

國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文

指導教授：陳鎮東 博士

龜山島海底熱液活動初步調查



**Preliminary investigation of the  
hydrothermal activities off  
Kueishantao Island**

研究生：郭富雯 撰

中華民國九十年七月

## 致 謝

本研究之所以能夠順利完成，首先要感謝 陳鎮東教授不棄駑鈍，在筆者修業期間，無論是觀念之建立，視野之開展，問題之釐清，文筆之修飾，乃至經費爭取及生活之關照，無一不讓筆者心生感激，尤其在無數次的會報討論中，啟發筆者許多想法，教益良多實無法一一言表，僅在此致上由衷之謝意。

再者要感謝海洋大學 李紹興所長，記得初次去龜山島時李所長曾經提供龜山島採樣之相關位置資料，李所長對晚輩的懇切及平易近人的風範讓筆者感受良深。此外筆者還要謝謝台灣大學 楊燦堯教授多次協助分析氣體樣品及採樣方法之技術指導。感謝本所 劉祖乾所長啟發筆者對於論文寫作時應去注意的地方，同時感謝所上的所有老師們於教學上的糾正與問題之啟發，平日您們的教導讓同學們實在獲益良多。感謝 清華大學 楊末雄教授協助分析硫磺礦物。此外，筆者也要感謝國立成功大學 游鎮烽教授，筆者旁聽游老師所開授的熱液系統之相關課程時，從中感受其細密邏輯推理，其建立了筆者在熱液化學的許多觀念，在此致上由衷的謝忱。

筆者感謝諸位口試委員：李昭興、葉學文、楊燦堯及黃榮富等諸位老師，能於百忙當中前來參加學生的口試，在此特別感謝。同時謝謝所辦莊姐、康兄、碧欣、黃姐及葉小姐於日常事務上的諸多幫助。

研究期間，幸得海軍官校 羅建育博士及海洋學院 王樹倫博士，於筆者撰寫論文期間多次的教導與指正；另外實驗室總管 冰姐對於採樣及實驗的指導；超級祕書長 修儀姐，經常給予實驗室同仁們的生活照料；信企學長對於論文及地質方面的指導；青琳學姐在電腦相關問題的諸多幫忙均致上萬分謝意。更要感謝 偉成、和順、家昇、季儒、長利、文雁、建華、麗玉、立章在研究期間的諸多幫忙。此外也要感謝同班同學佩瑩、鍾大哥、余大哥、慧貞、宗恩、康齡及柏欣於課程研習時相互鼓勵與諸多的幫忙。感謝我的學長姐政康、麗文、文臣、小郭、愛琳、鈞沂、智謙、志成、峰慧、燐烽你們於平日的照顧。

本研究承蒙 台灣電力公司經費資助，方得以順利進行，在此致上萬分謝意。同時感謝探海有限公司 黃逢賢、肇軍、阿富、阿呆、阿利、崇傑等人協助水下採樣及水深地形調查等諸多協助。同時也感謝宜蘭潛水協會 朱永盛教練協助本單位首次之熱泉探勘。本校化學所 江旭禎教授協助分析熱液之金屬樣品，海資系 蕭炎宏教授協助硫磺礦物之鑑定，國科會海洋科學院提供 Autosal 8400B 鹽度計等，在此一併致謝。

## 摘要

本論文針對龜山島東側水深小於 20 m，約 0.5 km<sup>2</sup> 的熱液活動區域進行初步探查。筆者藉由海底噴口熱液、礦物、氣體及週遭沉積物，同時配合放置於熱泉口之溫度記錄資料，嘗試了解該區域熱液活動及噴發的過程。

龜山島泉口的長期溫度記錄資料顯示，熱泉口水溫呈現 14 天的週期變化，可能與潮差所造成的沸點改變有關，此項發現，並未於其他的研究報告中報導過。當潮汐到達最高水位後的 3.5 小時，泉口可記錄到最高的水溫，暗示泉口下方熱液噴發至噴口的時間並不久。此處噴口量測到最低熱液 pH 為 1.75，溫度可達 116 °C，這是目前世界上熱液中發現最低 pH 值，同時也是全球淺海熱泉所量測到的最高溫度。監測期間，記錄器曾因颱風入侵一度被泥砂掩埋，顯示此區地形地貌易受外力所干擾。由鹽度值判斷，噴發熱液中並無島上淡水混入，熱液來源單純為週遭海水。熱液離子的組成與海水差異不大，但鎂離子有稍微富集的情形，這和大多數熱泉內鎂離子被岩石中鈣置換而偏低的情況不同。與世界上多處的熱液相較，本研究區熱液中矽離子濃度偏低，猜測成因是海水從入滲至噴發的時間太短，導致海水與岩石置換不完全。

一般海底熱泉區僅發現黑煙囪或白煙囪，但龜山島熱泉卻噴出黃色硫磺噴液。我們在此處發現的黃色煙囪高約 6 m，為世界上首次發現淺海煙囪。龜山島的熱液噴口除了煙囪外，多數屬於土丘狀，其結構也是由硫磺堆積而成；另有少數低溫噴口沒有排硫。水下地形調查發現，該島東側崖壁下方熱液活動最為活躍，崖壁偏向東北方有一處深約 35 m 的巨大凹洞，除此地形外，海床上沒有因熱液活動形成的大型構造物。

泉口附近的岩石與島上之岩石相似，均為安山岩。週遭海床的沉積物為硫磺砂，來源為泉口噴發時落下的細粒硫磺，與沖澗海槽內發現的熱液沉澱物類型極為不同。一些噴口週遭還可發現壘球般大小的硫磺球，剖開後其內部有輪狀的線條，但成因未明。熱泉噴口收集的氣體組成以 CO<sub>2</sub> 為主，與綠島淺海溫泉之氣體不同。龜山島熱泉氣泡中所含 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 同位素偏高，暗示氣體來自於地函。

## Abstract

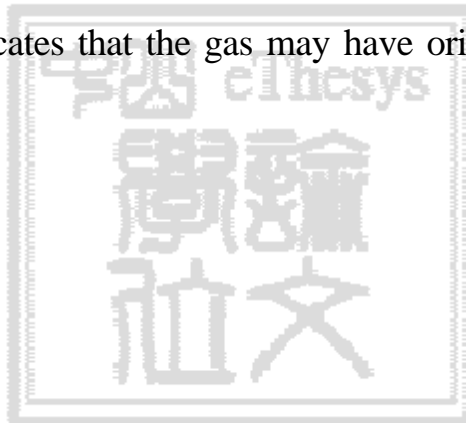
The purpose of this thesis is to describe the preliminary results from the investigation of shallow (<20m) hydrothermal vents with a total venting area of about 0.5 km<sup>2</sup> off the eastern tip of Kueishantao Island. The chemical compositions of hot fluids, sediments and rocks as well as a continuous record of fluid temperature of a fumarole were measured in order to understand the venting process of hydrothermal fluids. The continuous temperature records show that the attainment of the maximum temperature of the hot fluids is related to the tidal cycle. The temperature variation seems to be associated with changes in the boiling point of seawater, which is affected by changes in water pressure. Such a correlation has not been reported in the literature. The hydrothermal fluids reach their highest temperature about 3.5 hours after each high tide, which is indicative of a shallow infiltration of seawater since the time it takes the boiling seawater to exit is so short. The hottest temperature recorded in our study area is 116 °C, while the lowest pH is 1.75, both a record in the world amid shallow hydrothermal systems. And, 1.75 is the lowest pH been reported on hydrothermal systems in the literature. At one point, the temperature recorder was covered with sand as a result of an encroaching typhoon. This suggests that the topography of the study area is susceptible to external forces.

Based on salinity, the source of the hot fluids is taken to be ambient seawater, with no meteoric water from the islet involved. Concentrations of major ions in the hydrothermal fluids are almost the same as those in the ambient seawater. Mg is slightly enriched, however, which is unlike other hydrothermal fluids where, as reported elsewhere, Mg is generally lower because it replaces Ca in the bedrock. Low concentrations of Si in the studied fluids make for another distinct feature. Compared with other hydrothermal fluids in the world, the concentrations of Si in our study area are much lower, possibly on account of there being insufficient time for the rock to dissolve in the infiltrated seawater.

Black and white smokers have widely been reported in the literature,

but here are found heretofore unheard of yellow smokers as high as 6 meters. Other than one vent which emits liquid sulfur and forms a sulfur chimney, some vent sulfur from sulfur mounds. Still others are low-temperature vents which do not emit sulfur whatsoever. The most active venting activities are off the eastern tip of the islet. There are no other large reliefs associated with the hydrothermal activity, except for the chimney and a depression down to 35m deep.

The composition of gravel on the seafloor is andesite, which is the same as the rock on the islet. The major composition of the sediments collected from the seafloor is sulfur, which is different from the sediments of the hydrothermal systems in the Okinawa Trough. The sulfur particles observed in this study originate from the fumaroles. Besides, sulfur balls the size of softballs and with distinct growth rings are found near some vents. The formation mechanism of these rings at this time, however, remains unclear. The bubbles from the vents are mostly made up of CO<sub>2</sub>, which is different from the composition of the shallow hot springs on the beach of Green islet. The <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He of the emitted gas is high, this indicates that the gas may have originated from the mantle.



# 目錄

致謝-----	I
中文摘要-----	II
英文摘要-----	III
目錄-----	V
表目錄-----	VII
圖目錄-----	VIII

## 第一章 序論

1.1 前言-----	1
1.1.1 研究緣起與動機-----	1
1.1.2 海底熱泉研究沿革及展望-----	2
1.1.3 西太平洋熱液活動區域概述-----	3
1.1.4 龜山島過去的相關研究-----	5
1.2 研究區域簡介-----	6
1.2.1 龜山島之行政位置與歷史沿革-----	6
1.2.2 台灣東北部板塊構造描述-----	6
1.2.3 龜山島之湖泊與地質景觀-----	9

## 第二章 採樣及研究方法----- 12

2.1 研究材料-----	12
2.1.1 熱液、沉積物礦物及岩石採集-----	12
2.1.2 熱泉口之氣體採集-----	13
2.1.3 泉口溫度之現場測定-----	13
2.1.4 熱泉口溫度之長期監測-----	13
2.1.5 熱泉口之熱液流量估算-----	15
2.2 實驗室之樣品分析方法-----	16
2.2.1 泉口熱液之 pH 測定-----	16
2.2.2 泉口熱液之鹽度測定-----	16
2.2.3 泉口熱液之溶氧量測定-----	16
2.2.4 泉口熱液之矽酸鹽測定-----	16
2.2.5 泉口熱液之主要離子分析-----	17
2.2.6 泉口熱液(溶解態金屬)之預濃縮及測定-----	17
2.2.7 沉積物、礦物及岩石之標本處理與 XRF 元素分析-----	18
2.2.8 氣體分析-----	19

## 第三章 結果與討論----- 20

3.1 熱泉海域之水深地形調查與海底景觀描述-----	20
3.1.1 台灣東北海域現有之水深資料-----	20
3.1.2 定位工具之簡介-----	21
3.1.3 水深地形調查規劃及施測方法-----	21
3.1.4 水深地形描繪及熱泉海域定義-----	24
3.1.5 熱泉海域下方之景觀描述-----	27
3.2 熱泉口水溫監測與現象之解析-----	32
3.2.1 淺海熱液之理論泉口水溫變化-----	32
3.2.2 泉口水溫監測裝置架設-----	33
3.2.3 低溫型熱泉口及背景水溫之長時間記錄-----	35
3.2.4 高溫型熱泉口之水溫記錄-----	44
3.3 泉口水質-----	47
3.3.1 F 泉口之氫離子濃度對水樣溫度作圖-----	47
3.3.2 泉口熱液之 pH-----	47
3.3.3 泉口熱液溶氧及噴口氣泡之組成-----	54
3.3.4 泉口熱液之鹽度-----	56
3.3.5 泉口熱液之主要離子-----	56
3.3.6 泉口熱液之矽濃度-----	58
3.3.7 泉口噴發熱液之金屬物質對表層水之影響---	60
3.3.8 泉口水量估算-----	62
3.4 熱泉口採集之礦物、岩石及沉積物資料對比-----	64
3.4.1 礦物(硫磺)-----	64
3.4.2 岩石-----	68
3.4.3 沉積物-----	70
第四章 結論-----	73
參考文獻-----	74
中文部份-----	75
英文部份-----	78

## 表目錄

表 1.1.1	沖澗海槽熱液活動區域概況-----	4
表 2.1.1	熱泉口水深及8次採樣之泉口位置-----	13
表 3.1.1	龜山島採樣之熱泉口經緯度座標及首次調查日期-----	27
表 3.2.1	A測站噴口熱液及背景水溫之統計資料-----	40
表 3.3.1	龜山島熱泉口熱液水質資料-----	48
表 3.3.2	龜山島熱泉氣泡中之氣體組成-----	55
表 3.3.3	龜山島各泉口之流量概估表-----	63
表 3.4.1	龜山島熱泉口週遭採集之礦物，沉積物及岩石之外觀 描述-----	65
表 3.4.2	熱泉海域所採集的硫礦之含硫百分率-----	66
表 3.4.3	硫磺灰燼以XRF測定及清華大學之測定結果-----	67
表 3.4.4	泉口週遭採集岩石之成份分析表-----	69
表 3.4.5	泉口週遭採集沉積物灰份之成份分析表-----	70



## 圖目錄

圖 1.2.1	台灣及鄰近地區之地體構造-----	7
圖 1.2.2	龜山島之3D立體圖，圖中a,b,c分別代表龜首、龜甲及龜尾三大主體外觀-----	10
圖 2.1.1.	熱泉口之氣體採集操作流程圖-----	14
圖 3.1.1	水深地形調查之施測作業示意圖-----	22
圖 3.1.2	水深地形調查之航線圖-----	23
圖 3.1.3	2000年4月19及20日，梗枋漁港實測潮位歷線圖-----	25
圖 3.1.4	經由地形量測繪製出的水深地形圖，龜首東側方框內表示經常呈現白色之熱泉海域-----	26
圖 3.1.5	龜山島龜首東側海域之3D立體圖-----	28
圖 3.2.1	水之飽和蒸氣壓曲線圖-----	34
圖 3.2.2	2000年4月-2001年4月，A測站之噴口熱液及背景站水溫之連續記錄-----	36
圖 3.2.3	2000年4月20日-6月12日，A泉口水溫及背景測站之實測值-----	37
圖 3.2.4	2000年4月20日-6月12日，A泉口水溫及背景測站之25hr移動平均-----	38
圖 3.2.5	2000年5月4日起，往後96小時A泉口及背景站之溫度連續記錄-----	41
圖 3.2.6	圖3.2.3水位高度與泉口水溫經0,0.5,1.0,...,3.5,4.0小時之相位差的移動後，兩者之迴歸關係圖-----	42
圖 3.2.7	畢莉絲颱風入侵台灣之行徑路線及當時之泉口水溫變化圖-----	43
圖 3.2.7	E泉口連續量測之水溫記錄-----	45
圖 3.3.1	F泉口之氫離子濃度對水樣溫度作圖-----	53
圖 3.3.2	石英於不同溫壓條件下的溶解度曲線-----	59
圖 3.3.3	三種矽濃度，於不同pH條件下的測定效率-----	61
圖 3.3.4	測量泉口流量之螺旋計數器-----	63
圖 3.4.1	火成岩之分類示意圖-----	71
圖 3.4.2	台灣火成岩區岩石之類型-----	72

# 第一章 緒論

## 1.1 前言

### 1.1.1 研究緣起與動機

沖澗海槽位於西北太平洋，地處東海陸棚與琉球島弧之間，海槽底部的海底熱泉活動區域仍然十分活躍，但多數的調查報告以日本南部及琉球群島附近居多。海槽南端底部及龜山島東側海域雖已發現許多火山外觀之錐狀物，但高溫泉口之熱液及週調礦物的相關分析及鑑定工作仍十分欠缺，有待投入更多的研究。龜山島位處海槽之最南端，該島東側有熱液的活動現象，其泉口熱液及週遭成礦作用仍不明瞭。筆者之指導教授對熱泉現象略有研究，曾在 Science 期刊中曾刊登熱液之相關報導(Chen,1981)，其願意指導筆者，才順利促成以龜山島熱泉現象為論文為題材之研究。

筆者研究此一題目，最初想了解龜山島(Kueishantao island)熱泉之化學組成特性，及礦物種類，與沖澗海槽境內海底火山活動之噴發熱液做相關的特性比對。1999 年 3 月，筆者首次至龜山島東側熱泉海域實地勘查後，由船上之測深儀得知該島東側海域的泉口深度介於 10 至 20 米，潛水人員當時量測泉口的水溫約 102°C，高於常壓下水之沸點，且於噴口週遭採集到一些黃色礦物，故猜測此地噴發之機制與特性應相當特殊，筆者將要探討重點列於下。

- (1) 此地泉口溫度是否接近存在深度下的沸點呢？若相較於世界上別處的淺海熱泉溫度是高或低呢？
- (2) 深海熱泉活動區域時常出現煙囪外觀，淺海熱泉有無煙囪的報導，若有其組成為何？
- (3) 熱液所含的主要離子為何？並嘗試估算泉口下方之終端溫度？
- (4) 藉由泉口的長期溫度監測，了解此區熱泉噴發溫度是否有週期性的變化關係。

2000年6月30日，日本東京附近的三宅島週遭海面發生噴煙事件，日本當局立刻展開該火山島居民之疏散與防災準備之工作，當時筆者正巧在東京參加WPGM(Western Pacific Geophysics Meeting)，由日本當地電視及報紙等媒體之報導得知，日本政府及學者在當地的火山島嶼投入相當多監測、預警及研究工作，以確保居民之生命財產安全。由定年的資料顯示，龜山島曾在一萬年內有過噴發的記錄，故可視為一座活火山(陳于高等人，1998)。根據了解，該島附近除了少數之地質學者做過震測調查及一些零星的相關研究調查外，並沒有對此一活火山的危險性做相關的評估工作，政府單位至今也沒有火山監測或因火山活動引起海嘯之相關預警系統，與日本相比應加檢討，且國人對諸如地震、颱風、瘋狗浪、及海嘯等天然災害之課題日益重視，但是回顧過往，我們總在災害發生後才會進行相關防災之檢討與改進，故日後應著重於地球科學教育，及天然災害預防等工作。雖然筆者所投入之研究工作僅對此區域水文、水質特性做簡單的初步探討，但往後若能將龜山島泉口水文資料整理，以海洋化學的角度探討，並進行長時間資料剖析，做為龜山島火山活動監測之學理依據，相信對於未來防災監測之整備工作會有事半功倍之效，此乃筆者撰寫本文之另一目的。

### 1.1.2 海底熱泉研究沿革及展望

早期的海洋化學及地質學者對於深海中複雜的金屬礦物與地質構造關係一直充滿著興趣，對他們而言，深海探險是一種全新的挑戰，這也促使深海探測機器的發展、改革，以求得更仔細詳盡的資料來加以研究。經過許多年的研究，他們從蒐集的些許資料及觀察到的地質觀測數據，提出深海之中有火山或熱液活動的可能。但當時的水下技術還不夠成熟，致使無法真實的採集到熱液樣品。約20年前，第一座的深海熱液活動區域於北緯21度之東太平洋海脊(EPR; East Pacific Rise)被發現後，在當時引起許多注目(Edmond et al.,1979)。隨後在EPR的物理或化學的相關研究陸續的被報導，從此歐美各國的科學家也開始針對大西洋中洋脊(MAR; Mid-Atlantic Ridge)及EPR熱

液展開相關研究及報導。故真正接觸到深海熱泉口相關化學之研究距今僅 20 年左右。

西太平洋的隱沒板塊系列之海底熱液系統，大多數由日本進行相關研究，台灣則在近幾年開始注意起熱液系統之相關研究工作，並從與台灣有相當密切地緣關係之南沖澗海槽開始著手，各種地物及化學方面的調查，例如 1996 年中法合作的 ACT(Active Collision in Taiwan) 航次，眾多的資料顯示，此南沖澗海槽境內之海床有著為數不少的海底火山丘，繚繞不斷的噴泉跡象及在海水中發現異常的錳之分佈（蔡慶輝，1999；魏慶琳等人，1991），且海槽最西側地底深部震源相當密集。雖然工作正陸續進行，但國內對此區域所投入的海底熱液調查工作及資料數量與歐美或日本相比，僅能代表初步的結果，且目前對於此區之熱液特性尚未了解，故往後還有許多的研究空間。本研究針對南沖澗海槽最西緣之龜山島之熱液活動與海底地貌觀察等進行初步分析與描述，雖然筆者二年來之研究工作，所累積的數據及成果並不多，但祈望對往後南沖澗海槽地區所調查的熱泉研究，可提供些微的比對資料。至於，要得知龜山島東側，乃至於整個南沖澗海槽熱液系統架構，海底火山噴發對附近居民造成的影響，礦藏開採，熱能利用之可行性等等，則需海洋地質學界的先進投入更多的研究工作。

### 1.1.3 西太平洋熱液活動區域概述

熱液研究區域的地體構造之擴張速率，大致上可分為三類：一為擴張速度較慢的，例如 MAR；第二種為擴張最快的，其以 EPR 為代表；第三種為擴張速率介於兩者之間，以弧後張裂海盆(BAB; Back-arc Basin)為典型的例子。這些熱泉出現之地域若經系統性的歸納，可發現其均出現在板塊聚合或碎裂的地體結構中。在西太平洋地區有著為數不少的板塊聚合帶，例如 Nankai Trough、Sagami Bay、Okinawa Trough、Mariana Trough 及 Manus Basin。雖然在熱液活動仍然可以在熱點(Hot spot) 的地體中發生，但在西太平洋地區仍然以諸如海槽或海盆的張裂地體構造為主。

沖澗海槽的熱液活動現象調查研究，目前大多集中在海槽中部為多，且此區的熱液活動仍十分活躍，富金屬的熱液沉積物正在不斷的沉澱堆積，但幾個主要的熱液活動區域，在礦物組成和化學組成上存在著很大的差別(表 1.1.1)，產生這種差別的原至因仍不清楚，因此對熱液的成因及來源等問題還沒有統一的結論(蔣富清，1998)。

日本硫球島西北方深約 1300 米的 Izena Cauldron 海床，曾被發現一處正在噴發的黑煙囪，其週遭還有許多已停止噴發的熱泉煙囪及海底山，這些化石煙囪週遭沉積物中包含了相當多的金屬成份，其中除了一些常見的的高嶺土、雲母、含鈣量高的礦物被發現外，此處還有天然的硫磺形成(Marumo and Hattori, 1999)。

南沖繩海槽的深海熱液循環系統之首次調查工作，已於 2000 年 8 月間，使用日本深海 6500 潛水艇，在龜山島東側約 50 海哩的熱液噴發區域進行，此次調查除了量測到高溫及酸性熱液外(170°C; pH=4.5)，在此也發現了許多的煙囪及螃蟹。除了進行海底觀測、攝影、照相和採集標本以外，也裝設了自動海水溫度儀，以量測水溫變化與海底的潮汐系統(李昭興等人，2000)。

表 1.1.1 沖澗海槽熱液活動區域概況(修改自蔣富清，1998)

活動區	夏島海丘	蛤區	伊是名海洼	南奄西海丘	若御子破口火山	八重山海丘	第 5 號 <sup>(1)</sup> 火山	龜山島 <sup>(2)</sup>
經度	127°08'E	126°58'E	127°05'E	127°38'E	130°46'E	124°24'E	122°47'E	121°57'E
緯度	27°34'N	27°33'N	27°16'N	28°23'N	31°40'N	25°16'N	24°50'N	24°50'N
水深(m)	1540	1400	1330	700	200	2050	~1400	~10
發現時間 yy/mm	86/07	88/09	88/06	91/06	/	86/??	00/08	99/03
最高水溫 (°C)	42	220	320	278	100~200	/	170	116
泉口沸點 (°C)	350	340	330	285	/	/	/	120
岩石	安山岩至玄武岩	石英安山岩-玄武岩	流紋岩-石英安山岩	石英安山岩	/	兩輝安山岩	流紋岩	兩輝安山岩
熱液沉澱物類型	鐵錳氧化物	碳酸鹽	硫化物硫酸鹽	硫化物硫酸鹽	硫化物硫酸鹽	/	/	硫磺砂

資料來源: (1)李昭興等人，2000

(2)本論文

#### 1.1.4 龜山島過去的相關研究

雖然龜山島的形成年代約在 20 萬至數萬年內 (許良基, 1963) 。但 Chen 等人(2001)採集該島西北海岸火山碎屑碎岩中的捕獲岩為材料, 以熱螢光定年法測得該岩石的形成年代約在  $7000 \pm 700$  年前, 故可以說明該島之末次噴發事件應於全新世發生, 我們應可將該島嶼視為一座活火山。

由於龜山島位處張裂海盆-沖澗海槽之最西南端, 地震頻繁, 微震之活動觀察顯示 1973 至 2000 年間, 龜山島東南方有一處地震密集帶。由深度與震源的關係圖可觀察到海床下方有兩群不同深度的地震密集帶; 一群為深度小於 15 公里的淺層地震區, 另外一群則為深度位於 70 至 100 公里之隱沒帶地震 (蔡義本及許樹坤, 2000)。沖澗海槽經該島嶼往蘭陽平原之張裂速率為 126 mm/year 與右旋傾角  $1.3 \mu$  radian/year (Liu, 1995)。

謝佩珊 (2000)依溫泉存在地區的岩石性質, 將台灣的溫泉分為沉積岩區, 變質岩區以及火成岩區三種, 代表性地點各別為關子嶺、礁溪; 廬山、瑞穗; 大屯山及龜山島。火成岩區之地熱梯度會較大(陳肇夏, 1975, 1989), 其乃由於地殼淺處存在持續補充的地函熱源, 或尚未完全冷卻的侵入岩體或岩漿庫, 造成地殼異常地溫梯度和高溫。一般而言, 儲集層內熱水溫度可達  $200\sim 370^{\circ}\text{C}$ , 儲集層上的地熱梯度可能超過  $90^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。

龜山島佇立於宜蘭灣中, 其週遭海流系統之水團性質變化在 4-10 月份時, 與台灣北部海域陸棚水一致。而李逸環及胡健驊 (1998)推論 11-3 月份, 黑潮迫近台灣東岸時, 宜蘭灣水團應是來自南邊越過海脊的黑潮水。

龜山島冒出的氣泡及海水之研究顯示, 其氣體當中含有大量的  $^3\text{He}$ , 其中一個海水樣品達 2.3 倍空氣比值的氦同位素成份, 顯示此區域地函之成份正源源不斷被帶至地表(楊燦堯等人, 1999)。

## 1.2 研究區域簡介

### 1.2.1 龜山島之行政位置與歷史沿革

龜山島座落於台灣東北方的宜蘭海灣中，離宜蘭頭城海岸約 15 公里，該島地理座標為  $121^{\circ}57' E$ ;  $24^{\circ}50' N$ ，行政區域隸屬宜蘭縣頭城鎮。由北宜或濱海公路前往宜蘭市，在石城至蘇澳之間的濱海路段皆可看到此島嶼。

宜蘭在清朝時被稱為噶瑪蘭。早在 1840 年(道光二十年)噶瑪蘭廳志便記載著龜山島的景觀描述。日本人佔據台灣後龜山島被編入台北州宜蘭郡頭圍庄龜山保，台灣光復後更名為椒山村，隸屬宜蘭縣頭城鄉(王崧興，1967)。龜山島附近有黑潮流經，為良好的漁場，但島嶼本身缺乏港口，以致島民的漁業發展受限，故從 1951 年花蓮港開港後，人口開始外流，1959 年南方澳第二漁港擴建完工後，龜山島的漁船都來此安裝或修理機械，甚至遷移至此定居。1974 年龜山島多次遭受颱風豪雨侵襲，居民受困二星期幾乎斷糧。從此之後便有人提出遷村的意願。1977 年省民政廳在大溪里輔助興建 106 戶國宅，龜山島居民全部移入該社區並成立仁澤新村，同年該島改隸屬軍方管制區域，一般民眾不能登島(呂美玉，2000)。1998 年 4 月，宜蘭縣政府協調國防部同意龜山島開放觀光，並於 1999 年 2 月同意龜山島納入東北角海岸國家公園。2000 年 8 月該島正式對外開放供各界人士登島從事生態觀光及旅遊活動，遊客可就近於頭城鎮轄內的大溪、梗枋、烏石港搭乘漁船前往該島。

### 1.2.2 台灣東北部板塊構造描述

台灣位處歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的聚合帶上，地震相當頻繁。台灣的北部，由於菲律賓海板塊往北移動，比重較大的海板塊隱沒到歐亞大陸板塊下形成了琉球弧溝系統，此系統約開始於 2Ma (Lee et al., 1980; Letouzey and Kimura, 1986)，包括了琉球海溝、琉球島弧及沖澗海槽(圖 1.2.1)。

