

地震帶上談論地震

石·國·恩
國立台灣師範大學

一、前 言

民國六十五年七月二十八日凌晨三時四十二分至十八時爲止，我國北平、天津、唐山三角地帶，發生一連串的強烈地震，震央在唐山附近，震級最高達到八點二級，震區半徑則爲七百五十公里。如此劇烈的地震，是一九六四年阿拉斯加八點五級大地震以來最大規模的一次。由於震區恰位於我國人口稠密地區之一，據初步估計死傷人數可能在一百萬以上，房屋倒塌更是不可勝數，再加上交通、水電中斷、水壩損毀、工礦起火、公共設施全告癱瘓，疾病蔓延，其災情之慘重，可以想見。

其實我國的大地震，在歷史上已是屢見不鮮，其聲聲大者，如元代（A.D. 1303）山西太原平陽一帶的大地震、明代（1556）晉陝豫大地震、清初（1739）寧夏大地震、清末（1850）四川大地震及民國九年（1920）的甘肅大地震，均震驚全球，死亡人數如晉陝豫大地震多達八十三萬，少者亦有二、三萬（表一）。近年來大陸地震更覺頻仍，自一九七〇年代以來至一九七六年八月底爲止，已先後發生過七次七級以上的強烈地震，除了唐山大地震外，有三次發生在雲南四川境內，另三次分別發生在蒙新邊區寧夏及遼寧南半。由此可見，作爲一個中國人，有必要對地震有深入的認識，然後才能夠談得上防患於未然。

表一 我國元代以來大地震年表

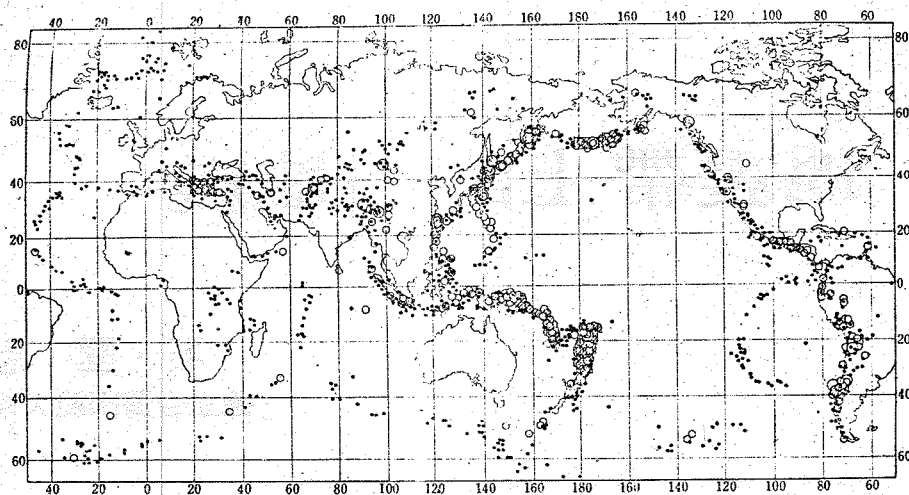
年 月 日	地 點	震災（或規模）
1303. 9. 25	山西省太原平陽	房屋倒塌一萬戶
1556. 2. 2	山西、陝西、河南各省	死 830,000 人
1739. 1. 4	寧夏省	死 50,000 人
1850. 9. 12	四川省	死 20,000 人
1920. 12. 16	甘肅省	死 180,000 人
1966. 3. 8	河北省邢台	七點二級
1975. 2. 4	遼寧南部海域	七點三級
1976. 7. 28	河北省唐山	八點二級

（資料來源：參考文獻 1, 16 等）

二、我國的地震

由全球的震央分布圖（圖一）觀看，得知我國的地震活動堪稱頻仍，再從我國古書中豐富的地震記載分析，可知我國的地震又集中於四個地震帶內發生。這四個地震帶（圖二），分別介紹如下：

（一）華北地震帶：本帶北達陰山、南迄秦嶺，西止賀蘭山，範圍及於冀、晉、陝、綏、寧、豫、魯各省及蘇北、皖北、察南、隴東、熱南、遼西等地區。自一五五六年至一六六八年短短一百多年間，本區即曾發生了四次八級以上的大地震，其中一六六八年以山東郯城爲震央的大地震，震級經估計可高達八點八級。而這個地點正處於專家們認爲係貫穿南北的一連串活斷層帶上。這次唐山地震也發生於本帶，同樣與活斷層及板塊運動等原因有關。原來長久以來，即有兩股龐大



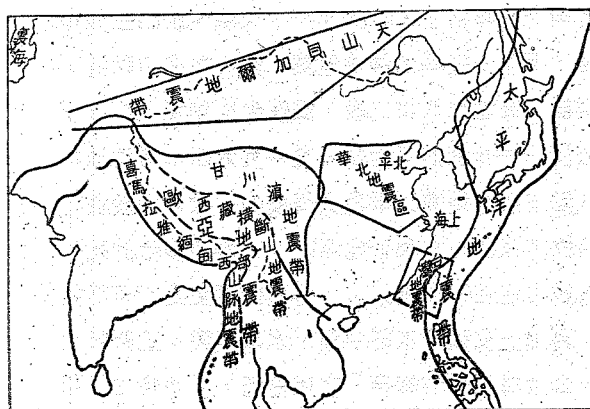
圖一 全球震央分布圖 (1950 ~ 1960) [參考文獻 9 原圖]
○代表 $M \geq 8$, ◐代表 $7 \leq M < 8$ •代表 $5 \leq M < 7$

