

行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告

新竹科學園區活動斷層地震地質學研究

計畫編號： NSC91-2119-M002-010

執行期間： 1992 年元月至 1992 年 10 月

計畫主持人：陳文山

共同主持人：陳于高、石瑞銓、胡植慶、
詹瑜璋、李建成、洪淑蕙

處理方式：可立即對外提供參考
一年後可對外提供參考
兩年後可對外提供參考
(必要時，本會得延展發表時限)

執行單位：國立台灣大學地質學系
中華民國九十二年三月

摘要

本研究計畫針對新竹工業園區及其鄰近地區之新城斷層與新竹斷層，進行地震地質學的調查分析工作，希望藉此能了解此二斷層系統在此區域中空間上的確實分布，也希望能進一步探討斷層系統的古地震記錄，以及其近期的活動性，這些結果應能提供科學園區未來發展與土地利用上最重要的資訊。

本研究的主要研究項目有五：(1)構造地形分析；(2)新城斷層古地震研究；(3)新城斷層淺層震測探勘；(4)地震震源空間分布之探討；(5)初步大地測量測點選擇與設置。構造地形分析利用數值地形、航空照片、衛星影像、野外調查，重新繪製了新竹地區地形面及構造崖的分布圖，並證實新竹與新城兩斷層都有近期的活動。新城斷層之古地震研究，得知園區所在地形面，已為新城斷層錯斷，基盤垂直位移至少 18m。地震震源位置分布研究，說明了現階段新竹與新城兩斷層都無活動，也間接證明了此二斷層有同震活動的可能。淺層震測研究大致了解新城斷層在篤行營區中的出露位置。大地測量部分完成了新竹地區的布點，預計 2004 年年底會有初步觀察結果。

Abstract

This study applied different methods of earthquake geology to work on the active-fault systems located in and surrounding the Scientific Industrial Park of Hsinchu. The objectives of this project are to understand the spatial distribution of the active-fault systems, to dig out their paleo-earthquake records, and to figure out their recent activity. We hope to provide essential information in land-use of Industrial Park.

Five jobs have been conducted: (1) Morphotectonic analysis; (2) Paleoseismology study on Hsincheng fault; (3) Shallow seismic study on Hsincheng fault; (4) Spatial analysis on the hypocenters of the background seismicities; (5) Preliminary study on geodetic survey. We used the DEM, aerial photos, satellite imagery, and field survey to remap the geomorphic surfaces and tectonic scarps. The results show both of Hsinchu and Hsincheng fault have recent activities. Paleoseismology study gives a cumulative vertical-slip of least 18m. Shallow seismic survey works out the surface trace in the Tuhsin military base. Hypocenter distribution further suggest that above-mentioned two active fault are both aseismic over the past ten years, indicating the faults are probably coseismic-reactivated. The purpose of geodetic study is to monitor the very recent behaviors of the active faults. The final result will come up in two years till the end of 2004.

目錄

中英文摘要.....	I
目錄.....	II
緒論：新竹科學園區活動斷層地震地質學研究.....	1
第一章 新竹科學園區古地震槽溝開挖研究.....	3
第一節 引言.....	3
第二節 構造.....	3
第三節 地形.....	4
第四節 槽溝研究.....	5
第五節 結論.....	13
第二章 竹科篤行營區之新城斷層淺層震測研究報告.....	14
第一節 研究方法與原理.....	14
第二節 研究結果.....	19
第三章 新竹科學園區地震震源分布分析研究.....	33
第一節 研究方法.....	33
第二節 研究結果.....	38
第四章 新竹科學園區大地測量站位設置研究.....	53
第一節 精密水準測量.....	54
第二節 GPS 衛星測量.....	56
第三節 資料計算.....	57
第四節 初期成果.....	60
第五節 討論與建議.....	66
附件：Active Structures as Deduced from Geomorphic Features: A case in Hsinchu Area, northwestern Taiwan	69

緒論：新竹科學園區活動斷層地震地質學研究

計畫編號：：NSC91-2119-M002-010

陳文山¹、陳于高¹、石瑞銓²、胡植慶¹、

詹瑜璋³、李建成³、洪淑蕙¹

¹ 國立台灣大學地質科學系

² 國立中正大學地震研究所

³ 中央研究院地球科學研究所

本研究計畫之研究地點為新竹工業園區，研究目標為該區域之地震地質相關的課題，尤其對於通過其間之新城斷層與新竹斷層兩斷層，系統性的進行了地震地質學的五個調查項目：(1)研究地區構造地形之研究；(2)新城斷層的槽溝開挖與古地震研究；(3)淺層震測新城斷層的形貌與地表可能出露的位置；(4)地震震源位置重定位與地下構造關係探討；(5)初步大地測量測點選擇與設置。

本計畫為了解新竹地區之活動構造，利用航照圖、數值地形模型及野外調查，重新檢討了新竹斷層以及新城斷層系統之近期活動性，由兩個斷層相關之階地變形看來，兩個斷層系統在第四紀中仍有活動，且可能目前尚在持續進行中。新竹斷層在地表之出露十分複雜，由於斷層在頭前溪一帶向東彎曲，再加上右移的運動，使得主斷層線衍生出許多分支，十分複雜的分布於新竹市市中心一帶。新城斷層以逆衝運動為主，斷層線相較單純，在頭重埔一帶截切一系列之由老至新的河階群，較老的河階面上即為園區所在。另在其上盤向東一至二公里處，因斷層面折曲產生一向東運動之背衝斷層，不過值得注意的是新竹及新城斷層越過頭前溪至北岸，地形特徵即變得不明顯，是否意味著構造的活動性向北漸次降低，值得進一步研究。另一新發現的斷層系統與新城斷層直交，大約平行於頭前溪溪谷，由觀察得到之壓力脊及拉張凹陷，研判此一新的斷層系統是一右移斷層系統，雖然尚未發現確實的斷層露頭，不過可鑑定出受其影響的構造地形眾多，說明了這一新的構造系統的存在。詳細研究的結果請見已被 *Quaternary International* 接受刊登之稿件（如附件）。

本研究於園區內篤行營區中開挖兩槽溝，均發現新城斷層已上衝至地表，由於地表已被人為整地破壞，以致斷層上盤年輕地層缺失，無法確切了解最近期之斷層活動特性與位移量，也不能進一步計算斷層再活動周期，不過根據基盤位置之落差，可知新城斷層在園區紅土面形成後，已至少因斷層造成 18m 位移，另依其他鄰近露頭研判新城斷層之活動，可推近至最低位河階形成以後，雖然目前尚無絕對年代結果，可確定最低位河階發育時間，不過此河階沈積物上部富含現代人為堆積，故推斷其發育時間應年輕於兩百年，因此推論新城斷層應為第一類之活動斷層。

本研究區域雖依過去文獻得知有活動斷層—新城斷層通過，不過因早期人為整地改變了原有的地貌，利用地形判斷斷層在地表出露的位置，確實十分困難。利用不同之淺層震測技術，進行研究區域地下地質探勘的結果，顯示 p 波可達深

度較深，而 Sn 波則對淺部解析度較高，整合兩者之結果後，得知了新城斷層上下盤地層均向東南傾斜，上盤地層傾角較大，此一結果與野外觀察的現象相同，由測線中斷層在地表之投影可大致推斷，新城斷層之地表位置可能在過去推測位置之西北方，且可能在篤行營區中有一轉折存在。

本研究利用中央氣象局所記錄之地震資料，將其位置輸入三度空間視覺分析軟體 GOCAD，來比較其分布與既有構造之間的相互關係。新竹一帶地震震央多分布於頭前溪上游之丘陵區，下游竹科、新竹市一帶十分稀少，其可能原因有二：一為新城斷層與新竹斷層已不活動，另一為兩者之斷層面某處已為鎖死，能量正在蓄積中，然而由古地震研究的結果看來，後者的解釋較為合理。本研究為試驗三度空間視覺分析軟體 GOCAD 的實用性，另外選擇嘉義於 1998 年發生的瑞里地震以及 1999 年 10 月於 921 集集大震後在嘉義發生的餘震序列，進行了重定位後在依其地震位置在空間的分布確實找到地下構造，並探討了其與地表地質的相容性，其結果證明了 GOCAD 軟體的實用性，此一結果亦令人十分滿意。

由地震震源位置分析、野外調查及古地震槽溝開挖之研究結果，均顯示新竹、新城斷層系統仍為活動構造，然而其近期的活動尚不明確，主要原因是缺少大地測量的結果以為佐證，本研究在釐清構造幾何型態後，在新竹地區（包括竹科園區的範圍）新埋設 23 個 GPS 及 12 個水準點，加上原有 29 個 GPS 及 15 個水準點，測點分布已達每 8 平方公里一個 GPS 點，及長有 40 公里之水準測線，不但橫越了主要的構造線——新竹斷層、青草湖背斜及新城斷層，更在可能之變形集中位置有測點加密之安排，希望能在未來一兩年內累積足夠測量結果後，能得知本研究區域發震構造之現今地殼變形情形。

新竹科學園區古地震槽溝開挖研究

陳文山

國立台灣大學地質科學系

一、引言

台灣島屬於晚新生代的造山帶，至今還持續的活動。因此，在板塊的強烈擠壓作用下，產生許多的斷層與褶皺構造。尤其位在造山帶最西緣的西部麓山帶是屬於最年輕的山脈。台灣島的造山運動在中期更新世之後（約 100 萬年），造山的擠壓力量已從北部逐漸的轉向中部與南部地區，台北—桃園—宜蘭地區已進入後造山運動的張裂環境。因此，目前還受擠壓造山的區域以竹苗地區為最北緣，所以新竹地區還存在許多晚第四紀的活動構造。

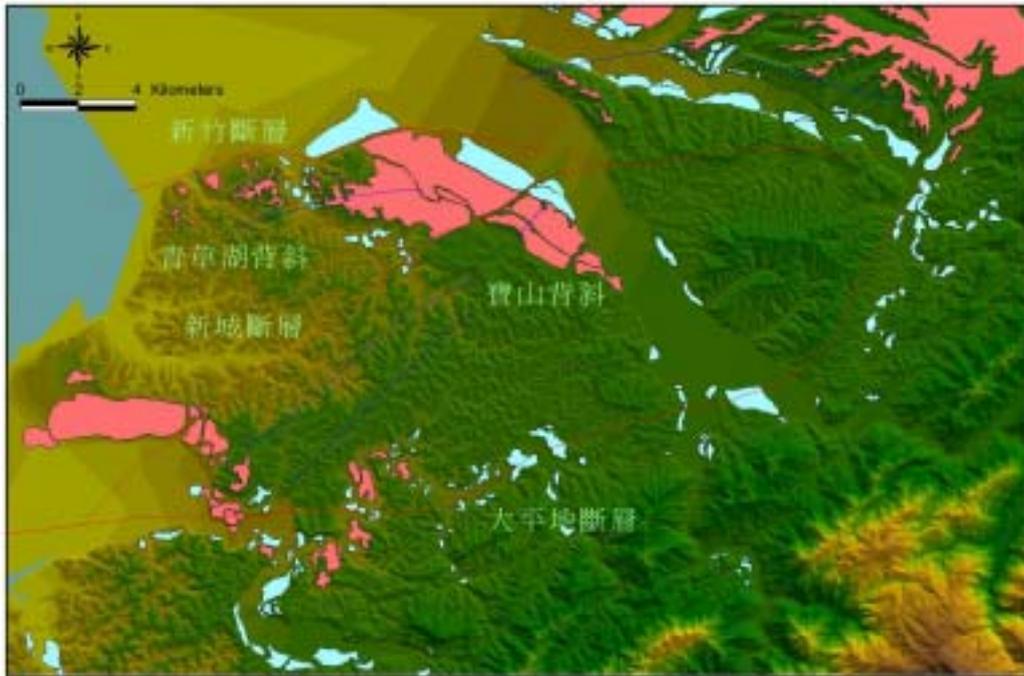
因此，地質學家期望能夠從古地震的研究了解地震成因。因而活動斷層的槽溝開挖是古地震研究中最為重要的手段。數十年以來台灣經濟急速的發展造成土地大規模的開發，發展過程中地震災害的研究以及斷層活動性的研究更是迫在眉睫的工作。目前，雖然針對地震的發生時間、地點與規模都無法做準確的預測，但是研究方法中以槽溝挖掘的古地震研究最為重要與直接。因此可從地下剖面研究古地震斷層的構造特性與活動時間，來推估地震的週期或地震發生機率。本計畫主要工作內容是利用槽溝挖掘開挖出地下剖面，從剖面中受到擾動的沈積層來判斷地震斷層特性，並以碳 14 或光螢光定年方法定出地層年代，來判斷斷層活動的年代。

從近百年來台灣的地震活動記錄以及人口密度來看就可以了解台灣島是世界地震最為活躍的地區之一，地震災害也屬於最嚴重區域之一。尤其，新竹科學園區又是台灣最重要的工業園區，每年產值可達 70 億美金。所以鄰近地區的斷層活動性研究以及斷層位置的調查，將有助於竹科長期的發展與規劃。

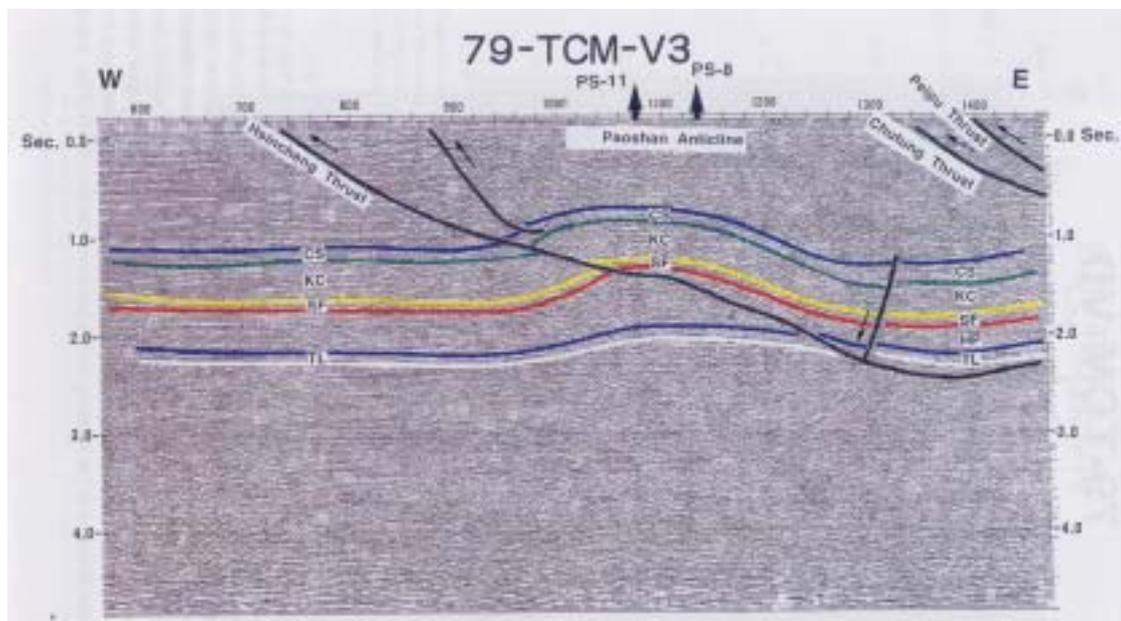
二、構造

新竹地區的地質構造區屬於西部麓山帶，斷層-褶皺構造一直延伸至新竹外海地區。此地區西部麓山帶的構造系統大致可以分為兩區為，內麓山帶與外麓山帶兩個斷層-褶皺構造帶。兩個斷層-褶皺構造帶的分界大致以大平地斷層來劃分，以東為內麓山帶，以西為外麓山帶。內麓山帶的地層主要為中新世岩層，此區域的構造皆屬於緊密的褶皺構造並伴隨逆衝斷層，斷層的活動性雖無確切的資料，但以 1935 年的中部大地震造成紙湖斷層的地表破裂，顯示此區域的構造可能都還屬於活動的構造。外麓山帶位於大平地斷層以西區域，岩層都較內麓山帶的岩層年輕都屬於上-更新世岩層。此區域的褶皺構造都屬於開放式型態，構造特性屬於斷層展延褶皺帶（fault-propagation fold），是由逆衝斷層構造在上盤形成的背斜構造，新竹科學園區就位於外麓山帶的構造區中。此地區的主要構造由西北向東南計有湖口斷層、新竹斷層、新城斷層、竹東斷層與大平地斷層（圖一）。褶皺構造計有青草湖背斜位於新竹斷層的上盤，寶山背斜位於新城斷層的上盤

(圖二)。



圖一、新竹地區構造線位置圖與河階地形。



圖二、新城斷層與寶山背斜反射震測圖

三、地形 (圖一)

外麓山帶地區的地形主要呈低矮的丘陵地的地形，且未在頭前溪的南側形成

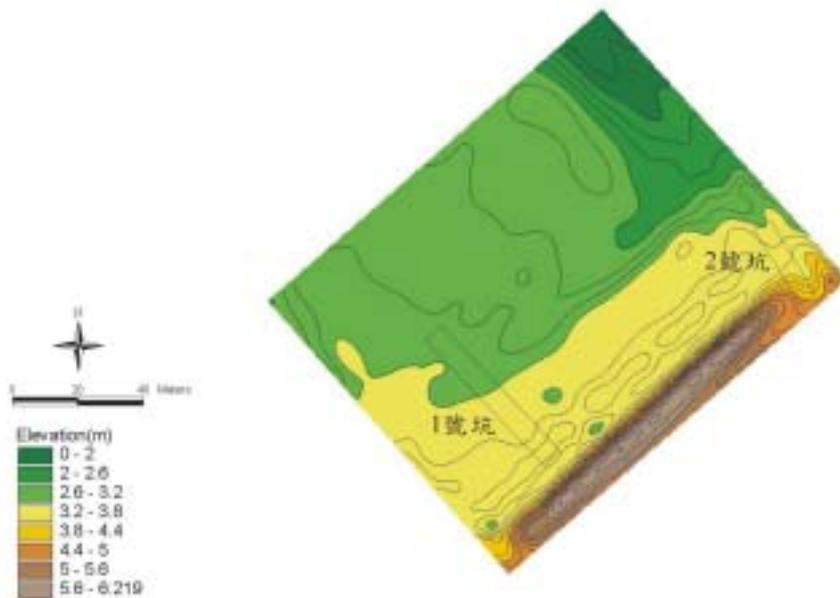
許多不同高度的河階地形，新竹市區以及新竹科學園區主要的範圍就位於其上。河階共有 5 階，3 階紅土化河階與 2 階未紅土化河階。位於新城斷層下盤的紅土化階地的河拔高度分別為 70 公尺 (Lt3)、40 公尺 (Lt2) 與 20 公尺 (Lt1)，而未紅土化階地的河拔高度為 10 公尺 (Ft2) 與 5 公尺 (Ft1)。位在上盤的河拔高度分別為 80 公尺 (Lt2)、55 公尺 (Lt1) 與 15 公尺 (Ft2)。

四、槽溝研究

槽溝開挖研究主要為探討新城斷層的古地震事件，並希望由斷層的地下剖面結構得知斷層的特性以及由斷層與沉積層的截切關係來訂定每次斷層活動的時間。本研究總共開挖 4 個槽溝，其中兩個槽溝位於下盤，未能挖掘到斷層帶，主要的原因是地表地形已經遭受破壞，因而不易訂定斷層出露地表準確的位置。因此經費所限，此次新城斷層在篤行營區的研究也同時配合中央地質調查所的研究共同執行。

(1) 篤行營區 1 號槽溝 (新城斷層；座標 251622, 2740536)

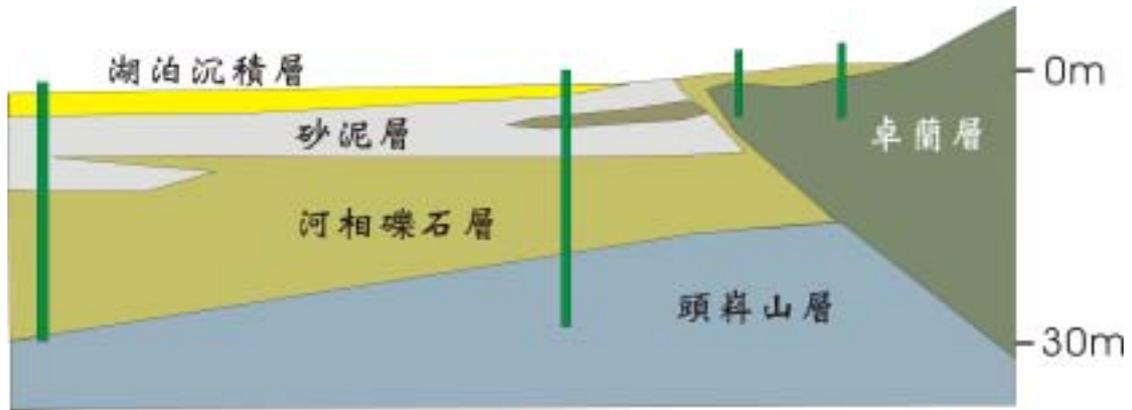
地形特徵 (圖三)：



圖三 篤行營區槽溝位置地形圖。

現今斷層出露地表位置的地形呈現平坦的地形面，地形隆起的崖面位在上盤處，距離斷層的位置約 30m。從槽溝剖面中地表的人工回填土來看，顯示地表已遭受修整破壞，原來斷層所形成的崖坡已經被破壞，所以在斷層出露地表的位置未能呈現斷層崖的地形特徵。新竹科學園區管理處於篤行營區內為工程需要進行鑽探調查，本研究建議重新調整其中數個鑽探孔位位置以利勘查斷層位置。因此槽溝開挖之前主要是以鑽探岩心資料來判斷斷層大致的位置。篤行營區 1 號槽溝的開挖位置就是依據鑽探岩心資料來判斷斷層的位置。從鑽探的岩心資料可以明確了解斷層兩側岩盤的關係，以及斷層大致位置 (圖四)。圖四是鑽探的位置以

及各岩心的大致岩性，以及配合槽溝開挖結果繪制的地下剖面圖。



圖四、一號槽溝地下剖面圖。

地層描述（圖五、六、七、八）：

新城斷層槽溝位置座標如下（表一）：

表一 槽溝位置座標。

地點	槽溝	二度分帶座標	斷層
新竹科學園區	篤行營區 1 號槽溝	251622, 2740536	新城斷層
新竹科學園區	篤行營區 2 號槽溝	251683, 2740639	新城斷層

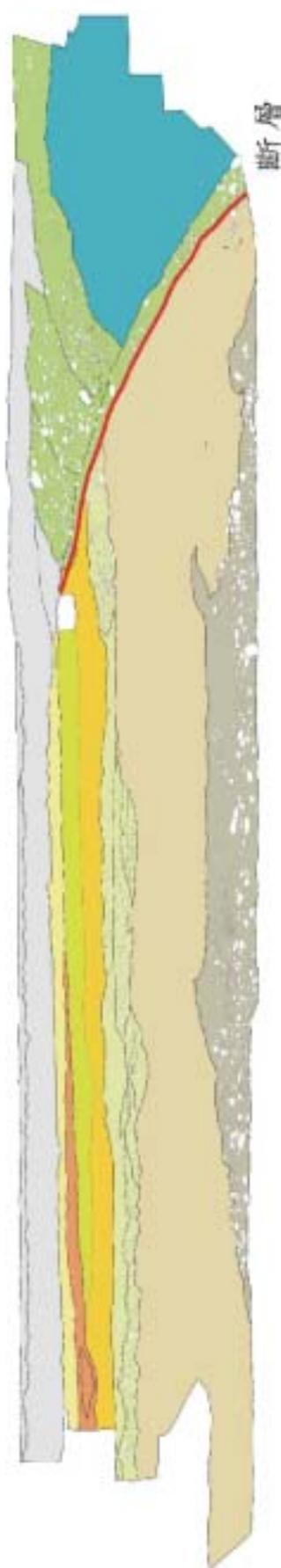
- (1) 地表回填土 (B1)：最厚達 1.4m，包含人為擾動的紅壤層、混凝土塊等人工建物，底部為整地造成的不連續面，人為的擾動面之下即屬於自然的沉積層。回填土中埋有 1983 年 12 月 25 日製作的鋁箔包，因此推測回填土應於其之後的填方，可能於 1984 年整地時的回填土方。
- (2) 黑色有機土壤層 (O1)：層厚 30-40cm，黑褐色有機質土壤，原為溼地或湖相沉積物，有機質為植物所產生的腐植質，基質為粉砂至泥質。黑色土壤層之下為黃色砂層，厚度約 20-30cm，底部亦為灰黑色泥層。砂層的淘選度非常良好，可能屬於河流搬運至湖泊的沉積層。砂層與泥層呈現液化現象，砂層具有火焰狀與荷重構造，顯示產生液化現象。此湖泊沉積層經由碳 14 的定年表示沉積年代為小於 300 年，屬於近代沉積物。
- (3) 磚紅壤層 1 (L1)：基質為細砂至粉砂質，最大厚度 2m，由上而下顏色逐漸變淡，呈橘色。此磚紅壤層應屬於紅土台地最表層的土壤層。
- (4) 褐色風化砂層 (S1)：層厚大致均維持在 1.5m 左右，細砂至粉砂質，含有風化作用產生的淡灰色細斑。
- (5) 礫石層 (G1)：粒徑 20cm 以下的變質砂岩礫石所組成，細砂質基質支持，部分呈透鏡狀構造。
- (6) 褐色風化砂層 (S2)：厚 3.5m，粉砂質，含有風化作用產生的細斑紋。此砂層經碳 14 定年結果表示年代老於 5 萬年。



圖五 1號槽溝北牆照片

N42W

S42E



斷層

圖六 1號槽溝北牆剖面圖



GPS DATA: 251422
2740536(T67)
ELEVATION: 17.4M

- 粉灰色砂岩(S10)
- 黑色系礫石層(S11)
- 磚紅色砂(S12)
- 灰綠色砂岩(S13)
- 褐色中粗砂岩(S14)
- 褐色中粗砂岩(S15)
- 褐色中粗砂岩(S16)
- 灰綠色砂岩(S17)
- 黑色系礫石層(S18)
- 磚紅色砂岩(S19)
- 粉灰色砂岩(S20)

S42E

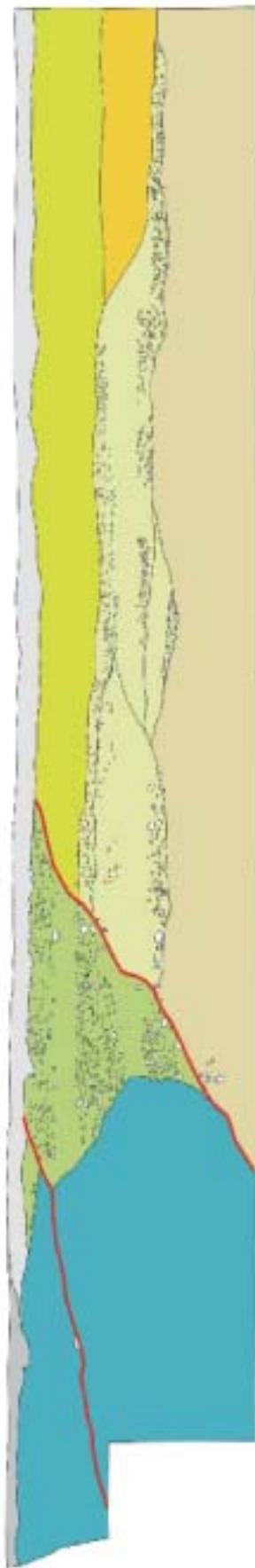
N42W



圖七 1號槽溝南牆照片

S42E

N42W



圖八 1號槽溝南牆剖面圖

地表面以上(0.1)

磚瓦層 (L1)

竹頭層 (L2)

竹頭層 (L3)

竹頭層 (L4)

竹頭層 (L5)

竹頭層 (L6)

竹頭層 (L7)

0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50

GPS DATA: 251622

ELEVATION: 11.4M

- (7) 礫石層 (G2): 組成 50% 以上為粒徑大於 20cm 之巨礫, 為顆粒支持結構, 礫石呈圓礫, 由變質砂岩所組成, 中間夾數層透鏡狀砂體, 厚度可達 1m, 由槽溝中之出露面推測此一古河道寬度在 20m 以上。層位位於槽溝剖面下盤的最下層, 但由鑽探的岩心來看, 此層礫石層的厚度可達 18m, 其不整合在頭崙山層之上。
- (8) 礫石層 (G3): 依礫石排列可見明顯的層理, 此礫石層受到斷層帶影響有部分被拖曳至斷層帶之中, 礫石最大粒徑達 40cm。斷層帶的礫石順斷層滑移方向略與斷層面平行排列, 本層礫石大都由變質砂岩所組成, 位於上盤, 不整合在卓蘭層之上。
- (9) 青灰色砂泥質岩層: 位於斷層上盤, 基質為粉砂至泥質, 依岩性判斷屬於卓蘭層, 在本槽溝中出露面厚度 10m 以上, 頂部為厚度 2-3m 薄層之砂頁互層。

構造描述:

本槽溝中切穿卓蘭層基盤(M1)及其上部河道礫石層(G2)逆衝斷層, 走向 N88°E, 傾角 29°, 藉由槽溝開挖前之鑽井得知的岩盤深度為 18m, 該逆衝斷層兩側基盤落差達 15m。位於上盤的 G3 礫石層被拖迤至斷層帶之中。主斷層之上的上盤岩盤中亦有一位移量較小的斷層, 該斷層截切覆蓋在上盤的 G3 礫石層。

地震事件解釋:

本槽溝因斷層上下盤地層中並無可供比對之指準層, 因此無法判斷有幾次的古地震事件, 僅能估算總抬升量至少有 18m。另一位在卓蘭層中的剪切帶, 則表示在 G3 礫石層沉積之後有一此古地震事件。

(2) 篤行營區 2 號槽溝 (新城斷層; 座標 251683, 2740639)

地層描述 (圖九、十、十一、十二):

- (1) 地表回填土(B1): 層厚 1-2m 不等, 含有混凝土塊及塑膠、紅磚等雜質, 礫石受挖掘所擾動破損且排列十分紊亂, 表面為柏油路面與地基, 下部夾雜水管與鋼條, 地表成一緩坡, 傾斜約 8°。
- (2) 磚紅壤層(L1): 平均約厚 1.5m, 深赭色紅土, 基質為細砂到粉砂質, 風化程度高, 黏聚性強, 硬化程度相當高, 可見長期暴露於地表, 顏色向下漸變為黃棕色, 下部與 Ys1 黃棕色土層相接。
- (3) 黃棕色風化土層(Ys1): 與 L1 相接, 均為同一時期沉積的產物, 呈現黃至棕色, 且風化程度較 L1 小, 厚約 30cm-50cm。
- (4) 磚紅壤層(L2): 厚度 15-20cm, 與 L1 相同, 粒度、質地亦相同, 位在 Ys1 之下。
- (5) 灰色黏土層(C1): 平均厚度約 15cm, 為位於 L1 之下, 高粘聚性土層, 基質呈粉砂至泥質。
- (6) 黃褐色砂層(Bs1): 位於 C1 與 C2 土層間, 呈現黃褐色至暗褐色。

- (7) 灰色黏土層(C2)：位於 Bs2 黃褐色砂層之下。
- (8) 黃褐色砂層(Bs2)：位於 C1 土壤層及 C2 土壤層之間，粒度、膠結度皆同 Bs1 黃褐色砂層。
- (9) 河道礫石層(G1)：大部分粒徑在 10-30cm 之間，顆粒呈次圓狀，底部層面傾斜 20°，頂部層面傾斜 15°，成一楔形，為斷層活動後形成的超覆沉積序列，受過強烈風化。覆蓋於 S1 厚砂層之上，於底部有一侵蝕面，為高能量水流夾帶較大型礫石侵蝕作用的結果。礫石粒徑均小於 5cm，圓度高，顆粒支持，呈順向排列。此層位於斷層的上盤。
- (11) 厚砂層(S1)：位於斷層的上盤，黃色砂岩具平行紋理構造，傾斜 27°，顆粒為細砂。
- (12) 青灰色砂泥岩(M1)：位於斷層上盤，基質為粉砂至泥質，質地緻密，有受剪切變形，屬於卓蘭層。

構造描述：

本槽溝中發現有兩組逆衝斷層的剪切帶，其一切穿青灰色泥質岩盤，斷層面延續至礫石與砂層之不整合面為止，於槽溝底部可以發現切穿卓蘭層，滑移量約 6cm，傾角 15°。另一主要斷層切穿紅土及下部黏土層，傾角 25°，走向 N55°E，斷面延伸至距地表 1m 深被回填土所覆蓋。此斷層為本槽溝剖面最主要的斷層。斷層截切剖面中最上部的地層，從地層對比來看其滑移量約 3m，上下盤岩層垂直落差約 1.3m。從地層的位移量以及表層的地層被錯移現象來看，此斷層作用應屬於較後期的事件所造成。

