

地區災害防救計畫利用最大可能地震進行 山腳斷層災害損失評估

鄭錦桐¹、潘照芳²、李易叡¹、黃宗良²、潘嘉興³、王登楓⁴

1 財團法人中興工程顧問社大地工程研究中心

2 臺北市政府消防局

3 內政部營建署

4 臺北市政府秘書處

摘要

因應近期地質調查有新事證以及地震學研究有新進展，對於臺北市鄰近之孕震源必須重新檢討，並且重新進行地震災害損失評估，據此進行修訂臺北市地區防救災計畫。本文具體建議臺北市因應 475 年回歸期之三處頻率較高的震源分別為山腳斷層(正斷層張拉應力型地震)、臺北盆地正下方深處隱沒帶(板塊內部型地震)、宜蘭花蓮外海隱沒帶(板塊介面型地震)。對於最大可能地震則必須考慮山腳斷層破裂 80km，錯動為斷層傾角 60 度向東之正斷層機制，地震規模為地震矩規模 $M_w 7.3$ 。透過臺灣地震損失評估系統設定上述最大可能地震之斷層參數後，採用新型強地震動衰減式以及考慮上盤與下盤效應，即可獲得地震災損評估，相較於前期地震矩規模 $M_w 6.8$ 地震的災損評估成果，臺北市近山腳斷層的西北側差異有限，但東南側增加約四倍的災損，肇因於規模增大強地震動影響範圍也擴大。

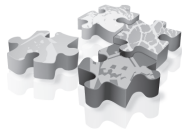
關鍵字：山腳斷層(Shanchiao fault)、強地震動衰減式(strong ground motion attenuation equation)、隱沒帶(subduction zone)、臺灣地震損失評估系統(TELES)、地震矩規模(seismic moment magnitude)、最大可能地震(MCE)、上盤與下盤效應(hanging wall and footwall effect)、回歸期(return period)、板塊內部型地震(intraslab earthquake)、板塊介面型地震(interface earthquake)、正斷層(normal fault)

一、前言

近期地震工程與地震學領域對於國內適用之強地震動衰減式以及活動斷層調查有新研究成果，尤其山腳斷層近期有許多新的地質事證顯示其活動，並已證明其有外海延伸段，而最大可能地震規模也因斷層總長增加而增大，故據此臺北市地區災害防救計畫應該進一步審慎檢討。本文首先擬針對山腳斷層之新事證以及衝擊說明，而後介紹近期國際發表之強地震動衰減式特色說明如何應用，最後根據目前已經掌握之山腳斷層相關震源參數，嘗試初步以臺灣地震損失評估系統(TELES)軟體[1]分析山腳斷層發生最大可能地震後之人員傷亡與相關應變資訊，希望本研究結果能提供後續臺北市災害防救深耕計畫之參考。

二、山腳斷層新事證說明

臺灣北部緊鄰菲律賓海板塊(the Philippine sea plate)與歐亞大陸板塊(the Eurasian continental plate)的隱沒系統正上方，以及兩板塊斜撞邊界的東側，弧陸碰撞(arc-continent collision)開始於晚中新世，在此劇烈的板塊碰撞下造成臺灣本島劇烈地形抬昇，並且山麓前緣造成複雜的褶皺與逆衝斷層構造，由於板塊斜側碰撞，褶皺與逆衝斷層首先從臺灣北部開始發育，爾後漸漸向臺灣中



部與南部發育。目前造山運動在中部及南部正持續進行中，而此區域主要屬於擠壓型機制。相對於目前臺灣中部及南部區域，臺灣北部區域已非板塊主要碰撞區域，並且處於一伸張型應力地體構造區域[2]，斷層則以正斷層機制活動，且有島弧火山熔岩流噴發[3]。臺灣北部區域目前的地體構造狀態與菲律賓海板塊向北隱沒入歐亞大陸板塊，以及隨後的沖繩海槽張裂作用有密切相關[3]。故早期臺北盆地內有許多逆斷層，包括與山腳斷層相鄰的新莊斷層也是逆斷層(reverse fault)形式，唯目前的逆衝斷層系統已不活躍。本節將針對山腳斷層之近期研究成果彙整相關參數進行說明。

2.1 斷層之長度

根據中央地質調查所 2007 年出版之特刊第十九號「臺灣北部的活動斷層」[4]，山腳斷層陸域可分為南、北兩段，南段長約 13 公里；北段長約 21 公里。而海域部分地調所自 93 年起執行四年之「大臺北地區特殊地質災害調查與監測-地熱流與海域火山活動調查與監測計畫」[5]，其內容針對臺灣東北海域進行了密集之震測施測，海上震測反射剖面則顯示斷層延伸入海是一系列的區域性正斷層，惟主要斷層線附近有花狀平移斷層的構造，透過寬頻聲納剖面顯示斷層兩側不相同之沉積構造，代表了斷層之落差，確認金山斷層延伸至海外約 16 公里。台電為配合核一、核二廠延役申請，因此委託中興工程顧問公司與中央大學進行探查。於 2011 年九月中旬，台電與國內地球科學研究學者針對北部核能一、二廠之海域地球物理調查發表初步資料成果，證實山腳斷層海域至少尚有 40km 之斷層破裂，若與陸域斷層破裂相加，則最大可能之破裂總長度約 80km 左右。圖中 1 為陸域與海域之山腳斷層地表破裂線以及地下延伸情形。

