

國立臺灣大學理學院海洋研究所

碩士論文

Institute of Oceanography

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis



海底仿擬反射估算熱流-以宜蘭海脊南北嘴為例

Heat Flow Derived from Bottom Simulating Reflectors –

North and South Yilan Ridge Spurs as Examples

許堯

Yao Hsu

指導教授：許鶴瀚 博士

江協堂 博士

Advisor: Ho-Han Hsu, Ph.D.

Hsieh-Tang Chiang, Ph.D.

中華民國 112 年 6 月

June, 2023

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書
MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY



海底仿擬反射估算熱流—以宜蘭海脊南北嘴為例

Heat Flows Derived from Bottom Simulating Reflections –
North and South Yilan Ridge Spurs as Examples

本論文係許堯（R09241313）在國立臺灣大學海洋研究所完成之碩士學位論文，於民國112年04月06日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Department / Institute of _____ Oceanography _____ on 06 (date) 04 (month) 2023 (year) have examined a Master's thesis entitled above presented by Yao, Hsu (name) R09241313 (student ID) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

許鶴漸 江協寧 陳松春
(指導教授 Advisor)
徐萬田 陳義慶

系主任/所長 Director: 謝志豪

致謝



碩士班的旅程終於在 2023 結束，想當初 2021 的意氣風發忽覺時光過得好快。能完成這本論文是站在許多人的幫助下，我很幸運能夠遇到這些不管是教授們、實驗室助理們、學長姐學弟妹、船上的前輩們以及貴重儀器中心。

首先感謝我的指導老師許鶴瀚老師以及江協堂老師，除學術上給予許多建議及提供很多機會去做除了念書外的事情，我知道我並不是很愛念書的那個，那麼許老師便會給予一些機會去結合興趣以及學術相關事項，感謝您的用心良苦；江老師則是在給予了許多多元思考的路徑，詼諧幽默的風格讓人覺得學術原來能這麼有趣，而在社會歷練上傳授處世的圓滑。接著感謝我的口試委員們，感謝徐春田老師在論文的細節上給予許多建議，使這本論文更加完善，也謝謝徐老師在海洋地熱界貢獻這麼多。謝謝陳松春科長在論文架構上以及討論上給的建議，讓我發現我沒考慮到的問題。謝謝陳麗雯博士在寫作上給予改善的方向，以及提點一些說法模糊的地方，另外感謝劉家瑄老師參加我的口試並給予寶貴的想法及寫作上的建議，以及人生上的看法。

接著感謝實驗室部分，感謝日新、乒乓、屁股、雞蛋及獻祥在研究陷入瓶頸給予很多寶貴想法，以及大大感謝地熱學長吳俊鼎在我口試時幫我坦了許多傷害，和顧展弘及華智祥在寫作上以及課餘活動給予良好的建議，每晚的奮鬥收穫良多。震測探勘實驗室的專業助理群，靖榮、Arif、老牙、閔涵、影澄、家璇、去中研院奮鬥的勁輝、音瑄、承峻、湧翔、靖芸，需要各種報帳上行政流程及研究想法或是資料處理時都非常熱心的幫助，學弟妹維臻、庭瑜研究加油啊！

感謝船上探測部在工作上教會許多後甲板作業的技巧，以及貴重儀器中心在儀器的維護及持續改進，能與各位一同工作是我的榮幸。

最後是我的家人，感謝父母堅持以及支持我念碩士班，以及老哥在論文寫作上也給予不少建議。

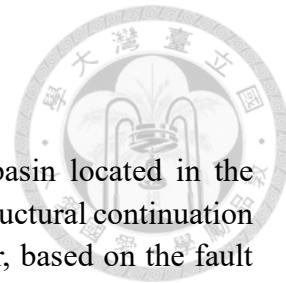
這本論文的完成固然開心，但也是讓我深刻認識到我的所知所學還有進步的空間，當我認為懂了實際上卻還是什麼都不懂。感謝許多人的幫助！在此給予讀者一句話：保持感激並持續奮鬥。謝謝！



摘要

南沖繩海槽是位於臺灣東北方海域的弧後張裂盆地，過去認為南沖繩海槽在構造上有延續至宜蘭平原，從斷層構造走向以及熱流分布特徵顯示雖然宜蘭近岸的龜山島周遭有高熱流分布，但在南沖繩海槽與宜蘭近岸間的宜蘭海脊區域地熱流資料相對有限，且在此區域的構造特徵也與近岸的宜蘭平原及更外海的南沖繩海槽略有差異，故南沖繩海槽的熱構造上是否延續至宜蘭平原之議題，仍有進一步探討的空間。本研究利用多頻道反射震測剖面及利氏探針所量取的地熱流資料，震測剖面顯示宜蘭海脊的南、北嘴區域海床下的震測反射訊號普遍具有海底仿擬反射現象，出現的深度分別約在海床下 250 公尺和 100 公尺處，而且集中在地形高區，之後再以海底仿擬反射之分佈，推導南沖繩海槽西緣宜蘭海脊的南、北嘴區域的熱流特徵，熱流值推導結果顯示宜蘭海脊南嘴約為 $28\text{-}67 \text{ mW/m}^2$ ，而宜蘭海脊北嘴約為 $73\text{-}159 \text{ mW/m}^2$ ，宜蘭海脊北嘴熱流值較高的原因推測是受斷層構造作用影響，深部高溫的流體沿斷層移棲到海床淺部；反觀宜蘭海脊南嘴少有斷層構造，因此，流體移棲的作用較不發達，熱流值較低，再以利氏探針量測的熱流值比較海底仿擬反射推導的熱流值結果，兩者變化趨勢大致符合。比較兩種地熱流特徵的研究方法，雖然利氏探針可測得海床現地的熱流值，但當海床底的質較硬或沈積物砂質含量較高時，便不利於其地熱流量測工作之進行施做，因此利用海底仿擬反射來推導熱流，可補足利氏探針不易施做的問題，透過兩者調查方法的相互搭配及整合，不僅可相互驗證地熱流的量測結果，也可在調查區中獲得更大範圍的地熱流特徵分佈資訊。而從震測資料中的斷層構造與宜蘭海脊的地熱流分佈特徵分析結果，本研究認為在宜蘭海脊南、北嘴區域構造上受造山後垮塌影響，熱流資料上則顯示尚未出現如南沖繩海槽的火成活動熱流值，本研究推導宜蘭海脊的南、北嘴的熱流值顯示此區尚未有成熟弧後張裂的特徵，推測本研究區域可能仍處於弧後張裂早期大陸裂谷階段。

關鍵字：南沖繩海槽、宜蘭海脊南北嘴、海底仿擬反射、熱流



Abstract

The South Okinawa Trough (SOT) is a back-arc spreading basin located in the northeastern sea area of Taiwan. In the past, it was believed that the structural continuation of the South Okinawa Trough extended to the Yilan Plain. However, based on the fault structure trends and heat flow distribution characteristics, high heat flow is observed around Turtle Island near Yilan, there is relatively limited heat flow data between the SOT and the coastal area of Yilan. Additionally, the structural features in this area slightly differ from those of the nearby Yilan Plain and the offshore SOT. Therefore, further investigation is required to determine whether the thermal structure of the SOT extends to the Yilan Plain. This study utilized multi-channel seismic profiles and heat flow data obtained from Lister type probes. The seismic profiles revealed that the seismic reflection signals beneath the seafloor in the North Yilan Ridge Spur (NYRS) and South Yilan Ridge Spur (SYRS) generally exhibit seafloor bottom simulating reflectors (BSRs). The depths of these BSRs are approximately 250 meters and 100 meters below the seafloor, respectively, and are concentrated in high relief areas. By examining the distribution of BSRs, the thermal characteristics of the NYRS and SYRS, which is located at the western edge of the SOT, were inferred. The derived heat flow values indicate that the SYRS is approximately 20-65 mW/m², while the NYRS is approximately 70-150 mW/m². The higher heat flow values in the NYRS are attributed to the influence of fault structures, where high-temperature fluids migrate along the faults and settle in the shallow layer. Conversely, the SYRS has fewer fault structures, resulting in less developed fluid migration and lower heat flow values. Comparing the heat flow values measured by Lister type probes with those derived from BSRs, the two methods generally exhibit similar trends. While Lister type probes can measure in situ heat flow values on the seafloor, the measurement becomes challenging when the seafloor substrate is harder or contains a higher proportion of sandy sediment. Therefore, using BSRs to derive heat flow can complement the limitations of Lister type probes. Through the combination and integration of these two investigation methods, not only can the measurement results of heat flow be mutually verified, but also a larger range of heat flow distribution information can be obtained in the study area. Based on the analysis of fault structures in the seismic data and the distribution characteristics of heat flow in the Yilan Ridge, this study suggests that the structural features in the SYRS and NYRS have been influenced by post-orogenic collapse. However, the heat flow data indicates that the volcanic activity-related heat flow values observed in the South Okinawa Trough have not yet appeared in the Yilan Ridge. The inferred heat flow values of the SYRS and NYRS in this study indicate that this area does not exhibit mature characteristics of back-arc spreading, suggesting that the research area may still be in the early stage of a continental rift in the back-arc spreading phase.

Keywords: South Okinawa Trough, North and South Yilan Ridge Spur, Bottom Simulating Reflector, Heat flow.



目錄

第一章 緒論	1
1.1 研究動機	1
1.2 研究目的	6
第二章 研究方法及資料處理	8
2.1 研究方法	8
2.2 震測資料重處理	9
2.3 水合物穩定曲線	15
2.4 热流值估算	18
第三章 研究結果	24
3.1 震測資料分析及 BSR 辨識結果	24
3.2 反射震測資料速度分析	38
3.3 地熱探針資料結果	40
3.4 區域地熱分析	41
第四章 綜合討論	44
4.1 不同假設氣體成分推導熱流比較	44
4.2 宜蘭海脊北嘴高熱流特徵之可能成因	50
4.3 BSR 推導熱流與利氏熱探針熱流比較	56
4.4 宜蘭海脊南北嘴熱特徵與南沖繩海槽張裂前緣討論	60
第五章 結論	64
參考資料	65
附錄一 利氏探針簡介	70
附錄二、利氏熱探針資料收集過程	71



圖 目 錄

圖 1-1、宜蘭海脊周邊海域地形圖.....	3
圖 1-2、南沖繩海槽造山帶垮塌及演化圖.....	4
圖 1-3、整併海上探針測得及陸上井溫推算熱流等高線圖.....	5
圖 1-4、宜蘭海脊南北嘴至南沖繩海槽構造分區.....	5
圖 1-5、MCS1205-06 剖面.....	6
圖 1-6、龜山島至南沖繩海槽既有地熱探針資料繪製熱流分布圖.....	7
圖 2-1、本研究之流程圖.....	9
圖 2-2、本研究所使用反射震測側線分布圖.....	13
圖 2-3、震測資料處理流程圖.....	14
圖 2-4、自然氣體水合物的相圖.....	16
圖 2-5、海水層柱及岩心上覆底水的溶解甲烷及二氧化碳濃度之垂直變化剖面...	16
圖 2-6、使用 CSMHyd 模擬混合氣體圖.....	17
圖 2-7、利氏熱探針於南沖繩海槽收集熱導係數分布.....	18
圖 2-8、水合物晶體結構示意圖.....	19
圖 2-9、水合物穩定儲存帶、游離氣體與海底仿擬反射示意圖.....	19
圖 2-10、含 BSR 剖面.....	20
圖 2-11、天然氣水合物相位邊界與環境示意圖.....	22
圖 2-12、利氏熱探針在南沖繩海槽所蒐集海床溫度資訊.....	23
圖 2-13、ODP Leg 195 1202A-1202D 鑽井隨深度變化的 Bulk density 數值.....	23
圖 3-1、MCS1205-04 剖面及解釋.....	25
圖 3-2、MCS1205-05 剖面、解釋及宜蘭海脊北嘴放大圖.....	26-27
圖 3-3、MCS1205-06 剖面、解釋及宜蘭海脊北嘴放大圖.....	28-29
圖 3-4、MCS1205-07 剖面及解釋.....	30-31
圖 3-5、MCS1220-02 剖面及解釋.....	32-33

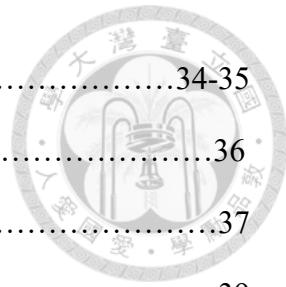


圖 3-6、MCS1220-03 剖面及解釋.....	34-35
圖 3-7、MCS1220-09 剖面及解釋.....	36
圖 3-8、MCS1205-05 含 BSR 放大剖面.....	37
圖 3-9、含 BSR 剖面的速度頻譜和其速度值.....	39
圖 3-10、本研究區域中地熱實驗室過去收集利氏熱探針熱流資料分布.....	40
圖 3-11、BSR 推導熱流值分布及過去利氏熱探針熱流資料.....	41
圖 3-12、本研究辨識宜蘭海脊南北嘴 BSR 分布.....	42
圖 4-1、使用 Hyndman 等人(1992)所使用的公式計算出之熱流分布.....	46
圖 4-2、甲烷水合物溫壓相圖.....	47
圖 4-3、二氧化碳水合物溫壓相圖.....	47
圖 4-4、使用 CSMHyd 模擬宜蘭海脊氣體成分溫壓相圖.....	48
圖 4-5、BSR 辨識位置上覆壓力分布圖.....	50
圖 4-6、利氏探針熱流站位及 BSR 推導熱流套疊斷層資料圖.....	52
圖 4-7、EK60 魚探儀在宜蘭海脊北嘴海床觀測到氣焰現象圖.....	53
圖 4-8、宜蘭海脊北嘴流體移棲模式.....	53
圖 4-9、斷層構造造成溫度梯度變化模擬圖.....	54
圖 4-10、逆衝以及現地的流體移棲可能造成地形以及熱流上的影響模型.....	54
圖 4-11、MCS1205-05 剖面解釋及宜蘭海脊北嘴流體移棲示意圖.....	55
圖 4-12、利氏熱探針熱流等值圖.....	58
圖 4-13、BSR 推導熱流等值線圖.....	58
圖 4-14、套疊利氏熱探針與 BSR 推導熱流等值圖.....	59
圖 4-15、沖繩海槽熱流圖及熱流變化剖面.....	61
圖 4-16、弧後張裂演化示意圖.....	62
圖 4-17、南沖繩海槽前緣分區示意圖.....	63
圖 4-18、宜蘭海脊南北嘴構造示意圖.....	63



附錄圖 1-1、國立臺灣大學海洋研究所自主研發利氏熱探針示意圖.....	70
附錄圖 2-1、利氏探針記錄探針溫度隨時間變化圖.....	72
附錄圖 2-2、過去地熱實驗室於臺灣東北海域所收集利氏探針站位.....	72

表 目 錄

表 2-1、反射震測資料參數.....	13
表 3-1、本研究計算 BSR 推導熱流結果.....	43
表 4-1、宜蘭海脊南北嘴海水層柱及岩心上覆底水之溶解氣體分析結果.....	49



第一章 緒論

1.1 研究動機

南沖繩海槽於中新世中晚期開始張裂活動，約於五百萬年停止活動，第二次張裂於上新世開始，目前仍處於張裂時期(Kimura, 1985; Sibuet et al., 1995; Sibuet et al., 1998)，以地震活動數據結合剖面 P 波速度模型的研究，顯示南沖繩海槽目前正處於地殼減薄階段(Nishizawa et al., 2019)，地殼減薄引發的熱液活動使南沖繩海槽有高熱流異常分佈 (Shyu and Liu, 2001)，例如第四與那國海丘即為一個明顯熱液場址(Suzuki et al., 2008; Chen et al., 2020)，在南沖繩海槽區域具有多個熱液循環案例(Masaki et al., 2011)。

宜蘭海脊位於南沖繩海槽西側、宜蘭陸棚東側的海底地形高區，其東北-西南走向的構造線往海槽中心方向延伸，在東經 $122^{\circ} 15'$ 左右分成宜蘭海脊北嘴(North Yilan Ridge Spur, NYRS)與宜蘭海脊南嘴(South Yilan Ridge Spur, SYRS)兩條細長型構造(圖 1-1、Yu et al., 1992)，此區域為南沖繩海槽張裂前緣。南沖繩海槽張裂前緣為早期臺灣弧陸碰撞造山帶的一部分(圖 1-2)，之後因碰撞中心往西南方向移動，大地應力由擠壓應力轉為拉張應力(Teng, 1996; Sibuet et al., 1997)，造山作用垮塌，地殼減薄(Teng, 1996)，常見逆衝斷層轉發育為正斷層或橫移斷層(Teng, 1996)。Tsai et al.(2021)依海底地形特徵以東經 122.5 度做為分界線，以東的主要構造方向為東西走向、以西側則為東北-西南走向，並認為東經 122.5 度以西的地區仍受臺灣造山帶後垮塌的影響(圖 1-3)。

弧後張裂盆地熱流值的變化可以從張裂初期地殼減薄逐漸提高，直到張裂後期中央張裂中心出現火成活動產生新生洋殼，接著張裂後期張裂中心活動減少熱流值也逐漸降低(Langseth and Anderson, 1977)，熱流的分佈有助於了解構造的活動，目前南沖繩海槽張裂前緣的熱流研究不多，Shyu and Liu(2001) 使用熱探針於南沖繩海槽蒐集許多熱流資料，常發現局部高熱流異常值，江協堂(2010)利用宜蘭平原



陸上地下水井以及龜山島附近海域用熱探針蒐集的熱流資料，整合宜蘭平原至南沖繩海槽張裂前緣的熱流等值圖(圖 1-4)，從等值圖可發現，龜山島附近的熱流值可高達 600 mW/m^2 ，但也有低達 20 mW/m^2 ，這是因為用這種熱探針的單點式熱流探測，會反應局部的熱流特性，若測點靠近熱液流體通道，則所測到的熱流就會偏高，相反的，若測點位在沉積物快速堆積區，所測到的熱流就會偏低。

根據前人所做的研究顯示南沖繩海槽西邊張裂前緣在熱流資料部分是相對較少的，因為利氏探針在宜蘭海脊區域的量測上受到海床硬度的限制，進而利用熱流在解釋整個南沖繩海槽至宜蘭平原之間其構造歷史的關聯上尚不明確，本研究擬以其他方法提供此區域的熱流資料。

劉家瑄(2019)表示在宜蘭海脊南北嘴 MCS1205-06 的震測剖面發現海底仿擬反射(Bottom Simulating Reflector, BSR)(圖 1-5)。BSR 的存在有其一定的溫度和壓力條件，藉由 BSR 的分佈可以推估該區域的熱流分佈(Yamano et al., 1982)，Shyu et al.(2006)也曾經在臺灣西南海域成功利用震測資料中的 BSRs 推導出熱流值進行與利氏探針量測熱流分布進行比較，因此本研究想利用宜蘭海脊南北嘴附近的震測資料來推估熱流的分佈。

BSR 是根據氣體成分的物理性質，是在特定溫壓條件下於震測剖面出現的特徵，其來源於水合物受地溫梯度影響而在地層中氣體分子從水合物晶體相逃脫形成氣相，形成極大聲學阻抗在震測剖面上以強振幅出現，也受限於其需要處於高壓低溫的狀態，其分布易受到構造影響，這些構造例如斷層與裂隙被認為提供流體通道使深部流體向淺部移棲，此外 BSR 所推算熱流與弧後張裂中心火成活動熱流相對低得多，而宜蘭海脊南北嘴海床並無明顯火成活動，也符合水合物穩定存在條件。高熱流異常是西太平洋地區大多數弧後張裂盆地的特徵(Sychev, Soinov, & Veselov, 1991)，藉由量測地熱流能夠輔助理解南沖繩海槽張裂西端前緣的特徵，並能以此理解此區域是否為成熟弧後張裂盆地，以及該區的地熱特徵與構造背景，而藉由 BSR 推導熱流方法能夠針對傳統利氏熱探針對於海床沉積物較硬而無法有效垂直



穿透，造成收集熱流資料上的困難，再者是資料點收集密度上因 BSR 是連續出現於震測剖面上，相較於利氏探針資料能夠在水平空間資料上有更好的解析度，垂直空間資料解析度上雖然小於利氏探針，但是兩者資料間能夠進行輔助比較，增加熱流討論可信度。

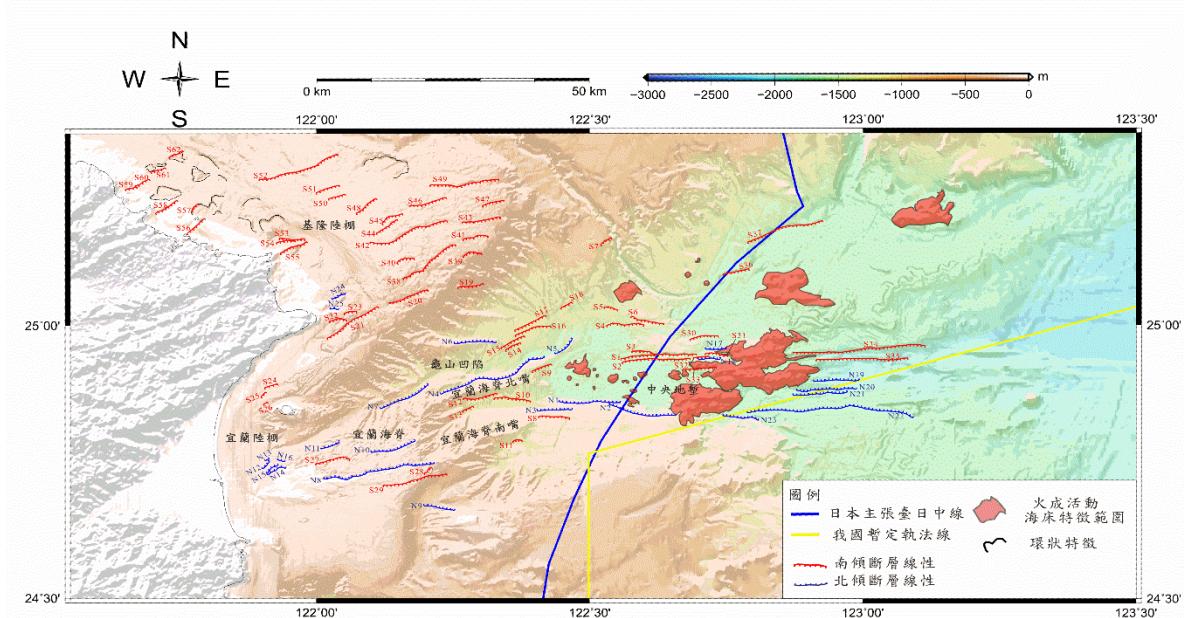


圖 1-1、宜蘭海脊周邊海域地形圖，在斷層構造上東經 122.5 以東為東西走向斷層為主；以西則為東北西南走向為主。(劉家瑄，2019)

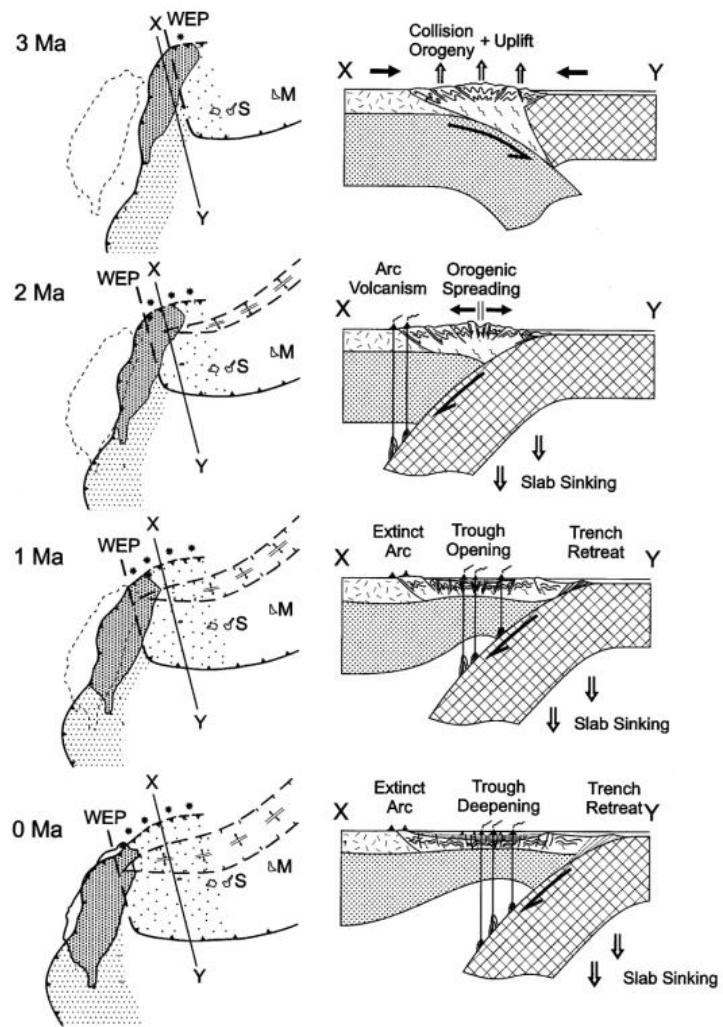


圖 1-2、南沖繩海槽造山帶垮塌及演化，左側為大地構造圖，右側為板塊剖面示意圖。(Teng, 1996)

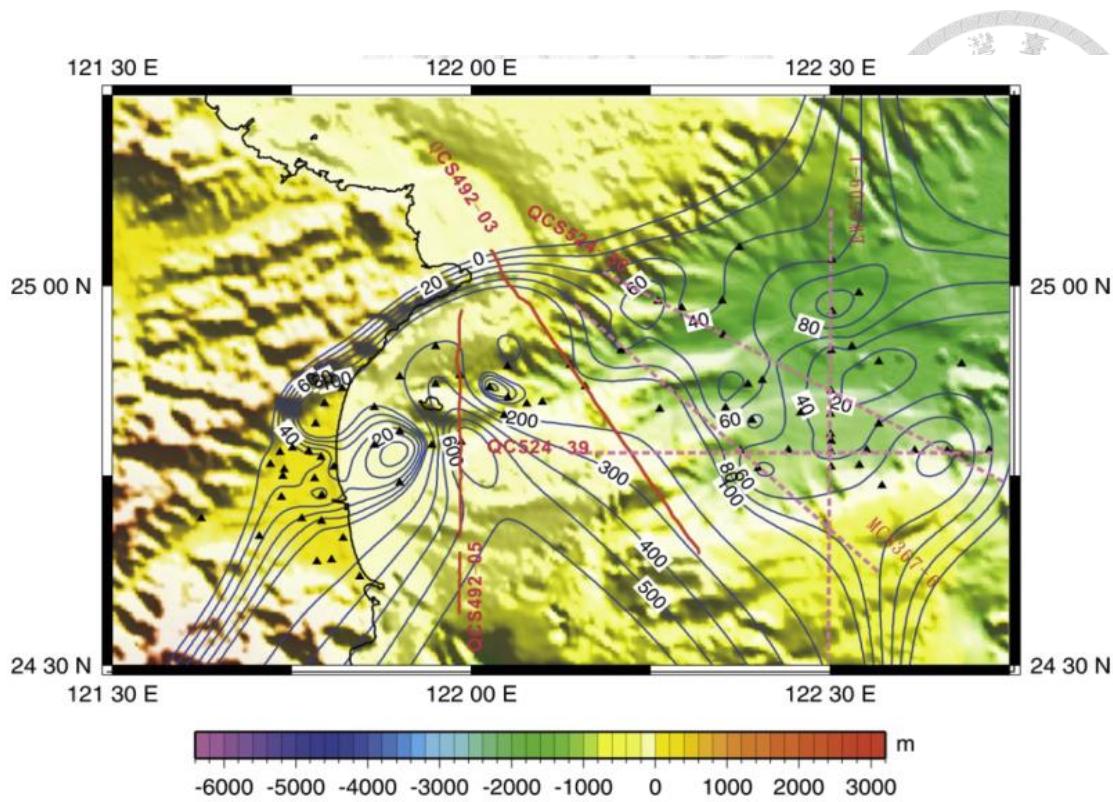


圖 1-3、整併海上探針測得及陸上井溫推算熱流等值線圖，紅線為震測剖面。(江協堂，2010)

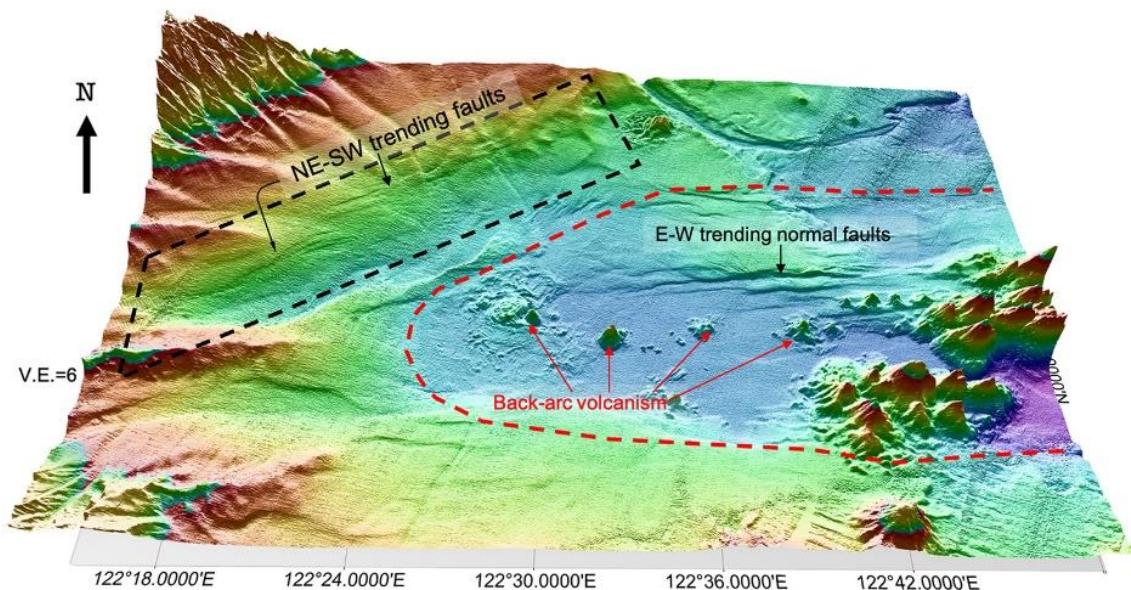


圖 1-4、宜蘭海脊南北嘴至南沖繩海槽構造分區，紅色虛線表示成熟南沖繩海槽，黑色虛線表示受後造山垮塌構造影響東北-西南走向斷層。(Tsai et al., 2021)



