

從古地震研究與GPS資料探討縱谷斷層的分段意義

陳文山¹ 林益正² 顏一勤¹ 楊志成¹ 紀權宥¹ 黃能偉¹
林啟文³ 林偉雄³ 侯進雄³ 劉彥求³ 林燕慧³ 石同生³
盧詩丁³

摘要

從古地震的同震變形行為以及 GPS 資料推估的震間 (interseismic periods) 變形特性，將長達 150 公里的縱谷斷層劃分為四個斷層區段，由北而南為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉斷層。各區段斷層特性，嶺頂斷層為左向的走向滑移斷層，瑞穗斷層、池上斷層與利吉斷層則屬於朝西北西向的逆衝斷層。

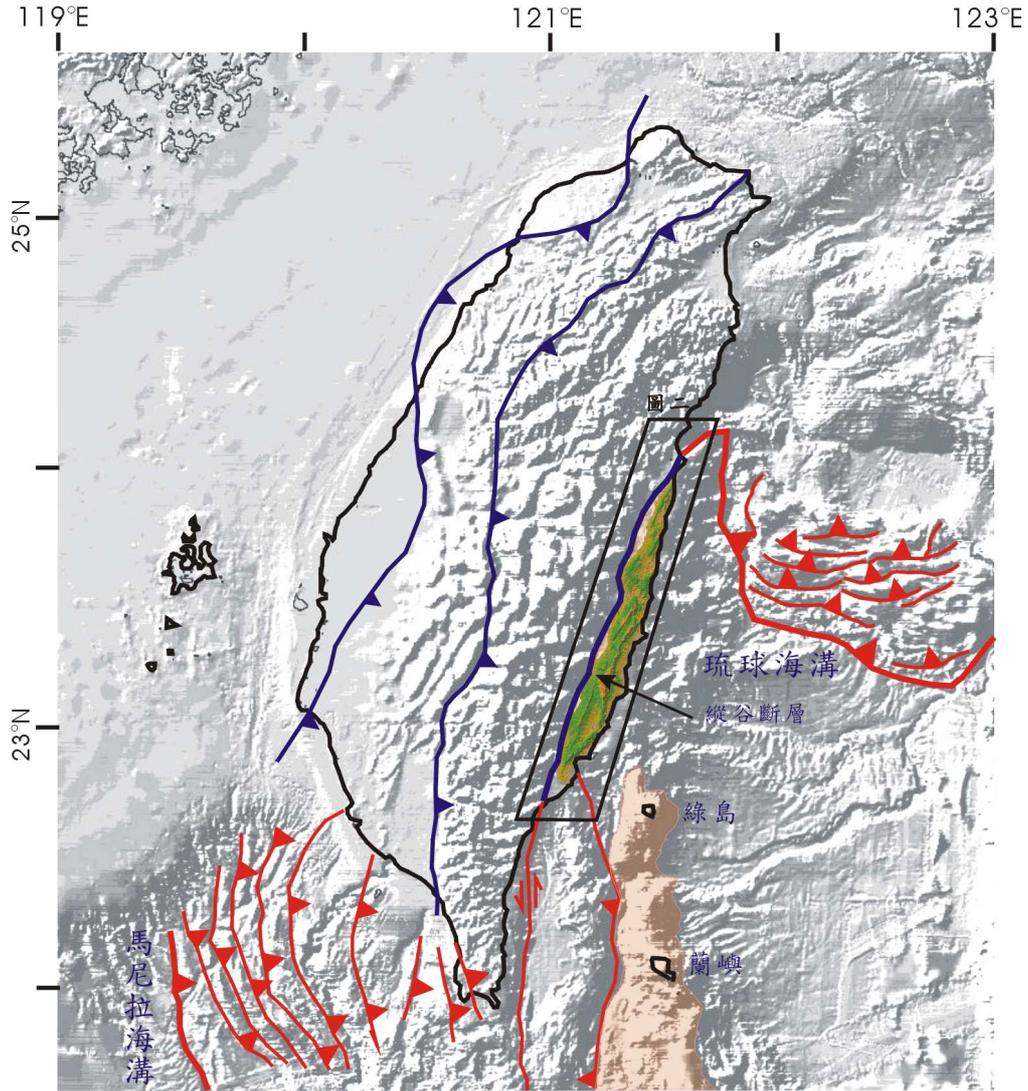
根據 GPS 觀測資料分析，瑞穗斷層上盤 (海岸山脈) 地表的位移向量場呈現向西遞減，震間遞減速率的差值 (interseismic slip rate deficit) 為 23.6 mm/yr (方位角 294°)，此差值相當於在斷層尖端的長期同震變形速率，為 21.6-27.7 mm/y，顯示瑞穗斷層的淺部斷層帶在震間呈現鎖定狀態 (lock)，推測鎖定深度約在 8-12 公里。斷層尖端變形只有在大地震發生同時才產生變形，從古地震研究顯示過去 700 年之間各大地震所產生的垂直變動量約 0.65 至 3.4 公尺。

池上斷層呈現快速的震間變形，斷層尖端的水平潛移速率約 26.4 mm/yr (方位角 285°)，而斷層上盤區域幾乎沒有變形，顯然海岸山脈地塊的震間地表變形都集中在斷層尖端，且呈現潛移狀態。從震間變形與 2003 年成功地震的同震變形，推測池上斷層在約 20 公里深度以上的斷層面具潛移作用，較深部斷層則處於鎖定狀態。但具潛移的池上斷層還是會發生大地震，如同 1951 年與 2003 年地震，震源都發生在較深處 (約 20 公里以下)，而同震的地表變形量都較小。

-
1. 國立台灣大學地質科學系 (Department of Geosciences, National Taiwan University)
 2. 台灣探勘工程股份有限公司 (Taiwan Prospecting and Engineering INC)
 3. 經濟部中央地質調查所 (Central Geological Survey, Taiwan R.O.C.)

前言

六百萬年以來，菲律賓海板塊與歐亞大陸的碰撞在歐亞大陸邊緣形成隆起的造山帶，鄰近台灣的板塊邊界構造有東側的琉球海溝與東南側的馬尼拉海溝，兩海溝之間又以縱谷斷層（Longitudinal Valley fault）為界，連接這兩個隱沒帶（圖一）。縱谷斷層除了是連接兩個隱沒帶的轉型斷層之外，也是弧陸碰撞帶的邊界



圖一 縱谷斷層連接了南北兩個弧溝的隱沒系統。

Fig.1 The Longitudinal Valley fault connects with the two arc-trench systems of the Ryukyu and Manila trenches.

斷層。從地震震源分佈推測碰撞帶的板塊邊界的地殼構造似乎呈現菲律賓海板塊（海岸山脈）逆衝到歐亞大陸（中央山脈）之上（Kuochen et al., 2004）。縱谷斷層出露地表位置，北從花蓮溪口南經台東市，全長約150公里。徐鐵良（1956）完成海岸山脈地質調查，首次指出此邊界斷層為向西的逆衝斷層，由於大部分斷層跡被沖積層覆蓋，很難訂定斷層確實位置。但是局部露頭顯示屬於菲律賓海板塊的海岸山脈沿著斷層逆衝在中央山脈之上，徐鐵良（1956）稱此斷層為台東縱谷斷層。徐鐵良（1954）研究海岸山脈與縱谷的河階與海階地形認為南段海岸山脈的抬升速率較快，雖未言明縱谷斷層應具有斷層區段的差異，但已經暗示南北側的斷層具有不同的活動性。至於縱谷斷層活動特性為何？自陳佳元（1974）、畢慶昌（Biq, 1984）、余水倍與李瓊武（Yu and Lee, 1986）的大地測量結果，以及利用海階定年（Peng et al., 1977）等研究之後，對於縱谷斷層的活動性才有逐步的探討。陳文山等（Chen and Wang, 1988；Chen et al., 1991）根據更新世地層中古地磁的變動，以及全新世海階與大地測量資料的分析，認為更新世以來奇美斷層兩側地塊變動與奇美斷層的演化有密切關係。之後，各種研究對於縱谷斷層的區段更有了詳細討論，李建成等（Lee et al., 1993, 2001, 2003）與Angelier等（Angelier et al., 1997, 2000）針對池上斷層的潛移特性與活動速率的詳細敘述，余水倍與郭隆晨（Yu and Kuo, 2001）的GPS觀測資料分析各區段斷層的活動速率。基於上述各種研究結果，張徽正等（1998）與林啓文等（2000）將縱谷斷層分為幾個區段斷層，月眉斷層、玉里斷層、池上斷層與利吉斷層，但對於各區段斷層邊界與斷層活動特性並沒有明確定義。

由於歷經數百萬年的斜向弧陸碰撞作用，造成現今全段縱谷斷層的活動特性並非全然相同，從利吉層的鱗片狀片理上的擦痕顯示早期屬於走向滑移斷層作用，後期則以逆衝作用為主，隨著構造作用的演化，斷層（池上斷層）特性也隨著改變（陳文山，1993；林益正，1993；Chen, 1997）。縱谷斷層、美國聖安地列斯斷層（San Andreas fault）以及土耳其的安納托利亞斷層（Anatolian fault）同屬於板塊邊界斷層，雖然斷層性質不同，但是這些板塊邊界斷層的每年平均滑移量都非常大，而且百年來都具有規模 $M > 7$ 的大地震，斷層活動週期也非常短（陳文山等，2004；顏一勤等，2005；Cetin et al., 2003；Chen et al., 2007a, b）。聖安地列斯斷層與安納托利亞斷層長達2000公里，依據歷史地震斷層位置與斷層特性的差異，都劃分了數個斷層區段。雖然，縱谷斷層長度僅有這兩條斷層的十分之一，但是1951年的兩次地震在不同區段產生地表破裂（徐鐵良，1955；Hsu, 1962），顯示縱谷斷層在不同區段可能具有不同的活動性。此外大地測量資料也

呈現南北區域地殼變動方向與速率有很大差異（陳佳元，1974；Biq, 1984；Chen et al., 1991；Yu and Kuo, 2001）。若以全新世活動構造觀點而言，顯然有必要重新思考縱谷斷層的分段（segmentation）問題，並須深入探討各區段斷層的活動性。本研究利用大地觀測資料以及古地震研究結果來討論縱谷斷層的長期與短期活動性，並以此劃分斷層區段，作為未來在地震預測與地震災害評估的基本資料。

