



契約編號：B10835

「臺灣北部火動觀測研究精進計畫」  
臺灣東部地區空中磁力探測(3/3)

(第三年度)

期末報告



委託單位：經濟部中央地質調查所

執行單位：財團法人工業技術研究院

中華民國 108 年 12 月

「臺灣北部火山活動觀測研究精進計畫」  
臺灣東部地區空中磁力探測(3/3)  
(第三年度)

期末報告

受委託單位：財團法人工業技術研究院

研究主持人：董倫道

協同主持人：林蔚

計畫期程：中華民國 108 年 2 月至 108 年 12 月

計畫經費：新臺幣陸佰萬元整

經濟部中央地質調查所

中華民國 108 年 12 月

(本報告內容純係作者個人之觀點，不應引申為本機關之意見)

## 期末報告審查意見及答覆辦理說明

項次	審查委員意見	承辦單位意見答覆及處理情形
1	本計畫成果資料豐富，具有地質意義、學術價值，於地熱探勘亦多有助益。報告中呈現許多南北向、東西向以及水平剖面等資料均具有實用性，具有相當寬廣的解釋空間。	感謝委員意見
2	整體計畫成果值得肯定，從磁力異常圖可以看到很多構造訊息，如中央山脈東翼的磁力異常高區對應到蛇紋岩的分布位置以及海岸山脈的都蘭山分布與高磁區的對應。這些都可以提供研究區域新的構造概念，建議盡快提供資料給學界進行更進一步的研究。	感謝委員意見
3	各種不同探勘方法各有不同的使用以及解釋限制，建議可多加說明這一部分。	本計畫使用空中磁力及甚低頻電磁兩種地球物理方法，基本原理及應用領域於”3. 研究方法與步驟”章節中闡述。關於不同方法在應用時的優缺點等資訊，建議參考 Society of Exploration Geophysicists 網站( <a href="http://seg.org">http://seg.org</a> )。
4	分期報告書為當年成果，內容宜詳實，總報告應以整合三年度的結果為主。在總報告中，建議移除「8.附錄技術介紹、教育訓練以及計畫交付項目」等內容。	移除總報告中”附錄 8.1-8.2 技術介紹”、”教育訓練”及”計畫交付項目”等內容。
5	請確認岩層物性量測點位地層說明與圖面表示是否一致，並請說明尊古安山地表物性量測的位置。	<p>(1) 由於本年度計畫係三年計畫最後一年，故本年度露頭量測前檢視代表性露頭數量是否充足，發現部份前年度計畫範圍內部份岩體的露頭數不夠多，故本年度增加前年度計畫範圍內部份岩層露頭補充量測，故表 4-4 中涵蓋了部份前年度範圍內的露頭位置，而圖 4-11 僅標示本年度計畫範圍內的露頭位置。已補充說明於表 4-4 的表說中。</p> <p>(2) 尊古安山露頭係在瑞穗紅葉溪上游的瑞穗礦場量測。</p>

項次	審查委員意見	承辦單位意見答覆及處理情形
6	請說明 C <sub>H4</sub> 、C <sub>H5</sub> 高磁體可能的成因。	分布在利吉層上的高磁體，屬於南中國海洋地殼發生張裂活動時，約在 15 Ma 形成於洋脊附近的岩漿活動產物(Chung and Sun, 1992)。歷經轉形斷層轉變成馬尼拉海溝的隱沒帶，進而發生初始隱沒作用形成北呂宋島弧的過程，而後隱沒至弧前盆地下方的深海沈積物、海底火山及海洋地殼殘塊，在弧陸碰撞作用下以仰衝作用回到花東縱谷利吉層的位置(Lin <i>et al.</i> , 2019)。
7	感應磁化向量的變化是否可能為後期構造所致？	感應磁化的定義為磁性物質因其具有的磁感率，在外加磁場作用下，因感應造成的磁化現象，其大小與磁感率及磁場強度成正比，其方向與外加磁場方向一致或相反。假設探測期間地球磁場視為穩定，則感應磁化向量與地層的磁感率有關。感應磁化向量的變化與諸多因素有關，後期構造是否對感應磁化向量的變化造成影響？需針對特定問題探討，無法以篇概全。
8	宜再加以說明磁力與甚低頻電磁探測的深度可及範圍。	(1) 甚低頻電磁資料用於定性分析，本計畫用於計算等效電流密度的間距為 500 m，故可視為大約深度 500 m 內的電性特徵，已說明於 VLF-EM 資料處理部份內文。 (2) 磁力探測因屬場源探測，故其探測深度一般不會以特定深度代表探測可及範圍，本報告所呈現的各深度的圖幅，均係作者認為可用以表達地層特徵的深度。
9	50 nT 的磁力異常是屬於明顯還是些微差異？這個數量之磁力強度差異可做多細緻化的解釋？	本計畫所使用的磁力儀的解析度為 0.0001 nT，解析度的定義為：“儀器或感測器能夠可靠地偵測輸入訊號變化的最小量”，故 50 nT 是相當顯著的異常。本計畫所使用之儀器規格列於第 4.1.1 節。
10	建議於報告中適度說明向上延伸以及不同頻寬濾波的數量關係。	向上延伸係透過解迴旋運算，將磁力量測基準面向上提升至某特定高度；而濾波處理則透過濾波器設計，用以強調低頻或高頻訊號。這兩種方法均屬於定性的處理，其處理原理已概述於第 4.4.3.3 節。
11	居里深度的推估過程利用三維逆推網格的網格深度是否會太深？是否可加一條較有效的深度	透過磁力資料分析進行居里深度推估可能是目前常用的間接方法，應用時的基本假設與本計畫採用三維逆推方式作為推估居里深度的

項次	審查委員意見	承辦單位意見答覆及處理情形
	範圍界線，建議於報告中詳細說明。	作法，請見第 4.5.4 節說明。由於沒有其它可靠資料佐證居里深度，故在三維網格設計時，需預先設計較深的網格進行分析。透過這種推估方式可定性地提供居里深度在不同位置的概略深度，概估的深度約介於 12 km 至 15 km 間，已於相關章節內以文字敘述說明，不建議繪製特定界線代表居里深度，相關說明詳見第 4.5.4 節。
12	請說明資料品質控制方法，並請說明地表地質露頭量測磁感率值與電阻值的目的。	<p>(1) 本計畫資料品質控制包括：儀器的定期校驗、偏航管控制及資料雜訊水平檢驗，請參見第 4.1.2、4.3.1 及 4.4.2 等節。</p> <p>(2) 在露頭量測磁感率及電阻率主要目的在於提供後續解釋時定性的參考，量測數據並不參與磁力或甚低頻電磁資料處理，請參照第 3.3 節說明。</p>
13	請說明磁力趨勢分布圖中，海岸山脈之趨勢相當凌亂，但磁化向量磁感率一致指向西北方的原因。	<p>(1) 磁力趨勢與磁化向量兩者定義不完全相同，磁力趨勢用於定性分析，主要用以呈現地層或構造可能的走向。磁化向量則反應岩體經地球磁場磁化及殘磁力影響後的磁力方向與大小，用於定量分析。二者間提供的訊息不同。</p> <p>(2) 海岸山脈的磁力驅勢並非相當凌亂，由玫瑰顯示主要為近南北、東北及東南東方向。</p>
14	磁力探測所得的磁力值為目前的資料，它包含了過去地質演化整合混合的結果。利用反演的方式解釋地質史是否合適?可再多加討論。	如果單獨地使用磁力探測資料，確實很難定量地解釋地質史，故本報告參考過去研究區內的定年及地質史研究等資訊，再結合磁力探測所獲得的新資訊，據以進行地質解釋。
15	在地表所看到的地質現象為歷經地質作用的結果，P.153 地熱潛能章節中，板岩地區具高角度石墨化夾皺劈理是否屬於「正受弧陸碰撞影響下」的產物，請再加以考量說明。	原文“正受弧陸碰撞影響下的產物”，文句中的”正”字係誤植，修改為”屬於受弧陸碰撞作用影響下”。
16	請在總報告中說明 2018 年及 2019 年測區當中 VLF 資料測線有缺失的原因。	VLF 資料量測及分析並未列入合約應執行項目，2018 年度計畫所使用的拖鳥載具因無 VLF 感測器，故該年度 VLF 資料缺失，詳細原因於 2018 年度報告中已有詳述。在圖 3-18 圖說

項次	審查委員意見	承辦單位意見答覆及處理情形
		中補充簡要說明。
17	總報告圖 4-7、圖 4-12、圖 4-49，請加強圖說，P.121 圖 4-47 未標示地點或城市名稱。	已加強圖說，說明對應圖幅中標註符號所代表的意義。
18	請敘明報告中區域地質圖引用來源，並確認地層名稱使用方式。	本報告地質圖主要引用地調所易淹水計畫之五萬分之一地質圖，修訂本文及圖說中相關地質圖出處之說明，並增加參考文獻。
19	專有名詞的使用法請統一，例如磁力趨勢線以及磁力線形，文中的英文名稱皆為 magnetic trend，磁場強度的”強度”一詞請用 intensity 以及各種單位的表示方式…等。	(1) “magnetic trend”統一以”磁力趨勢”表示。 (2) “強度”統一以”intensity”表示
20	文字誤植、參考文獻需補列部分請參考主辦單位提供資料修正。	已依地調所提供之勘誤表進行修訂，並以搜索全文方式再次確認。

「臺灣北部火山活動觀測研究精進計畫」  
臺灣東部地區空中磁力探測(3/3)  
(第三年度)

期末報告

摘 要

為了增進對臺灣東部深部地質構造及火山活動特性的瞭解，全程計畫針對花東縱谷南段瑞穗至鹿野間區域進行區域性空中磁力探測，範圍涵蓋臺灣東部四大主要地質區，由西向東依序為脊樑山脈地質區片岩帶、脊樑山脈地質區板岩帶、花東縱谷地質區及海岸山脈地質區，本年度探測範圍介於初來至鹿野之間。

本計畫產出了網格間距 100 m 的高解析度全磁力網格及各種磁力異常網格，並運用三維磁化向量逆推技術，獲得高解析的三維磁化向量模型。藉由分析磁力特徵並與既有地質圖比對，顯示分佈在脊樑山脈東側的淺部塊狀高磁異常體，其厚度約 3 km 上下，對應出露於脊樑山脈東側的超基性岩體，分佈在海岸山脈淺部的高磁岩體呈現明顯的條帶分布，其厚度約介於 2 km 上下，對應都鑾山層；海岸山脈東西兩側零星分布的小範圍高磁岩體，厚度大多約僅 1 km 上下；而海岸山脈條帶高磁岩體間的磁力低區，則對應弧間盆地。深部的高磁基盤呈現北北東方向條帶分布，探測範圍內由西向東共有 3 組高磁條帶，具有兩相鄰條帶間磁化方向近乎相反的海洋地殼特徵。特別是板岩帶與花東縱谷下方的海洋地殼，介於兩磁化方向相反的塊體間，有高角度南北向至東北-西南向的橫移斷層帶，可歸為位於板塊邊界的轉形斷層帶。

海岸山脈岩體由中新世火山岩體與上覆碰撞盆地構成，位於利吉斷層為東界的海洋地殼相關高磁條帶基盤上；與 107 年度所見相同的是，泰源盆地明顯受到利吉斷層截切並疊置成兩層，延伸往南逐漸尖滅。此外，106-107 年測區位於板岩西側，出露於玉里帶的海洋地殼塊體，延伸至本年度測區已位於測區外，但下伏於板岩層下方有巨厚海洋地殼塊體。宏觀而言，條帶狀且具磁極反轉特性的高

磁基盤反映海洋地殼分布，自玉里帶往東南傾斜至海岸山脈下方，上界或東界與利吉斷層在深部相會；整體形貌呈現巨型複褶皺與覆瓦狀構造為主，並向東南傾斜延伸至外海下方。地表分布的鹿野斷層、池上斷層與卑南山斷層，往地下垂直延伸至海洋地殼塊體中，呈現縱切上部地殼的橫移構造，因斷層帶兩側分屬不同條帶磁力特性，具有轉形斷層特徵，並提供深層熱體上湧的通道，因此地熱分布與轉形斷層帶息息相關。

關鍵字：空中磁力探測、火山地質、海岸山脈、花東縱谷、板塊構造、轉形斷層



Final Report: The Advanced Research for Monitoring Volcanism in Northern Taiwan:  
The Airborne Magnetic Survey in Eastern Taiwan (3/3)

## **ABSTRACT**

The purpose of this three-year project (FY106-108) is to improve understanding of the deep geological structure and volcanic characteristics in eastern Taiwan by conducting an aeromagnetic survey in the southern section of the Longitudinal Valley. The survey area has been conducted covering Ruishui and Luyei areas from west to east across four major geological provinces in East Taiwan, such as the Backbone Range Schist Zone, the Backbone Range Slate Zone, the Longitudinal Valley, and the Coastal Range provinces. The surveying area in this year is between Chulai and Luyei.

The high-resolution total magnetic intensity grid and various magnetic anomaly grids with a grid size of 100 m have been compiled in this project; besides, a high-resolution magnetization vector model is generated by 3D inversion techniques. Comparing aeromagnetic characters and geological maps, it is evident to present the good relationship between magnetic anomalies and geological rock bodies in shallow depth. The block-like high-magnetic anomalies in the Backbone Range are closely related to the ultra-basic rock bodies and can extend to the depth of about 3 km. The high-magnetic belt anomalies in the Coastal Range is well related to the Tulanshan formation with a thickness of about 2 km. The thickness of the local high-magnetic anomalies distributed in the eastern and western side of the Coastal Range is about 1 km. The low-magnetic area between the high-magnetic belts is associated with the intermontane basin. The NNE-trending high magnetic belts can be separated into 3 sets, two adjacent belts with nearly opposite magnetization directions, as geomagnetic reversal of oceanic crust. In particular, the oceanic crust beneath the Slate Zone and the Longitudinal Valley between the blocks with opposite magnetization directions, with high-angle north-south to northeast-southwest-oriented transverse fault zones, can be classified as transform faults at the plate boundary.

The Coastal Range with oceanic basements, located east of the Lichi Fault, is composed of the Miocene volcanic bodies and overlain collisional basins. Similar to the result reported in the FY107 report, the Taiyuan basin cross-cut by the Lichi Fault

underground and, therefore, had been stacking into two layers where gradually pinch out southward. On the otherhand, oceanic bodies crop out in the Yuli Belt mentioned in the FY106-107 reports extend off the survey area of the FY108; however, extending oceanic huge bodies underground underlain the slate formations. Within this broad perspective, the oceanic origin crust from the Yuli Belt dipping southeastward extent to underneath of the Coastal Range, upper bound connected to the Lichi fault as well as composed macrostructures of multi-folding and stacking structures, extending to deep offshore seabeds. The Luyei fault, Chishan fault and Peinanshan fault cropping out along surface can be identified in the 3D magnetic model that extent vertically into the oceanic basements. Furthermore, the direction of the magnetization vector of most high-magnetic rocks is slightly different from the present inclination of the geomagnetic field in between the strike-slip, subvertical faults with obvious characters of the transform faults in upper crust. These transform faults truncate shallow crust to provide pathways for deep upwelling materials. It is likely to become the critical paths for deep geothermal sources to move upward.

Keywords: airborne magnetic survey, volcanic geology, Coastal Range, Longitudinal Valley, plate tectonics, transform fault

# 目 錄

頁次

期末報告審查意見及答覆辦理說明.....	I
摘 要.....	V
ABSTRACT .....	VII
目 錄.....	IX
圖 目 錄.....	XI
表 目 錄.....	XVI
1 前言 .....	1
1.1 計畫緣起.....	1
1.2 計畫目標.....	4
1.3 工作內容概述.....	4
1.4 計畫工作流程.....	4
1.5 合約完成數量.....	5
2 研究區域概述 .....	9
2.1 地體構造.....	9
2.2 區域地質 .....	13
2.3 歷年相關研究成果.....	16
2.3.1 地層.....	16
2.3.2 地質構造.....	20
2.3.3 地球物理探測.....	25
3 研究方法與步驟.....	36
3.1 空中磁力探測.....	36
3.2 空中甚低頻電磁探測.....	41
3.3 岩層物性量測.....	44
4 研究成果 .....	45
4.1 探測作業.....	45
4.1.1 測勘規畫.....	45
4.1.2 飛航現調作業.....	53

4.2	露頭物性分析.....	60
4.3	甚低頻電磁資料分析.....	65
4.3.1	資料篩選.....	65
4.3.2	低通濾波.....	70
4.3.3	等效電流密度轉換.....	70
4.4	磁力資料處理.....	75
4.4.1	測線整編.....	75
4.4.2	資料品質.....	76
4.4.3	資料處理.....	84
4.5	磁力特徵分析.....	110
4.5.1	磁力強度特徵.....	110
4.5.2	磁力趨勢特徵.....	117
4.5.3	磁體空間分布及磁化向量特徵.....	120
4.5.4	居里深度推算.....	126
4.6	磁力地質解釋.....	132
4.6.1	地質調查應用.....	132
4.6.2	深層基盤地質與構造.....	145
4.7	教育訓練.....	157
5	結論.....	160
6	建議.....	162
7	參考文獻.....	164
8	附錄.....	173
8.1	適航申請同意函文.....	173
8.2	空域申請同意函文.....	174
8.3	飛航申請同意函文.....	176
8.4	三軸拖鳥意外險保單.....	179
8.5	產出圖幅.....	182
8.6	磁感率剖面圖.....	188
8.7	等深度磁感率切面圖.....	202

## 圖目錄

	頁次
圖 1-1：地調所引進的三軸拖鳥設備 .....	2
圖 1-2：臺灣北部地區經歸極換算之全磁力強度圖 .....	3
圖 1-3：本計畫全程 3 年探測範圍圖 .....	6
圖 1-4：本計畫探測範圍圖 .....	7
圖 1-5：工作流程圖 .....	8
圖 2-1：臺灣地區陸海域地體構造 .....	11
圖 2-2：大南澳片岩漂移、隱沒及拼貼史示意圖 .....	12
圖 2-3：全程探測區域地質圖 .....	15
圖 2-4：探測範圍鄰近區域地質圖 .....	23
圖 2-5：鹿野地區地質圖 .....	24
圖 2-6：臺灣陸域地溫梯度等值圖 .....	28
圖 2-7：臺灣陸域磁力測勘彙編而成的全磁力異常圖 .....	29
圖 2-8：TAIGER 計畫產出之 P 波速度剖面圖 .....	30
圖 2-9：TAIGER 計畫產出之震波速度剖面及構造解釋圖 .....	31
圖 2-10：花東縱谷南段重力異常圖 .....	32
圖 2-11：花東縱谷 TL 測線之地電阻剖面圖 .....	32
圖 2-12：臺灣地區自由重力異常圖及重力逆推剖面 .....	33
圖 2-13：大屯山、綠島及蘭嶼的重力異常圖及重力變化趨勢 .....	34
圖 2-14：脊樑山脈東南部隨深度 $V_p/V_s$ 變化與石英礦物相轉變之關係 .....	35
圖 3-1：幾種典型的空中地球物理探測載具 .....	38
圖 3-2：澳洲空中磁力異常圖 .....	39
圖 3-3：磁力法施測原理示意圖 .....	39
圖 3-4：甚低頻電磁法施測原理示意圖 .....	43
圖 3-5：岩層物性量測現場作業情形 .....	44

圖 4-1：測線規畫圖 .....	50
圖 4-2：德安航空公司 Kawasaki BK117 雙引擎直昇機.....	51
圖 4-3：三軸拖鳥磁測載具 .....	51
圖 4-4：VLF-EM 接收塔台位置與本計畫測線方向關係圖 .....	52
圖 4-5：台東縣關山臨時起降場 .....	56
圖 4-6：臨時性磁力基站 .....	56
圖 4-7：飛航現調作業流程圖 .....	57
圖 4-8：航跡圖 .....	58
圖 4-9：現調作業照片 .....	59
圖 4-10：岩層物性量測現場工作照片 .....	62
圖 4-11：岩層物性量測點位置圖 .....	63
圖 4-12：研究區域磁感率與地層關係圖 .....	64
圖 4-13：研究區域電阻率與地層關係圖 .....	64
圖 4-14：測線 L105 之原始 VLF-EM 紀錄 .....	66
圖 4-15：測線 L115 之原始 VLF-EM 紀錄 .....	67
圖 4-16：測線 L120 之原始 VLF-EM 紀錄 .....	67
圖 4-17：飛行方向為 110°且總磁場強度大於 5 pT 之測線分布圖 .....	68
圖 4-18：飛行方向為 290°且總磁場強度大於 5 pT 之測線分布圖 .....	69
圖 4-19：測線 L120 頻率 22.3 kHz 之 VLF-EM 紀錄濾波前後之比較圖 .....	72
圖 4-20：VLF-EM 同相位分量等值圖 .....	72
圖 4-21：垂直低電阻岩脈模型的 VLF-EM 理論模擬結果 .....	73
圖 4-22：22.3 kHz 同相位分量等效電流密度圖.....	74
圖 4-23：VLF-EM 等效電流密度圖套疊地質構造圖 .....	74
圖 4-24：整編後航線分布圖 .....	75
圖 4-25：臨時性磁力基站 Base-1 於 2019/5/25 05:45–09:15 期間的地磁紀錄.....	80
圖 4-26：臨時性磁力基站 Base-2 於 2019/5/25 05:45–09:15 期間的地磁紀錄.....	81
圖 4-27：中央氣象局玉里磁力基站於 2019/5/25 05:45–09:15 期間的地磁紀錄....	82

圖 4-28：作業期間太陽磁暴觀測紀錄 .....	83
圖 4-29：全磁力強度高低異常區與磁傾角及磁體位置間關係示意圖 .....	84
圖 4-30：測線 L118 在資料前處理前後之全磁力強度圖 .....	89
圖 4-31：磁力資料修正各階段全磁力強度圖 .....	90
圖 4-32：經前處理後產出之全磁力強度圖 .....	91
圖 4-33：常用濾波器之反應函數 .....	96
圖 4-34：經歸極換算處理後之全磁力強度圖 .....	97
圖 4-35：經低通濾波及向上延伸處理後之區域磁力異常圖 .....	98
圖 4-36：經高通濾波及扣除區域全磁力異常處理後之剩餘磁力異常圖 .....	99
圖 4-37：經歸極換算及微分處理後之磁力異常圖 .....	100
圖 4-38：全磁力強度主題圖幅 .....	102
圖 4-39：磁化向量與感應磁化分量及非感應磁化分量間關係示意圖 .....	105
圖 4-40：三維逆推之全磁力強度觀測與理論網格圖比較 .....	106
圖 4-41：三維逆推使用之三維網格 .....	106
圖 4-42：三維磁感率模型 .....	107
圖 4-43：三維磁感率模型解釋剖面分布圖 .....	108
圖 4-44：測線 L116 之磁感率剖面圖 .....	109
圖 4-45：磁力強度特徵圖 .....	112
圖 4-46：測線 L116 磁感率剖面圖 .....	113
圖 4-47：測線 L135 磁感率剖面圖 .....	114
圖 4-48：高磁岩體與磁化向量立體圖 .....	115
圖 4-49：等效電流密度與磁力強度關係圖 .....	116
圖 4-50：依等效電流密度與磁力強度推測之完整岩體及導水破碎帶分布圖 .....	116
圖 4-51：磁力趨勢線分布圖 .....	118
圖 4-52：磁力趨勢線方位角玫瑰圖 .....	118
圖 4-53：磁力異常圖套疊斷層分布圖 .....	119
圖 4-54：高程等於 0 km 之等高程磁感率切面圖 .....	121

圖 4-55：高程等於-1 km 之等高磁感率切面圖 .....	122
圖 4-56：高程等於-2 km 之等高磁感率切面圖 .....	123
圖 4-57：高程等於-4 km 之等高磁感率切面圖 .....	124
圖 4-58：高程等於-6 km 之等高磁感率切面圖 .....	125
圖 4-59：磁性物質之磁感率與溫度間關係示意圖 .....	128
圖 4-60：刻意加大模型深度後經三維逆推獲得的磁化向量磁感率模型 .....	129
圖 4-61：擷取磁感率隨深度分布之測試點位置分布圖 .....	130
圖 4-62：各測試點磁化向量磁感率隨深度變化曲線 .....	131
圖 4-63：測試點平均之磁化向量磁感率隨深度變化曲線 .....	131
圖 4-64：三維磁感率模型立體圖 .....	135
圖 4-65：經歸極換算的磁力異常圖與構造分布圖間比較 .....	136
圖 4-66：深度 250 m 之等深度磁感率切面圖套疊地質構造圖 .....	137
圖 4-67：測線 T901 之磁感率剖面圖 .....	138
圖 4-68：台灣造山帶動力學分析示意圖 .....	139
圖 4-69：臺灣第四紀代表性剖面之磁生物地層 .....	140
圖 4-70：泰源盆地年代地層對比 .....	141
圖 4-71：泰源盆地之地形與地質 .....	142
圖 4-72：測線 L115 之磁感率剖面圖 .....	143
圖 4-73：測線 T904 之磁感率剖面圖 .....	144
圖 4-74：三維磁感率模型與地質圖比較 .....	148
圖 4-75：電性特徵與地質圖比較 .....	151
圖 4-76：脊樑山脈板岩區地熱與金礦概念模式圖 .....	156
圖 4-77：教育訓練照片 .....	158
圖 4-78：教育訓練簽到表 .....	159
圖 6-1：臺灣地區已完成空中磁力探測區域分布圖 .....	163
圖 8-1：地形圖幅 .....	183
圖 8-2：航線圖幅 .....	184



圖 8-3：全磁力強度圖幅 .....	185
圖 8-4：經歸極換算後的全磁力強度圖幅 .....	186
圖 8-5：等效電流密度圖 .....	187

## 表 目 錄

	頁次
表 1-1：計畫交付項目表 .....	5
表 2-1：臺灣地層對比表 .....	19
表 3-1：空中磁測技術之演變 .....	40
表 3-2：幾種地質探測方法單位成本比較表 .....	40
表 3-3：GSM-19 系列儀器能接收的 VLF 發射台基本資料表 .....	43
表 4-1：各規畫航線端點坐標及長度一覽表 .....	48
表 4-2：Kawasaki BK117 雙發動機直升機基本資料表 .....	50
表 4-3：完成測線數量及長度一覽表 .....	55
表 4-4：露頭電阻率及磁感率量測成果表 .....	61
表 4-5：測線的雜訊水平分級標準 .....	76
表 4-6：各航線磁力紀錄之雜訊水平 .....	77
表 4-7：磁力基站的雜訊水平分級標準 .....	79
表 4-8：磁力基站磁力紀錄之雜訊水平 .....	79
表 4-9：幾種常見物質及礦物的居里溫度 .....	128
表 4-10：教育訓練課程表 .....	157

# 1 前言

## 1.1 計畫緣起

臺灣地區位於聚合型的板塊邊界，活躍的板塊活動除了產生許多地震之外，也在部份區域形成火山，其中位於臺灣北部的大屯火山群以及宜蘭龜山島地區至今仍有明顯的火山活動現象。為進一步了解這些地區的火山活動特性，並探求相關的岩漿庫或熱液活動行為，經濟部中央地質調查所(以下簡稱：地調所)於 2012 年起執行「臺灣北部火山活動觀測研究」計畫，以密集地震陣列、地球化學以及空中地球物理探測等多面向的方式，持續收集國土地質資料，並引進空中磁力探測技術，探求潛伏的火成岩體及深部地質構造之分布情形。

地調所於 2012 年自加拿大引進三軸拖鳥設備(圖 1-1)，結合探測和資料解析技術，建置能力自主的空中磁力及甚低頻電磁探測技術，於宜蘭平原、龜山島地區進行試測，成功探測出龜山島地區的環狀高磁體分布範圍並推估該地區的居里深度及地下地質構造，並得到區域磁力異常分布圖(圖 1-2)。計畫結果不僅獲臺灣中油公司以及經濟部能源局相關研究引用，台灣電力公司執行「核能電廠鄰近地區之陸域火山與海域火山島調查暨評估工作」、科技部能源國家型計畫第二期-地熱主軸中心「宜蘭地區深層地熱資源調查及加強型地熱系統場址的評估—宜蘭地區地熱大地構造及地下地質」以及「宜蘭利澤地區深層地熱發電研究(3/3)」等計畫均多有應用，於學術及經濟面均有高度應用價值。

由於空中磁測方法對於地下潛伏火成岩體之探測成果良好，地調所規畫將此方法持續應用於臺灣東部的花東縱谷及海岸山脈地區，整合比對臺灣東部與臺灣北部火成岩地區的磁力構造，探討臺灣地區火成岩體及地下地質構造分布情形，探測範圍包括海岸山脈及花東縱谷中段至南段地區。海岸山脈為板塊聚合產生弧-陸碰撞所形成，過往地質調查報告均顯示具有火成岩體出露，磁力調查成果可協助後續現地地質調查，並可協助推估研判板塊聚合邊界地區的地下構造形貌，及其孕育的活躍地熱條件。



圖 1-1：地調所引進的三軸拖鳥設備

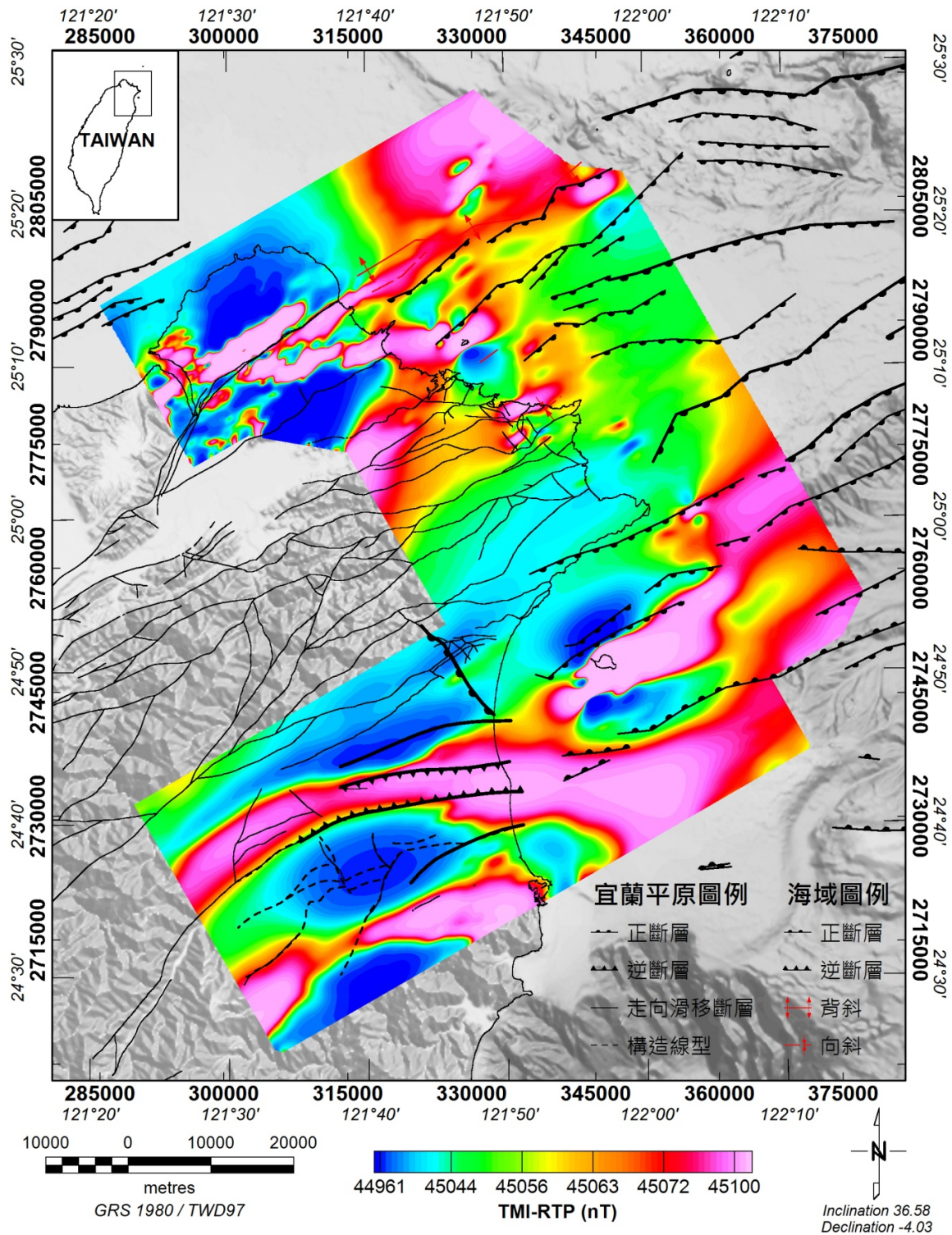


圖 1-2：臺灣北部地區經歸極換算之全磁力強度圖

註 1：摘自經濟部中央地質調查所(2014)。

2：宜蘭平原基盤及構造解釋，摘自石政為，2011；海域構造解釋，摘自林殿順等，2011；宜蘭南方山區構造線形，摘自游明芳，2013。

## 1.2 計畫目標

- A. 完成探測區域全磁力強度圖及磁力異常圖。
- B. 完成探測區域三維磁力模型。
- C. 完成磁感率剖面及等高程切面圖。
- D. 分析探測區域內之潛伏火成岩體、分布範圍及深度，充實國土基本地質調查資料。
- E. 研判臺灣東部地區火成岩體存在的位置及分布範圍，並得到探測區域內的深部地下地質構造分布特性，提供與臺灣北部地體構造比對之基礎。

## 1.3 工作內容概述

### A. 空中磁力探測

本計畫以3年為期探測臺灣東部海岸山脈及花東縱谷中段與南段的火成岩體及地質構造，各年度探測範圍如圖 1-3 所示。本年度針對初來至鹿野間區域(圖 1-4)，租用直升機使用地調所之磁測拖鳥載具進行空中磁力及甚低頻電磁探測。

### B. 岩層物性量測

量測探測範圍內岩層的磁感率及電阻率，作為後續資料解釋之參考。

### C. 資料綜合分析解釋

依據空中磁力及甚低頻探測資料，進行資料分析與解釋，並對照探測區域內已有的地面地質及相關地質研究等文獻綜整討論。

### D. 教育訓練與技術轉移課程

辦理一場次訓練課程，針對三維磁感率模型之剖面及切面圖製作，使用 Geosoft 公司開發的 oasis montaj 軟體進行教學。

## 1.4 計畫工作流程

工作流程參見圖 1-5。

## 1.5 合約完成數量

本計畫完成合約所有交付項目，實際產出情形如表 1-1 所示。

表 1-1：計畫交付項目表

編號	交付項目	數量	型態
1	成果報告書	20 份	紙本
2	成果報告書電子檔(含飛航申請文件)、航跡電子檔、原始量測資料電子檔、全磁力網格圖及經歸極換算後之全磁力網格圖電子檔、三維磁感率模型電子檔	5 份	光碟
3	教育訓練	1 式	授課

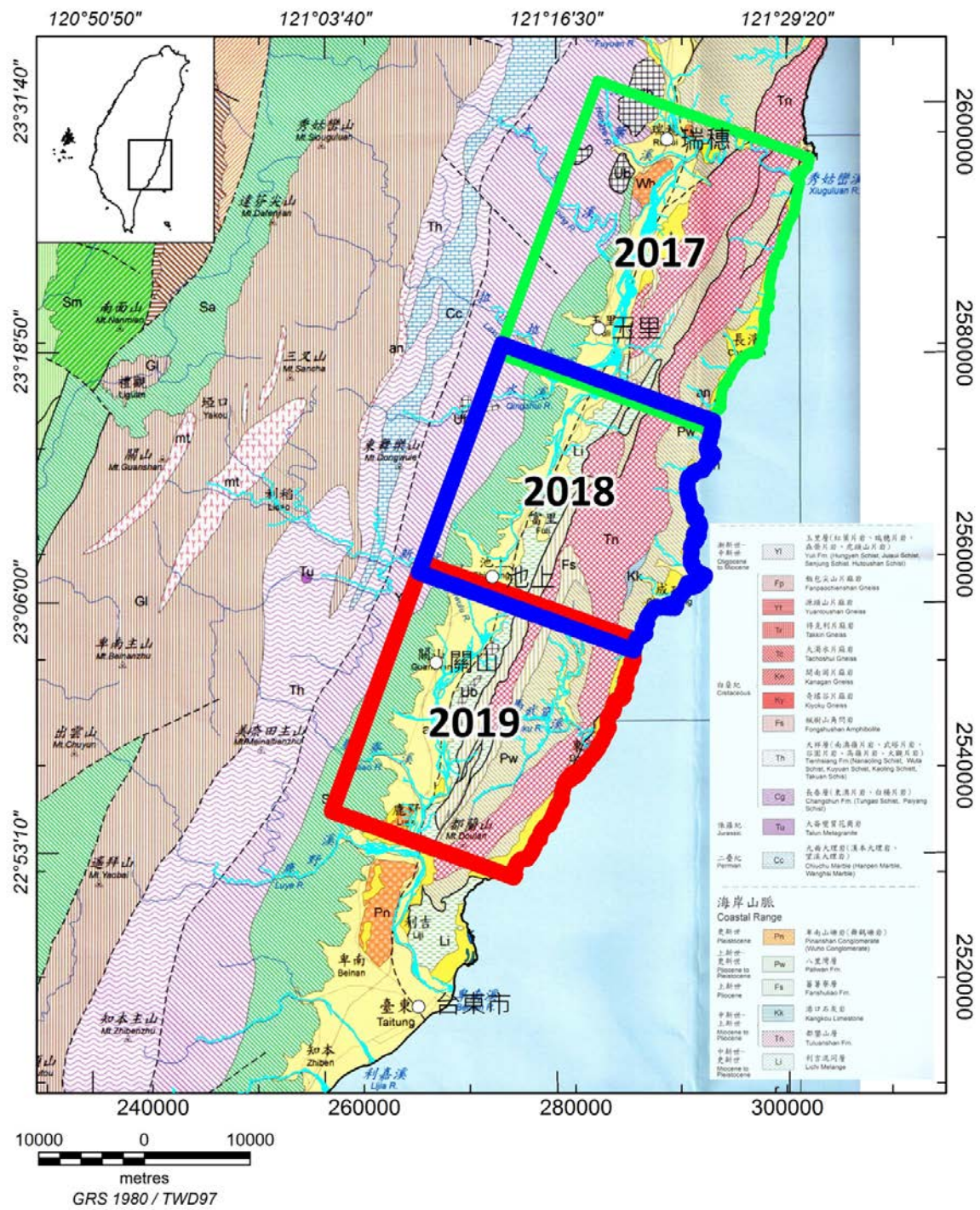


圖 1-3：本計畫全程 3 年探測範圍圖

註：地質底圖摘自陳文山等(2016)。



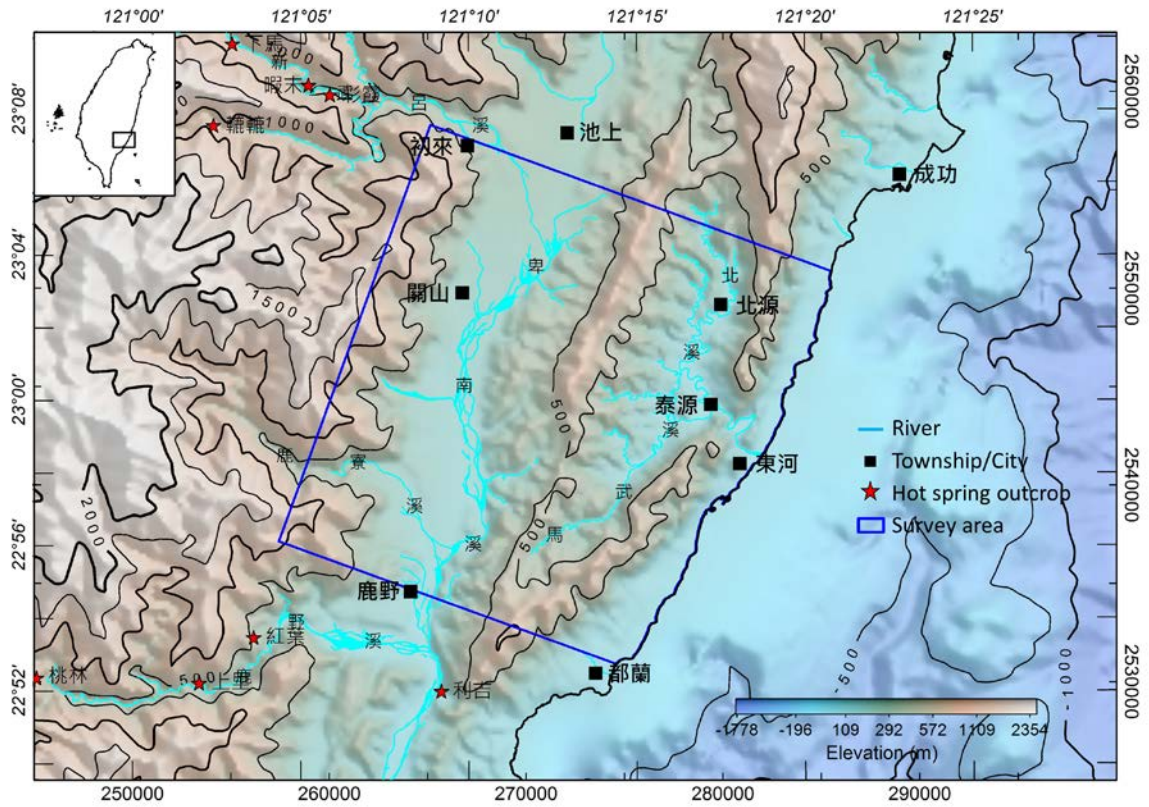


圖 1-4：本計畫探測範圍圖

註：地形底圖取自海科中心製作的 200 m 數值地形。

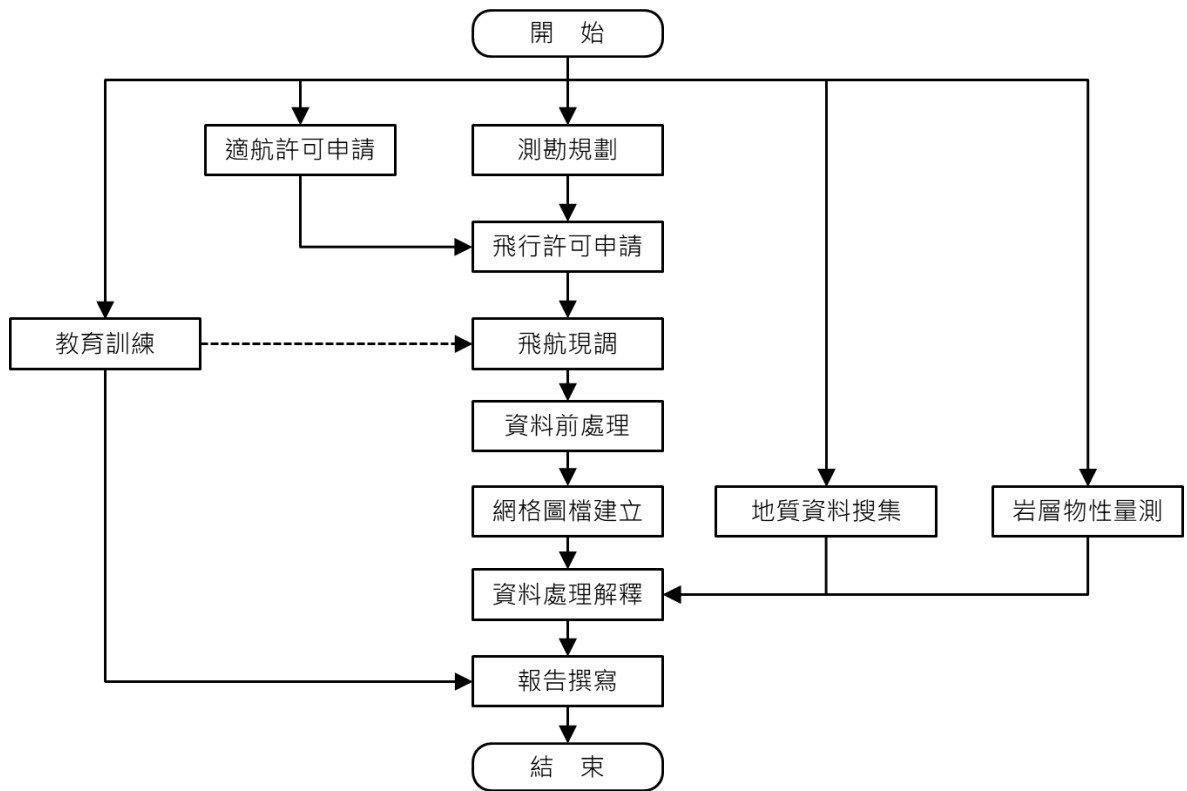


圖 1-5：工作流程圖

## 2 研究區域概述

### 2.1 地體構造

在臺灣南部，自中中新世南中國海板塊向東隱沒至菲律賓海板塊下方，形成了馬尼拉隱沒帶及呂宋島弧。在臺灣東部，第四紀以來菲律賓海板塊以每年大約 7-8 cm 的速度，向西北方向移動並隱沒至歐亞板塊下方，形成了琉球隱沒帶、琉球島弧及沖繩海槽弧後盆地(圖 2-1)，臺灣島現今位於兩個島弧系統的轉接點。晚中新世至上新世時，臺灣島的形成、山脈的隆升，即受控於呂宋島弧與歐亞大陸的碰撞作用；臺灣北部山脈在更新世以來的崩毀與沉陷作用，則受控於後造山作用及琉球隱沒帶西移的影響(林殿順等，2011；陳文山等，2016)，花東縱谷則形成了連接兩個隱沒帶的轉形斷層帶(transform fault, Chai, 1972; Ustaszewski *et al.*, 2012)。

在脊樑山脈與雪山山脈基盤間，出露在脊樑山脈北段漸新世至中新世的南蘇澳層中，保有洋脊玄武岩性質火成岩脈，代表兩陸塊間於漸新世至中新世存在古南海海洋地殼(林蔚，2001)。代表南中國海板塊在漸新世的張裂活動，在大陸東南形成的海洋地殼，北緣可能延伸至臺灣東北部(林蔚，2001)；進而發生漂離的大南澳片岩帶，隨馬尼拉隱沒帶在晚中新世持續的隱沒作用，而沒入呂宋島弧系統(Shao *et al.*, 2015)；而後才因菲律賓海板塊北移與隱沒作用，伴生陸陸碰撞作用(Lu and Hsu, 1992；Shyu *et al.*, 2005)及弧陸碰撞活動(台灣西部地質記錄約為 6.5 Ma 受到影響，如 Lin *et al.*, 2003；詳訂碰撞縫合時間為 3.4 Ma，反映海岸山脈沿著原本中新世隱沒帶向東隱沒的邊界，朝西仰衝回歐亞板塊上，如陳文山等，2016)，因而拼貼回歐亞板塊邊緣(Lu and Hsu, 1992；林蔚，2001；Shyu *et al.*, 2005)。地調所的空中磁測計畫，在 101 及 102 年度調查蘭陽平原的成果中，證實此一中新世隱沒帶的地體架構，延伸至蘭陽平原下方地殼深處(經濟部中央地質調查所，2012、2013a)，也順著中嶺背斜下方往南延伸至北部橫貫公路南端，其覆瓦狀構造分布型態對臺灣的造山運動扮演重要角色(經濟部中央地質調查所，2016)。

大南澳片岩往南延伸部分，出露在脊樑山脈南段玉里帶中，屬於中新世南中

國海板塊的海洋地殼殘塊，曾歷經高壓變質作用，不僅代表中新世馬尼拉隱沒帶的產物，也反映上新世弧陸碰撞過程前發生過仰衝作用(*obduction*)，因而快速剝蝕出露(陳文山等，2016；Chen *et al.*, 2017)。根據 Shao *et al.* (2015)分析海岸山脈、綠島及蘭嶼的火山岩中，含有華南地殼的古老鋯石，顯示呂宋島弧的岩漿形成與上升過程中，曾捕獲大南澳片岩帶之來源物質；海岸山脈火山岩成分也測出受到已隱沒的大陸地殼物質混染(Lai *et al.*, 2017)。宏觀中新世至今地體構造演化，大南澳片岩帶曾在漂移作用發生後，進一步隱沒至呂宋島弧下方，並在弧陸碰撞作用發生前，隆升並拼貼回大陸邊緣(圖 2-2)。而脊樑山脈板岩帶南段，在未發生弧陸碰撞作用的區域(如台東知本以南至大武一帶)，始新世古樓層的熱歷史演化紀錄，顯示弧陸碰撞前此區大陸地殼發生沉降冷卻作用(Mesalles *et al.*, 2014)；至中新世至上新世，亞洲大陸邊緣(包括大南澳片岩帶)因停止隱沒而被呂宋島弧擠壓抬升，進而使中新世隱沒帶變質岩隆升，剝蝕出露的玉里層，屬於混同層(*mélange*)，為夾有海洋地殼來源地塊的高壓變質岩。由玉里帶(中新世)與太魯閣帶(白堊紀)的鋯石鈾鉛年代的差異，顯示壽豐斷層是中新世板塊隱沒的邊界(陳文山等，2016)。貫穿花東縱谷南北向橫移斷層系統，可能連接南方馬尼拉隱沒帶及東北方琉球隱沒帶的轉形斷層帶(Chai *et al.*, 1972; Ustaszewski *et al.*, 2012)。自弧陸碰撞作用持續發生至今，脊樑山脈板岩帶與花東縱谷間碰撞盆地均因深層流體順板塊邊界的深構造帶上湧，而形成豐富的地熱。

因菲律賓海板塊向西北持續移動，呂宋島弧最北端火山噴發活動(即海岸山脈)，在早上新世即脫離隱沒帶，並停止火山活動。弧陸碰撞作用發生時，菲律賓海板塊的隱沒方向似乎由原本的往北隱沒，轉成往西北隱沒，並促使琉球島弧火山作用西移(Lallemand *et al.*, 2013)。更新世時，北部火山作用開始劇烈活動(Wang *et al.*, 2004)；呂宋島弧北段的綠島與蘭嶼火山活動則相繼停止(Lai *et al.*, 2017)。海岸山脈在早上新世與大陸邊緣產生碰撞作用，初期因碰撞沈積巨厚深海沈積層；隨逐漸靠近大陸邊緣，弧溝間的弧前盆地開始沈積來自隆升山脈剝蝕作用的物質；晚更新世之後，弧溝間因碰撞作用沈積的盆地也隆升，形成花東縱谷(陳文山等，2016)。

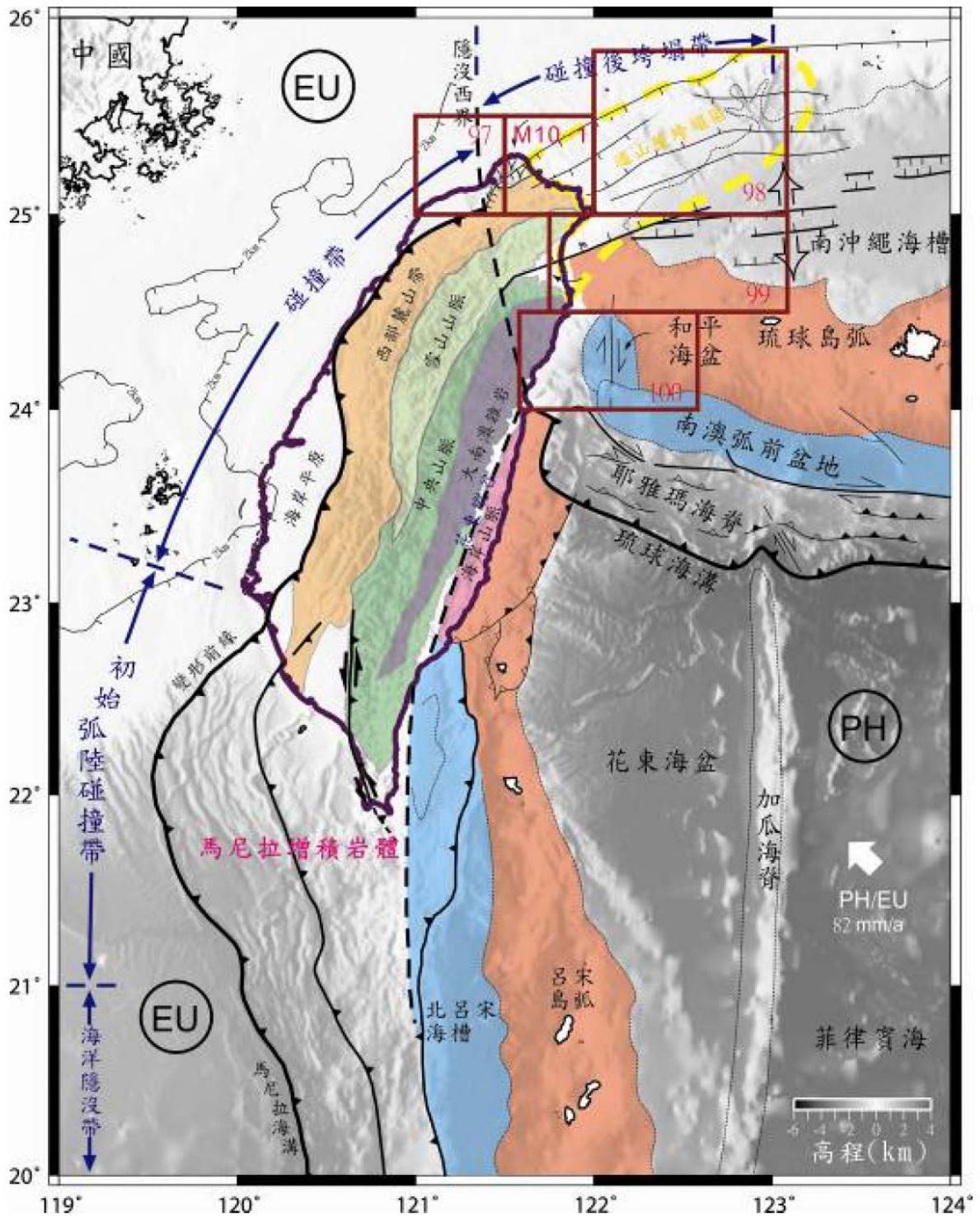


圖 2-1：臺灣地區陸海域地體構造

- 註 1：資料來源：林殿順等，2011；  
 註 2：紅框標示「臺灣東北海域地質及地球物理資料彙編與分析」計畫分年研究之範圍。  
 註 3：PH 代表菲律賓海板塊，EU 代表歐亞板塊。

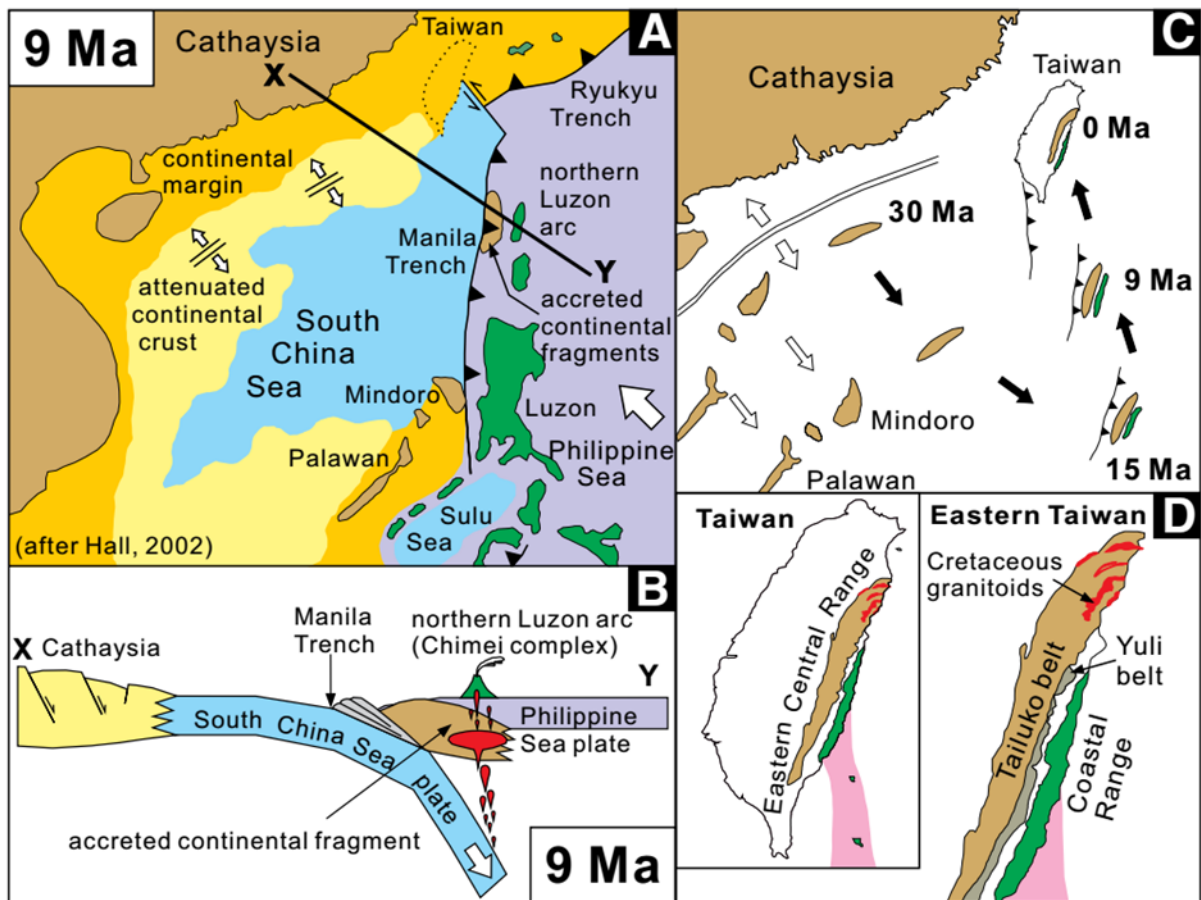


圖 2-2：大南澳片岩漂移、隱沒及拼貼史示意圖

- A: Paleogeographic construction of Southeast Asia at 9 Ma (after Hall, 2002).
- B: Schematic profile of the X-Y line in A depicting involvement of an accreted continental fragment in northern Luzon arc magma generation.
- C: Cartoon showing “ribbon continents” split off Eurasian margin and “yo-yo” journey of rifted fragment.
- D: Present-day major geologic units of eastern Taiwan.
- 註：摘自 Shao *et al.* (2015)。

## 2.2 區域地質

圖 2-3 為全程計畫調查範圍鄰近區域之地表地質圖，區域地質概述如下：

- A. 脊樑山脈東南翼地質出露了大南澳片岩帶，分為太魯閣變質帶及玉里變質帶，地質區屬於脊樑山脈片岩帶。太魯閣變質帶由原岩年代為二疊紀的望溪大理岩，以及白堊紀的高嶺片岩及大觀片岩所組成。玉里變質帶則由始新世至中新世的高壓變質岩所組成，屬於中新世隱沒帶的構造混同層，由下而上細分為紅葉片岩、瑞穗片岩、森榮片岩及虎頭山片岩，夾有中新世海洋地殼及島弧火山來源的打馬燕構造地塊(衣德成等，2012；陳文山等，2016)。脊樑山脈東南側與花東縱谷之間，出露的脊樑山脈板岩帶(舊稱廬山板岩帶)，包括始新世至中新世崙山層，向南延伸可能與中新世的初來層、紅葉層、馬里層相連，呈不整合沈積或斷層接觸於片岩帶之上。脊樑山脈東、西側的板岩帶構成複背斜型態，軸部為大南澳片岩帶(陳文山等，2016；Chen *et al.*, 2017)。
- B. 中中新世南中國海板塊向東隱沒至菲律賓海板塊下方，形成了馬尼拉隱沒帶及呂宋島弧。海岸山脈位於呂宋島弧北段，因地層受到蓬萊運動自東南向西北方推擠的影響，出露的岩層可分為板塊隱沒期與弧陸碰撞期。板塊隱沒期形成一系列海底火山島弧、弧前盆地堆積的火山碎屑岩，包括中中新世隱沒初期的奇美火成雜岩、都鑾山層及港口石灰岩。早上新世碰撞作用開始，火山噴發活動停止，弧前盆地因碰撞作用開始接收到造山山脈的沈積物，沈積物組成發生改變，形成堆積在碰撞盆地中的深海相利吉混同層、蕃薯寮層與八里灣層，以及晚更新世之後，持續堆積淺海至陸相的卑南山礫岩與舞鶴礫岩(衣德成等，2012；陳文山等，2016)。
- C. 晚更新世之後，弧溝間因碰撞作用沈積的盆地也隆升，形成花東縱谷，屬於歐亞板塊與菲律賓海板塊的縫合帶，因海岸山脈與脊樑山脈碰撞作用，以及連接琉球隱沒帶與馬尼拉隱沒帶間的轉形斷層活動(Chai *et al.*, 1972)，產生橫移轉壓縮的應力場，為第四紀新期構造區域，由北而南分成 4 個斷層區段：

嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層及利吉斷層(含鹿野斷層)(陳文山等，2016)。



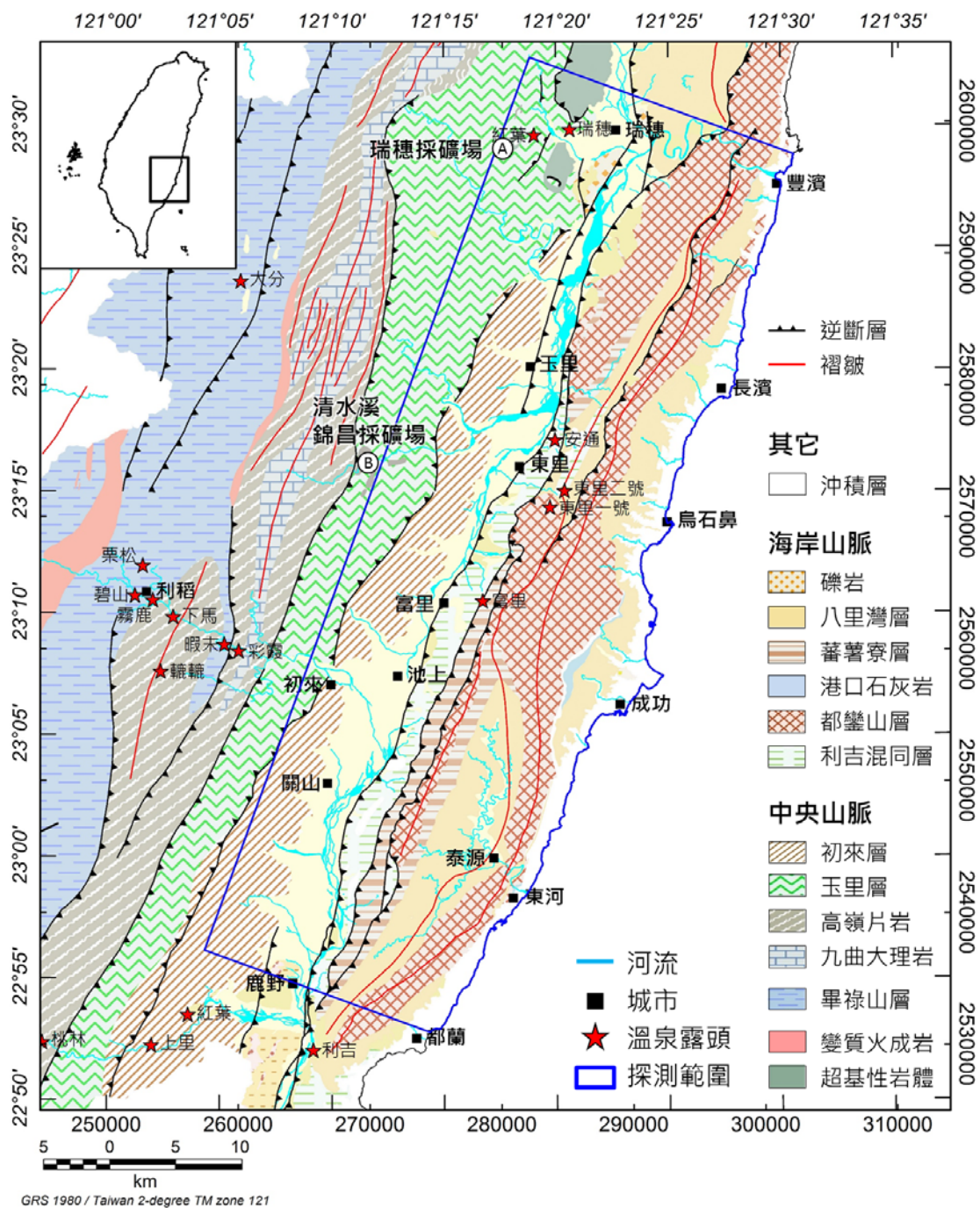


圖 2-3：全程探測區域地質圖

註 1：地質底圖取自地調所易淹水計畫數值地質圖幅(經濟部中央地質調查所，2013b)。

註 2：溫泉露頭位置資訊取自經濟部中央地質調查所網站 <http://210.69.81.175/SpringFront/>。

## 2.3 歷年相關研究成果

### 2.3.1 地層

依本計畫 108 年測區，涵蓋脊樑山脈部分地區、花東縱谷及海岸山脈南段(圖 2-3、表 2-1)，地層與構造分布為 107 年度測區往南延伸；於測區西側部分，涵蓋脊樑山脈東南翼，由老至新地層依序為原岩年代為二疊紀的望溪大理岩、白堊紀的高嶺片岩和大觀片岩；始新世至中新世的玉里層，可能如 106-107 年度測區夾有古隱沒帶殘存的海洋地殼物質，但地表未見出露；以及中新世的初來層(往北延伸對比到 106 測區的崙山層)或馬里層與紅葉層；更新世的初鹿礫岩可對比到 106 年度測區的舞鶴礫岩(王源等，1992；林啟文、林偉雄，2005；林偉雄等，2008；陳文山等，2016)。

根據林偉雄等(2008)、衣德成等(2012)、陳文山等(2016)及 Chen *et al.* (2017) 等文獻綜觀測區地層的特性，望溪大理岩為大理岩、石英片岩、綠泥石片岩、變質燧石與雲母片岩所組成；高嶺片岩以雲母片岩為主，夾石英片岩、綠泥石片岩及大理岩透鏡體；大觀片岩以雲母片岩為主，夾石英片岩、變質礫岩、大理岩透鏡體及變質基性岩。由於區域性地層與構造均以南北向延伸，呈大型複背斜構造(陳文山等，2016)，望溪大理岩及高嶺片岩雖然屬於淺層岩層，且構造型態向西北傾斜，但區域地質上依大型複褶皺型態或飛來峰構造型態，有可能延伸至測區下方深部。玉里層為石英片岩、雲母片岩、變質基性岩及綠泥石片岩透鏡體所組成，原岩可能為深海濁流岩夾海洋地殼物質，細分為下部的紅葉片岩，多次變質後岩性以石英雲母片岩為主；瑞穗片岩為鈉長石雲母片岩，局部夾綠泥石片岩和蛇紋岩；森榮片岩為雲母石英片岩，夾白雲石、綠泥石透鏡體，或夾變質基性岩；虎頭山片岩為石英片岩，夾變質基性岩，可能為較淺海的厚層砂岩、薄層頁岩、凝灰岩及海洋地殼來源的玄武岩所組成(衣德成等，2012)。108 年度測區初來層(或馬里層與紅葉層，林啟文、林偉雄，2005；林偉雄等，2008)為中新世板岩及千枚岩，夾變質砂岩(往北可能延伸至 106 年度測區的崙山層；往南可能延伸至鹿野的紅葉層與馬里層；或對比至台東南方位於測區外的潮州層)；其深層地質上可能與

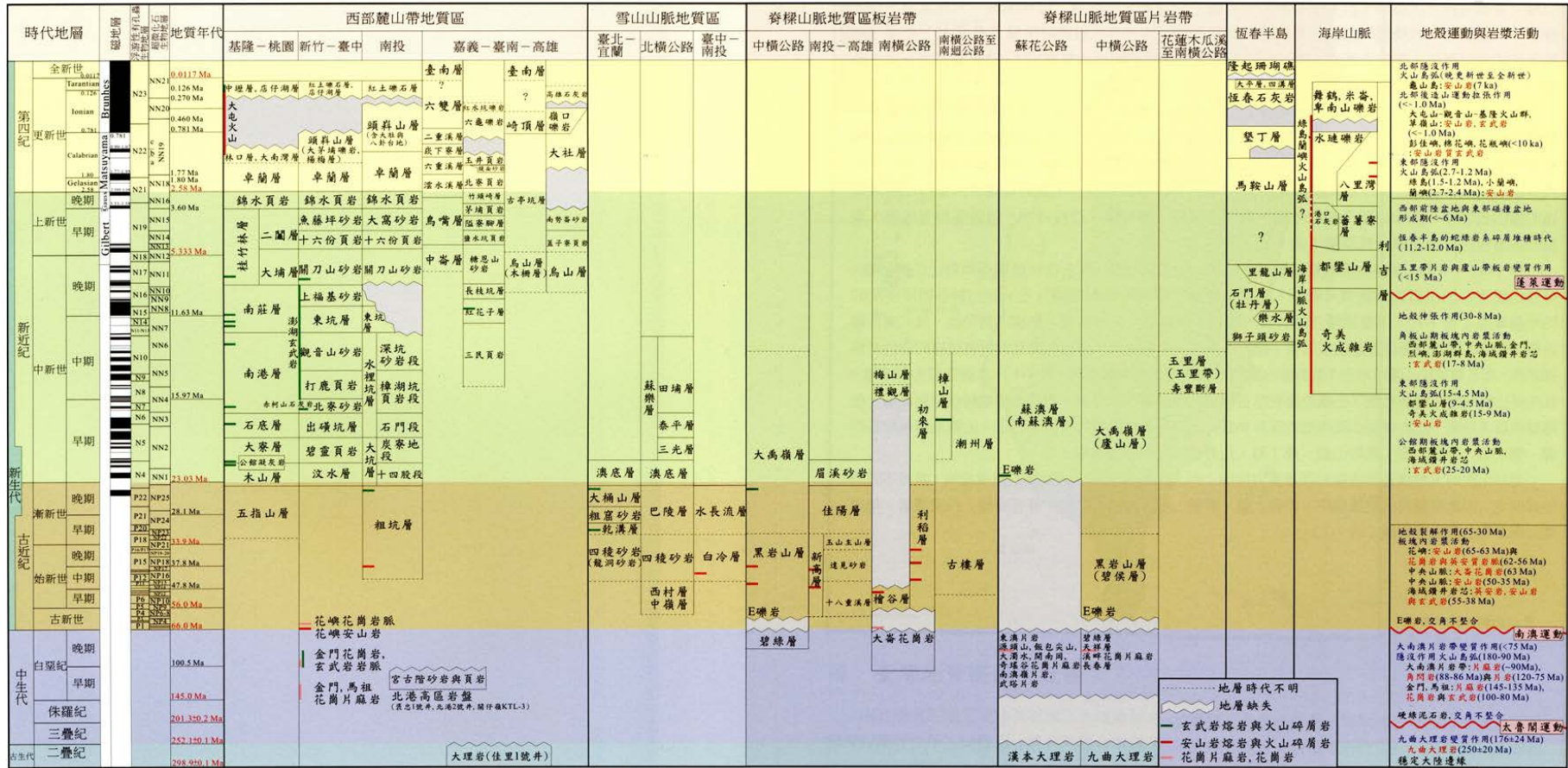
下伏的大南澳片岩為不整合接觸或斷層接觸(Lin, 1999; 王源等, 1992; 陳文山等, 2016)。

海岸山脈的岩層包括中中新世隱沒初期的奇美火成雜岩、都鑾山層、港口石灰岩。早上新世深海相利吉(混同)層、蕃薯寮層與八里灣層。因弧溝間碰撞作用，至晚更新世之後，淺海至陸相的卑南山礫岩及上覆的初鹿礫岩，沈積在花東縱谷南段(陳文山等, 2016)。奇美火成雜岩近火山口的侵入主體，出露在秀姑巒溪的奇美火成雜岩標準剖面上，有灣潭安山岩質熔岩流(15 Ma 至 9 Ma)和天港山輝綠岩。都鑾山層以安山岩質集塊岩及凝灰岩為主，下部的石門火山角礫岩與石梯坪凝灰岩年代為 8.0 Ma 至 4.5 Ma，上部的再積火山碎屑岩的年代範圍為晚中新世至早上新世(賴昱銘, 2012; 陳文山等, 2016)。港口石灰岩為凝灰質石灰岩，屬於火山島弧濱面帶環境，化石組成包括抱球藻石灰岩、有孔蟲石灰岩、珊瑚石灰岩與生物碎屑石灰岩。最早出現在鯊溪再積火山碎屑岩中，顯示年代範圍最早自晚中新世開始，主要化石屬於早上新世(陳文山等, 2016)。蕃薯寮層主要由泥岩與砂岩互層，堆積於中下部深海沖積扇的濁流岩，含硬頁岩及砂岩岩屑，來自西側造山帶；亦含火山及生物碎屑的雜砂岩，來自東側的火山島弧。年代範圍屬於上新世。八里灣層為厚層礫岩、砂岩、砂頁岩互層及泥岩所組成，屬於深海沖積扇環境，來源包含西側脊樑山脈板岩層及仰衝到大陸地殼上的火山島弧物質及構造混同層。分為水璉礫岩段及泰源段。水璉礫岩段以厚層礫岩及砂岩為主，偶夾砂頁互層和泥岩，屬於深海上部沖積扇河道環境，分布在海岸山脈北段水璉、磯崎與奇美地區；泰源段屬於砂頁互層，由北往南砂岩比例遞減，顯示古水流由北向南，且沈積環境向南越深，屬於中下部身海沖積扇環境。年代屬於晚上新世至中更新世(陳文山等, 2016)。利吉層為青灰色或黑色泥岩，夾雜多種角礫岩，如蛇綠岩、砂頁岩、凝灰岩、安山岩及石灰岩，沈積年代範圍屬於晚上新世(陳文山等, 2016)，屬於中新世至更新世持續受到剪動作用的構造單元，利吉斷層為其較大的斷層(林啟文、林偉雄, 2005)。分布於花東縱谷東側與海岸山脈之間，受上新世以來強烈的剪切作用，產生板塊碰撞的混同層構造，可能有更早期屬於中新世隱沒帶的構造混同層(陳文山等, 2016)。卑南山礫岩為厚層礫岩偶夾透鏡狀砂岩，

初鹿礫岩為礫岩夾薄層砂岩或泥岩，均屬於山麓前緣沖積扇的堆積物，年代為晚更新世。初鹿礫岩以交角不整合在脊樑山脈板岩與卑南山礫岩上，僅發生輕微褶皺，構造變動較小(林啟文、林偉雄，2005；陳文山等，2016)。

至於火成岩體，分布於 108 年度測區北側屬於成廣澳火山岩體近火山口的產物；而測區南段主要涵蓋都鑾山火山岩體，屬於近火山口的火山活動產物(賴昱銘，2012；Lai *et al.*, 2017)。均為中新世至上新世噴發活動的產物，包括安山岩質與玄武岩質熔岩流、枕狀角礫岩與岩脈，以及熱水換質作用形成的玉髓質礦脈。另外，分布在花東縱谷一帶利吉層出露沿線，殘留一些源自中新世南中國海板塊的海洋地殼物質，歷經隱沒作用及弧陸碰撞作用下形成混同層，並受利吉斷層活動長期作用而剝蝕出露，包括：具枕狀熔岩產狀的玄武岩塊、輝綠岩脈至輝長岩體或角閃岩體或斜長花崗岩的岩塊、蛇紋化海洋地殼或地函物質的岩塊等(Chung and Sun, 1992；Lin *et al.*, 2019；陳文山等，2016)。

