

龜山島的地體構造

臺灣位於菲律賓海板塊(Philippine Sea Plate)與歐亞大陸板塊(Eurasian Plate)的交界處(圖1)。菲律賓海板塊向西北方沿著琉球海溝隱沒至歐亞板塊之下，形成琉球島弧之弧溝系統，並在琉球島弧後方形成沖繩海槽(Okinawa Trough)(Lee *et al.*, 1980; Kimura, 1985; Letouzey

and Kimura, 1986; Sibuet *et al.*, 1987; Sibuet *et al.*, 1995)。沖繩海槽從日本九州向西南延伸至臺灣東北部，全長約為1200公里。Liu (1995)估算南沖繩海槽向西南延伸進入宜蘭平原後，其南緣以順時針方向， $1.3 \mu \text{ rad/yr}$ 的角速率擴張，並以 $\sim 126 \text{ mm/yr}$ 的速率向西南延伸，其頂點約在牛鬥附近。

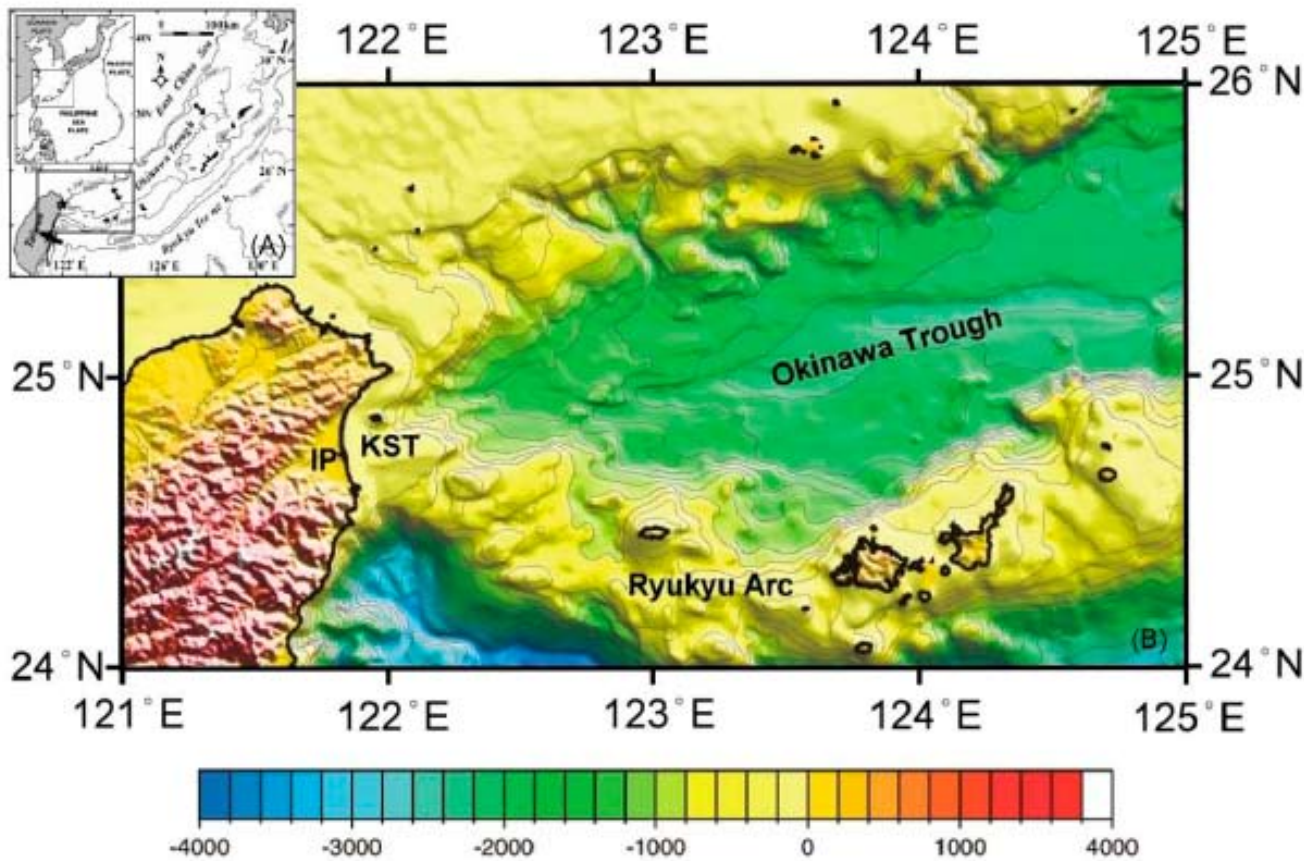
臺灣的活火山島—龜山島

The Kueishantau -- An Active Volcanic Island of Taiwan

宋聖榮 臺灣大學地質科學系

Song, Sheng-Rong Department Of Geosciences, National Taiwan University

圖1 臺灣附近板塊構造及東北部海域海底地形圖。龜山島(KST)即在宜蘭平原(IP)外海約12公里，是唯一出露於沖繩海槽最西南端的火山島。圖(A)摘自 Chen *et al.*, 2001; 圖(B)摘自國家海洋科學研究中心網站。



