

臺灣地區Lg波的特性分析

辛 在 勤

中央氣象局地震中心副主任

摘 要

本研究利用發生在台灣地區的76個淺層地震，分析台灣地區的Lg波特性，提出疊加法技巧，同時分析Lg-Q和測站的相對場址效應，由Lg波頻譜隨距離的衰減求得Lg-Q在小於5 HZ與頻率關係式為：

$$Lg-Q(f) = (158 \pm 5) f^{0.6 \pm 0.13}$$

Lg-Q在大於2 HZ時與台灣地區所得之Coda-Q非常一致，可見Lg波，Coda波與剪力波具有相似的衰減機制，在低頻(< 2 HZ)之Lg波可能受傳遞路徑的影響較大。

由疊加法的分析同時求得各測站的相對場址效應，結果顯示在沉積層測站有非常明顯的放大效應，測站TTN與TAW的場址效應隨頻率增大而遞減，而火成岩之測站如LAY其場址效應則隨頻率增大而增大。

本研究並利用理論合成震波，探討Lg波之輻射型態效應，發現Lg波之輻射型態較體波之輻射型態更趨近於圓形，因此Lg波的特性探討中，可忽略震源機制在不同方向所造成的差異。

關鍵詞：Lg波特性分析

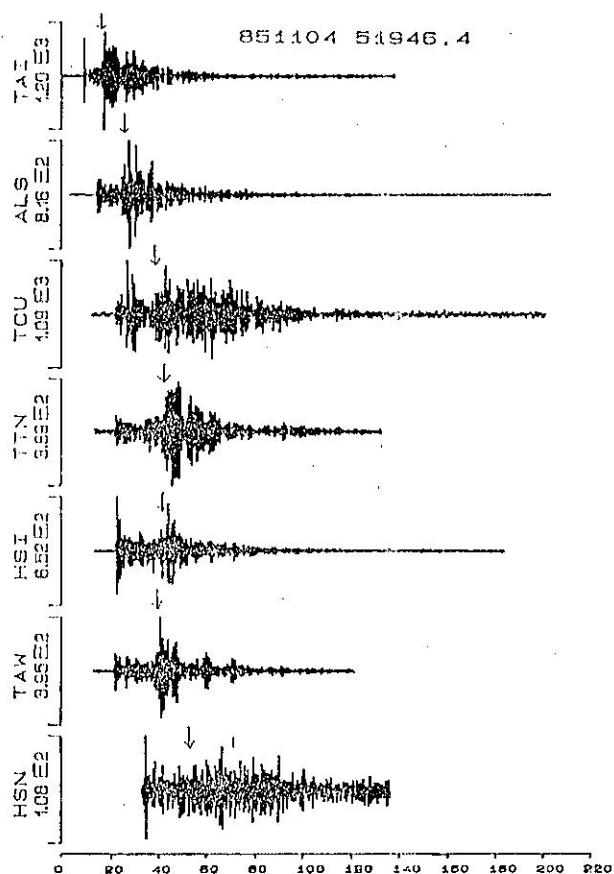
一、緒 言

地震波能量隨距離的衰減速率，是地震危害度分析的重要課題之一。Lg波是屬於區域性地震波之一，它主要來自介於震源和測站間之地殼部分的多重反射波。且於震央距離約2000 km以內，Lg波是振幅很大的波相。由於Lg波取樣空間的特性和明顯的波相，它非常適合於區域性震波衰減之研究。圖一是中央氣象局地震網短週期的地震記錄。Lg波為出現在Sn，Sg波之後一群振幅明顯的波群，在圖中以箭頭表示其到達之波相。

Press and Ewing (1952) 首先描述Lg波為：表面剪力波 (Surface shear waves)，初始週期為0.5 ~ 6.0 sec 它有清晰的波至 (onset)

，振幅大於同一記錄的其他波相，而且可以在大陸地殼上傳遞達6000 km。這些波的群速度為3.51 ± 0.07 km/sec，而當距離大於20° 將會產生逆頻散 (reverse dispersion)……。在這份報告及其後來的研究中 (Press, 1964) 指出：(1)Lg波在行經約100 km之海洋地殼路徑以後，將消失不見。(2)Lg波的粒子振動方向，包含了豐富的徑向與垂直向的分量。(3)所觀測到的Lg波可解釋為高階 (higher modes) 的洛夫波 (Love wave) 與雷利波 (Rayleigh wave) 所疊加而成。

Herrin and Richmond (1960) 使用波導 (wave guide) 分析來解釋Lg波的質點運動。他們的研究結果中指出：在剛開始，Lg波有很強的SV型運動 (包括徑向與垂直向運動) 與SH型運



圖一 Lg波地震記錄 (箭頭所示為Lg波之位置)
Figure 1. Examples of seismogram (arrows indicate 2g wave)

動(橫向運動),其後入射角度逐漸平緩,SV-P的轉型波出現,而且SV型運動比SH型運動衰減得快。這個結果與Oliver et al. (1955)所觀測到的結果一致,但與他們自己在Dallas觀測到的西南美與墨西哥的地震不合,這些地震的Lg波波群始終有很強的SV型運動型態。

地質構造的效應與板塊的邊界都會影響Lg波的傳遞,Ruzaikin et al. (1977)對於Lg波不能有效地在西藏台地上傳遞提出兩個解釋:(1)不連續的波導會影響Lg波的有效傳遞。(2)若地殼中衰減效應很大,亦影響Lg波傳遞的能力。這兩點也適用於大部分主要的板塊邊界。

地球內部的物質並不是完全彈性,因此,Lg波經由地球內部傳遞時,振幅會有衰減之現象。Nuttli (1973)以標準曲線比對法求美國東北部Lg波振幅之衰減係數 γ 值。他把距離與Lg波振

幅的理論值畫在全對數座標上,不同 γ 值計算出不同的曲線,如此可以得到一組標準曲線。將觀測的振幅與距離值點在相同的座標上與標準曲線比對,可以定出 γ 值的大小。Nuttli (1973)利用比對法定出美國東北部頻率1 Hz的 γ 值為0.07 deg⁻¹。此法曾被廣泛地使用在美地區Lg波之研究(Street, 1976; Nuttli and Dwyer, 1978; Bollinger, 1979)。

利用比對法定 γ 值,只有幾個不連續 γ 值的標準曲線可以使用,而且對 γ 值的決定也較為主觀。Dwyer et al. (1983)利用統計上數值回歸方法求得美國中部Q值與頻率之關係為: $Q(f) = Q(1 \text{ Hz}) f^{0.4 \pm 0.15}$ 。同樣的方法被運用於Lg波頻譜之研究(Hasegawa, 1985; Shin and Herrmann, 1987)。

