

國立臺灣大學理學院地質科學研究所



碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

透過持久散射體合成孔徑雷達干涉分析

新竹苗栗地區之地殼變形

Analysis of Crustal Deformation in

Hsinchu-Miaoli Area by PSInSAR

王柏鈞

Bo-Jun Wang

指導教授：胡植慶 博士

Advisor: Jyr-Ching Hu, Ph.D.

中華民國 112 年 7 月

July, 2023

致謝

終於走到這一步，回想進入台大的這四年來，真的是一趟奇妙的人生旅程，能夠把論文生出來根本是奇蹟，過程中真的吃了好多苦，但回首才發現，還是很高興有來到這裡歷練，需要感謝好多人，但首先要感謝指導教授的胡植慶老師，不只研究上當我遇到瓶頸時能給我適切的指導與建議，在生活上也會關心容易因挫折而消沉的我，激勵並督促我在研究上與生活上都能有所突破，很感謝老師對我的包容和教誨，不只讓我能把論文產出，還學到很多人生的道理。

過程中也有很多人給我建議與協助，其中要特別感謝口試委員的黃鐘博士、蔡旻倩博士、賴光胤博士、謝嘉聲博士，謝謝老師們耐心地幫我看論文，並給我許多非常有助益的建議。還有蚯蚓學長、曹博學長、俊諺、紹弘學長、童忻學姐、宣維學姐，在研究方法的理論與實作、地質構造背景、資料提供都給了我許多的幫助，沒有你們實在是很難完成繁重的研究工作，同時也要感謝助理的雅琳和秀芳，幫我們處理實驗室中各種瑣事，讓大家能專注在研究上，對於非常需要人帶才有辦法推進度的我來說，真的是幕後功臣。

另外還有其他 R308 的學長姐、同學與學弟妹，感謝柏濂、育廷、郁庭、庭昀、彥宏、Ivan、晶晶、褚臻、琇琳、皓瑜、庭瑜、筠庭、來政等人，很高興研究所生活中有你們的陪伴，大家一同努力的感覺總是能激勵我。還有從大學一起升上台大地質所的偉勝、庭慈、雅容，以及我的老友竝毅、佳旻、弦聰讓我在閒暇之餘能跟你們交流敘舊，每次暢談都讓我因研究而沮喪的心再次振作，很感謝你們願意維繫這總能帶給我溫暖的情誼。

最後感謝我的家人們，父母能理解我做研究的辛勞，總是盡量不給我壓力，在經濟與身心方面都全面支持我，很感激父母願意讓我繼續升學，讓我到台大這個環境增廣見聞，確實讓我收穫了許多知識與人脈，還有也非常感謝妹妹，總是會關心我的近況，很多不會跟父母說的心裡話，都能在你這安心地說出來，無論是聊天打屁還是認真商量事情，總能給我很好的反饋，這些年家人對我無條件的支持，在我多次低潮時拉我一把，給我滿滿的關愛，讓我能夠鼓起勇氣繼續向前，希望未來能夠大大回饋你們辛勞且無私的付出。

摘要

臺灣西北部屬西部麓山帶，是弧陸碰撞運動形成的褶皺逆衝斷層帶，有一系列的斷層與褶皺分布於此，例如新竹斷層、新城斷層、斗煥坪斷層、青草湖背斜等，其中新竹斷層與新城斷層為活動斷層，存在致災性地震的風險。近年儘管在新竹苗栗地區多有應用 GPS 和精密水準監測地表變形，但大抵聚焦在包含新城斷層與新竹斷層在內的一連串褶皺逆衝斷層帶，新竹苗栗的沿海地帶和斷層掩覆段則相對缺乏觀測點；另一方面，雖有少數研究應用合成孔徑雷達干涉技術 (InSAR) 探討地表變形與新竹苗栗地區構造之間的關係，但研究區域範圍與討論範疇甚少提及新竹苗栗的沿海地帶和斷層掩覆段，本研究旨在透過 PSInSAR 得出地表變形，分析其在空間及時間上的變化，結合背景構造探討區域內變形機制。

持久散射體差分干涉技術 (PSInSAR) 相較傳統大地測量，可獲取廣域且密集的高精度地表變形資料，以克服 GPS 或精密水準在研究區域內觀測點不足或分布不均的情況，本研究使用 Sentinel-1 衛星 C 波段雷達的升軌與降軌影像，時間跨度為 2015 年至 2019 年，透過 ISCE 與 StaMPS 軟體對影像以 PSInSAR 處理，獲得沿視衛星方向之平均位移量與時間序列，並拆分出東西向及垂直向的平均位移量，將前述成果結合前人研究的剖面、地震資料作通盤討論。

成果顯示研究區域中跨斷層的速度梯度變化並不明顯，顯示主要構造活動性不顯著，其中青草湖背斜南翼西端，以及新城斷層與斗煥坪斷層的交會處，可觀察到相比周圍較高的速度場，且升軌與降軌位移皆呈靠近視衛星方向運動，可知兩地皆以抬升變形為主導。青草湖背斜南翼西端的高變形區，與盲斷層的位置重合，根據右移與抬升位移以及地下形貌，可知此高變形區的地下形貌為帶右移的逆斷層所形成的正向花形構造；新城斷層西南段被斗煥坪斷層截斷處亦與高變形區重合，由震測剖面可知斗煥坪斷層具逆移性質，據此推論高變形區的局部抬升變形，由斗煥坪斷層的垂直層位滑移、新城斷層的西北向逆移、斗煥坪斷層下盤的右移共同作用，應力交會使此處地層累積較明顯的應變，導致地層向上拱起，並沿長軸向兩側形成張力，因而呈相反方向的位移。

關鍵字：持久散射體合成孔徑雷達干涉、地表變形、新城斷層、斗煥坪斷層、青草湖背斜

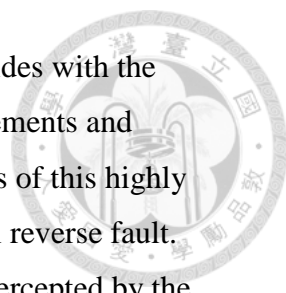
Abstract

The northwestern part of Taiwan belongs to the Western Foothills Belt and is a fold-thrust belt formed by arc-continent collision. A series of faults and folds are distributed in this region, including the Hsinchu Fault, Hsincheng Fault, Touhuanping Fault, and Chingtsaohu Anticline. Among these, the Hsinchu Fault and Hsincheng Fault are active faults with the potential for significant earthquake hazards.

In recent years, although there have been applications of GPS and precise leveling to monitor surface deformation in the Hsinchu-Miaoli area, the focus has generally been on the continuous fold-thrust belt including the Hsincheng Fault and Hsinchu Fault, while the coastal areas and fault-covered segments of Hsinchu-Miaoli lack sufficient observation points. Additionally, while a few studies have utilized Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) to investigate the relationship between surface deformation and the tectonics of the Hsinchu-Miaoli region, these studies have rarely addressed the coastal areas and fault-covered segments. This study aims to use Persistent Scatterer Interferometry (PSInSAR) to analyze surface deformation and its spatial and temporal variations in conjunction with background structural exploration to understand the deformation mechanisms in the region.

Compared to traditional geodetic measurements, Persistent Scatterer Interferometry (PSInSAR) can provide wide and dense high-precision surface deformation data. This method overcomes the limitations of inadequate or unevenly distributed observation points in the study area when using GPS or precise leveling. In this research, Sentinel-1 C-band radar images from both ascending and descending orbits between 2015 and 2019 were processed using ISCE and StaMPS software to obtain average displacement and time series along the satellite line of sight. The results were further separated into east-west and vertical average displacement components and combined with previous research profiles and seismic data for comprehensive discussion.

The results indicate that there is no significant change in the velocity gradient across fault boundaries within the study area, suggesting that the main structural activity is not pronounced. In particular, at the western end of the southern limb of the Chingtsaohu Anticline and at the intersection of the Hsincheng Fault and Touhuanping Fault, higher velocity fields are observed compared to the surrounding areas. Both ascending and descending displacements show motion towards the satellite, indicating uplift deformation dominance in these locations. The highly deformed area at the



western end of the southern limb of the Chingtsaohu Anticline coincides with the location of a blind fault. Based on the right-lateral and uplift displacements and subsurface morphology, it can be inferred that the subsurface features of this highly deformed area are positive flower structures formed by a right-lateral reverse fault. Similarly, the highly deformed area where the Hsincheng Fault is intercepted by the Touhuanping Fault coincides with the seismic reflection profile of the Touhuanping Fault, suggesting its reverse displacement nature. Based on this, it is inferred that the local uplift deformation in the highly deformed area is a result of the combined effects of vertical slip along the Touhuanping Fault, northwestward reverse slip along the Hsincheng Fault, and right-lateral movement along the down-dip side of the Touhuanping Fault. The stress convergence in this region leads to more significant strain accumulation in the subsurface layers, causing upward arching of the strata and tensional forces on both sides along the major axis, resulting in opposite displacements.

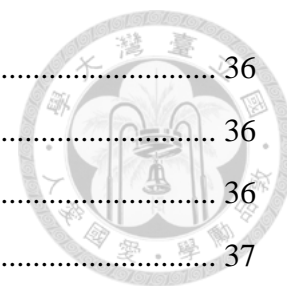
Keyword: PSInSAR, Crustal deformation, Hsincheng Fault, Touhuanping Fault, Chingtsaohu Anticline

目錄



致謝	i
摘要	ii
Abstract.....	iii
目錄	v
圖目錄	vii
表目錄	ix
第一章 緒論	1
1.1 研究動機	1
第二章 地質背景與前人研究	4
2.1 地體架構	4
2.2 區域地質	8
2.3 地質概況	10
2.3.1 地質構造	10
2.3.2 地層	12
2.4 前人研究	16
2.4.1 GPS 速度場及應變率	16
2.4.2 精密水準測量	19
2.4.3 合成孔徑雷達干涉	21
第三章 研究方法	27
3.1 合成孔徑雷達	27
3.1.1 合成孔徑雷達干涉 (InSAR)	29
3.1.2 合成孔徑雷達差分干涉 (DInSAR)	30
3.1.3 持久散射體合成孔徑雷達干涉 (PSInSAR).....	32
3.2 PSInSAR 執行.....	33
3.2.1 StaMPS/MTI.....	33
3.2.2 持久散射點選擇	33
3.2.4 相位展開	35

3.2.4 DEM 誤差校正.....	36
3.2.5 大氣效應校正	36
3.3 地表變形校正	36
3.4 三維向量解算	37
第四章 研究成果	38
4.1 衛星影像處理	38
4.2 綜合剖面分析	48
第五章 綜合討論	56
5.1 構造活動度與特性.....	56
5.1.1 青草湖背斜南翼西端	56
5.1.2 新城斷層與斗煥坪斷層交會處	59
第六章 結論	62
參考文獻.....	63
附錄 A GPS 連續站時間序列.....	69



圖目錄

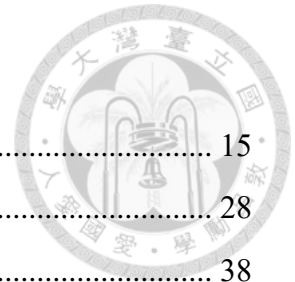


圖 1-1 新竹苗栗區域之地質圖。.....	2
圖 1-2 新竹苗栗地區地震分布與震源機制解。.....	3
圖 2-1 臺灣三維地體架構圖。.....	5
圖 2-2 臺灣主要活動構造分布圖。.....	6
圖 2-3 新竹地區活動構造圖。.....	7
圖 2-4 臺灣 GPS 的年平均位移量以及主應變率之分布圖。.....	9
圖 2-5 竹苗地區 GPS 連續站平均速度場。.....	16
圖 2-6 竹苗地區 GPS 連續站主應變率及膨脹率。.....	17
圖 2-7 桃竹苗地區 2002 年至 2020 年的平均水平速度場。.....	18
圖 2-8 桃竹苗地區 2002 年至 2020 年的平均垂直速度場。.....	19
圖 2-9 縣 117 新竹至峨眉測線的水準高程變化。.....	20
圖 2-10 PSInSAR 之年平均垂直速度場。.....	21
圖 2-11 StaMPS/MTI 之年平均垂直速度場。.....	21
圖 2-12 PSInSAR 與 StaMPS/MTI 速度場以及速度剖面 A-A'。.....	22
圖 2-13 Sentinel-1 升軌(A69)在視衛星方向上的年平均速度場。.....	23
圖 2-14 Sentinel-1 降軌(D105)在視衛星方向上的年平均速度場。.....	24
圖 2-15 Sentinel-1 升軌影像 PS 點與 LOS 方向 GPS 之相關性。.....	25
圖 2-16 Sentinel-1 降軌影像 PS 點與 LOS 方向 GPS 之相關性。.....	25
圖 2-17 PSInSAR 降軌時間序列(新竹斷層)。.....	26
圖 2-18 PSInSAR 降軌時間序列(新城斷層)。.....	26
圖 3-1 天線合成原理示意圖。.....	28
圖 3-2 合成孔徑雷達干涉幾何示意圖。.....	29
圖 3-3 合成孔徑雷達差分干涉幾何示意圖。.....	31
圖 3-4 相位展開示意圖。.....	31
圖 3-5 一般散射和持久散射的反射相位示意圖。.....	32
圖 3-6 升軌與降軌衛星觀測地表之幾何示意圖。.....	37
圖 4-1 升軌基線配對示意圖。.....	39
圖 4-2 降軌基線配對示意圖。.....	39

圖 4-3 升軌的 182 幅干涉對。.....	40
圖 4-4 降軌的 169 幅干涉對。.....	40
圖 4-5 經相位展開的升軌干涉對。.....	41
圖 4-6 經相位展開的降軌干涉對。.....	41
圖 4-7 校正前的升軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。.....	42
圖 4-8 升軌影像 PSInSAR 與 LOS 方向 GPS 速度場之相關性。.....	42
圖 4-9 校正後的升軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。.....	43
圖 4-10 校正前的降軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。.....	44
圖 4-11 降軌影像 PSInSAR 與 LOS 方向 GPS 速度場之相關性。.....	44
圖 4-12 校正後的降軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。.....	45
圖 4-13 2015 至 2019 年東西向速度場。.....	46
圖 4-14 2015 至 2019 年垂直向速度場。.....	47
圖 4-15 東西向速度場與剖面位置圖。.....	48
圖 4-16 垂直向速度場與剖面位置圖。.....	49
圖 4-17 速度剖面 A。.....	51
圖 4-18 速度剖面 B。.....	53
圖 4-19 速度剖面 C。.....	55
圖 5-1 根據震測剖面得出斷層演育之構造圖。.....	57
圖 5-2 斷層與褶皺關係之示意圖。.....	57
圖 5-3、正向花形構造示意圖。.....	58
圖 5-4 經過新城斷層與斗煥坪斷層高變形區的震測剖面。.....	60
圖 5-5 呈現斗煥坪斷層兩側構造的震測剖面。.....	60
圖 5-6 新城斷層與斗煥坪斷層交會處的地下形貌。.....	61

表目錄

表 2-1 台北桃園地區和新竹苗栗地區之地層對照表。.....	15
表 3-1 現行常見 SAR 衛星之參數。.....	28
表 4-1 升軌和降軌衛星雷達影像基本資料。.....	38



第一章 緒論

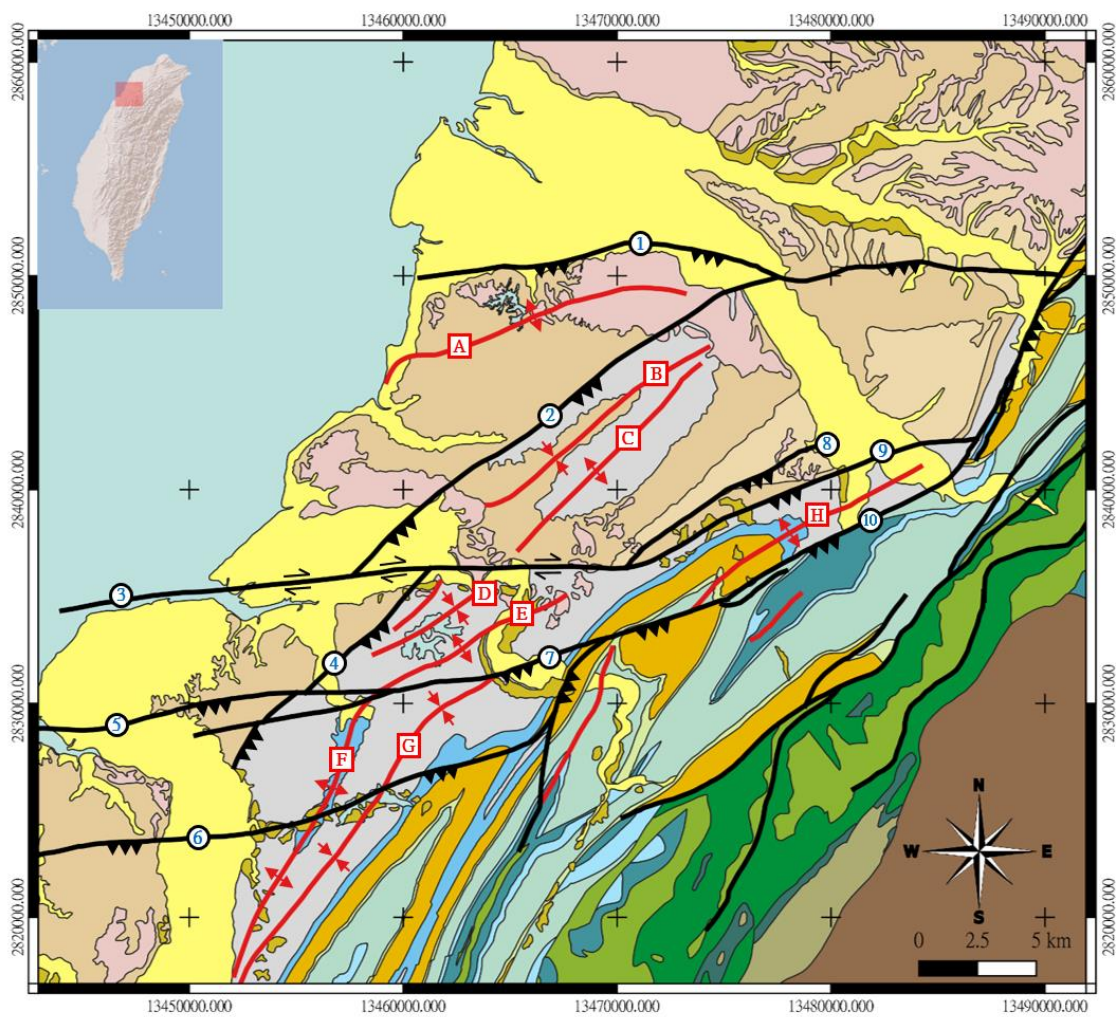


1.1 研究動機

位於臺灣西北部的新竹市以及其衛星都市，除了是人口稠密之都會區，高科技產業聚集重鎮的新竹科學園區亦坐落於此，對臺灣的國內外經濟局勢發展有著舉足輕重的地位，為此該地區的災害監測與防災應變具迫切之必要性。根據中央地調所 2021 年公告的活動斷層(圖 1-1)，可知竹科周邊有第一類活動斷層的新城斷層(Hsincheng Fault)，以及第二類掩覆活動斷層的新竹斷層(Hsinchu Fault)，且尚有被列為存疑性斷層的斗煥坪斷層(Touhuanping Fault)，竹科園區即坐落於新竹斷層上盤，且其南緣有新城斷層經過，由此可預想竹苗地區若發生致災性地震，將威脅都會區與竹科園區，使人民與經濟蒙受巨大損害。

臺灣位於歐亞板塊與菲律賓海板塊的弧陸碰撞帶，菲律賓海板塊相對於歐亞板塊內穩定大陸邊緣的澎湖白沙站(S01R)，以 8.2 cm/yr 之速率朝西北向聚合(Yu et al., 1997)，臺灣西北部則位在弧陸碰撞的最北段與最前緣(Shyu et al., 2005)，此區域的地殼位移量與應變率漸小，且存在源於東南—西北向聚合作用的長期變形，形成東北—西南走向的褶皺逆衝斷層帶，以及東—西走向的走向滑移斷層或橫移斷層，綜觀歷史地震(圖 1-2)，外山麓帶的褶皺逆衝斷層—新城斷層以及走向滑移斷層—後龍斷層(Houlung Fault)，皆曾發生規模大於 5 的地震，此外位於新城斷層下盤與新竹斷層上盤的沿海地帶，亦能觀察到較周遭明顯的地震群。

然而儘管在竹苗地區多有應用 GPS 和精密水準監測地表變形，但大抵聚焦在包含新城斷層與新竹斷層在內的一連串褶皺逆衝斷層帶，前述沿海地帶則相對缺乏觀測點，且因經過此地帶的斷層屬掩覆段而缺乏相關地質構造研究；另一方面，雖有少數研究應用合成孔徑雷達干涉技術(Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR)克服 GPS 與精密水準監測的侷限性，但研究區域與討論範疇皆未聚焦於竹苗沿海地帶(吳宛錚，2014；潘南霖，2015；景國恩等，2020)。本研究希望利用 PSInSAR 得出地表變形，由此進一步得出速度剖面，以了解斷層和褶皺的構造活動度，結合構造剖面與地震分布等資料，探討此地區主要構造的變形行為與變形機制，並分析竹苗沿海地帶的地震群，與地表變形和背景構造間的關係。



- | | |
|----------------------------|--------------------------------|
| Alluvium | Fault |
| Terrace deposits | Fold |
| Lateritic terrace deposits | 1 Hsinchu Fault (HCUF) |
| Tks Fm Huoyenshan facies | 2 Hsincheng Fault (HCEF) |
| Tks Fm Hsiangshan facies | 3 Touhuanping Fault (THPF) |
| Cholan Fm (Cl) | 4 Luchukeng Fault (LCKF) |
| Chinshui sh (Cs) | 5 Houlung Fault (HLF) |
| Kueichulin Fm (Kc) | 6 Futoukeng Fault (FTKF) |
| Shangfuchi ss (Sf) | 7 Chuhu Fault (CHF) |
| Tungkeng Fm (Tu) | 8 Chutung Fault (CTF) |
| Kungyinshan ss (Ky) | 9 Tapingti Fault (TPTF) |
| Talu sh (Tlu) | 10 Juanchiao Fault (JCF) |
| Peiliao Fm (Pl) | A Chingtsaohu Anticline (CTHA) |
| Shihti Fm (St) | B Kantsuchi Syncline (KTCS) |
| Taliao Fm (Tl) | C Paoshan Anticline (PSA) |
| Mushan Fm (Ms) | D Shakeng Syncline (SKS) |
| Pre-Neogene Rocks | E Yunggheshan Anticline (YHSA) |
| | F Chinshui Anticline (CSA) |
| | G Jenlung Syncline (JLS) |
| | H Chutung Anticline (CTA) |

圖 1-1 新竹苗栗區域之地質圖(修改自中油公司與中央地質調查所地質圖)。

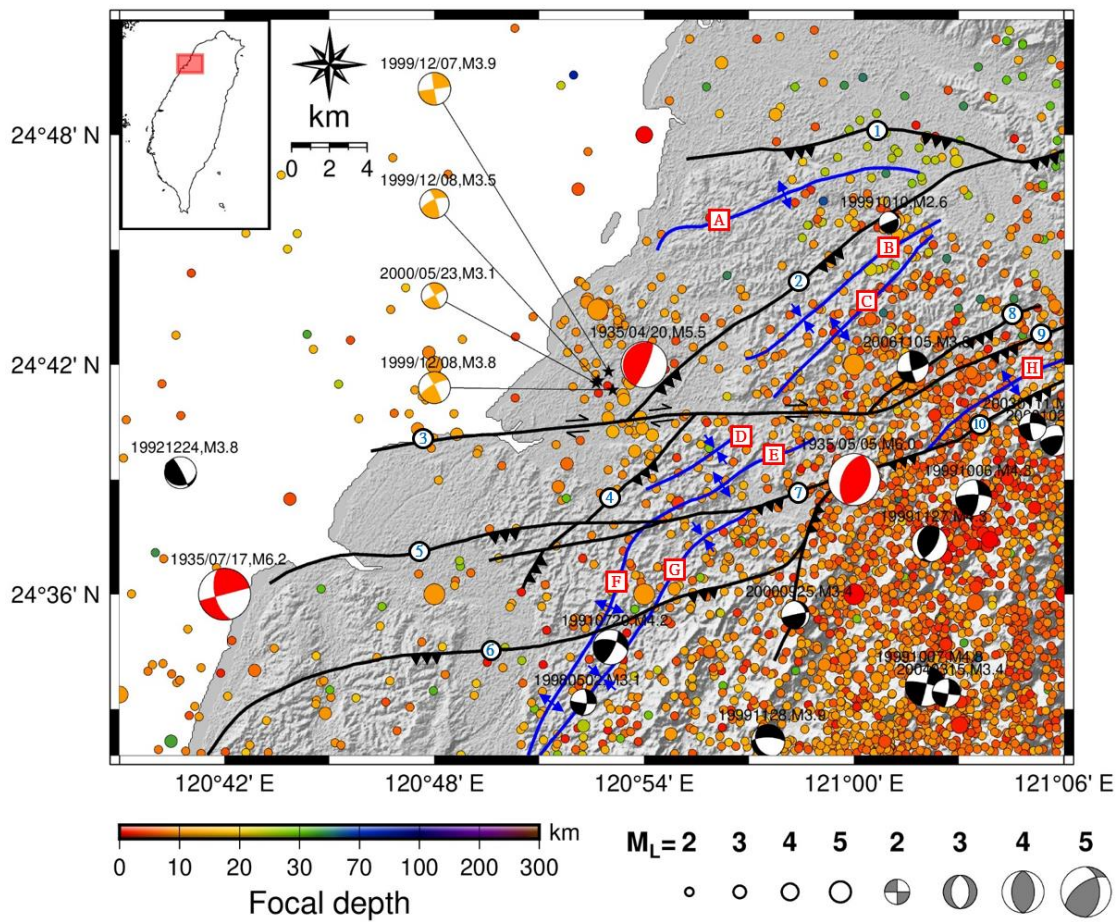


圖 1-2 新竹苗栗地區地震分布與震源機制解。資料為交通部中央氣象局之 1991 年至 2019 年的地震規模與深度，與顯著歷史地震的規模與震源機制解，黑線標示斷層線，藍線標示褶皺軸，構造編號同圖 1-1。可見新城斷層(編號 2)以及斗煥坪斷層(編號 3)的相交處附近，在竹苗沿海地帶有較周圍顯著的地震群，根據歷史地震的震源機制解，可知此地同時受新城斷層西北向逆移，以及斗煥坪斷層右移的應力影響。

第二章 地質背景與前人研究



2.1 地體架構

臺灣位居歐亞板塊與菲律賓海板塊之交界，菲律賓海板塊相對於位在歐亞板塊內大陸邊緣的 GPS 連續站 S01R(白沙站)，以每年 8.2 cm/yr 之速率朝西北向聚合(Yu et al., 1997)，此兩板塊在臺灣形成兩個方向不同的隱沒系統(圖 2-1)，其一在臺灣東北部海域，為菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞板塊下方的琉球弧溝系統，以及伴隨而生的沖繩海槽弧後張裂系統；其一在臺灣南部海域，為歐亞板塊向東隱沒至菲律賓海板塊下方的馬尼拉弧溝系統。接著於晚新生代發生蓬萊造山運動，兩個板塊由東南朝西北方向聚合，使臺灣地體構造呈現東北—西南走向，並由東向西分為海岸山脈、脊樑山脈、西部麓山帶及海岸平原。

指出蓬萊造山運動由北向南推進，山脈與前陸盆地因此由北向南演化，並由東向西擴展(Shyu et al., 2005)，在新竹地區已進入造山運動之衰退期(waning)，是苗栗地區主動收縮(shortening)以及台北地區主動伸張(extension)之間的過渡區域(圖 2-2)，其南部的苗栗地區，仍持續受到 WNW-ESE 西北西—東南東方向的碰撞收縮；其北部的台北地區，在琉球弧溝系統班尼奧夫帶(Wadati-Benioff zone)上方的弧後張裂區域，正在經歷碰撞後崩塌(Teng, 1996; Teng et al., 2000)，GPS 測量結果在新竹地區並不一致，但表明收縮率不超過 10 mm/yr。

中新世中期，歐亞板塊向東隱沒形成北段呂宋島弧，中新世晚期，菲律賓海板塊朝西北向移動，與歐亞板塊的大陸邊緣產生碰撞，變形前緣受山脈荷重與擠壓，向下撓曲而形成前陸盆地。造山運動亦使山脈的侵蝕作用增強，經河流將大量沉積物搬運至前陸盆地內堆積。自更新世以來，前陸盆地受到造山運動擠壓隆起，在臺灣西部麓山帶形成褶皺逆衝斷層帶(圖 2-3)，隨造山運動西進，褶皺鬆緊度由東向西遞減，並以界線斷層劃分內麓山帶與外麓山帶(鄧屬予，2005)。內麓山帶的地層年代不早於晚中新世，以不對稱的緊密褶皺為主，逆衝斷層系統多呈北北東—南南西走向且上下盤之斷距大；外麓山帶的地層年代起自上新世，以開放褶皺和新期構造為主，逆衝斷層系統多呈東北—西南走向，且被東—西走向之走向滑移斷層自其南北側截切，逆斷層與走向滑移斷層以約 45° 的角度相交(Yang et al., 1996, 1997)。

