第二章 文獻探討

台灣是一座活動的造山帶，座落在歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊的碰撞聚合帶上（圖 2-1）。在台灣以南，在台灣的東北方，菲律賓海板塊向北隱沒於歐亞板塊之下，形成了琉球島弧；在台灣的南方，菲律賓海板塊向西仰衝於歐亞板塊，形成了呂宋島弧。台灣地區在新生代早期原本是中國大陸邊緣的一角，從中新世晚期以後，因呂宋島弧逐漸凌駕在大陸邊緣之上，把大陸邊緣和島弧的岩層擠壓變形，並抬升成一山脈。由於呂宋島弧是斜碰撞進大陸邊緣，因此造山運動最早發生在北部，爾後逐漸發展到南部。同時伴隨著弧陸碰撞的南移，琉球島弧之下的北向隱沒作用也不斷西延，使得台灣東北部的山脈之下，隱沒方向翻轉，從而造成山脈的崩毀，以及沖繩海槽的張裂。如今台灣山脈的中南段，仍處於弧陸碰撞的造山運動中，然而東北段已進入山脈崩毀的伸張狀態中，變成琉球島弧系統中的一部份。

臺東縱谷為介於兩弧溝系統之間的重要板塊界線，將西側的中央山脈與東側的海岸山脈分開（圖 2-2）。台東縱谷北起花蓮市南方，南迄台東市附近，南北長約150公里，寬僅2～5公里。西邊是高聳入雲，雄踞整個台灣中央的中央山脈。它本來是歐亞大陸板塊邊緣的沉積物，受板塊撞擊造成造山運動而提升上來。東側緊靠著海岸山脈，依其地質，我們知道它原是呂宋島弧及弧前沉積物，屬於菲律賓海板塊。因為菲律賓海板塊以每百萬年70公里的速度向歐亞大陸板塊慢慢靠攏，造成現在台東縱谷寬僅2～5公里的板塊縫合線，並帶來海岸山脈。

呈狹隘直線形的台東縱谷水系奇特、地形多變化、地震頻繁及活動斷層潛移作用所產生之地表破裂現象顯著，在在說明台東縱谷為活動板塊聚合作用的產物。由於極高的侵蝕率以及厚層的沖積層覆蓋，活動斷層接觸面的露頭很難被觀察到。少數的斷層崖或其他斷層的證據也因過於分散且受到侵蝕，再加上植生覆蓋嚴重，極不容易獲得正確的位移量。此外，非地震性潛移變形造成人工結構物的破裂變形的記錄與量測是較重要的野外工作。非地震潛移變形往往反應出地

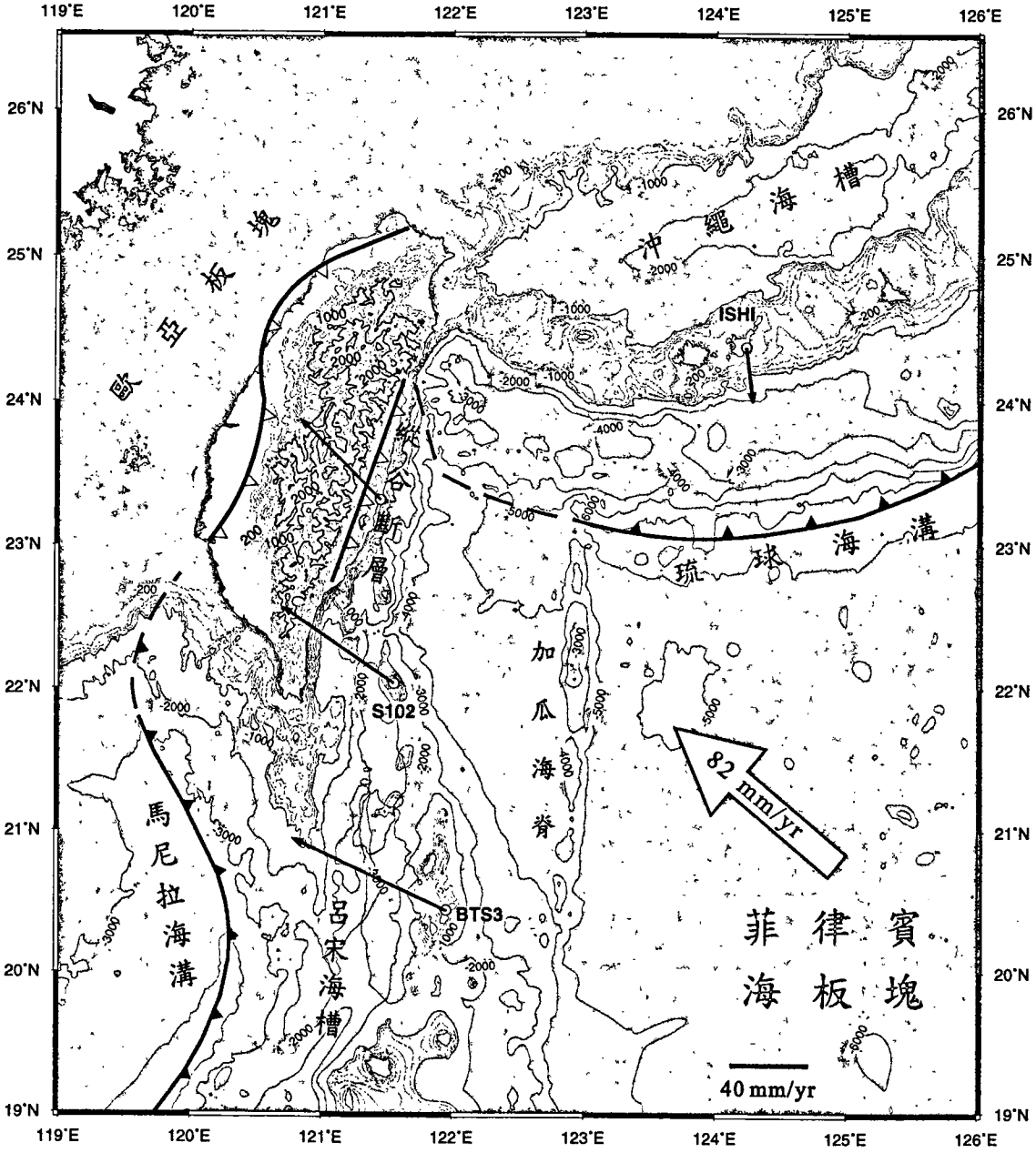


圖 2-1 、台灣附近之板塊構造，LVF 代表縱谷斷層，海洋地形等深線以公尺爲單位，菲律賓海板塊相對於歐亞板塊的聚合速度是根據 Seno 等人（1993）之資料。

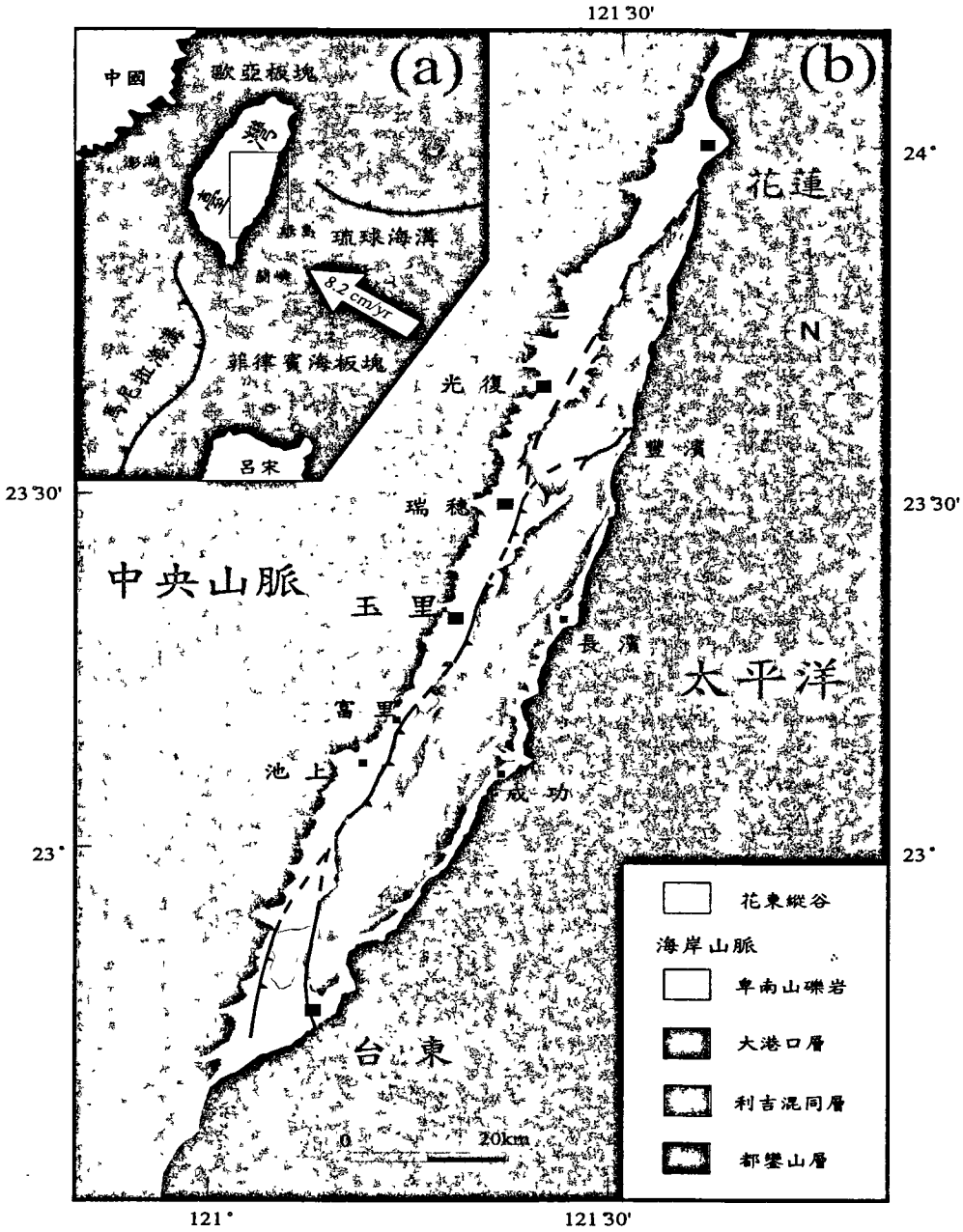


圖2-2、台灣縱谷斷層附近之地質圖，根據Lee等人（1998）之資料。

殼的應力狀況，它將地殼長期累積的彈性應變能的一部份慢慢的釋放出來。在擠壓性的構造環境中，非地震潛移變形可能只釋放出部份地殼長期累積的彈性應變能，當累積的能量超過地殼強度，仍可能會發生大地震。在池上地區的混凝土建造的水溝與駁崁上，常可見受構造作用力擠壓變形的破裂情形，在大坡至萬安一帶，此種情況相當普遍。田混凝土結構物的擠壓破裂方向，基本上與地上斷層活動相關。這些人工結構體破裂變形的位移量雖不大，但累積長時間則相當驚人。

大坡至錦園地區實地測量非地震潛移的變形速率，為活動斷層調查提供另一種小型地殼變形網的研究方式。臺東縣池上鄉東方之大坡村及東南方之錦園村地區，圳溝、河堤、民宅、曬穀場等建築物均受斷層切割而破裂。累積過去數年的觀察及實地測量，顯示受到西北東南方向水平壓縮性大地應力的作用。建築物破裂的斷面方位，位移方向及性質與台東縱谷斷層相若。這些研究結果顯示台東縱谷中的主要斷層以橫移或逆衝斷層型式，或者兼具兩者特性的橫移逆斷層滑移為主。

