

瑞穗地區之地震定位探討研究

王錦華

中央研究院地球科學研究所及中央大學地球物理研究所

謝昭輝

詹軍威

李白華

中央大學地球物理研究所 中央氣象局地震測報中心 中央氣象局地震測報中心

摘要

本文利用一九七三年到一九八九年的地震資料，研究台灣東部中段瑞穗地區之地震活動。結果顯示本地區之地震活動比它的北和南邊地區低。本地區之地震活動最深可達一百廿公里，台東縱谷以東海岸山脈以下四公里內的地層沒有顯著的地震活動。出現地震最大個數之深度在西邊（陸地）約為十一公里，而以東部份（主要為海域）又可分為兩種：淺部約為十五公里，而深部約為廿三公里。在本研究的時期內，地震活動在時間上可分為若干個時段，而 b 值的大小約為 1.23 ± 0.09 。

關鍵詞：地震活動， b 值。

一、前言

一般認為台灣介於菲律賓海板塊和歐亞板塊之交衝地帶上，而台東縱谷可能為其縫合帶 (e.g. Seno, 1977; Tsai et al., 1977; Wu, 1978; Lin and Tsai, 1981; Tsai, 1986; Suppe, 1981)。此二板塊間劇烈之碰撞造成台灣地區頻繁之地震活動，而且以東部地區為甚 (Hsu, 1971; Wang et al., 1983; Wang, 1988)。瑞穗地區（約在北緯 23.10° 到 23.70° 間；本文中將稱之為本地區）為台東縱谷之中段，且在菲律賓海板塊開始隱沒的後方，在地震構造上有其特別意義。

過去本地區曾發生幾個規模較大的地震。民國四十年十一月廿五日發生在本區而靠近玉里之規模 7.3 的大地震曾造成四十公里長的地表斷層痕跡 (Hsu, 1962)。沿著這些地震斷層，海岸山脈相對於中央山脈左移逆衝滑動，最大水平位移為 163 公分，最大垂直位移為 130 公分，都落在瑞穗東北方。

民國六十一年四月廿四日在瑞穗發生了一規模 7.2 的地震，震央的位置為北緯 $23^\circ 30'$ 東經

$121^\circ 24'$ ，震源深度約為三公里。呂等人 (1976) 曾調查過此地震，主震伴隨著一系列的餘震，造成了五人死亡，十七人輕重傷，及房屋全倒 28 間，半倒 62 間，許多建築物損壞並發生山崩地裂。Chiang et al. (1986) 利用世界測震網之資料，根據聯合震源定位法，以主震為基準重定十二個較大餘震之震源，並求其等之初動解。重定位後之餘震的空間分佈成顯著的南北排列，並與台東縱谷之走向相同；主震和餘震之初動解顯示西北—東南走向之應力作用。

除了上述的地震個案分析外，本地區也有許多前人的研究成果。Yu and Tsai (1982) 利用五十二天微震調查的資料研究本地區之微震活動。結果顯示地震活動之不均勻性，主要的斷層面解為逆衝斷層型態。根據這些資料，Wang and Chin (1984a, b) 計算 b 值、地震個數與深度之分佈及帕依森值。詹 (1985) 利用中央氣象局的地震資料重定一九七二年四月廿四日瑞穗地震之前震、主震和餘震之位置，並求取幾個主要地震之初動解，並分析地震活動之時空分佈。余 (1986) 及 Yu and Lee (1986) 的大地測量結果顯示，本區之南端靠近玉里處的沿著西北—東南走向的水平地殼應變率

比花蓮（北方）和台東（南方）之應變率大。大地測量之垂直分量（Liu and Yu, 1990）顯示瑞穗地區之北和南的地區的地殼上升率比本區之上升率大。Chang and Hu (1981) 的布蓋重力異常圖顯示整個東部海岸山脈的重力梯度大，而且在本區有一區域性的高區。Lee and Chang (1986) 編制的地熱流量圖顯示，在瑞穗附近有一地熱流量大於 3 HFU 的高區。顏(1983)表示在瑞穗地區，已知的主要斷層有三條：台東縱谷斷層在始新世後之某時期，主要以正斷層形態活動；紅葉逆斷層隨後跟著活動；而瑞穗逆斷層可能在更新世才活動。

自從一九七二年瑞穗地震發生以來，本地區的地震活動似乎偏低，而且尚未發生規模大於 6 之地

震（Wang et al., 1986）。不論是爲了研究地體構造或探討未來發生大地震之可能性，本地區之地震活動都是值得分析。本研究著重在地震之空間分佈、地震次數之深度分佈、每月地震個數和累積個數、每月地震累積能量、及 b 值等項目上。主要的時間是在 1973 年到 1989 年，所考慮的地區爲圖一的虛線範圍內。

二、資 料

本研究所用的資料之主要來源有二：其一爲中央研究院地球科學研究所台灣遙記式地震觀測網（英文代號爲 TTSN）；其二爲中央氣象局地震觀測網（英文代號爲 CWBSN）。有關前者之描述可見 Wang (1989) 和 Yeh et al. (1989)；而有關後

