

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

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

Anomalous high deformation rate in mudstone of

fold-and-thrust belt in SW Taiwan

郭鶯萍

Ying-Ping Kuo

指導教授：胡植慶 博士

譚諤 博士

Advisor: Jry-Ching Hu, Ph.D.

Eh Tan, Ph.D.

中華民國 106 年 2 月

Feb. 2017

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

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

Anomalous high deformation rate in mudstone of
fold-and-thrust belt in SW Taiwan

本論文係郭鶯萍君（學號 R03224214）在國立臺灣大學地質科學研究所完成之碩士學位論文，於民國 105 年 10 月 20 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

朱俊祖

譚瑋

柯世明

謝嘉聲



致 謝

終於！走到最後一哩路啦！總算照著自己的步調順利走完了！兩年半的研究所生涯，從茫然無知的小碩一，逐漸變成能夠獨當一面的老練碩士生，還真的是吃了不少苦，需要感謝的人也好多。首先就是要感謝我的兩位指導教授，謝謝益師益友的胡植慶老師總是不斷磨練我，給予我很多想法及靈感，雖然您常說我愈來愈沒大沒小，但我心中仍然是很尊重老師您的！以及半路收留了我的譚諤老師，對您真是萬分感謝，讓我的能夠接觸這麼酷炫的 model，在我的研究撞牆期時不斷與我討論、給予意見，一起絞盡腦汁。以及撥空前來參加口試的委員們，楊耿明老師、謝嘉聲老師、朱傲祖老師，你們的建議都帶給我極大的回饋，讓我順利完成論文。此外，研究生涯中更不乏其他老師、學長姐給予的建議及幫忙，林銘郎老師、Erwan Pathier、Maryline Le Beon、黃鐘、童忻、宣維、孟涵、健宏等，以及研討會與我討論的各位先進，謝謝你們的熱心幫助，協助並支持我走到最後。

更要謝謝助理姊姊們兩年半來的照顧，雅琳、秀芳、惠琪，雖然叫你們姊姊，但你們照顧我的程度讓我好想直接叫你們一聲媽，什麼疑難雜症都要問過你們才會安心，我畢業後一定會回娘家的！我的三媽們～當然還有全變裡一起奮鬥、胡鬧的戰友們，采蔚、董董、斤斤、阿邦、祉晏、志傑、志銘，好幾個一起熬夜、一起煮東西、一起賞月的夜晚，以及我們的秘密 KTV，都是我畢業後最難忘的部分 QQ。

碩士生涯是我第一次離家生活，離開熟悉的臺南，最感謝的當然還是在背後替我撐腰的郭郭一家，每次回臺南都可以當小公主，好幸福！更要謝謝爸爸媽媽在支持我與讓我獨立之間找尋平衡，希望我沒有辜負你們的期望。也很慶幸還能繼續與成大老同學、可愛的高三 9 及最要好的芭娜娜們繼續聯絡，最喜歡你們來臺北看我了，這真的是我的研究所小雀幸！！最後，要謝謝我的阿博哥！遠距離真的好辛苦，不過能夠跟你一起成長、切磋琢磨真的很好，我們還要繼續努力變得更好，迎接出社會的考驗！

雖然短短兩年半能做的研究成果有限，碩士生活帶給我的成長不只有論文成果，更包含學習架構問題主軸、收集資料並合理解釋，撰寫論文的過程才是最為寶貴的經驗，敬所有辛苦的研究人員！





摘要

臺灣西南部位於歐亞板塊與菲律賓海板塊之交界處，為呂宋島弧與被動式大陸邊緣碰撞造成之造山帶，而臺灣西南部則位於臺灣造山帶與馬尼拉海溝之構造過渡帶。集集大地震後，對於斷層特性及活動性的調查更是目前評估地震災害最迫切的議題。臺灣西南部褶皺逆衝帶具有獨特的變形行為，由 GPS 資料可觀察到臺灣西南部確實為應變較大之區域，且速度場梯度變化極為明顯，但此區域卻是背景地震紀錄相對較少的區域，本研究區域為前陸盆地受造山帶荷重而沉降，高沉積速率使此區域沉積厚且廣的古亭坑泥岩，使臺灣西南部形成大範圍的惡地地形。本研究期望利用 PSInSAR 技術觀察臺灣西南部的地表變形，並結合 GPS 及水準資料對西南部的活動斷層做跨斷層的速度剖面討論斷層活動性，結果顯示臺灣西南部逆衝斷塊具有相當特殊的變形特徵，在龍船斷層及旗山斷層的上盤具約 20–30 mm/yr 的視衛星縮短量，不同於過去研究認為逆斷層上盤為相對抬升之區域，由大地測量資料皆顯示龍船及旗山斷層的下盤有較高之抬升速率。因此本研究將進一步利用 DynEarthSol2D 有限元素模擬討論此區域的變形機制，除了針對此區域的地下構造模擬斷層行為之外，亦討論此區分布廣泛的古亭坑泥岩可能存在的泥貫入體、泥基背斜及砂泥岩不同力學性質所帶來的影響。根據模擬結果顯示，本研究推論此區主控的變形機制為位於龍船斷層下盤的覆疊構造(duplex structure)及位於深度約 4 公里的向西傾斷層。除此之外，本研究亦發現古亭坑泥岩中的高壓層分布與 PSInSAR 觀察到的抬升區域位置有極高關聯性，而根據鑽井資料可得知高壓層位於龍船斷層西側的向西傾之斷層，因此認為此斷層因富含受壓流體而形成相對軟且易滑動的斷層面。因此本研究認為位於高壓層在臺灣西南部為一影響地表變形的重要因素之一，因其容易被觸發產生滑移，使得古亭坑泥岩此區域較不易累積能量而產生災害性的大地震，此推論亦符合 GPS 及歷史地震的紀錄。而本研究更進一步模擬 2016 年年初所發生的美濃大地震，討論其與地表淺層構造的同震滑移關係。

關鍵字: 持久散射體差分干涉、有限元素數值模擬、龍船斷層、古亭坑泥岩、泥貫入體、高壓層、美濃地震



Abstract



The variation of the anticline movements of the thrust sheets illustrates a distinctive deformation pattern in SW Taiwan. Thus I use the PSInSAR (Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar) technique with constrains of precise leveling and GPS measurements to derive the line of sight (LOS) velocities in the study area and characterize the deformation patterns. I noticed that the maximum LOS velocities of ~ 20 - 30 mm/yr is recorded on the footwall of Lungchuan and Chishan Faults, which are considered as reverse faults in Gutingkeng Mudstone. The anomalous high deformation rate might be related to a ramp duplex located in the footwall of Lungchuan Fault. Or this deformation is related to the mechanical heterogeneity between mudstone and sandstone together with the mud-core anticline. I then use DynearthSol2D, an efficient unstructured finite element code, to simulate the deformation mechanism. In addition, we proposed that the high pressure zone in Gutingkeng Mudstone provides a weak zone which can easily be triggered by earthquake and produce coseismic slip. I attempted several hypotheses controlling high deformation rate to find the dominant deformation mechanism. I concluded that the main deformation mechanisms are the duplex structure underneath the Lungchuan Fault and the west-dipping fault with high fluid pressure in the west of the Lungchuan Fault. Besides, the co-seismic deformation from the 2016 M_w 6.4 Meinong earthquake shows the high correlation with the shallow structure, I would like to use the numerical modeling to address the mechanism how moderate earthquake could trigger the shallow structure by co-seismic displacement.

Keyword: PSInSAR, Finite element numerical model, Lungchuan Fault, Gutingkeng Mudstone, Mud diapir, High pressure zone, Meinong earthquake

表目錄



摘要	iii
表目錄	vi
圖目錄	viii
第一章 緒論	1
1.1 研究動機	1
1.2 論文內容	4
第二章 區域地質與前人研究	5
2.1 大地構造	5
2.2 區域地質	10
2.3 構造單元概述	12
2.3.1 沉積地層	13
2.3.2 斷層型態	15
2.4 地表活動特徵	23
2.4.1 變形前緣	23
2.4.2 泥貫入體	24
2.4.3 麓山帶之構造活動	27
第三章 研究方法	29
3.1 持久散射體差分干涉法	29
3.1.1 雷達	29
3.1.2 側視空載雷達	30
3.1.3 合成孔徑雷達	35
3.1.4 合成孔徑雷達干涉法	36
3.1.5 合成孔徑雷達差分干涉法	36



3.1.6 持久性散射體合成孔徑雷達干涉法	38
3.1.7 資料來源	44
3.2 有限元素法數值模擬	48
3.2.1 有限元素法概述	49
3.2.2 DynEarthSol2D 計算步驟	50
第四章 研究成果	61
4.1 持久性散射體差分干涉法	61
4.1.1 基準點校正	61
4.1.2 PS-InSAR 成果	63
4.2 斷層剖面綜合分析	75
4.3 間震期數值模擬	85
4.3.1 觀念模型	86
4.3.2 剖面模擬	97
4.4 美濃同震數值模擬	106
第五章 綜合討論	112
5.1 地表變形特徵	112
5.2 西南部陸上泥火山成因	116
5.3 美濃地震同震變形	117
5.4 地震災害潛能	120
第六章 結論	123
參考文獻	125



圖目錄

圖 1-1 臺灣島周邊地震紀錄及震源機制解.....	2
圖 1-2 臺灣島主軸應變率場分布圖.....	3
圖 2-1 臺灣地質構造框架.....	6
圖 2-2 臺灣地區 GPS 水平速度場分布.....	7
圖 2-3 高屏地區之應變矩率分布圖.....	8
圖 2-4 臺灣地質圖及主要地質分區.....	9
圖 2-5 高屏地區新期活動構造分布圖.....	12
圖 2-6 本研究區域之地質圖幅.....	13
圖 2-7 旗山斷層條帶地質圖.....	16
圖 2-8 中寮隧道因旗山斷層潛變造成之變形.....	17
圖 2-9 臺灣西南部變形前緣位置.....	24
圖 2-10 台灣西南部陸上泥火山分布及海上泥貫入體分布.....	26
圖 2-11 縣 182_安平至龍崎測線及縣 184_路竹至茂林測線水準變化圖.....	28
圖 2-12 臺灣西南部變形機制示意圖.....	28
圖 3-1 不同波長的穿透反射示意圖.....	30
圖 3-2 斜距影像解析度幾何關係示意圖.....	31
圖 3-3 衛星影像之軌道方向解像力與視角關係示意圖.....	32
圖 3-4 SAR 影像常見之幾何變形.....	33
圖 3-5 SAR 影像之幾何變形-陰影.....	33
圖 3-6 SAR 影像之幾何變形-前坡縮短.....	34
圖 3-7 SAR 影像之幾何變形-疊置效應.....	34
圖 3-8 合成孔徑雷達天線(Ls)示意圖.....	35
圖 3-9 雷達干涉幾何示意圖.....	36

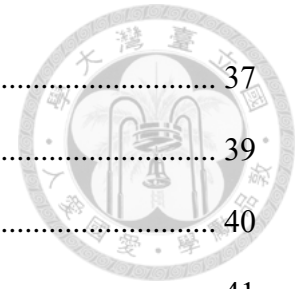


圖 3-10 相位回復示意圖.....	37
圖 3-11 不同物體對雷達波之散射特性示意圖.....	39
圖 3-12 非 PS 像素和 PS 像素的示意圖.....	40
圖 3-13 StaMPS 的 PS-InSAR 操作流程圖.....	41
圖 3-14 SAR 影像日期分布圖.....	45
圖 3-15 ERS-1/2 及 Envisat 衛星選取區域涵蓋圖.....	46
圖 3-16 ALOS 衛星選取區域涵蓋圖.....	47
圖 3-17 平面應變示意圖.....	50
圖 3-18 重建網格示意圖.....	59
圖 3-19 重建網格說明圖.....	60
圖 4-1 衛星軌道方向與照射方向於地理座標系統之轉換幾何關係.....	61
圖 4-2 軌道方向與照射方向於地理座標系統之轉換示意圖.....	62
圖 4-3 ERS 232-3141 之影像時間與垂直基線散佈圖.....	64
圖 4-4 ERS 232-3141 之影像對干涉結果.....	64
圖 4-5 ERS 232-3159 之影像時間與垂直基線散佈圖.....	65
圖 4-6 ERS 232-3159 之影像對干涉結果.....	65
圖 4-7 ERS 衛星視衛星方向之年平均變動量.....	67
圖 4-8 Envisat 232-3141&3159 之影像時間與垂直基線散佈圖.....	68
圖 4-9 Envisat 232-3141& 3159 之影像對干涉結果.....	68
圖 4-10 Envisat 衛星視衛星方向之年平均變動量.....	70
圖 4-11 ALOS 447-430&440 影像時間與垂直基線散佈圖.....	71
圖 4-12 ALOS 447-430&440 之影像對干涉結果.....	71
圖 4-13 ALOS 447-440&450 影像時間與垂直基線散佈圖.....	72
圖 4-14 ALOS 447-440&450 之影像對干涉結果.....	72
圖 4-15 ALOS 衛星視衛星方向之年平均變動量.....	73

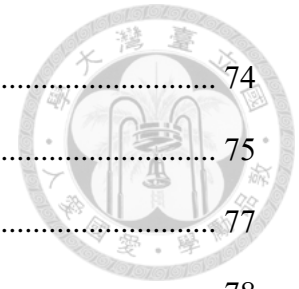
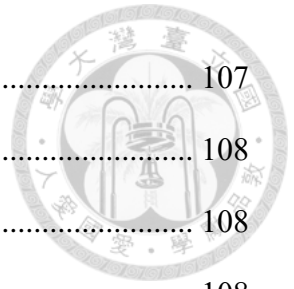


圖 4-16 PSInSAR 與 GPS 時間序列比較圖	74
圖 4-17 跨斷層速度剖面之位置圖	75
圖 4-18 六甲斷層速度剖面圖	77
圖 4-19 後甲里斷層速度剖面圖	78
圖 4-20 新化斷層速度剖面圖	79
圖 4-21 左鎮斷層速度剖面圖	80
圖 4-22 小崗山斷層速度剖面圖	81
圖 4-23 龍船斷層及旗山斷層速度剖面圖	84
圖 4-24 平衡剖面 Line-28	86
圖 4-25 Conceptual Model I 模型示意圖	87
圖 4-26 Conceptual Model I 垂直速度場	88
圖 4-27 Conceptual Model I 垂直位移分布	88
圖 4-28 Conceptual Model I 應變速率分布	89
圖 4-29 Conceptual Model I 垂直速度場	89
圖 4-30 Conceptual Model I 底圖垂直位移分布	89
圖 4-31 Conceptual Model I strain XX 分布圖	90
圖 4-32 Conceptual Model II 模型示意圖	90
圖 4-33 Conceptual Model II 垂直速度場	91
圖 4-34 Conceptual Model II 垂直位移分布	92
圖 4-35 Conceptual Model II 應變速率分布	92
圖 4-36 Conceptual Model II 垂直速度場	92
圖 4-37 Conceptual Model II 垂直速度場	92
圖 4-38 Conceptual Model III 模型示意圖	93
圖 4-39 Conceptual Model III 應變速率分布	94
圖 4-40 Conceptual Model III 塑性應變分布圖	94



圖 4-41 Conceptual Model III 垂直速度場	95
圖 4-42 Conceptual Model III 垂直速度場	95
圖 4-43 Conceptual Model III 垂直位移分布	95
圖 4-44 三種觀念模型表面垂直速度場比較	96
圖 4-45 臺灣西南部高壓層分布	97
圖 4-46 剖面模型示意圖	99
圖 4-47 剖面模擬之應變速率分布	99
圖 4-48 剖面模擬之塑性應變分布圖	100
圖 4-49 剖面模擬之垂直速度場	100
圖 4-50 剖面模擬之垂直位移分布	100
圖 4-51 剖面模擬之垂直位移分布	100
圖 4-52 模擬結果與水準測量資料地表垂直速度場比較	101
圖 4-53 剖面位置之 PSInSAR 觀測結果與數值模擬計算結果比對圖	102
圖 4-54 剖面模型示意圖	103
圖 4-55 模型之塑性應變分布圖，色階代表塑性應變大小	103
圖 4-56 模型之垂直速度場	103
圖 4-57 模型之軸差應變第二不變量分布	103
圖 4-58 剖面模型示意圖	104
圖 4-59 剖面模擬之塑性應變分布圖	104
圖 4-60 剖面模擬之垂直速度場	105
圖 4-61 模型之軸差應變第二不變量分布	105
圖 4-62 剖面模型示意圖	105
圖 4-63 剖面模擬之塑性應變分布圖	106
圖 4-64 剖面模擬之垂直速度場	106
圖 4-65 美濃地震之斷層面滑移分布及觸發滑移機制示意圖	107

圖 4-66 美濃同震模型示意圖	107
圖 4-67 同震模擬之應變速率分布	108
圖 4-68 同震模擬之垂直位移分布	108
圖 4-69 同震模擬之應變速率分布	108
圖 4-70 同震模擬之垂直位移分布	108
圖 4-71 同震模擬之垂直位移分布	109
圖 4-72 美濃地震模擬結果之地表同震變形分布	110
圖 5-1 PSInSAR 結果與變形前緣位置圖	113
圖 5-2 PSInSAR 結果與構造解釋圖	114
圖 5-3 高壓三軸不排水剪力試驗結果	117
圖 5-4 臺灣西南部歷史地震機制解與背景地震	118
圖 5-5 雷達差分干涉之美濃同震觀測結果	119
圖 5-6 臺灣西南部美濃地震主餘震分布及連續 GPS 同震位移示意圖	119
圖 5-7 模擬之斷層面滑移虧損量示意圖	122



第一章 緒論



1.1 研究動機

臺灣島的生成係因菲律賓海板塊斜向碰撞歐亞大陸板塊，此斜碰撞由北往南發育，因此臺灣西南部正處於碰撞帶轉換為隱沒帶的過渡帶，且臺灣西南部位於碰撞初期，因此研究此區域之活動變形特徵可有效了解造山初期的構造關鍵。臺灣麓山帶斷層系統大致由東往西依序發育，變形前緣位於麓山帶與海岸平原的交界，因此最可能發生斷層活動的地方正位於外麓山帶以及嘉南平原的東緣，且部分活動斷層被沉積層覆蓋，或斷層尖端尚未發展至地表的盲斷層，均不易瞭解其特性。

雖然臺灣過去已發生過許多大規模的災難性地震，但從歷史地震紀錄來看臺灣西南部由北至南，震源深度分布有一明顯從淺至深之交界面，且臺灣西南部一直是相對發震率較少的地區(圖 1-1)，然而，由 GPS 計算之應變矩率結果卻顯示臺灣西南部為明顯壓縮應變區域，膨縮率達 $-1 \mu \text{ strain/yr}$ (圖 1-2)，因此仍不可忽視其發震之可能性。此外，臺灣西南部人口稠密，並有高速公路及高鐵通過此區域，更需密切監測此區的地表變動及斷層活動性。尤其是 921 地震後，探討臺灣造山帶前緣的發震構造更為刻不容緩的議題，且由車籠埔斷層活動來看，地震帶來的災害與傷亡並非只有發生在斷層的地表破裂處，整個斷層帶皆為可能發生的範圍，更需加強斷層帶的地下構造研究及地表變動特徵。

因本研究區域沉積大量厚層古亭坑泥岩，泥岩軟弱、易潛變、密度低及流動性佳之特質，使得此區域之變形機制仍眾說紛紜，例如：泥貫入體、泥基背斜、或純粹為泥岩力學性質反映等。因此，本研究除了利用持久散射體合成孔徑雷達干涉 (Persistent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar, PSInSAR) 監測地表變形之外，更藉有限元素法模擬各種可能貢獻此區變形行為之機制，盼能綜合性之討論不同機制的影響，及其合理性與正確性。

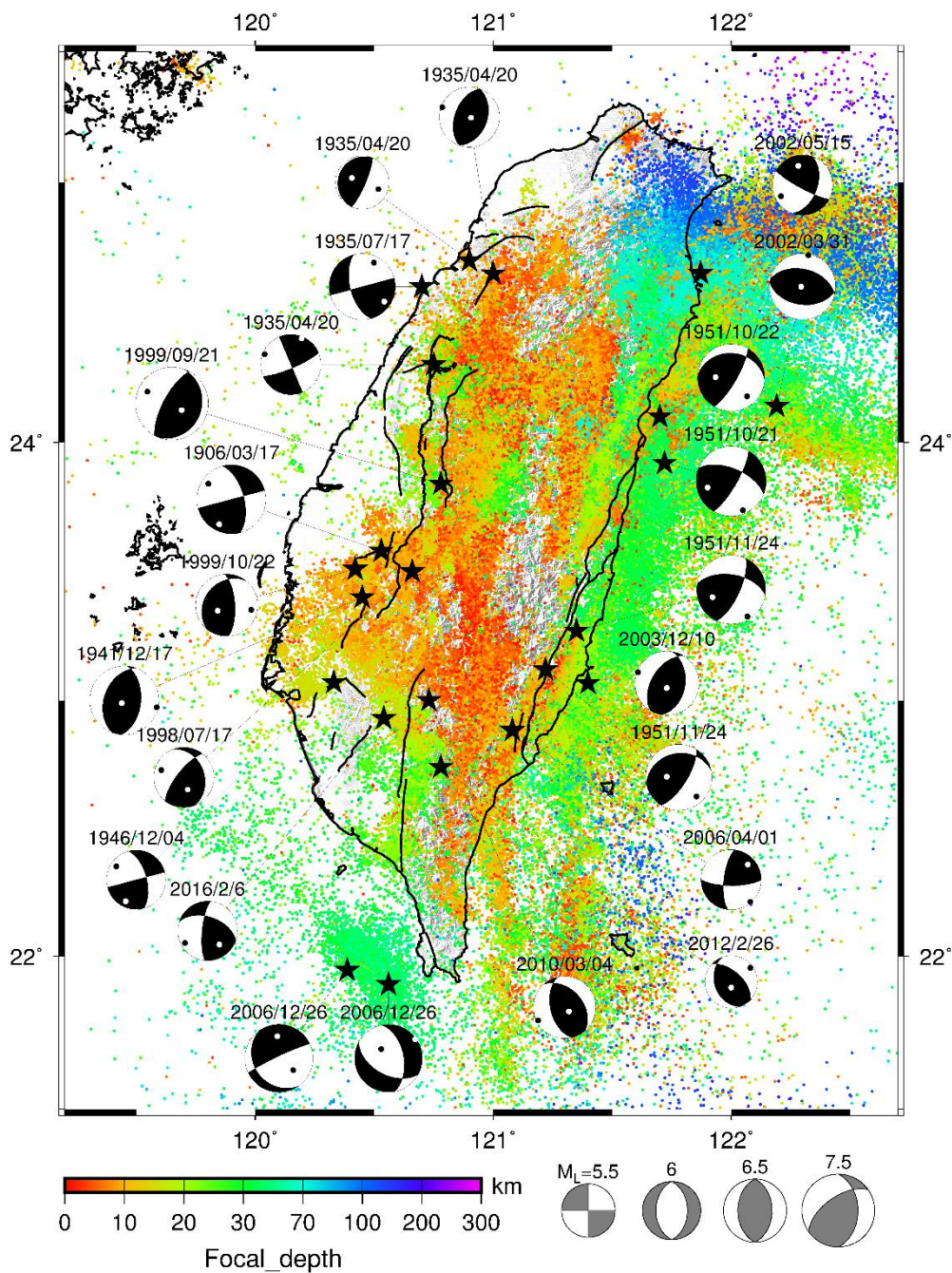


圖 1-1 臺灣島周邊歷史地震紀錄及震源機制解，背景地震資料為 1995-2014 年，色階顏色代表地震震源深度，黑色線為地調所公布之活動斷層位置(林啟文等，2012)，星號標示為震源機制解之震源位置。

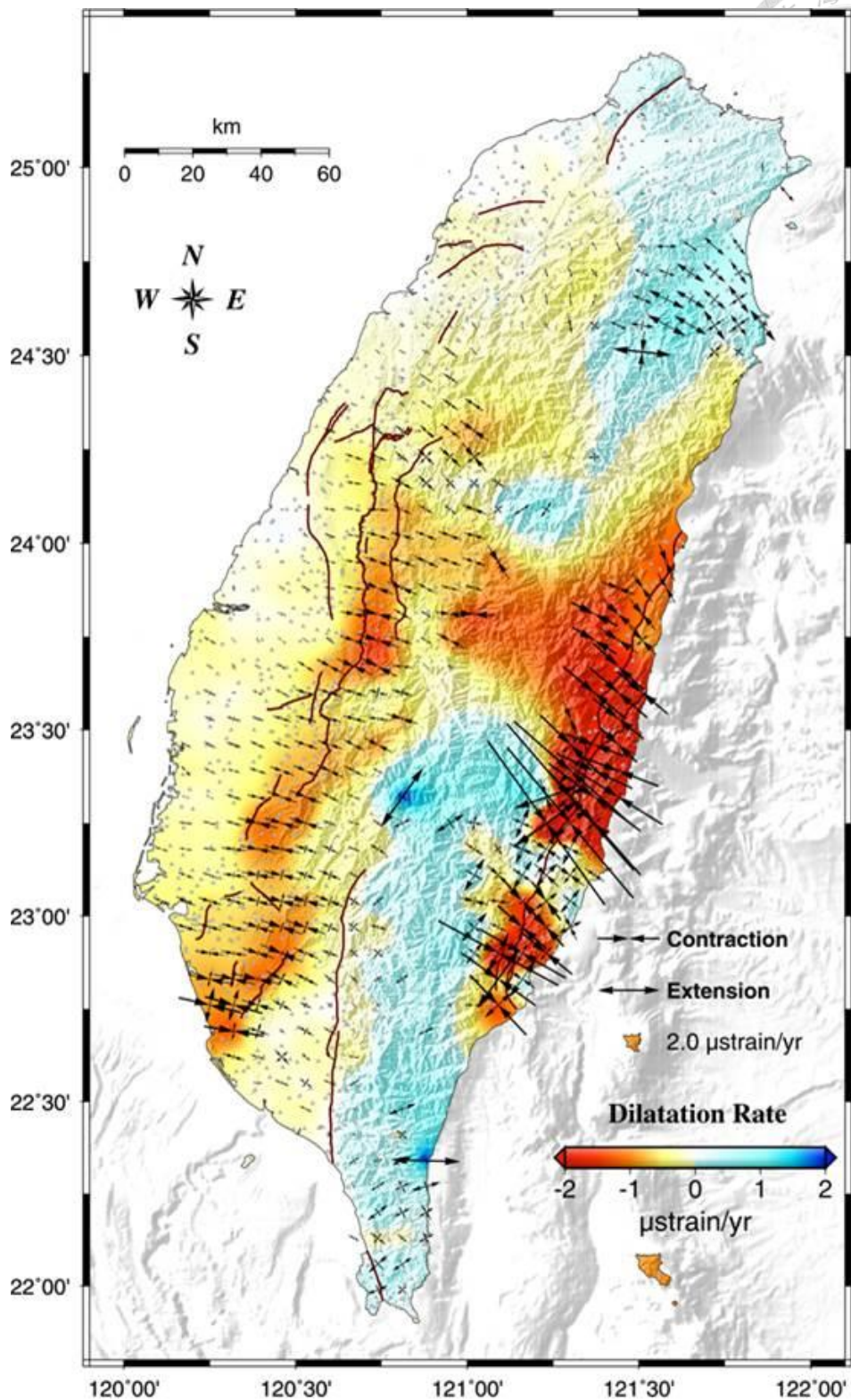


圖 1-2 臺灣島主軸應變率場分布圖。黑色箭頭相向指示為壓縮；黑色箭頭反向指示為伸張變形模式，色階顏色代表膨縮率，即最大主應變率與最小主應變相加，藍色端(正值)為伸張，紅色端(負值)為壓縮(胡植慶等，2014)。



1.2 論文內容

本論文可分為三部分，第一部分為利用 PS-InSAR 觀察臺灣西南部間震期之地表變形特性，並配合精密水準資料、GPS 測量資料及地震紀錄，繪製位於研究區域內的六甲斷層、後甲里斷層、新化斷層、左鎮斷層、小岡山斷層、龍船斷層及旗山斷層的跨斷層速度剖面圖，藉以討論研究區域的地表活動特徵及斷層的活動性。

第二部分為針對位於古亭坑泥岩的龍船斷層觀察到之異常變形行為，以有限元素法 DynEarthSol2D 進行數值模擬，討論其變形機制之可能性，包含泥貫入體、高壓層分布、砂泥岩力學性質差異及逆衝斷層構造作用；第三部分為以 2016 年 2 月 6 日凌晨所發生之美濃地震為例，討論此地區同震變形行為與淺部構造之關係。

第二章 區域地質與前人研究



2.1 大地構造

臺灣島位於歐亞板塊與菲律賓海板塊交界，若以相對於穩定大陸邊緣(澎湖白沙站，S01R)之速度場來看，菲律賓海板塊以每年 8.2 公分朝西北方往歐亞板塊移動(Yu et al., 1997)，在臺灣東北部，菲律賓海板塊向北隱沒至歐亞板塊之下，形成琉球弧溝系統；而臺灣南方海域中，歐亞板塊邊緣的南中國海板塊向東隱沒至菲律賓海板塊之下，形成馬尼拉弧溝系統(圖 2-1)。自中新世晚期，約南北走向的呂宋島弧開始向西北方移動，與東北—西南走向的大陸邊緣產生碰撞，開啟了臺灣的蓬萊造山運動，造山帶前緣受山脈荷重的影響而向下撓曲，形成深陷的前陸盆地，強烈的造山運動也提供了大量沉積物快速堆積於盆地，並隨著造山運動的西進，前陸盆地被擠壓抬升，於更新世之後形成了臺灣西部麓山帶一系列緊密的褶皺逆衝帶(鄧屬予，2005)。而此斜碰撞的關係也使造山運動首先由臺灣北部開始活躍，並逐漸往南發育，現今北部的造山運動已日益趨緩，並逐漸發育出後造山時期的張裂地形；而臺灣西南部則正處於臺灣造山帶與馬尼拉海溝隱沒帶的過渡帶。

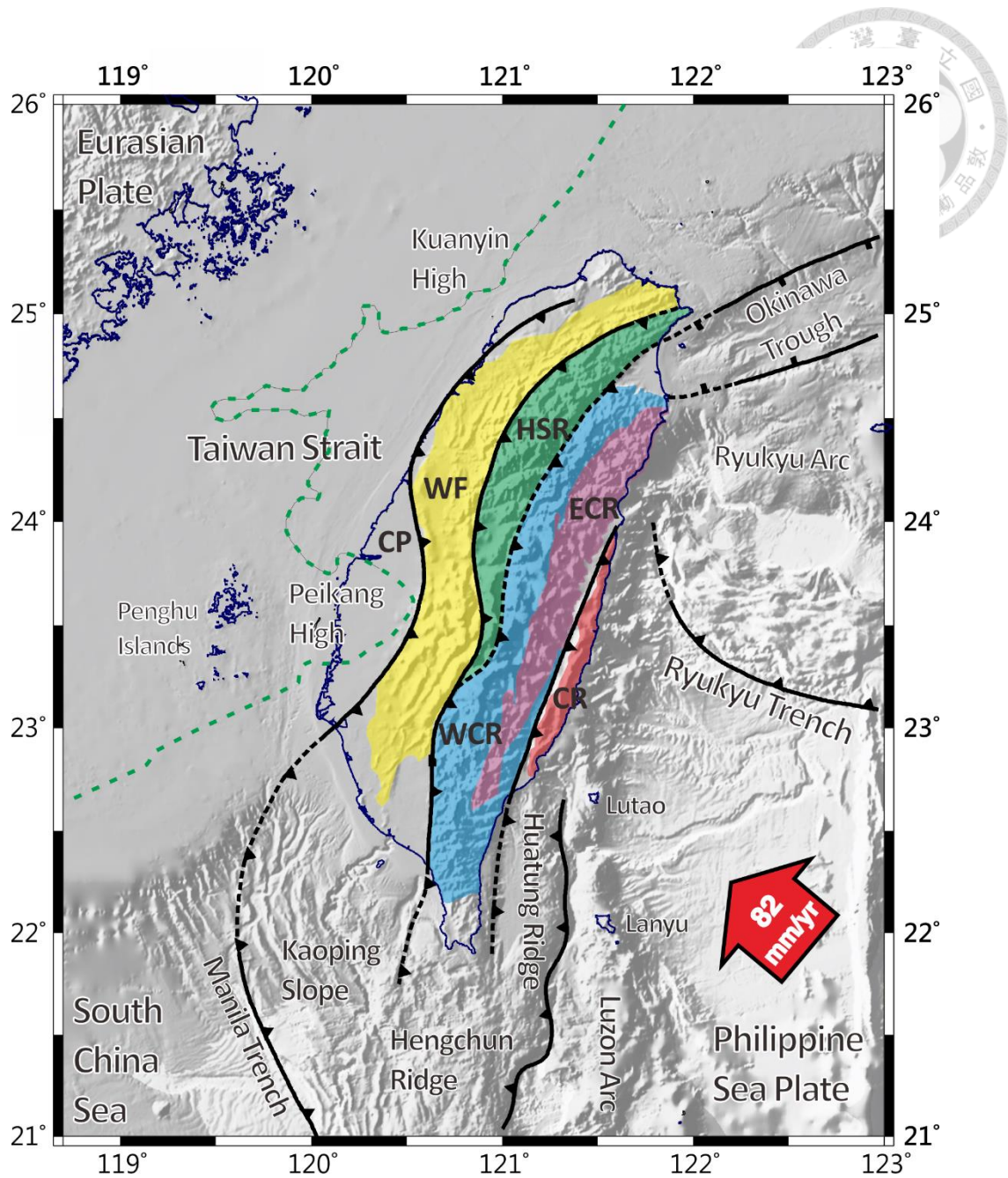


圖 2-1 臺灣地質構造框架(修改自 Lin et al., 2010)。紅色箭頭表示菲律賓海板塊以 82 mm/yr 速度朝東北方與歐亞大陸板塊碰撞，黑色線為臺灣島附近主要構造線，綠色虛線為基盤高區位置，色塊代表不同地質分區：CP 為海岸平原(Coastal Plain)；WF 為西部麓山帶(Western Foothill)；HSR 為雪山山脈(Hsuehshan Range)；WCR 為西部中央山脈(Western Central Range)；ECR 為東部中央山脈(East Central Range)；CR 為海岸山脈(Coastal Range)。

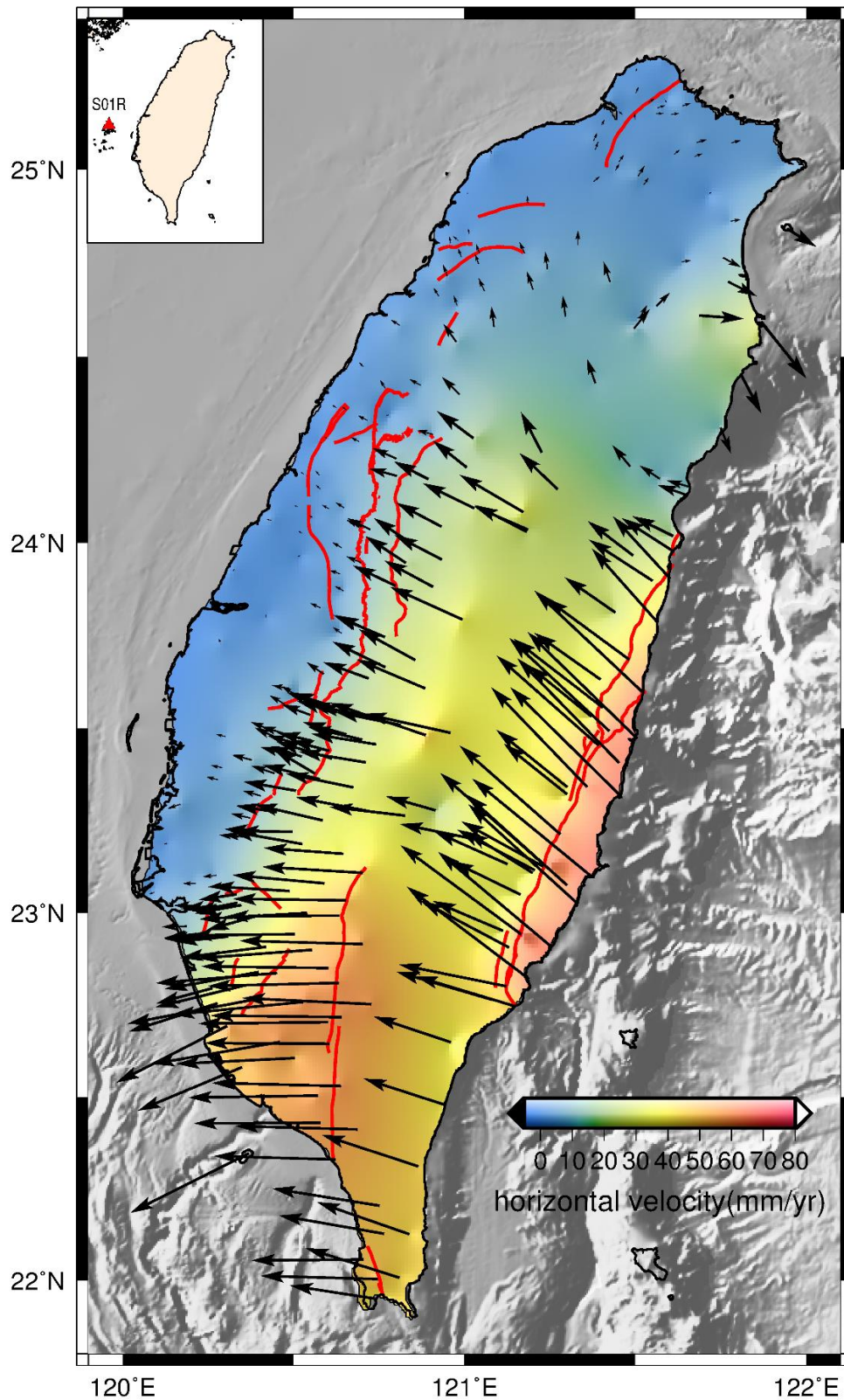


圖 2-2 臺灣地區連續 GPS 水平速度場分布(相對於澎湖 S01R 測站)，色階代表速度量值大小，箭頭為速度方向，紅色線表示為地調所公布之活動斷層(林啟文等，2012)，GPS 資料來源為 Tsai et al. (2015)。

圖 2-2 為臺灣全島連續 GPS 水平速度場相對於澎湖 S01R 之結果，可發現臺灣地表變動最劇烈之區域位於東部縱谷地區及臺灣西南部，各為板塊聚合速率的一半，縱谷地區縮短率高達 40 mm/yr，臺灣西南部縮短速率亦可達 30–40 mm/yr，且臺灣西南部 GPS 速度場方向呈明顯的扇狀分布，由北往南速度場方向從西北方轉向西南方，顯示臺灣西南部具有逃脫構造之特徵，與北港基盤位置有關(Hu et al., 1997)。而利用 GPS 水平速度所計算之應變矩率分佈可發現，臺灣西南部雖無明顯的地震紀錄，但卻具有極高的壓縮應變分布，尤其龍船斷層與旗山斷層一帶(圖 2-3)，累積的應變矩率量值高達近 $-2 \mu \text{ strain/yr}$ (何宛芸，2006)，因此仍具有發震之可能性。

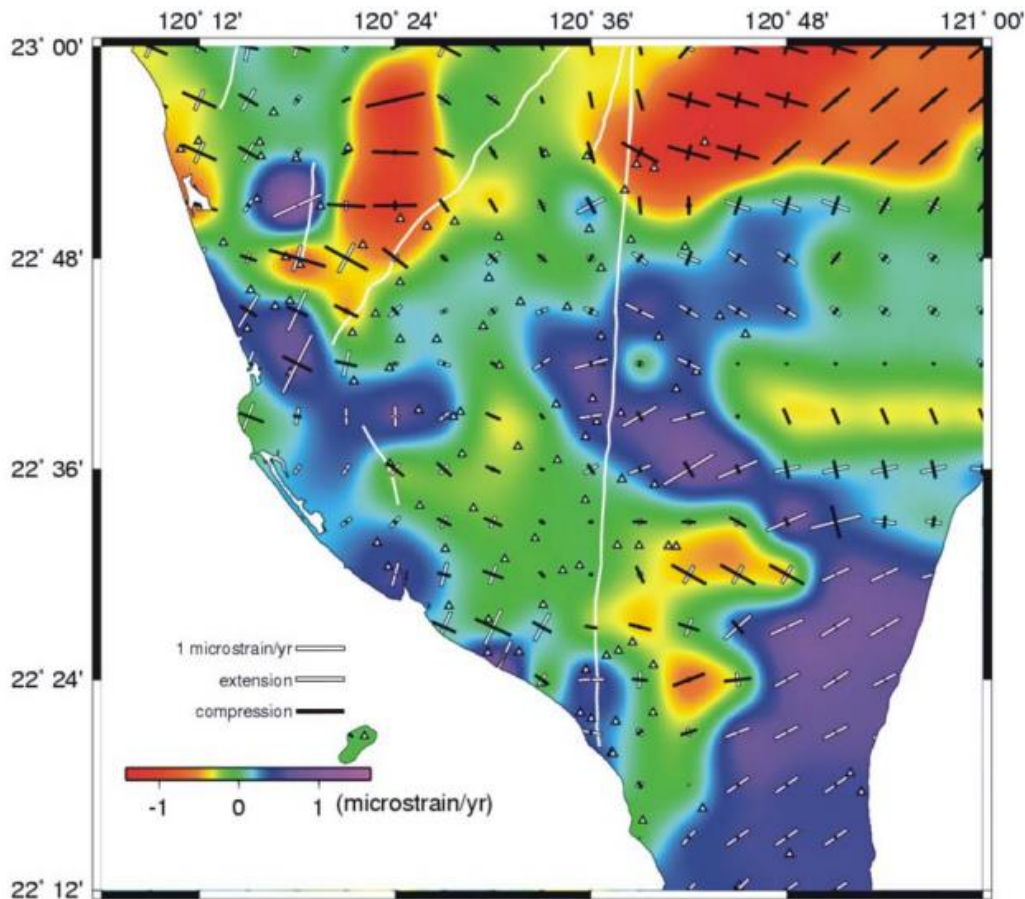


圖 2-3 臺灣南部地區之應變矩率分布圖。相互垂直的線段代表最大壓縮軸與最大伸張軸之方向及規模，黑色代表壓縮，白色代表伸張；底圖色階代表最大伸張應變與最大壓縮應變相加之值，正值(紫色端)表示最大伸張應變大於最大壓縮應變，負值(紅色端)代表最大壓縮應變大於最大伸張應變(何宛芸，2006)。

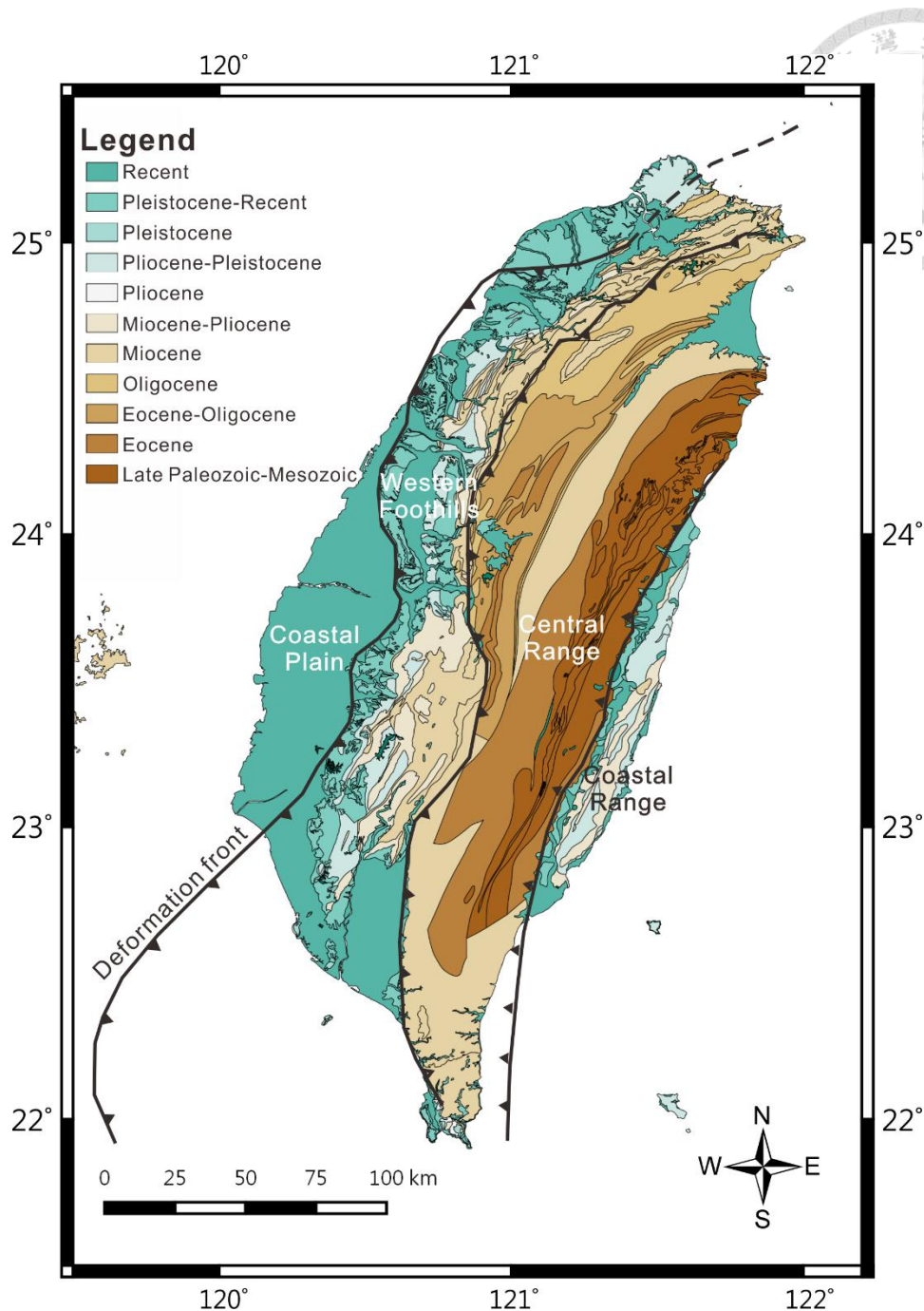


圖 2-4 臺灣地質圖及主要地質分區。色階顏色代表地層年代，黑色線為主要構造線，資料來源為地調所公布之五十萬分之一地質圖。

晚期中新世以來，歐亞板塊的被动大陸邊緣與其東南方的菲律賓海板塊產生碰撞，西部麓山帶出露晚中新世以來的地層紀錄，具有完整的被动大陸邊緣盆地與前陸盆地的特徵，可見出露的中新統變形地層(圖 2-4)，並有上新統及第四紀的沉積層覆蓋其上。造山作用同時也增強山脈高區之侵蝕作用，故大量沉積物經河流由麓山帶往西搬運，在嘉南地區堆積成廣大且平坦的沖積平原，而臺灣西南部至上新

世以來即處於前陸盆地的構造環境中(Teng, 1987)，故其上新世與之後之沉積環境與構造活動息息相關。

隨造山作用的發展，斷層多形成於山脈的變形前緣，即新斷層隨造山作用往西發育，且因造山帶前緣所受造山帶荷重的垂直壓力較小，因此水平擠壓力和垂直壓力之間的應力差愈大，愈利於逆斷層的滑動；而山脈後方因垂直荷重大，與水平擠壓力差距小，較不利於逆斷層的滑動(Teng and Lee, 1996)，而臺灣西南部涵蓋海岸平原及部分西部麓山帶，兩者以變形前緣為界，因此斷層活動性更是不容忽視的課題。

2.2 區域地質

中始新世至中漸新世期，歐亞板塊伸張形成了一系列張裂盆地(Yang et al., 2006)，接著因蓬萊造山作用之荷重影響，臺灣西南部在中新世末期至上新世以來，處於前陸盆地的構造環境中。西南部麓山帶隨造山運動，出露晚中新世以來的地層紀錄，具完整的被動大陸邊緣盆地與前陸盆地的特徵，成為了解造山運動與沉積盆地發育之重要基礎。臺灣西南部麓山帶組成中中新世淺海沉積物，及上新世因盆地沉降，沉積大量厚層之泥岩及粉砂岩，並受到由東向西的構造作用，使此區形成一系列向西伸向的褶皺與斷層構成的褶皺逆衝帶。

臺灣西南部應力特徵可分為兩個時期：更新世時期受到接近東南—西北向的擠壓，此時期發育許多大型褶皺與斷層；而晚更新世時期，構造作用力轉為東西向壓縮，因此增強了南北向的伸張作用(Ching et al., 2007)。此外，根據 GPS 水平速度場資料，可觀察到臺灣西南部有一明顯的橫向逃脫構造，此構造位於碰撞帶及隱沒帶的過渡帶，因南北盆地厚度不同，以及前陸盆地基盤阻擋的關係，導致臺灣西北部的運動方式為順時針旋轉，而西南部則為逆時針旋轉，使得 GPS 速度場在臺灣西南部成扇狀分布(圖 2-2)。Hu et al. (1997)亦提出臺灣南部應變-應力分布及 GPS

速度場的變化除了受控於板塊邊界、聚合方向、北港高區基盤之外，亦受馬尼拉隱沒帶的增積楔體及隨造山作用形成之逆衝斷層弱面的影響。

Shyu et al. (2005)利用野外調查、40 米數值高程模型(DEM)、大地測量資訊及震測資料繪製新期構造地圖，發現位於高屏地區的海岸平原具有許多東北-西南走向的右移斷層，以及南北走向的褶皺(圖 2-5)，皆顯示了此區所受之構造應力為東西壓縮、南北伸張方向；而嘉義地區盲斷層逐漸向外發育於麓山帶外及海岸平原，麓山帶則普遍無活動性。此外利用河流地形型態、岩心層序比對、河階定年及大地測量等方法，可觀察到嘉南地區的地體構造演化順序，麓山帶於更新世時期開始隆起，而西側丘陵則為晚更新世開始隆起，此外，由全新世河階與海階分布、大地測量與 400 年來地震紀錄階顯示臺灣西南地區長期及近期活動性皆非常活躍(陳文山等, 2000)。鄭宏祺(2000)認為臺灣西南部平原區背斜構造形貌多呈西緩東陡，無法用斷層擴展褶皺(fault-propagation fold)或斷層彎曲褶皺解釋(fault-bend fold)，且因此區沉積廣泛泥岩，易於擠壓環境中，與下部砂岩形成滑脫面，使此區褶皺主要機制為滑離(detachment)作用，故推測在中新世長枝坑層底部有一滑脫面，滑離作用使上覆岩層拱起而形成背斜，滑脫面位置與研究區域出露最老之地層為長枝坑層相符。

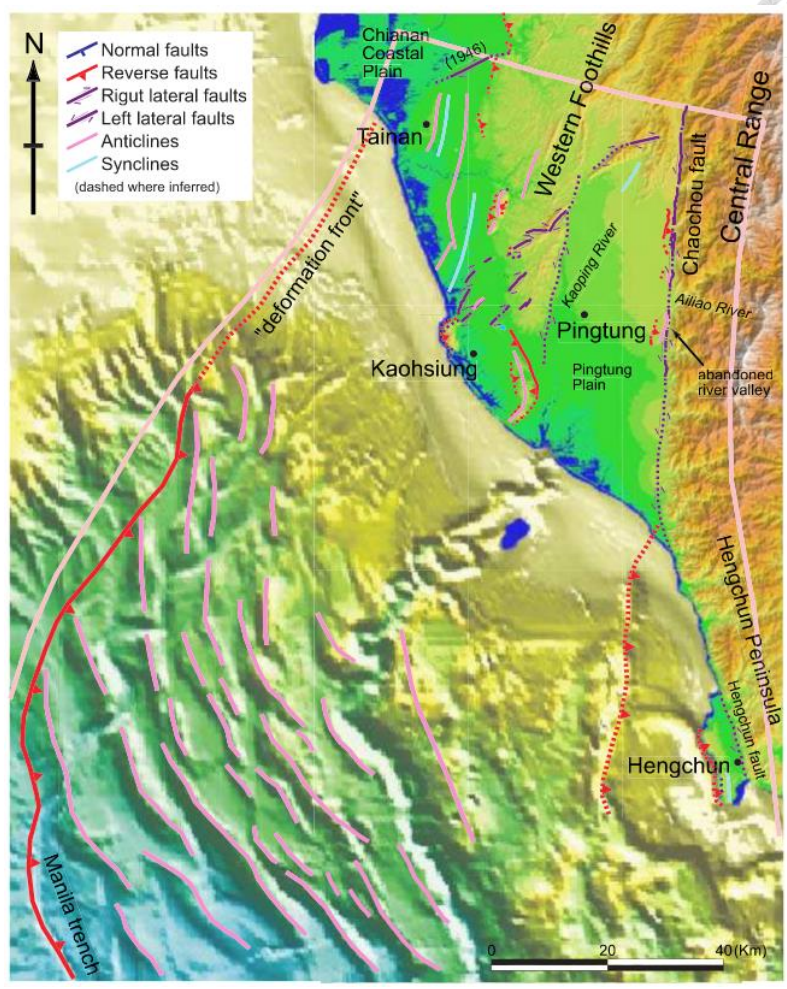


圖 2-5 高屏地區新期活動構造分布圖，紅色線段為逆衝斷層；紫色線段為走向滑移斷層；粉紅線段為背斜軸；藍色線段為向斜軸 (Shyu et al., 2005)。

2.3 構造單元概述

此章節將整理前人研究針對此區之沉積地層及主要斷層型態做概述。圖 2-6 為地調所出版之新化、旗山地質圖幅，本研究區域主要出露之地層年代為中新世至上新世，以及全新世之台地堆積層與沖積層。出露最老的地層為長枝坑層，中新統之烏山層整合覆蓋在其上，在麓山帶地區分布了大範圍的古亭坑泥岩。因受岩性差異侵蝕的影響，地形高區主要分布於糖恩山砂岩、烏山層、大崗山石灰岩及古亭坑層內所夾之砂岩透鏡體。而中油地質圖則將龍船背斜所在的砂岩透鏡體解釋為因逆