地震事件解釋：

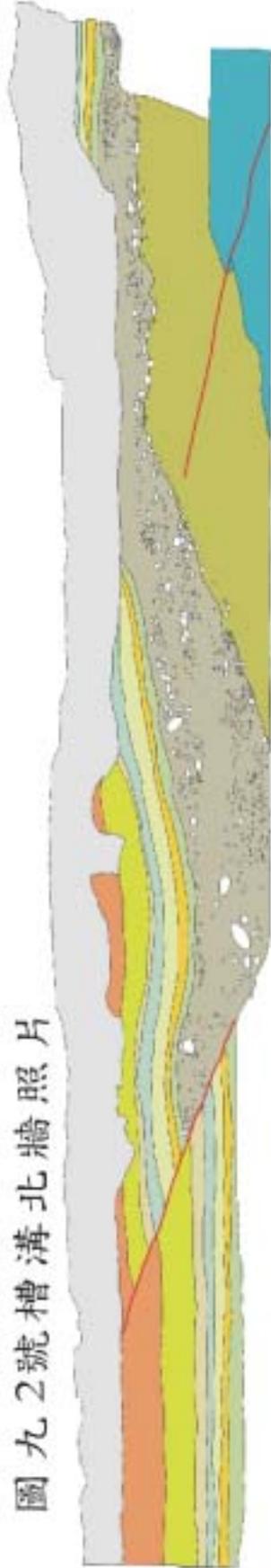
由於本槽溝所見的主斷層不僅切穿紅土面，故其可能為一次較近期的地震事件所造成。另一位在卓蘭層中的小剪切帶，是否為另一次古地震事件就很難推測，亦可能與主斷層的活動同時期。



N34W

S34E

圖九 2號槽溝北牆照片



- 細砂岩 (A4B1)
- 沖積層 (L1)
- 黃褐色或灰土層 (T1a1)
- 沖積層 (L2)
- 灰化或土層 (T1)
- 黃褐色砂層 (T1a1)
- 灰化或土層 (T2)
- 黃褐色砂層 (T1a2)
- 河堤礫石層 (T1)
- 第四層 (S1)
- 台北地區第四層 (S1)

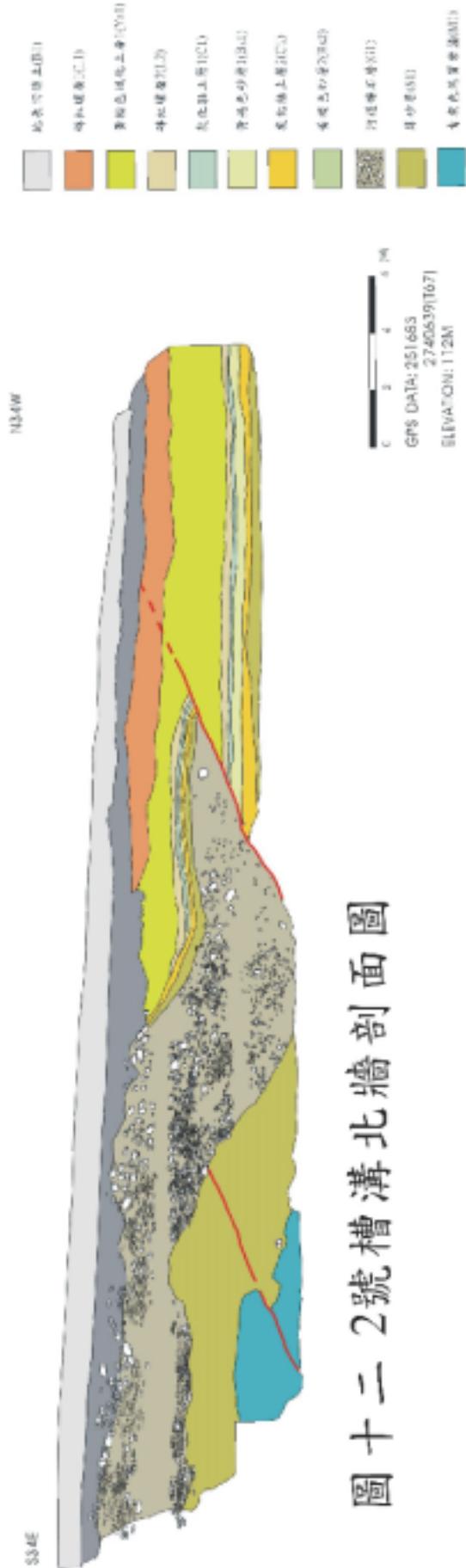


GPS DATA: 251683
2740539(167)
ELEVATION: 112M

圖十 2號槽溝北牆剖面圖



圖十一 2號槽溝北牆照片



圖十二 2號槽溝北牆剖面圖

五、結論

(1) 1 號槽溝

從 1 號槽溝剖面中新城斷層帶與其兩側沉積層的截切關係來看，因兩側岩層並無可以對比的沉積層所以無法分辨出具有幾次的骨地震事件。但是從斷層兩側岩盤落差來看，上盤至少具有 18 公尺以上的錯移量。位於槽溝剖面地表下約 9 公尺的 S2 砂層經碳 14 定年結果表示沉積層的沉積年代老於 50000 年。表示 S2 砂層沉積之後新城斷層具有 9 公尺的垂直位移量。

1 號槽溝剖面的南牆除了主斷層之外，還存在一次要斷層，次斷層位於主斷層的上盤，此斷層截切 G3 礫石層。但是因 G3 礫石層沒有發現可定年的材料，因此無法判斷斷層的活動時間。

1 號槽溝的紅土層之上湖泊沉積物的液化層，從砂層與泥層所掩埋的深度來看，此液化現象的產生並非由上覆岩層的荷重造成孔隙水壓過大所產生的液化現象。因砂層與泥層的掩埋深度僅有 1 公尺深。所以本研究認為此液化現象是因強烈的震動造成孔隙水壓過大形成的液化構造，也就是地震所造成的現象。但引發地震的斷層並不一定是由新城斷層所造成，只要鄰近地區的斷層形成規模較大的地震時，皆可以造成大區域範圍之內沉積層產生液化現象。

(2) 2 號槽溝

2 號槽溝位在 1 號槽溝的北側，槽溝所在地形位在斜坡之上，此處地形較沒有經過太大的人為修整。2 號槽溝中的主要斷層切穿地表的紅土層，顯示紅土層形成的後期有受到新城斷層的擾動。紅土層之下具有數層連續性良好的薄層砂泥層 (Ys1, L2, C1, Bs1, C2, Bs2)，這些砂泥層沉積在主斷層的上下盤。因此，可以明顯的判斷斷層的錯移量，滑移量約 3m，上下盤岩層垂直落差約 1.3m。

主斷層的上盤亦具有一次要斷層，此斷層截切卓蘭層的岩盤以及沉積在岩盤之上的 S1 砂層，但未切穿 S1 砂層之上的 G1 河道礫石層，顯示此次要斷層形成於 S1 砂層沉積之後，但形成在 G1 河道礫石層之前；較剖面中主斷層所造成的錯移事件還早。因剖面中的主斷層已截切 G1 河道礫石層以及之上的砂泥沉積層。但 2 號槽溝中並未發現任何可以定年的材料，因此無法判斷斷層活動的時間。

(3) 單純由篤行營區中兩個槽溝的研究來看，因限於沉積層中可定年的材料取得不易，而無法明確證明新城斷層的活動性。但是經由鄰近地區的斷層與地形的關係來看，如頭前溪南岸的露頭剖面可以發現新城斷層以逆衝覆蓋在最低位河階（河拔 5 公尺）的礫石層之上。目前雖此低位河階礫石層尚無定年資料，但從地形以及礫石沉積層的特性來看，此礫石層應屬於全新世的沉積層。因此，也可以認定新城斷層是屬於第一級的活動斷層。

竹科篤行營區之新城斷層淺層震測研究報告

石瑞銓

國立中正大學地震研究所

綜合本研究 3 條 P 波淺層震測與 2 條 SH 波淺層震測的結果顯示，本區域於地下 600 公尺以上之地層一致地往東南方傾斜，逆衝斷層亦然，僅斷層上盤地層之傾角較陡而下盤地層之傾角較平緩。由於斷層由測線 SCn1 與測線 SCn2 中之東南方經過，而未經過測線 SCn3，斷層於本測區之延伸位置於測線 SCn1 與測線 SCn3 之間應比原先瞭解的位置往西北方偏移，而在測線 SCn3 一帶的斷層位置應往東南方偏移，且斷層於測線 SCn1 與測線 SCn3 之間應有一轉折存在。

一、研究方法與原理

震波測勘係藉由人工震源產生震波，再於地表利用排列特定的受波器陣列來接收經地下構造折射與反射的資料，來分析測區範圍的地下構造。震波測勘方法可以分為折射震測與反射震測兩類，折射震測利用初達波到達時間來求解地下構造，反射震測則是利用震波的波形來描述地下構造。基本上，反射震測是將於地表所記錄到的反射波波形利用數值的方式將其回推至其於地下反射點的位置，最傳統也最常用的方法為同中點重合法。

反射震測能夠解析詳細的地下構造形貌，其應用在地下資源探勘上已極具成效。近年來，由於微電腦技術的快速發展，高頻受波器及小型震測儀的開發，高解析度的反射震測也被用來探測幾公尺至幾百公尺深的淺層地下構造。淺層反射震測技術的發展起始於 P 波反射。雖然 P 波有較佳的穿透性，但 P 波因為波速高、波長長且容易受表面波干擾而降低其於極淺部區域解析能力。於極淺部構造的研究，SH 波反射能比 P 波淺層反射獲得較高的解析度，但 SH 反射也有因為震源能量不易產生而造成穿透性不佳的困擾。

同中點震測的原理是將野外各個炸點所收集到的同炸點聚合資料，經過波線聚合重組，組成以相同反射點為基準的同中點聚合剖面。重組後的同中點聚合資料再經過速度分析，並作垂直隔距時差修正，將反射信號修正至同一深度點。由於同中點聚合裡的反射信號是由同一深度點反射，若給定正確的速度，應可將反射信號修正至同一深度，此時疊加各波線便能得到直接用以解釋地下構造的同中點重合剖面。

反射震測法能夠探測的深度與震源能量息息相關，本計畫使用 2000 焦耳之高能迷你機械式撞擊震源(JMS Mini65)產生震波，並利用 3 個一組之高精度之垂直受波器陣列來接收信號，蒐集到之信號則記錄於 24 位元之 48 波道震測儀(Geometrics StrataVisor NX)。圖 1a,b,c 分別為本次研究所使用之震測設備。

圖 2 為震測作業時資料的傳輸流程，圖中右下方的儀器為震源產生器，震測系統由此啟動。震源產生器一方面將震源信號傳輸至地下，另一方面同時啟動圖

中左上方的震測儀。震測儀經啟動後將會記錄到位於圖 2 左下方之受波器所接收到的地動信號。

圖 3 為利用撞擊式震源器於野外作業時所記錄到的信號，該記錄共 0.3 秒。圖中可以見到包括折射、反射、空氣波與表面波等信號。反射震測所需要的信號僅有反射波，其餘雜訊皆是野外作業與室內資料處理時須壓抑的對象。淺層反射震測最主要的雜訊為地滾波，在 P 波反射記錄中最主要之地滾波為表面波（雷利波），具有波速慢、振幅大、頻率低且頻散等特性。因為 P 波波速較雷利波快許多，所以淺層地層的反射雖然歷經雙程走時，反射訊號仍較地滾波早到。為了提高反射訊號的有效視窗，P 波反射施測時宜將測線之展距距增長，以拉開反射波與地面波之時距，並且利用受波器陣列來壓抑表面波。

同中點震測於正式作業前需要經由雜波測試來瞭解最佳反射信號的視窗，決定受波器間距，並找出合適的信號頻寬以前置帶通濾波處理，以抑制低頻地滾波，提昇反射信號的強度。

本研究之震測資料將以同中點重合方式處理，圖 4 為震測資料的處理流程。本次研究之資料處理於 SUN 與 PC LINUX 工作站上執行，資料處理軟體為紐西蘭地質與核能研究所開發，與油工業資料處理軟體同等級的資料處理軟體 GLOBE Claritas。

震測資料處理的第一個步驟是刪除原始炸點資料內之不良波線，以免爾後重合資料時造成負面影響。除去不良波線後，再將各炸點內之相鄰波線混波以提昇信號與雜訊之比值。然後濾掉不需要的雜訊，濾波之頻率範圍則由頻譜分析的結果決定。經濾波後的資料接著依野外作業幾何，續行各種不同聚合之搜尋，將不同的炸點資料中凡是對應於同一反射點的各波線都收集並組合成同中點聚合剖面。

同中點聚合內之資料再經速度分析找出各時段之最佳的重合速度，並利用該速度，經垂直隔距時差修正將同中點聚合內之各波線修正至支距為零再互相疊加成為同中點重合剖面。由於 P 波初達波與由第一層反射面反射的信號常會在很靠近的時間到達，本次研究於野外實施雜波測試時界定初達波，並於資料處理時將近支距初達波抹除。

本次研究於資料處理過程中採用了三種速度分析工具以獲得準確的速度，其分別是等速度聚合分析、等速度疊加分析、以及速度頻譜分析等。速度分析完成後便可得到重合速度模型，依此速度模型進行垂直隔距時差修正並做同中點資料重合。同中點重合可以增強反射信號並得到時間深度剖面。

反射震測之靜態修正常為剖面優劣之關鍵，本計畫於執行時一併利用折射資料以走時逆推的方式來分析，並用以作為靜態修正之用。這方法比單純利用氾化互換法解析走時曲線以繪製速度剖面能獲得更佳的效果。

P 波因波速快，近地表地層的反射信號與初達波常無法區分，除非波源的頻率夠高，否則不容易得到極淺層的地層資訊；再者，P 波反射需利用較長的支距來獲得較佳的信號，淺層的反射信號也會在處理時因超過合理的垂直隔距時差伸

長比取值(15%)而被切掉，而無法解析近地表的反射，範圍的深淺會依測線不同的布置而改變。為了獲得進地表處的地層資訊，除了提高震源的頻率外，採用波速較慢的 SH 波反射也是一種非常有效的方法。圖 5 為 P 波反射與 SH 反射重合剖面的比較，圖左為 SH 波，圖右為 P 波，兩者依一致的比例繪製。由圖 5 中可以看出，P 波剖面能夠穿透較深的深度，但是 SH 波能解析的較淺部的地層。

P 波在傳遞的過程中介質振動的方向平行於波的傳播方向，而 SH 波則與波的傳播方向垂直，因此，SH 波震測施測時震源產生的方式與 P 波震測不同，受波器的擺設也不相同。P 波震測時震源器垂直撞擊地面產生震波，再利用垂直受波器接收信號；SH 波震測則需以橫向撞擊的方式產生震波，並以垂直於測線方向擺置的水平受波器接收信號。

當橫向撞擊產生 SH 波時，在平行於測線的方向亦會有 P 波分量產生，因此，施測時需於同一測點實施兩次相反方向之敲擊，再將兩次撞擊的結果於信號處理時利用向量相減的結果來得到 SH 波信號。因此，SH 波反射施測的成本較 P 波高很多，設備也有不同。SH 波反射的信號不容易處理。由於產生 SH 波時 P 波亦會夾雜在其中，雜訊的分離相當困難。而 SH 波震測由於需要較複雜的作業流程，經費與時間的消耗會比 P 波震測高許多。

反射震測能夠探測的深度除了與震源能量有關外，亦與測線的展距有關，探測深度通常為測線展距的 1 至 2 倍。目標深度 500 公尺，測線的展距常需 250 公尺以上。以本研究使用的 48 波道震測系統，受波器間距需 5 公尺以上。本計畫的 P 波震測測線將以 5 公尺寬的受波器間距布置，受波器採用 3 個為一組的 14Hz 與 100Hz 垂直受波器組，受波器間距為 1 公尺，SH 波震測測線將以 3 公尺寬的受波器間距布置，受波器採用 2 個為一組的 28Hz 水平受波器組，受波器間距為 1 公尺。研究進行時先以 P 波的特性與優點獲得較深與較長的區域性剖面，再於關鍵區域實施 SH 波反射，來兼顧深淺不同的目標。



(a)



(b)



(c)

圖1、本計畫使用之震測設備：(a) JMS Mini65迷你機械式撞擊震源；(b)受波器；
(c) Geometrics StrataVisor NX 48波道震測儀。

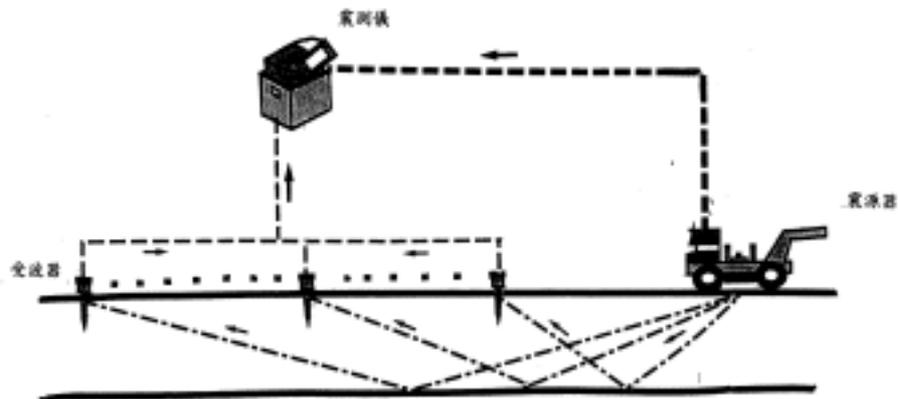


圖 2、震測作業之資料傳輸

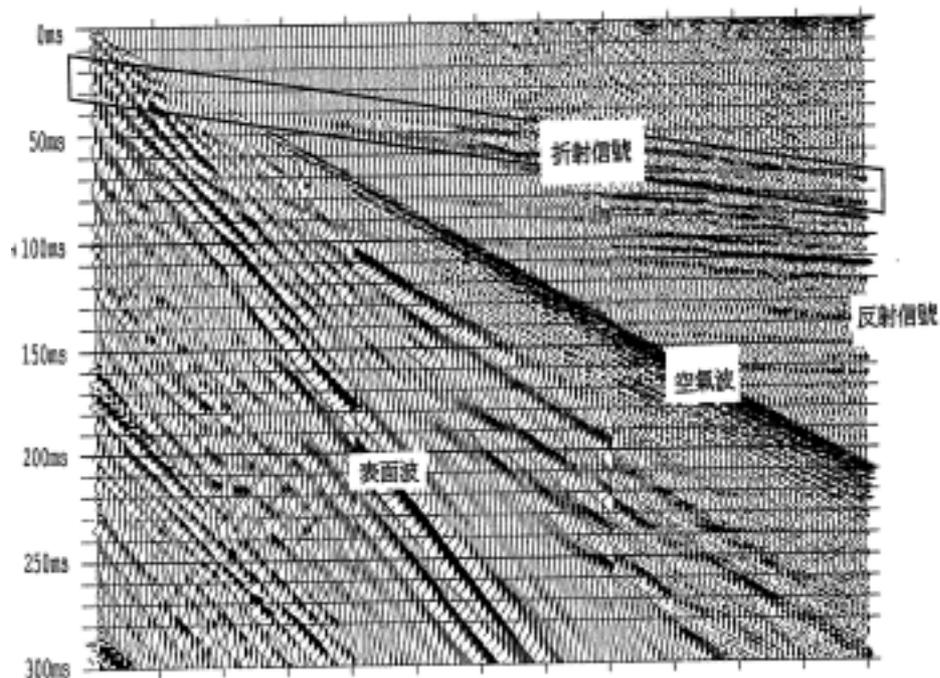


圖 3、野外作業時所記錄到的信號。

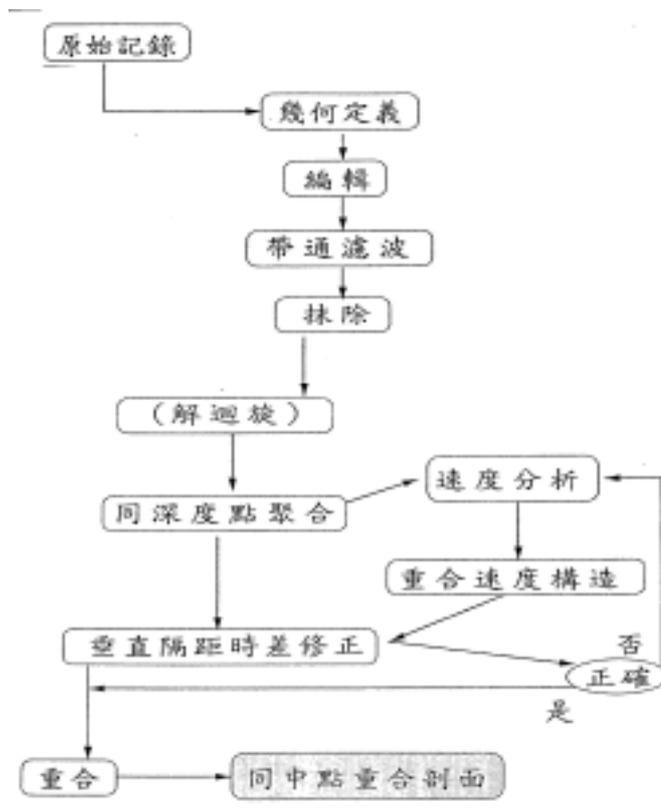


圖 4、反射震測資料處理流程。

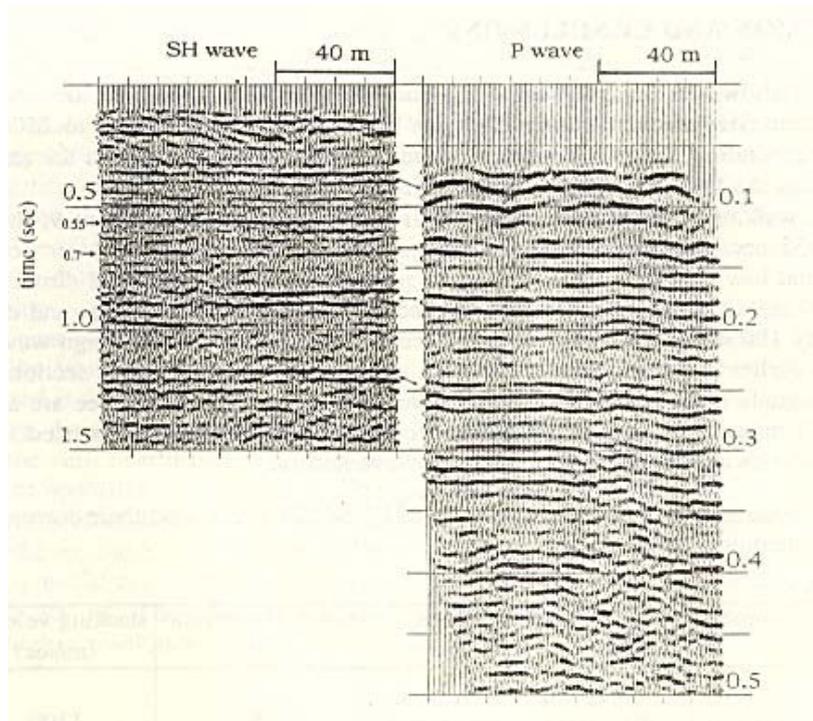


圖5、SH波剖面與P波剖面之比較。

二、研究結果

圖 6 為本次研究之測區位置以及經濟部經央地質調查所公佈之新城斷層位置圖。圖中圓圈為測區範圍而橘黃色線代表新城斷層。圖 7 為本次研究測區內的測線配置，包括 3 條 P 波與 2 條 SH 波淺層震測線，以西北-東南走向配置，跨越圖 6 中之斷層線。

圖 8 為本次研究測區內震測測線沿線之地形地貌。測區中地勢平坦，測線佈於柏油路上，圖中所示之受波器組為測量時之受波器配置方式。圖 9a 為測區中之兩個代表性 P 波測點紀錄，信號品質極佳；而圖 9b 則為測區中之兩個代表性 SH 波測點紀錄，信號品質不若 P 波優異，但仍可見到清楚之反射信號。

圖 10 為測線 SCn2P 之 48 重合 P 波淺層震測剖面，長度約 500 公尺，深度約 600 公尺。該測線位於測區中央，是最早進行槽溝開挖之測線。震測作業時使用的震源為 JMS-MINI 65 人工震源車，受波器組以 3 個受波器為一組排列，每組間距為 5 公尺，每一個受波器間距為 1 公尺，炸點間距 2.5 公尺，近支距為 5 公尺，各炸點撞擊約 40 次，最大重合數可達 48 重合。由於本測區之測線展距有限，測線的配置造成了如剖面中左上方之信號缺口；加上 P 波因波速快，近地表地層的反射信號與初達波常無法區分，以及 P 波的淺層反射信號會在處理時因超過合理的垂直隔距時差伸長比取值而被切掉，P 波反射剖面之淺部構造影像常不可信。圖 11 同為測線 SCn2P 之 48 重合 P 波震測剖面，其中灰色辨透明顏色遮蓋部分即為不可信賴之淺部雜訊。經去除淺部雜訊後，圖中剖面顯示了此區域地

層往東南傾斜之大趨勢。圖 12 為測線 SCn2P 之解釋剖面，剖面中斷層以紅色線條表示。圖 12 的剖面中可以清楚地看出，本區域岩層一致的以低角度往東南方傾斜，而逆衝斷層以不同傾角的上下盤地層為界，上盤角度較高而下盤角度稍小。本剖面的準確性已經由測區的鑽井、地質與槽溝開挖資料證實。

圖 13 為本測區另一條 P 波淺層反射震測剖面（測線編號：SCn3P），剖面長度約 350 公尺，深度約 600 公尺。本測線位於測線 SCn2P 之西南方約百公尺，施測時受波器亦以 3 個為一組排列，每組間距為 5 公尺，每一個受波器間距 1 公尺，炸點間距 2.5 公尺，近支距為 5 公尺，各炸點撞擊約 40 次，最大重合數亦可達 48 重合。同剖面 SCn2P，圖 14 為剖面 SCn3P 經去除淺部雜訊後之重合剖面。剖面中信號一致地往東南方傾斜，並無斷層切過之跡象，圖 15 即為該剖面之解釋。由於測線 SCn3P 與 SCn2P 僅相距約百公尺，但測線 SCn3P 的 P 波震測結果顯示並無斷層通過。為了進一步證實上述結果的可靠性，本次研究再沿著測線 SCn3P 實施了 SH 波淺層反射震測（測線編號 SCn3S）。

圖 16 即為測線 SCn3S 之 SH 波 24 重合反射剖面，長約 250 公尺，深度可達約 200 公尺。施測時亦使用 JMS-MINI 65 為震源（撞擊器需傾斜），受波器以 2 個為一組排列，每組間距 3 公尺，每一個受波器間距為 1 公尺，炸點間距 2.5 公尺，近支距為 2.5 公尺，各炸點撞擊約 60 次，最大重合數可達 24 重合。圖 16 剖面中可以見到一致往東南方傾斜之淺層地層，圖 17 即為該剖面之解釋。

若將 P 波反射剖面與 SH 波反射剖面一併解釋（如圖 18 所示），可以發現測線 SCn3 底下之地層由淺至深一致地往東南方傾斜，並無斷層經過。圖 19 同為該測線 P 波與 SH 波反射整合之剖面，僅圖中 SH 波剖面以半透明顯示，以便更清楚地看出地層之一致性。槽溝開挖結果也證實本測線並無斷層由此測線經過。

圖 19 中 P 波反射剖面能夠穿透較深的深度，但是 SH 波反射剖面能解析較淺部的地層。由圖 19 之綜合剖面可以看出，SH 波反射於極淺部構造的研究能比 P 波反射獲得較佳的解析能力。為了獲得近地表處的地層資訊，除了提高震源的頻率外，採用波速較慢的 SH 波反射也是一種非常有效的方法。

圖 19 中的剖面已顯示出 P 波與 SH 波淺層震測整合於地下構造研究的優異性。本次研究於另一測線 SCn1 中亦實施了 P 波與 SH 波整合震測。測線 SCn1 位於測線 SCn2P 之東北方約百公尺，測線長度約 650 公尺，深度亦可達 600 公尺。施測時受波器亦以 3 個為一組排列，每組間距為 5 公尺，每一個受波器間距為 1 公尺，炸點間距採 5 公尺，近支距為 5 公尺，各炸點撞擊約 40 次，最大重合數約 24 重合。

圖 20 為剖面 SCn1P 經去除之淺部雜訊後之重合剖面。剖面中間至中間以西部分，信號一致地往東南方傾斜，無斷層通過之跡象，然剖面右方之信號品質不良，極難研判是否有斷層經過。為了瞭解該區域之詳細構造，本次研究中再沿著測線 SCn1 的東南段實施了 SH 波淺層反射（測線編號 SCn1S）。

圖 21 為測線 SCn1S 之 24 重合 SH 波反射剖面，剖面長約 250 公尺，深度可達約 400 公尺。施測時亦使用 JMS-MINI 65 為震源，受波器以 2 個為一組排

列，每組間距 3 公尺，每一個受波器間距 1 公尺，炸點間距 2.5 公尺，近支距為 2.5 公尺，各炸點撞擊約 60 次，最大重合數可達 24 重合。由於測線 SCn1S 跨越了斷層帶，信號品質較差。測線 SCn1S 的資料經過許多不同方式的處理，圖 22 與圖 24 分別為其中兩種不同處理方式所產生之重合剖面。由圖 22 之重合剖面中可以看出，剖面中西側與東側各有信號出現，但中央部分信號不佳。圖 23 為該剖面之解釋，圖中斷層以紅色線條表示。圖 24 之剖面雖然與圖 22 之剖面歷經不同方式之處理，但兩剖面仍表示一致之地下構造影像。圖 25 為圖 24 中剖面之解釋，剖面中可以見斷層兩側之地層一致地往東南方傾斜，但傾角不同。

圖 26 為測線 SCn1，之 P 波與 SH 波反射整合解釋剖面，剖面中可以發現斷層上下盤的地層皆往東南方傾斜，但斷層上盤地層的角度較陡，而下盤地層的角度較平緩。槽溝開挖結果也證實斷層由此經過。

綜合本測區中的研究結果顯示，本區域於 600 公尺以上之地層一致地往東南方傾斜，逆衝斷層亦往東南方傾斜，斷層上盤地層之傾角較陡而下盤地層之傾角較平緩。由於斷層由測線 SCn1 與測線 SCn2 中之東南方經過，而未經過測線 SCn3，斷層於本測區之延伸位置於測線 SCn1 與測線 SCn3 之間應比原先瞭解的位置往西北方偏移，而在測線 SCn3 一帶的斷層位置應往東南方偏移。圖 27 中所示即為本測區斷層研究之結果，圖中紅線即為研究結果之斷層延伸位置。而斷層於測線 SCn1 與測線 SCn3 之間應有一轉折存在。

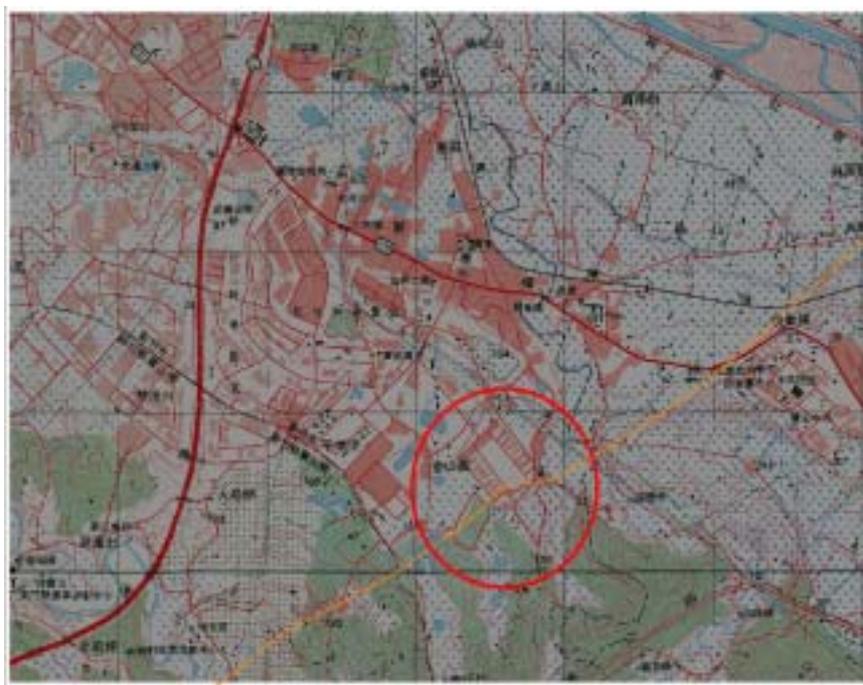


圖 6、本次研究之測區位置以及經濟部中央地質調查所公佈之新城斷層位置圖。

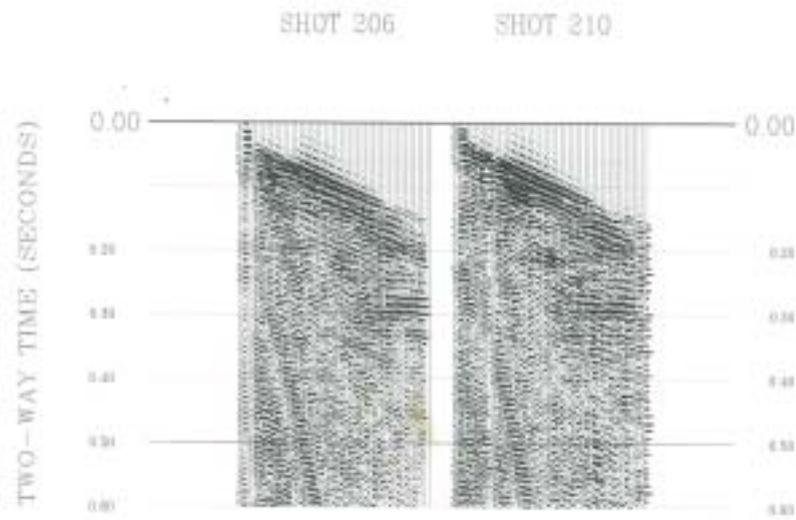
圖中圓圈範圍為測區而橘黃色線代表新城斷層。



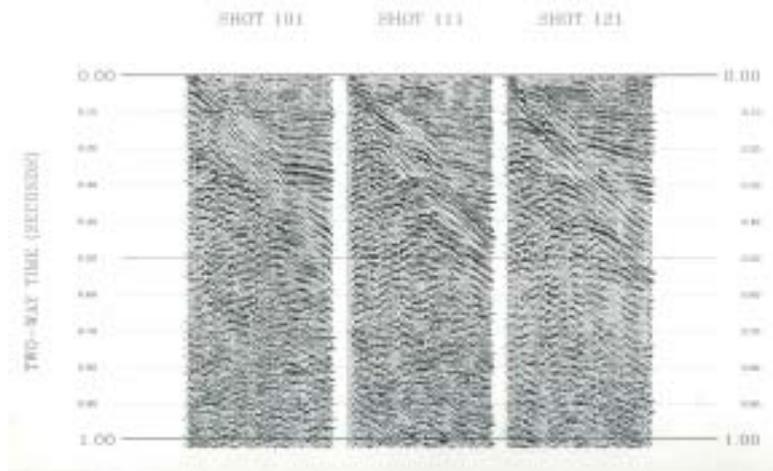
圖7、本次研究測區內的測線配置，測線以西北-東南走向配置，跨越圖6中之斷層線，包括3條P震測測線與2條SH波測線。