本文以下根據GPS觀測以及古地震資料，討論各區段縱谷斷層的「短期」與「長期」滑移速率，因而在此稍作簡述何謂「長期」與「短期」滑移速率。所謂「長期」與「短期」是關係所解析斷層行為距今時間的遠近，而此「距今時間」又與討論的「事件」的發生時距（time interval）長短有關。以古地震研究而言，所謂的「事件」是指「大地震事件」，因此「長期」與「短期」的定義與大地震發生的時距或周期有關。一般斷層發生大地震的時距都超過百年以上（如聖安地列斯斷層的大地震週期為120-150年），假如其估算速率的時距超過了發生事件的時距（或周期）時，即可視為「長期」，反之則視為「短期」。所以一般認為「短期」滑移速率是指距今百年或數年之間的斷層滑移速率，而「長期」滑移速率是指距今數百年或數萬年以上的斷層滑移速率。如以大地測量方法測得資料都在百年以內，至今尚沒有任何量測時間曾涵蓋兩次以上的大地震事件，所以僅能代表震間某一時期的變動速率。但是由古地震與階地研究所涵蓋的年代都在數百年至數萬年，其間可以紀錄多次大地震事件，因此估算的滑移速率除了代表距今的時間較長，也包含同震與震間的變動行為，而同震與震間變動量的總合即代表一次完整的大地震事件的總變動量或變動速率。

因而經由古地震研究可以獲知斷層的「長期」活動性（滑移速率，大地震時距），而大地測量資料可獲得斷層的「短期」活動性（震間滑移速率），兩者可以分別來推估震間與同震的變動行為，有此結果才能真正了解各斷層活動行為的異同性。過去研究顯示不同區段斷層的同震與震間各具不同的變形行為，如聖安地列斯斷層（Sieh and Jahns, 1986；Sieh, 1996；Burgmann et al., 2000；Jing et al., 2006）。因此，本研究將以縱谷斷層各區段的古地震研究與GPS觀測資料，以及地質特性來探討縱谷斷層分段的問題，並以瑞穗斷層與池上斷層為例。

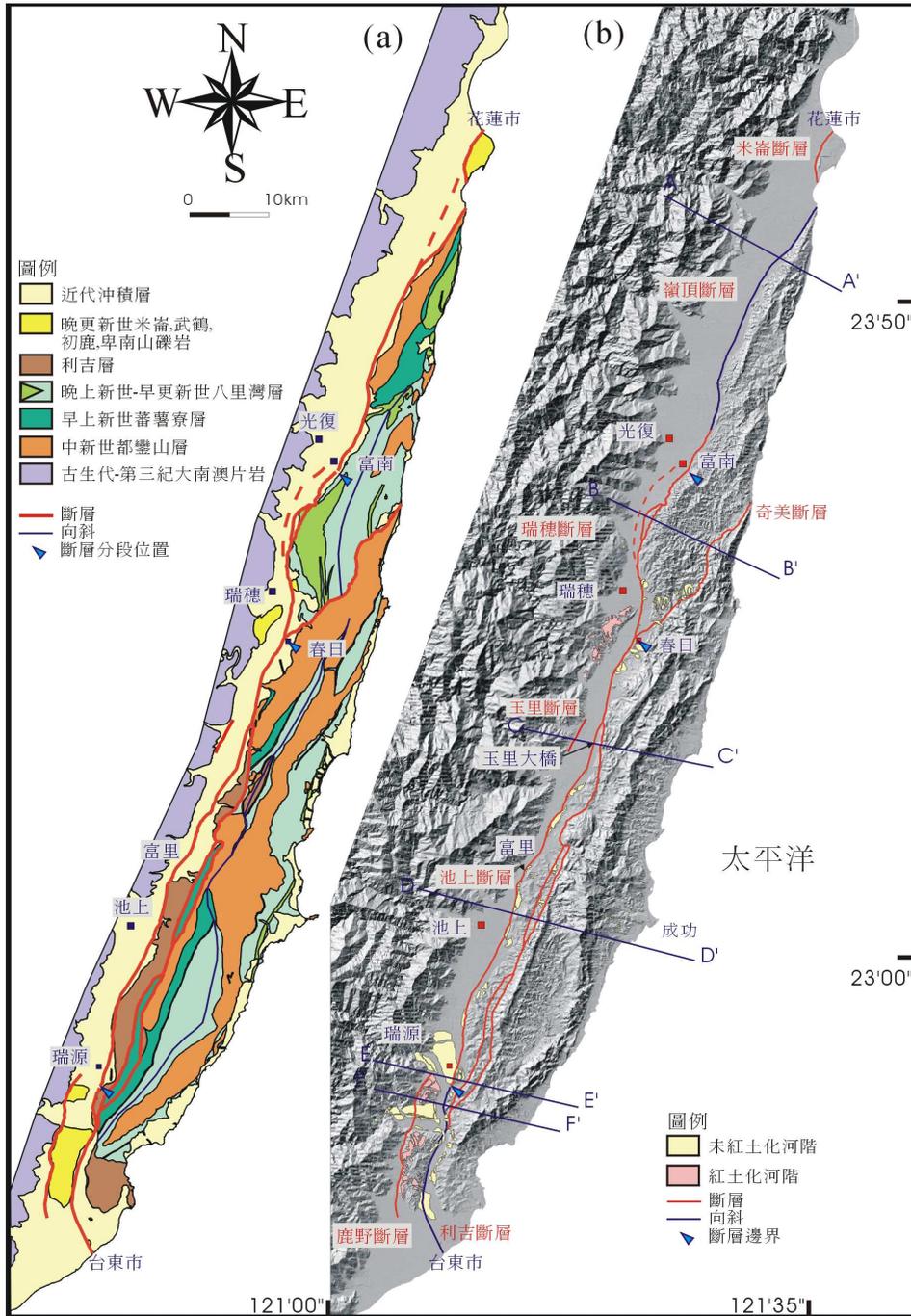
區域地質

縱谷斷層是現今台灣島最活躍的斷層，台灣造山帶每年8公分的壓縮量當中，

沿著縱谷斷層約有40-50%壓縮量，因此也成為台灣發生地震頻率最高的斷層（Yu et al., 1992; Yu and Kuo, 2001）。徐鐵良（1956）在海岸山脈地質圖中未描繪出斷層位置，但依據他對縱谷斷層的定義以及地質圖，大致已經將斷層位置侷限於花東縱谷的東側，之後的研究也在鯤溪南岸（富池橋）發現斷層露頭（池上斷層；Hsu, 1962）。其依據1951年地震斷層調查大致也已經將中段縱谷斷層的位置描繪出來（徐鐵良，1955）。

縱谷斷層由北而南的位置大部分沿著花蓮溪、秀姑巒溪與卑南大溪的河床延伸，斷層露頭大都被沖積層覆蓋。除局部出露斷層露頭之外（Hsu, 1962；王源與陳文山，1993；陳文山，1993），斷層位置大都以縱谷東側的全新世撓曲的地形面來界定（Bonilla, 1977；Shyu et al., 2006；楊貴三，1986；張瑞津等，1992）。徐鐵良（1954，1956）最早提出海岸山脈沿著此斷層逆衝到中央山脈之上。因此徐鐵良（Hsu, 1962）、陳文山（1993）、王源與陳文山（1993）與陳文山與王源（1996）認為利吉層最西側邊界是縱谷斷層位置，並於南段區域發現利吉層逆衝到晚第四紀的礫石或礫岩層（卑南山礫岩）之上（圖二a，二b）。兩次海岸山脈的十萬分之一地質圖的出版（徐鐵良，1956；王源與陳文山，1993），研究者陸續針對各區段縱谷斷層進行各項研究，地形（石再添等，1983；楊貴三，1986；鍾令和，2003；Hsu, 1962；York, 1976）、大地測量（陳佳元，1974；Angelier et al., 1997；Biq, 1984；Chen et al., 1991；Yu and Liu, 1989；Yu et al., 1992；Yu and Kuo, 2001）、斷層調查（陳文山，1993；王源與陳文山，1993；徐鐵良，1976；Hsu, 1962；Bonilla, 1977；Barrier and Chu, 1984）、古地震研究（陳文山等，2004；顏一勤等，2005），與地球物理探勘（王執明與王乾盈，1991；石瑞銓等，2003；Chen, 1976；Hu and Chen, 1986）等。

張徽正等（1998）與林啓文等（2000）依據1951年地震斷層與前人研究將縱谷斷層分為玉里斷層、池上斷層與利吉斷層，其中在玉里斷層以北的縱谷斷層未有命名（或合稱為月眉斷層）。本文將由地質特性、大地觀測以及古地震等資料重新探討縱谷斷層的分段，首先本研究建議將長達150公里的縱谷斷層劃分為四個區段，由北而南依次為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層、利吉斷層（圖二a，二b）。以下章節將深入討論各區段斷層的特性。



圖二 (a) 海岸山脈地質圖。(b) 縱谷斷層分為四個區段，嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉斷層，以及其他斷層位置圖。六個地質剖面位置圖。
 Fig.2 (a) Geologic map of the Coastal Range. (b) The Longitudinal Valley fault is divided into four fault segments of the Linding, Juisui, Chihshang and Lichi faults.