衝斷層而出露的烏山層，與旗山斷層上盤出露的烏山層相同，另根據超微化石研究顯示龍船斷層上盤(東側)地層較老，屬於晚期中新世烏山層(吳榮章與梅文威，1985)。

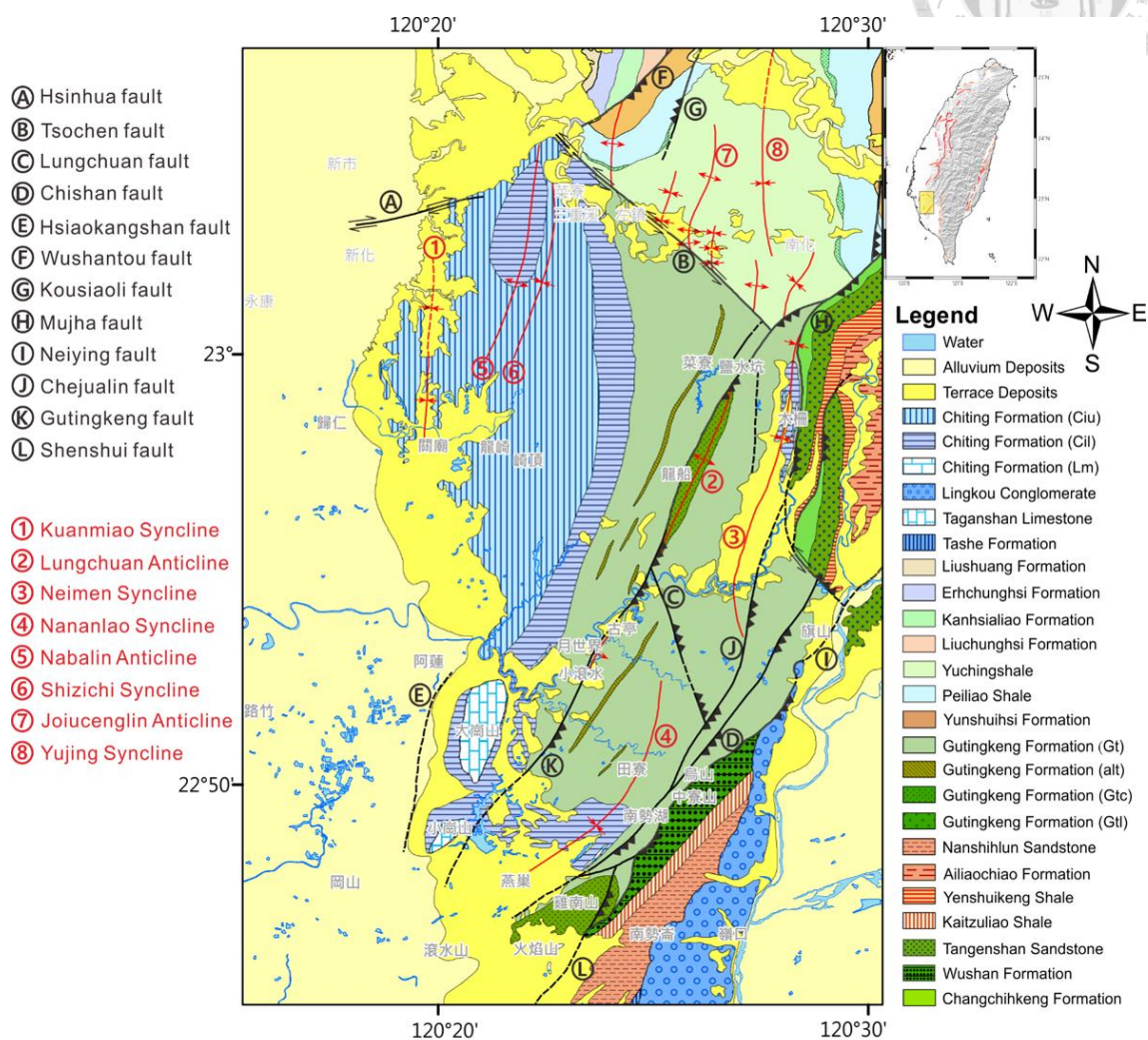



圖 2-6 本研究區域之地質圖幅，黑色線段為斷層線，紅色線段為褶皺軸，圖例代表為不同岩層(改編自林啟文，2013；何信昌等，2005)。

2.3.1 沉積地層

古亭坑泥岩

古亭坑泥岩分布於木柵斷層以西、左鎮斷層以南、旗山斷層以北的區域，最早由烏居敬造(1932)命名之，以暗灰色塊狀泥岩為主，無層理，偶夾薄層砂質泥岩，膠結疏鬆，易風化成惡地地形，含鹽量高也使得地層貧脊、較少植被生長。平均厚



度約為五公里，在龍船窩與崎溜山附近，皆出露厚層砂岩透鏡體，分別命名為龍船砂岩與雞南山砂岩(林啟文等，2012)，而由中油公司龍船一號井的岩芯資料顯示，龍船砂岩厚度約 280 公尺。野外露頭位態量測古亭坑泥岩的剪切帶傾角陡峭，部分甚至接近垂直，剪切帶厚度範圍幾公分至幾十公分，剪切帶主要分布於旗山斷層附近、古亭坑泥岩西部及北部(Ching et al., 2015)。

古亭坑泥岩為上新世-更新世時期因強烈造山作用，而在前陸盆地快速堆積所形成之厚層沉積岩，為臺灣西南部重要的地層之一，分布範圍廣泛，包含官田、新化、關廟、岡山、玉井、南化及旗山地區。

烏山層

烏山層分布於旗山斷層上盤中寮山至深水地區，由孫習之(Sun, 1965)命名之，為厚層灰色細粒砂岩與暗色頁岩互層。而在旗山中寮地區，本層以厚層青灰色砂岩為主，夾砂頁岩互層，亦稱烏山層砂岩。

蓋仔寮頁岩

分布於旗山斷層上盤(東南側)，由孫習之(Sun, 1965)命名之，為暗灰色頁岩與砂質頁岩沉積為主，偶夾薄層砂岩。與旗山斷層以北地區的古亭坑層為同一時期沉積，而根據吳樂群(1993)研究，此層屬於濱面至遠濱沉積體系，以暴風作用及波浪作用為主。

南勢崙砂岩

沉積於旗山斷層上盤，與下伏的蓋仔寮頁岩為整合接觸，由孫習之(Sun, 1965)命名。下部以厚層細至中粒砂岩與泥質粉砂岩為主，間夾薄砂頁岩互層；上部則以碳質頁岩為主，夾厚層中至粗粒砂岩。高仲彥等(2011)研究認為南勢崙砂岩下部屬於濱面沉積環境，上部為潮坪沉積環境。

嶺口礫岩

嶺口礫岩分布於旗山斷層東南側至統嶺村，與烏山層、蓋仔寮頁岩及南勢崙砂

岩為交角不整合接觸，最早由吉田要(1932)命名之，以厚層礫岩與泥岩沉積為主，偶含厚層細至粗粒砂岩，吳樂群(1993)提出本層屬於瓣狀河的沉積體系。



2.3.2 斷層型態

旗山斷層

依據中央地質調查所所繪製之旗山斷層北起高雄市旗山區，沿中寮山向南延伸至高雄市仁武區(林啟文等，2009)，如圖 2-7，為斷層面向東傾之逆移斷層兼具平移分量，形成於早更新世(陳文山等，2011)。過去研究(林啟文等，2000)將旗山斷層與其北邊的內英斷層合稱為旗山斷層，但陳文山等(2005)則指出南北兩側岩層特性不同，斷層落差亦不同，因此將北段改稱為內英斷層、南段為旗山斷層。而陳文山等(2012)依據地表地形、水文地形及井下資料，認為旗山斷層往南經澄清湖東側，沿鳳山丘陵西側沿伸入海，長度達 51 公里，但由於大社以南斷層跡位置較不明確，因此本研究僅考慮旗山至大社之間。旗山到深水之間，斷層上盤以烏山層砂岩為主，地形為高陡的山麓地形；而下盤沉積為古亭坑泥岩，因其質地軟弱易侵蝕的特性，主要以惡地地形為主，上下盤的岩性差異使得此段斷層跡位置非常明顯。

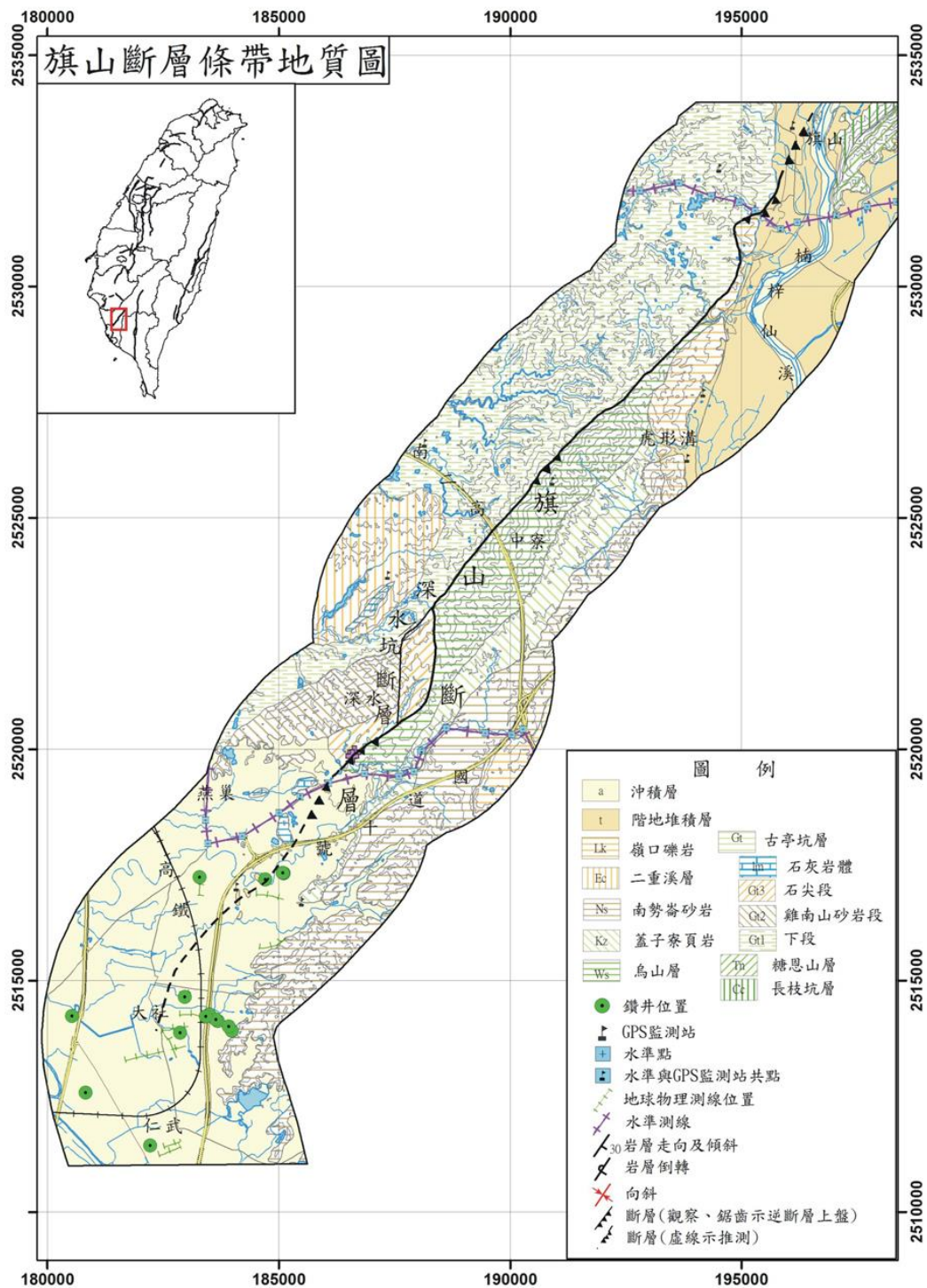


圖 2-7 旗山斷層條帶地質圖(林啟文等，2009)。

野外調查顯示全新世河階礫石層有受旗山斷層錯動的紀錄，經定年得知礫石層與崩積層年代為 7189 ± 160 BP，顯示旗山斷層在全新世仍有活動紀錄(陳文山等，2005)，因此旗山斷層屬第一類活動斷層。此外，其通過中寮隧道可觀察到顯著的變形作用(圖 2-8)，為具潛移作用的斷層。張家鳳(2005)根據大社二號測線的淺層反

射震測結果，認為旗山斷層為傾角 65 度向東的斷層，且震測結果顯示斷層西側地層較東側破碎，符合旗山斷層下盤為古亭坑泥岩，缺乏明顯層面而沒有良好的反射層之特性；鄭宏祺(2000)認為旗山斷層、龍船斷層與古亭坑斷層為疊瓦狀構造，滑脫面位於長枝坑層底部或更深處，深度約為 9-12 公里；黃旭燦等(2004)繪製通過龍船斷層及內英斷層的地質剖面，內英斷層傾角約 50 度，構造具有覆疊構造與三角構造帶的特徵。陳柏村(2005)在中寮隧道南勢湖剖面量測到主斷層面位態為 N30°E/50°S，並由擦痕判斷斷層運動方式為逆移為主兼具左移分量，但旗山斷層為一具有許多分支斷層的斷層剪裂帶，部分分支斷層面的擦痕顯示為右移運動方向；但大地測量結果(Lacombe et al., 2001；胡植慶，2004；Hu et al., 2007；Ching et al., 2007)則顯示旗山斷層為逆衝斷層帶有右移運動分量；陳柏村(2009)認為造成短期與長期不同的斷層運動行為的原因為，雖然旗山斷層為鎖定的狀態，但位於其下盤的古亭坑泥岩因較軟弱，較易反映出大地構造作用力，而產生右移的滑移方向，但此時主斷層面仍未滑動。



圖 2-8 中寮隧道因旗山斷層潛變造成之變形，可見旗山斷層上盤(西北方)相對下盤(東南方)為相對陷落，此運動方向不同於逆衝斷層錯移方向。



龍船斷層

龍船斷層約呈東北-西南走向，位於旗山斷層西北方，斷層面向東傾，與旗山斷層在南勢湖地區距離最近，縱貫泥岩帶，為臺灣西南部一系列向東傾之疊瓦狀逆衝斷層帶的一支。龍船斷層可分為南北兩段，北段連接木柵斷層及平溪斷層，西北方連接左鎮斷層，並向西南接續古亭坑斷層，南段則於澄清湖附近連接旗山斷層(孫習之等，1959)。北段為呈北北東方向之逆滑斷層，由南化南部向南移伸至大埔附近，斷層上盤岩層年代為中新世，具龍船背斜構造，且背斜軸南段偏向斷層跡，研判此斷層除了逆衝作用之外兼具左移分量(林啟文等，2012)，下盤古亭坑泥岩為上新世，岩層向西傾斜 30-80 度，呈同斜構造；龍船斷層南段呈西北走向，為左移斷層兼具逆衝分量，由大埔西方向東南延伸至大廬亭山附近，斷層上盤在地形上具明顯的稜脊，稜脊上岩性為厚層泥岩夾薄層砂岩或兩者之互層，岩層位態呈西北走向接近鉛直，研判斷層跡可能位於稜脊的西南坡，超微化石指示龍船斷層此段仍有明顯的層位落差。

地質調查所調查斷層上盤為古亭坑層所夾之砂岩透鏡體，而中油地質圖判釋斷層北側上盤為烏山層，經超微化石研究顯示為 NN11-NN14，即晚期中新世，烏山層向南逐漸尖滅消逝，下盤泥岩屬於超微化石 NN15(吳沂全等，1993)，為上新世早期。龍船斷層中段區域走向為北偏西 70 度，兩側皆為古亭坑層，兩側岩層落差大且位態明顯不同，西南側為西北走向，向西傾斜；東北側為西北走向，向東傾斜；龍船斷層南段為旗山斷層下盤區域，走向轉為北偏東 50 度，與旗山斷層平行。根據震測剖面顯示，龍船斷層在澄清湖附近與旗山斷層併合(孫習之與施堯鑫，1960)

鄭宏祺(2000)野外調查發現龍船斷層兩側古亭坑層各自向東、西方傾斜，傾角可達 70 度以上，且上盤有地層倒轉現象，但僅見於龍船斷層附近，而下盤之古亭坑層傾角則隨遠離斷層方向逐漸減緩至 30 度。鑽井資料也顯示斷層以高角度向東傾斜甚至接近垂直(吳沂全等，1993)。龍船斷層斷層帶寬度至少百公尺，主要由破碎泥岩體組成，偶夾數尺厚的斷層泥富集帶，破裂面多呈高角度，但仍有部分低角



度破裂面，且其傾斜方向與主斷層面相反，推測這些低角度破裂面形成於主要斷層活動之後(謝孟龍等，2000)。

劉彥求(2013)針對龍船斷層周邊進行地質調查，發現除了國道三號之田寮三號橋北橋台與道路等人工結構物有明顯破壞，其他區域皆無明顯指示具有活動紀錄之地形特徵。而 GPS 觀測資料指示龍船斷層為具有強烈擠壓並帶有左移分量之逆衝斷層，擠壓方向為西北西-東南東向。且該區域地表速度場遠高於已知的歐亞板塊與菲律賓海板塊之間的擠壓速率，表示該區除了板塊作用外，亦受到其他變形機制影響(張李群，2014)。

龍船斷層及其鄰近地區為一地體構造上相對軟弱的地帶，岩體上下的運動屢次發生，此行為主要受控於弱帶，與其發育於厚層泥岩有關，因泥岩體軟弱易變形的特性，使得應變不易集中在一狹窄的剪動面上(謝孟龍等，2000)。許書琴(2012)則認為泥岩區之活動斷層因不易累積應力，使得龍船斷層活動形式以潛移為主。林啟文等人(2012)則認為龍船斷層彎曲狀的斷層跡及其南端的構造地質特徵顯示造山作用力由原先向西轉至沿西北西方向擠壓，因而使龍船斷層帶有左移分量，造成南北兩端分別產生東南、北北東方向之偏折。

六甲斷層

六甲斷層由臺南市白河向南延伸至官田區，走向呈北北東轉南北走向，長度約 16 公里，位於海岸平原與嘉義丘陵之交界處，地勢東高西低，因此由航照圖、數值地形圖及衛星遙測影像上都能看到明顯的線形構造(石再添，1986；張國禎，2013)。此區出露地層包括六重溪層、崁下寮層、二重溪層與六雙層，大多為砂質泥岩或泥質砂岩為主，並於斷層上盤構成一背斜褶皺，稱為牛山背斜，根據中油公司於牛山背斜軸部之鑽井結果顯示，深度 3350 公尺處鑽遇一傾角約 43 度的斷面(Hu and Sheen, 1989)。楊志成等(2005)根據鑽井資料及野外斷層露頭，判斷斷層之斷坡約呈 30-45 度向東傾，且上盤向西逆衝，而不對稱的牛山背斜為斷層擴展褶皺，且六甲斷層下盤有新營斷層的發育(楊志成等，2005)；黃旭燦等(Huang et al., 2004)則認為



牛山背斜單純為一褶皺崖構造，並無描繪六甲斷層。

大地測量結果顯示，六甲斷層為帶有右移分量的逆衝斷層(饒瑞鈞等，2006)，水準測線也顯示六甲斷層上盤有最大 12.5 mm/yr 的水準高程變化(饒瑞鈞等，2010)。陳文山等(2006)依據以外露頭及鑽井資料建立之剖面顯示，六甲斷層在地下淺部為具左移分量的逆移斷層，斷層面位態為 $N40^{\circ}E/30^{\circ}E$ ，且六甲斷層的長期垂直滑移速率約為 6.3 mm/yr。另外，根據上下盤岩層對比與定年結果，可得知六甲斷層抬升速率約為 5.5 mm/yr，而相對水平滑移速率約 11 mm/yr(楊志成等，2005)，顯示短期及長期位移方式不一。

新化斷層

新化斷層從臺南市新化區向西延伸至那拔林，走向為東北東走向，長約 6 公里。曾於 1946 年 12 月 5 日發生規模 6.3 的地震，此外仍有多次古地震事件，根據陳文山等(2004)指出此區域七千年內至少有 3 次地震事件。

根據鑽井資料顯示，新化斷層傾角很陡，且剪切帶寬度至少有 50 公尺(陳文山等，2011)；淺層震測資料結果也顯示，新化斷層具寬廣的剪切帶，淺部呈開花狀構造，剪切帶在斷層東部較窄，不連續帶向下縮小，而斷層西部剪切帶較寬廣，至北勢附近斷層仍有向西延伸的可能(石瑞銓等，2002；林啟文等，2007)。根據黃旭燦(Huang et al., 2004)所繪製的平衡剖面結果顯示，新化斷層為一反向逆衝斷層，斷層傾角於淺處為 70 度，深處則約 17 度，為一上陡下緩之斷層面，並向西與深度約 3.5 公里之滑脫面連接。張麗旭等(1947)依據斷層擦痕及歷史地震資料認為新化斷層為帶有垂直分量的右移斷層，李錫堤等(2000)於槽溝開挖中，指出新化斷層為走向滑移斷層，且可能有四次古地震事件，陳文山等(2004)也利用槽溝判釋全新世以來，新化斷層應有多次錯動。

大地測量解果顯示新化斷層為帶有垂直分量的右移斷層，GPS 資料顯示右移速率達 9.7 mm/yr，高程方向抬升量為 2.8 mm/yr，水準測量也顯示高程方向變化速率不明顯(饒瑞鈞等，2006、2010)；陳文山等(2011)依鑽井資料建立之剖面認為斷



層兩側垂直變動速率並不明顯。

後甲里斷層

後甲里斷層位於臺南台地東緣，有一明顯斷層崖，後甲里斷層沿台南市永康區向南延伸至虎山里，呈南北走向，斷層長度約 12 公里。覆蓋於全新世沖積層之下，屬盲斷層，無出露露頭可判定其構造活動，地質鑽探顯示近地表的斷層面向西傾斜，使得淺部全新世海相沈積層褶皺隆起。林燕慧等(2004)利用鑽井岩芯之剪切變形帶，推論後甲里斷層為高角度向西傾之盲斷層。張國禎(2013)利用 LiDAR 影像判釋臺南台地東緣至少存在兩階面，除了原有之斷層線形之外，其西側 100 公尺處亦有一線形崖，反映了斷層活動的跡象。臺南台地顯著的抬升可能與臺南斷層與後甲里斷層活動有關(饒瑞鈞等，2006)。Lacombe et al. (1999)根據鑽井資料及震測剖面所繪製的地質剖面、饒瑞鈞等(2003)所建立之斷層運動模型及 Huang et al. (2009)皆認為後甲里斷層為一向西傾之背衝斷層，且西側有一東傾並向西逆衝之斷層，因此臺南台地為一組逆衝斷層與背衝斷層所構成的上拱(pop-up)構造，李錫堤等人(2001)依據槽溝開挖結果，也判定後甲里斷層為背衝斷層。

根據前人大地測量結果顯示後甲里斷層為兼具右移分量的逆衝斷層，臺南台地平均抬升速率近 15 mm/yr，右移速率約 4.3 mm/yr(饒瑞鈞等，2006；Huang et al. 2009)。依據台南台地的井下岩芯比對及 C14 定年的結果，可得知全新世以來臺南台地的抬升速率約 4-5 mm/yr，東側的大灣低地則以 1-2 mm/yr 的速率沉降(吳東錦等 1992；Chen and Liu, 2000)，然而，Wu et al., (2013)利用 PSInSAR 得到大灣低地於 2005 年到 2008 年間活動性由下陷轉為抬升，抬升速率可達 9 mm/yr，林耕霈(2012)將大灣低地由沉降轉為抬升之變形行為，解釋應為泥貫入體的活動。

左鎮斷層

左鎮斷層由臺南市山上區向南延伸至南化區，呈西北走向，長度約 12 公里，為一寬約數公尺至十數公尺的斷層帶，為左移斷層，屬第二類活動斷層。而因當地岩性主要為厚層的泥岩，無明顯岩層界面，使震測訊號不佳，僅能從地表位置推測

於震測剖面中可能的訊號位置，陳延宗(2007)認為左鎮斷層西北端及東南端分別被崙後斷層及龍船斷層截切，左鎮斷層位於起伏低緩的新化丘陵內，左鎮斷層以西為砂頁岩沉積為主，常形成惡地地形。黃旭燦(Huang et al., 2004)提出左鎮斷層為臺灣西南部麓山區重要之撕裂斷層，為區域構造單元的邊界斷層。饒瑞鈞(2005)依應變速率分析結果顯示，左鎮斷層具有明顯的左剪應變量，且左鎮斷層兩側岩層走向變化具符合左移斷層之拖曳褶皺。

根據 GPS 測量資料結果顯示，2000-2005 年間左鎮斷層具有左移分量(饒瑞鈞等，2005)。但饒瑞鈞等(2006)觀測 1999-2006 年間的運動行為則呈現逆移兼具右移分量，右移速度分量具 1.3 mm/yr，壓縮速度分量為 6.9 mm/yr，此兩種差異使斷層運動形式仍備受爭議。林啟文等(2007)根據野外露頭調查，推論左鎮斷層更新世以來曾經活動，但全新世階地無錯動痕跡。

小崗山斷層

小崗山斷層由高雄市阿蓮區向南延伸至南化區，呈北北東走向，長約 8 公里。最早由 Sun(1964)依航照判讀，指出小崗山西側存在一南北走向之斷層崖，且由地形東高西低判斷應為一向東傾斜之逆斷層。斷層往北經二仁溪為梅嶺斷層，兩斷層上盤皆為麓山帶，下盤為海階台地(中洲台地)，且斷層走向一致，但陳文山(2010b)指出兩斷層上盤抬升速率與變形型態不同，因此應劃分為不同斷層。左鎮斷層雖無出露地表，但可見應由斷層伴隨褶皺作用所形成之撓曲，因此沿線可見地形崖，屬於盲斷層(陳文山等，2010a)。石瑞銓等(2008)由淺層震測判斷斷層傾角約呈 45 度向東；井下資料雖未鑽遇斷層帶，但其剪切面向東傾斜約 50-70 度，與層面接近平行(陳文山等，2010a)。小崗山斷層地表線形位於平原與低緩之丘陵交界處，呈北北東走向，西側為平坦之沖積平原，東側除了大、小崗山為地形突起外，大部分以低緩之低矮小丘為主。

饒瑞鈞等(2008)依據 GPS 資料及水準資料，得出小崗山斷層具 4.4 mm/yr 的右移速率，以及 8.3 mm/yr 的壓縮分量，但水準資料顯示高程方向兩側無明顯差異。



此外，由鑽井資料及定年結果判定斷層上盤抬升速率至少約 1.5-2 mm/yr (陳文山等, 2010b), Ching et al. (2015)比較長期及短期的 GPS 測量結果，速度變化差異不大，因此提出小崗山斷層為一潛移斷層。

2.4 地表活動特徵

2.4.1 變形前緣

本研究區域涵蓋海岸平原及西部麓山帶，西部麓山帶受造山作用影響，由一系列向西伸向的逆衝斷層及褶皺組成，海岸平原尚未受碰撞造山影響，仍保有大陸邊緣構造形態，地層完整且地勢低緩，雖無明顯褶曲破裂現象，但地表仍可觀察到不同程度的抬升和沉降，反映了褶皺逆衝帶初期發展的特性，判斷沖積層之下應有盲斷層或新期活動構造發育，而此即代表變形前緣之關鍵位置，變形前緣位於覆瓦狀斷層系統的最西緣，但過去研究針對變形前緣於陸地延伸的確切位置仍有爭議。

根據地勢及河流形態判釋，嘉南平原急水溪至二仁溪一帶，河流型態屬於下切河流，但河道兩側地形仍維持平坦的沖積平原，代表此區為新期隆起構造區(陳文山等, 2004), Yang (2007)亦由井下資料與地表水系形態研究，認為海岸平原與傾斜台地之間可能存在盲斷層(圖 2-9)，而這些盲斷層即代表變形前緣之位置，此外海岸平原存在許多過去大陸張裂時所發育之正斷層系統，隨造山壓縮運動反轉再活動為走向滑移斷層，並與盲斷層相連形成變形前緣。台灣西南部之平原區，可觀察到許多地形上的局部高區，Hsieh et al. (2002)針對西南部麓山帶河階形貌研究，發現背斜經過之階地呈現階數較多且階面狹窄之地貌，遠離背斜處則階面寬廣，且階數較少，反映背斜構造附近活動性較大，為局部抬升之現象，此亦可能與底下之盲斷層發育有關。

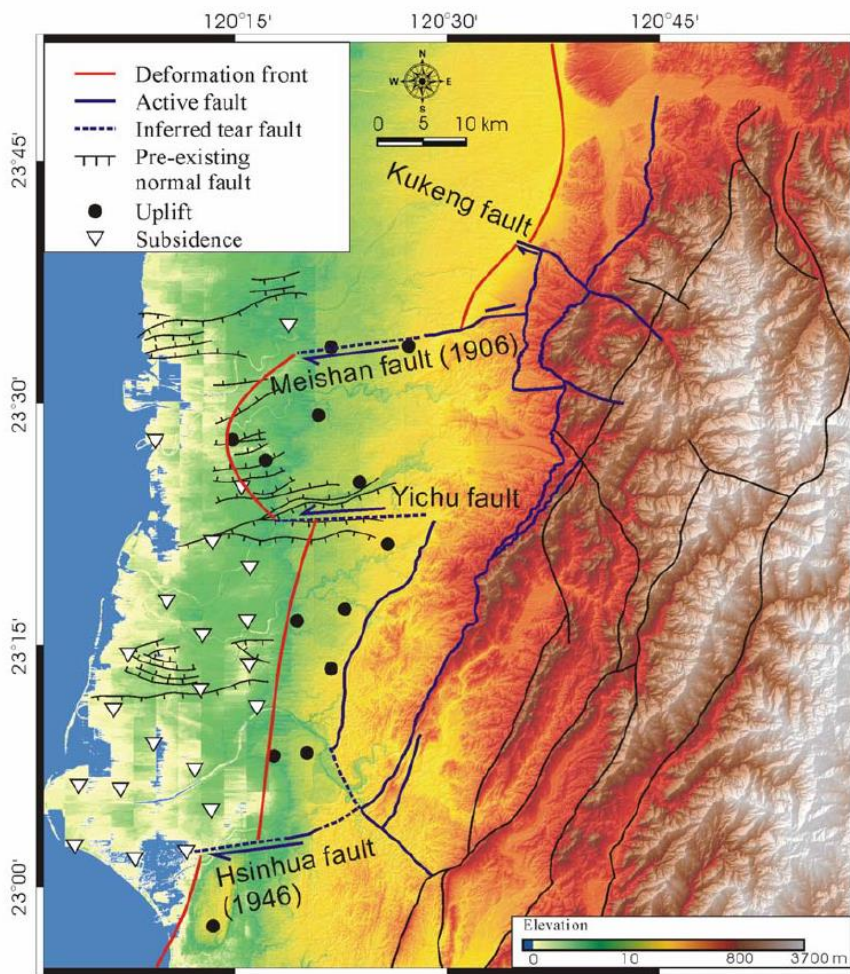



圖 2-9 臺灣西南部變形前緣位置。黑色線為高角度走向滑移斷層，由北而南分別為古坑斷層、梅山斷層、義竹斷層及新化斷層；紅色線為位於褶皺逆衝帶前緣之盲斷層系統，即變形前緣位置，黑色圓形代表抬升區域；白色倒三角形代表沉降區域 (Yang, 2007)。

2.4.2 泥貫入體

台灣西部前陸盆地，於上新世沉積大量之深海相沉積物，構成泥貫入體的原岩層，接著隨造山作用而抬升變淺，於更新世沉積之淺海相沉積物則形成天然蓋層，促成底下泥岩形成高壓層。因此，臺灣西南外海分布許多泥貫入體，Chen et al. (2014) 已針對台灣西南部進行全方位的海域震測掃描，可觀察到在這些大小形狀不同的泥貫入體(mud diapir)及泥火山(mud volcano)，走向皆呈北北東-南南西至南北向，此走向與臺灣西南部陸上的褶皺軸(台南背斜、中洲背斜、半屏山背斜、鳳山背斜



及屏東背斜)走向相當接近,且成雁行排列(圖 2-10),因此過去許多研究(Hsieh, 1970; 黃偉倫, 1995;石瑞銓等, 2008; Chen, 2014; Ching, 2015)皆認為這些陸上褶皺軸為海域泥貫入體的延續,係由下部古亭坑層上拱所形成的泥貫入體(mud diapir),泥貫入體為孔隙水壓過高的未固結泥質體,向側或向上侵入圍岩,形成之穹頂狀或背斜狀的沉積侵入體,若有氣、水伴隨泥岩沿裂隙向上至地表則會形成泥火山(mud volcano)。臺灣西南部海域泥貫入體的成因主要為因位置鄰近造山帶,沉積物來源豐富,沉積速率快速,又因泥岩本身排水不易,使孔隙水被侷限於沉積物中,而形成低密度、高壓的厚層泥岩。在臺灣西南部一系列褶皺中,早期針對臺南背斜(臺南台地)的研究認為其成因為泥貫入體,Hsieh(1972)根據井下資料與重力異常分布,提出下方沉積古亭坑泥岩之臺南背斜具有正值布蓋異常,且密度大於西部麓山帶出露之古亭坑泥岩,因此認為臺南台地乃因受到較大的擠壓作用,相較於麓山帶較易形成泥貫入體向上拱起形成衝頂褶皺(Diapiric folding),兩翼則被正斷層截切。

然而 Deffontaines et al. (1997)、Lacombe et al. (1999)及 Huang et al. (2006, 2009)等學者指出臺南台地可能為受控於斷層作用所形成之褶皺構造,臺南台地東西兩側存在盲斷層,因此臺南台地應為上拱構造(pop-up structure)作用之地貌。此外,Lacombe et al. (2004)亦針對大小崗山背斜不對稱形貌提出,其受控於向西伸向的逆衝斷層形成之褶皺作用,而非泥貫入體的作用。

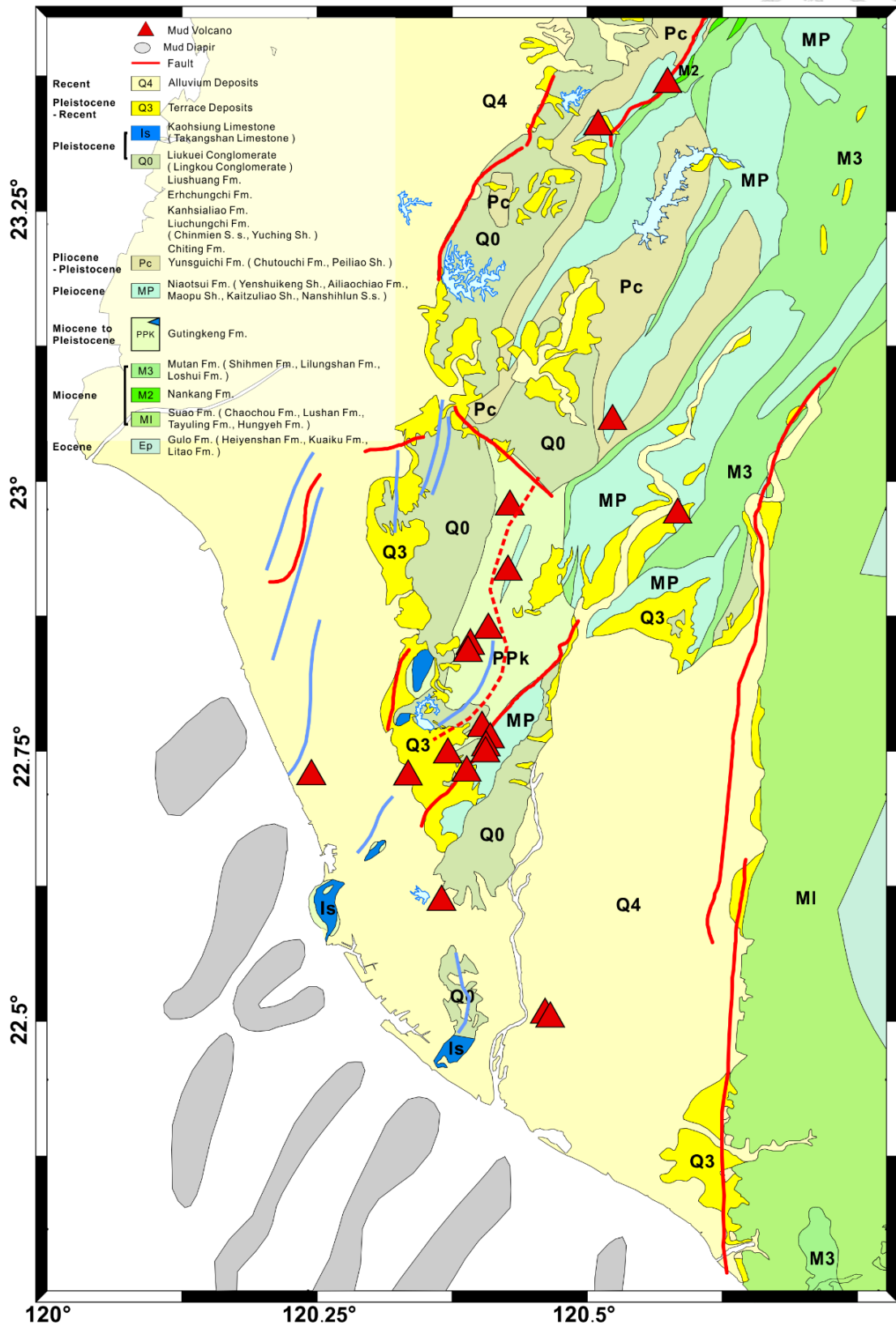


圖 2-10 臺灣西南部陸上泥火山分布及海上泥貫入體分布(資料來源 Doo et al., 2015)。紅色三角形標示為泥火山，灰色區域為泥貫入體分布，紅色實線為西南部活動斷層，紅色虛線為龍船斷層，藍色實線為西南部海岸平原褶皺軸，底圖色階為不同岩層標示。



2.4.3 麓山帶之構造活動

分析跨過龍船斷層之兩條水準測線結果顯示(黃鐘等, 2016), 如圖 2-11, 市道 182 線(安平至龍崎)顯示臺南台地有近 10 mm/yr 的抬升量, 而關廟以東抬升量由 5 mm/yr 逐漸增加至 20 mm/yr, 最大抬升速率位於龍船斷層以東, 並瞬減至約 0 mm/yr, 與龍船斷層為逆衝斷層的活動特性不符, 因此判斷本區施測期間的變形非由龍船斷層所貢獻; 而台 85 線(路竹至茂林)顯示, 自小崗山斷層以東, 抬升速率由 0 mm/yr 增加至約 15 mm/yr, 最大抬升速率位於龍船斷層斷層跡位置, 由此兩條測線結果推論, 此區變形機制非受控於龍船斷層的活動, 而龍船斷層上下盤皆顯示具有相當大之抬升量, 龍船斷層應為一鎖定斷層, 然後受到其他構造影響導致上下盤具有不等量的抬升。

過去針對龍船斷層及旗山斷層一帶的活動性尚有爭議, 根據 GPS 測量資料, 龍船斷層及旗山斷層最靠近的中寮一帶顯示, 兩條斷層所夾之斷塊具有相當高之活動性, 且垂直速度場極高; 水準測量資料(如圖 2-11)顯示此區變形特徵與逆衝斷層之特性亦不符。陳勇昇(2015)推論龍船斷層鎖定深度約 0.1 公里, 因深度過淺無法累積大量能量, 因此龍船斷層變形機制趨近於潛移的斷層活動特性。此外, Ching et al. (2015)亦利用 GPS 速度場反演小崗山斷層及旗山斷層的幾何型態及滑移速率分布, 發現錯位模型(dislocation model)結果難以同時符合此區域明顯的壓縮速率及抬升速率, 因此認為此區域變形除了受控於小崗山斷層及旗山斷層的滑移量, 還受到了古亭坑層泥岩以泥貫入體的形式貢獻額外的垂直速度(圖 2-12)。

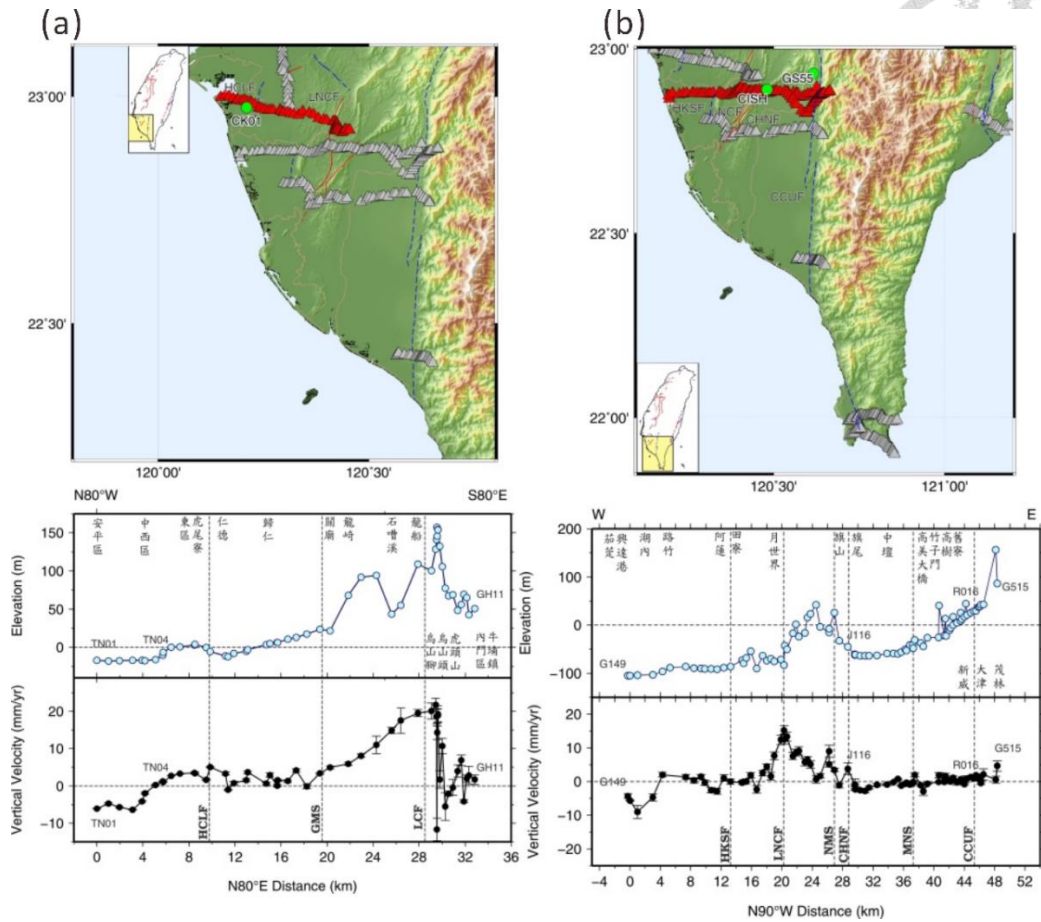


圖 2-11 (a)縣 182_安平至龍崎測線及(b)縣 184_路竹至茂林主、副線測線水準變化圖。上圖紅色三角形分布為測線位置；中欄為高程地形變化；下欄為水準測量平均抬升速率。HCLF 為後甲里斷層，GMS 為關廟向斜，LCNF 為龍船斷層，NMS 為內門向斜，CHNF 為旗山斷層，MNS 為美濃(廣林)向斜，CCUG 為潮州斷層。

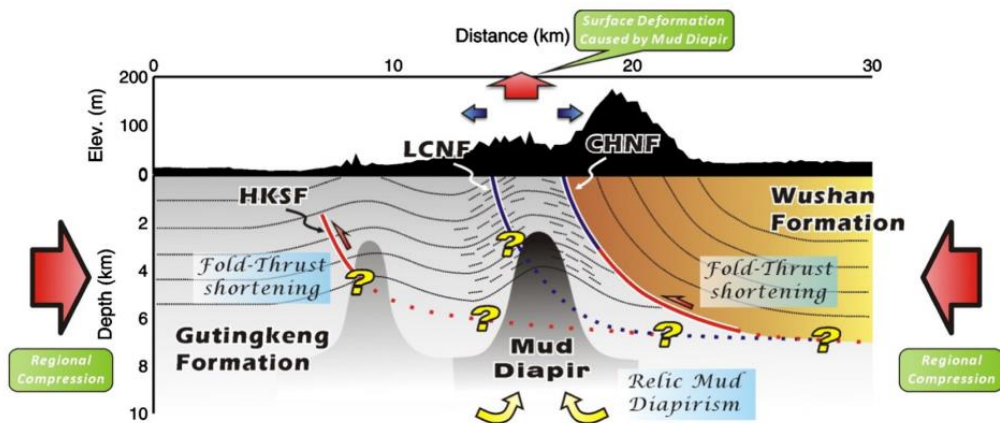


圖 2-12 臺灣西南部變形機制示意圖。黑色線為鎖定斷層，紅色為潛移斷層 HKSF 為小崗山斷層，LCNF 為龍船斷層，CHNF 為旗山斷層紅色及藍色箭頭為應力作用方向，黃色箭頭為泥貫入體移動方向(Ching et al., 2015)。

第三章 研究方法



3.1 持久散射體差分干涉法

本研究利用持久散射體差分干涉法(PSInSAR)監控臺灣西南部之地表變形特徵，PSInSAR 係利用雷達所記錄之良好散射體回傳之相位資料進行干涉處理，再透過相位回復得到地表變形資訊，其涵蓋範圍大，資料獲得方便且快速，所得到的資訊為面狀的，而非侷限於一點或是線狀；且此法不需建立監測網，故成本相較於GPS 低廉；其為主動式系統，受大氣分子散射之影響較小，故可全天時、全天候工作；且臺灣西南部位於海岸平原及西部麓山帶，許多城市、鄉鎮坐落於此，故能提供大量良好的散射體進行觀測，本章節將介紹持久散射體差分干涉法之起源及其成像關係。

3.1.1 雷達

雷達(Radio Detection and Range, RADAR)為一種單波長、單頻率之人造電磁波，可自動發射電磁波，不需仰賴太陽光或物體本身散發之電磁波，為主動式系統(active system)，可於白天和夜間全天候拍攝，取得連續性資料。藉由定向天線發送雷達波至目標物，再由接收器接收自目標物返回之雷達波，透過計算回波的時間差與脈波訊號，可求得天線與地面目標物之距離。

雷達波波長較可見光與熱紅外線長，因此穿過大氣層時不至於受到嚴重散射，較不易受天候影響。遙測所使用之雷達波，其波長從約 1 公分至 100 公分不等，不同波段的雷達波，其穿透目標物的程度也不相同，一般而言，波長越長，穿入地物程度就越深；波長越短，則穿透力較弱，如圖 3-1 所示，X 波段穿透力弱，在植物頂層就會被反射；而 L 波段穿透力高，能夠穿透植被，反射地面回波。慣用的雷達波段如表一。

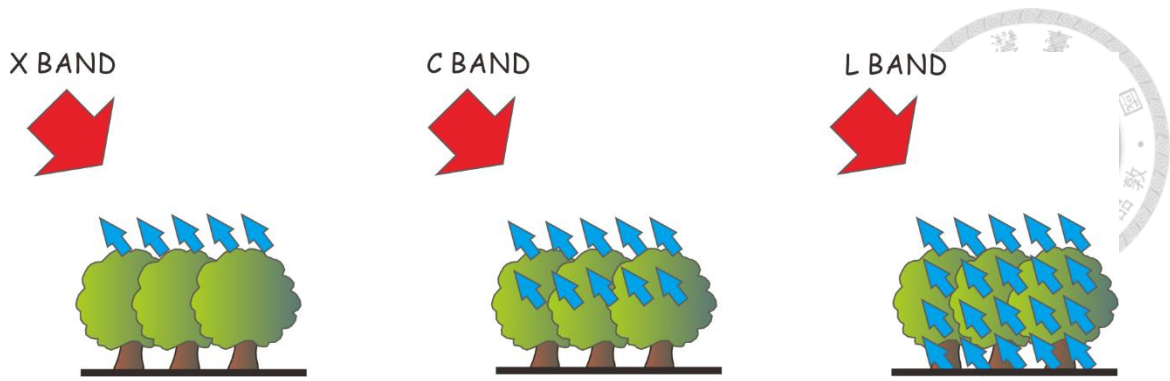


圖 3-1 不同波長的穿透反射示意圖，由左至右分別為 X、C 及 L 波段，X 波段較易被反射，L 波段穿透能力較高(修改自：<https://earth.esa.int/>)。

表 3.1 慣用雷達波段資訊一覽表。

波段	波長 (cm)	頻率 (GHz)	現有衛星平台
X	2.4 – 3.75	12.5 – 8	COSMO/SkyMed, TerraSAR
C	3.75 – 7.5	8 – 4	ERS-1/2, RADASAT-1, Envisat, Sentinel-1
S	7.5 – 15	4 – 2	Almaz
L	15 – 30	2 – 1	Seasat, JERS-1, LightSAR, ALOS

3.1.2 側視空載雷達

側視空載雷達(Side-looking Airborne Radar, SLAR)，為衛星由側向拍攝目標物，而非從正上方掃描，SLAR 所取得之影像稱為斜距影像(Slant Range Image)，其優點為可分辨目標物距離遠近，判斷影像左右方向，缺點為側向拍攝會使物體之地理位置產生變形，如圖 3-2 所示，由於側視的關係，靠近載體的一側稱近距側(Near Range)，此側物體會被壓縮；而遠離載體的一側稱遠距側(Far Range)，物體會拉伸，因此為了校正影像，必須將斜距影像轉換為地面距影像(Ground Range Image)，兩者關係如下：

$$GR = S \times \cos \delta \quad (\text{式 3.1})$$

式 3.1 中，GR 為地面距(Ground Range)；S 為斜距(Slant Range)； δ 為俯角



(Depression Angle)，即雷達波與水平方向之夾角。

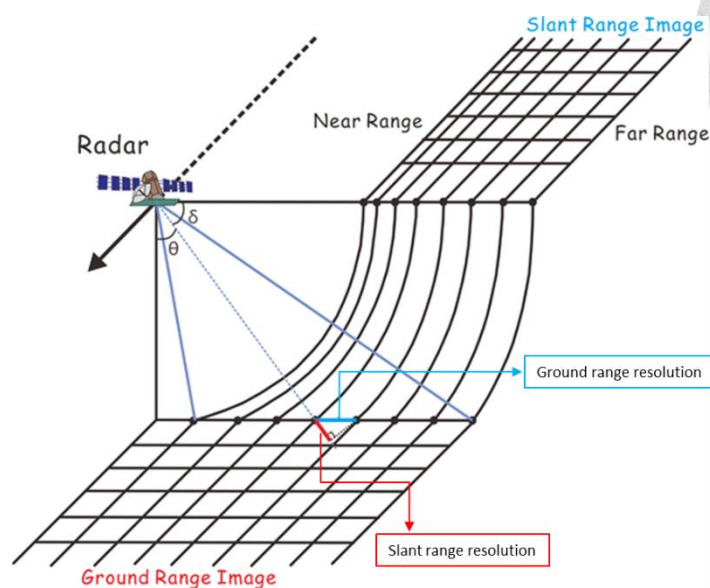


圖 3-2 斜距影像解析度幾何關係示意圖，圖中 δ 為俯角； θ 為視角。

SLAR 的地面解像力由雷達波發射方向之側距解像力(Range resolution, R_r)及載體飛行方向的軌道方向解像力(Azimuth Direction, R_a)所決定。SLAR 在空載(airborne)的應用上解析度尚可接受，但在衛載(Spaceborne)的應用上則需利用合成孔徑雷達(Synthetic Aperture Radar)以提高影像解析力。

3.1.2-1 側距解像力

由(式 3.1)可知斜距影像與地面距影像之關係，而其解析力關係也如圖 3-2 所示，公式分別為：

$$\text{斜距影像解析力(Slant range resolution)} : \Delta r = \frac{c \tau}{2}; \quad (\text{式 3.2})$$

$$\text{地面距影像解析力(Ground range resolution)} : R_r = \frac{c \tau}{2 \sin \theta}; \quad (\text{式 3.3})$$

$$\text{兩者關係式為} : \Delta r = R_r \times \cos \delta \quad (\text{式 3.4})$$

上列公式中， c 為光速； τ 為脈衝長度； θ 為視角； δ 為俯角，一般所稱之側距解像力指的是地面距影像解像力。

側距解像力定義為雷達系統所能辨識地表兩點之最小區域，由視角 θ 及脈衝寬 τ 所決定，由式 3.3 可知，側距解像力隨視角增加而改善，因此在遠距側解像力



較佳(R_r 較小)，在近距側則較差，且側距解像力與載體飛行高度無關。

3.1.2-2 軌道方向解像力

軌道方向解像力受控於波束寬(beam width)及斜距，其關係式如下：

$$R_a = S \times B = S \times \frac{\lambda}{D} = \frac{H}{\sin \delta} \times \frac{\lambda}{D} \quad (\text{式 3.5})$$

式(3.5)中， S 為斜距； λ 為雷達波波長； D 為天線之有效孔徑； H 為航高； B 為波束寬，即雷達波的照射寬度，公式為 $B = \frac{\lambda}{D}$ 。由式 3.5 可知，軌道方向解像力在近距側較佳，遠距側較差；雷達波波長愈長，即波束寬愈大，則軌道解像力愈差；天線孔徑愈大，軌道方向解像力愈佳(圖 3-3)，故為了增加軌道方向解像力，可透過減小波長及增加天線孔徑兩種方式，但因波長小之雷達波較不易穿透大氣及植被，且衛星的載重能力有限，無法增加天線孔徑，因此現多採用合成孔徑的技術來提高影像解像力。