圖8、本次研究之測區中震測測線沿線之地形地貌。



a



b

圖9、本次研究測區中之代表性測點紀錄。圖9a為P波測點紀錄；圖9b為SH波測點紀錄。

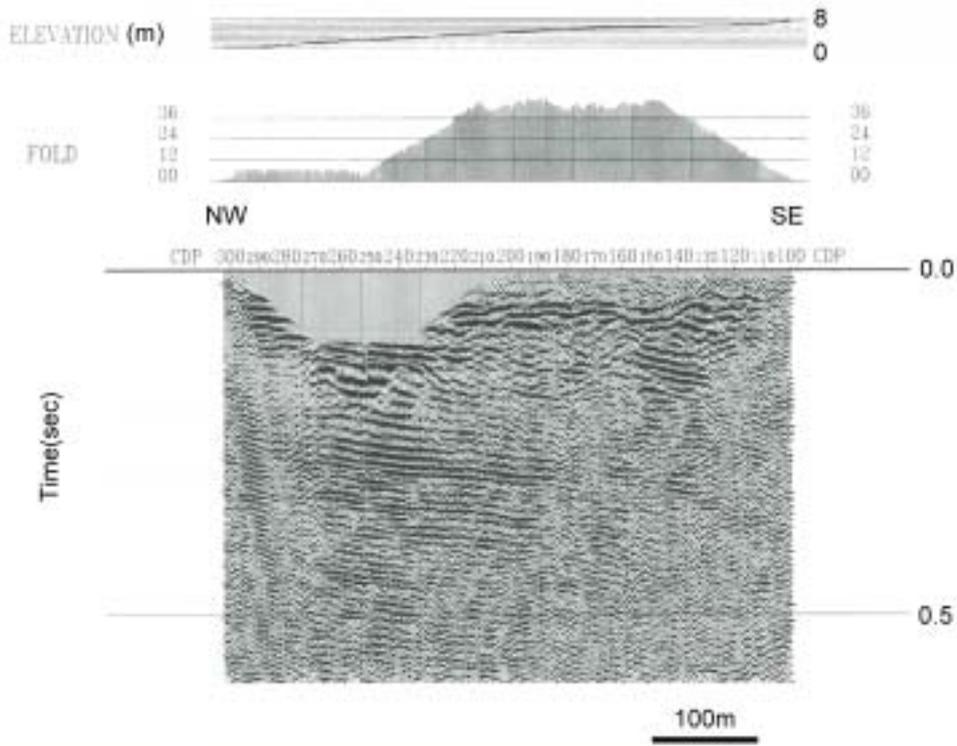


圖10、測線SCn2P之48重合P波淺層震測剖面，長約500公尺，深約600公尺。

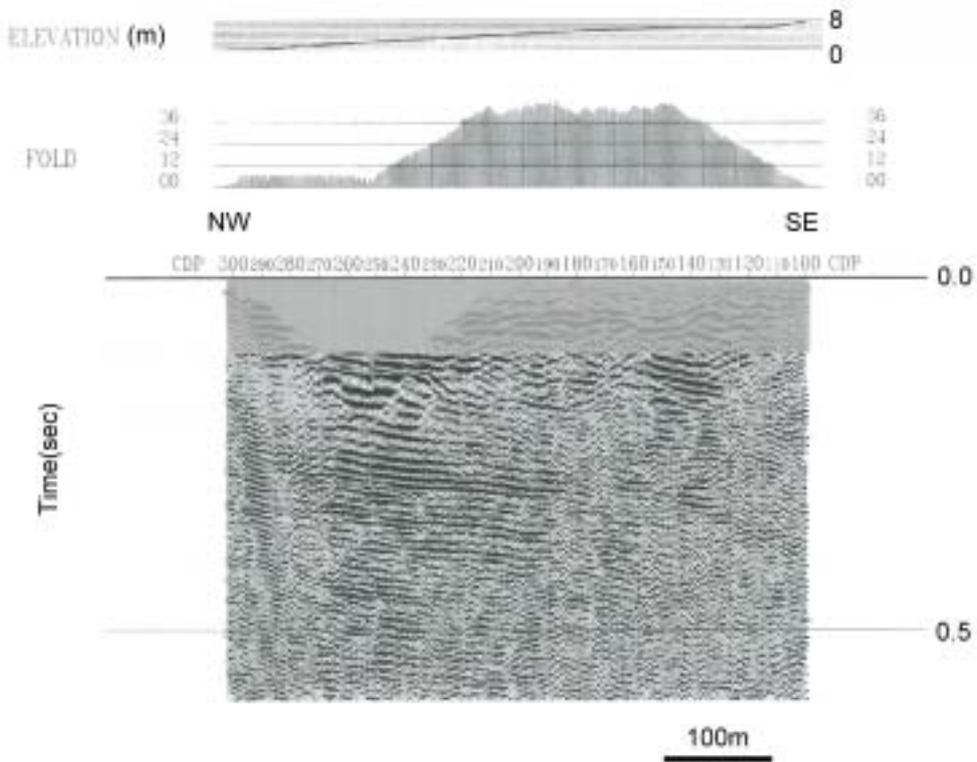


圖11、測線SCn2P之P波48重合剖面，灰色半透明顏色掩蓋部分為淺部雜訊。

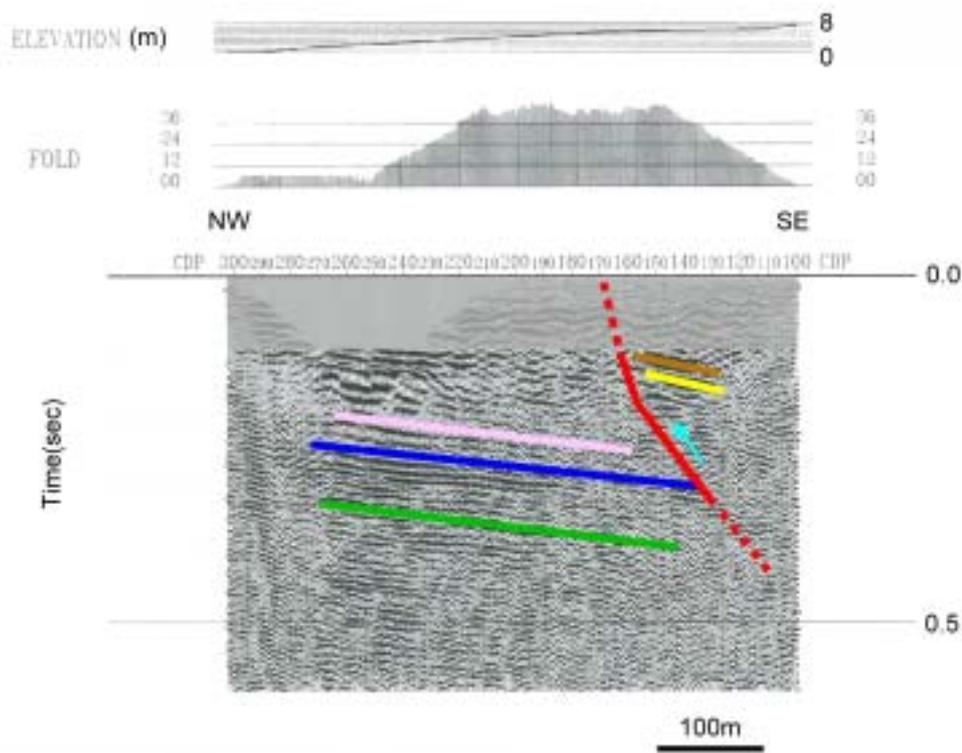


圖12、測線SCn2P之解釋剖面。剖面中斷層線以紅色線條表示。本區域中岩層一致地以低角度往東南方傾斜，而不同傾角的上下盤地層以逆衝斷層為界，上盤角度較高而下盤角度稍小。

