

龜山島海底熱泉初探

郭富雯 陳鎮東

國立中山大學海洋地質及化學研究所

摘要

台灣位處西太平洋島弧系列，即歐亞大陸板塊與太平洋板塊交界處，地震相當頻繁，並產生地熱現象。佇立於宜蘭海灣外的龜山島，其東側海面下方有明顯的海底熱泉噴發。噴出熱水的同時，也不斷的湧出硫磺懸浮顆粒及硫化氫氣體。每年東北季風吹起時，宜蘭北關、頭城一帶便能聞到淡淡的硫磺氣味。噴發時的熱水呈現高溫 (116°C)、高酸性(pH<2)、低溶氧的特質，同時也含有大量金屬元素。龜山島的海底熱泉研究至今未見完整的調查報告，本文即針對此處之水文與水質做初步的探討。

一、前言：

由於台灣島位於西太平洋島弧之上，即歐亞大陸板塊與太平洋板塊交界處，因此台灣本島上和東部海域除了地震頻繁之外，北部及東部近海也曾發生火山活動(陳, 1981)。(何, 1982)指出東北外海五個火山島(棉花嶼、花瓶嶼、彭佳嶼、基隆嶼及龜山島)當中，僅在龜山島可見到噴氣孔及硫氣孔，該島的地熱活動甚至比大屯山地熱帶還要劇烈，顯然地下岩漿仍相當活躍。

龜山島位於東經 121° 55'，北緯 24° 50'，隸屬於宜蘭縣頭城鎮，即大溪港東方 8 哩處(圖 1)。島之形狀如海龜，面積約 2.7 平方公里，地勢分為東側之龜首、中部之龜甲及西側之龜尾等三部份(莊, 1992)。本探測於 1999 年 3 月 4 日至龜山島噴泉口海域潛水採樣，實際測得噴泉口的熱液高達 102°C；此熱液之酸鹼值低於二，也就是比醋酸還要酸十倍以上，同時也含有大量金屬元素。

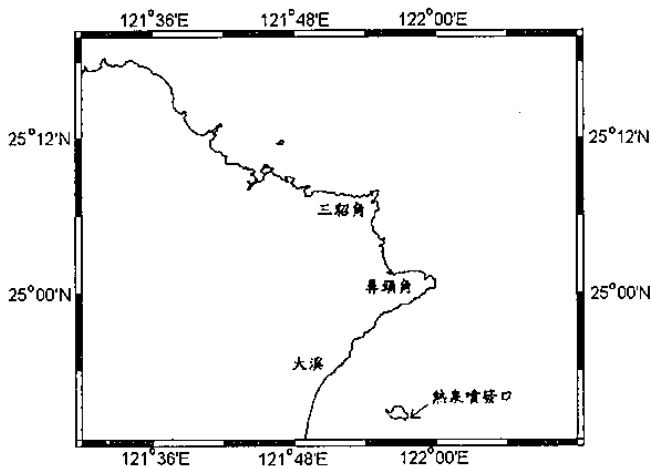


圖 1. 龜山島熱泉口噴發位置圖

經初步調查該硫氣孔分佈於龜首之前端，及龜甲部最高處之崖下；此兩地亦是爆裂火山口之殘址，附近岩石受硫氣作用而變質，龜甲部硫氣孔附近湧出數十處溫泉，海水亦因混入帶黃色硫磺懸浮顆粒的熱水而變為黃濁。龜山島由於軍事管制與交通不便，至今對它的了解並不多，本研究乃進一步於 2000 年 3 月 31 日、4 月 19 日及 5 月 12 日前往作進一步探勘，以求對熱泉附近的海域水文狀況及熱水成份有進一步的了解。

二、方法：

1 研究區域：本報告的研究區域位於該島最東側崖壁下方的噴泉海域。1999 年 3 月 4 日由潛水人員分別採集表水、水面下方 3 米、6.5 米、9 米(噴泉口)及 10 米(噴泉附近)的海水進行分析。2000 年 3 月 31 日進行 CTD 施測，並將採樣地點擴大及龜山島至台灣東北角之間之海域及沿岸。4 月 19 日及 5 月 12 日再度前往採樣並開始測量地形。