的壓力不斷匯向亞洲大陸，其中一股是向東北方逼往喜馬拉雅山山脈的印度洋板塊運動，另一股則是西向或西北向的太平洋板塊運動，在這兩股壓力下，構造上較弱的地區首當其衝，最易出現地震（參見圖三），華北地震帶與其他三個地震帶就是在這種情形下應運而生。而華北又屬我國精華區之一，震災自較其他三區嚴重。

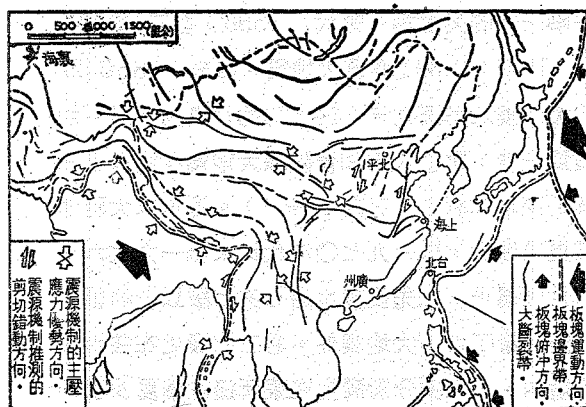
(二)青康藏高原地震帶：此帶範圍甚廣，南起喜馬拉雅山，北至祁連山，東界川西滇東，西迄帕米爾。通常可再細分成三條大致平行的東西轉南北向弧形地震帶，即甘川滇地震帶，西藏橫斷山脈地震帶和喜馬拉雅地震帶。本帶由於幅員遼闊，地震活動最為頻繁。

(三)天山阿爾泰地震帶：此帶東北連蘇俄的貝加爾地震帶，常予蒙新地區帶來嚴重禍害。大地震活動頻率次於青康藏高原地震帶。

(四)台灣地震帶：位於世界上最活躍的環太平洋地震帶上，此帶除包括本省外，偶爾也波及閩浙沿海地區。以本省而論，自一九〇〇年至一九七三年間，曾有七十七次大小不等的災害地震（圖四），平均一年約有一



圖二 我國地震帶分布圖 [參考文獻 16 原圖]



圖三 我國板塊運動及活斷層分布圖 [參考文獻 16 原圖]

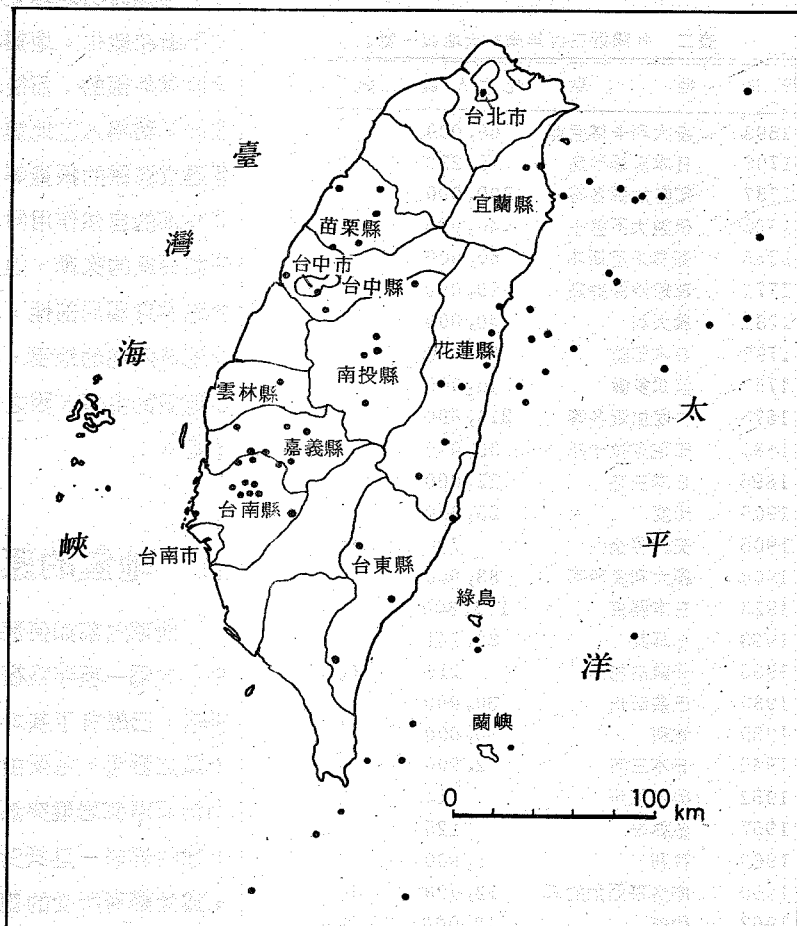
次，而每次地震平均有七十人喪生，其中以一九三五年關刀山附近的七點一級地震災情最慘重，共有三千二百七十六人喪生，一萬八千幢房屋全倒，受災地區包括台中苗栗兩縣。根據該七十七次地震統計，花蓮、嘉義、台南、苗栗、南投各縣和宜蘭、花蓮、台東三縣海面發生頻率最大。