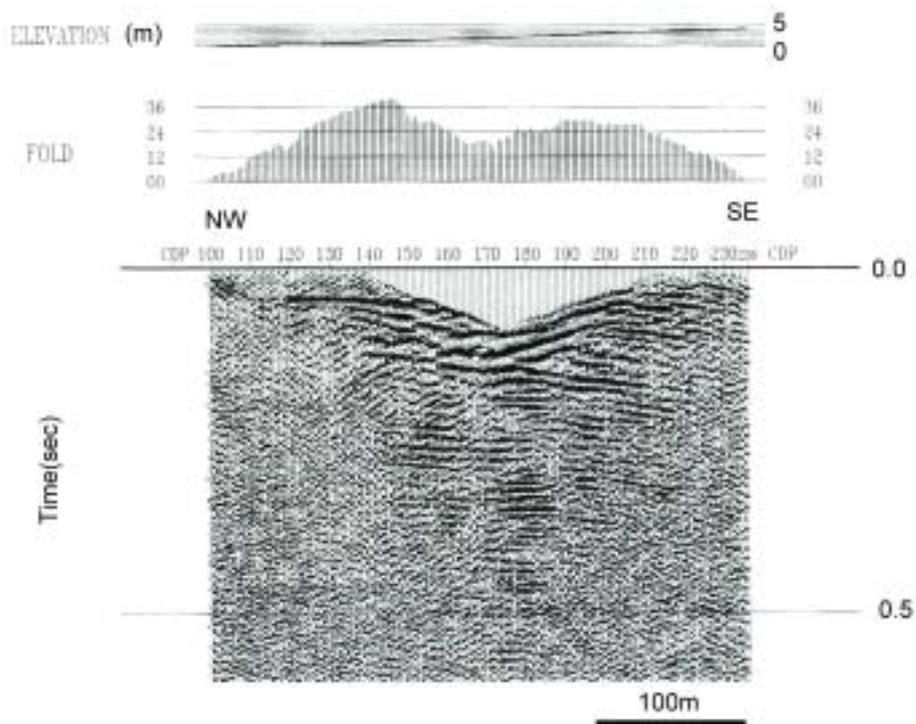


圖13、測線SCn3P之P波48重合剖面。長約350公尺，深約600公尺。

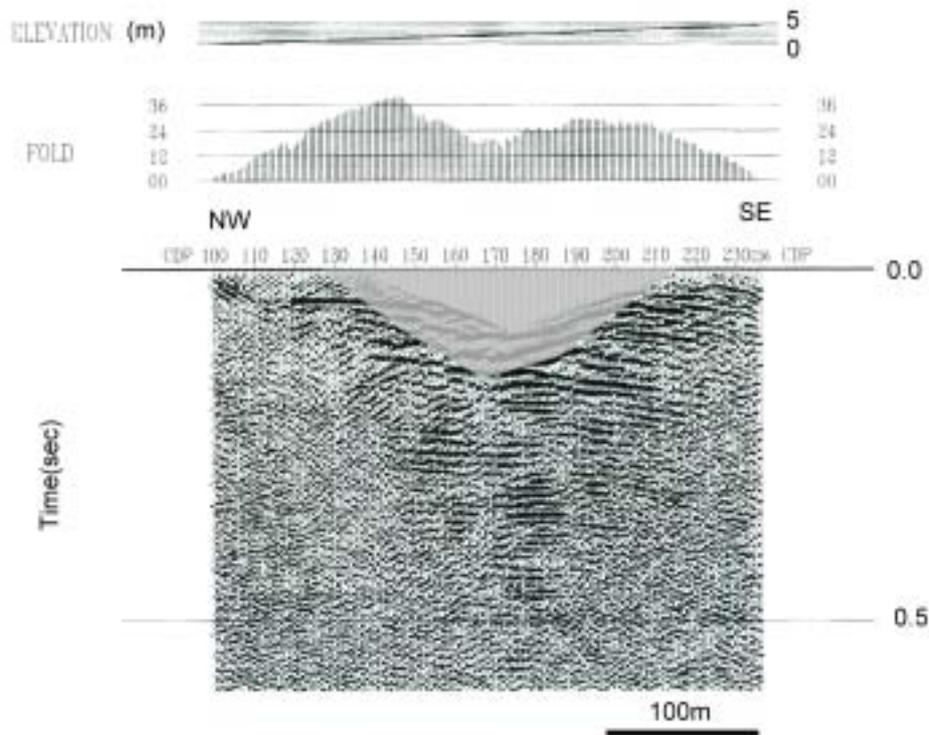


圖14、測線SCn3P經去除淺部雜訊後之重合剖面。剖面中信號一致地往東南方傾斜，並無斷層通過之跡象。

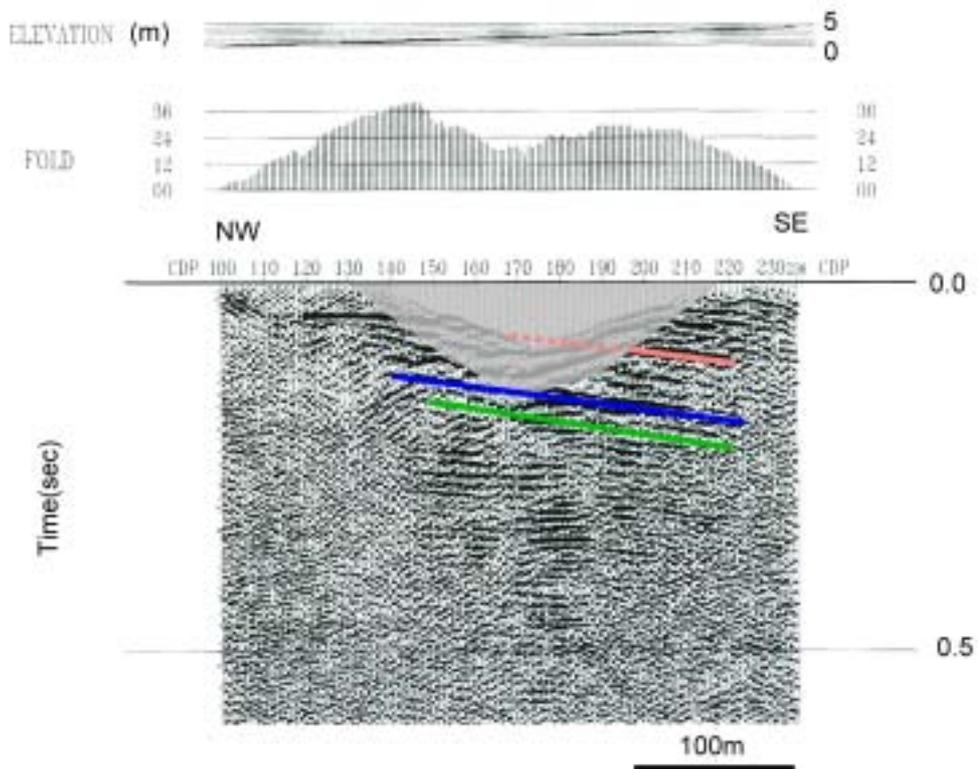


圖15、測線SCn3P之解釋剖面。影像中並無斷層通過。

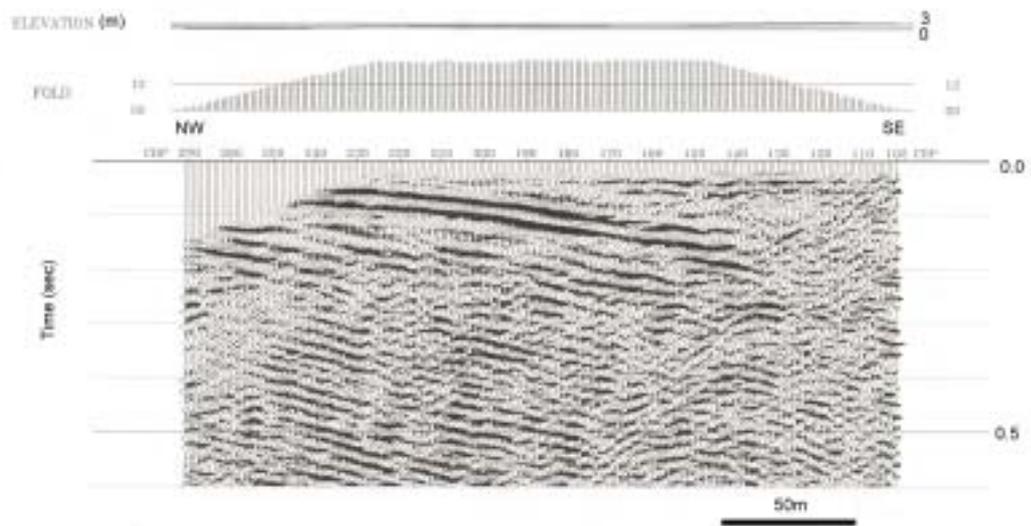


圖16、測線SCn3S之SH波24重合剖面。剖面長約250公尺，深約200公尺。

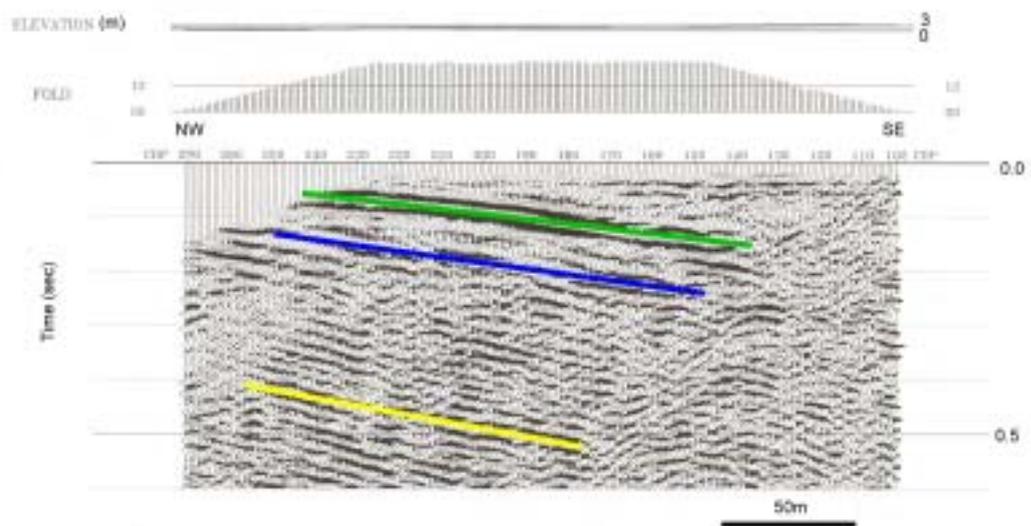


圖17、測線SCn3S之解釋剖面。剖面中可以見到一致往東南方傾斜之淺層地層。

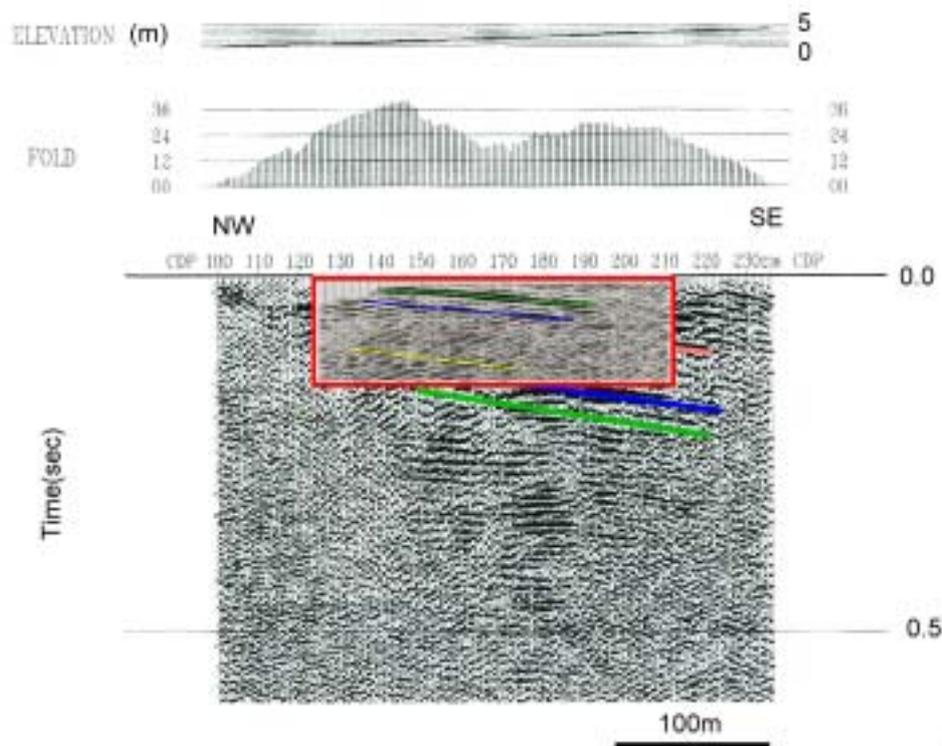


圖18、測線SCn3之P波與SH波整合解釋剖面。測線底下之地層由淺至深一致地往東南方傾斜，並無斷層經過。

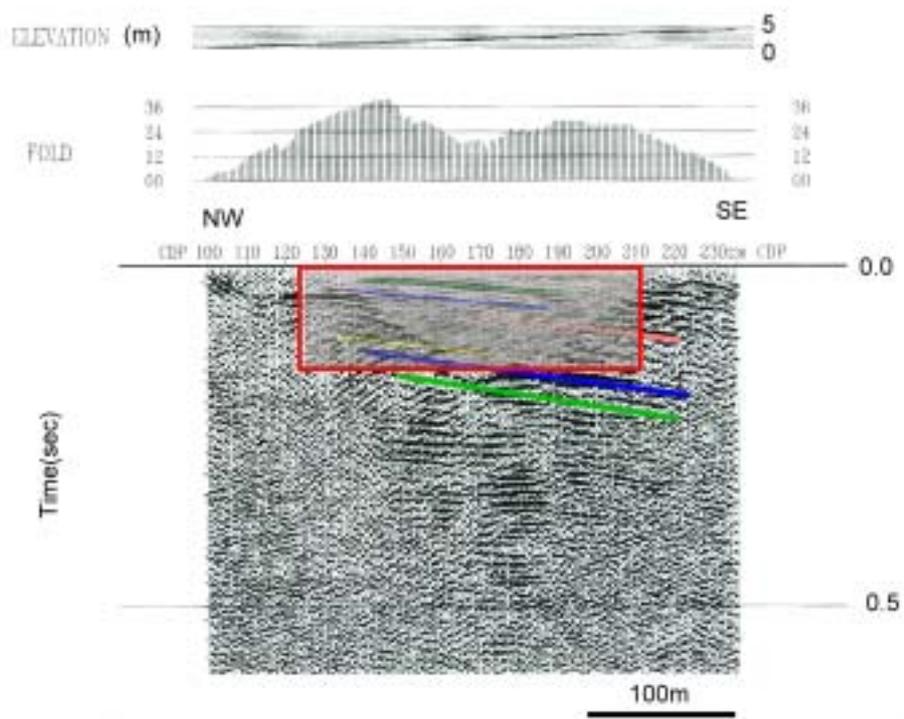


圖19、測線SCn3之P波與SH波整合剖面。圖中SH波剖面經半透明顯示以便更清楚地看出地層之一致性。

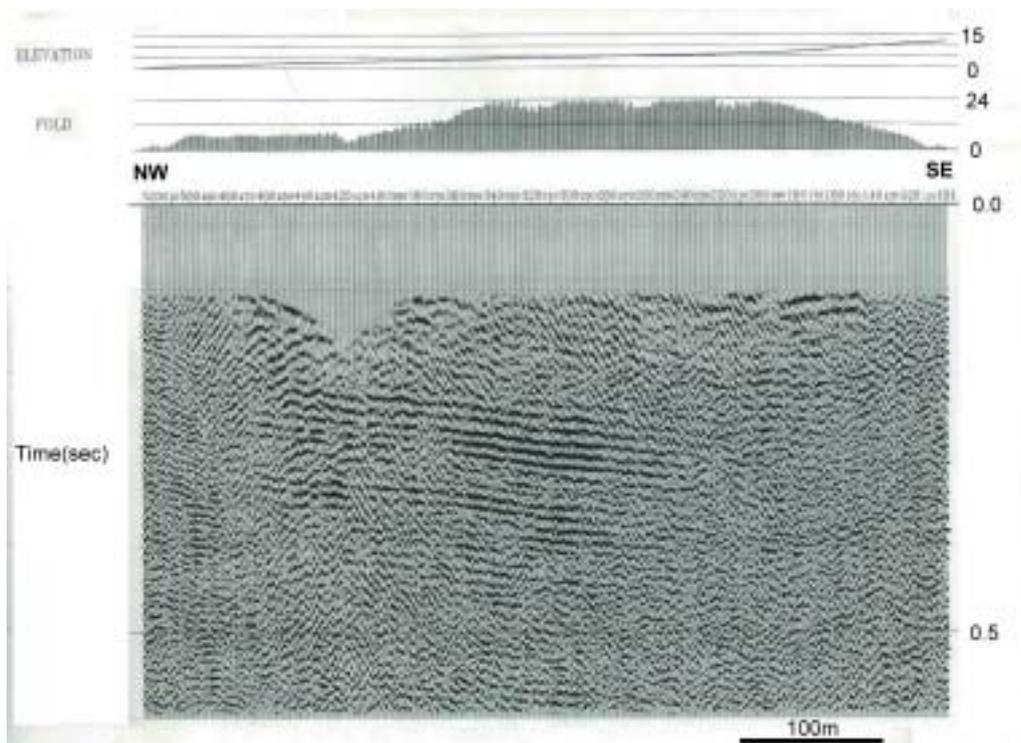


圖20、測線SCn1P經去除淺部雜訊後之24重合P波剖面。測線長約650公尺，深約600公尺。

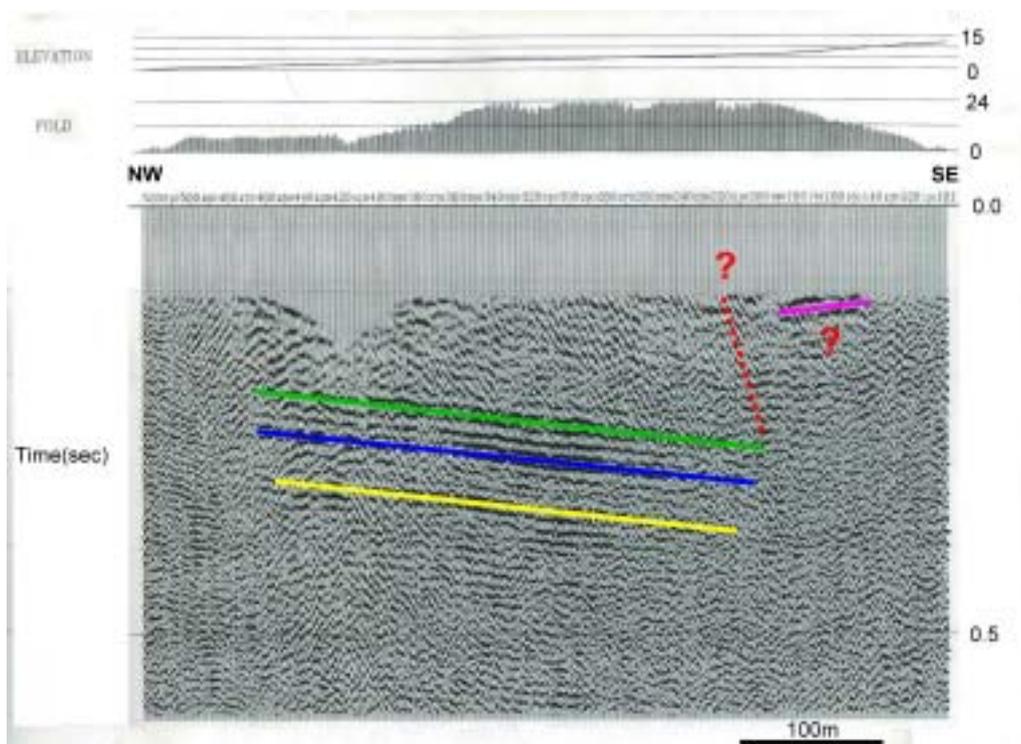


圖21、測線SCn1P之解釋剖面。剖面中間至中間以西部分，信號一致地往東南方傾斜，無斷層通過之跡象，然剖面右方之信號品質不良，極難研判是否有斷層經過。

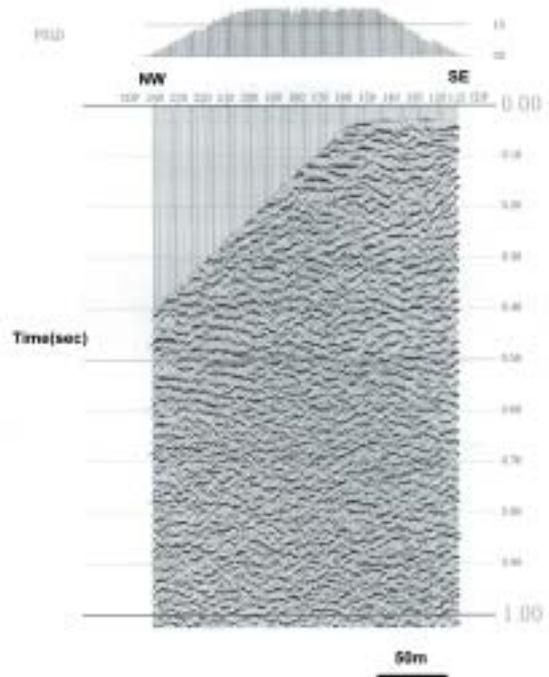


圖22、測線SCn1S之SH波24重合剖面。剖面長約250公尺，深約400公尺。

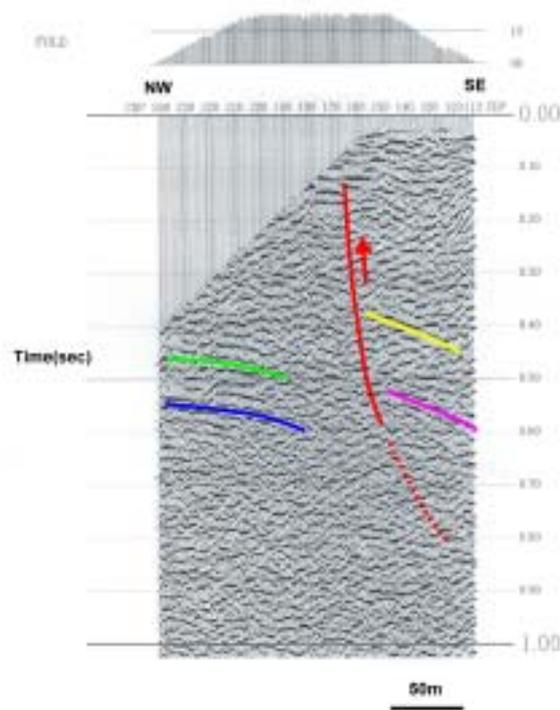


圖23、圖22中剖面之解釋。剖面中西側與東側各有信號出現，但中央部分信號不佳，斷層以紅色線條表示。

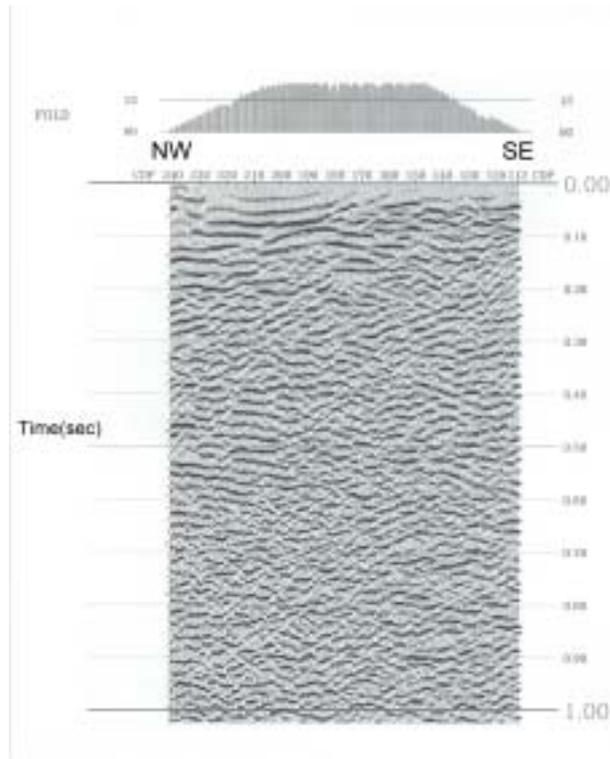


圖24、測線SCn1S經不同方式處理之24重合SH波剖面。

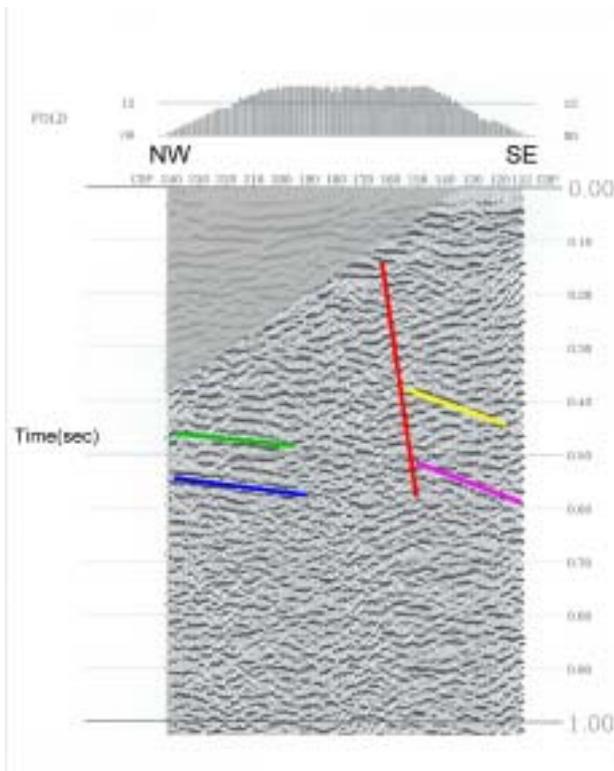


圖25、圖24中剖面之解釋。剖面中斷層兩側之地層皆往東南方傾斜，但傾角不同。

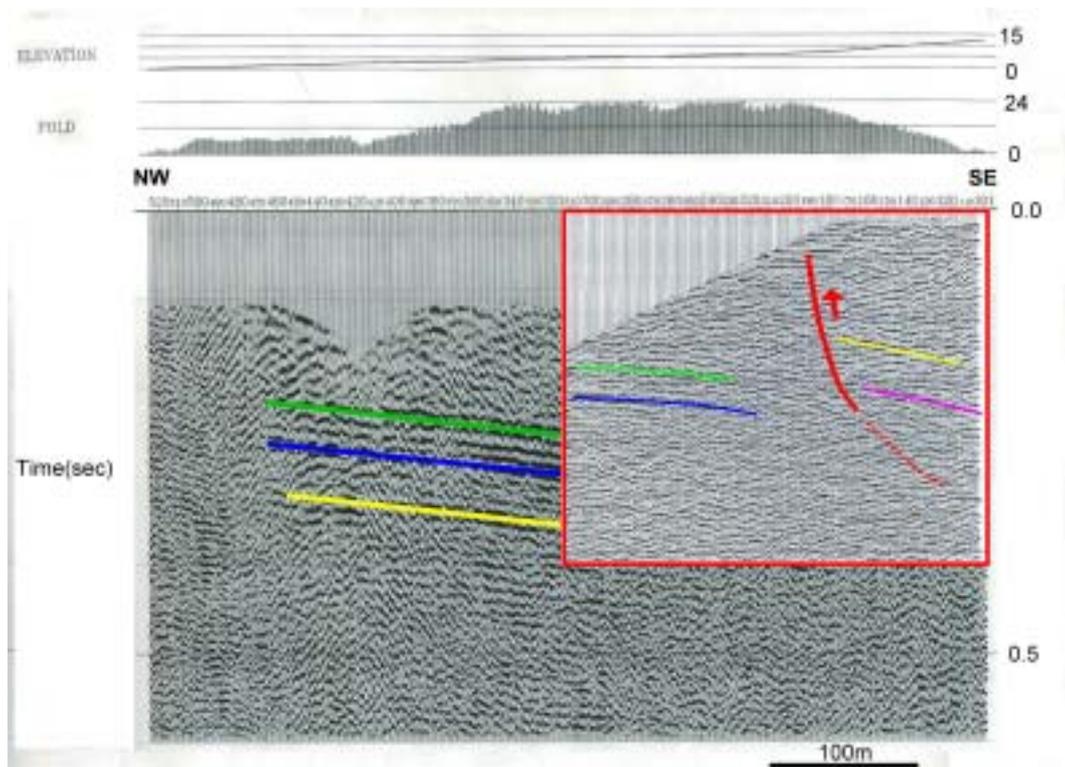


圖26、測線SCn1之P波與SH波整合解釋剖面。測線底下之地層皆往東南方傾斜，但斷層上盤地層的傾角較陡。

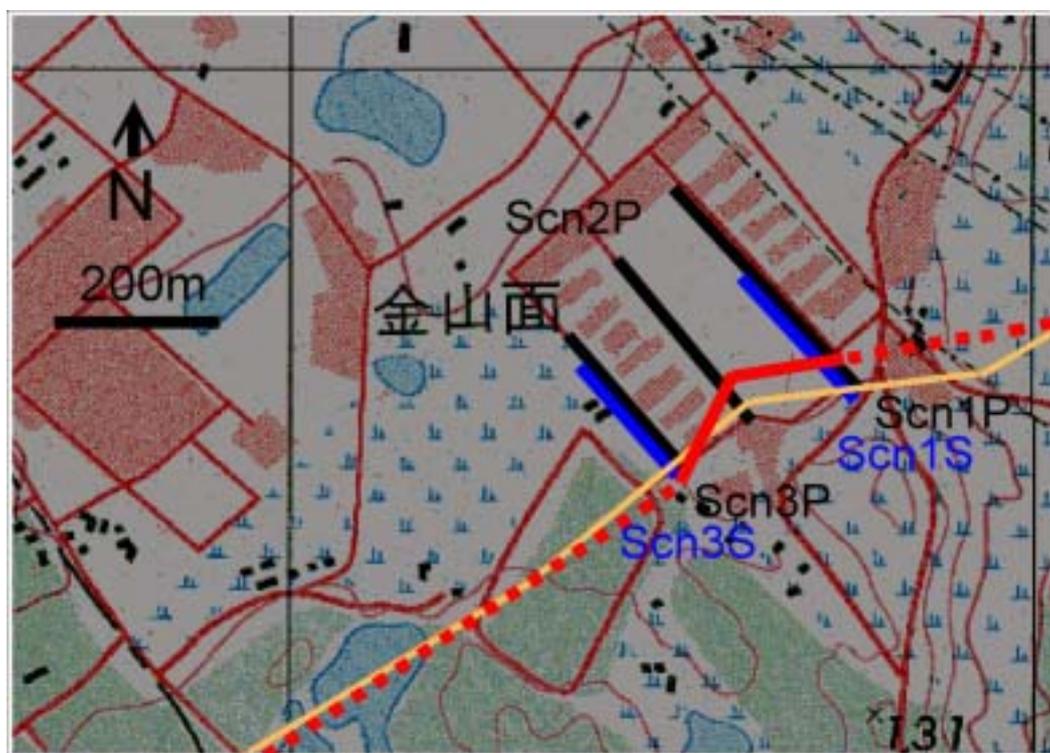


圖 27、本測區斷層研究之結果。圖中紅線為即本研究所得之斷層延伸位置。

新竹科學園區地震震源分布分析研究

陳于高¹、李建成²、洪淑蕙¹

¹國立台灣大學地質科學系

²中央研究院地球科學研究所

本研究利用 GOCAD 重現地震震源分佈的相對關係，並利用其 3-D 旋轉視角以尋找發震構造的存在與其形態。新竹科學園區之地震震源分佈大致呈向東加深的趨勢，但餘震震源間的相對關係複雜，難以釐清各餘震的歸屬，未有明顯之發震構造的發現。雖然本研究於新竹地區未有明顯之發現，但應用於 1999 嘉義地震群則可見兩個以上的構造面的存在，並在 GOCAD 的輔助下，順利的重現發震構造面的形態。

一、研究方法

地震的產生與斷層的活動有一定的關係，其分佈可指示出地下構造的存在，良好的震源定位配合適當的震源資料處理與呈現軟體，可以幫助釐清地震分群歸屬且藉以重建地下活動構造的形態，對於地震地質學的研究有相當的助益。

傳統的自動繪圖系統多是為汽車等工業所設計，其所能處理的僅為簡單的平滑面。而對於像有反轉摺皺、鹽丘、逆斷層等這種複雜構造活動的地質模型，其資料的複雜性就不是一般的 CAD (Computer Aided Design) 軟體所能處理。因此 Ecole Nationale Supérieure de Géologie 的 Jean-Laurent Mallet 教授在 1989 年組織了 GOCAD 的研發團隊 ASGA (Association Scientifique pour la Géologie et ses Applications)，提供良好的地質科學方面的電腦輔助設計軟體。Jean-Laurent Mallet 教授提出了一個新的演算法，Discrete Smooth Interpolation (DSI, Mallet et al., 1989, 1992)，作為 GOCAD 的核心架構，這個新的插值法對於定義空間中結點的各種屬性，可以處理較為複雜與大量的資料，更加的符合自然環境的情形。採用 DSI 作為演算法的 GOCAD 可以利用點（例如地震資料，每個震源以一個點表示）、線（例如斷層等構造線之地面地質資料）、面（例如地下斷層面與震源機制解）等各種物件加上其特有的屬性，來表現出地下構造的存在。並利用強大的數學演算能力，整合所載入的資料，建構出一個可視的面以表現出地下構造的型態。GOCAD 可用來處理建立構造模型、速度模型、儲油庫模型與在三維模型上設計井位等等。

GOCAD 在幾經演變之後，除提供學校作為學術研究外，亦有石油、礦業等鑽探公司用以建立油庫模型，推算油井位置模型。在多家工業公司的贊助合作下，GOCAD 的研發團隊另外成立 T-surf SA 公司以負責軟體維護與工業化，並於 2002 年改名為 Earth Decision Sciences SA。截至目前為止，全世界至少有二十餘個公司團體、五十餘所大學及研究所參與及利用 GOCAD。普林斯頓大學 John Suppe 教授即利用 GOCAD 於 Northridge thrust 的研究上而有良好的成果。國內

在 2000 年時，由國立台灣大學碩士班研究生羅博文在台大地質科學系陳于高博士與中研院地球科學所李建成博士指導下，遠赴普林斯頓大學學習，並已成功將此套利用 GOCAD 的研究方法應用於 1998 瑞里地震（羅，2001）。

目前 GOCAD 的最新版本為 2.0.5，除原有之 SGI IRIX 32-bit、SGI IRIX 64-bit、Sun Solaris、IBM AIX、Linux 等 Unix 系統外，亦已發展出適用於 Microsoft Windows 平台的版本。本研究正式加入 ASGA 並取得 T-SURF SA 的授權，建立國內第一套 GOCAD 系統，並應用於新竹科學園區與其他地區的地震地質學研究。

圖 1 為本研究建立的 GOCAD 系統之版本資訊，執行平台為 Windows 2000 Service Pack 2。圖 2 為 T-SURF SA 之授權資料，合法使用期限至 2005 年 3 月底。圖 3 為 GOCAD 執行時，主要之工作視窗，地震與地質之資料呈現在右下角之黑色區域，在此區域提供方便的 3-D 視角旋轉功能，縮短發震構造的尋找時間。圖 4 為地震與地質資料利用 GOCAD 處理的流程圖。在地震資料的處理上，定位的品質對於之後的處理判斷影響甚鉅，因此最好以經過重新定位過的地震資料為主要應用。目前的重新定位法較常被使用的有 JHD (Joint Hypocenter Determination Method)、MSM (Main Station Method)、Double Difference Method 等。重新定位後的地震依照其使用的重定位技術的不同，可能改進了絕對位置，也就是調整地震位置使其更接近真正震源位置，以便能和地質上的一些構造特徵互相比對；或者是改進了相對位置，使一組地震中某一地震與其他地震間的相對關係更為正確。在尋找地下構造的過程中，如果我們能使屬於同一發震構造的地震震源，可以更為準確的聚集，那麼對於構造形態的判斷將會更為有利，因此我們將重新定位後的地震再經過震源位置疊合法處理。

震源位置疊合法 (Jones and Stewart, 1997) 是假設餘震地震群的分布，大致是沿著一個主要斷層滑移面，做隨機的分佈。在此假設下，以統計學的方法，在地震定位的誤差範圍內，比較每一震源與其誤差範圍內其他震源的位置，藉此調整餘震地震群中每一震源的位置，以獲得適於此一滑移面的震源分布，利於找出發震構造。

理論上，一群地震發生時，屬於同一個發震構造的地震群，應該都位於發震構造之斷層滑移面上。但因為定位的誤差使得這群地震的震源分布，看起來像是隨機分布在發震構造的附近。而「震源位置疊合法」利用定位的不確定性對同一發震構造的地震進行聚焦的作用，令這群地震在可接受的範圍內（即其誤差的範圍）重新調整彼此相對的位置，使地震的震源分布可以較為接近造成地震的主要斷層滑移面。

在理想的狀況下，假設所有人為或系統性的誤差都已消除，影響地震定位的準確性只剩下隨機的觀測不確定性，則由於地震的定位不確定性有經度、緯度、深度三個距離的分量，所以每一個地震的定位不確定性除以其標準差平方，在理論上會形成統計上自由度為 3 的卡方分布 (χ^2 distribution) (Evernden, 1969)。「震源位置疊合法」即在地震定位完成後，令各個地震在其可容許的不確定性的範圍

內，依照其他地震的震源位置關係調整位置，直到所有地震的位移量平方除以標準差平方最趨近卡方分配為止。本研究最趨近卡方分配的計算方式是依據Kolmogorov test (Press et al., 1986)。

經過震源位置疊合法處理過後，將調整過後的震源位置載入GOCAD中，在GOCAD的3-D視窗中調整角度以判斷是否有明顯的發震構造的存在，若有則可以利用GOCAD的Surface功能，模擬建造出發震構造面。再加上震源機制解、地面與地下地質資料、平衡剖面、震測剖面等等，可以建立由地表延伸至地下百公里的構造模型，對於地下構造的形態，達到“深入”的認識。

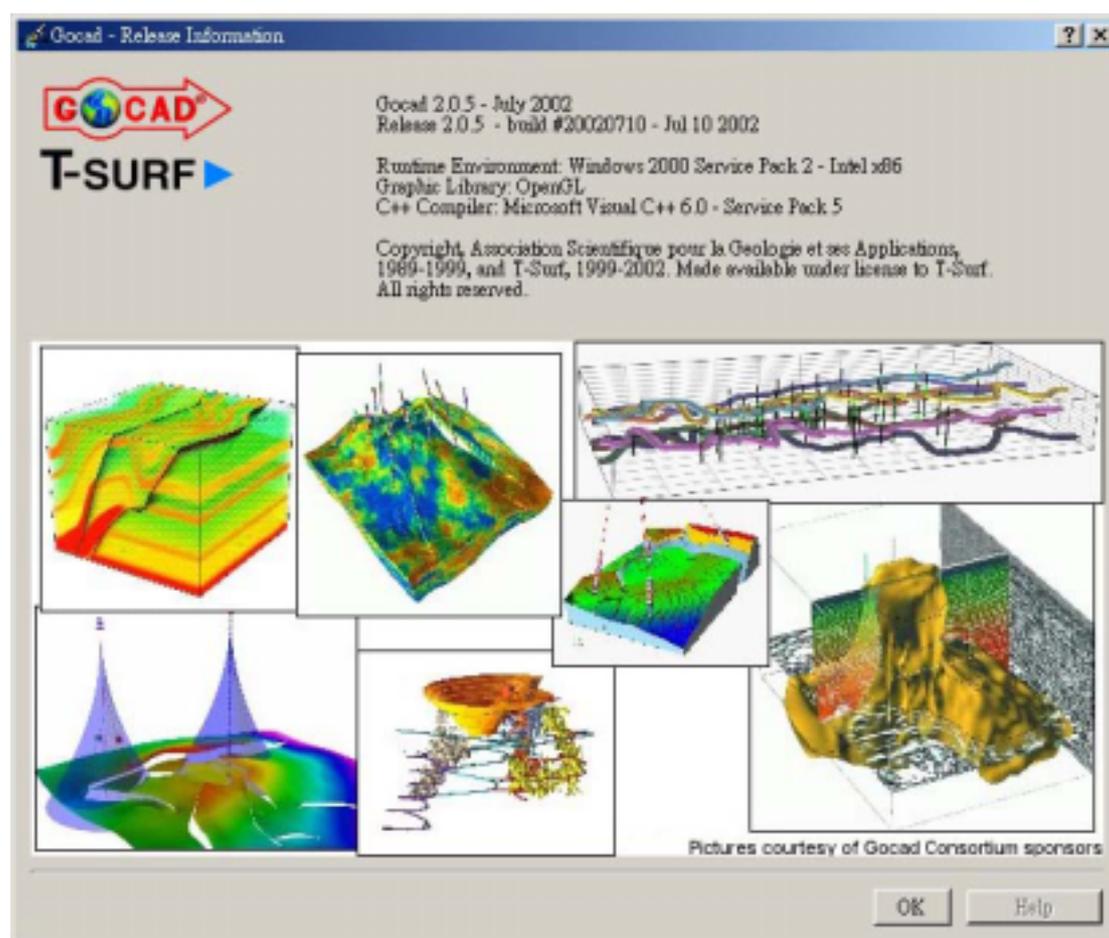


圖1、本研究建立之GOCAD系統版本資訊。最新版本為2002年7月10日釋出的2.0.5版，執行環境為Intel Pentium4個人電腦，作業平台為Windows 2000 Service Pack 2。



圖2、GOCAD授權資訊。有效授權期限至2005年3月31日止。

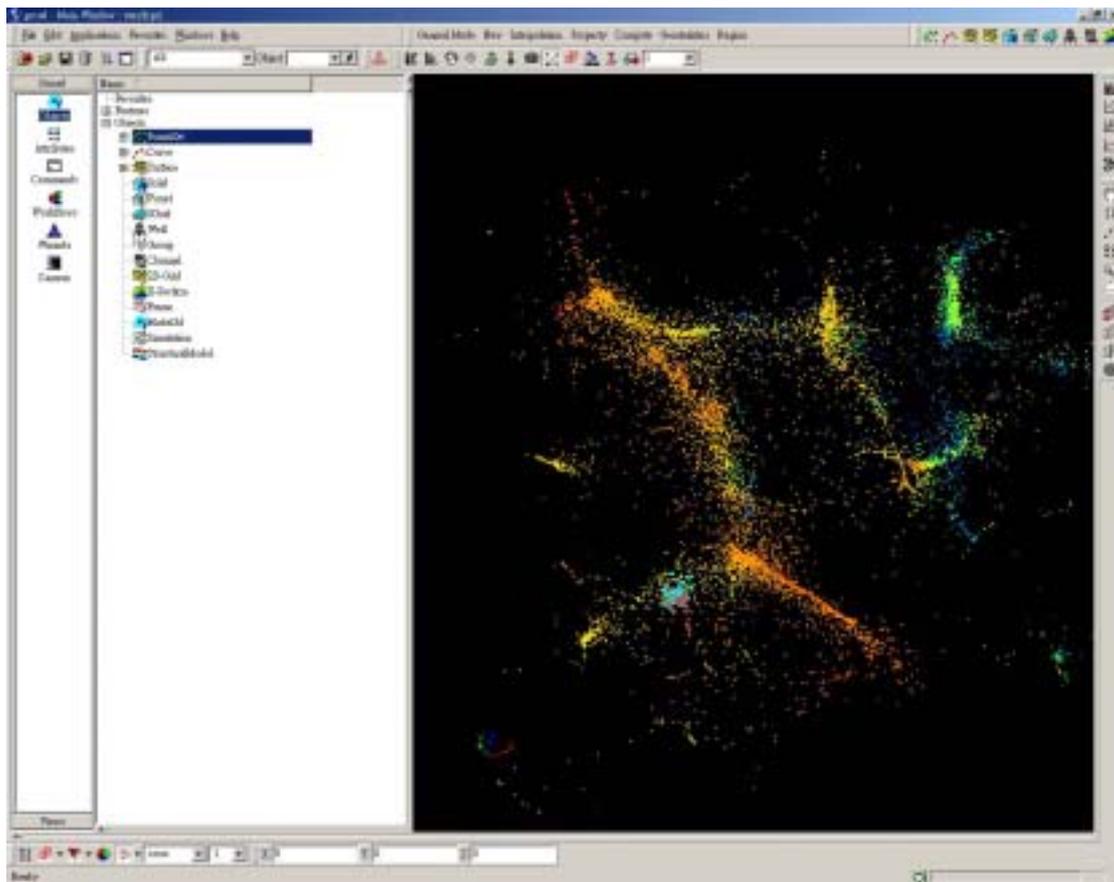


圖3、GOCAD 主要執行視窗一覽。畫面上方為主要程式與附加程式之工具列與圖示，左方為物件化之資料選擇與屬性調整工作區，右方黑色區域為主要工作顯示視窗，最下方為狀態列。

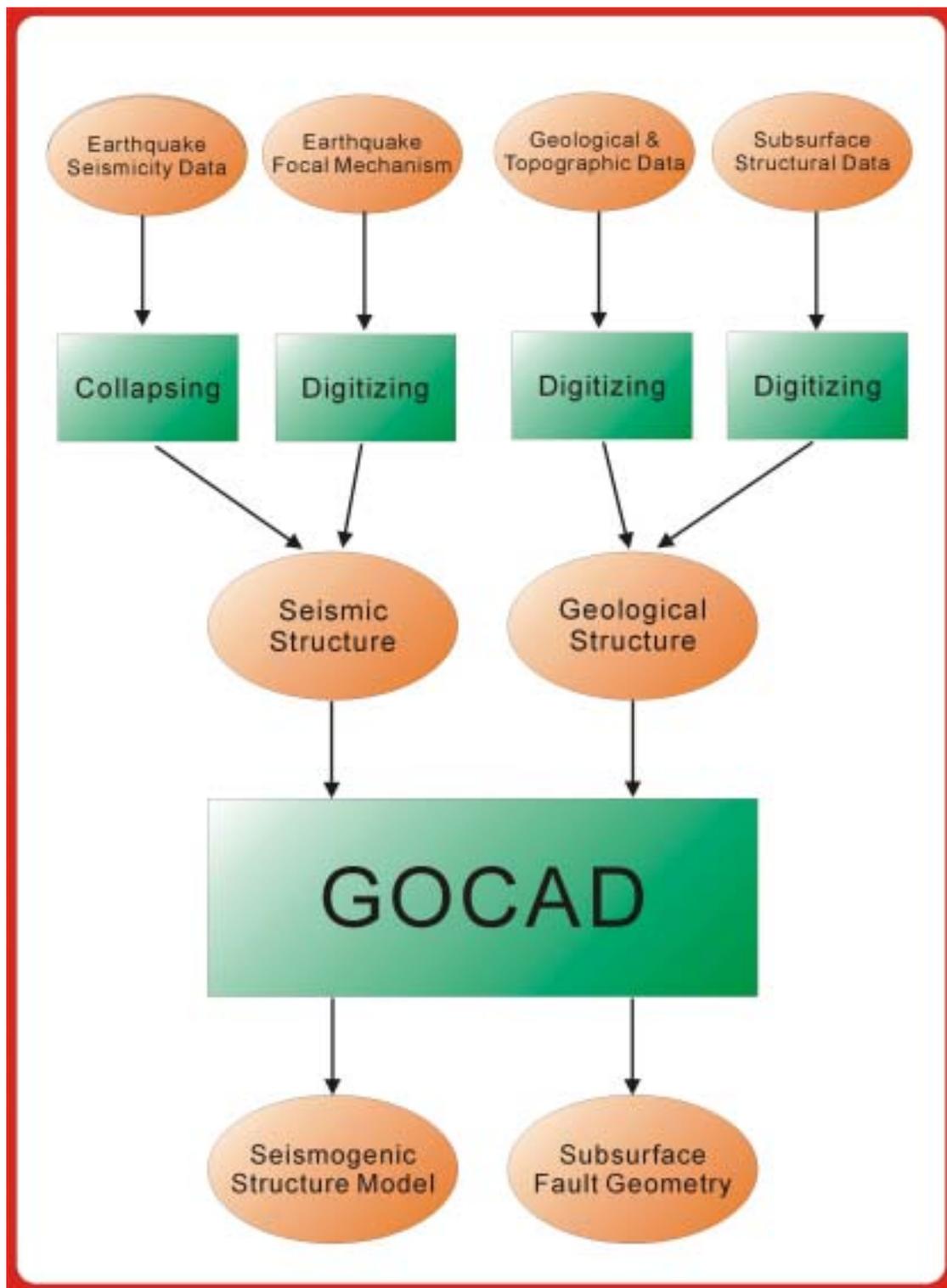


圖 4、流程圖。

二、研究結果

本研究所使用的地震震源資料取自中央氣象局，地震發生時間自1991年1月1日起至2001年11月30日止，取樣區域約為東經120.5度至121.5度、北緯24.5度至25.5度。於此段時間及區域內所記錄的地震共有2183個，規模最大為4.75、最小為0.56，深度分佈則自1公里內至170餘公里。

圖五黑色框線標示本次研究所取樣的地震分佈區域，紅線則標示出活動斷層的位置。在本研究中之座標系統統一使用TWD67二度分帶，圖5上方與左方標示二度分帶之座標軸，圖中灰色軸線間隔為50公里。圖6放大研究區域並以黑點標示出地震震央分佈位置，灰色軸線間距縮小為10公里，黃線則標示出地形等高線。由地震震央的2-D平面俯視來看，地震的分佈除了在右下角外有一小群較為集中，其餘地震分佈顯得分散，沒有明顯的線狀構造分佈。圖7a將地震震源深度著色，著色範圍取99%的高斯分佈，以RGB的互補色平均著色，深度大於47公里的部分佔全部不到1%，全部著以黃色。較為深層的地震多集中在此區域右方。圖7b為圖7a詳細之震源顏色深度對照表。圖7a將本區域主要活動斷層—新城斷層以粗紅線標示，在新城斷層東南方為本區大多數地震聚集發生之處，但在2-D俯視圖上看不出地震分佈有任何規則性。

圖8為由南往北之水平平行視角（parallel view）影像，震源之深度色彩標示與圖7a相同，由這個角度可見地震之分佈大致呈現一由西向東傾斜的趨勢。本區域的主要斷層走向可以以新城斷層為代表，約為北偏東60度的走向，因此若有特別的地震震源分佈，則在此方位的視角觀察下最易發現。我們以N60°E方向，約略為平行新城斷層走向的視角(透視視角，perspective view)觀察震源分佈，圖9a、9b、9c分別以平視、30度俯角、30度仰角，加上平行新城斷層走向的方位角，呈現地震震源之分佈。圖9d為圖9a視角下的局部放大圖，圖9d包含大多數較為集中的地震分佈，但其彼此間並未有特殊分佈趨勢。由此角度並未能找出本地區的地震分佈與此走向的斷層，兩者之間存在有互相印證的關係。再由其他角度的觀察亦未能發現地震震源有特別的分佈與集中於某個發震構造的現象。而由圖8所見之自西向東傾斜的分佈趨勢，在細部之解析上，各地震之震源位置彼此干擾，未能良好分辨其歸屬；而大範圍之趨勢，走向為南北向，與當地之主要斷層線走向有相當差異，且多數地震分佈於取樣之邊界，此種大範圍之趨勢需考慮鄰近地震的影響方為合理。故本研究未能與此區域發現明顯之發震構造。

雖然GOCAD於此區域之應用尚未有顯著之成效，但利用其對1999年10月22日之嘉義地震分析，則已可解出兩個構造分佈之存在。圖10a為嘉義地震群在北偏東15度視角下的透視圖，此圖中所呈現的資料為經過JHD重新定位的嘉義地震資料，在尚未透過震源位置疊合法處理前，即可見嘉義地震之餘震分佈呈現兩個趨勢。在圖10a中，可發現在深度10公里左右有一群水平的藍色地震分佈，此為一淺部平緩略向東傾斜的構造；在此群地震下方，13至16公里處，則可見一右上至左下，由藍綠色至黃色的地震分佈，亦即為一走向為北偏東15度，向西傾斜約45度的分佈趨勢，圖10b為其地震震源深度分佈參照。再經過震源位置疊合法處

理後，如圖10c所見，雖然於兩個構造的連接處的地震分佈較為混亂，但在遠離連接處的地震分佈更為明顯的集中在兩個趨勢線上。然而，此兩群地震分佈在向東的視角下，如圖10d，較深層的綠色地震群事實是由兩個線性的排列所構成，而在中央部分的地震分佈卻顯得稀疏。我們將上部較為集中的地震，利用GOCAD處理建立一個曲面，如圖10e，為曲面與地震分佈正上方鳥瞰圖。假設上部的藍色地震大多數都屬於同一個發震構造，則此曲面即為嘉義地震中較淺層地震的假想發震構造曲面。

本研究建立了台灣第一套GOCAD操作系統，雖然應用於新竹地區的地震震源分佈分析，未能有明顯之發震構造的發現，但在後續1022嘉義地震群的研究中，則良好的重現了地震的震源分佈關係。檢討此研究方法應用於各地區的研究成果，可知地震定位資料的好壞對其相關構造形態的辨識，有決定性之影響。經過重新定位的地震資料，如嘉義地震群，可以較為清楚的分辨其發震構造的形態；而較老舊未經重新定位的地震資料，如新竹地區的地震分佈，在各地震間的關係就顯得較為混亂難解。在未來更多的相關研究下，與地震品質的精進，相信此套系統更能發揮其三維即時旋轉視角，及建立地球科學構造模型的功能，而對地下深部構造形態的重現模擬與斷層及其他構造模型的建立，有莫大的助益，使我們對於地震此一影響民生甚鉅的地質災害，及與其息息相關的地下斷層，能有更多的瞭解，進而能夠做好預防之工作，令黎民百姓不再受此地質災害的威脅。

