」地球化學特徵的熔岩，不一定與現在正在進行中琉球海溝隱沒作用所生成的島弧系統直接有關；Wang *et al.* (1999) 指出這些岩漿活動，可能與台灣北部因為碰撞作用所生成的造山崩解張裂作用 (extensional collapse) 有關。若是此說法是正確的，則傳統認為大屯山及北部諸火山島已經逐漸停止活動的看法將必須要作很大的修正，因為台灣北部的張裂活動現正逐步加強發育當中，若是地殼下方有岩漿庫存在，則隨時有可能提供管道給岩漿噴發至地表。

整理現有大屯火山地區火成活動的定年結果 (莊文星、陳汝勤, 1989; Wang and Chen, 1990; Juang, 1993; 曹恕中, 1994; 李淑芬, 1996)，顯示大屯火山群於兩百四

十萬年以前開始火山活動，之後沈寂了約一百萬年，於約一百三十、四十萬年以前有小規模噴發，之間又停止活動約四十萬年，約於一百萬年前大屯火山群開始甦醒，於 70~20 萬年前火山活動達到最劇烈，而於約 20 萬年以前逐漸沈寂至今，只殘餘了現在仍是十分活躍的熱水噴氣活動。由其火山活動分佈圖 (圖二) 可以明顯看出，大屯山早期曾經「休眠」了兩次，一次長達約一百萬年，而另一次則休眠了約 40 萬年。依照目前大屯山火山噴發的頻率顯示，目前所記錄的最後一次火山噴發至今只有十餘萬年 (烘爐山火山岩的 11 萬年定年結果；莊文星與陳汝勤, 1989)，未來大屯山還要休眠多久無人可以預測，但吾人絕對不能忽略它再次噴發的可能性。



圖二、大屯火山群之定年分佈結果

最近初步的氦同位素研究結果顯示，大屯山地區的噴氣與溫泉氣仍有源於深部地函源的氣體組成 (Yang *et al.*, 1999)，暗示台灣北部地底下仍有非常大可能性有岩漿庫的存在。故而對大屯火山活動有系統之分析，為一重要而急迫的工作項目；而利用火山噴氣之氦氣含量與同位素組成，則為一有效探討火山噴氣成因與監測大屯火山群岩漿活動的方法之一。本研究將利用氦氣特有的地球化學特性，探討本區火山噴氣之成因與機制，作為往後長期監測火山活動的一個重要資料庫。

## 二、材料與方法

### (一) 氦氣的物理化學特性簡介

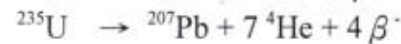
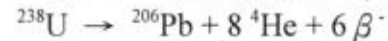
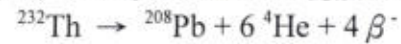
近十多年來，由於儀器及分析技術的進步，使得原本分析不易的氦氣含量及其同位素組成，變得容易而普遍。許多以前無法解決的問題，亦因為大量分析資料的累積，而有了新的想法與較清楚的認識。

氦氣屬於稀有氣體，為化學週期表的零族元素。由本身原子的電子排列結構，決定了它的化學性質極為不活潑，難以和其它元素形成化合物。

氦氣是強烈揮發性的氣體，除氦氣以外，是宇宙中最豐富的元素；然而地球中其豐度卻極低，在大氣的濃度只有  $5.24 \times 10^{-6}$ 。由於氦氣的稀少性、與「惰性」，使其成為很好的「示蹤劑」(tracer)，可以用來作為討論有關的物理過程 (physical process)，而不涉及極為複雜的地球化學過程，這樣可使得所提出的各種模式能更為接近於真實情況。

氦在自然界中有兩種穩定同位素： $^3\text{He}$  與  $^4\text{He}$  是穩定同位素；另外還有半衰期很短的人造放射性同位素： $^5\text{He}$ 、 $^6\text{He}$ 、 $^8\text{He}$ 。

岩石和礦物中的  $^4\text{He}$  是由鈾和釷蛻變產生的：



而自然界中除了極少數的放射性反應外 ( $^6\text{Li} (n, \alpha) ^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He}$  反應除外)，一般自然界裡沒有其它反應可以生成  $^3\text{He}$ 。

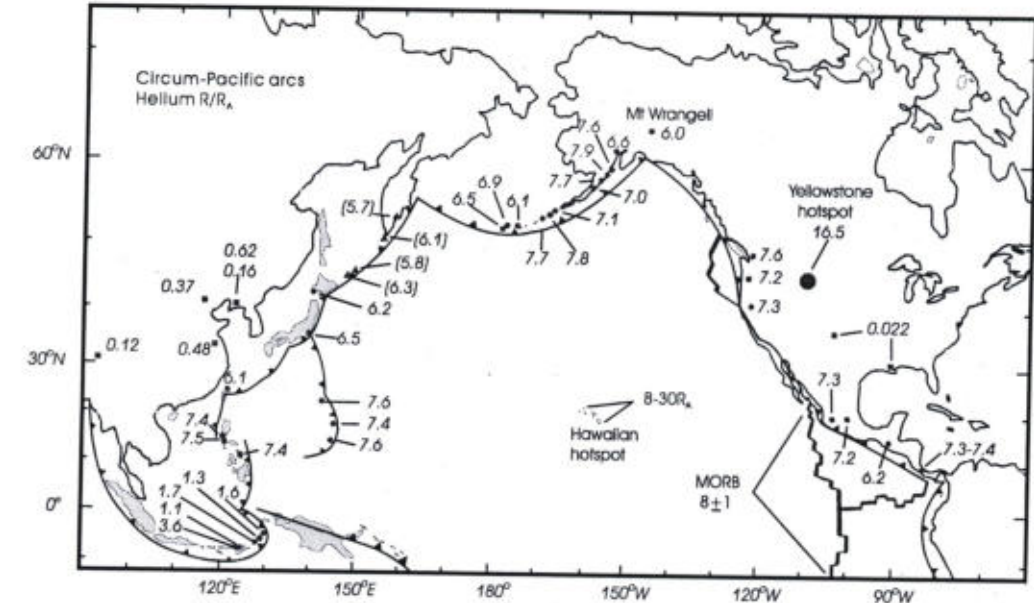
$^3\text{He}/^4\text{He}$  比值在天然樣品中的變化很大，在含鋰礦物中的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值可高達  $1.2 \times 10^{-5}$ ，而在鈾與釷礦物中則極低 ( $< 10^{-8}$ )。由於空氣中的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值很均一 ( $1.399 \pm 0.013 \times 10^{-6}$ )，故廣被各實驗室用來當為標準樣品，以利不同實驗室間的比對。一般說來，地球經過脫氣作用後，加上地殼中有很豐富的鈾及釷元素，故而地殼所含  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值通常會很小 (0.1~0.01 倍大氣比值； $0.1 \sim 0.01 R_A$ ， $R_A$  為大氣比值)。而地球剛生成時的原始氦成份 ( $^3\text{He}/^4\text{He} > 30 R_A$ )，則被保存於下部地函中，故而源自於下部地函的物質通常有很高的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值，如夏威夷與黃石公園的岩漿與溫泉 ( $8 \sim 32 R_A$ )。分析大量源自於上部地函的海底洋中脊玄武岩 (Mid-Ocean-Ridge Basalt)，發現它們有非常均一的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值 ( $8 \pm 1 R_A$ )，顯示地函是有分層的，可以分為下部地函與上部地函。

利用氦同位素比值在地球中的不同端成份 (圖一)，我們可以判斷物質是源自於地球的下部地函 ( $^3\text{He}/^4\text{He} > 30 R_A$ )、上部地函 ( $8 \pm 1 R_A$ )、或是有地殼 ( $0.1 \sim 0.01 R_A$ ) 與空氣 ( $1 R_A$ ) 的混染。