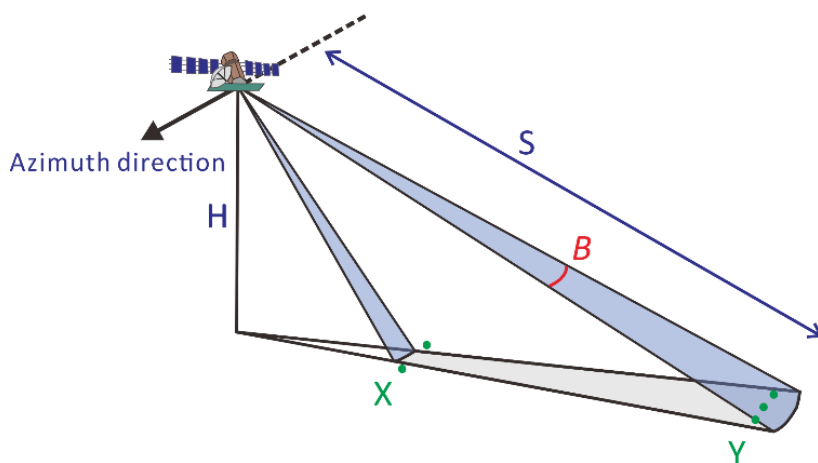


圖 3-3 衛星影像之軌道方向解像力與視角關係示意圖，遠距側解像力較差，近距側解像力較佳。

3.1.2-3 觀測幾何的影響

地形坡度的差異會使得雷達波的相對入射角度不同，造成面對感測器之前坡(foreslope)回波訊號較強；而背對感測器之後坡回波(backslope)訊號較弱。此外，因 SAR 為側視掃描之系統，其影像之獲取主要依靠回波時間的先後順序，並紀錄目



標物到感測器之斜距，故 SAR 影像會受限於地形、坡度等影響而產生幾何變形(圖 3-4)，以下為三種常見的幾何變形：

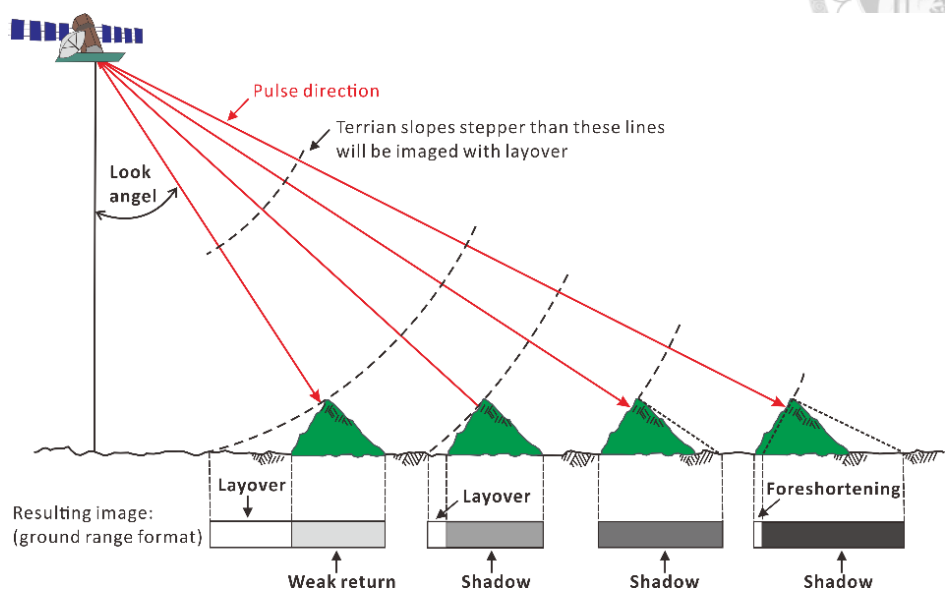


圖 3-4 SAR 影像常見之幾何變形，陰影(Shadows)、前坡縮短(Foreshortening)及疊置效應(Layover)

(修改自 Lewis, 1976)。

1. 陰影 (Shadows)

當地形後坡坡度大於衛星拍攝俯角時，後坡會因過於陡峭使雷達波無法照射到，故無法紀錄到影像資料，形成陰影。近距側因俯角較大而陰影較少；遠距側因俯角較大而陰影較多，如圖 3-5 所示。

(改繪自 <https://earth.esa.int>)。

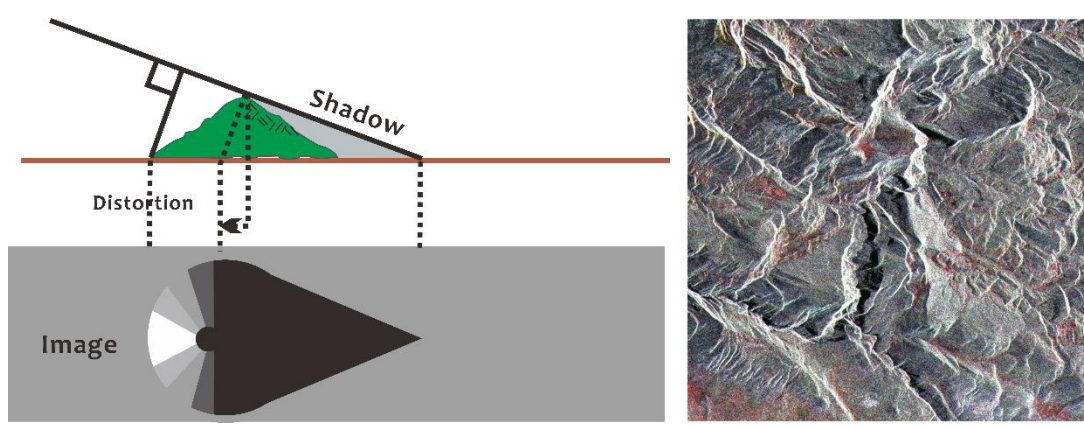


圖 3-5 SAR 影像之幾何變形-陰影，雷達波無法照射到後坡，故形成陰影(修改自：

<https://earth.esa.int>)。



2. 前坡縮短 (Foreshortening)

即使雷達波能照射到前坡，但若前坡坡度小於俯角，使得雷達波照射至山頂及山腳之回波訊號非常相近，使得前坡在影像上較實際情形短縮且亮。前坡縮短的現象在山區影像極為常見，如圖 3-6 右，前坡縮短使得山脈往衛星方向(左側)傾倒。

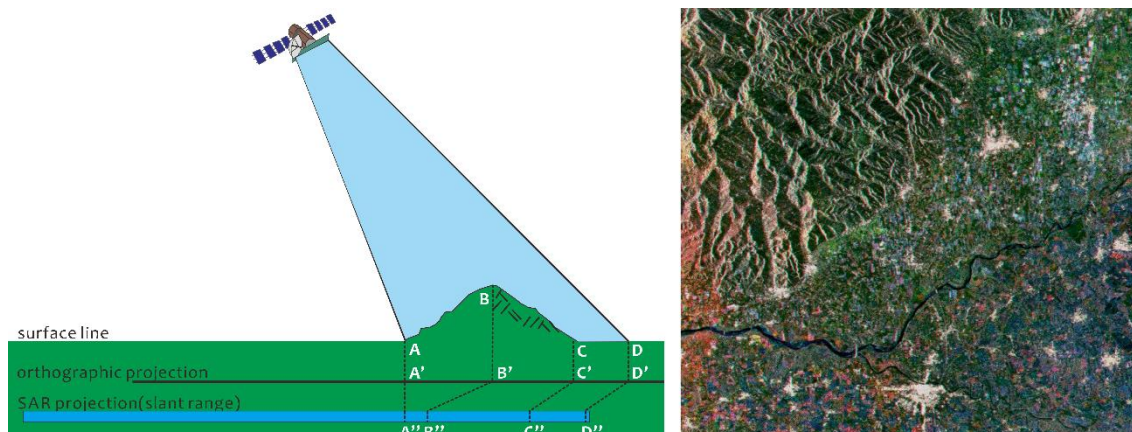


圖 3-6 SAR 影像之幾何變形-前坡縮短，因前坡坡度較緩，造成前坡縮短之現象(修改自：

<https://earth.esa.int>)。

3. 疊置效應 (Layover)

若地形又高又陡，使雷達波俯角大於前坡坡度時，山頂的訊號會比山腳訊號更早被接收到，使得山頂影像先被記錄到，使得山頂與山腳位置倒置，且前坡訊號與部分後坡訊號重疊，形成一條較亮的條帶，此幾何變形稱為疊置(如圖 3-7 右)。

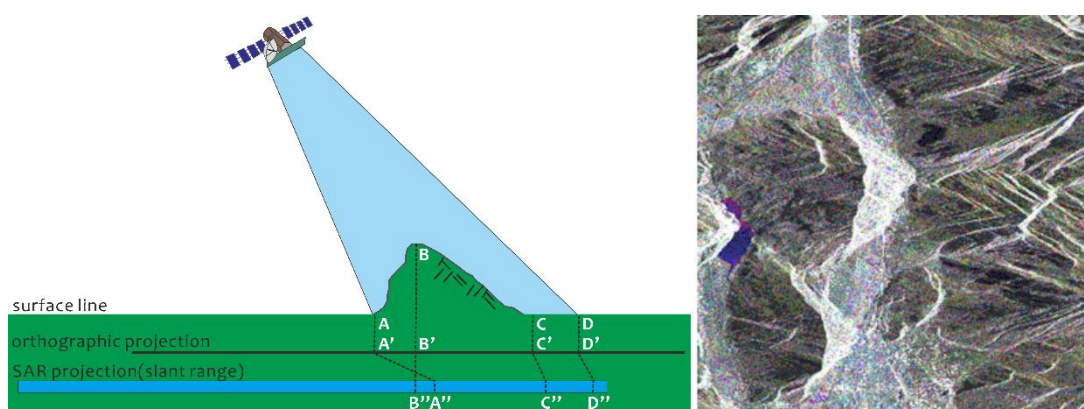


圖 3-7 SAR 影像之幾何變形-疊置效應，前坡坡度陡，前坡訊號與部分後坡訊號重疊而形成亮帶

(修改自：<https://earth.esa.int>)。



3.1.3 合成孔徑雷達

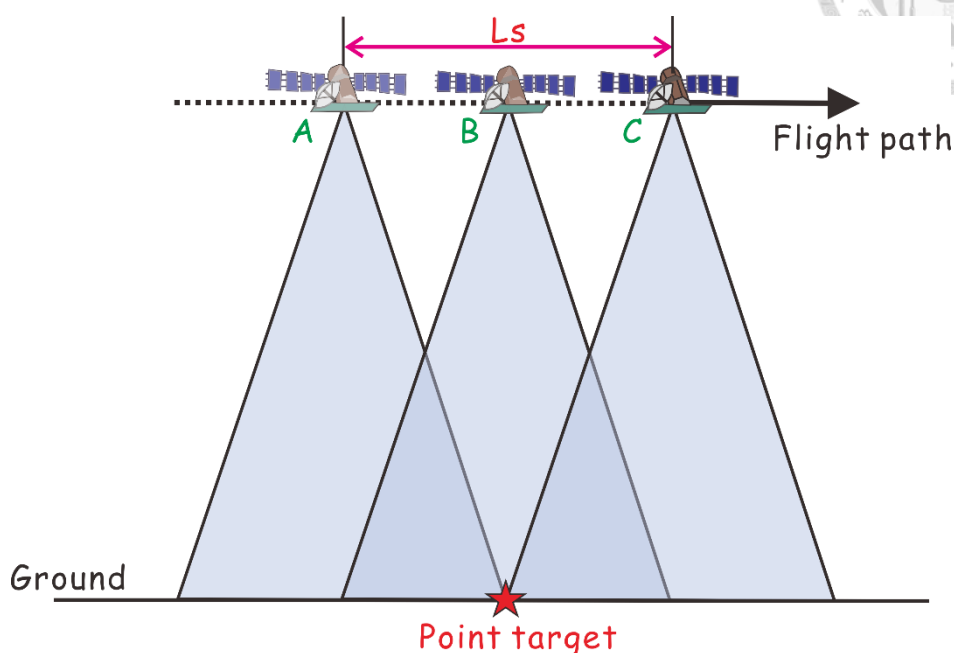


圖 3-8 合成孔徑雷達天線(L_s)示意圖，雷達可於飛行中不同位置記錄目標物之訊號。

合成孔徑雷達(Synthetic Aperture Radar, SAR)係為了改進 SLAR 的缺點，遂利用合成天線陣列的方式以提高解析度，透過安裝在載體上的雷達不斷發射脈衝，在飛行過程中的在不同位置紀錄同一物體的回波訊號，如圖 3-8 所示，不同時間與空間所接受到的訊號會有相位差，須將這些回波做相位平移運算，使同一目標物之所有回波相位一致，經訊號處理後如同為一個大天線(L_s)之結果，能有效提高軌道方向的解像力。

圖 3-8 中雷達飛行所經 A, B, C 三個位置皆能接收到地面某一目標點(point target)的回波紀錄，利用觀測位置和目標點的相對速率(V_r)校正都卜勒(Doppler)位移，即可得相當於一合成天線長度(L_s)所得影像，且合成孔徑長 $L_s = 2B \times R$ ， B 為雷達波寬度(beam width)，且 $B = \frac{\lambda}{L}$ (λ 為波長， L 為真實孔徑)，則合成孔徑之軌道方向解析力公式可改寫為：

$$R_a = \left(\frac{\lambda}{L_s}\right) \cdot R = \frac{\lambda}{\left(\frac{2\lambda}{LR}\right)R} = \frac{1}{2} L \quad (\text{式 3.6})$$



由式 3.6 可知，合成孔徑雷達不需巨大孔徑的天線，即可大幅提高軌道方向解像力。

3.1.4 合成孔徑雷達干涉法

本研究所使用之合成孔徑雷達干涉技術(Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR)為利用衛星繞行軌道的方式，拍攝同一地區不同時間的 SAR 影像，SAR 影像紀錄了振幅及相位之複數資料(Complex Data)，振幅反映回波的強度，與地表坡度及平滑程度有關，相位反應天線和地面目標物的距離、大氣延遲效應及電磁波和地表的交互作用。利用振幅比對可做影像套和，再利用相位資料處理干涉，因距離變化會造成雷達波訊號產生相位差(phase difference)，此相位差會以干涉條紋(fringe)的形式呈現，便可利用相位值的差異來獲取地表三維資訊，並且利用衛星側視的三角幾何條件，以干涉技術(Interferometry)獲得地表高程資料。

3.1.5 合成孔徑雷達差分干涉法

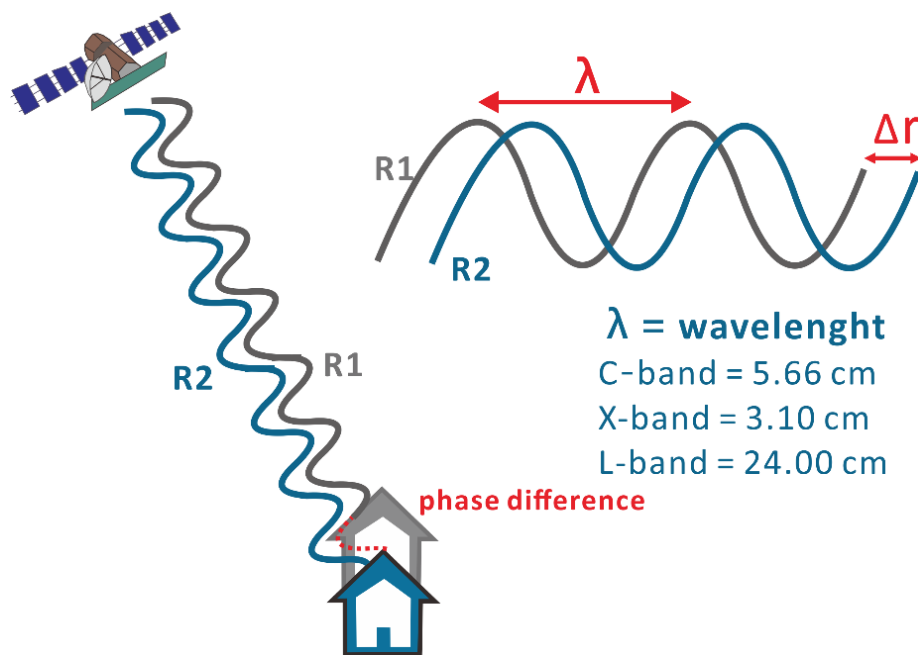


圖 3-9 雷達干涉幾何示意圖，利用不同時間記錄同一地點的回波訊號，進行干涉得到地表變形

(<http://newsletter.copernicus.eu/>)。

合成孔徑雷達差分干涉法(Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar, DInSAR)為利用二至四幅不同時間、相同區域之 InSAR 影像去獲得此時間差內目標物的位移。因干涉影像的相位資料包含了變形位移及地形效應，因此藉由相減此兩張 InSAR 影像消除原始地形效應，便可獲得此時間差內目標物的變形位移變化，此相位差值會介於 $-\pi$ 至 π ，如圖 3-9，需再經由相位回復(圖 3-10)便可得到連續性的視衛星方向的地形變化量，而因相位差只能記錄 $-\pi$ 至 π 此區間內，故若變形瞬間變化極大，則會低估變形量。

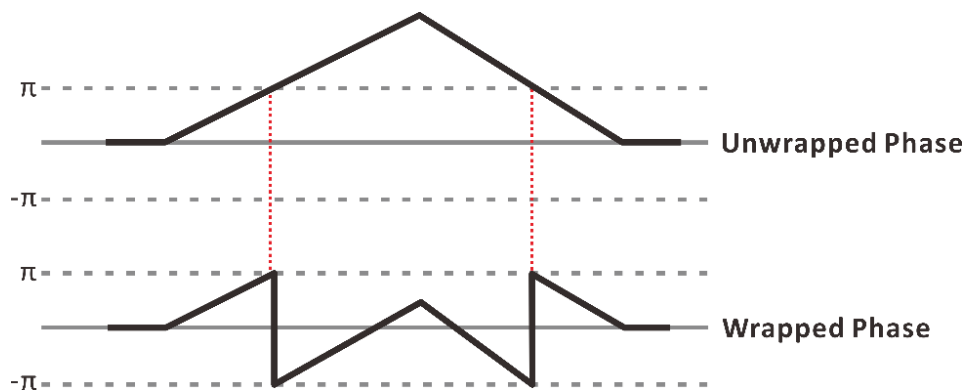


圖 3-10 相位回復示意圖，wrapped phase 為記錄到之相位差值，需再經相位回復(unwrap)得到連續性變形結果。

DInSAR 量測地表位移的相位變化遠大於地形造成的相位差，因此此技術對於測量地表變形具有相當高之敏感度和精度，可獲得公分級的準確度，現今多用於監測同震變形、火山噴發與地層下陷等地表變形。但臺灣地區由於地形高低起伏及植被的影響，易因雜訊過高而較不易產生良好的干涉圖，對長時間的變遷監測而言，可能無法確保良好正確的成果，因合成孔徑雷達影像品質的好壞受時間基線、空間基線、影像都卜勒(Doppler)中心頻率差異以及地形坡度等影響，當雷達影像品質不好時便會失去影像同調性，進而影響結果之精度，因此便改良發展出合成孔徑雷達差分干涉此技術。而干涉結果品質除了受限於前面所提之觀測幾何的影響外，還受控於以下兩種限制：



3.1.5-1 影像基線的限制

雷達影響的干涉好壞受控於影像間的同調性，而同調性又與影像的基線有關，本研究所使用之衛星影像拍攝方式皆為重複式軌道，因此在拍攝位置及時間都有些微差距，不同時間所取得的影像可能會因大氣變化及地面上植被生長狀態有別，導致影像同調性降低；而在空間上會因軌道誤差使得飛行路徑不會完全重複。

相位和空間基線之垂直分量關係式如下：

$$\phi \approx \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{r \sin \theta} h \quad (\text{式 3.7})$$

式 3.7 中， B_{\perp} 為垂直基線長，使衛星在不同空間點拍攝如同視差法量測距離，因此基線過短時對於目標物之靈敏度較差；但若基線過長，則成像的幾何條件就會改變，使影像間同調性降低而無法形成良好干涉，因此兩幅影像的基線垂直分量是干涉處理必要考慮之條件。

3.1.5-2 相位變化的限制

干涉圖所得到之干涉條紋相位值為 $-\pi$ 至 π ，因此需將干涉圖的相位加上正確整數週波值($2n\pi$)展開回復，方能得到經相位回復(phase unwrapping)的真正變化量。理論上在全幅干涉圖中，從任一像素起始點開始進行相位回復運算，任一路徑推展回到原起始點的還原相位，其週波數應相同，然而干涉圖實際上常因雜訊或干涉不連續，使相位還原無法連接。

3.1.6 持久性散射體合成孔徑雷達干涉法

因 InSAR 處理技術須考慮每個像素(pixel)中所有回波訊號的值，回波訊號可能因同相位(in-phase)使得該像素回波增強，或因反相位(out-of-phase)互相抵銷減弱，而失去影像關聯性，為了克服此項缺失，最早由 Ferretti et al. (2000)提出永久散射體(Permanent Scatterer techniqueTM)的概念，即篩選一段時間內同調性較高的點，並



將稱之為 PS 點，此為 InSAR 中較為先進之技術，其能克服長時間的影像中，因地表地貌變形或大氣誤差、DEM 誤差之影響導致影像相位產生不相關現象，Zebker and Villasenor(1992)所提出之相關性模型如下：

$$\rho_{total} = \rho_{temporal}\rho_{spatial}\rho_{doppler}\rho_{thermal} \quad (式 3.8)$$

即影像的總相關性 ρ_{total} 與時間性、空間性、都普勒效應及熱雜訊貢獻有關。時間性失相關來自於地表形貌的改變，例如建築物開發或是林地開墾，造成影像所記錄之複數資料中振幅和相位特徵改變；空間性失相關來自於 SAR 影像間的基線雜訊(spatial baseline noise)、視角差異及大氣層影響等。而本研究 PSInSAR 處理流程以 Hooper et al. (2004)所提出之利用 StaMPS (Stanford Method for Persistent Scatterer)進行持久性散射體合成孔徑雷達干涉技術(Persistent Scatter InSAR, PS-InSAR)之解算。

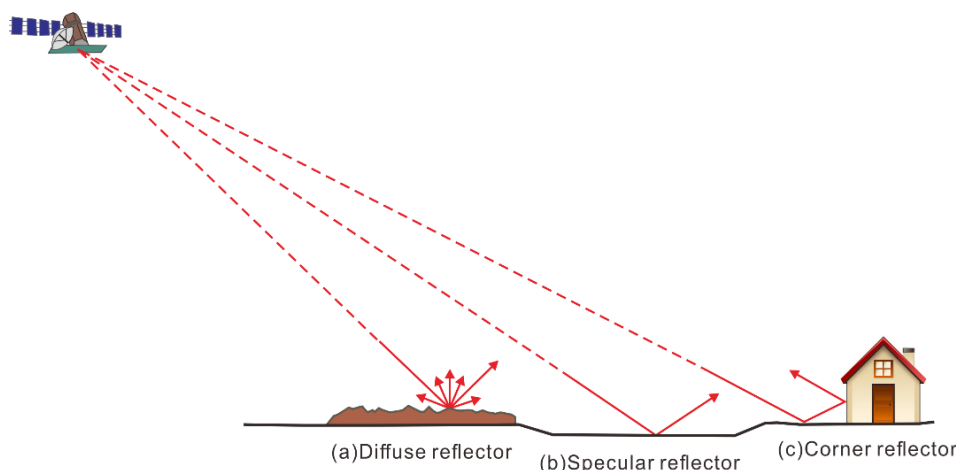


圖 3-11 不同物體對雷達波之散射特性示意圖，(a)散射反射體；(b)鏡反射體；(c)角反射體 (改繪自 Lillesand, 2000)

地面上各物體對於雷達波的散射特性都不同(如圖 3-11)，具有粗糙面之散射反射體易使雷達波往四面八方散射；而鏡面反射體，如湖水，雖雷達波反射強烈，但依入射角等於反射角定律，反射波不會往原方向傳回雷達，故無法紀錄回波訊號；最理想的地面散射體為角反射體(corner reflector)，能使雷達波被互成直角的路徑反射，便可沿平行入射波的方向返回雷達，故都市地區中密集的建築物為理想的角反射體。而 PSInSAR 原理為在多張 SAR 影像中，選取散射特性良好且穩定的散射點

作為持久性散射點(Persistent Scatters, PS)，例如建築、道路或裸露之岩石，其位置固定且雷達回波訊號較強，能提供更為可靠的相位值(圖 3-12)，係因像素紀錄的相位及振幅為該像素涵蓋範圍內所有回波的平均值，故無法篩選其品質，若無相對強的散射點，會導致紀錄之回波相位變化不具穩定性，在 $\pm\pi$ 之間隨機分布；若像素內有一強散射體，則相位變化穩定性高，此種像素稱為 PS 像素(PS-like pixel)，PSInSAR 技術則是挑選此品質較好之像素加以紀錄。且因雷達影像為大範圍掃描，對於本研究之研究區域-臺灣西南部來說，PS-InSAR 能在每平方公里提供數十個持久性散射體，為一種高空間密度、低成本的技术。

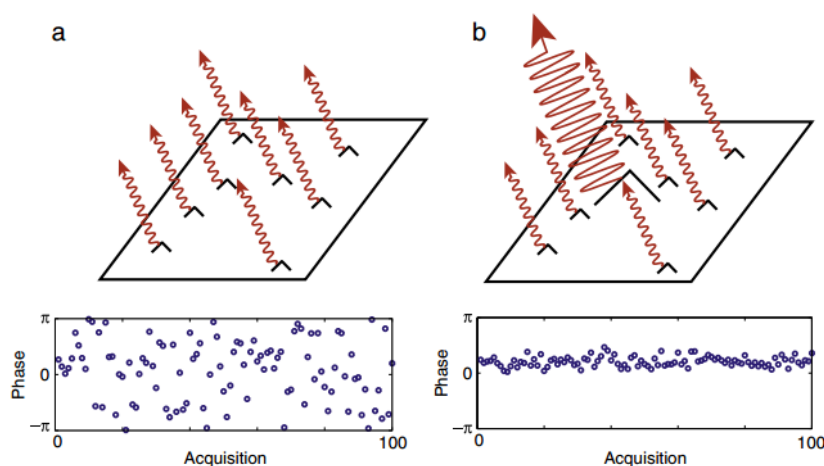


圖 3-12 非 PS 像素和 PS 像素的示意圖。(a)為單一像素內無相對強之散射點，因此相位變化不穩定，呈隨機分布(下圖)；(b)單一像素內具有強散射點，相位穩定性高(Hooper et al., 2012)。

本研究使用 Hooper et al. (2007)所提出的 StaMPS 軟體，進行持久性散射體差分干涉技術處理，圖 3-13 為其處理流程，該軟體架構在 ROI_PAC (Repeat Orbit Interferometry PACage) 及 DORIS (Delft Object-Oriented Radar Interferometric Software)上，結合 Shell、Perl、Python、C、FORTRAN、MATLAB 等語言的程式集，利用 Shell 為基礎介面，利用 ROI_PAC 生成 SLC 影像，接著透過 DORIS 執行 DInSAR 處理流程，生成干涉圖，最後再利用 MATLAB 撰寫的程式進行相位分析和解算，其中 PS 的處理流程可分為四部分：

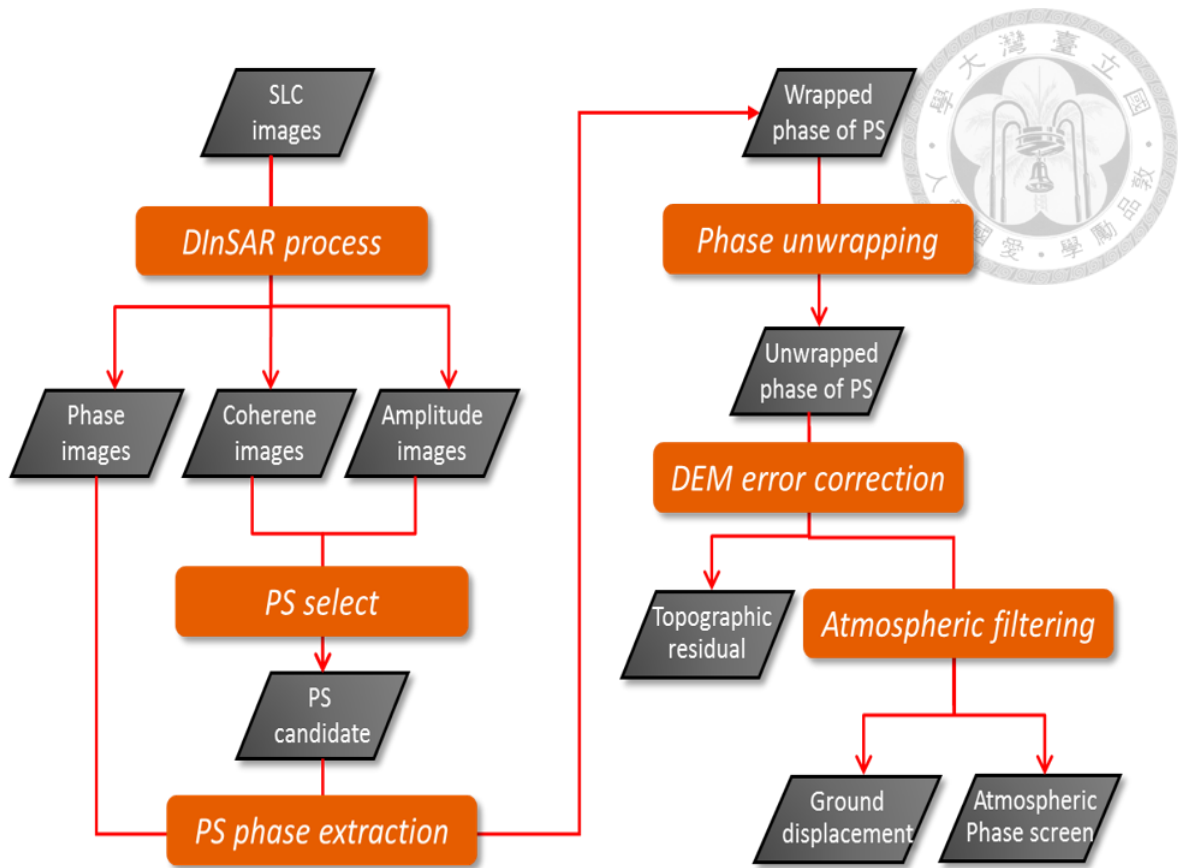


圖 3-13 StaMPS 的 PS-InSAR 操作流程圖(改繪自周鋒泯，2009)

一、PS 點位選取

為了找出不同時間點維持穩定相位的訊號源作為 PS 點，首先需將振幅影像及同調性影像上每個像素進行分析，在振幅影像上挑選影像中反射亮度較強的像素，以及同調性影像中挑選振幅標準差較小的像素，取交集結果的點位為 PS 候選點(PS Candidate, PSC)，接著再分析候選點位的相位，最後篩選出相位穩定的點位為我們最終選定的 PS 點。

依 Ferretti et al. (2001)所提出的振幅離散指數(amplitude dispersion index, D_A)來選取適當的 PSC，定義如下：

$$D_A \equiv \frac{\sigma_A}{\mu_A} \quad (\text{式 3.9})$$

式 3.9 中， D_A 為影像中像素振幅離散指數； σ_A 為各像素在時間序列上亮度的標準差；而 μ_A 為各像素在所有影像的平均強度。若像素結果小於此 D_A 值則表示該像素在時間序列中為訊號較強的 PSC 點，本研究依 Hooper et al. (2007)建議之標準值



0.4，接著將挑選出的 PSC 點位進行相位穩定度分析。

初步篩選出的 PSC 點之相位資訊包含了所有造成相位變化的因素，包含地表變形、大氣效應、軌道誤差與 DEM 誤差等相位(Hooper et al., 2004)，如 3.10 式所列：

$$\phi_{x,i} = \phi_{def,x,i} + \phi_{\alpha,x,i} + \phi_{orb,x,i} + \phi_{\varepsilon,x,i} + n_{x,i} \quad (式 3.10)$$

式中， $\phi_{x,i}$ 為第 x 像素於第 i 組影像之相位； $\phi_{def,x,i}$ 為地表於雷達視衛星方向變形所提供的相位； $\phi_{\alpha,x,i}$ 為大氣效應所提供的相位； $\phi_{orb,x,i}$ 為衛星軌道誤差所提供的相位； $\phi_{\varepsilon,x,i}$ 為 DEM 誤差所提供的相位； $n_{x,i}$ 為雜訊，包含像素的散射性差異、熱效應(Thermal Noise)及套合誤差等，因我們視一個 PS 點即為一個像素，因此雜訊的貢獻量極小。

而又因 $\phi_{def,x,i}$ 、 $\phi_{\alpha,x,i}$ 及 $\phi_{orb,x,i}$ 與空間有高度關聯性，因此以 x 像素為中心，將一定範圍內所有 PSC 做相位平均，可得下式：

$$\bar{\phi}_{x,i} = \bar{\phi}_{def,x,i} + \bar{\phi}_{\alpha,x,i} + \bar{\phi}_{orb,x,i} + \bar{n}_{x,i} \quad (式 3.11)$$

式 3.11 中，假設 DEM 誤差值為隨機分布在空間中，因此當 PSC 點達一定數量時，DEM 誤差平均值會趨近於零，可在此式中忽略不計。將式 3.10 及式 3.11 兩式相減，可得下式：

$$\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} = (\phi_{def,x,i} - \bar{\phi}_{def,x,i}) + (\phi_{\alpha,x,i} - \bar{\phi}_{\alpha,x,i}) + (\phi_{orb,x,i} - \bar{\phi}_{orb,x,i}) + \phi_{\varepsilon,x,i} + (n_{x,i} - \bar{n}_{x,i}) \quad (式 3.12)$$

式 3.12 中，因雜訊為隨機分布，故其平均值趨近於零，而地表變形、大氣效應及軌道誤差又因短距離範圍內變化極小，相減之結果趨近於零，可忽略不計，因此式 3.12 可簡化為：

$$\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} = \phi_{\varepsilon,x,i} \quad (式 3.13)$$

而 DEM 誤差與衛星的空間垂直基線長(B_{\perp})呈線性關係，因此可表示為：

$$\phi_{\varepsilon,x,i} = B_{\perp,x,i} K_{\varepsilon,x,i} \quad (式 3.14)$$

式 3.14 中， K_{ε} 為垂直基線長與 DEM 誤差之間的關係常數，因此式 3.14 可改寫為



下式：

$$\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} = B_{\perp,x,i} K_{\varepsilon,x,i} \quad (\text{式 3.15})$$

式 3.15 中 $\phi_{x,i}$ 為 PSC 點位之相位； $\bar{\phi}_{x,i}$ 為 PSC 與其鄰近像素之平均相位，此兩項皆可由影像資料中求得；而 $B_{\perp,x,i}$ 可自衛星軌道資訊取得； $K_{\varepsilon,x,i}$ 則可用最小平方法估算每個像元之 K_{ε} 值，並代回上式，即可估算出 $\hat{\phi}_{\varepsilon,x,i}$ ，並套入之相位穩定指標 γ 之解算方程式：

$$\gamma_x = \frac{1}{N} \left| \sum_{i=1}^N \exp\{\sqrt{-1}(\phi_{x,i} - \bar{\phi}_{x,i} - \hat{\phi}_{\varepsilon,x,i})\} \right| \quad (\text{式 3.16})$$

式中， γ_x 為第 x 像元在時間序列上的穩定程度； N 為干涉圖的數量。此方程式可評估 PSC 點位的相位穩定程度，因此亦可視為選擇 PS 點的指標。

最後我們可定義 γ_x^* 為 PS 點之門檻值，以統計機率的方式來篩選，建立一機率密度函數 $P(\gamma_x)$ (Probability Density Function, PDF)，利用每個 PSC 點建立 γ_x 與假設此 PSC 為 PS 點的機率 P_{ps} 值之間的函數關係，評估該點為 PS 點的機率。假設此 PSC 點雜訊很小，適合當 PS 點的機率為 $P_{ps}(\gamma_x)$ ；而雜訊很大，不適合當 PS 點的機率為 $P_r(\gamma_x)$ ，則 γ_x 的機率密度函數為：

$$P(\gamma_x) = (1 - \alpha)P_r(\gamma_x) + \alpha P_{ps}(\gamma_x) \quad (\text{式 3.17})$$

式 3.17 中， $0 \leq \alpha \leq 1$ ，其中 $P_r(\gamma_x)$ 及 α 為未知，若 $\gamma_x < 0.3$ 時，則 $P_{ps}(\gamma_x)$ 會趨近於零，故可改寫為：

$$\int_0^{0.3} P(\gamma_x) d\gamma_x = (1 - \alpha) \int_0^{0.3} P_r(\gamma_x) d\gamma_x \quad (\text{式 3.18})$$

利用上式可估計 α ，並計算出 PS 點的門檻值 γ_x^* ，而當 PSC 點位之 γ_x 小於 γ_x^* 時，即可將此 PSC 定義為 PS 點。

二、DEM 誤差校正

當挑出可信度較高的 PS 點後，可藉由減去 $\phi_{\varepsilon,x,i}$ 的估計值得到經扣除 DEM 誤差之相位，如式 3.19：

$$\phi_{x,i} - \hat{\phi}_{\varepsilon,x,i} = \phi_{def,x,i} + \phi_{\alpha,x,i} + \phi_{orb,x,i} + \phi'_{\varepsilon,x,i} + n_{x,i} \quad (\text{式 3.19})$$

式中， $\phi'_{\varepsilon,x,i}$ 為因 $K_{\varepsilon,x}$ 估計值的不確定性所造成的 DEM 殘差(Residual DEM Error)，由於相鄰 PS 點的 $\phi'_{\varepsilon,x,i}$ 差異很小，因此此效應在相位解算的過程中可忽略。

三、相位回復

接著進行相位解算(phase unwrapping)以還原原始地表變形的資訊，相位回復解算為三維的計算，需考慮空間及時間之關係。首先，計算各 PS 點於各時間點(影像日期)的相位變化，並在每個時間區段中，選定一 PS 點作為控制點，並利用最小均方根對此控制點反覆做相位回復解算，以得到所有 PS 點在各時間對控制點的變化量，便可得到 PS 點在時間序列上的變化量，再加上平面空間的相位回復，則可解算出三維的相位資訊。PSInSAR 相位解算為平面空間加上時間的三維資料，以回復一系列二維相位資訊來模擬成三維解算。

四、空間相關估算

經相位解算過後仍存在的誤差，可分為空間相關(Spatially Correlated)和時間相關(Temporally Correlated)的誤差，而本研究所需討論的 ϕ_{def} 主要是以時間相關為主，因此必須將空間相關的誤差濾除，將解算後的相位在時間上做高通濾波(high-pass filtering)，在空間上做低通濾波(low-pass filtering)，估算出空間的誤差量，將上式減掉此空間誤差，則可得出 ϕ_{def} 及剩餘可被視為雜訊的空間不相關誤差。

經濾波後， $\phi'_{\varepsilon,x,i}$ 及 $n_{x,i}$ 已趨近於零，可忽略，而 $\phi_{orb,x,i}$ 可透過精密軌道(precise orbit)將其消除。又因空間殘差主要由大氣效應 $\phi_{\alpha,x,i}$ 所提供，而濾波估算後的空間殘差便可扣除之，因此最後所得之 PS 點位為地表變形資訊 ϕ_{def} 。

3.1.7 資料來源

本研究區域位於台灣西南部，所使用到的衛星分別為 ERS (European Remote Sensing Satellite)-1/2、Envisat (Environmental Satellite) 以及 ALOS (Advanced Land Observing Satellite)，分析各衛星之 SAR 影像其相對基線值，用以檢查可供產生干

涉之影像對，製作干涉影像，本研究所使用之影像日期分布如圖 3-14 所示。

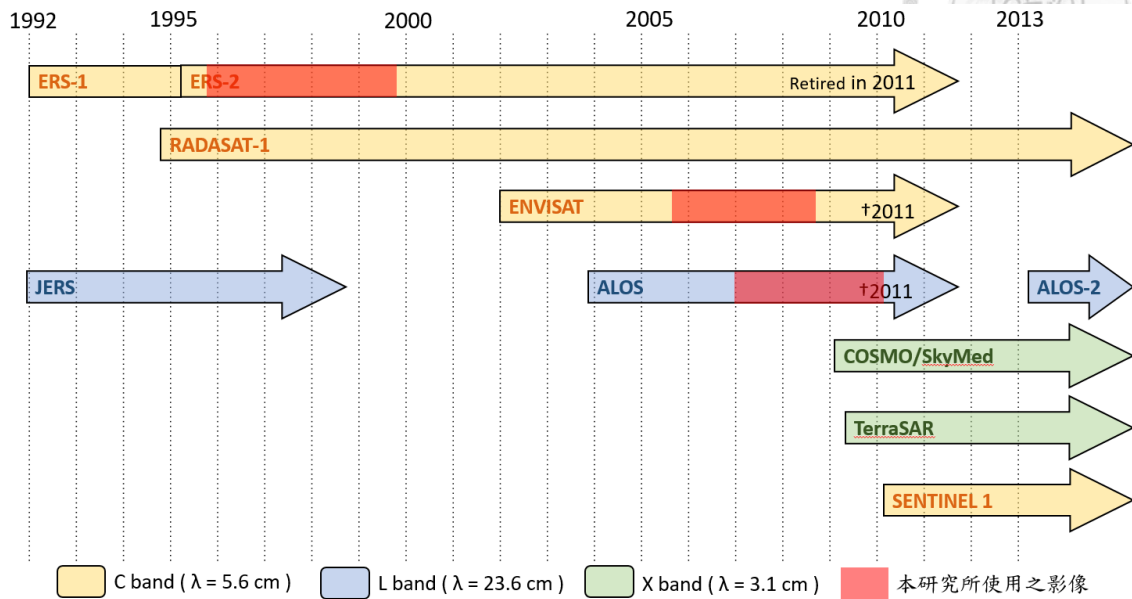


圖 3-14 SAR 影像日期分布圖，黃色為 C 波段衛星，藍色為 L 波段衛星，綠色為 X 波段衛星，紅色區塊為本研究所使用之衛星影像

3.1.6-1 ERS-1/2

歐洲太空總署(European Space Agency, ESA)分別於 1991 年 6 月與 1995 年 4 月發射 ERS-1 與 ERS-2 衛星，皆為太陽同步軌道衛星，軌道高度約 785 公里，軌道傾斜角約 98.5° ，軌道重返周期為 35 天，全球共有 501 個軌道。衛星上所裝載的合成孔徑雷達感測器系統是以 23° 入射角斜視地面，掃描軌跡寬約 100 公里，一幅影像大小約為 100 公里 \times 100 公里，解析度約為 20 公尺。本研究使用的影像為衛星軌道(track)239，像幅編號(frame)3141、3159(圖 3-15)，影像時間為 1995 年 4 月至 1999 年 9 月。

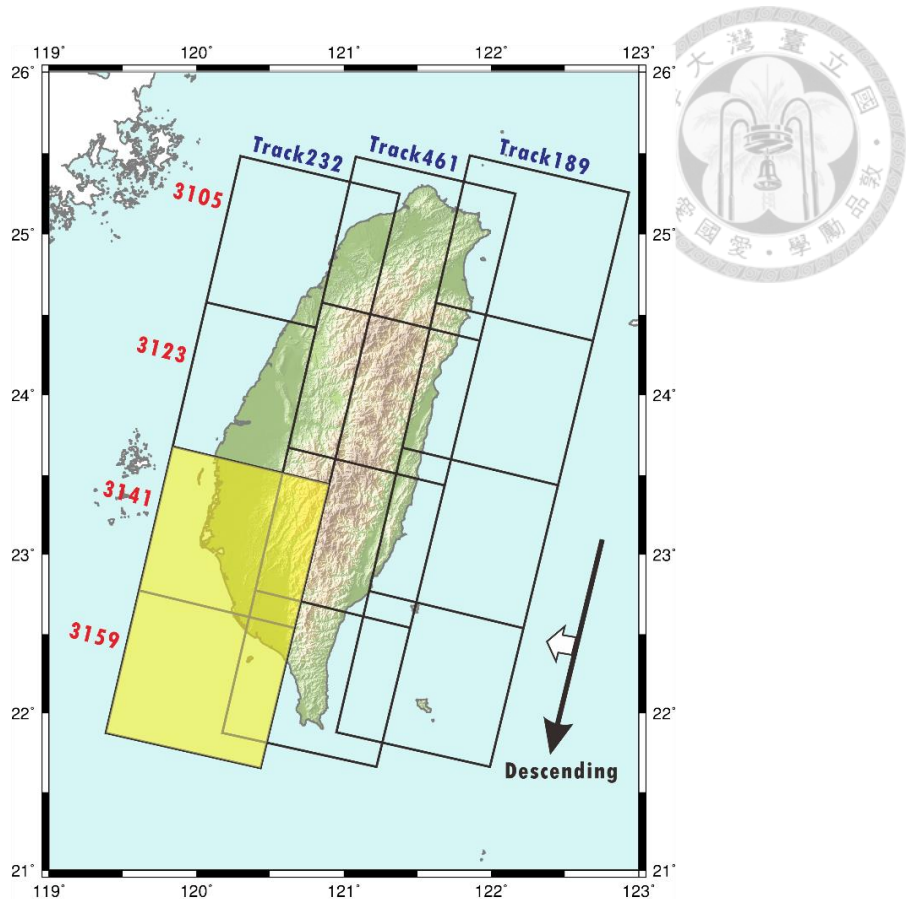


圖 3-15 ERS-1/2 及 Envisat 衛星選取區域涵蓋圖，衛星軌道 239，像幅編號 3141 及 3159。

3.1.6-2 Envisat

為歐洲太空總署 ESA 為延續 ERS-1/2 的地球觀測任務，於 2002 年 3 月所發射的衛星。為太陽同步衛星，飛行高度約 800 公里，軌道重返周期與 ERS 相同，為 35 天。Envisat 上共裝載有 10 種感測器，其中包含主動式微波感測器—先進合成孔徑雷達(SAR)系統，簡稱為 ASAR，是屬於多極化雷達，提供可調適入射角設計及五種拍攝模式，機動性較 ERS 優異，雷達波段為 C 波段，波長為 5.6 公分。本研究使用的影像為衛星軌道 239，像幅編號 3141、3159 (圖 3-16)，影像時間為 2004 年 6 月至 2008 年 9 月。

3.1.6-3 ALOS

ALOS 於 2006 年 1 月發射，為日本地球觀測衛星計劃中，主要針對陸地區域

進行觀測的衛星。屬於太陽同步衛星，平均航高 691.65 公里，軌道與赤道傾斜角 98.16° ，其軌道返回周期為 46 天。ALOS 上共裝載三個 SAR 感測系統，分別為全色態遙感立體測繪儀(Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping, PSISM)，主要用於數位高程測繪；先進可見光與近紅外輻射計(Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2, AVNIR-2)，用於精確陸地觀測；相位陣列 L 波段合成孔徑雷達(Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar, PALSAR)，用於全天候全天候陸地觀測。本研究使用 PALSAR 拍攝的影像，雷達波波長約 23.6 公分，為 L 波段，具備多重觀測角度與多偏極、全偏極等功能，且提供三種拍攝模式。本研究使用的影像為衛星軌道 447，像幅編號 430、440 及 450 (圖 3-16)，影像時間為 2007 年 1 月至 2010 年 1 月。

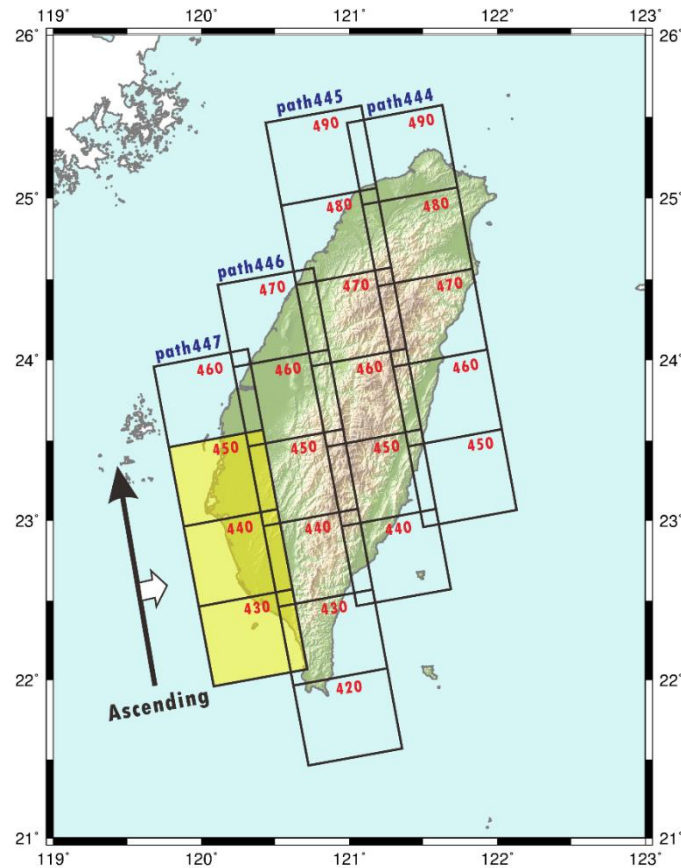


圖 3-16 ALOS 衛星選取區域涵蓋圖，衛星軌道 447，像幅編號 430 至 440。



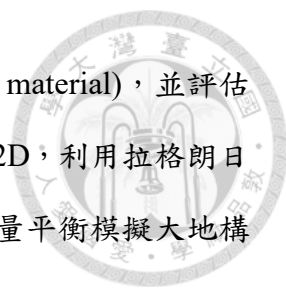
表 3.2 SAR 衛星資訊一覽表

	ERS-1/2	Envisat	ALOS*
頻率 (GHz)	5.3	5.3	1.3
波段	C	C	L
波長 (公分)	5.6	5.6	23.6
航高 (公里)	785	800	691.65
週期 (天)	35	35	46
解析度 (公尺)	20	25	7~44 ; 14~88
入射角(°)	23	15 - 45	8-60
本研究涵蓋時間段	1995 年 4 月至 1999 年 9 月	2004 年 6 月至 2008 年 9 月	2007 年 1 月至 2010 年 2 月
本研究使用影像數量	frame3141: 32 frame3159: 37	19	frame330&340: 13 frame340&350: 11

3.2 有限元素法數值模擬

本研究將針對古亭坑泥岩、龍船斷層及旗山斷層一帶之變形行為做討論，龍船斷層北段及旗山斷層下盤相對於上盤具較高之抬升速率，此現象與已知之斷層特性不相符，此外，此區雖具有相當高之壓縮應變速率，然而地震紀錄卻是相對稀少的，因此擬計畫利用數值模擬分析，討論此區異常變形機制為何，利用 DynEarthSol2D 此程式，有效考慮斷層作用及材料性質的影響，針對泥岩特性及構造作用造成之影響，並找出主控此區之變形機制。

長期大尺度的地質構造模擬，通常難以準確模擬局部性的地質特徵，如斷層、剪切帶等常造成小範圍的變形的構造。而又因大地構造模擬需考慮物質在不同溫壓的表現，因岩石圈會隨溫度、壓力有不同的反應行為，例如脆性破裂與黏滯性流



動，在此將岩石圈材質視為可壓縮的彈性體(compressible elastic material)，並評估不同變形模式及其過渡帶的行為反應。本研究將以 DynEarthSol2D，利用拉格朗日法(Lagrangian)及非結構性網格(unstructured mesh)計算動量及能量平衡模擬大地構造。

3.2.1 有限元素法概述

有限元素法(Finite Element Method, FEM)之基本概念為將一連續物體分成有限個元素，並將各元素(element)的特性以數學式加以描述，而元素則以節點(node)相連而成為一個整體。原模型之物理特性可由各元素所組成的數學式加以表示，再利用此數學式求取模型之各種變異量，如位移、速度、應力及應變等。有限元素法可應用的範圍非常廣泛，其優點如下：

1. 鄰近元素的材料性質不一定要相同，可應用於非均質(non-homogeneous)、異向性(anisotropic)的材料。
2. 可構成直線與曲線的邊界，更符合真實情況。
3. 元素大小可改變，可依據性質及變異量的需要，改變元素網格大小，使結果更精密亦能達到有效率的計算。

本研究在二維(x-y 平面)數值模擬中，為了能有效觀察此平面的應變量，假設模擬過程符合平面應變(plain strain)，即固定 z 方向的應變，如圖 3-17，將模型 z 方向前後固定，使 z 方向上無應變產生($\epsilon_{zz} = 0$)，因此需要應力來抵抗應變的產生($\sigma_{zz} \neq 0$)，只有 x-y 平面上會有應變量($\epsilon_{xx}, \epsilon_{yy}, \epsilon_{xy} \neq 0$)，進行有限元素模擬時，僅需利用 x-y 平面上的面積元素(area element, dA)來做計算。