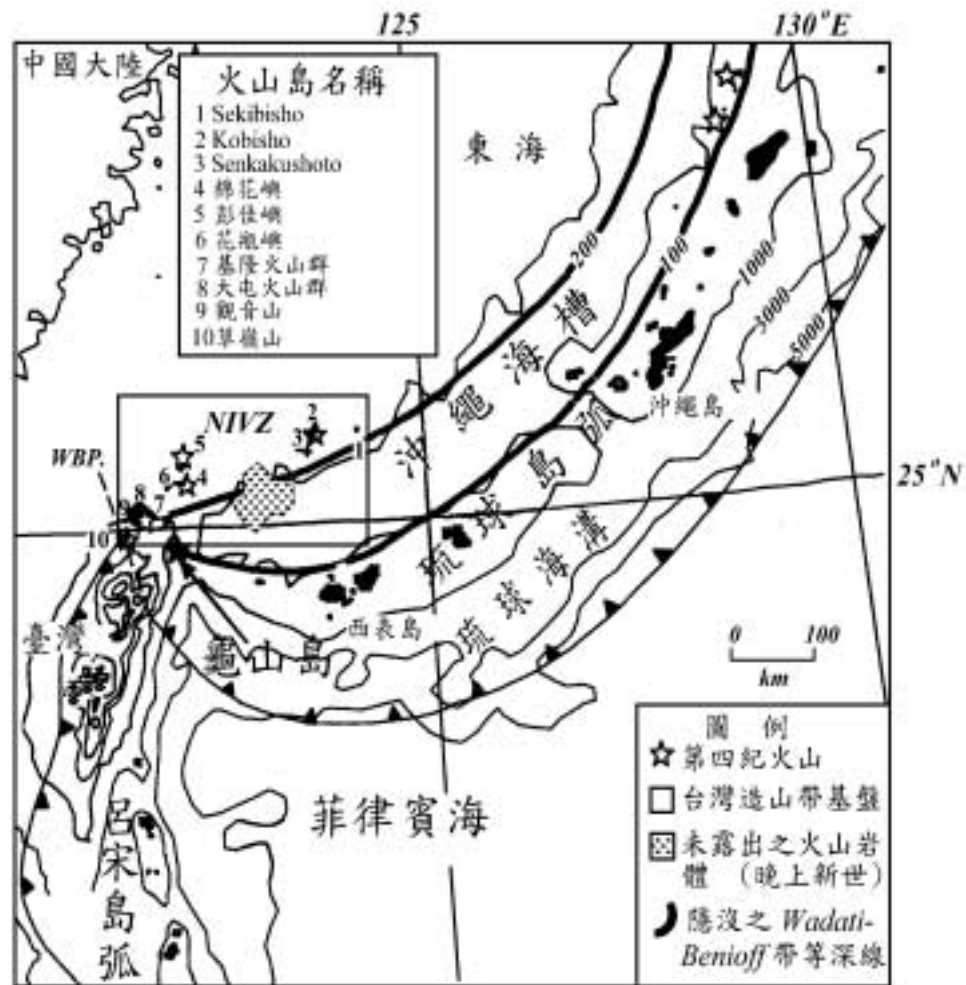


圖 1.2.1 台灣及鄰近地區之地體構造 (修改自宋聖榮及楊燦堯, 2000)



琉球海溝之西南端可延伸至花東外海，為一典型的弧前海溝 (fore-arc trench)。與龜山島有關的隱沒帶有兩個，一為琉球海溝所代表的菲律賓海隱沒帶，另一個是從地震震源分佈情形主張，在大致平行 24°N 附近有個小規模的花東隱沒帶 (East Hualien Subduction Zone)。以一個正常的弧溝系統而言，弧與溝間距常達 120 公里以上，而龜山島與東花隱沒帶僅相隔 90 公里，但與琉球海溝的垂直距離約 200 公里，陳正宏(1990)認為其可能為後者隱沒的產物。

琉球島弧包括沖澗島、宮古群島、八重山列島、與那國島、石垣島...等，但是台灣北部的大屯山、七星山、基隆山...等，以及台灣東北外海的棉花嶼、花瓶嶼等火成岩體構成的北台灣火山群(Northern Taiwan Volcanic Zone ; NTVZ) 是否為琉球島弧的一部份呢？此問題在近年來有新的研究取代傳統上的看法。形成於台灣北部及外海的第四紀火成岩由於具有一般島弧岩漿常見的鈣-鹼性岩石的地化特徵，故傳統上被認為是琉球島弧的延伸(陳正宏，1990)。何春蓀(1986)也曾認為台灣北部的基隆及大屯山等火山岩體為琉球島弧向西延伸的一部份。若以此種看法，包括石垣島、龜山島及蘭陽平原等南沖繩海槽之最西側均應視為一弧前海盆，但這樣的地體結構似乎又不能解釋近期(<0.2Ma)仍在台灣北部及外海活躍的岩漿活動(李淑芬，1996)。王國龍等人(1997)分析了大屯山、基隆火山群、棉花嶼、花瓶嶼...等不同的北部火山岩體之地球化學組成，提出了 NTVZ 非琉球島弧的西延，而是肇因於北台灣造山帶的拉張-崩解作用所致，藉以釐清北台灣火山帶與琉球島弧的成因不同的說法。

沖澗海槽呈東北-西南走向，最寬處約 100 公里，海槽北端始於日本的九州島，海槽之最西南端經地球物理的相關研究證實可沿伸至宜蘭平原(Suppe, 1984; Yeh et al., 1989)。Liu(1995)之地球物理研究顯示，南沖澗海槽的最西端經龜山島進而延伸至蘭陽平原，在龜山島以西的地域其擴張速率約為 126 mm/year。

### 1.2.3 龜山島上之湖泊與地質景觀

龜山島的外貌(圖 1.2.2)由東至西可分為龜首、龜甲及龜尾三部份(莊文星, 1992)。龜首呈橢圓形, 其最高處標高 239 公尺。龜甲部有該島之主峰 "401 高地" 其標高 401 公尺。龜尾為一細長之石礫灘。島上的兩個湖泊, 較大者為位於島之西側的龜尾池, 此處在早期曾開闢為一座港口, 後來淤塞成湖。該湖的水質清澈但略含鹽份, 鹽度約為 3。龜尾池的淡水來源為該湖北側的一口冷泉, 此處為早期島上居民的淡水主要來源。龜首池位於島之東北側, 池的面積較小。龜山島為火山噴發島, 宋聖榮及楊燦堯 (2000)將該島的火山地質景觀及岩石礦物區分為下列幾項:

(1)火山口: 龜山島是一座由熔岩流和火山碎屑岩互層所形成的層狀火山(複式火山)。在地形上南側陡、北側平緩, 北坡主要由熔岩流和火山碎屑岩互層所構成, 且整體火山岩層的層面均向北傾斜, 指示火山口的位置座落於龜山島的南面, 而龜山島可能是火山口北側的殘餘。龜首的火山灰層面則是向西傾斜, 顯示有另一個火山口的噴發中心是位於島之東側。

(2)熔岩流: 出露於龜山島的熔岩流可分為塊狀熔岩(Massive lava)、阿丫熔岩(Aa lava)以及塊熔岩(Block lava)等。塊狀熔岩由厚層熔岩流或熔岩丘(Lava dome)噴出地表冷卻而成。出露於龜甲西北部, 與火山碎屑岩互層的塊狀熔岩為厚層熔岩流冷卻的產物, 厚度由數公尺至十幾公尺, 節理較不發達。阿丫熔岩流的表面富含氣孔, 增加反應表面積, 若此時熔岩還有餘溫, 則會快速發生熱氧化作用(thermal oxidation), 將岩石中所含的二價鐵氧化成三價鐵, 使岩石由深灰色變成紅棕色。龜山島西北面至北面都可見到這種紅棕色的阿丫熔岩。塊熔岩主要分佈於龜山島的 401 高地及龜甲西北至北面較陡的斜坡上, 其形成的原因為熔岩流的前緣因冷卻較快, 會先凝結成固態而不再移動, 而後面未凝結成固態的熔岩流又不斷地往前推擠, 致使岩體發生破裂而一塊一塊的堆積於在斜坡底部。

(3)火山碎屑岩: 火山碎屑岩依顆粒大小則分為火山角礫岩(>64mm), 火山礫岩(64~2mm)和凝灰岩(<2mm)。火山碎屑岩是龜山

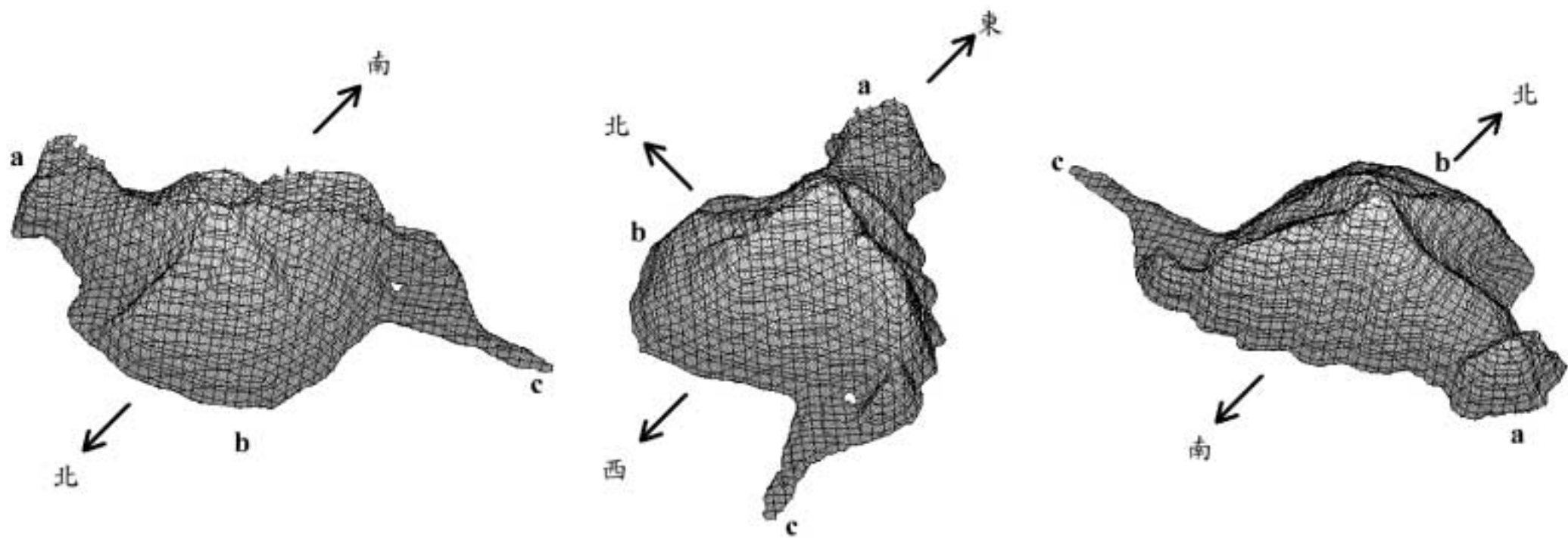


圖 1.2.2 龜山島之 3D 立體圖，圖中 a,b,c 分別代表龜首，龜甲及龜尾三大主體外觀

島分佈最廣的岩石，主要分佈於龜首，龜甲南面以及在西北面與熔岩流互層。而較不具層理的火山碎屑岩，則可能是屬於火山碎屑岩流堆積物。

(4)捕獲岩：捕獲岩是岩漿在上升噴發至地表的過程中，所捕獲的岩漿庫周圍或管道兩邊的岩石。一般中、酸性岩漿之岩漿庫存在於地殼內，所以其捕獲的岩石主要是地殼的岩石。龜山島火山岩為中性的安山岩，故其捕獲的捕獲岩主要是上部地殼的變質岩和沉積岩，其含有相當多的石英，可供利用熱螢光定年法來測定火山年代。龜山島西邊的火山碎屑岩中的安山岩塊，含有相當多的石英砂岩岩塊，利用熱螢光定年法測定其岩塊約噴發於 7000 年前。

(5)再積性火山碎屑岩：再積性火山碎屑是火山噴發後的產物，再經風化侵蝕堆積而形成的，出露於龜甲西北部，具有塊狀層理，是由紅棕色安山岩塊、白色換質安山岩塊、深色較新鮮的安山岩塊以及沉積岩塊等異質岩性所組成，顆粒大小在 3~5 公分之間。

(6)熱水換質岩：在火山噴發後，地底下的岩漿尚有餘熱，流經其上的地下水會被加熱成熱水，易與岩石發生反應，使得岩石改變其原有性質。龜山島之熱水換質岩“白石”在龜頸和龜甲西北部皆有出露。在龜頸的白土礦還殘餘有早期居民開採過的痕跡。

(7)火山岩和礦物種類：龜山島的火山岩種類主要為兩輝安山岩，並含少量的角閃石兩輝安山岩、橄欖石兩輝安山岩、堇青石兩輝安山岩等。而岩漿所捕獲的捕獲岩則包括有片岩，石英岩、角頁岩和砂岩等。龜山島火成岩中的礦物種類有斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、橄欖石、角閃石、堇青石和磁鐵礦等。其他的如硫磺，石膏、方矽石及黏土礦物等則存在於熱水換質的安山岩中。

## 第二章 採樣及研究方法

### 2.1 研究材料

#### 2.1.1 熱液、沉積物、礦物及岩石採集

泉口熱液由潛水人員攜帶容量約 4L 之 Pyrex 玻璃瓶，瓶口已安裝單向閥，瓶內壓力已抽至接近-700 mmHg，於龜山島東側海域下方之海底熱泉噴口，將瓶口之單向閥直接伸入噴泉口，採取熱液。採樣瓶於採樣前，在實驗室需以稀釋過之硝酸清洗，並以去離子水沖洗數次後晾乾。

採樣次數共計 8 次，日期及工作概述分別如下。1999 年 3 月 7 日，採取了一個熱泉口水樣，該處水深約 9 米，泉口編號為 X。2000 年後的採樣地點分別為：A 泉口，水深約 13 米；B 泉口，水深約 15 米；C 泉口，深度約 20 米（2000 年 8 月份，在此地點首次發現高約 6 米的海底大煙囪）；D 泉口，水深約 10 米；E 泉口，水深為 8 米及 F 泉口，水深約 13 米。2000 年之後的採樣日期分別為 3 月 31 日，5 月 12 日，7 月 18 日，8 月 12 日，11 月 25 日，2001 年 3 月 23 日及 4 月 23 日，共計 7 次。泉口的樣品採集位置，前 3 次均位於 A 泉口及 B 泉口，第 4 次採取了 C 泉口，第 5 次於 A 及 C 泉口採樣，第 6 次採取了 A、C 及 D 泉口，最後一次採取了 A、E 及 F 泉口。（表 2.1.1）

除 1999 年的泉口熱液樣品外，其他每次的採水工作之外，還包括於泉口底部週遭 10 公尺範圍內採集沉積物、礦物及岩石樣品。6 次的採樣中，前 3 次於 A 泉口週遭採集岩石，及於 B 泉口附近採集礦物及沉積物樣品；第 4 次於 C 泉口採取礦物樣品；第 5 次於 A 泉口採集岩石，C 泉口採集礦物及沉積物樣品；第 6 次於 A 泉口採集岩石，C 泉口採集沉積物及 D 泉口採集礦物樣品，最後一次於 E 泉口採集岩石，F 泉口採取沉積物。每次所採集的礦物、沉積物及岩石之外觀描述，將於往後章節做簡略的介紹。

表 2.1.1 熱泉口水深及 8 次採樣之泉口位置

泉口	水深	03/07/99	03/31/00	05/12/00	07/18/00	08/12/00	12/25/00	03/23/01	04/28/01
	m	mm/dd/yy							
A	11	✓	✓	✓			✓	✓	✓
B	10			✓	✓				
C	20					✓	✓		
D	10							✓	
E	8								✓
F	13								✓
X	9	✓							

### 2.1.2 熱泉口之氣體採集

氣體的採集的方法為潛水人員下潛至熱泉噴口，使用排水集氣法收集噴口冒出的氣泡於聚丙稀塑膠軟管，確定裝填完氣體並閉鎖軟管兩端後，立刻上浮至研究船，將軟管之氣體輸送到真空瓶。為避免氣體在塑膠軟管與真空瓶的輸送過程中混入空氣，輸送管之間的真空度值需要以手動幫浦抽至 -700 mmHg 以下，此採樣之裝置示意流程，如圖 2.1.1 所示。氣體的採集共 3 次，日期分別為 2000 年 5 月 12 日；11 月 25 日及 2001 年 3 月 24 日。

### 2.1.3 熱泉口溫度之現場測定

潛水人員下潛至接近泉口時，手持工業用高溫溫度計，將探針伸入熱泉噴口後，以水下記錄板記錄當時之泉口實測溫度。

### 2.1.4 熱泉口溫度之長期監測

熱泉口溫度記錄器主體於 2000 年 4 月 20 日架設至 A 泉口。本儀

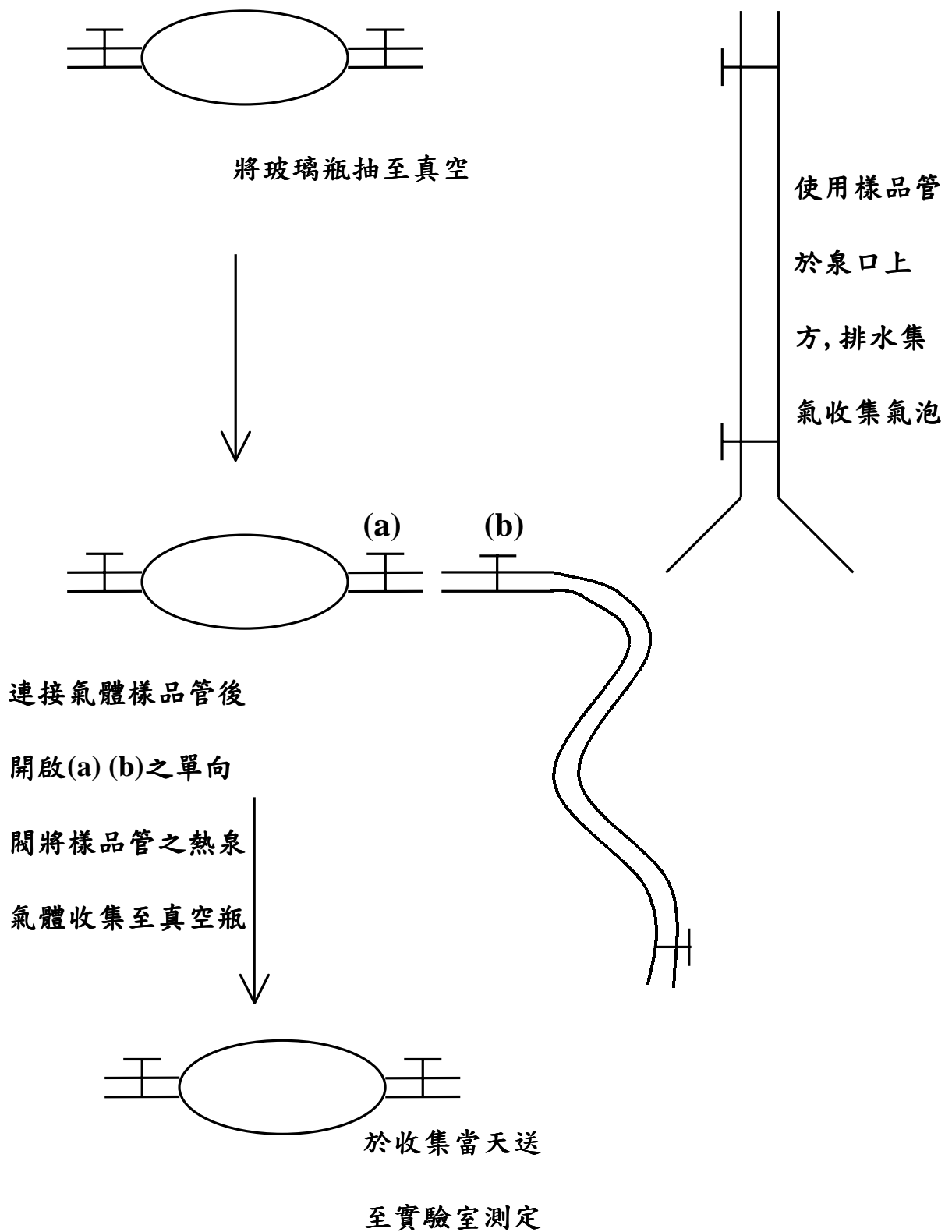


圖 2.1.1 熱泉口之氣體採集操作流程圖

為 Pace Scientific Inc. 所生產的 XR440 Pocket Logger、Mvt-11b(Thermocouple/millivolt Module) 及 2 組 Thermal sensors 組成。防水保護則以 IP68 所規範的要領，加工製作防水外殼，內層包覆 PVC，可耐水壓超過 4 bars，此固定鋼架之結構以不銹鋼焊製而成。

感測棒的安裝方法為於熱泉口附近適當位置以水下破碎機打孔；安裝水下膨脹螺絲，並架設固定架；以鋼索鎖住固定架並引至牢固之處固定，最後在熱泉口及其附近約 1 米處各佈放一個溫度記錄器，以記錄熱泉口的高溫及其側邊海水的背景水溫。

### 2.1.5 熱泉口之熱液流量估算

泉口的熱液流量推估是採用 Hydro Bios 出品的 Digital Flow Meter (Model 438 110)。其量測原理是利用熱泉口噴出的熱液推動套管內之螺旋葉片，藉由單位時間內記錄到的轉數，推算所對應之流速，推得流速後再乘上套管內之截面積，概略的估算出泉口之熱液流量。



## 2.2 實驗室之樣品分析方法

### 2.2.1 泉口熱液之 pH 測定

將每個樣品於實驗室分裝至 3 個 10ml 玻璃瓶，於恆溫槽恆溫至 25°C 後，以 Radiometer M85 pH 儀測定，取其平均值。電極及標準液的校準方法為：將 pH 電極在海水中浸泡過夜，以便讓電極適應海水的離子強度，再以 Tris-buffer 當作標準品，標定 pH 儀，並在量測 10~15 個樣品時安插一個 Tris buffer 標準品(其實際值為 8.089)，以確保測定之精確度。

### 2.2.2 泉口熱液之鹽度測定

以廠牌 Autosal 8400B 之鹽度儀測量海水與 I.A.P.S.O.標準海水導電度之值，回歸求得鹽度（鹽度計事先以標準海水校正）。

### 2.2.3 泉口熱液之溶氧量測定

溶氧瓶緩緩裝滿水樣，勿讓氣泡介入，取 0.5ml 氯化錳伸進瓶底後才加入，再伸進瓶底加入 0.5ml 鹼性的碘化鈉，加蓋，上下充分混合，而後靜置。此時水樣中的溶解氧會與錳離子發生反應而沉澱，待沉澱物完全混合後，再上下充合混合一次。打開溶氧瓶加入硫酸溶液，此時沉澱物溶解，水樣呈黃棕色，再以分光光度計波長 456nm 測定其吸光值。固氧之前若樣品含有微量的懸浮固體物，測定之水樣則還需加入硫代硫酸鈉，扣除懸浮固體物造成之干擾。標準樣品以碘酸鉀配製 0.6 mM，0.8 mM，1.0 mM 及 1.2 mM 四種濃度做為標準曲線，換算水樣溶氧(呂朝城，1995)。

### 2.2.4 泉口熱液之矽酸鹽測定

測定矽酸鹽採用維他命 C 草酸還原比色法(Ascorbic acid / oxalate reduction-colorimetric method)：水樣加入酸性鉬酸銨試劑，生成黃色

矽鉬複合物，再加入抗壞血酸還原成藍色矽鉬複合物。於波長 810nm 處，以 1cm 長之流動比色槽測其吸收值，再由莫耳吸光係數求得濃度。測定之設備採用 trident-223 型流程板接取樣品後，添加上述藥品，再流經 45°C 的恆溫槽後上機測定。矽酸鹽的測定精確度約為  $\pm 0.1 \mu\text{M}$  (白書禎及郭廷瑜，1995)。此系統由台灣大學海洋所 白書禎教授研發。

### 2.2.5 泉口熱液之主要離子分析

測定之主要儀器為 Dionex Series 4000i 及 Dionex Series 2000i 離子層析儀，其分別測定  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  及  $\text{Ca}^{2+}$  等陽離子及  $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  二種陰離子。陽離子之淋洗液為 1.20 mM methansulfonic acid，儀器之流速和補償溫度設定分別是 1.0 ml/min 和 1.6°C。陰離子之淋洗液則為 0.0018M  $\text{NaHCO}_3$  + 0.0014M  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ，再生劑為 0.025N  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ，儀器之流速和補償溫度設定分別是 2.0 ml/min 和 1.7°C。分別將稀釋之標準液和水樣注入離子層析儀後，層析管柱之吸附劑對管柱內各離子之吸附能力差異不同，被淋洗出來的時間有所不同來區分，隨後再由儀器繪製出之不同時間各離子之波峰高度，配合 Dionex Data Jet Integrator 積分儀，將所求得之波峰面積積分，計算出面積值。主要離子之已知檢量線濃度，對應各主要離子波峰面積後，再由線性關係換算主要離子濃度。

### 2.2.6 泉口熱液(溶解態金屬)之預濃縮及測定

水樣從 4L 採樣瓶分裝至 1L 聚丙烯瓶中後（於岸上分離），立即以抽氣過濾方式，將水樣中的懸浮顆粒物分離；使用的過濾裝備是以內徑 39mm 之過濾裝置，使用的濾膜為直徑 47mm、 $0.45 \mu\text{m}$  孔徑的 Nuclepore 濾紙，材質屬於 polycarbonate。抽氣時保持真空度在 -200 mmHg 以下。

大約過濾 1.2 L 的水樣，再以此微的濾液清洗聚丙烯瓶數次後，取 1 L 的水樣倒入聚丙烯瓶中，並加入 30 ml 的順丁烯二酸 (Acido

maleico;C<sub>4</sub>H<sub>4</sub>O)緩衝溶液，經由濃縮及去除主要離子後分析之。濃縮樹脂採用 chelex-100 螯合樹脂之前處理方法 (Pai et al.,1990; 鍾仕偉,1995)，前人的濃縮過程之操作過程雖然是在船上分離，但是許世傑(1998)的研究顯示，樣品採回之後在岸上進行濃縮仍可得到很好的效果。實驗完成之濃縮液送本校化學所 江旭禎老師實驗室，以 ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) 測定。

### 2.2.7 沉積物、礦物及岩石之標本處理與 XRF 元素分析

龜山島採集的沉積物及礦物含硫成份高，可能對測定儀器造成損壞，故在測定之前需先經過高溫烘燒，去除樣品本身的含硫成份。沉積物及礦物樣品以 445°C 高溫燃燒(444.7°C 為硫之沸點)，待樣品燃燒完全之後，靜置使之冷卻。收集約 1g 灰份磨成粉末(磨細至粒徑 75μm，200 號篩網以下)。岩石樣品不需經高溫燃燒，約取 1g 重，同樣磨細至上述粉末狀。樣品前處理方法如下：取 1g 已經磨細過的樣品，以 200 KN (10<sup>3</sup> Newton)壓力加壓於樣品薄片 15 分鐘，製成餅狀即可送入 Rigaku RIX-2000 測定(羅建育，1996)，測定方法如下所述。

XRF (X-ray fluorescence analysis) 分析微量金屬元素方法的優點，除了單一樣品可同時分析出很多種元素成份之外，XRF 光譜與樣品的化學鍵結合無關，且和固體、粉體、液體或晶質/非晶質狀態亦無關，因此能適用於成份複雜的樣品。X 射線是一種波長介於 0.1~100Å 的電磁波，此種電波可藉由高速電子轟擊金屬靶而產生，其中用於繞射分析的波長較短，為 0.5~2.5 Å。本研究使用儀器可分析濃度範圍在數 ppm 至 100%的大部份元素。目前儀器狀態可測定固體粉狀樣品中的 Al、Ba、Br、Ca、Cd、Ce、Cl、Cr、Cu、Fe、Ga、K、Mg、Mn、Na、Ni、P、Pb、Rb、O、S、Si、Sr、Ti、V、Zn 及 Zr 等二十七種元素，各元素的檢量線之求得乃取 MAG-1、GBW-07314、SRM-2704、NIES-2、BCSS-1、MESS-1、PACS-1、IST-2704 七個標準樣品製備，視待測樣品之各元素濃度範圍，選取適當的標準樣品製成檢量線以確保其準確度，各元素之測量相對誤差，分別如下

Na、Mg、Al、Si、P、S、Cl、K、Ca、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Ni、Cu、Zn、Br、Rb、S、Zr 和 Pb 等元素在  $\pm 5\%$  以內；Ga 和 Ba 在  $\pm 10\%$  以內（陳鎮東及羅建育，1998）。

### 2.2.8 氣體分析

熱泉氣體之成份不易保存，故樣品於採樣當日或隔天立即送測。本研究之氣體分析，委託 楊燦堯教授(台灣大學地質科學系暨研究所)，以質譜儀進行組成成份分析。

## 第三章 結果與討論

### 3.1 熱泉海域之水深地形調查與海底景觀描述

#### 3.1.1 台灣東北海域現有之水深資料

研究熱液系統的重要工作之一為描繪水深地形圖，雖然在調查及製作上耗費許多人力及時間，但是精確詳實的圖形，除了可使我們了解熱泉口週遭地形之外觀，持續的觀察及記錄更可獲知地形變化情形，潛水人員或潛水艇要確實找到特定位置之目標，也需依照地形圖來潛行。特定區域熱液系統的完整報告除了包含熱液化學、岩石構造、及生物等資料外，也應於資料附上調查範圍的地形圖，故由上述可知地形調查之重要性。