1.2 研究目的

臺灣東北海域過去的熱流探測都採用熱探針作為量測工具，熱探針適合在以泥質為主的海床探測，宜蘭海脊區域的海床主要為砂質沉積物(Yu et al., 1992)，不容易以熱探針插入海床取得熱流資料，因此過去在宜蘭海脊區域熱流資料密集度較為稀疏(Shyu and Liu, 2001; 江協堂, 2010), Yamano et al. (1982)曾以震測剖面上的 BSR 成功推算 Nankai 海槽的熱流分佈，故本研究參考其方法，利用此區域的震測資料進行 BSR 辨識，再以一維熱傳方程式推導熱流值(Yamano et al., 1982)。

本研究期望以熱流分析的角度，試圖討論前人對於南沖繩海槽最西端張裂前緣位置解釋之不同看法，透過本研究工作，進一步解釋推導之熱流值熱流資料分布特性及成因，同時比較利用 BSR 推導熱流方法計算出熱流值以及利氏探針所收集熱流資料之間差異性，整合不同的地熱流資訊研究成果，以期望能從地熱特徵解釋宜蘭海脊區域處於弧後張裂地質架構下的地質特徵與地熱特性。

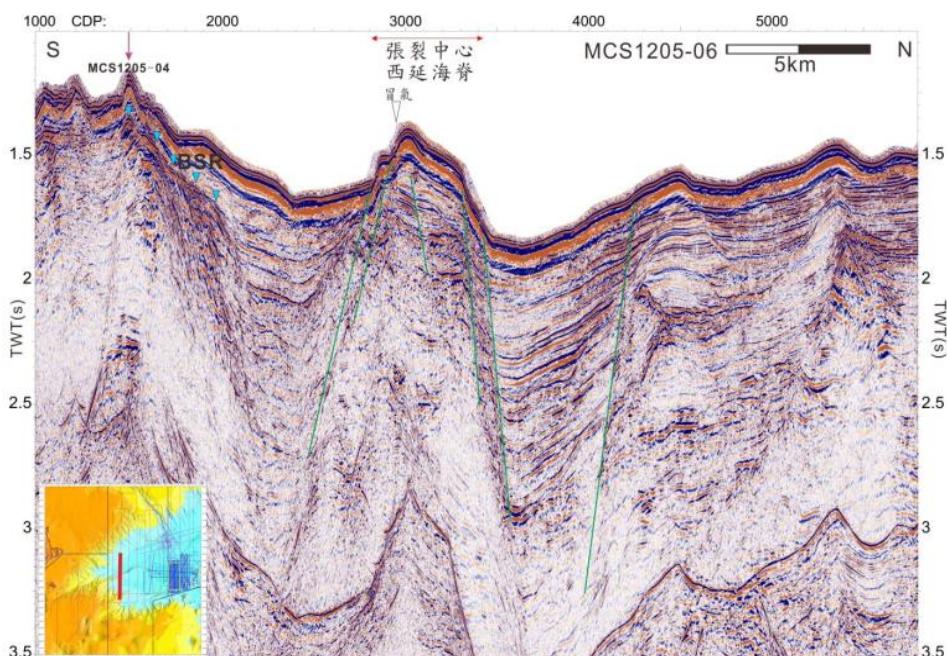


圖 1-5、MCS1205-06 剖面，藍色三角形標記位置為 BSR 出現位置。(劉家瑄，2019)

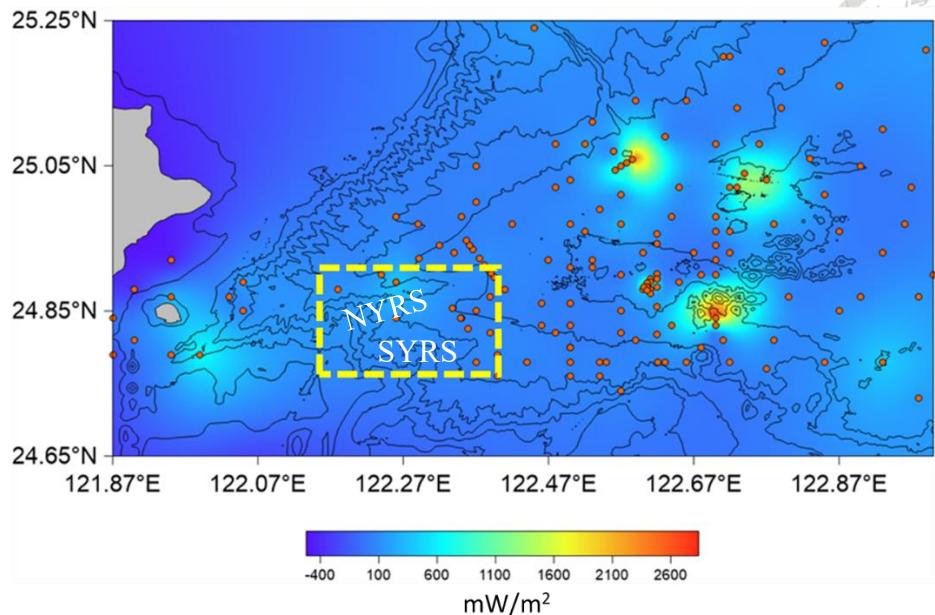
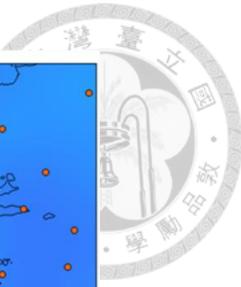


圖 1-6、龜山島至南沖繩海槽既有地熱探針資料繪製熱流分布圖，黃色虛線處為本研究區域，其利氏探針資料相較於南沖繩海槽較少。(NYRS: 宜蘭海脊北嘴。SYRS: 宜蘭海脊南嘴。)(資料來源：國立臺灣大學海洋研究所地熱實驗室)



第二章 研究方法及資料處理

2.1 研究方法

天然氣水合物在震測剖面上的反射特徵(WSR)，可用來估算該處的熱流值(Yamano et al., 1982)，理論上海床下若溫壓條件已達平衡，則震測剖面上 WSR 的深度可視為天然氣水合物穩定存在的深度(Base of Gas Hydrate Stability, BGHS)下界(Shipley et al., 1979; Shyu et al., 2006)。而透過天然氣水合物穩定曲線(Gas Hydrate Stability Curve, GHSC)，則可推測在該深度所對應的溫度，獲得深度與溫度後，便可以估計該處的地溫梯度，若能再取得沉積物的熱導係數，便可透過反射震測剖面上的 WSR 分佈來計算地溫梯度與熱導係數的乘積，得出該區域熱流值。因此，利用此方式估計某處的熱流值便需要三項條件：1.具有天然氣水合物反測特徵的震測剖面；2.可靠的天然氣水合物穩定曲線；3.沉積物的熱導係數。

本研究利用上述方法，針對臺大海洋所震測探勘研究室過去收集的震測資料進行重處理，希望能加強 WSR 訊號的清晰度和估算其準確的深度，與前述方法不同之處在於出現 WSR 背後所代表不一定為天然氣水合物，所以本研究需收集水合物穩定曲線的計算參數文獻，包括沉積物孔隙水性質、孔隙水中的氣體含量和種類等，以得出本研究區適當的氣體水合物穩定曲線；最後利用臺大海洋所地熱研究室過去的研究成果，推測沉積物熱導係數的分佈，研究流程流程詳見圖 2-1。

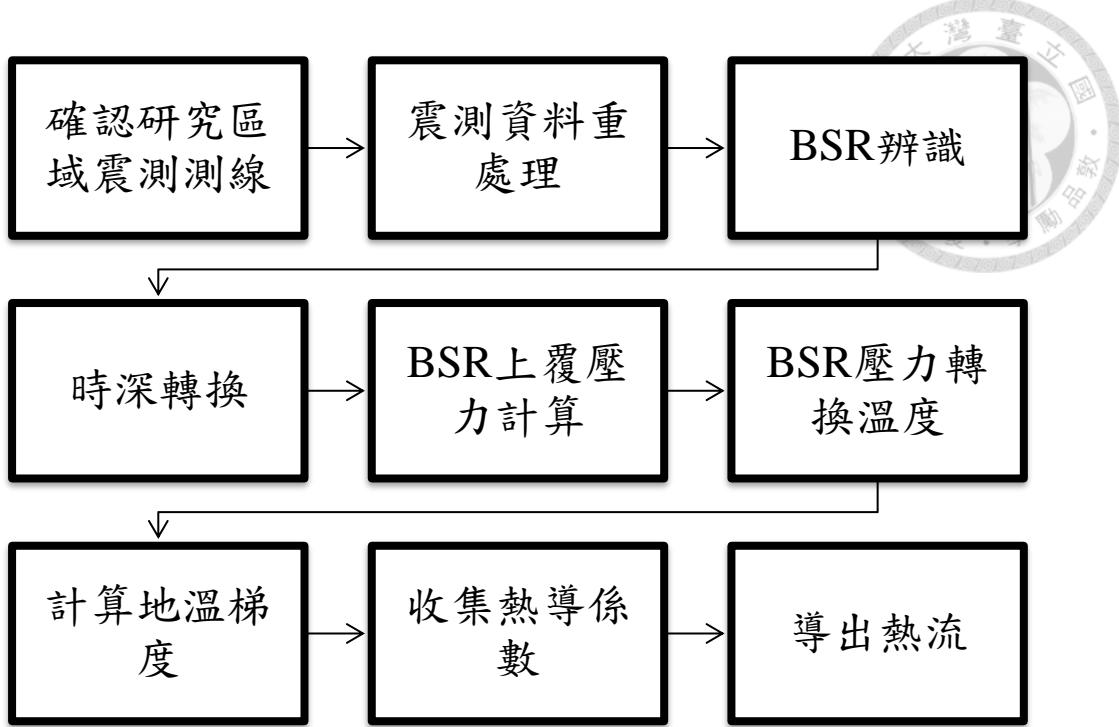


圖 2-1、本研究之流程圖

2.2 震測資料重處理

本研究使用過去本所震測探勘實驗室資料庫航次 OR1-1205、OR1-1206 以及 OR1-1220 收集的多頻道反射震測資料，此三者皆為海研一號航次，所使用反射震測資料系統為 120 頻道反射震測系統，12.5 公尺頻道間距，震測浮纜總長約 1637.5 公尺。航次的反射震測施測參數詳見表 2-1，反射震測測線位置請見圖 2-2，震測資料處理流程圖如圖 2-3。

本研究主要使用 ProMax 震測資料處理軟體進行震測資料處理，主要步驟包含(1)資料讀取(2)幾何定位(3)濾波(4)振幅修正(5)解迴旋(6)速度分析(7)重合(8)移位(9)時深轉換。

說明如下：

1. 資料讀取並展示 (data input)

將航次所蒐集 SEG-D 檔案，在軟體中進行解多工(demultiplex)(Yilmaz, 2001)，於系統中統一轉換成 SEG-Y 格式。在進行資料處理前須先進行瀏覽，並檢查資



料是否有缺失、損壞。使用近支距以及同炸點展示，檢查資料中是否有資料不連續、振幅異常，並於此步驟中將品質不佳的資料段進行刪除。

2. 二維幾何定位 (geometry)

幾何定位主要是要將施測過程中炸點與接收器之間的空間關係定義清楚，藉以得知空間的同中點集合(common midpoint, CMP)，或是同深點(common depth point, CDP)位置，定義幾何定位的需輸入參數有頻道數、頻道間距、近支距、炸點間距、炸點深度、接收器深度及同中點範圍。幾何定位重要性在於在後續垂直隔距時差修正以及重合上有重大影響。本研究的同中點間距(CMP interval)大致為頻道間距的一半(6.25 公尺)。

3. 濾波 (filter)

航次收集資料時，因受到外在環境影響使接收器收到雜訊，這些雜訊會降低剖面品質，我們需要提高剖面訊噪比(signal noise ratio)，故我們使用濾波方法來處理此問題。本研究濾波參數使用帶通濾波(bandpass filter) 8-16 Hz 及 250-500 Hz。為了避免人為訊號(artifact)和映頻(aliasing)產生，濾波器頻率邊界設定不能給予瞬間落差過大的數值。

4. 真實振幅還原 (true amplitude recovery)

炸點發射的能量波在傳遞過程中會逐漸衰減，主因為球面擴散效應(spherical divergence)與吸收效應(absorption)，能量波球面擴散效應依據下面公式呈現：

$$A_r = A_0 \frac{e^{-\alpha r}}{r^n}$$

A_0 ：初始振幅。 A_r ：傳遞 r 距離後的振幅。 α ：吸收係數。 r ：傳遞距離。 n ：介質傳遞型態函數，球面波 $n=2$ 。

在傳遞過程中，能量會不斷轉換成熱能衰退，故需要進行真實振幅還原，用來加強並還原來自深部的反射訊號，讓深部訊號不會因為與炸點距離遠而不明顯，方便後續資料處理與解釋。

5. 解迴旋 (deconvolution)



剖面垂直解析度受控於聲援強度及波形，波形越接近釘形波越有機會讓剖面有更高的垂直解析度，預測解迴旋(predict deconvolution)能夠有效對漣波(wavelet)中，受空氣槍於水中擊發所產生氣泡效應進行有效抑制，進而提高垂直解析度。震測資料在紀錄中是以迴旋形式儲存，意旨看到的訊號是周遭雜訊加上迴旋訊號，解迴旋目的在於將漣波(wavelet)中雜訊，或週期性出現雜訊消除，像是氣泡效應(bubble effect)、複反射(multiple)。解迴旋要事先進行自對比(autocorrelation)將週期訊號的位置找出，決定解迴旋長度(operator length)與解迴旋預測距離(predict distance)。

6. 速度分析 (velocity analysis)

本研究使用速度頻譜法(velocity spectrum)(Yilmaz, 2001)，去索求震波於地層中的速度值，進一步探討在地層中不同介質，震波所傳遞的速度。原理為以同一中點當作中心，向周圍一定範圍中描線(trace)的速度值，做垂直時差修正(NMO)後再重合，依據重合與能量的情形，來對地層中不同深度的速度值進行修正，所挑出的速度，將用於之後垂直時差修正，賦予不同支距的描線不同速度，將不同支距的描線修正到垂直入射(zero offset)的位置，修正不同受波器因距離上產生的時間誤差。在本研究中也能過透過速度頻譜來分析 BSR 出現的位置，一般來說隨壓密作用情況下，越深的地層上覆壓力造成地層較為緊密，震波波速隨深度會愈來愈快；但是震波經過水合物相邊界時，固態相水合物因地溫梯度而解離成氣體，則會造成速度頻譜出現速度降低情形。

7. 垂直隔距時差修正 (normal moveout correction, NMO)

多頻道反射震測原理是利用同一中點中數條反射的描線，不同的描線具有不同的側向走時，為將不同距離震測訊號修正至垂直入射，進行重合以提高訊噪比。處理過程第一步為將描線改成同中點集合，將不同遠近的支距描線在同中點上排列出來，接著將不同支距描線由上一步驟「速度分析」所得速度值，代入不同描線上進行速度值的修正，將所有描線修正同一垂直入射中點上，其公式為：



$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}$$

t ：因不同支距所造成垂直隔距下，所記錄到的反射走時。

t_0 ：零支距時反射走時。

x ：炸點至接收器的距離

v ：該距離上所需修正的速度值

8. 重合 (stacking)

本研究使用資料為多頻道反射震測，因此會有許多不同支距描線存在，描線當中紀錄了地層的真實訊號以及許多來自周圍的雜訊，當進行描線的重合，隨機出現的雜訊能夠透過重合來抑制，同時重合可以將固定重複出現的地層訊號重合，藉此加強真實訊號振幅並提高訊噪比。

9. 移位 (migration)

移位主要目的在於修正震波通過非水平地層或地體中有斷層、裂隙影響產生降低側向解析度的繞射(diffraction)現象(Yilmaz, 2001)，這一步驟主要來處理複雜構造的震測資料處理步驟，並且能夠使剖面更清楚的呈現地層中的真實幾何構造。本研究所使用移位方法為克希荷夫移位法(Kirchhoff migration)，將先前速度分析步驟中所知曉速度分析結果套用至重合描線中，將受繞射所偏移地層訊號位置修正到正確位置，還原其地層真實地體幾何構造。



表 2-1 反射震測資料參數

航次編號	OR1-1205	OR1-1206	OR1-1220
測線編號	4、5、6、7	3	2、3、6、9
炸測間距 (m)	25	25	25
接收器頻道數	120	120	120
頻道間距 (m)	12.5	12.5	12.5
近支距 (m)	150	150	150
接收器總長度(m)	1637.5	1637.5	1637.5
接收纜線深度(m)	5	5	5
聲源深度 (m)	5	5	5
聲源形式	air-gun array(in^3): 275+150+80	air-gun array(in^3): 275+150+80	air-gun array(in^3): 275+150+80
聲源總容量 (in^3)	505	505	505
聲源壓力 (bar)	200	200	200
資料記錄長度 (s)	6	6	6
取樣頻率 (ms)	1	1	1

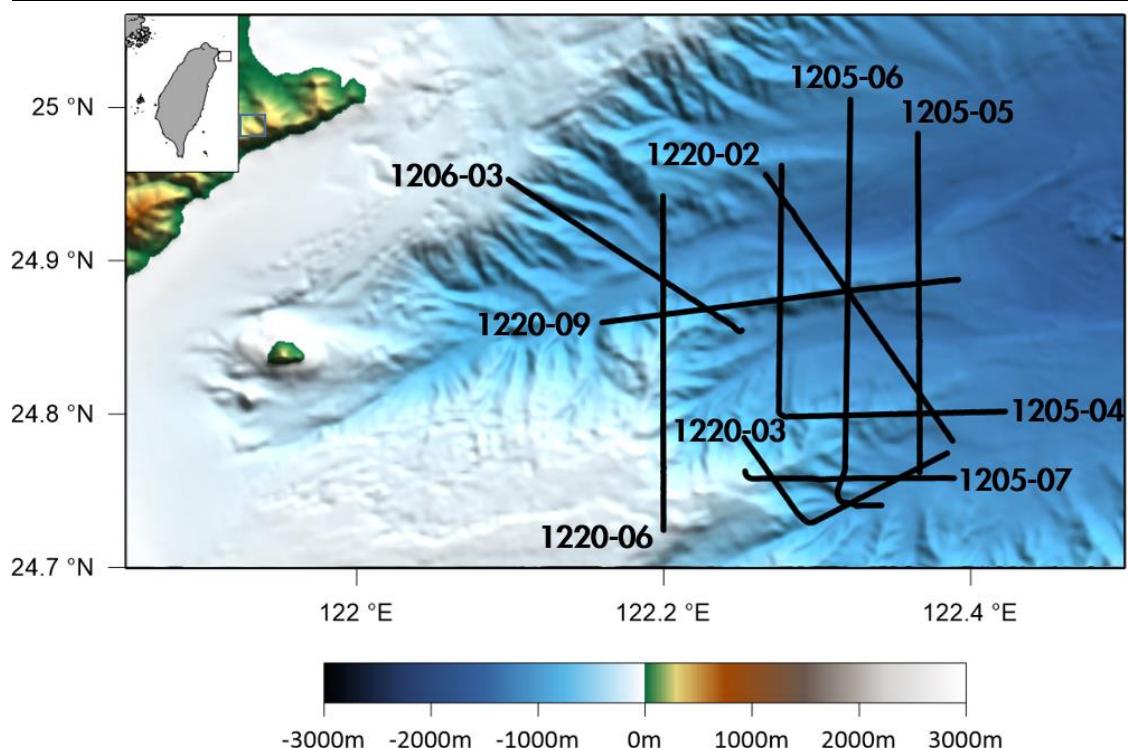


圖 2-2、本研究所使用反射震測側線分布圖。

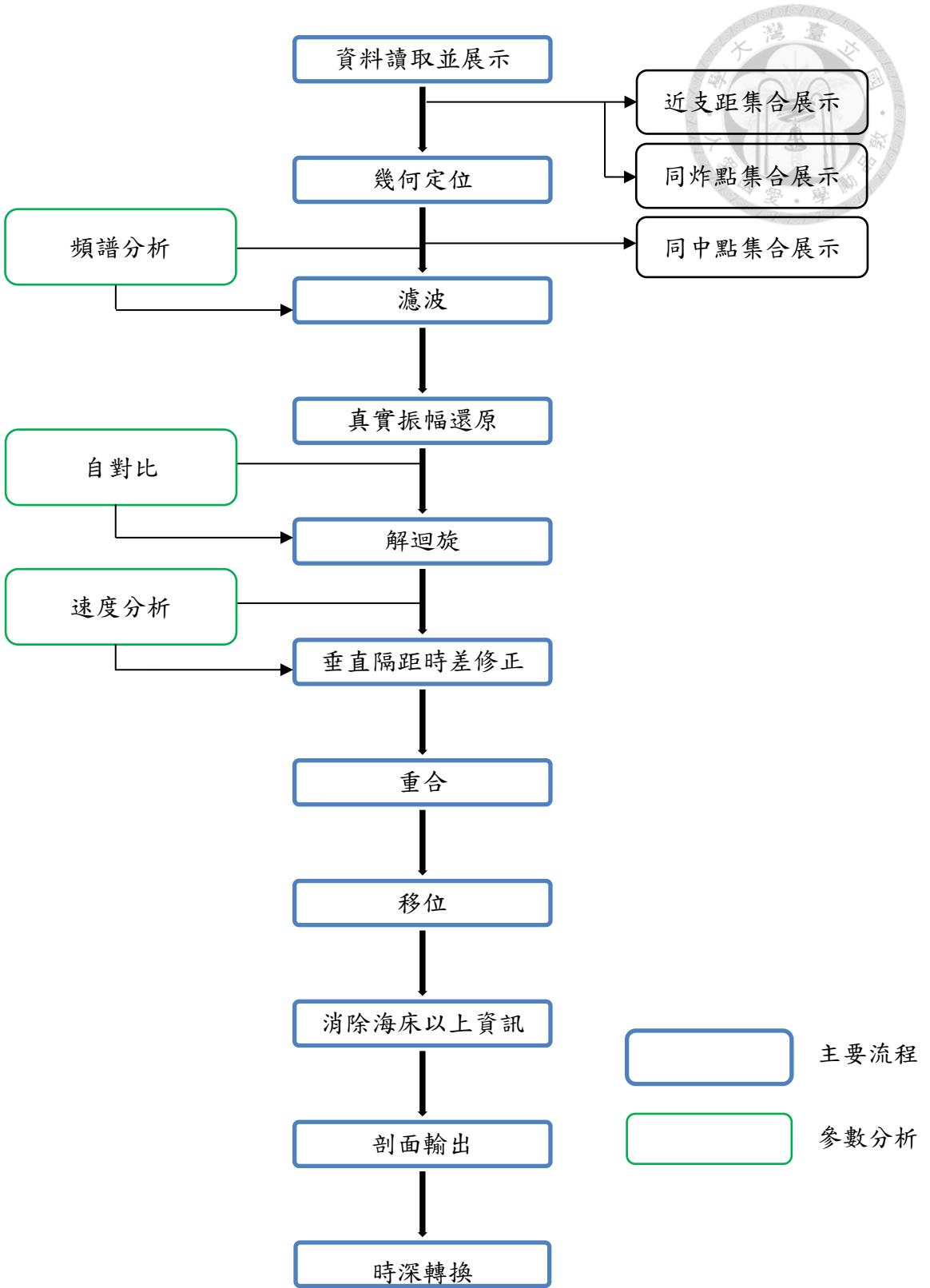


圖 2-3、震測資料處理流程圖。



2.3 水合物穩定曲線

在進行 BSR 深度資訊推估熱流時，水合物的性質會影響相關的計算成果，因水合物的物理性質為在低溫高壓環境下才呈現穩定存在，在實驗室可以測試水合物不同的參數求得 GHSC，而確定水合物的解離邊界則是利用實驗將水合物的溫壓相位邊界求取出並製作出圖表。Roozeboom(1884, 1885)已有繪製出二氧化硫水合物的溫壓相圖，之後 Katz 等人(1959)總結了自然氣體構成水合物相圖(圖 2-4)。Barrer and Stuart (1957)提出以熱力學方法去計算水合物特性，此概念的現代應用延伸則是 van der Waals and Platteeuw (1959)所創立，基於此有許多公司開發計算機程式來演算混和氣體水合物特性，本研究則是使用 Colorado School of Mines 開發 CSMHyd 模擬軟體，其利用 Gibbs free energy 模擬不同氣體比例成分的水合物計算出其相邊界曲線。

本研究區域之水合物特性推估，根據蘇志杰(2019)發表之底水化學氣體成分分析(圖 2-5)，其顯示宜蘭海脊南北嘴均呈現二氧化碳比例大於甲烷比例，但也不全然是二氧化碳，當中主要氣體約 80%為二氧化碳、15%氮氣及 4%甲烷及少數其他氣體本研究忽略不計，本研究利用前述 CSMHyd 所繪製合成水合物溫壓曲線於圖 2-6。

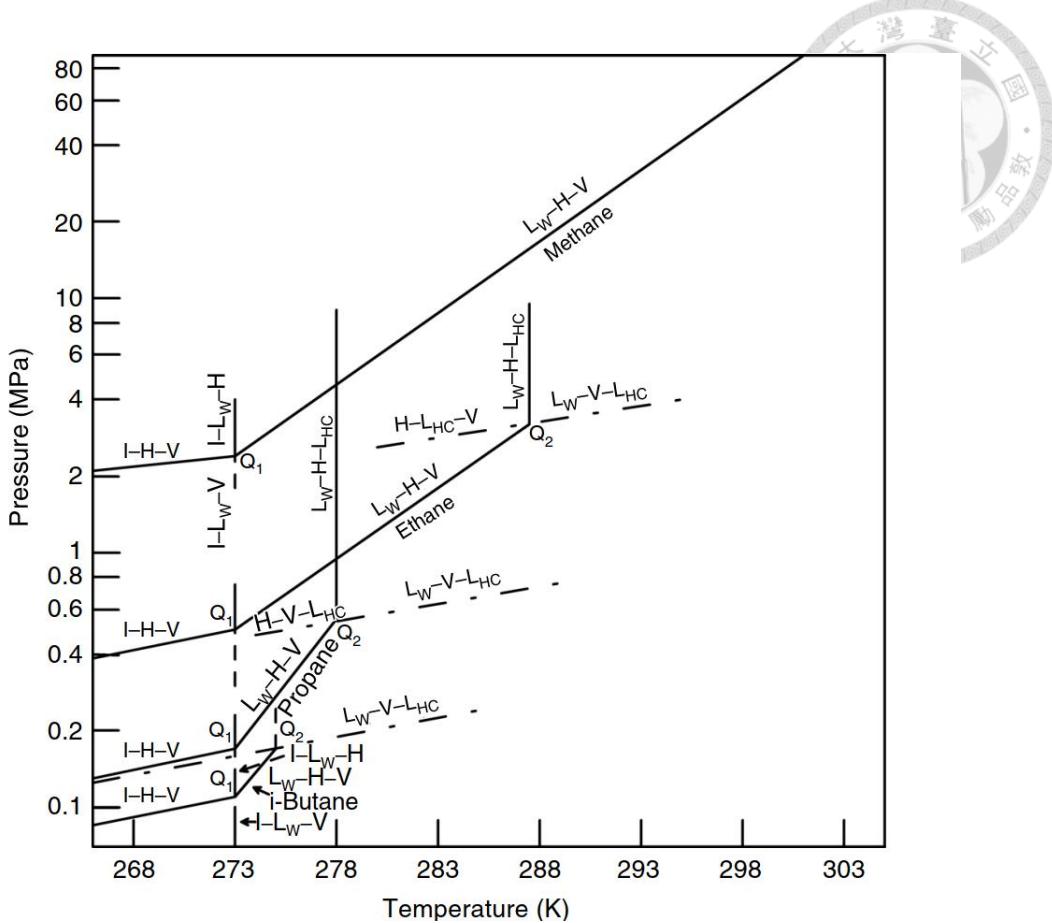


圖 2-4、自然氣體水合物的相圖。(Katz et al., 1959)