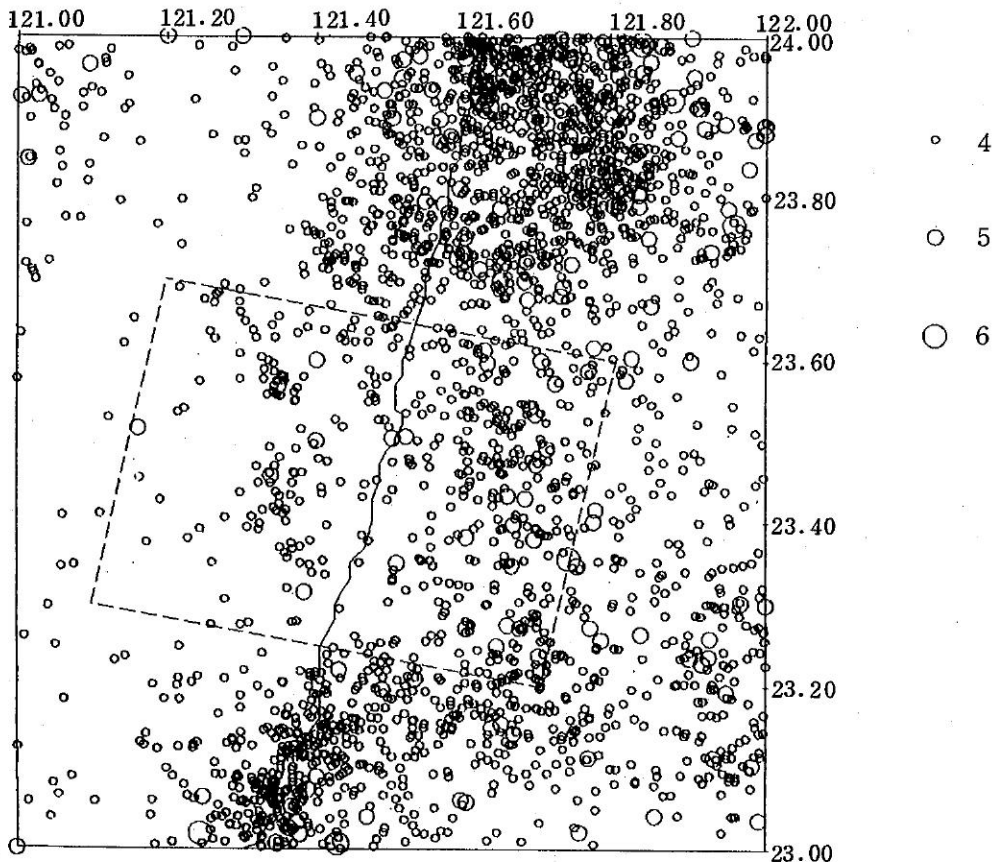


圖 1. 一九七三年到一九八九年期間發生於北緯 23° 到 24° 與東經 121° 之範圍內規模大於 4 之地震的震央分佈圖（規模的大小以不同尺寸之圓表示）。虛線的四方形爲本研究之區域。

Figure 1: Epicentral distribution of earthquakes ($M \geq 4$) in the area of latitude from 23°N to 24°N and longitude from 121°E to 122°E during 1973-1989. Events of different size are denoted by different circles. The rectangular area shown by dashed line is the studied area.

者之描述可見李 (1979,1988)和Yeh et al.(1989)。

三、結果與討論

以下將依地震之空間分佈、地震次數之深度分佈、每月地震個數及累積個數、每月累積地震能量、b 值等項目，分別敘述之。

1.地震之空間分佈

圖一表示東部介於東經 121°到 122°，北緯 23°到 24° 間，規模大於 4 之震央分佈圖。在圖的西部，相當於中央山脈部份，地震活動比較低，Wang et al, (1990) 認為是由於熱作用造成。在圖一之海岸線以外的東北部份，即花蓮附近，地震活動

度最高而且密集；本圖南邊的地區之地震活動度居次；而中段之地震活動度最低。此中段的部份在圖一中以虛線表示之，為本研究之主要區域。

圖一顯示，在研究區域內，海域比陸地之地震活動略高。為了探討震源在深度的分佈，我們繪製了兩張震源投影的剖面圖：一個剖面（見圖二）是沿著東偏南20度的方向，即約與台東縱谷垂直；另一個剖面（見圖三）則在北偏東20度方向，約與台東縱谷平行。

圖二顯示大部份的地震發生在四十公里以內，最深的地震可達一百廿公里，但地震個數似乎隨深度增加而減少。圖中箭頭所指的部位大致就是台東縱谷及海岸線所在的位置。很明顯的，在縱谷以東，

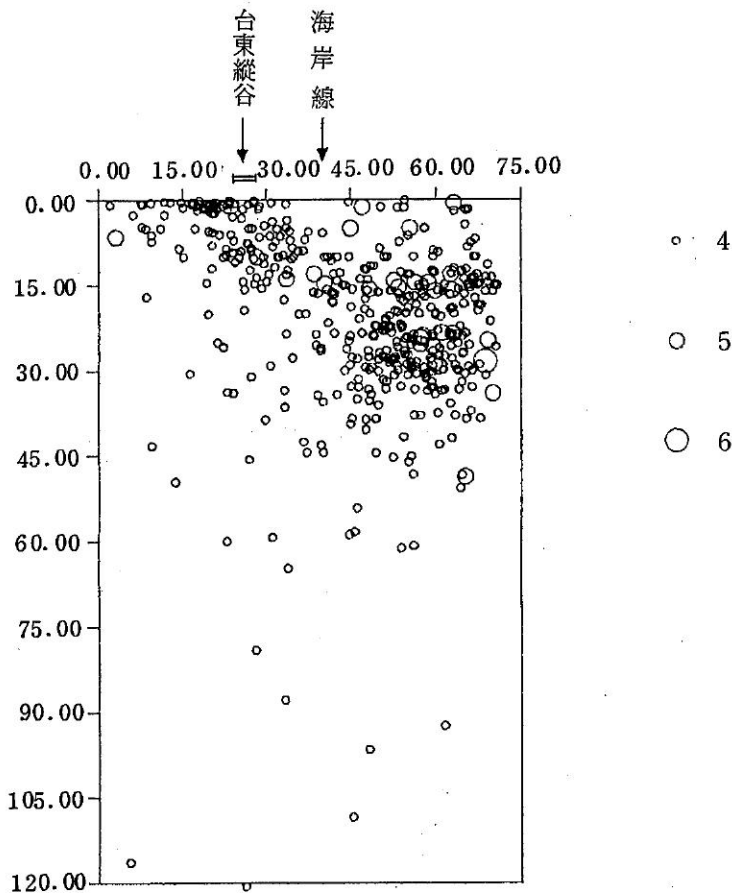


圖 2：圖 1 之虛線四方形範圍內之地震沿著台東縱谷約北偏東 20° 之剖面的投影圖（箭頭顯示台東縱谷及海岸線之位置）

Figure 2: The hypocentral profile of events in the studied area (denoted by dashed line in Figure 1) along the Taitung Longitudinal Valley (TLV) (about N20°E). (Arrows show the position of the T.L.V. and the coast line seperetely)