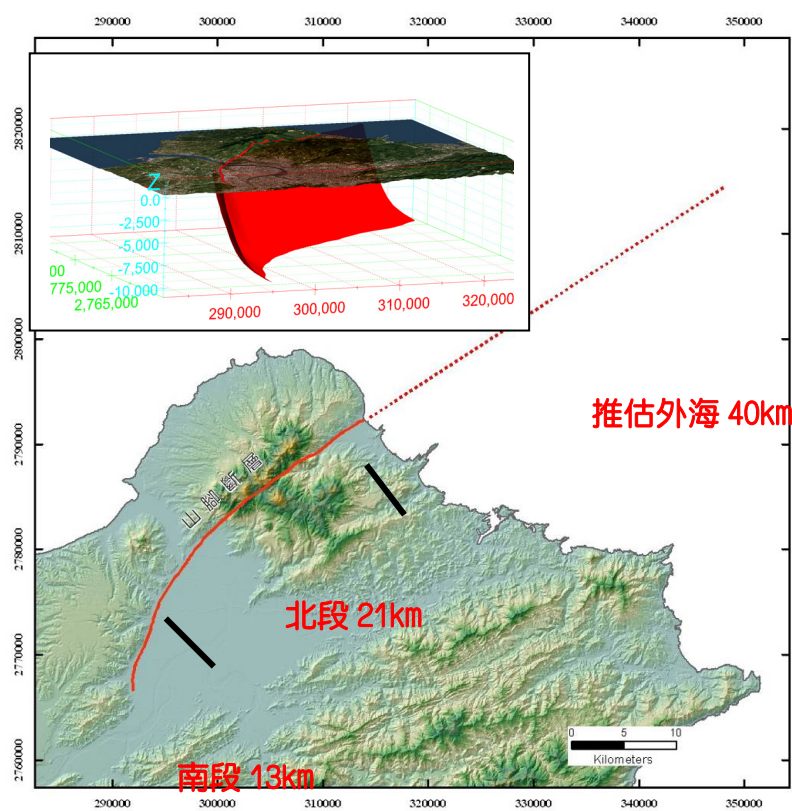


圖 1 山腳斷層陸域(南段與北段)及海域推估破裂分佈以及斷層幾何模型示意圖

2.2 斷層幾何形貌與機制

斷層幾何形貌上，吳福泰[6]推測山腳斷層在淺層沿著新莊斷層下滑，至深度 1,300-1,400 公尺，新莊斷層的斷層面傾角變緩，而山腳斷層之斷層維持高角度延伸，二者分開。王執明等[7]則認為新莊斷層被山腳斷層截開，即山腳斷層東側的地層包括新莊斷層的上盤和下盤，沿著山腳斷層向東滑落。李錫堤[8]則認為山腳斷層係發展在舊有逆斷層上的新期正斷層，山腳斷層發展至新莊斷層後二者合為一。上述三種山腳斷層與新莊斷層關係之示意圖如圖 2 所示，目前中央地質調查所與台電正積極調查中，尚未有定論。

斷層機制方面，位於臺北盆地內之成子寮剖面排鑽[9][10]顯示，山腳斷層東側之盆地區基盤明顯較深，如圖 3 所示，顯然是由於山腳斷層之陷落而造成，屬於東傾之正斷層，在其它跨山腳斷層之排鑽均有發現類似東側基盤明顯下降的情形，如泰山、關渡、五股及樹林等剖面。

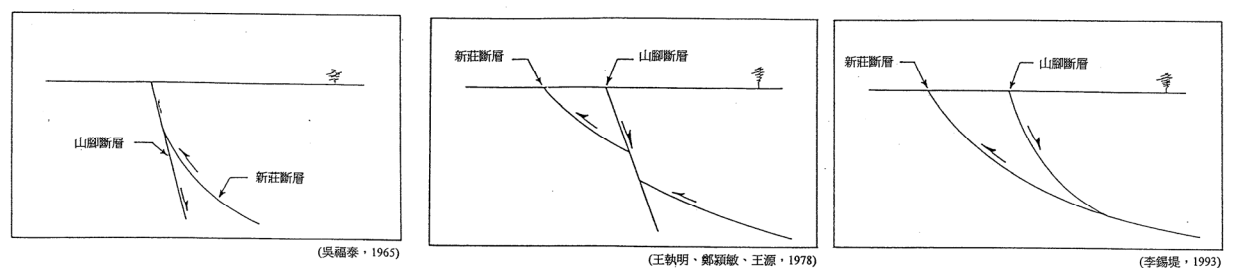


圖 2 新莊斷層與山腳斷層關係圖示

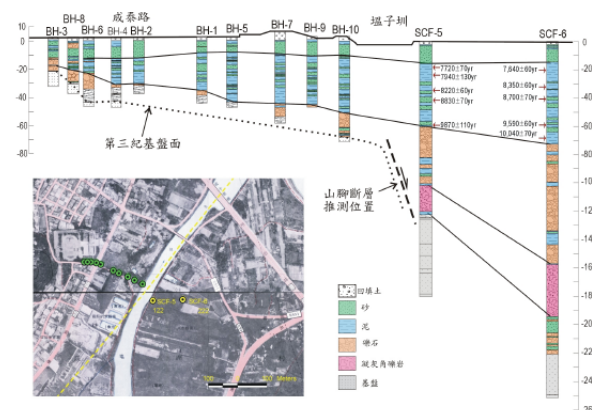
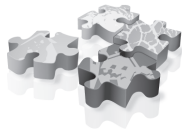


圖 3 地調所臺北盆地內的鑽井地下剖面 ([9]; [10])

2.3 斷層滑移速率

短期滑移速率，依據地調所全球衛星定位系統(GPS)測量資料[11]，分析山腳斷層南北兩段，其個別活動斷層兩側的位移速度變化，可得到包括水平速度 1.1 與 3.8 mm/yr 及垂直速度 3.1 mm/yr 與 0.1 mm/yr 的變化量。另外水準測量則可獲得跨斷層之抬升速率，中央地質調查所於 1992~2000 年間跨山腳斷層之水準資料顯示[9][12]，山腳斷層無顯著因正移斷層造成的滑落現象，但於 2002~2006 年的精密水準測量結果[11]，則指出山腳斷層仍有陷落之可能，目前北段抬升率 5.5 mm/yr，而南段沉降率 8.5 mm/yr。

評估斷層活動度仍應觀察斷層長期滑移速率，黃韶怡[13]分析成子寮、五股、樹林等地區附近，山腳斷層兩側的鑽井岩芯記錄與定年資料，推算山腳斷層南段在過去 1 萬年內上盤下陷速率約為 1.8 mm/yr；至於斷層北段在過去 1 萬 5 千年間滑移速率則為 0.69 mm/yr。



2.4 斷層之最大可能地震規模(MCE)

採用 Wells and copper smith[14]、吳相儀[15]、Yen and Ma[16]之斷層地表破裂長度與規模之關係式分別為(式 1)、(式 2)、(式 3)，L 為斷層破裂長度、 M_w 為地震矩規模、 M_0 是地震矩：

$$M_w = 5.08 + 1.16 \log(L) \quad (1)$$

$$M_w = (1.32 \pm 0.122) \log(L) + (4.817 \pm 0.132) \quad (2)$$

$$\log L = (1/2) \log M_0 - 8.08 \quad (3)$$

上述式 1~3，分別代入山腳斷層最大破裂長度 80 公里，得最大可能地震(Maximum Credible Earthquake, MCE)規模約地震矩規模 M_w 7.2~7.3 左右。最近一次山腳斷層活動時間尚無法確定，至今尚無蒐集到和山腳斷層活動有關之大規模地震目錄，也無槽溝開挖之古地震資料，僅能從鑽探資料或歷史文獻中推測之。根據黃韶怡[13]分析地調所鑽井的結果，得知最近一次活動時間約在 8400~8600 年前。歷史記載則根據郁永河[17]所著『裨海記遊』中提到，臺北盆地於 1694 年由於發生地震而陷落，形成「康熙臺北湖」。林朝榮[18]認為該次地震地面陷落約 5 公尺，因此推斷該次地震為山腳斷層最近一次之活動。然而李錦發等[19]考證康熙臺北湖的淹沒範圍與文獻資料，無法確定與山腳斷層有關。