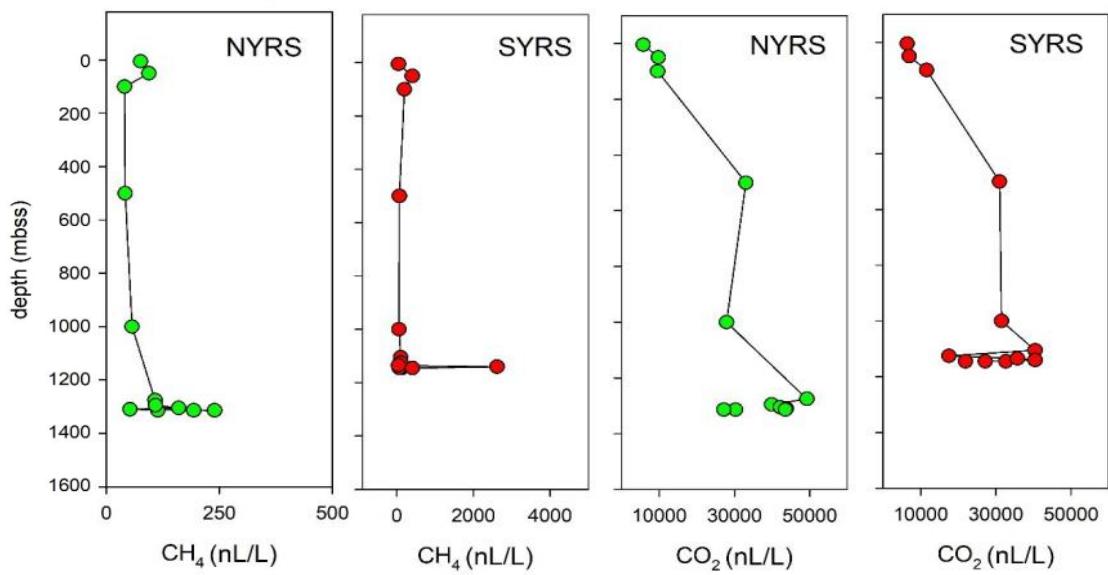


圖 2-5、海水層柱及岩心上覆底水的溶解甲烷(左)二氧化碳(右)濃度之垂直變化剖面。(mbss: meter below seafloor surface; 蘇志杰, 2019)

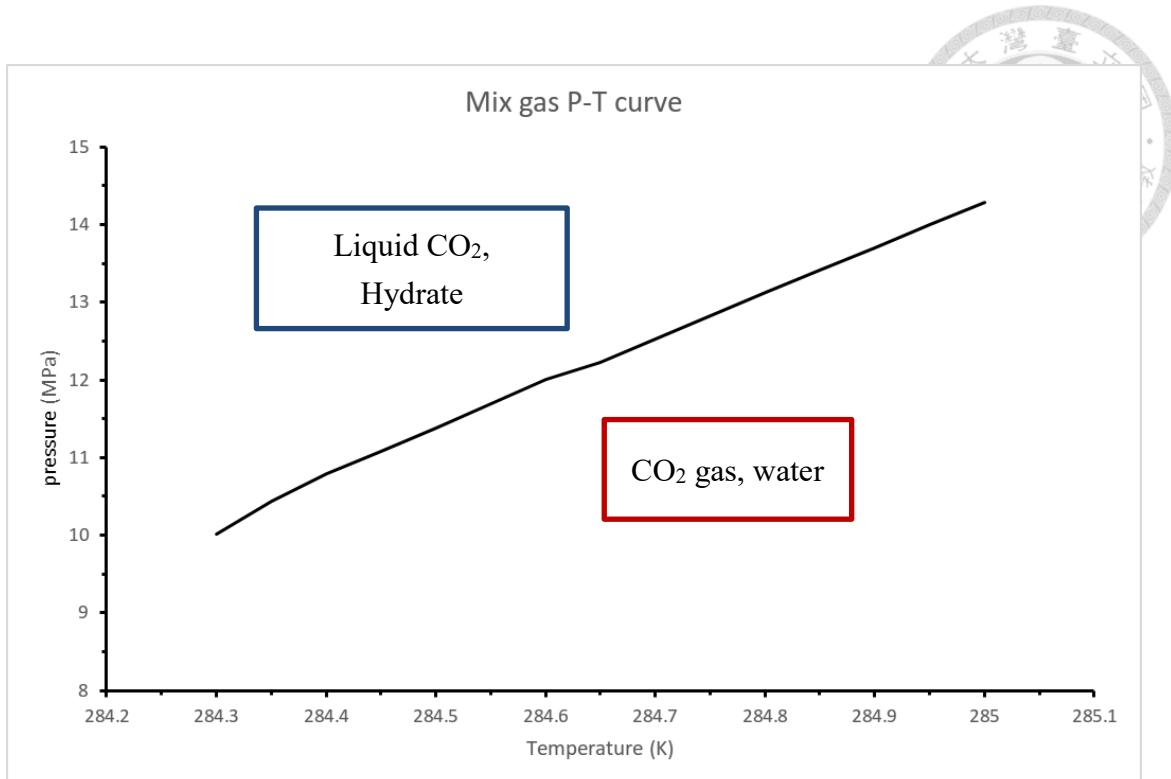


圖 2-6、使用 CSMHyd 模擬出在 80%為二氧化碳、15%氮氣及 4%甲烷情況下，其相邊界(黑色實線)，線左方為液態二氧化碳水合物；右方則是氣化二氧化碳以及水。

2.4 沉積物熱導係數

本研究所使用 BSR 推導熱流方法當中海床沉積物的熱導係數參考海洋研究所自主研發利氏熱探針於南沖繩海槽所量測數據，其儀器原理於附錄一，利氏探針能夠於現地(*in situ*)量測地溫梯度和熱導係數，原理根據圓柱體熱傳導公式(Bullard, 1954; Jaeger, 1956; Carslaw and Jaeger, 1959)，Hyndman 等人(1979)則根據圓柱體熱傳導公式提出資料處理方法。海洋研究所利氏探針資料處理方法由 Shyu and Chang(2005)改進，使用高斯-牛頓法(Gauss-Newton Method)擬合溫度衰減曲線求得地溫梯度及熱導係數，並且結合經驗關係式(Hyndman et al., 1979)增加問題的收斂能力。圖 2-7 為臺灣大學海洋研究所利氏熱探針於南沖繩海槽蒐集的熱導係數圖，本研究根據資料分布將計算時使用沉積物之熱導係數定為 1.04 W/m · K。

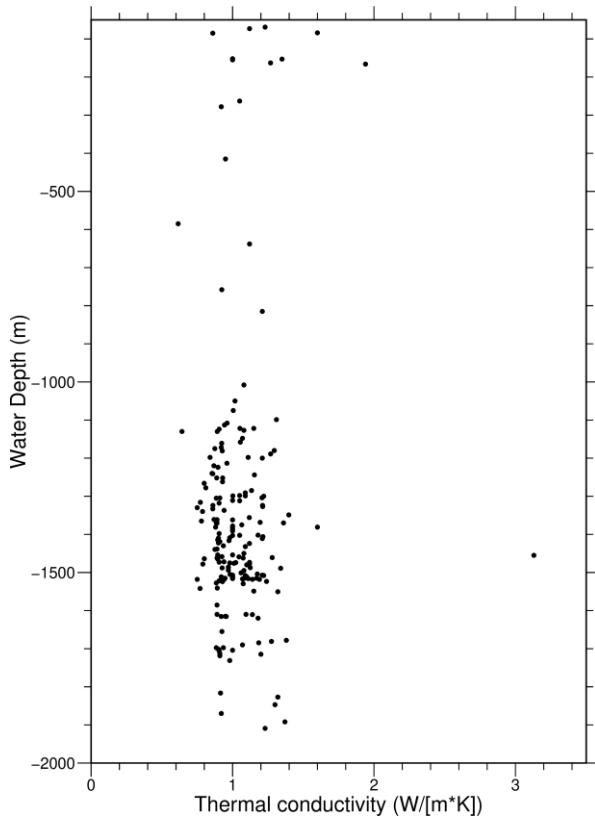


圖 2-7、臺灣大學海洋研究所利氏熱探針於南沖繩海槽收集熱導係數分布。

2.4 热流值估算

依據 Yamano 等人(1982)年提出方法透過海洋沉積物物理特性以及天然氣水合物在不同溫壓條件下所建立估算模型。水合物為特定溫壓條件(低溫、高壓)下出現的以水分子包裹著氣體分子的固相晶體結構圖 2-8，在海床沉積物中由於受上覆水壓及環境溫度均處於水合物穩定存在條件，同時氣體濃度也夠飽和狀態下，使其能夠以晶體相存在於沉積物中形成穩定儲存帶(Gas Hydrate Stability Zone, GHSZ)。隨著深度增加壓力也會增加，但因地溫梯度影響使得晶體當中氣體動能無法穩定被包裹於晶體中而解離；或是 GHSZ 當中晶體所容納氣體已至飽和，會於海床下一定深度形成晶體以及氣體的邊界，此分界稱為天然氣水合物穩定帶基底深度(Base of Gas Hydrate Stability, BGHS)。天然氣水合物穩定帶基底邊界在震測剖面上呈現高阻抗對比呈現，相位(phase)/極性呈現與海床訊號相反訊號，受控於震波從高波速的水合物穩定帶地層(GHSZ)進入低速度的含游離氣地層



(圖 2-9)，因聲波阻抗的明顯差異，形成與海床反射相近的反射層訊號，一般稱此訊號為「海底仿擬反射(WSR)」，那除了天然氣水合物會有此特性外，水合物晶體當中包裹不同的氣體分子也會具有上述特徵，只是前人研究發現這些特性是由天然氣水合物得來，WSR 在震測剖面上特徵有(1)反射訊號大致平行海床(2)極性與海床訊號相反(3)可能切穿地層訊號(Shipley et al., 1979)如圖 2-10。

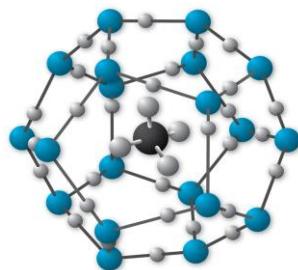


圖 2-8、水合物晶體結構示意圖。十二面體晶格點上為水分子，內部包裹其他分子，以天然氣水合物為例，晶格點上為水分子(白色)，內部包裹物為甲烷分子(黃色)。(摘自 NOAA Ocean Exploration)

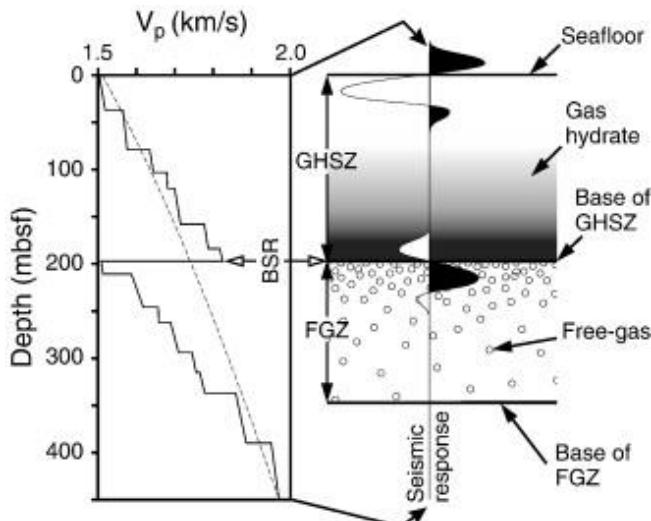


圖 2-9、水合物穩定儲存帶(GHSZ)、游離氣體(FGZ)與海底仿擬反射(WSR)示意圖。左方為速度隨深度變化示意圖，可以看到震波經 GHSZ 進入游離氣體層時速度會驟降；右方顯示震波在經過海床時的相位與經過 BSR 時出現相反的狀況。
(Haacke et al., 2007)

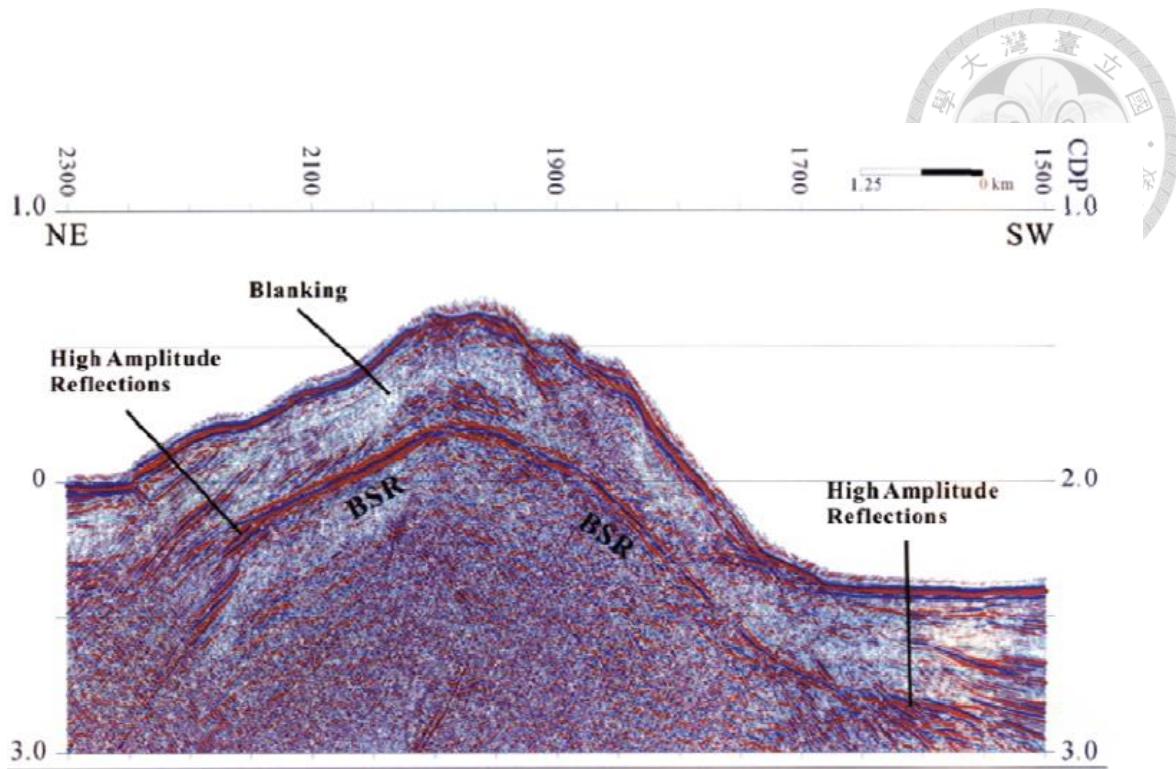


圖 2-10、包含 BSR 剖面。(Liu et al., 2006)

在計算 BSR 推導熱流時，首先計算是從海床至 BSR 出現位置的地溫梯度公式如下：

$$G = \frac{T_{BSR} - T_{seafloor}}{Z_{BSR}}$$

G：地溫梯度。T_{BSR}：BSR 深度所推導出來的溫度。

T_{seafloor}：海床溫度。Z_{BSR}：海床至 BSR 出現的深度。

BSR 位置為界於穩定帶與游離層之交界，理論上該處符合氣—水合物相邊界曲線如圖 2-11，如欲得知 BSR 深度的溫度便可以計算 BSR 深度壓力，可接著利用相邊界曲線進行估計，進而取得溫度資訊。海床表面溫度本研究使用過去所蒐集利氏熱探針在南沖繩海槽不同深度下的海床溫度資訊(圖 2-12)。接著求取 BSR 深度的溫度需經溫壓轉換，以下說明：

1. 求取 BSR 深度 Z_{BSR}：處理完的反射震測剖面辨識出 BSR 的位置，再利用先前速度分析時所求層間速度帶入時間剖面作時深轉換。



2. 計算 BSR 該深度的壓力 P_{BSR} ：當得知 BSR 深度資訊後，在 BSR 上方總共有(1)大氣壓(2)海水壓力(3)地層壓力，公式如下：

$$P_{BSR} = P_{air} + P_{seawater} + P_{sediment}$$

$$P_{BSR} = P_{air} + \rho_{seawater} \times g \times h_{seawater} + \rho_{sediment} \times g \times h_{sediment}$$

P_{air} ：大氣壓力。

$P_{seawater}$ ：海床至海平面的水層壓力。

$P_{sediment}$ ：海床至 BSR 之間地層厚度的壓力。

$\rho_{seawater}$ ：海水密度。

$\rho_{sediment}$ ：沉積物密度。

$h_{seawater}$ ：海平面至海床厚度。

$h_{sediment}$ ：海床至 BSR 出現深度。

g ：重力加速度。

3. 當中 P_{air} 為一大氣壓 101325 pa，海水密度 $\rho_{seawater}$ 採用平均值 1026kg/m³，沉積物密度 $\rho_{sediment}$ 參考 ODP leg 195 1202 井位的 bulk density (圖 2-13)，考量到如果是在 BSR 出現的區域，恰為 BGHS 位置當中包含沉積物、水合物晶體及海水，所以本研究參考 1202D 鑽井成果，並以此平均值 1.7g/cm³ 作為沉積物密度數值之推估。

4. 計算出 BSR 壓力經 P-T 曲線轉換溫度：本研究區域根據蘇志杰(2019)中底水化學氣體成分分析(圖 2-5)，宜蘭海脊南北嘴均呈現二氧化碳比例大於甲烷比例，其中主要氣體約 80%為二氧化碳、15%的氮氣及 4%的甲烷以及少部分(< 1%)其他氣體。本研究使用 Colorado School of Mines 開發 CSMHyd 模擬軟體，其利用 Gibbs free energy 模擬不同氣體比例成分的水合物相曲線，根據上述底水化學氣體分析成分，本研究再利用此軟體所繪製合成水合物溫壓曲線(圖 2-6)。

利用壓力轉換溫度後，地溫梯度 G 便可以計算出來，接著再乘以熱導係數便



可以得出一維熱傳熱流值其公式如下：

$$Q = K \times \frac{T_{BSR} - T_{seafloor}}{Z_{BSR}}$$

Q：熱流。

K：熱導係數。

T_{BSR} ：BSR 深度所推導出來的溫度。

$T_{seafloor}$ ：海床溫度。

Z_{BSR} ：海床至 BSR 出現的深度。

其中熱導係數 K 本研究則參考過去利氏熱探針在南沖繩海槽實際測量值。南沖繩海槽海床沉積物熱導係數介於 0.7-1.2 W/m*K，本研究區內共有 45 筆數據，平均值為 1.04 W/m*K，此值為本研究估算整個區域熱導係數的代表值。

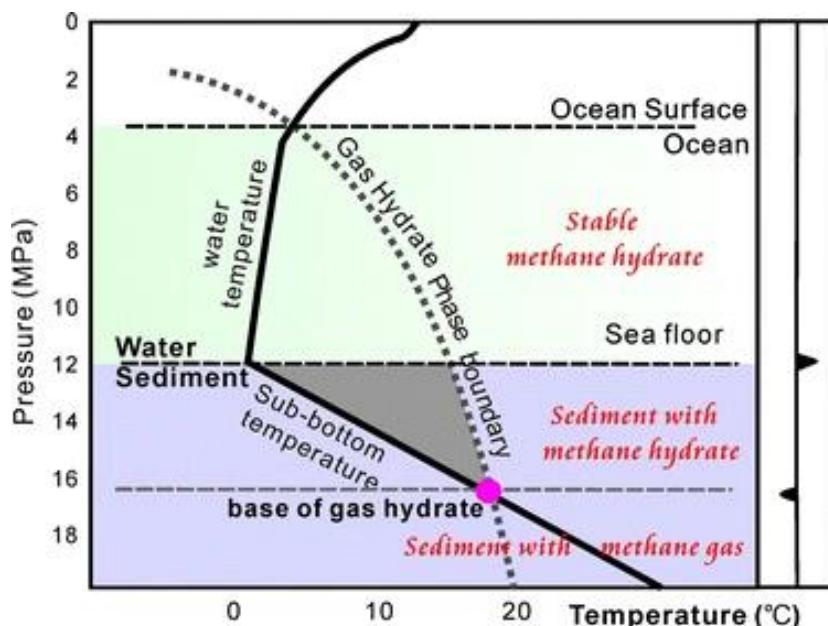


圖 2-11、天然氣水合物相位邊界與環境示意圖。橫軸是溫度，縱軸是壓力，當環境溫壓條件位於相位邊界(Gas Hydrate Phase Boundary, 黑色點線)左邊時，會以水合物相出現，進入海床之後隨地溫梯度影響，當環境溫壓條件超過臨界點(粉紅色點)，水合物發生解離，氣體便會從水合物中逸散。(Chen et al., 2012)

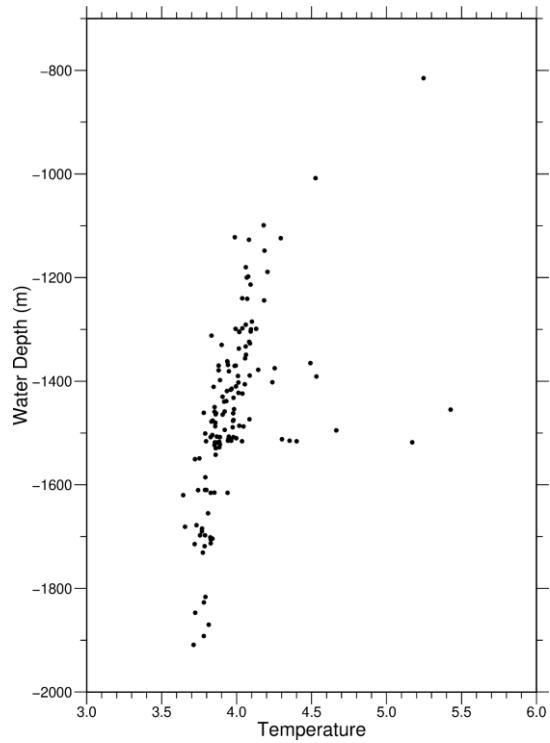


圖 2-12、利氏熱探針在南沖繩海槽所蒐集海床溫度資訊圖，橫軸為溫度(攝氏)，縱軸為深度(公尺)。

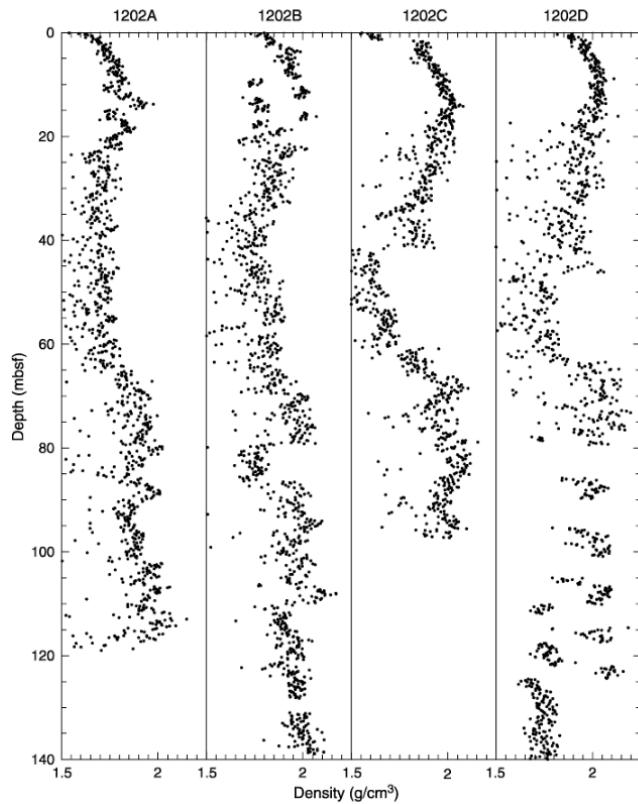


圖 2-13、ODP Leg 195 1202A-1202D 鑽井隨深度變化的 Bulk density 數值。



第三章 研究結果

3.1 震測資料分析及 BSR 辨識結果

本研究總共處理並辨識 9 條震測剖面，當中有 7 條位於宜蘭海脊北嘴的剖面辨識出 BSR 分布，分別為 MCS1205-05、MCS1220-02 及 MCS1220-09；宜蘭海脊南嘴部分則有 5 條亦辨識出 BSR 剖面，分別為 MCS1205-04、MCS1205-05、MCS1205-06、MCS1205-07 以及 MCS1220-03（圖 3-1 至 圖 3-8）。上述觀察成果也符合前述 Shipley et al(1979)所提到(1)反射訊號大致平行海床；(2)極性與海床訊號相反與(3)可能切穿地層訊號等震測相特徵。

各測線的 BSR 的分布（圖 3-9），可顯示 BSR 主要出現在宜蘭海脊南北嘴脊部位置，根據海床下 BSR 的出現深度（圖 3-9），BSR 的深度在宜蘭海脊北嘴約海床下 40-120 公尺，相較於 BSR 在宜蘭海脊南嘴約出現於海床下 100-250 公尺來的淺，並且 BSR 在測線上分布情形可以發現宜蘭海脊南嘴辨識出的 BSR 是多於宜蘭海脊北嘴。以下簡要描述各剖面所觀察到的 BSR 分佈與構造特徵。

MCS1205-04 為宜蘭海脊南嘴東西向剖面，西邊為較為陡峭斜坡 CDP4000-CDP5000 左右，CDP4000 以東則為水平向振幅延續明顯的沉積物訊號，約在 CDP1000 海床下方 200 公尺處有震測訊號上拉疑似火成侵入訊號，BSR 辨識位置為從 CDP3980 至 CDP5100，水深從約 1000 公尺至 1320 公尺，BSR 出現的海床下深度為 200 公尺至 250 公尺，隨海床地形加深，約於 CDP4000 的 BSR 下方出現聲學混亂相，本研究辨識為高反射游離氣體區(High reflectivity gas zone pockets, HRGZP)(Shankar et al., 2015)，上方則有幾處聲學反白帶出現（圖 3-1）。

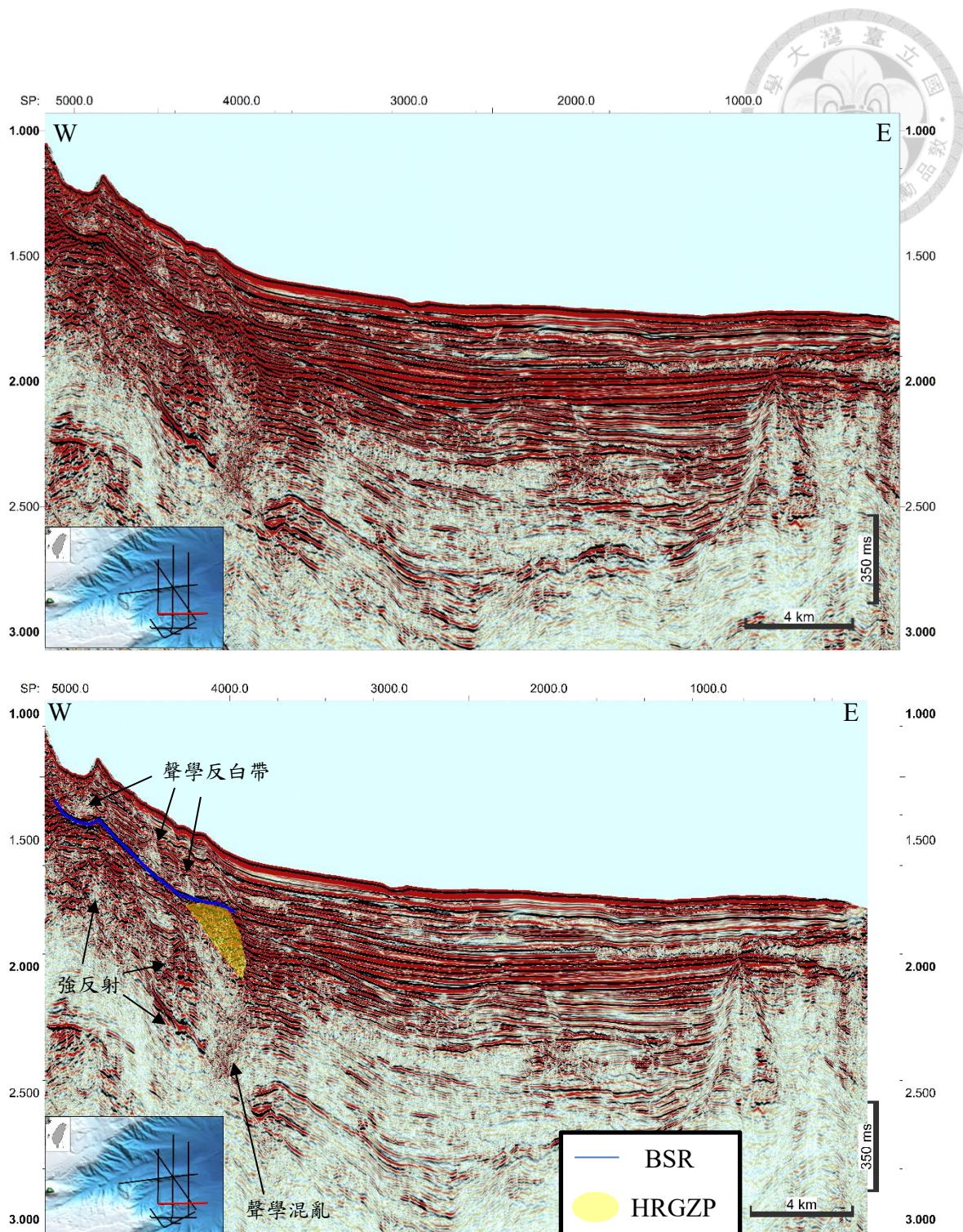


圖 3-1、MCS1205-04 剖面(上圖)及解釋(下圖)，左下角小圖中紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分布 CDP3980 至 CDP5100，在 CDP4000 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區 (HRGZP)，並且在 BSR 上方出現聲學反白帶。