羅正平(2001)對南沖繩海槽中斷層與火山岩體分佈的研究指出，火山噴出岩的分佈似乎與東西走向的正斷層有著正相關的關係(圖2)。此結果意味著南沖繩海槽最後的擴張(0.1Ma至今)所產生之一系列正斷層構造，可能提供地下岩漿循著這些正斷層的裂隙上升至海底，形成現今在海底所觀察到的火山或露出海面形成的火山島。龜山島是唯一出露於沖繩海槽最南端的火山島，面積約為2.7平方公里，主要由安山岩質之熔岩流(lava flow)與火山碎屑岩(pyroclastic flow)互層所構成的一座典型複式火山島(composite volcano)。依地貌型態由東到西可分為龜首、龜甲及龜尾三個部分(Hsu, 1963)。龜山島安山岩中常含有捕獲岩(xenoliths)，主要包括石英岩(變質石英砂岩)、片岩、角頁岩及砂質泥岩等，這些捕獲岩的組合，與臺灣東北部之地層相似，指示龜山島的基盤可能為臺灣東北部地層之延伸(陳正宏，1990)。

活火山的定義—龜山島為一活火山

活火山(Active volcano)的定義過去為在文字歷史上有噴發記錄的火山，稱為活火山(Smithsonian, 1989)。但人類在火山地區有火山噴發的文字記載是相當短暫的，而火山兩次噴發的可能間距，從數年、數百年、數萬年至一百萬年都有，所以用有無歷史上文字噴發記載來認定一座火山為活火山或死火山，以火山兩次噴發的間距來看，是不足且不正確的。日本地質調查所的Aramaki先生於1991年，統計日本火山噴發頻率及一座火山兩次噴發的時間間距，用2,000年的時間長短來界定日本的活火山。也就是說，用科學的方法，來確認一座火山若在最近的2,000年內曾經有噴發過，則

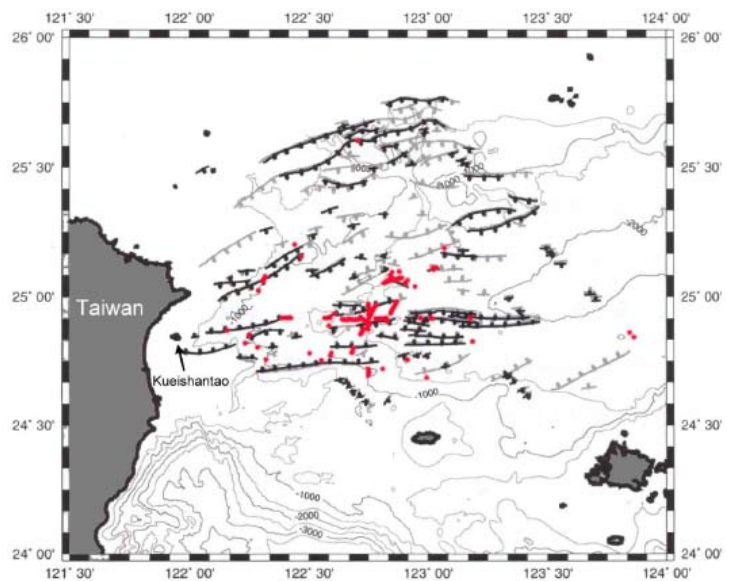


圖2 南沖繩海槽中斷層構造線與火山噴出岩體之分佈圖(羅正平, 2001)。紅色圓點表示火山噴出岩體的位置，黑色線段表示切穿海床表面之斷層，灰色線段表示早期形成之斷層。

認定為活火山。1994年國際火山學會參考日本的經驗，把活火山的時間認定擴張為5,000年至10,000年(Szakacs, 1994)。此種依時間所作的定義稱為經驗定義。此種定義太過於簡單，且很多火山在最近的10,000年來曾噴發過，但因被快速地風化侵蝕，以至於無法辨認出其過去的噴發記錄。例如1991年的菲律賓皮納吐波火山噴發，噴發出大量的火山灰和火山碎屑堆積物，為最近十年來地球上最大的一次火山噴發，但因其位處於熱帶多颱風的區域，每年大量的豪雨沖刷，把疏鬆的火山灰和火山碎屑流堆積物侵蝕殆盡，現在幾乎看不到1991年的噴發產物。所以，雖擴大時間範圍到10,000年來定義一座火山是否為活火山，仍然有其先天不足的地方。