台東縱谷的斷層活動最有力的證據來自 1951 年 10 月 22 日與 11 月 25 日的大地震，特別是這兩次大地震均造成地表斷層（圖 2-3）。主要斷層面均為傾角向東的逆衝斷層，並有左移的走向滑移分量，此與過去的認知台東縱谷斷層為同時兼具傾向移動與走向移動的斜移斷層說法相當一致。另外，就測量、地震與現場地質調查均發現這些斷層無時無刻不在活動，斷層活動所造成的現今結構物破壞也指出台東縱谷活動斷層研究的新方向。這些包括礫岩臺地的地形演化，活動斷層的確實位置與性質，地震影響的範圍及其破裂情形，非地震的持續潛移破壞，乃至於在板塊運動中所扮演的角色，在在都使台東縱谷成為正處於兩板塊聚合的台灣地區研究活動斷層不可忽略的重要舞台。就存在台東縱谷內部的分支斷層而言，徐鐵良（1962, 1976）與

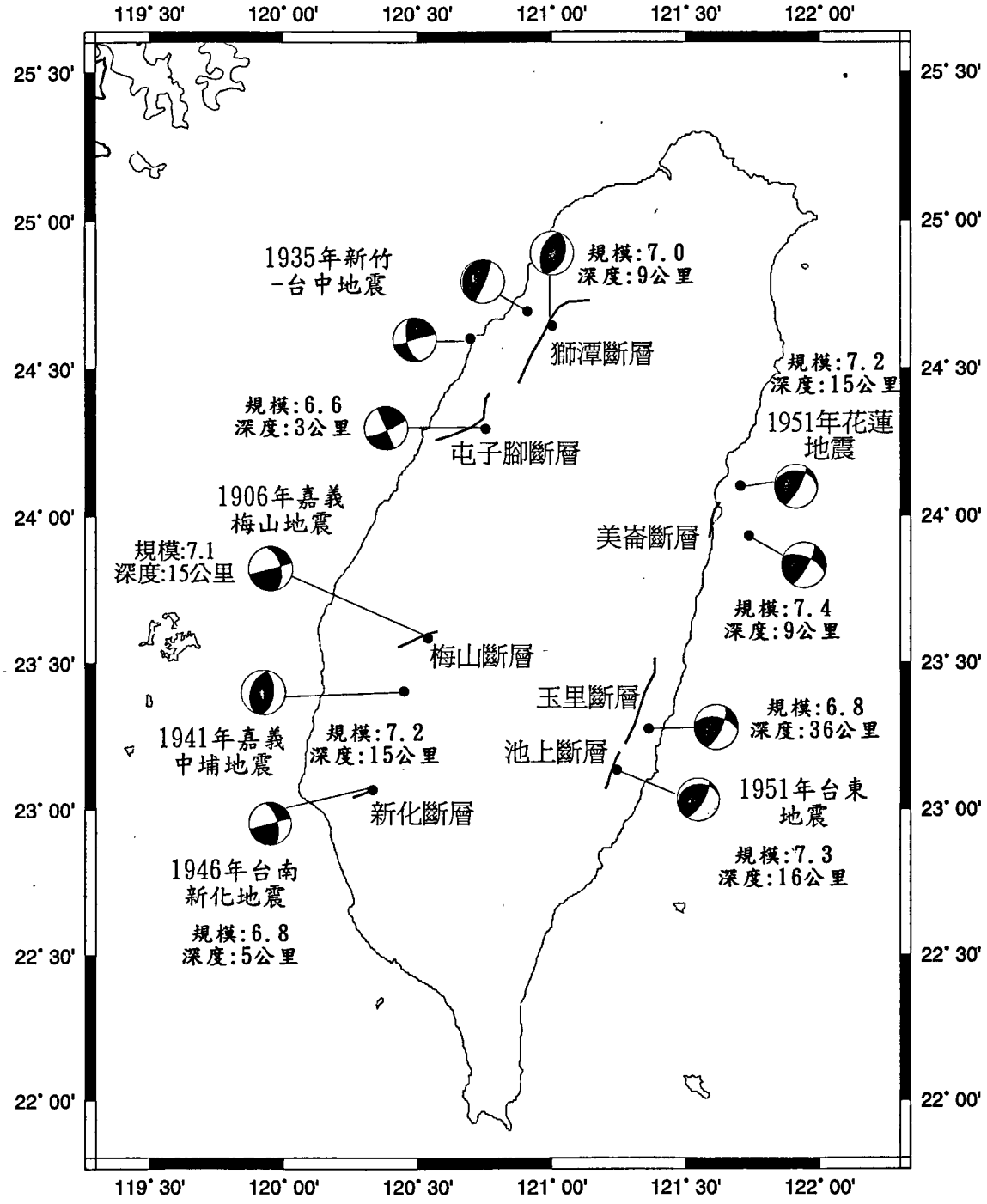


圖2-3、1906至1951台灣11個歷史地震之震央、地震斷層機制與地表斷層位置圖，根據鄭世楠（1995）之資料。

Bonilla (1975; 1977) 均提出米崙斷層與玉里斷層兩條與 1951 年地震有關的地震斷層(圖 2-3)，並認為池上斷層與該兩斷層同為走向北北東的走向斷層，可在縱谷東側連成一直線；其中除池上斷層左移運動欠明外，米崙斷層與玉里斷層皆為左移逆衝斷層。Bonilla (1975, 1977) 從過去的地質文獻中整理出米崙、玉里、池上、卑南山礫岩兩側等 5 條第四紀斷層；徐鐵良與張憲卿 (Hsu and Chang, 1979) 也從舊文獻資料中整理出米崙、玉里、池上、瑞穗、鹿野、利吉、海岸山脈等 7 條第四紀斷層。楊貴三 (1986) 則以地形的研究方法與野外地質調查相配合，找出可能的 55 條活動斷層位置與性質。其中位置、現象都十分確定，屬於確實度 I 級的活斷層有 29 條；只有位置確實，現象不太清楚，只有 50 % 機率左右的 II 級活斷層有 13 條；而位置還算清楚，但現象完全不清楚，機率更低到只有 10 % 的 III 級活斷層有 13 條。

第一節 活斷層之定義、分類與認定準則

活斷層(活動斷層)是晚更新世(12.5 萬年)以來，有證據顯示活動過，未來可能再度活動的斷層。由於台灣的低矮丘陵地帶普遍可見紅土緩起伏面(LH)的分佈，而該面之形成時代目前推測為十二萬五千年前(Liew, 1988)。若無明顯的定年資料依據，則 LH 面被錯移與否，應可為判斷活斷層之指標，因此將活斷層活動之時間上限定義為十二萬五千年有其實際應用之考量。又由於台灣位於構造運動活躍區，地震活動仍頻，在高活動區，地震和地質兩方面的資料一致顯示地震重複發生的時間間隔較短，故上次斷層活動距今的時間較近(例如 12.5 萬年內)者，方將其劃歸為活斷層。反之，在低活動區，則在距今較長的時間(例如 200 萬年)內曾發生活動之斷層，即可劃歸為活斷層。故臺灣活斷層之認定應較嚴謹，而以較短時距為宜。

一、 活斷層的分類

一級活斷層(全新世活斷層)：一萬年以來曾發生錯移的斷層。

二級活斷層(晚更新世活斷層)：不屬於一級活斷層，但過去十二萬五千年內曾發生錯移的斷層。大體而言，一般社會大眾對自然災害，如颱風和地震強度的分級制度已習以為常，故斷層之分類也採用分級方式，隱含斷層活動年代之遠近，但學術界通用之名詞以地質時代分類為宜，故活斷層分為全新世活斷層和晚更新世活斷層，以之與一級活斷層和二級活斷層相呼應。以未來之趨勢而言，活斷層之分類應以斷層之活動度為準，但目前國內所掌握之斷層資料還不足以達到這樣的需求。故活斷層的分類仍採活動時間為準，分為一級和二級活斷層。

二、 活斷層的認定準則

在實際作業上，若無確切之定年資料可作依據時，則下列現象仍可作為判斷活斷層分類之參考：

1. 一級活斷層(全新世活斷層)

凡符合下列任一項者皆可視為一級活斷層：

(1)將現代結構物錯移之斷層；

(2)伴隨地震發生之斷層(又稱地震斷層)；

(3)將全新世地層或階地錯移之斷層；

(4)地形監測證實具有潛移活動之斷層；

(5)經精密定位，確與規模六以上之地震發生有關之斷層，伴隨有全新世噴砂、土壤液化、搖變等現象之斷層。

2. 二級活斷層(晚更新世活斷層)

凡未符合一級活斷層之認定準則，但符合下列任一項者皆可視為二級活斷層：

(1)將晚更新世地層或台地錯移之斷層；

(2)經精密定位，確有持續的微震密集現象之斷層；

(3)與上述活斷層具有構造關連，以致該活斷層的運動可能導致在地

表或近地表發生運動的關聯斷層。

3. 存疑活斷層

凡未符合一級活斷層及二級活斷層之認定準則，但有下列任一項疑慮或其他理由可懷疑其可能具有活動性者皆可視為存疑活斷層：

(1)將第四紀地層錯移之斷層；

(2)將紅土緩起伏面錯移之斷層；

(3)斷層沿線具有活斷層地形特徵，但仍缺少其他地質佐證者；

(4)確有較大規模地震被定位在斷層附近，但其定位精密程度尚未被確認者。

三、活斷層確實度的認定準則(依據日本活斷層研究會,1980)

1. 確實度 I

具有下列具體之地形特徵且斷層之位置及動向明確者：

(1)數條山稜及河谷呈有系統之錯移；

(2)逆向低斷層崖；

(3)時代相異之地形面群同時為一低斷層崖所截切；

(4)一個延續且確定之地形面為一低斷層崖所截切；

(5)同一地形面有顯著之彎曲；

(6)斷層切過晚更新世以來之地層；

2. 確實度 II

可推得斷層之位置及動向，但能作為確實度 I 的資料仍缺乏者，如：

(1)僅 2~3 條以下的山稜及河谷有錯移現象者

(2)疑為斷層崖地形之兩側地形面時代不同

(3)無明顯之基準地形(如山區無基準地形面者)

3. 確實度 III

斷層變位之動向不明，或者由其他原因可以說明此地形現象者，例如可因河或海蝕造成或可由沿老斷層侵蝕而造成之地形。

第二節 1951 年花東縱谷地震系列

1951 年 10 月至 12 月間，台灣東部籠罩在地震的侵襲下。自 10 月 22 日開始，地震接連不斷地發生，餘震沿著縱谷由北段之花蓮向南遷移，11 月至中段之玉里地區，12 月達南段的台東地區，台灣省氣象所共記錄了 3,037 個地震，其中 735 個為有感地震、4 個大地震(M_L>7.0)，釀成 85 人死亡、200 人重傷、1,000 餘人輕傷。地震分佈長達一百多公里，同時引發米崙、玉里與池上地震斷層的活動（圖 2-3）。

10 月 22 日凌晨 5 時 34 分、11 時 29 分與 13 時 43 分，在花蓮地區相繼發生 3 個強烈的災害地震(M_L=7.3，7.1，7.1)，台灣全島、澎湖與金門均有感，全省各地均有災情傳出。其中以花蓮市為最，市區塌屋達 40%，中華路之鐵軌受震彎曲達 250 公分。共造成 68 人死亡、106 人重傷、750 餘人輕傷，房屋全倒 2,382 棟。伴隨發生的米崙地震斷層由壽豐東北起，經花蓮市至七星潭入海，陸地上長度 7 公里，斷層性質為左移，東側地塊相對的向北移動並上昇，最大水平變位 2 公尺、垂直變位 1.2 公尺。11 月 25 日台東地震有兩個大地震。第一次地震（2 時 47 分）震央位於池上東方（23.125° N, 121.225° E)，震源深度 16 公里（Cheng *et al.*,1996)，由震源位置推算斷層出露地表位置應在池上斷層附近。第二次地震（2 時 50 分）震央位於玉里附近（23.275° N, 121.350° E)，震源深度 36 公里（Cheng *et al.*, 1996)，由震源位置推算斷層出露地表應在玉里斷層附近，此次地震並造成玉里地震斷層(Hsu,1962)。此兩次強烈災害地震(M_L=6.1，7.3)，造成 17 人死亡、91 人重傷、235 人輕傷，房屋大破 1,016 棟、小破 600 餘棟。玉里地震斷層從瑞穗以北向西南至玉里以南，長 43 公里，斷層東側上昇並向北移，最大水平變位 163 公分、垂直變位 130 公分。池上地震斷層與玉里地震斷層間隔 5 公里，以同走向經富里至錦園南方，長約 10 公里，與玉里地震斷層相同，均為左移斷層。該次地震的