MCS1205-05 可以看到宜蘭海脊南北嘴中間地塹處有許多正斷層分布，BSR 在宜蘭海脊北嘴及南嘴均有分布，BSR 的深度在宜蘭海脊南北嘴均位於約雙程走時 1.75 秒位置，宜蘭海脊北嘴 BSR 約出現於海床下 110-120 公尺處，出現於脊部中央地形高區，BSR 下方的震測訊號呈現向上拉伸(pull up)的強振幅訊號，當中可辨識出斷層，並且於北嘴南翼海床下約 300 公尺處也辨識出許多正斷層，海床下 400 公尺震測訊號減弱，唯前述提到震測訊號向上拉伸處其振幅強度相較周圍較強達至海床下 550 公尺處，其下零星出現幾處強反射；宜蘭海脊南嘴則出現於海床下約 200 公尺處，BSR 出現位置與宜蘭海脊北嘴相同均聚集在脊部中央，東西向延伸範圍更大，在 BSR 下呈現聲學混亂相，同時也有局部強振幅出現至約海床下 560 公尺位置(圖 3-2)。

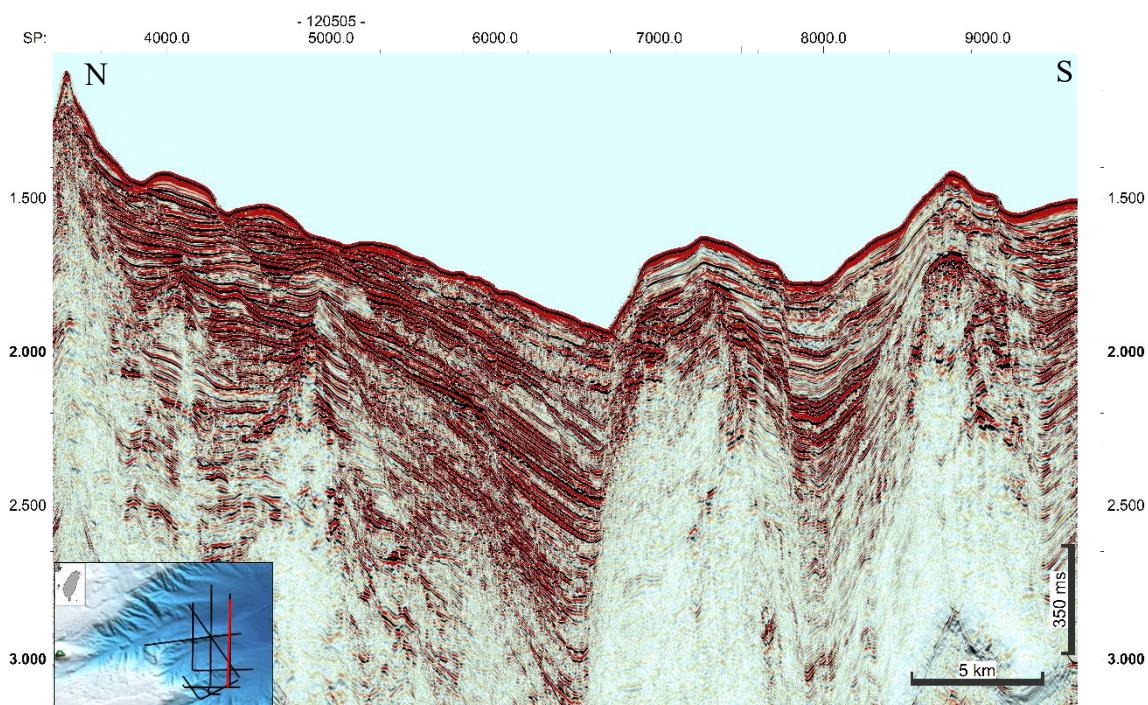


圖 3-2、MCS1205-05 剖面，說明於下一頁圖說。

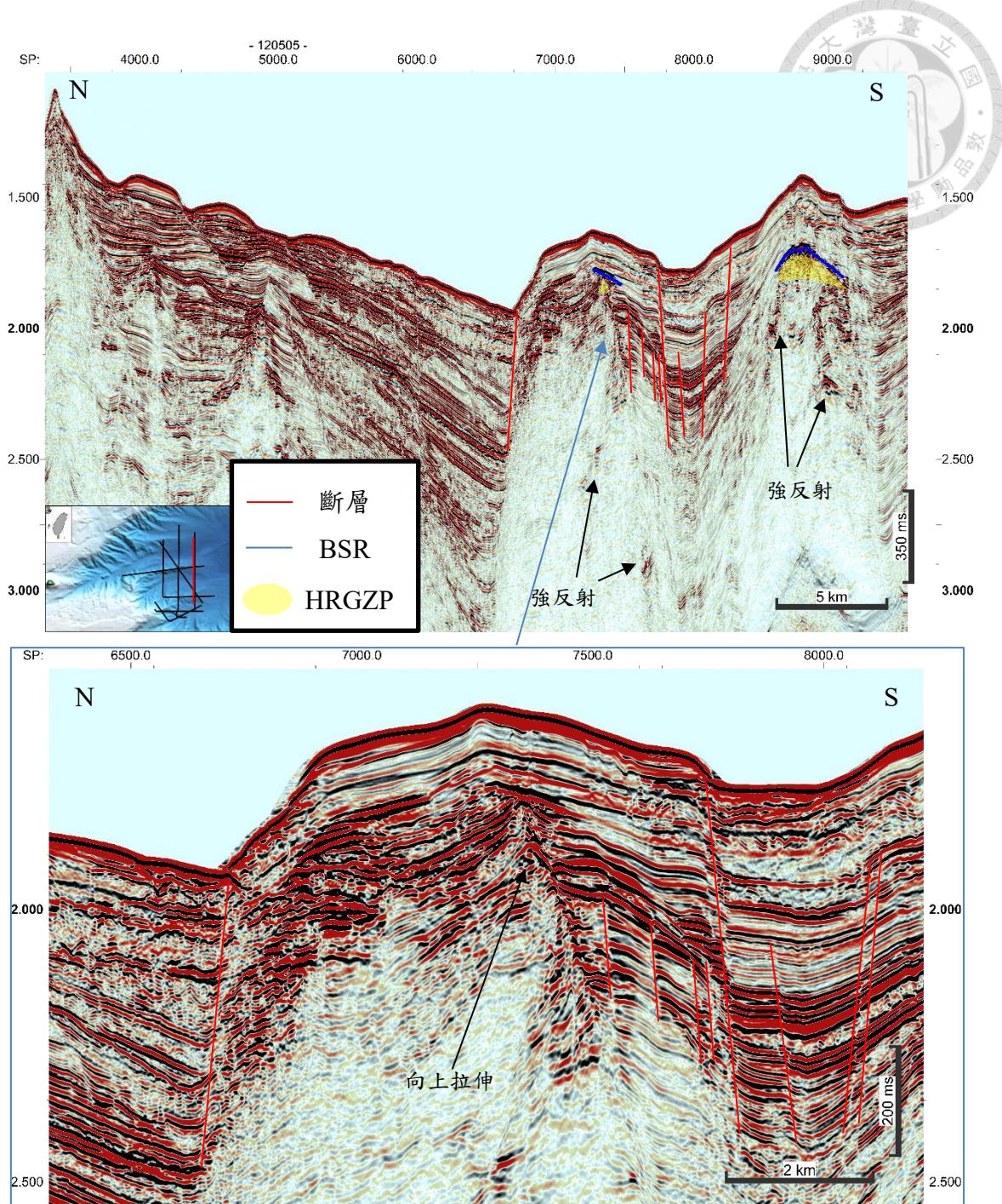


圖 3-2、MCS1205-05 剖面(上頁圖)、解釋(本頁上圖)及宜蘭海脊北嘴放大圖(下圖)，左下角小圖紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分佈於宜蘭海脊北嘴 CDP7250 至 CDP7500 以及南嘴 CDP8500 至 CDP9000，在北嘴 CDP7300 及南嘴 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區(HRGZP)，宜蘭海脊北嘴與南嘴間分布紅線標記之斷層，以及南北嘴下方出現幾處所標記強反射訊號，下圖中則標示出震測訊號向上拉伸位置。



MCS1205-06 為一通過宜蘭海脊南北嘴南北向剖面，在宜蘭海脊北嘴南翼也出現混亂且向上拉伸震測訊號，但是並未辨識出 BSR，宜蘭海脊北嘴北翼則是有許多裂隙分布讓震測訊號呈現不連續情形，此剖面的宜蘭海脊南嘴由於是較靠近陸棚區，整體形貌呈現較為寬闊，BSR 出現位置為 CDP1556-CDP2056，海床下深度 130-170 公尺，BSR 下方出現強振幅聲學混亂相訊號推測為高反射游離氣體區，在宜蘭海脊南嘴深部標記出幾處強反射訊號。（圖 3-3）。

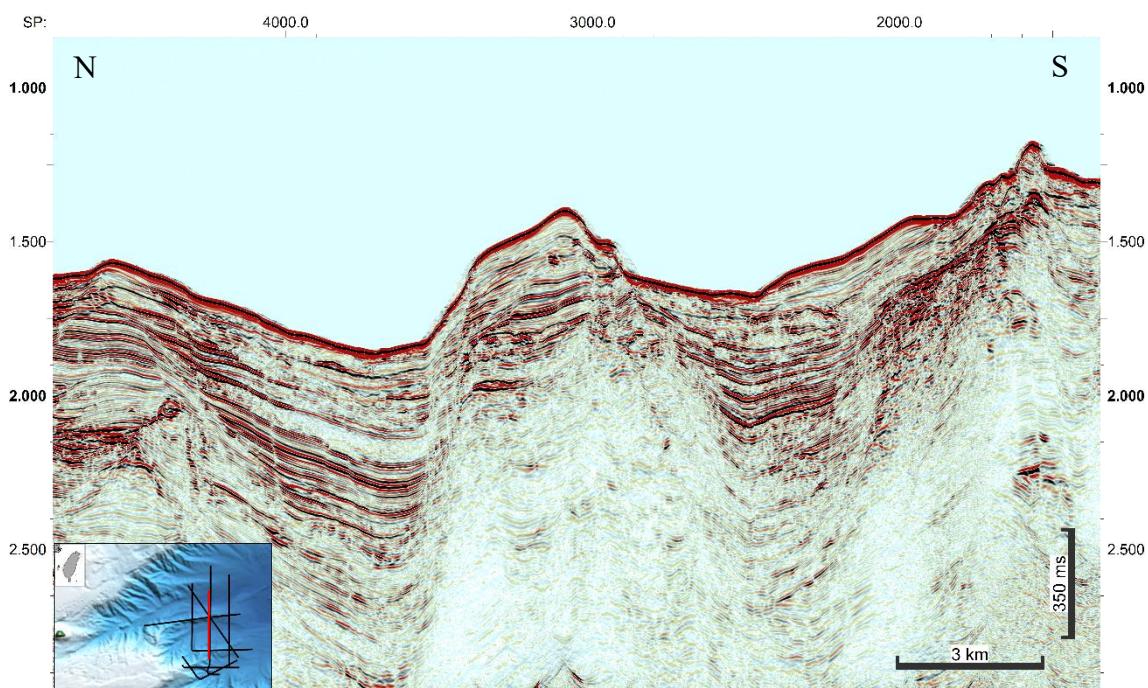


圖 3-3、MCS1205-06 剖面、說明於下一頁圖說。

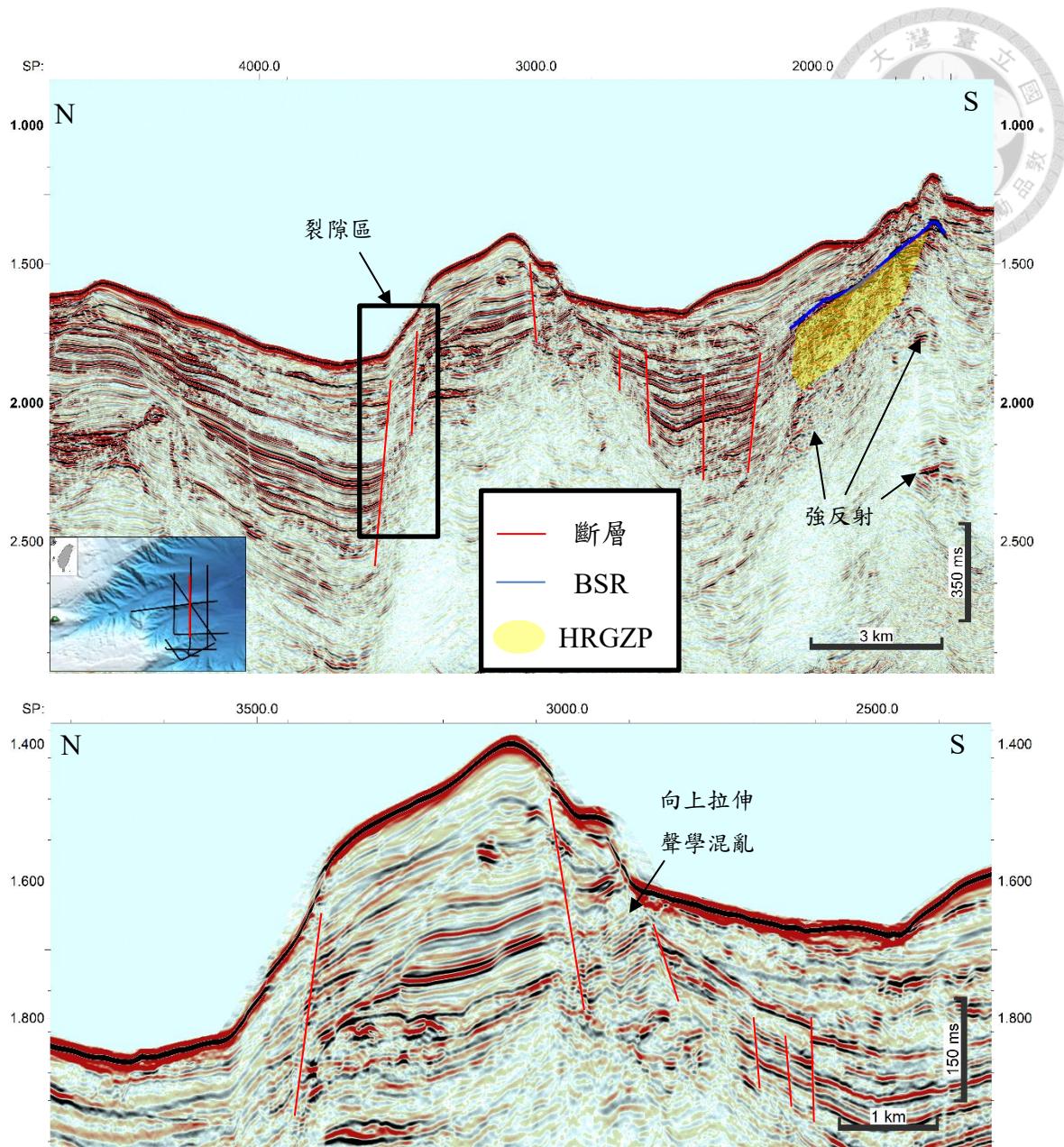


圖 3-3、MCS1205-06 剖面(上圖)解釋(中圖)宜蘭海脊北嘴放大圖(下圖)，左下角小圖紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分布於宜蘭海脊南嘴 CDP1500 至 CDP2200，在南嘴 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區(HRGZP)，宜蘭海脊北嘴與南嘴間分布紅線標記之斷層，北嘴北翼區出現許多裂隙區域，北嘴南翼標記出聲學混亂並且向上拉伸特徵，以及南嘴下方出現幾處所標記強反射訊號，下圖中則標示出震測訊號向上拉伸位置。



MCS1205-07 為一條位於宜蘭海脊南嘴東西走向剖面，CDP9750 至 CDP10644 海床地形平緩，下方為震測訊號水平方向連續良好之沉積物，此剖面辨識出的 BSR 主要分布在 CDP10644-CDP11213 斜坡下，水深從 1072 至 1343 公尺，出現於海床下深度 120-235 公尺，明顯觀察出 BSR 訊號振幅極性與海床訊號相反，同時觀察到 BSR 訊號有切穿地層訊號，BSR 上方出現聲學反白帶，並在下方出現局部強反射訊號(圖 3-4)。

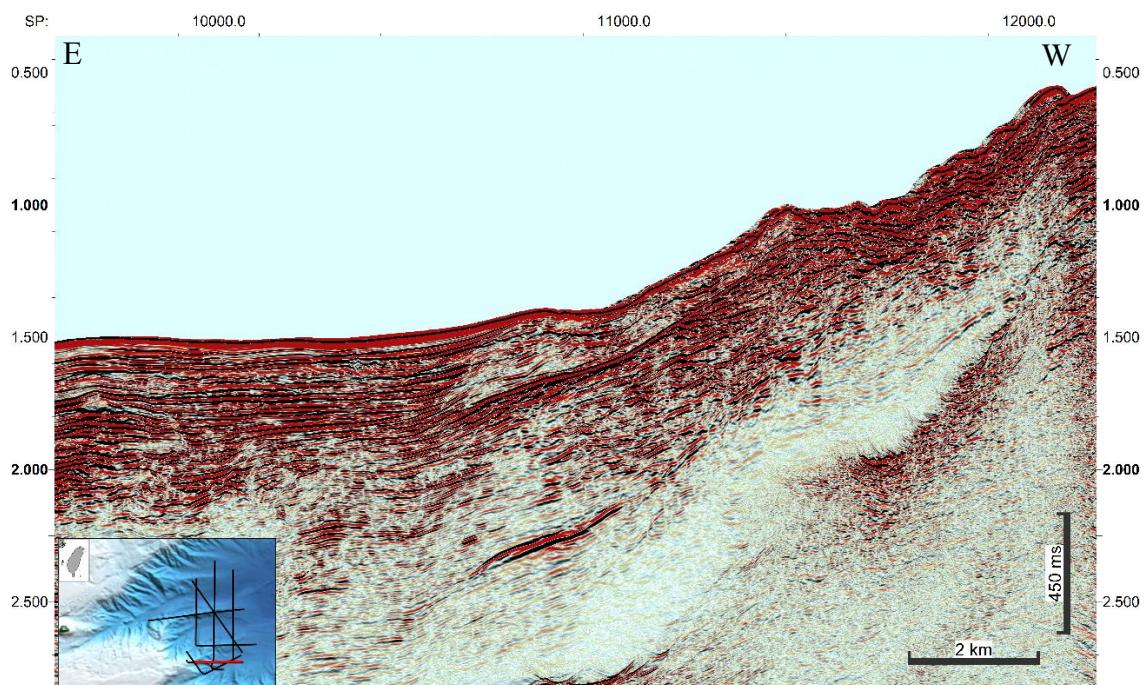


圖 3-4、MCS1205-07 剖面、說明於下一頁圖說。

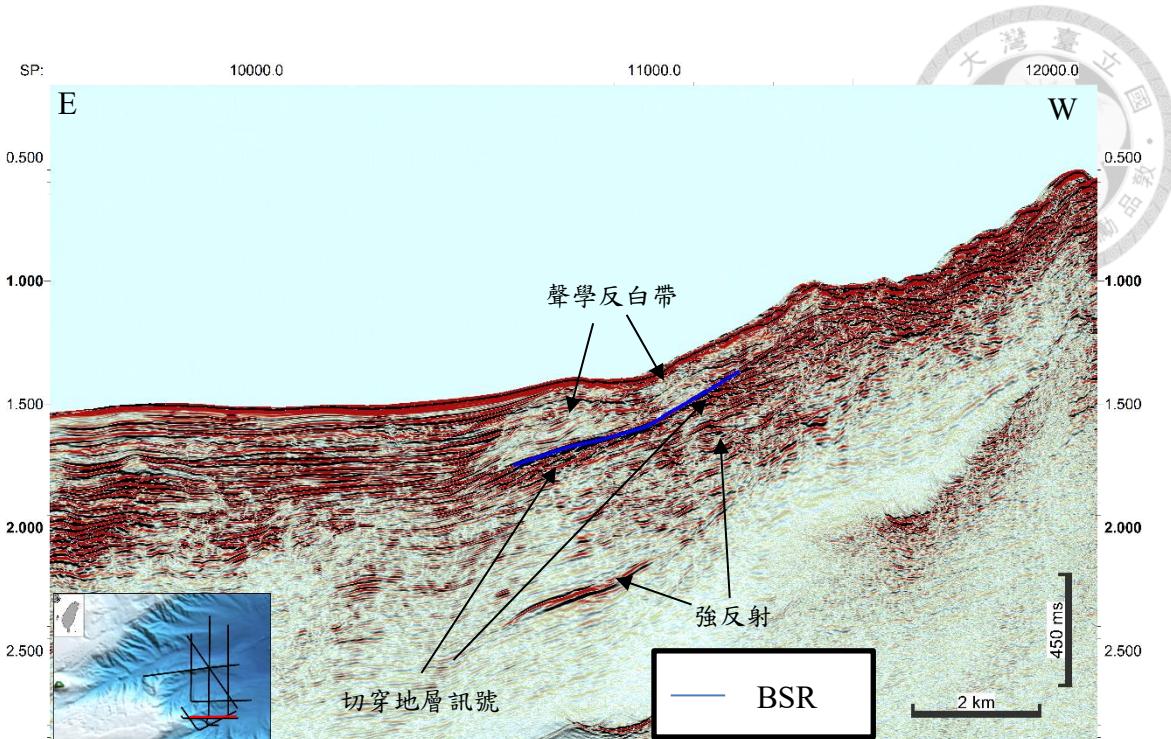


圖 3-4、MCS1205-07 剖面(上圖)及解釋(下圖)，左下角小圖紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分布於宜蘭海脊南嘴 CDP10644 至 CDP11213，在南嘴 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區(HRGZP)，宜蘭海脊北嘴與南嘴間分布紅線標記之斷層，北嘴南翼標記出聲學混亂並且向上拉伸特徵，以及南嘴下方出現幾處所標記強反射訊號，下圖中則標示出震測訊號向上拉伸位置。



MCS1220-02 為東南西北走向剖面，MCS1205-06 則為南北走向剖面彼此斜交於宜蘭海脊北嘴，在 MCS1220-02 剖面中 BSR 在宜蘭海脊北嘴及南嘴均有分布。宜蘭海脊北嘴 BSR 出現於 CDP7960-CDP8390，約出現於海床下 110-120 公尺處，分布於宜蘭海脊北嘴中央地形高區及北翼海床下，宜蘭海脊北嘴地形高區 BSR 下方呈現向上拉伸的振幅訊號，並且出現聲學混亂的震測特徵，同時於宜蘭海脊北嘴南翼當中可辨識出許多裂隙。在宜蘭海脊北嘴其下出現幾處強反射；宜蘭海脊南嘴 BSR 出現位置為 CDP9763-CDP10238，海床下約 190-210 公尺處，BSR 出現位置聚集在脊部中央地形高區，南北向延伸範圍相較於宜蘭海脊北嘴 BSR 分布更大，在 BSR 下呈現強振幅聲學混亂相，BSR 上方可觀察出地層不連續，疑似當中有裂隙存在(圖 3-5)。

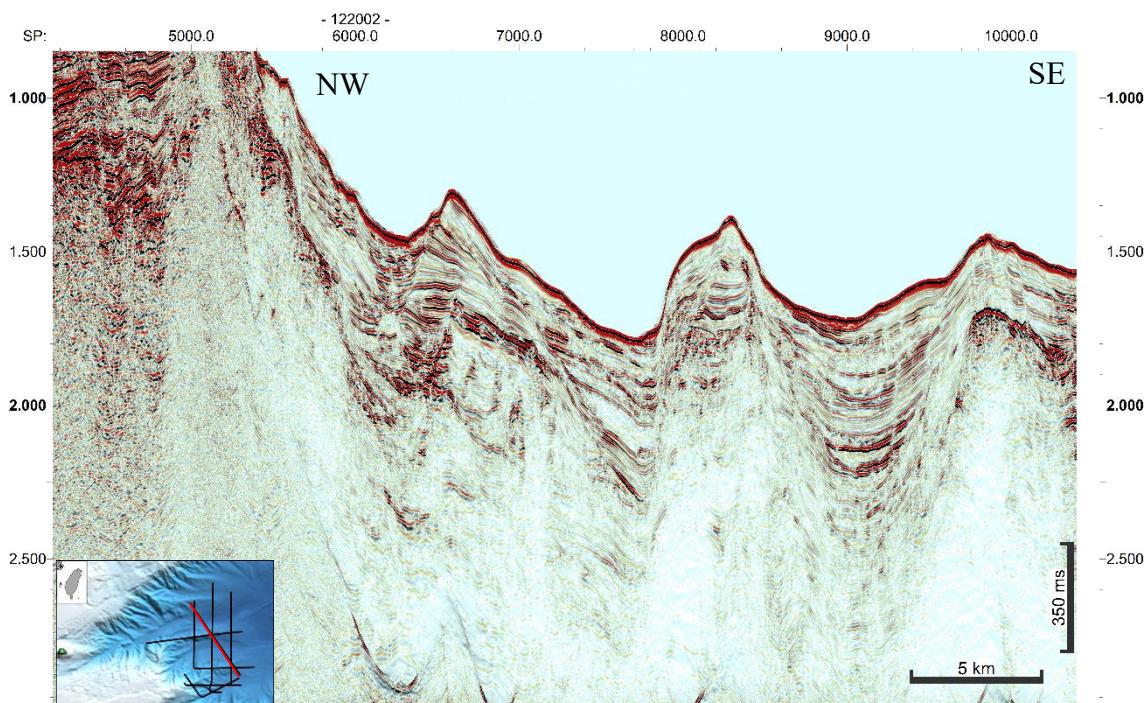


圖 3-5、MCS1220-02 剖面、說明於下一頁圖說。

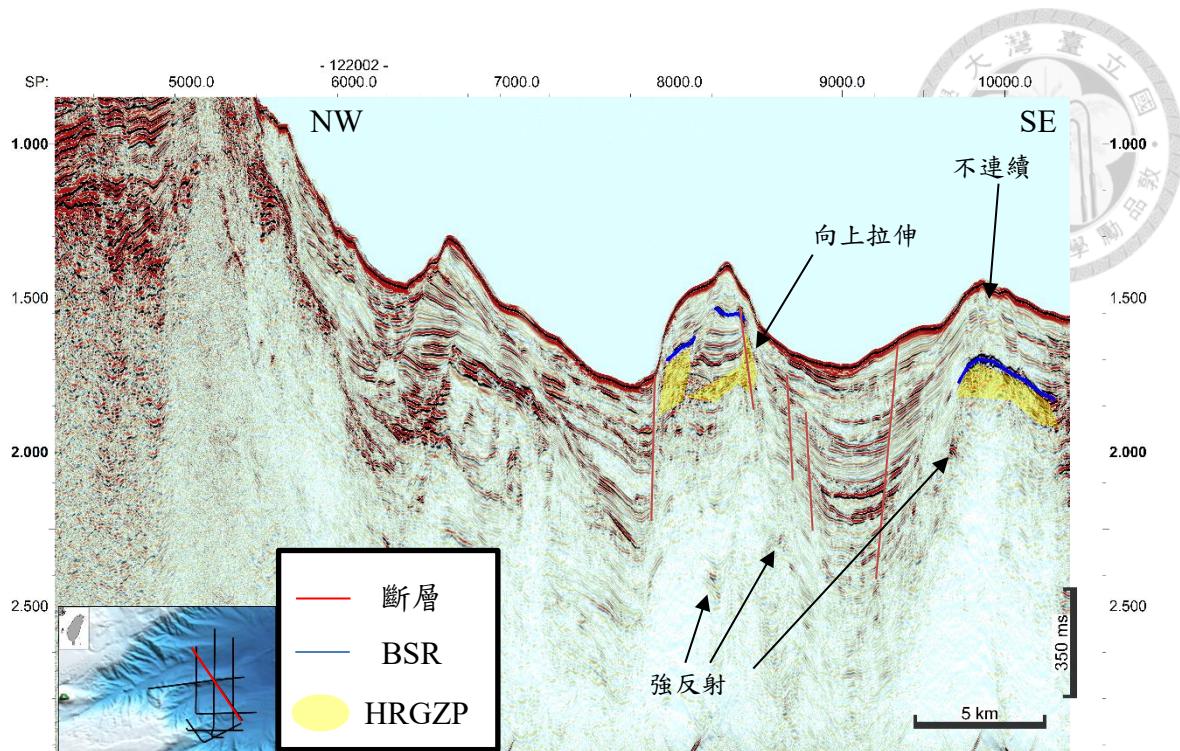


圖 3-5、MCS1220-02 剖面(上圖)及解釋(下圖)，左下角小圖紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分布於宜蘭海脊北嘴 BSR 出現於 CDP7960-CDP8390 南嘴 BSR 出現位置為 CDP9763-CDP10238，在 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區(HRGZP)，以及在南北嘴深部標記出強反射訊號，宜蘭海脊北嘴與南嘴間分布紅線標記之斷層，北嘴下方標記出聲學混亂並且向上拉伸特徵，南嘴 BSR 上方則有震測訊號不連續特徵。



MCS1220-03 剖面位於宜蘭海脊南嘴，為一個東北東-西南西走向剖面，剖面大致地形平坦，由西南方向向東北方向加深，BSR 分布於 CDP886-CDP1473 斜坡，海床水深 883-1059 公尺，海床下深度 120-240 公尺處，BSR 上方出現聲學反白帶，在 BSR 下方出現 BSR 訊號切過原始地層訊號特徵，並且在 CDP1311-CDP1434 BSR 下方出現聲學混亂特徵推測為高反射游離氣體區(圖 3-6)。

