

國立台灣大學理學院地質科學系

碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master thesis

利用永久散射雷達干涉技術分析

瑞穗至池上地區縱谷斷層地表變形活動

Analysis of surface deformation of the Longitudinal Valley  
Fault in Rueisui to Chishang segment by PS-InSAR method

游鎮源

Cheng-Yuan Yu

指導教授：胡植慶 博士

Advisor: Jyr-Ching Hu, Ph.D.

中華民國 103 年 7 月

July, 2014





國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

利用永久散射雷達干涉技術分析  
瑞穗至池上地區縱谷斷層地表變形活動

Analysis of surface deformation of the Longitudinal Valley Fault in  
Rueisui to Chishang segment by PS-InSAR Method

本論文係游鎮源君（學號 R97224214）在國立臺灣大學地質科學  
所完成之碩士學位論文，於民國 103 年 7 月 29 日承下列考試委員審  
查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

胡植慶

（簽名）

盧任選

（指導教授）

朱徽祖

林裕文

## 誌謝



離開學校邁入社會工作，又在工作中回過頭扮演學生的腳色，我的時間軸流動速度總是與其他人不一樣，有著自我堅持的牛脾氣與獨到的緩步節奏，我的碩士生涯前前後後紀錄了我 22 到 28 歲的青春，六年的時間，發生了許多的重要的事情，和舊親人道別，和新到來這世界的家人見面，期間半途離開了學術地質圈，繞個彎卻又意外得到了一個穩定的地質工作，我的碩士學位與其說是正式和求學生涯說聲告別，又或者是一個與地質糾纏不清的結緣賀禮。

在地質這條學習道路上首先需要特別感謝三位老師對我的幫助。感謝鄧屬予老師，是帶我踏入地質研究的入門導師，求學問的態度與一絲不苟的堅持立下一個良好典範；感謝林啟文老師，在地調所工作期間不只讓我在野外技能成長，更多的是給予我個人非常多的關心與建議，是鼓勵讓我完成這篇文章最主要的推手，並且給予這篇文章的許多指導；感謝胡植慶老師，給我這機會從高空上看看美麗的縱谷，提供了我非常多的研究資源，也讓在緊迫的時間下還是給予我摸索的空間，讓我從逗號、句點都有問題到可以拼湊出一篇文章，尤其在過程中持續的鼓勵讓我相當的感激。接著還要感謝盧佳遇老師與朱傲祖老師，在口試時給予許多邏輯思考的方向與仔細閱讀與校訂文章的內容。這篇文章得以形成還有許多的功臣，感謝昱茨、嘜汝、宛琳、冠全、童忻、秀芳等實驗室的學妹、學長姐或助理們，大部分的人雖然由於工作關係見面次數不多，但是提供了這篇文章需要的最關鍵的技術指導與資源。

除此之外，還有很多很多，感謝我的兩位阿嬤在天上的保佑，感謝我的家人對於我的選擇給予的信任與尊重，感謝我朋友到場搖旗吶喊，感謝我同事在工作上的支援與體諒，還有很多很多，難以用單一事件表述，也無法一一點名，在此僅以最簡單的代稱來感謝所有關心我的人，這最後的成果作品可能差強人意，還是將這一點點成就獻上表示感激，感謝這個詞彙可能通篇顯得過於單調空泛，但還是以此兩個字來向你們表示可能不曾當面對你們說出的內心裡溫暖的感受。

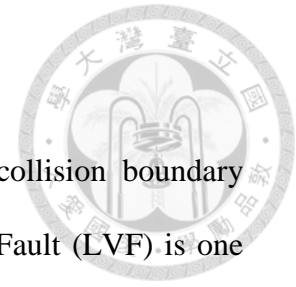
## 中文摘要



台灣東部縱谷地區位於菲律賓海板塊與歐亞板塊的碰撞縫合帶，縱谷斷層為其中最主要的活動構造，地震活動頻繁，並伴隨著明顯的震間潛移行為，本研究利用永久散射體合成孔徑雷達干涉技術(Persistent Scatters SAR Interferometry, PS-InSAR) 觀測瑞穗至池上地區的地表變形活動，雷達影像涵蓋的測量範圍較為全面與廣泛，可彌補有限的 GPS 測站數量或是節省水準測量所需耗費的時間金錢成本。本研究使用 ALOS 衛星影像於 2007 年至 2010 年拍攝 L 波段雷達影像，利用 StaMPS 方法流程移除軌道、地形與大氣所貢獻的相位誤差，最後獲得 89800 個平均視衛星方向 (Line of sight, LOS) 速度場資料點，對縱谷地區的變形提供了更連續性的觀測視野。資料結果顯示縱谷斷層各個斷層區段 (Fault segment) 具備不同的地表變形特性，研究區域內池上斷層沿線皆具備明顯潛移特性，變形狹長且集中於斷層跡線兩側，有 20-35 mm/yr 不等的視衛星方向速率落差，越往南側抬升越劇烈；潛移行為往北至瑞穗地區便快速消散，變形行為轉變為瑞穗斷層與奇美斷層之間有相對於縱谷平原有約 8-10 mm/yr 視衛星方向速率緩慢抬升；而玉里斷層與嶺頂斷層於 2007 年至 2010 年則無明顯間震滑移速率相對變化。由 PS-InSAR 視衛星方向速度場比對全球定位系統 (GPS) 與精密水準監測成果，變形結果呈現出相同的趨勢，顯示本研究成果具備一定的可靠性；由光達數值地形判釋出近斷層活動地形特徵與斷層潛移前緣地理位置比較，地表變形分布推測出斷層跡位置與高確實度的活動地形特徵分布結果相當吻合，且對於構造線形不明顯的地區提供了斷層跡延伸位置的線索；由地質與地震資料剖面檢視地表變形特性，除了應力上的差異外，斷層的上、下盤岩性強度也會加強或降低斷層的地表潛移表現，另池上斷層的地表變形行為觀測到與地震活動度有相關性，若地震數量愈多、震源分布深度愈淺，池上斷層所觀測到的地表變形速率會更劇烈。

關鍵字 永久散射體合成孔徑雷達干涉法 震間變形 縱谷斷層 瑞穗斷層 池上斷層

## Abstract



Longitudinal Valley of eastern Taiwan is considered as a collision boundary between Eurasian Plate and Philippine Plate. Longitudinal Valley Fault (LVF) is one of most significant structure which has been undergoing rapid creeping motion. This study presents an observation of the surface deformation from Rueisui to Chishang by using Persistent Scatters SAR Interferometry technique (PS-InSAR). Radar interferometry is now a well-established technique for monitoring regional active deformation. GPS and leveling survey have been useful tools for measuring surface deformation; however the density of stations were relatively sparse and costly. We use StaMPS approach to remove the errors contributed by orbital, topographic and atmospheric effects to obtain mean deformation rate along radar line-of-sight (LOS) by ALOS L-band SAR images from 2007 to 2010. According to PS-InSAR result, a sharp gradient of 20-35 mm/yr along the LOS across the Chishang Fault is observed. For the Rueisui segment, a gradient of 8-10 mm/yr along the LOS between Rueisui Fault and Chimei Fault area relative to Longitudinal plain. In addition insignificant interseismic deformation change across both the Yuli fault and the Linding fault, implying creeping behavior disappeared in the northern segment of the LVF. In this study, the precise leveling and GPS measurements were also applied. The deformation trend was quite consistent, which shows that our result is reliable and with highly accuracy. Comparing with LiDAR morphotectonic analysis, the deformation front not only shows reasonable spatial distribution with the geomorphic feature, but also provides a clue for tracing the fault line position in the sediment-covered area. According to the geological and earthquake profile, the strength of lithology of the hanging wall and footwall might affect the creeping rate besides strain; and underground seismicity and earthquakes

depth were associated with surface deformation behavior along the Chishang Fault.

**Keywords:** PS-InSAR, Interseismic deformation, Longitudinal Valley Fault, Rueisui Fault, Chishang Fault

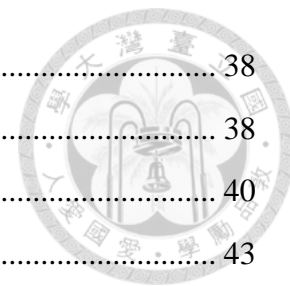


# 目錄



誌謝 .....	ii
中文摘要 .....	iii
Abstract .....	iv
目錄 .....	vi
圖目錄 .....	viii
表目錄 .....	xi
第一章 緒論 .....	1
1-1 研究動機與目的 .....	1
1-2 地體架構 .....	3
第二章 前人研究 .....	6
2-1 地質背景 .....	6
2-1-1 研究範圍 .....	6
2-1-2 地層與地質構造 .....	8
2-1-3 構造地形 .....	10
2-2 測地學與地震活動 .....	13
2-2-1 水平位移觀測 .....	13
2-2-2 垂直位移測量 .....	16
2-2-3 地震觀測 .....	19
2-3 雷達干涉法 .....	22
2-4 縱谷地區活動斷層分段 .....	25
2-4-1 1951年花蓮-台東地震系列 .....	25
2-4-2 縱谷斷層分段歷史 .....	27
2-4-3 本研究採用活動斷層命名系統 .....	31
第三章 研究方法原理 .....	34
3-1 真實孔徑雷達與合成孔徑雷達 .....	34
3-1-1 真實孔徑雷達 .....	34
3-1-2 合成孔徑雷達 .....	37

3-2	雷達干涉技術 .....	38
3-2-1	合成孔徑雷達干涉技術 .....	38
3-2-2	差分孔徑雷達干涉技術 .....	40
3-3	永久散射體合成孔徑雷達干涉法 .....	43
3-3-1	永久散射體 .....	43
3-3-2	StaMPS 方法 .....	44
3-3-3	主影像選擇與變形干涉影像建置 .....	46
3-3-4	相位穩定分析與 PS 點選取 .....	46
3-3-5	相位回復與濾波修正 .....	49
第四章	資料結果與分析 .....	50
4-1	衛星影像資料 .....	50
4-2	視衛星方向變動區域分布成果 .....	55
4-2-1	PS 資料點與標準差分布 .....	55
4-2-2	速度剖面分析 .....	59
第五章	PS-InSAR 結果與其他結果比較 .....	63
5-1	GPS 連續站與視衛星方向地表變動結果比較 .....	63
5-2	水準測量與視衛星方向地表變動結果比較 .....	66
5-3	光達判識構造線形分布與 PS-InSAR 判釋斷層跡線位置比較 .....	72
5-4	區域地質-地震構造剖面與視衛星方向地表變動關係探討 .....	77
第六章	結論 .....	89
	參考文獻 .....	91





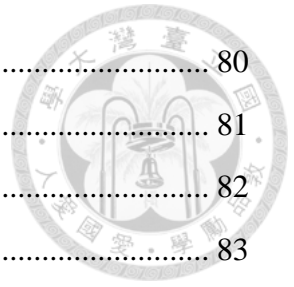
## 圖目錄



圖 1-1-1 台灣地區活動斷層分布圖與歷史重大災害地震震源機制解.....	2
圖 1-2-1 台灣地區 3D 地體構造圖(Angelier <i>et al.</i> , 2001).....	4
圖 1-2-2 台灣地區周遭海域高程陰影圖與地質分區圖 (修改自 Lin <i>et al.</i> , 2010)....	5
圖 2-1-1 本研究範圍區域地形、水系與地理位置分布圖 .....	7
圖 2-1-2 本研究區區域地質圖 (修改自何春蓀, 1986; 陳文山與王源, 1993).....	9
圖 2-1-3 花東沿岸全新世抬升速率分布圖(Hsieh <i>et al.</i> , 2004) .....	11
圖 2-1-4 中央山脈東緣地形特徵分布圖與地形剖面(Shyu <i>et al.</i> 2006b).....	12
圖 2-2-1 東部地區三角測網施作位置圖 .....	14
圖 2-2-2 花東地區相對於澎湖白沙站 (S01R) 之 GPS 水平方向速度場 .....	15
圖 2-2-3 東台灣地盤升降軸合圖(修改自陳惠芬, 1984).....	17
圖 2-2-4 1976 至 1984/85 年期間一等水準網平差計算結果與台東縱谷地區水準點 高程變化 (余水倍與李瓊武, 1986) .....	17
圖 2-2-5 2000 年至 2008 年全台垂直高程變化速度場 (Chen <i>et al.</i> , 2011).....	18
圖 2-2-6 1990-2010 年 20 年震源機制解與地震分布 .....	20
圖 2-2-7 中央氣象局 1991-2002 年地震重定位東台灣 6173 筆地震資料(Kuo Chen <i>et al.</i> , 2004).....	21
圖 2-2-8 2013/10/31 瑞穗地震震源機制解與餘震分布 .....	22
圖 2-3-1 東部地區 1997-2000 年 InSAR 資料成果 (Hsu and Burgmann, 2006) ....	23
圖 2-3-2 利用 ALOS 衛星影像探測玉里至台東地區 PS-InSAR 成果(Champenois <i>et al.</i> , 2012).....	24
圖 2-4-1 1951 年花蓮台東地震序列地震震源機制解與地表破裂分布 .....	26
圖 2-4-2 縱谷斷層分段比較圖 .....	30
圖 2-4-3 本研究地區活動斷層分布圖(修改自林啟文等, 2009).....	33
圖 3-1-1 側視雷達波幾何關係示意圖 .....	34
圖 3-1-2 距離解析度與脈衝長度的關係(Lillesand <i>et al.</i> , 2004).....	35
圖 3-1-3 方位解析度與地距的幾何關係(Lillesand <i>et al.</i> , 2004).....	36
圖 3-1-4 合成孔徑雷達波幾何關係示意圖 (Lillesand <i>et al.</i> , 2004).....	37

圖 3-1-5 真實孔徑雷達和合成孔徑雷達解析度比較(Lillesand <i>et al.</i> , 2004).....	37
圖 3-2-1 干涉合成孔徑雷達波軌道幾何關係(修改自謝嘉聲, 2006).....	38
圖 3-2-2 衛星雷達波干涉幾何關係示意圖 (謝嘉聲, 2006).....	39
圖 3-2-3 差分干涉處理流程 (謝嘉聲, 2006).....	40
圖 3-2-4 差分孔徑雷達干涉技術幾何關係示意圖 .....	42
圖 3-3-1 永久散色體雷達訊號示意圖(Hooper <i>et al.</i> , 2007b).....	44
圖 3-3-2 StaMPS 方法流程圖 (修改自 Sousa <i>et al.</i> , 2011) .....	45
圖 4-1-1 ALOS 衛星示意圖 .....	51
圖 4-1-2 PALSAR 感測器拍攝方式.....	52
圖 4-1-3 ALOS 衛星影像編號涵蓋圖 .....	52
圖 4-1-4 ALOS 衛星 Frame440 — Path446 時間與空間基線分布圖.....	53
圖 4-1-5 ALOS 衛星 Frame450 — Path445 時間與空間基線分布圖 .....	54
圖 4-2-1 PS 資料點標準差分布圖 .....	56
圖 4-2-2 CHUN GPS 測站 2006~2012 年測站位移-時間序列圖 .....	57
圖 4-2-3 PS-InSAR 視衛星方向平均變動速率與資料點個數分布曲線.....	57
圖 4-2-4 縱谷地區視衛星方向平均變動速率圖 .....	58
圖 4-2-5 縱谷斷層北段活動潛移與速度剖面 .....	61
圖 4-2-6 縱谷斷層南段活動潛移與速度剖面 .....	62
圖 5-1-1 GPS 變化量與視衛星方向變動之幾何關係示意圖(Huang, 2009).....	64
圖 5-1-2 GPS 投影至視衛星方向變動與 PS 資料比較圖.....	64
圖 5-1-3 PSLOS 速度場與 GPS 站速度場分布 .....	65
圖 5-2-1 變動速度方向換算示意圖(楊佳祥, 2011).....	67
圖 5-2-2 水準點測線分布 .....	68
圖 5-2-3 豐濱至光復測線水準垂直速度分布與 PS 速率剖面.....	69
圖 5-2-4 靜浦至紅葉測線水準垂直速度分布圖與 PS 速率剖面.....	70
圖 5-2-5 光復至池上與磯崎至都歷地區水準垂直速度與 PS 速率剖面.....	71
圖 5-3-1 東部地區構造線形分布 .....	75
圖 5-3-2 判識斷層跡之比較圖 .....	76
圖 5-3-3 修正後斷層跡線位置與地表線形位置分布圖 .....	74

圖 5-4-1 地震、地質與 PS 速度剖面位置圖 .....	80
圖 5-4-2 富田-豐濱 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	81
圖 5-4-3 富興—石梯坪 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	82
圖 5-4-4 鶴岡—八仙洞 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	83
圖 5-4-5 舞鶴—長濱 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	84
圖 5-4-6 鐵份—城山 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	85
圖 5-4-7 樂樂溪—都威 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	86
圖 5-4-8 東里—成功 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	87
圖 5-4-9 大坡—都歷 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖 .....	88



## 表目錄



表 2-4-1 不同學者對於活動斷層分段差異(McCalpin, 1996).....	29
表 2-4-2 本研究區活動斷層特性一覽表(修改自林啟文等, 2009).....	32
表 3-1-1 IEEE 公布之雷達頻率波長標準.....	36
表 3-3-1 誤差時空間特徵(Hopper <i>et al.</i> , 2007b).....	49
表 4-1-1 ALOS 衛星基本資料.....	51
表 4-1-2 ALOS 衛星 frame440, Path446 影像列表.....	53
表 4-1-3 ALOS 衛星 frame450, Path445 影像列表.....	54

# 第一章 緒論



## 1-1 研究動機與目的

台灣位於菲律賓海板塊與歐亞板塊碰撞縫合帶，地震活動頻繁（圖 1-1-1），其中台灣東部地區屬於地震活躍帶，縱谷斷層每年吸收了板塊聚合 20-25 mm/yr 的變形量(Angelier *et al.*, 1997)，約占兩個板塊聚合變形量 1/4，為構造活躍之斷層。然而台灣侵蝕率高再加上沖積層的覆蓋，使得斷層與地表的接觸面很難被直接觀察到(Hsu, 1976；York, 1976)，就算有可以直接從地表觀察到的斷層崖或其他活動地形的證據，也因為過於分散且受到切蝕，也無法蒐集足夠資料得知斷層的確切位置(何春蓀, 1986)，因此前人也對於花東縱谷的斷層構造存在著不同的看法。

縱谷斷層的活動行為首先由三角點測量可知，屬於左移兼逆衝性質的活動斷層(陳佳元, 1974)，藉由地形、定年與測量資料顯示，斷層南段較北段抬升快，斷層行為也由逆衝為主轉變為逆衝兼左移特性(Biq, 1984)。瑞穗至玉里地區屬於縱谷斷層中間區段，屬於縱谷南北區域不同的活動特性的轉換帶，此地區地震活動不明顯，然而由 GPS 觀測、槽溝定年與水準測量等發現，地殼活動之長期以及短期的抬升速率不一致，推測縱谷斷層中段斷層活動行為偏向同震位移的形式發生，屬於未來有發生大地震之災害風險之地區 (Chen *et al.*, 2007；Chung *et al.*, 2008；Ching *et al.*, 2011)。地殼中累積的能量可能以地震(seismic)或無震(aseismic)的形式釋放，進而產生地震波(seismic waves)或是形成地表潛移(creep)，因此了解斷層的地表潛移有助於分析斷層的孕震特性，多位學者早已針對縱谷斷層活動的潛移行為作了許多測量研究 (Angelier *et al.*, 2000; Lee *et al.*, 2001; Lee *et al.*, 2003; Mu *et al.*, 2011; Chuang *et al.*, 2012)，然而受限於 GPS 測站數量有限及水準測量耗費耗時、成本昂貴，加上縱谷斷層於不同時間與空間上測量結果也都有相當大的變異，我們對於縱谷斷層的變形行為難以有全區域的詳細檢視。

永久散射體雷達干涉法(PS-InSAR Method)具備衛星遙測的面積廣泛與資料密集的高精度測量特性，可於快速的時間對同一地區進行重複觀測的工作，可大幅補足過去受限於地質調查或測量精度與數量的不足，本研究使用 ALOS 衛星影

像資料利用永久散射體雷達干涉法觀測縱谷斷層於瑞穗至池上地區 2007-2010 年的間震滑移活動，除期望清楚描繪出縱谷斷層中間區段斷層潛移行為的空間分布與變位量，並藉由彙整光達數值地形判釋、地質調查成果與地震資料做比對，期望藉由不同的地表或地下構造資訊，進一步討論縱谷斷層地表變形可能代表的地質意義。

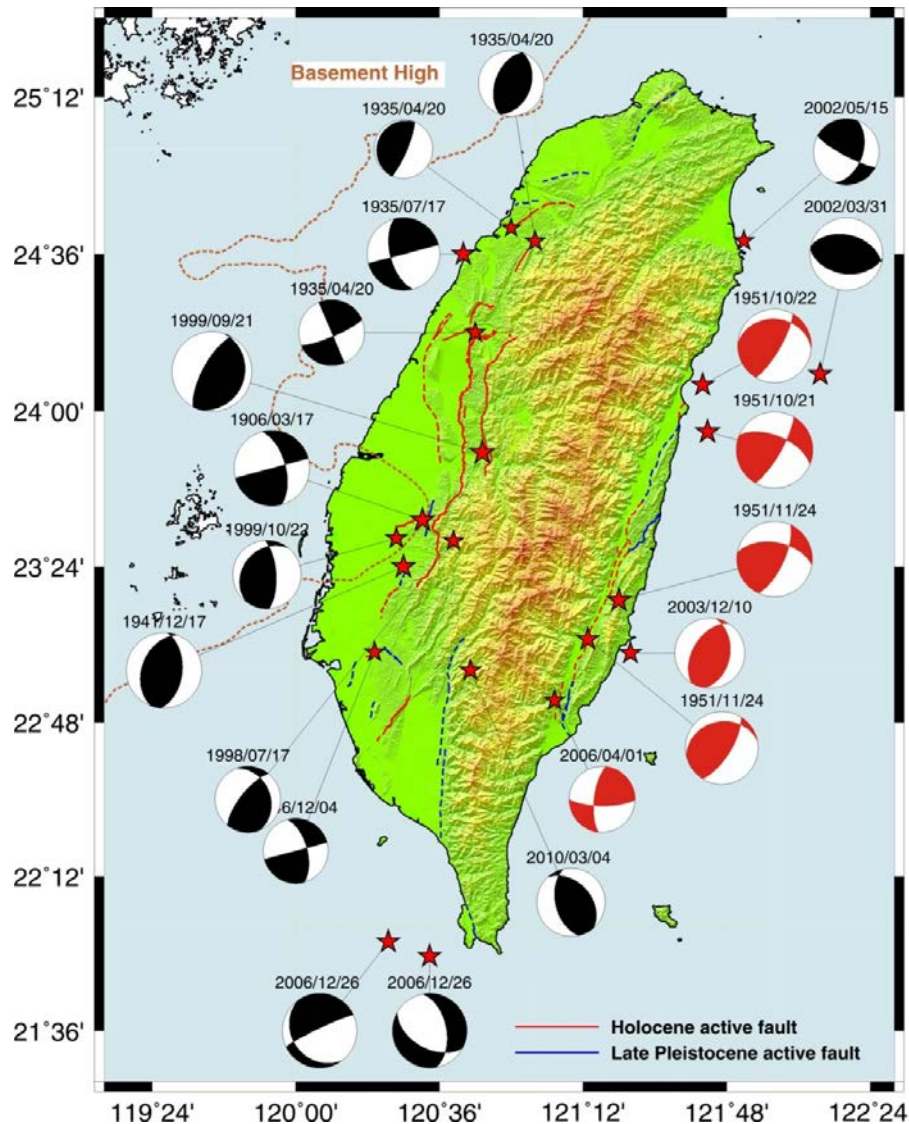


圖 1-1-1 台灣地區活動斷層分布圖與歷史重大災害地震震源機制解。紅色機制解為台灣東部地區發生之大型歷史災害地震（資料來源：中央氣象局）。

## 1-2 地體架構

台灣位於菲律賓海板塊與歐亞板塊碰撞縫合帶，台灣南部歐亞板塊沿馬尼拉海溝向東隱沒至菲律賓海板塊下，形成呂宋島弧系統，而台灣東部菲律賓海板塊沿琉球海溝向北隱沒至歐亞板塊之下，形成琉球島弧系統(Hsu, 1971; Suppe, 1981; Angelier, 1986)(圖 1-2-1)。畢慶昌提出利吉層為隱沒作用產生的混同層(Biq, 1971; Biq, 1972)，之後則是島弧與大陸的聚合作用，縱谷地區分割中央山脈與海岸山脈地質區，縱谷以西屬於歐亞大陸邊緣，縱谷以東海岸山脈屬於菲律賓海板塊一部分，為呂宋島弧的北邊延伸。Wu *et al.*(2009)利用地震、GPS 以及水準測量等資料進一步提出更精準的 3D 模型，認為在大約在緯度 23.7 的位置為板塊碰撞與隱沒的界線，23.7 以北的海岸山脈進入低緩的板塊隱沒範圍影響，會受到部分的張力作用，而 23.7 以南的海岸山脈仍屬於菲律賓海板塊向西北移動的碰撞隱沒模式進行。菲律賓海板塊相對於歐亞板塊的運動速度可由不同的全球板塊模式進行估算(Karig, 1975; Seno, 1997; Seno *et al.*, 1993)，近幾年 GPS 衛星測量技術快速發展，GPS 原為美國國防部軍事導航與定位系統，由分布於 20,000 公里高空的 24-27 個衛星組成，藉由嚴謹的資料處理可提供毫米級的精度，被廣泛的應用於大地測量上，前人利用 GPS 測量推算，綠島對於澎湖每年以相對 310 度的方向 82 mm/yr 的速度聚合(Yu *et al.*, 1997; Yu and Kuo, 1999, 2001; Lin *et al.*, 2010) (圖 1-2-2)，台灣東部地區首當其衝這劇烈快速的板塊活動，使得縱谷斷層成為一個高度活動性的斷層，研究縱谷斷層活動特性也成為一個極重要的課題。

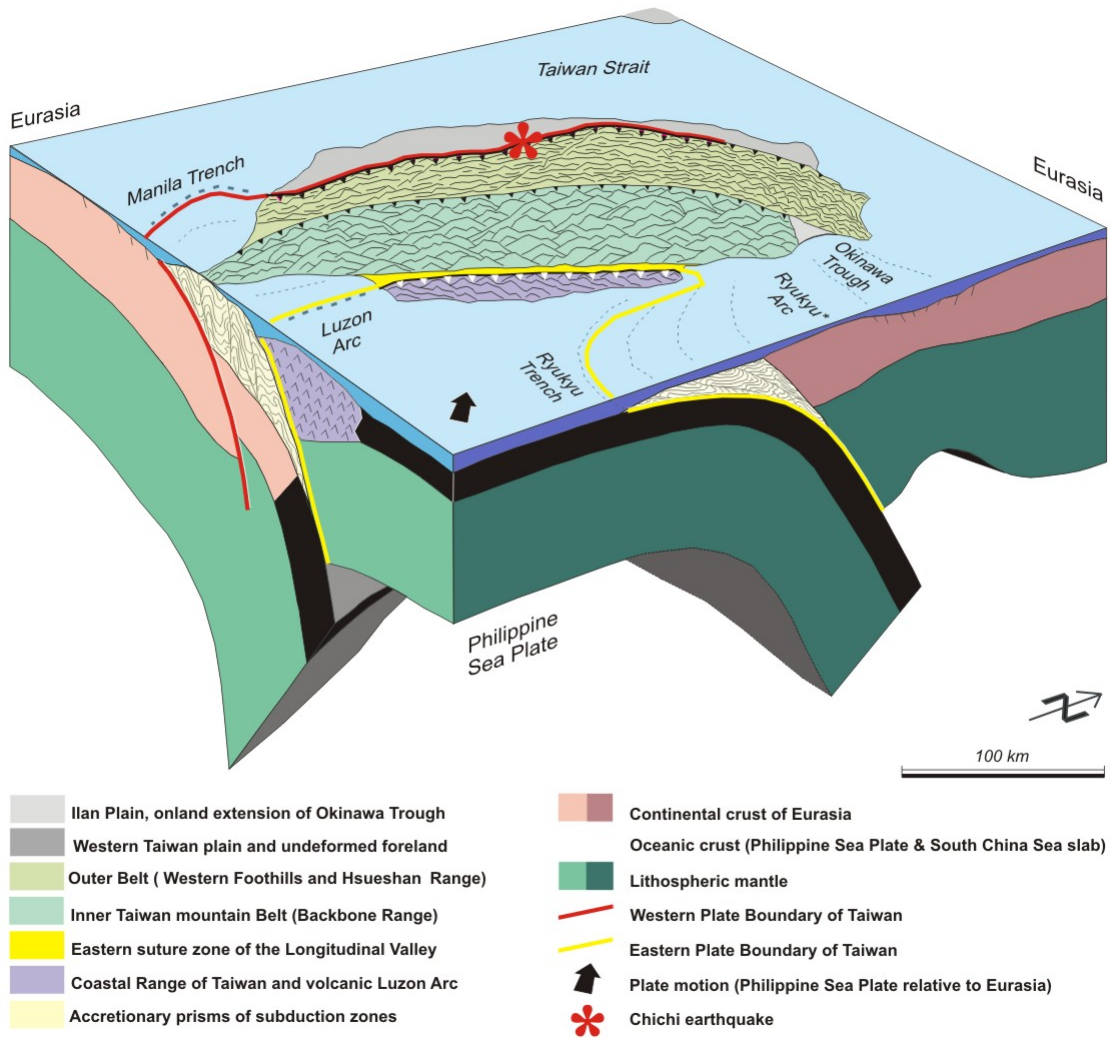


圖 1-2-1 台灣地區 3D 地體構造圖。台灣南部歐亞板塊向東隱沒至菲律賓海板塊下，而台灣東部菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞板塊之下 (Angelier *et al.*, 2001)。



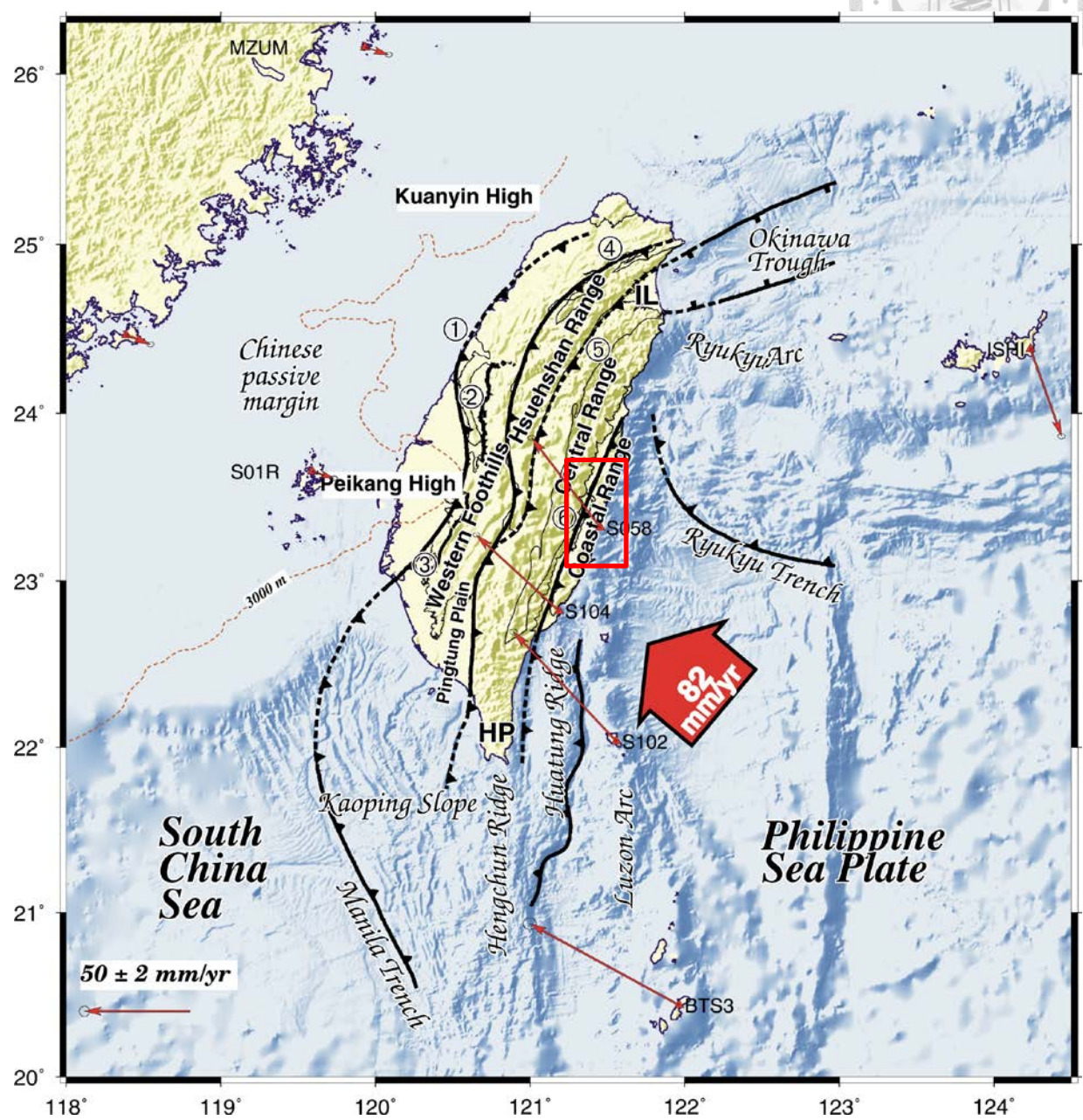


圖 1-2-2 台灣地區周遭海域高程陰影圖與地質分區圖。板塊沿者琉球海溝與馬尼拉海溝隱沒(黑色三角形實線)，大型紅色箭頭為火山島弧相對於穩定大陸邊緣聚合速度，數字 1-6 為主要斷層，紅色細線箭頭為修改自 Yu and Kuo(1999)。GPS 速度相對於穩定歐亞大陸速度場，而紅色方框範圍為本研究地區(修改自 Lin *et al.*, 2010)。

## 第二章 前人研究



### 2-1 地質背景

#### 2-1-1 研究範圍

本研究範圍西起東經 121.199°至東經 121.590°，南起北緯 23.009°至北緯 23.736°，大致位於臺灣東部海岸山脈中間，範圍以花蓮縣光復鄉花蓮溪以南、台東縣池上鄉以北之區域，地形上由西至東可分為中央山脈、縱谷平原與海岸山脈三個主要地形區，秀姑巒溪為本研究區主要水系，為唯一切穿海岸山脈之溪流(圖 2-1-1)。

中央山脈於本區海拔可達 3296 公尺，多為陡峭河谷地形，主要河流有花蓮溪、光復溪、富源溪、紅葉溪、豐坪溪與樂樂溪，主要為格子狀或樹枝狀水系，河流多為西北往東南流。海岸山脈由北往南漸漸高聳，受到造山活動擠壓的影響，海岸山脈沿線走向皆為北東 20°~50°間，地形起伏與岩層走向平行，並形成許多狹長之盆地，主要由都鑿山火成岩形成主要高峰，本研究區內最高峰為 1682 公尺(麻荖漏山)，山脈東緣發育河系多短小湍急，只有馬武窟溪與丁子漏溪為發育較長之河流，於海岸山脈內與東緣皆有良好河階與海階發育。

縱谷平原分布約 6~8 公里寬，地形由花蓮市到光復鄉主要以大型沖積扇發育(Lin, 1991)，由光復鄉進入瑞穗鄉富興村至玉里鎮，沖積平原逐漸以丘陵或山地地形代替，為整個縱谷沖積平原分布最狹小處，寬度僅約 1.8 公里。瑞穗至玉里地區有縱谷平原紅土化隆起扇階分布，如舞鶴台地、德武階地等。玉里至池上地區除明顯斷層崖與地形線形外(張國楨等，2012)，地表更可直接觀察到多處地表破裂與斷層露頭。由本區域的地形分布，除由東至西的概略的區域地體架構，同時本地區也涵蓋了縱谷地區由南至北構造特性的轉變之範圍。

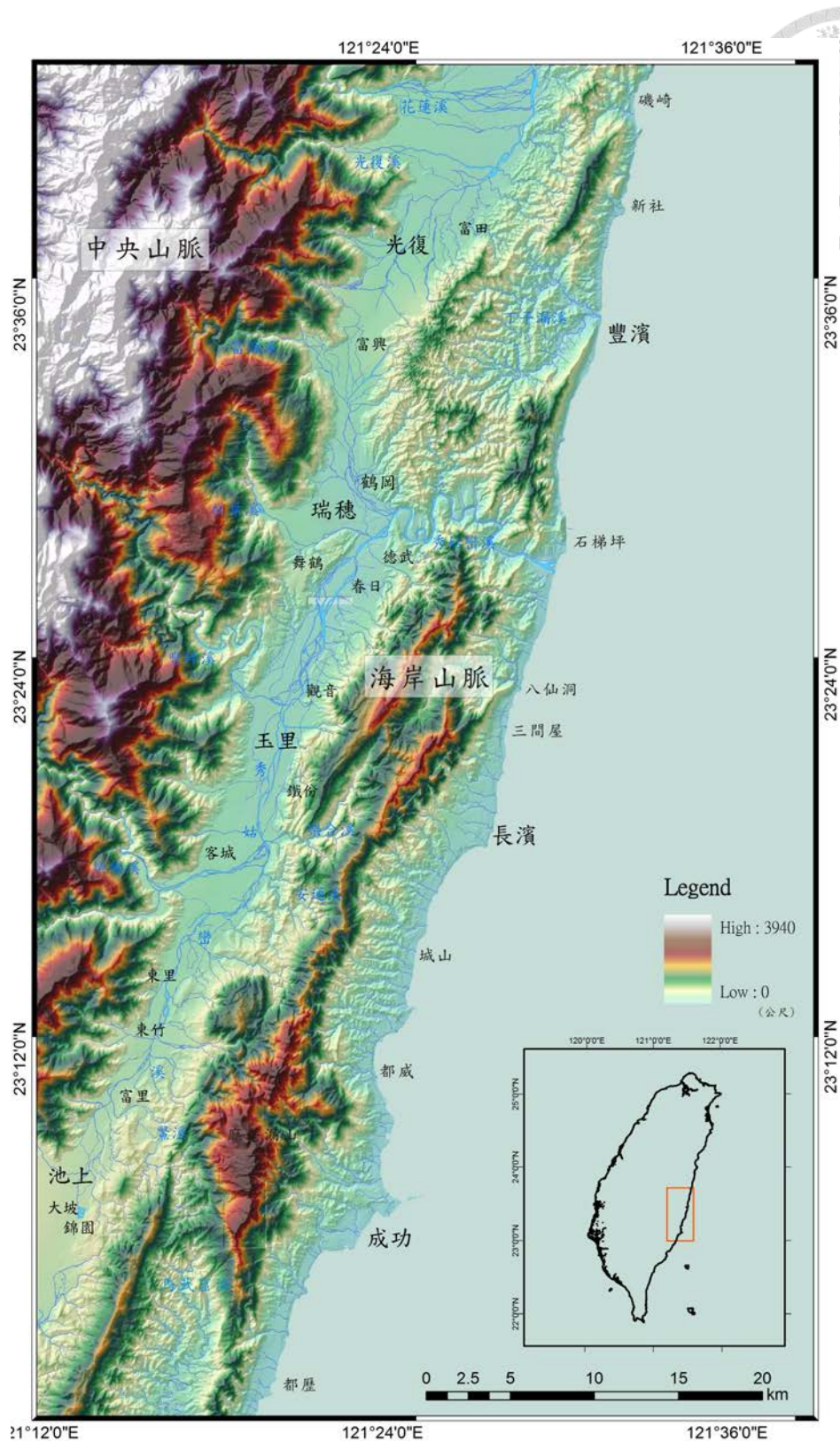


圖 2-1-1 本研究範圍區域地形、水系與地理位置分布圖。由東至西可分為三個主要地形區，分別為中央山脈、縱谷平原與海岸山脈（資料來源：40 公尺數值地形圖）。

## 2-1-2 地層與地質構造

本研究跨越中央山脈與海岸山脈兩個地質區，中央山脈東斜面出露的變質岩由大南澳片岩與板岩組成（何春蓀，1986），大南澳片岩包含石墨片岩、片狀砂岩、石英片岩與石英岩、綠泥石片岩等，在此一併稱為中央山脈變質岩區（圖 2-1-2）。

海岸山脈為第三紀的海相地層與第四紀的火山碎屑岩與陸源沉積物，層序由下而上分別為都巒山層(包含上覆石灰岩)、大港口層、利吉層、紅土礫石層以及第四紀沖積層(包含海階台地)。都巒山層由火山集塊岩、凝灰岩或凝灰質物質所組成，岩性變化甚大，都巒山層厚度大，底部沒有出露。大港口層主要岩性為深灰色粉砂岩及泥岩，偶夾薄層砂岩，局部地區有出現厚層礫岩，屬於大陸斜坡深海的沉積物。利吉層為並夾有各種岩石角礫塊的泥岩地層，最大岩塊可達數公里長，分布於海岸山脈的最西側，具有鱗片狀葉理結構，並廣泛出現整個利吉層基質泥中，代表其曾受板塊碰撞剪切之構造作用。紅土礫岩層主要分布在瑞穗以南之舞鶴台地與德武階地，以礫岩為主，含部分砂岩或泥岩層，礫岩組成有變質岩、板岩、結晶石灰岩與綠色片岩等岩性，為河相的沉積物。沖積層第四紀全新世陸上河流的堆積層或山麓下之崩積層，礫石與砂為主要堆積物，本層也包含以淺海相砂層為主海階台地。