三、國外的地震

再看國外，地震也在許多地區肆虐，例如美國的加州和阿拉斯加，日本、義大利、西亞的土耳其、伊朗一帶，南亞、南美西岸的智利、秘魯、厄瓜多爾、哥倫比亞諸國，以至中美洲、北非各國，都

常常傳來噩耗（表二），其中像一九〇六年四月十八日的舊金山大地震，曾經摧毀整座城市；一九二三年九月一日發生在日本相模灣的關東大地震，也震垮大半個東京，並有十餘萬人喪生。這些舉世觸目的大地震，在今日看來，依然餘悸猶存。在所有的天然災害中，地震無疑是破壞力最龐大的一種。雖然強烈地震不常發生〔註一〕，可是一旦發生，即威脅到人類生命財產和經濟建設。因此，科學家一直在努力研究地震，希望能獲致防範地震的有效對策。然而，由於地震牽涉到的理論十分龐雜，研究上困難重重，以致地震學上有待解決的問題甚多，而學者迄今尙未能確切預報出地震的時間、地點及規模；當然，人類

〔註一〕：事實上，根據科學家最新的估計，包括無感地震在內，全球每年約產生一百萬次以上的地震，不過六級以上的強震只佔極小的比例，可能在 0.001 % 左右。



圖四 台灣地區災害地震震央分布圖（1900～1973）〔依據參考文獻5資料繪製〕

離緩和甚或遏止地震的標的更是遙遠。

但是，這並不是說大家可以不必對地震加以理會，有許多人認為，反正科學家們在研究，一般人又何必去管；更有些人抱着生死有命的態度，認為不必杞人憂天。其實，這些想法都不夠積極，我們應該隨時懷有適度的警覺性，才能在災變發生時從容應變，減少許多不必要的損失，特別是像我們聚居在地震帶上的居民更應該如此。至於這種警覺性的培養，當然最先一個步驟，就是去認識地震，了解地震。下面我們分別就地震的涵義、原因、特色、勘測、預報等項目，看看科學家們對地震認識到那個程度。

表二 外國近三百年來較大地震一覽表

時 間	地 點	死 亡 人 數	規 模
1693	義大利卡塔尼亞	60,000	
1703	日本房總半島	5,233	
1737	印度加爾各答	300,000	
1755	伊朗大不里士	40,000	
1755	葡萄牙里斯本	60,000	
1771	琉球沖繩群島	10,000	
1783	義大利	40,000	
1792	日本肥前	15,000	
1797	厄瓜多爾	40,000	
1876	印度加爾各答	215,000	
1883	印尼克拉卡托	35,000	
1896	日本三陸	22,000	
1905	印度	25,000	
1906	美國舊金山	700	8.3
1908	義大利墨西那	83,000	
1923	日本關東	142,800	8.3
1933	土耳其	32,741	
1933	美國洛杉磯	115	6.3
1935	巴基斯坦	60,000	
1939	智利	30,000	
1945	日本三河	2,000	
1952	美國加州	14	7.7
1957	墨西哥	125	7.5
1960	智利	1,000	8.4
1960	摩洛哥亞加的耳	12,000	5.7
1962	伊朗	12,000	7.5
1964	南斯拉夫	1,000	5.4
1964	美國阿拉斯加	125	8.4
1967	哥倫比亞	98	6.8
1967	委內瑞拉	266	6.5
1968	伊朗	11,588	6.3
1970	土耳其	1,086	7.1
1970	秘魯	50,000	7.8
1971	美國洛杉磯	65	6.6
1972	尼加拉瓜	12,000	
1975	土耳其	2,500	6.8
1976	瓜地馬拉	23,000	7.5
1976	北義大利	1,000	6.5

(資料來源：參考文獻1,4,14等)

四、地震的涵義

地震可說是地盤的震動。大部分的地震都很微弱，只有少數的地震比較強烈。地震的不停發

生，可以證明地球並非靜止的，而是充滿着潛能，不斷在變化。地震有發自地球內部的，也有發自地球外部的；而後者又有一部分因人類的作用而起，稱為人工地震，諸如炸藥的引爆、火車的經過或機械的振盪等，均可引發輕微的地震。地球外部的自然作用同樣有造成微小地震的可能，例如颱風的吹動，山崩或雪崩的發生等，不過這些地震只屬局部性，稍遠之處即測不出來。而發自地球內部的地震，次數頻繁而且規模龐大，實為地震的主體。因之本文所要探討的，就是這種地震。

五、地震的原因

地球內部如何發生震動，震動又如何傳至地表，本為一項非常複雜的過程，經過學者們努力探索，已經有了基本上的了解。一般學者咸認為地震之發生，主要由於地下岩層突然斷裂或地殼中斷層兩側岩盤突然滑動所致〔註二〕。換言之，地內岩層一旦抵受不過外力的干擾，因而斷裂，或活斷層所受的應變，超過地殼所能容受的界限，因而發生破壞時，即可造成震動，發出震波，傳抵地表，產生地震。震波的傳遞有如拗折樹枝，發出振波，傳至手上。