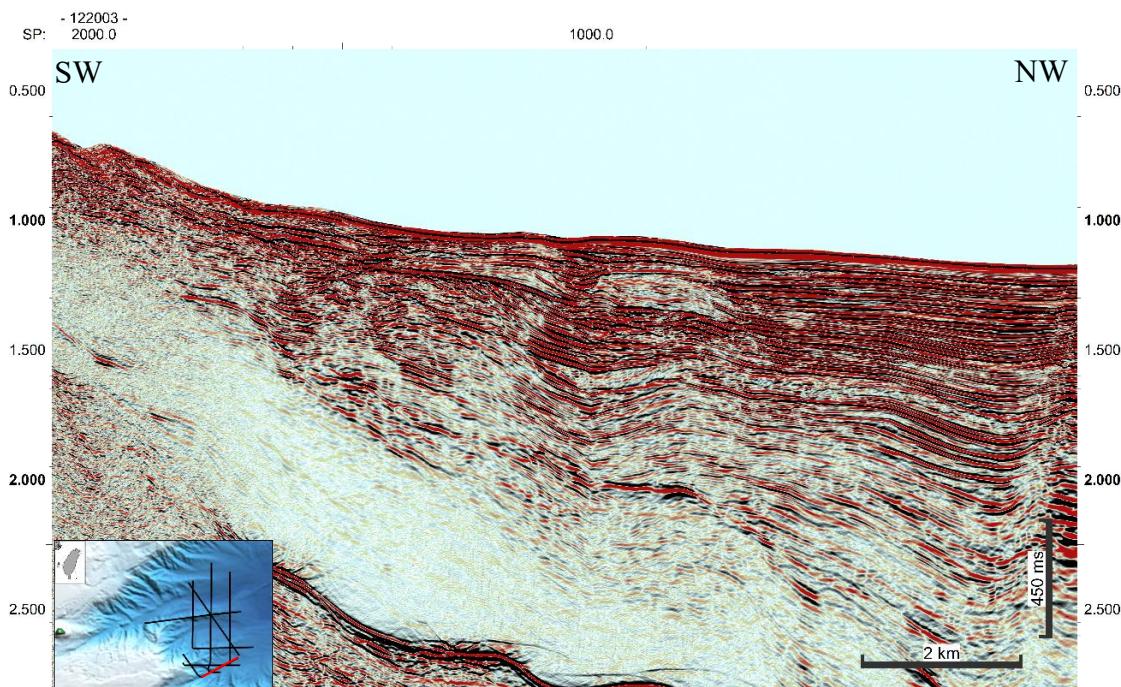


圖 3-6、MCS1220-03 剖面、說明於下一頁圖說。

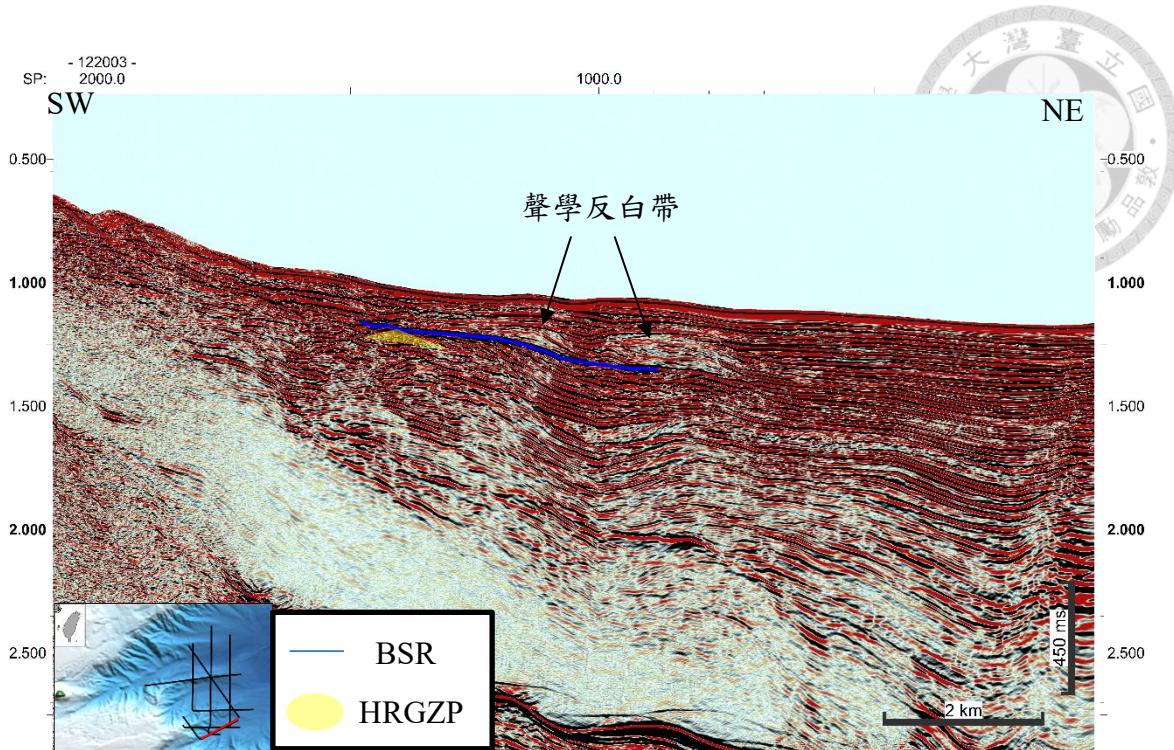


圖 3-6、MCS1220-03 剖面(上圖)及解釋(下圖)，左下角小圖紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分布於 CDP886-CDP1473，在 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區(HRGZP)，BSR 上方出現兩處聲學反白帶。

MCS1220-09 為通過宜蘭海脊北嘴東西走向震測剖面，CDP2000-CDP3900 海床地形為崎嶇形貌，CDP0-CDP2000 進入斜坡區域，BSR 辨認出的位置於 CDP408-CDP1234，海床水深 1200-1400 公尺，BSR 出現於海床下 100-150 公尺處，在 CDP327-CDP605 位置 BSR 下方出現強振幅聲學混亂特徵，推測是高反射游離氣體區，同時在 BSR 下方深處也有出現幾處強反射訊號。（圖 3-7）。

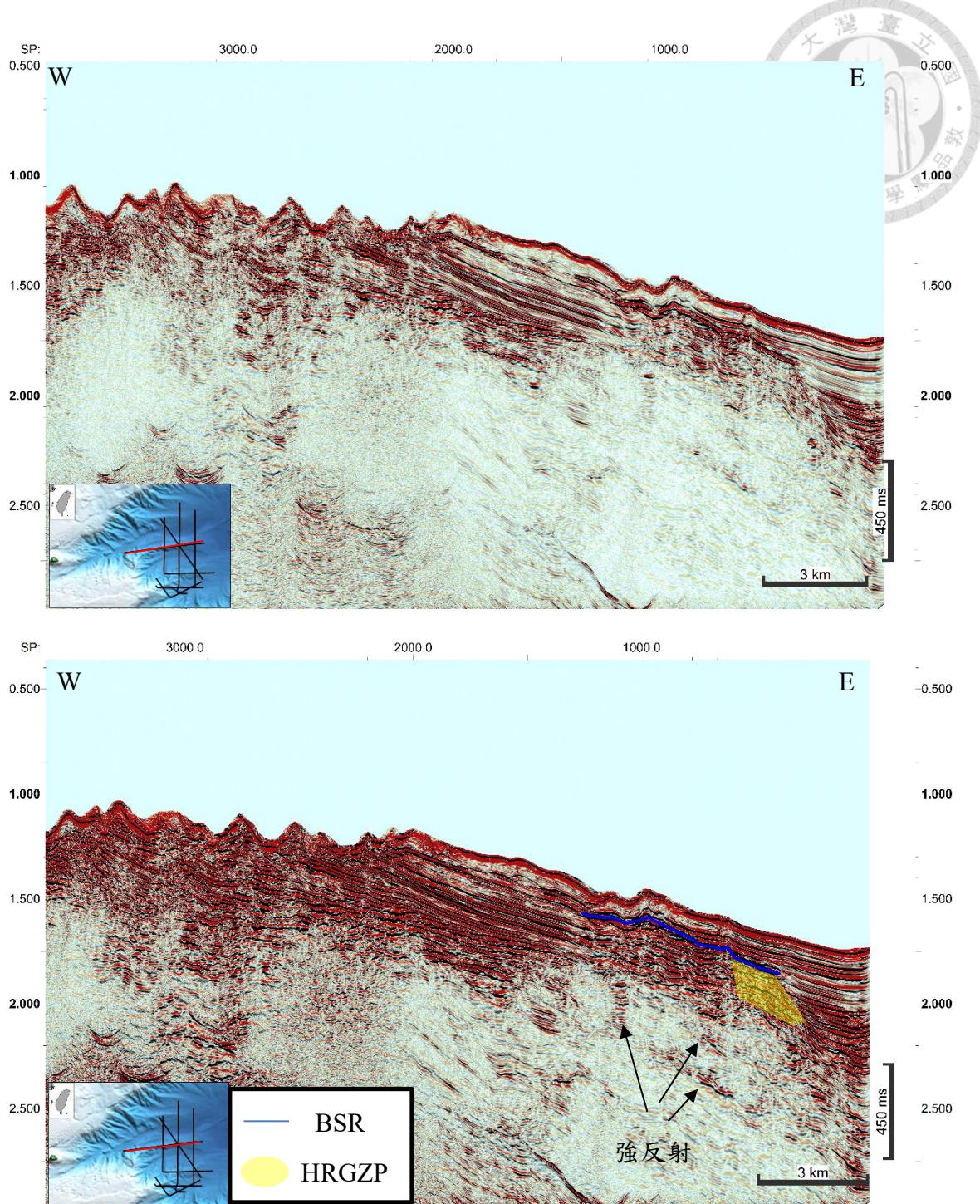


圖 3-7、MCS1220-09 剖面(上圖)及解釋(下圖) 左下角小圖紅線為本剖面位置，剖面中藍色線為標記 BSR 位置，BSR 分布於 CDP408-CDP1234，在 BSR 下方標記黃色區域為聲學混亂震測相推測為高反射游離氣體區(HRGZP)，BSR 下方深部出現幾處強反射位置。



圖 3-8 為 MCS1205-05 宜蘭海脊南嘴帶有 BSR 特徵放大之震測剖面，在此放大圖中便具有前述 Shipley et al(1979) 對於 BSR 的 3 個震測特徵描述，從形貌上來看，BSR 的起伏與海床訊號起伏一致，同時觀察海床振幅極性與標記 BSR 振幅極性相反，以及 BSR 有切穿地層訊號的表現，同時在 BSR 下方震測訊號呈混亂相，推測為氣體區域。

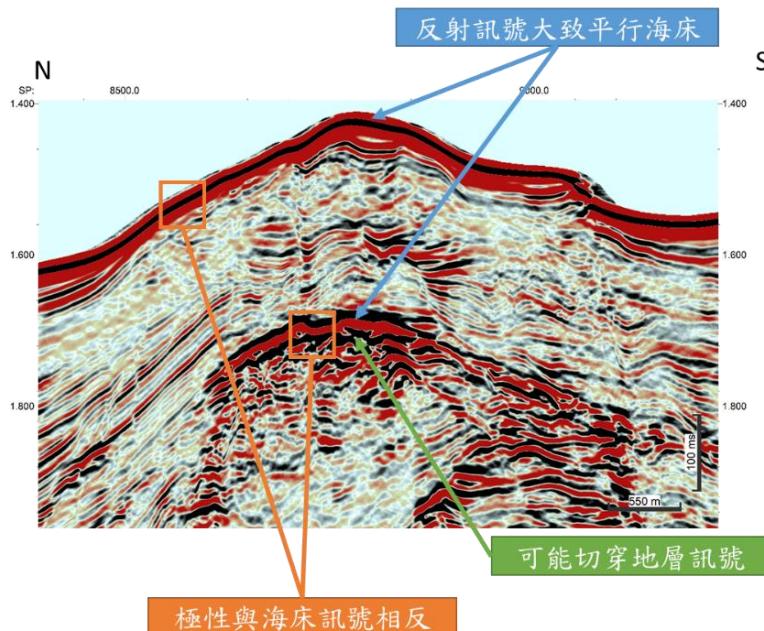


圖 3-8、含 BSR 剖面，此剖面為 MCS1205-05 宜蘭海脊南嘴放大圖，可以看到有三個符合 Shipley 等人(1979)所提出的(1)反射訊號大致平行海床(2)極性與海床訊號相反(3)可能切穿海床訊號。

總結本研究辨識 BSR 的剖面具有的共同特徵，在 MCS1205-05、MCS1205-06 及 MCS1220-02 宜蘭海脊北嘴南翼處均發現震測訊號出現向上拉伸(pull up)；而在 MCS1205-05 和 MCS1220-02 均看到宜蘭海脊南嘴南翼下方有強反射訊號出現，再者 BSR 訊號下方出現的聲學混亂相本研究解釋是高反射游離氣體區(High reflectivity gas zone pockets, HRGZP)(Shankar et al., 2015)，而在 MCS1205-04、MCS1205-07 及 MCS1220-03 BSR 上方出現聲學反白帶，與 Liu 等人(2006)含 BSR 剖面具有相同的特徵。



3.2 反射震測資料速度分析

本研究首先將處理的震測剖面進行辨識之後，針對有 BSR 位置再次進行速度分析，因 BSR 處為晶體相變成氣體相位置，故在剖面上呈現強烈且與海床極性相反反射訊號，在速度頻譜上重新檢視是否確實有速度降低的情況發生，圖 3-9 則是將含有 BSR 剖面由淺至深層間速度值導出，右方圖片顯示震測資料處理步驟「速度分析」，橫軸為速度值單位為公尺每秒，縱軸單位為雙程走時單位為毫秒，當中的彩色變化為速度頻譜，在紅色處為同中點周圍描線做垂直時差修正後重合後能量集中處，也是在做速度分析時將不同支距的描線修正到垂直入射的速度值，黑線為本研究重新挑出震波速度值，而旁邊有灰色階梯狀線則是經 Dix equation 推算出的層間速度值，可以發現隨壓密作用下震波於地層中傳遞速度會越來越快，但是在經過 BSR 時之後會降低，本研究認為該速度降低代表震波經游離氣體區，在前述震測剖面上也有辨識出該震測特徵。經由對初期辨識出 BSR 的剖面再次進行速度分析，可以能夠進一步了解是否具有氣體富集區域，加深辨識 BSR 的可信度，同時重新進行速度分析能夠對於之後的時深轉換有更精準的結果，因為含 BSR 位置將會影響地溫梯度當中關於海床至 BSR 距離(Z_{BSR})，以及利用溫壓相圖將上覆壓力轉換 BSR 位置的溫度(T_{BSR})，所以進一步進行速度分析是重要的。

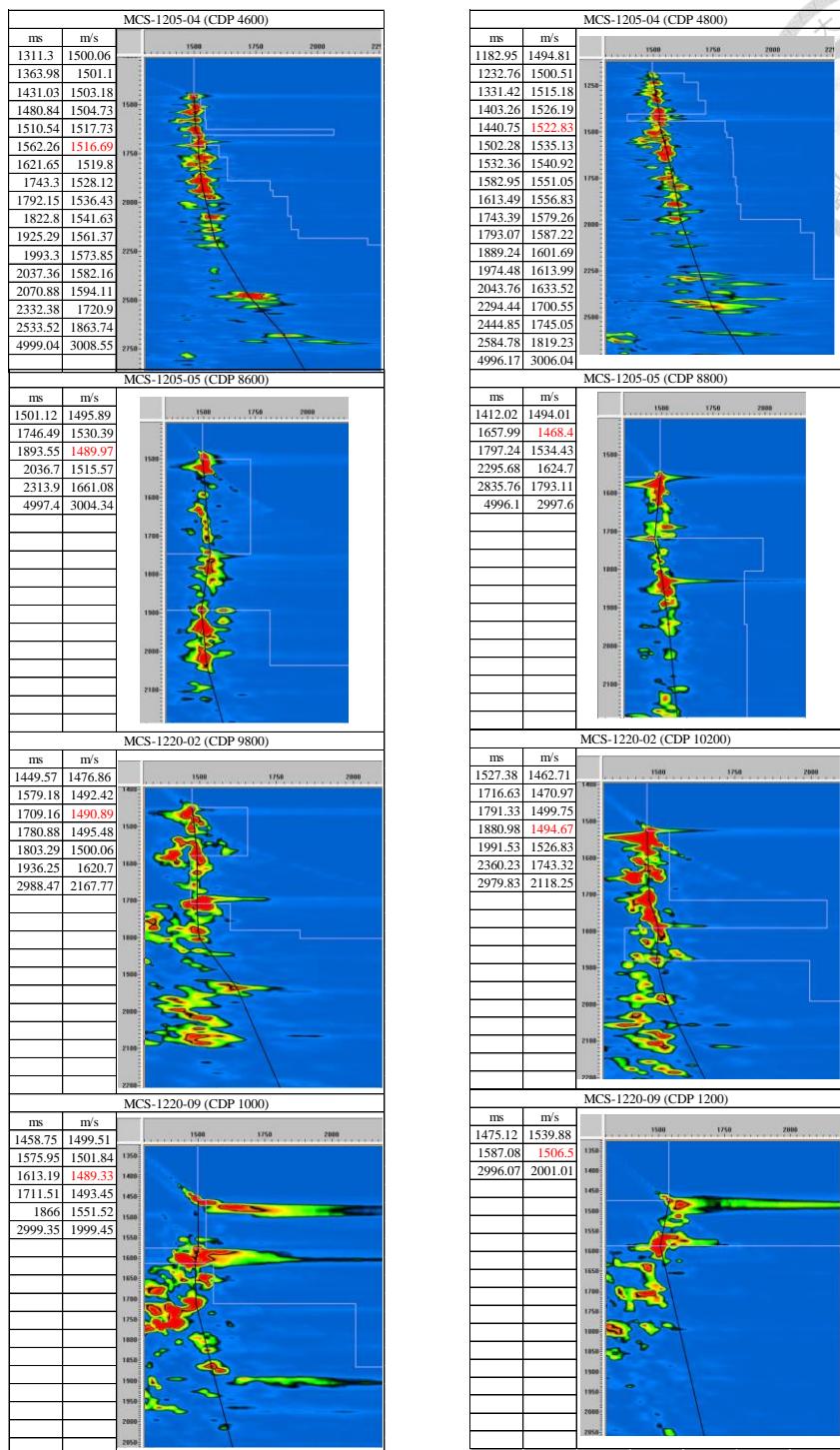


圖 3-9、含 BSR 剖面的速度頻譜和其速度值，左方表格分別對應右圖所挑出震波速度值，右圖橫軸為速度(m/s)縱軸為雙程走時(ms)。左方表格標示紅色速度值為本研究挑出震波速度下降的值，右方灰色經 Dix equation 計算出層間速度也顯示原本層間速度隨深度增加，但經過 BSR 時進入游離氣體層會使層間速度下降。



3.3 地熱探針資料結果

圖 3-10 為地熱實驗室在本研究區域過去收集利氏熱探針熱流的成果，龜山水道出現 3 個以及宜蘭海脊南北嘴間地塹出現 1 個較高熱流值點(大於平均值 $53 \pm 36.3 \text{ mW/m}^2$)，在沖繩海槽區域沉積物熱流值均偏低，在本研究區域宜蘭海脊南北嘴區域可以發現利氏探針熱流值在靠近脊部偏高，且宜蘭海脊北嘴脊部熱流值大於宜蘭海脊南嘴脊部。而從分布當中可以發現利氏探針在採集資料上的限制，在宜蘭海脊及宜蘭海脊南北嘴處由於水深較淺、海床偏硬以致於資料採集點侷限在地形低處海床上具有較多沉積物之處，而本研究 BSR 則是主要出現於宜蘭海脊南、北嘴脊部區域，藉由 BSR 所推導熱流資訊，可補足該區域水深較淺、海床較堅硬，過去不易進行地熱探針調查區域的地熱流資料。

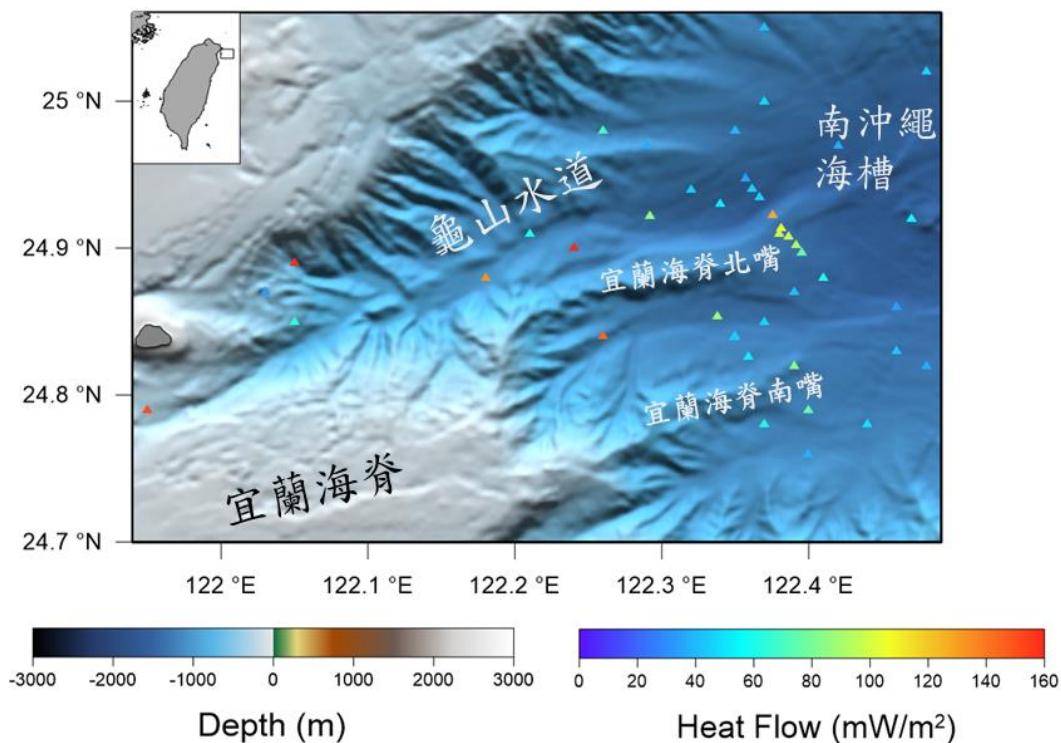


圖 3-10、本研究區域中地熱實驗室過去收集利氏熱探針熱流資料分布。



3.4 區域地熱分析

根據本研究使用之資料所整合出熱流的表格如表 3-1，及分布如圖 3-11，在南沖繩海槽其利氏探針數值呈現 $20\text{-}50 \text{ mW/m}^2$ ，唯宜蘭海脊南北嘴延伸高區有較高熱流值，在宜蘭海脊北嘴顯示熱流值約 $73\text{-}159 \text{ mW/m}^2$ ；宜蘭海脊南嘴熱流值則是 $28\text{-}67 \text{ mW/m}^2$ ，同時在龜山水道區域所採集的利氏探針站位有超過 160 mW/m^2 存在，因其站位位於海床噴氣口位置造成高熱流值結果，至於靠近龜山島站位則為受到龜山島下方火成作用影響造成高熱流值。BSR 推導熱流的結果(震測線上連續圓點)與利氏熱探針資料(三角形點)比較之下，可以發現其過去探針資料趨勢上宜蘭海脊北嘴也是高於宜蘭海脊南嘴。BSR 出現水深區間在本研究區域區間在 870-1,200 公尺水深，根據 BSR 出現於海床下深度(圖 3-12)，我們可以發現此區域 BSR 出現海床下深度(meter below seafloor, MBSF)變化從宜蘭海脊北嘴從 40 公尺到 110 公尺；宜蘭海脊南嘴從 140 公尺到 290 公尺，無論宜蘭海脊北嘴還是宜蘭海脊南嘴，其 BSR 海床下深度都隨水深增加亦更深，同時 BSR 海床下出現深度愈淺其熱流值越高，反之 BSR 海床下出現深度愈深其熱流值愈低。

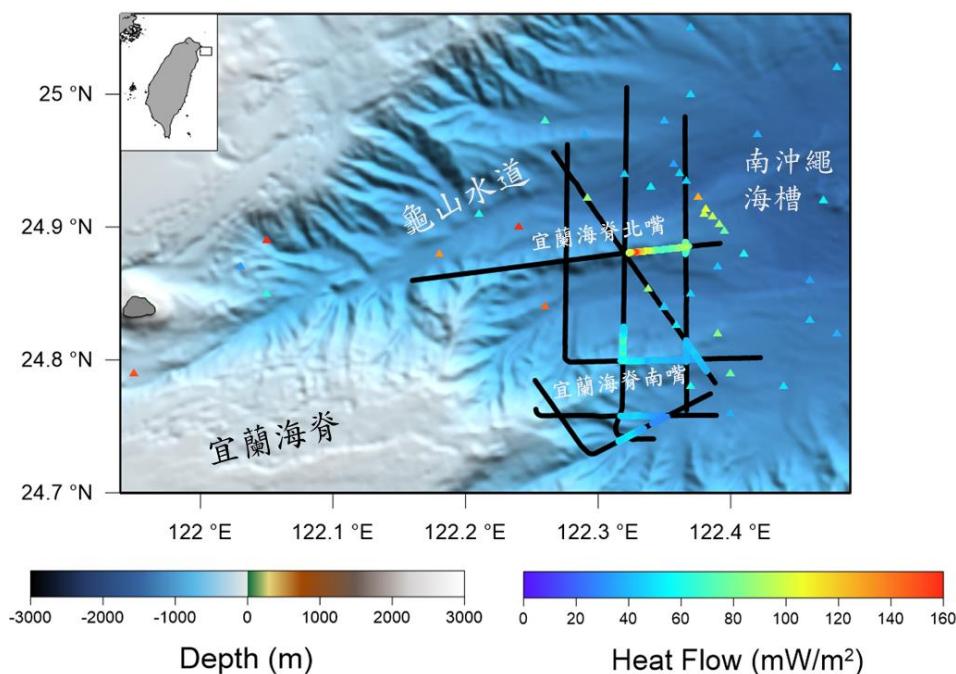


圖 3-11、BSR 推導熱流值分布(震測線上連續圓點)及過去利氏熱探針熱流資料(三角形)。

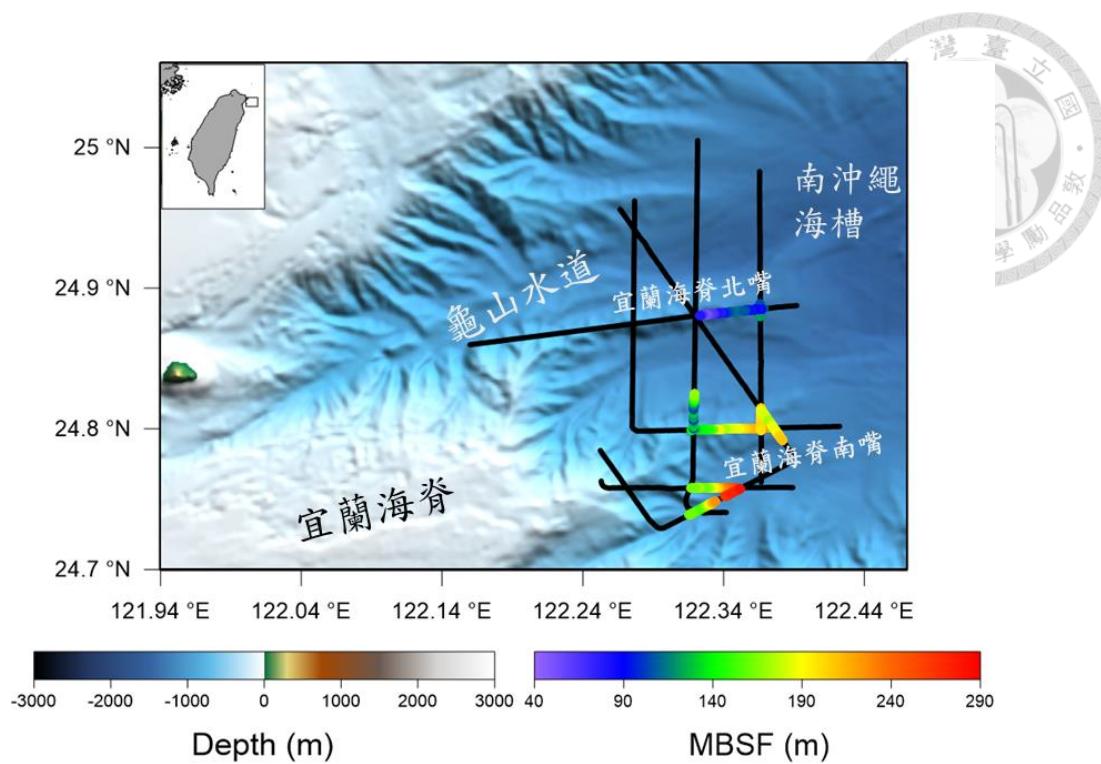


圖 3-12、本研究辨識宜蘭海脊南北嘴 BSR 分布，在剖面上 BSR 的分布可以發現宜蘭海脊南嘴辨識結果多於宜蘭海脊北嘴的結果，宜蘭海脊北嘴主要集中在中央地形高區，而宜蘭海脊南嘴的 BSR 在南北向的延伸比較多。在 BSR 出現於海床下深度的部分，顯示宜蘭海脊北嘴的 BSR 海床下出現深度淺於宜蘭海脊南嘴。