縱谷斷層為菲律賓海板塊的海岸山脈逆衝至歐亞板塊中央山脈之上之板塊邊界斷層，南北綿延約 140 公里，形成一系列寬廣的逆衝斷層帶，斷層的發育走向相當一致，約為北偏東 15 度向東傾斜。此外海岸山脈可見明顯的碰撞後的褶皺逆衝帶(Hinterland fold-thrust belt)構造，大體而言，堅硬的都巒山層常呈背斜構造，而較鬆軟的岩層如大港口層呈向斜構造(陳文山與王源，1993)。

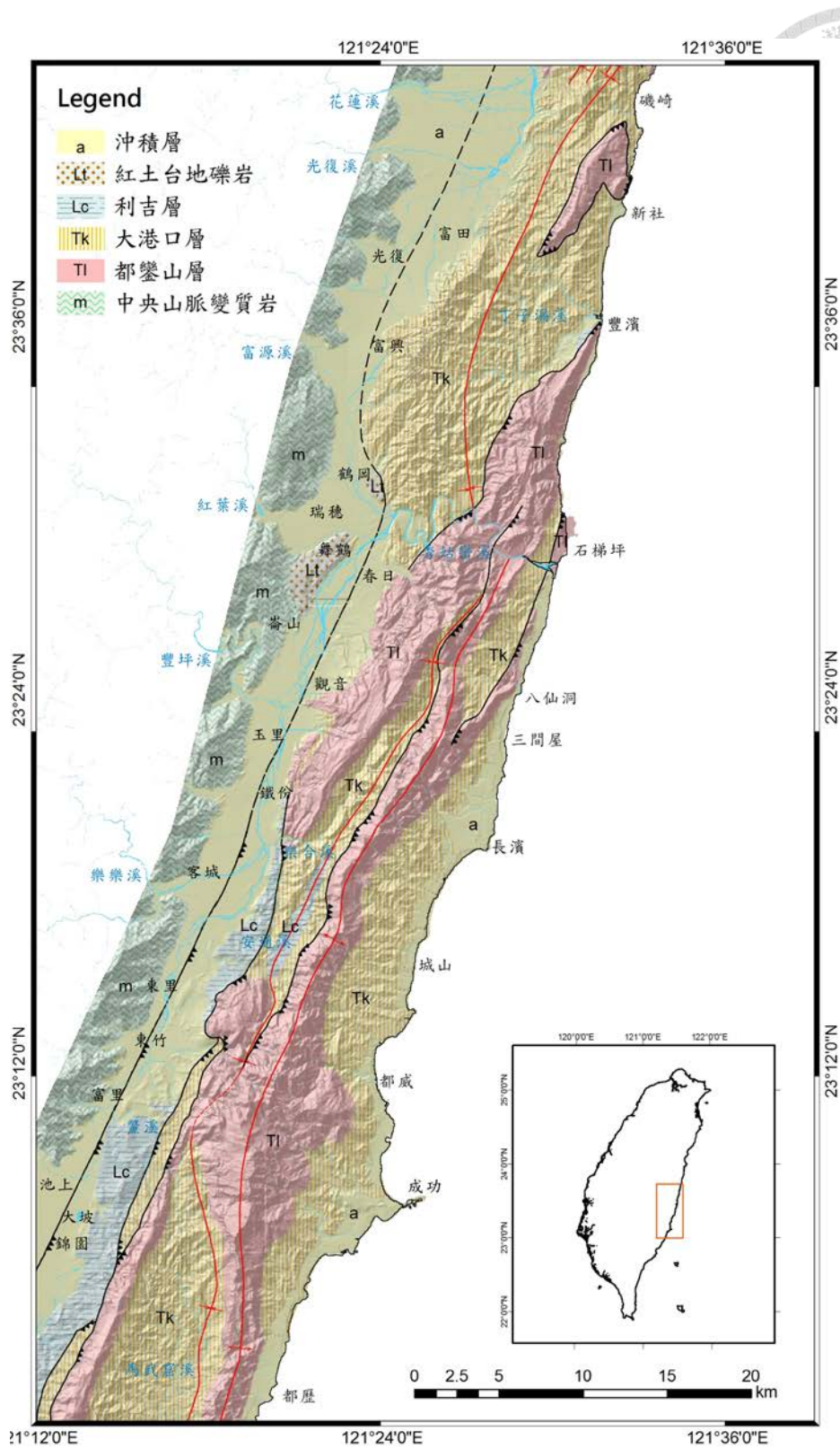


圖 2-1-2 本研究區區域地質圖，黑色為斷層線，三角形箭頭狀指向上盤，紅色線為褶皺軸位置，(修改自何春蓀，1986；陳文山與王源，1993)。

### 2-1-3 構造地形

徐鐵良(1954)提出海岸山脈新期構造隆升的證據,發現以瑞穗為界南北的河、海階地形有明顯的不同,往南河階數有增多的趨勢。劉平妹等人認為花東海岸沿海的階地皆為全新世(Liew *et al.*, 1990)。Hsieh *et al.* (2004) 整理花東海岸 140 公里沿線的海階形貌及彙整花東海岸地區的定年資料,他們歸納出北段 30 公里海岸抬升速率小於 4 mm/yr (地理位置大致為花蓮溪到磯崎),接續的 30 公里(磯崎至八仙洞)抬升速率為 4~7 mm/yr,剩餘的 80 公里的海岸抬升速率大於 7~10 mm/yr,其中以都蘭地區為最高值,每年可大於 1 cm 的抬升量,描繪出海岸山脈東側海岸不等量抬升的差異,且南段的抬升速率明顯大於北段的海岸(圖 2-1-3),Yamaguchi and Ota (2004)則提出這些花東海岸的抬升可能與海域的斷層活動有關。Hsieh and Rau (2009)由定年的證據指出潮間帶生物同時大量死亡以及配合海蝕崖的形貌,辨認出東部海岸線的兩起同震抬升事件,第一個同震事件發生於距今約 900 年前或最久不到 1000 年前,於磯崎至三間屋共造成海岸線 3-6 公尺抬升總量,影響範圍達 70 公里,同時也引發此區域的大規模山崩土石堆積,推估當時的地震規模比目前東部地區有紀錄地震還來得大,另一起事件為縱谷南邊的 2003 年成功地震,推測每兩百年內僅抬升不到一公尺,認為縱谷南段的海域可能以無震或小規模的同震方式抬升。

Shyu *et al.* (2006a)針對秀姑巒溪河階對比以及岩床下切的速率,推測縱谷斷層全新世以來的滑移速率為  $22.7 \pm 2.2$  mm/yr。Shyu *et al.* (2006b)也針對中央山脈東翼一系列的河階地形,推測這些河階地形(包含舞鶴台地)可能為中央山脈斷層抬升活動的證據(圖 2-1-4)。近期由於光達數值地形模型(Light Detection and Ranging, LiDAR)發展,大幅提升我們對於地表地形解析度的辨認,詹瑜璋 (2011)判識出於海岸山脈北段有西北走向截斷海岸山脈走向構造線形出現,延伸不長,皆為 2 公里以內,可能為後期發育岩石節理系統,推測與板塊隱沒的張力有關。張國楨等(2012)也藉由光達數值地形重新判釋縱谷斷層近斷層前緣地表構造線形,將構造線形依照確實度分成五類,描繪出縱谷地區更精確的地表特徵。

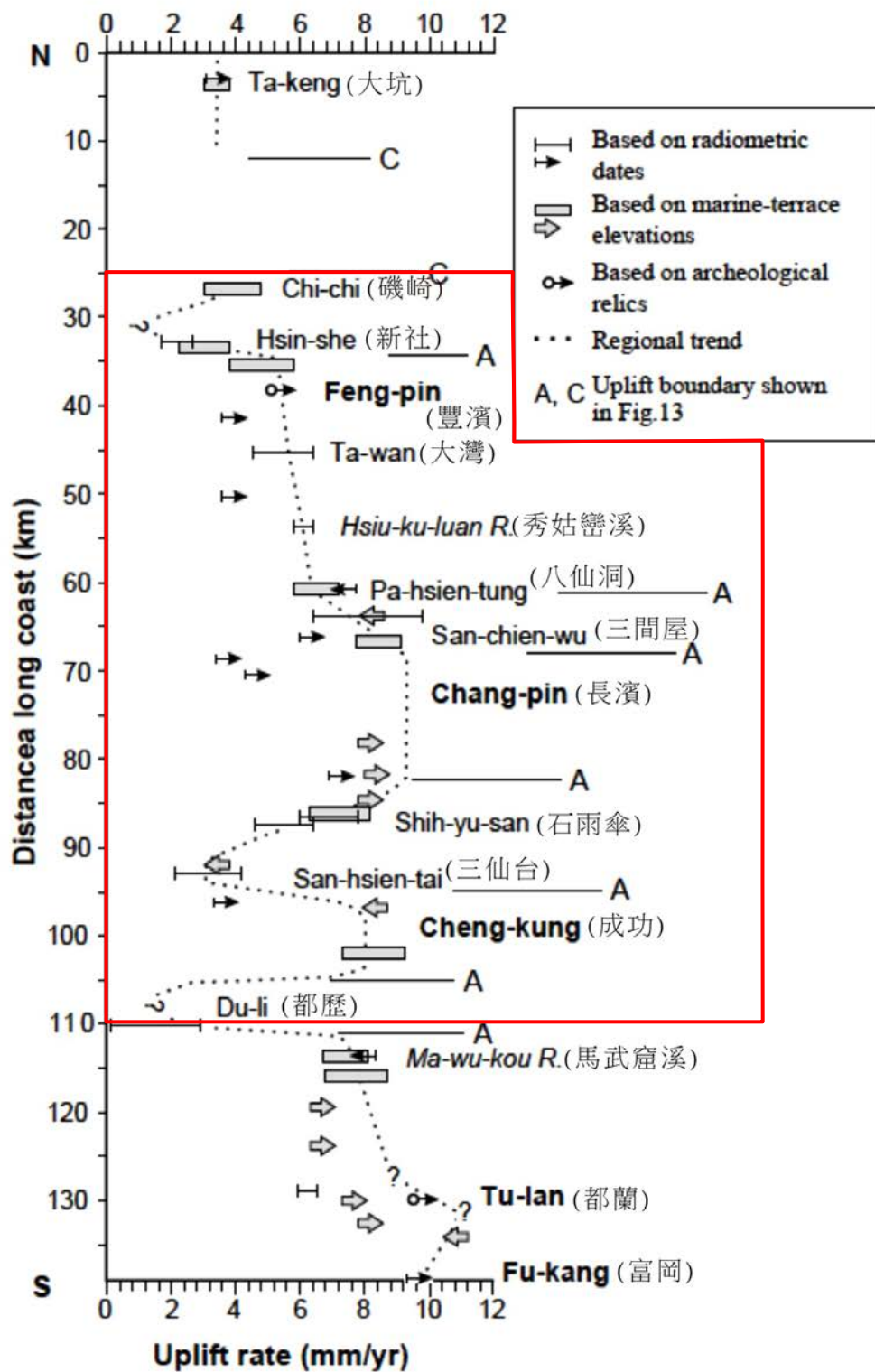


圖 2-1-3 花東沿岸全新世抬升速率分布圖(Hsieh *et al.*, 2004)。紅色線為本研究區範圍之海岸線，大致以八仙洞為界，以北抬升速率為 4-7mm/yr，以南抬升速率為 7-10 mm/yr。

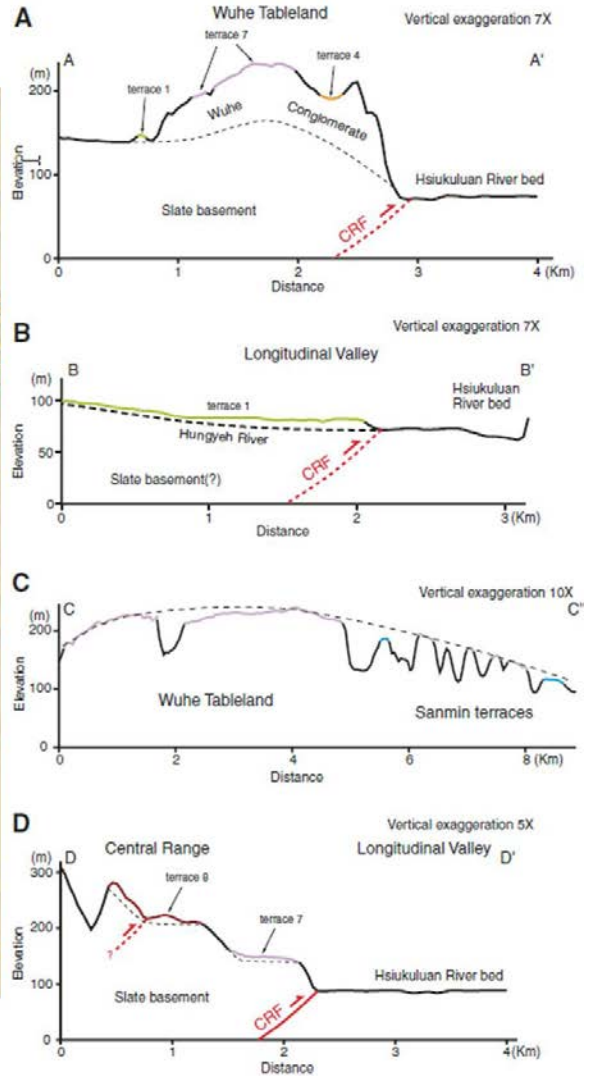
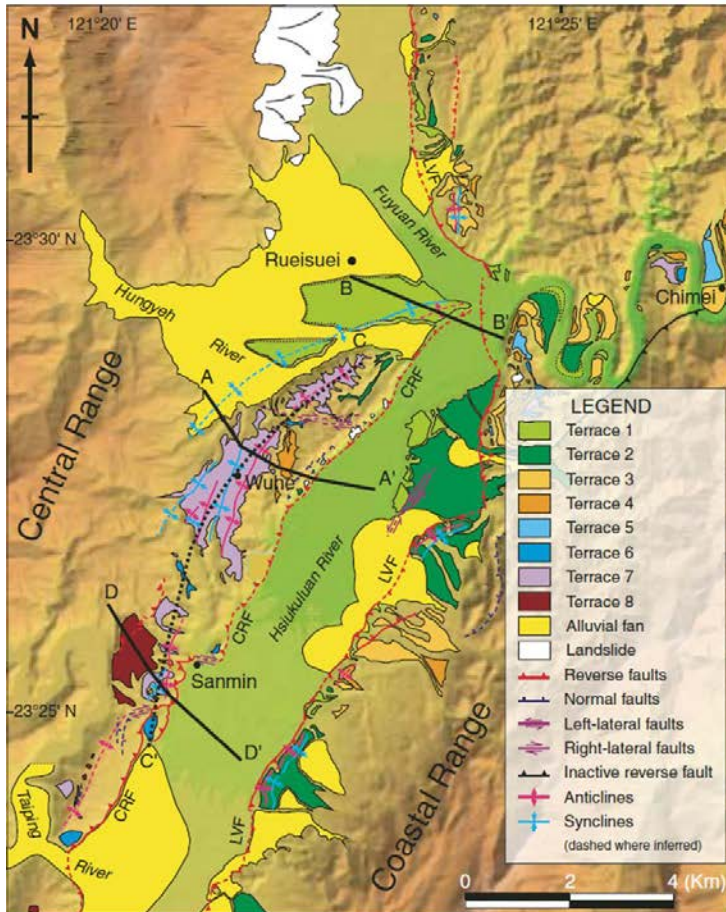


圖 2-1-4 中央山脈東緣地形特徵分布圖與地形剖面。CRF 代表中央山脈斷層位置，A、B、D 剖面分別為北西方向地形剖面（黑色實線），C 剖面為北東方向地形剖面（黑色虛線），舞鶴台地與其周遭河階地被認為是中央山脈斷層活動產生的背斜地形(Shyu *et al.* 2006b)。





## 2-2 測地學與地震活動

### 2-2-1 水平位移觀測

台灣東部地區的大地測量首先由陳佳元(1974) 利用三角點檢測證實東台灣海岸山脈向北北東移動，縱谷斷層有左移的行為（圖 2-2-1(a)）。Biq (1984) 利用 1914-1979 六十年區間一等三角點檢測描述海岸山脈活動，他發現海岸山脈南段及中段多往北北西前進，而在北段則往北北東右轉，陳文山等(Chen *et al.*, 1991) 則綜合 Biq (1984)與余水倍和李瓊武(1986)成果，配合地形與野外斷層構造觀察，認為奇美斷層為分隔海岸山脈南、北兩側塊體，以不同的形式運動。中研院於 1980 年開始多次利用三角測網與水準測線觀測台灣東部的變形行為，於縱谷地區可同時觀測到左移與垂直潛移的分量，海岸山脈相對於中央山脈，壓縮方向由南至北位移方向由北北西往順時鐘方向旋轉，於花蓮、米崙地區更變為北北東的方向，位移速率介於 20~30 mm/yr 不等(Yu and Lee, 1986; Yu and Liu, 1989, Yu *et al.*, 1990)（圖 2-2-1(b)）。

近年由 GPS 測站的架設使得我們對於東部地區的地殼變形有更精確的掌握(胡植慶等，2012，2013)，根據 2006-2012 年解算出來的 GPS 連續測站水平速度場（圖 2-2-2(a)），東部地區相對於澎湖(S01R)測站，方向為西北方運動，局部方向略有些許差異，玉里至池上地區為向西北方運動，變位量也最大，平均速度值介於 50-70 mm/yr，花蓮地區與台東地區較偏向西北西方向，平均速度值為 20-60 mm/yr。主軸應變率為利用 GPS 速度場梯度張量加特徵值得到，即可用最大與最小主軸應變率來呈現速度場變化，東部地區以壓縮為主，因此皆為負值。由主軸應變率可見壓縮率集中於玉里至池上地區，最小主軸應變率可達 $-2 \mu\text{strain/yr}$ （圖 2-2-2(b)），台東地區最小主軸應變率約 $-0.5$  至 $-2 \mu\text{strain/yr}$ ，花蓮至瑞穗地區主軸應變率最為 $-0.3$  至 $-0.5 \mu\text{strain/yr}$ ，與銜接的玉里至池上地區有明顯的不同。

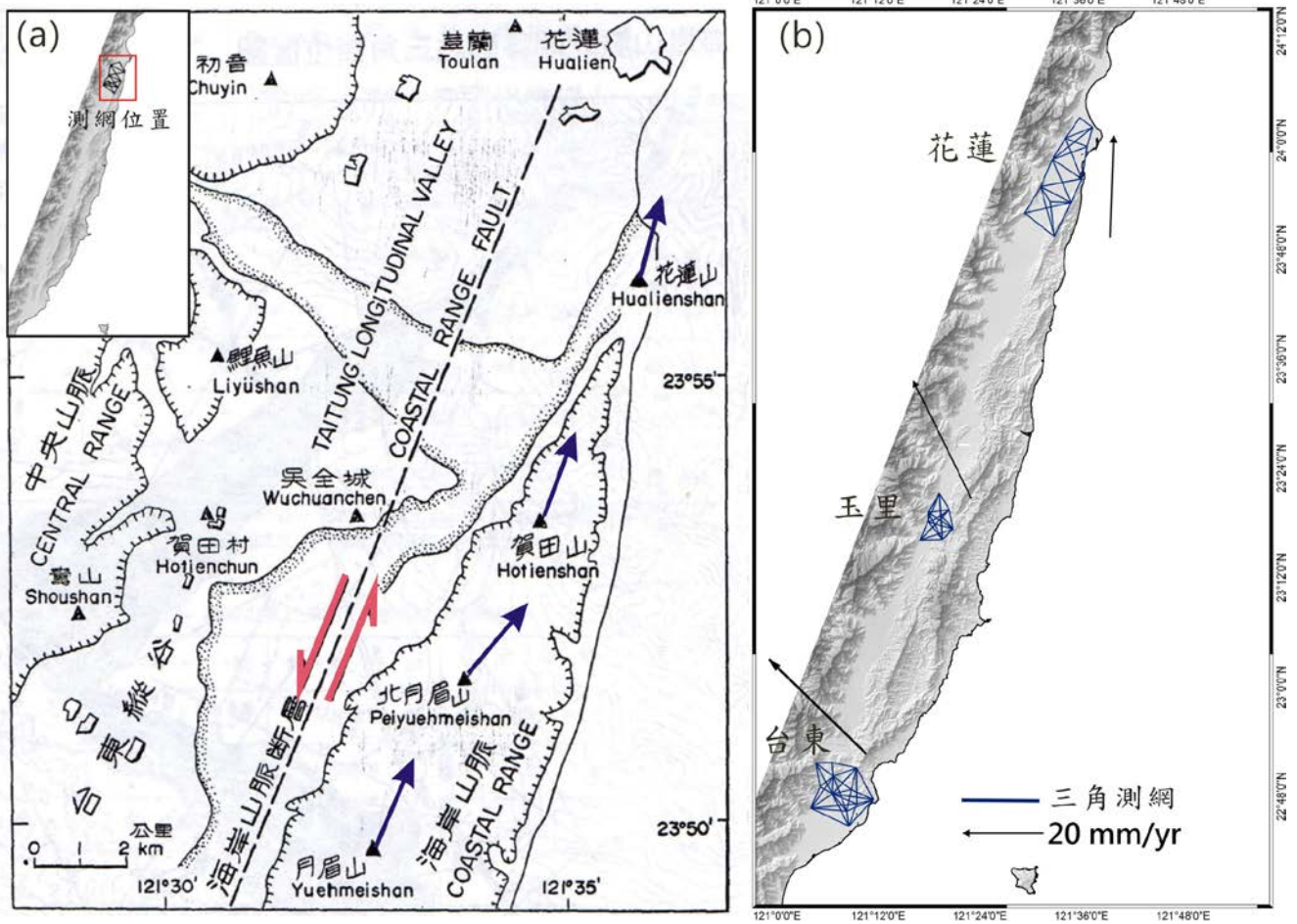


圖 2-2-1 東部地區三角測網施作位置圖。(a)陳佳元(1974)使用三角測網首先提出縱谷斷層有左移的現象。(b)利用海岸山脈水準一等點相對於中央山脈，量測1983-1988年之三角網速度，由北往南主要壓縮方向有順時鐘旋轉的趨勢(Yu *et al.*, 1990)。

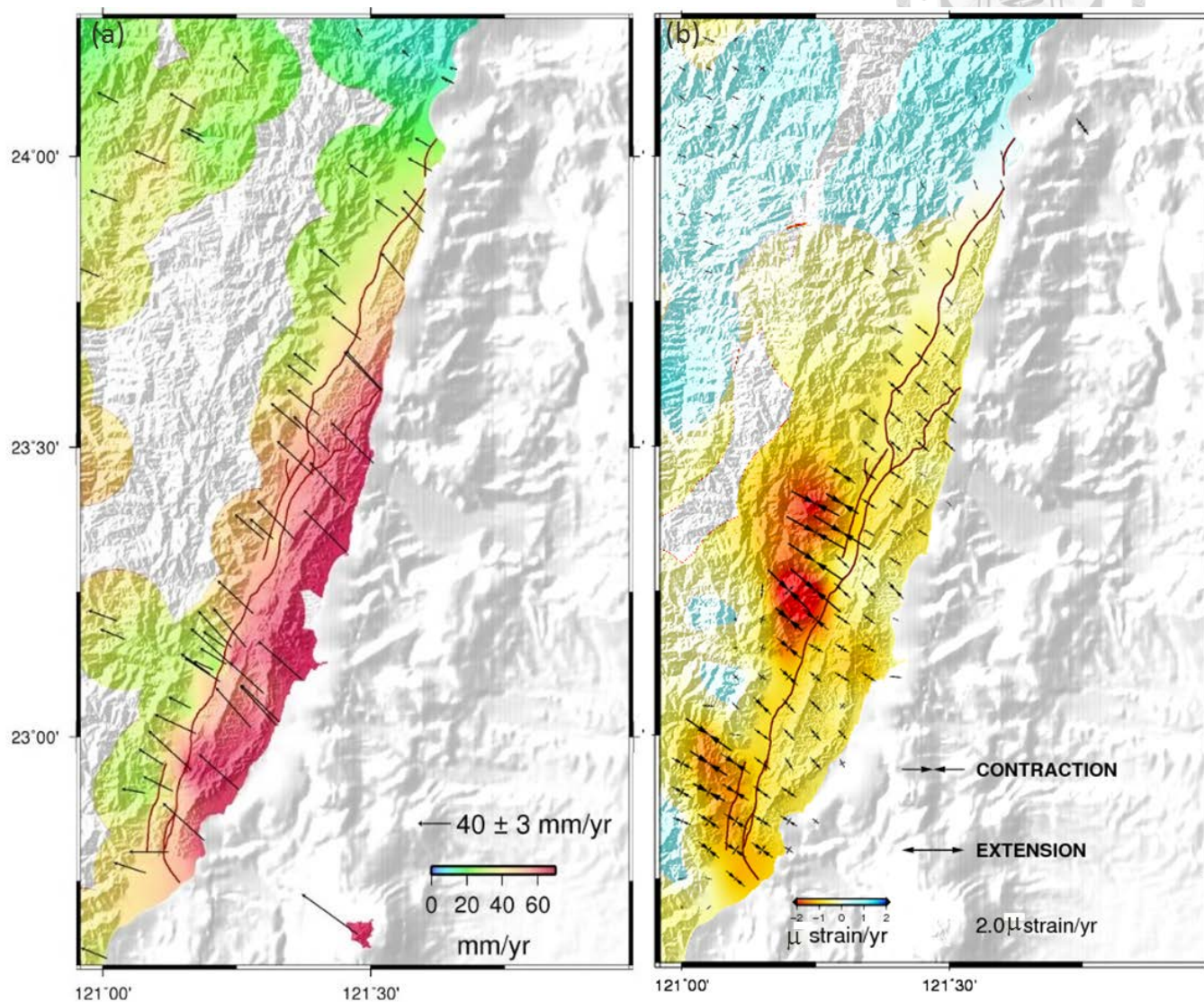


圖 2-2-2 (a)花東地區相對於澎湖白沙站 (S01R) 之 GPS 水平方向速度場(資料來源：胡植慶等，2012)。黑色速度場箭頭表示表示 2006-2012 年測量資料所求得之速度場分布情形，色階表示速度場大小的值。(b)花東地區主軸應變率場分布圖(資料來源：胡植慶等，2012)。黑色箭頭顯示地表為壓縮或是伸張變形模式，色階暖色系為壓縮、冷色系為伸張。於圖中可見玉里至池上地區，與花蓮至瑞穗地區後應變場有明顯不同。

### 2-2-2 垂直位移測量

陳惠芬(1984) 利用 1914-1979 年的三角點高程檢視台灣地區六十六年間的地殼升降，認為海岸山脈除弧陸碰撞造成整體抬升外，海岸山脈受到橫移斷塊褶皺影響造成海岸山脈的局部上升，於新社、玉里、鹿野等地區有局部的上升軸（圖 2-2-3）。余水倍與李瓊武(1986)等自 1983 年開始於東部地區頻繁施測水準與三角網測量，1984-1985 年檢完成台東至花蓮段一等水準測線工作，與 1976 年的檢測結果比較，8 年期間於北邊玉里至瑞穗的九個水準點上升達 7~16 公分，顯示正承受強烈板塊擠壓作用（圖 2-2-4），而在瑞穗至池上地區，海岸山脈相對於中央山脈穩定抬升，上升率達 10-20 mm/yr，其中最大的上升率於富里附近，並其快速變動地區集中於非常狹窄的距離，由施測期間的地震紀錄比對並無大地震活動，余水倍等認為此地區的快速變動皆為無震滑移所致(Yu and Liu, 1989; Liu and Yu, 1990; Yu and Kuo, 2001)。

部分學者也經由實地測量縱谷斷層垂直與水平滑移速率，不過地點著重於活動行為較明顯的池上斷層南段區域(Angelier *et al.*, 1997; Angelier *et al.*, 2000)。現今全台垂直變動主要使用內政部利用全台一等一級與一等二級水準點建立之全台高程基準(TWVD 2001)，並以基隆潮位站作為地表高程原點，景國恩等以此基準並於 2005 年及 2008 年重新施測，得出全台水準 2200 公里之垂直速度場(圖 2-2-5)，發現短期的位移抬升速率應該會與長期的地質抬升速率相近（除人為活動影響，如超抽地下水），資料顯示縱谷地區花蓮以南長濱以北 2000-2008 年間屬於下降趨勢，然而相同範圍地區的長期垂直變動卻為上升的，可能暗示此地區為應力累積的地區，有災害地震的風險(Ching *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2011)。



圖 2-2-3 東台灣地盤升降軸合圖。陳惠芬利用 66 年間的水準資料檢視全台灣的地殼升降，認為除弧陸碰撞造成整體抬升外，另有橫移斷塊造成海岸山脈的局部上升 (修改自陳惠芬，1984)。

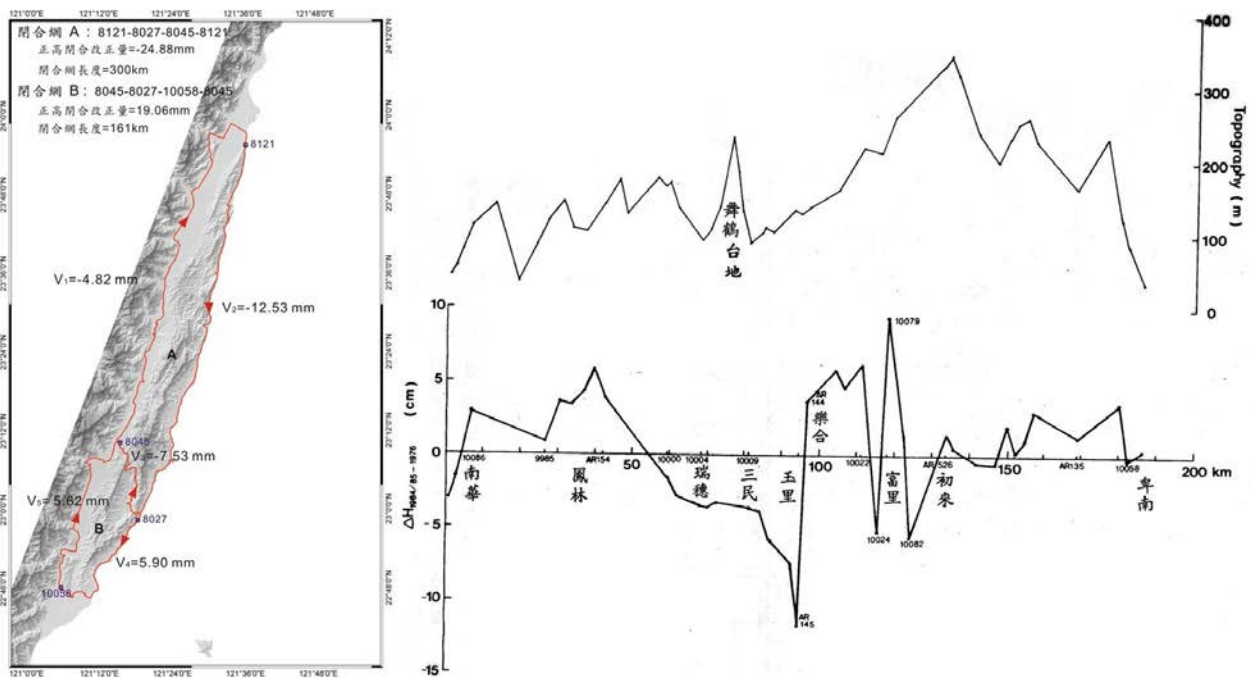


圖 2-2-4 1976 至 1984/85 年期間一等水準網平差計算結果(左圖)與台東縱谷地區各水準點相對於南華 (10086 號水準) 之高程變化(右圖)，玉里至瑞穗的九個水準點於八年內上升 7~16 公分 (余水倍與李瓊武，1986)。

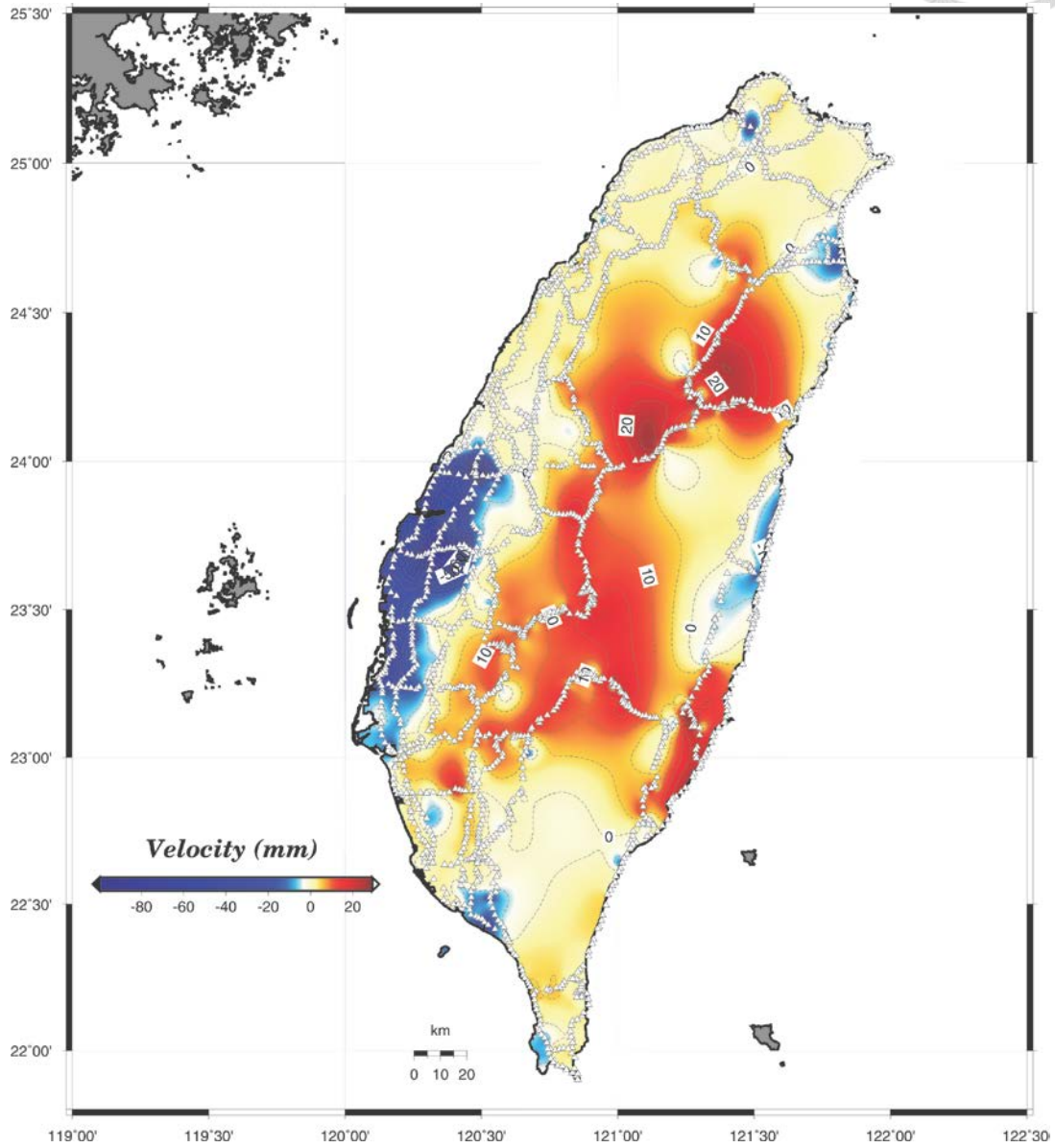


圖 2-2-5 2000 年至 2008 年全台垂直高程變化速度場，白色三角形為水準測點，平均點位相距 2 公里，暖色為相對抬升，冷色為相對下降(Chen *et al.*, 2011)。

### 2-2-3 地震觀測

由 1990-2010 年 20 年間地震分布與震源機制解可了解本地區的地震特性(圖 2-2-6)，於中央山脈地區可觀察到淺層正斷層機制解，而海岸山脈與縱谷地區以池上一成功地區活動性明顯大於縱谷區其他任何地方(圖 2-2-5)，呈現一系列走向約北偏東 25 度的逆斷層機制解，屬於歐亞板塊向東隱沒至菲律賓海板塊的地震帶特徵(圖 2-2-7)(Kuochen *et al.*, 2004)。由池上一成功地區往北，地震開始銳減，可觀察到逆斷層與左移斷層的地震，其他規模較大地震發生限於較地下較深部地區。瑞穗地區的地震活動明顯比南邊池上以及北邊花蓮低，過去發生較大規模的地震為 1951 年的玉里池上大地震以及 1972/4/24 號發生的規模 7.2 瑞穗地震，鮮少有規模大於 6 以上的地震紀錄(王錦華等，2008)，鐘令和等(Chung *et al.*, 2008)由地震資料判斷瑞穗至玉里自 1951 年後成為地震空白區(seismic gap)，推測此地震空白區為此區段斷層開始蓄積地下應力造成，此區段位移偏向同震的形式發生，由斷層錯位模擬結果最大可能會誘發規模 7.4 的地震發生。

2013/10/31 發生規模 6.04，震央於瑞穗之地震(中央氣象局)，斷層機制解為北北東走向，向西傾斜的逆斷層，其餘震分布亦向西傾，且有往北傳遞趨勢(圖 2-2-8)，此結果與傳統認知的縱谷斷層向東傾斜逆斷層兼左移性質的發震機制有所不同，反而更符合中央山脈斷層的特性，然中央山脈之下相較縱谷地區地震顯得不頻繁，地表也無明顯地斷層露頭出露，至今對於中央山脈斷層的範圍延伸、構造形貌或活動特性等尚不明確，仍待後續研究才能夠有更具體的了解。

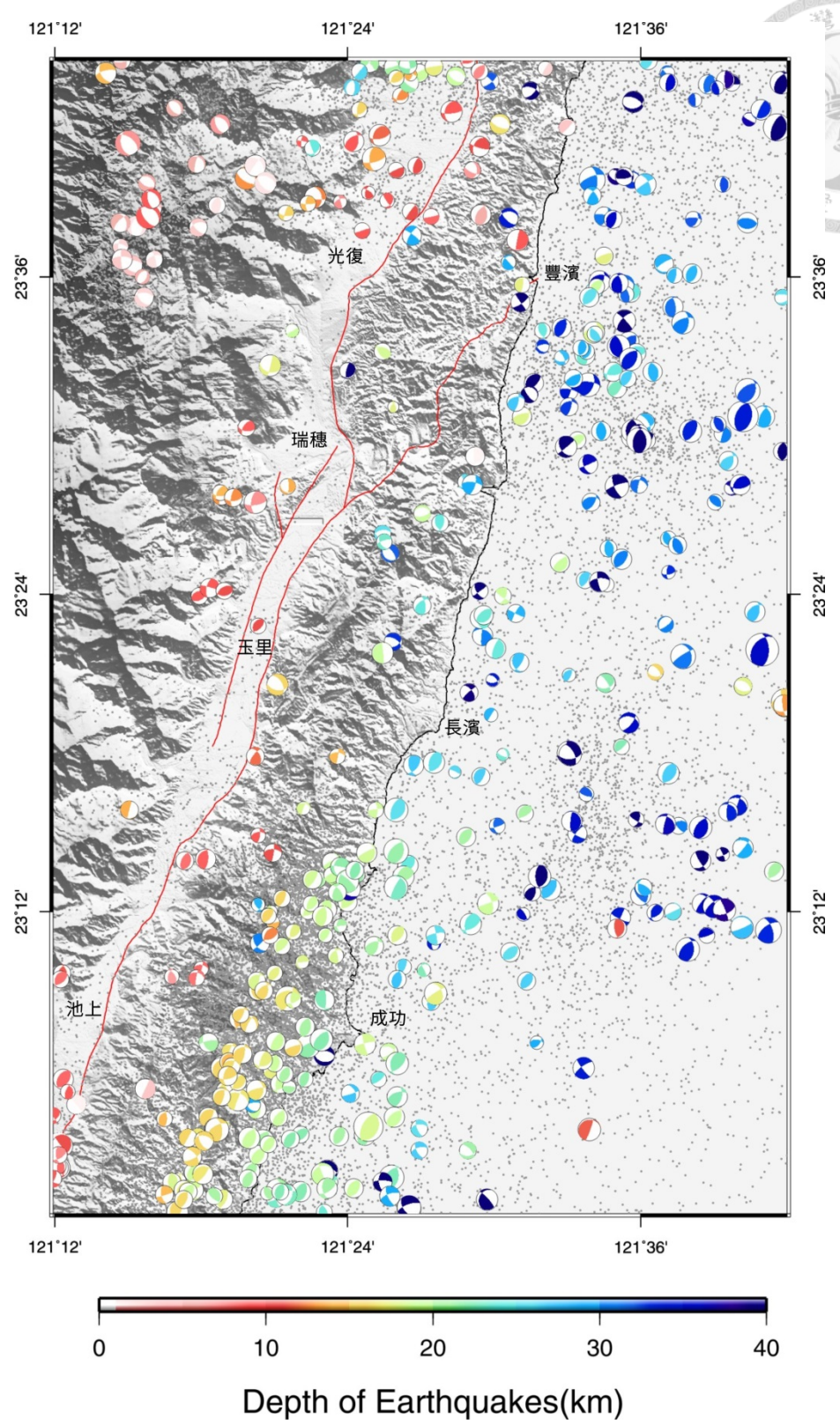
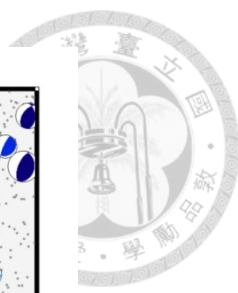


