

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。

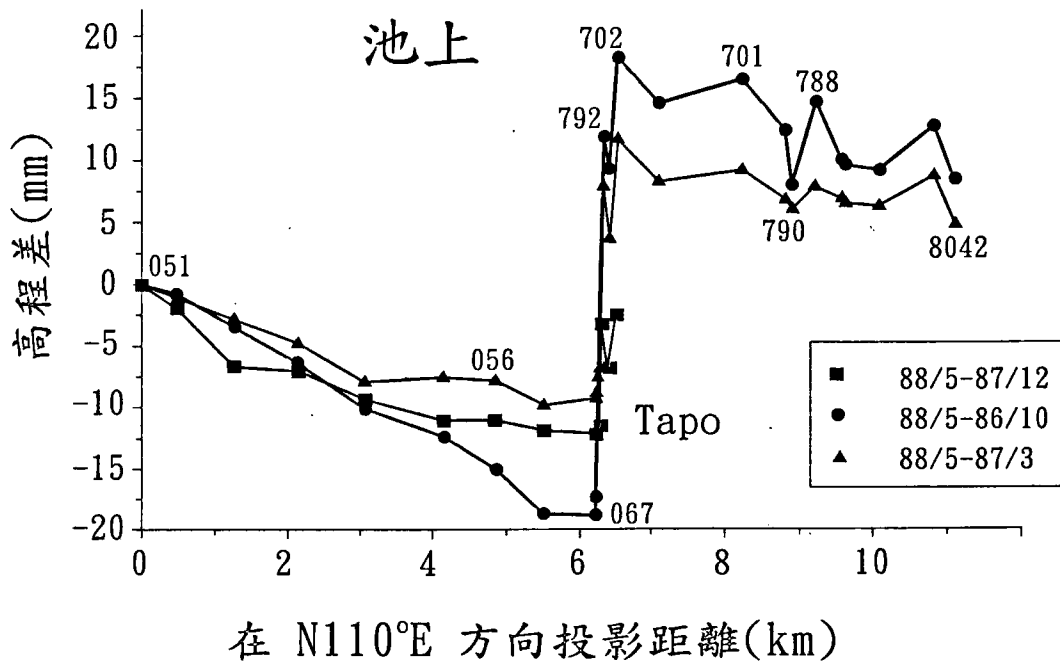
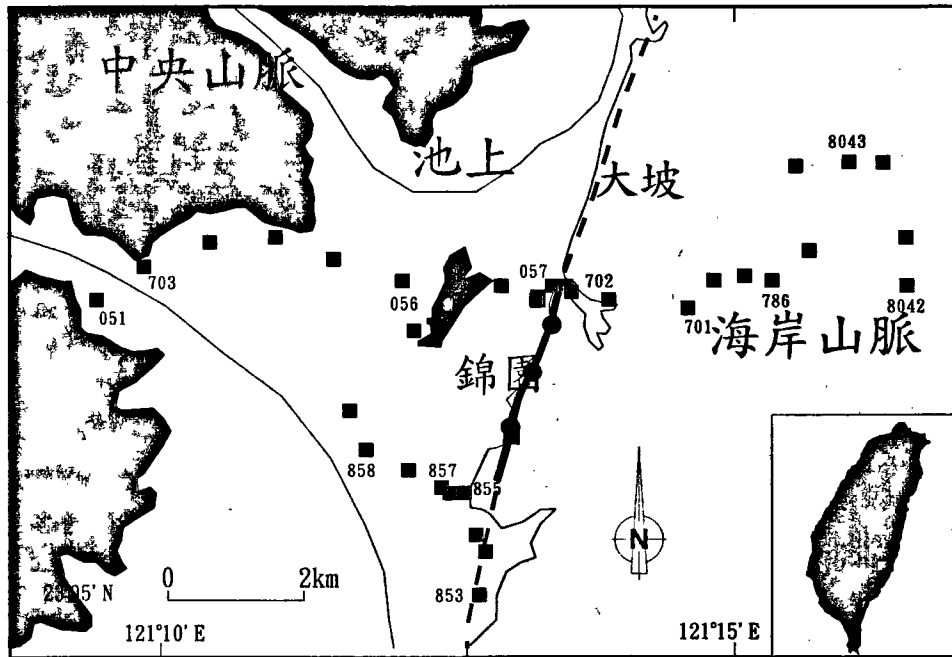