2. 現場分析及測量：現場測定項目包括溫度、pH、CTD 施放及地形測量。各項量測方法如下：

2-1 水溫：第一次採樣時使用工業型金屬溫度棒量測熱泉口噴發之高溫熱水，其後使用 CTD 量測熱泉口側邊上方至表水的各水層溫度。

2-2 pH：pH 的量測以 HACH-EC10 型的 pH 儀，測試之前將 pH 電極浸入海水一夜，使電極適應海水的離子強度，再以 Tris buffer (pH=8.089) 校正，pH 電極 slope 保持在 0.95 以上，確保電極的準確性。

2-3 CTD：採用 SEABIRD-19 型。除可量測壓力、深度及溫度外，其外掛探針有溶氧及密度(本儀器於

1999年11月中旬購入，測定前依操作手冊進行溶氧、溫度及導電度校正，壓力探針依手冊規定之使用時限定期送廠商校準）。

2-4 地形測量：作業船上的衛星定位儀配合測深儀測量熱泉口附近之三維海底地形。為修正潮汐引起的高程誤差，於舊梗枋橋附近的一等衛星定位點架設控制站做為修正海面潮汐引起高度差之高程校正。

3. 實驗室分析：分析項目包括鹽度、營養鹽、氮、硫化物及硫酸鹽、總懸浮固體物、主要離子及重金屬等項目，各項量測方法如下：

3-1 鹽度：以 G.C.S 廠牌 Autosal MODEL8400B 之鹽度儀測量海水與 I.A.P.S.O. 標準海水導電度之比值，回歸求得鹽度（鹽度計事先以標準海水校正）。

3-2 營養鹽：包括硝酸鹽、亞硝酸鹽、磷酸鹽及矽酸鹽。除硝酸鹽使用 Cadmium reduction method + azo dye colorimetric method 之外，亞硝酸鹽、磷酸鹽及矽酸鹽使用 trident-223 型流程板接取樣品後再上機比色。硝酸鹽則以 EFE-330C 型流程板進行自動分析。此二種分析系統皆由台灣大學海洋所白書禎教授所研發。硝酸鹽的精確度約為 $\pm 0.035 \mu\text{mole/kg}$ ，亞硝酸鹽約為 $\pm 0.02 \mu\text{mole/kg}$ ，磷酸鹽約為 $\pm 0.05 \mu\text{mole/kg}$ ，矽酸鹽約為 $\pm 0.1 \mu\text{mole/kg}$ 。（白，1995）

3-3 硫化物：使用美國 HACH 公司所開發的 DR-2000 比色儀，依實驗方法第 690 號進行分析。此方法使用波長為 665 nm，偵測範圍為 0-0.600mg/L。（Hach DR-2000 instrument manual, 1988）

3-4 總懸浮固體物：使用環保署公告的標準方法（環署檢字第 19180 號）。過濾水樣為海水，故過濾完成之後以蒸餾水洗去殘留於濾紙上的鹽份，再依規定之操作步驟進行乾燥、稱重之後續處理程序。

3-5 主要離子：分析項目包括硫酸根、氯離子、鈣離子、鎂離子、鉀離子及鈉離子。實驗數據承蒙 國立成功大學地球科學系，游鎮烽老師的協助分析。

3-6 金屬成份：分析方法使用 Chelex-100 離子交換樹脂將水中的金屬離子濃縮之後，以 2N 硝酸淋洗，最後以 ICP-MASS 測定樣品中的 Li、Be、Na、Mg、Al、Ca、Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、Mo、Ru、Rh、Pd、Ag、Cd、In、Sn、Sb、Cs、Ba、La、Ce、Pr、Nd、Ho、Er、Tm、Au、Tl、Pb、Bi、Th 及 U 等金屬成份，本文僅針對 Mn、Fe、Ni、Cu、Zn 及 Pb 做探討。

三、結果：

1. 現場施測資料整理：

1-1 溫度：初次熱泉口的溫度量測選用工業型金屬溫度棒，實測水溫高達 102°C ，但隨後熱泉口噴出之高溫硫化物遇到比熱小的金屬表面迅速結晶，將溫度棒包裹起來（圖 2）。2000 年 4 月 19 日使用 Fluke-51 型高溫水下溫度計曾測得 116°C 之高溫。