基於時間經驗的法則，無法有效的定義一座火山為活火山，1994年的國際火山學會又討論出另一套定義：因火山的噴發需其地底下有岩漿庫，故若能利用各種科學方法，偵測出

火山地底下仍存在有岩漿庫的話，就必須認定其為活火山，這種定義稱為活火山的現象定義 (Szakacs, 1994)。

如何偵測地底下是否有岩漿庫的存在，一直是火山學家所關切的問題。要瞭解此一問題，就要從岩漿的性質與組成著手，(圖3)是岩漿庫在地底深處可能具有的現象。岩漿在上升過程中，會對周圍地層造成擠壓，產生震動，而有地震的形成。而岩漿上升未噴出地表前，須有足夠的空間容納它們，故地表常會變形膨脹隆起，以騰出空間。岩漿是一種溫度超過攝氏1,000度的岩石液體，其比周圍岩層的溫度高出許多，且會持續的散熱，故地底下有岩漿庫的地方，其地表的溫度或熱流會比其他地方高，且經常以噴氣或較高溫的溫泉表現出來。一般的岩漿常含有水蒸氣(H₂O)、硫化氫(H₂S)、二氧化硫(SO₂)、三氧化硫(SO₃)、二氧化碳(CO₂)、氯化氫(HCl)、及稀有氣體(如氦(He)、氖(Ne))等的火山氣體，在地底深處壓力較高時，這些氣體溶於岩漿中，等到岩漿

上升到較淺處，壓力較小時，這些火山氣體會從岩漿中離溶而逸出地表。故從前面所述，當地底下有岩漿庫時就會有地震、地表變形隆起、較高熱流以及火山氣體逸出等現象。綜合上述，偵測地底下有岩漿庫的方法包括：地震、地表變形、高熱流量和火山氣體等。

龜山島全島是由火山岩所組成(Hsu, 1963)，除了岩石受到由岩漿餘熱所形成的熱水，與岩石發生熱水換質的現象外，在龜首部分還可發現旺盛的硫氣孔和噴氣孔，以及大量由海底冒出的湧泉，不禁令人產生疑問，龜山島的火山是否為一座活火山？未來是否還可能再噴發？

回答此一問題，可由兩方面著手，一是從目前世界上對活火山的定義，及其過去的噴發史來探討龜山島是否為一活火山；另一方面則是從龜山島現在的地體構造環境，來探討龜山島地底下所處的地質條件是否還會有岩漿的產生，因為一個地方是否會有火山活動的前提是其地底下要有岩漿的產生。

龜山島上的火山岩產狀，主要是熔岩流與火山碎屑岩的互層為主。在底部的安山岩質之火山碎屑岩塊中，含有從地殼淺處所捕獲的石英砂岩、片岩和石英岩等，可提供材料作為熱螢光定年的樣本。熱螢光定年法的簡單原理為：埋於岩層內的礦物，如石英，受到周遭放射性元素所釋放出的 α 、 β 、 γ 射線的輻射線影響，使電子產生游離被電子陷阱所捕捉，使其能階發生變化，之後再攜由實驗室加熱處理，使其回到低能量的狀態，同時會放出可見光，即為熱螢光現象。其所放出的熱螢光強度與在地層內受放射性元素輻射線照射的時間長短有關，因此可作為測定岩漿冷卻形成火山岩的時間。由上述方法測得龜山島安山岩捕獲之石英砂岩中石英的熱螢光年代約為7,000年(Chen *et al.*, 2001)。也就