地裂與斷層性質的關係如表 3-1(朱傲祖和游明聖，1996)。12 月 5 日 14 時 58 分在台東地區再發生有災害地震(M_L=5.8)，造成 3 人重傷、14 人輕傷，房屋全倒 33 棟、半倒 95 棟、受損 280 餘棟。

地震斷層面解仍是先採用野外觀測的地表地裂走向 N 32° E 為主要斷層面走向，由此便可由地震極性資料求出斷層傾角為 70° SE，側傾角則為 70° (Cheng *et al.*, 1996)。該震源機制象徵著主壓應力來自東南方菲律賓板塊的聚合，地震斷層性質為走向北北東朝東南傾斜的斷層面由東向西逆衝而上，並帶有左移分量。

表 2-1、1951 年台東地震地表破裂分布表(朱傲祖游明聖，1996)

編號	斷層名稱	出露位置	地裂走向	位移量，( ) 中為移動側	
				左移(公分)	上升(公分)
1	烏漏斷層	富興村	N 10° E		150 (E)
2	烏漏斷層	富興村	N 10° E		210 (E)
3	烏漏斷層	富興村	N 10° E	150 (N)	
4	烏漏斷層	富興村	N-S	161 (N)	136 (E)
5	烏漏斷層	大富	N 20° E		130 (E)
6	烏漏斷層	大富	N 10° E		200 (E)
7	烏漏斷層	大富農場	N 10° E		70 (E)
8	烏漏斷層	大富	N-S		200 (E)
9	烏漏斷層	大富	N 10° E		120 (E)
10	烏漏斷層	富源	N-S		80 (E)
11	烏漏斷層	富源	N 10° E		120 (E)
12	烏漏斷層	富源	N 20° E		150 (E)
13	鶴岡斷層	鶴岡	N 40° W		150 (NE)
14	斷層	馬蘭鉤溪	NE-SW		160 (E)
15	掃叭斷層	瑞美	N-S		
16	玉里東斷層北延	松蒲里	N 20° E		50 (E)
17	掃叭斷層	三民	N 25° E		
18	玉里斷層	玉里	N 10° E		60 (E)
19	玉里斷層	玉里	N 10° W		
20	玉里斷層	中正路	N 10° E		
21	玉里斷層	玉里國小	N 10° E	40 (N)	
22	玉里斷層	玉里國小	N 10° E		10 (E)
23	玉里斷層	玉里國小	N 10° E	30 (N)	

第三節 大地測量

一、 精密三邊與水準測量

台灣東部地震活動頻繁，地殼變形快速可期。因此，中央研究院地球科學研究所於 1981 年開始藉大地測量方法觀測現今地殼變動，即自被視為活動板塊邊界的台東縱谷著手。在縱谷北端的花蓮、中間的玉里、及南端的台東分別佈設三邊測量網跨越台東縱谷，以雷射測距儀量測測點之間的基線長變化。同一年也在東北部的宜蘭平原設立一個三邊網，其後每年定期實施重測。根據最初 3~4 次觀測資料，Yu and Lee (1986)已可靠估算水平應變率而獲知：宜蘭平原呈西北-東南向之伸張變形，顯示受沖繩海槽弧後伸張作用影響。花蓮地區有左移地殼運動，玉里、台東地區則主要呈壓縮變形；且最大縮短方向與由震源機制及第四紀地質資料估算的最大壓縮應力方向頗為一致。

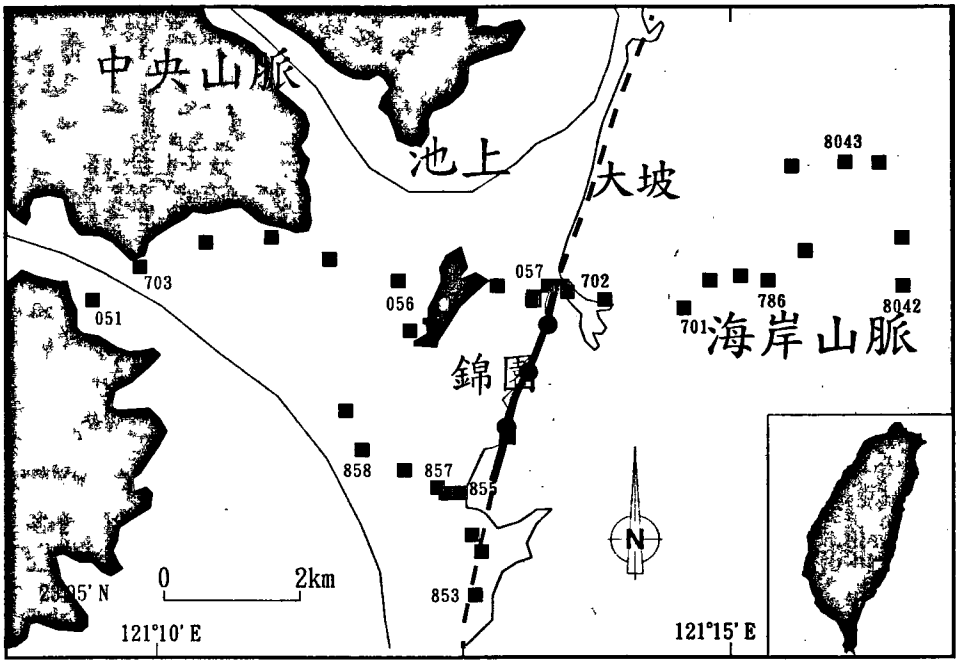
1984 年開始使用精密水準測量方法觀測台灣東部地殼垂直變動，沿著台東縱谷、東海岸公路及兩條橫貫海岸山脈的公路佈設一個花東一等水準網（Yu and Lee，1986）；並於 1984-1985 年及 1987 年分別完成兩次精密水準測量。Liu and Yu (1990)藉富岡驗潮站資料估算之平均地殼上升率，25 mm/yr，為基準，探討台灣東部的地殼垂直變動，結果顯示海岸山脈相對於縱谷之上升率達 3 cm/yr，東海岸則呈現 0-3.5 cm/yr 之不等上升率。

花東縱谷水準測線於 1984-1985 年施測完成後，將一些老水準點之高程與 1976 年施測成果比較，發現位於縱谷東側海岸山脈西緣的五個水準點相對於縱谷在 9 年內上升 7-16 cm，其中最大者位於玉里大橋東側，相當於平均上升率為 17.8 mm/yr（Yu and Lee，1986）。為進一步了解此快速垂直變動之原因，乃自 1985 年起先後在玉里、富里、池上及瑞穗等地佈設幾條橫跨縱谷的密集水準測線，其後三年內進行較頻繁的觀測。Yu and Liu (1989)分析此重複水準資料發現各測線都偵測到快速垂直變動，縱谷東側的海岸山脈相對於縱谷及西側的

中央山脈以 10-20 mm/yr 之速率穩定而持續地上升。上升率最大處位於富里附近，並向南北兩側遞減。玉里大橋及池上大坡國小兩條更密集的水準資料顯示大部分的垂直變動發生在寬度小於25 m的狹窄地帶（圖 2-4），故研判此係斷層的垂直潛移所致，而活動中的縱谷斷層即通過此二急遽變動的地點。三邊測量資料則指示此處的縱谷斷層也有兼具左移及聚合分量的水平潛移，因此推斷自瑞穗向南延伸至池上，長約 50 km 的縱谷斷層中段有顯著垂直與水平潛移現象。

Yu *et al.*, (1990)將 Matsu'ura *et al.*, (1986)的無震地殼變形錯位模式加以延伸，使其能綜合三邊與水準資料以解釋台東縱谷地區因弧陸碰撞作用造成的三維變形，藉非線性逆推法推求縱谷斷層的一些參數及其兩側地塊相對速度。結果顯示縱谷斷層的鎖住效應很弱，僅最淺部一小段有較大摩擦阻力，其餘部分的斷層兩側幾乎可自由滑動；故推論現在縱谷斷層的活動可能以無震滑移(aseismic slip)為主。海岸山脈相對於中央山脈有順時針轉動，前者相對於後者的水平速度達 3 cm/yr（圖 2-5)，顯示 Seno *et al.*, (1977)估計的板塊聚合率(7 cm/yr)約有 40% 集中於寬僅 2-7 km 的台東縱谷附近，證實縱谷斷層確為活動之重要板塊邊界，其運動兼具左移與逆衝分量。

根據 1983-1990 年台東地區的 9 次重複三邊測量所得邊長變化資料，Yu *et al.*, (1992)指出，地面位置大致沿海岸山脈西緣的縱谷斷層，在經過利吉村西邊後，可能由原先的北北東走向漸轉為東南向，通過台東大橋，並沿貓山東邊的卑南大溪河谷進入菲律賓海(圖 2-6)；現今此處的縱谷斷層活動以無震的左旋平移為主。重複水準測量資料顯示跨越斷層處並無顯著的地殼垂直變形。由整個測網的平均主應變率獲知最大縮短方向為 110°（自正北順時針量度之方位角)，與 Barrier *et al.*,(1982)根據卑南山礫岩微構造分析所得最大壓縮應力方向(105°)極為接近；指示台東縱谷南段之大地應力方向至少自第四紀以來即無顯著改變。卑南山礫岩區所在的地塊現在仍沿其長軸向伸長中，台東海岸平原的貓山和鯉魚山可能屬此同一地塊。