表 3-1、本研究計算 BSR 推導熱流結果表格

區域	震測測線	BSR 長度	BSR 海床下深度	地溫梯度	BSR 推導熱流
宜蘭海脊 北嘴	MCS-1205-05	1.014 公里	104-120 公尺	64-73 K/km	66.56-75.92 mW/m ²
	MCS-1220-09	4.518 公里	48-113 公尺	66-153 K/km	68.64-159.12 mW/m ²
宜蘭海脊 南嘴	MCS-1205-04	5.881 公里	124-222 公尺	34-56 K/km	35.36-58.24 mW/m ²
	MCS-1205-05	1.825 公里	173-211 公尺	34-43 K/km	35.36-44.72 mW/m ²
	MCS-1205-06	2.753 公里	98-170 公尺	43-71 K/km	44.72-73.84 mW/m ²
	MCS-1205-07	3.248 公里	158-271 公尺	28-46 K/km	29.12-47.84 mW/m ²
	MCS-1220-02	2.743 公里	171-209 公尺	37-44 K/km	38.48-45.76 mW/m ²
	MCS-1220-03	4.234 公里	149-282 公尺	27-50 K/km	28.08-52 mW/m ²



第四章 綜合討論

4.1 不同假設氣體成分推導熱流比較

在本研究中熱流的推導源自於水合物位於地層中的溫壓條件，因受到地溫梯度影響使得水合物當中氣體分子受熱而從水合物中游離出來，意即當中氣體分子的自由能決定氣體分子會於什麼溫度及壓力情形下，動能達到游離的狀態(Sloan et al., 2007)。所以對於現地水合物當中氣體的類型的辨識是非常重要的。

本研究在研究初期由於並未確定氣體成分，初始參考 Chen 等人(2012)使用 Hyndman 等人(1992) 公式，此公式如下

$$T_{BSR} = 2.03 \times [\log(H_{seawater} + H_{BSR}) - 2] \times 9.75 - 4$$

T_{BSR} ：BSR 所在深度對應溫度。 $H_{seawater}$ ：海床深度。 H_{BSR} ：BSR 海床下深度。

結果如圖 4-1。可發現其顯示出來 BSR 推導熱流值介於 40-240 mW/m²，與二氧化碳水合物所計算出熱流相差甚鉅，此差異性於於兩者在資料處理中所使用溫壓轉換特性，造成在計算 BSR 所在深度的溫度產生差距，由於該 BSR 位置可以視為水合物晶體受地溫梯度影響當中氣體分子從晶體中游離位置，在溫壓相圖上所代表的為相邊界，本研究計算方法為先求取 BSR 深度的壓力值接著對應到溫壓相圖去求取邊界溫度，圖 4-2 為甲烷的溫壓相圖顯示大致上顯示壓力隨深度增加，溫度也隨之增加，當中影響曲線向左或是向右偏移因素為氣體當中含有除甲烷以外氣體成分例如二氧化碳，這些混和氣體各項成分的多寡會造成水合物當中氣體分子游離的溫壓條件改變，使得相邊界的溫壓狀態與純甲烷水合物有差別。

所以水合物所包裹氣體成分的熱力學特性會造成不同氣體成分水合物在推導熱流造成截然不同的結果，本研究參考了利氏熱探針熱流資料之後，認為利用甲烷水合物作為溫壓轉換標的所計算出來熱流明顯與周圍利氏熱探針量測出資料存在明顯差距，若二者地熱資料的量測均無謬誤，則可能是反映了水合物的特性。從過往文獻資料(Sloan et al., 2007)得知，在熱液系統中的水合物可能會由一定比例的二



氧化碳水合物所組成，後參閱蘇志杰(2019)中海水層柱及岩心上覆底水之溶解氣體分析結果，也的確顯示研究區域宜蘭海脊南北嘴二氧化碳氣體濃度高於甲烷濃度許多(表 4-1)，表示在本研究區域的水合物類型為二氧化碳水合物為主。根據 Fan 等人(1999)以純二氧化碳水合物得出相圖如圖 4-3，顯示二氧化碳水合物在壓力超過 4 百萬帕時，相邊界壓力增加而溫度增加幅度並沒有很多，但是二氧化碳加上其餘氣體的混合型水合物則會影響溫壓相邊界，本研究便參考蘇志杰(2019)的採樣比例，圖 4-4 顯示此區域實際採樣化學分析氣體比例模擬出溫壓相曲線，可以發現在同樣 BSR 上覆壓力情形下，對應代表溫度會小於甲烷水合物的轉換溫度。因此，水合物的成分的確會使熱流推導結果形成差異，本研究區域若以甲烷水合物的溫壓變化曲線轉換水合物穩定帶的深度，會導致熱流值高估，而參考表 4-1 化學成分所模擬出相圖，其所計算出來的熱流跟先前利氏熱探針所量測地熱流結果較為接近，因此以不同地球物理方法取得的地熱資訊判斷，南沖繩海槽西緣之宜蘭海脊南、北嘴附近的水合物應是以二氧化碳水合物為主，此結果也符合針對海床上水體以及近海床沉積物孔隙水內具大量二氧化碳訊號的分析結果。

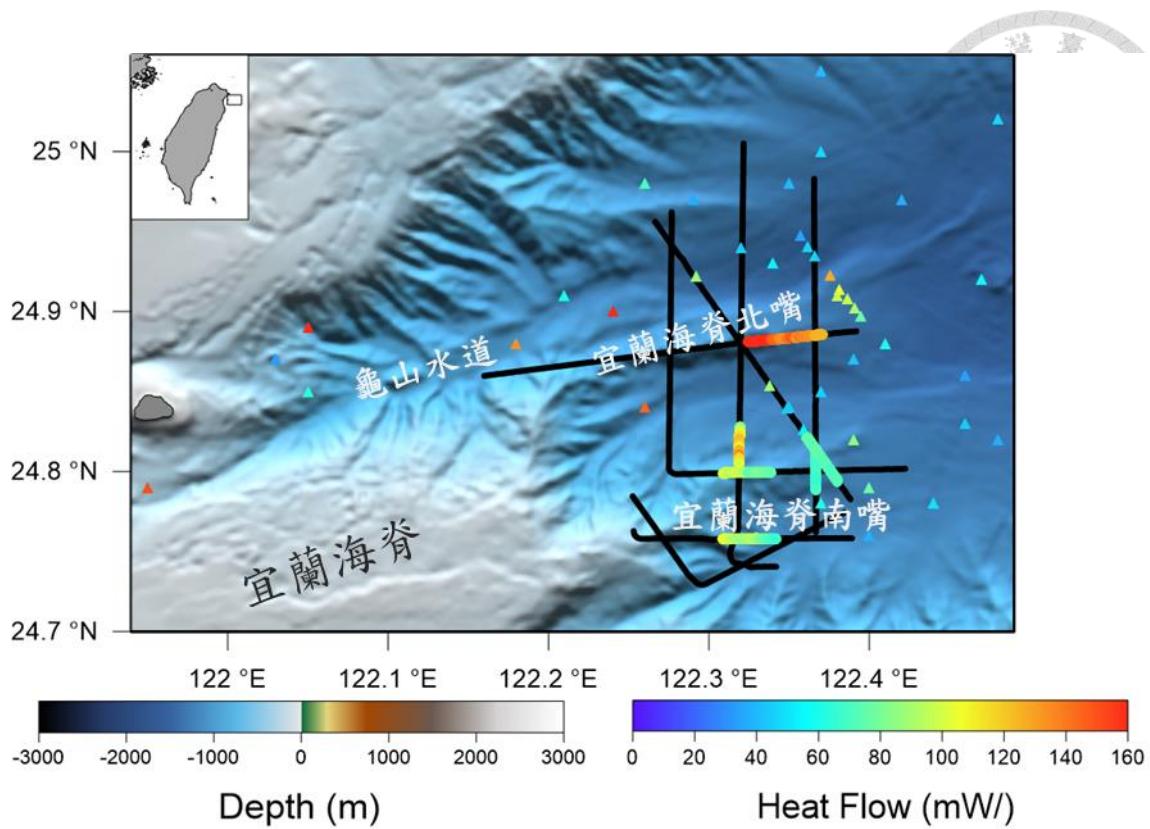


圖 4-1、使用 Hyndman 等人(1992)所使用的公式計算出之熱流分布。與圖 3-11 比較可以很明顯看出熱流值不管在宜蘭海脊南嘴或是宜蘭海脊北嘴都高出 50-80 mW/m^2 。

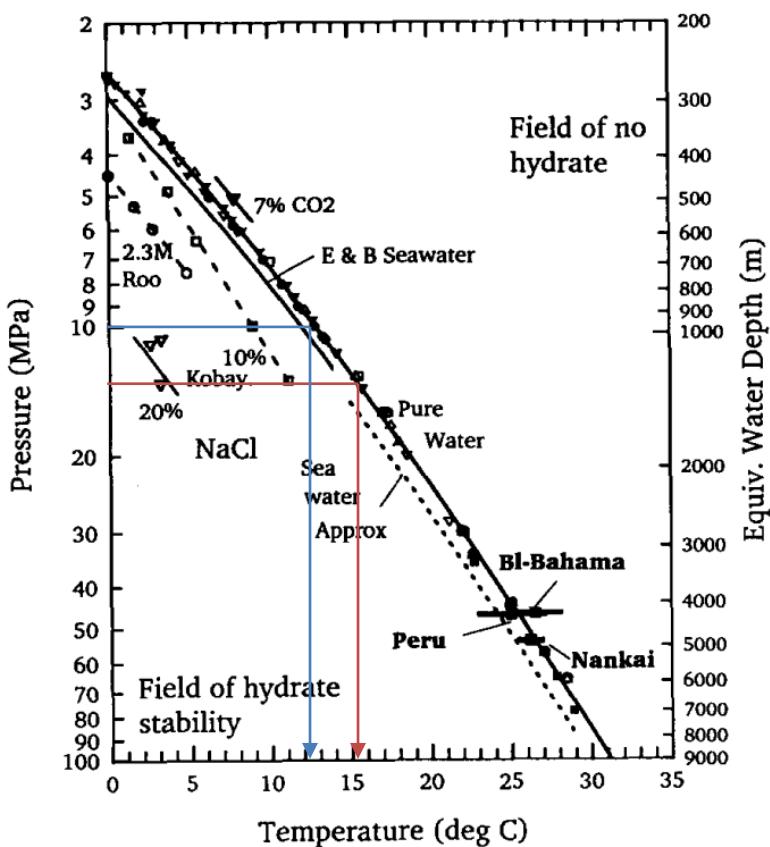


圖 4-2、甲烷水合物溫壓相圖，箭頭指示在本研究區域 BSR 上覆壓力區間所對應
相邊界溫度，約從攝氏 12.2 度至 15.2 度，變化值約 3 度。(修改自 Hyndman,
1992)

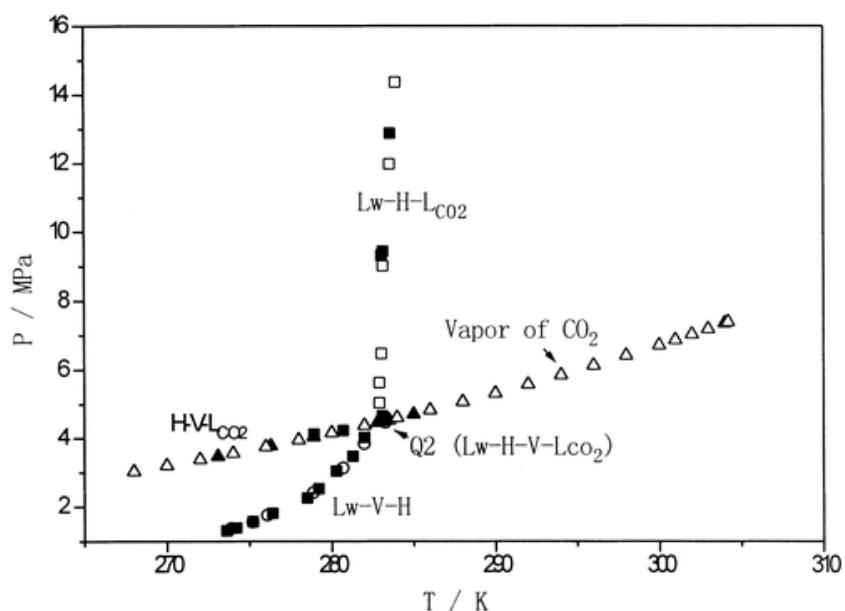


圖 4-3、二氧化碳水合物溫壓相圖。(Sloan et al., 2007)

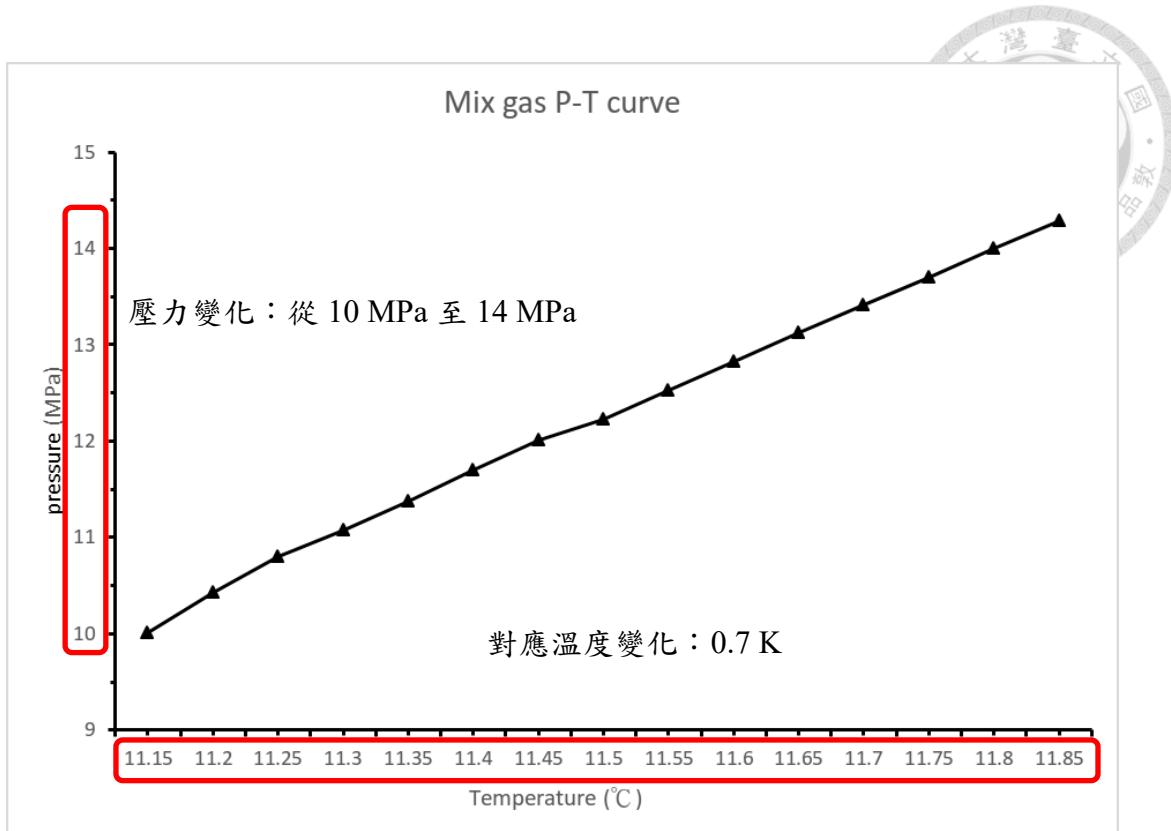


圖 4-4、使用 CSMHyd 模擬出在 80%為二氧化碳、15%氮氣及 4%甲烷情況下，其相邊界(黑色實線)，線左方為液態二氧化碳、水合物；右方則是氣化二氧化碳。模擬結果顯示壓力值從 10 MPa 至 14 MPa，相邊界溫度變化為 0.7 K，與圖 4-2 相比可以發現在同一壓力變化區間，甲烷對應相邊界溫度變化為 3 K。



表 4-1、宜蘭海脊南北嘴海水層柱及岩心上覆底水之溶解氣體分析結果。(蘇志杰，2019)(MC: 複管岩心。BW: 底水。GC: 重力岩心。)

Depth (m)	Ar ($\mu\text{L/L}$)	N_2 ($\mu\text{L/L}$)	CH_4 (nL/L)	CO_2 (nL/L)	C_2H_6 (nL/L)	O_2 ($\mu\text{L/L}$)
NYRS						
MC-BW	193	9150	194	27201	n.d.	882
GC3-BW	153	9625	114	30331	n.d.	1104
5	133	7614	76	5744	n.d.	2130
50	107	8443	94	9799	n.d.	2081
100	135	8317	40	9600	n.d.	2006
500	166	9277	42	33053	n.d.	623
1000	153	8744	57	27924	n.d.	947
1275	127	9585	108	49310	n.d.	479
1295	143	9241	109	39909	n.d.	412
1305	164	9029	160	42173	n.d.	568
1310	138	9802	52	43827	n.d.	468
1314	169	9536	240	43569	n.d.	692
Depth (m)	Ar ($\mu\text{L/L}$)	N_2 ($\mu\text{L/L}$)	CH_4 (nL/L)	CO_2 (nL/L)	C_2H_6 (nL/L)	O_2 ($\mu\text{L/L}$)

SYRS

MC-BW	85	8253	67.7	32699	n.d.	232
GC3-BW	144	9188	130	21947	n.d.	1354
5	124	7108	43	6431	n.d.	1792
50	79	6571	404	6964	n.d.	1664
100	100	7660	198	11615	n.d.	928
500	156	8141	66	31004	n.d.	315
1000	128	8430	56	31538	n.d.	336
1105	99	8437	100	40460	n.d.	232
1125	130	8310	98	17549	n.d.	1169
1135	117	8325	46	35776	n.d.	251
1140	105	8663	2617	40461	n.d.	317
1145	127	8181	406	27202	n.d.	237



4.2 宜蘭海脊北嘴高熱流特徵之可能成因

前述結果顯示宜蘭海脊北嘴計算出熱流值高於宜蘭海脊南嘴約 40 mW/m^2 ，透過觀察發現 BSR 海床下出現深度在宜蘭海脊北嘴淺於宜蘭海脊南嘴的現象，因二氧化碳水合物溫壓轉換時計算時，本研究區域 BSR 上覆壓力計算如圖 4-5，上覆壓力介於 10-15 百萬大氣壓之間，而經 CSMHyd 軟體參考本區域海水層柱及岩心上覆底水之溶解氣體分析結果模擬出的相圖，可以發現在 10-15 百萬大氣壓對應相邊界溫度在克氏溫度 284.3-285 度，相邊界溫度差異性不大且 900-1200 公尺水深海床溫度在約攝氏 4 度的前提下會導致在熱流計算時，BSR 的海床下出現深度愈淺代表從海床(溫度約攝氏 4 度)至 BSR(溫度約攝氏 11 度)的距離愈短，也就是說計算出的地溫梯度愈高，而熱流與地溫梯度呈現正相關，所以從震測剖面結果來計算宜蘭海脊北嘴熱流值會高於宜蘭海脊南嘴，進一步代表在宜蘭海脊北嘴與宜蘭海脊南嘴的 BSR 可能具有不同的成因。

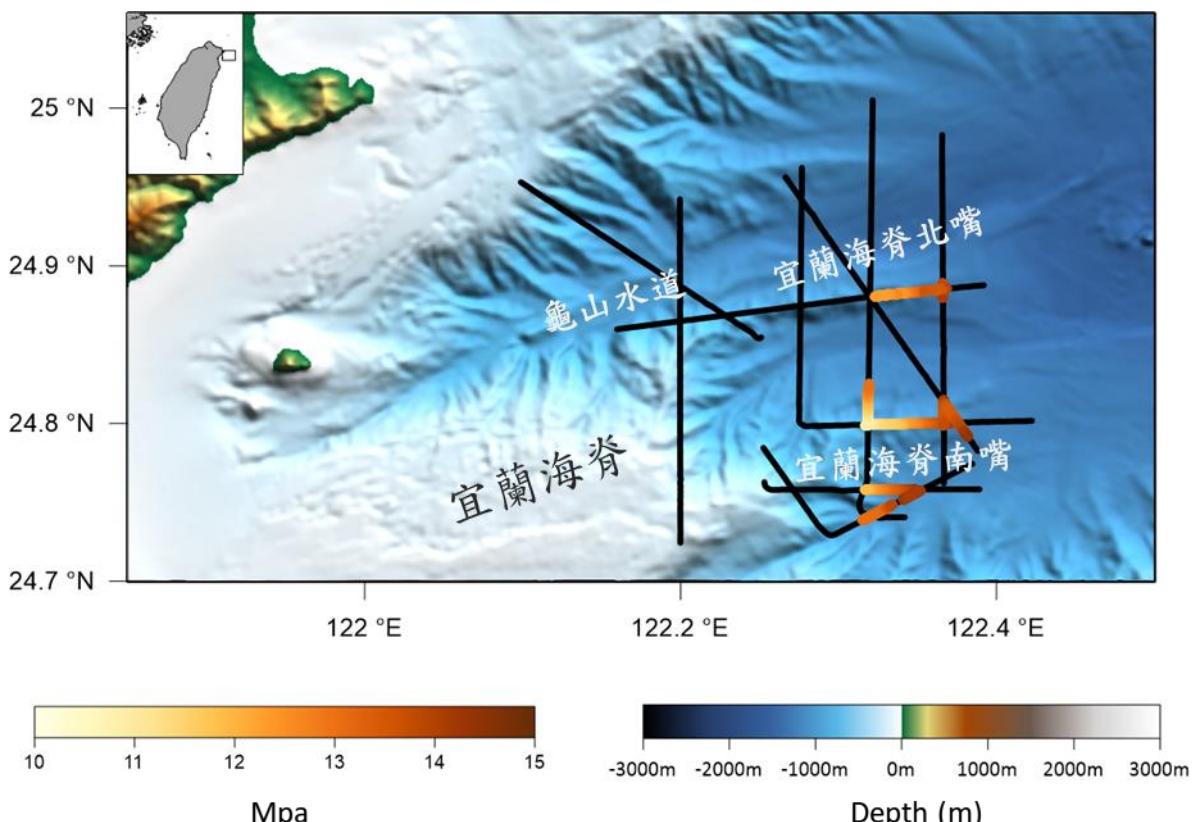


圖 4-5、BSR 辨識位置上覆壓力分布。



宜蘭海脊地溫梯度會呈現較高值從震測剖面 MCS1205-05(圖 3-2)、MCS1205-06(圖 3-3)及 MCS1220-02(圖 3-5)上可以發現在宜蘭海脊北嘴南翼由於斷層構造發達，區域斷層分布圖(劉家瑄，2019)來分析如圖 4-6，可以發現宜蘭海脊北嘴在辨識到 BSR 位置(蘋果綠方框)上有一南傾斷層與 BSR 重疊，而斷層因為當中孔隙發達使得流體能夠易於在破碎帶中流動當作通道(Ganguly et al., 2000, Ho et al., 2016)，裂隙能夠使流體更快於垂直方向移動，流體更容易從深部受熱力沿斷層及破碎裂隙向淺部移棲，本研究認為在震測剖面上流體移動的訊號特徵為訊號向上拉伸，同時在 BSR 下方呈現向上突起的形貌，此外在蘇志杰(2019)當中指出魚探儀 EK60 於宜蘭海脊北嘴記錄到氣焰現象如圖 4-7，從此觀察結果來看，而氣焰的出現也代表下方出現受熱力驅動流體使得流體經由如斷層等裂隙冒出，也證明宜蘭海脊北嘴區域的確存在流體移棲行為，此流體移棲行為在熱流分布上就使得宜蘭海脊北嘴與宜蘭海脊南嘴具有觀測差異，後續說明流體移棲移棲可能模式。

宜蘭海脊北嘴經 BSR 推導熱流方法推算出的熱流值在 MCS1220-09(圖 3-7)剖面沿著脊部東西向分布，由於 MCS1220-09(圖 3-7)最西側與 MCS1205-06(圖 3-3)及 MCS1220-02(圖 3-5)交叉，本研究在 MCS1205-06(圖 3-3)南北向以及 MCS1220-02(圖 3-5)西北東南向辨識 BSR 在宜蘭海脊北嘴南北向延伸甚少，主要集中於脊部有 BSR 分布，同時與劉家瑄(2019)中所辨識出的斷層資料(圖 4-6)橘色圓圈進行比對，可以發現 BSR 分布與斷層分布位置有重疊，並且與斷層重疊位置的熱流值為 $80-150 \text{ mW/m}^2$ ，再往東側與斷層非重疊位置熱流值 $60-85 \text{ mW/m}^2$ 明顯降低，綜上所述，本研究認為在與斷層重疊位置由於斷層面提供了由深部向上流體移棲的通道(Ganguly et al., 2000; Masaki et al., 2011; Jung et al., 2013; Ho et al., 2016)圖 4-8，意即深部流體向因熱力向淺部移棲過程中，部分沿斷層面冒出海床，而另一部分則富集在地層中，聚集於宜蘭海脊北嘴，而這些向上移棲的流體會對於溫度梯度產生影響如圖 4-9(Jung et al., 2013; Dong et al., 2018)圖 4-10(Ganguly et al., 2000)，最終在推導上結果會顯示淺部造成較高熱流值，本研究以 MCS1205-05 剖面中宜蘭海



脊北嘴為例，其流體移棲示意(圖 4-11)深部流體沿著小斷層或是裂隙向上移棲，再沿著地層面水平移棲，最終受上方較冷海水及沉積物影響達到水合物形成所需溫壓態，在 MCS1205-05 被本研究觀察到 BSR 的出現。

利氏探針熱流資料部分解釋則與 BSR 熱流具些微差異，在東北方向有一北傾斷層與利氏探針測站交叉如圖 4-6 黃色框框處，在劉家瑄(2019)中對於利氏探針於斷層兩側由北至南進行量測，以藉此觀察此構造的流體移棲模式，認為在經過斷層上下盤時，正斷層上盤因陷落而造成會有相對應沉積作用造成沉積物偏冷效應，而突出的下盤則是會有相對侵蝕作用造成沉積物偏熱效應(Ehlers et al., 2003)。

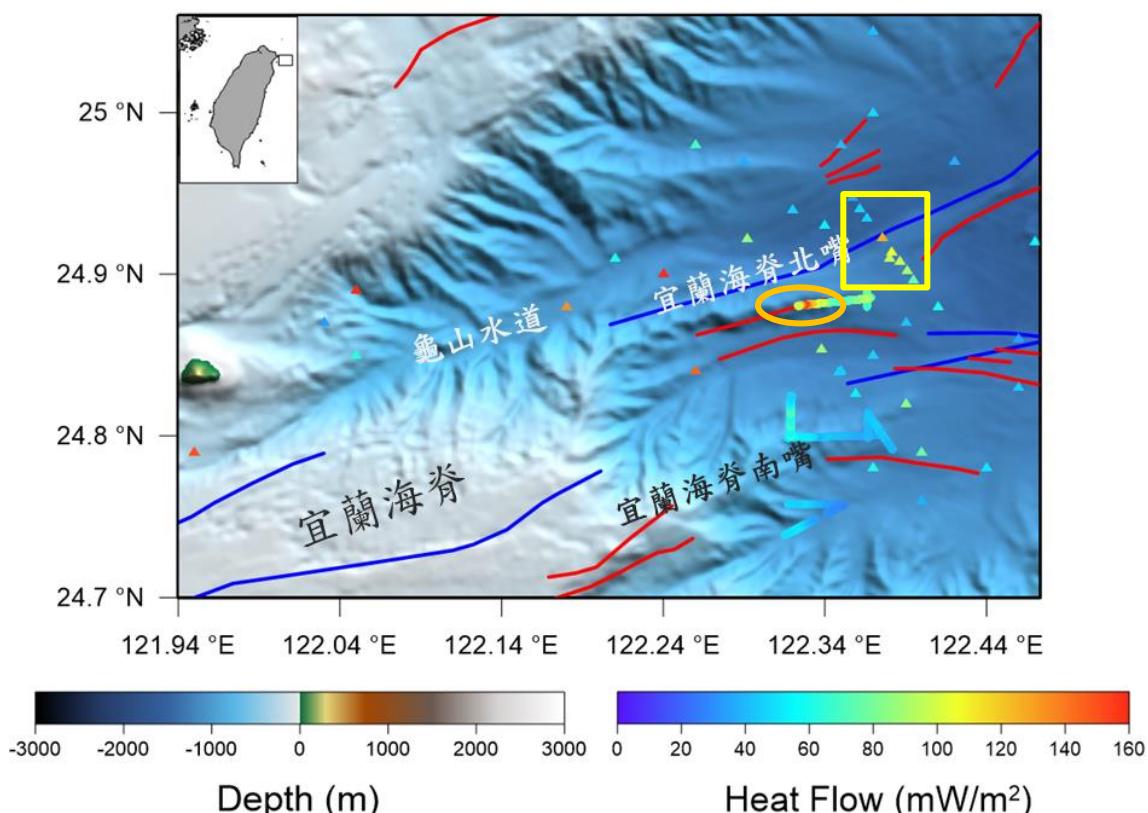


圖 4-6、利氏探針熱流站位(三角形)及 BSR 推導熱流(連續圓點)套疊斷層資料圖。
(藍線：北傾斷層；紅線：南傾斷層)