2.5 可能破裂與機率

可能破裂模式主要是將斷層進行分段，這是由於斷層發生地震時並非都是整段破裂的模式，有可能是分段破裂的，而斷層分段破裂和整段破裂會影響地震規模之大小，因此需根據專家的判斷，進行分段後，再區分出有幾種破裂模式，各種破裂模式都有其發生的可能性，需要專家進行評估並給與權重，圖 4 為一由斷層分段建立破裂模式之實例。

山腳斷層根據地調所的專刊則是分為南北兩段，北段則包含了海域延伸的部份，因此分段破裂模式主要有三種情形：1.北段破裂 2.南段破裂 3.北段加南段同時破裂，如圖 1 所示。

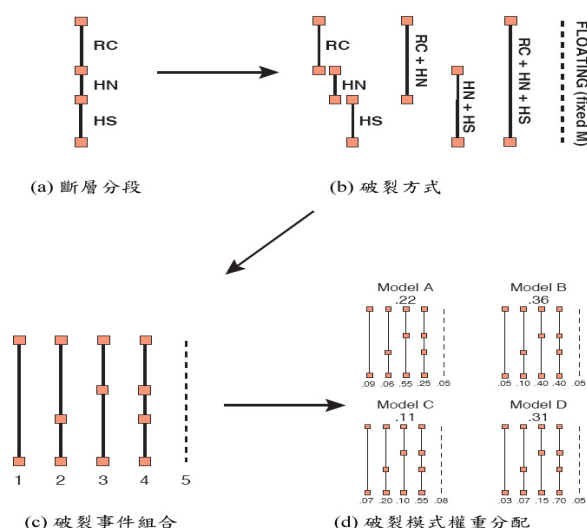


圖 4 由斷層分段建立斷層破裂模式。(a) 圖中橘色方框為分段之邊界，以 Hayward -Rodgers Creek fault 為例，先劃分三個斷層分段；(b) 分段中可產生六種破裂組合（加上不明破裂方式 floating earthquake）；(c) 建立破裂事件；(d) 將各破裂模式及事件進行權重分配（摘錄自 WG02[20]）。

2.6 山腳斷層的活動機率

以地調所[21]之山腳斷層研究顯示(該分析尚未加入外海延伸段),30 年內發生規模 6.7 以上之活動機率不到 10%;50 年內發生規模 6.7 以上之活動機率不到 15%;100 年內發生規模 6.7 以上之活動機率近 20%。由於規模愈大則發生之機率越低,若增加外海延伸段,則活動斷層可能引發之規模增大,依據學理上機率將更低於上述之機率描述,初步分析未來 100 年內發生上述最大可能地震規模(地震矩規模 M_w)7.3 之機率應該低於 10%以內。

三、強地動衰減式進展與地震規模適用性

3.1 集集地震後強地動衰減之啟示

強地動衰減式(strong ground motion attenuation equation)是經驗關係式,又稱地表運動預測方程式(ground motion prediction equation, GMPE),在地震危害度分析(Seismic Hazard Analysis, SHA)過程中其扮演極重要的角色[22],主要是因為輸入震源規模與距場址距離,即可推估影響場址的強地動大小以及反應譜的特性。以往國內採用之衰減式因無近場(near field)強震資料而有所缺憾,集集地震後,大規模破裂的低角度逆衝斷層型態與強地動分佈(如圖 5 所示)確實給國內地表運動預測方程式(GMPE)之研究與應用有以下新的啟示:

- (1) 應採用距斷層面最短距離:震源破裂非震源單一點,而是一斷層破裂面,以 1999 年集集地震(地震矩規模 M_w 7.6)破裂面積 100kmX30km,以及 2011 年日本東北大地震地震矩規模 M_w 9.0 破裂面積 500kmX200km 顯示,其強地動分佈與距斷層面最短距離相關性高。使用面震源(area source)才會有較精準之結果,採用線震源(line source)誤差較大,點震源(point source)亦完全不適用。本研究即採用面震源(plane source),有別於國內其他研究者採用線震源或點震源之疏漏。
- (2) 上下盤效應顯示上盤處強地動高:必須考慮斷層上盤與下盤效應(hanging wall and footwall effect)的差異,才能反應等距離下強地動在上盤較高的差異情形,如圖 6 顯示不論是國內集集大地震,國外數個大地震的上下盤強震資料,皆顯示距斷層相同距離下,上盤側強地動明顯較高。
- (3) 過去場址地盤分類資料不足:場址地盤特性會影響震波的放大情形與頻率內涵改變,地表運動預測方程式(GMPE)必須根據場址特性分類[23]。
- (4) 大面積斷層破裂建議採用地震矩規模 M_w :過去地震規模單位仍以芮氏地震規模 M_L 為主,常造成大規模災害地震分析上易低估強地動之情形,近期國際上對於大規模災害性地震已採用能反映斷層破裂與能量釋放物理意義之地震矩規模 M_w ,其不受規模飽和影響。

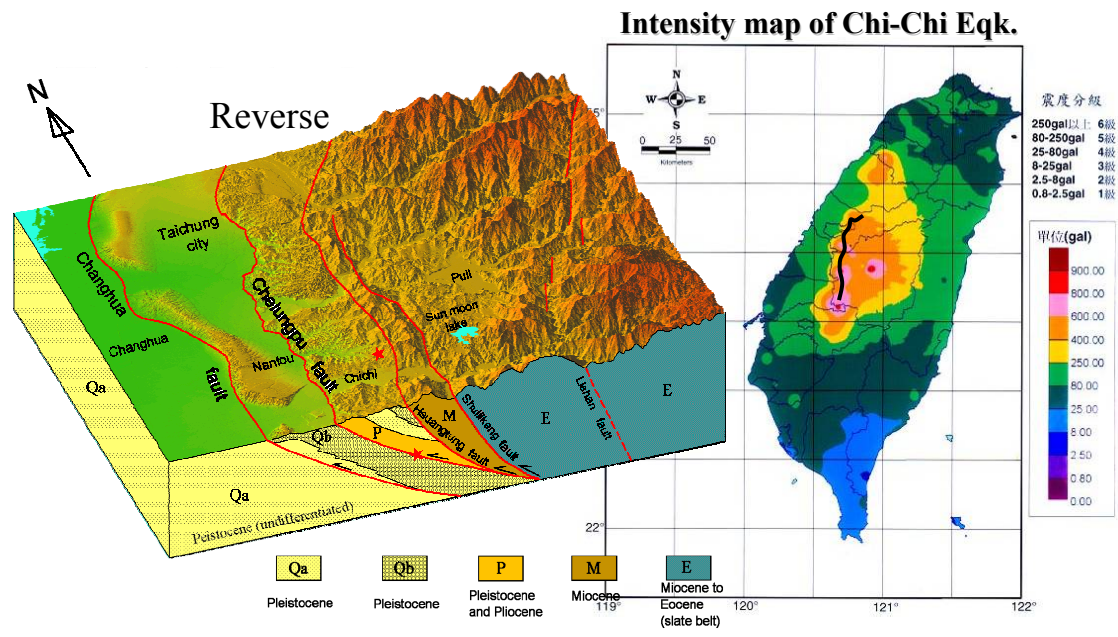
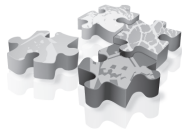