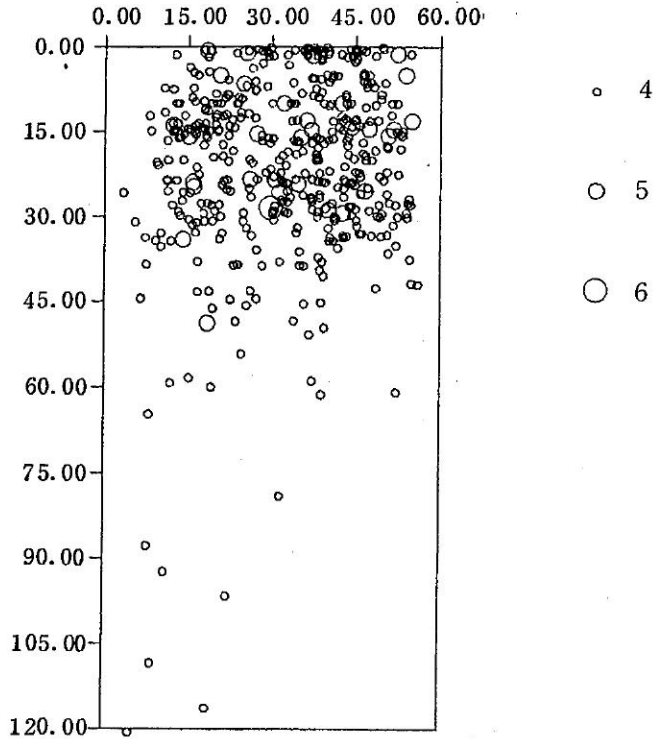


圖3：圖1之虛線四方形範圍內之地震垂直台東縱谷約東偏南 20° 之剖面投影圖。

Figure 3.: The hypocentral profile of events in the studied area (denoted by dashed line in Figure 1) along the direction perpendicular to the Taitung Longitudinal Valley (about $S70^\circ E$).

海岸山脈以下五公里內的地層內，幾乎沒有偵查到地震活動。東邊海域部份和西邊陸地部份，出現兩個地震活動密集帶；東帶的平均震源深度（約達三十公里）較西帶的震源深度（約達十五公里）大。這點與 Yu and Tsai (1982) 和 Wang and Chin (1984) 由微震活動所得的結論相似。由圖二亦可看到，規模大於 5 的地震主要是落在三十公里的深度內。

由圖三顯示主要的地震活動是在四十公里的深度內。在此深度的範圍內，北邊（即圖中之右邊）的震源分佈較均勻；而南邊（即圖中之左邊）的震源則主要落在廿公里內。此外，北邊的地震活動在深度六十公里以下幾乎不存在，而南邊則達一百廿公里。

2. 地震個數之深度分佈

圖四為研究區域內每二公里內規模大於 4 之地震個數。在淺部的二公里內地震個數大於四十個；

在二到四公里的深度內，地震個數下降到十個。當深度加深後，地震個數又增加，而在十四到十六公里的深度達到第二高點，而後又急促下降，然後再上升，在廿二到廿四公里的深度達到第三高點之後，地震個數就隨著深度減少。與圖二比較可知，零到十二公里內的地震主要發生在陸地，而十二到三十二公里的地震則主要在海域。前述之淺部兩公里內的地震主要發生在陸地上，而極少在海域。海域所定的在二公里內之地震可能有問題。在地震定位時，我們將海洋水層當作陸層。台灣東部外海之水深約二公里，而且 P 波速很小，因此海域淺於二公里的地震，可能是較外海而深度小的地震由於被換以較高速度之 P 波而拉之近陸地。這個問題對外海較深的地震可能不嚴重，因為波的路徑大部份在岩石圈內。

前面提到發生於陸上而深度小於二公里的地震成因尚不清楚，可能是由於定位不當所造成。這些

地震的規模較小，能記錄到這些地震的站數通常較少，而且主要是位在震央附近，因此會有定位上的問題，因此，在本節而後的討論中暫時不加以考慮。

由圖二與圖四，在十八到廿二公里內之地震活動主要是發生在海域。由圖二可知在此深度範圍內，海域的地震密集帶約可分為兩群；上群的地震之最大地震個數的深度約在十四到十六公里間，而下群則在廿二到廿四公里間。這具有雙頂點的現象與陸地部份不相同，陸地的最大地震個數之深度約在十到十二公里間，然後個數隨深度減小，而不出現第二個峰值。Wang et al.(1990) 也有相同的觀測結果。

對於震源深度介於二公里到五十公里的地震，地震個數隨深度的變化，似乎可由 Sibson(1986) 的 FR/QP 轉變模型來解釋。該模型可由圖五表示，並簡述如下。圖五之橫軸表示岩石的抗切應

力之強度，而縱軸表示深度。岩石的強度隨深度增加，到了某一深度時則達一最大值，大於此深度後岩石強度隨深度減小。這種岩石強度隨深度變化與溫度、壓力、岩石種類、組成、上地函的應變率等因素有關係。上述之最大強度的深度會隨這些因素改變。從地表到這特別深度，岩石是以碎性且受制於摩擦定律的方式破裂，因此稱為摩擦破裂 (Frictional Rupture, 簡稱 FR)；而在此深度以下，則以展延性或準塑性方式變形 (Quasi-plastic Deformation, 簡稱 QP)。由 FR 轉變到 QP 深度，或為最大強度的深度，Sibson(1986) 稱之為 FR/QP 轉變深度，並認為它相當於最大地震個數的深度。

如果利用此模型，我們對於圖四似乎可以有如下的看法。在本研究地區之陸地部份，FR/QP 轉變深度大約在十一公里，而海域部份則在十五公里。他們之間有一約三公里的差異，這可能與地殼