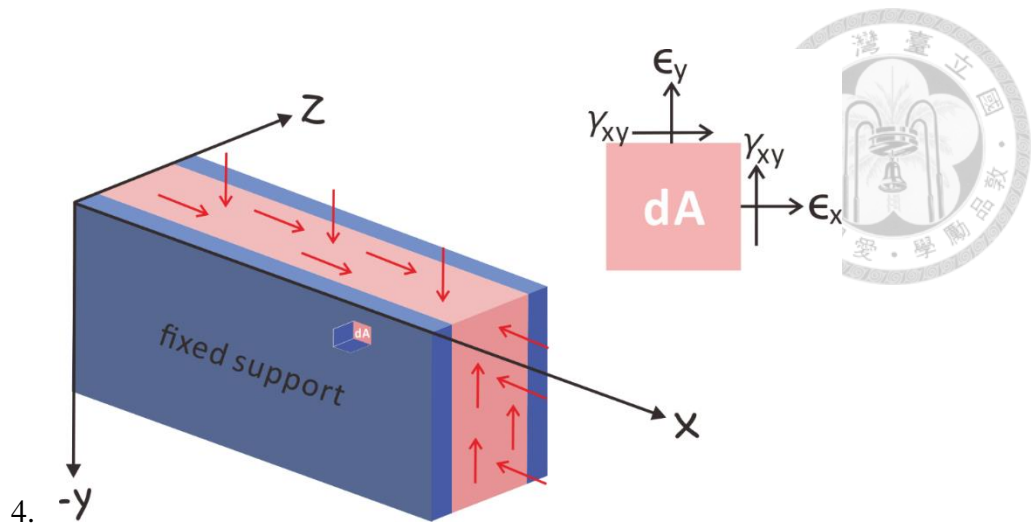


圖 3-17 平面應變示意圖，粉色區塊為欲模擬之模型，在 z 方向前後固定其應變，觀察 x-y 平面之應變。

3.2.2 DynEarthSol2D 計算步驟

DynEarthSol2D 數值計算可計算連續體中每一個節點在不同時階(Time Step)之控制方程式(Governing Equations)，時階為程式反覆運算之次數，依 Choi et al. (2013) 將軟體數值計算可分為六個步驟，以下將依序介紹之，方程式中粗體字代表為向量或張量，需注意方向正負值。

一、運動方程式(Equation of Motion)

DynEarthSol2D 模擬之運動方式遵循線性動量平衡，如下列方程式：

$$\rho \dot{\mathbf{u}} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} + \rho \mathbf{g} \quad (\text{式 3.20})$$

式 3.20 中， ρ 為物質密度； \mathbf{u} 為速度向量； $\boldsymbol{\sigma}$ 為應力張量； \mathbf{g} 為重力加速度； ∇ 表示為空間梯度； $\nabla \cdot$ 可表示為散度運算子(divergence operator)，物體運動依據拉格朗日法(Lagrangian formulation)，以三角形非結構性網格(unstructured mesh)利用上式離散化，並考慮邊界條件影響，而為了求得節點 a 的總力(total force, \mathbf{f}_a)，需將式 3.20 乘上權重函數並做積分，可得到各節點 a 的加速度方程式 \mathbf{a}_a 如下式：

$$m_a \mathbf{a}_a = \mathbf{f}_a = \mathbf{f}_a^{int} + \mathbf{f}_a^{bc} + \mathbf{f}_a^{ext} \quad (\text{式 3.21})$$

其中節點的質量 m_a 為：

$$m_a = \sum_e \left(\int_{\Omega_e} N_a^e \rho_f d\Omega \right) = \sum_e \left(\rho_f \int_{\Omega_e} N_a^e d\Omega \right) = \sum_e^{a\epsilon\epsilon} \left(\frac{1}{M} \rho_f \Omega_e \right) \quad (\text{式 3.22})$$

式 3.22 中， Ω_e 為元素(element, e)的面積， N_a^e 為元素的節點的線性形狀方程式(linear shape function)， M 為元素與其他元素的連接數，以三維正四面體網格為例， $M=4$ ；而二維三角形網格， $M=3$ ； ρ_f 為「虛密度」。而總力為內力(internal force, f_a^{int})、邊界力(boundary force, f_a^{bc})及外力(external force, f_a^{ext})三個力的加總，其中內力 f_a^{int} 定義如下：

$$f_a^{int} = \sum_e \left(\int_{\Omega_e} \frac{\partial N_a^e}{\partial x} \cdot \sigma d\Omega \right) = \sum_e \left(\frac{\partial N_a^e}{\partial x} \cdot \sigma \int_{\Omega_e} d\Omega \right) = \sum_e^{a\epsilon\epsilon} \left(\frac{\partial N_a^e}{\partial x} \cdot \sigma \Omega_e \right) \quad (\text{式 3.23})$$

邊界條件則依紐曼邊界條件(Neumann boundary condition)，邊界力 f_a^{bc} 方程式如下：

$$f_a^{bc} = \sum_e \left(\oint_{\partial\Omega_e} -N_a^e \sigma \cdot n dL \right) = - \sum_e^{a\epsilon s, s \in \partial\Omega_e} \left(\frac{1}{M-1} \sigma_s \cdot n_s L_s \right) \quad (\text{式 3.24})$$

式 3.24 表示邊界 s 所受到的邊界力， L_s 在二維模擬中為邊界長度，三維模擬則指表面積； n 為單位正交向量； σ_s 則表示紐曼邊界所受到的應力。而外力 f_a^{ext} 定義方程式如下所列：

$$f_a^{ext} = \sum_e \left(\int_{\Omega_e} N_a^e \rho g d\Omega \right) = \sum_e \left(\rho g \int_{\Omega_e} N_a^e d\Omega \right) = \sum_e^{a\epsilon\epsilon} \left(\frac{1}{M} \rho g \Omega_e \right) \quad (\text{式 3.25})$$

由於元素中的 ρ_f 、 ρ 、 $\frac{\partial N_a^e}{\partial x}$ 、 σ 及 g 為已知常數，式 3.25 經解算後可得到下式：

$$\int_{\Omega_e} d\Omega = \Omega_e, \quad \int_{\Omega_e} N_a^e d\Omega = \frac{1}{M} \Omega_e, \quad \oint_{\partial\Omega_e} N_a^e dL = \frac{1}{M-1} L_s \quad (\text{式 3.26})$$

而為了有效模擬大地構造變形，通常以半穩定(quasi-static)的狀態來進行數值模擬計算，DynEarthSol2D 以動力鬆弛法(dynamic relaxation)解算非線性問題之計算，可由動態的動量方程式獲得靜態平衡。再利用質量縮放技術(mass scaling)以一虛密度代替真實物質之密度，可有效提升計算速率，此一虛密度與真實密度成一比例關係，因此又可稱虛密度為縮放密度(scaled density)，並可得到其相對之加速度



及速度，而由這些數據可計算出每個節點的位置及瞬時速度。以下將詳細介紹動力鬆弛法以及質量縮放技術。

因長期的構造模擬不須考慮高頻率的震動影響，因此需利用阻尼(damping)使動量達到半穩定狀態，可藉由瞬間增強或減弱力使式 3.26 達到淨力平衡，此即為動態鬆弛法，根據(Cundall,1986)提出之方程式來決定此外加的力：

$$ma_i = (f_{damped})_i = f_i - 0.8sgn(u_i)|f_i| \quad (式 3.27)$$

式 3.27 中，下標 i 表示向量的第 i 個分量， sgn 為正負號函數。

此外，利用 CFL 條件(Courant–Friedrichs–Lewy condition)限制時間步階(time step)的大小，對於長期構造模擬來說，需要極多的時間步階才足以達到目標的變形結果，因此為了克服此缺點，DynEarthSol2D 此軟體利用質量縮放來進行更有效的模擬計算，藉由調整節點質量(密度)來獲得穩定且適當的時間步階大小。當彈性波波速 $u_{elastic}$ 接近構造速度 $u_{tectonic}$ 時，時間步距大小就會增大，如下式表示：

$$u_{elastic} = \sqrt{\frac{K_s}{\rho_f}} = c_1 u_{tectonic} \quad (式 3.28)$$

式 3.28 中 K_s 為物質體積模數； ρ_f 為假設密度； c_1 為描述構造速度與彈性波波速關係之常數，當 c_1 太小時（即 ρ_f 太高）系統便會發生動態不穩定，即 $u_{elastic}$ 太小，無法快速釋放應力，使得系統運動能太高，破壞半穩定狀態；反之，當 c_1 太大時（即 ρ_f 太低），模擬計算會消耗過多時間。理想的 c_1 取決於流變學參數、解析度及系統範圍大小影響，目前對於理想的 c_1 仍為未知數，但可依經驗得出對於模擬長時間構造尺度之理想 c_1 值介於 $10^4 \sim 10^8$ 之間。

二、節點混和離散法(Nodal Mixed Discretization)

在 DynEarthSol2D 中，三角網格在不可壓縮的變形時遵循體積恆定(volumetric locking)，但當長期構造演變須考慮到塑性或黏性流動的變形時，則必須利用節點混和離散法(NMD)來達到反體積恆定(antivolumetric locking)的變形模式。元素 e 的應變速率 $\dot{\epsilon}_e$ 可由速度計算之，如下式：



$$\dot{\epsilon}_{e,ij}^{t+\Delta t} = \frac{1}{2} \sum_{a \in e} \left(\frac{\partial N_a^e}{\partial x_i} u_{a,j}^{t+\Delta t} + \frac{\partial N_a^e}{\partial x_j} u_{a,i}^{t+\Delta t} \right) \quad (\text{式 3.29})$$

式 3.29 中，下標 i 及 j 表示空間座標。應變速率張量可依其方向被拆解為軸差張量 (deviatoric) 及均向張量 (isotropic)，如下式：

$$\dot{\epsilon}_e = dev(\dot{\epsilon}_e) + \frac{1}{D} tr(\dot{\epsilon}_e) I \quad (\text{式 3.30})$$

式 3.30 中， D 為張量對角線方向的項目數量，二維 D 值為 2，三維則為 3； I 為本質張量 (identity tensor)。

節點混和離散法的基本概念為將一群鄰近元素之體積應變速率取平均值，並將此平均值取代這些元素原本的體積應變速率。首先，需先定義某一面積中所有節點的平均跡數 (trace) 的 $\dot{\epsilon}_a$ 如下式：

$$\dot{\epsilon}_a = \frac{\sum_e^{a \in e} tr(\dot{\epsilon}_e) \Omega_e}{\sum_e^{a \in e} \Omega_e} \quad (\text{式 3.31})$$

再將所求得的節點場 (nodal field, $\dot{\epsilon}_a$) 內插回元素 e ，便可求得該元素的平均體積應變速率 $\bar{\dot{\epsilon}}_e$ 如下：

$$\bar{\dot{\epsilon}}_e = \sum_{a \in e} \frac{1}{M} \dot{\epsilon}_a \quad (\text{式 3.32})$$

式 3.32 中， M 為某一元素與其他元素的連接數，最後將此方程式計算出來的平均體積應變速率取代原始的體積應變速率，即將 $\bar{\dot{\epsilon}}_e$ 取代原本 $\dot{\epsilon}_e$ 中均向張量的部分以達到反體積恆定，因此可將式 2.11 改寫為：

$$\dot{\epsilon}'_e = dev(\dot{\epsilon}_e) + \frac{1}{D} \bar{\dot{\epsilon}}_e I \quad (\text{式 3.33})$$

最後，可將應變張量公式簡化，其中以 $\dot{\epsilon}$ 表示修改過後的應變速率張量，應變張量結果可表示為：

$$\epsilon_e^{t+\Delta t} = \epsilon_e^t + \Delta t \dot{\epsilon}'_e \quad (\text{式 3.34})$$

三、組構計算 (Constitutive Update)

藉由應變速率及應變張量可重新計算應力張量，因此處計算皆為元素尺度，所以下列公式接省略了下來 e 。模擬 EVP 行為時，因其複合式流變學特質，通常會

將其視為由黏彈 (viscoelastic) 行為及彈塑(elasoplastic) 行為兩個次模型所組合而成，並由體積模數(bulk modulus, K_s)、剪力模數(shear modulus, G)、黏滯係數 (viscosity, η)、凝聚力 (cohesion, C)及摩擦角(friction angle, ϕ) 可計算出黏彈應力 (viscoelastic stress, σ_{ve})與彈塑應力(elastoplastic stress, σ_{ep})。

黏彈應力增量 $\Delta\sigma_{ve}$ 估算則假設材料為線性 Maxwell 性質，其軸差總應變增量 $\Delta\epsilon$ 包含了彈性及黏性應變分量，其中軸差應力增量中，彈性及黏性應變分量皆相同，方程式如下所式：

$$\text{dev}(\Delta\epsilon) = \frac{\text{dev}(\Delta\sigma_{ve})}{2G} + \frac{\text{dev}(\sigma_{ve})\Delta t}{2\eta} \quad (\text{式 3.35})$$

將 $\epsilon^{t+\Delta t} - \epsilon^t$ 、 $\sigma_{ve}^{t+\Delta t} - \sigma^t$ 及 $(\sigma_{ve}^{t+\Delta t} + \sigma^t)/2$ 分別代入式中的 $\Delta\epsilon$ 、 $\Delta\sigma_{ve}$ 及 σ_{ve} ，可得到下列方程式：

$$\text{dev}(\sigma_{ve}^{t+\Delta t}) = \frac{\left(1 - \frac{G\Delta t}{2\eta}\right) \text{dev}(\sigma^t) + 2G \cdot \text{dev}(\epsilon^{t+\Delta t} - \epsilon^t)}{1 + \frac{G\Delta t}{2\eta}} \quad (\text{式 3.36})$$

而均向應力則反映了體積的改變，因此黏彈應力可表示為下式：

$$\sigma_{ve}^{t+\Delta t} = \text{dev}(\sigma_{ve}^{t+\Delta t}) + \Delta t K_s \text{tr}(\dot{\epsilon}^{t+\Delta t}) \mathbf{I} \quad (\text{式 3.37})$$

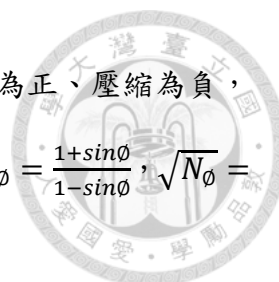
彈塑應力 σ_{ep} 則依 Mohr-Coulomb (MC) failure criterion 及 general flow rule 行為計算，而彈性應力 $\sigma_{el}^{t+\Delta t}$ 經試驗得出下列經驗公式：

$$\sigma_{el}^{t+\Delta t} = \sigma^t + \left(K_s - \frac{2}{3}G\right) \text{tr}(\dot{\epsilon}^{t+\Delta t}) \mathbf{I} \Delta t + 2G \dot{\epsilon}^{t+\Delta t} \Delta t \quad (\text{式 3.38})$$

當彈性應力 $\sigma_{el}^{t+\Delta t}$ 作用在屈服面 (yield surface)上或內，此時屈服函數 $f(\sigma_{el}^{t+\Delta t}) \geq 0$ ，不受塑性應力作用，因此 $\sigma_{ep}^{t+\Delta t}$ 與 $\sigma_{el}^{t+\Delta t}$ 相等；然而，若彈性應力 $\sigma_{el}^{t+\Delta t}$ 作用於屈服面之外，則須利用 Simo and Hughes (2004)所提出的 return-mapping algorithm 將彈性應力投影至屈服面上。

而對於 Mohr-Coulomb 材質，通常用主應力來描述其剪力破壞的屈服函數，如下式：

$$f_s(\sigma_1, \sigma_3) = \sigma_1 - N_\phi \sigma_3 + 2C \sqrt{N_\phi} \quad (\text{式 3.39})$$



式 3.39 中， σ_1 與 σ_3 分別表示最大及最小壓縮主應力，其中伸張為正、壓縮為負，

因此三個方向的軸應力關係為 $\sigma_1 \leq \sigma_2 \leq \sigma_3$ ； C 為物質凝聚力； $N_\phi = \frac{1+\sin\phi}{1-\sin\phi}$ ， $\sqrt{N_\phi} = \frac{\cos\phi}{1-\sin\phi}$ ； ϕ 為摩擦角 ($< 90^\circ$)。

而張力破裂的屈服強度可表示為：

$$f_t(\sigma_3) = \sigma_3 - \sigma_t \quad (\text{式 3.40})$$

其中 σ_t 為拉力切斷(tension cut-off)發生時的應力，其上限值為 $C/\tan\phi$ ，因在應變弱化(strain-weakening)的行為下，物質凝聚力 C 及摩擦角 ϕ 會隨之改變。

為了明確定義屈服行為，另外定義一函數，將兩屈服函數作用於 $\sigma_1 - \sigma_3$ 平面上所形成的鈍角對分，當 $f_h(\sigma_{el,1}, \sigma_{el,3}) < 0$ 會發生剪力破壞；反之則為張力破壞，而 f_h 定義如下列方程式：

$$f_h(\sigma_1, \sigma_3) = \sigma_3 - \sigma_t + \left(\sqrt{N_\phi^2 + 1} + N_\phi \right) (\sigma_1 + N_\phi \sigma_t + 2C\sqrt{N_\phi}) \quad (\text{式 3.41})$$

而 Mohr-Coulomb model 中塑性流 (plastic flow) 發生剪力破裂的可能性可以下式定義之：

$$g_s(\sigma_1, \sigma_3) = \sigma_1 - \frac{1 + \sin\psi}{1 - \sin\psi} \sigma_3 \quad (\text{式 3.42})$$

式 3.42 中， ψ 為膨脹角(dilation angle)；而發生張力破裂的可能性則為：

$$g_t(\sigma_3) = \sigma_3 - \sigma_t \quad (\text{式 3.43})$$

由於需考慮物質的可塑性 (plasticity)，可將其應變增量 $\Delta\epsilon$ 定義為：

$$\Delta\epsilon = \Delta\epsilon_{el} + \Delta\epsilon_{pl} \quad (\text{式 3.44})$$

式 3.44 中， $\Delta\epsilon_{el}$ 及 $\Delta\epsilon_{pl}$ 分別代表彈性及塑性應變增量，塑性應變增量 $\Delta\epsilon_{pl}$ 垂直於流勢面 (flow potential surface)，可被表示為：

$$\Delta\epsilon_{pl} = \beta \frac{\partial g}{\partial \sigma} \quad (\text{式 3.45})$$

式 3.45 中， β 為塑性流規模，與作用於屈服面的應力狀態有關。而屈服函數可定義為：

$$f(\sigma_{ep}^{t+\Delta t}) = f(\sigma^t + \Delta\sigma_{ep}) = 0 \quad (\text{式 3.46})$$



主應力軸的應力及應變狀態可以 $\sigma_A = E_{AB}\epsilon_A$ 此關係式表示，式中， σ_A 及 ϵ_A 分別代表主應力及主應變；而 E 代表相對應的彈性模數矩陣 (elastic moduli matrix)，其定義如下：

$$\begin{aligned} E_{AB} &= \left(K_s - \frac{2}{3}G\right) & \text{if } A \neq B, \\ E_{AB} &= \left(K_s + \frac{4}{3}G\right) & \text{if } A = B \end{aligned} \quad \text{式(3.47)}$$

接著再由屈服函數及 $\sigma_{el}^{t+\Delta t} = \sigma^t + \mathbf{E} \cdot \Delta\epsilon$ 計算得出塑性流規模 β 的方程式：

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{\sigma_{el,l}^{t+\Delta t} - N_\phi \sigma_{el,3}^{t+\Delta t} + 2C\sqrt{N_\phi}}{\sum_B (E_{1B} \frac{\partial g_s}{\partial \sigma_B} - N_\phi E_{3B} \frac{\partial g_s}{\partial \sigma_B})} & \text{(適用於剪力破壞)} \\ \beta &= \frac{\sigma_{el,3}^{t+\Delta t} - \sigma_t}{\frac{\partial g_t}{\partial \sigma_3}} & \text{(適用於張力破壞)} \end{aligned} \quad \text{(式 3.48)}$$

同樣地， $\partial g / \partial \sigma$ 依不同破壞模式也有不同的定義式：

$$\begin{aligned} \partial g / \partial \sigma_1 &= 1 \\ \partial g / \partial \sigma_2 &= 0 & \text{(適用於剪力破壞)} \\ \partial g / \partial \sigma_3 &= \frac{1 + \sin\psi}{1 - \sin\psi} \end{aligned} \quad \text{(式 3.49)}$$

$$\begin{aligned} \partial g / \partial \sigma_1 &= 0 \\ \partial g / \partial \sigma_2 &= 0 & \text{(適用於張力破壞)} \\ \partial g / \partial \sigma_3 &= 1 \end{aligned} \quad \text{(式 3.50)}$$

將上述方程式整理合併，可將彈塑性應力 σ_{ep} 表示為：

$$\sigma_{ep} = \sigma_{el}^{t+\Delta t} - \mathbf{E} \cdot \Delta\epsilon_{pl} \quad \text{(式 3.51)}$$

已知黏彈性應力 σ_{ve} 及彈塑性應力 σ_{ep} 後，接著計算軸差分量的第二不變量 (invariant)。若黏彈應力 σ_{ve} 有較小的第二不變量(J_2)可利用 σ_{ve} 來計算；反之，若彈塑性應力 σ_{ep} 有較小的 J_2 值，則用 σ_{ep} 計算。

DynEarthSol2D 主要利用應變速率來計算其變形量，但當應力作用於彈塑性變



形等這種與速率不相依的組構模式(constitutive model)時，因其應變與坐標系有關，例如物體旋轉時，會因座標改變而造成應變變化，但其本身的應力未改變，因此在計算應力時，須利用每個階段的應力速率去做積分得到應力，而非直接利用應變計算應力。DynEarthSol2D 利用 Jaumann stress rate ($\check{\sigma}$)來表示之：

$$\check{\sigma} = \dot{\sigma} - \omega \cdot \sigma + \sigma \cdot \omega \quad (\text{式 3.52})$$

式 3.52 中， ω 為自旋張量 (spin tensor)，其定義式為：

$$\omega_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (\text{式 3.53})$$

代入之，即可得到目標所求的應力值計算公式為：

$$\check{\sigma}^{t+\Delta t} = \sigma^{t+\Delta t} + \Delta t (\sigma^{t+\Delta t} \cdot \mathbf{w}^{t+\Delta t} - \mathbf{w}^{t+\Delta t} \cdot \sigma^{t+\Delta t}) \quad (\text{式 3.54})$$

式 3.54 中， $\sigma^{t+\Delta t}$ 即為所求，為黏彈應力 σ_{ve} 及彈塑應力 σ_{ep} 兩者相對具有較小之第二不變量 J_2 。

四、速度及位移計算(Velocity and Displacement Update)

速度是由阻尼加速度計算之，但仍需考慮邊界條件的速度影響，其定義方程式如下：

$$\mathbf{u}_a^{t+\Delta t} = \mathbf{u}_a^t + \Delta t \mathbf{a}_a^{t+\Delta t} \quad (\text{式 3.55})$$

式中下標 a 表示為節點 a，而節點 a 之座標 \mathbf{x}_a 可表示為：

$$\mathbf{x}_a^{t+\Delta t} = \mathbf{x}_a^t + \Delta t \mathbf{u}_a^{t+\Delta t} \quad (\text{式 3.56})$$

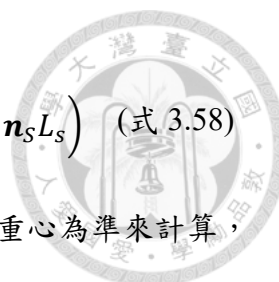
而因網格會隨時間改變，因此形狀函數 N_a^e 以及元素體積 Ω_e 在每個時間步階都須重新計算。

五、熱演化(Modeling Thermal Evolution)

岩石圈的熱演化也是長時間構造模擬的一大重點，其主要採用之熱方程式如下：

$$\rho c_p T = \dot{k} \nabla^2 T \quad (\text{式 3.57})$$

式 3.57 中， T 為溫度； c_p 及 k 分別代表岩石圈的熱容量 (heat capacity) 及熱傳導係數 (thermal conductivity)，將上式兩邊皆乘上權重函數並做積分，可得下式：



$$C_a \dot{T}_a^{t+\Delta t} = - \sum_e^{a \in e, b \in e} (k D_{ab} T_b^t \Omega_e) + \sum_e^{a \in s, s \in \partial \Omega_e} \left(\frac{1}{M-1} \mathbf{q}_s \cdot \mathbf{n}_s L_s \right) \quad (\text{式 3.58})$$

式 3.58 中， D_{ab} 為其擴散矩陣(Diffusion matrix)，以每一元素的重心為準來計算，定義式如下：

$$D_{ab} = \sum_{a,b \in e} \sum_i \frac{\partial N_a^e}{\partial x_i} \frac{\partial N_b^e}{\partial x_i} \quad (\text{式 3.59})$$

相較於擴散矩陣，熱容量則是以一個範圍來計算，其方程式如下：

$$C_a = \sum_e^{a \in e} \left(\frac{1}{M} \rho c_p \Omega_e \right) \quad (\text{式 3.60})$$

式 3.58 中， \mathbf{q}_s 為區塊 s 的邊界熱流值(heat flux)。最後溫度可被定義為：

$$T_a^{t+\Delta t} = T_a^t + \Delta t \dot{T}_a^{t+\Delta t} \quad (\text{式 3.61})$$

六、重建網格(Remeshing)

DynEarthSol2D 會在特定時間區段間評估網格品質，網格太細、角度過小……等都可視為品質不佳之網格，評估過後會重建(remeshing)之。重建的過程中首先須移除不適當的節點(node)，包含將變形及錯位的邊界恢復原狀後，位於邊界外的節點；以及連接一群極小網格的節點。移除這些節點後，再視情況加入新的節點或是調整節點，利用 edge-flipping 調整網格邊界，此方法能有效運用於 Lagrangian 架構中較大的變形問題(Braun and Sambridge, 1994)。如圖 3-18，白色實線為原本的邊界，白色虛線為經 edge-flipping 重建後的邊界，粉紅點為新加入的節點。當新的網格重建完畢後，即可重新計算邊界條件、形狀函數及質量矩陣。

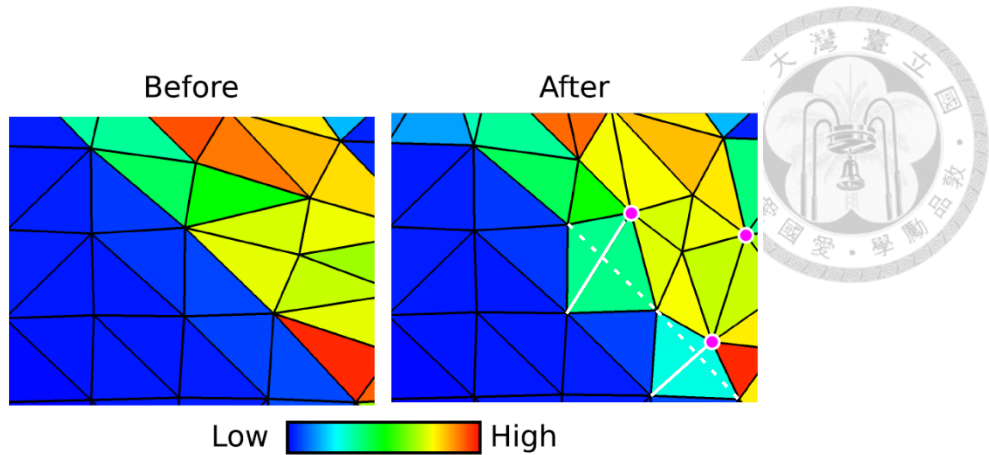


圖 3-18 重建網格示意圖(Choi et al., 2013)。

當應變集中在剪切帶等小範圍的變形帶，大多數位於變形帶之外的網格變形量極小，較不須重新配置網格，因此新舊網格相似度較高，使的各變異量在新網格對應較容易。反之，若變形量是分布在較廣的範圍，使的大部分區域的網格因變形都須重建，使的新網格與舊網格相似度極低，網格的變異量也須經重新定位。

與節點有關的變異量(例如速度與溫度)，可利用舊網格中的變異量做線性積分，推論出新網格節點所在位置的值；而與元素有關的變異量(例如應變與應力)，則需考慮其初始位置與終點位置，以下列方程式表示之：

$$\int_{\Omega_P} x^{d\Omega} = \int_{\Omega_Q} x'^{d\Omega} \quad (\text{式 3.62})$$

式 3.62 中，下標 P 及 Q 分別代表舊網格及新網格，原始變異量 x 重新計算為 x' ， Ω_P 及 Ω_Q 分別代表舊網格與新網格的區塊，利用有限元素離散法 (finite element discretization)，將整個模型的保守場(conservative mapping)簡化成下式：

$$\int_{\Omega_p \cap \Omega_q} x^{d\Omega} = \int_{\Omega_q} x'^{d\Omega} \quad (\text{式 3.63})$$

式 3.63 中，下標 q 為位於新網格 Q 的元素，而在 DynEarthSol2D 中，應變及應力等變異量在元素內皆為恆定值，因此保守場可再進一部簡化為：

$$x'_q = \frac{1}{\Omega_q} \sum_{p \in P} x_p \Omega_{p \cap q} \quad (\text{式 3.63})$$

同樣地，下標 p 為位於新網格 P 且與 q 無交集的元素， x_p 為元素 p 上的變異場 x 的值，而 $\Omega_{p \cap q}$ 為元素 p 與 q 之間重疊的部分(如圖 3-19)。在此利用 Farrel and Maddison(2011)所提出的 supermesh 方法，即利用一個涵蓋元素 q 及其與 p 的交點的大網格演算出 p 以及 $\Omega_{p \cap q}$ 。

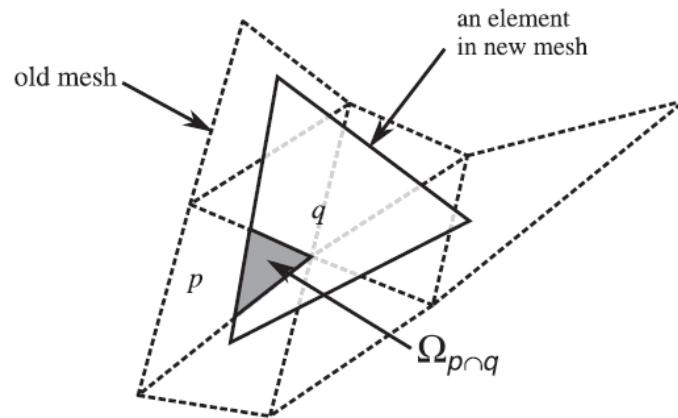


圖 3-19 重建網格說明圖，實線三角形為新建立之網格，虛線為未經重建之舊網格(Choi et al., 2013)。

第四章 研究成果



4.1 持久性散射體差分干涉法

本部分將展示臺灣西南部持久性散射體差分干涉之結果，並結合連續 GPS 測站之三維速度場，盼能補足變形受限於視衛星方向之不足。

4.1.1 基準點校正

為了與 GPS 測量資料比較及有效避免 PSInSAR 之誤差，本研究利用連續 GPS (Continuous GPS, CGPS)測量資料來對 PSInSAR 結果作校正，在此統一將 GPS 資料投影到視衛星方向(Light of Sight, LOS)，以利於比較兩者結果。

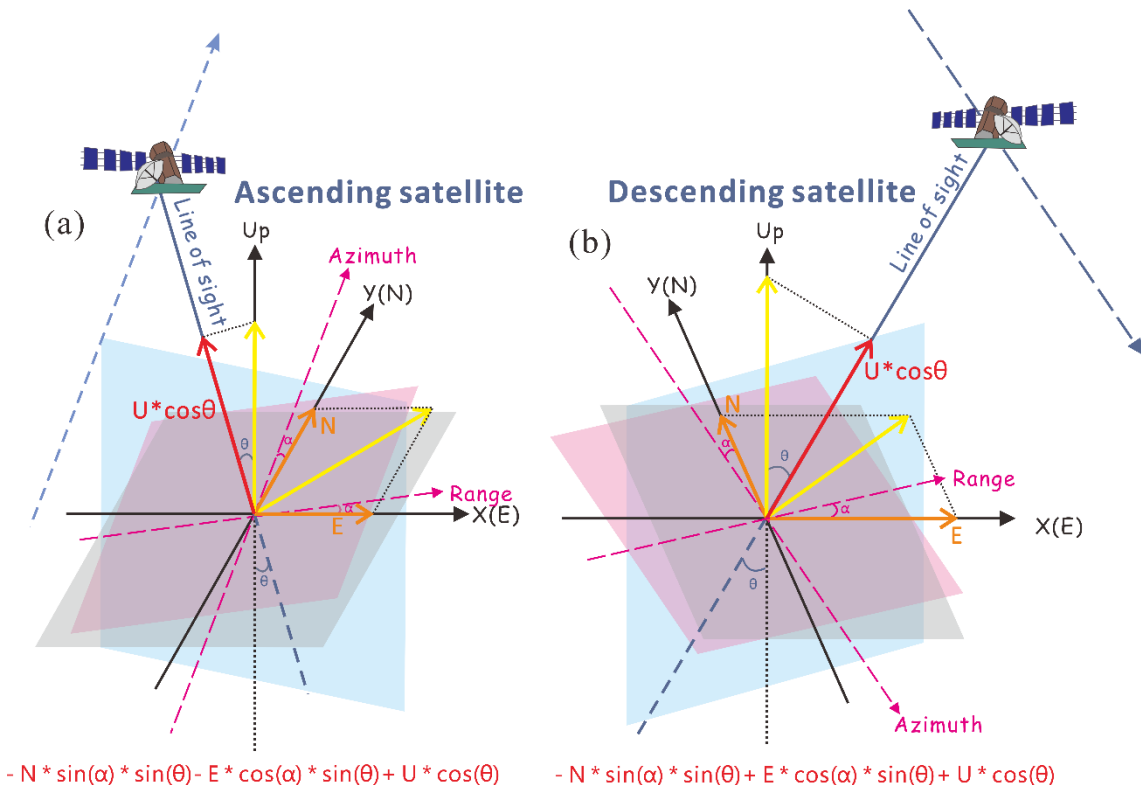


圖 4-1 (a)升軌衛星 ALOS 與(b)降軌衛星 ENVISAT/ERS 之軌道方向與照射方向於地理座標系統之轉換幾何關係，藍色平面為垂直向之座標系統，粉色平面為衛星飛行方向(Azimuth)與側視向(Range)之座標系統，灰色平面為地理座標系統。



如圖 4-1 為不同方向之衛星與 GPS 之座標幾何關係簡易示意圖，圖 4-1(a)為升軌衛星 ALOS；圖 4-1(b)為降軌衛星 Envisat/ERS 之座標幾何關係，藍色平面為垂直向之座標系統，粉色平面為衛星飛行方向(Azimuth)與側視向(Range)之座標系統，灰色平面為地理座標系統。

本研究利用三角幾何關係將 GPS 測量資料投影到 LOS 方向，GPS 測量資料可分為垂直向分向 (U，黃線) 與水平分向，水平分量又可拆為南北向分量 (N，橘線) 及東西向分量 (E，橘線)。垂向分量可直接利用衛星之俯角 θ 投影至 LOS，南北向分量及東西向分量皆先投影至側視向方向，再投至 LOS 方向。圖 4-2 為以升軌衛星為例之座標分解圖，須注意正北及正東投影至 LOS 皆為負值。

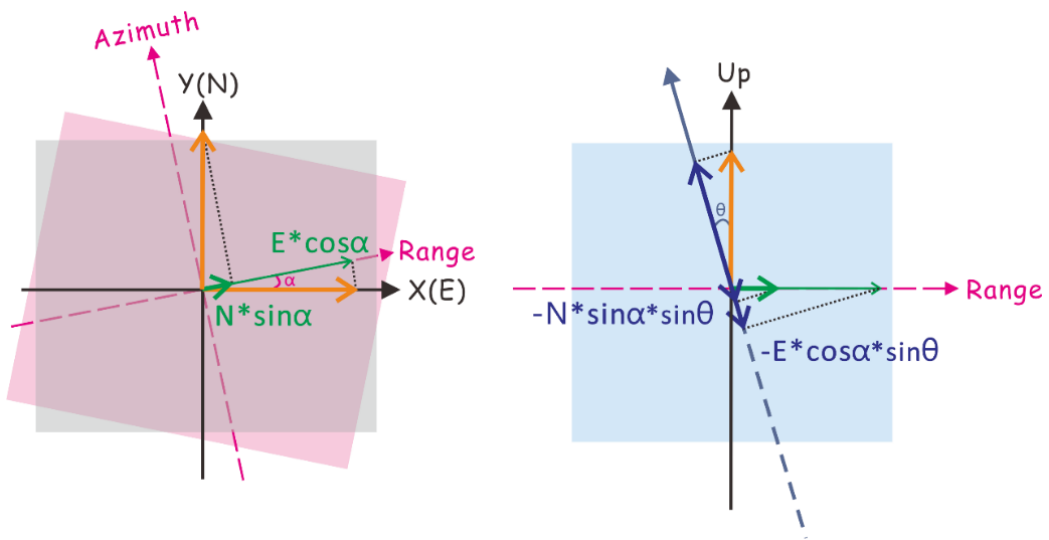


圖 4-2 軌道方向與照射方向於地理座標系統之轉換示意圖，藍色平面為垂直向之座標系統，粉色平面為衛星飛行方向(Azimuth)與側視向(Range)之座標系統，灰色平面為地理座標系統。

若僅使用單一 GPS 連續站作為基準點校正，容易忽略衛星影像的長波長誤差，且 PSInSAR 應用於山坡地等非平面之地形，變動量常相互影響，例如一坡面向西傾的山坡地，以向東拍攝的衛星影像解算之，若坡地向西下滑會貢獻向西的視衛星縮短的分量，此分量會與向下變動的視衛星伸長的分量抵銷，而會低估觀測值，因此本研究考慮位於研究區域內的所有 GPS 連續站，以多項式計算得出範圍內的校正曲面，將具有三維資訊的連續 GPS 站當作多點控制點，可得到更可靠的 PSInSAR 變形特徵資訊。



本研究所使用之三個不同時期的衛星影像，PSInSAR 結果與連續 GPS 測站的校正式，經計算如下：

ERS 衛星：

$$\text{plane}(x, y) = -1.113e5 + 2933x + (-5703)y + (-16.93)x^2 + 49.92xy + (-6.682)y^2$$

Envisat 衛星：

$$\text{plane}(x, y) = -6.465e5 + 1.11e4x + (-1862)y + (-48.17)x^2 + 21.01xy + (-14.25)y^2$$

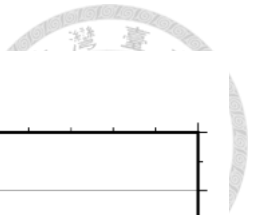
ALOS 衛星：

$$\text{plane}(x, y) = 1.405e5 + (-638.5)x + (-9106)y + (-4.9)x^2 + 81.13xy + (-14.84)y^2$$

4.1.2 PS-InSAR 成果

ERS 衛星: 1995/4 ~ 1999/9

本研究使用 ERS 衛星的衛星軌道 232、像幅編號 3141 及 3159 兩幅衛星影像，位置如圖 3-15，影像時間為 1995 年 4 月至 1999 年 9 月，以 1997/7/10 為主影像，各幅影像與主影像的垂直基線關係分布如圖 4-3 及圖 4-5。



ERS 232-3141

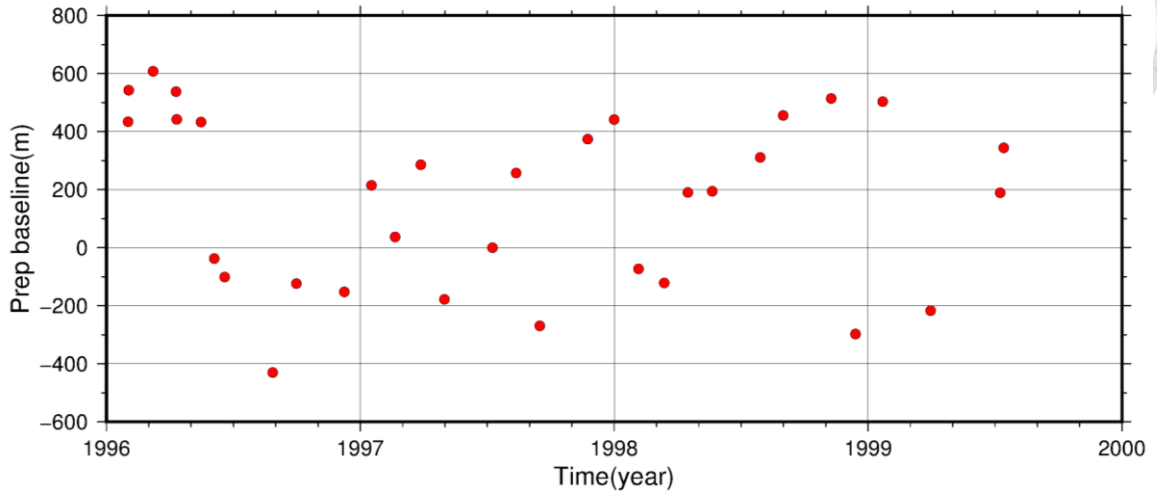


圖 4-3 ERS 衛星軌道 232、像幅編號 3141 之影像時間與垂直基線散佈圖。

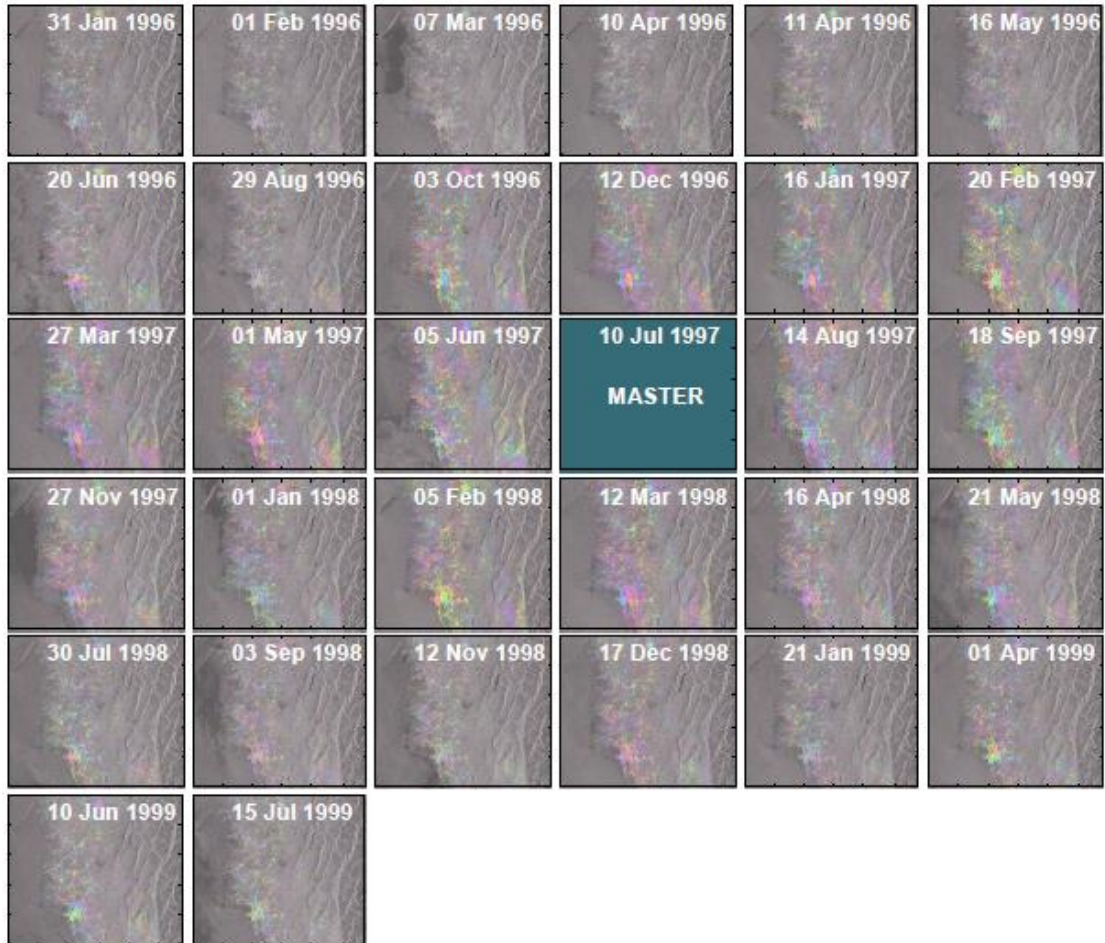
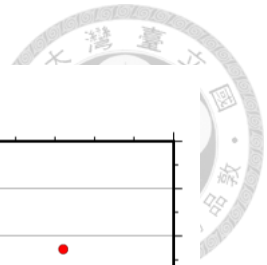


圖 4-4 ERS 衛星軌道 232、像幅編號 3141 以 1997/7/10 為主影像之影像對干涉結果。



ERS 232-3141

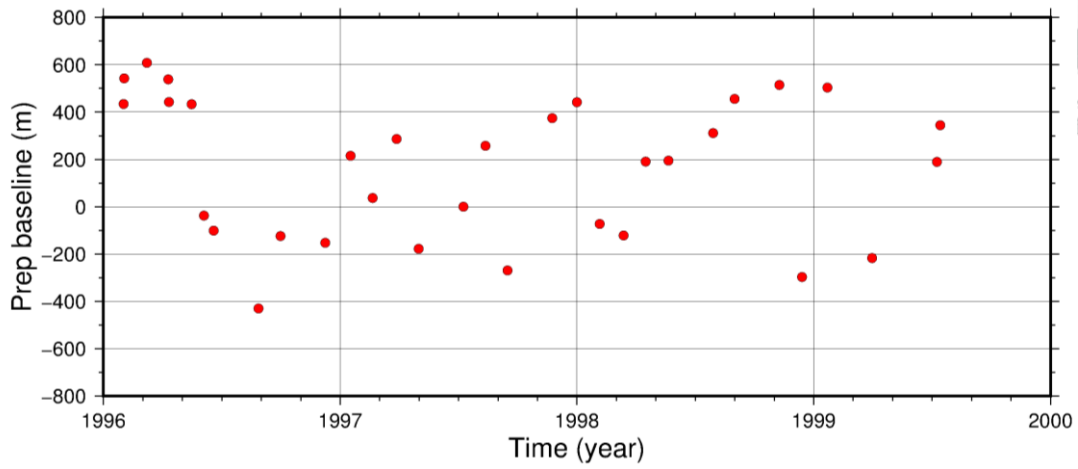


圖 4-5 ERS 衛星軌道 232、像幅編號 3159 之影像時間與垂直基線散佈圖。

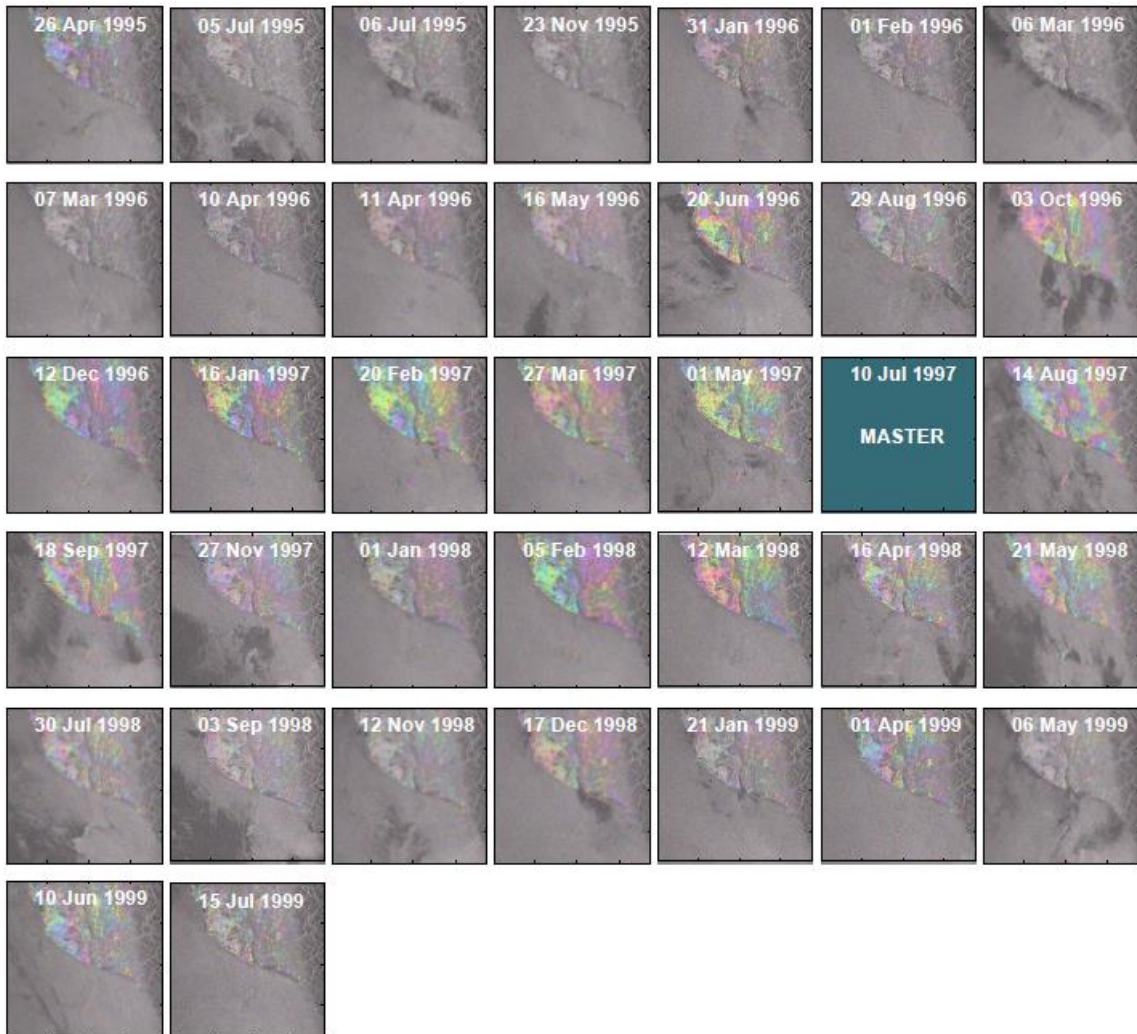



圖 4-6 ERS 衛星軌道 232、像幅編號 3159 以 1997/7/10 為主影像之影像對干涉結果。

由圖 4-4 及圖 4-6 之干涉結果可見，因都市建築物及道路主要分布於海岸平



原，可提供數量較多且品質較好的永久散射點，故海岸平原有較良好之干涉條紋；而西部麓山帶受到植被覆蓋及坡度造成的幾何變形影響，無較明顯之干涉條紋。圖 4-7 為 ERS 之永久散射點在視衛星(LOS)方向上的年平均速度變化量，暖色系為地表變形沿視衛星方向靠近；冷色系則為沿視衛星方向遠離，而又因 ERS 為降軌右視衛星，造成視衛星方向縮短的原因包含地表抬升及向東移動；反之，造成視衛星方向縮短的原因為地表沉降及向西移動。

將連續 GPS 站之三方向速度分量投影至視衛星方向，其中以星星標示控制點 GPS 測站 LIKN 所在位置，將其視為基準點。分析永久散射點速度結果，可觀察到在 ERS 衛星期間 (1995/4~1999/7)，臺南北邊及屏東平原為主要的下陷區域，臺南地區視衛星方向下陷量約 10 mm/yr，而屏東平原最大視衛星下陷量高達 25 mm/yr，此結果與 Hsieh et al. (2011)使用 DInSAR 觀測到屏東平原林邊溪河口附近具有 25 mm/yr 的下陷速率結果相同，下陷原因可能為因抽取地下水，導致含水層水頭降低，減少孔隙水壓而使得沉積物的壓密程度上升，導致地層下陷(Schmidt and Bürgmann, 2003)。視衛星方向縮短地區集中於臺南地區及西部麓山帶，其中最大視衛星方向縮短量位於臺南台地，速率可達 25 mm/yr。

此外，圖 4-7 也可觀察到跨斷層有速度梯度變化的現象，跨過後甲里斷層有極明顯的速度不連續性，根據連續 GPS 速度場顯示 (圖 4-7b)，後甲里斷層西盤有較高的抬升速率，且兩側無明顯水平速度場變化，顯示臺南台地造成視衛星方向縮短的原因以垂直抬升為主。旗山斷層及龍船斷層皆顯示其西盤(下盤)相對於東盤(上盤)有較高的視衛星縮短現象，根據圖 4-7b，顯示旗山斷層及龍船斷層變形行為主要受控於垂直速度場的改變，但其斷層兩側仍有水平速度場變化，其中龍船斷層上下盤速度梯度可達 20 mm/yr。而新化斷層及左鎮斷層主要運動方式為水平移動，從 GPS 水平速度資料顯示新化斷層屬於右移斷層，而左鎮斷層則為左移斷層。此時期小崗山斷層及右昌斷層皆無明顯速度梯度變化。

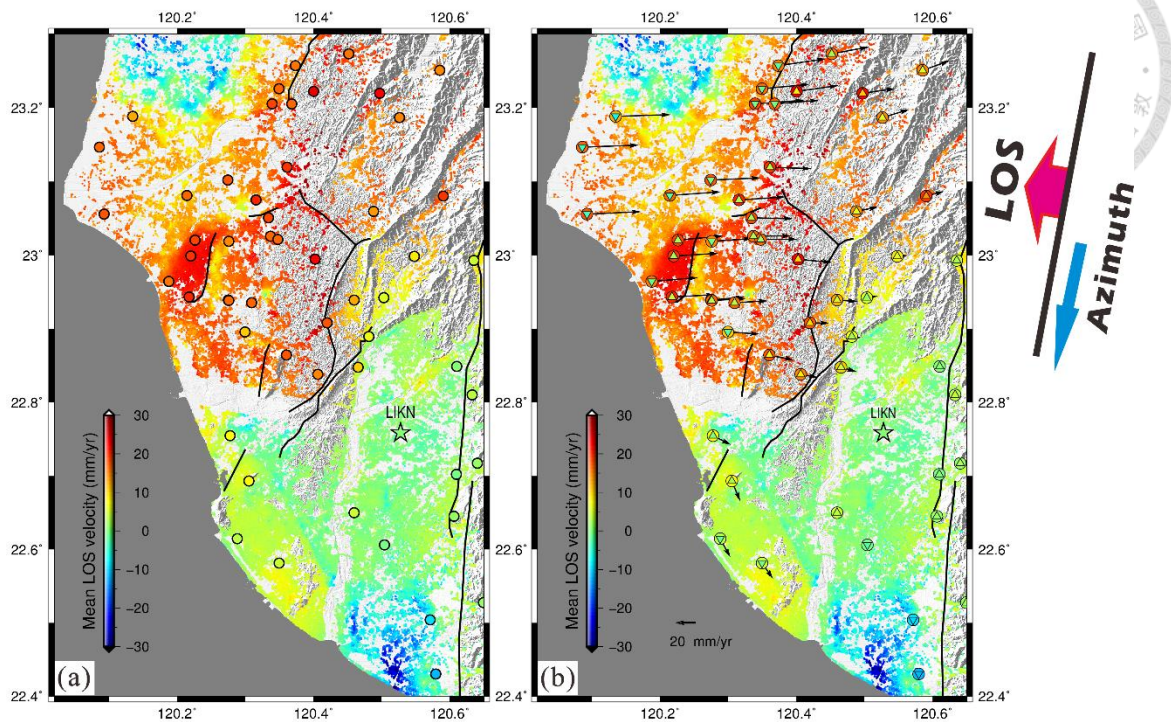


圖 4-7 ERS 衛星視衛星方向之年平均變動量(單位：mm/yr)，暖色系代表地表變形沿視衛星方向靠近；冷色系代表地表變形沿視衛星方向遠離。圖(a)中，星號為連續 GPS 站基準點-LIKN，圓形為其他連續 GPS 站，GPS 三維向量投影至視衛星方向。圖(b)中，三角形為連續 GPS 測站之垂直向量投影至視衛星方向，尖端朝上指示抬升；尖端朝下指示沉降，箭頭為連續 GPS 測站水平速度場相對於 LIKN 的速度方向。