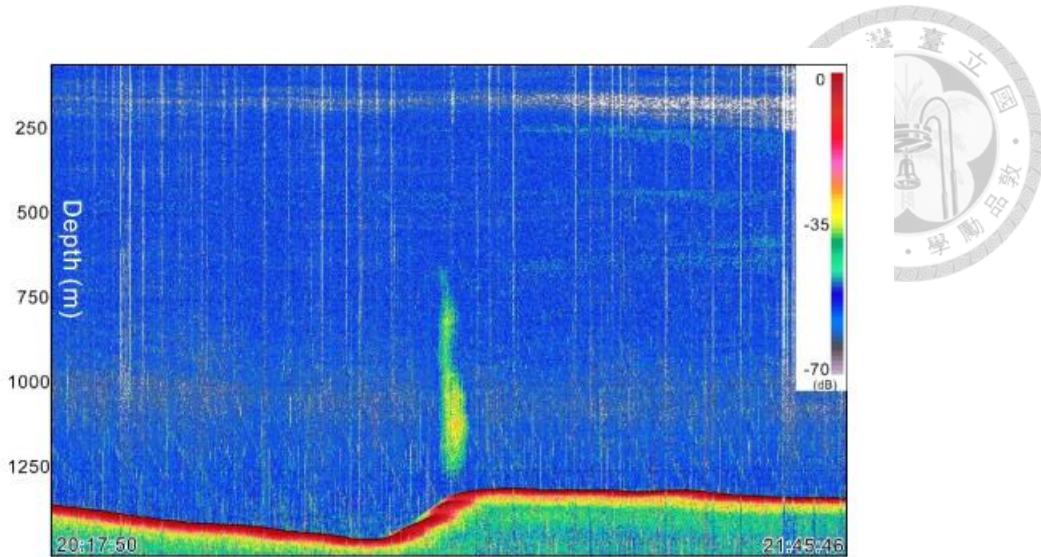


圖 4-7、EK60 魚探儀在宜蘭海脊北嘴海床觀測到氣焰現象(航次:OR1-1220。經度：122.3754 緯度：24.9228)。

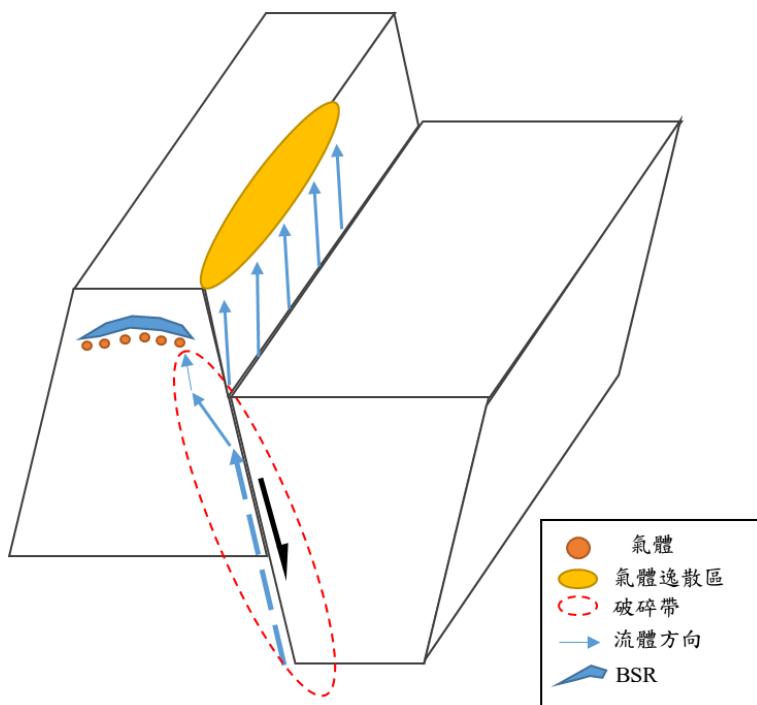


圖 4-8、宜蘭海脊北嘴流體移棲模式，藍色箭頭為流體移棲方向，藍色方塊為BSR，黃色區域為氣體溢出位置，橘色圓點為游離氣體。(參考自 Ganguly et al., 2000 圖 10-a)

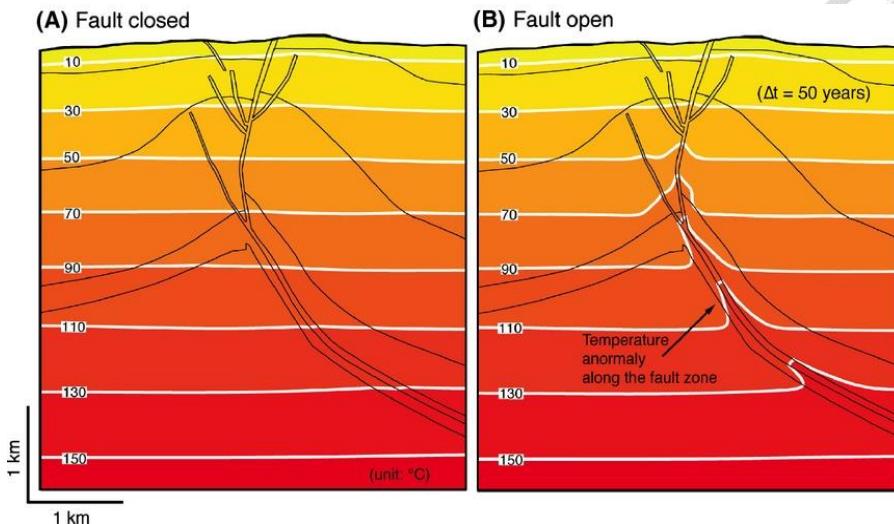
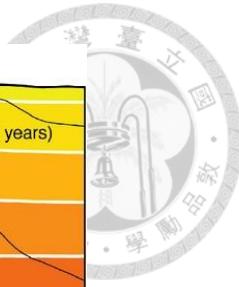


圖 4-9、斷層構造造成溫度梯度變化模擬圖，左圖為斷層關閉並無流體移棲狀態，右圖則為斷層開啟流體由深部向淺部移棲在斷層區域造成比周圍地層在同一深度下溫度較高情況。(Jung et al., 2013)

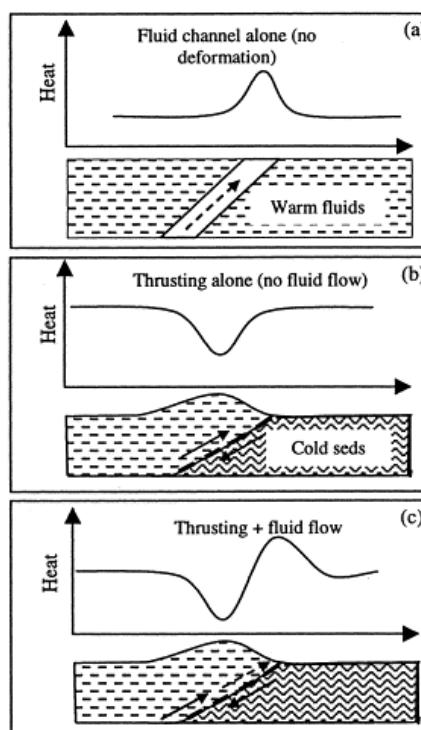


圖 4-10、逆衝以及現地的流體移棲可能造成地形以及熱流上的影響模型。(a)暖流體沿流體向上造成異常高熱流。(b)逆衝斷層將沉積物帶到更深深度，降低熱流。(c)兩種現象一起發生，出現低熱流出現地形高區，高熱流出現於地形低區。
(Ganguly et al., 2000)

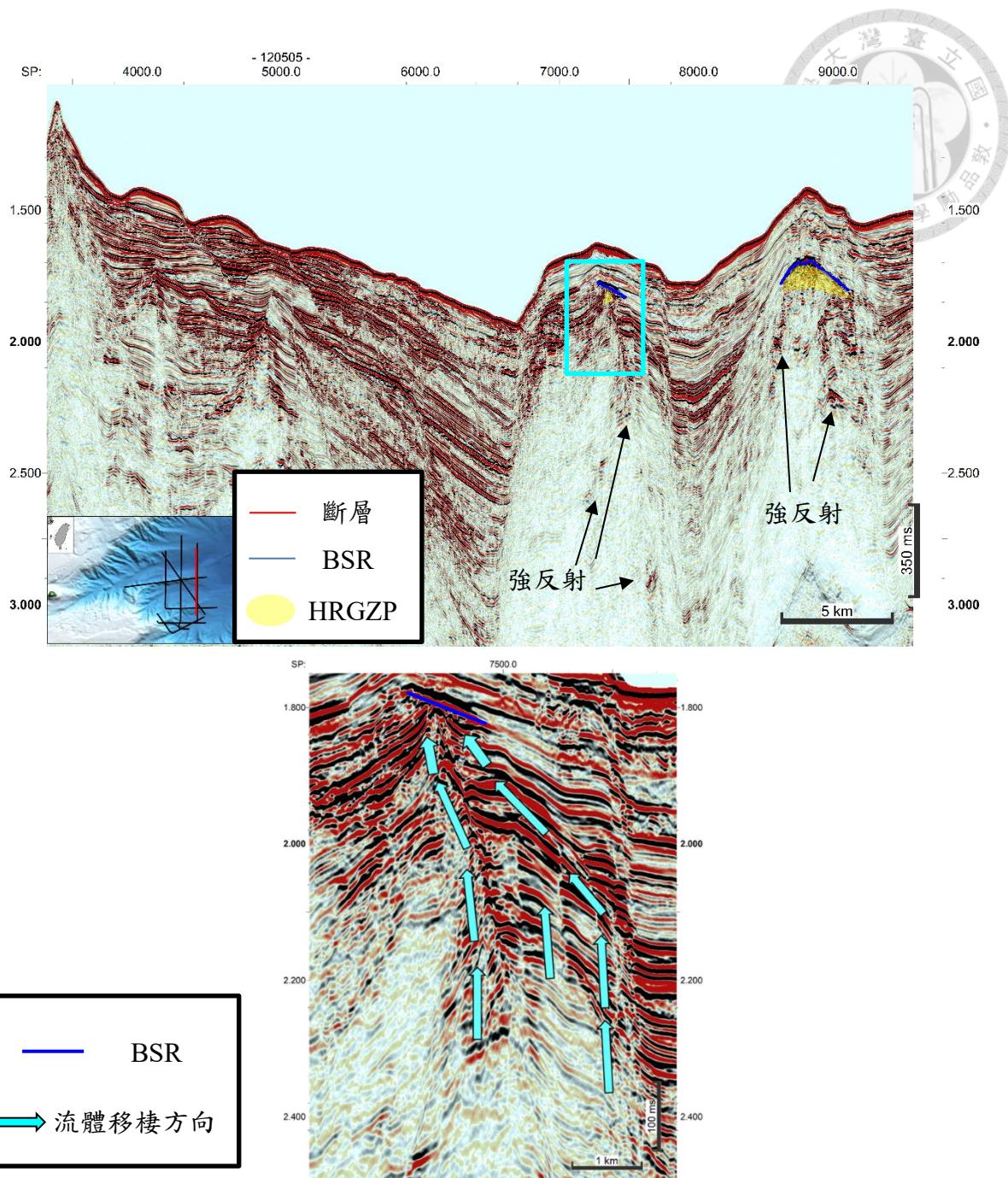


圖 4-11、MCS1205-05 剖面解釋(上圖)及宜蘭海脊北嘴流體移棲示意圖(MCS1205-05 藍色方框)(下圖)，強反射標記本研究認為是震波從地層穿過流體因反射係數改變造成的強振幅，將宜蘭海脊北嘴放大觀察，流體從深部沿地層中垂直向裂隙向淺部移棲，在淺部沿地層水平向累積至地形高區，最終因溫壓達到相邊界條件，出現 BSR 震測特徵。



4.3 BSR 推導熱流與利氏熱探針熱流比較

一般熱探針測得的熱流值比較顯現局部性的熱流特性，BSR 推導的熱流值則比較代表區域性的熱流行為，本研究將此方法熱流值與過去在龜山島周邊海域至南沖繩海槽利氏熱探針所量測熱流做出等值圖(圖 4-12)，與 BSR 推導熱流等值圖(圖 4-13)做出比對，利氏熱探針的熱流等值圖(圖 4-12)上可發現幾個高熱流值點(Chen 等人, 2020)，劉家瑄(2019)指出這些點下方有火成岩侵入體(intrusion volcano)震測特徵，海床上的高熱流值可能源自這些火成岩侵入體的前期火成活動，而藍色三角形位置則是海床冒氣特徵位置，經過一北傾斷層(圖 4-11 紅線)的熱流分佈出現熱流呈現下盤高熱流上盤低熱流；BSR 高熱流值位置則是受到斷層做為通道產生的流體移棲造成的高熱流，將兩者疊圖做比較則如圖 4-13，發現在兩者不同尺度的資料趨勢均類似，熱流值均為宜蘭海脊北嘴向宜蘭海脊南嘴遞減，高熱流值均為受到區域斷層構造或是前期火成活動影響，較未受構造影響區域例如宜蘭海脊南嘴就呈現低熱流值。

BSR 推導熱流方法相較於利氏熱探針熱流探測其優勢如下。

1. 不受海床硬度的限制：

首先是在利氏探針受限於海床硬度而會造成取得資料上的困難。

2. 資料有較佳的覆蓋率：

再者是二維資料密度上，如一地點有 BSR 分布，在二維資料延續性上會有很好的覆蓋率，在觀測短距離上熱流變化上會有很好的解析度。

BSR 推導熱流方法相較於利氏熱探針熱流探測其劣勢如下。

1. 較差的精度：

在 BSR 辨識上時深轉換過程中，即便有一定品質的速度控制，仍會有約正負 5%誤差(Ganguly et al., 2000)。

2. 較多不確定的參數：

同時在計算過程中需要現地水合物當中氣體化學成分比例來得知水合物相



圖，不同水合物成分溫壓相圖的誤差又在 5-20%間(Davis et al., 1990; Ganguly et al., 2000; Hyndman and Davis, 1992)，在熱導係數部分利氏探針在南沖繩海槽所測熱導係數分布範圍 0.8-1.33 W/m · K，因 BSR 出現位置並沒有實際熱導係數值，所以本研究使用周遭沉積物平均熱導係數值作為計算會產生另外的誤差約±10%(Davis et al., 1990; Ganguly et al., 2000) ，總體誤差值可能會接近 30%(Dong et al., 2018)。而當調查區有構造做為流體移棲的管道，在流體移棲的作用影響下，向上移棲流體會造成局部的熱流值增加(Dong et al., 2018)也是誤差因素。

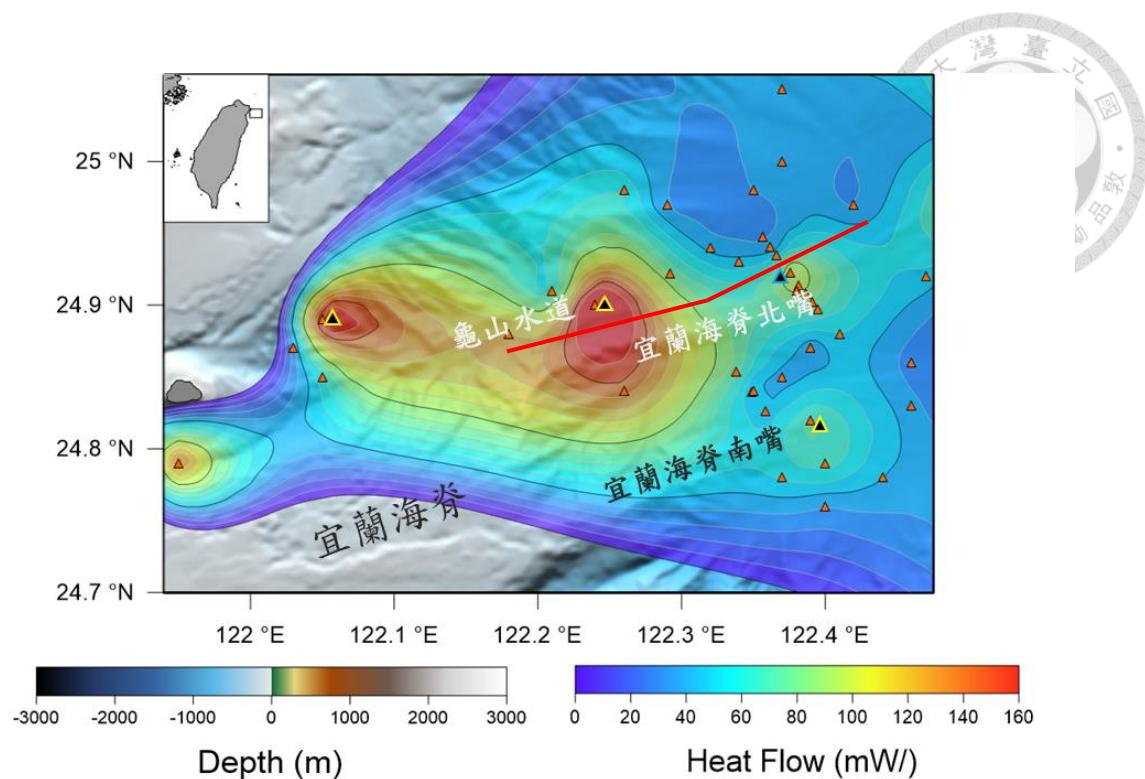


圖 4-12、利氏熱探針熱流等值圖(黃色三角形：火成岩侵入體。藍色三角形：海床冒氣特徵。紅線：北傾斷層)。

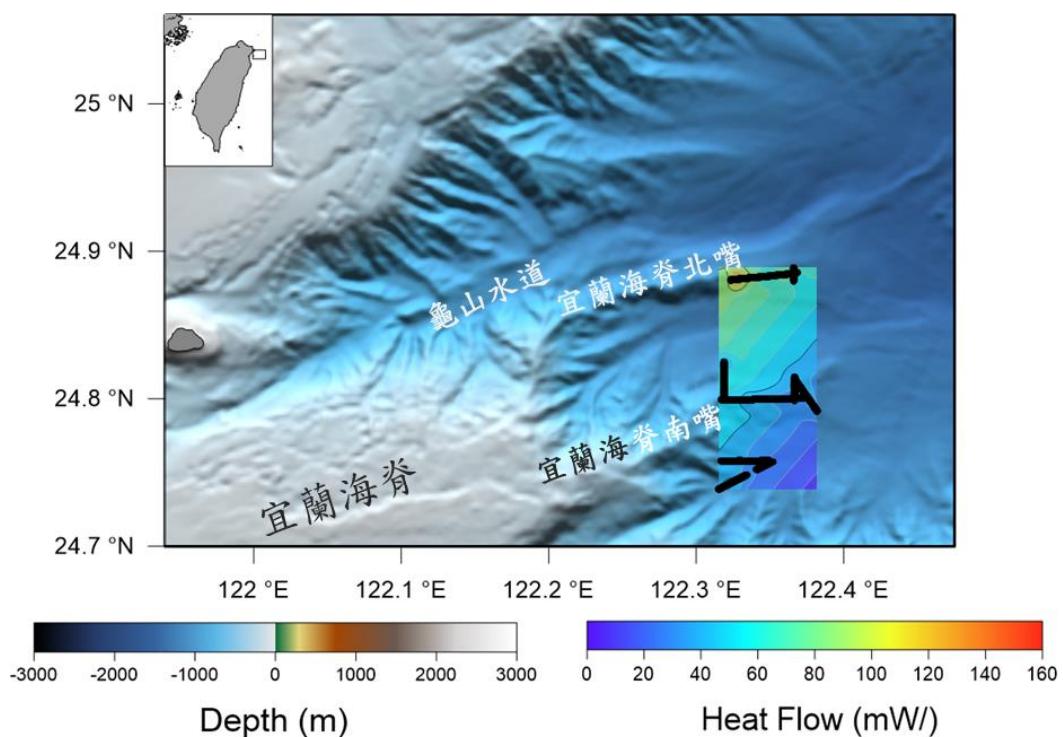


圖 4-13、BSR 推導熱流等值線圖，熱流變化從宜蘭海脊北嘴向宜蘭海脊南嘴遞減。

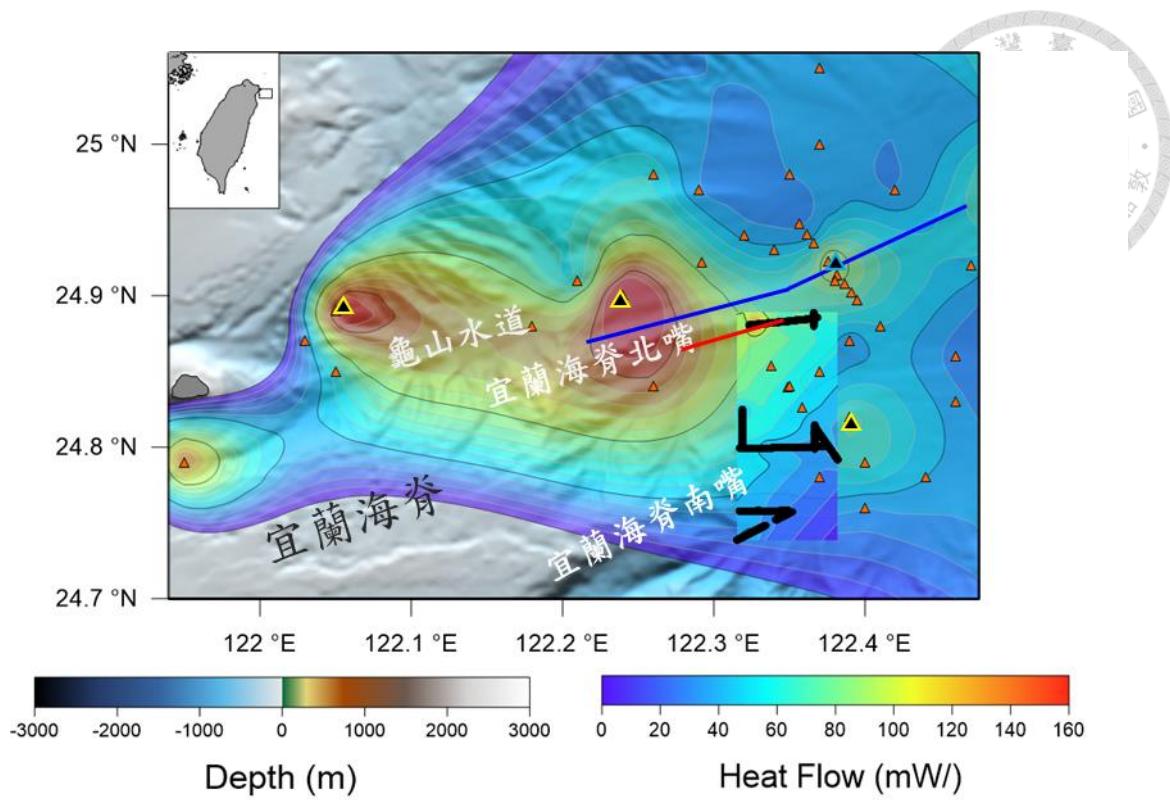


圖 4-14、套疊利氏熱探針與 BSR 推導熱流等值圖。紅線：南傾斷層。藍線：北傾斷層。黃色三角形：火成侵入。藍色三角形：流體移棲區。



4.4 宜蘭海脊南北嘴熱特徵與南沖繩海槽張裂前緣討論

從目前於宜蘭海脊南北嘴區域所辨識出 BSR 推導熱流搭配過去此區域利氏熱探針探測熱流結果，此區域熱流值介於 $20\text{--}180 \text{ mW/m}^2$ 之間，當中針對高熱流值出現位置(大於 120 mW/m^2)，本研究認為 BSR 推導熱流部分主因受控於斷層構造影響，其形成良好的流體移棲通道形成宜蘭海脊北嘴高熱流值，而利氏熱探針方面則是採集資料點下方為火成活動造成高熱流。而從宜蘭海脊南嘴熱流值顯示研究區域為低熱流區(小於 65 mW/m^2)，相較於成熟弧後張裂盆地中沖繩海槽背景熱流值(96.5 mW/m^2)圖 4-15(Zhang et al., 2019)低得多，顯示此區域可能還處於海底擴張的早期階段(Zhang et al., 2019; Liu et al., 2016)，張裂活動可能尚未進入此區域，故張裂中心也尚未影響到此處。

本研究認為從宜蘭海脊南北嘴熱流特徵上來看，不管從熱流值的高低或是其分佈上均還未出現成熟弧後張裂熱特徵(如超高熱流、海床上出現明顯火成或熱液活動特徵等，圖 4-15)，熱流等值圖(圖 4-14)也顯示此區域並非有如中沖繩海槽張裂中心熱流向兩側遠離張裂中心遞減現象，Tsai et al. (2021)也指出在構造走向以及海床特徵上以東經 122.5 度為分界，西側受後造山構造影響而以東則為較成熟南沖繩海槽構造。本研究進一步以熱流資料參考前人看法，認為於宜蘭海脊南北嘴東方約東經 122.44 度以東為南沖繩海槽具明顯張裂成熟特徵區域，其海床會出現明顯火成活動特徵及熱液活動發達區域，例如石林隆堆(Hsu et al., 2019; Chen et al., 2020)，以西則為無海床明顯火成特徵區域視為張裂較不成熟區域如圖 4-17。參考 Wright and Rothery(1998)提到新生洋殼演化模式並結合 Teng(1996)對於南沖繩海槽構造演化模型(圖 4-16)，本研究細分成三個階段，第一階段為受擠壓後地殼隆起開始造山，隨著擠壓力道減弱造山中心開始垮塌，形成大陸裂谷，最後在張裂中心出現海床火成活動形成海底火山。本研究認為宜蘭海脊南北嘴位置尚處於構造隱沒反轉後造山垮塌，弧後張裂初期的地殼裂谷(continental rifting)而尚未到海底擴張(seafloor spreading)的階段(圖 4-17 圖 4-18)。

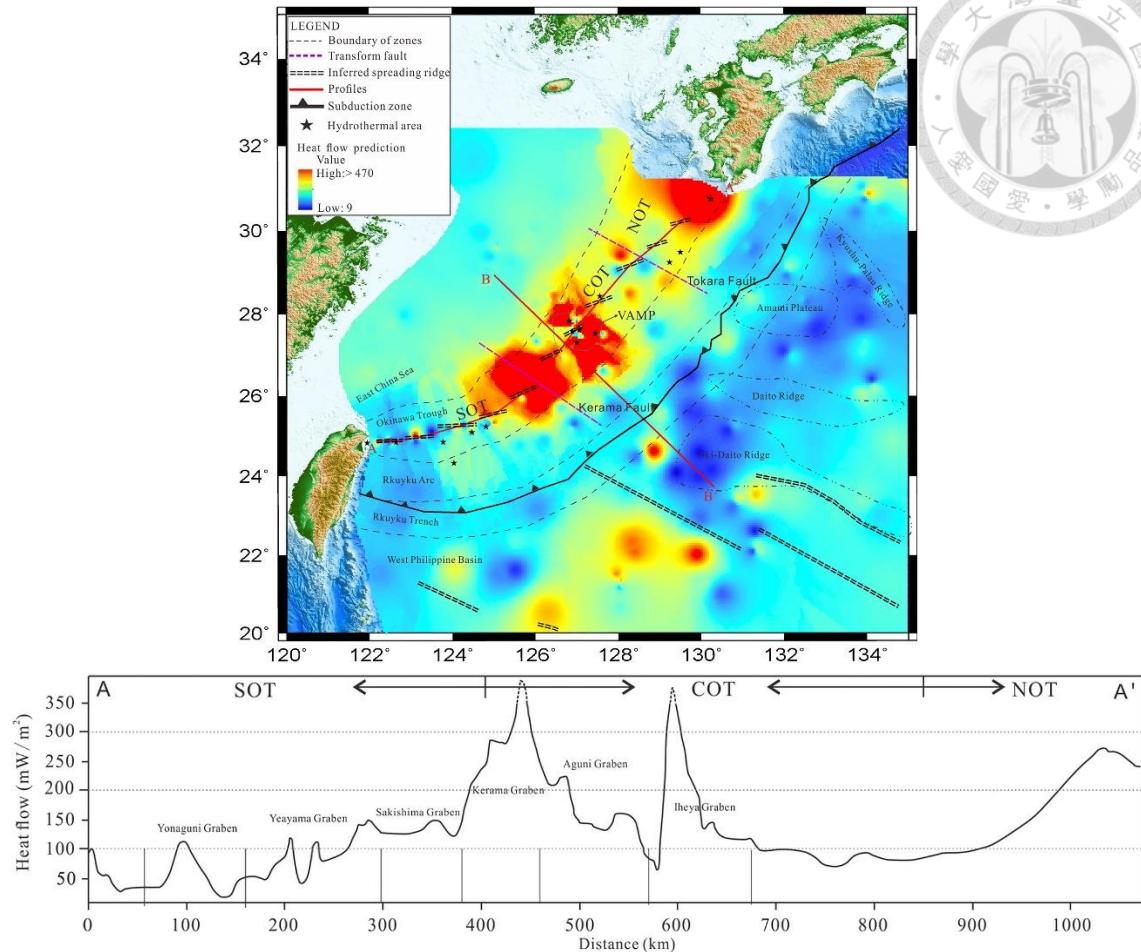


圖 4-15、上圖沖繩海槽熱流圖，下圖為 A 至 A' 热流變化剖面，南沖繩海槽熱流值相較於中沖繩海槽以及北沖繩海槽來的低。(Zhang et al., 2019)