圖 5 集集地震車籠埔低角度逆衝斷層與強地動衰減空間分佈圖

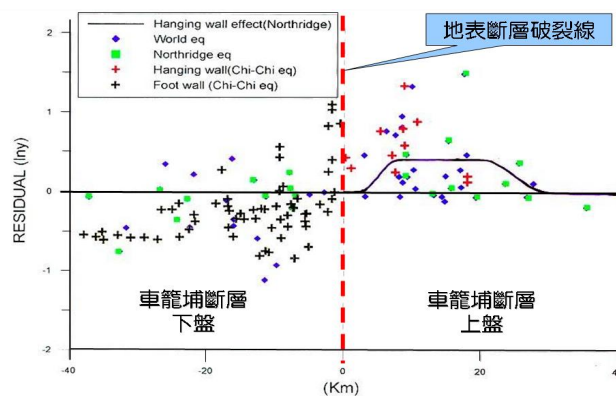


圖 6. 集集大地震與 Northridge 地震及世界其他大地震比較於上盤處強地動值較高

3.2 地震規模種類與適用性探討

臺灣地區地震觀測約一百年，期間採用許多不同的地震規模，對於大規模災害性地震並非所有規模皆能適用於斷層破裂與能量釋放的量度[24]，以下針對各常見不同規模進行簡介。

- (1) **芮氏地震規模(Richter magnitude)**：芮氏地震規模為我國中央氣象局地震網所採用的規模種類，由地震學家李氏(Richter)在 1935 年提出(如式 4)，其優點是求取快速，其為求取地震波之最大震幅，而推算其規模值，但約在規模 6.8 時，即面臨規模飽和之窘境[24]，無法量度震源破裂之能量。

$$M_L = \log A - \log A_0(\Delta) \quad (5)$$

$\log A_0(\Delta)$ 為地動標準衰減函數： Δ 為震央距離； A 為地震儀記錄之最大振幅值

(2)地震矩規模 (seismic moment magnitude)：地震矩規模由日本人金森博雄(Kanamori)所提出，其捨棄了傳統藉由地震波震幅(amplitude)來推求地震規模 (magnitude)的方式，改由計算地震矩(seismic moment)進而推求地震規模，因而避免了規模飽和(magnitude saturation)的困境。

$$M_0 = \mu \times \bar{D} \times S \quad (6)$$

μ = 剪力模數 (shear modulus)； $\bar{D}$ = 為斷層之平均滑移量； S = 為斷層面積

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73 \quad (7)$$

(3)徐氏地震規模(Hsu's magnitude)：徐氏地震規模就是日本氣象廳地震規模(JMA magnitude)，日本氣象廳地震規模由日本人坪井忠二發表，臺灣早期的地震目錄，即由徐明同根據徐氏地震規模編列(徐明同, 1979)。由地震之振幅量度規模，無法直接反應地震破裂之能量。

$$M_H = \log A + 1.09 \log \Delta + 0.5 \quad (8)$$

A ：地震引起地面振動之位移最大振幅； Δ ：震央距離(單位為公里)

(4)總振動時間規模(total duration magnitude)：總振動時間規模亦為臺灣地震目錄自 1973 年至 1992 年所使用之規模度量模式，其為中央研究院地球物理研究所建置之臺灣遙記式地震觀測網(TTSN)所記錄，但今日國際地震界已較為少用。

$$M_D = -0.87 + 2.00 \log(D) + 0.0035\Delta \quad (9)$$

D 是地震波總振動時間(由地震波 P 波之初達至結束)； Δ 為震央距離(單位為公里)

(5)表面波地震規模(surface wave magnitude)：表面波地震規模有比芮氏地震規模(Richter magnitude) 於較大規模才飽和的特性，且能測量震央距較遠的地震，但其仍有缺陷，即為深震源地震即喪失推求其規模之能力。

$$M_s = \log(A/T) + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (10)$$

A 為最大振幅； T 為週期； Δ 為至震央距離

(6)體波地震規模(body wave magnitude)：古氏(Gutenberg)嘗試以體波之最大振幅定義體波地震規模，體波地震規模雖然比表面波地震規模(surface wave magnitude) 較早規模飽和(magnitude saturation)，但是它有表面波地震規模沒有的優點，即針對深震源地震規模的計算不會有困難。

$$m_b = \log(A/T) + Q(\Delta, h) \quad (11)$$

A 為最大振幅； T 為週期； Δ 為震央距； $Q(\Delta, h)$ 為體波振幅衰減曲線函數

本研究採用地震矩規模 (seismic moment magnitude)，因為以振幅 (amplitude) 推估地震規模，例如體波規模 (body wave magnitude)，芮氏地震規模 (Richter magnitude) 或表面波規模 (surface wave magnitude)，都會有規模飽和 (magnitude saturation) [26] [27] [28]的困難產生，而使用地震矩規模即無此難題[28]。

3.2 國內外新型強地動衰減式趨勢(GMPE)

3.2.1 國內加速度衰減公式回顧

一般強地動衰減公式的通式，可以表示為 $Y = yE = b_1 f_1(M) f_2(R) f_3(M, R) f_4(k)E$ ，雖然國際上已經有許多新的強地動衰減式，但目前國內工程上或學者於進行地震研究時，仍採用早期 1980 年代之加速度衰減公式[29]，例如坎貝爾型式(Campbell form)[30][31][32]、卡奈型式(Kanai form)[33]、喬納和博爾型式(Joyner and Boore form) [34][35]、日本岩石場址型式(Japan rock site form) [36]



等等，其關係式如下：

$$(1) \text{坎貝爾型式(Campbell form)}: y = b_1 e^{(b_2 M)(R + b_4 e^{(b_5 M)})^{-b_3}} \quad (12)$$

$$(2) \text{卡奈型式(Kanai Form)}: y = b_1 e^{b_2 M} (R + b_4)^{-b_3} \quad (13)$$

$$(3) \text{喬納和博爾型式(Joyner and Boore Form)}: \log y = b_1 + b_2 M + b_3 \log_{10}[(R^2 + b_5^2)^{b_4}] \quad (14)$$

$$(4) \text{日本岩石場址型式(Japan rock site form)}: \log(0.981y) = \left(\frac{R + b_4}{b_5} \right) (-b_1 + b_2 M - b_3 M^2) \quad (15)$$

