

地震——

幾個地震研究常用的方法及實例

丁仁東

國立臺灣師範大學地球科學系

地震波的產生，是由於地底下所釋放大量的能量，這極大能量（最大可為原子彈威力一萬倍）的產生，是由於地底下岩體（從地表到七百公里深）受到應力的作用而產生形變，當應力不斷作用，致使岩體承受不住而產生岩層的斷裂，並在瞬間將所儲存大量能量以地震波形式釋放出來，地震波因能量大，傳播距離遠，甚至可穿越地球內部，因此可作為探求地球內部構造極佳工具，一般地球內部較精細之構造，大多由地震波的研究所求得。下面我們介紹幾個地震研究最常用的方法及實例。

一、地震定位的方法

所謂地震定位，就是由地震波的初達波到達各個地震測站的不同時間，來推算地震的震源、震央位置，及發震的時間等等參數的方法。又分

(1) 利用 P 波的初達波時間：P 波為壓縮波，它走的時間最快，利用其初達波到達各個測站不同時間，可求震央位置。如圖一 1、2、3 點三個測站之 P 波初達波到站時間分別為 t_1 、 t_2 、 t_3 ，則以 2 點為圓心，以 $v(t_2 - t_1)$ 為半徑（ V 為 P 波速度）作圓，再以 3 點為圓心，以 $v(t_3 - t_1)$ 為半徑作圓，兩圓不必一定相交，則作第三圓經過 1 點且與前兩圓相切，則第三圓的圓心即為震央位置（滿足 2 站到站時間 t_2 ，3 站到站時間 t_3 ）。

至於震源深度可由雙曲線法，取四站 P 波時間（如圖 t_1 、 t_2 、 t_3 、 t_4 ）則以 1、2 為焦點， $t_2 - t_1$ 為常數作一雙曲線，以 3、4 為焦點 $t_4 - t_3$ 為常數作另一雙曲線，其交點 F 至地表距離即震源深度。

(2) 利用 S 波與 P 波之初達波時間差：S 波為剪力波，它的傳播速度比 P 波慢，所以地震測站距離震源越遠，它與 P 波到站時間相差便越大，故由公式 $t = t_s - t_p$

$$= R (1/v_s - 1/v_p) = R (v_p - v_s) / v_p v_s$$

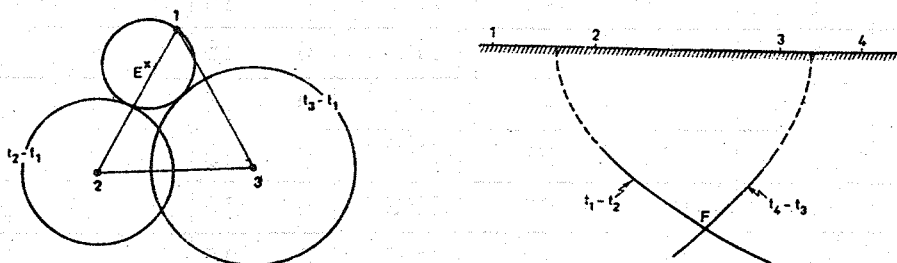
設 $K = v_p v_s / (v_p - v_s)$ ，則 $R = kt$

取 A、B、C 三站之 S 波與 P 波資料作 R_A 、 R_B 、 R_C 值，分別以 A、B、C 點為圓心，以 R_A 、 R_B 、 R_C 為半徑作圓，若三圓相交於一點，此交點即為震央位置（震源深度為零），若三圓不相交於一點則過每二圓相交之點作二圓之共弦，三個共弦的交點即為震央位置（圖二 E 點），再以任一共弦為直徑作半圓，過 E 點作此共弦的垂線交於半圓上一點 H，則由幾何投影之關係，可推知 EH 即為震源深度。