表 2-1：臺灣地層對比表



註：摘自陳文山等(2016)。

## 2.3.2 地質構造

圖 2-4 為 108 年度測區的區域地質圖，顯示探測區西側涵蓋玉里帶及脊樑山脈板岩帶之間，推測存在 107 年度測區向南延伸的清水斷層為界；鹿野斷層分布在脊樑山脈板岩帶與縱谷區礫岩層之間(林啟文、林偉雄，2005；圖 2-5)；107 年測區範圍中間位於花東縱谷地質區的池上斷層，向南延伸連至 108 年度測區的利吉斷層(陳文山等，2016)；卑南山礫岩東側以卑南山斷層為界，可能為利吉斷層的分支(林啟文等，2009)；測區範圍東側為海岸山脈地質區，107 年度位於利吉層東界的永豐斷層，往南延伸可能與利吉斷層相連。

地形上，脊樑山脈片岩帶、玉里帶至脊樑山脈板岩帶地質區的地勢陡峭，岩層及構造多以南北向延伸，但東西向河流則向東流向縱谷；而花東縱谷地質區地形平緩，卻多受南北向活動斷層帶影響而隆起成礫岩臺地。海岸山脈仍保有火山岩體高聳地形，與深海沈積層一起仰衝至花東縱谷東側，夾有許多活動斷層及褶皺構造(陳文山等，2016)。以下由西向東分別就構造及褶皺進行說明：

### 2.3.2.1 斷層

#### A. 玉里帶及脊樑山脈板岩帶

- 清水斷層

位於初來層西側，玉里層與初來層之間的斷層，玉里層在此斷層西側(Lin, 1999；王源等，1992)，可能延伸至 108 年度測區東北部。

#### B. 花東縱谷地質區

- 鹿野斷層

鹿野斷層東側為卑南山礫岩，西側為板岩層，大致為南北走向的逆斷層，列為第一類活動斷層(圖 2-5)。新期構造地形包括多重河階、褶皺崖等，屬於利吉斷層的分支(林啟文、林偉雄，2005；陳文山等，2016)。

- 池上斷層

池上斷層北由花蓮縣玉里鎮春日里，南至台東縣卑南鄉瑞源村，長約 65

km。此斷層屬於逆斷層兼具左移的斷層構造，斷層上盤為利吉層，逆衝覆蓋在更新世以來的礫石層上，沿線常有斷層崖等新期構造產生的地形，列為第一類活動斷層。根據地震資料解析地下結構，顯示深 20 km 的斷層面朝東傾斜達 60 度，至 20-30 km 深處朝東傾斜約 45 度。在地下構造連接關係上，池上斷層往南與利吉斷層及鹿野斷層可能在深部成為同一斷層(林啟文等，2009；林啟文等，2012；陳文山等，2016)。

- 卑南山斷層

卑南山斷層主要沿卑南溪西岸延伸，在鹿野溪以北則沿卑南溪東岸延伸，大致為南北向(圖 2-5)，可能屬於利吉斷層的分支，截切過卑南山礫岩，於沖積扇階地形成線狀崖。由 GPS 觀測與構造地形資料分析，近期變形活動多位於卑南溪河床中呈現出斷層跡(林啟文、林偉雄，2005；林啟文等，2009；陳文山等，2016)。

- 利吉斷層

利吉斷層由台東延平鄉鸞山向南延伸至岩灣，大致北北東向分布，主要沿卑南溪東岸發育，再轉向東南延至台東市後入海。利吉斷層為逆斷層，分隔西側的卑南山礫岩與東側的利吉層。利吉斷層形成的時間可能在卑南山礫岩形成同時或之後，覆蓋於利吉斷層的階地礫石層頂面未見錯移構造，據此研判斷層活動約在晚期更新世才開始，近期活動位置在卑南山礫岩中(林啟文、林偉雄，2005；林啟文等，2009；陳文山等，2016)。

### C. 海岸山脈地質區

- 永豐斷層

永豐斷層位於海岸山脈西側，由高寮向南延伸至中野附近，為利吉層與蕃薯寮層間的界限斷層，此斷層使都鑾山層或大港口層逆衝到利吉層之上，走向為北北東向，是一個高角度東傾的逆衝斷層，全長約 60 km (王源等，1992；羅煥記等，1993；陳文山、王源，1996)。

- 花東山斷層

花東山斷層北從秀姑巒溪灣潭向南延伸至電光以東，沿都鑾山層與蕃薯

寮層接觸面出露，全長約 60 km，為向東傾斜的逆斷層。東側都鑾山層逆衝至西側蕃薯寮層之上，走向為北偏東 30°（王源等，1992；羅煥記等，1993）。

- 都鑾山斷層

都鑾山斷層北從竹田向南延伸至中野，走向大致為北偏東 20°，為向東傾斜的逆斷層。東側的都鑾山層或蕃薯寮層逆衝至西側的蕃薯寮層之上（陳文山、王源，1996）。

- 大馬斷層

大馬斷層位於成功東南，斷層約北偏東 20 度，往南北延伸入海，陸上延伸範圍僅 3 km，可能由兩條以上平行斷層所組成，為向東傾斜 60° 的逆斷層。東側都鑾山層逆衝至西側八里灣層之上（羅煥記等，1993；陳文山、王源，1996）。

### 2.3.2.2 褶皺

#### A. 玉里帶及脊樑山脈板岩帶

- 馬里背斜

位於測區外鹿野溪與大南溪上游，約北東走向，背斜構造軸部出露馬里層（林啟文、林偉雄，2005），可能延伸至 108 年度測區西南部。

#### B. 海岸山脈地質區

- 安通向斜

安通向斜主要位於安通溫泉以東的沈積層，位於六十石山至大港口山之間，向斜軸部岩層北端出露利吉層，南端則為八里灣層，軸部的西側則為蕃薯寮層與都鑾山層出露，東側地層僅以都鑾山層構成，出露全長約 40 km（羅煥記等，1993；陳文山、王源，1997）。

- 都鑾山背斜

都鑾山背斜位於東側都鑾山層的火成岩中，出露地點北由秀姑巒溪向南



至利吉村。背斜軸位於都鑿山層的火山岩中，兩翼的沈積層為八里灣層，呈高角度彎曲，可能反映都鑿山層受到擠壓褶曲造成岩層傾角變陡，背斜軸全長約 70 km (羅煥記等，1993；陳文山、王源，1997；林偉雄等，2008)。

● 泰源向斜

位於泰源盆地，向斜大部分地層由八里灣層所構成，軸部附近有凝灰岩層出露，只有在西翼有部分為蕃薯寮層。泰源向斜北起石厝溝，南延至銅礦附近，向斜軸偏盆地西邊，全長約 20 km (羅煥記等，1993；林偉雄等，2008)。

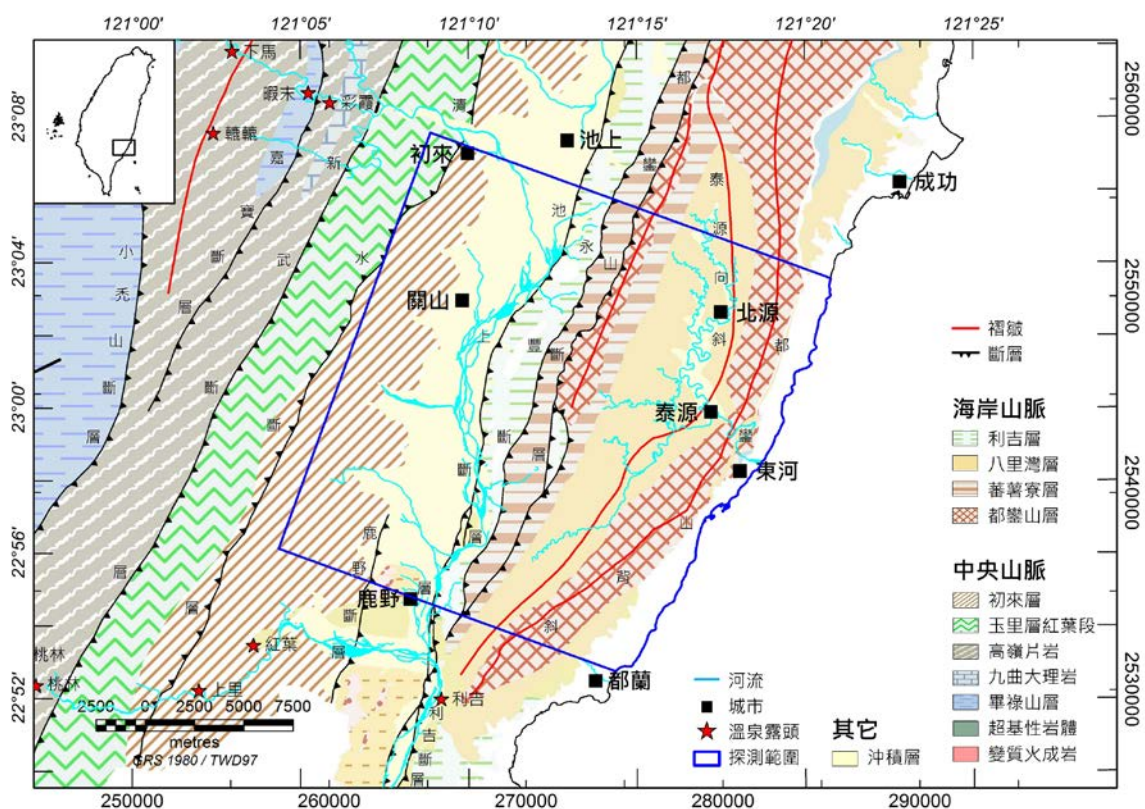


圖 2-4：探測範圍鄰近區域地質圖

註 1：地質底圖取自地調所易淹水計畫數值地質圖幅(經濟部中央地質調查所，2013b)

註 2：溫泉露頭位置資訊取自經濟部中央地質調查所網站 <http://210.69.81.175/SpringFront/>。

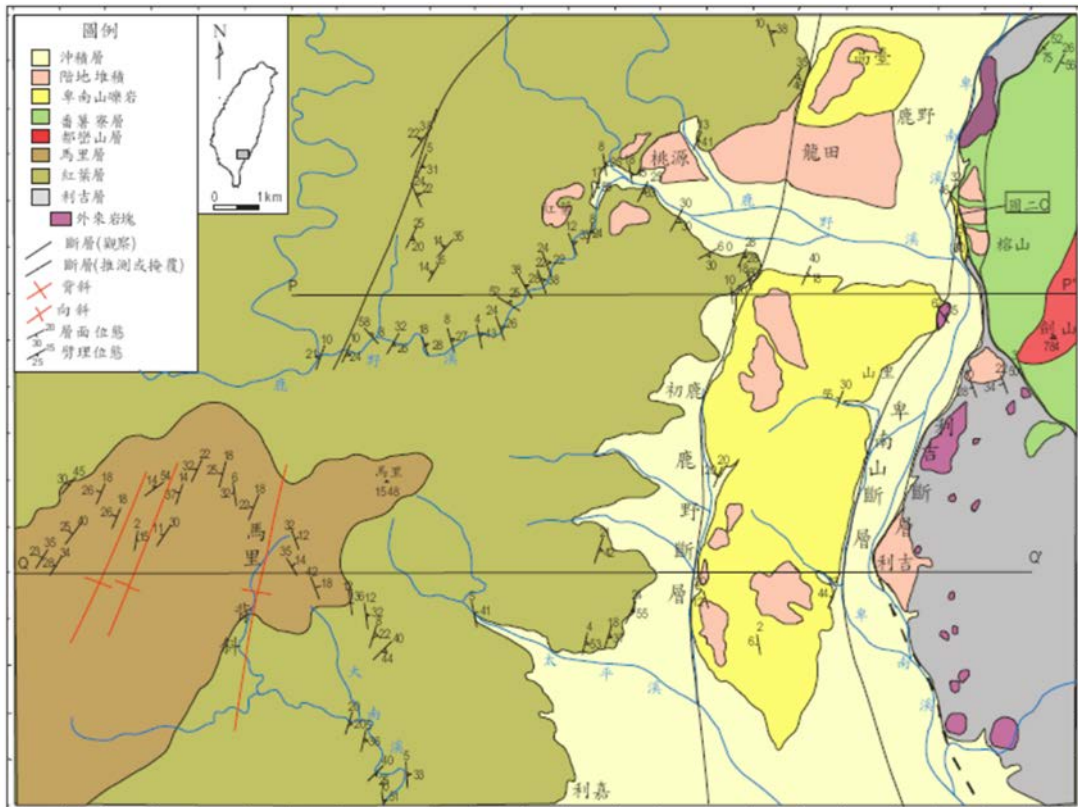


圖 2-5：鹿野地區地質圖

註：摘自林啟文、林偉雄(2005)。

### 2.3.3 地球物理探測

陳文山等(2016)對花蓮以南、花東縱谷及恆春半島以東地區，位於菲律賓海板塊上的地震帶，劃為東南地震帶。本案測區由於呂宋島弧與臺灣島斜向碰撞作用影響，造成活躍的地震活動，主要地震的震源機制解均呈現逆斷層型態，分布在南中國海板塊向東隱沒至菲律賓海板塊下，至蘭嶼下方地震深度達 200 km。

工研院地熱計畫(Lee and Cheng, 1986)及山區地下水計畫(Wu *et al.*, 2013)均曾量測脊樑山脈、花東縱谷井下地溫梯度，顯示本案測區脊樑山脈及花東縱谷為地溫梯度高區(圖 2-6)。重力測勘顯示脊樑山脈南段至花東縱谷間，存在高梯度的正異常，說明花東縱谷是歐亞板塊與菲律賓海板塊的縫合帶；高海拔的秀姑巒山附近的自由空間異常值高達+325 mGal，顯示該區深部沒有低密度塊體，即山脈底下不存在山根，造山山脈未達到均衡狀態(Yen *et al.*, 1995；陳文山等，2016)。此外，脊樑山脈南段自由空間重力異常高區，根據全島磁力測勘資料(Yen *et al.*, 2009)，顯示亦為明顯高磁力異常區(C 區；圖 2-7)，此異常範圍與脊樑山脈無地震帶相符(Lin, 2002)，推測可能是受到超基性噴出岩體(Yen *et al.*, 2009)或大規模火成岩侵入造成(陳文山等，2016)。

2008 年至 2009 年間台美 TAIGER 計畫合作，進行陸海域震測獲致震波速度成像剖面，顯示本案測區北側(中臺灣剖面約 23.8°N 位置，如圖 2-8)及南側(南臺灣剖面約 22.8°N 位置，如圖 2-8)，均在地區性(Local)剖面上呈現二個根狀(root)特徵——即 7.5 km/s 等值線在海岸山脈下約 40 km 深處；在中臺灣剖面上顯示東邊根狀特徵在海岸山脈下方，但南臺灣剖面上則位於弧前盆地下方(Wu *et al.*, 2014)。靠近菲律賓海板塊下，在兩根狀特徵中間為震波高速帶，且有密集的地震發生(圖 2-8)，相較之下在脊樑山脈一側的震波高速帶則為地震安靜帶(Wu *et al.*, 2014)。根據 2 維震波層析剖面及速度構造解釋(圖 2-9)，沿 TAIGER 計畫 T5 測線，脊樑山脈東側大南澳片岩帶波速達到 5.0 km/s，高於脊樑山脈板岩帶的 4.5 km/s。必須考慮到此區大南澳片岩帶在弧陸碰撞前就已經達到最高變質度，且其中因弧陸碰撞作用而夾有南中國海板塊的殘塊(Beyssac *et al.*, 2007)，導致 T5 測線在此區

獲致高 P 波波速的特性(Van Avendonk *et al.*, 2016)。此外，脊樑山脈東翼的大南澳片岩帶，因弧陸碰撞作用快速隆升過程中，具有高地溫梯度(Lin, 2002)；P 波波速達 5.5 km/s 及高地震衰減特性(high seismic attenuation)，支持圖 2-9 的解釋，特別在 7–12 km 深的波速達 6.0 km/s，可能顯示 10 km 深處存在韌-脆性轉變帶，地震集中在脆性、高熱流、高變質壓力的環境(Van Avendonk *et al.*, 2016)。Brown *et al.* (2015)利用震波成像技術解析脊樑山脈、花東縱谷、海岸山脈及東部外海剖面，顯示高波速帶從脊樑山脈表層往縱谷下方延至外海達 50 km 深，可能反映中新世海洋地殼形成的高壓變質帶分布，此高速帶有密集地震發生；也記錄到數次深層熱流活動觸發的地震活動。

地質調查所針對花東縱谷數條活動斷層的調查，長期推動淺層地球物理各項測勘技術，訂定活動斷層分布的確切位置，再以鑽井或槽溝確認斷層特性及活動性(陳文山等，2016)。縱谷地區之重力異常圖(圖 2-10)，及瑞穗南方 TL 測線之地電阻剖面圖(圖 2-11)，有助於瞭解中央山脈斷層、池上斷層及奇美斷層的可能位置。此外，對花東縱谷的形成，與花東海脊、弧前盆地變形及呂宋島弧擠壓活動有密切關係，海域地球物理的調查也有助於了解花東縱谷形成機制及利吉混同層的特性(Chi *et al.*, 2014)。根據臺灣地區重力資料，對臺灣東部至呂宋島弧間弧前盆地下方地函特性的研究，如圖 2-12 所示，若在弧前位置存有的波速高速區(距剖面西端 135–153 km 處)，以地殼密度  $2.88 \text{ g/cm}^3$  模擬將不契合觀察值(圖 2-12b 綠色虛線所示)，須採用密度  $3.16 \text{ g/cm}^3$  模擬，表示弧前區域較一般地殼密度為高，但低於呂宋島弧下方地函橄欖岩的密度，屬於受蛇紋岩化作用(serpentinization)影響的地函(Doo *et al.*, 2016)。

根據 2004 至 2016 年間台法合作監測南橫地區造山變形計畫(AGTO)，獲致的重力資料變化監測結果，顯示重力對於地殼物質的重新分布反應非常靈敏，反映出短期地質作用如地震、颱風、山崩、侵蝕、沈積及地下水文循環的影響(Mouyen *et al.*, 2013, 2014)，也因此不易以短暫的重力變化趨勢探討地體構造影響(Mouyen *et al.*, 2014)。另一方面，花東縱谷的絕對重力監測站，設在玉里及鳳林的長期監測結果，顯示台灣東部脊樑山脈東翼，不僅地殼厚度較厚，其區域性重力值變化

趨勢偏向負值，代表受到地殼與地函邊界向下沉降作用的影響，可能與板塊邊界變形及琉球隱沒帶有關，此區的地表 GPS 監測的沉陷趨勢也支持重力變化趨勢 (Kao *et al.*, 2017)。此外，蘭嶼及綠島的絕對重力監測結果，也顯示重力變化的負值趨勢(圖 2-13)，代表火山岩體下方有較重的地殼材料沉降回地函(Kao *et al.*, 2017)。

Lee *et al.* (2010)及 Kuo-Chen *et al.* (2012) 研究脊樑山脈東南部的波速減震與無震帶，發現 20 km 深處的低 Q 值、高減震特性，可能存在溫度高達 680 度至 750 度的地殼物質，甚至具有部分融熔形成岩漿的可能條件。Kuo-Chen *et al.* (2012) 檢視石英礦物 780 度相轉變在 24 km 深處(圖 2-14)，可能反映現有地溫梯度為 30 度/km。

106 與 107 年地調所花東縱谷與海岸山脈中段的空中磁力探測，發現花東縱谷此區的基盤，由北北東方向分布的高磁條帶構成，參考空間延伸性與玉里帶的關係，推測為中新世隱沒帶的產物，在弧陸碰撞作用下，呂宋島弧順此古隱沒帶拼貼回歐亞大陸邊緣(經濟部中央地質調查所，2018)。此區空中磁力模型反映了地體構造的時空分布關係，宏觀而言，深層基盤呈現向東傾斜的覆瓦狀構造，由西向東概略對應 3 大地體構造區：

- A. 屬於中生代歐亞大陸邊緣的脊樑山脈片岩帶；
- B. 屬於中新世隱沒帶的高磁玉里帶、低磁的脊樑山脈板岩帶及花東縱谷下方的高磁地塊，其磁化方向與現今地磁方向概略相反；
- C. 屬於上新世至更新世的弧陸碰撞區，由仰衝回古隱沒帶上方的中新世島弧火山岩體及碰撞沈積盆地所構成，其下方為白堊紀花東海盆的海板塊殘塊。
- D. 泰源盆地受弧陸碰撞作用下，盆地變形過程受到利吉斷層影響而疊覆增厚，其覆瓦狀構造中利吉層扮演重要角色。
- E. 深層熱體自海洋地殼下方，穿過近北北東向垂直構造，上湧至淺部形成花東縱谷、脊樑山脈地質區重要的溫泉熱源。

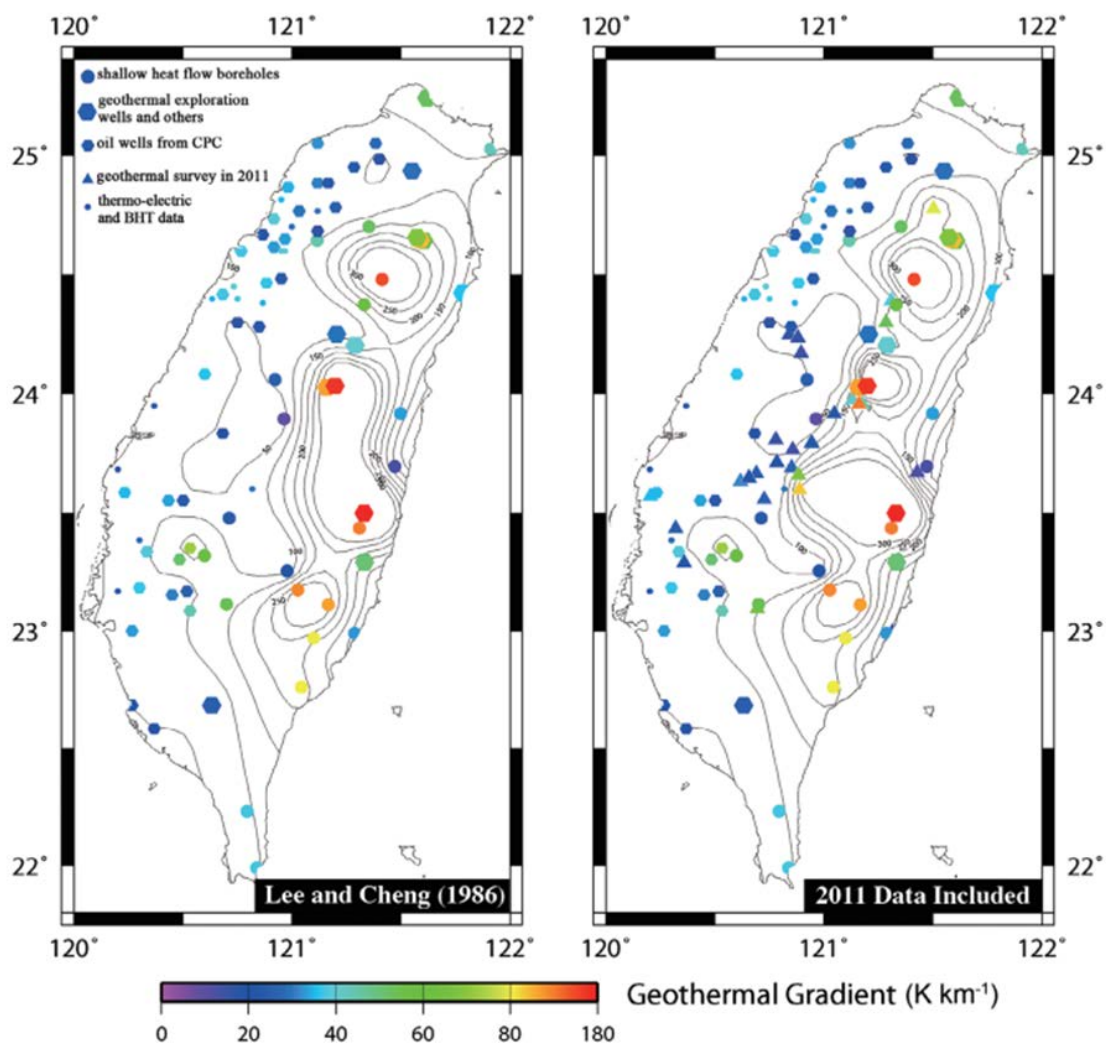


圖 2-6：臺灣陸域地溫梯度等值圖

(左) 工研院地熱計畫量測結果(Lee and Cheng, 1986)；(右) 地調所山區地下水計畫量測結果。  
 註：摘自 Wu *et al.* (2013)。

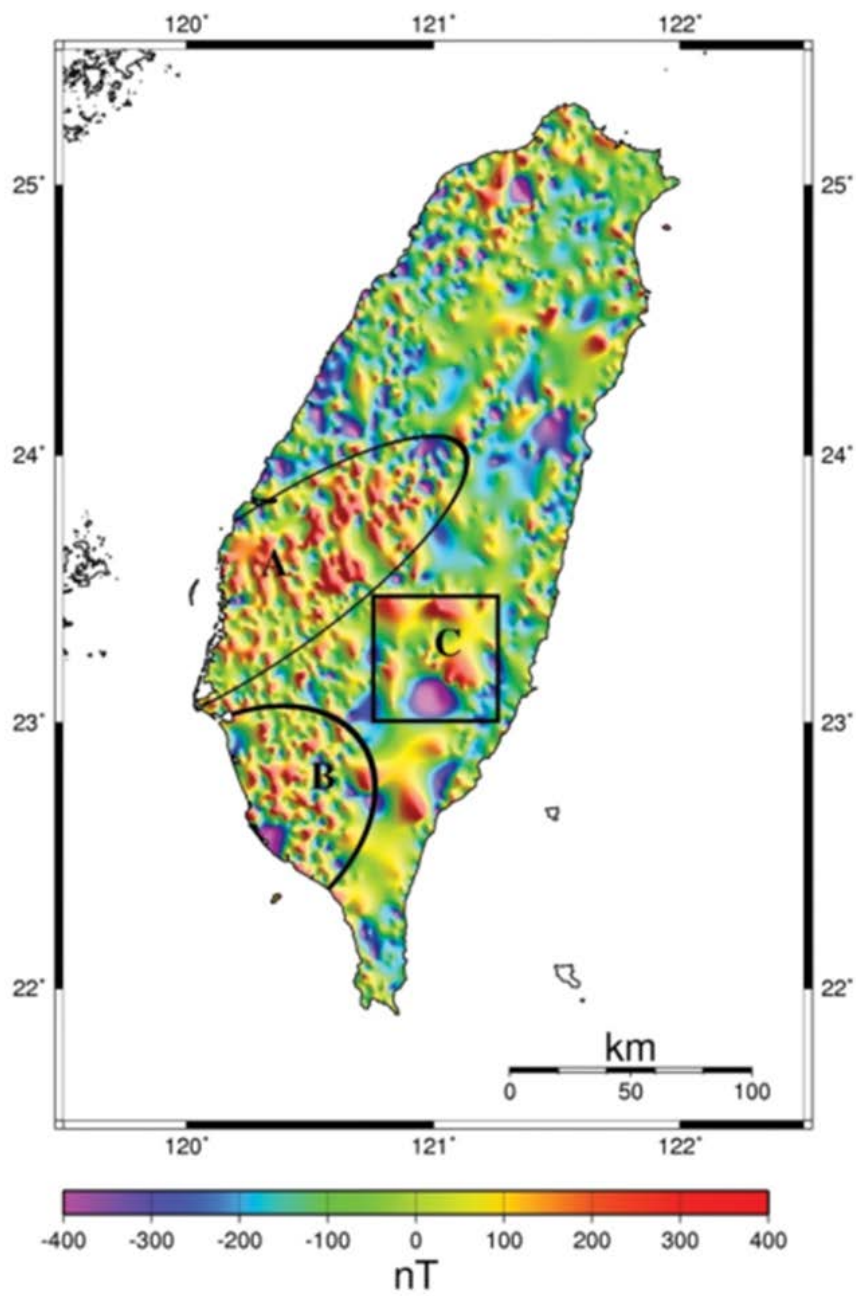


圖 2-7：臺灣陸域磁力測勘彙編而成的全磁力異常圖

- 註 1：(A 區)北港基盤高區延伸至本島中央的磁力高區；  
 2：(B 區)西南部磁力高區；  
 3：(C 區)脊樑山脈南段的磁力高區。  
 4：摘自 Yen *et al.* (2009)。

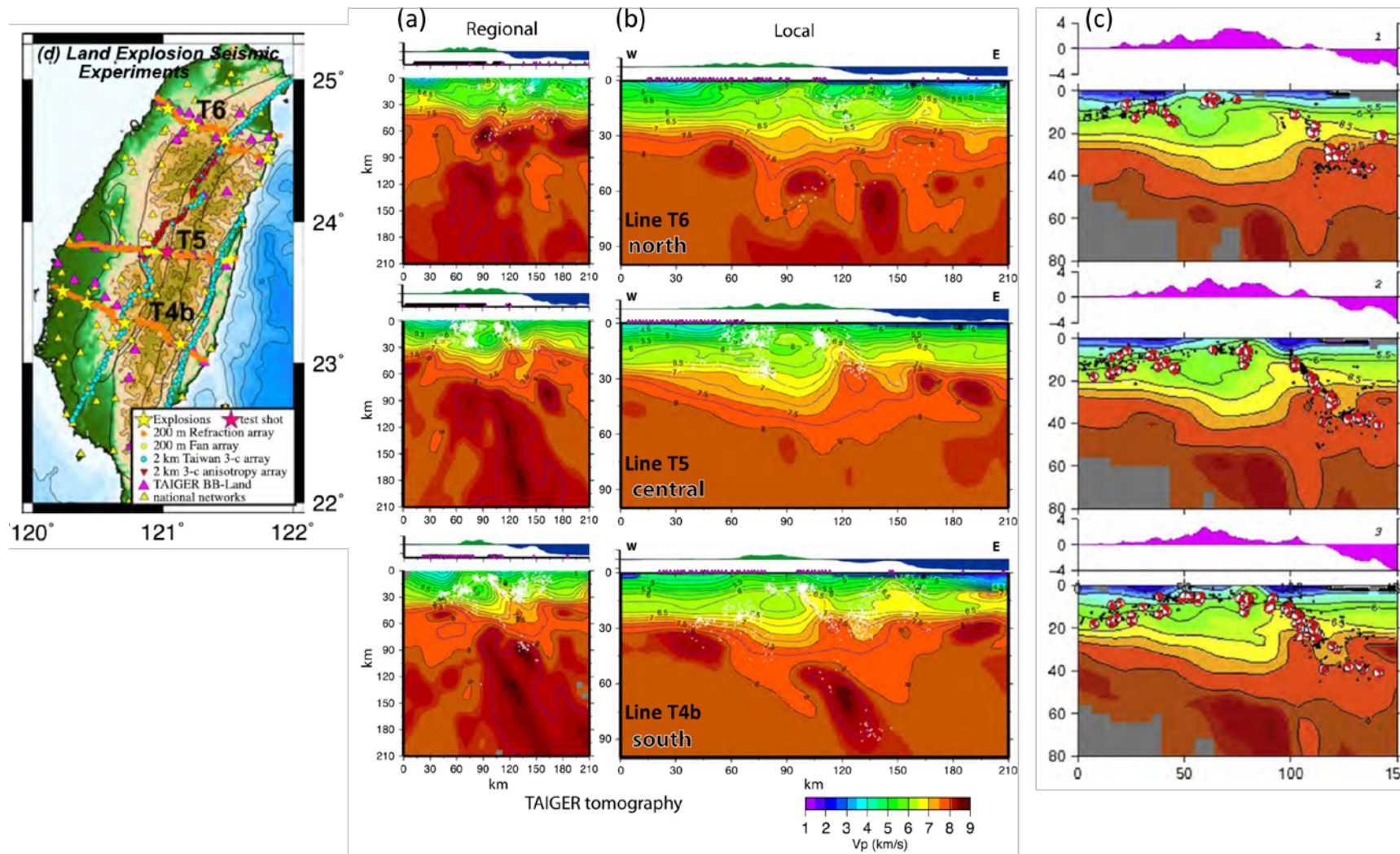


圖 2-8：TAIGER 計畫產出之 P 波速度剖面圖

(a)以大區域地震資料獲得的  $V_p$  速度剖面；(b)以台灣地區地震資料獲得的  $V_p$  速度剖面；(c)套疊震源機制解。(摘自 Wu *et al.*, 2014)



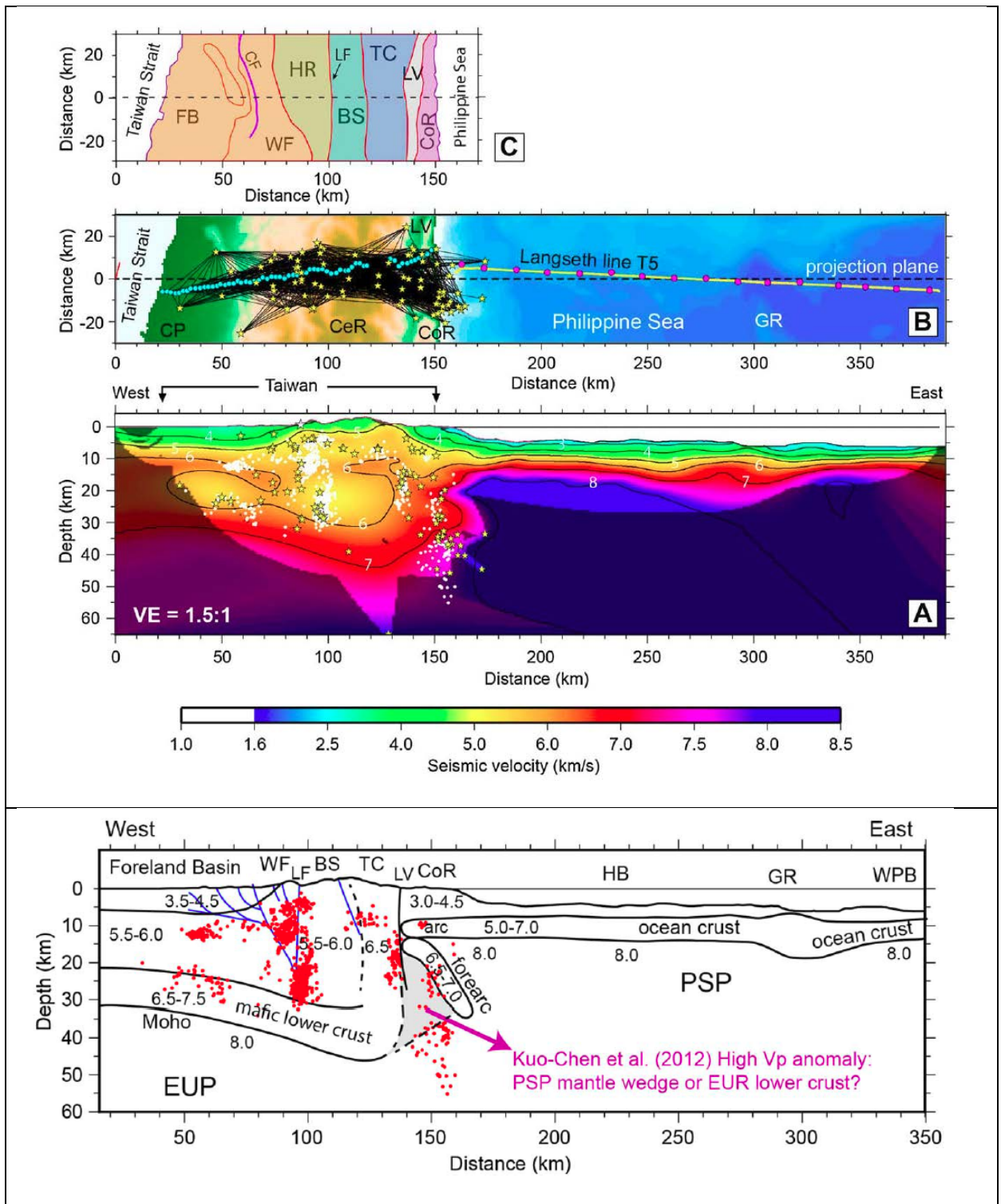


圖 2-9：TAIGER 計畫產出之震波速度剖面及構造解釋圖

(上)震波速度剖面；(下)地質分區及地體構造對解釋圖。

註：摘自 Van Avendonk *et al.* (2016)。

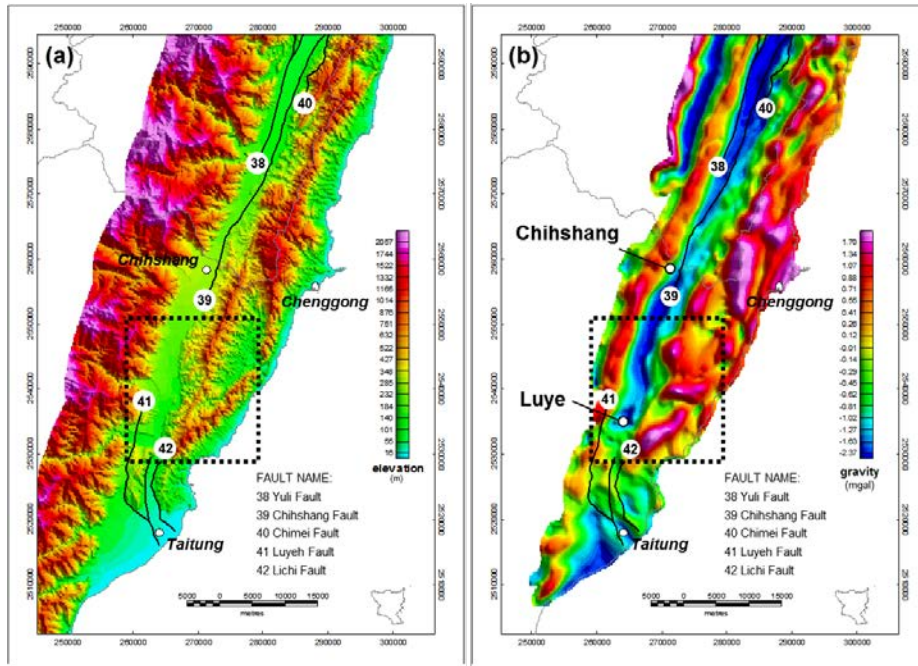


圖 2-10：花東縱谷南段重力異常圖

(a)地形圖；(b)剩餘重力異常圖(residual gravity anomaly map)。

註：資料來源：Tong and Guo, (2007)。

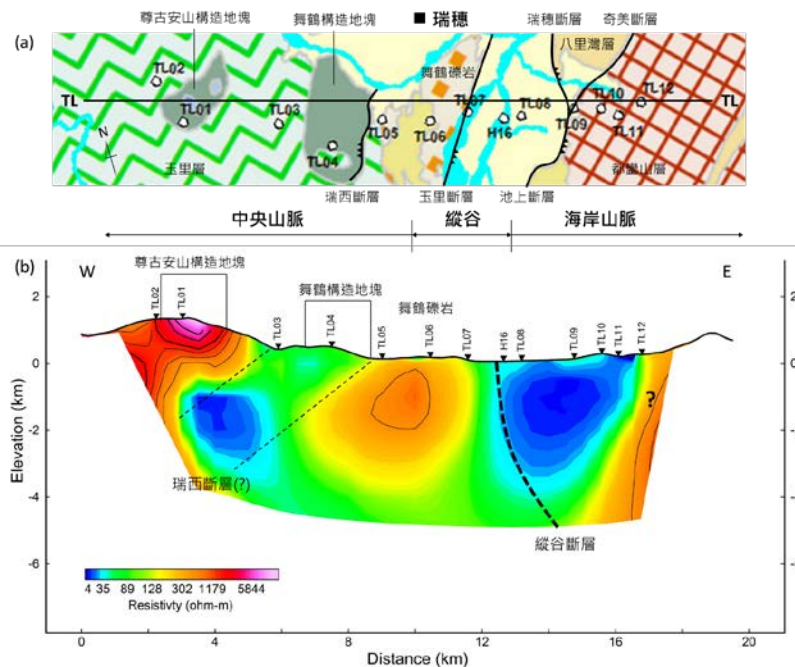


圖 2-11：花東縱谷 TL 測線之地電阻剖面圖

(a)條帶地質圖，摘自地調所五萬分之一地質圖幅；(b)聲頻大地電磁探測獲得的地電阻剖面。

註：摘自經濟部中央地質調查所(2017a)；

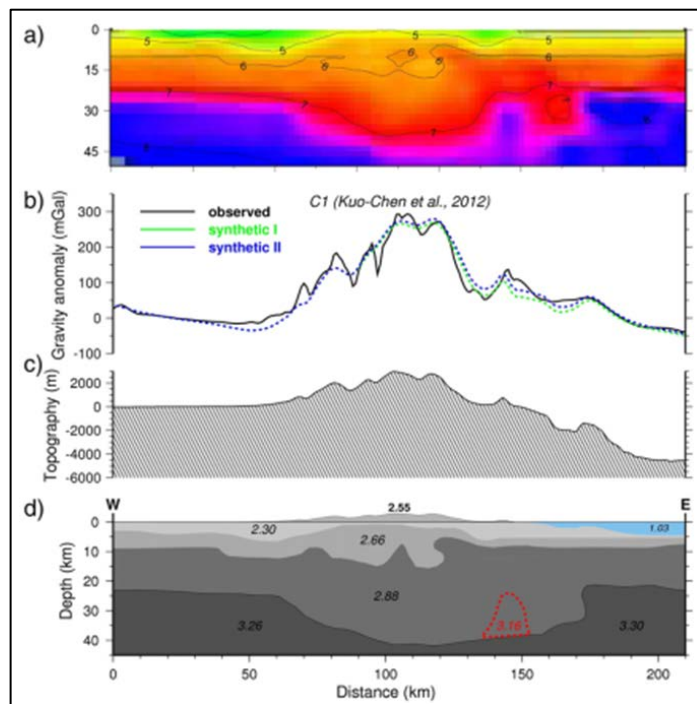
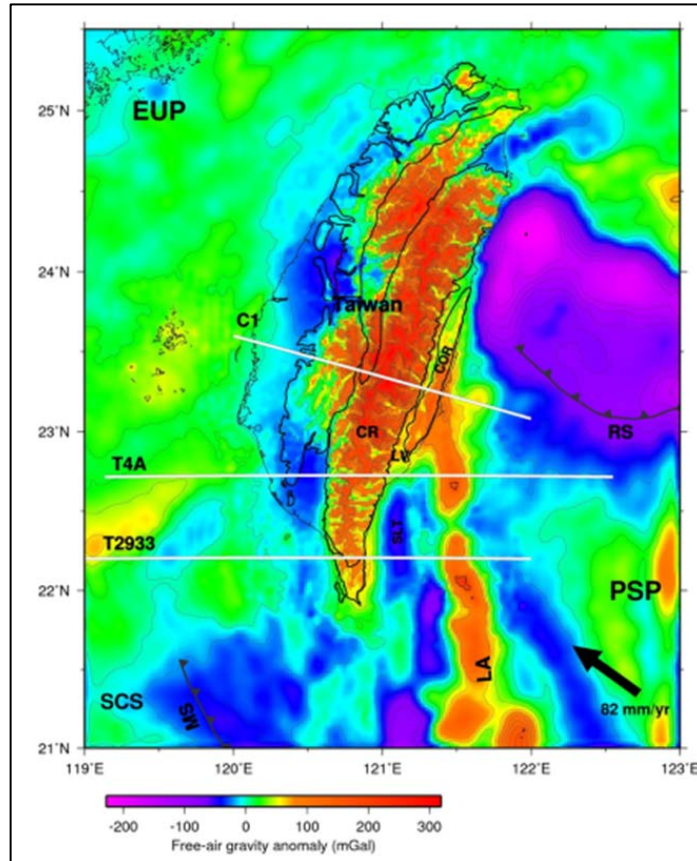


圖 2-12：臺灣地區自由重力異常圖及重力逆推剖面

(上圖)臺灣地區自由重力異常圖；(下圖)剖面 C1 之(a)速度構造、(b)觀察與模擬重力值、(c)沿剖面地形圖、(d)經二維逆推獲得的密度剖面。

註：資料來源：Doo *et al.* (2016)。

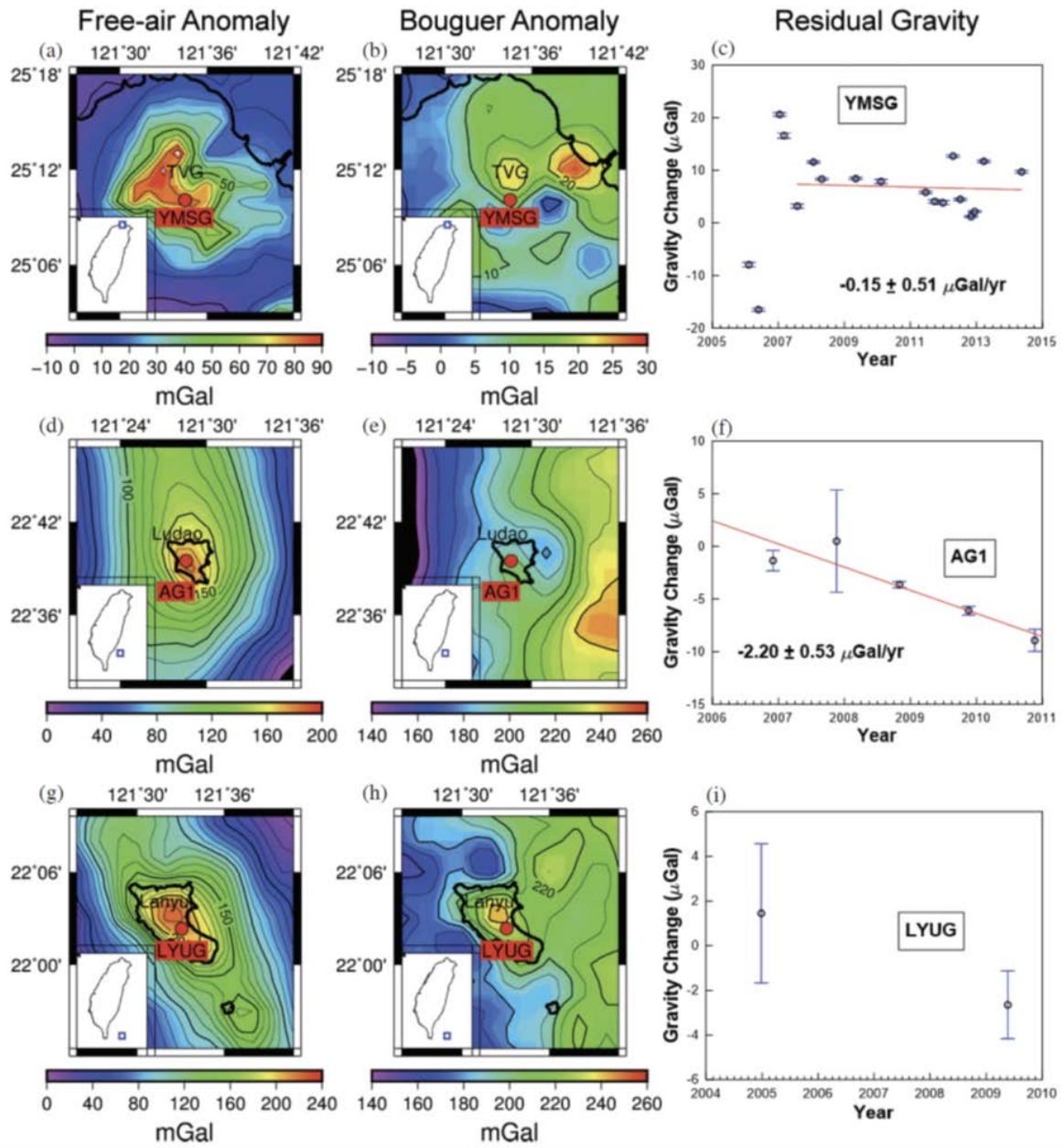


圖 2-13：大屯山、綠島及蘭嶼的重力異常圖及重力變化趨勢

註：資料來源：Kao *et al.* (2017)

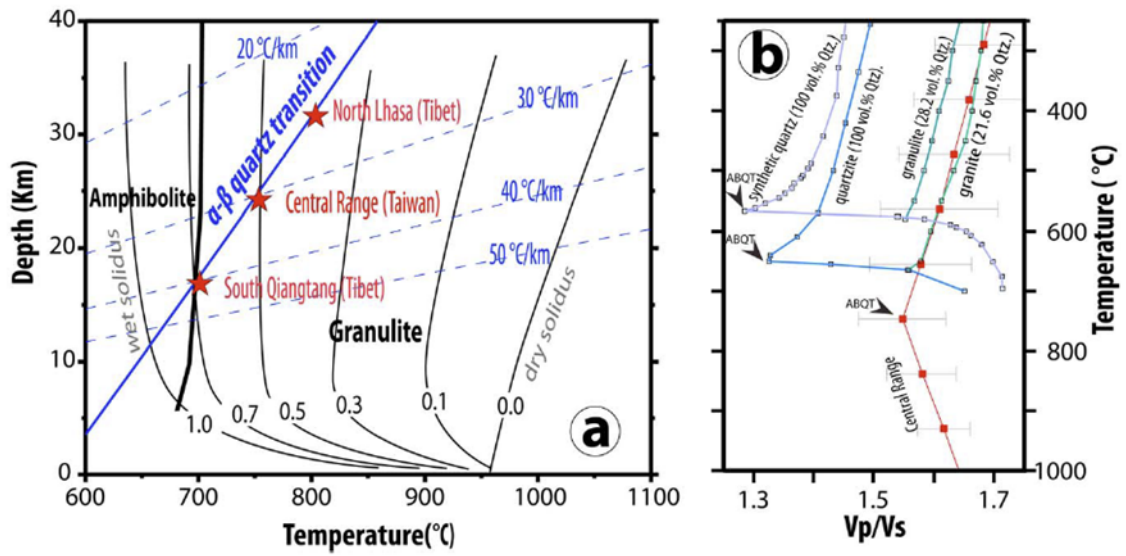


圖 2-14：脊樑山脈東南部隨深度  $V_p/V_s$  變化與石英礦物相轉變之關係

(a) 石英礦物相轉變、固熔點曲線(solidus)及地溫梯度的溫度-壓力圖；(b) 根據文獻的實驗岩石圍壓量測值，繪製的  $V_p/V_s$  與溫度剖面。

註 1：資料來源：Kuo-Chen *et al.* (2012)。

2：紅線標示脊樑山脈東南部  $V_p/V_s$  比與溫度剖面。

3：ABQT:  $\alpha$ - $\beta$  Quartz Transition.

## 3 研究方法與步驟

### 3.1 空中磁力探測

空中地球物理探勘(airborne geophysical survey)始於 60 年代，係利用飛機來從事大區域之調查工作(圖 3-1)；自 1990 年後，由於量測儀器與飛行器科技的大幅進步(表 3-1)，使得空中地球物理探勘的效率更高，成本更低廉(表 3-2)，而所發揮的效果更大。現代化空中地球物理探勘的量測項目可以包括：磁力(magnetic)、放射頻譜(radiometric spectrum)、重力(gravity)、電磁(electromagnetics, EM)、地球化學(特別指甲烷)、遙測、數值地形等，可視探勘目的而加以組合。

在空中進行地球物理探測時，因施測時幾乎不受地形及地物影響，故能獲得非常大量且近乎均勻分布的測點，是地面探測無法比擬的。現今先進的空中地球物理探測技術，不僅能滿足區域地質調查需求(圖 3-2)(Grauch *et al.*, 2001)，也是礦產資源探勘的利器(Keating, 1995; Pettit, 2009)，亦能以低空(30–60 m)及小間距(小於 100 m)方式，執行高解析度空中探測，達到場址精查的需求(Jaques *et al.*, 1997)。

磁力探勘(magnetic survey)是已發展得相當完備的地球物理探勘技術之一，藉精密儀器量測不同位置地球磁場(magnetic field)的磁通量密度(magnetic flux density；圖 3-3)；透過資料處理技術獲得因地層磁力特性差異所造成的磁力異常，亦能進一步透過逆推(inversion)等分析技術，解析地下岩體磁感率(magnetic susceptibility)分布，達到間接探測地質構造或地下埋藏物位置之目的。

一般磁力探勘所量測的物理量為全磁力強度(total magnetic intensity; TMI)，也有因應特殊目的而量測磁力分量、磁偏角、或磁傾角。因施測簡便且測勘人力需求少，故常被使用於區域普查(Yu and Tsai, 1979; Tong *et al.*, 2008; Okuma *et al.*, 2009)，用以探測大區域主要地質構造模式。在環境污染探測應用方面，由於磁力探測法一如精密且敏感的金屬探測器，操作簡便且不需繁雜的後續資料處理，因此可快速地探測出地下埋藏金屬物的分布。

在地表以磁力儀量測的磁力強度(magnetic intensity, B)，其來源主要包括三個

部份：

$$B = \mu_0 H + \mu_0 M + \mu_0 M_N \dots\dots\dots (1)$$

上式中，等號右側第一項主要由地球主磁場(main field)造成，第二項因岩石磁感應(magnetic induction)而產生，第三項則代表因殘磁力(remanent magnetism)引起的磁場。各物理量之中文與英文用詞容易混淆，本報告統一用語說明如下：

- A.  $B$ 為磁力儀所量測的磁通量密度，定義為單位面積的磁通量，習慣上稱「磁力強度」，正式單位為  $\text{Wb/m}^2$ ，慣用單位為 T (Tesla)。
- B.  $H$ 為地球主磁場(main field)的磁場強度(magnetic field intensity)，正式單位為  $\text{Wb}$ ，慣用單位為  $\text{A/m}$ 。
- C.  $M$ 為岩石經地球磁場磁化(magnetization)後產生的磁力(magnetism)，習慣上稱「感應磁力(induced magnetism)」，也稱為「磁偶極矩(magnetic dipole moment)」，正式單位為  $\text{Wb}$ ，慣用單位為  $\text{A/m}$ 。感應磁力( $M$ )與地球磁場( $H$ )的關係如下式：

$$M = \kappa H \dots\dots\dots (2)$$

上式中 $\kappa$ 的定義為：感應磁力強度( $M$ )對外加磁場強度( $H$ )的比值，稱為磁感率。磁感率是礦物所具有磁力特性當中重要且易於量測的項目，反映礦物可磁化的程度。真空的磁感率定義為零，磁感率為正值之磁性體稱為順磁性(paramagnetic)，有些磁性體之磁感率為負值，稱為反磁性(diamagnetic)。

- D.  $M_N$ 為自然殘磁力(natural remanent magnetism, NRM)，殘磁力是物質的一種磁滯(magnetic hysteresis)現象，正式單位為  $\text{Wb}$ ，慣用單位為  $\text{A/m}$ 。在自然條件下產生的殘磁力稱為自然殘磁力，主要包括：熱殘磁(thermoremanent magnetization, TRM)、碎屑殘磁(detrital remanent magnetism, DRM)、化學殘磁(chemical remanent magnetization, CRM)、...等。其中熱殘磁最常見於火成岩體，噴發時岩漿溫度超過居里溫度(Curie temperature)，此時岩漿中的磁性礦物在當時的地球磁場作用下呈順磁性，當岩漿冷卻且溫度低於居里溫度後，磁性礦物將獲得殘磁力，其大小與礦物特性有關，磁力方向則維持當時地球磁場的方向。Koenigsberger Ratio (Q value)為岩石自然殘磁力與岩石感應

磁力的比值，常用於評估自然殘磁力對磁力探測的影響程度，定義如下：

$$Q = M_N/M \dots\dots\dots (3)$$

一般而言，當 Q 值小於 0.5 時，量測到的磁力異常主要來自岩石的感應磁力 ( $\mu_0 M$ )，但當 Q 值大於 1 以上時，表示量測到的磁力異常會受到自然殘磁力影響 (McEnroe *et al.*, 2004)。

- E.  $\mu_0$  為真空的磁導率 (magnetic Permeability)。對一岩石而言，磁導率定義為當岩石因外加磁場產生感應磁力 ( $M_R$ ) 時，該感應磁力與對應磁力強度 ( $B_R$ ) 間的比值 ( $B_R/M_R$ )，其單位為 Wb/Am。不同岩石具有不同的磁導率，真空的磁導率為  $4\pi \times 10^{-7}$ 。

由公式(1)顯示在地表量測到的磁力強度，是該測點下方所有地層的感應磁力與殘磁力所形成的磁場，再加上地球主磁場在測點處的向量和。由於磁場強度與量測點至磁體間距離平方成反比，故地層內每一個磁體對於特定量測點的磁力強度量測值均有貢獻，但其貢獻度與距離成反比，但與磁體的磁感率成正比。



圖 3-1：幾種典型的空中地球物理探測載具



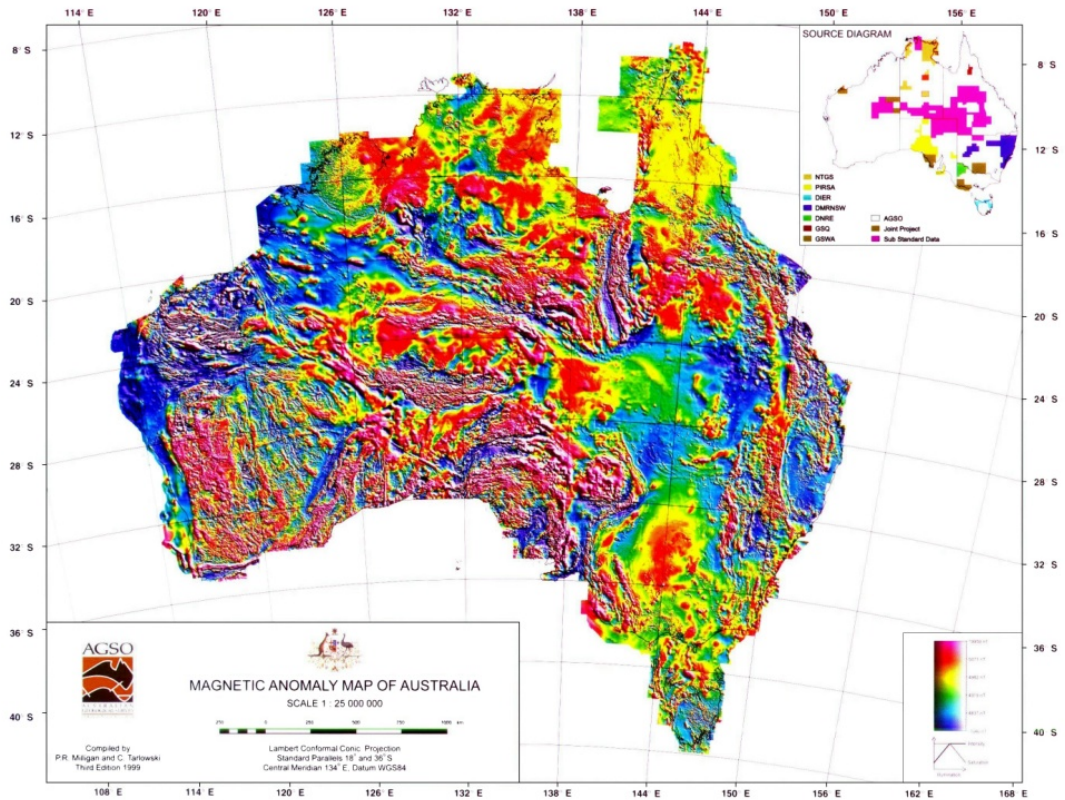


圖 3-2：澳洲空中磁力異常圖

註：資料來源：澳洲 AGSO。

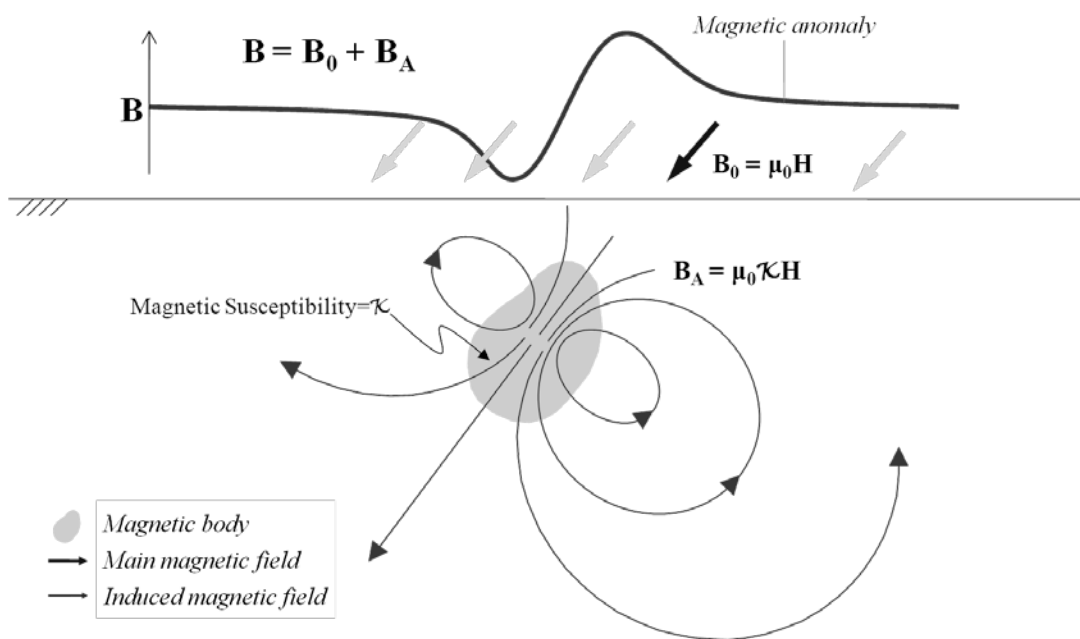


圖 3-3：磁力法施測原理示意圖

表 3-1：空中磁測技術之演變

測勘參數	1990 年以前	現 在
測線間距	1000–4000 m	100–400 m
測點間距	150–300 m	7–15 m
飛行高度	80–1500 m	60–80 m
導航系統	100 m (radio)	5 m in height, 2 m in horizontal (dGPS)
磁力量測準確度	0.1 nT	0.01–0.001 nT

註：資料來源：澳洲 AGSO。

表 3-2：幾種地質探測方法單位成本比較表

探測方法	單位成本	平均進度
空中磁測(平地)	2–5 US\$/Km	2,000–3,000 Km/day
空中磁測(山區)	10–40 US\$/Km	1,000 Km/day
陸上震測	800 US\$/Km	100–200 Km/day
海上震測	10,000 US\$/Km	10–20 Km/day
地質鑽探	10,000,000 US\$/hole	2–3 month/hole

註：資料來源：澳洲 AGSO。

## 3.2 空中甚低頻電磁探測

VLF-EM (Very Low Frequency EM)測勘是利用電磁感應原理來探測地下特定深度內的電性反應(圖 3-4)，但 VLF-EM 所使用的電磁訊號來源，是利用遠方無線電塔台(表 3-3)定期發射大功率且固定頻率的無線電波，其電磁頻段約介於 15 kHz 至 30 kHz 間。VLF 塔台主要使用在軍事及航海上，例如軍艦或潛艇與遠方指揮中心聯繫必須使用無線電波，若是在水面上或潛航深度小時就使用 VLF 頻段的無線電波。這個波段的無線電波在通訊上有足夠的解析度，不容易衰減，且穿透性佳。因此即使在今天衛星通訊無所不至的時代，基於 VLF 的重要軍事用途，各軍事強國仍維持既有的 VLF 塔台，並且數量持續在增加中。

由於 VLF 的低頻特性，可以傳播到遠地而不易衰減，所以這種“免費”的電磁能量就被地球物理學家發展成一種被動、無破壞性、非侵入性，且可在崎嶇地形上進行的對環境極端友善的無線電波探勘方法(Jeng *et al.*, 2007)。

VLF-EM 早期(1960 年代)在探勘上主要是用來探礦脈，尤其切入地層類似岩牆(dike)的構造，特別適合於 VLF-EM 測勘，因為 VLF-EM 原先的構想就是用來探查地下的片狀異常體。當然，由 VLF 塔台所發射出來之電磁波包含多種模組的電場和磁場，在地質探勘上多是利用量測次生磁場與原生磁場的比值或垂直與水平磁場的比值，找出地下的異常體。量度磁場雖然有其方便性，不必與地面接觸，但儀器無法區分量到的是何種磁場，即原生、次生、總量或分量，甚至也無法分別信號或雜波。因此地球物理學家想出了一個巧妙的方法來趨近所要量取的磁場值，就是所謂的極化橢圓場(polarized elliptical field; Grant and West, 1965; Jeng *et al.*, 2004; Jeng *et al.*, 2007)。若次生磁場( $S$ )相對原生磁場( $H$ )很小時，極化橢圓場的傾角  $\theta$  (tilt angle 或 inclination)和離心率  $\varepsilon$  (eccentricity)就可分別用來趨近次生磁場與原生磁場的同相位分量(inphase component)及次生磁場與原生磁場的正交相位分量(quadrature component)。這裡所謂的“次生磁場”實際上是指次生磁場垂直地面的分量與原生磁場的比值。

上述所描述的 VLF-EM 法一般又稱為 VLF-Z 法，基於單頻的特質故垂直深

度的解析能力較不足，但是對於側向電性構造則具有不錯的分辨能力，因此 VLF-EM 應用在 2-D 平面構造解釋方面相當成功，但若要延伸到深度的解釋則必須要有次生的水平電場分量( $E$ )的數據輔助(即 VLF-R 法)才較可行。但若不苛求精準度的話，VLF-Z 也可由野外數據的特質，例如依據同相位分量和正交相位分量的極大值、極小值、過零點的位置，和信號強度來判斷異常體可能的位置、深度及導電性的大小，但基本上都屬定性的推測，而非量化的確定數值解釋。即使有此缺憾，VLF-EM 自上世紀六〇年代以來，一直是探礦的主要方法之一，尤其在尋找煤層和硫磺礦上更是西方國家常用的一種無線電波探勘方法。

隨著儀器硬體、電腦設備、及資料處理技術的快速發展，與 VLF-EM 相類似但屬非無線電波頻域的電磁法(electromagnetic methods)或大地電磁法(magnetotelluric methods)在七〇年代已能做量化解釋，但當時 VLF-EM 仍有困難，主要原因在於它所收到的是單頻信號，因此在做逆推的資料處理時結果會不穩定，造成結果不唯一。此外，VLF-EM 的深度響應較弱，也肇因於單一頻率的缺憾(Beamish, 1994)。八〇年代後期，Constable *et al.* (1987)提出了 Occam's 逆推方法，也稱之為正規化逆推法(regularized inversion)，或最簡約逆推法(Occam's rezo 即奧坎剃刀法)。基本上解決了 VLF-EM 逆推的困境，雖然深度的解析仍有麻煩，但穩定性是改進了。因此一般的 VLF-Z 數據藉由近代的逆推演算法也可獲得地下的電性構造模型。

空中 VLF-EM 測勘與陸地上的 VLF-EM 測勘都是量測地下導體感應出的次生磁場。但最大不同點在於，空中 VLF-EM 測勘是記錄單一塔台頻率之電磁波作用之下，磁場的三個分量，並據以獲得總磁場強度(total field intensity)。而非某一磁場分量。此三互相垂直的磁場會包含許多與地表之下的構造異常有關的信息，可定性或定量的推測出其電性的分布。一般會記錄兩個以上的塔台信號作用之下的三互相垂直的磁場。由每個塔台的信號磁場，可得到對應到該塔台方向的磁力響應。除了可個別解釋外，也可整合兩個以上磁力分布圖做整體構造的解釋。

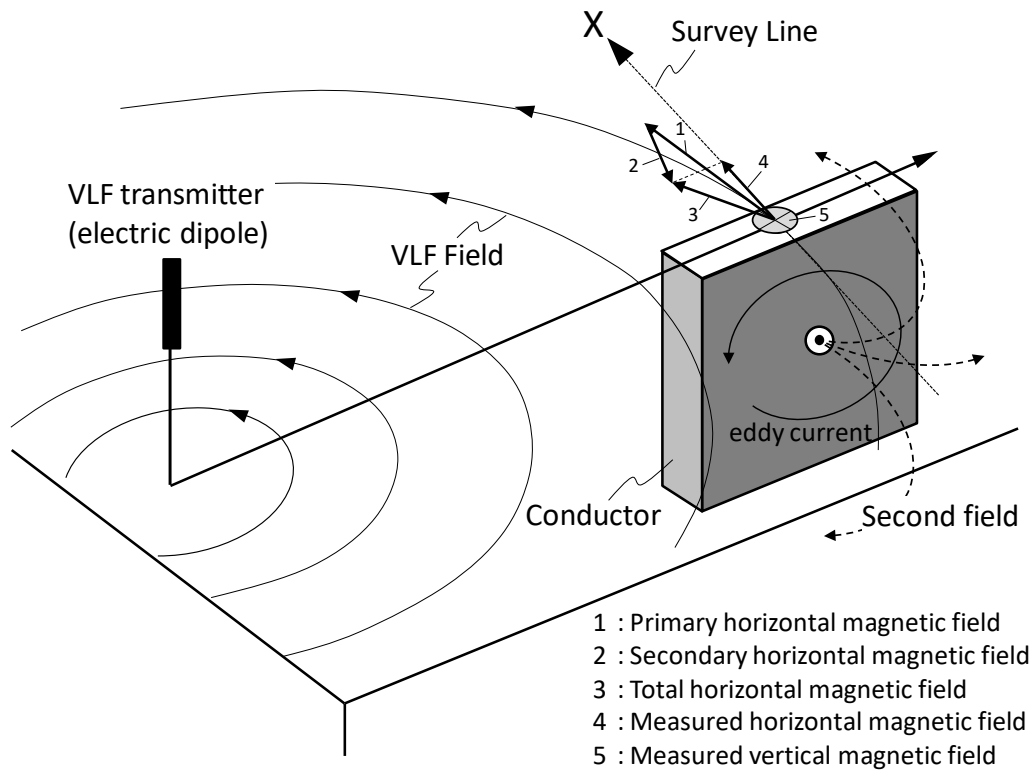


圖 3-4：甚低頻電磁法施測原理示意圖

表 3-3：GSM-19 系列儀器能接收的 VLF 發射台基本資料表

Location	Designation	Frequency (kHz)	Power (kW)
Bordeaux, France	FUO	15.1	500
Rugby, UK	GBR	16.0	750
Hegeland, Norway	JXN	16.4	350
Moscow, Russia	UMS	17.1	1000
Yosamai, Japan	NDT	17.4	500
Oxford, UK <sup>1</sup>	<b>GBZ</b>	<b>19.6</b>	<b>550</b>
Annapolis, USA	NSS	21.4	400
NW Cape, Australia <sup>1</sup>	<b>NWC</b>	<b>22.3</b>	<b>1000</b>
Lualualei, Hawaii	NPM	23.4	600
Cutler, USA	NAA	24.0	1000
Seattle, USA	NLK	24.8	125
Aguada, Puerto Rico	NAU	28.5	100

註：本計畫記錄的站台代號為 GBZ 及 NWC。

### 3.3 岩層物性量測

#### A. 岩層磁感率量測

本計畫使用捷克 ZH instruments 公司製造的 SM-30 手提式磁感率量測儀量測岩層的磁感率(圖 3-5a)，提供磁力資料解釋時之參考。現場作業前，先參考地質圖之岩層分布據以規劃行動路線，挑選具代表性岩層露頭進行量測。

#### B. 岩層電阻率量測

本計畫使用日本 OYO 公司製造的 miniOhm 露頭電阻量測儀量測岩層電阻率(圖 3-5b)，提供瞭解岩層電性之參考。現場量測時需挑選平順表面，令四根電極探棒均勻接觸岩層表面，若岩層表面乾燥造成無法導電情況時，需小量澆水使岩層表面潮溼，以利量測作業。

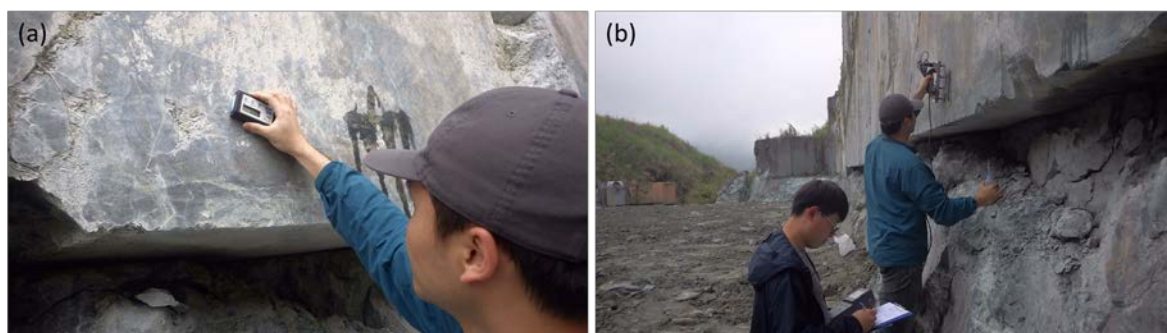


圖 3-5：岩層物性量測現場作業情形

(a)量測岩層磁感率作業情形；(b)量測岩層電阻率作業情形。

## 4 研究成果

### 4.1 探測作業

#### 4.1.1 測勘規畫

##### A. 航線規畫

本計畫調查面積約 466 km<sup>2</sup>，測線規畫如圖 4-1 所示，各規畫航線對照之坐標及長度列於表 4-1，總長度 1,044.41 km，說明如下：

- (A) 本計畫以測線間距 500 m 設計測線(survey line)，測線方位角為 110°，概略垂直於區域地質構造方向，並可避免飛行時日光直射駕駛員，影響飛行安全，測線總長度 932.82 km，共計 45 條測線。
- (B) 檢核線(tie line)與測線方向垂直，檢核線方位角為 20°，檢核線間距一般為測線間距之 10 倍，因為本計畫測線間距為 500 m，故檢核線間距約 5,000 m，檢核線總長度 111.59 km，共計 5 條檢核線。

##### B. 航空器

本計畫租用德安航空公司 Kawasaki BK117 雙發動機直升機(圖 4-2)執行吊掛磁測作業，航機基本資料如表 4-2 所示，該機型具有操控容易、靈活性高及機動性強等優點，適合臺灣多山地形使用。

##### C. 儀器設備

###### (A) 磁測拖鳥載具

本計畫使用地調所於 2012 年度購入的三軸拖鳥(triaxial towed bird)進行探測，其外觀及各部分組成如圖 4-3 所示，是目前國際間最先進的空中地球物理探測載具之一。使用鉀蒸氣光泵(optical pump)原理，具有低噪音、高靈敏度、高準確率與低航向誤差等優點。載具由非磁性玻璃纖維構成，所有感測器、GPS 天線、雷達高度計及各相關電子控制組件等，全部安裝在三軸拖鳥內部，故僅需透過一條 RS-232 電纜，便能藉由手提式電腦完整控制三軸拖鳥並將所有量測資料，記錄於手提電腦

內。相關儀器規格如下：

(a) 磁力儀

- 廠牌型號：GEM / GSMP-35A。
- 量測範圍：20,000 to 120,000 nT。
- 準確度：±0.1 nT。
- 靈敏度：0.0025 nT @ 1 Hz。
- 解析度：0.0001 nT。
- 航向誤差：±0.05 nT @ 360° full rotation about axis。
- 取樣率：1, 5, 10, 20 Hz。