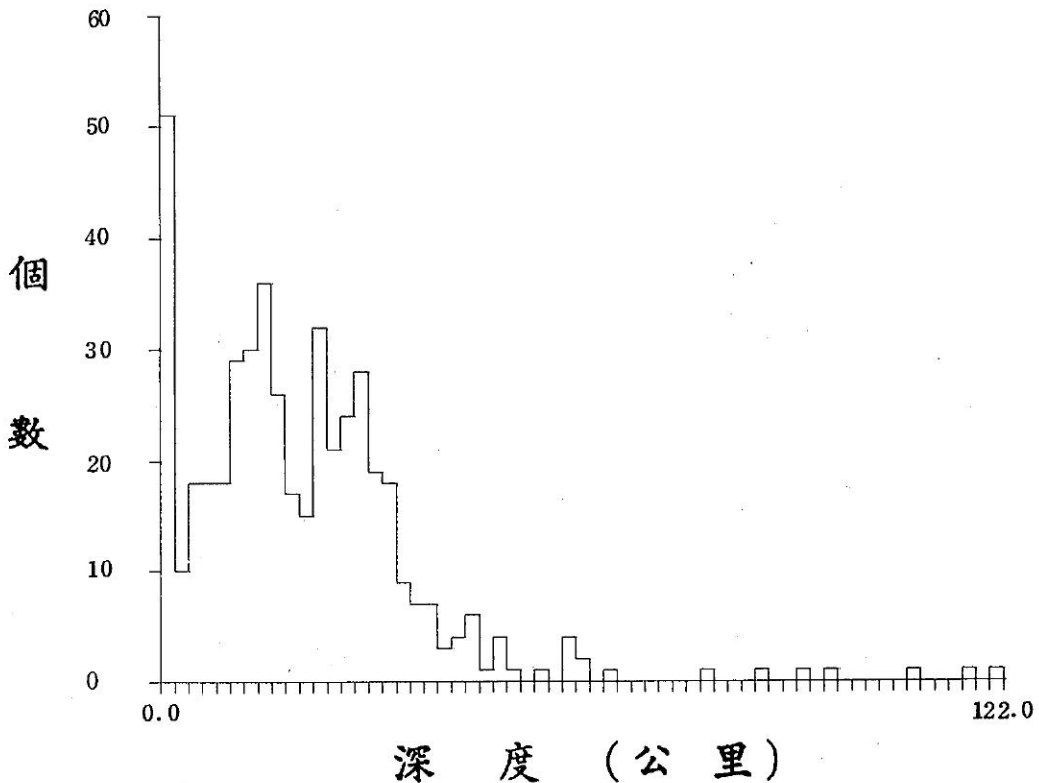


圖 4：研究區域內之地震個數之深度分佈圖（深度之單位為 2 公里）。

Figure 4: The depth distribution of earthquakes in the studied area. The unit of depth is 2 km.

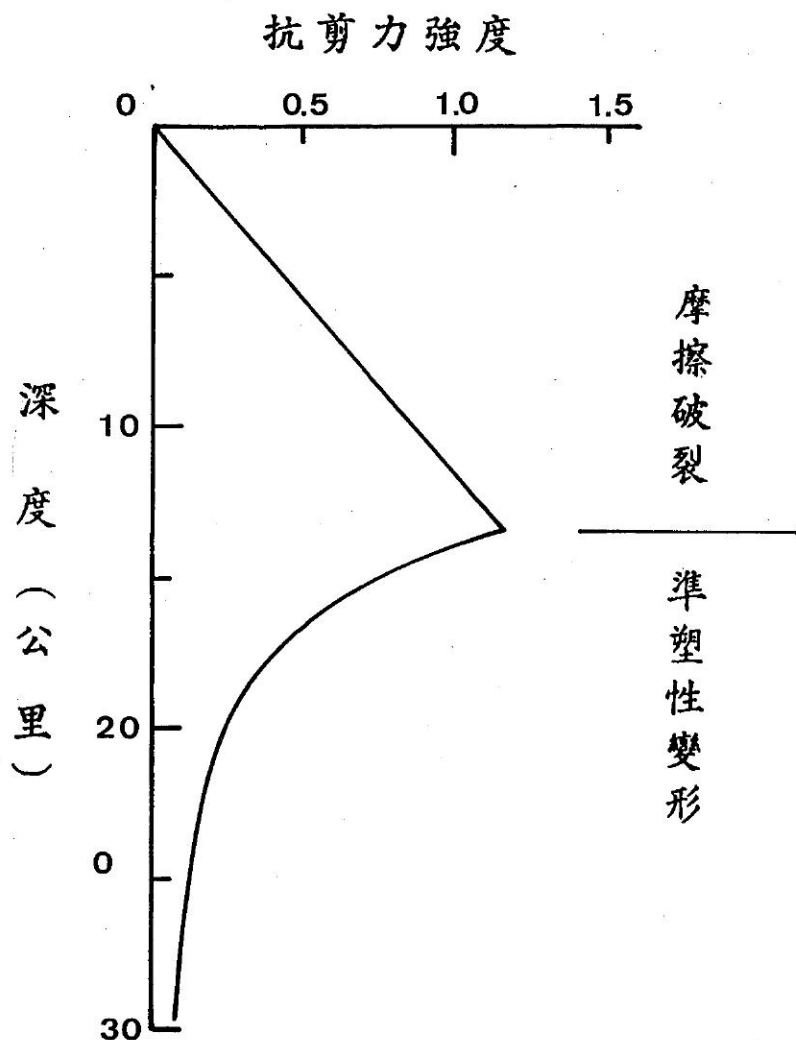


圖 5：岩石抗剪力強度（橫軸）隨深度（縱軸）變化之示意圖。

Figure 5: A schematic diagram to show the depth distribution of rock shear strength.