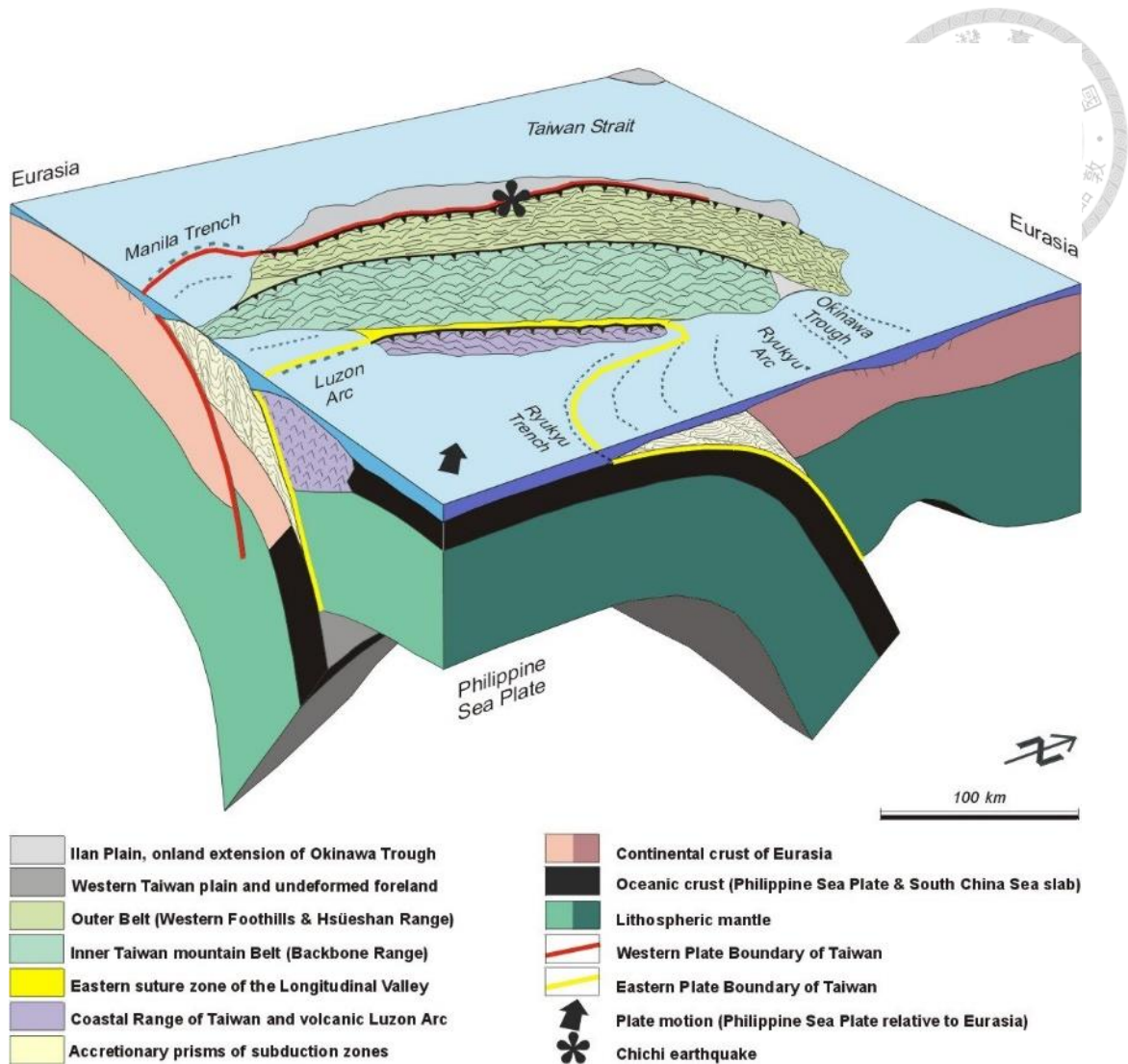


圖 2-1 臺灣三維地體架構圖(摘自 Angelier et al., 2001)。顯示歐亞板塊(Eurasia Plate)與菲律賓海板塊(Philippine Sea Plate)在臺灣兩種不同隱沒系統，東部為琉球海溝(Ryukyu Trench)與伴生的琉球島弧(Ryukyu Arc)沖繩海槽(Okinawa Trough)，南部為馬尼拉弧溝系統(Manila Trench)與伴生的呂宋島弧(Luzon Arc)；沿著東北—西南走向的構造線劃分出四個主要地質分區，由東向西分為：紫色—海岸山脈(Coastal Range)、藍綠色—脊梁山脈(Backbone Range)、黃綠色—西部麓山帶(Western Foothills)、深灰色—海岸平原(Coastal Plain/Western Taiwan Plain)。

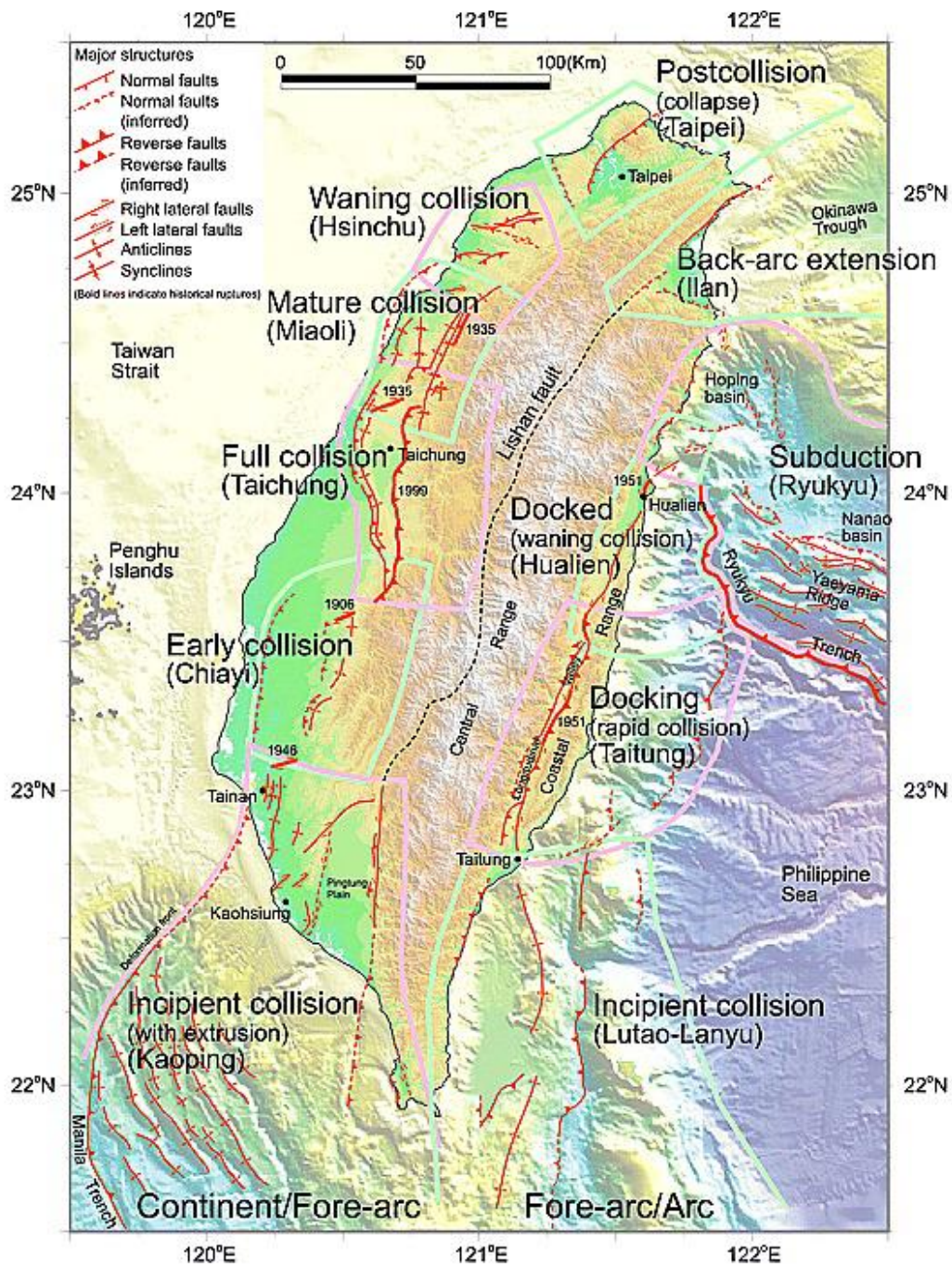


圖 2-2 臺灣主要活動構造分布圖(摘自 Shyu et al., 2005)。

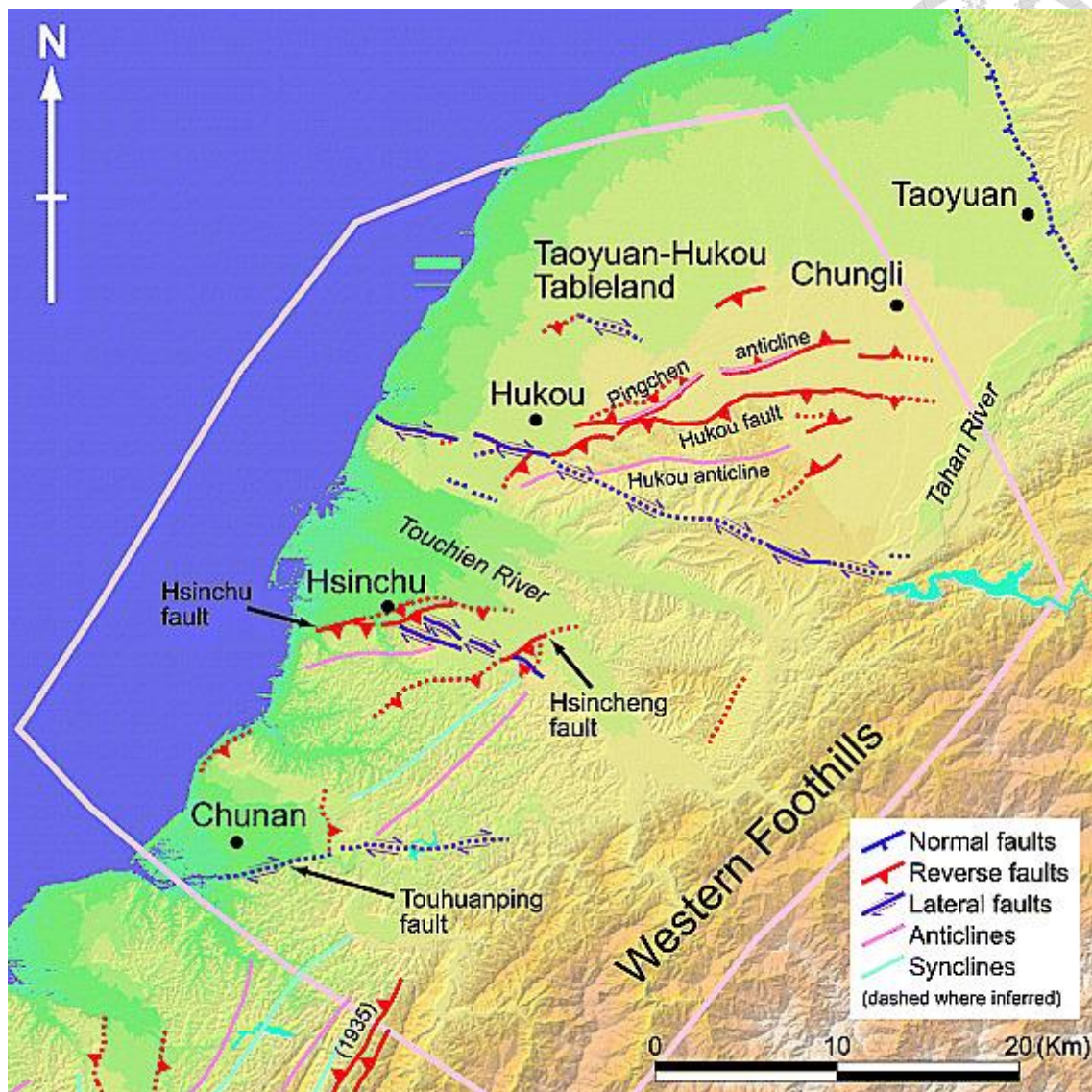


圖 2-3 新竹地區活動構造圖(摘自 Shyu et al., 2005)。可看到新竹地區的兩組走向不同且相交的構造，圖例為正斷層(Normal faults)、逆斷層(Reverse faults)、橫移斷層(Lateral fault)、背斜(Anticlines)、向斜(Synclines)，虛線表示推測構造在地表位置。

2.2 區域地質

研究區域所涵蓋的臺灣西北部，屬外麓山帶與海岸平原交界，為臺灣褶皺逆衝斷層帶(fold-and-thrust belt)之變形前緣最北端(Shyu et al., 2005)，地殼的位移量與應變率(圖 2-4)逐漸減小(Chen et al., 2017)。古近紀以來，在臺灣西部曾發生兩階段的新生代伸張構造運動，產生一系列東北—西南走向的半地塹與地壘，其構造走向受到被動大陸邊緣前陸基盤高區—觀音高區和北港高區的控制，呈外凸弓形之型態，可由古今之應力場與應力壓縮軸方位變化(Angelier et al., 1986; Hu et al., 1996)以及砂盒物理模型(江婉綺，2005；Lu et al., 1998)，驗證基盤高區的分布位置和本身幾何形貌有關(Suppe, 1980; Namson, 1981, 1983, 1984; Mouthereau et al., 2002; Lacombe et al., 2003)。中新世中期伸張構造運動，使兩個主要斷陷盆地形成，為臺南盆地與臺西盆地(Huang et al., 1993; Lin et al., 2003; Mouthereau & Lacombe, 2006; Yang et al., 2006)，其中新竹外海之台西盆地，發育始自中新世中期，其內部東—西走向的正斷層持續形成，直到變形前緣西移至目前位置(Yang et al., 2006)。

爾後在歐亞板塊與菲律賓海板塊的碰撞作用之下，在臺灣西北部形成兩組構造(圖 1-1)，此兩組構造因走向不同而相交共生(楊耿明，2002；楊耿明等，2005；Chiu, 1970; Huang et al., 1993; Yang et al., 2006)，根據中油公司於西部外海之探測資料(Huang et al., 1993)與臺灣區域地質圖(陳肇夏等，2000)，一組是既存的正斷層，走向為東西走向或東北東—西南西走向，可由震測剖面及構造分析(Yang et al., 1996)以及構造動力學(Hung and Wiltschko, 1993)驗證，此組構造受造山擠壓碰撞而再活動，轉為高傾角之逆移斷層或橫移斷層，例如新竹斷層、大平地—斗煥坪斷層系統、斧頭坑斷層等；另一組是東北—西南走向或北北東—南南西走向，此組構造之走向，與臺灣主要山脈和構造走向一致，趨近垂直水平最大擠壓方向，例如新城斷層、鹿廚坑斷層等。

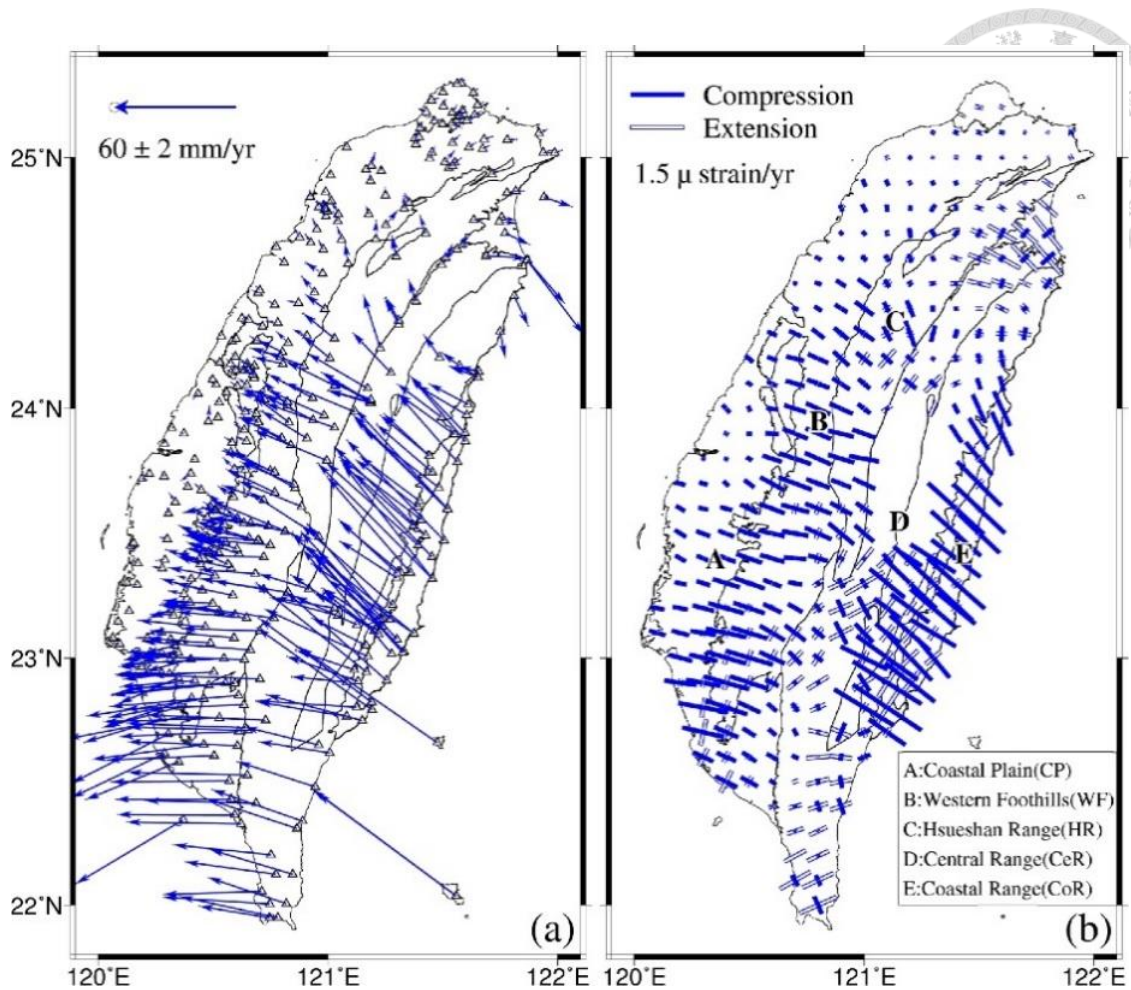


圖 2-4 臺灣 GPS 的年平均位移量以及主應變率之分布圖(摘自 Chen et al., 2017)。
 (a) GPS 年平均位移量，三角形表示 GPS 測站位置，藍色箭頭表示各 GPS 測站的年平均位移量分布；(b) GPS 年平均主應變率，藍色與白色條帶分別表示壓縮量與伸張量。



2.3 地質概況

2.3.1 地質構造

研究區域內斷層構造有新竹、新城、大平地—斗煥坪、鹿廚坑、後龍—竹湖—軟橋、斧頭坑、小東勢、竹東斷層等(圖 1-1)，其中根據經濟部中央地質調查所之報告(林啟文等，2007)，被定義為活動斷層者，有第一類活動斷層的新城斷層，第二類活動斷層的新竹斷層，以及存疑性活動斷層的斗煥坪斷層；主要褶皺構造有青草湖背斜、寶山背斜、永和山背斜等。以下分別敘述主要斷層與褶皺特性：

1、新竹斷層(Hsinchu Fault, HCUF)

呈東西走向，在北側為頭前溪，東端與新城斷層相接，為新城斷層的側向斷坡(lateral ramp)，在新城斷層演育過程中所形成 (Yang et al., 1996)；在南側漸轉為東北-西南走向，大致平行於青草湖背斜軸走向，斷層面朝南傾 50 度，並截切青草湖背斜北翼，兼具逆衝及右移性質，上下盤出露地層皆為頭嵙山層(Chiu, 1970；Tang and Hsu, 1970)；根據地表地質、地下鑽井及震測剖面，新竹斷層被認為可能連接至地下之盲逆斷層(Namson, 1984; Suppe, 1984)；根據震測剖面及地下鑽井，新竹斷層具顯著地層錯移，(林啟文等，2007；Yang et al., 1996)，層位落差約 600 至 750 公尺(Chiu, 1970；Tang and Hsu, 1970)；因於地表未見露頭而被中央地調所列為第二類活動斷層(林啟文等，2007)。

2、新城斷層(Hsincheng Fault, HCEF)

逆衝斷層，總長約 32 公里，平行於寶山背斜並且截斷其西翼(Yang et al., 1994)，頭前溪以北呈東北東走向，上下盤地層皆是頭嵙山層，岩性為砂岩夾薄頁岩，上盤以高角度向東南傾，下盤以低角度向西北傾(林啟文等，2005)；頭前溪以南呈東北走向，上盤地層是卓蘭層，下盤地層是頭嵙山層，地層垂直斷距能達到 3.4 公尺，此外根據碳 14 定年可知，新城斷層截切階地礫石層的年代為 270±35 年前，顯示斷層在 300 年內曾活動(李元希等，2002，陳文山等，2003)，中央地質調查所據此將新城斷層列為第一類活動斷層(林啟文等，2007)。

根據震測和鑽井資料，可知斷層傾角約 30 至 40 度(Namson, 1984)，另有文獻透過震測資料指出斷層傾角約 40 至 60 度(楊潔豪與郭泰融，1991；王乾盈等，1991)。根據已發掘的槽溝可知，此斷層至少曾歷經兩次古地震，最近一次使地表形成約 1.3 至 1.85 公尺的垂直錯距，斷層上盤的平均抬升速率 1 mm/yr(陳文山等，2003)，



炭質物以及貝殼的碳十四定年，顯示斷層的垂直速率大於 0.73 mm/yr，斷層的淨滑移速率則大於 1.3 mm/yr (李元希等，2002)。

3、斗煥坪斷層(Touhuanping Fault, THPF)

呈東西走向的逆衝斷層，同時具有右移現象，頭嵙山層以及卓蘭層在此出露，斷層西段因沖積層與階地堆積，不易辨識其在地表出露的位置，東段露頭狀況良好，且岩性差異明顯而易於辨識其出露位置，可知斷層下盤是厚層砂岩，斷層上盤為砂頁岩互層，分別對應之地層為頭嵙山層與卓蘭層。觀察斗煥坪斷層於上盤的地層特徵，是以褶皺為主且地層厚度較大，根據 GPS 並結合野外地質、地球物理探勘等成果，斗煥坪斷層被認為無明顯位移變化量(林啟文等，2007)，且尚未發現更新世晚期的活動證據(黃宣維，2012)，中央地質調查所據此將其列為存疑性活動斷層(林啟文等，2007)。

Tang(1968)與 Chen(1974)透過地表地質、井位、震測資料來判斷斗煥坪斷層的傾沒特性，認為其是高角度逆衝斷層。另一方面，Chiang(1970)則認為其是高角度右移斷層，斷層南傾且角度近乎垂直。此外 Yang et al. (1997)則認為其是換斷層(tear fault)，截斷其下盤(北側)新城斷層的西南向發展，同時亦是位於其上盤(南側)鹿廚坑斷層的側向斷坡(lateral ramp)。

4、鹿廚坑斷層(Luchukeng Fault, LCKF)

呈東北走向的逆衝斷層，長約 11 公里，平行於永和山背斜並且截切其西翼(Chiang, 1970)，斷層上下盤的地層分別為卓蘭層和頭嵙山層，斷層面傾角由北到南為 22 至 55 度，近地表的斷層面傾角約 40 至 80 度，斷層面傾向為東南(黃鑑水等，1984)，斷層面滑移量由東北端向西南端漸小(Yang et al., 1997)。

5、青草湖背斜(Chingtsaohu Anticline, CTHA)

位處新竹斷層與新城斷層之間，背斜軸走向呈北北東，得名於其北翼中間的青草湖，背斜形貌開闊且兩翼傾角平緩約 10 度，中間為構造高區，並逐漸向兩端傾沒，東北段有紅土台地堆積，其後造山運動仍持續進行而使台地些許拱起(劉桓吉，1989)；根據地表地質以及地下鑽井資料，青草湖背斜被認為是斷層彎曲褶皺(Fault-bend fold)(Namson, 1984)；因青草湖褶皺發育而生的小規模向斜和背斜，被認為可能是青草湖背斜的拖曳褶皺(劉桓吉，1989)。



6、寶山背斜(Paoshan Anticline, PSA)

位處新城斷層東南側，背斜軸走向呈東北，近軸部出露地層為卓蘭層，東北端於二重埔尖滅，因此褶皺軸在頭前溪以北不明顯(塗明寬與陳文政，1991)，西南端被斗煥坪斷層截切(何信昌，1994)，褶皺形貌開闊且平緩，兩翼的傾角大致相等，角度偏小約為 10 至 30 度，近軸部傾角漸小至約 5 度，兩翼出露地層為頭嵙山層，柑仔崎向斜相鄰於其西北翼，西北翼與東南翼分別被新城斷層與竹東斷層截切。

7、永如山背斜(Yungheshan Anticline, YHSA)

位處鹿廚坑斷層東南側，褶皺形貌平緩，兩翼之夾角為 146 度。背斜軸走向呈東北，約略平行於鹿廚坑斷層之走向，東南翼與西北翼傾角分別為 18 度與 16 度。永如山背斜為此區域岩層拱彎前之縮短階段所致的小波長褶皺，拱彎作用則導致深部形成大波長褶皺，地表與地下褶皺作用各自獨立，呈現不和諧褶皺，爾後鹿廚坑斷層自基底(detachment)朝西逆衝發育，並且截切褶皺(周稟珊，2017)。

2.3.2 地層

新竹苗栗地區出露地層以主要為更新世至晚漸新世的沉積層，以軟橋—紙湖斷層系統為界，以西的外麓山帶主要是晚中新世到第四紀之沉積層，有桂竹林層、錦水頁岩(上新世)，卓蘭層(更新世到上新世)，頭嵙山層(更新世)以及沖積層(全新世)；以東的內麓山帶主要是晚漸新世到晚中新世的沉積層，有木山層(漸新世到早中新世)，大寮層、石底層、北寮砂岩、打鹿頁岩、觀音山砂岩、東坑層、上福基砂岩(中新世)，依據新竹苗地區的地層系統對照表(圖 1-1、表 2-1)，並結合中油公司(1978，1994)以及何春蓀(1986)的研究，統整出此地區的地層命名，以下根據地層年代由老至新分述各地層特性：

1、木山層(Ms)

濱海沉積相，在北臺灣的地層厚度約為 450 至 700 公尺，一路延伸至新竹苗栗地區的地層厚度則約為 600 公尺，為北臺灣最下層的含煤層，岩性由淡灰至灰白細粒，至中粒砂岩和深灰頁岩互層，在北臺灣可見明顯的白砂岩，然而新竹苗栗地區只出露局部又或是連續性不大。



2、大寮層(Tl)

海相地層，由淺灰至淺青色的厚砂岩，與層厚不同的深灰色頁岩或粉砂岩，大致以等比例互層，為海膽、貝類與有孔蟲化石富集帶，地層厚度在最北端約 500 至 550 公尺，桃園地區則約 300 至 400 公尺，新竹苗栗地區同樣約 300 至 400 公尺，頁岩含量向南遞增，新竹苗栗地區主要為暗灰至黑色的純頁岩。

3、石底層(St)

臺灣的主要含煤層，煤帶厚度約為 30 至 60 公分，新竹苗栗地區的地層厚度約 400 至 450 公尺，並且向東南逐漸增厚，為海陸混合相，岩性為深灰與炭質頁岩，以及深灰至灰白砂岩，富含植物化石且少見海相化石，由煤層發育和波痕可知沉積環境為海陸交接帶。

4、北寮層(Pl)

岩性為淺灰至淡青灰色的細粒砂岩，可分出泥質與石灰質的砂岩，地層厚度約 300 至 400 公尺，其中上部砂岩富泥質且常見海相化石，並多見層理不顯著的砂頁互層。

5、打鹿頁岩(Tlu)

臺灣重要的含油氣層，岩性主要為灰至深灰色頁岩，富含海相化石與有孔蟲，夾少許透鏡狀砂岩或粉砂岩，地層厚度約 350 公尺，透鏡狀砂岩厚度由西向東遞減，至苗栗盆地一帶尖滅，因頁岩抗蝕力弱而易形成低陷地形。

6、觀音山砂岩(Ky)

和北寮砂岩以及打鹿頁岩合稱南港層，地層厚度約為 150 至 300 公尺，岩性為青灰至淡灰色的石灰質細粒砂岩，富含貝類化石與有孔蟲，夾深灰色頁岩和砂頁岩的薄互層。

7、東坑層(Tu)

與觀音山砂岩合稱河排層，可與北臺灣的下部南莊層對照，地層厚度約 200 至 300 公尺，岩性主要為薄砂岩與頁岩互層，偶夾厚砂岩，砂岩中夾有碎頁岩或泥質團塊。

8、上福基砂岩(Sf)

與東坑層組成南莊層，地層厚度約 300 至 400 公尺，岩性主要為白色中至粗粒砂岩，常以膠結鬆散且外觀不規則塊狀砂岩呈現，夾有灰色的頁岩以及煤層。



9、桂竹林層(Kc)

屬淺海相，岩性為深青灰色的厚層塊狀細粒砂岩，地層厚度可達 10 公尺，且其中富含泥質，因此常見其以不同比例的砂質與泥質組成。

10、錦水頁岩(Cs)

臺灣西部地層對照之重要指準層，屬於淺海相，岩性為深灰色頁岩夾暗灰色透鏡狀砂岩，球狀剝離構造發育良好，含有珊瑚與有孔蟲等化石，地層厚度最大可達 400 至 500 公尺。

11、卓蘭層(CI)

屬淺水相，由淡青灰或淡灰色細粒砂岩、粉砂岩與泥岩以及青灰色頁岩互層組成，因砂頁岩抗蝕力差異而易形成單面山，平均地層厚度約 2000 公尺，上部夾薄層或者透鏡狀礫岩，且礫岩朝上層遞增並漸變成頭嵛山層，富含化石且可見波痕與交錯層。

12、頭嵛山層(Tks)

可分為塊狀礫岩夾薄層砂岩的火炎山(礫岩)相，以及砂頁岩夾礫石薄層的香山(砂岩)相，根據海膽、有孔蟲、貝類以及哺乳類等化石群，可知此層具有河相、濱海相以及淺海相等不同沉積相之環境。