火山噴發前的可能前兆圖

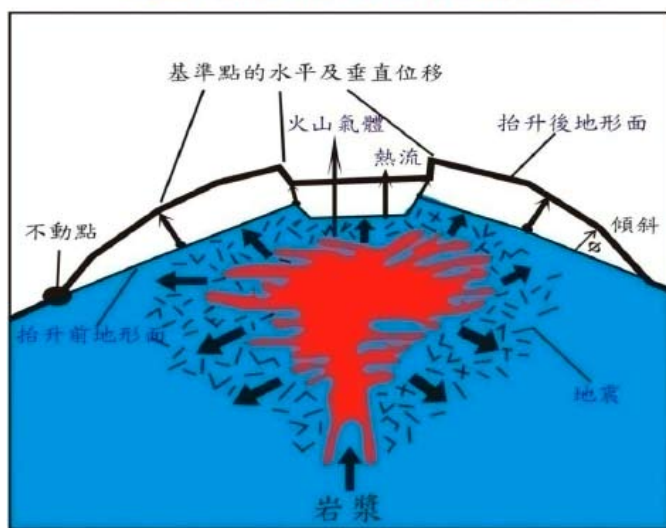


圖3 火山噴發前岩漿活動可能的前兆。

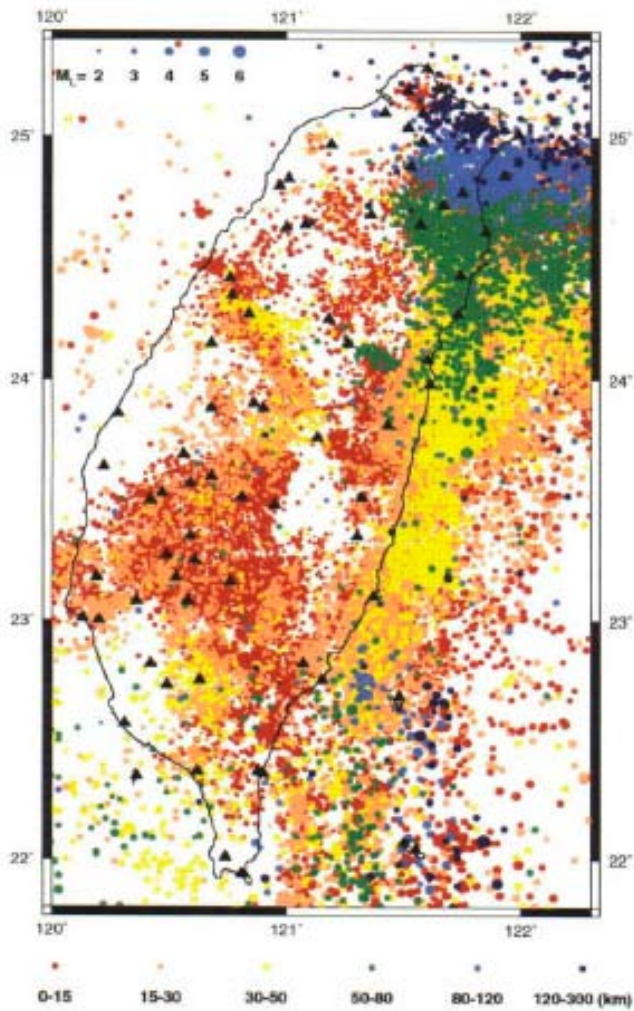


圖4 臺灣地區地震規模大於3的分布圖(資料來自於中央氣象局)。

是說，含有石英砂岩捕獲岩的火山碎屑岩，在7,000年前噴發，其上還覆蓋有兩層熔岩流和兩層火山碎屑岩，表示七千年以來，龜山島火山最少還發生過四次的火山活動。依照國際火山學會目前對活火山的時間經驗定義，龜山島在一萬年以來還有火山活動，應屬於活火山。

龜山島位於臺灣東北角外海，是臺灣地區發生地震最多的區域(圖4)，因無詳細的火山地震分析研究，故無法判定有多少地震是因岩漿活動所貢獻，但我們相信應該有相當多的比例是來自於龜山島火山所形成。另外，龜山島上



圖5 龜山島龜首的火山硫氣口和噴氣口。



圖6 龜山島龜首海域的海底湧泉。

和海底周圍，有相當多的硫氣口(圖5)、噴氣口(圖5)和海底湧泉(圖6)，不斷的冒出硫氣和氣泡，顯現當地有相當豐富的火山氣體和很高的熱流。另外，火山氣體中的氦同位素($^3\text{He}/^4\text{He}$)研究(Yang *et al.*, 2005)，也可提供我們更多有關地底下岩漿的信息。由 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 對 $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ 的作圖(圖7)可以看出，龜山島附近的海底溫泉氣泡主要是源自於上部地函源的氣體成份混合了不同比例的空氣所組成，經過了空氣混染的校正後，龜山島附近的海底溫泉氣泡皆有一致的氦同位素比值(7.8~8.2 R_A)，此

值與全球平均中洋脊玄武岩的比值是相同的。一般認為要具有如此高的氦同位素比值有兩種可能性：第一種情況便如中洋脊玄武岩般直接由上部地函部分熔融生成岩漿，且在其上升過程中幾乎沒有上部地殼物質的混染；第二種情形便是在本地區底下有源自於下部地函的「熱點」物質，經過部分熔融於岩漿上升過程中再混染了地殼物質，造成了跟中洋脊玄武岩相同的氦同位素成份。不管是哪一種成因，龜山島附近的海底溫泉氣泡必需源自於地函物質，而岩漿活動是將地函物質成份帶至地表的最佳方法，顯示本地區海底溫泉的活動代表著本地區岩漿活動正方興未艾，龜山島地底下有一活躍的岩漿庫存在著。依照國際火山學會較完整的現象定義，地底下有岩漿庫存在的話，需界定此座火山為活火山。綜合依照時間經驗定義和地底下岩漿庫存在的現況，都表示龜山島確實為一座活火山。另外，龜山島位於菲律賓海板塊隱沒入歐亞板塊所形成的琉球島弧和南沖繩海槽的交會處，地體構造環境上也是容易產生岩漿的地方，故未來有再噴發的可能。