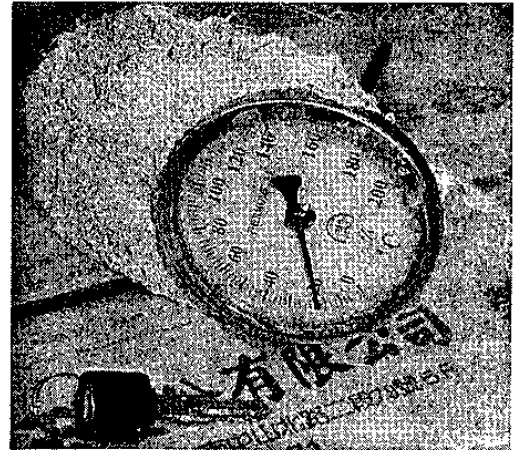


圖 2. 硫化物將金屬溫度棒包裹住

今年 3 月 31 日於熱泉口上方施放 CTD，但為避免其他精密探針受硫化礦物結晶而受損，故把 CTD 稍微往側邊移至熱泉噴出口側邊下放。由深度對溫度及密度作圖（圖 3）可看出在熱泉口側邊的水溫分佈

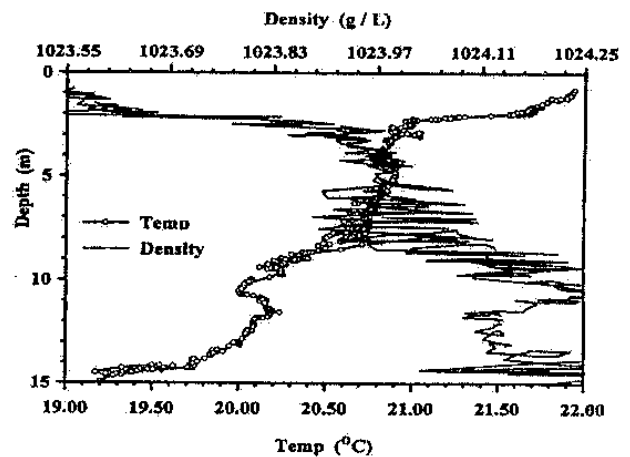


圖 3. 熱泉口側邊之深度對（密度及水溫）作圖

呈現上高下低的分佈，這與一般海域的水溫分佈沒有不同。據潛水人員表示在熱泉口採樣時噴口側邊的水溫不會很高，由此也可以推測熱泉往上升的分量大於往側邊擴散的分量。密度對深度作圖也可看出冷而重的水沉於底部，表水及上升到表層的熱泉水因為熱而密度降低。

1-2 pH：由表 1 可知龜山島熱泉口的 pH 值大約在 2

左右，文獻報導在西太平洋深海所噴發的熱泉中，許多泉口的 pH 值介於 3~4 之間(Ishibashi J,1995)，此處的熱泉水比文獻報導的 pH 值還要低。推測酸性物質可能是由下列反應(式 1)產生：



噴口的酸性熱水混合附近海水之後，使得 pH 低於一般的海水。

1-3 鹽度：CTD 鹽度的量測原理是使用導電度轉換成鹽度，因此會受到熱泉水從地底溶出主要離子及金屬離子影響。當水中的離子增加時鹽度便會上升。另外海水蒸發時帶走的是純水蒸氣，所以也會增加一點熱泉口的鹽度值。由 CTD 所記錄的鹽度對深度作圖(圖 4)，可看出熱泉口側邊水層的鹽度變化很雜亂。假設熱泉口的熱水從地底噴出同時會挾帶大量離子，量測的鹽度一定會增加，但是熱水混入低溫、高 pH 的海水之後必然會產生沉澱，鹽度值又會下降，因此在水深 5 米至 10 米處的鹽度變化很大。表 1 的鹽度值是潛水人員在熱泉口及其上方採取分層水樣後帶回實驗室分析的結果。在噴泉口及水深 7 米處可看到這裏的鹽度值相對上層海水(表水及 3 米)都高出一些，所以熱泉口的高溫熱水因流經過岩石而挾帶大量岩石相中的離子，進而增加鹽度的可能性相當大。至於熱水是否在雨季(7、8、9 月份)會受龜山島的地下水注入而降低熱泉口的鹽度，有需要在雨季量取鹽度或 $\delta^{18}\text{O}$ 做更進一步的探討。