近幾年來,有許多學者從理論探討Lg的特性(Bouchon, 1982; Campillo et al, 1984; Shin and Herrmann, 1987)這些研究使我們對Lg波的產生,其能量的幾何擴散(geometry spreading)和衰減等性質,有較明確的認識。Bouchon (1982)以合成地震波synthetic seismic wave)研究Lg波,並與法國中部之地震記錄比較,他認為Lg波是SV與SH波在地殼中重複反射所造成。這結果解釋了Lg波對地殼的側向不均勻(lateral heterogenities)具有敏感的反應。Bouchon (1982)亦發現,地表的沈積層使Lg波的波形變得複雜,並且加強徑向Lg波的振幅。Campillo et al. (1984),以相同的方法求得Lg波振幅的幾何擴散衰減形式為 $r^{-0.83}$,並且發現Lg波振幅的強度會因震源在地殼中的位置加深而變弱,當震源降到莫氏不連續面(Moho discontinuity)之下,Lg波振幅的強度變得很小與Bouchon (1982)的結論非常吻合,Lg波可解釋為被局限在地殼間重複反射的S波所造成。在其後的研究中,Campillo et al. (1985)求得法國中部Q值與頻率間的關係為 $Q = 290.f^{0.52}$ (f 為頻率),並且得到如下的結論:在層狀地殼模型中,(1)對於不同的震源深度與不同的入射角,Lg波主要取樣的地層不同。(2)Lg波之尾波(coda)對地殼底部的Q值層的存在非常敏感。

Shin and Herrmann (1987)利用疊加高階表面波的技巧模擬Lg波,並深入探討Lg波的幾何擴散效應。發現不僅寬頻帶Lg波隨距離的幾何

表一 地殼模式
Table 1. Earth model

層	深 度 (km)	P 波 (km/sec)	S 波 (km/sec)	密 度 (g/cm ³)
1	9	5.8	3.37	2.5
2	17	6.1	3.50	2.6
3	36	6.7	3.88	2.9
4		7.8	4.49	3.2

擴散以 $r^{-0.83}$ 形式表現，而且經濾波後的 Lg 波，如果頻帶不夠窄時，其幾何擴散效應與寬頻帶 Lg 波一樣。若針對某一特定頻率，頻譜因距離的增加而衰減之幾何擴散效應為 $r^{-0.5}$ 之形式。Shin and Herrmann (1987) 利用迴歸分析研究東加拿大地區 Lg 波的衰減，得到 Q 與頻率之關係為 $Q = 550.f^{0.65}$ ，利用此模擬方法，並能描述觀測振幅在各頻率隨震央距離的變化。地震波觀測振幅大小，除了受地震規模，幾何擴散效應和介質衰減時性影響外。測站之場址效應已漸成為學者專家研究的焦點。尤其當測站座落於不同的地質狀況時，忽略該效應將造成介質衰減特性探討上的誤差。Chun et al. (1987) 提出反雙站法，利用兩測站所記錄在大圓上方位相差 180° 的兩地震 Lg 波，分離出場址效應，並探討其與背景雜訊之相關性。但此方法並不適用於台灣地區，因：(1)符合該條件的地震不多，(2)縱然條件符合，較接近地震之測站所記錄的 Lg 波與 S 波混合在一起而無法分離，本研究為同時探討 Lg 波在台灣地區的衰減特性和在不同場址的效應，鑑於上述方法之不適用將場址效應直接加在 Lg 波的頻譜方程式內，利用多重迴歸方法，重複計算，並引入適當的束縛條件探討相對性的場址效應。

震源輻射型態 (radiation pattern) 是研究體波和表面波在不同方位造成振幅差異的主要因素之一，但是 Lg 波是屬於高階表面波的疊加波，大部分的研究皆忽視此輻射型態所造成的影響，本研究將以理論模擬，其輻射型態並與體波 (P, SV, 和 SH) 的輻射型態作比較。

二、Lg波輻射型態探討

Lg 波是高階表面波的組合 (Oliver and Dw-
ing, 1957 ; Knopoff et al., 1973 ; Herr-

mann and Kijllo, 1983)，所以 Lg 波的理論模擬可用高階表面波的疊加來合成，本研究利用 Herrmann (1978) 發展的模式 (Wang, 1981, 作了部份修正) 模擬 Lg 波，在模擬過程中共使用 400 個高階表面波，並採用 Yeh 和 Tsai (1981) 之台灣中部地殼模式 (見表一)，震源之時間函數為脈衝型態，以涵蓋可能之高頻波，取樣率為每秒 25 點，震源深度為 20 公里，震矩為 10^{-24} dyne-Cm。

震央距離固定為 300 公里，方位從 0° 至 60° 每隔 15° 有一接收點，為了探討 Lg 波輻射型態。震源機制之組合為：

(一)走向角度 (ϕ) 為 60° (因走向與接收點之方向相輔作用，改變了方位角，走向角度則無須改變)。

(二)滑動角度 (λ) 為 90° 至 - 60° 每次改變 30° (滑動角度具反對稱特性，因只探討振幅大小，故與相位無關。

(三)傾角 (δ) 從 0° 至 90°，每次改變 15°。

以上述之組合分別模擬垂直，徑向，和切向之 Lg 波，找出最大振幅，以特定的走向角度和滑動角度求出改變傾角的平均值，此輻射型態並與 P, SV 和 SH 的輻射型態比較，可見圖二。

其中圖二(a) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 0^\circ$

(b) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = -30^\circ$

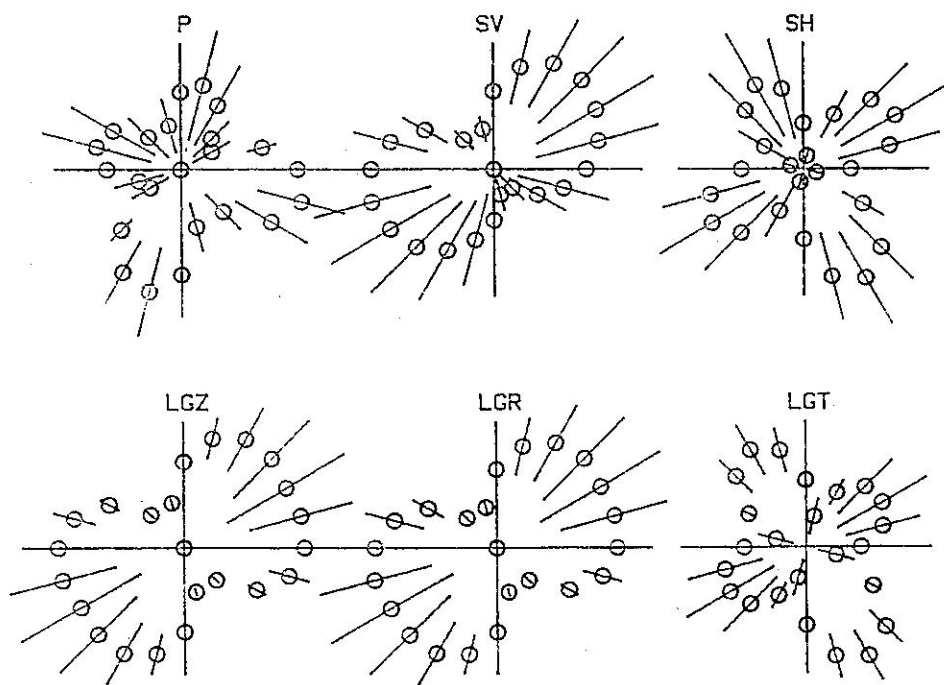
(c) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 30^\circ$