表 2-1 台北桃園地區和新竹苗栗地區之地層對照表(摘自黃宣維, 2012)。

年代 (Ma)		台北&桃園 Taipei & Taoyuan Domain	新竹&苗栗 Hsinchu & Miaoli Domain	圖示 Unit	
0.012	第四紀 Quaternary 全新世 Holocene	現代沖積層 Alluvium			
		頭嵙山層 Toukoshan Fm	Tks	頭嵙山層 Toukoshan Fm	Tks
0.5	更新世 Pleistocene	卓蘭層 Cholan Fm	Cl	卓蘭層 Cholan Fm	Cl
1		錦水頁岩 Chinshui Sh	Cs	錦水頁岩 Chinshui Sh	Cs
2	上新世 Pliocene	桂竹林層 Kueichulin Fm	Kc	桂竹林層 Kueichulin Fm	Kc
3		南莊層 Nanchuang Fm	Nc	上福基砂岩 Shangfuchi Ss	Sf
4		中新世 Miocene	南港層 Nankang Fm	Nk	東坑層 Tungkeng Fm
5	觀音山砂岩 Kuanyinshan Ss				Ky
8	打鹿頁岩 Talu Sh		Tlu	北寮層 Peiliao Fm	Pl
11	石底層 Shihti Fm		St	石底層 Shihti Fm	St
12	漸新世 Oligocene	大寮層 Taliao Fm	Tl	大寮層 Taliao Fm	Tl
15		木山層 Mushan Fm	Ms	木山層 Mushan Fm	Ms
18	古第三紀 Paleogene	五指山層 Wuchishan Fm	Ws	五指山層 Wuchishan Fm	Ws
20					
25					
30					



2.4 前人研究

2.4.1 GPS 速度場及應變率

根據胡植慶等人(2010)的 GPS 監測報告，GPS 測站在竹苗地區多設於新城斷層兩側，相對 S01R 站速度場整體呈北北西向，平均速度場 4.9 mm/yr，平均方位角 330 度，在新城斷層兩側介於 3.6 至 6.4 mm/yr(圖 2-5)。竹苗地區應變率以壓縮主導且最大面膨脹率 1.42 μ strain/yr，新城斷層上下盤平均應變率-0.05 μ strain/yr，在斷層兩側的應變率皆呈壓縮且下盤略大於上盤，可知其為逆衝斷層(圖 2-6)。景國恩等人(2020)以 GPS 連續站與移動站對桃竹苗地區施測，以澎湖的 S01R 站為參考點位解算本區的平均速度場，圖 2-7 呈現本區 2002 至 2020 年的年平均水平速度場，約 3.6~5.5 mm/yr，位移趨勢大致為西北向，圖 2-8 則呈現本區 2002 至 2020 年的平均垂直速度場約 10 mm/yr 以內，位移趨勢大致為沉降。綜上所述可知，本區 GPS 跨斷層的水平速度場與應變率變化並不明顯，顯示本區斷層的構造活動度不高。

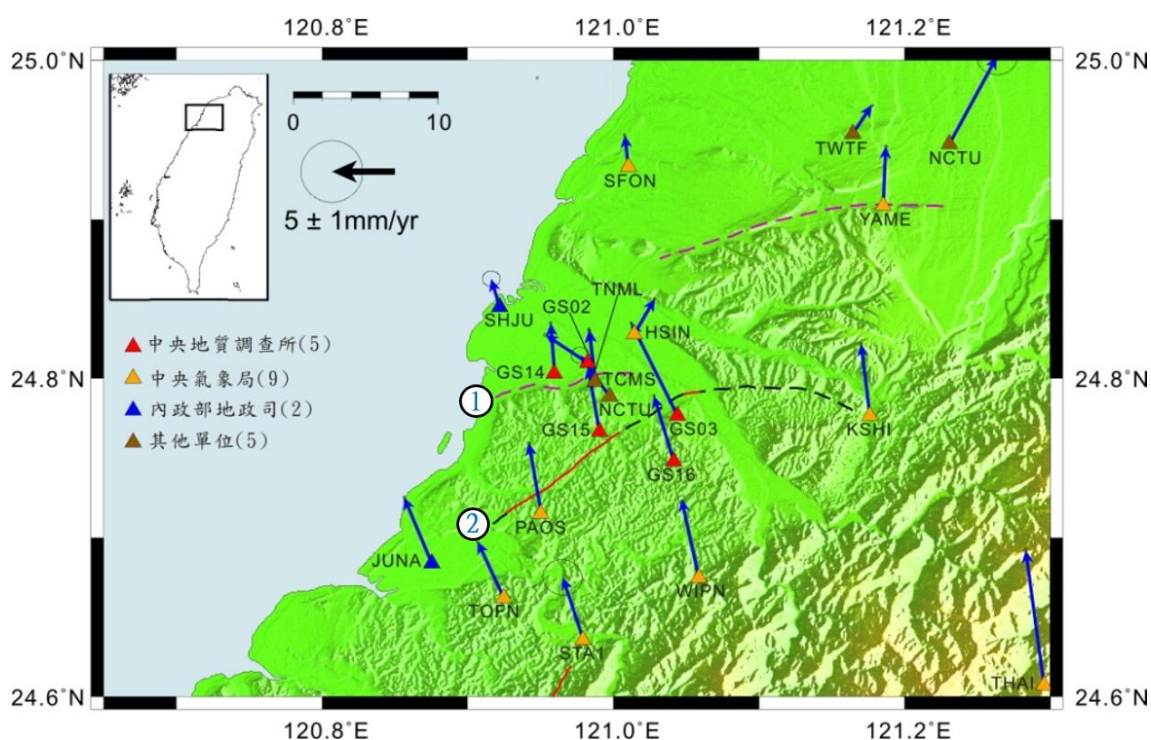


圖 2-5 竹苗地區 GPS 連續站平均速度場(摘自胡植慶等，2010)。不同來源之 GPS 連續站以不同顏色的三角形標示，以藍色箭頭標示 GPS 速度場的數值與方向；給定編號之斷層線為本研究欲探討的新竹斷層(編號 1)與新城斷層(編號 2)。

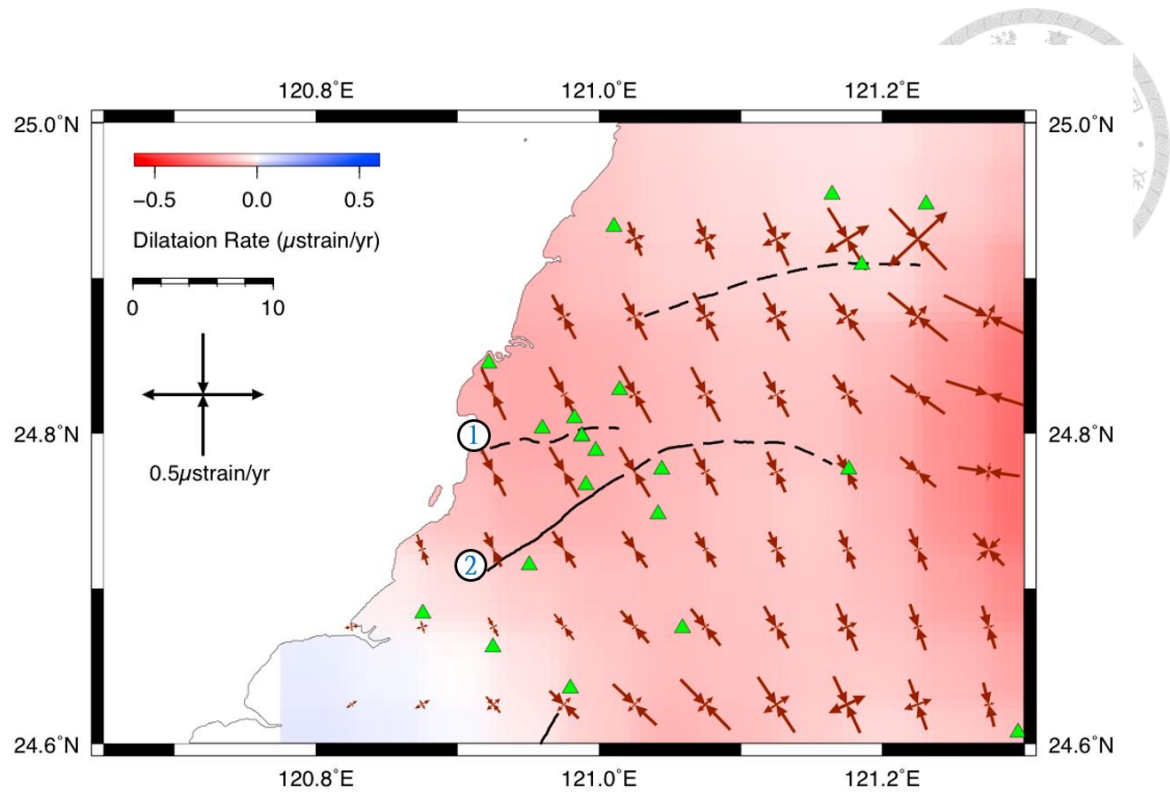


圖 2-6 竹苗地區 GPS 連續站主應變率及膨脹率(摘自胡植慶等，2010)。壓縮和伸張主軸應變軸分別以雙箭頭向內和向外表示，面膨脹率以底圖色階呈現，紅色和藍色分別表示壓縮和伸張，三角形表示 GPS 連續站，斷層線圖例編號同圖 2-5。

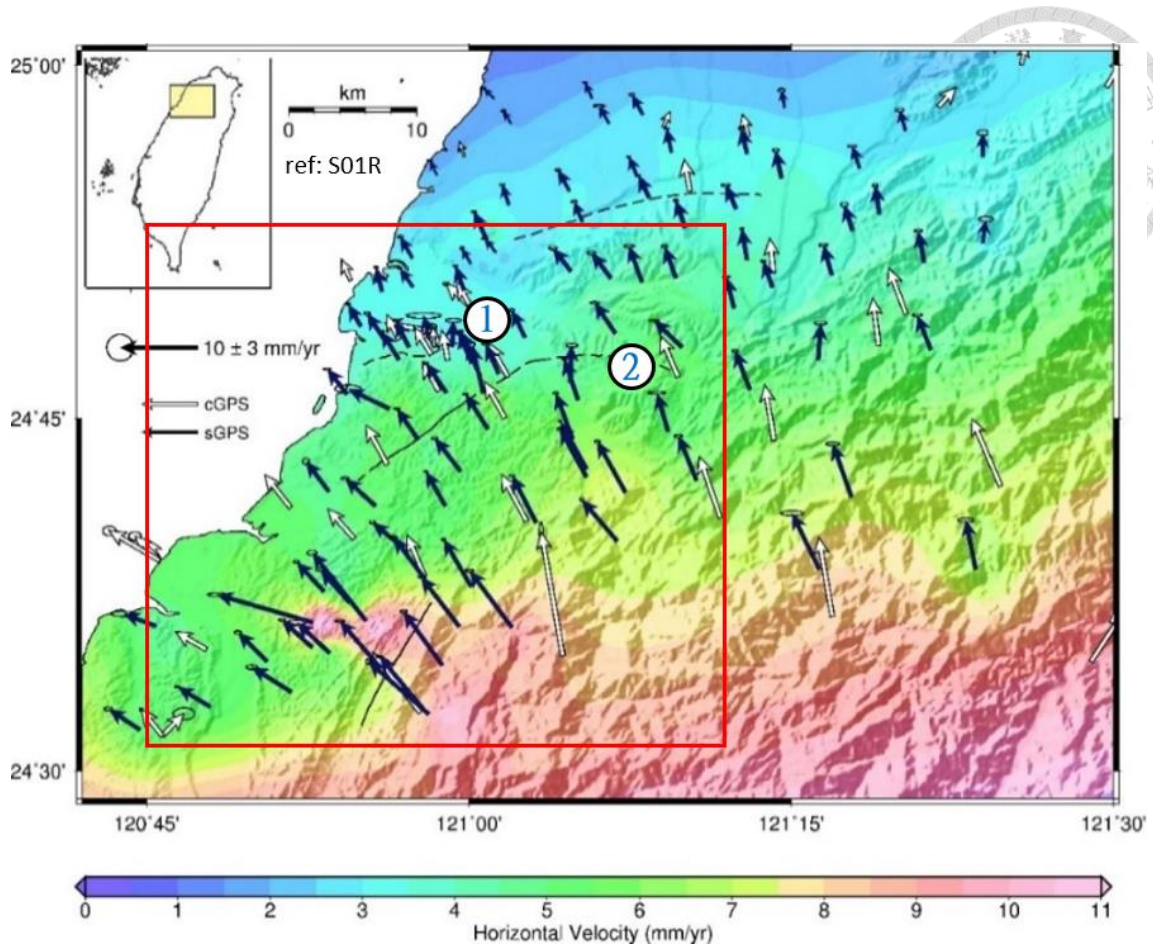


圖 2-7 桃竹苗地區 2002 年至 2020 年的平均水平速度場(摘自景國恩等，2020)。白色箭頭標示 GPS 連續站水平速度場，藍色箭頭標示 GPS 移動站水平速度場，解算出的速度場分布以彩色色階表示，紅色方框標示本研究區域，編號 1 標示新竹斷層，編號 2 標示新城斷層。

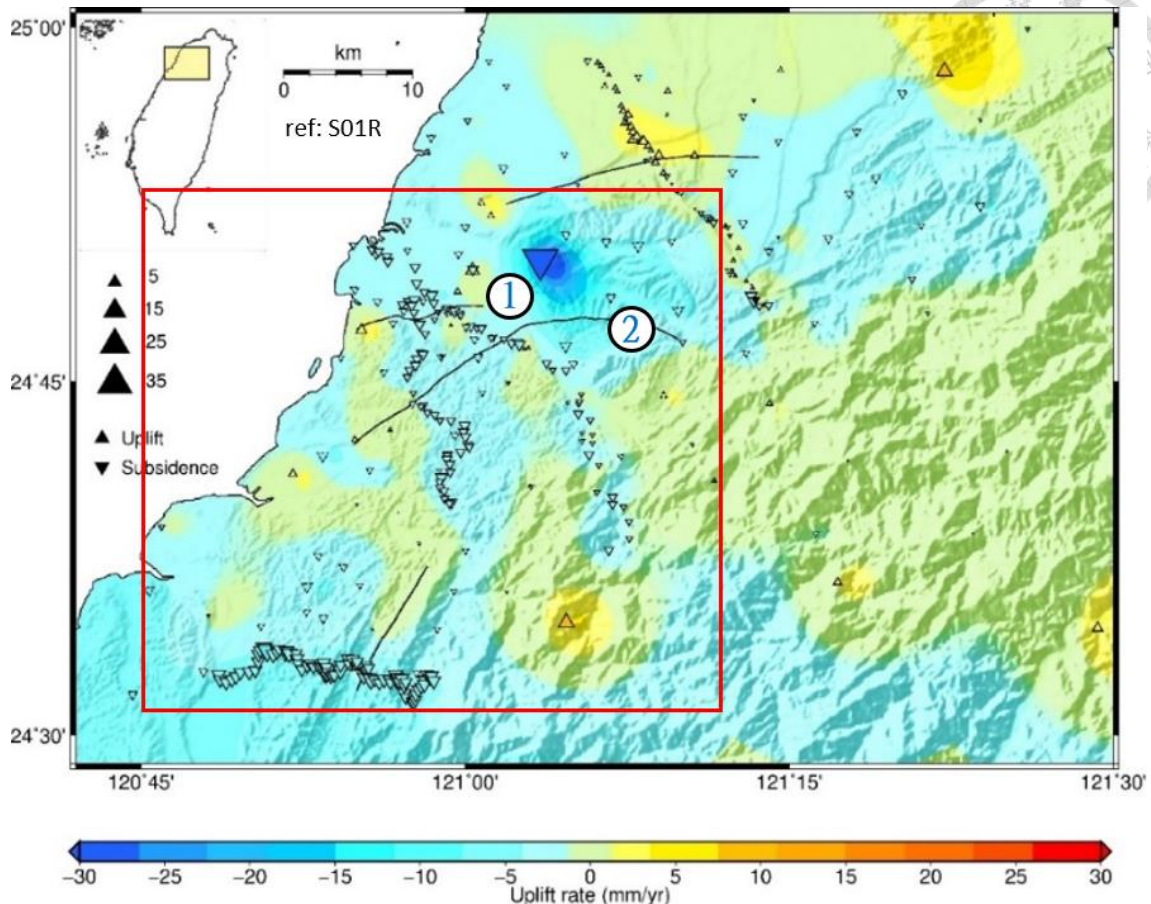


圖 2-8 桃竹苗地區 2002 年至 2020 年的平均垂直速度場(摘自景國恩等，2020)。三角形的方向與尺寸分別表示升降與速度大小，三角形的黑色邊框表示精密水準、GPS 移動站；虛線邊框表示 GPS 連續站。解算出的速度場分布以色階表示，暖色系與冷色系分別表示抬升與沉降速率。紅色方框標示本研究區域，編號 1 標示新竹斷層，編號 2 標示新城斷層。

2.4.2 精密水準測量

景國恩等人(2020)透過縣 117 測線(圖 2-9)，測量跨新竹斷層及新城斷層的垂直速度變化，並透過鄰近水準點位之 GPS 連續站的垂直速度，作為制約點以校正水準點位相對於 GPS 測站 S01R 的垂直速度。

縣 117 測線的精密水準點位分布由新竹至峨嵋，施測之時間跨度為 2004 至 2020 年，總計測量 14 次。縣 117 測線的垂直速度主要呈現沉降趨勢，且沉降速度從西北朝東南逐漸減少，從 3~4 mm/yr 減少至 1 mm/yr，跨新城斷層(Hsincheng Fault, HCGF)與新竹斷層(Hsinchu Fault, HCUF)的垂直速度變化，皆小於 1 mm/yr，未見明顯變化趨勢，顯示此兩斷層的構造活動度不高。

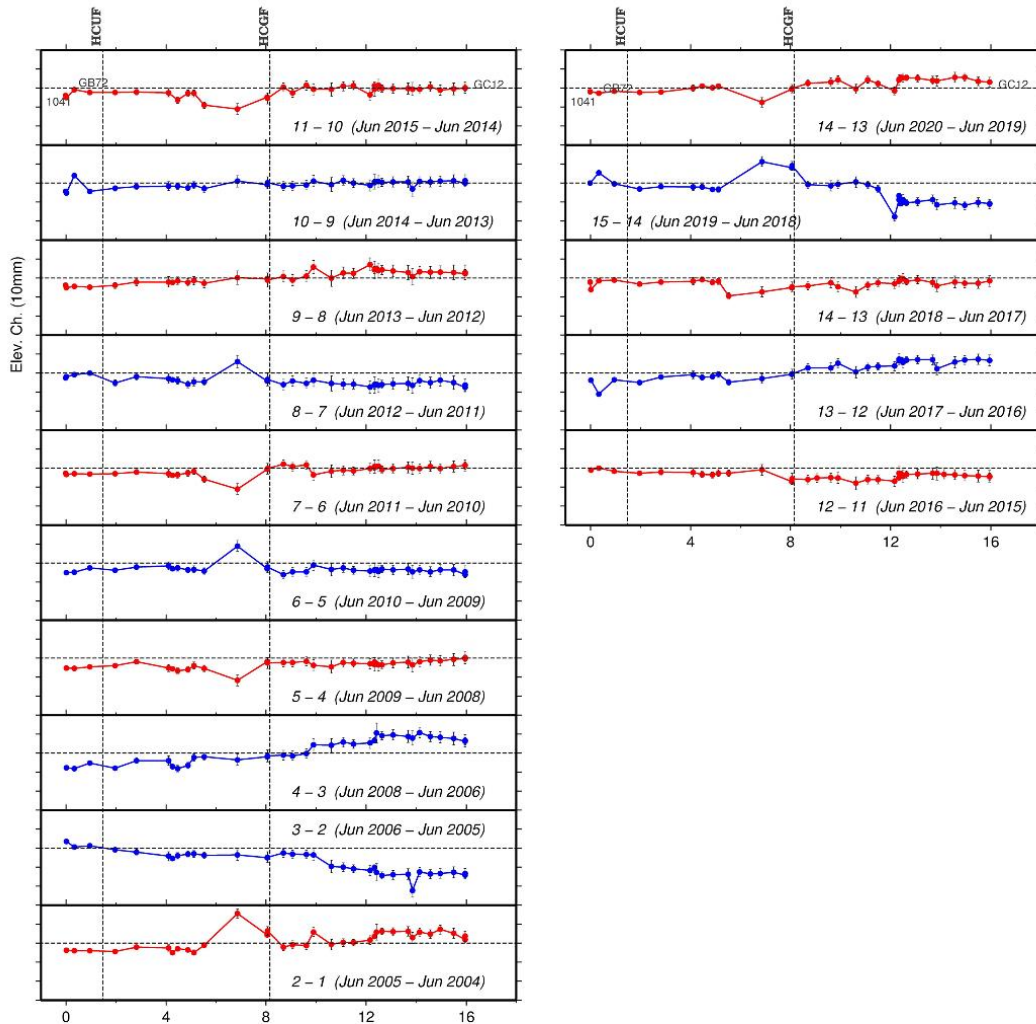
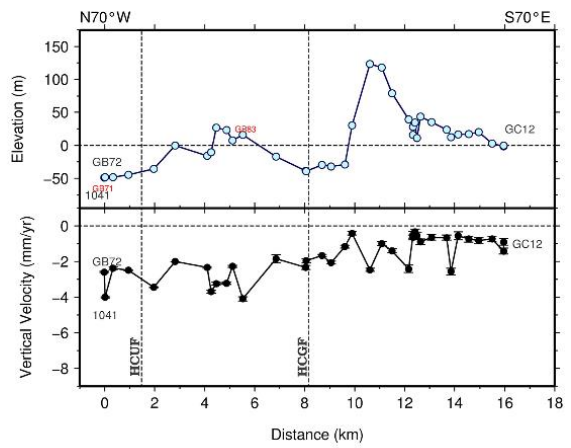
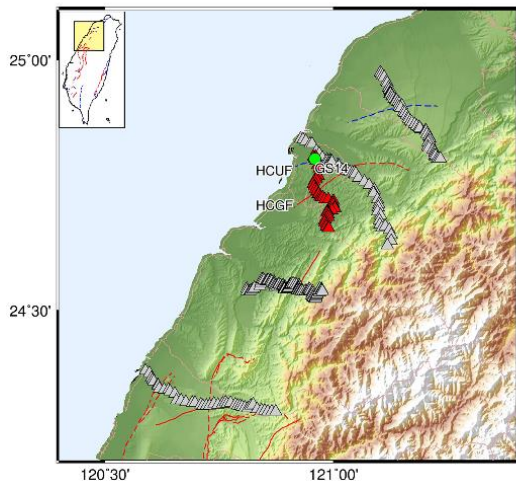


圖 2-9 縣 117 新竹至峨眉測線的水準高程變化(摘自景國恩等，2020)。活動斷層地表出露位置以垂直虛線標示，高程變化曲線以縱軸每一刻度為 10 公釐變化量呈現於下欄，橫軸為投影到剖面的距離。



2.4.3 合成孔徑雷達干涉

潘南霖(2015)聚焦竹苗地區的新竹斷層與新城斷層，應用 PSInSAR 以及融合 PSInSAR 與小基線集差分干涉(SBAS)的兩種方法(以 StaMPS/MTI 表示)，處理 2007 到 2010 年間 12 幅 ALOS PALSAR 的雷達影像，得出視衛星(Line of Sight, LOS)方向之平均速度場與時間序列，且透過同時段的 26 個 GPS 連續站做改正及比對獲得垂直向速度場(圖 2-10、圖 2-11)。根據速度剖面 A-A'(圖 2-12)，新城斷層的上盤平均垂直速度場最大值，是 11.13 mm/yr (PSInSAR)和 8.45 mm/yr (StaMPS/MTI)，呈現抬升趨勢，但向北跨越頭前溪之後則轉為沉降。新竹斷層上盤的垂直速度場最大值是 10.87 mm/yr (PSInSAR)和 5.79 mm/yr (StaMPS/MTI)，其下盤至西北沿海之抬升漸緩或轉為沉降。綜上所述可知本區跨斷層的速度變化並不明顯，顯示本區兩斷層的構造活動度不高。

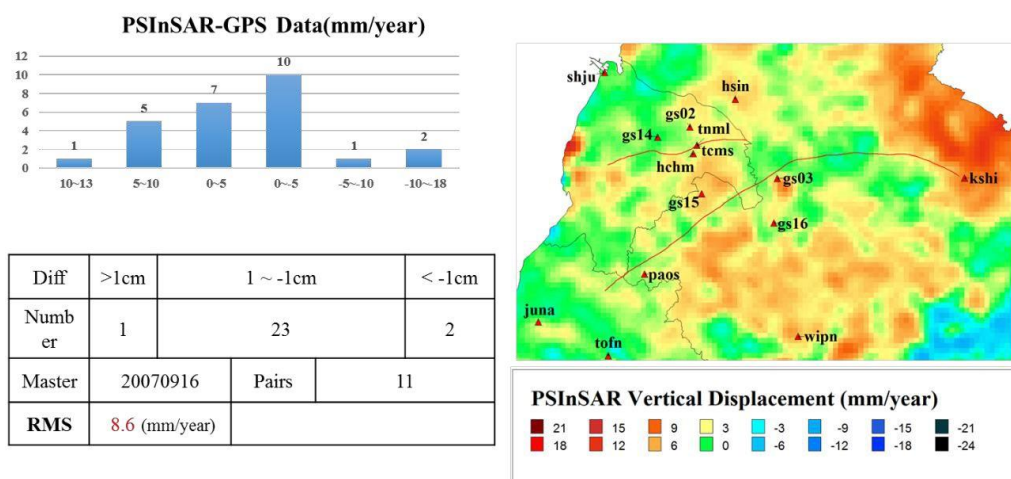


圖 2-10 PSInSAR 之年平均垂直速度場(摘自潘南霖，2015)。

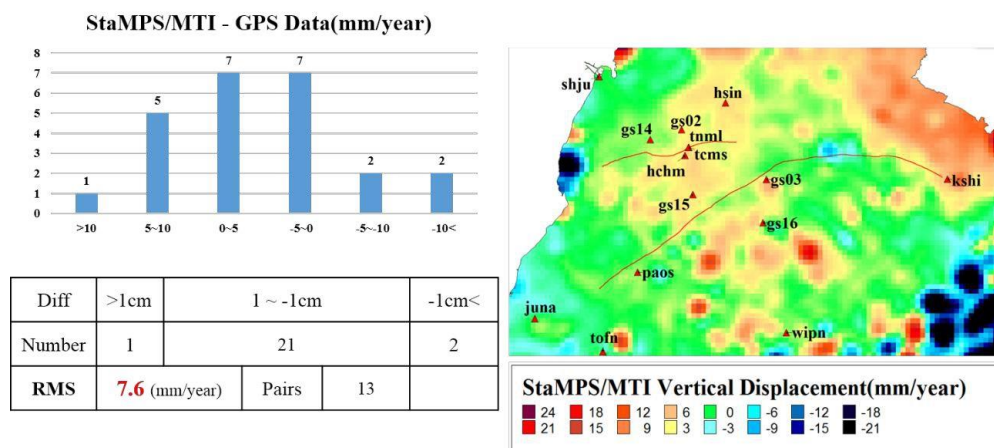


圖 2-11 StaMPS/MTI 之年平均垂直速度場(摘自潘南霖，2015)。

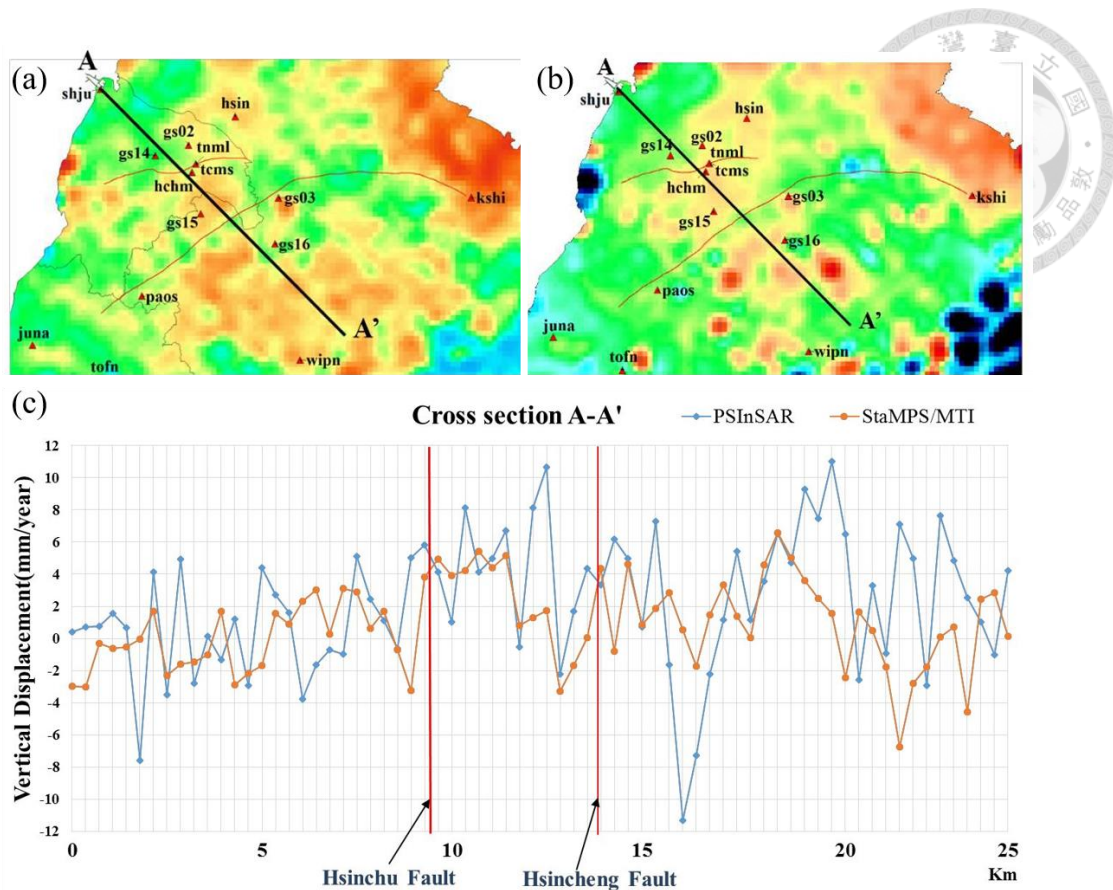


圖 2-12 PSInSAR 與 StaMPS/MTI 速度場以及速度剖面 A-A' (摘自潘南霖, 2015)。(a)PSInSAR ; (b) StaMPS/MTI ; (c)速度剖面 A-A'。