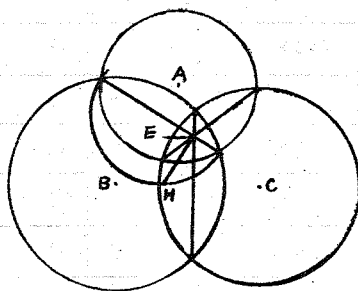
至於發震時間，可由震波到站時間反推回去即得（減去震波所經時間）。

表一為 1983 年 5 月 10 日一次規模較大地震之記錄（中央研究院地球科學研究所提供全省測震網記錄）

圖三為前述定位理論實例。



圖一：利用 P 波初達波時間定位方法



圖二：利用 S 波與 P 波時間差決定震央及震源深度

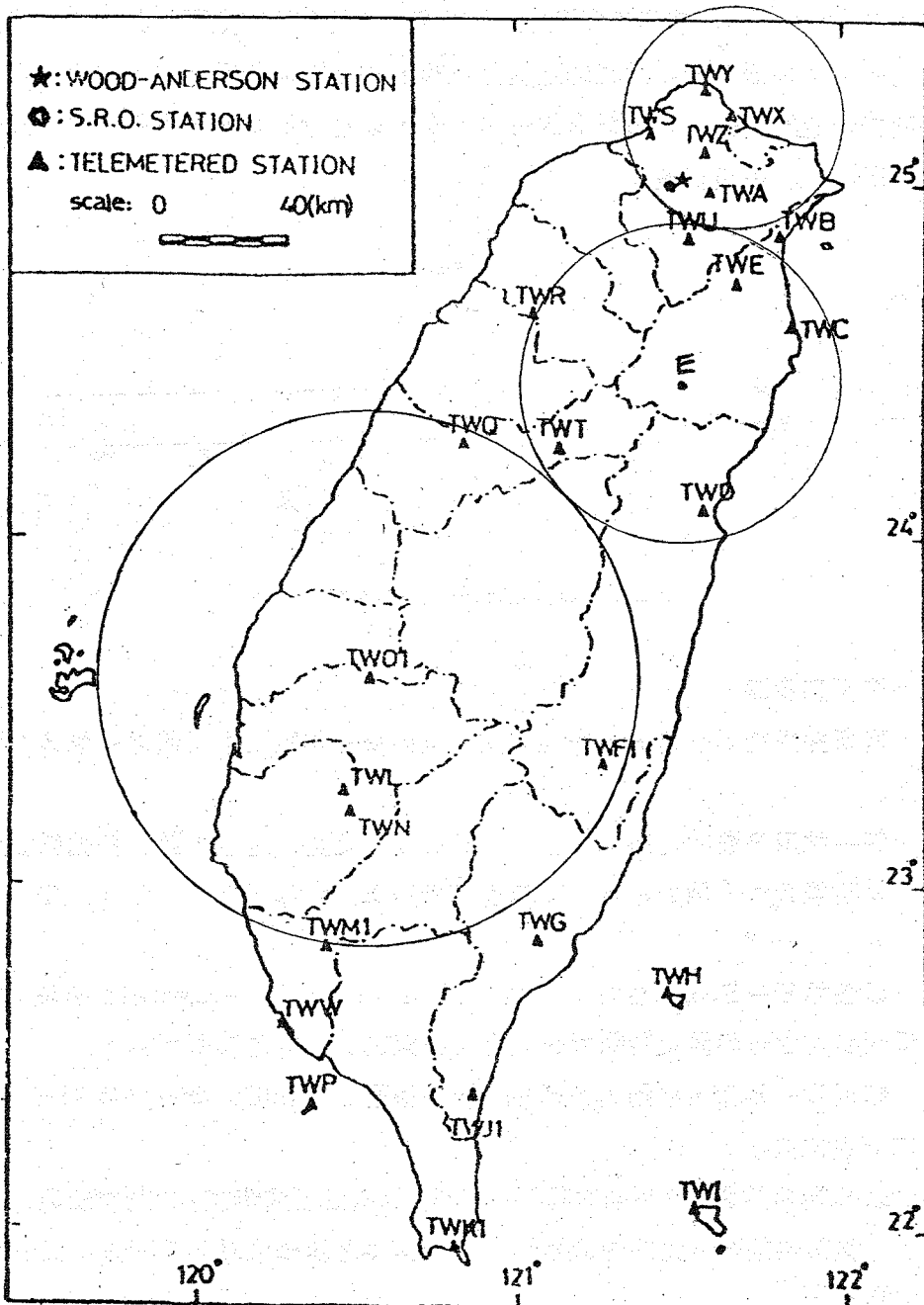
表一 1983年5月10日之一次規模5.7級地震

(全省測震網計算：發震時間0時15分3.8秒)