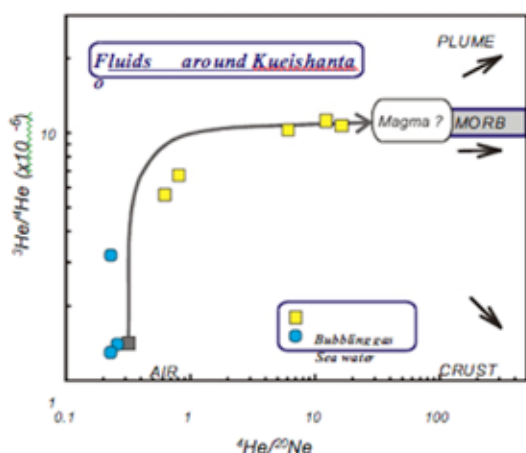


圖7 龜山島海底噴氣和海水中溶解氣體的氦同位素分析結果(Yang et al., 2005)。



圖8 熔岩為龜山島分布最廣的火山岩。



圖9 分布於龜頭的火山灰落堆積物。



圖10 火山碎屑岩的岩塊大都呈角礫狀。



圖11 火山岩被侵蝕後再堆積的火山泥流。

龜山島火山地質

從野外的調查結果顯示，龜山島區域內所出露的火山岩產狀包括有火山熔岩(圖8)、火山灰落堆積物(圖9)、火山碎屑岩(圖10)、火山泥流(圖11)以及熱水換質岩石(圖12)。其中，以火山熔岩和火山碎屑岩出露最多，火山灰落堆積物次之。火山熔岩是岩漿從火山口流出後冷卻所形成，因龜山島火山的噴發年代相當年輕，還保持完整的火山地形，故從其地形和熔岩流分布，可研判熔岩流的分布和上下關係。

火山熔岩的形成可能有二，一是岩漿流出火山口後，沿著地形低處流動分布，因岩漿為安山岩質，黏滯性較高且流出火山口後的冷卻效應影響，不易流動至遠處，常冷卻堆積在火山口附近，形成較陡的地形特徵和熔岩台地。龜

山島區域內大部分的火山熔岩，就是此種成因所形成，尤其是北坡和西北坡的熔岩流，沿著海邊可往上(可能火山口位置)追蹤，形成一扇狀(圖13)、標高約100~150公尺左右的熔岩台地，或是熔岩嶺脊(圖14)。因其抗侵蝕風化的能力較火山碎屑岩高，故較容易保存下來。另一種則是因岩漿的黏滯性過高，不易流出火山口往低處流動，所以形成火山穹窿(dome)的地形特徵，如龜山島西南邊的小山頭(圖15)，可能就是此種成因所形成。另外，在島的西方和西北方接近海平面處，有一層棕紅色表面富氣孔的Aa熔岩(圖16)，此層熔岩流可能是富含氣體的岩漿在陸上噴發後，未完全凝固前與空氣中的氧氣發生熱氧化作用所形成的。

火山碎屑岩是因火山經劇烈爆發後所形成的一種火山岩。其組成的火山岩顆粒大部分



圖12 受熱水作用改變成份的熱水換質岩石。



圖13 熔岩流從火山口流出後，分布形成一扇狀地形。



圖14 熔岩較堅硬不易被侵蝕，故形成突出的嶺脊地形。



圖15 熔岩流累積於火山口附近形成火山穹窿地形。



圖16 表面尖銳起伏的Aa熔岩。

大於64mm以上，且呈角礫狀。火山碎屑岩是火山噴發形成火山碎屑流所堆積的，火山碎屑流形成的方式主要有二：一是由火山噴發柱因密度太高、重力作用引發崩場所形成，其產物主要以密度較輕的浮石所組成，一般稱為浮石碎屑流(pumice flow)。另一種則是由岩漿穹窿的崩場所形成，其產物主要是由角礫狀、密度較高的岩塊所組成，一般稱為岩塊碎屑流或岩塊火山灰碎屑流(block and ash flow or debris flow)。龜山島區域內的火山碎屑岩，主要分佈在龜首、南半部和西北邊地區，主要由密度高、角礫狀的安山岩質角礫岩所組成，是屬於由岩漿穹窿崩塌作用(dome collapse)所形成的產物。