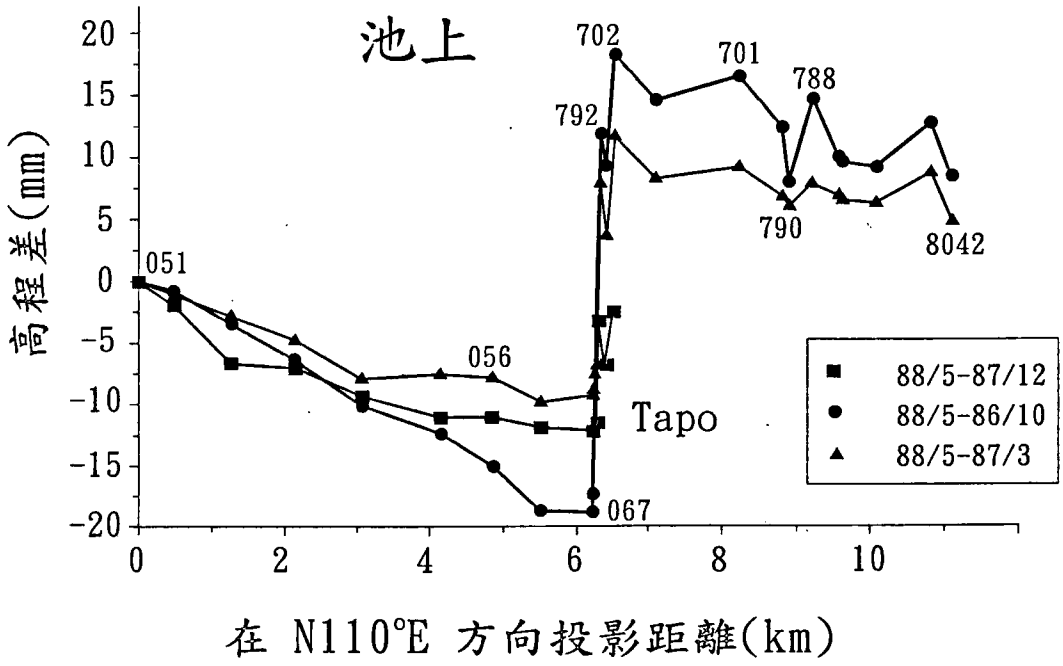


圖 2-4、池上水準測線（上圖）及1986年10月至1988年5月各水準點相對於BM051之高程變化（下圖）（摘自 Yu and Liu, 1989）。

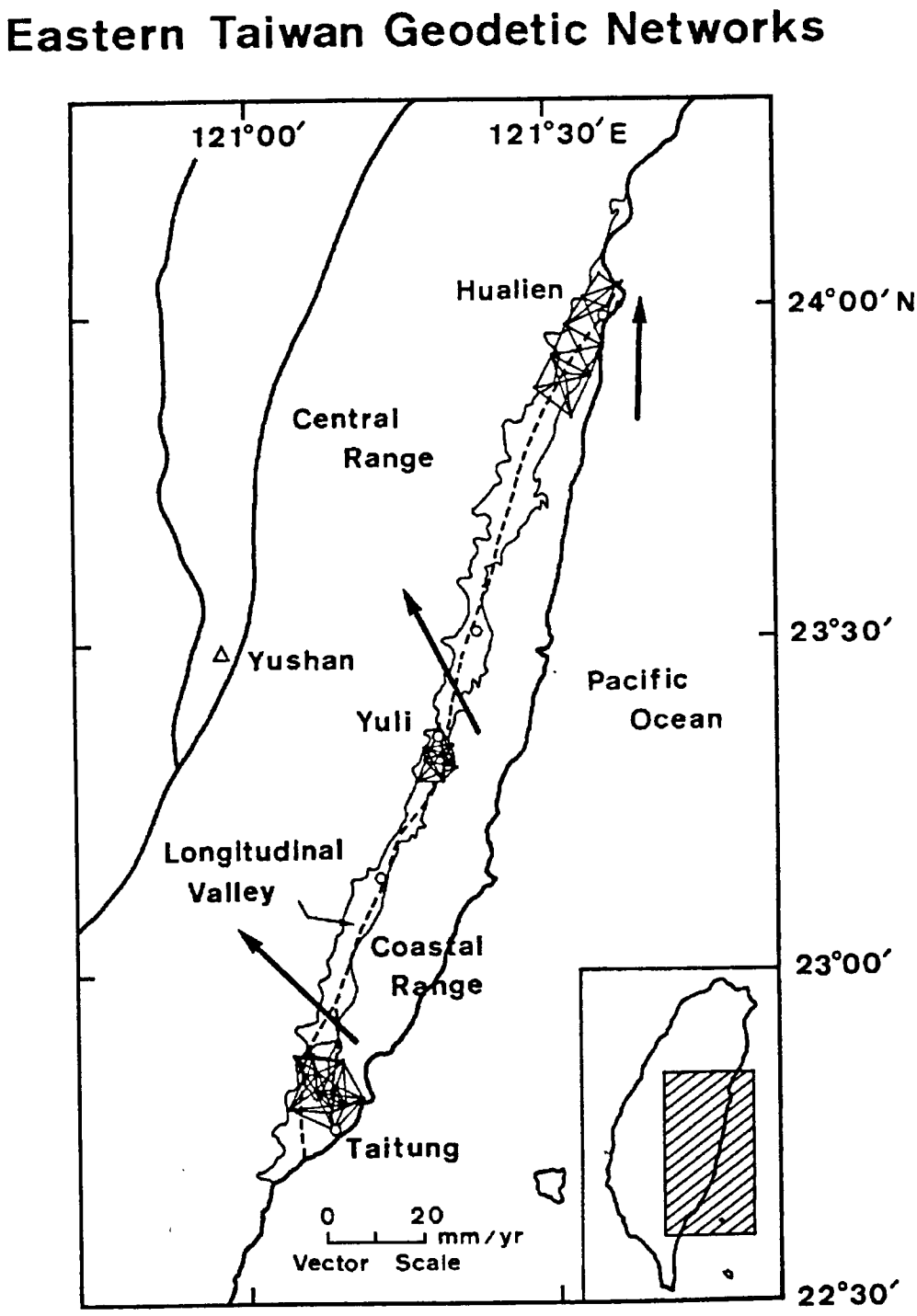


圖2-5、海岸山脈相對於中央山脈之水平速度(摘自 Yu *et al.*, 1990)

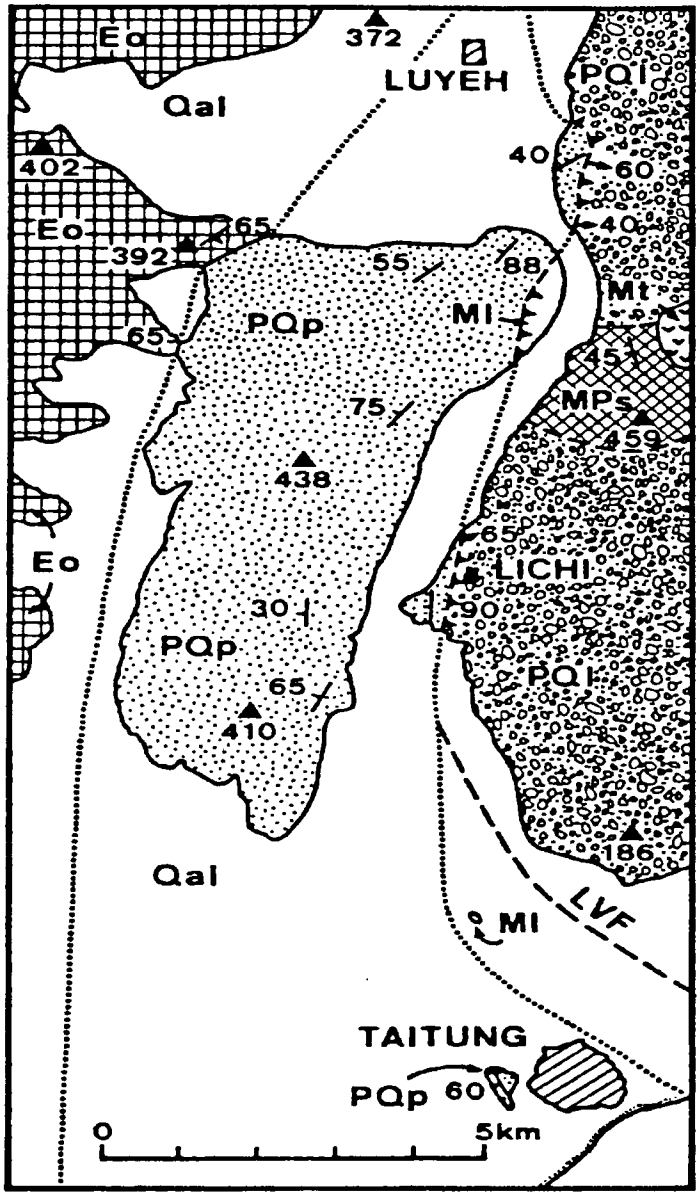


圖2-6、台東縱谷南段地質圖，點線爲York(1976)推測之縱谷斷層線，虛線爲Yu *et al.* (1992)提出之縱谷斷層線(摘自Yu *et al.*, 1992)

二、 GPS 衛星測量

傳統的大地測量方法須測點之間相互通視，施測時常受地形及天候影響；儀器的觀測極限亦僅 10 km 左右；因此，台灣東部的三邊測量網難於有效擴展。幸而 GPS 衛星測量技術在 80 年代末期快速發展，此項新的衛星測地學工具隨即被廣泛應用於地體動力學之研究。1989 年，涵蓋台灣全島及近海主要離島的「台灣 GPS 測網」佈設完成(見圖 2-7)；中央研究院地球科學研究所首先應用 GPS 測量方法於 1990 年 3 月開始觀測研究台灣地區的地殼變形。其後除 1992 年外，都每年進行一次全面重測。

根據 1990-1994 年南台灣 78 個測站的 5 次 GPS 觀測資料，Yu and Chen (1994)初步探討台灣弧陸碰撞帶的地殼水平變形，測網涵蓋寬度廣達 270 km。結果顯示：現在活動中的弧陸碰撞作用造成的變形帶寬度達 200 km 以上(圖 2-8)；西部濱海平原、西部麓山帶東側及海岸山脈有輕微至中度變形，觸口斷層沿線附近有 0.51-1.65 μstrain/yr，方向 100°-120°的顯著縮短率，具孕育大地震潛能。台東縱谷地區仍有極高的應變率，最大縮短方向為 109° -133°，縮短率為 3.2-6.1 μstrain/yr；如先前由三邊測量資料(Yu *et al.*, 1986; Yu *et al.*, 1990; Yu *et al.*, 1992)所獲知，主要是縱谷斷層的無震滑移所致。

Yu *et al.*, (1997)根據 1990-1995 年「台灣 GPS 測網」4-6 次觀測及 9 個連續記錄固定站資料估算的平均基線長變化率，以最小二乘平差法計算各 GPS 測點相對於位在中國大陸邊緣之澎湖白沙的運動速度；此由 GPS 觀測之台灣地區速度場清楚顯示現今地殼運動及變形型態(圖 2-7)。在台灣東部豐濱以南的海岸山脈、綠島及蘭嶼的速度向量大小為 56-82 mm/yr，呈 306°-322°之方向。反之，豐濱以北的海岸山脈測點速度則急遽減小為 11-24 mm/yr，方向 326°-348°；此可能斜切海岸山脈北段的 NE-SW 走向逆斷層運動所致。在縱谷中段及南段主要沿著縱谷斷層的 3 cm/yr 無震滑移量，可能有一部份已轉移至此等斜切海岸山脈北段的逆斷層。跨越台東縱谷，速度大小有 30 mm/yr 的不連續變化，運動方向亦有顯著改變。

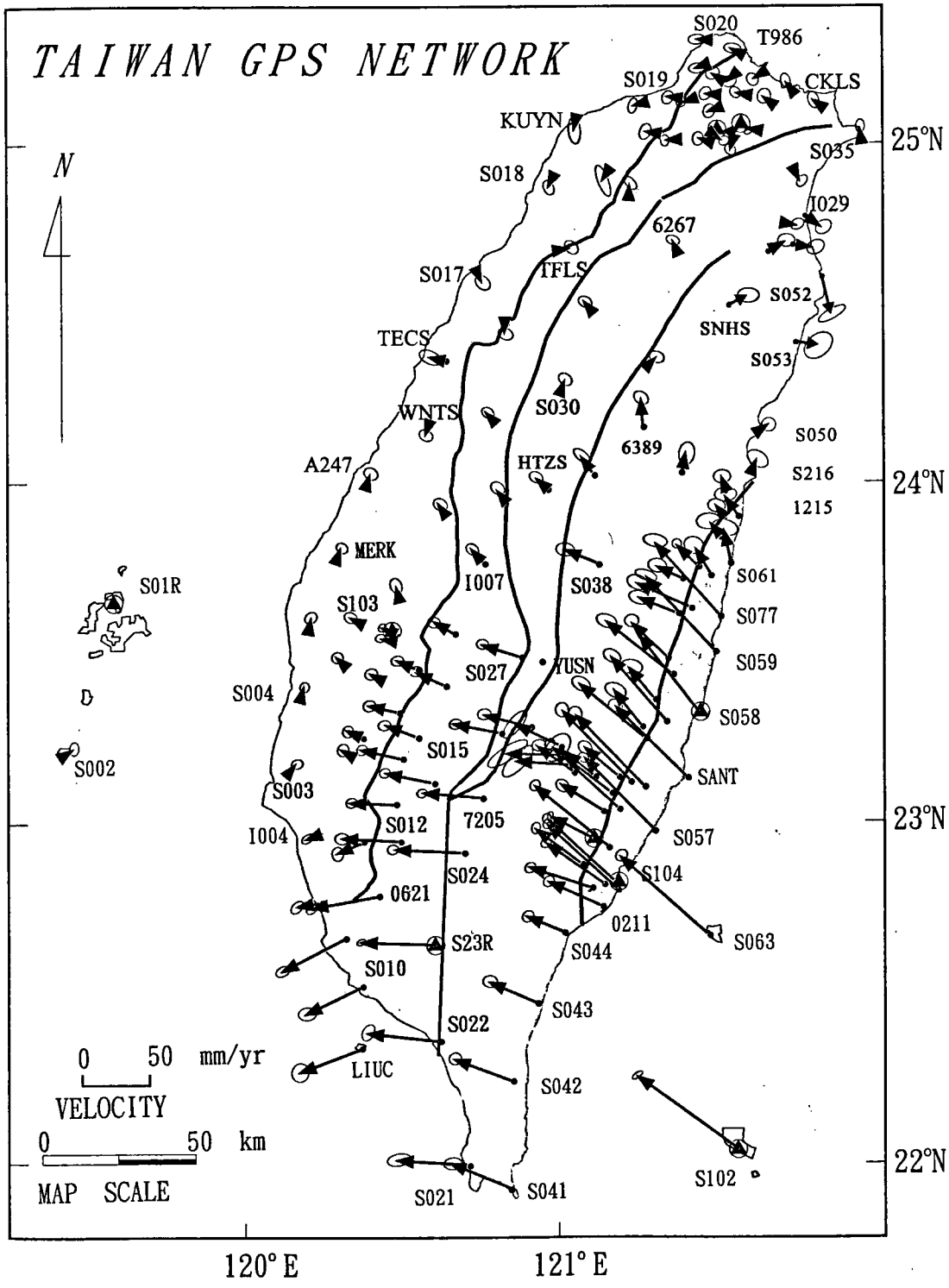


圖 2-7、台灣 GPS 測網相對於澎湖白沙 (S01R) 之相對速度向量，箭頭端代表 95% 可信度誤差橢圓 (摘自 Yu *et al.*, 1997)