震央北緯24-27.49，東經121-30.44，震源深度1.2公里

地震測站	距 離	方 位 角	入 射 角	PRMK	時	分	秒(P波)	秒(S波)
TWE	33.3	27	92	IPCO	0	15	9.50	14.00
TWC	36.5	64	92	IPCO	0	15	10.10	15.50
TWT	40.6	236	92	IPCO	0	15	10.20	16.00
TWD	42.8	168	92	IPD1	0	15	11.60	17.00
TWU	46.5	3	92	IPC1	0	15	11.40	
TWR	47.9	255	91	IPCO	0	15	11.90	
TWB	54.9	34	91	IPC1	0	15	12.60	
TWA	56.4	3	91	IPCO	0	15	14.00	
TWV	70.8	2	91	IPC4	0	15	15.00	25.50
TWZ	71.1	6	91	IPCO	0	15	16.20	
TWSI	71.8	353	91	IPD1	0	15	17.00	
TWX	83.5	11	91	IPC1	0	15	18.10	
TWY	91.1	6	91	IPC1	0	15	20.00	
TWFI	127.3	190	60	IPC1	0	15	25.10	41.50
TWOI	136.2	223	60	IPC1	0	15	27.00	
TWL	167.9	218	60	IPC4	0	15	32.40	
TWG	186.7	194	60	EP+2	0	15	34.50	
TWH	197.8	181	48	EP 3	0	15	35.50	
TWMI	212.2	211	48	EP 4	0	15	39.50	
TWJI	239.9	195	48	EP 5	0	15	41.00	
TWW	243.6	210	48	EP 4	0	15	45.00	
TWP	251.5	207	48	EP 4	0	15	50.00	
TWI	261.6	180	48	EP 4	0	15	46.00	
TWKI	287.6	194	48	EP-4	0	15	49.00	

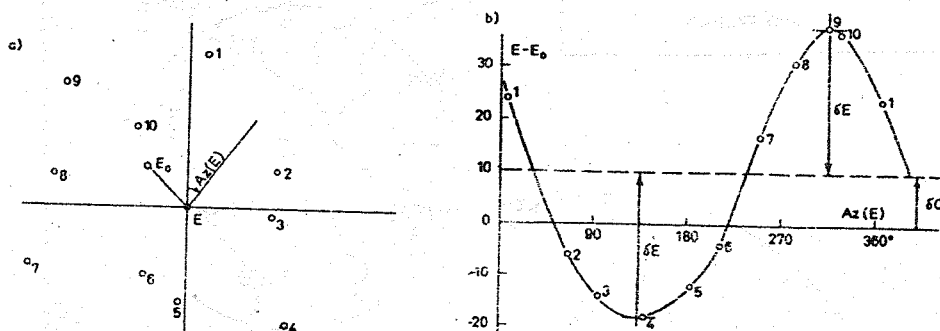
(本資料由中央研究院地球科學研究所提供)



圖三：利用（TWX，TWR，TW0三站之）P波初達波定位實例。（E點為所求得震央）

上述求震源參數的方法比較簡略，更精確的方法須用電腦，將各站P波或S波走時之殘餘值（Residues 假設值與真實值之差），作統計上的分析和處理，其方法略述於下：

(一) 先將該次地震有地震記錄的地震測站繪於圖上（如圖四），並假設一震央位置及發震時間作為它的初值（初值以有經驗者判斷，以越近真實值，電腦計算收斂的越快，可用前述所提方法假設初值）。



圖四：由震波走時殘餘值定位之原理

(二) 再按下列步驟

(a) 對所採用地震記錄的這些地震站，量出每一站與震央初值之距離 E （注意圖中比例尺）。

(b) 每一站用P波所走時間，並以相當於我們此處之地層，計算各站與震央距離，稱之為計算距離 E_0 。（例如地層P波速度 V_p 時， $E_0 = V_p (T_p - T_0)$ ， T_0 為發震時間初值）。

(c) 以各站 $E - E_0$ 值對各站方位角 $Az(E)$ 作圖，得一Cycloid 曲線，其振幅之變化，係因震央位置與發震時間所假設之初值與真實值有差異所引起。