(d) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = -60^\circ$

(e) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 60^\circ$

(f) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 90^\circ$

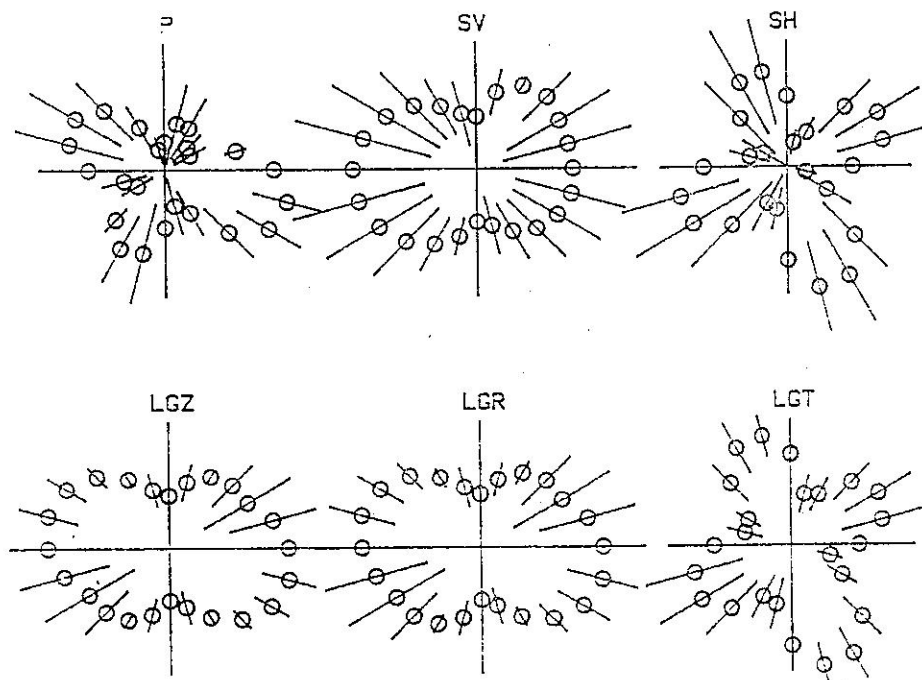
綜合觀之，Lg 波的輻射型態較體波趨向圓形分佈，尤其是體波之節面 (Nodal Plane) 在 Lg 波上並不明顯，改變傾角所造成的振幅偏差遠較體波為小。當 $\lambda = 0^\circ$ 和 $\lambda = 90^\circ$ 時 Lg 波仍舊有節面



圖二 輻射型態比較

(a) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 0^\circ$

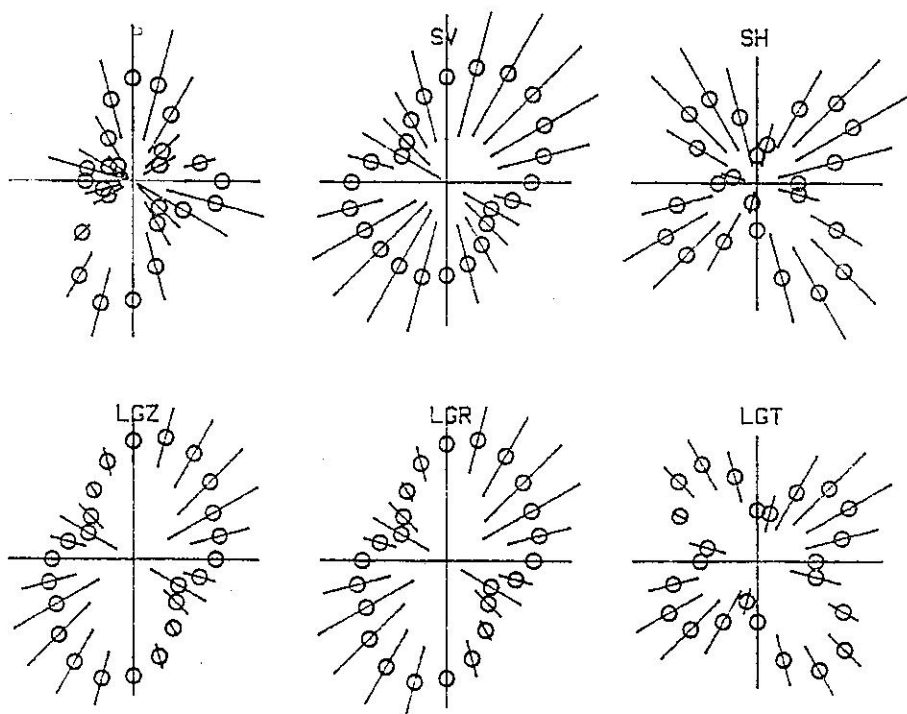
Figure 2. Comparison of radiation pattern (a) $\Phi=60^\circ$, $\lambda=0^\circ$



圖二 (續)

(b) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = -30^\circ$

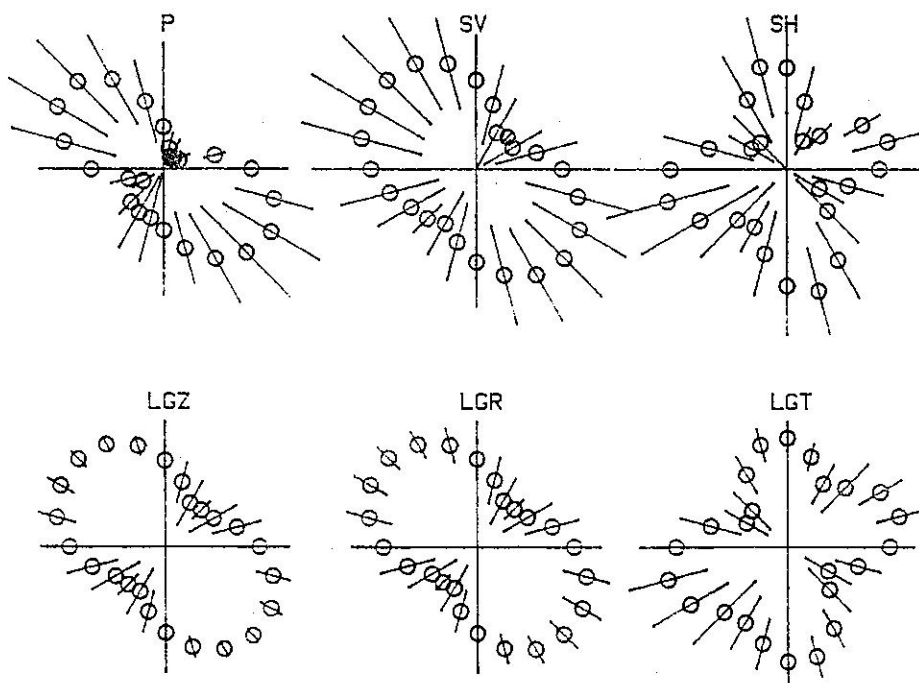
Figure 2. (cont.) (b) $\Phi = 60^\circ$, $\lambda = -30^\circ$