(b) 甚低頻電磁儀

- 廠牌型號：GEM / GSM-90AV
- 解析度：0.1% of total field
- 頻率：13 VLF stations
- 採樣率：10 Hz

(c) 雷達高度計

- 廠牌型號：FreeFlight / RA-3500。
- 頻率範圍：4.3 GHz。
- 量測範圍：40 to 2500 ft。
- 採樣率：10 Hz。

(d) 衛星定位系統

- 天線廠牌型號：Comtech / Air IV。
- 採樣率：10 Hz

(e) 資料收集軟體

- 廠牌：GEM。



- 軟體名稱：Data Acquisition System。

(B) 磁力基站

- 廠牌型號：GEM / GSM-19W。
- 解析度：0.01 nT。
- 取樣率：1, 5 Hz。

(C) 導航系統

- GPS 接收器廠牌型號：Holux / M-1000C。
- 軟體廠牌名稱：ITRI / AGNA。
- 更新率：1 Hz。

D. 甚低頻電磁塔台

透過三軸拖鳥 VLF-EM 控制功能，掃描各 VLF 塔台頻道，發現 GBZ (19.6 Hz) 及 NWC (22.3 Hz) 兩塔台接收的訊號強度最大，兩塔台位置如圖 4-4，GBZ 塔台位於英國坎布里亞(Cumbria)北方海濱，NWC 塔台位於澳洲西北岸艾克斯茅斯(Exmouth)，故本計畫乃設定記錄該兩頻率的電磁訊號。

表 4-1：各規畫航線端點坐標及長度一覽表

測線		起點坐標 (m)		終點坐標 (m)		長度 (km)
類別	編號	X	Y	X	Y	
Survey Line	1	265050.27	2558052.32	285413.32	2550640.78	21.67
Survey Line	2	264879.26	2557582.46	285437.56	2550099.85	21.88
Survey Line	3	264708.25	2557112.61	285251.85	2549635.35	21.86
Survey Line	4	264537.23	2556642.75	285121.10	2549150.84	21.90
Survey Line	5	264366.23	2556172.92	284866.42	2548711.46	21.82
Survey Line	6	264195.22	2555703.08	284764.77	2548216.37	21.89
Survey Line	7	264024.20	2555233.21	284645.69	2547727.61	21.94
Survey Line	8	263853.18	2554763.35	284566.96	2547224.14	22.04
Survey Line	9	263682.19	2554293.55	284363.63	2546766.12	22.01
Survey Line	10	263511.18	2553823.69	284145.98	2546313.23	21.96
Survey Line	11	263340.16	2553353.84	283614.29	2545974.66	21.58
Survey Line	12	263169.15	2552883.98	283575.46	2545456.69	21.72
Survey Line	13	262998.15	2552414.15	283391.51	2544991.57	21.70
Survey Line	14	262827.13	2551944.30	283038.31	2544588.04	21.51
Survey Line	15	262656.12	2551474.44	282975.80	2544078.68	21.62
Survey Line	16	262485.11	2551004.58	283038.09	2543523.91	21.87
Survey Line	17	262314.10	2550534.74	282819.25	2543071.48	21.82
Survey Line	18	262143.08	2550064.87	282597.12	2542620.21	21.77
Survey Line	19	261972.08	2549595.05	282373.67	2542169.47	21.71
Survey Line	20	261801.07	2549125.20	282132.02	2541725.35	21.64
Survey Line	21	261630.06	2548655.34	281848.01	2541296.61	21.52
Survey Line	22	261459.03	2548185.47	281438.49	2540913.54	21.26
Survey Line	23	261288.05	2547715.68	281157.04	2540483.96	21.14
Survey Line	24	261117.03	2547245.81	280786.06	2540086.87	20.93
Survey Line	25	260946.01	2546775.97	280422.89	2539686.96	20.73
Survey Line	26	260775.00	2546306.10	279842.10	2539366.24	20.29
Survey Line	27	260604.00	2545836.28	279402.47	2538994.19	20.00
Survey Line	28	260432.99	2545366.43	279051.59	2538589.82	19.81
Survey Line	29	260261.97	2544896.56	278862.16	2538126.65	19.79
Survey Line	30	260090.96	2544426.71	278727.52	2537643.55	19.83
Survey Line	31	259919.96	2543956.86	278631.27	2537146.51	19.91
Survey Line	32	259748.94	2543487.00	278581.49	2536632.51	20.04
Survey Line	33	259577.93	2543017.17	278234.42	2536226.77	19.85
Survey Line	34	259406.92	2542547.33	278075.94	2535752.36	19.87

測線		起點坐標 (m)		終點坐標 (m)		長度 (km)
類別	編號	X	Y	X	Y	
Survey Line	35	259235.91	2542077.46	277886.03	2535289.38	19.85
Survey Line	36	259064.89	2541607.60	277639.64	2534846.93	19.77
Survey Line	37	258893.90	2541137.80	277387.31	2534406.74	19.68
Survey Line	38	258722.88	2540667.94	276937.16	2534038.48	19.38
Survey Line	39	258551.87	2540198.09	276665.37	2533605.31	19.28
Survey Line	40	258380.85	2539728.23	276581.69	2533103.67	19.37
Survey Line	41	258209.85	2539258.40	276198.48	2532711.07	19.14
Survey Line	42	258038.84	2538788.55	276019.29	2532244.21	19.13
Survey Line	43	257867.82	2538318.69	275780.57	2531798.98	19.06
Survey Line	44	257696.81	2537848.83	275488.50	2531373.19	18.93
Survey Line	45	257525.80	2537378.99	274767.29	2531103.60	18.35
Tie Line	901	259319.70	2536460.00	267015.19	2557603.19	22.50
Tie Line	902	263078.47	2535091.93	270773.95	2556235.11	22.50
Tie Line	903	266837.24	2533723.85	274532.74	2554867.03	22.50
Tie Line	904	270596.00	2532355.77	278291.49	2553498.95	22.50
Tie Line	905	275604.49	2531497.40	282989.97	2551788.84	21.59
合 計						1044.41

註 1：坐標系統為 GRS1980/TWD97。

2：測線編號位置請參照圖 4-1。

表 4-2：Kawasaki BK117 雙發動機直升機基本資料表

項目	內容	項目	內容
長 (m)	13	最大起飛重量 (kg)	3,350
寬 (m)	2.7	最大空速 (km/hr)	270
高 (m)	3.85	巡航空速 (km/hr)	254
乘客數 (人)	8	最高升限 (m)	5,138
空重 (kg)	1,893.4	最大巡航距離 (km)	500

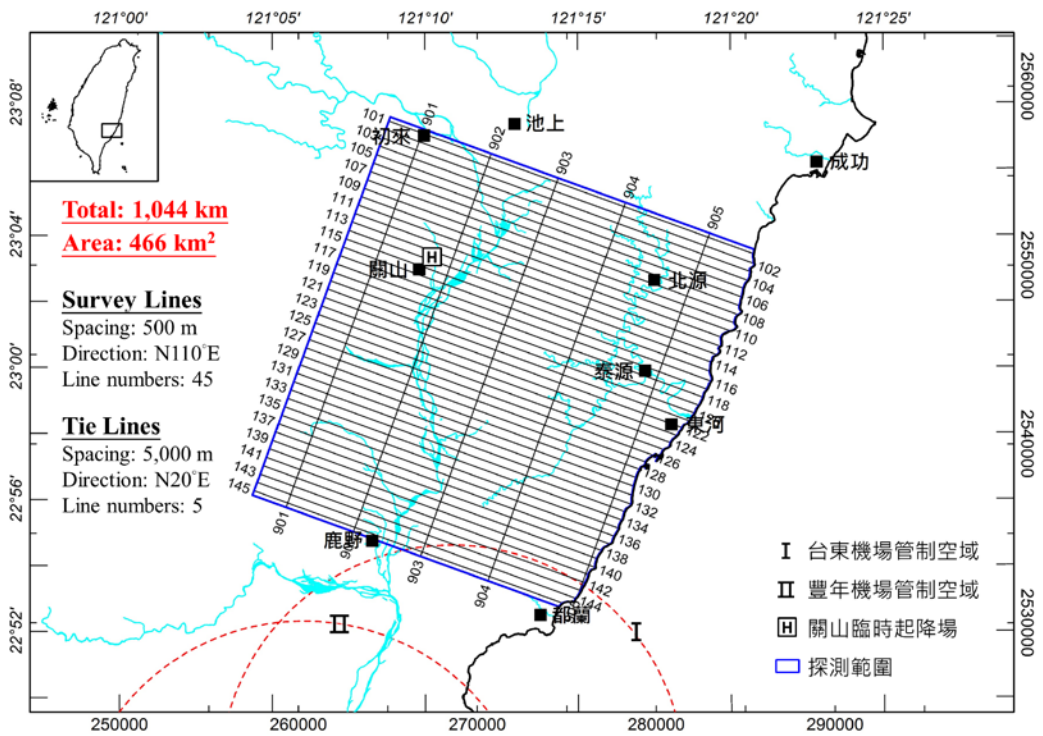


圖 4-1：測線規畫圖



圖 4-2：德安航空公司 Kawasaki BK117 雙引擎直昇機



圖 4-3：三軸拖鳥磁測載具

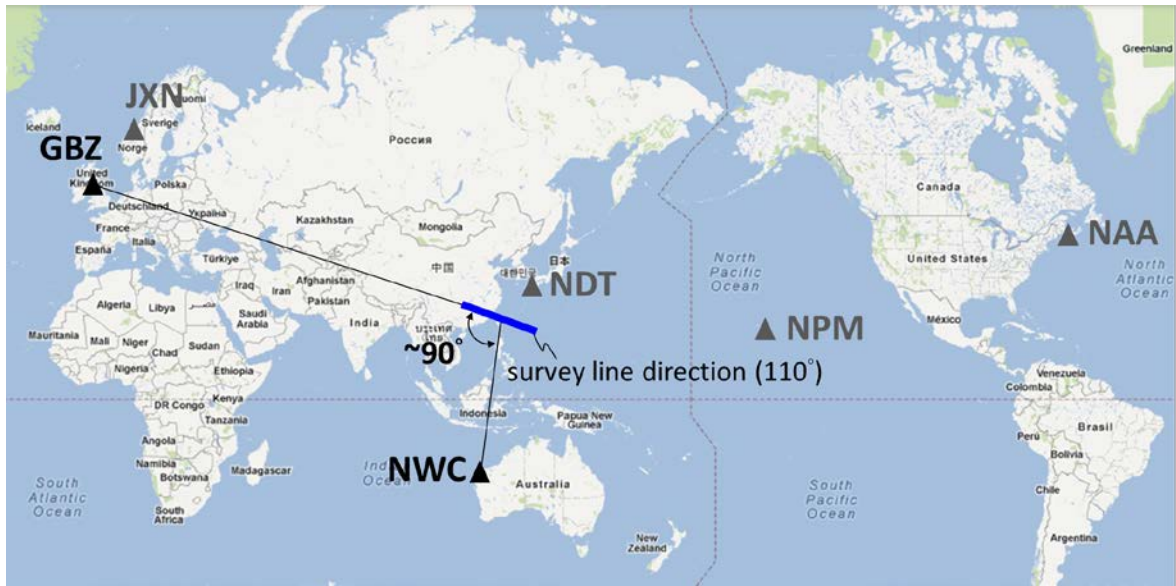


圖 4-4：VLF-EM 接收塔台位置與本計畫測線方向關係圖

註：本計畫接收 GBZ 及 NWC 兩塔台訊號。

## 4.1.2 飛航現調作業

### A. 飛航申請

本計畫租用德安航空公司 BK-117 型直升機執行空中磁力探測工作，依規定需先取得 BK-117 直升機吊掛三軸拖鳥的適航許可，在前年度計畫中，德安航空於 2018/02/23 正式向民航局提出改裝計畫書，經民航局書審、地面測試及飛行測試後，於 2018/05/16 取得三軸拖鳥吊掛之適航許可(附錄 8.1)，故本年度計畫無需再申請適航申請。

飛航申請包括空域申請及臨時起降場使用申請，德安航空公司分別於 2019/04/26 及 2019/05/10 依民航局作業規定分別提出空域申請及飛行與臨時起降場申請，並於 2019/04/30 獲民航局函覆同意空域申請(附錄 8.2)，2019/05/20 獲民航局函覆同意飛航及臨時起降場使用申請(附錄 8.3)。

### B. 臨時起降場

適當位置的起降場，可節省直升機往返測線與起降場間的時間及油料損失，提高單位時間生產率。若使用機場作為起降場，除了需配合機場航機起降外，人員進出管制亦相對嚴格；因此，本計畫租用台東縣關山鎮藝間馨房民宿草坪作為直升機臨時起降場(圖 4-1、圖 4-5)，並依據「飛航及管制辦法」第 60 條規定，向民航局申請作為本計畫飛行現調期間，供直升機起降、航油補給及人員載運(附錄 8.3)。

### C. 臨時性磁力基站設置

本計畫於電光橋旁卑南溪河床設置臨時性磁力基站，距臨時起降場約 10 分鐘車程，共設置兩台移動式磁力儀(圖 4-6)，相距約 20 m，以每間格 1 秒記錄一筆地球磁場強度。此外，本計畫亦挑選鄰近探測區域，由中央氣象局在玉里西北方建置的玉里磁力基站，取樣間格亦為 1 秒記錄一筆地球磁場強度，用以經比較後挑選合適的磁力基站紀錄，用於後續之日變化修正。

### D. 作業程序

本計畫於 2019/05/20 進駐關山臨時起降場，並完成拖鳥功能測試，隔日

直升機進場後並完成系統測試，2019/05/22 展開飛航作業，為避免受雲霧影響飛行，每日始曉即展開飛航作業，飛航現調作業流程如圖 4-7 所示。至 2019/05/27 共飛行 7 架次，完成所有測線，航跡如圖 4-8，各架次完成之測線及進度列於表 4-3，作業期間代表性現場照片列於圖 4-9，說明如下：

(A) 臨時性磁力基站設置

本計畫於每日直升機起飛前半小時，完成臨時性磁力基站設置，以每間格 1 秒的取樣率，連續記錄地球磁場變化。設置完成後並於現場設置告示牌，說明設置目的、設置期間及聯絡人電話，提醒民眾不要任意移動磁力儀。

(B) 飛航通報

確認各項儀器設備功能正常後，由德安航空公司現場航務人員向航空管制單位通報當日預計飛航範圍與飛行高度，經獲准後駕駛員才能啟動直升機引擎，開始進行飛航作業。

(C) 導航及機上資料監視

本計畫使用工研院開發的導航系統，由機上技術員設定預計飛行測線，機長依據導航畫面進行飛行，副機長則負責觀察流籠及高壓電線等障礙物位置，提醒機長作為飛航操控的參考。作業期間，機上技術員除監看飛航軌跡外，亦需監看三軸拖鳥各項量測紀錄是否正常。

(D) 航偏管控

偏航距(cross-track error)代表實際航線與規畫航線間的水平距離，是空中地球物理探測中重要的品質控制指標，當“偏航距”大於容許值且連續達一段特定長度時，該測線需進行重飛。本計畫參考大陸國土資源部制定的「航空磁測技術規範」(中國國土資源部，2010)中對“偏航距”的容許值，以本次飛行測線間距 500 公尺為例，歸屬為 1:50000 比例尺，故容許之偏航距應不大於 150 m，若連續偏航大於 150 m 且長度達 5 km 以上時，該測線應予以重飛。



表 4-3：完成測線數量及長度一覽表

日期	航次	完成測線編號											完成長度 (km)	累計長度 (km)	累計 完成比例	備註		
2019/05/20																		人員進駐關山臨降場
2019/05/21																		拖鳥組裝·飛機進場· 系統測試OK
2019/05/22	1	902	145	903	901									67.50	67.50	6.5%		
	2	105	104	103	102	101	106							131.02	198.52	19.0%		
2019/05/25	3	137	145	140	139	136	138	134						135.69	334.21	32.0%		
2019/05/26	4	904	144	143	142	141	135	133	132					158.52	492.73	47.2%		
	5	107	115	116	117	118	119							130.74	623.47	59.7%		
2019/05/27	6	905	131	130	129	128	127	126	125	124	123			204.04	827.51	79.2%		
	7	122	121	120	114	113	112	111	110	109	108			216.93	1044.44	100.0%	作業完畢·飛機離場	

註：測線編號分布請參照圖 4-1、圖 4-8。



圖 4-5：台東縣關山臨時起降場



圖 4-6：臨時性磁力基站

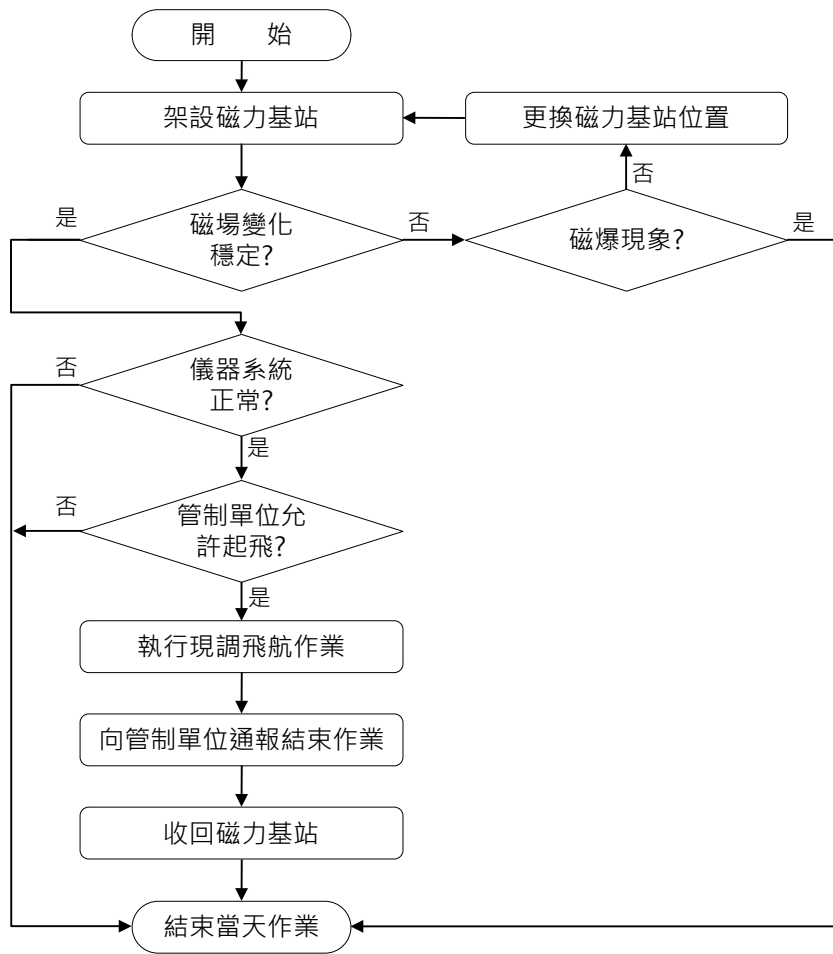


圖 4-7：飛航現調作業流程圖

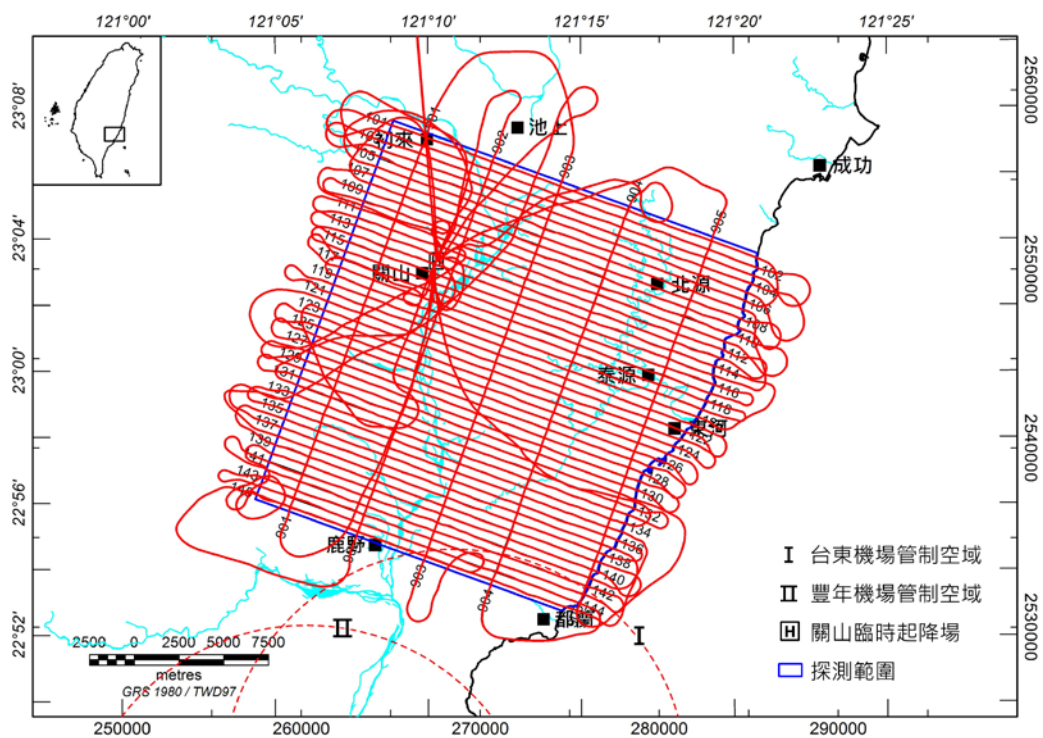


圖 4-8：航跡圖

註：紅色線條為拖鳥在空中飛行時記錄的軌跡。

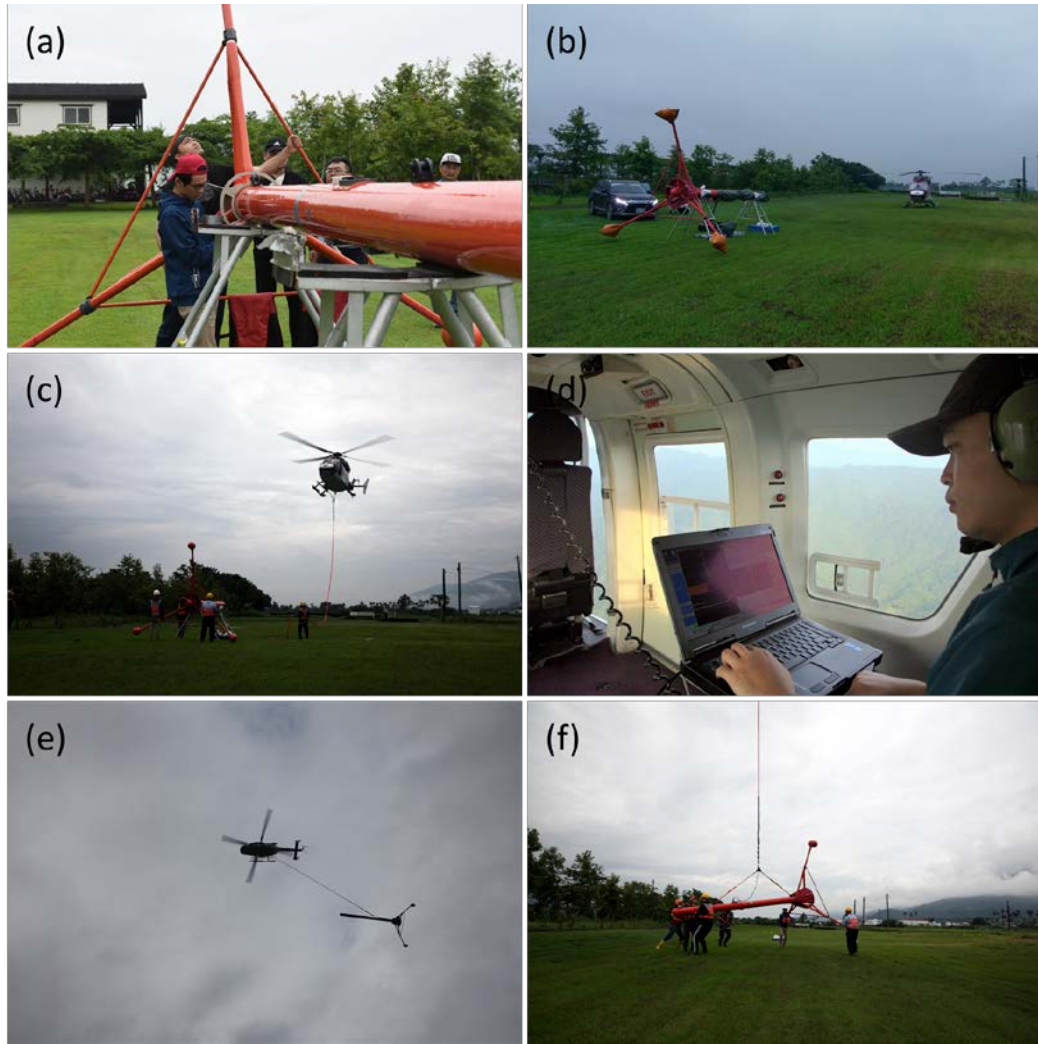


圖 4-9：現調作業照片

(a)組裝三軸拖鳥；(b)起飛前進行拖鳥系統功能測試；(c)直升機起飛；(d)機上導航及資料記錄；(e)飛航作業；(f)拖鳥降落。

## 4.2 露頭物性分析

為瞭解不同岩層的磁力及導電特性，本計畫搜尋調查範圍內地層露頭，量測其磁感率(magnetic susceptibility)與電阻率(resistivity)，總計完成 46 處露頭磁感率與電阻率量測。每個露頭位置，磁感率及電阻率各量測 30 組及 20 組數據，取其平均值及中位數代表該露頭位置的磁感率及電阻率。現場工作照片如圖 4-10，各量測點位置基本資訊及量測結果列於表 4-4，位置分布如圖 4-11，分析如下：

### A. 磁感率與地層關係

圖 4-12 為露頭量測之磁感率與地層關係圖，依磁感率由高至低分析如下：

- (A) 利吉層內的超基性岩塊具有很高的磁感率，最高達 0.041 SI，利吉層內的泥質及砂岩等材料的磁感率則很低，約低於 0.0001 SI，故造成利吉層整體岩層的磁感率變動範圍較大。
- (B) 都鑾山層含有厚層火成岩，其磁感率平均約 0.00476 SI。
- (C) 蕃薯寮層內因含火山岩礫石，故其磁感率高於海岸山脈的八里灣層及脊樑山脈的板岩及片岩，其磁感率平均約 0.00204 SI。
- (D) 其餘脊樑山脈的初來層板岩及高嶺片岩與海岸山脈的八里灣層，其磁感率相差不大，平均約 0.0000657 SI 至 0.000296 SI 間。

### B. 電阻率與地層關係

圖 4-13 為露頭量測之電阻率與地層關係圖，依電阻率由高至低分析如下：

- (A) 脊樑山脈地層的電阻率平均高於 1000 ohm-m，普遍高於海岸山脈地層的電阻率。
- (B) 海岸山脈地層除利吉層內的超基性岩塊具有較高電阻率(最高達 1112 ohm-m)外，其它地層的平均電阻率約介於 54 ohm-m 至 135 ohm-m 間。

表 4-4：露頭電阻率及磁感率量測成果表

編號	地層	岩性	X97 (m)	Y97 (m)	磁感率 (10 <sup>-3</sup> SI)	電阻率 (ohm-m)
C01	八里灣層	砂岩	276515	2541435	0.3328	135
C02	都鑾山層	安山岩	274361	2538699	6.2463	47
C03	都鑾山層	安山岩	273401	2539851	4.7643	119
C04	八里灣層	砂岩	271330	2536994	0.2598	130
C05	蕃薯寮層	安山岩	267820	2533329	2.0353	35
C06	蕃薯寮層	安山岩	265863	2532307	2.0544	73
C07	初來層	板岩	263996	2550407	0.2587	5451
C08	初來層	板岩	263826	2551624	0.5033	3554
C09	初來層	板岩	263281	2552363	0.1488	2604
C10	初來層	板岩	263205	2552953	0.0666	3373
C11	初來層	板岩	265137	2550685	0.0574	2537
C12	利吉混同層	砂岩	270958	2549075	0.0906	26
C13	都鑾山層	安山岩	280647	2549061	6.7640	135
C14	都鑾山層	安山岩	280275	2543129	4.2997	237
C15	都鑾山層	安山岩	280423	2542913	4.9443	180
C16	都鑾山層	火山碎屑岩	281651	2543420	1.9506	75
C17	高嶺片岩	片岩	261150	2559682	0.0657	16310
C18	都鑾山層	安山岩	284546	2553228	4.4030	162
C19	尊古安山地塊	超基性岩	281016	2598741	81.2233	9412
C20	尊古安山地塊	超基性岩	280970	2598607	62.8600	2287
C21	尊古安山地塊	超基性岩	280977	2598537	123.0500	3931
C22	尊古安山地塊	超基性岩	280949	2598610	87.8000	7506
C23	尊古安山地塊	超基性岩	281234	2599527	56.2967	1707
C24	利吉混同層	超基性岩	270444	2550040	6.1852	528
C25	利吉混同層	超基性岩	270741	2550193	0.8256	1112
C26	利吉混同層	泥岩	271461	2551603	6.9570	250
C27	利吉混同層	泥岩	271853	2550839	0.0830	33
C28	利吉混同層	超基性岩	269409	2547472	0.2756	612
C29	利吉混同層	超基性岩	269481	2547562	41.5163	855
C30	利吉混同層	超基性岩	269479	2547618	0.1721	606
C31	利吉混同層	超基性岩	270544	2548441	27.2433	980
C32	利吉混同層	泥岩	268246	2543787	0.1358	508
C33	利吉混同層	玄武岩	268226	2543729	9.5190	44
C34	利吉混同層	粉砂岩	268630	2542018	0.0777	955
C35	初來層	板岩	262393	2545794	0.1031	2713

編號	地層	岩性	X97 (m)	Y97 (m)	磁感率 ( $10^{-3}$ SI)	電阻率 (ohm-m)
C36	初來層	板岩	263173	2541305	0.2066	1029
C37	初來層	板岩	262716	2541288	0.0907	1184
C38	初來層	板岩	260989	2541334	0.2206	13522
C39	初來層	板岩	259245	2540941	0.0863	3767
C40	初來層	板岩	256961	2533422	0.3122	587
C41	初來層	板岩	255641	2530351	0.2402	2305
C42	初來層	板岩	255868	2530798	0.2529	5998
C43	初來層	板岩	255947	2530905	0.2116	1175
C44	初來層	板岩	256285	2531240	0.1995	27199
C45	初來層	板岩	257124	2532149	0.0742	5441
C46	初來層	板岩	257014	2532108	0.2429	11256

註 1：坐標系統為 GRS1980/TWD97。

2：量測點編號位置請參照圖 4-11。

3：磁感率係 30 組量測值的平均數，電阻率係 20 組量測值的平均數。

4：因本年度計畫係三年計畫最後一年，故部份測點(例：C19~C23)係補充針對前年度計畫範圍露頭進行量測。



圖 4-10：岩層物性量測現場工作照片

(a)磁感率量測、(b)電阻率量測。



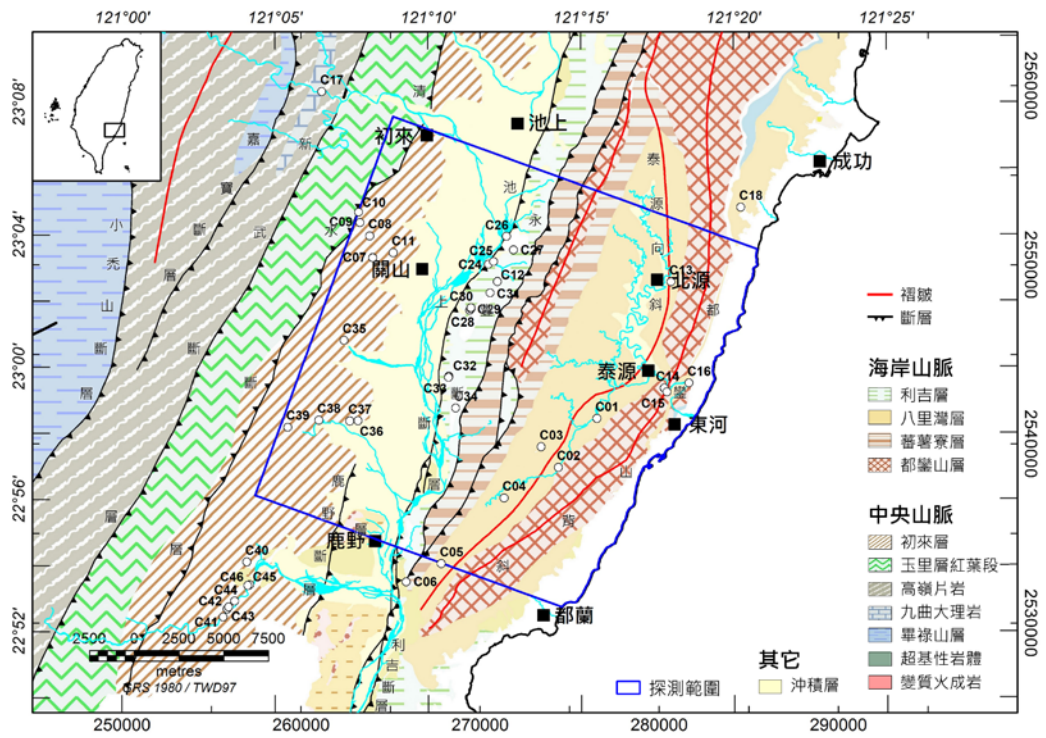


圖 4-11：岩層物性量測點位置圖

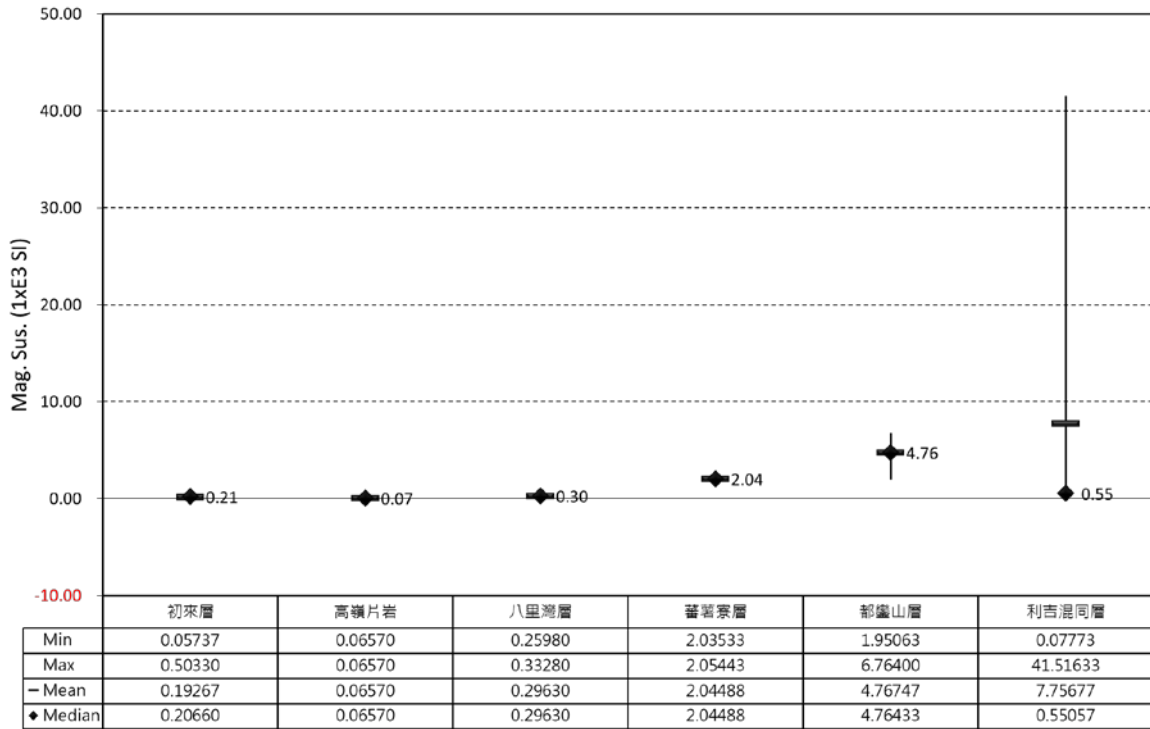


圖 4-12：研究區域磁感率與地層關係圖

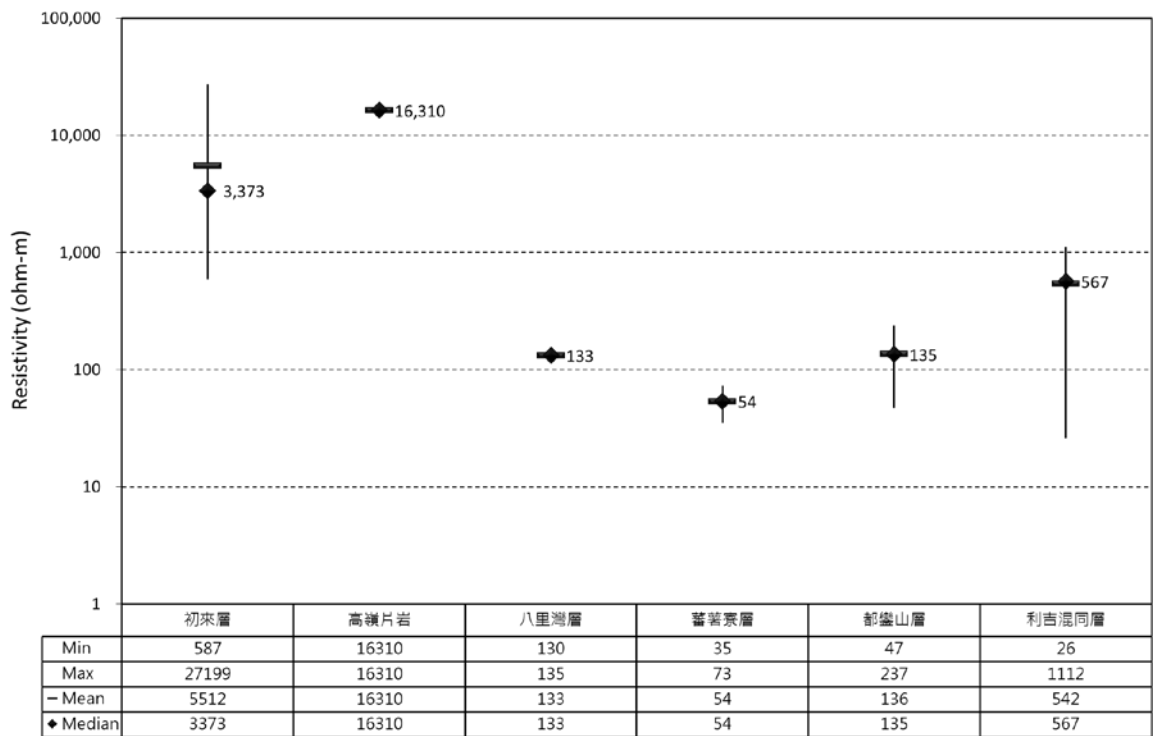


圖 4-13：研究區域電阻率與地層關係圖

## 4.3 甚低頻電磁資料分析

### 4.3.1 資料篩選

VLF-EM 資料篩選主要考量兩個因素：

#### A. 訊號強度

由於 VLF-EM 探測係接收來自遠方 VLF 塔台的訊號，若該塔台在施測期間因維修或其它因素而停止發射訊號或降低發射訊號強度時，將導致該時段訊號強度降低。圖 4-14、圖 4-15 及圖 4-16 分為測線 L105、L115 及 L120 之原始 VLF-EM 紀錄，顯示來自 GBZ 塔台(頻率 19.6 kHz)的訊號強度明顯偏低。

依據三軸拖鳥設備原廠操作手冊指出，當總磁場強度高於 5 pT 時，代表訊號具有足夠強度(GEM Systems, 2010)，可用於後續分析。故本計畫以各測線上總磁場強度是否高於 5 pT 作為篩選資料的門檻，若總磁場強度低於 5 pT，則捨去該段紀錄不用。

由於 VLF-EM 探測與施測的方向性有關，相同測線但若施測方向相反時，將造成所獲得的訊號上下顛倒，故需依飛行方向分為兩類，分別進行處理與網格化。圖 4-17 及圖 4-18 分別為飛行方向等於 110°及 290°時，總磁場強度高於 5 pT 之測線分布圖。顯示在飛行現調期間，頻率 19.6 kHz (GBZ 塔台)的訊號可能因塔台作業調整，總磁場強度高於 5 pT 的測線數量不多(圖 4-17b、圖 4-18b)。相對於頻率 22.3 kHz (NWC 塔台)的訊號，總磁場強度高於 5 pT 之測線數量相對較多(圖 4-17c、圖 4-18c)。

#### B. 塔台與測線間夾角

由本計畫測線方位角與 VLF-EM 塔台相對位置(圖 4-4)，顯示英國的 GBZ 塔台的方位角與測線方向近乎平行，而澳洲 NWC 塔台的方位角則與測線方向略呈直角，故來自 NWC 塔台的訊號比較符合 VLF-EM 探測的基本假設(圖 3-4)。

基於上述分析，顯示只有頻率 22.3 kHz 波段的紀錄可以使用。此外，依一般 VLF-EM 探勘時施測方向採用右手原則佈設(圖 3-4)，因頻率 22.3 kHz 波段的 NWC 塔台位於台灣的南南西方向(圖 4-4)，故本計畫選用飛行方向為 290°的測線(圖 4-18c)進行後續處理，由圖 4-18c 顯示測線間距約為 1 km。

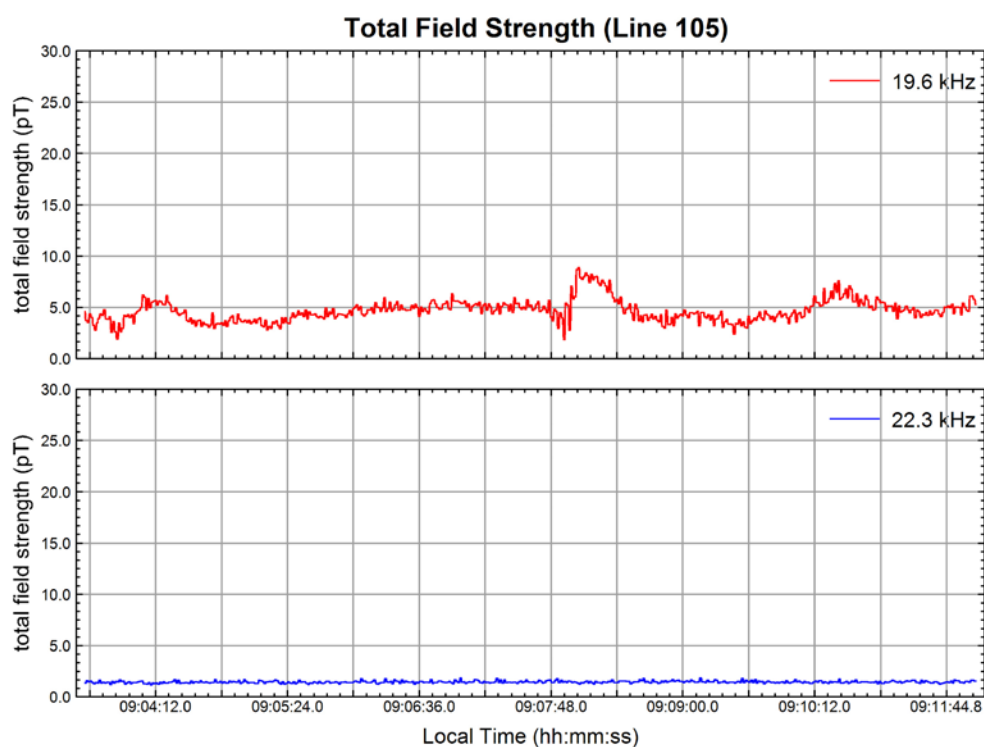


圖 4-14：測線 L105 之原始 VLF-EM 紀錄

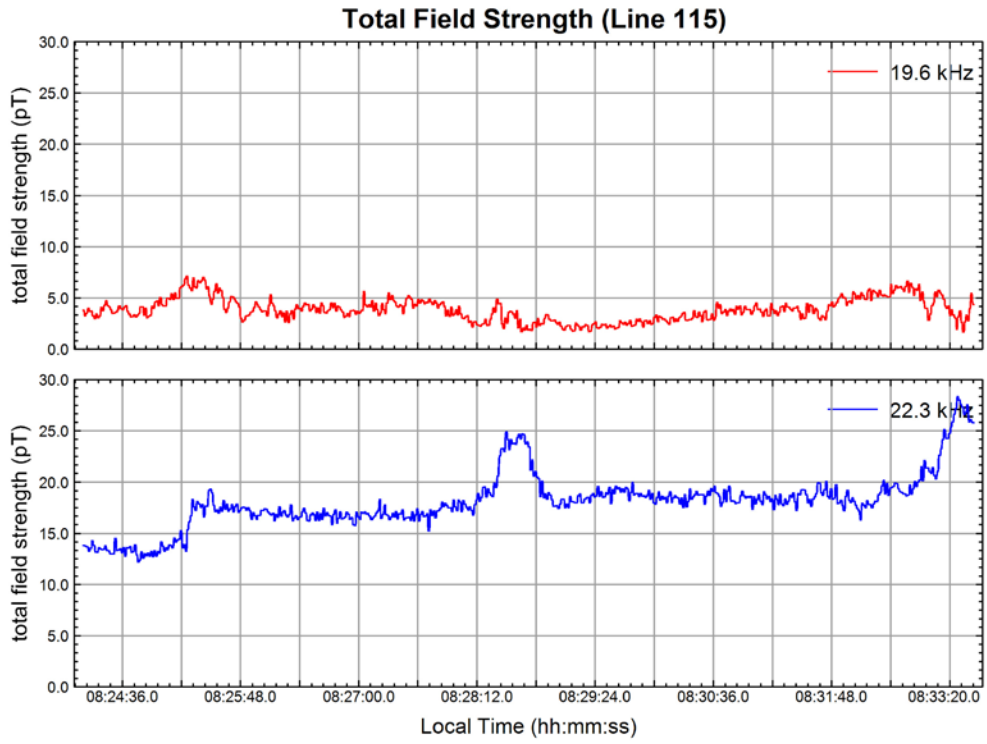


圖 4-15：測線 L115 之原始 VLF-EM 紀錄

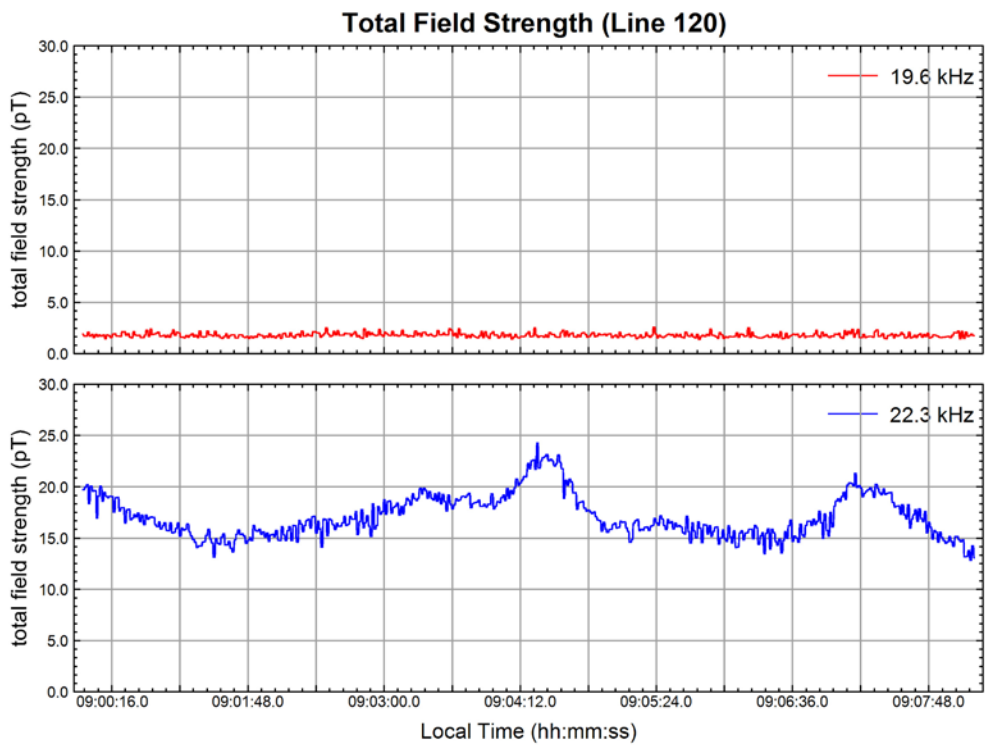


圖 4-16：測線 L120 之原始 VLF-EM 紀錄

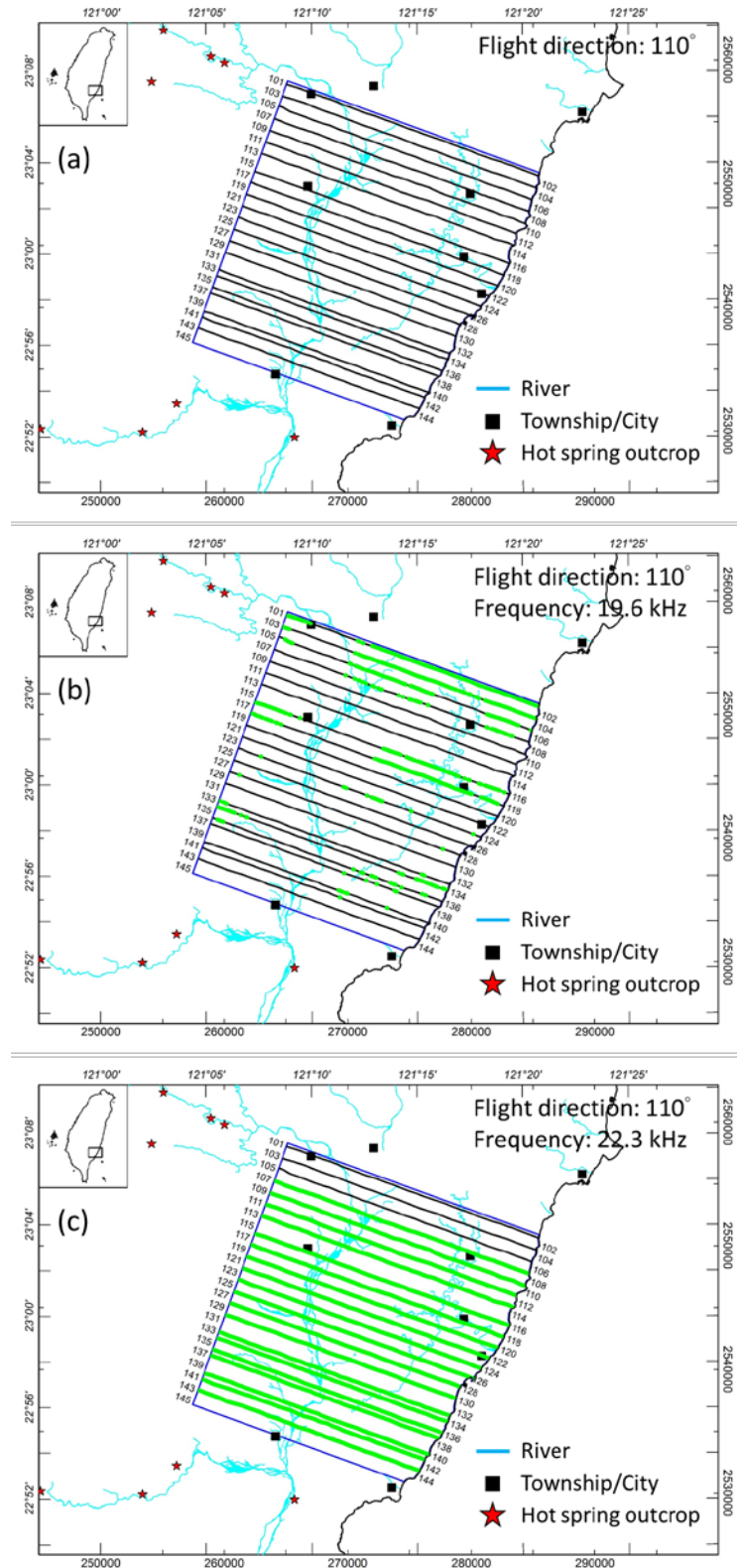


圖 4-17：飛行方向為  $110^\circ$  且總磁場強度大於  $5 \text{ pT}$  之測線分布圖

(a)飛行方向為  $110^\circ$  全部測線分布圖；(b)頻率  $19.6 \text{ kHz}$  之測線分布圖；(c)頻率  $22.3 \text{ kHz}$  之測線分布圖。綠色線條為總磁場強度大於  $5 \text{ pT}$ 。

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

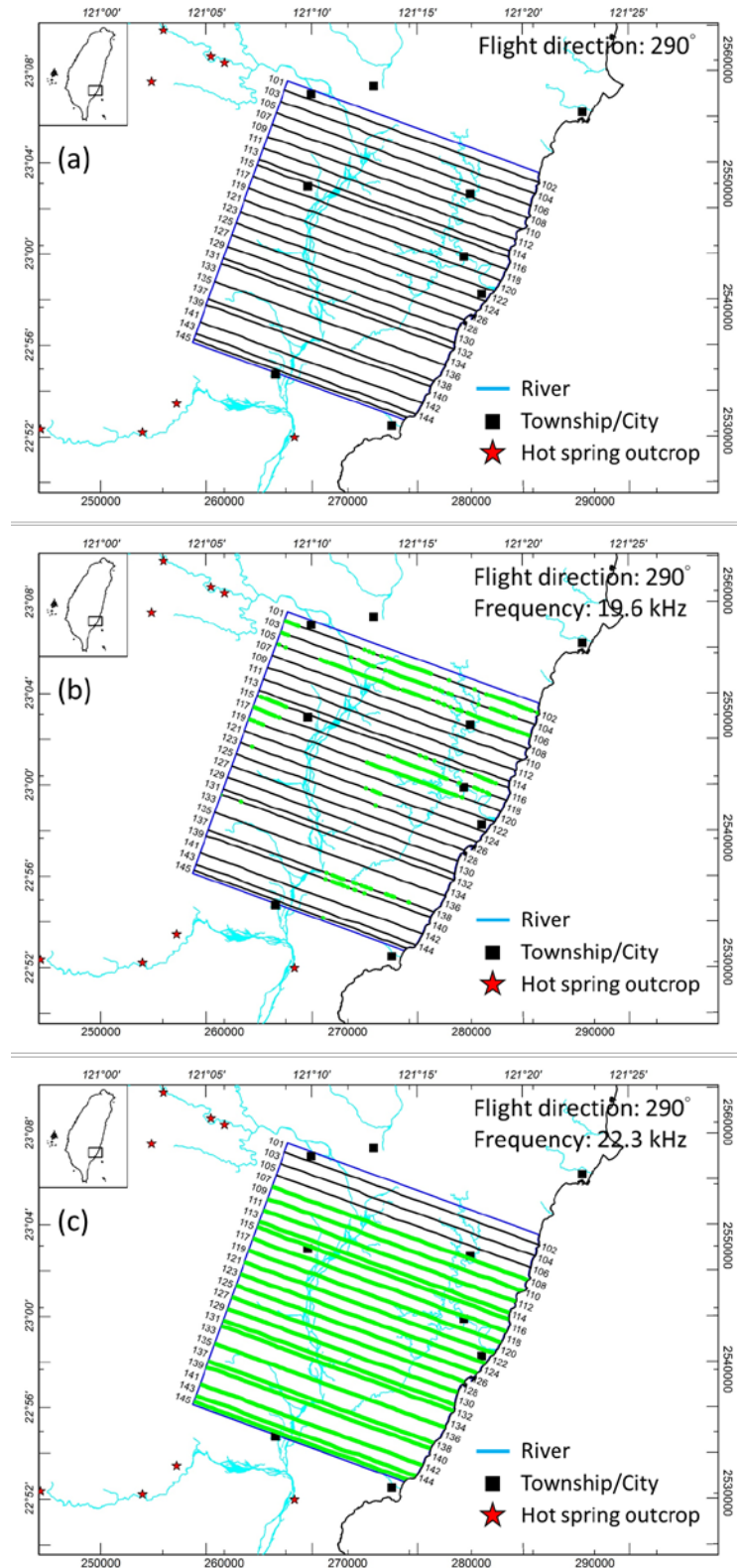


圖 4-18：飛行方向為 290° 且總磁場強度大於 5 pT 之測線分布圖

(a)飛行方向為 290°全部測線分布圖；(b)頻率 19.6 kHz 之測線分布圖；(c)頻率 22.3 kHz 之測線分布圖。綠色線條為總磁場強度大於 5 pT。

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

### 4.3.2 低通濾波

檢視各測線 VLF-EM 的原始紀錄，顯示資料參雜許多高頻雜訊，故需先進行濾波處理。濾波處理是 VLF-EM 資料處理中的關鍵步驟，傳統常運用 Fraser 濾波法(Fraser Filtering; Fraser, 1969)來濾除 VLF-EM 資料中的雜訊，其運算方法包括兩個主要步驟：(1)兩點移動平均(moving average)及(2)一階差(1<sup>st</sup> difference)。考量空中 VLF-EM 係以每秒 10 點的取樣率記錄 VLF-EM 訊號，資料點數遠較地面探勘時密集，故 Fraser 濾波並不完全適用於空中 VLF-EM 紀錄。因此本計畫參考 Fraser 濾波之原則，採取以下步驟進行濾波處理：

- A. 以間隔 10 m 進行重新取樣。
- B. 進行 15 點移動平均。
- C. 以截切波長 1 km 進行低通濾波。

圖 4-19 為測線 L120 頻率 22.3 kHz 對應各項紀錄經前述處理後與原始紀錄的比較圖，顯示經濾波處理後的紀錄相對比較平滑，但仍能反映原始紀錄的變化特徵。將經濾波處理後的紀錄進行網格化，圖 4-20 為同相位分量網格圖，與研究區地質圖(圖 2-4)相比較，顯示圖 4-20 分布特徵與地層分布具有相關性。

### 4.3.3 等效電流密度轉換

基於電磁感應原理，同相位分量的高區或低區與異常體中心位置不一致(圖 4-21)，Karous and Hjelt (1983)提出計算等效電流密度(equivalent current density)的方法，經計算後的等效電流密度高區或低區能對應地下異常體的位置。K&H 線性濾波(K & H Linear Filtering; Karous and Hjelt, 1983)已廣泛應用在由 VLF-EM 量測紀錄計算地下近似等效電流密度( $I_a$ )分布，一般常使用 7 係數(seven-coefficient)計算，如下：

$$I_a(i) = \frac{2\pi}{\Delta z} \times (-0.102 \times H_{i-3} + 0.059 \times H_{i-2} - 0.561 \times H_{i-1} + 0 \times H_i + 0.561 \times H_{i+1} - 0.059 \times H_{i+2} + 0.102 \times H_{i+3}) \quad \dots\dots\dots(4)$$



式中， $I_a(i)$ 代表第  $i$  個測點處且深度等於  $\Delta z$  的等效電流密度； $\Delta z$  等於計算時所採用的測點間距離 ( $\Delta x$ )；代表第  $i$  個測點的次生磁場(可以是 in-phase 或 out-off-phase)。在實際運用時，由  $1\Delta x$ 、 $2\Delta x$ 、... 逐漸增大測點間距，故能獲得由淺至深的地層等效電流密度分布。

經由上式計算的等效電流密度，並不等於實際在地層中流動電流的分布 (Fraser, 1981)，但由於計算快速，且其值之相對高低與地層內的電流密度成正比，故常用來做為快速解釋時的參考，此方法過去常用來探測含水破碎帶的分布。由於本次調查之平均飛行高度約 500 m 上下，故將同相位分量紀錄以 500 m 進行重新取樣，再依公式 4 計算對應的等效電流密度如圖 4-22 所示，可視為反映深度約 500 m 內地層的電性特徵。

等效電流密度值越高的區域，意謂對應地層的電阻率相對較低，故有利於電流之流動，因此等效電流密度等值圖約可對應地層導電度 (conductivity) 等值圖，高等效電流密度的區域約可對比含水破碎帶或泥質地層，低等效電流密度的區域則約可對比相對完整的岩體。圖 4-23 為同相位分量等效電流密度圖套疊地質圖，顯示等效電流密度之高低分布概略地與地層分布一致，特別是海岸山脈區域的都鑾山層，對應顯著的低電流密度條帶。

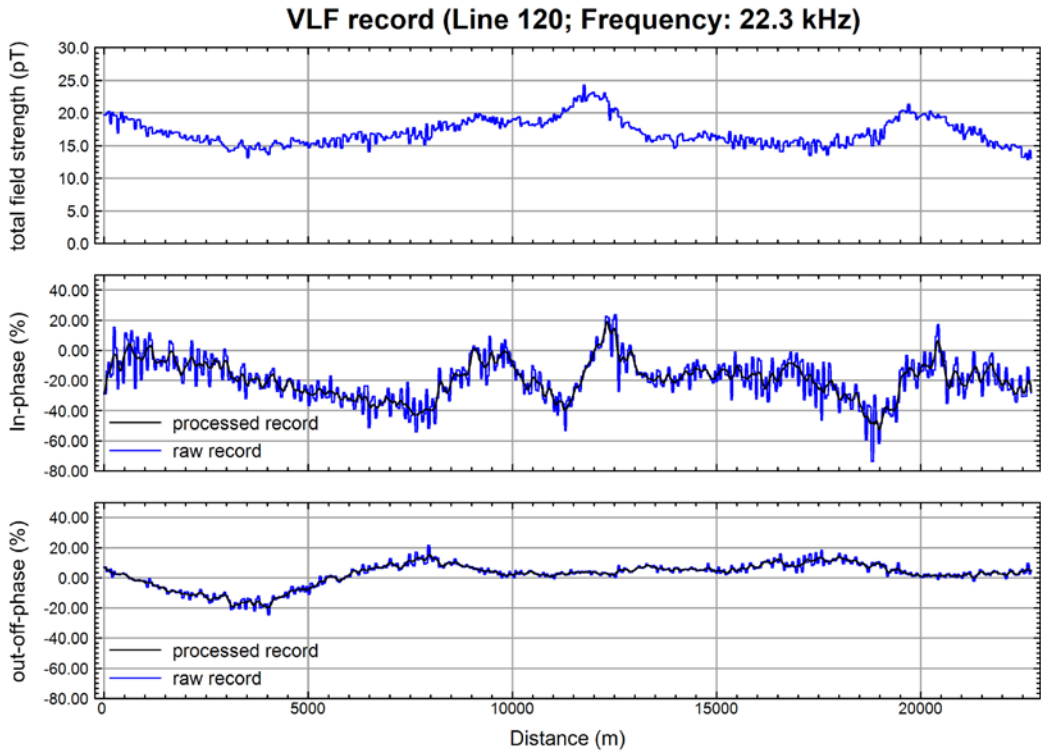


圖 4-19：測線 L120 頻率 22.3 kHz 之 VLF-EM 紀錄濾波前後之比較圖

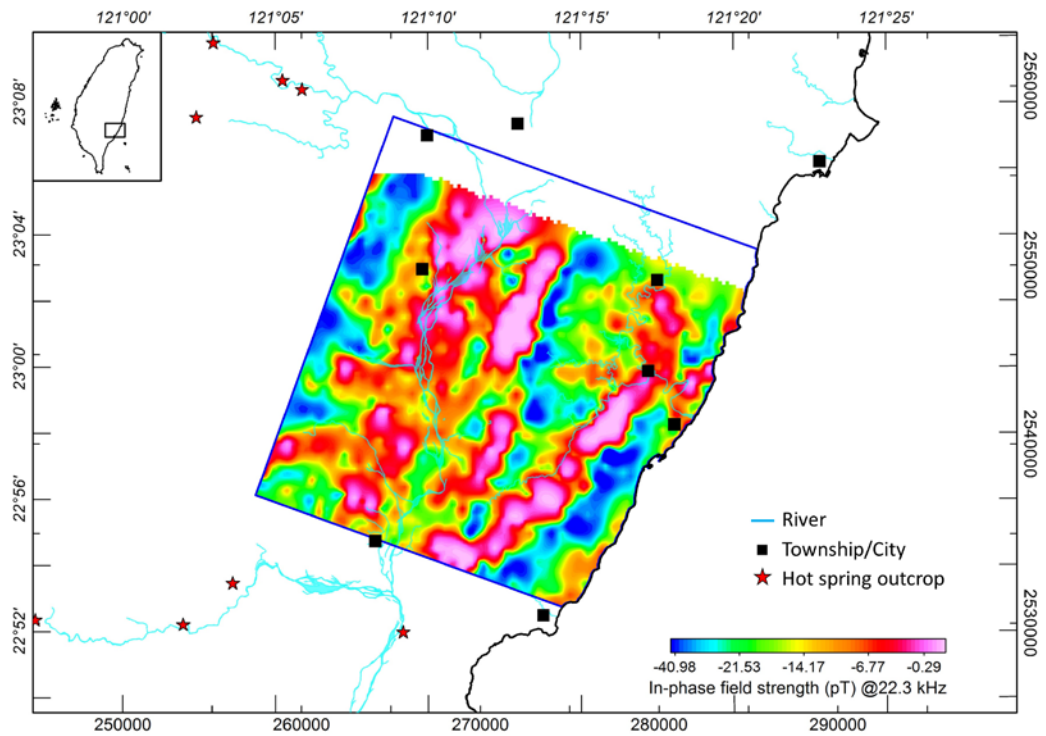


圖 4-20：VLF-EM 同相位分量等值圖

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

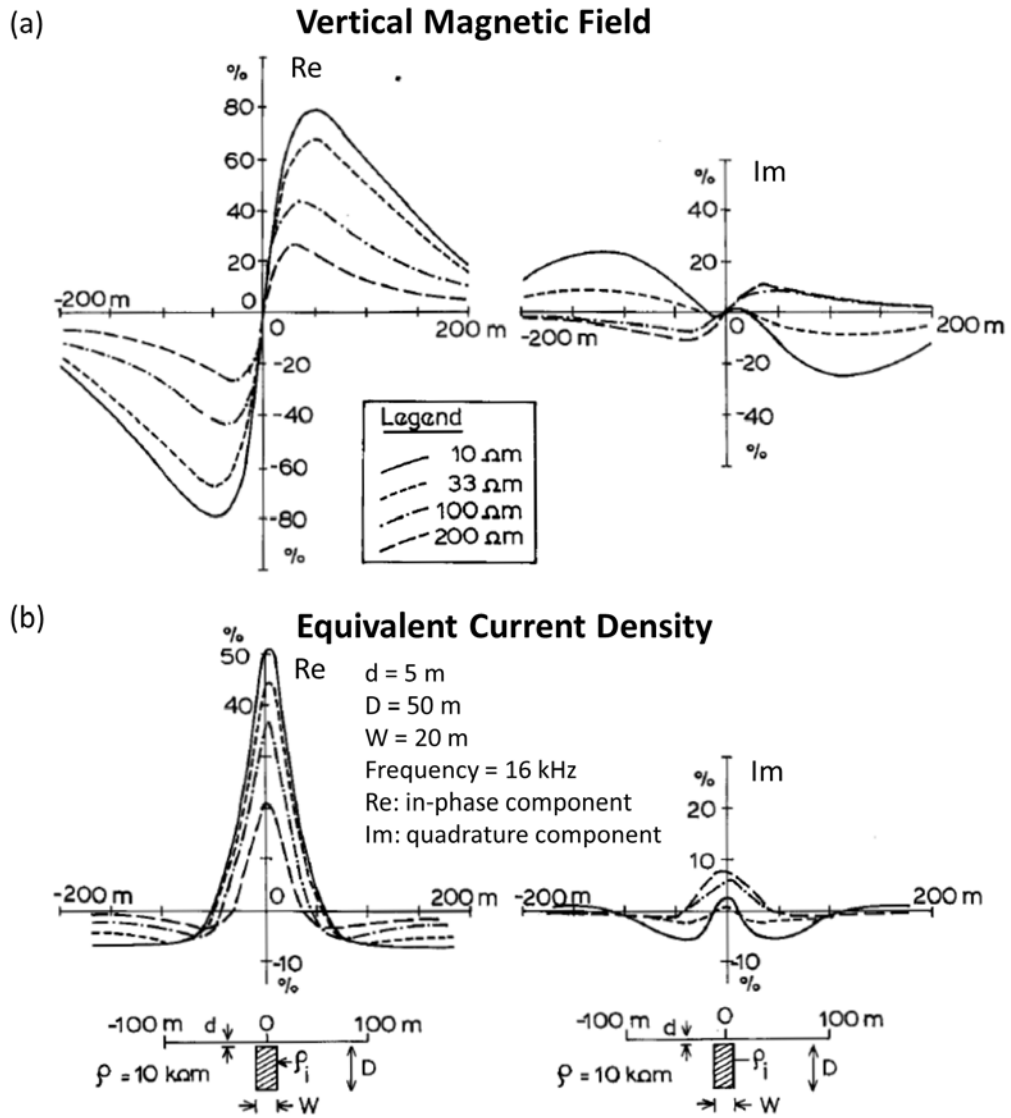


圖 4-21：垂直低電阻岩脈模型的 VLF-EM 理論模擬結果

(a)同相位分量與正交相位分量之理論垂直磁場強度；(b)同相位分量與正交相位分量之理論等效電流密度。

註：摘自 Karous and Hjelt, 1983, p777, fig2)

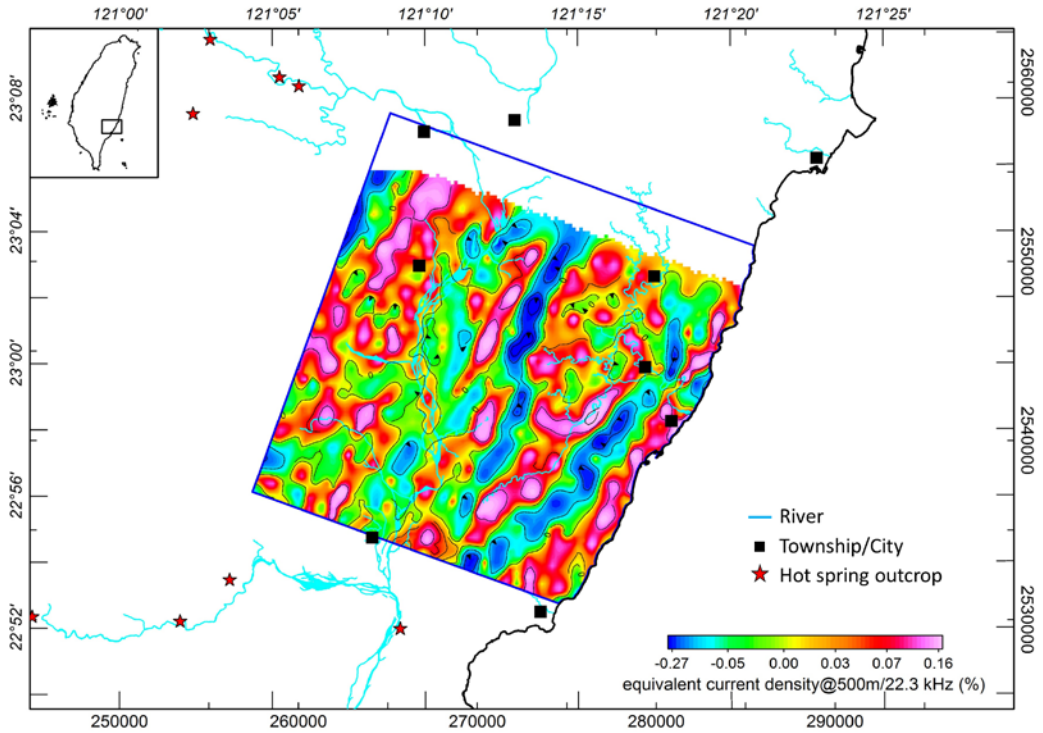


圖 4-22：22.3 kHz 同相位分量等效電流密度圖

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

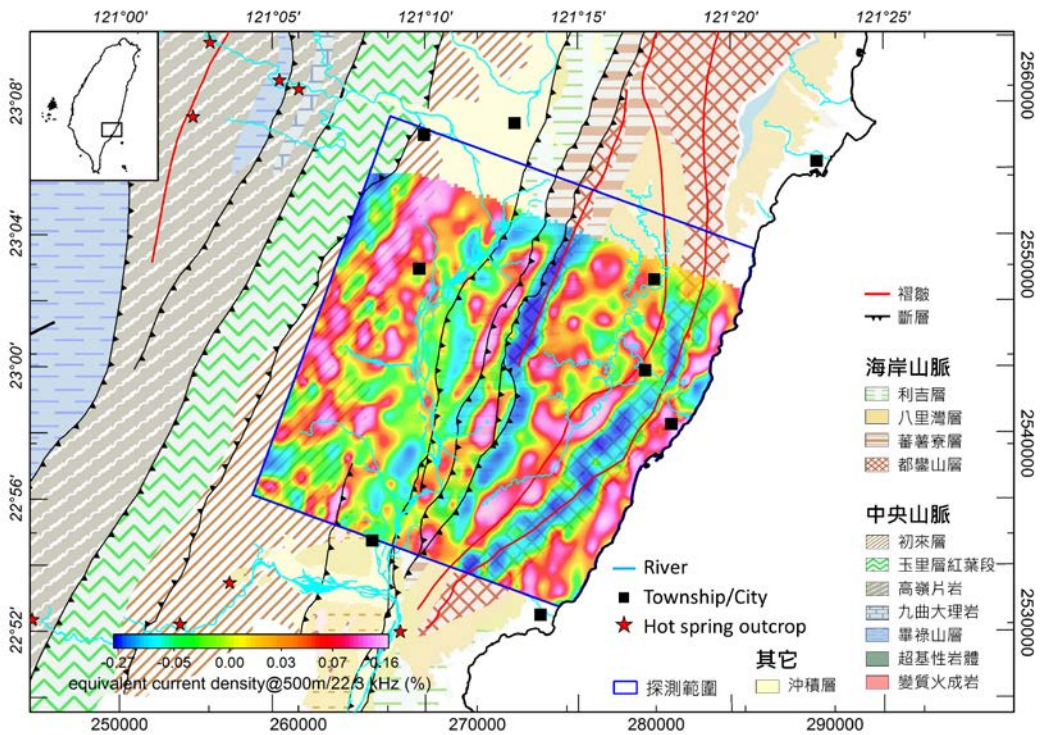


圖 4-23：VLF-EM 等效電流密度圖套疊地質構造圖

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

## 4.4 磁力資料處理

### 4.4.1 測線整編

測線整編雖未應用特殊技術，卻是進行後續資料修正與處理的首要工作，但需仔細對各測線進行空間及屬性編輯，以維持資料庫的正確性。飛行軌跡圖(圖 4-8)經過整編後的航線如圖 4-24 所示。測線整編主要內容包括：

- A. 剔除測線以外多餘的航跡。
  - B. 將單一航跡依測線予以分段。
  - C. 編輯各測線的屬性，包括：航線編號、航線型態、施測日期、航次及版次。
- 其中航線型態主要分為：測線(L)及檢核線(T)等二大類。