本身的性質之不同或定位誤差所造成，確實的原因目前不確定。不論如何，在本地區的地殼部份，岩石之強度隨深度增加，到了十一至十五公里的深度範圍達到最高值，然後就下降，這種變化是台灣大部份地區之共同現象，Wang et al. (1990)，認為可能主要是由於溫度效應造成。然而在深度約廿一公里左右的海域地區也出現地震個數多的情形，就不容易由本模型解釋。定位之不準確性當然是一個可能原因，但有一個因素是不能忽視的。為了解釋發生於上部地函中之地震，Chen and Molnar (1983)認為橄欖岩扮演了重要角色。橄欖岩

在達攝氏五百度以上的高溫狀態，仍然有大的強度，可以產生摩擦性破裂。根據Wang and Chen (1988)的研究，本區外海的地殼厚度可能在二十公里以內，因此這多地震個數的深度會在地函內之上部。一個可能的猜測是在本區外海的地函之上部存在有大量的橄欖岩或其他在高溫仍有高強度的物質。

3.每月地震個數和累積個數

一九七三到一九八九的十七年間的每月地震個數繪於圖六中。由這張圖，我們似乎可以將這十七年分成三個時期：第一期由一九七三到一九七五，

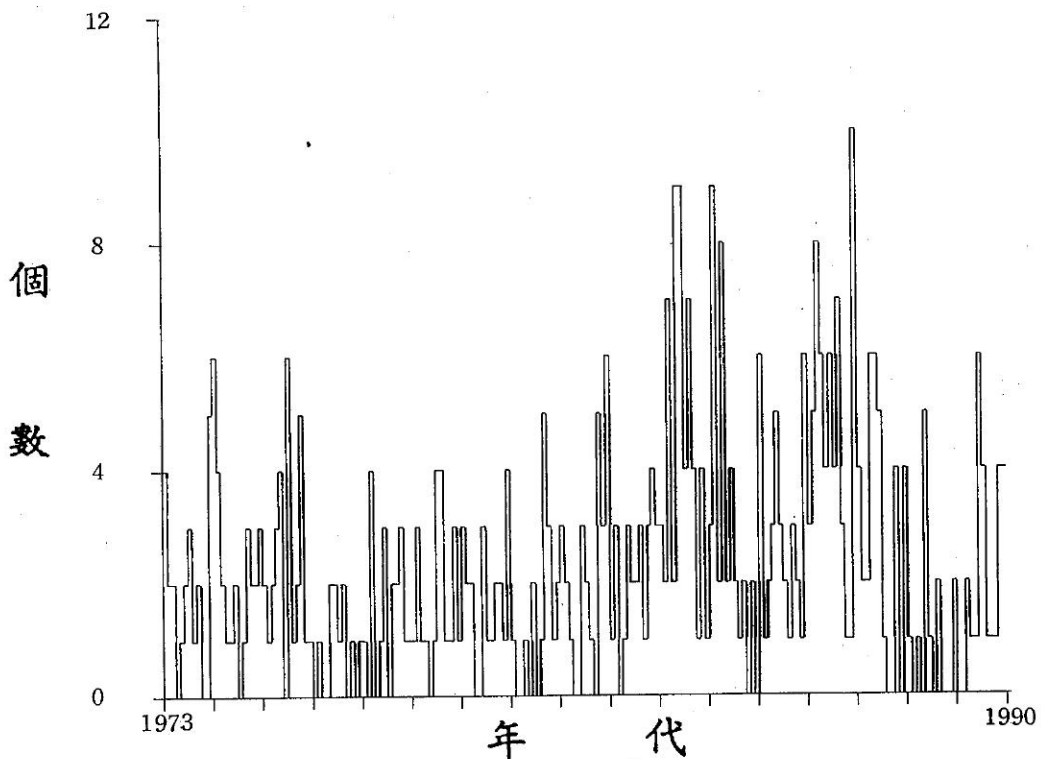


圖 6：研究區域內自一九七三到一九八九年每月地震個數之時間序列。

Figure 6: Temporal sequence of monthly frequency of events during 1973 to 1989.

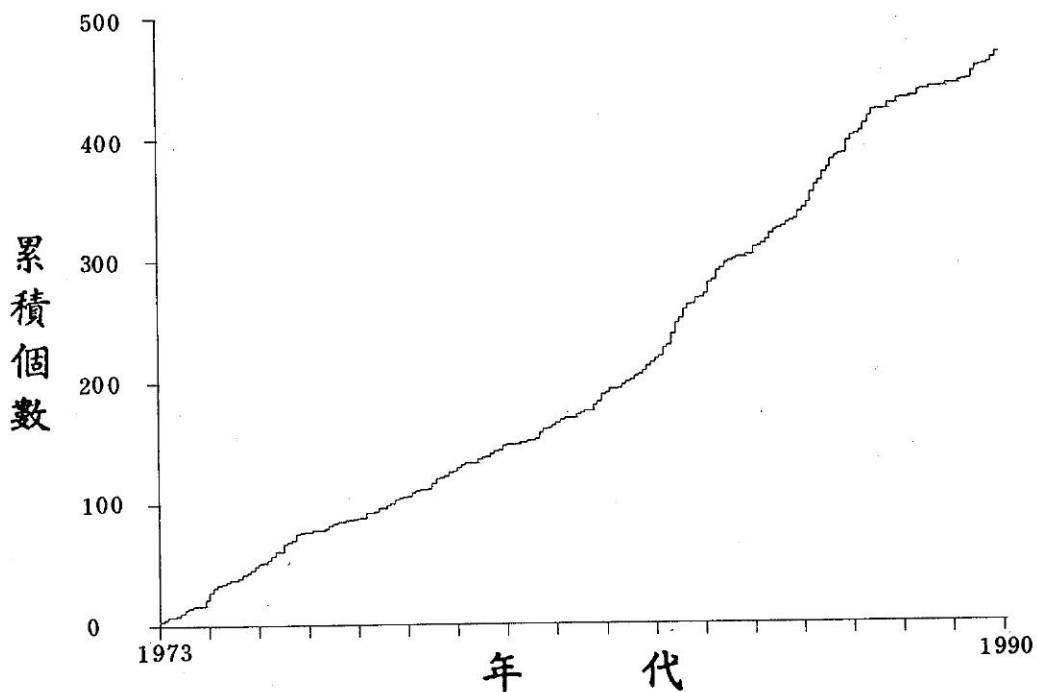


圖 7：研究區域內自一九七三到一九八九年每月累積地震個數之時間序列。

Figure 7: Temporal sequence of monthly cumulative frequency of events during 1973 to 1989.