景國恩等(2018)利用 StaMPS 對 2015 年 4 月至 2018 年 8 月 Sentinel-1 衛星的升軌及降軌雷達影像各自經 PSInSAR 處理，再取 GPS 連續站做參考點位來校正全域之永久散射點，最終得出永久散射點於視衛星(Line of Sight, LOS)方向上的年平均速度場。由圖 2-13 與圖 2-14 可知，北部整體的地表變形並不顯著，若聚焦於竹苗地區，僅能夠大致看出升軌(Ascending, ASC)的年平均速度場介於 0~10 mm/yr，降軌(Descending, DES)的年平均速度場則略高於升軌，介於 0~15 mm/yr，且如圖 2-15、圖 2-16 所示，比對 GPS 與永久散射點在測站 5 公里範圍內平均值的相關性，能夠得出升軌與降軌的相關係數，分別約為 0.87 與 0.99，皆顯示高相關性，若能在影像處理階段即聚焦於竹苗地區，並且選取研究區範圍內的 GPS 站做校正，預計能觀察出更多竹苗地區的地表變形特徵。

Sentinel-1 衛星 2015 年 4 月至 2018 年 8 月的 PSInSAR 降軌時間序列(圖 2-17、圖 2-18) 顯示，橫新竹斷層與跨新城斷層之速度差，分別為 1 mm/yr 與 2 mm/yr，跨斷層之速度變化並不明顯，顯示斷層的構造活動度不高。

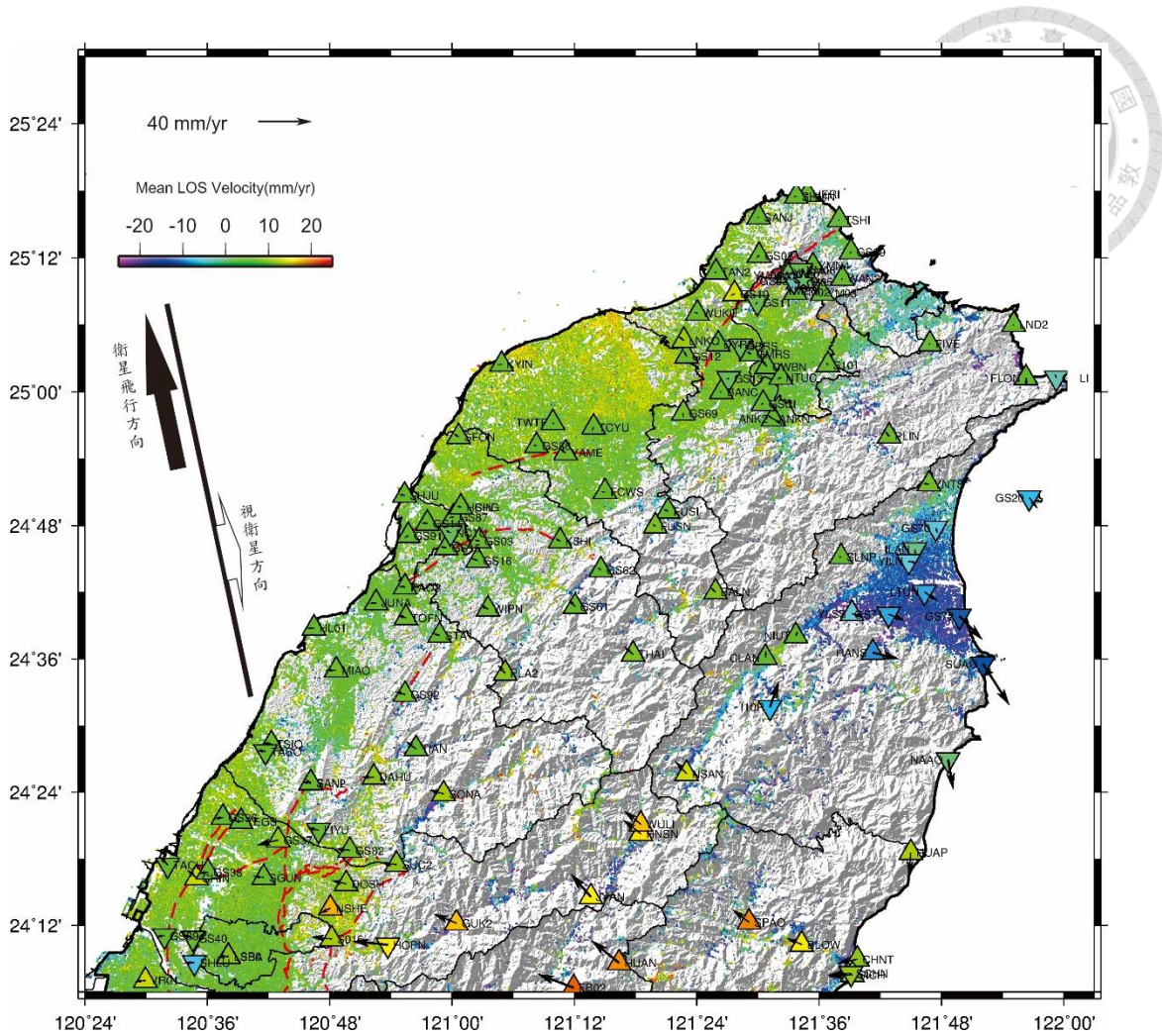


圖 2-13 2015 年 4 月至 2018 年 8 月 Sentinel-1 升軌(A69)在視衛星方向上的年平均速度場(摘自景國恩等, 2018)。暖色與冷色系色階分別表示沿視衛星方向靠近與遠離的地表變形。以 GPS 連續站 YMSM 為參考點, 相對此點位的年平均水平速度方向以箭頭表示, 經投影至視衛星方向的 GPS 則以三角形標示, 尖端上與下的指向分別表示垂直向量的抬升與沉降。

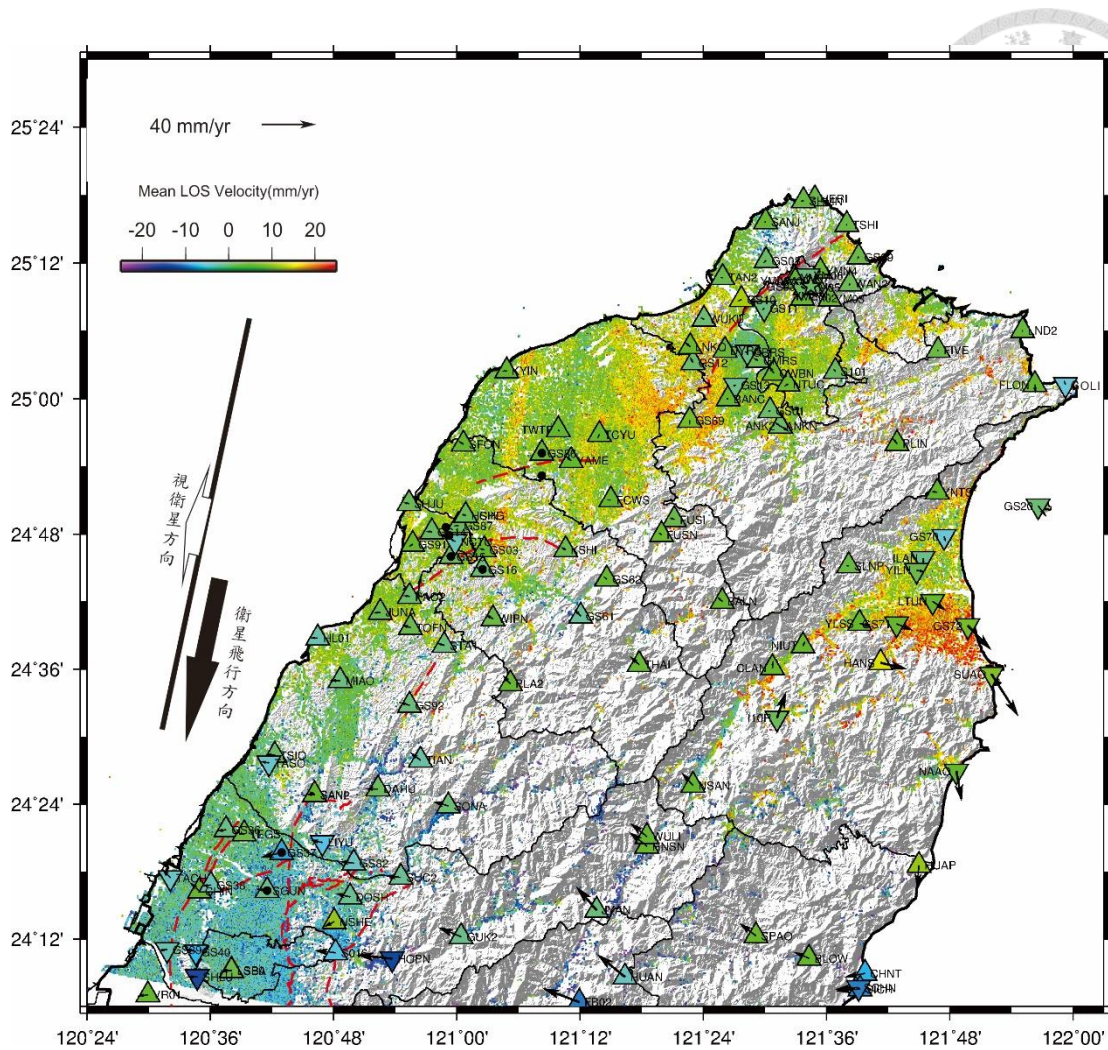


圖 2-14 2015 年 4 月至 2018 年 8 月 Sentinel-1 降軌(D105)在視衛星方向上的年平均速度場(摘自景國恩等, 2018)。暖色與冷色系色階分別表示沿視衛星方向靠近與遠離的地表變形。以 GPS 連續站 YMSM 為參考點, 相對此點位的年平均水平速度方向以箭頭表示, 經投影至視衛星方向的 GPS 則以三角形標示, 尖端上與下的指向分別表示垂直向量的抬升與沉降。

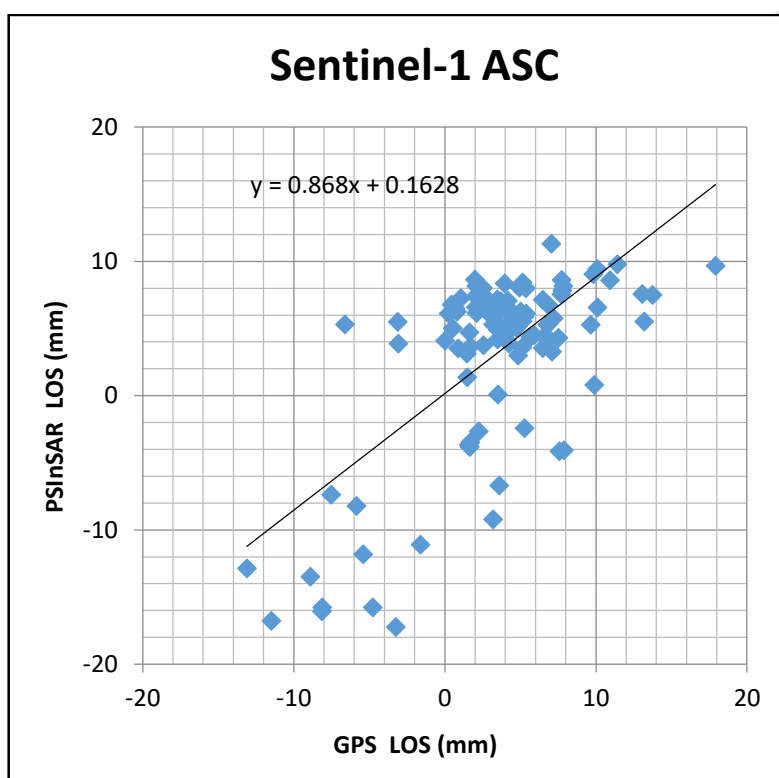


圖 2-15 Sentinel-1 升軌影像永久散射點與視衛星方向上 GPS 之相關性(摘自景國恩等，2018)。

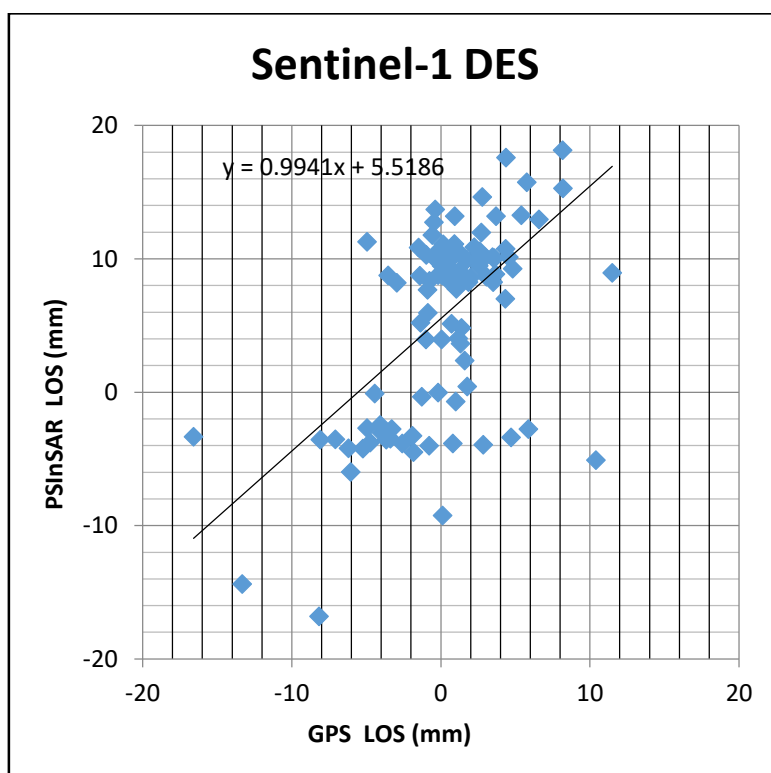


圖 2-16 Sentinel-1 降軌影像永久散射點與視衛星方向上 GPS 之相關性(摘自景國恩等，2018)。

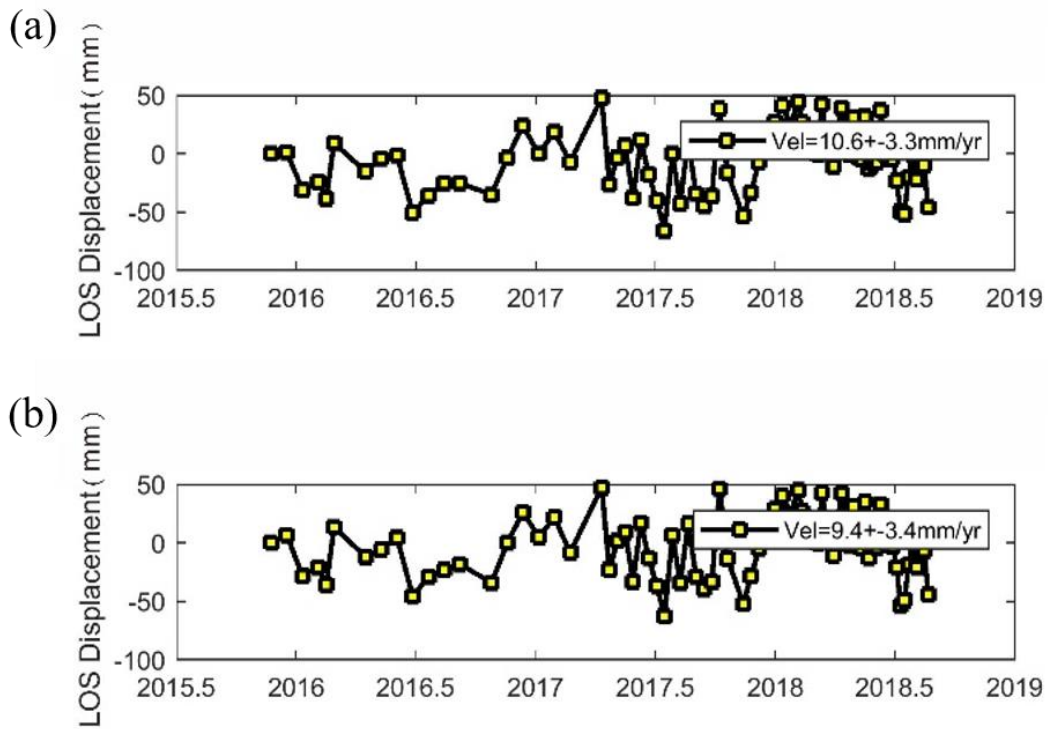


圖 2-17 Sentinel-1 衛星 2015 年 4 月至 2018 年 8 月 PSInSAR 降軌時間序列(摘自景國恩等, 2018)。(a)新竹斷層西側；(b)新竹斷層東側。

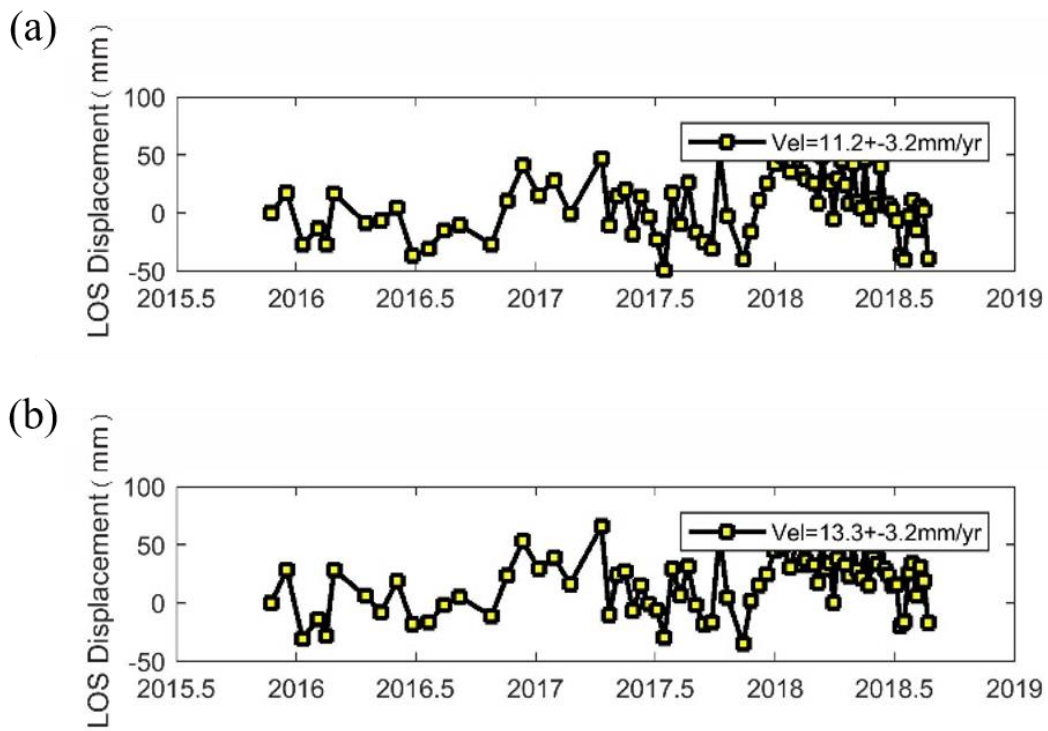


圖 2-18 Sentinel-1 衛星 2015 年 4 月至 2018 年 8 月 PSInSAR 降軌時間序列(摘自景國恩等, 2018)。(a)新城斷層西側，(b)新城斷層東側。

第三章 研究方法

本研究透過持久散射體合成孔徑雷達干涉技術(PSInSAR)，來監測新竹苗栗地區的長期地表變形，時間跨度為 2015 年 1 月至 2019 年 12 月，原始影像來自歐洲太空總署(European Space Agency, ESA)哨兵一號(Sentinel-1)系列衛星，以 NASA 地球科學科技辦公室(NASA's Earth Science Technology Office, ETSO) 開發之開源程式碼 ISCE(InSAR Scientific Computing Environment)產出干涉影像(Rosen et al., 2012)，接著在 MATLAB 中執行 StaMPS (Stanford Method for Persistent Scatterers)來選擇持久散射點，以解算累積變形量並提取時間序列。

3.1 合成孔徑雷達

合成孔徑雷達(Synthetic Aperture Radar, SAR)是一種人造電磁波成像系統，由天線定向發送電磁波，再由感測器接收回波，計算發射與接收電磁波的時間差，可求得天線與目標物之間的距離。相比可見光以及紅外線，雷達波的波長較長，因而不受散射與天候影響，可穿透雲層，且為主動遙測系統，可以不分晝夜運行並獲取連續的資訊，取得連續性資料。一般而言孔徑越大則空間解析度越高，因此實體孔徑雷達(Real Aperture Radar, RAR)受限於天線尺寸，為改善天線限制，將 SAR 傳感器安裝在飛機或衛星上發射電磁波，在對連續記錄且重疊的雷達回波進行訊號處理後生成 SAR 影像，相當於沿著衛星飛行方向合成天線(圖 3-1)，因此即使用相對較小的物理天線，SAR 也能生成高解析度的影像。

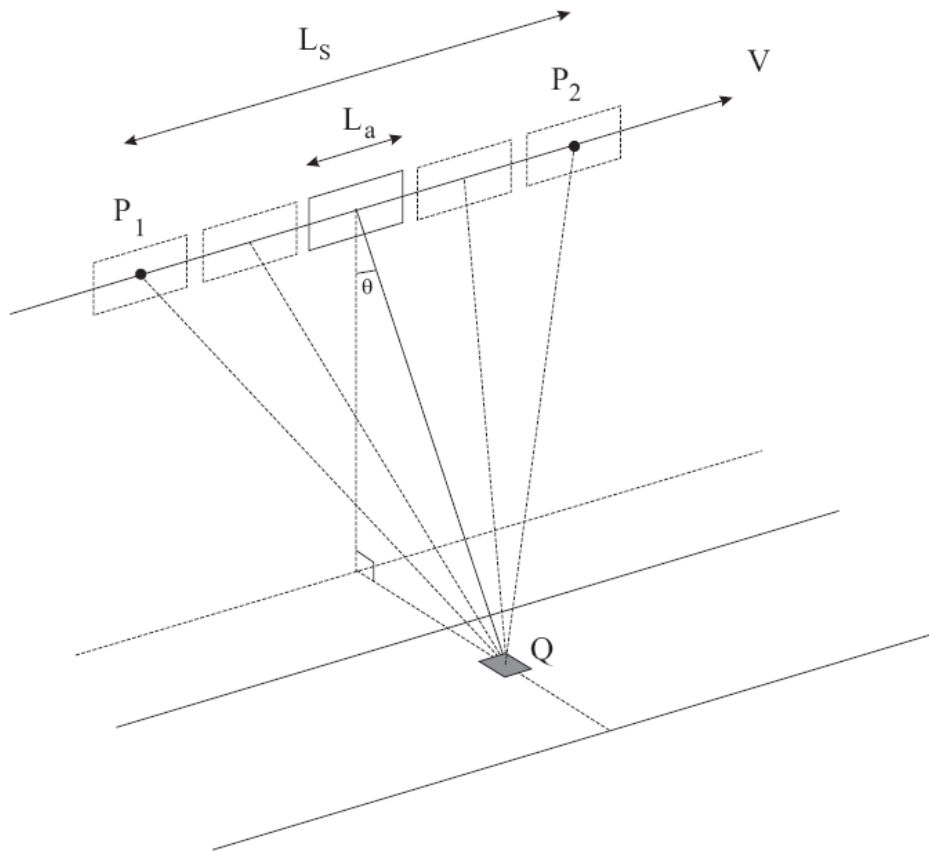


圖 3-1 天線合成原理示意圖(摘自林紹弘，2018)。La 是天線的長度，Ls 是感測器收發訊號之間的距離，V 是星載雷達的飛行方向，P1 與 P2 是雷達收發訊號之位置， θ 是訊號入射角，Q 是地表的反射點。

目前基於衛星的 SAR 系統在幾個不同的微波波段工作(表 3-1)，不同波長的雷達波也具有不同的穿透能力，波長越長則穿透能力越強，即 X 波段穿透能力最弱，會在植被頂部反射；L 波段則具有穿透植被並反射地面回波的能力。

表 3-1 現行常見 SAR 衛星之參數。

衛星	波段	波長(cm)	入射角	發射年份
ALOS-2	L	23.5	8~70	2014
RADARSAT-2	C	5.6	10~49	2007
Sentinel-1	C	5.55	20~46	2014
TerraSAR-X	X	3.1	20~45	2007
COSMO-SkyMed	X	3.1	20~60	2007
PAZ	X	3.1	15~60	2018



3.1.1 合成孔徑雷達干涉 (InSAR)

透過星載雷達，可運用合成孔徑雷達干涉(Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR)測量從有略微差異的視角觀察指定區域。SAR 影像在每個像素內包含複數資料(complex data)，稱為單視複數資料(Single Look Complex, SLC)，其中有振幅(amplitude)以及相位(phase)等訊息，振幅表示回波強弱，與地表地物性質有關；相位表示雷達電磁波收發所需的時間。InSAR 技術是利用不同時間或位置之雷達天線，獲取兩幅至多幅包含複數資料的影像，由於目標物因地表變形產生距離差，繼而產生相位差，並結合雷達與地面之間的幾何關係，可獲得地表三維資訊，幾何關係見圖 3-2， A_1 、 A_2 為獲得地面資訊時天線之空間位置， B 為 A_1 與 A_2 間的距離(基線長)， α 為水平線和基線之夾角， θ 為觀測入射角， r 為第一個天線到地面點之距離， δ 為第二個天線到地面點之距離與 r 之距離的差值， H 為飛行高度， Z 為地面目標點。

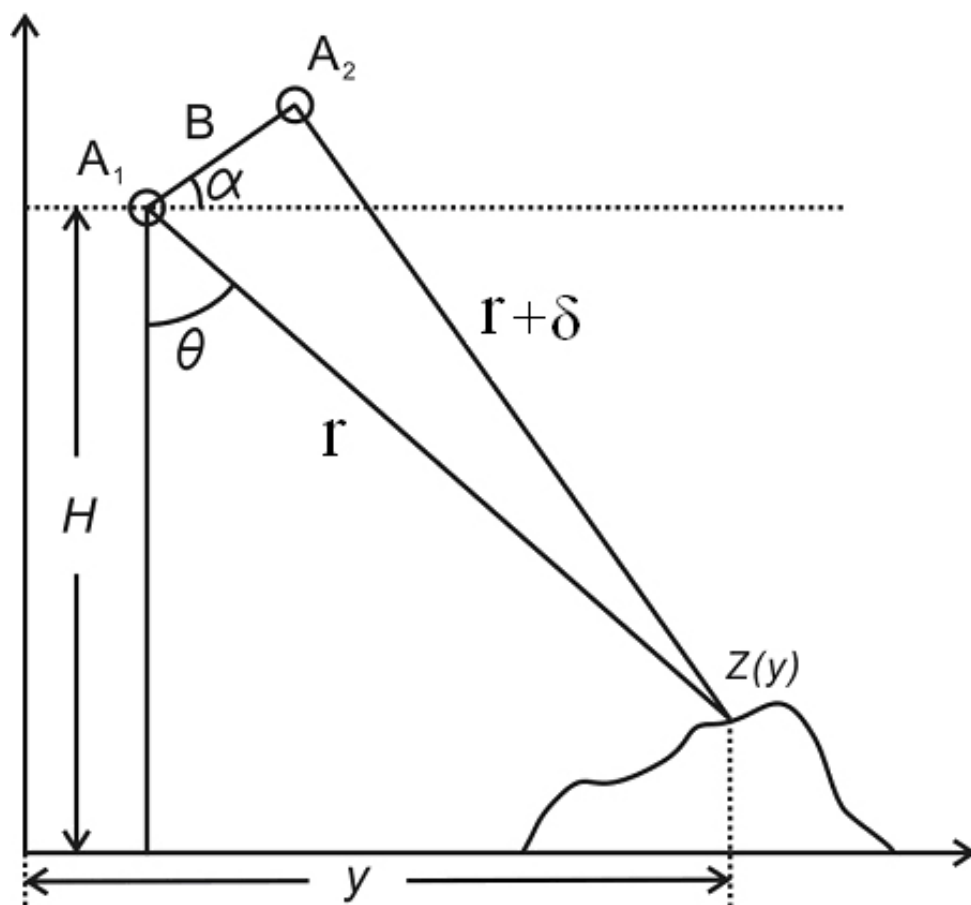


圖 3-2 合成孔徑雷達干涉幾何示意圖(摘自謝嘉聲，2006)。



3.1.2 合成孔徑雷達差分干涉 (DInSAR)

合成孔徑雷達差分干涉(Differential InSAR, DInSAR)技術能夠觀察不同時期的兩幅影像間之相位變化，差異相位來自地表位移和地形效應，要為獲得地表位移真實資訊，干涉相位必須獨立於地形相位，因此地形相位將使用參考 DEM 進行模擬，然後從干涉圖中移除，DInSAR 量測位移量之方向為沿視衛星(Line of Sight, LOS)。

其雷達與地面之間的幾何關係見圖 3-3，A 為獲得地面資訊時天線之空間位置，B 為基線， $B_{//}$ 為地表對基線之平行分量， B_{\perp} 為地表對基線之垂直分量， α 為水平線和基線之夾角， θ 為觀測入射角， r 為天線到地面點之距離， Z 為飛行高度，P 為地面目標點，從 A_1 與 A_2 的影像可形成地形相位的干涉對， A_1 與 A_3 的影像則可形成變形相位的干涉對，因 A_3 影像內會產生位移量，所以利用 A_1A_3 的位移，對資料去除 A_1A_2 地形相位干涉對的地表資訊，即可得到地表位移所致斜距方向上的變化(Δr)所產生的干涉相位。

干涉圖中的相位變化範圍從 π 到 $-\pi$ ，通常形成干涉條紋，要獲得斜距方向的位移，須先完成相位展開(Phase Unwrapping)，才可得到累積位移量(圖 3-4)，然而由於相位變化的範圍僅記錄從 π 到 $-\pi$ ，若相鄰像素之間的位移太大，例如同震位移量大於雷達可監測的一半波長，則相位展開的結果會失真。

DInSAR 作為一種良好的大地測量方法，其精度可以達到公分級，廣泛應用於監測同震變形、火山噴發和地面沉降。然而 DInSAR 成像的品質與時間基線、空間基線、地形坡度等有關，如果原始 SAR 影像品質不佳、相干性差，就會因失相關而導致干涉測量失敗，因此局 DInSAR 通常僅適合用於平原區與市區，山區與厚植被覆蓋的地區，則因地表物件隨時間變化，以及地形效應、大氣效應的影響，其干涉成像品質是否可靠仍需評估。