但早期之加速度衰減公式例如坎貝爾型式，雖有將規模飽和(magnitude saturation)列入考慮。而卡奈型式(Kanai form) 也有考慮距離飽和(distance saturation)，但隨近期大地震之強震資料增加，不論對於震源機制、場址地盤特性以及對於大地震近場(near field)物理特性瞭解，則越顯得上述強地動衰減式過於簡化，考慮之變數過少，不論是就理論或實務應用而言，推估最大地表加速度(PGA)將造成嚴重失真之虞。而斷層破裂引致大規模地震時，採用之地震規模應該考慮使用地震矩規模 M_w 。

3.2.2 近期國內外地表運動預測方程式(GMPE)

近期國內外地表運動預測方程式研究皆要求必須採用集集大地震與國外重要大地震的近場強震資料進行強地動衰減關係式迴歸工作。美國地震危害度分析(SHA)近期採用之強地動衰減式特點包含：斷層上盤與下盤差異、地盤類別進行硬址(rock site)與軟址(soil site)的區分、工址土層深度30m內的平均剪力波速VS30、震源機制、隱沒帶震源與活動斷層震源分屬不同的衰減模式(隱沒帶震源強地動衰減較慢) [37][38][39][40][41][42][43][44]。另外，在近斷層的效應中，考慮斷層的破裂方向效應(directionality effect)將影響長週期的反應譜[45]。目前美國太平洋地震工程研究中心(Pacific Earthquake Engineering Research Center, PEER)2008年剛完成的五組下世代地動衰減計畫(Next Generation Attenuation of Ground Motions Project)(AS – Abrahamson, Silva [45]; BA – Boore, Atkinson [46]; CB – Campbell, Bozorgnia [47]; CY – Chiou, Youngs [48]; and I – Idriss[49]) (蒐集全世界的強震資料，已完成建立全球新一代符合地震工程分析需求的強地動衰減式，將是國內未來地震危害度分析(SHA)中地表運動預測方程式(GMPE)研究重點。

本研究採用之加速度衰減公式，隱沒帶震源適用之衰減式(如式16所示) [43]，以及考慮集集大地震之強地動經驗，適用於活動斷層震源堅硬地盤斷層上盤與下盤強地動加速度衰減公式(分別為式17與式18) [44]， M_w 為地震矩規模； R 為測站到斷層破裂面之最短距離； y 為尖峰地動加速度； H 為震源深度； $Z_t=1$ intraslab, $Z_t=0$ interface。

$$\ln y = -2.5 + 1.205 M_w - 1.90499 \ln(R + 0.51552 \exp(0.63255 M_w)) + 0.0075 H + 0.275 Z_t \quad (16)$$

$$\ln y = -3.25 + 1.075 M_w - 1.723 \ln(R + 0.156 \exp(0.62391 M_w)) \quad (17)$$

$$\ln y = -3.20 + 1.115 M_w - 1.773 \ln(R + 0.206 \exp(0.62888 M_w)) \quad (18)$$

四、地震災害潛勢評估

4.1 臺北市475年回歸期(return period)下震源參數

目前建築物耐震設計規範中，臺北盆地的設計工址水平加速度係數為0.23g，故本文假定臺北盆地承受0.23g之水平加速度情形下，潛勢較高的震源則參考[42]研究成果共有三處，分別是較深的隱沒帶(subduction zone)板塊內部型地震(intraslab earthquake)以及較遠的隱沒帶板塊介面型地震(interface earthquake) (如：日本東北311大地震之破裂震源)，以及臺北盆地(如：山腳斷層)

引起之中小規模地震。各震源建議參數如表1所示。而採用此三處境況模擬震源破裂面可能區位，代入[43]與[44]之強地動衰減式，獲得臺北市之最大地表加速度(PGA)分佈圖如圖7所示。

表 1. 臺北市 475 年重現期距下(最大地表加速度 $PGA=0.23g$)，最可能之三處孕震源的震源參數

震源類別	歷史地震震源	規模 M_w	深度 km	距離 km	採用強地動衰減式
隱沒帶板塊內部型 臺北盆地正下方	1909 年 4 月 15 日	7.3	60	60	Lin and Lee(2008) 隱沒帶板塊內部
隱沒帶板塊介面型 宜蘭花蓮外海	1920 年 6 月 5 日	7.8	20	85	Lin and Lee(2008) 隱沒帶板塊介面
臺北盆地(山腳斷層)	1694 康熙臺北湖	6.8	15	15	Lin et al.(2011)

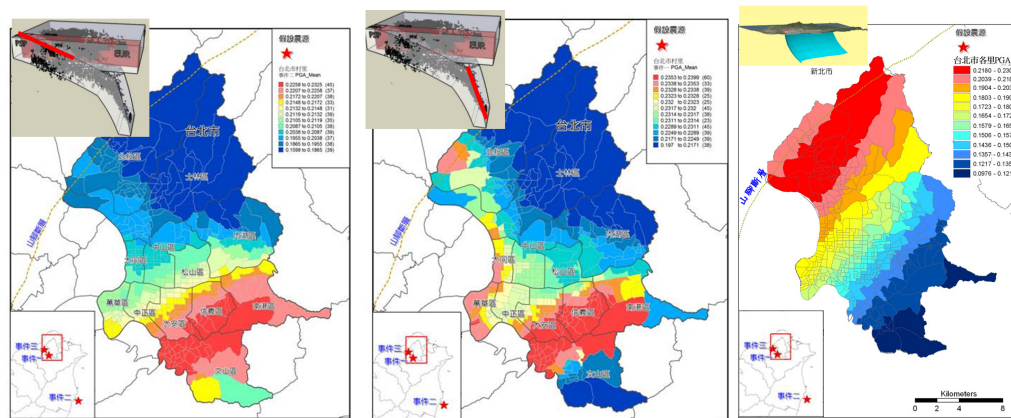
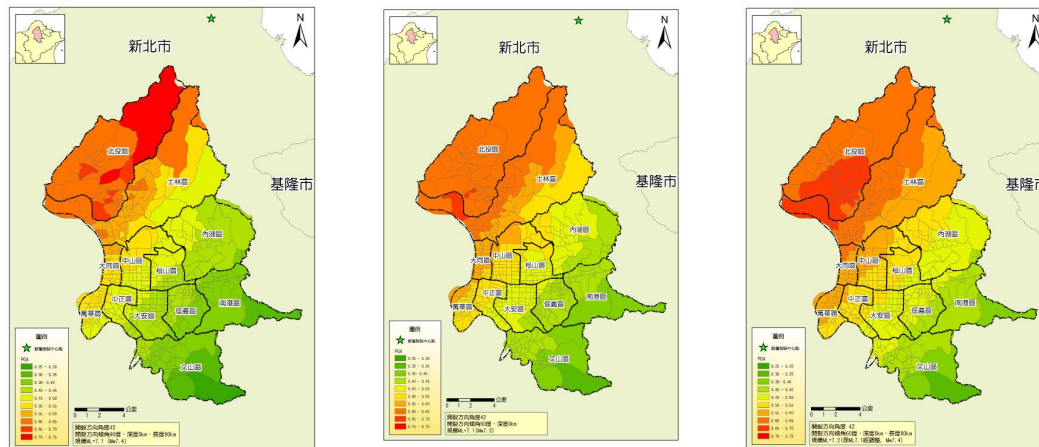
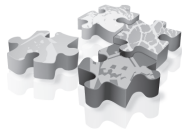