圖 2-4、池上水準測線 (上圖) 及 1986 年 10 月至 1988 年 5 月各水準點相對於 BM051 之高程變化 (下圖) (摘自 Yu and Liu, 1989)。

Eastern Taiwan Geodetic Networks

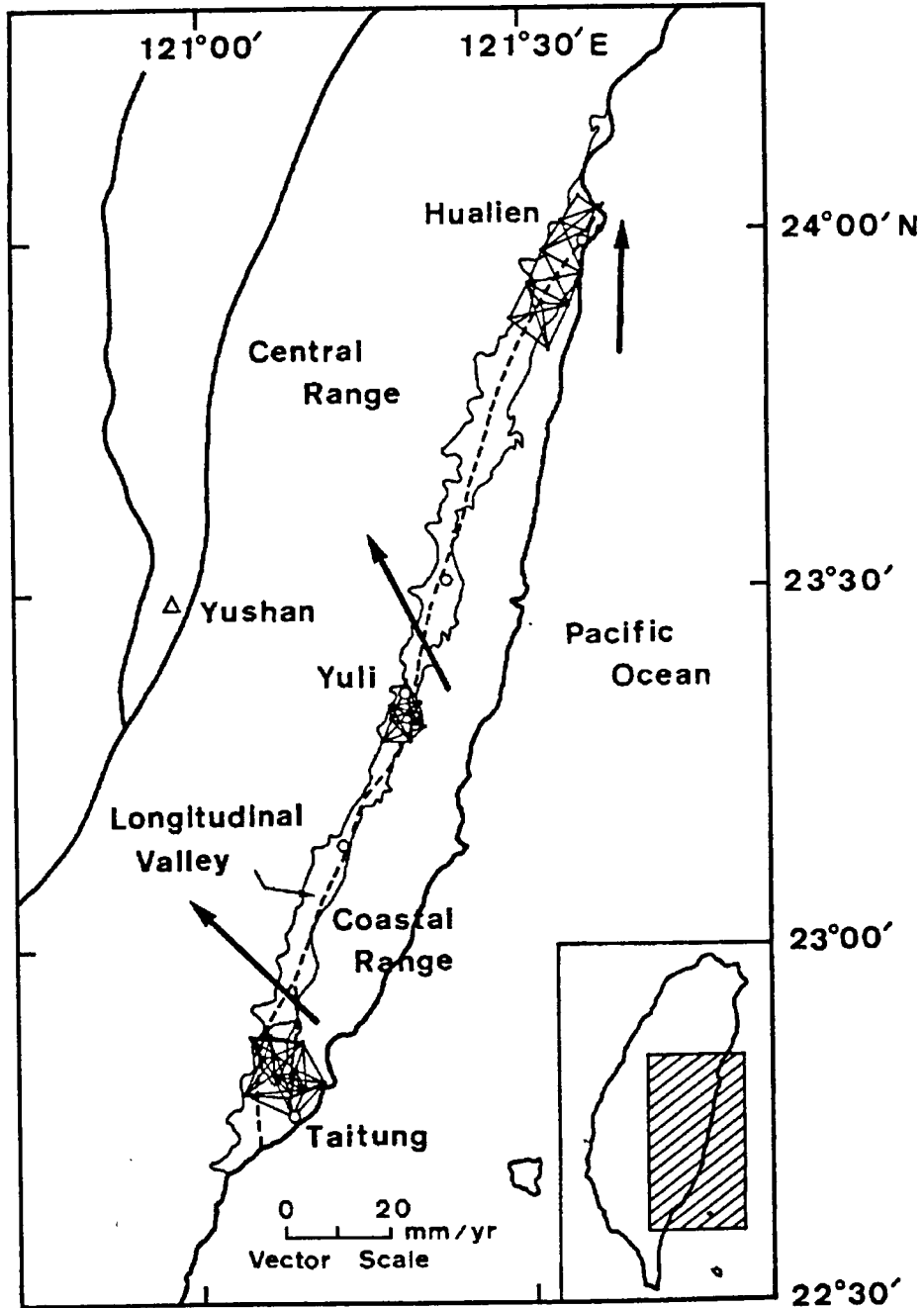


圖2-5、海岸山脈相對於中央山脈之水平速度(摘自 Yu *et al.*, 1990)