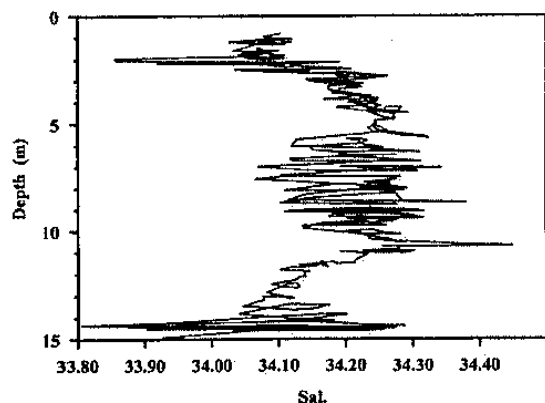


圖 4. 熱泉口側邊之深度對鹽度作圖

1-4 溶氧：由 CTD 所記錄的溶氧對深度作圖(圖 5)，可看出熱泉口側邊的溶氧呈現底層水高於表水的趨勢。這是因為表層水有混合部份來自熱泉口的熱泉水，來源的熱水溶氧低，因此也會反應出表水低溶氧特性。熱水因為密度小而上升到表層，此時熱泉口側邊下方的低溫水正好可用來補充大量被熱泉攜至表層的溫水，因此 CTD 所記錄的底水應是由側邊下方帶過來的較低溫、高溶氧的海水。圖 5 在水深 1

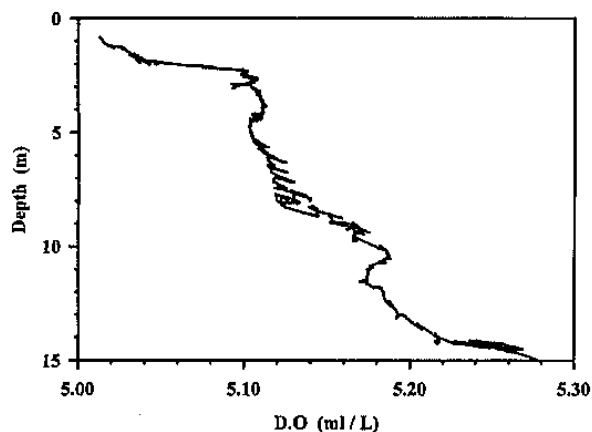


圖 5. 熱泉口側邊之深度對溶氧作圖

米至 3 米處溶氧改變量最大，3 米至 8 米的溶氧改變量最小。顯示熱泉水對側邊水質的影響，是在熱水衝到了 3 米處後往四週擴散，降低了表水的溶氧。

1-5 地形測量：地形測量所得之數據仍在處理當中，後續將以 Sigmaplot 軟體將數據繪製成三維立體圖。

2. 實驗室分析資料：

2-1 營養鹽：包括硝酸鹽、亞硝酸鹽、磷酸鹽及矽酸鹽。由表 1 可看出除了矽酸鹽在噴泉口高達 46.5 μM 之外，其他的營養鹽在這裏都是出現極低值。矽酸鹽的高值可能是熱泉流經地下岩縫時將岩石中的矽成份溶出的結果。

項目 \ 深度	表水	3 米	7 米	9 米	10 米
pH	7.57	7.49	7.41	1.99	7.02
鹽度	34.485	34.494	34.532	34.676	34.482
NO_3^- (μM)	0.16	0.20	0.11	0.16	0.16
NO_2^- (μM)	<0.02	0.16	0.04	<0.02	<0.02
PO_4^{3-} (μM)	<0.05	0.21	0.16	0.74	0.16
SiO_3 (μM)	5.83	8.88	5.23	46.5	23.8
S.S (mg/l)	18.1	24.9	21.6	114.	23.8
S^{2-} (mg/l)	0.002	0.002	0.003	4.112	0.003

附註：9 米與 10 米分別位於熱泉口及其側下方 1 米處。

表 1. 熱泉口上方各水層測定項目之分析結果

2-2 硫化物：硫化物是量測海水中呈現還原態的硫 (S^{2-})，由表 1 可看到最高值是位在熱泉噴出口，而

熱泉上方及旁邊雖有硫化物存在，但濃度都沒有熱泉口高，且濃度值均落於 0.002~0.003 mg/L 之間。由於硫化物於採樣後數小時後方測量，數值有可能偏低。

2-3 總懸浮固體物濃度：懸浮固體物(Total Suspended Solids 簡稱 S.S)，可以評定水域中的懸浮顆粒物含量多寡，當數值越高表示水中顆粒物多。熱泉口因為噴出的熱液含有大量的硫化物及天然硫，當熱泉受週遭海水混入提高 pH 值及降低溫度後，水中離子的溶解度下降，因此產生大量的懸浮顆粒物，S.S 濃度值如表 1 所示。此處的顆粒物除了造成海水的混濁之外，大量的噴發顆粒物時甚至使得船上的聲納探測器(EK-500)無法辨視水深。