圖 7. 臺北市 475 年重現期距下(最大地表加速度 $PGA=0.23g$)三處可能震源之最大地表加速度(PGA)分佈圖。(a)宜蘭花蓮外海隱沒板塊介面 (b)臺北盆地正下方隱沒板塊內部 (c)山腳斷層相關震源

4.2 山腳斷層最大可能地震之境況模擬地震參數

由[41]研究顯示，山腳斷層是造成臺北市可能最大地表加速度的潛在性震源，歷史上1694年是否因為山腳斷層錯動而造成康熙臺北湖仍有爭議，但是可以確定的是近數萬年來，臺北盆地已經陷落600m，地質資料顯示為活動斷層不容質疑。目前對於發生之週期性以及地震規模大小無直接之證據可以推估，目前僅就學理上的經驗公式進行假設。本研究假設山腳斷層之震源參數如圖1所示，斷層破裂長度80km，斷層傾角60度向東，地震矩規模 M_w 7.3。圖8顯示考慮斷層傾角60度以及考慮上盤效應，確實影響且增大臺北市之最大地表加速度(PGA)分佈情形，當然也將影響後續災害損失評估的結果，此案例也類似集集地震之上盤強地動分佈較高之情形，山腳斷層破裂不僅以斷層線之地表破裂來考慮強地動分佈，必須考慮斷層破裂面，此方面在後續臺北市修訂地區災害防救計畫時必須注意。

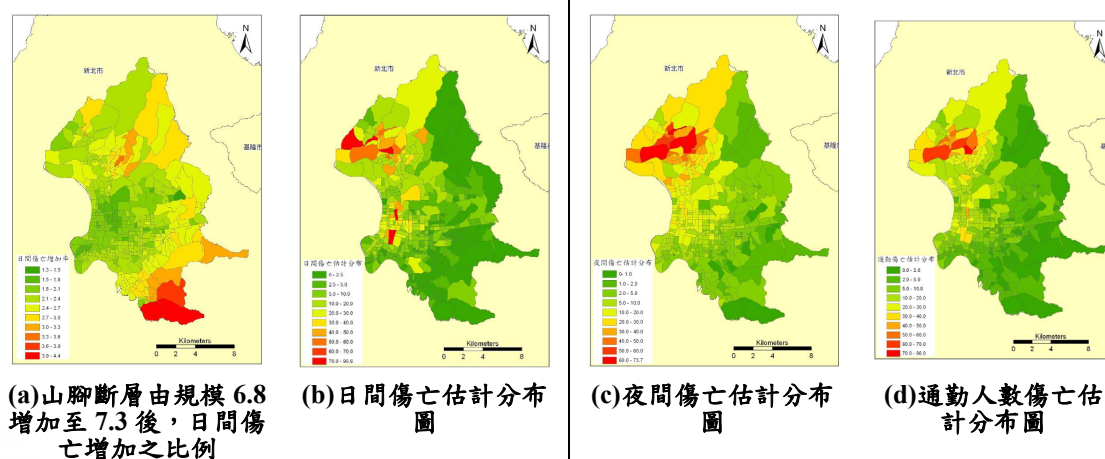


(a) 考慮上盤效應，斷層傾角 90 度，破裂 80km (b) 未考慮上盤效應，斷層傾角 60 度 (c) 考慮上盤效應，斷層傾角 60 度，破裂 80km

圖 8 山腳斷層 80km 破裂(地震矩規模 $M_w7.3$)，不同傾角與是否考慮上盤效應之強地動差異性

4.3 地震災害潛勢分析與評估

藉由臺灣地震損失評估系統(TELES)，模擬山腳斷層 80km 破裂發生地震矩規模 $M_w7.3$ 地震後之臺北市各里傷亡損失，經評估後結果如圖 9 所示。相較於過去山腳斷層地震矩規模 $M_w6.8$ 的分析成果顯示，日間傷亡人數以文山區增加達四倍最多，其次為南港區及士林區東側，反而近山腳斷層的臺北市西緣增加有限，主要原因是大規模地震影響區域較大，造成較廣區域有較高的強地動。另外，由圖 9(b)(c)(d) 顯示日間傷亡不論日間、夜間或通勤在士林區有較高的傷亡人數，其次為北投區以及臺北車站附近，日間辦公大樓較多的區域明顯有較高的傷亡人數。火災發生次數方面，圖 10 顯示以近斷層之北投區、士林區火災起數最多，其次為中山區與大安區。圖 11 根據山腳斷層最大可能地震模擬結果獲得傷亡損失後需求的短期與長期避難人數，避難人數主要集中在臺北市西部與西北部之行政區，士林區、北投區、大同區、中山區、萬華區、中正區必須規劃更充分之地震災害後之避難處所。



(a) 山腳斷層由規模 6.8 增加至 7.3 後，日間傷亡增加之比例 (b) 日間傷亡估計分布圖 (c) 夜間傷亡估計分布圖 (d) 通勤人數傷亡估計分布圖

圖 9 山腳斷層 80km 破裂產生地震矩規模 $M_w7.3$ 地震，考慮上盤效應，斷層傾角 60 度下，相較於地震矩規模 $M_w6.8$ 之日間傷亡增加比例，以及臺北市各里傷亡分佈圖