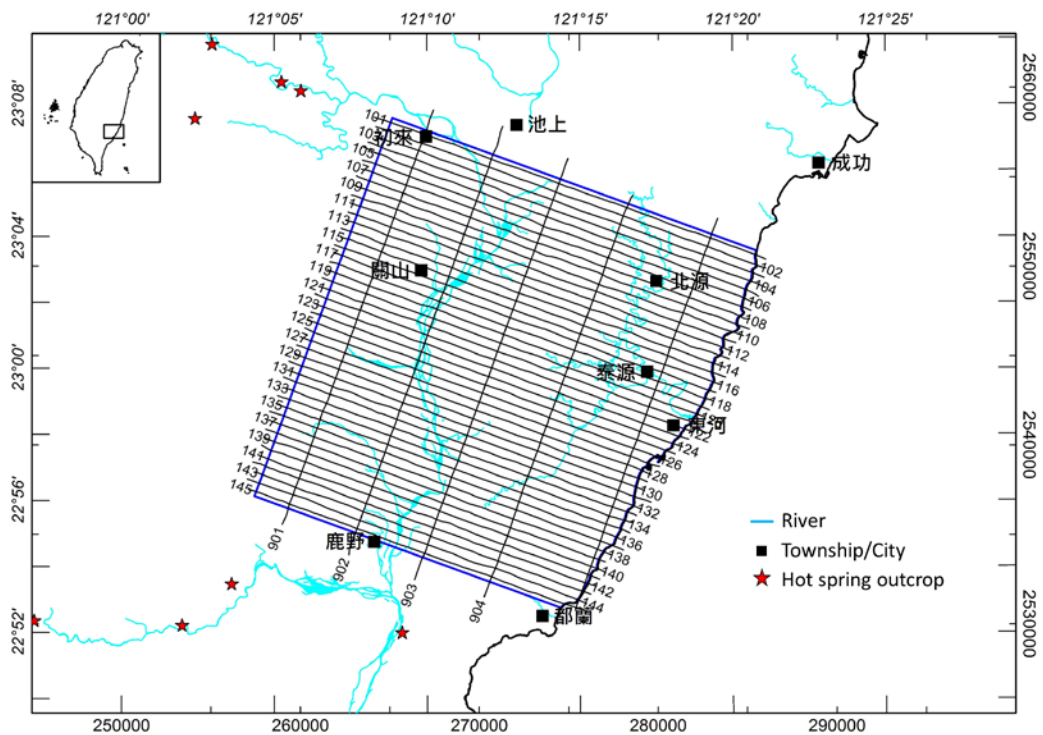


圖 4-24：整編後航線分布圖

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

## 4.4.2 資料品質

### 4.4.2.1 測線雜訊水平

雜訊水平(noise level)常用來表現一組紀錄的整體品質，由於磁力訊號慣常以 nT 為單位，且其變動幅度相對大，故空中磁測紀錄多以第 4 階差(4<sup>th</sup> difference) 的均方根(root mean square,  $S_L$ )代表一條測線整體的雜訊水平，並作為評估一條測線整體品質好壞的依據，定義如下：

$$S_L = \frac{1}{\sqrt{70}} \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (B_i - \bar{B})^2} \quad (5)$$

其中

$$B_i = T_{i-2} - 4T_{i-1} + 6T_i - 4T_{i+1} + T_{i+2} \dots\dots\dots (6)$$

$$\bar{B} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N B_i \dots\dots\dots (7)$$

$N$  代表某條測線上參與計算的紀錄點數， $T_i$  代表第  $i$  點的磁力強度紀錄， $B_i$  代表第  $i$  點的第 4 階差；上述計算需預先扣除水平磁力梯度大於 600 nT/km 的測點。測線的雜訊水平依表 4-5 可分為 4 級(中國國土資源部，2010)，若歸類為第 4 級，則表示該條測線紀錄為不合格紀錄，應該安排重飛。

表 4-6 所列為各測線的雜訊水平高低及其等級，顯示 53 條航線的磁測紀錄全部為第 1 級，資料品質良好。

表 4-5：測線的雜訊水平分級標準

等 級	標 準
第 1 級	$S_L \leq 0.08 \text{ nT}$
第 2 級	$0.08 \text{ nT} < S_L \leq 0.14 \text{ nT}$
第 3 級	$0.14 \text{ nT} < S_L \leq 0.20 \text{ nT}$
第 4 級	$S_L > 0.20 \text{ nT}$

註：資料來源：航空磁測技術規範，中國國土資源部，2010

表 4-6：各航線磁力紀錄之雜訊水平

測線編號	雜訊水平 (nT)	等級	測線編號	雜訊水平 (nT)	等級	測線編號	雜訊水平 (nT)	等級
L101	0.0039	1	L119	0.0042	1	L137	0.0041	1
L102	0.0075	1	L120	0.0047	1	L138	0.0046	1
L103	0.0055	1	L121	0.0045	1	L139	0.0047	1
L104	0.0056	1	L122	0.0047	1	L140	0.0063	1
L105	0.0038	1	L123	0.0046	1	L141	0.0042	1
L106	0.0046	1	L124	0.0048	1	L142	0.0041	1
L107	0.0040	1	L125	0.0047	1	L143	0.0042	1
L108	0.0055	1	L126	0.0046	1	L144	0.0044	1
L109	0.0047	1	L127	0.0044	1	L145	0.0046	1
L110	0.0046	1	L128	0.0045	1	T901	0.0038	1
L111	0.0048	1	L129	0.0042	1	T902	0.0042	1
L112	0.0050	1	L130	0.0044	1	T903	0.0070	1
L113	0.0048	1	L131	0.0046	1	T904	0.0038	1
L114	0.0045	1	L132	0.0046	1	T905	0.0041	1
L115	0.0041	1	L133	0.0041	1			
L116	0.0044	1	L134	0.0049	1			
L117	0.0052	1	L135	0.0044	1			
L118	0.0042	1	L136	0.0042	1			

註 1：測線編號字首“L”代表測線，字首“T”代表檢核線。

2：測線編號位置請參照圖 4-1。

#### 4.4.2.2 磁力基站雜訊水平

磁力基站由於量測時係固定位置，且取樣率相對較慢，其雜訊水平的定義如下：

$$S_B = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (B_i' - \bar{B})^2} \dots\dots\dots (8)$$

其中

$$B_i' = \frac{T_{i-2} - 4T_{i-1} + 6T_i - 4T_{i+1} + T_{i+2}}{16} \dots\dots\dots (9)$$

$$\bar{B} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N B_i' \dots\dots\dots (10)$$

$N$  代表某條參與計算的紀錄點數， $T_i$  代表第  $i$  點的磁力強度紀錄， $S_i'$  代表第  $i$  點的第二階差。磁力基站的雜訊水平依表 4-7 可分為 4 級，若磁力基站雜訊水平為第 4 級，應考慮更換磁力基站位置。

表 4-8 所列为飛行作業期間，每日磁力基站地磁紀錄的雜訊水平及其等級，大多數磁力紀錄為第 2、3 級，均在合格範圍內。圖 4-25、圖 4-26、圖 4-27 為作業期間各磁力基站典型的地磁紀錄，顯示三個磁力基站的地磁紀錄一致，顯示均未受明顯電力或車輛造成的磁力干擾。對照作業期間的太陽磁暴紀錄(圖 4-28)，顯示在本計畫空中磁測作業期間，沒有太陽磁暴現象。考量玉里磁力基站記錄時間比較長，故本計畫後續採用玉里磁力基站的地磁紀錄進行日變化修正。



表 4-7：磁力基站的雜訊水平分級標準

等 級	標 準
第 1 級	$S_B \leq 0.01 \text{ nT}$
第 2 級	$0.01 \text{ nT} < S_B \leq 0.03 \text{ nT}$
第 3 級	$0.03 \text{ nT} < S_B \leq 0.10 \text{ nT}$
第 4 級	$S_B > 0.10 \text{ nT}$

註：資料來源：中國國土資源部(2010)。

表 4-8：磁力基站磁力紀錄之雜訊水平

日期	磁力基站 A		磁力基站 B		磁力基站 YL	
	雜訊水平 (nT)	等級	雜訊水平 (nT)	等級	雜訊水平 (nT)	等級
2019/5/22	0.0555	3	0.0236	2	0.0253	2
2019/5/25	0.0398	3	0.0274	2	0.0253	2
2019/5/26	0.0456	3	0.0206	2	0.0276	2
2019/5/27	0.0311	3	0.0252	2	0.0601	3

註 1：磁力基站 A 及磁力基站 B 為本計畫設置的臨時性磁力基站。

2：磁力基站 YL 為中央氣象局建置的玉里磁力基站。

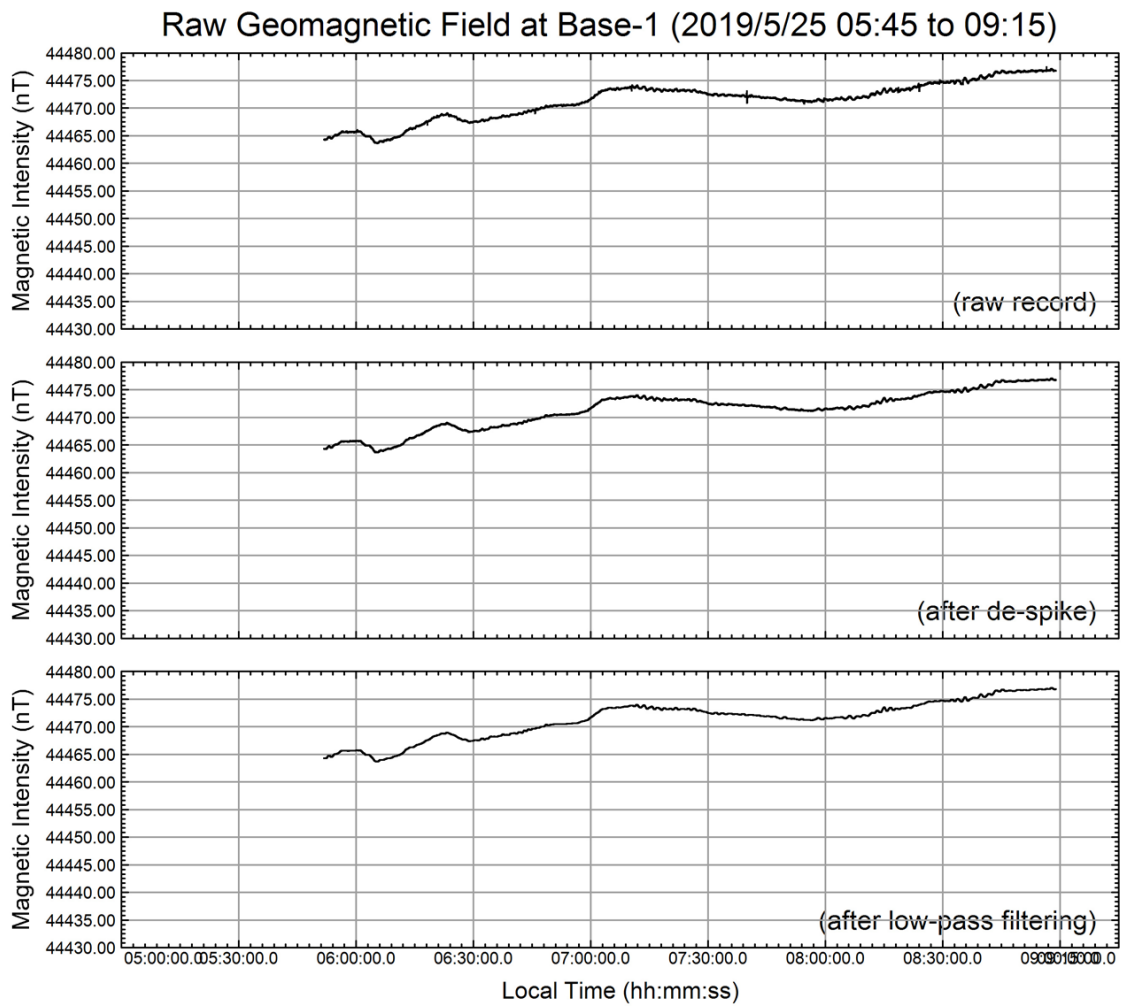


圖 4-25：臨時性磁力基站 Base-1 於 2019/5/25 05:45 - 09:15 期間的地磁紀錄

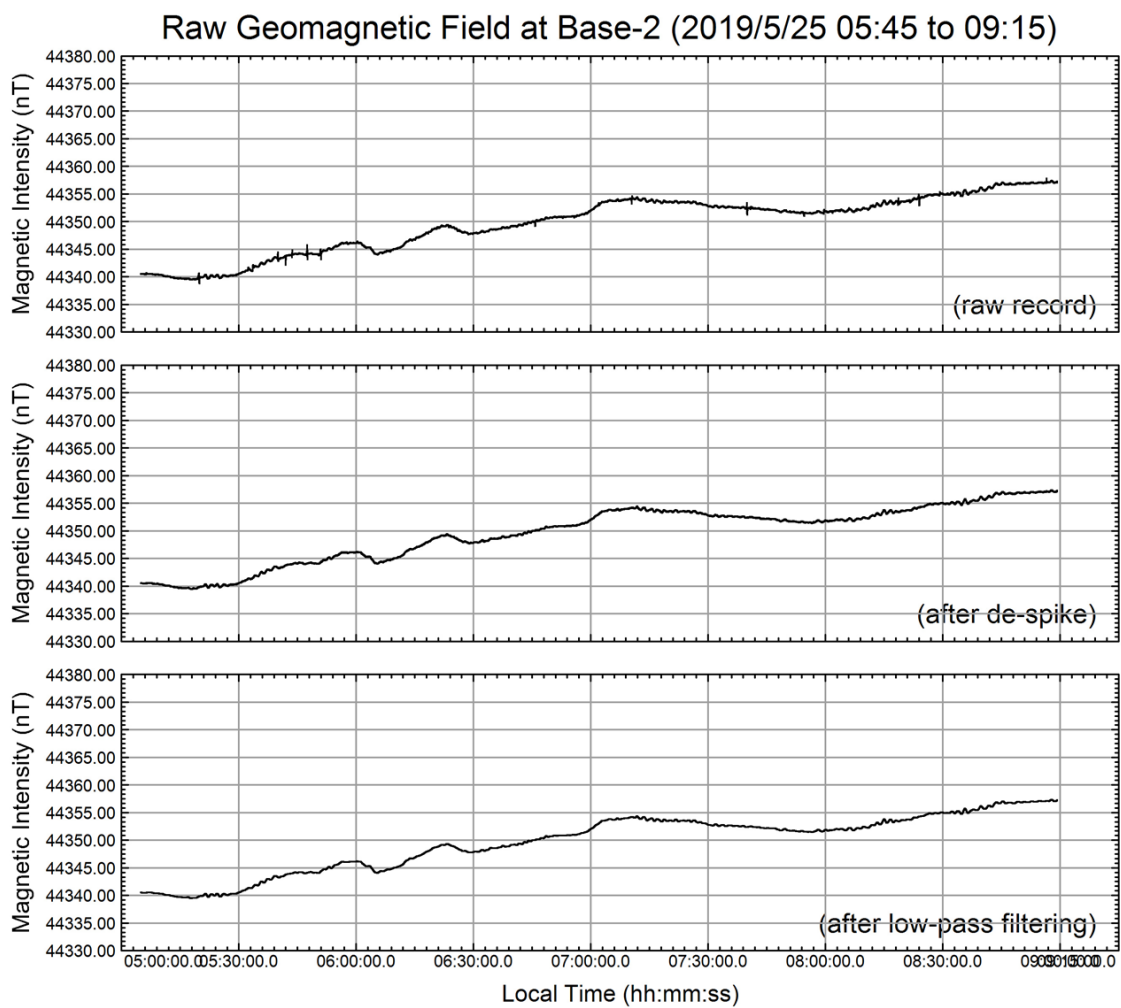


圖 4-26：臨時性磁力基站 Base-2 於 2019/5/25 05:45 - 09:15 期間的地磁紀錄

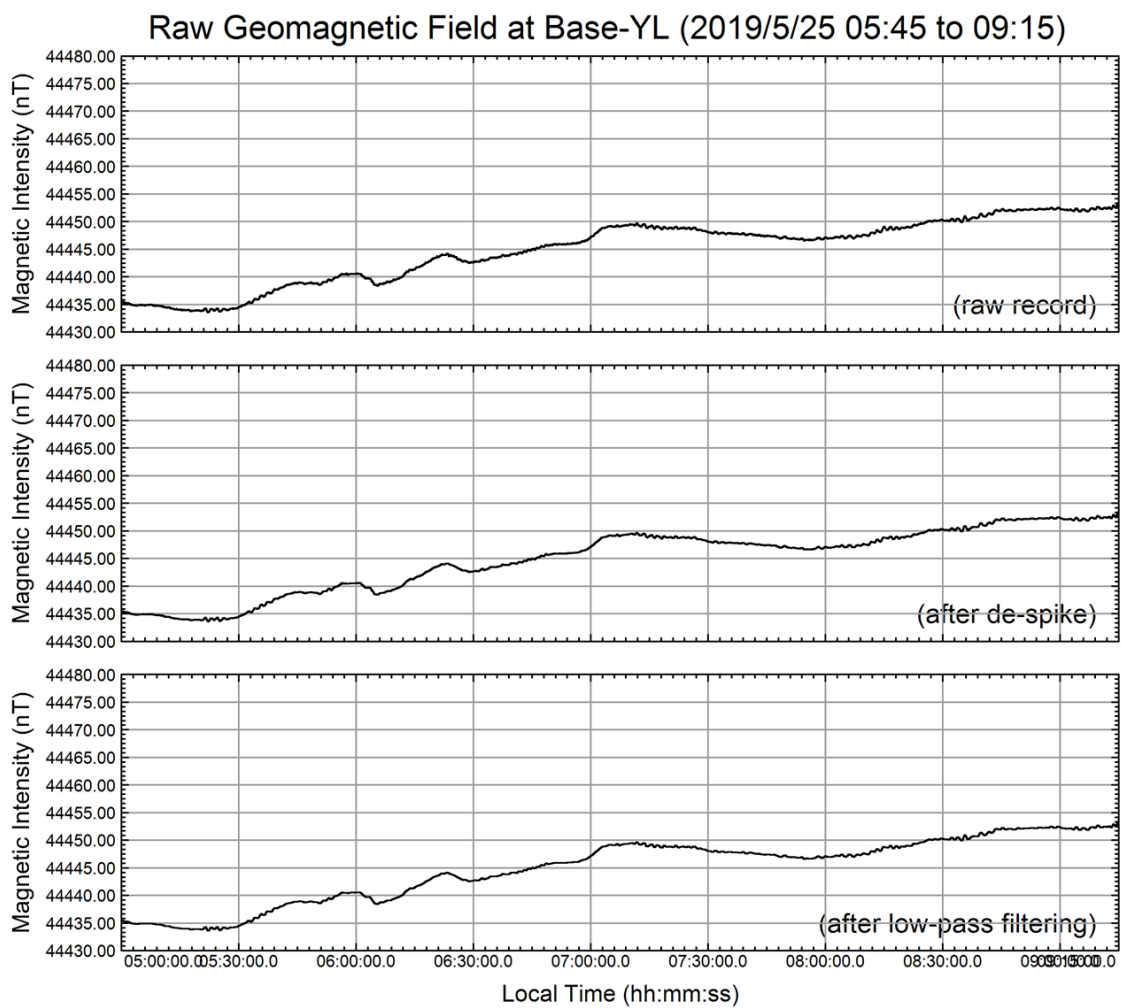


圖 4-27：中央氣象局玉里磁力基站於 2019/5/25 05:45 - 09:15 期間的地磁紀錄



圖 4-28：作業期間太陽磁暴觀測紀錄

- 註 1：紀錄期間自 2019/5/20 至 2019/5/31，顯示空中磁測作業期間(5/22 至 5/27)的磁爆指標不高，沒有明顯磁暴現象。
- 2：資料來源：俄羅斯科學院(Russian Academy of Sciences)太陽 X-ray 天文實驗室觀測紀錄，[https://tesis.lebedev.ru/en/magnetic\\_storms.html](https://tesis.lebedev.ru/en/magnetic_storms.html)。

### 4.4.3 資料處理

地球磁場在地球表面不同位置具有不同的磁傾角(magnetic inclination)與磁偏角(magnetic declination)，磁力強度之高低異常特性受量測所在地之磁傾角影響，當磁傾角等於 $\pm 90$ 度或 $0$ 度時，磁力異常的高區或低區可對應地下磁體的位置，但當磁傾角介於 $\pm 90$ 度與 $0$ 度之間時，磁力異常的高區或低區，並不對應地下磁體的位置(圖 4-29)，此外在地表量測的全磁力強度，係各深度地下磁體感應磁場的總和，不容易分辨來自不同深度地層的磁力響應。

資料處理之目的在於克服前述因磁傾角與磁偏角所造成磁力異常高低區的偏移影響，適度地分離來自不同深度的磁力訊號，以便掌握區域性構造與淺部構造等特徵，是磁力構造解釋的前置作業。

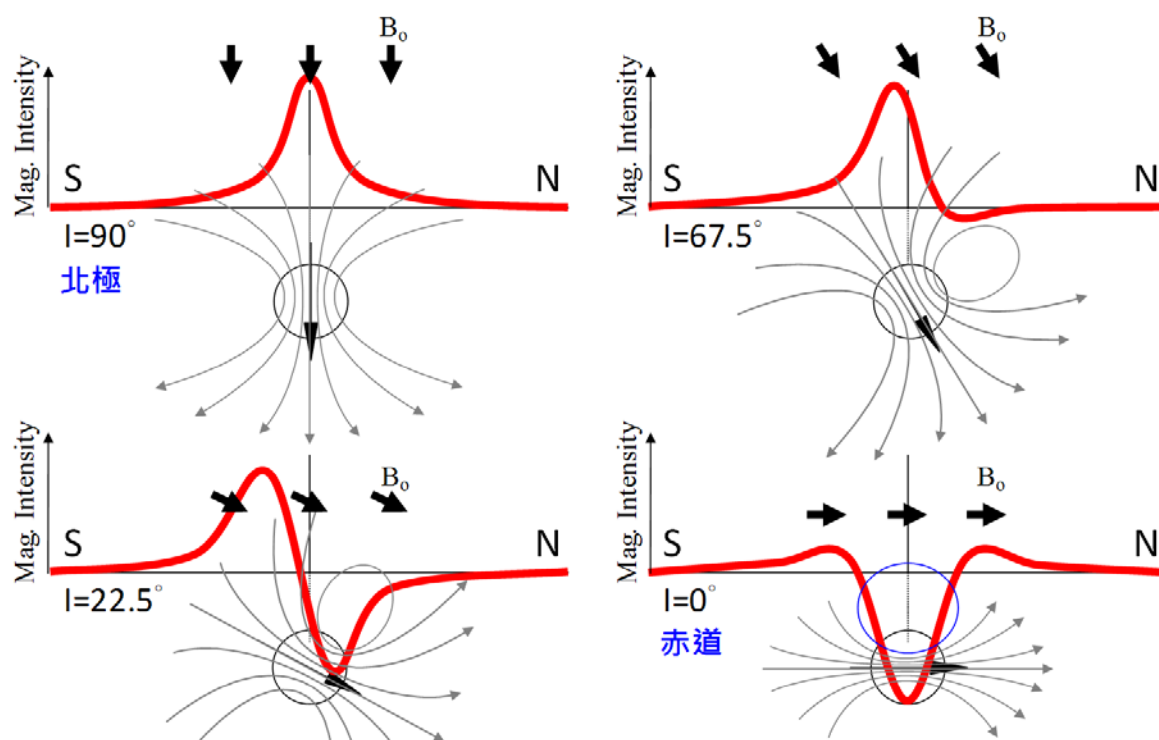


圖 4-29：全磁力強度高低異常區與磁傾角及磁體位置間關係示意圖

- 註 1：本圖模擬當地下有一圓形磁體情況下，在不同緯度地調量測之理論磁場強度剖面。
- 註 2： $B_0$  代表地球主磁場及其方向，左上圖代表位於磁南極處，右下圖代表位於磁赤道處，其餘兩圖代表位於磁南極與磁赤道間位置； $I$  代表磁傾角。
- 註 3：黑色箭頭代表感應磁化大小及方向；灰色線條及箭頭代表磁力線及其方向；紅色粗線代表理論磁場強度。

### 4.4.3.1 網格化

網格化(gridding)是磁力資料處理中最基本的步驟之一，為方便後續電腦運算處理，以規律的網格點數值來表現全區的磁力變化情形，這種計算的過程稱為網格化。常用的網格化方法包括：距離反比法(inverse distance weighting method; Donald, 1968)、雙向法(bi-directional method)、最小曲率法(minimum curvature method; Swain, 1976)及克里格法(Kriging method)等。概要介紹如下：

#### A. 距離反比法

適用於測點分布均勻的情況，以各網格點為中心搜尋設定範圍內的測點，並以各測點與網格點間之距離反比為加權係數，推算各網格點的數值。計算時間視測點數量、網格尺寸及所設定之搜尋範圍大小而異，是相當常用的一種網格化方法。

#### B. 雙向法

適用於各測線相互平行的測勘型態，不同測線資料以“航線編號”(line number)加以區分，計算時只能納入相互平行的測線。沿測線及垂直測線方向各選用一種內插(interpolation)法，計算時先沿測線方向內插各網格點的數值，再內差測線間各網格點的數值。當觀測點數量龐大時，其計算時間是所有網格化方法中最短的。

#### C. 最小曲率法

適用於測點分布均勻的情況，其計算原理有別於前述兩種使用內插的網格化方法，其基本概念是透過疊代計算，推算儘量符合各測點之量測值且最平順的曲面，再依該曲面計算各網格點數值。本方法廣泛地應用在地球科學類資料的網格化，計算所需時間約僅次於雙向法。

#### D. 克里格法

適用於不規則或網格狀分布的測點，其計算原理係以機率統計的概念，由任意兩測點間距離與量測值間的關係，以適當的變差函數(variation function)模型進行擬合，並據以計算各網格點的數值。計算時間相對較長，但對於如地球化學探勘，當測點分布不規則時，使用克里格法常能獲得相對

比較合理的結果。

經測試不同網格化方法後，本計畫採用最小曲率法進行網格化，網格大小通常為測線間距之 1/8 至 1/4，經過嘗試測試後，本計畫以網格大小 100 m × 100 m 進行後續各步驟的網格化。

#### 4.4.3.2 磁力資料修正

原始磁力量測數據需經一連串資料修正後，才能獲得全磁力網格(total magnetic intensity grid; TMI grid)，並據以進行後續資料處理與解釋等工作，磁力資料前處理主要包括以下項目(Luyendyk, 1997)：

##### A. 突波移除(spike removal)

突波雜訊主要導因於磁力感測器在量測過程中，因陣風或拖鳥姿態劇烈變化，導致磁力感測器劇烈震盪所致。空中磁測的突波雜訊大多發生在測線端點，主要因直升機完成一條測線後，以 180 度大迴轉進入下一條測線前，往往造成磁力感測器大幅度晃動，當晃動過度劇烈時則會導致脫鎖形成突波雜訊。本計畫依以下步驟移除磁力紀錄上的突波：

- (A) 剔除所有脫鎖(un-locked)的磁力紀錄，包括脫鎖紀錄之前後各一個資料點。
- (B) 搭配第 4 階差檢視磁力紀錄，剔除明顯的突波。
- (C) 以非線形濾波(non-linear filtering)法，濾除不規則的小突波。

##### B. 基站修正(base correction)

基站修正(base correction)又稱日變化修正(diurnal correction)，目的在於去除磁力探測作業期間，地球磁場的日變化效應。由於移動式磁力基站係架設在野外空曠處，難免受到風吹或民眾靠近等因素，影響地磁紀錄。因此移動式地面磁力基站的連續地磁紀錄，需先進行突波移除並濾除高頻雜訊後，始能用於後續之基站修正。

基站修正需先經內插對應測點在地磁紀錄中相同時間的地球磁力強



度，並自磁力量測紀錄中直接扣除前述內插的地球磁力強度，如下列公式：

$$B_i^D = B_i - B_i^d + B_{avg}^d \dots \dots \dots (11)$$

式中， $B_i^D$  代表第*i*個測點經基站修正後的磁力強度， $B_i$  代表第*i*個測點的磁力紀錄， $B_i^d$  代表第*i*個測點相同時間的地磁紀錄， $B_{avg}^d$  代表當天地磁紀錄的平均值。由於地磁變化通常遠小於沿測線的磁力變化，故基站修正前後的全磁力強度圖變化不大。

C. 國際地磁參考場移除(IGRF removal)

地球的主磁場(main field)強度隨地點不同而異，故若要凸顯測區內地層的磁性異常，需扣除地球主磁場的磁力強度。本計畫採用 IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) 所發佈的國際地磁參考場 (International Geomagnetic Reference Field; IGRF) 計算公式，先計算每一測點的理論主磁場的磁力強度後，再自量測資料中予以扣除。國際地磁參考場計算地球主磁場之磁力強度公式如下：

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) p_n^m(\cos \theta) \dots \dots \dots (12)$$

式中*V*為地球主磁場之磁力強度，*a*為地球平均半徑，*r*為距地球中心之距離， $\phi$ 為經度(longitude)， $\theta$ 為地心餘緯度(geocentric colatitude)，為*m*次方*n*次幕之函數 Legendre function，及為高斯係數(Gauss coefficients)，而*N*為高斯係數展開時最大次幕數；於地球主磁場模型中，通常取*N* = 10，則共有 120 組高斯係數。

本計畫使用 IAGA 發佈之 2015 年 IGRF 模型，依據各測點的坐標及高程計算測點的 IGRF 值，並自磁力量測紀錄中直接扣除 IGRF 強度，如下列公式：

$$T_i^{IGRF} = T_i - T_i^{igrf} + T_{avg}^{igrf} \dots \dots \dots (13)$$

式中， $T_i^{IGRF}$  代表第*i*個測點經基站修正後的磁力強度， $T_i$  代表第*i*個測點的磁力紀錄， $T_i^{igrf}$  代表第*i*個測點的 IGRF 強度， $T_{avg}^{igrf}$  代表所有測點 IGRF 強度的平均值。由於地球主磁場之磁力強度明顯隨緯度改變，故全磁力強度

圖經 IGRF 修正後變化比較顯著。

#### D. 調平(leveling)

許多與測線方向平行的線形雜訊，如圖中黑色箭號所指處，此類雜訊主要係由於空中磁力探測是在連續變化的環境中進行資料收集，因此兩相鄰測線的磁力紀錄，往往顯現出不一致的基準(level)，而形成與測線平行的雜訊，稱為系統性雜訊(systematic noise)。消除系統性雜訊的過程稱為調平(leveling)，包括：普通調平(normal leveling)及微調平(micro-leveling)兩個主要步驟。

「普通調平」係透過相互垂直的檢核線，計算測線與檢核線交點處的磁力紀錄差異，據以調整各測線的磁力值，使測線與檢核線交點處的磁力紀錄差異最小化。「微調平」則主要透過方向濾波(directional filtering)的概念，濾除沿測線方向的雜訊。

圖 4-30 為測線 118 在資料前處理前後之全磁力強度圖，圖 4-31 為各探測區域在磁力資料修正各階段的全磁力強度圖，顯示原始磁力資料(圖 4-31a)含有顯著突波雜訊，經上述磁力資料修正後獲得之全磁力強度圖如圖 4-32 所示，網格間距為 100 m，可供後續進行進一步網格及逆推等處理與解釋。

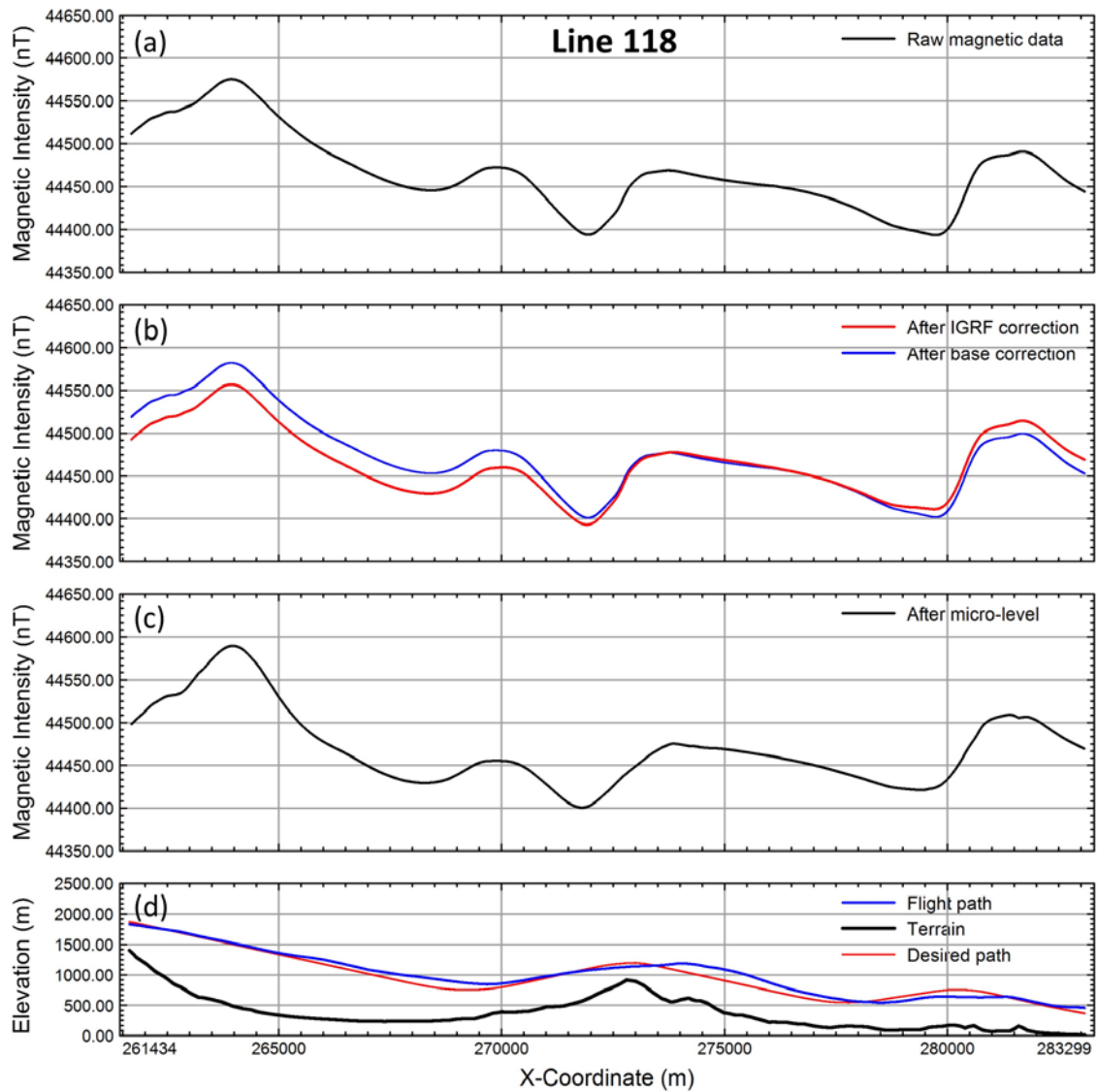


圖 4-30：測線 L118 在資料前處理前後之全磁力強度圖

(a)原始全磁力強度紀錄；(b)經基站及國際地磁參考場移除等處理後之全磁力強度紀錄；(c)經調平處理後之全磁力強度紀錄；(d)沿測線地形及設計與實際飛行路徑圖。

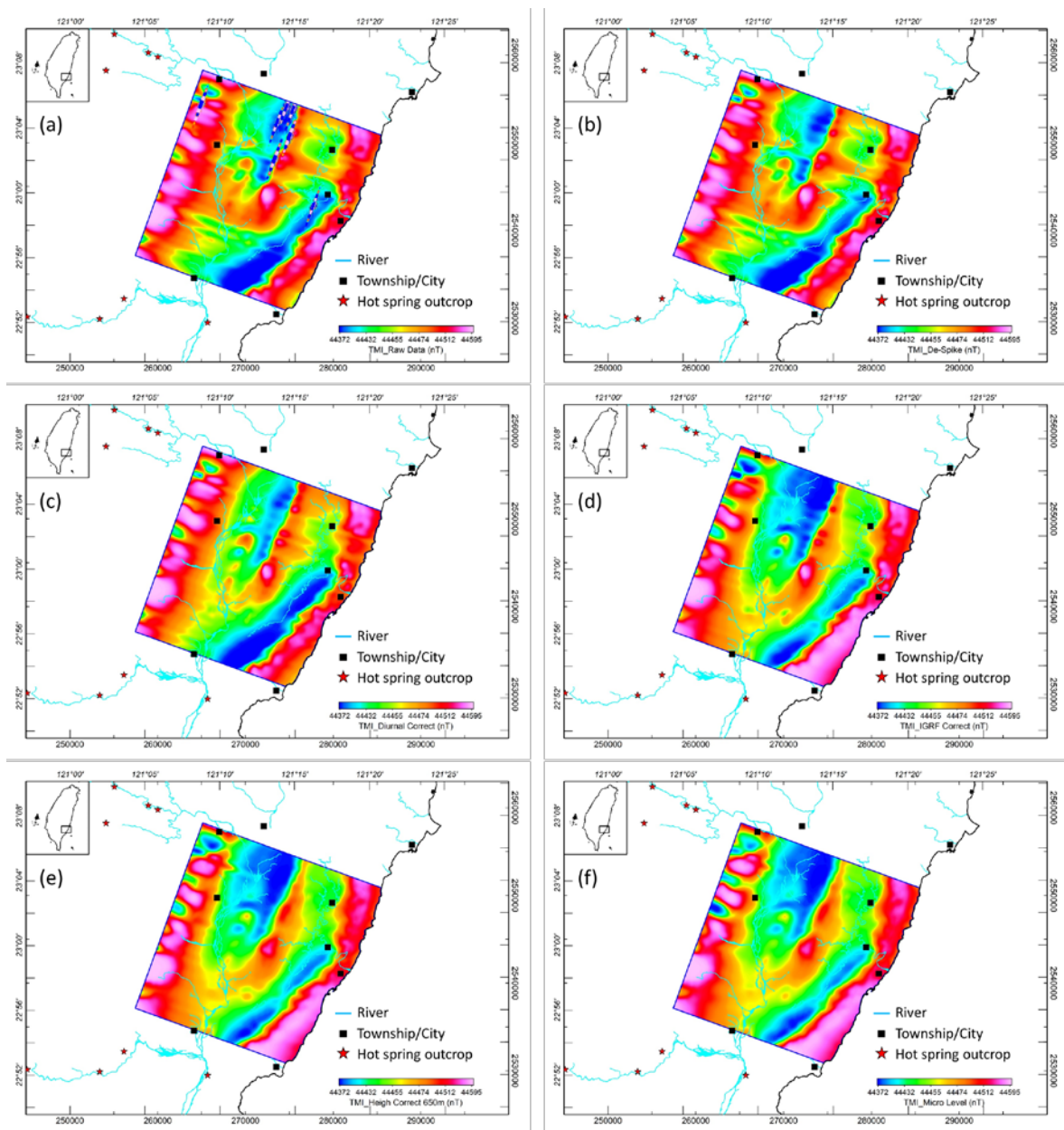


圖 4-31：磁力資料修正各階段全磁力強度圖

(a)原始全磁力強度圖；(b)經突波移除及內插處理；(c)再經基站修正；(d) 再經國際地磁參考場移除；(e) 再經高度修正，離地高度 650 m；(f)再經調平處理。

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

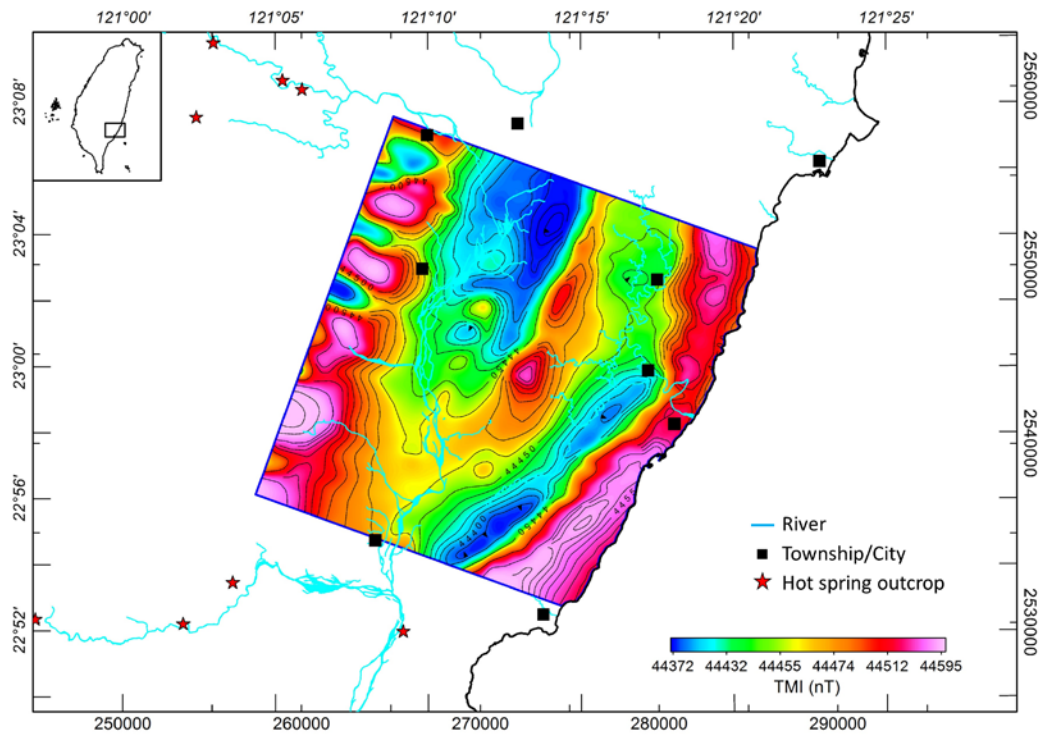


圖 4-32：經前處理後產出之全磁力強度圖

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

### 4.4.3.3 網格處理

網格處理係透過二維處理方式，強化磁力異常的影象，本計畫進行以下處理：  
(1)歸極換算(reduction to the pole; RTP)、(2)濾波(filtering)、(3)向上延伸(upward continuation; UC)、與(4)微分(derivative)等，說明如下：

#### A. 歸極換算

歸極換算之主要目的，在於將磁傾角小於 90 度區域所獲得的磁力異常圖，轉換成磁傾角等於+90 度或-90 度時的磁力異常圖。為避免當磁傾角較小或雜訊較高情況下，可能引起計算過程之不穩定，本報告採用 MacLeod *et al.* (1993)所提出的換算公式進行計算，如下：

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \dots\dots\dots (14)$$

上式中  $\theta$  為波數域極坐標之方位角， $I$  為測區主磁場之磁傾角， $D$  為測區主磁場之磁偏角， $Ia$  為使用者設定的擬似磁傾角(pseudo-inclination)，通常介於  $\pm 20$  度，用以提高計算結果的穩定性。本計畫以調查範圍內各測點的理論平均磁傾角( $34.18^\circ$ )及平均磁偏角( $-4.04^\circ$ )，輸入公式 14 用以進行歸極換算處理。

#### B. 濾波

訊號與雜訊通常具有不同的波長(wave length)，在空間域(space domain)裡因各種波長的訊號及雜訊混雜在一起，故並不容易在空間域中直接將不同波長的訊號加以分離。若先將空間域的序列(series)，經快速傅氏變換(Fast Fourier Transformation, FFT)至波數域(wave-number domain)後，則在波數域可以直接對特定波長進行刪除或保留，再經逆快速傅氏變換(Inverse Fast Fourier transformation, IFFT)回空間域，則能達到濾除或保留特定波長訊號之目的。

假設空間域內一離散(discrete)序列  $X$  共有  $N$  個取樣點，依快速傅氏變換公式 15 可將其變換至波數域  $x$ ：

$$X_k = \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-\frac{2\pi i}{N} kn} \dots\dots\dots(15)$$

其中， $N$  為總取樣點數， $k$  為波數。在波數域裡藉由一個反應函數(L; response function)，與  $x$  相乘以達到濾波之目的，如下：

$$X' = X \cdot L \dots\dots\dots(16)$$

依濾波目的差異，常用的濾波器(filter)包括：低通濾波(low-pass filtering)、高通濾波(high-pass filtering)與帶通濾波(band-pass filtering)，其對應典型的反應函數如圖 4-33 所示，圖中  $W_C$  為低通濾波與高通濾波的截切波數(cut-off wave-number)， $W_1, W_2$  則為帶通濾波的低切與高切波數。低通濾波器保留波數小於  $W_C$  的訊號，高通濾波器保留波數大於  $W_C$  的訊號，帶通濾波器則保留波數介於  $W_1$  與  $W_2$  的訊號。 $X'$  再經逆快速傅氏變換公式 17，可變換回空間域  $x'$ ：

$$x'_n = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} X'_k e^{\frac{2\pi i}{N} kn} \dots\dots\dots(17)$$

濾波處理有兩個主要目的：(a)濾除雜訊(noise)提高信噪比(S/N ratio)、(b)分離深部與淺部磁力異常。雜訊濾除通常於資料前處理過程中使用，應用高通濾器並設定較高的截切波數，以達到濾除高頻雜訊之目的。進行資料解釋之處理時，則主要透過設定適當的截切波數，將磁力異常圖分離為區域磁力異常(regional magnetic anomaly)與剩餘磁力異常(residual magnetic anomaly)；區域磁力異常用以反映較深的構造，剩餘磁力異常則用以反映相對較淺的構造，前述之「深」、「淺」並無確切之定義，與所採用截切波數(或習慣稱：截切波長)之長短有關。一般而言，若截切波數之對應波長為 1 km，則經低通濾波處理後之區域磁力異常圖，視為反映深度約 0.25 km 至 0.5 km 以下之構造，經高通濾波處理後之剩餘磁力異常圖，視為反映深度 0.25 km 至 0.5 km 以上之構造。

### C. 向上延伸

向上延伸(簡稱：UC)的功能在於透過解迴旋(convolution)運算，將磁力

量測基準面向上提升至某特定高度。二維向上延伸可以透過快速傅氏變換達成，在波數域向上延伸的反應函數如下所示：

$$L(k) = e^{-2\pi kh} \dots\dots\dots (18)$$

上式中  $k$  為波數， $h$  為欲延伸的高度。如同前述濾波處理，在波數域與反應函數作用後，再以逆快速傅氏變換轉回空間域。相由於基準面高度提高，量測點與地下磁體間的距離加大，故磁力異常較不受淺部局部磁體影響，而能反映出大區域的構造形貌。

#### D. 微分

微分處理可以使細微的變化更顯著，故透過微分處理可以加強地下磁體邊界的對比(Verduzco *et al.*, 2004)，使地下磁體的邊界更易於辨認；垂直微分(Vertical Derivative; *VDR*)、全水平微分(Total Horizontal Derivative; *THDR*)、傾角微分(Tilt Derivative; *TDR*)、解析訊號(*Analytic Signal*; *AS*)等是較常使用的方法。所使用公式如下：

$$VDR = \frac{\partial T}{\partial z} \dots\dots\dots (19)$$

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \dots\dots\dots (20)$$

$$TDR = \tan^{-1} \left[ \frac{VDR}{THDR} \right] \dots\dots\dots (21)$$

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \dots\dots\dots (22)$$

其中  $T$  代表磁力強度。上述微分處理方法中，一次垂直微分(1<sup>st</sup> vertical derivative; *IVD*)，*TDR* 及 *AS* 常用於輔助解釋地下磁體分布與特徵。

#### 4.4.3.4 磁力異常圖

依前節所述網格處理，本計畫產出之主要全磁力強度圖及磁力異常圖如圖



4-34 至圖 4-37 所示，說明如下：

#### A. 全磁力強度圖

圖 4-34 係圖 4-32 經歸極換算後之全磁力強度圖，圖上高磁力異常可用以定性地解釋地下磁體的分布。顯示在研究區域脊樑山脈及海岸山脈都有顯著高磁性岩體分布，脊樑山脈高磁性岩體呈塊狀分布，海岸山脈高磁性岩體則呈明顯東北向帶狀分布。

#### B. 區域磁力異常圖

區域磁力異常圖常用以定性地反映相對深層的磁力特性，通常將 TMI 網格透過低通濾波、向上延伸或計算趨勢面後獲得。圖 4-35a,b 為以截切波長等於 5 km 及 10 km 對圖 4-32 進行低通濾波後，再經歸極換算後獲得的區域磁力異常。圖 4-35c,d 為以延伸高度等於 1 km 及 2 km 對圖 4-32 進行向上延伸後，再經歸極換算後獲得的區域磁力異常。圖 4-35 與圖 4-34 相比顯示圖 4-35 相對平滑，但其所反應的特徵與前述圖 4-34 之磁力特徵一致，顯示研究區域內，海岸山脈的高磁性岩體自東北方向西南延伸。

#### C. 剩餘磁力異常圖

剩餘磁力異常圖用以定性地反映相對淺層的磁力特性，通常將 TMI 網格透過高通濾波、扣除區域趨勢面(regional trend surface)或扣除向上延伸之全磁力強度圖等方式獲得。圖 4-36a,b 為以截切波長等於 1 km 及 2 km 對圖 4-32 進行高通濾波，再經歸極換算後獲得的剩餘磁力異常圖。圖 4-36c,d 為將圖 4-32 扣除區域磁力異常圖，再經歸極換算後獲得的剩餘磁力異常圖，前述之區域磁力異常圖係將圖 4-32 經低通濾波處理後獲得，截切波長分別為 1 km 及 2 km。顯示海岸山脈高磁岩體主要沿東北方向延伸，部份呈延續性帶狀分布，部份則由許多小型高磁岩體組成，脊樑山脈的高磁岩體則主要局部塊狀分布。

#### D. 微分磁力異常圖

磁力異常經微分處理後能強化磁力特徵，用於輔助磁力構造解釋。圖 4-37a 及圖 4-37b 係圖 4-34 分別經一次及二次垂直微分處理後獲得的磁力異

常圖，圖 4-37c 係圖 4-32 經解析訊號處理後獲得的磁力異常圖，圖 4-37d 係圖 4-34 經傾斜微分後獲得的磁力異常圖。圖 4-37 常用以凸顯地質構造，顯現更顯著的東北方向高磁條帶(海岸山脈)，及西北(海岸山脈)與東西(脊樑山脈)方向的線形分布。

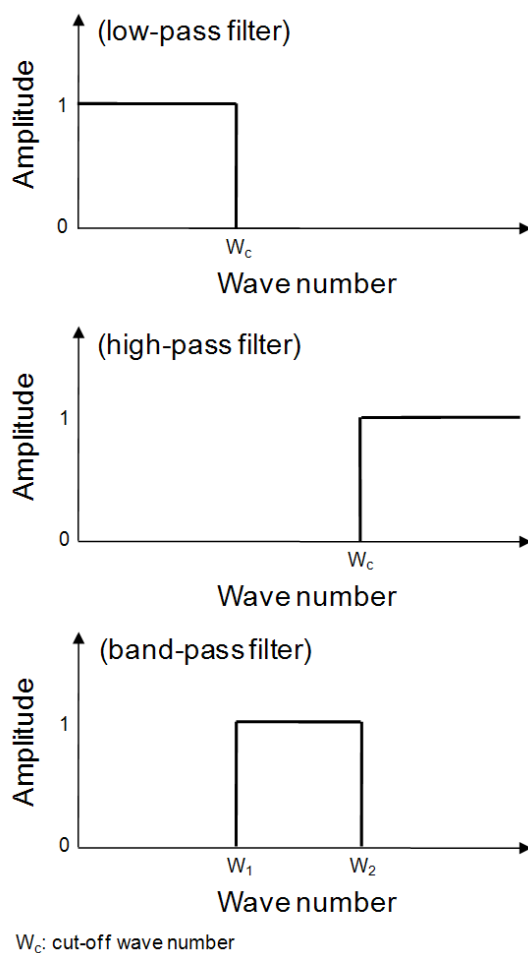


圖 4-33：常用濾波器之反應函數

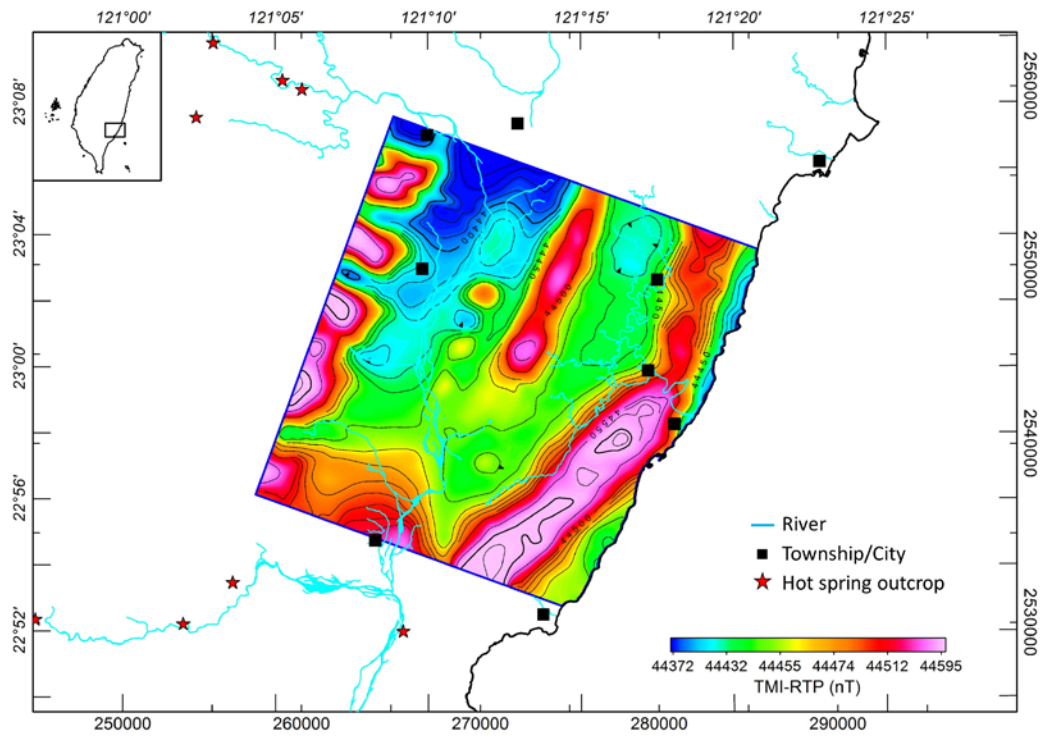


圖 4-34：經歸極換算處理後之全磁力強度圖

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

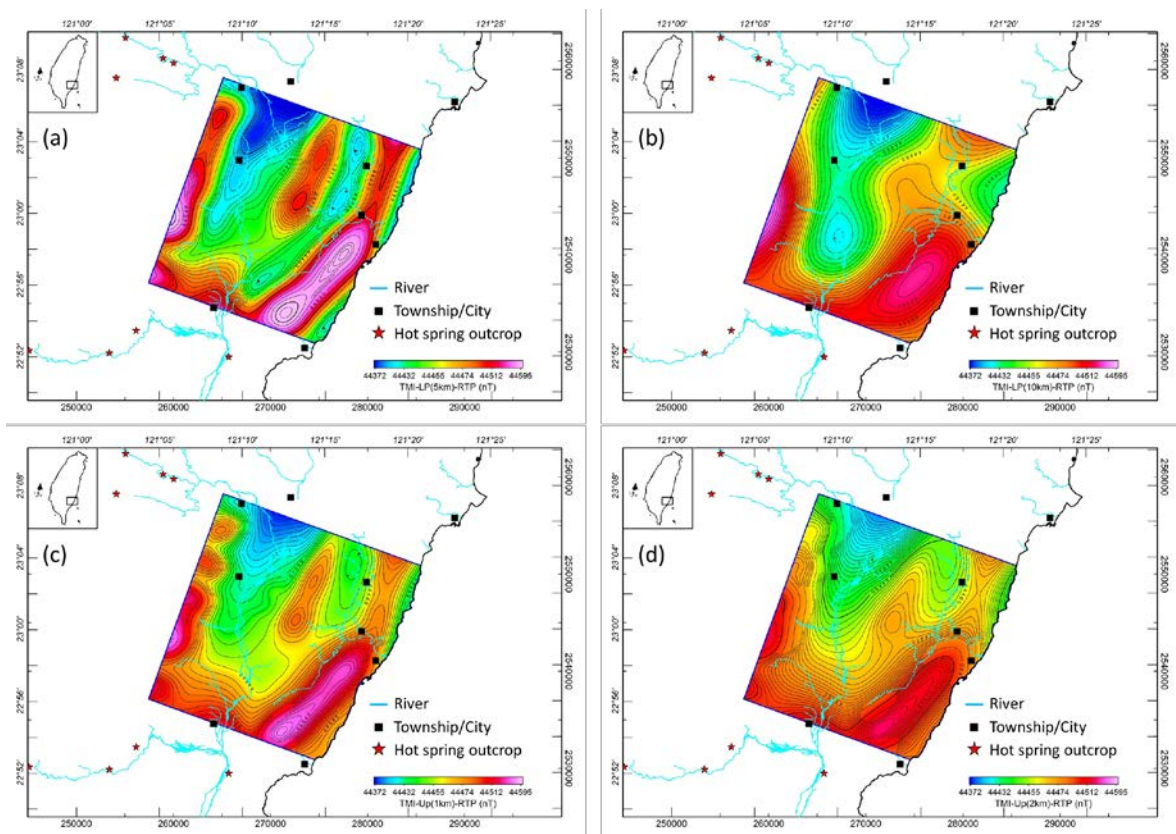


圖 4-35：經低通濾波及向上延伸處理後之區域磁力異常圖

(a)、(b)經低通濾波處理；截切波長分別為 5 km、10 km；(c)、(d)經向上延伸處理；延伸高度分別為 1 km、2 km。

註 1：上述磁力異常圖均經歸極換算處理。

2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

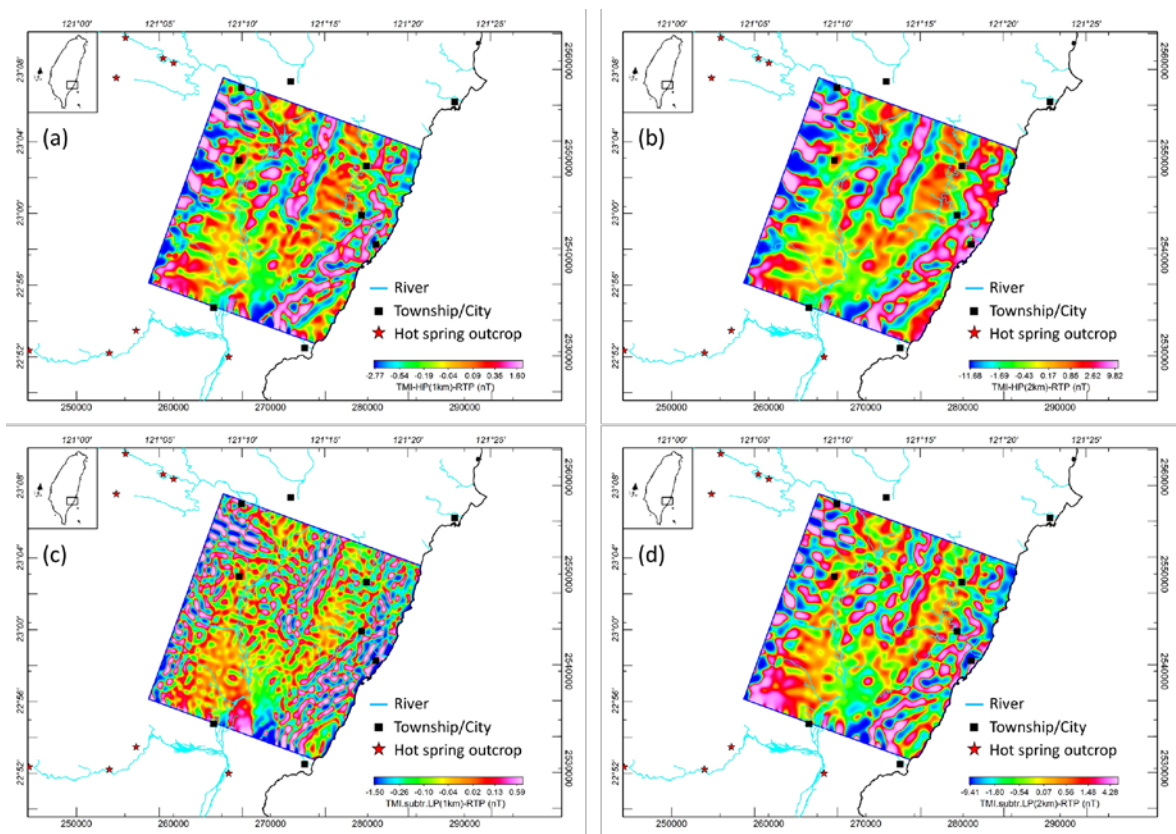


圖 4-36：經高通濾波及扣除區域全磁力異常處理後之剩餘磁力異常圖

(a)、(b)經高通濾波處理；截切波長分別為 1 km、2 km；(c)、(d)扣除經低通濾波處理所代表之區域全磁力異常圖；低通濾波之截切波長分別為 1 km、2 km。

註 1：上述磁力異常圖均經歸極換算處理。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

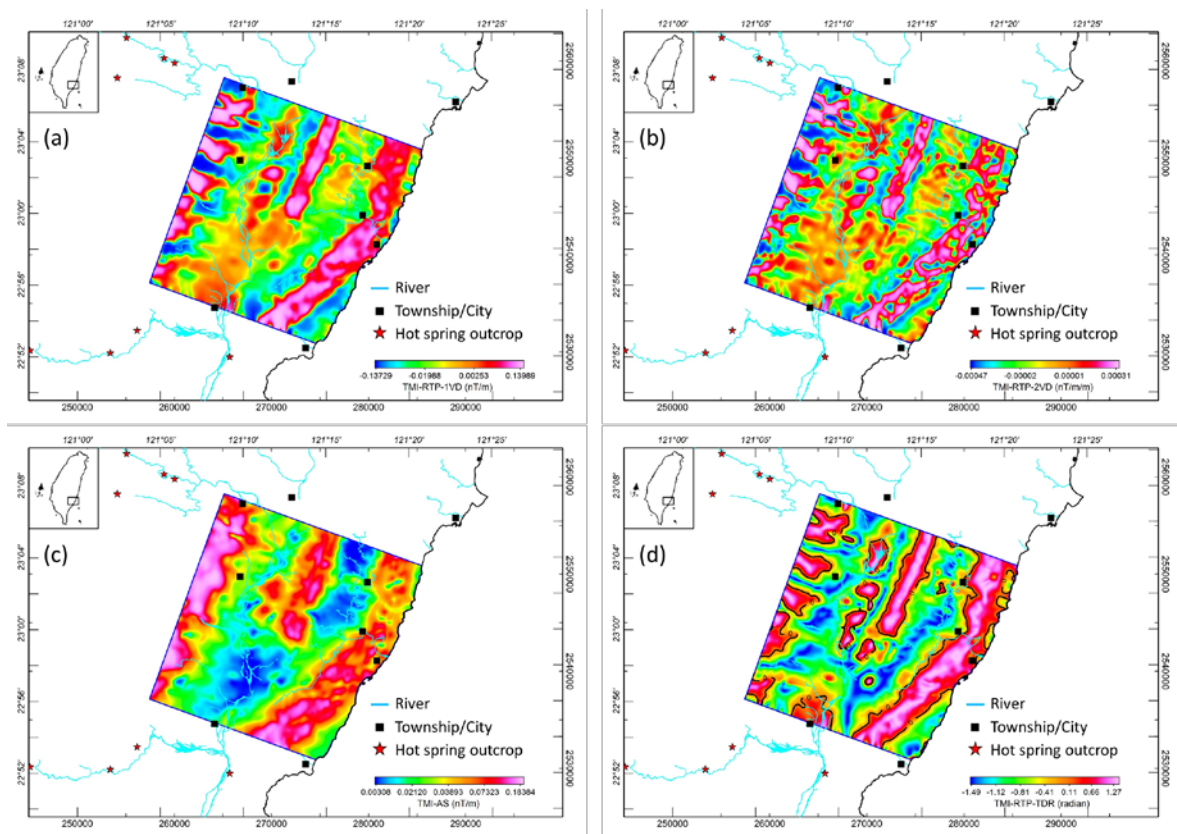


圖 4-37：經歸極換算及微分處理後之磁力異常圖

(a)經歸極換算及一次垂直微分處理；(b)經歸極換算及二次垂直微分處理；(c)經解析訊號處理、(d)經歸極換算及傾斜微分處理。

註：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

#### 4.4.3.5 主題圖幅製作

本計畫之主題圖幅版面設計如圖 4-38 所示。圖幅版面主要分為左、右兩區，左側版面範圍較大，用以展示主題圖，右側版面則用以展示相關圖說及比例尺等資訊，包括以下內容：

- A. 圖名。
- B. 施測參數。
  - (A) 調查區域。
  - (B) 施測單位。
  - (C) 施測期間。
  - (D) 計畫代號。
  - (E) 飛行載具。
  - (F) 測線間距。
  - (G) 檢核線間距。
  - (H) 測線方位。
  - (I) 檢核線方位。
  - (J) 離地高度。
- C. 使用設備。
  - (A) 磁力儀型號。
  - (B) 解析度。
  - (C) 取樣頻率。
  - (D) 取樣間隔。
  - (E) 衛星定位系統。
  - (F) 導航系統。
  - (G) 磁力基站。
- D. 圖幅坐標系統。
  - (A) 參考橢球體。
  - (B) 投影方法。

E. 資料處理步驟。

說明主題圖檔產生過程中所採用的資料處理步驟，以產製全磁力強度圖為例，其經過的處理步驟如下：

(A) 突波移除。

(B) 基站修正。

(C) IGRF 修正。

(D) 調平修正。

F. 彩色圖例。

G. 比例尺及坐標系統。

本計畫共完成 5 幅圖幅，包括：地形圖、航線圖、全磁力強度圖、經歸極換算處理之全磁力強度圖、等效電流密度圖，縮圖列於附錄 8.5，並以 400 dpi 產出 Arcview TIFF 格式圖檔，供載入各類地理資訊軟體進行套疊。

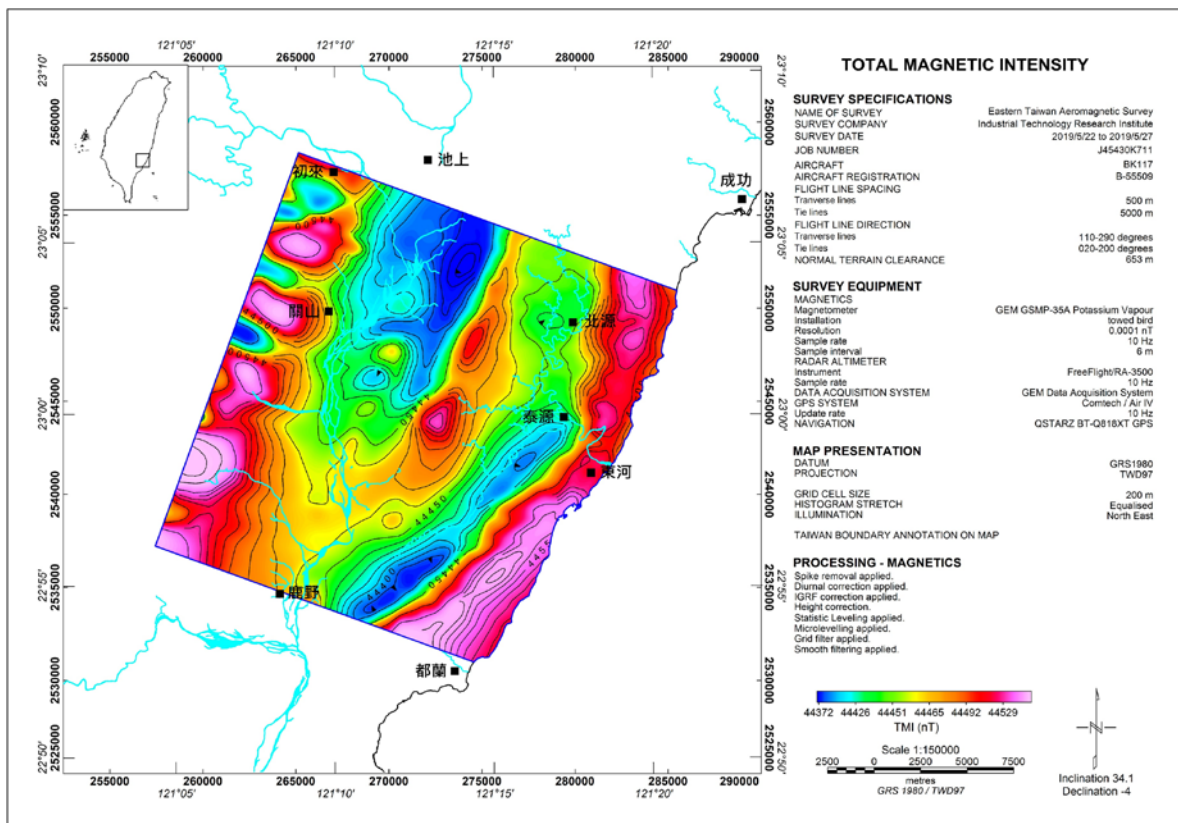


圖 4-38：全磁力強度主題圖幅



### 4.4.3.6 三維逆推

#### A. 逆推原理

在地表所量測的磁力值，是地下各不同深度磁體的磁力總合，故在地表量測到的磁力值是地下磁體之深度與磁感率的函數。逆推技術係依據地表量測之磁力值，反推地下磁體的空間分布及其磁感率。

假設在地表有  $M$  個磁力量測值，以  $B$  表示觀測矩陣，如下：

$$B = [b_1, b_2, \dots, b_M] \dots \dots \dots (23)$$

其中  $b_i$  代表第  $i$  個觀測值，假設此  $M$  個磁力量測值可以地下  $N$  個磁體來匹配，令  $G$  與  $S$  分別代表地下磁體的幾何(geometry)參數與磁感率，令此  $N$  個磁體包含了  $N_g$  個幾何參數與  $N_s$  個磁感率，以  $X$  表示模型參數矩陣，如下：

$$X = [x_1, x_2, \dots, x_{N_g+N_s}] = [g_1, g_2, \dots, g_{N_g}, s_1, s_2, \dots, s_{N_s}] \dots \dots \dots (24)$$

$$G = [g_1, g_2, \dots, g_{N_g}] \dots \dots \dots (25)$$

$$S = [s_1, s_2, \dots, s_{N_s}] \dots \dots \dots (26)$$

$g_i$  與  $s_i$  代表第  $i$  個磁體的幾何參數與磁感率，令  $T$  代表量測磁力值與模型參數(model parameter)間的數學函數關係，如下：

$$B = T(G, S) \dots \dots \dots (27)$$

公式 27 是一非線性函數，為使問題簡單化，以線性化處理公式 27 可寫成一個包含  $N_g + N_s$  個未知參數的  $M$  組聯立方程式，以矩陣方程式表示如下：

$$Error = (B - T) = AdX \dots \dots \dots (28)$$

上式  $(B-T)$  稱為誤差矩陣(error matrix)， $dX$  代表參數改進矩陣(parameter improvement matrix)， $A$  稱為雅氏式矩陣(Jacobian matrix)，為一  $M \times (N_g + N_s)$  的矩陣，代表磁力理論值  $T$  對模型參數  $X$  的偏微分，定義如下：

$$A = \begin{bmatrix} a_{1,1} & \dots & a_{1,N_g+N_s} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{M,1} & \dots & a_{M,N_g+N_s} \end{bmatrix} \dots \dots \dots (29)$$

$$a_{i,j} = \frac{\partial T_i}{\partial X_j} \dots \dots \dots (30)$$

由於公式 28 具有非唯一解的特性，故可透過最小二乘法(least square method)或馬魁達法(Marquardt method)等方法求解  $dX$ ，並以疊代(iteration)方式求得收斂後的模型參數。

二維逆推(2D inversion)與三維逆推(3D inversion)因維度不同，故在模型參數的設定上有所差異。二維逆推因將地質構造簡化為二維構造，故求解過程相對單純，通常可同時求解磁體的幾何參數與磁感率。進行三維逆推時，慣常先將地下地層劃分為規律的立體網格，藉以固定幾何參數(Denisso *et al.*, 2009; Dutra and Marangoni, 2009)，於求解公式 28 過程中，解算各立體網格對應的磁感率，並依據磁感率的空間分布進行解釋。

#### B. 三維逆推處理

磁力的標準三維逆推(standard 3D inversion)係在忽略地層殘磁力的假設下，將磁力異常的來源視為來自地下磁體受地球磁場感應的總和，以全磁力強度網格作為輸入之觀測網格(observe grid)後，經逆推求取地下磁體的磁感率。但是由於火成岩等岩層通常具有殘磁力，故傳統的標準三維逆推不一定能完全反應地下火成岩體的分布。

本計畫採用磁化向量逆推法(Magnetization Vector Inversion, MVI)(Ellis *et al.*, 2012; MacLeod and Ellis, 2013)進行處理。基於地下磁體的磁化是一種向量型式，是感應磁化(induced magnetization)與非感應磁化(non-induced magnetization)的向量和(圖 4-39)，其中非感應磁化的主要來源為各種殘磁力。MVI 將每一個網格都視為具有不同的磁化向量，磁化向量由 3 組獨立參數組成(大小、磁傾角與磁偏角)，在逆推時直接逆推此 3 組參數，故較能反應真實情況。MVI 雖然仍然無法完全處理因殘磁力所造成的影響，但其基本假設比較貼近實際狀況，故有助於具體描述地下磁體的分布與特徵(MacLeod and Ellis, 2013)。

經 MVI 處理後除了能獲得磁化向量的磁力強度(MVI-Amp)之外，亦能分解成與現今地磁同方向的感應磁力分量(MVI-Proj)及與地磁方向垂直的非感應磁力分量(MVI-Perp)。上述三個磁力強度除以現今地球主磁場的磁力強

度即得磁感率，分別稱為磁化向量磁感率(MVI-Amp susceptibility)、感應分量磁感率(MVI-Proj susceptibility)及非感應分量磁感率(MVI-Perp susceptibility)，藉由相互對照有助於瞭解不同岩體間的差異性。

本計畫以全磁力強度圖(圖 4-32)扣除一次區域趨勢後作為三維逆推之輸入觀測網格(observed grid；圖 4-40a)，共計 156,180 個資料點，以海科中心製作的 200 m 數值地形作為三維網格的上邊界，下邊界為高程-20 km，三維網格如圖 4-41 所示，水平方向網格大小為 150×150 m，垂直方向網格則由地表的 75 m，向下以等比例逐漸遞增，共計 2,688,840 個網格。經過 12 次疊代後，平均誤差降至 0.49144% (或均方根誤差 2.35 nT)，圖 4-42 為經三維逆推處理後獲得的三維磁感率模型，對應的理論全磁力強度網格如圖 4-40b 所示，與輸入觀測網格(圖 4-40a)特徵一致，顯示圖 4-42 可運用於後續定量解釋。解釋用剖面分布如圖 4-43 所示，各剖面對應之磁感率剖面縮圖列於附錄 8.6，圖 4-44 所示為測線 116 之典型磁感率剖面，相關解釋與說明將於後續章節說明。