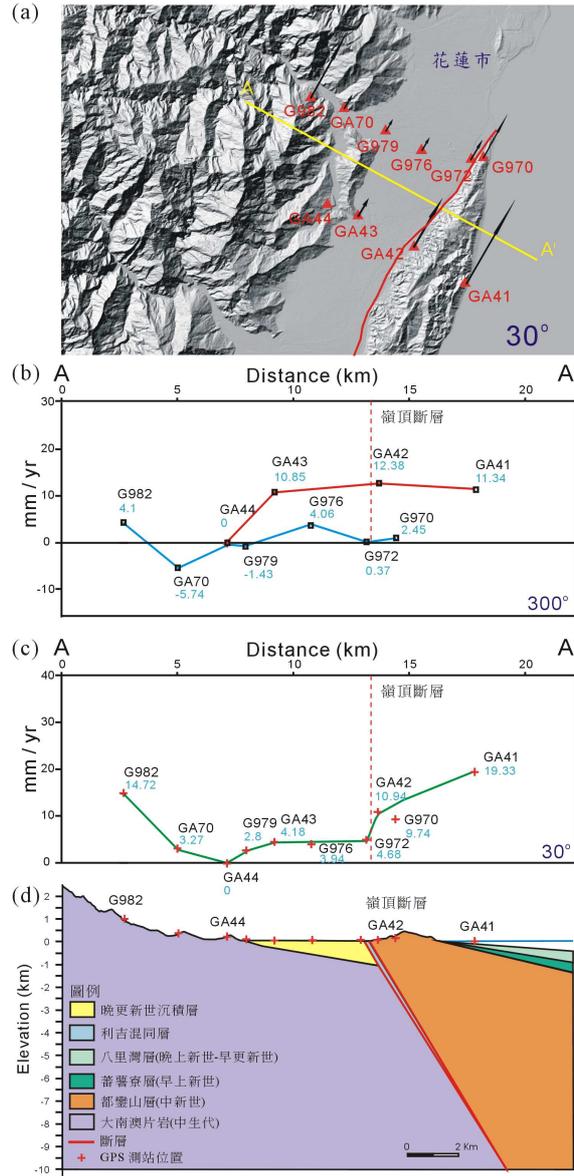
嶺頂斷層

從海岸山脈與縱谷地區的磁力異常的特性 (Hu and Chen, 1986)，顯示縱谷斷層應位在縱谷東側與海岸山脈的接壤處，斷層位置大致沿著花蓮溪向東北延伸，最北端於花蓮溪口出海。由於花蓮溪流經縱谷東側，因而此區段（光復以北）未曾報導縱谷斷層的露頭。郭陳等 (Kuo Chen et al., 2004) 為解析縱谷斷層的地下結構 (< 40 km)，利用1991-2002年規模ML > 3地震的重新定位，其結果無法明確顯示北段區域的地下斷層形貌，約略存在一向東傾斜的地震帶（斷層面）。

石再添等 (1983) 與張瑞津等 (1992) 依據地形特徵在此區域定義數條斷層（線型），如賀田山斷層、月眉斷層、大坪斷層、米棧斷層、山興斷層與東富斷層。由於僅依據地形特徵，而未有斷層的確切證據（除山興斷層之外），因此這些斷層應僅稱之為「線型」。另外，由地質結構而言，即使這些線型都屬於斷層，也只是海岸山脈當中錯移量較小的次要斷層，並非屬於海岸山脈與中央山脈的邊界斷層－縱谷斷層；而縱谷斷層應位在海岸山脈最西側的縱谷中。林啓文等 (2000) 亦發現此問題，將此區段的縱谷斷層稱為「月眉斷層」，由於此名稱已經由石再添等 (1983) 命名另一的斷層，因此本研究建議將縱谷斷層的北區段稱為嶺頂斷層（嶺頂位於花蓮溪出海口）。

陳佳元 (1974) 利用大地測量資料分析地殼變動，首先發現北段海岸山脈相對於中央山脈具朝北東向（方位角16-23°）的移動，相對水平錯移速率約30 mm/yr。陳文山等 (Chen et al., 1991) 利用1914年與1979年之間大地測量的差異 (Biq, 1984)，也認為北段海岸山脈約朝方位角11°方向（北東向）移動。余水倍等 (Yu et al., 1990) 量測結果大致也具有 28.5 ± 3.0 mm/yr的水平錯移速率（方位角353-1°）。中央地質調查所於2004-2006年之間亦進行GPS測量，從平行斷層走向（方位角30°）的方位分析，海岸山脈相對於中央山脈大約具有19.3 mm/yr的水平錯移速率；另由垂直斷層走向（方位角300°）的方位分析，兩個剖面量測的資料（紅線與藍線）顯示嶺頂斷層兩側似乎不具有太大的壓縮或伸張量（圖三）。從大地測量資料與斷層走向位態來看，嶺頂斷層應屬於具左移走向滑移斷層。

徐鐵良 (1954) 依據地形特徵也認為北段區域地殼的近期抬升活動較不活躍，認為中央山脈河流在北段縱谷中形成廣大的沖積扇，向東發育並跨越縱谷；而中南段縱谷的沖積扇則已抬升形成扇階地形。另外，中南段縱谷中的晚期更新世河流相礫岩層（卑南山礫岩，舞鶴礫石層）受擠壓已褶皺隆起形成台地地形。



圖三 (a) GPS 測站位置圖。(b) GPS 量測資料投射至 A—A' 剖面的水平速度場變化，紅色與藍色曲線為個別兩個量測剖面在方位角 300° (垂直斷層走向) 的水平速度場變化，顯示跨越嶺頂斷層的速度場沒有變化，(c) 綠色曲線為綜合兩個量測剖面在方位角 30° (平行斷層走向) 的水平速度場變化，越嶺頂斷層的速度場有明顯變化。(c) 海岸山脈北段區域橫跨嶺頂斷層的地質剖面圖。

Fig.3 Geologic profile in the northern Coastal Range across the Linding fault. The horizontal velocities of GPS data projected onto the A-A' profile where the location shows in Figure 1b. Figure 3b reveals that the horizontal velocities on an azimuth of 300° have no change across the Linding fault. Figure 3c reveals that the horizontal velocities on an azimuth of 30° increase eastward.

這些地表地質證據似乎表示北段縱谷（光復以北）在近期沒有明顯受到擠壓產生全新世的隆起地形。

顯然由以上描述的斷層活動特性與南側的瑞穗斷層有很大的差異，本研究認為有必要將其劃分為另一斷層區段。至於嶺頂斷層的界限為何？北端經花蓮大橋後，由花蓮溪溪口出海，朝北東延伸進入海域；南側與瑞穗斷層的界限推測位在富田。富田以南縱谷東側開始呈現河階地形，河階崖走向與斷層走向大致平行，與海岸山脈河流流向垂直，雖然目前尚無法確定北東走向的河階崖是否屬於斷層崖。另外，根據大地測量資料，富田以南海岸山脈相對中央山脈朝西北方向運動，顯示海岸山脈沿著縱谷斷層（瑞穗斷層）朝西北向逆衝；而富田以北區域則朝北東向呈現走向滑移作用（Biq, 1984; Chen et al., 1991）。另外，花蓮溪與秀姑巒溪的分水嶺位於富興村（富田南側），暗示在富田南側縱谷因海岸山脈西北向逆衝受到擠壓而隆起。由於地表地質僅有河階地形的特徵以及大地測量資料，沒有其他更明確資料作為斷層分段依據，目前兩條斷層的分界大略訂定於富田村的麗太溪，斷層由花蓮溪口至富田全長約32公里。

瑞穗斷層

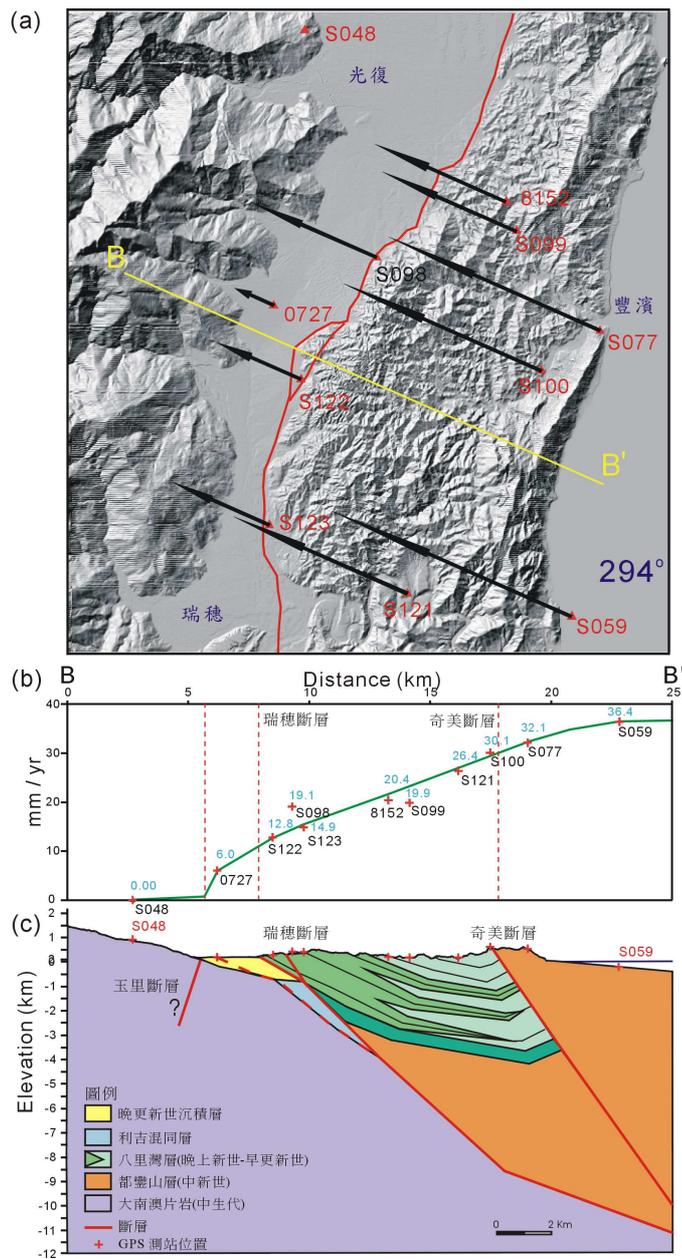
徐鐵良（1962）將1951年11月地震當時在玉里至光復之間的地表破裂連接，由玉里鎮至富興村東側自強外役監獄稱為玉里斷層。陳文山等（2004）認為此地震斷層應該分屬兩條不同的斷層，位在縱谷西側玉里鎮的破裂帶，可能屬於中央山脈東側前緣斷層—中央山脈斷層，或是中央山脈當中的斷層；而位於縱谷東側的地震斷層則屬於海岸山脈西側的前緣斷層—縱谷斷層，本文將此區段斷層稱為瑞穗斷層。由於沒有詳細的1951年地震斷層位置圖，所以僅能彙整徐鐵良的照片資料（徐鐵良，1955；Hsu, 1962），再經野外調查與古地震槽溝挖掘，重新繪製瑞穗斷層的位置。本研究由地質特性認為瑞穗斷層的南側端點應置於與奇美斷層的交會處，全段由富田至春日共約33公里（圖一）。斷層分段理由如下，奇美斷層將海岸山脈截切為南北兩段，南側的中新世都~~山~~山層逆衝在更新世八里灣層之上，此斷層是海岸山脈中最大錯距的斷層；以其作為縱谷斷層的區段分界是具有地質構造的意義。除外，1951年11月台東地震的第一個主震（ M_s 7.1）屬於逆衝斷層特性，吻合當時地表破裂的斷層特徵（Cheng et al., 1996），以及古地震槽溝剖面所呈現的斷層構造（陳文山等，2004；顏一勤等，2005）。另外，春日以南

劃分為池上斷層的另一原因是兩側斷層的震間活動行為有很大差異，雖然GPS觀測資料顯示瑞穗斷層上盤地塊的每年壓縮量為23.6 公厘（方位角294°；圖四），與池上斷層上盤壓縮量相同，但池上斷層是具潛移特性（creeping）的斷層，而瑞穗斷層則呈現鎖定狀態（Chen et al., 2007b），此部分將在討論一節中深入探討。