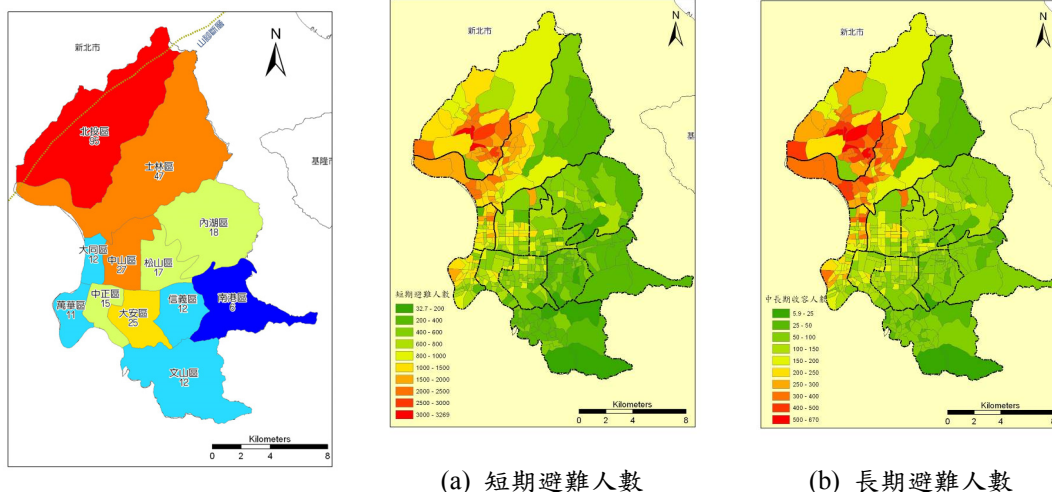


圖 10 臺北市各區災後火災分布圖 圖 11 山腳斷層發生 80km 破裂產生地震矩規模 $M_w 7.3$ 地震之臺北市各村里避難收容人數分布圖

四、臺北市地區災害防救計畫之地震災害潛勢因應

4.1 災害防救法規定

依災害防救法第 22 條：「為減少災害發生或防止災害擴大，各級政府平時應依權責實施下列減災事項：……七、災害潛勢、危險度、境況模擬與風險評估之調查分析及適時公布其結果。」

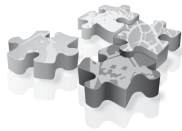
另災害防救法施行細則第 9 條「直轄市、縣（市）政府及鄉（鎮、市）公所每二年應依相關災害防救計畫與地區災害發生狀況及災害潛勢特性等進行勘查、評估，檢討地區災害防救計畫；必要時，得隨時辦理之。」

為有效及時因應地震災害，需定期修訂臺北市地區災害防救計畫，隨時配合活動斷層等地質新證據之發現，及時強化臺北市地區災害防救計畫地震潛勢分析，以建設具備耐災、減災、避災能力之全方位防災臺北城[50][51][52]

4.2 山腳斷層錯動後地震引致之次生災害

以國外與國內集集大地震之經驗，瞭解大地震發生後引致坡地災害之潛勢會增加，建議應注意與評估之次生災害項目如下：

1. 強震區之地質變脆弱：大規模地震後強震區內(震度6以上，即地表加速度值250gal以上)之坡地因為劇烈地振動易導致坡地地質與地貌改變。以大甲溪流域之經驗顯示，於1999年集集大地震發生後，位於強震區的大甲溪流域在後續的豪雨過後，發生山崩與土石流之潛勢已明顯增加。
2. 斷層錯動與變形：因為斷層破裂之位置包含大屯火山地區，若發生斷層錯動之情事，應該儘速注意鄰近斷層錯動區的集水區是否有大量土石崩落，注意下游保全對象未來崩塌地與土石流潛勢增加之情勢。
3. 土壤液化：地表土壤液化會造成結構物不均勻沈陷，常見房屋傾斜、維生管錯移破裂。
4. 永久地層下陷：山腳斷層屬於正斷層(normal fault)形式，會造成臺北盆地西側地層下陷，因而排水水利設施功能失效，防洪以及防暴潮之能力降低，甚至海水入侵臺北市。



4.3 因應山腳斷層大規模地震之平時整備工作

臺北市位於活動斷層(山腳斷層)鄰近區域之地震災害整備工作應該著重以下兩點：

1. 透過地震境況模擬進行次生災害潛勢圖製作：假設山腳斷層錯動引發強震，瞭解北部山腳斷層強震區影響範圍內誘發各項次生災害，如山崩潛勢、液化潛勢與土石流潛勢之情形，甚至是臺北盆地地層下陷之災害。
2. 加強保全住戶地震災害宣導與後續避難規劃：依據上述各項地震引致災害潛勢圖資，進行結構物補強、維生管線加固，提升災後應變之生活機能，檢視避難處所之軟硬體設備與容納人數是否足夠，提早進行防災研判與規劃。尤其鄰近斷層地表錯動之保全對象，以及錯動區域之集水區下游與邊坡，應該加強汛期前防災宣導。

五、致謝

本研究計畫承蒙臺北市消防局陳科長道平、黃技正建仁、鄭技正文賢、雷高級規劃師泰雄及唐助理規劃師慧芳提供諸多精闢防災建言及針對論文多處惠予指正，特此致謝。同時也感謝中央大學應用地質研究所李錫堤所長鼎力相助，並感謝中興工程顧問社及臺北市消防局諸多同仁協助資料收集與處理在此一併誌謝。

參考文獻

- [1]葉錦勳 (2003) 臺灣地震損失評估系統—TELES，研究報告NCREE-03- 002，國家地震工程研究中心。
- [2]Lee, C. T. and Wang, Y. 1988. Quaternary stress changes in northern Taiwan and their tectonic implications, Proc. Geol. Soc. China, 31, 154 – 168.
- [3]Teng, Louis S., Lee, C. T., Tsai, Y. B. and Hsiao, L.-Y., 2000. Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan, Geology, 20, 155-158.
- [4]林啟文、盧詩丁、石同生、陳致言、林燕慧 (2007) 臺灣北部的活動斷層：二萬五千分之一活動斷層條帶圖說明書，經濟部中央地質調查所特刊，第19號，共130頁。
- [5]王天楷、徐春田、李昭興、許樹坤、黃怡陵 (2007) 大臺北地區特殊地質災害調查與監測：地熱流與海域火山活動調查與監測(4/4)。經濟部中央地質調查所報告96-05號，共190頁。
- [6]吳福泰 (1965) 臺北盆地新莊構造地下地質之研究。臺灣石油地質第4號，第271~282頁。
- [7]王執明、鄭穎敏、王源 (1978) 臺北盆地之地質及沈積物研究。臺灣礦業，第30卷，第4 期，第350-380 頁。
- [8]李錫堤(1993)金山—新莊斷層的活動性評估，工程地質技術應用研討會(V)論文集，第153-172 頁。
- [9]劉桓吉、蘇泰維、李錦發、紀宗吉、林朝宗 (2000) 山腳斷層之活動性及其對工程安全之影響，經濟部89年度研究發展報告，共30頁。
- [10]蘇泰維、劉桓吉、劉憲德、黃健政 (2003) 臺北盆地西緣山腳斷層調查研究初步成果—環境與工程地質調查研究。91 年度經濟部中央地質調查所年報，第 118-121 頁。
- [11]饒瑞鈞、余致義、洪日豪、胡植慶、李建成、詹瑜璋、許麗文 (2006) 地震地質調查及活動斷層資料庫建置-活動斷層監測系統計畫 (5/5)。經濟部中央地質調查所研究報告 95-10 號，