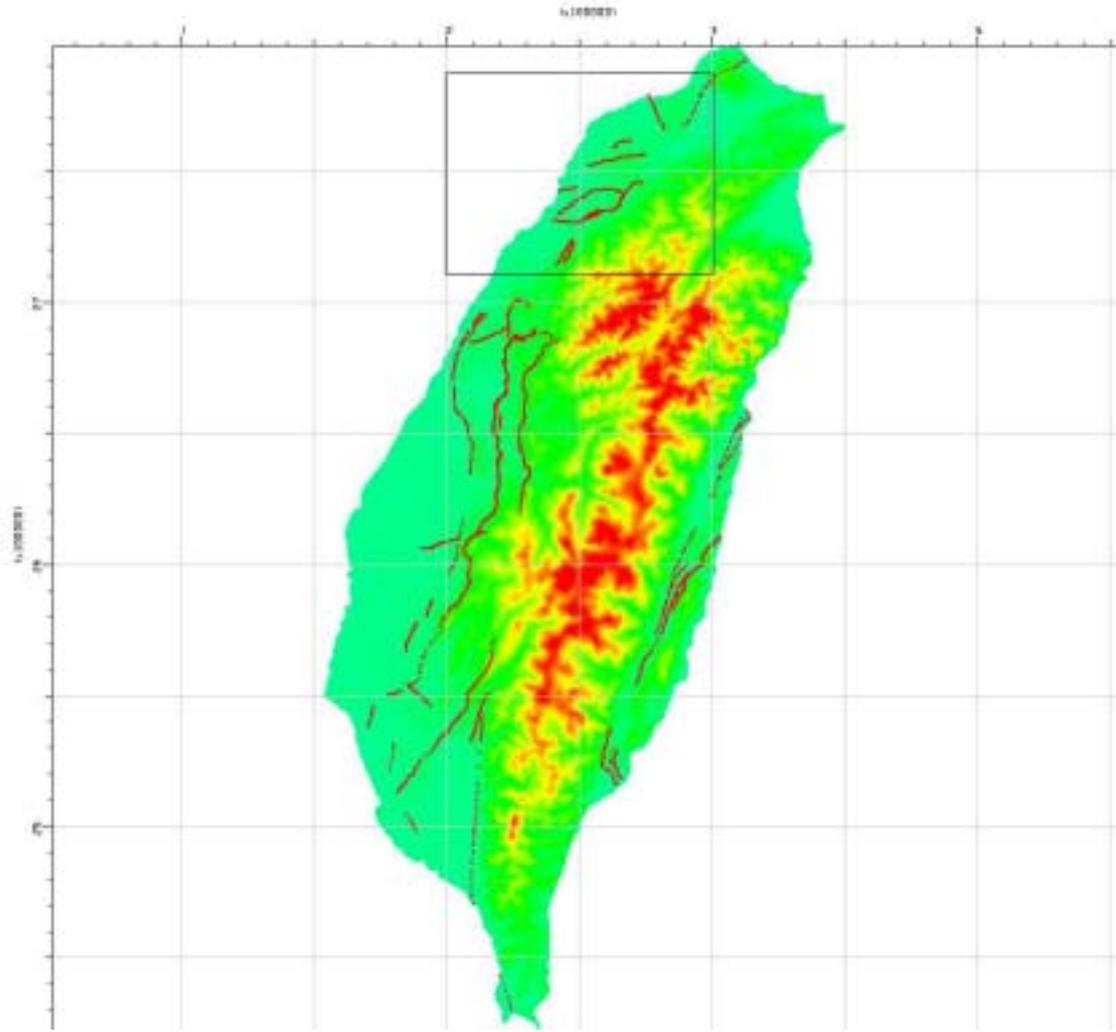


圖 5、黑色框線內為研究區域，紅線為活動斷層。圖上方及左方標示之座標系統為二度分帶 (TWD67)。

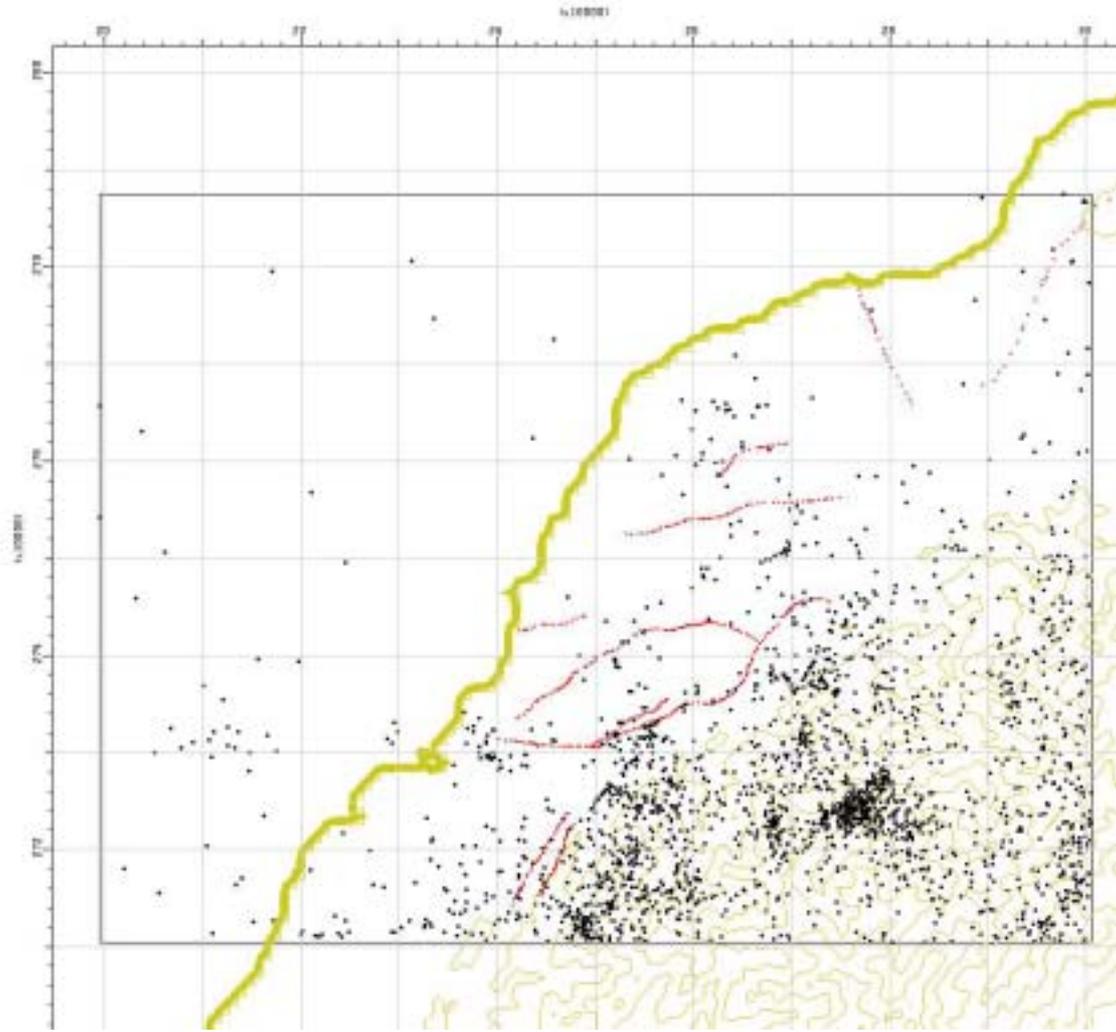


圖 6、研究區域放大圖。黃線為等高線，粗黃線標示海岸線位置，紅線為活動斷層位置，黑點代表地震震央，大部分地震震央位於東南角落之山區內。

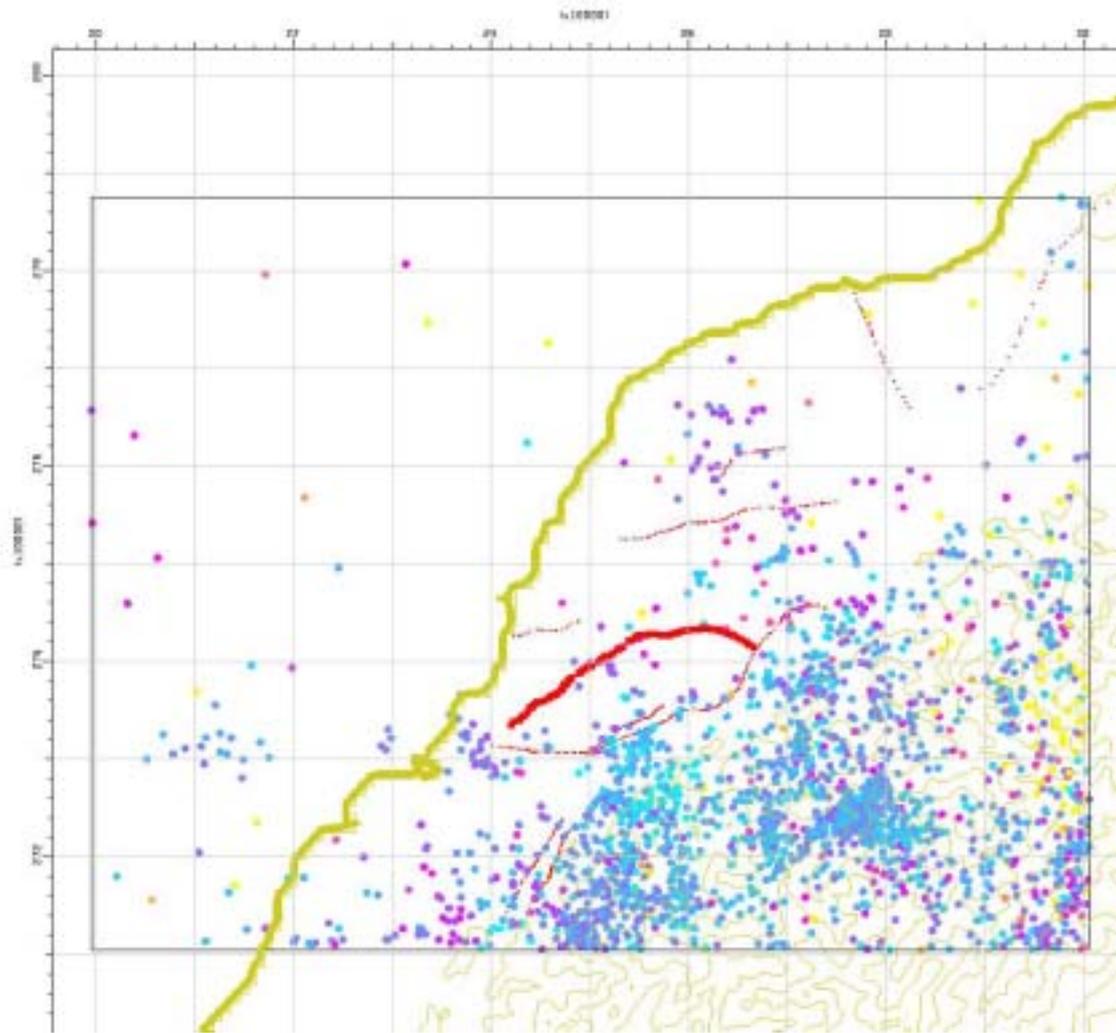
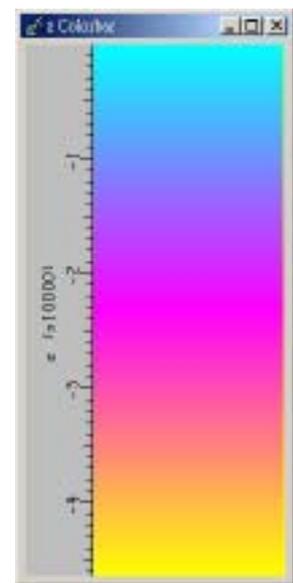


圖 7a (上)、震源深度分佈圖，粗紅線為新城斷層位置。
 7b (右)、深度對照索引，單位為公尺，此後所提及之本研究新竹地區的震源分佈圖，其深度對照皆以此為準。大多數地震深度在 25 公里以內。



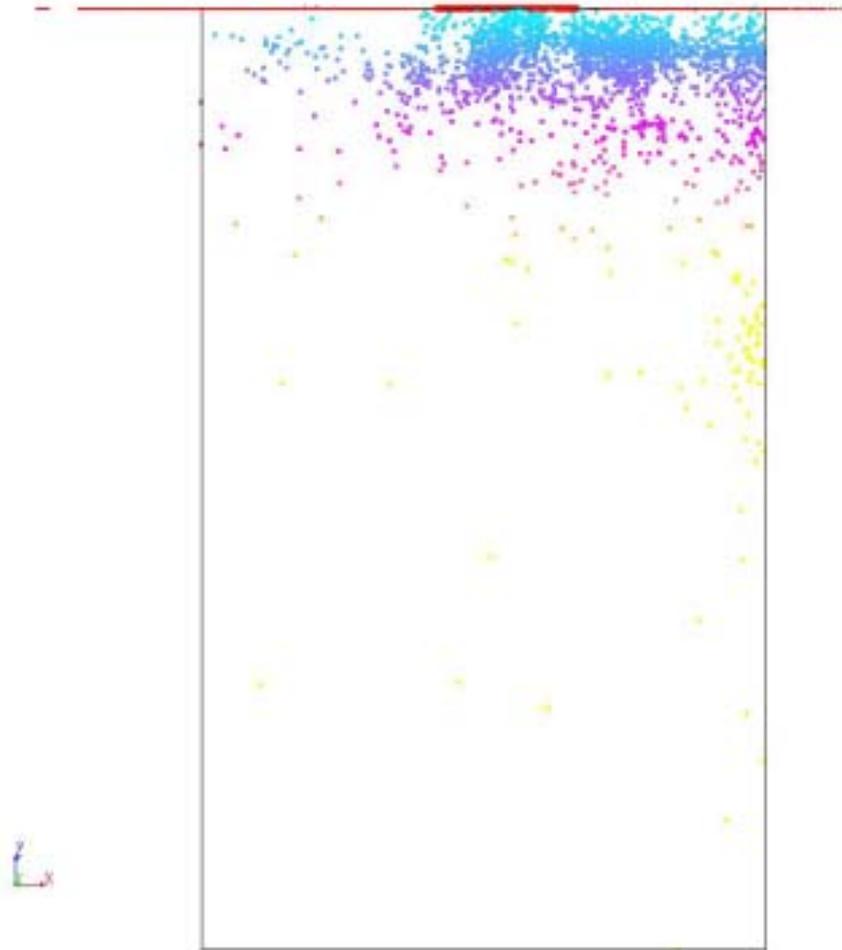


圖 8、由南向北之水平透視圖。呈現視角為平行視角 (parallel view)。地震震源深度分佈大致呈現一個往東方加深的趨勢。

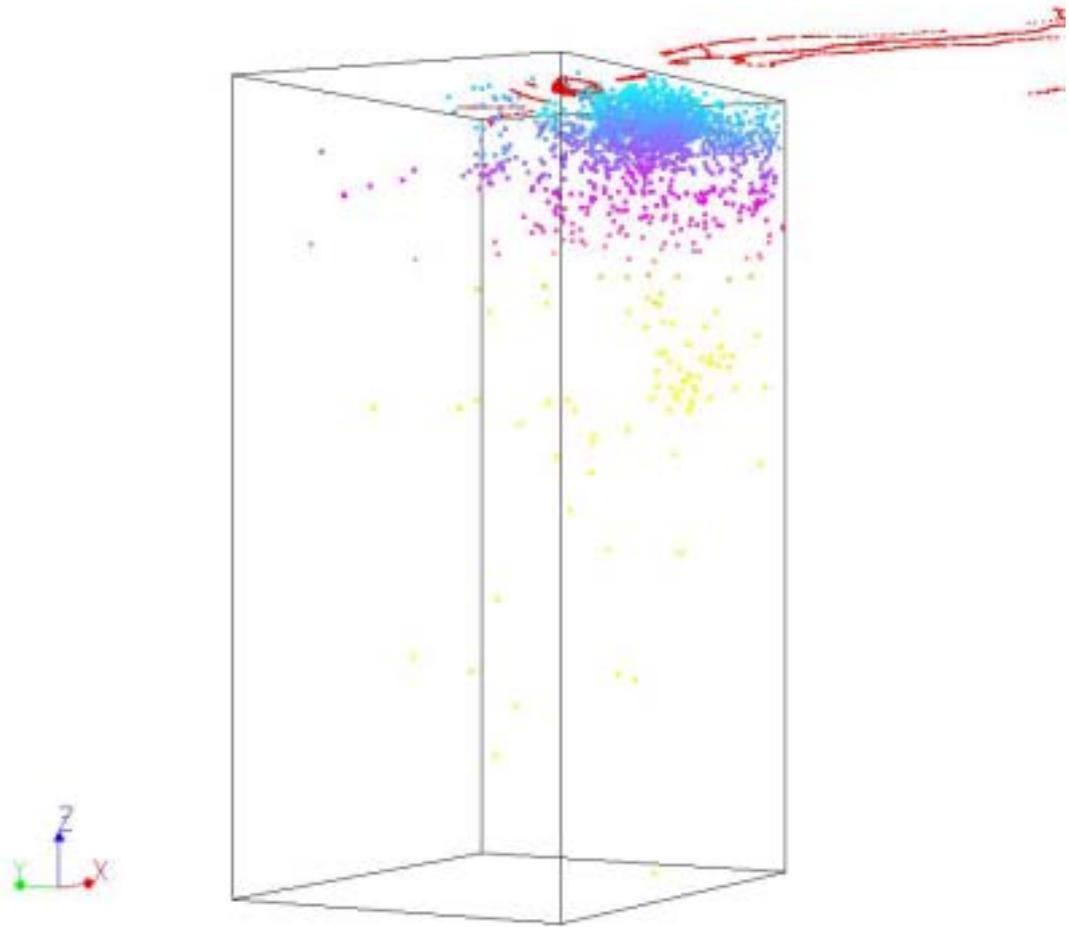


圖 9a、以 $N60^{\circ}E$ ，約略平行新城斷層（粗紅線）的視角（perspective view）下，所顯示之地震震源分佈。左下方之座標軸顯示目前的視角方位，其中紅色 X 軸正向指示東方、綠色 Y 軸正向指示北方、藍色 Z 軸正向指示上方。

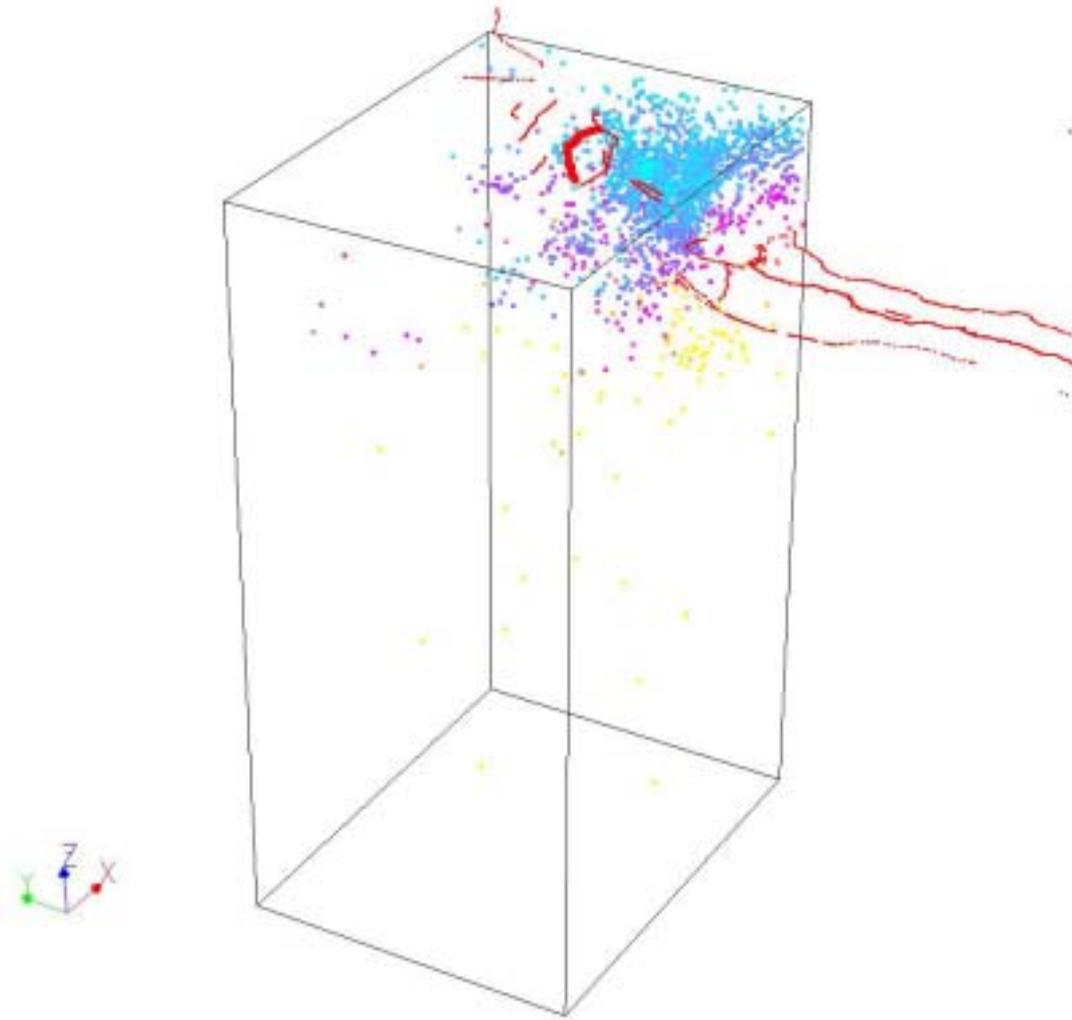


圖 9b、以 N60°E、30 度俯角，約略平行新城斷層（粗紅線）的視角（perspective view）下，所顯示之地震震源分佈。

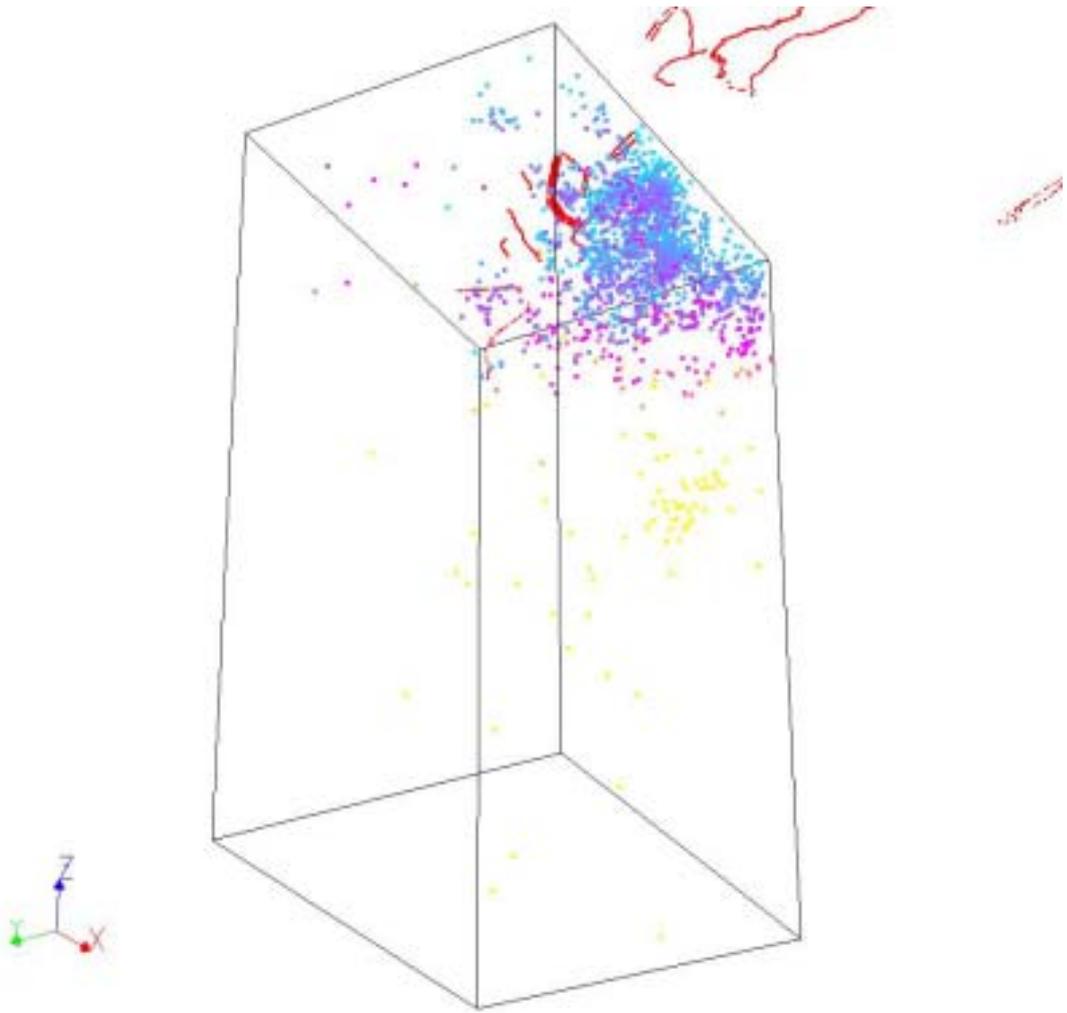


圖 9c、以 $N60^{\circ}E$ 、30 度仰角，約略平行新城斷層（粗紅線）的視角（perspective view）下，所顯示之地震震源分佈。

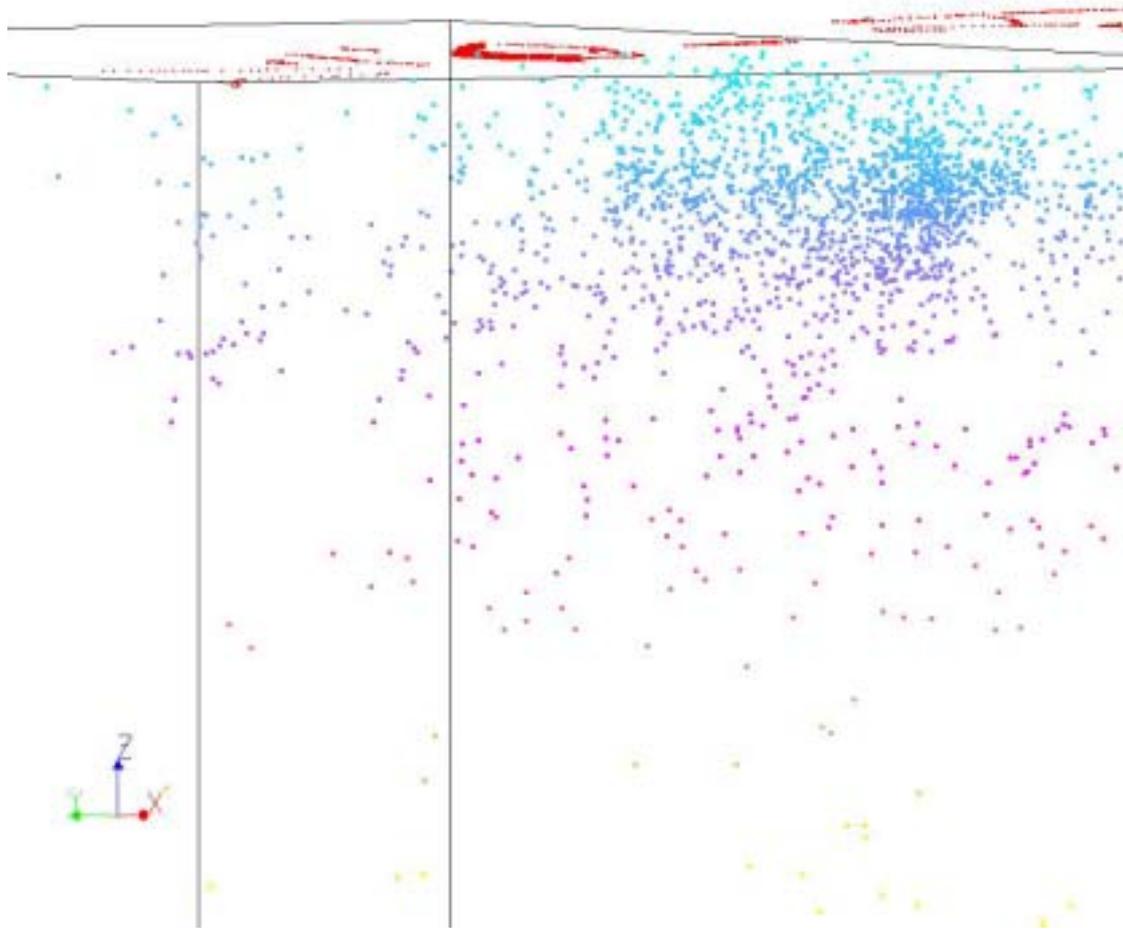


圖 9d、圖 9a 之局部放大圖。圖 9a、9b、9c、9d 所顯示之地震震源分佈，並未存在有特殊之趨勢。

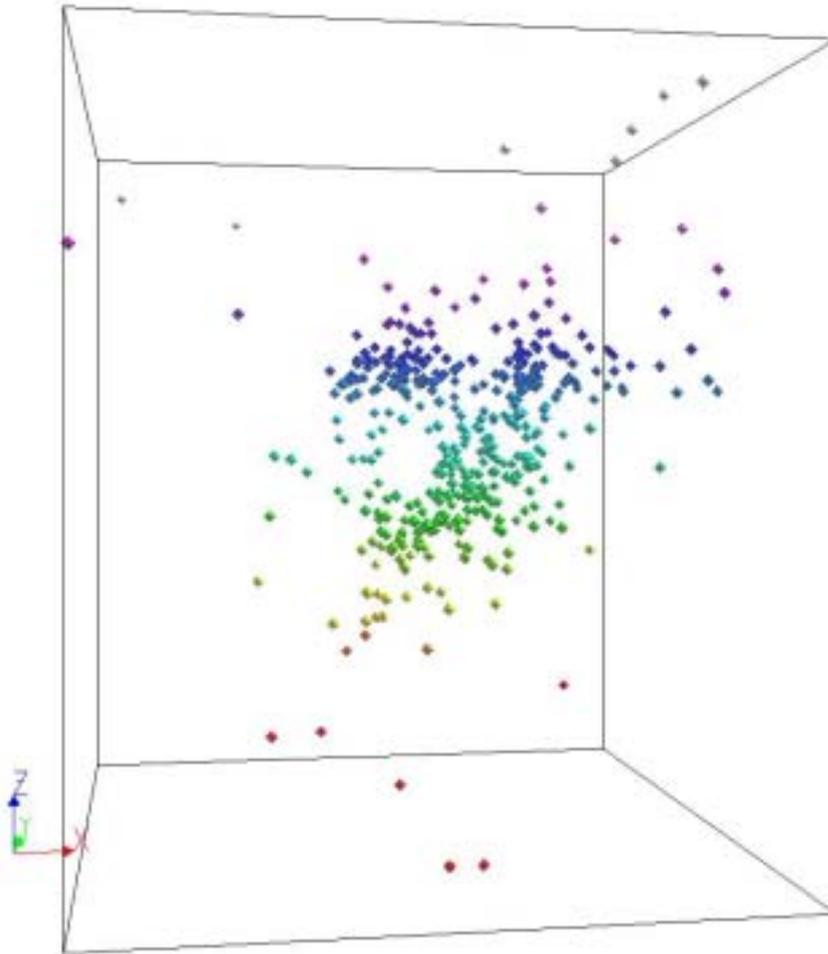
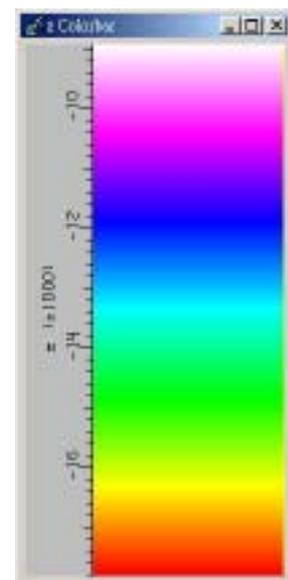


圖 10a(上)、1999 年 10 月 22 日嘉義地震餘震分佈、圖 10b (右)、嘉義地震餘震分佈的深度顏色參照。由圖 10a 可見，地震在北偏東 15 度的透視下，呈現兩個趨勢分佈，一為圖中藍色地震分佈，另一為圖中藍綠色至黃色地震分佈。



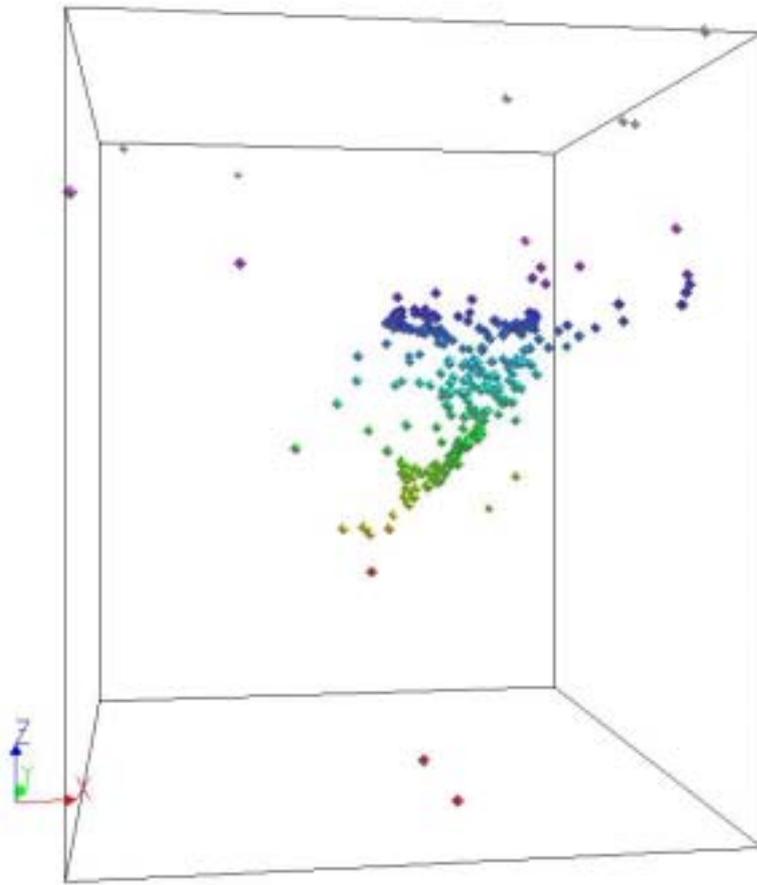


圖 10c、經過震源機制疊合法處理後之嘉義地震分佈。在與圖 10a 相同的視角下，明顯可見經過 collapsing 的地震有較為集中的趨勢。

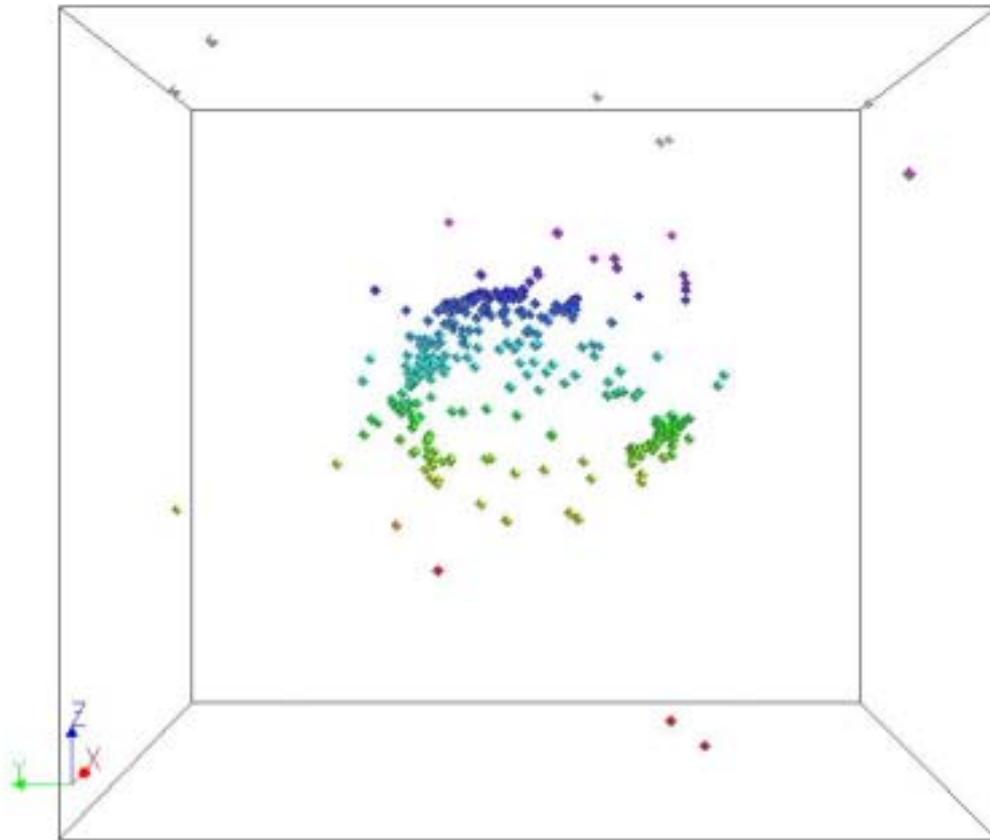


圖 10d、朝向正東方的透視圖。圖中綠色地震的分佈分為左右兩群，且成線性排列，而中央部位地震的分佈明顯較少，形成一空缺。

參考文獻

- 陶彩霞 (1999) 花東縱谷豐濱段之發震構造辨識及分布特性。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 97 頁。
- 羅博文 (2001) 1998 M_L 6.2 瑞里地震發震構造與相關斷層構造。國立台灣大學地質科學研究所碩士論文，共 75 頁。
- Evernden, J. F. (1969) Precision of epicenters obtained by small numbers of world-wide stations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 1365-1398.
- Guiziou, J. L., Mallet, J.L. and Madariaga, R. (1996) 3-D seismic reflection tomography on top of the GOCAD depth modeler. *Geophysics*, 61, 1,499-1,510.
- Jones, R. H., and Stewart, R. C. (1997) A method for determining significant structures in a cloud of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 102, 8,245-8,254.
- Mallet, J. L. (1989) Discrete smooth interpolation. *ACM transactions on Graphics*, 8, 121-144.
- Mallet, J. L. (1992) Discrete smooth interpolation in geometric modeling. *Computer-aided-design*, 24, 178-193.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., and Vetterling, W. T. (1986) Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing. *Cambridge Univ. Press, New York.*