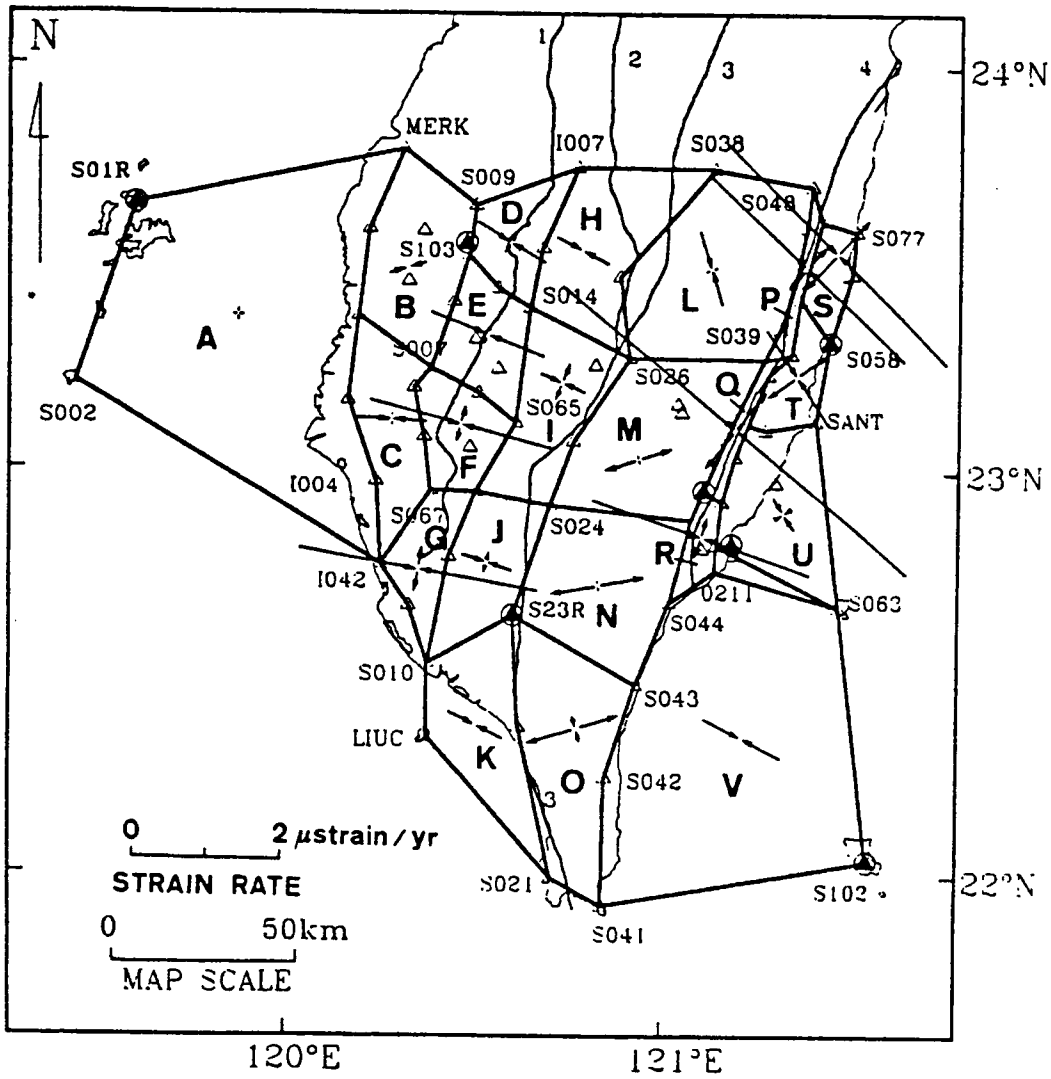


圖 2-8、1990-1994 年南台灣 GPS 測網 22 分區之平均主應變率，箭頭相向表縮短，相背表伸張（摘自 Yu and Chen, 1994）。

第四節 大坡至錦園地區非地震潛移變形活動

花東縱谷為中央山脈歐亞大陸板塊及海岸山脈菲律賓海板塊間狹長谷地，亦為兩板塊縫合線。菲律賓海板塊每年以約7公分的速率向歐亞大陸板塊聚合，在兩板塊邊緣形成許多地震活動，地震網顯示臺灣地區地震帶的分布，與板塊邊界密切嵌合。地震活動頻繁及非地震性地表破裂現象，正說明花東縱谷為活動板塊聚合作用的產物。臺東縣池上鄉大坡及錦園地區地上建築物發生非地震地表破裂現象，累積過去數年觀察及在三個地點實地測量，結果顯示自1990年迄今，大坡地區每年平均位移3公分；過去三年，大坡南方錦園每年平均位移1.8公分；大坡與錦園間的位移量平均超過2.5公分(圖2-9)。此三處非地震地表破裂現象均以逆衝斷層及斜移斷層的形式破裂，位移的方位由N100E至N160E。其與台東縱谷斷層從大地測量計算所得之位移方位及位移量大致吻合(N146，20mm/yr)。大坡至錦園間三處破裂地點成直線排列，長約4公里，往北延長通過有地震地表破裂的富里。地震地表破裂及非地震地表破裂均為花東縱谷活動斷層所呈現的現象。

池上斷層位在池上東方，由航照圖上可明顯的判釋出由石牌村沿N 20° E 走向，經堵港埠、大坡村、錦園村至萬安村西南方，長達 12 公里的一條線形，是臺東縱谷斷層帶內最長的一段活斷層。由該地區的地形等高線圖發現此斷層東側較西側上升約 2 到 15 公尺。徐鐵良（Hsu, 1962）由其具有非常直的急崖，且分布在卑南大溪和秀姑巒溪分水處的東岸，而西岸並無相對應的地形，排除其為河川所形成，再加上崖下有一疑似斷層湖的大坡池，而推斷為活動斷層。

1951 年玉里－池上地震的地震斷層線經過富里國小、池上鄉之慶豐村、錦園村（楊蔭清, 1953）等池上斷層上的結構物都受到損壞。1951 年玉里－池上地震的第一次地震（02:47）與 1992 年成功地震的震央皆十分接近池上斷層。尤其是該兩次地震發生時，池上斷層周圍如富里、學田、慶豐、錦園、萬安等地的民宅損壞均十分嚴重。

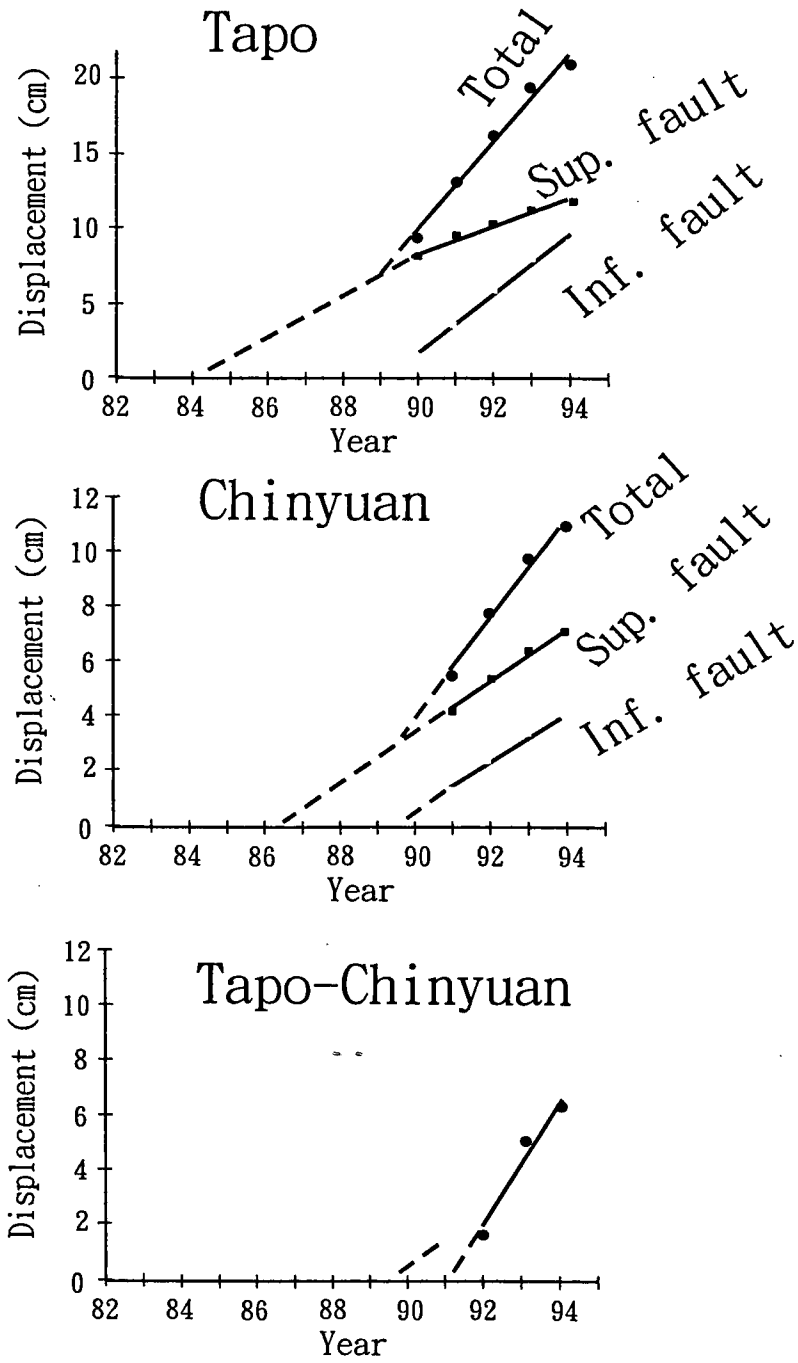


圖 2-9、臺東縣池上鄉大坡及錦園地區地上建築物發生非地震地表破裂現象，結果顯示自 1990 年迄今，大坡地區年平均位移 3 公分；大坡南方錦園年平均位移 1.8 公分；大坡與錦園間的位移量平均超過 2.5 公分（摘自 Lee , 1994）。