火山灰落堆積物是火山碎屑物被噴到空中，然後再掉落至地上堆積，所形成了火山產物。龜山島火山的火山灰落堆積物主要分布在龜首至龜頸部分，由大小大小不等的火山碎屑顆粒、以顆粒支持的堆積分式所形成。

火山泥流堆積物是由火山噴發同時或火山噴發後，疏鬆的火山物質遇到天水或地表水，然後與之混合後往下游低地移動所形成的，類似在非火山地區所發生的土石流。龜山島區域內的火山泥流分布有限，主要分布於龜山島西北端和西邊，是由岩性較複雜的碎屑岩所組成。

岩漿中之 H_2S 與 SO_2 等氣體上升到距地表兩、三百公尺左右，易受氧化作用形成硫酸，故在噴氣孔附近的溶液和氣體多呈強酸性，能夠腐蝕周圍安山岩，使之脫色或換質成「白土」。

此類白土以蛋白石化作用(opalization)為主，即安山岩中各金屬離子除矽之外，皆被酸性水溶液溶蝕而淋失，殘留之膠狀二氧化矽轉

龜山島地質圖

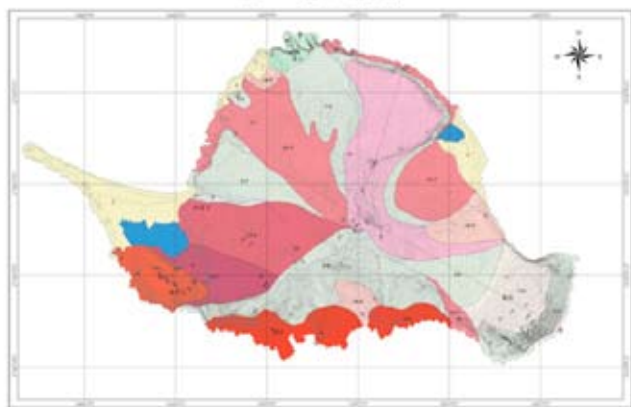


圖17a 龜山島地質圖。

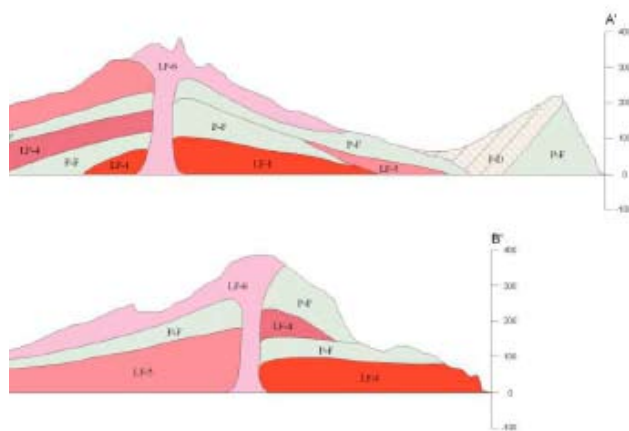


圖17b 龜山島地質剖面圖。A-A' 為東西方向；B-B' 為南北方向。

變成輕而鬆之蛋白石質岩石，其中部分結晶成低溫方矽石(cristobalite)，或局部變成鱗矽石(tridymite)，但甚少含微晶的石英。由於淋失作用在酸液湧出的中心較嚴重，故此換質帶的變