類此岩層的斷裂，若發生在地殼深處或更深到地函外層，震波傳至地面時已大為削弱，所造成的地震災害比同等規模而發生在地殼上方近地面處的淺發地震要來得小。

為了研究岩石性質與地震的關係，科學家曾經反覆在實驗室對岩石施以各種鉅大壓力，一般而言，隨著壓力增大，岩石亦加強其本身的抗力，直至超過一臨界壓力後，岩石才抵受不住，並立即發生折斷，繼而扯開，使自己調整回返到一個應變解除的狀態，這樣的調整，物理上稱為彈性回跳，一如圖五，回跳時產生固體的震動，即釀成地震。

〔註二〕：他如火山活動和岩洞礦坑的崩陷也會帶來局部的地震，但比起岩層斷裂引發的地震，規模自然要小得多。

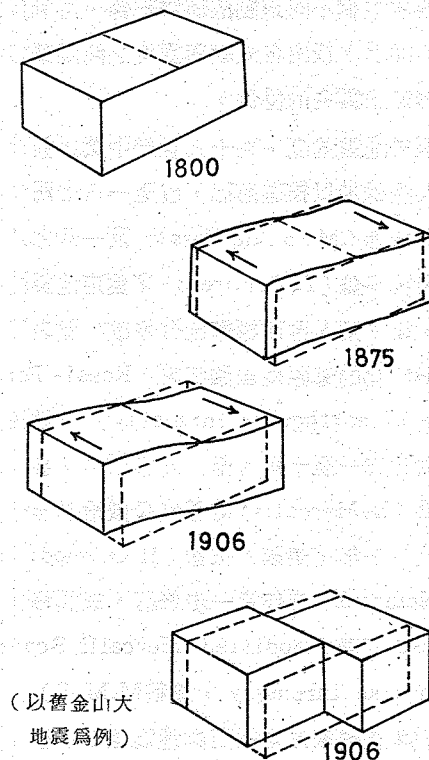
更新的理論則從板塊構造學 (plate tectonics) 推衍出來，該學說對於地震的真正原因，提供了較明確的說明。板塊構造學中，最主要是認為地殼是由許多塊巨型的岩石板塊所構成，浮在可塑性的地函之上。板塊不斷受到西漂力、極逃力、海底擴張力等種種力量的推動，產生位移，而其中構成大陸的板塊與構成大洋底部的板塊性質截然不同，在活動之際最易於互相接觸之處引起變化。於此，板塊往往因摩擦阻力而暫時扣死，但同時在兩側所集結的壓力却愈來愈大，最後互相扣死的岩層突然崩裂，釋放龐大的能量，造成地震。另一種情形是，比重較大的大洋板塊朝着比重較小的大陸板塊下端擠進楔入，同時受阻力而儲蓄能量，並因衝擊而折斷，此等折斷的板塊，突然介入於理化特質完全不同的地函中，亦會引起許多力學反應，大部分的深發地震由此而生。也正由於上述原因，地球上活躍的地震帶大都位於大陸板塊與大洋板塊相接觸的線上，太平洋中此帶被稱為本尼奧夫帶 (Benioff zone) ——參見圖六。

此外，因為地震具有上述的理論基礎，通常在岩層斷裂造成規模最大的主震之前，都會有若干微震，顯示出剪力已瀕臨臨界變化的地步，稱為前震；同時，在破裂後，也會有一些小規模的調整，帶來餘震。

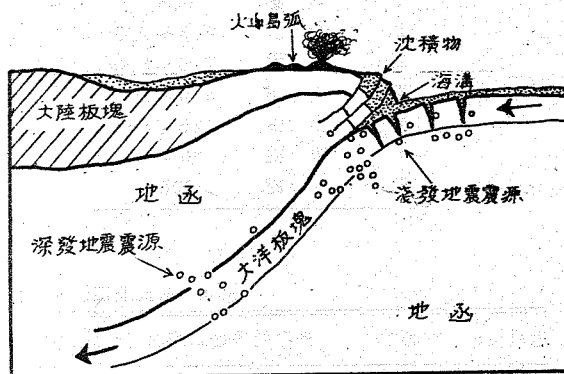
六、地震的特色

地震一旦發生，自有其震源、震央、地震強度、震級、震災等幾項特色。

地震學上，震源 (focus) 指地球內部真正引發地震的地點，不過嚴格說來，震源並非一點，而是一個具有相當範圍的區域，如何推算該範圍的大小，迄今仍屬地震學上未能解決的難題，以震源離地表的深淺，可將震源區分為淺源、中源及深源，以地面下七十公里和三百公里為分界。若將全球的地震加以分析，約有百分之八十五來自淺源，百分之十二來自中源，百分之三來自深



圖五 彈性回跳示意圖 [參考文獻4原圖]



圖六 板塊接觸帶剖面圖 [參考文獻10原圖修正]