圖二 (續)

(c) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 30^\circ$

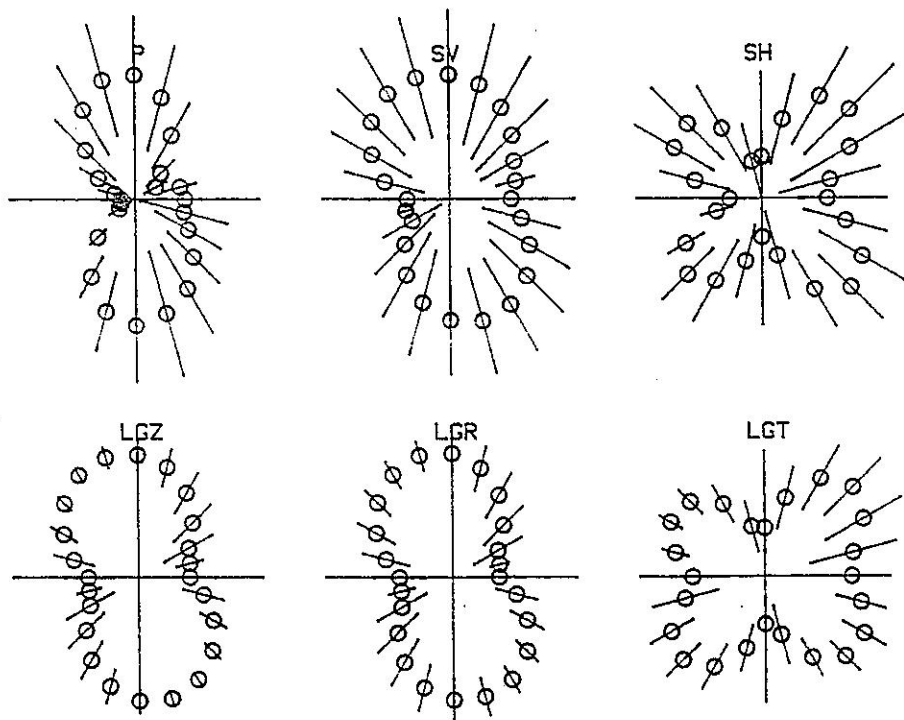
Figure 2. (cont.) (c) $\Phi = 60^\circ$, $\lambda = 30^\circ$



圖二 (續)

(d) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = -60^\circ$

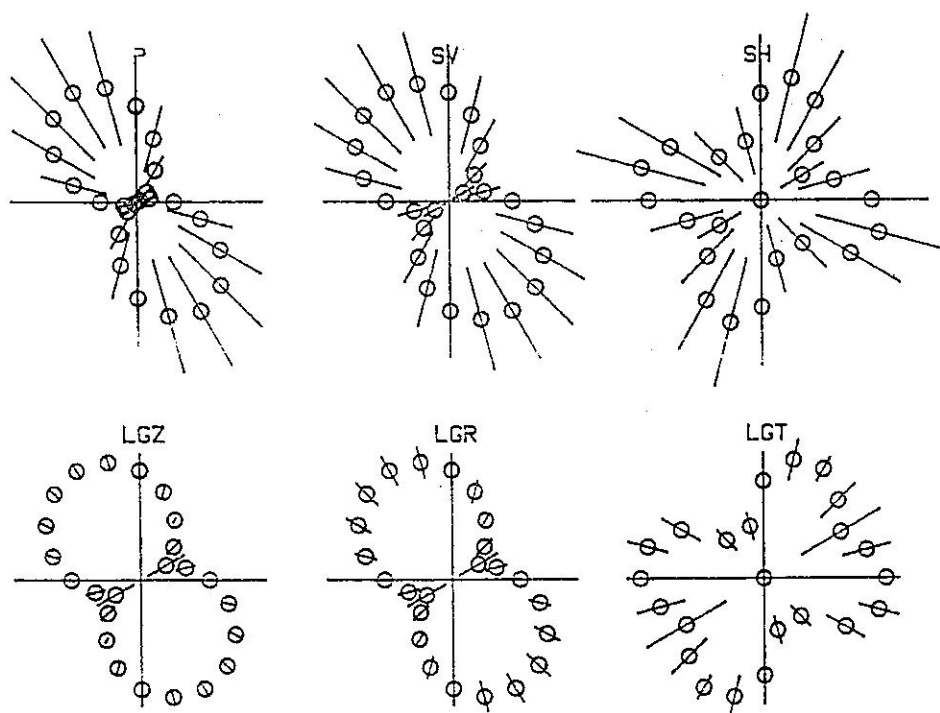
Figure 2. (cont.) (d) $\Phi = 60^\circ$, $\lambda = -60^\circ$



圖二 (續)

(e) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 60^\circ$

Figure 2. (cont.) (e) $\Phi = 60^\circ$, $\lambda = 60^\circ$



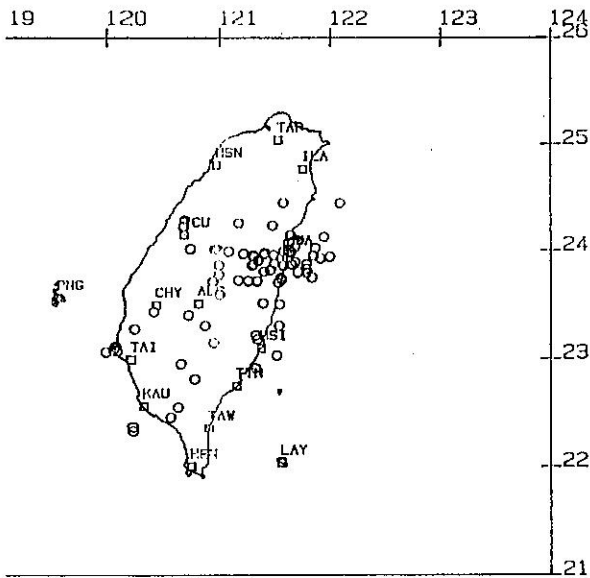
圖二 (續)