在富里以南的富池橋東方約 200 公尺的鱉溪南岸可以發現位態為 N 20° E／60° SE 的斷層露頭（圖 2-10）。斷層東側為層面近乎直立的青灰色利吉層，斷層以西的岩層則可分為上、下兩層，下層以約 5 公尺厚，淘選不佳的沖積層為主，礫石主要來源為中央山脈的板岩、千枚岩等變質岩，位態為 N 30-40° E／50-64° SE，層位可對比於卑南山礫岩；上層則為 1 至 2 公尺厚的河階礫石層，岩層近乎水平。斷層則由東向西逆衝而掩覆在全新世的礫石之上，顯示活動的時間在全新世礫石沈積之後。由斷層擦痕研判出的主壓應力方向為 135°，代表這些露頭均受到現今之板塊聚合方向的擠壓。位於大坡村北方，大坡國小旁的河岸，曾發現活動斷層的露頭，東側的為青灰色利吉層與西側位層接近水平的河階礫石層以斷層接觸（楊貴三, 1986）。

臺東縣池上鄉東方之大坡村及東南方之錦園村地區，圳溝、河堤、民宅、曬穀場等建築物均受斷層切割而破裂。累積過去數年的觀察及實地測量，顯示受到水平方向壓縮性大地應力的作用。建築物破裂的斷面，位移方向及性質與花東縱谷斷層相若。

1982 至 1984 年間，池上通往大坡社區的橫跨斷層崖的道路的護坡牆有非地滑引起的破裂(Barrier and Chu, 1984)，此護坡牆之破裂(圖 2-11)為往西逆衝斷層，同時漿砌卵石駁坎上的塑膠排水管受擠壓而強烈變形。護坡牆 1985 年重建，1987 年在同一地方發生同樣性質之破裂，圖 2-9 呈現此破裂訖 1994 年所累積的位移。1990 年，中央研究院、台灣大學土木工程系、經濟部中央地質調查所與法國巴黎第六大學在護坡牆破裂面左右兩側牆面均釘上鋼釘，設置小型三角測量網，每年測量一次，在量測期間內，該網每年持續穩定的有將近 3 公分的錯移量（Angelier *et al.*, 1997），顯示破壞的一致性與累積性。1994 年時護坡再度因破壞嚴重而敲掉重建，且以混凝土預鑄框格覆蓋，以致這些現象目前已無法看到。

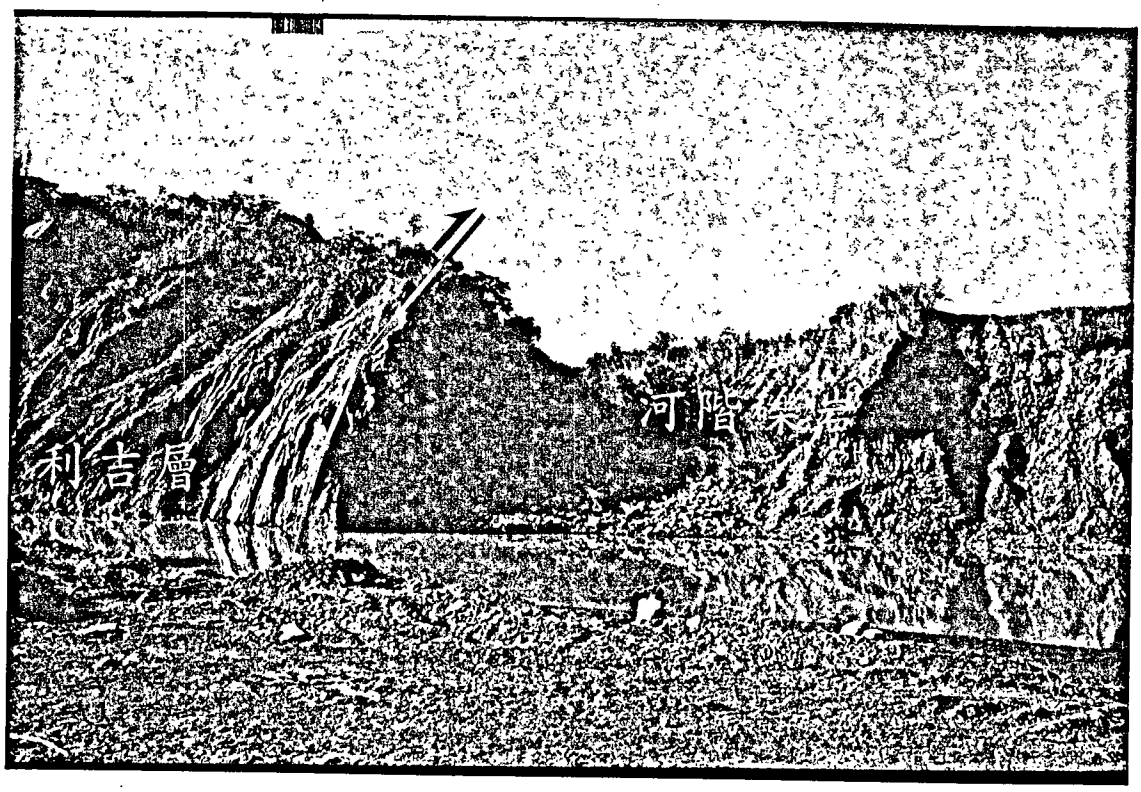
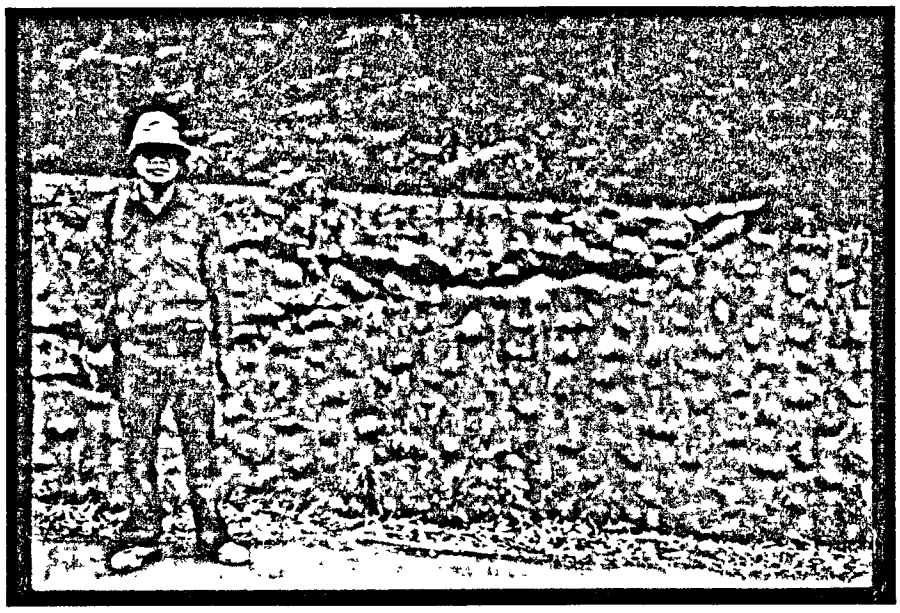


圖2-10、富里以南的富池橋東方約200公尺的鯊溪南岸可以發現位態爲N20° E／60° SE的斷層露頭。斷層東側爲層面近乎直立的青灰色利吉層，斷層以西的岩層則可分爲上、下兩層，下層以約5公尺厚，淘選不佳的沖積層爲主，礫石主要來源爲中央山脈的板岩、千枚岩等變質岩，位態爲N 30-40° E／50-64° SE，層位可對比於卑南山礫岩；上層則爲1至2公尺厚的河階礫石層，岩層近乎水平。斷層則由東向西逆衝而掩覆在全新世的礫石之上，顯示活動的時



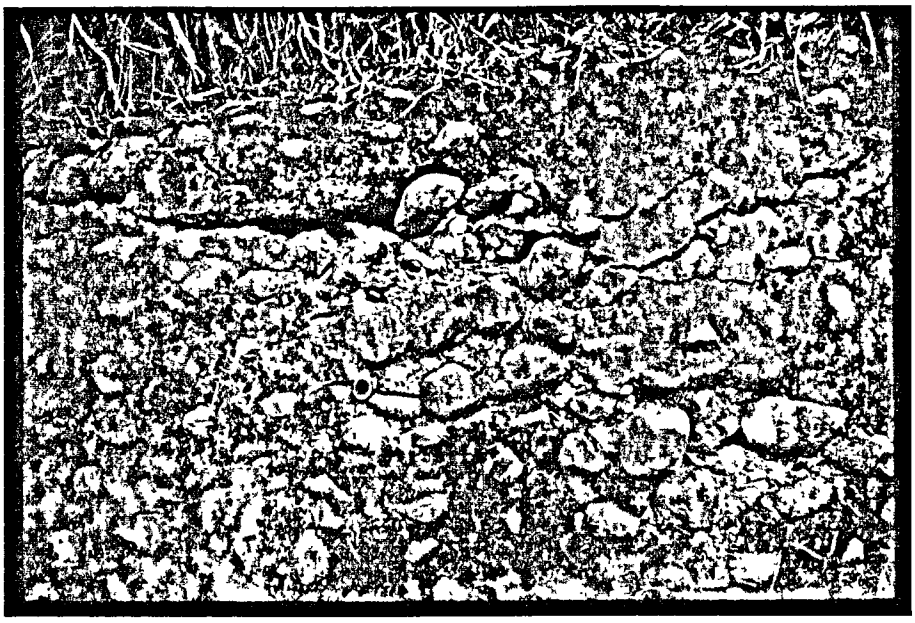


圖2-11、池上通往大坡社區的橫跨斷層崖的道路的護坡牆有非地滑引起的破裂，此護坡牆之破裂爲往西逆衝斷層，同時漿砌卵石駁坎上的塑膠排水管受擠壓而強烈變形。

自1991年起，對於可能為非地震地表破裂之建築物，在台東縱谷間設有鋼釘三角測網或鋼釘測線共有十多處，其中以大坡社區護坡牆，距大坡社區南方4公里錦園社區之圳溝及大坡與錦園間之圳溝所設之鋼釘三角測網之變形量最為顯著。自大坡往南向錦園的公路西側，錦園村 161 號旁的水泥圳溝上發現有由西向東擠壓的破裂面，破裂面所經過的塑膠水管嚴重扭曲、破裂。發現該地區在量測期間內每年均有 1 到 3 公分不等的縮短量，表示斷層持續而穩定的活動。在三年半內（1990-1994）錯動 7.5 公分，平均每年有 2.1 公分的錯移量（Angelier *et al.*, 1997）。

往南到了錦園地區（圖 2-12），是潛移現象最活躍的地區。由於新開園 76 號與 74 號自 1951 年地震破壞後只做局部的增建，地震破壞現象保留得十分完整。房屋傾斜、門檻扭曲（圖 2-13）、三合院中曬穀場地表如波浪狀的起伏，大廳拱起，門前台階破裂，由於推擠作用造成木製門框斷裂，磚牆破壞，倉庫地面破裂、籬笆錯動（圖 2-13），是潛移破裂現象最活躍的地區。由 74 號北方圳溝發現除了護坡的漿砌卵石牆面破裂外（圖 2-14），地表水泥的受擠壓拱起，破裂面經過的塑膠水管嚴重扭曲、破裂（圖 2-14），均反應出池上斷層的活動性。在此設的小型三角測量網量測期間內每年都有 1 到 2 公分的縮短量。整體而言，該小型測網在六年內（1988-1994）有 11.4 公分的位移，平均每年有 1.9 公分的錯移量（Angelier *et al.*, 1997）。由這三個測量網在近十年內縮短之方位及位移量與台東縱谷斷層相若，池上斷層目前仍十分活動。

我們比較位移量與大地測量分析的資料(1983-1988 年，縱谷斷層每年水平位移約 2.0 公分)，發現不同比例尺研究觀測法分析的結果，大體上相當吻合，表示縱谷間變形活動集中於此狹長活動斷層，而且活動一直持續，潛移速率也相當穩定。實地測量地表破裂，發現花東縱谷活動斷層在池上鄉大坡至錦園一帶，有非地震潛移活動；位移方