池上斷層

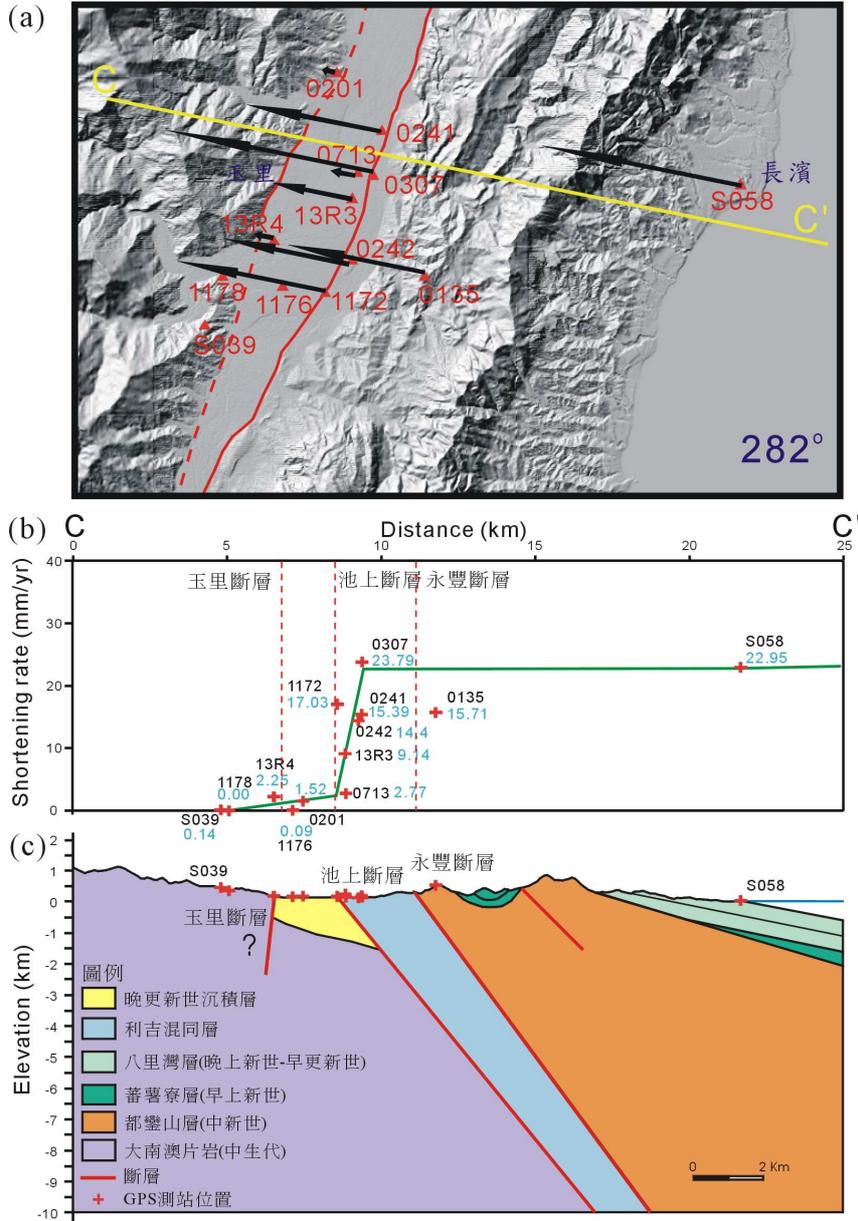
池上斷層的位置北由花蓮春日，南至台東瑞源（坪頂山階地），全長65公里，沿線斷層上盤呈現全新世斷層崖、撓曲階地與壓力脊等受構造作用的變動地形。此區段的地表地質結構是上盤出露數百公尺至數公里寬的利吉層，而利吉層逆衝在晚更新世礫岩或全新世礫石層之上（Hsu, 1962；陳文山，1993）。1951年11月台東地震第二個主震（ M_S 6.8）的震央位在池上東側，依據照片資料顯示池上斷層沿線似乎沒有明顯因斷層錯動產生的地表破裂，僅局部地點呈現地表龜裂現象（Hsu, 1962），推斷可能是地滑或土壤液化造成的地變。本研究認為規模 M_S 6.8地震不排除會產生地表變形，但可能僅十數公分至數十公分的垂直抬升量，因此野外勘查時不易察覺。1951年第二個主震如同2003年成功地震（ M_W 6.8），斷層尖端的地表變形僅有9公分的水平壓縮與16公分的垂直隆起，此變形量是同震與震後數個月的總合變形量（Lee et al., 2006）。本研究在2003年成功地震後的調查，沒有發現明確呈線型的地表破裂，僅在富里至池上區域鄰近斷層崖的結構物產生受水平擠壓的破裂，但是許多地點發現地滑產生的地裂與反應土壤液化的噴砂構造。另外，2003年成功地震產生的地表變形範圍，由地震模擬與GPS觀測資料顯示最北側可達玉里大橋附近，南側至瑞源地區（Wu et al., 2006；Hu et al., 2006；Chen et al., 2006），此同震變形範圍大致與本研究界定的池上斷層範圍相當吻合。

由系列地震或長期的微震資料可以清楚勾勒出池上斷層的地下結構，地表深度20公里以上的斷層面朝東傾60°，20-30公里深的斷層面朝東傾約45°（Kuochen et al., 2004；Hu et al., 2006；Wu et al., 2006）。1951年與2003年地震機制同屬於左移的逆衝斷層（Shin and Chang, 1992；Cheng et al., 1996；Hu et al., 2006；Wu et al., 2006）。此外，池上斷層屬於潛移性質的斷層，GPS觀測結果顯示海岸山脈沿著池上斷層的潛移速率，在玉里大橋為23.8 mm/yr（方位角282°；圖五），池上地區為26.4 mm/yr（方位角285°；圖六），瑞源地區為22.9 mm/yr（方位角283°；



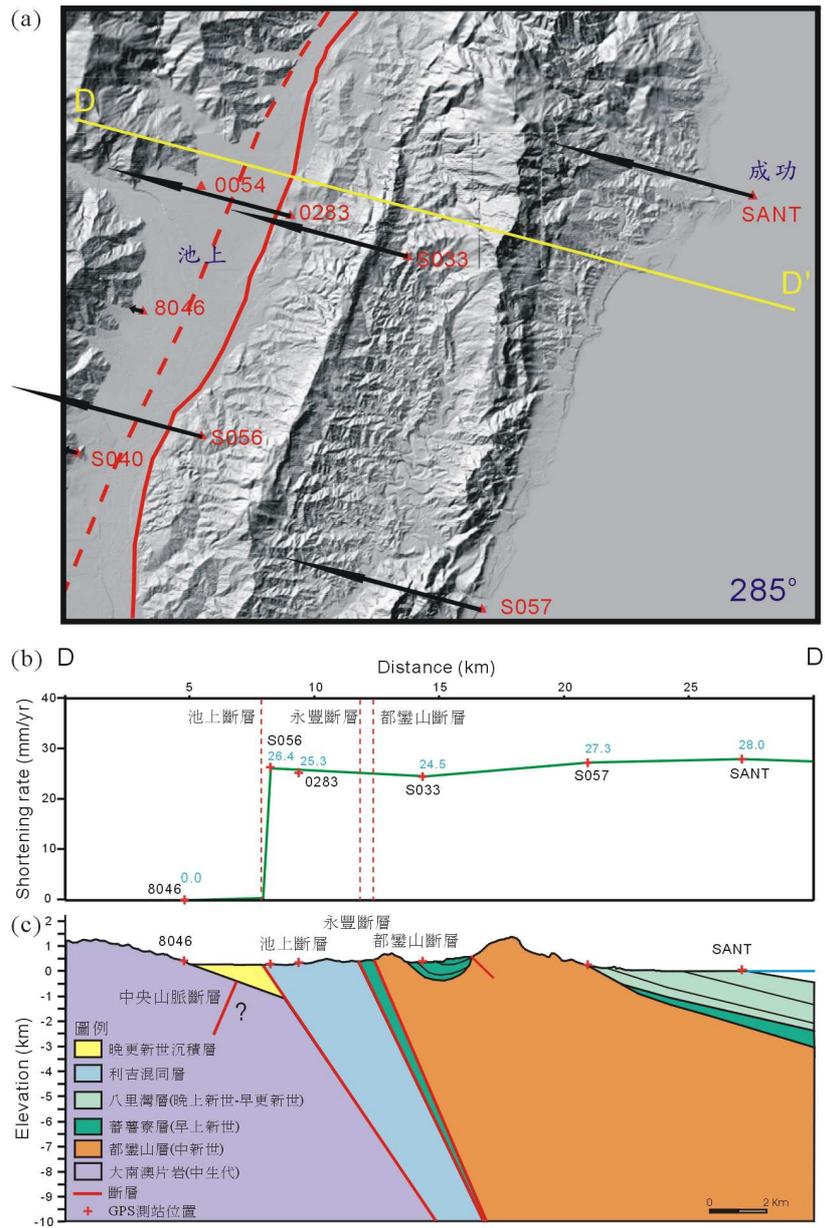
圖四 海岸山脈中段瑞穗區域橫跨瑞穗斷層的地質剖面圖。GPS 量測資料投射至 B—B' 剖面的水平速度場變化，方位角為 294°(垂直斷層走向)的水平速度場變化，顯示瑞穗斷層上盤的速度場明顯的向西遞減，由 36.4mm/yr 遞減為 12.8 mm/yr。

Fig.4 Geologic profile in the Juisui area across the Juisui fault. The horizontal velocities of GPS data projected onto the profile where the location shows in Figure 1b. It reveals that the horizontal velocities on an azimuth of 294° on the hanging wall gradually decrease westward from 36.4 to 12.8 mm/yr.



圖五 海岸山脈中段玉里區域橫跨池上斷層的地質剖面圖。GPS 量測資料投射至 C—C' 剖面的水平速度場變化，方位角為 282°(垂直斷層走向)的水平速度場變化，顯示池上斷層上盤的速度場沒有明顯的變化，但跨越池上斷層時水平速度場由 23.8mm/yr 遞減至 1.5 mm/yr。

Fig.5 Geologic profile in the Yuli area across the Chihshang fault. The horizontal velocities of GPS data projected onto the C-C' profile where the location is shown in Figure 1b. It reveals that the horizontal velocities on the hanging wall (an azimuth of 282°) are rather uniform of about 23-23.8 mm/yr, and the horizontal velocities across the fault abruptly decrease from 23.8 mm/yr to 1.5 mm/yr.