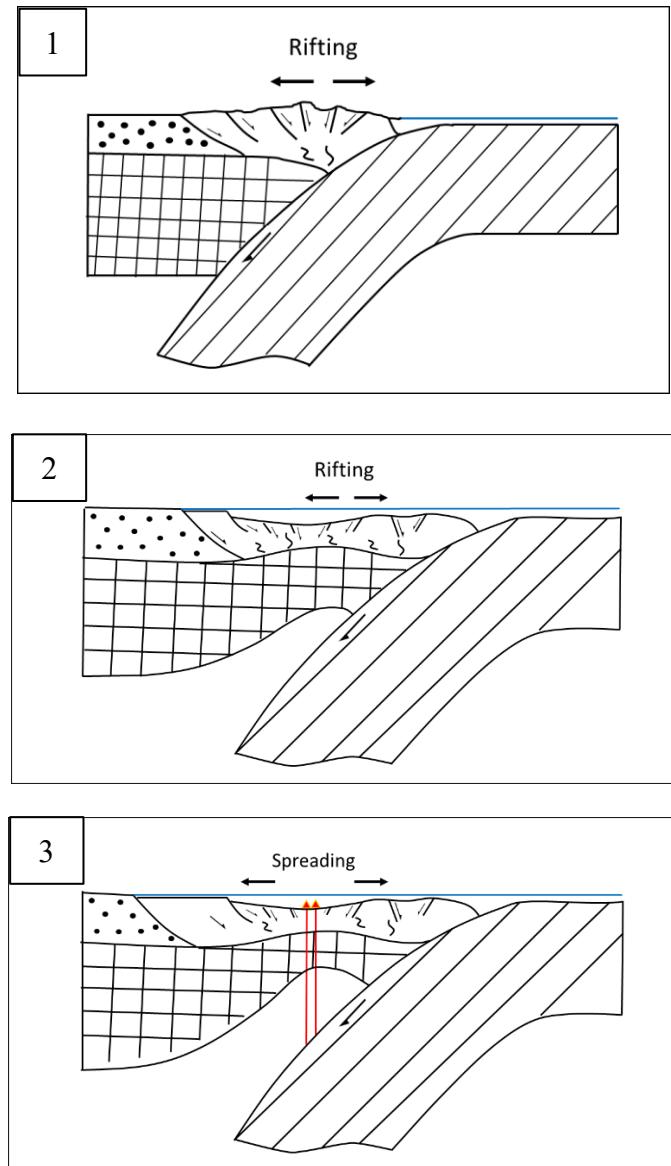


圖 4-16、弧後張裂演化示意圖，上圖 1 為造山擠壓減弱，擠壓中心垮塌。中圖 2 表示隨著板塊持續隱沒，張裂力道增強板塊交界帶產生饒曲，同時地殼持續減薄，中心產生許多大陸裂谷，下方軟流圈上移。下圖 3 顯示地函物質湧出張裂中心，出現海底火山等海床火成活動，海底擴張開始。(修改自 Teng, 1996)

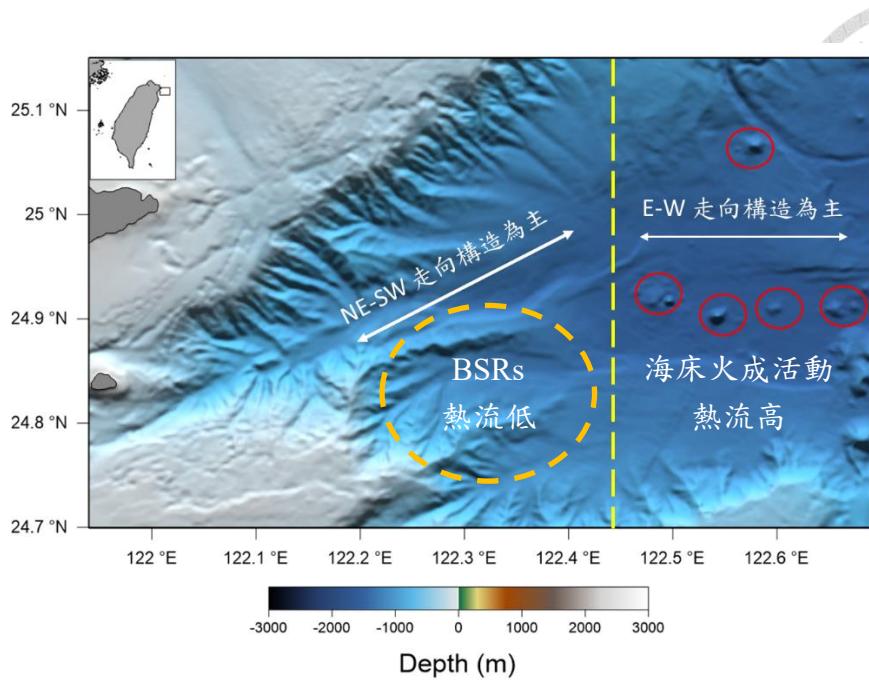


圖 4-17、本研究認為南沖繩海槽前緣分區示意圖，以東經 122.44 度黃色虛線作為區分，以東為具成熟弧後張裂特徵區域(紅色圓圈：海床火成活動特徵、高熱流；圖 4-15 之 3)；以西則為尚處地殼裂谷時期，海床並無觀測到明顯火成活動(圖 4-15 之 2)。

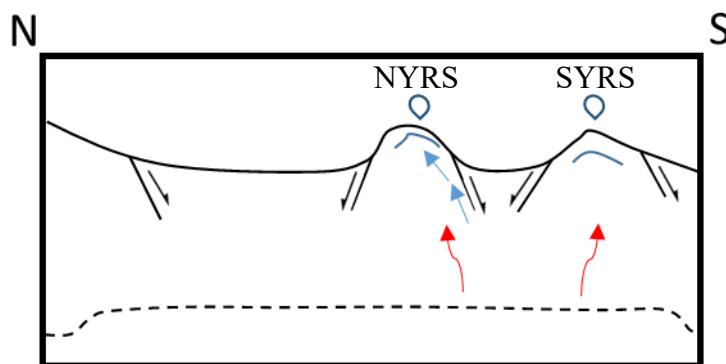


圖 4-18、宜蘭海脊南北嘴構造示意圖，虛線代表軟流圈與地殼邊界，因地殼減薄軟流圈與地殼邊界(虛線)上移，紅色箭頭顯示下方熱源提供流體向淺部移棲，而藍色箭頭為流體沿斷層以及裂隙移棲過程，在北嘴近地表裂隙冒出出現氣焰以及在地形高區富集受到溫壓條件影響產生 BSR 特徵，而在南嘴則是受下方熱源驅動垂直方向慢慢往地形高區富集，溫壓條件達至相邊界條件形成 BSR 震測特徵。(NYRS: 宜蘭海脊北嘴。SYRS: 宜蘭海脊南嘴。)



第五章 結論

本研究區域宜蘭海脊南、北嘴，應處於弧後擴張早期地殼減薄區，屬於受造山後垮塌構造過渡至弧後擴張階段，本研究利用震測剖面上 BSR 特徵推導熱流，結合先前已發表利氏探針資料進行分析，得到以下結論：

1. 宜蘭海脊南、北嘴區域均有海底仿擬反射(Bottom Simulating Reflectors, BSR)分布，出現深度於宜蘭海脊北嘴為海床下約 100 公尺處；宜蘭海脊南嘴為海床下約 250 公尺處，分布位置主要集中於地形高區。
2. 热流值分布上，宜蘭海脊北嘴熱流值為 $73\text{-}159 \text{ mW/m}^2$ ；宜蘭海脊南嘴熱流值則是 $28\text{-}67 \text{ mW/m}^2$ ，宜蘭海脊北嘴受斷層構造影響，流體沿斷層移棲造成較高熱流值；宜蘭海脊南嘴的流體並無斷層作為加速移棲的通道，沿地層方向逐步在地形高區富集。
3. BSR 推導熱流值與利氏探針量測熱流值在本研究區域趨勢上是符合的，在宜蘭海脊南北嘴利氏熱探針因海床沉積物特性造成取得資料困難，BSR 推導熱流能夠作為本區域替代取得熱流方式。
4. 宜蘭海脊南北嘴在南沖繩海槽前緣視為尚未有成熟弧後張裂特徵地區，其尚處於弧後張裂早期大陸裂谷階段。

利用 BSR 推導熱流在宜蘭海脊南北嘴由於缺少現地鑽井資料(如海床沉積物熱導係數及 P 波波速等物理性質，出現 BSR 地層中水合物當中實際氣體組成分析等化學性質)而在計算過程上使用了鄰近鑽井資料，使結果出現些許誤差，有賴未來於現地收集沉積物物理參數來校正推導結果，以期望對於南沖繩海槽張裂前緣熱流資料上有更好的解析度，同時季節性水溫變化也會造成地溫梯度上的誤差，未來如有機會希望也能夠去了解季節性變化與 BSR 推導地溫梯度上的誤差估計，並與利氏探針所測地溫梯度做比較。



參考資料

中文部分：

陳郁凱、蘇博堃、吳繼倫（2015）。臺灣周邊海域水溫垂直分布之季節變化，水試專訊，第 51 期，45-56 頁。

江協堂（2010）。台灣東北部宜蘭平原及龜山島之地熱研究。博士論文。國立臺灣大學海洋研究所，臺北市。

林聖龍（2018）。南沖繩海槽仿三維震測資料處理與應用。碩士論文。國立臺灣大學海洋研究所，臺北市。

李信宏（2008）。臺灣西南海域之天然氣水合物穩定帶底部與沉積物熱導係數異常之探討。碩士論文。國立臺灣大學海洋研究所，臺北市。

吳俊鼎（2016）。海床地熱資料處理新演算法及西南海域燐堊泥火山熱模型。碩士論文。國立臺灣大學海洋研究所，臺北市。

謝宜廷(2020)。利用海底仿擬反射訊號深度估算台灣西南海域地溫梯度分布研究。碩士論文。國立中央大學地球科學學系，桃園市。

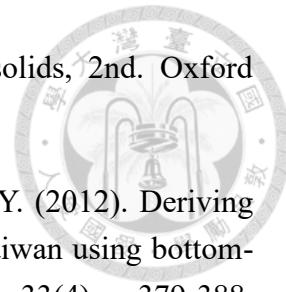
蘇志杰（2019）。臺灣東北海域礦產資源潛能調查—震測及地熱流調查研究(4/4)：反射震測與海床聲納回聲剖面調查研究。經濟部中央地質調查所報告第 108-15 號，計畫編號 108-5226904000-03-03，共 212 頁。

劉家瑄（2019）。臺灣東北海域礦產資源潛能調查—地球化學與海床觀測調查研究(4/4)：總論。經濟部中央地質調查所報告第 108-13-A 號，計畫編號 108-5226904000-03-01，共 70 頁。

英文部分：

Barrer, R. M., & Stuart, W. I. (1957). Non-stoichiometric clathrate compounds of water. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 243(1233), 172-189.

Bullard, E. (1954). The Flow of Heat through the Floor of the Atlantic Ocean, Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 222(1150), 408–429, doi:10.1098/rspa.1954.0085.



Carslaw, H. S., & J. C. Jaeger (1959). Conduction of heat in solids, 2nd. Oxford University Press, London, 510p.

Chen, L., Chi, W.-C., Liu, C.-S., Shyu, C.-T., Wang, Y., & Lu, C.-Y. (2012). Deriving regional vertical fluid migration rates offshore southwestern Taiwan using bottom-simulating reflectors. *Marine Geophysical Research*, 33(4), 379-388. <https://doi.org/10.1007/s11001-012-9162-4>

Chen, L., Chiang, H.-T., Wu, J.-N., Chiao, L.-Y., Shyu, C.-T., Liu, C.-S., Wang, Y., & Chen, S.-C. (2020). The focus thermal study around the spreading center of southwestern Okinawa trough. *Tectonophysics*, 796, 228649. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228649>

Davis, E. E., Hyndman, R. D., & Villinger, H. (1990). Rates of fluid expulsion across the Northern Cascadia Accretionary Prism: Constraints from new heat row and multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B6), 8869-8889.

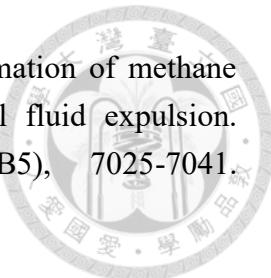
Dong, M., Zhang, J., Xu, X., & Wu, S.-G. (2018). The differences between the measured heat flow and BSR heat flow in the Shenhua gas hydrate drilling area, northern South China Sea. *Energy Exploration & Exploitation*, 37(2), 756-769. <https://doi.org/10.1177/0144598718793907>

Ehlers, T.A. & Farley, K.A. (2003). Apatite (U-Th) / He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1-2), 1-14

Ganguly, N., Spence, G. D., Chapman, N. R., & Hyndman, R. D. (2000). Heat flow variations from bottom simulating reflectors on the Cascadia margin. *Marine Geology*, 164(1-2), 53-68. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00126-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00126-7)

Hsu, H.-H., Lin, L.-F., Liu, C.-S., Chang, J.-H., Liao, W.-Z., Chen, T.-T., Chao, K.-H., Lin, S.-L., Hsieh, H.-S., & Chen, S.-C. (2019). Pseudo-3D seismic imaging of Geolin Mounds hydrothermal field in the Southern Okinawa Trough offshore NE Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 30, 705-716.

Hyndman, R. D., E. E. Davis, & J. A. Wright (1979). The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and insitu thermal conductivity, *Marine Geophysical Researches*, 4(2), 181–205.



Hyndman, R. D., & Davis, E. E. (1992). A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5), 7025-7041. <https://doi.org/10.1029/91JB03061>

Jaeger, J. (1956). Conduction of Heat in an Infinite Region Bounded Internally by a Circular Cylinder of a Perfect Conductor, *Australian Journal of Physics*, 9(2), 167–179.

Jung, B., Garven, G., & Boles, J. R. (2014). Effects of episodic fluid flow on hydrocarbon migration in the Newport-Inglewood Fault Zone, Southern California. *Geofluids*, 14(2), 234-250.

Katz, D.L., Cornell, D., Kobayashi, R., Poettmann, F.H., Vary, J.A., Elenbaas, J.R., & Weinaug, C.F. (1959). *Handbook of Natural Gas Engineering*, McGraw-Hill, New York, p802.

Kimura, M. (1985). Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 2(3), 222-240.

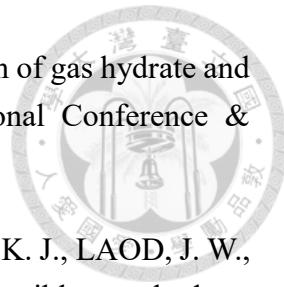
Liu, B., Li, S.-Z., Suo, Y.-H., Li, G.-X., Dai, L.-M., Somerville, I. D., Guo, L.-L., Zhao, S.-J., & Yu, S. (2016). The geological nature and geodynamics of the Okinawa Trough, Western Pacific. *Geological Journal*, 51(S1), 416-428. <https://doi.org/10.1002/gj.2774>

Masaki, Y., Kinoshita, M., Inagaki, F., Nakagawa, S., & Takai, K. (2011). Possible kilometer-scale hydrothermal circulation within the Iheya-North field, mid-Okinawa Trough, as inferred from heat flow data. *JAMSTEC Report of Research and Development*, 12, 1-12.

Nishizawa, A., Kaneda, K., Oikawa, M., Horiuchi, D., Fujioka, Y., & Okada, C. (2019). Seismic structure of rifting in the Okinawa Trough, an active backarc basin of the Ryukyu (Nansei-Shoto) island arc–trench system. *Earth, Planets and Space*, 71, 1-26.

Roozeboom, B. (1884). *Rec. Trav. Chem. Pays-Bas*, 3, 26.

Roozeboom, H. B. (1885). Sur la dissociation des hydrates de l'acide sulfureux, du chlore et du brome. *Recueil des Travaux Chimiques des Pays-Bas*, 4(2), 65-73.



Shankar, U., & Sain, K. (2015). Seismic attributes for characterization of gas hydrate and free gas in the Mahanadi Basin. In 2015 Biennial International Conference & Exposition, Society of Petroleum Geophysicists.

Shipley, T. H., Houston, M. H., Buffler, R. T., Shaub, F. J., Mcmillen, K. J., LAOD, J. W., & Worzel, J. L. (1979). Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises. AAPG bulletin, 63(12), 2204-2213.

Shyu, C. T. & Liu, C. S. (2001). Heat Flow of the Southwestern End of the Okinawa Trough. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 12, 305-317. 10.3319/TAO.2001.12.S.305(ODP).

Shyu, C. T., & Chiang, H. I. (2005). Determination of Seafloor Temperatures Using Data from High-Resolution Marine Heat Probes. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 16, 137-153.

Shyu, C. T., Chen, Y. J., Chiang, S. T., & Liu, C. S. (2006). Heat Flow Measurements over Bottom Simulating Reflectors, Offshore Southwestern Taiwan. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 17, 845-869.

Sibuet, J. C., Hsu, S. K., Shyu, C. T., & Liu, C. S. (1995). Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin. Backarc Basins: Tectonics and Magmatism, 343-379.

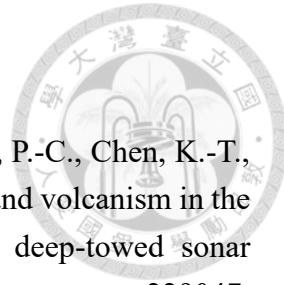
Sibuet, J. C., Deffontaines, B., Hsu, S. K., Thareau, N., Le Formal, J. P., & Liu, C. S. (1998). Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B12), 30245-30267.

Sloan, E. D., Jr. (1991). Natural Gas Hydrates. Journal of Petroleum Technology, 43(12), 1414-1417. <https://doi.org/10.2118/23562-pa>

Sun, Q., & Kang, Y. T. (2016). Review on CO₂ hydrate formation/dissociation and its cold energy application. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 62, 478-494. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2016.04.062>

Sychev, P. M., Soinov, V. V., & Veselov, O. V. (1991). Heat Flow as an Indicator of the Dynamics of Deep Processes Occurring in Marginal Seas and Island Arcs of the Northwestern Pacific. Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure, 264-282.

Teng, L. S. (1996). Extensional collapse of the northern Taiwan mountain



belt. *Geology*, 24(10), 949-952.

Tsai, C.-H., Hsu, S.-K., Chen, S.-C., Wang, S.-Y., Lin, L.-K., Huang, P.-C., Chen, K.-T., Lin, H.-S., Liang, C.-W., & Cho, Y.-Y. (2021). Active tectonics and volcanism in the southernmost Okinawa Trough back-arc basin derived from deep-towed sonar surveys. *Tectonophysics*, 817, 229047. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229047>

Watanabe, T., Langseth, M. G., & Anderson, R. N. (1977). Heat flow in back-arc basins of the western Pacific. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1, 137-161.

Wright, J., Rothery, D. A., Brown, J. E., Oceanography Course Team Open University, & Open University. (1998). *The ocean basins: their structure and evolution* (Vol. 1). Butterworth-Heinemann.

Wu, J. N., Chiang, H. T., Liu, C. S., & Chiao, L. Y. (2015). Simulation of fluid migration in a mud volcano offshore SW Taiwan. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2015, pp. OS23B-2018).

Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y., & Shipley, T. H. (1982). Estimates of heat flow derived from gas hydrates. *Geology*, 10(7), 339-343.

Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.

Yu, H. S., Song, G. S. (1992). Physiographic Characteristic if the Continental Margin, Northeast Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 3, 3, 419-434

Zhang, L., Luan, X., Zeng, Z., & Liu, H. (2019). Key parameters of the structure and evolution of the Okinawa Trough: Modelling results constrained by heat flow observations. *Geological Journal*, 54(6), 3542-3555. <https://doi.org/10.1002/gj.3356>

網頁：

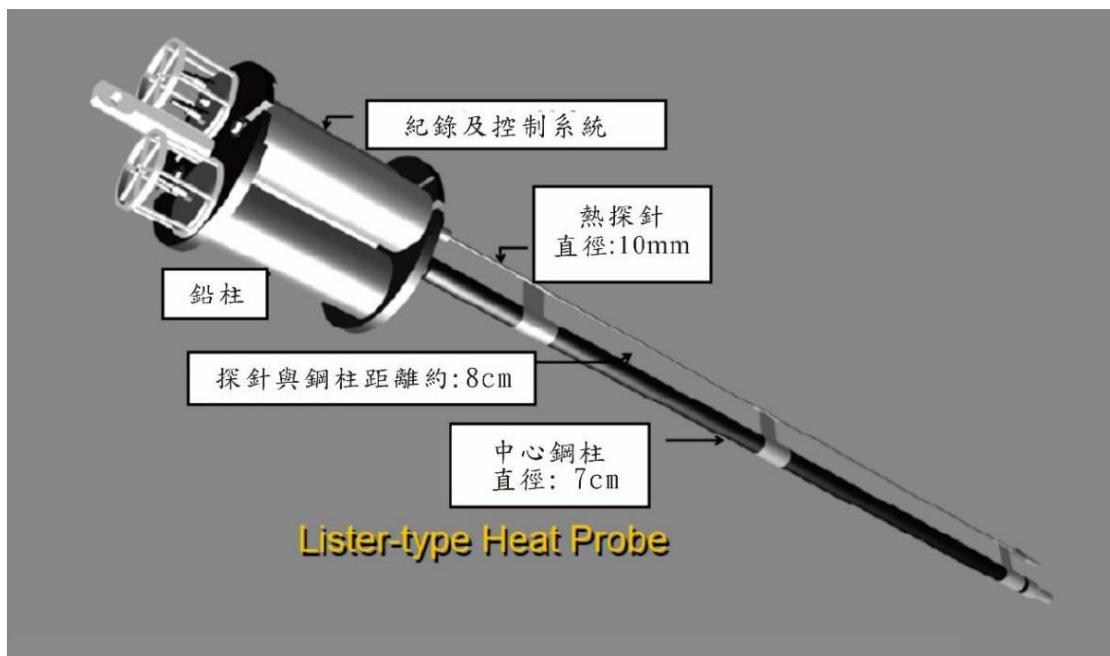
NOAA Ocean Exploration. (2017). What are gas hydrates? Retrieved June 19, 2023, from <https://oceanexplorer.noaa.gov/facts/hydrates.html>



附錄一 利氏探針簡介

利氏地熱探針發展始於 1970 年代，其儀器構造由熱探針針頭的記錄器、中心實心鋼柱，以及側邊與中心實心鋼柱平行的探針針管組成(圖 2-1)。利氏地熱探針優勢於其利用自身產生熱脈衝，並用以量測溫度衰減曲線進而取得熱傳導係數的模式，此模式能夠加快作業速度以及現地資料的精確度，同時提高資料取得效率。因此利氏熱探針目前被廣泛改良並應用於海床地熱探勘(Courtney and White, 1986; Shyu and Chang, 2005; Shyu et al., 2006)。

臺灣大學海洋研究所研發製作利氏熱探針達二十餘年，硬體及演算法都經過改良，硬體部分熱探針規格為長 6 公尺、直徑 10 公釐、內有 12 顆溫度感應器(間距 47 公分)、重量約 800 公斤，解析度為 $0.1\text{m}^{\circ}\text{C}$ 。(Shyu and Chang, 2005; 吳俊鼎，2016)



附錄圖 1-1、國立臺灣大學海洋研究所自主研發利氏熱探針示意圖，探針針管長 6 公尺、直徑 10 公釐，針管內包含 12 顆熱敏電阻，電阻之間距離約 47 公分，熱探針頭部裝備訊號紀錄儀以及電池模組，同時加裝兩顆各 200 公斤重錘，全熱探針總重約 800 公斤。(Shyu and Chang, 2005; 吳俊鼎，2016)



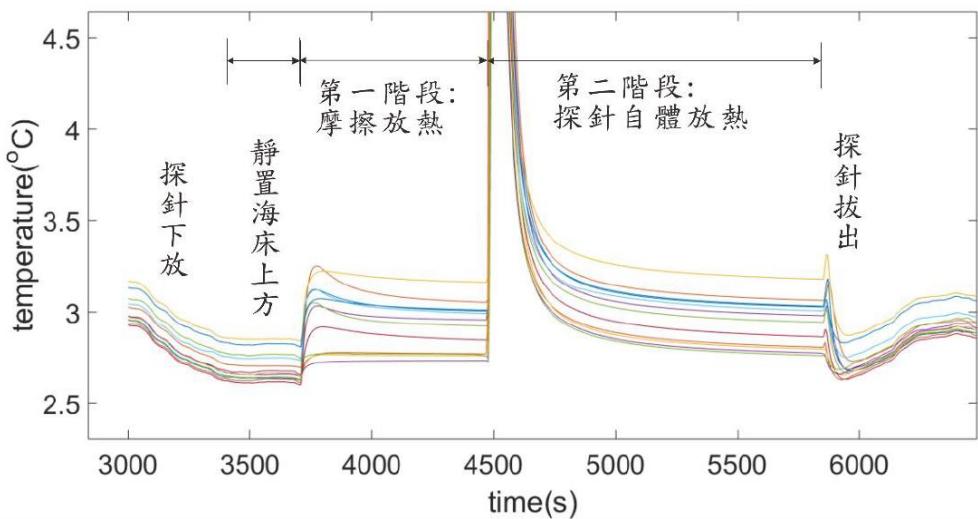
附錄二、利氏熱探針資料收集過程

利氏熱探針施測共經過(1)探針於船上 A 架吊掛下放(2)懸吊於海床上方(3)放熱流程(4)探針拔出，在紀錄中共分為放熱流程經歷兩不同階段(圖 2-2)，第一階段為摩擦放熱階段，因插入海床時熱探針與周圍沉積物摩擦產生摩擦熱使溫度增加，後衰減至環境背景溫度；第二階段為利氏熱探針本體自主發出一熱脈衝加熱探針本體，由紀錄得的溫度衰減曲線求取沉積物不同深度的溫度及熱導係數，進而能夠得出現地(*in situ*)的地溫梯度及熱導係數(Shyu and Chang, 2005; Shyu et al., 2006; 吳俊鼎，2016)。

流程：

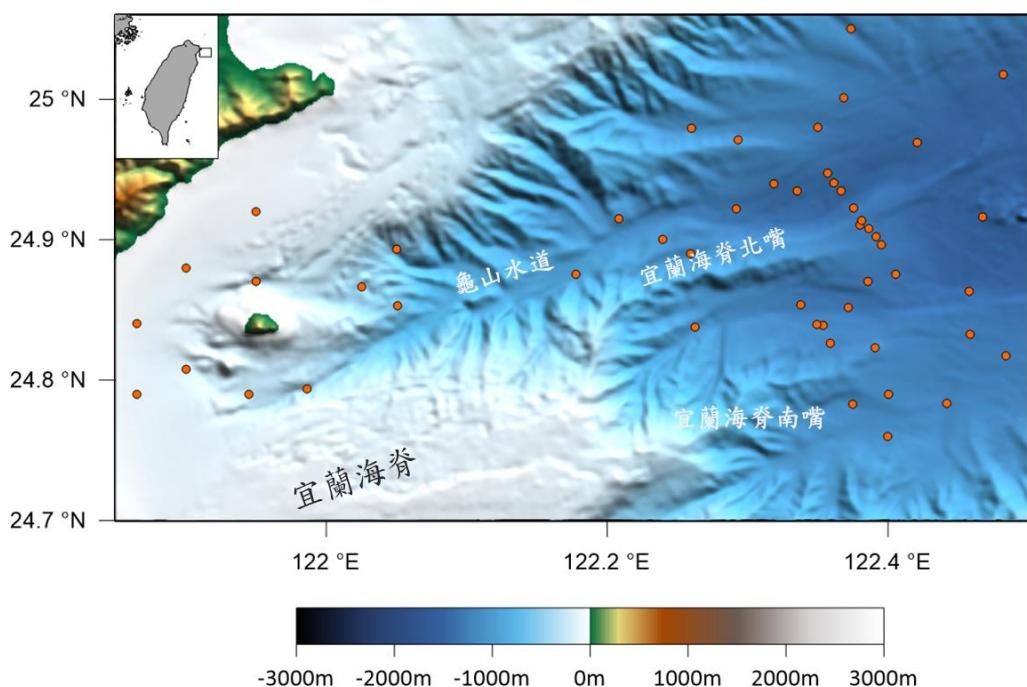
- (1) 船上後甲板 A 架下放熱探針至海床上 30 公尺，等待探針穩定平衡。
- (2) 以最大速度向下插入至海床。
- (3) 保持船位不動，將鋼纜放出使其不在緊繩狀態，讓船位飄移造成影響減少。
- (4) 探針內重力加速度晶片感應探針不再位移後 12 分鐘，放電產生熱脈衝。
- (5) 放熱後約過 10 分鐘，收回探針。
- (6) 將探針與電腦連接讀取當中資料。

溫度紀錄頻率初始設定為 6 秒一次，放熱後因需要對其溫度曲線分析，故將放熱後資料收集頻率調整為 3 秒一次，並自放熱開始記錄兩分鐘。



附錄圖 2-1、利氏探針記錄探針溫度隨時間變化圖。(吳俊鼎，2016)

本研究所使用為過去地熱實驗室在臺灣東北海域南沖繩海槽一帶所採集利氏探針熱流資料，共計使用 51 筆，當中位於本研研究區域站位 11 處位於龜山島周遭海域，40 處位於宜蘭海脊南北嘴至南沖繩海槽區域請見圖 2-3。



附錄圖 2-2、本研究所使用過去地熱實驗室於臺灣東北海域所收集利氏探針站位(橘色點位)。