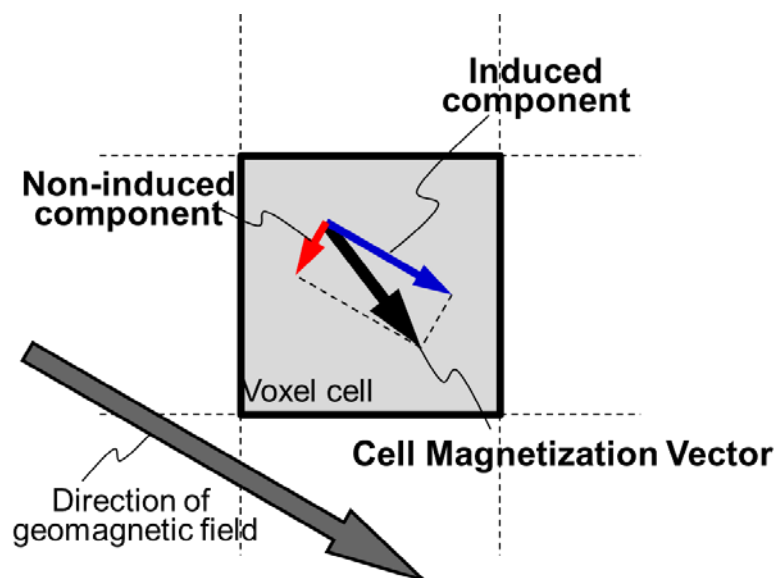


圖 4-39：磁化向量與感應磁化分量及非感應磁化分量間關係示意圖

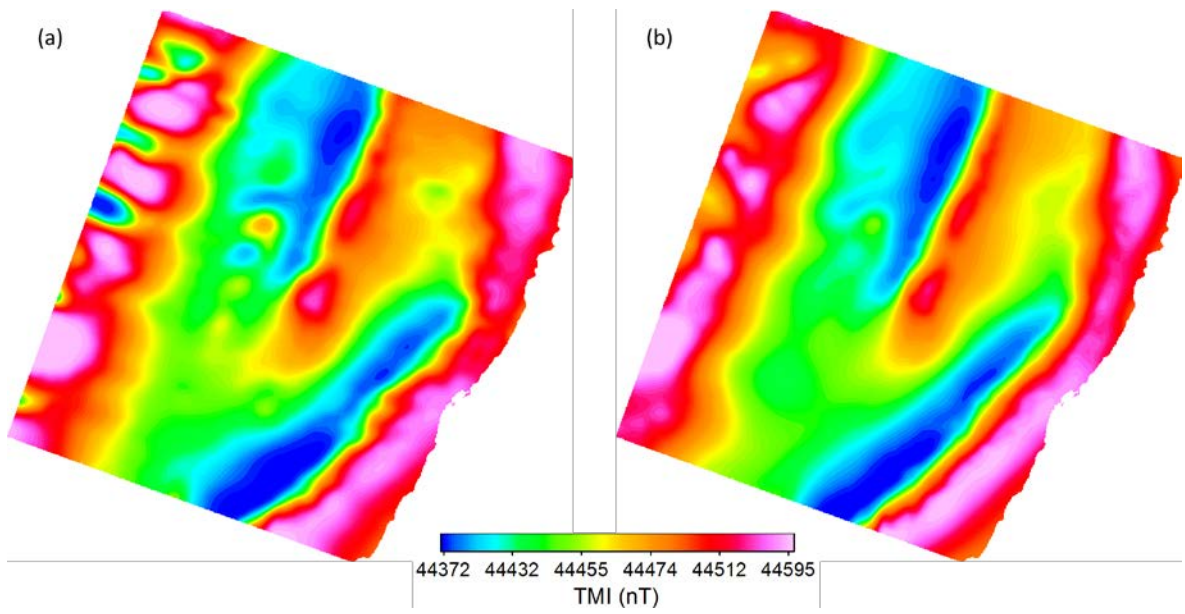


圖 4-40：三維逆推之全磁力強度觀測與理論網格圖比較

(a)三維逆推之輸入全磁力強度觀測網格；(b)理論之全磁力強度網格。

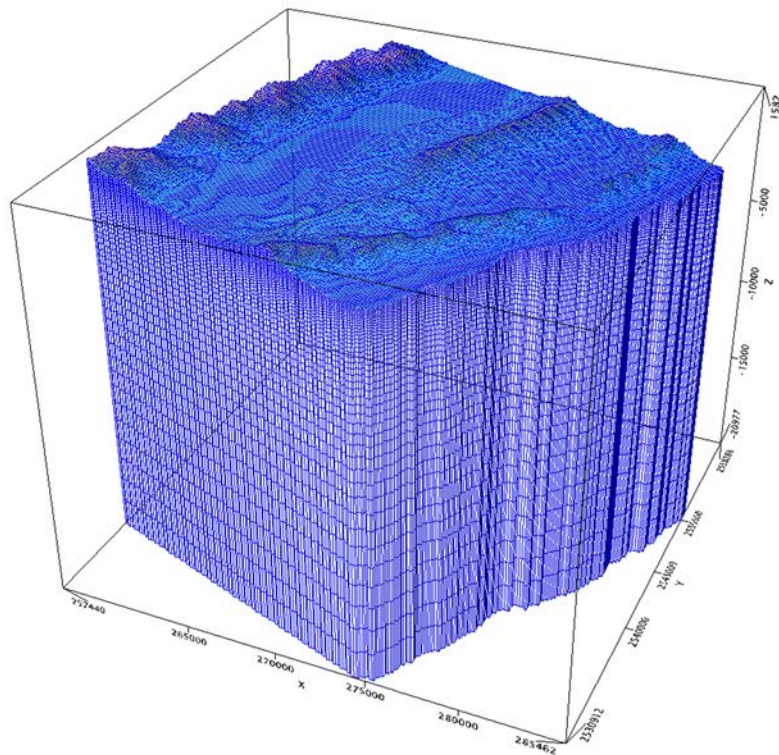


圖 4-41：三維逆推使用之三維網格

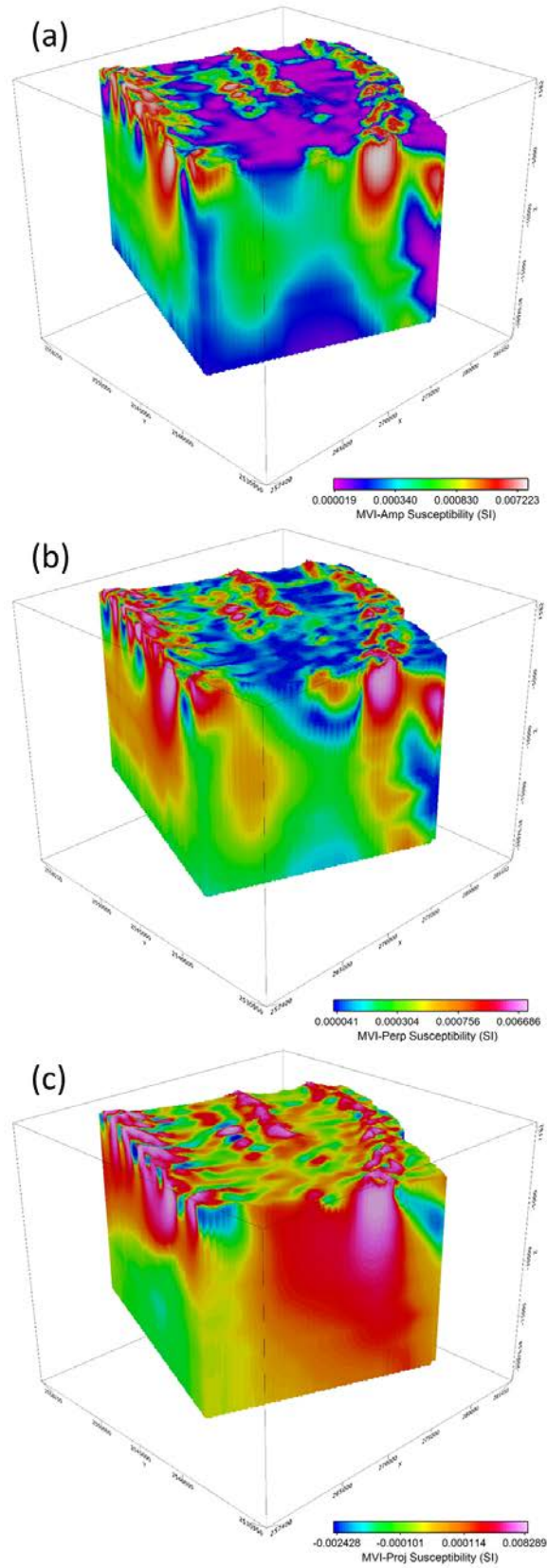


圖 4-42：三維磁感率模型

(a)三維磁化向量磁感率模型；(b)三維非感應分量磁感率模型；(c)三維感應分量磁感率模型。

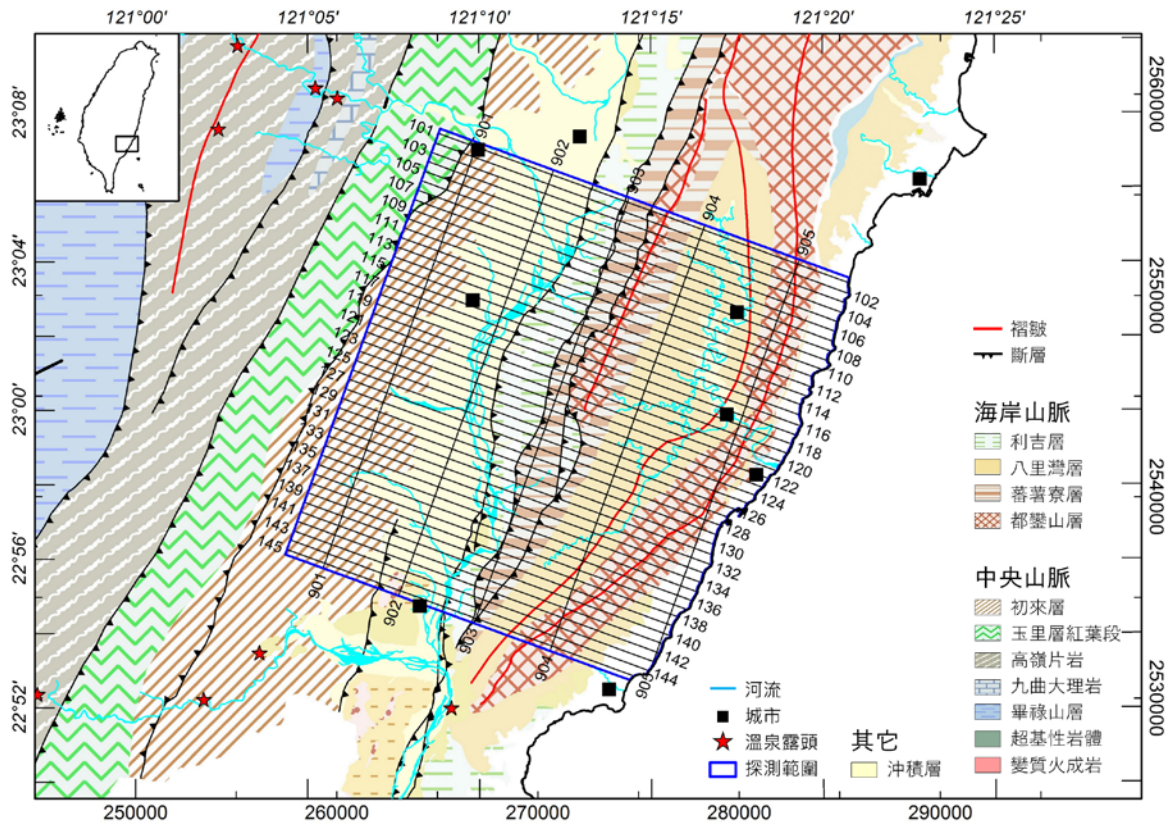


圖 4-43：三維磁感率模型解釋剖面分布圖

註 1：地質底圖取自地調所易淹水計畫數值地質圖幅(經濟部中央地質調查所，2013b)。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

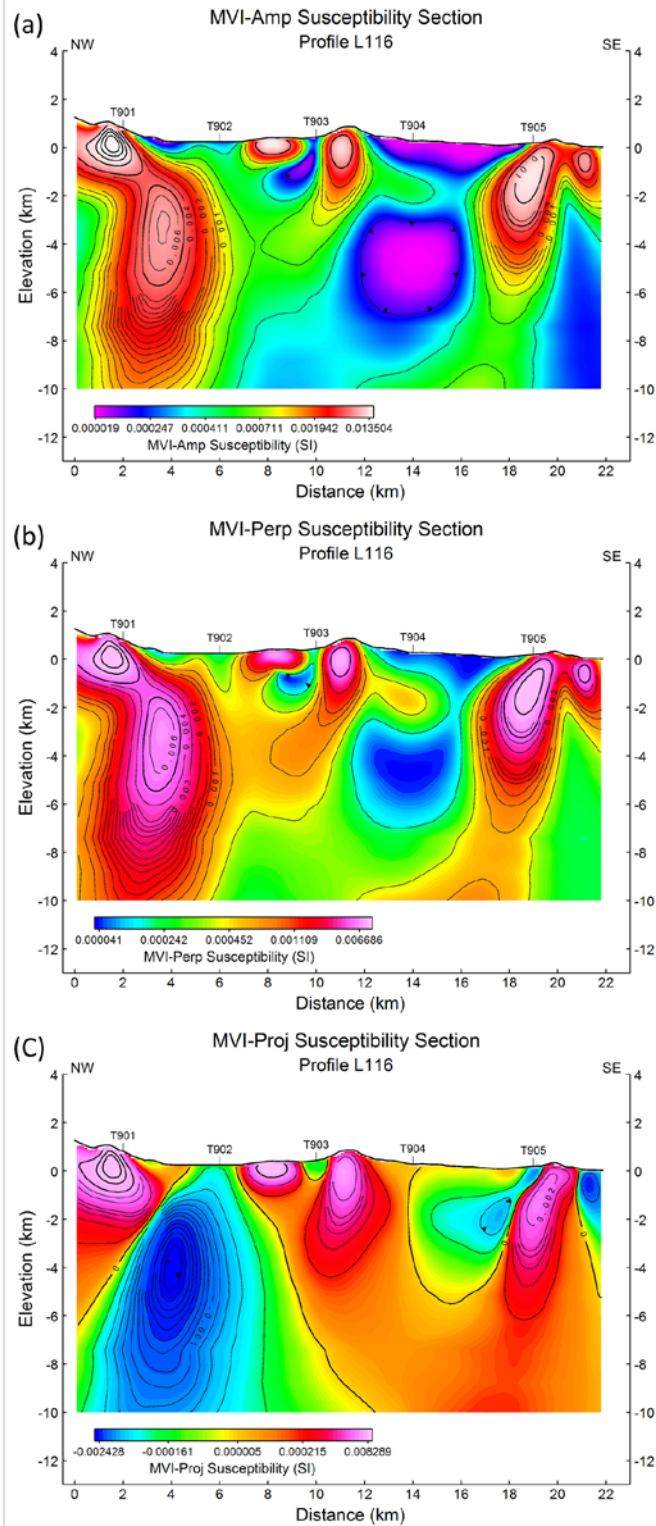


圖 4-44：測線 L116 之磁感率剖面圖

(a)三維磁化向量磁感率模型；(b)三維非感應分量磁感率模型；(c)三維感應分量磁感率模型。  
 註：剖面位置請參照圖 4-43。

## 4.5 磁力特徵分析

磁力解釋可分為磁力地層解釋(magnetic stratigraphic interpretation)及磁力構造解釋(magnetic structure interpretation)兩大類。磁力地層解釋主要依據磁力異常圖中所呈現的磁力強度(intensity)、頻率(frequency)及組織(texture)等特徵，搭配岩層磁力特性量測結果，解析地下磁體分布並對比其可能對應的地層或岩體類別。磁力構造解釋則依據磁力異常圖中所呈現的磁力趨勢(magnetic trend)分布特徵，配合其它既有資訊，解釋地質構造特性。

### 4.5.1 磁力強度特徵

依據全磁力強度圖上磁力強度相對的高低分布，可將調查區內歸納為 4 類磁力高區(圖 4-45； $CR_{H9} \sim CR_{H13}$ 、 $C4 \sim C6$ 、 $C_{H4} \sim C_{H5}$ 、 $LV_H$ )及 2 類磁力低區(圖 4-45； $LV_L$ 、 $C_{L1} \sim C_{L2}$ )，說明如下：

- A.  $CR_{H9} \sim CR_{H13}$  磁力高區呈條帶分佈於調查區西側脊樑山脈區域，概略對應脊樑山脈的初來層，條帶內有 5 個較大的磁力異常體，呈現不連續分布，分別以  $CR_{H9}$  至  $CR_{H13}$  代號表示，有可能是潛伏在片岩層內的超基性岩體。
- B.  $C4 \sim C6$  磁力高區呈連續性高磁條帶狀分布，與海岸山脈都鑾山層位置大略一致， $C4$  及  $C5$  兩條帶狀磁力高區自調查區北側向南延伸，兩條帶間為寬廣的泰源盆地。 $C5$  至東河附近與另一  $C6$  條帶高磁岩體相接， $C4$  條帶高磁岩體寬度明顯小於  $C5$  及  $C6$  條帶高磁岩體。 $C6$  條帶高磁岩體的磁力強度明顯高於  $C4$  及  $C5$  條帶高磁岩體。
- C.  $C_{H4}$ 、 $C_{H5}$  為規模相對較小，且似與  $C4$  條帶高磁分離的二個小規模磁力高區，分布海岸山脈西緣電光一帶。
- D.  $LV_L$  代表分布在縱谷的磁力低區，涵蓋縱谷平原區堆積層及海岸山脈的沉積層與利吉層，這些地層的磁力強度相差不大，在全磁力強度圖上不易分辨，但藉微分磁力異常圖的磁力特徵分析則能加以辨識。 $LV_H$  代表調查區南側縱谷內的局部磁力高區，其南側為鹿野高台。



- E.  $C_{L1}$  及  $C_{L2}$  代表磁力低區，位於海岸山脈區域。 $C_{L1}$  包括海岸山脈至海岸線間的沉積岩區， $C_{L2}$  則反映泰源盆地的地層特性。

為了瞭解前述磁力高區及磁力低區向下延伸的特徵，自三維磁化向量模型擷取測線 L116 及測線 L135 的磁感率剖面圖如圖 4-46 及圖 4-47 所示，分析如下：

- A.  $CR_{H10}$  及  $CR_{H12}$  對應的高磁岩體厚約 3 km，約向下延伸至高程-1 km 至-2 km 間。
- B.  $C_{H4}$  高磁岩體規模不大，估計厚度約 1 km 上下。
- C.  $C4$  高磁條帶對應的高磁岩體之厚度及寬度均小於  $C5$  高磁條帶岩體， $C4$  估計向下延伸至高程約-1.5 km， $C5$  則向下延伸至約-5 km。
- D.  $C6$  高磁條帶處的高磁岩體自地表可延伸至高程-10 km 以上，比較淺層(高程 250 m；圖 4-48a)及較深處(高程-1,000 m；圖 4-48b)的磁化向量，顯示淺層的磁化向量的方向比較沒有一致性，而深層高磁岩體的磁化向量的方向具有一致性。故推測對應都鑿山層的  $C6$  高磁岩體其厚度約 1 km 上下，其下為相對巨厚的高磁岩體，與前年度解釋的  $B2$  高磁岩體的特徵一致。但此岩體在泰源盆地北段似有中斷現象(圖 4-46)，是否與呂宋島弧碰撞臺灣本島有關？需後續進一步收集更多資訊後加以研究。
- E.  $C_{L2}$  低磁區對應泰源盆地，由圖 4-46 估計泰源盆地內的低磁性沉積地層厚約 2 km 上下。

等效電流密度與磁感率分別代表岩體不同的物理量，圖 4-49 為調查區域內等效電流密度與磁力強度交叉關係圖，顯示二者有略呈反比的趨勢。本報告挑選低等效電流密度與高磁力強度的區塊對比相對完整的岩體(圖 4-49 右下角虛線所圍區間)，以高等效電流密度與低磁力強度的區塊對比可能的含水破碎帶(圖 4-49 左上角虛線所圍區間)，兩區間之空間分布如圖 4-50 所示。顯示海岸山脈完整岩體主要沿  $C4$ 、 $C5$  及  $C6$  條帶分布，導水岩體則呈零星分布。

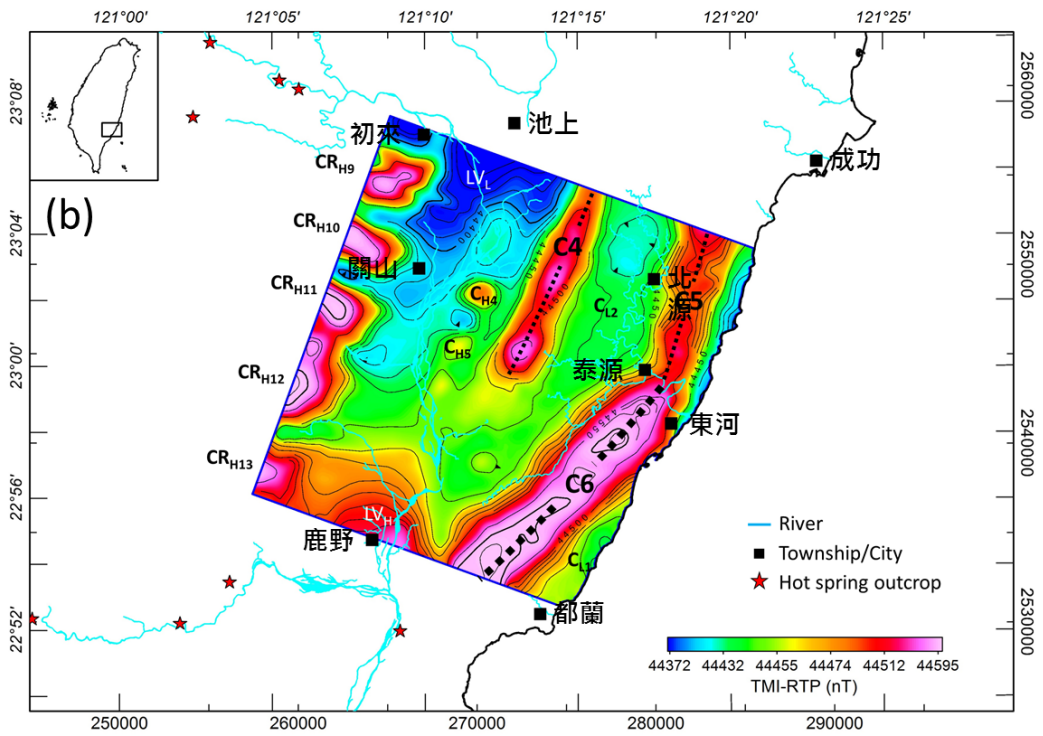
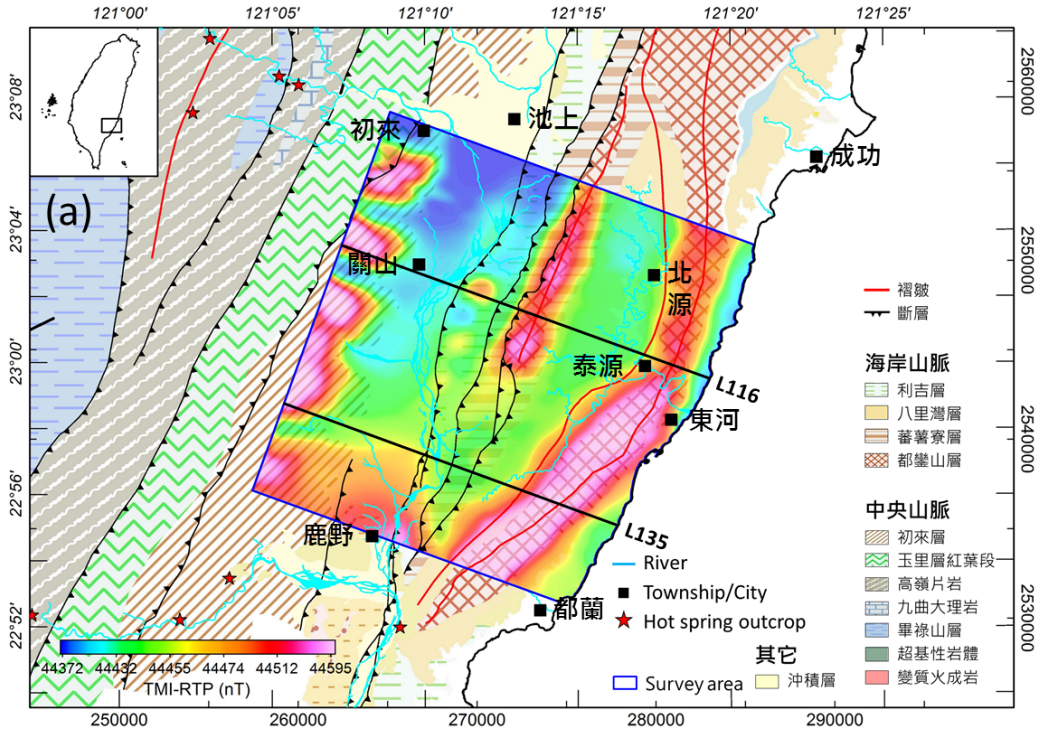


圖 4-45：磁力強度特徵圖

(a)經歸極換算處理之全磁力強度圖套疊地質圖；(b)經歸極換算處理之全磁力強度圖。

註 1：CR<sub>H9</sub>~CR<sub>H13</sub>代表脊樑山脈區域之磁力高區。

2：C<sub>4</sub>~C<sub>6</sub>代表海岸山脈區域之條帶狀磁力高區，與海岸山脈分布一致；C<sub>H4</sub>、C<sub>H5</sub>代表海岸山脈區域之局部磁力高區，C<sub>L1</sub>、C<sub>L2</sub>代表局部磁力低區。

3：LV<sub>L</sub>、LLV<sub>H</sub>分別代表縱谷區域之磁力低區與局部磁力高區。

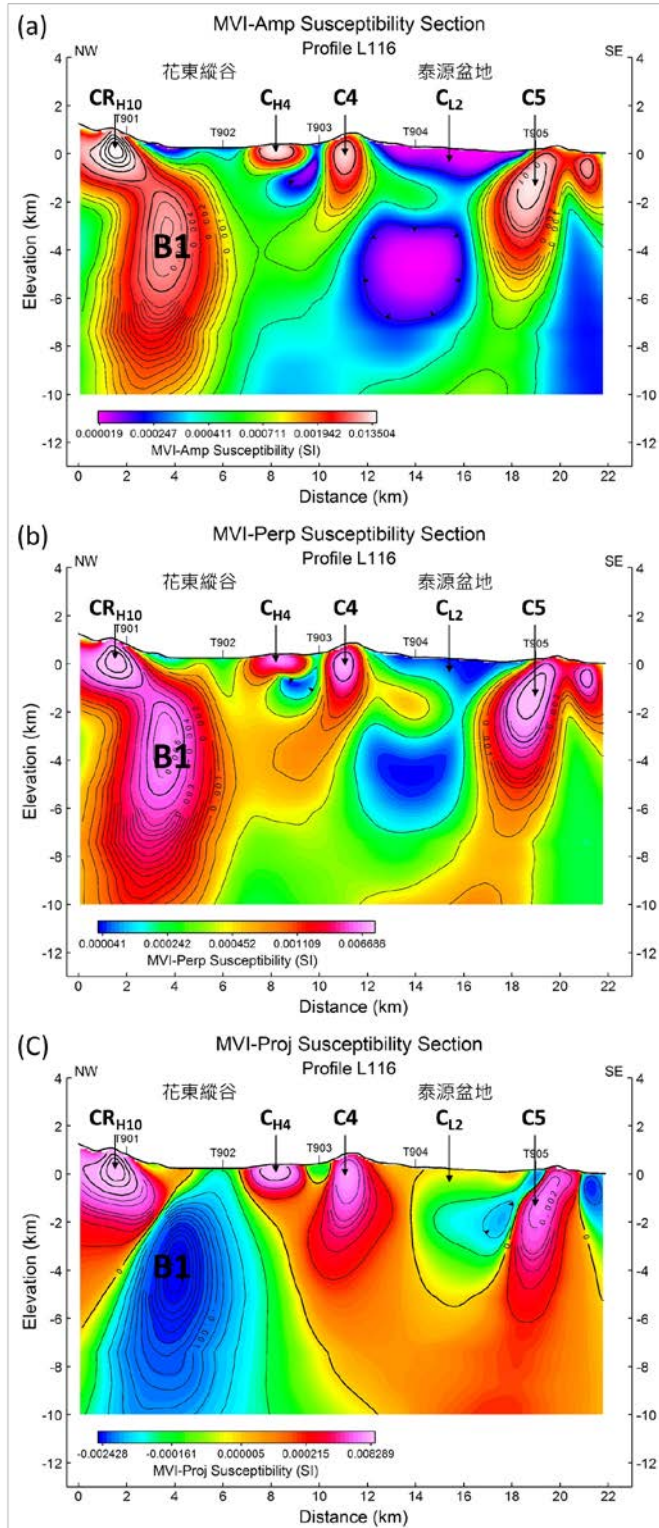


圖 4-46：測線 L116 磁感率剖面圖

(a)磁化向量磁感剖面圖；(b)非感應分量磁感率剖面圖；(c)感應分量磁感率剖面圖。

註 1：CR<sub>H10</sub>、C<sub>4</sub>、C<sub>5</sub>、C<sub>H4</sub>、C<sub>L2</sub> 等磁力高區或低區及剖面位置請參照圖 4-45。

2：B1 代表高磁基盤，其磁化向量與現今磁場方向相反。

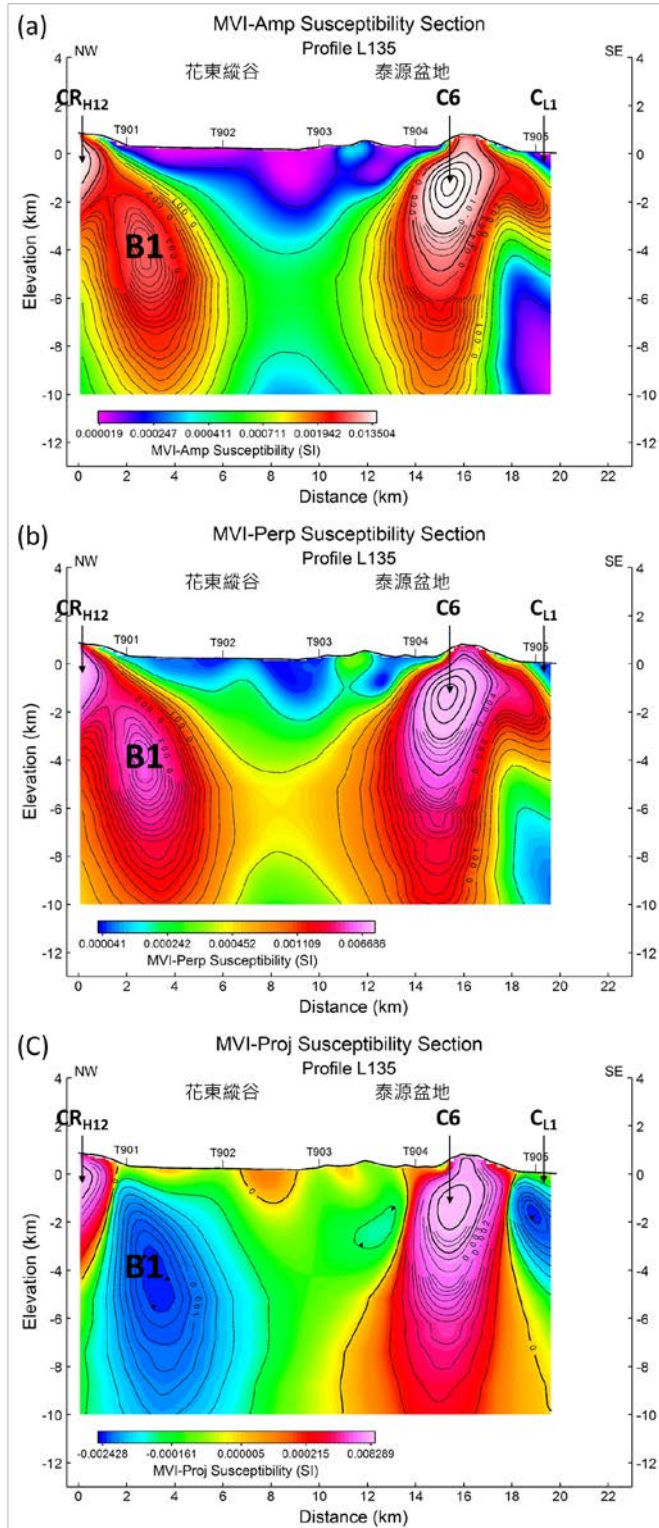


圖 4-47：測線 L135 磁感率剖面圖

(a)磁化向量磁感剖面圖；(b)非感應分量磁感率剖面圖；(c)感應分量磁感率剖面圖。

註 1：CR<sub>H12</sub>、C6、C<sub>L1</sub> 等磁力高區或低區及剖面位置請參照圖 4-45。

註 2：B1 代表高磁基盤，其磁化向量與現今磁場方向相反。

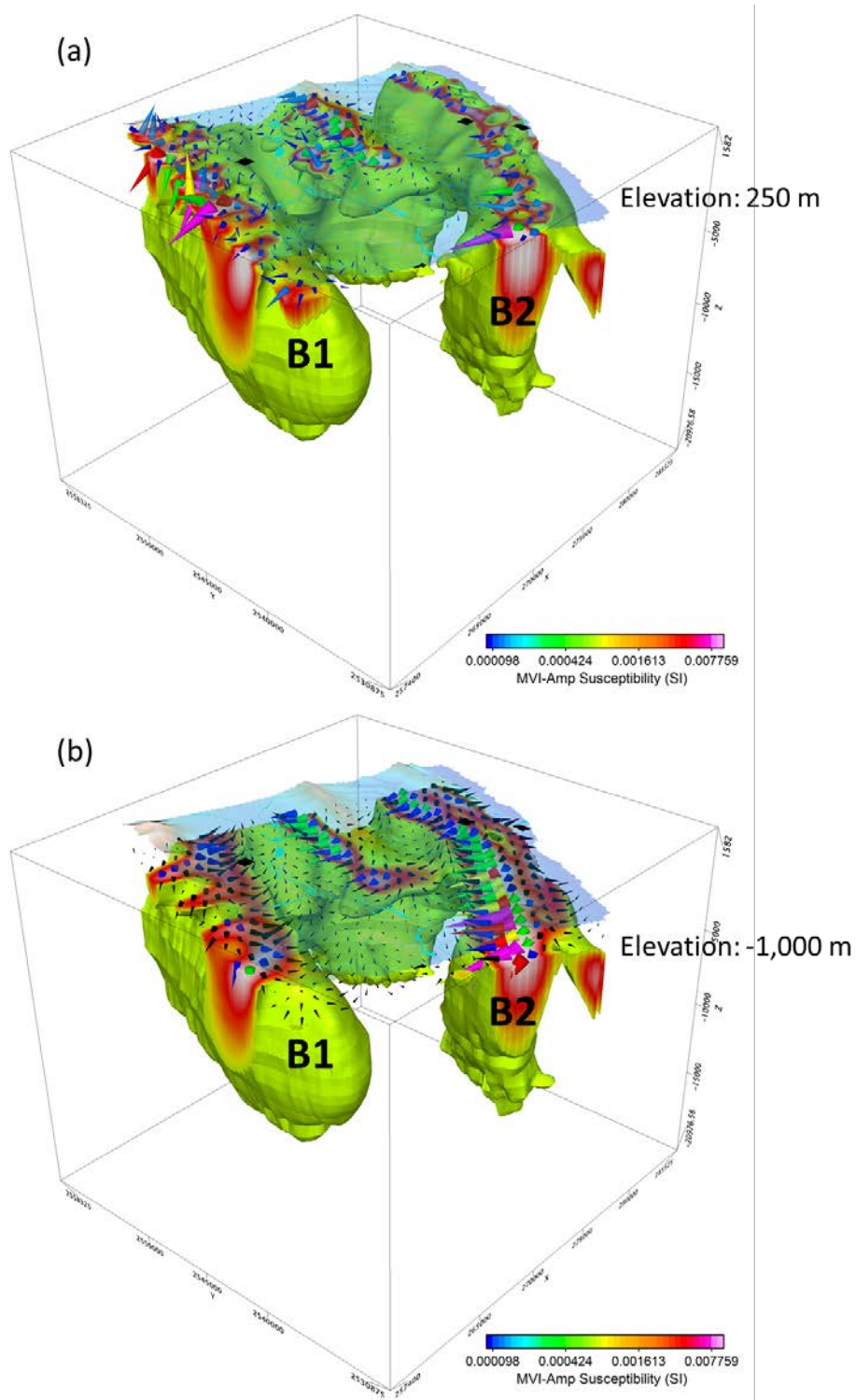


圖 4-48：高磁岩體與磁化向量立體圖

(a)模型頂部高程截切至 250 m；(b) 模型頂部高程截切至 1,000 m。

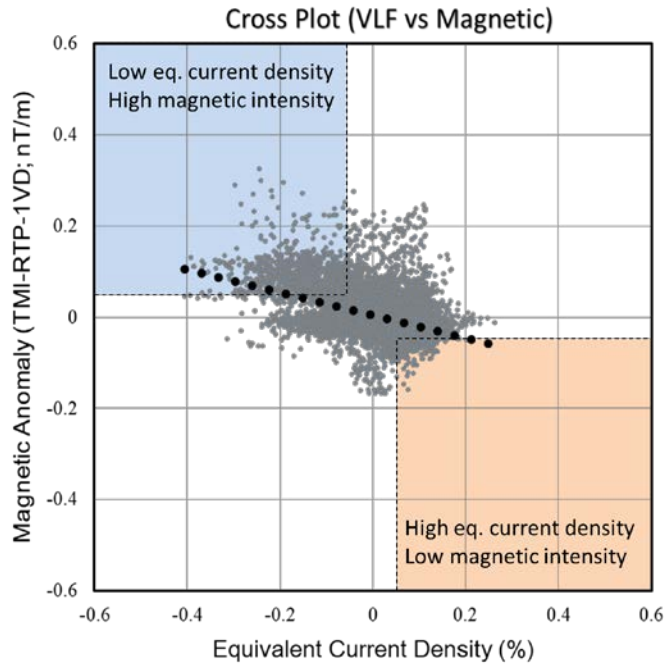


圖 4-49：等效電流密度與磁力強度關係圖

註 1：等效電流密度資料取自圖 4-22，磁力強度資料取自圖 4-37a。

2：等效電流密度與磁力強度呈反比關係。

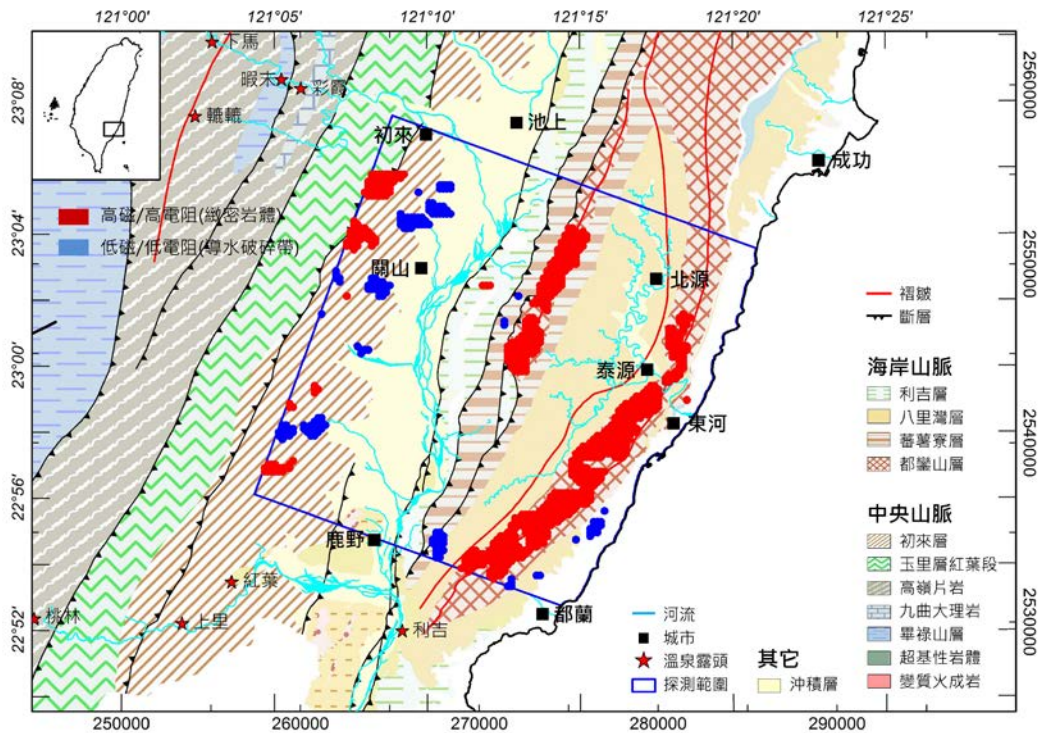


圖 4-50：依等效電流密度與磁力強度推測之完整岩體及導水破碎帶分布圖

註 1：篩選磁力強度大於 0.05 nT/m 且等效電流密度小於 -0.05% 的區域解釋為完整岩體。

2：篩選磁力強度小於 -0.05 nT/m 且等效電流密度大於 0.05% 的區域解釋為導水破碎帶。

## 4.5.2 磁力趨勢特徵

磁力趨勢(magnetic trend)可用以輔助構造分析，本報告使用經二次垂直微分的磁力異常圖作為底圖，以黑色粗線標示磁力高區之磁力趨勢線，如圖 4-51 所示，總計 190 條磁力趨勢線。圖 4-52 為調查區內所有磁力趨勢線方位角之統計圖，顯示磁力趨勢線以西北西方向及北北東方向為主，推測反映調查區域之主要構造走向。

圖 4-53 為經歸極換算及二次垂直微分處理後之磁力異常圖套疊已知之斷層線，顯示磁力異常與已知斷層位置大致匹配良好，斷層線兩側之磁力趨勢線及磁力強度確有明顯差異，故由磁力趨勢線與磁力強度等特徵的變化，能作為辨識斷層構造或進一步查證斷層位置的手段。暗示，磁力異常圖能彌補地表斷層調查在判定斷層分布時，露頭數量不足的窘境。

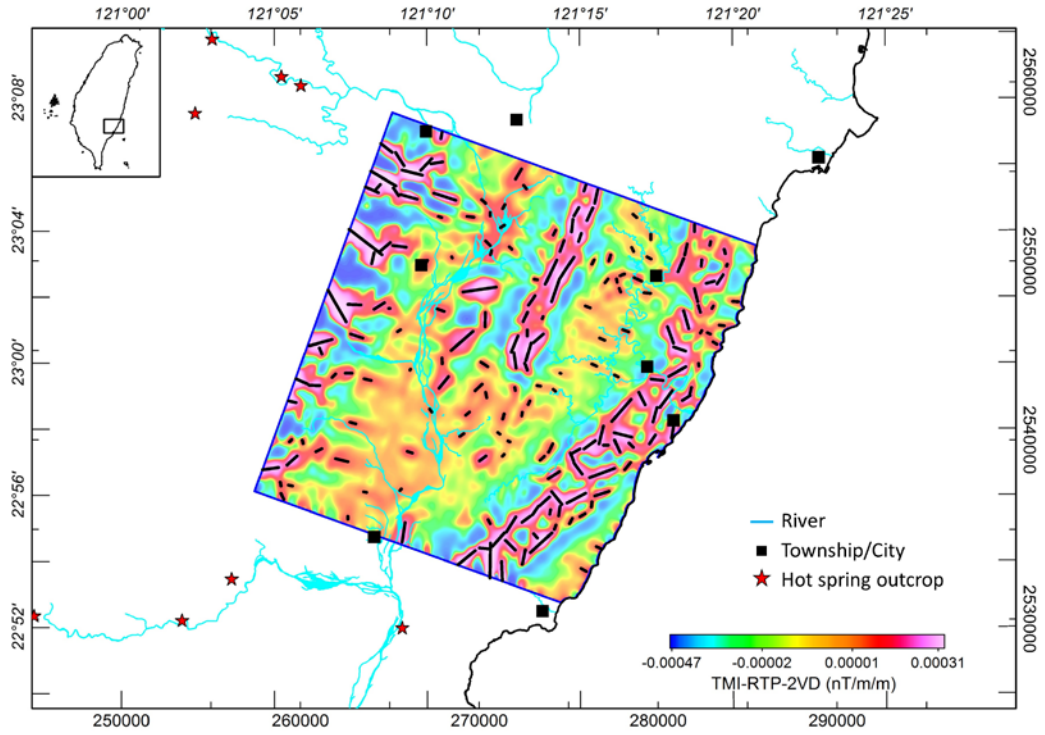


圖 4-51：磁力趨勢線分布圖

註 1：黑色粗線為磁力趨勢，底圖為經歸極換算及二次垂直微分處理後之磁力異常圖。  
 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

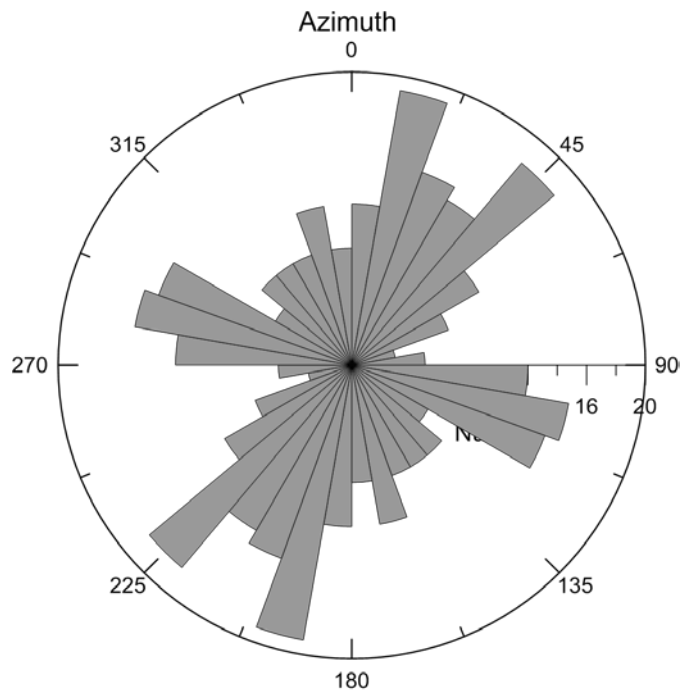


圖 4-52：磁力趨勢線方位角玫瑰圖



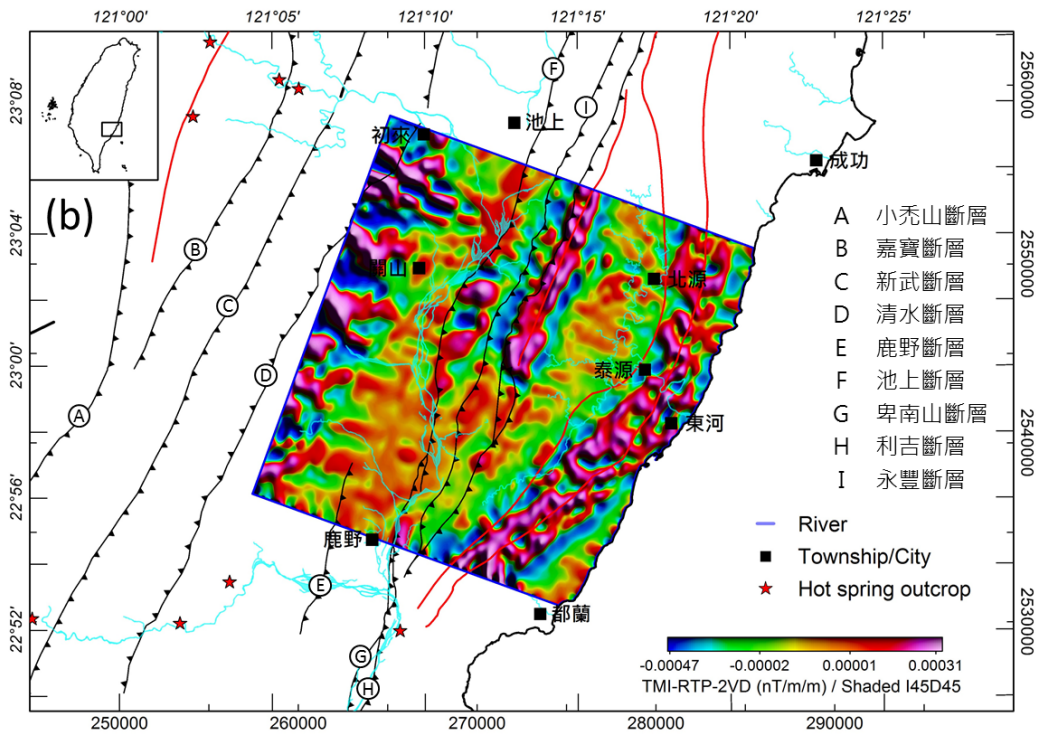
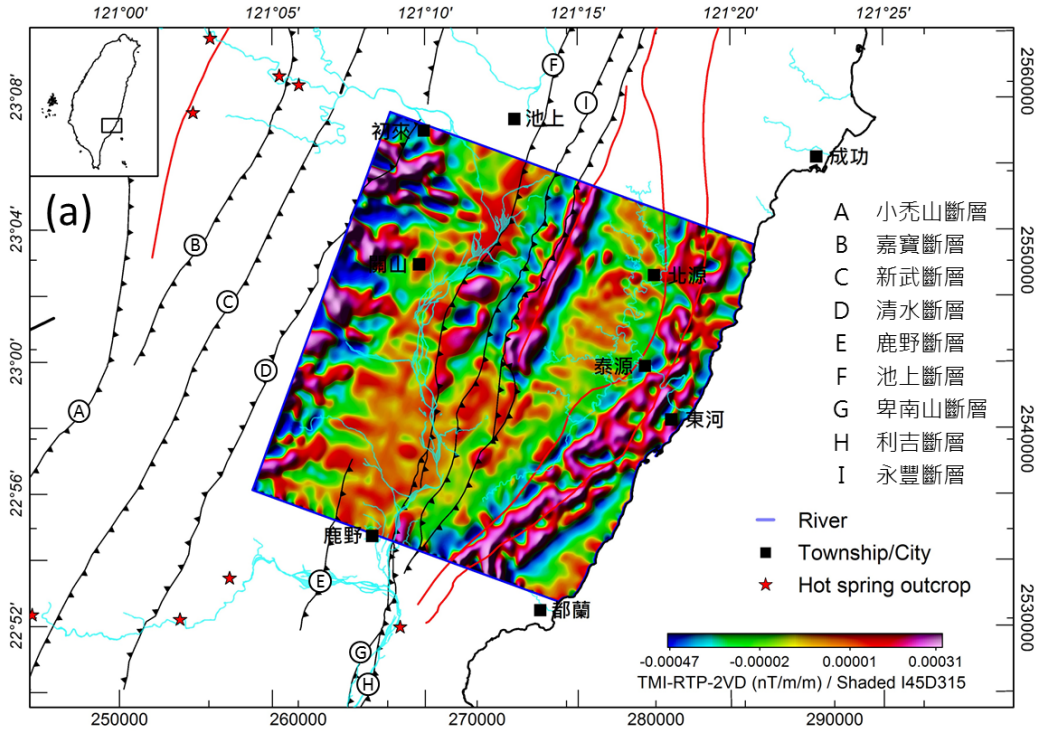


圖 4-53：磁力異常圖套疊斷層分布圖

(a)日照傾角  $45^\circ$ ，方位角  $315^\circ$ ；(b)日照傾角  $45^\circ$ ，方位角  $45^\circ$ 。

註 1：斷層構造摘自地調所五萬分之一地質圖。

註 2：底圖係經歸極換算及二次垂直微分處理。

註 3：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

### 4.5.3 磁體空間分布及磁化向量特徵

岩層的磁化向量是代表岩層受地磁場感應及岩層殘磁力的綜合效應，依據三維逆推所獲得之三維磁感率模型，圖 4-54 至圖 4-58 分別代表高程等於 0 m, -1 km, -2 km, -4 km 及 -6 km 時的等高程磁感率切面圖，地下磁體之空間分布與磁力向量特徵分析如下：

- A. 由圖 4-54 及圖 4-55，顯示脊樑山脈高磁岩體可對應圖 4-45 之  $CR_{H9}$  至  $CR_{H13}$  高磁岩體，呈塊狀不規則分布，且大致在高程 -1 km 以下逐漸消失。這些塊狀高磁岩體，其磁化向量的方向沒有一致性，多數與現今本區地球磁場的磁偏角 ( $-4.0^\circ$ ) 及磁傾角 ( $34.1^\circ$ ) 不一致，顯示這些高磁塊體之磁性主要受殘磁力影響，且曾經因受不同程度的翻轉。
- B. 海岸山脈高磁岩體亦有塊狀特徵(圖 4-54)，且主要分布在高程約 -1 km 以上(圖 4-54、圖 4-55)，明顯呈現北北東轉西南方向之條帶狀分布，磁化向量的磁偏角多數呈西北西方向(圖 4-55a)。C4、C5、C6 等條帶間磁化向量的磁偏角亦不完全相同，但角度相差不是很大。暗示海岸山脈的火山岩在板塊推擠的過程中，高磁岩體曾發生一致性以旋轉為主的運動。
- C. 觀察圖 4-54 至圖 4-58 可以發現隨著深度增加，岩體條帶狀分布的現象愈顯著，約高程 -4 km 以下，探測區域內可約略分為 2 個顯著的條帶狀基盤，分別位於脊樑山脈與海岸山脈下方，以 B1 及 B2 代號標示，分析如下：
  - (A) 由圖 4-57、圖 4-58 顯示基盤 B1 與 B2 均具有很高的磁化向量磁感率(圖 4-58)，但二者的磁化向量的磁偏角相反，顯示此二基盤均具有顯著殘磁力但磁化方向相反，由此特殊的條帶且成對出現磁化向量相反的特徵，推測可能與海洋板塊記錄地磁反轉的特性有關。
  - (B) 基盤 B2 約在東河處呈現不連續的現象(圖 4-58)。

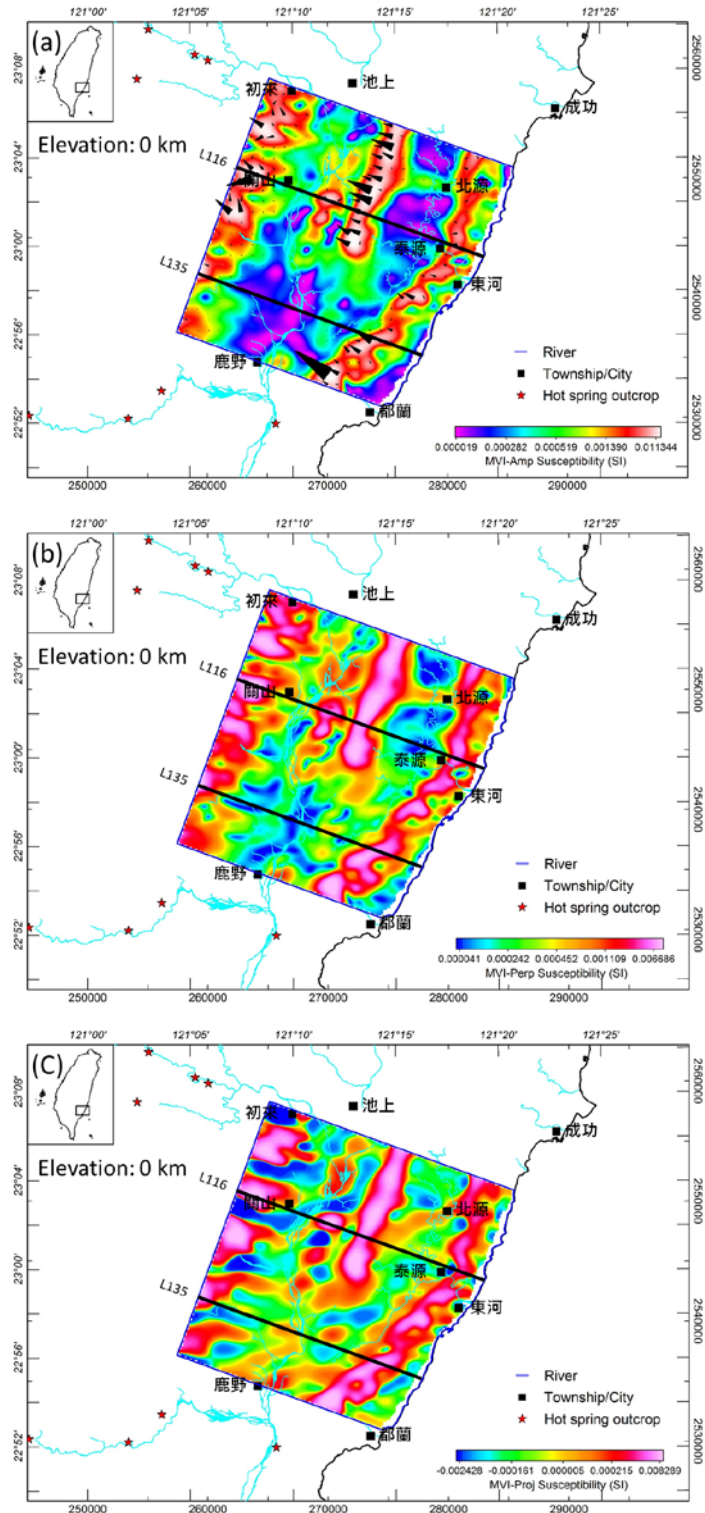


圖 4-54：高程等於 0 km 之等高磁感率切面圖

(a)磁化向量磁感率切面圖；(b)非感應分量磁感率切面圖；(c)感應分量磁感率切面圖。

註 1：黑色箭頭為磁化向量水平分量，箭頭大小正比於磁化向量大小。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

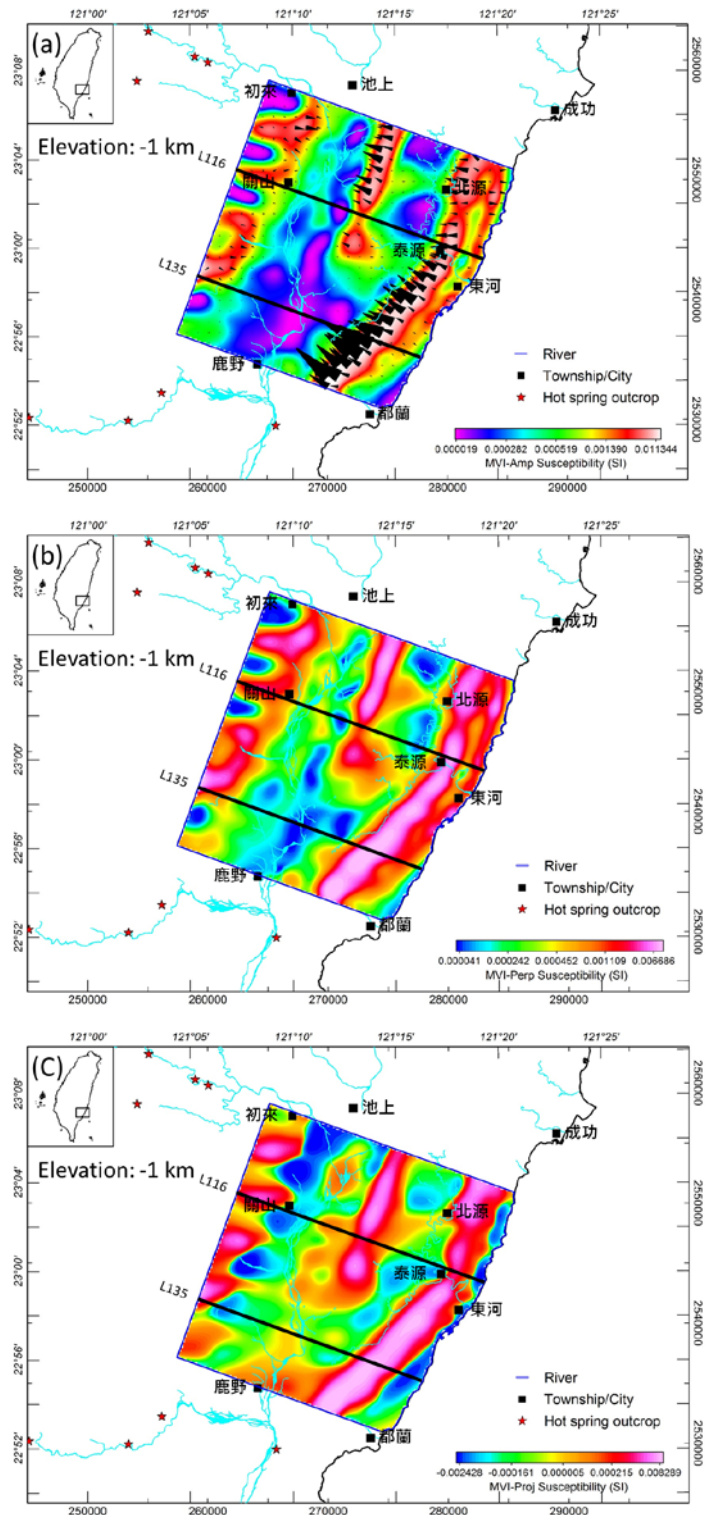


圖 4-55：高程等於-1 km 之等高磁感率切面圖

(a)磁化向量磁感率切面圖；(b)非感應分量磁感率切面圖；(c)感應分量磁感率切面圖。

註 1：黑色箭頭為磁化向量水平分量，箭頭大小正比於磁化向量大小。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

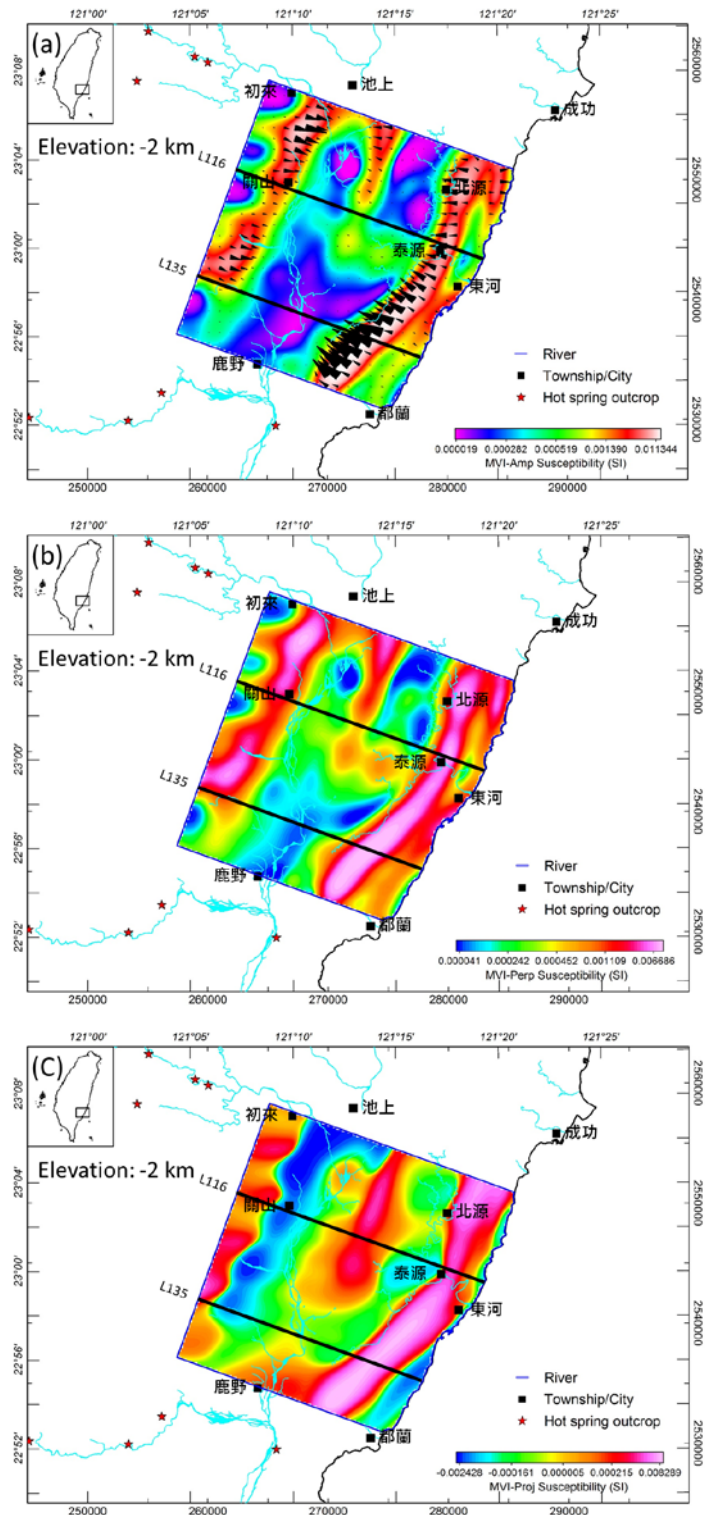


圖 4-56：高程等於-2 km 之等高磁感率切面圖

(a)磁化向量磁感率切面圖；(b)非感應分量磁感率切面圖；(c)感應分量磁感率切面圖。

註 1：黑色箭頭為磁化向量水平分量，箭頭大小正比於磁化向量大小。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

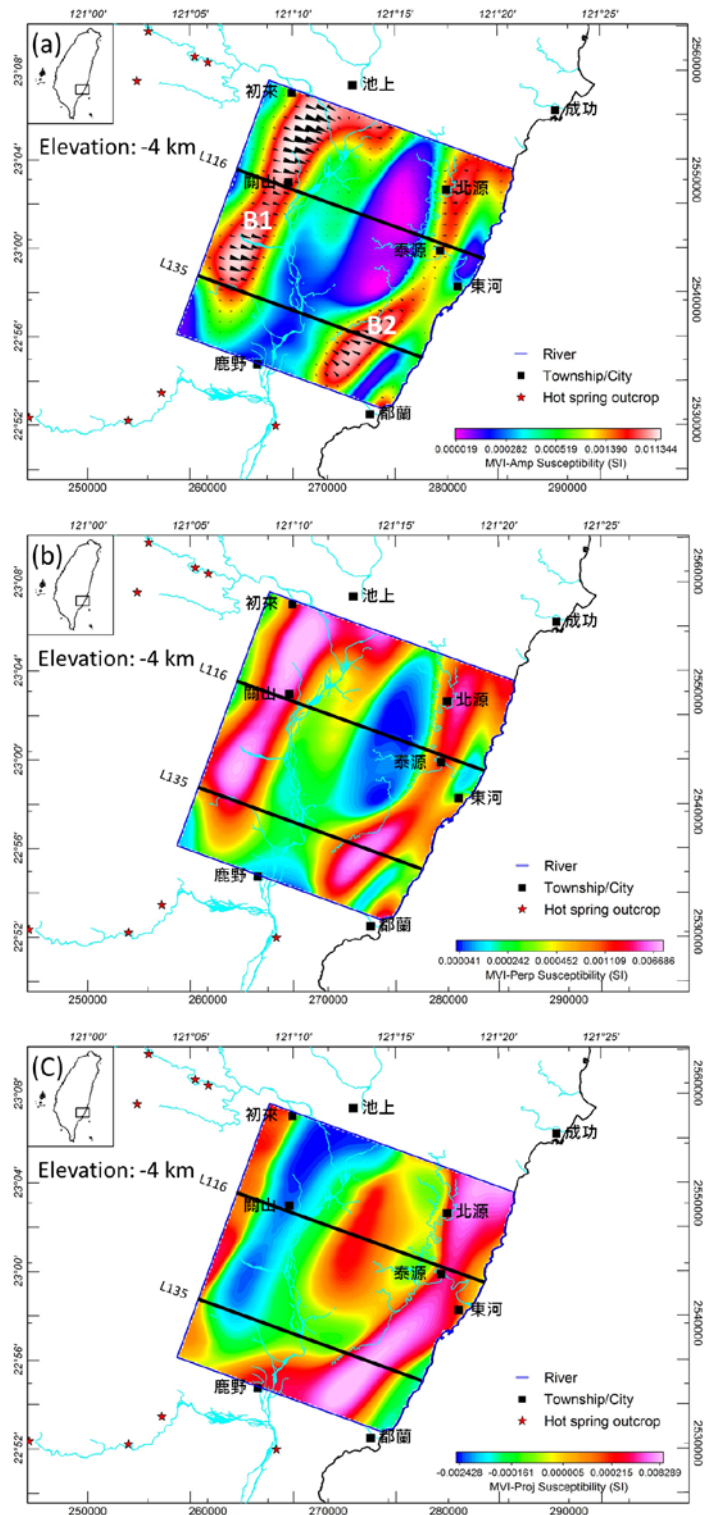


圖 4-57：高程等於-4 km 之等高磁感率切面圖

(a)磁化向量磁感率切面圖；(b)非感應分量磁感率切面圖；(c)感應分量磁感率切面圖。

註 1：黑色箭頭為磁化向量水平分量，箭頭大小正比於磁化向量大小。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

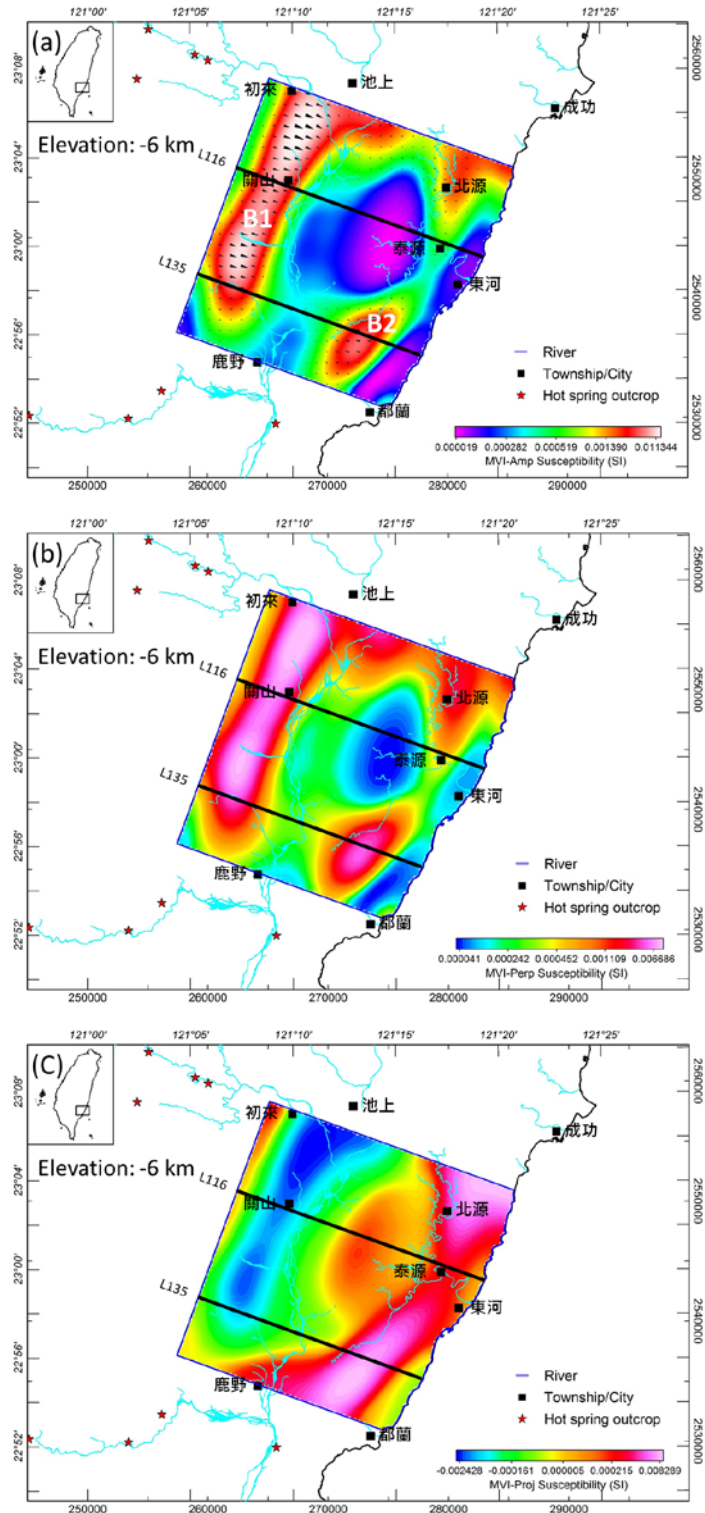


圖 4-58：高程等於-6 km 之等高磁感率切面圖

(a)磁化向量磁感率切面圖；(b)非感應分量磁感率切面圖；(c)感應分量磁感率切面圖。

註 1：黑色箭頭為磁化向量水平分量，箭頭大小正比於磁化向量大小。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

#### 4.5.4 居里深度推算

物質受外加磁場感應後產生感應磁場(其比值為磁感率)的特性與物質種類及溫度有關，當溫度升高至特定溫度時，物質將喪失其永久性磁力，鐵磁性(ferromagnetic)物質及亞鐵磁性(ferrimagnetic)物質將快速地轉化成順磁性(paramagnetic)物質(圖 4-59)，此時的溫度稱為居里溫度(Curie temperature)，又稱居里點(Curie point)。

地層內富含各種礦物，礦物內所含的元素與礦物種類有關，因此各礦物具有不同的居里溫度。當地溫隨著深度增加而升高時，若地溫高於岩層內主要礦物的居里溫度而使地層失去磁性，該深度稱為「居里深度(Curie depth)」，代表該深度以下地層將大幅降低其磁力特性。磁鐵礦的居里溫度為 580 °C (表 4-9)，以平均地溫梯度(30 °C/km)及地表溫度 25 °C 推算，則對應的居里深度約為 18.5 km。

居里深度隨地點不同而異，受地溫梯度及地層礦物組成影響，穩定大陸地塊的居里深度通常大於 20 km，但在年輕的海洋板塊則可能淺於 2 km。磁力解釋時常以岩層喪失磁感率時的深度，做為推測之居里深度。然而，也可能因岩層的磁性礦物含量少，或岩層的殘磁力方向與現今磁場方向相反，因而抵消了感應磁力，造成低磁力異常，導致誤判為岩層具有低磁感率特性，故在解釋時仍需參考區域地質與地體構造資訊。

一般常以頻譜法(spectrum method)推估大區域的居里深度，其概念是假設磁力反應來自一個具有磁性的水平層狀地層，在頻譜域中該層狀地層的頂部與中心點深度，可由能量密度與波數間的自然對數關係求得(Spector and Grant, 1970; Hsieh *et al.*, 2014)，是一種簡便的估算方法。但由於頻譜法計算過程中需選取工作視窗進行二維頻譜轉換，為了分析代表足夠深度的波長，工作視窗的邊長約需大於預計深度的 10 倍以上(約 250 km 以上)，並在此廣大範圍內假設地層為簡單的兩層水平地層結構作為推估的基本假設，故所推估的居里深度代表非常大範圍的平均效應。由於臺灣本島四週臨海，南北長約 394 km、東西寬約 140 km，且地體構造複雜，若運用頻譜法推算特定地點的居里深度時，勢需涵蓋陸海域磁力資料。但臺灣地區陸海域磁力資料品質參差不齊且不夠齊全，故在運用時需審慎處



理。

鑒於頻譜法在臺灣地區應用上的限制，本計畫依據居里深度的定義，以三維逆推所獲得的三維磁感率模型為基礎，以深部地層磁感率快速降低的深度，作為調查範圍內居里深度之參考。由於本計畫研究區範圍，長寬各約 27 km 及 21 km，為了獲得更深的資訊，本計畫刻意地將模型深度降低至高程-50 km，並以較大的網格間距(250×250 m)進行三維逆推，獲得如圖 4-60 所示的磁化向量磁感率模型。

為了觀察研究區內不同位置磁化向量磁感率隨深度的變化，參考測線分布點選 20 個測試點(圖 4-61)，分析各測試點位置磁化向量磁感率隨深度變化的情形。圖 4-62 為各測試點磁化向量磁感率隨深度變化的曲線，顯示各測試點磁感率快速降低的深度不完全相同，估計最大深度約 15 km 上下。將各測試點以東北-西南方向畫分為 4 組，每組包括 5 個測試點取其平均後，圖 4-63 為 4 組平均測試點磁化向量磁感率隨深度變化的曲線，定性地顯示居里深度有自西南向東北方向逐漸變深的趨勢。