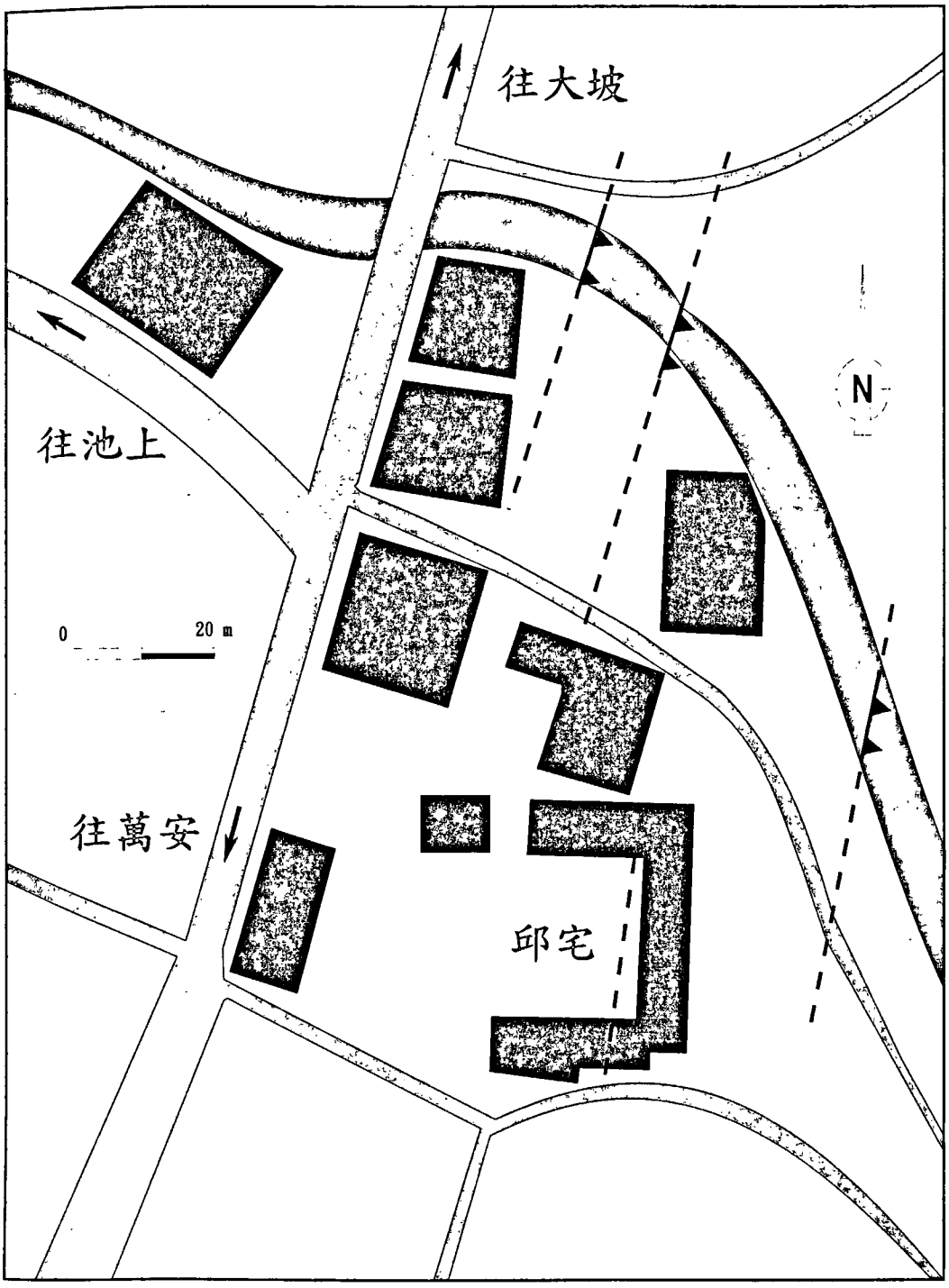
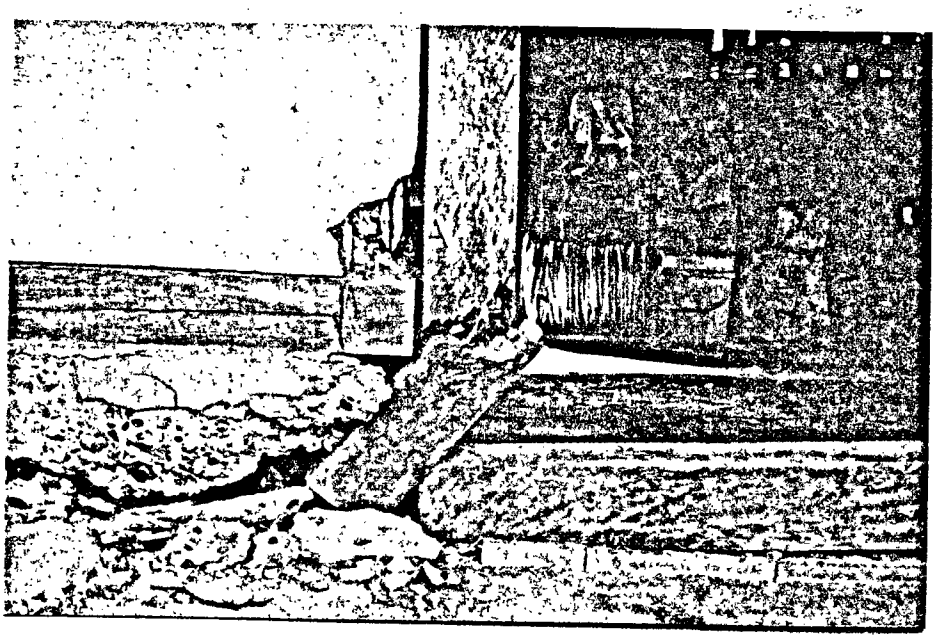


圖2-12、錦園地區地上建築物發生非地震地表破裂現象。
(修改自朱傲祖與游明聖，1997)



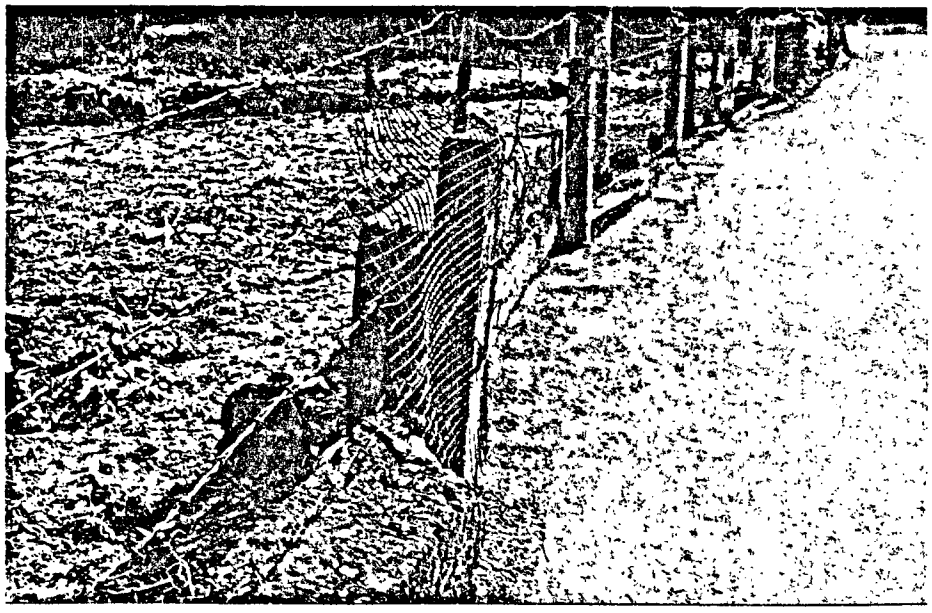


圖2-13、 新開園 76 號與 74 號是潛移現象最活躍的地區。可以發現房屋傾斜、門檻扭曲、三合院中曬穀場地表如波浪狀的起伏，大廳拱起，門前台階破裂，由於推擠作用造成木製門框可斷裂，磚牆破壞，倉庫地面破裂、籬笆錯動。

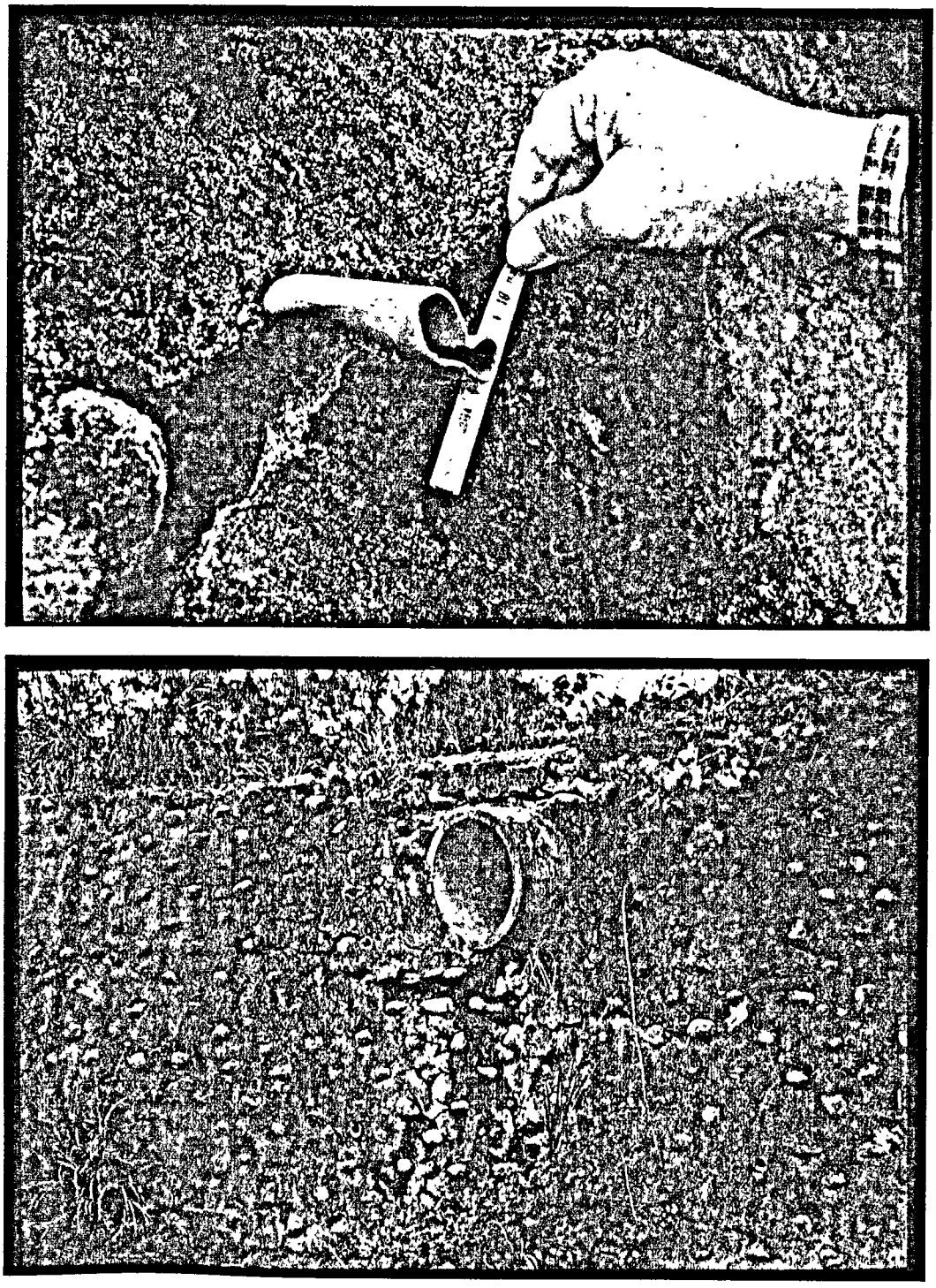


圖2-14、 錦園地區北方圳溝發現除了護坡的漿砌卵石牆面破裂外，地表水泥的受擠壓拱起，破裂面經過的塑膠水管嚴重扭曲、破裂，均反應出斷層的活動性。

位顯示此活動斷層為逆衝擠壓斷層，並有左移分量，位移速率平均每年 2-3 公分。從板塊聚合速率(每年約 7 公分)來看，此活動斷層帶寬十數公尺，約吸收菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊聚合量的 30%至 40%。