圖 2-2-6 1990-2010 年 20 年震源機制解與地震分布。灰色點為地震震央分布，主要集中於池上、成功地區，震源機制解為芮氏規模大於 6.5 之地震，其顏色代表震源深度分布（吳逸民教授提供）。



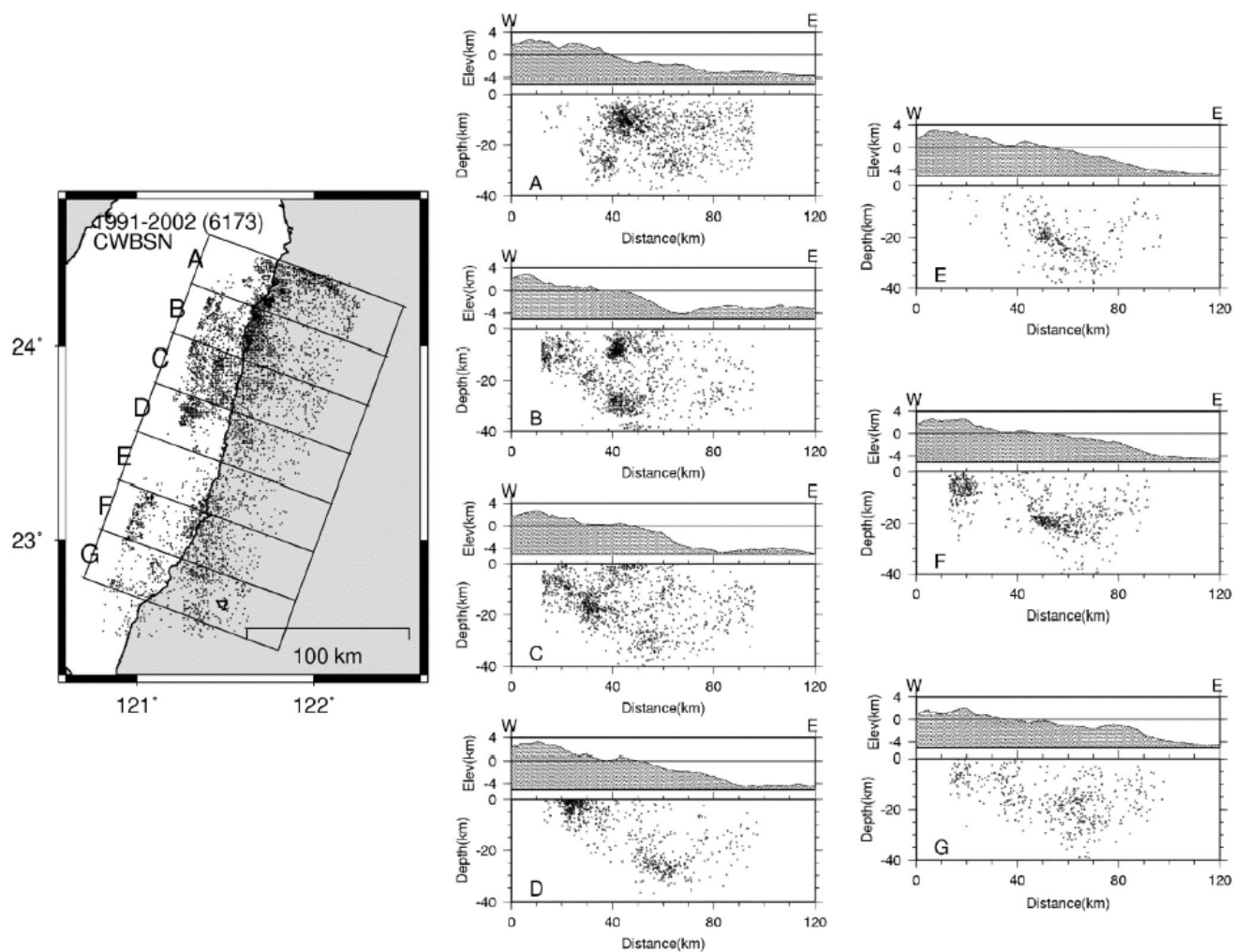


圖 2-2-7 地震重定位東台灣地區中央氣象局 1991-2002 年 6173 筆地震資料，與  $N60^{\circ}W$  方向之地震剖面，主要為向東傾斜的地震帶分布 (Kuochen *et al.*, 2004)。

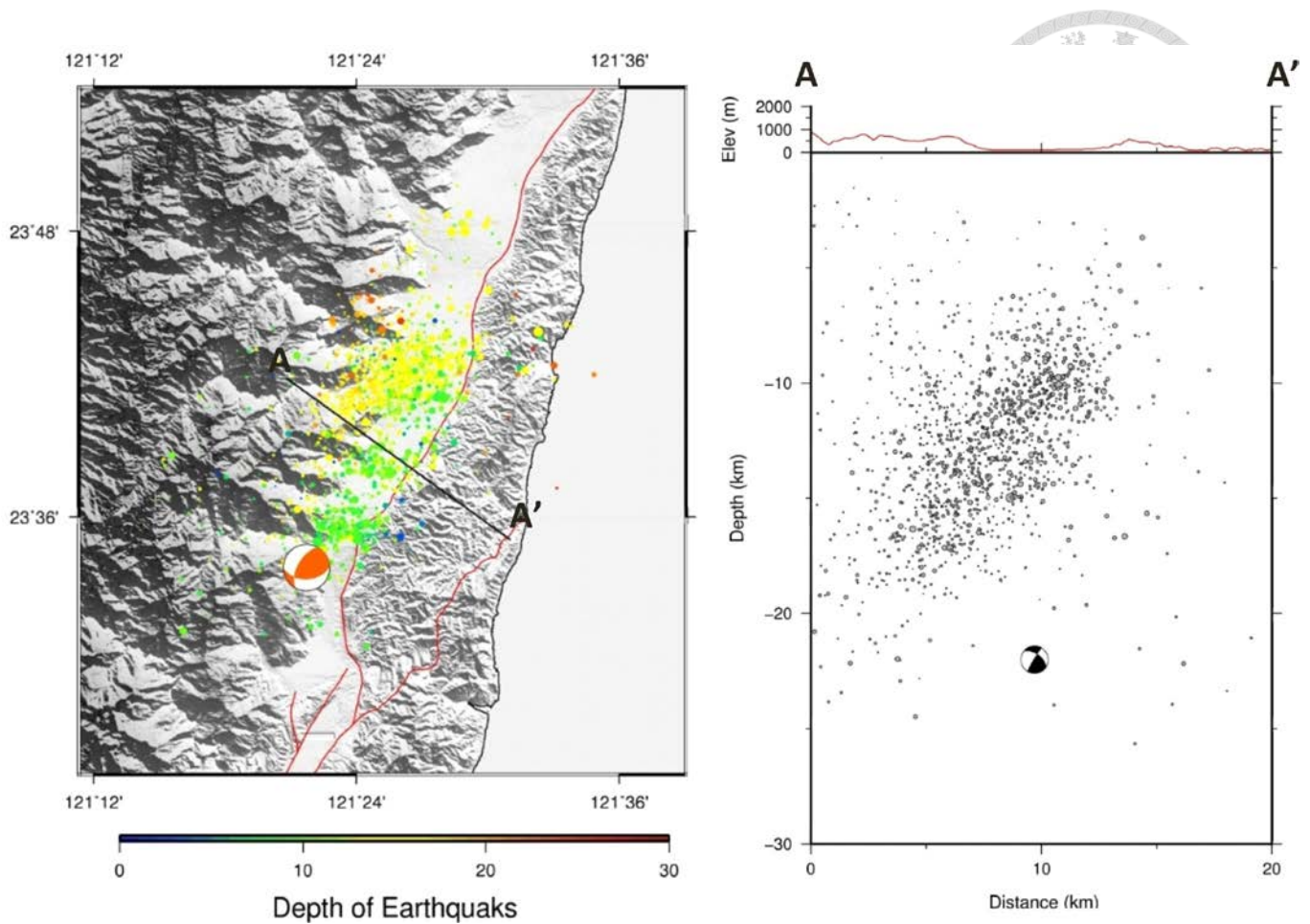


圖 2-2-8 2013/10/31 瑞穗地震震源機制解與其餘震分布，地震規模 6.04，其 AA' 地震剖面於右圖，右圖上方紅線為地形線，地震投影寬度為 10 公里，震源機制解與餘震分布皆顯示向西傾分布（資料來源:中央氣象局）。

### 2-3 雷達干涉法

雷達干涉法近年來已成為測量地殼變形的重要工具之一，其基本原理利用雷達(Radio Detection Ranging)主動發送訊號，再經由目標物散射後接受回波訊號而完成觀測，回波的資訊包含雷達波的強度訊號以及相位訊號，這些訊號反映了地表的特性以及距離的資訊，如果可以精確地知道衛星的位置，利用不同雷達影像，即可求得不同時間點內，地表的相對變動量。應用永久性散射體差分合成孔徑雷達干涉技術(PS-InSAR)技術近年也被廣泛應用在台灣地表的變形研究，證實郊區農地及山區等地可以獲得連續且可靠的資訊，指出 PS-InSAR 確實可達 mm/yr 之精確度，對於斷層活動或地層下陷監測情形皆獲得了良好的成果（盧玉芳，2007；

童忻, 2008; 周鋒泯, 2009, 盧志恆, 2009, Chang *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2011; Tung and Hu, 2012; 林耕霈, 2012; 蘇柏宗, 2012)。



台灣東部地區亦有許多學者使用干涉技術觀測縱谷地區的地殼變形。Hsu and Burgmann (2006) 使用 1997-2000 年 ERS1 與 ERS2 使用 InSAR 技術衛星影像三幅影像對進行疊加, 指出池上至玉里地區之間有 11-35 mm/yr 不等之潛移速率, 並觀測到縱谷斷層地表鎖定現象有明顯的邊界 (圖 2-3-1)。Peyret *et al.* (2011) 使用 ERS 衛星 1993-1996 年的影像, 利用 PS-InSAR 技術同時使用昇軌方向與降軌方向作觀測, 並使用 GPS 資料將 PS 資料由視衛星方向變動逆推回其可能水平與垂直速度變位, 建立起東部地區 3D 地表變形模型。Champenois *et al.* (2012) 針對台東至池上地區, 使用 ALOS 衛星 2007-2010 年的 L 波段的資料, 與前人使用 ERS 衛星 C 波段資料相比, 由於波長較長, 更能穿透山區植生, 大幅提升了資料數量與品質, 清楚展現縱谷南段鹿野高台與卑南山地區的構造活動 (圖 2-3-2), 本研究亦採用 Champenois *et al.* (2012) 的 ALOS 衛星影像, 然而將觀測地區往北移動, 期望同樣獲取大量品質良好的資料描繪出縱谷地區中段地表潛移特性。

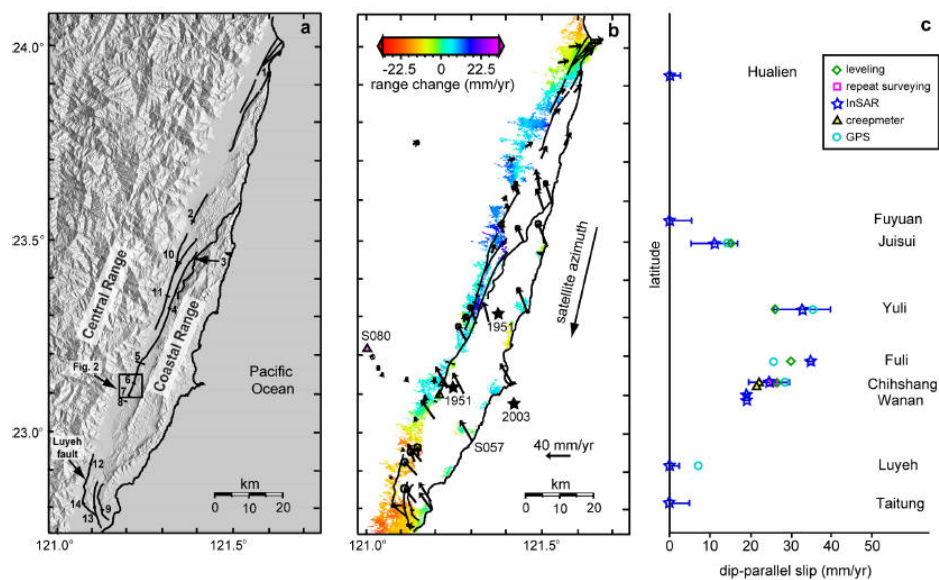


圖 2-3-1 東台灣地區 1997-2000 年 InSAR 資料成果。(a) 研究範圍 DEM 與斷層分布(黑線)(b) InSAR 資料與 GPS 位移資料, GPS 測站為相對於 S080(紫色三角形)測站之位移(c) InSAR 資料 PS 資料、潛變儀、現地重複測量與水準資料比較(Hsu and Burgmann, 2006)。

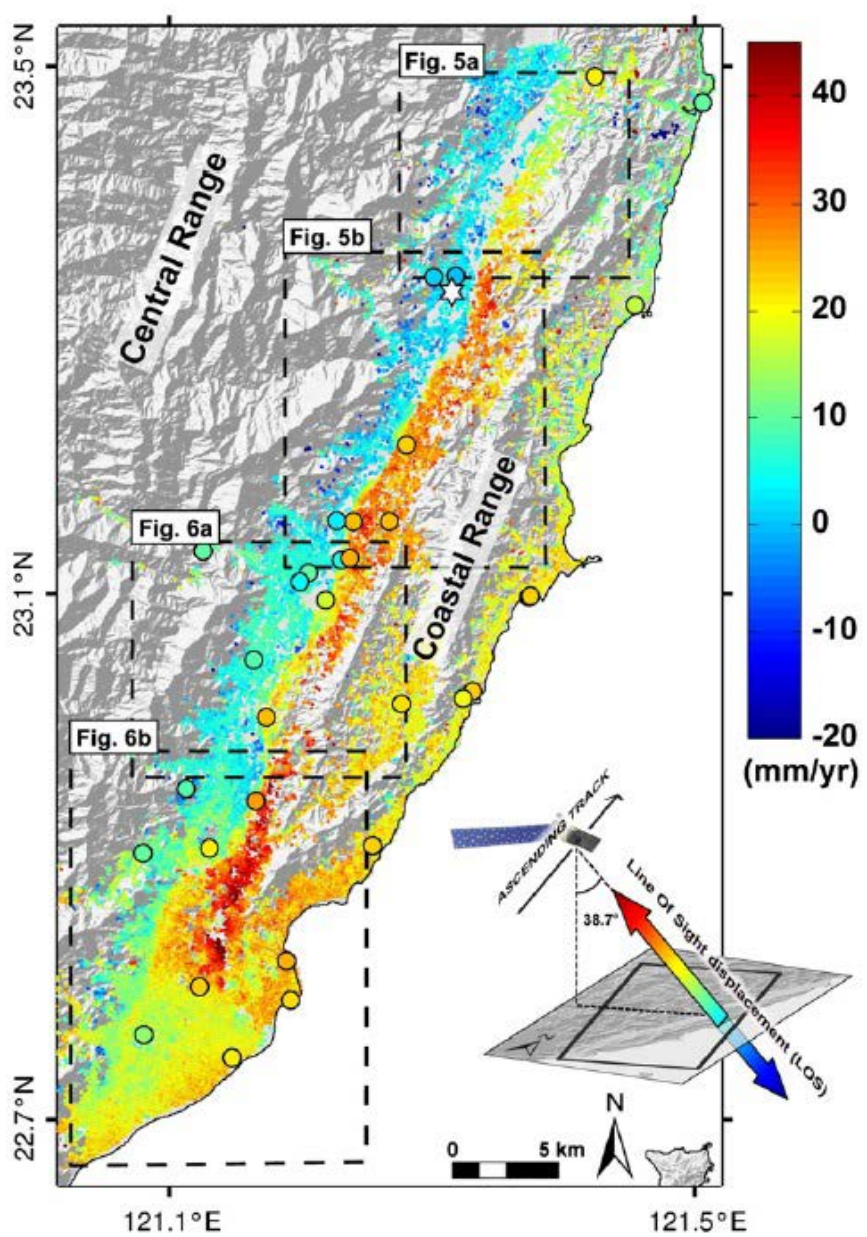


圖 2-3-2 利用 ALOS 衛星影像探測玉里至台東地區 PS-InSAR 成果。以 GPS 連續站 YULI 為基準點(圖中星號處)，圖中圓點為 GPS 投影至視衛星方向速度場，顏色比例尺同 PS 資料，(Champenois *et al.*, 2012)。



## 2-4 縱谷地區活動斷層分段

### 2-4-1 1951 年花蓮-台東地震系列

1951 年 10 月 22 日壽豐外海相繼發生三起規模 7 以上地震（圖 2-4-1），引發米崙斷層的錯動，造成 68 人死亡與百餘人輕重傷，於主震發生 34 天後，於 11 月 25 日分別於玉里(ML 6.0)與池上(MS 7.1)也連續發生兩起強震，發生時間相距不到三分鐘，造成 20 人死亡與上千棟房屋倒塌，最大位移量有 1.63m 的左移量以及垂直位移 1.3m (Hsu, 1962)，地表破裂前後斷續延伸 75 公里長(Bonilla, 1975；朱傲祖與游明聖，1995; Shyu et al., 2007)，於同年 12 月 5 日，於縱谷南段台東也發生災害地震。鄭世楠等(Cheng et al., 1996；鄭世楠等，1997)將 1951 年 10 月至 12 月間發生地震利用 S-P 波時間差利用蒙地卡羅法進行地震重定位，重定位結果不僅震央位置更貼近縱谷斷層，這幾次地震也均顯示為北北東走向，向東傾的逆衝兼左移分量的斷層機制解，由斷層面解以及主應力軸方向這些地震被認為是縱谷斷層活動造成，合稱為 1951 花蓮-台東地震序列，鄭世楠認為此地震序列由 10/22 地震發生後造成應力改變，應力往南傳遞使縱谷斷層南段的池上斷層與玉里斷層產生後續的破裂。此地震被認為是縱谷斷層分段破裂的活動紀錄（游明聖等，1994）。

由 Gutenberg and Richter (1954)的經驗公式得知斷層的長度與地震規模成正比( $\log L = aM - b$ )，然而大部分的大地震斷層歷史資料顯示，斷層一次往往只破裂整個斷層長度的一小部分，若將整個斷層的長度套用經驗公式會得出不合理的大規模地震，因此有了斷層分段(fault segmentation)的概念。縱谷斷層為長度 140 公里的活動斷層，依前人研究結果，縱谷斷層沿線的地形、構造、定年與測量或地震紀錄等特性各地區皆有所差異，為合適的分段對象，分段的依據可藉由斷層的幾何、地質分區、地表活動性觀測或歷史地震等訊息來推敲，也因此許多學者對於斷層分段有不同的看法。

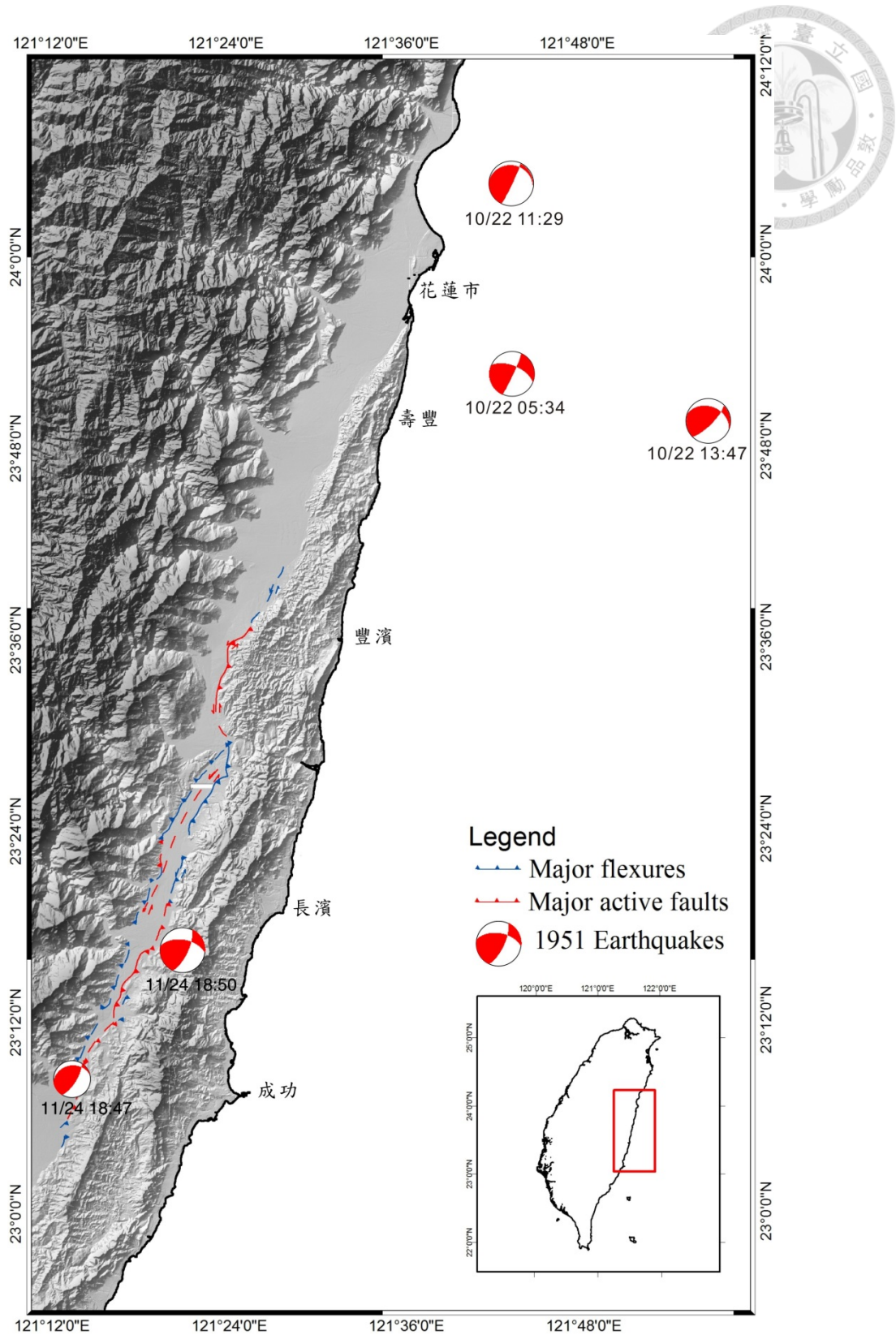


圖 2-4-1 1951 年花蓮台東地震序列地震震源機制解與地表破裂分布(修改自 Cheng *et al.*,1996；鄭世楠等，1997；Shyu *et al.*, 2007)。

#### 2-4-2 縱谷斷層分段歷史

Allen (1968)首先提出以斷層的破裂長度(rupture segment)來建立地震模型，而開始有了斷層分段的概念，然而斷層面在幾何或物理性質上為不均質，因此依照不同人以不同的地質尺度常常對斷層分段有不同判斷，如研究最透徹的美國聖安德列斯斷層，有四位以上的作者劃分，分段的數量從4段到784段，平均長度差異從245 km至1.2 km (表 2-4-1)(Allen, 1968; Wallace, 1973; McCalpin, 1996)。Aki (1984)進一步提出障礙(persistent barrier)的想法，一條長型的斷層會由障礙終止破裂的前進，斷層的最大破裂長度被限制兩個障礙之間，一旦斷層的長度決定，我們便可推估每個斷層區段能夠產生的最大規模地震，以地震學者的觀點，不僅簡化地震災害潛勢區模型，也讓我們對斷層的分段有了比較一致的目標。

Hsu (1962)由1951年地震認為是縱谷斷層的米崙斷層、玉里斷層與池上斷層三條破裂斷層之活動(圖 2-4-2(a))，米崙斷層為高角度左移為主斷層，池上斷層除當時同震位移外還有明顯的潛變行為，造成1951年的台東地震則最主要為玉里斷層活動所致。Bonilla (1975)整理全台灣的活動斷層文獻，依截切台灣全新世與更新世的地層的斷層列為活動斷層，東部地區的活動斷層則沿用Hsu (1962)斷層定義，列出米崙、玉里、池上與卑南山礫岩兩側共5條斷層。徐鐵良與張憲欽(Hsu and Chang, 1979)列出第四紀晚期的活動斷層，東部地區分成米崙、玉里、池上、瑞穗、鹿野、利吉、海岸山脈等7條斷層。海岸山脈斷層是由陳佳元(1974)利用三角點測量推測出的斷層，相當於現在的嶺頂斷層或月眉斷層，其瑞穗斷層為秀姑巒溪河堤西側與瑞穗火車站間截切河階的斷層，也是1972年瑞穗地震的震央地區，然而1972年的地震於此地區沒有造成地表破裂。

畢慶昌(Biq, 1965)認為縱谷本身為對衝斷層，西側有向西傾斜的中央山脈斷層，東側為海岸山脈斷層，這兩個斷層控制了東部縱谷地區的構造形貌，徐鐵良(Hsu, 1976)找出了少許的中央山脈斷層的露頭(圖 2-4-2(b))，其他主要以斷層線崖型態分布於縱谷西側，以新構造的眼光來看，中央山脈斷層活動性較海岸山脈斷層來低，Shyu *et al.*(2006b)也以地形的證據認為中央山脈正在抬高，為中央山脈斷層存在的間接證據。

石再添與楊貴三等(石再添等, 1983; 楊貴三, 1986)利用地形判釋找出活動斷層, 並利用野外調查將活動性確實度分成三級, 其中東部地區共有 29 條為位置與錯動現象屬於確定的活動斷層。中央地質調查所(張徽正 1998; 林啟文等, 2000)出版台灣五十萬分之一活動斷層圖, 重新檢視嶺頂、光復地區的構造線形(月眉斷層、米棧斷層、山興斷層、大平地斷層等), 認為屬於較老之斷層, 因此不予命名或合稱為月眉斷層(圖 2-4-2(c)), 此外並將奇美斷層納入活動斷層中, 將縱谷斷層分為米崙、月眉、玉里、奇美、池上、鹿野與利吉斷層共 7 條活動斷層。

游明聖等(1994) 則是彙整地形、地質、地表測量及歷史地震等資料將縱谷斷層劃分成花蓮段、鳳林段、玉里段及台東段四個區段(圖 2-4-2(d)), 由於 11 月 25 日發生於玉里及池上之兩起地震前後只差三分鐘, 因此將其歸類為同一段, 根據 1924-1976、1976-1985、1985-1987 三次的水準高程檢測, 四個區段以玉里段為縱谷最為活躍的地區。朱傲祖與游明聖(1995)延續楊貴三(1986)工作, 利用地形與野外判識描繪每個斷層露頭實際出露位置, 並推測其延伸繪製出 35 條活動斷層分布(圖 2-4-2(e))。

Chen *et al.* (2007)利用槽溝古地震的資料配合大地測量、地形、地層等資料, 對縱谷斷層分段與前人做了部分區隔, 縱谷斷層由北至南分為米崙斷層、嶺頂斷層、瑞穗斷層、奇美斷層、池上斷層、利吉斷層與鹿野斷層(圖 2-4-2(f))。嶺頂斷層為縱谷北段主要活動斷層, 位於海岸山脈與花東縱谷的交界, 與前人於都巒山層內的觀察到線形崖之月眉斷層有所區別, 位置為更西緣, 然而於地表無出露斷層痕跡或線形; 瑞穗斷層為 1951 年 11 月 25 日之活動斷層, 並非採用 Hsu(1962)或與所稱為玉里斷層之北段, 因在瑞穗北方造成兩條平行地表破裂, 與南段玉里斷層兩者斷層特性不同而特別獨立分出, 池上斷層的定義為由春日里往南南西方向延伸至瑞隆村, 長約 67 公里, 長度延伸了許多, 包含 Hsu (1962) 原先定義的玉里斷層與池上斷層範圍, 除玉里斷層北段獨立稱為瑞穗斷層, 其玉里斷層定義與張徽正等(1998)與林啟文等(2000)定義玉里斷層或楊貴三(1986)定義之掃叭斷層與溪東斷層大致相同, 然同時卻也和徐皓德等(Shyu *et al.*, 2006a)標示之中央山脈斷層位置相似, 顯示於此地區在構造解釋上有些許差異。



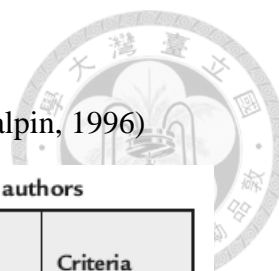


表 2-4-1 不同學者對於活動斷層分段提出看法差異(McCalpin, 1996)

Table 9.6: Fault segment lengths proposed for active faults by various authors

Fault name	Type <sup>a</sup>	Number of segments	Total fault length (km)	Mean segment length (km)	Modal segment length (km)	Criteria used for recognition <sup>b</sup>
1. Wasatch fault zone <sup>c</sup>	N	10	343	33	35	B, P, S, G, M
2. NE Basin and Range (>100 km) <sup>c</sup>	N	10	-	25	20-25	B, P, S, G, M
3. NE Basin and Range (<100-km long) <sup>c</sup>	N	20	-	20	10-20	B, P, S, G, M
4. Idaho <sup>d</sup>	N	20	280	22	20-25	B, P, S, G, M
5. North-central Nevada <sup>e</sup>	N	70	-	10	10	M
6. San Andreas <sup>f</sup>	S	4	980	245	15-175?	B, S, G, M
6. San Andreas <sup>g</sup>	S	7	980	140	300?	B, P, S, M
6. San Andreas <sup>h</sup>	S	784	980	1.2	1	M
6. San Andreas <sup>i</sup>	S	68	980	14	12	M
7. San Jacinto <sup>j</sup>	S	20	250	12	10-15	M
8. Elsinore <sup>k</sup>	S	7	337	48	-	M, P
9. Xianshuihe <sup>l</sup>	S	1	220	220	-	M
10. Transverse Ranges <sup>m</sup>	R	-	-	20-30	-	M
11. Oued Fodda, Algeria <sup>n</sup>	R	3	32	11	11-12	B, P, S, M

<sup>a</sup>N, normal; S, strike slip; R, reverse.

<sup>b</sup>B, behavioral; P, paleoseismic; S, structural; G, geological; M, geometric.

<sup>c</sup>Machette *et al.* (1992a).

<sup>d</sup>Crone and Haller (1991).

<sup>e</sup>Wallace (1989).

<sup>f</sup>Allen (1968).

<sup>g</sup>Wallace (1970).

<sup>h</sup>Wallace (1973).

<sup>i</sup>Bilham and King (1989).

<sup>j</sup>Sanders (1989).

<sup>k</sup>Rockwell (1989).

<sup>l</sup>Allen *et al.* (1989).

<sup>m</sup>Ziony and Yerkes (1985).

<sup>n</sup>King and Yielding (1983).

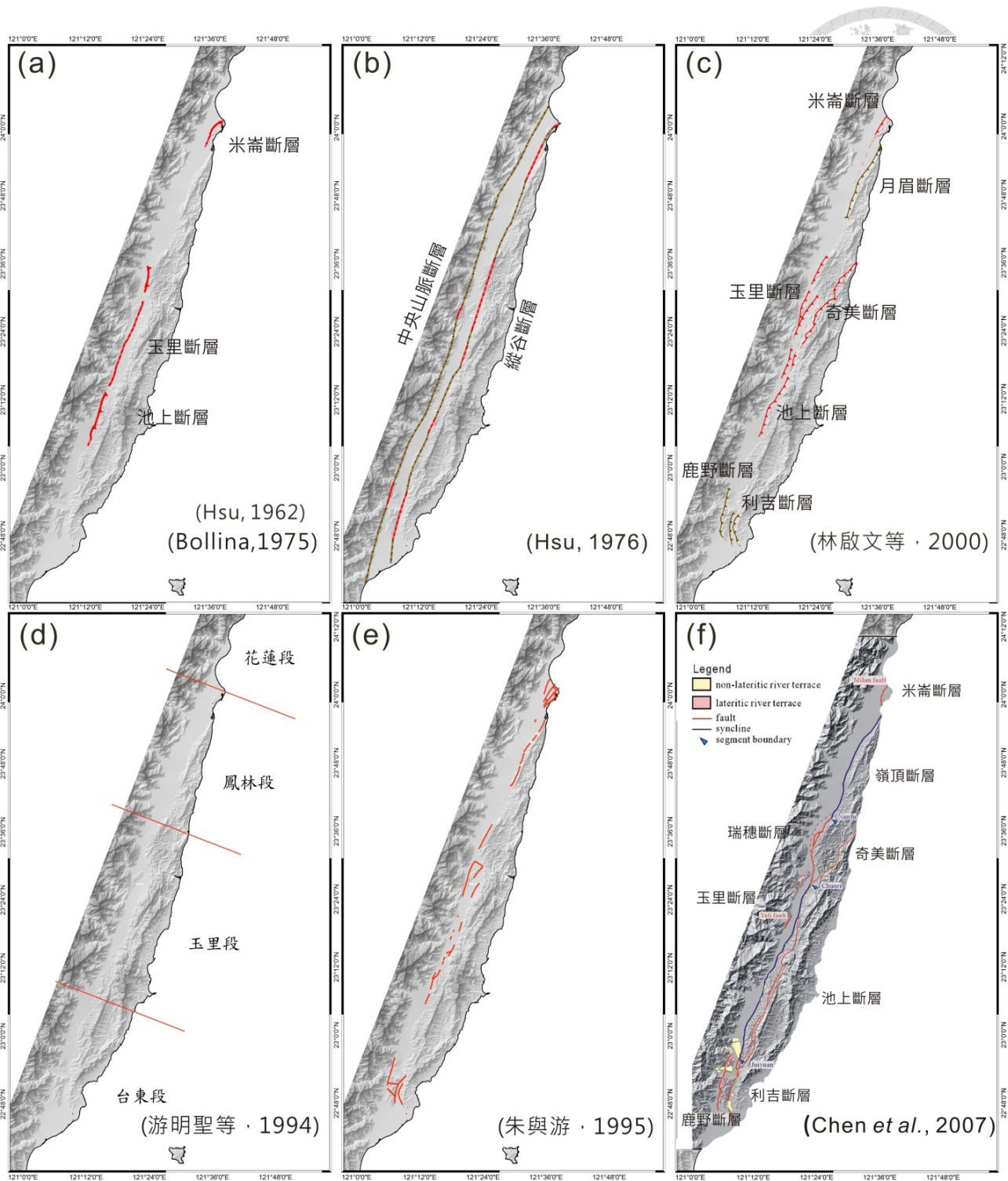


圖 2-4-2 縱谷斷層分段比較圖。(a) 徐鐵良(1962)與 Bollina(1975)由 1951 年地震定義斷層破裂區段(b) 徐鐵良(1976)繪製中央山脈斷層與縱谷斷層，紅色為斷層出露位置，棕色為推測斷層(c) 林啟文等(2000)活動斷層分布圖，紅色為第一類，棕色為第二類活動斷層 (d)游明聖等(1994)將縱谷活動性分成四段(e)朱與游(1995)繪出實際斷層露頭(圖中紅線)(f)Chen *et al.* (2007)定義縱谷活動斷層區段。

### 2-4-3 本研究採用活動斷層命名系統

本研究採用地質調查所林啟文等人(2009)活動斷層命名系統(圖 2-4-3)，其主要是延續 Chen et al. (2007)工作基礎，將縱谷地區其文章未提及其他構造單元做更完整說明。其分段基礎以二萬五千分之一的地質圖幅調查為基礎，並參考地震、大地測量、槽溝開挖資料與地球物理探勘方法作為輔助，以下分述如下。

嶺頂斷層，台東縱谷背部與海岸山脈的交界，屬於左移兼具逆移性質的斷層，由花蓮嶺頂向南延伸至光復鄉富田，地表並未發現斷層露頭或斷層地形特徵，然由大地測量結果(饒瑞鈞等，2008)，斷層兩側水準與 GPS 有明顯相對變化(表 2-4-2)，推測斷層跡位於花蓮溪河床中，被沖積物所掩蓋，被列為二類活動斷層，本研究區僅涵蓋嶺頂斷層銜接至瑞穗斷層南段一部分。

瑞穗斷層，位於台東縱谷北部與海岸山脈的交界，為逆移斷層兼具左移性質，由光復鄉東富村向南延伸至玉里鎮春日里，長約 33 公里，一部分等同徐鐵良(Hsu, 1962)所稱的玉里斷層北段，斷面以高角度向東傾斜，本地斷層為 1951 年地震的地震斷層，屬於第一類活動斷層。古地震的活動周期約  $190\pm 20$  年，瑞穗斷層的長期抬升速率為 12.5-16.0 mm/yr，由斷層面幾何與抬升速率估算，沿者瑞穗斷層面的長期滑移速率約為  $24\pm 2$  mm/yr (Chen et al., 2007; Yen et al., 2008；陳文山等，2008)。

奇美斷層，從豐濱經奇美村、德武至玉里春日鎮，長度大約 30 公里，為少數橫切海岸山脈的斷層，奇美斷層為都巒山層逆衝至八里灣層與利吉層上(陳文山，1993)，往南銜接瑞穗斷層與池上斷層，斷層切過更新世晚期的階地礫石層，而尚未有全新世活動之紀錄，跨斷層兩側無明顯之位移，原由歸類為第一類活動斷層(張徽正等，1998；林啟文等，2000)改為第二類活動斷層，與原先定義斷層區段的位置與長度延伸不同有關。

玉里斷層，為北北東走向，由玉里鎮客城里延伸至瑞穗鄉舞鶴，楊貴三(1986)分別命名舞鶴台地兩側斷層為掃叭斷層與溪東斷層，兩者往南於崙山合併後線形



延伸至玉里，但南側構造線形變得不明顯，長約 23 公里，由野外調查結果顯示，判斷舞鶴礫岩形成後才活動，並於 1951/11/25 有地表破裂的現象，玉里斷層可能向北延伸連接瑞穗斷層。

池上斷層，由玉里鎮春日里向南延伸經池上鄉瑞隆村，總長約 67 公里，位於台東縱谷南部與中央山脈的交界，為約北北東走向的逆移斷層，本研究地區涵蓋池上斷層 50 公里，由玉里鎮春日里至池上鄉錦園，1951 年地震與 2003 年成功地震均產生地表破裂，根據槽溝開挖結果，池上斷層活動周期為 50~160 年。

表 2-4-2 本研究區活動斷層特性一覽表(修改自林啟文等，2009)

斷層名稱	活動斷層分類	斷層長度	跨斷層水平速度變化 (mm/yr)		跨斷層垂直速度變化 (mm/yr)		滑移特性	最新一次活動時間	可能最大地震規模
			平行斷層走向	垂直斷層走向	精密水準	GPS			
			嶺頂斷層	二	30	8.4±5.7			
瑞穗斷層	一	33	--	--	--	--	逆移兼左移	1951 年	(6.8)
玉里斷層	一	23	14.5±3.6	5.6±4.9	-0.8	13.2±17.6	逆移兼左移	1951 年	7.3 (6.7)
奇美斷層	二	30	6.5±2.3	4.1±8.7	3.9	7.9±10.1	逆移	更新世晚期	(6.8)
池上斷層	一	67	--	--	--	--	逆移兼左移	2003 年	6.6 (7.2)