第二期由一九七六到一九七九，第三期由一九八〇到一九八九。第一期的每月平均地震個數約 3 個。在一九七二年四月二日發生了一個 $M_s=7.2$ 的大地震，第一期的地震活動可能仍保有該大地震之些許的餘震活動。因為 T T S N 於一九七三年才開始運作，而一九七二年以前僅有 CWBSN 之舊系統，該系統主要能偵測規模大於 4.5 的地震，使我們無法完全判定上述的猜測。第二期的地震活動的每月個數約 2 個，這可能是該地區之正常狀態。在第三期地震活動變得活躍起來，而在一九八七年初達到最高峰，然後又衰減下去。

圖七表示每月之地震累積個數。略不同於圖六，圖七顯示了四個不同累積率的時段：一九七三到一九七五為第一段，一九七六到一九八〇為第二段，一九八一到一九八六為第三段，一九八七之後為第四段。在這四段中以第三段的累積率為最高，第一段居次，第二和第四段大致相同。圖七似乎暗示較活躍期與較不活躍期交替出現，這對長期的地震活動可提供一項有意義的指標。

4. 每月累積地震能量

地震波能量之時間變化亦顯示地震活動之力學意義。對本研究地區，我們將 M_D (總振動規模) 依

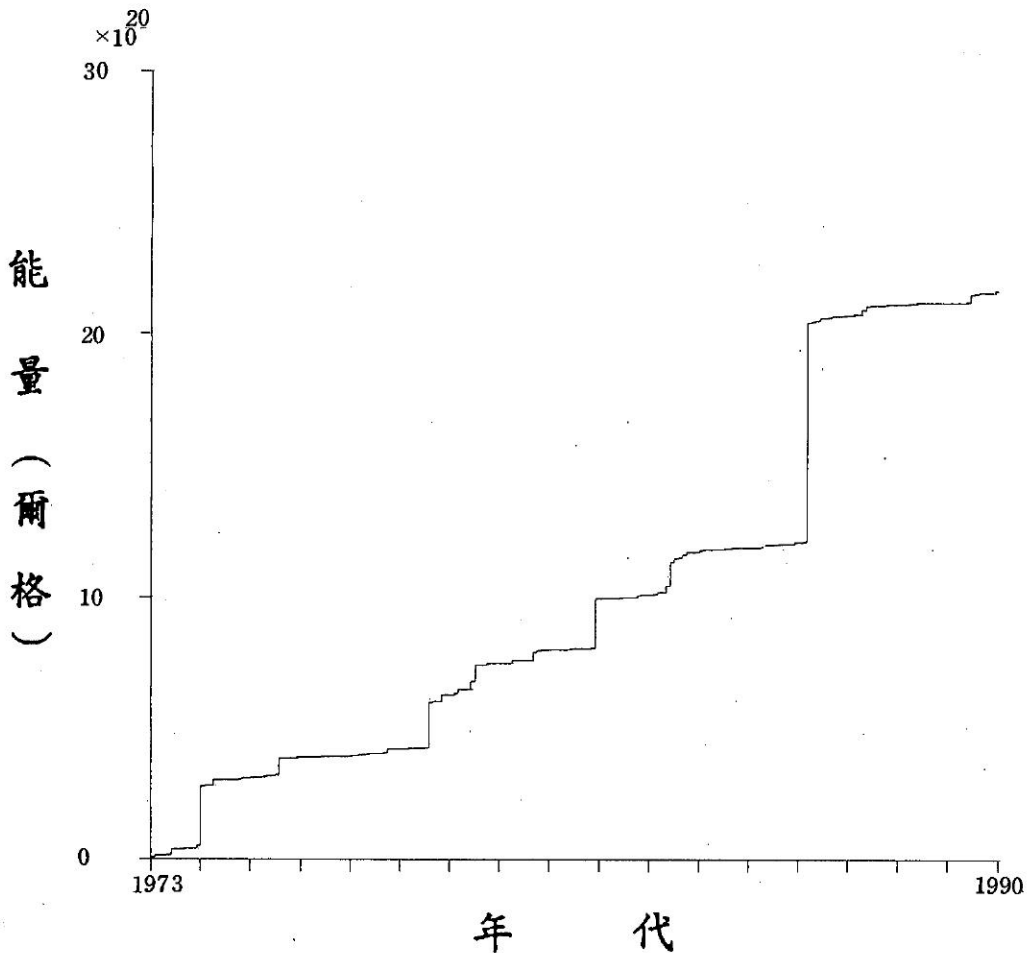


圖 8：研究區域內自一九七三到一九八九年每月累積地震波能量之時間序列。

Figure 8.: Temporal variation of cumulative seismic-wave energy during 1973 to 1989.

據葉與徐 (1985) 的關係式：

$$M_L = 1.04 + 0.94M_b \pm 0.28, \quad (1)$$

轉變成 M_L 。再利用 Richter (1958) 書中之公式

$$\log E = 9.9 + 1.9M_L - 0.024M_L^2 \quad (2)$$

計算出地震能量。然後再將每月地震能量加成累積能量。

圖八表示一九七三年到一九八九年間之累積地震能量。因為每個地區的地震均有其釋放能量的特性，依據(2)式來計算本地區的地震能量，僅能顯示相對而非絕對的特性。在一九七四、一九七八、一九八一和一九八六等四年有較大的變化值，而以一九八六年的值為最大。與圖七比較，雖然每月累積