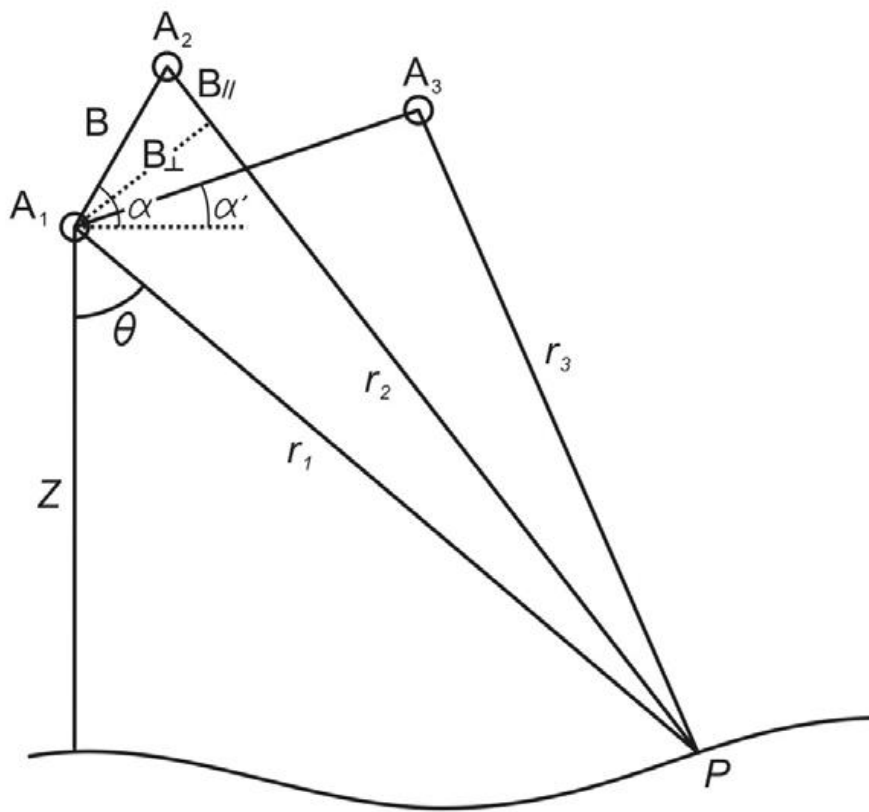


圖 3-3 合成孔徑雷達差分干涉幾何示意圖(摘自謝嘉聲，2006)。

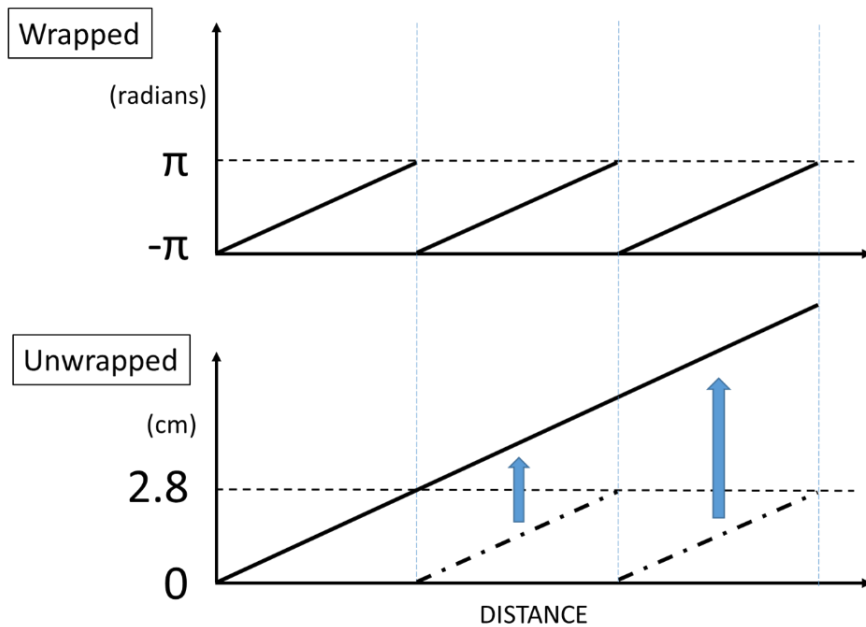


圖 3-4 相位展開示意圖(摘自林紹弘，2018)。以 C 波段為例，從 π 到 $-\pi$ 的相位變化代表半波長(2.8 cm)的視衛星方向位移。



3.1.3 持久散射體合成孔徑雷達干涉 (PSInSAR)

持久散射體合成孔徑雷達干涉(Persistent Scatterers InSAR, PSInSAR)技術由 Ferretti et al. (2000)首先已永久散射體(Permanent Scatterers, PS)的概念提出，以解決 DInSAR 影像之間的失相關問題。Hooper et al. (2004)將相似概念的技術命名為持久散射體(Persistent Scatterer, PS)，並開發 StaMPS 的處理包(Hooper, 2008, 2010; Hooper et al., 2004, 2007; Hooper and Zebker, 2007)。

持久散射的基本概念，是尋找回波強度強且穩定的像素點，在真實地表可能為岩石、建築等物體，因表面不易有變化，使其對雷達電磁波散射不易改變，因而能獲得的訊號顯著而可信度高，透過選擇多幅 SAR 影像中這些相關性高的像素點作為持久散射點(圖 3-5)，然後提取這些點的相位，經相位展開以獲得地表位移。透過假定在一定尺度範圍內的大氣效應一致，並利用地形效應誤差與衛星觀測基線之關係，將 DInSAR 結果中影響最大的地形效應與大氣效應去除，持久散射點每平方公里內之數量，在市區為數十個點位，即使在郊區亦有數個點位，資料密度比起竹苗地區甚至台灣全島的 GPS 站密度高出許多。

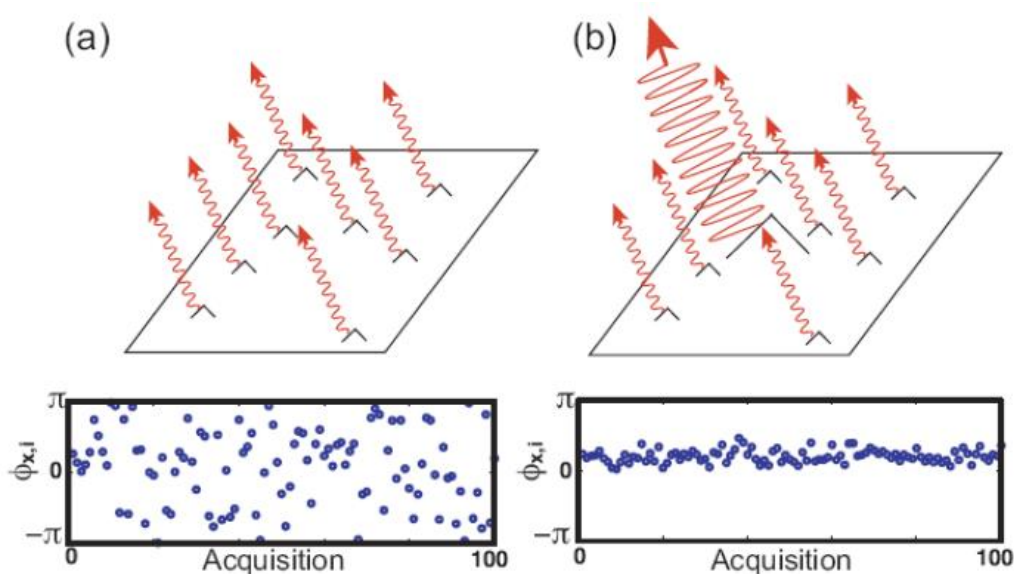


圖 3-5 一般散射和持久散射的反射相位示意圖(摘自 Hooper et al., 2007)。(a)一般散射和其相變時間序列；(b)持久散射和其相變時間序列。



3.2 PSInSAR 執行

3.2.1 StaMPS/MTI

在本研究中我們使用 StaMPS/MTI(Standard Method for Persistent Scatter/Multi-Temporal InSAR)執行 PSInSAR。StaMPS 由 Hooper (2008, 2010), Hooper & Zebker (2007), Hooper et al. (2004, 2007)所開發。首先須透過 ISCE(InSAR Scientific Computing Environment)對原始 SAR 影像進行前處理，以生成多週期干涉圖，接著在 MATLAB 中執行 StaMPS 以進行 PS 點選擇與時間序列分析，處理流程分為下列步驟：

1. 將主副影像之單視複數資料(Single Look Complex, SLC)經由干涉處理產生強度(amplitude)影像、相干性(coherence)影像和相位(phase)影像。
2. 從強度影像以及相干性影像中挑選 PS 候選點(Persistent Scatterers Candidate, PSC)。
3. 加入數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)和相位資訊精煉出 PS 點(Persistent Scatterers, PS)。
4. 將 PS 點的相位展開。
5. 估算 DEM 誤差所致相位。
6. 估算大氣效應所致的相位。
7. 產生 LOS 方向的地表位移影像。
8. 產生 LOS 方向地表變形速度場。

3.2.2 持久散射點選擇

DInSAR 處理後會得到強度影像、相干性影像和相位影像，PS 點選擇的第一步是選擇 PSC 點。PSC 表示所有影像中具穩定相位資訊的像素點，相位穩定性與雷達回波強度及影像相干性呈正相關。Ferretti et al. (2001)提出從強度影像和相干性影像中選擇合適的像素點，可以通過以下方程式來挑選：

$$D_A \equiv \frac{\sigma_A}{\mu_A} \quad \text{式 3.1}$$

其中 D_A 是像素強度分布指標，又稱振幅分散指數； σ_A 是時間序列中每個像素強度的標準差； μ_A 是所有影像中每個像素的平均值。

Hooper et al. (2004)提出 D_A 閾值的建議值為 0.4，若 D_A 值低於閾值，則表示該像素在每個干涉圖中都保持穩定訊號，這些在強度影像和相干性影像中 D_A 值均低於閾值的像素將被選為 PSC。然而 PSC 點的相位是由地表變形、大氣干擾、軌道誤差以及 DEM 誤差(式 3.2)的貢獻所組成。因此須對 PSC 點進行相位穩定性分析以挑選出 PS 點：

$$\phi_{x,i} = \phi_{def,x,i} + \phi_{a,x,i} + \phi_{orb,x,i} + \phi_{\varepsilon,x,i} + n_{x,i} \quad \text{式 3.2}$$

其中： $\phi_{x,i}$ 是第 i 個圖像中第 x 個像素的相位；

$\phi_{def,x,i}$ 是 LOS 方向表面變形貢獻的相位；

$\phi_{a,x,i}$ 是大氣效應貢獻的相位；

$\phi_{orb,x,i}$ 是衛星軌道誤差貢獻的相位；

$\phi_{\varepsilon,x,i}$ 是 DEM 誤差貢獻的相位；

$n_{x,i}$ 是雜訊，含配準誤差(coregistration errors)熱噪訊(thermal noise)等；

$\phi_{def,i}$ 、 $\phi_{a,x,i}$ 和 $\phi_{orb,x,i}$ 的空間相關度高，因此可修改式 3.2 以第 x 個像素為中心，將一定範圍內之 PSC 相位資訊進行平均：

$$\bar{\phi}_{x,i} = \bar{\phi}_{a,x,i} + \bar{\phi}_{orb,x,i} + \bar{\phi}_{\varepsilon,x,i} + \bar{n}_{x,i} \quad \text{式 3.3}$$

因 $\phi_{def,x,i}$ 在空間上是隨機分佈，若一定範圍內有足夠多的 PSC 點，則平均後的 DEM 誤差將趨近於零，因此可忽略不計，由式 3.2 減去式 3.3 可得：

$$\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} = \phi_{\varepsilon,x,i} + n_{x,i} - \bar{n}_{x,i} \quad \text{式 3.4}$$

其中 $\bar{n}' = \bar{n} + (\bar{\phi}_{def} - \phi_{def}) + (\bar{\phi}_a - \phi_a) + (\bar{\phi}_{orb} - \phi_{orb})$ 。因地表變形、軌道誤差與大氣效應在短距離內的變化量非常小，且強度與相干性穩定則雜訊微弱，故 $\bar{n}_{x,i}$ 的值極小可忽略不計，DEM 中不確定性的相位誤差與基線的垂直分量呈線性關係須做下列處理：

$$\phi_{\varepsilon,x,i} = B_{\perp,x,i} \times K_{\varepsilon,x} \quad \text{式 3.5}$$

其中 $\phi_{\varepsilon,x,i}$ 是 PSC 的相位， $B_{\perp,x,i}$ 是衛星的垂直基線； $K_{\varepsilon,x}$ 是比例常數，表示垂直基線和 DEM 誤差間的關係，將 $K_{\varepsilon,x}$ 代入式 3.4 可得 $\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} = B_{\perp,x,i} \times K_{\varepsilon,x}$ 。

在式 3.4 中，相位項由相位圖得知， $B_{\perp,x,i}$ 則可從軌道資訊中得到，因此可找到 $K_{\varepsilon,x}$ 代入方程來估算出 $\phi_{\varepsilon,x,i}$ ，假定 $n_{x,i}$ 較小，將 $\phi_{\varepsilon,x,i}$ 代入 Hooper 等人(2004)提出的方程式：

$$\gamma_x = \frac{1}{N} \times \left| \sum_{i=1}^N \exp\{j(\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} - \hat{\phi}_{\varepsilon,x,i})\} \right| \quad \text{式 3.6}$$

其中 γ_x 是時間序列中第 x 個像素的相位穩定性， $\hat{\phi}_{\varepsilon,x,i}$ 是 $\phi_{\varepsilon,x,i}$ 的估計值， N 是干涉圖的數量。接著可設置一個閾值 γ^* ，來最大化選擇的真實 PS 數量。只要 PSC 的 γ_x 值高於 γ^* ，即可定義這個 PSC 是真正的 PS 點， γ_x 的機率密度函數 (PDF) 為：

$$P(\gamma_x) = (1 - \alpha) \times P_r(\gamma_x) + \alpha \times P_{ps}(\gamma_x) \quad \text{式 3.7}$$

$P(\gamma_x)$ 是 PDF 的加權總和， $P_{ps}(\gamma_x)$ 是 PS 像素的機率加權總和， $P_r(\gamma_x)$ 是非 PS 像素的機率加權總和， α 取值範圍是 0 到 1。

如果 γ_x 值低於 0.3，則 $P_{ps}(\gamma_x)$ 將趨近於零，透過式 3.8 估計 α 的保守值並評估閾值 γ^* ，得出 γ^* 後可持續提取 PS 點直至數量收斂，獲取更可靠的 PS 點：

$$\int_0^{0.3} P(\gamma_x) d\gamma_x = (1 - \alpha) \int_0^{0.3} P_r(\gamma_x) d\gamma_x \quad \text{式 3.8}$$

3.2.4 相位展開

去除估計的 DEM 誤差後所得相位一般小於 π 。相位展開(Phase Unwrapping)之目的是獲得原始相位資訊(圖 3-4)。然而與 DInSAR 不同，PSInSAR 的相位資訊同時包含平面的二維資訊加上時間維度，但目前尚未發展出有效解算三維相位資訊的演算法，因此 Hooper et al. (2004)提出一種替代方法，相位模擬為一系列二維資訊來解算。首先計算每個 PS 點在各個時間上的副影像之相位差，並應用最小平方法，反覆對每個時間內的參考 PS 點進行相位解算，然後可從參考 PS 點中減去時間相關的相位變化，即可得到展開的相位時間序列。



3.2.4 DEM 誤差校正

欲校正數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)誤差，所選 PS 點的相位需要減去 $\widehat{\phi}_{\varepsilon,x,i}$ (DEM 誤差相位的估計值)，公式如下：

$$\phi_{x,i} - \widehat{\phi}_{\varepsilon,x,i} = \phi_{def,i} + \phi_{a,x,i} + \phi_{orb,x,i} + \phi'_{\varepsilon,x,i} + n_{x,i} \quad \text{式 3.9}$$

$\phi'_{\varepsilon,x,i}$ 是由於 $K_{\varepsilon,x}$ 估計的不確定性所致的殘餘 DEM 誤差，此項在式 3.6 中已被估算致趨近 $\phi_{\varepsilon,x,i}$ ，其值已極小故可忽略不計，但若面積範圍愈大或時間跨度愈長將累積為較大誤差值，其值可透過空間相關誤差校正時一併估算去除。

3.2.5 大氣效應校正

完成相位展開後，仍包含 ϕ_{def} 和其他空間相關誤差，即式 3.9 中的後四項，這些空間相關誤差(spatially correlated error)，與以時間相關(temporally correlated)誤差為主的 ϕ_{def} 不同，因此要對展開後的數值，進行時間上的高通濾波(high-pass filtering)以及空間上的低通濾波(low-pass filtering)，以估計空間相關誤差(Ferretti et al., 2004)。空間相關誤差中，已於相位分析中將 $\phi'_{\varepsilon,x,i}$ 和 $n_{x,i}$ 逼近至可忽略的極小值， $\phi_{orb,x,i}$ 的移除可透過精確軌道(precise orbit)，因此空間相關誤差主要由 $\phi_{a,x,i}$ 貢獻，在此步驟估計其值後並移除，將僅保留包含 PS 點地表變形資訊的 ϕ_{def} ，而剩餘和空間無關的誤差項可被視為雜訊。

3.3 地表變形校正

從 PSInSAR 雷達影像中，提取 GPS 連續站周圍 500 公尺範圍的 PS 點求平均值，並將其與投影至視衛星(Line of Sight, LOS)方向的 GPS 連續站速度場生成相關性圖(圖 3-6)，對速度場進行二維平面擬合，藉此移除軌道趨勢面(orbital ramp)和長波長之大氣誤差。GPS 投影至 LOS 方向的方程式如下：

$$\begin{bmatrix} LOS_{asc} \\ LOS_{des} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\alpha_{asc} \cdot \sin\theta_{asc} & \cos\alpha_{asc} \cdot \sin\theta_{asc} & \cos\theta_{asc} \\ -\sin\alpha_{des} \cdot \sin\theta_{des} & \cos\alpha_{des} \cdot \sin\theta_{des} & \cos\theta_{des} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_n \\ V_e \\ V_z \end{bmatrix} \quad \text{式 3.10}$$

其中 α 與 θ 分別為衛星飛行方位角(Azimuth angle)與衛星雷達觀測入射角(Incidence angle)，各項中下標的 asc 和 des 分別表示升軌與降軌。

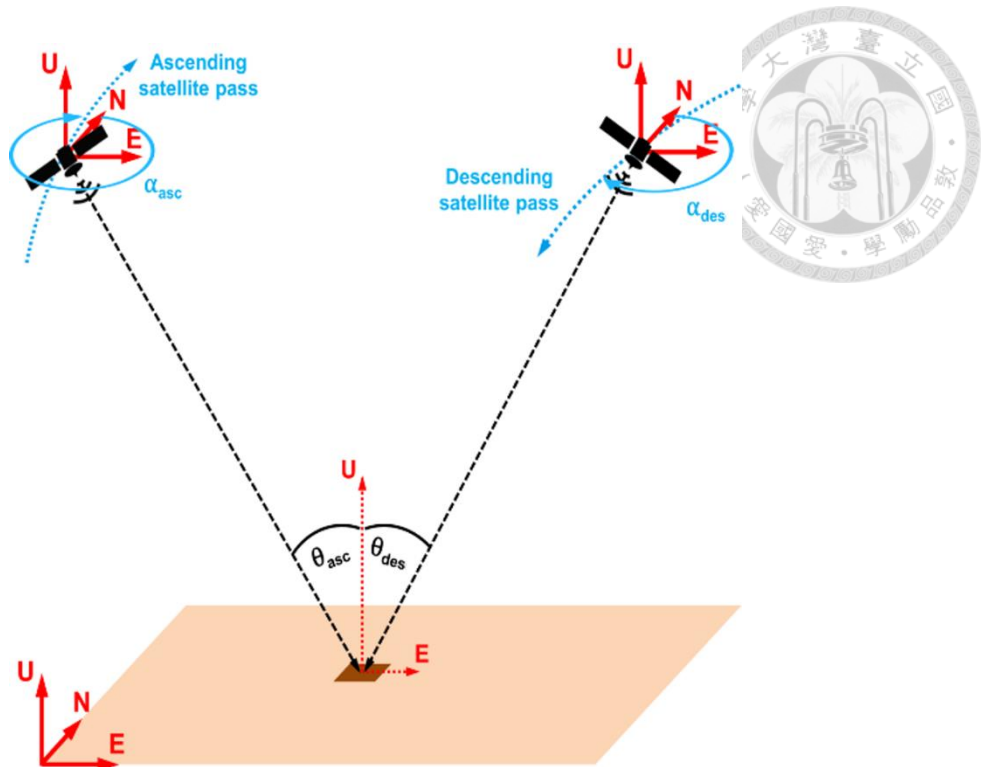


圖 3-6 升軌與降軌衛星觀測地表之幾何示意圖(摘自 Fuhrmann & Garthwaite, 2019)。

3.4 三維向量解算

因 Sentinel-1 衛星飛行方向為南北向，基於雷達觀測對同飛行方向變形的敏感度偏低，因而假定南北向的變形未被雷達偵測到，並透過升軌、降軌 LOS 速度場與東西向、垂直向速度場關係式(Tung et al, 2019)，解算出此二方向的速度場：

東西向速度場($E_{component}$)與 LOS 速度場的關係式：

$$E_{component} = \frac{LOS^{(des)} \cdot \cos(\theta_{asc}) - LOS^{(asc)} \cdot \cos(\theta_{des})}{\cos(\alpha_{des}) \cdot \sin(\theta_{des}) \cdot \cos(\theta_{asc}) + \cos(\alpha_{asc}) \cdot \sin(\theta_{asc}) \cdot \cos(\theta_{des})} \quad \text{式 3.11}$$

垂直向速度場($U_{component}$)與 LOS 速度場的關係式：

$$U_{component} = \frac{LOS^{asc} + E_{component} \cdot \cos(\alpha_{asc}) \cdot \sin(\theta_{asc})}{\cos(\theta_{asc})} \quad \text{式 3.12}$$

其中 α 與 θ 分別為衛星飛行方位角(Azimuth angle)與衛星雷達觀測入射角(Incidence angle)，各項中下標的 asc 和 des 分別表示升軌與降軌。

第四章 研究成果



4.1 衛星影像處理

本研究使用原始影像資料取自歐洲太空總署的 Sentinel-1 系列衛星，為 2014 年發射之繞極軌道雷達衛星，有 Sentinel-1A 以及 Sentinel-1B 兩組 C 波段雷達衛星，雷達波的波長 5.55 公分，衛星飛行方位角(Azimuth angle)以及衛星觀測入射角(Incidence angle)軌道資訊見表 4-1，以 6 天時間為間隔，從升軌(Ascending)與降軌(Descending)進行觀測。本研究選用 2015 年 1 月至 2019 年 12 月升軌 A69 與降軌 D105 的影像。PSInSAR 處理過程中，多視(multilook)數目在軌道方向為 3 倍，在視衛星方向為 9 倍。

在升軌與降軌分別選取 2017/07/02 與 2017/07/04 的單視複數資料(SLC)作為主影像進行基線配對(圖 4-1、圖 4-2)，生成 182 幅升軌干涉影像(圖 4-3)以及 169 幅降軌干涉影像(圖 4-4)，經相位展開的干涉影像為圖 4-5、圖 4-6。

影像經過 PSInSAR 處理後的原始 LOS 速度場如圖 4-7、圖 4-10 所示；校正前後的 PSInSAR 與 LOS 方向 GPS 速度場之相關性如圖 4-8、圖 4-11 所示；得出校正後的視衛星方向速度場如圖 4-9、圖 4-12 所示，再由東西向、垂直向與 LOS 速度場的關係式，解算出東西向(圖 4-13)、垂直向(圖 4-14)速度場，誤差校正與相對位移的參考點皆設為 GPS 連續站 GS14 (120.9595, 24.8032)。

從成果中可見竹苗地區東西向與垂直向速度場，平均數值皆約 2~-2 mm/yr，跨斷層的速度場未見明顯變化。另一方面可觀察到兩處高變形區，分別位於青草湖背斜南翼，以及新城斷層與斗煥坪斷層交會處，兩處的速度場皆由垂直向位移主導，接著將於章節 4.2 透過速度剖面，分析跨越構造與高變形區的速度變化。

表 4-1 升軌和降軌衛星雷達影像基本資料。

	升軌 Ascending)	降軌(Descending)
Azimuth angle	347.6°	192.4°
Incidence angle	41.6°	34.2°
Path	69	105
Frame	74	510
Mode	IW	IW