Envisat 衛星: 2004/6 ~ 2008/9

Envisat 衛星所使用的影像同為衛星軌道 232、像幅編號 3141 及 3159，位置如圖 3-15，影像時間為 2004 年 6 月至 2008 年 9 月，以 2007/6/28 為主影像，各幅影像與主影像的垂直基線關係分布如圖 4-8。

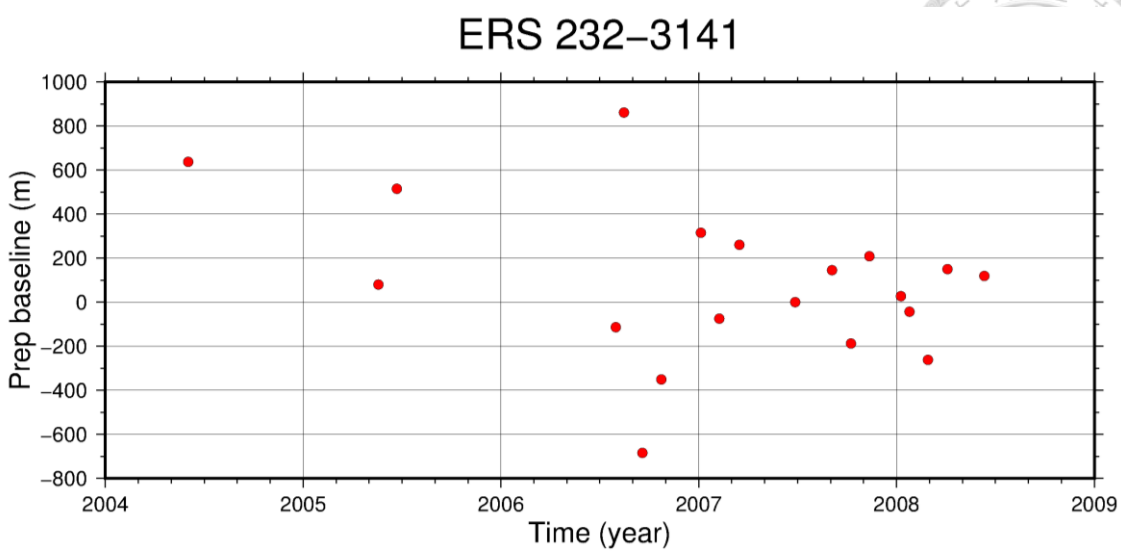


圖 4-8 Envisat 衛星軌道 232，像幅編號 3141 及 3159 之影像時間與垂直基線散佈圖。

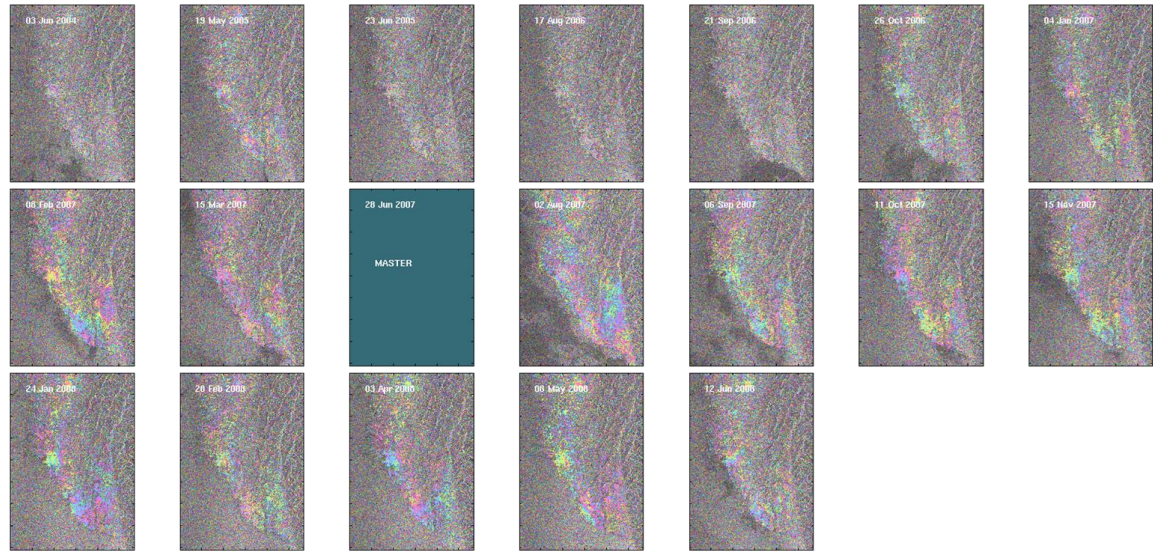



圖 4-9 Envisat 衛星軌道 232，像幅編號 3141 及 3159 以 2007/6/28 為主影像之影像對干涉結果。

由圖 4-9 可見，Envisat 干涉結果表現較 ERS 良好，幾乎所有影像對皆可得到大面積的干涉成果。影像中干涉條紋主要仍位於海岸平原，西部麓山帶較無明顯的干涉條紋。圖 4-10 為 Envisat 時期，永久散射點在視衛星方向上的年平均速度變化量，暖色系為地表變形沿視衛星方向靠近；冷色系則為沿視衛星方向遠離，而又 Envisat 與 ERS 同為降軌右視衛星，因此造成視衛星方向縮短的原因為地表抬升或是向東移動；反之，造成視衛星方向縮短的原因為地表沉降或是向西移動，將連續 GPS 站之三方向速度投影至視衛星方向，其中以星號標示基準點 GPS 測站 LIKN



所在位置。根據 Envisat 衛星結果，此區域變形行為與 ERS 結果相似，視衛星方向下陷量仍分布於臺南北部及屏東平原一帶，但下陷速率漸緩，屏東平原視衛星方向下陷速率約為 10 mm/yr，應為 2004/6~2008/9 時期(Envisat 衛星結果)相較於 1995/4~1999/9 (ERS 衛星結果)更加重視環境保護議題，有效管制抽取地下水，使得地層下陷速率漸緩。而視衛星縮短區域主要分布於臺南台地、新化地區及部份西部麓山帶，相較於 ERS 時期(1995/4~1999/9)，臺南地區抬升位置擴展至大灣低地，即台南台地東側(後甲里斷層以東)，變形行為以垂直抬升為主，最大視衛星縮短速率為 25 mm/yr；新化斷層 GPS 垂直分量跨斷層並無明顯變化，顯示其視衛星方向縮短主要受控於斷層右移的運動行為；同樣地，左鎮斷層其變形行為為左移斷層；從 GPS 水平速度場判斷，六甲斷層為逆衝斷層，視衛星縮短量主要來自於東盤較西盤有較高之抬升速率；龍船斷層及旗山斷層跨斷層亦有明顯的速度不連續性，斷層西盤相對於東盤有較明顯的視衛星縮短量，而根據 GPS 結果顯示，垂直抬升量在此區域有極大的影響；六甲斷層及右昌斷層東盤有較高的抬升速率，因此在跨斷層方向分別有約 15 mm/yr 及 5 mm/yr 的速度梯度；小崗山斷層從 PSINSAR 結果亦可觀察到速度不連續性，但因此區域連續 GPS 測站分布較疏散，因此無法確認其變形行為。

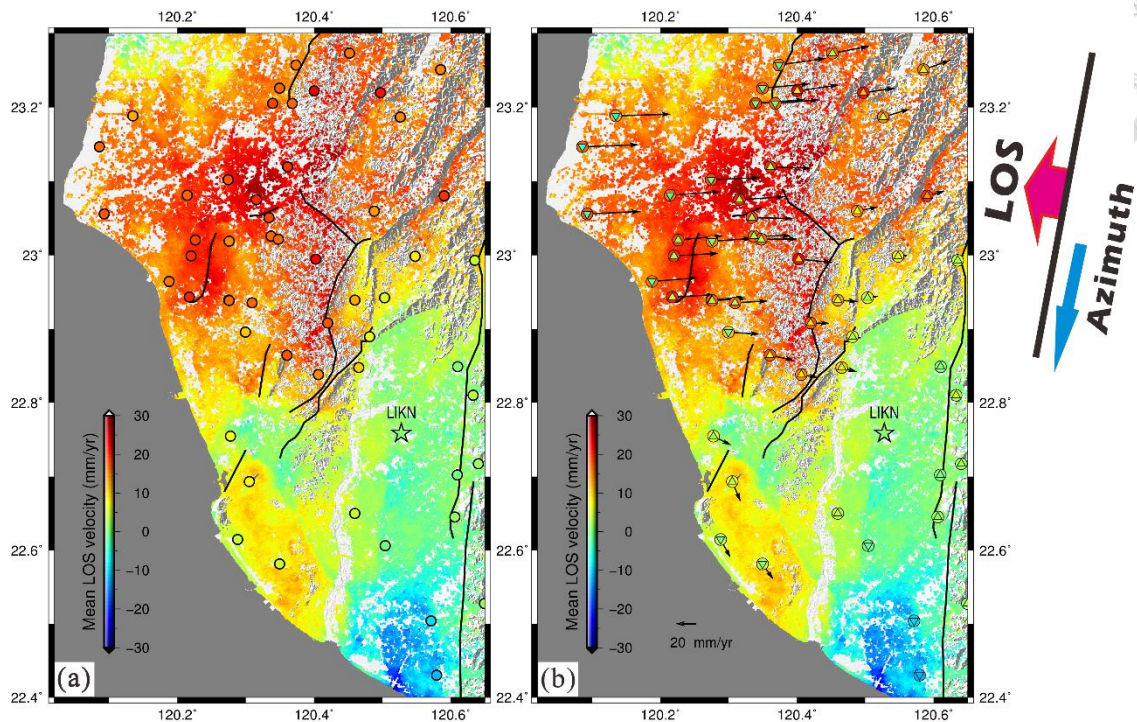


圖 4-10 Envisat 衛星視衛星方向之年平均變動量(單位：mm/yr)。暖色系代表地表變形沿視衛星方向靠近；冷色系代表地表變形沿視衛星方向遠離。圖(a)中，星號為連續 GPS 站基準點-LIKN，圓形為其他連續 GPS 站，GPS 三維向量投影至視衛星方向。圖(b)中，三角形為連續 GPS 測站之垂直分量投影至視衛星方向，尖端朝上指示抬升；尖端朝下指示沉降，箭頭為連續 GPS 測站水平速度場相對於 LIKN 的速度方向。

ALOS 衛星: 2007/1 ~ 2010/2

ALOS 衛星所使用的影像為衛星軌道 447、像幅編號 430、440 及 450，位置如圖 3-16，影像時間為 2007 年 1 月至 2010 年 2 月，以 2009/9/9 為主影像，各幅影像與主影像的垂直基線關係分布如圖 4-11 及圖 4-13。

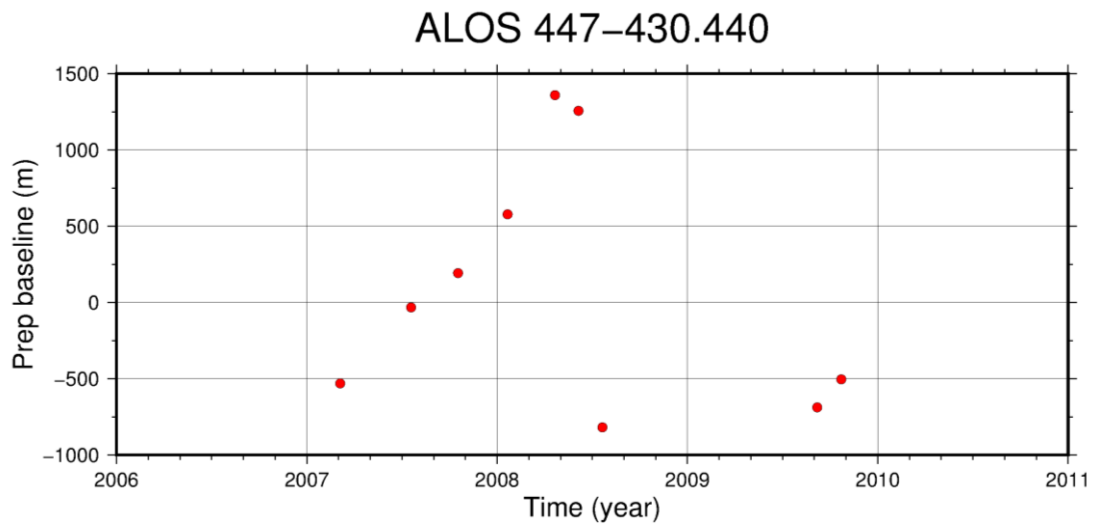
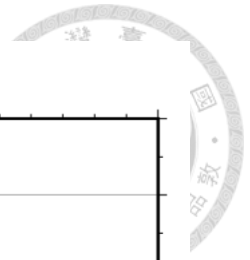


圖 4-11 ALOS 衛星軌道 447，像幅編號 430 及 440 影像時間與垂直基線散佈圖。

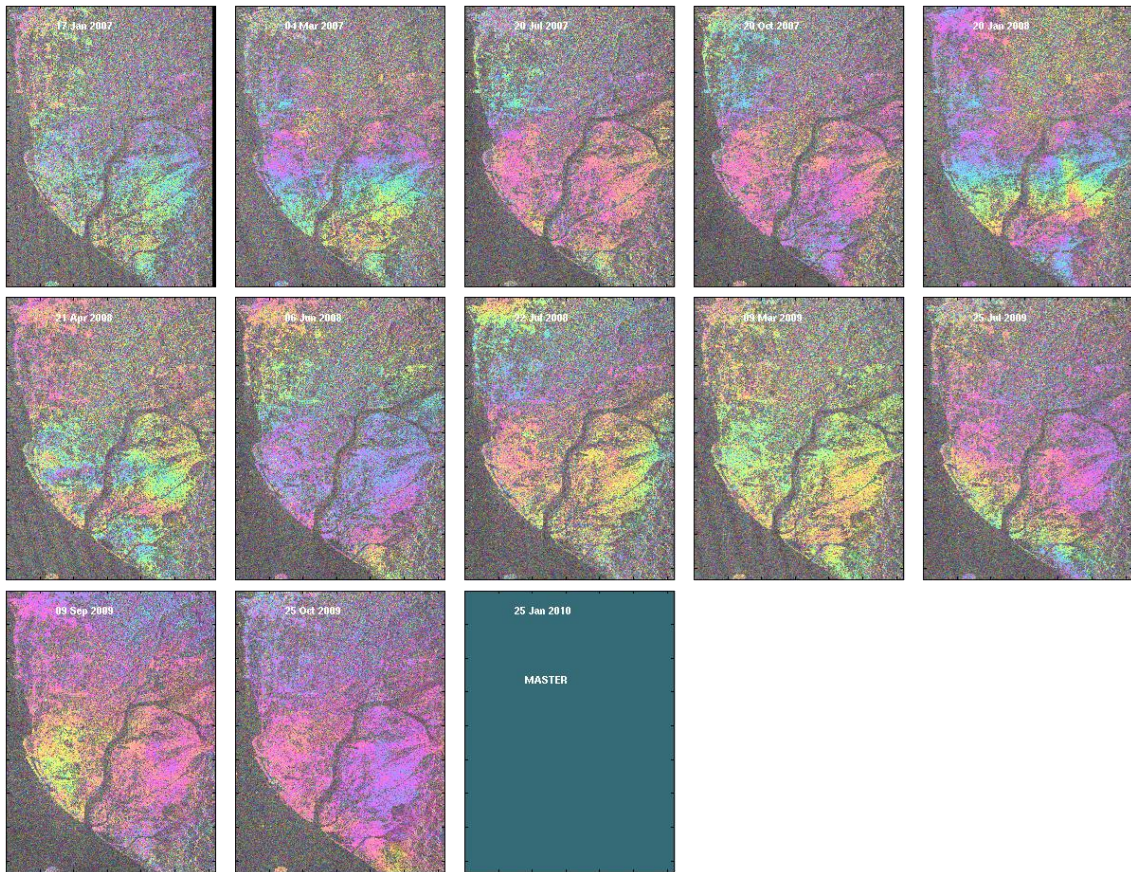


圖 4-12 ALOS 衛星軌道 447，像幅編號 430、440 以 2010/1/25 為主影像之影像對干涉結果。

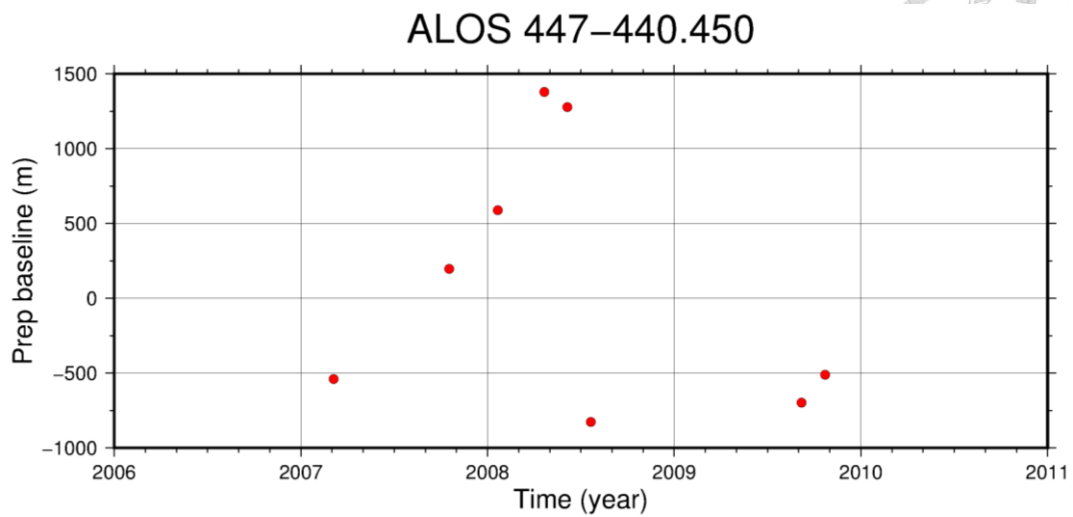
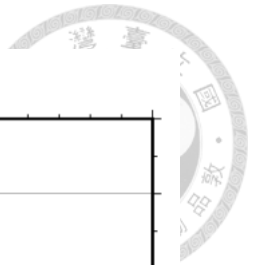


圖 4-13 ALOS 衛星軌道 447，像幅編號 440 及 450 影像時間與垂直基線散佈圖。

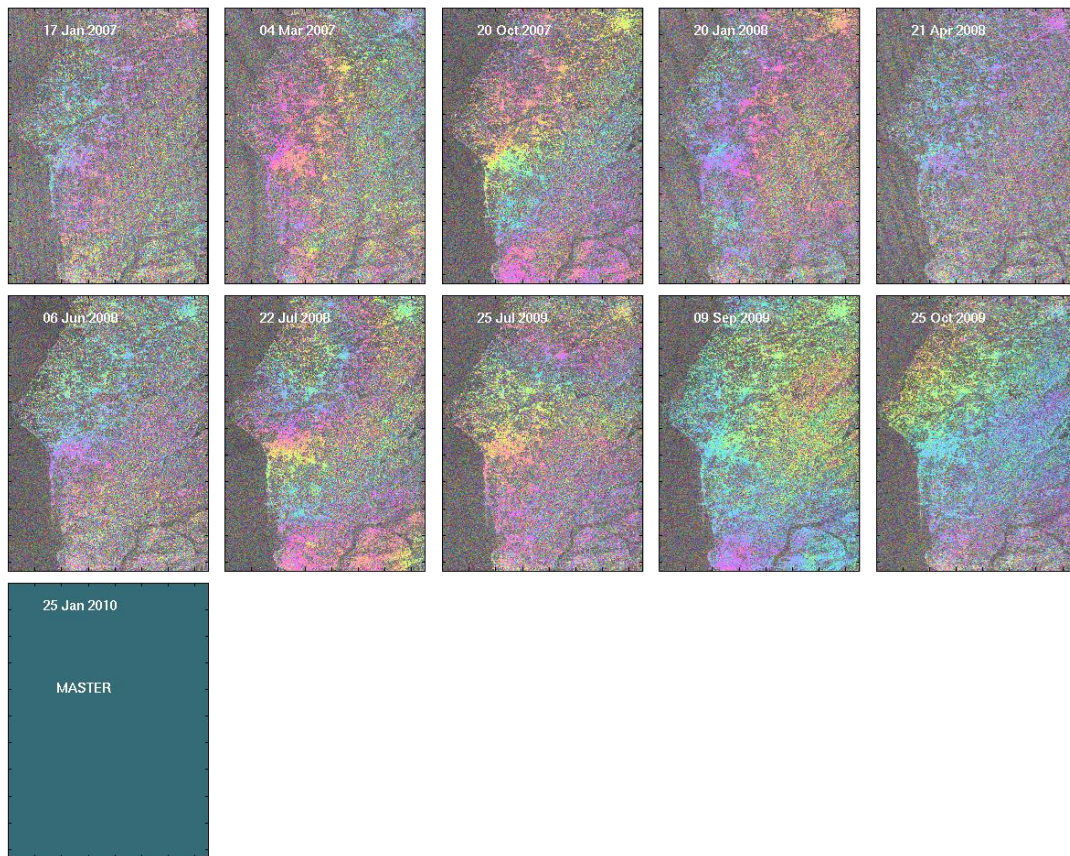


圖 4-14 ALOS 衛星軌道 447，像幅編號 440、450 以 2009/9/9 為主影像之影像對干涉結果。

由圖 4-12 及圖 4-14 之干涉結果可發現，相較於 C 波段的 ERS 及 Envisat 衛星，L 波段的 ALOS 較不易受植被影響，因此干涉圖表現較 C 波段的 ERS 及 Envisat 衛星影像良好，海岸平原及西部麓山帶，甚至於中央山脈都有良好之干涉條紋。

圖 4-15 為 ALOS 期間所獲得的永久散射點的年平均速度變化量，暖色系為抬升；冷色系為沉降。並將連續 GPS 站之三方向速度投影至視衛星方向，其中以星標示基準點-GPS 測站 LIKN 所在位置，最大視衛星抬升速率將近 20mm/yr，位於龍船斷層西側，而下陷地區分布於西部海岸平原及屏東平原，由圖中也可看出此時期九條活動斷層兩側都有程度不一的速度變化，其中以旗山斷層最明顯，跨過龍船斷層及右昌斷層也顯現出明顯的速度不連續。此外，可發現視衛星方向抬升量主要分布於位於古亭坑泥岩的龍船斷層及旗山斷層，結果顯示龍船斷層其旗山斷層的下盤(西側)相對於上盤(東側)具有較高之視衛星抬升量，此結果與過去研究認為龍船斷層與旗山斷層為逆衝斷層之特性不符，因此後續將針對此區域做更進一步數值模擬，討論其變形機制。

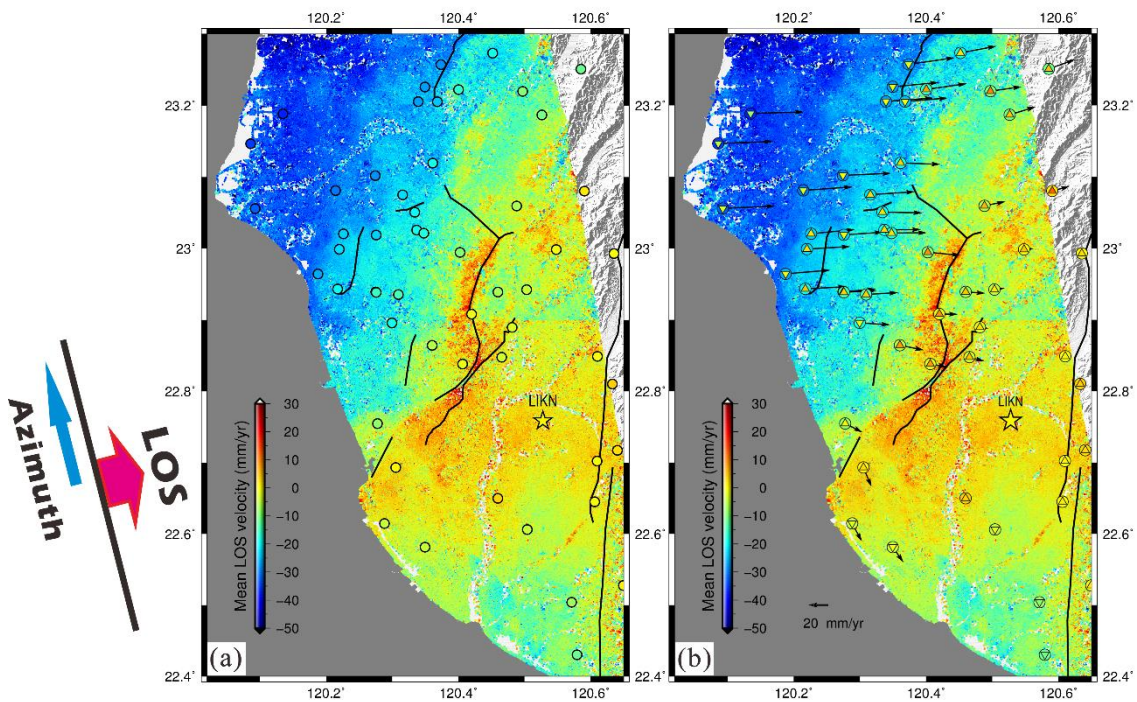


圖 4-15 ALOS 衛星視衛星方向之年平均變動量(單位：mm/yr)。暖色系代表地表變形沿視衛星方向靠近；冷色系代表地表變形沿視衛星方向遠離。圖(a)中，星號為連續 GPS 站基準點-LIKN，圓形為其他連續 GPS 站，GPS 三維向量投影至視衛星方向。圖(b)中，三角形為連續 GPS 測站之垂直分量投影至視衛星方向，尖端朝上指示抬升；尖端朝下指示沉降，箭頭為連續 GPS 測站水平速度場相對於 LIKN 的速度方向。



時間序列分析

將 Envisat 衛星與 ALOS 衛星有重疊之時間段，整理時間序列並與 GPS 做比較(如圖 4-16)，位移皆投影至斜距方向，為斜距位移(Slant range displacement, SRD)，可發現行進方向不同的衛星，經修正後會有不同的趨勢。下圖中，Envisat 衛星之時間序列(藍色標示)與 GPS 時間序列有很好的關聯性，然而 ALOS 衛星所得出之時間序列浮動較明顯，因此與 GPS 結果差異較大，然而整體趨勢皆符合 SRD 愈來愈大。

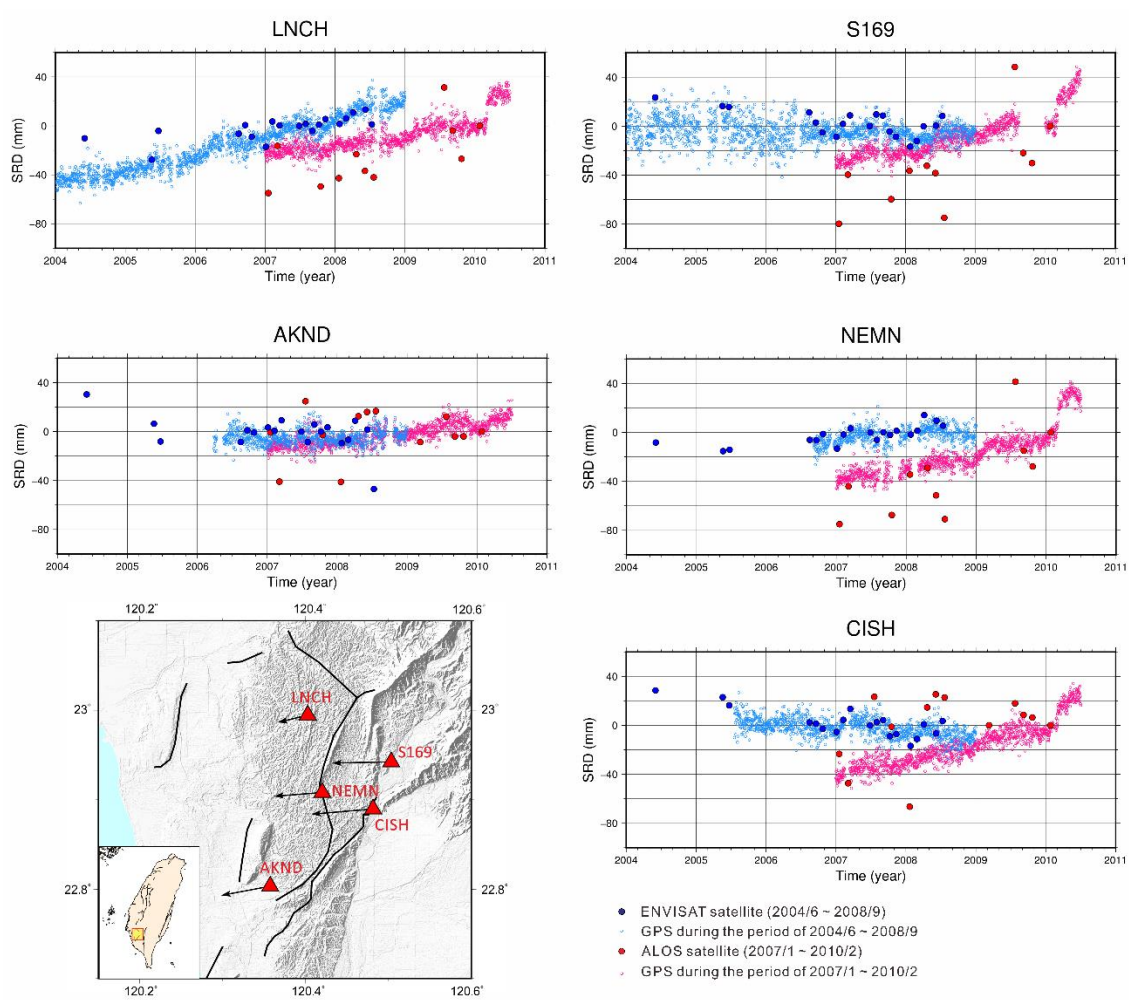


圖 4-16 2004/6 ~ 2008/9 時期及 2007/1 ~ 2010/2 時期之 PSInSAR 與 GPS 時間序列比較圖，深藍色圓圈為 ENVISAT 衛星 PSInSAR 時間序列；淺藍色圓圈為 GPS 投影至 ENVISAR 衛星 SRD 方向；紅色圓圈為 ALOS 衛星 PSInSAR 時間序列；粉紅色圓圈為 GPS 投影至 ALOS 衛星 SRD 方向，左下圖為 GPS 測站位置。



4.2 斷層剖面綜合分析

雖 4.1.2 節已利用升降軌兩種衛星觀察臺灣西南部斷層的間震期活動性，但因 PSInSAR 所觀測到的變形量為視衛星方向，因此為充分了解研究區域斷層活動性，將結合 PSInSAR、GPS 資料、水準測量資料及地震紀錄繪製跨斷層的速度剖面，剖面位置如圖 4-17 所示，其中 GPS 資料包含連續 GPS 站及移動式 GPS，並將其水平速度場分為垂直斷層走向分量及平行斷層走向分量，更能有效判斷斷層運動方式。

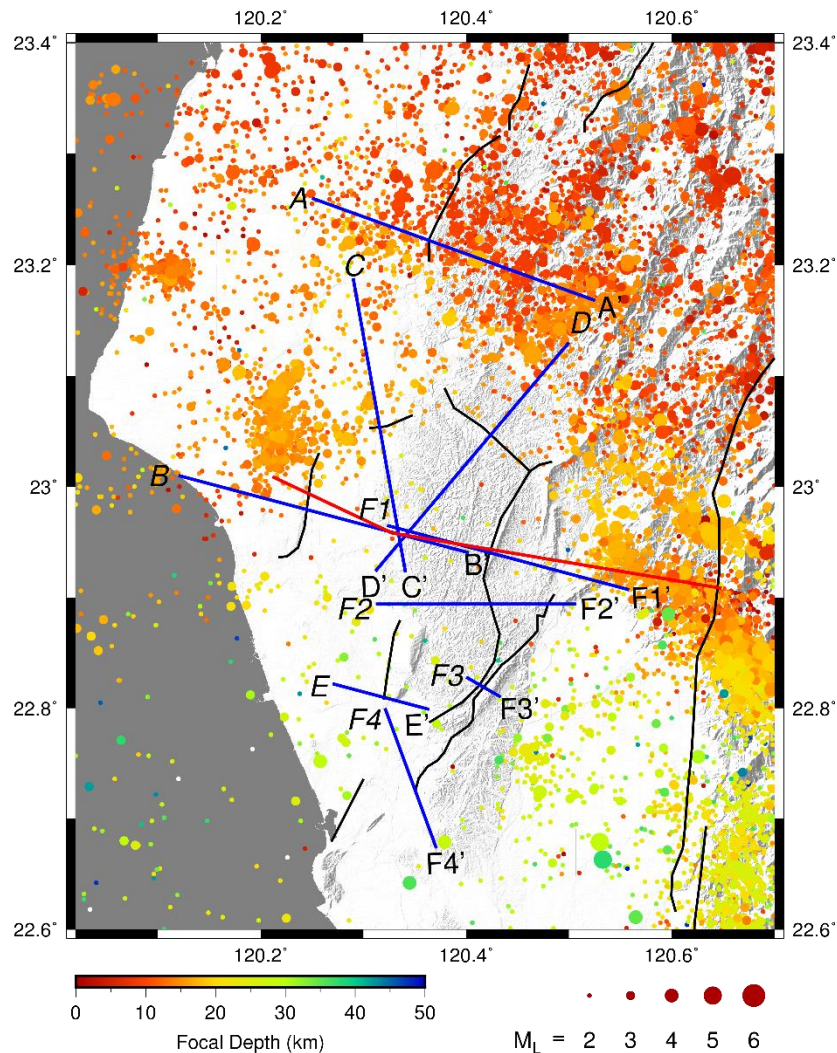


圖 4-17 跨斷層速度剖面之位置圖，底圖為歷史地震震源分布，震源色階代表深度，大小代表規模，黑線為斷層位置，藍線為速度剖面位置，紅線為平衡剖面位置。



六甲斷層

剖面 A 為跨六甲斷層的速度剖面，長度 30 公里、剖面走向 110° ，GPS 及水準資料範圍為半寬 4 公里內，水準測線為縣 174-北門楠西測線。根據圖 4-18 顯示，PSInSAR 結果與水準測量皆顯示西側沿海地區有明顯的下陷量，且速度場往東有些微遞增的趨勢，且在六甲斷層西側兩公里有較明顯的速度梯度增加，水準測量結果抬升接近 20 mm/yr ；ALOS 衛星顯示視衛星縮短 10 mm/yr ；而 Envisat 及 ERS 衛星縮短量僅 5 mm/yr ，雖因六甲斷層走向與衛星飛行方向大致平行，因此無法有效利用 PSInSAR 結果判斷其平移方向，但仍可利用 GPS 水平速度場更進一步分析。由 GPS 水平速度場平行斷層分量無較明顯的跨斷層變化；垂直斷層分量則有約 5 mm/yr 的速度變化量，地震資料則顯示此區震源分布在 20 公里以內，12 公里內為巔峰。綜合以上觀測資料，推論六甲斷層為逆移斷層，然而所有資料跨斷層皆無明顯的速度不連續，判斷六甲斷層淺部應為鎖定狀態，因此震源主要分布於淺部。然而此速度剖面在跨斷層方向上測站分布較不密集，因此較無法明確分析其運動形式。

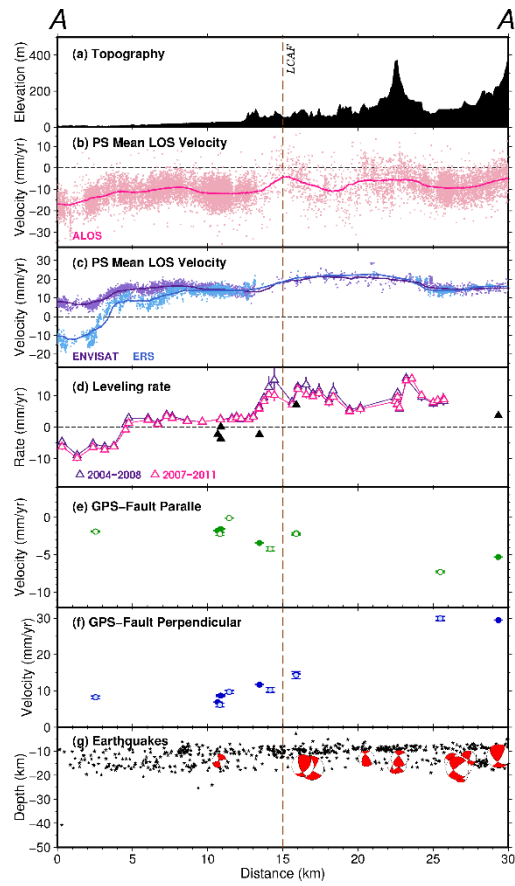


圖 4-18 六甲斷層速度剖面圖。(a)為地形高程；(b)為 L 波段 ALOS 視衛星方向速度變化；(c)為 C 波段 Envisat 及 ERS 視衛星方向速度變化；(d)為垂直速度場資料，實心三角形為 GPS 垂直分量，空心三角形為水準測量資料；(e)為 GPS 平行斷層方向之速度變化；(f)為 GPS 垂直斷層方向之速度變化；(g)為 1994-2015 年歷史地震震源分布及震源機制解之側半球投影。LCAF 為六甲斷層位置。

後甲里斷層

剖面 B 為跨後甲里斷層的速度剖面，長度 30 公里、剖面走向 110° ，GPS 及水準資料範圍為半寬 5 公里內。根據圖 4-19，PSInSAR 結果顯示三個不同時期的衛星結果不太相符，ERS 時期顯示跨斷層具有 -15 mm/yr 的速度變化；ALOS 時期無明顯速度變化；Envisat 時期跨斷層則有約 5 mm/yr 的速度梯度；垂直速度場則顯示無顯著速度變化；GPS 水平速度中，平行斷層分量則顯示跨斷層有約 5 mm/y 的右移分量；而 GPS 垂直斷層分量則顯示具有約 10 mm/yr 的縮短量，綜合 GPS 結

果，推論後甲里斷層為帶有右移分量的逆衝斷層，而跨斷層無明顯速度不連續變化，因此判斷其淺部亦應為鎖定狀態，而此區震源亦分布於 20 公里以內，集中於 14 公里內，剖面東側震源紀錄甚少，僅有 20 公里以下有部分零星之地震紀錄。

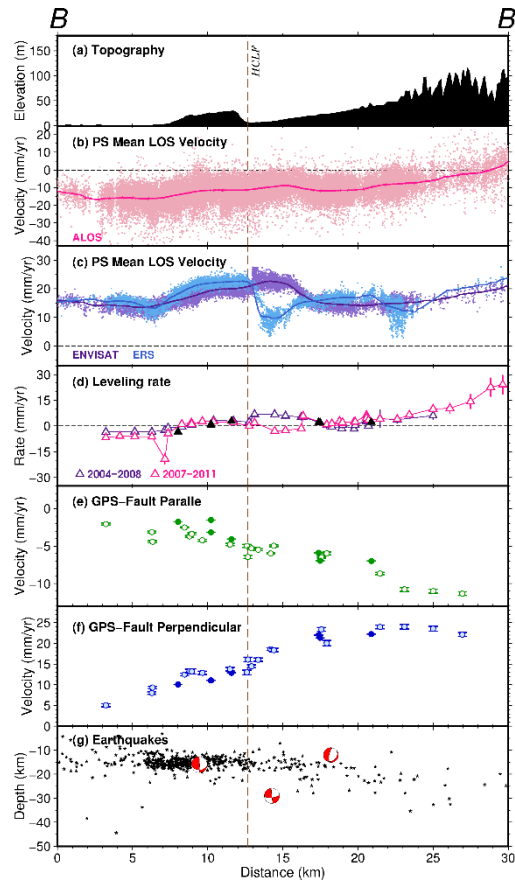


圖 4-19 後甲里斷層速度剖面圖。(a)為地形高程；(b)為 L 波段 ALOS 視衛星方向速度變化；(c)為 C 波段 Envisat 及 ERS 視衛星方向速度變化；(d)為垂直速度場資料，實心三角形為 GPS 垂直分量，空心三角形為水準測量資料，紫色為 ENVISAT 時期，粉紅色為 ALOS 時期；(e)為 GPS 平行斷層方向之速度變化；(f)為 GPS 垂直斷層方向之速度變化；(g)為 1994-2015 年震源分布及震源機制解之側半球投影。HCLF 為後甲里斷層。

新化斷層

剖面 C 為跨新化斷層之速度剖面，剖面長度 30 公里、走向 170° ，GPS 及水準資料範圍為半寬 4 公里內。根據三個衛星之 PSInSAR 結果顯示(圖 4-20)，ERS 時期跨斷層速度變化明顯，最高可達 10 mm/yr 的速度梯度，Envisat 時期則有 5 mm/yr

的速度梯度變化，而 ALOS 時期則無明顯速度梯度變化；垂直速度場在跨斷層無明顯速度變化，向東直到近麓山帶才有較明顯之垂直抬升速度量；而 GPS 水平速度場平行斷層分量具 10 mm/yr 的右移分量；而垂直斷層分量速度變化較不顯著，故可得知新化斷層為右移斷層，而震源分布亦分布於深度 10-20 公里為主，東側地震紀錄亦較少。

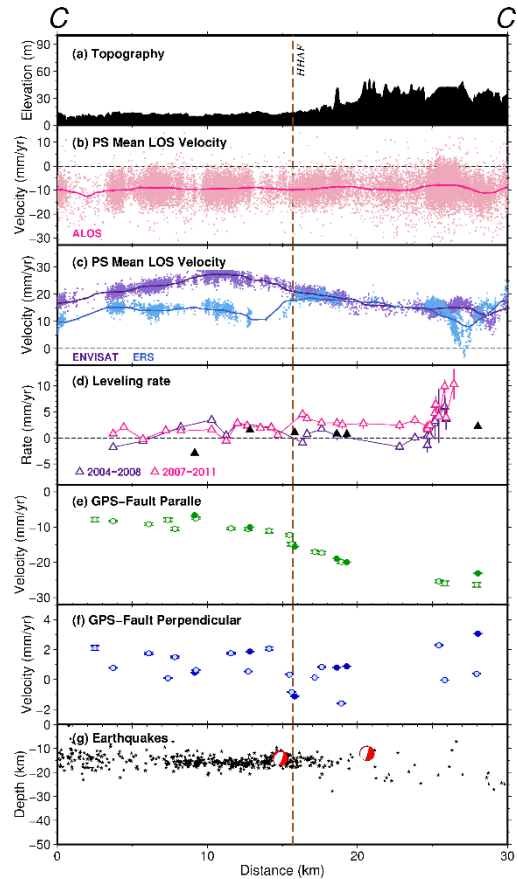


圖 4-20 新化斷層速度剖面圖。(a)為地形高程；(b)為 L 波段 ALOS 視衛星方向速度變化；(c)為 C 波段 Envisat 及 ERS 視衛星方向速度變化；(d)為垂直速度場資料，實心三角形為 GPS 垂直分量，空心三角形為水準測量資料，紫色為 Envisat 時期，粉紅色為 ALOS 時期；(e)為 GPS 平行斷層方向之速度變化；(f)為 GPS 垂直斷層方向之速度變化；(g)為 1994-2015 年震源分布及震源機制解之側半球投影。HHAF 為新化斷層。

左鎮斷層

剖面 D 為跨左鎮斷層的速度剖面，剖面長度 30 公里、走向 170°，GPS 及水準

資料範圍為 8 公里內。根據 PSInSAR 結果顯示，三種衛星均顯示跨斷層無明顯的速度梯度，但 ALOS 顯示斷層東北側相較於西南側有較高的視衛星速率；ERS 及 Envisat 時期則與 ALOS 時期相反，斷層西南側有較高之視衛星速率，此相對結果顯示左鎖斷層運動方式為左移；在 GPS 水平速度場中，平行斷層分量更可明顯觀察到跨斷層有約 15 mm/yr 的左移分量；垂直斷層分量跨斷層則無明顯速度梯度，以上觀測資料皆顯示左鎖斷層為一左移斷層，地震紀錄集中於 10~20 公里處。

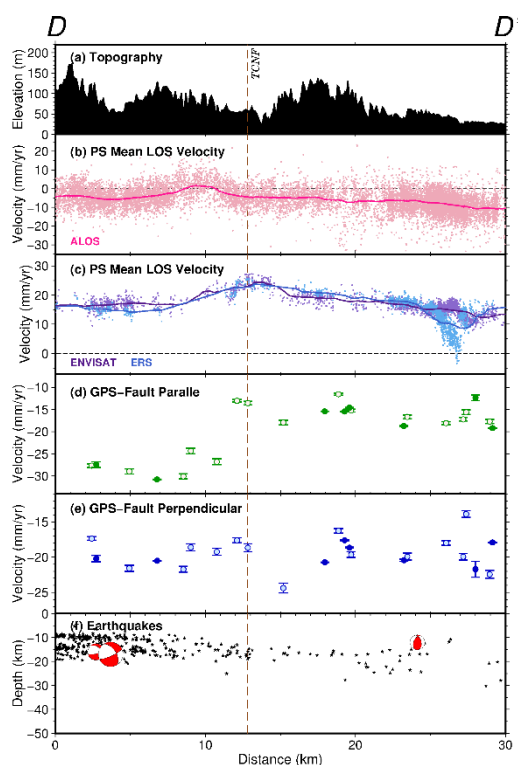


圖 4-21 左鎖斷層速度剖面圖。(a)為地形高程；(b)為 L 波段 ALOS 視衛星方向速度變化；(c)為 C 波段 Envisat 及 ERS 視衛星方向速度變化；(d)為 GPS 平行斷層方向之速度變化；(e)為 GPS 垂直斷層方向之速度變化；(f)為 1994-2015 年震源分布及震源機制解之側半球投影。TCNF 為左鎖斷層。

小崗山斷層

剖面 E 為跨小崗山斷層的速度剖面，剖面長度 10 公里、走向 170°，GPS 及水準資料範圍為半寬 2 公里內。根據圖 4-22 所示，ALOS 衛星在跨斷層有約 5 mm/yr 的視衛星縮短量；ERS 及 Envisat 衛星觀測結果顯示跨斷層之速度梯度較不明顯，

可能與小崗山斷層走向與衛星飛行方向近於平行有關；高鐵橋墩水準測量顯示垂直速度場在跨斷層有約 5 mm/yr 的相對抬升量；GPS 水平速度場之平行斷層分量可觀察到 10 mm/yr 的右移分量；垂直斷層分量 15 mm/yr 的壓縮量，綜合以上可知小崗山斷層為具有右移分量的逆衝斷層，但此處 GPS 測站密度明顯不足，故仍無法完全掌握小崗山斷層活動特性，此處地震紀錄較少，分布之深度範圍無特定區間，因此應與斷層構造無直接關係。

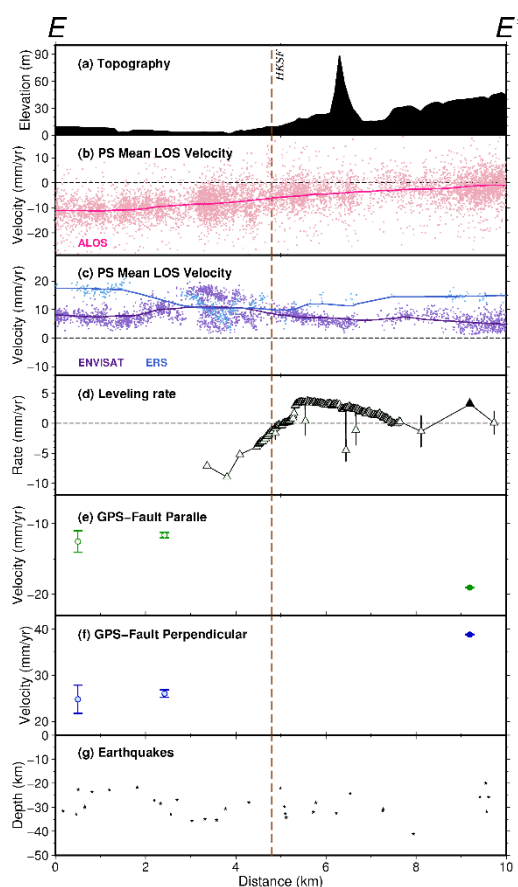


圖 4-22 小崗山斷層速度剖面圖。(a)為地形高程；(b)為 L 波段 ALOS 視衛星方向速度變化；(c)為 C 波段 Envisat 及 ERS 視衛星方向速度變化；(d)為垂直速度場資料，實心三角形為 GPS 垂直分量，空心三角形為高鐵橋墩之水準測量資料；(e)為 GPS 平行斷層方向之速度變化；(f)為 GPS 垂直斷層方向之速度變化；(g)為 1994-2015 年震源分布。HKSF 為小崗山斷層。



龍船斷層與旗山斷層

由於龍船斷層與旗山斷層區域在 PSInSAR 結果顯示此區域速度變化相當大，因此本研究將此區域從北至南選取四個速度剖面(圖 4-23)，依序討論其地表變形特徵。最北邊的 F1 剖面長度 25 公里、半寬 2.5 公里、剖面走向 105° ，橫跨龍船斷層及旗山斷層北部延伸區域。三種衛星結果都顯示視衛星方向速度由西往東遞增，並在跨龍船斷層約 3 公里範圍有明顯的速度梯度，ALOS 衛星觀測時期有約 -10 mm/yr 的速度差異；ERS 及 Envisat 衛星觀測時期跨斷層速度差可達 -15 mm/yr，而在龍船斷層西盤，ERS 及 Envisat 衛星的速​​度高區較 ALOS 範圍大，可能與升降軌方向或是波段差異有關；垂直速度場也顯示水準測線趨勢符合 PSInSAR 結果，且其跨斷層 3 公里範圍速度有約 20 mm/yr 的相對下降量；GPS 平行斷層方向跨斷層十公里內有約 5 mm/yr 的右移分量；垂直斷層方向則有約 15 mm/yr 的壓縮量，因此推論龍船斷層此段為帶有右移分量的逆衝斷層；震源分布顯示此區地震紀錄較少，但 2016 年 2 月 6 日美濃地震震源正好位於此剖面東段，由 PSInSAR 結果顯示美濃地震震源位置西側約兩公里有約 -5 mm/yr 的速度變化量，GPS 測站於此區域密度不足，但仍可看出在震源範圍五公里內近 10 mm/yr 的縮短量。

F2 剖面長度 20 公里、半寬 2 公里、剖面走向 90° ，橫跨過龍船斷層中北段及旗山斷層北段。在龍船斷層部分，PSInSAR 與 F1 相似，視衛星速度由西往東遞增，ALOS 在跨斷層 3 公里有 -10 mm/yr 的速度變化量，ERS 及 Envisat 也有約 -5 至 -10 mm/yr 的速度差異；垂直速度場顯示在龍船斷層西盤有較高的抬升速度；GPS 平行斷層分量顯示龍船斷層此區有 4 mm/yr 的左移分量；垂直斷層方向分量顯示有近 10 mm/yr 的縮短量，指示龍船斷層此段不同於 F1，為帶有左移分量的逆衝斷層。而旗山斷層部分，ALOS 衛星顯示在旗山斷層西側 1 公里有約 -5 mm/yr 的速度變化，而 ERS 及 Envisat 衛星觀測結果為 -10 mm/yr 的速度差異；垂直速度場及 GPS 平行斷層分量則在跨斷層無明顯差異；但在 GPS 垂直斷層分量可見近 10 mm/yr 的縮短量，因此推論旗山斷層北段為逆衝斷層，而震源分布顯示此速度剖面



地震紀錄相對較少。

F3 為龍船斷層及旗山斷層距離最相近之速度剖面，長度 10 公里、半寬 2 公里、剖面走向 105° 。PSInSAR 結果顯示此剖面因散射點密度明顯不足，無法有效解釋此區活動性；垂直速度場由水準測量資料可知龍船斷層及旗山斷層之間有極高的抬升速率，在 0.5 公里的範圍內由約 20 mm/yr 迅速增加至 80 mm/yr，跨過旗山斷層又突降至 0 mm/yr；而在此因兩斷層距離過於相近，我們將其視為一個破裂帶，由 GPS 平行斷層分量可見此破裂帶具 10 mm/yr 的左移分量；而由 GPS 垂直斷層分量顯示有近 20 mm/yr 的縮短量，顯示此斷層帶為帶有左移分量的逆斷層，震源分布顯示此地區 1994 年至今極少地震紀錄。

本區最南段的 F4 剖面長度 12 公里、半寬 2 公里、剖面走向 160° ，為龍船斷層向南延伸區段及旗山南段，在龍船斷層延伸部分，ALOS 在跨斷層有近 15 mm/yr 的速度變化量，而 ERS 及 Envisat 衛星觀測時期較無明顯差異；垂直速度場方面，由水準測線可知此區域變形大幅減小，在跨斷層都只有些微 1 mm/yr 的速度梯度；而 GPS 在此區域並無跨過龍船斷層之測站，因此無法判斷其平行速度場之變形行為。而在旗山斷層部分，GPS 平行斷層分量顯示跨斷層無明顯的速度差異；垂直斷層分量則有近 5 mm/yr 的壓縮量，因此判定旗山斷層南段為逆衝斷層。