圖六 海岸山脈中段池上區域橫跨池上斷層的地質剖面圖。GPS 量測資料投射至 D-D' 剖面的水平速度場變化，方位角為 285°（垂直斷層走向）的水平速度場變化，顯示池上斷層上盤的速度場沒有明顯的變化，但跨越池上斷層時水平速度場則遽減 26.4mm/yr。

Fig6 Geologic profile in the Chihshang area across the Chihshang fault. The horizontal velocities of GPS data projected onto the D-D' profile where the location is shown in Figure 1b. It reveals that the horizontal velocities on the hanging wall (an azimuth of 285°) are rather uniform of about 26.4-28 mm/yr, and the horizontal velocities across the fault abruptly decrease 26.4 mm/yr.

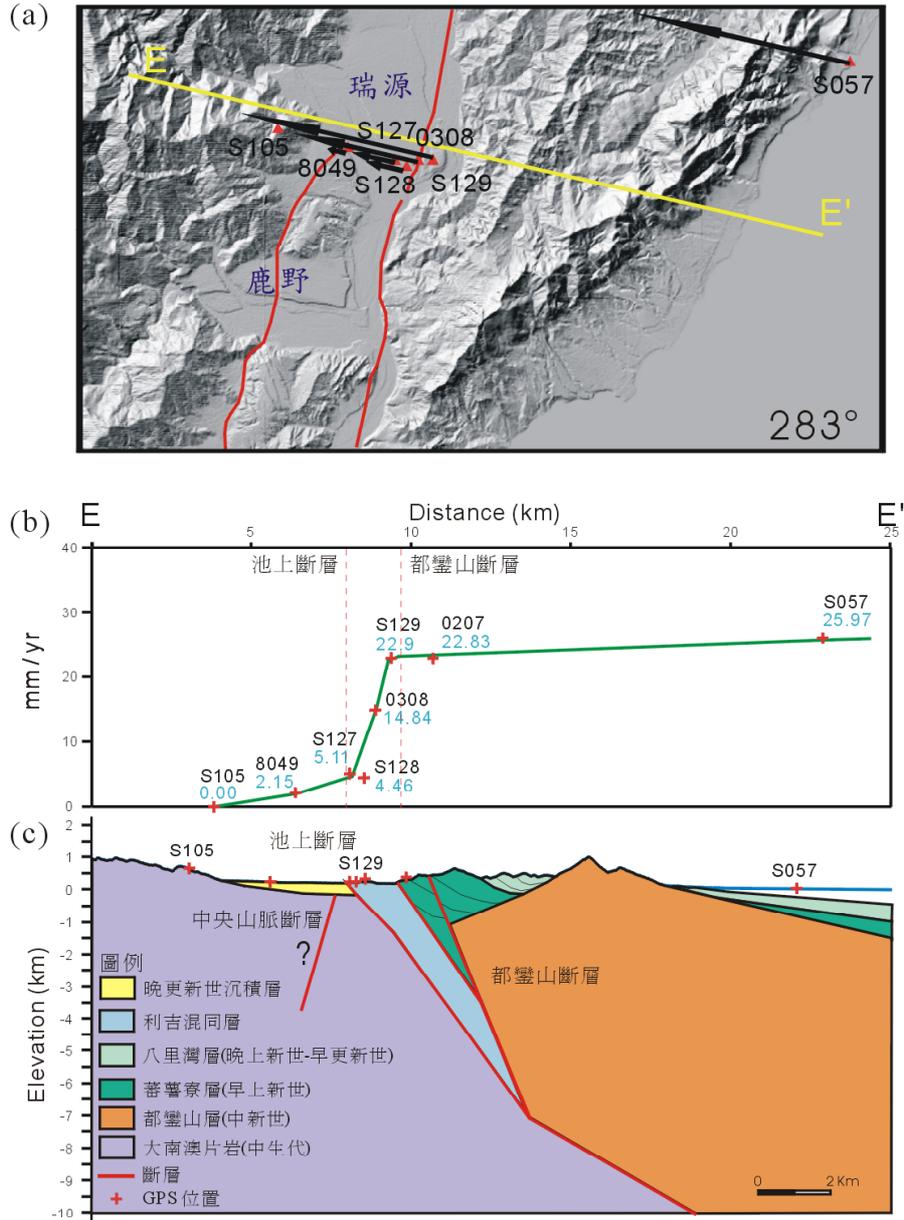
Yu and Kuo, 2001) (圖七)。Angelier等 (Angelier et al., 1997; 2000) 認為微震分佈深度都在8-10公里以下推測在此深度以上的淺部斷層面具有潛滑行為。本研究對於池上斷層的潛移斷層面深度有不同的看法，將於討論一節中深入討論。

利吉斷層

利吉斷層北端由瑞源坪頂山階地南側開始，向南沿著卑南大溪東岸，沿斷層跡可以發現利吉層逆衝至卑南山礫岩之上，但是局部斷層被全新世的河階與扇階覆蓋。斷層南側大致沿著卑南大溪兩岸出露，南端截切至岩灣河階的西側與卑南山山麓之間，最後可能向南延伸經台東市。利吉層沿著利吉斷層逆衝覆蓋在卑南山礫岩之上，但局部露頭顯示利吉斷層並未截切上覆的晚全新世沖積層，推測局部的斷層稍向西遷移截切在卑南山礫岩之中 (圖八)。

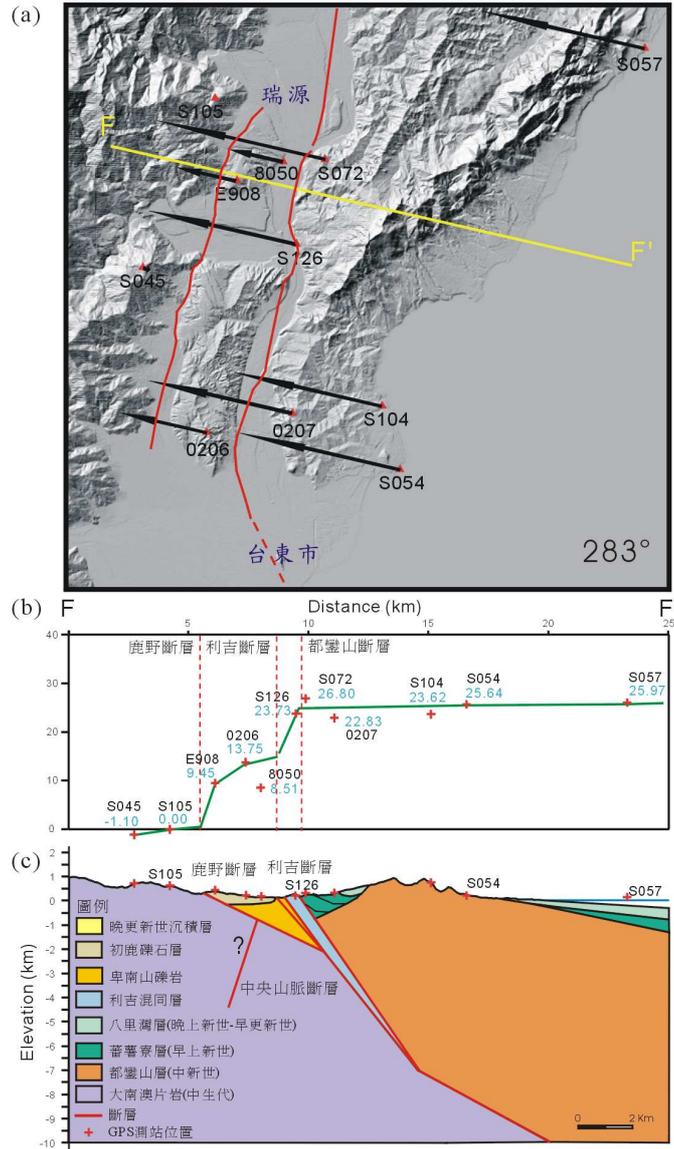
鹿野斷層是另一與利吉斷層平行的逆斷層，位在利吉斷層 (下盤) 西側，斷層可能位在卑南山礫岩 (與鹿野礫岩) 與變質岩的接觸面。野外調查顯示鹿野斷層具有地表潛移特性，跨越斷層的結構物部分已變形破壞，同時也造成晚期全新世龍田河階產生錯移，約有10公尺高差。由地表地質推測，鹿野斷層的結構應屬於利吉斷層的分支斷層 (圖八)。根據GPS觀測資料分析，鹿野斷層與利吉斷層應在北側 (瑞源階地) 合併之後，與池上斷層連接。

前人研究對於池上斷層與利吉斷層的劃分並沒有深入討論，只是不同區域的斷層採用不同名稱。若為了探討新期構造的活動行為 (滑移速率、大地震週期) 或地震預測，則有必要將不同特性的斷層劃分為不同區段。本研究利用GPS觀測資料分析池上斷層與利吉斷層的震間變形特性，利吉斷層上盤的海岸山脈地塊相對中央山脈的水平變形速率約為26-26.8 mm/yr (方位角 283° ; 圖八)，此壓縮速率與池上斷層兩側的變動速率相似；但是此同等的壓縮速率是跨越了鹿野斷層與利吉斷層。若分別解析每一斷層的變形速率時，則利吉斷層的水平變形速率約為13 mm/yr，鹿野斷層約為13.8mm/yr (圖八)。由此看來利吉斷層的水平變動速率僅有池上斷層的一半，因此有必要與池上斷層各自劃分為不同的斷層區段。



圖七 海岸山脈南段瑞源區域橫跨池上斷層的地質剖面圖。GPS 量測資料投射至 E-E' 剖面的水平速度場變化，方位角為 283° (垂直斷層走向) 的水平速度場變化，顯示池上斷層上盤的速度場沒有明顯的變化，但跨越池上斷層時水平速度場遽減由 22.9 mm/yr 至 2.2 mm/yr。

Fig.7 Geologic profile in the Juiyuang area across the Chihshang fault. The horizontal velocities of GPS data projected onto the E-E' profile where the location shows in Figure. 1b. It reveals that the horizontal velocities on the hanging wall (an azimuth of 283°) are rather uniform of about 22.9-26 mm/yr, and the horizontal velocities across the fault abruptly decrease from 22.9 to 2.2 mm/yr.