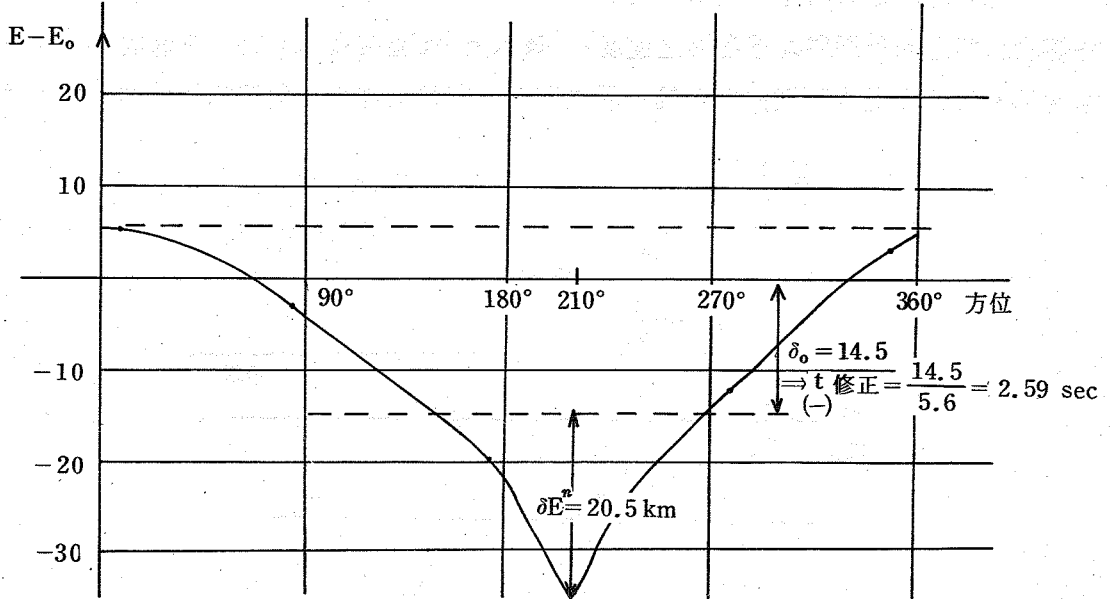
(d) 修正 $E - E_0$ 值，移動 S_0 為零線，震中移至 E_0 。（如圖，沿方位角 315° 移動 SE ，即得新的震央位置）。

(e) 以 E_0 為新的震央，用新的發震時間初值，重覆上述步驟，此時殘餘值之振動幅度減少很多。當其誤差至所允許的範圍內，此即震央之精確位置。（圖五：以P波走時殘餘值定位實例）

震央第一次修正

由原震央 (121 - 32.31 , 24 - 34.28) 向 210° 之方位移動 20.5 km 到新震央 (121 - 26.54 , 24 - 25.71)

由原發震時間 (015 , 05.00) 減 2.59 sec 為新發震時間 (015 , 02.39)