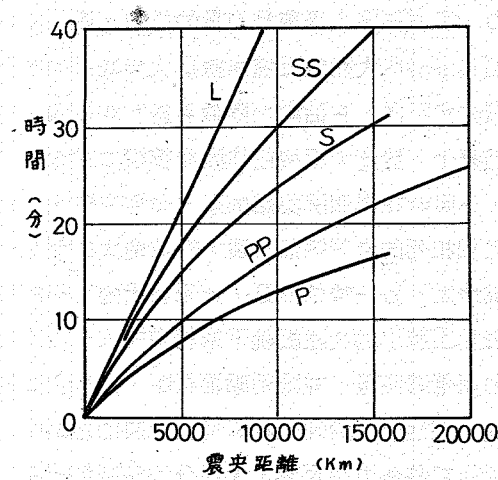
源；而目前所知的震源中，最深可達七百公里以上。通常離震源愈近，地震的破壞力愈大，遠離震源，地震的影響也逐漸減小。

從震源垂直引伸到地面上的地點，稱為震央 (epicenter)，震央須用經緯度來表示位置，通

常只要有三個不同地點的地震紀錄，再利用時距曲線（圖七）找出各地點與震央之間距離後，即可準確定出震央的位置。

至於地震強度，在十九世紀中葉以前學者只憑個人感覺加以描述而已，直至一八七四年義大利學者羅西（M. S. de Rossi）及一八七八年瑞士學者福雷爾（F. A. Forel）才奠定地震的分級標準；後來兩人再將標準配合修改，發表了流行凡半個世紀的羅福地震強度表（Rossi- Forel Scale of earthquake intensity），地震由弱至強共分爲一至十級。至一九〇二年，義大利的麥卡里（L. Mercalli）將強度級數增加至十二級；一九三一年，美國人伍德（H. O. Wood）和紐曼（F. Neumann）再作進一步修訂，成爲修正麥卡里地震強度表（Modified Mercalli Scale of earthquake intensity，簡稱M. M. S），也是目前大多數國家最常採用的地震強度分級。必須

注意的是，我國氣象局以及日本等國家在報導地震強度時，並不採用M. M. S. 的十二級分類，而另外採用一種七級制，稱爲震度分級，利用加速度以表示（表三）。



圖七 地震震波時距曲線圖 [依據參考文獻9原圖簡化]

表三 震度分級

震 度	名 稱	加 速 度 (gal)
0	無 感	< 0.8
1	微 震	0.8 ~ 2.5
2	輕 震	2.5 ~ 8.0
3	弱 震	8.0 ~ 25
4	中 震	25 ~ 80
5	強 震	80 ~ 250
6	烈 震	> 250

由於同一地震，在各地所測得的震度並不相同，難以比較地震規模的真正大小，是以一九三五年美國的芮斯特（C. F. Richter）根據地震紀錄中的振幅資料，創立一種地震規模級度表（表四），各震級代表震源所釋放能量的多寡，例如這次唐山大地震的震級是八點二級，其釋放出來的能量相當於三萬顆標準型原子彈所能產生者。

表四 芮氏地震規模級度表

地震規模（震級）	產生同等能量的黃色炸藥重量（公噸）	備 註
0 極微地震	0.0006	足夠炸除樹幹
1 } 微地震	0.02	炸毀小型建築物
2 }	0.6	炸開一般石礦
3 } 小地震	20	炸開大石礦
4 }	600	相當於小型原子彈
5 } 中地震	20,000	標準型原子彈
6 }	600,000	相當於小型氫彈
7 大地震	20,000,000	相當於紐約市一年所需熱源
8 } 超級大地震	600,000,000	相當於紐約市三十年所需熱源
9 }	20,000,000,000	相當於全球五年的煤、油產量所生的能源

（資料來源：參考文獻11）

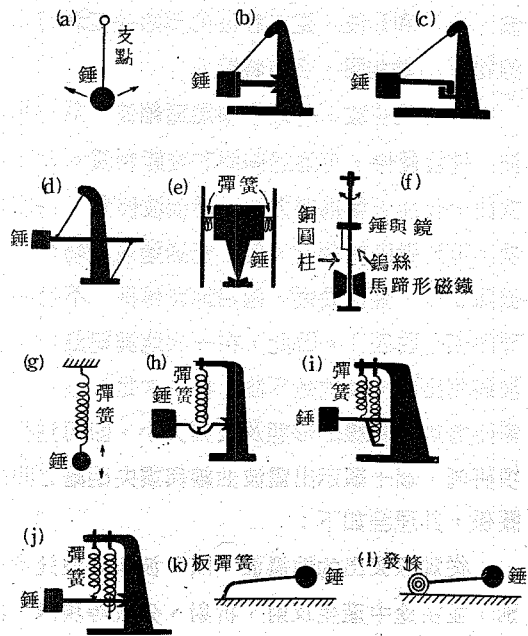
由於每次地震的震級均不相同，發生地區的開發程度亦有差異，所以震災常有輕重之別。首先，我們還記得地震的發生和地殼岩石的斷裂或地下斷層兩側地盤的滑移有關，如果斷層面延伸至地面，上方的建築物勢必隨地震而受到扭曲或撕裂，即使不在斷層線上的建築物，同樣也有承受地震波發出的震動而倒塌震毀的可能。除了地震本身直接釀成的災害以外，地震間接觸發的災害甚多。例如地震最常使煤氣管爆裂，火爐傾倒，易於帶來火災，加上水管亦同時被毀，火勢甚難撲滅；某些地震裏，火災造成的損失遠大於震災，實與此有關。另外，地震也促成山崩、雪崩、海嘯、海面倏升、地陷和洪水等災害，加重震害損失。我國民初的甘肅大地震，十八萬罹難者當中，大部分即因黃土的崩陷活埋而喪生。