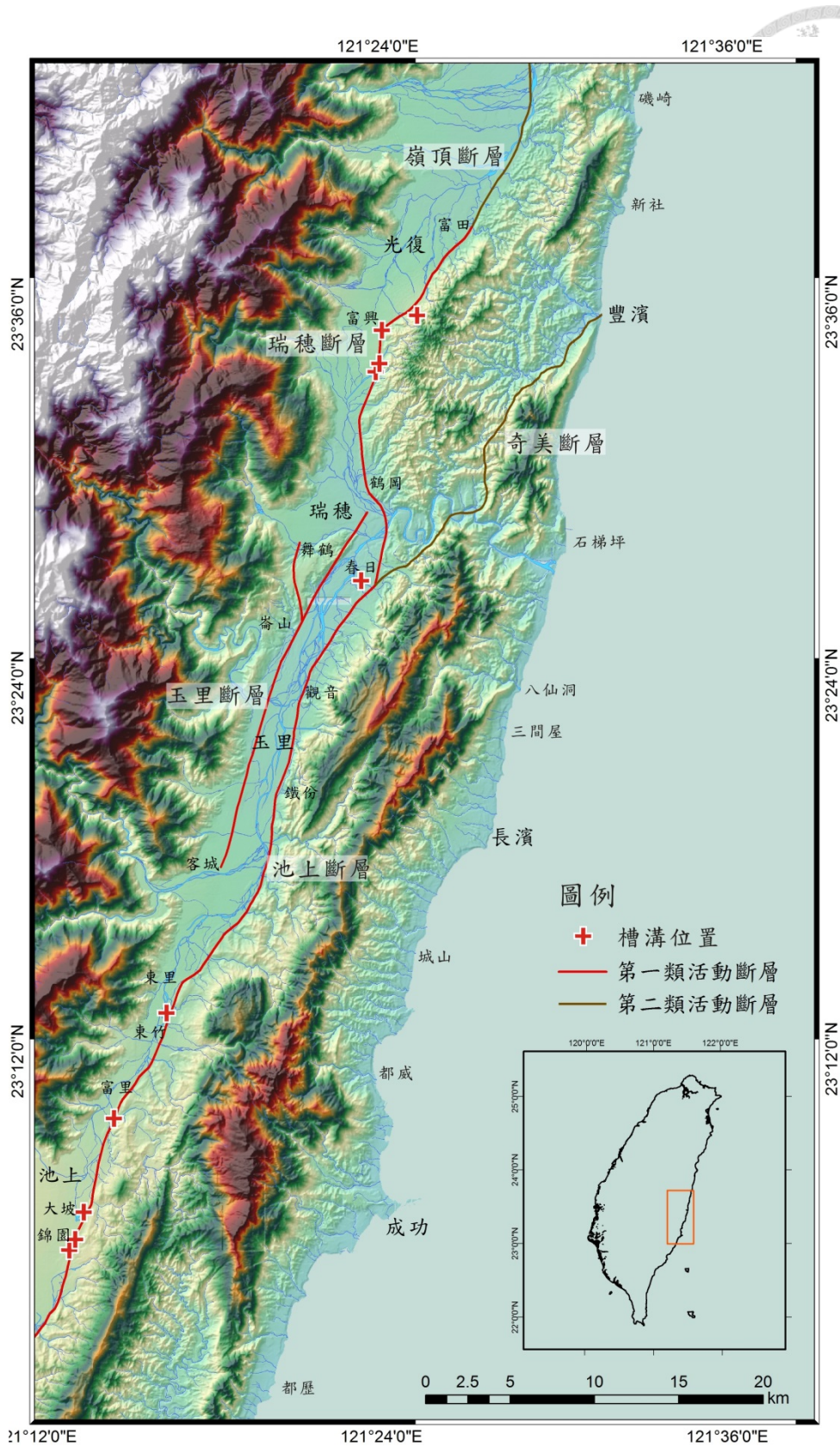


圖 2-4-3 本研究地區活動斷層分布圖，紅色線第一類活動斷層，棕色線屬於第二類活動斷層，紅色十字為斷層槽溝位置 (修改自林啟文等，2009)。

## 第三章 研究方法原理



### 3-1 真實孔徑雷達與合成孔徑雷達

#### 3-1-1 真實孔徑雷達

雷達其基本原理利用雷達主動發送微波訊號，經由目標物散射後接受回波訊號而完成觀測，回波的資訊包含雷達波的強度訊號以及相位訊號，這些訊號反映了地表的特性以及距離的資訊，微波的波長介於 1mm 至 1m 之間，雷達系統可以依據使用的雷達波段和頻率不同加以分類（表 3-1-1），目前較常用的有 C 波段(ERS 衛星)及 L 波段(ALOS 衛星)的雷達影像，具有可穿透雲雨的特性，相較於一般光學系統的衛星具有不分晝夜，且不受天候影響的優勢。

1950 年發展出裝載真實孔徑雷達(Real Aperture Radar, RAR)的空載側視雷達(Side-Look Radar, SLR)，側視雷達的觀測方向不同於一般垂直攝影，雷達朝著垂直於航線之方向，以小於 90 度的俯角朝地表目標發射訊號，透過接收由物體反射之回波訊號來辨識不同的物體，飛機或衛星在行徑中，前後方向都會受到都普勒效應影響，使回波的頻率改變，只有側像可以將都普勒效應最小化，另外雷達影像是由回波的時間先後組成，藉由側向視角使得遠近回波時間不同，可以提升雷達影像解析度，其側視雷達波幾何關係如圖 3-1-1。

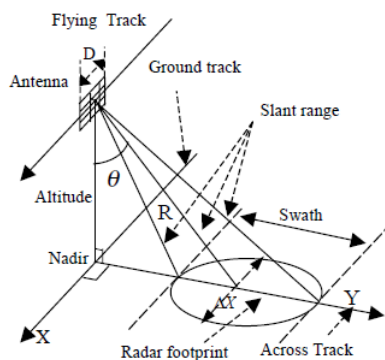


圖 3-1-1 側視雷達波幾何關係。由衛星或是太空飛行器搭載感測器(Antenna)，側向發送連續的微波訊號，方位方向為平行載具移動方向(Flying track)  $\theta$  為衛星拍攝視角，雷達天線至地面點之距離稱為斜距(Slant Range)，影像為幅寬(swath)。側視雷達成像的解析度可分成兩部分探討，分別為斜距解析度與方位解析度。

雷達是藉由物體反射之回波訊號來辨識不同的反射物體，如果兩個物體距離太近，兩物體的回波脈衝會產生重疊，在影像上則無法辨識出兩個物體，雷達天線至地面上某一點之距離稱為斜距(Slant Range)，斜距解析度的定義為測距方向兩點間所能辨識的最小單位(圖 3-1-2)，受雷達系統發射脈衝的持續時間或脈衝長度(pulse length)決定，其關係如式子(3-1)，c 為光速， $\tau$  為脈波週期，當兩物體的距離小於脈衝長度的一半，則回波脈衝之間會發生重疊現象。前者越短解析度越佳，感測器決定主要因素有雷達波長、軌道的傾角及重複軌道的周期等。地距解析度還需考慮的因素為視角，視角越大，地距越大者解析越佳。

$$Rs(\text{slant}) = \frac{PL}{2} = c\tau/2 \quad (3-1)$$

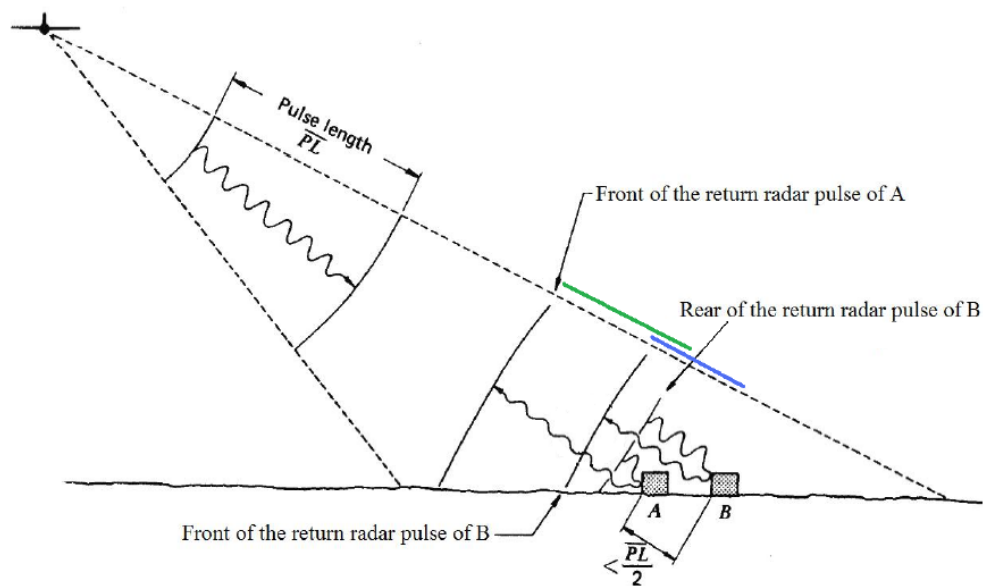


圖 3-1-2 距離解析度與脈衝長度的關係(Lillesand *et al.*, 2004)。

方位方向為平行於雷達載具移動的方向，解析度主要由天線長度  $L$ 、波長  $\lambda$  與斜距  $R$  決定。雷達波束(Radar Beam)會受到雷達波束與地距的影響，地距增加其波束也會變寬(圖 3-1-3)，使得方位解析度降低，要取得較佳的解析度唯有增加天線的長度，但是衛星載具的重量有一定限度，無法無限度加長天線長度，也因此限制了雷達在距離方向的觀測範圍，此種側視雷達又稱為真實孔徑雷達(Real

Aperture Radar, RAR)，由於此種雷達必須透過加長雷達天線長度才能得到較佳的方位解析度，又被稱為蠻力型系統(Brute Force System)。



$$\text{Azimuth Resolution } (\delta_{AT}) \propto \frac{\lambda}{D} R \quad (3-2)$$

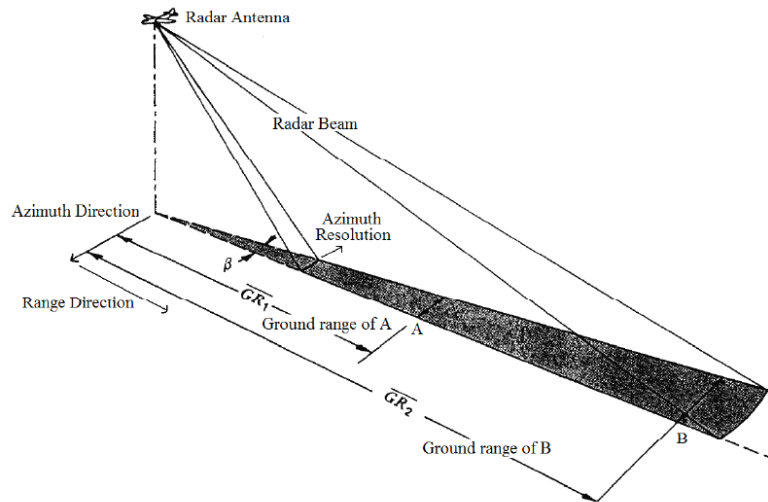


圖 3-1-3 方位解析度與地距的幾何關係(Lillesand *et al.*, 2004)。

表 3-1-1 IEEE 公布之雷達頻率波長標準(資料來源: Wikipedia)

波段名稱	頻率	單位	波長	單位	波段代碼註記
<b>UHF</b>	300–1000	MHz	0.3–1	m	Ultra High Frequency
<b>L</b>	1–2	GHz	15–30	cm	Long wave
<b>S</b>	2–4	GHz	7.5–15	cm	Short wave
<b>C</b>	4–8	GHz	3.75–7.5	cm	Compromise between S and X
<b>X</b>	8–12	GHz	2.5–3.75	cm	Used in WW II for fire control, X for cross (as in crosshair)
<b>Ku</b>	12–18	GHz	1.67–2.5	cm	Kurz-under
<b>K</b>	18–24	GHz	1.11–1.67	cm	German Kurz (short)
<b>Ka</b>	24–40	GHz	0.75–1.11	cm	Kurz-above
<b>V</b>	40–75	GHz	4.0–7.5	mm	
<b>W</b>	75–110	GHz	2.7–4.0	mm	W follows V in the alphabet
<b>mm</b>	110–300	GHz	7.5–1	mm	Millimeter



### 3-1-2 合成孔徑雷達

合成孔徑雷達(Synthetic Aperture Radar, SAR)克服了真實孔徑雷達的不足，他利用較短的實體天線，其原理為天線在航行中，會在多個位置接收到同一目標物的回波，利用軌道參數計算透過平移或疊加訊號校都卜勒位移便可合成出虛擬的長天線(圖 3-1-4)，不需要非常長的實體天線或是較短的雷達波長，即可獲得較佳的方位解析度或更大的觀測範圍，真實孔徑雷達與合成孔徑雷達的主要差異在於方位解析度，其長度因此不用降低雷達的波長即可達到良好的方位解析度，合成孔徑雷達其地距不會對方位解析度造成影響，其方位解析度也相對較佳(圖 3-1-5)。

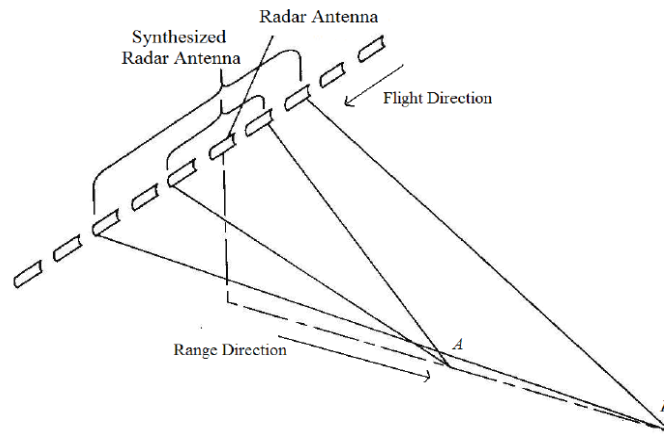


圖 3-1-4 合成孔徑雷達波幾何示意圖 (Lillesand *et al.*, 2004)。藉由真實天線(短長方形)與飛行軌道參數，利用幾何計算的方式模擬出合成的虛擬長天線(Synthesized Radar Antenna)。

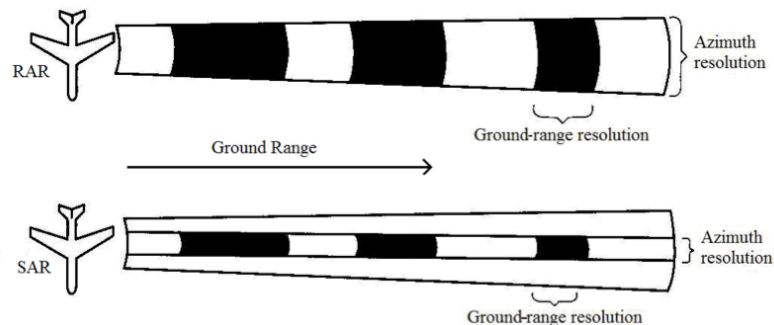


圖 3-1-5 真實孔徑雷達(RAR)和合成孔徑雷達(SAR)解析度比較(Lillesand *et al.*, 2004)



## 3-2 雷達干涉技術

### 3-2-1 合成孔徑雷達干涉技術

合成孔徑雷達技術包括合成孔徑雷達干涉法(Interferometry synthetic aperture radar, InSAR)與合成孔徑雷達差分干涉法(Differential Interferometry synthetic aperture radar, DInSAR)，在雷達干涉獲取的模式中，依照接收天線位置之幾何關係之不同，可分為橫軌式干涉(Across track)、沿軌式干涉(along track)與重複軌道式干涉(repeat track)三種(圖 3-2-3)。橫軌式干涉為同時裝置兩個雷達天線系統在同一機載平台上，且兩天線所構成的直線方向與飛行方向相互垂直，沿軌式干涉為同時裝置兩個雷達天線系統在同一機載平台上，且兩天線所構成的直線方向與飛行方向相互平行，此方法可觀測物體瞬間變動量，如水流，但是無法觀測固定不動的物體訊號，重複軌道式僅配置一個天線，故需利用載具飛行同一區域兩次的方式進行干涉處理，此方法需要衛星精密的軌道配合以獲取影像瞬間準確的實際位置，為目前常採用的模式。

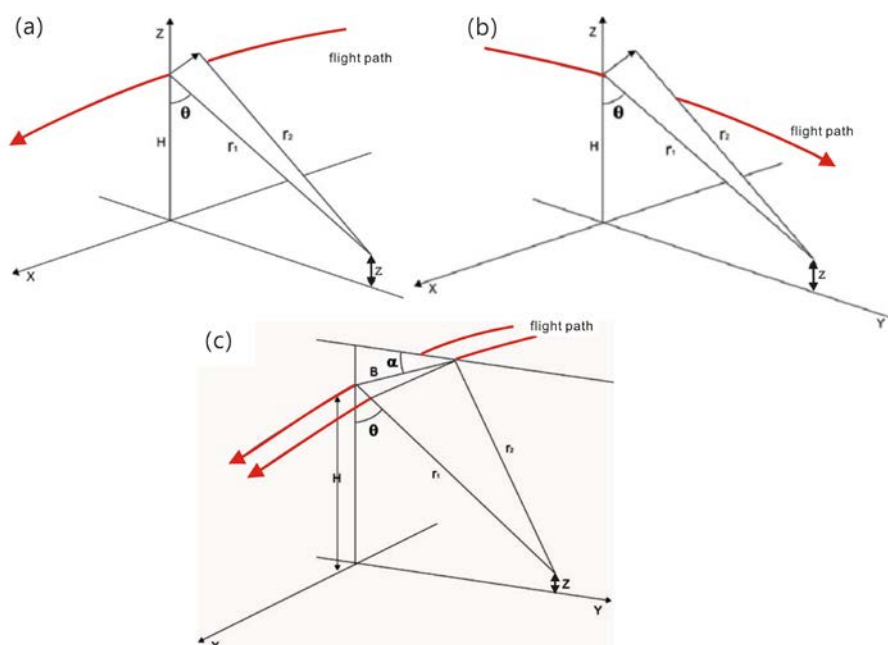


圖 3-2-1 干涉合成孔徑雷達軌道幾何關係 (a)橫軌式干涉 (b)沿軌式干涉 (c)重複軌道干涉，紅色箭頭為飛行方向，z 為變動觀測目標 (修改自謝嘉聲，2006)。

每張 SAR 的影像接包含了振幅(Amplitude)與相位(Phase)的資訊，合成孔徑雷達干涉法為利用不同時間或不同位置的天線所獲得的相位值差異來獲取地表的三維資訊（圖 3-2-2）。兩個天線位置接收到的相位差值為 $\phi$ ，根據波行進的理論，每個干涉環的距離是波長之二分之一，在干涉處理的技術中，只要確定軌道的航高、視角、基線及水平線的夾角等，經由相位復原(Phase Unwrapping)配合雷達的波長就可以回推計算地表高程值，可用來大幅提升數值地形之精度，被廣泛用在地表監測中。

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot (2\delta) = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \delta \quad (3-3)$$

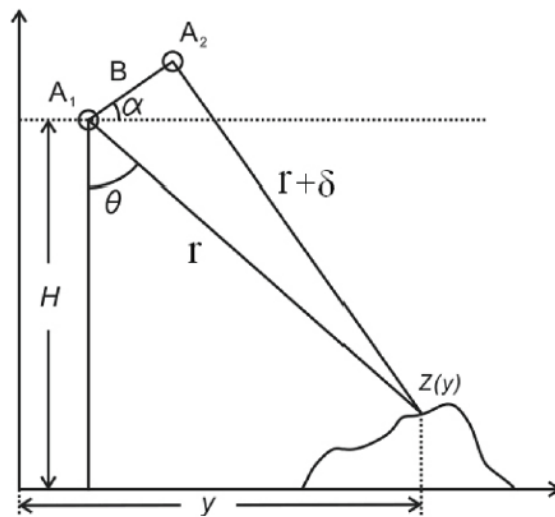


圖 3-2-2 衛星雷達波干涉軌道幾合示意圖，H 為航高， $\theta$  是視角， $r$  為第一個天線至地面點的距離， $\delta$  為第二個天線至地面點的差值， $\alpha$  為基線與水平線夾角(謝嘉聲，2006)。

### 3-2-2 差分孔徑雷達干涉技術

差分孔徑雷達干涉技術是用來量測地表微小變動的技術，主要建構在兩張不同時期影像建立的相位干涉圖，其中一張稱為干涉圖地形對，另一張則為干涉圖變形對，變形對同時包含了地形效應與地表變形效應，由變形對與地形對干涉圖相減便可去除變形對中的地形效應，只留下地表變形的相位差，藉由相位回復便可回推求出公分級精度的變形量(Gabriel, 1989)。產生干涉影像的處理步驟繁複，包括將原始資料轉換成單一視角影像 (Single look complex, SLC)、影像套合、產生干涉圖、平坦化、重新取樣、干涉條紋濾波、相位回復等步驟程序等。建立干涉圖的每幅雷達影像都需要座標影像套合程序(初步套合與精密套合，於此僅為計算步驟上區分，無概念上的差異)，套合完成便可計算相位干涉圖，使用 DEM 移除地形效應產生相位值 (平坦化)，再進行像元重取樣以及座標修正(微調)，最後進行相位回復與差分處理，便可獲得地表變動量。

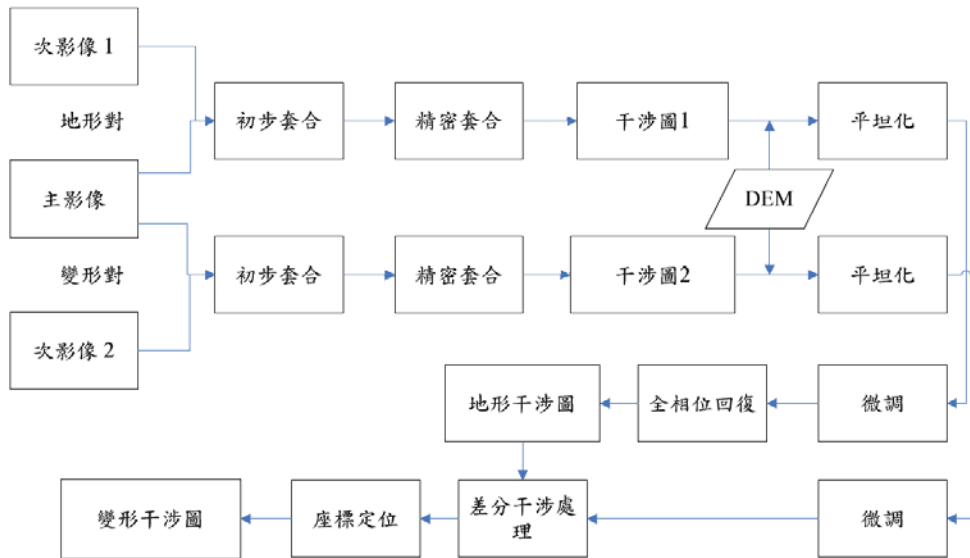


圖 3-2-3 差分干涉處理流程 (謝嘉聲, 2006)。

差分孔徑雷達干涉技術，依取得地形對來源不同而有不同的處理流程，可分為二軌跡法、三軌跡法以及四軌跡法 (圖 3-2-4)。二軌跡法(two-pass Differential interfergram)以既有的 DEM 模擬干涉圖當作地形對，另外選擇兩張影像(S1、S2)產生干涉圖做變形對，將 DEM 與干涉圖進行差分後，便可移除地形貢獻造成的

相位差，得到地表變動量。此種方法的技巧著重於 DEM 與雷達影像的座標套合，套合的精確將會控制干涉成果好壞，此外既有的 DEM 品質也會影響計算結果。

三軌跡法(three-pass Differential interfergram)需選用 3 張 SAR 影像進行干涉，一張主影像與兩張副影像(S1、S2、S2')，以 S1 與 S2 做地形對，另以 S1 與 S2' 做變形對，將地形對與變形對進行差分計算後，便可取得 S2 與 S2' 拍攝期間的地表變動量，此種方法的優點為影像皆參考同一座標，無座標套合問題，且此法不需使用既有 DEM，因此無須擔心 DEM 原有品質良窳。

四軌跡法(four-pass Differential interfergram)選用 4 張 SAR 影像，其中兩張(主影像 S1 與副影像 S2)干涉圖做地形對，假設此影像隊拍攝期間無地表變形發生，另外兩張(主影像 S3 與副影像 S4)做變形對，將兩張干涉圖進行干涉處理獲取變形量的相位差，此種方法取得的地形變動量為變形對(主影像 S3 與副影像 S4)的兩張影像拍攝時間之內。無論是何種方式的差分干涉技術，其量測地表移動量(Displacement)的方向並非垂直的方向，而是沿著雷達視距(Line of Sight)方向的變動量。

差分孔徑雷達技術無法保證擁有可靠的結果，其成果受限於合成孔徑雷達影像對的品質，比如時間基線、空間基線、影像都普勒中心頻率差異或是地形植被等等，當影像對失去同調性時便會影響監測之精度。另由於大氣效應會影響不同時間拍攝影像的同調性，因此較難以使用於長時間的地表變遷監測中，永久散色體雷達干涉法極為提出改良方法之一。

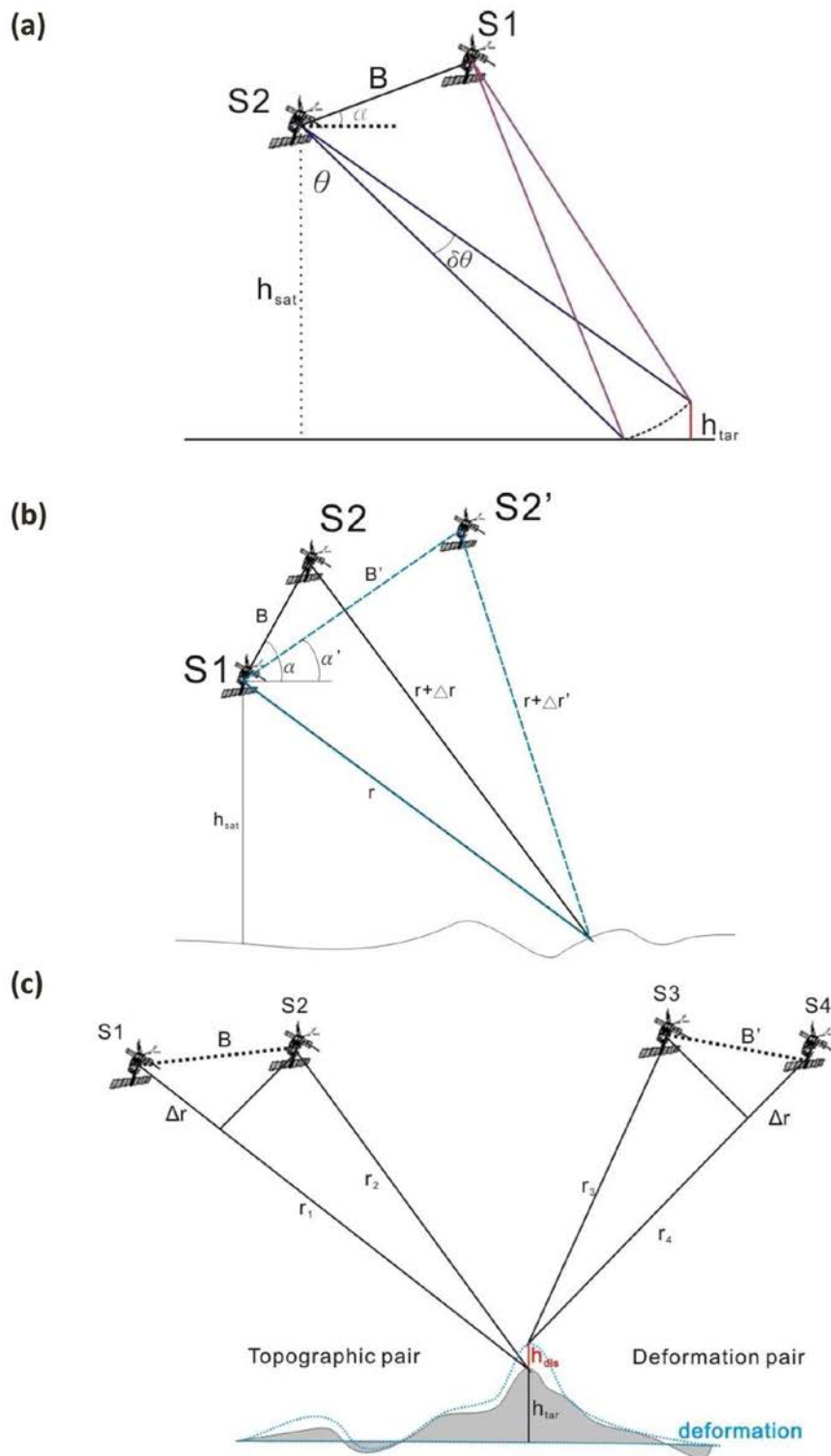


圖 3-2-4 差分孔径雷達干涉技術 (a)二軌跡法 (b)三軌跡法 (c)四軌跡法  
衛星軌道幾何關係示意圖(Hassen, 2001; Zebker et al., 1994)。



### 3-3 永久散射體合成孔徑雷達干涉法

#### 3-3-1 永久散射體

永久散射體合成孔徑雷達干涉法(Permanent Scatterer Interferometry Synthetic Aperture Radar, PS-InSAR)是以差分干涉雷達為基礎去做改良，D-InSAR 雷達訊號在空間上與時間上容易產生不相關性，產生干涉條紋需要較高門檻的影像品質，限制了此項技術無法更廣泛的應用。

PS-InSAR 原理為選取雷達影像取樣範圍中具有穩定反射雷達訊號的物體，稱為永久散射體(Permanent Scatterer)，利用這些永久散射體於 SAR 影像中形成的像素點進行地表變遷分析本技術方法，由於 PS-InSAR 只針對具有穩定反射雷達訊號的散射體進行分析，故可避開時間性誤差(地表地物改變、大氣效應)或空間性誤差(如軌道效應)，可以比差分干涉雷達可獲得更好的精度等級，並可使用橫跨較長時間影像做觀測，最早由義大利米蘭科技大學(Technical University of Milan) Ferretti 教授所提出(Ferretti *et al.*, 2000; 2001)，隨後該名稱以"Permanent Scatterer technique<sup>TM</sup> 被註冊專利，因此後續相關方法的發展就以永久散射體(Persistent Scatterer) 的名義發表。

在雷達影像的成像過程中，一個解析像元(Resolution Element) 所反映訊號是由該像元範圍內所有散射訊號的平均值，因此像元內大量雜訊會影響影像相位值及振幅值的結果(形成訊號或破壞訊號)，所以當像元內訊號源均勻，較容易產生雜訊(訊號不相干)，這也就是在傳統處理的方法中，植生密集區不易產生干涉影像的原因。永久散射體 (PS) 技術主要是利用像元內的最大的主要訊號源如橋樑及建物等，因該類像元有明顯固定的散射訊號，因此在時間序列的影像中，這些點位在該區域中，有足夠穩定的訊號來提供分析的資訊(圖 3-3-1)，根據同一區域鄰近像元環境條件相類似的假設，在後續分析中，就可以利用這些永久散射的點位資訊進行雜訊的濾除，進而推算出在時間序列中不同時間點 PS 點相位及高程的變化。

選取像素點是永久散射體合成孔徑雷達干涉法的核心技術，許多研究團隊提出利用震幅強度或是同調性等多種不同策略選取 PS 像素(Ferretti *et al.*,2001; Lyons and Sandwell, 2003; Werner *et al.*, 2003)，本研究以 Hooper 等人發展之 StaMPS 軟體作為干涉處理的研究方法(Hooper 2004, Hooper *et al.*, 2007; Hooper and Zebker, 2007)。

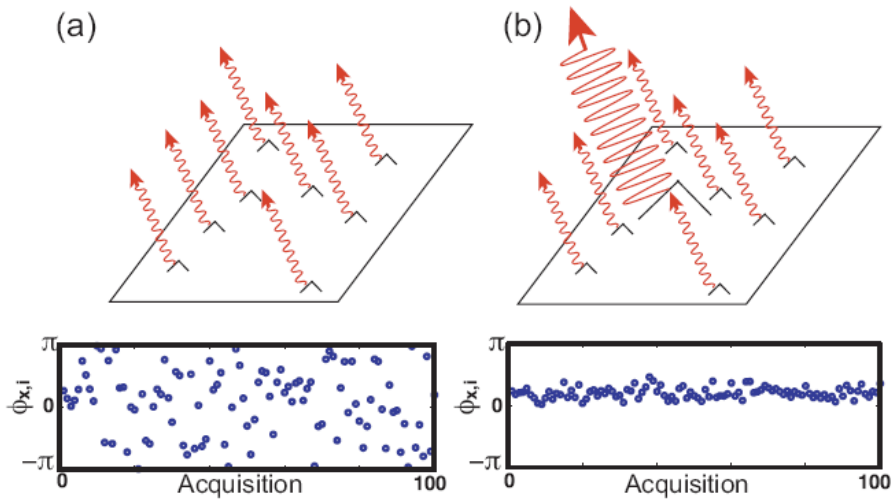


圖 3-3-1 永久散色體雷達訊號示意圖，永久散色體若存在雷達影像像元中，會使其像元雷達訊號更趨於穩定 (Hooper *et al.*, 2007)。

### 3-3-2 StaMPS 方法

StaMPS 為史丹佛大學(Stanford Method for Persistent Scatterers, StaMPS) Hooper 教授等人 2004 年所發表差分干涉演算模式，其程式碼可公開下載提供給學生或非營利用途，他們於加州長谷的火山口測試，不需加入線性平均速度場，並可得出震幅較低但相位穩定變化的 PS 點，其程式集包含了數個軟體的套件，如美國 NASA JPL 實驗室開發的 ROI\_PAC，對影像作影像單一視角(single look complex)的前處理，Doris 軟體(由荷蘭 Delft University of Technology 開發)將所有影像對同一主影像(master image)產生干涉圖，以及利用 Matlab 程式處理永久散射體候選點(PSC)及相位穩定性分析重新萃取出永久性散射體，最後利用史丹佛大學 Snaphu 軟體從永久散射體最後從平面空間關係進行相位回復與修正(Chen and Zebker, 2002)，以下依序步驟做介紹 (圖 3-3-2)。



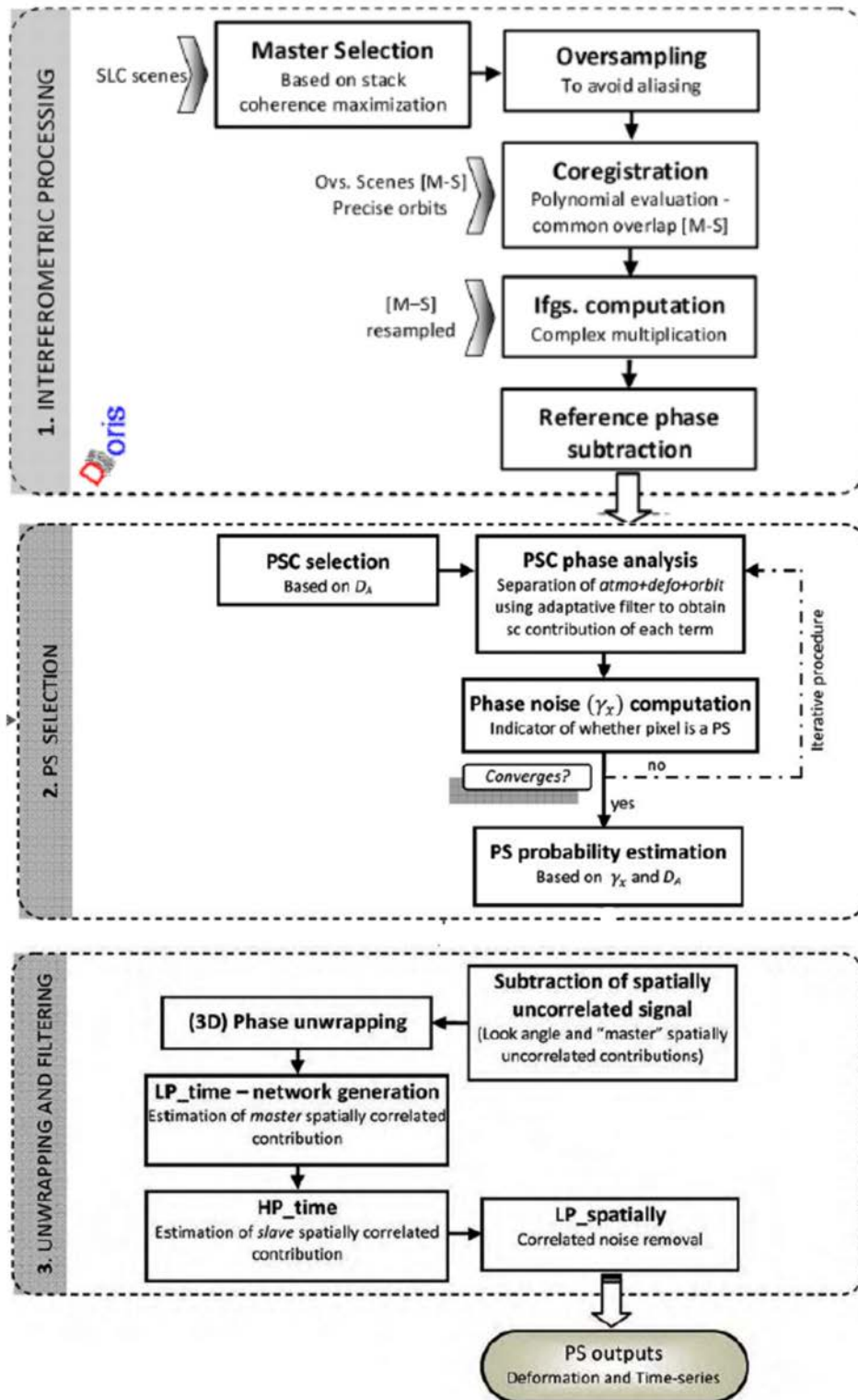


圖 3-3-2 StaMPS 方法流程圖，可簡單歸納為干涉圖建置、PS 點選取與相位回復與濾波修正(修改自 Sousa *et al.*, 2011)。

### 3-3-3 主影像選擇與變形干涉影像建置

選擇主影像(Master Image)形成最好的干涉效果影像對為開始最重要的一個步驟。雷達干涉處理的必要條件就是要有干涉效應，如果沒有干涉的效應產生，就無法進行干涉的處理，此種現象就稱為不相關，也就是獲取的兩張影像沒有干涉的效應產生，其相關性與四項參數有關，可以(3-4)之數學式表示。分別為時間基線、空間垂直基線、都普勒頻率中心及熱雜訊影響，當合成孔徑雷達影像之像對的品質不好時會造成兩張合成孔徑雷達影像失去同調性。

$$\begin{aligned}\rho_{total} &= \rho_{temporal} \rho_{spatial} \rho_{doppler} \rho_{thermal} \\ &\approx \left[1 - f\left(\frac{T}{T_c}\right)\right] \left[1 - f\left(\frac{B_{\perp}}{B_{\perp}^c}\right)\right] \left[1 - f\left(\frac{F_{DC}}{F_{DC}^c}\right)\right] \rho_{thermal}\end{aligned}\quad (3-4)$$

### 3-3-4 相位穩定分析與 PS 點選取

StaMPS 的處理流程先以 Doris(Delft University of Technology)以傳統差分干涉的關係將所有影像對同一主影像(master image)產生干涉圖，分別得出振幅(amplitude)、相位(phase)和同調性(coherence)三種干涉結果，PS-InSAR 的做法就是找出在不同時間上維持穩定相位的訊號源，做為永久性散射體 persistent scatterer，第一步首先為挑出 PS 候選點 (PS Candidate, PSC)。Ferretti *et al.* (2000) 建議以振幅強度、離散指數  $D_A$  挑選出 PS 候選點(式子 3-5)，取各像元在時間序列上的振幅標準差  $\sigma_A$  與各像元在所有影像中的回波平均強度  $\mu_A$  之比值， $D_A$  較高代表雜訊也越高，小於門檻以下的像元作為 PS 候選點，Ferretti *et al.* (2000) 建議設定  $D_A < 0.2$  來選擇 PSC，StaMPS 則是先設  $D_A = 0.4$ ，以取得較多數的 PS 候選點子集合。

$$D_A \equiv \sigma_A / \mu_A \quad (3-5)$$

PS 候選點(PSC)並非真正的 PS 點，還必須做後續地相位穩定度的分析，才能完整定義 PS 點，我們從所有的相位影像之中擷取出 PSC 各點的相位資訊做分析，然而我們從干涉結果所得到相位資訊並非只包含地表位移，之中還包括了大

氣效應、軌道誤差及 DEM 誤差所造成的相位等 (Hooper, 2004)，若以方程式表示為：

$$\hat{\phi}_{x,i} = \phi_{D,x,i} + \phi_{A,x,i} + \Delta\phi_{orb,x,i} + \Delta\phi_{dem,x,i} + \Delta\phi_{N,x,i} + 2k_{x,i}\pi, \quad (3-6)$$

$\hat{\phi}_{x,i}$  : 第 x 像元於第 i 組之影像相位

$\phi_{D,x,i}$  : 斜距方向地表移動量產生的相位變化

$\Delta\phi_{dem,x,i}$  : DEM 視角誤差產生的殘餘地形變化量

$\phi_{A,x,i}$  : 不同大氣效應產生的相位變化

$\Delta\phi_{N,x,i}$  : 時間或空間產生的不相關或熱雜訊

$\Delta\phi_{orb,x,i}$  : 軌道誤差

若以 x 像素為中心，定訂一範圍，並將此範圍內的 PSC 一起算入分析。將之範圍內 PSC 的相位資訊平均，可得

$$\bar{\phi}_{x,i} = \phi_{D,x,i} + \phi_{A,x,i} + \bar{\phi}_{orb,x,i} + \bar{n}_{x,i} \quad (3-7)$$