(f) $\phi = 60^\circ$, $\lambda = 90^\circ$

Figure 2. (cont.) (f) $\Phi = 60^\circ$, $\lambda = 90^\circ$

表二 地震測站資料
Table 2. Informations of seismic station

Station	Lat (N)	Lon (E)	Altitude (m)	Gain (db)
TAP	25.03	121.52	8.0	32
HSN	24.80	120.97	32.8	26
TCU	24.15	120.68	83.8	50
CHY	23.50	120.42	26.8	26
ALS	23.51	120.80	2406.1	38
TAI	23.00	120.22	12.7	26
PNG	23.53	119.55	9.4	26
KAU	22.62	120.27	2.4	26
HEN	22.00	120.75	22.3	32
ILA	24.77	121.45	7.4	32
HWA	23.97	121.62	17.6	26
HSI	23.10	121.37	36.5	44
TTN	22.75	121.15	8.9	26
TAW	22.35	120.90	7.6	30
LAY	22.04	121.55	10.7	30



圖三 地震與測站位置圖

Figure 3. Locations of stations (square) and earthquakes (circle)

的現象尤其是傾角是 0° 和 90° 亦即當測站所在方位恰與一走向垂直斷層的走向角度相同時，會有極小之觀測值。另一重要結果是 Lg 波在橫向分量，其輻射型態完全由 SH 波轉換而來。從上述之結果，可知 Lg 波受輻射型態的影響遠較體波為小，在探求 Lg 波衰減特性，忽略此因素並不會造成太大的誤差。

三、資料選取

本研究使用中央氣象局數位化地震儀所記錄之地震圖。中央氣象局數位化地震儀為垂直方向的短週期記錄。其感應器 (seismometer) S-13 為電磁式感應器，自然頻率在 0.9 Hz 至 1.1 Hz 之間，可由使用者自行調整。感應器所接收到的地震訊號，將傳送到微記錄器 MCR- 600 。 MCR- 600 具有高通濾波 (high pass filter)、低通濾波 (low pass filter) 與反映頻濾波 (anti-aliasing filter) 的功能，其截切頻率分別設在 0.2 Hz，5.0 Hz 與 4.3 Hz 。 MCR- 600 取樣的速率為每秒 25 點。

本文研究使用的地震發生在 1985 至 1987 年期間，地震的選擇，是以地震震央位於台灣陸上或離

表三 場址效應在疊加法中之收斂
Table 3. Convergence of site effects in iteration method

站 碼	疊 加 次 數										相 場 效	對 址 應
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
TAP	1.0	1.014	1.006	1.013	1.005	1.001	1.000	1.000	1.000	1.000	1.042	
HSN	1.0	1.986	1.028	0.998	1.001	1.002	1.001	1.001	1.000	1.000	2.054	
TCU	1.0	0.549	0.896	0.973	0.996	1.001	1.001	1.001	1.000	1.000	0.479	
CHY	1.0	2.327	1.139	1.033	1.013	1.006	1.003	1.001	1.000	1.000	2.808	
AL S	1.0	0.655	0.958	1.006	1.009	1.007	1.004	1.002	1.001	1.000	0.648	
TAI	1.0	1.056	1.117	1.046	1.018	1.007	1.003	1.001	1.000	1.000	1.274	
PNG	1.0	1.120	0.918	0.937	0.965	0.982	0.990	0.995	0.997	0.998	0.898	
KAU	1.0	2.016	1.372	1.131	1.047	1.018	1.007	1.003	1.001	1.000	3.380	
HEN	1.0	1.447	0.899	0.939	0.968	0.983	0.991	0.995	0.997	0.998	1.143	
I L A	1.0	0.795	1.121	1.040	1.013	1.005	1.002	1.000	1.000	1.000	0.948	
HWA	1.0	1.203	1.077	1.053	1.031	1.017	1.009	1.005	1.002	1.001	1.461	
HSI	1.0	0.604	0.921	0.989	1.002	1.004	1.002	1.001	1.001	1.000	0.557	
TTN	1.0	1.051	1.030	1.015	1.006	1.002	1.001	1.000	1.000	1.000	1.112	
TAW	1.0	0.526	0.785	0.906	0.958	0.980	0.990	0.995	0.997	0.998	0.346	
LAY	1.0	0.539	0.864	0.938	0.965	0.981	0.989	0.994	0.997	0.998	0.406	
Lg-Q △Q	132 15	169 16	193 19	207 22	215 24	219 25	221 25	222 25	223 26	223 26	223 26	

海岸十公里內而記錄品質良好者 (S / N 比值大於 2) 為原則，若是記錄中有電訊雜波 (spike) 干擾，或是地震太大，超過儀器動態範圍 (dynamic range) 者，均予以捨棄。

為了使資料的選取符合統計上的意義，每個選用的地震，至少有四個以上可用的記錄，而每個使用的測震站，亦接收到四個以上的地震記錄。在這些要求下，共選得76個地震與15個測震站 (這15個測震站的資料見表二)。圖三為這些地震與測震站的位置。圖中小方塊為所使用的測震站，地震則以圖圈表示。

四、Lg波的衰減與場址效應

Lg 波可以說是許多高階表面波所疊加而成的

。它直接傳播於震源和接收站之間的地殼，所以 Lg 波的衰減特性是代表地殼內介質使震波衰減的綜合效應。

4.1 理論基礎

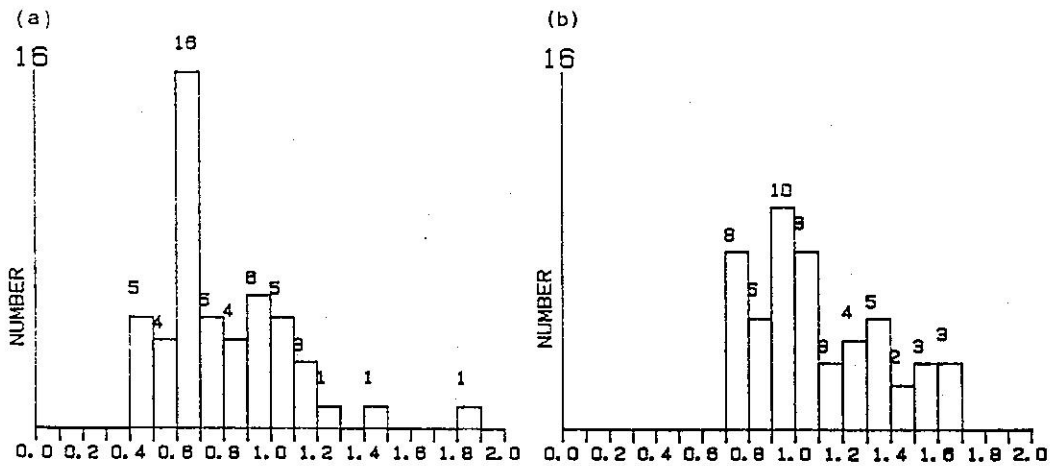
Ewing et al. (1957) 假設：一個點震源位於球狀的地球模型內時，所產生會頻散 (dispersed) 的表面波，其振幅在各個不同距離時可表示如下：