台灣東北水深資料庫較為詳細者，為國科會海洋科學研究中心-海洋資料庫之水深地形資料庫，其可查詢之區域範圍為東經 105~130 度;北緯 20~26 度，查詢之地形圖可依實際需求加上 50、100、200、500、1000、2000 ...6000 米的等深線。另外由海測局所發行的海軍航海圖標示水深的方法是於特定點位標示深度，雖非使用等深線，但其標示的點還算緻密。台灣東北海域最為詳細之水深地形圖應為中法合作的 ACT cruise report，其規劃的測線寬度，最小約可達經緯度 2 度左右，其使用 Em-12 多頻道測深系統，經整合出之地形數據，進而繪出之地形圖，可清楚的辨示南沖澗海槽底部 68 座的海底火山。鄒玉璽 (1998)更進一步將數據整合，繪製出海槽底部之虛擬動畫，雖然此種精細之圖形已約略可辨視出 1km<sup>2</sup> 範圍大小的海底山丘，但用於辨視龜山島東側熱泉海域下方之其細部地形，解析度仍然不足。

龜山島東側崖壁外，約 0.5 km<sup>2</sup> 的海面上為經常呈現濁黃色之熱泉海域。海面下方至今沒有非常詳細的水深地形資料，故要得知熱泉海域下方是否有特殊的地形或景觀，最好直接施行細部的調查及施行潛水攝影。

### 3.1.2 定位工具之簡介

不論搭程海洋研究船，或者租用民間漁船出海採樣均會使用 GPS (Global Positioning System) 訊號來標定作業船隻在海上的位置。GPS 是全球定位系統的簡稱，它是一個以軍事導航衛星為基礎的系統，目前免費供給民間使用其定位訊號。此系統由美國國防部發展，為防止非美軍使用者得到太精確的定位資料，以致妨礙到美國的國家安全，所以在供給民間使用的訊號上，另外加入所謂的 S.A. (Selective Availability) 效應干擾訊號，使得民間的衛星導行定位儀在定位時只能維持 95 % 的接收狀況，其接收精確度在直徑 300 公尺內。台灣使用的地圖座標系統與全球通用的 WGS84 (World Geodetic Datum 1984) 系統不同，所以在台灣使用衛星導行儀之前，使用者有必要對這兩種座標系統加以了解，並於操作前做適當的轉換。

假如某些作業需要更高的精確度，可以利用所謂的差分定位法 DGPS (Differential GPS)：使用 2 台衛星導行儀，1 台置於岸上之已知座標之基地站，另一台則置於待測座標之移動站(圖 3.1.1)，因基地站座標已知，在小於 500 公里的作業範圍內，觀測所得之誤差可用以修正移動站之觀測量。DGPS 即時定位觀測，在 S.A. 開啟時，可達到 2~10 公尺的定位精確度。

### 3.1.3 水深地形調查規劃及施測方法

於龜山島海底熱泉測量範圍（海面呈現濁白色的海域）規劃 6 條平行於沿岸線之主測線，間距 100 公尺，並於垂直沿岸測線加測 20 條支測線，測量時選擇目視波浪高度不超過 0.5m 的條件下進行，工作船並以 5 節(約 9km/hr)左右的速度施測。本地形調查之作業的主測線及垂直沿岸測線分別於 2000 年 4 月 19 日及 20 日進行(圖 3.1.2)。

本研究調查使用 Garmin 公司設計的 GPS 100 SURVEY 型衛星定位儀，整個系統包括本體、天線、對點裝置及連接電纜，其中接收儀共有 8 個頻道可同時追蹤所有衛星資料。海上定位測量，是以 C/A 電碼進行 DGPS 之測量，施測期間同時使用兩台接收儀，其中一台置於已知座標的控制基站；另一台則置於工作船上，稱為移動站。由控

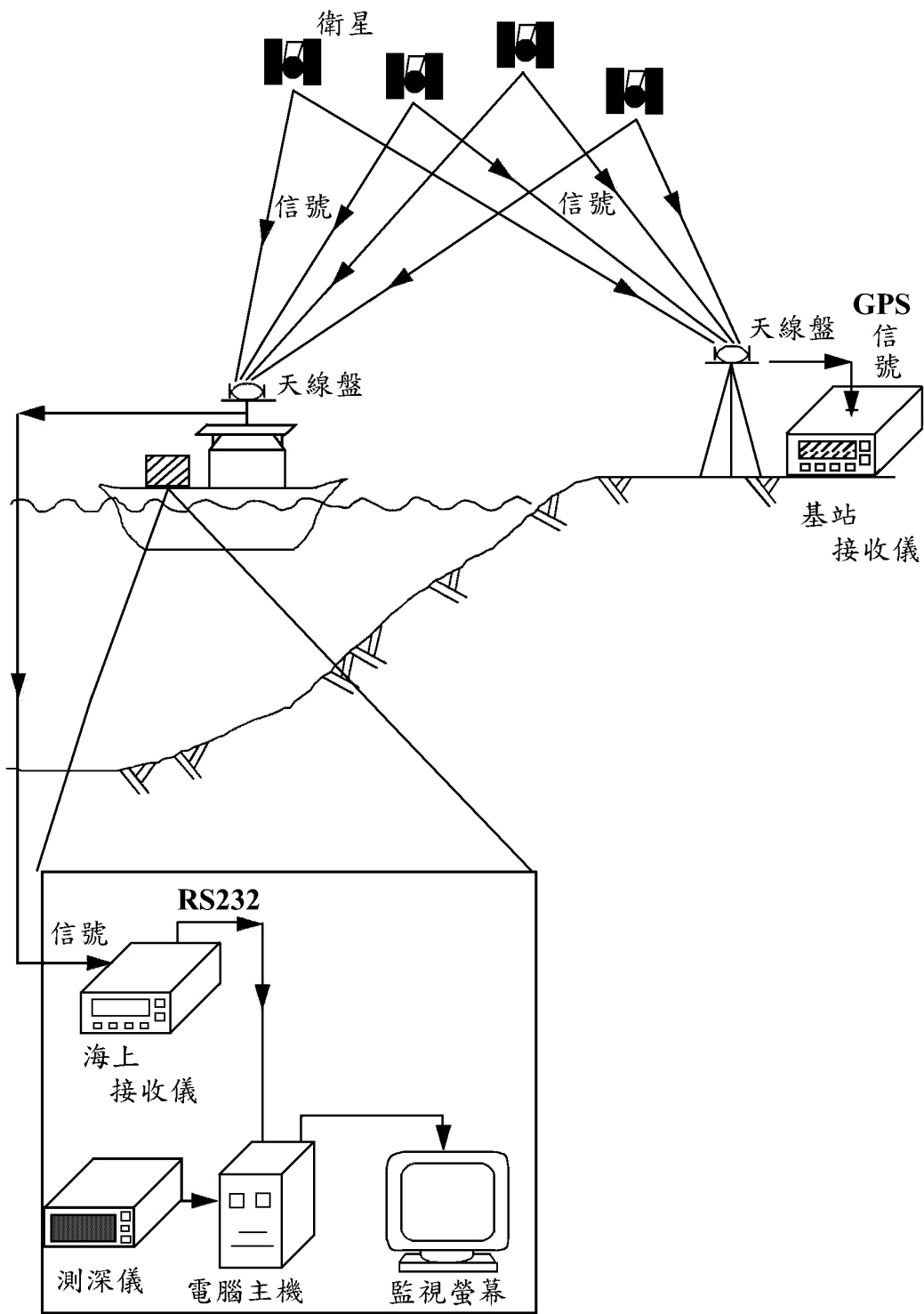


圖 3.1.1 水深地形調查之施測作業示意圖

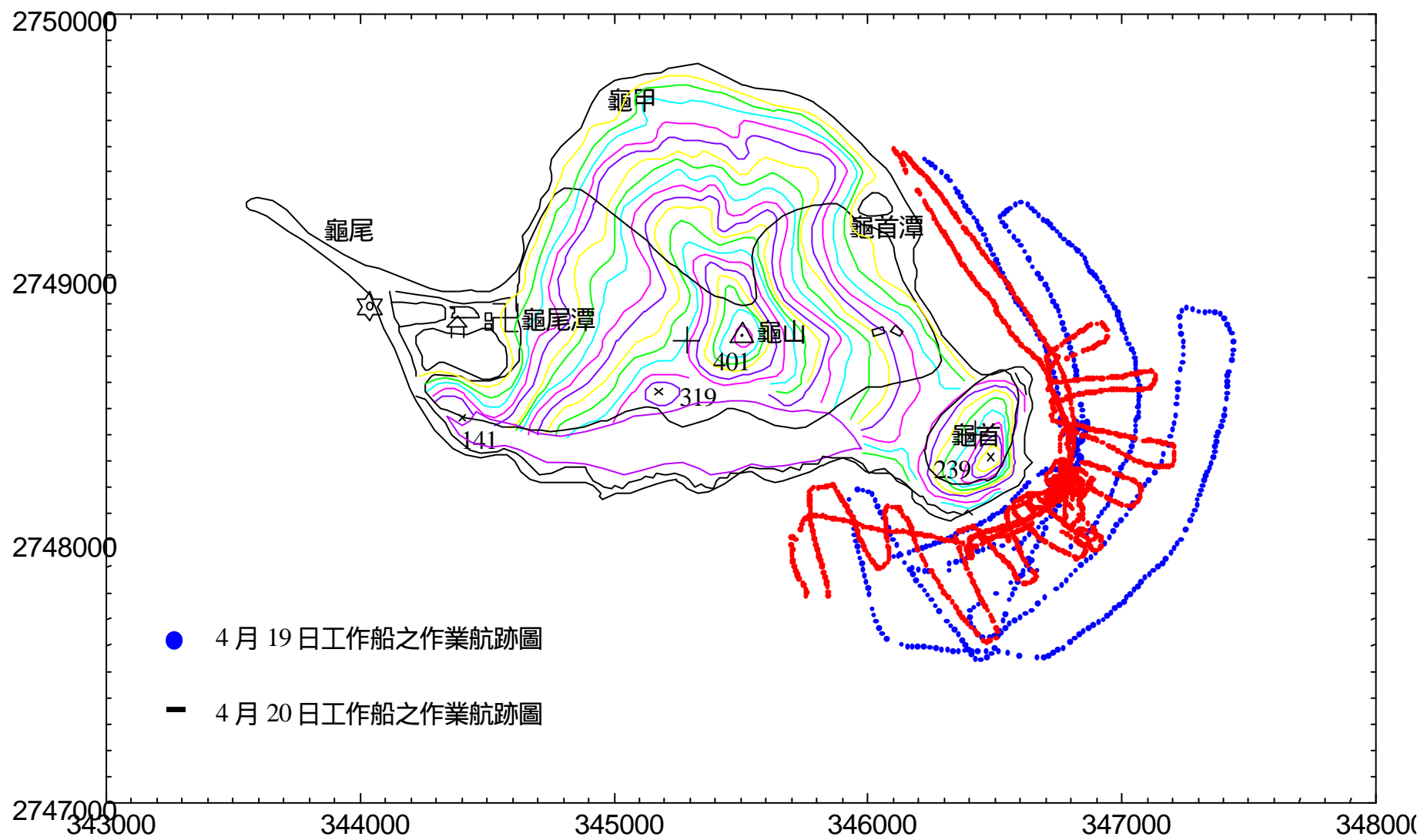


圖 3.1.2 水深地形調查之航線圖(2000年4月19日~4月20日)



制基站的已知座標與衛星定位值之差來修正移動站之誤差，基於 DGPS 之需要，於海上作業前，需於施測海域鄰近陸上選擇適當的已知座標控制點，作為施測時之控制基站；施測期間同時於陸上控制基站及探測船上各開啟一個定位儀，根據基站收錄資料與已知座標之差，決定兩機體隨時間漂移之共同誤差，作為修正探測船定位的依據。

地形地貌調查之水深量測使用 MARINETEK 公司出品的 SeaMax 型數位化回聲探測儀，此項設備可輸出水深的數位化訊號，經由 RS-232C 界面，將水深資料傳送至電腦中。其量測誤差在淺海水深 50 公尺內小於水深讀值之 0.5 %。

將檢測後之地形水深值加上音鼓之下水深度後需再進行潮位修正，其方法係在梗枋港口計錄潮汐變化，取得水位高程資料後(圖 3.1.3)，再依此將水深資料修正為施測地區之作業區域潮汐系統修正參數。

### 3.1.4 水深地形描繪及熱泉海域定義

施測所得之水深資料，使用 Surfer 軟體加以處理繪圖。由於施測主測線之密度為每 100 公尺一條，故選擇之格網寬度為 50 公尺，網格點水深的計算方式以距離平方反比為加權值計算，搜尋半徑為 250 公尺、搜尋方位以八方位方式進行，每一方位至多選擇 3 筆資料，若有四個方位以上無資料即不以計算(實際資料分佈範圍為圍內，並無此類格網資料產生)，每個格網點至少需有 10 筆以上資料方予計算。上述所得之資料再以內差方式，求得水深地形資料並以此繪製水深地形圖。圖 3.1.4 是由調查之數值所描繪出熱泉海域下方的水深地形圖，筆者在圖中將海面上經常呈現白色混濁之海域加上方框，並初步定義框內之區域為熱泉海域。圖 3.1.5 是使用圖 3.1.4 所繪製出之海底地形立體圖，圖中顯示龜首之東北方之海床坡度較為平緩，而西南方則為陡峭。雖然蔡慶輝 (1999)由海研二號 EK500 的聲納探測資料顯示，龜山島東側 (121°50' 514E' ; 24°59' 629' N)水深約 210 公尺處也有熱泉噴發的現象，但礙於潛水採樣困難，日後方框外之熱泉活動仍有待進一步探究。

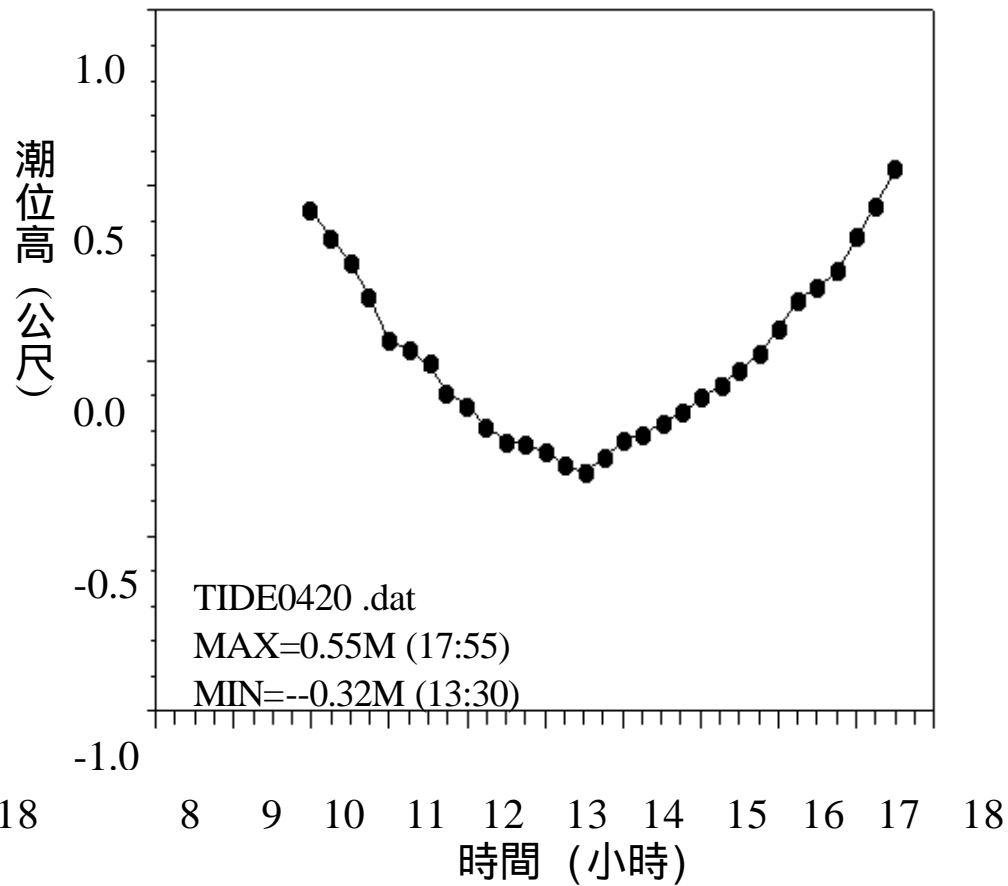
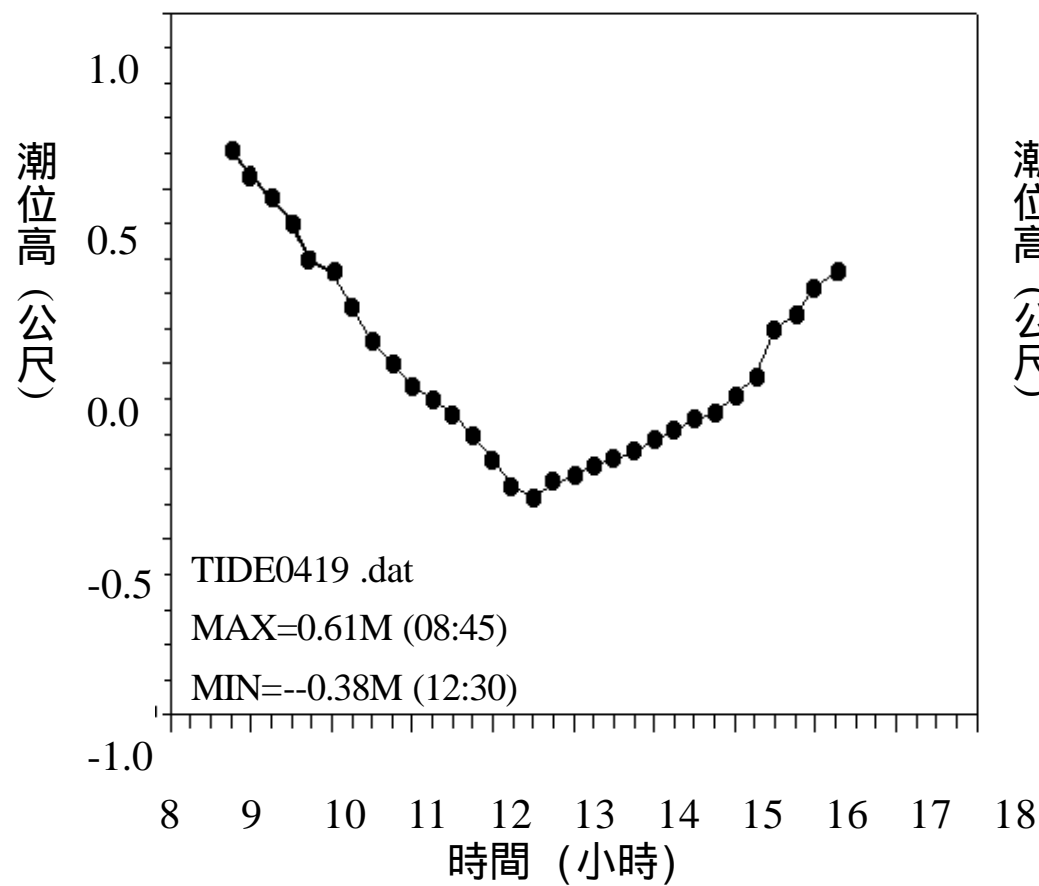


圖 3.1.3 2000 年 4 月 19 日及 20 日,梗枋漁港實測潮位歷線圖

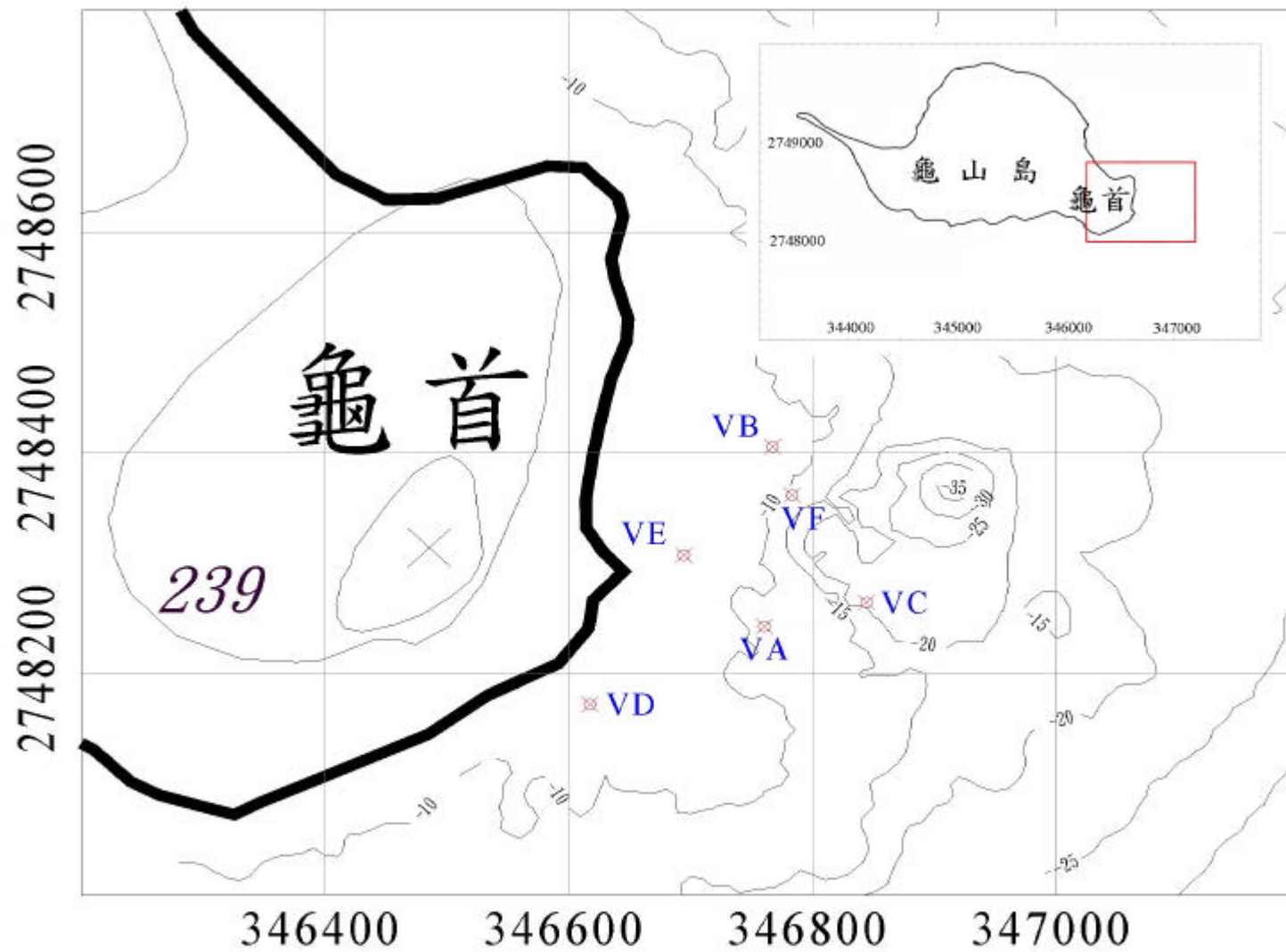


圖 3.1.4 經由地形量測繪製出的水深地形圖，龜首東側方框內表示經常呈現濁白色之熱泉海域

### 3.1.5 熱泉海域下方之景觀描述

海底熱液活動區域經常可見到因噴發而形成的錐型土丘(Mound)或如 Karson and Brown (1988)所描述，底部直徑 80 公尺、高度約 50 公尺的巨型土丘。龜山島的熱液活動區域之地形調查，繪製出之地形圖顯示(圖 3.1.5)，熱泉海域之海床坡度，以東北方較為平緩，而西南方較為陡峻。此區海域雖然沒有見到因噴發而造成的巨型錐狀土丘或結構，但調查期間曾在水深 20 米處，發現一根高約 6 米的大煙囪，此為全球淺水海域發現煙囪的首次記錄。熱泉海域另一個特殊的地貌為東側崖壁偏東北方，有一深約 35 米的凹陷地形，其形成之因不明。筆者將我們調查過的泉口，其週遭較為特殊的景觀描述於下段。各個採樣泉口之經緯座標，及泉口發現日期請參考表 3.1.1 所示。

表 3.1.1 龜山島採樣之熱泉口經緯度座標及首次調查日期

泉口名稱	緯度(E)	經度(N)	TM2(E)	TM2(N)	發現日期
A 泉口	24°50.191'	121°57.928'	346760	2748244	03/31/00
B 泉口	24°50.279'	121°57.933'	346767	2748265	03/31/00
C 泉口	24°50.202'	121°57.978'	346755	2748194	08/12/00
D 泉口	24°50.153'	121°57.843'	346617	2748173	03/23/01
E 泉口	24°50.226'	121°57.889'	346694	2748308	04/27/01
F 泉口	24°50.255'	121°57.942'	346783	2748362	04/28/01
X 泉口	24°50.241'	121°57.931'	346739	2748255	03/07/99

註:TM2 代表 2 度分帶之座標

A 泉口：噴口水深約 13 米，位於巨大的岩石側邊，該泉口水溫介於 45~60 之間，屬於低溫型的泉口。此一泉口沒有排出硫磺，泉口沒有硫磺集結，噴口出露岩石縫中，噴出的熱液呈濁白色。2000 年 8 月 22~23 日，強烈颱風碧利斯侵襲台灣，該泉口被側向輸入的泥砂所覆蓋，泉口於當時被掩埋，原先從此泉口噴發的熱液，猜測噴發

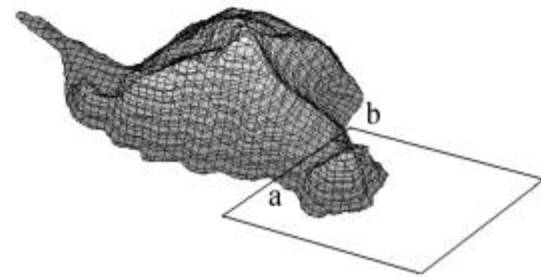
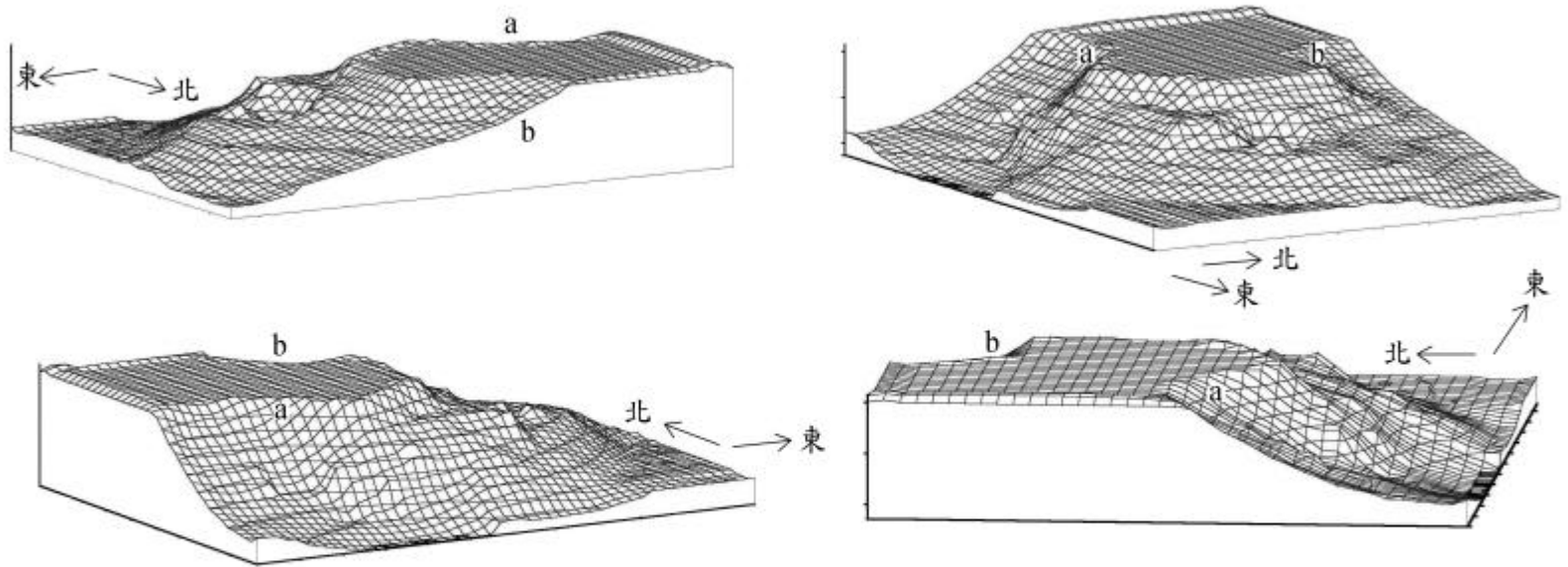


圖3.1.5 龜山島龜首東側海域之水深3D立體圖 (圖中 a,b 代表龜首南側及北側凹陷處,右下圖方框表示3D立體圖之四週範圍)

現熱液又開始緩慢流出，但噴發力明顯變弱，量測到的水溫為 37℃，測值較颱風入侵前低。

B 泉口：熱液在噴發時挾帶大量硫磺微粒，使熱液呈現濁黃色，噴口週遭亦有硫磺礦物集結的現象。此噴口水深約 10 米，2000 年 5 月 12 日時，在噴口曾經測到 116℃ 的高溫。B 泉口之本體為一座巨大的黃色硫磺丘，噴口位於正上方，由於噴發量很大(流速估計約 40m/sec)，且噴出的熱液呈色非常濁黃，故於海表面形成很特殊的顏色差異。