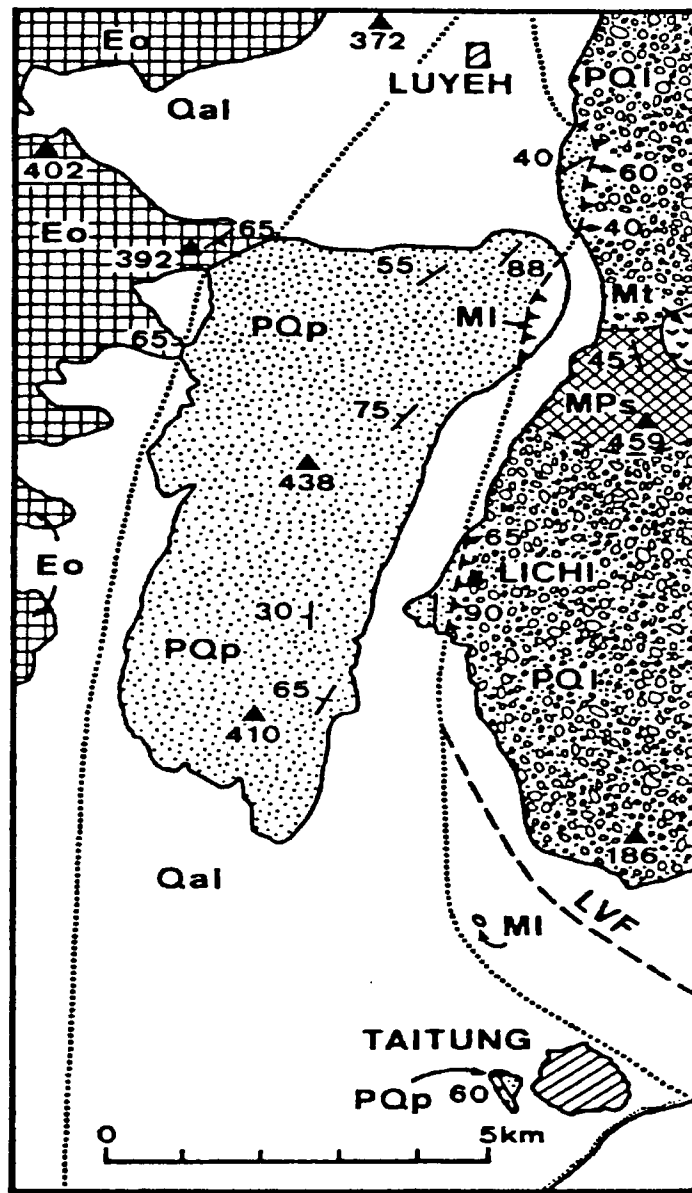


圖2-6、台東縱谷南段地質圖，點線為York(1976)推測之縱谷斷層線，虛線為Yu et al. (1992)提出之縱谷斷層線(摘自Yu et al., 1992)

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 $0.51-1.65 \mu\text{strain/yr}$ ，方向 $100^\circ-120^\circ$ 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 $109^\circ-133^\circ$ ，縮短率為 $3.2-6.1 \mu\text{strain/yr}$ ；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 $56-82 \text{ mm/yr}$ ，呈 $306^\circ-322^\circ$ 之方向。反之，豐濱以北的海岸山脈測點速度則急遽減小為 $11-24 \text{ mm/yr}$ ，方向 $326^\circ-348^\circ$ ；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。