$$A = A_0 (R_0 \sin \Delta)^{-\frac{1}{2}} r^{-\frac{1}{3}} \exp (- \gamma r)$$

艾里相位 (airy phase)

$$= A_0 (R_0 \sin \Delta)^{-\frac{1}{2}} r^{-\frac{1}{2}} \exp (- \gamma r)$$

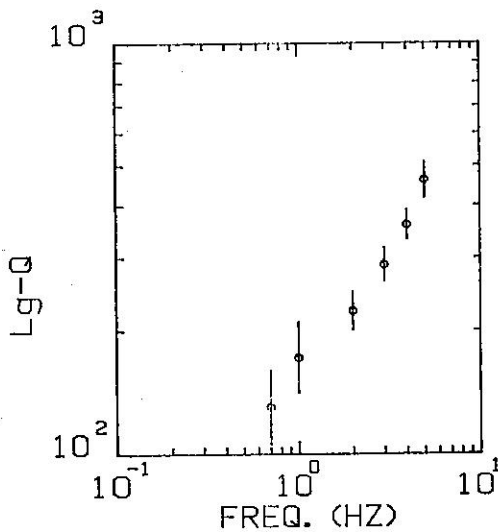
(4.1)



圖四 以 ALS 測站為例，疊加法之收斂統計。

(a)第一次疊加(b)最後一次疊加

Figure 4. Lg-Q of Taiwan area



圖五 台灣地區 Lg-Q

Figure 5. Example of residual distribution before (a) and after (b) iterations at ALS station.

非艾里相位

上式中 A 為在震央距離 r (km) 處的振幅。 $(R_0 \sin \Delta)^{-\frac{1}{2}}$ 項代表地震波因幾何擴散作用所引起振幅的衰減，其中 R_0 為地球半徑， Δ 為以角度為單位之震央距離。 $r^{-\frac{1}{2}}$ 與 $r^{-\frac{1}{3}}$ 表示震波的頻散作用，如果是艾里相位的表面波，頻散項以

$r^{-\frac{1}{3}}$ 表示，其他非艾里相位的表面波則為 $r^{-\frac{1}{2}}$ 。 A_0 為震源項， $\exp(-\gamma r)$ 項為非彈性衰減效應 (anelastic attenuation effect)， γ 為衰減係數。在 (4.1) 式中， A ， A_0 均與頻率相關。

衰減係數 γ 與 "Quality factor" - Q 值之間有如下之關係：

$$\gamma = \frac{\pi f}{QV} \quad (4.2)$$

其中 f 為頻率， V 為地震波速度，在本文討論中係指 Lg 波之群速度 (group velocity)。台灣地區 Lg 波之平均群速度約為 3.2 km/sec (Wang and Su, 1986)。假設 Lg 波是所有高模數的艾里相位表面波重疊而形成的 (Nuttli, 1973)，則 Lg 波的振幅公式可以 (4.1) 表示。再者，當震央距離 Δ 小於 25° 時 $R_0 \sin \Delta \approx r$ ，則公式 (4.1) 可化簡為：

$$A = A_0 r^{-\frac{5}{6}} \exp(-\gamma r) \quad (4.3)$$

當 Lg 波轉換至頻率域時，對某一特定的頻率，只考慮 Lg 波頻譜 (spectrum) 隨頻率改變的變化量，故不用考慮頻散效應，則 Lg 波的頻譜可表示為：

$$F = F_0 r^{-\frac{1}{2}} \exp(-\gamma r) \quad (4.4)$$

若考慮場址效應時，Lg 波的頻譜為

表四 各測站之相對場址效應
Table 4. Relative site effects

站 碼	中 心 頻 率					
	0.7	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0
TAP	0.840	0.798	1.042	1.377	1.347	1.099
HSN	2.208	2.337	2.054	1.746	1.606	1.399
TCU	0.693	0.571	0.479	0.414	0.397	0.435
CHY	2.445	2.352	2.808	2.851	2.570	2.496
ALS	0.605	0.610	0.648	0.865	0.894	0.759
TAI	0.783	0.672	1.274	2.386	3.017	3.075
PNG	0.675	0.672	0.898	0.771	0.638	0.576
KAU	2.951	2.352	3.380	3.811	4.060	4.219
HEN	1.047	0.962	1.143	0.859	0.699	0.656
ILA	1.537	1.232	0.948	0.988	1.216	1.383
HWA	1.538	1.794	1.461	1.523	1.835	2.273
HSI	0.558	0.562	0.557	0.566	0.547	0.540
TTN	1.776	2.675	1.112	0.608	0.520	0.530
TAW	0.749	0.710	0.346	0.265	0.260	0.294
LAY	0.183	0.250	0.406	0.491	0.561	0.609

$$F = F_0 r^{-\frac{1}{2}} \exp(-\gamma r) R \quad (4.5)$$

式中 F 為 Lg 波頻譜之振幅，將公式 (4.5) 兩邊取對數，則該式可化簡為一線性方程式如下：

$$Y = a - br + c \quad (4.6)$$

$$a = \log F_0$$

$$b = 0.4343 \gamma$$

$$c = \log R$$

若我們同時處理一個以上的地震，而且每一地震，有許多不同距離的測站記錄時，則 (4.6) 式可寫成：

$$Y_{ij} = a_i - br_{ij} + c_j \quad (4.7)$$

其中 i 指第 i 個地震， j 為第 j 個測站。

4.2 資料分析

公式 (4.7) 是一個線性方程式，但 a 和 c 同為常數，但卻是兩個不相關的物理量，而其數質的

大小差異較大，因此如果將所有資料代入，以多重迴歸方式分析， a 和 c 將會互相牽制，連帶的影響了 b 值，使所有解不代表適當的物理意義，但如以束縛條件加在參數 c 上，因不是所有地震在所有測站皆有觀測值，因此產生非偶合性 (NON-COUPLE) 問題，使其解造成誤差，此誤差可能在 b 值上尋求協調 (Compensated)，而不準確，因此本研究提出兩段式疊加法，求取 a ， b ，和 c 。