C 泉口：2000 年 8 月 12 日發現此一泉口，類似煙囪的柱狀外觀。該煙囪本體為硫磺礦，高約 6 米，底座位於水深 20 米處，週遭海床地勢平坦。此根黃煙囪是至今為止，在淺海地區的首次發現，其以黃色的外觀呈現，異於其他熱液活動區域常見的黑煙囪或白煙囪。該年 11 月 25 日，再度前往 C 泉口勘查時，此根煙囪已遭外力折損，高度僅存 2.37 米，由其週遭 A 泉口的記錄得知，碧利斯颱風入侵期間，當時的海床曾遭到強烈的擾動。筆者推測，此煙囪應於當時被強烈的海流，或颱風引發的海浪等外力所折斷。

2001 年 3 月 22 日，再次前往該地進行地形勘查時，該煙囪之高度已增高至 2.95 米，其增長率為 15cm / month，且主體之基部有擴大的情形。假設此根煙囪的增長速率維持恒定，且不受到外力折斷，經過約 10 年後，可增長出露至水面。

D 泉口：此泉口在噴發時，噴口有集結礦物的情況，與 B 泉口類似，由水下攝影的影片發現，此泉口熱液之噴出時快時慢。在 2001 年 3 月 22 日的潛水勘查中，於噴口發現有小煙囪(~15cm)正在形成，且觀察到其斷裂掉落的現象。此種小煙囪內壁非常光滑，外表則粗糙，此應為礦物在冷卻時，因內外壁的溫度條件不同所造成。另外此泉口的週遭海床發現，此地的氣泡延著地表裂隙噴出，在海底如同水晶泡泡形成的簾幕，異於氣泡大多從泉口冒出的現象。在此泉口附近同時發現許多如壘球般大小的球形硫磺，剖開此球狀物，其內部有年輪狀的線條，但為何以此種外觀型態呈現，仍不明瞭。

E 泉口：此泉口距離龜山島東側崖壁僅數公尺，噴口位在礁石下

方，水深約 8 米，噴口水溫可高達 115℃，泉口上方的水色非常混濁。此泉口附近有一塊表水呈現藍色的區域極為特殊，但其下方的水樣及氣體樣品仍未採取，有待進一步查勘。由於船隻距離噴口很淺，作業時在船上可聽到泉口噴發時所發出的聲音。潛水人員發現此區域的熱泉噴口數量極多，熱液活動區域密集，但此區泉口水溫經潛水人員測定大部份在 80~100℃。

F 泉口: 該泉口噴發之熱液顏色相當濁黃，且噴水量相當強烈，噴口水溫為 101℃。作業人員發現深度約 13 米的 F 泉口，在噴口底部基座出現許多類似筷子狀的硫磺柱，此為硫磺滲出時，未完全冷凝迅速往下凝結後所形成之外觀。

X 泉口: 1999 年 3 月於熱泉海域內進行的泉口首次調查，當時噴口之實測水溫為 102℃，噴口水深約 9 米。雖然未對此泉口進行水下攝影，但在量測溫度時，溫度棒被硫磺包覆的情況來看，此泉口屬於高溫形態的硫磺泉口，其快速結晶的特性與 B 泉口相似。

由水深地形調查及泉口之景觀描述可看出下列事項：

1. 經水深地形調查，龜首東北部海域呈現東北部平緩，西南部較陡峭之地勢。龜首東側崖壁偏北有一個較為低窪，深度約 35 米的巨型凹地。
2. 噴口於噴發存在的黃色礦物結晶，在不受海流等外力阻撓時，隨時可能形成煙囪外觀。以 C 泉口為例，此根煙囪的柱狀結構之增長速度於穩定狀態時，約可達 15cm / month。
3. 龜山島熱泉口型態大致可區分為三種，除了多數的土丘外觀(照片 1.)及煙囪(照片 2.)的結構外，熱泉口亦可存在於岩石堆或石頭峽縫旁，但此種泉口噴發的水溫較低，且無排硫現象(照片 3.)。
4. 由於該熱泉海域平均水深約 20 米，故海底地形容易受颱風入侵時所引發的海床擾動，造成地形景觀上的改變。



照片 1. 龜山島海底熱泉之土丘形泉口外觀(感謝 朱永盛先生提供)



照片 2. 龜山島海底熱泉之煙囪形泉口外觀



照片 3. 龜山島海底熱泉之低溫泉口外觀



## 3.2 熱泉口水溫監測與現象之解析

### 3.2.1 淺海熱液之理論泉口水溫變化

大多數的海底活動區域均存在於深海當中，出現在陸棚區或潮間帶的熱泉數目極少，以台灣週遭海域為例，在南沖繩海之七十幾座海底火山(蔡慶輝，1999)，及東側外海地熱值異常現象之區域(黃耀昇，1996)，大多出現在東部及東北部深度大於 1000 公尺處，淺海的熱泉僅龜山島與綠島二處。雖然多數的熱泉研究是針對深海之熱液系統做探討，但畢竟，淺海熱泉噴發之處多數與人文的週遭活動有關，且深海與淺海這兩種熱泉系統所噴出的熱液化學特性，受限於靜水壓力變及有否發生相分離現象的不同，除了噴發出來的離子成份有所差異 (Sedwick et al., 1992; McMurtry et al., 1993)，溫度呈現也不盡相同，兩者應分別探討。有關淺海熱泉溫度與潮汐的相關文獻很少，筆者在此章節將強調淺海熱泉口的熱液溫度變化特性。

Stüben et al. (1996) 曾研究過一處水深約 20 米的熱泉水溫，由泉口直接量測到的水溫發現與潮汐引起的水位變化有關，泉口量測到的熱液水溫之週期呈現約 12 小時的變化，量測期間的潮汐為 12 小時的週期變化，這些被記錄到的數值，可看出該處熱泉的水溫變化可能是受潮汐所影響。潮汐與熱泉水溫變化的關係，雖然至今仍沒有詳細的文章做深入之探討，但筆者還是由水的物化性質，探討水壓變化對熱液的溫度影響。

一個熱泉系統從海水入滲至泉口，再從噴口流出，可分為三個區域，其分別為補充區 (recharge zone)、反應區 (reaction zone) 及噴出區 (discharge zone)。海水入滲被加熱後形成熱液，再經由泉口噴出，此循環週期與該熱液系統的規模，及反應區溫度高低有關，以噴口熱液接近沸點(存在環境下)的熱泉口為例，海水從裂隙往下滲後(補充區)，在反應區受熱後，除了密度變小、體積膨脹變輕後熱液會往上浮之外，接近沸騰的海水，體積可以在一瞬間快速膨脹 (Chen, 1981)，因此，這種泉口的熱液會急速的噴出。高溫型態的熱液，離開加熱源後，幾乎不再與入滲的海水混合，熱液在瞬間離開反應區後噴出，故在泉口呈現高溫的型態。另一種類型的熱液，一旦離開加

熱源後，還是同樣因受熱溫度上升，熱液密度變小而上浮，但是於上浮至泉口的途徑中，受到補充區低溫的海水入滲，熱液在噴口噴發的溫度已無法達到存在壓力下之沸點，故噴發的力量僅來自熱水的微弱浮力，欠缺被加熱至沸點時，體積大幅膨脹的條件，所以此種泉口的噴力或流量與前者相較低了許多，此種型態的熱液，在本文中我們稱為低溫型態的泉口。其它尚有於熱泉口週遭緩慢流出的熱液，但是其流量太小且採樣不易，在本研究中未加以採樣及探討。

深海熱泉口所呈現的熱液高溫，與泉口存在之深度有密切的關係，一般而言，存在位置越深的熱泉口，其以高溫存在的條件越高，淺海熱泉噴口水溫受到飽和蒸汽壓的限制，溫度大多小於深海熱泉口之熱液。雖然深海泉口的水溫較高，但無論泉口存在的位置深度如何，泉口熱液的高溫極限值，不會超過約 400 的海水飽和蒸氣壓臨界溫度，此現象基本上反應水的物化現象，因為各種溫度的水有一定的飽和蒸汽壓，而海水的飽和蒸氣壓臨界點比純水要來的高，從海平面開始往海底下潛，水的壓力與深度呈現正比關係，壓力從剛開始的一大氣壓往下增加時，起初飽和蒸氣壓曲線隨溫度變化呈現急劇增加，但到一定的壓力後，若再增壓，此時沸點的溫度增加量便會減緩下來，故壓力超過一定值後(約 2~6 bar)，飽和蒸氣壓曲線隨溫度的變化便趨於平緩(圖 3.2.1)。因此，越淺的熱泉噴口，受到潮汐引起的相對壓力影響，相較於深海會更為明顯。故潮汐變化所能影響噴口水溫的變化現象，在淺海地區(小於 50 公尺)較為重要。

### 3.2.2 泉口水溫監測裝置架設

龜山島的熱泉口如上段所述，有所謂的高溫型及低溫型。由於高溫型泉口的溫度高，噴發量大，因此為顧及潛水人員的作業安全，及儀器因高溫而可能受損的顧慮，長時間水溫監測儀之架設，我們選擇放置於低溫型的熱泉口。為了得知高溫型泉口噴發之熱液溫度的連續記錄，另外選擇了一個溫度可達約 110 的泉口，做短時間的水溫記錄，已監測高溫型泉口水溫的變化情形。

長時間水溫監測儀，於 2000 年 4 月 20 日架設於 A 泉口，此處水

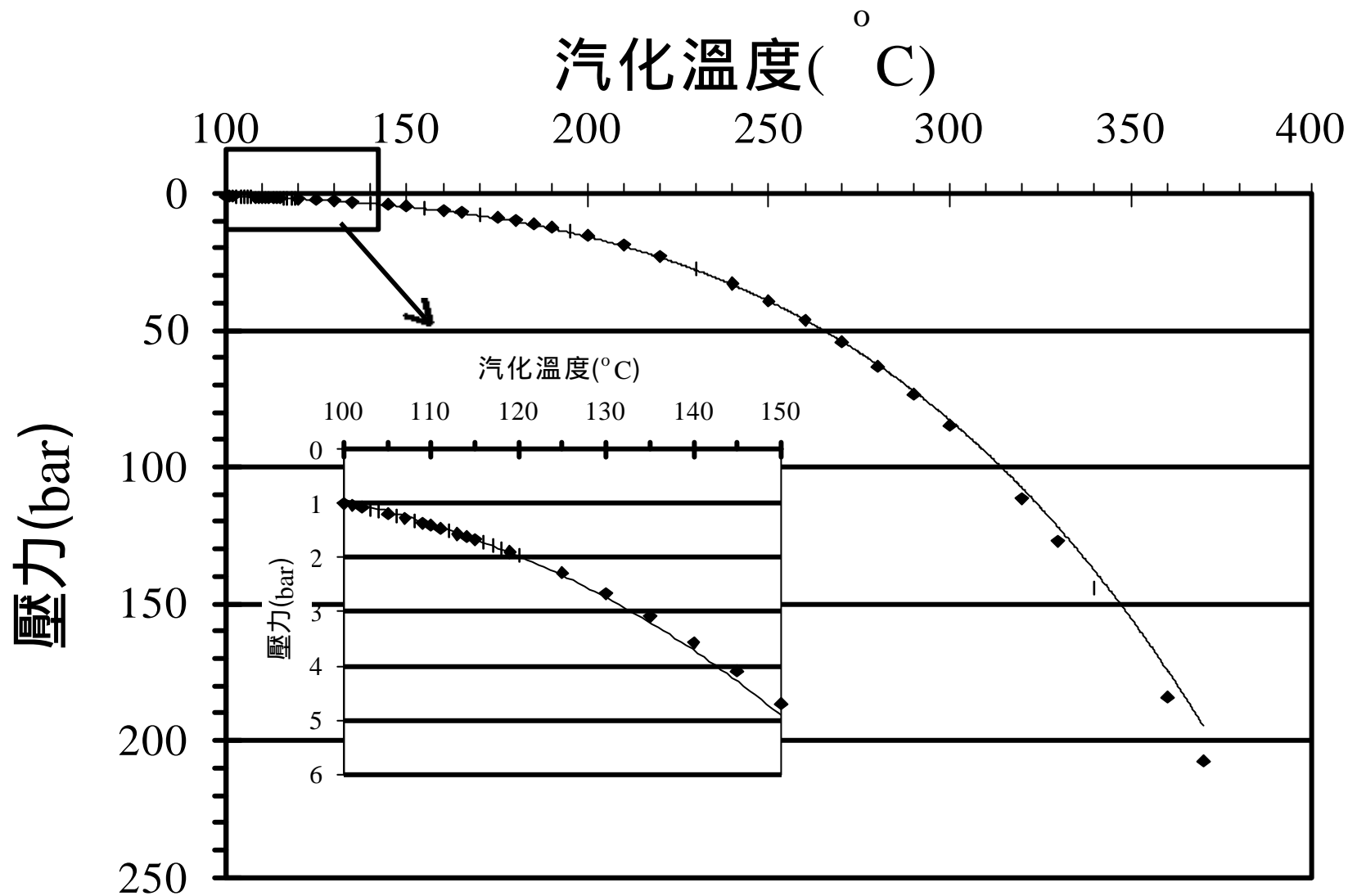


圖 3.2.1 水之飽和蒸氣壓曲線圖

深以 CTD 量測後，估計其水深約為 13 米。架設之前潛水人員首先清理欲安裝固定水溫儀的海下環境後，由船上下放水溫監測儀及固定鋼架等各項用具。水溫監測儀之探針置於熱泉口後，於欲架設鋼架的岩石上打洞，之後架上不鏽鋼架，再將儀器架上。除了在泉口放入一個溫度探針深，另一個溫度探針置於儀器本體外約 1 米外的海床，監測背景水溫。

高溫泉口之水溫監測儀之短時間架設，選擇於水深約 8 米的 E 泉口。原本預計與水位記錄同時施測，進行為期一天的觀測，但溫度探針放置在泉口經過三小時後，潛水人員發現，約原子筆大小的感應探針已遭熱液腐蝕而損毀，此種高溫型的熱液其超強的腐蝕能力，超出我們所預期，故僅得到約 3.5 小時的泉口水溫記錄。由 E 泉口得到的慘痛經歷後，筆者建議，往後若欲於強酸且高溫的泉口，進行長時間之水溫連續記錄，應對溫度探針做好相關的保護措施。

### 3.2.3 低溫型熱泉口及背景水溫之長時間記錄

儀器記錄從 2000 年 4 月 19 日下午 16:00 起，溫度記錄探針放入熱泉口內，但至 6 月 10 日後，溫度探針被熱液所含有的強酸腐蝕，所幸儀器本體未滲入海水，計錄到約 2 個月的資料。

由儀器解析之記錄得知(圖 3.2.2)，溫度探針剛放置於 A 泉口時，當時的水溫約在 40~45℃，隨後在 4 月 25 日，溫度曾一度下降至 35℃，此種水溫增高再降低的規律性非常明顯，似乎受到海流或潮汐等外力的控制。另從背景站位之溫度記錄可看出，從四月至六月份，泉口週遭的海水呈現季節性的增溫現象。夏季水溫增加的訊號，可能因為龜山島週遭的宜蘭海灣屬於淺水海域，海水受到季節性的增溫現象明顯，使表水在接近夏季時溫度略增。

2000 年 6 月 12 日之前的泉口水溫記錄，如圖 3.2.3 所示，其水溫之變化似乎有週期性的變化，這些數值經 25 小時的移動平均處理後(24 小時 50 分鐘為全日潮之週期)，發現泉口溫度對時間的變化週期約為 14 日(圖 3.2.4)，正巧與月亮引潮力所引起的潮汐變化週期相

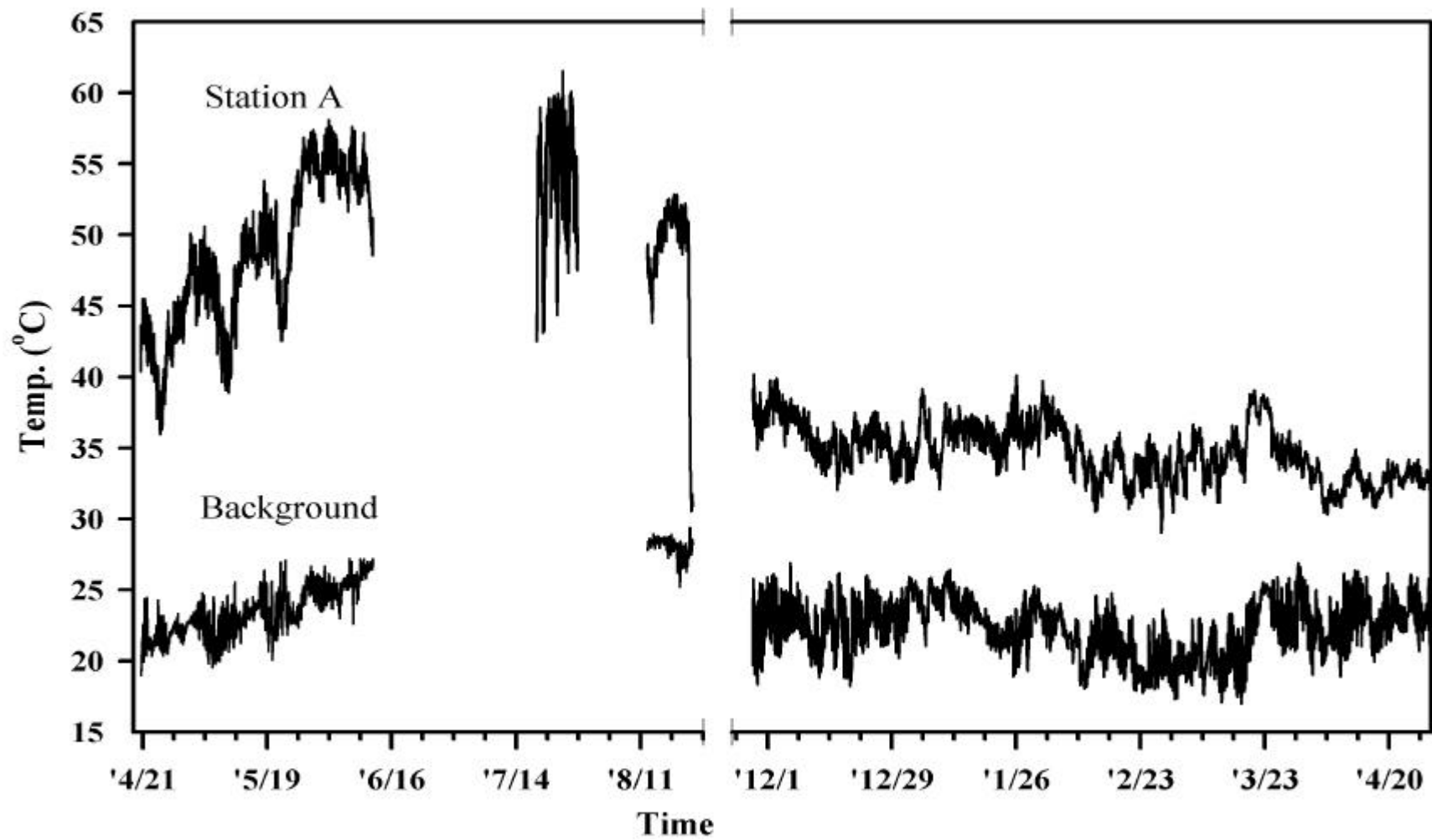


圖 3.2.2 2000 年 4 月 ~ 2001 年 4 月 A 測站噴口熱液及背景站水溫之連續記錄

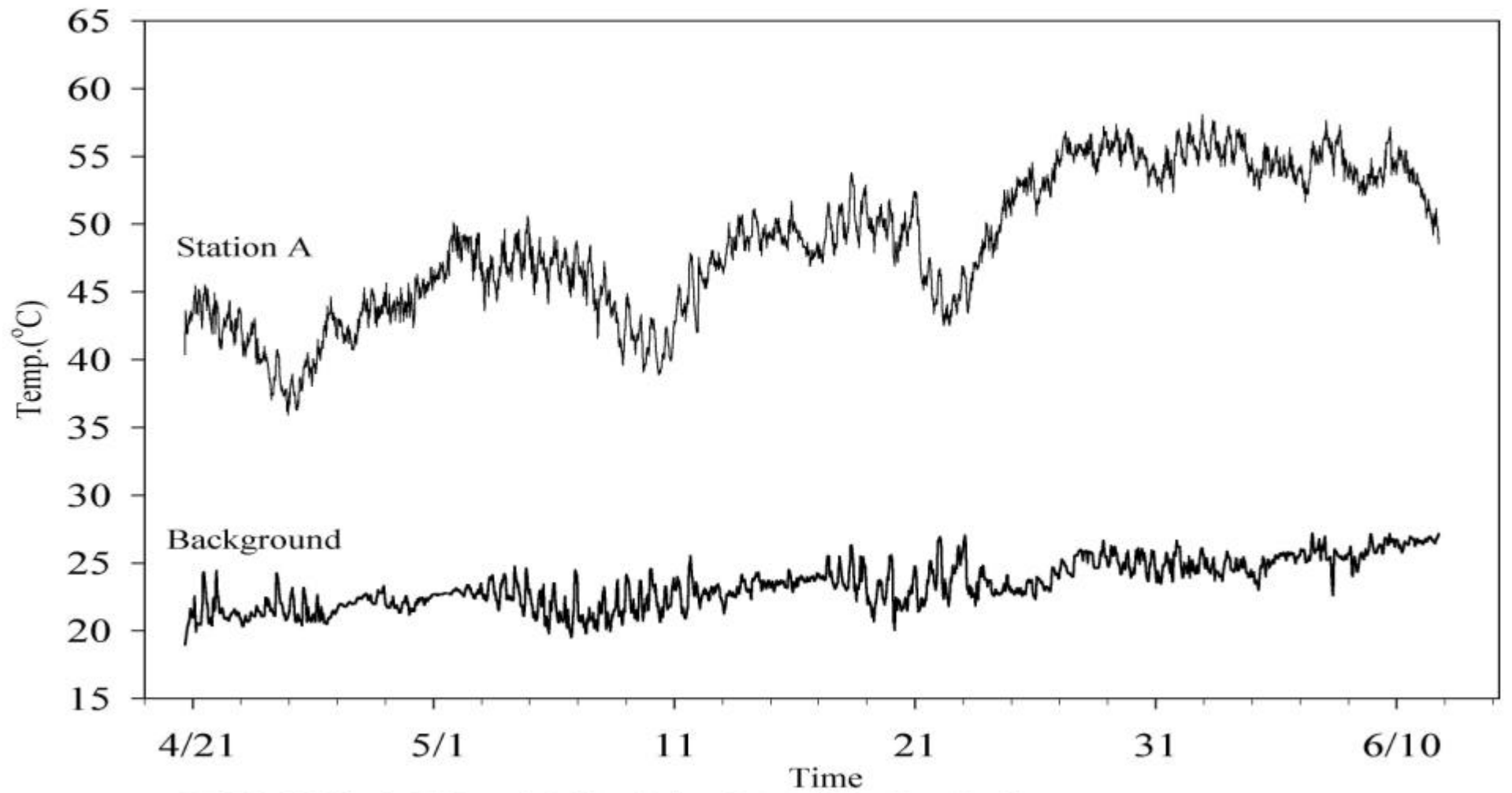


圖3.2.3 2000年4月20日~6月12日A泉口水溫及背景測站之實測值

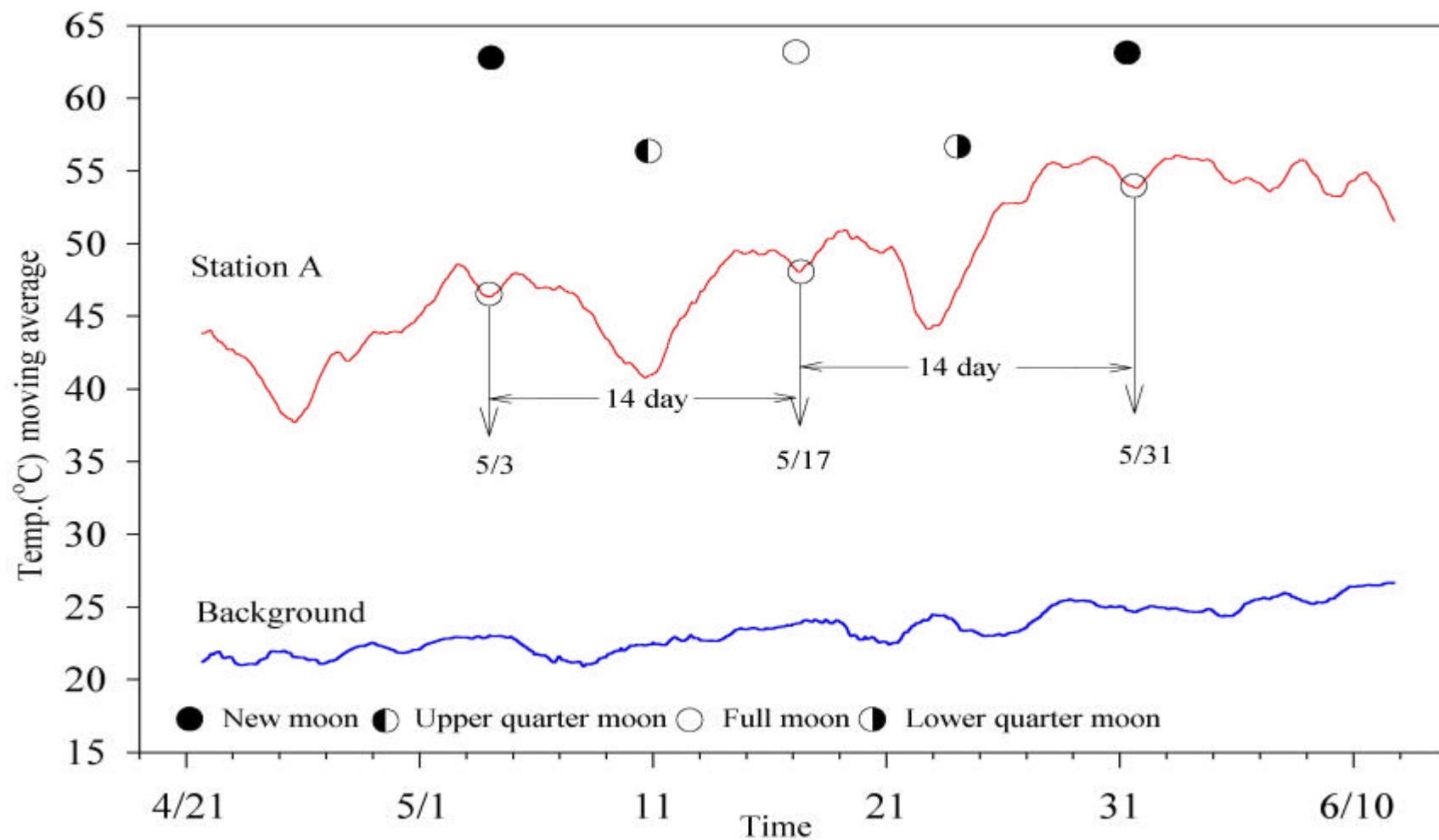


圖 3.2.4 2000年4月20日~6月12日A泉口水溫及背景測站之25 hr移動平均

關。若依短時間尺度來看，這些泉口的水溫記錄，與潮汐引起的水位差可能存有相關。筆者以 5 月 4 日之後，泉口 96 小時的水溫連續記錄，與潮汐引起的水位變化做為說明(圖 3.2.5)，龜山島週遭的潮汐差約 1 公尺，當最高水位後的 2~4 小時，可發現泉口的水溫上升至最高值，而且相互對應關係良好。筆者用簡單的迴歸分析求得，高水位之後的 3.5 小時，熱液可達到最高水溫(圖 3.2.6)，同樣可能表示與潮汐引起的水壓變化有密切的關連，且週期很短，僅數小時一次，暗示週遭海水從入滲至泉口噴出的時間可能極為短暫。

損壞之溫度探針於 7 月 18 日回收，再另外更換新的溫度記錄器，可能當時噴口的熱液溫度正日漸增高，且此時段之熱液噴發量也很大，其流經探針的流量及腐蝕能力正逐漸增強，故此一溫度探針在短短的二週之內又再度被腐蝕。雖此次的主要泉口溫度計錄資料得以保存，但背景溫度記錄資料遭入滲至記錄器本體的海水所損毀，故從記錄器所解讀出來的溫度資料可能存有問題。

8 月 12 日再度前往研究區域，安裝的溫度記錄儀器，經兩次探針遭到腐蝕的經驗，已於探針外包覆了鐵弗龍保護膜。但此次的記錄的時間僅 10 天左右，原因為 8 月 23 日的畢莉絲颱風入侵台灣，當時熱泉海域的海床泥砂可能被巨浪擾動，埋住 A 泉口，熱泉也一度停止噴發。由圖 3.2.7，可看出颱風來臨之前，泉口的水位與水溫仍然存在有相當良好的關聯性。但在颱風入侵時，泉口及背景溫度探針皆遭到砂石所掩埋，兩支溫度探針在颱風過後皆被掩埋至泥砂中。

11 月 25 日，潛水人員挖開被泥砂掩埋的溫度探針，清理熱泉口的週遭泥砂，觀察一段時間後發現，仍有少量的熱液從泉口漸漸噴出，但其噴發量及溫度已大不如前，高溫熱液可能因為長時間的阻塞，主要熱液來源之傳輸途徑已轉移至他處。12 月 25 日之後的泉口溫度在噴發時，所噴出的熱液溫度較被掩埋前低，且此泉口的溫度與時間變化關係，不再具有 14 天的明顯週期變化，而與週遭的背景溫度相似。推測 12 月 25 日之後的熱液受海水混合影響頗大，故熱液溫度變化趨勢與背景溫度相似。