其中  $\bar{\phi}_{x,i}$  於空間的分佈情況為一隨機分佈，故當範圍內的 PSC 點夠多時，DEM 誤差值便會在平均之後接近於零，故可忽略不計。我們將式子(3-6)減去(3-7)，可得

$$\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} = \phi_{dem,x,i} + n_{x,i} - \bar{n}_{x,i} \quad (3-8)$$

式子 3-8 中的  $\phi_{dem,x,i}$  和空間垂直基線  $B_{\perp,x,i}$  有關，由於短距離內地表變化、大氣效應以及軌道效應的變化量極小，且於強度及同調性皆穩定的情況下，雜訊的干擾也相當微弱，故  $n_{x,i}$  值非常小並可忽略。而 DEM 的誤差應與衛星的空間垂直基線 ( $B_{\perp}$ ) 成線性關係，故  $k_{\epsilon,x}$  是唯一與空間垂直基線有關的係數。

$$\phi_{dem,x,i} = B_{\perp,x,i} \cdot k_{\epsilon,x} \quad (3-9)$$

可由最小二乘法初步估算  $k_{\epsilon,x}$ ，帶回(3-8)式重新求估計值殘差，並套入

Hooper 於 2004 年提出的式子(3-10)。

$$\gamma_x = \frac{1}{N} \left| \sum_{i=1}^N \exp\{\sqrt{-1}(\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} - \hat{\phi}_{x,i})\} \right| \quad (3-10)$$



上述公式可以計算最大的相關係數值， $\gamma_x$ 為相位穩定指標， $N$ 是干涉影像圖的數量， $\gamma_x$ 較高的像素代表在 $N$ 對干涉圖中為類似的相位變化，用來代表相位雜訊在時間中變異的程度，一張 SAR 影像中所有像元的同調係數值介於 0~1 間，當相關性高時其值接近 1，完全不相關時，其值為 0。其值越接近 1 表示回波越一致，處理出來的干涉成效也越好。

$$P(\gamma_x) = (1-\alpha) \Pr(\gamma_x) + \alpha \text{Pps}(\gamma_x) \quad (3-11)$$

我們可定義 $\gamma_x^*$ 作為門檻值，建立機率密度函數 ((Probability density function, PDF) 確認 PSC 是否為真實的 PS。Hooper (2004) 定義  $\Pr(\gamma_x)$  代表隨機出現的 PSC， $\text{Pps}(\gamma_x)$  代表非隨機的 PS。

$$\int_0^{0.3} p(\gamma_x) d\gamma_x = (1-\alpha) \int_0^{0.3} \text{Pps}(\gamma_x) d\gamma_x \quad (3-12)$$

$\alpha$  介於 0~1，從模擬實驗中發現如果  $\gamma_x$  值較低(例如小於 0.3)， $\text{Pps}(\gamma_x)$  會很接近 0，由以下式 3.34 的關係估算  $\alpha$ ，即能得出  $\gamma_x$ ，這些運算以迴圈多次執行直到得出收斂的數值以篩選出真正的 PS 點。

### 3-3-5 相位回復與濾波修正

傳統 D-InSAR 解算僅有一幅干涉圖，屬於二維的空間關係解算，PS-InSAR 製作多張的干涉圖，各干涉圖間的關係為時間，因此 PS 點的相位回復為平面空間 2-D 加上時間的三維資訊，Hooper and Zebker (2007)改良既有演算法，推廣同時考慮空間域與時間域的相位變化，以便能夠約制 PS 點干涉環未知的整數週期以獲取更多的 PS 點位，3D 解算的基礎為使用 Chen and Zebker(2002)發表的 SNAPHU 程式，原理為先計算出主影像 PS 點與各副影像的日期的相位變化，再分別對於主影像與副影像分量做濾波估計與消除誤差（表 3-3-1）。如 Ferretti *et al.*(2000)假設大氣訊號本質上隨時間快速改變(high frequency)，但是在空間上變化性較小(low frequency)，StaMPS 方法採用 Ferretti *et al.*(2000)的假設，把大氣與空間視為有高度相關特性，以統計的方法估算特定範圍，在主影像的空間上採低通濾波(low-pass filter)，於副影像在時間域使用高通濾波，便可估得大氣的相位並移除其效應。StaMPS 比 Permanent Scatterer<sup>TM</sup>的演算法也可獲取更多 PS 點，並且可偵測非線性的地表變形，克服了許多先前差分干涉處理的難題。PS-InSAR 也有相對於傳統 D-InSAR 較為明顯之缺點，其方法必須需要較多的影像，才能從影像中挑選出合適的 PS 點，若以回歸週期 35 天的衛星，需耗時 2 年才能獲得 20 幅之影像，其時間採樣密度也難以顯示出季節性解析度以下的變化。另對於山區或植生茂密地區不易獲得同調性高的區域，過低密度的 PS 點會對於相位解算遭遇困難，難在空間上獲取連續性的資料。

表 3-3-1 誤差時空間特徵(Hopper *et al.*, 2007)

Terms	Component	Spatial Properties	Temporal Properties
$\phi_{D,x,i}$	Deformation	Low frequency	Low frequency
$\phi_{A,x,i}$	Atmosphere	Low frequency	High frequency
$\Delta\phi_{S,x,i}$	Orbital errors	Low frequency	High frequency
$\Delta\phi_{\theta,x,i}$	Look angle error	High frequency	Correlated with baseline
$\phi_{N,x,i}$	Scatterer noise	High frequency	High frequency

## 第四章 資料結果與分析



本章主要介紹 ALOS 衛星基本資訊，並說明本研究所採用 ALOS 影像資料與主影像選取與其副影像配對，並說明由 StaMPS 方式所取得之 PS-InSAR 資料結果、誤差與區域分布情形，最後以 8 條速度剖面說明本研究區之變動速率與各斷層區段活動情形。

### 4-1 衛星影像資料

ALOS 衛星於 2006 年 1 月 24 日發射成功，並於同年 2 月 16 日拍攝第一幅影像，為日本國家太空中心(JAXA)地球觀測衛星計畫中負責針對陸域區域進行觀測的衛星，屬於太陽同步衛星，軌道週期 46 天（表 4-1-1）。ALOS 衛星共搭載三個遙測感測器，分別為全色態遙感立體測繪儀(Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping, PRISM)、先進可見光與近紅外輻射計(Advanced visible and Near Infrared Radiometer type 2, AVNIR-2)與相位陣列 L 波段合成孔徑雷達(Phase Array type L-band Synthetic Aperture Radar, PALSAR)（圖 4-1-1），本研究使用相位陣列 L 波段合成孔徑雷達(PALSAR)感測器作為影像來源(圖 4-1-2)，其 L 波段的波長為 23.6 cm，對於前人以 ERS 衛星的 C 波段波長(5.6 cm)來得大，對於植生茂密的地區可有更好的穿透性，以本研究山區比例高的地區可望比 C 波段觀測可獲得更好的資料成果。

在進行 PS-InSAR 必須先選擇其主影像，本研究跨越兩幅拍攝區域，分別為 Frame 450 的 Path 445 影像與 Frame 440 的 Path 446 為影像來源（圖 4-1-3），影響同調性的因子為時間基線與空間基線，垂直基線越長，同調性越低，同樣拍攝時間距越長，同調性越低，綜合以上考量，本研究挑選主影像與副影像結果如附表 4-1-2 與表 4-1-3。Frame 440 — Path 446 選擇以 2007/11/30 為主影像，與另 16 張日期影像作為副影像(圖 4-1-3)；Frame 450 — Path 445 影像以 2007/09/16 為主影像，另選 12 張日期作為其副影像，主影像與副影像時間基線與空間基線分布如圖 4-1-4 所示。

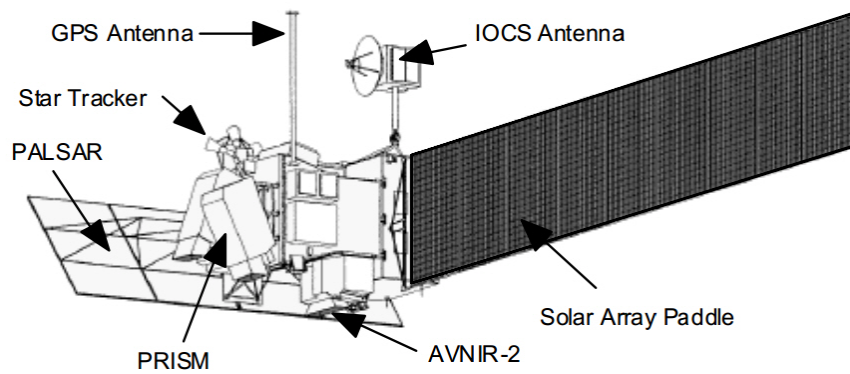


圖 4-1-1 ALOS 衛星示意圖，分別裝載 PALSAR、PRISM 與 AVNIR-2 三個感測器。

表 4-1-1 ALOS 衛星基本資料。

ALOS Characteristics	
<b>Launch Date</b>	Jan. 24, 2006
<b>Launch Vehicle</b>	H-IIA
<b>Launch Site</b>	Tanegashima Space Center
<b>Spacecraft Mass</b>	Approx. 4 tons
<b>Generated Power</b>	Approx. 7 kW (at End of Life)
<b>Design Life</b>	3 -5 years
<b>Orbit</b>	Sun-Synchronous Sub-Recurrent
	Repeat Cycle: 46 days
	Sub Cycle: 2 days
	Altitude: 691.65 km (at Equator)
	Inclination: 98.16 deg.
<b>Attitude Determination Accuracy</b>	$2.0 \times 10^{-4}$ degree (with GCP)
<b>Position Determination Accuracy</b>	1m (off-line)
<b>Data Rate</b>	240Mbps (via Data Relay Technology Satellite)
	120Mbps (Direct Transmission)
<b>Onboard Data Recorder</b>	Solid-state data recorder (90Gbytes)

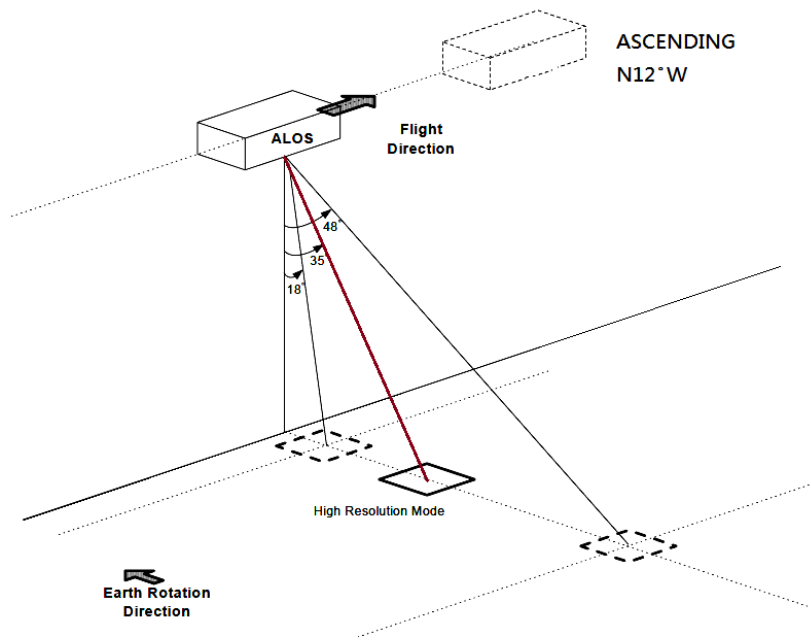


圖 4-1-2 PALSAR 感測器拍攝方式。

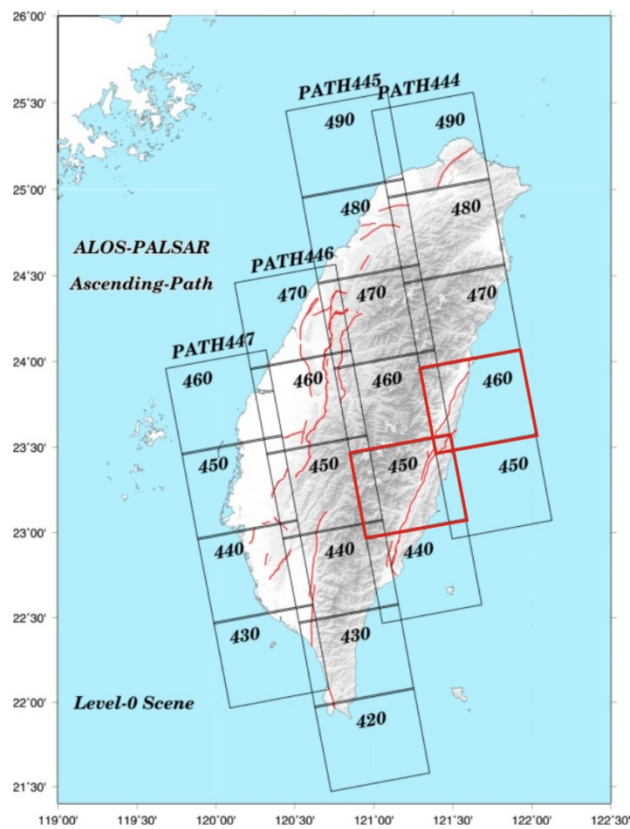


圖 4-1-3 ALOS 衛星影像編號涵蓋圖。本研究選取 ALOS 衛星 Frame 450 — Path 445 與 Frame 440 — Path 446 作為影像來源(圖中紅框處)。



表 4-1-2 ALOS 衛星 Frame 440—Path 446 影像列表。紅色文字表示本次選擇主影像，灰底、藍字為影像資料垂直基線過大，暫不予採用。

拍攝日期	時間 基線長 (days)	垂直基線 長(m)	拍攝日期	時間 基線長 (days)	垂直基線 長(m)
2007/1/12	-322	-2780.9	2009/9/4	644	-806
2007/2/27	-276	-840.4	2009/10/20	690	-576.4
2007/7/15	-138	-397.8	2010/1/20	782	-312.8
2007/8/30	-92	-108.9	2010/3/7	828	142.6
2007/10/15	-46	115.5	2010/7/23	966	480.6
2007/11/30	0	0	2010/9/7	1012	449.5
2008/1/15	46	396.8	2010/10/23	1058	718.5
2008/6/1	184	853	2010/12/8	1104	691.5
2008/7/17	230	-1137.4	2011/1/23	1150	1022.3
2008/10/17	322	-1998.5	2011/3/10	1196	1546.1
2009/7/20	598	-1249.1			

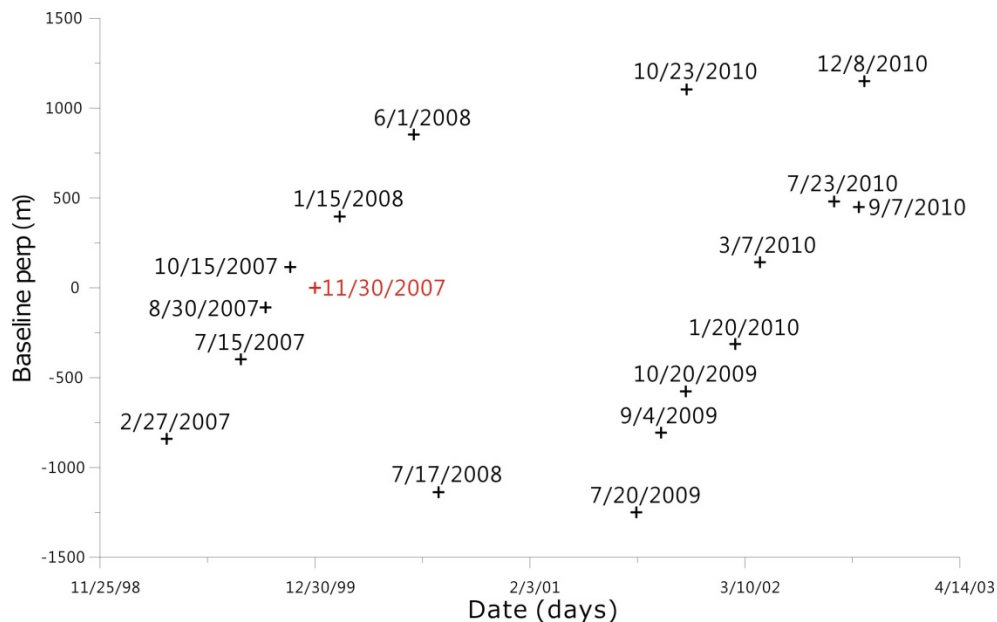


圖 4-1-4 ALOS 衛星 Frame 440—Path 446 時間與空間基線分布圖。

以 2007/11/30 影像(紅色十字)作為本區域的主影像。

表 4-1-3 ALOS 衛星 Frame 450—Path 445 影像列表。紅色文字表示本次選擇主影像，灰底、藍字為影像資料垂直基線過大，暫不予採用。

拍攝日期	時間基線長(days)	垂直基線長(m)
2007/1/29	-230	-1110
2007/6/16	-92	-436
2007/8/1	-46	160
2007/12/17	92	442
2007/9/16	0	0
2008/5/3	230	1337
2009/8/6	690	-1174
2009/9/21	736	-684
2009/12/22	828	-230
2010/2/6	874	197
2010/6/24	1012	365
2010/11/9	1150	334
2010/12/25	1196	1016
2008/8/3	322	-12795

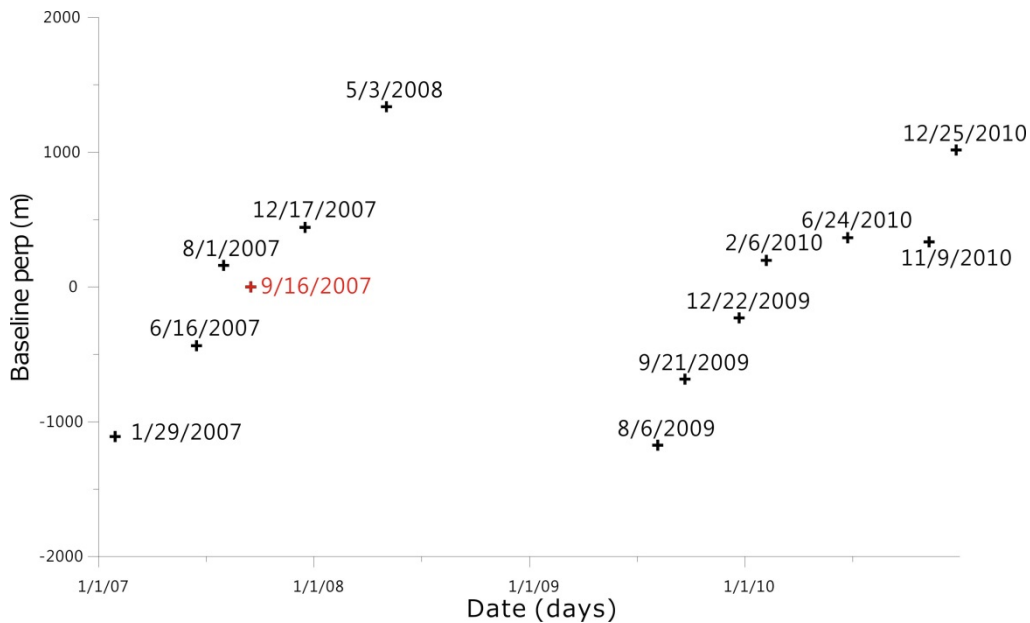


圖 4-1-5 ALOS 衛星 Frame 450—Path 445 時間與空間基線分布圖。

以 2007/09/16 影像(紅色十字)作為本區域的主影像。



## 4-2 視衛星方向變動區域分布成果

### 4-2-1 PS 資料點與標準差分布

我們經由 StaMPS 方法得出數個 PS 點 2007-2010 年平均視衛星方向變動速率，同時也可檢視個別 PS 點平均變動速率與其對應之標準差值（圖 4-2-1）。縱谷平原或是山麓沖積扇等平坦的地區可獲得 PS 數量最多，同時其資料標準差誤差較小，獲得資料數量與品質皆最為良好。沿海地區於成功、都歷地區局部的標準差差異較大，可能為沿海地區水氣較為充沛，濕度局部變異較大而影響了影像資料結果，山區由於植生茂密，獲取資料結果亦相對平原區標準差較大，點位相對較為稀少，為留下更可信的資料數據，若 PS 點標準差大於 8 mm/yr 的資料點將會被濾除，最後共篩選出 89800 資料點。

由於 PS-InSAR 測得的數值為相對變動值，需要一測站作為變動真值參考點，CHUN GPS 連續站接近本研究區地理位置的中心，相對於澎湖湖 S01R 測站水平與垂直具有穩定的相對變動，加上本研究 PS 資料瑞穗周圍的 PS 點標準差值平均較小，資料品質較佳，因此選用此測站作為本研究區地表變動真值參考點（圖 4-2-2）。PS 點位獲取之速率為相對衛星方向(Line of sight)靠近（抬升）為正值，遠離（下陷）衛星方向為負值，本研究區平均視衛星方向變動量主要介於-22 mm/yr 與 15 mm/yr 之間（圖 4-2-3），大部分是相對視衛星方向遠離（下陷），因 ALOS 衛星是以昇軌方向(Ascending) 拍攝，而本研究於斷層下盤處的縱谷平原獲取的資料點相對來得多的原因。由 PS-InSAR 平面圖分布，海岸山脈相對於縱谷地區確實有明顯相對抬升，可惜海岸山脈山區資料點位較稀少，解析能力有限，變形最明顯地方主要集中在海岸山脈與縱谷平原交界（縱谷斷層兩側），由南至北如同前人研究成果具有相當不同的活動性，大致以春日為界，以南縱谷斷層可看出明顯的斷層潛移線型分布，春日以北的地表變形活動變得不明顯，沒有明顯的線形邊界，由北至南的速度場差異，以下一小節速度剖面分析中詳加描述。

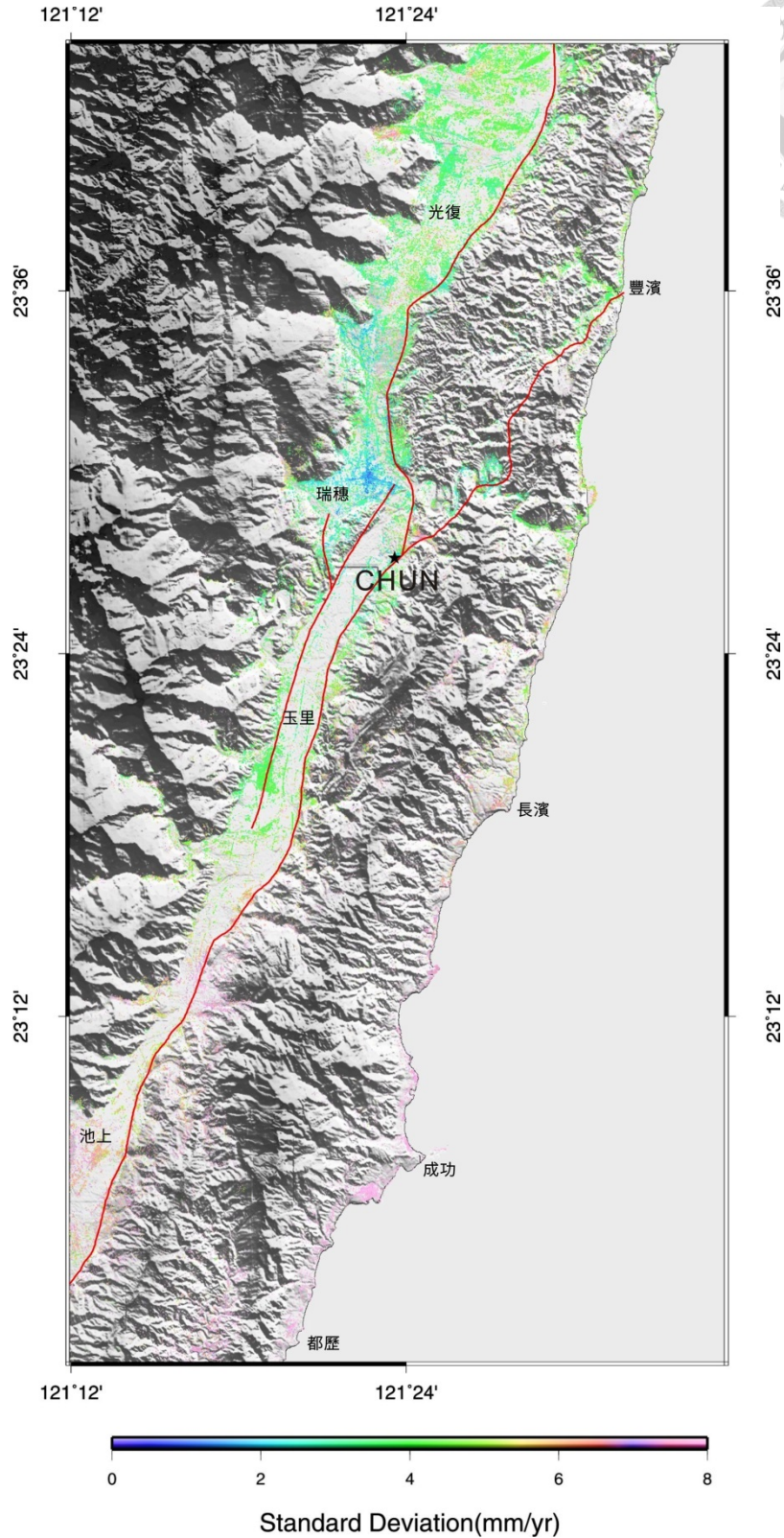


圖 4-2-1 PS 資料點標準差分布圖。黑色星號為 CHUN GPS 連續站，為本研究區參考原點，縱谷平原區資料標準差誤差較小，介於 0-5 之間（藍綠色系），相較山區與局部沿海標準差稍大（紅色系），山區地區許多點位被濾除造成點位稀少。

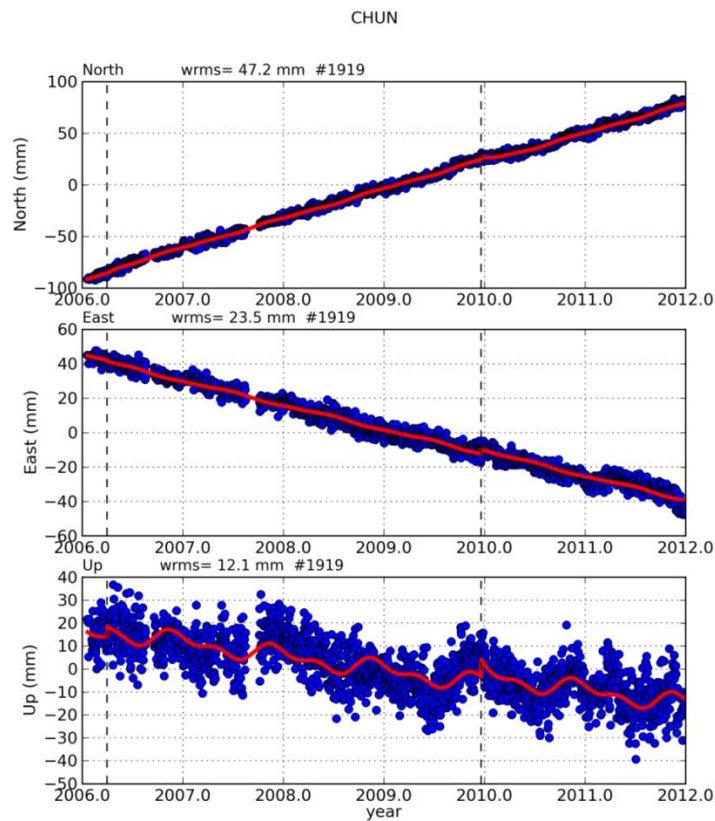


圖 4-2-2 CHUN GPS 測站 2006~2012 年測站位移-時間序列圖 (資料來源：中央研究院地球科學所)。

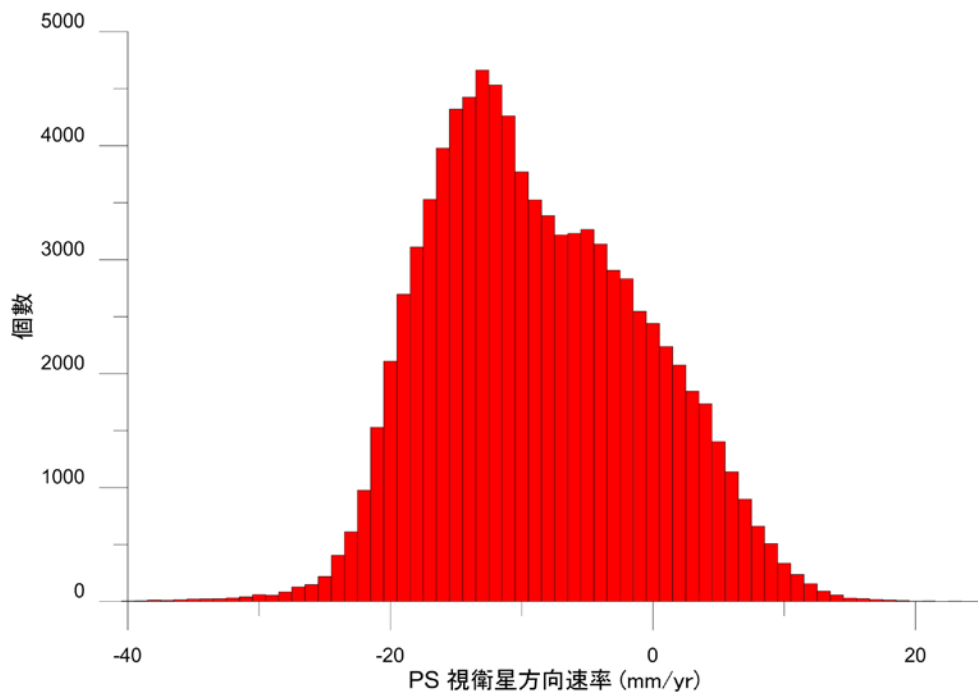


圖 4-2-3 PS-InSAR 視衛星方向平均變動速率與資料點個數分布曲線。本研究區平均視衛星方向變動量主要介於-22 mm/yr 與 15 mm/yr 之間。

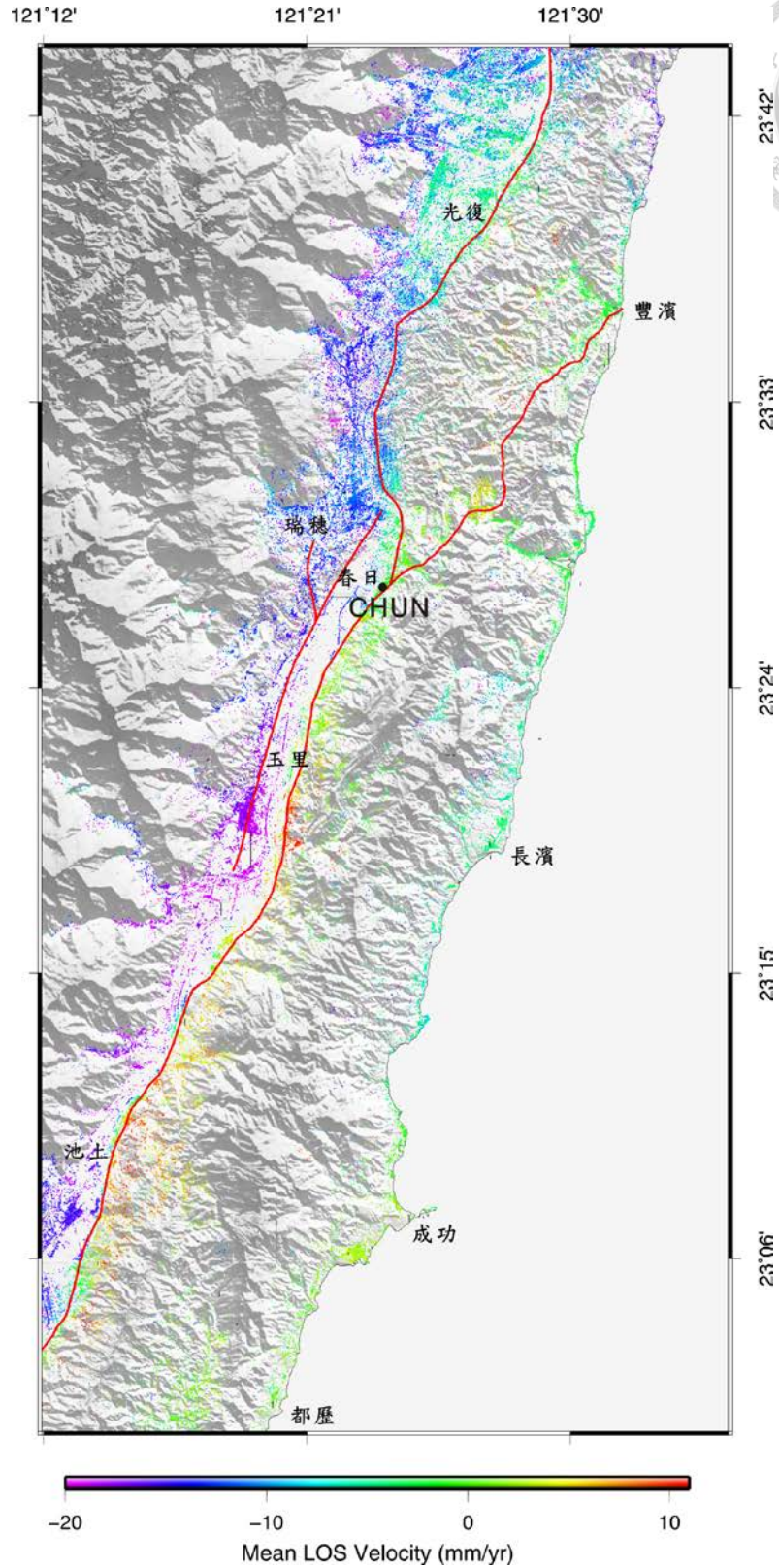


圖 4-2-4 縱谷地區視衛星方向平均變動速率圖，暖色系為相對衛星方向靠近，冷色系為相對衛星方向遠離，圖中黑點為 CHUN GPS 連續站，為本研究區參考原點，紅色線為斷層位置（林啟文等，2009）。

#### 4-2-2 速度剖面分析

為表示臺灣東部地表速度場之空間變化特性，以 N60°W 方向由北向南依序以 8 條速度剖面表示，速度剖面為投影線前後投影寬度 200 公尺內之 PS 資料點（圖 4-2-5），除於本研究區分布較短嶺頂斷層，每條斷層至少通過兩條剖面代表其視衛星方向平均速度變化。

剖面一為富田—豐濱剖面，為唯一跨越嶺頂斷層之速度剖面，由 PS-InSAR 觀測 4 年間平均視衛星速率斷層兩側無明顯速度落差，落差變化較大反而更靠近中央山脈側，最大落差為 3-5 mm/yr。

剖面二為富興—石梯坪剖面，分別跨越瑞穗斷層與奇美斷層，跨越瑞穗斷層兩側約有 8-10 mm/yr 漸進式的抬升，奇美斷層兩側獲取的 PS 點較少，初步判定奇美斷層則無明顯的相對變動。

剖面三為鶴岡—八仙洞剖面，分別跨越瑞穗斷層與奇美斷層，跨越瑞穗斷層兩側同樣也有 8-10 mm/yr 漸進式的相對抬升，奇美斷層兩側則無明顯的相對變動，變動集中於瑞穗斷層與奇美斷層之間，與剖面二不同的是其瑞穗斷層與奇美斷層距離更窄，而速度變化仍集中於瑞穗斷層與奇美斷層之間。

剖面四為舞鶴—長濱剖面，進入縱谷南段有明顯斷層地表潛移的區域，分別跨越玉里斷層與池上斷層，玉里斷層兩側沒有相對變化，通過池上斷層視衛星方向落差最多可達 20-25 mm/yr，與剖面一至三明顯的來得高，部分通過海岸山脈部分區段無法取得 PS 資料點。

剖面五為鐵份—城山剖面（圖 4-2-6），分別跨越玉里斷層與池上斷層，跨過玉里斷層兩側同樣無觀測到明顯速度相對變化，通過池上斷層兩側平均速率落差約 25-30 mm/yr，池上斷層投影點位置速率變化明顯比縱谷平原、海岸山脈地區或是沿海地區來得高。

剖面六為樂樂溪—都威剖面，僅跨越池上斷層，斷層兩側視衛星方向變動速率落差約 25-30 mm/yr，池上斷層速率變化明顯比縱谷平原、海岸山區或沿海來得高，本速度剖面為唯一橫跨中央山脈地區的剖面，雖無出露地表的活動構造，中央山脈相對縱谷地區於速度剖面最大仍有 8-10 mm/yr 相對抬升。

剖面七與剖面八分別為東里—成功與大坡—都歷剖面，通過池上斷層，最大視衛星方向變動速率落差約 30 mm/yr，部分地區最大可達 35 mm/yr，潛移變動速率落差越大，其快速變形範圍越集中，變形的趨勢也並非只集中於斷層線上，而是近斷層上盤、下盤周圍形成帶狀的變位。

本研究大致以春日為界可分成南、北兩個不同的潛移活動特性，春日以南的玉里池上地區，具有明顯的線性潛移行為，以北地表潛移活動變得不明顯，兩地區的漸變過渡帶行為不明顯，縱谷斷層各分段斷層各具有獨立的間震潛移特性，春日以南變形行為以池上斷層為主要特徵，沿線 50 公里皆有明顯的潛移，視衛星方向變動速率落差約 20-35 mm/yr，斷層潛移行為由北至南逐漸變得更趨集中且劇烈。春日以北的瑞穗地區，跨瑞穗斷層於瑞穗斷層上盤至奇美斷層之間，可見 8-10 mm/yr 視衛星方向速率的漸進抬升，抬升的模式由玉里池上地區的快速線型抬升轉變為向上凸起(convex)的漸進式抬升變形模式，顯示斷層的活動機制明顯不同，嶺頂斷層、玉里斷層與奇美斷層兩側無明顯的相對位移活動，



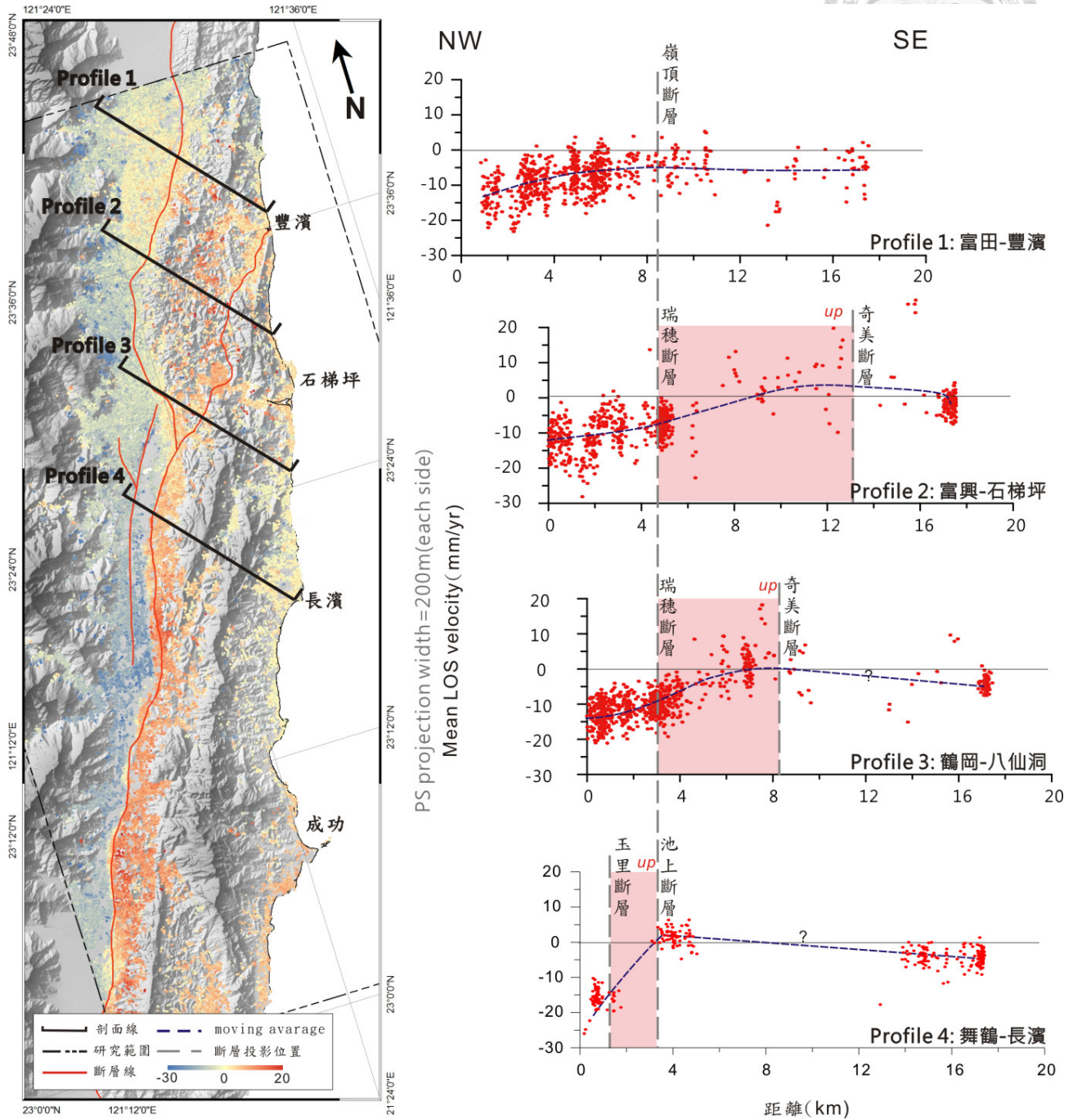


圖 4-2-5 縱谷斷層北段活動潛移與速度剖面。左圖為剖面位置，右圖為剖面線寬度前、後 200 公尺之速度剖面，灰色虛線為斷層投影位置，紅色區塊為剖面明顯抬升區域，斷層兩側的速度剖面主要為向上凸起(convex)的漸進式抬升變形。