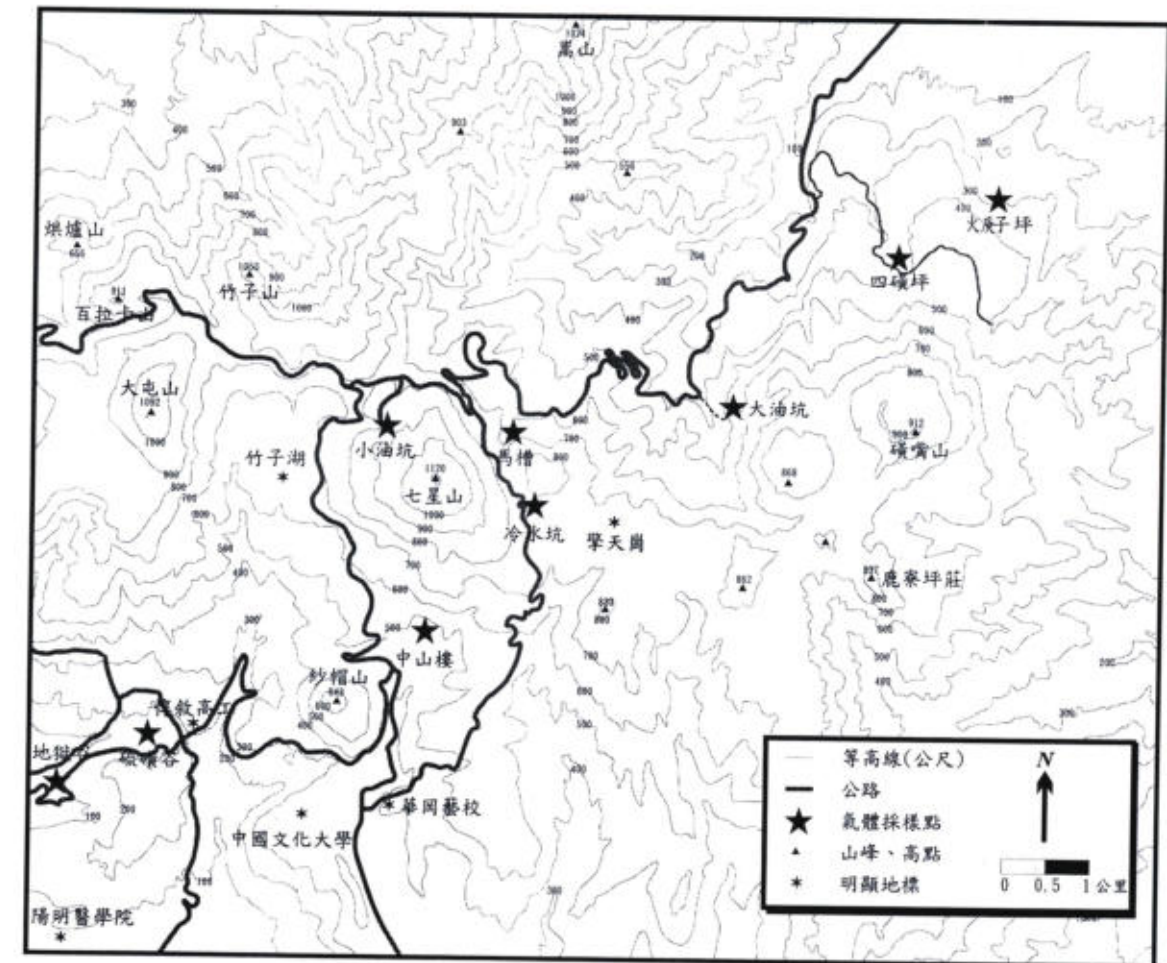
圖三顯示了環太平洋火山岩與噴氣的氦同位素比值分佈 (Poreda and Craig, 1989)，由板塊隱沒造成的島弧岩漿活動其氦同素比值一般小於上部地函比值 ( $8 R_A$ )，表示岩漿在生成過程中混染了氦同位素比值較小的地殼物質，所以其比值通常介於  $6 \sim 7.8 R_A$ ；靠近大陸地殼的印尼，顯然有較多的地殼物質混染，其氦同位素比值為  $1.3 \sim 3.6 R_A$ ；而位於中國大陸東邊的油氣田組成，其比值則小於空氣比值 ( $0.12 \sim 0.62 R_A$ )。

(二) 採樣地點

大屯火山群的溫泉與火山噴氣主要沿著金山斷層分佈 (陳肇夏, 1975; 1989)，本研究分別於 1997 年 1 月至 1999 年 5 月間，在陽明山國家公園附近大屯火山群主要的火山噴氣口位置 (地獄谷、硫磺谷、中山樓、冷水坑、小油坑、馬槽、大油坑、四磺坪等地，如圖四)，有系統地採集火山噴氣與溫泉氣泡樣品，攜回實驗室分析其氦同位素比值。



圖三、環太平洋火山岩與噴氣之氦同位素比值分佈 (Poreda and Craig, 1989)



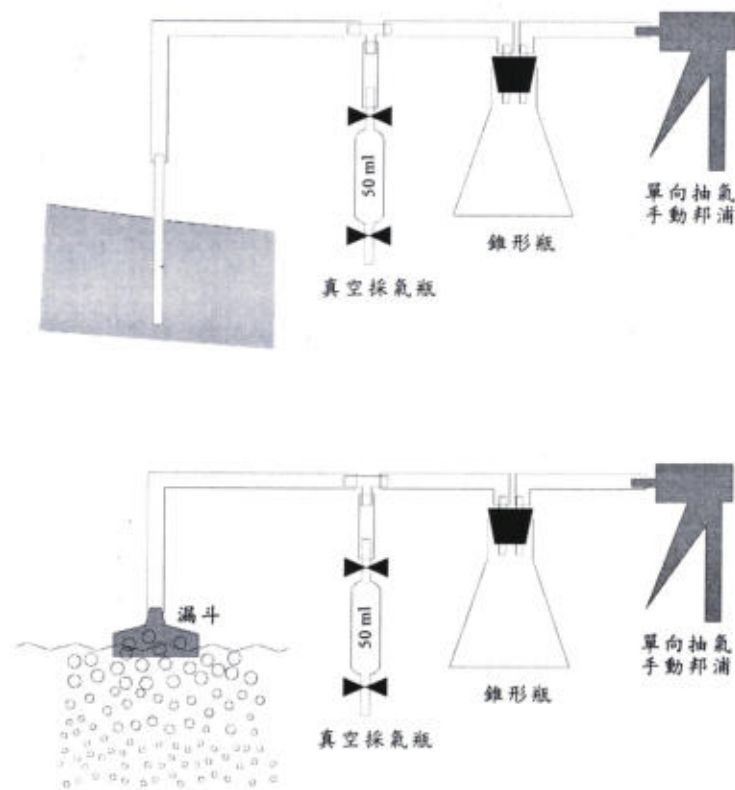
圖四、本研究之採樣地點

### (三) 採樣方法與空氣校正

火山噴氣分析最重要的一個步驟，便是採集樣品的方法；能夠避免或減少空氣影響的採樣方法才是好的法子。參考國外成功的例子，我們設計了一套採集火山噴氣與溫泉氣泡的方法，如圖五所示。首先在室內將真空採樣瓶事先抽真空，以不鏽鋼管插入噴氣口，先將導管內的空氣抽淨，俟火山噴氣充滿導管後，便可以打開預抽好真空的採氣瓶閥門，收集噴氣帶回實驗室中分析成份（圖六）。而溫泉水氣泡，則選擇氣泡較多的位置，先將漏斗置於沒有冒氣泡的水中，然後用手動抽氣幫浦將整個導管空氣抽淨，亦將溫泉水抽滿整個導管，然後便可將漏斗移至主要的冒氣泡處，罩住氣泡後開始利用排水集氣法收集氣體，待整個導管皆已充滿氣泡後，便可打開採氣瓶閥門收氣（圖七）。通常我們每個地點都最少收集兩個採氣瓶，以確保採樣成功並可相互比對分析結果。

雖然運用了所有可能的方法盡量減少採樣時空氣的混染，由國外的採樣經驗得知，要百分之百採得火山噴氣而完全沒有空氣的混染，幾乎是不可能的。幸好我們可以經由所採集氣體的組成，預先判斷是否有大量的空氣混染。一般說來，火山噴氣中所含的氧氣含量很低 (<1%)，而 He/Ne 比值很高 ( $\text{He/Ne} > 1000$ )；反之空氣中的氧氣量極高，而 He/Ne 比值很低 ( $\text{He/Ne} \approx 0.3$ )。所以，我們可以透過氧氣含量與 He/Ne 比值，來判斷我們所採集的樣品是否受到空氣的混染。

如前所言，要百分之百避免空氣的混染幾乎是不可能的，然而我們卻可以想辦法將所分析的數據，將源自於空氣的部分組成予以扣除，而校正得到真正源自於火山噴氣的成份。



圖五、本研究採集火山噴氣與溫泉氣泡的方法



圖六、野外採集火山噴氣實際操作情形



圖七、野外採集溫泉氣泡實際操作情形

我們可以合理的假設，所採集的樣品中分析到的 <sup>20</sup>Ne 皆來自於空氣 (因為空氣中的 <sup>20</sup>Ne 含量遠遠高於火山噴氣含量)，而利用下列公式得到空氣校正後的氦同位素比值。

$$R_c = (RN - R_a N_a) / (N - N_a) \dots\dots\dots(1)$$

其中 R=<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, N=He/Ne ratio; a=air; m=measured; c=corrected

所以，若是可以得知空氣的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 與 He/Ne 比值，我們就可以由標本所分析到的 He/Ne 與 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值，得到空氣校正後的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值。值得注意的是，若是樣品受到空氣的混染程度太大時 (He/Ne < 1)，這樣的校正便沒有意義。