由熱泉口的水溫監測統計資料可看出(表 3.2.1)，此泉口之熱液平



表 3.2.1 A 測站噴口之背景水溫及熱液溫度之統計資料

Year	Month	T <sub>avg.</sub>		ä	T <sub>max</sub>		T <sub>min</sub>		N	
		背景水溫	熱液溫度		背景水溫	熱液溫度	背景水溫	熱液溫度		
2000	4	21.7	42.2	0.8	2.4	24.4	46.8	19.0	35.9	496
	5	23.3	48.8	1.4	4.1	27.1	57.4	19.5	38.9	1488
	6	25.5	54.5	0.9	1.6	27.2	58.1	22.6	48.6	516
	8	28.1	48.7	0.6	4.9	29.4	52.8	25.2	30.5	491
	11	23.2	37.3	2.7	2.2	34.8	40.2	18.2	22.5	811
	12	22.8	35.5	1.6	1.4	26.9	40.0	18.2	31.5	4464
2001	1	23.3	36.1	1.4	1.3	26.4	40.1	18.8	31.8	4464
	2	20.8	33.9	1.6	1.6	25.0	38.6	17.3	28.9	4031
	3	21.4	35.1	2.2	1.8	26.9	39.1	16.8	30.7	3556
	4	22.9	32.6	1.4	0.9	26.4	34.9	18.9	30.3	1273

註:T<sub>avg.</sub>, T<sub>max</sub>, T<sub>min</sub> 及 N 分別表示當月份水溫之平均值,標準偏差,最大值, 最小值及總筆數

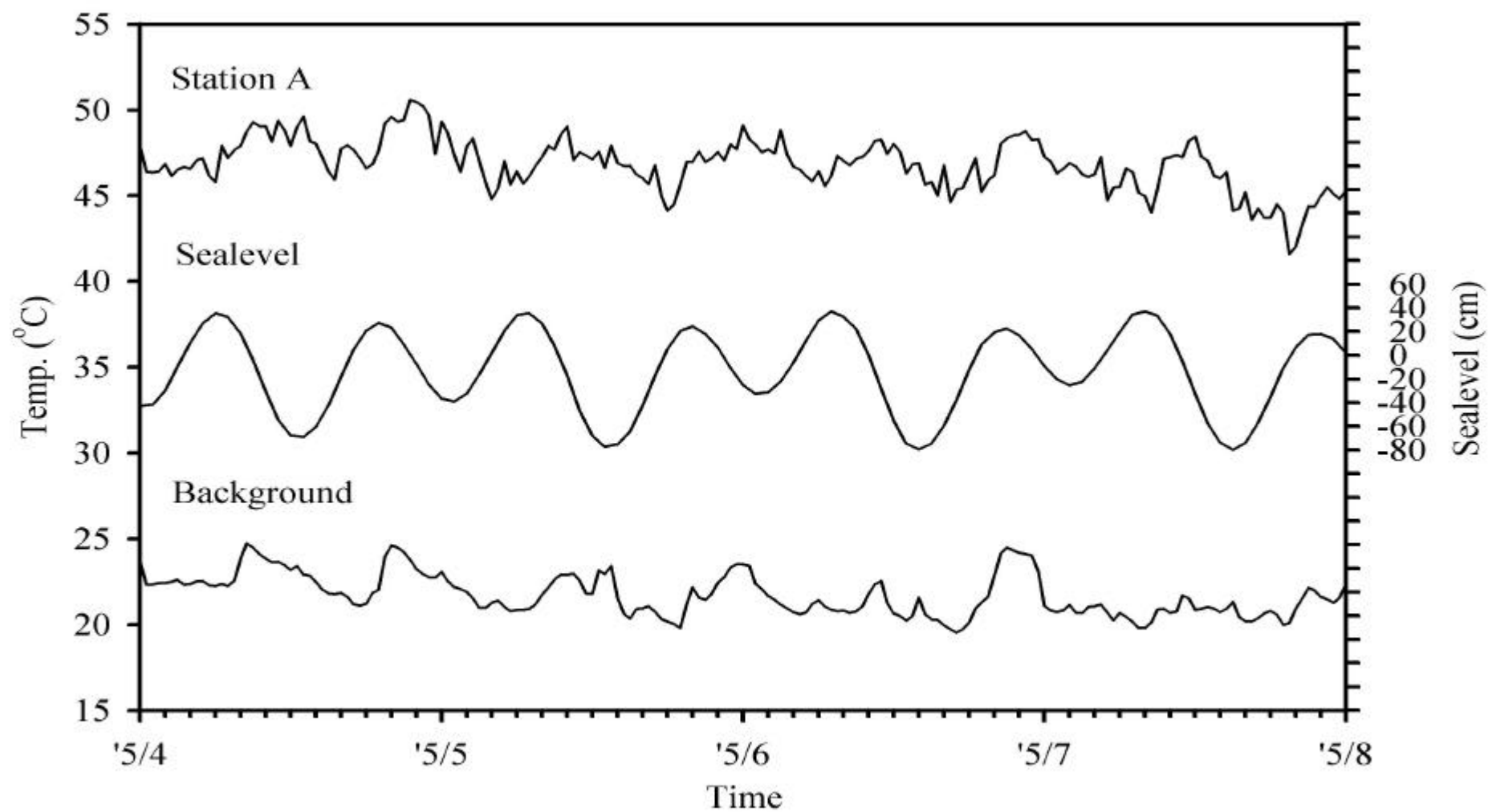
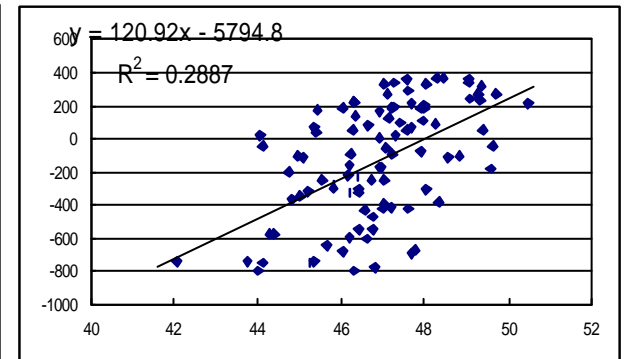
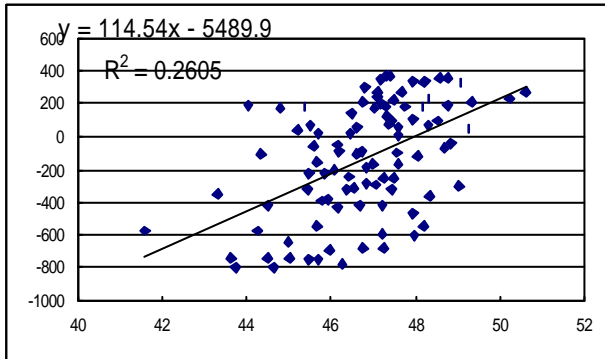
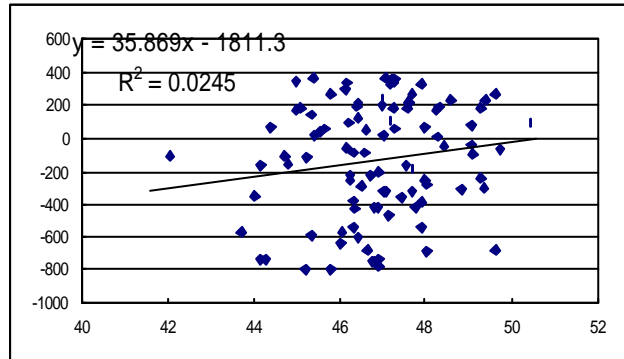
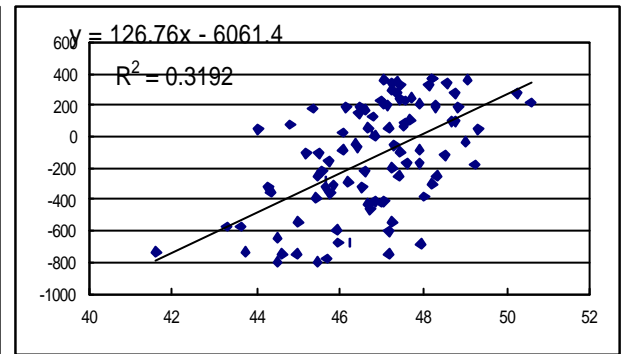
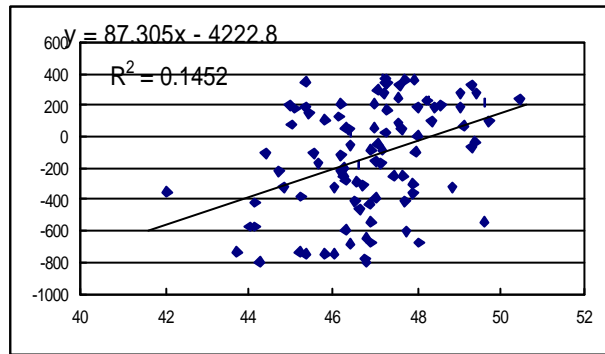
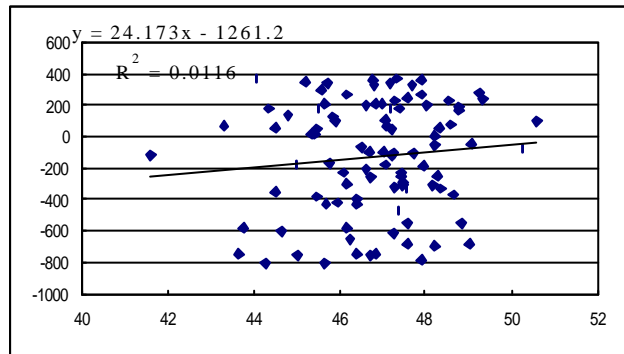
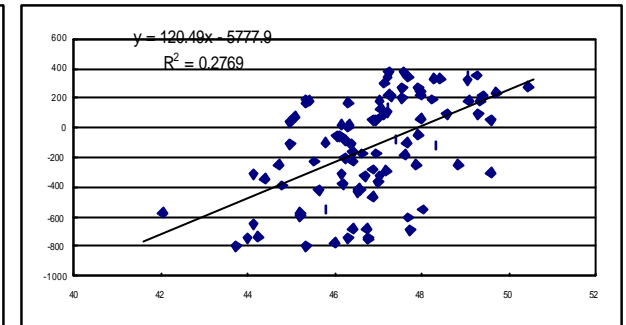
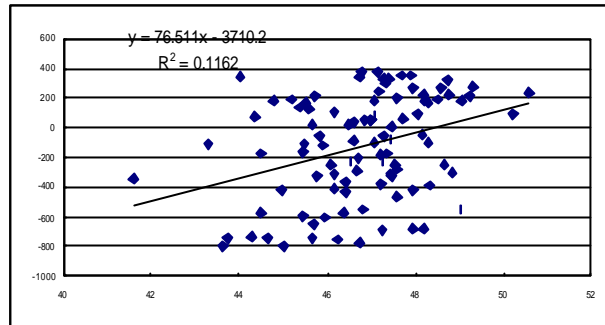
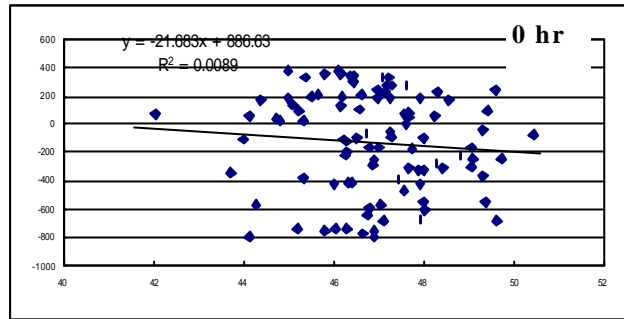


圖 3.2.5 2000年5月4日後96小時A 泉口及背景站之溫度連續記錄

Sealevel (mm)



Temp. ( C)

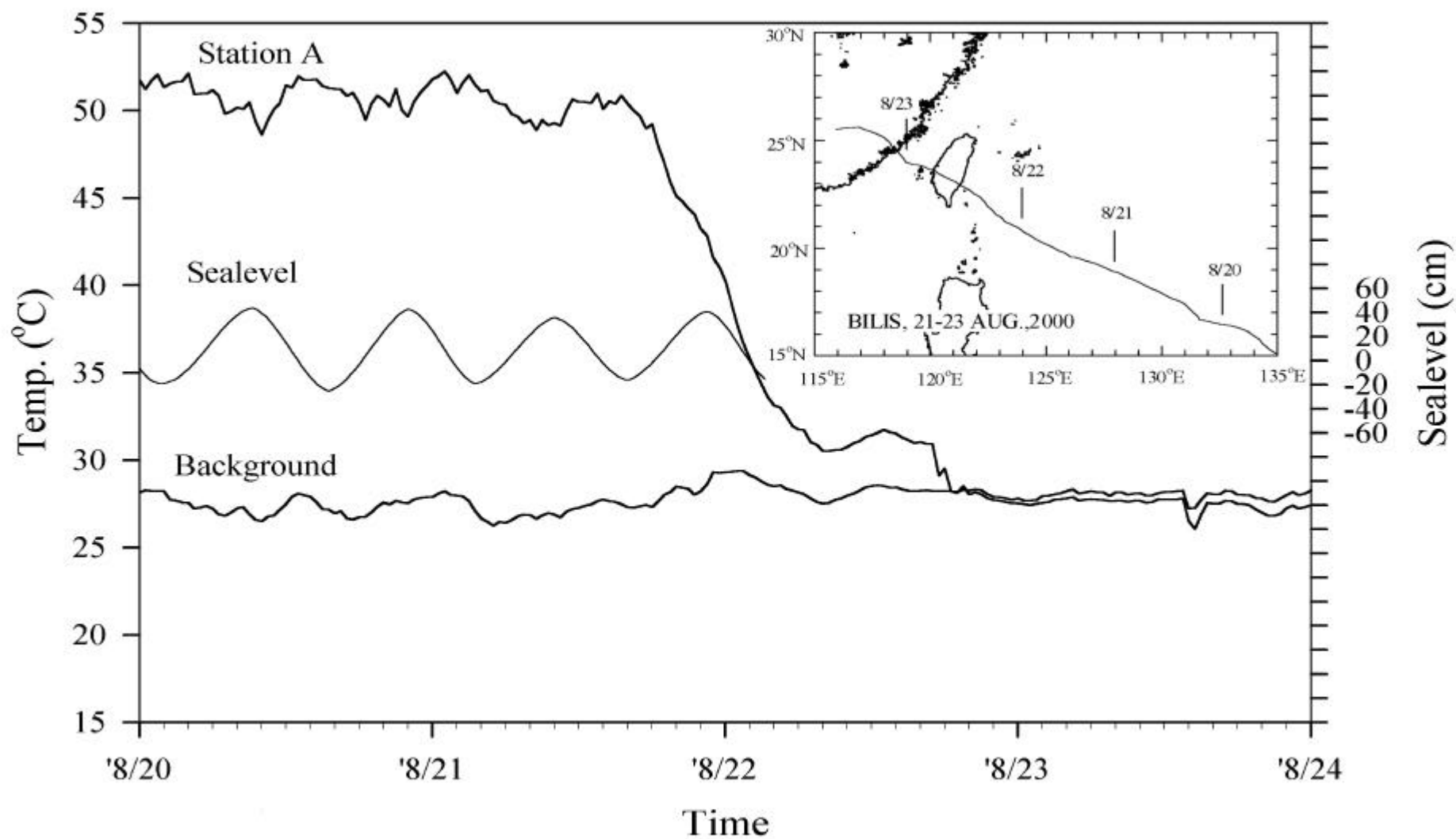


圖 3.2.7 畢莉絲颱風入侵台灣之行經路線及當時之泉口水溫變化圖

均溫度以 2000 年 6 月份的 54.5 為最高，最高測值 58.1 亦出現在當月。泉口被掩埋前的 4 個月份(2000 年 4 ; 5 ; 6 及 8 月)平均溫度各為 42.2; 48.8 ; 54.5 及 48.7 ，掩埋後 6 個月份(2000 年 11 及 12 日 ; 2001 年 1 ; 2 ; 3 及 4 月)的熱液平均水溫為 37.3 ; 35.5 ; 36.1 及 32.6 ，水溫較泉口被掩埋前明顯下降許多。值得注意的是，我們由溫度的長期觀察可知，此一泉口的平均水溫與背景平均水溫之差值，在被掩埋前介於 29.0~20.5 ，掩埋後的差值介 9.7~13.7 ，故除了溫度正逐漸的下降外，此處的泉口若經過阻塞後，除了熱液來源移走外，隨之而來的可能是泉口走向死亡的開端。

### 3.2.4 高溫型熱泉口之水溫記錄

龜山島海域因潮差引起的水位變化約可產 0.1~0.2 bar 的壓力差，在水深 10 米處，此一壓差約可使水的沸點產生 2 的變化。故可期待在高溫泉口觀察到，因水位變化引起的溫度改變。以下為 2001 年 4 月 28 日，於龜山島 E 泉口所記錄到的水溫變化描述。

架設於 E 泉口的溫度記錄資料顯示(圖 3.2.8)，噴口的水溫值最高為 115.4 (存在深度下之沸點約 120 )。記錄器從早上 8:45 開始記錄，當時噴口水溫為 110.5 ，在 3 個半小時的記錄中約有兩次的低溫記錄發生，其分別發生在 9:50 及 11:20，兩次的低溫事件與原本所預期在高水位時(4 月 28 日，早上 8:00 為最高潮，應出現最高溫度)，應該量測到高溫的熱液不一致，原因可能為筆者選擇之泉口位置距離岸上太近，受到潮波的影響很大，且測定當日為大潮，受到潮流的影響可能甚巨。另外，施測的時間太短，所記錄到的數值未達一個潮汐的變化週期，所以代表性可能不足。如何克服探針於高溫型態的泉口，進行長時間的測定而不被腐蝕且同時可以避免溫度棒被硫磺包覆的技術，及於往後找尋較為平坦的地形以利監測高溫泉口之週期變化，使記錄到的資料更久，且更且代表性是值得嘗試的。

高溫泉口的溫度記錄之最高值至 115.3 ，由於溫度探針於高溫時之解析度僅 1.2 ，故與時間作圖後，形成類似電子條碼式的帶狀外觀。由於監測期間曾出現兩次的低溫記錄，控制水溫的主要變因若

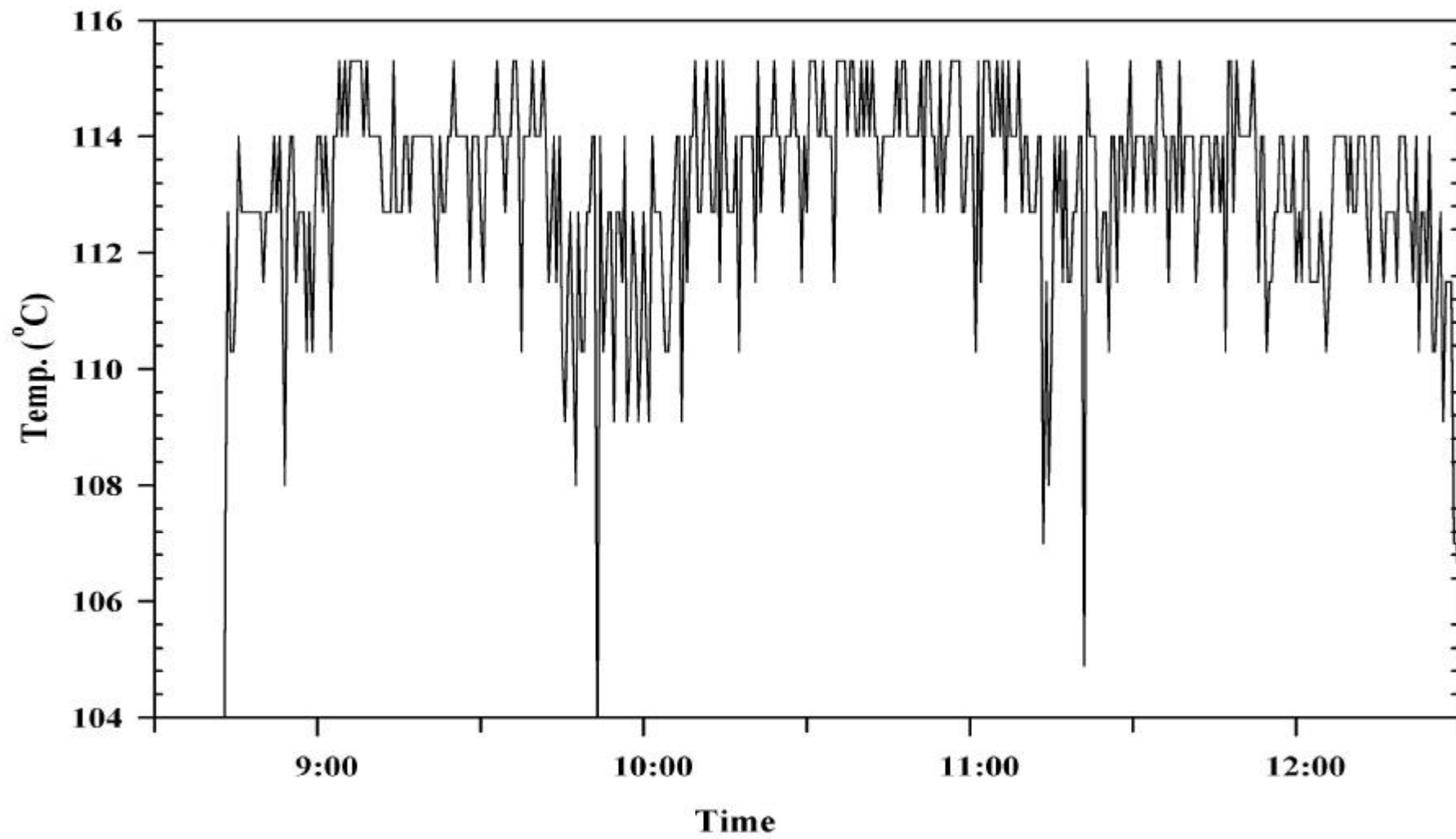


圖3.2.8 E泉口連續量測之水溫記錄表

非由潮汐所引起的壓差控制，那麼是由海流或其他原因可在短時間之內改變 E 泉口的水溫，同樣是值得再深入探究的問題。

由泉口水溫監測與之連續計錄可看出下列事項：

1. 由 A 泉口的長期水溫連續記錄顯示，泉口的水溫變化與月亮所產生引起的潮位潮相關。水溫記錄值經 25 小時的移動平均處理後，可看到泉口熱液之溫度變化週期約為 14 天。
2. 以短時間尺度來看 A 泉口之水溫連續變化記錄，當潮汐達最高水位後的 3.5 個小時，泉口熱液可達最高溫值，其可能表示熱液從入滲至噴發的時間週期不長。
3. 監測之泉口受到颱風擾動的海床所影響，曾被泥砂掩埋，經清理後的泉口雖然還有熱液冒出，但溫度已降低許多，且變化趨勢與週遭海水一致，故猜測掩埋期間熱液之主要噴發途徑已轉移至他處。
4. 高溫泉口熱液的溫度連續記錄測值，由於記錄時間很短，難以看出整體的變化的趨勢，但是所記錄到的水溫在短時間內曾經下降 2 次，若非潮汐所為，是何種外力介入所致值得探究。

## 3.3 泉口水質

### 3.3.1 泉口之現場水溫測值

熱泉口之水溫量測值為潛水採樣時，潛水人員以溫度計測得之噴口讀值。A 泉口的熱液之現場讀值介於 31~50 之間(表 3.3.1)。2000 年量測的 3 次水溫讀值，分別為 44、50 及 43 。此泉口在量測期間，曾受到碧利斯颱風入侵擾動海床的砂石，掩埋掉此泉口，使熱液一度停止噴發，11 月份潛水人員清除泥沙後，發現已經遭掩埋的泉口漸漸冒出熱液，但現場之水溫讀值，均低於掩埋前的測值。2001 年二次的水溫讀值皆小於 37 ，暗示此泉口的熱液主要供給來源已明顯變弱，且供應來源可能已轉移至他處。

B、C、D、E、F 及 X 泉口之水溫讀值，皆大於水在一大氣壓下時的沸點，屬於高溫型泉口。泉口的飽和蒸氣壓大於常壓時，量測之水溫可能會大於 100 ，當泉口存在之壓力越大(深度越深)，泉口可能出現之溫度越高，此現象乃受到特定溫度的水，含有一定的飽和蒸氣壓之影響。在多次的現場量測中，B 泉口曾被記錄到 116 的最高水溫，此溫度已接近於該泉口存在深度環境下之沸點(119~120 )。此測值是目前淺海熱泉水溫所量測到的最高記錄。

2001 年 4 月份的採樣中，除了量測泉口的水溫外，並於船上立刻量測所採集的熱液溫度，於船上立即測定的水溫皆低於現場量測值，所以在採集時，可能混入了大量的海水。例如，E 及 F 泉口的水溫為 110 及 101 ，但採集後於船上所量測到的溫度值各為 41 及 34 。假設水溫守恆，且從泉口取上來的動作很快，採樣瓶內之溫度散失很少忽略不計，採集於瓶內的熱液樣品溫度比泉口低了~60 ，由溫度看來，採入的容器內的熱液必定混入了大量的海水。故如何使用更為簡單的採樣方法，取得更純的熱液，及採樣器的設計更新，在往後的採樣中是更需要去思考及設計的。

### 3.3.2 泉口熱液之 pH

熱泉熱液的 pH 值多數低於海水，且隨著泉口存在的地質條件不



表3.3.1 龜山島熱泉口熱液水質資料

Site.	Date	Temp.(1)	Temp.(2)	Sal	pH	DO	DO	Si	Si*	Fe	Mn	Al
	mm/dd/yy	°C	°C		(25°C)	mg/L	%	μ M	μ M	nM	nM	nM
A	03/31/2000	-----	-----	33.834	2.2*	n.d.	0.0	265	293	3542	182	-----
	05/12/2000	44	-----	34.067	2.9*	n.d.	0.0	78.4	82.9	3358	<8	57593
	07/18/2000	50	-----	33.726	6.10	0.50	7.3	22.4	25.9	872	632	6842
	11/25/2000	43	-----	33.960	2.65	n.d.	0.0	245	261	31	<8	291
			-----	33.921	2.71	n.d.	0.0	198	210	121	<8	494
	03/23/2001	37	-----	34.253	2.87	3.48	45.5	349	369	8109	533	52399
			-----	34.310	3.64	0.14	1.8	50.0	54.0	269	37	682
			-----	34.290	2.97	0.93	12.2	340	359	7482	519	53326
			-----	34.302	3.19	0.69	9.0	339	359	9720	488	43874
			-----	34.247	2.92	0.49	6.4	399	421	9899	574	97247
			-----	34.256	2.91	0.31	4.0	430	455	8915	488	63426
	04/28/2001	31	24.0	34.116	5.24	2.57	37.1	262	307	211	405	45765
			26.5	34.050	5.00	3.10	46.7	357	415	12903	539	122211
			27.0	34.062	4.79	2.54	38.6	357	412	273	603	112018
			27.1	34.045	4.98	2.34	35.6	386	449	21721	603	113871
			27.5	34.042	5.79	4.32	66.0	371	434	2249	675	115725
			28.5	34.022	5.10	2.70	42.0	418	488	19976	584	126844
			30.0	33.996	4.25	1.97	31.4	452	507	1994	689	111092
B	03/31/2000	116	-----	34.669	1.8*	n.d.	0.0	89.2	107	1878	97	-----
	05/12/2000	100	-----	34.129	2.5*	n.d.	0.0	167	179	7196	<8	32852
	07/18/2000	110	-----	34.180	2.64	n.d.	0.0	89.2	94.9	7348	94	33115
C	08/12/2000	110	-----	34.600	2.10	n.d.	0.0	70.0	78.7	4454	52	21180
	11/25/2000	111	-----	36.351	1.75	n.d.	0.0	82.9	101	11097	352	509
			-----	36.460	1.80	n.d.	0.0	85.2	103	25309	526	446
	03/23/2001	103	-----	34.502	3.69	n.d.	0.0	40.7	44.1	465	15	10702
			-----	34.473	5.76	0.14	3.1	28.5	33.3	297	29	5309
			-----	34.410	3.44	5.88	129	70.0	74.9	428	38	12462
			-----	34.764	2.40	0.04	0.9	184	199	5065	22	25898
			-----	34.459	5.86	0.09	2.0	26.3	30.7	256	15	7662
			-----	34.423	2.28	0.01	0.2	219	239	5199	13	38129
-----	34.829	2.22	n.d.	0.0	226	249	373	17	17744			
D	03/23/2001	100	-----	34.303	4.68	n.d.	0.0	107	123	665	133	7987
			-----	34.210	5.27	n.d.	0.0	82.9	97.1	271	75	926
			-----	34.259	5.20	n.d.	0.0	81.5	95.3	185	21	2270
			-----	34.275	5.13	n.d.	0.0	90.0	105	566	194	17929
			-----	34.333	5.66	0.06	1.3	38.6	45.2	839	76	21172
			-----	34.282	4.70	n.d.	0.0	214	246	3458	332	49063
			-----	34.311	3.30	n.d.	0.0	45.7	48.6	468	96	17744
E	04/28/2001	110	29.0	34.089	2.69	n.d.	0.0	237	252	4622	<8	37797
			31.0	34.275	2.67	3.10	50.2	254	270	21587	437	832923
			33.0	34.283	1.97	4.42	73.9	240	277	22035	484	476177
			33.5	35.197	2.24	0.35	5.9	389	428	40253	52	797711
			37.0	34.588	2.67	1.91	34.1	466	495	33001	416	580884
			41.0	35.313	1.98	n.d.	0.0	382	440	40208	21	843115
F	04/29/2001	101	24.0	34.106	6.40	n.d.	0.0	25.1	28.6	381	35	96
			25.5	34.170	3.41	1.13	16.7	69.7	74.5	3539	148	25751
			27.0	34.149	3.03	2.67	40.5	79.5	84.0	5741	188	30940
			27.5	34.171	2.60	0.19	2.8	120	128	6099	102	41040
			28.0	34.177	2.72	n.d.	0.0	162	172	6412	177	37704
			29.0	34.273	2.38	n.d.	0.0	174	189	9053	174	47526
			34.0	34.325	2.27	n.d.	0.0	251	275	11515	133	1009905
X	03/07/1999	102	-----	34.676	1.99	1.05	52.0	51.6	46.5	759	75	-----
最小值		31.0	24.0	33.726	1.75	n.d.	0.0	22.4	25.9	31	<8	96
最大值		116.0	41.0	36.460	6.40	5.88	129	466	507	40253	689	1009905
平均值		83.3	29.5	34.373	3.57	1.65	15.1	203	221	7626	270	126149
標準偏差值		33.3	4.3	0.500	1.37	1.63	25.7	138	153	9916	234	246000
註:Temp.(1)=現場量測之泉口溫度;Temp.(2)=採集後立刻於瓶內量測之溫度												
: pH* =以石蕊試紙測定之pH測值												
: ----- =無量測												
: Si* =矽酸鹽經修正後之濃度值												