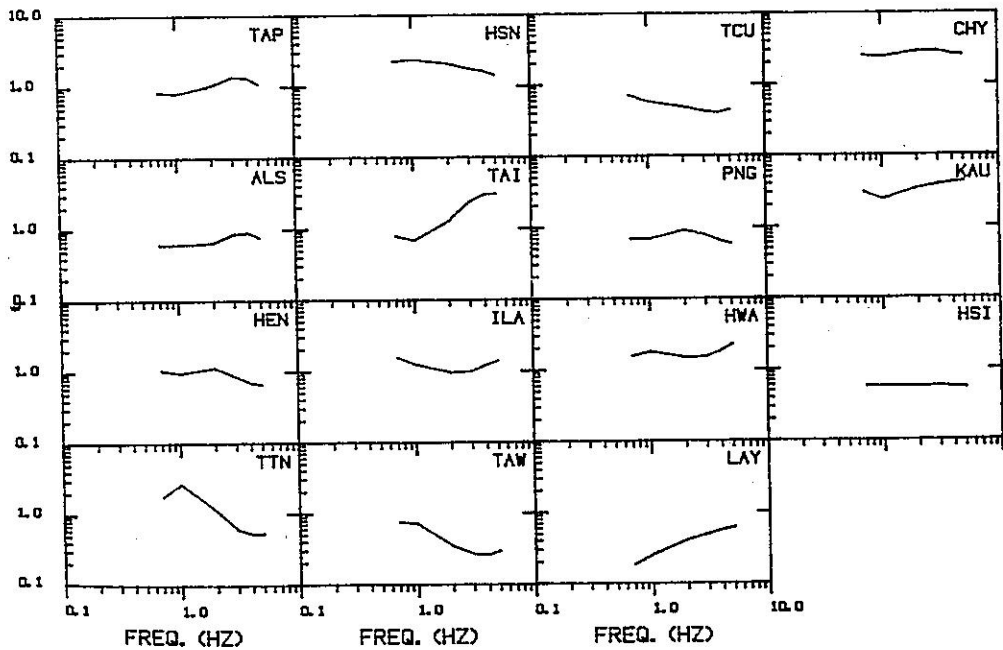
重新安排公式 (4.7) 為

$$\frac{Y_{ij}}{C_j} = a_i - br_{ij} \quad (4.8)$$

令 $\frac{Y_{ij}}{C_j} = T_{ij}$ ，則

$$\frac{T_{ij}}{a_i - br_{ij}} = E_{ij} \quad (4.9)$$

理論上如果求得之 a ， b ，和 c 為正確則 $E_{ij} = 1$



圖六 各測站之相對場址效應

Figure 6. Relative site effects

，但在逆推過程中產生的誤差，此條件往往無法達到，因此針對某一特定之測站 j ，應可滿足

$$\frac{\sum_{i=1}^N E_{ij}}{N} = 1 \quad (4.10)$$

N 為測站 j 之所有觀測數目。

在處理過程中，首先讓所有的 c 為 1，求出 a 和 b 值，代入公式 (4.9)，求出 E_{ij} 以後令

$$C_j = \frac{\sum_{i=1}^N E_{ij}}{N} \quad (4.11)$$

並加上一束縛條件

$$\sum_{j=1}^M C_j = 0$$

$$\text{亦即 } \prod_{j=1}^M R_j = 1 \quad (4.12)$$

M 為測站總數。

有了新 C_j 以後，再將所有資料代入公式 (4.8)，依上述方法重複計算，一直到滿足公式 (4.10) 為止，最後的震源項為 10^a ，場址效應為 10^c ， $Lg-Q$ 可依公式 (4.6) 算得。

4.3 結果

本研究選用 76 個分佈在台灣地區的地震，由於

台灣地區面積不大，分區的 $Lg-Q$ 探討，其解析度不高，因此本研究求得 $Lg-Q$ 是台灣地區的平均值，至於各測站的場址效應，根據公式 (4.12) 是屬於相對性的。

首先以 2 Hz 的 Lg 頻譜為例，說明本研究提出疊加法的收斂性（見表四）。當疊加次數達 6 至 7 次時，各測站的場址效應已滿足公式 (4.12)，而 $Lg-Q$ 亦已收斂而不再改變。表三之 ΔQ 是 95% 的可信區間 (Confidence interval)。圖四是以阿里山 (ALS) 測站為例，第一次疊加後 (a) 和最後一次疊加後 (b) 的 E_{ij} 次數統計比較圖，非常明顯地，在最後一次疊加後， T_{ij} 的分佈是以約 1.0 為中心的常態分佈，可證明疊加法中場址效應的收斂性。

$Lg-Q$ 和場址效應的分析，以 Lg 頻譜中心頻為 0.7, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0 Hz 分別處理，至於頻率 5.0 Hz 以上的 Lg 頻譜因受儀器反應曲線影響，遭背景雜訊污染，而無法分析，根據本研究 $Lg-Q$ 與頻率之相關係以 $Q = Q_0 (1 \text{ Hz}) f$ 表示則為

$$Lg-Q(f) = (158 \pm 5) f^{0.6 \pm 0.13}$$

此關係繪於圖五，各觀測 Q 值 (圓圈) 上之直線表 95% 之可信區間，各測站之相對場址則分列於表

五、討論與結論

Lg 波是區域震距內振幅非常明顯的波群，它的特性不僅是地震學者或是地震工程學者亦急於探討的題目，在理論上，Lg 波可以高階表面波重疊的技巧來模擬，因此提供有利條件去深入探討 Lg 波之特性。

從理論合成波的模擬實驗 Lg 波的激發情形和幾何擴散效應與觀測 Lg 波甚為吻合 (Campillo et al. 1984; Shin and Herrmann, 1987)。本研究則探討不同測站方位受震源輻射型態的影響，結果顯示 Lg 波群的輻射型態比體波 (P 和 S) 的輻射型態更接近圓形，唯有當傾角是 90° 時，在走向上的測站可能會有振幅較小的觀測，但綜合而言，Lg 波群的振幅方程式內忽略輻射型態的效應，應不會造成太大的誤差。

利用發生在台灣地區附近的 76 個淺層地震，本研究提出疊加法探討 Lg 的 Q 值和測站的相對場址效應，在中心頻率小於 5 Hz 的 Lg-Q 與頻率之關係可表為

$$Lg-Q(f) = (158 \pm 5) f^{0.6 \pm 0.13}$$

仔細研判圖五，發現 Lg-Q 在大於 2 Hz 另成一稍陡的直線，如將大於 2 Hz 之 Lg-Q 值以直線比對則其線性關係為 $125 f^{0.7}$ 與台灣地區的 Coda-Q 值， $100 \sim 140 f^{0.7-0.8}$ (Chen et al., 1989) 非常吻合，顯示在頻率大於 2 Hz，Lg 波與 Coda 波的衰減特性，具有相近的控制機制，亦即與剪力波的衰減特性相似。

圖六為各測站的相對場址效應與頻率的關係圖，由圖可知座落於沉積層的測站如 HSN, CHY, KAU, ILA, 和 HWA 皆具有相對較大的場址效應約為 TAP, TCU, ALS, 和 HSI 的 2 ~ 5 倍而在測站 TTN 和 TAW 的場址效應隨頻率增大有明顯的遞減的趨勢，此結果與 Phillips and Aki (1986) 由 Coda 波分析場址效應中位於斷層區測站之結果相吻合，相同地，當測站位於火成岩上時，場址效應隨頻率增大而變大，如 LAY 測站。

Bollinger, G.A., 1979. Attenuation of the Lg phase and the determination of mb in the southeastern United States, Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 45-62.