(四) 稀有氣體質譜儀分析系統

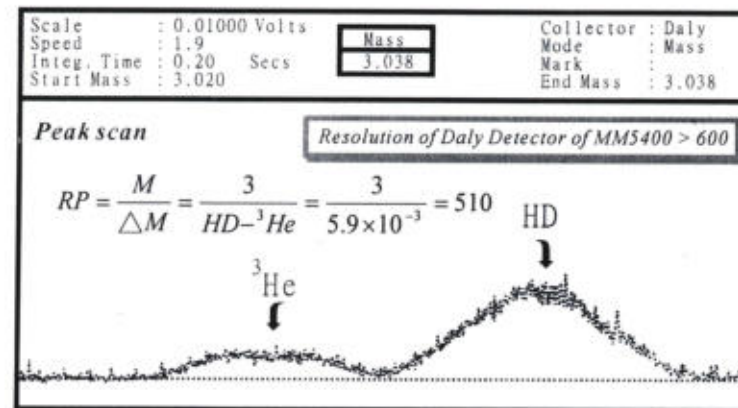
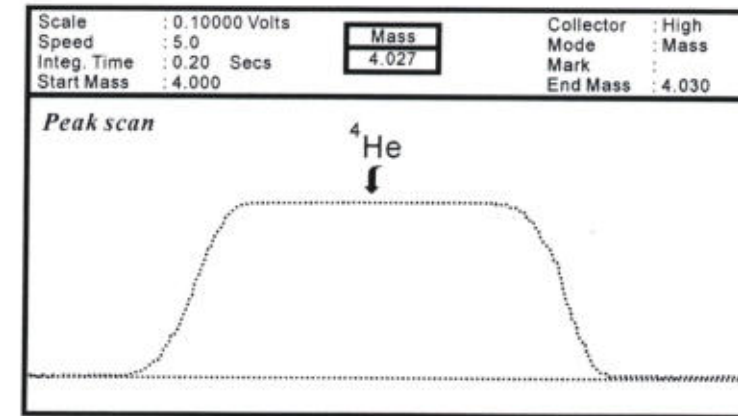
分析 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值最困難的地方為：(1) 地球上一般樣品之 <sup>3</sup>He 與 <sup>4</sup>He 含量相差約一百萬倍 (空氣 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值為 1.39x10<sup>-6</sup>)，故而分析時不可能同時在一個偵測器上分析；(2) 微小的 <sup>3</sup>He 峰值附近有 HD 的干擾，無法去除。一般我們都是用法拉弟偵測器來分析 <sup>4</sup>He；而利用電子倍增器或光子倍增器分析 <sup>3</sup>He。但因為兩種偵測器的敏感度不可能相同，故而我們得要用已知 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值的標準樣品，先做校正以求得樣品真正的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值。通常我們是先全用世界通用的純化空氣當作標準，再進一步建立較高 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值的實驗室標準。

為了解決 HD 與 <sup>3</sup>He 干擾的問題，質譜儀最少要有 >600 的解析能力 (resolving power)，一般的稀有氣體質譜儀並無如此大的解析能力。國立台灣大學地質學系新近設立的稀有氣體質譜儀系統 Micromass 5400 便符合此條件，可以清楚地分離出 HD 的干擾 (圖八)，而得到準確的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值。

台大地質系新設立的 MM5400 稀有氣體質譜儀分析系統，配備有兩階段的氣體純化系統 (圖九)，第一階段第一組氣體純化系統專供流體樣品分析用，配備有一組渦輪分子泵 (Turbo molecular pump; TMP)、旋轉泵 (Rotary Pump) 與多個真空計 (gauge)；Cu-CuO furnace、cold-trap、Ti-sponge、charcoal trap、及四極質譜儀 (SRS RGA100)。在樣品經過初步的水氣吸除後，可以直接用四極質譜儀快速地分析樣品所含的氣體組成與含量，得以判斷樣品是否受到明顯空氣的混染；然後經過 Cu-CuO 高溫反應(400°C)與液態氮的吸附後，則可以去除主要氣體含量之干擾，而進一步分析微量氣體的含量。分析完氣體含量後，氣體則先經過液態氮、Ti-sponge、與 charcoal trap 初步的純化，確定氣體壓力未超過 10<sup>-3</sup> torr 後，使予進入下一組純化系統。

第二組氣體純化系統則專門給固態樣品及純化過的流體樣品使用，配備有一組渦輪分子泵、旋轉泵與離子泵 (ion pump)、多個真空計、及一個可溫控的超低溫氦氣冷凍泵 (cryogenic pump)。本組純化系統可以分為兩階段：第一段為較「髒」氣體的純化，經過 Ti-sponge 高溫 (650°C) 與 charcoal-trap 液氮的初步純化後，大部分的活性氣體與重稀有氣體應該都被去除，可以進入第二段純化系統，由兩個 SEAS Ti-Zr 吸附泵進一步去除活性氣體，然後經由含有活性碳吸附劑 (charcoal trap) 的超低溫冷凍泵 (15°K)，可以將所有稀有氣體吸附集中於最後一段，依序升高溫度釋放出氣體後，便可分析氦氣 (34°K) 與氬氣 (70°K) 及其他稀有氣體的同位素含量與比值。

整體說來，本系統有極高的靈敏度 (gain of Faraday ~ 10<sup>11</sup>; Daly detector ~ 10<sup>13</sup>)，有極低的背景值與最小偵測值 (10<sup>-12</sup> ccSTP [He])；以標準空氣重複分析亦可達很好的再現性 (±2.19%)；另外配製有富化標準氣體 (~9R<sub>a</sub>) 亦有極佳的準確度 (±2.00%)，將可作為往後分析的標準樣品。



圖八、MM5400 質譜儀分析系統有好的解析能力，能夠分離 HD 對 <sup>3</sup>He 之干擾，可以準確地分析 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值。

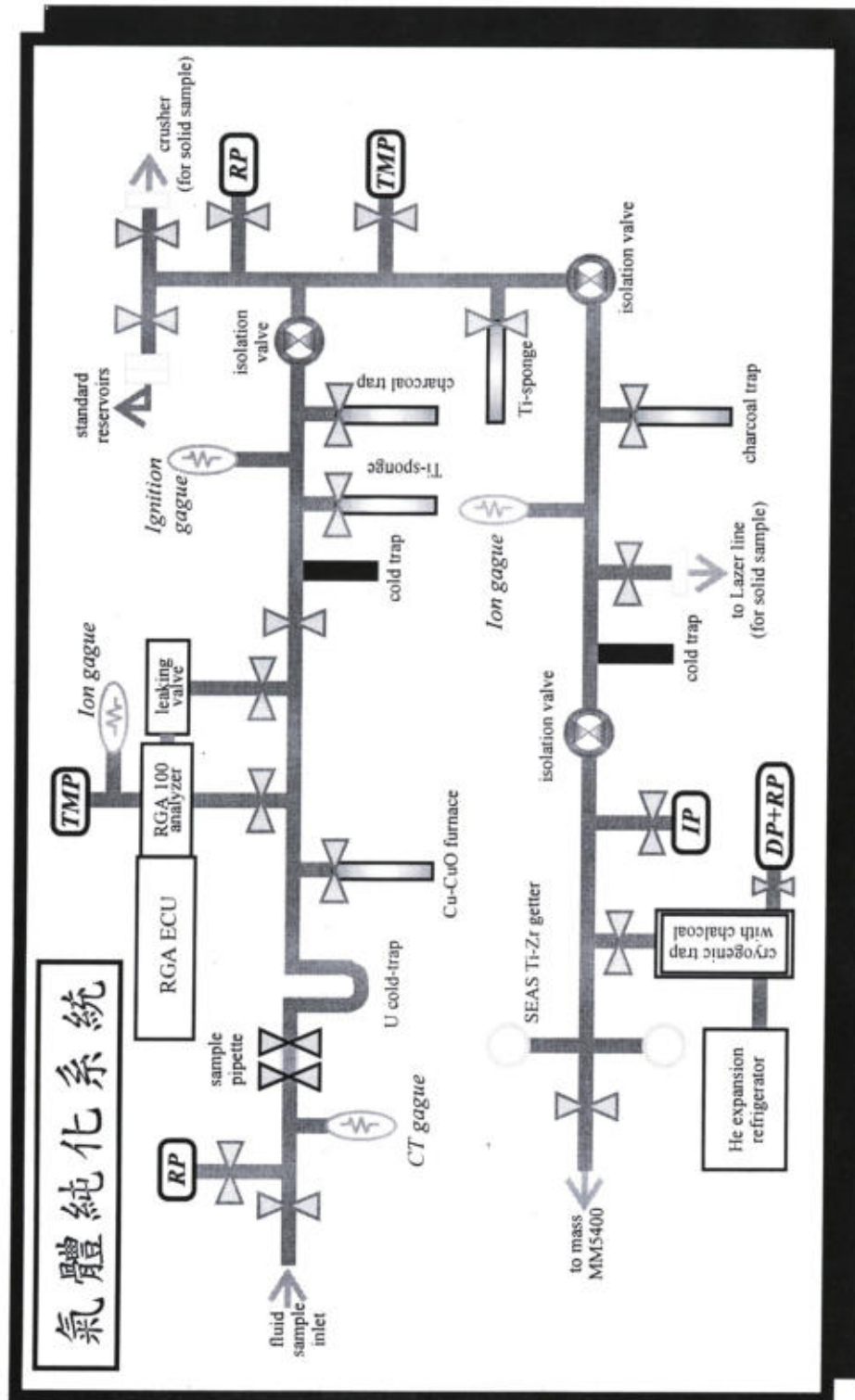
三、結 果

(一) 日本廣島大學分析結果

本研究初期在自有的稀有氣體質譜儀系統尚未建立完成前，是與日本的廣島大學合作，分別於 1997 年 1 月與 1999 年 1 月在硫磺谷、中山樓、冷水坑、小油坑、馬槽、大油坑、四磺坪採集火山噴氣與溫泉氣泡樣品，至廣島大學分析其氦同位素比值。表 1 所列為分析結果。