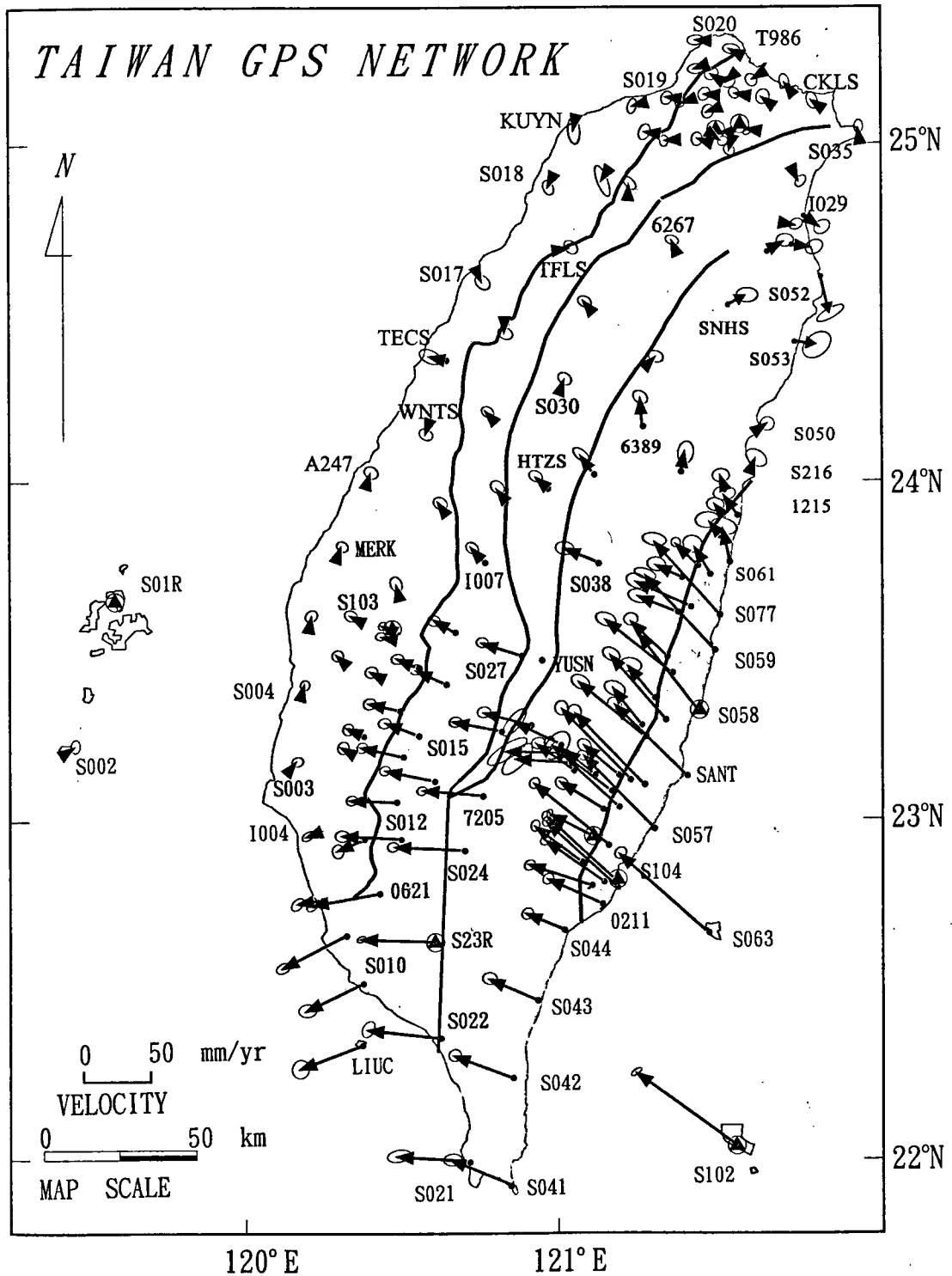


圖 2-7、台灣 GPS 測網相對於澎湖白沙 (S01R) 之相對速度向量，箭頭端代表 95% 可信度誤差橢圓 (摘自 Yu *et al.*, 1997)