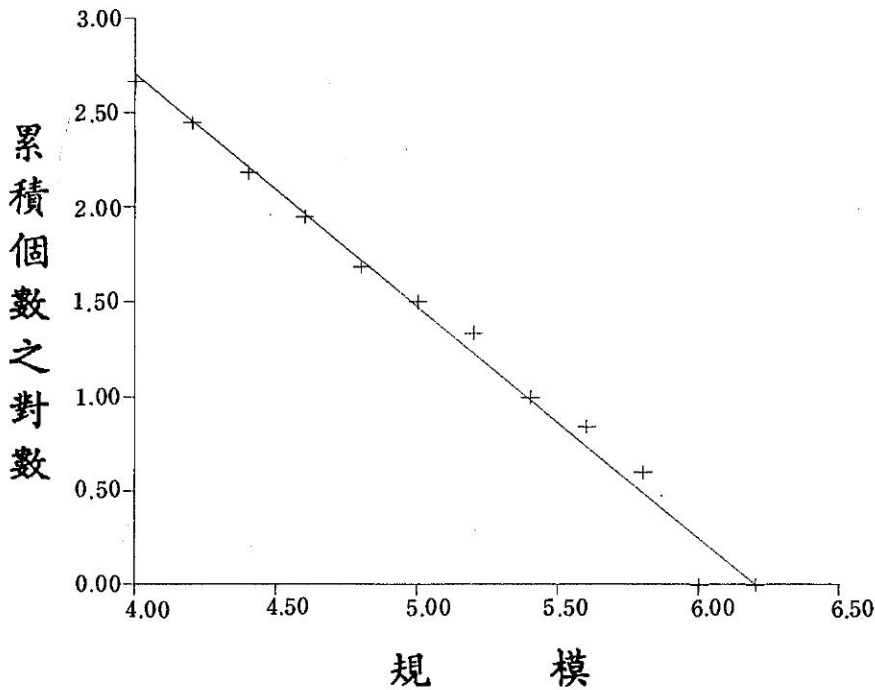


圖 9：累積地震個數 N 之對數值（縱軸）與地震規模之分佈圖（以“+”字表示）。直線為最小平方乘迴歸線（其斜率為 1.23 ± 0.09 ）。

Figure 9: Data points of $\log N$ vs. M (denoted by symbol “+”) and the related linear regression line with slope of 1.23 ± 0.09 .

地震個數的成長率可分為四個時段，但能量的釋放則略有不同；在一九七四年到一九八六年間，地震能量的釋放似乎相當穩定。在這十七年間規模大於 4 的地震所釋放的能量總和約為 2.0×10^{21} 爾格，約略相當於一個 $M_s = 6.3$ 或 $m_b = 6.5$ 的中規模地震。換言之，自從一九七二年四月廿四日發生 $M_s = 7.2$ 的地震以來，本地區一直十分安靜，然而這安靜期將持續多少時間，則無法確定。

5. b 值

圖九表示地震個數之對數與規模之關係，也就是 Gutenberg Richter 的關係： $\log N = a -$

bM (Gutenberg and Richter, 1935)。M 表示地震之規模，而 $N(M)$ 為規模大於 M 之所有地震的累積個數。將規模大於 4 之 $\log N$ 對 M 的值繪於圖九，而以“+”字表示之。由圖九可知這些點近似於一線性分佈。利用線性迴歸法，可求得 b 值之大小為 1.23 ± 0.09 。

四、結 論

根據前面的說明，我們可以得到幾項結論：

1. 在台灣東部，瑞穗地區比它的北部和南部有較小的地震活動。

2. 瑞穗地區的地震活動最深可達一百二十公里。
3. 在台東縱谷以東，海岸山脈以下約四公里範圍內的地層地震活動十分低。
4. 海岸線以東海域的最大地震個數的深度與以西陸地者不同，陸地約為十一公里，而海域有二：一為十五公里，而另一為廿三公里。陸地和海域淺於廿公里之地震個數與深度分佈可由 Sibson 的 FR/QP 轉變模型 (Sibson, 1986) 說明之。但是海域在廿公里以下的地震活動已在地涵之上部，可能是大量橄欖岩之存在而造成。然而深度大於五十公里以上的地震之成因，則有待進一步的探討。
5. 每月地震個數的時間序列圖顯示有三時期的地震活動：(1)一九七三到一九七五、(2)一九七六到一九七九、(3)一九八〇到一九八九。這三期中以第三期的地震活動最高，第一期次之，而第二期最低。每月累積地震個數之時間序列則顯示四個不同累積率之時段：(1)一九七三到一九七五、(2)一九七六到一九八〇、(3)一九八一到一九八六、(4)一九八七到一九八九。這四時段中，以第三段的累積率最大，第一段次之，第二和第四段大致相同且最小。
6. 每月累積地震能量時間序列圖顯示在一九七四、一九七八、一九八一和一九八六等四年，本地區地震活動釋放的能量較多，且以一九八六年為最大。
7. 本地區在一九七三到一九八九年間地震活動之 b 值為 1.23 ± 0.09 。

五、誌 謝

本研究是中央氣象局提供經費 (編號 CWB-G7904)，於此表示謝意。中央研究院地球科學研究所及中央氣象局的兩個測震網的工作人員長期辛苦收集資料，本研究才能進行，萬分感激。

六、參考文獻

- 余水倍，1986：台東縱谷南段之快速地殼變動，台灣地區第一屆地球物理研討會論文集，429-440 頁。
- 余水倍和蔡義平，1981：台灣東部瑞穗安通地區微震之研究，中央研究院地球科學研究所報告

，共67頁。

- 呂新民、徐友鎔、施南，1976：花蓮縣瑞穗強震調查報告，中央氣象局研究報告，共82頁。
- 李白華，1979：地震測報手冊，中央氣象局，共191頁。
- 李白華，1988：中央氣象局地震觀測業務之現況與展望，第二屆台灣地區地球物理研討會論文集，196-202。
- 徐明同，1980：台灣地震目錄 (自公元1644年至1979年)，台灣大學地震工程研究中心報告，共77頁。
- 葉永田、徐碧霞，1985：西元1644年至1984年台灣地區強震目錄，中央研究院地球科學研究所未發表報告。
- 詹軍威，1985：1972年4月24日花蓮瑞穗地震系列之研究，台灣大學海洋研究所碩士論文，共92頁。
- Chang, S.S.L. and C.C.Hu, 1981: Gravity and magnetic anomalies of Taiwan and their tectonic implication, Mem. Geol. Soc. China, 4, 121-142.
- Chen, W.P. and P. Molnar, 1983: Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, J. Geophys. Res., 88, 4183-4214.
- Chiang, S.T., Y.B. Tsai, and J.H. Wang, 1986: Relocation of main aftershocks of April 24, 1972 Juisui earthquake, Proc. Taiwan Symp. Geophys., 61-74.
- Hsu, M.T., 1971: Seismicity of Taiwan and some related problems, Bull. Inter. Inst. Seism. Earthq. Eng., 8, 41-160.
- Hsu, T.L., 1962: Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan, Mem. Geol. Soc. Chian, 1, 95-102.
- Lin, M.T. and Y. B. Tsai, 1981: Seis-