2-4 主要離子：龜山島熱泉口至海表面的海水主要離子組成爲： Cl^- (432~554mM)、 SO_4^{2-} (28.9-52.9mM)、 Ca^{2+} (20.3-21.0mM)、 Mg^{2+} (20.9-22.6mM)、 K^+ (16.5-17.6mM)、 Na^+ (483-565mM)，(黃，2000)。一般海水組成當中的 Ca^{2+} 濃度爲 9.9mM，而 Mg^{2+} 濃度爲 51.1mM，可見在熱泉海域之海水組成有高鈣低鎂的現象。這也證明了此處的熱泉會引起海水離子組成的交換作用。

2-4 重金屬：海水中的重金屬由於含量低，故採用預濃縮加上使用 ICP-MASS 測定，分析結果如附圖 1 所示。錳在海水中以溶解的二價形式存在，在太平洋海水中的含量約略在 0.1~4.5 nM(Klinkhammer & Bender, 1980)，沒有隨深度增加而遞增的一致性。但錳被公認爲海底熱泉最常噴出的金屬離子，因此也被運用爲深海當中有否熱泉的追蹤劑。本實驗所分析的熱泉水樣含錳量在 6.5~73.9 nM 之間，在熱泉口的錳濃度高於太平洋海水的錳含量，所以此處的熱泉水在地底流經的岩石相的過程中溶入了錳成份。在(附圖 1)中的鐵金屬濃度分佈範圍很廣，在接近噴泉出口的熱泉水中含有極高的鐵 (~700nM)，但在表水及 3 米處鐵又以低值出現，推測可能是在高溫及高酸性環境下鐵呈離子狀態，環境改變後鐵接觸到硫化物後形成沉澱物，因此在水中從溶解態被轉移成固態的微粒。鎳在北太平洋的濃度約在 1~10nM，銅的濃度約在 0.5~5.5nM (Noriki et al, 1998)。在附圖 1 中可以看到鎳的最高濃度 24.4nM 位於水深 6.5 米處。銅的最高濃度 8.1nM 位於熱泉口，顯示熱泉液噴發時含有鎳及銅的成份，但是銅的在表層的濃度出現的濃度比 3 米處高，這在附圖 1 中與其他 5 種金屬分佈的趨勢較不同的。鋅濃度在附圖 1 中可看出其高值集中在 6.5 米及 9 米處(噴泉口)，其他各水層的濃度分佈趨勢與鎳極為相似。鉛在泉口的濃度也是呈現最高值的狀態。綜合以上的觀察可知在熱泉口及上方水深 6.5 米的金屬濃度呈現最高