龍船斷層由北至南速度剖面顯示，斷層兩側平移運動方向不同，推測應為此處位於構造逃脫地區，GPS 速度場方向變化較明顯(圖 2-2)，而又因龍船斷層從北到南走向不一致，北段為東北-西南走向，中段轉為西北-東南走向，而更往南段則又轉回東北-西南走向，使得跨過北段的 F1 剖面及中段的 F2 剖面分別顯示龍船斷層運動方向為左移及右移。

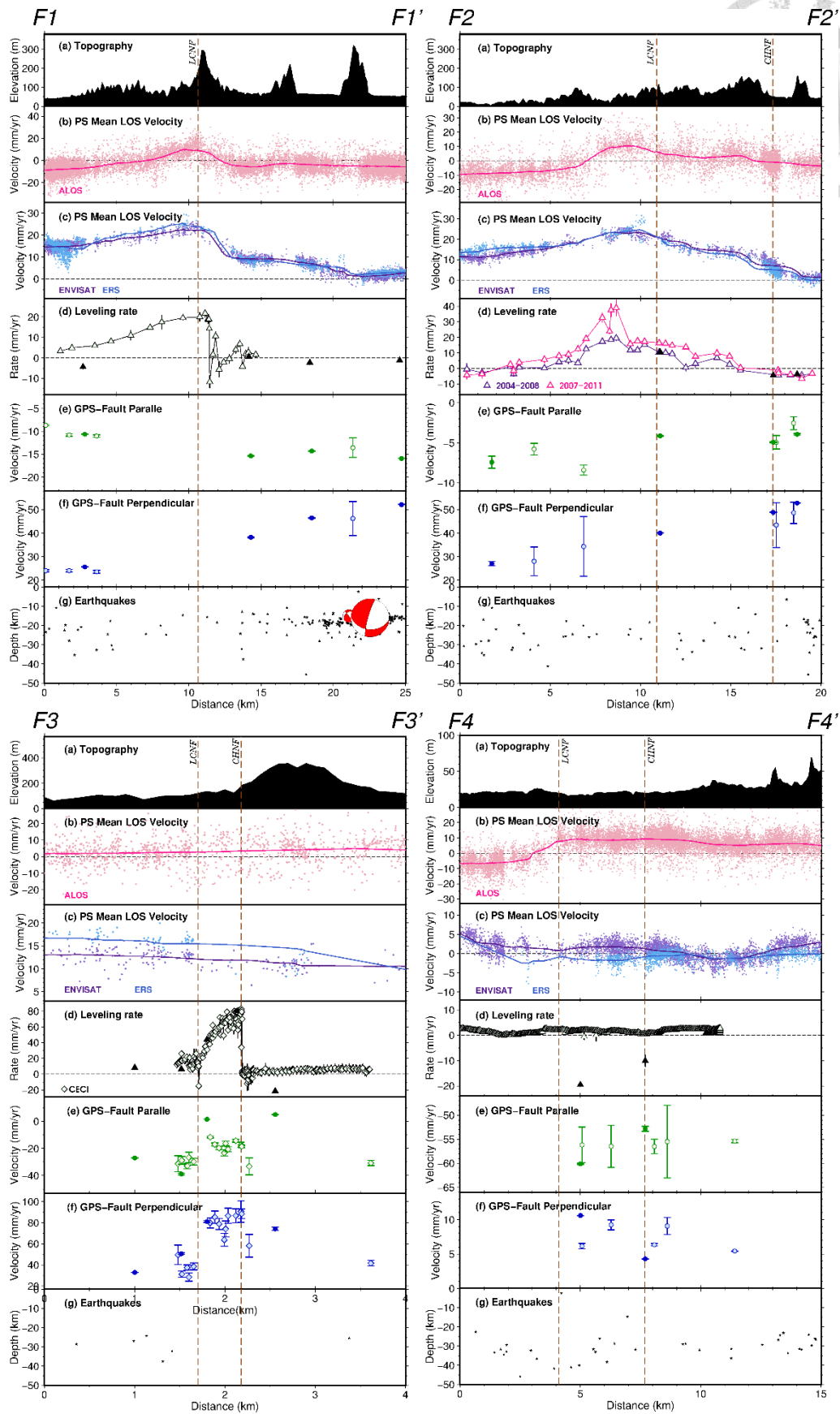


圖 4-23 龍船斷層及旗山斷層速度剖面圖，由北至南分為 F1 至 F4 四張剖面。(a) 為地形高程；(b)



為 L 波段 ALOS 視衛星方向速度變化；(c)為 C 波段 ENVISAT 及 ERS 視衛星方向速度變化；(d)為垂直速度場資料，實心三角形為 GPS 垂直分量空心三角形為水準測量資料；(e)為 GPS 平行斷層方向之速度變化；(f)為 GPS 垂直斷層方向之速度變化；(g)為 1994-2015 年震源分布及震源機制解之側半球投影。LCNF 為龍船斷層，CHNF 為旗山斷層。

4.3 間震期數值模擬

完成初步的觀測資料(4.1 及 4.2 節)後，本研究擬利用數值分析之結果與現地狀況進行比對，進一步討論臺灣西南部地表異常變形的主要機制。沿用陳俊价(2008)及王建智(2011)所做之岩石力學試驗所整理出之參數，如下表 4.1；泥貫入體的參數設定則依據 Collier(1990)所提出之泥岩砂岩之黏滯度比例約為 10^6 來進行模擬；而斷層帶與地層之臨界塑性應變標準則以 Feng et al. (2015)所設定之逆衝斷層發育參數為主。

表 4.1 材料力學參數整理表

岩性	古亭坑泥岩	龍船斷層帶	旗山斷層帶	烏山層砂岩
密度(kg/m ³)	2150	1950	1860	2430
體積模數(MPa)	1200	240	240	5610
剪力模數(MPa)	490	25	25	3630
內聚力(MPa)	4.7	2.26	2.26	31.21
摩擦角(°)	20.7	8	8	31.9
參數來源	陳俊价(2008)			王建智(2011)

間震變形之模擬結果將分為兩部分，第一部分為觀念模型，及針對某一特性做簡化模型進行討論；而第二部分為利用平衡剖面結果去進行更進一步完善的現地模擬。



4.3.1 觀念模型

綜合前人研究的討論，本研究分析主要造成此地區高異常變形量的可能性有三種：(1) 古亭坑泥岩尚保有臺灣西南海域的泥貫入體特性，因其低密度、高流動特質而向上移棲；(2) 泥岩與砂岩的力學性質差異性，使得岩性軟弱的泥岩較易反映大地構造作用力而變形；(3) 依照 Huang et al. (2004)在此利用井下資料、震測剖面及褶皺伸向綜合考慮，所繪製的平衡剖面(如圖 4-24)，可發現龍船斷層深度 6-8 公里處有一覆疊構造(duplex)，及深度 4 公里處有一西傾斷層，並於淺部轉為高角度，因此推測大地構造作用力會沿覆疊構造由東向西傳遞，並進一步影響淺部的西傾構造，使得龍船斷層西側有較明顯的抬升速度。

為了討論上述三種原因之正確性及合理性，本研究擬利用 DynEarthSol2D 程式進行有限元素法數值模擬計算，盼能更進一步了解此區變形機制。

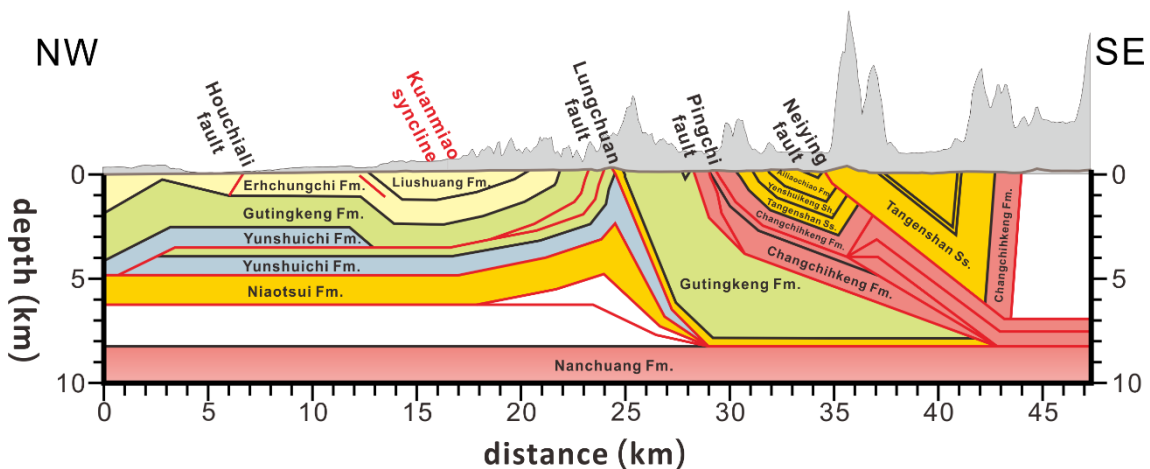


圖 4-24 通過龍船斷層及旗山斷層北部延伸處之平衡剖面 Line-28，紅色實線為推測之斷層位置，上方灰色區域為地表高程，剖面位置見圖 4-17 紅線標示(改繪自 Huang et al, 2004)。

泥貫入體 (Conceptual Model I)

此觀念模型主要討論泥貫入體的機制，目的為討論泥岩低密度及低流動性特性，在擠壓環境對垂直抬升速度的影響。建立 100 公里寬 × 15 公里深的二維模型

表示，邊界條件如圖 4-25 所示，模型左右及底部邊界條件設定正向速度為固定，剪應力可隨數值計算變化，其中，左側及底部速度為零，右側邊界則依據現地 GPS 量測到的水平速率，給予向左 40 mm/yr 的速度變化，模擬大地構造運動由東向西作用；模型上邊界則為一完全自由面，正向應力及剪應力皆可隨模型計算改變。將岩層由上至下分為三層，分別為砂岩、泥岩及砂岩，參數設置依據表 4.2，其中 Cohesion 0 及 Cohesion 1 分別代表岩層破裂前及破裂後之內聚力，Friction angle 0 及 Friction angle 1 亦代表岩層破裂前及破裂後之摩擦角，在此以斷層帶之參數視為岩層破裂後之參數。

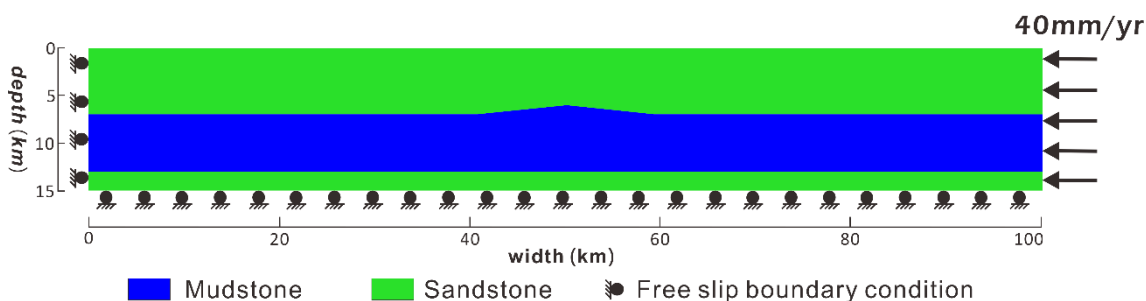


圖 4-25 Conceptual Model I 模型示意圖。藍色為泥岩層，綠色為砂岩層，模型上邊界為自由面，左、右及底邊界條件為正向速度固定，剪應力可自由改變，上邊界則為自由面，右邊界施以 40 mm/yr 向作用之大地構造應力。

表 4.2 Conceptual Model I 材料參數設定值

	泥岩(mudstone)	砂岩(sandstone)
Density (kg/m ³)	2150	2430
Bulk modulus (Pa)	1.2e9	5.61e9
Shear modulus (Pa)	4.9e8	3.63e9
Viscosity (Pa·s)	1e17	1e23
Cohesion 0 (Pa)	4.7e6	31.21e6
Cohesion 1 (Pa)	2.26e6	2.26e6
Friction angle 0 (°)	20.7	31.9
Friction angle 1 (°)	8	8



泥岩密度較低，若上覆砂岩層密度較高，會造成密度反轉(density inversion)的現象，系統會較不穩定，而低密度的泥岩層又因其黏滯度(viscosity)低而較易流動，易沿泥岩沉積高區抬升，如圖 4-26 及圖 4-27 所示，當模型執行約一萬年，達到應力平衡後，可觀察到泥岩層厚度最大的區域會有較明顯的垂直抬升速度 (圖 4-26)，最高可達 4.5 mm/yr，且泥岩區的應變速率最高 (圖 4-28)，在此不考慮因壓力作用造成之體積應變，故以軸差應變中第二不變量速率(strain rate II, J_2)表示，二維模型之 J_2 定義式為：

$$J_2 = \frac{1}{2} \sqrt{(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2 + 4\varepsilon_{xy}^2} \quad (\text{式 4.1})$$

其中泥岩層的應變主要來自於流動造成的黏性變形。

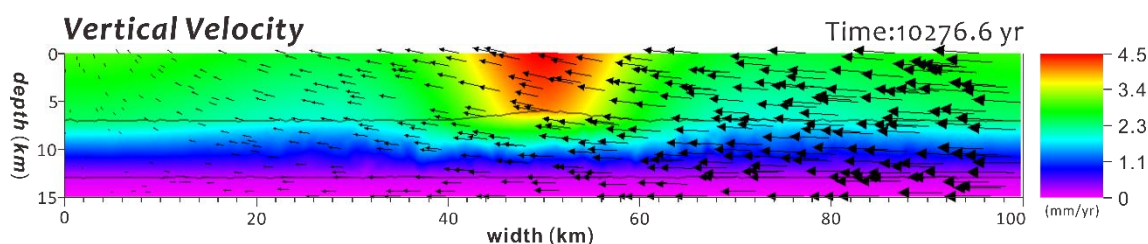


圖 4-26 Conceptual Model I 垂直速度場，色階代表速度量值大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：10276.6 年)。

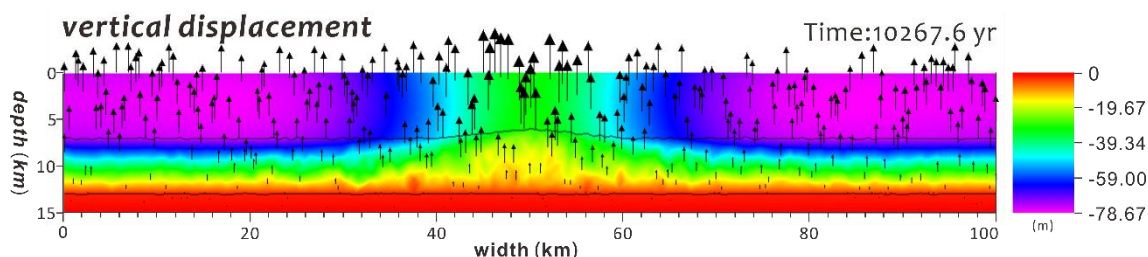


圖 4-27 Conceptual Model I 垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為垂直速度場大小(執行時間：10276.6 年)。

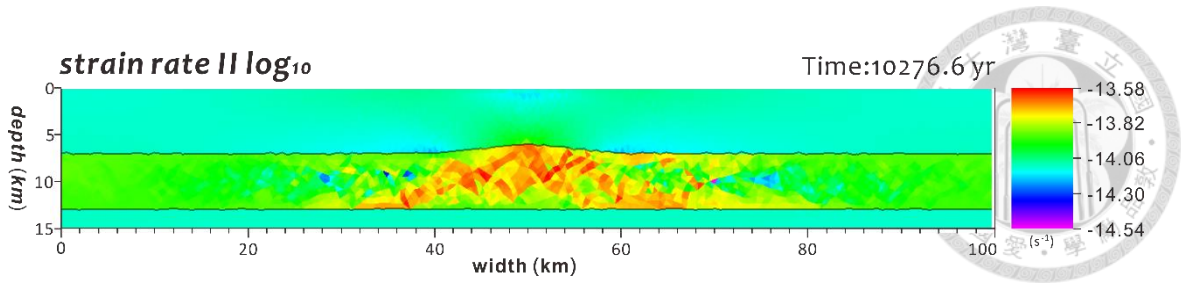


圖 4-28 Conceptual Model I 應變速率分布，色階代表應變速率大小(執行時間：10276.6 年)。

若將模型執行至五萬年，可發現垂直抬升速度較初期更為明顯 (如圖 4-29)，係因泥岩抬升速度會集中於泥岩高區，使高區泥岩層與兩側泥岩厚度差異愈明顯，高區抬升速度愈快。此時，泥岩層最厚處之垂直抬升速度可達 8.9 mm/yr，而因泥岩向上覆岩層貫入，即使壓縮的構造應力作用之下，泥貫入體的上方地表處仍會顯示具有局部相對伸張的應變，如圖 4-31 模擬結果中，橫坐標約 40-60 公里的地表處。

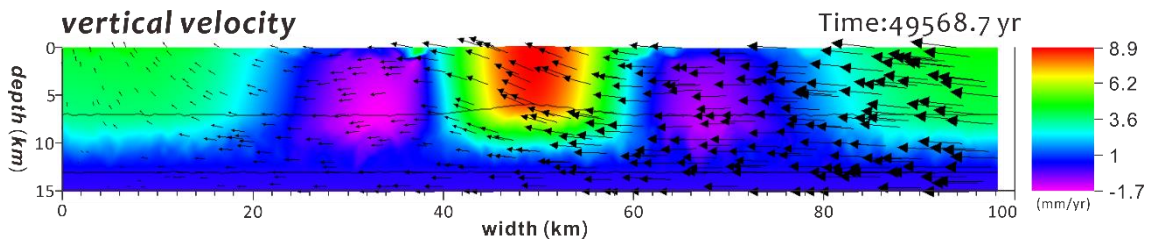


圖 4-29 Conceptual Model I 垂直速度場，色階代表速度量值大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：49568.7 年)。

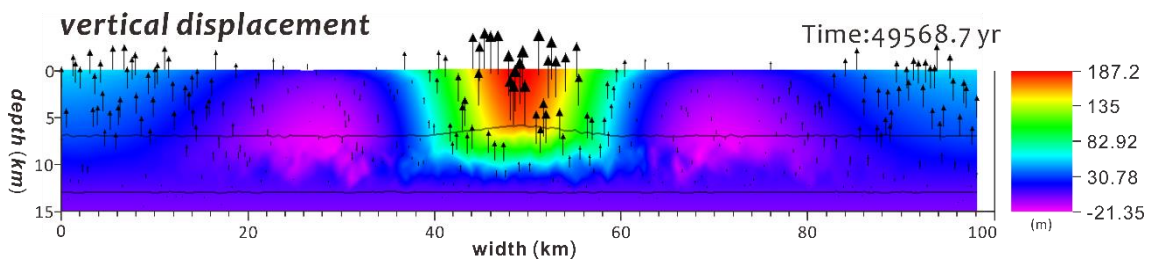


圖 4-30 Conceptual Model I 底圖垂直位移分布，色階代表垂直位移量值大小，黑色箭頭為垂直速度場大小(執行時間：49568.7 年)。

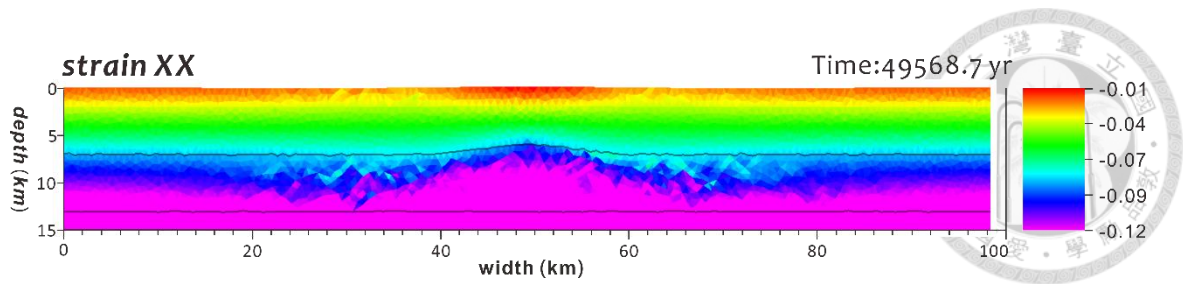


圖 4-31 Conceptual Model I strain XX 分布圖，色階代表 strain XX 大小，X 向東為正(執行時間：49568.7 年)。

岩石力學差異 (Conceptual Model II)

此觀念模型為討論不同力學性質的材料在同一構造應力作用下，其所反映之力學行為差異，即討論龍船斷層及旗山斷層下盤所沉積之古亭坑泥岩是否會因泥岩岩性軟弱而較易反映構造作用力，使我們觀察到短期的地表變形主要以斷層下盤的古亭坑泥岩呈現抬升的速度變化，而不同過去長期的構造解釋為上盤向上抬升的逆衝斷層運動形式。在此建立以 100 公里寬 × 15 公里深的二維模型表示(如圖 4-32)，模型邊界條件似 Conceptual Model I，左右及底部邊界條件設定正向速度為固定，剪速度可隨數值計算變化，其中，左側及底部速度為零，右側邊界則依據現地 GPS 量測到的水平速率，給予向左 40 mm/yr 的正向速度，模擬由東向西大地構造運動；模型上邊界則為一完全自由面，正向應力及剪應力皆可隨模型計算改變。模型左側為砂岩層夾泥岩層；右側則為純砂岩沉積，參數設置依據表 4.3，此時泥岩不考慮其流動特性，因此不考慮其低黏滯係數的特性。

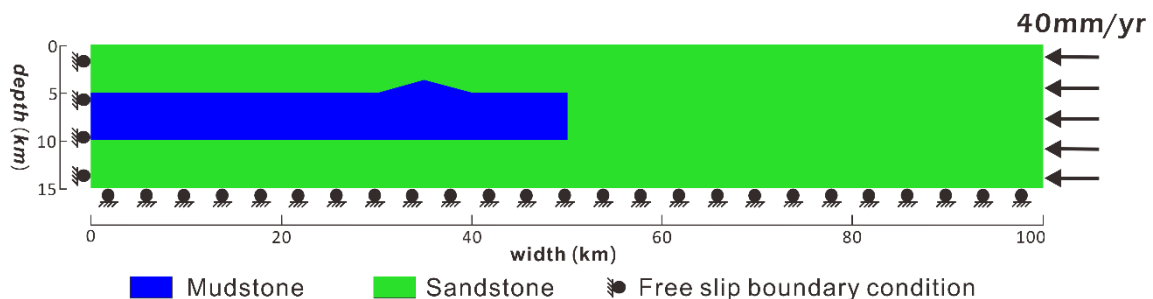


圖 4-32 Conceptual Model II 模型示意圖。藍色為泥岩層，綠色為砂岩層，模型上邊界為自由面；

左、右及底邊界條件為正向速度固定，上邊則為自由面，右邊界施以 40 mm/yr 向作用之大地構造應力。

根據圖 4-33 結果所示，當模型計算至應力平衡時，約執行兩萬年，可發現在受到同樣水平壓縮應力作用之下，含有泥岩夾層的砂岩具有垂直速度分量，同樣地，在泥岩高區會有較高的抬升速度場，然而最大抬升速度極小，僅有 0.3 mm/yr，而應變速率分布圖也顯示泥岩區有較高的應變速率分布(圖 4-35)，而此處的泥岩變形因不考慮其流動特性，故應變來自於材料之力學特性反映應力而產生的彈性變形。

表 4.3 Conceptual Model II 材料參數設定值

	泥岩 mudstone	砂岩 sandstone
Density (kg/m ³)	2150	2430
Bulk modulus (Pa)	1.2e9	5.61e9
Shear modulus (Pa)	4.9e8	3.63e9
Viscosity (Pa·s)	1e23	1e23
Cohesion 0 (Pa)	4.7e6	31.21e6
Cohesion 1 (Pa)	2.26e6	2.26e6
Friction angle 0 (°)	20.7	31.9
Friction angle 1 (°)	8	8

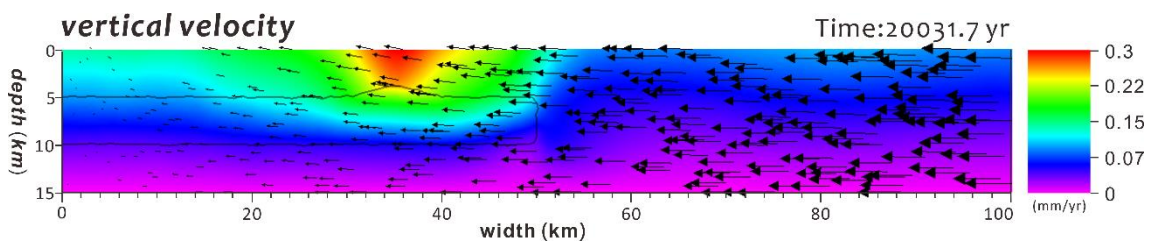


圖 4-33 Conceptual Model II 垂直速度場，色階代表垂直速度量值大小，黑色箭頭為節點速度方向
(執行時間：49568.7 年)。

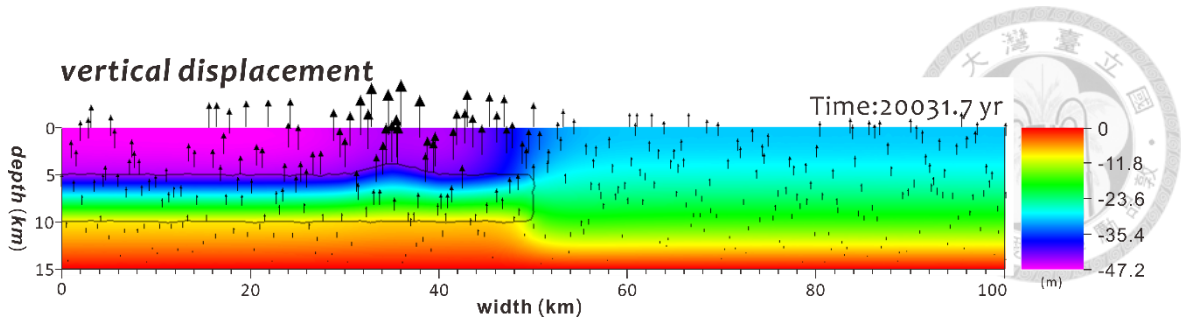


圖 4-34 Conceptual Model II 垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為垂直速度(執行時間：20031.7 年)。

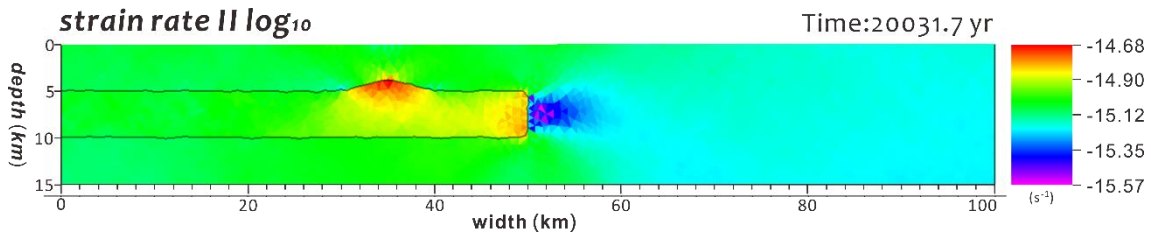


圖 4-35 Conceptual Model II 應變速率分布，色階代表 strain rate II 大小(執行時間：20031.7 年)。

若再將模型執行至五萬年及十萬年，如圖 4-36 及圖 4-37 所示，垂直速度場數值變化不大，皆為 0.3 mm/yr 左右，顯示材料力學性質差異的對於垂直速度影響極小，且不隨時間改變。

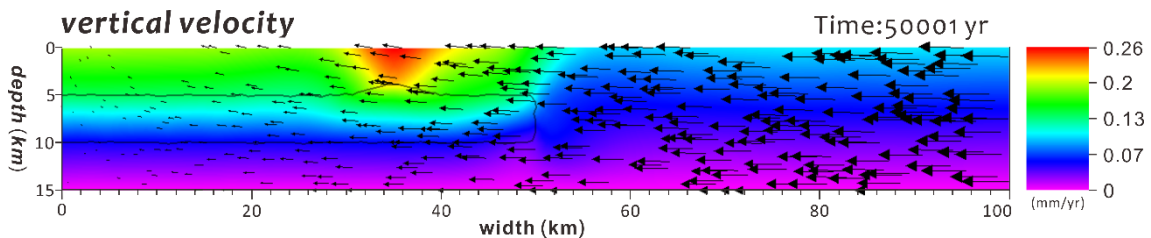


圖 4-36 Conceptual Model II 垂直速度場，色階代表垂直速度量值大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：50001 年)。

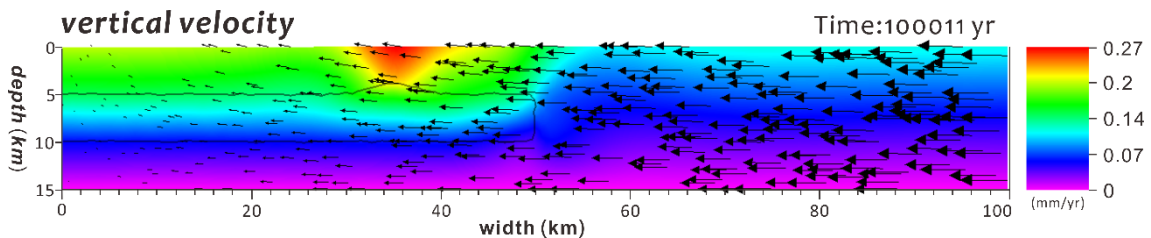


圖 4-37 Conceptual Model II 垂直速度場，色階代表垂直速度量值大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：100011 年)。



滑脫面及覆疊構造 (Conceptual Model III)

第三個觀念模型為以 Huang et al. (2004)在此所繪製之通過龍船斷層及平溪斷層(旗山斷層向北延伸)之平衡剖面(圖 4-24)為準,將其比對 PSInSAR 結果,可發現視衛星方向縮短的區域位置與構造剖面中所繪製的位於深 8 km 的覆疊構造(duplex)及一向西傾的斷層相符,即表示隨著西部麓山帶斷層逐漸由東往西發育,應力較易沿著前緣較年輕的斷層傳遞,而此應力的傳遞會進一步影響到位於較淺的西傾斷層,使得地表會觀測到較高的抬升速率。在此以平衡剖面為準,並為了避免模型邊界條件的影響,將原始剖面延長,建立 85 公里寬 × 10 公里深的二維模型表示(如圖 4-38),在此僅考慮構造作用、不考慮岩性差異,故將模型設為全為砂岩沉積。而因考慮應力沿滑脫面至覆疊構造及淺部西傾斷層,故將此兩構造設為弱斷層;龍船斷層因較不具活動性,因此在此設為強斷層,將其摩擦角及尖峰塑性應變(critical plastic strain)提高,參數設置如表 4.4。模型邊界條件設定滑脫面底下之基盤左右及底部邊界為固定邊界,而滑脫面以上之左邊界條件設定速度為零,右側邊界則依據現地 GPS 量測到的水平速率,給予向左 40 mm/yr 的正向速度,模擬由東向西大地構造運動;模型上邊界則為一完全自由面,正向應力及剪應力皆可隨模型計算改變。

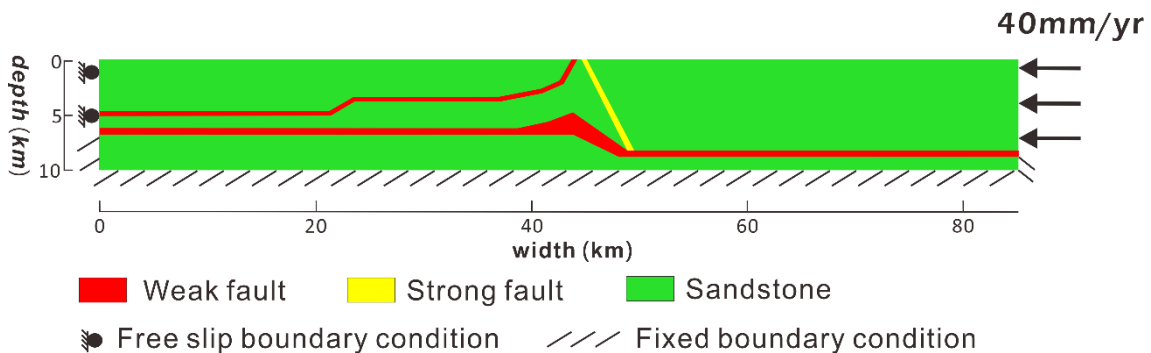


圖 4-38 Conceptual Model III 模型示意圖。紅色為弱斷層,黃色為強斷層,綠色為砂岩層,模型右邊界施以 40 mm/yr 向西的大地構造應力。

當模型執行至約兩萬年,應力狀態趨近於平衡時,主要應變速率集中在弱斷層區域(圖 4-39),即底滑斷層、覆疊構造與西傾斷層,為斷層作用之塑性變形為主(圖 4-40),而當應力沿滑脫面傳遞至覆疊構造,並進一步向上影響淺部之西傾斷層,



使得西傾斷層上盤具有較高的抬升速率，如圖 4-41 所示。

表 4.4 Conceptual Model III 材料參數設定值。

	弱斷層(weak fault)	強斷層(strong fault)	砂岩(sandstone)
Density (kg/m ³)	1900	1900	2430
Bulk modulus (Pa)	5.61e9	5.61e9	5.61e9
Shear modulus (Pa)	3.63e9	3.63e9	3.63e9
Viscosity (Pa·s)	1e23	1e23	1e23
Cohesion 0 (Pa)	2.26e6	2.26e6	31.21e6
Cohesion 1 (Pa)	2.26e6	2.26e6	2.26e6
Friction angle 0 (°)	20.7	30	31.9
Friction angle 1 (°)	8	8	8
Critical plastic strain	0.1	10	10

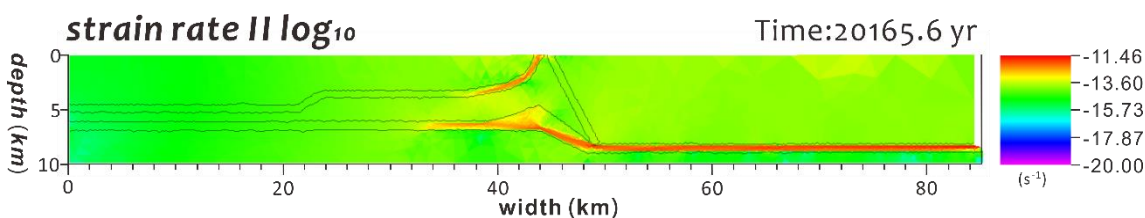


圖 4-39 Conceptual Model III 應變速率分布，色階代表應變速率大小(執行時間：20165.6 年)。

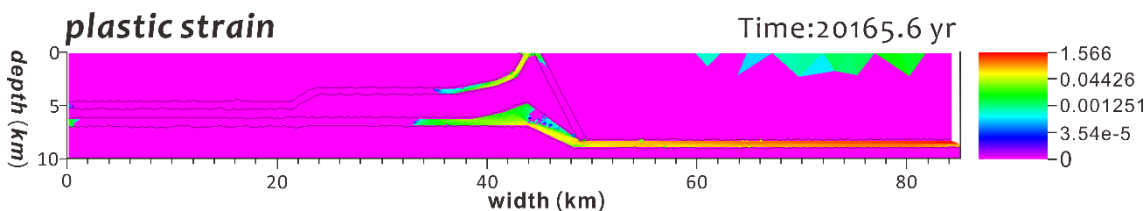


圖 4-40 Conceptual Model III 塑性應變分布圖，色階代表塑性應變大小(執行時間：20165.6 年)。

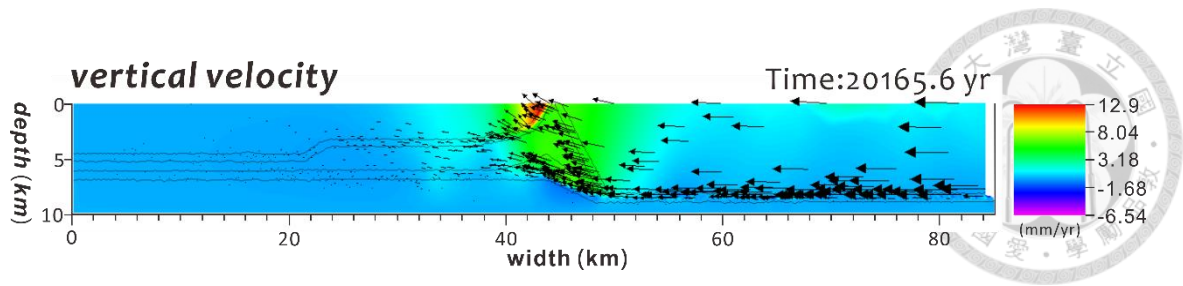


圖 4-41 Conceptual Model III 垂直速度場，色階代表垂直速度大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：20165.6 年)。

此模型考慮了斷層作用的機制，因此地表最大垂直速度會隨斷層滑移作用而改變，在應力累積至一定程度時，斷層會產生滑移作用，此時垂直速度可達近 23 mm/yr 左右，長時間模擬結果顯示，垂直速度場大致位於 10~17 mm/yr 的區間，偶爾發生斷層錯動位移才會有瞬間較高之抬升速度，但因本研究觀測資料主要以間震期速度場變化為主，因此為了獲得長期較穩定的垂直抬升速度量，本研究將執行兩萬年與三萬年(圖 4-42 及圖 4-43)的模型結果相比，利用西傾斷層上盤的位移改變量計算出此一萬年間的平均最大抬升速率約為 15 mm/yr。

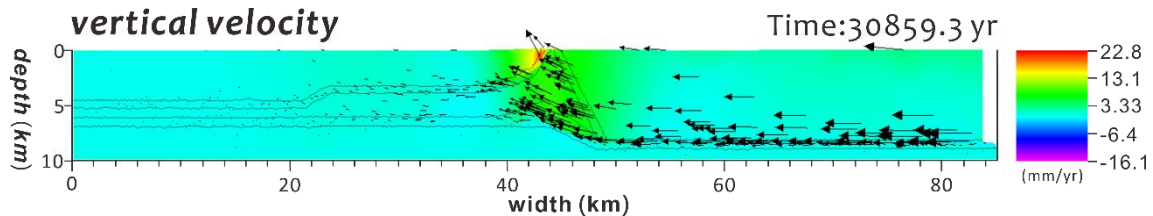


圖 4-42 Conceptual Model III 垂直速度場，色階代表垂直速度大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：30859.3 年)。

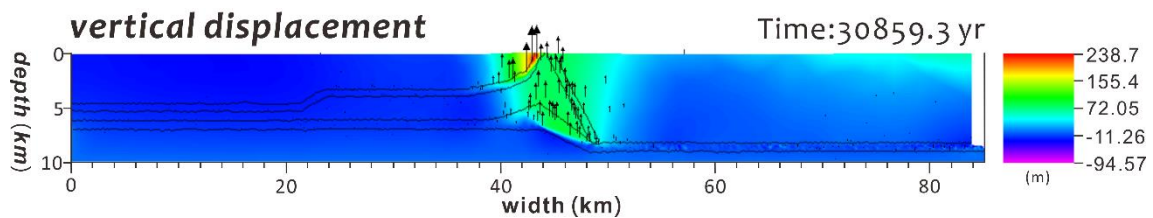


圖 4-43 Conceptual Model III 垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為垂直速度(執行時間：30859.3 年)。

分析以上三種觀念模型的正確性及合理性，針對 Conceptual Model I 泥貫入體之模擬結果，泥貫入體上方地表應會造成局部性之伸張應變，此結果與 GPS 速度

場(圖 2-2)及其計算出來之應變矩率(圖 2-3)不符合，且其抬升速率與實際觀測值仍有落差，因此本研究認為泥貫入體並非造成此區域異常變形之原因；Conceptual Model II 材料性質差異之模擬結果顯示，在構造壓縮應力之下，泥岩之力學特性確實會提供相對於砂岩有較高之抬升速率，但此貢獻量非常微小，僅約 0.3 mm/yr，與實際觀測值有相當大的落差，因此，力學性質差異也非造成此區域地表變形之主因；而根據 Conceptual Model III 地下構造之模擬結果顯示，沿著覆疊構造向西傳遞的應力，會進一步影響淺部的西傾斷層，使得此斷層上盤會有較高之抬升速率，此結果與跨龍船斷層之速度剖面之觀測資料較相似，但垂直抬升速率僅與實際觀測值仍有差異，長期穩定的抬升速度僅約為 15 mm/yr。綜合以上討論，並將三種觀念模型，執行兩萬年之垂直速率結果進行比較(如圖 4-44)，結果顯示覆疊構造及西傾斷層提供較高之抬升速率，因此，本研究認為造成此地區龍船下盤有較高之抬升速率主要與底下構造有關。

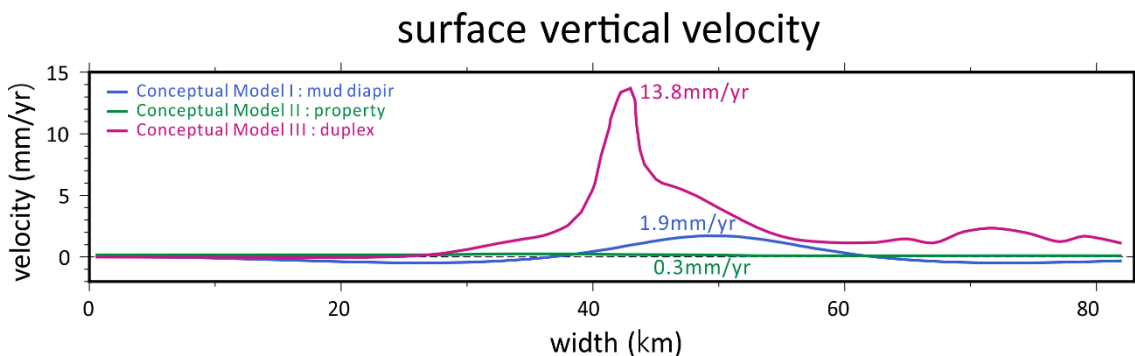


圖 4-44 三種觀念模型表面垂直速度場比較(以西側為固定端做基準)，藍色、綠色、紅色分別為 Conceptual Model I、II 及 III 三種不同機制結果(執行約兩萬年)。

此外，根據原振維等(1987)針對臺灣南部之高壓層研究，利用鑽井資料及地球物理資料所繪製出的臺灣南部高壓帶分布圖(圖 4-45)，可發現其分布位置與 ALOS 之 PSInSAR 結果中異常抬升量之區域位置大致相符，而高壓井 LCN-2 所記錄之高壓帶對應至剖面上，恰好位於淺部之西傾斷層，因此本研究認為此發育於古亭坑泥岩內之西傾斷層可能為一富含流體之高壓帶，臺灣南部地質年代較年輕，地層壓力普遍較北部高，而沉積物於沉積盆地中快速堆積也使得孔隙間流體來不及排出，導

致西南部有許多高壓層的分布。因此本研究將於下一章節的剖面模擬中，將此西傾斷層視為高壓層，檢視其模擬結果。

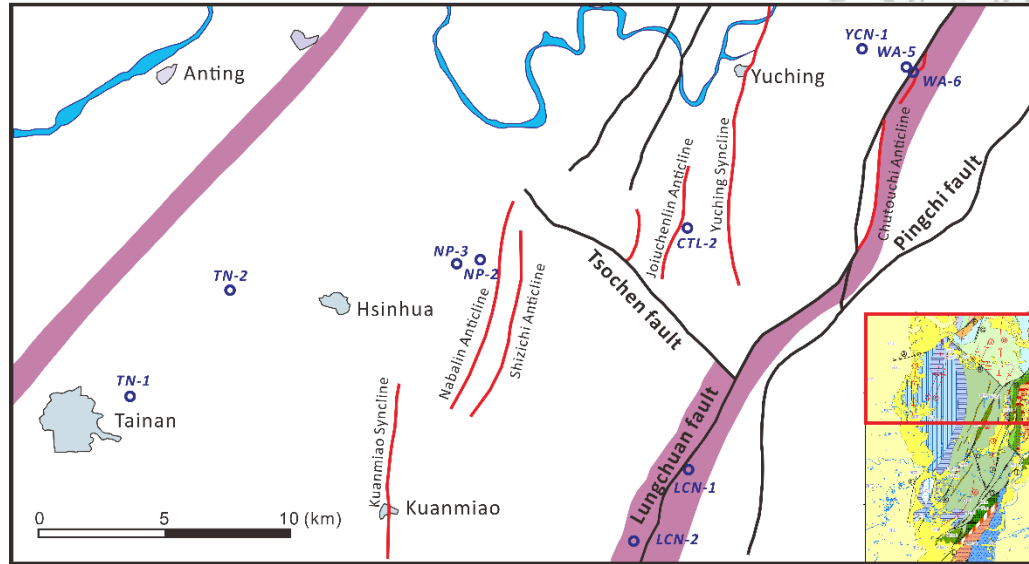


圖 4-45 臺灣西南部高壓層分布，紅色陰影為高壓帶分布，黑線為斷層，紅線為褶皺軸，地圖位置標示如右下角(修改自原振維等，1987)。

4.3.2 剖面模擬

綜合以上觀念模型之討論，本研究認為底下構造為主控此區地表變形之機制，因此將更進一步利用 Huang et al. (2004)所繪製之平衡剖面進行更完整的模擬討論，為避免模型邊界條件的影響，將原始剖面延長，建立 85 公里寬 × 10 公里深的二維模型(如圖 4-46)，模型設置考慮了不同岩性、不同強度的斷層以及高壓層，參數設置如表 4.5，然而，因斷層帶與岩層的彈性係數差異過大，向西推擠之下，易使斷層帶體積應變過大，而無法反映斷層滑移機制，且根據 Conceptual Model II(圖 4-32)之模擬結果顯示材料力學特性的影響極小，故在此將所有材料的彈性係數設為相等，為砂岩與泥岩之平均值。此外，高壓層的摩擦角(cohesion angle)需考慮流體的影響，故設為極小。邊界條件設左右及底部邊界條件設定正向應力為固定，剪應力可隨數值計算變化，其中，左側及底部無正向應力作用，右側邊界則依據現地 GPS 量測到的水平速率，給予向左 40 mm/yr 的速度變化，模擬由東向西大地構造

運動；模型上邊界則為一完全自由面，正向應力及剪應力皆可隨模型計算改變。



表 4.5 剖面模擬材料參數設定值

	weak fault	strong fault	high pressure zone
Density (kg/m ³)	1900	1900	1800
Bulk modulus (Pa)	6.81e9	6.81e9	6.81e9
Shear modulus (Pa)	2.06e9	2.06e9	2.06e9
Viscosity (Pa·s)	1e23	1e23	1e17
Cohesion 0 (Pa)	2.26e6	2.26e6	2.26e6
Cohesion 1 (Pa)	2.26e6	2.26e6	2.26e6
Friction angle 0 (°)	20.7	30	0.1
Friction angle 1 (°)	8	8	0.1
Critical plastic strain	0.1	10	0.1
	sandstone	mudstone	interbedded
Density (kg/m ³)	2430	2150	2200
Bulk modulus (Pa)	6.81e9	6.81e9	6.81e9
Shear modulus (Pa)	2.06e9	2.06e9	2.06e9
Viscosity (Pa·s)	1e23	1e23	1e23
Cohesion 0 (Pa)	31.21e6	4.7e6	20e6
Cohesion 1 (Pa)	2.26e6	2.26e6	2.26e6
Friction angle 0 (°)	31.9	20.7	30
Friction angle 1 (°)	8	8	8
Critical plastic strain	10	10	10

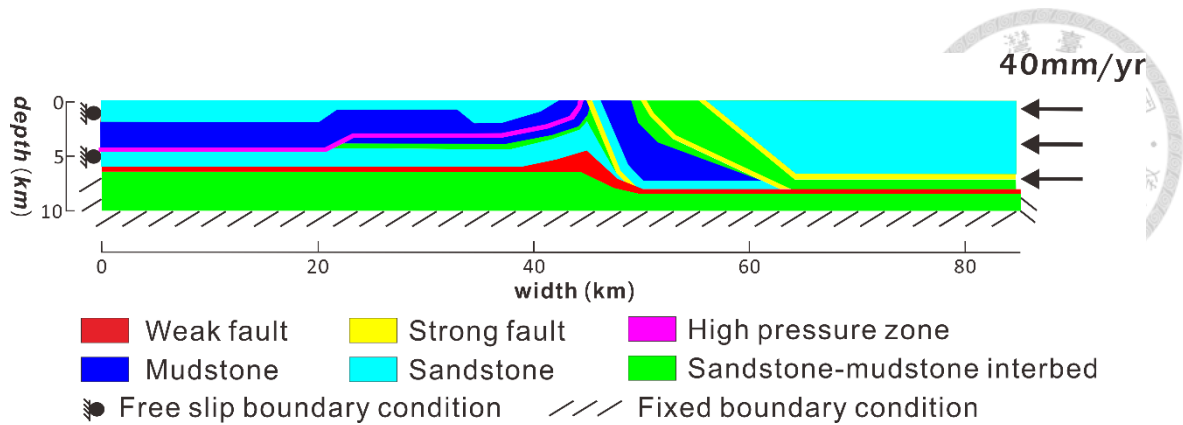


圖 4-46 剖面模型示意圖。紫色為高壓層，紅色為弱斷層，黃色為強斷層，深藍色為泥岩層，淺藍色為砂岩層，綠色為砂泥岩互層，模型右邊界施以 40 mm/yr 向西的大地構造應力。

根據圖 4-47 結果顯示，當模型執行至約兩萬年，應力達到平衡後，應變速率仍集中於覆疊構造及西傾斷層，而此模型將西傾斷層視為具有高壓層富含流體、易流動的特性，故西傾斷層的變形機制以黏性變形(viscous deformation)為主，而非塑性變形(plastic deformation)，如圖 4-48 所示。模型結果亦指出垂直速度場集中於西傾斷層之上盤(圖 4-49)，因受到斷層滑移作用的影響，垂直速度場區間為 18-23 mm/yr，滑移瞬間可達 30 mm/yr，若利用模型執行兩萬年與三萬年(圖 4-50)的位移差計算其平均抬升速率則約為 21 mm/yr，與 Conceptual Model III 垂直速度場結果相比，更符合觀測資料(圖 4-23)，推測應為高壓層特性使西傾斷層更易反映應力傳遞的影響，故能貢獻較高的垂直速度，而垂直位移最大區域也位於西傾斷層上盤(圖 4-50)。

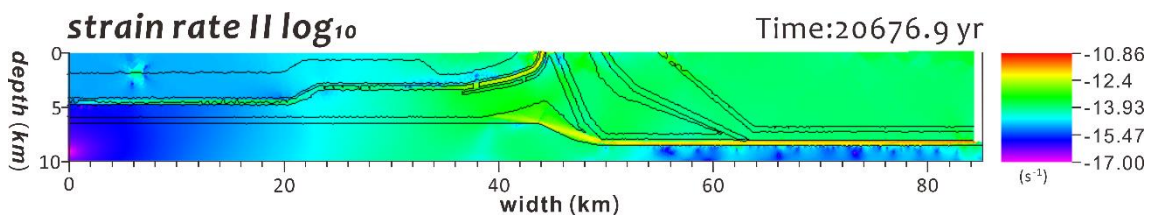


圖 4-47 剖面模擬之應變速率分布，色階代表應變速率大小(執行時間：20676.9 年)。

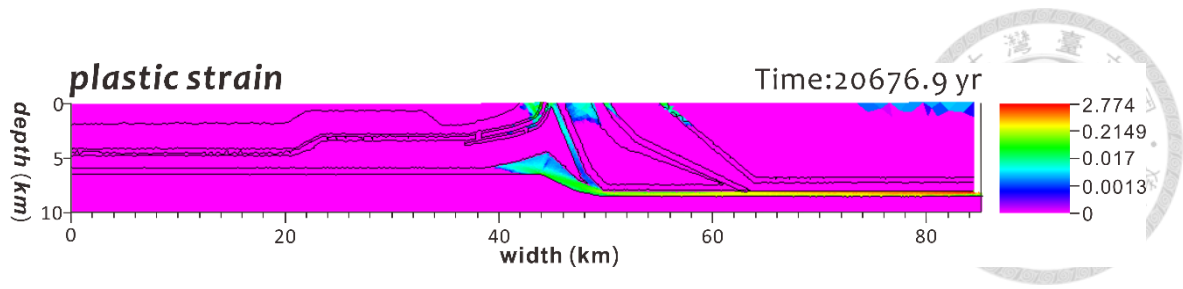


圖 4-48 剖面模擬之塑性應變分布圖，色階代表塑性應變大小(執行時間：20676.9 年)。

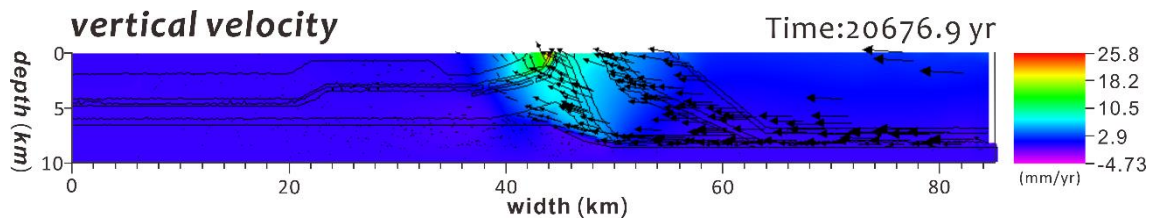


圖 4-49 剖面模擬之垂直速度場，色階代表垂直速度大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：20540.4 年)。