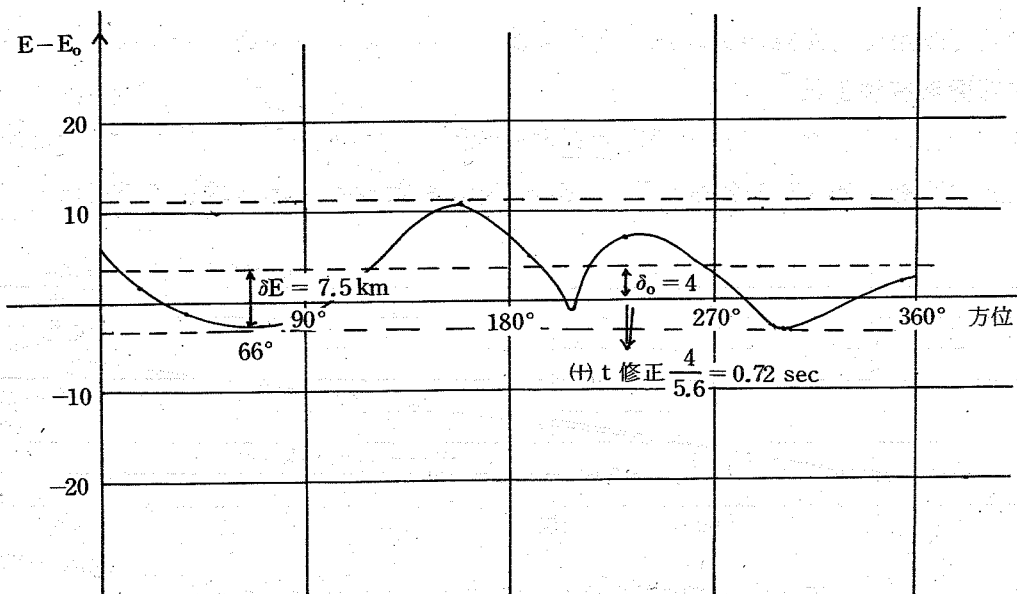


圖五：以殘餘值定位實例 (1983.5.10.)

震央第二次修正

由第一次修正震央 (121 - 26.54 , 24 - 25.71) 向 66° 之方位移動 7.5 km 到新震央 (121 - 30.46 , 24 - 26.78)

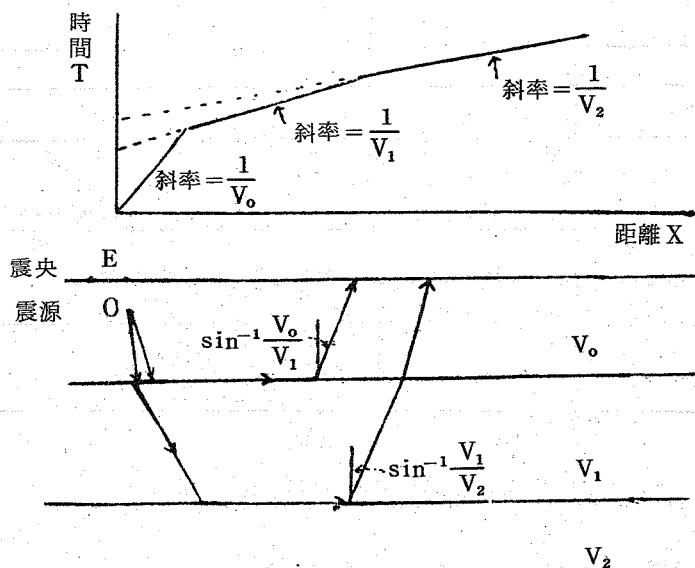
由第一次修正之發震時間 (015 , 02.39) 加 0.72 sec 為新發震時間 (015 , 03.11)



圖五 (續)

二、決定地殼構造的方法

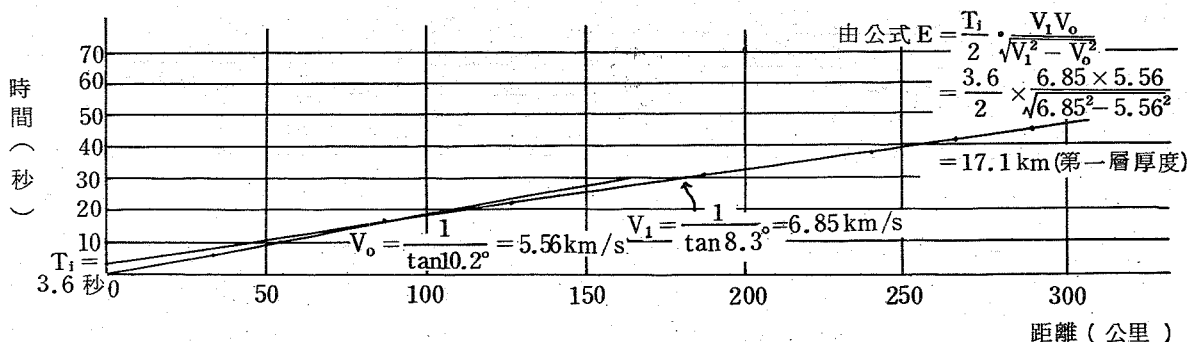
由地震波的走時曲線（或稱時間距離曲線），可得如圖六線段，由折射波理論得知各線段斜率之倒數即為地層各層之速度，如圖六第一層速度為 V_0 ，第二層速度 V_1 ，第三層速度 V_2 ，其中 V_0 是由直達波經由第一層之速度，其餘均經由折射波途徑（如圖）。故由