化成帶狀分佈，即為熱水換質岩。龜山島區域內的熱水換質岩石分布有限，呈白色至灰白色疏鬆的白土，主要分布於龜山島東北端、西北翼和南麓等局部地區，過去曾有開礦取白土的



圖18 龜山島可能原有之火山地形，由兩座火山所構成。

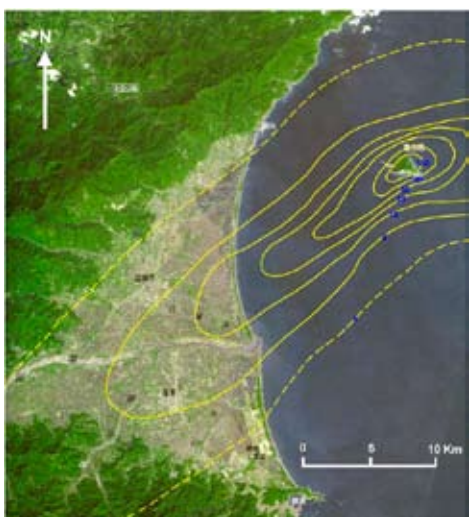


圖19 龜山島火山噴發火山灰落堆積物可能的分布和厚度(等厚圖上的數字單位為公分)。



圖20 龜山島火山體之東北翼的缺口，為山崩後所造成的地形。

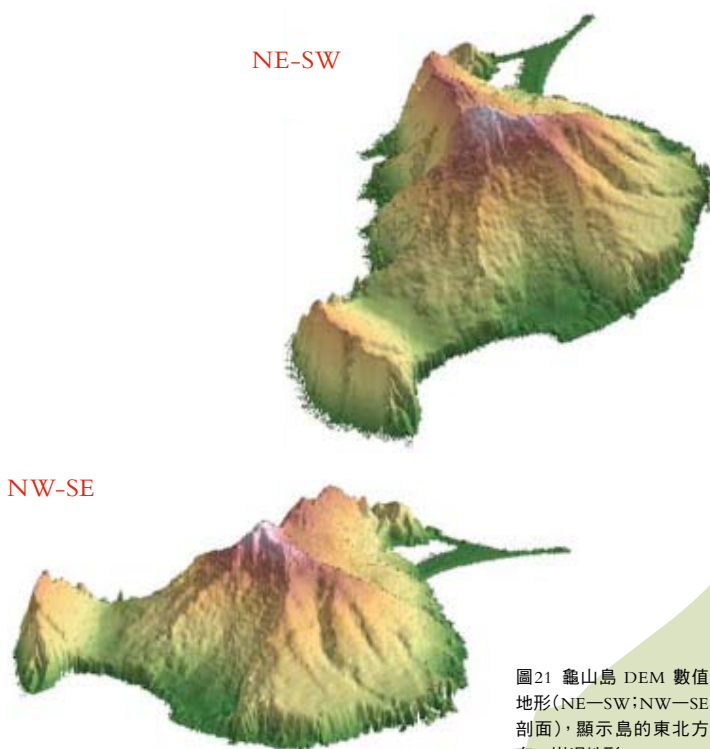


圖21 龜山島 DEM 數值地形(NE—SW;NW—SE剖面)，顯示島的東北方有一崩塌地形。

紀錄。從野外調查所繪出的地質圖(圖17a)及地質剖面(圖17b)，顯示龜山島區域內的火山岩熔岩流分布、地形特徵、火山碎屑流岩層層面分布、與岩石特性等，龜山島火山可能包括有兩座火山，一座為龜山島龜甲部分，火山口可能位於401高地；另一座為龜首及其他沒入海中部分。從現有地形特徵和火山崩落或侵蝕的現象，嘗試恢復龜山島火山原有的地形狀如圖18。

龜山島火山噴發可能的災害？

龜山島火山未來若噴發，依據該火山過去的噴發特徵和產物分布情形，應該會有火山熔岩流、火山碎屑流堆積物、火山泥流堆積物和火山灰落堆積物等火山災害。但龜山島為一火山島，目前島上除了海巡署人員外，無其他住民，另建築物也很少，故若有火山噴發，所產生的火山熔岩流、火山泥流堆積物和火山碎屑流堆積物所造成的人員傷亡和財產損失，將會很少。但火山灰落堆積物則不然，其會受到風向的影響，若是夏天發生火山噴發，則對其鄰近宜蘭平原的危害較小，但若是在冬天東北季風吹起時，發生火山噴發，把大量的火山灰噴至空中，受到強勁的東北季風影響，大量的火山灰會被吹向西南方一宜蘭平原，則對宜蘭平原將會造成很大的影響，圖19是假設發生類似菲律賓 Pinatubo volcano 在1991年噴發出來的量約5-8 立方公里的浮石，則宜蘭平原被火山灰所覆蓋的面積和厚度。

另外，龜山島為一火山島，若是發生劇烈的火山噴發作用，會破壞火山體，引發海嘯，如過去歷史上最著名因火山噴發而發生海嘯的兩個火山，為於3,500年前希臘南方愛琴海上的 Santorini volcano，或是1883年印尼蘇門達臘