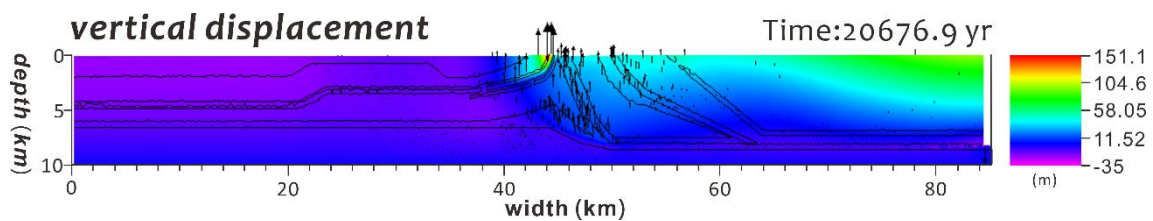


圖 4-50 剖面模擬之垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為垂直速度(執行時間：20676.9 年)。

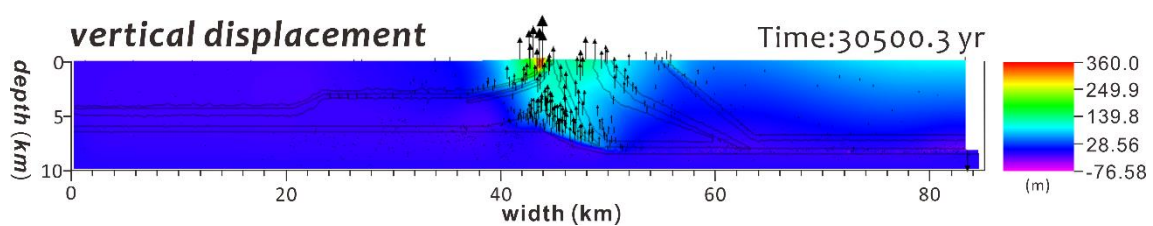


圖 4-51 剖面模擬之垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為垂直速度(執行時間：30500.3 年)。

綜合以上 4.3.1 及 4.3.2 節之討論，將此剖面模擬與 Conceptual Model III 對於垂直速度場貢獻之結果與水準測量資料相比(圖 4-52)，並將模擬結果校正至與水準測量同一基準點，可發現 Conceptual Model III 最大垂直速度為 11 mm/yr，位於西傾斷層西側約一公里；而剖面模擬最大垂直速度高達 21.2 mm/yr，位於西傾斷層，判斷此速度場主要來自於高壓層之黏性變形，而非斷層兩側岩層之速度變化量，若

將 Conceptual Model III 最大速度場位置對應至剖面模擬同一位置，垂直速度為 18.3 mm/yr，與圖 4-23 速度剖面之測量結果差異不大，應為高壓層提供更軟弱、更易滑動之斷層面，與 Conceptual Model II 相比，模擬出的抬升速率更符合實際觀察值，因此本研究認為，臺灣西南部間震期地表變形主要受控於底下構造及高壓層作用。此外，龍船斷層東側一公里，水準資料顯示有一速度場突降，且速度可達 -10 mm/yr，速度變化量高達 -30 mm/yr，此現象與模擬結果甚有差異，模擬結果顯示因抬升速度主控於西傾斷層，因此跨西傾斷層即有明顯的速度下降梯度，然而此速度變化量僅有 -10 mm/yr，與 PSInSAR 結果較為相似(圖 4-23)。

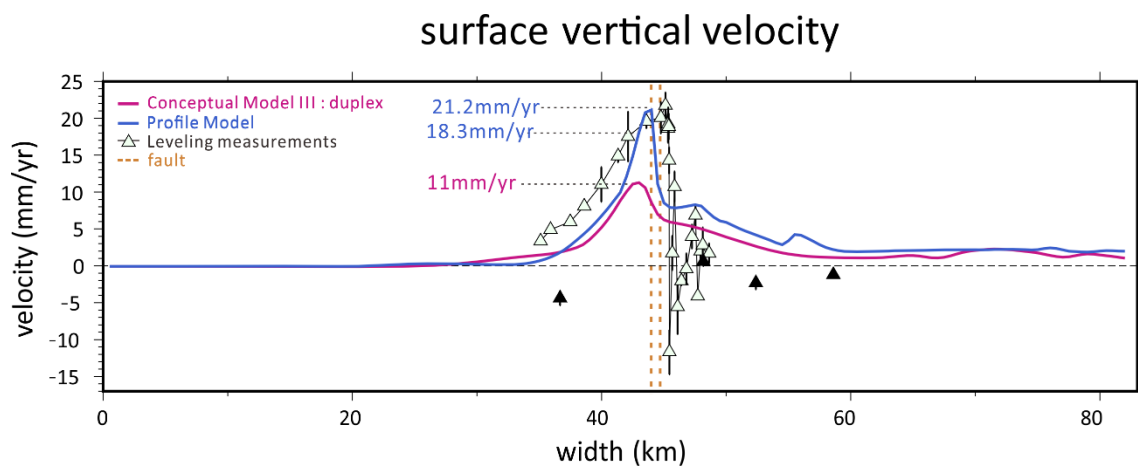


圖 4-52 剖面模擬、Conceptual Model III 與水準測量資料地表垂直速度場比較，紅色與藍色分別為 Conceptual Model III 與剖面模擬結果，空心三角形為水準測線，實心三角形為 GPS 垂直速度場，斷層由東到西分別為龍船斷層及西傾斷層。

為了有效將數值模擬結果與 PSInSAR 觀測值比對，將模型之地表速度場投影至 ALOS 衛星之視衛星方向，如圖 4-53 所示，可觀察到模型計算值與觀測值趨勢大致相符，然而受限於模型邊界條件的設定，兩端點誤差相對較大，而龍船斷層以東的區域，因屬於內麓山帶，構造較為複雜，平衡剖面僅考慮較大型的構造作用，使此處仍有一些局部小區域之變形特徵較不符合。

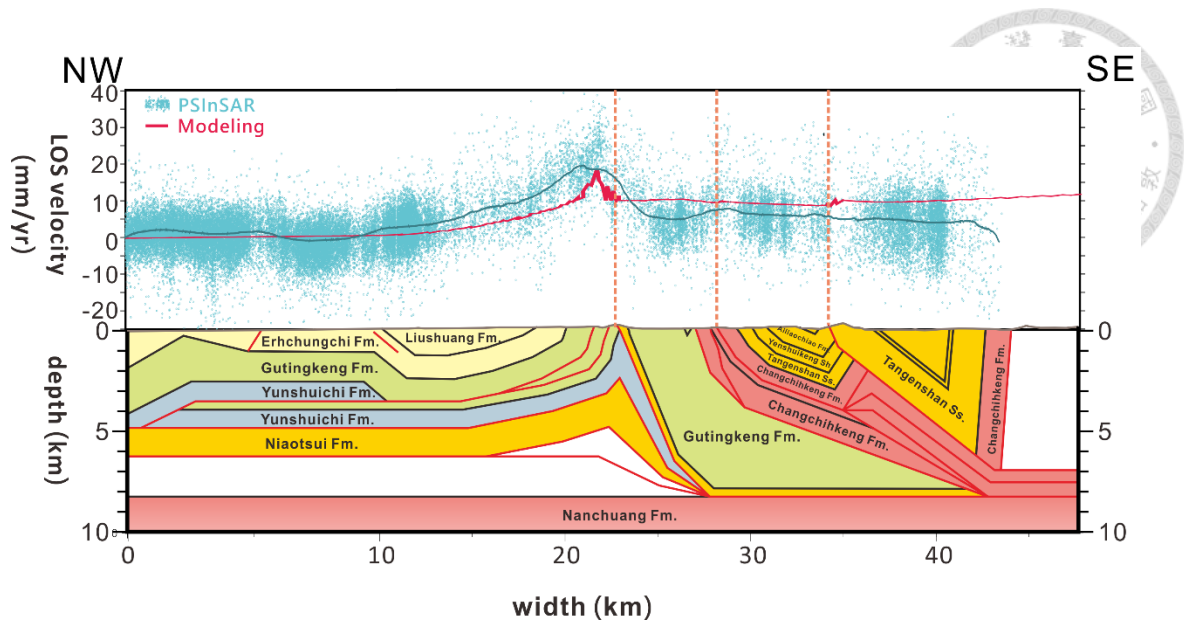


圖 4-53 剖面位置之 PSInSAR 觀測結果與數值模擬計算結果比對圖(以西側為固定端做基準)，藍色點為 ALOS 衛星之 PSInSAR 觀測結果及其平均值，紅色線為 DynEarthSol2D 模型計算結果，縱坐標為視衛星速度(單位：mm/yr)，橫坐標為剖面長度；下圖為剖面圖。

因本研究之最終模型同時考慮了高壓層、構造及岩性差異，為了更有效確認此處地表變形之主要機制，將進一步修改模型設置，將各變因獨立考慮，在此分為三項討論之：

1. 無西傾斷層，考慮岩性差異

模型設置如圖 4-54 所示，邊界條件皆與前述模型相同，不考慮龍船斷層西側的西傾斷層，僅考慮典型的東傾逆衝斷層及岩性差異。模擬結果顯示，塑性應變仍主要集中於斷層及滑脫面上，淺部泥岩層亦具有較大的塑性變形(圖 4-55)。而根據垂直速度場分布顯示，可在深部覆疊構造及西側的逆衝斷層觀察到明顯的速度梯度變化(圖 4-56)，代表速度場沿上述構造傳遞，然而若僅考慮這些變因，其所表現之地表速度場變化特徵與本研究區域觀測不同，且最大垂直速度場僅達 7 mm/yr。

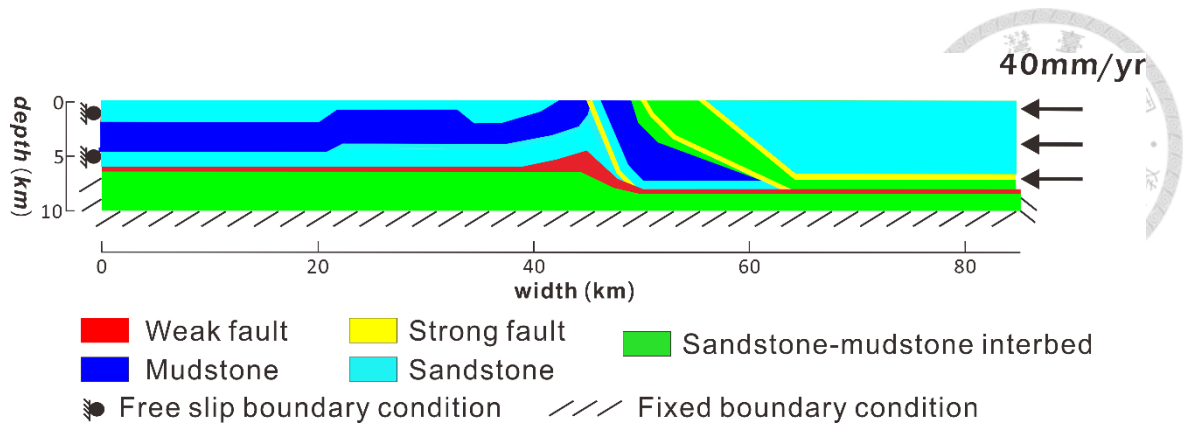


圖 4-54 剖面模型示意圖。紅色為弱斷層，黃色為強斷層，深藍色為泥岩層，淺藍色為砂岩層，綠色為砂泥岩互層，模型右邊界施以 40 mm/yr 向西的大地構造應力。

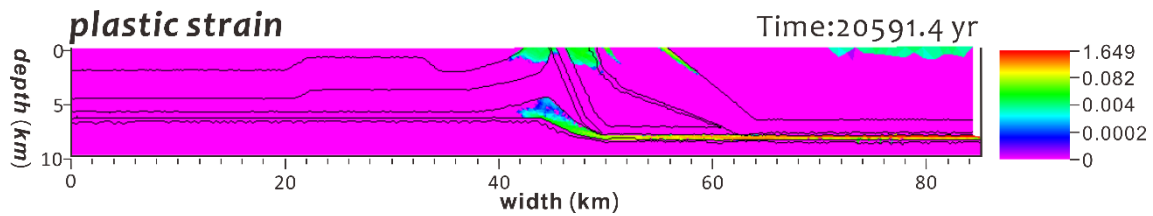


圖 4-55 模型之塑性應變分布圖，色階代表塑性應變大小(執行時間：20591.4 年)。

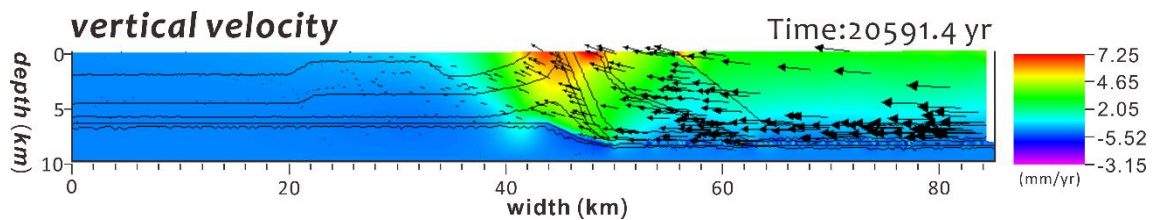


圖 4-56 模型之垂直速度場，色階代表垂直速度大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：20591.4 年)。

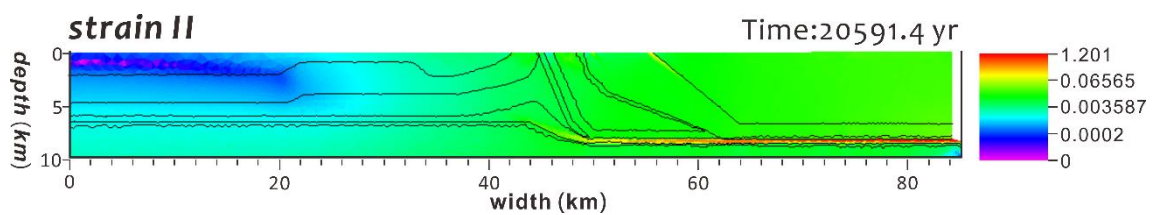


圖 4-57 模型之軸差應變第二不變量分布，色階代表應變大小(執行時間：20591.4 年)。

2. 有西傾斷層，但不具高壓層特性，考慮岩性差異

模型設置如圖 4-58 所示，考慮西傾斷層，並將其視為不具有高壓層特性的弱斷層，其餘設定圖 4-54 之模型相同，同時考慮東側的東傾逆衝斷層及岩性差異。此

模型之塑性應變分布大致與圖 4-55 之分布相同，唯因額外考慮了西傾斷層此變因，而在該處有較大的塑性應變分布(圖 4-59)，垂直速度場變化則顯示，覆疊構造具有明顯的速度梯度，即代表速度場沿滑脫面向西傳遞至覆疊構造的斷坡，並進一步向上傳遞，而因此模型考慮之西傾斷層會受覆疊構造傳遞上來之速度場影響，因此具有更明顯的速度變化，此外，可由圖 4-57 及圖 4-61 之模擬結果觀察具有西傾斷層之剖面，其 strain II 分布差異。

根據模擬結果指示，最高的垂直速度場約 10 mm/yr，與未考慮西傾斷層之圖 4-56 結果相比，約增加了 3 mm/yr，代表西傾斷層額外貢獻了些微垂直抬升速度場；若與純粹只考慮西傾斷層及覆疊構造的 Conceptual Model III (圖 4-38)相比，最大抬升速度減少約 2.8mm/yr，推測應為此模型考慮了東側的逆衝斷層，分散了部分應力傳遞。雖此模型之速度場大小仍具有差距，但模擬結果之變形特徵分布與圖 4-47 之剖面模擬結果極為相似，驗證西傾斷層確實為影響此處變形特徵之重要角色。

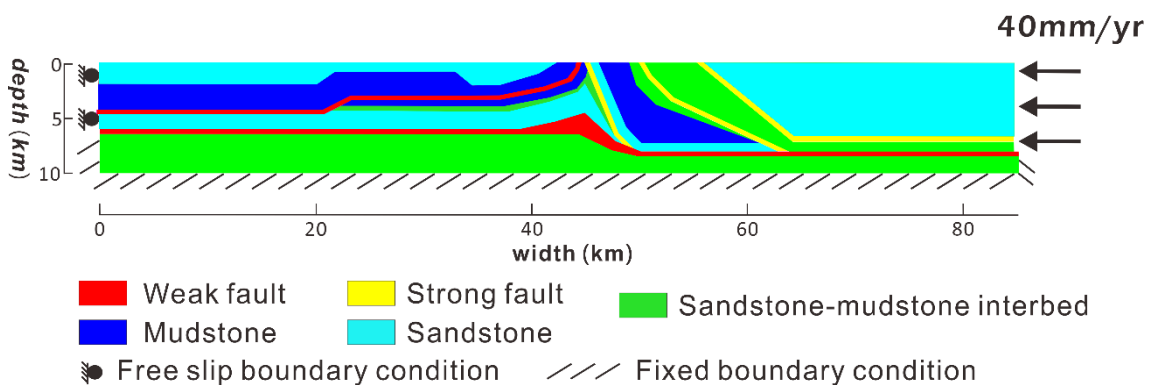


圖 4-58 剖面模型示意圖。紫色為弱斷層，黃色為強斷層，深藍色為泥岩層，淺藍色為砂岩層，綠色為砂泥岩互層，模型右邊界施以 40 mm/yr 向西的大地構造應力。

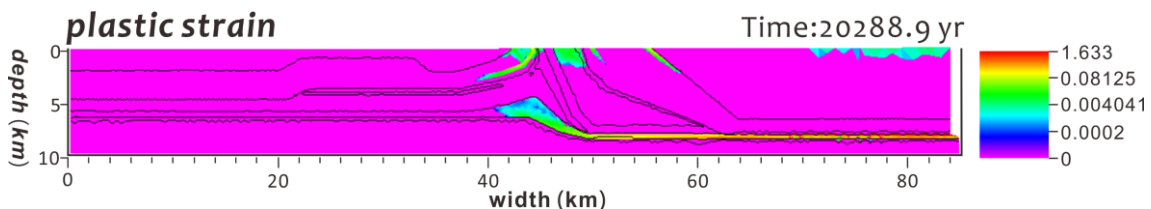


圖 4-59 剖面模擬之塑性應變分布圖，色階代表塑性應變大小(執行時間：20288.9 年)。

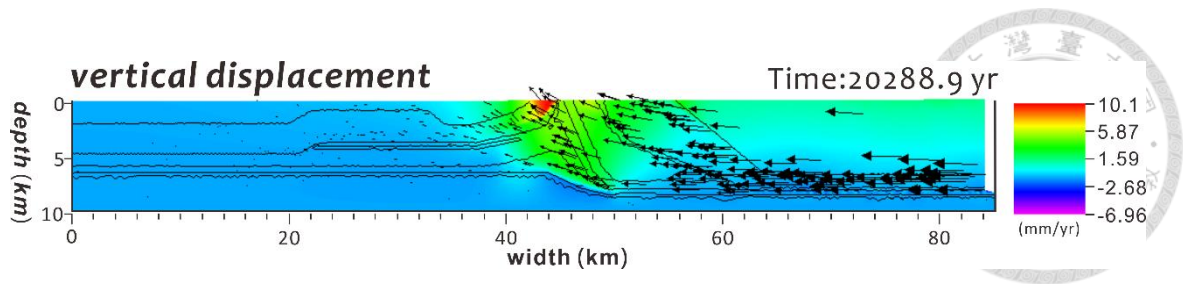


圖 4-60 剖面模擬之垂直速度場，色階代表垂直速度大小，黑色箭頭為節點速度方向(執行時間：20288.9 年)。

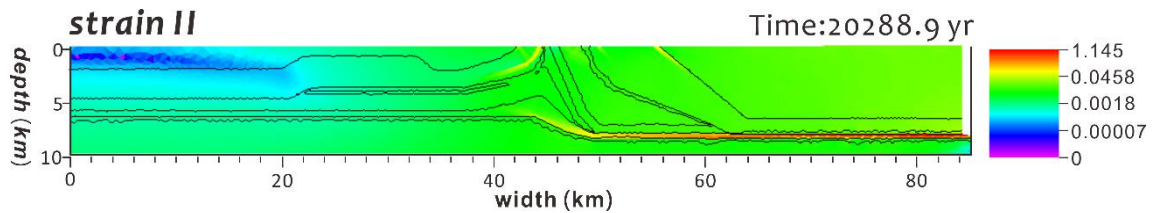


圖 4-61 模型之軸差應變第二不變量分布，色階代表應變大小(執行時間：20288.9 年)。

3. 有具高壓層特性的西傾斷層，但不考慮岩性差異

模型設定如圖 4-62 所示，在此考慮所有構造特性，包含斷層強弱、高壓層特性，但並未考慮岩性差異，因此將設定所有岩層皆為砂岩層。因砂岩層強度較高，應變較難傳遞，故此模型執行至約三萬年才趨於平衡，此時西傾斷層具有斷層滑移特性(圖 4-63)，而此模型雖未考慮地層岩性，但其餘構造所貢獻之地表垂直速度場可高達 21.4 mm/yr，與實際觀測值極為接近，驗證此處變形機制主要為斷層及高壓層等構造因素。

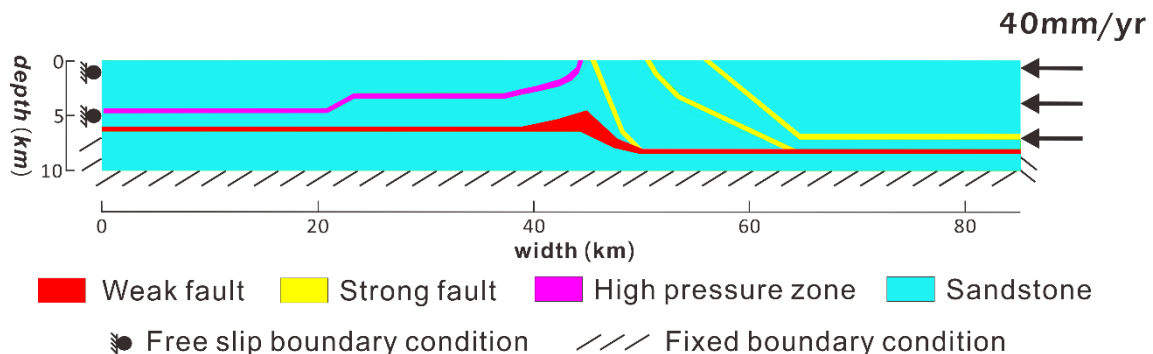


圖 4-62 剖面模型示意圖。紫色為高壓層，紅色為弱斷層，黃色為強斷層，淺藍色為砂岩層，模型右邊界施以 40 mm/yr 向西的大地構造應力。

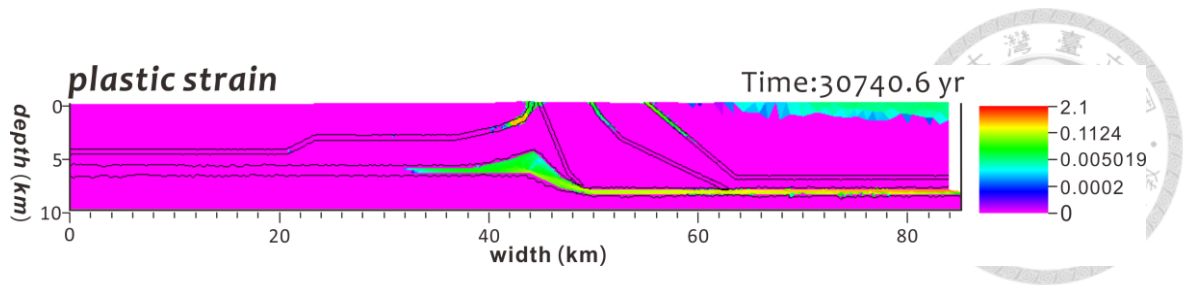


圖 4-63 剖面模擬之塑性應變分布圖，色階代表塑性應變大小。(執行時間：30740.6 年)

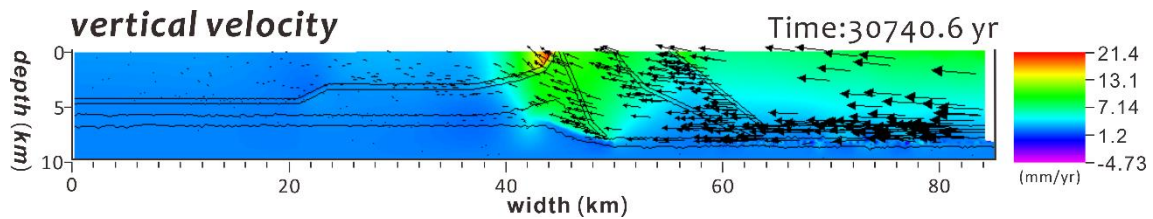


圖 4-64 剖面模擬之垂直速度場，色階代表垂直速度大小，黑色箭頭為節點速度方向。(執行時間：30740.6 年)

4.4 美濃同震數值模擬

完成間震期變形觀測及數值模擬之後，本研究將利用 2016/2/6 發生於高雄美濃之美濃地震討論此地區同震變形，美濃地震所造成的地表同震位移與地震斷層機制解計算之應力方向較不符合，因此本研究認為所觀測到的同震變形主要受控於地表淺部的地下構造，因此將進一步利用此剖面進行同震數值模擬。雖然目前美濃地震破裂模式仍備受爭議，但本研究仍可討論地下構造錯動對地表變形之影響。然而，DynEarthSol2D 程式中，模型計算所耗時間與彈性波波速有關，因此對於短時間的模擬計算，較難決定其適當的彈性波波速，因此在此節中，模型結果的表示將以時階(time-step)表示之。

在此擬沿用 Huang et al. (2016)所提出之，位於深度 17 公里的美濃主震觸發後，產生一深部的斷層破裂面，進一步觸發淺部的覆疊構造活動，並利用地震波及大地測量逆推得到之淺部斷層面(圖 4-65)，此淺部斷層面與平衡剖面(圖 4-24)所繪之覆疊構造位置及傾角大致相符。因此本研究模擬同震模型的表現方式為，將此淺部斷層面加入間震期模型，即將穩定後的間震模型於橫坐標 50 公里處(圖 4-66 黑色處)

新增一斷層弱帶，藉以改變模型之平衡，觀察其應變調節方式，及其反應於地表之同震變形結果，討論此淺層斷層面破裂時對地表的同震變形影響。

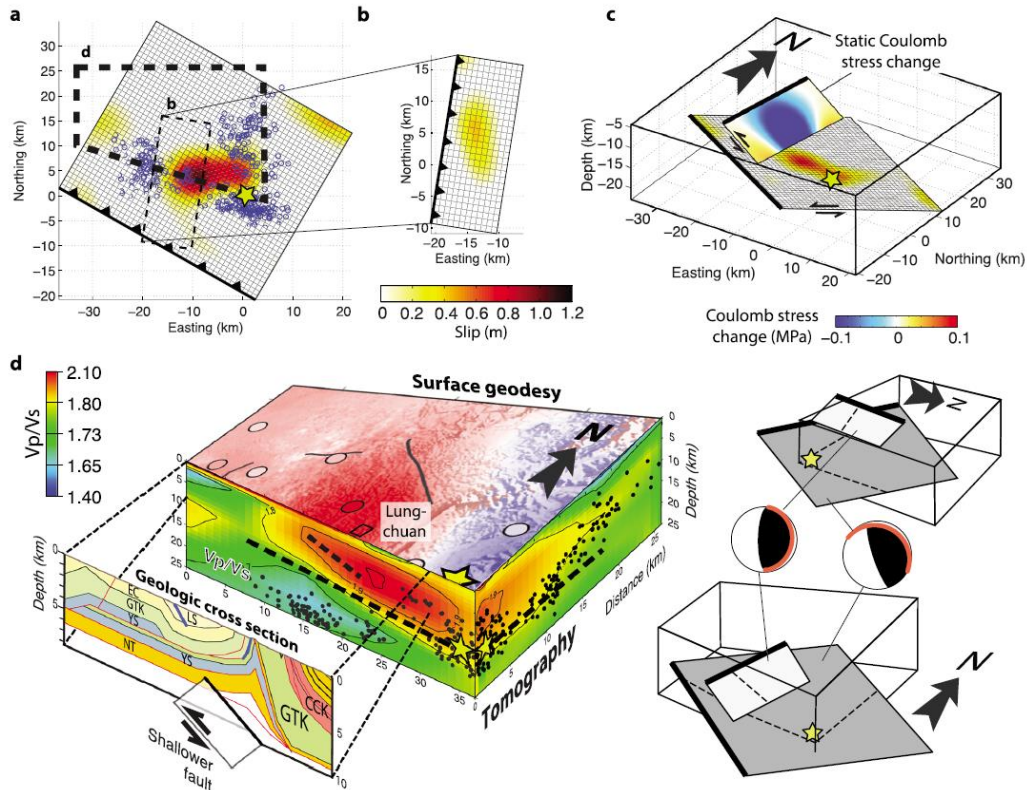


圖 4-65 美濃地震之斷層面滑移分布及觸發滑移機制示意圖。(a)與(b)分別為為深部主斷層面及經觸發產生之淺部斷層面的滑移分布，色階顏色代表滑移量，星號標示為主震震源位置，藍色空心圓圈標示為餘震分布；(c)為兩個斷層面之空間關係立體圖，色階顏色代表庫倫應力改變量；(d)地表色階代表同震 D-InSAR 之地表位移量、縱剖面為 V_p/V_s 分布圖及地質剖面示意圖(Huang et al., 2016)。

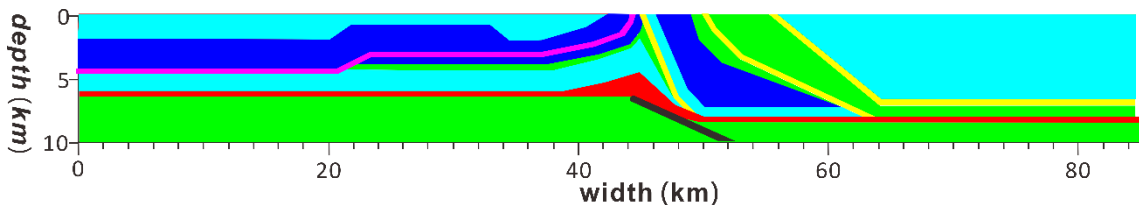


圖 4-66 美濃同震模型示意圖。紫色為高壓層，紅色為弱斷層，黃色為強斷層，深藍色為泥岩層，綠色為砂岩層，淺藍色為砂、泥岩互層，黑色為新添加之斷層面。

圖 4-67 為斷層面破裂瞬間的應變速率分布，可觀察到應變速率集中於覆疊構造，並向外擴展，而此時位移量主要集中於斷層面的上下盤(圖 4-68)，而因為模型設定底部為固定邊界條件，因此斷層錯動後會於上盤深部有一明顯的下陷量，如圖



4-68 橫坐標 50 公里處。若將模型繼續執行至 60000 個循環，可觀察到此時應變速率逐漸平衡，分布於覆疊構造及西傾斷層(圖 4-69)，並由圖 4-70 發現，垂直位移量沿著新加入的斷層尖端向上擴展，可在地表產生約兩公尺的垂直位移量，而水平位移量則亦沿斷層面分布(圖 4-71)。

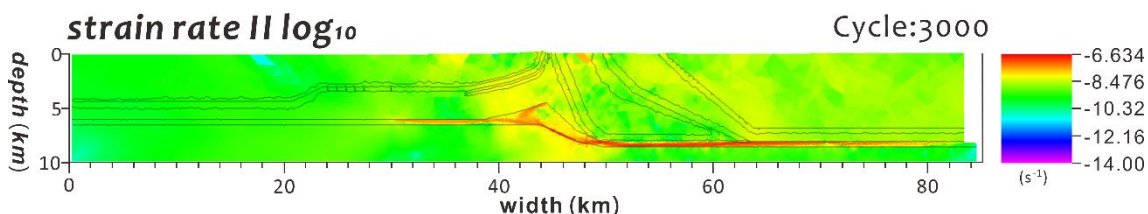


圖 4-67 同震模擬之應變速率分布，色階代表應變速率大小(執行循環：3000)。

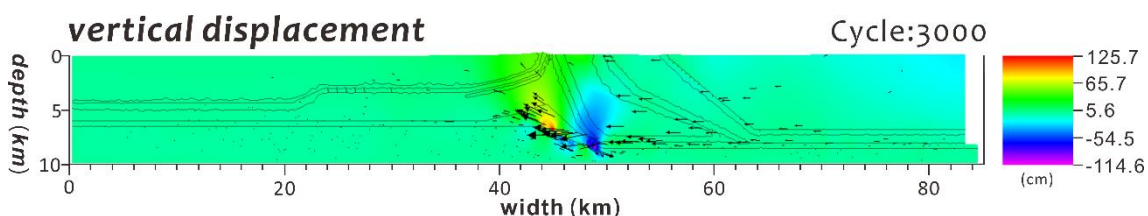


圖 4-68 同震模擬之垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為同震位移方向(執行循環:3000)。

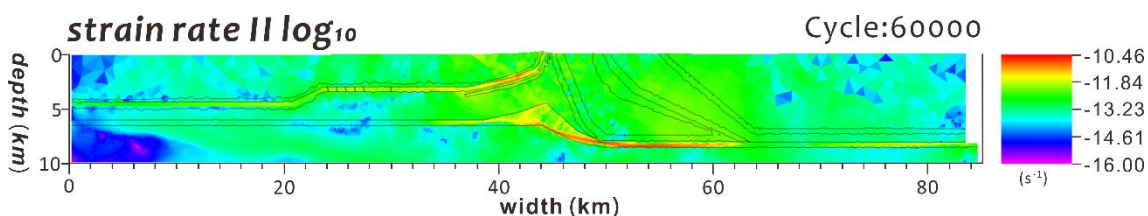


圖 4-69 同震模擬之應變速率分布，色階代表應變速率大小(執行循環：60000)。

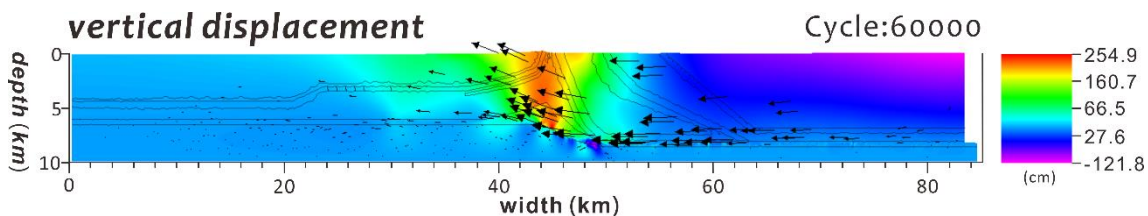


圖 4-70 同震模擬之垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為同震位移方向(執行循環:60000)。

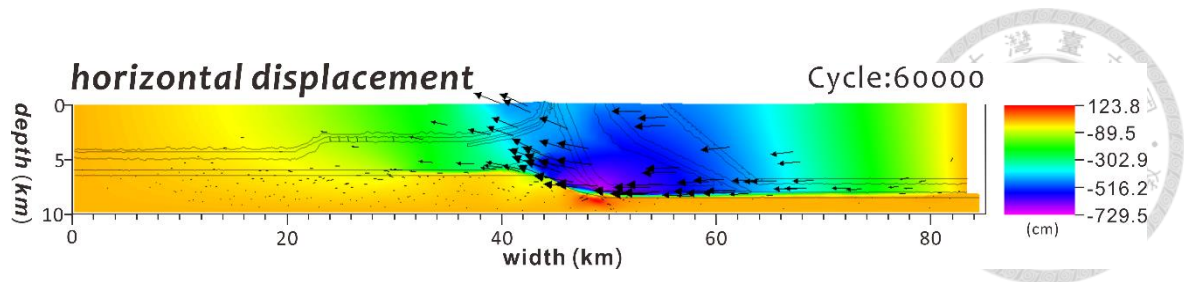


圖 4-71 同震模擬之垂直位移分布，色階代表垂直位移大小，黑色箭頭為同震位移方向(執行循環:3000)。

將兩個不同時間步階的同震位移結果與 Sentinel-1A 衛星之差分干涉結果做比較(如圖 4-72)，並將 Sentinel-1A 衛星所解算之位移量放大 25 倍，可發現模擬結果仍有許多相異之處，若將 60,000 循環之結果視為最終變形量，則最大垂直位移量與差分干涉結果相差將近 20 倍，然而，垂直位移的變形特徵仍大致相符，垂直位移分布皆為西緩東陡的穹頂狀，最高點位於西傾斷層上盤，且於橫坐標約 50-55 公里處開始下陷，但模擬結果顯示，於跨龍船斷層仍具有相當高的垂直位移量，且下降的幅度較緩，造成此現象的原因，應為此同震模型建立於執行約三萬年的間震模型，因而沉積於此的厚層古亭坑泥岩累積了相當大的塑性變形，因此當斷層破裂時，貢獻了額外的垂直位移量。而東西向位移整體上差異較大，最大水平位移(向西)差異高達了 60 倍，且位移分布趨勢僅有橫坐標 35 公里以西較符合，推測應為同震模擬僅考慮淺部的斷層面作用，未考慮深部的主要斷層面破裂行為，因此具有較大差異。

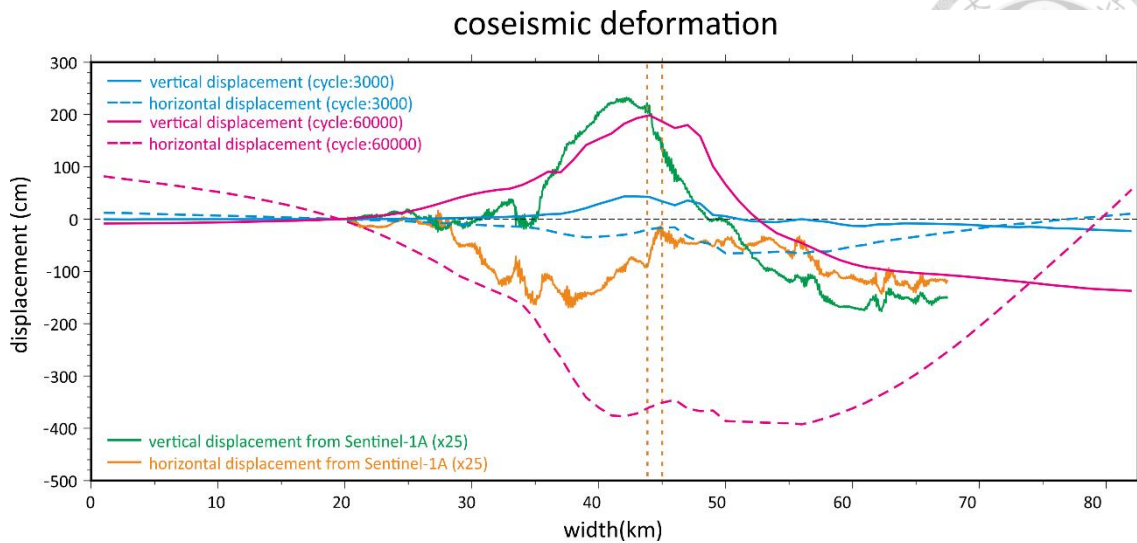



圖 4-72 美濃地震模擬結果之地表同震變形分布，藍色為執行 3000 循環，紅色為執行 60000 循環，實線為垂直位移分量，虛線為水平位移分量；綠色與橘色分別為 Sentinel-1A 解算出垂直位移及水平位移分量(放大 25 倍)，斷層由東到西分別為龍船斷層及西傾斷層。

綜合以上結果，可發現到同震模擬執行上的困難，位移尺度上的差異可能為間震時期累積過多的彈性能，而這些彈性能可能隨斷層面破裂而釋放，因此所計算出來的結果大於實際觀測值，此外，因模型結果為系統平衡後之最終變形量，因此可能包含了震後變形，使得位移量較差分干涉計算出之位移量大。另外，因模型執行之假設條件為平面應變(plain strain)，即假設在第三維方向無應變產生，使得應變會集中於模型之 x-y 此平面，此原因亦會使模擬結果大於觀測值。

而變形特徵的差異主要與模型幾何有關，因本研究模擬之剖面僅討論深度十公里內地下形貌，而針對美濃地震的破裂機制，也僅考慮了淺部破裂面，未考慮位於深部的主破裂面，而根據震源機制解，美濃主震的斷層面為走向及傾角分別為 299° 、 25° ，因此當主斷層面破裂時，較能貢獻東西向的同震位移場，此可能為同震模擬結果在水平方向上具有較大差異之原因，因本研究之模型設定未考慮深部的構造。此外，針對彈性體模型來說，構造所在深度會與其造成之地表變形的影響寬度有關，在圖 4-72 的比較中，可觀察到模型的垂直抬升量所造成的穹頂狀寬度略寬於衛星干涉之觀測結果，應為同震模擬之斷層面僅由深度 10 公里延伸至覆疊



構造(約 6 公里)，而 Huang et al. (2016)經逆推得到之淺部斷層面可延伸至地表 5 公里處，切入鳥嘴層中。再者，模型初始設定之邊界條件亦會影響變形特徵，臺灣為一構造型態極為複雜之區域，然而為了簡化模型，在此將左右邊界條件設為正向應力固定，可能會與現地之應力傳遞有差異，而在滑脫面之下的基盤，亦設定為固定邊界，因此造成美濃地震之淺部斷層面破裂時，在其上盤深處產生一下陷位移。此外，GPS 觀測資料為地表所觀測到的速度場，即為滑脫面之上的岩層與基盤綜合貢獻之速度場，雖然基盤為一相對穩定之區域，但仍可能具有速度場，但因技術上的困難，在模擬設置上，仍假設基盤速度為零，GPS 所觀測到的值為滑脫面以上之速度場。此外，模擬執行僅考慮研究區域中較大型的構造，忽略較小型之構造與新期構造，且將斷層帶簡化成一個主斷層面，亦會使得模擬結果產生誤差。本研究所使用之剖面模擬皆以 Huang et al. (2004)所繪製之平衡剖面架構，平衡剖面結合了地表位態、井下資料及地物測量等資訊所繪製而成，然而因其主要變形機制為斷層滑移作用，因此針對滑移量較小之構造較無法有效回復之，因此較易忽略較小型之構造，亦會造成模擬同震變形之誤差。

第五章 綜合討論



5.1 地表變形特徵

臺灣西南部處於初期碰撞造山階段，地殼運動相對活躍，變形前緣由馬尼拉隱沒帶向東北延伸至陸地區域之確切位置尚未有定論，變形前緣為褶皺逆衝變形之最前端，因此主要由一系列尚未出露之盲斷層所組成，而因其未出露於地表，故對於其斷層特性、幾何樣貌及確切位置之研究更有進行上的困難，然而，位於變形前緣的盲斷層儲存了碰撞擠壓所產生的能量，因此具有高度的發震潛能，故討論變形前緣及盲斷層之位置仍為刻不容緩之議題。過去已有許多研究利用地形變化、河流型態、鑽井資料、相對海水面變化等討論變形前緣確切位置(Chen et al., 2000; Huang et al., 2004 ; Yang, 2007)。部分研究認為旗山斷層為馬尼拉海溝向陸地延伸之位置，部分則認為變形前緣位於台南台地西緣。本研究擬利用 PSInSAR 技術，將其得到之大面積、密度高的地表變形觀測結果，除了能檢視地層下陷、已知斷層的活動性之外，亦可觀察變形前緣之地表變形特徵，將梅山斷層以南至屏東平原之 PSInSAR 結果與楊志成(Yang, 2007)所繪之變形前緣位置做比對，可發現 C 波段的 ERS 衛星及 Envisat 衛星觀測得到之地表視衛星方向速度分布圖(圖 5-1)，於梅山斷層往南至漚汪斷層間，速度變化與變形前緣位置相符，變形前緣以東具有視衛星縮短速度，以西則為視衛星相對沉降的區域，然而，漚汪斷層以南之速度變化分界較不明顯，可能受到逃脫構造(escape structure)所造成的水平速度場影響有關。

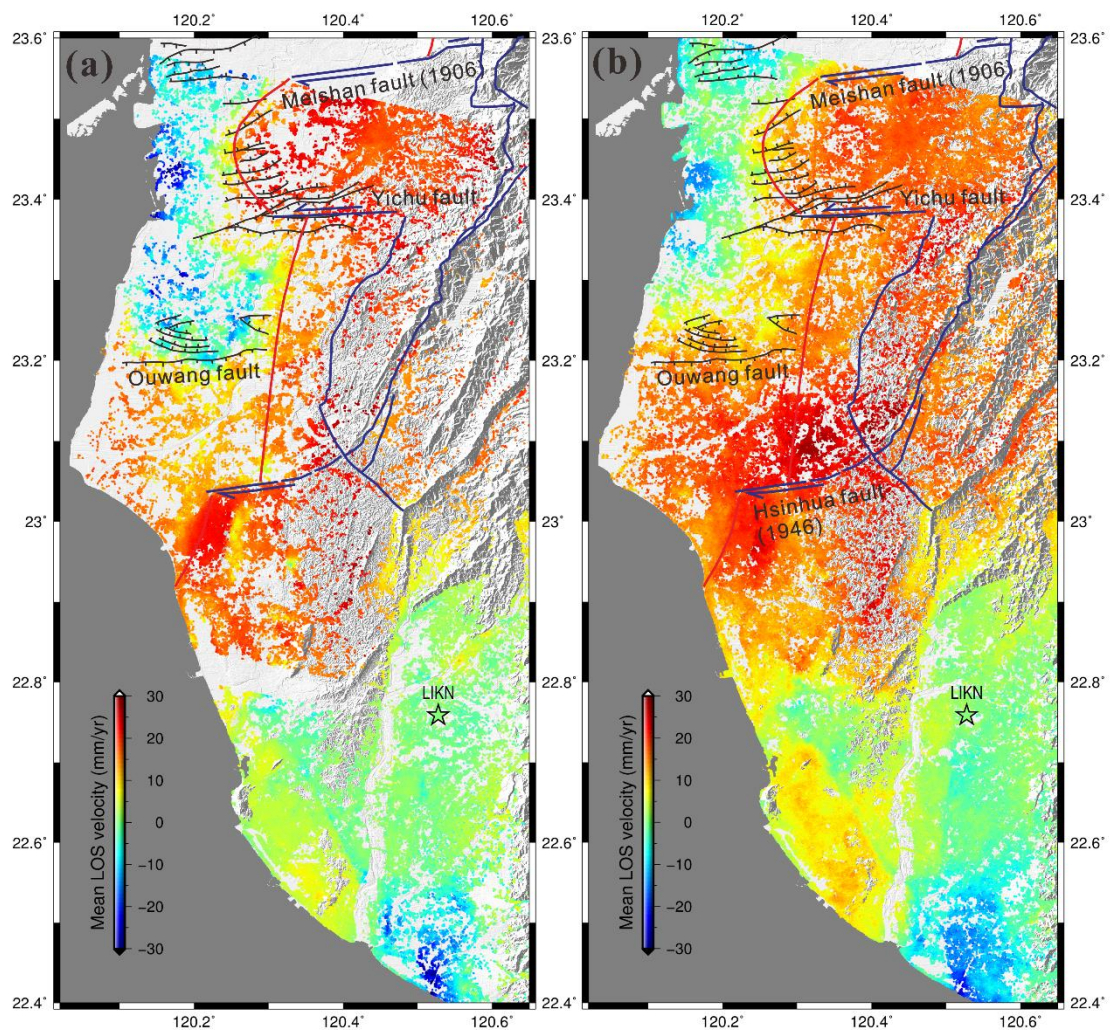


圖 5-1 C 波段(A)ERS 及(B)Envisat 衛星之 PSInSAR 結果與變形前緣位置圖，紅色線為 Yang (2007) 推測之變形前緣位置，黑色線為已知斷層位置。

根據 Huang et al. (2004) 在臺灣西南部陸上及海域所繪之平衡剖面結果，可發現有一大型斷坡(即圖 4-24 之覆疊構造)從左鎮斷層南部向西南方延伸至高雄外海，且構造型態由覆疊構造及三角轉換帶(triangle zone)轉變為初期的逆衝楔狀斷塊(thrust wedge)，並認為臺南台地、新化斷層及外海 H2 背斜具有為初期逆衝斷塊的特徵，即位於褶皺逆衝帶的最西緣，因此變形前緣應為沿這些構造西側發育，此構造位置解釋與楊志成(Yang, 2007)所繪大致相符(圖 5-1)，而這些覆疊構造往往會使地表形成小型褶皺，又由於斜向碰撞的關係，北部承受較大之構造應力，為了彌補南北應力不平衡的結果，發育左移撕裂斷層，使得這些小型褶皺呈現雁行排列(如

圖 5-2b)。除此之外，由 ALOS 衛星計算出之地表變形結果(圖 5-2a)，可發現許多速度變化較明顯之界線與 Shyu et al. (2005)所繪製之新期構造分布圖(圖 2-5)有許多符合之處，尤其位於高雄地區可見明顯之右移斷層，此結果亦反映了造山作用隨北港基盤之阻礙，使得臺灣西南部正處於構造逃脫之地體環境，因此發育許多新期右移斷層。

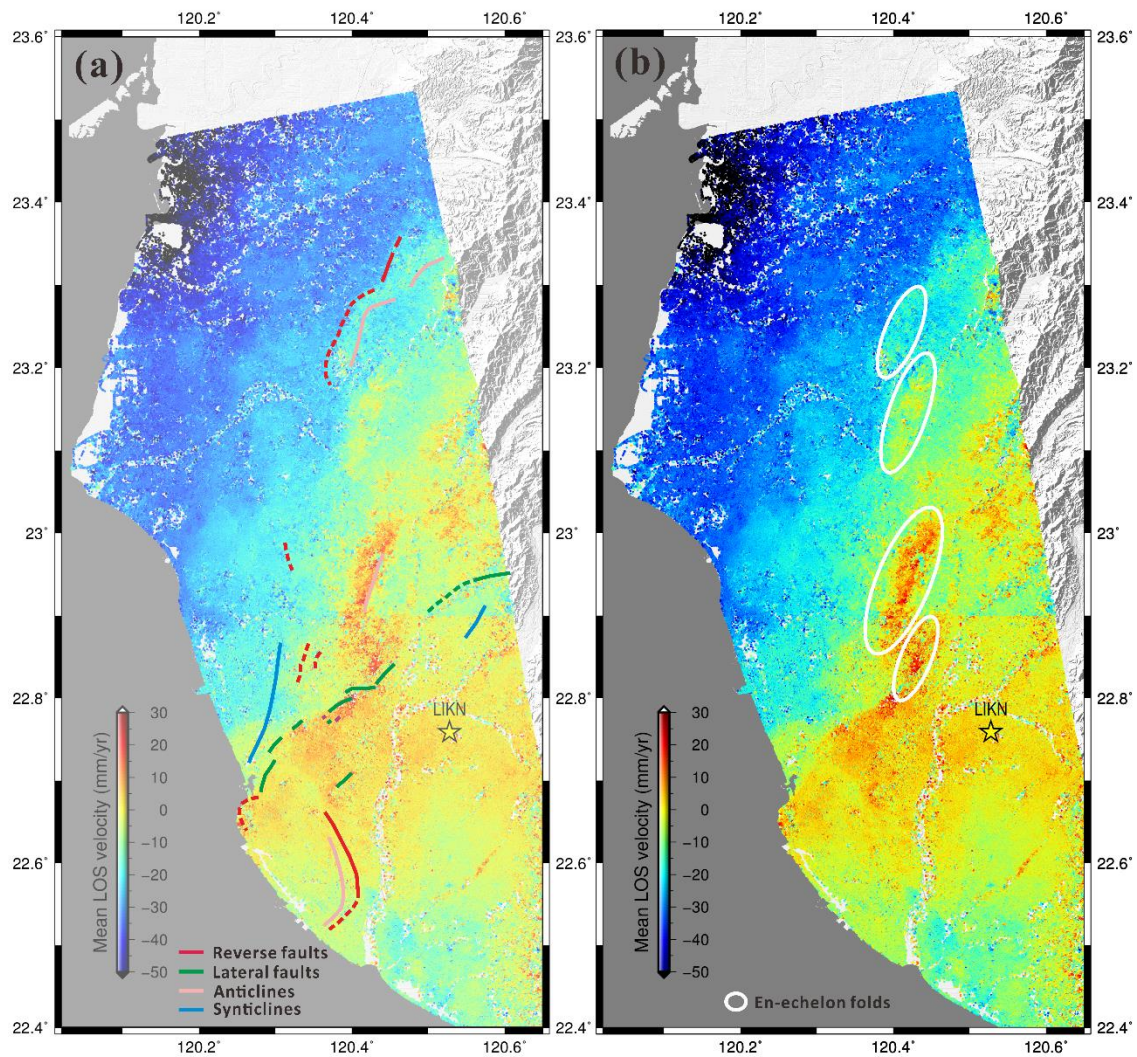



圖 5-2 PSInSAR 結果與(a)新期構造解釋及(b)雁行排列褶皺軸分布，紅色線標示為逆衝斷層，綠色線標示為橫移斷層，粉色線標示為背斜軸，藍色線標示為向斜軸，白色圓圈標示為雁行排列之褶皺。

過去已有許多研究嘗試討論此位於龍船斷層及旗山斷層下盤的異常高抬升速率，Ching et al. (2015)利用 GPS 測量資料所得出之錯位模型(dislocation model)，認