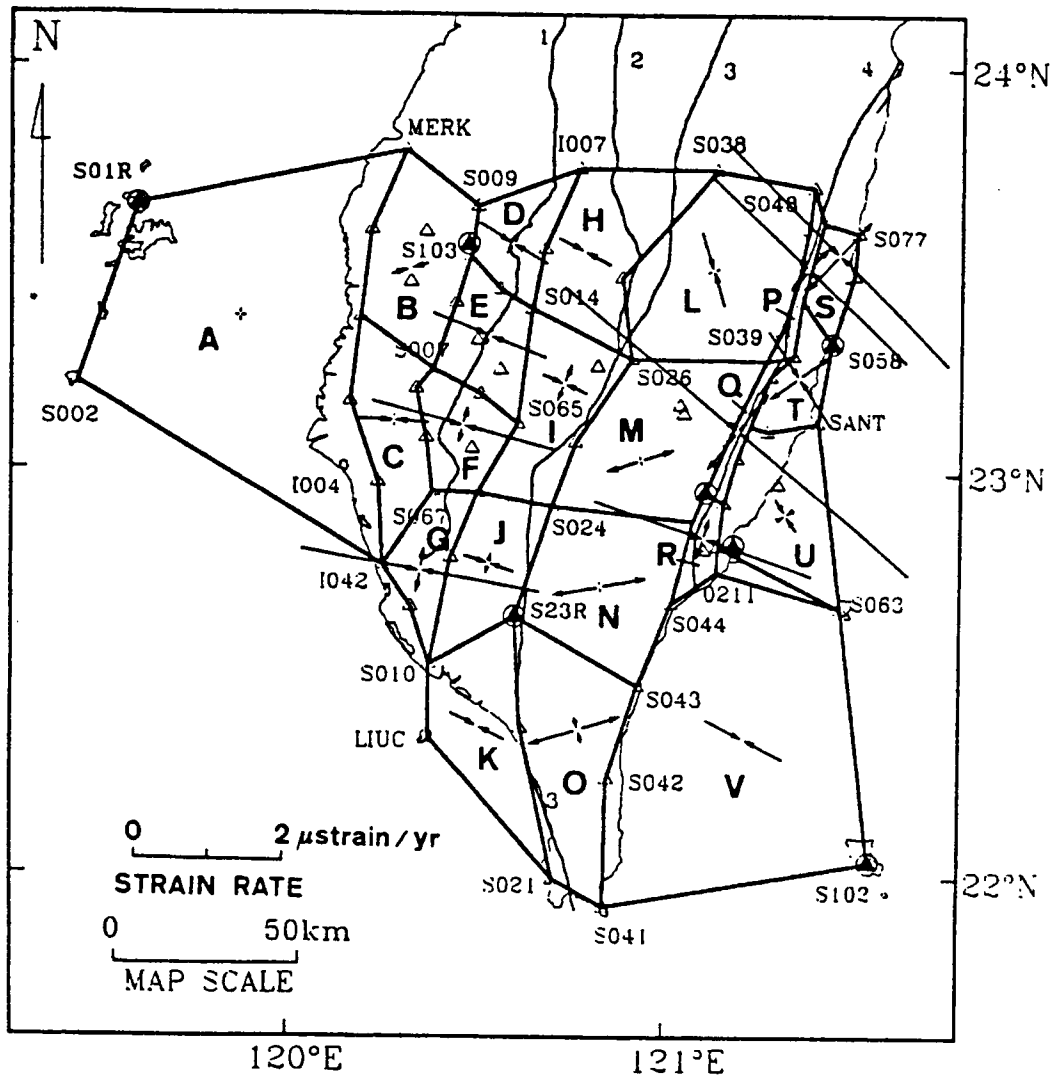


圖 2-8、1990-1994 年南台灣 GPS 測網 22 分區之平均主應變率，箭頭相向表縮短，相背表伸張（摘自 Yu and Chen, 1994）。