表 4-9：幾種常見物質及礦物的居里溫度

物質及礦物名稱	居里溫度 (°C)	物質及礦物名稱	居里溫度 (°C)
<u>Iron</u> (Fe)	770 <sup>[1]</sup>	NiOFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	585 <sup>[1]</sup>
<u>Cobalt</u> (Co)	1127 <sup>[1]</sup>	<u>Cu</u> OFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	455 <sup>[1]</sup>
<u>Nickel</u> (Ni)	358 <sup>[1]</sup>	MgOFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	440 <sup>[1]</sup>
<u>Gadolinium</u> (Gd)	19 <sup>[1]</sup>	MnOFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	300 <sup>[1]</sup>
Iron(III) oxide (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	675 <sup>[1]</sup>	Hematite (磁鐵礦)	680 <sup>[2]</sup>
Iron(II,III) oxide (FeOFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	585 <sup>[1]</sup>	Magnetite (磁鐵礦)	580 <sup>[2]</sup>

註：資料來源：

[1]維基百科網站(2013)；

[2]中華百科全書網站(2013)。

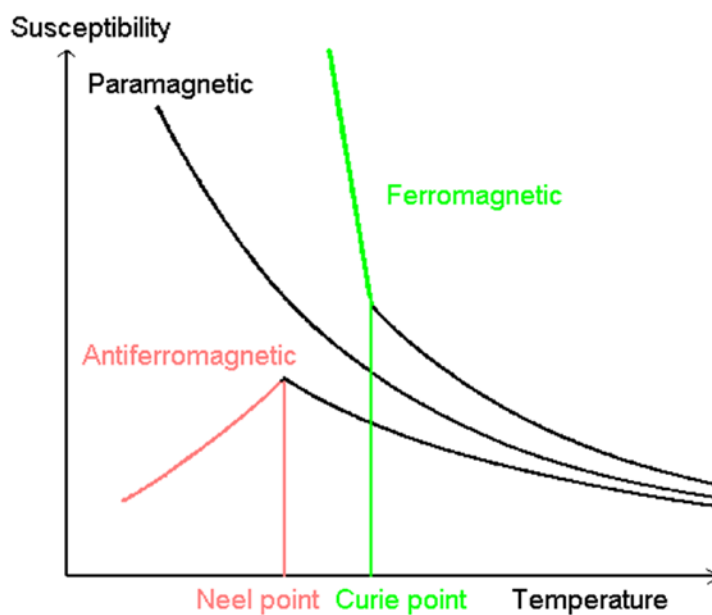


圖 4-59：磁性物質之磁感率與溫度間關係示意圖

註 1：摘自 Figgis and Lewis, 1960。

2：Neel point 是反磁性物質轉化成順磁性物質時的溫度。

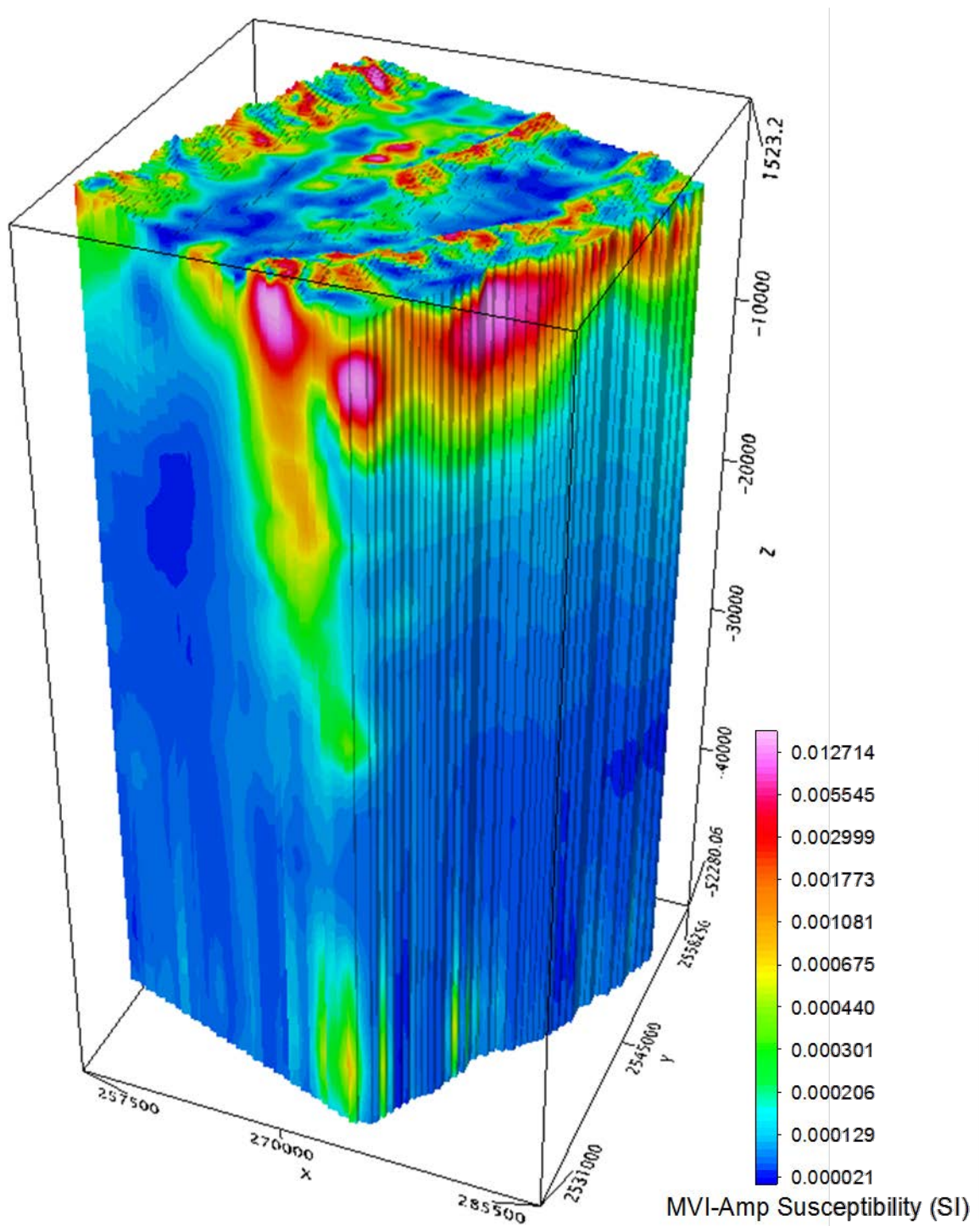


圖 4-60：刻意加大模型深度後經三維逆推獲得的磁化向量磁感率模型

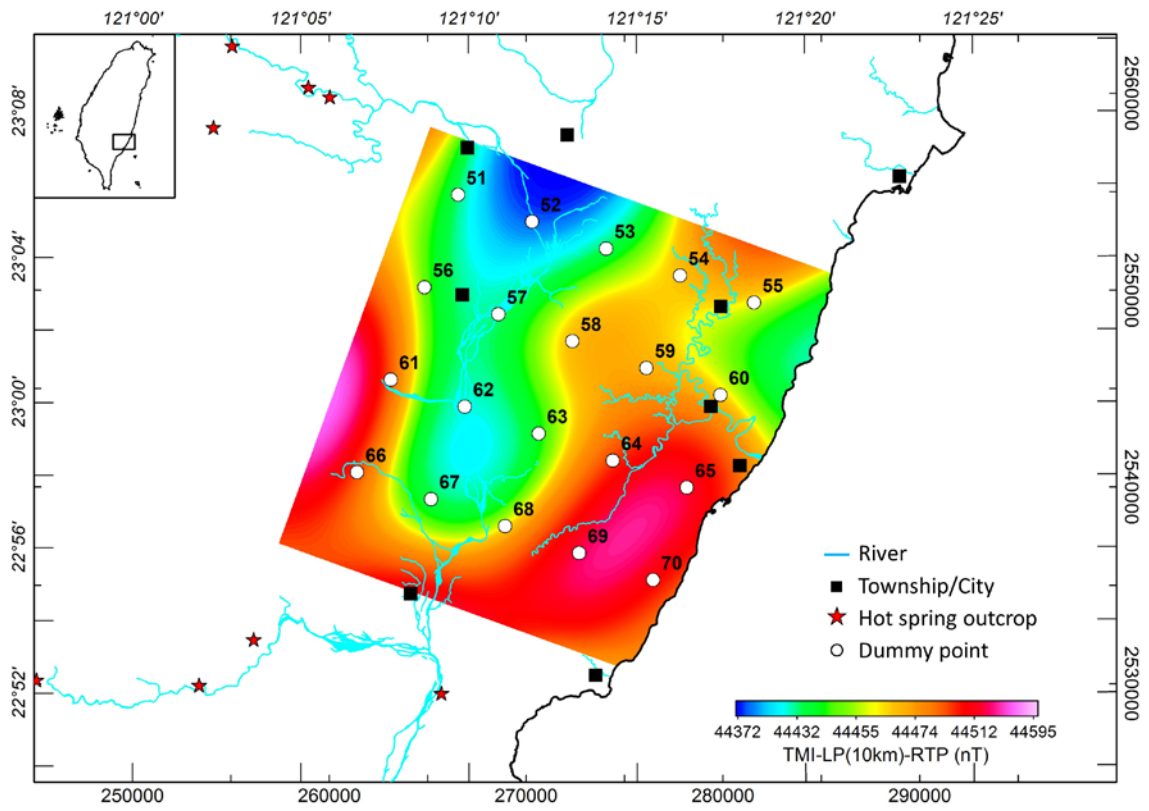


圖 4-61：擷取磁感率隨深度分布之測試點位置分布圖

註 1：底圖係經截切波長為 10 km 低通濾波及歸極換算處理後獲得的區域磁力異常圖(圖 4-35)。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

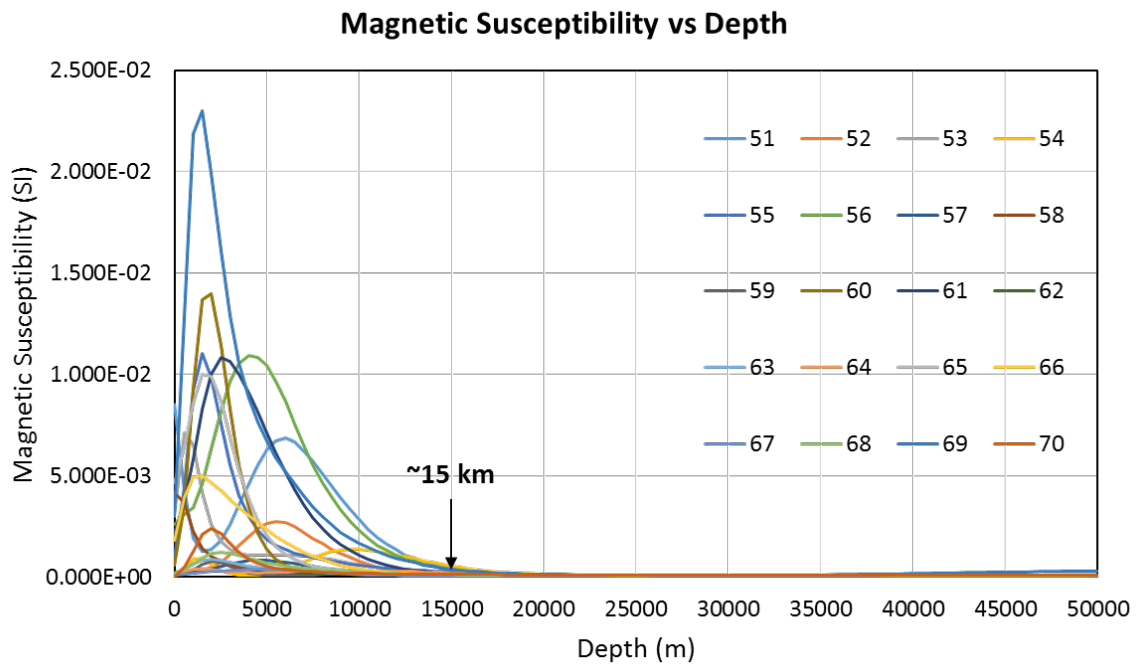


圖 4-62：各測試點磁化向量磁感率隨深度變化曲線

註：測試點位置及編號請參照圖 4-61。

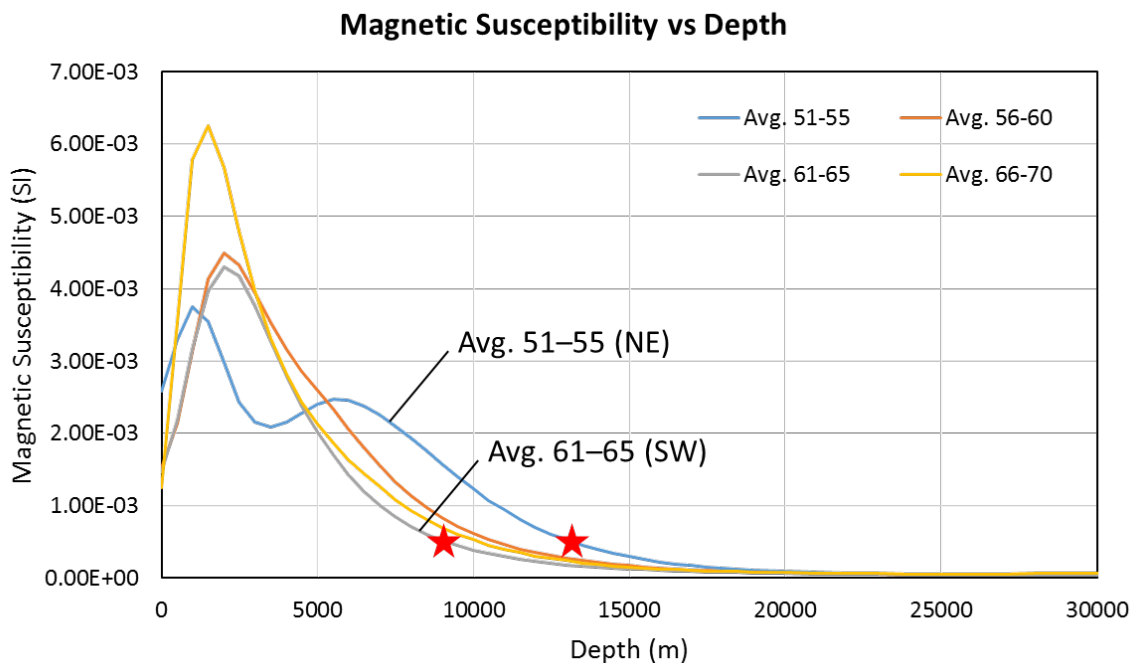


圖 4-63：測試點平均之磁化向量磁感率隨深度變化曲線

註 1：測試點位置請參照圖 4-61。

註 2：每 5 個測試點計算平均值，紅色星號代表推測之居里深度。

## 4.6 磁力地質解釋

本計畫調查範圍涵蓋菲律賓海板塊西界的海岸山脈、菲律賓海板塊與歐亞板塊交界的花東縱谷，以及脊樑山脈東翼屬於中新世隱沒帶的脊樑山脈地質區板岩帶及其下伏的片岩帶(玉里帶)高壓變質區。海岸山脈有許多中新世中、晚期噴發的火山體，除反映高磁力特徵外，也隨岩漿冷卻過程記錄了磁極反轉的影響；花東縱谷為隱沒帶深海盆地，經弧陸碰撞作用而使深海沈積層與構造混同層隆升，其下方高磁的海洋地殼基盤則呈現向東傾斜的覆瓦狀構造，向西延伸至玉里帶內的超基性岩體(經濟部中央地質調查所，2017b, 2018)，可對應一直往呂宋島弧下方延伸至 50 km 深的高波速帶(Brown *et al.*, 2015)。此類高壓變質的島弧物質或海洋地殼物質，在空中磁測資料上屬於獨立的高磁塊體。透過磁力特徵的比對這些岩層的地表與地下分布及延伸性，將可另用三維磁力特性建構的空間分布資訊，參照岩石定年結果及磁極反轉相關性，進而了解中新世隱沒帶受到弧陸碰撞作用下，海洋地殼仰衝作用及構造混同層(參見 Chen *et al.*, 2017)的時空演化關係。此外，在花東縱谷及脊樑山脈地質區，本計畫探查出高角度南北向橫移斷層系統，切穿深部中新世海洋地殼基盤，連通到其下的高溫地殼物質，形成熱體上湧通道，延伸至淺部與豐富的地熱資源息息相關。因此，利用空中磁測三維磁感率模型建立了此區特有轉形斷層帶類型的高溫地熱初步概念模式，提供後續地熱探勘之參考。

### 4.6.1 地質調查應用

有鑑於臺灣高山峻嶺地區及海域火山區，現地勘查不易，空中磁測的技術近年來逐年精進，本研究團隊於 2014 年首次以磁化向量逆推(MVI)法建構三維磁感率模型，提供陸海域未測製圖幅地區的岩層分布、地質構造、火山岩體分布及建構地質概念演化歷史的參考，因此未來圖幅測製工作可參考空中磁測三維磁感率模型，建構地質概念模式以規劃現地勘查與地質查核路線，快速而有效獲得測製圖幅重要空間分布資訊。

108 年度測區從初來至鹿野之間三維磁感率模型，接續了 107 年度從玉里至池上的模型所呈現的地質與構造特徵(圖 4-64)，顯示測區最西側的脊樑山脈片岩帶及其上的板岩帶，在淺部均為低磁力特徵的變質泥岩，深部則顯存在許多覆瓦狀構造或褶皺狀構造構成的高磁力基盤塊體——反映中新世海洋地殼基盤控制主要大地構造特徵。測區內的玉里帶屬於深部基盤，並未明顯出露海洋地殼物質，主要根據 107 年度清水溪出露的海洋地殼物質，在模型上往南延伸解釋。宏觀而言，此海洋地殼物質向東傾斜至花東縱谷下方，在磁感率模型上具有海洋地殼條帶磁力異常特徵。

在地質構造分布特性上，若以經一次微分的磁力強度圖與地質構造分布圖比較，如圖 4-65 所示，地表地質圖上重要構造線(如池上斷層、鹿野斷層、卑南斷層及利吉斷層等)，均反映構造線兩側磁力特性的差異，可以提供構造或地層延伸性調查規劃的參考。另一方面，若將三維磁感率模型依地表深度深約 250 公尺的水平切面作為代表，比較地表地質構造分布資訊，如圖 4-66 所示，可能反映了構造與地層的地下空間資訊，提供地表構造調查規劃查核位態與地下延伸性的參考。如圖 4-66a 所呈現的脊樑山脈地質區板岩帶，具有非感應分量磁感率較高特徵，與圖 4-66b 的感應分量磁感率特性相較，呈現近東西向條帶磁力特徵的差異，可能反映隨礦物溫度冷卻記錄了磁極反轉的效應，則構造上可能對應到東西向延伸褶皺的構造，此類褶皺構造在南北向切過脊樑山脈地質區板岩帶的 T901 縱剖面可觀察非常清楚(圖 4-67)。參考 Yeh, E.C. (2004)研究此區板岩記錄的構造序列(圖 4-68)，對應到三維磁感率模型(圖 4-61)，可能中新世海洋地殼以仰衝作用形成覆瓦狀推覆體構造，與第 1 期的向西伸向的褶皺作用至第 2 期偃臥褶皺作用與次水平葉理發育有關；第 3 期(D3)東西向延伸的褶皺作用，可能與前述影響板岩後期磁力特徵的紀錄有關(圖 4-66a, b 及圖 4-67)。

如同 107 年測區經三維逆推磁感率模型的地質解釋所示(經濟部中央地質調查所，2018)，需考慮弧陸碰撞作用主要發生在 3.4 Ma (陳文山等，2016)，碰撞作用之前曾經歷地磁變化，多屬於磁極與今日相反的時期；108 年度測區內屬於都鑾山層火山岩體年代約 8.5Ma (Lai *et al.*, 2017)，其噴發時的磁極方向可能與今日

相反(表 2-1)，但冷卻至居里溫度下記錄到的磁力變化，顯示與今日磁極方向相近，形成圖 4-66a 所見火山岩體；僅有火山口或火山頸處冷卻更晚，因磁極又遇到反轉成今日相反，故形成火山岩體中的磁性偏綠區塊(圖 4-66a)，透過感應磁場解析則仍屬火山岩強磁特徵(圖 4-66b)。在地質調查上，可能可以透過此圖提供近火山口的調查與研究參考(例如 Lai *et al.*, 2013)。此外，若以大港口層(分為上部的八里灣層與下部的蕃薯寮層)的磁性特徵差異為例(圖 4-69)，顯示蕃薯寮層可能沈積於磁場方向類似今日的條件，而八里灣層大多沈積於磁場與今日相反的條件(圖 4-70)。對映至泰源向斜(舊稱高原向斜)西翼出露的蕃薯寮層與軸部的八里灣層(圖 4-71)，若以三維磁感率模型代表性東西向剖面(剖面 L115，位於泰源北側)來呈現，可發現泰源盆地在 T904 至 T905 之間，淺層泰源盆地具向斜特徵(圖 4-72)，且八里灣層具有相對較低的磁感率特徵，其下的蕃薯寮層下方可能存在逆衝斷層(可能為利吉斷層向東延伸)，使泰源盆地沈積層具有兩層疊置的結構，深度加厚至 5 公里深處。此外，若以東北-西南向剖面(圖 4-73)來看泰源盆地西緣的三維磁感率模型呈現的特徵，可發現泰源盆地屬於複向斜構造，亦在蕃薯寮層下方可發現逆衝構造疊置的現象，下伏磁性特徵與八里灣層相近的巨厚沈積層；整體而言，泰源盆地南北方向沈積層分布除複瓦狀疊置構造外，亦由基盤構成的向斜構造所控制，在碰撞作用下形成複向斜構造。



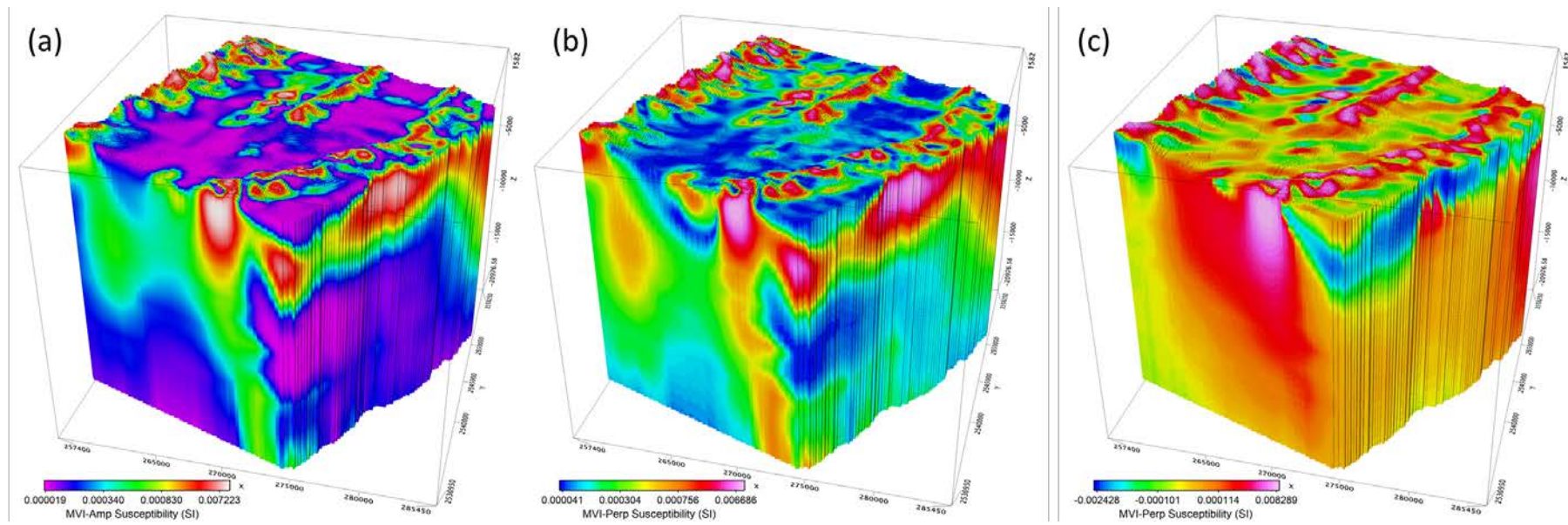


圖 4-64：三維磁感率模型立體圖

(a)磁化向量磁感率剖面；(b)非感應分量磁感率剖面；(c)感應分量磁感率剖面。

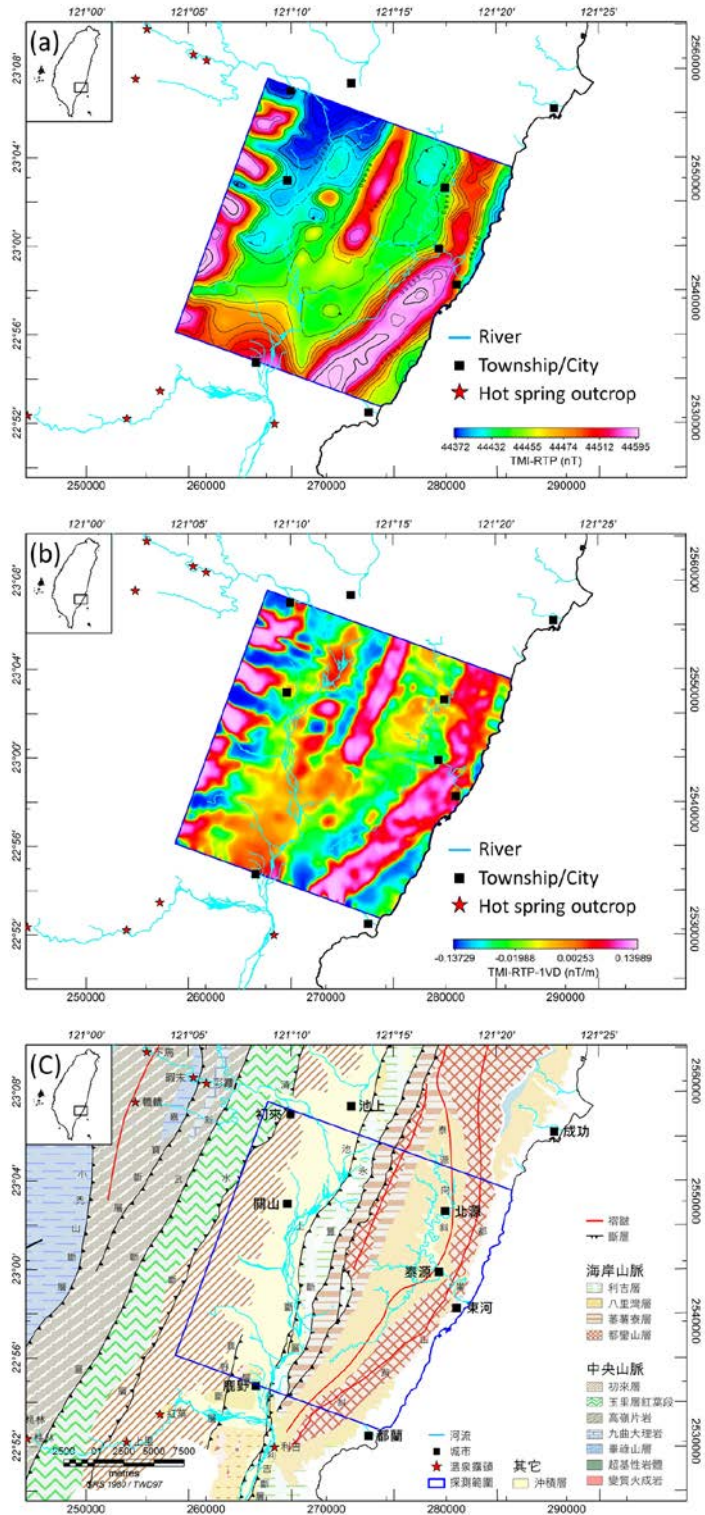


圖 4-65：經歸極換算的磁力異常圖與構造分布圖間比較

(a)經歸極換算處理；(b)經歸極換算及一次微分處理；(c)探測範圍鄰近地區地質圖。

註 1：地質底圖取自地調所易淹水計畫數值地質圖幅(經濟部中央地質調查所，2013b)。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

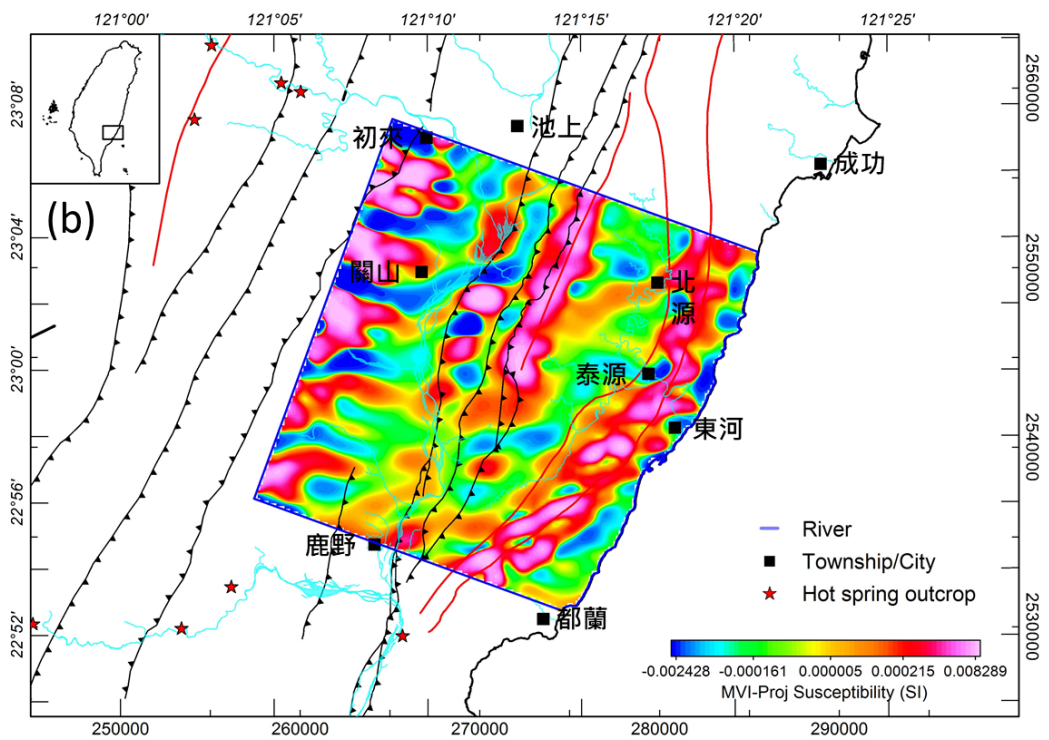
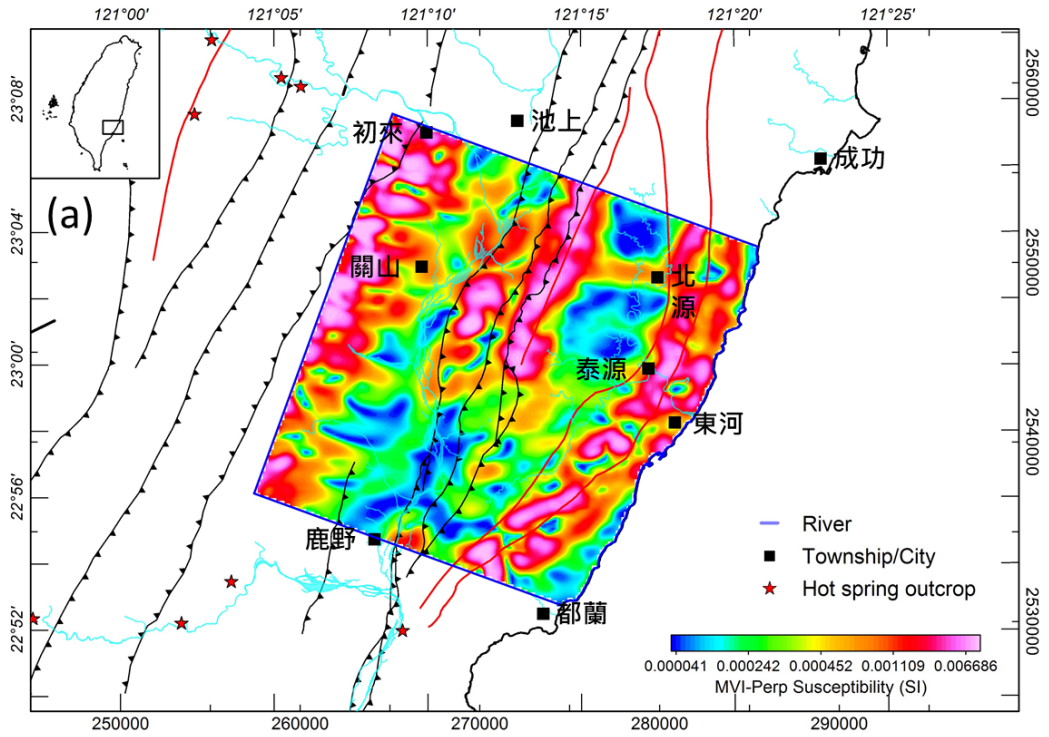


圖 4-66：深度 250 m 之等深度磁感率切面圖套疊地質構造圖

(a)非感應分量磁感率切面圖；(b)感應分量磁感率切面圖。

註 1：地質底圖取自地調所易淹水計畫數值地質圖幅(經濟部中央地質調查所，2013b)。

註 2：河流、城市及溫泉露頭名稱請參照圖 1-4。

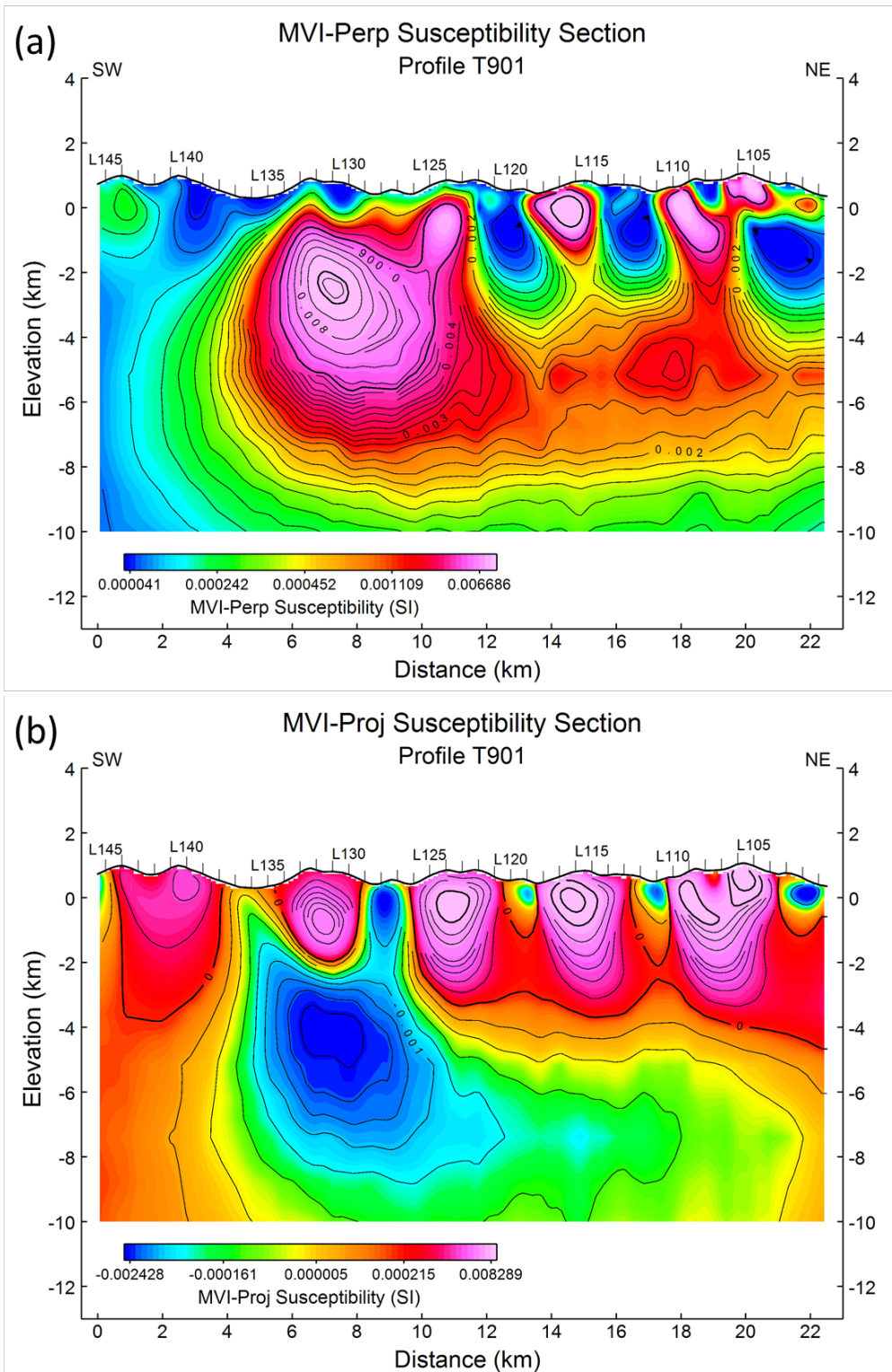


圖 4-67：測線 T901 之磁感率剖面圖

(a)非感應分量磁感率切面圖；(b)感應分量磁感率切面圖。

註 1：剖面位置請參照圖 4-43。

2：本剖面略以南北方向縱切脊樑山脈板岩帶。

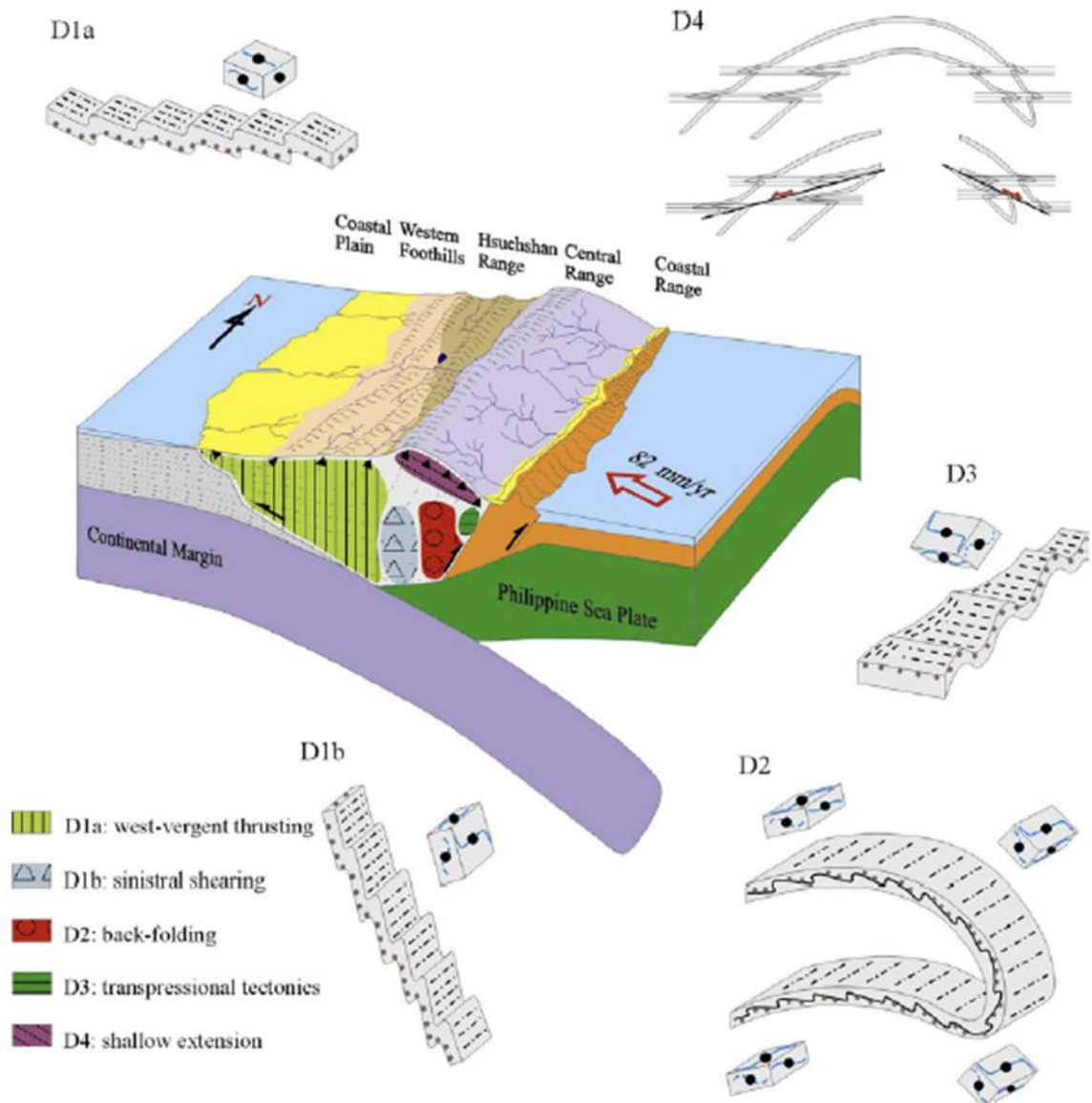


圖 4-68：台灣造山帶動力學分析示意圖

註 1：構造分期為 D1a-向西伸向的逆衝作用；D1b-左移剪切作用；D2-背衝褶皺作用；D3-剪壓橫移構造作用；D4-淺部張裂作用。

2：摘自 Yeh, E.C. (2004) Figure 2-10.

臺灣第四紀代表性剖面之磁生物地層

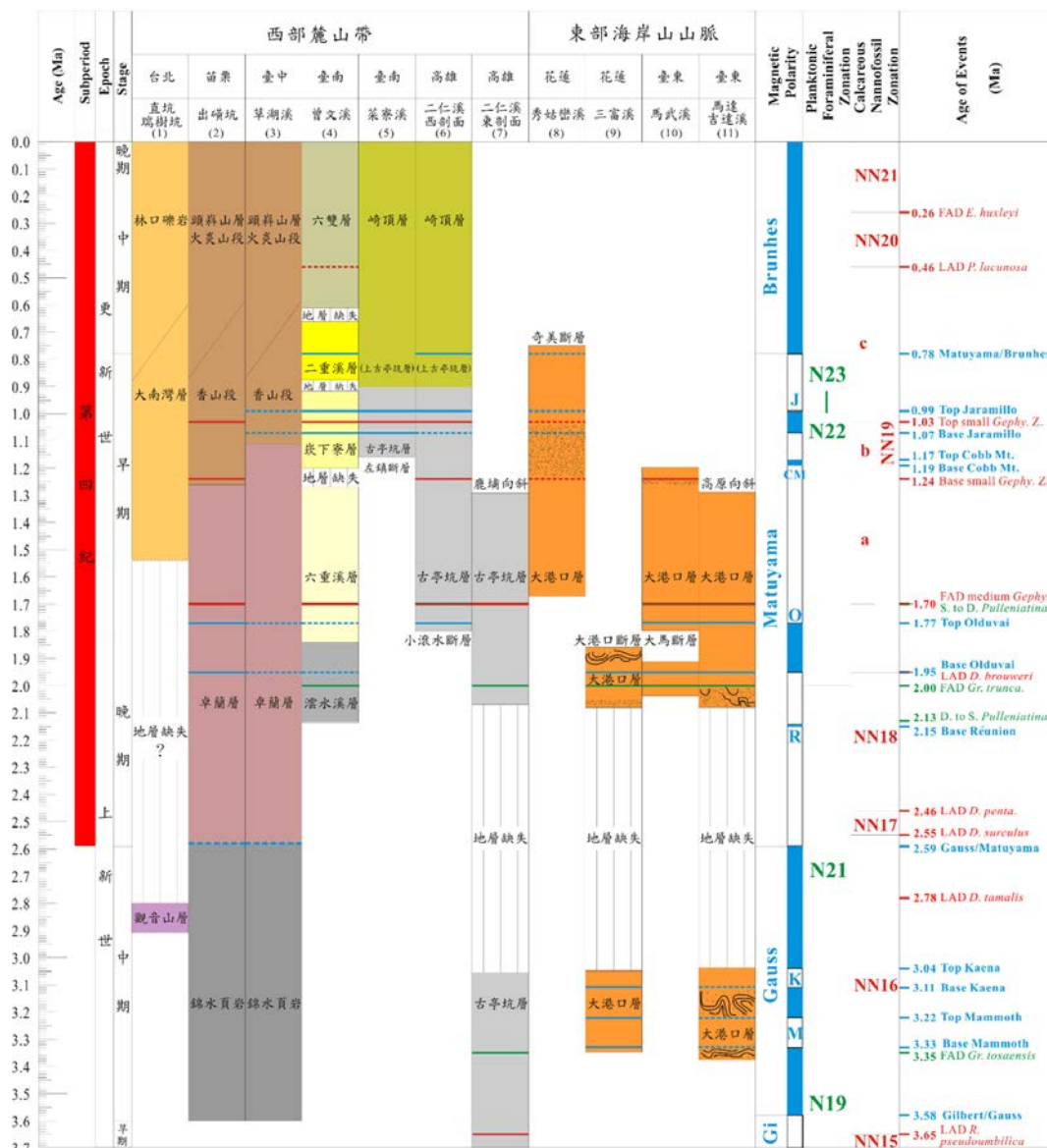


圖 4-69：臺灣第四紀代表性剖面之磁生物地層

註：摘自洪崇勝、謝凱旋(2007)。

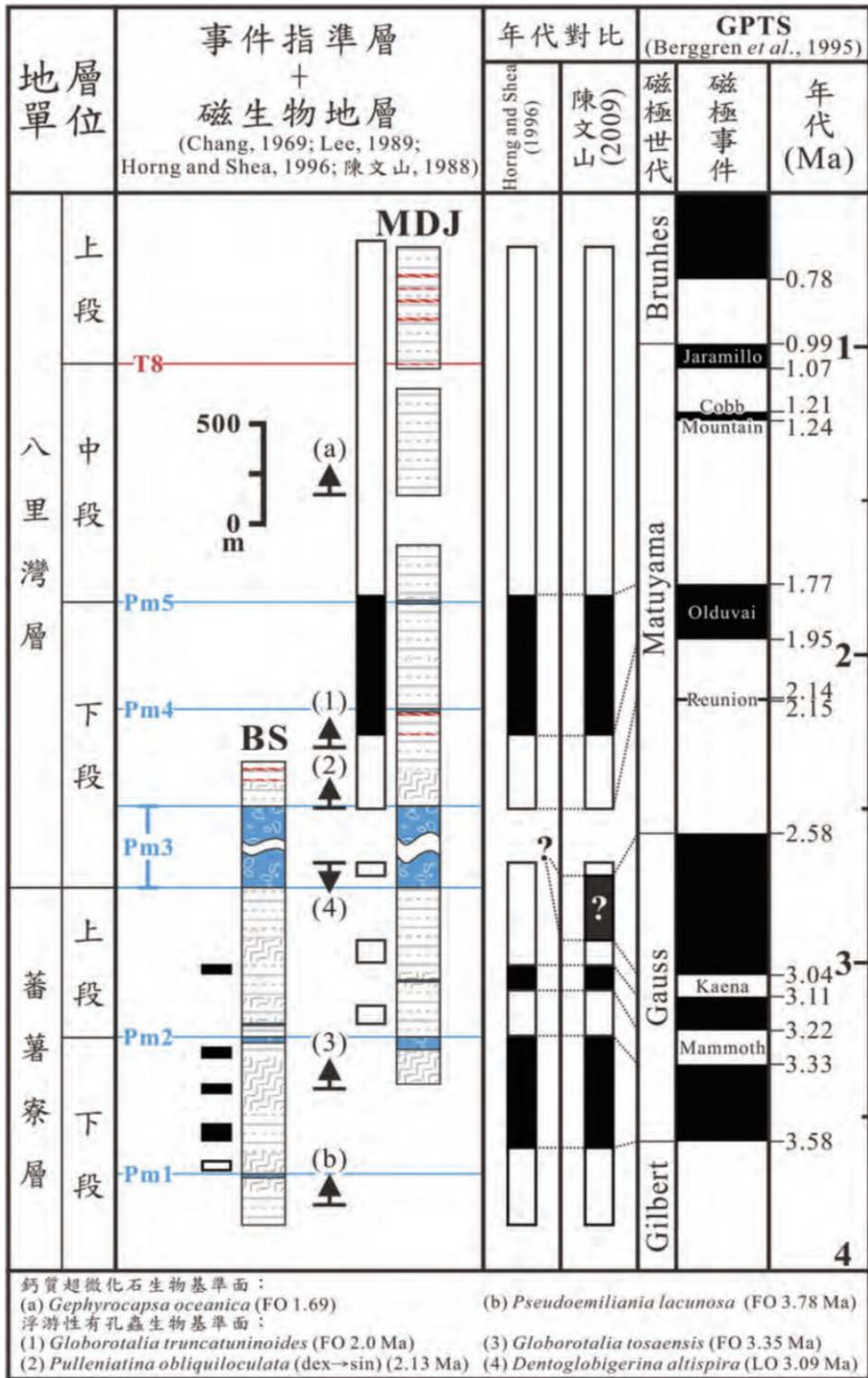


圖 4-70：泰源盆地年代地層對比

註：摘自賴序衡、鄧屬予(2016)。

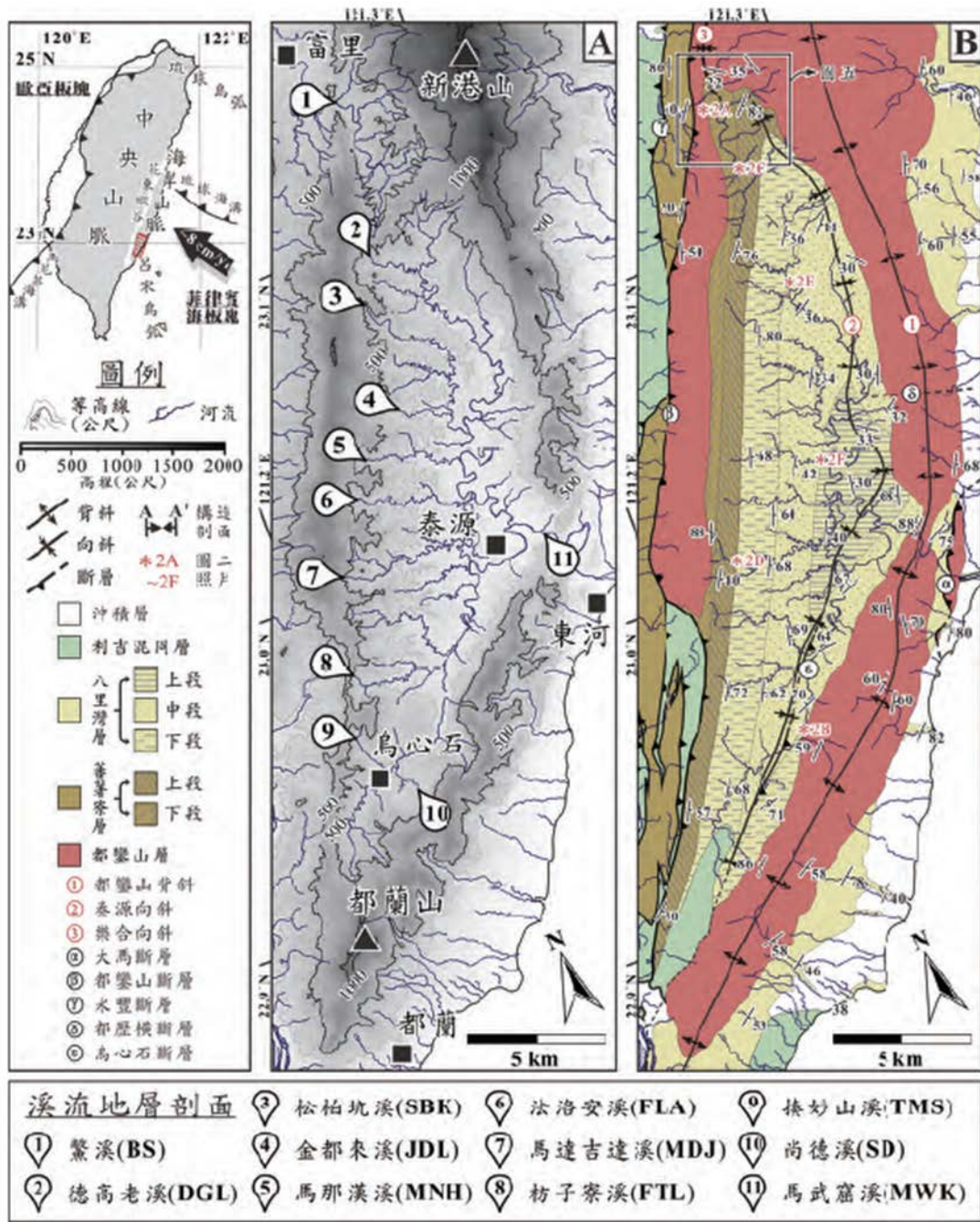


圖 4-71：泰源盆地之地形與地質

註：摘自賴序衡、鄧屬予(2016)。



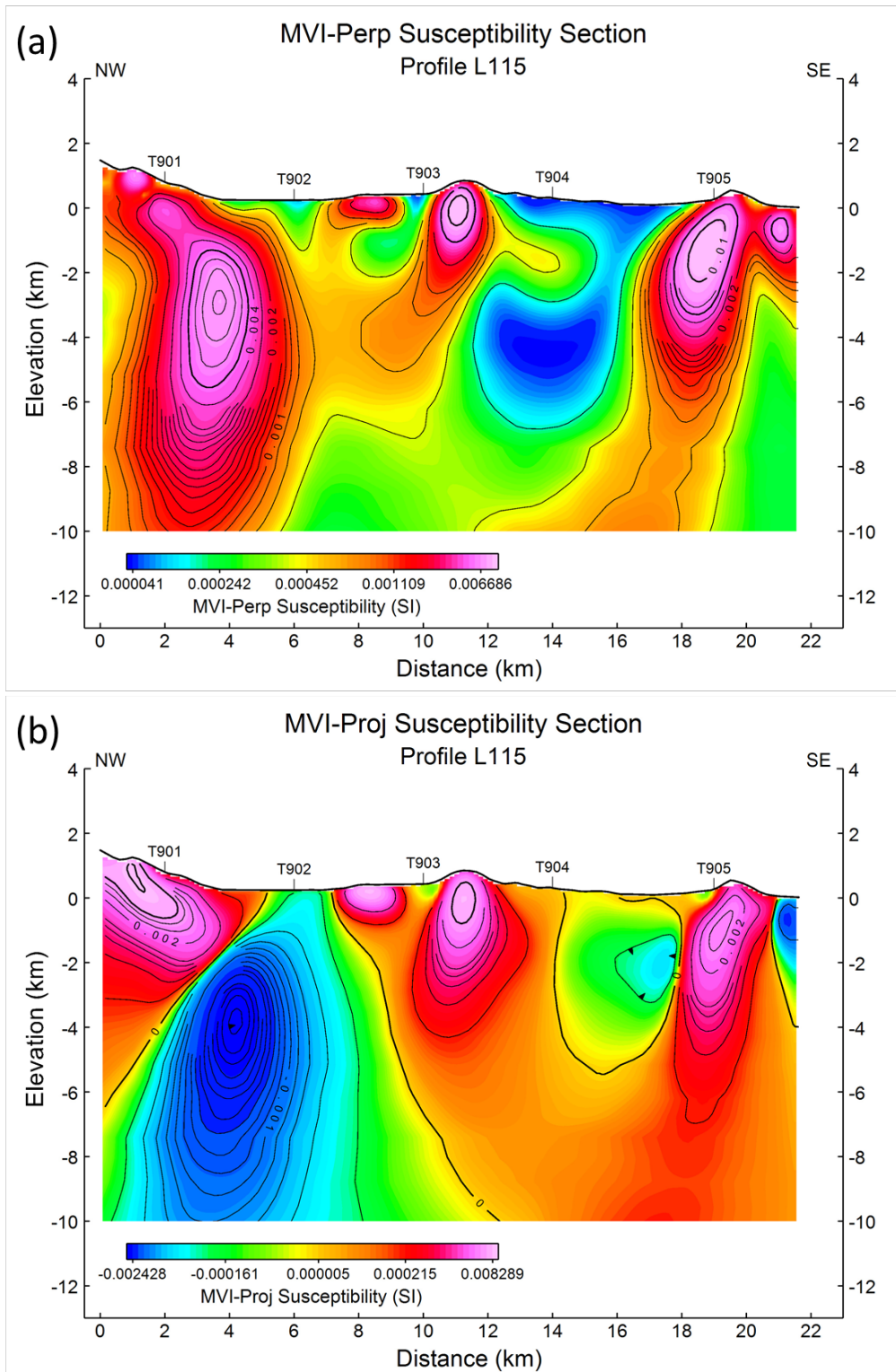


圖 4-72：測線 L115 之磁感率剖面圖

(a)非感應分量磁感率切面圖；(b)感應分量磁感率切面圖。

註 1：剖面位置請參照圖 4-43。

2：本剖面以東西方向橫切過泰源盆地北段。

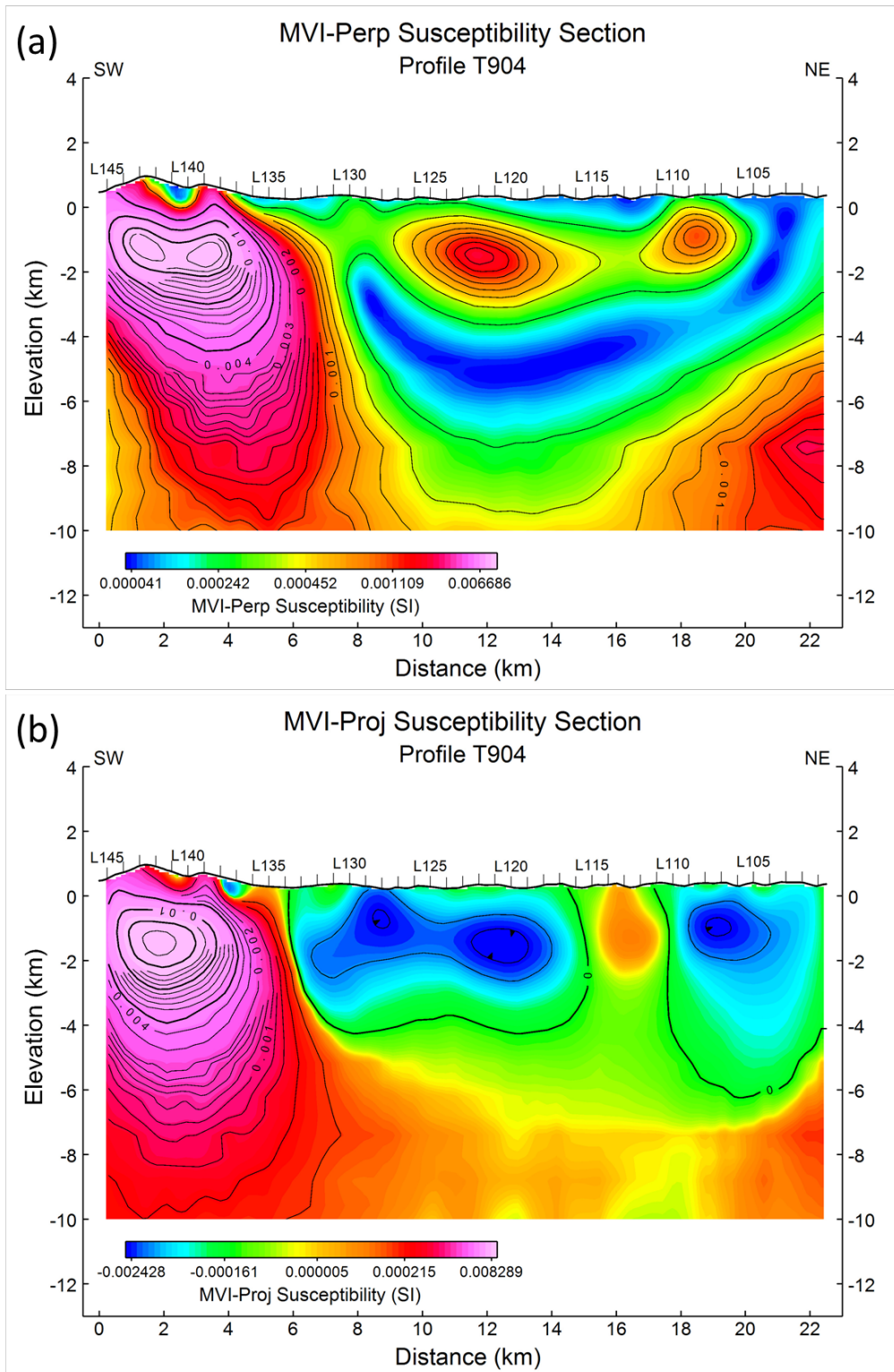


圖 4-73：測線 T904 之磁感率剖面圖

(a)非感應分量磁感率切面圖；(b)感應分量磁感率切面圖。

註 1：剖面位置請參照圖 4-43。

2：本剖面以南北方向縱切過泰源盆地。

## 4.6.2 深層基盤地質與構造

### 4.6.2.1 地質區磁力特徵

#### A. 脊樑山脈地質區片岩帶

106 年度測區出露打馬燕構造地塊，以及 107 年度測區出露在清水溪構造地塊，均是具有磁力條帶異常特徵的海洋地殼高磁塊體延伸至地表的部份。在 108 年度測區出露地點僅西北端靠近南橫一小部分的玉里帶。大部分都下伏在脊樑山脈板岩帶，並往花東縱谷與海岸山脈下方延伸(圖 4-64)，與 106 至 107 年度測區所見相同，主要為中新世海洋地殼基盤形成的推覆體構造，塊體間存在條帶磁力異常特徵，可辨認出覆瓦狀構造，玉里帶出露海洋地殼物質處可能為構造窗(如清水溪構造地塊)，而打馬燕構造地塊若下伏為板岩層則可能視為飛來峰；此外，三維磁感率模型上呈現出南北向、近乎垂直的橫移斷層帶發育，兩側海洋地殼磁力特性相異，可鑒別為轉形斷層構造，位於脊樑山脈地質區板岩帶與片岩帶的交界(即清水斷層)。海洋地殼下方低磁性高溫地殼物質，可能穿過轉形斷層帶，以浮力方式上湧至淺部，形成高溫溫泉區的熱源。因此，地熱區與轉形斷層分布有密切關係。

#### B. 脊樑山脈地質區板岩帶

脊樑山脈板岩帶在測區出露為初來層(或往南延伸至鹿野溪，對比至紅葉層及馬里層；或往北延伸可對比至 106 年測區的崙山層)，主要為變質泥岩類的板岩、千枚岩及變質砂岩，亦即大部分地層均不含殘磁礦物，且沈積年代可能為中新世(陳文山等，2016；林啟文、林偉雄，2005)。在三維磁感率模型中，顯示板岩帶的分布在北東向褶皺構造的淺部，板岩帶在感應分量磁感率分析上(圖 4-64)，顯示板岩帶仍生長了磁性礦物，其磁場方向與今日相近，往下延伸約 2 km 即尖滅，其下為高磁力地塊，此觀察與 106 至 107 年度測區一致。

#### C. 花東縱谷

花東縱谷在測區地層為堆積淺海至陸相的卑南山礫岩。在圖 4-64 顯示花

東縱谷地質區，沈積層屬於低磁特性，但池上斷層兩側沈積層明顯磁性特徵有別。另一方面，在感應分量磁感率分析上，高程等於-250 m 之高程切面(圖 4-66)顯示許多東北-西南向高磁力條帶，與 106 至 107 年測區所見類似，可能反映池上斷層長期左移活動下，原本在海洋水體中沉降來自東西向河道的磁性礦物堆積層，逐漸在南北向橫移斷層帶(鹿野斷層、池上斷層及卑南山斷層等)長期作用下，在花東縱谷中分布成東北-西南向條帶(圖 4-66)。

透過三維磁感率模型來鑒別橫移斷層帶的向下延伸性，顯示鹿野斷層、池上斷層與卑南山斷層向下延伸，在海洋地殼高磁基盤中合為近乎垂直的斷層構造(圖 4-64)，靠斷層帶兩側同樣高磁性基盤確具有磁極相反特性(箭頭標示方向，如圖 4-74 所示)，此類板塊邊界存在的垂直且橫移構造，屬於轉形斷層特徵，如同 106-107 年度的發現，池上斷層以近乎垂直向下延伸至 15 km 處，可能在韌性變形帶中消失(圖 4-74)。

沈積層東界可能為利吉層，屬於深部剪切帶，沈積層底部或靠近利吉層附近均有海洋地殼物質的磁力特徵(圖 4-64、圖 4-72、圖 4-74)，可能反映池上橫移斷層與利吉逆衝斷層交互作用下，海洋地殼物質逆衝到沈積盆地中。利吉層可視為中新世隱沒帶與菲律賓海板塊長期存在的分界(陳文山等，2016)，在三維磁感率模型上確實呈現了海洋地殼基盤的差異，在利吉層西側為中新世曾經隱沒而變形變質的海洋地殼，而東側則可能為未變形變質的白堊紀海洋地殼(圖 4-64、圖 4-72、圖 4-74)。

#### D. 海岸山脈

海岸山脈地質區測區範圍的地層由白堊紀高磁性具條帶磁力異常特徵的海洋地殼、高磁性的火山岩體及低磁性的深海沈積層所組成(圖 4-64)。在經一次微分處理的磁力異常圖上(圖 4-65)，較高磁力特徵反映在成廣澳火山岩體及都鑾山火山岩體分布位置，低磁力特徵區域則對應八里灣層及蕃薯寮層；區域性背斜軸部位於火山體位置(圖 4-65)，反映在三維磁感率模型的東西向剖面，可明顯看出火山岩體與泰源盆地的背斜構造與向斜構造(圖 4-72)；另外，從三維磁感率模型的-250m 水平切面來看，則顯示火山體背斜

軸部仍有許多複褶皺構造控制(圖 4-66)；特別是泰源盆地西側切東北-西南向剖面，可看到泰源盆地向斜軸西側地層反映的複褶皺特徵(圖 4-73)。此一現象與脊樑山脈板岩帶後期複褶皺特徵類似(對應到 Yeh (2003)提出的 D3 構造)，暗示本區岩體與沈積盆地的構造，在弧陸碰撞作用之後仍持續受到橫移斷層作用的影響。另一方面，若從三維磁感率模型的-250m 水平切面來看泰源盆地沈積層的磁力特性，顯示早期蕃薯寮層磁力特性沈積物層(含火山物質)以東西向堆積並橫跨泰源盆地，且類似花東縱谷一樣，此區也受到橫移構造影響而使此磁力特性沈積物變成東北-西南向分布，暗示泰源盆地沈積早期也有一近乎南北向橫移斷層活動的影響，說明弧陸碰撞前已存在轉型斷層活動的紀錄，影響了泰源盆地早期沈積層的變形作用；而後弧陸碰撞作用形成碰撞盆地後，轉型斷層仍持續活動影響下，仰衝上陸的海岸山脈火山岩體及泰源盆地因而形成了複褶皺構造。

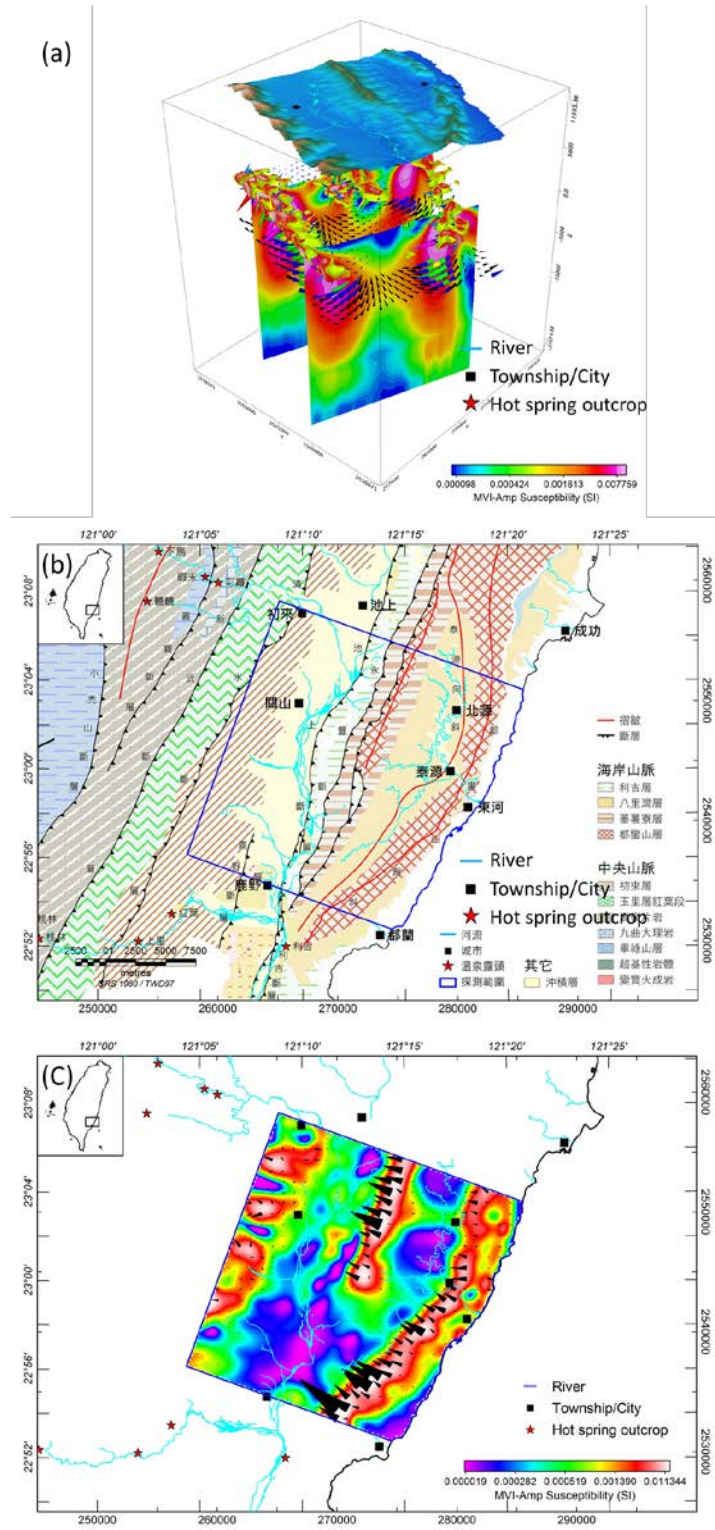


圖 4-74：三維磁感率模型與地質圖比較

(a)三維磁感應模型，箭頭標示磁化向量方向；(b)測區地質圖；(c)高程等於-500 m 之等高磁化向量磁感率切面圖。

#### 4.6.2.2 地質區電性特徵

將 VLF-EM 電性地層特徵與地質構造套疊(圖 4-75)，比較已知岩層與地質構造分布關係，由西向東各地質區反映的地質特徵綜合說明如下：

##### A. 玉里帶

玉里帶地層主要由石英片岩、石墨片岩、雲母片岩及綠泥石片岩等變質泥岩組成(陳文山等，2016)，僅出露本年度測區西北角，屬於較低電阻的岩石，反映在 VLF-EM 圖幅上(圖 4-75)，屬於低等效電流密度。

##### B. 脊樑山脈板岩帶

脊樑山脈板岩帶在測區出露為初來層，主要為變質泥岩類的板岩、千枚岩及變質砂岩(林啟文、林偉雄，2005；陳文山等，2016)，屬於低電阻與低磁性岩層。在 VLF-EM 圖幅上(圖 4-75)，顯示明顯具有高等效電流密度。特別是板岩帶東界沿構造線附近，也有明顯的電性變化，可能反映西界中央山脈斷層分布的位置(Shyu *et al.*, 2005)。

另一方面，河流附近電性也明顯在河道兩側改變，可能反映河道本身所在的構造帶，影響了原本板岩的電性特徵。另外，板岩區後期複背斜構造以北北東向為主，在 VLF-EM 圖幅上(圖 4-75)亦呈現出高等效電流密度帶，呈東北-西南向的分布趨勢，可能反映出褶皺軸部發育的破碎帶，造成地下水導水特性，因此可能呈現出較高的等效電流密度值。

##### C. 花東縱谷

花東縱谷在測區地層為堆積淺海至陸相的卑南山礫岩，從 VLF-EM 圖幅上(圖 4-75)，屬於相同斷層系統的鹿野斷層、池上斷層、卑南山斷層(林啟文、林偉雄，2005)，在測區範圍內 VLF-EM 圖幅斷層兩側呈現高低有別的電流密度，可提供斷層延伸調查的參考。此外，板岩與礫岩的分界斷層不易調查，現地調查得斷層證據並不多(Shyu *et al.*, 2005)。透過 VLF-EM 圖幅(圖 4-75)可以觀察到板岩帶東界，乎存在一電性及磁性差異的界線，可提供後續調查規劃參考。

##### D. 海岸山脈

海岸山脈地質區測區範圍的地層由高磁性的火山岩體及低磁性的深海沈積層所組成(圖 4-75c)。在 VLF-EM 圖幅上(圖 4-75a)，低等效電流密度特徵可對映都鑾山火山岩體的分布(圖 4-75b)，可與鄰近沈積層的高等效電流密度明顯區分；此外，泰源盆地八里灣層較蕃薯寮層呈現較高等效電流密度特徵，可能反映沈積物含較多火山組成時(圖 4-66)，等效電流密度也呈現較低的特徵。