若將分析之 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值結果與 <sup>4</sup>He/<sup>20</sup>Ne 作圖 (圖十)，可以發現我們所採集的樣品分佈於岩漿端成份與空氣的混合線上；由圖中可以看出，地殼混染作用對於本地區的火山噴氣與溫泉氣泡的氦同位素組成並未扮演主要的角色。

採集樣品時，在同一地點我們盡量都能採集到火山噴氣與溫泉氣泡的樣品，以供比對。分析所得結果利用前面所討論的空氣校正方法校正，顯示相同時間在同一地點所採得的火山噴氣與溫泉氣泡，其校正後的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 比值皆在實驗誤差範圍之內 (表 1)，且不因採樣位置不同而有成份的變化，表示同一地區內之火山噴氣與溫泉氣泡有相同氦同位素來源。



圖九、新設立的稀有氣體質譜儀分析系統之氣體純化系統

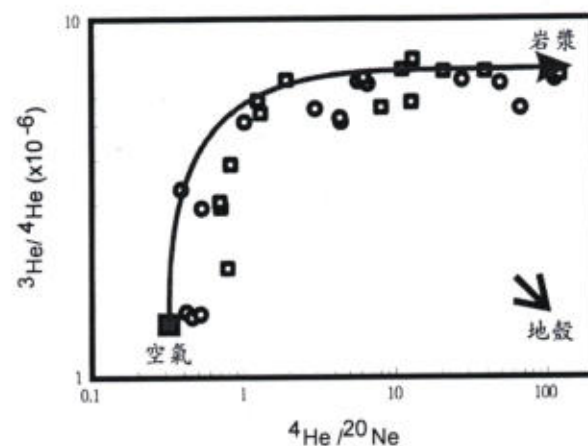
表 1. 日本廣島大學分析大屯山火山噴氣與溫泉氣泡的氦同位素比值結果

採樣位置	標本編號	採樣日期	樣品 <sup>1</sup> 種類	<sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He (x10 <sup>-6</sup> )	<sup>4</sup> He/ <sup>20</sup> Ne	[R <sub>c</sub> /R <sub>a</sub> ] <sup>2</sup>	附註 <sup>3</sup>
硫磺谷	LHG-2	1997/1/10	F	6.899	30.1	5.01 ± 0.25	
	LHG-3	1997/1/10	B	6.819	6.14	5.19 ± 0.28	
	LHG-4	1997/1/10	B	6.909	124	4.98 ± 0.25	
	LHG-4	1997/1/10	B	7.116	81.7	5.14 ± 0.26	重複分析
	LHG-1-1	1999/1/18	F	3.980	0.55	5.49 ± 0.33	X
	LHG-1-2	1999/1/18	F	5.549	0.83	8.10 ± 0.41	X
冷水坑	LHG-2	1999/1/18	F	2.029	0.50	2.27 ± 0.11	X
	LSK-1	1997/1/10	F	5.254	1.10	4.92 ± 0.25	
	LSK-2	1997/1/10	F	1.525	0.46	1.31 ± 0.10	X
小油坑	SYK-1	1997/1/10	F	5.716	3.19	4.46 ± 0.22	
	SYK-2	1997/1/10	F	3.389	0.41	7.55 ± 0.38	X
	SYK-1-1	1999/1/16	F	7.287	26.3	5.29 ± 0.26	
馬槽	SYK-1-2	1999/1/16	F	6.985	4.17	5.36 ± 0.27	
	MT-1	1997/1/10	F	5.251	4.73	3.98 ± 0.20	
	MT-3	1997/1/10	B	5.739	75.8	4.14 ± 0.23	
大油坑	MT-3	1997/1/10	B	5.964	8.20	4.42 ± 0.22	重複分析
	MT-4	1997/1/10	B	5.380	4.72	4.08 ± 0.20	
	MS-1	1999/1/18	F	3.011	0.42	5.80 ± 0.29	X
	MS-2	1999/1/18	B	5.762	4.86	4.37 ± 0.22	
中山樓	DYK-1-2	1999/1/18	F	6.894	1.10	6.57 ± 0.40	
	DYK-1-3	1999/1/18	F	6.038	0.72	7.04 ± 0.55	X
四磺坪	CSL-2-1	1999/1/19	B	7.894	8.65	5.86 ± 0.49	
	CSL-2-2	1999/1/19	B	7.383	7.11	5.51 ± 0.13	
	SHP-1	1997/1/10	B	6.747	55.7	4.88 ± 0.24	
	SHP-1	1997/1/10	B	7.286	14.7	5.34 ± 0.27	重複分析
	SHP-2	1997/1/10	B	6.712	7.18	5.01 ± 0.25	
	SHP-3	1997/1/10	F	1.477	0.49	1.18 ± 0.11	X
	SHP-4	1997/1/10	F	3.003	0.57	3.64 ± 0.24	X
	SHP-2	1999/1/16	B	3.123	0.46	5.01 ± 0.43	X

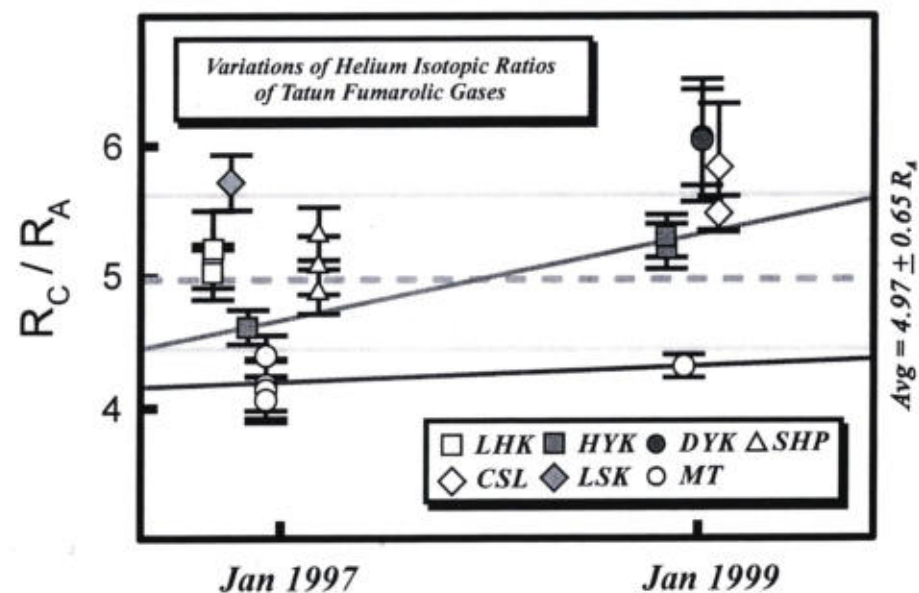
1. F: 火山噴氣; B: 溫泉氣泡。  
 2. R<sub>c</sub>: 樣品校正後之氦同位素比值; R<sub>a</sub>: 空氣之氦同位素比值。  
 3. 重複分析: 同一樣品採集兩年後再重複分析。  
 X: 因為 He/Ne 比值太低 (<1), 顯示有大量空氣混染, 對樣品之氦同位素比值作空氣校正已無實質意義。

此外, 我們亦保留了 1997 年 1 月所採集的三個樣品, 於兩年後於相同實驗室用相同實驗方法步驟再重新分析一次, 發現兩年前與兩年後所分析的結果極為相近, 皆在實驗誤差範圍內, 顯示我們目前所採用的真空氣體採集瓶有很好保存氣體的能力, 而且我們目前所採用的樣品採集方法應為可行。

若將兩年來的分析結果相比較(圖十一),可以看出馬槽有最低的氦同位素比值,而大油坑有最高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值( $\sim 6.6R_A$ );此外小油坑氣體的比值由兩年前的 $4.5R_A$ 升至今年的 $5.3R_A$ ,有顯著上生的跡象,非常值得我們進一步觀察。