圖六：震波傳播途徑（下）及走時曲線（上）

理論我們可以用走時曲線作出地殼構造（厚度、速度、地層之傾斜），故地震波為探求地球內部構造有利工具。

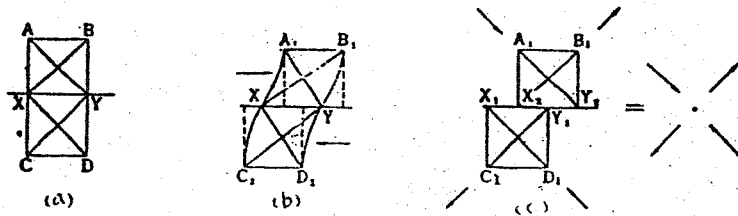
圖七仍為用前述地震資料，所得台灣本島地殼構造。其中 $V_0 = 5.56 \text{ km/s}$ 為地殼上部花崗岩質層，厚 17.1 公里， $V_1 = 6.85 \text{ km/s}$ 為地殼下部玄武岩質層速度。



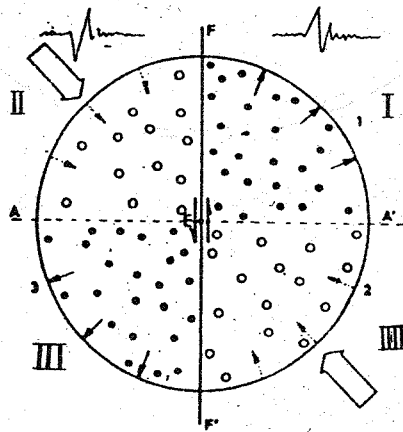
圖七：由走時曲線作地殼構造實例（1983.5.10.地震資料）

三、地震斷層面解

由地震波的性質我們可求出地震斷層面形式及應力之方向，稱為地震斷層面解，按1906年瑞德（H. F Reid）所提出彈性反彈說（Elastic rebound），當岩體受應力而產生形變，應力繼續作用，岩體終至承受不住，即根據應力性質而在某一方向產生斷裂並反彈。我們根據產生的地震波在四個象限傳播出去為疏波或密波，即可以此求出地震斷層面形式。如圖即為岩體受到剪應力而產生斷層過程。在斷裂瞬間，極大能量藉震波方式傳播出去， XB_1 ， YC_1 急應遽縮短，故向 X_2B_1 ， Y_1C_1 箭頭方向送出密波，反之 A_1Y 與 D_1X 急遽伸長故向 Y_2A_1 ， X_1D_1 方向送出疏波（如圖八所示），結果在斷層附近的四個象限傳播出疏波或密波到達測站會產生不同情形。密波之初動為先往上動，（如圖九之一、三象限所示），疏波之初動為先往下動（如圖之二、四象限所示）上動下動分別以