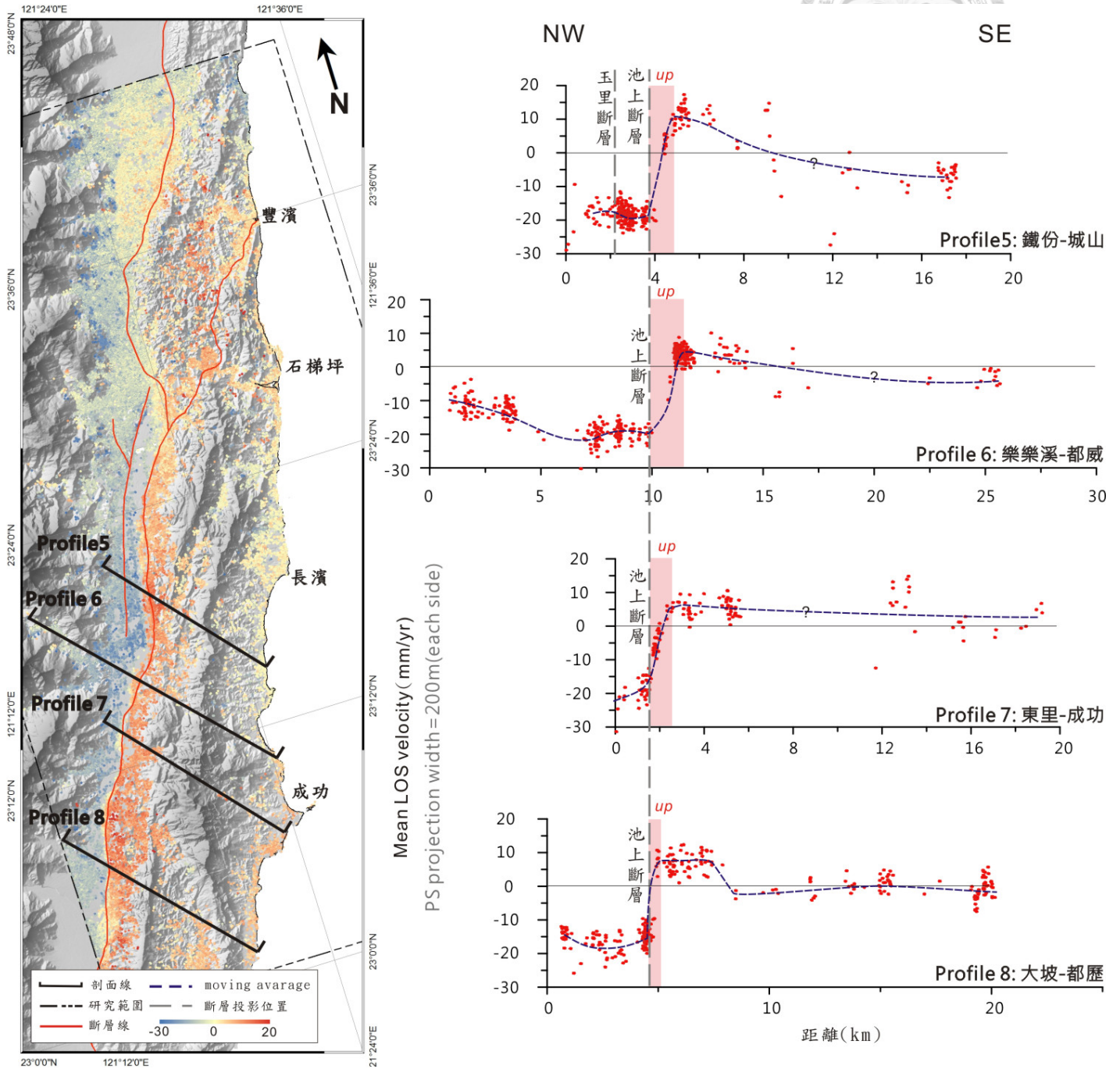


圖 4-2-6 縱谷斷層南段活動潛移與速度剖面。左圖為剖面位置，右圖為剖面線寬度前、後 200 公尺之速度剖面，灰色虛線為斷層投影位置，紅色區塊為剖面明顯抬升區域，斷層兩側的速度剖面變得更為快速且集中，愈往南有愈集中的趨勢。

## 第五章 PS-InSAR 結果與其他結果比較

本章節主要藉由測量、地形與地震地質三方面與 PS-InSAR 比較結果。由 PS-InSAR 結果與 GPS、水準資料做比較，討論不同測量資料的數值差異，同時也對本研究 PS 資料可信度與準確性做驗證；比對光達地形判釋，由構造線型判釋與 PS-InSAR 判釋斷層跡位置差異；最後地質與地震資料的比對，討論由 PS 觀測的地表變形活動與斷層地下構造的關聯性。

### 5-1 GPS 連續站與視衛星方向地表變動結果比較

為能有效的驗證 PS 資料正確性，我們使用 2006-2012 年於研究區域內 22 個 cGPS 測站做為 PS 資料驗證對象。GPS 對於水平分量具有高精度的控制，但垂直高度變化精度無法如水平方向佳，由於 cGPS 站保持連續紀錄，因此可假設其垂直與水平位移相當於真實地表變形量。PS 變形量為實際變形量投影至雷達視距方向的位移投影，必須將 GPS 位移分量旋轉至雷達成像的方向（圖 5-1-1），我們可利用衛星方向和地表變動直角座標幾何關係以下列公式表示。

$$V_{SR} = GPS_{up} \cos\theta - (GPS_{east} \cos\varphi + GPS_{north} \sin\varphi) \sin\theta \quad (5-1)$$

$\theta$  為衛星視角，以 JAXA 公布之 ALOS 衛星參數顯示拍攝本區域角度為  $34.3^\circ$ ， $\varphi$  為衛星飛行方向與北邊的方位，在此為  $12.4^\circ$ ，以 GPS 投影視衛星方向速度為縱軸，另以 GPS 站為中心周圍半徑的 300 公尺的 PS 資料點做平均變動量資料點為橫軸，由資料點分布統計得出相關係數資料為 0.85（圖 5-1-2），若將 GPS 連續站速度場與 PS 視衛星方向速度場繪製於平面（圖 5-1-3），少數偏離較大的 GPS 視衛星資料主要坐落於山區或沿海 PS 資料點資料標準差分布較大的地區，顯示 PS 於此地區的地表變動速率確實會受到影響，然而去除少數偏離的 GPS 站位，整體而言顯示，本研究 PS 變動結果與 GPS 資料大致相符。

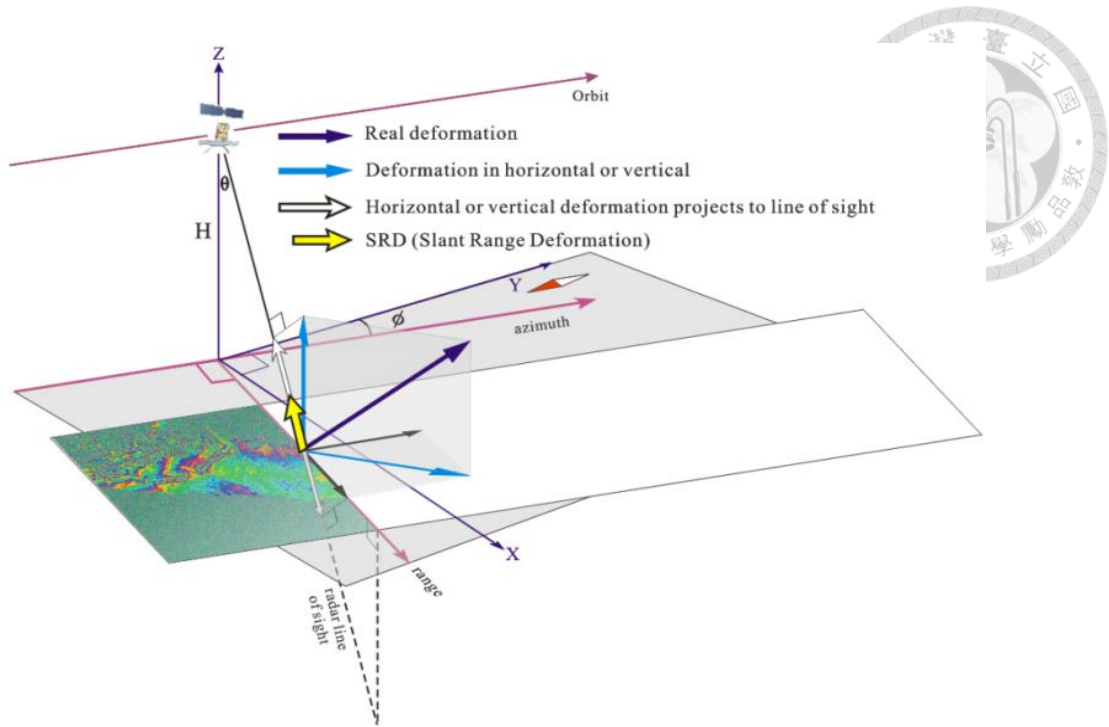


圖 5-1-1 GPS 變化量與視衛星方向變動之幾何關係示意圖(Huang, 2009)。

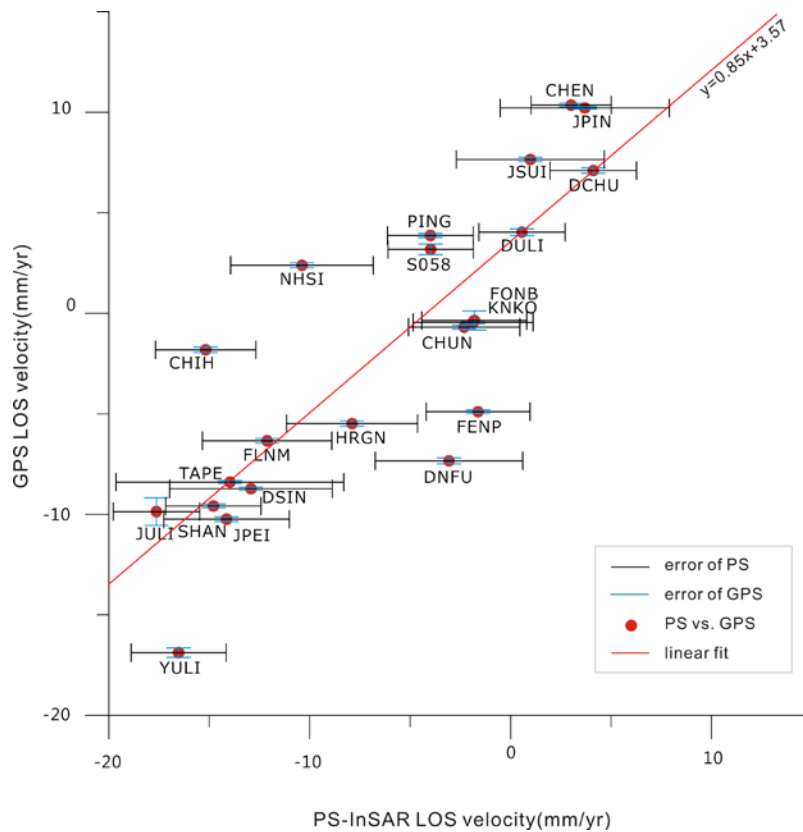


圖 5-1-2 GPS 投影視衛星方向變動與 PS 資料比較圖。縱軸為 GPS 投影至視衛星方向速率，藍色細線為誤差，橫軸代表 GPS 點位半徑 300 公尺之 PS 之視衛星方向平均速率，縱軸資料與橫軸資料相關係數為 0.85。

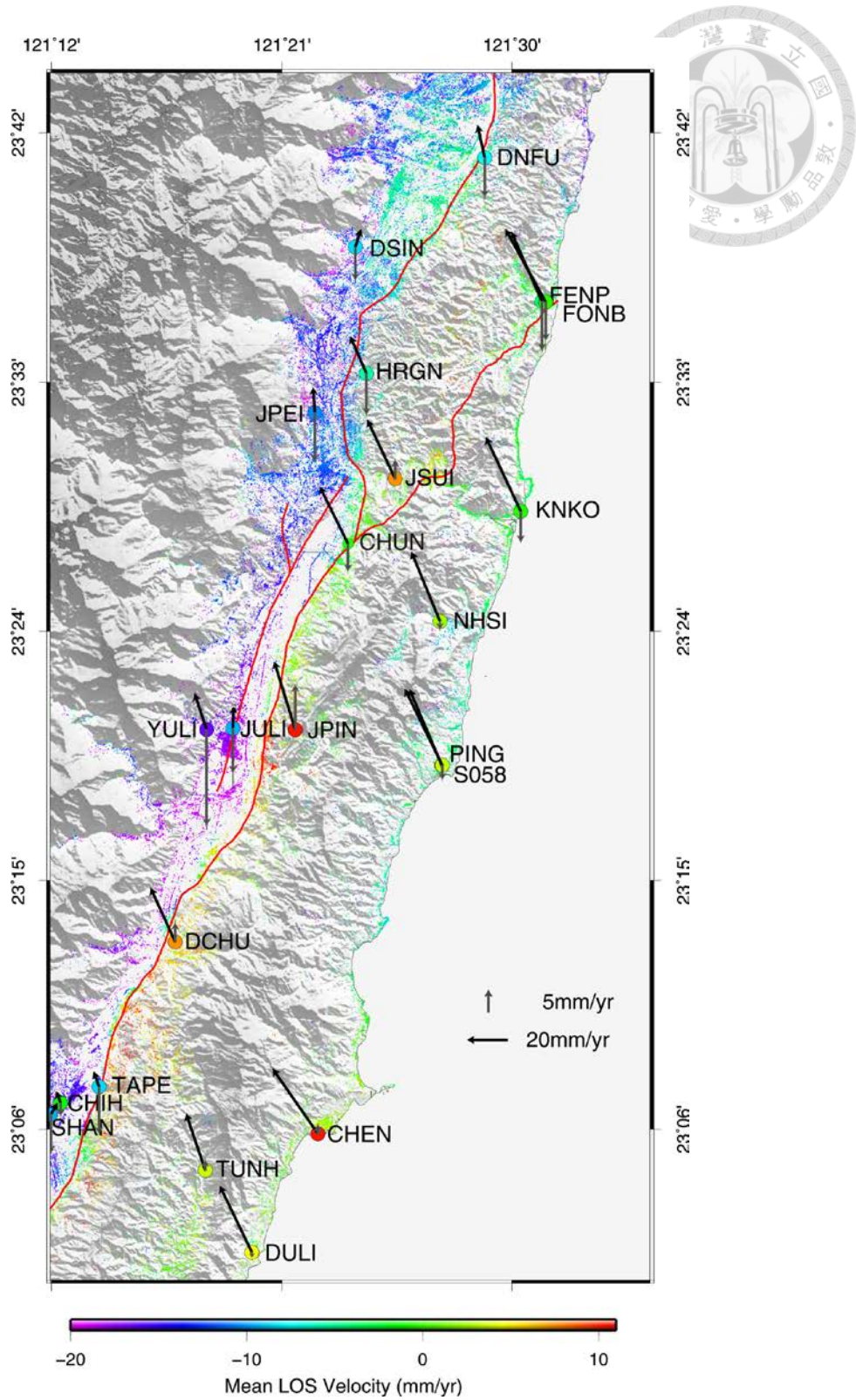


圖 5-1-3 PSLOS 速度場與 GPS 站速度場分布。黑色箭頭表示 GPS 相對於 S01R 水平速度場，灰色箭頭表示 GPS 垂直方向變動，圓圈表示為該 GPS 速度場投影至視衛星方向投影速度場，小點為 PS 資料點，其速度場使用相同顏色比例尺。

## 5-2 水準測量與視衛星方向地表變動結果比較

本研究使用地質調查所東部地區 2004 年至 2012 年間兩條精密水準資料(胡植慶等, 2013)與陳國華等(Chen *et al.*, 2011; Ching *et al.*, 2011)發表以 TWVD 高程基準, 2000 年至 2008 年水準高程速度場資料作為比較對象。由於水準資料並無法如同 GPS 連續站資料一樣同時獲得水平與垂直方向的變動量, 為了能將 PS 資料與真實地表測量資料相互比對, 必須將 PS 資料成果斜距變動速度投影至垂直方向變動速度(圖 5-2-1), 進行 1 維方向的比較。其換算方式可簡化為下列方程式, 其假設條件為 PS 點投影至垂直方向抬升時, 沒有水平的位移變化。

$$V_v = V_{SR} \cos\theta \quad (5-2)$$

地質調查所精密水準自 2004 年開始施測與並於每年 11 月施測, 共施測九次(圖 5-2-2)。地質調查所編號第 39 條豐濱至光復測線, 本測線跨越嶺頂斷層, 長約 22 公里, 以 GPS 連續站 FENP 之垂直速率作為測線第一個水準點的參考真值。本研究以 GA04 水準點為參考真值, 水準點半徑 300 公尺之 PS 點做抬升量的平均統計, 結果如圖 5-2-3。資料結果顯示通過嶺頂斷層兩側抬升速率確實無明顯差異, 水準剖面於 G996 至 A101 間與 A102 至 A104 間約 4 mm/yr 落差於 PS 資料皆可呈現出趨勢變化, A104 至 G993 間約 4 mm/yr 落差則無法如水準測量有如此精確之解析度, PS 資料與水準資料於平原區數值與水準資料相當接近, 山區及沿海地區部分 PS 資料點少數值變動偏大, 可能為 PS 點數值過少, 導致少數過高數值的 PS 值無法平均消除其誤差, 經由長期地表位移顯示, 嶺頂斷層雖變動速率不高但確實持續地抬升。

地質調查所編號第 40 條靜浦至紅葉測線, 測線長 33 公里, 跨越瑞穗斷層與奇美斷層, 本測線以 GPS 連續站 JSUI 之垂直速率作為測線第一個水準控制點參考真值, 本研究以 GA35 作為 PS 資料與水準參考點, 剖面結果如同豐濱至光復測線獲得了相同的變化趨勢(圖 5-2-4), 瑞穗斷層兩側確實持續緩慢漸變區方式在抬升中, 奇美斷層兩側無明顯變化, 變化集中於瑞穗斷層與奇美斷層間的海岸山脈地區, 整體而言, PS 資料結果相較與水準資料數值亦有偏高趨勢, 推測為假



設 PS 點在東部有水平方向貢獻量，然而在此換算的過程沒有將他此因素移除，綜合而言，PS 資料結果雖無法如同精密水準保持高解析的高程變化，然而整體的抬升變化趨勢是一致的。

我們將 TWVD 水準資料分成兩條剖面做比較，第一條為縱谷地區光復至池上之水準剖面，以水準點 9122 做為參考原點，第二條剖面為花東沿海剖面，從磯崎至都歷，以水準點 A016 做為參考原點，光復至池上垂直抬升剖面 PS 資料隨者水準資料劇烈變動展現良好的變化趨勢，並且抬升數值都有相當一致的成果，平原地區具有反射品質與數量的 PS 點，因此獲得相當一致的觀測成果。海岸山脈沿海的磯崎至都歷剖面，由水準資料來看有明顯的漸進抬升，然而由 PS 資料則抬升趨勢相對不明顯，可能主要原因為 2003 年發生 Mw 6.8 的成功地震，由 GPS 資料可分別記錄到最大水平方向 153 mm 與垂直方向 302 mm 的位移量(Ching *et al.*, 2007)，破裂長度估計 25 公里，雖同震位移量不大，但此地震誘發後續震後潛移活動，於震央附近的 TAPO 與 CHEN 的 GPS 測站記錄到的震後潛移比同震位移還大，並潛移速率隨時間衰減(Chen *et al.*, 2006; Chang *et al.*, 2009)，推測此次地震事件使得 2000-2008 年在成功地區觀測到局部較高的抬升速率，貢獻縱谷南部沿海地區的抬升量，但影響抬升範圍侷限於成功沿海附近，而在 2007-2010 年期間，斷層的抬升行為轉趨緩慢。

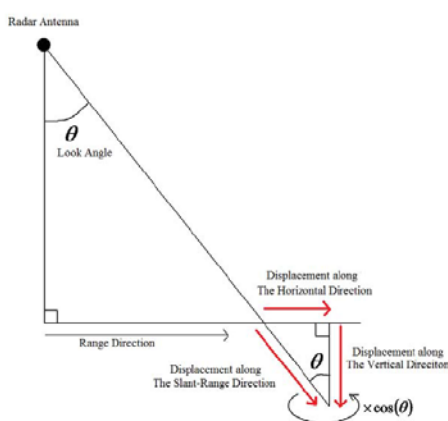


圖 5-2-1 變動速度方向換算示意圖(楊佳祥，2011)，圖左上角為雷達天線位置，往右下角拍攝地面。

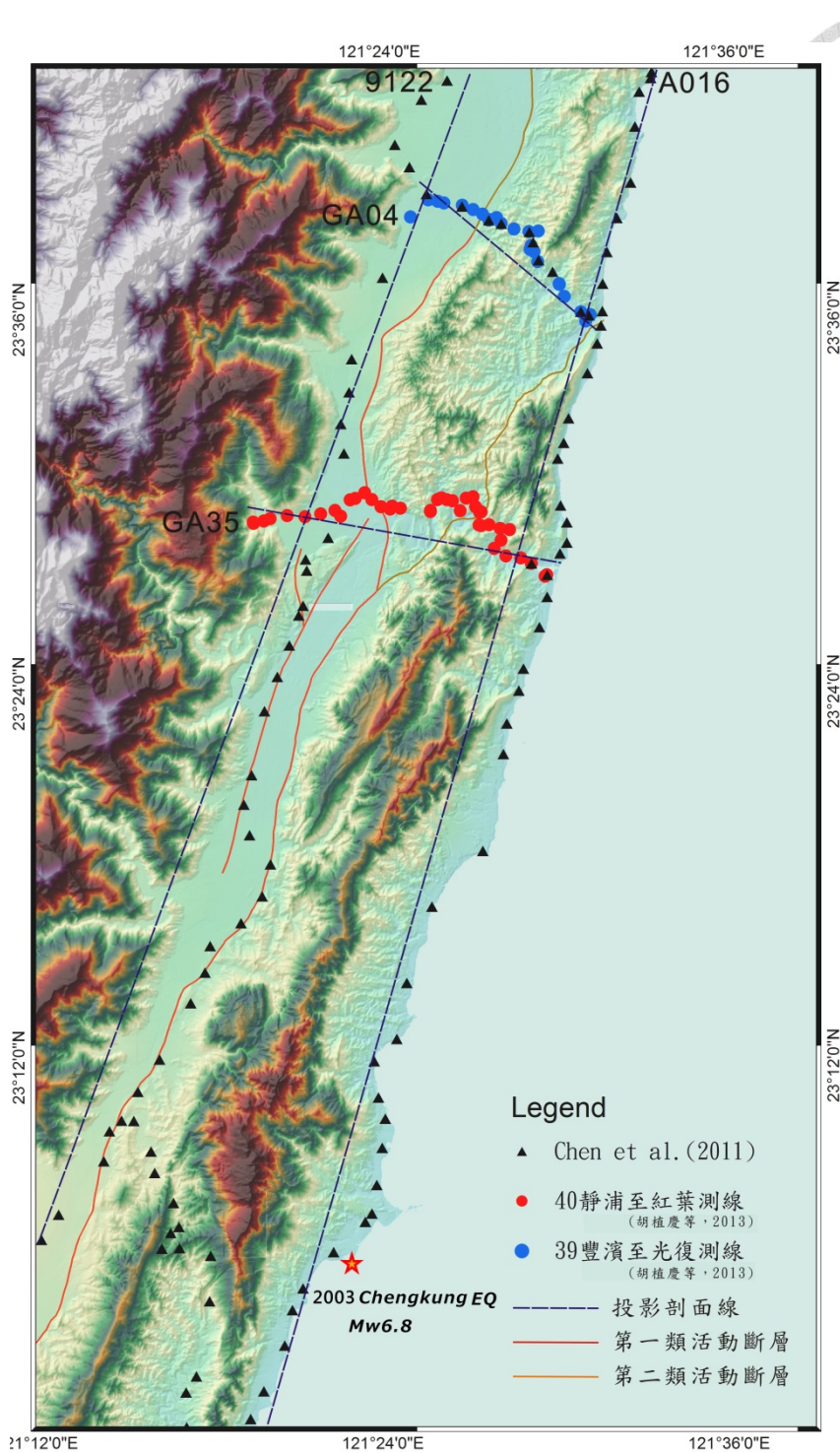


圖 5-2-2 水準點測線分布。藍色圓點為地質調查所靜浦至紅葉測線，紅色圓點為地質調查所豐濱至光復測線(胡植慶等，2013)，黑色三角形為內政部 TWVD2001 一等水準點位置(Chen *et al.*, 2011)，藍色虛線為投影剖面線方向，GA04、GA35、9122 與 A016 分別為各水準剖面參考真值，星號為 2003 年成功地震震央位置，紅色線為活動斷層，為參考林啟文等(2009)。



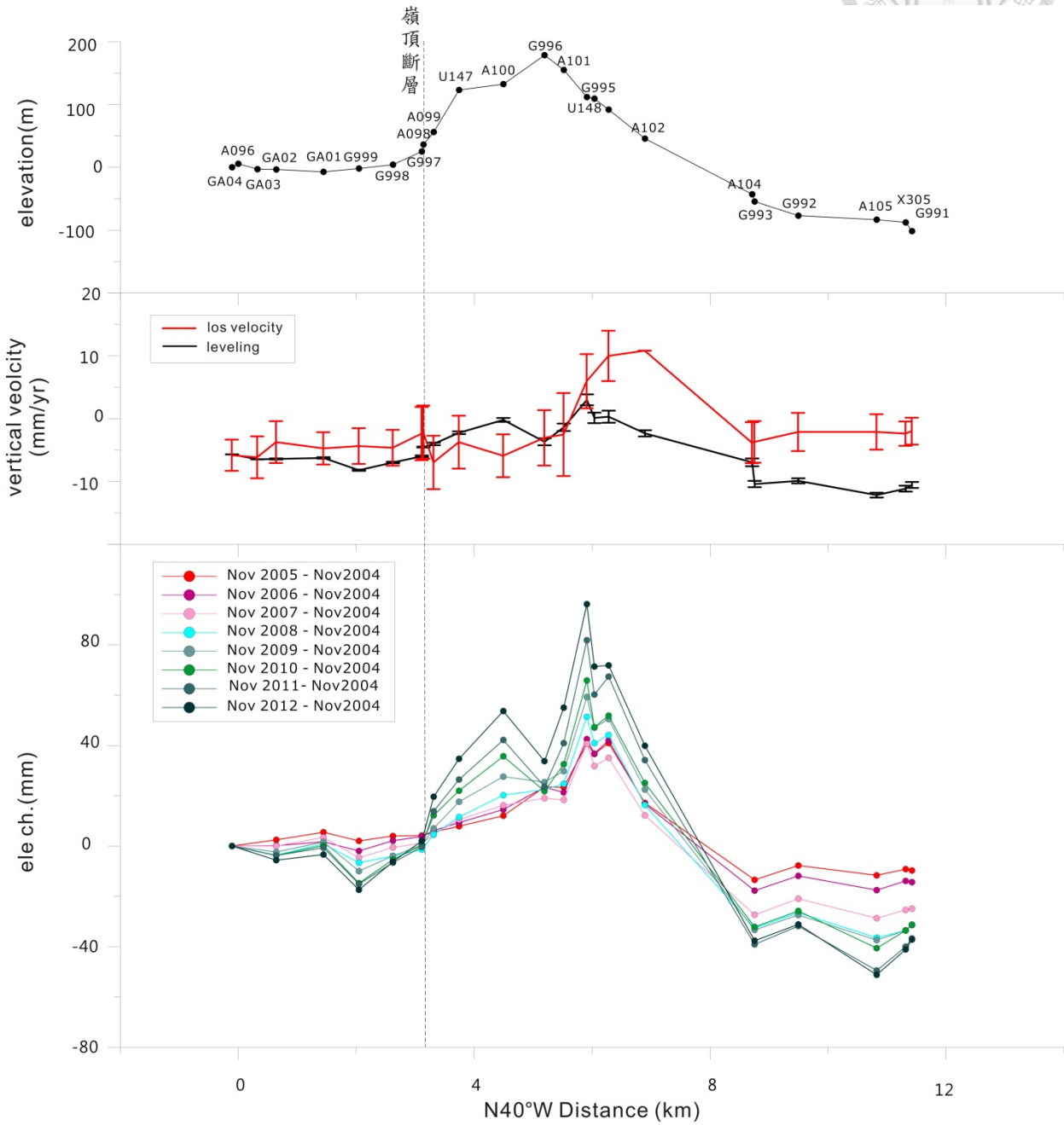


圖 5-2-3 豐濱至光復測線水準垂直速度分布與 PS 速率剖面。由上至下依序為高程、PS 與精密水準垂直速率分布及高程位移量。PS 以 GA04 為參考真值，虛線處為斷層投影位置（資料來源：胡植慶等，2013）。

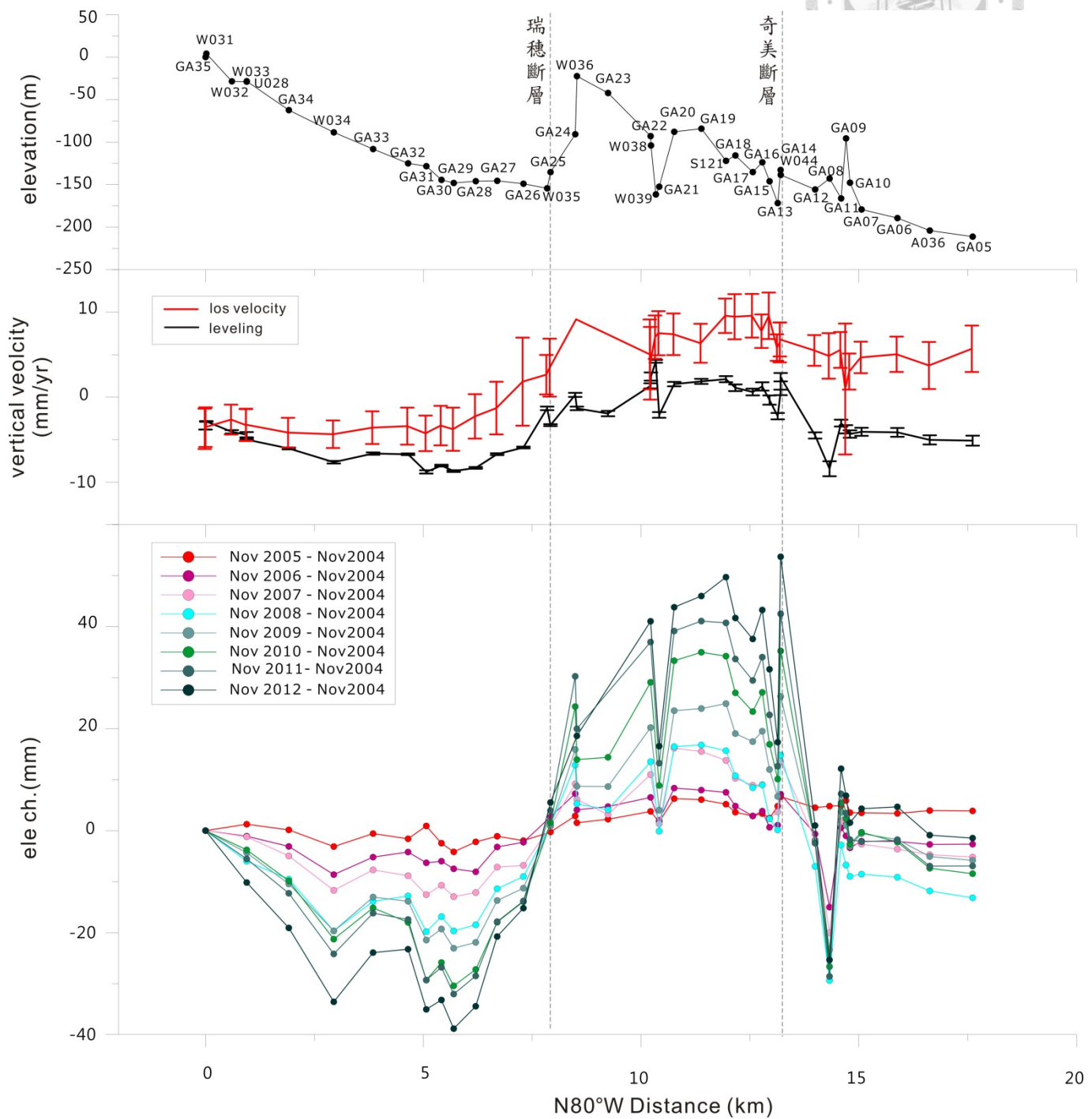


圖 5-2-4 靜浦至紅葉測線水準垂直速度分布圖與 PS 速率剖面。由上至下依序為高程、PS 與精密水準垂直速率分布及高程位移量。PS 以 GA35 為參考真值，虛線處斷層投影位置（資料來源：胡植慶等，2013）。

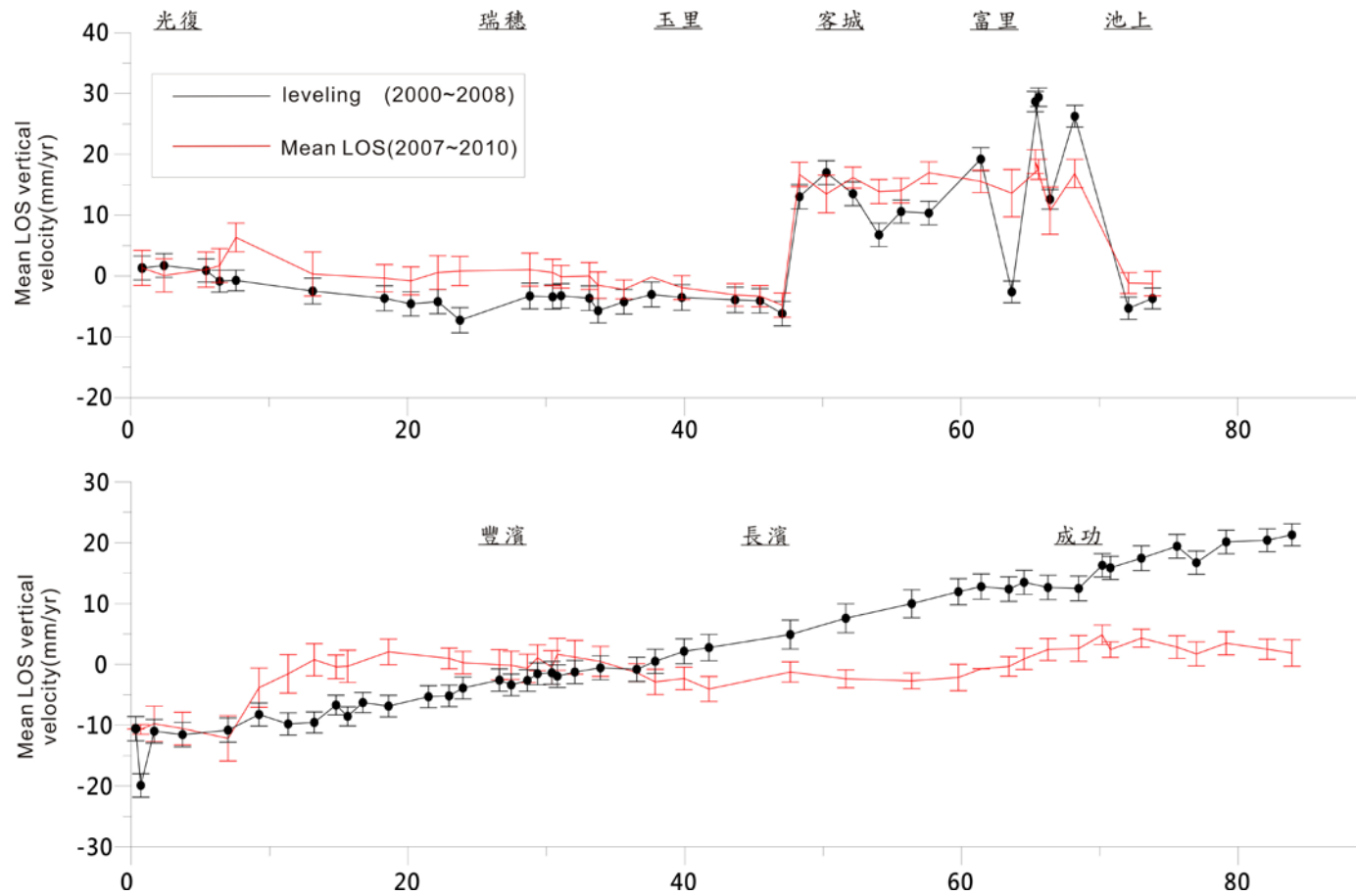


圖 5-2-5 光復至池上與磯崎至都歷水準垂直速度剖面，黑色線為 Chen *et al.* (2011) 水準資料，紅色線為本研究 PS 資料。上圖為縱谷平原地區光復至池上剖面，其 PS 資料隨者水準資料劇烈變動展現良好的變化趨勢，下圖為花東沿海磯崎至都歷剖面，其 PS 資料與水準資料比對其抬升趨勢相對不明顯，推測與 2003 成功地震活動有關。

### 5-3 光達判識構造線形分布與 PS-InSAR 判釋斷層跡線位置比較

台灣地區侵蝕率高再加上沖積層的覆蓋，使得斷層有極高的機會被覆蓋於地下或僅留下非常局部的地形特徵，張國楨等 (2012)使用高精度光達數值地形進行縱谷斷層近斷層構造線形判釋，並依線形特徵受侵蝕程度或活動明確度將地形確實度分成 5 類 (圖 5-3-1)。本研究利用其光達數值地形判識成果、另與林啟文等 (2009)出版兩萬五千分之一活動斷層圖與本研究得出 PS 的地表變形結果相比較，重新討論縱谷斷層於縱谷平原的斷層分布位置，以及其地表線形特徵和斷層活動性關聯。

根據資料比較結果 (圖 5-3-2)，確實度高的構造線形通常於地質圖上會被同為判斷斷層線位置，線形明顯的地方也為視衛星方向抬升活躍的區域，具有高度的吻合，然而於構造線形確實度不明顯的地方，斷層跡線判斷會有所出入，地質圖的判斷斷層多緊鄰山脈前緣，而光達地地形判釋可能受到地表侵蝕影響，構造線形也偏向山脈側，然而依照 PS-InSAR 資料比對推測斷層跡應該在更西緣靠近秀姑巒溪溪床處，其前後距離約 800 公尺，由本研究判識斷層跡位置可列為後續地表地質調查重點區域，確認是否具有上覆河床沖積物錯動情形，此外比對余水倍與劉啟清 (Yu and Liu, 1989)水準測量資料，池上、玉里地區多可發現到距離狹窄的地方發現快速抬升，由 PS-InSAR 資料結果符合敘述，可見斷層位置值得參考與查核。

綜合判釋本研究區斷層位置結果 (圖 5-3-3)，自春日以南，屬於池上斷層潛移為主的區段，池上斷層於研究區沿線潛移 50 公里皆相當活躍，因此可輕易找出斷層前緣潛移的位置。由 PS 資料判釋出斷層潛移變形最活躍的地方大多位於眾多構造線形的最西緣，另由 PS 資料密集的資料點分布可觀察到池上斷層大致以客城為分界，平面可見完整的兩個弓字型排列，由光達地形觀察客城南北兩側的線型構造確實度也有差異，姜彥麟等 (2012)經由野外調查發現此兩區的地表破裂方式有所不同，現有斷層槽溝資料也多以客城以南的池上斷層區段代表全長 67 公里的池上斷層，客城地區是否代表池上斷層可做進一步的分段，值得後續討論