圖十、大屯火山群噴氣之 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 對 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 作圖



圖十一、廣島大學所分析大屯山兩年來氦同位素比值的變化

若假設大屯山下之岩漿源氦同位素組成約為 $6.4R_A$ ,則兩年來(1997年1月到1999年1月)我們所分析到的樣品之平均氦同位素比值( $4.97R_A$ ),至少有 $>70\%$ 源自於岩漿源的噴氣。

## (二) 台大地質系分析結果

1999年三月國立台灣大學地質系新設立的稀有氣體質譜儀分析系統校正完畢,可以正式生產數據。所以我們便於1999年三月以後,每個月赴大屯山地區主要噴氣地點採集樣品(增加了地獄谷與金山兩處),帶回實驗室直接分析其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值。

表2整理了從1997年一月以來,包括日本廣島大學與台大地質系實驗室所分析的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值結果。其中有數個樣品經重複分析後的結果皆十分相近,落於實驗誤差範圍內;而金山地區雖然有溫泉水湧出,但因找不到溫泉水的源頭出水口,故而所採集的樣品明顯有大量空氣混染( $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 比值接近空氣值),其分析值只能供做參考用( $>2.0R_A$ )。

馬槽地區的噴氣與溫泉水之 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值,雖然有隨時間漸增的趨勢,可是其同一時間內與本地區各地區的噴氣比值相比較,皆都是最低的比值。將所有有效經過空氣校正的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值平均,可以得到各採樣點的平均值為:地獄谷 $5.10R_A$ (1)、硫磺谷 $5.62R_A$ (9)、中山樓 $5.84R_A$ (3)、小油坑 $5.19R_A$ (6)、冷水坑 $5.52R_A$ (2)、馬槽 $4.49R_A$ (8)、大油坑 $6.83R_A$ (3)、四磺坪 $5.49R_A$ (5);其中括弧內數字代表用於平均的標本數。

由表2與表3三可以看出,大油坑在本研究中皆有最高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值( $\sim 7R_A$ ),已經非常接近(甚至超過)鄰近地區(如日本)現生火山地區噴氣的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(如圖三),且已高過前一節我們假設大屯火山群底下岩漿源 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值端成份( $6.4R_A$ ),顯示目前大油坑地區的噴氣已幾乎接近100%的岩漿源噴氣的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 組成,非常值得我們的持續的監測。

## 四、討論

### (一) 本地區火山噴氣與溫泉氣泡可能的來源

以氦同位素地球化學的觀點,地球上自然界的物質可由四個主要端成份組成:(1)空氣( $1R_A$ );(2)下部地函( $>30R_A$ );(3)上部地函( $\sim 8R_A$ );(4)地殼( $0.01\sim 0.1R_A$ )(如圖一)。

由現有的資料看來,台灣與鄰近地區應該都沒有源自於下部地函物質的地體構造環境;倒是與板塊隱沒作用有關的島弧岩漿活動(如琉球島弧、呂宋島弧)、與板塊張裂所引發有關的岩漿活動(中國東部新生代、台灣西部與澎湖中新世火成活動、及中新世以來沖繩海槽弧後盆地的擴張等)非常頻繁。

一般說來,源於虧損地函(depleted mantle)的岩漿其 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值通常接近於八倍大氣比值,而隱沒作用與板塊張裂作用所引發的岩漿則大都源於上部地函,故視地函源區的富化程度來決定因為放射性來源的 $^4\text{He}$ 增加量的多少而降低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值。一般說來,島弧地區的地函楔都經過隱沒板塊的富化換質作用(metasomatism),而有某種程度的放射性元素相對富集,使得島弧地區岩漿的氦同位素比值會因而降低而介於 $5.7\sim 7.9R_A$ (圖三),當岩漿生成後在上生過程中很有可能聚集於地殼深處成為一岩漿庫,俟累積足夠量的岩漿足以突破其上方的蓋層時,便會造成火山噴發。熾熱的岩漿在上升的過程中與在岩漿庫累積的時候,通常或多或少會熔解了周圍的地殼圍岩,而混染了原有的岩漿組成,使得原有 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值有可能再次降低為 $3\sim 5R_A$ ;若是地殼

混染程度很大時，就有可能大大降低了  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值 (如印尼 Sunda & Banda Arc)。以由  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值，我們可以判斷岩漿受到地殼混染的程度。

表 2. 大屯山群火山噴氣與溫泉氣泡之氦同位素分析結果

地點	採樣日期	樣品種類	$^3\text{He}/^4\text{He}$ ( $\times 10^{-6}$ )	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$R_C/R_A$	附註
地獄谷	1999/5	溫泉氣	5.892	1.52	$5.10 \pm 0.13$	
硫磺谷	1997/1	噴氣	6.899	30.1	$5.01 \pm 0.25$	
		溫泉氣	6.819	6.14	$5.19 \pm 0.28$	
中山樓	1999/3	溫泉氣	6.909	124	$4.98 \pm 0.25$	重複分析
		噴氣	7.116	81.7	$5.14 \pm 0.26$	
		噴氣	8.431	28.7	$6.12 \pm 0.15$	
		溫泉氣	7.757	3.39	$6.06 \pm 0.15$	
	1999/4	噴氣	7.757	2.82	$6.17 \pm 0.15$	
	1999/5	噴氣	7.854	4.70	$5.99 \pm 0.15$	
	1999/5	溫泉氣	8.027	11.8	$5.91 \pm 0.15$	
	1999/1	溫泉氣	7.894	8.65	$5.86 \pm 0.49$	
	1999/1	溫泉氣	7.383	7.11	$5.51 \pm 0.13$	
	1999/5	溫泉氣	8.360	12.6	$6.14 \pm 0.15$	
小油坑	1997/1	噴氣	5.716	3.19	$4.46 \pm 0.22$	
	1999/1	噴氣	7.287	26.3	$5.29 \pm 0.26$	
冷水坑	1999/4	噴氣	6.985	4.17	$5.36 \pm 0.27$	
		噴氣	7.266	8.20	$5.40 \pm 0.13$	
		溫泉氣	7.181	8.94	$5.32 \pm 0.13$	
	1999/5	溫泉氣	7.146	9.35	$5.29 \pm 0.13$	
	1997/1	噴氣	5.254	1.10	$4.92 \pm 0.25$	
馬槽	1999/5	噴氣	7.720	2.91	$6.12 \pm 0.16$	
	1997/1	噴氣	5.251	4.73	$3.98 \pm 0.20$	
大油坑	1997/1	溫泉氣	5.739	75.8	$4.14 \pm 0.23$	重複分析
		噴氣	5.964	8.20	$4.42 \pm 0.22$	
	1999/1	溫泉氣	5.380	4.72	$4.08 \pm 0.20$	
		溫泉氣	5.762	4.86	$4.37 \pm 0.22$	
		溫泉氣	6.670	2.75	$5.30 \pm 0.13$	
	1999/3	溫泉氣	6.607	13.6	$4.84 \pm 0.12$	
	1999/4	溫泉氣	6.477	8.64	$4.80 \pm 0.21$	
	1999/5	噴氣	6.894	1.10	$6.57 \pm 0.40$	
	1999/5	噴氣	8.730	2.82	$6.95 \pm 0.17$	
	四磺坪	1999/1	噴氣	8.558	2.14	$7.06 \pm 0.18$
溫泉氣			6.747	55.7	$4.88 \pm 0.24$	
金山	1997/1	溫泉氣	7.286	14.7	$5.34 \pm 0.27$	重複分析
		溫泉氣	6.712	7.18	$5.01 \pm 0.25$	
	1999/5	噴氣	7.766	4.73	$5.92 \pm 0.15$	
	1999/4	噴氣	7.816	2.44	$6.32 \pm 0.17$	
金山	1999/4	溫泉水	1.446	<b>0.26</b>	<b><math>2.00 \pm 0.05</math></b>	空氣混染

表 3. 大屯火山群火山噴氣與溫泉氣泡之氦同位素分析校正後結果

採樣日期	地獄谷	硫磺谷	中山樓	小油坑	冷水坑	馬槽	大油坑	四磺坪	金山
Jan-1997		$5.01 \pm 0.25$ $5.19 \pm 0.28$ $4.98 \pm 0.25$		$4.46 \pm 0.22$	$4.92 \pm 0.25$	$3.98 \pm 0.20$ $4.08 \pm 0.20$ $4.14 \pm 0.23$		$5.01 \pm 0.25$ $4.88 \pm 0.11$	
Jan-1999			$5.86 \pm 0.49$ $5.51 \pm 0.13$	$5.29 \pm 0.26$ $5.36 \pm 0.25$		$4.37 \pm 0.22$	$6.57 \pm 0.40$		
Mar-1999		$6.06 \pm 0.15$ $6.12 \pm 0.15$				$5.15 \pm 0.13$ $5.30 \pm 0.13$			
Apr-1999		$6.17 \pm 0.15$		$5.40 \pm 0.13$ $5.32 \pm 0.13$		$4.84 \pm 0.12$ $5.03 \pm 0.13$			
May-1999	$5.10 \pm 0.13$	$5.99 \pm 0.15$ $5.91 \pm 0.15$	$6.14 \pm 0.15$	$5.29 \pm 0.13$	$6.12 \pm 0.15$	$4.80 \pm 0.12$	$6.95 \pm 0.17$ $7.06 \pm 0.18$	$5.92 \pm 0.15$ $6.32 \pm 0.17$	$2.00 \pm 0.05$ (空氣混染)