新竹科學園區大地測量站位設置研究

胡植慶¹、詹瑜璋²、李建成²

¹國立台灣大學地質科學系

²中央研究院地球科學研究所

斷層的存在，在台灣這個正在進行的造山帶來說其實並不稀奇，台灣島上事實上佈滿了數十條大大小小的斷層(林啟文等，2000)。對建築物及經濟產業而言，斷層並不一定可怕，特別需要值得注意的是活動斷層及相關之活動構造；活動斷層等活動構造多半有發生地震的高度潛在性，地震的發生，一則產生地表強烈搖動，另則可能造成地表斷裂。無論如何，如果在新竹科學園區附近發生規模較大的地震(規模大於六)，對於園區內的廠商勢必造成重大影響及損失。近年來詳細的地質調查，尤其是高精度的地形資料分析，顯示通過園區附近的斷層並不是完全不活動的。最近構造地形的研究報告指出(Hsu et al., 2001)，新竹斷層及新城斷層通過地區的更新世河階堆積物有明顯的活動現象。然而對於此活動作用的機制、範圍、活動年代及速率之定量之資料，目前仍缺乏研究。本計畫將進行高精度之地殼變形測量，以期提供科學園區地區現今地殼變形的資料，並進一步了解新竹斷層及新城斷層的活動性。

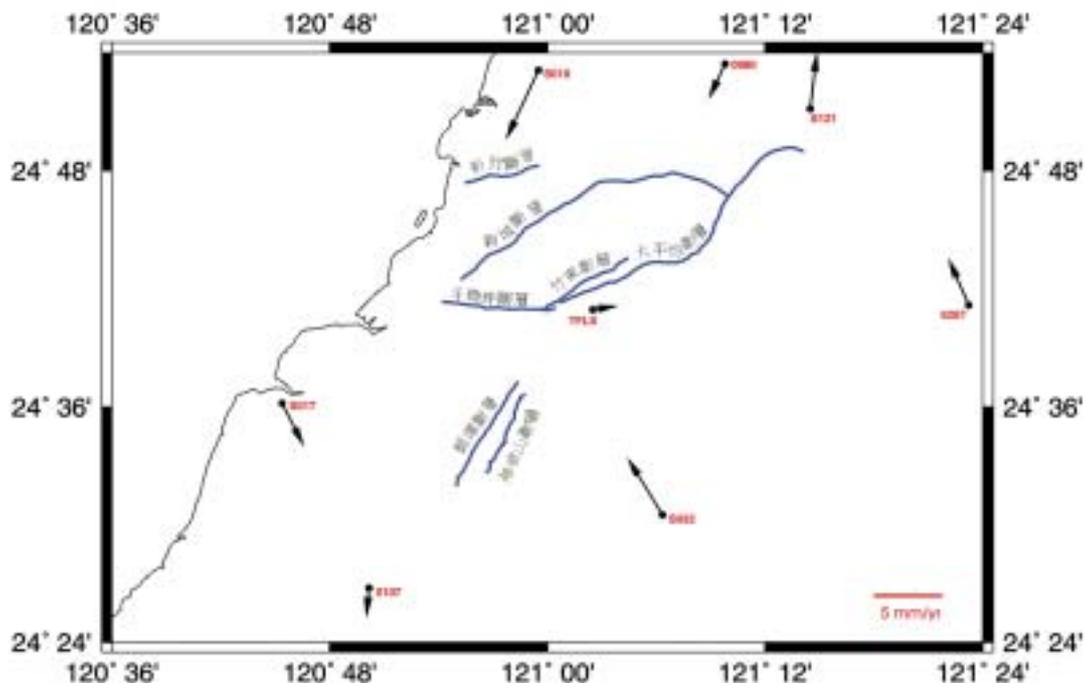
傳統大地測量施測時常受地形及天候影響；儀器的觀測極限亦僅約 10 km 左右，因此測量網難於有效擴展。幸而全球衛星定位系統(GPS)測量技術在 80 年代末期快速發展，此項新的衛星測地學工具隨即被廣泛應用於地體動力學相關領域如測斷層活動、火山活動、地層下陷、區域的地殼變形與板塊運動之研究。全球衛星定位系統乃美國國防部為對海上、陸地和空中設施，進行高精度導航與定位的軍事需求而建立的。該系統自 70 年代初開始設計研發，歷經二十餘年，於一九九四年初布設完成，並維持正常營運。全球衛星定位系統衛星測量方法，可精確獲知測點的三維座標和測點之間的基線向量變化，經嚴謹的誤差修正與資料處理程序，可達毫米級的定位精度，同時具有全球性、全天候及連續性觀測的能力，故可應用於高精度需求之地殼變形測量。因此全球衛星定位系統衛星測量已漸漸取代傳統大地測量，而成為研究地殼變形與活動地質構造的利器。由於地殼變形速率在大地震孕育的過程中極為緩慢，短時間內的變形量極為微小，僅數毫米至數厘米。當大地震發生時，更可獲知震前、同震及震後變形，使我們對地震的震源機制、地殼應變的累積與能量釋放過程有更多的了解。

在諸多大地測量方法中，全球衛星定位系統(GPS)的快速發展及其廣泛的應用性，近年來已有許多的科學及工程的領域結合 GPS 的快速、高精度特性，以突破傳統的作業方式，大大提昇了其工作效率及成果精度。GPS 系統應用於地殼變形的監測，正是 GPS 在地球科學上最成功的例子之一(Segall and Davis, 1997)。它可提供斷層活動、孕震過程與震源力學的重要資訊。然而，由於 GPS 在垂直方向精度較差(1-3 cm)，以 GPS 測網的監測主要是針對水平變形為主。對於高精

度垂直方向之變形而言，精密水準測量是唯一之手段(Sylvester, 2000)。雖然精密水準測量之施行費時且耗人力，然其在垂直方向之高精度表現，使其成為不可取代之高程測量的最主要方法。

欲進行活斷層之地殼變形監測，首先須在斷層兩側，選擇適當地點佈設穩固的基準點。在跨越斷層處應設立較密集的測點，以偵測是否有近地表的斷層潛移現象。離斷層愈遠，則將測站間距加大。監測網的大小應涵蓋斷層兩側適當的寬度，俾能由斷層附近的地殼變形型態研判斷層的活動方式，並了解是否有應變累積現象及發生地震的潛能。

台灣地區斷層密布，過去全島性的全球衛星定位系統測量網在本區僅有零星分布的測量點(Yu et al., 1997)，而大部分測網測點間距為數十公里，無法提供足夠而詳細的資料以獲知個別斷層的活動情形。本計畫第一年選定新竹地區主要活斷層如新竹斷層、新城斷層、竹東斷層實施密集分布的水準測量點及全球衛星定位系統測量網(圖一)。密集全球衛星定位系統觀測結合高精度水準測量，提供包括水平及垂直方向的詳細高精度殼變形資料，以估算斷層滑移率，並與地質觀測的較長期間平均滑移率比較，即可據以評估個別斷層的地震潛勢。



圖一、新竹地區舊有之 GPS 點(余水倍, 1997)

另外本研究亦建立全球衛星定位系統連續觀測網，每個固定連續觀測站可全年連續接收衛星訊號(每 1 秒接收十筆至 30 秒接收一筆)，即時掌握地殼應變累積的微小時空變化，將有助於了解孕震機制，並可做為地震潛勢評估的依據。

精密水準測量

水準測量是一門古老而仍被普遍使用的測量高程的方法，其使用的儀器相當簡單，僅是在一望遠鏡上裝置有一水平氣泡，而透過此一保持水平的望遠鏡讀取前後二根有刻劃的水準尺，而用以估計此兩根水準尺之立足點間的高程差。這方法已使用約有二百年了，而至今，只有在水準尺刻劃的精度，尺的熱膨脹係數，水準儀氣泡的精度以及其架裝微米尺來改進讀數的精度外，其他均無任何改變，而在十九世紀時，曾以此方法來量地球的形狀（曲率及大小）。

水準測量是測量高程的最主要方法，依其測量不同的要求，可分精密、一等、二等及三等水準測量，其精度大小約與測線距離的平方根成正比，即 K 公里的閉合測線，其閉合精度 $\xi = a\sqrt{K}$ ，其中 ξ 之單位為 mm， K 之單位為公里。對短距離（1-5 km）而言，則 $a=2.5$ 可列為精密水準測量，4.0 則為一等，6.0 為二等，12.0 為三等。然而精密與部分的一等水準測量，若能在觀測時注意避免或減少一些系統誤差，則誤差的部分就不會累積。

精密水準測量之有異於一般水準測量，主要差異是在於對系統誤差的處理，這些系統誤差，以鈹鋼尺的刻劃誤差與大氣折射的誤差最為嚴重，如何避免以及如何修正這些系統誤差，都需要對這些系統誤差有很深入的瞭解，如此在施測工具以及施測的精度，才可達到監測地層上升的目的。

水準測量一般而言，必須沿著馬路以步行的方式，一站站的施測，雖有人加以改進，將儀器架在汽車上，作摩托化的觀測，但這種方法要投資更多的設備以及特別的汽車，而且施測時會擋住更多的路面，對道路狹小的台灣而言並不適合。由於這些限制，在路線的選擇時，就必須以下面的幾個原則來考量：

- 1、路線要橫跨欲研究的區域。
- 2、要沿著馬路，點位要避免設在容易被撞擊與被破壞的地點，而應選擇在沿線方便而能長期不受干擾的地方，如學校、警局內。

以前曾經施測過的水準點要盡量使用，因長期低精度的紀錄亦是地層上升的重要資料。

工作規範-以內政部一等水準測量的精度規範為依據：

- (1) 水準樁材質尺寸及埋設方式符合內政部一等水準測量作業規範。水準點樁埋設地點的選擇，以雙方共同踏勘選定為原則。
- (2) 水準尺測量儀器採用高精度精密電子水準儀，配合條碼式鈹鋼標尺實施精密水準測量。
- (3) 觀測時間避開豔陽高照時測量，在太陽中天前後兩小時內不實施測量，冬天早上於黎明至 10 點，下午於 15-17 時；夏天早上於黎明至 9 點，下午於 16-19 時；或進行晚上施測。
- (4) 水準測量作業規範依現行（內政部，90 年）「一等水準測量作業規範」，即以細繩保持前後視距離相等，配合儀器設定之觀測模式，各站兩次前後視高程差之較差須小於 0.34mm，而相鄰兩水準點間來回閉合差須小於 $2.5\sqrt{S}$ （ S 為以 km 計之測段長）mm。
- (5) 長水準測線依內政部九十年編印之「一等水準測量作業規範」為標準做相關之改正。
- (6) 成果含水準測量外業原始記錄電子檔及內政部公佈之電子精密水準觀測

資料儲存之標準格式檔案。

GPS衛星測量

全球定位系統(Global Positioning System)乃美國國防部因軍事上之導航、定位及定時等需求而發射的人造衛星系統於 1993 年先後陸續完成佈設後。GPS 衛星距地面 20,200 公里高，由 24-27 顆衛星人組成分佈於 6 個軌道面（每一軌道有 4-5 顆衛星），軌道間相隔約 55 度，其繞行地球一週約需 12 小時。全球各地在任何時刻及天候狀況下都可以至少接收到 4 顆以上 GPS 衛星發出的電磁波信號與訊息，以提供即時定位之用。隨著全球衛星定位系統技術的成熟，衛星精準的即時地理座標定位應用大量的被引進，除了軍事上的用途外，近年也被廣泛應用於一般控制導航、環境監控、大地測量及監測地殼變形研究等用途(Yu et al., 1997)。

大地測量方法常用於監測斷層附近的現今地殼變形，可據以評估斷層活動度及獲知斷層兩側之滑移速率。傳統的大地測量以三角、三邊測量及水準測量等不同方法分別觀測地殼的水平與垂直變動，其測量方法係由三角點上設置儀器，測量三角點間之角度及距離，以推算其坐標。為使三角點間有良好的通視，三角點之位置往往必須選擇在高海拔的山頂上，甚至要架設高規標，以方便觀測。而測量人員則必須背負沉重儀器，跋山涉水攀登三角點，以進行施測，又常受到風雨、濛氣、艷陽照射等天候影響無法施測，浪費時間。故傳統三角測量方法不但需耗費大量的人力、經費及時間，且受限於幾何圖形強度的影響，而無法提高其精度。因較易受地形天候及儀器施測極限等因素影響，而需耗費較多的人力與物力。

GPS 衛星定位以其高精度、全天候、高效率、操作簡便及應用廣泛等特點著稱，利用 GPS 信號可以進行海、空及陸地之導航及速度之量測，大地和工程測量之精密定位及時間之標準律定等。在進行大範圍、大面積的地面測量時，往往受限於地球本身的弧度與測量儀器的精密程度，甚至於當時的天候狀況或測量人員本身的許多因素，導致測量的結果產生或多或少的誤差。利用 GPS 可以直接觀測基準點的三維座標及測點之間的基線向量，在不同地點同時接收相同衛星群發出的電碼及載波訊號，藉差分方式消除大部分的各種共同誤差後，再經嚴謹之資料處理程序可達毫米級之定位精度；故可用於偵測微量及緩慢變化之地殼變形。GPS 衛星系統可達 10 或數毫米(mm)，垂直誤差則稍大，約為數公分。由於人造衛星高懸於地表上空，受地表彎曲弧度的影響相對減少且無須測點間相互通視的問題。GPS 衛星於太空中運轉時，不斷向地面發射衛星訊號，地面使用者則將衛星接收儀置於欲施測之點位上或欲導航之器具上，接收來自衛星之各種衛星訊號，並利用各種訊號特性配合其他相關資料，求得衛星與地面接收儀間之距離或地面兩接收儀間之基線長，再依據數學幾何定理求出接收儀所在地位置，以完成導航定位及各種測量作業，目前其精度已達公分級以上。GPS 衛星定位測量在施測時不受天候影響，點位間無須互相通視，亦不必造高規標，任何需要控制點的地方都可設站觀測，不必一定選擇在山頂，只要透空度在 65 度以上即可，

且一天二十四小時任意時間皆可觀測，可突破傳統測量方法在人力、時間、精度上之限制。

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；台灣地區的現今地殼變形研究已因 1990 年起引進 GPS 衛星測量方法而將研究區域迅速擴展至台灣全島、台灣海峽及東南近海地區，1996 年更向南延伸至呂宋地區。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。GPS 觀測的是三維變形，然而目前 GPS 測量的垂直誤差仍為水平誤差的 3-5 倍，尚難在短短數年觀測期間，獲知微量的地殼垂直變動情形。因此，已發表的 GPS 研究成果中，除有關同震變形的文獻外，很少討論到地殼垂直變形。未來除持續定期觀測外以累積較長期間的觀測資料外，亦應積極研發改進 GPS 觀測之垂直精度；然後綜合 GPS 與水準測量資料探討台灣地區的地殼垂直變動，並以驗潮資料分析而得之平均海水面為基準，推求絕對上升或下陷率。

GPS 衛星測量的最大優點乃其測點之間不必互相通視，故在網形規劃上較具彈性，易於針對研究目的而設計適當的監測網。此外，GPS 衛星測量可同時獲得三維點位座標及基線向量，由其重測成果分析，可獲得完整的地殼變形資料。GPS 衛星測量的精度與觀測時間長短、接收衛星個數及其幾何分佈和各項系統誤差的修正模式等都有密切關係（郭隆晨等，1991）。因此 GPS 衛星測量已取代傳統大地測量而成為研究活動構造的利器。透過 GPS 與 GIS 的結合，更可以讓我們更快速、精確的處理所需的資料。

工作規範:

- (1)GPS 樁材質尺寸及埋設方式符合「內政部一等，二等衛星控制點測量作業規範」中，一般地面點位埋設標準，選擇之位置以地面埋設為原則，GPS 埋樁地點的選擇，以雙方共同踏勘選定為原則。
- (2)GPS 測量平面精度小於 $5\text{mm}+0.1\text{ppm} \cdot L$ (L 為公尺數之基線長)。
- (3)每個控制點重複設站兩次以上。
- (4)採靜態基線測量，每次 6-8 小時，儘可能於傍晚後開始測量。
- (5)記錄間隔為 15 秒，仰角 15° ，觀測資料包括 L1,L2,C/A,P1,P2 等觀測資料。
- (6)移動站時，以 3 點以上不動為原則。
- (7)每個 GPS 網於測量得時間內，設一臨時固定站，此固定站於該網測量時間內 24 小時 (15 秒/epoch) 記錄訊號。
- (8)同一測區儘可能採用相同型號之接收儀及天線 (雙頻雙 P 儀器)。
- (9)每一監測區域寬度至少為斷層兩側 20 公里，長度亦為 20 公里。

資料計算

本研究將使用 Bernese 4.2 (Beutler et al., 2001) 解算軟體進行 GPS 資料計算與網形平差。

Bernese 軟體是由瑞士伯恩 (Berne) 大學所研發。除一般性 GPS 資料處理功能外，另有計算軌道參數、極運動 (polar motion) 參數、電離層模式推求、對流層折射附加參數...等功能。進行資料處理時，利用精密星曆解算各時段最小約制網座標成果，其各站間基線計算方式採用相鄰兩點連線為原則，並做各項有關修正。解算成果包含外業 Raw-data 及其共同格式檔 Rinex。每個 GPS 監測網組成之 Project 包含整個 Project 解算及平差後最佳之結果。每個 GPS 監測網計算時，將最近的一點及外島 (如澎湖或金門或馬祖) 追蹤站一起納入計算平差，並將輸出 SINEX 平差後座標成果檔做統計測試分析。

Bernese 軟體對 GPS 資料之處理 (圖二) 可分為前處理與後處理兩個層次。前處理之概略流程如下：

- (1) 將 RINEX 格式之觀測資料轉成 Bernese 格式。
- (2) 自精密星曆中萃取出各衛星之時錶修正量以供後續處理之用。
- (3) 將精密星曆轉成表列型式，再組成 Bernese 格式之軌道。其中組軌道之原則：利用每天之精密星曆，組成 24 小時之軌道，包括 6 個克卜勒軌道元數和 2 個 ROCK4/42 模式之太陽輻射參數，作為資料編修與後處理之用。
- (4) 進行電碼資料之檢查，剔除錯誤觀測量。
- (5) 利用電碼資料進行單點定位，計算測點座標及接收儀時間誤差量，並將時間修正於相位資料中，使接收儀之時間能準確至 10^{-6} ~ 10^{-7} 秒。
- (6) 組成獨立的基線網一次差觀測量，即將所有測站依最短距離之原則，組成線性獨立的一次差觀測量。
- (7) 利用精密星曆與衛星時錶資料進行資料之編修、週波脫落之補正、時錶差修正、錯誤觀測量或觀測量不能使用之標示。

而後處理之流程與採用的模式敘述如下：

- (1) 軌道部份：採用 IGS 精密星曆，所有軌道參數視為已知，固定之而不加求解。
- (2) 極運動改正：採用 IERS (International Earth Rotation Service) Bultine B 公佈值，將 UTC 與 UT1 之差值加以修正之，並將座標值由瞬間極之座標系修正至 2000 平均極 (CIO) 座標系上。
- (3) 引力位模式：採用 GEM-T 3 (8x8)，其中； $C21 = -0.17 \times 10^{-9}$ ， $S21 = 1.19 \times 10^{-9}$ ， $GM = 398600.4415 \text{ km}^3/\text{s}^2$ ，日、月引力及地球固體潮 (solid earth tide) 也加以考慮。
- (4) 對流層折射改正：採用 Hopfield 模式以該月份海平面平均氣象值推算至測點再加以修正，並利用附加參數，以各測站每 4 小時增加 1 個參數之方式，加以吸收殘留的對流層折射誤差。
- (5) 觀測資料選定仰角 10 度以上部份採用之於計算，此乃為避免在低仰角度觀測時伴隨的較大雜訊 (noise and multipath) 所造成之影響。
- (6) 相位未定值求解之過程，乃先利用實數解求得一精確之座標 (或利用以前計算過之座標值)，然後採用 QIF (Quasi Ionosphere-Free) 方法，求得 L1 和 L2 的整數週波未定值，再組成無電離層 (ionosphere free)

效應觀測量 L3，並將解得 L1 和 L2 的整數週波未定值代入無電離層效應之觀測方程式中，開始求解其餘各未知參數。

Bernese 軟體提供了多測站-多時段 (multistation-multisession) 整體平差求解程式 ADDNEQ，所謂的多測站平差模式，是將所有測站同步觀測量一併平差求解，考慮到所有觀測量之間的相關性。從誤差理論的觀點來看，多測站平差模式因顧及觀測量相關性故其較單基線法嚴謹、嚴密且平差成果亦較單基線法可靠正確。

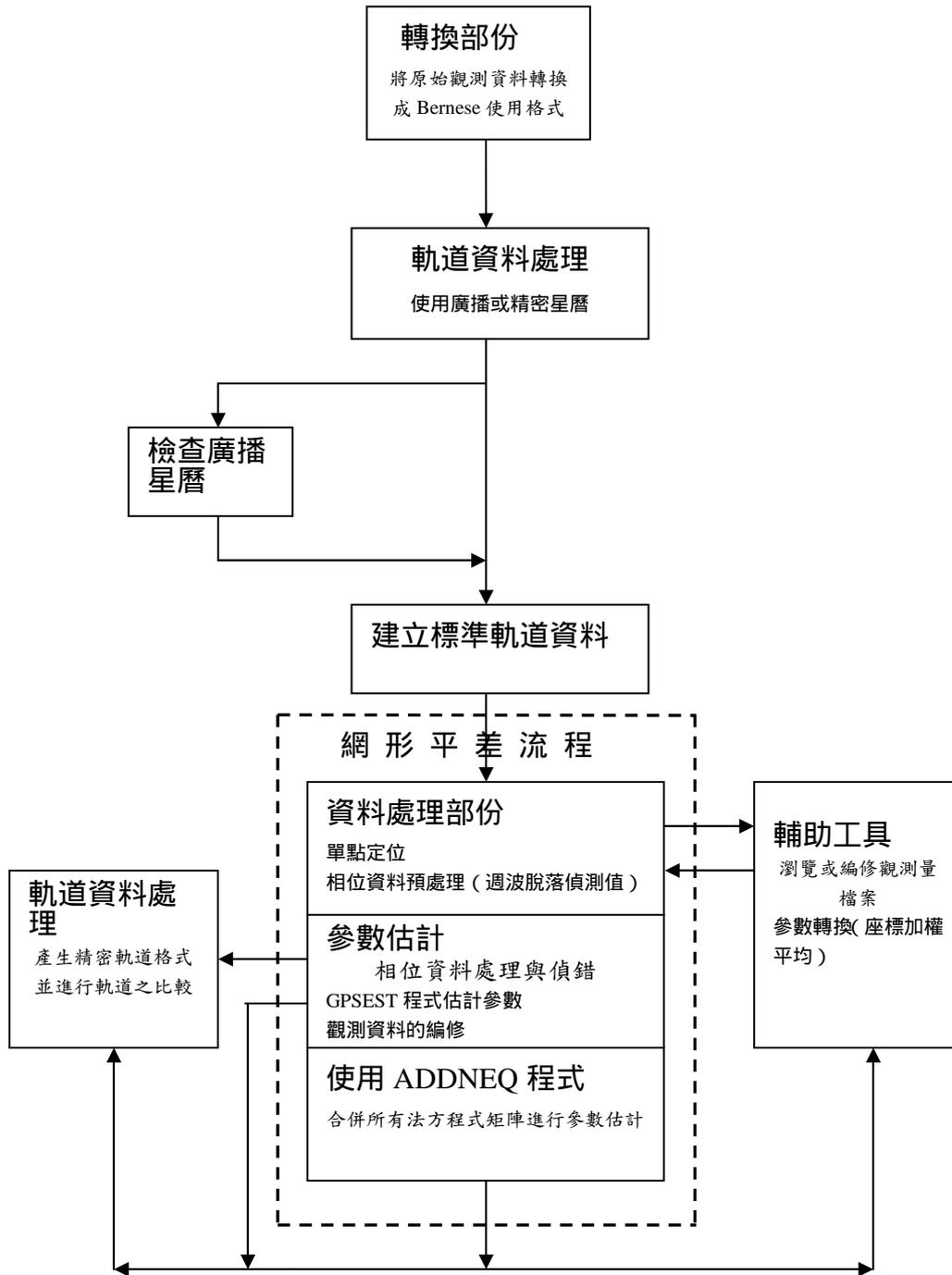
在 GPS 觀測中，連續同步接收衛星訊號所及範圍的所有觀測量之時間段稱之為時段，多測站-多時段平差模式保留了多測站平差模式理論的嚴密性，每個時段均進行嚴密的多測站平差，最後合併每個時段的法方程式矩陣，進行所有時段所有測站整體平差。其資料處理步驟如下：

(1) 單一時段多測站整體平差：

在單一時段平差中僅引用一個固定站的先驗資料進行最小約制網平差，此步驟之目的在於觀測資料的剔錯及產生各個時刻的法方程式矩陣。

(2) 合併所有時段法方程式矩陣進行整體平差：

此步驟採用連續的最小二乘估計方式，進行所有法方程式的合併求解，理論上與使用所有資料進行一次求解的成果相同。其優在於不需要一次求解所有的資料，可以分次計算而得到相同的成果，故此演算法可以節省大量計算空間，此外若時間段夠長（至少半年以上）還可以估計點位的速度量。所使用的程式為 ADDNEQ。



圖二、 Bernese 軟體資料計算與網形平差處理流程圖

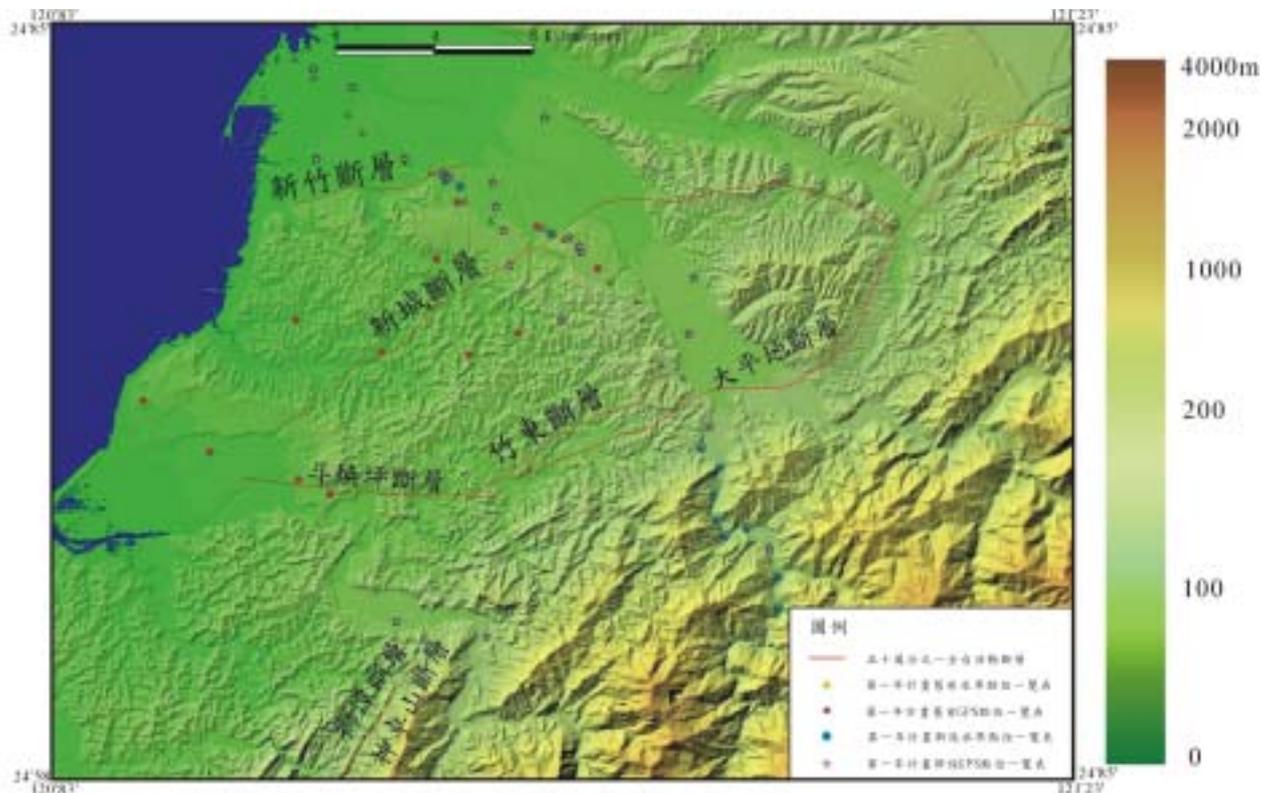
初期成果

本計畫建立之 GPS 監測網，除舊有之點位外(表一)，並加密新的 GPS 點(表二)及水準點(表三)，原則上每一監測區域寬度至少為斷層兩側 20 公里，長度亦為 20 公里，點位選定的標準為透空度良好，特別是學校的操場地區，而各點位

置安排形成一個較為均勻的測量網；新竹地區共計新埋設 23 個 GPS 控制點及 12 個水準點(其中員東國中為 GPS 點及水準點之共點)。本計畫 GPS 監測網之平均點位(含新、舊點)密度約為每 10 平方公里 1 點。

綜合目前新竹地區所有的地質及地球物理資料等資料，本計畫對新竹科學園區附近較有潛在地震可能之地質構造實施高精度地表變形之測量。目標地質構造有二：新竹斷層（包括青草湖背斜）及新城斷層。

本區目前在新竹地區埋設 23 個 GPS 點和 12 個水準點，其中員東國中為 GPS 點及水準點共點(圖三)；其中 GPS 點部分，在斗煥坪斷層的上盤，靠近獅潭斷層和神卓山斷層的地方共埋設 2 個點。在大平地斷層上盤，靠近頭前溪，共埋設 2 個點。在新城斷層和竹東斷層間共埋設 8 個點。在新竹斷層和新城斷層間共埋設 4 個點。在新竹斷層的下盤共埋設 6 個點。水準測線主要跨越新城斷層，沿縣道 122。在水準點部分，在新竹市地區共埋設 3 個點，另外的 9 個點是沿著縣道 122，靠近頭前溪，每隔一公里設置 1 點。規劃之測量方式包括：(一) 涵蓋本區兩個主要地質構造之全球衛星定位系統測量網(20 公里x20 公里，22 新點，29 舊點，點位密度約為每 8 平方公里 1 點)，(二) 跨越新城斷層之水準測線(12 新點，15 舊點，共 40 公里)。本計劃預期可分析本區主要地質構造的活動性，進而進行變形斷層幾何與運動學的解析與模擬。



表一. 第一年計畫各區域舊有水準點位一覽表

A1、新竹地區(縣 122)：

序號	點號	點名	橫座標 E	縱座標 N	埋設時間	所屬單位	備註
1	303 9		257181	2735985		內政部	
2	601 4		243166	2747695		內政部	
3	601 5		244570	2746179		內政部	
4	601 6		246927	2744238		內政部	
5	601 7		247911	2743810		內政部	
6	601 8		249287	2742684		內政部	
7	601 9		250396	2741888		內政部	
8	602 0		252475	2741565		內政部	
9	602 1		253274	2741107		內政部	
10	602 2		255171	2739354		內政部	
11	602 3		256227	2738606		內政部	
12	602 4		257266	2736909		內政部	
13	D03 7	塊寮	242415	2748474		內政部	
14	X02 8		245171	2745471		內政部	
15	X02 9		258114	2735466		內政部	

B1、新竹地區：

序號	點號	點名	橫座標 E	縱座標 N	埋設時間	所屬單位	備註	地址
1	G166	竹中國小	252193.8	2741584.5		地調所		
2	G167	二重國中	254648.2	2739873.3		地調所		
3	G168	寶山國小	251431.9	2737239		地調所		
4	G169	新城國小	245932.7	2736431.5		地調所		
5	G170	雙溪國小	248123.5	2740229		地調所		
6	G172	大湖國小	242462.4	2737742.8		地調所		
7	G173	僑善國小	242549.5	2731251.3		地調所		
8	G174	后庄國小	238960.5	2732365.5		地調所		
9	G175	斗換國小	243831	2730641.5		地調所		
10	NCTU	交大	248987	2742575		中研院		
11	M901	青草山	236265	2734476		內政部		
12	S196	ㄅㄆㄇ猴園	249412.3	2736357.1		中研院		