為斷層滑移所造成的地表抬升速率不足以滿足觀測值，而古亭坑泥岩分布與西南外海的泥貫入體走向、排列相符，故許多研究(Gourley et al., 2012; Ching et al., 2015)亦認為陸上之泥岩為泥貫入體的延續，因此具有泥岩向上拱起之特性，而此特性足以提供斷層錯動以外之垂直抬升速度分量，故使此處逆衝斷層下盤相對上盤具有較高之抬升速度；另一可能性為，由於上下盤不同沉積層的力學特性，下盤泥岩相較於上盤砂岩較軟且不易累積能量，較易反映大地構造的壓縮力，而貢獻較高的垂直抬升速率。本研究已針對此兩種假說於 4.3.1 利用觀念模型討論其機制可能性與合理性，根據模擬結果可知，因泥貫入體所造成的地表伸張應變與實際觀測之擠壓應變場不符，且力學特性所造成的抬升速率差異極小，僅約 0.3 mm/yr，不足以貢獻此區高達近 20 mm/yr 的抬升速度場。除此之外，此區為複雜的褶皺逆衝帶構造形態，曲滑褶皺(flexural slip folding)及曲流褶皺(flexural flow folding)亦可貢獻主斷層滑移之外的垂直速度分量，但野外調查結果(Gourley et al., 2012)顯示剪切帶傾角皆不平行於層面，而是高角度接近垂直，所以判斷此區並無曲滑褶皺或曲流褶皺之機制。

綜合以上，本研究認為底下之覆疊構造及高壓層為造成此間震期異常變形之主因，於 4.3.2 節數值模擬結果亦符合觀測資料，認為在臺灣西南部初期碰撞區域，大地構造作用應力易沿滑脫面傳遞至覆疊構造，此構造主控了此區的地表變形作用，而鑽井資料顯示位於淺部的西傾斷層為富含流體之高壓層，具有相對軟弱、較易受覆疊構造應力傳遞的影響而活動，造成此區具有異常高之抬升速率。而 Ching et al. (2015)所使用之錯位模型，因其僅考慮小崗山斷層、旗山斷層及深部滑脫面之滑移量，並未考慮覆疊構造及淺部西傾斷層，使之計算出之模擬與實際觀測有所差異。雖然臺灣西南海域分布廣泛的泥貫入體，然而泥貫入體會隨著造山作用上陸而脫水，並逐漸加強其膠結作用，因此泥貫入體上陸後活動性會愈來愈低，且應變矩率分析亦無法觀察到泥貫入體拱起後造成的伸張應變。因此，此區的變形機制仍受控於構造為主，而高壓層軟弱、易潛變、難累積能量的特性易符合本區雖具有極高

之壓縮應變率，但發震紀錄卻是相當少的區域。然而，覆疊構造及高壓層亦可能使龍船背斜成為富含高壓流體的泥基背斜(mud-core anticline)，其變形機制受控於覆疊構造和高壓流體的流動性，因此為完善釐清泥岩區的變形機制，構造解釋及高壓層分布為首當知要的工作。

5.2 西南部陸上泥火山成因

在 2.4 節已介紹過臺灣西南部陸域，泥火山噴發活動強烈(圖 2-10)，根據地球化學分析結果顯示臺灣西南部陸上泥火山來源為深部地層，其組成成分也與鑽井資料中的古亭坑泥岩極為接近。泥火山的成因至今尚無定論，但其常見於地殼活動較活躍之區域，且大地震過後常有較強烈的噴發活動，例如臺南南化泥火山於美濃地震過後明顯噴發，而泥火山通常來源自深處的高壓層，高壓層的成因可能為快速沉積所造成的荷重作用、地底深處因礦物脫水而產生的流體、或受到大地構造剪力作用，Yassir (2003)以一系列力學試驗模擬構造剪力作用於低滲透性黏土，發現即使是正常緩慢壓密($\frac{S'_h}{S'_v} = 0.6$)的土壤，即水平有效應力(horizontal effective stress, S'_h)與垂直有效應力(vertical effective stress, S'_v)之比為 0.6，將土樣進行高壓三軸不排水剪力試驗，記錄其應力變化關係(圖 5-3)，圖中橫坐標為平均有效應力($p' = \frac{(\sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3)}{3}$)；縱坐標為主應力差值($q = (\sigma'_1 - \sigma'_3)$)，可發現土樣在不排水的情況下受到剪力作用，仍會產生高壓層之特性，且該土樣會以流動的形式反映其變形行為，即圖 5-3 綠色框線標示處。臺灣因呂宋島弧向西北方擠壓與大陸邊緣碰撞而造山，處於強烈構造活動帶，而源自造山帶的大量沉積物快速堆積於前陸盆地，使得臺灣西南部具備古亭坑泥岩快速沉積及受到大地構造剪力作用兩種高壓層成因。

此外，泥火山從深部向上噴發需克服上覆岩體的最小主應力以及其抗張強度(tensile strength)，若上覆岩層存在既有的斷層或是裂隙，泥火山可沿此通道向上噴發，因此可忽略其抗張強度，使得噴發較容易，高壓層孔隙水壓僅需大於上覆岩層最小主應力即可，因此泥火山易沿斷層帶、褶皺軸等構造線發育，如圖 2-10 臺灣



西南部泥火山易沿龍船斷層、古亭坑斷層、旗山斷層沿線發育。

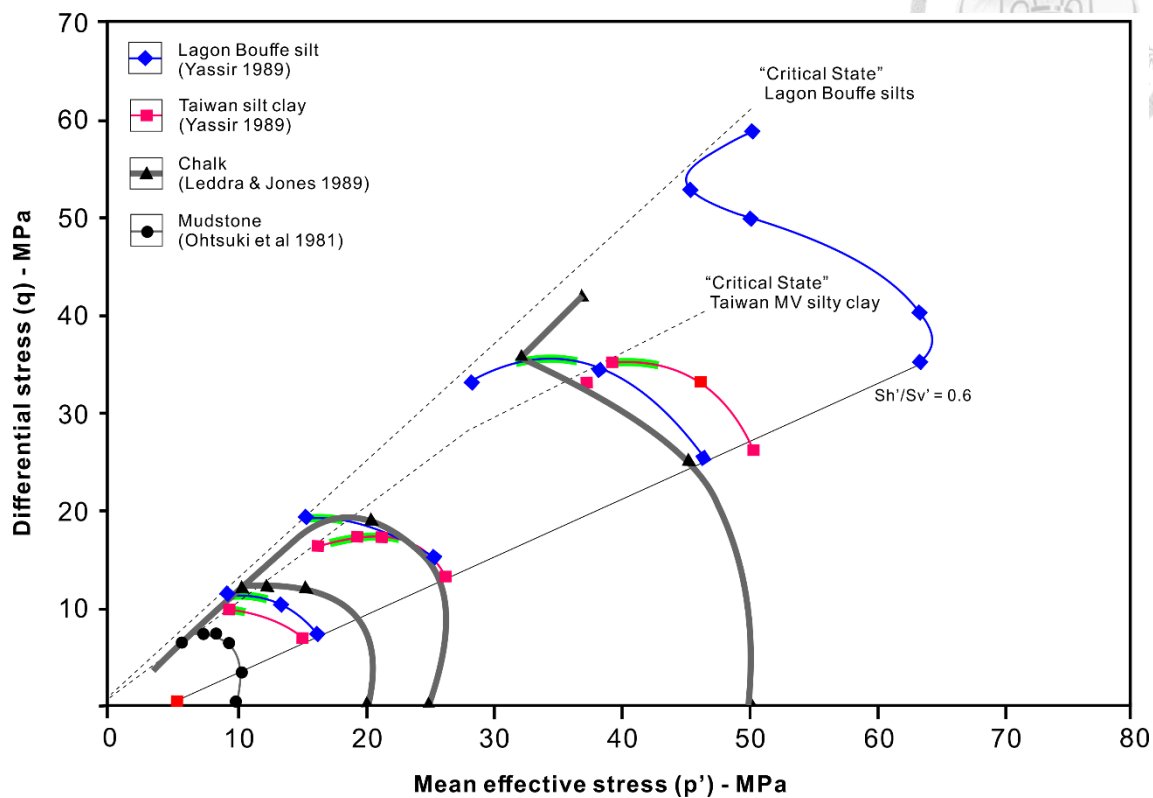


圖 5-3 高壓三軸不排水剪力試驗結果，橫坐標為平均有效應力(p')；縱座標為主應力差值(q)，紅色線為臺灣西南部泥火山樣品，綠色標示處為流動變形之狀態區域(改繪自 Yassir, 2003)。

5.3 美濃地震同震變形

2016 年 2 月 6 日凌晨，高雄美濃發生芮氏規模 6.6 的地震(圖 5-4)，震源深度約 17 公里深，位置靠近旗山斷層向北之延伸，以及左鎮斷層向東南方之延伸區域，餘震震央可分為三個系列，第一組位於主震附近，深度約 15~20 公里；第二組位於主震北方約 5 公里，深度僅 5 公里；第三組則位於主震西方 20 公里，深度大於 20 公里。而根據地震斷層機制解可得知美濃地震的發生與現今所知之活動斷層較無關聯性，且較為熟悉之地下構造皆是發育於位於地下約 8~12 公里的滑脫面之上逆衝斷層，對於深部構造之相關研究較少，因此目前學界對於美濃地震之機制尚無一完整的定論。

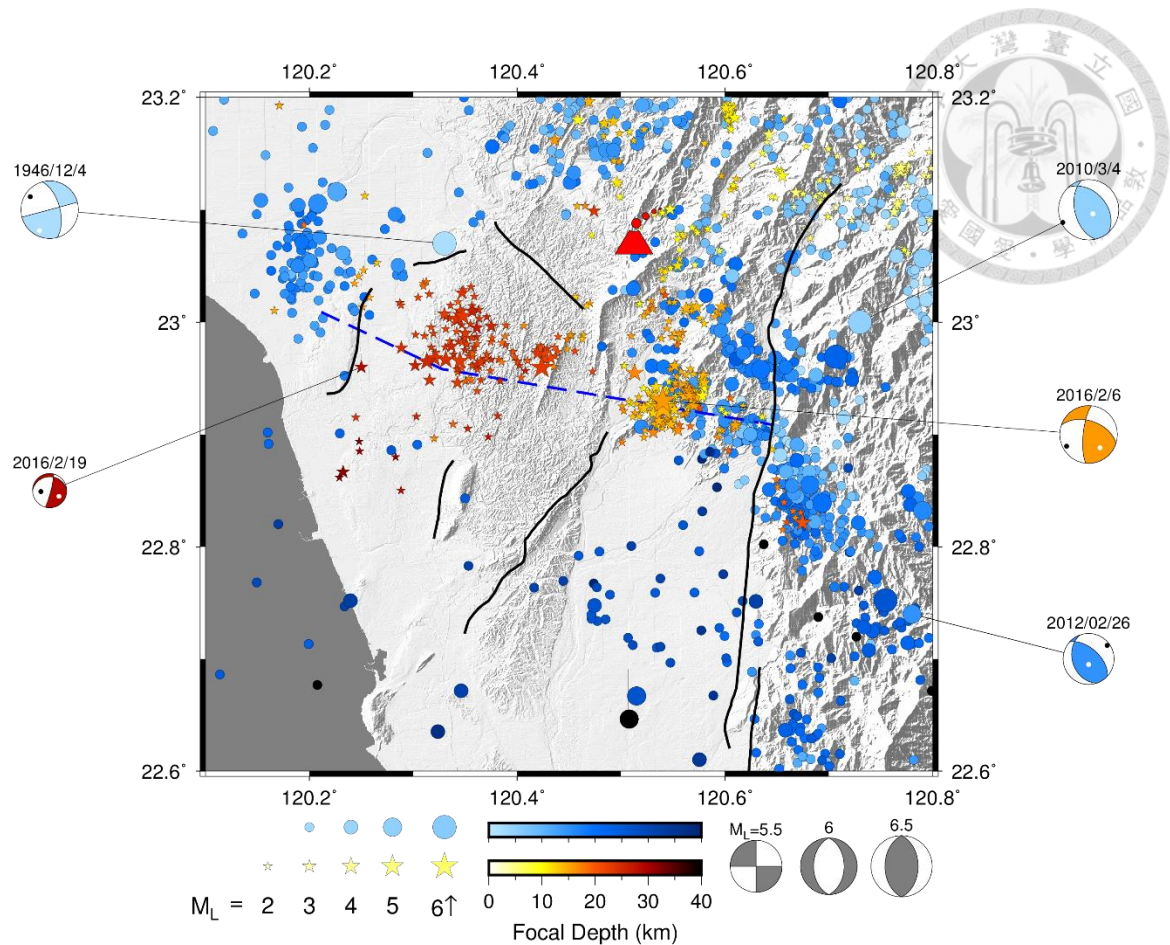


圖 5-4 臺灣西南部歷史地震機制解與背景地震。藍色圓圈為歷史地震紀錄，紅色星號為美濃地震及其餘震事件，顏色深淺代表震源深度，紅色火山標示為地震後南化泥火山噴發位置，藍色虛線為圖 4-24 剖面位置。

根據全球衛星定位系統(GPS)及合成孔徑雷達差分干涉法(D-InSAR)取得之同震變形，皆顯示此地震所造成的地表變形分布與地表地質及淺部構造具有相當高的關聯性。根據連續 GPS 測站所解算出的同震位移分布(圖 5-6)，垂直向分量以三角形表示，水平分量則以箭頭表示，最大同震位移位於龍崎站(LNCH)，同震抬升 95 mm，向西同震位移 37.596 mm、向北同震位移 10.412 mm，且位於旗山附近及台南-高雄交界之測站均顯示水平位移方向為西南方，唯獨龍崎附近及其西北邊之測站水平位移指向西北方。位於屏東平原及中央山脈之測站的水平位移相較較小，推測此同震變形主要受控於西部麓山帶下方之淺部滑脫面。此外，根據 Huang et al. (2016)利用 Sentinel-1 衛星得到之同震位移分布(圖 5-5)，可發現同震抬升區域大致與古亭坑泥岩出露地表位置相符，與間震期之 PSInSAR 變性特徵趨勢相似，因此

認為此次美濃地震所造成的同震變形機制與間震期之變形機制相似，受控於淺部構造為主。

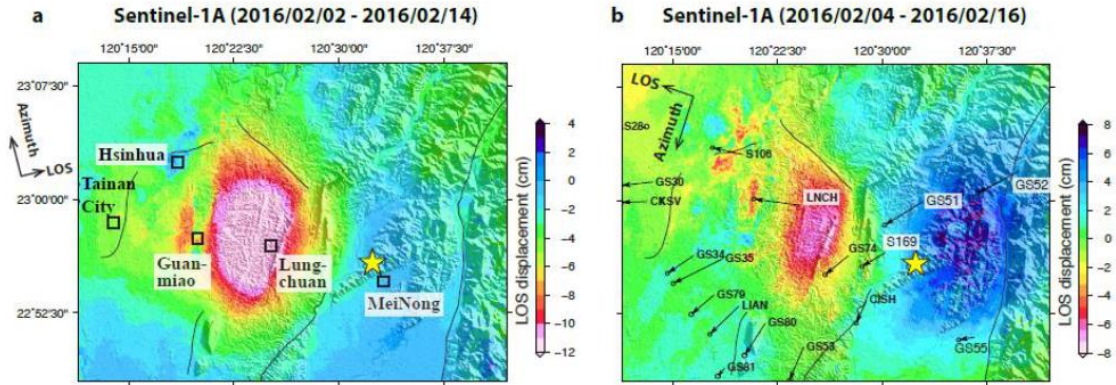


圖 5-5 雷達差分干涉之美濃同震觀測結果。(a)與(b)分別為 Sentinel-1A 衛星之升軌及降軌之干涉圖，星號標示為震源位置，底圖色階顏色代表視衛星方向之地表變形量，黑色箭頭標示為 GPS 同震位移，黑色實線代表斷層位置(Huang et al., 2016)。

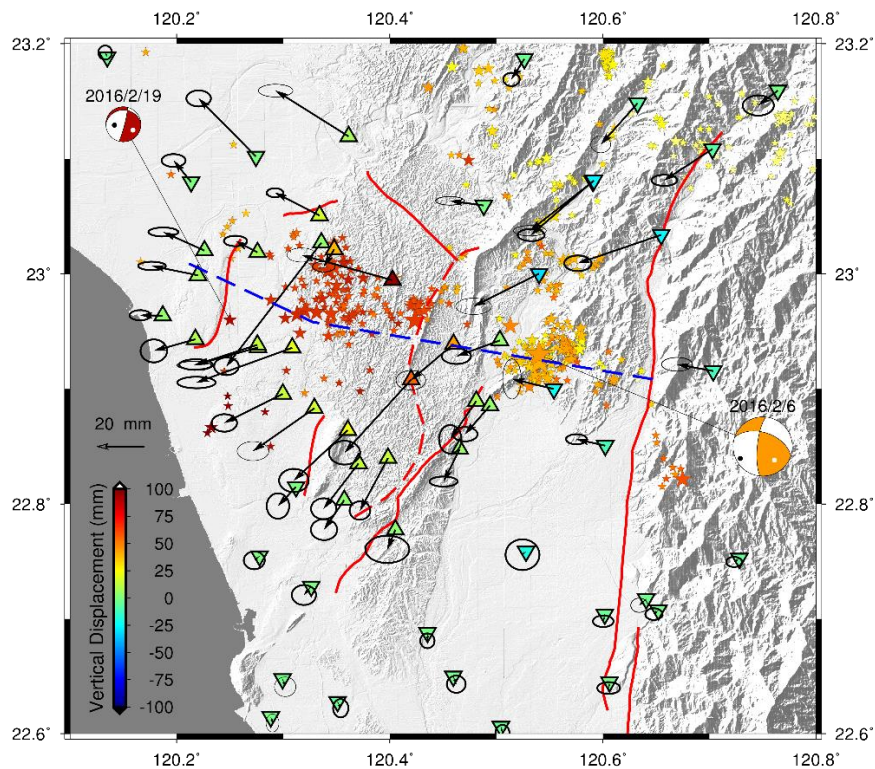



圖 5-6 臺灣西南部美濃地震主餘震分布及連續 GPS 同震位移示意圖。紅色系星號為美濃主餘震，顏色深淺代表深度；紅色實線為地調所公布之活動斷層；紅色虛線為龍船斷層；三角標示為 GPS 同震垂直位移，顏色代表抬升量大小；箭頭為同震水平位移，箭頭長度代表大小；藍色虛線為剖面位置。



而由 4.4 節之模擬結果可發現模型仍有許多不足之處，可能原因包含模型的設定限制及資料之不足，模型設定所導致之誤差包含，邊界條件之設定、受限於平面應變、彈性波的波速及執行時間造成之彈性能與塑性應變的變化等；而資料之不足則包含，可能有未知之構造、淺部沉積層與基盤之相對速度及未考慮主斷層之破裂。此外，同震模擬結果顯示，主要同震變形僅受控於淺部斷層(即覆疊構造)，可能原因為，因原始模型設置為將西傾斷層視為一高壓層，高壓層為富含流體之一弱帶，其變形主要以黏性變形為主，而黏性變形為時間的函數，因此無法在地震發生之瞬間即產生黏性變形，然而，現實中之西傾斷層可能僅部分為高壓層，其餘部分仍為具塑性變形的斷層錯動機制，此原因亦會造成模型結果不符預期，而由 Huang et al. (2016)所提出之模型中，亦認為淺部小型構造為造成部分區域誤差較大之原因。

此外，若將美濃地震與 2010 年 3 月 4 日規模 6.4 的甲仙地震及 2012 年 2 月 26 日規模 6.3 的霧台地震相比，可發現三起地震深度相近、震央相距不遠，且震源機制解十分類似，然而餘震分布及斷層機制解皆顯示美濃、霧台、甲仙地震與臺灣典型的地震相異(Hsu et al., 2011; Lin et al., 2015)，因臺灣島由菲律賓海板塊向西北西方擠壓造山而形成，故山脈走向呈大致呈北北東走向，而隨造山作用發育之褶皺逆衝帶之斷層、褶皺軸也多沿此方向延伸，故典型之地震破裂帶應為呈北北東走向之斷層面，而不同於此三個地震之主破裂帶皆呈西北西走向。對此，可能原因為麓山帶為受到構造擠壓所形成之一系列褶皺逆衝帶，臺灣西部麓山帶由北向南延伸至旗山附近則逐漸尖滅消失，表示旗山以南之構造擠壓力漸小，不足以形成褶皺逆衝帶，此南北不同的應力結果會使得地殼被橫向撕裂，產生左移撕裂斷層，目的為調整造山運動造成的南北差異，因此撕裂斷層易在褶皺逆衝帶最南端產生。

5.4 地震災害潛能

根據臺灣歷史地震分布(圖 1-1)及主軸應變率場分布(圖 1-2)顯示，臺灣西南部

雖處於大量能量累積之區域，地震紀錄卻少之又少，因此臺灣西南部的能量釋放機制一直是備受討論的重點議題。利用 GPS 速度場資料，可進行臺灣區之塊體模型 (block model) 運算，並以下列關係式判定斷層的應變累積狀態：

$$\bar{V}_{interseismic} = \bar{V}_{long-term} - \bar{V}_{back-slip} \quad (\text{式 5.1})$$

其中， $\bar{V}_{interseismic}$ 短期變形速率，即觀測到之地表速度場；而 $\bar{V}_{long-term}$ 為長期變形速率，為模型計算之塊體旋轉量； $\bar{V}_{back-slip}$ 為斷層活動量，即滑移虧損率 (slip rate deficit)。因此，若斷層滑移的情形非連續且穩定的，代表斷層為鎖定之情況下，應變量便會累積於斷層內。Ching et al. (2011) 以此方法計算了臺灣全島之斷層滑移虧損率，結果顯示臺灣西南部具有相當高之滑移虧損率 (圖 5-7)，亦說明了臺灣西南部具有了極高之地震潛能。但根據本研究 4.3 節之模擬結果，顯示臺灣西南部古亭坑泥岩之高壓帶，提供一相對軟弱、較易滑動之斷層面，因此能夠有效釋放累積於西南部的能量，因此較不易因累積大量能量，而產生災害性的大地震。

然而，今年年初之美濃地震仍然造成台南、高雄一帶反映了極大之同震變形，代表雖然本研究區域之地質條件雖較不易累積能量產生災害性的大地震，但仍不可忽略鄰近地區發生之地震所造成之影響，Huang et al. (2016) 與 Lin et al. (2015) 分別針對之美濃地震及甲仙地震之破裂機制解釋為，震源所在之深部斷層面破裂後，觸發淺部斷層面的活動，而過去亦有大型地震觸發淺部地震的案例 (Hicks and Rietbrock, 2015)。綜合以上，本研究認為雖然此研究區域，具有較不易累積能量之高壓帶的存在，但因其亦被觸發而立即反映應力之特性，仍不可忽視鄰近區域發生之大地震，所造成應力狀態瞬間改變的影響。

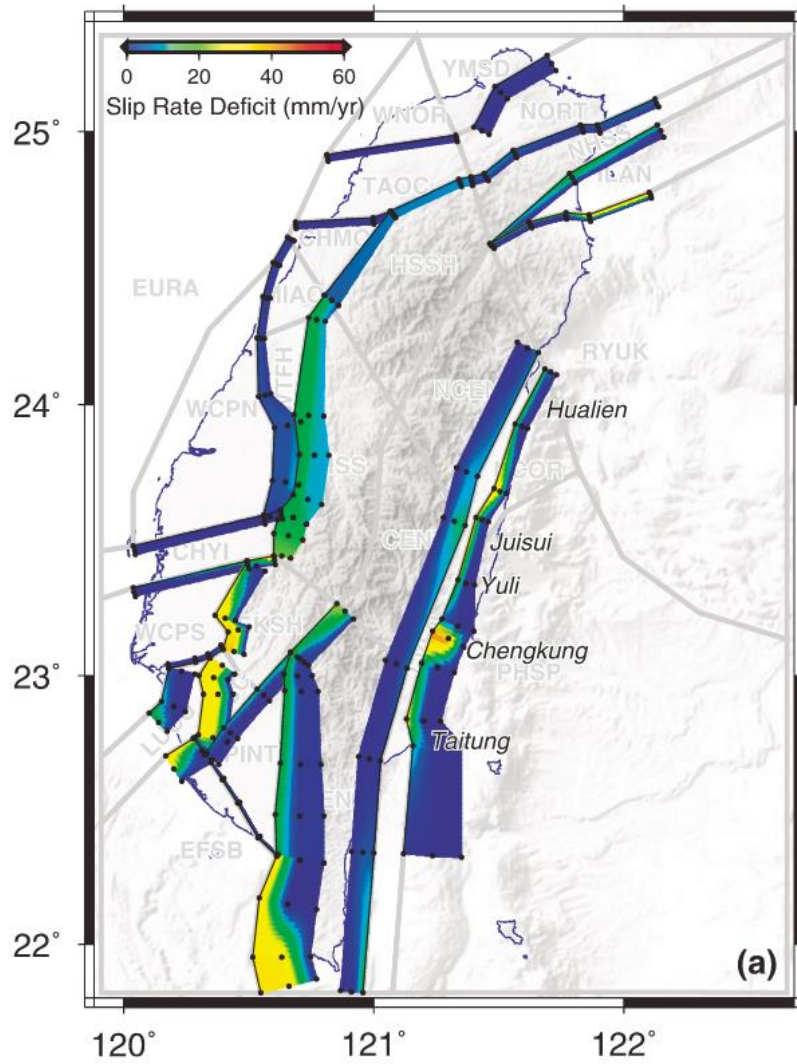


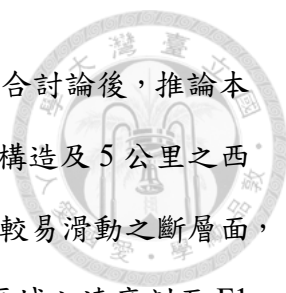
圖 5-7 模擬之斷層面滑移虧損量示意圖，色階代表虧損量大小，藍色端為短期滑移速率與長期滑移速率相等，因此斷層無累積能量；紅色端短期滑移速率小於長期滑移速率，斷層面易累積能量 (Ching et al. 2011)。

第六章 結論



本研究使用持久性散射體差分干涉(PSInSAR)分析 1995 年 4 月~1999 年 9 月(ERS 衛星)、2004 年 6 月~2008 年 9 月(ENVISAT 衛星)及 2007 年 1 月~2010 年 2 月(ALOS 衛星)之影像，並結合水準測量及 GPS 速度場資料，針對臺灣西南部進行地表變形特徵之分析，並進一步利用有限元素法 DynEarthSol2D 針對龍船斷層附近觀察到之高異常變形進行變形機制之模擬。可將內容結論整理如下：

- (1) 本研究區域於嘉南平原及屏東平原林邊溪河口附近，都有明顯之下陷量，此下陷量受控於平原區過度抽取地下水之影響，隨著城市開發、人口成長，超抽地下水在近幾年來成為嚴重的問題，當抽取速度超過補水速度，地下水水位下降會使得沉積層中的孔隙水壓下降，使得顆粒所承受的應力增大，加強了沉積層的壓密作用，而此壓密作用為不可回復性的，因此須更加嚴謹的控管抽取地下水，以免造成地層過度下陷。
- (2) 持久性散射體差分干涉法可有效觀察構造之活動性，將其結果與前人研究比較，變形前緣於梅山斷層至漚汪斷層間之位置，與 C 波段之 ERS 衛星及 Envisat 衛星之 PSInSAR 結果相符；而 L 波段之 ALOS 衛星結果亦可觀察到許多新期右移斷層及雁行排列的褶皺樣貌。
- (3) 將 LOS 速度場結合水準測量及 GPS 速度資料建立臺灣西南部多條跨斷層之速度剖面，可觀察到在龍船斷層及旗山斷層一帶具有高異常之變形量，資料顯示斷層下盤具有相當高之抬升速率，不同於逆衝斷層之活動特性，且抬升速率可高達 20 - 80 mm/yr。
- (4) 本研究整理前人文獻，針對此區域之地質背景提出了三個假說，第一為泥貫入體向上拱起之機制；第二為泥岩、砂岩間不同力學性質差異的反應；第三為受控於逆衝斷層下方更深部的覆疊構造及淺部西傾斷層
- (5) 根據 DynEarthSol2D 有限元素法模擬結果，泥貫入體所造成之地表變形與



現地觀測不符，而岩石力學差異貢獻之抬升量極小，經綜合討論後，推論本研究區域之變形機制主要受控於位於深度 10 公里之覆疊構造及 5 公里之西傾斷層，此外此西傾斷層位於古亭坑泥岩中的高壓層，屬較易滑動之斷層面，可於龍船斷層西側貢獻約 20 mm/yr 的垂直抬升量，與同區域之速度剖面 F1 結果相符。

- (6) 臺灣西南部因造山荷重而形成一系列前陸盆地，沉積廣泛古亭坑泥岩，而又因沉積速率快速、構造擠壓作用之下，於古亭坑泥岩中存在許多高壓帶，高壓層易滑動特性使此區域較不易累積能量，因此歷史地震紀錄相對較少，較不易產生災害性大地震。
- (7) 高壓層易被觸發滑動的特性，仍會受到鄰近區域之大地震所釋放之能量觸發，而造成此研究區域有異常高之同震變形，例如今年年初發生之美濃地震，即深部斷層面破裂後觸發淺部覆疊構造破裂。
- (8) 為了更有效評估此區地震災害性，除了要加強研究變形前緣系統之盲斷層，掌握新期構造之活動性，更需了解各構造弱帶位置(覆疊構造及高壓層)，預防鄰近區域大地震所造成之間接影響。

參考文獻



- 王建智 (2011) 中寮山附近軟岩地盤變動模擬之研究。國立成功大學土木工程研究所碩士論文，共 99 頁。
- 石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶得、楊貴三 (1986) 臺灣活斷層的地形學研究。國立臺灣師範大學地理研究所研究報告，第 12 期，1-44 頁。
- 石瑞銓、王維豪、李元希 (2008) 地震地質與地變動潛勢分析-斷層帶地下構造研究 (2/4)。經濟部中央地質調查所研究報告。
- 石瑞銓、陳平護、呂明達、陳文山 (2002) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—淺層地球物理探勘 (1/5)，經濟部中央地質調查所 91 年度研究報告，共 166 頁。
- 石瑞銓、王乾盈、謝昭輝 (1998) 雲嘉南地區活動斷層震測調查。經濟部中央地質調查所活動斷層地球物理探勘計畫八十七年度報告，共 130 頁。
- 吉田要 (1932) 高雄州旗山南西部油田調查報告及旗山南西部油田地質圖 (三萬分之一)。台灣總督府殖產局，第 610 號，162 頁。
- 何宛芸 (2006) 利用三維個別元素法模擬台灣西南部之地殼變形之研究。國立臺灣大學地質科學研究所學位論文，共 116 頁。
- 何信昌、謝凱旋、高銘健、陳華玟 (2005) 五萬分之一臺灣地質圖幅及說明書-新化，圖幅第五十號。經濟部中央地質調查所。
- 吳沂全、陳永隆、吳建一、宣大衛、吳榮章、陳煥彩 (1993) 龍船地區地層壓力梯度之估算。探採研究彙報，第 16 期，第 396-411 頁。
- 吳東錦、陳于高、劉聰桂 (1992)，臺南臺地臺南層之沈積史與新期構造研究。地質，12 卷，2 期，第 167-184 頁。
- 吳榮章、梅文威 (1985) 高雄縣旗山至鳳山地區新第三紀及第四紀地層之生物地層與古沉積環境。探採研究彙報，第 16 期，396-411 頁。

吳樂群 (1993) 台灣南部旗山地區上部新第三系及第四系之沈積層序與演化。國立臺灣大學地質研究所博士論文，共 212 頁。

李錫堤、翁淑卿、鄭錦桐、廖啟雯 (2001) 台南後甲里斷層的構造發育及古地震研究之初步成果，九十年度中國地球物理年會暨學術研討會論文集，第 226-231 頁。

李錫堤、鄭錦桐、廖啟雯、廖卿妃 (2000) 新化斷層開挖的初步結果。第八屆臺灣地區地球物理研討會暨八十九年度中國地球物理學會年會論文集，第 659-664 頁。

周鋒泯 (2009) 應用永久散射體差分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 91 頁。

林耕霈 (2012) 利用永久性散射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學位論文，共 81 頁。

林啟文 (2013) 五萬分之一臺灣地質圖幅及說明書-旗山，圖幅第五十六號。經濟部中央地質調查所。

林啟文、游鎮源、洪國騰、周稟珊 (2012) 臺灣南部臺南-高雄泥岩區的地質構造研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第二十五號，第 143-174 頁。

林啟文、盧詩丁、陳文山 (2012) 臺灣活動斷層分布圖 2012 年版說明書。經濟部中央地質調查所刊，第 26 號，第 1-30 頁。

林啟文、陳文山、劉彥求、陳柏村 (2009) 臺灣東部與南部的活動斷層，二萬五千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 13 號，共 122 頁。

林啟文、盧詩丁、石同生、劉彥求、林偉雄、林燕慧 (2007) 臺灣西南部的活動斷層：二萬五千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 17 號，共 141 頁。

林啟文、張徽正、陳勉銘、盧詩丁、石同生、黃文正 (2000) 活動斷層概論，五十



- 萬分之一台灣活動斷層分佈圖說明，第二版。經濟部中央地質調查所特刊，第 13 號，共 122 頁。
- 林燕慧、劉彥求、石瑞銓、陳平護(2004)台南台地的淺部地下構造與後甲里斷層，經濟部中央地質調查所特刊，第 15 號，第 121-135 頁。
- 胡植慶、劉啟清、楊燦堯、景國恩、鄭錦桐(2014)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(2/4)。經濟部中央地質調查所期末報告書，共 461 頁。
- 胡植慶(2004)高屏地區活動斷層之衛星定位系統測量。2004 年臺灣活動斷層與地震災害研討會，共 10 頁。
- 原振維、黃旭燦、周定芳、吳榮章、盧東郎(1987)，臺灣南部高壓層之地質研究。中國石油股份有限公司探採研究彙報，第 10 期，第 1-27 頁。
- 孫習之、施堯鑫(1960)高雄縣大崗山至鳳山區間地質調查報告。中油內部報告。
- 孫習之(1959)高雄縣及台南縣小滾水、坑內及龍船構造地質調查報告。中油內部報告。
- 高仲彥、吳捷瑜、邱俊穎、曾鐘憶(2011)臺灣西南部南勢崙砂岩的岩相及沈積環境分析。臺灣礦業，63(3)，第 18-30 頁。
- 張李群(2014)以大地測量資料進行龍船斷層與旗山斷層行為分析之研究。成功大學測量及空間資訊研究所碩士論文，共 110 頁。
- 張家鳳(2005)旗山斷層的淺層震測探勘。國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 67 頁。
- 張國楨(2013)重要活動斷層調查特性研究—近斷層高精度地形資料之判釋與分析(2/4)。經濟部中央地質調查所報告第 101-08 號，共 224 頁。
- 張麗旭、周敏、陳培源(1947)民國 35 年 12 月 5 日台南之地震。臺灣省地質調查所彙刊，第 1 號，第 11~18 頁。
- 許書琴(2012)泥貫入體與逆斷層活動在台灣西南部陸域造成之現今地表變形。國



立成功大學測量及空間資訊學系碩士論文，共 102 頁。

陳文山、游能悌、楊小青 (2012) 重要活動斷層構造特性調查研究計畫—斷層活動特性分析與評估(2/4)。經濟部中央地質調查所報告，第 101-9 號，共 130 頁。

陳文山、黃能偉、楊志成 (2011) 臺灣西南部更新世沉積層序特性與前陸盆地演化。經濟部中央地質調查所特刊，第二十五號，第 1-38 頁。

陳文山、松多信尚、石瑞銓、楊志成、游能悌、朱曜國、陳志壕、林啟文、劉桓吉、盧詩丁、劉彥求、林燕慧、陳柏村 (2010a) 台灣西部平原區隱伏在全新世沉積層下的新期構造—以小崗山斷層為例。經濟部中央地質調查所特刊，第 24 號，第 75-91 頁。

陳文山、游能悌、松多信尚、楊小青 (2010b) 地震地質與地變動潛勢分析計畫—斷層長期滑移速率與再現週期研究 (4/4)。經濟部中央地質調查所報告第 95-9 號，共 68 頁。

陳文山、陳于高、楊小青 (2006) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置—槽溝開挖與古地震研究計畫(5/5)與總報告。經濟部中央地質調查所研究報告 95-08 號，共 133 頁。

陳文山、黃能偉、游能悌、周飛宏、顏一勤、宋時驊、楊志成、楊小青 (2005) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—槽溝開挖與古地震研究計畫 (4/5) —旗山與龍船斷層條帶地質圖說明書。經濟部中央地質調查所報告第 94-08-2 號，共 48 頁。

陳文山、楊志成、楊小青、吳樂群、林啟文、張徽正、石瑞銓、林偉雄、李元希、石同生、盧詩丁 (2004) 從構造地形探討嘉南地區活動斷層及構造分區。經濟部中央地質調查所彙刊，第十七號，第 53-77 頁。

陳文山、鄂忠信、陳勉銘、楊志成、張益生、劉聰桂、洪崇勝、謝凱旋、葉明官、吳榮章、柯炯德、林清正、黃能偉 (2000) 上一更新世台灣西部前陸盆地的演化—沈積層序與沈積物組成的研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第 13 期，



第 137-156 頁。

陳延宗 (2007) 以反射震測法研究左鎮斷層及其附近構造。國立中央大學地球物理研究所碩士論文，共 90 頁。

陳俊价 (2008) 古亭坑層泥岩含水量對力學特性影響之研究。國立成功大學土木工程研究所碩士論文，共 147 頁。

陳勇昇 (2015) 藉由大地測量資料探討龍船斷層與旗山斷層之間震變形特性。成功大學測量及空間資訊學系學位論文，第 1-79 頁。

陳柏村 (2005) 旗山斷層南段變形特性之研究。國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 125 頁。

陳柏村、林啟文、江婉綺、劉彥求、林慶偉 (2009) 臺灣南部旗山斷層的構造特性研究。經濟部中央地質調查所彙刊，第 22 號，第 63-98 頁。

烏居敬造 (1932) 台南州新化油田調查報告。台灣總督府殖產局，609 號，共 29 頁。

黃旭燦、楊耿明、吳榮章、丁信修、李長之、梅文成、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)台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第 93-13 號，共 59 頁。

黃偉倫 (1995) 台灣西南海域泥貫入體之分佈與陸上諸背斜之關係及其對沈積環境之影響。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 68 頁。

黃鐘、郭鶯萍、童忻、黃宣維、黃孟涵、胡植慶 (2016) 美濃地震地表同震變形與台灣西南部地殼變形特性簡介。技工技術-美濃地震專輯，第 148 號，第 25-30 頁。

楊志成、顏一勤、宋時驊、黃能偉、陳勇全、陳文山、陳于高、吳樂群、張徽正、侯進雄、林啟文 (2005) 六甲斷層近萬年來滑移速率之探討。經濟部中央地質調查所特刊，16 期，第 1-16 頁。



劉彥求 (2013) 龍船斷層地質調查。經濟部中央地質調查所 101 年度業務成果發表會手冊，第 32 頁。

鄧屬予、饒瑞鈞、李錫堤、劉家瑄、陳文山 (2005) 台灣西南部斷層活動。西太平洋地質科學，第五卷，第 97-128 頁。

鄭宏祺 (2000) 台灣西南部台南至屏東地區地質構造之研究。國立中央大學應用地質研究所碩士論文，共 92 頁。

謝世雄、胡錦城 (1972) 臺灣重力及磁力之研究。臺灣石油地質第 10 號，第 283-321 頁。

謝孟龍、謝凱旋、李元希、楊志成、石同生、陳政恆 (2000) 西南部泥岩區龍船斷層的構造特徵。中央地質調查所年報，八十八下半年及八十九年度，第 16-17 頁。

饒瑞鈞、李元希、胡植慶 (2010) 地震地質與地變動潛勢分析計畫—地變動監測分析總報告。經濟部中央地質調查所報告，99-10 總號。

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、余致義、洪日豪、胡植慶、李建成、詹瑜璋、許麗文 (2006) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—活動斷層監測系統計畫 (5/5)。經濟部中央地質調查所報告 95-10 號，共 241 頁。

饒瑞鈞、胡植慶、洪日豪、余致義 (2005) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置—活動斷層監測系統計畫 (4/5)。經濟部中央地質調查所研究報告 94-10 號，共 147 頁。

饒瑞鈞、景國恩、謝宗訓、余致義、侯進雄、李元希、胡植慶、詹瑜璋、李建成、洪日豪 (2003) 台南台地的地表變形與地震潛能。活動斷層調查研究專刊，經濟部中央地質調查所特刊，第十四號，第 147-156 頁。

Braun, J., & Sambridge, M. (1994). Dynamical Lagrangian Remeshing (DLR): A new



algorithm for solving large strain deformation problems and its application to fault-propagation folding. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 124(1), 211-220. doi: 10.1016/0012-821X(94)00093-X.

Chen, S. C., Hsu, S. K., Wang, Y., Chung, S. H., Chen, P. C., Tsai, C. H., Liu, C. S., Lin, H. S. & Lee, Y. W. (2014). Distribution and characters of the mud diapirs and mud volcanoes off southwest Taiwan. *J. Asian Earth Sci.*, 92, 201-214. doi: 10.1016/j.jseas.2013.10.009.

Chen, Y. G., & Liu, T. K. (2000). Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan. *Quat. Sci. Rev.*, 19(9), 923-930. doi: 10.1016/S0277-3791(99)00076-1.

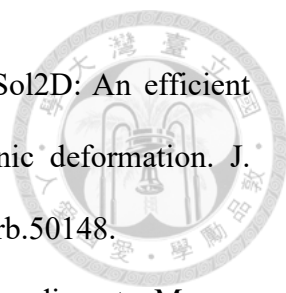
Chi, W. R. (1979). A biostratigraphic study of the Late Neogene sediments in the Kaohsiung area based on calcareous nannofossils. In *Proc. Geol. Soc. China*, Vol. 22, 121-144.

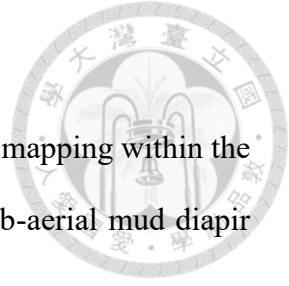
Chi, W. R. (1978). The late Neogene nannobiostratigraphy in the Tainan foothills region, southern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan*, 15, 89-125.

Ching, K. E., Gourley, J. R., Lee, Y. H., Hsu, S. C., Chen, K. H., & Chen, C. L. (2016). Rapid deformation rates due to development of diapiric anticline in southwestern Taiwan from geodetic observations. *Tectonophysics*. doi: 10.1016/j.tecto.2015.07.020

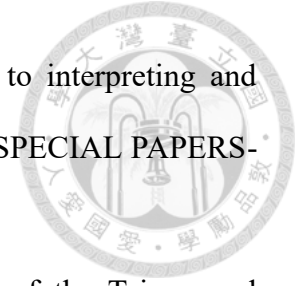
Ching, K. E., Rau, R. J., Johnson, K. M., Lee, J. C., & Hu, J. C. (2011). Present-day kinematics of active mountain building in Taiwan from GPS observations during 1995–2005. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 116(B9). doi: 10.1029/2010JB008058.

Ching, K. E., Rau, R. J., Lee, J. C., & Hu, J. C. (2007). Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995–2005. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262(3), 601-619. doi: 10.1016/j.epsl.2007.08.017.

- 
- Choi, E., Tan, E., Lavier, L. L., & Calo, V. M. (2013). DynEarthSol2D: An efficient unstructured finite element method to study long-term tectonic deformation. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 118(5), 2429-2444. doi: 10.1002/jgrb.50148.
- Collier, J. T., & White, R. S. (1990). Mud diapirism within Indus fan sediments: Murray Ridge, Gulf of Oman. *Geophys. J. Int.*, 101(2), 345-353. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb06573.x
- Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., Chu, H. T., Mouthereau, F., Lee, C. T., Deramond, J., Lee, J. F., Yu, M. S., & Liew, P. M. (1997). Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach. *Tectonophysics*, 274(1), 61-82. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00298-3.
- Doo, W. B., Hsu, S. K., Lo, C. L., Chen, S. C., Tsai, C. H., Lin, J. Y., ... & Ma, Y. F. (2015). Gravity anomalies of the active mud diapirs off southwest Taiwan. *Geophys. J. Int.*, 203(3), 2089-2098. doi: 10.1093/gji/ggv430
- Farrell, P. E., & Maddison, J. R. (2011). Conservative interpolation between volume meshes by local Galerkin projection. *Comput. Methods Appl. Mech. Eng.*, 200(1), 89-100. doi: 10.1016/j.cma.2010.07.015.
- Feng, L., Bartholomew, M. J., & Choi, E. (2015). Spatial arrangement of décollements as a control on the development of thrust faults. *J. Struct. Geol.*, 75, 49-59. doi: 10.1016/j.jsg.2015.03.002
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 38(5), 2202-2212. doi: 10.1109/36.868878.
- Fruneau, B., Pathier, E., Raymond, D., Deffontaines, B., Lee, C.-T., Wang, H.-T., Angelier, J., Rudant, J.-P., Chang, C.-P. (2001) Uplift of Tainan Tableland (SW Taiwan) revealed by SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3071–3076. doi:



- 10.1029/2000GL012437.
- Gourley, J. R., Lee, Y., & Ching, K. (2012, December). Vertical fault mapping within the Gutingkeng Formation of southern Taiwan: implications for sub-aerial mud diapir tectonics. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 1, p. 2699).
- Hickman, J. B., Wiltchko, D. V., Hung, J. H., Fang, P., & Bock, Y. (2002). Structure and evolution of the active fold-and-thrust belt of southwestern Taiwan form Global Positioning System analysis. *Geology and Geophysics of an Arc-Continent Collision, Taiwan. Geol. Soc. Spec. Pap.*, 358, 93-106. doi: 10.1130/0-8137-2358-2.75.
- Hicks, S. P., & Rietbrock, A. (2015). Seismic slip on an upper-plate normal fault during a large subduction megathrust rupture. *Nat. Geosci.*, 8(12), 955-960. doi: 10.1038/ngeo2585.
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K., & Arıkan, M. (2012). Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, 514, 1-13. doi: 10.1016/j.tecto.2011.10.013.
- 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). doi: 10.1029/2006JB004763.
- 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.
- Hsieh, C. S., Shih, T. Y., Hu, J. C., Tung, H., Huang, M. H., & Angelier, J. (2011). Using differential SAR interferometry to map land subsidence: a case study in the Pingtung Plain of SW Taiwan. *Nat. Hazards*, 58(3), 1311-1332. doi: 10.1007/s11069-011-9734-7.
- Hsieh, M. L., & Knuepfer, P. L. (2002). Synchronicity and morphology of Holocene river



- terraces in the southern Western Foothills, Taiwan: A guide to interpreting and correlating erosional river terraces across growing anticlines. *SPECIAL PAPERS-Geol. Soc. Am. Bull.*, 55-74. doi: 10.1130/0-8137-2358-2.55.
- Hsieh, S. H. (1972). Subsurface geology and gravity anomalies of the Tainan and Chungchou structures of the coastal plain of southwestern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 10, 323-338.
- Hsieh, S. H. (1970) Geology and gravity anomalies of the Pingtung Plain, Taiwan. *Proceedings of the Geol. Soc. China* 13, 76-89.
- Hsu, Y. J., Yu, S. B., Kuo, L. C., Tsai, Y. C., & Chen, H. Y. (2011). Coseismic deformation of the 2010 Jiashian, Taiwan earthquake and implications for fault activities in southwestern Taiwan. *Tectonophysics*, 502(3), 328-335.
doi: 10.1016/j.tecto.2011.02.005.
- Hu, C. C., & Sheen, H. C. (1989). An evaluation of the hydrocarbon potential of the Niushan and Lungtien structures in the Tainan area. *Petrol. Geol. Taiwan*, 25, 11-34.
- Hu, J. C., Hou, C. S., Shen, L. C., Chan, Y. C., Chen, R. F., Huang, C., ... & Nien, P. F. (2007). Fault activity and lateral extrusion inferred from velocity field revealed by GPS measurements in the Pingtung area of southwestern Taiwan. *J. Asian Earth Sci.*, 31(3), 287-302. doi: 10.1016/j.jseaes.2006.07.020.
- Hu, J. C., Angelier, J., & Yu, S. B. (1997). An interpretation of the active deformation of southern Taiwan based on numerical simulation and GPS studies. *Tectonophysics*, 274(1), 145-169. doi: 10.1016/S0040-1951(96)00302-2.
- Huang, H. H., Wu, Y. M., Song, X., Chang, C. H., Lee, S. J., Chang, T. M., & Hsieh, H. H. (2014). Joint Vp and Vs tomography of Taiwan: Implications for subduction-collision orogeny. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 392, 177-191.
doi: 10.1016/j.epsl.2014.02.026.

Huang, M. H., Tung, H., Fielding, E. J., Huang, H. H., Liang, C., Huang, C., & Hu, J. C. (2016). Multiple fault slip triggered above the 2016 Mw 6.4 MeiNong earthquake in Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, 43(14), 7459-7467. doi: 10.1002/2016GL069351.

Huang, M. H., Hu, J. C., Ching, K. E., Rau, R. J., Hsieh, C. S., Pathier, E., Fruneau, B. & Deffontaines, B. (2009). Active deformation of Tainan tableland of southwestern Taiwan based on geodetic measurements and SAR interferometry. *Tectonophysics*, 466(3), 322-334. doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.020.

Huang, M. H., Hu, J. C., Hsieh, C. S., Ching, K. E., Rau, R. J., Pathier, E., Fruneau, B. & Deffontaines, B. (2006). A growing structure near the deformation front in SW Taiwan as deduced from SAR interferometry and geodetic observation. *Geophys. Res. Lett.*, 33(12). doi: 10.1029/2005GL025613.

Huang, S. T., Yang, K. M., Hung, J. H., Wu, J. C., Ting, H. H., Mei, W. W., Hsu, S.-H. & Lee, M. (2004). Deformation front development at the northeast margin of the Tainan basin, Tainan–Kaohsiung area, Taiwan. *Mar. Geophys. Res.*, 25(1-2), 139-156. doi:10.1007/s11001-005-0739-z

Lacombe, O., Angelier, J., Mouthereau, F., Chu, H. T., Deffontaines, B., Lee, J. C., Rocher M. Chen R. F. & Siame, L. (2004). The Liuchiu Hsu island offshore SW Taiwan: tectonic versus diapiric anticline development and comparisons with onshore structures. *C. R. Geosci.*, 336(9), 815-825.

Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., & Deffontaines, B. (2001). Structural, geodetic and seismological evidence for tectonic escape in SW Taiwan. *Tectonophysics*, 333(1), 323-345. doi: 10.1016/S0040-1951(00)00281-X.

Lacombe, O., Mouthereau, F., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, C. T. (1999). Geometry and Quaternary kinematics of fold-and-thrust units of southwestern Taiwan. *Tectonics*, 18(6), 1198-1223. doi: 10.1029/1999TC900036.

Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2000). Remote sensing and image interpretation, 4th ed. John Wiley & Sons.

Lin, K. C., Delouis, B., Hu, J. C., Nocquet, J. M., & Mozziconacci, L. (2015). Reassessing the complexity of the rupture of the 2010 Jia-Shian earthquake (Mw 6.2) in Southwestern Taiwan by inverting jointly teleseismic, strong-motion and CGPS data. *Tectonophysics*. doi: 10.1016/j.tecto.2015.09.015.

Lin, K. C., Hu, J. C., Ching, K. E., Angelier, J., Rau, R. J., Yu, S. B., Tsai, C. H. Shin, T. C. & Huang, M. H. (2010). GPS crustal deformation, strain rate, and seismic activity after the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 115(B7). doi: 10.1029/2009JB006417.

Pan. Y. S. (1968). Interpretation and seismic coordination of the Bouguer gravity anomalies obtained in southwestern Taiwan. *Petrol. Geol. Taiwan*, 6, 197-207.

Schmidt, D. A., & Bürgmann, R. (2003). Time-dependent land uplift and subsidence in the Santa Clara valley, California, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 108(B9). doi: 10.1029/2002JB002267

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

Simo, J. C., & Hughes, T. J. (2004), *Computational Inelasticity*, Springer, New York.

Sun, S. C. (1965) Geology and petroleum potentialities of the Chingshui- Yuanlin area, Taiwan: *Petrol. Geol. Taiwan*, 4, 161-173.

Sun, S. C. (1964) Photogeologic study of the Tainan-Kaohsiung coastal plain area, Taiwan, *Petrol. Geol. Taiwan*, 3, 39-51.

Teng, L. S., & Lee, C. T. (1996). Geomechanical appraisal of seismogenic faults in northeast Taiwan. *J. Geol. Soc. China*, 39(2), 125-142.

Teng, L. S. (1987). Stratigraphic records of the late Cenozoic Penglai orogeny of Taiwan.

Acta Geologica Taiwanica, 25, p. 205-224.

Tsai, M. C., Yu, S. B., Shin, T. C., Kuo, K. W., Leu, P. L., Chang, C. H., & Ho, M. Y.

(2015). Velocity Field Derived from Taiwan Continuous GPS Array (2007-2013).

Terr. Atmos. Ocean. Sci., 26(5). doi: 10.3319/TAO.2015.05.21.01(T)

Wu, Y. Y., Hu, J. C., Lin, G. P., Chang, C. P., Tung, H., & Lu, C. H. (2013). Transient

active deformation in Tainan tableland using persistent scatterers SAR interferometry. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 184(4-5), 441-450.

doi: 10.2113/gssgfbull.184.4-5.441

Yang, C. C. B. (2007). Seismogenic Structure of the Chiayi-Tainan Area and The Long-

term Slip Rates of Frontal Thrust Faults in Southwestern Taiwan. National Taiwan University, Taipei.

Yang, K. M., Huang, S. T., Wu, J. C., Ting, H. H., & Mei, W. W. (2010). Review and new

insights on foreland tectonics in western Taiwan. *Int. Geol. Rev.*, 48(10), 910-941.

doi: 10.2747/0020-6814.48.10.910

Yassir, N. (2003). The role of shear stress in mobilizing deep-seated mud volcanoes:

geological and geomechanical evidence from Trinidad and Taiwan. Geological Society, London, Special Publications, 216(1), 461-474.

doi: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.30

Yu, S. B., Chen, H. Y., & Kuo, L. C. (1997). Velocity field of GPS stations in the Taiwan

area. *Tectonophysics*, 274(1), 41-59.

Zebker, H. A., & Villasenor, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes.

IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 30(5), 950-959. doi: 10.1109/36.175330