地震帶來的財產損失亦甚驚人，尤以經濟發達的工業大國為然，譬如一九六四年的日本新瀉地震，規模為七點五級，死亡人數只有二十五人，但財產損失却高達八億美元；美國一九七一年發生於洛杉磯附近的聖斐納多大地震，規模更小，只有六點六級，而財產亦損失達七億美元。根據學者統計，大地震在各種天然災變中，儘管發生頻率小，但一次的平均損失却最大，可見美國每年撥款一千多萬美元支持地震防治的計畫，有其基本原因。

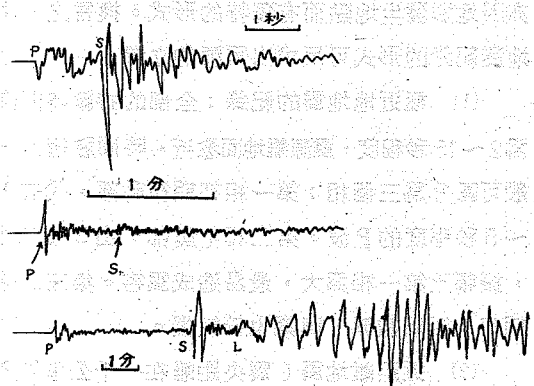
七、地震的勘測

地震發生時，由於有震波的傳遞，人們乃利用地震儀將地震波記錄下來，進而分析地震震央所在，強度等級、震波種類、震源深淺和其他種種特色。世界上最早的地震儀是我國漢朝的張衡所發明的，他曾利用振擺原理製作了一個候風地動儀〔註三〕，這就是地震儀的前身。固然在設計理論上，候風地動儀並不夠科學，但在西元二

世紀就能有這樣成就，已足見我國歷史上未曾對自然科學忽視過。至於西洋方面，一直要到了十八世紀才有第一部地震儀的出現。時至今日，地震儀的種類很多，但其設計原理，大多是藉接連地表的物質隨地震搖動時，在空中維持一不動點



圖八 常見地震儀模型〔參考文獻7原圖〕



圖九 典型的地震紀錄〔參考文獻1原圖〕

〔註三〕：後漢書張衡傳候風地動儀有詳細的介紹：「……以精銅鑄成，圓徑八尺，合蓋隆起，形似酒尊，中有都柱，旁行八道，施開發機，外有八龍，首銜銅丸，下有蟾蜍，張口承之，其牙機巧制，皆隱在尊中，覆蓋周密無際，如有地動，尊則振龍，機發吐丸，而蟾蜍銜之。……雖龍發機而七首不動，尋其方向，乃知震之所在。」

，於是便能相對地將地面的移動紀錄下來。如圖八，即為一些常見的地震儀。

地震儀測得的地震波，就是地震紀錄 (seismogram)，由各種震波曲線所組成。圖九所示的為某一次的地震紀錄，曲折的線條有三種不同的幅度變化，代表三種不同的地震波，一般稱為P波、S波和L波，這三種波的傳播速度和可傳導的物質不盡相同，各有特性。

P波為初波，物理上稱為壓縮波，為一種縱波，速度最快，可通過固態和液態物質。S波為次波，物理上稱為剪力波，屬橫波性質，速度其次，可通過固態物質，但不能通過液態物質。L波為表波，速度最慢，僅沿地表傳播，不通過地球內部〔註四〕。因此，在一次地震紀錄中，P波最先出現，其次是S波，再其次是L波。科學家憑著震波曲線的形態及波幅大小，即可進行各項研判，圖十顯示出震波曲線與震央距離之間的關係，其理論如下：

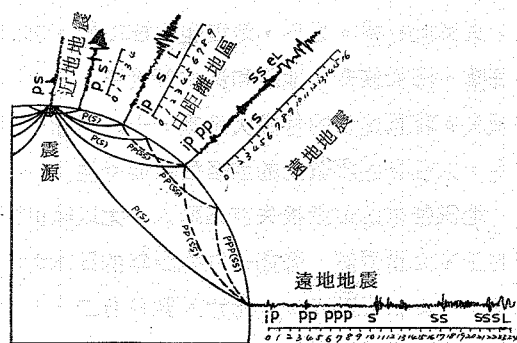
從震源發出的地震波，因P波與S波速度有別，並在途中產生反射、折射、分散等現象，故各種不同形相的震波以不同的遲緩時間到達地面上的各觀測點，則地震紀錄的形式，因觀測點與震央之距離而異。而且同一觀測點所得之紀錄，亦因地震發生地點而有獨特的形式。換言之，由地震紀錄的形式可反求出震源的位置。

(1) 極近地地震的紀錄：全部的持續時間僅為2~15秒程度，震源離地面愈近，時間愈短。一般可區分為三個相：第一相初期微動部，代表0.1~5秒程度的P波。第二相主震部，由S波開始，振幅比第一相為大，最易造成震害。第三相終期部，振幅激減，周期也較緩慢。