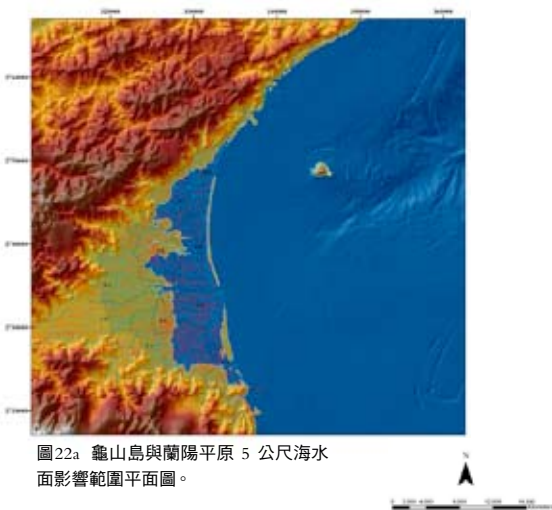


圖22a 龜山島與蘭陽平原 5 公尺海水
面影響範圍平面圖。

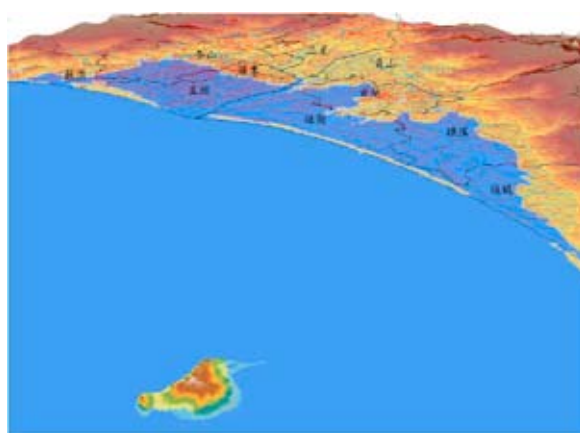


圖22b 龜山島與蘭陽平原 5 公尺海水水面影響範圍立體圖。

和爪哇島之間的Krakatau volcano的爆發，形成高達25-30公尺的海嘯。但此兩個火山的火山體高度和大小，都比龜山島的火山體大很多(約6-7倍)，故以此判定，龜山島若是發生劇烈火山噴發，引發海嘯的規模約為4-5公尺的海嘯，則首當其衝的宜蘭平原將被4-5公尺的海嘯所侵襲。

另外，龜山島的坡度相當陡峭，若有岩漿湧發生火山地震，可能造成火山體的不穩定，其結果火山體將會發生塊體崩解引發山崩，塊體快速滑入海裡，也會引發海嘯，如1792年的Unzen volcano的小噴發引發山崩，造成海嘯而

引起超過15,000人員的傷亡，以及1980年美國西部Mt. St. Helens火山噴發之前，火山地震引起火山北坡的崩解。龜山島火山體的東北翼有一缺口(圖20;21)，可能顯示龜山島在過去的火山活動中，曾經因火山活動引發火山體的崩解滑落，此一崩落過去也有可能引發海嘯。不過海嘯規模大小，則需視崩落火山體的大小而定，若是類似東北坡塊體的大小，其引起的海嘯也可能大約4-5公尺的海嘯。(圖22)是假設龜山島在未來的火山噴發中，引起海嘯或是火山噴發引起山崩再引發海嘯，形成4-5公尺的海嘯，可能淹沒或影響宜蘭平原的範圍。 ■

參考文獻

- 陳正宏(1990)臺灣之火成岩。經濟部中央地質調查所，共 137 頁。
- 羅正平(2001)南沖繩海槽構造與火成岩體分佈之研究。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文，共 67 頁。
- Chen, Y.G., Wu, W.S., Chen, C-H., and Liu, T.K. (2001) A date for volcanic eruption inferred from a siltstone xenolith. *Quart. Sci. Rev.* 20, 869-873.
- Hsu, L. C. (1963) Petrology of the Pleistocene andesite from Kueishantao, Northern Taiwan. *Acta Geol. Taiwan* 10, 29-40.
- Kimura, M. (1985) Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Mar. Petrol. Geol.* 2, 222-240.
- Lee, C. S., Shor, G., Jr., Bibee, L. D., Lu, R. S. and Hilde, T. W. C. (1980) Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. *Mar. Geol.* 35, 219-241.
- Letouzey, J. and Kimura, M. (1986) The Okinawa Trough: Genesis of a back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophys.* 125, 209-230.
- Sibuet, J.C., Deffontaines, B., Hsu, S. K., Thareau, N., Le Formal, J.P., Liu, C. S. and the ACT party (1998) The Okinawa Trough backarc basin: early tectonic and magmatic evolution. *J. Geophys. Res.* 103, 30245-30267.
- Sibuet, J.C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J.P., Hilde, T.W.C., Kimura, M., Chiao, L.Y., Marsset, B., Muller, C. and Stephan, J.F. (1987) Back arc extension in the Okinawa Trough. *Jour. Geophys. Res.* 92, 14041-14063.
- Smithsonian Institution (1989) *Global volcanism 1975-1985*. Prentice Hall, New Jersey, 655p.
- Szakacs, M. (1994) Redefining active volcanoes: a discussion. *Bull. Volcano.* 56, 321-325.
- Yang, T. F., Lan, T. F., Lee, H. F., Fu, C. C., Chuang, P. C., Lo, C. H., Chen, C. H., Chen, C. T. A. and Lee, C. S. (2005) Gas compositions and helium isotopic ratios of fluid samples around Kueishantao, NE offshore Taiwan and its tectonic implications. *Geochem. J.* 39, 469-480.