表3.3.1 龜山島熱泉口熱液水質資料(續1)

Site.	Date	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO <sub>4</sub>	Σ (-)	Σ (+)	Sal.*	Σ(-)/Σ(+)	Sal.* / Sal.
	mm/dd/yy	mM	mM	mM	mM	mM	mM	mN	mN			
A	03/31/2000	9.48	57.14	8.90	468.0	565.1	30.11	610.2	625.4	35.833	0.98	1.06
	05/12/2000	9.27	55.67	8.61	446.6	555.6	28.94	585.1	613.5	34.837	0.95	1.02
	07/18/2000	11.26	54.70	10.13	436.4	543.9	29.31	578.4	602.5	34.333	0.96	1.02
	11/25/2000	10.00	52.81	9.20	434.5	535.9	27.40	569.4	590.7	33.693	0.96	0.99
		8.61	53.23	9.20	427.8	533.2	27.34	560.7	587.9	33.391	0.95	0.98
	03/23/2001	10.75	52.38	10.29	485.7	548.3	28.25	622.2	604.8	35.452	1.03	1.04
		11.04	54.16	10.12	482.0	542.8	26.35	622.5	595.5	35.038	1.05	1.02
		10.68	54.22	10.04	478.2	545.6	27.00	618.1	599.6	35.097	1.03	1.02
		10.58	51.20	10.15	477.3	545.8	26.86	611.0	599.5	34.995	1.02	1.02
		9.98	54.41	10.35	486.5	552.7	27.63	625.6	607.9	35.588	1.03	1.04
		10.66	53.92	10.23	481.7	543.5	27.40	621.1	598.3	35.139	1.04	1.03
		10.92	55.36	10.51	495.0	559.5	27.63	638.1	614.7	36.091	1.04	1.05
	04/28/2001	9.89	55.68	11.65	487.5	543.7	27.55	630.3	598.8	35.364	1.05	1.04
		9.55	57.21	11.80	503.6	547.0	27.92	649.0	602.9	35.918	1.08	1.05
		8.94	56.63	11.40	495.9	540.2	27.37	638.4	595.0	35.390	1.07	1.04
		9.52	57.98	11.88	495.2	540.4	27.52	642.1	595.5	35.471	1.08	1.04
		10.12	57.61	11.55	498.0	540.8	27.51	645.0	595.8	35.550	1.08	1.04
10.00		56.63	11.55	496.9	539.9	27.34	641.7	594.6	35.447	1.08	1.04	
10.09		57.47	10.59	504.4	536.4	27.35	650.1	591.1	35.483	1.10	1.04	
B	03/31/2000	10.79	56.89	8.60	448.8	577.6	29.12	592.7	635.8	35.771	0.93	1.03
	05/12/2000	10.86	55.06	8.41	438.3	548.7	27.74	578.6	604.2	34.325	0.96	1.01
	07/18/2000	10.53	54.52	7.44	441.3	543.8	27.50	578.9	598.8	34.133	0.97	1.00
C	08/12/2000	10.35	53.52	8.68	440.8	524.25	27.00	577.2	578.2	33.395	1.00	0.97
	11/25/2000	10.17	53.39	9.36	455.7	541.25	30.08	592.2	601.4	34.653	0.98	0.95
		11.08	54.16	9.21	485.0	556.63	29.75	624.7	616.1	35.891	1.01	0.98
	03/23/2001	10.70	54.25	10.25	482.2	548.4	26.75	622.4	601.9	35.273	1.03	1.02
		10.46	53.44	10.11	475.9	548.9	27.02	613.8	602.9	35.137	1.02	1.02
		10.53	53.88	10.26	480.9	545.3	26.79	620.0	598.9	35.122	1.04	1.02
		10.31	53.08	10.14	475.9	543.8	27.86	612.8	599.5	35.024	1.02	1.01
		10.71	54.45	10.36	486.4	555.5	27.39	627.1	610.2	35.693	1.03	1.04
		10.84	55.51	10.43	495.9	547.5	27.21	639.0	601.9	35.643	1.06	1.04
10.58		54.53	10.29	489.4	541.2	25.97	629.9	593.1	35.113	1.06	1.01	
D	03/23/2001	10.96	55.79	10.48	498.9	549.7	26.58	642.9	602.8	35.744	1.07	1.04
		10.64	54.16	10.18	488.5	550.4	26.53	628.3	603.5	35.463	1.04	1.04
		10.56	53.77	10.13	483.8	548.7	26.35	622.6	601.4	35.260	1.04	1.03
		10.53	53.52	10.04	485.9	548.4	26.75	624.1	601.9	35.327	1.04	1.03
		10.44	52.88	9.92	470.4	544.8	26.72	607.0	598.2	34.815	1.01	1.01
		10.52	53.25	9.99	474.4	548.2	27.17	612.0	602.5	35.086	1.02	1.02
		10.37	52.59	9.96	472.7	554.6	29.48	608.5	613.6	35.472	0.99	1.03
E	04/28/2001	9.84	56.98	10.65	491.7	539.4	27.37	635.9	594.1	35.277	1.07	1.03
		9.84	56.98	10.65	491.7	547.2	27.91	635.9	603.0	35.607	1.05	1.04
		10.33	59.92	11.24	508.4	555.4	28.12	660.2	611.7	36.420	1.08	1.06
		9.97	57.05	10.58	495.0	531.6	26.61	639.6	584.8	35.010	1.09	0.99
		10.06	57.99	10.86	496.7	549.1	30.00	643.7	609.1	36.033	1.06	1.04
		10.00	57.10	11.69	501.5	557.5	29.25	647.4	616.0	36.380	1.05	1.03
F	04/29/2001	9.78	57.87	11.67	502.6	546.0	28.16	649.6	602.3	35.899	1.08	1.05
		9.81	59.47	11.06	506.9	544.2	27.70	656.5	599.6	35.909	1.09	1.05
		10.19	58.19	10.74	504.4	536.4	27.00	651.9	590.4	35.478	1.10	1.04
		10.00	60.95	11.35	530.4	548.5	29.12	683.6	606.8	36.791	1.13	1.08
		10.24	60.95	11.23	531.6	562.8	28.12	685.2	619.0	37.235	1.11	1.09
		10.19	58.04	10.88	508.3	547.0	29.71	655.7	606.4	36.206	1.08	1.06
		9.63	58.94	10.93	499.3	536.0	26.99	647.3	590.0	35.346	1.10	1.03
最小值		8.61	51.20	7.44	427.8	524.2	25.97	560.7	578.2	33.391	0.93	0.95
最大值		11.26	60.95	11.88	531.6	577.6	30.11	685.2	635.8	37.235	1.13	1.09
平均值		10.25	55.60	10.31	483.1	546.7	27.74	625.1	602.2	35.347	1.04	1.03
標準偏差值		0.54	2.30	0.96	23.3	8.9	1.07	27.2	10.0	0.736	0.05	0.03
標準海水		10.20	52.70	9.79	464.0	540.0	28.00	599.6	596.0	34.601	1.01	1.00

註: Σ(-); Σ(+)=樣品中陰離子測值總和;樣品中陽離子測值總和

sal\*=熱液主要離子所推估之鹽度值

表3.3.1 龜山島熱泉口熱液水質資料(續2; Ca, Mg, K, Na及SO4經Cl之標準化修正)

Site	Date	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO <sub>4</sub>	Σ (-)	Σ (+)	Sal *	Z(-)/Z(+)	Sal* / Sal
	mm/dd/yy	mM	mM	mM	mM	mM	mM	mN	mN			
A	03/31/2000	9.05	54.60	8.50	447.2	565.1	28.77	583.0	622.7	35.132	0.94	1.04
	05/12/2000	9.21	55.54	8.65	454.8	555.6	29.27	593.0	614.2	35.052	0.97	1.03
	07/18/2000	9.41	56.74	8.83	464.7	543.9	29.90	605.8	603.7	34.966	1.00	1.04
	11/25/2000	9.55	57.58	8.96	471.6	535.9	30.34	614.8	596.6	34.916	1.03	1.03
		9.60	57.87	9.01	474.0	533.2	30.50	617.9	594.2	34.901	1.04	1.03
	03/23/2001	9.33	56.28	8.76	460.9	548.3	29.66	600.9	607.6	34.997	0.99	1.02
		9.43	56.85	8.85	465.6	542.8	29.96	607.0	602.7	34.959	1.01	1.02
		9.38	56.56	8.81	463.2	545.6	29.80	603.9	605.2	34.978	1.00	1.02
		9.38	56.54	8.80	463.1	545.8	29.79	603.7	605.4	34.979	1.00	1.02
		9.26	55.83	8.69	457.3	552.7	29.42	596.2	611.5	35.029	0.97	1.02
		9.42	56.78	8.84	465.0	543.5	29.92	606.2	603.3	34.963	1.00	1.02
		9.15	55.16	8.59	451.7	559.5	29.07	588.9	617.6	35.083	0.95	1.02
	04/28/2001	9.41	56.75	8.84	464.8	543.7	29.91	606.0	603.5	34.965	1.00	1.02
		9.35	56.41	8.78	462.0	547.0	29.73	602.3	606.5	34.988	0.99	1.03
		9.47	57.12	8.89	467.8	540.2	30.10	609.9	600.4	34.942	1.02	1.03
		9.47	57.10	8.89	467.6	540.4	30.09	609.7	600.6	34.943	1.02	1.03
		9.46	57.06	8.88	467.3	540.8	30.07	609.3	600.9	34.946	1.01	1.03
		9.48	57.15	8.90	468.1	539.9	30.12	610.3	600.1	34.940	1.02	1.03
	9.54	57.53	8.96	471.2	536.4	30.32	614.3	597.0	34.919	1.03	1.03	
B	03/31/2000	8.86	53.43	8.32	437.6	577.6	28.15	570.5	633.9	35.249	0.90	1.02
	05/12/2000	9.33	56.24	8.76	460.6	548.7	29.64	600.5	608.0	35.000	0.99	1.03
	07/18/2000	9.41	56.74	8.83	464.7	543.8	29.90	605.9	603.6	34.966	1.00	1.02
C	08/12/2000	9.76	58.86	9.16	482.1	524.2	31.02	628.5	586.3	34.855	1.07	1.01
		9.45	57.01	8.88	466.9	541.2	30.04	608.7	601.3	34.949	1.01	0.96
	11/25/2000	9.19	55.44	8.63	454.0	556.6	29.21	591.9	615.1	35.060	0.96	0.96
		9.33	56.27	8.76	460.9	548.4	29.65	600.9	607.7	34.997	0.99	1.01
		9.32	56.22	8.75	460.4	548.9	29.63	600.3	608.1	35.001	0.99	1.02
		9.38	56.59	8.81	463.5	545.3	29.82	604.2	605.0	34.976	1.00	1.02
		9.41	56.75	8.83	464.8	543.8	29.90	605.9	603.6	34.965	1.00	1.01
		9.21	55.55	8.65	455.0	555.5	29.27	593.2	614.0	35.051	0.97	1.02
		9.35	56.36	8.78	461.6	547.5	29.70	601.8	606.9	34.991	0.99	1.02
9.45	57.02	8.88	467.0	541.2	30.05	608.8	601.3	34.948	1.01	1.00		
D	03/23/2001	9.31	56.14	8.74	459.8	549.7	29.58	599.4	608.8	35.007	0.98	1.02
		9.30	56.06	8.73	459.1	550.4	29.54	598.6	609.5	35.012	0.98	1.02
		9.33	56.24	8.76	460.6	548.7	29.64	600.5	608.0	34.999	0.99	1.02
		9.33	56.27	8.76	460.8	548.4	29.65	600.8	607.7	34.997	0.99	1.02
		9.39	56.64	8.82	463.9	544.8	29.85	604.8	604.5	34.972	1.00	1.02
		9.33	56.29	8.76	461.0	548.2	29.66	601.0	607.5	34.996	0.99	1.02
		9.23	55.64	8.66	455.7	554.6	29.32	594.1	613.2	35.044	0.97	1.02
E	04/28/2001	9.49	57.21	8.91	468.6	539.4	30.15	610.9	599.6	34.937	1.02	1.02
		9.35	56.39	8.78	461.9	547.2	29.72	602.1	606.6	34.989	0.99	1.02
		9.21	55.56	8.65	455.0	555.4	29.28	593.2	614.0	35.050	0.97	1.02
		9.63	58.05	9.04	475.4	531.6	30.59	619.8	592.8	34.892	1.05	0.99
		9.32	56.20	8.75	460.3	549.1	29.61	600.0	608.3	35.002	0.99	1.01
		9.18	55.35	8.62	453.3	557.5	29.17	591.0	615.8	35.067	0.96	0.99
F	04/29/2001	9.37	56.51	8.80	462.9	546.0	29.78	603.4	605.6	34.980	1.00	1.03
		9.40	56.70	8.83	464.4	544.2	29.88	605.4	604.0	34.968	1.00	1.02
		9.54	57.53	8.96	471.1	536.4	30.31	614.2	597.0	34.919	1.03	1.02
		9.33	56.26	8.76	460.8	548.5	29.65	600.7	607.8	34.998	0.99	1.02
		9.09	54.83	8.54	449.1	562.8	28.89	585.4	620.6	35.111	0.94	1.03
		9.35	56.41	8.78	462.0	547.0	29.73	602.3	606.5	34.988	0.99	1.02
		9.55	57.57	8.96	471.5	536.0	30.34	614.7	596.7	34.916	1.03	1.02
最小值		8.86	53.43	8.32	437.6	524.2	28.15	570.5	586.3	34.855	0.90	0.96
最大值		9.76	58.86	9.16	482.1	577.6	31.02	628.5	633.9	35.249	1.07	1.04
平均值		9.36	56.46	8.79	462.4	546.7	29.75	602.8	606.2	34.989	0.99	1.02
標準偏差值		0.15	0.91	0.14	7.4	8.9	0.48	9.7	7.9	0.065	0.03	0.01
標準海水		10.20	52.70	9.79	464.0	540.0	28.00	599.6	596.0	34.601	1.01	1.00
註: Σ(-), Σ(+)=產品中陰離子測值總和/產品中陽離子測值總和												
sal*=此液主要離子所組成之鹽度值												
標準海水取自鹽度計標準品，海水中主要離子濃度取自(Gamo et al,1997)												

同，所呈現出的 pH 值也不太一樣。EPR( East Pacific Ridge)多處熱泉熱液的 pH 值，回推至終端成份時(終端溫度~250 )，大致為 3.5 左右(Von Damm et al.,1985)。位於 MAR (Mid Atlantic Ridge) 26°N 的 TAG (Trans-Atlantic Geotraverse)熱泉，經多年的採樣調查發現，該處泉口熱液的 pH 回推至終端成份時(終端溫度為~250 )，介於 2.5~3.5 之間(Gamo et al.,1996a)。Seyfried (1979)於高壓環境下，將玄武岩與海水煮沸一段時間，模擬海水在海床下與岩石的反應，結果發現經反應後的海水 pH 值，經平衡後之數值約為 6.8。Bischoff and Dickson (1975)的岩石與海水加壓煮沸實驗亦可看出，海水的 pH 值反應至最後也是降低的，所以當海床下的地熱梯度異常，且有裂隙讓海水入滲形成熱泉的環境時，可以預期海水與地底岩石作用一段時間後，海水受熱變輕，再噴出之熱液 pH 值應較入滲前低。

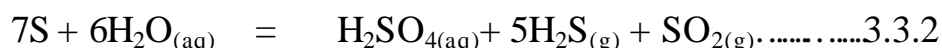
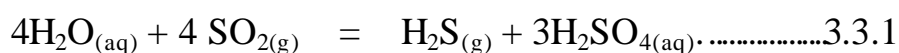
熱液(氣)噴口週遭若含有硫磺的結晶，代表泉口下方可能存有硫磺，硫磺的成因與硫化氣體有密切關係，故是否在此種地區含有較多的酸性氣體混入熱液中，使得熱液受影響，導致噴出時，出現較低的數值呢？筆者雖然沒有直接的證據，但噴口週遭存有硫磺集結的噴口(或泉口)，由文獻的記載，其 pH 值會出現較低的數值。例如：新幾內亞北方的 DESMOS 熱泉，噴口週遭有天然硫磺沉積，此處泉口熱液之 pH 值約為 2 (Gamo et al.,1997)。大屯山小油坑的地熱噴氣孔同樣含有硫磺集結的現象，同屬大屯火山群的地熱谷溫泉水 pH 值約為 1.6 (陳，1994)。故似乎噴口週遭有硫磺集結或沉積的熱泉口，熱液之 pH 值似乎會較低。

Gamo et al. (1996b) 認為 DESMOS 熱液之 pH 值受岩漿供應的  $\text{SO}_2$  作用形成硫酸，是降低熱液 pH 的要因 (式 3.3.1)。龜山島熱泉氣體中也可測到微量的  $\text{SO}_2$ ，但此種氣體於研究區域內降低熱液 pH 值的效應有多大仍有待評估。噴口為何會有硫磺的集結呢？根據陳(1994)的說法，岩漿氣體之  $\text{SO}_2$  與  $\text{CH}_4$  作用，在泉口形成硫磺結晶，且形成的硫磺在未被噴出前，有可能於地底集結成為硫磺礦床。龜山島熱泉週遭海水在入滲至地底後，與地函所釋出的  $\text{SO}_2$  氣體反應而形成硫酸，故可於熱泉口量測到極酸性之熱液，而龜山島熱液的酸化反應之進行，可能與 DESMOS 熱泉極為相似。另外，龜山島氣體組成

當中亦含有大量的 H<sub>2</sub>S，最高值約為~11% (表 3.3.2)，其來源除了多數源自地函外，一部份可能由反應式 3.3.1 所生成。

由於式 3.3.1 的自由能 < 0，反應向右進行時，為自發性反應，故岩漿氣體含有之 SO<sub>2</sub>，在上升與海水接觸的途徑當中，可輕易的反應形成硫酸增加熱液中的酸性，使其 pH 降低。同一熱液活動區域的不同泉口，所測到不同的 pH 值，原因可能為 SO<sub>2</sub> 在地底的傳輸途徑不一致，或者，地函所釋放的 SO<sub>2</sub> 含量或濃度不斷的在變化，使同一熱液活動區域，各泉口所測得數值不同。當然海水與熱液混合也能因稀釋比例的不同，造成 pH 產生不同的結果。但若由單純的混合過程所致，海水稀釋端源成份之 pH 固定值，應可以用回推的方法求出熱液之原始 pH 值。

Bondarenko and Gorbaty (1997) 的實驗發現純硫磺於適當的溫壓條件下，也能與熱水反應形成為硫酸 (式 3.3.2)。H<sub>2</sub>S 比 SO<sub>2</sub> 更為還原，當其與水結合時同樣的容易產硫酸，使水中的 pH 值變低，在此處的噴口中含有不少的 H<sub>2</sub>S，其影響熱液使之變酸的效應不容忽視。



龜山島泉口熱液的 pH 量測結果(表 3.3.1)，除了 A 泉口於 2000 年 7 月 18 日，出現為 6.1 的測值及 F 泉口於 2001 年 4 月 29 日，出現 6.4 的測值較高外，其餘泉口的測值與海水相較，數值幾乎低了 3 個單位以下。C 泉口曾於 2000 年 11 月 25 日，測到 1.75 的 pH 低值。由 3.3.1 節得知，由於採集熱液的過程中，會混入很多週遭的海水，使採集的熱液樣品因混合了海水而增加 pH 值，故若要推求泉口熱液中的原始 pH 值之實際值，還需要以水樣之 [H<sup>+</sup>] 對溫度作圖，回推至泉口沒有混入海水的高溫狀態。以 F 泉口為例，其於 2001 年 4 月 29

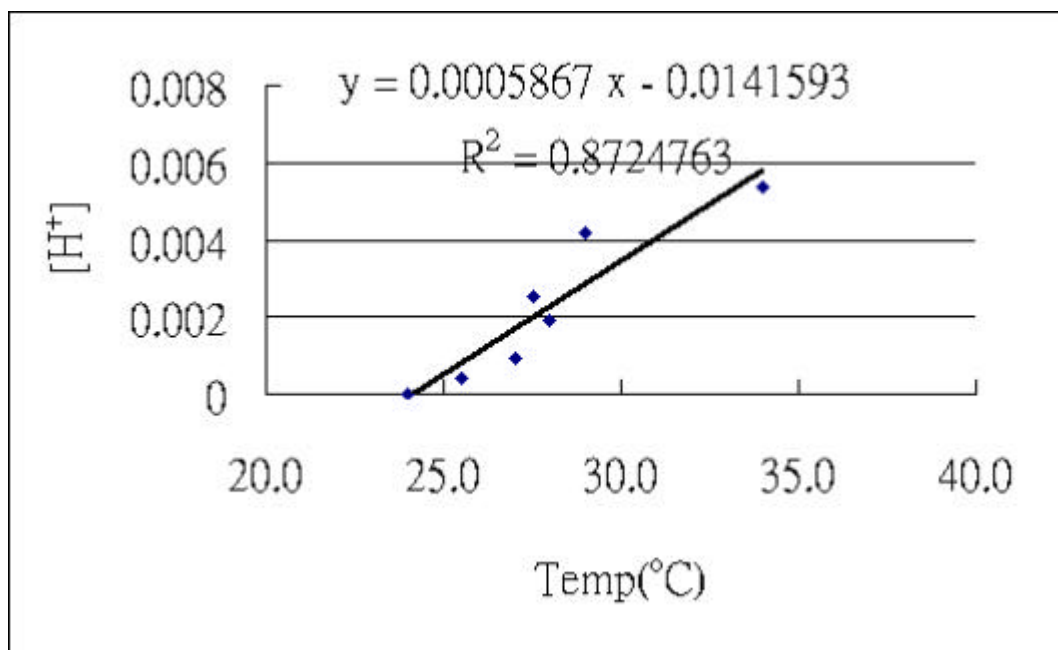


圖 3.3.1 F 泉口之氫離子濃度對水樣溫度作圖 (當水樣溫度回推至 100°C 時可得出 熱液之[H<sup>+</sup>]=0.0445,pH 值約 1.35)

日水樣所測得之 $[H^+]$ 對溫度作圖，回推至該噴口溫度時，可求出泉口熱液的 pH 值約 1.3 (圖 3.3.1)。我們在此量測到的熱液，曾經出現極低的 pH 值( $pH < 2$ )，此是繼 Gamo et al. (1996b)所測到 88 °C、 $pH=2.08$  及 Fouquet et al. (1991)所發表 400 °C、 $pH=2$  之世界熱液 pH 最低值外，目前在世界上所發現到 pH 值最低的熱液。

### 3.3.3 泉口熱液溶氧及噴口氣泡之組成

龜山島熱泉熱液溶氧測值普遍偏低，其原因可概略分為物理及化學兩大作用。物理作用為高溫的熱液，本身所含有的溶氧少，故辨別熱液之缺氧情況需以溶氧飽和度(DO %)作為辨別指標。以鹽度 35.5 的海水為例，溶氧量在 20 °C 約 7.5 mg/L，當水溫上升後溶氧量呈現指數遞減，當溫度上升至 35 °C 時，雖然 DO%不變，但是溶氧量已下降至 5.8 mg/L 左右，因此海水加溫後會漸漸的釋出溶氧，降低水中的含氧量。但是熱泉氣泡氣體中所量測到的氧氣成份，少於大氣成份，故加溫釋出溶氧的情況可能並非主要原因。降低溶氧的原因也不排除是化學作用，其為岩漿氣體成份或其挾帶出的噴發物質含有還原性的成份，當海水入滲至形成熱液的過程中，熱液溶氧被消耗也可能是降低的原因。

熱泉的熱液溶氧多數低於飽和的狀態，但 A 泉口的測值較其他泉口高，DO% 也有相同的情況，可能為低溫泉口中所混合的週遭海水較多，所以呈現出的溶氧量較其他泉口高(表 3.3.1)。在泉口採集到的熱液，由於我們已經知道會混到很多海水，在計算 DO%時不能代入泉口量測的高溫值，但是除了 2000 年 4 月份所採集的水樣，有另外量測採樣瓶內的溫度，可正確的計算出水樣之 DO%外，其他的水樣我們只好假設採到的熱液已混合了海水，水樣溫度僅泉口溫度的一半做概略的估算。在所有量測數值中，有些測值偏高跳出的原因，我們也不排除是水樣於保存或運送時，由於少數採樣瓶封口密封度不佳，導致使極為缺氧的熱液樣品溶入微量的氧所致。由於多數的熱液樣品之 DO% 甚低，顯然海水從週遭海床入滲至加熱反應區，再行噴出的過程中，入滲海水與泉口下方釋出的特殊還原物質發生反應，導致噴出熱液的溶氧含量偏低。

龜山島的海底熱泉噴口除了噴出低溶氧的熱液之外，也會噴出氣泡，這些直接從泉口收集的氣泡成份經分析後，發現氣體組成以 CO<sub>2</sub> 為主(表 3.3.2)，平均約佔了總組成的 47.7 %，其次為 N<sub>2</sub> 約佔了 35.4%。龜山島熱泉噴口噴出硫磺的特性，與大屯火山群的熱氣噴口類似，但若相較於大屯火山群的溫泉氣體(謝，2000)，噴出之氣體雖然同樣以 CO<sub>2</sub> 為主，但後者的氣體組成中，CO<sub>2</sub> 的含量介於 70.5~86.8% 之間，濃度高於龜山島噴口之氣體組成，但大屯山氣體的 N<sub>2</sub> 含量介於 6.0~16.0% 之間，其濃度較龜山島低。楊燦堯等人(1999)發現，龜山島熱液活動海域附近的海底溫泉氣泡與海水，進行氦同位素比值分析。其中一個海水樣品有達 2.3 倍空氣比值的氦同位素成份 (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He=2.3Ra)，氣泡有一致的氦同位素比值(7.3~8.2 Ra)，代表本區域於地函物質的成份正源源不斷被帶至地表，顯示地區岩漿活動正方興未艾。我們由泉口的熱液樣品中所離溶出的樣品含有的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He=2.5Ra He/Ne=4.64，同樣顯示熱液受到地函氣體的影響頗具。

表 3.3.2 龜山島熱泉氣泡中之氣體組成

Site	Date	H <sub>2</sub>	He	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	Ar	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	Total
	mm/dd/yy	(%)	(ppm)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(ppm)	(%)
A	11/25/00	0.69	40	0.16	61.76	10.76	0.23	0.61	25.79	8	100
B	05/12/00	7.47	100	0.15	42.90	11.54	0.76	0.59	36.56	500	100
C	11/25/00	2.55	24	0.50	33.81	5.60	3.42	0.35	53.77	52	100
D	03/24/01	2.96	34	0.06	19.68	4.94	11.47	0.29	60.55	240	100
D	03/24/01	3.26	36	0.05	18.80	4.90	10.76	0.28	61.92	133	100
最小值		0.69	24	0.05	18.80	4.94	0.23	0.28	25.79	8	
最大值		7.47	100	0.50	61.76	11.54	11.47	0.61	61.92	500	
平均值		3.19	47	0.18	35.39	7.55	5.33	0.42	47.72	187	
海面空氣	05/12/00	----	----	0.08	78.85	19.16	0.12	0.79	----	----	100

註:海面空氣為熱泉海域內所採集的氣體

台灣的另一處的淺海熱泉-綠島溫泉，存在的岩性同屬火成岩，但是綠島的溫泉氣體成份是以 N<sub>2</sub> 為主，其含量介於 68.7~75.6% 之間，而 CO<sub>2</sub> 的含量平均不到 0.2% (謝佩珊，2000)，故龜山島與綠島的氣體成份完成不同，二處熱液活動區域下方的氣體來源，及其形成機制不同，有待加以分別探討。