值，證明了海底熱泉也是海洋中重金屬的一個重要輸入來源。另外相信此熱泉是不會產生成礦作用也是值得探究的地方。

致謝：

水樣及礦物採集感謝宜蘭縣潛水協會朱永盛先生的協助。

Autosal 鹽度分析儀感謝 國家海洋科學中心提供。

主要離子濃度，感謝 國立成功大學，地球科學系，游鎮烽老師協助分析。

參考文獻：

白書禎、郭廷瑜，1995，Trident-223 三同步營養鹽測定系統之設計與操作，國科會海研一號貴重儀器中心技術手冊，共 26 頁。

何春蓀，1982，台灣地體構造的演變，中華民國經濟部出版，共 236 頁。

陳肇夏，1981，地熱地質與探勘，貞觀出版社，共 115 頁。

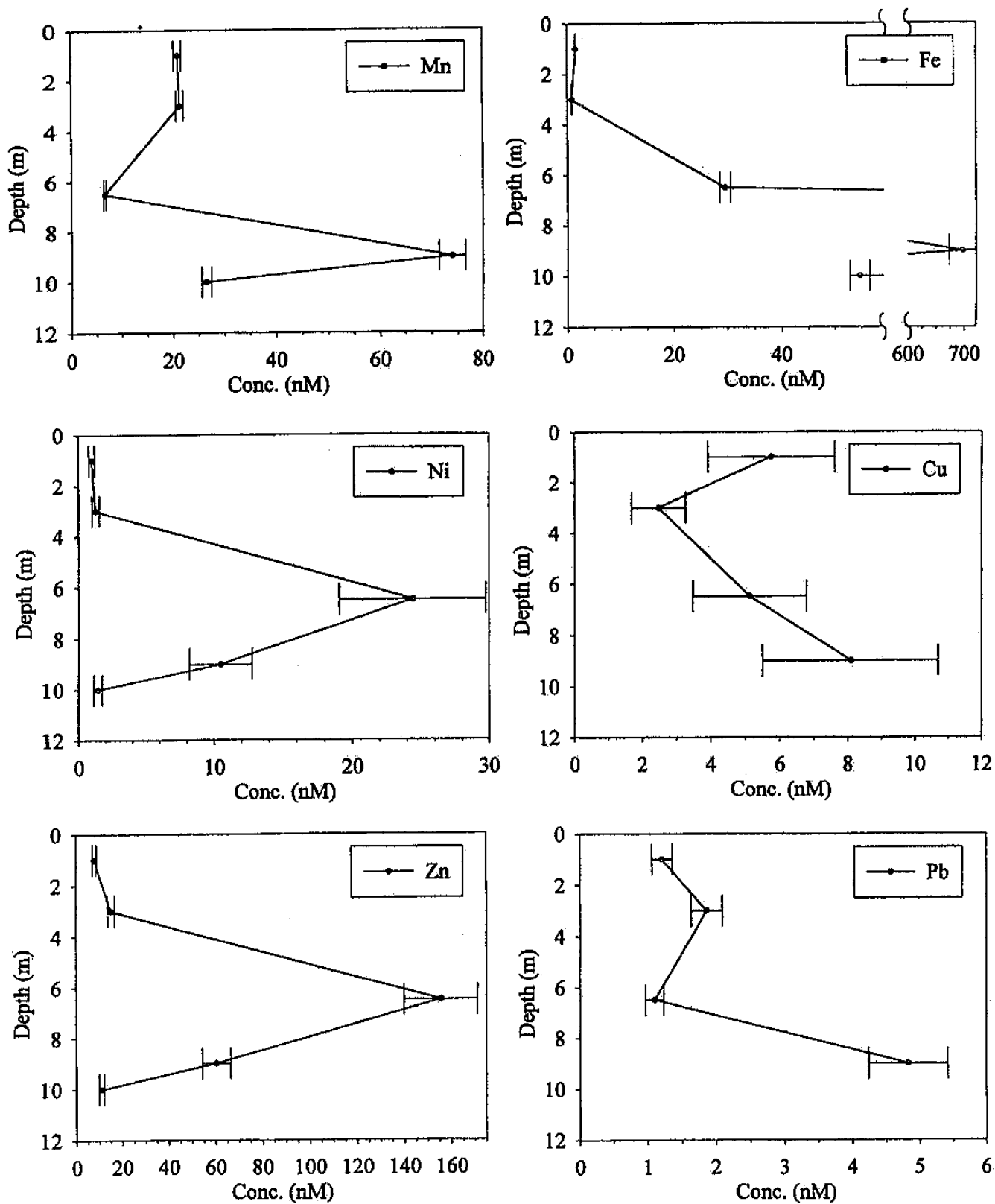
莊文星，1992，台灣之火山活動與火成岩，國立自然科學博物館，共 300 頁。

黃國芳、游鎮烽、陳鎮東、方力行，2000，台灣北部龜山島海底熱泉地化分析，中國地質學會八十九年年會暨學術研討會大會手冊暨論文摘要，251-252 頁。

Ishibashi, J., 1995. Geochemistry of phase-separated hydrothermal fluids of the North Fiji Basin, Southwest Pacific. In: Sakai, H. and Y. Nozaki. eds., Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 453-467.

Klinkhammer, G.P. and M.L. Bender, 1980. The distribution of manganese in the Pacific-Ocean. Earth & Planet. Sci. Lett., 46, 361-384.

Noriki, S., Y. Arashitani, M. Minakawa, K. Harada, and S. Tsunogai, 1998. Vertical cycling of Cu and Ni in the western North and Equatorial Pacific. Mar. Chem., 59, 211-218.



附圖 1.熱泉口上方各水層之重金屬分析結果
 (9 米與 10 米分別位於熱泉口及其側下方 1 米處)