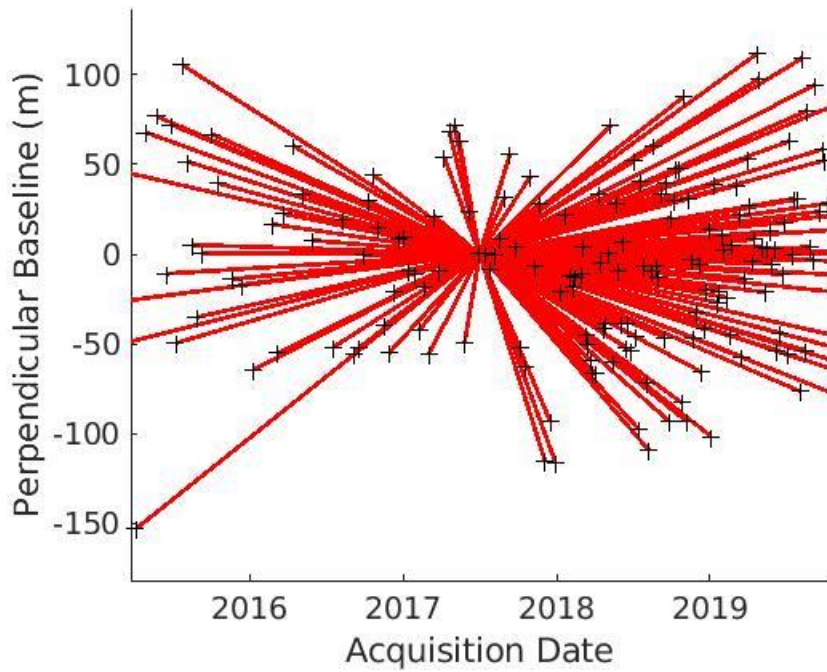


圖 4-1 升軌基線配對示意圖。橫軸為時間，縱軸為空間垂直基線，主影像日期為 2017 年 7 月 2 日。

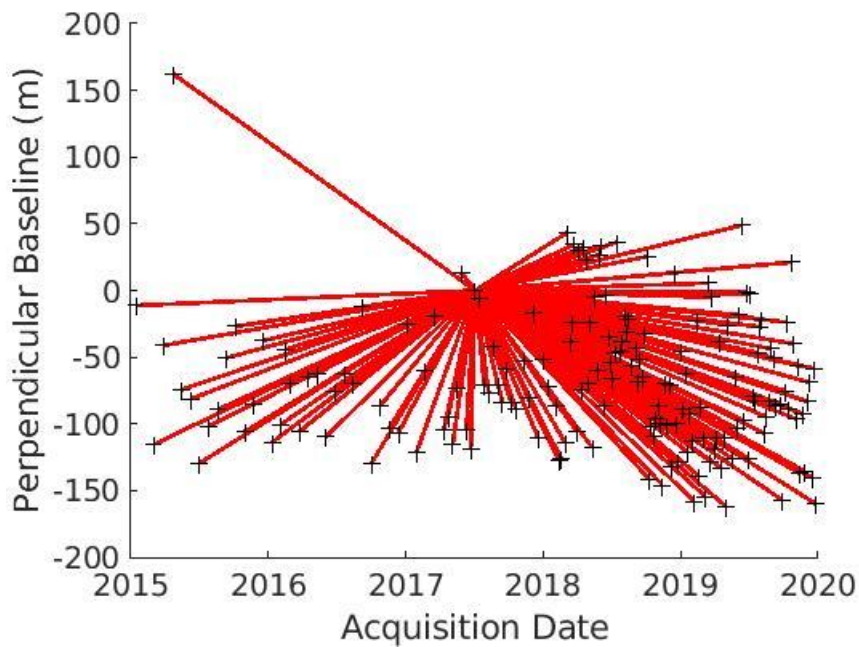


圖 4-2 降軌基線配對示意圖。橫軸為時間，縱軸為空間垂直基線，主影像日期為 2017 年 7 月 4 日。

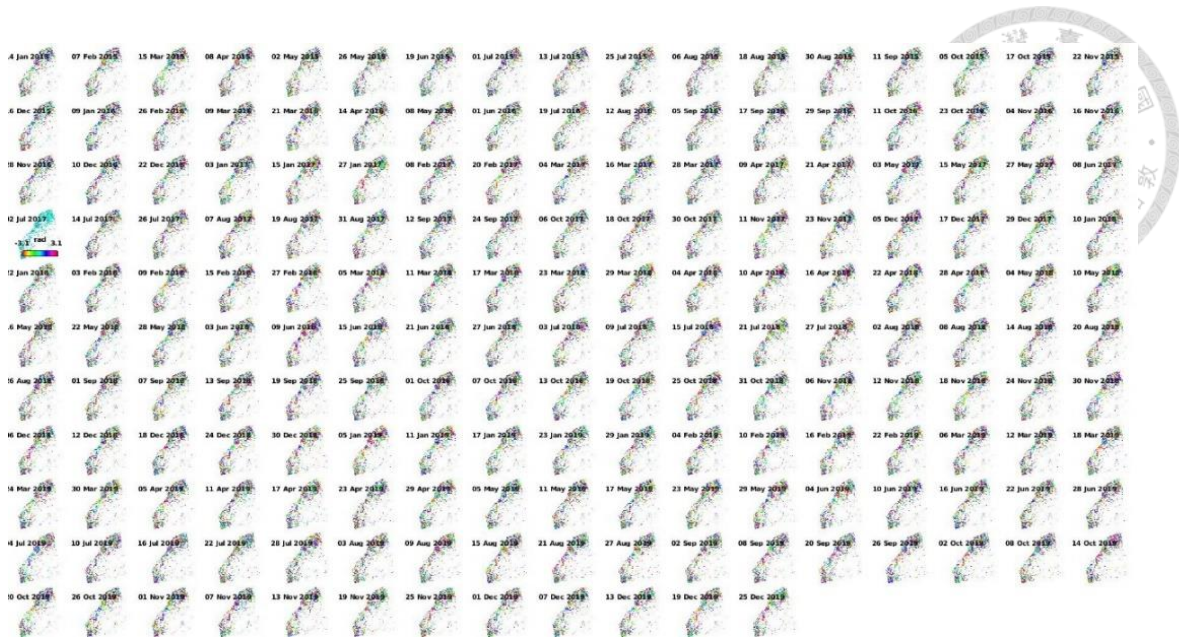


圖 4-3 升軌的 182 幅干涉對。



圖 4-4 降軌的 169 幅干涉對。

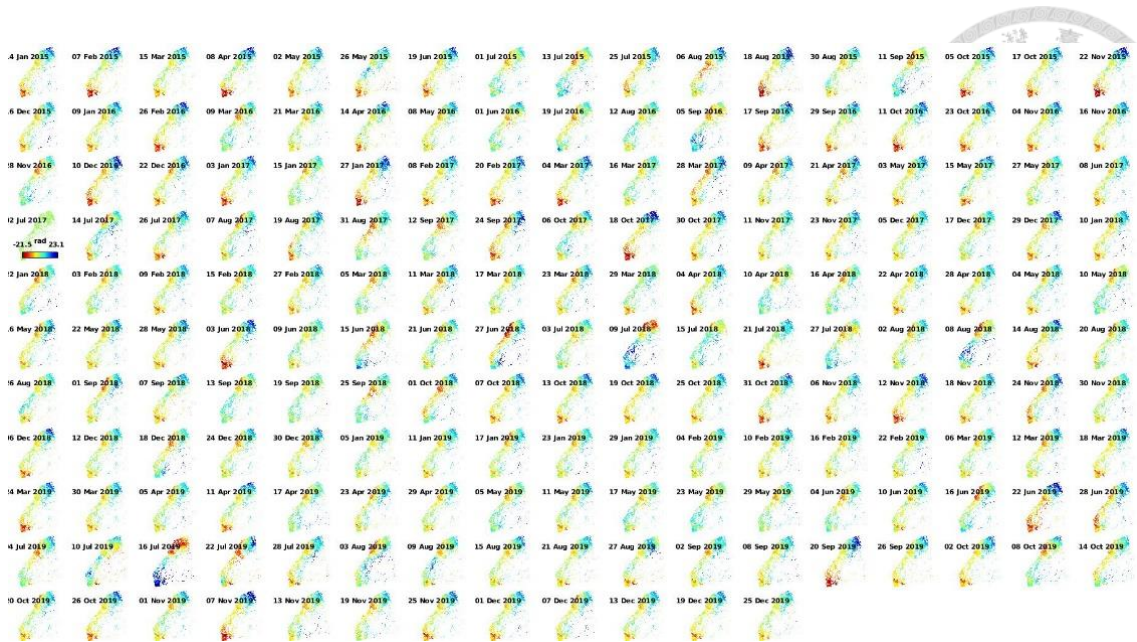


圖 4-5 經相位展開的升軌干涉對。



圖 4-6 經相位展開的降軌干涉對。

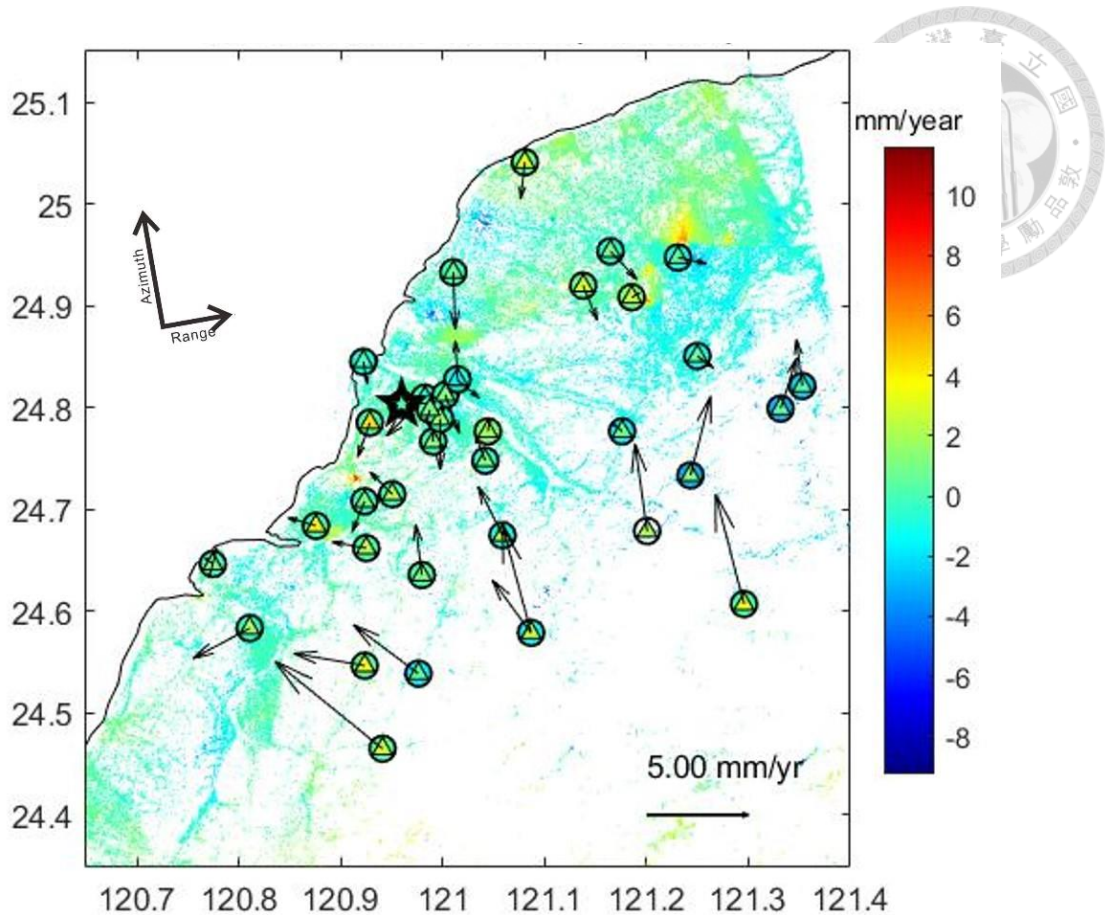


圖 4-7 校正前的升軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。色階表示速度場，暖色和冷色分別為靠近和遠離 LOS 方向；星形為參考點 GPS 連續站 GS14，圓形和三角形分別為升軌 LOS 方向的 PSInSAR 和 GPS 速度場，箭頭為 GPS 水平速度場。

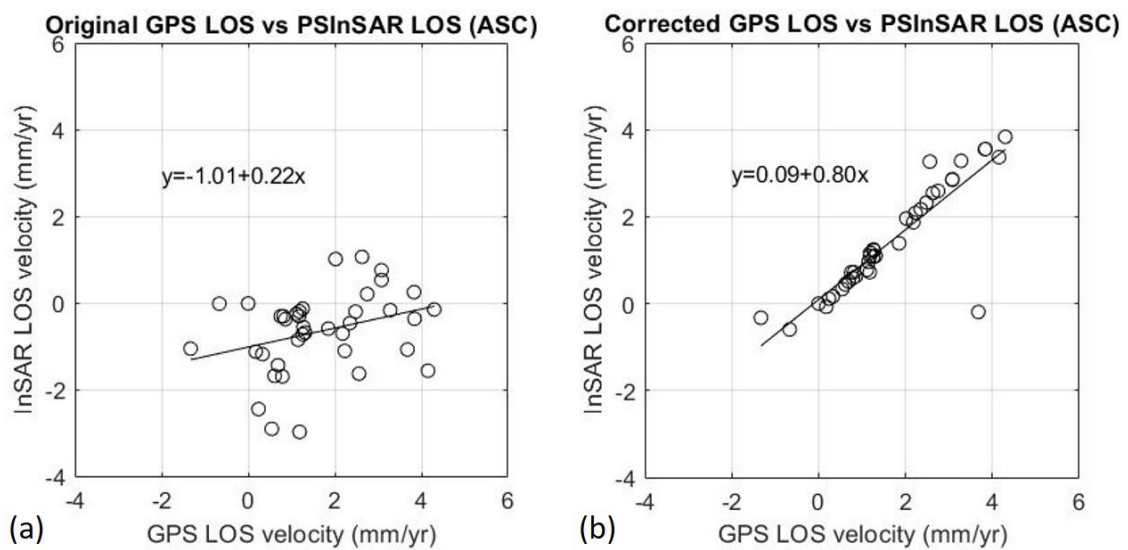


圖 4-8 升軌影像 PSInSAR 與 LOS 方向上 GPS 速度場之相關性。(a)校正前；(b)校正後。橫軸為降軌 LOS 方向上的 GPS 速度場，縱軸為升軌 LOS 方向上的 PSInSAR 速度場。

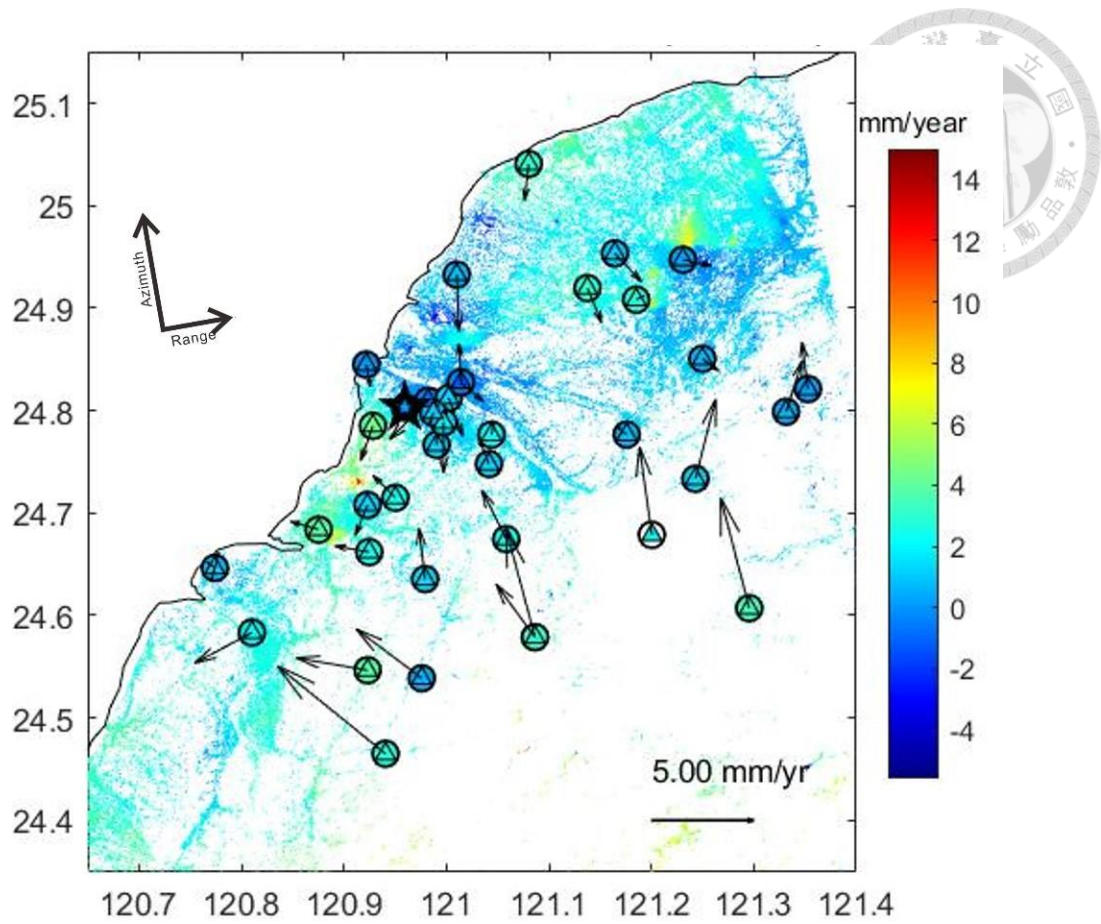


圖 4-9 校正後的升軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。色階表示速度場，暖色和冷色分別為靠近和遠離 LOS 方向；星形為參考點 GPS 連續站 GS14，圓形和三角形分別為升軌 LOS 方向的 PSInSAR 和 GPS 速度場，箭頭為 GPS 水平速度場。

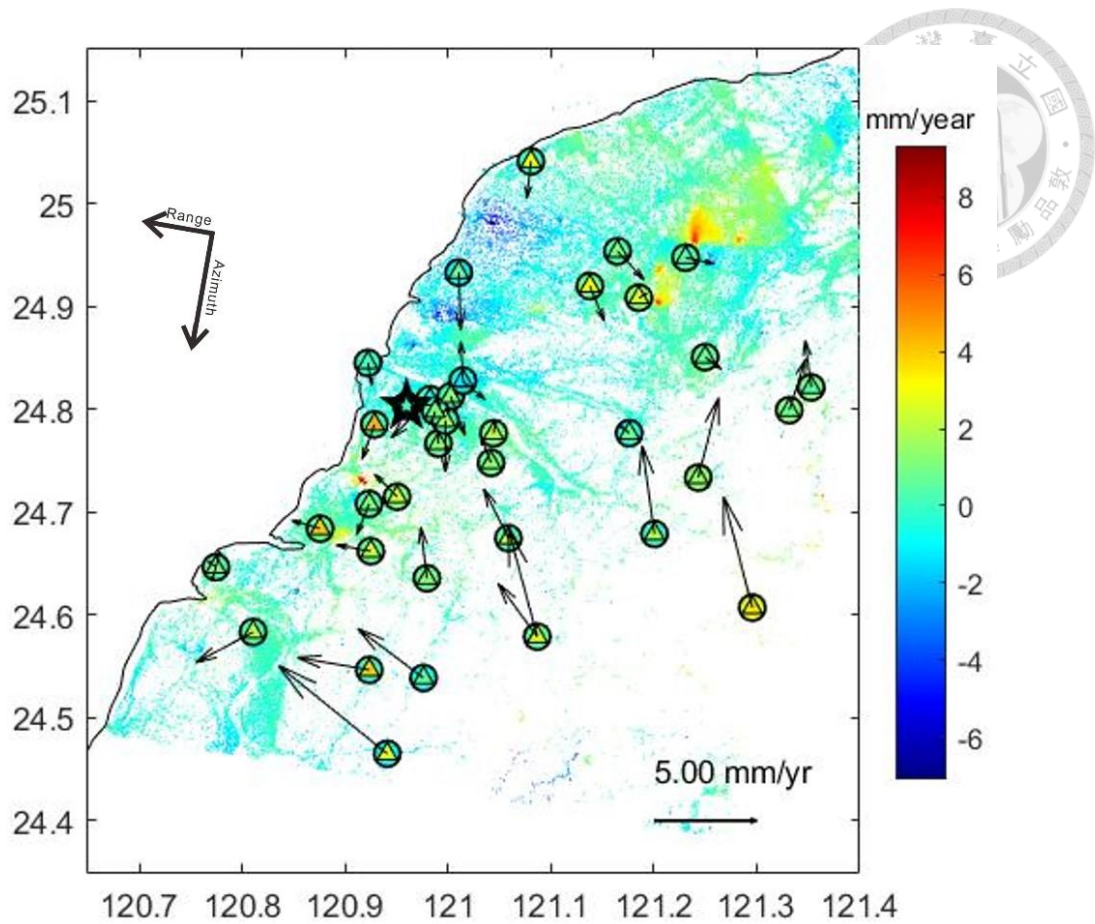


圖 4-10 校正前的降軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。色階表示速度場，暖色和冷色分別為靠近和遠離 LOS 方向；星形為參考點 GPS 連續站 GS14，圓形和三角形分別為降軌 LOS 方向的 PSInSAR 和 GPS 速度場，箭頭為 GPS 水平速度場。

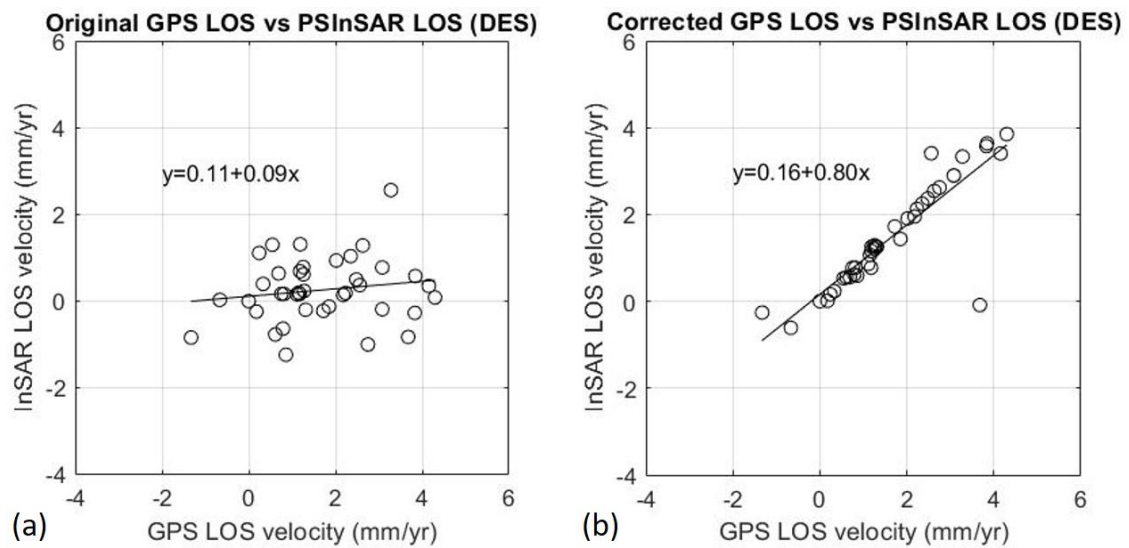


圖 4-11 降軌影像 PSInSAR 與 LOS 方向上 GPS 速度場之相關性。(a)校正前；(b)校正後。橫軸為降軌 LOS 方向上的 GPS 速度場，縱軸為降軌 LOS 方向上的 PSInSAR 速度場。

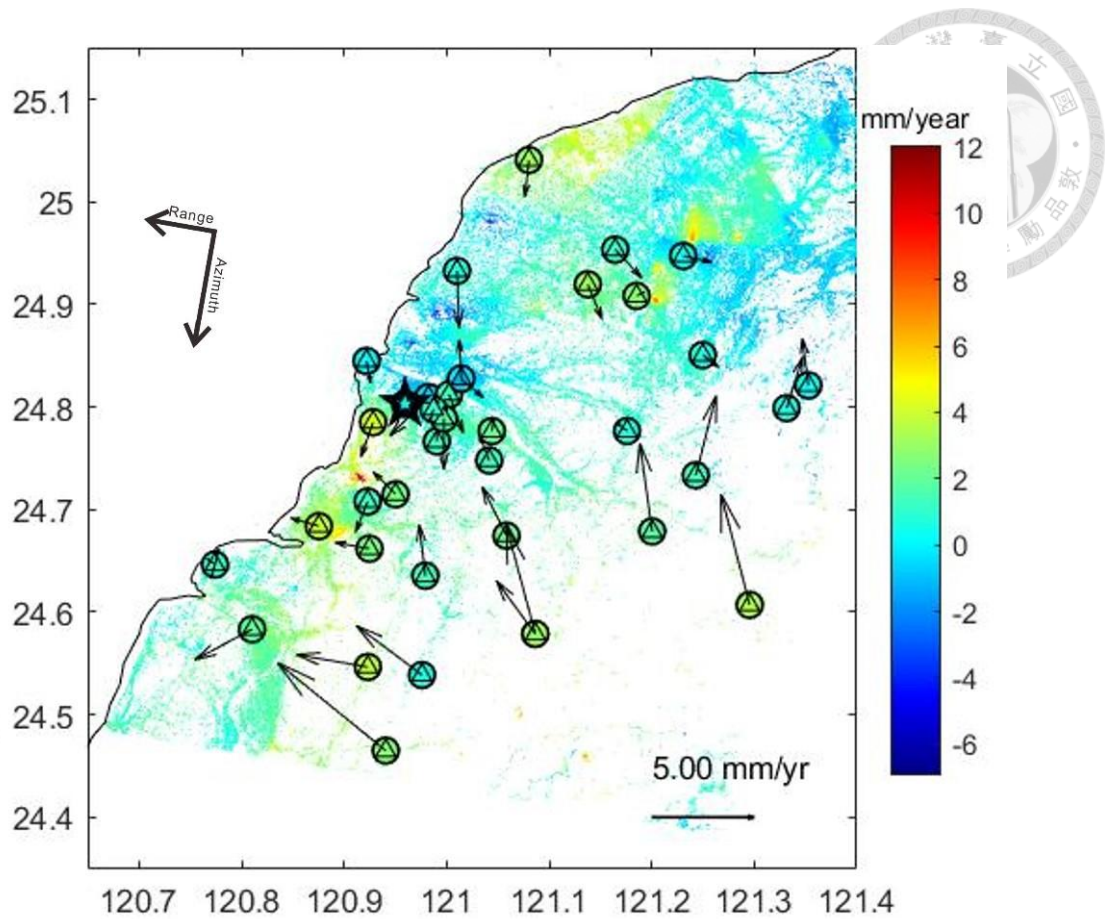


圖 4-12 校正後的降軌 LOS 方向 PSInSAR 速度場。色階表示速度場，暖色和冷色分別為靠近和遠離 LOS 方向；星形為參考點 GPS 連續站 GS14，圓形和三角形分別為降軌 LOS 方向的 PSInSAR 和 GPS 速度場，箭頭為 GPS 水平速度場。

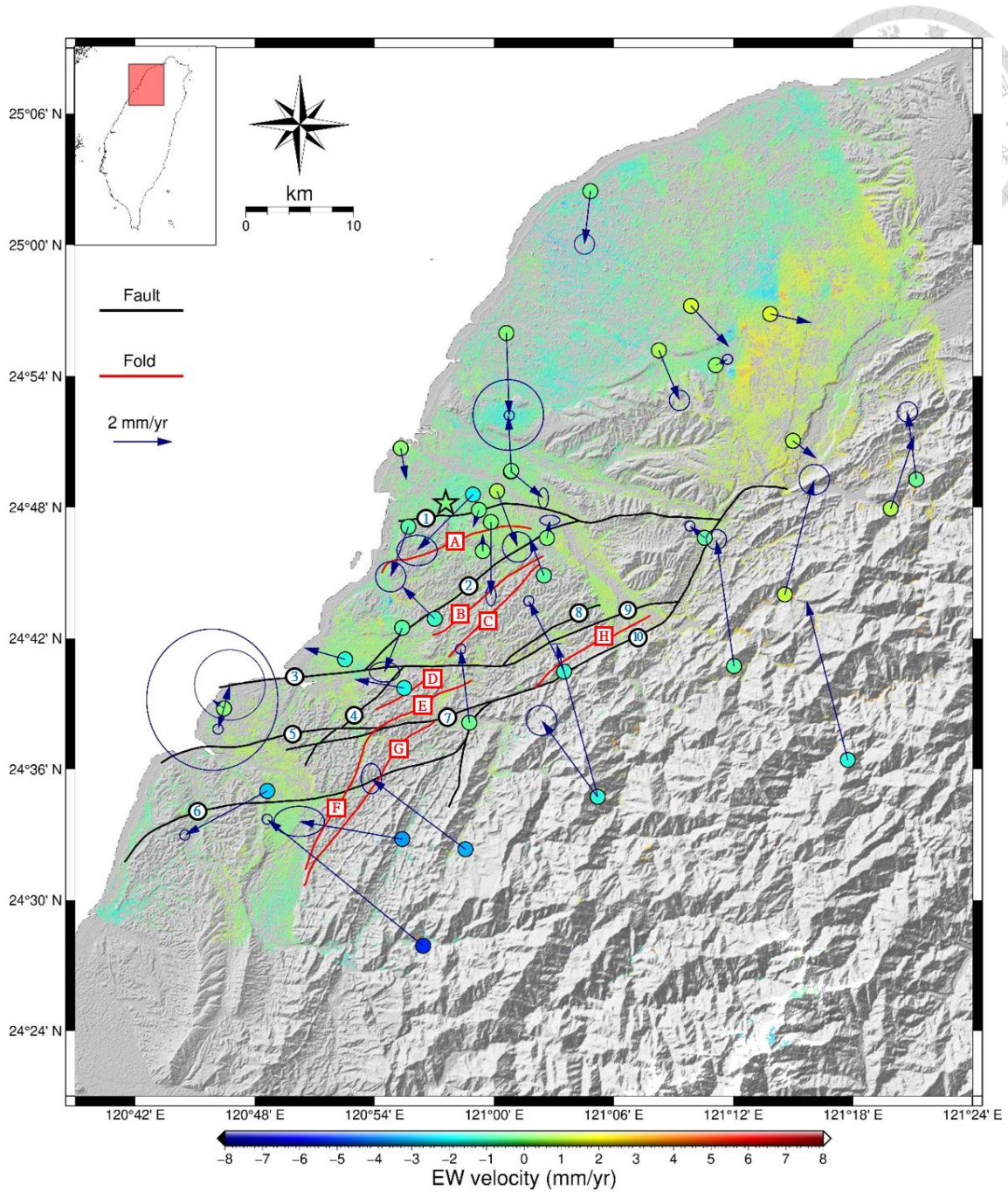


圖 4-13 2015 至 2019 年東西向速度場。色階表示速度場，暖色和冷色分別表示東移和西移；星形為參考點 GPS 連續站 GS14，圓形為 GPS 連續站東西向速度場，箭頭為 GPS 連續站水平速度場；黑線為斷層線，紅線為褶皺軸，構造線編號參見圖 1-1。

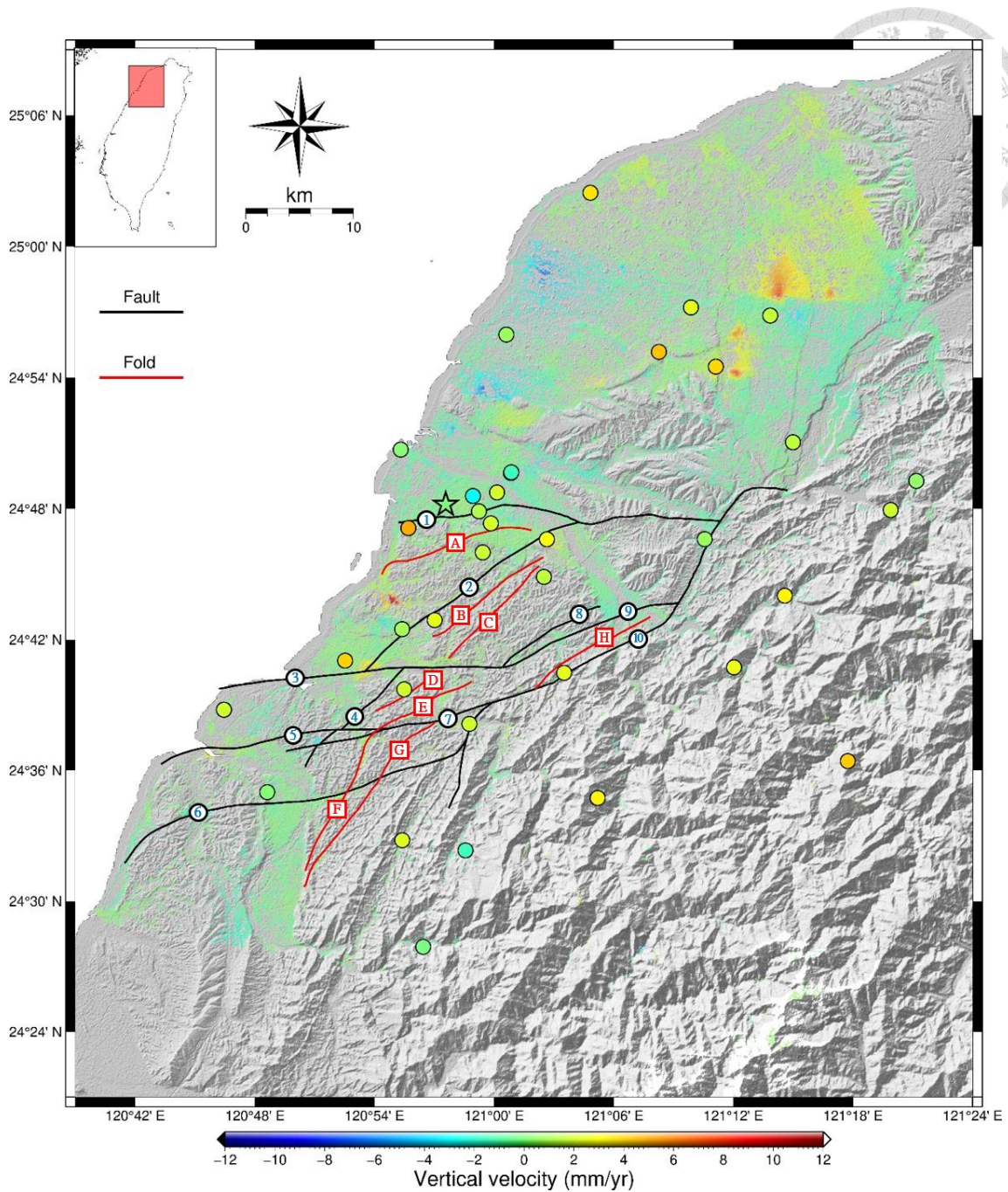


圖 4-14 2015 至 2019 年垂直向速度場。色階表示速度場，暖色和冷色分別表示抬升和沉降；星形為參考點 GPS 連續站 GS14，圓形為 GPS 連續站東西向速度場，箭頭為 GPS 連續站水平速度場；黑線為斷層線，紅線為褶皺軸，構造線編號參見圖 1-1。



4.2 綜合剖面分析

本章節將透過跨越構造與高變形區的速度剖面，探討研究區內的構造活動度，並結合地質剖面與地震資料來分析。速度場、構造線、速度剖面、地質剖面之分布見圖 4-15、圖 4-16，共分析三條剖面，其中速度剖面 A 採用黃旭燦等人(2004)的地質剖面 7 來比較；速度剖面 B 採用黃旭燦等人(2004)的地質剖面 N4 來比較；速度剖面 C 採用 Namson(1983)的剖面 10 來比較。