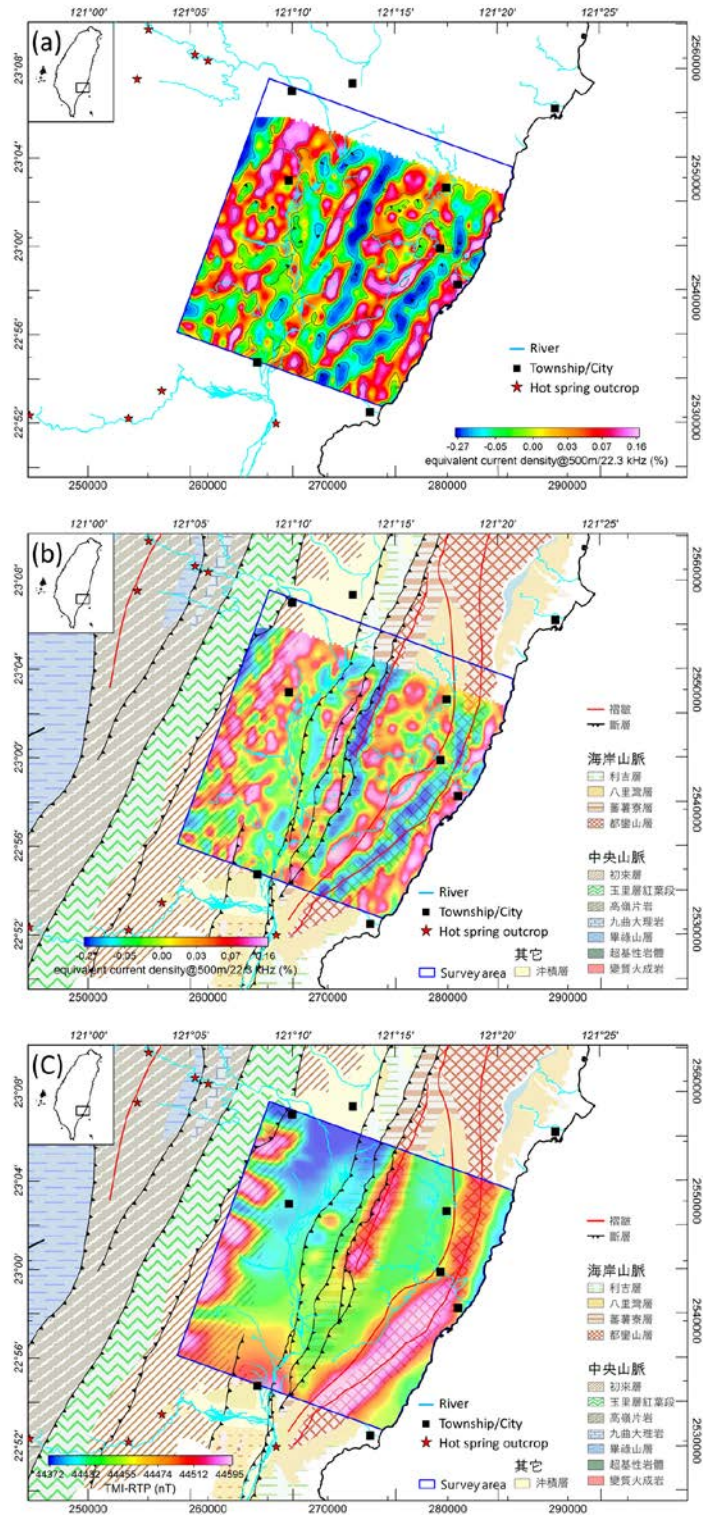


圖 4-75：電性特徵與地質圖比較

(a)VLF-EM 等效電流密度圖；(b)VLF-EM 等效電流密度圖套疊地質構造圖；(c)經歸極換算處理之全磁強度圖套疊地質構造圖。

### 4.6.2.3 磁力特性演變與地質史

A. 依磁力特性空間分布及地體構造架構關係，說明海洋地殼高磁基盤及火山岩體的地質演變關係如下：

(A) 海岸山脈及東部海岸下方存在白堊紀海洋地殼殘存的高磁基盤，呈現東西向磁力異常條帶，部分條帶呈現磁極特性與今日磁場方向不同(圖 4-64)。於 106-107 年測區的調查中(經濟部中央地質調查所，2017b)，已提出其為花東海盆白堊紀的海洋地殼(Deschamps *et al.*, 2000)的延伸。外海綠島及蘭嶼的空中磁測磁感率模型，均呈現出此古老基盤特徵(經濟部中央地質調查所，2017b)，隨弧陸碰撞與仰衝作用仍殘存在海岸山脈火山岩體下方。

(B) 具磁力異常條帶的白堊紀海洋地殼基盤上方，於中新世發生呂宋島弧火山活動，在三維磁感率模型(圖 4-64)及東西向切面上(圖 4-72)，呈現出早期火山物質堆積在海洋地殼凹槽中，當時磁極方向與今日相反，而後都鑿山火山岩體的磁力特性約與今日磁極相同，形成一系列火山錐體。噴發後期在火山岩體中心冷卻形成火山頸時，與今日磁極方向相反，整體構成層狀火山磁性特徵。

(C) 玉里帶、板岩帶、花東縱谷及利吉斷層下伏的中新世海洋地殼，以向東傾斜的覆瓦狀構造堆疊，曾經過隱沒作用的變質作用，再仰衝回大陸邊緣(圖 4-64)。其本身所具有的磁性特徵，以磁極方向箭頭標示下，可呈現出覆瓦狀基盤構造與其上碰撞盆地的變形關係(圖 4-74a)；與地表地質圖相較(圖 4-74b)，利吉混同層分布可反映中新世隱沒作用與仰衝作用導致的覆瓦狀構造關係。此外，南北向三條磁力條帶受近乎垂直的構造分隔，構造兩側磁力基盤的磁極方向相反，具有橫移構造型質，此類垂直構造向下延伸至磁力消失的韌性變形帶位置，應屬於轉形斷層帶，以池上斷層為代表。

B. 從臺灣地層對比表(表 2-1)的磁地層資料，彙整弧陸碰撞作用影響下，各地質

事件記錄在各地質區中，有關地質演化與磁體空間分布的關係：

- (A) 圖 4-64 呈現各地質區磁力特徵，以及其下深層基盤的磁感率關係，顯示弧陸碰撞作用的仰衝過程，白堊紀與中新世海洋高磁性基盤，以不同地質時間與地質作用影響下的磁性特徵，分布在整個測區不同地質區下方，大致以覆瓦狀構造型態分布，對各地質區地質演化扮演重要角色。
- (B) 圖 4-64 呈現東側海岸下方白堊紀海洋地殼僅殘存部分高磁基盤，深處受到向東傾斜的利吉構造影響，其下可能為中新世海洋地殼高磁塊體。利吉混同層夾有海洋地殼物質，通過泰源盆地，在三維磁感率模型中，泰源盆地的地層受構造變形疊成兩層結構(圖 4-72)。
- (C) 根據圖 4-64 的分析，測區外的玉里帶向下延伸至板岩帶及花東縱谷下方，呈現覆瓦狀高磁基盤構造，可對應到 Yeh (2003)的 D2 構造(圖 4-68)，可能與中新世隱沒作用與仰衝作用有關(陳文山等，2016)。在圖 4-67 呈現位於板岩層下方的高磁基盤具有複褶皺構造特徵，可對應到 Yeh (2003)的 D3 構造(圖 4-68)，可能與弧陸碰撞作用後仍持續活動的轉形斷層帶有關。
- (D) Zhai *et al.* (1972)指出花東縱谷存在連接琉球隱沒帶與馬尼拉隱沒的的轉形斷層帶。在三維磁感率模型上，亦可名明顯辨認出南北向、垂直延伸至十公里深的轉形斷層帶，分布在花東縱谷池上斷層、中央山脈斷層及脊樑山脈地質區片岩帶中，斷層帶兩側海洋地殼基盤具有不同的磁化方向。從泰源盆地的磁性沈積物分布研判，弧陸碰撞前轉形斷層帶的橫移活動即已存在，而弧陸碰撞作用發生後仍持續活動，此意味著台東南部未發生弧陸碰撞作用區域(知本以南地區)，存在南北向、垂直且長期橫移活動的轉形斷層帶。

#### 4.6.2.4 地熱潛能

A. 就地熱與大地構造演化關係來看，前述中新世海洋地殼仰衝回歐亞大陸邊

緣，覆瓦狀與逆衝構造構成的形貌，建構了弧陸碰撞前地殼架構屬於推覆體 (nappe stacking) 的組合。宏觀而言，海洋地殼物質與上覆的大陸地殼物質間所存在的推覆體構造關係，玉里帶可視為一構造窗，剝蝕出露了下伏海洋地殼基盤的代表性岩石。而弧陸碰撞作用後，轉形斷層分布在花東縱谷及其西側脊樑山脈板岩帶與片岩帶中，形成重要的南北向垂直延伸至十公里深的構造帶，提供地殼下部低 Q 值熱體 (Lee *et al.*, 2010; Kuo-Chen *et al.*, 2012) 以浮力上湧的通道。另一方面，海洋地殼下伏的大南澳片岩帶則可能因深埋作用更增加溫度，其含有的大理岩、片岩等變質岩石受壓脫水或變質釋放出二氧化碳等變質流體，順後期形成的轉形斷層上湧，穿過海洋地殼後集中形成地熱熱源，因此花東縱谷及脊樑山脈地質區的溫泉與地熱田均分布在轉型斷層帶附近。

- B. Upton *et al.* (2012) 針對脊樑山脈地質區地熱與金礦床形成模式，以及紐西蘭南島 Alpine Fault 地熱田與金礦床形成模式，進行比較後發現脊樑山脈地質區熱流來自造山帶變質作用的流體，可能在擠壓環境轉張裂環境的條件下形成地熱熱源及金礦；而天水在高山入滲會在 2 至 4 公里深處受熱後上湧，在斷層帶與谷地滲出形成溫泉(圖 4-76)。本研究則進一步證實分布在脊樑山脈東翼片岩帶、板岩帶及花東縱谷的轉形斷層帶，更接近紐西蘭南島的 Alpine Fault 沿線地熱田，因轉形斷層控制的大地構造環境，熱體及熱流自海洋地殼下伏地層，順轉形斷層帶上湧而形成地熱潛能極佳的地熱田(圖 4-64)。
- C. 初來至霧鹿間的板岩地熱區，板岩地層具有高角度石墨化夾皺劈理 (Beysac *et al.*, 2007)，屬於受弧陸碰撞作用影響下，由地殼深部發生底侵 (underplating) 的熱源所影響 (Beysac *et al.*, 2007)。本研究參考 Upton *et al.* (2012) 的模式，提出弧陸碰撞前，與深層高溫地熱有關的屏風山金礦，即因轉形斷層活動帶來深層高溫流體，孕育金礦脈在脊樑山脈地質區板岩帶中，隨弧陸碰撞造山運動，隆升至脊樑山脈稜脊西側。
- D. 現今位於瑞穗至鹿野間(含南橫初來至霧鹿一帶脊樑山脈地質區東翼)的板岩帶地熱田，可能在弧陸碰撞作用之前就形成(類似知本至金崙一帶尚未碰撞地

區，距離綠島、蘭嶼等島弧仍遠，卻已經隆升並形成高溫地熱田)，隨弧陸碰撞作用由北而南斜碰撞的影響(陳文山等，2016)而介於花東縱谷與脊樑山脈東翼；根據本研究近三年在瑞穗至鹿野間，提出空中磁測三維磁感應模型的地質構造演化相關解釋，強調地熱成因可能與轉形斷層的活動有關，現今地熱多分布在轉形斷層帶上，由轉形斷層帶提供深層熱流通道，將能幫助後續地熱調查加強轉形斷層帶深層分布的解析工作。

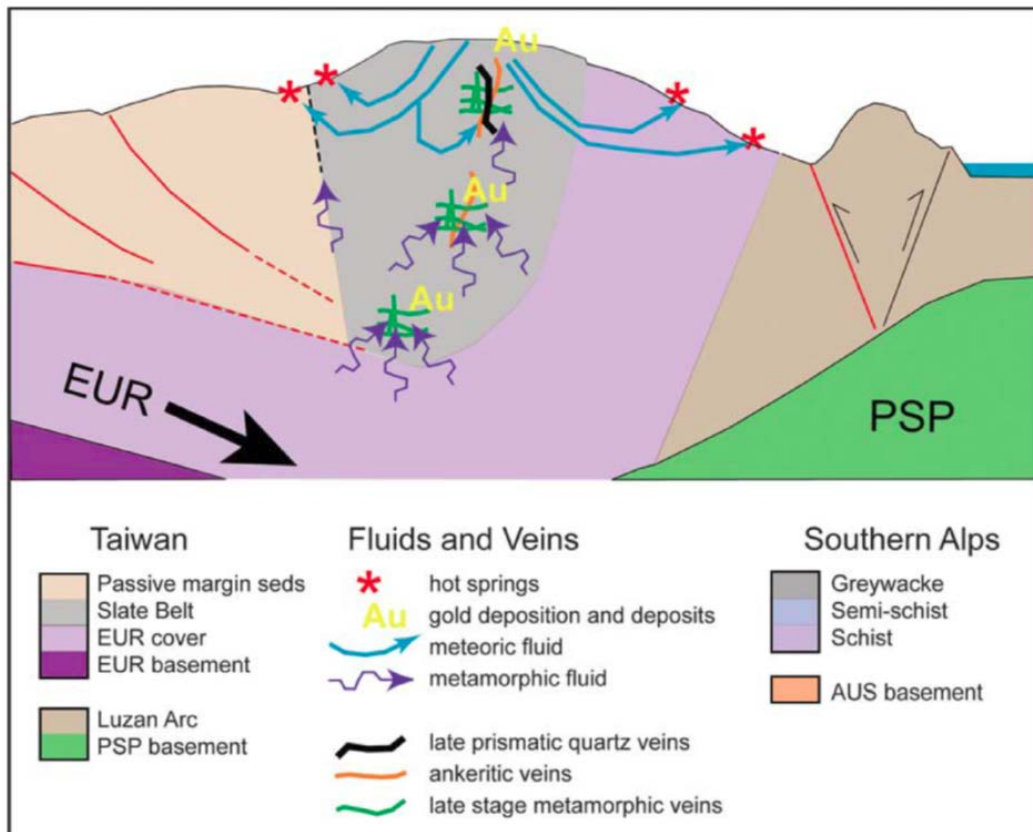


圖 4-76：脊樑山脈板岩區地熱與金礦概念模式圖

註：摘自 Upton *et al.* (2012)。

## 4.7 教育訓練

本年度計畫之教育訓練主要針對圖幅產出進行操作訓練，包括：「切面圖製作」、「剖面圖製作」與「三維立體圖製作」，規畫 1 天的訓練課程，於 2019 年 8 月 30 日假工研院 51 樓 617 會議室舉辦，課程內容如表 4-10，會議照片及簽到單分別列於圖 4-77 及圖 4-78。

表 4-10：教育訓練課程表

時間	項目	內容	講師
09:30-10:00	報到		
10:00-10:30	三維磁感率模型概述	1. 三維逆推介紹 2. 檔案格式介紹 3. 格式轉換介紹	董倫道
10:30-11:50	切面圖製作	1. 概述 2. 製作流程 3. 等高程切面圖擷取 4. 等深度切面圖擷取 5. 圖層套疊	董倫道
11:50-13:00	午餐/休息/討論		
13:00-14:30	剖面圖製作	1. 概述 2. 製作流程 3. 剖面資料庫建置 4. 剖面圖擷取 5. 圖層套疊	董倫道
14:40-16:00	三維立體圖製作	1. 概述 2. 製作流程 3. 立體圖製作	董倫道
16:00-16:30	討論		



圖 4-77：教育訓練照片



**臺灣東部地區空中磁力探測(3/3)**  
**空中磁測圖幅繪製操作訓練**  
**簽到表**

時間：民國 108 年 08 月 30 日(星期五)

地點：工業技術研究院 51 館 410 會議室

中央地質調查所	李柏村	傅景璋	李錦荅
	郭若琳	陳楷炫	
	陳志豪	江煥衛	
工業技術研究院	董倫道	黃挺璋	錢正明
	鍾權章	郭春鵬	
	張祐鈞		

圖 4-78：教育訓練簽到表

## 5 結論

本計畫產出網格間距為 100 m 的高精度全磁力網格，並運用三維磁化向量逆推技術，獲得高解析的三維磁化向量模型。藉由分析磁力特徵並與既有地質圖比對，對研究區域內之岩體分布、礦產資源、基盤結構、火山活動及弧陸碰撞作用等提供了進一步的資訊。總括本計畫獲得的主要結論擇要敘述如下：

### A. 磁力特徵

- (A) 脊樑山脈淺層高磁異常體對應超基性岩體，呈塊狀分布，由磁化向量方向不具一致性，推測岩體受到程度不等的轉動所致。板岩帶、縱谷平原及利吉層主要為海洋沈積物形成的岩層，屬於磁力低區。海岸山脈磁力高區對應火山岩體，其帶狀高區間的磁力低區，則對應弧間盆地。
- (B) 依據磁力趨勢線判釋磁力構造線形，主要以近南北、東北向及西北西走向為主，與甚低頻電磁探測獲得的電性走向一致。
- (C) 海岸山脈由三條高磁條帶岩體構成，其寬度與向下延伸的深度均不相同，分別位於泰源盆地東西兩側，東側之高磁條帶向南延伸至東河附近與另一條磁力強度更高的高磁岩體相接。
- (D) 依據海岸山脈岩體的磁化向量分析，顯示淺部岩體有塊狀特徵，主要分布在高程約-1 km 以上，多數高磁岩體磁化向量的磁傾角具有一致性，暗示海岸山脈在板塊推擠的過程中，高磁岩體曾發生一致性以旋轉為主的運動。由不同深度磁體分布，顯示海岸山脈在板塊推擠過程中，有可能因西側岩體的阻擋力量強弱不同，故造成海岸山脈岩體沿西北方向產生破裂位移，且部份破裂自深層延伸至淺層，有可能成為深層流體通道的關鍵。
- (E) 研究區域深部的高磁基盤與前年度測得的高磁性基盤特性相近，顯示南北具有延伸性，呈北北東方向條狀分布。在本年度探測範圍內比較顯著的高磁條帶基盤共有 2 組，分別位於脊樑山脈板岩帶及海岸山脈下方，均具有兩相鄰條帶間磁化方向近乎相反的海洋地殼特徵。

## B. 地質解釋

- (A) 海岸山脈基盤為白堊紀海洋地殼，如同 106 及 107 年度測區所見，呈現出條帶磁力異常的海洋地殼特徵。
- (B) 分析都鑾山火成岩體的磁化向量特性，顯示多次噴發活動形成的磁力特性具有層狀火山特徵，且後期冷卻形成火山頸形貌。
- (C) 玉里帶向東向下延伸的海洋地殼高磁力地塊，存在板岩層及花東縱谷下方，歷經中新世隱沒作用與仰衝作用，維持覆瓦狀構造形貌。
- (D) 在磁感率模型上，利吉層以西為中新世海洋地殼覆瓦狀基盤，以東為位於中新世火山島弧下方的白堊紀海洋地殼殘存基盤；利吉斷層截切過泰源盆地沈積層的深部，反映弧陸碰撞的影響下泰源盆地沈積層便形成兩層構造。
- (E) 泰源盆地沈積層的磁性紀錄顯示沈積同時受橫移斷層活動，類似花東縱谷碰撞盆地沈積物受池上斷層影響下的磁性沈積紀錄，可能隱示弧陸碰撞作用前即存在轉形斷層帶。
- (F) 測區存在 3 條高磁性條帶，均以高角度橫移斷層為分界，構造兩側磁力方向相反，據此鑒別出位於中央山脈斷層、池上斷層及海岸山脈火山岩體下方，存在高角度、北北東向、橫移活動的轉形斷層帶。
- (G) 轉形斷層帶提供海洋地殼下方高熱大陸地殼物質上湧通道，與地熱分布息息相關。

## 6 建議

### A. 建議分年完成全國性空中磁力探測，建立完整國土基本資料

本計畫在地調所支持下，將空中磁力探測技術引進國內，並應用在臺灣地區的地質探測、火山探測及地熱資源探勘等領域，獲得豐碩的成果，證實空中磁力探測技術是非常有效的地質探測技術，其不受地形及海域影響，能取得均勻分布的測點，並進而獲致高解析三維磁力模型的優勢，是其它地面或海面探測方法所無法比擬的。台灣地區地勢陡峭且植被茂密，現地調查資料取得不易，導致對地質、地熱及資源蘊藏等資訊仍不夠充足，空中磁力探測能彌補此一空白，成為各項地質資源開發與地質研究的基石。圖 6-1 為已完成空中磁力探測區域分布圖，建議以每年規畫完成約 6500 km<sup>2</sup>面積之空中磁力探測，則估計約四至五年可以完成臺灣山地區域的探測。

### B. 建議增加地面查核與驗證探測

完整的空中探測需要搭配適量的地面查核，以提高解釋成果的可靠性，故建議依據當年度空中磁力探測成果，規畫進行二維剖面或特定區域之地面大地電磁探測，並進行三維逆推，由不同物性角度，相互驗證物性模型的合理性。

### C. 建議自本期探測範圍向四面擴大探測，以提昇對台灣東部地體架構的瞭解

本期計畫已獲得花東縱谷南段重要的地質構造資訊，若能向北延伸至花蓮與既有資料銜接，並請向東延伸約 30 公里，向西延伸至脊樑山脈稜線、向南延伸至恆春，將更有助於建構完整的臺灣東部地體構造模型。

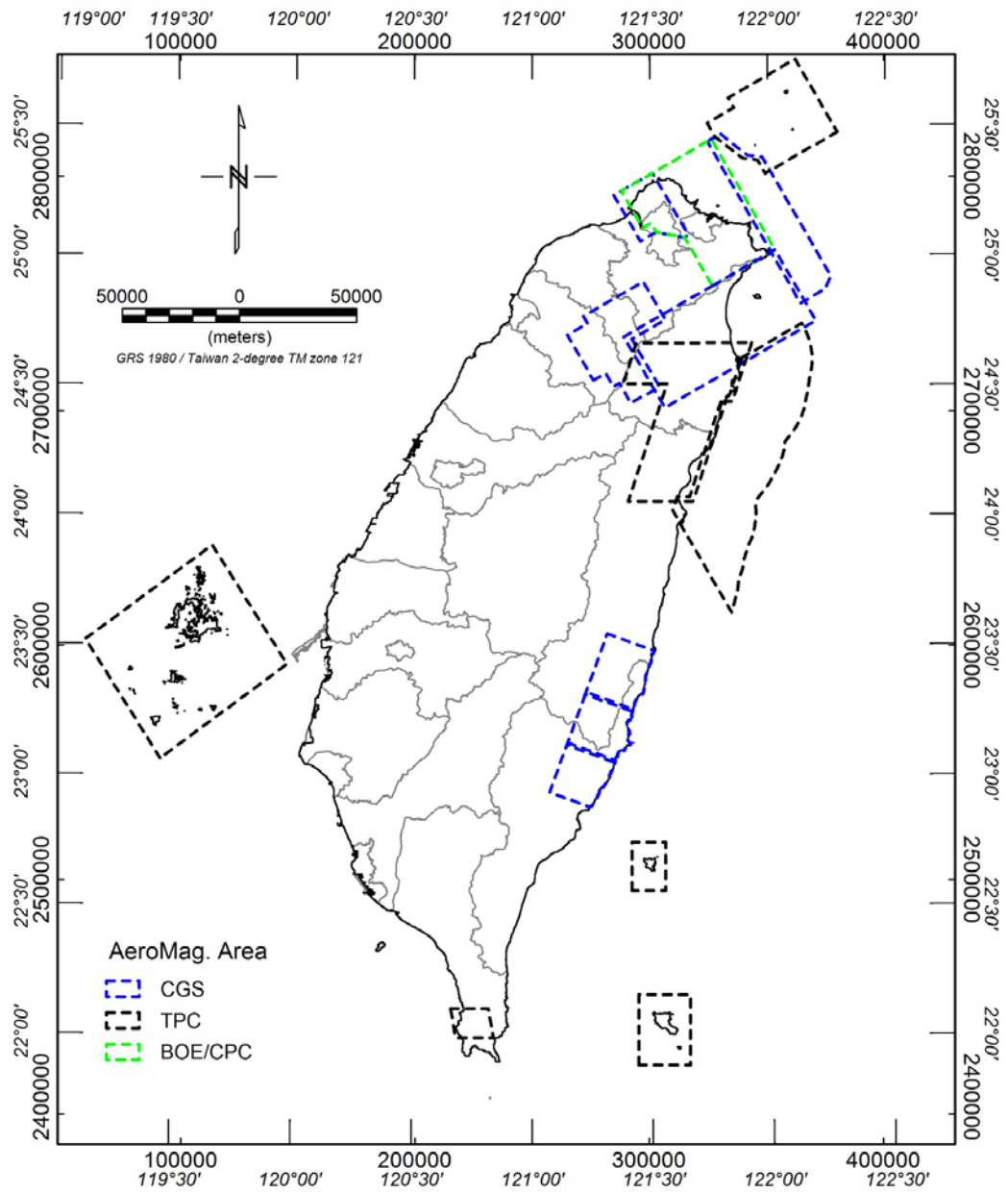


圖 6-1：臺灣地區已完成空中磁力探測區域分布圖

註：CGS 為經濟部地調所的縮寫；TPC 為台灣中油公司的縮寫；BOE 為經濟部能源局的縮寫。

## 7 參考文獻

- 中國國土資源部 (2010)。航空磁測技術規範，共 56 頁。
- 王源、楊昭男、陳文山 (1992)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書-第 48 號，玉里圖幅。經濟部中央地質調查所。
- 台灣溫泉探勘服務網 (2018)，富里溫泉，擷取自：  
<http://www.twem.idv.tw/2/a124.htm>，2018/12/14。
- 石政為 (2011)。利用反射震測探討宜蘭平原之基盤深度及構造演化。國立中央大學碩士論文，共 110 頁。
- 衣德成、陳治宇、林慶偉 (2012)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書-第 41 號，光復圖幅。經濟部中央地質調查所，共 95 頁。
- 李清瑞、江道義、陳榮揮 (1994)。台灣地熱探勘資料彙編，經濟部能源委員會，共 557 頁。
- 林偉雄、林啟文、劉彥求、陳柏村 (2008)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書-第 59、64 號，台東、知本圖幅。經濟部中央地質調查所，共 58 頁。
- 林啟文、林偉雄 (2005)。臺灣東部鹿野地區之地質構造研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第 18 號，第 29-52 頁。
- 林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村 (2009)。臺灣東部與南部的活動斷層。經濟部中央地質調查所特刊，第 23 號，共 178 頁。
- 林啟文、盧詩丁、陳文山 (2012)。臺灣活動斷層分布圖 2012 年版說明書，經濟部中央地質調查所特刊，第 26 號，第 1-30 頁。
- 林殿順、許樹坤、劉家瑄、李昭興、林靜怡、蘇志杰、許嘉峻、陳冠宇、張筱 (2011)。大台北地區特殊地質災害調查與監測第二期-台灣東北海域地質及地球物理資料彙編與分析(4/4)，經濟部中央地質調查所報告第 100-04 號。
- 林蔚 (2001)。華南沿海地區晚燕山期侵入岩漿活動及大地構造意義，國立臺灣大學，地質科學研究所，博士論文，共 236 頁。
- 洪崇勝、謝凱旋 (2007)。臺灣第四紀磁生物地層及蓬萊造山運動事件。經濟部

- 中央地質調查所特刊，第十八號，第 51-83 頁。
- 徐鐵良 (1956)。臺灣東部海岸山脈地質。臺灣省地質調查所彙刊，第 8 號，15-41 頁。
- 陳文山 (1998)。臺灣海岸山脈沈積盆地之演化及其在地體構造上之意義。國立臺灣大學地質研究所博士論文，共 304 頁。
- 陳文山、王源 (1996)。臺灣東部海岸山脈地質。經濟部中央地質調查所，臺灣地質之七，共 101 頁。
- 陳文山、王源 (1997)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書-第 42 號，豐濱圖幅。經濟部中央地質調查所。
- 陳文山、俞何興、俞震甫、鍾孫霖、林正洪、林啟文、游能悌、吳逸民、王國龍 (2016)。臺灣地質概論。中華民國地質學會。共 204 頁。
- 游明芳 (2013)。宜蘭南側地區地質構造調查與地熱地質分析。能源國家型科技計畫—102 年地熱發電主軸計畫成果發表會論文集，第 15 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2012)。臺灣北部火成岩體及地質構造空中地球物理探測(1/2)，經濟部中央地質調查所委託研究報告，共 226 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2013a)。臺灣北部火成岩體及地質構造空中地球物理探測(2/2)，經濟部中央地質調查所委託研究報告，共 170 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2013b)。易淹水地區上游集水區地質調查與資料庫建置，共 192 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2014)。臺灣北部陸海域地區空中磁力探測(1/2)。經濟部中央地質調查所委辦計畫報告，共 275 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2016)。臺灣北部陸海域地區空中磁力探測(2/2)。經濟部中央地質調查所委辦計畫報告，共 193 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2017a)。臺灣南段山區流域水文地質調查及圖幅繪編 (4/4)。經濟部中央地質調查所委辦計畫報告，共 226 頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2017b)。臺灣東部地區空中磁力探測(1/3)。經濟部中央地質調查所委辦計畫報告，共 183 頁。

經濟部中央地質調查所 (2018)。臺灣東部地區空中磁力探測(2/3)。經濟部中央地質調查所委辦計畫報告，共 218 頁。

賴序衡、鄧屬予 (2016)。海岸山脈南段泰源盆地的地層與構造。經濟部中央地質調查所彙刊，第 29 號，第 45–76 頁。

賴昱銘 (2012)。北呂宋島弧的火山與岩漿演化。臺灣大學地質科學研究所博士論文。共 216 頁。

羅煥記、陳文山、宋聖榮 (1993)。五萬分之一臺灣地質圖及說明書-第 54、60 號，成功、東河圖幅。經濟部中央地質調查所。

Beamish, D. (1994). Two-dimensional, regularised inversion of VLF data. *Journal of Applied Geophysics* 32, 357–374.

Beysac, O., Simoes, M., Avouac, J.P., Farley, K.A., Chen, Y.G., Chan, Y.C., and Goffe, B. (2007). Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. *Tectonics*, 26, TC6001, doi:10.1029/2006TC002064.

Brown, D., Wu, Y.M., Feng, K.F., Chao, W.A. and Huang, H.H. (2015). Imaging high-pressure rock exhumation in eastern Taiwan. *Geology*, v. 43, 651–654.

Chai, H.T.B. (1972). Structure and tectonic evolution of Taiwan. *American Journal of Science*, 272, 389–422.

Chen, W.-S., Chung, S.L., Chou, H.Y., Zugeerbai, Z., Shao, W.Y. and Lee, Y.H. (2017). A reinterpretation of the metamorphic Yuli belt: Evidence for a middle-late Miocene accretionary prism in eastern Taiwan, *Tectonics*, 36, doi:10.1002/2016TC004383.

Chi, W.C., Chen, L.W., Liu, C.S. and Rookfield, M. (2014). Development of arc-continent collision mélange: linking onshore geological and offshore geophysical observations of the Pliocene Lichi Melange, southern Taiwan and northern Luzon arc, western Pacific. *Tectonophysics*, 636, 70–82.

Chim, L.K., Yen, J.Y., Huang, S.Y., Liou, Y.S. and Tsai, L.L. (2018). Using Raman spectroscopy of carbonaceous materials to track exhumation of an active orogenic belt: an example from Eastern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164,



248–249.

- Chung, S.L. and Sun, S.-s. (1992). A new genetic model for the East Taiwan ophiolite and its implications for Dupal domains in the Northern Hemisphere. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 109, 133–145.
- Constable, S.C., Parker, K.L., and Constable, C.G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data. *Geophysics*, 52, 289–300.
- Denisse, L.A., Tejero, A, Chavez, R.E., Lopez, P.A. and Bravo, R. (2009). 3D modeling of magnetic data from an archaeological site in north-western Tlaxcala state, Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 36. 1661–1671.
- Deschamps, A., Monie, P., Lallemand, S., Hsu, S.K., and Yeh, K.Y. (2000). Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 503–516.
- Donald, S. (1968). A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proceedings of the 1968 ACM National Conference*. 517–524. doi:10.1145/800186.810616
- Doo, W.B., Kuo-Chen, H., Brown, D., Lo, C.L., Hsu, S.K. and Huang, Y.S. (2016). Serpentinization of the fore-arc mantle along the Taiwan arc-continent collision of the northern Manila subduction zone inferred from gravity modeling. *Tectonophysics*, 691, 282–289.
- Dutra, A.C. and Marangoni, Y.R. (2009). Gravity and magnetic 3D inversion of Morro do Engenho complex, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 28, 193–203.
- Ellis, R.G. , de Wet, B. and MacLeod, I.N. (2012). Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. *ASEG Extended Abstracts 2012*, 1–4.
- Figgis, B.N. and Lewis, J. (1960). The magnetochemistry of complex compounds. In Lewis J. and Wilkins, R.G. (ed.). *Modern Coordination Chemistry*. New York, Wiley.
- Fraser, D.C. (1969). Contouring of VLF-EM data. *Geophysics*, 34, 958–967.
- Fraser, D.C. (1981). A review of some useful algorithms in geophysics. *CIM Bulletin*

74, No. 828, 7–79.

- Grant, F.S., and West, G.F. (1965). Interpretation theory in applied geophysics.
- Grauch, V.J.S., Hudson, M.R. and Minor S.A. (2001). Aeromagnetic expression of faults that offset basin fill, Albuquerque basin, New Mexico. *Geophysics*, 66, No. 3, 707–720.
- Hall, R. (2002). Cenozoic geologic and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: Computer-based reconstructions, model and animations: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, 353–431, doi:10.1016/S1367-9120(01) 00069-4.
- Hsieh, H.H., Chen, C.H., Lin, P.Y. and Yen, H.Y. (2014). Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90, 26–33.
- Jaques, A.L., Wellman, P., Whitaker, A. and Wyborn, D. (1997). High-resolution geophysics in modern geological mapping. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17, No. 2, 159–173.
- Jeng, Y., Lin, M.J. and Chen, C.S. (2004). A very low frequency-electromagnetic study of the geo-environmental hazardous areas in Taiwan. *Environmental Geology*, 46, 784–795.
- Jeng, Y., Lin, M.J., Chen, C.S. and Wang, Y.H. (2007). Noise reduction and data recovery for a very low frequency electromagnetic survey using the nonlinear decomposition method. *Geophysics*, 72, F223–F235.
- Kao, R., Hwang, C.W., Kim, J.W., Ching, K.E., Masson, F., Hsieh, W.C., Le Moigne, N. and Cheng, C.C. (2017). Absolute gravity change in Taiwan: Present result of geodynamic process investigation. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 28, 855–875.
- Karous, M. and Hjelt, S.E. (1983). Linear filtering of VLF dip-angle measurements. *Geophysical Prospecting*, 31, 782–794.
- Keating, P. (1995). A simple technique to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes, *Exploration & Mining Geology*, 4, No. 2, 121–125.
- Keyser, W.M. (2015). 玉里帶清水溪地區變質岩的岩石學與相平衡模擬。國立東華大學自然資源與環境學系碩士論文，共 216 頁。
- Kim, K.H., Chen, K.C., Chiu, J.M. and Yen, H.Y. (2012). Crustal-Scale weak zone

- along a collisional suture revealed by spatial variations in velocity structures and seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 436–444, doi: 10.1785/0120110025.
- Kuo-Chen, H., Wu, F. T., Jenkins, D. M., Mechie, J., Roecker, S. W., Wang, C.Y. and Huang, B.S. (2012). Seismic evidence for the alpha-beta quartz transition beneath Taiwan from Vp/Vs tomography. *Geophysical Research Letters*, 39, L22302.
- Lai, Y.M., Song, S.R., Lo, C.H., Lin, T.H., Chu, M.F. and Chung, S.L. (2017). Age, geochemical and isotopic variations in volcanic rocks from the Coastal Range of Taiwan: Implications for magma generation in the Northern Luzon Arc. *Lithos*, 272-273, 121–125.
- Lallemand, S., Theunissen, T., Schnürle, P., Lee, C.S. Liu, C.S. and Font, Y. (2013). Indentation of the Philippine Sea plate by the Eurasia plate in Taiwan: Details from recent marine seismological experiments. *Tectonophysics*, 594, 60–79.
- Lee, C.P., Hirata, N., Huang, B.S., Huang, W.G. and Tsai, Y.B. (2010). Evidence of a highly attenuative aseismic zone in the active collision orogeny of Taiwan. *Tectonophysics*, 489, 128–138.
- Lee, C.R. and Cheng, W.T. (1986). Preliminary heat flow measurements in Taiwan. *Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference: August 17–22, 1986, Singapore*.
- Lin, A, Watts, A and Hesselbo, P., (2003). Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Res* 15:453–478. doi:10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x
- Lin, C.H. (2002). Active continental subduction and crustal exhumation: the Taiwan orogeny. *Terra Nova*, 14, 281–287.
- Lin, M.L. (1999). Existence of the Chuochi Transverse Fault reconfirmed in Southeastern Taiwan and its tectonic implication. *Journal of the Geological Society of China*, 42, 69–84.
- Lin, C.T., Harris, R., Sun, W.D. and Zhang, G.L. (2019). Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the East Taiwan Ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v.20,

<https://doi.org/10.1029/2018GC007902>.

- Lu, C.Y. and Hsu, K.J. (1992). Tectonic Evolution of the Taiwan Mountain Belt, *Petroleum Geology of Taiwan*, No. 27, 21–46.
- Luyendyk, A.P.J. (1997). Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17, No. 2, 31–38.
- MacLeod, I.N. and Ellis, R.G. (2013). Magnetic vector inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. *ASEG Extended Abstracts 2013*, 1–6.
- McEnroe, S. A., Brown, L. L. and Robison, P. (2004). Earth analog for Martin magnetic anomalies: remanence properties of hemo-ilmenite norites in the Bjerkreim-Sokndal intrusion, Rogaland, Norway. *Journal of Applied Geophysics*, 56, 195–212.
- Mesalles, L., Mouthereau, F., Bernet, M., Chang, C.P., Lin, A. T., Fillon, C. and Sengelen, X. (2014). From submarine continental accretion to arc-continent orogenic evolution: The thermal record in southern Taiwan. *Geology*, Vol. 42(10), pp.907-910.
- Mouyen, M., Masson, F., Hwang, C., Cheng, C.C., Le Moigne, N., Lee, C.W., Kao, R. and Hsieh, W.C. (2013). Erosion effects assessed by repeated gravity measurements in southern Taiwan. *Geophysical Journal International*, doi: 10.1093/gji/ggs019.
- Mouyen, M., Simoes, M., Mouthereau, F., Masson, F., Hwang, C. and Cheng, C.C. (2014). Investigating possible gravity change rates expected from long-term deep crustal processes in Taiwan. *Geophysical Journal International*, Doi: 10.1093/gji/ggu133.
- Okuma, S., Stotter, C., Supper, R., Nakatsuka, T., Furukawa, R. and Motschka, K. (2009). Aeromagnetic constraints on the subsurface structure of Stromboli Volcano, Aeolian Islands, Italy. *Tectonophysics*, 478, 19–33.
- Pettit, W. (2009). Geophysical signatures of some recently discovered large kimberlite pipes on the Alto Cuilo concession in northeastern Angola, *Proceedings of the Ninth International Kimberlite Conference*, 106–115.

- Shao, W.Y., Chung, S.L., Chen, W.S., Lee, H.Y. and Xie, L.W. (2015). Old continental zircons from a young oceanic arc, eastern Taiwan: Implications for Luzon subduction initiation and Asian accretionary orogeny. *Geology*, Vol. 43, pp. 479–482.
- Shyu, J.B.H., Sieh, K. and Chen, Y.G. (2005). Tandem Suturing and Disarticulation of the Taiwan Orogen Revealed by its Neotectonic Elements, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 233, 167–177.
- Spector, A. and Grant, F.S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302.
- Swain, C.J. (1976). A FOTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. *Computers & Geosciences*, 1, 231–240.
- Thomas, M.Y., Avouac, J.P., Champenois, J., Lee, J.C. and Kuo, L.C. (2014). Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 119, 5114–5139, doi:10.1002/2013JB010603.
- Tong, L.T. and Guo, T.R. (2007). Gravity Terrain Effect of the Seafloor Topography in Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 18, 699–713.
- Tong, L.T., Ouyang, S., Guo, T.R., Lee, C.R., Hu, K.H., Lee, J.L. and Wang, C.J. (2008). Insight into the Geothermal Structure in Chingshui, Ilan, Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 19, No.4, 413–424.
- Upton, P., Craw, D., Yu, B. and Chen, Y. G. (2012). Controls on fluid flow in transpressive orogens, Taiwan and New Zealand. In: Fagereng, A., Toy, V.G. and Rowland, J.V. (ed.) *Geology of Earthquake Source: A Volume in Honour of Rick Sibson*. Geological Society, London, Special Publications, 359, pp.249-265.
- Ustaszewski, K., Wu, Y.M., Suppe, J., Huang, H.H., Chang, C.H. and Carena, S. (2012). Crust–mantle boundaries in the Taiwan–Luzon arc-continent collision system determined from local earthquake tomography and 1D models: Implications for the mode of subduction polarity reversal. *Tectonophysics*, 578, 31-49.

- Van Avendonk, H.J.A., McIntosh, K.D., Kuo-Chen, H., Lavier, L.L., Okaya, D.A., Wu, F.T., Wang, C.Y., Lee, C.S. and Liu, C.S. (2016). A lithospheric profile across northern Taiwan: from arc-continent collision to extension. *Geophysical Journal International*, 204, 331–346.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M. and MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, v.23(2), 116–119.
- Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R. and Chen, C.H. (2004). Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution in the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45, 975–1011.
- Wu, F.T., Kuo-Chen H. and McIntosh K. (2014). Subsurface imaging, TAIGER experiments and tectonic models of Taiwan, *J. Asian Earth Sci.*, doi:10.1016/j.jseaes.2014.03.024.
- Wu, S.K., Chi, W.C., Hsu, S.M., Ke, C.C. and Wang, Y. (2013). Shallow crustal thermal structures of central Taiwan foothills region. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 24, 695-707, doi: 10.3319/TAO.2013.03.13.01(T).
- Yeh, E.C. (2004). Structural evolution of slate belts: Examples from Taiwan and Eastern Pennsylvania. Ph. D. Thesis. The Pennsylvania State University, 207pp.
- Yen, H.Y., Chen, C.H., Hsieh, H.H., Lin, C.R., Yeh, Y.H., Tsai, Y.B., Liu, J.Y., Yu, G.K. and Chen, Y.R. (2009). Magnetic survey of Taiwan and its preliminary interpretations. *Terr. Atmo. Ocean. Sci.*, Vol. 20, pp.309–314.
- Yen, H.Y., Yeh, Y.H., Lin, C.H., Chen, K.J. and Tsai, Y.B. (1995). Gravity survey of Taiwan. *Journal of Physical Earth*, 43, 683–696.
- Yu, S.B. and Tsai, Y.B. (1979). Geomagnetic anomalies of the Ilan plain, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, 16, 19–27.

## 8 附錄

### 8.1 適航申請同意函文

檔 號：  
保存年限： 10704271

#### 交通部民用航空局 函

地址：台北市敦化北路340號  
傳真：(02)2349-6071  
聯絡人：陳玉成  
聯絡電話：(02)2349-6330  
電子郵件：ericchen@mail.caa.gov.tw

受文者：德安航空股份有限公司

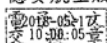
發文日期：中華民國107年5月16日  
發文字號：標準四字第1075011240號  
速別：普通件  
密等及解密條件或保密期限：  
附件：

主旨：有關貴公司陳報BK117 B-2直昇機空中磁測三軸拖鳥改裝  
乙案，復如說明，請查照。

說明：

- 一、復貴公司107年5月14日機字第1070427號函。
- 二、貴公司提供之技術文件經審查符合相關適航要求，本局同意貴公司BK117 B-2 B-55507之空中磁測系統改裝案。
- 三、本案後續請於FSMIS提出大改裝申請。

正本：德安航空股份有限公司

副本：

機  
務  
處

## 8.2 空域申請同意函文

檔 號： 1080391  
保存年限：

### 交通部民用航空局 函

地址：台北市敦化北路340號  
傳真：(02)2349-6122  
聯絡人：翁子琪  
聯絡電話：(02)2349-6129  
電子郵件：tcweng@mail.caa.gov.tw

受文者：德安航空股份有限公司

發文日期：中華民國108年4月30日  
發文字號：管制字第1080009945號  
遠別：普通件  
密等及解密條件或保密期限：  
附件：如副本欄(1080426德安航空函及附件)

主旨：有關貴公司申請自108年5月16日起至同年7月31日止於花東縱谷池上至鹿野及臺東知本至金峰地區執行工業技術研究院「空中磁測直昇機飛航作業」相關空域申請案，復如說明，請查照。

說明：

- 一、復貴公司108年4月26日德業字第1080373號函及108年4月26日補充說明。
- 二、旨案申請空域範圍評估結果如下：
  - (一)知本至金峰空域：與臺東機場儀航程序障礙物保護範圍及小型航空器目視走廊C8部分重疊。另與臺東D類空域、RCR41限航區及非管制空域部分重疊。
  - (二)池上至鹿野空域：與臺東機場儀航程序障礙物保護範圍及小型航空器目視走廊C6、C12部分重疊。另與臺東D類空域及非管制空域部分重疊。
- 三、請於作業前取得空軍作戰指揮部(02-27321594)及空軍第七飛行訓練聯隊(089-228411)同意後方得進入與臺東D類空域、RCR41限航區及非管制空域重疊處，並請依「飛航規

業務處



則」及「飛航指南」相關規定作業。

正本：德安航空股份有限公司

副本：交通部民用航空局飛航服務總臺（含德安航空函及補充說明）、本局空運組

電 2019/04/30 文  
交 17:58 換 章

裝

訂

線



### 8.3 飛航申請同意函文

檔 號:  
保存年限:

#### 交通部民用航空局 函

地址：台北市敦化北路340號  
傳真：(02)23496050  
聯絡人：游孟晴  
聯絡電話：23496347  
電子郵件：meng0818@mail.caa.gov.tw

受文者：財團法人工業技術研究院

發文日期：中華民國108年5月20日  
發文字號：空運管字第1080012016號  
速別：普通件

密等及解密條件或保密期限：

附件：如文(民航直昇機於臨時起降場作業期間要求及注意事項.doc、申請書及搭載名冊)(1080012016-0-0.doc、1080012016-0-1.tif)



主旨：貴公司使用BK-117型直昇機（國籍編號：B-55507）於臺東縣關山及金鋒地區執行財團法人工業技術研究院委託之「空中磁測直升機飛航作業（臺東關山與臺東金鋒地區）」所需空中吊掛作業，並使用「臺東縣關山鎮順興15-6號」等2處地區（如說明二）作為臨時起降場一案，請依說明辦理，請查照。

說明：

- 一、復貴公司108年5月10日德業字第1080418號申請書。
- 二、查旨揭航空器之責任保險證明文件效期至108年6月30日24時止，爰旨案同意自本局核准次日起至108年6月30日止實施。
- 三、本案可使用之臨時起降場包含「臺東縣關山鎮順興15-6號」及「臺東縣金峰鄉嘉蘭運動公園」等2處，請依本局頒布之直昇機機場規劃設計規範第八章臨時直昇機機場規定，場地需達到表面平整堅實，並符合整地坡度，以利排水。



電子文

- 四、請依據「民營飛行場管理規則」、「航空器飛航作業管理規則」、「航空產品與其各項裝備及零組件適航維修管理規則」、「飛航規則」、「飛航指南」等相關規定、本局106年11月14日標準一字第1065026392號函及108年4月30日管制字第1080009945號函作業，另作業前應先與相關航管單位協調並保持密切連繫。
- 五、執行作業1工作日前務必將飛航作業地區簡圖（應附有比例尺之簡圖，包括：飛行路徑及作業範圍）送交本局飛航服務總臺，並通知空軍司令部、當地軍方起降基地、當地航空站及飛航管制聯合協調中心（JCC）等單位。航機於臨時起降場起降前，請先與相關航管單位連絡。
- 六、請加強航機停放於臨時起降場之航機戒護保安措施，並請確實執行航機起飛前之清艙檢查作業及搭機人員之身分核對與所攜物品之檢查。另請依民用航空法第47條之3規定及臺灣地區民航機場安全檢查作業規定第18點規定辦理。
- 七、本案如涉及航空測量攝影作業，應經內政部依「國土測繪法」、「實施航空測量攝影及遙感探測管理規則」核准實施後始得辦理。
- 八、嚴禁未依核准之作業項目實施作業、無故在未經核准之臨時性起降場所起降或搭載未經核准之乘員，否則依民用航空法第112條之6規定，處新臺幣6萬元以上30萬元以下罰鍰。
- 九、檢附民航直昇機於臨時起降場作業期間要求及注意事項，請依規定辦理。

子公換章

32

7

正本：德安航空股份有限公司

副本：財團法人工業技術研究院、國防部參謀本部情報參謀次長室、國防部參謀本部作戰及計畫參謀次長室（戰情中心）、國防部陸軍司令部戰備訓練處、陸軍航空特戰指揮部、國防部海軍司令部戰備訓練處、海軍艦隊指揮部、海軍陸戰隊指揮部、海軍反潛



航空大隊、國防部空軍司令部、空軍作戰指揮部、空軍松山基地指揮部、內政部地政司、內政部警政署、內政部警政署航空警察局、飛航管制聯合協調中心、桃園國際機場股份有限公司、交通部民用航空局飛航服務總臺、交通部民用航空局臺北國際航空站、交通部民用航空局臺東航空站、交通部民用航空局花蓮航空站、本局飛航標準組、飛航管制組、場站組、航站管理小組（以上均含附件）

2019/05/21  
09:28:33  
公文交換

柴

訂



線

## 8.4 三軸拖鳥意外險保單



旺旺友聯產物保險股份有限公司  
Union Insurance Co., Ltd.

台北市忠孝東路四段二一九號華新大樓十二樓  
Tel : + 886-2-27765567 ; Fax : + 886-2-27517478  
12<sup>TH</sup> FLOOR, 219, CHUNG-HSIAO E. ROAD, SEC.4  
TAIPEI 106, TAIWAN, REPUBLIC OF CHINA  
A Member of The Want Want Group

### 保險證明

編號：UNIAV-19/10

中華民國 108 年 06 月 10 日

壹、本保險證明係由旺旺友聯產物保險股份有限公司(保單號碼 1200-07AV02018009)、臺灣產物保險股份有限公司(保單號碼 664007000008)及國泰世紀產物保險股份有限公司(保單號碼 15-01AH18007)共同依承保比例承保德安航空公司機隊之保險單而開立。

貳、保險標的：

(1) 直升機 -

機 型	國 籍 編 號	保 險 金 額	承 保 條 件
BK-117	B-55507	US\$2,100,000	飛行全險
BK-117	B-55509	US\$2,100,000	飛行全險

(2) 附加設備 -

名 稱	製 造 商	數 量	保 險 金 額
空載磁力探測設備 (拖鳥設備)	GEM Systems, INC.	1Set	NT\$4,812,325

參、承保內容：

- 一、被保險人：德安航空公司及其他載明於保險單或批單者。
- 二、保險期間：依台灣當地標準時間自 2018 年 7 月 1 日零時起至 2019 年 6 月 30 日 24 時止。
- 三、區域限制：台灣及其離島。

肆、承保範圍：

- 一、機體及責任保險：  
承保被保險人因使用承保飛機而須從事之航空營運行為所致機體、乘客、第三人、行李、貨物及郵件之損失，依法應負之賠償責任，並受賠償請求時，由保險人負賠償之責。
- 二、飛行機組員及乘客意外保險：



**旺旺友聯產物保險股份有限公司**  
**Union Insurance Co., Ltd.**

台北市忠孝東路四段二一九號華新大樓十二樓  
Tel : + 886-2-27765567 ; Fax : + 886-2-27517478  
12<sup>TH</sup> FLOOR, 219, CHUNG-HSIAO E. ROAD, SEC.4  
TAIPEI 106, TAIWAN, REPUBLIC OF CHINA  
**A Member of The Want Want Group**

承保機組員及其他隨機人員執行飛航作業時(包括上、下飛機)因意外事故所致之體傷及死亡。

**肆、保險金額：**

- 一、機體全險：每一飛機最高保險金額為 US\$3,000,000 元。
- 二、設備全險：依標的物投保金額，最高保險金額為 NT\$4,812,325 元。
- 三、責任保險 (含兵險 AVN 52 E)：  
本責任保險項目係針對乘客及第三人之體傷、死亡或財損、貨物及郵件之毀損或滅失之賠償限額為每一事故/每一架飛機綜合單一賠償限額 (Combined Single Limit) 為 US\$30,000,000 元。
- 四、飛行機組員及乘客意外保險：  
每一直昇機最大承載人數為機員 2 人及乘客 8 人，因直昇機發生事故致承載人員體傷或死亡，每一人/每一座位最高賠償金額為 NT\$15,000,000。

**伍、保險自負額：**

- 一、機體及空載磁力探測設備 -  
(全損、推定全損以及協議全損亦適用 Incl. TL/CTL/ATL)  
飛機機體 每一事故 - 保險金額之 2.5%  
空載磁力探測設備 每一事故 - US\$ 3,300
- 二、責任險 -  
乘客隨身行李/個人物品：每一損失 US\$ 1,250  
貨物：每一損失 US\$ 10,000

**陸、承保比例：**100% (旺旺友聯產物 63%、臺灣產物 25%、國泰世紀產物 12%)各保險公司就其承保比例負賠償責任。

**柒、加批條件：**

有關德安航空股份有限公司與財團法人工業技術研究院雙方簽定契約，依契約要求，執行『空中磁測直升機飛航作業(台東關山與台東金峰地區)』，在執行任務作業期間，本公司在本保單承保以下條件：



**旺旺友聯產物保險股份有限公司**  
**Union Insurance Co., Ltd.**

台北市忠孝東路四段二一九號華新大樓十二樓  
Tel : + 886-2-27765567 ; Fax : + 886-2-27517478  
12<sup>TH</sup> FLOOR, 219, CHUNG-HSIAO E. ROAD, SEC.4  
TAIPEI 106, TAIWAN, REPUBLIC OF CHINA  
**A Member of The Want Want Group**

- 一、 本公司除依民用航空法相關規定，投保責任保險外，另為每位搭乘人員投保至少新台幣一千萬元(NT\$10,000,000)之意外險，投保範圍包括死亡、傷殘及醫療費用給付在內。
- 二、 在執行任務作業期間，因意外事故造成乘客及第三人有關體傷、死亡及財損所生之損害賠償責任，本公司同意加批『財團法人工業技術研究院』及『經濟部中央地質調查所』為附加被保險人 (Additional Insured)。
- 三、 在執行任務作業期間，因意外事故造成機體受損，本公司同意放棄對『財團法人工業技術研究院』及『經濟部中央地質調查所』之賠償請求權，及免除『財團法人工業技術研究院』及『經濟部中央地質調查所』的損害賠償責任。

但上述兩點如係因前述附加被保險人之重大過失或惡意行為所致者不在此限。

所有保險事項以保險單所載承保內容為限。

謹此證明

on behalf of

旺旺友聯產物保險股份有限公司 63%  
臺灣產物保險股份有限公司 25%  
國泰世紀產物保險股份有限公司 12%

航船險處 經理 **張福東**   
授權簽署人

## 8.5 產出圖幅

圖 8-1：地形圖幅 .....	183
圖 8-2：航線圖幅 .....	184
圖 8-3：全磁力強度圖幅 .....	185
圖 8-4：經歸極換算後的全磁力強度圖幅 .....	186
圖 8-5：等效電流密度圖 .....	187