共 241 頁。

- [12]余水倍(2000)八十八年下半年及八十九年度都會區地下地質與工程環境調查研究—臺北都會區工程地質—活動斷層及地盤下陷水準測量。中央地質調查所報告第89-11號,共89頁。
- [13]Shao-Yi Huang, Charles M. Rubin, Yue-Gau Chen, Huan-Chi Liu, 2007. Prehistoric earthquakes along the Shanchiao fault, Taipei Basin, northern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 31, p265–276.
- [14]Wells, D. L. and K. J. Coppersmith, (1994) New empirical relationships among Magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 84, 4, 974-1002.
- [15]吳相儀(2000) 臺灣地區中大型地震震源參數分析, 國立中央大學地球物理研究所碩士論文, 臺灣中壢, 119頁。
- [16]Yen, Y. T. and Ma, K. F., 2011. Source-Scaling Relationship for M 4.6–8.9 Earthquakes, Specifically for Earthquakes in the Collision Zone of Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 101, No. 2, pp. 464–481.
- [17]郁永河(1697) 裨海紀遊。
- [18]林朝榮(1957) 臺灣地形。臺灣省文獻委員會, 共424頁。
- [19]李錦發、林朝宗、賴典章、蘇泰維、邱禎龍、曾俊傑(1999) 臺北盆地成因之探討, 經濟部中央地質調查所特刊, 第十一號, 第207-226頁。
- [20]Working Group On California Earthquake Probabilities, 2003. Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay Region: 2002-2031. USGS Open-File Report 03-214.
- [21]胡植慶、劉啟清、饒瑞鈞、張午龍、陳卉瑄、鄭錦桐(2010) 斷層活動性觀測研究第二階段—斷層監測與潛勢分析研究(2/4)。經濟部中央地質調查所報告。
- [22]鄭錦桐(2002) 臺灣地區地震危害度的不確定性分析與參數拆解, 博士論文, 國立中央大學地球物理研究所
- [23]Lee, C. T., Cheng, C. T., Liao, C. W., and Tsai, Y. B., 2001. Site Classification of Taiwan Free-field Strong-Motion Stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1283-1297.
- [24]Karadzic, R. (2006) Richter magnitude and 6.8-magnitude saturation, Srpska company
- [25]徐明同(1979) 地震學, 黎明事業文化公司, 第1-35頁
- [26]黃柏壽, 陳怡如(2002)利用臺灣區域寬頻地震網資料推求地區能量規模, 中央氣象局委託研究計畫
- [27]吳逸民(2002)利用地震速報系統推估地表最大速度及初步災情分析, 國科會研究計畫
- [28]鄭錦桐, 潘照芳(2010)結合新型隱沒帶加速度衰減公式應用於地區災害防救計畫地震災害規模設定, 臺北市災害防救深耕計畫研討會論文集
- [29]潘照芳(2000)臺灣地區地震危害度分析, 臺灣大學海洋研究所海洋地質及地球物理組碩士論文
- [30]Campbell, K.W. (1981) Near-source attenuation of peak horizontal acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2011-2038.
- [31]Campbell, K. W. (1986) An empirical estimate of near source ground motion for a major, M=6.8 earthquake in the eastern United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1-17.



- [32]Campbell, K. W. (1989)The dependence of peak horizontal acceleration on magnitude distance, and site effects for small-magnitude earthquakes in California and eastern America, Bull. Seism. Soc. Am. 79, 1311-1346.
- [33]Kanai, K (1961) An empirical formula for the spectrum of strong earthquake,Bull motions Earthquak Research Institute, Tokyo, 39,85-95.
- [34]Joyner, W. B. and D. M. Boore (1981) Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 71, 2011-2038.
- [35]Joyner, W. B. and D. M. Boore (1993) Methods for regression analysis of strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am. 83, 469-487.
- [36]Tsai, C. C., C. H. Loh and Y. T. Yeh (1987). Analysis of earthquake risk in Taiwan based on seismotectonic zones, Memoir of the Geological Society of China, 9, 413-446.
- [37]Campbell, K. W., 1997. Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra, Seism. Res. Lett., 68, 154-179.
- [38]Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E., 1997. Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western north American earthquakes: a summary of recent work, Seism. Res. Lett. 68, 128-153.
- [39]Sadigh, K., Chang, C. Y., Egan, J. A., Makdisi, F., and Youngs, R. R., 1997. Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data, Seism. Res. Lett., 68, 180-189.
- [40]Somerville, P. G., Smith, N. F. and Graves, R. W., 1997. Modification of empirical strong motion ground motion attenuation relation to include the amplitude and duration effects to rupture directivity, Seism. Res. Lett. 68, 199-222.
- [41]Youngs, R.R., Chiou, S.-J., Silva, W.J., and Humphrey, J.R. 1997. Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, Seism. Res. Letters, 68, 1, 58-73.
- Yu, S. B., and Chen, H. Y., 1998. Strain accumulation in southern Taiwan, TAO, 9, 31-50.
- [42]Cheng, C.T., Chiou, S.J., Lee, Chyi-Tyi, Tsai, Y.B. (2007) Study on probabilistic seismic hazard maps of Taiwan after Chi-Chi earthquake, Journal of GeoEngineering, 2(1), 19-28, April.
- [43]Lin, P. S., Lee, Chyi-Tyi (2008) Ground-motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes in northeastern Taiwan, Bulletin of the Seismological Society of America, 98(1), 220-240, February, 2008. (SCI)
- [44]Lin, P.S., Lee, Chyi-Tyi, Cheng, C.T., Song, C.H. (2011) Response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes in Taiwan, Engineering Geology, On-line. (SCI)
- [45]Abrahamson, N. A. and Silva, W. J. 2008. Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations. Earthquake Spectra. Vol. 24:1. P. 45-66. Am., 71, 2039-2070
- [46]Boore, D. M. and Atkinson, G. M. 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and



10.0 s. Earthquake Spectra. Vol. 24:1. P. 99-138.

- [47]Campbell, K. W. and Bozorgnia, Y. 2008. NGA Ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic
- [48]Chiou, B. S.-J. and Youngs, R. R. 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. Earthquake Spectra. Vol. 24:1. P. 173-215.
- [49]Idriss, I. M. (2008) An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes, Earthquake Spectra 24, pp.217-242
- [50]雷泰雄(1900)絮流對二維矩形柱流場之影響，淡江大學水資源及環境工程研究所碩士論文
- [51]吳富榮(2008)保全業標準作業流程與風險管理研究，臺北大學犯罪學研究所碩士論文
- [52]陳道平(2004)地震災害區域聯防救災機制之研究，臺北科技大學土木與防災技術研究所碩士論文