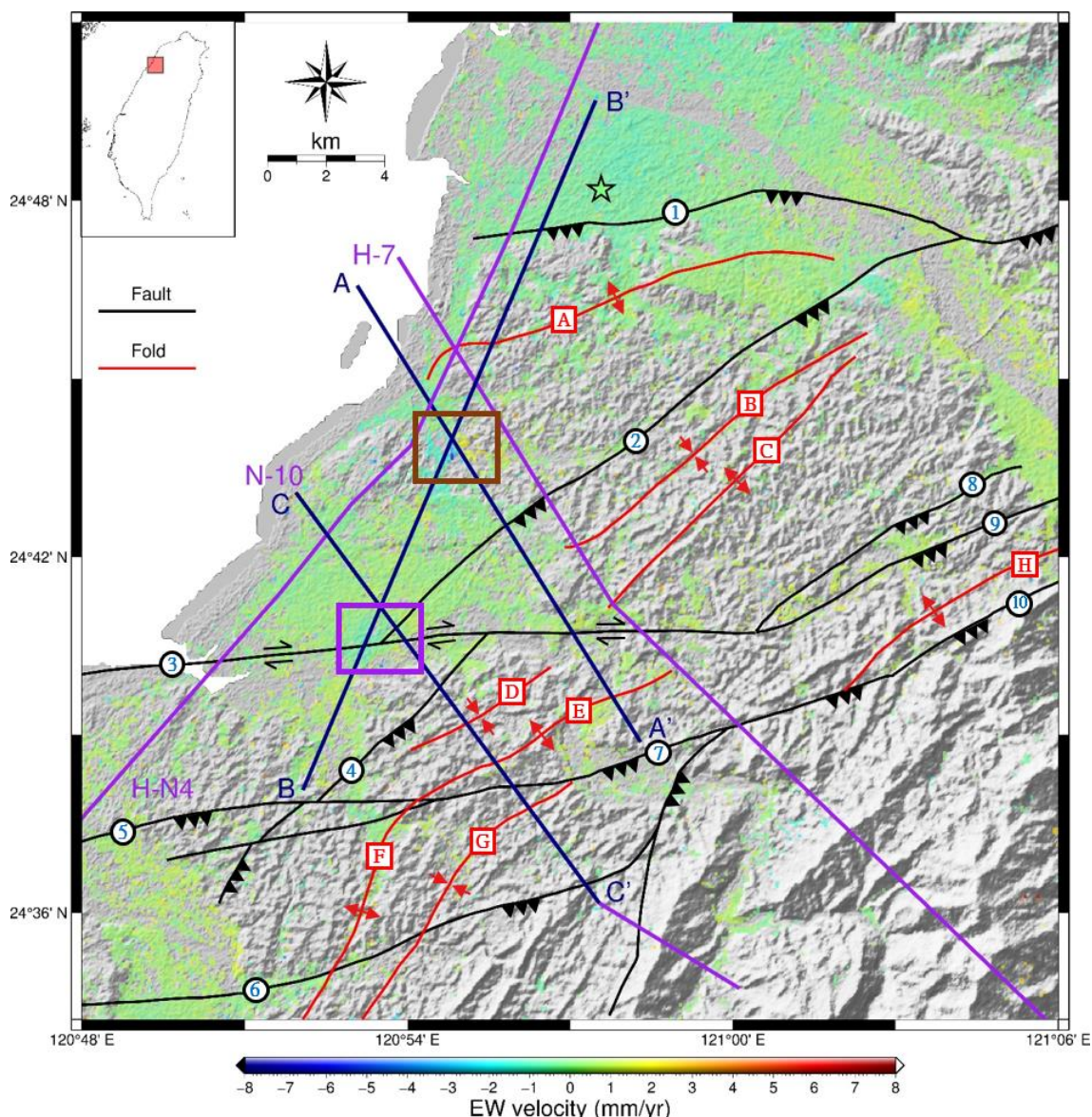


圖 4-15 東西向速度場與剖面位置圖。色階表示速度場，暖色和冷色分別表示東移和西移；星形為參考點 GPS 連續站 GS14；深藍線為速度剖面，在其兩側各取 1 km 寬度的速度剖面，以及各取 4 km 寬度的地震剖面；紫線為地質剖面；黑線為斷層線，紅線為褶皺軸，構造編號同圖 1-1，褐色與紫色方框標出高變形區。

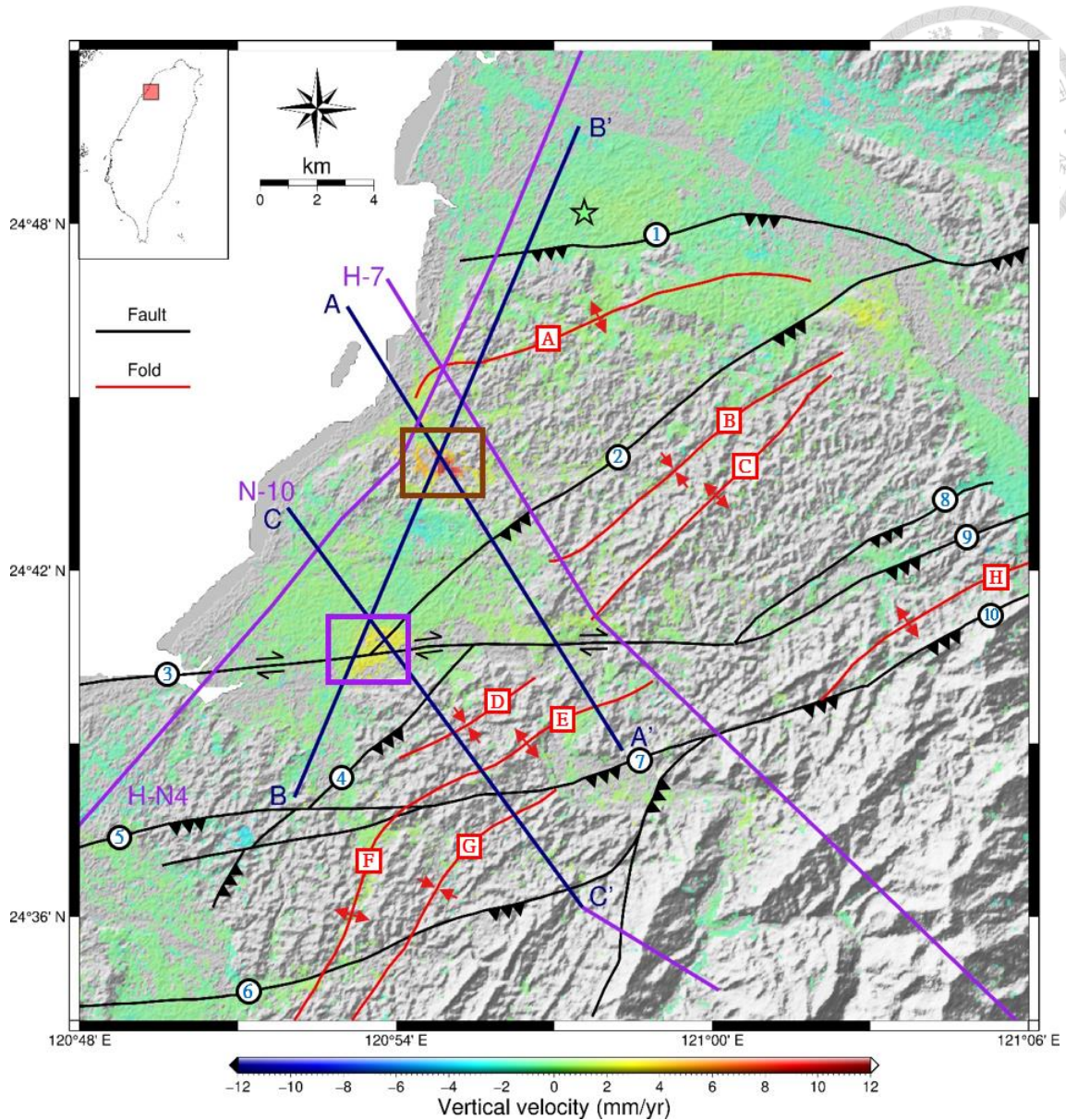


圖 4-16 垂直向速度場與剖面位置圖。色階表示速度場，暖色和冷色分別表示抬升和沉降；星形為參考點 GPS 連續站 GS14；深藍線為速度剖面，在其兩側各取 1 km 寬度的速度剖面，以及各取 4 km 寬度的地震剖面；紫線為地質剖面；黑線為斷層線，紅線為褶皺軸，構造編號同圖 1-1，褐色與紫色方框標出高變形區。



1. 剖面 A

剖面 A(圖 4-17)由西北向東南依序通過青草湖背斜(CTHA)、青草湖背斜南翼高變形區(褐色)、新城斷層(HCEF)、斗煥坪斷層(THPF)、永如山背斜(YHSA)，構造編號同圖 1-1，以綠線標示斷層線位置，以紅線標示褶皺軸位置，以褐色區塊標示高變形區範圍，剖面圖由上至下依序為地形高程(Elevation)、東西向速度(EW-vel.)、垂直向速度(Vert.-vel.)、地質剖面套疊震源分布與震源機制解側半球投影。

剖面 A 經過的此地區，震源深度多數集中在 8~14 公里深，可知與主要構造關係不大。在剖面約 5~7 公里處通過褐色高變形區，可見東西向速度場同時有 4 mm/yr 的西移(負值)與 3 mm/yr 的東移(正值)，垂直向速度場則增高約 12 mm/yr，顯示此處有明顯的抬升變形，在此地質剖面中，由於高變形區下方未有活動構造，因此將在同樣經過此高變形區的剖面 B 進一步分析。在剖面約 7 公里處通過新城斷層，與褐色高變形區重疊，但在新城斷層上盤略為東側位置，即開始有速度變化，且高變形區位於新城斷層下盤，與逆斷層的活動機制不符，對比地質剖面與震源分布，可印證地震活動主要發生在新城斷層上盤，因此推論此速度變化與新城斷層關係不大。

在剖面約 12 公里處跨過斗煥坪斷層，無論在東西向速度以及垂直向速度皆未見明顯跨斷層速度變化。另一方面，剖面在青草湖背斜與永如山背斜兩翼未見明顯速度變化。

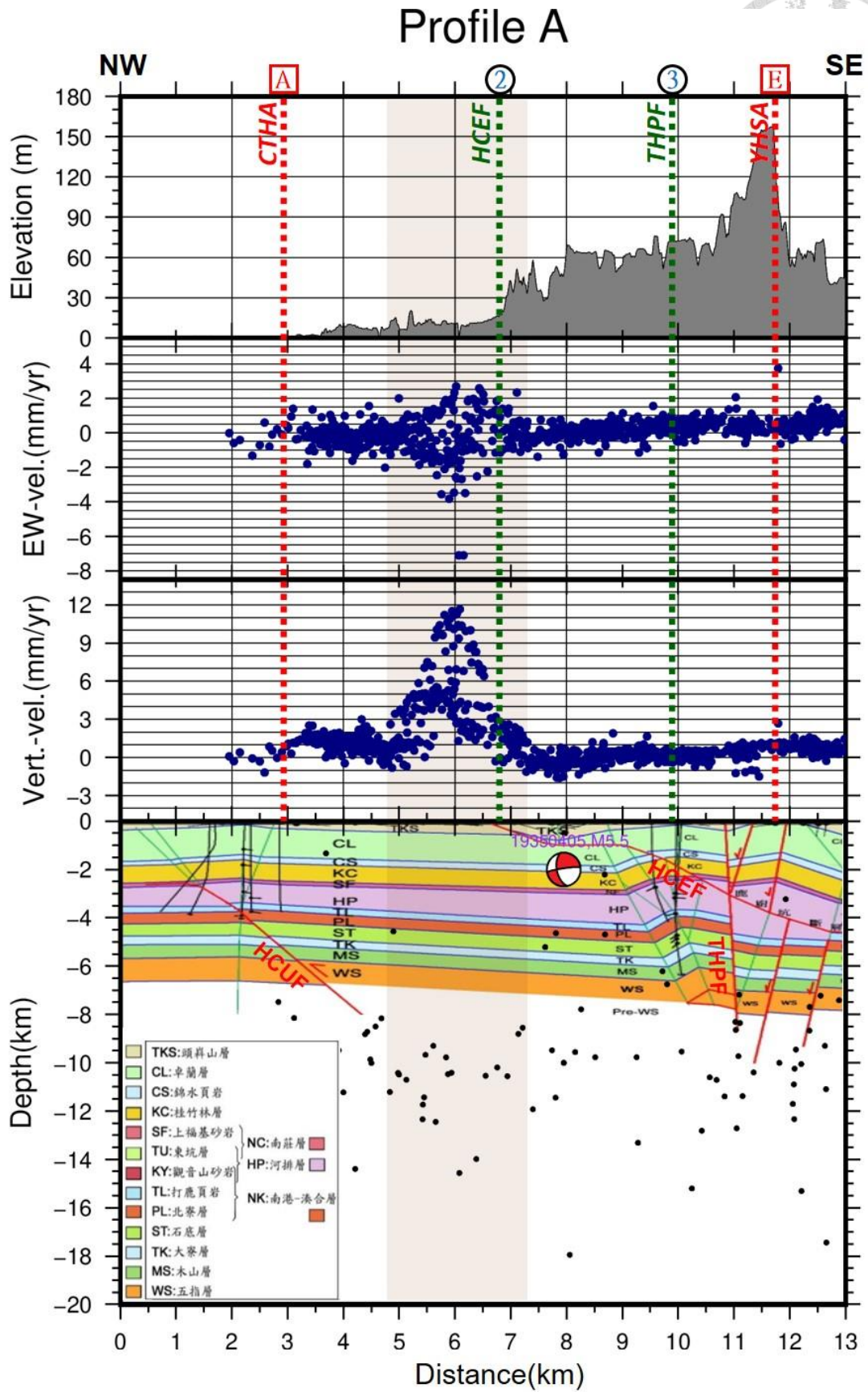
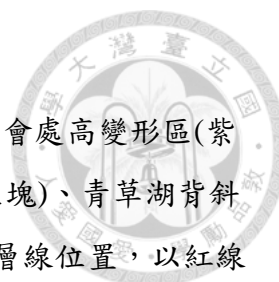


圖 4-17 速度剖面 A。



2. 剖面 B

剖面 B(圖 4-18)由南向北依序通過新城斷層與斗煥坪斷層交會處高變形區(紫色區塊)、斗煥坪斷層(THPF)、青草湖背斜南翼高變形區(褐色區塊)、青草湖背斜(CTHA)、新竹斷層(HCUF)，構造編號同圖 1-1，以綠線標示斷層線位置，以紅線標示褶皺軸位置，以紫色與褐色區塊標示高變形區範圍，剖面圖由上至下依序為地形高程(Elevation)、東西向速度(EW-vel.)、垂直向速度(Vert.-vel.)、地質剖面套疊震源分布與震源機制解側半球投影。

剖面 B 經過的此地區，震源深度多數集中在 8~14 公里深，可知與主要構造關係不大。在剖面約 4~6 公里處通過紫色高變形區，可見東西向速度場有 1 mm/yr 的西移，垂直向速度場則增高約 4 mm/yr，顯示此處有抬升變形，由於剖面 B 經過的是紫色高變形區東緣(圖 4-15)，僅切過西移速度場的位置，將在同時切過東移與西移速度場的剖面 C 進一步分析。在剖面約 5 公里處通過斗煥坪斷層，對比剖面 A 中，斗煥坪斷層未見明顯跨斷層速度變化，推測應是由於斷層交會，使此處的構造活動度與變形機制，異於斗煥坪斷層本來的活動特性，將在同樣經過此高變形區的剖面 C 進一步分析。

在剖面約 9.5~12.5 公里處通過褐色高變形區，速度變化數值與剖面 A 一致。由於地質剖面與速度剖面 B 有約 1.5 公里的距離，實際在剖面 B 的構造分布，應是整體略往北偏，地質剖面的構造位置才會對上速度剖面的構造位置，對位後可發現褐色高變形區下方的有一高傾角的盲斷層，根據層位變化可知其為逆斷層，此處明顯的抬升變形符合逆斷層性質，但東西向速度場則在斷層兩側呈相反方向的位移，具此速度變化結果，推論其為帶右移分量的高角度逆斷層，但此斷層淺部有一分支的盲斷層，將在第五章中進一步討論其構造與變形機制。

在剖面約 19.5 公里處通過新竹斷層，無論在東西向速度以及垂直向速度皆未見明顯跨斷層速度變化。另一方面，剖面在青草湖背斜兩翼未見明顯速度變化。

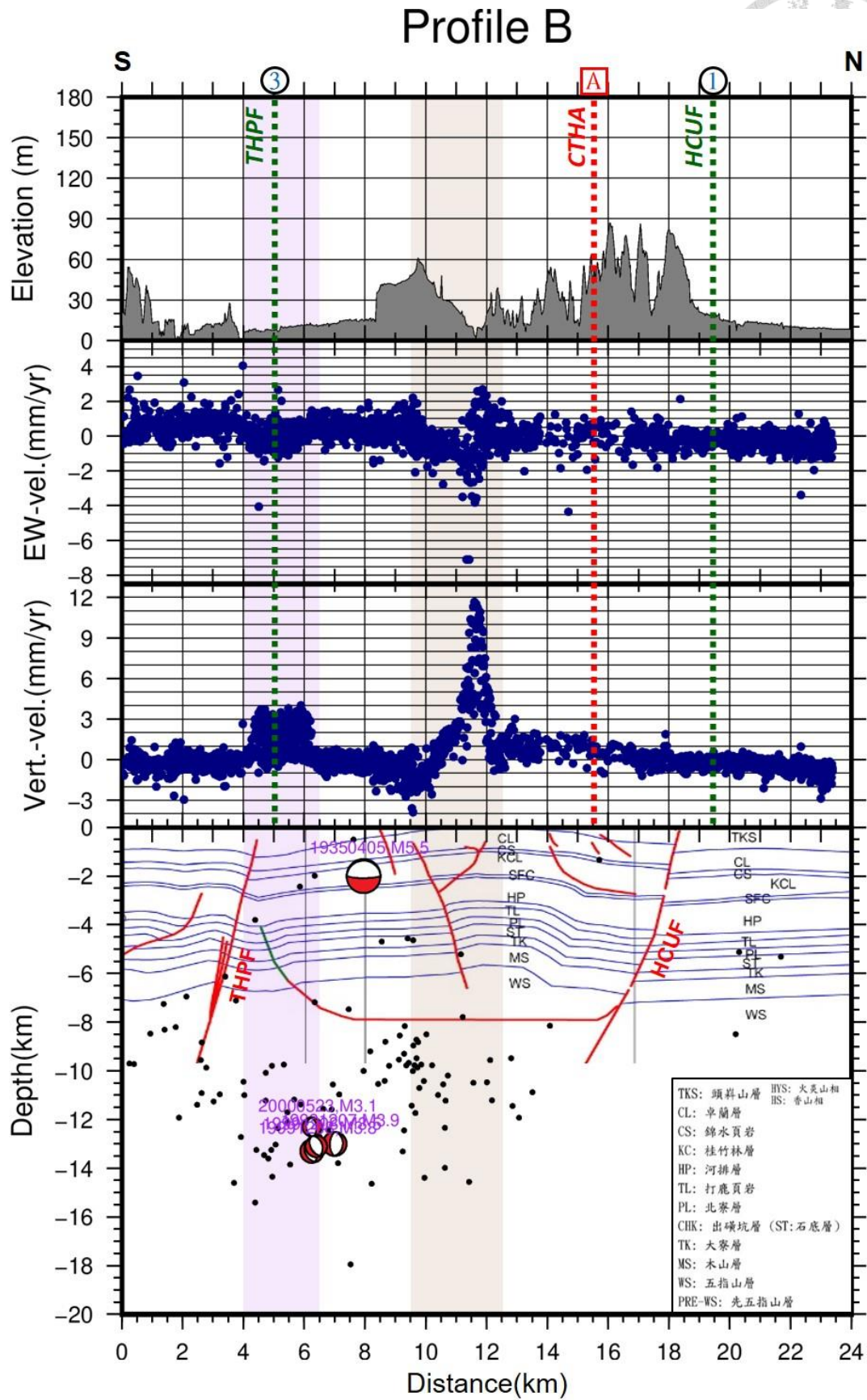


圖 4-18 速度剖面 B。



3. 剖面 C

剖面 C(圖 4-19)由西北向東南依序通過新城斷層與斗煥坪斷層交會處高變形區(紫色區塊) 新城斷層(HCEF)、斗煥坪斷層(THPF)、鹿廚坑斷層(LCKF)、沙坑向斜(SKS)、永如山背斜(YHSA)、竹湖斷層(CHF)、仁隆向斜(JLS)、斧頭坑斷層(FTKF)，構造編號同圖 1-1，以綠線標示斷層線位置，以紅線標示褶皺軸位置，以褐色區塊標示高變形區範圍，剖面圖由上至下依序為地形高程(Elevation)、東西向速度(EW-vel.)、垂直向速度(Vert.-vel.)、地質剖面套疊震源分布與震源機制解側半球投影。

剖面 C 經過的此地區，震源深度多數集中在 8~14 公里深，可知與主要構造關係不大。本區在跨過鹿廚坑斷層後即未有足夠資料做剖面分析，因此聚焦討論高變形區和其周邊的新城斷層、斗煥坪斷層與鹿廚坑斷層。

在剖面約 4.2~7 公里處通過紫色高變形區，且其中在約 5.4 公里處跨過新城斷層，在約 5.8 公里處跨過斗煥坪斷層，可見東西向速度場同時有 1 mm/yr 的西移(負值)與 2 mm/yr 的東移(正值)，垂直向速度場則有增高約 4 mm/yr，顯示此處有抬升變形，最大值位於新城斷層線上，且跨斷層有約 3 mm/yr 的東西向速度梯度，觀察地質剖面與震源分布，可知此處新城斷層上盤往西南段的發育被斗煥坪斷層所截切而止步，關於此處的構造與變形機制，將在第五章討論。在剖面約 7.5 公里處跨過鹿廚坑斷層，無論在東西向速度以及垂直向速度皆未見明顯跨斷層速度變化。

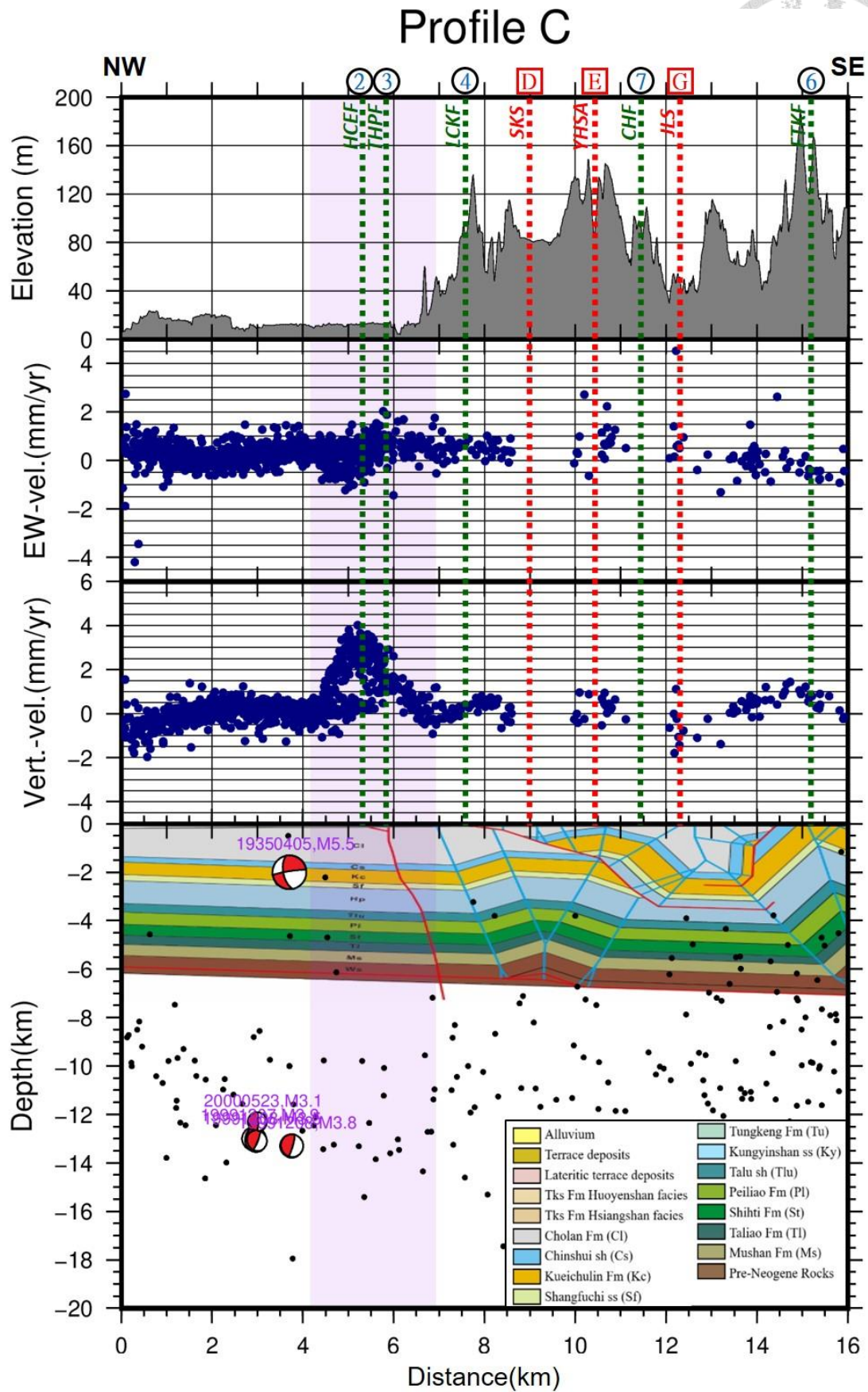


圖 4-19 速度剖面 C。

第五章 綜合討論



5.1 構造活動度與特性

5.1.1 青草湖背斜南翼西端

結合速度剖面、地震剖面與修改自黃旭燦等人(2004)的地質剖面(圖 4-17、圖 4-18)，來分析構造活動性和區域內的變形行為與機制。由於地質剖面的青草湖背斜軸位置，對應速度剖面 B(圖 4-18)應落於更北側，因此高變形區的速度梯度變化，實際上與跨越盲斷層的位置重合，盲斷層上盤顯示東移與顯著抬升，下盤則顯示西移與些微沉降，與此區變形以垂直方向運動為主導相印證，由此推斷為此高傾角逆移盲斷層的長期潛變，朝地表持續有抬升位移；另一方面，東西向位移在盲斷層兩側呈相反方向，推測此盲斷層兼具右移性質，使局部區塊沿著西北—東南走向的盲斷層，形成一具有長軸的高變形區。

但進一步探討此盲斷層，可發現其出現在黃旭燦等人(2004)的地質剖面中，但在研究報告中並無太多著墨，僅在地質剖面上繪出其地下分布，可觀察到地層上盤的層序較下盤向上層偏移，由此可推論其為逆斷層，其斷層傾角之角度偏高，和其北側新竹斷層，以及南側斗煥坪斷層之斷層傾角角度相近，但斷層面傾向則相反，且向下發展的深度也偏淺，僅演育到約 7 公里深，斷層走向也異於此區域地質背景下常見的兩組斷層。新竹斷層或斗煥坪斷層這些斷層的成因，是早期因張裂環境形成正斷層，後來受到蓬萊造山運動的擠壓應力作用，被重新活化成為高傾角逆衝斷層或走向滑移斷層。

Suppe(1984)推論青草湖背斜發育以前，有沿著基底滑脫面活動的斷層擴展褶皺(fault-propagation fold)，碰上早期發育的正斷層後被截斷其演育(圖 5-1、圖 5-2)。更新世時發生蓬萊造山運動，青草湖背斜作為一斷層擴展褶皺，沿著上福基砂岩淺部滑脫面發育並拱起，並在其中產生逆斷層，其中西北向的剪切分量，可由剖面 B 的東西向速度場印證；另一方面，根據剖面 B(圖 4-18)，其擠壓抬升發生在盲斷層上盤，也對應上垂直向速度剖面，根據高變形區地下形貌，在盲斷層淺部尚有另一分支出來的盲斷層，最終可推論此高變形區為帶右移的逆斷層所形成的正向花形構造(圖 5-3)。