經過空氣校正後的原生火山氣體組成，通常可以去除掉岩漿在上升過程當中的空氣污染因素（除非有少數空氣組成隨著沈積物被隱沒至地函深處後再循環至地表），所以台灣北部的火山噴氣來源就可以簡化為地殼與上部地函兩個端成份來討論了。假設台灣北部底下的地函為經過富化的地函組成 (Chen *et al.*, 1996; Wang *et al.*, 1999)，故而源自於這種地函的岩漿氦同位素比值應該小於八倍大氣比值而介於  $6.0\sim 7.5R_A$ ，岩漿所釋放出來的氣體組成應該與岩漿平衡，所以現生火山所噴出的火山氣體應可代表岩漿成份。可是大屯火山群之岩漿活動已經休眠了 10 萬年，所釋放出來的火山氣體是否仍代表岩漿的成份呢？

通常沒有岩漿繼續補充的冷凝中岩漿庫也會持續的釋放出氣體，但噴氣量會大量減少， $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值就很容易被地殼圍岩的放射性  $^4\text{He}$  給稀釋掉，而逐年減少  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值。所以越「新鮮」「熾熱」的岩漿庫、距離岩漿源越近的噴氣口，理論上受到地殼混染的機會相對要低，所以會有較高的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值；反之，越「年老」「冷凝」的岩漿庫、離岩漿源越遠的噴氣口， $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值就越低 (如 Sano *et al.*, 1984)。所以我們可以利用這個特性來探討大屯火山噴氣的源區了。

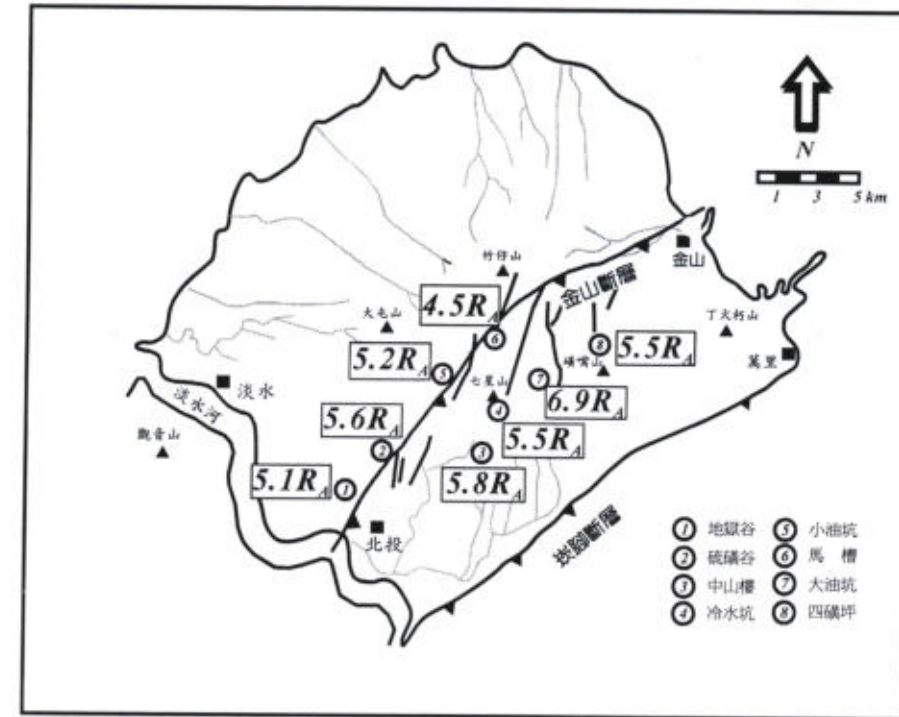
本研究所得經空氣校正後的平均  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值介於  $4.49R_A$  (馬槽) 與  $6.86R_A$  (大油坑) 之間，若假設大屯山底下有相同的岩漿庫，其原生岩漿之氦同位素比值为  $7.0R_A$ ，則大油坑之噴氣是由 98% 的岩漿源 ( $7.0R_A$ ) 混染了少量地殼物質 ( $0.1R_A$ ) 組成；而馬槽地區的噴氣則由約 64% 的岩漿源組成混染了較多的地殼物質 (36%)。若假設原生岩漿成份為  $8R_A$ ，大油坑亦有高達 86% 的噴氣氦組成源自於岩漿源。整體說來，大屯山地區的噴氣主要源自於岩漿源 (64-98%)，而于上升過程中混染了不同比例的地殼物質而後噴出地表。

## (二) 氦同位素比值在地理位置上的變化

由前面的討論得知，我們可以利用火山噴氣的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值來判斷可能岩漿源的位置。Sano *et al.* (1984) 就發現在日本現生火山 Mt Ontake 地區之火山噴氣，其氦同位素比值會與距離火山口中心位置的遠近成反比。即距離火山口越近，氦同位素比值越高；反之，距離越遠比值就越低。

我們若是將本研究地區各地之火山噴氣平均氦同位素比值標示出來，可以發現主要的火山噴氣位置皆為東北西南走向的呈現性排列，與可能的金山斷層帶平行，且呈有系統的變化：由西南的地獄谷 ( $5.1R_A$ ) 向東北的大油坑 ( $6.86R_A$ ) 漸增；而東北方的四磺坪 ( $5.49R_A$ )，亦有向西南方大油坑方向增加的趨勢。有趣的是在中山樓與大油坑之間的冷水坑、馬槽、小油坑 (恰好約在本研究的中心位置)，似乎有個中陷地帶，是本研究中  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值最低的地區 (圖十二)。

假設大屯火山群底下只有一個共同的岩漿庫，則此岩漿庫最有可能的位置應當在大油坑附近的地底下，地底的岩漿庫所釋放出來的氣體，則循著可能的裂隙 (可能主要是沿著金山斷層) 而噴發至地表。若是氣體在上升至地表的過程中，管道較為暢通且接近岩漿源，則其成份就比較接近岩漿庫組成，以本研究為例大油坑地區的噴氣可能就最接近岩漿源組成；反之，若是氣體在上升過程中距離岩漿庫比較遠 (如地獄谷)，或者在上升過程中，遇到比較多的「阻礙」而有比較多的地殼混染機會 (如馬槽)，則其噴氣中氦同位素組成就會比原始岩漿組成較低。



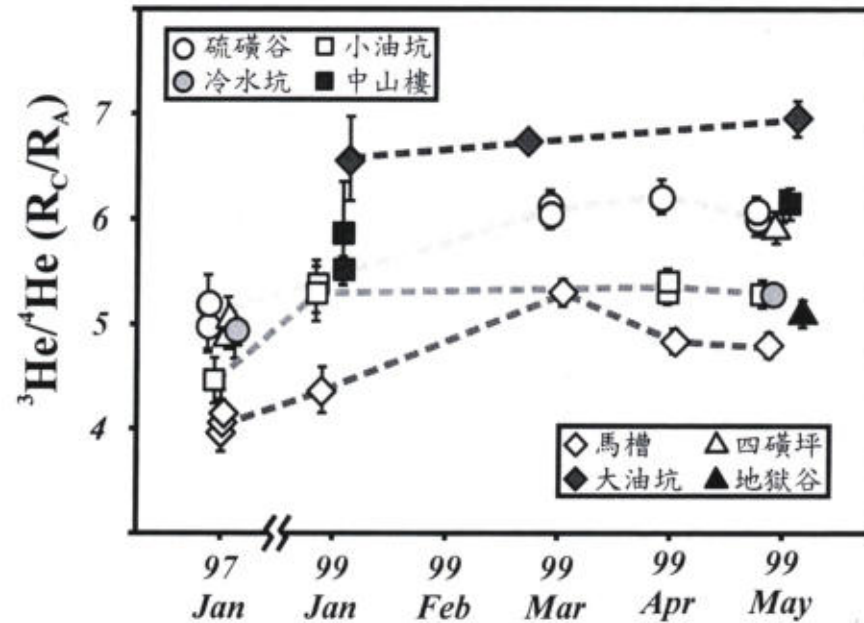
圖十二、大屯火山群各地噴氣之平均氦同位素比值

另一種可能性是大屯火山群底下不止只有一處岩漿庫；若是岩漿庫的性質很相似，則硫磺谷與中山樓附近 ( $5.6\sim 5.8R_A$ ) 是另一處可能有岩漿庫的地方。設若地底下有不同地球化學性質的岩漿庫存在，則小油坑、馬槽附近 ( $4.5\sim 5.2R_A$ ) 底下可能是潛在的儲存岩漿的地方。但是以大屯火山群不算大的區域而言，本地區岩漿生成的過程與機制應當相近，所生成的岩漿性質應當是相似的，故地底下存在有多個不同性質的岩漿庫的機會並不大。雖然我們不能排除大屯火山群底下可能有不只一處的岩漿庫，但筆者認為至少其組成應當相近，只是其噴氣在上升至地表過程中，因路徑不同而受不同程度的地殼混染，造成空間上氦同位素比值的變化。