(2) 近距離地震（震央距離在一千公里以內）：通常與極近地地震一樣，也可分為三相，而其振幅與震央距離成反比。第一相通常為周期數秒以下急激的振動，而且多與周期較長的波動重疊

出現，震央距離在一百五十公里以上者可認出P波波動。第二相是L波及M波（最大波），周期亦長，有達一分鐘左右的。第三相是叫做 W_2 或 W_3 的回歸波。

(3) 中距離地震（震央距離約五千公里以內）：本類地震紀錄共分為四相。第一相，P波明顯出現至四千六百公里處，此範圍內PP波（P波之反射波）弱故不明顯。但在該距離以上者PP波轉強，同時周期數十秒的波動重疊出現。第二相，S波的一部分重疊於周期數十秒的波動之上



圖十 震央距離與地震紀錄變化〔參考文獻7原圖〕

。第三相，L波的周期由數十秒程度依時間延長漸漸減短。此後成為M波。震央距離愈大，M波次第愈遲於L波出現。至第四相，為回歸波 W_2 和 W_3 。

(4) 遠地地震（震央距離五千公里至一萬公里）：第一相，P波之後出現PP波，在震央距離 $\Delta = 4600-6000\text{km}$ 及 $8500-10000\text{km}$ 之處，PP波甚至比P波更佔優勢。第二相是S波，同時也陸續出現其反射波（SS波）。第三相是L波，由周期數十秒順次漸減。第四相是M波，周期數十秒。第五相為回歸波。

(5) 極遠地地震（震央距離一萬至二萬公里）：第一相，P波在 $\Delta = 10000 \sim 16000\text{km}$ 處甚弱，而PP波較強。此因該範圍恰位於地震的影

〔註四〕：由於P波和S波可以通過地球內部，最後又回到地面上來，皆屬於體內波，而L波既不通過地球內部，就是一種體外波。

帶 (shadow zone)，直接波每受折射作用影響而不能達到 (參見圖十一)。 $\Delta=16000\sim 20000$ km 處 P 波再呈優勢，更遠則不明顯。第二相 S 波在 $\Delta=10000\sim 14000$ km 處較弱，而 SS 波佔優勢，更遠則不明確。第三相 L 波與第四相 M 波，皆與中距離地震之情形相似。第五相為 W_2 、 W_3 、 W_4 等同歸波。總之，震央距離 Δ 較小的地方，P 波與 S 波佔優勢， Δ 稍大以後，表面波愈來愈強，而持續時間也會陸續增加。

今日，科學家除了可以從地震紀錄測算出地震的性質，並作各種深入研究所外，更發現地震原理和地震發出來的震波具有其他廣大的應用價值。最值得注意的，學者已由地震波的紀錄探知地球內部的理化情形。這是因為地震波經過不同物理性質的物體時，即可產生各種不同的變化，例如不同的速度。而 P 波及 S 波所經過的物質既有分別，更能說明地球內部的組成和構造。其次，在石油探勘上，亦利用了人工地震方法來探測地下岩層和地質構造的變化，尤其是海域的石油探勘，地震探測更是不可或缺的一種方法。最近地震探測在工程地質上的應用也很普遍。這包括修築水壩時壩址處地層的探勘，山崩的調查，斷層帶的測定等。精確的地震儀更可以用來測知原子彈地下試爆的時間、地點和威力，對國防上也有莫大的貢獻。

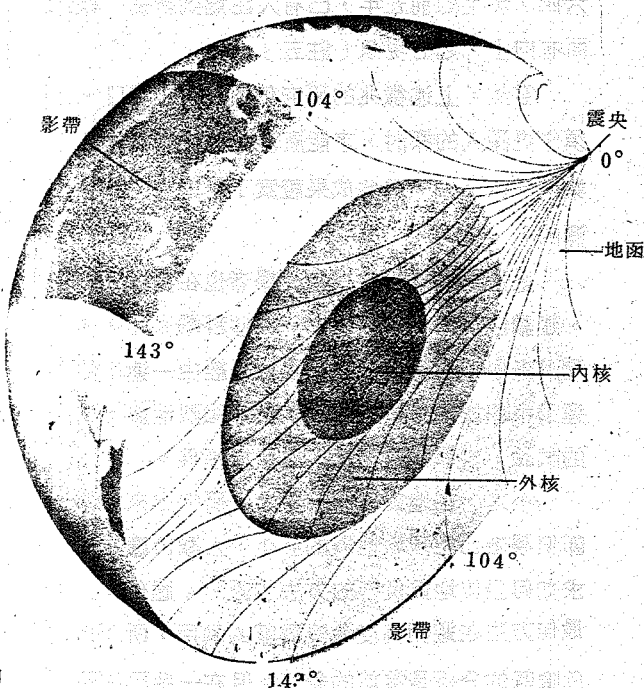
八、地震的預報

地震預報已成為現今地學界學者們最熱門的研究題材，正如前文提到過，目前學者對地震發生的時間、地點和規模的預報能力仍然非常有限，但是也不無進展，學者不但發現衆多於地震前將會產生的變化，而且也漸漸能夠利用已知紀錄作或然率或其他計量方法推估某一地點若干年後將有那一種規模的地震。其中，有許多項成就是由美國的國家地震研究中心 (U.S. National