- motectonics in Taiwan Luzon area, Bull. Inst. Earth Sci., Acad. Sin., 1, 51-81.
- Liu, C.C. and S.B. Yu, 1990: Vertical crustal movements in eastern Taiwan and its tectonic implications, Tectonophys. (accepted).
- Richter, C.F., 1958: Elementary Seismology, 768pp.
- Seno, T., 1977: The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, Tectonophys., 42, 209-226.
- Sibson, R.H., 1982: Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 15-163.
- Sibson, R.H., 1986: Earthquakes and rock deformation in crustal faulting zones, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 149-175.
- Supper, J., 1981: Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan, Mem. Geol. Soc. China, 4, 67-90.
- Tsai, Y.B., 1986: Seismotectonics of Taiwan, Tectonophys., 17-37.
- Tsai, Y.B., Z.S. Liaw, T.Q. Lee, M.T. Lee and Y.H. Yeh, 1977: Seismological evidence of an active plate boundary in the Taiwan area, Mem. Geol. Soc. China, 4, 143-154.
- Wang, J.H., 1988: b values of shallow earthquakes in Taiwan, Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1243-1254.
- Wang, J.H., 1989: The Taiwan Telemetered Seismographic Network, Phys. Earth Planet. Inter., 58, 9-18.
- Wang, J.H. and K.C. Chen, 1986: Seismicity in the Juisui area, eastern Taiwan Since 1973. (Abst.), Handbook Ann. Meeting Geol. Soc. China, 28.
- Wang, J.H. and B.H. Chin, 1984a: Some aspects of microseismicity in the middle part of Taitung Longitudinal Valley and its vicinity, Bull. Geophys., NCU, 25, 1-11.
- Wang, J.H. and B.H. Chin, 1984b: Note on Poisson ratios of subsurface rocks in the middle part of the Taitung Longitudinal Valley, Taiwan, Petrol. Geol. Taiwan, 20, 173-179.
- Wang, J.H. and K.C. Chen, F.T. Wu, S.T. Chiang and T.Q. Lee, 1990: Depth of seismicity of the orogenic belt in Taiwan, Pure Appl. Geophys. (submitted).
- Wang, J.H., Y.B. Tsai and K.C. Chen, 1983: Some aspects of seismicity in Taiwan region, Bull. Inst. Earth Sci., Acad. Sin., ROC, 3, 87-104.
- Wang, C.Y. and C.H. Chen, 1988: A study of the crustal structure in the eastern Taiwan using ray tracing method, Proc. Second. Taiwan Symp. Geophys., 165-175.
- Wu, F.T., 1978: Recent tectonics of Taiwan, Jour. Phys. Earth, 26, Suppl. S265-S299.
- Yeh, Y.T., C.C. Liu and J.H. Wang, 1989: Seismic networks in Taiwan, Proc. Natl. Sci. Council, Part A: Phys. Sci., 13, 23-31.
- Yu, S.B. and C. Lee, 1986: Geodetic measurement of horizontal crustal deformation in eastern Taiwan, Tectonophys. 125, 73-85.
- Yu, S.B. and Y.B. Tsai, 1982: A Study

of microseismicity and crustal deformation of the Kuang Fu-Fuli area in eastern Taiwan, Bull. Inst. Earth Sci., Acad. Sin., ROC, 2, 1-17.

Seismicity in the Juisui area of eastern Taiwan

Wang, J.H. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica and Institute of Geophysics, National Central University.

Hsieh, C.H. Institute of Geophysics, National Central University.

Chan, C.W. Central Weather Bureau.

Lee, P.H. Central Weather Bureau.

Abstract

In this work, some aspects of seismicity of the Juisui area in the mi-

ddle part of eastern Taiwan are studied. Results show that seismicity is lower in this area than its northern and southern neighbours. The maximum depth of events located in this area is about 120km. Seismicity in the depth range down to 4 km underneath the Coastal Range which lies in the eastern side of the Taitung Longitudinal Valley is very low, the depth of the peak number of events in its western side (i.e. on the land) is about 11 km; while those in its eastern side (mainly below the ocean) are 15 km for shallow events and 23 km for the deeper ones. During the studied period, temporal variation of seismicity can be divided into several intervals. The b value is about 1.23 ± 0.09 .

Keywords: Seismicity, b value

SEISMICITY IN THE JUISUI AREA OF EASTERN TAIWAN

Wang, J. H.
Institute of Earth Sciences,
Academia Sinica and Institute of Geophysics,
National Central University.

Hsieh, C. H.
Institute of Geophysics,
National Central University

Chan, C. W.
Central Weather Bureau.

Lee, P. H.
Central Weather Bureau.

ABSTRACT

In this paper some aspects of seismicity of the Juisui area in the middle part of eastern Taiwan are studied. Results show that seismicity is lower in this area than in its northern and southern neighbours. The maximum depth of events located in this area is about 120 km. Seismicity in the depth range down to 4 km underneath the Taitung Longitudinal Valley is very low. The depth of the peak number of events in its western side (i.e. on the land) is about 11 km, while those in its eastern side (mainly below the ocean) are 15 km for shallow events and 23 km for the deeper ones. During the study period, temporal variation of seismicity can be divided into several intervals. The b value is about 1.23 ± 0.09 .