## (三) 氦同位素比值隨時間的變化

表 2、3 整理了本研究於各採樣地點所分析校正後的氦同位素比值結果，由表 3 與圖十三可以看出，各地點的氦同位素比值皆有隨時間漸增的趨勢，尤其是在 1997 年 1 月與 1999 年 1~3 月間有比較大的變化，而在 1999 年 3 月所得到的分析值最高，其後的幾個月則未有明顯增加，甚或有降低的趨勢。

由圖十三可以看出來各地點噴氣之氦同位素比值隨時間的變化情形。同一時間內所採的樣品，大抵上皆是大油坑有最高的氦同位素比值，而硫磺谷、小油坑依序次之，而馬槽地區的噴氣則都有最低的氦同位素比值。基本上各地點的變化情形都相當一致，即某處的氦同位素比值增加時，其它各點之比值亦隨著增加，暗示著他們有共同的岩漿噴氣來源，而有一致性的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值變化。



圖十三、大屯火山群各地噴氣之氦同位素比值隨時間之變化

值得注意的是1997年與1999年1~3月間，氦同位素比值似乎有很明顯的變化，暗示著這段期間內可能有新的岩漿源補充，或者地殼錯動讓岩漿氣體更容易上升到地表。

相同時間內的微震監測資料亦顯示，這段期間內有較為頻繁的地震記錄（林正洪，未發表資料）與能量釋放，支持了上述的可能性。當然我們還需要更多的觀測資料來驗證。

另外必需說明的是本研究中，1997年1月與1999年1月的數據是在日本廣島大學所分析的結果，而1999年3月以後的數據則是在台大地質系所分析的結果。一般說來，由於世界上所有氦同位素實驗室皆是利用空氣當作分析標準後來校正標本的分析值，不同實驗室間不應有超過5%的分析差異，除非不同地點（廣島與台北）的空氣中氦同位素比值本身便有很大的差異，而造成不同實驗室有不同的分析結果。雖然我們尚未與日本廣島大學的實驗室做同樣樣品的分析比對測試，但我們相信彼此間的分析數據差異，應該不是造成現在所看到大屯火山群噴氣的氦同位素比值變化的原因。

#### (四) 大屯火山再度噴發的可能性

大屯火山是否會再度噴發？一直是學界很感興趣的課題。雖然以大地構造的觀點而言，對於大屯山之火山活動有完全不同的構造模式解釋（如Teng, 1996; Wang *et al.*, 1999），但以大屯火山群的火山活動頻率週期來看（圖二），在其開始火山活動之後，亦曾經有過兩次「休眠」的紀錄，其休眠的時間分別長達40~100萬年，而後才開始

其最猛烈的火山噴發期（70~20萬年前）；雖然大屯火山群的最後一次噴發紀錄是在11萬年前，可是以其噴發週期記錄看來，休眠11萬年後再度噴發的可能性是絕對不能被排除的。

以本研究所得的數據顯示，大屯火山群的火山噴氣裡，平均有64~98%源自於地底深處的岩漿源；其中大油坑的噴氣，其氦同位素比值已經接近、甚至超出鄰近地區（如日本、菲律賓）現生火山噴氣的比值，暗示著其地底下仍有岩漿庫持續「放氣」當中。配合其它證據，宋聖榮等（1999）據此進一步推論大屯火山可能為一活火山。

由前一節的討論得知，本地區火山噴氣的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值有逐年增加的趨勢，尤其1997年與1999年之間本地區似乎有新的岩漿源補充，而造成整體 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的增加。雖然我們還不能斷言大屯山再度噴發的可能性，但體認到其潛在的可能性，利用不同方法對它進行長期連續監測，開始認真規劃大屯火山萬一再度噴發可能的應變與防災措施，毋寧是我們應有的最佳應對之策。

## 五、結 論

- (一) 利用兩年前所採集經過分析後保留下來的樣品，比較兩年前與現在分析的結果顯示：我們目前所採用的氣體採集瓶有很好的保存氣體能力，可以保存兩年以上，且我們目前所採用的採樣方法應為可行。
- (二) 相同時間於同一地點所採集不同處的火山噴氣與溫泉氣泡，皆有一致的空氣校正後 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值，顯示在同一地區內，其有相同的噴氣來源與上升至地表的管徑。所以，往後若欲繼續從事相同的地球化學分析，可以於每一個地點採集一個樣品即可代表這一地點氣體的氦同位素成份。
- (三) 目前為止（1997/1~1999/5）所得到的校正後 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值分別為：
 

地獄谷：~5.1 $R_A$ ；	硫磺谷：5.0~6.2 $R_A$ ；
中山樓：5.5~6.1 $R_A$ ；	小油坑：4.5~5.4 $R_A$ ；
冷水坑：4.9~6.1 $R_A$ ；	馬槽：4.0~5.3 $R_A$ ；
大油坑：6.6~7.1 $R_A$ ；	四磺坪：4.9~6.3 $R_A$ ；
金山：>2.0 $R_A$ 。	
- (四) 相同時間所採集的樣品，大油坑地區的噴氣皆有最高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值；硫磺谷、小油坑依序次之；而馬槽的噴氣都具有最低的比值。顯示大油坑與馬槽雖然地理位置相鄰近，可是卻可能有不同的噴氣來源、或者有不同上升至地表的管道。
- (五) 比較兩年前與目前噴氣的成份顯示，各地區之 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值皆有明顯增加的趨勢，如：
 

硫磺谷（5.0 $R_A$ →6.0 $R_A$ ）；	
小油坑（4.5 $R_A$ →5.4 $R_A$ ）；	冷水坑（4.9 $R_A$ →6.1 $R_A$ ）；
馬槽（4.0 $R_A$ →5.3 $R_A$ ）；	四磺坪（4.9 $R_A$ →6.3 $R_A$ ）。

 本地區火山噴氣的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值有逐年增加的趨勢，尤其1997年與1999年之間，本地區似乎有新的岩漿源補充，而造成整體 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值的增加。
- (六) 大屯火山群噴氣中的氦成份，平均有64~98%源自於地底深處的岩漿源；其中

大油坑噴氣有接近於岩漿成份的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值，暗示本地區地殼深處，可能有岩漿庫的存在，仍在持續放氣之中。

## 六、誌謝

承蒙國科會經費補助成立稀有氣體質譜儀實驗室，期間台大地質系羅清華教授傾全力協助氣體純化系統之設計與組裝，劉念宗先生協助組裝與系統測試，本實驗室能夠順利的設立，他們居功闕偉。日本廣島大學 Sano 教授、與大阪大學 Matsuda 教授、及 Matsumoto 博士在許多分析技術與資料校正細節的指導與討論、並慨贈標準氣體，使實驗室的設立能夠順利進行；此外，蒙本系鍾孫霖、陳正宏、羅煥記等教授與中研院俞震甫先生在經費上的支持與支援，在此一並致謝。

本研究承陽明山國家公園管理處蔡處長佰祿、楊副處長健源、曾秘書偉宏、保育課詹德樞課長、解說課呂理昌課長、與黃珣珺小姐之支持與樣品採集之協助；本所謝佩珊、劉念宗、何孝恆、陳耀麟等諸位先生協助採集樣品與樣品分析，使本研究得以順利完成，僅此表示誠摯的謝忱。

## 七、引用文獻

- 李淑芬，1996。大屯火山群七星山火山亞群熔岩層序之研究，國立台灣大學地質研究所碩士論文，共 136 頁。
- 宋聖榮、楊燦堯、葉義雄、曹恕中、羅煥記，1999。大屯火山群為活火山或死火山？中國地質學會年會摘要，30-32 頁。
- 莊文星、陳汝勤，1989。台灣北部火山岩之定年與地球化學研究。經濟部中央地質調查所彙刊，5: 125-166。
- 曹恕中，1994。大屯火山群火山岩的鉀氬年代分析，經濟部中央地質調查所彙刊，9: 137-154。
- 陳正宏，1990。台灣的火成岩。經濟部中央地質地質調查所，共 137 頁。
- 陳肇夏，1975。台灣溫泉成因與地熱勘之我見。地質，1(2): 107-117。
- 陳肇夏，1989。台灣的溫泉與地熱地質。地質，9(2): 327-340。
- Carroll, M.R. and Draper, D.S., 1994. Noble gases as trace elements in magmatic processes, *Chemical Geology*, **117**: 37-56.
- Chen, C.H., Chen, C-H., Nakada, S. and Mertzman, S.A., 1996. The northern Taiwan volcanic zone behind the southern Okinawa Trough-the western extension of the Ryuku volcanic front? Extended abst. for annual meeting of Geol. Soc. China, Taipei, p. 450-452.
- Gasparon, M., Hilton, D.R. and Varne, R., 1994. Crustal contamination processes traced by helium isotopes: examples from the Sunda arc, Indonesia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**: 15-22.
- Juang, W.S., 1993. Diversity and origin of Quaternary basaltic magma series in northern Taiwan, *Bull. National Museum of Natural Sci.*, **4**: 125-166.