### 3.3.4 泉口熱液之鹽度

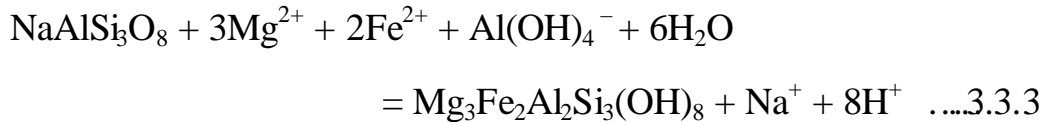
海水從海床入滲至反應區時，受到異常的地溫梯度加熱，水份不時的蒸發，導致熱液從泉口冒出時，其鹽度會較週遭的海水高出一些，這是一般可以接受的模式。除了上述的原因會增加鹽度外，海水與岩石的接觸過程中，可能也會溶出一些離子成份增加鹽度，例如，紅海地區的某些熱泉熱液，鹽度值可高達至 260，原因為海水入滲後，於地底溶解出海床下的含鹽成份，致使熱液呈現高鹽的特殊現象 (Winckler et al., 2000)。熱泉熱液有時也可能出現鹽度低於海水的情況，在大洋當中不可能有淡水的注入來源來降低泉口熱液的鹽度，此一現象在當時是個難以回答的問題，但經由將海水與岩石置於高壓、高溫的環境之模擬實驗後發現，海水會產生相分離的現象 (phase separation)，使得熱液鹽度值產生很大的改變 (Butterfield et al., 1994; Von Damm et al., 1997)。

龜山島上雖有二個湖泊，但位置均在沿岸內側，水位與外部的海水水位相當，又淡水較海水為輕，不致產生入滲至泉口的壓力差。我們從泉口採集到的熱液鹽度值與海水相似，所以龜山島的地下水應該沒有入滲至熱泉口下方，降低熱液的鹽度值。雖然此處泉口的鹽度值最高雖可達 36 (表 3.3.1)，但大多數的測值還是與海水相似，此原因應該為海水從入滲到噴發，反應期間的時間週期不久，海水沒有充份時間與岩石發生置換作用以溶出岩石中的離子成份。另外，也可能是淺海熱泉下方的反應區溫度不高，還不致於產生相分離作用，使熱液中的鹽度變化不大。

### 3.3.5 泉口熱液之主要離子(Ca, Mg, K, Na, Cl, SO<sub>4</sub>)

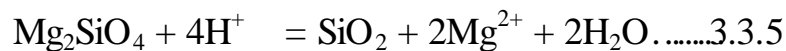
海水中主要離子的濃度因為含量高，諸如生物利用或蒸發降雨等微量的改變，宏觀來看，均不致於引起海水中主要離子的改變。但諸多海底熱泉熱液其主要離子濃度會有很大的變化，以 EPR 21°N 的熱泉為例，熱液中的 Mg<sup>2+</sup> 被岩石所取代，使熱液中的 Mg<sup>2+</sup> 比海水所含之濃度低了很多(式 3.3.3)。相反的，岩石相中的鈣質成份以 Ca<sup>2+</sup> 的形態溶到熱液中，使熱液中的 Ca<sup>2+</sup> 濃度略高於海水(式 3.3.4) (Von Damm

et al., 1985 and Pichler et al., 1999 )



上述反應是典型熱泉熱液之主要離子與岩石置換過程的一個結果，雖然並不是所有的熱液都會發生上述反應，導致熱液中的  $\text{Mg}^{2+}$  減少或  $\text{Ca}^{2+}$  增加，但海水入滲至海床下方後，在反應區被加熱形成高溫海水與岩石產生換質作用，使海水中的主要離子組成改變，而異於週遭海水是可以確定的。

Gamo et al. (1997) 於西太平洋 Manus basin，深約 2000m 的海底發現一處溫度為 88~120、pH~2 的深海熱泉，此熱液活動區域的泉口週遭富集了相當多硫磺。該熱液之  $\text{Mg}^{2+}$  回推至終端溫度時，濃度約為 49 mM，異於典型熱泉熱液。該作者推論，該處熱液在富含氫離子的濃度條件之下，岩石相中的鎂成份可能會被熱液溶解而釋出（式 3.3.5），使得熱液中之  $\text{Mg}^{2+}$  異於常見的型態（Mottl, 1983）。



龜山島熱液中的  $\text{Mg}^{2+}$  含量不但沒減少(表 3.3.1)，反而較正常的海水(52.7mM)多出約 5mM。可能的解釋為岩石中的鎂成份在極低的 pH 條件下被溶出來，如式 3.3.5 所示。 $\text{Ca}^{2+}$  在熱液樣品中則有減少的情形。由於上式為一簡單的反應式，而龜山島本體之安山岩，故岩石與酸性熱液之詳細反應如何進行尚未了解。由於此區域的熱液之主要離子組成，如  $\text{Mg}^{2+}$  及  $\text{Ca}^{2+}$  等均低於傳統之熱泉熱液，熱液與岩石的置

換作用發生於極為特殊的硫磺之地體結構中，故往後還須去了解其詳細的反應機制。

### 3.3.6 泉口熱液之矽濃度

深海熱泉口所噴發之熱液，通常  $\text{SiO}_2$  濃度含量很高，例如 EPR 21°N 之熱液，其  $\text{SiO}_2$  濃度範圍為 15.6~21.9mM 之間(Von Damm et al., 1985)。Fitzsimons 等人(1997)在水深約 10 m 的淺海熱泉當中，量測到  $\text{SiO}_2$  濃度介於 0.1~2.8 mM, Pichler 等人(1999)於 Ambitle Island 週遭海域，水深小於 10m 的 4 處海底熱泉中，量測到之  $\text{SiO}_2$  酸鹽濃度介於 3.0~3.7 mM 之間。但 Stüben 等人(1996)在義大利的一處淺海熱泉量測熱液之  $\text{SiO}_2$  濃度，發現該處熱液的濃度最大值僅 0.15mM (155  $\mu\text{mol/Kg}$ )，此數值與上述之淺海熱液之  $\text{SiO}_2$  濃度相較，至少差了 1 個數量級以上。所以淺海熱泉的  $\text{SiO}_2$  濃度分佈範圍是很廣泛的，但若相較於深海熱泉熱液的  $\text{SiO}_2$  濃度，海水在淺海熱液活動區域與岩石的反應過程，可能受到較弱的溫壓條件，致使岩石相的矽成份較深海環境更不易溶解出  $\text{SiO}_2$  成份。

石英的溶解度與溫度具有一定的關係，當溫度越高時，石英可溶出至水中之  $\text{SiO}_2$  濃度越高(圖 3.3.2)。特定壓力條件下的熱液之  $\text{SiO}_2$  終端濃度，可用石英之飽和溶解度曲線圖，來回推終端(end number)溫度，故熱液中的  $\text{SiO}_2$  濃度，向來扮演著極為重要的地位。例如，Stüben 等人(1996)等人利用一處熱泉熱液之終端  $\text{Mg}^{2+}$  濃度與  $\text{SiO}_2$  濃度迴歸回推，發現該區域之熱液終端溫度約為 50.5 。雖然還有其他的方法，可用來推求熱泉口下方的終端濃度，但是採用矽-鎂迴歸曲線法還是最簡單且傳統的方法。

熱液中所含  $\text{SiO}_2$  的測定方法，在本研究中採用維他命 C 草酸還原比色法，為使實驗之誤差減少，及得知此法運用於酸性樣品的測試條件是否依然準確，筆者嘗試使用同一  $\text{SiO}_2$  濃度，但不同 pH 條件的海水來測試，結果發現相同濃度之水樣，若存在的 pH 值低於海水時，此法之測定效率會受到一定程度的影響。例如，海水樣品 pH 的測值介於 2.0~7.5 時，此法的測定效率約為正常海水(pH~8.0)的 70~90% ，

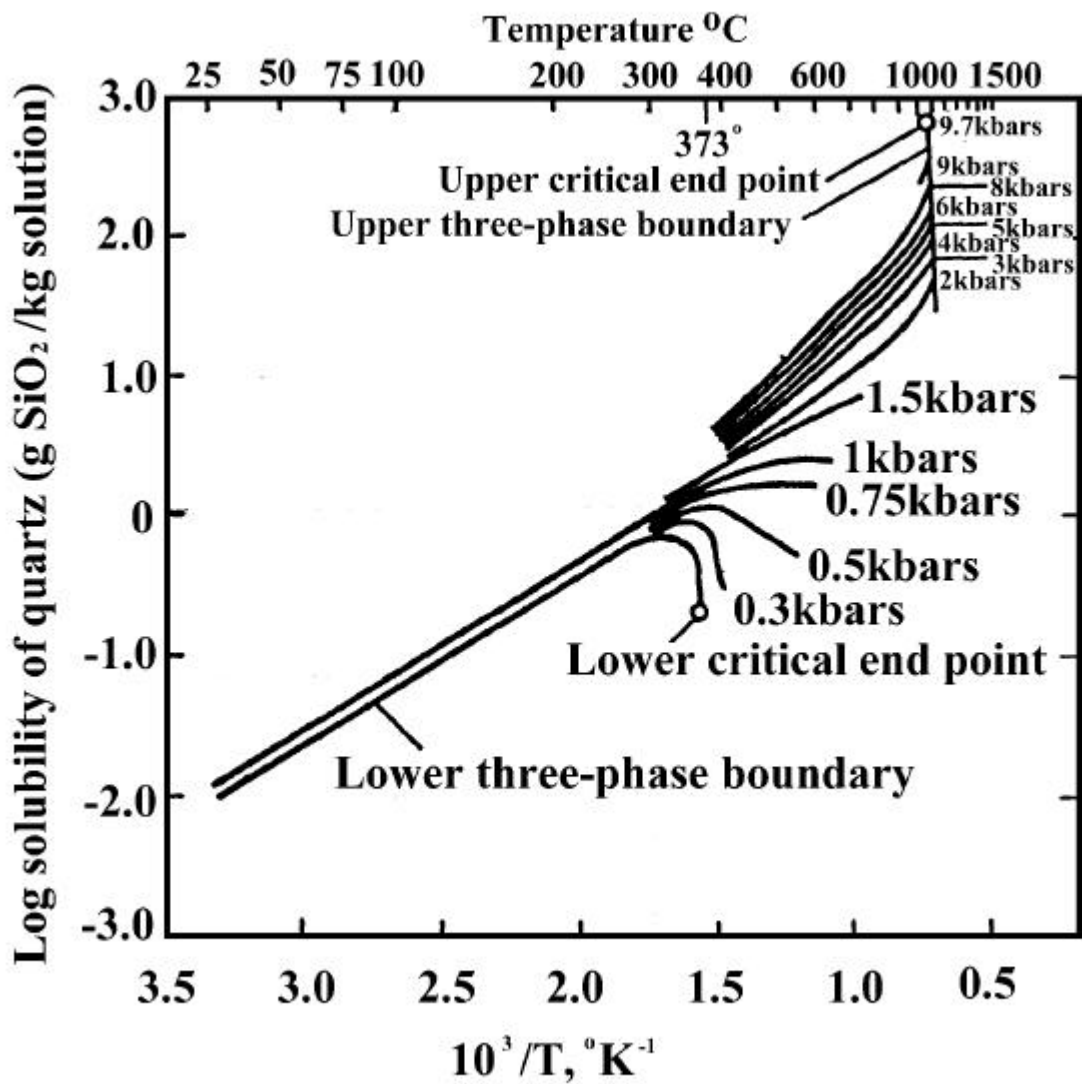


圖3.3.2 石英於不同溫壓條件下的溶解度曲線 (From Holland,1967)

一旦 pH 值固定，樣品的測定效率便呈現定值，與樣品的濃度無關(圖 3.3.3)。故使用此測定熱液樣品，應對其 pH 值做適度的修正，如此可避免低估樣品中 SiO<sub>2</sub> 濃度的測值。

龜山島熱泉之 SiO<sub>2</sub> 濃度平均為 0.221±0.152mM (表 3.3.1)，與上述熱泉熱液之 SiO<sub>2</sub> 濃度相較，測值普遍偏低，且熱液中 Mg<sup>2+</sup> 有溶出的現象，因此不能回推到鎂耗盡，再從兩者關係推求熱泉熱泉口下方的終端溫度。但為何此區熱液之 Mg<sup>2+</sup> 與 SiO<sub>2</sub> 對應關係不佳呢？其可能如式 3.3.5 所示，在極低 pH 值的熱液中，Mg<sup>2+</sup> 異常，不像一般的熱泉熱液 Mg<sup>2+</sup> 有減少的趨勢。另外，泉口熱液之 SiO<sub>2</sub> 濃度和別處熱泉相較，測值低了許多，此點可能與此處熱液的低 pH 值有關，因為 SiO<sub>2</sub> 在水中的溶解度，除了和水溫有關，另外與樣品中的 pH 值也相關，在極低的 pH 條件下，岩石中所含的矽質成份幾乎難溶於水 (Brownlow, 1996)。故在龜山島這種鎂異常的水文條件下，是無法用矽-鎂迴歸曲線法，求取泉口下方的終端溫度，往後如何使用其他如  $\delta^{34}\text{S}$  之方法 (Rees et al., 1978)，推求此處泉口下方的熱液終端溫度，是值得探討的重點。

### 3.3.7 泉口噴發熱液之金屬物質對附近表層水之影響

龜山島熱液活動所釋出之 Fe, Mn 及 Al 等三種溶解態金屬濃度平均值約 7600 ± 9900、270 ± 230 及 126000 ± 246000 nM。我們關心的是，這些熱液金屬物質擴散至附近海域後，其被表層水釋稀後的濃度是否會有明顯的影響。在本論文中我們以溶解態錳 (DMn) 的計算為例：

熱泉之熱液出水量，請參考 3.3.8 節之表 3.3.3，在此假定每口熱泉出水量皆為最大出水量 ~24 m<sup>3</sup> / hr，且假設熱液活動區域的泉口數目為 30 口，做為估算之假設。初步估計出的龜山島泉口輸出水量約 720 m<sup>3</sup> / hr，計算方式如下：

$$\begin{aligned}\text{泉口之輸出通量} &= \text{泉口最大出水量} \times 30 \text{ 口} \\ &= 24 \text{ m}^3 / \text{hr} \times 30 \\ &= 720 \text{ m}^3 / \text{hr}\end{aligned}$$

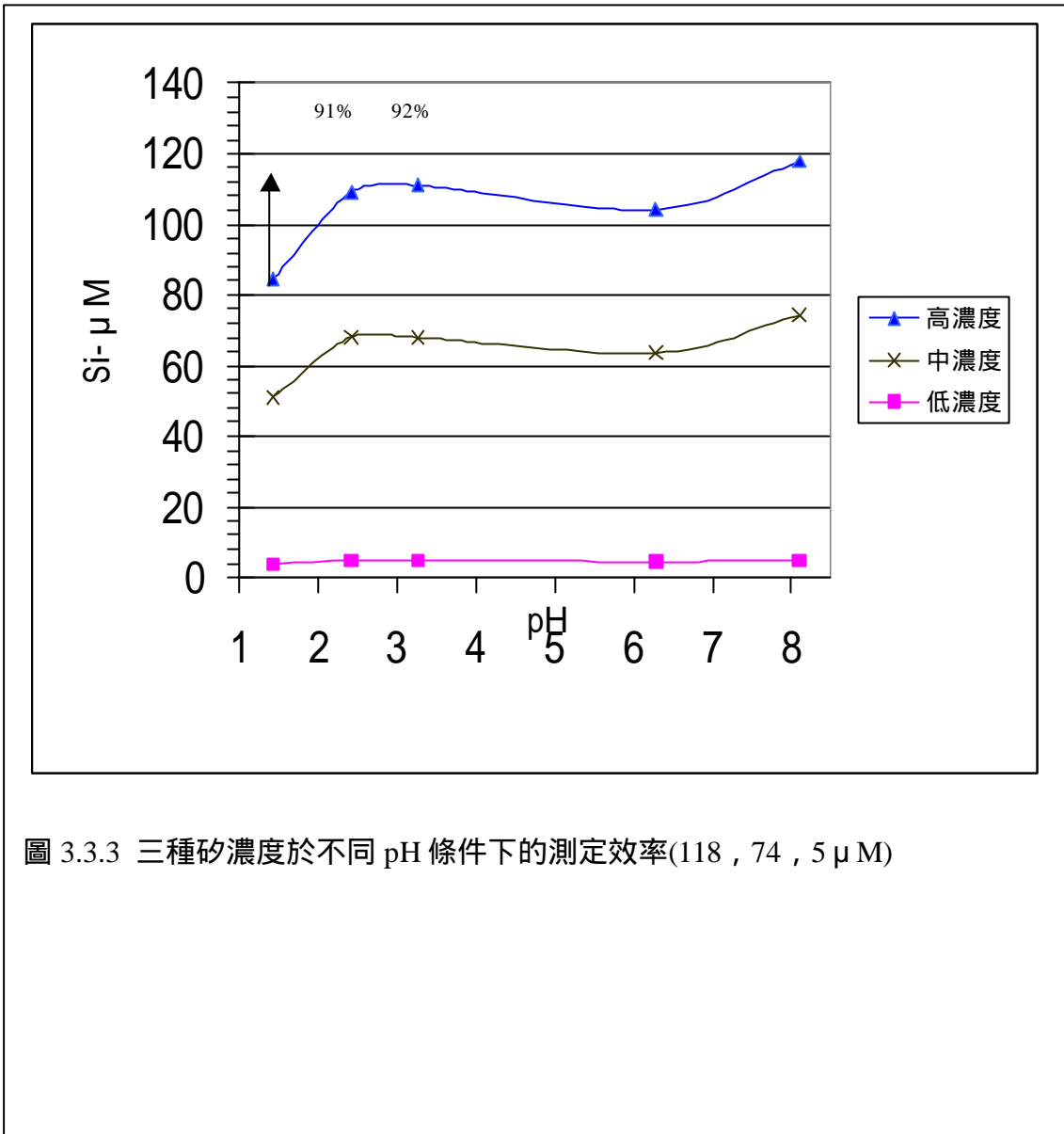


圖 3.3.3 三種矽濃度於不同 pH 條件下的測定效率(118 , 74 , 5  $\mu\text{M}$ )

龜山島熱泉之熱液活動區域屬於淺海，故排出之物質通量最後必隨著表層水擴散至週遭海域，我們假設泉口往週遭海域擴散的速率約 3.6 km / hr (2 節)，擴散深度可達 10m，擴散主軸之兩側之側面擴散距離約 5 km，由此假設可概估得出溶解錳被海水釋稀後，可影響週遭海域的濃度約  $5.4 * 10^{-4}$  nM，計算式如下。

$$\begin{aligned} & \text{龜山島 DMn 被表層水稀釋後之濃度} \\ &= \text{輸出通量} / \text{可擴散至表層水的概估流量} \\ &= 270\text{nM} * 720 \text{ m}^3 / \text{hr} / (10 \text{ km} * 3.6 \text{ km/hr} * 10\text{m}) \\ &= 5.4 * 10^{-4} \text{ nM} \end{aligned}$$

由熱泉口所排出之 DMn 被週遭表層水稀釋後之濃度約  $5.4 * 10^{-4}$  nM，故龜山島熱液活動所排出的 DMn 對於週遭海水，或者再往北輸送混入黑潮表層水進入東海，溶解錳對整個海域的影響不大。同理可估出溶解鐵(DFe)及溶解鋁(DAl)被擴散至週遭表水後的濃度約為  $1.5 * 10^{-2}$  nM 及 0.25nM。

### 3.3.8 泉口水量估算

以流速乘上截面積來估計流量的方法，是最傳統直接的，而流量的測定採用安裝於塑膠套管內之螺旋計數器(圖 3.3.4)，實際測定時將套管之引水端套住熱泉口，由單位時間內所計數到的刻度數目換算流速，再將流速乘上管柱截面積後，即可概略估算熱泉噴口之流量。

表 3.3.3 為熱泉海域下方的噴口所量測到的轉速資料及概估流量，由於潛水人員於水下操作時，無法將套管完全包含住熱泉口，故有些熱液會從縫隙中逸散，使測值較實際噴發流量小。

表 3.3.3 龜山島各泉口之流量概估表

測定位置	A 泉口	A 泉口	C 泉口	D 泉口	E 泉口	F 泉口
測定日期(mm / dd /yy)	03/23/01	04/27/01	03/23/01	03/24/01	04/27/01	04/28/01
實測資料(digit/min)	5.0	20.0	67.4	116.8	22.0	170.0
查表用值(digit /sec)	0.083	0.333	1.123	1.947	0.367	2.833
流速(cm/sec)	<15	17	35	58	17	88
截面積(cm <sup>2</sup> )	78.5	78.5	78.5	78.5	78.5	78.5
流量(L/hr)	<4000	4800	9900	16400	4800	23900

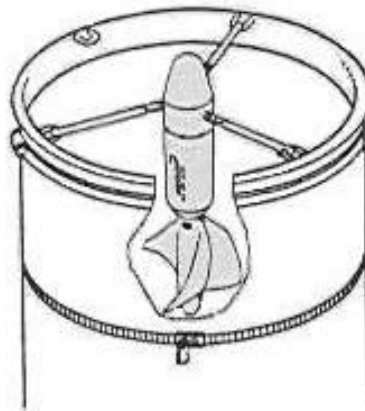


圖 3.3.4 測量泉口流量之螺旋計數器



### 3.4 熱泉口採集之礦物、岩石及沉積物資料比對

#### 3.4.1 礦物(硫磺)

龜山島海底熱泉口之外觀呈現三種型態，第一種為硫磺堆積而成的小丘，此亦為熱泉海域內的主要噴口形態，其次為外觀類似煙囪之噴口，最後為岩石之狹縫。這三種泉口經筆者觀察，能集結黃色礦物的為前二者，後者可能因溫度或其他形成的環境條件不足，在泉口沒有觀察到排硫或礦物於泉口堆集的情形。七次的採樣地點，前三次位於 B 泉口，後兩次在 C 泉口，最後一次在 D 泉口。礦物外觀的相關描述見表 3.4.1 所示。潛水人員採集到的礦物，其外觀色澤從淺黃至亮黃不等，筆者以簡單的定性分析試驗此種黃色礦物是否為硫磺，若是，其純度為何？

硫(sulfur)為淡黃色的非金屬元素，其物化性質為溶點 112.8 ，比重約 2.07g/cm<sup>3</sup>，屬極性物質，溶於苯、甲苯、二硫化碳及松節油等，在空氣中之自燃溫度約 257~261 ，自燃時與氧結合形成二氧化硫，燃燒之火焰呈現淡藍色。

黃色礦物樣品放入苯溶液，發現礦物塊會慢慢的溶解，若將樣品於置於暗室並以高溫烘燒，生成之火焰為藍色，所以由簡單的定性測試可證明採集到之礦物為硫磺。筆者再將礦物以 430 ± 10 的高溫烘燒（444.5 為硫的沸點），將硫燃燒成二氧化硫的形態逸散，得知其純度為何？燃燒後之殘餘灰份含量若很高，代表硫磺之純度低，可能混合了諸如石膏或黃鐵礦等其他礦物或其他的元素，反之，灰份含量低則代表硫磺的含硫量相當高，類似於大屯山小油坑所生成的硫磺礦。經燃燒後的硫磺含硫百分率如表 3.4.2 所示。由表中之數值，我們可得知，此地泉口所噴出的黃色礦物主要組成為硫磺，其純度高達 99.5% 以上，其中含有約 0.5% 的灰份物質，可能是硫磺以高溫存在時，從噴口下方帶出的物質。另一部份可能為硫磺形成時，外觀粗糙，因此孔隙之中含了許多的海水，取至岸上後水份蒸發所留下的鹽份。龜山島泉口所集結的硫磺很高，但海床下究竟還有多少的硫磺，是否達到可開採之量需更進一步的調查評估。

表 3.4.1 龜山島熱泉口週遭採集之礦物，沉積物及岩石之外觀描述

採樣日期 mm/dd/yy	礦物採 樣泉口	沉積物採 樣泉口	岩石採樣 泉口	樣品外觀描述
03/31/00	B	B	A	c:上部含許多氣孔，外表鬆散，呈淡黃色；底部質地較上部堅硬，氣孔少，呈色較深。 s:呈現珠狀結構，顆粒大小不一，有參雜著片狀的硫磺片及黑色之岩屑。 r:石塊外表光滑，將石塊剖開之後發現內部有微量硫磺存在。
05/12/00	B	B	A	c:整體呈現片狀，上層結構粗糙由許多小顆粒組成，下層呈色較上層深，且光滑、光亮。 s:珠狀結構為主，大小不一，有少量的片狀硫磺片及黑色之岩屑 r:岩塊外觀較為深黑且粗糙，很多的黑色顆粒散佈表面，岩塊內部之顏色又較外表黑。
07/18/00	B	B	A	c:外觀呈現片狀，結構堅硬，外部較光滑，部份外表有凸出之半球狀構造。 s:除黃色的珠狀硫磺顆粒外，發現還有深黃棕色的顆粒，樣品還參雜著大量的小顆粒岩石。 r:外表呈現灰白之外，岩石內部為灰黑色，剖開之斷裂面可清楚的看見石塊顏色白灰分明。
08/12/00	C	---	---	c:成層分明，上層有白色的粉狀附著，中層呈現半透明之亮黃色，底層平滑。 s:無採樣。 r:無採樣。
11/25/00	C	C	A	c:呈色較為淡黃，推斷是煙囪枝幹斷裂之殘骸。上部及下部均有明顯之氣孔。 s:受碧莉絲颱風擾動海床影響，沉積物樣品參雜著大量的小顆粒岩石，及黑色之岩屑。 r:外觀均較前幾次所採集的石頭大，外表呈灰白色，岩石內部呈色與外表相當一致。
03/24/01	D	C	D	c:硫磺呈現球狀外觀，經解剖發現內部同樣為黃色礦物，形成原因仍不清楚。 s:沉積物的外觀含有相當多的細顆粒的石，由攝錄影帶中發現，小沙粒由海床冒出。 r:表面部份被硫磺所包覆，外觀呈色不均勻，從黑褐色至黃銅色(如鐵塊氧化之顏色)皆有。
04/27/00	F	F	E	c:呈現塊狀，外表參雜著棕黑色的雜質。在泉口側邊下方發現條狀的硫磺。 s:沉積物呈現細小的顆粒，顆粒色澤從黃至棕黃色皆有，粒狀物中亦參雜著石頭的微粒。 r:整體呈現圓滑的鵝卵外觀，表面粗糙，敲開石頭後，內部存在著微細的硫磺結晶。

註: c 代表硫磺塊; s 代表沉積物; r 代表岩石

表 3.4.2 熱泉海域所採集的硫磺之含硫百分率

採樣位置	採樣日期	含灰量	含硫量
B 泉口	03/31/00	0.68%	99.32%
B 泉口	05/12/00	0.51%	99.49%
B 泉口	07/18/00	0.18%	99.82%
C 泉口	11/25/00	0.12%	99.88%
D 泉口	03/24/01	0.31%	99.69%
		平均值	99.64%
		標準偏差	0.21%

根據陳(1994)的說法，硫磺的來源應為地函氣體  $\text{SO}_2$  所生成，且礦物於噴口下方應有貯集區。硫磺在高溫狀態下(112.8 °C)，若以液態硫停留於地底，經長時間與週遭的岩體接觸後，再從泉口噴出時，理論上應會挾帶一些貯集區附近的化學物質，故硫磺中含有的特殊化學成份，可反應出泉口下方岩石所含有的元素成份。在分析此區硫磺所含有的元素時，採集之硫磺樣本另外委託 國立清華大學原子科學系(楊末雄 教授)分析樣品中所含有的 Na、Al、Si、K、Fe、Ni、Cu 及 As 等元素，做為比較。

筆者選用 XRF 作為測定硫磺中所含之化學元素，在測定前需先將礦物高溫燃燒，使硫元素先氧化成  $\text{SO}_2$  氣體的形式逸散，以減少測量時硫之干擾及避免儀器受到損傷。經高溫燃燒之硫磺氧化完全後，殘留在坩堝內壁的物質，呈現石膏外觀之白色結晶，底部呈現灰色至紅褐色的殘渣。這些從坩堝取下的灰渣經 XRF 測定顯示，組成當中含有相當多的鈉及氯 (表 3.4.3)，推測硫磺中所含的鹽份應該不少。矽的含量僅次於前兩者，因海水中的  $\text{SiO}_2$  僅有微量之供應來源，所以灰渣樣品中所佔有的高濃度矽質來源應來自於岩體中的成份。鎂、鉀及鈣等元素在安山岩體中的含量頗高，在測定的灰渣樣品中同樣可以測得，但此三種元素的來源亦可能為硫磺礦物表面乾掉的鹽份所供應。若由海水供應之主要離子的來源，其 Ca、K、Na、Cl 的重量比應為 0.36 % : 0.34% : 9.4% : 19.9% ，所以由 Na : Cl 的比值可以得知，