與研究。

春日以北區段的地表變形活動變得不明顯，僅於光復地區靠近中央山脈地區處，有局部不明顯的變形潛移線形特徵，與地形的構造線型無直接關係，此不明顯的變形潛移線型特徵與 2013/10/31 瑞穗地震震央相近，是否和此地震活動相關，還需更多證據佐證。詹瑜璋等(2011)發現之西北走向截斷海岸山脈，長度小於 2 公里的構造線形於本研究區內已鮮少出現，主要密集出現地區分布為本研究區更北側，由吳大銘等(Wu *et al.*,2009)的水準資料與提出模型初步判斷本研究地區未受到隱沒的張力作用影響，地表潛移分布也找不出西北走向之線形特徵。



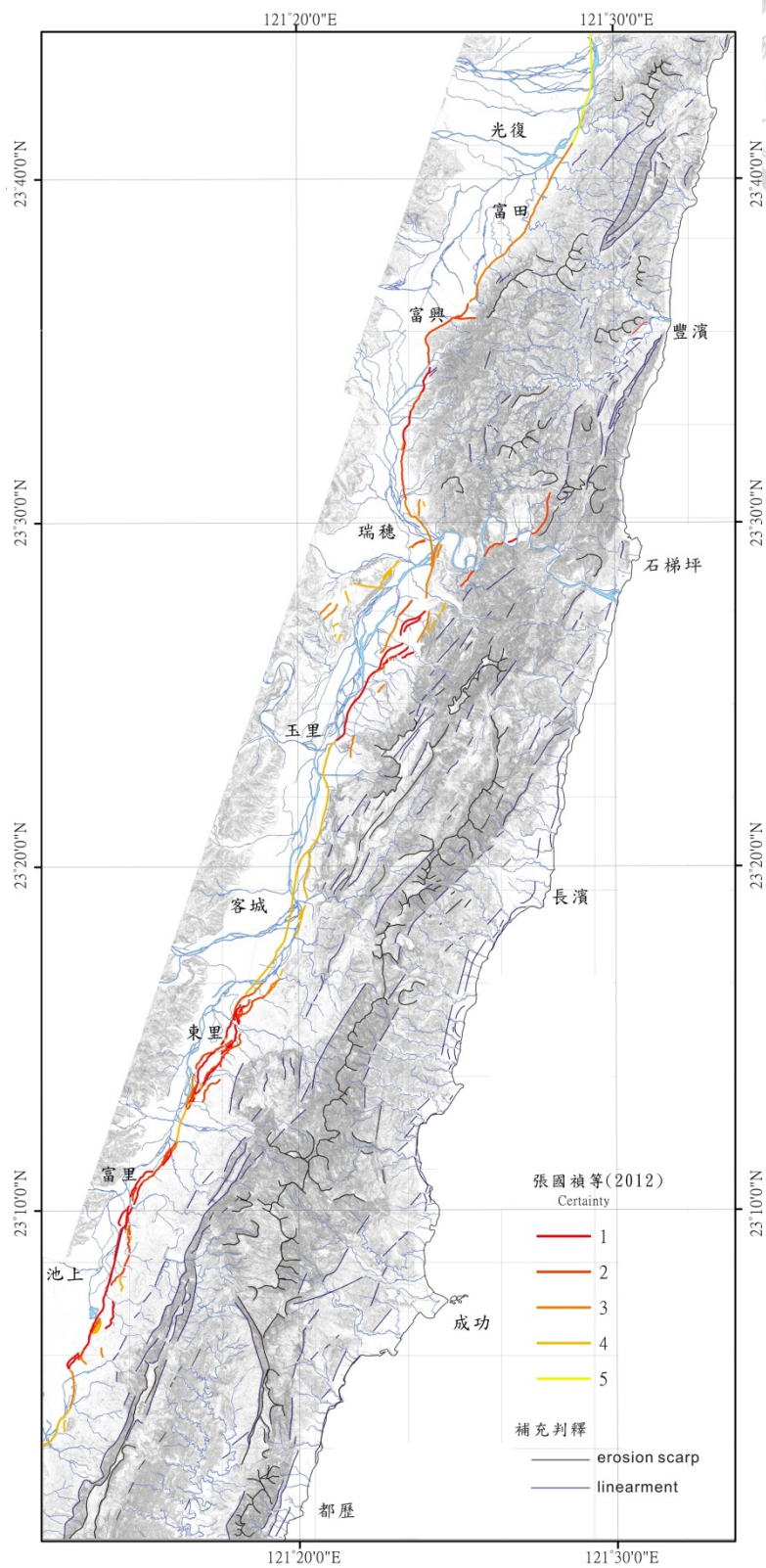


圖 5-3-1 東部地區構造線形分布，紅、橘色線為張國禎等(2012)判釋活動構造線形分布，確實度愈高，線條愈趨於鮮紅色張國禎等(2012)判識結果，海岸山脈與沿岸地區為本研究補充判識結果，底圖為 2m 光達地形陰影圖。

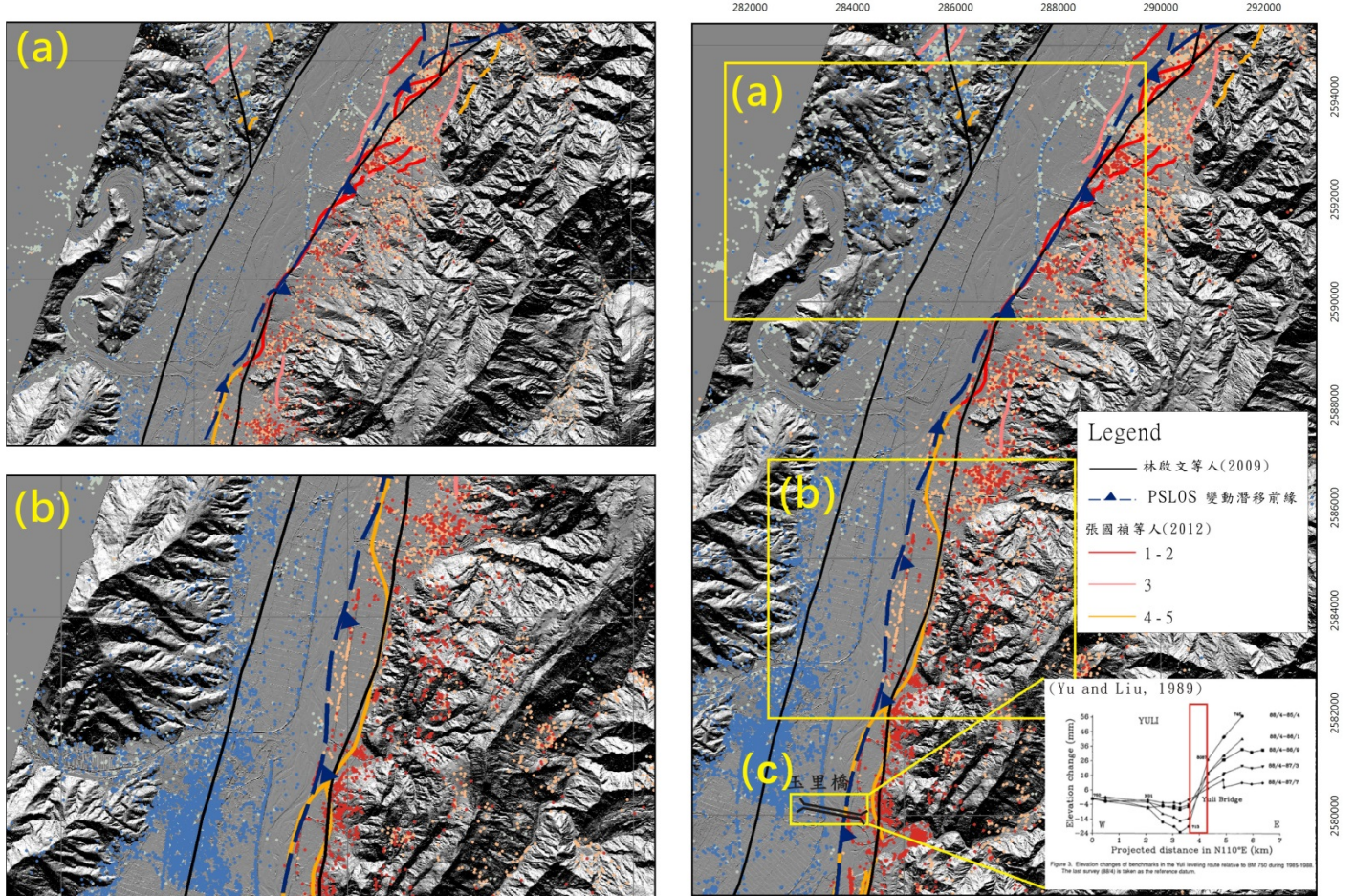


圖 5-3-2 判識斷層跡之比較。黑色線為兩萬五千分之一地質圖標示斷層位置(林啟文等, 2009)。藍色線為利用 PS-InSAR 判釋斷層前緣; 紅、橘色線為張國禎等(2012)構造線形分布, 確實度愈高, 線條愈趨於鮮紅色。(a)確實度高的構造線形在地質圖上同為斷層的位置。依照 PS-InSAR 資料, 線形明顯處為斷層最為活躍的區域, 具有高度的吻合。(b)構造線形不明顯處, 斷層跡判斷有所不同, 地質圖的判識多緊鄰山脈前緣, 依 PS-InSAR 資料顯示線形在更西緣 (貼近秀姑巒溪位置), 相距約 800 公尺。(c)余水倍與劉啟清(Yu and Liu, 1989)進行水準測量, 經過玉里橋兩側可見快速抬升變動, 與本研究判識斷層位置相同。

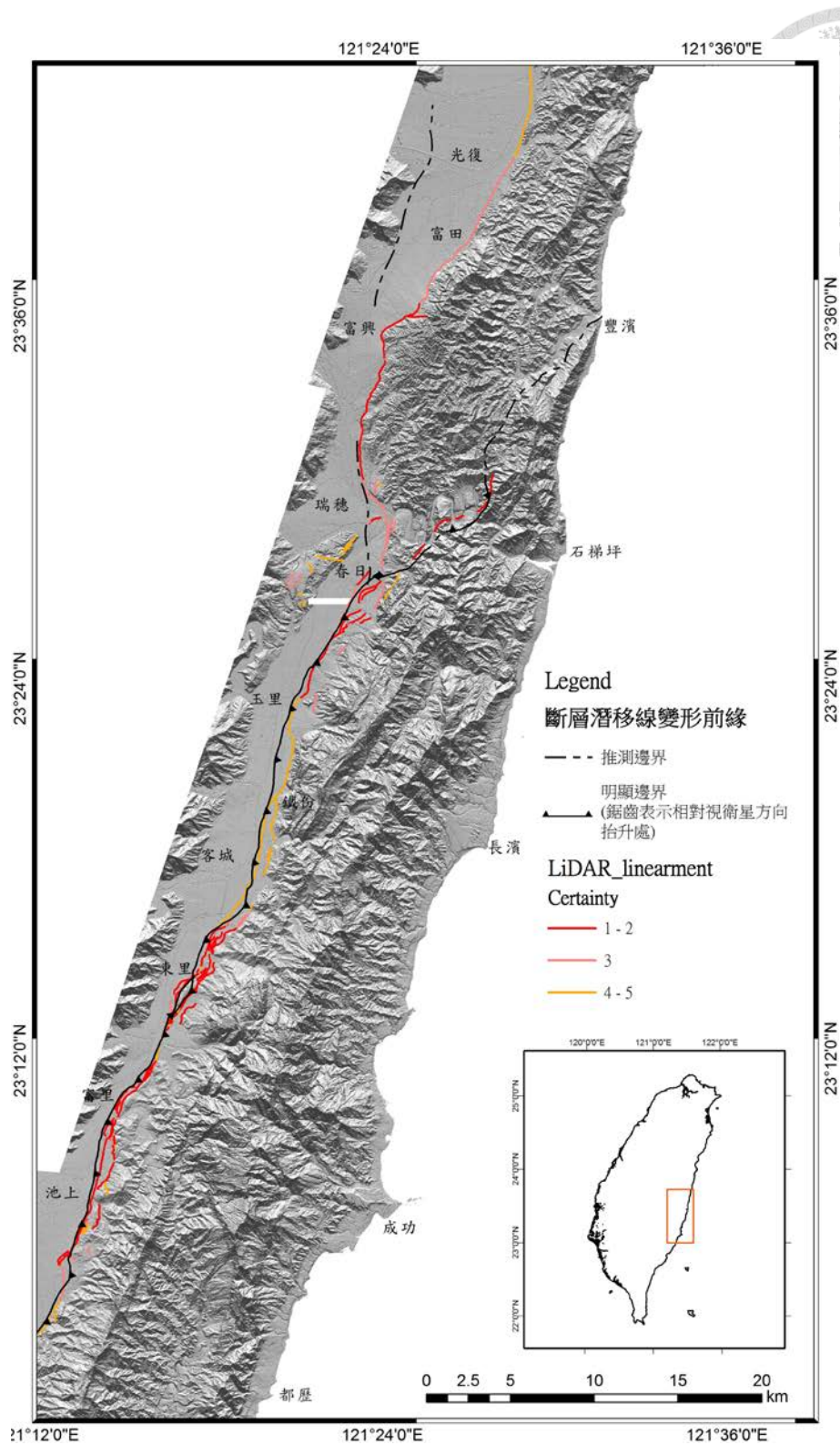


圖 5-3-3 修正後斷層跡線位置與構造線形特徵位置分布圖。紅、橘色系列代表為張國禎等(2012)判釋結果，黑色線為本研究視衛星方向速度轉變邊界，春日以南地表變動活躍的位置大多位於構造線形的西緣，春日以北，潛移變得明顯，與活動構造地形或斷層位置看不出明顯的關係。



#### 5-4 區域地質-地震構造剖面與視衛星方向地表變動關係探討

為了解縱谷地區地表變形與地下構造特性關係，本研究使用 1990-2010 年地震重地位資料與 PS-InSAR 觀測資料做比較，並繪製地質剖面，討論地下地質、地震與地表潛移的相關性。選取 8 條剖面為投影線（圖 5-4-1），速度剖面前後投影寬度 200 公尺內之 PS 資料點，地震資料投影寬度為剖面線前後 6 公里寬，剖面長度為 30 公里長。

剖面一為富田—豐濱剖面（圖 5-4-2），跨越嶺頂斷層兩側無明顯速度落差，速度剖面落差約 3-5 mm/yr，震源分布散亂，無明確看出斷層地下形貌，無法看出斷層與地質剖面關係。

剖面二為富興—石梯坪剖面（圖 5-4-3），跨越瑞穗斷層，於瑞穗斷層與奇美斷層之間開始可見較明顯的 8-10 mm/yr 視衛星方向速率的漸進抬升，於奇美斷層兩側無明顯變動，剖面底下只有極少數的地震分布，相較剖面一地震活動度降低。

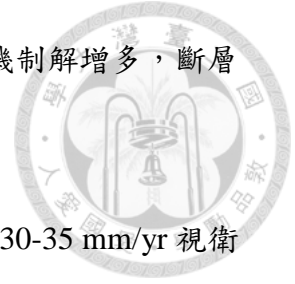
剖面三為鶴岡—八仙洞剖面（圖 5-4-4），跨越瑞穗斷層，於瑞穗斷層與奇美斷層之間有 8-10 mm/yr 視衛星方向速率的漸進抬升，於奇美斷層兩側無明顯變動，地震活動低，瑞穗斷層與奇美斷層幾乎無地震分布。

剖面四為舞鶴—長濱剖面（圖 5-4-5）跨越玉里斷層無明顯相對變化，跨越池上斷層兩側開始出現明顯的 25-30 mm/yr 視衛星方向速率變化，地表潛移形勢開始轉變，然而地震活動卻依舊低。

剖面五為鐵份—城山剖面（圖 5-4-6），跨越玉里斷層仍舊無明顯相對變化，跨越池上斷層兩側有 25-30 mm/yr 平均速率落差，變形集中於利吉層，於地下約 20 公里處有較多的地震分布，開始可勾勒出向東傾斜的斷層面形貌。

剖面六為樂樂溪—都威（圖 5-4-7）跨越池上斷層兩側約 30-35 mm/yr 視衛星方向變動速率落差，有明顯的地震活動可看出池上斷層的地下形貌，地震活動由

地下 25 公里向上延伸至地表下 15 公里處，逆斷層為主的震源機制解增多，斷層面型態由緩漸漸變陡。

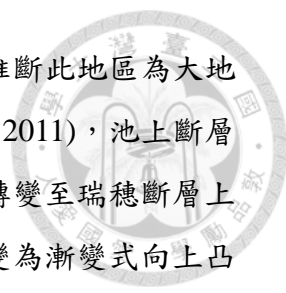


剖面七為東里—成功剖面（圖 5-4-8）跨越池上斷層兩側約 30-35 mm/yr 視衛星方向變動速率落差，地震活動度高，地震活動由地下 25 公里向上延伸至地表下 10 公里處，地表明顯潛移速率隨地下愈趨明顯向東傾斜排列的地震數目增加。

剖面八為大坡—都歷剖面（圖 5-4-9），跨越池上斷層兩側約 30-35 mm/yr 視衛星方向變動速率落差，變形集中於利吉層上，於近斷層上盤、下盤觀測到帶狀的抬升變位，地震活動由地下 25 公里向上延伸至地表下 10 公里處，地震活動度高。

根據地表變形與地震剖面資料，池上斷層地震活動與地表變形呈現正相關，由北至南地震數量漸多，隨者圓弧狀的斷層幾何形態更明確，震源分布愈淺，地表變形變得更劇烈。(Lee *et al.*, 2003)認為雖地震活動並未一直延伸至地表，然而隨者地震活動深度變淺，地震能量釋放，地震的能量並不會立即消散，會蓄積於地殼淺部，待雨季時斷層才會以潛移的方式釋放，以本研究的 PS 的資料時間解析度無法驗證這些潛移行為是否有季節性的變化，然而由地震與地表變形剖面的表現可看出地震活動性與地震深度和地表變形的相關性。

玉里地區構造形貌有較多種的地質構造解釋(Hsu, 1962；張徽正等，1998；林啟文等，2000；Shyu *et al.*, 2006)，玉里斷層與池上斷層相鄰，同列為第一類活動斷層，於 1951 年地震發現左移的地表破裂，然而與同樣為 1951 年破裂的瑞穗斷層或相鄰的池上斷層呈現截然不同的潛移特徵，其地表變形活動性極低，陳文山等(2004)認為版塊活動會造成一個寬廣的剪切帶，而在活耀板塊擠壓運動時，在剪切帶內或剪切帶兩側皆有可能產生地表破裂，因此同為 1951 年的大地震的破裂斷層可能分屬不同的構造環境，若單由 PS 資料潛移活動特性初步判斷，玉里斷層與池上斷層平行相鄰，但與池上斷層可能具有不同構造環境。



瑞穗斷層同時為 1951 年地震地表破裂的最北端，多位學者推斷此地區為大地震地潛勢區(Chen *et al.*, 2007 ; Chung *et al.*, 2008 ; Ching *et al.*, 2011)，池上斷層經過春日後接續瑞穗斷層，地表變形抬升由縱谷平原斷層前緣轉變至瑞穗斷層上盤的大港口層抬升(丁子漏溪)，地表變形趨勢由突變集中的轉變為漸變式向上凸起(convex)的變化形式，推測原因可能有兩者，其一為菲律賓海板塊擠壓，都巒山層沿奇美斷層向西北擠壓，然而由剖面二與剖面三奇美斷層兩側皆看不出速度落差，另一可能為由於瑞穗斷層的淺部鎖定(locked)，造成斷層上盤後續的拱起抬升，此也可解釋地下地震明顯快速變得稀少。嶺頂斷層與奇美斷層 PS 資料與地震資料活動度皆低。嶺頂斷層由過去 GPS 與精密水準觀測結果(饒瑞鈞等，2008)觀測確實為相對抬升活動不活躍，奇美斷層尚未有全新世活動的地質證據(林啟文等，2009)，判斷此兩斷層近期活動性較低。

另由地質剖面判斷，池上斷層的潛移活動明顯與利吉層分布呈高度相關，而瑞穗斷層主要為大港口層的岩性砂、泥層錯動破裂，玉里斷層上、下盤則為舞鶴礫岩與板岩的高角度斷層，利吉層為材質十分軟弱的泥岩，岩層受力時容易集中於軟弱岩層產生形變，推測除了應力分布的差異外，利吉層為池上斷層具備沿線保持高潛移速率的功臣之一，而瑞穗斷層與玉里斷層的斷層上、下盤構造環境不同，使得縱谷地區南、北段地表變形產生了較大的差距。

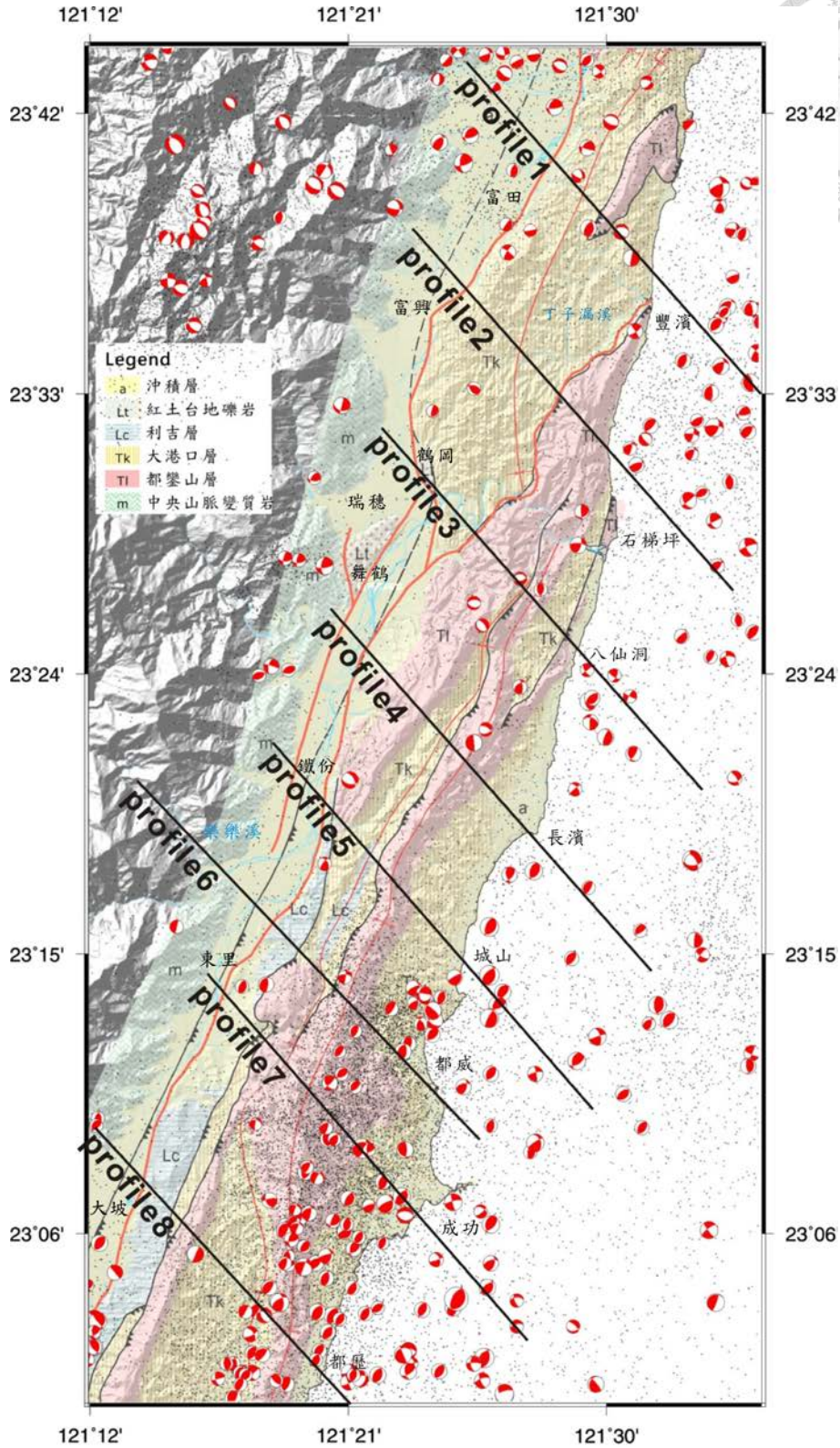


圖 5-4-1 地震、地質與 PS 剖面位置圖，剖面長度為 30 公里。灰點表示震央分佈，  
紅色震源機制解挑選後為規模大於 6.5 之地震。

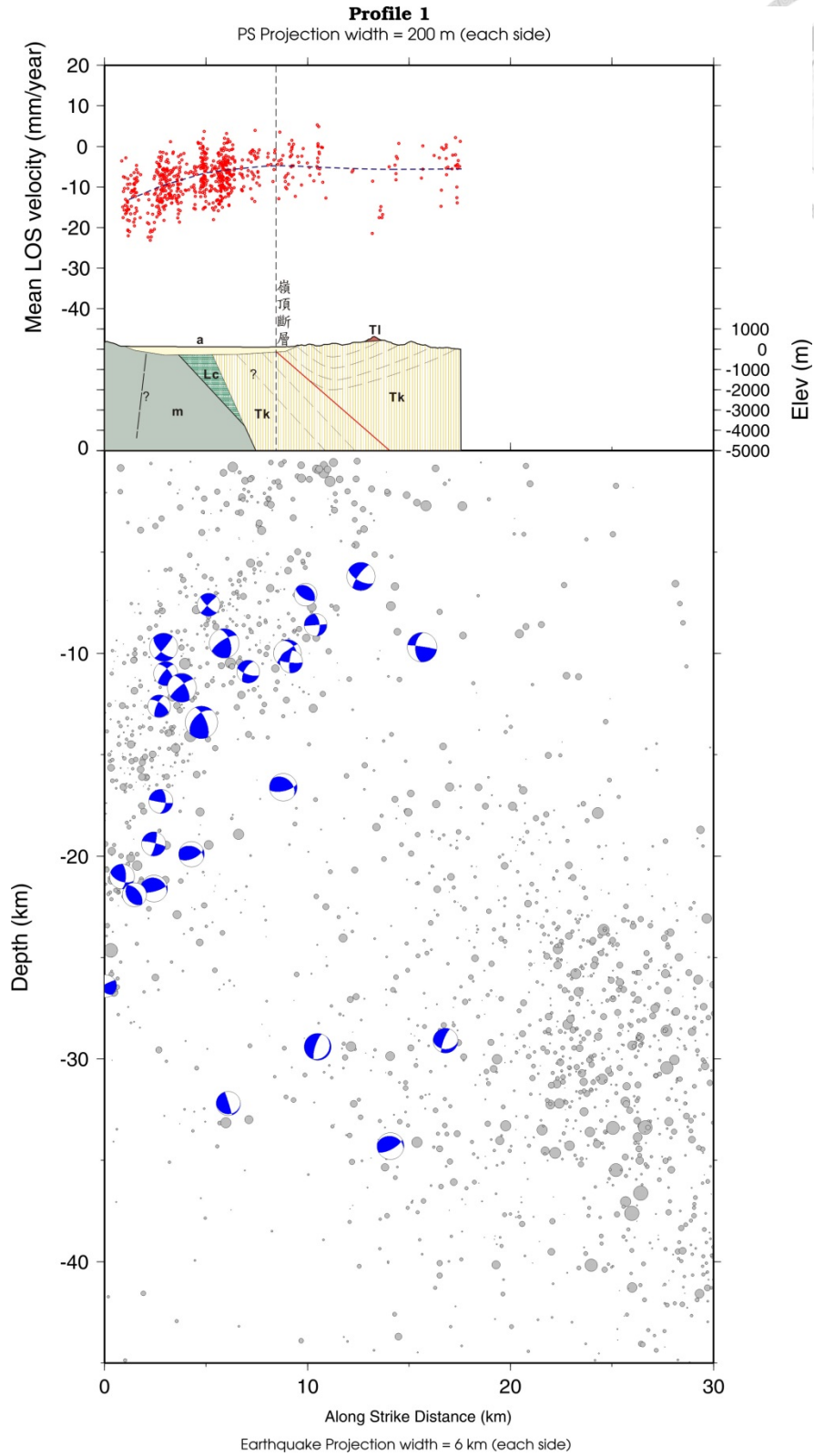


圖 5-4-2 富田-豐濱 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。地震分布散亂，無法明確看出斷層地下形貌。

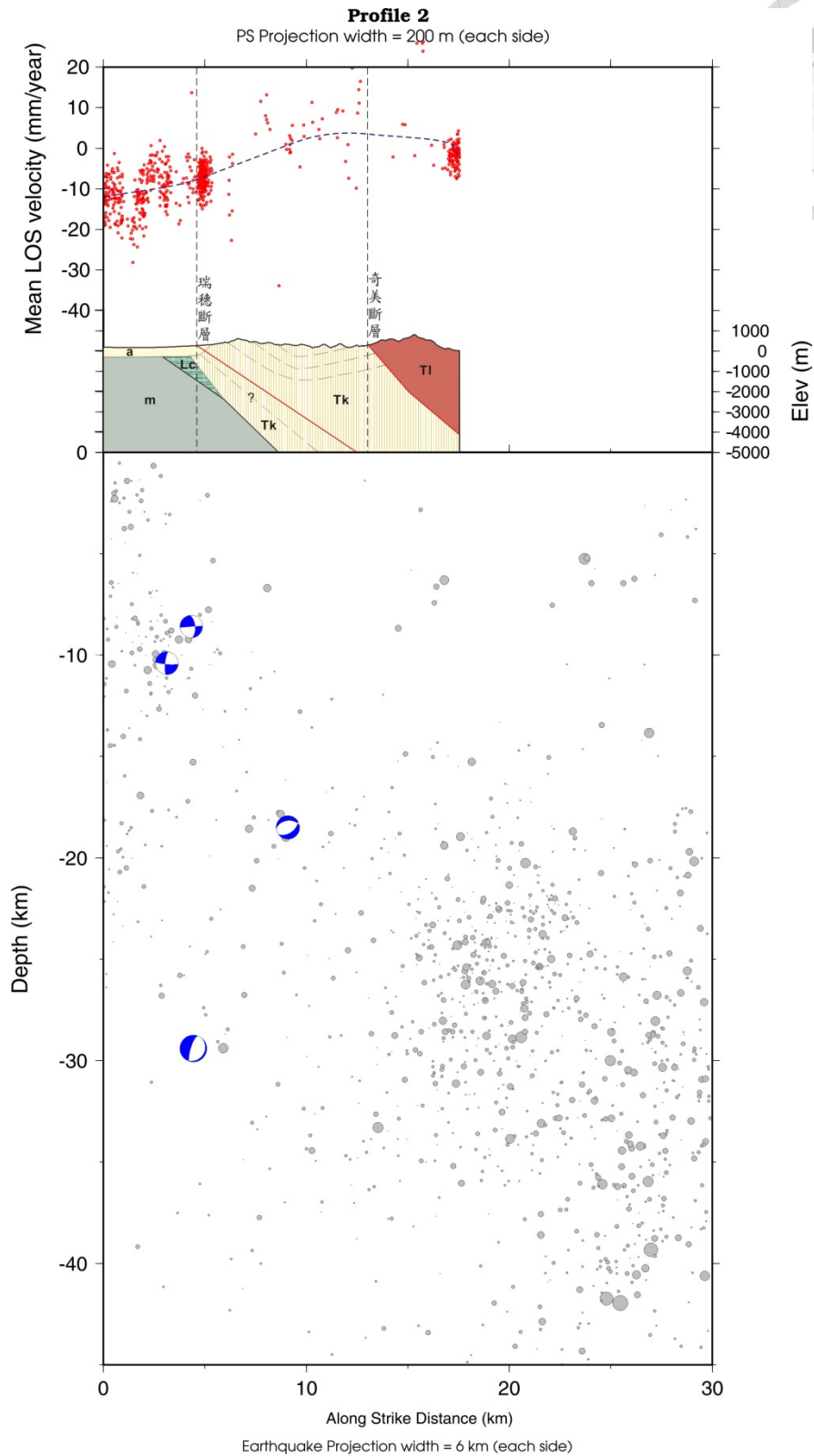


圖 5-4-3 富興—石梯坪 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。地震活動減少，地表開始可觀測到較明顯抬升，然而底下無明顯地震活動。

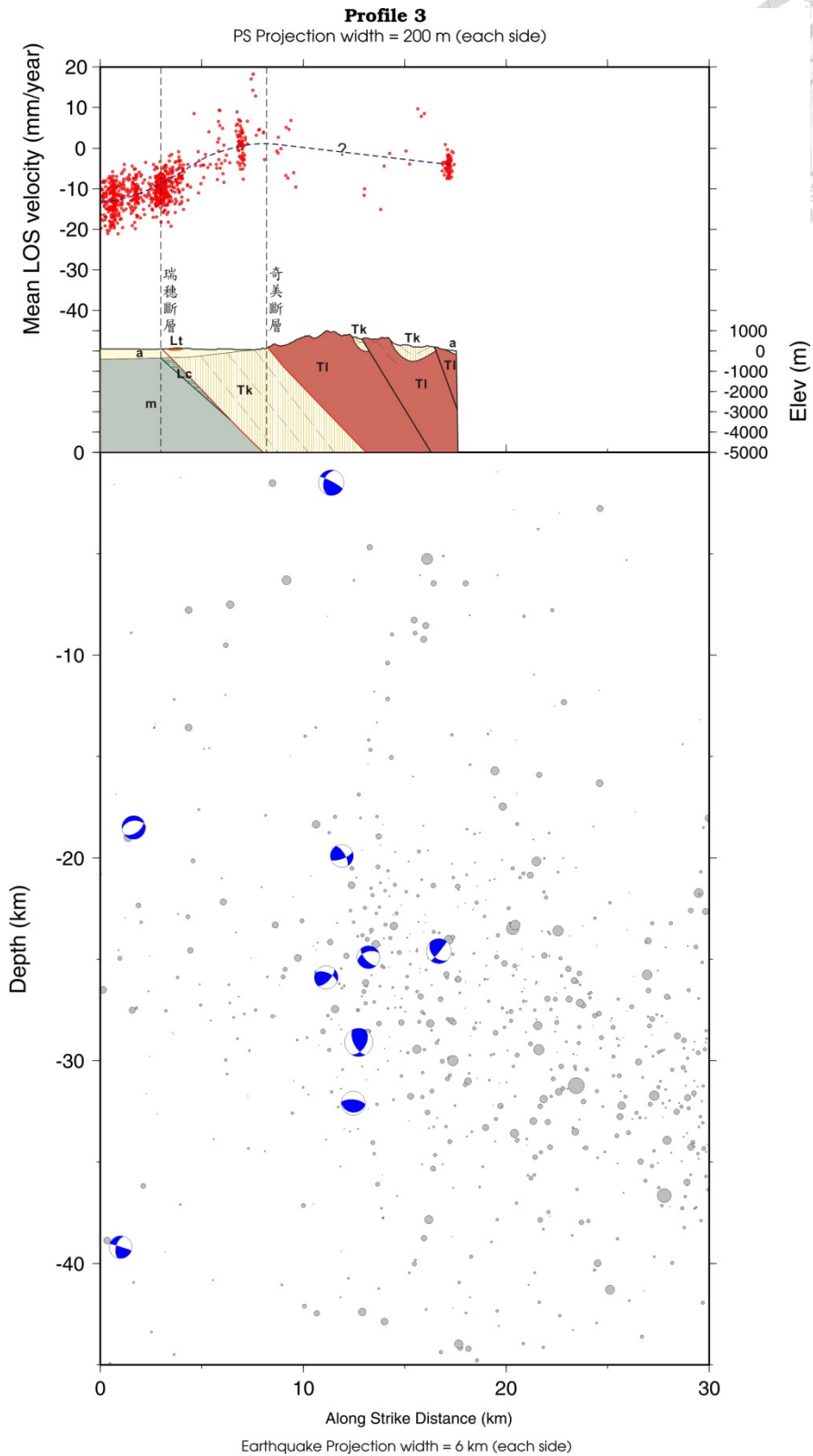


圖 5-4-4 鶴岡—八仙洞 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。地震活動低，瑞穗斷層與奇美斷層底下幾乎無地震分布。

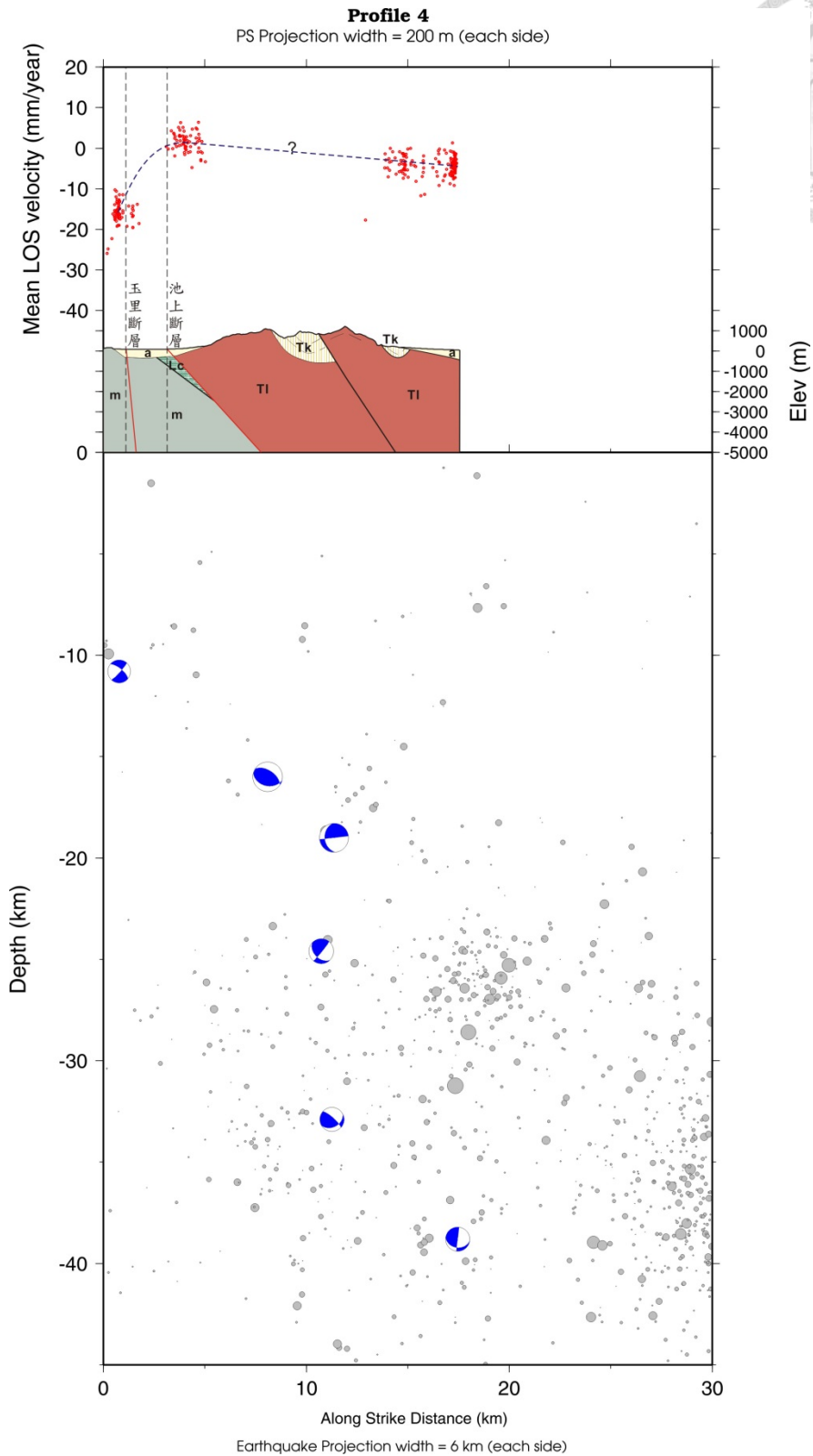


圖 5-4-5 舞鶴—長濱 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。玉里斷層底下幾乎無地震分布，池上斷層開始出現明顯的地表潛移，地震活動度卻依舊低。