Bouchon, M., 1982. The complete synthesis of seismic crustal phases at regional distances, J. Geophys. Res., **87**, 1753-1741.

Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., **75**, 4997-5009.

Campillo, M., Bouchon, M., Massinon, B., 1984. Theoretical study of the excitation, spectral characteristics, and geometrical attenuation of regional seismic phases, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 79-90.

Campillo, M., Plantet, J.L., Bouchon, M., 1985. Frequency dependent attenuation in the crust beneath Central France from Lg waves, Bull. Seism. Soc. Am., **75**, 1395-1411.

Chen, K.C. Shin, T.C., Wang, J.W., 1988. Coda-Q in the Taiwan area. Proceedings of the second Taiwan symposium on geophysics, 56-65.

Chun, K.P., West, G.F., Kokoski, R.J., Samson, C., 1987. An novel technique for measuring Lg attenuation-result from Eastern Canada between 1 to 10 Hz, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 398-419.

Dwyer, J.J., Herrmann, R.B., Nuttli, O.W., 1983. Spatial attenuation of the Lg wave in the Central United States, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 781-796.

Ewing, M., Jardetzky, W.S., Press, F., 1957. Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill, New York, 358pp.

Hasegawa, H.S., 1985. Attenuation of Lg waves in the Canadian shield, Bull. Seism. Soc. Am., **75**, 1569-1582.

Herrin, E., Richmond, J., 1960. On the propagation of the Lg phase, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 197-210.

Herrmann, R.B., Jijko, A., 1983a. Modeling some empirical Lg relations, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 157-162.

Herrmann, R.B., Kijko, A., 1983b. Short-period Lg magnitudes: instrument, attenuation, and source effects, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1835-1850.

Nuttli, O.W., 1973. The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran, Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 469-485.

Nuttli, O.W., Dwyer, J.J., 1978. State-of-the-Art for Assessing Earth-quake Hazards in the United States, Attenuation of High Frequency Seismic Wave in the Central Mississippi Valley, Miscellaneous Paper S-73-1, Report 10, Army Engineer Waterways Experiment Station, CE, Vicksburg Mississippi.

- Oliver, J.E., Ewing, M., Press, F., 1955. Crustal structures of the Arctic regions from Lg phase, Bull. Geol. Soc. Am., 66, 1063-1074.
- Press, F., 1964. Seismic wave attenuation in the crust, J. Geophys. Res., 69, 4417-4418.
- Press, F., Ewing, M., 1952. Two slow surface waves across North America, Bull. Seism. Soc. Am., 42, 219-228.
- Ruzaikin, A.I., Nersesov, I.L., Khalturin, V.I., Molnar, P., 1977. Propagation of Lg and lateral variations in crustal structures in Asia, J. Geophys. Res., 82, 307-316.
- Shin, T.C., Herrmann, R.B., 1987. Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data, Bull. Seism. Soc. Am., 77, 384-397.
- Wang, J.H., 1985. Seismic moments and magnitudes of 16 moderate Taiwan earthquake, Proceedings of the Geological Society of China, 28, 177-185.
- Wang, C.Y., Su, S.C., 1986. Attenuation of P and S waves in Taiwan are by spectral ratio measurement. (Abstract), Annual Meeting of the Geological Soc. of China.
- Street, R.L., Herrmann, R.B., Nuttli, O.W., 1975. Spectral characteristics of the Lg waves generated by central United States earthquakes, Geophys. J., 41, 51-63.
- Street, R.L., 1976. Scaling northeastern United States/southeastern Canadian earthquakes by their Lg waves, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1525-1537.

LG-WAVE ANALYSIS OF TAIWAN AREA

Tzay-Chyn Shin

Seismological Observation Center

ABSTRACT

Digital seismograms of 76 shallow earthquakes recorded by the Central Weather Bureau Seismic Network are used to study the characteristics of Lg-wave in Taiwan area. An iteration method is proposed to estimate both the Lg-Q and site effects. From spectral analysis, Lg-wave attenuation is of the form:

$$Q(f) = (158 \pm 5) f^{0.6 \pm 0.13}$$

in the frequency range of 0.7 to 5 Hz. Compared to the Coda-Q from the same region, high frequency (≥ 2 Hz) Lg-Q is compatible to Coda-Q' where as the propagation of low Frequency Lg-wave, especially at 1 Hz, is more affected by the tectonic structure.

The results of site effects indicate that the station site amplification depends strongly upon site geology and frequency. For sites installed in the sediment rock, such as HSN, CHY, ILA, HWA, and KAU, the amplification is large by a factor of 2 to 5 relative to the other stations. The sites of TAW, TTN, and HEN near fault zones, exhibit decreasing amplification with respect to increasing frequency, while the igneous rock site (LAY) behaves reversely.

Key words: Lg wave analysis

~~~~~ 氣象學報徵稿簡則 ~~~~~

- 一、本刊以推動氣象學術之應用研究及技術發展爲目的，凡有關(一)氣象業務之技術發展(二)氣象作業方法之改進(三)天氣分析，預報及氣象理論之應用研究論文，均所歡迎。
- 二、本刊稿件分爲三類：(一)研究論文(二)綜評(三)報告。
- 三、本刊文字務求簡明，文體以中文爲主，每篇以不超過十五印刷頁爲原則。
- 四、稿件須以中英文註明作者之真實姓名、服務機關及職稱。
- 五、稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之

摘要。

- 六、稿件之圖表名稱，須以中英文對照說明。
- 七、稿件內容過長或內容、文字、圖表有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得予以必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
- 八、來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
- 九、稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印或轉載。
- 十、來稿請逕寄中華民國臺北市公園路六十四號，中央氣象局學報社收。

中央氣象局氣象學報出版辦法

(七十七年九月十五日氣象學報編輯委員會議通過)

- 一、中央氣象局氣象學報社爲推動氣象學術之應用研究及技術發展特出版「氣象學報」期刊一種。
- 二、本刊暫定每年出版四次，分別在三、六、九、十二月發行。
- 三、本刊之收稿、交審、複審、退稿、修正、交排、送校等，均由編輯人員備專冊登記，審查人及審查意見不對外公開。審查委員由主編視稿件性質商請各該學科之學者專家擔任。倘兩位委員之審查意見有較大之出入，主編得另請第

三者評審之。

- 四、審查通過之稿件、編輯人員應與原作者取得連繫，商討有關付印等事宜。
- 五、論文一經由本刊發表、贈送作者該期氣象學報五本及抽印本五十本，如需增加抽印本，應另付工本費。
- 六、本刊之出版費暫由中央氣象局編列預算支付之。
- 七、本辦法經氣象學報編輯委員會通過後實施，其修改亦同。