圖八 海岸山脈南段利吉區域橫跨利吉斷層與鹿野斷層的地質剖面圖。GPS 量測資料投射至 F—F' 剖面的水平速度場變化，方位角為 283° (垂直斷層走向) 的水平速度場變化，顯示利吉斷層上盤的速度場沒有明顯的變化，但跨越斷層時水平速度場由 23.7 mm/yr 遽減至 13.8 mm/yr。而跨越鹿野斷層的水平速度場則遽減 13.8 mm/yr。

Fig.8 Geologic profile in the Lichi area across the Lichi and Luye faults. The horizontal velocities of GPS data projected onto the F-F' profile where the location is shown in Figure 1b. It reveals that the horizontal velocities on the hanging wall (an azimuth of 283°) are rather uniform of about 23.7 (26.8)-26 mm/yr, and the horizontal velocities across the Lichi and Luye faults abruptly decrease from 9.9 (13) and 13.8 mm/yr, respectively.

討論

以縱谷斷層各區段斷層的活動性而言，由上述各種地質資料分析的結果勢必可以將長達150公里的縱谷斷層劃分為嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉斷層四個區段。除了各區段斷層的變動速率有差異之外，各斷層的變動行為亦有不同（Chen et al., 2007b）。以下將根據余水倍與郭隆晨（Yu and Kuo, 2001）針對各區段縱谷斷層的GPS觀測結果，進一步分析池上斷層與瑞穗斷層的震間變形特性，以及利用古地震研究探討同震的變形行為。雖然置於斷層尖端的GPS觀測點間距稍大，但長達二十幾公里橫跨中央山脈與海岸山脈測線的分析結果還能清楚顯示各區域東西走向在震間的地殼變形行為，尤其縱谷斷層上盤的變形。

依據本文劃分的區段斷層，以下將深入討論瑞穗斷層與池上斷層的變形行為，因為這兩條斷層的古地震與大地觀測資料較為完整。首先以GPS觀測資料分析瑞穗斷層的震間變形特性，瑞穗斷層上盤海岸山脈地塊的地表水平位移向量場由東向西呈現快速遞減現象，由36.4 mm/yr（S059）遞減為12.8 mm/yr（S048）（圖四，相對於中央山脈的水平速率，方位角294°），顯示震間在海岸山脈地塊內每年約有23.6公厘的地表壓縮量。依據彈性回跳理論（elastic rebound theory; Reid, 1910），當淺部斷層面呈鎖定狀態時，震間的地表變形會呈現遠端（far field）的變形速率逐漸朝向斷層尖端遞減為零。而斷層遠端至斷層尖端在震間累積變形量的差值（deficit），將會回饋成為斷層尖端在同震當時的變形量（Hyndman and Wang, 1995）。以下從震間與同震變形結果來檢驗瑞穗斷層是否具有此特性。陳文山等（Chen et al., 2007b）依據瑞穗斷層的古地震研究獲得瑞穗斷層的長期抬升速率為12.5-16.0 mm/yr，根據槽溝剖面的斷層角度約30°來推算水平滑移速率為21.6-27.7 mm/yr，顯示斷層尖端的長期變形速率與震間在遠端至尖端變形速率的差值23.6 mm/yr相當吻合，顯然同震的變形量完全（或大部分）補償了震間遠端至尖端變形量的差值。從上述震間變形特性，顯示瑞穗斷層上盤約距離斷層尖端25公里的範圍之內的地殼呈現彈性體的變形行為，也表示震間時期淺部約10公里深以上的斷層是呈現鎖定狀態（圖四）。此斷層面鎖定深度的估算與斷層面角度有密切關係，由於此區域沒有震測資料，而目前地震重定位資料也無法指示地下構造，所以瑞穗斷層地下深處的斷層面角度大致依據地表斷層角度推估在40-50°之間。本研究推測斷層面深度約6-7公里處轉為約30°（圖四），原因是從垂直斷層走向的秀姑巒溪剖面的河階所估算長期抬升速率的結果，奇美村以東的抬升速率約為10-13 mm/yr，以西約為17-19 mm/yr（Shyu et al., 2006）。顯然在奇美

村以東的斷層面應逐漸變緩，才使得海岸山脈東側的長期抬升速率變小，由斷層面幾何與抬升速率估算，沿著瑞穗斷層面的長期滑移速率(dip-slip rate)約為 24 ± 2 mm/yr，此與徐皓德等(Shyu et al., 2006)所估算速率約為22.7 mm/yr大致相當。

池上斷層沿線共有三個GPS觀測區域為花蓮玉里、台東池上與台東瑞源區域，測站範圍跨越海岸山脈、縱谷至中央山脈(圖五、六、七; Yu and Kao, 2001)。這三處測線的GPS觀測資料呈現的水平變形特徵(垂直斷層走向)都非常相似；斷層上盤(海岸山脈)的水平變形速率沒有太大變化，相差僅約1-3 mm/yr。而橫跨池上斷層的水平變形速率快速遞減了21-25 mm/yr，顯示池上斷層帶每年約具有21-25公厘的壓縮量(垂直斷層走向的方位)。表示海岸山脈相對中央山脈震間的地表變形是集中於池上斷層，而此壓縮量與潛變儀量測結果大致相同(Lee et al., 1993, 2001, 2003)。

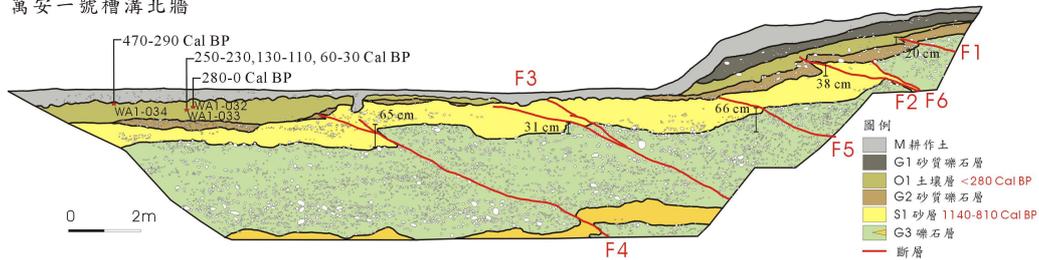
此外，震間時期池上斷層上盤約20公里寬範圍都呈相同變形速率(S307-S058, S056-SANT, S129-S057; 圖五、六、七)，雖然本研究目前尚沒有嘗試以數值模擬潛移斷層面的深度，但由斷層面的幾何型態(20公里以上斷層面的傾角約朝東 60°)推測潛移斷層面應至少在20公里以上；並非僅位於10公里之內(Angelier et al., 1997; 2000)。另外，再由2003年成功地震同震變形結果探討池上斷層的特性，以及潛移斷層面的可能深度。根據測量時間2003年3月-2004年4月的GPS觀測資料分析2003年成功地震同震的垂直變形量，顯示海岸山脈東側的同震變形量遠大於斷層尖端的變形量(鄰近池上一成功的東西剖面約25公里寬範圍)，斷層尖端上盤的垂直變形量約為30-70 mm(池上區域)，遠離斷層的最大垂直變形量約為200-260 mm(成功區域)(鄭力璋, 2005; Hu et al., 2006; Wu et al., 2006; Chen et al., 2006)。李建成等(Lee et al., 2006)於震後在斷層尖端橫跨斷層的水準測量結果，表示震後一年(2003年11月-2005年4月)大約上升150-200 mm，其認為震後具有如此大的變動量是因為受到斷層上盤厚層泥岩(利吉層)與鄰近斷層沉積物的影響，導致同震釋放的部分應變能暫時儲存在沉積層之中，而於震後期間逐漸釋放，因此造成地表產生遲緩變形現象。本研究亦同意此一看法，但認為此震後一年的變形量應該歸屬於同震產生的變形。此外，震後變形量遠大於同震變形量，也暗示所謂的「震後變形」應與同震變形有直接關係；假如在震後因為應變產生調整造成斷層的移動，其所產生的變形量應該遠小於同震當時的變形量；如同921地震的震後變形(侯進雄, 2007)。因此，以斷層上盤的同震總垂直變形量而言，斷層尖端變形量約為180-270 mm，此垂直變形量大致與遠端區域的變形量相當(200-260 mm)。雖然，兩區域測量的時距略有差異，較難評估遠

端的成功區域在2004年4月至2005年4月期間的變形量，但本研究推測遠端區域可能在此期間的同震變形量可能不大。因為成功區域在震後四個月之內已經產生約40 mm的垂直變形量（鄭力瑋，2005）。因為遠端區域正位於震央區域，其變形量受到震源區域斷層滑移量所影響，地震當時在震源區域已經將大部分能量釋放，震後產生的變形量可能有限（此看法可由2004年4月—2005年4月之間此區域由GPS連續觀測的變形量來印證）。依據上述由GPS觀測與水準測量結果與推論，本研究認為2003年成功地震在斷層上盤區域的垂直變形量大致相當，約具有2百多公厘（根據GPS觀測獲得的垂直變形量具有數十公厘的誤差）。因此，從池上斷層的2003年成功地震同震變形（依據垂直變形量）與震間的變形行為（依據水平滑移速率）的分析，上盤區域無論在同震的變形量或震間的滑移速率大致都呈現等量或等速率的變形。若以池上斷層的地下斷層面幾何，再依據上述震間上盤的滑移速率，或以錯移模式（Dislocation model）分析的同震變形，都會得到一個推論就是池上斷層約在20公里以上斷層具有潛移的特性。雖然，之前研究依據地震經常發生的深度認為具潛移的斷層約位在約8-10公里以上（Angelier et al., 1997; 2000），但是若依此滑移面的深度來解析震間的地表變形（GPS觀測資料），其結果就會如同瑞穗斷層在上盤地表呈現的水平速率場的變化型態（圖四），在被鎖定的斷層面以上的地表變形量（或速率）會朝向被鎖定斷層的尖端呈現變形量（或速度場）遞減的現象。同震變形也會形成被鎖定斷層以上的變形量較大的現象。但是震間時期池上斷層上盤的變形速率與同震變形量都維持不變，沒有遞減或遞增現象，因此本研究認為現今海岸山脈地塊都是位於池上斷層具潛移的斷層面以上，而潛移斷層面的深度至少20位於公里深。