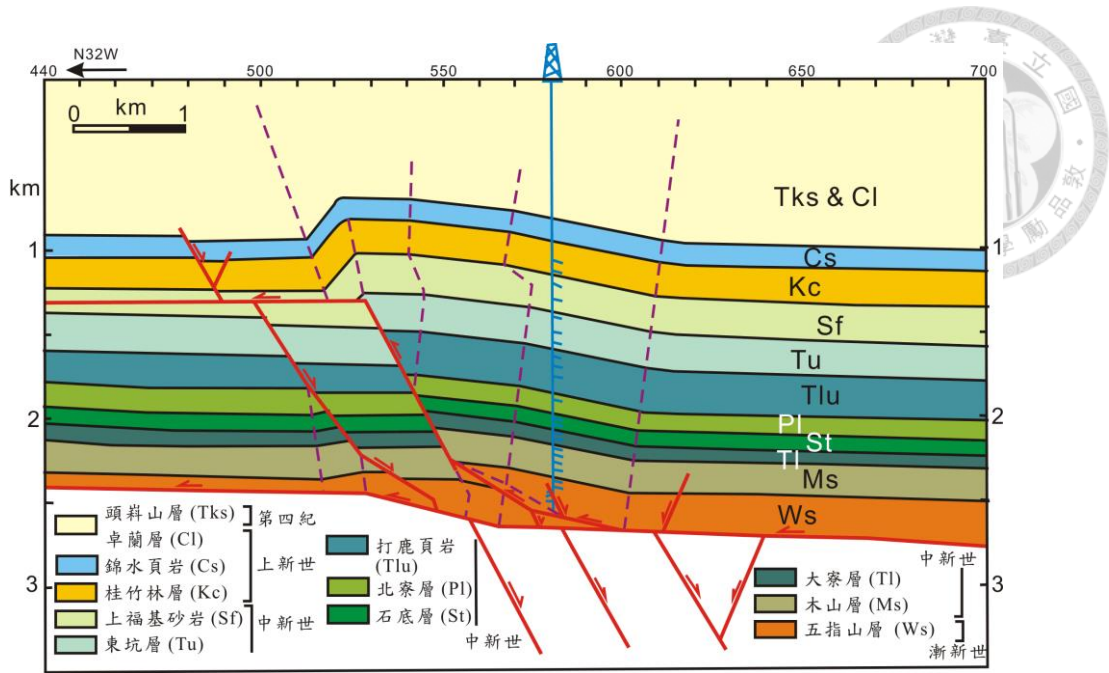


圖 5-1 根據震測剖面得出斷層演育之構造圖。(摘自黃宣維，2012)。

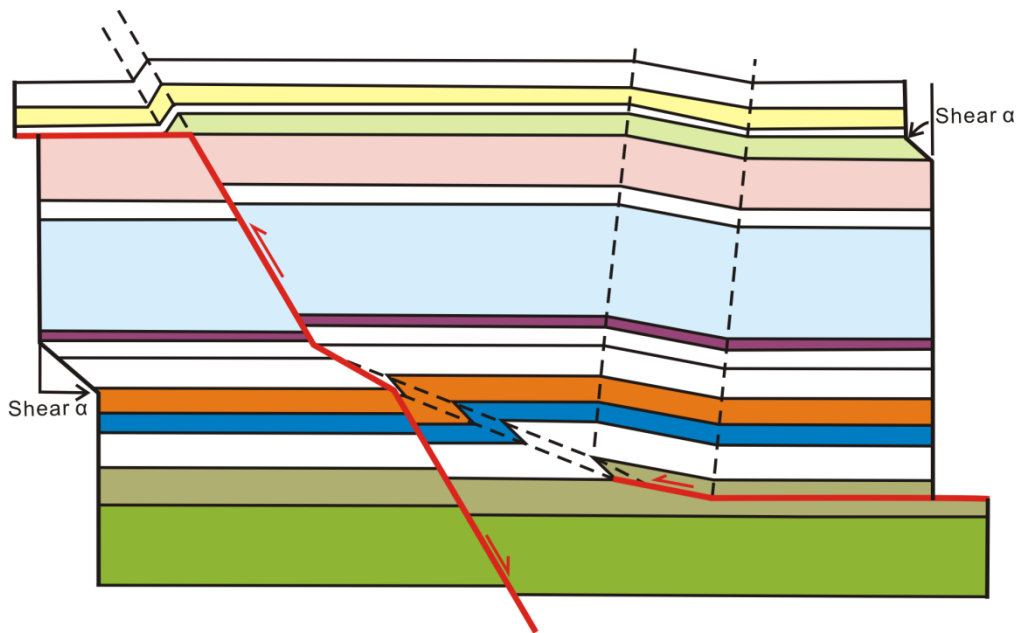


圖 5-2 斷層與褶皺關係之示意圖。淺部地層可見西北向的剪切分量(圖左橙色地層)，使淺部的上福基砂岩(圖右淺綠色地層)受到剪切作用(摘自黃宣維，2012)。

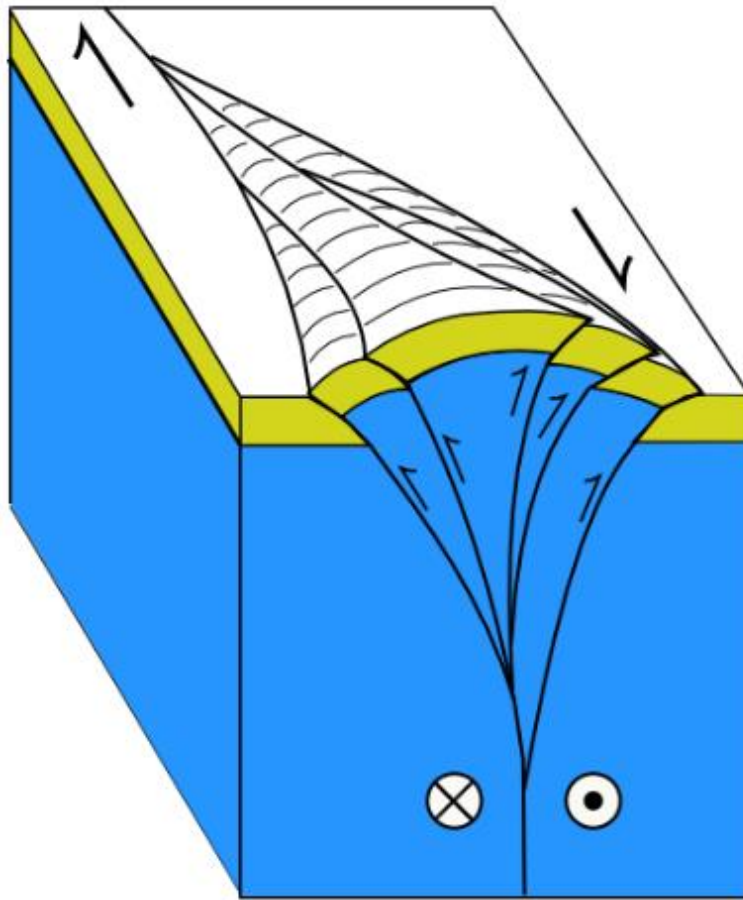
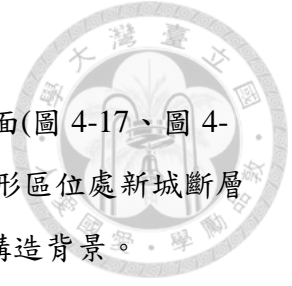


圖 5-3、正向花形構造示意圖。(摘自 opengeology.org)



5.1.2 新城斷層與斗煥坪斷層交會處

結合速度剖面、地震剖面與修改自 Namson(1983)的地質剖面(圖 4-17、圖 4-18)，來分析構造活動性和區域內的變形行為與機制。由於高變形區位處新城斷層西南段與斗煥坪斷層的交會處，因此須先瞭解此兩斷層之間的構造背景。

根據 Yang et al. (1997, 2006)的震測結果與林啟文等人(2007)的文獻統整，可知雖然斗煥坪斷層兩側地表構造之分布可大致對應(圖 1-1)，使其看似左移斷層，但從斷層本身以及兩側地下構造能觀察到許多不同之處，此由震源機制解可證實(圖 1-2、圖 4-19)，斗煥坪斷層是兼具右移分量的高傾角逆移斷層，可能是由早期正斷層或已存斷裂面活化而來。另一方面，可由震測剖面(圖 5-4、圖 5-5)得知，斗煥坪斷層在其兩側具有不同構造意義，新城斷層向西南側延展接近斗煥坪斷層時，其滑移之層位並無顯著變化，斗煥坪斷層被認為是截斷新城斷層延展的擦斷層(tear fault)；鹿廚坑斷層從河排層朝東北延展與爬升，最終在地下 500 公尺處與斗煥坪斷會合(Yang et al., 2006)，且鹿廚坑斷層位移量遠大於新城斷層位移量，斗煥坪斷層被認為是鹿廚坑斷層的側向斷坡 (Yang et al., 1997)。

回到對高變形區的探討，根據圖 4-17 的剖面 A 可知，新城斷層和斗煥坪斷層沿線的跨斷層速度變化不明顯，再觀察其東西向速度場(圖 4-13)，可發現沿著變形範圍的長軸為北北東—南南西走向，長軸兩側呈相反方向的速度場，且長軸走向與兩斷層走向亦無重合；根據圖 4-19 剖面 C 可知，兩側的水平速度皆不大僅有 1 至 2 mm/yr，略小於垂直速度的 4 mm/yr，但由震測剖面(圖 5-4、圖 5-5)可知斗煥坪斷層具逆移性質，據此推論高變形區的局部抬升變形，主要由斗煥坪斷層的層位滑移貢獻。就區域地質背景而言(圖 5-6)，新城斷層上盤逆移為西北向，斗煥坪斷層下盤右移為東向，兩力交會使此處地層承受應力較周圍區域大，結合斗煥坪斷層逆移所致的抬升，使此處地層向上拱起，並沿長軸向兩側形成張力，因而使長軸兩側呈現相反方向的位移。

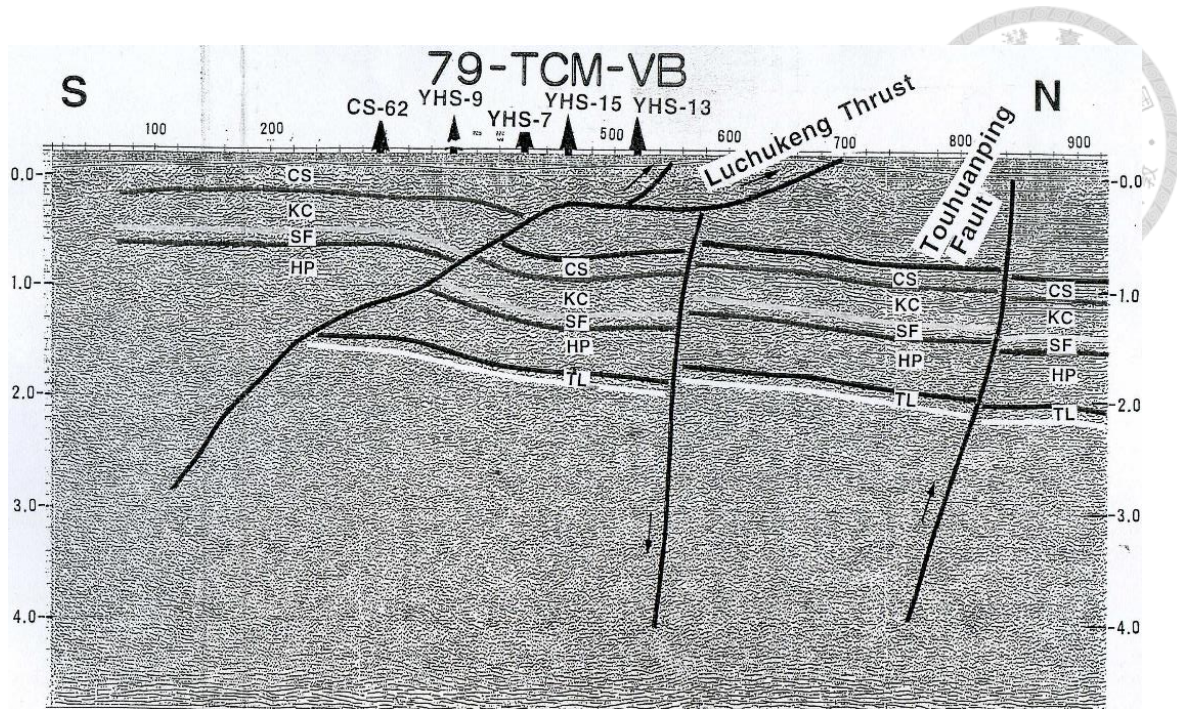


圖 5-4 經過新城斷層與斗煥坪斷層高變形區的震測剖面(摘自 Yang et al., 1997)。地層代號由老至新為 TL：打鹿頁岩、HP：河排層、SF：上福基砂岩、KC：桂竹林層、CS：錦水頁岩。

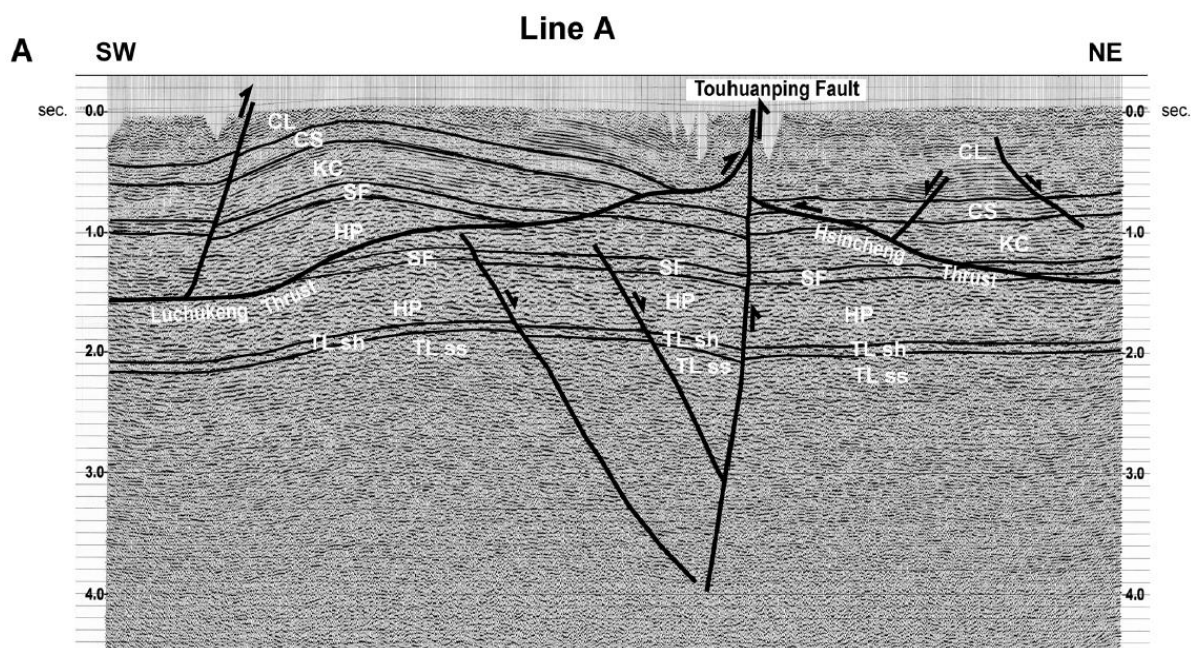


圖 5-5 呈現斗煥坪斷層兩側構造的震測剖面(摘自 Yang et al., 2006)。地層代號由老至新為 TL sh：打鹿頁岩、TL ss：打鹿砂岩、HP：河排層、SF：上福基砂岩、KC：桂竹林層、CS：清水頁岩、CL：卓蘭層。

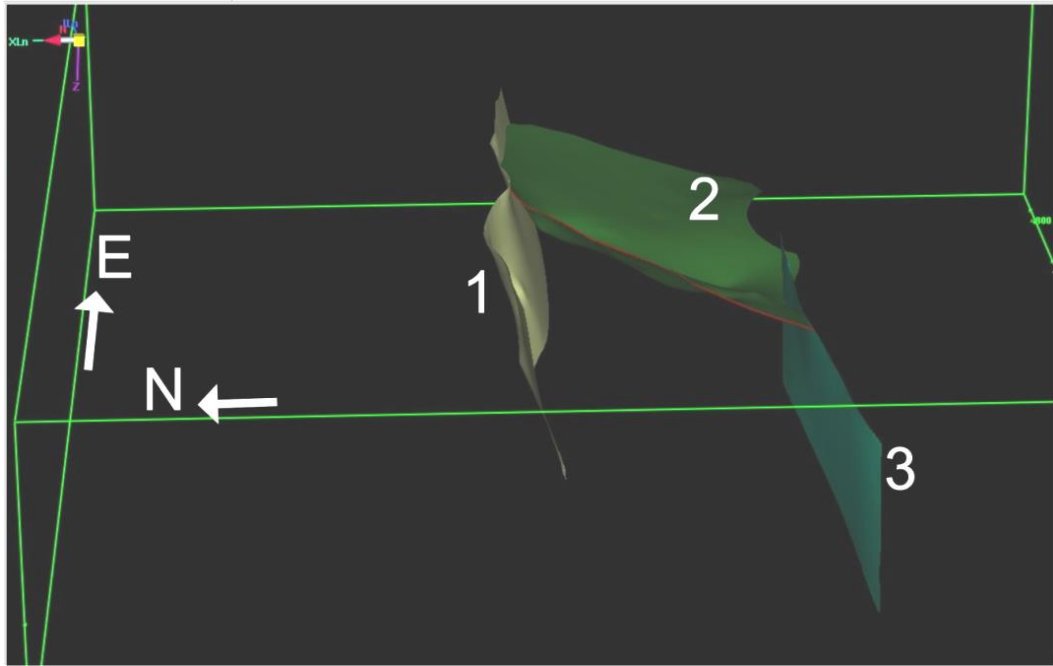


圖 5-6 新城斷層與斗煥坪斷層交會處的地下形貌(摘自黃宣維，2012)。編號 1：新竹斷層，編號 2：新城斷層，編號 3：斗煥坪斷層。

第六章 結論


1. 研究區域中跨斷層帶的速度梯度變化並不明顯，顯示主要構造活動性不顯著。另一方面，青草湖背斜東段南翼，以及新城斷層與斗煥坪斷層交會處，可觀察到相比周圍較高的位移量，且升軌與降軌位移皆呈靠近視衛星方向運動，可知二處皆以抬升變形為主導，東西向與垂直向速度場也印證此觀察。
2. 青草湖背斜南翼西端為高變形區，變形範圍的長軸為西北—東南走向，結合速度剖面、地震剖面與地質剖面，可觀察到其速度梯度變化，與跨越盲斷層位置重合，盲斷層上盤顯示東移與顯著抬升，下盤則顯示西移與些微沉降。由斷層上盤的地層層序較下盤向上層偏移，推論其為兼具右移性質的高傾角逆移斷層，此盲斷層淺部尚有一較小的盲斷層分支出來，根據地下形貌與速度場的右移與抬升，可推論此高變形區的地下形貌為帶右移的逆斷層所形成的正向花形構造。
3. 新城斷層與斗煥坪斷層交界處為高變形區，可發現沿著變形範圍的長軸為北北東—南南西走向，長軸兩側呈相反的速度場，且長軸走向和兩斷層走向亦無重合，但兩側水平速度皆不大僅 1 至 2 mm/yr，略小於垂直速度的 4 至 5 mm/yr，由震測剖面可知斗煥坪斷層具逆移性質，據此推論高變形區的局部抬升變形，由斗煥坪斷層的垂直層位滑移、新城斷層的西北向逆移、斗煥坪斷層下盤的右移三者共同作用，應力交會使此處地層較周圍區域有顯著應變，地層上拱並沿長軸向兩側形成張力而呈反向位移。

參考文獻



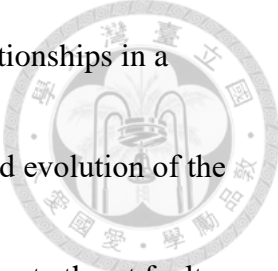
期刊、專書及報告

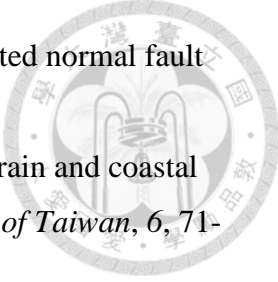
- 中國石油公司 (1978) 桃園—新竹地質圖 (1:100,000)。中國石油公司臺灣油礦探勘總處出版。
- 中國石油公司 (1994) 苗栗地質圖 (1:100,000)。中國石油公司臺灣油礦探勘總處出版。
- 王乾盈、楊榮堃、蔡道賜 (1991) 爆竹震源淺層反射震測探測新城斷層。第3屆臺灣地區地球物理研討會論文集，382-395 頁。
- 李元希、石同生、盧詩丁、林燕慧、林偉雄 (2002) 新城斷層與新竹斷層活動性研究。「臺灣之第四紀」第九次研討會論文集，12-15 頁。
- 何信昌 (1994) 臺灣地質圖及說明書，苗栗圖幅(1:50,000)。經濟部中央地質調查所。
- 何春蓀 (1986) 臺灣地質概論，臺灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所，共 163 頁。
- 周稟珊 (2017) 臺灣西北部錦水與永和山地區的地質構造研究。經濟部中央地質調查所特刊，第三十一號，65-90 頁。
- 林啟文、盧詩丁、石同生、陳致言、林燕慧 (2007) 臺灣北部的活動斷層：兩萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊，第十九號，共 130 頁。
- 林啟文、鍾瑋、侯進雄 (2005) 臺灣北部新城斷層與新竹斷層的一些構造特性。經濟部中央地質調查所特刊，第十四號，49-60 頁。
- 胡植慶、劉啟清、饒瑞鈞、張午龍、陳卉瑄、鄭錦桐 (2010) 斷層活動性觀測研究第二階段，斷層監測與潛勢分析研究(2/4)。經濟部中央地質調查所報告，共 253 頁。
- 景國恩等 (2018) 斷層活動性觀測研究第四階段—地表變形觀測資料處理分析與斷層模型反演評估 (2/4)。經濟部中央地質調查所報告，共 315 頁。
- 景國恩等 (2020) 斷層活動性觀測研究第四階段—地表變形觀測資料處理分析與斷層模型反演評估 (4/4)。經濟部中央地質調查所報告，共 389 頁。
- 陳文山、劉力豪、顏一勤、楊小青、李龍昇、游能悌、張徽正、石瑞銓、陳于

- 
- 高、李元希、林偉雄、石同生 (2003) 新城斷層的古地震研究。經濟部中央地質調查所特刊，第十四號，11-23 頁。
- 陳肇夏、何信昌、謝凱旋、羅偉、林偉雄、張徽正、黃鑑水、林啟文、陳政恆、楊昭男、李元希 (2000) 五十萬分之一臺灣區域地質圖第二版—臺灣圖幅。經濟部中央地質調查所。
- 黃旭燦、楊耿明、吳榮章、丁信修、李長之、梅文威、徐祥宏 (2004) 斷層活動性觀測與地震潛勢評估調查研究—臺灣陸上斷層帶地質構造與地殼變形調查研究(5/5)—臺灣西部麓山帶地區地下構造綜合分析。經濟部中央地質調查所報告，共 73 頁。
- 黃鑑水、劉桓吉、何信昌 (1984) 新竹—竹南間海岸地區斷層構造研究。經濟部中央地質調查所，共 38 頁。
- 塗明寬、陳文政 (1991) 臺灣地質圖及說明書，竹東圖幅(1:50,000)。經濟部中央地質調查所。
- 楊耿明 (2002) 臺灣西部麓山帶及平原地區構造地質。臺灣之活動斷層與地震災害研討會論文集，143-153 頁。
- 楊耿明、徐祥宏、黃旭燦、林國安、吳明賢、丁信修、吳榮章、梅文威 (2005) 臺灣西北部麓山帶的橫移構造特性。中國地質學會 94 年年會暨學術研討會論文集，第 188 頁。
- 楊潔豪、郭泰融 (1991) 新城斷層之地球物理研究。第 3 屆臺灣地區地球物理研討會論文集，337-352 頁。
- 鄧屬予、饒瑞鈞、李錫堤、劉家瑄、陳文山 (2005) 臺灣西南部斷層活動。西太平洋地質科學，第五卷，97-128 頁。
- 劉桓吉 (1989) 臺灣地質圖及說明書，新竹圖幅(1:50,000)。經濟部中央地質調查所。
- Angelier, J., Barrier, E., & Chu, H. T. (1986). Paleostress trajectories related to plate collision in the Foothills fold-thrust belt of Taiwan. *Tectonophysics*, 125(16), 178.
- Angelier, J., Lee, J. C., Chu, H. T., Hu, J. C., Lu, C. Y., Chan, Y. C., Lin, T. J., Font, Y., & Deffontainers, B. (2001). Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan. *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth Planet. Sci.*, 333, 5-21.
- Chen, J. S. (1974). Seismic study of the Paoshan structure, Hsinchu, Taiwan. *Petrol.*



- Geol. Taiwan*, 11, 183-195.
- Chen, S. K., Wu, Y. M., Hsu, Y. J., & Chan, Y. C. (2017). Current crustal deformation of the Taiwan orogen reassessed by cGPS strain-rate estimation and focal mechanism stress inversion. *Geophys. J. Int.*, 210(1), 228-239. doi: 10.1093/gji/ggx165
- Chiu, H. T. (1970). Structural features of the area between Hsinchu and Taoyuan, northern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 13, 63-75.
- Chiang, S. C. (1970). Seismic interpretation of the Yunghoshan anticline, Miaoli, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 7, 65-72.
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38(5), 2202-2212.
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(1), 8-20.
- Ferretti, A., Novali, F., Bürgmann, R., Hilley, G., & Prati, C. (2004). InSAR permanent scatterer analysis reveals ups and downs in San Francisco Bay area. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(34), 317-324.
- Fuhrmann, T., & Garthwaite, M. C. (2019). Resolving three-dimensional surface motion with InSAR: Constraints from multi-geometry data fusion. *Remote Sens.*, 11(3), 241.
- Hooper, A. (2008). A multi-temporal InSAR method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches. *Geophys. Res. Lett.*, 35(16).
- Hooper, A. (2010). A statistical-cost approach to unwrapping the phase of InSAR time series. In Proceedings of the International Workshop on ERS SAR Interferometry, Frascati, Italy (Vol. 30).
- Hooper, A., & Zebker, H. A. (2007). Phase unwrapping in three dimensions with application to InSAR time series. *JOSA A*, 24(9), 2737-2747.
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., & Kampes, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophys. Res. Lett.*, 31(23). doi: 10.1029/2004GL021737.
- Hooper, A., Segall, P., & Zebker, H. (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 112(B7).

- 
- Hu, J. C., & J. Angelier (1996). Modeling of Stress-deformation Relationships in a Collision Belt: Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 7(4), 447-465.
- Huang, S. T., Chen, R. C., & Chi, W. R. (1993) Inversion tectonics and evolution of the northern Taihsi basin, Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 15-46.
- Hung, J. H. & Wiltschko, D. V. (1993) Structure and kinematic of arcuate thrust faults in the Miaoli-Cholan area of western Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 28, 59-96.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, J. C. (2003), Frontal belt curvature and oblique ramp development at an obliquely collided irregular margin: Geometry and kinematics of the NW Taiwan fold-thrust belt, *Tectonics*, 22(3).
- Lin, A. T., Watts, A. B., & Hesselbo, S. P. (2003). Cenozoic stratigraphy and subsidence history of the South China Sea margin in the Taiwan region. *Basin Res.*, 15(4), 453-478. doi: 10.1046/j.1365-2117.2003.00215.x.
- Lu, C. Y., Chang, K. J., Jeng, F. S., & Jian, W. T. (1998) Impact of basement high on the structure and kinematics of the western Taiwan thrust wedge: insights from sandbox models. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, 533-550.
- Mouthereau, F., Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., Byrne, T. B., & Liu, C. S. (2002). Variations along the strike of the Taiwan thrust belt: Basement control on structural style, wedge geometry, and kinematics. *Special Papers-Geological Society of America*, 31-54.
- Mouthereau, F., & Lacombe, O. (2006). Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan. *J. Struct. Geol.*, 28(11), 1977-1993. doi: 10.1016/j.jsg.2006.08.007.
- Namson, J. (1981) Structure of the western foothills belt, Miaoli-Hsinchu area, Taiwan: (I) southern part. *Petrol. Geol. Taiwan*, 18, 31-51.
- Namson, J. (1983) Structure of the western foothills belt, Miaoli-Hsinchu area, Taiwan: (II) central part. *Petrol. Geol. Taiwan*, 19, 51-76.
- Namson, J. (1984) Structure of the western foothills belt, Miaoli-Hsinchu area, Taiwan: (III) northern part. *Petrol. Geol. Taiwan*, 20, 35-52.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Chen, Y. G., & Liu, C. S. (2005). Neotectonic architecture of Taiwan and its implications for future large earthquakes. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 110(B8). doi: 10.1029/2004JB003251.
- Suppe, J. (1980). A retrodeformable cross section of northern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 23, 46-55. <https://www.researchgate.net/publication/288395093>.

- 
- Suppe, J. (1984), Seismic interpretation of the compressively reactivated normal fault near Hsinchu, western Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*(20), 85-96.
- Tang, C. H. (1968). Photogeological observations on the low hilly terrain and coastal plain area of Hsinchu, Taiwan. *Proceedings, Geological Society of Taiwan*, 6, 71-79.
- Tang, C. H., & Hsu, C. H. (1970). Subsurface geology and petroleum deposits in the Hsinchu area. *Petrol. Geol. Taiwan*(7), 89-101.
- Teng, L. S. (1996). Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*, 24, 949-952.
- Teng, L. S., C. T. Lee, Y. B. Tsai, & L.-Y. Hsiao (2000). Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan, *Geology*, 28, 155-158.
- Tung, H., Chen, H. Y., Hsu, Y. J., Hu, J. C., Chang, Y. H., & Kuo, Y. T. (2019). Triggered slip on multifaults after the 2018 Mw 6.4 Hualien earthquake by continuous GPS and InSAR measurements. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 30, 1-16. doi: 10.3319/TAO.2019.04.03.01.
- Yu, S. B., Chen, H. Y., & Kuo, L. C. (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274(1-3), 41-59. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00297-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00297-1).
- Yang, K. M., Wu, J. C., Ting, H. H., Wang, J. B., Chi, W. R., & Kuo, C. L. (1994). Sequential deformation in foothills belt, Hsinchu and Miaoli areas: Implications in hydrocarbon accumulation. *Petrol. Geol. Taiwan*, 29, 47-74.
- Yang, K. M., Wu, J. C., Wickham, J. S., Ting, H. H., Wang, J. B., & Chi, W. R. (1996), Transverse structures in Hsinchu and Miaoli areas: Structural mode and evolution in foothills belt, northwestern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 30, 111-150.
- Yang, K. M., Ting, H. H., Wu, J. C. & Chi, W. R. (1997). Geological Model for Complex Structures and Its Implications for Hydrocarbon Exploration in Northwestern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 31, 1-42.
- Yang, K. M., Huang, S. T., Wu, J. C., Ting, H. H., & Mei, W. W. (2006). Review and new insights on foreland tectonics in western Taiwan. *Int. Geol. Rev.*, 48(10), 910-941.

碩博士論文

- 江婉綺 (2005) 竹苗地區地質構造之砂盒物理模型研究，國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 104 頁。
- 吳宛錚 (2014) 利用時域相關點雷達干涉技術監測地表變形。私立中國文化大學地學研究所碩士論文，共 141 頁。
- 林紹弘 (2018) 利用持久性散射體合成孔徑雷達干涉技術與數值模型探討台北盆地地下水引起的地表變形與含水層特性。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 144 頁。
- 郭鶯萍 (2017) 探討泥岩區對臺灣西南部褶皺逆衝帶的高異常變形量之影響。國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 150 頁。
- 黃宣維 (2012) 以三維構造幾何形貌和大地測量分析臺灣西北部新竹地區之新期造活動。國立臺灣大學地質科學系碩士論文，共 158 頁。
- 潘南霖 (2015) 應用多時雷達差分干涉技術探討竹苗地區地形變遷。國立交通大學土木工程學系碩士論文，共 93 頁。
- 謝嘉聲 (2006) 以雷達干涉技術偵測地表變形之研究。國立交通大學土木工程學系博士論文，共 159 頁。

附錄 A GPS 連續站時間序列