表二. 第一年計畫新設 GPS 點位一覽表

新竹地區：

序號	點號	點名	橫座標 E	縱座標 N	埋設時間	鋼棒長 (m)	地址
1	T012	六家國中	252449	2746110	2002/7/23	1.75	新竹縣竹北市嘉興路三五六號
2	T015	安全島(南寮)	244654	2747338	2002/7/24	1.10	縣道 122
3	T017	安全島(京元電子)	250324	2743475	2002/7/24	1.75	台 68 線
4	T008	光武國中	250438	2742487	2002/7/23	0.60	新竹市東區光復路一段 512 號
5	T006	新竹實驗中學	250745	2741501	2002/7/23	2.10	新竹市介壽路 300 號
6	G428	芎林國中	258443	2739581	2002/7/22	1.10	新竹縣芎林鄉新鳳村七四號
7	T005	寶山國小-- 山湖分校	253099	2737841	2002/7/23	0.60	新竹縣寶山鄉山湖村新湖路 356 號
8	T007	科學園區 內(立衛科技)	251026	2740108	2002/7/23	0.75	力行五路
9	T004	工研院	253418	2741221	2002/7/22	1.60	新竹縣竹東鎮中興路四段 195 號
10	T003	工研院	253807	2740875	2002/7/22	1.75	新竹縣竹東鎮中興路四段 196 號
11	T002	工研院	253919	2740610	2002/7/22	2.60	新竹縣竹東鎮中興路四段 197 號
12	T018	田美國小	250087	2724942	2002/7/24	1.75	苗栗縣南庄鄉田美村九鄰一九一號
13	T019	南埔國小	246423	2725544	2002/7/24	1.25	苗栗縣南庄鄉南富村 134 號
14	G420	瑞峰國小	261524	2728516	2002/7/21	1.75	新竹縣竹東鎮上坪里 43 號
15	T001	新竹女中	246718	2744453	2002/7/22	2.10	新竹市 300 東區中華路二段 270 號
16	T010	赤土崎公 園 I	248567	2743736	2002/7/23	1.10	新竹市光復路
17	T011	赤土崎公	248352	2743816	2002/7/23	1.10	新竹市光復路

園 II							
18	G416	五峰國小	261122	2725134	2002/7/21	2.75	新竹縣五峰鄉大隘村一三號
19	T016	虎林國小	243179	2744450	2002/7/24	1.75	新竹市延平路二段 78 號
20	T014	南寮國小	243071	2748102	2002/7/24	0.75	新竹市北區東大路三段四六五號
21	G427	大同國小	258232	2737317	2002/7/22	0.60	新竹縣竹東鎮莊敬路一一號
22	T013	豐田國小	248261	2743829	2002/7/23	2.60	新竹縣竹北市中正西路一三七七號
23	G426	員東國中	259112	2733529	2002/7/22	1.60	新竹縣竹東鎮東峰路五二一號

表三. 第一年計畫新設水準點位一覽表

序號	點號	地點	E(m)	N(m)	埋點位置	地址
1	G429	旺銖科技	252803	2741303	圍牆外	新竹縣竹東鎮中興路四段 669 號
2	新竹市 009 水準點	清大校門旁	248557	2743480	光復路	新竹市光復路二段 101 號
3	T009	清大圍牆外	249119	2743247	光復路	新竹市光復路二段 101 號
4	G425	竹東川	258859	2732577	縣道 122	
5	G424	軟橋	259621	2731775	縣道 122	
6	G423	29K	259469	2729636	縣道 122	
7	G422	28K	259372	2730633	縣道 122	
8	G421	瑞穗橋	259858	2728960	縣道 122	
9	G419	昌惠大橋	260689	2729266	縣道 122	
10	G418	柏清健康休閒中心	261976	2727341	縣道 122	
11	G417	天使的家	261993	2726030	縣道 122	
12	G426	員東國中	259112	2733529		新竹縣竹東鎮東峰路五二一號

討論與建議

(1) 活斷層之地殼變形監測

要評估斷層活動性，達到針對地震防災的目地，必需完成幾個不同層次的工作，首先為活動斷層的定位，而後是斷層的性質，包含了斷層是否活躍，以逆斷層或走向滑移斷層為主？斷層可能產生的位移量？可能的最大地震規模等問題，並且要分析斷層的滑移速率，包含長期或短期的滑移速率，滑移速率的計算對防災模式的計算是重要的參數之一。而後為斷層的活動週期，分析斷層可能發生的時間。本計劃精密水準高程系統及GPS監測網的建置，即是為達成以上的四個目標。新竹地區已經埋設了加密GPS測網與水準測線，已經量測過一次，預計在未來每年針對新竹地區GPS衛星測量和精密水準測量，每年測量一次到二次，連續測量4~5年，即可了解此地區活動構造與地殼變形。

(2) 架設連續追蹤站

隨著全球定位系統接收儀價格的下降及資料處理技術純熟，以 GPS 連續觀測方式進行加密、監測地殼變形之各類測網愈來愈普遍，如美國加州之 PGGA(Permanent Geodetic GPS Array)，NGS 的 CORS(Continuous Operation Reference System)，日本 GSI(Geographical Survey Institute)的全國 GPS 永久網等 (Shen et al., 1996; Larson et al., 1997; Tsuji et al., 1995)，其中 GSI 之測網更包括 1000 多個以上之連續記錄的 GPS 測站，其用途除了用來測定、監測大地座標及其變化，進行座標系的長期監控外，其主要的目標，則是用來監測地殼變動、斷層活動性之評估、全球板塊剛性運動之評估，藉由分析座標變動與時間、空間之關係，瞭解監測區域之地殼變形與構造之演進(Segall and Davis, 1997)。進一步，其資料亦可用以分析各地區之應變變化及其累積情形，有助於瞭解地下孕震構造應變能之累積情形，研究地震發生之機制或前兆。而斷層活動之監測也是 GPS 在地殼變動監測的主要項目之一，如中央研究院地球科學研究所在台灣西南部活斷層之監測及觸口斷層監測(余水倍, 1993；余水倍, 1995)；或經濟部中央地質調查所在台灣中部車籠埔斷層之監測，都已在 921 地震事件中也成功地發揮其監測的功能(CGS, 1999)；且該所於沿海地區執行的地下水位監測計畫中，也附帶運作 GPS 監測之項目，該監測資料除可監測地層下陷外，也可進一步擴充其功能以應用於其他地殼變動之偵測。由於地殼變形速率在大地震孕育的過程中極為緩慢，短時間內的變形量極為微小，僅數毫米至數厘米。當大地震發生時，更可獲知震前、同震及震後變形，使我們對地震的震源機制、地殼應變的累積與能量釋放過程有更多的了解。台灣地區斷層密布，過去全島性的全球衛星定位系統測量網在本區僅有零星分布的測量點(Yu et al., 1997)，而大部分測網測點間距為數十公里，無法提供足夠而詳細的資料以獲知個別斷層的活動情形。因此本研究建議未來選定新竹地區主要活斷層如新竹斷層、新城斷層、竹東斷層實施密集分布的水準測量點及全球衛星定位系統測量網。密集全球衛星定位系統觀測結合高精密度水準測量，提供包括水平及垂直方向的詳細高精度殼變形資料，以估算斷層滑移率，並與地質觀測的較長期間平均滑移率比較，即可據以評估個別斷層的地震潛勢。另外本研究亦建立全球衛星定位系統連續觀測網，每個固定連續觀測站

可全年連續接收衛星訊號(每 1 秒接收十筆至 30 秒接收一筆)，即時掌握地殼應變累積的微小時空變化，將有助於了解孕震機制，並可做為地震潛勢評估的依據。

對斷層位置之辨識及其活動性之監測，在九二一集集大地震之後，更加突顯其重要性。在對斷層活動性之評估方式當中，大地測量之方法為可在較短時間內獲得相對較高精度之有效手段之一。有鑑於此，本研究自 2002 年起推動一項五年期計畫，在全省之活動斷層附近，進行一高解析度(< 1 km 間距，於近斷層之區域)長時程之近(跨)斷層 GPS 與精密水準測量監測工作。本計畫建議於未來完成新竹地區活動斷層之近斷層連續 GPS 追蹤站之設立與微震網之建立，預計設立十個連續 GPS 追蹤站。未來針對新竹地區主要斷層進行連續 GPS 追蹤站與其它精密測量監測網之設立，配合中央氣象局與中央研究院之連續站，透過 GPS 連續追蹤站結合大地測量之觀測成果以及其他大地測量資料，研究新竹地區之活動地殼變形，並透過現有地質和地球物理資料及野外實地觀測，建立活動變形之地體構造模式，最後運用數值模式分析，量化此變形模式之力學參數，此計畫將可提供近斷層活動性、孕震過程與震源力學的重要資訊，進而評估各重要斷層之地震潛能。經由這些研究我們希望能回答一些問題:(1) 台灣新竹地區的地表斷層那些可能為活斷層?其活動性為何? 斷層參數為何?(2)此地區之地表斷層之變形作用與地震之關連性?(3)此地區之地震斷層之變形機制與地體構造之關連為何?(4)是否可利用連續 GPS 追蹤站結合微震網記錄孕震過程?是否可做為地震前兆研究之有力工具?

由於GPS 衛星分佈運轉已臻完備，GPS 資料分析、處理技術及模式已愈來愈完善，精度也愈加提升，到目前水平精度已可達1~3 mm，有些計畫如，CORS，PGGA等，已嘗試利用高密度測網（站距約10-15km）連續記錄式的GPS 資料，應用於各種地球科學上之研究；由於較短之GPS 基線不易受系統誤差之影響，可達到很高的座標精度，因此可用來偵測短期之地殼變形或異常的斷層活動，進而達成偵察地震前兆之可能。

參考文獻

- 林啟文、張徽正、盧詩丁、石同生、黃文正，2000，台灣活動斷層概論，第二版，經濟部中央地質調查所，共 122 頁。
- 余水倍，台灣西部活斷層之監測研究（三），國科會專題研究報告 NSC81-0414-P001-02B,1993。
- 余水倍，台灣弧陸碰撞帶之地殼變形研究（三），國科會專題研究報告 NSC84-2111-M001-014,1996。
- 郭隆晨、余水倍、曾清涼，1991，以模擬資料探討 GPS 相對定位的誤差和處理策略：第十屆測量學術及應用研討會論文集，109-124 頁。
- Central Geological Survey, Geological survey report of 921 earthquake, Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, ROC, 315pp, 1999.
- Hsu, B. et al., 2001, A preliminary neotectonic map of Taiwan, and its implications

- for future sestructive earthquakes, in *2001 Joint Geosciences Assembly*, iSEAT, Taipei, p.107-108.
- Larson, K., J. Freymueller, and S.Philipsen, Global plate velocity from the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 102(B5),9961-9982,1997.
- Segall, P. and J. L. Davis, 1997, GPS applications for geodynamics and earthquake studies, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 301-336.
- Shen, Z., B. X. Ge, D. D. Jackson, D. Potter, M. Cline, and L. Sung, Northridge earthquake ruptures based on the Global Positioning System measurement, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86(1B),37-48,1996.
- Sylvester, A. G., 2000, Aseismic growth of Ventura Avenue anticline, southern California, 1978-1997: Evidence from precise leveling, *Surveying and Land Information Systems*, 60, 95-108.
- Tsuji, H., Y. Hatanaka, T. Sagiya, and M.Hashimoto, Coseismic crustal deformation from 1994 Hokkaido-Toho-Oki earthquake monitored by a nationwide by continuous GPS array in Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 22(13),1169-1172,1995.
- Yu, S. B., Chen, H. Y., and Kuo, L. C., 1997, Velocity field of GPS stations in the Taiwan area: *Tectonophysics*, 274, 41-59.

附件

Active Structures as Deduced from Geomorphic Features: A case in Hsinchu Area, northwestern Taiwan

Yue-Gau Chen¹, J. Bruce H. Shyu², Yoko Ota³, Wen-Shan Chen¹, Jyr-Ching Hu¹, Bor-Wen Tsai⁴, and Yu Wang¹

1. Dept. of Geosciences, National Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, ROC
2. Division of Geological and Planetary Sciences, Caltech, USA
3. Yokohama National Univ., Japan
4. Dept. of Geography, National Taiwan Univ., Taipei, Taiwan, ROC

Corresponding author:

Dr. Yue-Gau Chen

No. 1, Sec. 4th, Roosevelt Rd.

Department of Geosciences

National Taiwan University

Taipei 106, Taiwan, ROC

Tel: +886-2-2369-7648

Fax: +886-2-2363-6095

E-mail: ygchen@ccms.ntu.edu.tw

Accepted by *Quaternary International*, 2003

Abstract

Two previously documented active faults in northwestern Taiwan, the Hsinchu and Hsincheng Fault, are evaluated for their earthquake hazard potential by using a Digital Elevation Model (DEM), aerial photos and field mapping. Both of these thrust faults contain active anticlines in their hanging walls based on folding of young alluvial deposits. Mapping of the Hsinchu Fault suggests the presence of numerous scarps oriented sub-parallel to the fault trace that was previously defined by projection of subsurface geology. We interpret the geometry of the surface scarps to be mainly produced by thrust component, but in part by a lateral component of fault slip. The scarps associated with the Hsincheng Fault system are less complex and offset a flight of terraces, including the modern flood plain. A back thrust exposed 1-2 km east of the Hsincheng Fault is interpreted as linked with the main thrust. Surface deformation is only apparent south of the Touchien river, and becomes less obvious across another wrench fault system, which is linked to Hsinchu Fault in the west and extends southeastward, parallel to the Touchien river. The wrench fault system mentioned above not only offsets the Hsinchu Fault, but also divides the Hsincheng Fault into segments. The supporting evidence found for this includes pressure ridges and pull-apart sags. Two associated hanging wall anticlines are both recently active based on deformed geomorphic surfaces. Two major NE striking thrusts and one NW wrench fault system are identified, reflecting the compression stress is partitioned in this area, which might be resulted from recently influenced extension tectonics, i.e., Okinawa back-arc rifting.

Keywords: active fault, thrust fault, wrench fault, geomorphic features, earthquake hazard

1. Introduction

Accurate mapping of active structures in Taiwan is critical for assessing their potential for future damaging earthquake. For example, The Chi-chi earthquake that struck central Taiwan in 1999 (CGS, 1999; Ma et al., 1999; Kao and Chen, 2000; Chen et al., 2001) led to over 2300 deaths and 10 billions US\$ in economic losses. More than 40 previously identified active faults have been mapped on Taiwan (Chang et al., 1998; Lin et al., 2000). These maps usually do not consider important geomorphic evidence of recent displacements, which is particularly important for determining fault slip rates, and credible earthquake scenarios for future events. Geomorphic features, such as fault scarps and active folds, are particularly useful where they deform young sediments (i.e., those <100 ka), which can be dated in an effort to constrain the slip rates. This study is aimed at evaluating tectonic strain recorded by young geomorphic features, including fluvial terraces, fault scarps and drainage channel networks. We used the recently available 40 m DEM of Taiwan and 1:18000 scale aerial photos to map active structures in the Hsinchu area. Furthermore, we compare these local structures to the broader stress field and morphology of the Taiwanese fold-and-thrust belt where it interacts with the extensional province defined by the Taipei Basin, and further offshore in the Okinawa Trough (Fig. 1).

2. Tectonic Background

Taiwan is located at the junction of two arc-trench systems (Fig. 1a). The Ryukyu arc is located to the north where the Philippine Sea plate is subducted beneath the Eurasian continental plate and associated with back-arc rifting hindward the volcanic arc (i.e., the Okinawa Trough, Letouzey et al., 1985; Sibuet et al., 1987). The extensional region defined by the Okinawa Trough extends westward onto northwestern Taiwan where is dominated by normal faults and extensional basins near Taipei. This province directly abuts the northern end of Taiwan fold-and-thrust belt that is formed due to the arc-continent collision, caused by subduction of the South China Sea plate underplating the Philippine Sea plate. Shortening in the fold-and-thrust belt began at 5-6 ma (Ho, 1982; Teng, 1990) and propagated westward as the Luzon volcanic arc became accreted onto the eastern edge of the belt (Suppe, 1984). Northern Taiwan thus offers an opportunity to examine the structures that are accommodating the modern interaction between two arc/trench systems oriented at right angles to each other. Previous studies have argued the compression has waned in northern Taiwan where is located in the north of the point where the Luzon arc is actively colliding with the thrust belt (Teng, 1996; Wang et al., 1999). In addition, the rifting of the Okinawa Trough obviously imposes the northernmost Taiwan,

leading to recently developed extension basins, i.e., Taipei Basin and Ilan Plain (Fig. 1a; Teng and Lee, 1996). We argue however that both active extension and contraction occurs in northern Taiwan and that principal stress changes their orientation dramatically in this region (Lu, 1994; Fig. 1b). Focal mechanisms of recorded earthquakes and GPS vectors both suggest this abrupt change in the modern stress field in northern Taiwan (Yeh et al., 1991). This change has been also argued by study on structure geology (Lee and Wang, 1987, 1988), which suggests long-term (i.e., Pleistocene) deformation consistent with structures produced in the late Quaternary. Our study area, Hsinchu, is located in the mountain front of northwestern Taiwan next to the northern extensional region. The evolution of the active structures over there provides another opportunity to further examine the recent stress field.

3. Active Faults and Recent Slips in Hsinchu

Those structures in our study area include two emergent thrusts (Hsinchu Fault and Hsincheng Fault) and their associated hanging wall anticlines (Chingtsaohu and Poshan)(CPC, 1974, 1978; Suppe and Namson, 1979; Yang et al., 1994, 1996; Fig. 2b). The Hsinchu and Hsincheng Faults splay beneath the modern channel. The frontal Hsinchu Fault strikes and is a reverse fault with substantial strike-slip component (Pan, 1965; Lin et al., 2000). The fault trace emerges from the coast, then extends along the edge of the mountain front, crosses the Touchien river (Meng, 1965), and extends eastward into dissected uplands. It dips 50 to 60° south (Chiu, 1970; Chang, 1972) and accommodates 250 to 700 m of stratigraphic separation according to well data (Chiu, 1970; Tang and Hsu, 1970). Subsurface fault-structure image is complicated and is defined by two or three imbricated shear planes developed along a pre-existing normal fault (Yang et al., 1994; 1996; Fig. 2b), indicating a stress change in tectonic history. There is neither surface outcrop of the fault being documented before, nor age datum being determined. Only one single outcrop close to the fault scarp showing nearly upright bedrock has been reported (Tang, 1968).

The Hsincheng Fault is located on the hanging wall of the Hsinchu Fault where it is exposed as a low-angle thrust (Torii and Yoshida, 1931). It soles into the Chinshui Shale, a common decollement level in central Taiwan but shallower than that of Hsinchu Fault (Namson, 1984; Yang et al., 1994; 1996; Fig. 2b). The fault-plane dips around 40° southeast and accommodates 450-700 m of stratigraphic separation (Tang and Hsu, 1970; Chen, 1974). The fault-trace strikes roughly NE to SW and splays from Hsinchu Fault at the Touchien river. Numerous outcrops on the Hsincheng Fault have been documented that describe the style of faulting (Hsu and

Chang, 1979; Huang, 1984; Lu et al., 2000). In addition, earlier geomorphological studies argued for evidence of Pleistocene activity on the Hsincheng Fault (Tan, 1934; Ku, 1963; Shih et al., 1985; Chang et al., 1999); however, no reliable age constraints for offset late Quaternary alluvial deposits were available prior to our study.

As a result of earlier work, both of the Hsinchu and Hsincheng Faults are categorized as active but not included in the group of most active faults because Holocene offset had not been previously identified (Chang et al., 1998; Lin et al., 2000). Since ten steps of terraces have been reported in this area (Shih et al., 1985; Chang et al., 1999) and the youngest one has been offset by above mentioned two faults, detailed mapping on fault trace and terrace distribution would let us understand more on the recency of slips before we complete the chronology study. In terms of background seismicity, it seems that Hsinchu area is a less distributed place in the past ten years (Fig. 2a). So far we neither have geodetic data to detect the creeping strain along the fault trace, nor have paleosismology study to recognize their coseismic displacements. Nevertheless, to measure the total strain cumulated on geomorphic features is the best method to give constraint on long-term slip rate, which is the basis to further approach the coseismic behavior.

4. Mapping Geomorphic Features

Shaded relief maps and relevant 3-D models show abundant geomorphic features associated with recent movement of the active structures in the study area (Figs. 3 and 8). The features include the terrace surfaces, their related rivers, fault scarps, and drainage channel networks developed in response to faulting and folding. The mapped terraces are unevenly distributed on both sides of the Touchien river and are mostly preserved along its southern bank. Based on restorations of the terrace surfaces, they can be divided into five steps (I, II, III, IV, & V in Fig. 4) instead of ten steps as suggested by previous studies (Shih et al., 1985; Chang et al., 1999). The elevations of individual terraces span a wide range where they have been deformed by active structures. Areas of higher terraces are characterized by closely spaced drainage networks and highly dissected terrace surfaces (Figs. 4 and 5). Tilting and back-tilting of terrace surfaces along the long terrace scarp are both common, especially terraces III and IV.

Besides, the fault scarps cutting the terraces, we also mapped the scarps along the mountain-fronts based on their sinuosity and orientation parallel to the regional structural trend (Fig. 4). The terrace risers developed without tectonic relations were not considered in our mapping. All of the mapped scarps have been confirmed by the field investigation. The suggested fault scarps are illustrated in Figure 4 and can be divided into three groups based on the characteristic orientations. Two of them

are clearly related to the major fault systems. The first group is distributed around the surrounding area of the previously reported trace of Hsinchu Fault and characterized by several rows of discontinuous scarps, trending ENE (Figs. 4, 6A and 6B). In the southeastern part of the study area, the second group shows two unique traces along the Hsincheng Fault and its associated back-thrust, separating the terrace II, III, and IV, trending NE (Figs. 4 and 6A to 6E). While the third one is striking NW and characterized by two to three continuous and parallel scarps. Also it bounds the terraces and tilts the outer edges backwards (Figs. 4 and 7a to 7f). It obviously bisects the known fault systems, indicating more than two fault systems interplaying over here. The same as the geomorphic surfaces, they are mainly distributed in the southern bank of the Touchien river.

Major rivers are analyzed to examine the responses of the active structures (Fig. 3). Along the Keya river, meandering channel appears on both of hanging walls of the Hsinchu and Hsincheng Faults, and on the back-limb side of the Chingtsaohu anticline. To the south a small stream, Hsingkung river, the same pattern occurs at the small anticline close to the Hsinchu Fault. Upstream across the hinge line of the Chingtsaohu anticline only shows a change of flow direction. With respect to the Hsincheng Fault, promising feature is that the channels of the Touchien river and its tributaries both show the deflections of flow directions across fault traces including the back-thrust. All these features reflect the studied structures are recently active.

Fault-Related Folds

The Chingtsaohu anticline can be clearly identified by folding of the terrace V surface (Figs. 6A and 8). Its recent movement results the meandering and deflection along the Keya and Hsingkung rivers (Fig. 3). The fold-axis derived by the folded terrace trends ENE, parallel to the trace of the Hsinchu Fault. Folding in younger deposits across terraces IV and III is not recognizable at the resolution of the digital elevation model. Surfaces on these terraces instead dip north and may record the geometry of the plunging tip of the anticline, rather than its fore- and back-limbs.

The Poshan anticline, located in the southeastern part of the study area, can only be roughly recognized because of poorly preserved surfaces (Figs. 6A and 6B). Except for this, no other geomorphological evidence related to its recent movement is found. In addition, two small anticlines are found obliquely attached on the Hsinchu Fault. They are probably related to the strike-slip component of the Hsinchu Fault.

Fault Systems

Boundaries between geomorphic surfaces are typically defined by abrupt

changes in elevations, where single or multiple scarps are preserved (Figs. 3, 4 & 9). The Hsinchu Fault system partitions slip across at least two fault-stands in western part of the area we mapped (Fig. 4) and splits into numerous discontinuous, subparallel scarps further east near the Touchien river valley (Figs. 6A to 6C). Its recent movement results in meandering developed along the Keya river (Fig.3). The highest terraces are vertically offset over 90 m while the lowest one is offset only less than 10 m (Figs. 4, 6B, and 9a). Given our observation that the Hsinchu Fault offsets the youngest fluvial deposits along the modern flood plain of the Touchien river suggests this fault has recent slip history of a number of seismic events, and that it should be classified as the active fault (Figs. 8 and 9a). The scarps are abruptly terminated at the southern channel wall of the Touchien river. There is only few unclear evidence exists across the northern bank of the Touchien river for recent displacement of young deposits (Fig. 4). We interpret this to indicate that a wrench fault may be buried in the river valley. Another feature in the west, the hill front, formed by up-throwing the hanging wall of the Hsinchu Fault shows an indentation at the Keya river (Figs. 3, 4, and 8b). This probably implies that the wrench fault has been developed and torn apart the Hsinchu Fault. In addition, two topographic highlands are identified as pressure ridges since they only occurred along the suggested fault trace (PR1 & PR2 in Figs. 4 and 6B).

The Hsincheng Fault is defined by relatively simpler scarp that offsets the terraces from IV to I with decreasing scarp heights from 58 to 5 m. Considering the synchronous terrace, its offset is significantly larger than of the Hsinchu Fault. Associated channel network of the Touchien river strongly reflects that it is recently active (Fig. 3). Recent surface ruptures are well exposed along the Hsincheng Fault where it offsets terrace I deposits (Fig. 9b). It is worthy to note that the scarps parallel or subparallel to the Hsincheng Fault are clear only for ~4 km along its length, which is relatively short compared to its total length measured from geological map. Recent movement of this active segment also deflects the modern drainage network, especially the Touchien river system (Fig. 3). The fault scarp is not readily apparent to the south and north. A back-thrust is clearly shown in each profile in the hanging wall of the Hsincheng Fault, which has not been previously recognized (Fig. 6). This subsidiary fault also affects the stream channel development in the highlands south of the main trace of the Hsincheng Fault (Fig. 3). The topographic highland that defines the NW trending pressure ridge (PR2 on terrace IV, Fig. 6B) is bound by the Hsincheng Fault and the associated back-thrust. This orthogonal structural highland (PR2 in Figs. 4 and 6) accommodates both shortening and lateral displacement generated by thrust fault system (i.e., the Hsincheng Fault) as well as the wrench fault that will be discussed below.

The wrench fault system mentioned above is composed of two to three parallel but discontinuous surface traces (Figs. 4 and 7). They are all generated from the Hsinchu Fault in the west and all the way truncating the Hsincheng Fault, then reaching the eastern end of the study area. It is very difficult to distinguish this structure using available seismic profiles since the profiles are deep ones worked out for petroleum exploration. The field investigation also failed to find geologic outcrop showing faulting evidence. Nevertheless, in terms of geomorphic features, pressure ridges, back-tilting terraces and pull-apart depressions (albeit they are thought being initiated by bending moment tensile stress associated with the Hsinchu Fault) presented in this study, such a wrench fault system possibly exists. It is characterized by two to three long scarps trending NNW to SSE, which were thought being terrace risers because of their orientations parallel to modern river (Fig. 4).

5. Discussion

New Wrench Fault System and Stress Field Change

We would like to note again that the scarp distribution, both of the Hsinchu and Hsincheng Fault system, becomes unclear across the Touchien river to its northern bank. In contrast, the Hsincheng Fault shows clear features within only a few kilometers in the southern bank (Fig. 3). This implies the shortening of this segment of the Hsincheng Fault is reinforced by the action of the wrench fault system. Since the Hsinchu and Hsincheng are both old fault systems, the newly found wrench fault system might be recently developed and caused by stress turning. As we know, the Hsinchu area is located in a place where the stress changes its orientation (Fig. 1a). Previous study also addressed this point based on geometry of the major fault systems (Huang, 1987). The collision history of Taiwan suggests that the mountain belt was initiated in the north and propagated to the south (Suppe, 1984; Teng, 1990). Westward propagation of extensional structures associated with the Okinawa Trough is now interacting with relatively slowly contracting thrust belt in the northern Taiwan. The study area is contained in the area of abruptly rotated stress fields, provided by the interaction of the thrust belt and the Okinawa rifting. The complex array of thrust faults and strike-slip faults therefore accommodate slow westward propagation of the thrust belt and dextral shear as wrench faults transfer lessened shortening towards the extensional fault systems to the north. Abrupt terminations of the thrust faults and folds we mapped in addition to NW-trending wrench faults support these assumption. Nevertheless, the geomorphic data presented in this study suggest the faults are all active, indicating the shortening wanes but still presents in the study area.

Faulting Behavior

As the previously reported, the Hsinchu Fault is a thrust with dextral strike-slip component (Meng, 1965; Tang, 1968; Chang et al., 1998; Lin et al., 2000). The topographic depressions identified in the hanging wall are the structural grabens commonly created by bending moment tensile stresses and occurred along thrust-associated anticline (Fig. 4; Philip and Meghraoui, 1983). However, currently they are closely attached on the possible trace of the wrench faults. We therefore suggest that they are initiated by Hsinchu Fault but latterly controlled by newly developed wrench fault system. By the graben orientation the dextral slip of Hsinchu and wrench fault is clear. If we further treat the wrench fault as the antithetic structures, it follows the conclusion very well. However, except for these large-scale features, we did not find much meso-scale geomorphic features showing significant dextral slip. It is probably that the Hsinchu Fault is still dip-slip dominant. On the other hand, the small anticlines, A2 and A3 in Figure 4 are also suggested to form under the dextral component of the thrust system.

The Hsincheng Fault has also been previously identified as a pure thrust. The field evidence also supports this (Fig. 9b). However, the geomorphic evidence reveals that it was dextrally moved (Fig. 8). As shown in Figures 3, 4, & 8, there is a series of en echelon short scarps generated from the main fault toward due east. We believe the recent fault-slip contains also dextral component, though it was dominated by pure thrusting in early stage of geological time. The hanging-wall back thrust shows simple scarps in the field, indicating it is dip-slip dominant.

Major Active Faults

The structure framework in our study area is built up by dual thrusts and their hanging wall developed anticline (i.e., fault-bend fold). Some of the structures are active but not entirely based on the active landform presented in this paper. For the Hsinchu Fault, the active segment is only the southwestern half, while the Hsincheng Fault has even shorter active segment, a few kilometer in the southern bank of the Touchien river. It is very difficult to explain that the rather short active segment of the Hsincheng Fault if we consider a major seismogenic active fault. In contrast, the newly found wrench fault system is generated from the northern end of the active segment of the Hsinchu Fault, then continuously showing the geomorphic evidence to the eastern border of the study area. We, hence, prefer to treat this wrench fault and the southern segment of the Hsinchu Fault both are the essential active fault systems. Another supporting evidence is the hanging wall anticlines. Based on surface and subsurface geology, the fault-related anticlines, the Chingsaohu and Poshan anticlines, are both only distributed in the south of the Touchien river (CPC, 1974, 1978; Yang et

al., 1994; 1996), also indicating a structure termination along the Touchien river.

Slip Rate

Since no paleoseismology and terrace age are currently available, it is impossible to derive the slip rates on the short-term time scales. In particular, all the studied faults have significant strike-slip component, the toughest part to determine. In this paper, we tentatively calculate the long-term dip-slip rate of the Hsinchu and Hsincheng Faults based on the dips and vertical separation of young deposits offset by them and the age of those deposits. As revealed in the profile of Figure 2b, accumulated dip-slips on Hsinchu and Hsincheng Fault are 900 m and 1400 m, respectively, read out from the offsets of the boundary between Chinshui shale and its overlying Cholan Formation. However, the acting time is unable to derive because of indiscernible sub-units in the youngest sedimentary unit, Toukoshan Formation, which started in 2 Ma. We therefore tentatively compute a minimum rate by assumption of that the commencing time is the end of the Cholan Formation, ca. 2 Ma, due to the identical thickness measured across the fault planes prior to that time. Derived dip-slip rates are 0.45 m and 0.7 m per kyr for Hsinchu and Hsincheng, respectively. Even we double the rates, they are still much smaller than the Chelungpu Fault, the earthquake fault of 1999 Chichi earthquake (Chen et al., 2001). Unless the strike-slip component is predominant in this two thrust fault systems, they seems relatively stable. Another evidence generally adopted in Taiwan is the youngest lateritic terrace surface. In study area the youngest lateritic terrace is terrace III, generally with a relative height of 40 to 90 m. This height is much lower than the youngest lateritic surface documented in central Taiwan, also indicating a relative low uplifting rate.

6. Conclusions

1. A wrench fault system is newly identified along the Touchien river by geomorphic features, which is considered as a result of the recent change of the stress field.
2. The wrench fault system and the southern segment of the Hsincheng Fault are the major active faults. The hanging wall anticlines, back-thrust and even the Hsincheng Fault are all subsidiary active structures.
3. Both of the active segments on the Hsinchu and Hsincheng Fault show recently dextral slip. The wrench fault system is also dextral.
4. The slip rates of both Hsinchu and Hsincheng are relatively lower than of the central Taiwan.

Acknowledgement

This study is financially supported by National Science Council, R.O.C under grant number of NSC 91-2119-M-002-010. We also thank the Central Geological Survey and Central Weather Bureau, R.O.C. for their support of field work and the courtesy of seismicity data.