由歷史地震紀錄分析，過去約50年間池上斷層發生兩次大地震，1951年台東地震 M_S 6.8（第二個主震；Cheng et al., 1996），與2003年成功地震 M_W 6.8。這兩次大地震在斷層尖端形成的變形量都很小，2003年成功地震水平壓縮量為9公分，垂直抬升量為16公分（Lee et al., 2006）。1951年台東地震第二個主震的震源深度較深約25公里（Cheng et al., 1996），也可能同樣造成地表同震變形量較小，因而使得徐鐵良（Hsu, 1962）的調查紀錄中無法明顯表示池上斷層有產生地表變形。本研究認為此兩次地震的特性應都非常相似，地表變形量可能僅有十數公分至數十公分。綜合上述歷史地震與震間的變形行為，大致可以歸納幾點特性，震間時期池上斷層的淺層斷層呈現潛移滑動行為，而大地震都發生在較深處（20-40公里），導致同震產生的地表變形量較小。

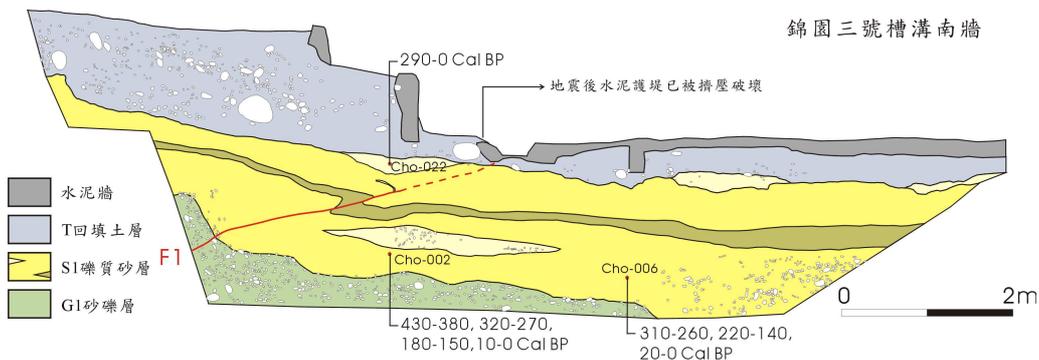
除了上述兩次大地震產生數十公分的同震變形之外，古地震的槽溝研究也得到相同的結果。本研究沿池上斷層共挖掘6個槽溝，斷層尖端形成兩種褶皺變形類型（tip folding），一是斷層尖端已經截切至地表，其古地震的同震垂直變動量都較瑞穗斷層的同震變動量小，每次同震的垂直變動量約10至65公分（圖九），而2003年成功地震在錦園三號槽溝中造成地表的垂直錯移量約10公分（圖十）。另一類型是斷層尖端尚未截切至地表，但造成斷層尖端上覆沉積層產生褶皺變形，長期以來形成生長褶皺變形構造（growth folding）；2003年成功地震在錦園村一號的槽溝中約一千年以來的變形僅呈現生長褶皺變形，並未產生地表破裂（圖十一）。池上斷層由大地震產生的地表變形都只有數十公分，顯然與池上斷層的潛移斷層面的深度有關，同時也造成大地震的震源深度都發生在20公里以下。

萬安一號槽溝北牆



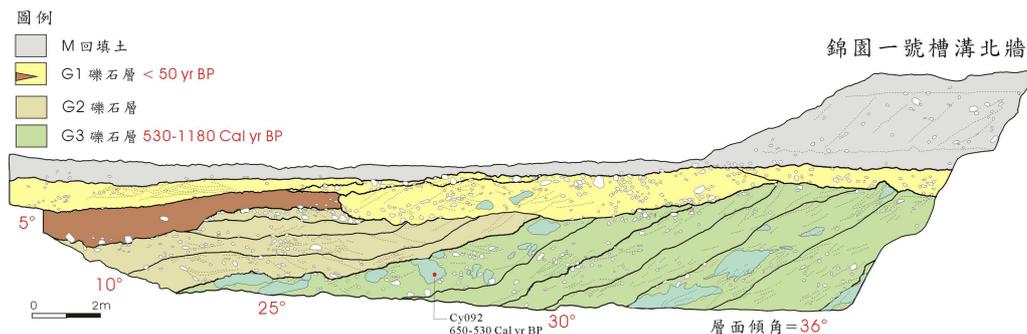
圖九 池上鄉錦園村的萬安一號槽溝北牆，六條斷層的垂直錯移量各為 20 公分、38 公分、31 公分、65 公分、66 公分。

Fig.9 The Wan'an site across the Chihshang fault which six paleoearthquake events have been recognized since 810-970 yr BP, that the vertical displacement across these faults is 20, 38, 31, 65, and 66 cm, respectively.



圖十 錦園三號槽溝，2003 年成功地震造成地表垂直錯移量約 10 公分。

Fig.10 The Chinyuang No.3 site shows a 10 cm vertical displacement during the 2003 Chengkung earthquake.



圖十一 錦園一號槽溝的斷層尖端都以生長褶皺構造的變形型態為主，2003 年成功地震也未在地表造成明顯的破裂。

Fig.11 The deformation in the Chinyuang No.1 site shows stratigraphic record of growth folding that displays a monoclinial fold developed at fault tip above a thrust fault, and the 2003 Chengkung earthquake has not caused obvious rupturing in the ground surface.

結論

根據GPS觀測資料以及古地震研究，顯示瑞穗與池上斷層的活動行為無論在短期或長期的活動性，或者在震間與同震的變形都有極大差異。池上斷層的震間變形行為與同震變形特性顯示約20公里深度以上斷層面具潛移作用。因而大地震也都發生在20公里以下；也因為震源深度較深，地表同震變形量不會太大。

瑞穗斷層在淺部的斷層面呈鎖定狀態，鎖定斷層面的深度約在10公里深，此特性造成上盤區域的震間變形愈接近斷層尖端的變形量愈小，長期累積的應變能可能完全回饋在同震變形。因此，同震變形時在斷層尖端產生大規模的地表變形；如同921集集地震在車籠埔斷層尖端的變形量最大，與遠離斷層的變形量則逐漸減少（Chen et al., 2001；Dominguez et al., 2003）。

由於縱谷斷層居間的兩條斷層瑞穗斷層與池上斷層具有截然不同的活動性，因而將縱谷斷層劃分為四個區段，嶺頂斷層、瑞穗斷層、池上斷層與利吉斷層。

誌謝

本計畫由經濟部中央地質調查所提供的研究經費，研究計畫九十三年度—九十五年度『槽溝開挖與古地震研究計畫（3/5-5/5）』，特此感謝。

參考文獻

- 王源、陳文山（1993）十萬分之一海岸山脈地質圖幅。經濟部中央地質調查所。
- 王執明、王乾盈（1991）卑南文化公園基地附近地質調查。國立台灣史前文化博物館報告，共74頁。
- 石再添、張瑞津、黃朝恩、石慶得、楊貴三、孫林耀明（1983）台灣北部及東部活斷層的地形學研究。國立台灣師範大學地理學研究報告，第九期，第21-72頁。
- 石瑞銓、黃宏元、林啓文（2003）池上斷層中南段之淺層反射震測調查。經濟部中央地質調查所特刊，第14號，第193-201頁。
- 林益正（1993）台灣東部利吉層中基質泥及砂岩岩塊之構造分析與其構造環境之意義。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共124頁。
- 林啓文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正（2000）台灣活動斷層概論。經濟部中央地質調查所特刊，第13號，共122頁。
- 徐鐵良（1954）台灣東部海岸山脈地形與近期上升運動。台灣省地質調查所彙刊，第8號，第9-58頁。
- 徐鐵良（1955）臺灣的地震。臺灣銀行季刊，第七期，第39-63頁。
- 徐鐵良（1956）台灣東部海岸山脈地質。台灣省地質調查所彙刊，第7號，第15-64頁。
- 徐鐵良（1976）台灣東部縱谷的新構造。台灣省地質調查所彙刊，第25號，第53-62頁。
- 陳文山（1993）海岸山脈地區花東縱谷斷層的活動性淺談。地工技術，第44期，第52-57頁。
- 陳文山、王源（1996）十萬分之一海岸山脈地質圖說明書。經濟部中央地質調查所。
- 陳文山、顏一勤、楊志成、楊小青、陳勇全、蔡坤志、朱耀國、黃能偉、張徽正、林啓文、林偉雄、劉彥求（2004）1951年花蓮地震斷層的古地震研究。經濟部中央地質調查所特刊，第15期，第137-145頁。
- 陳佳元（1974）由三角點檢測證實台灣海岸山脈向北北東移動。台灣省地質調查所彙刊，第24號，第119-123頁。
- 張瑞津、石再添、沈淑敏、張政亮（1992）花東縱谷北段河階的地形學研究。師大地理研究報告，第18期，第241-292頁。
- 張徽正、林啓文、陳勉銘、盧詩丁（1998）台灣活動斷層概論。經濟部中央地質調查所特刊，第10號，共103頁。
- 楊貴三（1986）台灣活斷層的地形學研究—特論活斷層與地形面的關係。私立中國文化大學地學研究所博士論文，共178頁。
- 鄭力瑋（2005）利用同震及震後GPS位移探討2003年12月成功地震的同震、震後錯移模型以及其庫倫應力轉移情形。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共74頁。