表3.4.3 硫磺以XRF測定(含標定)及清華大學之測定結果

element	unit	TY-PACS-1	TY-sulfur	the slope of TY-PACS-1			TY-PACS-1	TY-sulfur	accuracy	This Study	Dr. Yang
		intensity	intensity	content	intensity	slope	content	content	%	element in sulfur	
Na-KA	%	3.0956	25.53	3.26	3.0622	0.94	3.296	27.179	1.08	8.2E-02	1.3E-02
Mg-KA	%	5.5363	6.2134	1.45	5.51	3.80	1.457	1.635	0.48	4.9E-03	
Al-KA	%	80.072	12.704	6.47	85.555	13.22	6.055	0.961	6.62	2.9E-03	4.5E-04
Si-KA	%	364.81	84.826	26	375.03	14.42	25.291	5.881	2.76	1.8E-02	4.9E-04
P -KA	%	3.7322	0.811	0.1032	3.7691	36.52	0.102	0.022	0.98	6.7E-05	
S -KA	%	36.053	434.01	1.32	32.032	24.27	1.486	17.885	11.81	5.4E-02	
Cl-KA	%	22.578	141.12	2.39	21.717	9.09	2.485	15.531	3.89	4.7E-02	
K -KA	%	21.324	12.732	1.24	21.712	17.51	1.218	0.727	1.80	2.2E-03	6.2E-04
Ca-KA	%	49.553	15.613	2.09	50.387	24.11	2.055	0.648	1.67	1.9E-03	
Ti-KA	%	3.4596	1.6396	0.42	3.4822	8.29	0.417	0.198	0.65	5.9E-04	
V -KA	ppm	0.082	0.0358	0.0127	0.0789	6.21	0.013	0.006	3.85	1.7E-05	
Cr-KA	ppm	0.3465	0.3143	0.0113	0.3541	31.34	0.011	0.010	2.17	3.0E-05	
Mn-KA	%	1.703	0.3283	0.047	1.7201	36.60	0.047	0.009	1.00	2.7E-05	
Fe-KA	%	236.43	190.42	4.87	241.76	49.64	4.763	3.836	2.23	1.2E-02	1.6E-02
Co-KA	ppm	0.5658	0.505	0.0018	0.569	325.14	0.002	0.002	0.56	4.7E-06	
Ni-KA	ppm	0.6466	0.5743	0.0044	0.6625	150.23	0.004	0.004	2.43	1.1E-05	4.7E-10
Cu-KA	ppm	4.5224	1.1291	0.0452	4.6932	103.83	0.044	0.011	3.71	3.3E-05	1.1E-09
Zn-KA	ppm	9.4675	0.7286	0.0824	9.6472	117.08	0.081	0.006	1.88	1.9E-05	
Sr-KA	ppm	13.274	12.156	0.0277	13.277	479.31	0.028	0.025	0.02	7.6E-05	
Pb-LB1	ppm	6.5099	23.694	0.404	6.6221	16.39	0.397	1.446	1.71	4.3E-03	
As-KA	ppm	0.788	3.4481	0.0211	0.7245	34.34	0.023	0.100	8.40	3.0E-04	6.3E-07
Cd-KA	ppm	2.0725	1.451	0.0002	2.0805	8742	0.000	0.000	0.39	5.0E-07	

註:TY-PACS-1代表標定之標準樣品;TY-sulfur為灰渣之樣品;表格中之最後兩欄為筆者及楊末糖教授所求得硫磺中所含之元素

灰渣當中測出的 Cl(15.5%)，再由其推估出的 Na 之理論含量為 7%，而經測定的鈉含量約為 27%，顯然灰渣當中的 1/4 為鹽份，另外 3/4 為其他從噴口所挾帶而出的雜質。此外，鐵於硫磺中的含量高達 120 ppm，此一數量級數和硫的 540ppm 相當，硫已經過高溫燃燒，故不能以元素的型態存在，灰渣中的硫成份應以化合物的形態呈現。灰渣當中應有一些黃鐵礦(FeS)，S /Fe 的重量比為 0.57，而灰渣當中的 S : Fe 為 17.9 % : 3.8 % (S/Fe = 5.18)，故灰渣成份中的硫過量許多，鐵可能是以硫化物的形態存在，若經礦物的鑑定確認，灰渣當中應存在著黃鐵礦(FeS)。另外硫也可能與鈣結合形成石膏(CaSO<sub>4</sub>)，但和前者相同，單以 XRF 定量還不能辨視礦物種類，故樣品均需以 XRD 測定加以研判。

筆者所測得之數值與 楊末雄老師所測定的數值之比較(表 3.4.2)，除了鐵之測值較為接近外，鈉、鋁、矽及氯相差約 2 個數量級，砷、鎳及銅相差了三個數量級。由於測定的元素是存在於硫磺當中，故筆者以灰渣，推求得硫磺中之金屬濃度的誤差將會很大，故往後若要測試硫磺所含有的微量元素組成，須再與化學分析作為之比較，及找尋其他更好的測定方法。雖然二者測得之數值差異不小，但由測定之結果，仍然可獲知硫磺中含有之主要元素為何，此訊息將作為 XRD 分析時判斷礦物種類的依據。

### 3.4.2 岩石

岩石的採樣地點均位於泉口週遭，採集的岩石外觀呈色皆不盡相同，色澤從灰白至黑色皆有，其外觀描述參考表 3.4.1。這些岩石的共同特徵為外表的色澤較內部淺，且外表結構較內部鬆散，表示這些石頭可能曾與酸性熱液進行過換質作用。將岩石敲開後，可發現部份岩石內部含有微量的黃色硫磺，推測岩石除了受到換質作用，使內外顏色不一致外；內層結構含有結晶硫，可能代表這些岩石在高溫的環境與液態之硫磺共存，而液態硫在特殊狀態下得以入滲至岩石。故岩石來源除了東側崖壁坍塌落下外，另一部份可能是海床的基岩受到侵蝕的結果。

岩石研磨成粉末狀後，以 200 KN ( $10^3$ Newton)壓力，壓製約 1 克粉末樣品薄片成片狀後，以 XRF 分析岩石之化學成份，其結果如表 3.4.4 所示。

表 3.4.4 泉口週遭採集岩石之成份分析表

採樣日期 mm/dd/yy	位置 泉口	岩石組成之重量百分率(%)								總合 Sum
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	
03/31/00	A	71.1	18.6	1.4	1.4	4.1	0.6	4.1	3.3	105.2
05/12/00	A	63.2	16.1	1.5	2.6	4.6	6.6	5.3	3.5	103.3
07/18/00	A	92.9	6.7	0.8	1.2	0.7	0.2	5.5	4.5	112.4
11/25/00	A	61.8	24.8	2.9	1.6	6.2	1.1	5.9	2.9	105.3

註:2000 年 7 月 18 日於 A 泉口所採取的岩石樣品，其含矽量過高超出檢量線範圍，所計算出的 SiO<sub>2</sub> 偏高，數值僅供參考

圖 3.4.1 為一個簡單的分類圖示，圖中用岩石中二氧化矽的含量多寡，將岩石概略性的區分為超基性、基性、中性及酸性等四大類。若配合氧化鈉及氧化鉀的含量，可將火成岩區分為 15 種岩相。章懋棟 (1978)分析了該島龜首處的 5 個岩石樣品，其二氧化矽的含量介於 58.4~59.0 %，氧化鈉及氧化鉀的含量介於 4.0~5.2% 之間，以圖 3.4.1 的分類方法來辨別龜首的岩體，其屬於安山岩。

熱泉口週遭的石頭組成與龜首組成相似均為安山岩，但泉口週遭的石頭含硫量較島上岩石高，故泉口週遭的石頭可能曾與硫磺接觸過。泉口週遭岩石所測得的矽含量，若與龜首岩石相較，其含矽量也是較高的，此現象之解釋為矽在酸性環境下較不易溶解，而岩石中之其他元素仍與熱液進行著交換，長時間下所累積形成的結果。

圖 3.4.2 為台灣各火成岩區的岩石類形，圖中的 A, C 兩區屬於鹼性的岩體，D, E, F 三個區域屬於次鹼性岩體，B 區域介於鹼性與次鹼性之中。E 區包括了大屯火山群、基隆火山群、彭佳嶼和龜山島。泉口週遭所採集岩石的氧化鈉及氧化鉀及二氧化矽，若繪於圖 3.4.2 中可看出，雖然二氧化矽含量還是屬於安山岩，但因二氧化矽含量偏

高，蝕變作用已將部份的岩石變成次鹼性的岩性。而此種岩石之氧化鈉及氧化鉀的含量偏低，代表在泉口週遭的石頭經蝕變過後，其組成當中已經流失了鈉及鉀等元素。

### 3.4.3 沉積物

泉口週遭的沉積物以黃色及黃棕色的硫磺細砂為主，細砂當中包含了一些小砂粒。表 3.4.5 為沉積物灰份組成之重量百分率，測定之前事先將硫磺砂燃燒後，再將剩餘之灰份以 XRF 測定。灰份當中除了小砂粒之外，還包含了硫磺砂所殘餘的灰份物質，硫磺經加溫燃燒後逸散，故灰份中之重量組成應還是以砂粒及少量的硫化礦物為主。灰份之重量百分率含量顯示，除了 2000 年 7 月 18 日所採集的樣品灰份，其二氧化矽測值較高外，其他樣品皆低於安山岩的組成含量，故沉積物中的砂粒成份與泉口附近的岩石成份之來源可能不太一樣。我們在熱泉海域海床曾觀過海床上直接噴砂的情形，故沉積物中的砂粒是否來自於海床下方，曾經換質過的特殊岩體不得而知，尚待探討。另外沉積物的組成中，硫之重量百分率濃度介於 4.4~19.2% 之間，因此灰份中可能含有某些不能經燃燒而逸散的硫化礦物。

表 3.4.5 泉口週遭採集沉積物灰份之成份分析表

採樣日期 mm/dd/yy	位置 泉口	沉積物灰份組成之重量百分率(%)								總合 Sum
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	
03/31/00	B	35.9	4.3	0.8	17.5	5.3	1.6	7.6	15.1	88.1
05/12/00	B	26.1	2.6	0.9	18.3	10.7	1.3	7.1	19.2	81.7
07/18/00	B	83.1	3.2	0.4	6.3	2.0	0.8	5.8	5.0	106.5
11/25/00	C	58.3	2.9	0.4	6.7	1.6	0.8	18.5	4.4	93.5

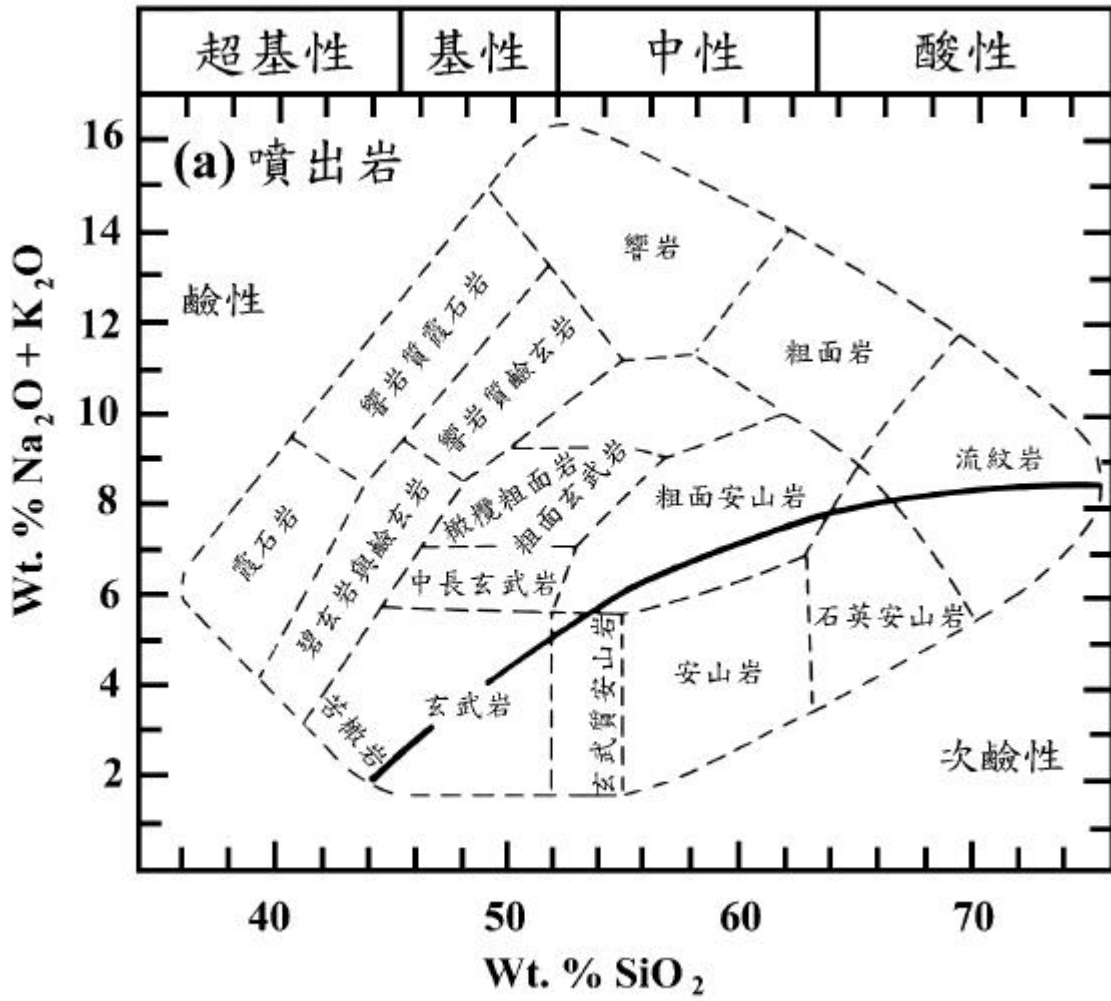
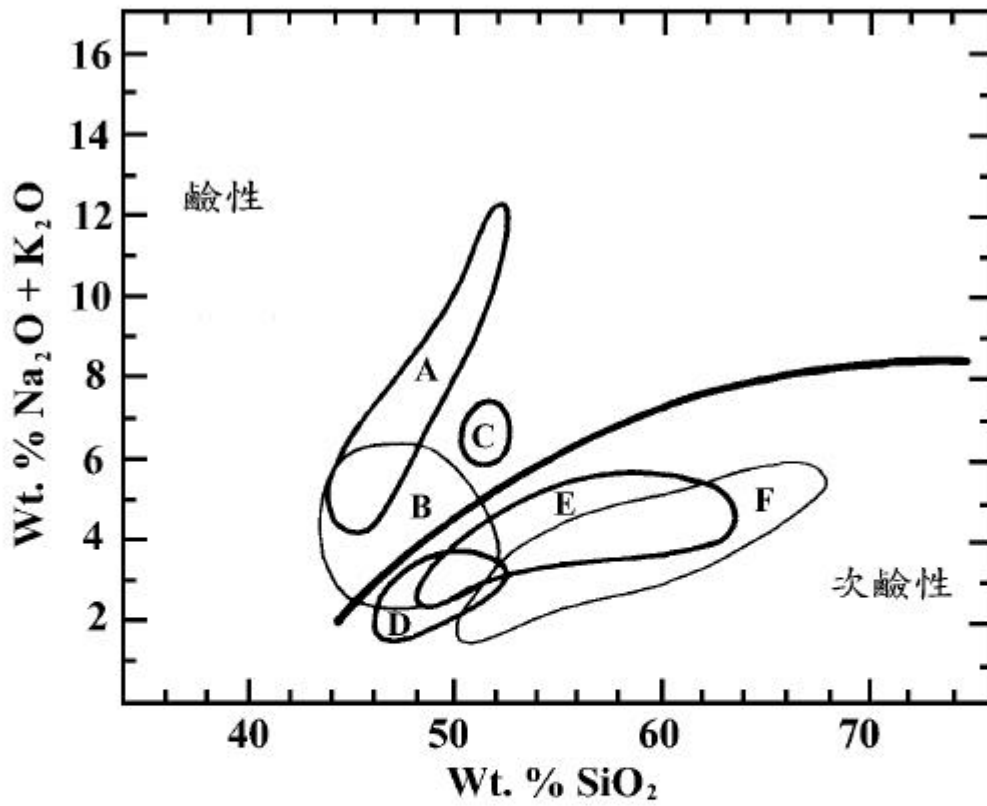


圖3.4.1 火成岩之分類示意圖(取自陳正宏, 1990)





- A. 方沸石煌綠岩
- B. 西部岩區之鹼性和砂質玄武岩
- C. 草嶺山白榴基玄武岩
- D. 關山火成雜岩之玄武質岩
- E. 大屯火山群, 基隆火山群, 彭佳嶼和龜山島安山岩
- F. 奇美火成雜岩和樂合溪安山岩

圖 3.4.2 台灣火成岩區岩石之類型(取自陳, 1990)

## 第四章 結論

1. 深海熱泉經常可觀察到黑煙囪或白煙囪的噴口，龜山島的泉口除了觀察到噴口有特殊有排硫現象之外，還曾發現一根高度約 6m 的黃色煙囪。此為世界上淺海熱泉發現煙囪的首度報導。此一熱泉活動區域之噴口多數由硫磺堆積而成，另有少數的低溫噴口沒有排硫。水下地形的調查發現，龜山島東側崖壁下方熱液活動最為活躍，此處偏向東方有一處深約 35m 的巨型凹洞，除此地形之外，海床上沒有因熱液活動造成的大型構造物。
2. 藉由長期的溫度記錄資料顯示，泉口水溫呈現 14 天的週期變化，可能與潮差所造成的沸點溫度不同有關，觀察到的現象，並未在其他的文獻中所報導。當潮汐到達最高水位後的 3.5 個小時，泉口可記錄到最高之水溫，暗示泉口下方之熱液噴發至噴口的時間不久。
3. 龜山島的泉口熱液之 pH 值，最低可達 1.75 的低值，且熱液溫度最高可達 116 °C，此記錄是目前世界上發現最低的 pH 記錄，同時也是淺海熱泉所量測的熱液最高溫度。另由熱液之鹽度值判斷，熱泉熱液中的鹽度並沒有明顯的降低，熱液之來源並無島上的淡水混入，故熱液來源單純為海水。雖然熱液中的鹽度值大多在 34 左右，但是離子組成中的鎂成份顯示稍有增加的趨勢，這和大多數熱泉中鎂被岩石取代而耗損的情形不同。熱液中的矽離子濃度則偏低，猜測為海水從入滲至噴發的時間太短，導致海水與岩石置換不完全。
4. 熱液在噴發的過程中會挾帶一些氣泡，其成份主要以 CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub> 為主，海水中所離溶出之氣體含有的 <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He 成份偏高，暗示有地函成份的混入。此處的氣體組成和國內另一處淺海綠島溫泉的組成以 N<sub>2</sub> 為主不同，故兩者之氣體來源可能極為不同。

5. 龜山島熱泉活動區域下方之沉積物型態，主要為噴發時所落下硫磺砂，其與沖澗海槽境內所發現的沉澱物類型不同。泉口週遭的石頭與島上的岩石相似均為安山岩，但某些噴口週遭可以發現如壘球大小的硫磺球，其內部剖面有年輪狀的輪廓，其成因未明。

## 參考文獻

### 中文部份

- 王崧興，1967。龜山島-漢人漁村社會之研究。大陸雜誌社，共 154 頁。
- 王國龍、鍾孫霖、陳中華、楊燦堯及陳正宏，1997。台灣北部及外海火山活動的地球化學新釋。中國地質年會八十六年年會手冊及論文摘要，407-411 頁。
- 白書禎及郭廷瑜，1995。Trident-223 三同步營養鹽測定系統(九五版)之設計與操作。國科會海研一號貴儀中心技術手冊，2-24 頁。
- 呂美玉，2000。細數龜山島之人文往事。大自然季刊第六十八期，68-76 頁。
- 呂朝城，1995。希巴辣測氧法在初級生產力測定上的應用。國立台灣海洋大學海洋研究所碩士論文，共 78 頁。
- 宋聖榮及楊燦堯，2000。火山作用的傑作/龜山島。大自然季刊第六十八期，20-25 頁。
- 何春蓀，1986。台灣地質概論-台灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所，共 163 頁。
- 李昭興、木下正高、Sibuet, J. C.、松本剛，2000。南沖繩海槽的現世海底火山和熱液循環系統。台灣之第四紀第八次研討會暨亞洲古環境變遷計畫成果發表會論文集，第 29 頁。
- 李淑芬，1996。大屯火山群七星山火山亞群熔岩層序之研究。國立台灣大學地質學系碩士論文，共 136 頁。
- 李逸環及胡健驊，1998。宜蘭灣水團與台灣北部陸棚水之關係。海洋學刊第 37 期第 1 號，89-103 頁。
- 許世傑，1998。台灣東北外海沉積物來源與傳輸以及水體中微量金屬之地球化學。國立台灣大學海洋研究所博士論文，共 268 頁。
- 許良基，1963。台灣北部龜山島之第四紀安山岩。國立台灣大學地質學系研究報告第十期，29-40 頁。

- 莊文星，1992，台灣之火山活動與火成岩。國立自然科學博物館，共 300 頁。
- 黃耀昇，1996。就地測取熱導係數法之探討及其應用於沖繩海槽西南端與東海大陸斜坡間之地熱研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 90 頁。
- 章懋棟，1978。龜山島安山岩之地球化學研究。國立台灣大學海洋研究所碩士學位論文，共 77 頁。
- 陳于高、吳文雄、劉文雄及陳正宏，1998。全新世之火山島-龜山島。中國地質年會八十七年年會手冊及論文摘要，104-105 頁。
- 陳正宏，1990。台灣之火成岩。經濟部中央地質調查所專刊，共 137 頁。
- 陳鎮東及羅建育，1998。測量元素的利器-X 光螢光分析儀。國立中山大學貴重儀器分析及應用研討會：繞射儀之原理介紹及應用，1-29 頁。
- 陳肇夏，1975。台灣溫泉成因與地熱探勘之我見。地質第一卷第二期，107-117 頁。
- 陳肇夏，1989。台灣的溫泉和地熱。地質第九卷第二期，327-340 頁。
- 陳肇夏，1994。大地的氣息-火山溫泉和地熱。內政部營建署陽明山國家公園管理處，共 308 頁。
- 楊燦堯、李昭興、劉念宗及何孝恆，1999。龜山島海底熱液氣泡與海水氫同位素比值及其在大地構造上的意義。中國地球物物理年會論文集，183-188 頁。
- 鄒玉璽，1998。南沖繩海槽的特殊地形特:虛擬實境應用之實例。國立台灣海洋大學應用地球物研究所碩士論文，共 90 頁。
- 蔡義本及許樹坤，2000。龜山島火山活動及其危害性探討。國立海洋科技博物館籌備處簡訊第十期，第 2 頁。
- 蔡慶輝，1999。沖繩海槽南端的火山及熱液作用之初步研究，國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 82 頁。
- 蔣富清，1998。沖繩海槽現代海底熱液活動研究概況。中國科學院海洋科學院研究所調查研究報告第 3515 號，25-28 頁。
- 鍾仕偉，1995。濃縮管柱板塊模式之建立及對測定海水中微量物質之

- 應用。國立台灣大學海洋研究所博士論文，共 237 頁。
- 謝佩珊，2000。台灣地區溫泉與泥火山氣體來源之初探。國立台灣大學地質學研究所碩士論文，共 77 頁。
- 魏慶琳、孫守仁及黃琛翔，1991。台灣東北海域水體錳元素分佈初探。台灣大學海洋學刊第二十六期，85-93 頁。
- 羅建育，1996。台灣高山湖泊沉積物之元素分佈與古氣候。國立中山大學海洋地質及化學研究所博士論文，共 196 頁。

## 英文部份

- Bischoff, J.L. and Dickson, F. W., 1975. Seawater-Basalt interaction at 200 and 500 Bars: implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 25, 385-397.
- Bondarenko, G. V. and Gorbaty Yu. E., 1997. In situ Raman spectroscopic study of sulfur-saturated water at 1000 bar between 200 and 500 . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1413-1420.
- Brownlow, A.H., 1996. *Geochemistry*. Prentice Hall, New Jersey, 580 p.
- Butterfield, D.A., McDuff, R.E., Mottl, M.J., Lilley, M.D., Lupton, J.E. and Massoth, G.J., 1994. Gradients in the composition of hydrothermal fluids from the Endeavour segment vent field: Phase separation and brine loss. *Journal of Geophysical Research*, 99(B5), 9561-9583.
- Chen, C.T.A., 1981. Geothermal system at 21°N. *Science*, 211, 298.
- Chen, Y.G., Wu, W.S, Chen, C.H. and Liu T.K., 2001. A date for volcanic-eruption inferred from a siltstone xenolith. *Quaternary science reviews*, 20, 869-873.
- Dando, P.R., Hughes, J.A., Leahy, Y., Niven, S.J., Taylor, L. J. and Smith, C., 1995. Gas venting rates from submarine hydrothermal areas around the island of Milos, Hellenic Volcanic Arc. *Continental Shelf Research*, 15, 913-929.
- Edmond, J. M., Measures, C., McDuff, R. E., Chan, L. H., Collier, R., Grant, B., Gordon, L.J. and Corliss, J.B., 1979. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 1-18.

- Fitzsimons, M.F., Dando, P.R., Hughes, J.A., Thiermann, F., Akoumianaki, I. and Pratt, S.M., 1997. Submarine hydrothermal brine seep off Milos, Greece: Observation and geochemistry. *Marine Chemistry*, 57, 325-340.
- Fornari, D.J. and Embley, R.W., 1995. Tectonic and volcanic controls on hydrothermal processes at Mid-Ocean Ridge: An overview based on near-bottom and submersible studies. In Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson R.E. eds., *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions*. American Geophysical Union, Washington D.C., 1-46.
- Gamo, T., Chiba, H., Masuda, H., Edmonds, H.N., Fujika, K., Kodama, Y., Nanba, H. and Sano, Y., 1996a. Chemical characteristic of hydrothermal fluids from the TAG mound of the mid-Atlantic Ridge in August 1994: implications for spatial and temporal variability of hydrothermal activity. *Geophysical Research Letters*, 23, 3483-3486.
- Gamo, T., Ishibashi, J. and Shitashima, K., 1996b. Unique hydrothermal fluid from the DESMOS caldera, Manus Basin: reply to comments by Resing, J.A. and Sansone, F.J. . *Deep-Sea Research I*, 43, 1873-1875.
- Gamo, T., Okamura, K., Charlou, J.L., Urabe, T., Auzende, J. M., Ishibashi, J., Shitashima, K. and Chiba, H., 1997. Acidic and sulfate-rich hydrothermal fluids from the Manus back-arc basin, Papua New Guinea. *Geology*, 25, 139-142.
- Holland, H. D., 1967. Gangue minerals in hydrothermal deposits. In Barnes, H. L. eds., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Rinehart & Winston, New York, ??-??.
- Karson, J. A. and Brown, J.R., 1988. Geologic setting of the Snake Pit hydrothermal site: an active vent field on the Mid- Atlantic Ridge. *Marine Geophysical Research*, 10, 91-107.
- Lee, C. S., Shor, G. G., Bibee, L. D., Lu, R. S. and Hilde, T. W. C., 1980. Okinawa Trough: origin of a back-arc. *Marine Geology*, 35, 219-241.
- Letouzey, J. and Kimura, M., 1986. The Okinawa Trough: Genesis of a



- back-arc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, 125, 209-230.
- Liu, C.C., 1995. The Ilan plain and the southwestward extending Okinawa trough. *Proceeding of the Geology Society of China*, 38(3), 229-242.
- Marumo, K. and Hattori, K. H., 1999. Seafloor hydrothermal clay alteration at Jade in the back-arc Okinawa Trough: Mineralogy geochemistry and isotope characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 2785-2804.
- McMurty, G.M., Sedwick, P.N., Fryer, P., VonderHaar, D.L. and Yeh, H.W., 1993. Unusual geochemistry of hydrothermal vents on submarine arc volcanoes: Kasuga Seamounts, Northern Mariana Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 517-528.
- Mottl, M. J., 1983. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal system at mid-ocean ridges. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 161-180.
- Pai, S.C., Whung, P.Y., Chen, C.T.A. and Jeng, K.L., 1990. A low contamination Chelex-100 technique for shipboard pre-concentration of heavy metals in seawater. *Marine Chemistry*, 29, 205-306.
- Pichler, T., Veizer, J. and Hall, G.E.M., 1999. The chemical composition of shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and their effect on ambient seawater. *Marine Chemistry*, 64, 229-252.
- Rees, C.E., Jenkins, W.J. and Monster, J., 1978. The sulfur isotopic composition of ocean water sulphate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 377-381.
- Scott, S.D., 1997. Submarine hydrothermal systems and deposits. In Barnes, H.L. ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 797-875.
- Sedwick, P.N., McMurtry, G.M. and Macdougall, J.D., 1992. Chemistry

- of hydrothermal solutions from Pele's Vents, Loihi Seamount, Hawaii. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3643-3677.
- Seyfried, W. E., 1979. Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70 °C and 150 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1937-1947.
- Stüben, D., Sedwick, P. and Colantoni, P., 1996. Geochemistry of submarine warm springs in the limestone cavern of Grotta Azzurra, Capo Palinuro, Italy: evidence of mixing-zone dolomitisation. *Chemical Geology*, 131, 113-125.
- Suppe, J., 1984. Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near Taiwan. *Memoir of Geological Society of China*, 6, 21-34.
- Von Damm, K.L., Edmond, J.M., Grant, B. and Measures, C.I., 1985. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° East Pacific Rise. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2197-2220.
- Von Damm, K.L. and Bischoff, J.L., 1987. Chemistry of hydrothermal solutions from the southern Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, 92(B11), 11334-11346.
- Von Damm, K.L., Buttermore L.G., Oosting S.E., Bray A.M., Fornari., Lilley M.D. and Shanks W.C., III, 1997. Direct observation of the evolution of a seafloor 'black smoker' from vapor to brine. *Earth and Planetary Science Letters*, 149, 101-111.
- Winckler, G., Kipfer, R., Aeschbach, H.W., Botz, R., Schmidt, M., Schuler, S. and Bayer, R., 2000. Sub seafloor boiling of Red Sea Brines: New indication from noble gas data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1567-1575.
- Yeh, Y.H., Lin, C.H. and Rocker, S.W., 1989. A study of upper crustal structures beneath northeastern Taiwan: possible evidence of the western extension of Okinawa Trough. *Proceedings of the Geological Society of China*, 32, 139-156.