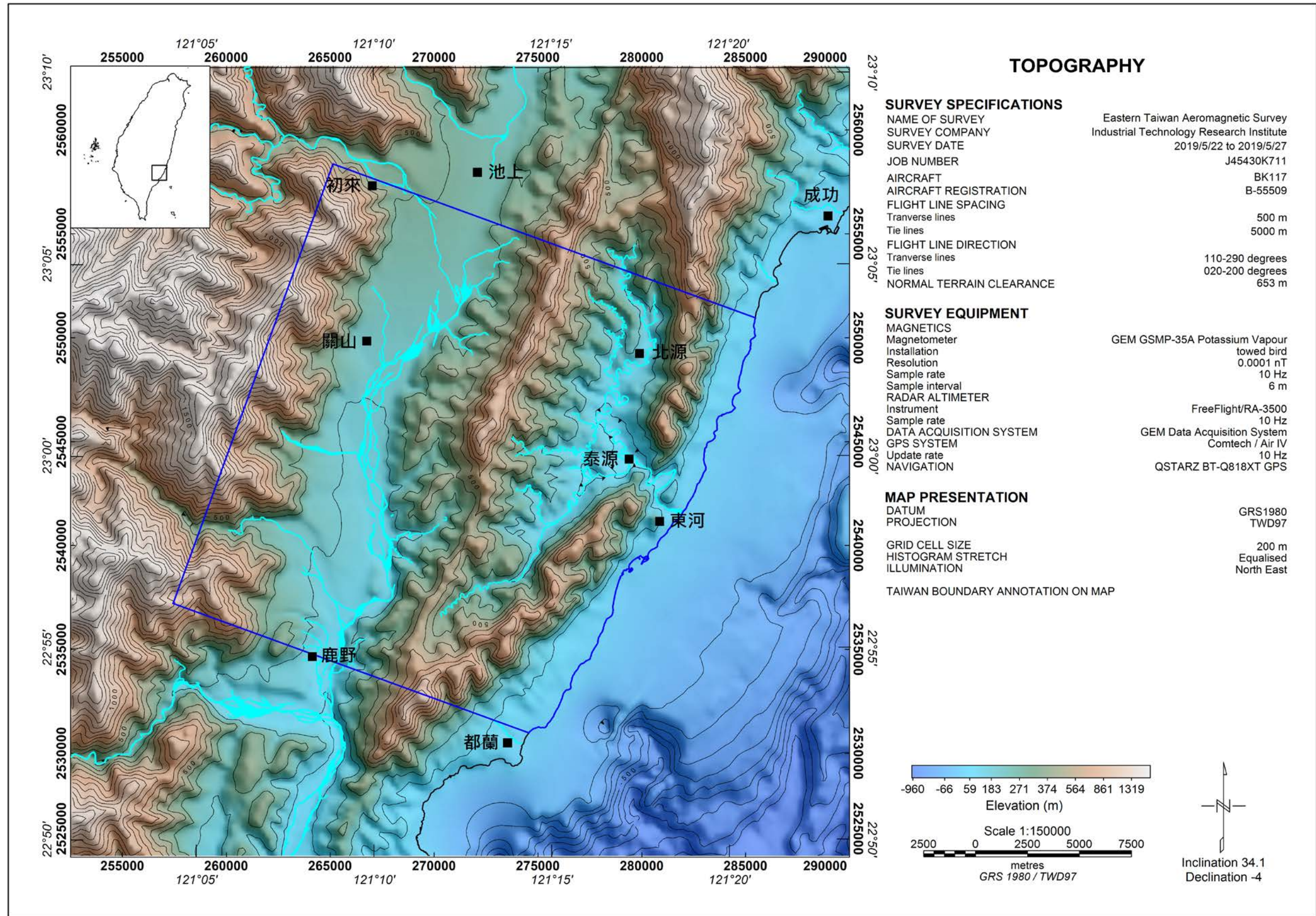


圖 8-1：地形圖幅

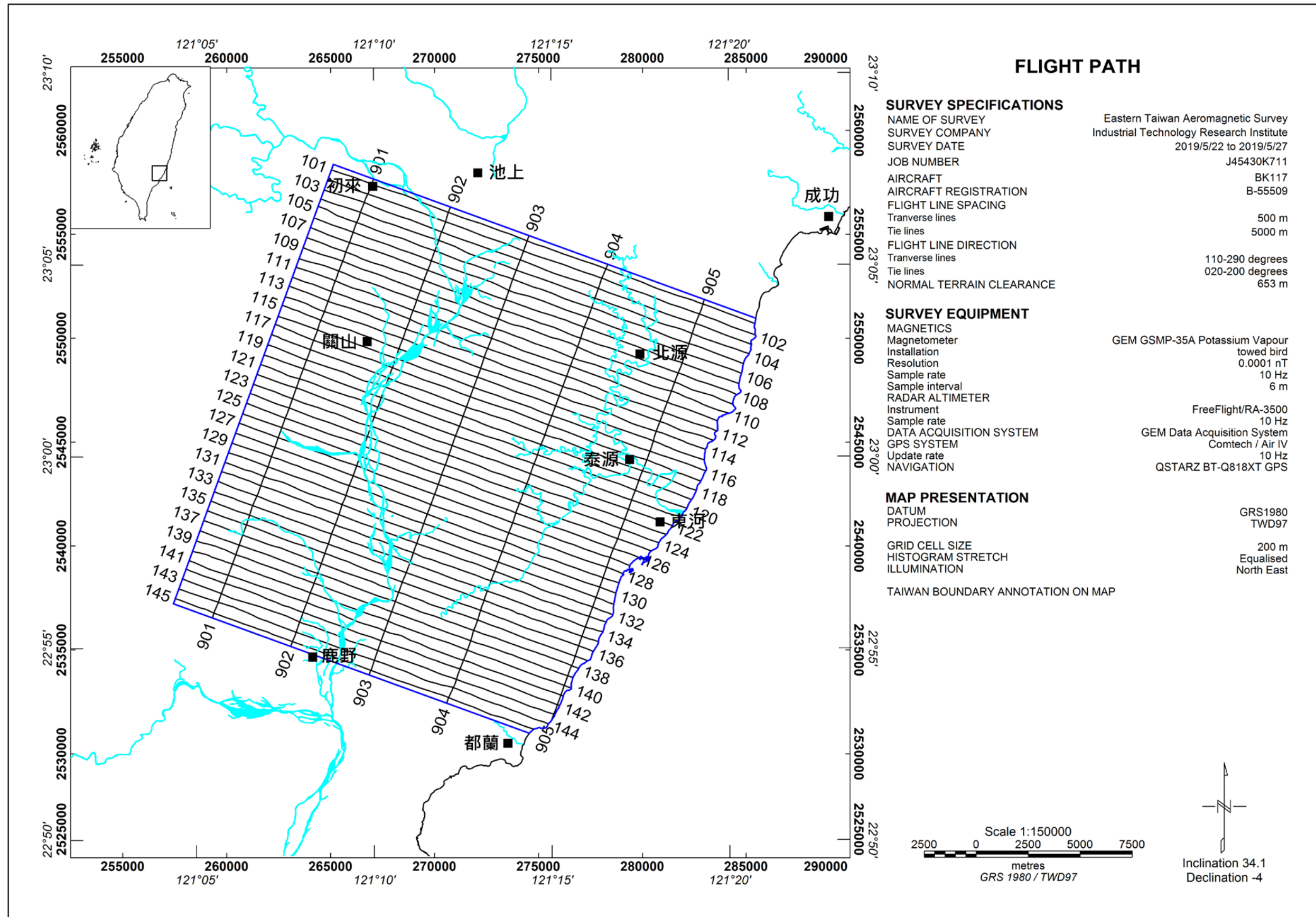


圖 8-2：航線圖幅

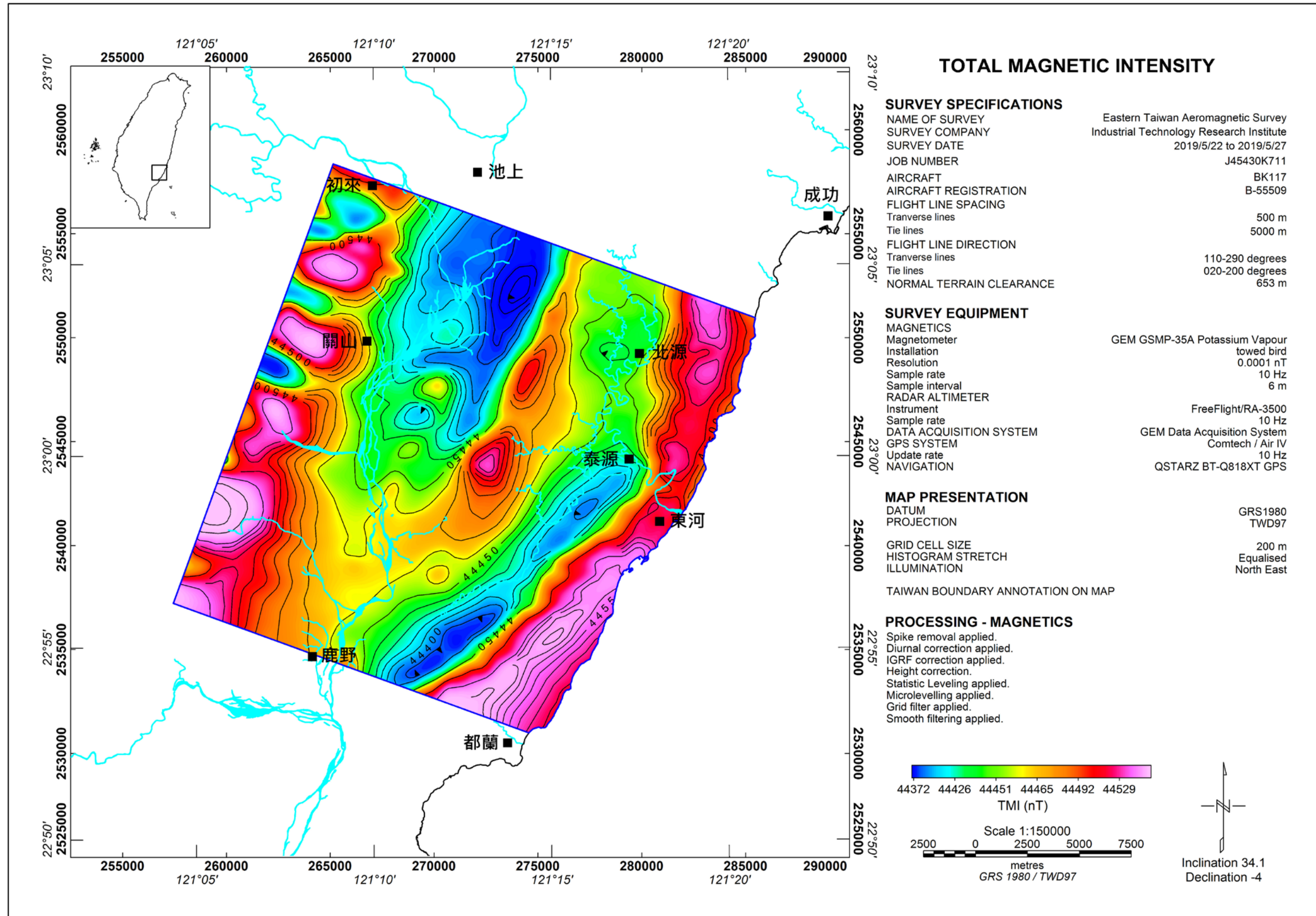


圖 8-3：全磁力強度圖幅

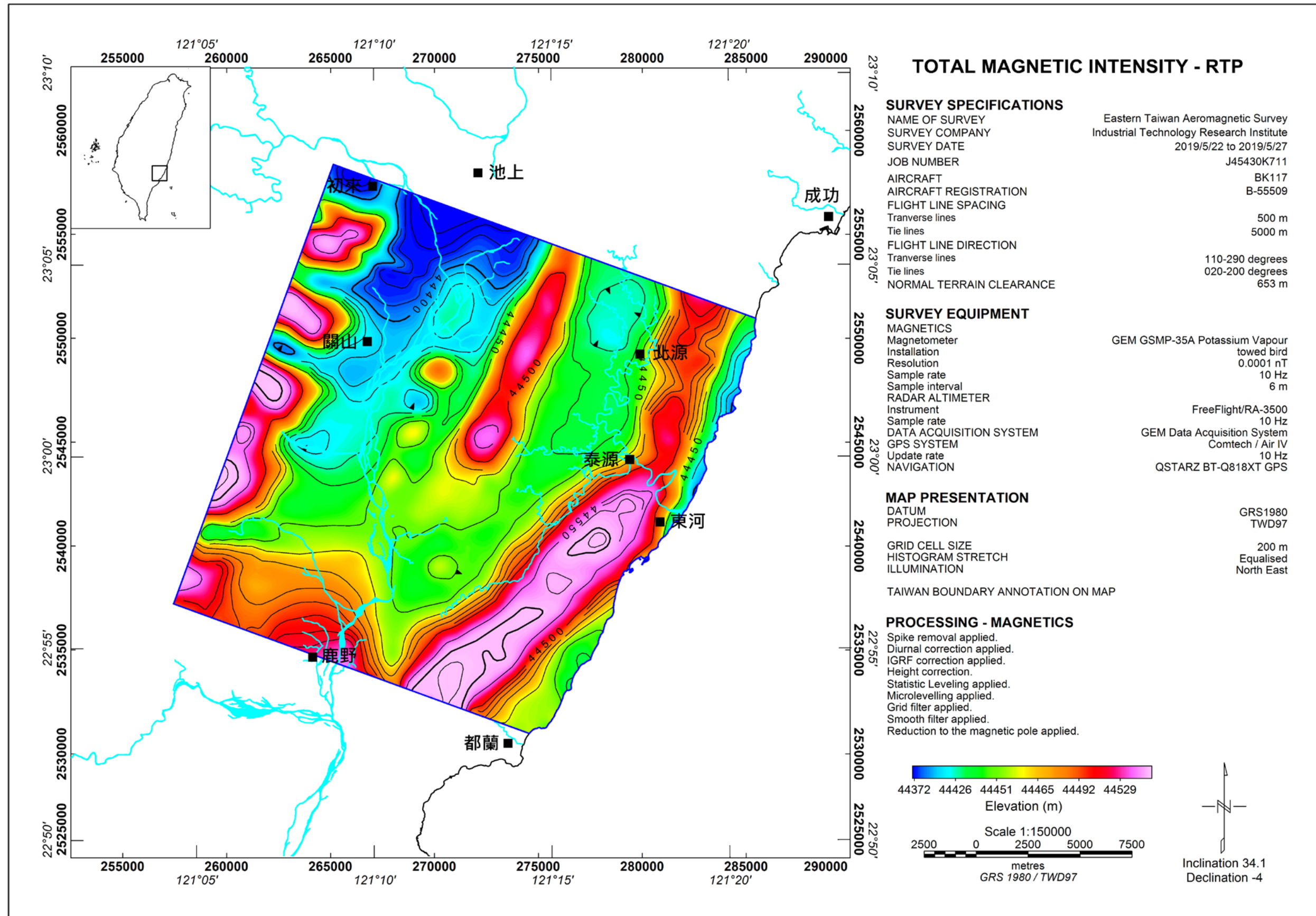


圖 8-4：經歸極換算後的全磁力強度圖幅

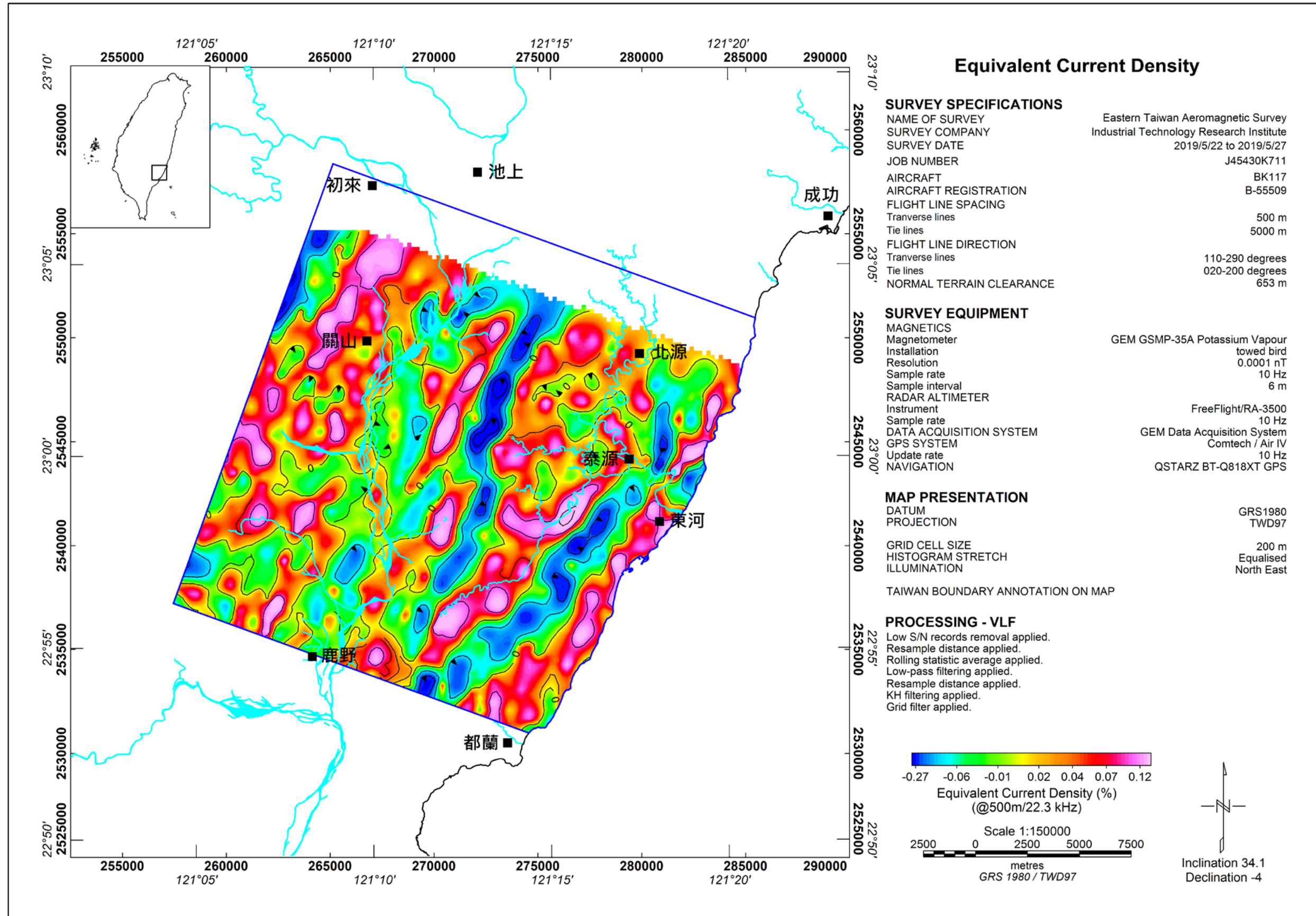
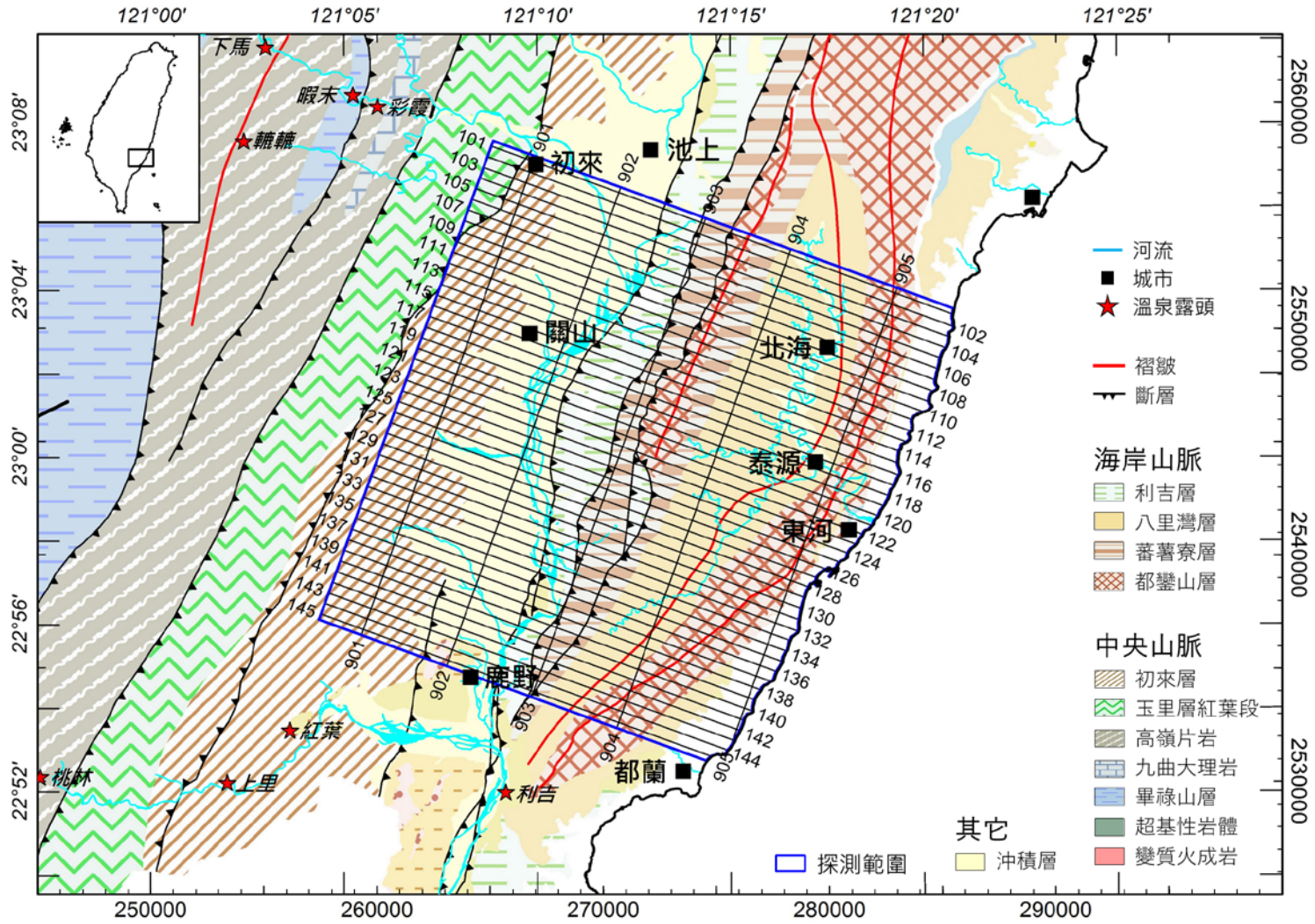
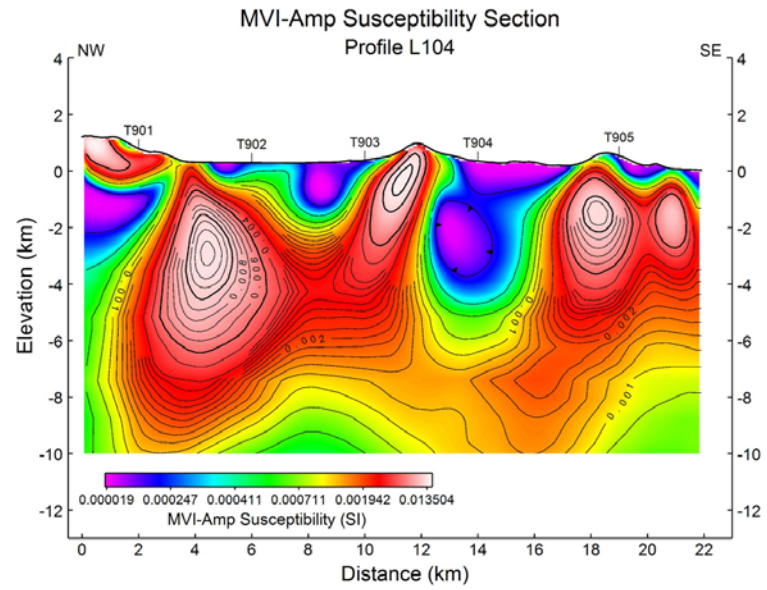
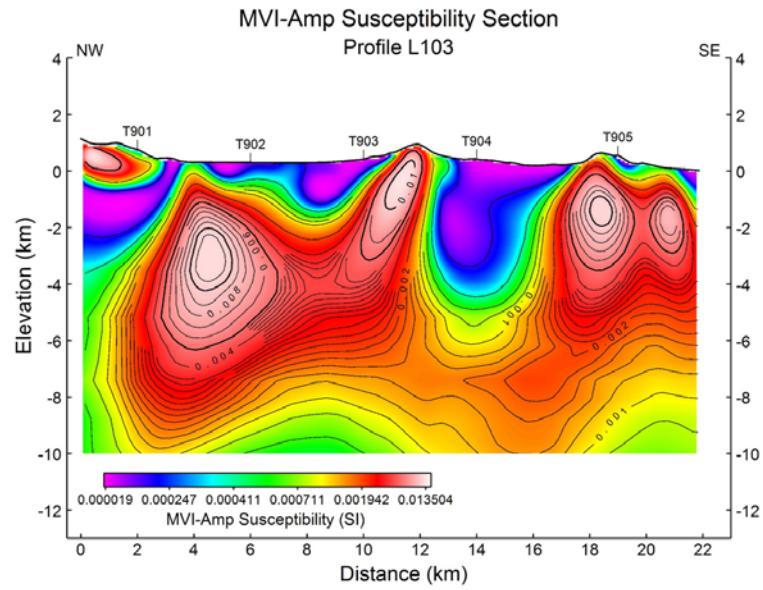
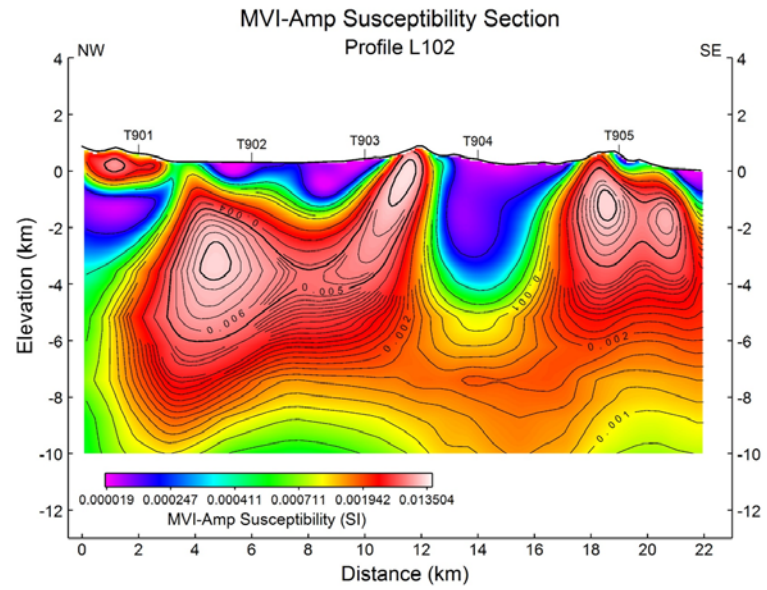
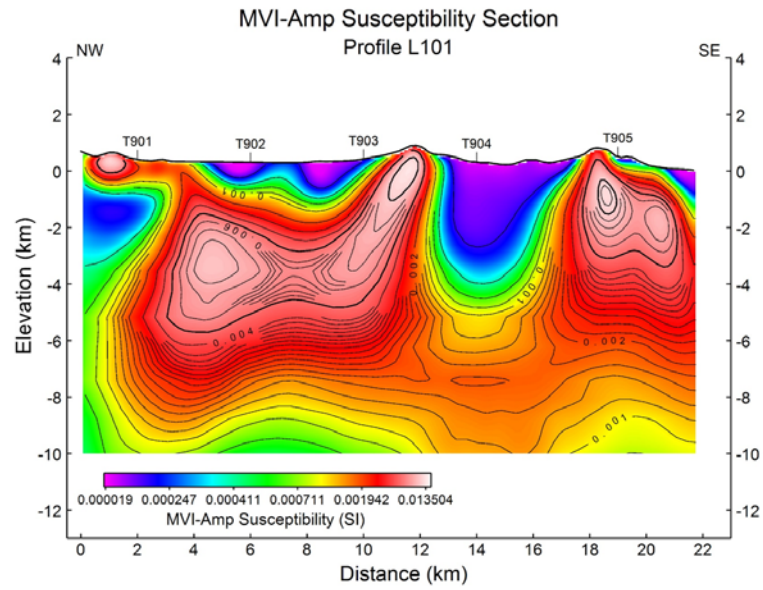
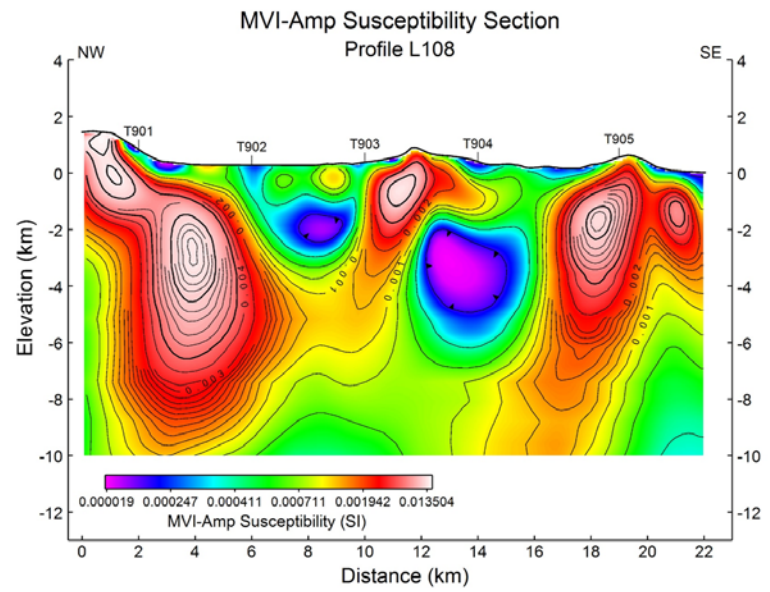
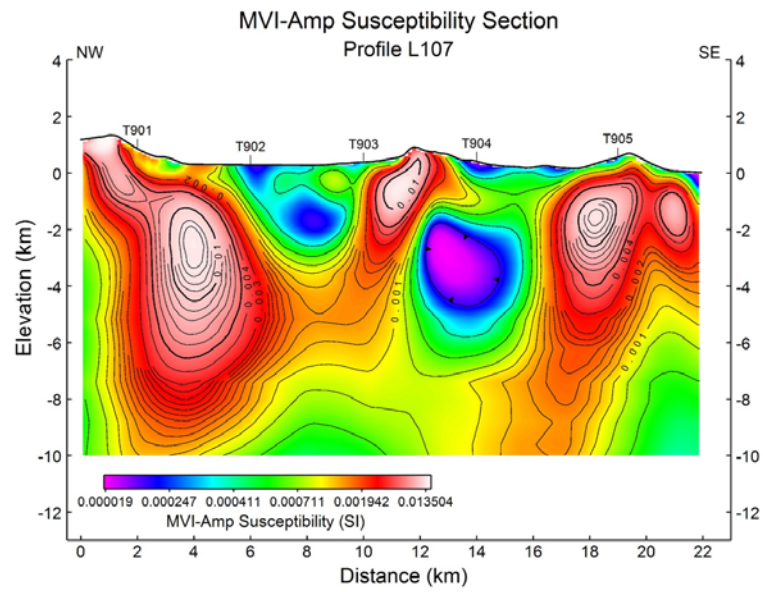
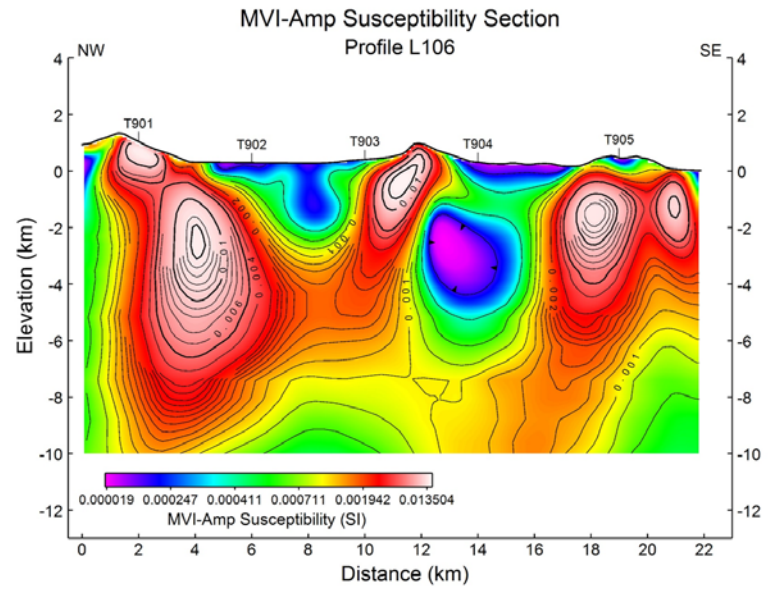
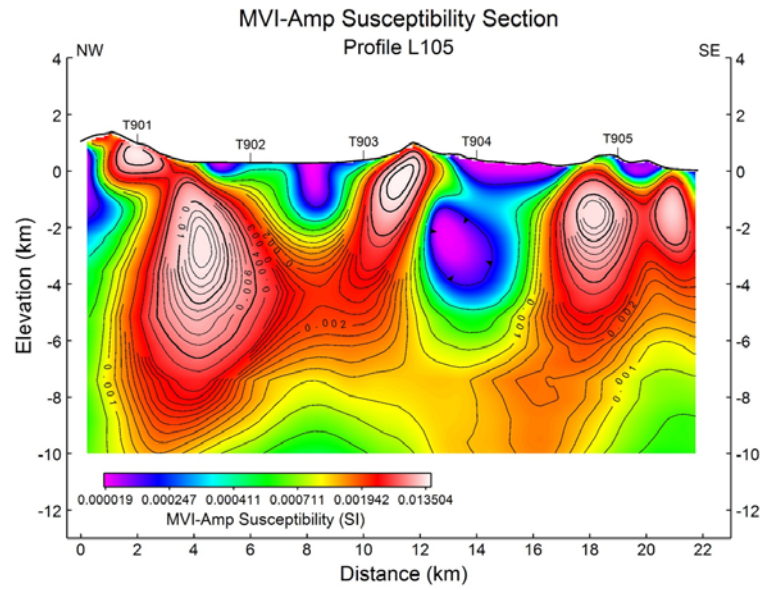


圖 8-5：等效電流密度圖

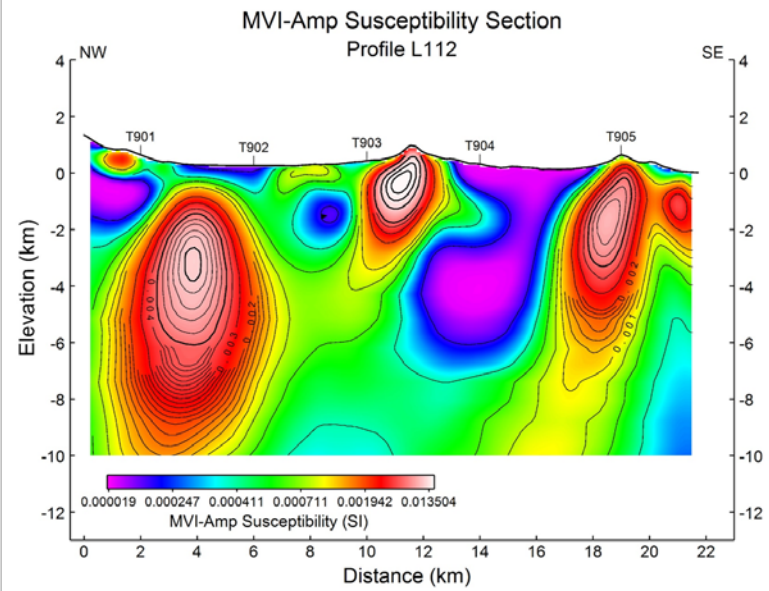
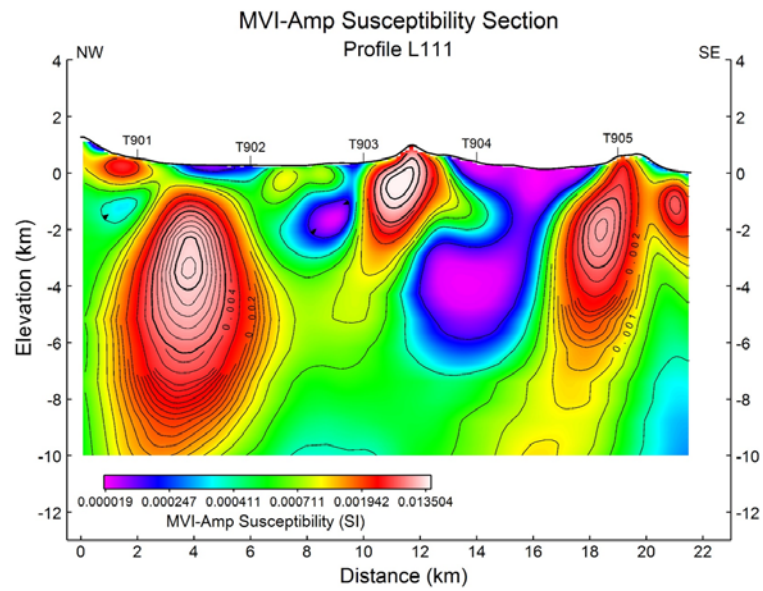
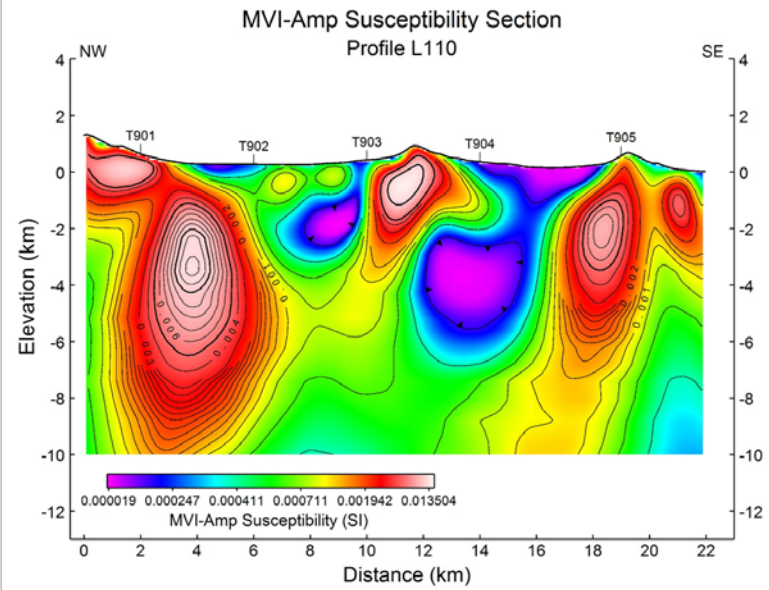
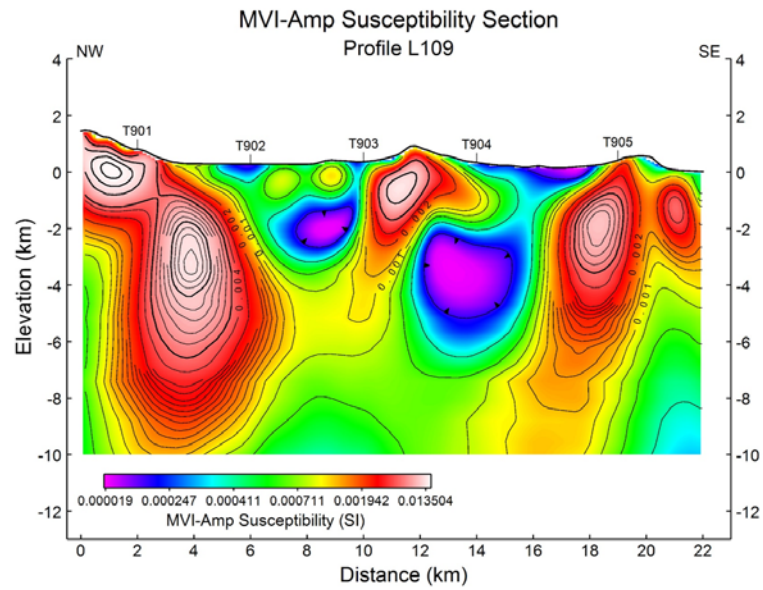
## 8.6 磁感率剖面圖

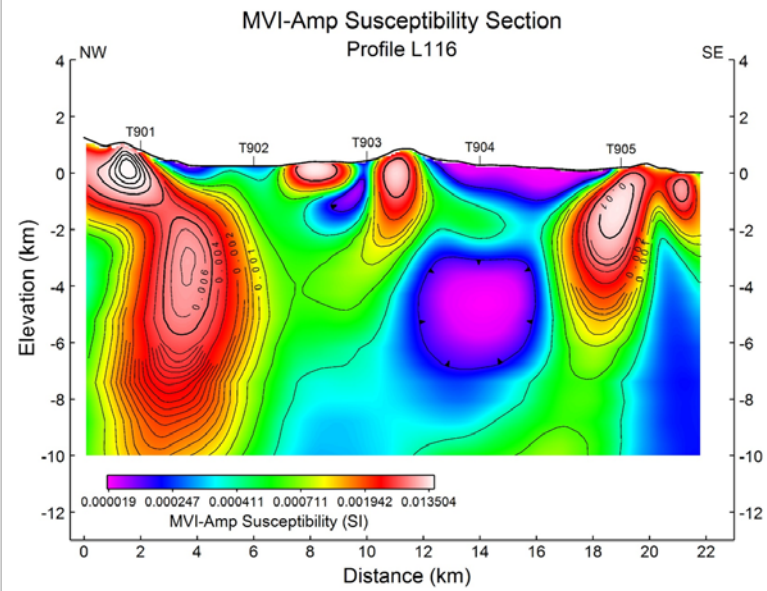
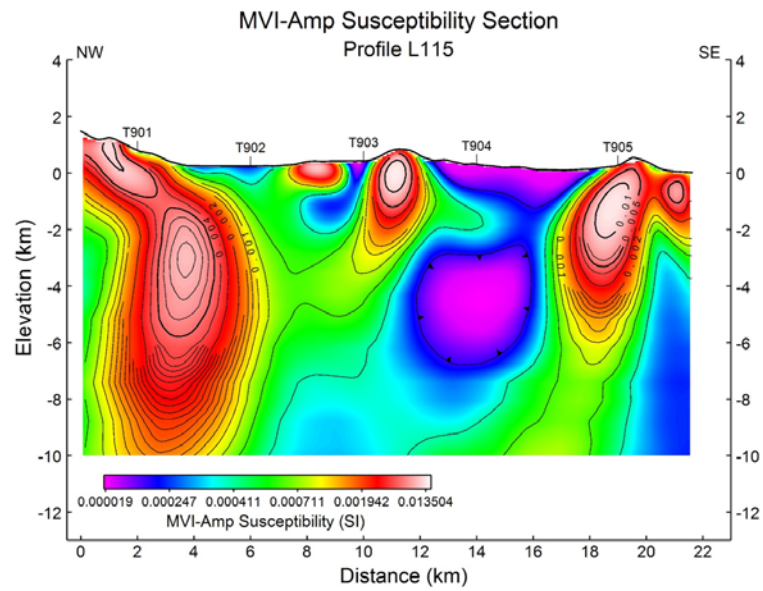
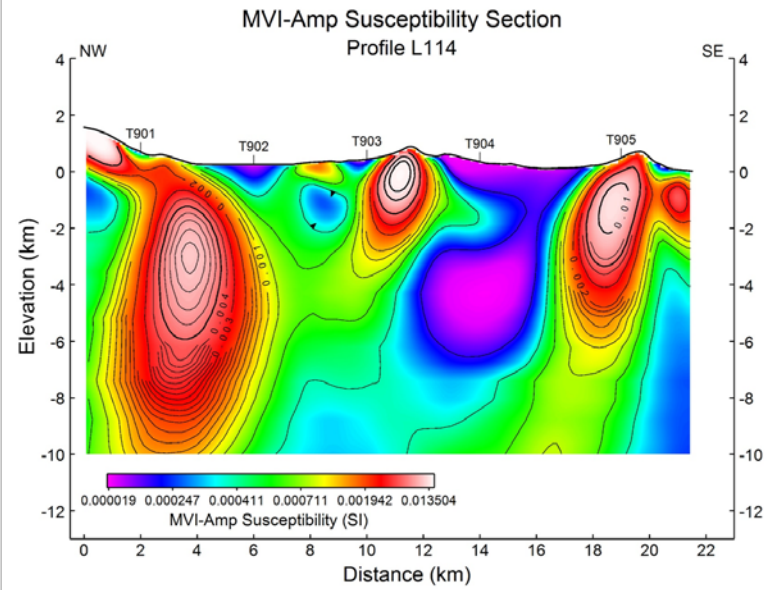
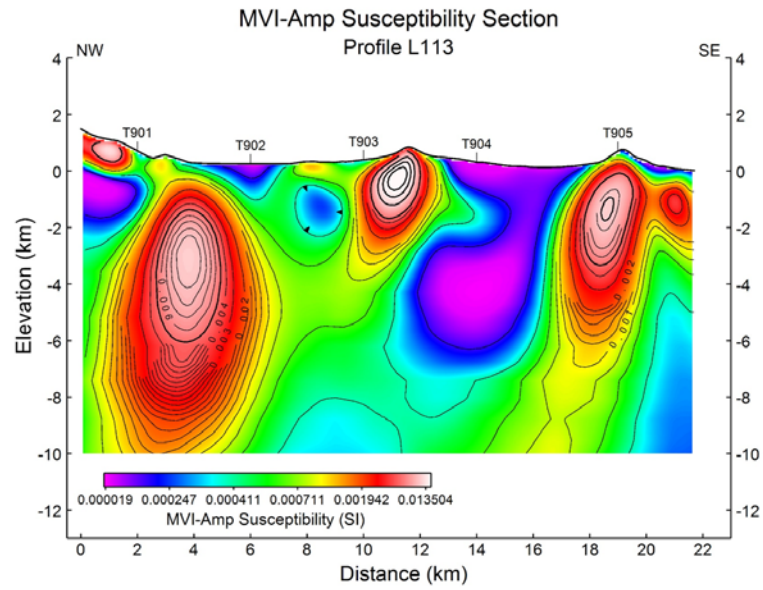


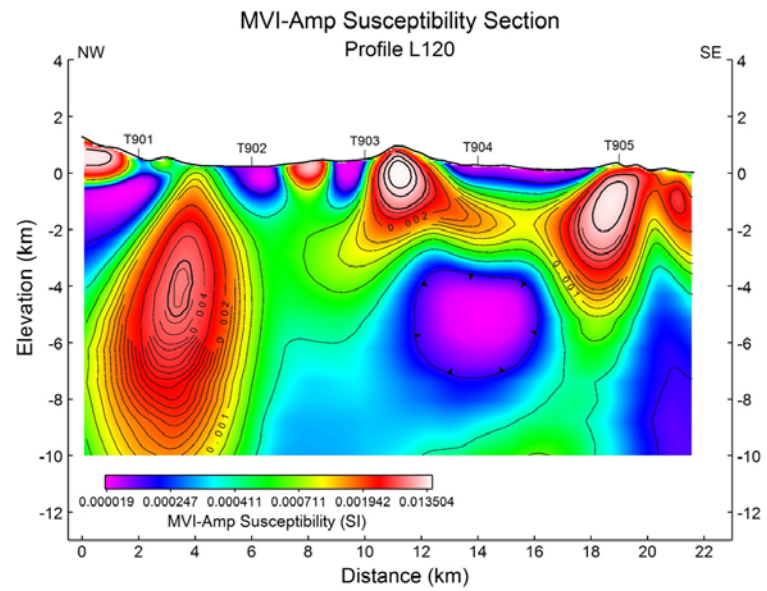
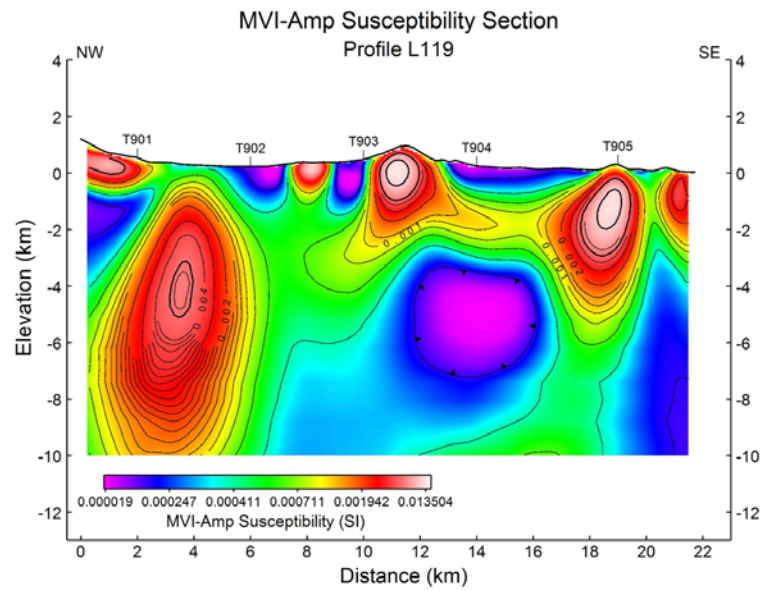
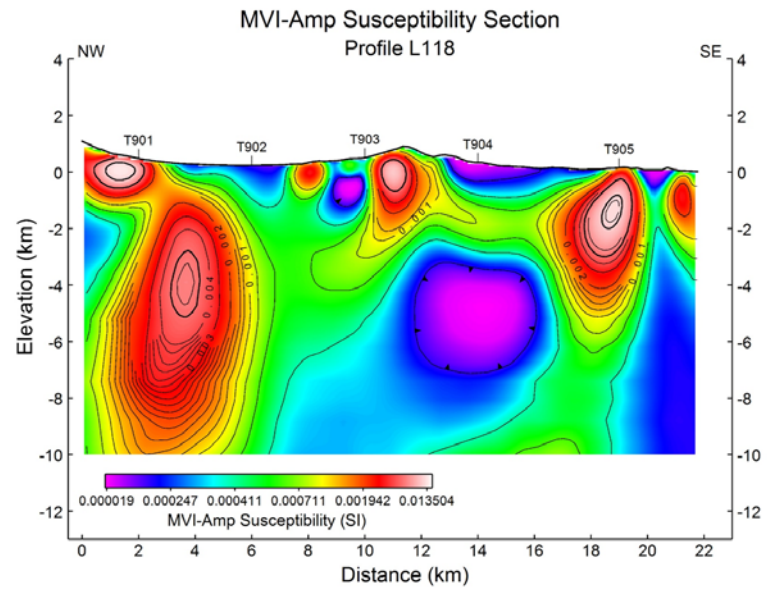
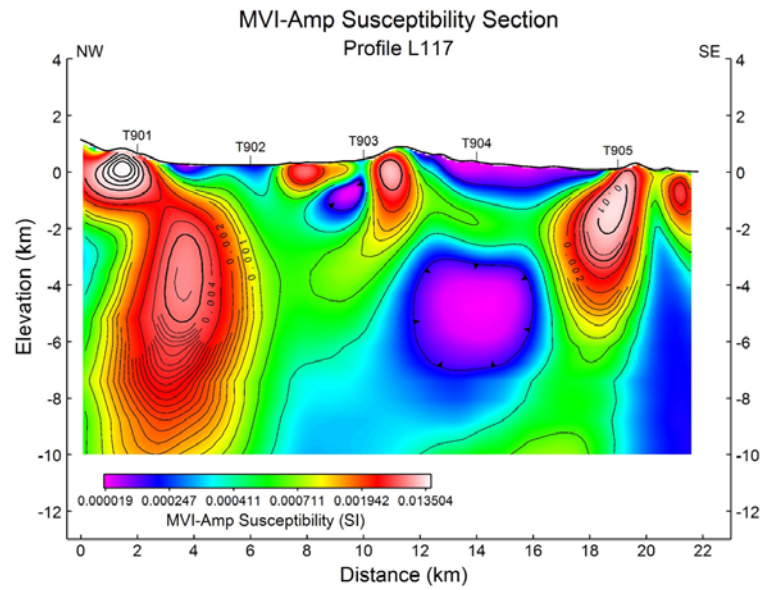


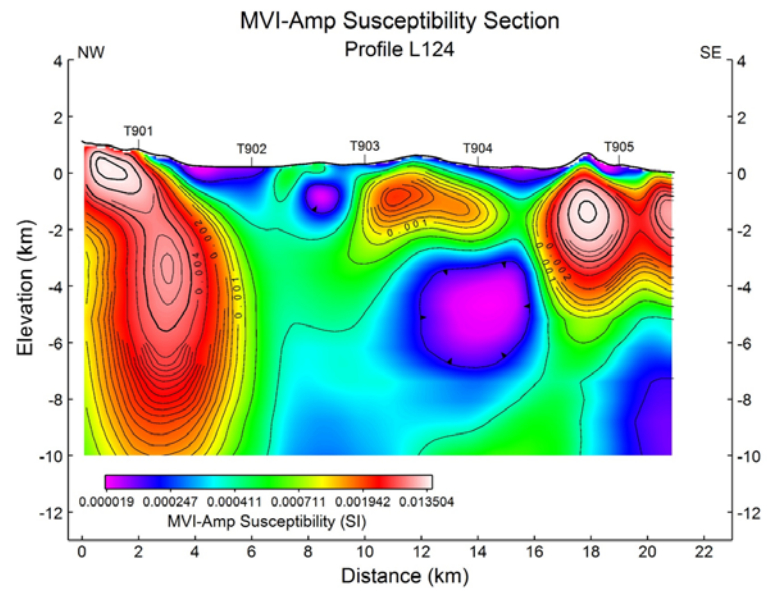
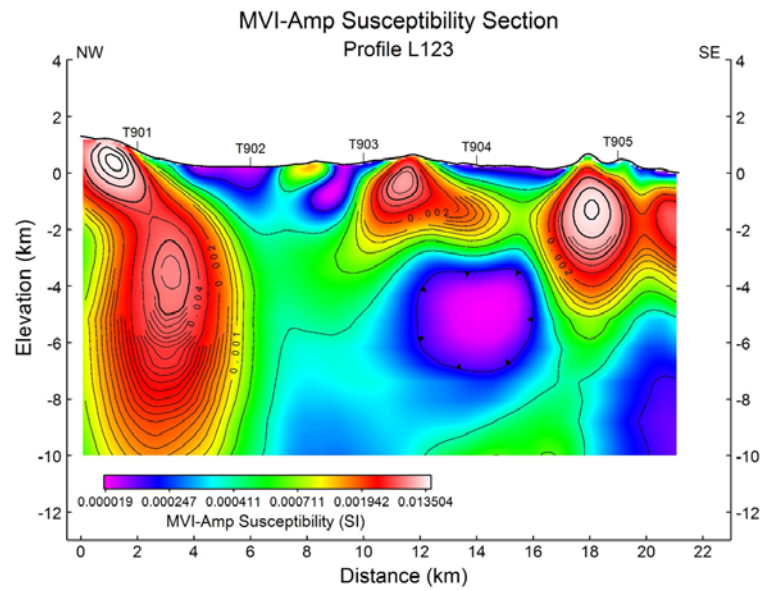
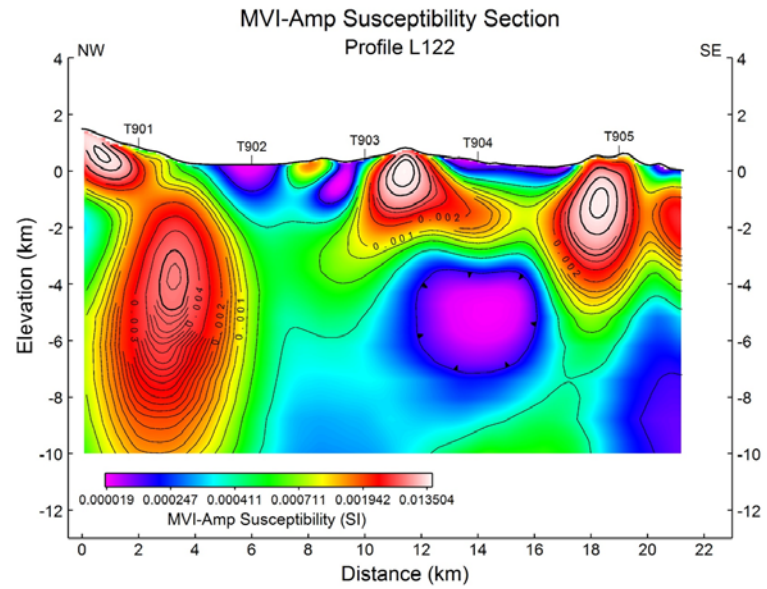
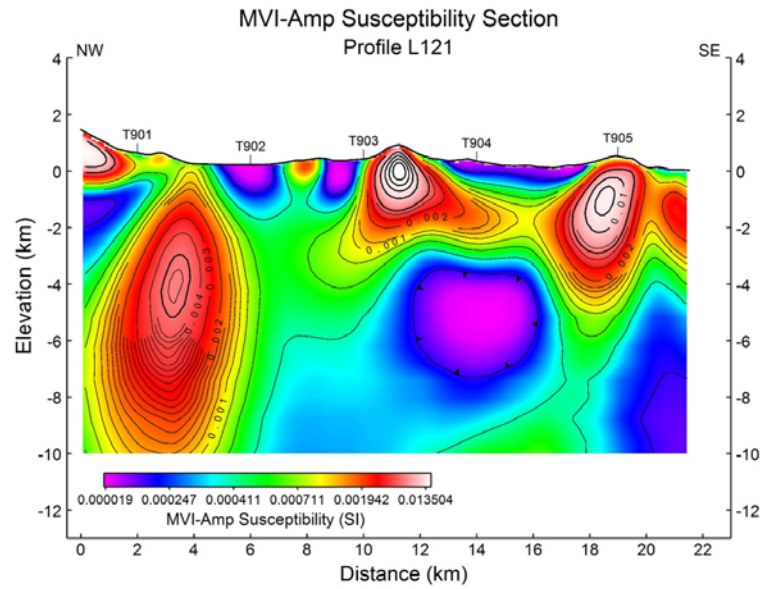


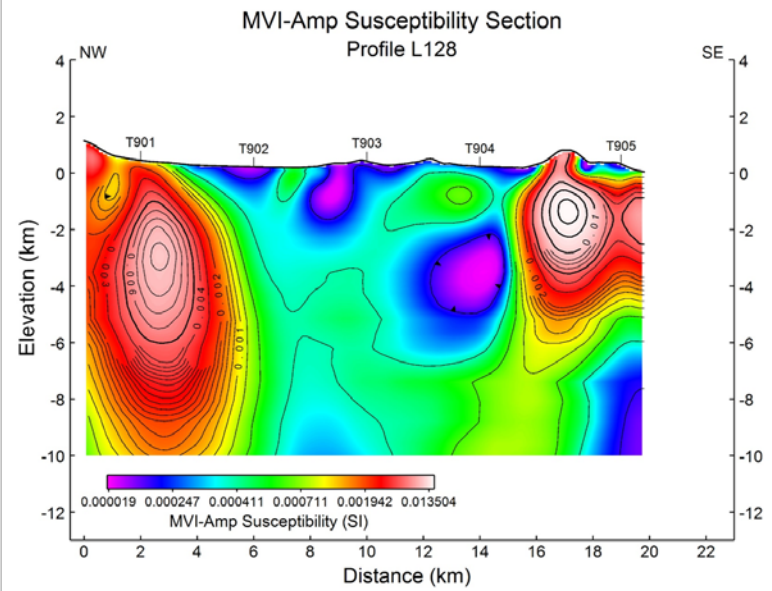
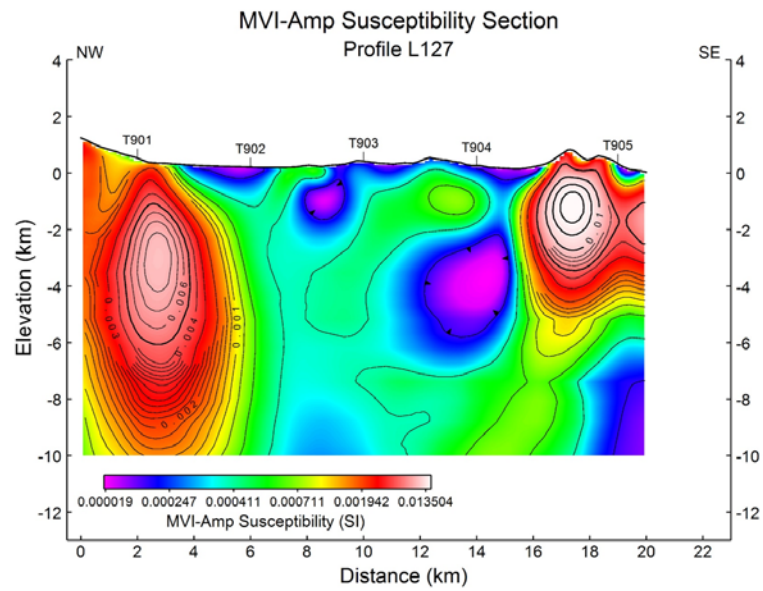
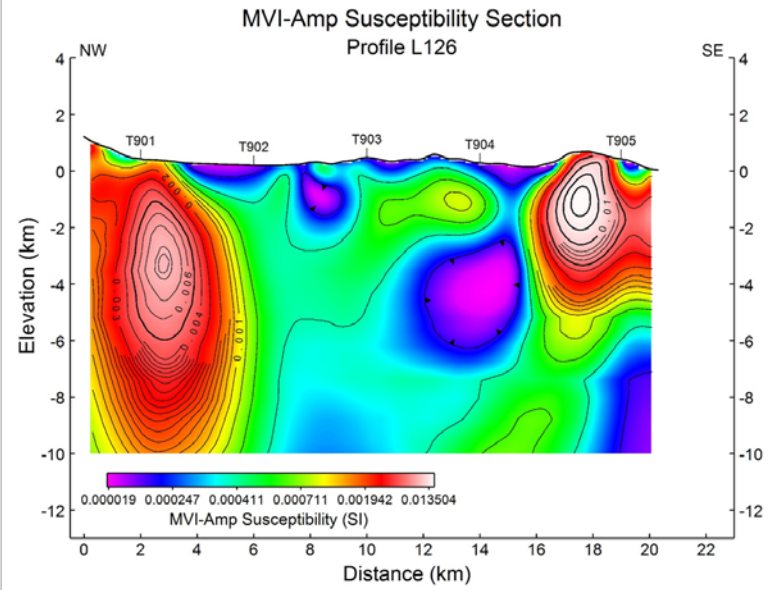
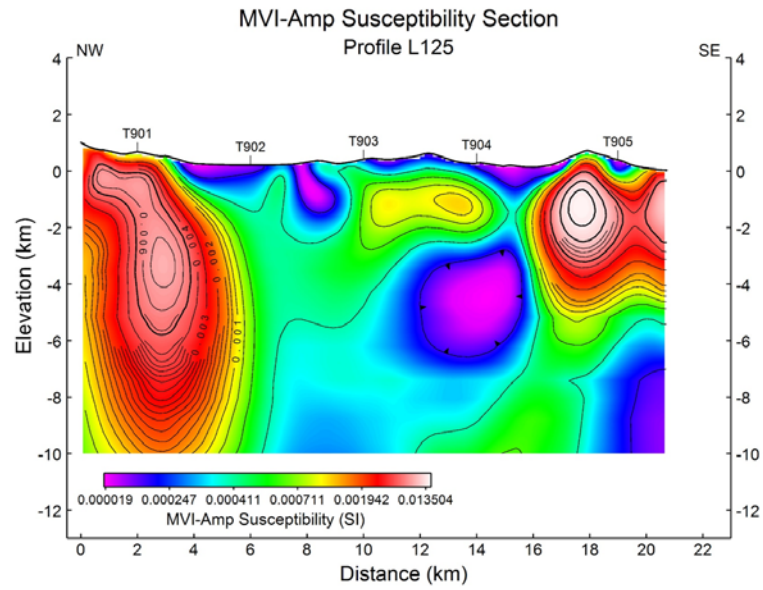


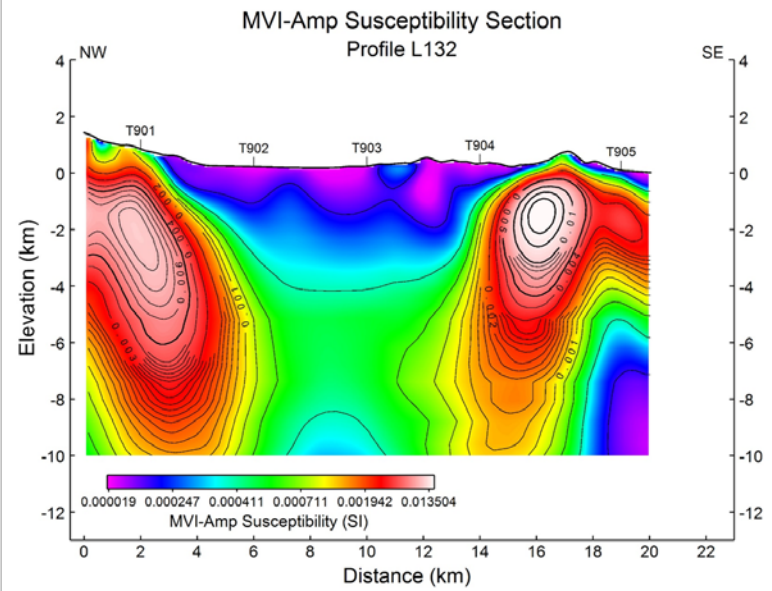
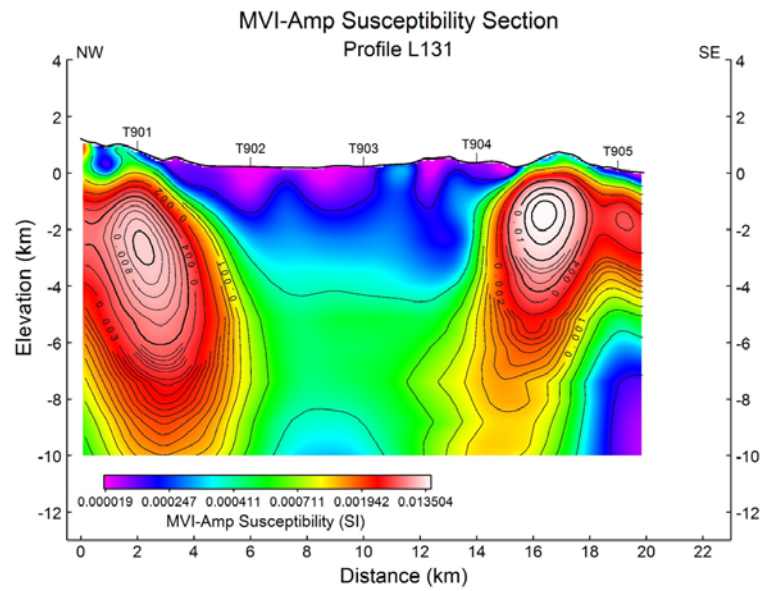
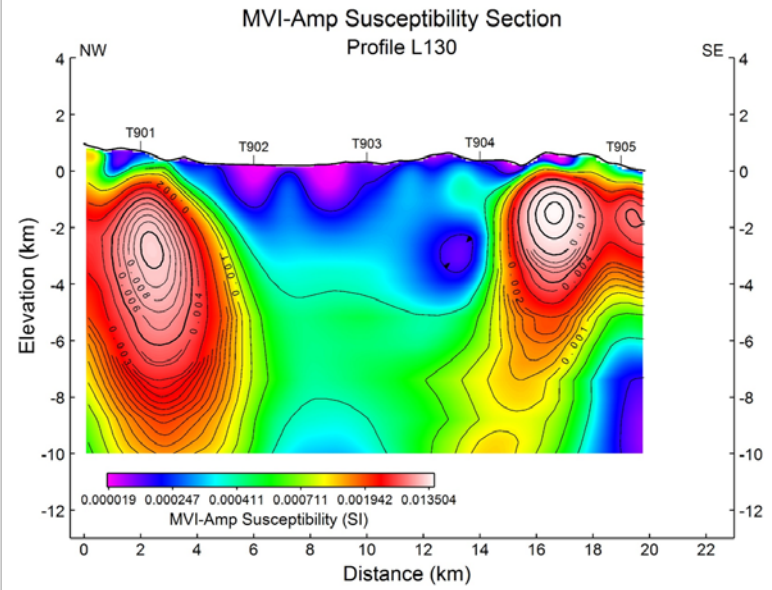
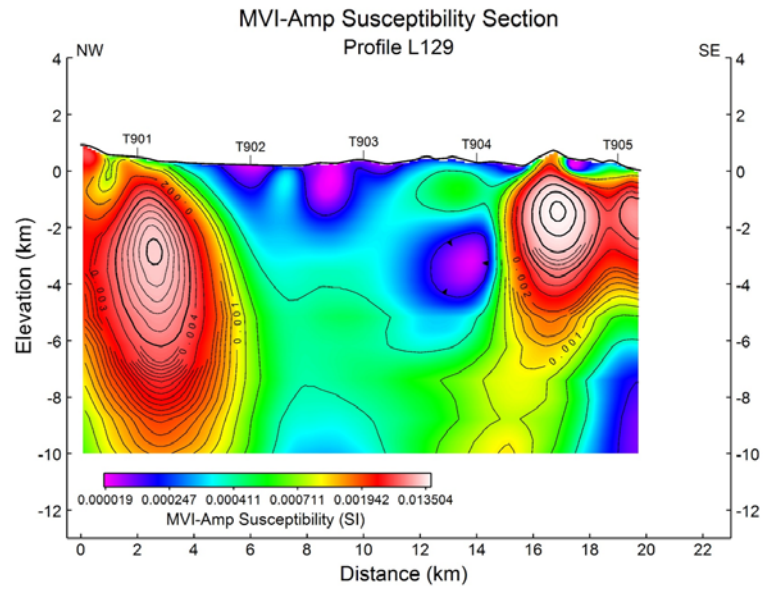


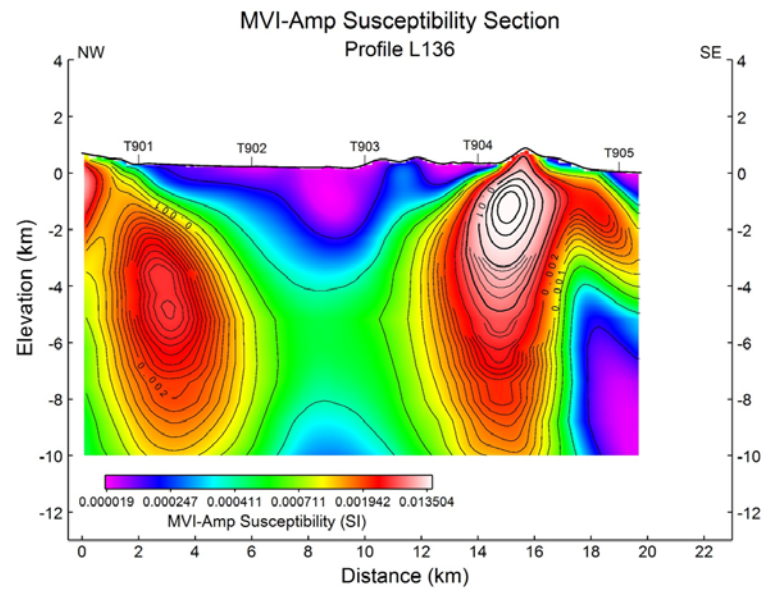
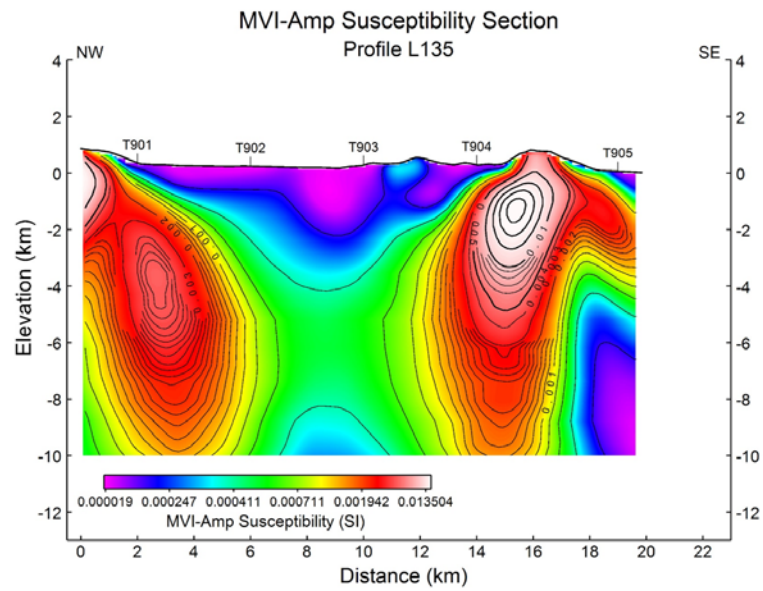
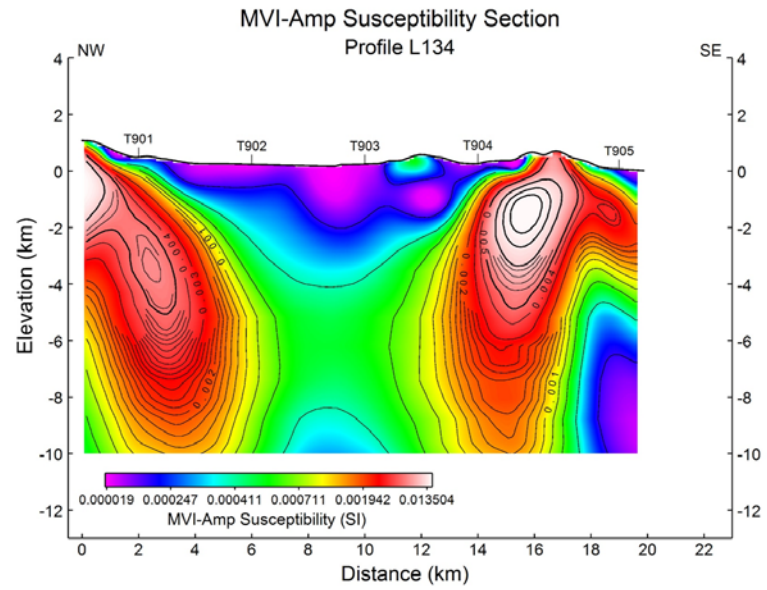
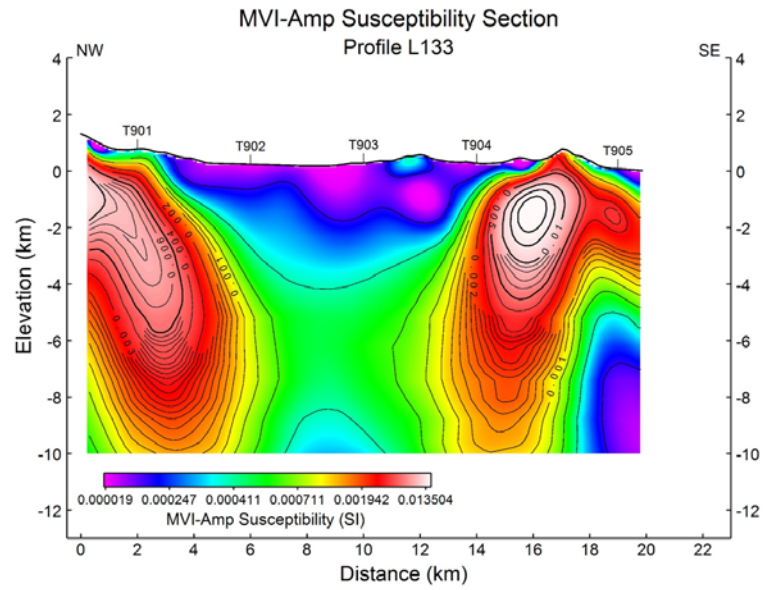


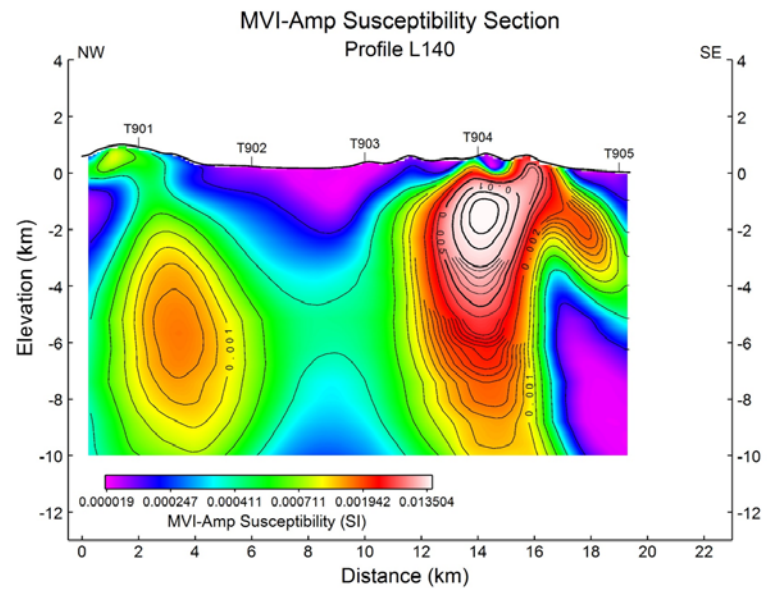
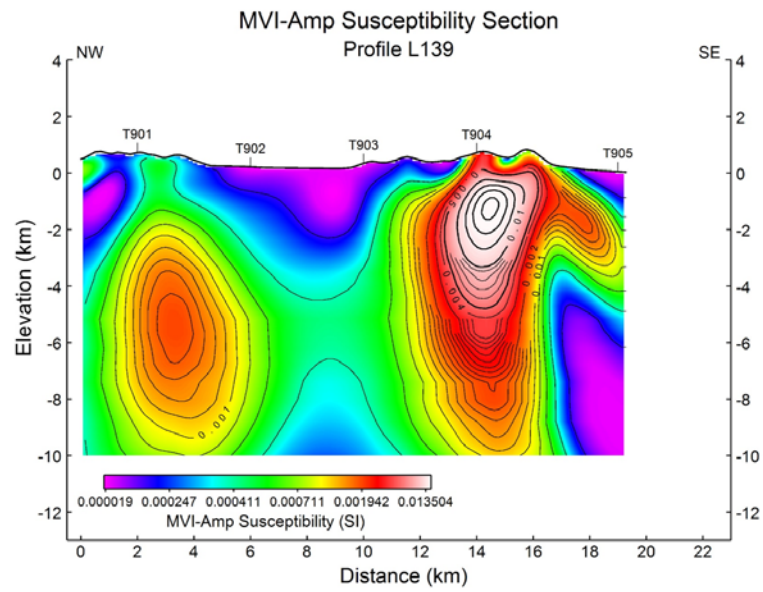
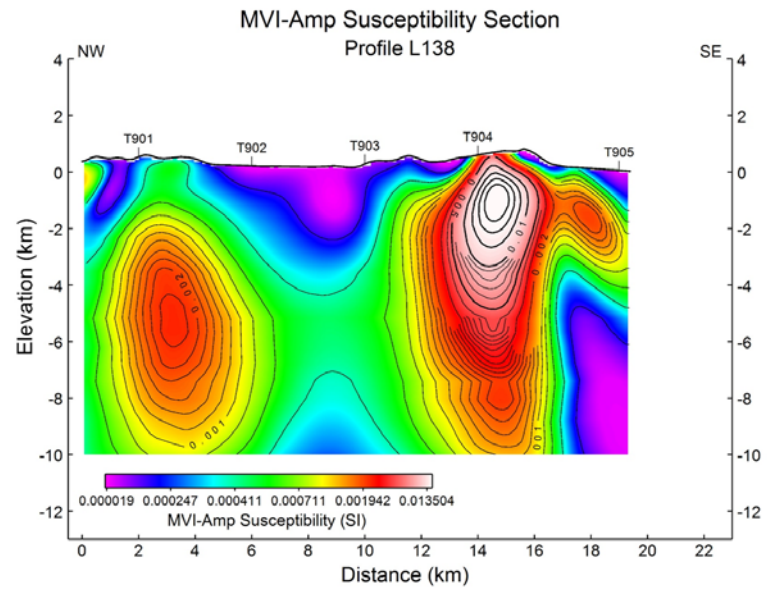
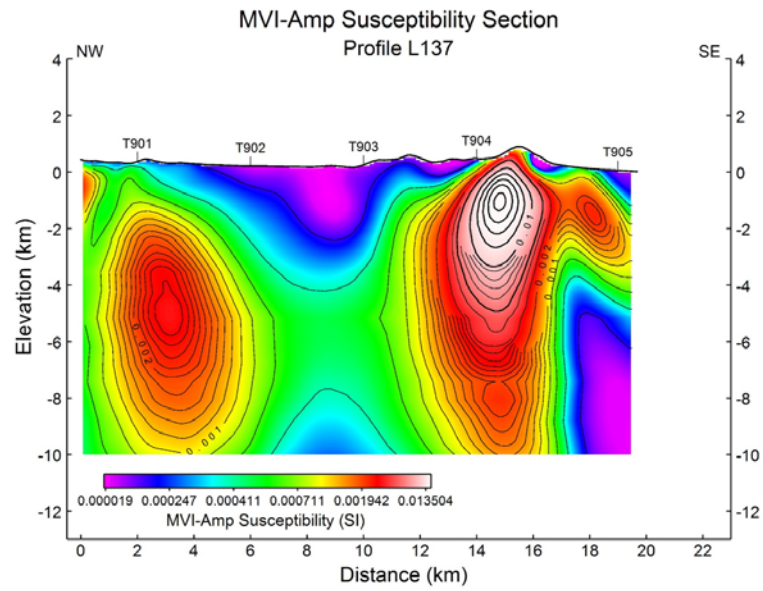




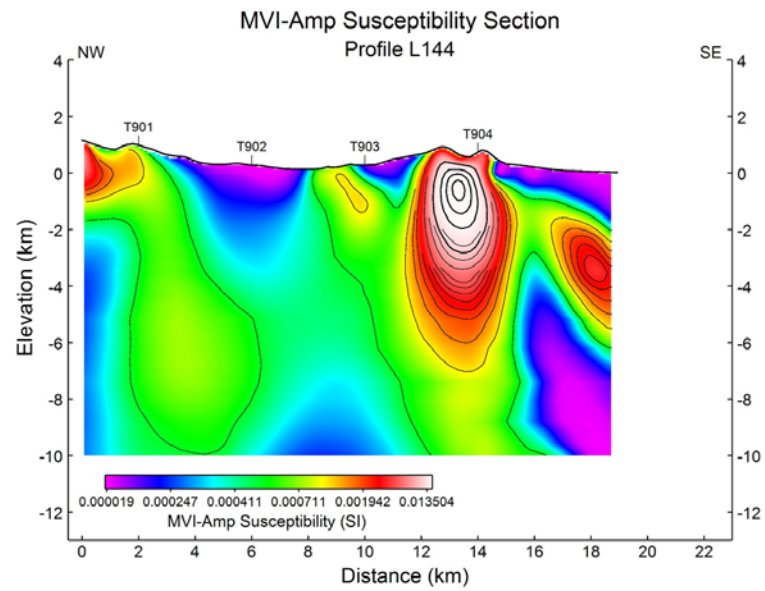
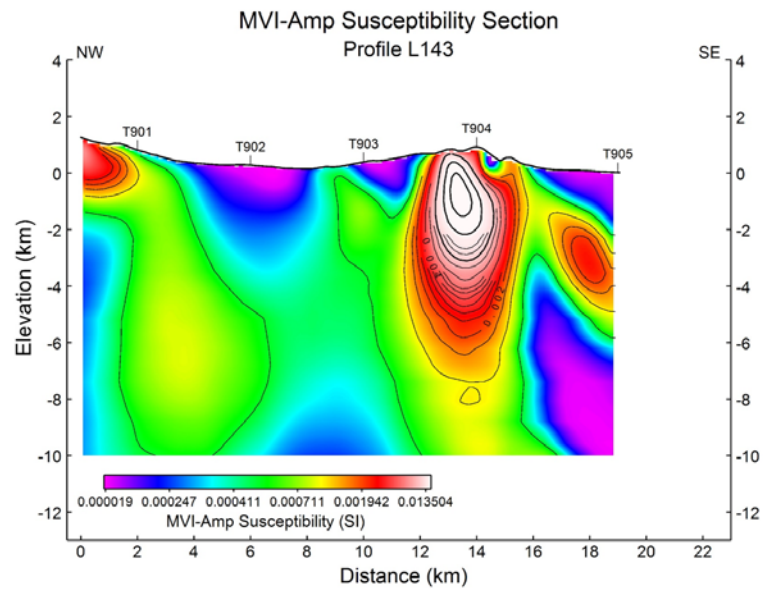
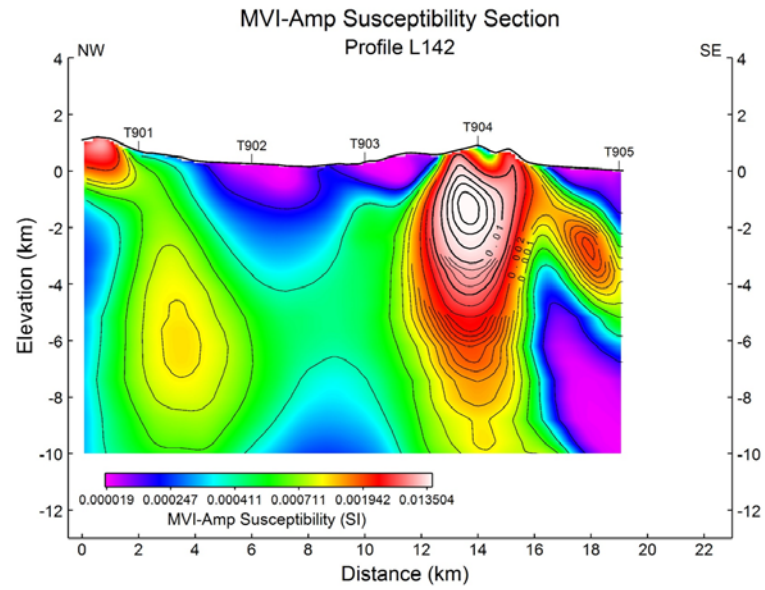
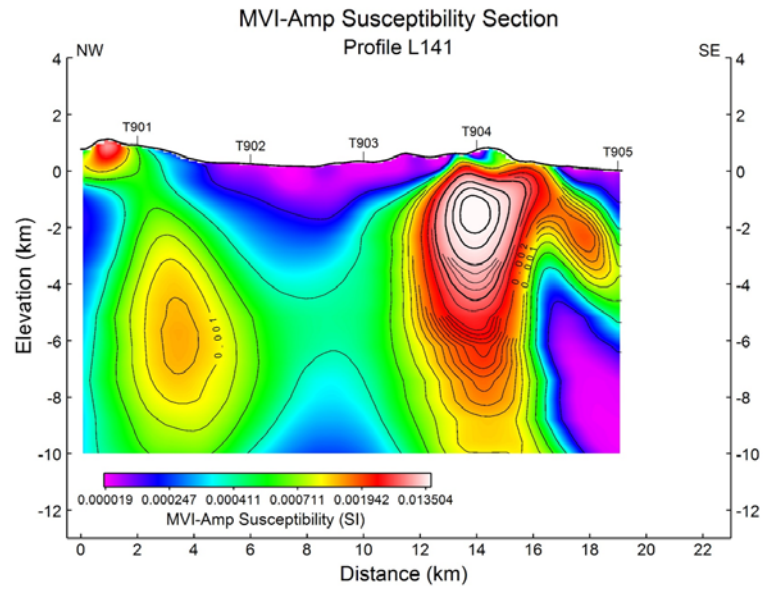


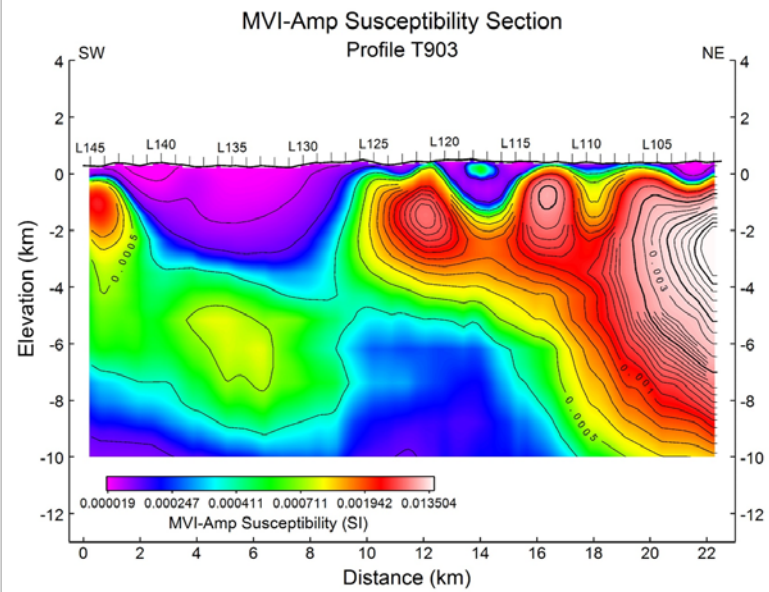
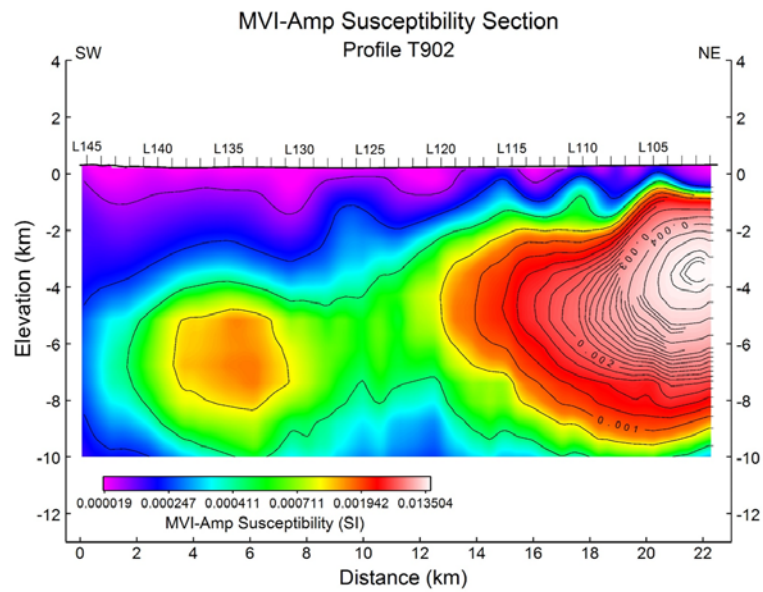
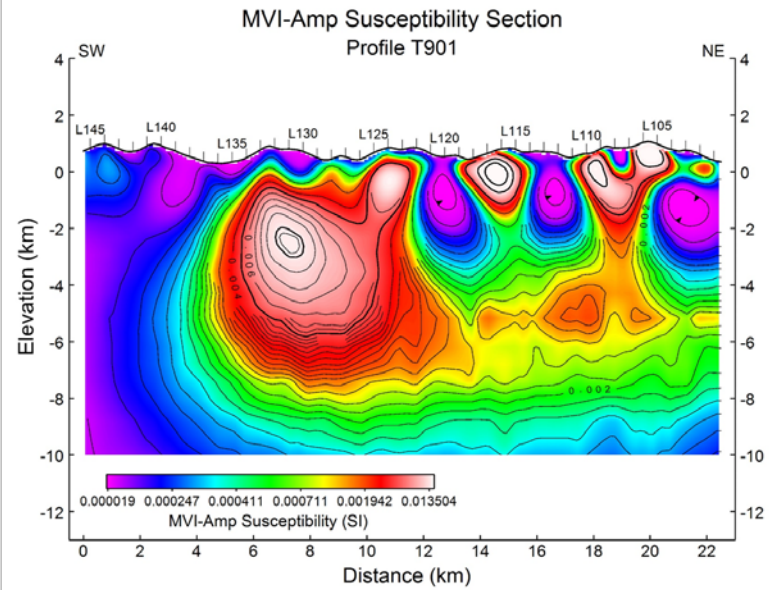
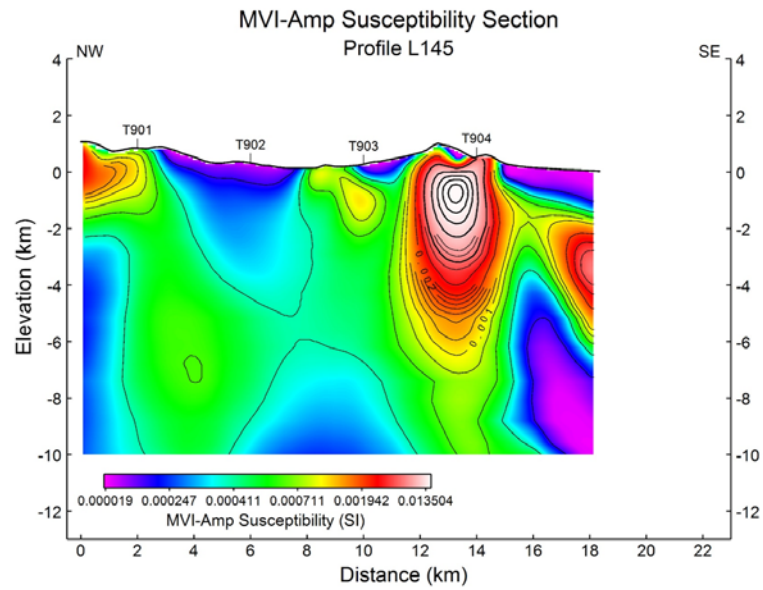


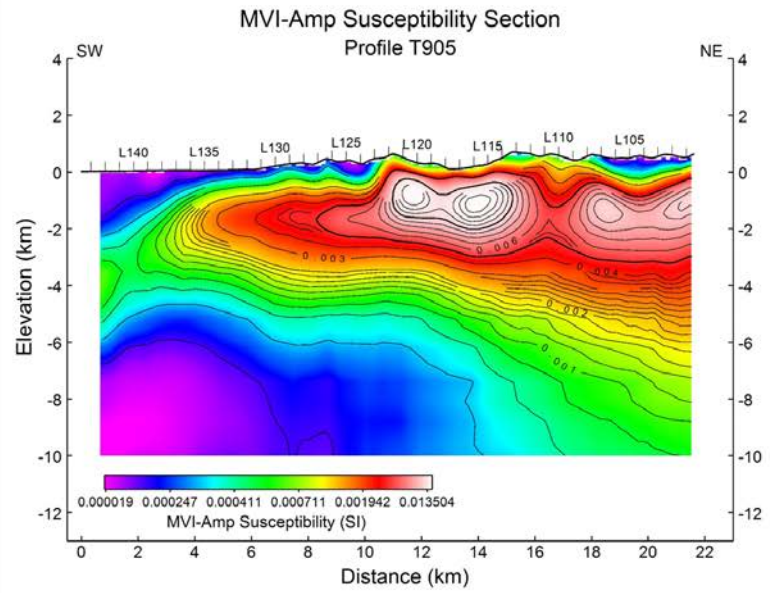
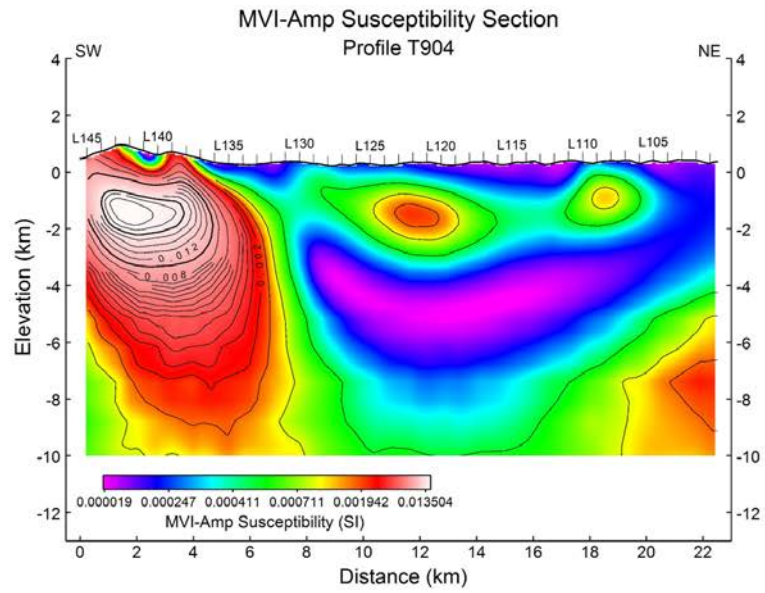












## 8.7 等深度磁感率切面圖