第五節 現地應變記錄器

從過去幾年的研究來看，台灣東部池上斷層是個相當罕見的活斷層範例，在野外露頭上，不但可以明顯觀測到斷層活動的定性證據，同時在大地測量定量的分析上，也表現有明顯的活動滑移量。因此池上斷層提供了一個極佳的素材來瞭解板塊縫合帶斷層的活動情形、活動特性及斷層之演化。在過去十年來的研究顯示，池上活斷層每年有持續性 2~3 公分的位移量。以往的測量研究多半是每年一次，只能得到年位移平均量。然而此活斷層之活動性究竟在時間軸上有否微變化量（如季節、微震等因素所造成），必須以更精密之量測，如現地應變記錄器，予以詳細之量度，如每星期記錄數次，來了解活斷層之活動性質。

中央研究院地球科學研究所等單位(1999)在池上附近活斷層地區裝置了現地應變記錄器圖（圖 2-15）。根據過去研究的活斷層分佈及活動性質，分別在大坡國小裝置了兩部、錦園村裝置了三部應變記錄器。裝置完成後，即每一至二天記錄一次現地累積應變量。從半年來(1998 年 8 月至今）的記錄來看，可得到以下初步結果：(1)大坡國小的兩部應變記錄器，半年來記錄了約 11 公厘的縮短量；(2)錦園村的三部應變記錄器，半年來記錄了約 3．5 公厘的縮短量；(3)整體來看，從 1998 年 8 月到 10 月，斷層的活動雖有起伏，但有明顯持續活動的趨勢，而從 1998 年 11 月開始，斷層的活動有減緩乃至於停滯的趨勢；(4)錦園村的記錄相對於大坡國小，地殼應變或斷層活動的上下起伏較大（圖 2-16）。

在過去半年來，大坡國小的活斷層以每年 22 公厘的縮短速率持續

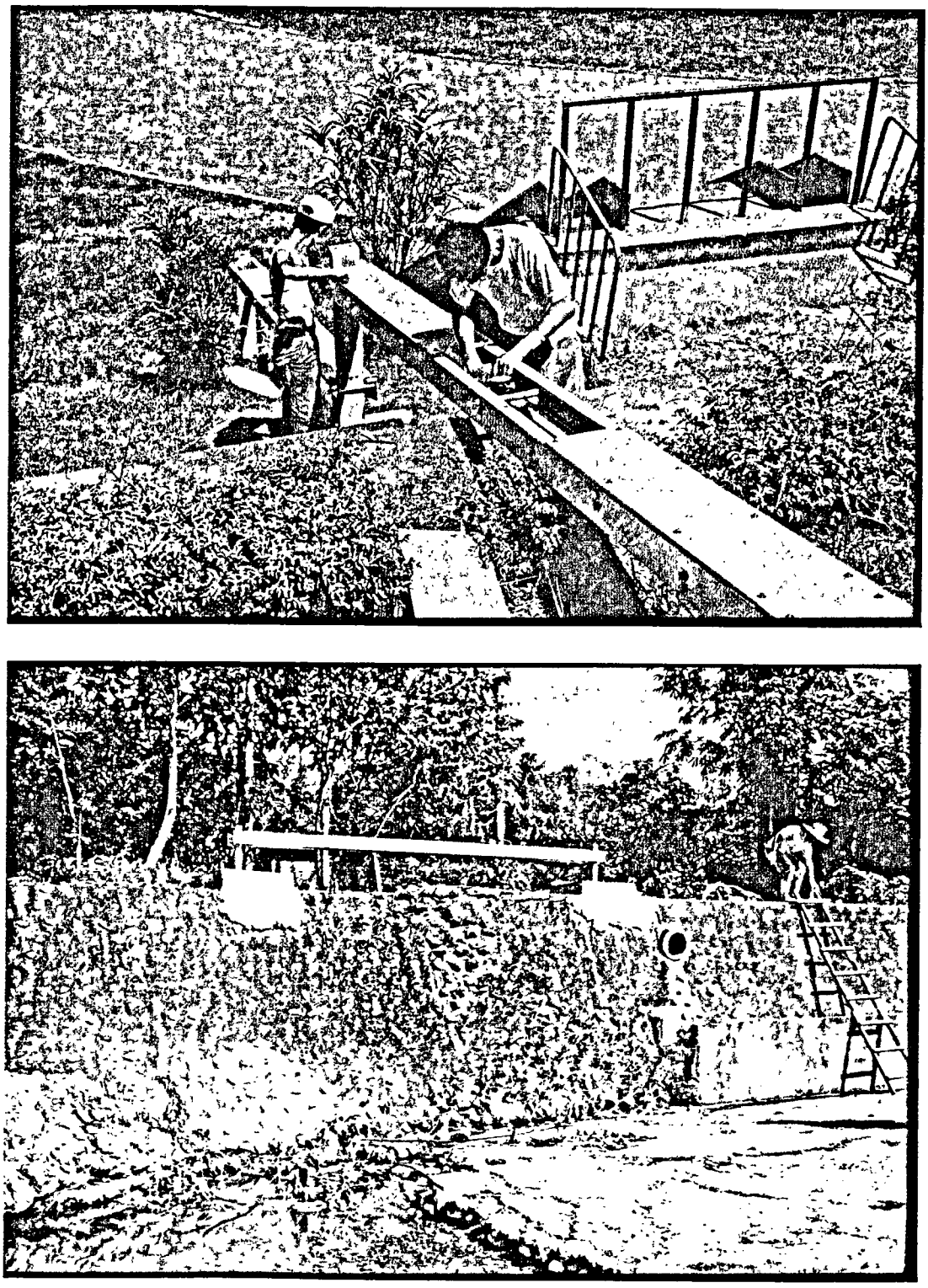
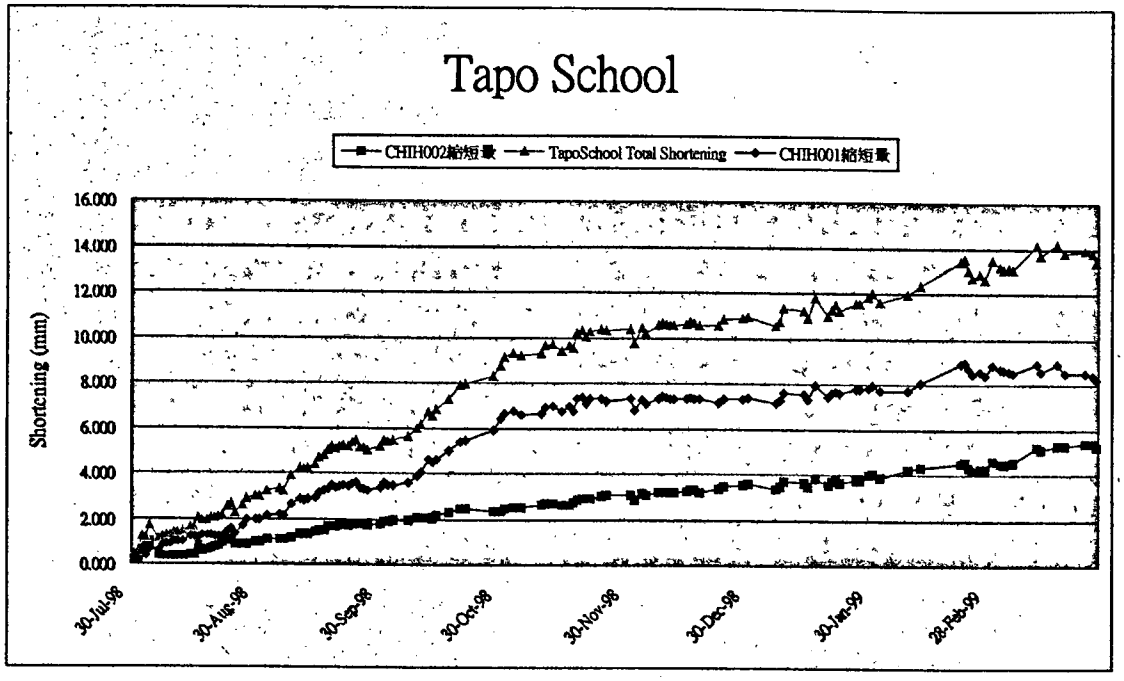


圖2-15、爲研究的活斷層分佈及活動性質，李建成等人(1999)分別在大坡國小裝置了兩部、錦園村裝置了三部現地應變記錄器。



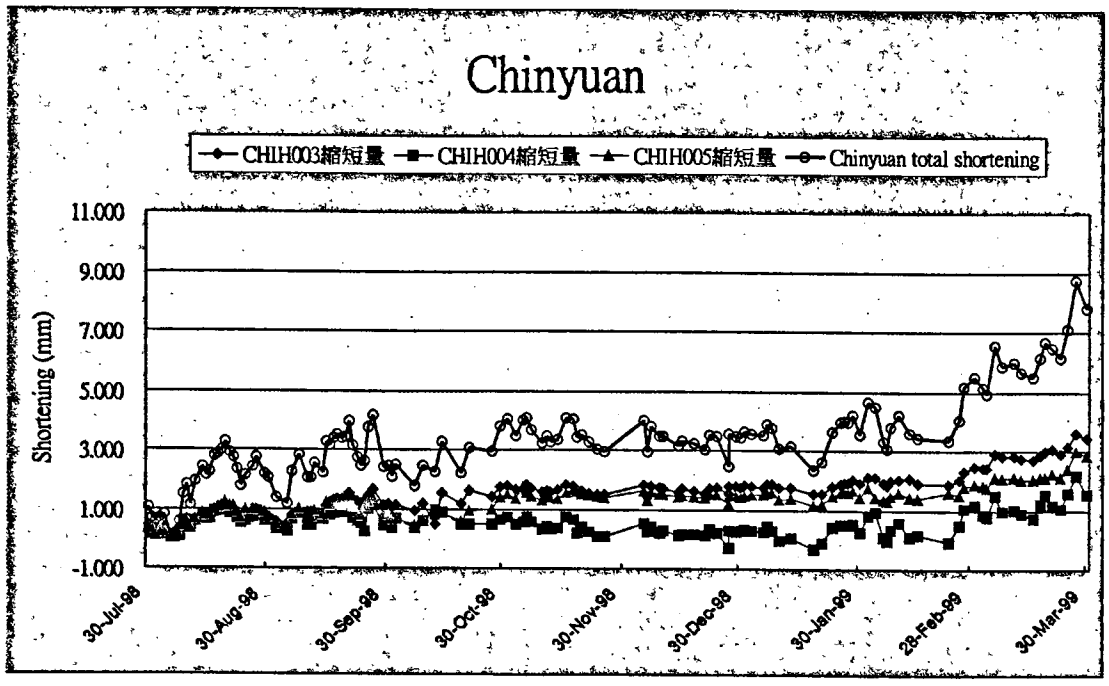


圖2-16、大坡國小和錦園村現地應變記錄器觀測結果。

潛移活動，而錦園地區過去活動的三條斷層的總縮短速率約為每年 7 公厘。從已有的現地應變記錄與過去數年的資料（野外露頭觀察及大地測量）相比較，大坡國小的活斷層與過去數年來的活動速率相去不遠；錦園則有不少的差異。大坡國小與錦園地區相距約 2 公里，同屬於池上活斷層系統，地殼變形量不至於相差太多。由於目前現地應變只有半年的記錄，還無法與大地測量及野外露頭量測相比較。對於以上現象的原因，目前尚不清楚，可能的解釋包括錦園地區正在發展新的活斷層、大坡國小可能有邊坡重力滑移的效應、應變記錄器的誤差等。

縮短速率在 1998 年 11 月以後有顯著的減緩甚至停滯，對於此現象的原因，目前還不清楚，可能的解釋如斷層活動有週期性的變化、斷層活動受到環境的影響（如雨水）等。必須要有更長期的應變觀測資料，同時配合其他相關資料，才能有更進一部的認識。