Center for Earthquake Research) 及其他先進國家的地震研究機構所達成。美國地震研究中心在 1966 年起，即開始了一項十年計畫，積極探討地震原因、地震的威力及地震的預報等專題。有關的研究員對岩石的理化特性，其在應力下的表現，以及在地震時發生破裂的可能性諸問題特別重視，成為野外和實驗工作中的研究重點。

綜合各國專家學者的研究成果，得知地震發生前可能有下列的變化跡象，換言之，一地如出現下列狀況，可能是地震即將發生的預兆：

(一)地震來臨前數日、數星期、甚至數月，P 波領先 S 波的差距，很明顯的減少，然後在地震



圖十一 地震的影帶 (參考文獻 11 原圖)

即將開始前的短暫期間，兩種震波之間的時間差距，又再神秘地恢復到正常狀況。如果不正常的時間差距持續愈久，將發生的地震也愈益強烈。

(二)在強大壓力加諸岩層時，岩石內部產生無數肉眼看不見的微隙。此時，岩層抗力反而增強

〔註五〕：科學家已發明敏度極高的傾度儀器，連一個一千五百公尺長的平面，一端下面墊高了一枚硬幣所產生的輕微坡度變化也能測出。

，暫時不致崩裂。

(三)同時，在上述情形下，也就是岩層接近破裂點時，許多性質都會發生改變。例如：電流通過時電阻增加，磁場強度從而發生變化，但震波的傳遞速度則減低。

(四)最後，地下水開始滲入微隙中，填補了空間，震波速度回復正常。但因水分具有軟化岩層抗力的功能，岩石終於突然發生崩裂，造成地震。

(五)水分進入裂隙時，更因接觸到較多的放射性物質，氡(Radon)含量也會增加。

(六)岩石中出現裂隙後，本身體積也明顯擴大，使地表出現新的傾度，如日本新瀉地震(一九六四)發生的前五年，已有人注意到新瀉一帶地面有向上升起的現象〔註五〕。

當然，上述徵兆的研究仍然在初步階段，必須作更深入的探討，才能廣泛應用於地震預報作業中。但至少，這些成果證實了地震並非不能預測的。

至於地震威力的緩和，學者也在多方研究中，建議性的結論日漸增加，有些科學家相信灌水潤滑斷層，斷層周側的張力可以經由一連串的小運動中釋放出去，因而避開一次強烈地震。類此的試驗，科學家同樣也正在積極推展。

不過，在地震緩和和方法迄未研究出來之前，即使學者已能預報地震的發生，人類仍應努力尋求如何預防地震災害的方法。固然，應付地震之最佳方法在避開高度危險震區的利用，所以地震危險區的分畫是當前的急務。但在一些已建設而位於危險帶的地區，則只能由建築技術的加強着手，譬如耐震設計的強化，按照某一規範的施工、特殊土地利用的規劃等，皆有其必要。此外，緊急的應變準備，也應該由政府細加設計，以期防患於未然。

總之，地震科學的研究，對國計民生均甚關重要，尤其處於今日人口激增不已，都市不斷擴張之際，大家唯有對地震的原因及影響作更深入的認識，才能大量減輕災害的痛苦及損失。

參考文獻

1. 彌永昌吉等合編(1958)：地球天文事典，第二三三至二四二頁，平凡社，東京。
2. Richter, C.F. (1958)：Seismology, W. H. Freeman & Company Inc., London.
3. Matsuzawa, T. (1964)：Study of earthquake, Uno Shoten, Tokyo.
4. Leet, L. D. and Judson, S. (1965)：Physical geology, pp. 291 ~ 316, N.Y.
5. 徐明同(1966)：台灣地區地震活動研究報告，氣象報告，第十二卷第四期，第四十七頁。
6. Jacobson, W. J. et al (1969)：Inquiry into earth and space science, pp. 229 ~ 234.
7. 竹內均等合編(1970)：地學辭典 I，第一六六至一七二頁，古今書院，東京。
8. 坪井忠二(1970)：地震の話，岩波書店，東京。
9. 宮村攝三(1971)：地震、火山、岩石物性，第六一至二一一頁，共立出版社，東京。
10. Bates, R. L.; Sweet, W. C.; Utgard, R. O. (1973)：Geology, an introduction. pp. 262 ~ 266, 314 ~ 315.
11. Harris, M. F. et al (1973)：Investigating the earth, pp. 279 ~ 289, Boston.
12. 譚立平等合編(1974)：地球科學下冊，第六十至七十一頁，國立編譯館。
13. Pakiser, L. C. (1974)：Earthquake, pp. 1 ~ 20, U.S. Dept. of the Interior.
14. 蔡義本(1975)：力行實踐總統 蔣公科學建國遺訓，加緊台灣地震研究與震害預防，科學研習第十五卷八期，第三至十四頁。
15. 鄭元良譯(1976)：地震預測的發展，中央日報第 17468 號。
16. 徐明同(1976)：中國大陸的地震活動，中央日報知識界第二十期。