- 鍾令和 (2003) 1951年池上-玉里地震地表破裂與其所指示之新期構造意義。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共138頁。
- 顏一勤、陳文山、蔡坤志、黃能偉、楊志成、陳勇全、朱耀國、宋時驊、劉彥求、林啓文、林偉雄、侯進雄、林燕慧 (2005) 縱谷斷層中段之古地震研究。經濟部中央地質調查所特刊，第16期，第17-29頁。
- Angelier, J., Chu, H. T., and Lee, J. C. (1997) Shear concentration in a collision zone: kinematics of the Chihshang Fault as revealed by outcrop-scale quantification of active faulting, Longitudinal Valley, eastern Taiwan: *Tectonophysics*, 274, 117-143.
- Angelier, J., Chu, H. T., Lee, J. C., and Hu, J. C. (2000) Active faulting and earthquake hazard: The case study of the Chihshang Fault, Taiwan: *Jour. Geodynamics*, 29, 151-185.
- Barrier, E and Chu, H. T. (1984) Field trip guide to the Longitudinal Valley and the Coastal Range in eastern Taiwan. *Field Guidebook, Sino-French Colloquium on Geodynamics of the Eurasian- Philippine Sea Plate Boundary*, 27-49.
- Biq, Chingchang, (1984) Present-day manner of movement of the Coastal Range, eastern Taiwan, as reflected by triangulation changes: *Mem. Geol. Soc. China*, 6, 35-40.
- Bonilla, M. G. (1977) Summary of Quaternary faulting and elevation changes in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 2, 43-56.
- Burgmann, R., Schmidt, D., Nadeau, R. M., d'Alessio, M., Fielding, E., Manaker, D., McEvelly, T. V., and Murray, M. H. (2000) Earthquake potential along the northern Hayward fault, California, *Science*, 289, 1178-1182.
- Cetin, H., Guneyli, H., and Mayer, L. (2003) Paleoseismology of the Palu-Lake Hazar segment of the east Anatolian Fault Zone, Turkey: *Tectonophysics*, 374, 163-197.
- Chen, H. Y., Yu, S. B., Kuo, L. C., and Hu, H. Y. (2006) Prominent Postseismic Displacements of the 2003 M_w 6.5 Chengkung Earthquake in Eastern Taiwan: *Journal of Global Positioning Systems*, 5, 1-2, 35-39.
- Chen, J. S. (1976) The analysis and design of refraction and reflection seismic survey of the Taitung area: *Petrol. Geol. Taiwan*, 13, 225-246.
- Chen, W. S. (1997) Mesoscopic structures developed in the Lichi melange during arc-continent collision in Taiwan region: *Jour. Geol. Soc. China*, 40, 2, 415-434.
- Chen, W. S. and Wang, Y. (1988) The Plio-Pleistocene basin development in the Coastal Range of Taiwan, *ACTA Geol. Taiwanica*, 26, 37-56.
- Chen, W. S., Huang, M. T. and Liu, T. K. (1991) Neotectonic significance of the Chimei fault in the Coastal Range, Eastern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 34, 43-56.
- Chen, W. S., Huang, B. S., Chen, Y. G., Lee, Y. H., Yang, C. N., Lo, C. H., Chang, H. C., Sung, Q. C., Huang, N. W., Lin, C. C., Sung, S. H., and Lee, K. J. (2001) Chi-Chi Earthquake, 1999 September 21: A case study on the role of thrust-ramp structures for generating earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 986-994.

- Chen, W. S., Yang, C. C., Yen, Y. C., Lee, L. S., Lee, K. J., Yang, H. C., Chang, H. C., Ota Y., Lin, C. W., Lin, W. H., Shih, T. S., Lu, S. T. (2007a) Late Holocene Paleoseismicity of the Southern Portion of the Chelungpu Fault, Central Taiwan: Evidence from the Chushan excavation site: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 1B, doi: 10.1785/0120050161.
- Chen, W. S., Yen, Y. C., Fengler, K. P., Rubin, C. M., Yang, C. C., Yang, H. C., Chang, C., Lin, C. W., Lin, W. S., Liu, Y. C., Lin, Y. H., (2007b) Late Holocene Paleoearthquake Activity along the Juisui Fault of the Middle Longitudinal Valley Fault, Eastern Taiwan, accepted to *Earth Planet Science Letter*.
- Cheng, S. N., Yeh, Y. T., and Yu, M. S. (1996) The 1951 Taitung earthquake in Taiwan, *Jour. Geol. Soc. China*, 39, 267-285.
- Dominguez, S., Avouac, J. P., and Michel, R., 2003, Horizontal coseismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images: implications for the seismic cycle along the western foothills of Central Taiwan: *Journal of Geophysical Research*, 108, 2083, doi:10.1029/2001JB000951.
- Hsu, T. L. (1962) Recent faulting in the Longitudinal Valley Fault of eastern Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 1, 95-102.
- Hu, C. C. and Chen, W. S. (1986) Gravity and magnetic anomalies of eastern Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China*, 7, 341-352.
- Hu, J. C., Cheng, L. W., Chen, H. Y., Wu, Y. M., Lee, J. C., Chen, Y. G., Lin, K. C., Rau, R. J., Kuochen, H., Chen, H. H., Yu, S. B., and Angelier, J. (2006) Coseismic deformation revealed by inversion of strong motion and GPS data: the 2003 Chengkung earthquake in eastern Taiwan, submitted to *Geophysical Journal International*.
- Hyndman, R. D., and Wang, K. (1995) The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and thermal regime: *Journal of Geophysical Research*, 100, 22133-22154.
- Jing, L. Z., Klinger, Y., Sieh, K. E., Rubin, C., Seitz, G. (2006) Serial rupture of the San Andreas fault, Carrizo Plain, California, revealed by three-dimensional excavations, *Journal of Geophysical Research*, 111, doi:10.1029/2004JB003601.
- Lee, J. C., and Angelier, J. (1993) Location of active deformation and geodetic data analyses: An example of the Longitudinal Valley Fault, Taiwan, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 164(4), 533-570.
- Lee, J. C., Angelier, J., Chu, H. T., Hu, J. C. and Jeng, F. S. (2001) Continuous monitoring of an active fault in a plate-suture zone: A creepmeter study of the Chihshang active fault, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 333, 219-240.
- Lee, J. C., Angelier, J., Chu, H. T., Hu, J. C., Jeng, F. S., and Rau, R. J. (2003) Active fault creep variations at Chihshang, Taiwan, revealed by creep meter monitoring, 1998-2001, *Journal of Geophysical Research*, 108, B11, 2528.
- Lee, J. C., Chu, H. T., Angelier, J., Hu, J. C., Chen, H. Y., and Yu, S. B. (2006) Quantitative

- analysis of surface coseismic faulting and postseismic creep accompanying the 2003, Mw=6.5, Chengkung earthquake in eastern Taiwan, *Journal of Geophysical Research*, 111, B02405. doi:10.1029/2005JB003612.
- Kuo Chen, H., Wu, Y. M., Chang, C. H., Hu, J. C., and Chen, W. S. (2004) Relocation of the eastern Taiwan earthquakes and its tectonic implications, *Terr. Atmos. Oceanic.*, 15, 647-666.
- Peng, T. H., Li, Y. H., and Wu, F. T. (1977) Tectonic uplift rates of the Taiwan Island since the early Holocene: *Mem. Geol. Soc. China*, 2, 57-69.
- Reid, H. F. (1910) The mechanism of an earthquake, The California earthquake of April 18, 1906, Report of the earthquake investigation commission, 2: Washington, D.C., Carnegie Institution, 1-192.
- Shin, T. C., and Chang, C. S. (1992) Earthquake in 1992, *Meteorol. Bull.*, 38, 218-232. (in Chinese)
- Sieh, K. E. (1996) The repetition of large-earthquake ruptures, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 93, 3764-3771.
- Sieh, K. E., and Jahns, R. H. (1986) Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California, *Geological Society of America Bulletin*, 95, 883-896.
- Shyu, J. B. H., Kerry, S., Avouac, J. P., Chen, W. S., and Chen, Y. G. (2006) Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan, *Journal of Geophysical Research*, 111, B08403, doi:10.1029/2005JB003971.
- York, J. E. (1976) Quaternary faulting in eastern Taiwan, *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, 25, 63-72.
- Yu, S. B., and Lee, C. (1986) Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 125, 73-85.
- Yu, S. B., and Liu, C. C. (1989) Fault creep on the central segment of the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan, *Proc. Geol. Soc. China*, 32, 209-231.
- Yu, S. B., Jackson, D. D., Yu, G. K., and Liu, C. C. (1990) Dislocation model for crustal deformation in the Longitudinal Valley area, eastern Taiwan: *Tectonophysics*, 183, 97-109.
- Yu, S. B., Yu, G. K., Kuo, L. C., and Lee, C. (1992) Crustal deformation in the southern Longitudinal Valley area, eastern Taiwan, *Jour. Geol. Soc. China*, 35, 219-230.
- Yu, S. B., and Kuo, L. C. (2001) Present-day crustal motion along the Longitudinal Valley Fault, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 333, 199-217.
- Wu, Y. M., Chen, Y. G., Shin, T. C., Huo Chen, H., Hou, C. S., Hu, J. C., Chang, C. H., Wu, C. F., and Teng, T. L. (2006) Coseismic versus interseismic ground deformations, fault rupture inversion and segmentation revealed by 2003 MW 6.8 Chengkung earthquake in eastern Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02312.

Fault Segmentation of the Longitudinal Valley Fault in Eastern Taiwan: Evidence from Paleoseismic Investigations and GPS Observations

Wen-Shan Chen¹, I-Cheng Lin², Yi-Ching Yen¹, Chi-Cheng Yang¹, Chuan-Yao Chi¹,
Neng-Wei Huang¹, Chii-Wen Lin³, Wei-Shyong Lin³, Chin-Shyong Hou³, Yen-Chiu
Liu³, Yen-Hui Lin³, Tung-Sheng Shih³, Shih-Ting Lu³

ABSTRACT

The Longitudinal Valley fault, which is exposed on land for about 150 km, can be divided into four segments, namely, the Linding, Juisui, Chihshang, and Lichi faults, according to its structural and seismic characteristics. The Linding fault reveals a left-lateral strike-slip fault with a reverse motion component. The Juisui, Chihshang, and Lichi faults show a left-lateral reverse fault, which is consistent with the fault plane solution of reverse faulting.

The GPS data on the hanging wall of the Juisui fault show a gradual decrease of horizontal velocity with an interseismic slip deficit of 23.6 mm/yr at an azimuth of 294° near the fault tip. The excavations reveal the dip in the fault to be around 30°. The geometry that is presented here gives the coseismic horizontal shortening rate of 21.6-27.7 mm/yr, which is consistent with the interseismic slip deficit at the fault tip according to the GPS data. The decreasing interseismic deformation pattern demonstrates that the Juisui fault is probably locked at a shallow depth during interseismic periods.

The Chihshang fault displays rapid interseismic creeping that follows a steeper gradient at horizontal velocities across the fault and yields a shortening rate of 26.4 mm/yr at an azimuth of 285° perpendicular to the fault trace. The horizontal velocities of the hanging wall show a uniform constant shortening rate of 26.4-28 mm/yr which actually means that there is no surface shortening over an 18 km distance on the Coastal Range. The 2003

1. Department of Geosciences, National Taiwan University, Taiwan R.O.C.

2. Taiwan Prospecting and Engineering INC

3. Central Geological Survey, Taiwan R.O.C.

Chengkung earthquake also created uniform vertical displacements of about 20-30 cm on the hanging wall during the coseismic and post-seismic periods. Based on GPS data and paleoseismic studies, we speculate that the Chihshang fault usually experiences a small displacement from a large earthquake with a relatively deep epicenter of 20-30-km depth, such as the 2003 Chengkung earthquake and the 1951 earthquake (first shock). Apparently, the Chihshang fault accommodates most of the shortening into constant deformation. The uniform interseismic and coseismic deformation patterns imply that the fault is undergoing a free slip at both the shallow creep portion and the deeper locked portion of the fault, such as the 2003 M_w 6.8 Chengkung earthquake and the 1951 M_s 6.8 Taitung earthquake (the first shock).