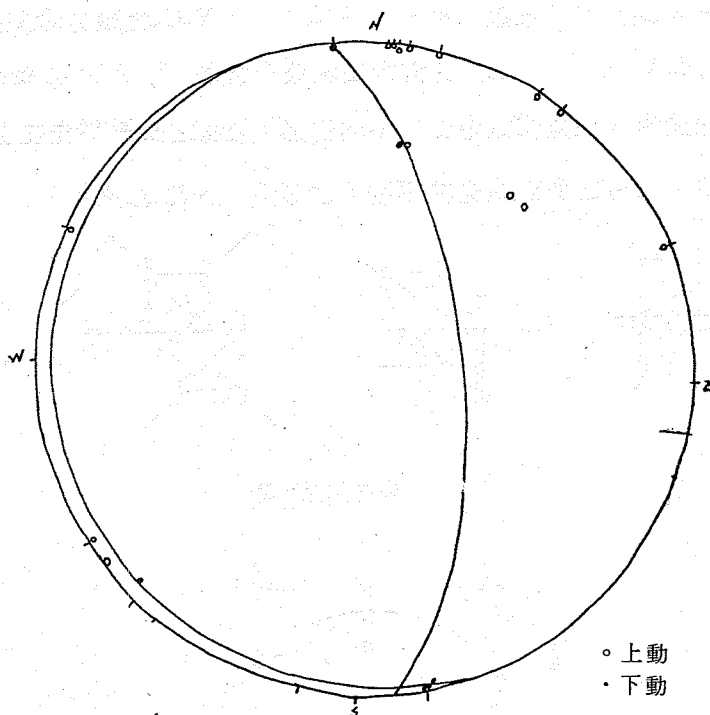
圖八：彈性反彈理論



圖九：地震斷層面解：I III象限 為密波地震波初動為上動。II IV象限 為疏波、地震波初動為下動。
FF' 為斷層面 AA' 為輔助面。

黑白點表示，換言之，每一黑點或白點代表一測站記錄為上動或下動，因此要有記錄的測站越多，涵蓋的角度越全，則易求出地震斷層面形式（如正斷層、逆斷層或平移斷層等等）。但上述方法不能判別何者為真斷層面，（圖九， FF' ），何者為輔助平面（與真斷層面垂直之面）（圖九， AA' ），其判別須由區域地質資料（如地面斷層）或其他資料（求餘震分布）輔助之。

圖十為地震斷層面解實例。（1983年5月10日0時15分3.77秒地震及其“餘震”資料作）



圖十：地震斷層面解實例（1983.5.10.地震）

四、結 論

上述我們簡單介紹了地震定位及求地殼構造及地震斷層面解的方法，此三者都是地震研究非常基本的工作，但三者對板塊構造學說（Plate tectonics）暨較新的地質學觀念之發展有莫大貢獻。例如由地震定位可得地震之分布，非常規律的分布於幾個地震

帶上，這種分布有其特殊的意義。1954年班尼奧夫（Benioff）由地震定位推論班尼奧夫帶的存在（0～700公里），即為現所熟知的隱沒帶，為海洋板塊隱沒於大陸板塊下，或海洋板塊隱沒於海洋板塊下的位置，地震、火山之活動都與此有關。例如蘇澳東北海域，從北緯24°起菲律賓海板塊即於此處隱沒於歐亞大陸板塊之下，因此台灣的地震多發生於此處。此外由震波速度分析如前述使我們求出較精細的地殼構造，例如台灣本島地殼模式為約在17公里處左右角有一花崗岩質層與玄武岩質層交界面（稱康拉不連續面Conrod discontinuity），在35公里左右有地殼與地函之交界面（即莫荷不連續面Moho discontinuity）。而地震斷層面解，更對板塊怎樣運動及所受應力的形式提出不可或缺的證據，例如賽克斯（Sykes）1967年由洋脊與洋脊間轉形斷層大多為平移斷層形式，提供了水平方向作用的震源力學證據，證實了威爾森（Wilson）早幾年提出板塊繞極轉動理論的正確性；又如台灣的台東縱谷處地震頻繁，地震學者即根據其斷層面解均為逆衝斷層之證據，推論為菲律賓板塊西北方向運動而碰撞台灣本島，海岸山脈以每年數公分的速度向中央山脈靠近，台東縱谷在幾十萬年後閉合，是我們可以預期的。這些都是地震學研究所得到的重要的結論。

古中國科學管窺——鐵器

古中國鐵器之出現，於殷末時代青銅器中偶一得之。

左傳昭公二九年——前五一年「冬晉趙鞅荀寅帥師城汝墳，遂賦晉國一鼓鐵以鑄刑鼎……。」始有鐵的記載。

歐洲之由鑄鐵進而銑鐵在十四世紀。中國戰國時代出土古物，學者以顯微鏡檢查，斷屬鑄造而成器，如準西方鐵器的進化歷程而言——由鍛鐵而鑄鐵。則前引左傳魯昭公廿九年，早已歷經鍛鐵的時代而過之。但相傳中國之鍛鐵時代在西周時期，不過有乏實據，尚難置評。

鍛鐵的製造過程需要熱處理為必然的手段，在熱處理過程中鋼鐵的形成亦為必然發生的現象。戰國時代的製鋼，僅知用鍊鐵反復加覆熱，需要相當時日及勞力，古語之「千錘百煉」即指繪此項工作之艱難。灌鋼製法，在中國發生的年代，可由「夏侯陽算經」內問答中求得間接證明。

考夏侯陽算經，雖作者不明誰何，但在時間上當在第三世紀至六世紀之間，將無大差。

編輯室