- Lupton, J.E., 1983. Terrestrial inert gases: isotopes tracer studies and clues to primordial components in the mantle, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **11**: 371-414.
- Marty, B., Trull, T., Lussiez, P., Basile, I. and Tanguy, J-C., 1994. He, Ar, O, Sr and Nd isotope constraints on the origin and evolution of Mount Etna magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**: 23-39.
- Nagao, K. and Takahashi, E., 1993. Noble gases in the mantle wedge and lower crust: an inference from the isotopic analyses of xenoliths from Oki-Dogo and Ichinomegata, Japan, *Geochem. Jour.*, **27**: 229-240.
- Poreda, R. and Craig, H., 1989. Helium isotope ratios in Circum-Pacific volcanic arcs, *Nature*, **338**: 473-478.
- Sano, Y. and Wakita, H., 1985. Geographical distribution of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism, *Jour. Geophys. Res.*, **90**: 8729-8741.
- Sano, Y., Nakamura, Y. and Wakita, H., 1984. Helium-3 emission related to volcanic activity, *Science*, **224**: 150-151.
- Song, S.R., Tsao, S. and Lo, H.J., 1996. Lithofacies of the volcanic rocks and characteristics of the eruption of Tatun Volcano Group in northern Taiwan. Abstr. for the 3rd Sino-British Geological Conference, Taipei.
- Symonds, R.B., Rose, W.I., Bluth, G.J.S. and Gerlach, T.M., 1994. Volcanic-gas studies: methods, results, and applications. In: Carroll and Holloway (eds.), *Volatiles in magmas*. Rev. in Mineralogy, 30, 1-66.
- Teng, L.S., 1996. Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt, *Geology*, **24**: 949-952.
- Teng, L.S., Chen, C-H., Wang, W.S., Liu, T.K., Juang, W.S. and Chen, J.C., 1992. Plate kinematic model for late Cenozoic arc magmatism in northern Taiwan, *Jour. Geol. Soc. China*, **35**(1): 1-18.
- Wang, K.L., Chung, S.L., Chen, C.H., Shinjo, R., Yang, T.F. and Chen C-H., 1999. Post-collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa Trough, *Tectonophysics*, **308**: 363-376.
- Wang, W.H. and Chen, C-H., 1990. The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun Volcano Group, *Acta Geologica Taiwanica*, **28**: 1-30.
- Wang, X., Chen, J., Li, Y., Wen, Q., Sun, M., Li, C. and Hu, G., 1994. Volcanic activity revealed by isotope systematics of gases from hydrothermal springs in Tengchong, China. In: Matsuda, J. (ed) *Noble gas geochemistry and cosmochemistry*. Terra Sci. Pub. Co., Tokyo.
- Yang, T.F., Sano, Y. and Song, S.R., 1999.  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios of fumaroles and bubbling gases of hot springs in Tatun volcano Group, North Taiwan, *Il Nuovo Cimento*, **22c**: 281-286.

## The Helium Isotopic Ratios of Fumaroles from Tatun Volcano Group of Yangmingshan National Park, N. Taiwan

Tsanyao F. Yang<sup>(1)</sup>

(Manuscript received 03 January 2000 ; accepted 29 April 2000)

**ABSTRACT:** Fluid samples were collected from the Tatun Volcano Group for the helium isotope measurement. Among them, 14 samples were collected in January 1997; meanwhile, the others were collected from the same area two years after the first sampling (Jan. to May 1999). All the samples were measured in two weeks after collection. However, three of them were stored and measured again after two years at the same laboratory for the leakage test of sampling bottles. The two sets of data are consistent with each other, indicating that the vacuum K-glass bottles used in this study are suitable for gas sampling.

Except for few samples with too low He/Ne ratios to do air correction, most samples can be corrected for air contamination. The corrected helium isotopic ratios show a range of 4.0–7.1 times air ratio ( $R_A$ ) with the mean value of  $5.39 \pm 0.77R_A$ . It is interesting that different samples collected at the same time from the same locality always exhibit coherent corrected results. It may indicate that there is same helium source for both fumarolic gases and bubbling gases of hot spring at the same area of Tatun Volcano Group.

The highest helium isotopic ratio of  $7.06 \pm 0.18R_A$  is obtained from the fumarolic gas of Da-Yiou-Keng (大油坑; DYK); while, the fumarolic gas from Ma-Tsao (馬槽; MT) exhibited the lowest  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio of  $3.98 \pm 0.20R_A$ . It implies that there may be different sources and/or mixing components for helium isotopes at different localities of Tatun Volcano Group.

Assuming that the measured helium isotopes resulted from mixing of the magmatic component ( $7.0R_A$ ) with the crustal component ( $0.1R_A$ ), we can estimate that more than 75% of the helium from the fluid samples on average originated from the deep magmatic component. Comparing the helium isotopic data obtained in the last two years, all data show increase of helium isotopic ratios with time. A significant increasing of  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio probably occurred between January 1997 and January 1999. It suggests that there may be a new input of magmatic source beneath North Taiwan.

**KEYWORDS:** Tatun Volcano Group, Fumarole, Helium Isotopic Ratios, Noble Gas Mass Spectrometer.

(1) Department of Geology, National Taiwan University, Taipei 106, Taiwan, Republic of China.

## 玉山國家公園沙里仙溪集水區台灣雲杉林之動態與族群結構

蘇鴻傑<sup>(1)</sup>、曾彥學<sup>(2,4)</sup>、劉靜榆<sup>(3)</sup>

(收稿日期：2000年3月21日；接受日期：2000年4月26日)

### 摘 要

本研究分析玉山國家公園內沙里仙溪集水區海拔 2600m 處的台灣雲杉純林之林型組成及林分齡級構造，以瞭解其族群動態與更新過程。本研究取一公頃的樣區，內分 100 個 10m×10m 之小區進行每木調查，採用群團分析法將不同直徑級之擬種區分為兩個塊集：一為大徑級台灣雲杉為主所組成之塊集，另一為小徑級台灣雲杉及中小徑級台灣鐵杉為主所組成之塊集。前者代表成熟期之林分，平均樹高為 35m，平均胸高直徑 40 cm，年齡 159-317 年，平均年齡 220 年。後者代表建造期之林分，平均樹高 20m，平均胸高直徑 18 cm，年齡 45-120 年，平均年齡約 83 年。兩個塊集之齡級分布皆呈鐘形，顯示為不同年代所形成之同齡林；建造期之林下多發生疏伐現象，成熟期之冠層林木亦已達老朽階段。此外，台灣雲杉小苗無法更新於建造期及成熟期林下，而在帶狀溝蝕所形成之冠層疏開地上發現其更新之幼苗，此種孔隙之面積推算有 1600~2500 m<sup>2</sup> 以上，故在單株或少數老木死亡所形成之樹冠裂隙中，未見台灣雲杉之更新幼苗。因研究區內溝蝕或崩塌地頗多，台灣雲杉可藉此產生的孔隙來更新，而呈現孔隙期、建造期及成熟期三種不同塊集之鑲嵌構造，經由各塊集之更替，使全林分得以持續。

**關鍵詞：**台灣雲杉林、塊集動態、族群結構、冠層孔隙。

### 一、前 言

森林演替 (Forest succession) 一直是森林生態學者深感興趣的課題，當安定的原始林經過干擾，形成裸露地後，當地植群的恢復，可經由植物之拓殖、族群之建立及種間之競爭而達到最後的安定狀態。傳統的演替觀念認為，演替是一種有方向性 (Directional) 的變化，即有一定的起點及終點 (Whittaker, 1953)。Oliver (1981) 認為森林在大干擾後之發育階段可分為：林分起始 (Stand initiation)、林木排除 (Stem exclusion)、下層再現 (Understory reinitiation) 及老林階段 (Old growth) 等四個時期。

(1) 台灣大學森林系教授，台北市羅斯福路四段 1 號。

(2) 台灣省特有生物研究保育中心，植物組，南投縣集集鎮民生東路 1 號。

(3) 台灣省特有生物研究保育中心，棲地生態組，南投縣集集鎮民生東路 1 號。

(4) 通信聯絡員。