References

- Chang, J.C., Teng, K.H., and Liu, M.C. (1999) The geomorphological study on the terraces of Tou-chein river. *Geographical Study* 31, 61-81. (in Chinese with English abstract)
- Chang, S.L. (1972) Subsurface geologic study of the Hsinchu Basin, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 10, 63-87.
- Chang, H.C., Lin, C.W., Chen, M.M., and Lu, S.T. (1998) *An introduction to the active faults of Taiwan: Explanatory text for the active fault map of Taiwan*, scale 1: 500,000, Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, Taiwan, R.O.C., 103p. (in Chinese with English abstract)
- Chen, J.S. (1974) Seismic study of the Paoshan structure, Hsinchu, Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 11, 183-195.
- Chen, Y.G., Chen, W.S., Lee, J.C., Lee, Y.H., Lee, C.T., Chang, H.C., and Lo, C.H. (2001) Surface rupture of 1999 Chi-Chi earthquake yields insights on active tectonics of central Taiwan. *Bulletin Seismological Society of America* 91(5), 977-985.
- CGS (1999) *Investigation report of 921 earthquake geology and Map of Surface Ruptures along the Chelungpu Fault during the 1999 Chi-Chi Earthquake*, Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, Taiwan, R.O.C. (in Chinese)
- Chiu, H.T. (1970) Structural features of the area between Hsinchu and Taoyuan, northern Taiwan. *Proceeding of Geological Society of China* 13, 63-75.
- CPC (1974) The geological map of Miaoli, scale 1:100,000, Taiwan Petrol. Exploration Division Publication, Chinese Petroleum Corporation, Taiwan, R.O.C.
- CPC (1978) The geological map of Hsinchu-Taoyuan, scale 1:100,000, Taiwan Petrol. Exploration Division Publication, Chinese Petroleum Corporation., Taiwan, R.O.C.
- Ho, C.S. (1982) Tectonic evolution of Taiwan – Explanatory text of the geologic map of Taiwan. Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, Taiwan, R.O.C., 126p.
- Hsu, T.L. and Chang, H.C. (1979) Quaternary faulting in Taiwan. *Memoir of Geological Society of China* 3, 155-165.
- Huang, C.S. (1984) Quaternary faults in the coastal area between Hsinchu and Chunan, northwestern Taiwan. *Special Publication of Central Geological Survey, Taiwan* 3, 103-126.
- Huang, F.F. (1987) Wrench faults in western Taiwan and oil-gas accumulation. *Petroleum Geology of Taiwan* 23, 1-12.

- Kao, H. and Chen, W.P. (2000) the Chi-Chi earthquake sequence: active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. *Science* 288, 2346-2349.
- Ku, C.C. (1963) Photogeologic study of terraces in north-western Taiwan. *Proceeding of Geological Society of China* 6, 51-60.
- Lee, C.T. and Wang, Y. (1987) Paleostress changes due to the Pliocene-quaternary arc-continent collision in Taiwan. *Memoir of Geological Society China* 9, 63-86.
- Lee, C.T. and Wang, Y. (1988) Quaternary stress changes in northern Taiwan and their tectonic significance. *Proceeding of Geological Society of China* 31(1), 154-168.
- Letouzey, J. and Kimura, M. (1985) Okinawa Trough genesis: structure and evolution of backarc basin developed in a continent. *Marine and Petroleum Geology* 2, 111-130.
- Lin, C.W., Chang, H.C., Lu, S.T., Shih, T.S., and Huang, W.C. (2000) *An introduction to the active faults of Taiwan: Explanatory text for the active fault map of Taiwan*, scale 1: 500,000, 2nd ed., Central Geological Survey, Ministry of Economic Affairs, Taiwan, R.O.C., 103p. (in Chinese with English abstract)
- Lu, C.Y. (1994) Neotectonics in the foreland thrust belt of Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 29, 1-26.
- Lu, S.T., Shih, T.S., Lin, C.W., Huang, W.J., Chen, H.W., Lee, Y.H., Chen, Z.Y., and Chang, H.C. (2000) Field investigation of active faults on Hsinchu area, northern Taiwan. 2000 Annual Meeting of the Geological Society of China, program with abstracts, 308-310. (in Chinese with English abstract)
- Ma, K.F., Lee, C.T., Tsai, Y.B., Shin, T.C., and Mori, J. (1999) The Chi-Chi, Taiwan earthquake: large surface displacements on an inland thrust fault. *EOS Transactions* 80, 605-611.
- Meng, C.Y. (1965) Lateral movement in the northern half of western Taiwan. *Petroleum Geology Taiwan* 4, 283-286.
- Namson, J. (1984) Structure of the western Foothills belt, Miaoli-Hsinchu area, Taiwan: (III) northern part. *Petroleum Geology of Taiwan* 20, 35-52.
- Pan, Y.S. (1965) Interpretation and seismic coordination of the Bouguer gravity anomalies obtained in the northwestern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 4, 287-301.
- Philip, H. and Meghraoui, M. (1983) Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics* 2, 17-49.
- Shih, T.T., Teng, K.H., Chang, J.C. and Yang, G.S. (1985) The active faults and geomorphic surfaces of Chutung Tableland in Taiwan. *Geographical Studies* 9, 1-14. (in Chinese with English abstract)
- Sibuet, J.C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Fourcher, J.P., Hilde, T.W.S., Kimura, M., Chiao, L.Y., Marsset, B., Mueller, C., Stephen, J.F. (1987) Back-arc extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research* 92(B13), 14041-14063.
- Suppe, J. (1984) Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc

- spreading near Taiwan. *Memoir of Geological Society of China* 6, 21-33.
- Suppe, J. and Namson, J. (1979) Fault-bend origin of frontal folds of the western Taiwan fold-and thrust belt. *Petroleum Geology of Taiwan* 16, 1-18.
- Tan, K. (1934) Geomorphological study of Chikuto Plateau, Shinchikushu, Formosa. *Journal of Geography* 46(539), 35-43.
- Tang, C.H. (1968) Photogeological observations on the low hilly terrain and coastal plain area of Hsinchu, Taiwan. *Proceeding of Geological Society of Taiwan* 6, 71-79.
- Tang, C.H. and Hsu, C.H. (1970) Subsurface geology and petroleum deposits in the Hsinchu area. *Petroleum Geology of Taiwan* 7, 89-101.
- Teng, L.S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. *Tectonophysics*. 183, 57-76.
- Teng, L.S. (1996) Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology* 24(10), 949-952.
- Teng, L.S. and Lee, C.T. (1996) Geomechanical appraisal of seismogenic faults in northeast Taiwan. *Journal of Geological Society of China* 39(2), 125-142.
- Torii, K. and Yoshida, K. (1931) Report of a survey of the Byoritsu and Chikuto oil fields of Shinchiku Province. Bureau of Productive Industries, Government-General of Taiwan, publication no. 585, 81p. (in Japanese)
- Wang, K.L., Chung, S.L., Chen, C.H., Shinjo, R., Yang, F.T. and Chen, C.-H. (1999) Post-collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa Trough. *Tectonophysics* 308, 363-376.
- Yang, K.M., Wu, J.C., Ting, H.H., Wang, J.B., Chi, W.R., and Kuo, C.L. (1994) Sequential deformation in foothills belt, Hsinchu and Miaoli area: Implications in hydrocarbon accumulation. *Petroleum Geology of Taiwan* 29, 47-74.
- Yang, K.M., Wu, J.C., Wickham, J.S., Ting, H.H., Wang, J.B., and Chi, W.R. (1996) Transverse structures in Hsinchu and Miaoli areas: structural mode and evolution in foothills belt, northern Taiwan. *Petroleum Geology of Taiwan* 30, 111-150.
- Yeh, Y.H., Barrier, E., Lin, C.H., and Angelier, J. (1991) Stress tensor analysis in the Taiwan area from focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 200, 267-280.

Figure Captions

Fig. 1 a. Current tectonic environments of Taiwan (Ho, 1982; Teng, 1990).
b. Current stress distribution of Taiwan fold-and-thrust belt. The main body of the island is undergoing compression, but both of the southern and northern ends demonstrate strike-slip dominant movements. Rifting of Okinawa trough in northern Taiwan is westward propagating into northeastern Taiwan to form the on-land basins, i.e., Ilan (IL) and Taipei (TP).

Fig. 2 a. Seismicity distribution of northwestern Taiwan. Data are courtesy of Central Weather Bureau, R.O.C and collected during 1991 to 2001. The study area is located in a region of lower historic seismicity. b. A transverse seismic profile of the study area, showing two thrust faults and fault related folds in their hanging wall. Hsinchu Fault is the reactivated from a preexisting normal fault. The eastern Hsincheng Fault is generated from shallower horizon.

Fig. 3 Shaded relief topographic map of the study area derived from a 40 m DEM. The geomorphic features distributed in the southern bank of the Touchien river are closely related to major structures. Note the deflections of major drainage networks: The Hsinkung river has a dramatic turn crossing the Chingtsaohu anticline. The straight channel becomes meandering in the middle reach of Keya river when it flows through the hinge area of Chingtsaohu anticline. The main channel and tributaries of the Touchien river are all deflected by action of the Hsincheng Fault..

Fig. 4 Map showing the terraces and fault scarps that offset them. Due to the recent crustal deformation, the surfaces are evidently deformed, leading to various relative heights. The topographic highlands are mapped separately from the terraces to emphasize the tectonic influence on terraces. The major anticline, Chingtsaohu, is clearly recognized and marked as A1. Two small anticlines are also identified as A2 and A3 along the fault scarp of the Hsinchu Fault. Two topographic depressions (DP1 & 2) and pressure ridges (PR1 & 2) are also identified, representing the faulting of the strike-slip movement. Mapped fault scarps (solid T lines) and the suspect ones (dashed T lines) can be divided into three groups based on the orientations (See text for details). Note the back tilting is common along the scarps oriented N60°W, which is thought as a newly found wrench fault system.

* marks the relative height of the terrace distributed in the hanging wall of the Hsincheng Fault.

Fig. 5 Index map showing the locations of longitudinal and transverse cross-sections in Figs. 6 & 7.

Fig. 6 Longitudinal cross-sections, measured along mapped terraces. From profile A to E, the magnitude of the folding and uplift decreases. The Hsinchu Fault system shows multiple scarps, while the Hsincheng Fault system is rather simple composed of a unique thrust and a back thrust. Note the major anticlines, the Chingtsaohu and Poshan, are clearly shown in the profile, and the smaller anticline, A2. In B section two pressure ridges are shown but not in the others, indicating a wrench fault is developed parallel to the profile line. Vertical exaggeration is 20 times. Subsurface structures are arbitrarily drawn to qualitatively describe their behaviors. HCU F.: Hsinchu Fault; HCN F.: Hsincheng Fault; CTH An.: Chingtsaohu anticline; PS An.: Poshan anticline; PR: Pressure Ridge; BT: Back thrust; WF: Wrench fault.

Fig. 7 Transverse cross-sections cutting through the flight of terraces at six locations from lower reach upstream. Obviously, terrace surfaces are individually affected by the active tectonics, leading to differential deformation. In particular, the surfaces are warped by back tilt associated with the faulting. Although so far no geologic evidence to confirm the origin of the terrace scarps, we tentatively suggest them as fault scarps since they divide the surfaces with differential deformation. The high tilting angle of terrace IV is probably caused by axis turning of the Chingtsaohu anticline. Small anticline, A3, is also shown in profile C. Circles with a dot in the center represents the movement outward the paper and vice versa the circles with cross. The other symbols follow Fig. 6. Vertical exaggeration is also 20 times.

Fig. 8 Two oblique scenes showing the geomorphology of the study area.

Fig. 9 A. Photograph of the fault scarp of the Hsinchu Fault in Hsinchu City. The foundation excavation of the far building in hanging wall showed upright and brecciated bedrock, which is the only field evidence of the Hsinchu Fault. B. Photograph of an outcrop of the Hsincheng Fault along the Touchien river. White dash-lines represent the beddings. A low angle thrust with vergence to the west reaches the ground surface with a fault zone of 4 to 5 meters in width that bound by two slip planes. The hanging wall is composed of Pliocene coastal deposits, sandstones and shales, while the footwall is the younger (Pleistocene) sandstone dominant unit that is believed as the distal part of an ancient fan-delta created in the mountain front.

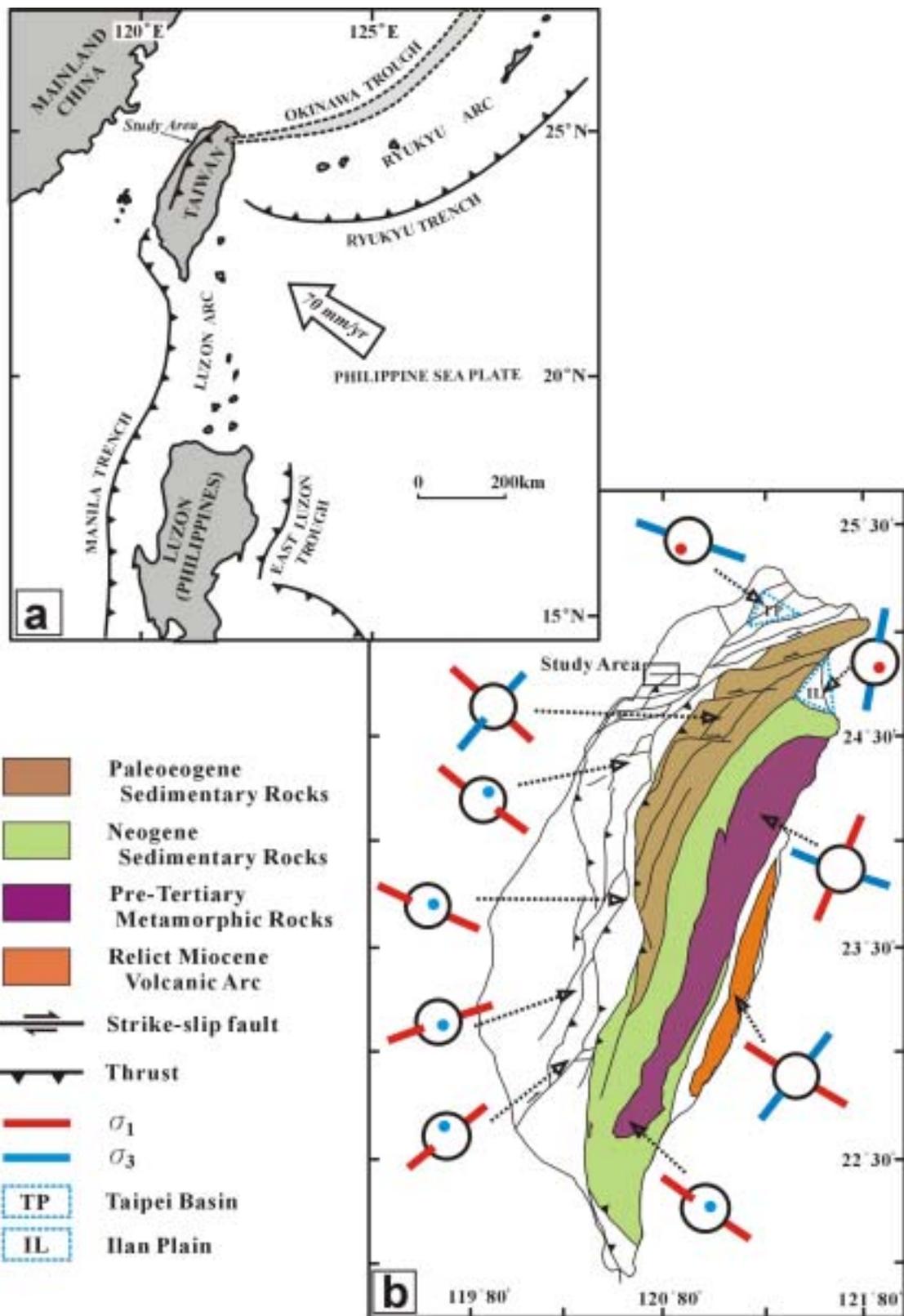


Figure 1

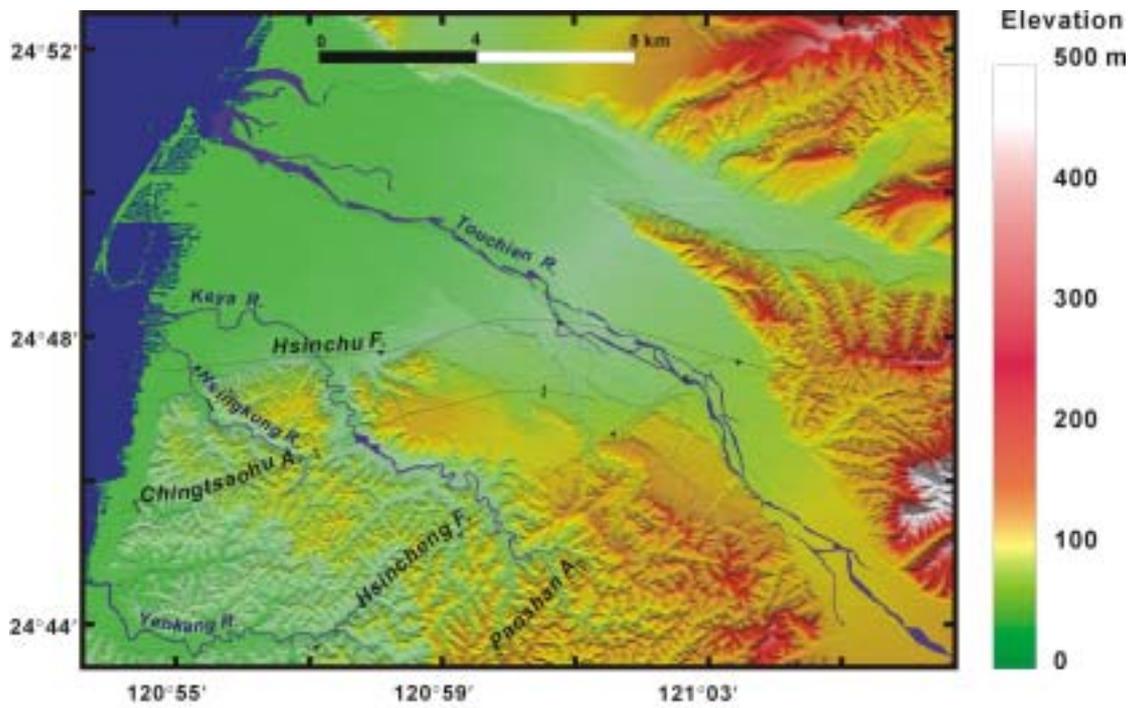


Figure 3

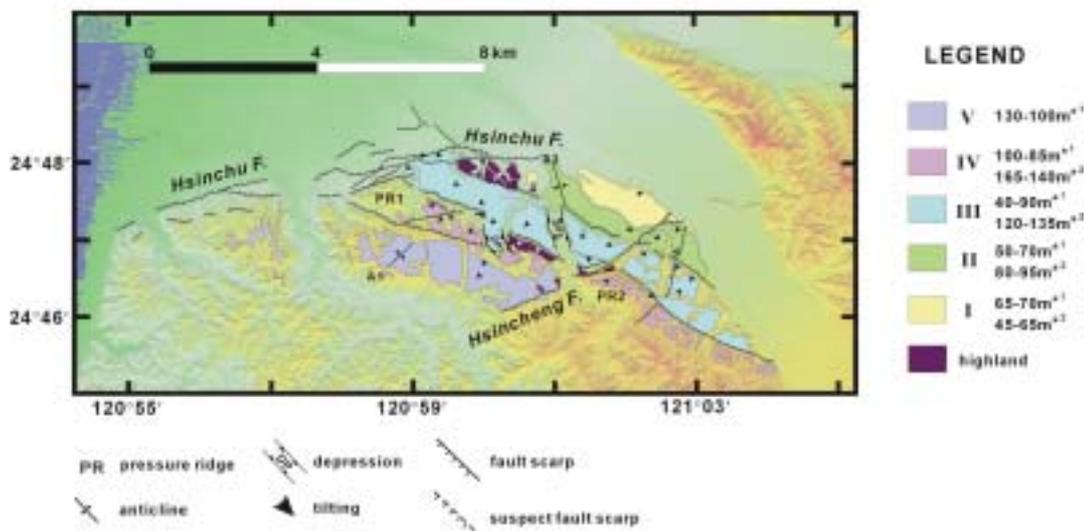


Figure 4

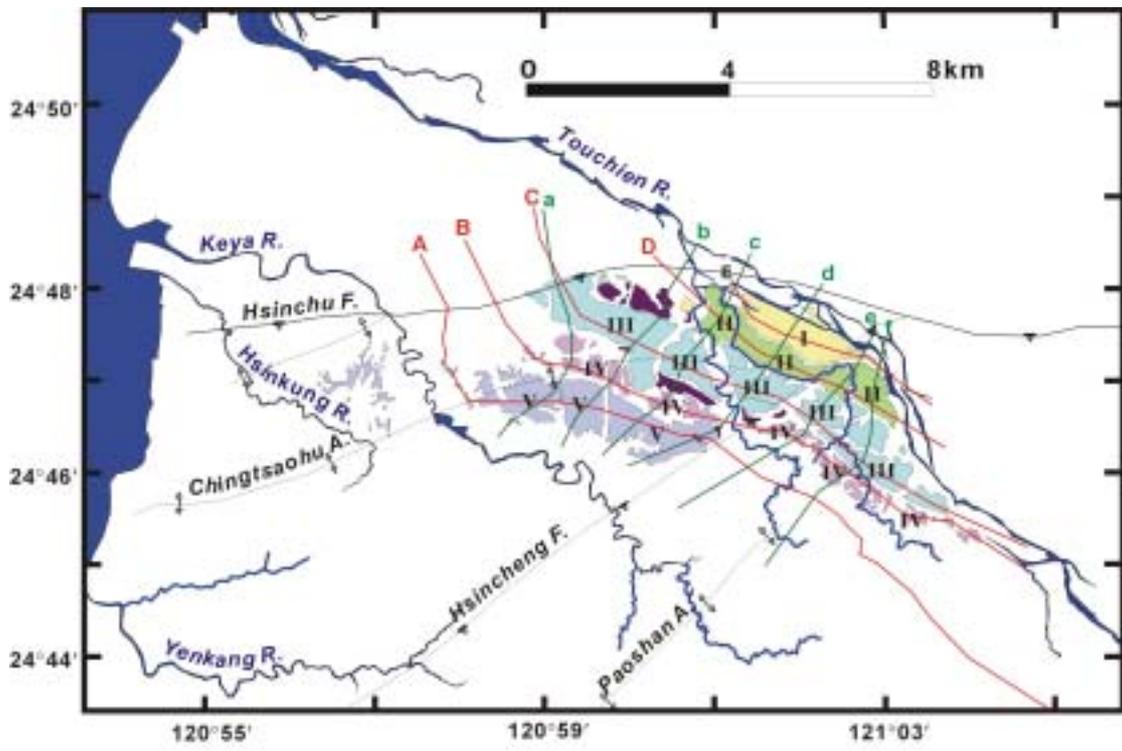


Figure 5

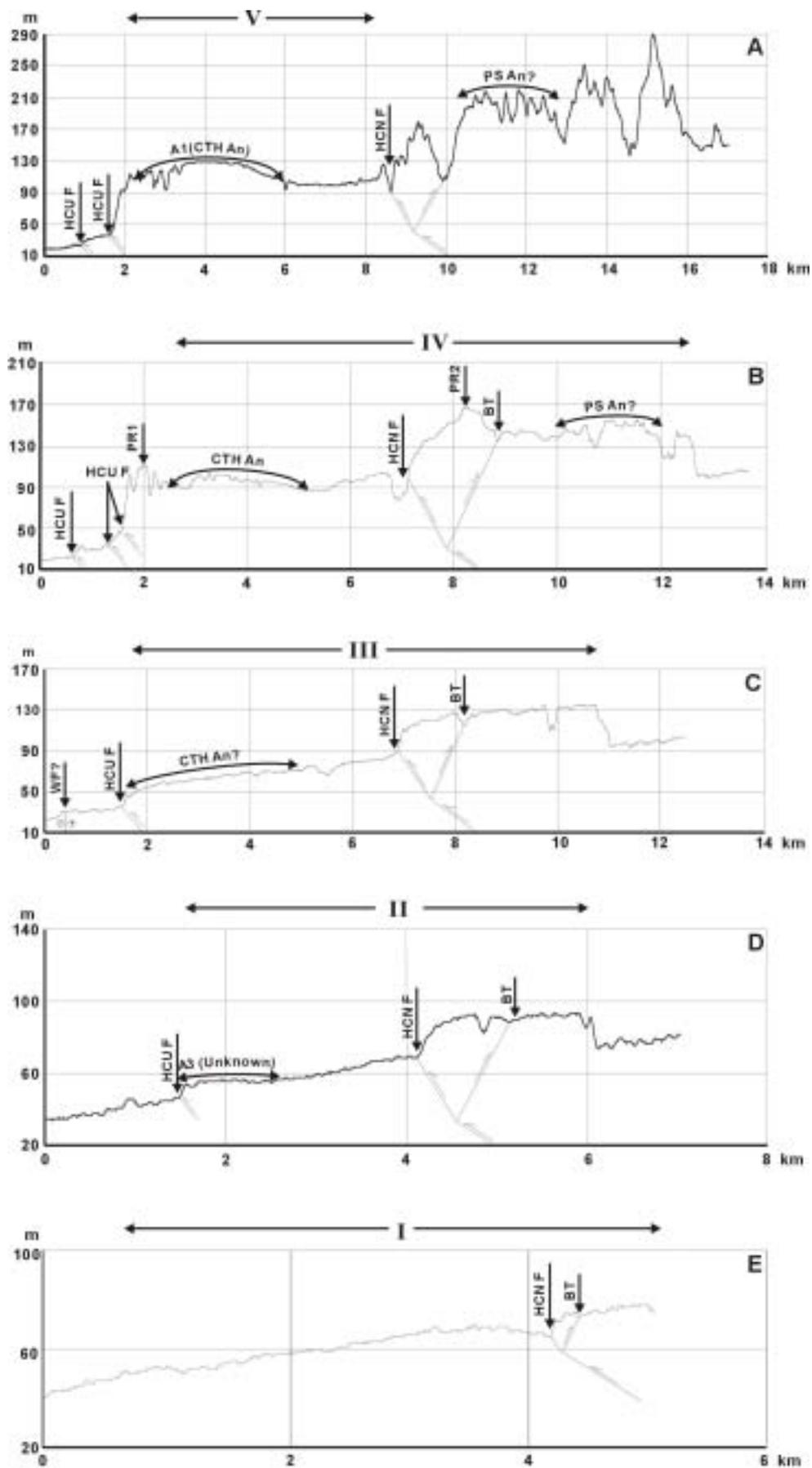


Figure 6

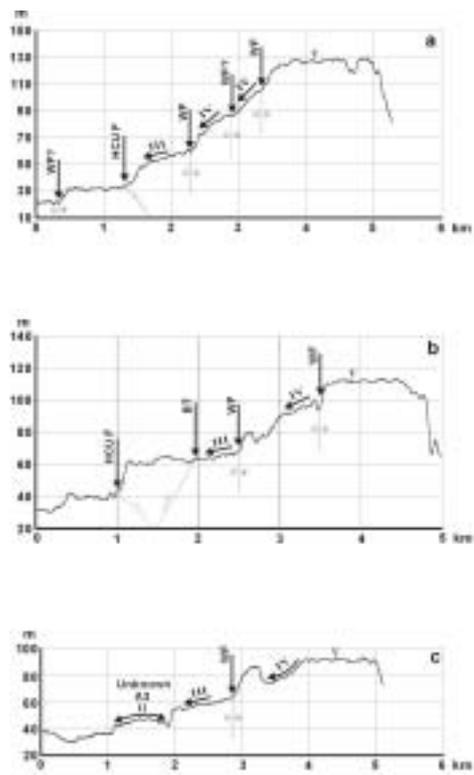
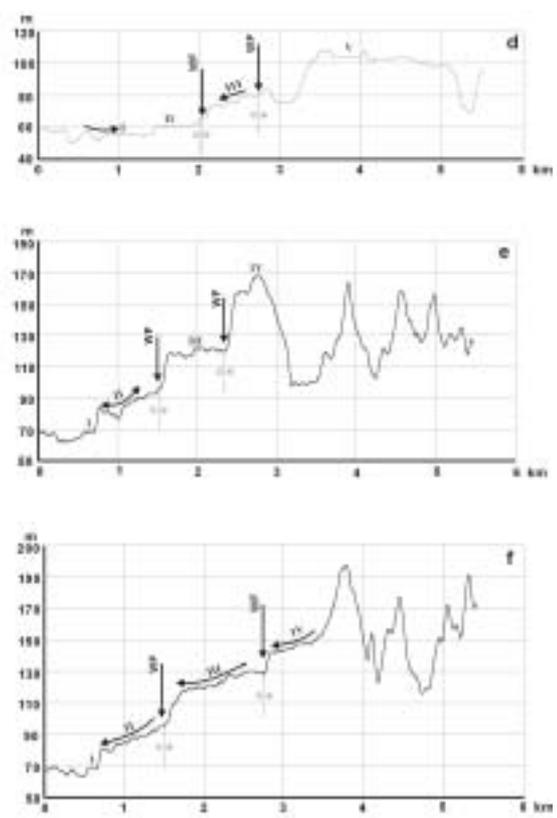


Figure 7



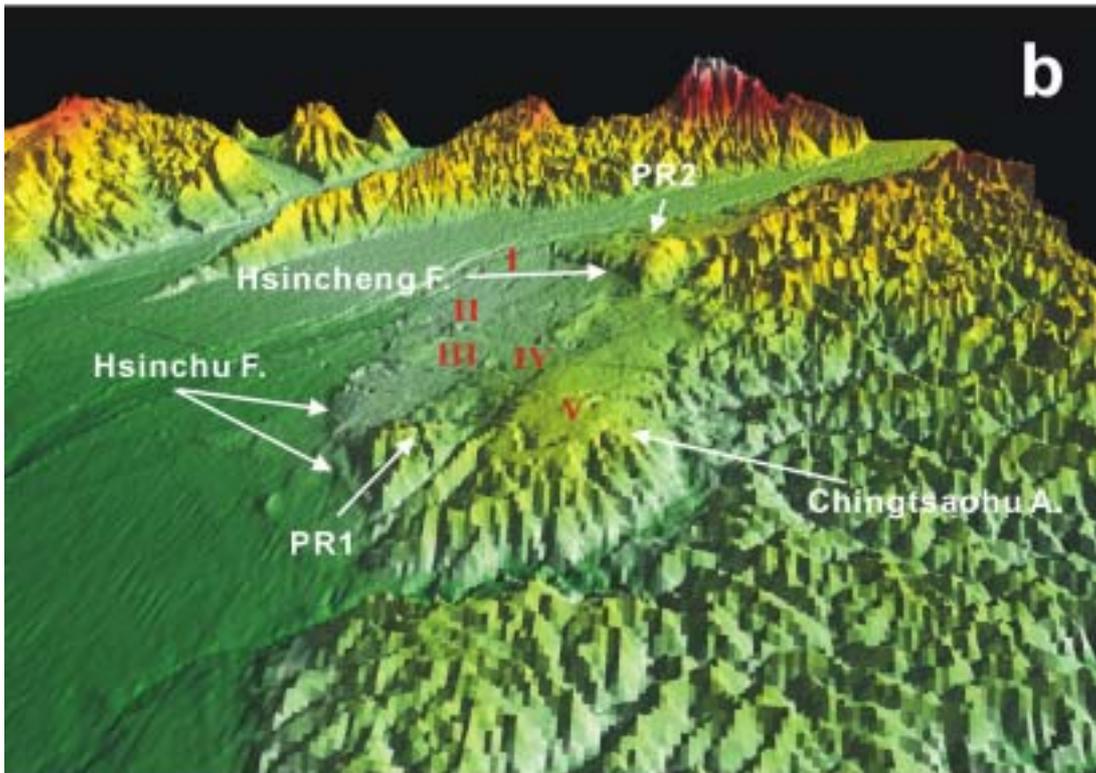
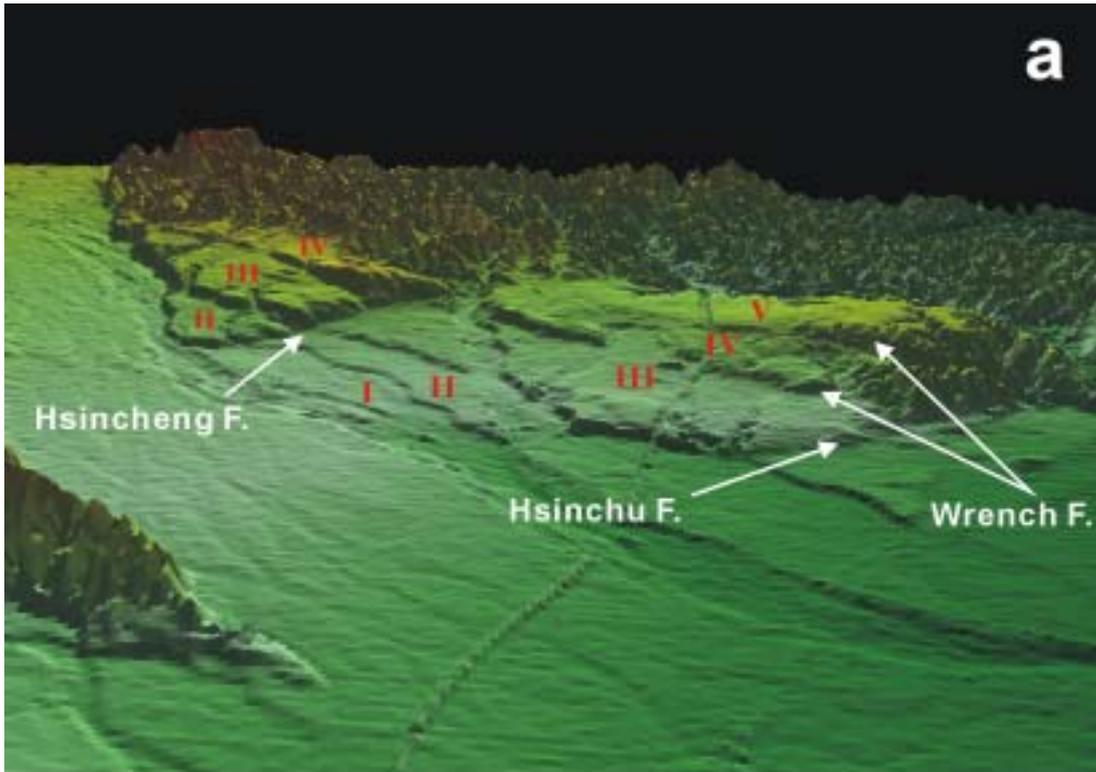


Figure 8



Figure 9