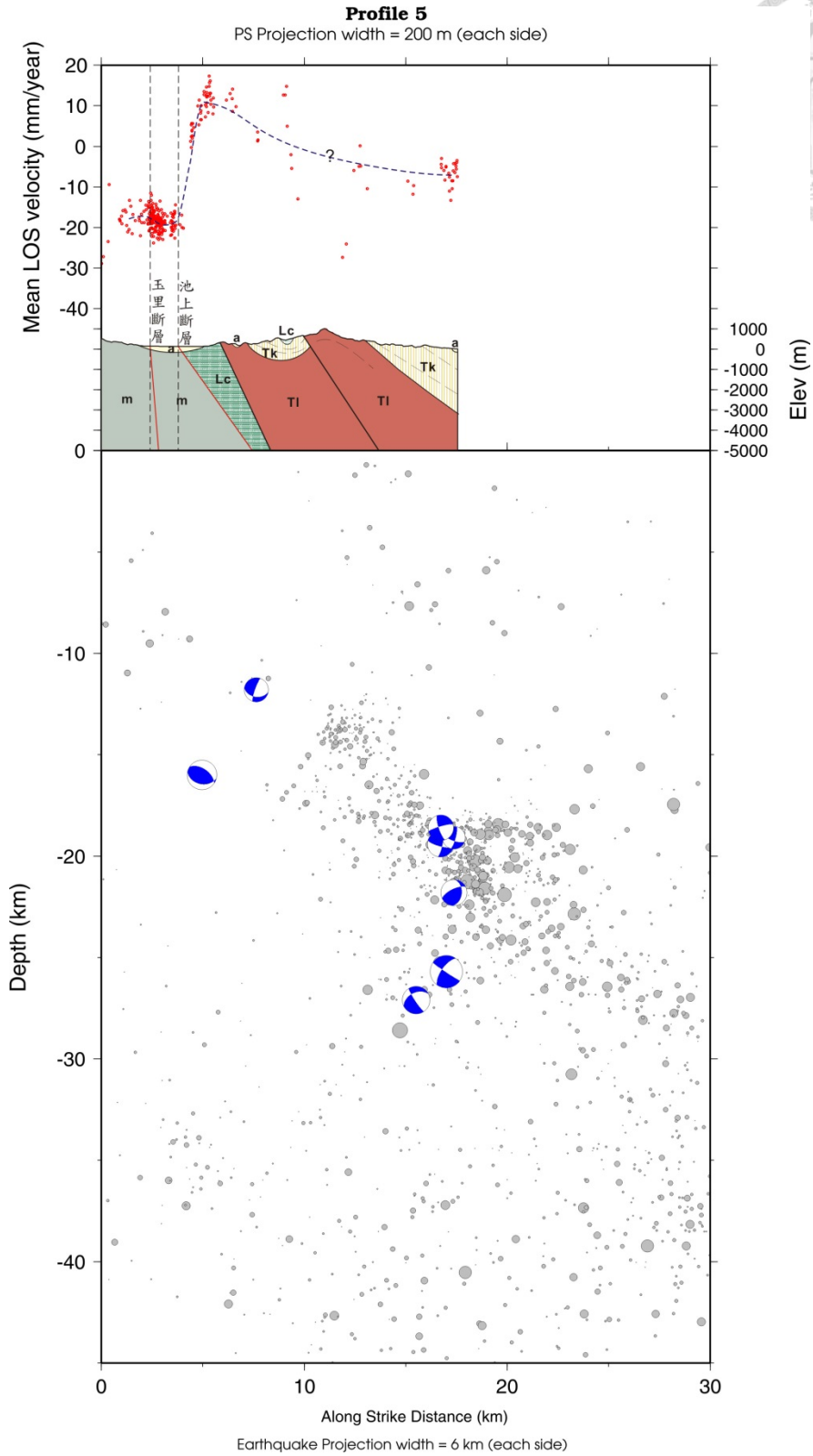


圖 5-4-6 鐵份—城山 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。於地下約 20 公里處地震變多，開始可勾勒出向東傾斜的斷層面形貌。

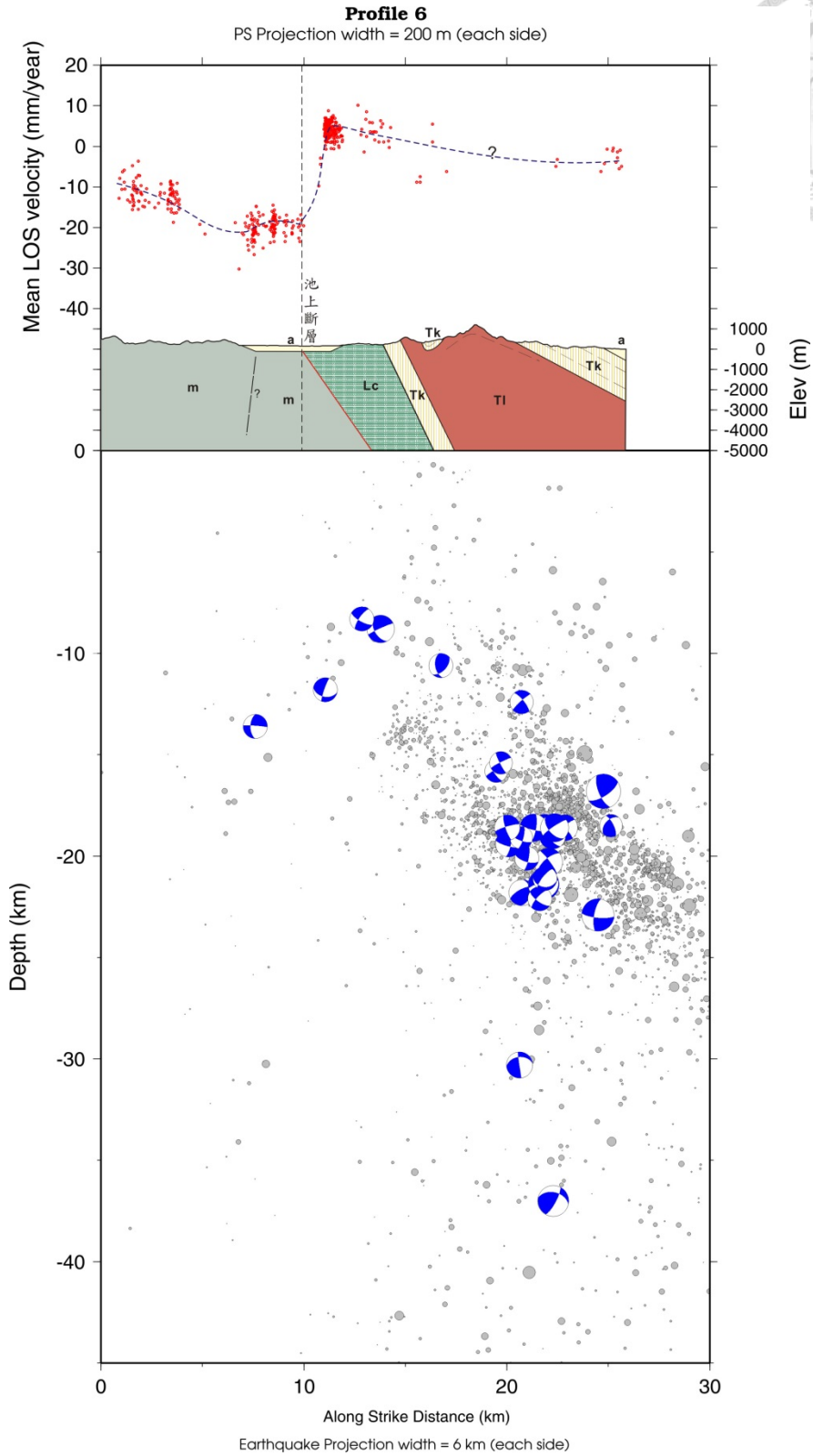


圖 5-4-7 樂樂溪—都威 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。地震分布由地下 25 公里向上延伸至地表下 15 公里處，逆斷層為主的震源機制解變多。

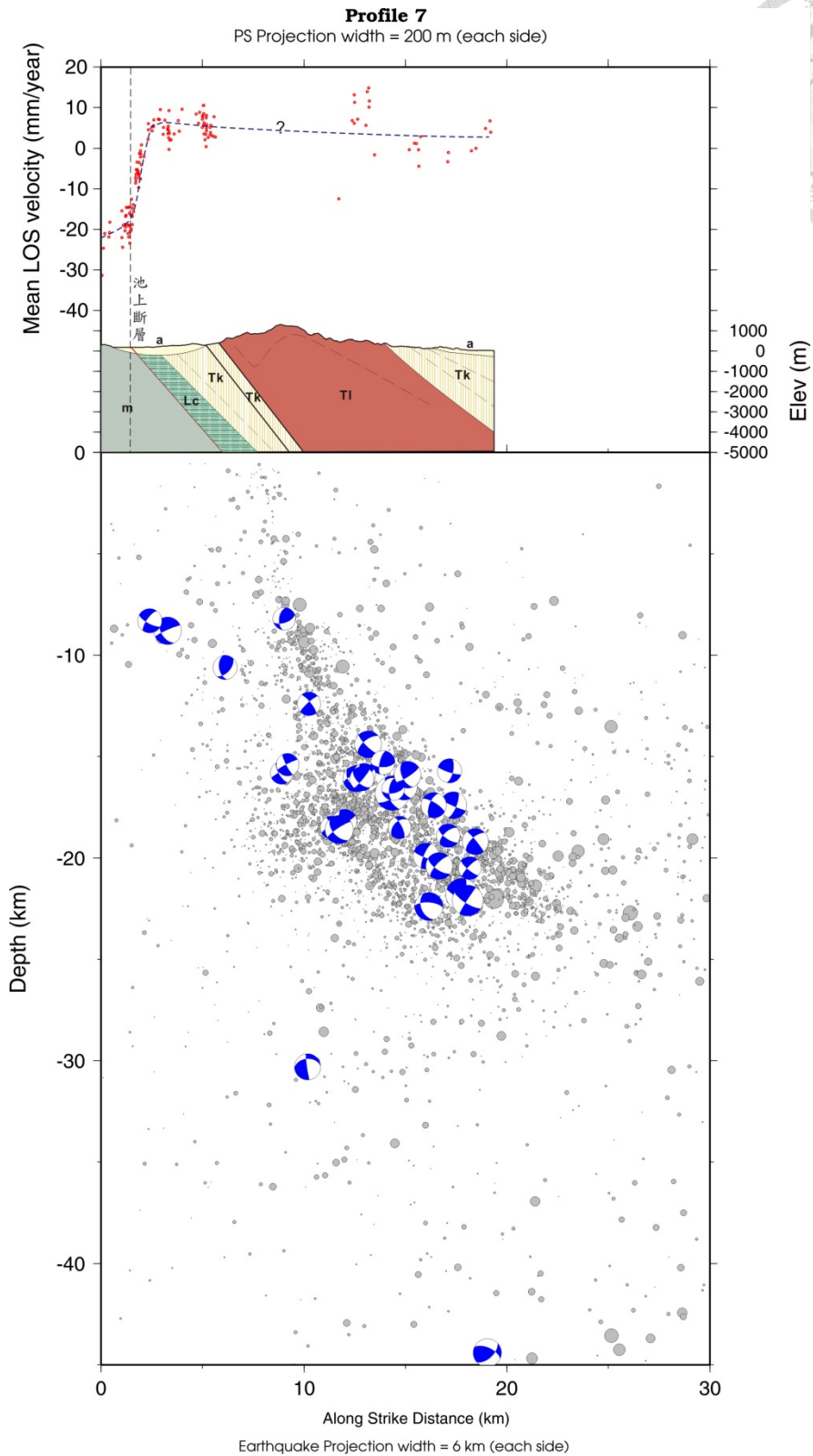


圖 5-4-8 東里—成功 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。地震分布由地下 25 公里向上延伸至地表下 10 公里處，斷層面為由深部傾角由緩漸變陡的圓弧面。

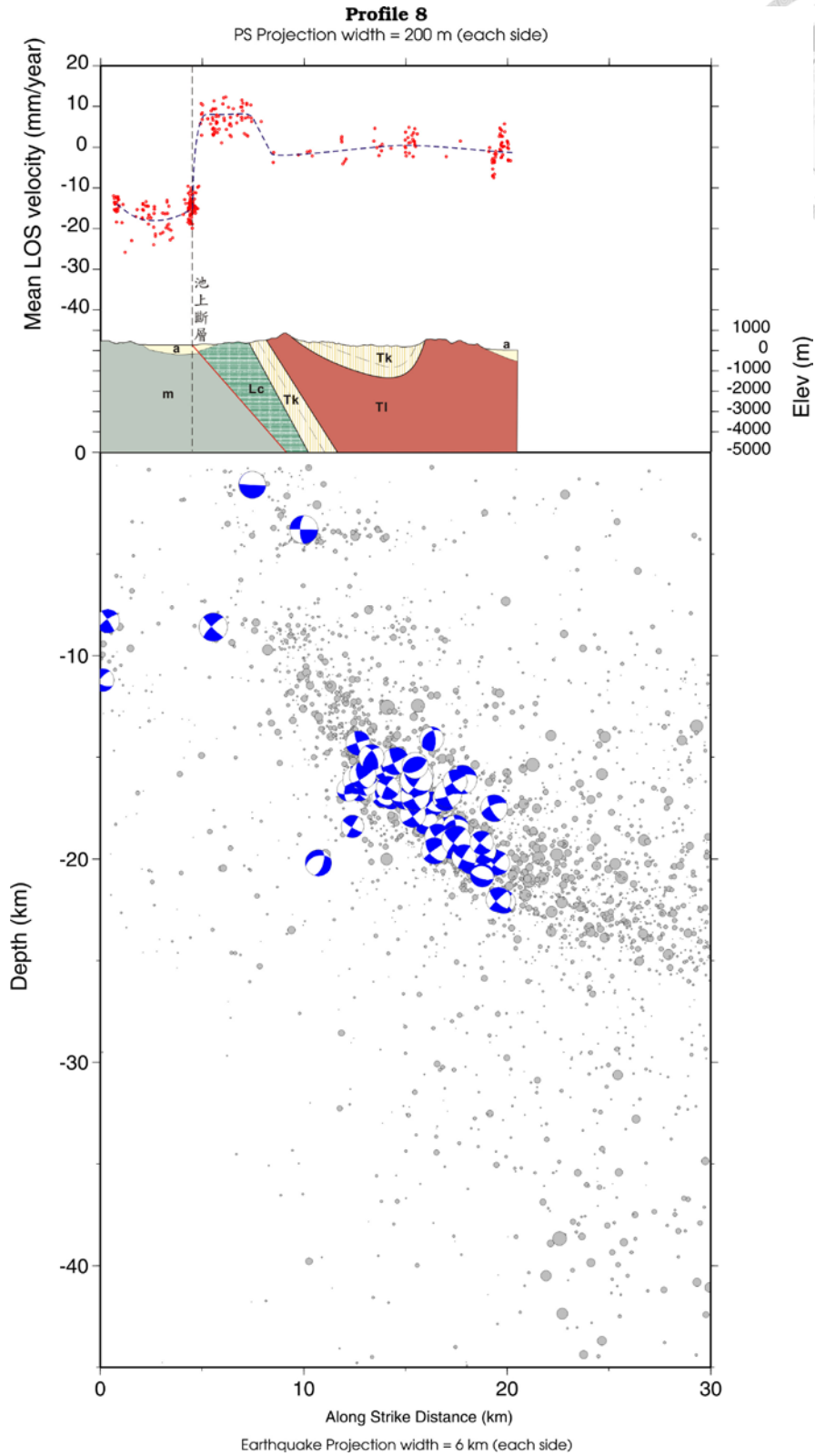


圖 5-4-9 大坡—都歷 PS 視衛星方向速度與地質-地震剖面圖。灰色原點為規模大於 1.8 的地震，震源機制解為挑選後規模大於 3.5 機制解。於近斷層上盤、下盤觀測到帶狀的抬升變位，地震分布於地下 25 公里至地表下 10 公里的深度。

## 第六章 結論



本研究位於台灣東部地區縱谷中段，我們利用 2007-2010 年 ALOS 衛星影像，利用 StaMPS 方法流程針對縱谷瑞穗至池上地區進行永久散色體雷達干涉法分析，PS-InSAR 資料結果共篩選出 89800 PS 資料點，一個 PS 點相當於一個地表測量點，更細緻描繪出縱谷平原以及縱谷斷層近斷層沿線地表變形空間上的變化。

- (1) 縱谷地區地表變形由南至北呈現不同的地表變化特性，於玉里至池上地區，地表變形以池上斷層為主導，本研究區內的池上斷層沿線 50 公里皆有明顯潛移，視衛星方向變動速率落差約 20-35 mm/yr，於瑞穗地區，斷層前緣的潛移線消失，主要變形為跨越瑞穗斷層，於瑞穗斷層上盤至奇美斷層間的 8-10 mm/yr 視衛星方向速率的漸進抬升，玉里斷層、嶺頂斷層與奇美斷層兩側皆無明顯的相對位移。
- (2) 本研究以 22 個 GPS 連續站做為真實地變動資料，由 GPS 資料投影至視衛星方向變動，PS-InSAR 資料成果相關係數 0.85，顯示 PS 變動結果與 GPS 資料具有一定的可靠性。
- (3) 由精密水準測量水準測量結果其 PS 垂直抬升速率比較，PS 垂直抬升速率相較於精密水準測量，部分值相對水準資料偏高，然而大體而言與水準相同可保持類似的垂直變動趨勢，另比對陳國華等(Chen *et al.*, 2011)施測水準資料，推測成功沿海自 2003 年地震事件後，於 2007-2010 間抬升行為轉為趨緩，抬升行為有時間上的變化。
- (4) 由光達數值地形判識近斷層活動構造與 PS-InSAR 資料速度場做比對，有明確構造線形出現地方，也為斷層潛移變形最活躍的位置，若地表出現眾多構造線形，PS 判釋的邊界常為線形的最西緣。另由池上斷層活動構造線形與斷層前緣潛移位置分布判斷，池上斷層可能可以以客城為界，再分出池上斷層南、北兩區段，值得後續觀測研究。
- (5) 岩層受力時容易集中於軟弱岩層產生形變，利吉層為材質十分軟弱的泥岩，而池上斷層集中於利吉層破裂，其岩性對於池上斷層產生出明顯的斷層潛移有重要貢獻，瑞穗斷層主要於大港口層的岩性砂、泥層錯動，玉里斷層為板

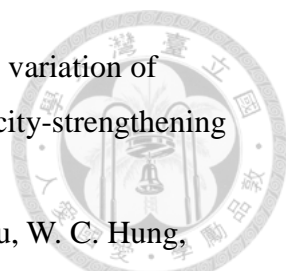
岩與舞鶴礫岩出露高角度斷層則展現不同的地表變形特徵，除應力應變的差異，斷層上、下盤岩性也是影響地表變形主因，縱谷南、北兩側地表變形型態有快速大幅度的轉變，推測可能與其地下地層分布或構造環境有關。

- (6) 根據地震-地表變形剖面顯示，池上斷層地下地震數量愈多、震源深度分布愈淺，近斷層地表變形就會變得更劇烈，瑞穗斷層具有撓曲式地表變形，並地下無明顯無震特性，推測為瑞穗斷層淺部鎖定造成的變形特徵。

## 參考文獻




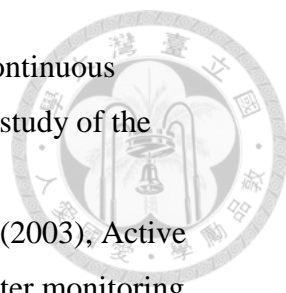
- Aki, K. (1984), Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res. Solid Earth (1978 - 2012)*, 89(B7), 5867-5872.
- Allen (1968), The tectonic environment of seismically active and in active areas along the San Andreas Fault System. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 11, 70-82.
- Angelier, J., (1986), Preface. Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea plate boundary. *Spec. Issue. Tectonophysics*, 125, IX-X.
- Angelier, J., J. C. Lee, H. T. Chu, J. C. Hu, C. Y. Lu, Y. C. Chan, T. J. Lin, B. Deffontaines, Y. Font, and Y. B. Tsai (2001), Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan. *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa*, 333(1), 5-21.
- Angelier, J., H. T. Chu, and J. C. Lee (1997), Shear concentration in a collision zone: Kinematics of the Chihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 274, 117-143.
- Angelier, J., H. T. Chu, J. C. Lee, and J. C. Hu (2000), Active faulting and earthquake Hazard: The case study of the Chihshang Fault, Taiwan, *J. Geodyn.*, 29, 151-185.
- Biq, C. (1965), The east Taiwan rift. *Petrol. Geol. Taiwan*, 4, 93-106.
- Biq, C. (1971), Comparison of mélange tectonics in Taiwan and in some other mountain belts. *Petrol. Geol. Taiwan*, 9, 79-106.
- Biq, C. (1972), Dual-trench structure in the Taiwan-Luzon region. *J. Geol. Soc. China*, 15, 65-75.
- Biq, C. (1984), Present-day manner of movement of the Coastal range, eastern Taiwan, as reflected by triangulation changes. *J. Geol. Soc. China*, 6, 35-40.
- Bonilla, M. G. (1975), A review of recently active faults in Taiwan, *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 75-41, 65.
- Bürgmann, R., P. A. Rosen, and E. J. Fielding (2000), Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28(1), 169-209.
- Champenois, J., B. Fruneau, E. Pathier, B. Deffontaines, K. C. Lin, and J. C. Hu (2012), Monitoring of active tectonic deformations in the Longitudinal Valley (Eastern Taiwan) using Persistent Scatterer InSAR method with ALOS PALSAR data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 337-338, 144-155.

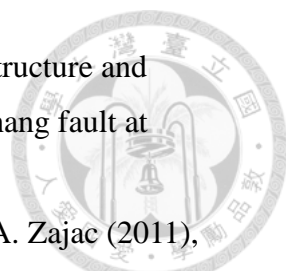
- 
- Chang, S. H., W. H. Wang, and J. C. Lee (2009), Modelling temporal variation of surface creep on the Chihshang fault in eastern Taiwan with velocity-strengthening friction, *Geophys. J. Int.*, 176(2), 601-613.
- Chang, C. P., J. Y. Yen, A. Hooper, F. M. Chou, Y. A. Chen, C.-S. Hou, W. C. Hung, and M. S. Lin (2010), Monitoring of surface deformation in northern Taiwan using DInSAR and PSInSAR techniques, *Terr. Atmos. Ocean. Sci*, 21(3), 447-461.
- Chen, K. H., M. Yang, Y.-T. Huang, K.-E. Ching, and R.-J. Rau (2011), Vertical displacement rate field of Taiwan from geodetic levelling data 2000-2008, *Surv. Rev.*, 43(321), 296-302.
- Chen, K. H., R. J. Rau, and J. C. Hu (2009), Variability of repeating earthquake behavior along the Longitudinal Valley fault zone of eastern Taiwan, *J. Geophys. Res.*, 114(B5).
- Chen, W. S., M. T. Huang, and T. K. Lui (1991), Neotectonic significance of the CheiMei Fault in the Coastal Range, Eastern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 34, 43-56.
- Chen, W. S., I. Yen, K. Fengler, C. Rubin, C. Yang, H. Yang, H. Chang, C. Lin, W. Lin, and Y. Liu (2007), Late Holocene paleoearthquake activity in the middle part of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 264(3-4), 420-437.
- Chen, C. W. and H. A. Zebker (2002), Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 40, 1709-1719.
- Chen, H. Y., S. B. Yu, L. C. Kuo, and C. C. Liu (2006), Coseismic and postseismic surface displacements of the 10 December 2003 (M<sub>w</sub> 6.5) Chengkung, eastern Taiwan, earthquake, *Earth Planets Space*, 58(1), 5-21.
- Cheng, S. N., Y. T. Yen, and M. S. Yu (1996), The 1951 Taitung earthquake in Taiwan, *J. Geol. Soc China*.39(3), p267-285.
- Ching, K. E., R. J. Rau, and Y. Zeng (2007), Coseismic source model of the 2003 M<sub>w</sub> 6.8 Chengkung earthquake, Taiwan, determined from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 112(B6). B06422, doi:10.1029/2006JB004439.
- Ching, K. E., M. L. Hsieh, K. M. Johnson, K. H. Chen, R. J. Rau, and M. Yang (2011), Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise

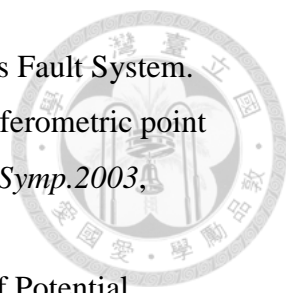


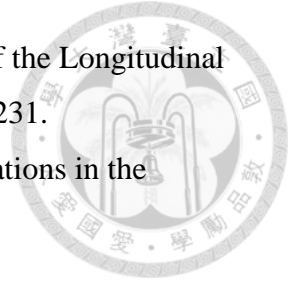
- leveling and continuous GPS observations, 2000–2008, *J. Geophys. Res.*, *116*(B8).
- Chung, L. H., Y. G. Chen, Y. M. Wu, J. B. H. Shyu, Y. T. Kuo, and Y. N. N. Lin (2008), Seismogenic faults along the major suture of the plate boundary deduced by dislocation modeling of coseismic displacements of the 1951 M7.3 Hualien–Taitung earthquake sequence in eastern Taiwan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *269*(3-4), 416-426.
- Chuang, R. Y., M. M. Miller, Y. G. Chen, H. Y. Chen, J. B. H. Shyu, S. B. Yu, C. M. Rubin, K. Sieh, and L. H. Chung (2012), Interseismic deformation and earthquake hazard along the southernmost Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, *102*(4), 1569-1582.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2001), Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *39*(1), 8-20.
- Ferretti, A., C. Prati, and F. Rocca (2000), Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *38*(5), 2202-2212.
- Gabriel, A. K., Goldstein, R. M., and Zebker, H. A. (1989), Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry, *J. Geophys. Res.*, *94*(7), 9183–9191.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter (1954), Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Amer.* *46*(2), 105-145.
- Hanssen, R. F. (2001), *Radar interferometry: data interpretation and error analysis*, Springer.
- Hooper, A. (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. and H. A. Zebker (2007) Phase unwrapping in three dimensions with application to InSAR time series. *J. Opt. Soc. Am. A*, *24*(9), 2737-2747.
- Hooper, A., P. Segall and H. Zebker (2007) Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *J. Geophys. Res.*, *112*, B07407, doi:10.1029/2006JB004763.
- Hsieh, M. L., and R.-J. Rau (2009), Late Holocene coseismic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: Evidence from mass mortality of intertidal organisms,

- 
- Tectonophysics*, 474(3-4), 595-609.
- Hsieh, M. L., P. M. Liew, and M.-Y. Hsu (2004), Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan, *Quat. Int.*, 115-116, 47-70.
- Hsieh, M. L., P. M. Liew, and H. W. Chen (2011), Early Holocene catastrophic mass-wasting event and fan-delta development on the Hua-tung coast, eastern Taiwan, *Geomorphology*, 134(3-4), 378-393.
- Hsu, M. T. (1971), Seismicity of Taiwan and some related problems. *Bull. Int. inst. Seismol. Earthq. Engi.*, 8, 41-160.
- Hsu, T. L. (1962), Recent faulting in the Longitudinal valley of eastern Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 1, 95-102.
- Hsu, T. L. (1976), Neotectonic of the Longitudinal valley, eastern Taiwan, *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, 25, 53-63.
- Hsu, T. L. and Chang, H. C. (1979), Quaternary faulting in Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, 3, 543-568.
- Hsu, L., and R. Bürgmann (2006), Surface creep along the Longitudinal Valley fault, Taiwan from InSAR measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 33(6).
- Hsu, Y. J., S. B. Yu, M. Simons, L.-C. Kuo, and H.-Y. Chen (2009), Interseismic crustal deformation in the Taiwan plate boundary zone revealed by GPS observations, seismicity, and earthquake focal mechanisms, *Tectonophysics*, 479(1-2), 4-18.
- Huang, M. H., J. C. Hu, K. E. Ching, R.-J. Rau, C.-S. Hsieh, E. Pathier, B. Fruneau, and B. Deffontaines (2009), Active deformation of Tainan tableland of southwestern Taiwan based on geodetic measurements and SAR interferometry, *Tectonophysics*, 466(3), 322-334.
- Karig, D. E. (1975) Basin genesis in the Philippine Sea, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 31, 857-879.
- Kuo Chen, H., Y. M. Wu, C. H. Chang, J. C. Hu, and W. S. Chen (2004), Relocation of eastern Taiwan earthquakes and tectonic Implications, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 15(4), 647-666.
- Lee, J. C., J. Angelier, H. T. Chu, S. B. Yu, and J. C. Hu (1998), Plate-boundary strain partitioning along the sinistral collision suture of the Philippine and Eurasian plates: Analysis of geodetic data and geological observation in southeastern Taiwan, *Tectonophysics*, 17(6), 859-871.

- 
- Lee, J. C., J. Angelier, H. T. Chu, J. C. Hu, and F.-S. Jeng (2001), Continuous monitoring of an active fault in a plate suture zone: a creepmeter study of the Chihshang Fault, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 333, 219-240.
- Lee, J. C., J. Angelier, H.-T. Chu, J. C. Hu, F. S. Jeng, and R. J. Rau, (2003), Active fault creep variations at Chihshang, Taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998–2001, *J. Geophys. Res.*, 108(B11), 2528, doi:10.1029/2003JB002394.
- Liew, P. M., M. L. Hsieh, and C. K. Lai (1990), Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 121-127.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., and Chipman, J. W. (2004), *Remote sensing and image interpretation (No. Ed. 5)*. John Wiley & Sons Ltd.
- Lin, K. C., J. C. Hu, K. E. Ching, J. Angelier, R. J. Rau, S. B. Yu, C. H. Tsai, T. C. Shin and M.-H. Huang (2010), GPS crustal deformation, strain rate, and seismic activity after the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan. *J. Geophys. Res.*, 115, B07404, doi:10.1029/2009JB006417.
- Lin, J. C. (1991), A neotectonic model of the Coastal Range, eastern Taiwan, *Bull. Geograph. Soc. China*, 19,43-55.
- Liu, C. C., and Yu, S.B. (1990 ), Vertical crustal movements in eastern Taiwan and their tectonic implications, *Tectonophysics*, 183, 111-119.
- Liu, G., Jia, H., Zhang, R., Zhang, H., Jia, H., Yu, B., and Sang, M. (2011), Exploration of subsidence estimation by persistent scatterer InSAR on time series of high resolution TerraSAR-X images. *IEEE Selected Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens.*, 4(1), 159-170.
- Lyons, S. and D. Sandwell (2003), Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking, *J. Geophys. Res.*, 108, 2047, doi:10.1029/2002JB001831.
- Massonnet, D. and K. L. Feigl (1998), Radar Interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Rev. Geophys.*, 36(4), 441-500.
- McCalpin, J. P. (1996), Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research, *International Geophysics*, 62, 439-493.
- Mora, O., Mallorqui, J. J., and A. Broquetas (2003). Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric SAR images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41(10), 2243-2253.

- 
- Mu, C. H., J. Angelier, J. C. Lee, H. T. Chu, and J. J. Dong (2011), Structure and Holocene evolution of an active creeping thrust fault: The Chihshang fault at Chinyuan (Taiwan), *J. Struct. Geol.*, 33(4), 743-755.
- Peyret, M., S. Dominguez, R. Cattin, J. Champenois, M. Leroy, and A. Zajac (2011), Present-day interseismic surface deformation along the Longitudinal Valley, eastern Taiwan, from a PS-InSAR analysis of the ERS satellite archives, *J. Geophys. Res.*, 116(B3). B03402.
- Seno, T. (1977), The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, 42(2), 209-226.
- Seno, T., Stein, S., and Gripp, A.E. (1993) A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data: *J. Geophys. Res.*, 98, 17941-17948.
- Shyu, J. B. H., L. H. Chung, Y. G. Chen, J. C. Lee, and K. Sieh (2007), Re-evaluation of the surface ruptures of the November 1951 earthquake series in eastern Taiwan, and its neotectonic implications, *J. Asian Earth Sci.*, 31(3), 317-331.
- Shyu, J.B.H., K. Sieh, Avouac, J.P., W.S. , Chen and Y.G., Chen (2006a), Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan, *J. Geophys. Res.*, 111, B08403.
- Shyu, J. B. H., K. Sieh, Y.-G. Chen, and L. H. Chung (2006b), Geomorphic analysis of the Central Range fault, the second major active structure of the Longitudinal Valley suture, eastern Taiwan, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 118(11-12), 1447-1462.
- Sousa, J. J., A. J. Hooper, R. F. Hanssen, L. C. Bastos, and A. M. Ruiz (2011), Persistent scatterer InSAR: a comparison of methodologies based on a model of temporal deformation vs. spatial correlation selection criteria, *Remote Sens. Environ.*, 115(10), 2652-2663.
- Suppe, J. (1981), Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 4, 67-89.
- Tung, H., and J. C. Hu (2012), Assessments of serious anthropogenic land subsidence in Yunlin County of central Taiwan from 1996 to 1999 by Persistent Scatterers InSAR, *Tectonophysics*, 578, 126-135.
- Wallace, R. E. (1973), Surface fracture patterns along the San Andreas fault, paper


- 
- presented at Proc. Conf. on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System.
- Werner, C., U. Wegmuller, T. Strozzi, and A. Wiesmann (2003), Interferometric point target analysis for deformation mapping, *Int. Geos. Remote Sens. Symp.* 2003, 7, 4362-4364
- Wu, F. T., and R. J. Rau (1998), Seismotectonics and Identification of Potential Seismic Source Zones in Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 9, 739-754.
- Wu, F. T., W. T. Liang, J. C. Lee, H. Benz, and A. Villasenor (2009), A model for the termination of the Ryukyu subduction zone against Taiwan: A junction of collision, subduction/separation, and subduction boundaries, *J. Geophys. Res.*, 114(B7).B07404
- Yamaguchi, M. and Y. Ota (2004), Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan, *Quat. Int.*, 115-116, 71-81.
- Yen, I. C., W. S. Chen, C. C. B. Yang, N. W. Huang, and C. W. Lin (2008), Paleoseismology of the Ruesuei Segment of the Longitudinal Valley Fault, Eastern Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 98(4), 1737-1749.
- York, J. E. (1976), Quaternary faulting in eastern Taiwan. *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, 25, 63-72.
- Yu, S. B. and L. C. Kuo (1999), GPS observation of crustal deformation in the Taiwan-Luzon region. *Geophys. Res. Lett.*, 26(7), 923-926, doi:10.1029/1999gl900148.
- Yu, S. B. and H. Y. Chen, (1994), Global Positioning System measurements of crustal deformation in the Taiwan arc-continent collision zone. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 5, 477-498.
- Yu, S. B., D. D. Jackson, G. K. Yu, and C. C. Liu (1990), Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 183, 97-109, doi: 10.1016/0040-1951(90)90190-J.
- Yu, S. B. and L. C. Kuo (2001), Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 333(1-2), 199-217, doi:10.1016/S0040-1951(00)00275-4.
- Yu, S. B. and C. W. Lee (1986), Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 125(1-3), 73-85, doi:10.1016/0040-1951(86)90007-7.



- Yu, S. B. and C. C. ,Liu (1989), Fault creep on the central segment of the Longitudinal Valley fault, eastern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, 32(3), 209-231.
- Yu, S. B., H. Y. Chen and L. C. Kuo (1997), Velocity field of GPS stations in the Taiwan area. *Tectonophysics*, 274(1-3), 41-59,  
doi:10.1016/s0040-1951(96)00297-1.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, and S. Hensley (1997), Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps, *J. Geophys. Res.*, 102(B4), 7547-7563.
- 王錦華、謝昭輝、詹軍威、李白華(2008) 瑞穗地區的地震活動。中央氣象局地震測報中心 20 周年專刊，第 1-15 頁。
- 石再添、張瑞津、黃朝恩、石慶德、楊貴三、孫林耀明(1983) 台灣北部與東部活動斷層的地形學研究。師大地理研究報告，第 9 期，第 20-72 頁。
- 石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶德、楊貴三(1986) 台灣活動斷層地形學研究。師大地理研究報告，第 12 期，第 1-44 頁。
- 何春蓀(1986) 台灣地質概論台灣地質圖說明書。經濟部中央地質調查所，共 118 頁。
- 朱傲祖、游明聖(1995) 花東縱谷活動斷層調查研究。行政院國家科學委員會專題研究計畫報告，NSC83-0202-M-047-001，共 186 頁。
- 朱傲祖、游明聖(1997) 台東縱谷地震與斷層關係之研究。行政院國家科學委員會專題研究計畫報告，NSC86-2116-M-047-002，共 133 頁。
- 余水倍、李瓊武(1986) 台灣東部地殼垂直變形之研究。第五屆測量學術及應用研討會，共 17 頁。
- 林耕霈(2012) 利用永久性散色體差分干涉法探討台南地區之地殼形變，國立中央大學地球物理研究所碩士論文，共 93 頁。
- 林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村(2009) 台灣東部與南部的活動斷層，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 23 號，共 178 頁。
- 林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正(2000) 台灣活動斷層概論，五十萬分之一台灣活動斷層圖說明書，第二版。經濟部中央地質調查所特刊，第 13 號，



- 共 122 頁。
- 徐鐵良(1954) 台灣東部海岸山脈地形與近期上升運動。台灣省地調所彙刊，第 7 號，第 9-18 頁。
- 周鋒泯(2009) 應用永久散色差干涉法觀測台灣北部地區之地表變形，國立中央大學地球物理研究所碩士論文，共 107 頁。
- 胡植慶、劉啟清、饒瑞鈞 (2012) 斷層活動性觀測研究第二階段—斷層監測與潛勢分析研究(4/4)。經濟部中央地質調查所報告 100-07 號，共 396 頁。
- 胡植慶、劉啟清、楊燦堯、景國恩、鄭錦桐(2013) 斷層活動性觀測研究第三階段—斷層整合性觀測與潛勢分析(1/4)，經濟部中央地質調查所委辦計畫，共 446 頁。
- 陳佳元(1974) 由三角點檢測證實東台灣海岸山脈向北北東移動。台灣省地質調查所彙刊，第 24 號，第 119-123 頁。
- 陳惠芬(1984) 從三角點檢測成果見到台灣的地盤升降。經濟部中央地質調查所特刊，第 3 號，第 127-140 頁。
- 陳文山 (1993) 海岸山脈地區花東縱谷斷層的活動性淺談。土工技術雜誌，第 44 期，第 52-57 頁。
- 陳文山、王源 (1993) 台灣東部海岸山脈地質。台灣地質之七，經濟部中央地質調查所出版，共 101 頁。
- 陳文山、顏一勤、楊志成、楊小青、陳勇全、蔡坤志、黃能偉、朱耀國、張徽正、林啟文、林偉雄、劉彥求 (2004) 1951 年花蓮地震斷層的古地震研究—瑞穗鄉鶴岡村安定橋槽溝，第十五號，第 137-145 頁。
- 陳文山、林啟文、林益正、林偉雄、顏一勤、侯進雄、劉彥求、林燕慧、石同生、盧詩丁 (2008) 從古地震研究與 GPS 資料探討縱谷斷層的分段意義。經濟部中央地質調查所特刊，第 20 號，第 165-191 頁。
- 姜彥麟、朱傲祖、李建成、黃志遠 (2012) 台灣東部池上斷層全段之地表破裂與變形帶調查及構造特性分析。經濟部中央地質調查所特刊，第 26 號，第 1-15 頁。
- 張徽正、林啟文、陳勉銘、盧詩丁(1998) 台灣活動斷層概論，五十萬分之一台灣活動斷層圖說明書。經濟部中央地質調查所特刊，第 10 號，共 103 頁。

- 
- 張國禎(2012) 重要活動斷層調查特性研究—近斷層高精度地形資料之判識與分析(1/4)。經濟部中央地質調查所委辦計畫，共 289 頁。
- 楊貴三(1986) 台灣活斷層的地形學研究-特論活斷層與地形面關係。私立中國文化大學地學研究所博士論文，共 178 頁。
- 楊佳祥(2011) 改良式永久散射體雷達干涉法，國立成功大學測量及空間資訊學系碩士論文，共 169 頁。
- 游明聖、鄭世楠、葉永田(1994) 臺東縱谷地區斷層分段。地質, 14 卷, 1 期, 第 97-120 頁。
- 鄭世楠、余騰鐸、葉永田、張建興(1997) 1951 年花蓮台東地震系列之重定位。紀念台灣地區氣象測報一百年-天氣分析與預報研討會 海象與地震論文彙編, 第 690 - 699 頁。
- 鐘令和(2003) 1951 年池上—玉里地震地表破裂與其所指示之新構造意義。國立台灣大學地質學研究所碩士論文，共 168 頁。
- 蘇柏宗(2012) 具多於觀測的永久散色體雷達干涉測量法，國立成功大學測量及空間資訊學系碩士論文，共 96 頁。
- 童忻(2008) 利用永久散色體雷達技術分析地表變形：以台灣西南部平原為例，國立台灣大學地質學研究所碩士論文，共 100 頁。
- 詹瑜璋(2010) 大台北特殊地質災害調查與監測第二期—空載雷射掃描數值地形地質構造分析(3/4)。經濟部中央地質調查所委辦計畫，共 122 頁。
- 詹瑜璋(2011) 大台北特殊地質災害調查與監測第二期—空載雷射掃描數值地形地質構造分析(4/4)。經濟部中央地質調查所報告第 100-03 號，共 121 頁。
- 盧玉芳(2007) 以雷達干涉技術監測雲林地層下陷，國立交通大學土木工程系碩士論文，共 117 頁。
- 盧志恆(2009)應用永久散射體差分干涉法探討花蓮市區斷層活動與地表變形，台北市立教育大學自然科學系碩士班，共 85 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系博士論文，共 159 頁。
- 饒瑞鈞、胡植慶、李元希 (2008) 地震地質與地變動潛勢分析—地變動監測分析(2/4)。經濟部中央地質調查所報告第 97-10 號，共 270 頁。



饒瑞鈞、胡植慶、李元希 (2010) 地震地質與地變動潛勢分析—地變動監測分析  
(4/4)。經濟部中央地質調查所報告第 99-10 號，共 412 頁。

